

Anwendung des Schneedeckenmodells CROCUS am Standort der automatischen Wetterstation Teufelsegg im Firngebiet des Hintereisferners

Diplomarbeit

eingereicht am

**INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK,
UNIVERSITÄT INNSBRUCK**

zur Erlangung des Akademischen Grades

MAGISTER DER NATURWISSENSCHAFTEN

von

GUNTHER KOLAR

betreut von

DR. FRIEDRICH OBLEITNER

FEBRUAR 2008

Abstract

Documentation, Modification and Application of the Snow-pack Model CROCUS

A number of numerical snow models have been developed for different purposes. This thesis considers the model CROCUS which was selected to simulate the snow cover at an Alpine glacier. This is based on data collected at the automatic weather station Teufelsegg at the Hintereisferner. Schrott (2006) prepared this data set during the period of the mass balance year 2003/2004. Since his data set was used for simulations using another model (SOMARS), it is interesting to compare his results to those achieved with CROCUS.

The first section of this thesis introduces the model CROCUS. The components of the energy and mass balance are explained before the numerical method is discussed in detail. The next section provides relevant information about the weather station, the available data set, and the climatological and glaciological conditions at the Hintereisferner as background for the following CROCUS simulations.

In the third section different model runs towards the optimum reference run are described and the results of each run are discussed. Two modifications of CROCUS are central to this thesis: first, measured global irradiance is used as input parameter instead of being calculated from direct and diffuse irradiance and cloudiness. Second, snow albedo is entered as an input parameter and is no longer simulated. These modifications were introduced because preliminary investigations indicated, that the original CROCUS is not able to simulate shortwave irradiance exactly.

CROCUS does not respond to snow drift. If strong winds erode snow with low density, the model does not reduce the snow height. This fact necessitated some preliminary corrections in the data set for periods with strong wind drift.

The results of the optimized model run are shown as contour plots for snow density, snow temperature, grain size and snow stratigraphy. The model results are remarkably similar to the results of the snow pit observation done during the mass balance year 2003/2004. The profiles of snow temperature, density and grain size calculated for the observed days are close to those measured by the observers.

Tanzer (1986) did some energy and mass balance calculations near the location of

weather station Teufelsegg. The CROCUS modeling results are very close to Tanzer's calculations and to Schrott's energy and mass modeling results.

Both the comparison of modeled results and measured observations and the comparison with other energy studies proved satisfactory.

In conclusion one may say that the model CROCUS in combination with some modifications yields good results. This thesis shows that it is possible to use CROCUS for glaciologically oriented modeling purposes and that it is useful to modify the model CROCUS for individual applications.

Inhaltsverzeichnis

Abstract	i
Inhalt	iii
1 Einleitung	1
2 Das Energie- und Massenbilanzmodell CROCUS	3
2.1 Energiebilanz der Schneedecke	4
2.2 Komponenten der Energiebilanz	5
2.2.1 Langwellige Strahlungsbilanz	5
2.2.2 Kurzwellige Strahlungsbilanz	5
2.2.3 Fühlbarer und latenter Wärmestrom	7
2.2.4 Energiezufuhr durch Regenwasser	13
2.2.5 Wärmeleitung durch die Schneedecke	13
2.2.6 Bodenwärmestrom	14
2.3 Bilanzgleichung	14
2.4 Numerische Lösung der Wärmeleitungsgleichung	19
2.4.1 Zeitliche und örtliche Diskretisierung	19
2.4.2 Crank - Nicholson Methode	21
2.4.3 Lösung des Gleichungssystems	23
2.5 Schneemetamorphose	25
2.5.1 Kristall- und Kornstruktur in der Schneedecke	25
2.5.2 Kornformsymbole und Schema der Schneeeumwandlung	27
2.5.3 Trockenschneemetamorphose	30
2.5.4 Nassschneemetamorphose	33
2.6 Wassertransport	33
2.7 Schneesetzung	34
2.8 Allgemeine Modellbeschreibung	34
2.8.1 Kurzübersicht über den Quellcode	34
2.8.2 Modellmodifikationen	37

3 Datengrundlage	41
3.1 Wetterstation Teufelsegg am Hintereisferner	41
3.2 Datensatz	42
3.3 Meteorologischer Überblick über die Modellierungsperiode	44
3.3.1 Niederschlag aus der Schneehöhenmessung	45
3.3.2 Globalstrahlung und Bewölkung	47
3.3.3 Initialisierung	48
4 Modellierungen	51
4.1 Lauf 1	51
4.1.1 Voreinstellungen	51
4.1.2 Eingelesene meteorologische Parameter	52
4.1.3 Modell- und Modellparametereinstellungen	52
4.1.4 Ergebnis	53
4.2 Lauf 2 ≡ Einlesen der Globalstrahlung	55
4.2.1 Eingelesene meteorologische Parameter und Voreinstellungen . .	55
4.2.2 Modell- und Modellparametereinstellungen	56
4.2.3 Ergebnis	56
4.3 Lauf 3 ≡ Verbesserung der Ablationsphase	57
4.3.1 Eingelesene meteorologische Parameter und Voreinstellungen . .	59
4.3.2 Modell- und Modellparametereinstellungen	59
4.3.3 Ergebnis	60
4.4 Lauf 4 ≡ Verbesserung der Akkumulationsphase	61
4.4.1 Eingelesene meteorologische Parameter und Voreinstellungen . .	62
4.4.2 Modell- und Modellparametereinstellungen	62
4.4.3 Ergebnis ≡ Referenzlauf	62
4.5 Lauf 5	63
4.5.1 Voreinstellungen, meteorologische Parameter, Modelleinstellungen	64
4.5.2 Ergebnis	64
5 Verifikationen und Profildarstellungen der Schneedeckenparameter	65
5.1 Schneetemperatur	66
5.2 Schneedichte	71
5.3 Stratigraphie	73
5.4 Flüssigwassergehalt	78
6 Energie- und Massenbilanz	79
6.1 Energiebilanz	79
6.2 Vergleich mit anderen Energiebilanzstudien	82
6.2.1 Energiebilanz mit SNTERM - Kühtai 2002/2003	82

6.2.2	Energiebilanz mit SOMARS - Teufelsegg 2003/2004	83
6.2.3	Wärmehaushaltsstation Hintereisferner - Sommer 1971	84
6.3	Massenbilanz	85
7	Zusammenfassung	89
8	Nomenklatur	93
	Literatur	95

Kapitel 1

Einleitung

Die vorliegende Diplomarbeit befasst sich mit dem Schneedeckenmodell CROCUS. Ein Schneedeckenmodell versucht die Entstehung und den Aufbau der Schneedecke, die internen Prozesse in der Schneedecke und die Interaktion von Schneedecke und Atmosphäre zu simulieren. Hierfür werden der Schnee in all seinen Facetten, die Schneedecke und die mit der Schneedecke verbundenen Prozesse parametrisiert, in Form von Gleichungen dargestellt, um schließlich ein numerisch berechnetes Abbild der natürlichen Schneedecke zu erhalten.

Um CROCUS im Kontext der Entwicklung von Schneedeckenmodellen zu sehen, wird diese Entwicklung knapp angeführt: Mit Schneedeckenmodellen simulierte man anfänglich die Energie- und Massenbilanz der Schneedecke; später kam die Modellierung der Stratigraphie hinzu. Erste Anwendungen solcher Modelle erfolgten auf dem Gebiet der Hydrologie, um den Abfluss aus der Schneedecke zu modellieren. Hier sind zum Beispiel das Modell SNOW-17 von Anderson (1976) und das Modell von Morris (1983) zu erwähnen, welche den Fluss von Masse und Energie durch eine Schneedecke berechnen, um hydrologische Vorhersagen zu treffen. In weiterer Folge wurden Modelle entwickelt, die Temperaturverteilung und Transport von Flüssigwasser durch die Schneedecke modellieren. Als Beispiel dafür ist das Modell CROCUS von Brun et al. (1989) und das Modell SNATHERM.89 von Jordan (1991) anzuführen. Ein mathematisches Modell zur Vorhersage der Temperatur in einer trockenen Schneeschicht wurde von McComb et al. (1992) entwickelt. Weiters wurde die Stratigraphie simuliert, um die operationelle Lawinenwarnung zu unterstützen (Brun et al., 1992). Die Weiterentwicklung der Schneedeckenmodelle ging über eine verbesserte Modellierung der Phasenübergänge schneedeckenintern, um damit auch die Massen- und Energieflüsse verbessert modellieren zu können. Eine grundlegende Arbeit dazu war die von Morland et al. (1990). Darauf aufbauend wurde von Gray et al. (1995) ein Modell entworfen, dass in einer trockenen Schneedecke alle möglichen Phasenübergänge berücksichtigt und modelliert. Am Schweizer Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF) wurde schließlich das Modell SNOWPACK (Bartelt und Lehning, 2002; Lehning et al., 2002) programmiert, in welches viele der Erkenntnisse aus den

bisher genannten Studien und Modellen einflossen.

Für einige Anwendungen (wie z.B. Massenbilanzmodellierungen auf Gletschern, Energiebilanzstudien über schneebedeckten Oberflächen oder Studien zur Stratigraphie der Schneedecke) eignet sich das Modell CROCUS aus mehreren Gründen: CROCUS ist nicht von der Komplexität wie zum Beispiel SNOWPACK. Der Programmcode ist gut dokumentiert und übersichtlich aufgeteilt, sodass die Möglichkeit besteht Modifikationen am Code vorzunehmen, neue Funktionen einzubauen oder bestimmte Prozesse auszuklammern.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist, die physikalischen und numerischen Prozesse des Schneedeckenmodells CROCUS zu dokumentieren, das Modell mit den Wetterdaten der automatischen Station Teufelsegg (Hintereisferner) zu betreiben, bestimmte Funktionen zu modifizieren und die Ergebnisse des modifizierten Modells mit Hilfe von Matlab darzustellen und zu interpretieren.

Kapitel 2 beschreibt die Funktionsweise des Modells CROCUS. Vorerst wird die Energiebilanz der Schneedecke sowie deren Komponenten und die Formulierung der Energiebilanzkomponenten im Modell erläutert. Weiters wird die im Modell CROCUS verwendete Energiebilanzgleichung abgeleitet und die Lösung der Wärmeleitungsgleichung beschrieben. Danach wird auf die Schneemetamorphose und die Formulierung der Schneedeckenparameter eingegangen. Schließlich erfolgt eine Kurzübersicht über den Quellcode und die in dieser Arbeit durchgeföhrten Modellmodifikationen.

Verantwortlich für die Schneedecke an einem bestimmten Ort sind die dort herrschenden meteorologischen Bedingungen. Deshalb benötigt CROCUS die gemessenen Wetterdaten einer Wetterstation. In Kapitel 3 wird der Standort der Wetterstation Teufelsegg beschrieben, ein meteorologischer Überblick über die Modellierungsperiode gegeben und der Modelleingangsdatensatz erläutert.

Kapitel 4 behandelt die durchgeföhrten Modellierungen. Es werden fünf Läufe vorgestellt. Lauf 1 geschieht ohne Modellmodifikationen, in Lauf 2 und Lauf 3 werden Modifikationen bezüglich der Formulierung von Globalstrahlung und Albedo am Modell durchgeführt. In Lauf 4 wird der Eingangsdatensatz bezüglich des Niederschlags verändert, um eine gute Modellierung der Schneehöhe im Akkumulationszeitraum sicher zu stellen. Lauf 5 ist eine Wiederholung von Lauf 1 mit den veränderten Eingangsdaten aus Lauf 4. In Kapitel 5 werden die modellierten Schneedeckenparameter mit Hilfe von Messungen verifiziert, die während der Stationsbegehungen durchgeföhrten worden sind.

Schließlich erfolgt in Kapitel 6 ein Vergleich der in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse zu Energie- und Massenbilanz mit Ergebnissen von Schrott (2006), Leichtfried (2005) und Tanzer (1986).

Abschließend werden die im Laufe der Arbeit beobachteten Stärken und Schwachpunkte des Modells und die Ergebnisse der Arbeit zusammengefasst.

Kapitel 2

Das Energie- und Massenbilanzmodell CROCUS

CROCUS ist ein eindimensionales Schneedeckenmodell, das am centre d'études de la neige (CEN) der Météo France für den operationellen Lawinenwarndienst entwickelt wurde. Das Modell liefert in Kombination mit Wettervorhersagemodellen, dem objektiven Datenanalysemodell SAFRAN und dem Lawinenrisikomodell MEPRA ein operationelles Werkzeug zur Bestimmung der aktuellen Lawinengefahr (Durand et al., 1998). Im wesentlichen erfolgte die Entwicklung von CROCUS in zwei Schritten:

- Modellierung der Energie- und Massenflüsse
- Modellierung der Stratigraphie

Die Simulation der Schneedecke geschieht in Schichten, die parallel zum Boden verlaufen. Die Energie- und Massenflüsse sind senkrecht zur Hangneigung projiziert. Verantwortlich für die Entwicklung der Schneedecke an einem bestimmten Ort sind die dort herrschenden meteorologischen Bedingungen. Um für jede Schicht die Parameter Dicke, Temperatur, Dichte, Flüssigwassergehalt und die Parameter zur Bestimmung der Kristall- und Kornstruktur zu modellieren, benötigt CROCUS die gemessenen oder durch Wettervorhersagemodele erstellten Werte des Niederschlags, der Lufttemperatur, der Luftfeuchte, der Windgeschwindigkeit, der direkten und diffusen kurzweligen Einstrahlung sowie der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung (Brun et al., 1992; Martin, 1996a). Abbildung 2.1 zeigt schematisch die Energiebilanz der Schneedecke, die daraus resultierenden Prozesse an der Oberfläche, im Inneren der Schneedecke und am Boden sowie das modellierte Endergebnis in Form eines klassischen Schneeprofils. In diesem Kapitel werden die einzelnen Komponenten der Energiebilanz einer Schneedecke und deren Parametrisierung, die im Modell eingebauten physikalischen Prozesse, die numerische Lösung der Wärmeleitungsgleichung und die Schneemetamorphose behandelt.

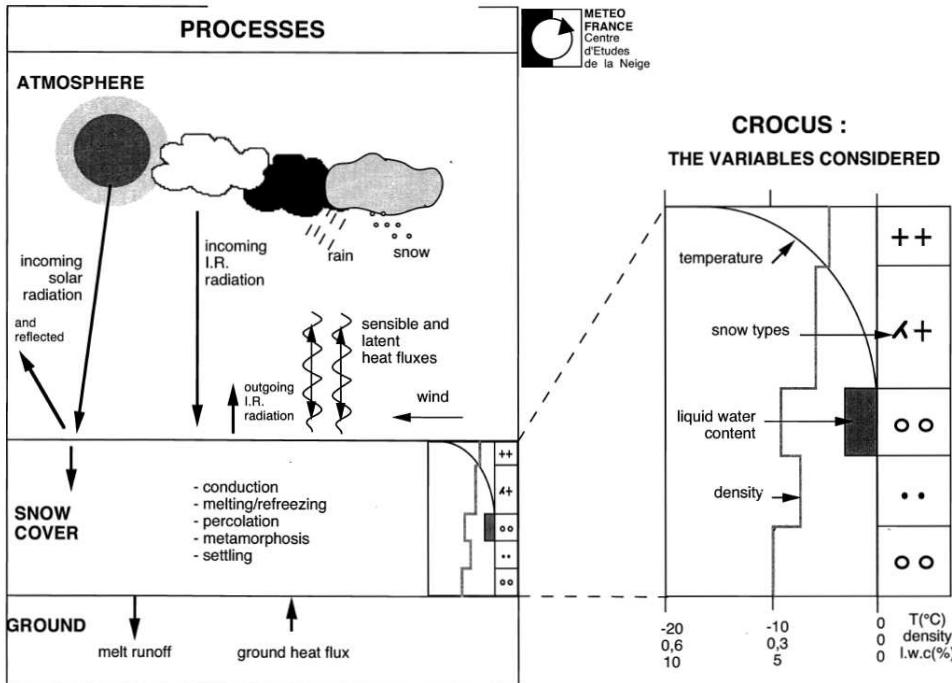


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der Funktionsweise des Schneedeckenmodells CROCUS (Quelle: Martin, 1996).

2.1 Energiebilanz der Schneedecke

Die entscheidenden Beiträge für die Energiebilanz der Schneedecke sind in Abbildung 2.1 mit Pfeilen, Stichworten und Symbolen schematisch dargestellt. Bei den einzelnen Termini der Bilanz handelt es sich um Energieflussdichten, die alle die Einheit Wm^{-2} haben, also Energie pro Zeit und Fläche. Die Gesamtbilanz auf ein Schneevolumen betrachtet (bezugnehmend auf Abbildung 2.1) setzt sich aus drei Teilen zusammen:

1. Energieflüsse an der Oberfläche: kurzwellige Strahlungsbilanz (Q_S) + langwellige Strahlungsbilanz (Q_L) + latenter Wärmestrom (Q_E) + fühlbarer Wärmestrom (Q_H) + Energie des Regenwassers (Q_R)
2. Energieflüsse innerhalb der Schneedecke: Energie durch Wasserdampfdiffusion (Q_V) + Energie durch molekularen Wärmetransport (Q_C) + Energie durch Schmelzen/Gefrieren (Q_M)
3. Energieflüsse zwischen Boden und Schneedecke: Bodenwärmestrom (Q_G)

$$Q_S + Q_L + Q_E + Q_H + Q_R + Q_V + Q_C + Q_M + Q_G = 0 \quad (2.1)$$

Zu den Vorzeichen der Energieflüsse ist festzuhalten, dass ein zur Schneedecke gerichteter Fluss Energiegewinn bedeutet, und daher mit positivem Vorzeichen versehen wird. Ein von der Schneedecke weg gerichteter Fluss wird somit mit negativem Vorzeichen behaftet. Nicht alle Terme der Gleichung haben jederzeit das selbe Vorzeichen. Die meteorologischen Bedingungen sind ausschlaggebend, ob das Vorzeichen des Energieflusses positiv oder negativ ist. So ist zum Beispiel der fühlbare Wärmestrom dann zum Boden gerichtet ($Q_H > 0$), wenn die Lufttemperatur höher als die Temperatur der Schneedecke ist und somit Energie zur Oberfläche gebracht wird. Diese Vorzeichenkonvention, die einen zum Boden gerichteten Energiefluss mit positivem Vorzeichen behaftet, findet in der Glaziologie und auch im Modell CROCUS Verwendung.

2.2 Komponenten der Energiebilanz

2.2.1 Langwellige Strahlungsbilanz

wird über die atmosphärische Gegenstrahlung und die langwellige Ausstrahlung der Oberfläche berechnet.

$$Q_L = Q_L \downarrow -\epsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (2.2)$$

Q _L	=	langwellige Strahlungsbilanz [Wm ⁻²]
Q _L ↓	=	atmosphärische Gegenstrahlung [Wm ⁻²]
σ	=	Stefan-Boltzmann Konstante [Wm ⁻² K ⁻⁴]
ε ₀	=	Emissionsvermögen von Schnee
T _s	=	Oberflächentemperatur [K]

(Brun et al., 1989).

2.2.2 Kurzwellige Strahlungsbilanz

setzt sich aus der Globalstrahlung (Q_S ↓) und der reflektierten kurzweligen Strahlung (Q_S ↑) zusammen.

$$Q_S = Q_S \downarrow -Q_S \uparrow \quad (2.3)$$

Weiters ergibt sich für die Albedo α:

$$\alpha = \frac{Q_S \uparrow}{Q_S \downarrow} \quad (2.4)$$

Ein Großteil der Globalstrahlung wird, noch bevor sie in die Schneedecke eindringen kann, reflektiert. Das Reflexionsvermögen (Albedo) von Schnee ist eine Funktion der Wellenlänge der einfallenden Strahlung, der Korngrösse und des Verunreinigungsgrades

des Schnees. Gleich verhält es sich mit dem Absorptionsvermögen von Schnee (β), welches wiederum abhängig ist von der Wellenlänge der einfallenden Strahlung, der Korngrösse, dem Verunreinigungsgrad und der Dichte des Schnees. Die Intensität der kurzweligen Strahlung in der Schneedecke nimmt exponentiell ab und wird im Allgemeinen über $e^{-\beta z}$ formuliert. β ist eine Funktion der Wellenlänge und kann deshalb nicht mit einem Mittel über das solare Spektrum ausgedrückt werden. In CROCUS wird dieses Problem über die Aufspaltung des solaren Spektrums in drei Bänder, über die α und β konstant gesehen werden, gelöst: (1) 0.3 - 0.8 μm , (2) 0.8 - 1.5 μm , (3) 1.5 - 2.8 μm (Brun et al., 1989).

Die Strahlungsflussdichte (kurzwellige Strahlung), die in die Schneedecke eintritt, wird im Modell wie folgt behandelt:

$$Q_S = \sum_{i=1}^3 (1 - \alpha_i) Q_{S_i} \downarrow \quad (2.5)$$

Der Index i steht für die drei zuvor definierten spektralen Bänder.

Q_S = kurzwellige Strahlungsbilanz [$W m^{-2}$]

α_i = Albedo

$Q_{S_i} \downarrow$ = Globalstrahlung [$W m^{-2}$]

(Martin, 1996a).

Die Globalstrahlung (Q_{S_i}) setzt sich zusammen aus der direkten (Q_{dir}) und der diffusen kurzweligen Strahlung (Q_{diff}) und wird im Modell noch zusätzlich über den Bewölkungsgrad (Cl - zwischen 0 und 1) formuliert.

$$Q_{S_i} \downarrow = 0.59 Q_{dir} + Q_{diff} (0.95 (1 - Cl) + 0.66 Cl) \quad (2.6)$$

$$Q_{S_i} \downarrow = 0.31 Q_{dir} + Q_{diff} (0.05 (1 - Cl) + 0.27 Cl) \quad (2.7)$$

$$Q_{S_i} \downarrow = 0.10 Q_{dir} + Q_{diff} (0.00 (1 - Cl) + 0.07 Cl) \quad (2.8)$$

(Martin, 1996a).

Die Strahlungsflussdichte nimmt, wie schon zuvor besprochen, in der Schneedecke exponentiell ab, in einer Tiefe z hat sie folgenden Betrag:

$$Q_{S_z} = \sum_{i=1}^3 (1 - \alpha_i) Q_{S_i} \downarrow e^{-\beta_i z} \quad (2.9)$$

Jener Anteil der Strahlung, den eine Schicht mit der Dicke (Δz) in einer Tiefe z absorbiert, wird wie folgt berechnet:

$$Q_{abs} = \frac{dQ_{S_z}}{dz} \Delta z \quad (2.10)$$

Gleichung 2.10 ausformuliert:

$$Q_{abs} = \sum_{i=1}^3 Q_{S_i} \downarrow \left[e^{-\left(\sum_{j=1+l}^N \beta_i(j) \Delta z(j) \right)} \cdot (1 - e^{-\beta_i(l) \Delta z(l)}) \right] \quad (2.11)$$

Q_{abs} ist also jene Energie, die durch die Schneedecke bis zur Schicht l mit der Schichtdicke Δz dringt. N steht für die gesamte Anzahl der Schichten und gleichzeitig auch für die oberste Schicht, während j der Laufindex der durchdrungenen Schichten ist (Martin, 1996a).

2.2.3 Fühlbarer und latenter Wärmestrom

Vorweg nochmals eine Bemerkung bezüglich der Vorzeichen: In der Literatur zu Grenzschicht und Turbulenz ist eine Vorzeichengebung in Verwendung, die der in der Glaziologie üblichen Vorzeichenkonvention entgegengesetzt ist (ein Fluss, der Energie von der Oberfläche wegführt ist positiv). Zur besseren Vergleichbarkeit mit der verwendeten Literatur und um damit die Ableitung der Wärmeströme zu erleichtern, wird in diesem Kapitel auf die glaziologische Vorzeichengebung verzichtet.

Die untersten ein bis zwei Kilometer der Atmosphäre bilden die sogenannte Grenzschicht. In dieser Schicht ist die Luftströmung turbulent. Nachdem die Oberfläche durch Strahlung mit Energie versorgt worden ist, wird Wärme in Form von molekularer und vor allem turbulenter Wärmeleitung vom Boden an die Atmosphäre oder umgekehrt von der Atmosphäre an den Boden abgegeben. Der Austausch zwischen Luft und Boden erfolgt durch den fühlbaren und latenten Wärmefluss und den Impulsfluss (Etling, 2002). Zur

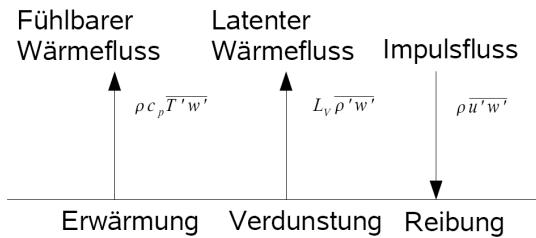


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der turbulenten Flüsse.

Beschreibung dieser drei Flüsse benötigt man Wissen über die Gesetzmäßigkeiten der Prandtl-Schicht. Die Prandtl-Schicht (bodennahe Grenzschicht) reicht bis etwa 100m in die Atmosphäre. Die turbulenten Flüsse sind hier annähernd höhenkonstant. Es besteht ein zur Oberfläche gerichteter konstanter Impulsfluss (Etling, 2002).

In weiterer Folge wird versucht, die turbulenten Flüsse abzuleiten.

Der Wärmeinhalt eines Schnee- oder Luftvolumens wird mit einem fühlbaren ($\rho c T [J m^{-3}]$) und einem latenten Teil ($\rho L [J m^{-3}]$) beschrieben, wobei c als die spezifische Wärme [$J kg^{-1} K^{-1}$] und L [$J kg^{-1}$] als die latente Wärme der Phasenübergänge bezeichnet wird (Kuhn, 1984).

Will man nun diese Wärmeinhalte als Flussdichten formulieren, so benötigt man das Wissen, wie Flussdichten von Eigenschaften formuliert werden. Kraus (2001) beschreibt die Flussdichte einer Eigenschaft (χ) wie folgt:

$$\rho \mathbf{v} = \frac{kg}{m^2 s} \quad \rho \mathbf{v} \chi = \frac{\text{Eigenschaft}}{m^2 s} \quad (2.12)$$

$\rho \mathbf{v}$ steht für eine Massenflussdichte und $\rho \mathbf{v} \chi$ für eine Eigenschaftsflussdichte. Falls χ für eine spezifische Energie steht ($\chi = J kg^{-1}$), ist χ eine Energieflussdichte ($\rho \mathbf{v} \chi = J m^{-2} s^{-1}$).

Das Prinzip der turbulenten Ströme fühlbarer und latenter Wärme beruht auf dem Mechanismus, dass Masse und Eigenschaften durch Wirbel transportiert werden. Sogenannte Turbulenzelemente transportieren die Wärmeinhalte (Kuhn, 1984).

In einer turbulenten Strömung variieren die meteorologischen Größen (Temperatur, Feuchte usw.) ungleichmäßig, weshalb diese Variablen als Summe von Mittelwert und Fluktuation (Schwankung) zusammengesetzt werden (Arya, 1988):

$$w(t) = \bar{w} + w'(t) \quad (2.13)$$

$$T(t) = \bar{T} + T'(t) \quad (2.14)$$

$$\rho(t) = \bar{\rho} + \rho'(t) \quad (2.15)$$

Mit der Aufteilung einer Größe (w , T , ρ) in einen skaligen und einen subskaligen Teil lässt sich eine Energieflussdichte formulieren.

$$\overline{\rho \mathbf{v} \chi} = \overline{\rho(\bar{\mathbf{v}} + \mathbf{v}')(\bar{\chi} + \chi')} = \bar{\rho}(\bar{\mathbf{v}} \bar{\chi} + \overline{\mathbf{v}' \chi'}) \quad (2.16)$$

Betrachtet man die horizontalen Windverhältnisse über einer Schneeoberfläche als homogen, so ist für die Turbulenz nur die vertikale Windkomponente von Bedeutung. Geht man weiters davon aus, dass es nahe der Oberfläche praktisch keinen mittleren Vertikalwind \bar{w} gibt, so ergibt sich für die rechte Seite der Gleichung 2.16:

$$\overline{\rho w \chi} = \bar{\rho} \overline{w' \chi'} \quad (2.17)$$

(Kraus, 2001).

Über Dimensionsanalyse, Einsetzen der Temperatur T' für die Eigenschaft χ' und Einsetzen der spezifischen Wärmekapazität für trockene Luft bei konstantem Druck $c_p = 1005 [J kg^{-1} K^{-1}]$ kann man die Formulierung des fühlbaren Wärmeinhalts in den fühlbaren Wärmestrom umschreiben:

$$Q_H = \rho_a c_p \overline{T' w'} \quad [W m^{-2}] \quad (2.18)$$

Der latente Wärmestrom soll über die spezifische Feuchte q und die latente Wärme für Verdunstung $L_V = 2,5 [MJ kg^{-1}]$ formuliert werden. Dazu ist es notwendig vorerst für χ' die Dichte von Wasserdampf einzusetzen.

$$Q_E = L_V \overline{\rho'_V w'} = \rho_a L_V \overline{q' w'} \quad [W m^{-2}] \quad q = \frac{\rho_V}{\rho_a} = \frac{\rho_V}{\rho_V + \rho_L} \quad (2.19)$$

ρ_V ist die Dichte des Wasserdampfes, ρ_L die Dichte von trockener Luft und ρ_a die Luftdichte (Wasserdampf + trockene Luft). Im Falle des Impulsflusses lautet die Gleichung:

$$Q_M = \rho_a \overline{u'w'} \quad [kg\ m\ s^{-2}] \quad (2.20)$$

Die Formulierungen 2.18, 2.19 und 2.20 werden als turbulenter Korrelationsansatz der turbulenten Flüsse bezeichnet.

Damit die beiden Wärmeströme rechnerisch bestimmt werden können, ist es notwendig, die turbulenten Schwankungen fortlaufend zu messen. Da dies meist nicht möglich ist, wird versucht die turbulenten Flüsse über den Gradientansatz zu bestimmen. Damit erhält man für den fühlbaren Wärmestrom folgende Beziehung:

$$Q_H = -\rho_a c_p K_H \frac{\partial T}{\partial z} \quad [Wm^{-2}] \quad (2.21)$$

$K_H [m^2s^{-1}]$ wird als turbulenter Diffusionskoeffizient für fühlbare Wärme bezeichnet.

Für den latenten Wärmestrom lautet die Gleichung:

$$Q_E = -\rho_a L_V K_E \frac{\partial q}{\partial z} \quad [Wm^{-2}] \quad (2.22)$$

$K_E [m^2s^{-1}]$ ist der turbulente Diffusionskoeffizient für Wasserdampf.

Der Impulsfluss wird mit dem turbulenten Diffusionskoeffizienten für Impuls $K_M [m^2s^{-1}]$ formuliert.

$$Q_M = -\rho_a K_M \frac{\partial u}{\partial z} = \rho_a \overline{u'w'} \quad [kg\ m\ s^{-2}] \quad (2.23)$$

(Kuhn, 1984; Foken, 2003).

Ausgehend vom Impulsfluss 2.23 können zwei neue Größen eingeführt werden:
die turbulente Schubspannung τ

$$\tau = -\rho_a \overline{u'w'} = -Q_M \quad [Pa] \quad (2.24)$$

und die dazugehörige Schubspannungsgeschwindigkeit u_* .

$$u_* = \sqrt{-\overline{w'w'}} = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} \quad [ms^{-1}] \quad (2.25)$$

Wird die Luft als adiabatisch, neutral geschichtet betrachtet, können folgende Annahmen getroffen werden, um den Diffusionskoeffizienten K_M zu formulieren:

$$K_M \sim \sqrt{\overline{u'w'}} \quad \text{Die Diffusion wächst mit der Turbulenz} \quad (2.26)$$

$$K_M \sim z \quad \text{Die Diffusion wächst mit dem Abstand zum Boden} \quad (2.27)$$

(Kuhn, 1984).

Somit kann der Diffusionskoeffizient des Impulsflusses geschrieben werden als:

$$K_M = \kappa u_* z \quad (2.28)$$

Die Karmankonstante κ ist der benötigte Proportionalitätsfaktor, der in der Literatur mit ~ 0.4 angegeben wird. Um das Windprofil in den ersten Dekametern über der Schneoberfläche zu bestimmen, wird von Gleichung 2.23 ausgegangen:

$$u_*^2 = K_M \frac{\partial u}{\partial z} = \kappa z u_* \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \quad (2.30)$$

(Arya, 1988).

Mit der Annahme, dass u_* in den untersten Schichten der Atmosphäre konstant gesetzt werden kann und mit der Randbedingung $u(z_0) = 0$, kann Gleichung 2.30 integriert werden, um eine höhenabhängige Gleichung für die Windstärke u zu erhalten:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad \text{für } z \geq z_0 \quad (2.31)$$

Somit ist mit Gleichung 2.31 eine Formel für das logarithmische Windprofil erstellt worden. Die Höhe z_0 steht für jene Höhe, in der es praktisch kein $u(z)$ mehr gibt. z_0 wird Rauigkeitsparameter genannt und ist abhängig von der Bodenbeschaffenheit (z_0 für Schnee: 0.01 - 0.1 cm; Pichler, 1997).

Für neutrale Schichtung wird die Annahme getroffen, dass die Diffusionskoeffizienten für Impuls, fühlbare Wärme und Wasserdampf gleich sind:

$$K_M = K_H = K_E = \kappa z u_* \quad (2.32)$$

Stehen nicht die Gradienten der Temperatur und der spezifischen Feuchte, sondern die gemessenen Werte der Lufttemperatur und der Schneoberflächentemperatur sowie der Dampfdruck der "Luft" und jener an der Schneoberfläche zur Verfügung, so werden mit den gemessenen Größen Differenzen gebildet und latenter und fühlbarer Wärmestrom über diese Differenzen berechnet. Dazu ist es notwendig, die Gleichungen 2.21, 2.22 und 2.23 in den Grenzen von z_0 bis z (mit der Bedingung: $u(z) = 0$, $T = T_s$ und $e = e(T_s)$ wenn $z = z_0$) zu integrieren.

$$Q_M = -\rho_a u_* = -\rho_a C_M u_z^2 \quad [\text{kg m s}^{-2}] \quad (2.33)$$

$$Q_H = -\rho_a c_p C_H u_z (T_a - T_s) \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (2.34)$$

$$Q_E = -\frac{\rho_a 0.622}{P_a} L_V C_E u_z (e(T_a) - e(T_s)) \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (2.35)$$

wobei für 2.35 folgende Beziehung angewendet wurde:

$$q = \frac{0.622 \cdot e}{P_a} \quad (2.36)$$

C_M = dimensionsloser Austauschkoeffizient für Impuls (drag coefficient)

C_H = Austauschkoeffizient für fühlbare Wärme (sensibel heat transfer coefficient)

C_E	=	Austauschkoeffizient für latente Wärme (evaporation transfer coefficient)
u_z	=	Windgeschwindigkeit in der Höhe z [$m s^{-1}$]
P_a	=	Atmosphärendruck [Pa]
T_s	=	Temperatur an der Schneeoberfläche [Pa]
T_a	=	Temperatur der Luft [Pa]
$e(T_s)$	=	Dampfdruck an der Schneeoberfläche [Pa]
$e(T_a)$	=	Dampfdruck der Luft [Pa]

Dadurch, dass vor der Integration der Gleichungen 2.21, 2.22 und 2.23 neutrale Verhältnisse angenommen wurden und die Beziehungen 2.31 und 2.32 angewendet wurden, erhält man für die Austauschkoeffizienten:

$$(C_M)_N = (C_H)_N = (C_E)_N = \frac{\kappa^2}{\left(\ln \frac{z}{z_0}\right)^2} \quad (2.37)$$

wobei der Index N für neutrale Stabilität steht (Anderson, 1976).

In CROCUS werden fühlbarer und latenter Wärmestrom grundsätzlich folgendermaßen formuliert (Brun et al., 1989):

Ab hier wird wieder die **glaziologische Vorzeichengebung** berücksichtigt (siehe Kapitel 2.1 und Kapitel 2.2.3 erster Absatz).

Fühlbarer Wärmestrom

$$Q_H = \rho_a c_p (C_H)_N u_z (T_a - T_s) \quad [W m^{-2}] \quad (2.38)$$

Latenter Wärmestrom

$$Q_E = \frac{L_{Subl} \rho_a}{P_a} \frac{M_V}{M_L} (C_E)_N u_z (e(T_a) - e(T_s)) \quad [W m^{-2}] \quad (2.39)$$

L_{Subl} = latente Sublimationswärme von Eis [$J kg^{-1}$]

Hier ist noch anzumerken, dass das Mischungsverhältnis der Molmassen von Wasserdampf und trockener Luft üblicherweise dargestellt wird mit:

$$\frac{M_V}{M_L} = \epsilon = 0.622 \quad (2.40)$$

(Kraus, 2001).

CROCUS bietet die Möglichkeit fühlbaren und latenten Wärmestrom über zwei Wege zu

berechnen: erstens über die empirische Windfunktion $f(u(z)) = a + b \cdot u(z)$ und zweitens über die Bulk-Richardson-Zahl Ri_B .

turbulente Flüsse über die empirische Windfunktion

Die turbulenten Austauschkoeffizienten C_H und C_E sind abhängig von der Rauigkeitslänge des Schnees, der Stabilität der oberflächennahen Grenzschicht und der Höhe, in der T_a und u gemessen wurden. In den meisten Fällen ist die Schneeeoberflächentemperatur niedriger als die Temperatur der darüberliegenden Luftsicht. In diesen Fällen ist auch die Luft über der Schneeeoberfläche (Grenzschicht) stabil geschichtet. Bei stabiler Schichtung sind die Koeffizienten C_H und C_E klein; in Kombination mit niedrigen Windgeschwindigkeiten wird mehr Energie durch Wärmeleitung und Wasserdampfdiffusion (auf Grund von Dampfdruckgradienten, die über der Oberfläche sind) zur Oberfläche gebracht als über die turbulenten Austauschmechanismen. Um sicherzustellen, dass bei sehr stabiler Schichtung immer noch turbulente Flüsse berechnet werden, formuliert Brun (1989) diese Flüsse im Endeffekt folgendermaßen:

$$Q_H = \rho_a c_p C_H (a + b u_z) (T_a - T_s) \quad [Wm^{-2}] \quad (2.41)$$

$$Q_E = \frac{L_{Subl} \rho_a}{P_a} \frac{M_V}{M_L} C_E (a + b u_z) (e(T_a) - e(T_s)) \quad [Wm^{-2}] \quad (2.42)$$

a und b sind empirisch bestimmte Konstanten. a sorgt dafür, dass bei niedrigen Windgeschwindigkeiten oder bei Windstille ($u_z = 0$) fühlbare und latente Wärme zwischen Luft und Schneeeoberfläche ausgetauscht wird.

turbulente Flüsse über die Richardson-Zahl

Für **stabile Schichtung** wird angenommen, dass die Stabilitätsfunktionen für Impuls, fühlbare und latente Wärme gleich groß sind: $\Phi_M = \Phi_H = \Phi_E$. Nach Anderson (1976) wird die Ratio von Austauschkoeffizient zu Austauschkoeffizient bei neutraler Bedingung geschrieben als:

$$\frac{C_M}{(C_M)_N} = \frac{C_H}{(C_H)_N} = \frac{C_E}{(C_E)_N} = (1.0 - \alpha \cdot Ri_B)^2 \quad (2.43)$$

mit der Bulk-Richardson-Zahl:

$$Ri_B = \frac{2 g (T_a - T_s)}{(T_a + T_s) u_z^2} \quad (2.44)$$

und α als einer experimentellen Konstante die in der Literatur oft mit 5 angegeben wird; dies wird ebenfalls von CROCUS übernommen.

Für **labile Schichtung** gilt der Zusammenhang: $\Phi_H = \Phi_E$ aber $\Phi_M \neq \Phi_E$ und $\Phi_M \neq \Phi_H$. CROCUS verwendet daher die Formulierung von Deardoff (1968):

$$\frac{C_H}{(C_H)_N} = \frac{C_E}{(C_E)_N} = 1 + \frac{7}{a} \ln (1.0 - a \cdot Ri_B) \quad (2.45)$$

Deardoff (1968) gibt a mit $a = 0.83(C_M)_N^{-0.62}$ an; ebenso wird a in CROCUS formuliert. Somit wird zur Berechnung von Q_H und Q_E von den Gleichungen 2.38 und 2.39 ausgegangen, und die Austauschkoeffizienten für neutrale Verhältnisse mit der Formulierung 2.43 bei vorherrschender stabiler Schichtung und mit 2.45 bei vorherrschender labiler Schichtung multipliziert.

2.2.4 Energiezufuhr durch Regenwasser

Trifft Regenwasser mit $T > 0^\circ\text{C}$ auf eine noch nicht auf 0°C temperierte Schneedecke, trägt die durch das Wasser freigegebene Schmelzwärme zur Erwärmung der Schneedecke bei.

$$Q_R = M_r c_{pw} (T_a - T_0) [\text{Wm}^{-2}] \quad (2.46)$$

Es wird die Annahme getroffen, dass das Regenwasser Lufttemperatur (T_a) hat. M_r ist der Massenfluss des eindringenden Wassers [$\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$], c_{pw} [$2.060 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$] steht für die spezifische Wärmekapazität von Wasser bei $T_0 = 0^\circ\text{C}$ (Brun et al., 1989).

2.2.5 Wärmeleitung durch die Schneedecke

Bei bestehenden Temperaturgradienten gibt es Wärmeleitung in der Schneedecke. Um den Wärmefluss zu bestimmen, wird der effektive Wärmeleitungscoefficient k_{eff} für Schnee mit dem vorherrschenden Temperaturgradienten verbunden.

Das Modell verwendet für k_{eff} folgende Formulierung:

$$k_{eff} = k_E \left(\frac{\rho_S}{\rho_W} \right)^{1.88} \quad (2.47)$$

$$\begin{aligned} k_E &= \text{Wärmeleitungscoefficient für Eis } [2.22 \text{ J s}^{-1} \text{ m}^{-1} \text{ K}^{-1}] \\ \rho_S &= \text{Schneedichte } [\text{kg m}^{-3}] \\ \rho_W &= \text{Wasserdichte } [\text{kg m}^{-3}] \end{aligned}$$

(Martin, 1996a).

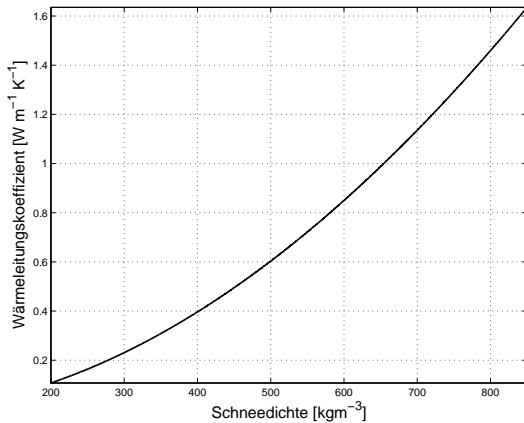


Abbildung 2.3: Funktion 2.47 grafisch dargestellt.

In der Schneedecke gibt es neben der reinen Wärmeleitung noch Wärmeübertragung welche durch Transport von Wasserdampf (Wasserdampfdiffusion) geschieht. Da die Luft im Porenraum gesättigt ist, hängt auch die Wasserdampfdiffusion vom Temperaturgradienten $\frac{\partial T}{\partial z}$ ab. Der effektive Wärmeleitungs koeffizient k_{eff} wird als effektiv bezeichnet, da er Wärmeflüsse auf Grund von reiner Wärmeleitung und auf Grund von Wasserdampfdiffusion beinhaltet. Somit formuliert CROCUS mit folgender Gleichung die Wärmeleitung in einer Schneedecke:

$$Q_V + Q_C = Q_{C+V} = k_{eff} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.48)$$

2.2.6 Bodenwärmestrom

Der Wärmeaustausch zwischen Boden und Schneedecke basiert auf der molekularen Wärmeleitung. Der Bodenwärmestrom Q_G entsteht durch die Abgabe von Wärme des Erdmantels an die Atmosphäre. In den Boden sickerndes Schmelzwasser während der Ablationsphase bewirkt eine Veränderung des Bodenwärmestroms. Während der Akkumulationsphase hingegen ändert sich Q_G kaum. Brun et al. (1989) erwähnt dass Q_G in CROCUS konstant gehalten wird.

2.3 Bilanzgleichung

Mit der Bilanzgleichung lässt sich das Budget einer beliebigen physikalischen Größe (Eigenschaft) χ erstellen. Diese Eigenschaft wird auf ein Volumen V bezogen, das von einer Masse M erfüllt ist (Pichler, 1997). Um für die Schneedecke die Massen- und Energiebilanz zu bestimmen, wird von der individuellen Form der Bilanzgleichung für ein raum-

festes Volumen ausgegangen:

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_V \chi dV}_{\text{lokal - zeitliche Änderung}} = - \underbrace{\int_S (\chi \mathbf{v}) \cdot \mathbf{n} dS}_{\text{konvektive Flüsse}} - \underbrace{\int_S \mathbf{S}_\chi^* \cdot \mathbf{n} dS}_{\text{nicht konvektive Flüsse}} + \underbrace{\int_V Q_\chi dV}_{\text{Senken/Quellen im Volumen}} \quad (2.49)$$

Die Bilanzgleichung erfordert also die Kenntnis über Quellen, Senken und Flüsse der Eigenschaft, die in das Volumen hinein- und hinausgehen. Mit den konvektiven Flüssen sind Massenflüsse gemeint (z.B. Flüssigwassertransport). Die nicht konvektiven Flüsse sind jene, die über Wärmeleitung und Diffusion funktionieren. Mit V wird ein nicht veränderliches Volumen definiert. Der Vektor \mathbf{S}_χ^* wird als nicht konvektiver Flussvektor bezeichnet, Q_χ steht für eine Quellfunktion oder Produktionsrate.

Unter Zuhilfenahme des Satzes von Gauss kann jedes Oberflächenintegral als Volumenintegral geschrieben werden:

$$\int_S \mathbf{S}_\chi^* \cdot \mathbf{n} dS = \int_V \nabla \cdot \mathbf{S}_\chi^* dV \quad (2.50)$$

Dadurch ergibt sich folgendes für Gleichung 2.49:

$$\int_V \left(\frac{\partial \chi}{\partial t} + \nabla \cdot (\chi \mathbf{v}) + \nabla \cdot \mathbf{S}_\chi^* - Q_\chi \right) dV = 0 \quad (2.51)$$

Löst man nun das Integral auf, so bekommt man die lokale Form der Bilanzgleichung für eine beliebige physikalische Größe:

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = -\nabla \cdot (\chi \mathbf{v}) - \nabla \cdot \mathbf{S}_\chi^* + Q_\chi \quad [Wm^{-3}] \quad (2.52)$$

(Ehrendorfer, 2003).

Die allgemeine Bilanzgleichung wird nun auf die Masse angewendet, und die entstandene Gleichung wird Massenerhaltungsgleichung oder Kontinuitätsgleichung geheißen. Für die Eigenschaft χ wird die Dichte eingesetzt und somit kann für jeden Aggregatzustand ν des Mediums Wasser die integrale Form der Massenbilanz für diskrete Volumenelemente ausgedrückt werden:

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho_\nu dV}_{\text{lokal - zeitliche Änderung}} = - \underbrace{\int_S \nabla \cdot (\rho_\nu \mathbf{v}_\nu) dS}_{\text{konvektiver Massenfluss}} + \underbrace{\int_V m_\nu^* dV}_{\text{Massenänderungsrate durch Phasenübergänge}} \quad (2.53)$$

Weiters folgt die lokale Form der Massenerhaltungsgleichung:

$$\frac{\partial \rho_\nu}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_\nu \mathbf{v}_\nu \right) = m_\nu^* \quad [kg m^{-3} s^{-1}] \quad (2.54)$$

Das bedeutet also, dass die Massenerhaltung eines Mediums im Aggregatzustand ν mit der Dichte ρ_ν in einem Volumen V zusammengesetzt ist aus:

- Massenänderungsrate im Volumen
- Massenfluss in und aus dem Volumen über die Oberfläche S
- Massenproduktionsrate, die sich aus der Umwandlung aus anderen Aggregatzuständen ergibt

m_ν ist die Massenänderungsrate aufgrund einer Phasenänderung vom Zustand ν_1 in den Zustand ν_2 . Die rechte Seite der Massenerhaltungsgleichung 2.54 ergibt sich nur aus den möglichen Phasenänderungen des Wassers. Da die im Schnee eingeschlossene Luft ihre Phase nicht ändert, gilt:

$$m_a = 0 \quad (2.55)$$

Logischerweise ist der Massenzuwachs in einem Aggregatzustand mit der Massenabnahme in einer anderen Phase bilanziert. Daraus ergibt sich, dass die Summe aller Massenänderungsarten auf 0 bilanziert sind.

$$\sum m_\nu = 0 \quad (2.56)$$

(Morland et al., 1990 und Jordan, 1991).

Das Prinzip der Energieerhaltung auf eine homogene Schicht in einer trockenen Schneedecke (ohne Flüssigwasser) angewendet, ergibt nach McComb et al. (1992) (angelehnt an die oben besprochenen Prinzipien für ein kleines Schneevolumen):

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_V (\rho_S c_{pE} T_S(r, t) + L_{Subl} \rho_V) dV}_{=a)} - \underbrace{\int_V \nabla \cdot q dV}_{=b)} + \underbrace{\int_V Q_S dV}_{=c)} [Wm^{-3}] \quad (2.57)$$

- a) gibt die lokale Enthalpieänderungsrate an, wobei ρ_S für die Schneedichte, c_{pE} für die spezifische Wärmekapazität von Eis und L_{Subl} für latente Sublimationswärme steht. $T_S(r, t)$ ist die Schneetemperatur zu einem bestimmten Zeitpunkt an einem bestimmten Ort.
- b) beinhaltet konvektive und nicht konvektive Flüsse; Energie wird in Form von Wasserdampfdiffusion und Wärmeleitung in das Volumen gebracht. q ist der Wärme- fluss, der dem Volumen zugeführt wird.
- c) Q_S ist die Energieproduktionsrate pro Volumseinheit, die in dem Volumen V generiert wird. Dies erfolgt über die kurzwellige Strahlung.

Da der Wärmetransport in der Schneedecke über zwei Mechanismen funktioniert, setzt sich der Fluss q aus der konduktiven Wärmeleitung und der Wasserdampfdiffusion zusammen:

$$q = -k \nabla T - D L_{Subl} \nabla \rho_V \quad (2.58)$$

Setzt man in Gleichung 2.57 die Gleichung 2.58 ein und löst die Integrale, so ergibt das folgende Differentialgleichung für die Energiebilanz eines Schneevolumens:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\rho_S c_{pE} T + \underbrace{L_{Subl} \rho_V}_{=d)} \right) = -k \nabla^2 T - \underbrace{D L_{Subl} \nabla^2 \rho_V}_{=e)} + Q_S \quad [Wm^{-3}] \quad (2.59)$$

(McComb et al., 1992).

Nachdem alle Wasserdampfdiffusionsterme im Modell CROCUS über das k_{eff} ausgedrückt werden, sind die Terme d) und e) von Gleichung 2.59 in der CROCUS - Energiebilanzgleichung nur indirekt vorhanden und somit bleibt für die Massenerhaltungsgleichung nur mehr die Formulierung für den Flüssigwassertransport übrig; also auch nur die Massenänderungsrate zwischen Eis und Flüssigwasser.

Folglich kann die Energiebilanzgleichung für ein Schneevolumenelement aufgestellt werden, das die Energiezufuhr durch Gefrieren bzw. die Energiereduktion durch Schmelzen berücksichtigt. Die Energieerhaltung fordert, dass die Änderungsrate der Enthalpie in einem Volumselement ΔV gleich ist den Energieflüssen über die Volumsfläche dS plus der internen Energieproduktion aus Strahlungsprozessen. Vergleiche dazu auch Jordan (1991):

$$\underbrace{\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho_S c_{pE} T dV}_{\text{lokal - zeitliche Änderung}} = - \underbrace{\int_S L_M (\rho_W \mathbf{v}) \cdot \mathbf{n} dS}_{\text{Energie durch konvektiven Massenfluss}} + \underbrace{\int_S k_{eff} \nabla T \cdot \mathbf{n} dS}_{\text{Konduktion}} + \underbrace{\int_S Q_S \cdot \mathbf{n} dS}_{\text{Strahlungsflüsse}} \quad (2.60)$$

Der Term des konvektiven Massenflusses kann mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung 2.53 und 2.54 in:

$$\underbrace{L_M \frac{\partial}{\partial t} \rho_W}_{\text{lokal-zeitliche Änderung}} = - \underbrace{L_M \frac{\partial}{\partial z} (\rho_W \mathbf{v})}_{\text{Energie durch konvektiven Massenfluss}} + \underbrace{L_M m_W^*}_{\text{Energie durch Massenänderungsrate}} \quad [W m^{-3}] \quad (2.61)$$

umgeschrieben werden.

Verbindet man schließlich nach der Integration von 2.60 die Gleichungen 2.60 und 2.61, ergibt sich die nach Brun et al. (1989) formulierte Energiebilanz für eine **Schicht i** im Inneren der Schneedecke:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\rho_S c_{pE} dz(i) T(i) + \underbrace{L_M Cw(i)}_{=f} \right) = Q_c + \underbrace{L_M W}_{=g} + Q_S \quad [Wm^{-2}] \quad (2.62)$$

Die Terme f) und g) sind lediglich ein mathematischer Ausdruck für die Energiezufuhr durch Flüssigwassertransporte und daraus resultierende Phasenübergänge zwischen fest und flüssig. Diese Schreibweise der Bilanzgleichung kann auch mit jener von Morris (1983 - Gleichung 20) verglichen werden. Man beachte, dass im Unterschied zur Gleichung 2.60 die Einheit der Gleichung nicht Wm^{-3} sondern Wm^{-2} ist. Das erklärt sich leicht, da im Falle von Gleichung 2.62 die Energieflüsse nicht auf ein Volumen, sondern auf eine Fläche bezogen sind.

ρ_S	=	Schneedichte
c_{pE}	=	Spezifische Wärmekapazität für Eis [$J \ kg^{-1} K^{-1}$]
$dz(i)$	=	Schichtdicke der Schicht i [m]
$T(i)$	=	Temperatur der Schicht i [K]
L_M	=	Latente Schmelzwärme [$J \ kg^{-1}$]
$Cw(i)$	=	Flüssigwassergehalt der Schicht i [$kg \ m^{-2}$]
W	=	Flüssigwasserbilanz oder Änderungsrate des Flüssigwassers der Schicht i [$kg \ m^{-2} \ s^{-1}$]

2.4 Numerische Lösung der Wärmeleitungsgleichung

Das Herzstück des Modells ist die numerische Lösung der Energiebilanzgleichung in der Form von Gleichung 2.62. Gefragt sind in diesem Falle vor allem die Temperatur $T(i)$ und der Flüssigwassergehalt $Cw(i)$ zum Zeitpunkt $t + \Delta t$. Da sich ständig Phasenänderungen zwischen fest und flüssig ergeben können, wird Gleichung 2.62 zuerst für $T(i)$, ausgehend von den bekannten Werten zum Zeitpunkt t , und dann mit bekanntem $T(i)$ für $Cw(i)$ gelöst. Zur Vermeidung von Flüssigwasser bei Temperaturen, die niedriger als der Schmelzpunkt (T_0) sind, rechnet CROCUS erst dann mit Flüssigwasser, wenn die Temperatur $273.16K$ beträgt (Brun et al., 1989).

Für die Temperaturberechnung jeder einzelnen Schicht wird die implizite zentrierte finite Differenzenmethode, Crank - Nicholson Methode genannt, angewendet. Gleichung 2.62 wird, da die Flüssigwasserberechnung erst nach der Temperaturberechnung erfolgt, auf die Wärmeleitungsgleichung folgender Art reduziert (Q ist die lokale Energiequelle; für die Oberfläche die Summe aus Q_S , Q_L , Q_E , Q_H und Q_R ; für die internen Schichten nur Q_S ; für die unterste Schicht die Summe aus Q_S und Q_G):

$$\frac{\partial \rho_S c_{pE} T}{\partial t} = \frac{\partial^2 k T}{\partial z^2} + Q \quad (2.63)$$

2.4.1 Zeitliche und örtliche Diskretisierung

Gleichung 2.63 hat für eine eindimensionale Wärmeausbreitung eines isotropen homogenen Stoffes folgendes Aussehen:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2.64)$$

Diese Gleichung würde die Temperatur T in einem wärmeisolierten Stab in einer Distanz Δz (gemessen vom Punkt, an dem die Wärmeausbreitung begonnen hat) nach t Sekunden als Lösung bringen. Dabei sind die Temperaturen T_1 (am Anfang des Stabs - zum Beispiel am oberen Rand der Schneedecke) und T_n (am Ende des Stabs - zum Beispiel am Boden) zu jedem Zeitpunkt bekannt. Man nennt diese zwei Temperaturen auch Randbedingung. Weiters ist zur Startzeit t der Wärmeausbreitung die Temperaturverteilung entlang des Stabes bekannt; dies wird Anfangsbedingung genannt (siehe Abbildung 2.4).

Die Lösung der Gleichung 2.64 sind die Temperaturwerte T für jeden z -Wert zwischen z_0 und z_n zum Zeitpunkt $t + \Delta t$. Um die Wärmeleitungsgleichung zu integrieren, muss diese vorerst approximiert werden (Smith, 1970).

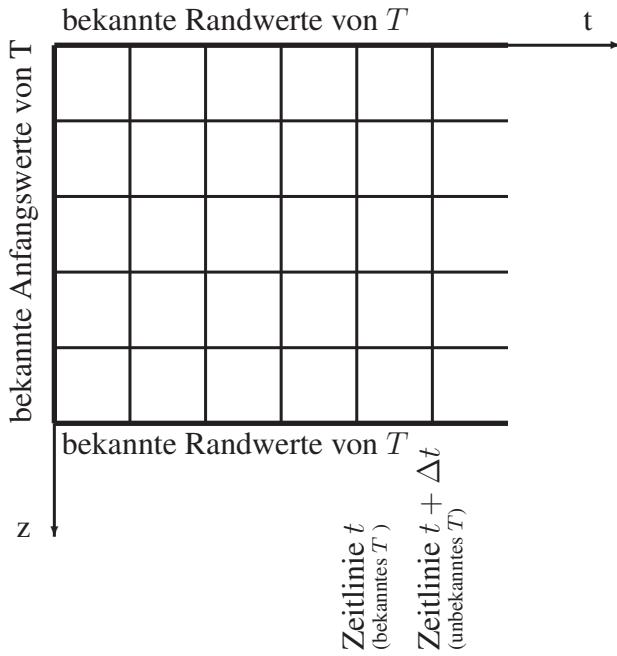


Abbildung 2.4: Prinzip des numerischen Gitters mit Darstellung der Anfangs- und Randwerte zur Berechnung der Temperatur an jedem Gitterpunkt zum Zeitpunkt $t + \Delta t$.

Differenzenapproximation

Eine endliche und stetige Funktion T und deren Ableitung T' , beides Funktionen von z , können mit dem Satz von Taylor so dargestellt werden:

$$T(z + \Delta z) = T(z) + \Delta z T'(z) + \frac{1}{2}(\Delta z)^2 T''(z) + \frac{1}{6}(\Delta z)^3 T'''(z) + \dots \quad (2.65)$$

und:

$$T(z - \Delta z) = T(z) - \Delta z T'(z) + \frac{1}{2}(\Delta z)^2 T''(z) - \frac{1}{6}(\Delta z)^3 T'''(z) + \dots \quad (2.66)$$

Nun werden 2.65 und 2.66 addiert:

$$T(z + \Delta z) + T(z - \Delta z) = 2T(z) + (\Delta z)^2 T''(z) + O((\Delta z)^4) \quad (2.67)$$

Der letzte Term von 2.67 bezieht sich auf alle Terme mit vierter oder höherer Potenz, die aber im Vergleich zu den Termen mit niedrigerer Potenz vernachlässigbar sind. Gleichung 2.67 umgewandelt, gibt die zweite Ableitung von T :

$$T''(z) = \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{(\Delta z)^2} (T(z + \Delta z) - 2T(z) + T(z - \Delta z)) \quad (2.68)$$

Somit wäre die rechte Seite von 2.64 durch Differenzen approximiert; man nennt 2.68 auch zentrale Differenzenapproximation. Da T nicht nur von z , sondern auch von der

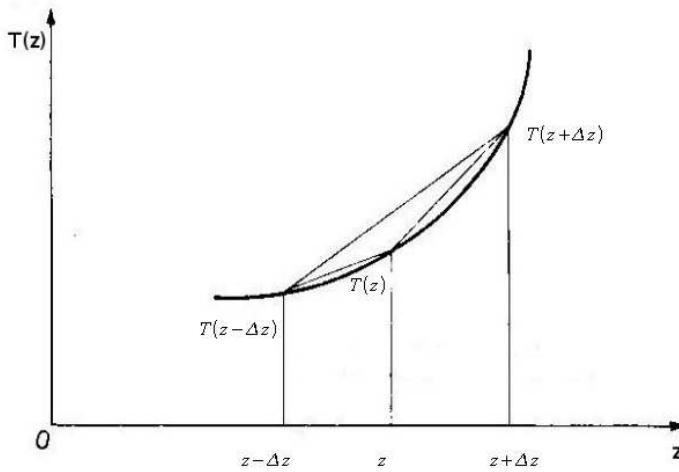


Abbildung 2.5: Differenzenapproximation; für die vordere Differenzenapproximation (Gleichung 2.69) denke man sich anstatt z ein t (Quelle: Smith, 1970).

Zeit t abhängig ist, muss nun die linke Seite der Gleichung 2.64 approximiert werden. Dies geschieht mit der sogenannten vorderen Differenzenapproximation:

$$T'(t) \approx \frac{1}{\Delta t} (T(t + \Delta t) - T(t)) \quad (2.69)$$

(Smith, 1970)

2.4.2 Crank - Nicholson Methode

In CROCUS wird die Gleichung 2.64 numerisch nach Crank - Nicholson gelöst, wozu, wie in Abschnitt 2.4.1 besprochen, die Gleichung zuerst diskretisiert werden muss. Implizites, zentriertes Differenzenschema bedeutet, dass alle Flüsse über den Zeitpunkt $t + \frac{\Delta t}{2}$ berechnet werden (Martin, 1996a). Die implizite Methode wird benötigt, um brauchbare Ergebnisse für den oberflächennahen Austausch zu bekommen. Die Energieflüsse Q_H , Q_E und Q_L sind abhängig von der Oberflächentemperatur T_s . Falls T_s zum Zeitpunkt t gleich dem Schmelzpunkt T_0 ist, wird eine Vorberechnung des Temperaturprofils durchgeführt, um sicherzustellen, dass zum Zeitpunkt $t + \Delta t$ ebenfalls der Zusammenhang $T_s = T_0$ herrscht (Brun et al., 1989). In diesem Falle wird also der Oberflächenrandwert nicht durch eine Ableitung vorgegeben sondern durch eine fix vorgegebene Temperatur. Man nennt den vorgegebenen Randwert, die Dirichlet-Randbedingung. Im Gegenteil dazu wird die abgeleitete Randbedingung Neumann-Randbedingung genannt.

Falls die Oberflächentemperatur in Form von T_s fix vorgegeben ist, liefert das eine exakte Energiebilanz (Martin, 1996a). Zur besseren Erklärung des finiten Differenzengitters folgende Abbildung:

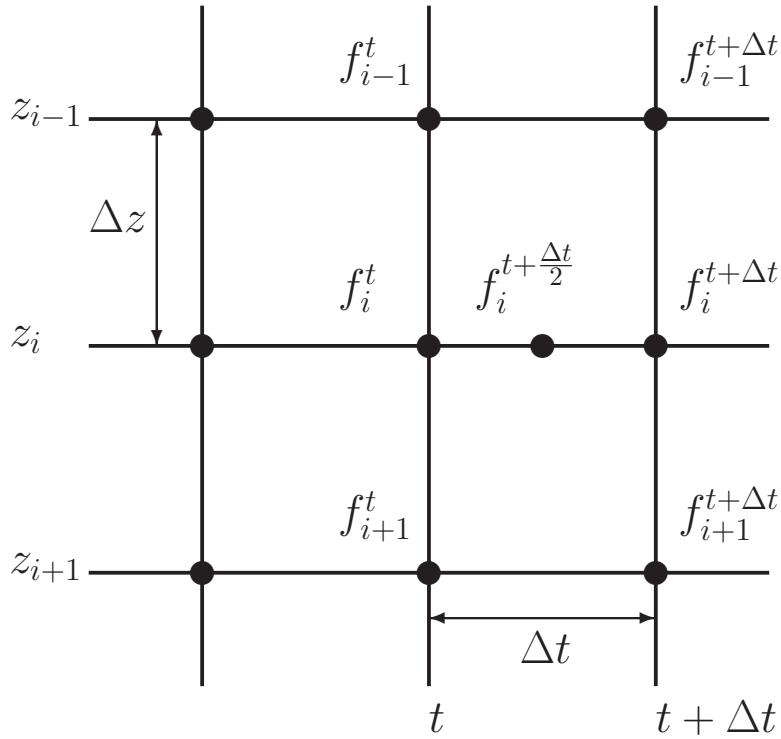


Abbildung 2.6: Punkte mit hochgestelltem t markieren die bekannten Funktionswerte (Anfangsbedingung zum Zeitschritt t). Die zu berechnenden Funktionswerte sind jene mit hochgestelltem $t + \Delta t$. Δz ist die Höhe der Schicht und Δt das numerische Zeitinkrement.

Der Ausdruck f_i^t sei der Wert einer Funktion in der Schicht i zum Zeitpunkt t . Die Funktion f_i^t ist in diesem Fall die Temperatur T . Das Δz ist im Modell variabel und richtet sich nach den Niederschlagsereignissen und den Schmelz- bzw. Metamorphoseprozessen. Die kleinstmögliche Schichtdicke beträgt im Modell 5mm. Damit begründet Brun et al. (1989), dass Δt ein 15-minütiges Zeitinkrement sein muss. Dies wird auch in Patankar (1980) erklärt:

$$\Delta t < \frac{\rho c (\Delta z)^2}{2k} \quad (2.70)$$

Die zeitliche und räumliche Diskretisierung der Funktion f_i^t wird folgendermaßen durchgeführt:

$$f_i^{t+\frac{\Delta t}{2}} = \frac{f_i^t + f_i^{t+\Delta t}}{2} \quad (2.71)$$

$$\frac{\partial f_i^{t+\frac{\Delta t}{2}}}{\partial t} = \frac{f_i^{t+\Delta t} - f_i^t}{\Delta t} \quad (2.72)$$

$$\frac{\partial^2 f_i^{t+\frac{\Delta t}{2}}}{\partial z^2} = \frac{(f_{i-1}^t - 2f_i^t + f_{i+1}^t)^{t+\frac{\Delta t}{2}}}{\Delta z^2} \quad (2.73)$$

Setzt man nun die Gleichungen 2.72 und 2.73 zusammen, so erhält man die vollständig

approximierte Wärmeleitungsgleichung.

$$\frac{f_i^{t+\Delta t} - f_i^t}{\Delta t} = k \frac{(f_{i-1}^t - 2f_i^t + f_{i+1}^t)^{t+\frac{\Delta t}{2}}}{\Delta z^2} \quad (2.74)$$

Wird obige Gleichung auf der rechten Seite mit Gleichung 2.71 erweitert, kommt man zu folgendem Ergebnis:

$$\frac{f_i^{t+\Delta t} - f_i^t}{\Delta t} = k \frac{1}{2} \left(\frac{f_{i-1}^t - 2f_i^t + f_{i+1}^t}{\Delta z^2} + \frac{f_{i-1}^{t+\Delta t} - 2f_i^{t+\Delta t} + f_{i+1}^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} \right) \quad (2.75)$$

Weiters werden nun alle f^t auf die rechte, und alle $f^{t+\Delta t}$ auf die linke Seite der Gleichung gebracht:

$$-k \frac{1}{2} \frac{f_{i-1}^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} + \left(k \frac{f_i^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} + \frac{f_i^{t+\Delta t}}{\Delta t} \right) - k \frac{1}{2} \frac{f_{i+1}^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} = k \frac{1}{2} \frac{f_{i-1}^t}{\Delta z^2} + \left(-k \frac{f_i^t}{\Delta z^2} + \frac{f_i^t}{\Delta t} \right) + k \frac{1}{2} \frac{f_{i+1}^t}{\Delta z^2} \quad (2.76)$$

(Müller, 2005).

Die linke Seite von Gleichung 2.76 enthält drei unbekannte und die rechte Seite drei bekannte Werte von T . Zu jedem Zeitpunkt sind n Gitterpunkte, also die maximal 50 Schneeschichten vorhanden. Der Index von i läuft von $i = 1, \dots, n$. Man hat n simultane Gleichungen für n unbekannte Gitterpunktswerte zu lösen. Da zum ersten Zeitpunkt alle Gitterpunkte als Anfangsbedingung vorgegeben sind, können zu jedem Zeitpunkt die Gitterpunkte aus den Werten der vorangegangenen Zeitlinie berechnet werden. „Eine solche Methode, die die unbekannten Gitterpunkte über ein simultanes Gleichungssystem berechnet, nennt man implizite Methode.“, (Smith, 1970).

2.4.3 Lösung des Gleichungssystems

Das neue Temperaturprofil lässt sich nun über ein lineares, tridiagonales Gleichungssystem folgender Art lösen; n ist die Anzahl der Schichten (nach Martin, 1996a):

$$\begin{pmatrix} b_1 & c_1 & & & \\ a_2 & b_2 & c_2 & & \\ \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \\ & a_{n-1} & b_{n-1} & c_{n-1} & \\ & & a_n & b_n & \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} T_1^{t+\Delta t} \\ \vdots \\ T_n^{t+\Delta t} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} d_1 \\ \vdots \\ d_n \end{pmatrix}$$

Gleichung 2.76 wird nun in das obige Gleichungssystem eingesetzt:

$$a_i = -k \frac{1}{2} \frac{f_{i-1}^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} \quad (2.77)$$

$$b_i = \left(k \frac{f_i^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} + \frac{f_i^{t+\Delta t}}{\Delta t} \right) \quad (2.78)$$

$$c_i = k \frac{1}{2} \frac{f_{i+1}^{t+\Delta t}}{\Delta z^2} \quad (2.79)$$

$$d_i = k \frac{1}{2} \frac{f_{i-1}^t}{\Delta z^2} + \left(-k \frac{f_i^t}{\Delta z^2} + \frac{f_i^t}{\Delta t} \right) + k \frac{1}{2} \frac{f_{i+1}^t}{\Delta z^2} \quad (2.80)$$

und nach $T^{t+\Delta t}$ aufgelöst (Recktenwald, 2004).

Zu beachten ist, dass der soeben beschriebene Lösungsweg zur Berechnung der Wärmeleitung nur für Gleichung 2.64 gilt. Es muss in diesem Falle ein über die Schneedecke konstantes k geben. Da k in CROCUS nicht konstant ist (siehe Gleichung 2.63), findet im Modell CROCUS letztendlich die Lösung von Patankar (1980 - Seite 55) Verwendung. Die Lösung mit variablem k unterscheidet sich von jener mit konstantem k , indem k in die Funktion f aufgenommen wird.

2.5 Schneemetamorphose

CROCUS beinhaltet neben den Routinen zur numerischen Lösung der Energiebilanz auch eine umfangreiche Routine zur Schneemetamorphose. Grundlegende Arbeiten, die zur Berechnung der Metamorphose notwendig sind, wurden von Marbouy (1980) und Brun et al. (1989) veröffentlicht.

Die Schneemetamorphose beeinflusst die Schneedecke vor allem in zwei Punkten. Erstens führt sie zu einer Veränderung der mechanischen Eigenschaften jener Schichten, in denen sich Metamorphose abspielt und beeinflusst somit die mechanischen Eigenschaften der gesamten Schneedecke. Zweitens wird die Albedo der Schneedecke verändert und somit auch die Energiebilanz.

Grundlegend für alle Metamorphosegesetze ist, dass sie nicht exakte mathematische Erklärungen der Wirklichkeit sind. Sie werden durch empirische Formeln dargestellt, die durch längere Versuchsreihen experimentell erstellt wurden. Den größten Einfluss auf die Metamorphose der Schneekristalle haben:

- Temperaturgradient
- Flüssigwassergehalt
- Auflast (Druck durch darüberliegende Schichten)

Der Temperaturgradient beeinflusst die Wachstumsraten der Körner innerhalb der Schneedecke und somit deren geometrische Struktur. Sowohl die Art der Metamorphose als auch die Metamorphoserate sind Funktionen des Temperaturgradienten (Brun et al., 1989).

2.5.1 Kristall- und Kornstruktur in der Schneedecke

Schnee fällt in Form hexagonaler Eiskristalle. Der Winkel zwischen den Ästen dieser Kristalle beträgt genau 60° . Die Gestalt der Kristalle hängt von der Umgebungstemperatur und der Übersättigung ab (De Quervain, 1978).

Nach der Ablagerung beginnt Schnee sofort seine Gestalt zu verändern, wobei zwischen drei Umwandlungsformen unterschieden wird:

Abbauende (isotherme) Umwandlung

Neuschneekristalle bauen ihre sternförmige Struktur bei zeitlich und örtlich konstanter Temperatur in runde Körner ($0,2 - 1\text{mm}$) ab. Dieser Prozess verläuft umso rascher, je näher die Temperatur dem Schmelzpunkt ist. Diese abbauende Umwandlung funktioniert über einen Massentransport in der Dampfphase. Durch Dampfdruckunterschiede zwischen den konvexen und den konkaven Stellen des Kristalls kommt es zum Abbau der Spitzen und zum Aufbau einer runden Körnung (De Quervain, 1978).

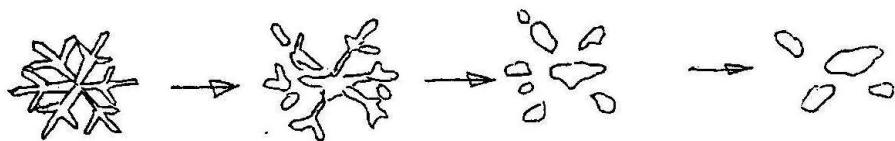


Abbildung 2.7: Abbauende Metamorphose (Quelle: De Quervain, 1978).

Aufbauende Umwandlung

Liegt ein Temperaturgradient innerhalb der Schneedecke vor, so wird an wärmeren Stellen der Schneedecke Eis sublimiert, um sich an kälteren Stellen wieder anzulagern. Wasserdampf diffundiert, wodurch sich ein Korngrößenwachstum in den Schichten mit Anlagerungen ergibt. Die Körner und Kristalle bekommen in jenen Schichten der Schneedecke ebene Flächen, Kanten und Ecken. Es entstehen Hohlformen, sogenannte Becherkristalle. Man nennt den aufbauend umgewandelten Schnee auch Schwimmschnee oder Tiefenreif (De Quervain, 1978).

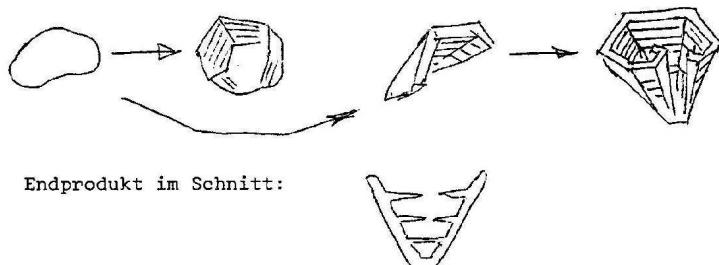


Abbildung 2.8: Aufbauende Metamorphose (Quelle: De Quervain, 1978).

Schmelzumwandlung

Schmelzwasser bildet sich in der Schneedecke, wenn der Energieeintrag in einer Schicht zu einer Erwärmung auf $T = 0^\circ\text{C}$ führt. Dies kann durch den Austausch fühlbarer Wärme mit der Oberfläche, durch die Absorption von kurzwelliger Strahlung, durch das Eindringen von Regenwasser und durch den Wärmeaustausch mit dem Boden erfolgen. Durch die genannten Möglichkeiten der Energiezufuhr werden Schmelzprozesse in Gang gesetzt und jegliche Kristall- und Kornstruktur zerstört. Es entstehen abgerundete Körner, die oftmals eine starke Bindung untereinander haben. Wechseln sich Schmelzen und Wiedergefrieren ab, bildet sich Firn (De Quervain, 1978).

2.5.2 Kornformsymbole und Schema der Schneemumwandlung

Nach der internationalen Schneeklassifikation (Colbeck et al., 1990) wird Schnee in folgende Kategorien eingeteilt:

- + ... Neuschnee nach der Ablagerung - Dendriten (precipitation particles)
- / ... Neuschnee leicht abbauend umgewandelt, in filzigem Gefüge (fragmented particles)
- ... Abbauend umgewandelter Schnee, runde Körner (rounded grains)
- ... Vollkörner mit einzelnen Kanten und ebenen Flächen (faceted crystals)
- Λ ... Tiefenreif, Schwimmschnee (depth hoar)
- ... Körner die durch Schmelzumwandlung abgerundet wurden, Nassschnee (wet grains)
- ▽ ... Oberflächenreif (surface hoar)

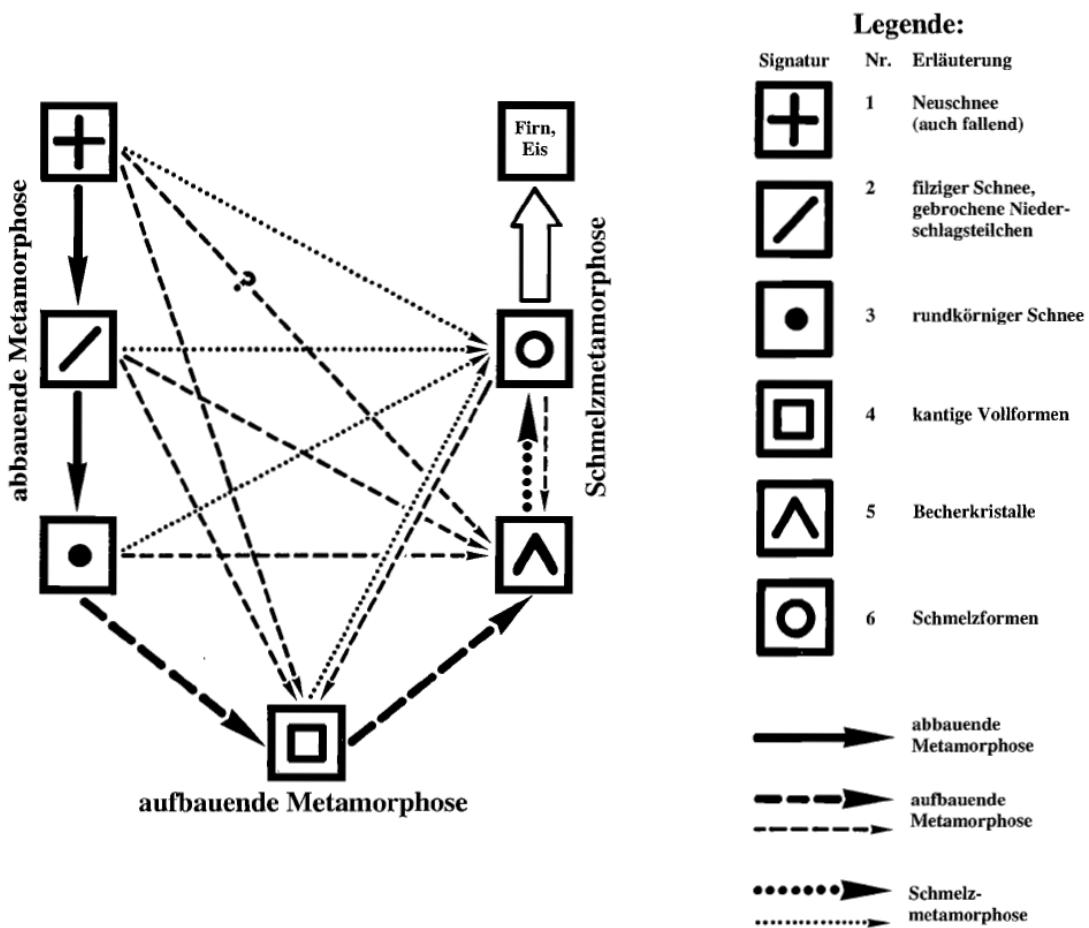


Abbildung 2.9: Schematische Darstellung der Schneemetamorphose (Quelle: Gabl und Lackinger, 1996).

Abbildung 2.9 zeigt die Umwandlungsmöglichkeiten des frisch gefallenen Dendriten bis zum nassen Korn der Schmelzumwandlung. Die linke Seite der Skizze stellt den

abbauenden Zyklus dar, die untere Seite den aufbauenden Zyklus und die rechte Seite die Schmelzumwandlung (Gabl und Lackinger, 1996).

In Anlehnung an Marbouy (1980) beschreibt CROCUS die Entwicklungsstadien von Schnee über vier Parameter:

- Dendrität
- Sphärität
- Korngröße
- Historische Variable (Vergangenheit des Korns)

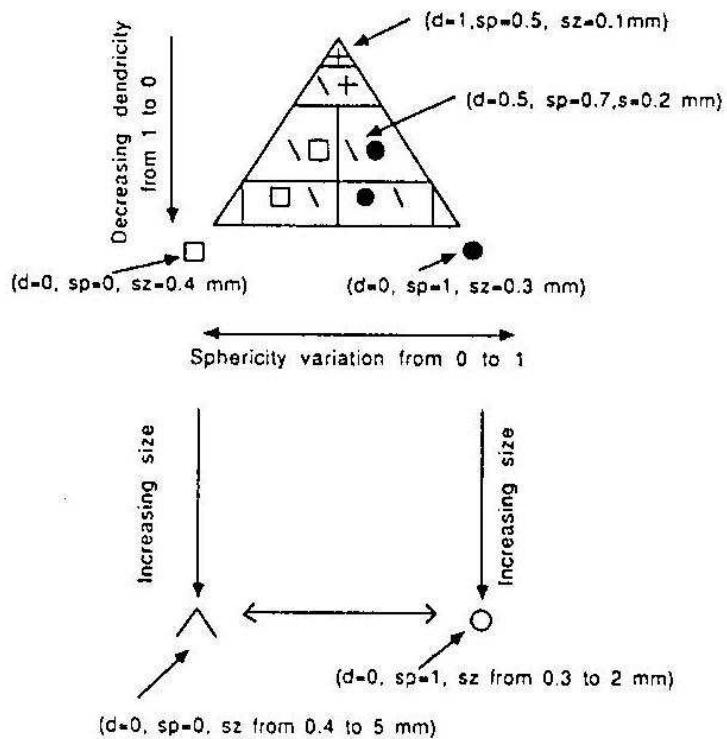


Abbildung 2.10: Parametrisierung der Kornform über Dendrität, Sphärität und Korngröße. Das Neuschneekristall hat Dendrität 1, Sphärität 0.5 und Korngröße 1; das aufbauend umgewandelte Korn hat Dendrität 0, Sphärität 0 und Korngröße 0.4; das abbauend umgewandelte Korn hat Dendrität 0, Sphärität 1 und Korngröße 0.3; das Becherkristall hat Dendrität 0, Sphärität 0 und Korngrößen von 0.4 bis 5mm und das durch Schmelzmetamorphose umgewandelte Korn hat Dendrität 0, Sphärität 1 und Korngrößen von 0.3 bis 2mm (Quelle: Brun, 1989).

Abbildungen 2.10, 2.11 und 2.12 zeigen die Entwicklungsverläufe der Schneekörner. Die Dendrität parametrisiert wie neuschneeartig bzw. wie verästelt die Struktur ist, wobei

ein Wert von 1 für den unversehrten sternförmigen Schneekristall steht. Ein Wert von 0 bedeutet, dass sich das Neuschneekristall abbauend umgewandelt hat und nun runde Kornstruktur vorliegt. Dendrizität ist also ein Maß für die Originalität der Neuschnee - Kristallstruktur.

Die Sphärizität ist ein Maß für die Rundheit eines Schneekorns bzw. Kristalls. Sie parametrisiert das Spektrum zwischen den kantigen und den runden Formen. Eine Sphärizität von 1 bedeutet, dass das Korn abbauend umgewandelt ist und runde Struktur besitzt; 0 bedeutet, dass aufbauend umgewandelt wurde und es sich somit um kantige Formen handelt.

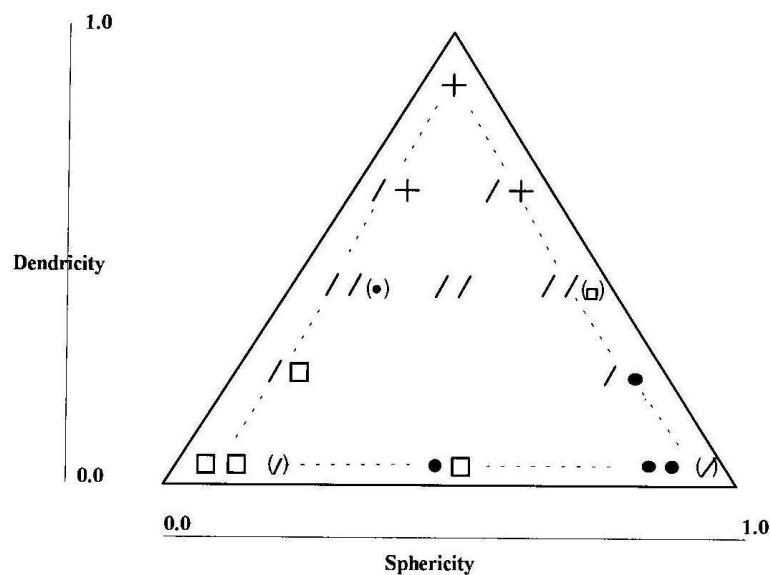


Abbildung 2.11: Parametrisierung der Kornform im Fall vorhandener Dendrizität über Dendrizität und Sphärizität (Quelle: Martin, 1996).

Abbildung 2.12 zeigt die Abhängigkeit der Kornform, falls keine Dendrizität vorhanden ist (Dendrizität = 0). In diesem Fall werden die Kornformen über die Sphärizität, die Korngrösse und den Parameter Hist definiert. Hist ist eine historische Variable, die die Werte 0, 1, 2, 3, 4 oder 5 einnehmen kann und die Vergangenheit der Körner beschreibt.

- 1 das Korn war vorher in filzigem Gefüge
- 2 das Korn war von Anfang an in Berührung mit Flüssigwasser, war nie filzig
- 3 das Korn war in Berührung mit Flüssigwasser und war vorher filzig
- 5 wie 2 aber es gab mehrere Schmelz - Frier - Zyklen
- 6 wie 3 aber es gab mehrere Schmelz - Frier - Zyklen
- 0 alle anderen Fälle

Hist. Spher.	0	1	2/4		3/5
0.2	□ □	d < 0.5 0.5 < d < 1.0 d > 1.0	□ □ □ ▲ ▲ ▲	∀d	○ □ ○ □
	□ ●	d < 0.5 0.5 < d < 1.0 d > 1.0	□ ● □ ▲ ▲ ▲	∀d	○ □ ○ □
	● □	d < 0.5	● □	d < 0.5 0.5 < d < 1.0 d > 1.0	● ○ ○ ○ ○ ○
	● ●	d < 0.5	● ●	d < 0.5 0.5 < d < 1.0 d > 1.0	(I) (I)

Abbildung 2.12: Parametrisierung der Kornform im Falle Dendrizität = 0 über Sphärizität und Korngröße (Quelle: Martin, 1996).

Aus den Abbildungen 2.11 und 2.12 wird ein Matlab-Algorithmus geschrieben werden, der aus der Kombination der Kornform-Parameter die tatsächliche Kornform berechnet. Dies wird in Kapitel 5.3 anhand einer Kornform - Konturgrafik dargestellt.

CROCUS unterscheidet zwischen der Metamorphose mit und ohne Flüssigwasser. Dies wird in den folgenden Kapiteln 2.5.3 und 2.5.4 erläutert.

2.5.3 Trockenschneemetamorphose

Dendritischer Schnee

Wie schon erwähnt, hängt die Schneemetamorphose im Fall von Trockenschnee hauptsächlich vom Temperaturgradienten ab. Ist dieser kleiner als $5^{\circ}Cm^{-1}$, geht die Metamorphose vom Neuschneekristall in Richtung rundes Korn.

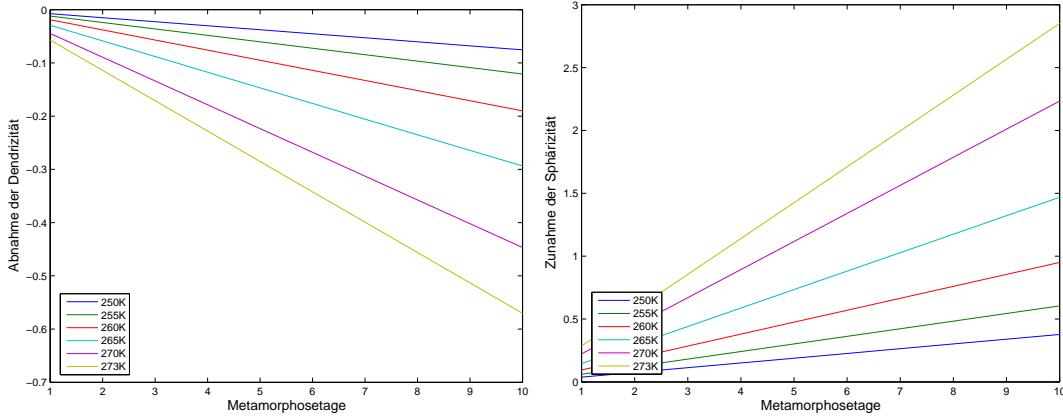
$$1.) \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right| < 5^{\circ}/m$$

$$\frac{\delta dendricity}{\delta t} = -2 \cdot 10^8 e^{\left(\frac{-6000}{T} \right)} \quad (2.81)$$

$$\frac{\delta sphericity}{\delta t} = 10^9 e^{\left(\frac{-6000}{T} \right)} \quad (2.82)$$

In diesem Fall nimmt also die Sphärizität zu und die Dendrizität ab.

Zahlenbeispiel: $T = 260K$ und $\delta t = 6$ Tage $\rightarrow \delta sphericity = 0.57$ und $\delta dendricity = -0.11$



$$2.) \quad \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right| > 5^\circ/m$$

$$\frac{\delta dendricity}{\delta t} = -2 \cdot 10^8 e^{\left(\frac{-6000}{T}\right)} \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right|^{0.4} \quad (2.83)$$

$$\frac{\delta sphericity}{\delta t} = -2 \cdot 10^8 e^{\left(\frac{-6000}{T}\right)} \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right|^{0.4} \quad (2.84)$$

Ist der Temperaturgradient größer als $5^\circ C m^{-1}$, nimmt nicht nur die Dendrizität, sondern auch die Sphärizität ab. Die Metamorphose läuft vom Dendriten aufbauend Richtung Vollkorn (faceted crystall).

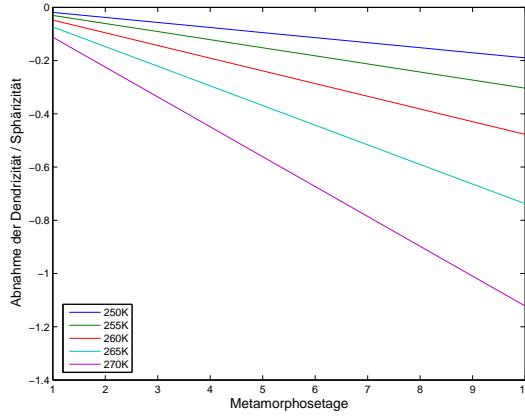


Abbildung 2.15: Darstellung der Gleichung 2.83.

Nicht dendritischer Schnee

Ist die Metamorphose des Neuschneekristalls soweit fortgeschritten, dass von der dendritischen Struktur nichts mehr übrig ist, also eine Dendrizität von 0 vorliegt und die verästelte Kristallstruktur ebenso verschwunden ist, ändert sich das Korn nur mehr in Korngröße.

ße und Sphärität. Die Korngröße bleibt konstant und beträgt zu diesem Zeitpunkt etwa 0.4mm .

$$1.) \quad \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right| < 5^\circ/\text{m}$$

$$\frac{\delta sphericity}{\delta t} = 10^9 e\left(\frac{-6000}{T}\right) \quad (2.85)$$

$$\frac{\delta size}{\delta t} = 0 \quad (2.86)$$

Bei einem Temperaturgradienten unter 5°Cm^{-1} und einem Korn, dass keine dendritische Struktur mehr aufweist, behandelt CROCUS die Sphärität nur nach der Abhängigkeit von der Temperatur.

$$2.) \quad 5 < \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right| < 15^\circ/\text{m}$$

$$\frac{\delta sphericity}{\delta t} = -2 \cdot 10^8 e\left(\frac{-6000}{T}\right) \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right|^{0.4} \quad (2.87)$$

$$\frac{\delta size}{\delta t} = 0 \quad (2.88)$$

Liegt ein Temperaturgradient vor, der größer als 5°Cm^{-1} und kleiner als 15°Cm^{-1} ist, so ändert sich nur mehr die Sphärität des Korns in Abhängigkeit von der Temperatur und des Temperaturgradienten.

$$3.) \quad \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right| > 15^\circ/\text{m}$$

$$3.1.) \quad sphericity > 0$$

$$\frac{\delta sphericity}{\delta t} = -2 \cdot 10^8 e\left(\frac{-6000}{T}\right) \left| \frac{\delta T}{\delta z} \right|^{0.4} \quad (2.89)$$

$$\frac{\delta size}{\delta t} = 0 \quad (2.90)$$

$$3.2.) \quad sphericity = 0$$

$$\frac{\delta sphericity}{\delta t} = 0 \quad (2.91)$$

$$\frac{\delta size}{\delta t} = f(T) h(\rho) g\left(\left| \frac{\delta t}{\delta z} \right|\right) \Phi \quad (2.92)$$

Die Gleichung 2.92 wurde von Marbouy (1980) zur Berechnung des Wachstums von Tiefenreif und Korngröße aufgestellt. Die Beziehung ist nur für die Schneearten / (Vollkörner), • (runde Körner) und \wedge (Tiefenreif) gültig. f , g , h und Φ sind experimentell bestimmte Funktionen, um die Größenänderungsrate mit dem Temperaturgradienten in Verbindung zu bringen.

2.5.4 Nassschneemetamorphose

Auch für die Nassschneemetamorphose unterscheidet CROCUS zwischen dendritischem und nicht dendritischem Schnee. Der wichtigste Parameter zur Berechnung der Kornstruktur im Fall der Nassschneemetamorphose ist der Flüssigwassergehalt ($Cw(i)$).

Dendritischer Schnee

$$\frac{\delta \text{dendricity}}{\delta t} = -\frac{1}{16} (Cw(i))^3 \quad (2.93)$$

$$\frac{\delta \text{sphericity}}{\delta t} = \frac{1}{16} (Cw(i))^3 \quad (2.94)$$

Nicht dendritischer Schnee

1.) $0 \leq \text{sphericity} < 0$

$$\frac{\delta \text{size}}{\delta t} = 0 \quad (2.95)$$

$$\frac{\delta \text{sphericity}}{\delta t} = \frac{1}{16} (Cw(i))^3 \quad (2.96)$$

2.) $\text{sphericity} = 1$

$$\frac{\delta \text{sphericity}}{\delta t} = 0 \quad (2.97)$$

$$\frac{\delta \nu}{\delta t} = \nu_0' + \nu_1' (Cw(i))^3 \quad (2.98)$$

Bei Gleichung 2.98 handelt es sich um die Beziehung zwischen der Kornwachstumsrate und dem Flüssigwassergehalt. ν steht für das Volumen des Schneekorns, ν_0' und ν_1' sind empirisch bestimmte Konstante.

2.6 Wassertransport

Befindet sich in der Schneedecke Flüssigwasser (durch Erwärmung oder durch Zugabe von Regenwasser), setzt der Wassertransport ein. Der zum Boden gerichtete Transport aus der wasserhältigen Schicht erfolgt zum Zeitpunkt an dem Übersättigung erreicht ist. CROCUS verwendet für den vertikalen Wasserfluss U_w folgende Zusammenhänge:

$$S_w \leq S_{wi} \quad U_w = 0 \quad (2.99)$$

$$S_w > S_{wi} \quad U_w = \frac{\rho_w}{\mu_w} g k \left(\frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{wi}} \right)^3 \quad (2.100)$$

S_w ist der Grad der Sättigung; S_{wi} die Wasseraufnahmekapazität der Schicht (abhängig von Korngröße und Kornart; entspricht etwa 9-10% der Masse in einem Volumenelement);

g ist die Gravitationskonstante; μ_w ist die Viskosität des Wassers bei 0°C und k steht für die Permeabilität von Wasser (Brun et al., 1989).

2.7 Schneesetzung

Schneesetzung besteht im Prinzip aus zwei Effekten: Schneemetamorphose und dem Druck, den höhere Schichten auf die darunter liegenden ausüben. Folgendes Setzungsgesetz, das sich aus der Viskosität von Schnee $\eta[Pa\ s]$ und dem vertikalen Druck $\sigma[Pa]$ zusammensetzt, wird zur Setzungsberechnung angewendet:

$$\frac{de}{e} = \frac{-\sigma}{\eta} dt \quad (2.101)$$

Mit e wird die Schichtdicke und mit dt das beobachtete Zeitintervall beschrieben.

2.8 Allgemeine Modellbeschreibung

CROCUS benötigt für die Eingabe vor dem Modellstart ein meteorologisches Input-file (MET file) und Initialisierungswerte (PROi file). Das MET file erklärt sich durch den Namen, das PROi file beinhaltet ein initiales Schneeprofil, oder falls auf aperen Boden aufgebaut wird eben diese Information. Die Ausgabe, also das Ergebnis der Modellierung, wird in vier Dateien geschrieben: 12-stündig das simulierte Profil mit allen Schneedeckenparametern von der Oberfläche bis zum Boden (PROo file); das 24-stündige QUOT file, das Auskunft über den täglichen Abfluss am Boden, die Schneehöhe und das Wasseräquivalent gibt; das stündliche Oberflächentemperatur file (TSURF file); das stündliche Fluss file gibt Auskunft über Energieflüsse an der Oberfläche (FLUX file) (Martin, 1996b).

2.8.1 Kurzübersicht über den Quellcode

Für die vorliegende Arbeit wurde CROCUS in der Version 2.2 verwendet. Das Modell ist in FORTRAN77 geschrieben und in subroutinen aufgebaut. Die im Modell verwendeten Variablen werden im file CROCUS.H Variablentypen zugeordnet. Im file NAMELIST.H erfolgt die Zuteilung der Variablen zu den Namelists. Es werden aber natürlich nur solche Variablen in eine Namelist gegeben, die als Parameter verwendet werden, also vor dem Modellstart außerhalb des Programms mit einem fixen Wert behaftet werden. Die Zuteilung der Werte an die Parameter-Variablen erfolgt im file PARAM_XXX.

Das Hauptprogramm (cro_xxx.f) liest NAMELIST.H, CROCUS.H und PARAM_XXX über die subroutine param.f ein und kennt somit alle Variablen. Danach erfolgt das Öffnen des met-files und des Initialisierungs-files und der Ausgabefiles. Zum Schluss wird das eigentliche Programm, das in der subroutine crocus.f enthalten ist, aufgerufen. Die

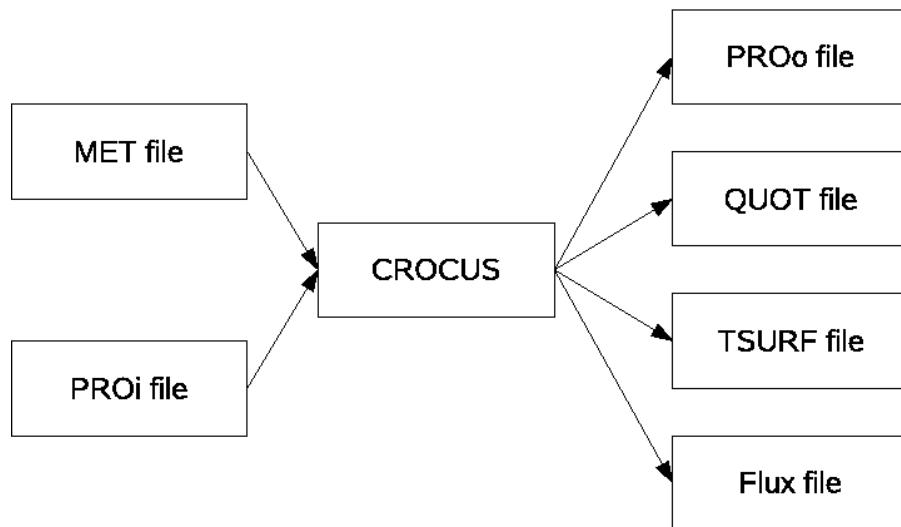


Abbildung 2.16: Grafische Darstellung der Ein- und Ausgabedateien von CROCUS (Quelle: Martin, 1996).

subroutine crocus.f steuert die gesamten restlichen Unterprogramme, indem zum physikalisch und mathematisch richtigen Zeitpunkt die restlichen subroutinen aufgerufen werden.

1. Einlesen des initialen Profiles

Im Programm inicro.f wird das initiale Schneeprofil eingelesen. Dies ist die in Kapitel 2.4.1 besprochene Anfangsbedingung. Das eingelesene erste Profil ist auch gleichzeitig das erste Profil der Modellausgabe im PROO file.

2. Beginn der stündlichen Schleife

Mit jedem Schleifendurchlauf wird die Einlese subroutine (meteo.f) aufgerufen, welche die meteorologischen Daten in 24 Stundenblöcken einliest. Die Abarbeitung der physikalischen Prozesse erfolgt stündlich.

3. Beginn der 15-minütigen numerischen Zeitinkrement-Schleife

Das in Kapitel 2.4.3 definierte Δt wird vier Mal pro Stunde als Laufparameter verwendet. Somit ist das Δt ein $\frac{1}{4}$ -stündliches Zeitinkrement.

4. Linearisierung der meteorologischen Parameter

In der subroutine inipas.f werden die stündlichen Werte von Temperatur, Windgeschwindigkeit und Luftfeuchte auf ein $\frac{1}{4}$ -stündliches Intervall linearisiert; der stündliche Niederschlag wird geviertelt. Dies ist notwendig, um für die numerischen Berechnungen für jedes Δt einen Wert zu haben. Es erfolgt also eine Initialisierung der Variablen für den aktuellen Zeitschritt Δt .

5. Berechnung der physikalischen Eigenschaften des Schnees

In der subroutine prophy.f werden der Wärmeleitungskoeffizient, die spektrale Albedo und die einfallende kurzwellige Strahlung berechnet.

6. Lösung der Wärmeleitungsgleichung

Das Programm resolt.f löst das tridiagonale Gleichungssystem, das als Ergebnis ein neues Temperaturprofil bringt. Jene Terme der Energiebilanzgleichung, die Funktionen der Temperatur sind, werden linearisiert.

7. Massenänderungen aufgrund des latenten Energieflusses

Die subroutine maslat.f berechnet den Wasserdampfaustausch zwischen Atmosphäre und oberster Schicht der Schneedecke, also den damit verbundenen Energie- und Massenaustausch. Das bedeutet zum Beispiel, dass bei Sublimation Masse verloren geht und die oberste Schicht mit der darunter liegenden vereinigt wird.

8. Flüssigwasser

Die Routine eau.f berechnet die Entstehung von Flüssigwasser in der Schneedecke, den Wassertransport zwischen den Schichten, Setzung aufgrund von Schmelzwasser und den Abfluss am Boden.

9. Schneemetamorphose und Setzung

Die Schneemetamorphose sowie die Setzung werden in der Routine metamo.f berechnet. Aufgrund von vorherrschenden Temperaturgradienten (niedrig, moderat oder hoch) oder durch die Unterscheidung zwischen trockenem und nassem Schnee wird die vorherrschende Kornform einer Schicht bestimmt.

10. Änderungen von Energie und Masse durch Regenwasser

Die Routine varmas.f berechnet aufgrund von sickerndem Regenwasser aus höheren Schichten Änderungen in der Energie- und Massenbilanz einer Schicht.

11. Neuschneeezuwachs

Aufgrund von Neuschneeezuwachs wird durch neige.f eine neue Schicht gebildet. Falls 50 Schichten vorhanden sind, müssen jene zwei Schichten, die einander am ehesten ähneln (dies wird mit Hilfe von Kostenfunktionen berechnet) zu einer Schicht kombiniert werden.

12. Neuorganisation der Schichten

Die subroutine modpro.f führt eine weitere Teilung und Zusammenführung von Schichten in der gesamten Schneedecke durch.

13. Ende der Zeitinkrementschleife

14. Schreiben der Ergebnisse

Nach dem Durchlauf der 4 Zeitinkremente werden die Ergebnisse einer Modellstunde von Routine result.f in die Ergebnisfiles geschrieben.

15. Ende der Stundenschleife

Diese Schleife wird solange durchlaufen, bis alle in den Modellvoreinstellungen definierten Stunden abgearbeitet sind.

In Abbildung 2.17 sind die besprochenen subroutinen und die dazugehörigen functions als Flussdiagramm dargestellt. Die Reihenfolge entspricht den Aufrufen im Modell. (Martin, 1996b).

2.8.2 Modellmodifikationen

Globalstrahlung

In Kapitel 3 werden die Parameter erläutert, die als Eingabe für das Modell dienen. Im met-file verlangt CROCUS die diffuse kurzwellige Strahlung, die direkte kurzwellige Strahlung und den Grad der Bewölkung. Ziel ist es, in die Eingabe nur mehr die gemessene Globalstrahlung einfließen zu lassen, da für die Parameter diffuse kurzwellige Strahlung, direkte kurzwellige Strahlung und Bewölkungsgrad nur selten Messungen zur Verfügung stehen. In Abschnitt 2.2.2 wird erklärt, wie CROCUS die drei Parameter für drei Spektralbereiche addiert, gewichtet und als Globalstrahlung zusammenfasst. Diese drei Spektralbereiche sind mit $0.3 - 0.8\mu m$, $0.8 - 1.5\mu m$, $1.5 - 2.8\mu m$ definiert. In Lefebvre et al. (2003) wird eine Gewichtung der drei Spektralbereiche angegeben. Diese Gewichtung sieht folgendermaßen aus:

0.606 für $0.3 - 0.8 \mu m$

0.301 für $0.8 - 1.5 \mu m$

0.093 für $1.5 - 2.8 \mu m$

Daraus ergeben sich neue Gleichungen für die Globalstrahlung $Q_S \downarrow$:

$$Q_{S_1} = 0.606 * Q \downarrow \quad (2.102)$$

$$Q_{S_2} = 0.301 * Q \downarrow \quad (2.103)$$

$$Q_{S_3} = 0.093 * Q \downarrow \quad (2.104)$$

Diese geänderten Gleichungen werden nun in meteo.f eingebaut bzw. auf die gemessene Globalstrahlung angewandt.

Albedo

Auf die Berechnung der Albedo wird in Kapitel 4.1 eingegangen. Ziel ist, die aus einfallender und reflektierter kurzwelliger Strahlung ermittelte Albedo direkt einzulesen und im Modell anstatt der modellierten Albedo zu verwenden. Diese Änderung wird in der subroutine prophy.f durchgeführt.

MET-file

In der ursprünglichen CROCUS Version ist das Einlesen der gesamten Globalstrahlung nicht vorgesehen. Es erfolgt wie oben besprochen die Einteilung in diffuse und direkte Strahlung. So muss dem MET-file noch eine Spalte hinzugefügt werden, die die Globalstrahlung beinhaltet. Ebenfalls wird für die gemessene Albedo im MET-file eine zusätzliche Spalte geschaffen.

Ein - und Ausgabeprozess

CROCUS liest standardmäßig den MET-file binär ein. Diese Einstellung wurde ebenfalls geändert, um die meteorologischen Daten als ASCII einlesen zu können. Dies gilt auch für den PROo-file, der nun auch als ASCII ausgegeben wird. Damit der PROo-file dezimal ausgegeben werden kann, musste die subroutine VISUPRO_out (siehe Abbildung 2.17) in das Modell eingebunden werden.

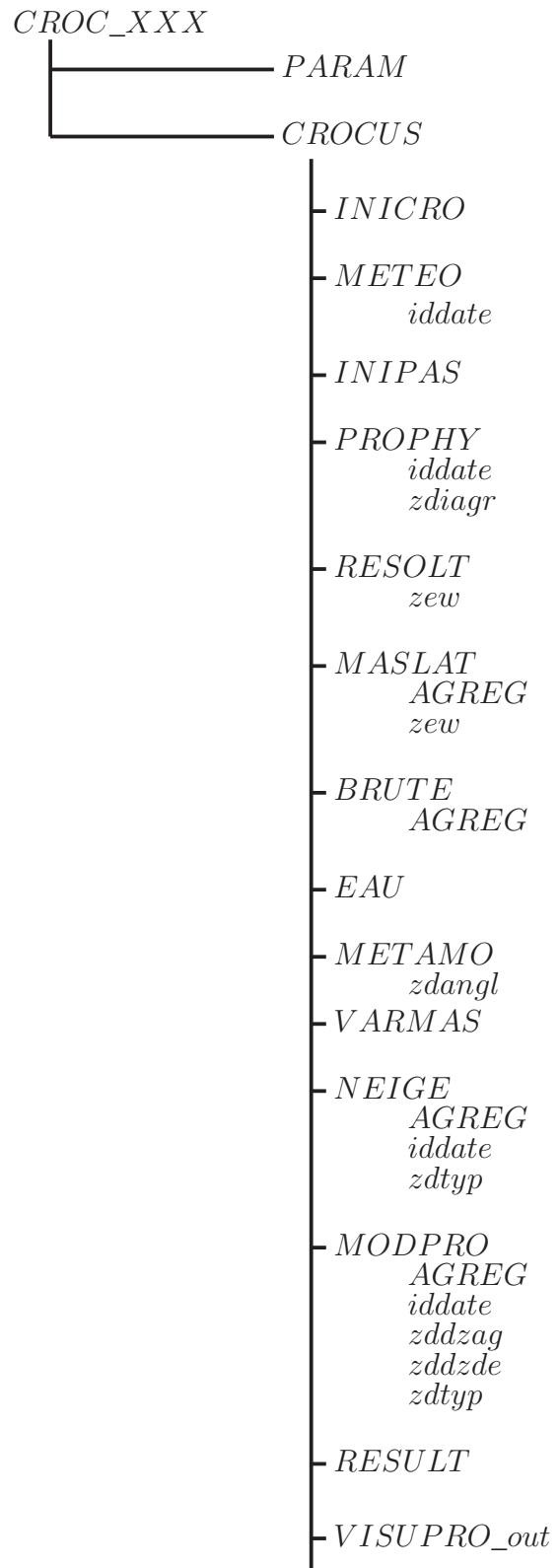


Abbildung 2.17: Flussdiagramm aller in CROCUS verwendeten subroutinen und functions (Quelle: Martin, 1996).

Kapitel 3

Datengrundlage

Dieses Kapitel beinhaltet die für die Modellierungen benötigten Eingangsdaten und die Position der ihnen zugrunde liegenden Wetterstation.

3.1 Wetterstation Teufelsegg am Hintereisferner

Die Grundlagen für den Betrieb eines Schneedeckenmodells bieten die Daten einer Wetterstation. Für die vorliegende Arbeit wurde die automatische Wetterstation Teufelsegg (Abbildung 3.1) ausgewählt. Die Station befindet sich auf 3048m im südlichen Ötztal, östlich der Weißkugel am Hintereisferner (Abbildung 3.2). Der Hintereisferner ist ein

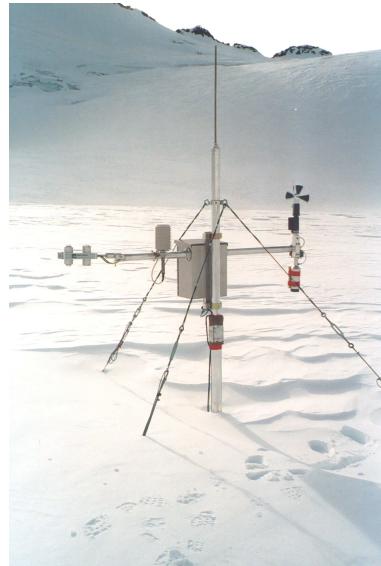


Abbildung 3.1: Die Station Teufelsegg aufgenommen am 02.April 2004.

Talgletscher mit einer Längserstreckung von etwa 9km und einer Gesamtfläche von rund 8km². Den Gletscher charakterisiert eine lange Zunge, die bis auf etwa 2500m hinab-

reicht, und ein großes Nährgebiet, das bis zur Weißkugel (3739m) reicht. Der Hintereisferner hat zwischen den Massenhaushaltsjahren 1952/1953 und 2002/2003 nur zehn positive Massenbilanzjahre vorzuweisen; das positivste Haushaltsjahr (1963/1964) brachte eine Massenbilanz von +925mm Wasseräquivalent; das negativste (2002/2003) weist eine Bilanz von -1815mm auf (Matzi, 2004). Der Stationsstandort lag im Winter 2003/2004 (Modellierungszeitraum) noch im Firngebiet. Der Aufstellungsort ist eine nahezu horizontale, freie Fläche. Im näheren Umkreis gibt es keine Felsen oder sonstige Erhebungen. Daraus ergibt sich, dass der Wind aus allen Expositionen ohne direkte Hindernisse die

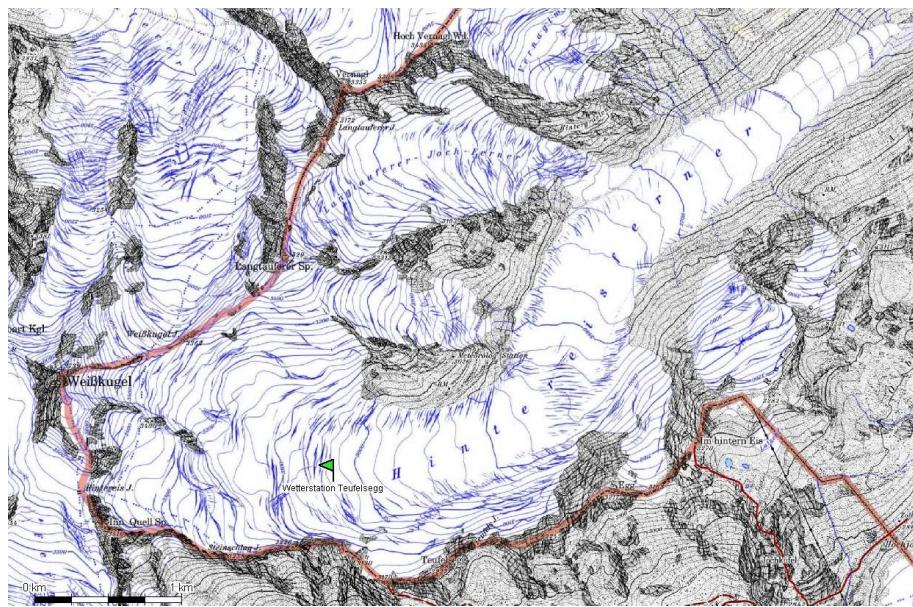


Abbildung 3.2: Der Standort der Station Teufelsegg am Hintereisferner (Quelle: Alpenvereinskarte Nr. 30/2 Ötztaler Alpen, Weißkugel, Stand der Karte: 2003, Gletscherstand: 1997).

Station erreicht und somit am Stationsstandort Schneedrift erzeugt. Dies gibt für die Modellierung der Schneehöhe vor allem dann Probleme, wenn in kurzer Zeit große Mengen an Schnee unter dem Ultraschallsensor erodiert werden. Die Station wurde am 06. August 2003 in Betrieb genommen und war bis 20. September 2006 im Einsatz.

3.2 Datensatz

In seiner Diplomarbeit beschreibt Schrott (2006) ausführlich Bereinigung, Eichung und Mittelung der gemessenen Wetterdaten vom Aufstellungszeitpunkt der Station bis zum Jahresende 2004. Er hat einen Datensatz erstellt, der sich gut für Schneedeckenmodellierung eignet. Dieser Datensatz ist sowohl mit Stundenwerten als auch mit Halbstundenwerten verfügbar. Zudem können die von Schrott (2006) mittels Schneedeckenmodell SOMARS erzielten Ergebnisse zu Vergleichen herangezogen werden. Die SOMARS -

Modellierung läuft vom 17. September 2003 bis zum 24. Dezember 2004 und wird mit Halbstundenwerten betrieben.

CROCUS benötigt Stundenwerte. Demnach beruhen die Modellierungen in der vorliegenden Arbeit auf Schrotts stündlich aufgelöstem Datensatz. Da es nur möglich ist, eine Periode von höchstens einem Jahr zu simulieren, kann nur ein Datensatz verwendet werden, der maximal 8784 Zeilen besitzt. Dies ist auch der Grund, weshalb sich die Modellierungen in Kapitel 4 nicht im oben angesprochenen Zeitraum der SOMARS - Modellierung bewegen. Der Definition eines hydrologischen Jahres folgend werden die Simulierungen am 01. Oktober 2003 um 00 Uhr gestartet, da dies nahe am Beginn des Schneedeckenaufbaus liegt. Die Modellierung endet am 30. September 2004 um 23 Uhr.

Kurz sei hier noch auf die Mittelung der Daten eingegangen. Schrott (2006) legt über die 10-Minuten-Daten der Wetterstation ein fünf Werte übergreifendes Mittel und filtert die Halbstunden- bzw. die Stundenwerte aus den gemittelten Daten heraus. Genaueres über Eichung und Datenbereinigung kann in Schrott (2006) nachgelesen werden. Die im Datensatz enthaltenen Parameter sind in Tabelle 3.1 aufgelistet.

Position im Datensatz	Parameter
1.	Jahr
2.	Monat
3.	Tag
4.	Julianischer Tag
5.	Stunde
6.	Minute
7.	Lufttemperatur
8.	Relative Feuchte
9.	Windgeschwindigkeit
10.	Windrichtung
11.	Globalstrahlung
12.	Reflektierte kurzwellige Strahlung
13.	Albedo
14.	Atmosphärische Gegenstrahlung
15.	Langwellige Ausstrahlung
16.	Schneetemperatur Firn / Schneegrenze
17.	Schneetemperatur 50cm über Firn / Schneegrenze
18.	Schneehöhe

Tabelle 3.1: Die Parameter des geeichten, bereinigten und gemittelten Datensatzes, der die Grundlage für die Modelleingabe und die Vergleiche von Modellierungen und Messungen bietet.

3.3 Meteorologischer Überblick über die Modellierungsperiode

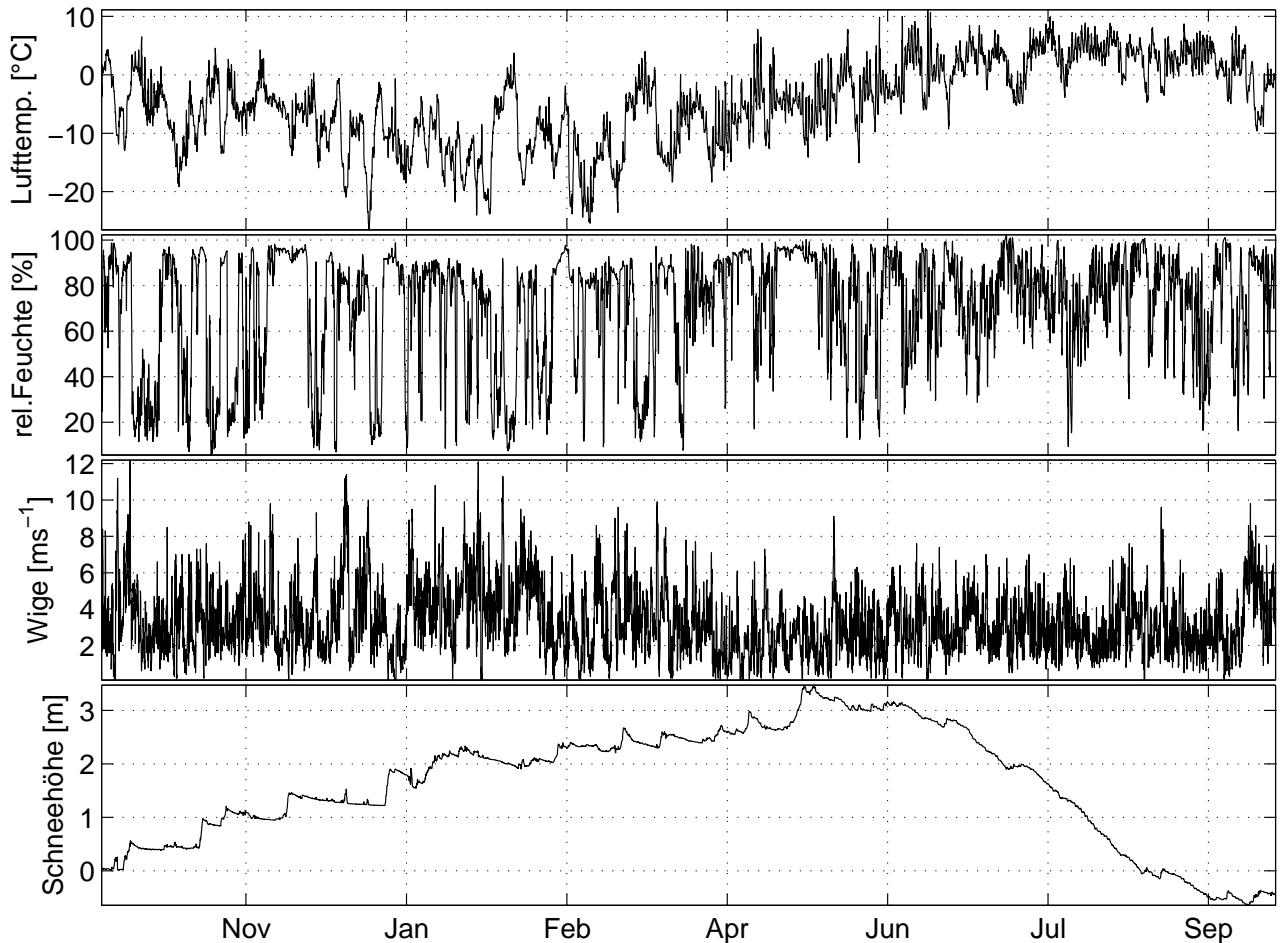


Abbildung 3.3: Gegenüberstellung der gemessenen Stundenwerte Lufttemperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit und Schneehöhe.

Der Witterungsverlauf der Modellierungsperiode (01. Oktober 2003 bis 30. September 2004) wird mit Hilfe von Abbildung 3.3 kurz charakterisiert:

Bezüglich der gemessenen Extremwerte der Temperatur wurden an der Station Teufelsegg am 23. Dezember 2003 die niedrigste Temperatur mit $-26,5^{\circ}\text{C}$ und am 14. Juni 2004 mit $+11,2^{\circ}\text{C}$ die höchste Temperatur gemessen. Das kälteste Monat war der Jänner mit einem Monatsmittel von -13°C , das höchste Monatsmittel erreichte der August mit $+3,4^{\circ}\text{C}$ (Abbildung 3.4).

Bezüglich des Windes ist auffällig, dass sich etwa das erste Drittel der Periode (Oktober, November, Dezember, Jänner) durch höhere Windgeschwindigkeiten im Vergleich zu den

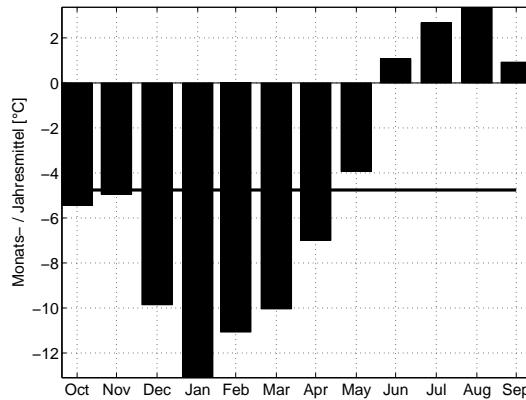


Abbildung 3.4: Darstellung der Temperaturmonatsmittelwerte (Balken) und des Temperaturjahresmittelwertes für die Modellierungsperiode (2003/2004).

Frühjahrs- und Sommermonaten hervorhebt (siehe Abbildung 3.3 - Wige). Dies begründet sich durch die allgemein turbulentere synoptische Lage während des Winters, da während der “kalten” Jahreszeiten der Polarjet und somit die Frontalzone weiter in den Süden hinabreichen, als dies während des Sommers der Fall ist. Die Kombination tiefe Temperaturen und hohe Windgeschwindigkeiten, wie es im Früh- und Hochwinter regelmäßig der Fall ist, begünstigt Schneeverwehungen und Driftereignisse. Das soeben angesprochene Zusammenspiel von Wind und Lufttemperatur in Bezug auf den Schneedeckenaufbau kann ebenfalls in Abbildung 3.3 (Schneehöhe) beobachtet werden. Interessant ist hier vor allem das erste große Schneefallereignis am 5. Oktober, das mit Temperaturen um -10°C und Windgeschwindigkeiten bis zu 10ms^{-1} am Standort Teufelsegg komplett erodiert wurde. Ein Ereignis der ähnlichen Art ereignete sich am 16. Dezember, wo ebenfalls der frischgefallene Schnee sofort verfrachtet wurde. Bezüglich der relativen Feuchte ist festzuhalten, dass während der Ablationsperiode die Amplitude des registrierten Signals im Vergleich zur “kalten” Jahreszeit gedämpft erscheint und das allgemeine Niveau der relativen Feuchte höher liegt. Dies erklärt sich durch die stärkere Verdunstung während des Sommers.

Mit Abbildung 3.3 konnte eine kurze Übersicht über Lufttemperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit gegeben werden. Die Parameter Niederschlag, kurzwellige Strahlung, Bewölkung und Albedo bedürfen genauerer Erläuterungen und werden deshalb in den folgenden Unterkapiteln behandelt.

3.3.1 Niederschlag aus der Schneehöhenmessung

Der Niederschlag in fester und flüssiger Form bereitet für die Schneedeckenmodellierung die meisten Probleme. Niederschlagsinformationen aus den Messdaten der Station Teufelsegg zu bekommen, gelingt einzig über die gemessene Schneehöhe. Diese wird mit-

tels Ultraschallsensor ermittelt. Der Ultraschallsensor misst die Distanz zwischen Sensor und Schneoberfläche. Dieses Signal wird gespiegelt und auf den richtigen Nullpunkt gebracht. Gegebenenfalls werden jene Werte korrigiert, die durch notwendige Umbauaktionen der Wetterstation (anheben oder einbohren) zu hohe oder zu niedere Werte für die Schneehöhe liefern. Über die Dichte von Neuschnee und Wasser kann aus der positiven Differenz der Schneehöhen zu zwei verschiedenen Zeitpunkten das Wasseräquivalent berechnet werden (siehe Gleichung 3.1).

$$we_i = \frac{\rho_S}{\rho_W} \cdot \Delta z_i \quad (3.1)$$

we_i ist das Wasseräquivalent (in mm) einer Schicht; ρ_S und ρ_W sind die Neuschneedichte einer Schicht und die Wasserdichte (1000 kg m^{-3}); Δz_i steht für die Schichtdicke.

Die Umrechnung der Schneehöhe in mm Wasseräquivalent wird über jede positive stündliche Differenz der Neuschneehöhe berechnet (im Gegensatz zu Schrott - halbstündliche Differenzen). Die Neuschneedichte wird nach einer empirischen Formel (siehe Gleichung 3.2) ermittelt, die im Modell CROCUS enthalten ist.

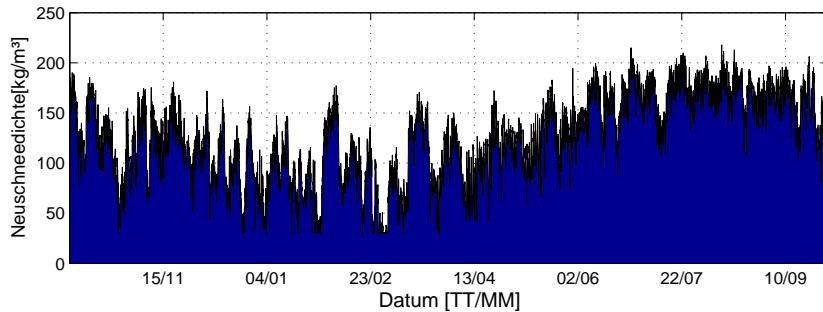


Abbildung 3.5: Verlauf der Neuschneedichte über die Modellierungsperiode berechnet nach der CROCUS Neuschneeformel.

In dieser Formel wird die Dichte des Neuschnees als eine Funktion der Windstärke und der Temperatur behandelt:

$$\rho_S = 0.109 + 0.006 \cdot (T - 273.16) + 0.026 \cdot v^{1/2} \quad (3.2)$$

Setzt man nun die gemessenen Werte von Temperatur und Wind in diese Formel ein, so bekommt man den Verlauf der Neuschneedichte über die Modellierungsperiode (Abbildung 3.5).

Mit Hilfe von Gleichung 3.1 werden die stündlichen Differenzen der Schneehöhen in mm Wasseräquivalent umgerechnet; dies ergibt eine erste Näherung für den Niederschlag am Standort Teufelsegg. Abbildung 3.6 zeigt den Vergleich der Schneehöhe mit dem errechneten Wasseräquivalent, das als Eingabe für den Niederschlag verwendet wird.

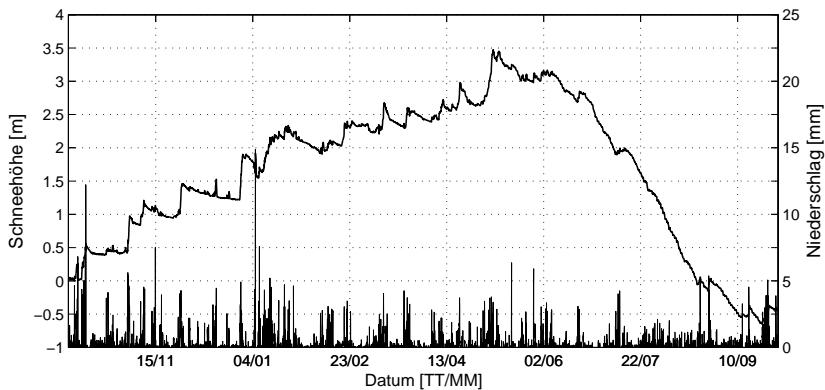


Abbildung 3.6: Schneehöhe in m und fester Niederschlag in mm Wasseräquivalent errechnet aus den stündlichen Differenzen der Schneehöhe und einer variierenden Dichte (CROCUS Neuschneeformel) in Abhängigkeit von Wind und Temperatur.

3.3.2 Globalstrahlung und Bewölkung

In Kapitel 2.8 werden jene Parameter tabellarisch aufgelistet, die für die Modelleingabe notwendig sind. Als neunter Eingabeparameter ist die Bewölkung aufgelistet. Da diese nicht als Messung vorliegt, wurde der Bewölkungsgrad über die effektiv mögliche Bestrahlungsstärke und die gemessene Globalstrahlung rekonstruiert. Dafür erfolgte eine Berechnung der extraterrestrischen Bestrahlungsstärke auf 47°N . In dieser Berechnung wurde ein Transmissionskoeffizient von 1 angenommen, wobei auf Abschattungseffekte durch Berge und Eisbedeckung an den Strahlungsmessgeräten keine Rücksicht genommen wurde. Somit kann in Abbildung 3.7 eine grafische Gegenüberstellung der gemessenen Globalstrahlung und der berechneten extraterrestrischen Bestrahlung gezeichnet werden. Über das Verhältnis zwischen der gemessenen Globalstrahlung und der berechne-

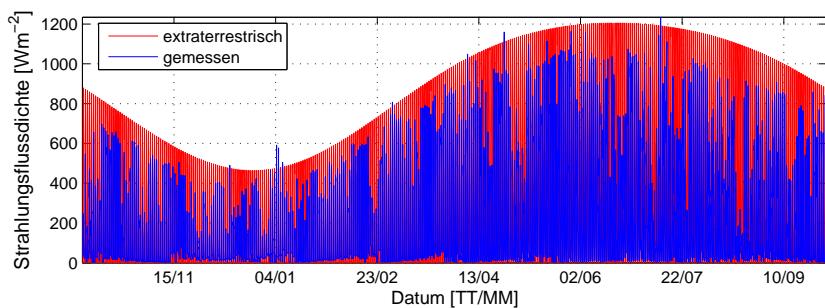


Abbildung 3.7: Die gemessenen Stundenwerte der Globalstrahlung im Vergleich zur extraterrestrischen Globalstrahlung auf 47° .

ten extraterrestrischen Bestrahlungsstärke kann auf den Bewölkungsgrad rückgeschlossen werden.

3.3.3 Initialisierung

DATE : AAAAA MM DD HH							
2003 10 01 00							
NOMBRE DE COUCHES / LAYERS NUMBER (MAX 50) INNI							
50							
H cm	DZ cm	T °C	RO g/cm³	TEL/LWC g/cm	G1 / G2	HIST	DATE YYYYMMDD
1017.1	1.1	-0.10	.800	0.03	99.00/09.09	4	00000000
1016.0	0.8	-0.10	.444	0.03	99.00/12.00	4	00000000
1015.2	1.0	-0.10	.446	0.03	99.00/12.00	4	00000000
1014.1	1.1	-0.10	.453	0.03	99.00/12.00	4	00000000
1013.0	1.1	-0.10	.590	0.02	99.00/12.00	4	00000000
1011.9	1.1	-0.10	.591	0.02	99.00/12.00	4	00000000
1010.9	2.2	-0.10	.654	0.01	99.00/12.00	4	00000000
1008.7	2.2	-0.10	.687	0.01	99.00/12.00	4	00000000
1006.5	2.2	-0.10	.700	0.01	99.00/1.00	4	00000000
1004.3	2.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
1002.2	4.4	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
997.8	4.4	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
993.5	8.7	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
984.8	8.7	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
976.1	8.7	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
967.4	8.7	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
958.7	8.7	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
950.0	8.7	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
941.3	8.7	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
932.6	8.7	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
923.9	5.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
918.7	5.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
913.5	5.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
908.3	5.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
903.0	5.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
897.8	5.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
892.6	5.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
887.4	5.2	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
882.2	0.4	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
871.8	10.4	-0.10	.750	0.01	99.00/1.00	4	00000000
861.4	10.4	-0.10	.800	0.01	99.00/1.00	4	00000000
851.0	10.4	-0.10	.800	0.01	99.00/1.00	4	00000000
840.6	10.4	-0.10	.800	0.01	99.00/1.00	4	00000000
830.1	10.4	-0.10	.800	0.01	99.00/1.00	4	00000000
819.7	10.4	-0.10	.800	0.01	99.00/1.00	4	00000000
809.3	10.4	-0.10	.800	0.01	99.00/1.00	4	00000000
798.9	10.4	-0.10	.850	0.01	99.00/1.00	4	00000000
788.5	10.4	-0.10	.850	0.01	99.00/1.00	4	00000000
778.1	10.4	-0.10	.850	0.01	99.00/1.00	4	00000000
767.7	10.4	-0.10	.850	0.01	99.00/1.00	4	00000000
757.3	6.9	-0.10	.850	0.01	99.00/1.00	4	00000000
750.4	6.9	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000
743.5	6.9	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000
736.6	6.9	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000
729.7	27.6	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000
702.1	55.2	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000
646.9	09.9	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000
537.0	109.4	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000
427.5	109.0	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000
318.6	318.6	-0.10	.900	0.01	99.00/1.00	4	00000000

Tabelle 3.2: Das Initialisierungsfile im erforderlichen Format mit den Schneedeckenparametern: Schneehöhe (H), Schichtdicke (DZ), Schichttemperatur (T), Dichte der Schicht (RO), Flüssigwassergehalt (LWC), Dendrizität (G1), Sphärizität (G1), Historische Variable (HIST) und Datum (DATE).

Um CROCUS zu starten ist, wie in Kapitel 2.8 erwähnt, neben dem MET-file auch ein Initialisierungsfile (PROi-file) erforderlich. Dieses file dient als Anfangsbedingung (Abbildung 2.4) für die folgenden numerischen Rechenvorgänge und liefert Informationen über den bisherigen Schneedeckenaufbau. Das PROi-file enthält das Anfangsdatum der Modellierung (DATE), die Anzahl der Schneeschichten zu Beginn der Modellierung, die

Distanz vom Oberrand einer Schicht zum Unterrand dieser Schicht (H), die Schichtdicke (DZ), die Dichte der Schicht (RO), den Flüssigwassergehalt der Schicht (LWC), die Dendrizität (G1), die Sphärizität (G2), den historischen Verlauf der Kornstruktur der Schicht (HIST) und das Datum der Schichtentstehung (DATE).

Für die Eingabe des PROi-files gibt es zwei Möglichkeiten: mit Schneeunterlage (Tabelle 3.2) oder keiner Schneedeckung am Boden.

Beginnt die Modellierung auf schneelosem Grund, sieht das PROi-file folgendermaßen aus:

DATE : AAAAA MM DD HH
2003 10 01 00
NOMBRE DE COUCHES / LAYERS NUMBER (MAX 50) NN
00

Tabelle 3.3: Das PROi-file falls keine Schneeunterlage vorhanden ist.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde CROCUS zunächst mit einem PROi-file, das 10m Firn bzw. Eisdicke als Unterlage aufwies, probeweise gestartet. Danach wurde aus den Modellierungsergebnissen eine Situation aus der Ablationsperiode des Sommers 2004 gewählt, die ähnliche Schnee-, Firn- und Eisbedingungen aufweisen könnte wie zu Beginn der Modellierung (1. September 2003) geherrscht haben könnten. Das PROo-file liefert zu jeder Stunde Informationen über alle Schneedeckenparameter. Aus dem PROo-file wurden für die ähnliche Situation die modellierten Schneedeckenparameter über die 50 Schichten herausgenommen und als neue Anfangsbedingung (PROi-file) verwendet. Daraus entstand eine Firn-/Eisdecke als Anfangsbedingung, die 1017cm Höhe aufweist. Die maximalen 50 Schichten werden angenommen, die durchgehend eine Temperatur von -0.1°C vorweisen. Für die obersten 2.5m wird die Annahme getroffen, dass es sich um Firn handelt. Daher wird bis 1.5m Tiefe die Dichte mit 750kgm^{-3} , ab 1.5m Tiefe die Dichte auf 800kgm^{-3} und ab 2.5m Tiefe die Dichte auf 900kgm^{-3} gesetzt. Für die Dendrizität wird 0.99 durchgehend angenommen; die Sphärizität wird 20cm unter der Oberfläche auf 0.01 gesetzt. HIST wird durchgehend mit 4 angenommen.

Kapitel 4

Modellierungen

Im Kapitel Modellierungen wird zunächst ein sogenannter Referenzlauf ermittelt. Dabei wird durch Veränderung der Voreinstellungen, dies sind Einstellungen am Datensatz (vor allem am Niederschlag) und Modifizierung des Modells, ein möglichst optimaler Modellauf (der Referenzlauf) produziert. Auf Grundlage des Referenzlaufs werden in Kapitel 6 Überlegungen zur Energie- und Massenbilanz angestellt und in Kapitel 5 Verifikationen und Profildarstellungen der Schneedeckenparameter gemacht.

Es werden insgesamt fünf Läufe durchgeführt, wobei in Lauf 4 (Kapitel 4.4) der besagte Referenzlauf erläutert wird.

4.1 Lauf 1

Schrotts stündlicher Datensatz (siehe Tabelle 3.1) wird nun für die CROCUS Eingabe anwendet. Lediglich die zur Ermittlung des Niederschlags erforderlichen Voreinstellungen am Datensatz werden nicht übernommen. Diese Änderungen an den Voreinstellungen werden in den folgenden Punkten beschrieben:

4.1.1 Voreinstellungen

- Die Umrechnung von Schneehöhe in mm Wasseräquivalent erfolgt ständig (Schrott halbstündig).
- Für die Umrechnung von Neuschneehöhe in Wasseräquivalent wird nicht wie in den ersten Läufen von Leichtfried (2005) und Schrott (2006) mit konstanter Dichte (150 bzw. 70kgm^{-3}) gerechnet. Die Dichte wird mit der in Kapitel 3.6 besprochenen Formel zur Berechnung der Neuschneedichte berechnet.
- Grundsätzlich könnte die relative Feuchte als weiteres Kriterium eingesetzt werden, um die Wahrscheinlichkeit zu erhöhen, erst ab einer bestimmten Luftfeuchte auf ein Niederschlagsereignis zu treffen. Für keinen der fünf Läufe wird die relative

Feuchte zur Bestimmung des Niederschlags eingesetzt. Das heißt, dass jede positive Schneehöhenänderung unbeachtet der relativen Feuchte als Niederschlagsereignis gezählt wird.

- Um Störsignale des Ultraschallsensors zu unterbinden, kann ein Schwellwert eingesetzt werden, ab dem die Schneehöhenänderung zwischen zwei Zeitpunkten als Niederschlag gilt (in Schrott (2006) und Leichtfried (2005) nachzulesen). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit ist dieser Schwellwert für den ersten Lauf so gesetzt, dass nur alle positiven Änderungen der Schneehöhe wahrgenommen werden, also als Niederschlag gezählt werden ($\Delta z > 0$).

4.1.2 Eingelesene meteorologische Parameter

Für den ersten Lauf wird die unveränderte CROCUS Version gestartet. Daher werden auch die für die ursprüngliche Version benötigten Parameter eingelesen:

Position	Parameter	Einheit
1.	Lufttemperatur	K
2.	Windgeschwindigkeit	ms^{-1}
3.	Luftfeuchte	%
4.	Niederschlag	mm
5.	Phase des Niederschlags	0 = Regen; 1 = Schnee
6.	langwellige Strahlung	Wm^{-2}
7.	direkte kurzwellige Strahlung	Wm^{-2}
8.	diffuse kurzwellige Strahlung	Wm^{-2}
9.	Bewölkung	0 = klarer Himmel; 1 = bedeckt

Tabelle 4.1: Die neun meteorologischen Variablen, die zum Start von CROCUS notwendig sind.

4.1.3 Modell- und Modellparametereinstellungen

Bezüglich der Modelleinstellung wurde jene Option gewählt, die für die Eingabe der meteorologischen Parameter die Standardversion verwendet. Das heißt die diffuse und die

Modellparameter	Einstellung
Anzahl der Modellstunden	8784
Initialisierungsdatum	2003 10 01 00
logische Variable für Richardson-Zahl bei Berechnung turbulenter Flüsse	LVRI = false
Längengrad	46.88°
Breitengrad	10.77°
Hangexposition	90°
Höhe der Station	3050m
Hangneigung	1°
Rauigkeitslänge z_0	0.003m
Residual Wassergehalt	0.005 gm^{-1}

Tabelle 4.2: Modellparametereinstellungen aus dem Parameter-file.

direkte Strahlung sowie der Bewölkungsgrad werden eingelesen und die Albedo wird

modelliert (siehe Kapitel 4.3). Die Modellparametereinstellungen sind in Tabelle 4.2 aufgelistet.

4.1.4 Ergebnis

Somit kann Lauf 1 mit den besprochenen Vor- und Modelleinstellungen gestartet und mit Hilfe von Matlab visualisiert werden.

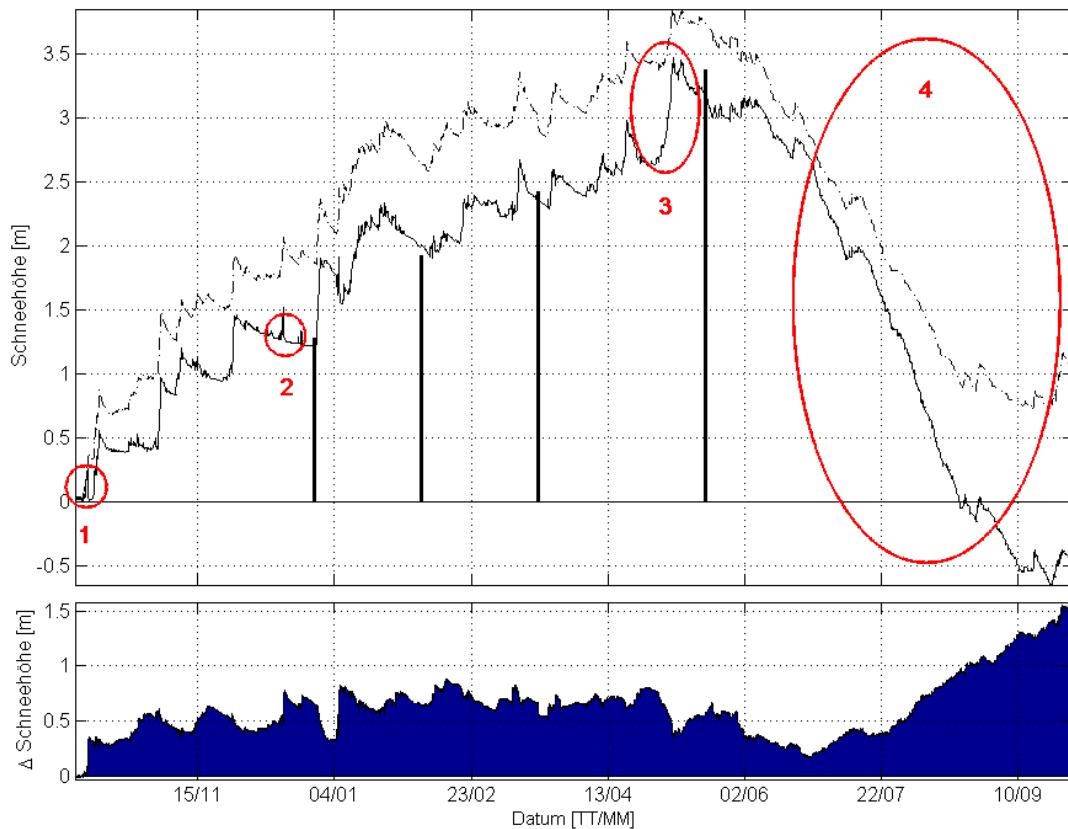


Abbildung 4.1: Lauf 1: (oben) modellierte Schneehöhe (strichpunktiert), gemessene Schneehöhe (durchgezogen) und Schneehöhe aus den Schächten (Balken); (unten) Differenz der beiden Kurven (modellierte Schneehöhe - Schneehöhe aus dem Ultraschallsignal).

Vergleicht man in Abbildung 4.1 die modellierte mit der gemessenen Schneehöhe, so kristallisieren sich vier problematische Punkte der Modellierung heraus.

- Akkumulation: CROCUS baut die Schneedecke weiterhin auf, obwohl der gefallene Schnee erodiert wurde (Kreise 1 und 2).
- Akkumulation: das lange Niederschlagsereignis vom 30. April bis 06. Mai 2004 mit geringen stündlichen Niederschlagsmengen wird unterschätzt (Ellipse 3).

- Ablation: in der gesamten Ablationsperiode überschätzt das Modell die Schneehöhe. Das bedeutet, dass eine zu geringe Ablationsrate berechnet wird (Ellipse 4).

Akkumulation

Am 5. Oktober 2003 (Kreis 1 in Abbildung 4.1) und am 16. Dezember 2003 (Kreis 2 in Abbildung 4.1) wird der gefallene Neuschnee durch starke Windtätigkeit erodiert. Diese Driftereignisse hat Schrott (2006) ebenfalls erwähnt. Die Fehlmodellierungen in der Akkumulationsperiode finden vor allem dort statt, wo geringe Neuschneedichten auf starke, länger andauernde Windereignisse treffen. Von den starken Driftereignissen abgesehen ist generell zu bemerken, dass der modellierte Verlauf der Schneehöhe in der Akkumulationsperiode eher der gemessenen Kurve entspricht als dies in der Ablationsperiode der Fall ist. Die Korrekturen, die notwendig sind um Mängel in der Akkumulationsphase zu beheben, werden in Kapitel 4.4 erläutert.

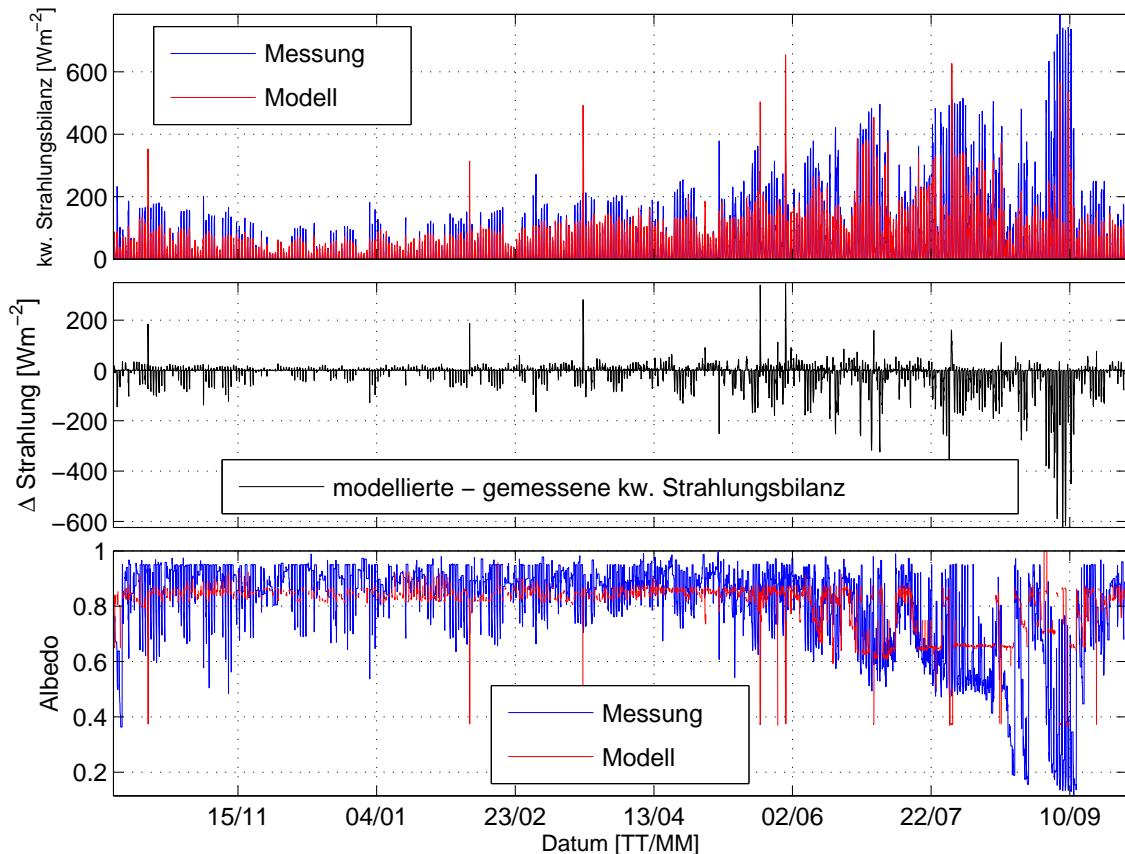


Abbildung 4.2: Lauf 1: Vergleich der gemessenen und der modellierten kurzwelligen Strahlungsbilanz sowie der gemessenen und modellierten Albedo.

Ablation

Bei der Suche nach Ursachen, weshalb CROCUS die Schneehöhe in der Ablationsperiode überschätzt, eignet sich die Darstellung der modellierten und gemessenen kurzweligen Strahlungsbilanz und der Albedo (Abbildung 4.2). Auffällig ist die generelle Unterschätzung der kurzweligen Strahlungsbilanz. Vor allem in Perioden mit hoher Strahlungsbilanz kommen die modellierten Werte nicht annähernd auf die mit den Strahlungssensoren gemessenen Werte. Auch der Vergleich der beiden Albedokurven zeigt deshalb eine unterschätzte modellierte Albedo. Dies lässt den Schluss zu, dass CROCUS bei der Albedo-berechnung (siehe Kapitel 4.3) nicht die erforderliche Genauigkeit liefert. Somit beruht die unkorrekte Modellierung der Schneehöhe in der Ablationsphase auf einer Fehlmodellierung der kurzweligen Strahlungsbilanz. In Kapitel 4.2 wird auf die Korrektur der Modellierung der kurzweligen Strahlungsbilanz eingegangen, mit dem Ziel, die modellierte Schneehöhe in der Ablationsphase zu verbessern.

4.2 Lauf 2 ≡ Einlesen der Globalstrahlung

In Lauf 1 wurde CROCUS in seiner ursprünglichen Funktion gestartet. Das heißt, das Modell wurde mit einer groben Schätzung für diffuse und direkte kurzwellige Strahlung und Bewölkungsgrad betrieben. Es sei jedoch bemerkt, dass zur Rekonstruktion von diffuser und direkter kurzwelliger Strahlung sowie Bewölkungsgrad gemessene Werte herangezogen werden, was im Vergleich zu anderen denkbaren Varianten (z.B. aus Klimastationen) bereits eine gute Ausgangsbasis darstellt. Ziel von Lauf 2 ist, die Globalstrahlung direkt einzulesen und auf die Parameter diffuse und direkte kurzwellige Strahlung sowie Bewölkungsgrad zu verzichten. Die Änderungen, welche es ermöglichen, dass die Globalstrahlung eingelesen wird und damit auch gerechnet werden kann, werden in Kapitel 2.8.2 erläutert.

4.2.1 Eingelesene meteorologische Parameter und Voreinstellungen

Für Lauf 2 wird nun die Liste der einzulesenden meteorologischen Parameter ergänzt:

Position	Parameter	Einheit
1.	Lufttemperatur	K
2.	Windgeschwindigkeit	ms^{-1}
3.	Luftfeuchte	%
4.	Niederschlag	mm
5.	Phase des Niederschlags	0 = Regen; 1 = Schnee
6.	langwellige Strahlung	Wm^{-2}
7.	direkte kurzwellige Strahlung	Wm^{-2}
8.	diffuse kurzwellige Strahlung	Wm^{-2}
9.	Bewölkung	0 = klarer Himmel; 1 = bedeckt
10.	fortlaufende Modellstunde	
11.	Tag	DD
12.	Monat	MM
13.	Jahr	YYYY
14.	Stunden	HH
15.	Globalstrahlung	Wm^{-2}

Tabelle 4.3: Die 16 Parameter, die im veränderten MET-file enthalten sind. Die Parameter 10 bis 15 sind neu hinzugekommen. **Fett** bedeutet, dass dieser Parameter für den Betrieb des Modells notwendig ist; alle anderen Parameter werden nur zu Kontrollzwecken eingelesen.

Die Voreinstellungen bleiben unverändert zu Lauf 1 (siehe Kapitel 4.1.1).

4.2.2 Modell- und Modellparametereinstellungen

Für Lauf 2 werden die Modellparametereinstellungen aus Lauf 1 übernommen (siehe Kapitel 4.1.3). Für die Modelleinstellungen wird die Variante gewählt, die die Globalstrahlung einliest.

4.2.3 Ergebnis

Die Ergebnisse von Lauf 2 ähneln sehr stark jenen von Lauf 1, weshalb nur die Differenz zwischen den Schneehöhenkurven von Lauf 1 und Lauf 2 gezeigt wird. Das Einlesen der

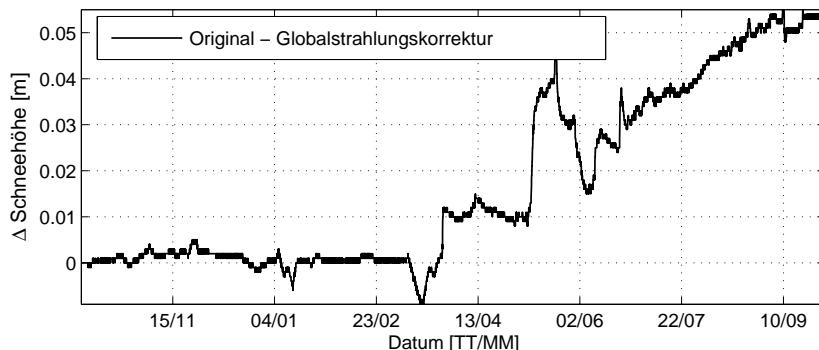


Abbildung 4.3: Differenz der Schneehöhen: modelliert mit Originalversion - modelliert mit eingelesener Globalstrahlung.

Globalstrahlung und somit der Verzicht auf die Aufspaltung der kurzweligen Strahlung in diffusen und direkten Anteil und der Verzicht auf das Einlesen des Bewölkungsgrades erbringt bis zu 5cm Verbesserung in der modellierten Schneehöhe. Die Korrelation der modellierten Schneehöhe mit der gemessenen Schneehöhe ergibt für den Originallauf $r^2 = 0.936$ und für den Lauf mit Globalstrahlung $r^2 = 0.939$. Auch die Korrelationen der kurzweligen Strahlungsbilanzen ergaben Verbesserung hervorgerufen durch die eingelesene Globalstrahlung. Somit wird für weitere Modellierungen der MET-file von Lauf 2 zur Eingabe verwendet und mit der Globalstrahlung modelliert.

4.3 Lauf 3 ≡ Verbesserung der Ablationsphase

Ein Blick in die technische Beschreibung (Martin, 1996a) zeigt, wie die Albedo in CROCUS formuliert wird:

$$\alpha_1 = \max[0.7, \alpha_i - \Delta\alpha_{age}] \quad (4.1)$$

$$\alpha_i = \min[0.94, 0.96 - 1.58\sqrt{d}] \quad (4.2)$$

$$\Delta\alpha_{age} = \min \left[1, \max \left(\frac{\text{meanPressure}}{\text{PressCol}}, 0.5 \right) \right] \times 0.175 \frac{\text{age}}{90} \quad (4.3)$$

$$\alpha_2 = 0.95 - 15.4\sqrt{d} \quad d = \text{Korndurchmesser} \quad (4.4)$$

$$\alpha_3 = 346.3d' - 32.31\sqrt{d'} + 0.88 \quad (d' = \min(d, 0.0023)) \quad (4.5)$$

Die Subroutine prophy.f berechnet die Albedo nach den Gleichungen 4.1 bis 4.5 für die

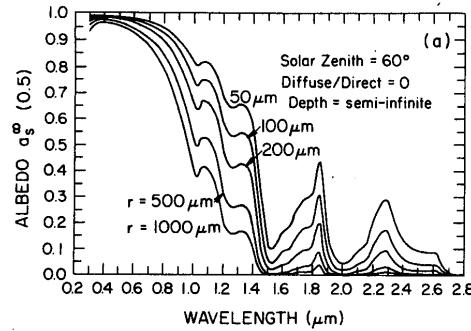


Abbildung 4.4: Die Albedo in Abhängigkeit von der Wellenlänge und dem Alter des Schnees (Wiscombe und Warren, 1980).

in Kapitel 2.2.2 erläuterten Spektralbereiche der Globalstrahlung (Indizes 1-3). In Abbildung 4.5 ist der Verlauf von α_1 , α_2 und α_3 über den gesamten Modellierungszeitraum ersichtlich. Die Albedo in Band 2 ($0.8\mu m$ bis $1.5\mu m$) und Band 3 ($1.5\mu m$ bis $2.8\mu m$) ist eine Funktion der Korngröße (d) und in Band 1 ($0.3\mu m$ bis $0.8\mu m$) eine Funktion des Alters (age). Im letzten Spektralbereich nimmt die Albedo mit dem Alter des Schnees ab.

Die Abbildung 4.4 zeigt ein Ergebnis der Arbeit von Wiscombe und Warren (1980). In der Ordinate ist die Albedo, in der Abszisse die Wellenlänge aufgetragen. Die erste Aussage der Abbildung ist, dass die Albedo von Schnee mit fortlaufender Wellenlänge abnimmt. Dies bedeutet, dass im sichtbaren und im UV-Bereich ein Großteil der Globalstrahlung reflektiert wird. Je weiter sich das Spektrum in den Infrarotbereich bewegt, desto höher ist das Absorptionsvermögen von Schnee. Dies geht soweit, dass Schnee in manchen Wellenlängenbereichen nahezu ein Schwarzer Körper ist. Zweitens kann aus der Abbildung die Abhängigkeit der Albedo von der Korngröße des Schnees herausgelesen werden. Je größer das Korn, desto größer das Absorptionsvermögen. Bei Betrachtung der Abbildung 4.4 erscheint es daher durchaus plausibel, die Albedo nicht über das gesamte kurzwellige Spektrum konstant zu lassen, sondern wie es eben in CROCUS der Fall ist, in kleinere spektrale Bänder aufzuteilen. Trotz der Belege für die Sinnhaftigkeit einer Zuordnung

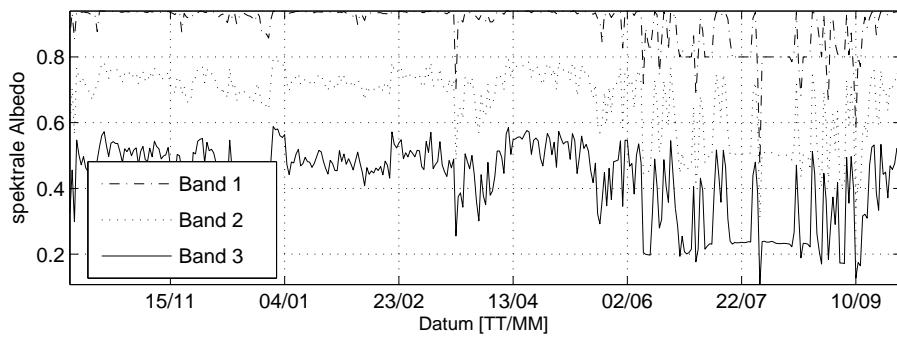


Abbildung 4.5: Darstellung der modellierten Albedo in den drei definierten spektralen Bändern über die gesamte Modellperiode.

der Albedo in spektrale Bänder, wird der Versuch in Lauf 3 unternommen, das Modell mit konstanter Albedo über alle drei Spektralbereiche laufen zu lassen. In weiterer Folge wird sich herausstellen, dass die erbrachten Ergebnisse mit eingelesener Albedo (die über die drei Spektralbereiche konstant gehalten wird) besser sind als jene Ergebnisse über die modellierte Albedo. Dies röhrt daher, dass die Albedo von Schnee nicht nur von Wellenlängenbereich, Korngrösse und Alter, sondern auch sehr stark vom Verunreinigungsgrad des Schnees abhängig ist. In der Literatur wird CROCUS oft in tiefgelegenen alpinen Lagen zur Anwendung gebracht (z.B. Essery et al., 1999). Diese Regionen zeichnen sich im Verhältnis zu vergletscherten Gebieten durch kürzere Perioden mit Schneebedeckung aus. In den tiefgelegenen Lagen bleibt für Verunreinigung des Schnees wenig Zeit, im Vergleich zum Beispiel zur Station Teufelsegg, wo sich die Winterschneedecke bis weit in den Sommer halten kann. Zudem befinden sich rund um den Hintereisferner größere Schuttablagerungen, die schon längst ausgeapert sind, wenn auf vielen Teilen des Gletschers noch verhältnismäßig viel Schnee vorzufinden ist. Durch Windtätigkeit wird Staub von diesen Schuttflächen über den gesamten Gletscher transportiert.

Bruland et al. (2001) modelliert mit CROCUS Energie- und Wasserbilanz während arktischer Ablationsperioden in Spitzbergen. Auch hier wird festgestellt, dass CROCUS die Albedo zu hoch modelliert und daher zu wenig kurzwellige Strahlung in die Schneedecke eindringen lässt. Dies ist eine weitere Motivation, um an der Modellierung der Albedo Änderungen vorzunehmen oder diese Modellierung generell wegzulassen und durch Messungen zu ersetzen.

4.3.1 Eingelesene meteorologische Parameter und Voreinstellungen

Für Lauf 3 bekommt die Liste der benötigten meteorologischen Parameter folgendes Aussehen:

Position	Parameter	Einheit
1.	Lufttemperatur	K
2.	Windgeschwindigkeit	ms^{-1}
3.	Luftfeuchte	%
4.	Niederschlag	mm
5.	Phase des Niederschlags	0 = Regen; 1 = Schnee
6.	langwellige Strahlung	Wm^{-2}
7. - 14.
15.	Globalstrahlung	Wm^{-2}
16.	gemessene Albedo	

Tabelle 4.4: Der MET-file für Lauf 3.

Der MET-file für Lauf 3 enthält nun auch die gemessene Albedo (**Fett**), bestimmt aus gemessener Globalstrahlung und gemessener kurzwelliger reflektierter Strahlung. Die Parameter 7 bis 14 werden wieder nur für Kontrollzwecke eingelesen und sind in Tabelle 4.3 aufgelistet.

Die Voreinstellungen werden von Lauf 1 übernommen.

4.3.2 Modell- und Modellparametereinstellungen

Die Modellparametereinstellungen sind wieder jene von Lauf 1 (siehe Tabelle 4.2). Für die Modelleinstellung wird die Variante gewählt, die die gemessene Globalstrahlung verwendet, wobei nun zusätzlich auch die Albedo eingelesen wird, anstatt diese zu modellieren.

4.3.3 Ergebnis

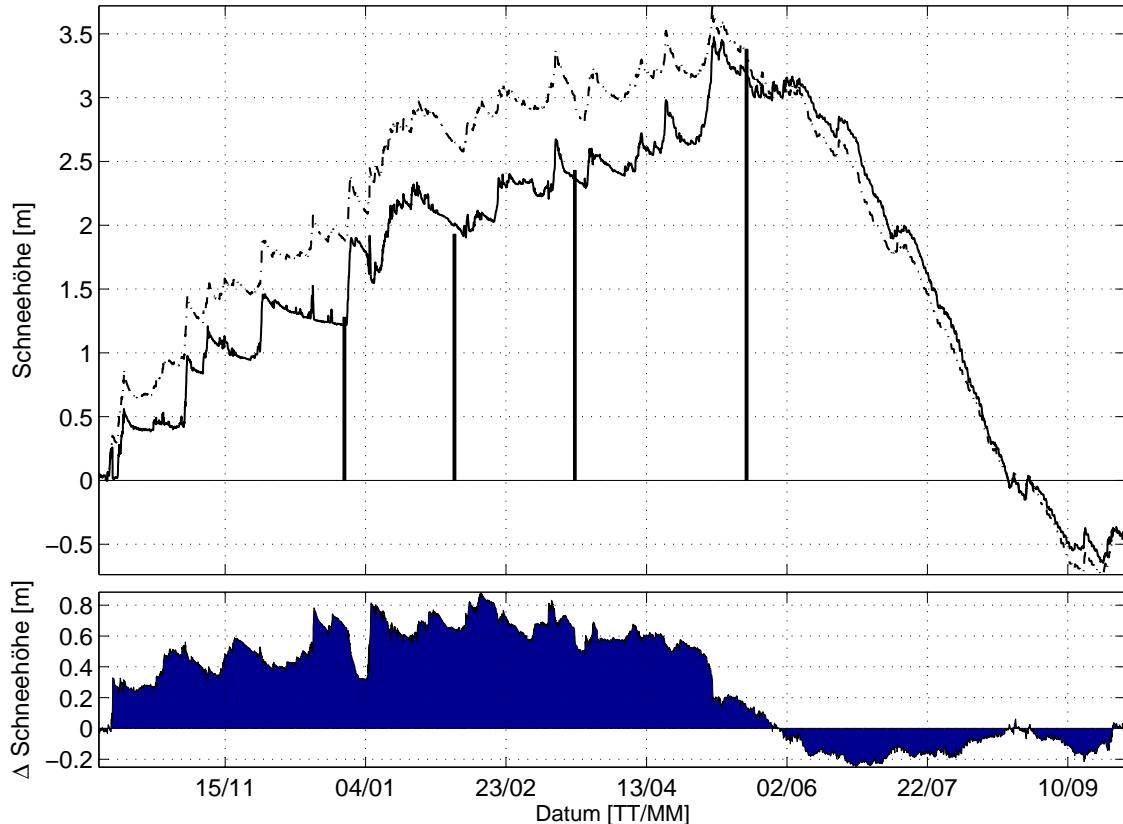


Abbildung 4.6: Lauf 3 - mit Modellmodifikationen: (oben) Modellierte (strichpunktiert) und gemessene Schneehöhe (durchgezogen) und Schneehöhe aus den Schächten (Balken). (unten) Die Differenz der beiden Kurven (modellierte Schneehöhe - Schneehöhe aus dem Ultraschallsignal).

Zeichnet man wieder die modellierte und die gemessene Schneehöhe und stellt die beiden Kurven gegenüber, so zeigt sich, dass sich die erhofften Verbesserungen im Ablationszeitraum durch die Verwendung der gemessenen Albedo eingestellt haben (Abbildung 4.6). Die Differenzen zwischen den Schneehöhen bewegen sich für den Ablationszeitraum nur mehr in Bereichen von 20cm, während in Lauf 1 im selben Zeitraum die Differenzen bis zu 1.5m betragen (Abbildung 4.1 unten). Die Auswirkungen der geänderten Albedo-berechnung auf die kurzwellige Strahlungsbilanz und die Albedo sind in Abbildung 4.7 ersichtlich. Hier liegen modellierte und gemessene kurzwellige Strahlungsbilanz nahezu übereinander. Die gute Übereinstimmung in der Albedo erklärt sich, da diese nicht mehr modelliert wird, sondern gleich als Messung ins Modell eingeht.

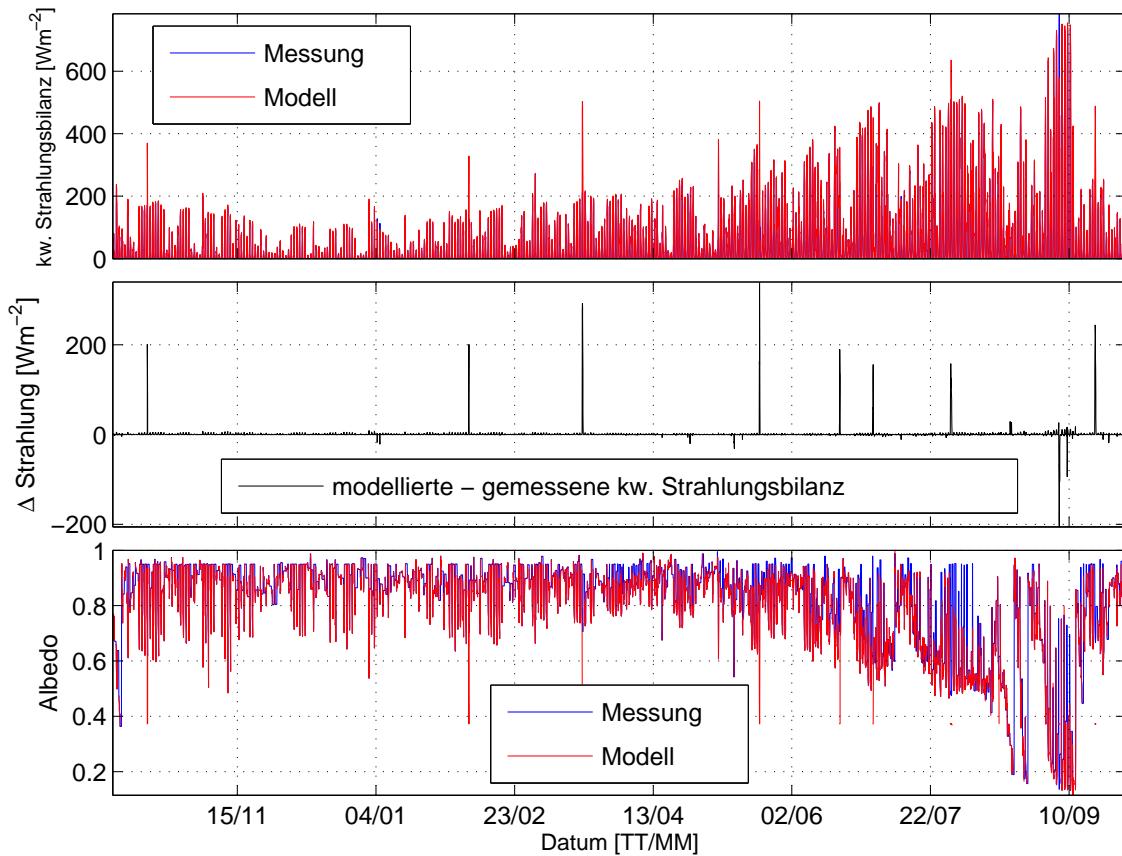


Abbildung 4.7: Lauf 3: Vergleich der gemessenen und der modellierten kurzweligen Strahlungsbilanz sowie der gemessenen und modellierten Albedo.

4.4 Lauf 4 \equiv Verbesserung der Akkumulationsphase

Um die nun noch bestehenden hohen Differenzen zwischen modellierter und gemessener Kurve im Akkumulationszeitraum zu beseitigen, muss bei den Modelleingangsdaten das Augenmerk auf die Umrechnung Schneehöhe - Wasseräquivalent gerichtet werden. Die drei Probleme bereitenden Zeitintervalle der Akkumulation wurden bereits anhand von Abbildung 4.1 gezeigt. In folgender Auflistung wird erklärt, wie diese drei Problemfälle in der Akkumulation beseitigt werden können:

1. Da CROCUS nicht auf Drift reagieren kann, wird in den Voreinstellungen der Niederschlag zum ersten (01.10.2003 bis 08.10.2003) und zweiten Driftereignis (14.12.2003 bis 25.12.2003) auf 0 gesetzt. Diese zwei Ereignisse sind in Abbildung 4.1 mit den Kreisen 1 und 2 gekennzeichnet.
2. Damit nicht jede minimale Höhenänderung, die der Ultraschallsensor wahrnimmt, als Niederschlag interpretiert wird, erweist sich in Anlehnung an Schrott (2006)

und Leichtfried (2005) die Einführung eines Schwellwertes als sinnvoll. Ab diesem Schwellwert gilt eine Höhenänderung als Niederschlag. Durch Versuch und Irrtum hat sich hier ein Δz von 0.5cm pro Stundenintervall als brauchbar erwiesen. Man könnte Werte, die unter diesen Schwellwert fallen, als ein Rauschen des Ultraschallsignals interpretieren.

3. Im Zeitraum 30. April bis 06. Mai 2004 (in Abbildung 4.1 mit Ellipse 3 markiert) gab es ein lang andauerndes Niederschlagsereignis mit geringer Niederschlagsintensität. Das Problem dieses Schneefalls liegt darin, dass durch die geringen Niederschlagsmengen und die hohe Neuschneedichte bereits während des Schneefalls die Setzung so hoch ist, dass die Umrechnung von Schneehöhe auf Wasseräquivalent im Endeffekt zu wenig Niederschlag ergibt. Während dieses Ereignisses steht eine modellierte Schneehöhdifferenz von 47cm gemessenen 85cm gegenüber. Dies ergibt eine Ratio von 1.8 für Ratio modellierter zu gemessener Schneehöhe. Somit wird kurzerhand der Niederschlag für diesen Zeitraum mit 1.8 multipliziert.
4. Zusätzlich zur Erhöhung des Niederschlages wird auch der Schwellwert für den Niederschlag für das Intervall 30. April bis 06. Mai 2004 von 0.5cm auf 0cm gesetzt.

Mit den vier angeführten Punkten zur Korrektur der Modelleingabe bezüglich des Niederschlages, wird ein neuerlicher Modellauf gestartet.

4.4.1 Eingelesene meteorologische Parameter und Voreinstellungen

Für Lauf 4 gilt die meteorologische Parameterliste zur Eingabe von Lauf 3 (Tabelle 4.4). Die Voreinstellungen werden in Bezug auf den Niederschlag nach der oben angeführten Auflistung geändert.

4.4.2 Modell- und Modellparametereinstellungen

CROCUS wird in der Version von Lauf 3 gestartet, die Modellparametereinstellungen sind wieder jene von Lauf 1 (Tabelle 4.2).

4.4.3 Ergebnis ≡ Referenzlauf

In Abbildung 4.8 sind wieder die gemessene und die modellierte Schneehöhenkurve übereinander gelegt. Die größten Differenzen der zwei Kurven betragen nicht mehr als $\pm 25\text{cm}$ in beide Richtungen. Es ist sowohl der Verlauf der Akkumulationsperiode als auch in der Ablationsperiode durch die Modellierung gut wiedergegeben. Über diesen vierten Lauf wurde somit der Referenzlauf gefunden, mit welchem in Kapitel 5 noch diverse

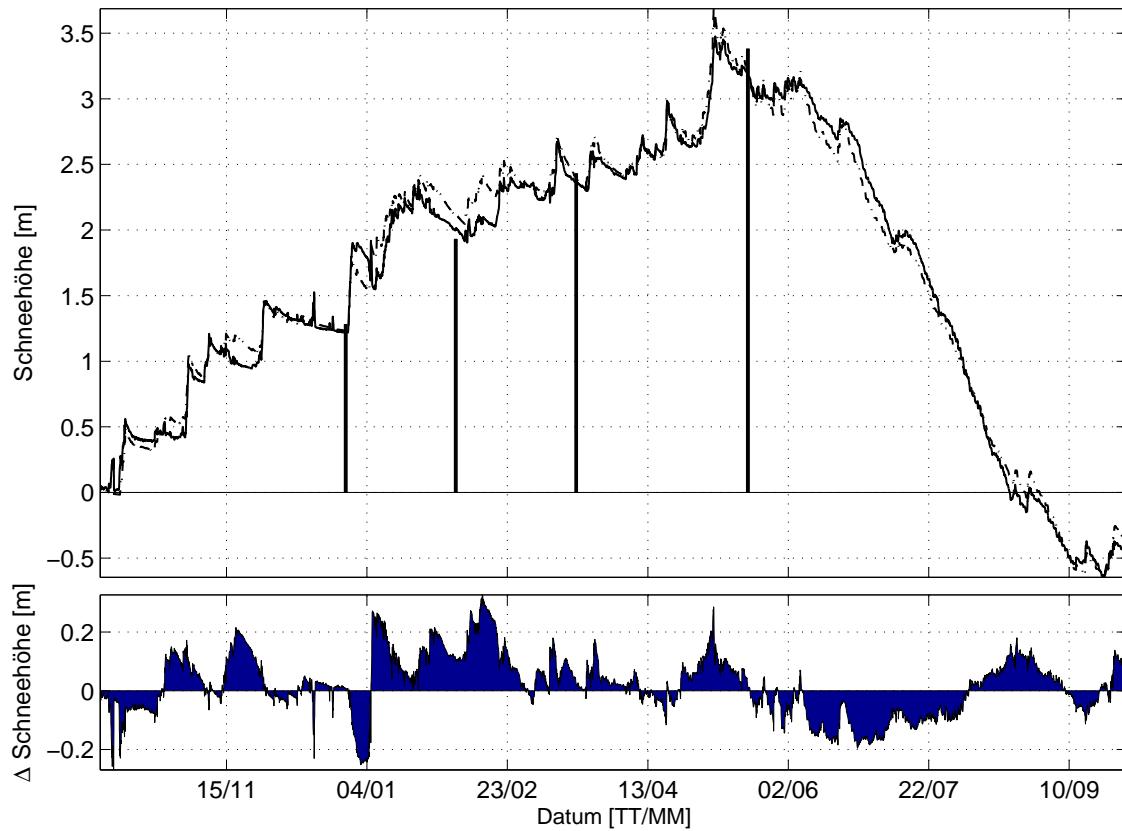


Abbildung 4.8: Lauf 4: (oben) Vergleich der gemessenen und der modellierten Schneehöhe; (unten) Differenzen zwischen modellierter und gemessener Kurve.

Betrachtungen zur Energie- und Massenbilanz angestellt werden. Schließlich werden in Kapitel 6 die zeitliche und örtliche Verteilung der modellierten Schneedeckenparameter (Profildarstellungen) sowie Verifikationen der Modellierung des Referenzlaufs durchgeführt.

4.5 Lauf 5

Bei kritischer Betrachtung der Entstehung des Referenzlaufes könnte argumentiert werden, dass die Voreinstellungen des Eingangsdatensatzes für Lauf 4 nur in Kombination mit den durchgeführten Modellmodifikationen (eingelesene Globalstrahlung und Albedo) die erzielten Optimierungen in der Akkumulationsphase bringen. Das hieße, dass die Originalversion mit den geänderten Voreinstellungen nicht optimiert würde. Diese Kritik kann widerlegt werden, indem CROCUS in der Originalversion gestartet wird, aber die Voreinstellungen von Lauf 4 übernommen werden.

4.5.1 Voreinstellungen, meteorologische Parameter, Modelleinstellungen

Die Voreinstellungen für Lauf 5 werden von Lauf 4 übernommen (Punkte 1. bis 4.). CROCUS wird in der Originalversion (Lauf 1) gestartet (Kapitel 4.1). Die eingelesenen meteorologischen Parameter sind jene von Lauf 1 (Tabelle 4.1). Die Modellparametereinstellungen werden ebenfalls von Lauf 1 (Tabelle 4.2) übernommen.

4.5.2 Ergebnis

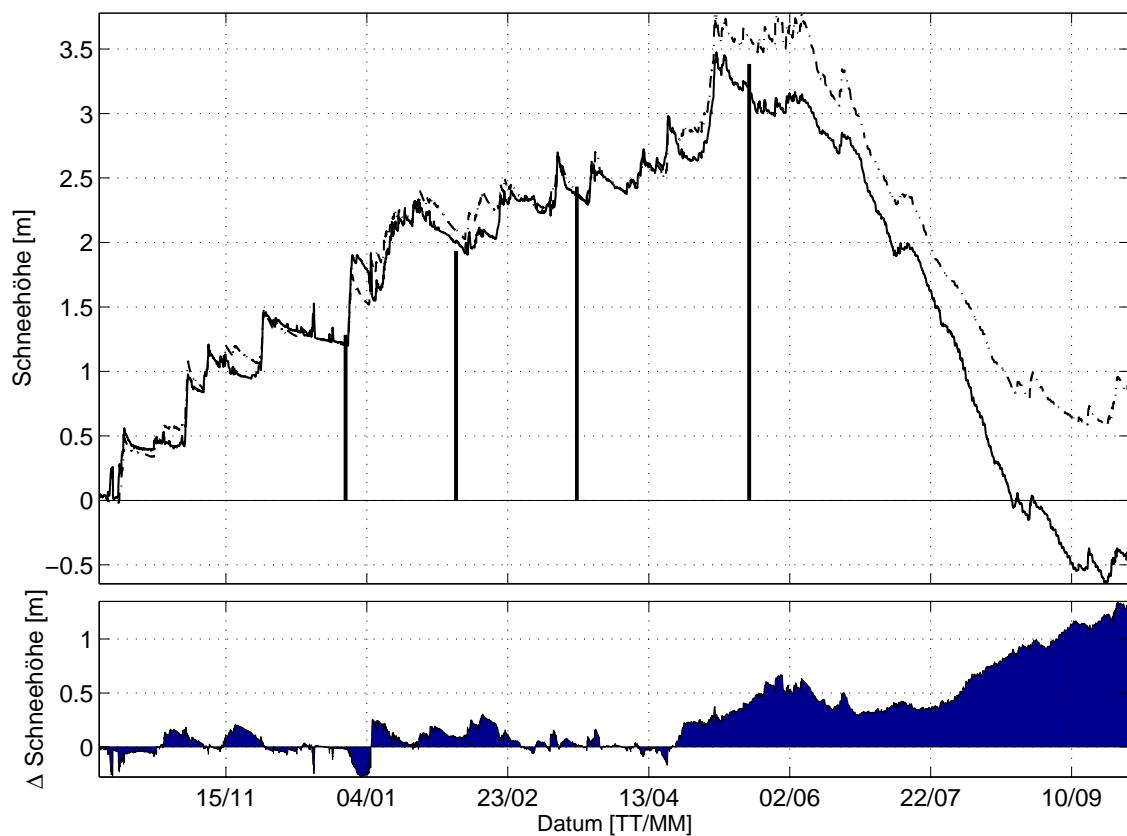


Abbildung 4.9: Lauf 5: (oben) Vergleich der gemessenen und der modellierten Schneehöhe; (unten) Differenzen zwischen modellierter und gemessener Schneehöhe.

Aus der Darstellung von Abbildung 4.9 ist zu sehen, dass die Schneedeckenaufbauphase vom unmodifizierten Modell durch die geänderten Voreinstellungen von Lauf 4 gut nachvollzogen wird. In der Abbauphase ist der Verlauf der modellierten Schneehöhe wie zu erwarten ähnlich zu Lauf 1. Dies zeigt deutlich, dass die Modellmodifikationen zu Albedo und Globalstrahlung zu den guten Ergebnissen in Lauf 4 beitragen und nicht die durchgeführten Voreinstellungen am Eingangsdatensatz.

Kapitel 5

Verifikationen und Profildarstellungen der Schneedeckenparameter

Die Ergebnisse des Referenzlaufs (Lauf 4) können mit verschiedenen Messdaten verifiziert werden. Verifikationsdaten liegen vor in Form von Messdaten der automatischen Wetterstation und in Form von Handmessungen, die zum Zeitpunkt der Stationsbegehungen erhoben wurden. Die Qualität der Modellierung kann somit an der Schneeoberfläche über den unmodifizierten Eingangsdatensatz und schneedeckenintern aus den Informationen der Schächte überprüft werden. Zusätzlich gab es zwei Schneethermometer: eines an der Firn-Neuschnee-Grenze und das zweite 50cm über der Firn-Neuschnee-Grenze. Mit diesen Thermometern kann über die gesamte Periode die Schneetemperatur überprüft werden. Die Schächte liefern vorrangig Informationen über die Gesamt Tiefe der Schneedecke, die Schneedichte, die Schneetemperatur und die Härte der Schneeschichten. Aufgrund der schweren Erreichbarkeit der Station Teufelsegg gibt es nur sehr spärliche Angaben über Körnung, Eisschichten und Stratigraphie. In Tabelle 5.1 sind die Tage der Stationsbegehungen mit den jeweilig durchgeführten Beobachtungen aufgelistet.

Schachtdatum	Dichte	Schneetemperatur	Härte	Korngröße
27. Dezember 03	x	x	-	-
04. Februar 04	x	x	x	-
18. März 04	x	x	-	-
18. Mai 04	x	x	x	x

Tabelle 5.1: Die Begehungstage der Station und die dazugehörigen Beobachtungen.

5.1 Schneetemperatur

Zur Verifikation der Schneetemperatur eignet sich der Vergleich der modellierten mit der gemessenen Oberflächentemperatur. Die gemessene Temperatur wird über die Beziehung $Q_L \uparrow = \epsilon_s \sigma T_s^4$ gewonnen. In Abbildung 5.1 ist eine Gegenüberstellung der modellier-

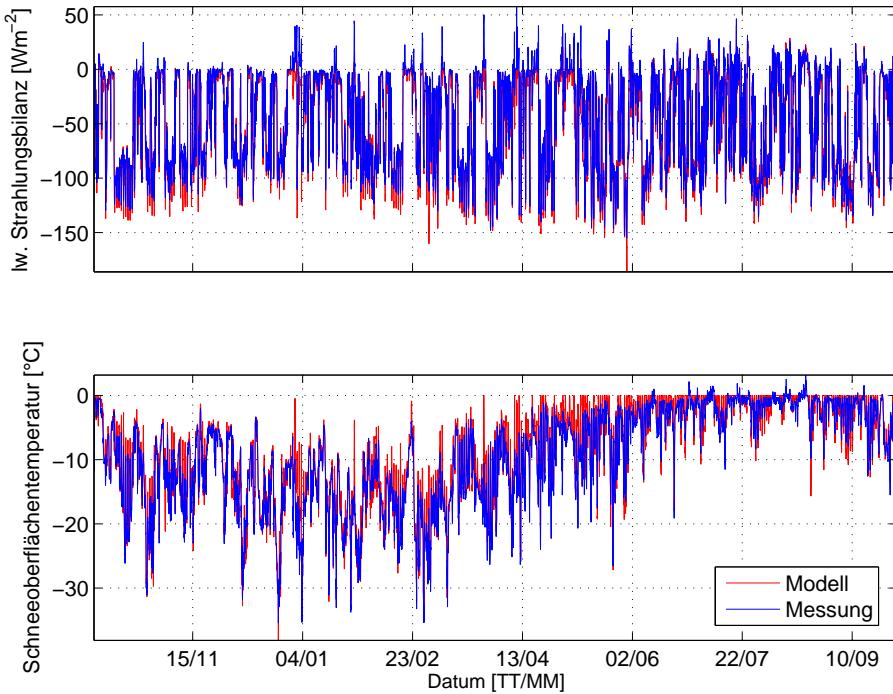


Abbildung 5.1: (oben) Vergleich der modellierten und der gemessenen langwelligen Strahlungsbilanz; (unten) Vergleich der modellierten und der gemessenen Oberflächentemperatur.

ten und der gemessenen langwelligen Bilanz und der modellierten und der gemessenen Oberflächentemperatur ersichtlich. Es ist zu erkennen, dass die durch CROCUS modellierte langwellige Bilanz negativer ist als dies die Messung bestätigt. Somit ergibt sich auch eine höhere modellierte Oberflächentemperatur gegenüber der Messung. Die Abweichungen sind jedoch relativ gering und beeinflussen dadurch die Modellierung anderer Parameter kaum, was durch die weiter folgenden Verifikationsstudien bestätigt wird. CROCUS berechnet nicht nur die Eigenschaften der Oberfläche sondern auch Vertikalprofile der Schneedecke. Für einen groben Überblick über den jahreszeitlichen Verlauf der Schneetemperatur in der gesamten Schneedecke lassen sich aus Abbildung 5.2 weitere Schlüsse über die Qualität der Modellierung ziehen. Mit Beginn der Winterschneedecke und einem gleichzeitigen Abkühlen der Lufttemperatur wird die über den Sommer auf etwa Null Grad erwärmte Firnschneedecke kontinuierlich abgekühlt. Das Eindringen des Temperatursignals erfolgt gedämpft und zeitlich versetzt je weiter die jeweilige Schicht von der Oberfläche entfernt ist. Im Hochwinter sind erwartungsgemäß sehr viel niedrigere

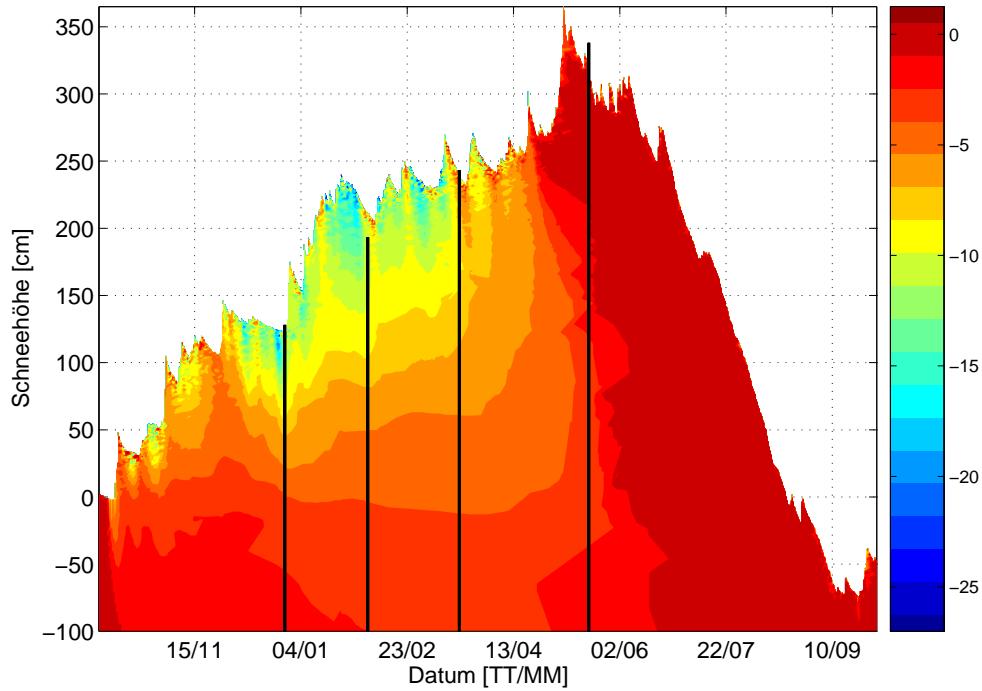


Abbildung 5.2: Räumliche und zeitliche Verteilung der Schneetemperatur; das Minimum der Schneehöhe an der Firnobergrenze des glaziologischen Sommers 2003 stellt den Nullpunkt der Grafik dar. Die Balken markieren jene Zeitpunkte zu denen Schneeprofile gegraben wurden.

Schneetemperaturen anzutreffen als dies in der Ablationsperiode der Fall ist. Die Erwärmung ist einerseits jahreszeitlich bedingt, da das Strahlungsangebot erhöht ist und durch den sensiblen Wärmestrom Energie zur Oberfläche gebracht wird, und andererseits liegt der Grund für die Erwärmung in der Energiezufuhr durch eindringendes Regenwasser und transportiertes Schmelzwasser von höheren in tiefere Schichten.

Für eine genauere Überprüfung der Profildarstellung der modellierten Schneetemperatur eignet sich die Betrachtung der Temperaturprofile der Schneeschächte. Zum Zeitpunkt des Schachts wird das Temperaturprofil aus der Konturgrafik herausgenommen und zusammen mit dem handgemessenen Profil aufgezeichnet (Abbildung 5.3). Für jede der vier Gegenüberstellungen in Abbildung 5.3 stellt das Minimum der Schneehöhe des glaziologischen Sommers 2003 den Nullpunkt dar. Die modellierten Profile reichen tiefer als die gemessenen, was aus den Anfangsbedingungen, die über das Initialprofil erstellt wurden (PROi-file - siehe Kapitel 3.3.3), zu erklären ist. Im PROi-file wurde beschlossen, dass sich unter dem besagten Nullpunkt 1000cm Firn bzw. Eis befinden. Die Schächte wurden natürlich nur bis zum definierten Nullpunkt gegraben, da dieser den Sommerhorizont für die Bestimmung der Winterbilanz 2003/2004 darstellt.

Modellierte und gemessene Profile weisen im generellen Verlauf eine gute Übereinstimmung auf. Auffallend ist die starke Temperaturumkehr unterhalb der Schneeoberfläche in den modellierten Profilen. Dies lässt sich erklären, da der Schnee das Luft-

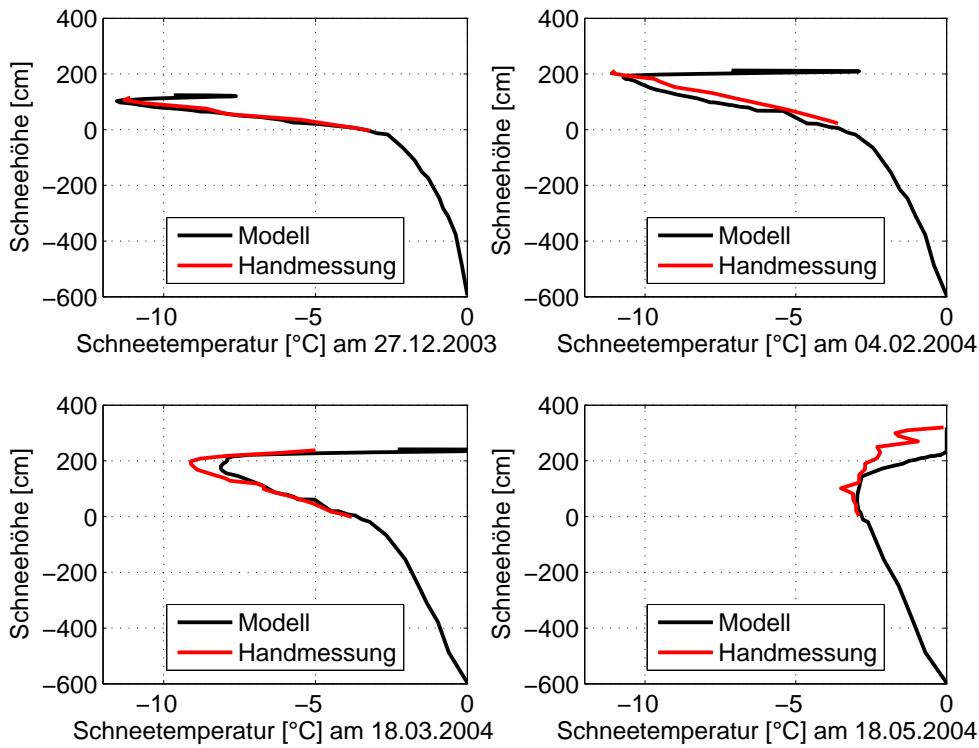


Abbildung 5.3: Vergleich der modellierten Schneetemperatur mit den Temperaturprofilen der Schächte zu den vier Begehungstagen.

Temperatursignal mit zunehmender Tiefe dämpft und die tieferen Schichten nicht auf tageszeitliche Erwärmung der Luft reagieren. Tageszeitlich gesehen hat also die eindringende Energie nur Auswirkungen auf die Temperatur der obersten Schichten, was über Abbildung 5.4 nachvollziehbar ist. Dort werden die modellierten Schneeprofiltemperaturen von 00:00 und 12:00 gegeneinander gezeichnet. Deutlich zu sehen ist, dass in den Schächten vom 27.12., 04.02. und 18.03. die Temperatur um 00:00 Uhr zur Oberfläche hin beinahe kontinuierlich abnimmt. Hingegen sind die 12:00 Uhr Profile mit der angesprochenen oberflächennahen Temperaturumkehr behaftet.

Aus den Informationen der modellierten Temperaturprofile in Abbildung 5.4 sind nicht nur tageszeitliche, sondern auch jahreszeitliche Effekte ablesbar. Anhand der grünen 00:00 Uhr Kurven in Abbildung 5.4 ist ersichtlich wie mit fortschreitendem Winter der Knick der Temperaturkurve unter der Oberfläche immer größer wird. So weist das Profil vom 27.12 eine stetig abnehmende Schneetemperatur auf. Am 04.12. nimmt die Temperatur bis etwa 2m ab, danach erfolgt ein kurzer Anstieg und an der Oberfläche ist bedingt durch die nächtliche Ausstrahlung wieder eine Abnahme der Temperatur zu verzeichnen. Dieser Effekt verstärkt sich ab 18.03. bis hin zum 18.05., wo das 00:00 Uhr und das 12:00 Signal übereinander liegen. Hier hat man es mit einer homogenen Schneedecke zu tun, in der sich die Temperatur zwischen Tag und Nacht nicht mehr ändert. Anhand des Tempe-

raturknicks der schwarzen 12:00 Kurve lässt sich die Phasenverschiebung des eindringenden Temperatursignals erkennen. Da die beschriebene tageszeitliche Temperaturumkehr

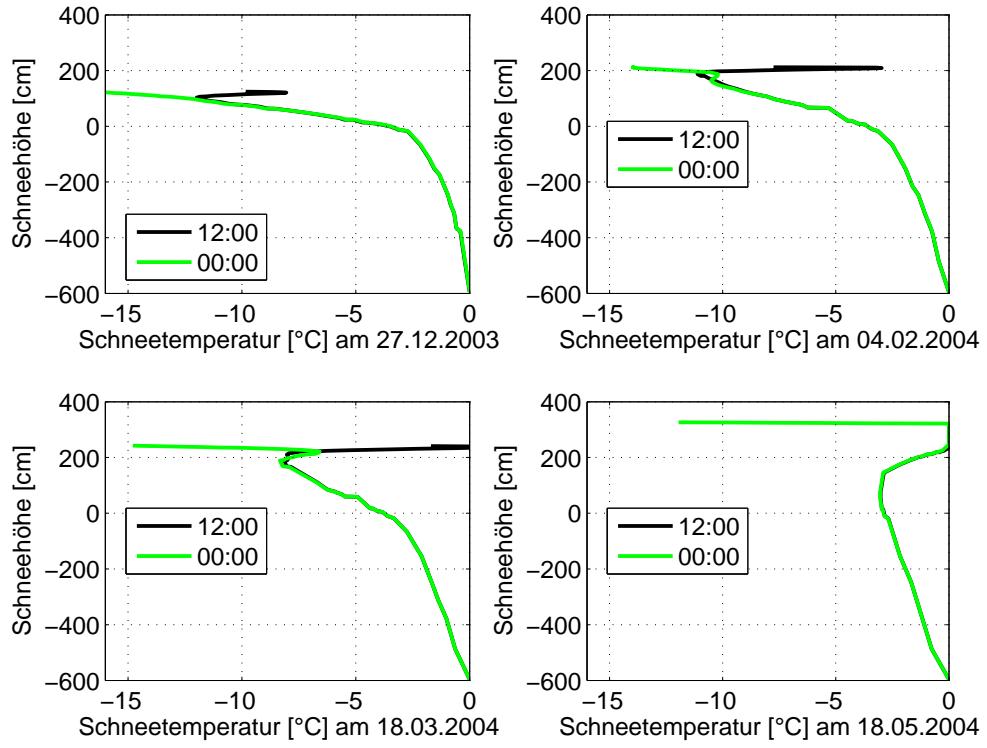


Abbildung 5.4: Vergleich der modellierten Schneetemperatur um 00:00 Uhr (grün) und 12:00 Uhr (schwarz).

in den Profilen vom 27.12. und 04.02. direkt unter der Oberfläche liegt, ist davon in der Vergleichsmessung nichts zu finden, weil erstens die Temperaturmessung nur alle 10cm erfolgt (also nicht direkt unter der Oberfläche) und zweitens die Schneetemperatur sich gleich nach dem Öffnen des Schachts an die Lufttemperatur angleicht und drittens auch die kurzwellige Einstrahlung zur Erwärmung beiträgt.

Mit Berücksichtigung des Phänomens der nicht gemessenen Temperaturumkehr dürften die ersten drei Winterschächte vom Modell tadellos simuliert werden. Mehr Probleme bereitet das Temperaturprofil in der Ablationsphase vom 18.05.; hier ist das Modell im gesamten Profil um etwa 1°C zu kalt. Da jedoch der Verlauf richtig nachgezeichnet wird, ist auch dieses Profil als gutes Indiz zu sehen, dass CROCUS in der Modellierung der Schneetemperatur brauchbare Ergebnisse bringt.

Eine dritte Möglichkeit, die Modellierung der Schneetemperatur zu verifizieren, bieten die automatischen Messdaten der Schneesensoren. Hier wurden zwei Temperaturfühler installiert: der erste misst die Schneetemperatur der Grenze Firn/Winterschnee, also auf dem definierten Nullpunkt; der zweite die Temperatur in 50cm Schneehöhe. In Abbildung 5.5 kann der Verlauf der Schneedeckentemperatur über das gesamte Jahr in den zwei kon-

stanten Höhen nachvollzogen werden. Die modellierte und die gemessene Schneetemperatur sind logischerweise erst ab dem Zeitpunkt vergleichbar, ab dem das Einschneien des jeweiligen Sensors stattgefunden hat. Dies geschieht an der 0cm -Grenze Anfang Oktober und an der 50cm -Grenze Anfang November. Resultierend aus der Tatsache, dass kurzwellige Strahlung in die Schneedecke eindringt und somit die Temperaturfühler erwärmt, werden in Abbildung 5.5 nur die Werte von 00:00 verglichen. Ab dem Einschneien laufen die gemessenen und die modellierten Kurven annähernd parallel. Lediglich der Zeitpunkt des Ausapersns der Sensoren wird vom Modell in beiden Fällen um sechs Tage zu früh getätigten. Dies könnte die Folge einer nicht ganz korrekten Modellierung der Energiebilanz sein, da auch die Schneehöhe in der simulierten Kurve schneller abnimmt als es in der gemessenen Kurve der Fall ist. Eine gut modellierte Temperaturverteilung ist nach einer brauchbaren Energiebilanz an der Oberfläche wichtig für eine möglichst der Natur entsprechende Simulierung der Schneedecke.

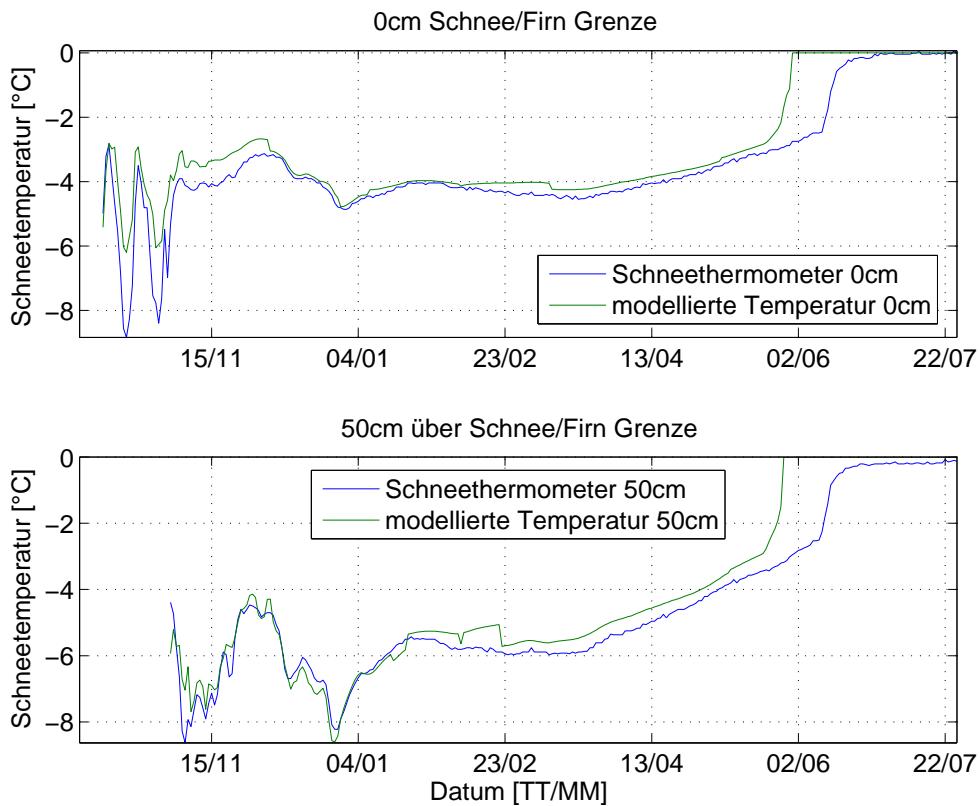


Abbildung 5.5: Vergleich der 00:00 Werte der modellierten (grün) mit der gemessenen (blau) Schneetemperatur in 0cm und 50cm Schneehöhe.

5.2 Schneedichte

Abbildung 5.6 stellt die Dichteverteilung mit einer Konturgrafik über das gesamte Modellierungsjahr dar. Zu Beginn der Akkumulationsphase sind Schneedichten zwischen 100

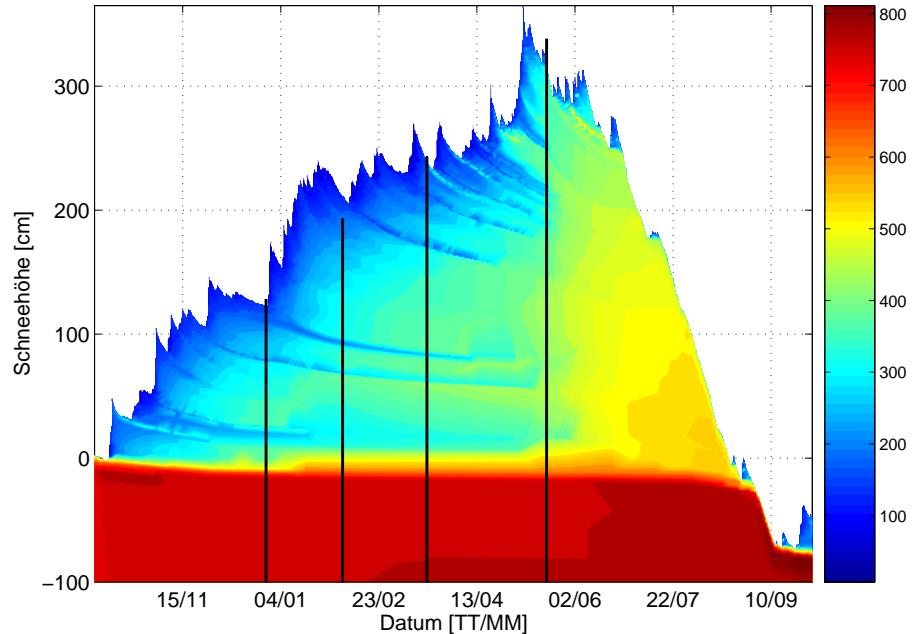


Abbildung 5.6: Räumliche und zeitliche Verteilung der Schneedichte; das Minimum der Schneehöhe an der Firnobergrenze (Sommerhorizont des glaziologischen Sommers 2003) stellt den Nullpunkt der Grafik dar. Die Balken markieren jene Zeitpunkte zu denen Schneeprofile gegraben wurden.

und 200 kg m^{-3} anzutreffen. Mit wachsender Schneedecke erfolgt eine Verdichtung der gesamten Schneedecke und somit auch ein Anwachsen der Dichten der einzelnen Schichten schneedeckenintern. So sind zum Beispiel zum Jahreswechsel (erster Balken) in den mittleren Schichten der Schneedecke schon Dichten rund um 500 kg m^{-3} vorzufinden. Diese Erhöhung der Dichte beruht auf einer Verdichtung durch erhöhte Auflast. Je weiter die Akkumulation voranschreitet und sich der Verlauf der Grafik zum Scheitelpunkt zwischen Akkumulation und Ablation bewegt, desto schneller erfolgt auch in den oberen Schichten der Schneedecke eine Verdichtung des Neuschnees. Dies beruht aber auf einer Erhöhung der Temperatur und der damit verbundenen Produktion von Schmelzwasser. So behält der Schnee im Zeitraum Dezember, Jänner und Februar in den obersten Schichten etwa die Dichte von Neuschnee, was auch von der Temperatur-Konturgrafik bestätigt wird, da in diesem Zeitraum sehr tiefe Temperaturen an der Schneeoberfläche vorzufinden sind. Mit dem Fortschreiten des Winters erhöht sich das Strahlungsangebot und die Zufuhr fühlbarer Energie. Dies beschleunigt die Setzung und erhöht demgemäß die Dichten in allen Schichten. Mit fortschreitender Ablation wird durch erhöhte Einstrahlung und

erhöhtem Schmelzwassertransport die Dichte immer höher und im Profil gesehen auch auf die gesamte Schneehöhe verteilt homogener. Im August wird der Nullpunkt erreicht und die Firnschicht abgeschmolzen, hier sind Dichten um 750kgm^{-3} vorzufinden.

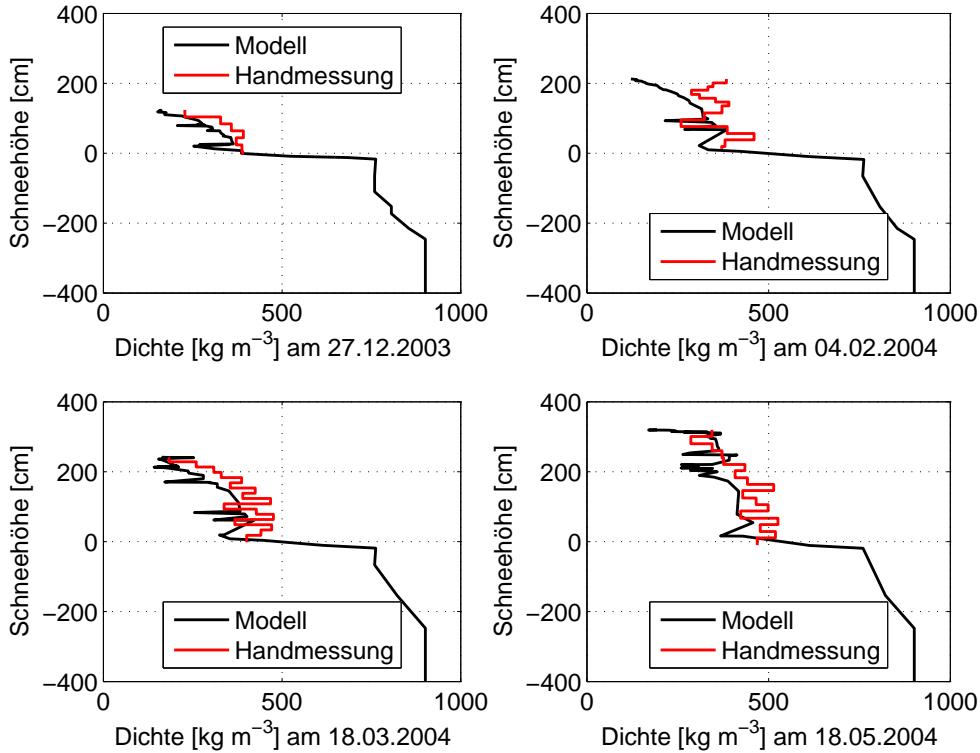


Abbildung 5.7: Vergleich der modellierten Schneedichten mit den Dichteprofilen der Schächte an den vier Begehungstagen.

Zur Bestätigung der Dichte-Konturgrafik eignen sich wiederum die Dichteinformationen der vier Schächte (Abbildung 5.7). Der Verlauf der gemessenen Profile wird prinzipiell durch die Modellierung wiedergegeben. Der Vergleich der Profile gestaltet sich im Falle der Dichte etwas schwieriger als im Falle der Temperatur, da die Temperatur einen mehr oder weniger gleichförmigen Anstieg im Profil aufweist, und in allen Schächten in 10cm Abständen gemessen wurde. Dies funktioniert messtechnisch für die Dichte nicht, da das Dichterohr eine Länge von circa 19cm besitzt, und somit die Feinheiten der Dichteveränderungen nicht genügend berücksichtigt werden können. Außerdem ist die Modellierung der internen Dichte(schichten) schon wesentlich komplexer als die Modellierung der Temperatur oder der Oberflächenparameter, da sich die Fehler in der Modellierung immer weiter fortpflanzen je größer die Abhängigkeit des betreffenden Parameters von anderen Größen ist. Trotzdem halten sich die Abweichungen weitgehend in Grenzen bzw. werden die Dichten zu den Zeiten 27.12., 18.03. und 18.05. gut simuliert. Hier treten vereinzelt Abweichungen bis zu 100kgm^{-3} auf. Generell sind die modellierten Dichten eher zu hoch gegenüber den gemessenen. Die größte Abweichung ist in Profil 04.02. zu beobachten.

Hier sind etwa 200kgm^{-3} Differenz zu beobachten, dies aber erst in den obersten 50cm. Ein Grund dafür könnte sein, dass CROCUS während langer Setzungsperioden zu viel kompaktiert und verdichtet.

5.3 Stratigraphie

CROCUS wurde in mehreren Etappen entwickelt. Erst in der zweiten Phase kam die Simulation der Stratigraphie hinzu. Brun et al. (1992) zeigt nach der Besprechung der zur Berechnung der Stratigraphie erforderlichen Gleichungen auch Modellierungsbeispiele und stellt gemessene Stratigraphien modellierten gegenüber. Anhand dieser Beispiele lässt sich erkennen, dass CROCUS sich nicht nur zur Energiebilanzmodellierung, sondern auch zur Modellierung der Schneemetamorphose eignet.

Leider können in der vorliegenden Arbeit die berechneten Stratigraphien nur sehr spärlich verifiziert werden, da die Station Teufelsegg nicht leicht zugänglich ist, und es daher nicht möglich ist eine große Zahl guter stratigraphischer Profile aufzunehmen. So muss mit einem Korngrößenprofil vom 18.05.2004 das Auskommen gefunden werden.

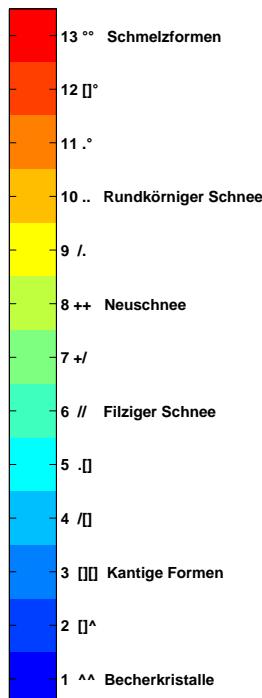


Abbildung 5.8: Von CROCUS berechnete Kornformen; die sechs Hauptformen sind beschriftet, die restlichen sieben Zwischenstadien nur als Symbol angegeben.

CROCUS kennt 13 verschiedene Kornformen. Jede der 13 Kornformen wird einer Zahl und einem Symbol zugeordnet, zur Visualisierung wird jedem Symbol noch zusätzlich eine bestimmte Farbe gegeben (Abbildung 5.8). In den Kapiteln 2.5.1, 2.5.3 und 2.5.4 wird die Berechnung der Stratigraphie durch CROCUS erklärt. Die Parameter Dendrizität, Sphärizität und Korngröße sind die Grundlage für die Berechnung der Kornform. Durch eine Aneinanderreihung von Abfragen kann aus diesen Parametern die Kornform bestimmt werden. Grundlage für diese Bestimmung bieten die Abbildungen 2.11 und 2.12. Zur Verifikation der Stratigraphie eignen sich die Konturgrafiken aller die Stratigraphie beinhaltenden Parameter. Die Umsetzung ist aber etwas komplizierter als dies bei Schneetemperatur und Schneedichte der Fall ist, da Dendrizität, Sphärizität und Korngröße von CROCUS nur durch zwei Variable ausgegeben werden.

- **bei vorhandener Dendrizität:** gibt die erste Stratigraphie Variable (SGRAN1) die Dendrizität und die zweite Stratigraphie Variable (SGRAN2) die Sphärizität aus.
- **bei nicht vorhandener Dendrizität:** gibt SGRAN1 die Sphärizität und SGRAN2 die Korngröße aus.

Dies ergibt gezwungenermaßen beim Zeichnen der Konturgrafiken von Dendrizität und Korngröße Lücken in den Grafiken. Abbildung 5.9 zeigt für jene Zeitpunkte, an denen

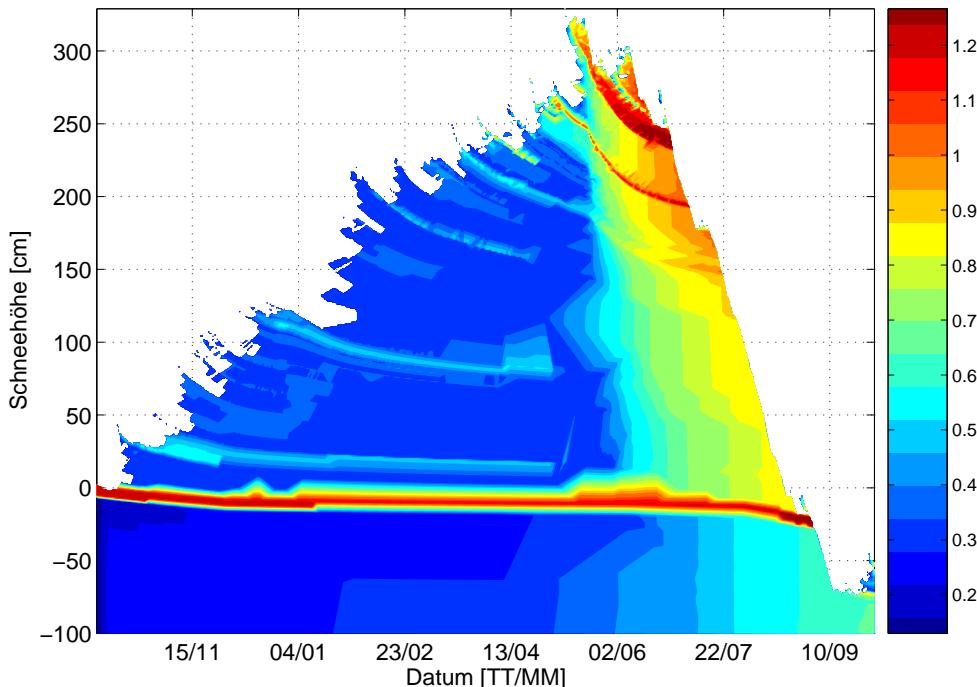


Abbildung 5.9: Konturgrafik der Korngröße über den gesamten Modellierungszeitraum. Die Lücken in den obersten Schichten im Akkumulationszeitraum entstehen dadurch, dass bei vorhandener Dendrizität keine Korngröße ausgegeben wird.

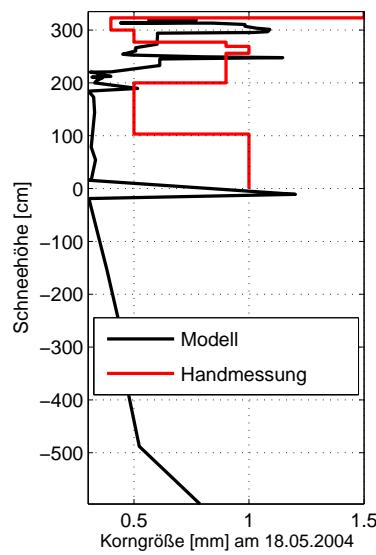


Abbildung 5.10: Profilvergleich der modellierten und der gemessenen Korngröße für den Schacht vom 18.05.2003.

das Korn keine Dendritizität mehr aufweist, die vertikale Korngrößenverteilung. Das Spektrum der Radien reicht von 0.2mm für die abbauend umgewandelten Körner bis 1.2mm für jene Körner, die einer Schmelzmetamorphose unterworfen waren. Gut zu erkennen sind die großen Kornradien (dunkelrot $\sim 1.2\text{mm}$) in den obersten Schichten von Juni und Juli; hier liegen Schmelzformen vor. Korngrößen zwischen 0.2mm und 0.4mm , beziehen sich auf die dunkelblau dargestellten Zeiträume, in denen abbauend umgewandelt wurde. Interessant sind zwei hellblaue Schichten bei $\sim 25\text{cm}$ und $\sim 100\text{cm}$. Hier sind Korngrößen zwischen 0.5 und 0.8mm zu finden. Schneekörper in dieser Größenordnung könnten auf kantige Hohlformen, aufbauend umgewandelte Formen und Tiefenreif hindeuten, wodurch diese zwei Schichten als Schwachschichten in der Schneedecke identifiziert werden könnten.

Der einzige zur Verfügung stehende Schacht, der sich zur Verifikation eines Korngrößenprofils eignet, ist jener vom 18.05. Verglichen mit den Temperatur- und Dichteprofilen, erscheint auch dieser stichprobenartige Vergleich der Korngröße der Modellierung ein gutes Zeugnis auszustellen. So ist der gemessene Verlauf der Korngröße durch das Modell gut wiedergegeben. Auf 0cm sind sowohl im Modell als auch in der Messung Korngrößen von etwa 1mm zu finden. In beiden Fällen erfolgt eine Abnahme der Korngröße bis in etwa 2m Schneehöhe. Das ist darauf zurückzuführen, dass in 0cm grobkörniger Firn anzutreffen ist und bis 2m abbauend umgewandelter Schnee vorzufinden ist, der bis zum 18.05. noch keiner Schmelzumwandlung unterworfen wurde. Über 2m Schneehöhe folgt in beiden Fällen ein Anstieg der Korngröße, wobei das Modell hier etwas differenzierter arbeitet als der Beobachter. Dies ist aber nicht auf eine Fehlfunktion des Modells zurückzuführen, sondern auf eine hohe Komplexität der Schneedecke, die

am Beginn des Frühjahrs ein häufiges Abwechseln von Schmelzharschschichten und weniger kompakten Schichten aufweist. Es ist zudem als Beobachter sehr schwierig und zeitaufwändig bis ins kleinste Detail alle Abfolgen von verschiedenen Korngrößen zu dokumentieren. Von diesem Standpunkt aus gesehen kann davon ausgegangen werden, dass CROCUS den Parameter Korngröße qualitativ gut simuliert.

Eine weitere Möglichkeit CROCUS auf eine gute Simulation der Stratigraphie zu überprüfen, liegt in einer Konturgrafik der Sphärizität. Abbildung 5.11 zeigt den Verlauf

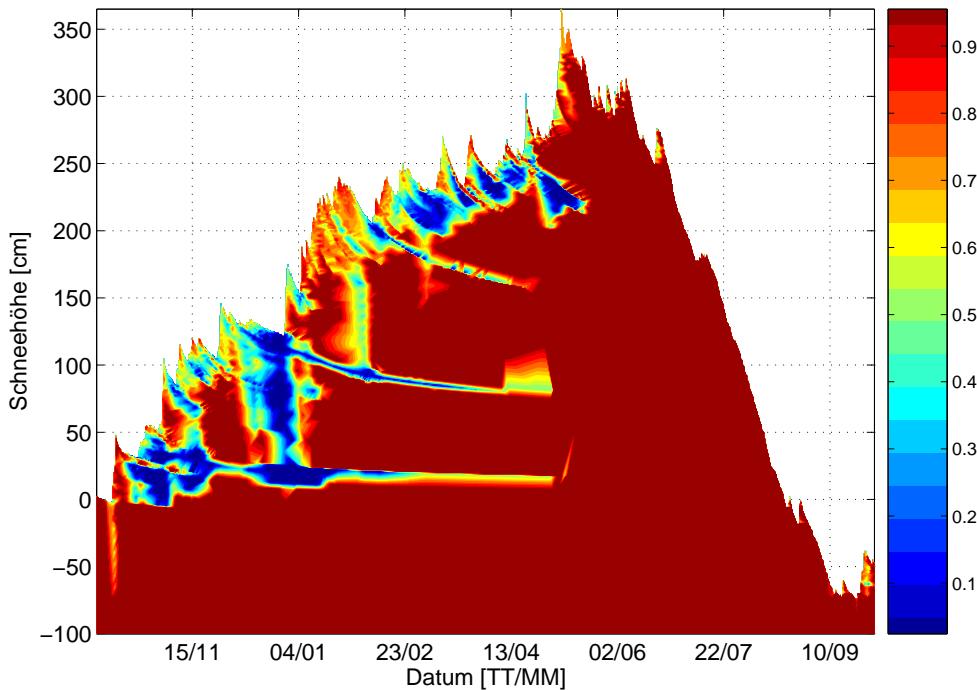


Abbildung 5.11: Räumliche und zeitliche Verteilung der Sphärizität.

der Sphärizität über den gesamten Modellierungszeitraum. Abbildung 5.11 bestätigt die Ergebnisse aus den Abbildungen 5.10 und 5.9. Es zeigt sich, dass im Hochwinter mit vorherrschenden tiefen Lufttemperaturen die Sphärizität zwischen 0.2 und 0.8 liegt. Dies deutet bei gleichzeitig hoher Dendritizität auf dendritische Kristallstrukturen in den oberen Schichten hin. Im Dezember besteht durch kaltes Strahlungswetter und geringe Schneehöhe ein großer Temperaturgradient in der Schneedecke und somit sind beinahe in der gesamten Schneedecke aufbauend umgewandelte Formen zu finden, die eine niedrige Sphärizität vorweisen. Die Vermutungen über die Stratigraphie aus den Abbildungen 5.11 und 5.9 bestätigen sich in Abbildung 5.12. In dieser Darstellung wird die Konturgraphik des Parameters Kornform gezeigt. Dieser Parameter wird von CROCUS nicht explizit berechnet. Wie bereits erwähnt lässt sich diese Berechnung außerhalb des Modells durchführen. Abbildung 5.12 zeigt, dass im Hochwinter die dendritischen Formen, also Neuschneekristalle und Schnee in filzigem Gefüge überwiegen. Bis Mitte Februar sind

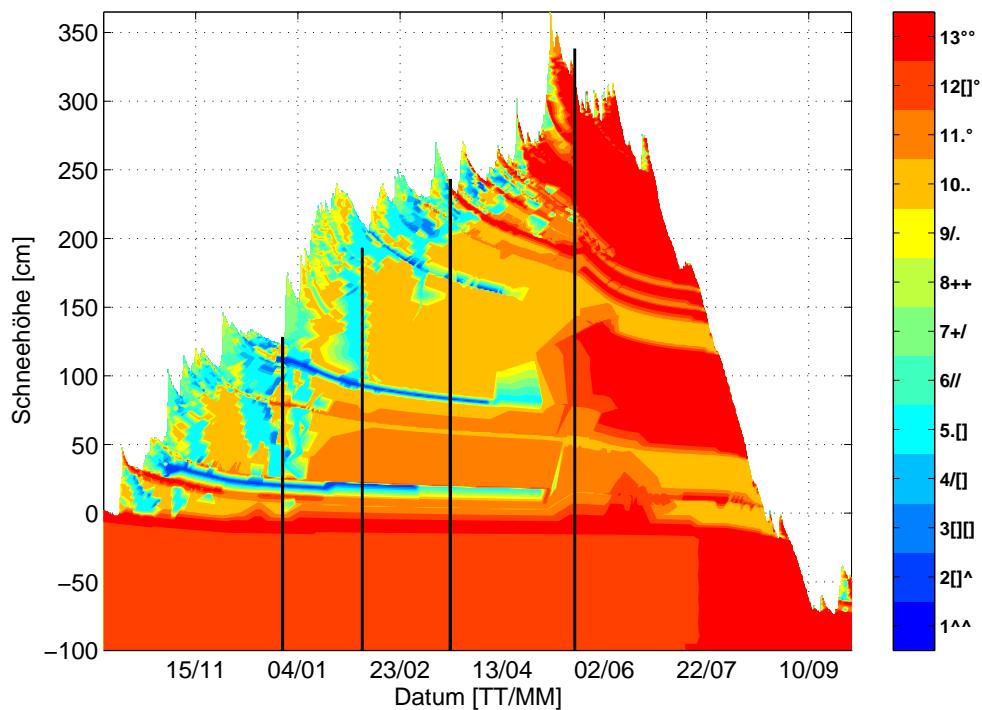


Abbildung 5.12: Konturgraphik der Stratigraphie über den gesamten Modellierungszeitraum; die schwarzen Balken stellen die Schächte dar.

in der gesamten Schneedecke aufbauend umgewandelte Formen zu finden. Je näher sich die Zeitskala dem Schneehöhenmaximum und somit den wärmeren Lufttemperaturen nähert, desto mehr überwiegen an der Oberfläche die Schmelzkrusten und innerhalb der Schneedecke der abbauend umgewandelte Schnee, der sich aus den moderaten Lufttemperaturen und der hohen Schneeauflast, die die Setzung vorantreibt, ergibt. Zu Beginn der Modellierung, Mitte Oktober, ist nach dem ersten Schneefall eine lange Schönwetterperiode ersichtlich, die ebenfalls eine Schmelzharschkuste mit sich bringt. Diese Schicht hält sich sehr lange und bietet später eine Aufbaufläche für aufbauende kantige Formen und Tiefenreif.

Neuschneefälle (++) werden in hellgrünen Tönen dargestellt. In der Ablationsphase überwiegen logischerweise die Schmelzformen, die durch den Schmelzwassertransport und den sich abwechselnden Schmelz-Frier-Zyklen entstehen. Die zwei Tiefenreif-Schichten auf $\sim 25\text{cm}$ und $\sim 75\text{cm}$ bewahrheiten sich ebenfalls, wobei beide Schichten beinahe die gesamte Akkumulationsphase überdauern.

5.4 Flüssigwassergehalt

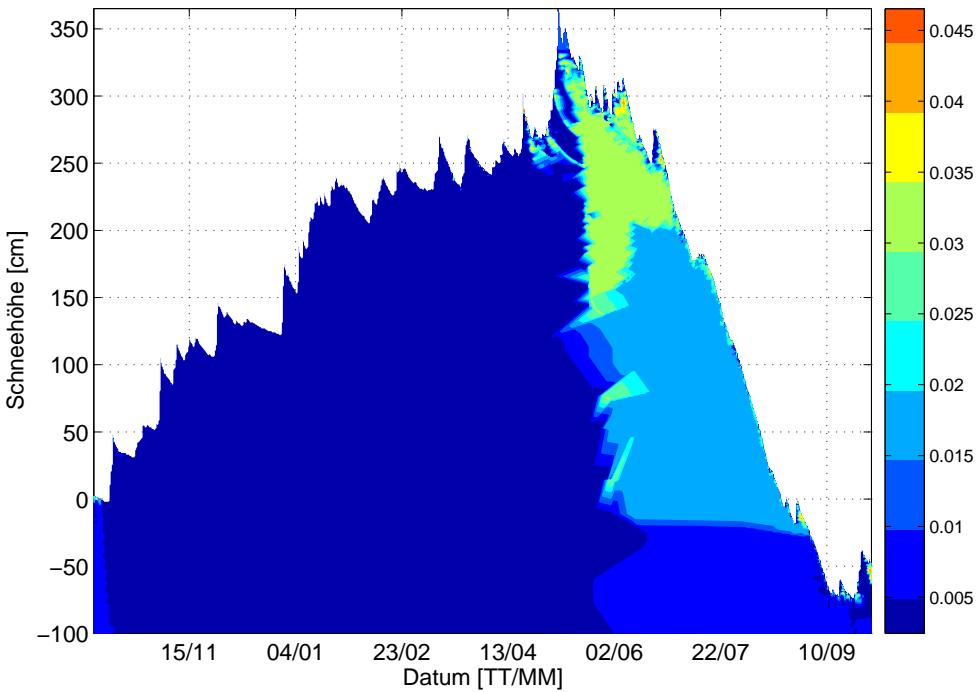


Abbildung 5.13: Konturgraphik des Flüssigwassergehalts der Schneedecke in $g\text{ cm}^{-1}$.

Abbildung 5.13 zeigt den Flüssigwassergehalt einer Schicht. Die Einheit ist Masse in $(10^{-3}kg)$ pro cm Schneehöhe. Wie zu erwarten nimmt der Flüssigwassergehalt mit fortschreitender Erwärmung der Schneedecke zu. Beinahe über den gesamten Akkumulationszeitraum herrscht ein konstanter Wert von 0.005 g cm^{-1} vor; dies ist der Residual-Wassergehalt und wird vom Modell als minimalster Flüssigwassergehalt vorgegeben. Mit der Erwärmung der Schneedecke zu Beginn der Ablationsphase erhöht sich der Flüssigwassergehalt von 0.005 g cm^{-1} auf 0.03 g cm^{-1} in den obersten $1.5m$ - $2m$ der Schneedecke. CROCUS transportiert das Flüssigwasser durch die gesamte Schneedecke und führt es im vorliegenden Falle erst nach den $10m$ Firn bzw. Eis aus der Schneedecke ab. Dies geschieht über einen Vergleich des aktuellen Wassergehalts einer Schicht mit dem Sättigungswassergehalt. Wird der Sättigungswassergehalt überschritten, wird der Wassergehalt der aktuellen Schicht auf den Sättigungswassergehalt von 0.05 g cm^{-1} reduziert (siehe Kapitel 2.6).

Kapitel 6

Energie- und Massenbilanz

Dieses Kapitel gibt einen Einblick in die durch CROCUS modellierten Komponenten der Energiebilanz. Ausgehend von einem Überblick über die modellierten Flüsse werden Vergleiche mit ähnlichen Energiebilanzstudien angestellt. Außerdem wird versucht, den Zusammenhang zwischen modellierter Massenbilanz und modellierter Energiebilanz zu durchleuchten. Erwähnenswert ist, dass alle Darstellungen und Überlegungen des Kapitels 6 aus dem Lauf 4, dem Referenzlauf resultieren.

6.1 Energiebilanz

CROCUS gibt über das FLUX-file die modellierten Energieflüsse aus. Diese sind: kurzwellige Strahlungsbilanz, langwellige Strahlungsbilanz, fühlbarer Wärmefluss, latenter Wärmefluss, Wärmefluss durch Regen, Wärmefluss durch Schneefall und Bodenwärmestrom. In Abbildung 6.1 erfolgt eine grafische Darstellung dieser Energieflüsse. Die physikalische Einheit der abgebildeten Größen ist Wm^{-2} ; die dargestellten Werte sind Tagesmittelwerte.

Eindeutig ist zu erkennen, dass die kurzwellige Strahlungsbilanz (Q_S) die größte Energiequelle für die Schneedecke darstellt. Im Winter sind die Werte naturgemäß sehr niedrig, im Sommer werden Tagesmittelwerte über $200Wm^{-2}$ erreicht. Ende Dezember und Anfang Jänner wird an Niederschlags- oder Bewölkungstagen beinahe keine kurzwellige Strahlung registriert. Die kurzwellige Strahlungsbilanz ist ein zur Oberfläche gerichteter Energiefluss und trägt daher ein positives Vorzeichen. Auf die kurzwellige Strahlungsbilanz wird in Kapitel 4.1 und 4.2 ebenfalls eingegangen.

Die langwellige Strahlungsbilanz (Q_L) entzieht im Mittel der Oberfläche Energie und wird daher mit negativem Vorzeichen behaftet. Während der Akkumulationsperiode ist die Bilanz der langwelligen Strahlung zwar etwas weniger negativ als in der Ablationsperiode (aufgrund der verstärkten langwelligen Ausstrahlung im Frühjahr und Sommer), aber insgesamt überwiegt ein starker Energieverlust durch Q_L . Auf die langwellige

Strahlungsbilanz wird in Kapitel 5.1 nochmals eingegangen.

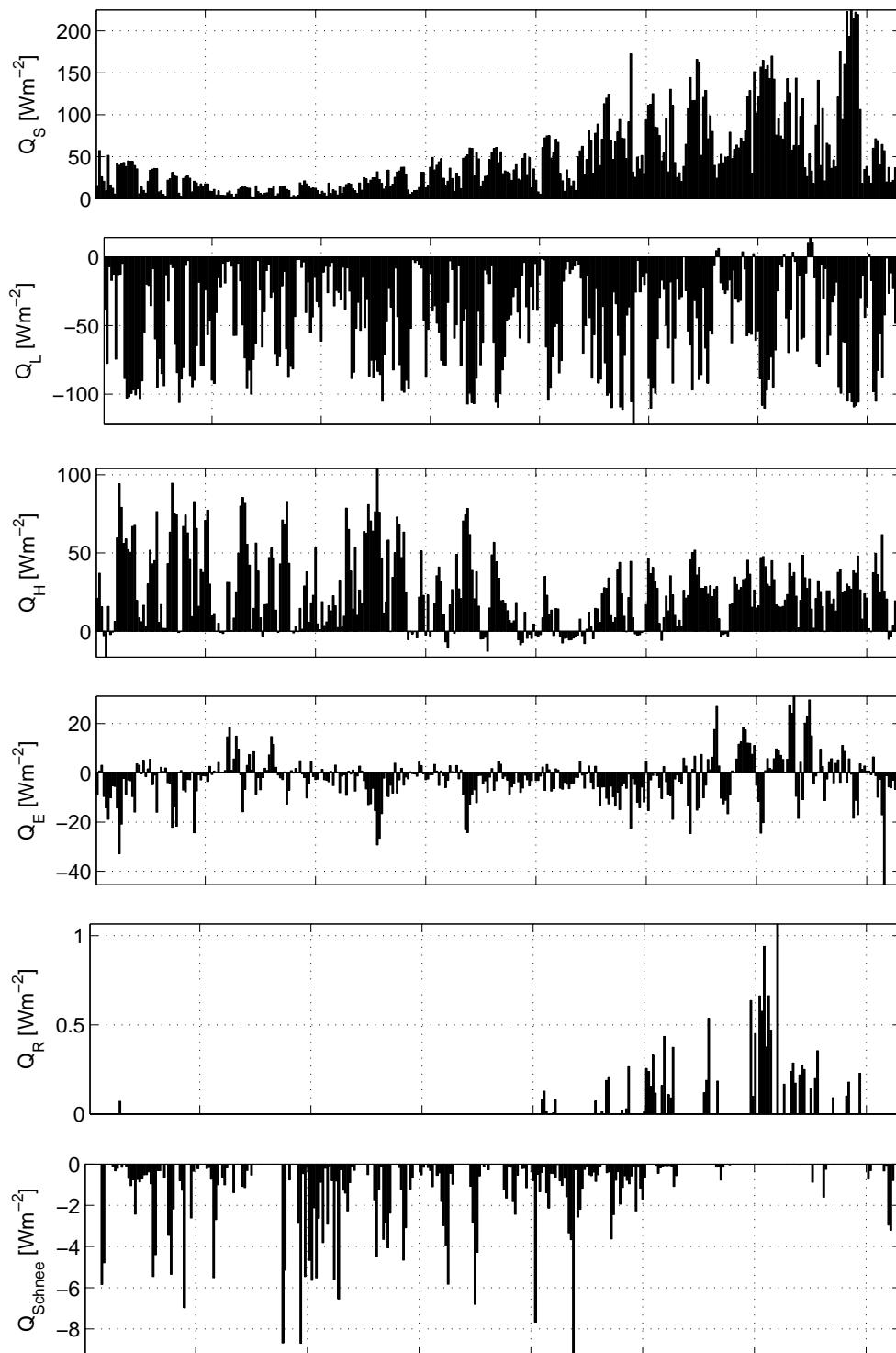


Abbildung 6.1: Die modellierten Komponenten der Energiebilanz: 1.) kurzwellige Strahlungsbilanz, 2.) langwellige Strahlungsbilanz, 3.) fühlbarer Wärmestrom, 4.) latenter Wärmestrom, 5.) Wärmefluss durch Regen, 6.) Wärmefluss durch Schneefall. Die dargestellten Größen sind Tagesmittel der Energieflüsse.

Der fühlbare Wärmestrom (Q_H) ist meist ein zur Oberfläche gerichteter Energiefluss. Ein negativer sensibler Fluss deutet darauf hin, dass die Schneetemperatur höher als die Lufttemperatur ist. Im Hochwinter ist der zur Oberfläche gerichtete fühlbare Wärmestrom höher als im Frühjahr und Sommer, da die Differenz zwischen Lufttemperatur und Schneedeckentemperatur in den “warmen” Jahreszeiten geringer ist und zudem während des Winters höhere Windgeschwindigkeiten und vermehrt Windereignisse anzutreffen sind, welche den turbulenten Austausch fühlbarer Wärme begünstigen.

Einen kleinen Beitrag für die Energiebilanz im Vergleich zu den bis jetzt genannten Energieflüssen liefert der latente Wärmestrom (Q_L). Dieser ist in der “kalten” Jahreszeit naturgemäß nahe bei 0, da hier kaum Verdunstung stattfindet. Je negativer der latente Fluss, desto mehr Energie gibt die Schneedecke über Verdunstung an die Atmosphäre ab. An Tagen mit negativem latentem Wärmefluss ist der Dampfdruck an der Schneeoberfläche größer als in der darüberliegenden Luftsicht. Dies bedeutet, dass ein zur Oberfläche gerichteter Dampfdruckgradient vorliegt. Ein positiver latenter Fluss ergibt einen Masse- und Energiegewinn der Schneedecke durch kondensierten Wasserdampf aus der Atmosphäre.

Den kleinsten Beitrag zur Gesamtbilanz liefert die Energie aus dem Niederschlag (fest und flüssig). Für das Modell CROCUS hat Schneefall allerdings negative und Regen positive Auswirkungen auf die Gesamtenergiebilanz. In Abbildung 6.2 werden lediglich die

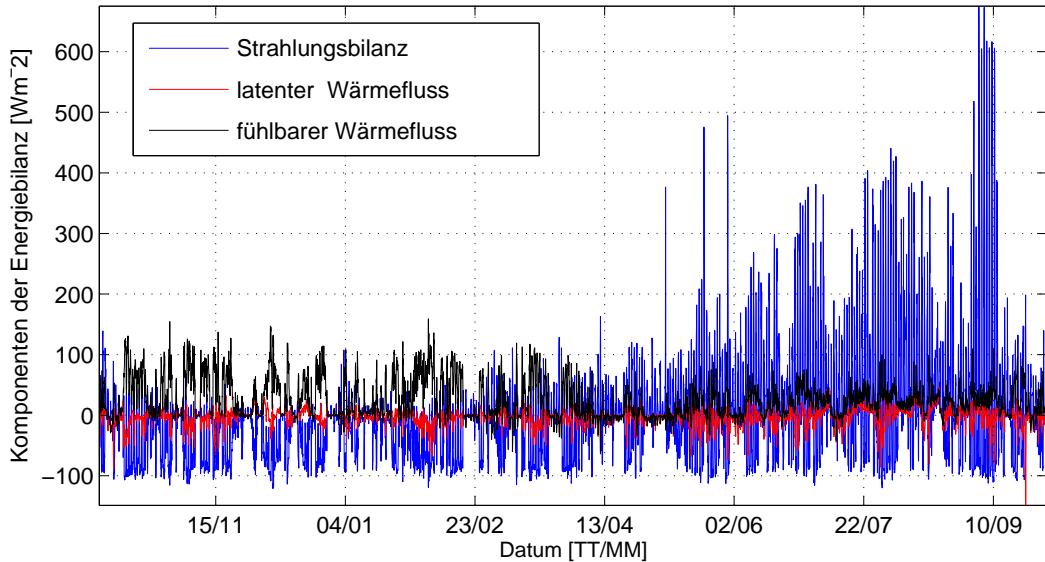


Abbildung 6.2: Darstellung der Strahlungsbilanz und des fühlbaren und des latenten Wärmestroms. Die dargestellten Größen sind Stundenmittelwerte.

drei wichtigsten Komponenten der Energiebilanz zur besseren Vergleichbarkeit übereinandergelegt.

Addiert man nun alle Energiebilanzkomponenten der Abbildung 6.1, so bekommt man die in Abbildung 6.3 dargestellte Gesamtenergiebilanz. Jeder Stundenmittelwert dieser

Abbildung ergibt sich aus der Summe aller modellierten Komponenten der Energiebilanz zu dieser Stunde. Ein Vergleich von Abbildung 6.2 und Abbildung 6.3 zeigt das Zusammenspiel der Energiebilanzkomponenten auf die Gesamtenergiebilanz.

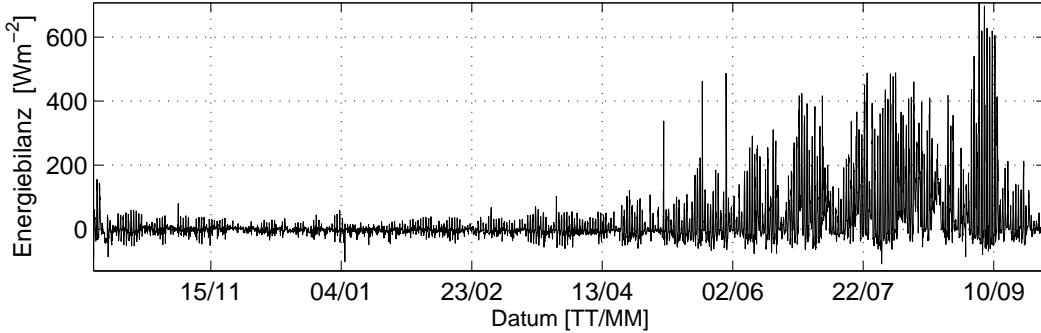


Abbildung 6.3: Darstellung der Gesamtenergiebilanz mit Stundenmittelwerten.

6.2 Vergleich mit anderen Energiebilanzstudien

Um die erhaltenen Größenordnungen der Energiebilanz qualitativ zu überprüfen, werden die mit CROCUS erzielten Ergebnisse mit den Ergebnissen ähnlicher Studien anderer Autoren verglichen.

6.2.1 Energiebilanz mit SNTERM - Kühtai 2002/2003

Leichtfried (2005) modelliert mit Hilfe von SNTERM die Energiebilanz der Schneedecke an einer alpinen Talstation im Kühtai für den Winter 2002/2003. Leichtfried zeichnet die modellierte Gesamtbilanz mit Stundenwerten und gibt tabellarisch die Mittelwerte der Energiebilanzkomponenten über den Modellierungszeitraum (15. November 2002 - 29. April 2003) an. In Tabelle 6.1 sind die erwähnten Ergebnisse der Studien von Leicht-

Periode und Station	Q_S	Q_L	Q_H	Q_E	\sum
15.11.02 - 29.4.03 Kühtai	42,3	-37,2	6,7	-4,4	7,4
15.11.03 - 29.4.04 HEF	23	-48	28	-3	0

Tabelle 6.1: Mittelwerte der wichtigsten Energiebilanzkomponenten der SNTERM Modellierung im Kühtai und im Vergleich dazu die CROCUS Modellierung (**Fett**) am Hintereisferner (HEF) ein Jahr später.

fried im Vergleich mit den durch CROCUS erzielten Ergebnissen aufgelistet. Aufgrund der Tatsache, dass es sich bei diesem Vergleich um zwei verschiedene Jahre und um die Energiebilanz an verschiedenen Orten handelt, ist der Vergleich etwas fragwürdig. Dennoch sind folgende Betrachtungen interessant: Zwischen den zwei Standorten liegen etwa

1000 Höhenmeter, der Hintereisferner befindet sich am Alpenhauptkamm, das Kühtai gut 50km nördlich des Hauptkammes. So herrschen an beiden Orten bedingt durch die unterschiedliche Höhenlage und die unterschiedliche Dominanz der verschiedenen Wetterregimes unterschiedliche Witterungsbedingungen. Die Akkumulationsperiode am Teufelsegg im Winter 2003/2004 dauert bis zum 03. Mai 2004. Es ist daher nicht verwunderlich, dass zum Zeitpunkt der Ausaperung am Standort Kühtai, am Standort Teufelsegg noch nicht einmal die Akkumulationsperiode zu Ende ist. Dies macht sich unter anderem dadurch bemerkbar, dass die gemittelte Gesamtenergiebilanz am 29.04. am Standort Kühtai mit $7,5Wm^{-2}$ naturgemäß deutlich positiv ausfällt, wo hingegen am Standort Teufelsegg noch eine mittlere Gesamtenergiebilanz von $0Wm^{-2}$ vorliegt. Kurios erscheint auch die Tatsache, dass die kurzwellige Strahlungsbilanz am Teufelsegg deutlich niedriger ausfällt als jene an der Station Kühtai. Eine Erklärung hierfür wäre, dass die Station Teufelsegg durch die Lage am Alpenhauptkamm öfters wolkenverhangen ist als die Station Kühtai. Eine zweite Erklärung bietet die Tatsache, dass durch den um etwa drei Monate verspätet einsetzenden Ablationsbeginn an der Station Teufelsegg gezwungenermaßen auch eine höhere Albedo vorherrschen muss, und somit die kurzwellige Strahlungsbilanz verringert wird.

6.2.2 Energiebilanz mit SOMARS - Teufelsegg 2003/2004

Eine bessere Möglichkeit zur Überprüfung der Güte der bilanzierten Energiegrößen ergibt sich durch den Vergleich mit den Ergebnissen von Schrott (2006). Dies bringt den großen Vorteil mit sich, dass die SOMARS- und die CROCUS - Modellierung für den selben Zeitraum und den selben Ort durchgeführt wurden. In Tabelle 6.2 werden die prozentuellen, monatlichen Anteile der Energiebilanzkomponenten für alle Monate mit Ablation (Mai bis September) für beide Studien gezeigt. Die Unterschiede zwischen beiden Studi-

Ablationsmonat	Nettostrahlung [%]	Fühlbare Wärme [%]	Kondensationswärme [%]
Mai	37 40	62 60	1 0
Juni	42 56	58 44	1 0
Juli	53 60	39 39	8 1
August	54 59	35 33	11 8
September	53 52	46 48	1 0
Mai - September	— 54	— 44	— 2
Mai - Oktober	52 —	41 —	7 —

Tabelle 6.2: Vergleich der prozentuellen Energiebilanzkomponenten von Schrott (2006) mit jenen der CROCUS Modellierung (**Fett**) über die Monate mit Ablation.

en bewegen sich in Bereichen von wenigen Prozenten. Im Monat Mai überwiegt aufgrund

der hohen Albedo der Schneedecke in beiden Fällen noch der fühlbare Wärmestrom als primäre Energiequelle. CROCUS modelliert für das Monat Juni schon mehr Nettostrahlung als fühlbare Wärme, während SOMARS im Juni noch den fühlbaren Wärmestrom als wichtigsten Energielieferanten sieht. Gründe dafür können in mehreren Punkten liegen; zum einen unterscheiden sich die beiden Modelle in der Berechnung des latenten Wärmeflusses und zum anderen modelliert SOMARS die Albedo, während CROCUS in der aktuellen Version diese als Eingabeparameter bekommt (Greuell, 1992). In den Monaten Juli, August und September sind sich SOMARS und CROCUS in der Modellierung der Nettostrahlung und der fühlbaren Wärme einig. In den Monaten Mai, Juni und September ist bei beiden Modellen die Kondensationswärme minimal vorhanden.

Abbildung 6.4 bietet einen grafischen Überblick über die durch CROCUS berechneten Monatsmittelwerte der wichtigsten Energiebilanzkomponenten (in Anlehnung an Schrotts Grafik).

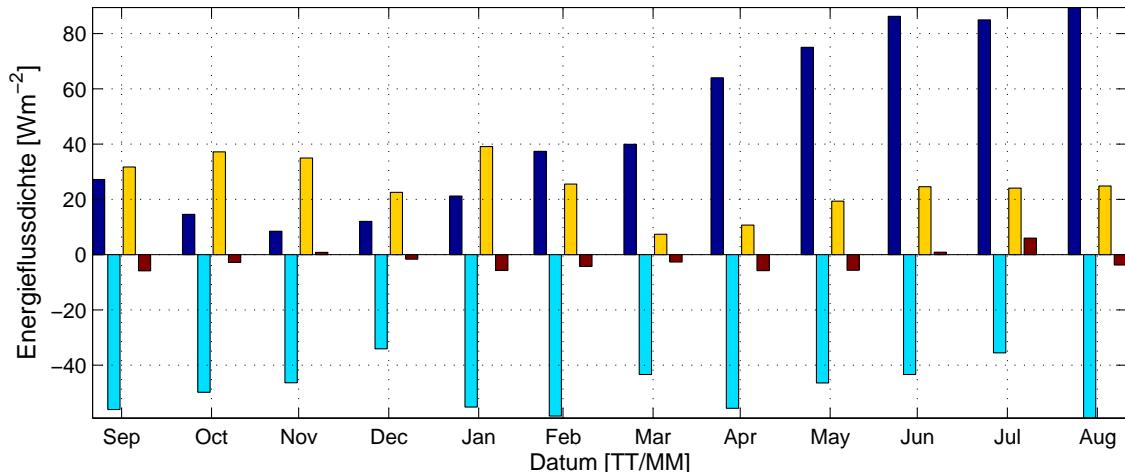


Abbildung 6.4: Monatsmittelwerte der kurzwelligen (dunkelblau) und der langwelligen (gelb) Strahlungsbilanz, des fühlbaren (hellblau) und des latenten (rot) Wärmestroms.

6.2.3 Wärmehaushaltsstation Hintereisferner - Sommer 1971

In Tanzer (1986) wurden ebenfalls Überlegungen zur Energiebilanz am Hintereisferner angestellt. Tanzer berechnet die Energiebilanz an der Wärmehaushaltsstation am Hintereisferner auf 2960m für den Zeitraum 15. Juli bis 18. August 1971. Die durch Tanzer ermittelten Zahlenwerte für die einzelnen Komponenten der Energiebilanz sind in Tabelle 6.3 ersichtlich. Zum Vergleich sind die mit CROCUS berechneten Ergebnisse mit Schrägstrich getrennt und fett gedruckt. Bei einer Differenz von $5 MJm^{-2}d^{-1}$ zwischen den Gesamtbilanzen erscheint es zunächst, als habe man es hier mit zwei ähnlichen Situationen zu tun. Bei genauer Einsicht auf die von Tanzer ermittelte Strahlungsbilanz

Komponente der Energiebilanz	Zahlenwert [$MJm^{-2}d^{-1}$]	% - Anteil
$Q_S + Q_L$	199 168	70 60
Q_H	96 97	34 34
Q_L	-9 16	-4 6
Σ	286 281	100

Tabelle 6.3: Mittelwerte der Energiebilanzkomponenten über den Zeitraum 15. Juli bis 18. August 1971 nach Tanzer (1986) und die CROCUS Berechnungen für den Zeitraum 15. Juli bis 18. August 2003 (**Fett**).

und der Zuhilfenahme von Wagner (1978) erscheint die dargestellte Strahlungsbilanz von $199 MJm^{-2}d^{-1}$ sehr fragwürdig. In Anbetracht der Tatsache, dass der Sommer 2004 eine deutlich negativere Massenbilanz für den Hintereisferner brachte (mit $-3025mm$ spezifischer Massenbilanz - persönliche Mitteilung von Dr. Fischer) als der Sommer 1971 (mit etwa $-1400mm$ spezifischer Massenbilanz), erscheinen die $199 MJm^{-2}d^{-1}$ aus dem Jahre 1971 gegenüber den ermittelten $168 MJm^{-2}d^{-1}$ als Mittel für die Periode 15. Juli bis 18. August 2003 zu hoch. Die gute Übereinstimmung im fühlbaren Wärmestrom erscheint hingegen plausibel. Bezuglich des latenten Wärmestroms kann folgendes festgestellt werden: Tanzer ermittelt mit $-9 MJm^{-2}d^{-1}$ eine deutlich negative Bilanz; mit CROCUS wurde mit $+16 MJm^{-2}d^{-1}$ eine deutlich positive Bilanz ermittelt. Eine positive Bilanz bedeutet, dass feuchtwarme Luftverhältnisse vorherrschen und somit Kondensation an der Schneeoberfläche stattfinden kann. Dies passt auch zur stark negativen Massenbilanz des Sommers 2003.

Mit den vorhergehenden Überlegungen und Vergleichen durch drei unterschiedliche Energiebilanzstudien erweist sich die durch CROCUS ermittelte Energiebilanz als glaubhaft und brauchbar.

6.3 Massenbilanz

CROCUS gibt über das Flux-file nicht nur die modellierten Energieflüsse, sondern auch die folgenden Massenbilanzkomponenten aus: Massengewinn durch Kondensation, Massenverlust durch Verdunstung und Sublimation, Niederschlag in Form von Regen und Schnee und der Abfluss am Boden. Um für jede Komponente der Massenbilanz die Gesamtmenge über die Modellierungsperiode zu erhalten, werden alle Komponenten einzeln kumulativ addiert. In Abbildung 6.5 werden die Größen der Massenbilanzkomponenten gezeichnet. Die Massenbilanz fällt in Summe negativ aus, weshalb der Abfluss mit $2431mm$ der größte Faktor der Massenbilanz ist. Naturgemäß bescheiden gegenüber Niederschlag und Abfluss ist der Anteil von Sublimation, Verdunstung und Kondensation

in Bezug auf die gesamte Massenbilanz. CROCUS berechnet für den Standort der Station

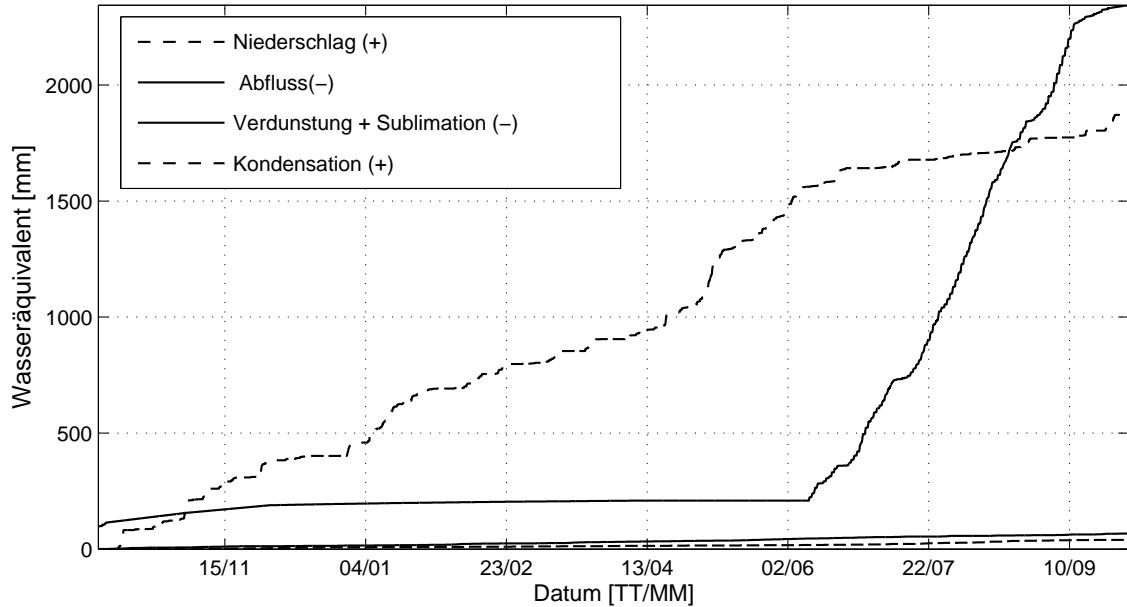


Abbildung 6.5: Die Komponenten der Massenbilanz: Niederschlag, Kondensation, Abfluss, Verdunstung und Sublimation. Die in Klammer gesetzten Vorzeichen bedeuten (+) Massengewinn; (-) Massenverlust.

Teufelsegg eine Ablation von -467mm Wasseräquivalent. Dies passt auch zur gemessenen Ablation des Ultraschallsensors, der eine Firnablation von 65cm misst. Rechnet man nämlich diese 65cm Firn mit einer geschätzten Dichte von 750kgm^{-3} in Wasseräquivalent um, so erhält man -488mm Wasseräquivalent Firnablation. Somit stimmen die "gemessene" und die modellierte Ablation gut überein. Im Vergleich dazu berechnet Schrott (2006) mit SOMARS -513mm Ablation. Nimmt man nun den nahegelegenen Firnpegel P93, so wurde an diesem Pegel -450mm Firnablation ermittelt (nach mündlicher Mitteilung von Dr. Fischer). In Tabelle 6.4 werden die verglichenen Abnützungen nochmals aufgelistet.

Massenbilanzen	we [mm]
CROCUS	- 467
SOMARS	- 513
Abschätzung	- 488
Pegel 93	- 450

Tabelle 6.4: Vergleich der vier unterschiedlichen Methoden zur Ermittlung der Firnablation am Standort der Station Teufelsegg.

Von Interesse ist nun noch der Zusammenhang zwischen der modellierten Massenbilanz der Schneedecke und der modellierten Energiebilanz. Dazu wird in Abbildung 6.6

der modellierte Verlauf des Wasseräquivalents der Schneedecke gezeigt. Der Zeitpunkt

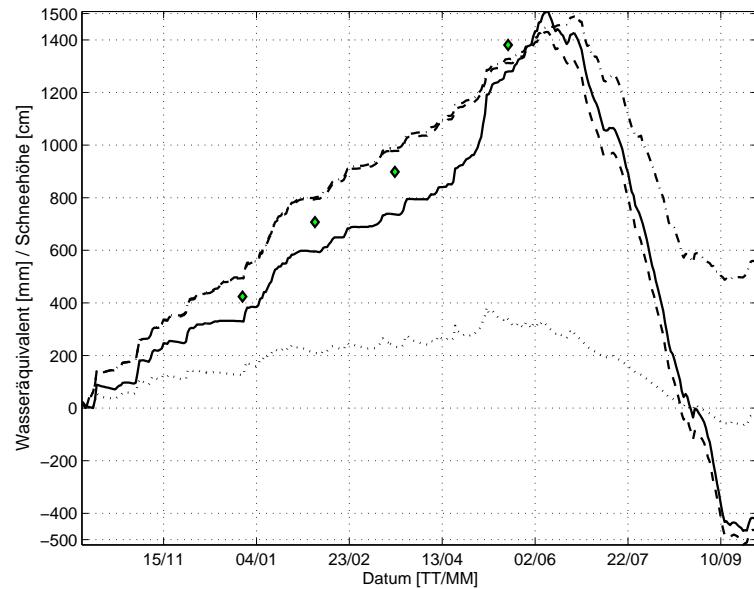


Abbildung 6.6: durchgezogen: Verlauf der modellierten Schneehöhe in mm Wasseräquivalent (Lauf 4); punktiert: Verlauf der modellierten Schneehöhe in cm (Lauf 4); strichiert: Lauf 3; strich-punktiert: Lauf 1; Raute: mm Wasseräquivalent der Schächte.

mit dem höchsten Wasseräquivalent ist der 09. Juni 2004, der niedrigste Wert wird am 22. September erreicht. Zwischen den beiden Terminen liegt eine Differenz von 2095mm Wasseräquivalent. Dies bedeutet, dass 2095kgm^{-2} Schnee abzuschmelzen, also zur Ablation freigegeben sind. Multipliziert man diese Schneemasse mit der Schmelzwärme von Wasser ($0,335\text{MJkg}^{-1}$), erhält man den Energiebedarf von $700\text{MJkg}^{-1}\text{m}^{-2}$, der notwendig ist um die gesamte Schneemenge abzuschmelzen und -467mm Ablation zu erreichen. Für den Zeitraum 09. Juni 2004 bis 22. September 2004 berechnet CROCUS 690MJm^{-2} .

Kapitel 7

Zusammenfassung

Eine große Zahl numerischer Schneedeckenmodelle wurde in den vergangenen vierzig Jahren von unterschiedlichen Autoren und Institutionen für verschiedenste Zwecke entwickelt. All diesen Modellen, seien sie nun für hydrologische Fragestellungen, für Massen- und Energiebilanzberechnungen schneebedeckter Gebiete oder für die operationelle Lawinenwarnung gedacht, liegt die Gemeinsamkeit zugrunde, dass durch die Eingabe meteorologischer Daten die natürliche Schneedecke nachmodelliert wird. Die Schwierigkeit für den Anwender eines solchen Modells liegt nun darin, erstens für die jeweilige Fragestellung das passende Schneedeckenmodell zu finden, und zweitens das gewählte Modell richtig zu adaptieren und womöglich noch Veränderungen am Programmcode vorzunehmen, um zufriedenstellende Ergebnisse zu erlangen.

Mit der vorliegenden Diplomarbeit wird der Versuch unternommen, das Schneedeckenmodell CROCUS für einen hochalpinen Standort auf seine Fähigkeit zu testen, Energie- und Massenbilanz und verschiedene Schneedeckenparameter zufriedenstellend zu modellieren.

Die Funktionsweise und das physikalische Prinzip des Schneedeckenmodells CROCUS sind in zwei grundlegenden Arbeiten (Brun et al., 1989; Brun et al., 1992) veröffentlicht worden, bzw. in der technischen Dokumentation (Martin, 1996a) sowie im User's Guide (Martin, 1996b) dokumentiert. Die vorliegende Diplomarbeit beinhaltet eine über die erwähnten vier Arbeiten hinausgehende Dokumentation zu CROCUS, sowie zusätzliche Ableitungen diverser Modellgleichungen.

Die Wetterstation Teufelsegg liefert die Daten, um das Modell in der Originalversion für das Massenbilanzjahr 2003/2004 zu starten. Zur Verifikation der Ergebnisse dienen die Wetterdaten der Station Teufelsegg, die Informationen die aus den gegrabenen Schächten an den Begehungstagen erhoben wurden, und Energiebilanzberechnungen von Schrott (2006). Nach der Vorbereitung eines initialen Firn/Eis-Profil (Anfangsbedingung) und eines meteorologischen Eingangsdatensatzes wird ein erster Lauf in der Originalversion des Modells CROCUS durchgeführt. In einer Gegenüberstellung von modellierter und gemessener Schneehöhe sowie modellierter und gemessener kurzwelliger Strahlungs-

bilanz und Albedo manifestieren sich problematische Punkte, die durch den ersten Modelllauf entstanden sind. Diese Punkte lassen sich entweder in der Akkumulationsphase (Schneedrift und Setzung) oder der Ablationsphase (kurzwellige Strahlungsbilanz und Albedo) zuteilen. In Folge werden noch drei weitere Modellläufe durchgeführt, um die Fehler aus Lauf 1 zu verbessern, diesen Läufen gehen Modellmodifikationen oder geänderte Einstellungen am Eingangsdatensatz voraus.

Die Parameter direkte und diffuse kurzwellige Strahlung und Bewölkungsgrad sind für den Start von CROCUS in dessen Urversion notwendig. An standardmäßig ausgestatteten Wetterstationen werden diese Parameter jedoch nicht gemessen. Daher verzichtet Lauf 2 auf die Aufspaltung der kurzweligen Strahlung in direkte und diffuse kurzwellige Strahlung und den Parameter Bewölkungsgrad, indem die Globalstrahlung eingelesen und das Programm entsprechend geändert wird.

CROCUS modelliert die Albedo zu hoch. Daraus resultiert eine zu geringe kurzwellige Strahlungsbilanz und ein zu geringes Abschmelzen der modellierten Schneedecke gegenüber der natürlichen. Aus diesem Grunde wird in Lauf 3 die Albedo über den Eingangsdatensatz eingelesen anstatt diese zu modellieren; auf die in der ursprünglichen Version parametrisierte Aufteilung der Albedo in Spektralbereiche wird ebenfalls verzichtet.

Treffen hohe Windgeschwindigkeiten auf geringe Schneedichten, bewirkt dies erhöhte Schneedrift. CROCUS erkennt diese Driftereignisse nicht, da die im Modell enthaltene Parametrisierung der Metamorphose nur eine Verdichtung der Schneedecke zulässt. Weiters wurde festgestellt, dass während lang anhaltender Strahlungswetterperioden sowie langer Niederschlagsperioden mit schwacher Niederschlagsintensität CROCUS die Setzung der Schneedecke schneller ablaufen lässt, als dies in der Natur geschieht. In Lauf 4 wird das Problem der nicht behandelten Schneeerosion durch CROCUS über Voreinstellungen am Niederschlag im meteorologischen Eingabefile gelöst. Dabei erweist sich ein Nullsetzen des Niederschlags an den für den Verlauf der Modellierung bedeutsamen Niederschlagsperioden als effektiv. Außerdem wird zum Ausgleich während der langen Niederschlagsperiode vom 30. Mai bis zum 06. April, in der das Modell die Setzung stärker vorantreibt als dies in der Natur geschieht, der Niederschlag ebenfalls über die Eingabedatei verändert. Somit ist mit Lauf 4 ein sogenannter Referenzlauf gefunden, dessen Ergebnisse mit den vorhanden Verifikationsdaten überprüft werden. Aufgrund der von Lauf 1 bis Lauf 4 durchgeführten Verbesserungen kann im Endeffekt die gemessene Schneedecke gut simuliert werden (siehe Abbildung 7.1). Verifikationen der Schneetemperatur werden mit der gemessenen Oberflächentemperatur, den Temperaturprofilen aus vier Schächten und der gemessenen Schneetemperaturen an der Grenze Firn-Neuschnee und der Schneetemperatur 50cm über der Firn-Neuschneegrenze durchgeführt. Die Vergleiche der modellierten Schneetemperatur mit den Temperaturprofilen und den schneedeckeninternen Temperaturen bringen zufriedenstellende Ergebnisse. Weiters

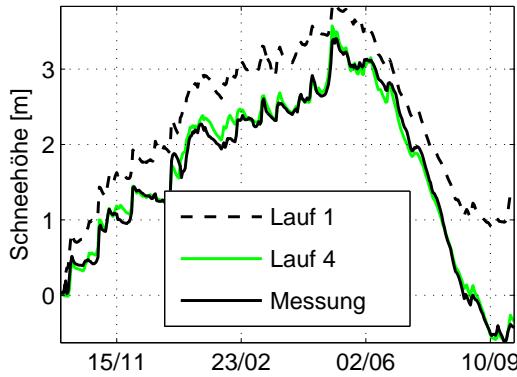


Abbildung 7.1: (links) Vergleich der gemessenen Schneehöhe mit den modellierten Schneehöhen aus Lauf 1 und Lauf 4.

lässt sich auch die modellierte Schneedichte mit den Dichteprofilen der vier Schächte vergleichen; und auch hier zeigt sich, dass CROCUS in der Lage ist, die Schneedichte mit einer durchaus zufriedenstellenden Genauigkeit zu modellieren. Schließlich bietet sich noch ein Korngrößenprofil zum Vergleich mit dem modellierten Parameter Korngröße an; auch dieser stichprobenartige Vergleich bestätigt die Fähigkeiten des Modells. Ein Vergleich der durch CROCUS erstellten wichtigsten Energiebilanzkomponenten mit den durch SOMARS (Schrott, 2006) berechneten Größen für den selben Zeitraum ergibt eine gute Übereinstimmung der erzielten Ergebnisse. Bezuglich der errechneten Massenbilanz an der Station Teufelsegg zeigt sich, dass ein nahegelegener Ablationspegel 450mm Firnablation aufweist, während CROCUS 467mm und SOMARS 513mm Firnablation berechnen.

Aufgrund der positiv ausgefallenen Verifikationen, die einerseits dem Modell CROCUS selbst und andererseits den durchgeföhrten Modifikationen zuzuschreiben sind, stellt sich CROCUS als ein sehr brauchbares Instrument zur Modellierung der Prozesse zwischen Atmosphäre und Schneedecke und den Prozessen in der Schneedecke dar.

Für zukünftige Modellierungen wäre es ratsam die existierende CROCUS fortran90 Version der Météo France zu verwenden, um damit die Ein- und Ausgabeprobleme zu beseitigen. Bezuglich der Schneerosion sollte eine entsprechende Schneedrift-Routine entwickelt und eingebaut werden. Um die Energiebilanz zu verbessern, wäre der Weg, die Albedo-Modellierung zu verbessern anstatt die Albedo einzulesen, der physikalisch korrektere.

Kapitel 8

Nomenklatur

a	empirische Konstante der Windfunktion	\mathbf{n}	Flächennormale
b	empirische Konstante der Windfunktion	p	Luftdruck
c	spezifische Wärme	q	spezifische Feuchte
C_E	Austauschkoeffizient für latente Wärme	Q_{abs}	absorbierte kurzwellige Strahlungsbilanz
C_H	Austauschkoeffizient für fühlbare Wärme	Q_C	Wärmeleitung
C_H	Austauschkoeffizient für Impuls	Q_{diff}	diffuse kurzwellige Strahlung
Cl	Bewölkungsgrad	Q_{dir}	direkte kurzwellige Strahlung
c_p	spez. Wärmekapazität für trockene Luft	Q_E	latenter Wärmestrom
c_{PE}	spez. Wärmekapazität von Eis	Q_G	Bodenwärmestrom
c_{PW}	spez. Wärmekapazität von Wasser	Q_H	fühlbarer Wärmestrom
$Cw(i)$	Flüssigwassergehalt einer Schicht i	Q_L	langwellige Strahlungsbilanz
D	Wasserdampfdiffusionskoeffizient	$Q_L \downarrow$	atmosphärische Gegenstrahlung
e	Dampfdruck	Q_M	Impulsfluss
e	Schichtdicke	Q_M	Energie durch Schmelzen/Gefrieren
g	Gravitationskonstante	Q_R	Energie durch Regenwasser
i	Index der spektralen Bänder	Q_S	kurzwellige Strahlungsbilanz
j	Index der Schneeschichten	$Q_S \downarrow$	Globalstrahlung
k	Permeabilität von Wasser	$Q_S \uparrow$	reflektierte kurzwellige Strahlung
k_{eff}	effektiver Konduktionskoeffizient	Q_V	Energie durch Wasserdampfdiffusion
k_E	Konduktionskoeffizient für Eis	Q_χ	Quellfunktion
K_H	Diffusionskoeffizient für fühlbare Wärme	Ri_B	Bulk-Richardson-Zahl
K_M	Diffusionskoeffizient für Impuls	S	Oberfläche
K_E	Diffusionskoeffizient für Wasserdampf	S_w	Grad der Sättigung
L	latente Wärme	S_{wi}	Wasseraufnahmekapazität einer Schicht i
L_M	latente Schmelzwärme	\mathbf{S}_χ^*	konvektiver Flussvektor
L_V	latente Verdunstungswärme	t	Zeit
L_{Subl}	latente Sublimationswärme	T	Temperatur
m^*	Massenänderungsrate	T_0	Schmelztemperatur
M_L	Molmasse trockene Luft	T_a	Lufttemperatur
M_V	Molmasse Wasser	T_s	Oberflächentemperatur
Mr	Masse Schmelzwasser	u	horizontale Windkomponente
n	Anzahl der Schneeschichten	u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit

U_w	vertikaler Wasserfluss
u_z	Wind in der Höhe z
\mathbf{v}	Windvektor
V	Volumen
w	vertikale Windkomponente
W	Flüssigwasserbilanz einer Schicht i
we	Wasseräquivalent
z	vertikale Koordinate
z_0	Rauigkeitsparameter
α	Albedo
β	Absorptionsvermögen
η	Viskosität von Schnee
κ	Karmankonstante
μ_w	Viskosität von Wasser
ρ	Dichte
ρ_a	Luftdichte
ρ_L	Dichte der trockenen Luft
ρ_S	Schneedichte
ρ_V	Wasserdampfdichte
ρ_W	Wasserdichte
σ	Stefan-Boltzmann Konstante
σ	vertikaler Druck
τ	Schubspannung
χ	Eigenschaft

Literatur

- Anderson, E., 1976: A point energy and mass balance model of the snow cover. *Technical Report NWS 19*, NOAA, Office of Hydrology, National Weather Service, Silver Spring, Md., 150pp.
- Arya, S.P., 1988: Introduction to micrometeorology. *International Geophysics Series*, **79**, 420pp.
- Bartelt, P., und M. Lehning, 2002: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, **35**, 123–145.
- Bruland, O., D. Maréchal, K. Sand, und Å. Killingtveit, 2001: Energy and water balance studies of a snow cover during snowmelt period at a high arctic site. *Theoretical and Applied Climatology*, **70**, 53–63.
- Brun, E., P. David, M. Sudul, und G. Brunot, 1992: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **38**, 13–22.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre, und C. Coléou, 1989: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **35**, 333–342.
- Colbeck, S., E. Akitaya, R. Armstrong, H. Gubler, J. Lafeuille, K. Lied, D. McClung, und E. Morris, 1990: The International Classification for Seasonal Snow on the Ground - The International Commission on Snow and Ice of the International Association of Scientific Hydrology. http://www.crrel.usace.army.mil/techpub/CRREL_Reports/reports/Seasonal_Snow.pdf, 37pp.
- De Quervain, M., 1978: Schneekunde, Lawinenkunde, Lawinenschutz. *Einführungsvorlesung Eidg. Techn. Hochschule Zürich, Vorlesungsskriptum*.
- Deardoff, S., 1968: Dependences of air - sea transfer coefficients on bulk stability. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 2549–2557.
- Durand, Y., G. Giraud, und L. Mérindol, 1998: Short-term numerical avalanche forecast used operationally at Météo-France over the Alps and Pyrenees. *Annals of*

- Glaciology*, **26**, 357–366.
- Ehrendorfer, M., 2003: Theoretische Meteorologie I. *Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, Vorlesungsskriptum*.
- Essery, R., E. Martin, H. Douville, A. Fernández, und E. Brun, 1999: A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate Dynamics*, **15**, 583–593.
- Etling, D., 2002: Theoretische Meteorologie - Eine Einführung. *Springer, 2.Auflage*, 354pp.
- Foken, T., 2003: Angewandte Meteorologie - Mikrometeorologische Methoden. *Springer*, 289pp.
- Gabl, K., und B. Lackinger, 1996: *Lawinenhandbuch, 6:Auflage*. Innsbruck - Wien: Tyrolia Verlag, 247 pp.
- Gray, J., L. Morland, und E. Morris, 1995: A phase-changing dry snowpack model. *Journal of Gaciology*, **41**, 11–29.
- Greuell, J.W., 1992: Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature at the ETH Camp, West Greenland. *Zürcher Geographische Schriften*, **51**, 81pp.
- Jordan, R., 1991: A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover. *CRREL Special Report*, **91-16**, 49pp.
- Kraus, H., 2001: Die Atmosphäre der Erde - Eine Einführung in die Meteorologie. *Springer, 2.Auflage*, 470pp.
- Kuhn, M., 1984: Physikalische Grundlagen des Energie- und Massenhaushaltes der Schneedecke. *Mitteilungen des Deutschen Verbands für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V.*, **7**, 5–56.
- Lefebre, F., H. Gallée, J.P. van Ypersele, und W. Greuell, 2003: Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland): A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research*, **108**.
- Lehning, M., P. Bartelt, B. Brown, C. Fierz, und S. Satyawali, 2002: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part II. Snow microstructure. *Cold Regions Science and Technology* , **35**, 147–167.
- Leichtfried, A., 2005: Schneedeckenmodellierung - Kühtai 2002/2003 - Sensitivitätsstudien. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck*, 122pp.
- Marbouty, D., 1980: An experimental study of temperature-gradient metamorphism. *Journal of Glaciology*, **26**, 303 – 312.

- Martin, E., 1996a: The snow cover model CROCUS - technical description. *Meteo France, centre national de recherches météorologiques, Centre d'études de la neige*, 26pp.
- Martin, E., 1996b: The snow cover model CROCUS - user's guide. *Meteo France, centre national de recherches météorologiques, Centre d'études de la neige*, 52pp.
- Matzi, E., 2004: Zeitreihen der Dichteentwicklung am Hintereisferner von 1964 bis 2002. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck*, 91pp.
- McComb, T.J.L., A.B. Rimmer, M.L.B. Rodgers, K.E. Turver, und A.F. Vickers, 1992: A mathematical model for the prediction of temperature in a dry snow layer. *Cold Regions Science and Technology*, **20**, 247–259.
- Müller, E., 2005: Hydrodynamik: Grundlagen und Numerische Verfahren - Diskretisierungsverfahren. <http://www.mpa-garching.mpg.de/lectures/HYDRO/hydro-3.pdf>, 28pp.
- Morland, L.W., R.J. Kelly, und E.M. Morris, 1990: A mixture theory for a phase-changing snowpack. *Cold Regions Science and Technology*, **17**, 271–285.
- Morris, E., 1983: Modelling the flow of mass and energy within a snowpack for hydrological forecasting. *Annals of Glaciology*, **4**, 198–203.
- Patankar, S., 1980: Numerical Heat Transfer and Fluid Flow. *Series in Computational and Physical Processes in Mechanics and Thermal Sciences*, 197pp.
- Pichler, H., 1997: Dynamik der Atmosphäre. *Spektrum - Hochschultaschenbuch*, 572pp.
- Recktenwald, G.W., 2004: Finite-Difference Approximations to the Heat Equation. <http://web.cecs.pdx.edu/~gerry/class/ME448/codes/FDheat.pdf>, 27pp.
- Schrott, D., 2006: Flächenhafte Modellierung der Energie- und Massenbilanz am Hintereisferner. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck*, 137pp.
- Smith, G., 1970: Numerische Lösung von partiellen Differentialgleichungen. *Vieweg Paperback*, 246pp.
- Tanzer, G., 1986: Berechnung des Wärmehaushalts an der Gleichgewichtslinie des Hintereisferrners. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck*, 103pp.
- Wagner, H.P., 1978: Strahlungshaushaltsuntersuchung am Hintereisferner/Ötztal während der Hauptablationsperiode 1971. *Dissertation, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck*, 188pp.

Wiscombe, W.J., und S.G. Warren, 1980: A Model for the Spectral Albedo of Snow. I:
Pure Snow. *Journal of Atmospheric Sciences*, **37**, 2712–2733.

Danke

- Friedl Obleitner für die Betreuung dieser Arbeit!
- dem centre d'études de la neige (CEN) der Météo France für die zur Verfügung gestellte CROCUS 2.2 Version!
- Jutta für das Korrekturlesen!
- meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung!