

**Datenanalyse und idealisierte Modellierung des Einflusses
von atmosphärischen Antriebsparametern auf den
Permafrost im Hochgebirge**

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

Markus Engelhardt

Mai 2009

INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
UNIVERSITÄT KARLSRUHE (TH)
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Untersuchungsgebiet	5
2.1	Messungen am Schilthorn	5
2.2	Albedo am Schilthorn	9
3	Das Coup-Modell	13
3.1	Grundlagen	13
3.2	Physikalische Prozesse des Modells	14
3.2.1	Bodenwärmeprozesse	14
3.2.2	Bodenwasserflüsse	17
3.2.3	Verdunstung	17
3.2.4	Schneedynamik	18
3.2.5	Numerik des Modells	19
3.3	Anpassung des Modells an die gemessenen Schneehöhen und Bohrlochtemperat- uren am Schilthorn	20
4	Ergebnisse idealisierter Modellierungen	27
4.1	Einfluss veränderter Jahresmittelwerte von Temperatur und Niederschlag auf die Auftauschicht	27
4.2	Abhängigkeit der Auftauschicht von veränderten Temperatur- und Niederschlags- werten einzelner Monate	30
4.2.1	Einfluss von Temperatur- oder Niederschlagsanomalien einzelner Monate auf die Auftauschicht	30
4.2.2	Abhängigkeit der Auftauschicht von der Monatsmitteltemperatur und der monatlichen Niederschlagssumme	36
4.2.3	Einfluss von gekoppelten Temperatur- und Niederschlagsanomalien ein- zelner Monate auf die Auftauschicht	37
4.3	Einfluss spezieller Temperatur- und Niederschlagsanomalien auf die Auftauschicht	41
4.4	Trägheit des Bodens	45

5	Modellergebnisse unter Verwendung von Daten regionaler Klimamodelle	47
5.1	Verwendete Simulationen regionaler Klimamodelle	47
5.2	Auftauschichten des Coup-Bodenmodells unter Verwendung der Klimadaten . . .	51
5.3	Zusammenhang zwischen den veränderten Auftauschichten und den Lufttemperaturdaten	52
5.4	Einfluss des Niederschlages auf die Auftauschicht	55
5.4.1	Modellierung der Auftauschichten nur für die Temperaturänderungen . . .	55
5.4.2	Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und Auftauschicht	61
5.4.3	Analyse des Einflusses kalter schneearmer Tage im Herbst auf die Auftauschicht	63
5.4.4	Einfluss der Schneebedeckung auf die Bodentemperatur	65
6	Entwicklung der Auftauschicht aus den Daten der Konsortialläufe des CLM	69
7	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	75
A	Anhang	77
A.1	Schaltereinstellungen des Coup-Modelles, die nicht der Default-Einstellung entsprechen (Bezeichnungen entsprechen denen im Modellcode)	77
A.2	Parametereinstellungen des Coup-Modelles, die nicht dem Default-Wert entsprechen (Bezeichnungen entsprechen denen im Modellcode)	78
B	Literaturverzeichnis	79

1. Einleitung

Klimaänderungen beschränken sich nicht nur auf die Lufthülle und die Ozeanströmungen unseres Planeten, sondern beeinflussen auch das Temperaturfeld im Boden, welches weitgehend durch klimatische Größen bestimmt wird. Als hervorragender Klimaindikator erweist sich dabei der gefrorene Untergrund, in dem die Wärmeleitung als dominierender Prozess der Energieübertragung auftritt (Haeberli und Hohmann, 2008).

Bereits Muller (1945) verwendete für dauerhaft gefrorenen Boden den Begriff Permafrost (für *permanenter Boden*frost). Dieser ist als Lithosphärenmaterial definiert, welches je nach Definition für den Zeitraum von mindestens einem Jahr (Washburn, 1979; Haeberli, 1990) oder zwei aufeinanderfolgenden Jahren (French, 1996) dauerhaft gefroren bleibt. Permafrost existiert deshalb ab einer Tiefe, in der die Temperatur trotz jahreszeitlicher Schwankungen unter dem Gefrierpunkt bleibt (Williams und Smith, 1989). Dieses Niveau markiert den so genannten Permafrostspiegel. Im Bereich zwischen der Bodenoberfläche und dem Permafrostspiegel, der Auftauschicht, taut der Boden saisonal auf. Die Dicke der Auftauschicht kann von Jahr zu Jahr sehr stark variieren und liegt nach Nyenhuis (2005) im Schweizer Hochgebirge typischerweise bei einigen Metern. Unter dem Permafrostspiegel liegt der Permafrostkörper, der nach unten von der 0°C - Isotherme im Untergrund, der Permafrostbasis, begrenzt wird. Der Permafrostkörper weist in den Alpen eine Mächtigkeit von bis zu 1 km auf (Stocker-Mittaz et al., 2002).

Vor dem Hintergrund des Klimawandels werden immer häufiger dessen mögliche Auswirkungen auf den Hochgebirgspermafrost diskutiert (Harris et al., 2009). Da Permafrost die Geländestabilität in hochalpinen Regionen maßgeblich beeinflusst, können sich bei schwindendem Permafrost oder mächtigeren Auftauschichten die Gefahrenpotenziale für Felsstürze, Hangrutschungen und Murengänge erhöhen. Eine auffallend hohe Zahl an Felsstürzen im Jahr 2003 wird mit dem in diesem Jahr besonders tief liegenden Permafrostspiegel infolge der extrem hohen Sommertemperaturen in Verbindung gebracht (Gruber et al., 2004). Philips und Schweizer (2004) diskutieren auch die Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von Permafrost und Lawinenabgängen, da die Schneestabilität in Hanglagen auch von den Bodentemperaturen abhängt. In dicht besiedelten und touristisch intensiv genutzten hochalpinen Gebieten wie den Schweizer Alpen sind daher genaue Kenntnisse über die Verbreitung der Permafrostgebiete und deren Veränderung notwendig. Während verschiedener Forschungs- und Bauprojekte wurden Bohrungen in den Permafrost durchgeführt und die Bohrlöcher mit Sensoren ausgestattet. Aus diesem Messnetz entwickelte sich das schweizerische Permafrostbeobachtungsnetz PERMOS (PERmafrost MONitoring in

Switzerland), als Forschungsprojekt der Schweizer Akademie der Naturwissenschaften (SANW). PERMOS gehört zu einem europäischen Netz, welches im Rahmen des EU-Projektes „Permafrost und Klima in Europa“ (*Permafrost and Climate in Europe*, PACE) (Harris et al., 2001) etabliert wurde. Außerdem ist es in das durch die Weltorganisation für Meteorologie (*World Meteorological Organization*, WMO) und den Internationalen Permafrostverband (*International Permafrost Association*, IPA) koordinierte globale Netzwerk für Permafrost (*Global Terrestrial Network Permafrost*, GTN-P) (Burgess et al., 2000) eingebunden. Sensoren in Bohrlöchern und meteorologische Stationen zeichnen an verschiedenen Stellen die wichtigsten Parameter wie Temperatur, Strahlung und Schneehöhe auf.

Die Anzahl der Bohrlöcher reicht jedoch nicht aus, um alle Permafrostgebiete in den Alpen zu erfassen. Außerdem lassen die bisherigen Bohrlochdaten keinen eindeutigen Trend der Bodentemperaturen erkennen. Um diese Defizite auszugleichen und zukünftige Entwicklungen der Auftauschichten in den Permafrostgebieten abschätzen zu können, werden die Bodentemperaturen modelliert. Die Modellierungen führen auch zu einem besseren Verständnis der Zusammenhänge zwischen den atmosphärischen Einflüssen und den Bodentemperaturen.

Einer der Standorte im PERMOS ist das Schilthorn, ein Bergmassiv im Berner Oberland in den Schweizer Alpen. Dort befindet sich seit 1999 in 2900 m Höhe, etwa 60 m unterhalb des Gipfels, das erste mit Temperatursensoren ausgestattete Bohrloch. Bis heute kamen zwei weitere Bohrlöcher hinzu. Eine meteorologische Station liefert zusätzliche Informationen. Völksch (2004) fand hier Unterschiede in dem Verhalten des Permafrostes in zwei nur 15 m voneinander entfernten Bohrlöchern. Seine Untersuchungen erfolgten mit einem gekoppelten Boden-Atmosphären-Modell, dem Coup-Modell (Kapitel 3). Auch Scherler (2006) verwendete dieses Modell, um die Wärme- und Massentransportvorgänge in der Auftauschicht am Schilthorn zu beschreiben. Die Modellierung der Bodentemperaturen von Oktober 2003 bis Oktober 2004 sollte zeigen, inwieweit die Infiltration von Schmelzwasser für Temperatursprünge im Boden verantwortlich sein kann. In dessen Arbeit wurden jedoch keine Einflüsse von Temperatur oder Niederschlagsanomalien auf die Schneebedeckung oder die Auftauschicht diskutiert. Mit Hilfe eines eindimensionalen Modells stellten Lütschg et al. (2008) zum ersten Mal die Zusammenhänge zwischen Schneebedeckung und deren Einfluss auf die Temperaturverhältnisse im Boden dar. Dabei hatte die Schneehöhe einen größeren Einfluss auf den Permafrost als die mittlere Jahrestemperatur. Die für die Höhe der Schneedecke entscheidenden Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse der vorangehenden Monate blieben allerdings unberücksichtigt. Doch gerade die Kenntnisse dieser Zusammenhänge sind wichtig, um bei der sich abzeichnenden Klimaänderung die Auswirkungen auf den Gebirgspermafrost abschätzen zu können.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, in idealisierten Modellierungen die Sensitivität der Auftauschicht am Schilthorn von Temperatur- und Niederschlagseinflüssen zu bestimmen (Kapitel 4). Dazu werden zunächst die vorhandenen Temperaturdaten der meteorologischen Station am Schilthorn von 1999 bis 2007 und die modellierten Schneehöhen aus dem Coup-Modell verwendet, um die Niederschläge an diesem Standort abzuschätzen. Anschließend erfolgt eine Anpassung der Bodenparameter im Modell, um zu einer realistischen Modellierung der Bodentemperaturen zu gelangen. Dabei wird vor allem auf die Übereinstimmung der Tiefe der Auftauschicht im Modell mit den Messdaten Wert gelegt. Während die Temperaturdaten der meteorologischen Station als Eingabewerte für das Modell dienen, werden die Bohrlochtemperaturen sowohl als Startwerte als auch zur Verifizierung des Modells benutzt. Mit den Ergebnissen von regionalen Klimamodellen wird vereinfachend die zukünftige Entwicklung des Permafrostes modelliert (Kapitel 5). Dabei werden weitere Abhängigkeiten der Auftauschicht von Temperatur und Niederschlag herausgearbeitet. Als Randbedingung für Klimaparameter finden die Ergebnisse dreier regionaler Klimamodelle Eingang; sie beschreiben die Verhältnisse in der Region eines Bohrloches am Corvatsch (Engadin, Schweiz) in 2500 m Höhe. Abschließend wird in Kapitel 6 die zukünftige Entwicklung der Auftauschicht im Gebirgspermafrostgebiet abgeschätzt, indem Ergebnisse von Konsortialläufen des regionalen Klimamodells CLM als Randbedingung für Modellierungen verwendet werden. Hierzu dienen verschiedene Zeitreihen von acht Gitterpunkten um den Bereich des Schilthornes.

2. Untersuchungsgebiet

Das 2970 m hohe Schilthorn ist Teil eines Bergmassives im Berner Oberland in den Schweizer Alpen (Abb. 2.1). Dieses befindet sich in der Übergangszone zwischen den Voralpen und dem Alpenhauptkamm. Beim Bau der Gipfelstation der Schilthornbahn zwischen 1965 und 1967 hat man dort Permafrost in Form von mehreren Eislinsen entdeckt. Seit der ersten wissenschaftlichen Untersuchung von Imhof (1996) ist das Schilthorn Gegenstand zahlreicher Forschungsarbeiten (z.B. Imhof et al., 2000; Vonder Mühl et al., 2000; Hauck, 2001; Mittaz et al., 2002; Hilbich et al., 2008). Diese machten das Schilthorn zu einer der am intensivsten untersuchten Permafrostgebiete der europäischen Alpen. Zwischen 1998 und 2001 wurden drei Bohrlöcher in den Nordhang des Schilthornes gebohrt. Sie sind heute Teil des Beobachtungsnetzes PERMOS.

Die Bodentemperaturen am Schilthorn sind höher als an anderen Standorten mit vergleichbarer Höhe und Exposition. Dies ist wahrscheinlich die Folge von niedriger Albedo des Gesteines und relativ hoher Schneedecke an diesem Standort (Hauck, 2001). In den obersten Metern des Bodens findet sich auch ein vergleichsweise niedriger Eisgehalt (Vonder Mühl et al., 2000). Noetzli et al. (2008) bestätigten den niedrigen Eisgehalt am Nordhang des Schilthornes im Bereich der Bohrlöcher 60 m unterhalb des Gipfels. Unmittelbar am Gipfel wiesen sie jedoch an der Nordseite einen sehr hohen Eisgehalt nach. Die physikalischen Eigenschaften des Permafrostes wie Temperatur und spezifischer Widerstand des Untergrundes zeigen nach Völksch (2004) am Schilthorn trotz gleicher Umgebungsbedingungen selbst innerhalb einer kurzen Entfernung von einigen Dekametern zwischen zwei Bohrlöchern sehr deutliche Unterschiede. Am Südhang des Schilthornes befindet sich in einer oberflächennahen Schicht kein Permafrost. Aufgrund der Exposition des Berges findet sich unter dem Gipfelgrat des Schilthornes ein nahezu horizontaler Wärmefluss von der Süd- zur Nordseite des Berges (Noetzli et al., 2007).

2.1. Messungen am Schilthorn

Die meteorologische Station am Schilthorn befindet sich im Nordosthang des Schilthornes auf einem kleinen Plateau (46°33'N, 7°50'E) etwa 60 Meter unterhalb des Gipfels (Abb. 2.2). Diese misst seit dem 16.07.1999 die wichtigsten meteorologischen Parameter wie Lufttemperatur, relative Feuchte, Strahlung, Windrichtung und -geschwindigkeit sowie die Schneehöhe. Für den Zeitraum 1999 bis 2007 zeigen die Messdaten eine mittlere Jahrestemperatur am Schilthorn von $-2,8^{\circ}\text{C}$, im Januar durchschnittlich -10°C und im Juli durchschnittlich $+4^{\circ}\text{C}$ (Abb. 2.3). Eine geschlossene Schneedecke liegt am Schilthorn im Mittel zwischen Anfang Oktober und Mitte Juli. Darüber hinaus können an jedem Tag des Jahres Schnee-



Abb. 2.1: Der Gipfel des Schilthornes. Foto: J. Noetzli

fälle auftreten, die kurzzeitig eine geschlossene Schneedecke bilden können. Eine Schneehöhe von mehr als 30 cm trat zwischen 1999 und 2007 im Mittel zwischen Anfang November und Anfang Juli auf. Die mittlere maximale Schneehöhe liegt bei 2 m und wird gewöhnlich im Mai erreicht (Abb. 2.4). Der Wind weht am Schilthorn im Mittel mit 2 ms^{-1} und kommt ganz überwiegend aus Norden (Abb. 2.5). Neben der Schneehöhe erfolgt an dieser Station keine Messung der Niederschlagsmenge. Imhof et al. (2000) schätzt die jährliche Niederschlagssumme an diesem Ort auf 2700 mm, wovon 90 % in Form von Schnee fällt.



Abb. 2.2: Die meteorologische Station am Schilthorn. Foto: J. Noetzi

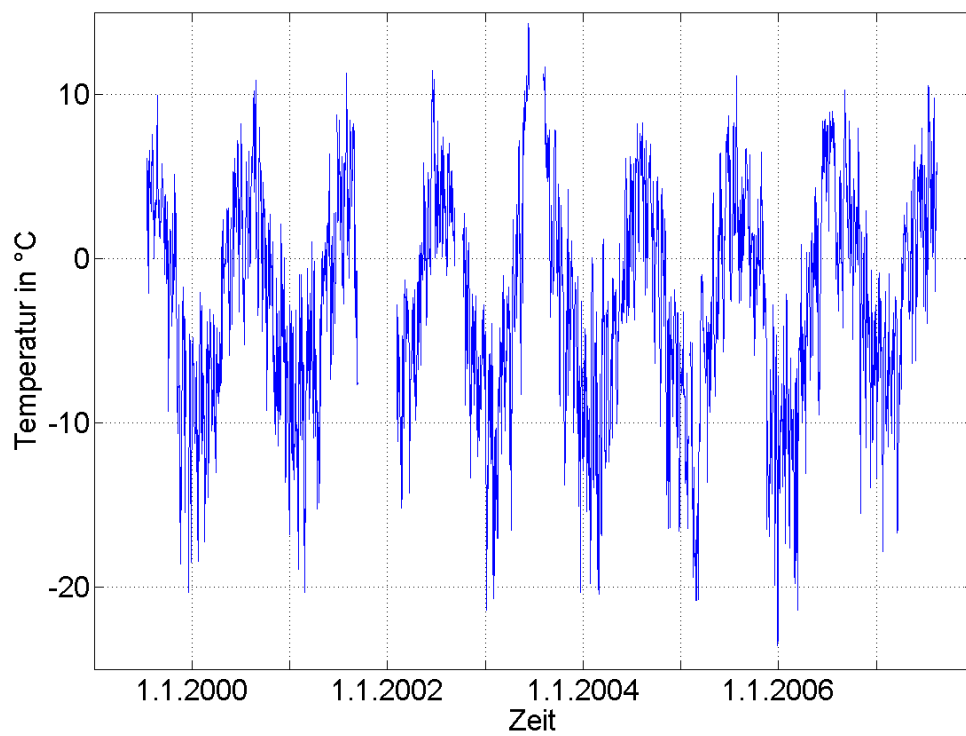


Abb. 2.3: Tagesmittelwerte der Lufttemperatur am Schilthorn von 1999-2007.

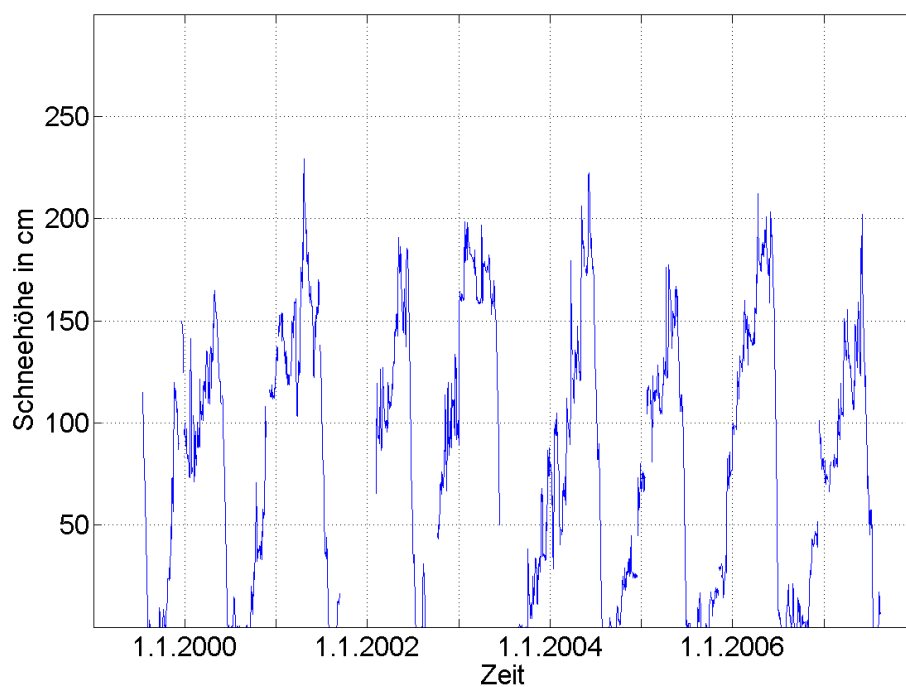


Abb. 2.4: Schneehöhen am Schilthorn von 1999-2007.

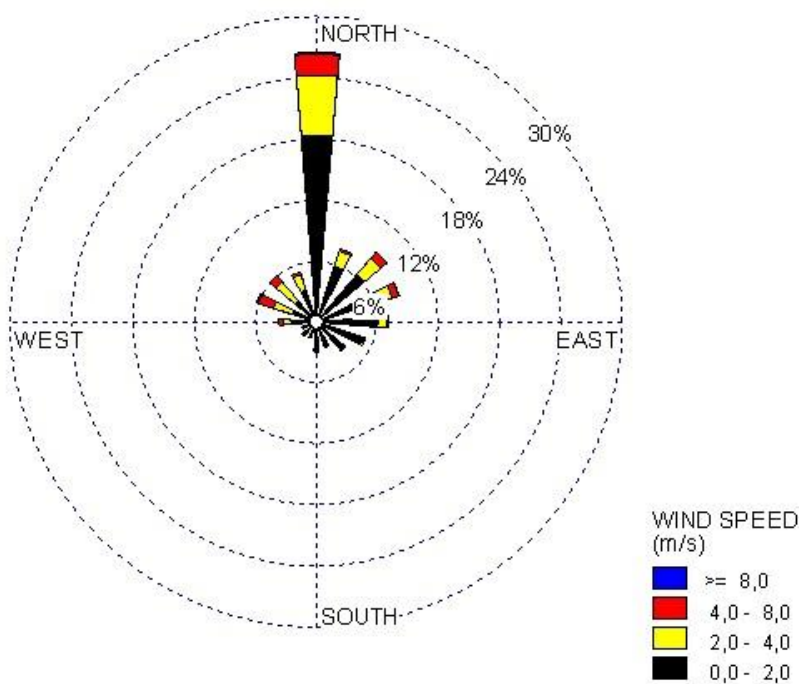


Abb. 2.5: Häufigkeitsverteilung der Windrichtung und -stärke am Schilthorn von 1999-2007.

2.2. Albedo am Schilthorn

Aus den gemessenen Größen können weitere Parameter abgeleitet werden. Für die Wärmeübertragung in den Untergrund, die für die Modellierung der Bodentemperaturen benötigt wird, ist die Kenntnis der Albedo unerlässlich. Das in dieser Arbeit verwendete Bodenmodell, das in Kapitel 3 vorgestellt wird, erfordert als Eingangsparameter für die Modellierung die Werte für die Albedo für den Boden mit und ohne Schneebedeckung. Zur Bestimmung der Albedo werden die verfügbaren Messdaten der Globalstrahlung G und der kurzwelligen reflektierten Strahlung R ins Verhältnis gesetzt. Die Albedo a berechnet sich daraus zu

$$a = \frac{R}{G}.$$

Da die Albedo im Wesentlichen von der Oberflächenbeschaffenheit des Bodens abhängt, sind die Tage mit Schneebedeckung von denen ohne Schneebedeckung zu trennen. Daher werden bei der Berechnung der Albedo nur Tage berücksichtigt, für die Aussagen über die Schneedecke vorliegen. Als Messfehler werden Daten ebenfalls ignoriert, wenn die reflektierte Strahlung größer als die Globalstrahlung oder einer der beiden Werte negativ ist. Zunächst werden nur die Strahlungsdaten um 13 Uhr betrachtet, da zu dieser Stunde die mittlere kurzwellige Einstrahlung ihr Maximum erreicht (Abb. 2.6). Für diese Zeit erreicht die Albedo am Schilthorn Werte von 60 % für die Tage mit und 14 % für die Tage ohne Schneebedeckung (Tabelle 2.1). Damit ist die Albedo bei schneebedeckten Boden mehr als vier Mal so hoch wie bei schneefreiem Boden (Abb. 2.7 und 2.8).

Tab. 2.1: Mittlere Albedo am Schilthorn unter Verwendung der Strahlungswerte um 13 Uhr; aufgeschlüsselt nach Tagen mit und ohne Schneebedeckung.

Oberfläche	verfügbare Tage	mittlere Albedo
schneebedeckt	1778	60 %
schneefrei	449	14 %

Neben den Albedowerten um 13 Uhr wurden auch alle anderen Daten der stündlichen Messungen untersucht. Dabei zeigt sich, dass die Albedo mit abnehmendem Sonnenstand geringfügig zunimmt. Wird die Albedo über alle verfügbaren Stundenwerte gemittelt, errechnet sich ein Wert von 66 % mit sowie 18 % ohne Schneebedeckung (Tabelle 2.2). Die Albedowerte für schneebedecktem Boden liegen am oberen Ende der von Robock (1980) angenommenen Werte für Altschnee (35 % bis 70 %). Da die Messwerte nach Schneefall deutlich höher sind, entsprechen die Ergebnisse den Erwartungen. Für schneefreien Boden liegen die aus den Strahlungsdaten gewonnenen Albedowerte im unteren Bereich der von Krauss (2001, Seite 107) angegebenen Albedowerte für Felsen (10% bis 40%).

Tab. 2.2: Mittlere Albedo am Schilthorn unter Verwendung aller verfügbaren Strahlungswerte; aufgeschlüsselt nach Tagen mit und ohne Schneebedeckung.

Oberfläche	verfügbare Stunden	mittlere Albedo
schneebedeckt	20556	66 %
schneefrei	6126	18 %

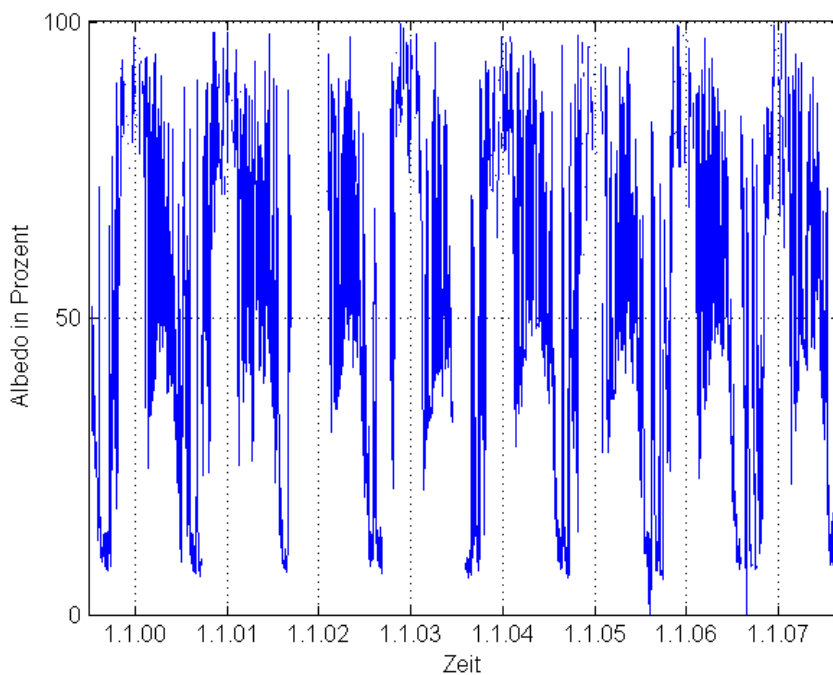


Abb. 2.6: Albedo am Schilthorn unter Verwendung der Strahlungswerte um 13 Uhr.

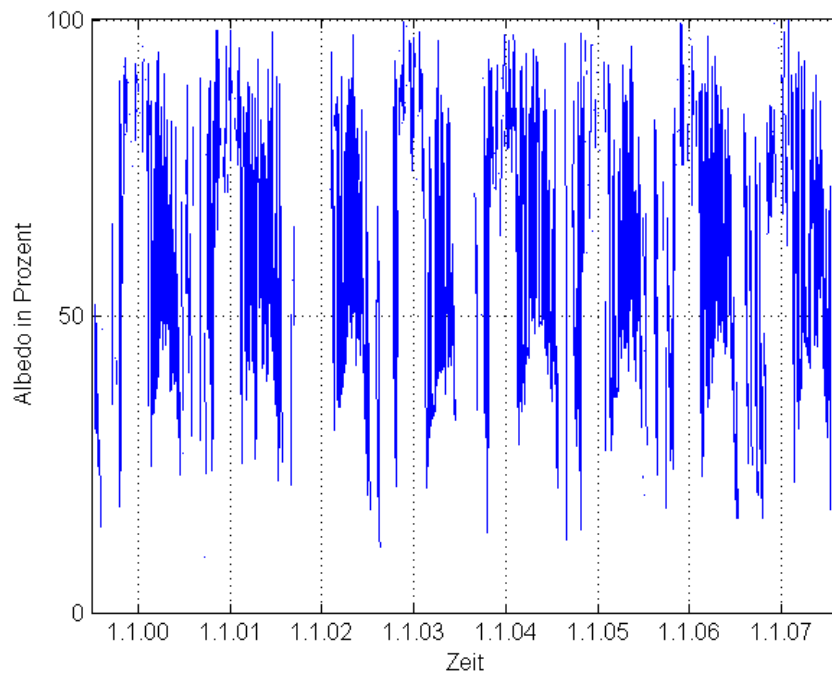


Abb. 2.7: Wie 2.6, jedoch nur für Tage mit Schneebedeckung.

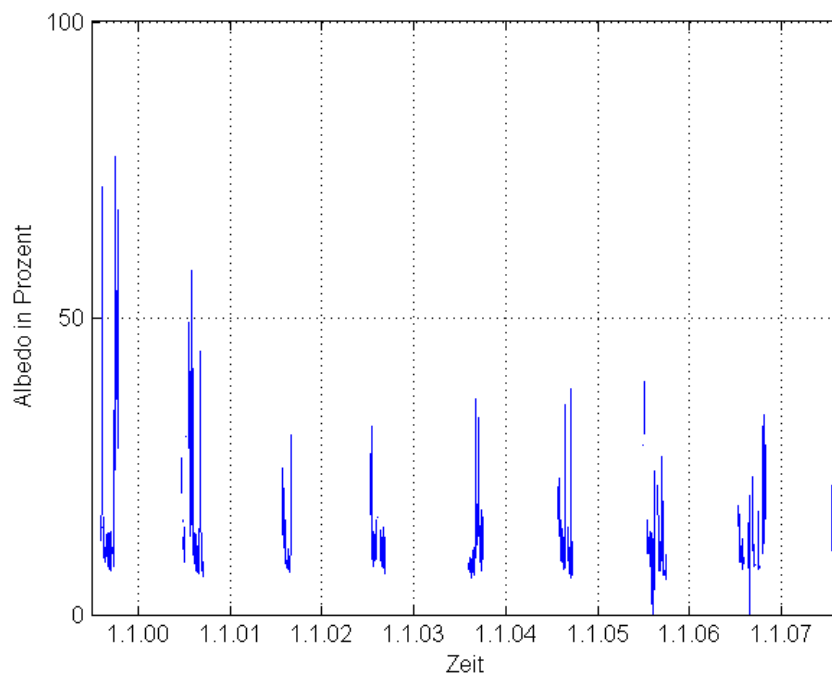


Abb. 2.8: Wie 2.6, jedoch nur für Tage ohne Schneebedeckung.

3. Das Coup-Modell

Zur Modellierung der Auftauschicht im Permafrostgebiet wird in dieser Arbeit das Coup-Modell (*Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems*, deutsch: gekoppeltes Wärme- und Massentransportmodell für Boden-Pflanzen-Atmosphären-Systeme) verwendet.

3.1. Grundlagen

Das Coup-Modell ist ein eindimensionales Modell und besteht aus verschiedenen Modulen, welche in einem System zusammengefasst sind (Jansson und Karlberg, 2001). Das Vorgängermodell, das so genannte SOIL-Modell (Johnsson et al., 1987) ist ein integrierter Teil dieses Modells. Entwickelt wurde das Coup-Modell für landwirtschaftlich genutzte Böden (Eckersten et al., 1998), und wurde von Stähli et al. (1996) durch ein Frostmodul ergänzt, um Gefrier- und Tauprozesse zu berücksichtigen. Da das Modell ein Programm zur Berechnung von gekoppelten Massen- und Wärmetransporten ist, eignet es sich nach Romanovsky und Osterkamp (2000) für langfristige Simulationen über mehrere Gefrier- und Tauzyklen. Sie zeigen am Beispiel der Modellierung von arktischem Permafrost, dass die latenten Wärmeflüsse im Boden für den Energiehaushalt der Auftauschicht nicht vernachlässigt werden dürfen.

Die Mindestanforderungen des Modells an Eingangsdaten zur Erzeugung realistischer Ergebnisse für die jährlichen Wärme- und Wasserflüsse sind Lufttemperatur und Niederschlag. Der Niederschlag kann aus Messdaten eingelesen werden oder durch das Modell generiert werden. Im letzteren Fall kann sowohl die Frequenz als auch die Menge des Niederschlages vorgegeben werden. Ein weiteres Modul im Modell generiert aus den Niederschlagsdaten die Schneehöhe. Diese wird als homogene Schicht mit variabler Höhe behandelt. Die Energie- und Massenbilanzen berechnet das eindimensionale Modell in einer vertikalen Säule mithilfe der expliziten Finite-Differenzen-Methode (Euler-Vorwärts-Verfahren), wodurch der Boden in homogene Schichten aufgeteilt wird. Die Berechnung wird für jede der bis zu 100 Schichten umfassenden Bodenprofile durchgeführt. Für diese Schichten müssen die wichtigsten Bodenparameter vorgegeben werden. Dies sind die Korngrößenverteilung, das Porenvolumen, die Wärmekapazität und die Wärmeleitfähigkeit des Bodens.

Auf den alpinen Permafrost wurde das Modell erstmals von Völksch (2004) angewendet. In dessen Arbeit wurde jedoch auf die im Modell integrierten Massentransportfunktionen verzichtet, da für die Fragestellung in dessen Arbeit die Berechnung der Temperaturen aus reiner Wärmeleitung ausreichend war. Scherler (2006) konnte zeigen, dass sich das Modell gut für die Untersuchung von Wärme- und Mas-

sentransportvorgängen in der Auftauschicht der alpinen Permafrostgebiete eignet. Dabei wurde für das hydrologische Jahr 2003/04 die Wechselwirkung von Schmelzwasserinfiltration und Permafrost modelliert und der Temperaturverlauf in der Auftauschicht mit den Temperaturmessungen in den Bohrlöchern validiert. In der vorliegenden Arbeit wird gezeigt, wie gut das Modell die Auftauschichten am Schilthorn von 1999 bis 2006 wiedergeben kann, um anschließend die Auswirkungen veränderter Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse auf die Auftauschicht zu untersuchen.

3.2. Physikalische Prozesse des Modells

3.2.1. Bodenwärmeprozesse

Bodenwärmestrom

Der Bodenwärmestrom H_G wird im Modell als Summe aus Bodenwärmeleitung und zwei Energietransporttermen infolge von Flüssigwasser- und Dampfströmen generiert:

$$H_G = -k_h \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T q_w + L_v q_v, \quad [3.1]$$

wobei w der Index für Flüssigwasser, v der Index für Wasserdampf, k_h die Wärmeleitfähigkeit, T die Bodentemperatur, z die Bodentiefe, q der Fluss, C die Wärmekapazität des Bodens und L die Verdampfungswärme sind.

Zusammen mit dem Energieerhaltungssatz in der Form

$$\frac{\partial (CT)}{\partial t} - L_f \rho \frac{\partial \Theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-H_G) - s_h \quad [3.2]$$

erhält man die allgemeine Wärmeflussgleichung:

$$\frac{\partial (CT)}{\partial t} - L_f \rho \frac{\partial \Theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_w T \frac{\partial q_w}{\partial z} - L_v \frac{\partial q_v}{\partial z} - s_h, \quad [3.3]$$

wobei i der Index für Eis, L_f die Schmelzwärme, t die Zeit, ρ die Dichte, Θ der volumetrische Wassergehalt und s_h ein Quell- bzw. Verlustterm sind.

Die beiden Terme auf der linken Seite stehen für Änderungen im fühlbaren und latenten Bodenwärmehalt, also die zeitliche Änderung des Wärmespeichers in jeder Bodenschicht. Nach dem Energieerhaltungssatz muss diese Änderung durch einen Wärmefluss in oder aus dieser Schicht ausgeglichen werden. Die ersten drei Terme auf der rechten Seite beschreiben wie schon in Gleichung [3.1] Wärmeleitungs-, Flüssigwasser- und Dampfströme. Der letzte Term s_h auf der rechten Seite ist ein Quell- bzw. Verlustterm. Hier kann dem Boden im Modell zusätzlich manuell Energie zugeführt oder entnommen werden.

Als obere Randbedingung des Bodens wird der Wärmefluss an der Bodenoberfläche bestimmt. Dieser ergibt sich zu:

$$H_G(0) = k_{h0} \frac{(T_s - T_1)}{\frac{\Delta z}{2}} + C_w (T_a - \Delta T_{Pa}) q_{in} + L_v q_{v0}, \quad [3.4]$$

wobei k_{h0} die Wärmeleitfähigkeit an der Bodenoberfläche, T_s die Bodenoberflächentemperatur, T_1 die Temperatur der obersten Bodenschicht, T_a die Lufttemperatur (in 2 m Höhe), ΔT_{Pa} die Temperaturdifferenz zwischen der Lufttemperatur und der Temperatur des Niederschlages, q_{in} die Einsickerungsrate des Wassers und q_{v0} der Wasserdampffluss an der Oberfläche sind.

Die Bodenoberflächentemperatur wird als obere Randbedingung für den Boden vorgegeben. Wenn die Bodenoberflächentemperatur nicht gemessen wird, wird sie im Modell während der schneefreien Zeit durch die Lufttemperatur angenähert. Bei schneebedecktem Boden wird ein gleichmäßiger Wärmefluss zwischen dem Boden und einer homogenen Schneeschicht angenommen. Für die Bodenoberflächentemperatur gilt dann folgende Näherung:

$$T_s = \frac{T_1 + aT_a}{1 + a} . \quad [3.5]$$

Für den Gewichtungsfaktor a gilt dabei folgende Beziehung:

$$a = \frac{k_{snow} \left(\frac{\Delta z_1}{2} \right)}{k_h \cdot \Delta z_{snow}} , \quad [3.6]$$

wobei k_{snow} die Wärmeleitfähigkeit des Schnees, Δz_1 die Dicke der obersten Bodenschicht, k_h die Wärmeleitfähigkeit der obersten Bodenschicht und Δz_{snow} die Dicke der Schneeschicht sind.

Wenn der Gehalt an Flüssigwasser in der Schneeschicht den Schwellenwert $s_{wl,min}$ (Parameter „ZeroTemp_WaterLimit“, default-Wert: 3 kgm⁻²) überschreitet, wird die Bodenoberflächentemperatur auf 0°C gesetzt.

Der Wärmefluss durch den Schnee berechnet sich zu

$$H_G = k_{snow} \frac{T_a - T_s}{\Delta z_{snow}} \quad [3.7]$$

und analog in der obersten Bodenschicht zu

$$H_G = k_h \frac{T_s - T_1}{\frac{\Delta z}{2}} . \quad [3.8]$$

Als untere Randbedingung wird ein konstanter geothermischer Fluss $q_{h,low}$ (Parameter „GeothermalFlow“, default-Wert: -100 Jm⁻²day⁻¹) angenommen.

Thermische Eigenschaften des Bodens

Die Wärmekapazität des Bodens C ist die Summe der Wärmekapazitäten aller Bodenbestandteile. Die Wärmekapazität der im Boden enthaltenen Luft wird vernachlässigt, so dass

$$C = f_s \Delta z C_s + \Theta_w C_w + \Theta_i C_i , \quad [3.9]$$

wobei s der Index für festes Bodenmaterial und f_s der Anteil der festen Bestandteile des Bodens (wird aus der Porosität des Bodens bestimmt) sind.

Frost im Boden

Temperaturgradienten im Bodenprofil führen zu Energieflüssen im Boden (Gl. 3.1). Diese Flüsse werden durch Änderungen im Energiegehalt des Bodens ausgeglichen (Gl. 3.2) und durch den Gehalt an latenter Wärme beschrieben. Wenn die Bodentemperatur unter den Gefrierpunkt fällt, ändert sich durch das Frieren von Flüssigwasser zu Eis die latente Wärme. Die Änderung des Wärmeinhaltes führt wiederum zu einer Änderung der Bodentemperatur T_G des gefrorenen Bodens:

$$T_G = \frac{H}{C_f}, \quad [3.10]$$

wobei H der Wärmeinhalt und C_f die Wärmekapazität des gefrorenen Bodens sind.

Der Phasenübergang des Wassers erfolgt in einem Intervall zwischen 0°C und einer Bodentemperatur $T_f < 0^\circ\text{C}$. Unterhalb dieser Temperatur wird der Boden als vollständig gefroren angenommen. Innerhalb dieses Temperaturintervalls ist der Wärmeinhalt nicht gleich der Gesamtenergiemenge des Bodens, sondern wird berechnet zu

$$H = E(1 - f_{lat})(1 - r), \quad [3.11]$$

wobei E die Gesamtwärmemenge des Bodens und r die Gefrierpunktserniedrigung (abhängig von der Bodenbeschaffenheit) sind. f_{lat} ist das Verhältnis aus dem Wärmeinhalt des Bodeneises zur Gesamtwärmemenge des Bodens:

$$f_{lat} = \frac{L_f w_{ice}}{E_f(T_f)}, \quad [3.12]$$

wobei L_f die Schmelzwärme von Wasser, w_{ice} die Wassermasse, die zum Gefrieren zur Verfügung steht und $E_f(T_f)$ die Gesamtwärmemenge des Bodens bei der Temperatur T_f sind.

Die Wärmemenge des Bodens E_f bei der Temperatur T_f ist eine Funktion des Wärmeinhaltes und der latenten Wärme:

$$E_f = C_f T_f - L_f w_{ice} \quad [3.13]$$

Für Temperaturen zwischen 0°C und T_f berechnet sich die Wärmekapazität C_f des Bodens zu

$$C_f = f_s C_s + \Theta_{lf} C_w + \Theta_i C_i. \quad [3.14]$$

Neben der Wärmekapazität muss nun noch die thermische Leitfähigkeit $k_{h,p}$ des teilweise gefrorenen Bodens berechnet werden. Sie berechnet sich zu

$$k_{h,p} = Q k_{h,i} + (1 - Q) k_h, \quad [3.15]$$

wobei $k_{h,i}$ die thermische Leitfähigkeit von gefrorenem Boden, k_h die thermische Leitfähigkeit von ungefrorenem Boden und Q das Massenverhältnis von gefrorenem Wasser zum Gesamtwassergehalt sind.

Der Faktor Q wird aus den Energieverhältnissen gebildet:

$$Q = -\frac{(E-H)}{L_f w_{ice}} \quad [3.16]$$

3.2.2. Bodenwasserflüsse

Die allgemeine Gleichung für Wasserflüsse im ungesättigten Boden ergibt sich nach dem Massenerhaltungsgesetz zu

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_w}{\partial z} + s_w, \quad [3.17]$$

wobei Θ der Bodenwassergehalt, q_w der Bodenwasserfluss, z die Tiefe und s_w ein Quell- bzw. Verlustterm sind.

Der Bodenwasserfluss q_w wird als laminar angenommen und folgt dem Darcy-Gesetz, welches von Richards (1931) für Wasserflüsse im ungesättigten Boden verallgemeinert wird:

$$q_w = -k_w \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) - D_v \frac{\partial c_v}{\partial z} + q_{bypass}, \quad [3.18]$$

wobei q_w der Gesamtwasserfluss, k_w die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit, Ψ die Wasserspannung, D_v der Austauschkoefizient für Dampf im Boden, c_v die Dampfkonzentration in der Bodenluft und q_{bypass} der Bypassfluss in den Makroporen sind.

Unter übersättigten Bedingungen kann der Wasserfluss auch aufwärts gerichtet sein. Trifft dies auf die oberste Bodenschicht zu, wird im Modell das überschüssige Wasser zu dem Oberflächenabfluss hinzugezählt. Die Durchflusszeit für Wasserflüsse durch das Bodenprofil kann für jede Bodenschicht separat berechnet werden.

Der so genannte Bypassfluss berücksichtigt schnelle Flüsse in den Makroporen, wenn die kleineren Poren nur teilweise mit Wasser gefüllt sind.

3.2.3. Verdunstung

Die Verdunstung an der Erdoberfläche wird durch die Lösung der Energiebilanzgleichung an der Erdoberfläche berechnet. Nach dem Energieerhaltungssatz ist die Strahlungsbilanz R_n an der Erdoberfläche gleich der Summe aus dem latenten Wärmefluss H_L , dem fühlbaren Wärmefluss H und dem Bodenwärmestrom H_G :

$$R_n = H_L + H + H_G \quad [3.19]$$

Die drei Flussdichten werden im Modell iterativ abgeschätzt, indem die Bodenoberflächentemperatur T_s solange angepasst wird, bis die Energiebilanzgleichung erfüllt ist. Die dazu verwendeten Näherungsformeln lauten:

$$H = \rho_a c_p \frac{(T_s - T_a)}{r_{as}} \quad [3.20]$$

$$H_L = L_v \cdot E_s = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \cdot \frac{(e_{\text{surf}} - e_a)}{r_{as}} \quad [3.21]$$

$$H_G = k_h \cdot \frac{T_s - T_1}{\frac{\Delta z_1}{2}} + L_v q_{v,s} \quad [3.22]$$

In den Gleichungen sind ρ_a die Dichte der Luft, c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck, T_a die Lufttemperatur, r_{as} der aerodynamischer Widerstand über der Bodenoberfläche, L_v die Verdampfungswärme von Wasser, E_s die Verdunstungsrate (Evaporation), γ die Psychrometerkonstante (hier 600 PaK^{-1}), e_{surf} der Dampfdruck an der Bodenoberfläche, e_a der Dampfdruck der Luft, k_h die thermische Leitfähigkeit der obersten Bodenschicht, T_1 die Temperatur der obersten Bodenschicht, Δz_1 die Dicke der obersten Bodenschicht, L_v die Dampfkonzentration in der Bodenluft und $q_{v,s}$ der Dampffluss.

Der Dampffluss $q_{v,s}$ von der Bodenoberfläche zur Mitte der obersten Bodenschicht ergibt sich zu

$$q_{v,s} = -\tau f_a D_0 (T) \frac{c_{v1} - c_{vs}}{\frac{\Delta z_1}{2}}, \quad [3.23]$$

wobei τ die Tortuosität, f_a der Anteil der Luft im Boden, D_0 der Austauschkoefizient, c_{v1} die Wasserdampfkonzentration in der obersten Bodenschicht und c_{vs} die Wasserdampfkonzentration an der Bodenoberfläche sind.

Die Tortuosität τ ist ein empirischer Faktor und berechnet sich aus dem Quadrat der effektiven Länge des Transportweges z_{eff} durch eine poröse Schicht der Dicke z :

$$\tau = \left(\frac{z_{\text{eff}}}{z} \right)^2 \quad [3.24]$$

3.2.4. Schneedynamik

Die Schneebedeckung stellt sowohl einen Wasserspeicher und eine Randbedingung für Bodenwasserflüsse als auch einen wesentlichen Faktor für die Bestimmung der Bodenwärmeflüsse dar. Die Schneeschmelze wird im Wesentlichen durch die Globalstrahlung, die Lufttemperatur und die Bodenwärmeflüsse bestimmt, wobei das Alter des Schnees über die Albedo die Strahlungsbilanz beeinflusst. Das resultierende Schmelzwasser kann über die Oberfläche abfließen, im ungefrorenem Boden versickern oder im Schnee bei erneutem Frost wieder gefrieren.

Die thermische Leitfähigkeit des Schnees k_{snow} wird im Modell über die Dichte des Schnees ρ_{snow} und einen empirischen Parameter s_k abgeschätzt:

$$k_{\text{snow}} = s_k \rho_{\text{snow}}^2 \quad [3.25]$$

Die Dichte des Schnees ist ein gewichtetes Mittel aus der Dichte des alten Schnees (Schnee am Vortag) ρ_{old} und des am Tag neu gefallenen Schnees ρ_{new} :

$$\rho_{\text{snow}} = \frac{\rho_{\text{new}} \Delta z_{\text{new}} + \rho_{\text{old}} \Delta z_{\text{old}}}{\Delta z_{\text{snow}}} \quad [3.26]$$

Δz steht für die Höhe des zur jeweiligen Dichte gehörenden Schnees.

Die Schneedecke wird sowohl horizontal als auch vertikal als homogen betrachtet. Der Anteil der schneefreien Fläche f_{bare} bei teilweise schneebedecktem Boden ist zur Bestimmung der Bodenoberflächentemperatur notwendig und ergibt sich zu

$$f_{\text{bare}} = \begin{cases} \frac{\Delta z_{\text{snow}}}{\Delta z_S} & \text{für } \Delta z_{\text{snow}} < \Delta z_S \\ 0 & \text{für } \Delta z_{\text{snow}} \geq \Delta z_S \end{cases} \quad [3.27]$$

Δz_S ist ein frei wählbarer Modellparameter, der die Mindesthöhe der (mittleren) Schneehöhe angibt, ab welcher eine geschlossene Schneedecke anzunehmen ist.

3.2.5. Numerik des Modells

Die beiden partiellen Differenzialgleichungen für die Wärme- und Wasserflüsse werden im Modell durch eine explizite Finite-Differenzen-Methode gelöst. Dabei wird das Bodenprofil durch eine diskrete Anzahl von homogenen Schichten angenähert.

Zur Berechnung der Flüsse zwischen zwei benachbarten Schichten werden die vorherrschenden Gradienten von Temperatur und Wasserpotenzial linear zwischen den Mittelpunkten der Schichten berechnet.

Der Fluss q ergibt sich zu

$$q = k(\Theta) \cdot \frac{\Phi_i - \Phi_{i+1}}{\frac{\Delta z_i + \Delta z_{i+1}}{2}} \quad [3.28]$$

wobei i die Schichtnummer, k die Leitfähigkeit (als Funktion der Bodenfeuchte Θ), Φ das Potenzial und Δz die Schichtdicke sind.

Der Wassergehalt an der Grenze zwischen zwei Schichten ist gegeben durch

$$q = k(\Theta) \cdot \frac{\Delta z_i \Theta_{i+1} + \Delta z_{i+1} \Theta_i}{\Delta z_i + \Delta z_{i+1}} \quad [3.29]$$

3.3. Anpassung des Modells an die gemessenen Schneehöhen und Bohrlochtemperaturen am Schilthorn

Um mit dem Coup-Modell Sensitivitätsstudien für die Auftauschicht durchzuführen, werden zunächst dessen Modellparameter eingestellt. Dazu dienen die vorhandenen Temperaturdaten am Schilthorn als Eingangsparameter für das Modell. Die Modellparameter werden für den Standort so angepasst (Anhang A 2), dass die Bodentemperaturen im Modell möglichst nahe an den gemessenen Werten liegen.

Anpassung der Niederschlagsdaten an die gemessenen Schneehöhen

Zur Modellierung der Auftauschicht ist es wichtig, die Schneebedeckung möglichst genau zu bestimmen. Dabei sind vor allem die Zeitpunkte für Beginn und Ende der Schneebedeckung wichtig. Die absoluten Schneehöhen sind besonders bei größerer Schneedecke weniger bedeutsam, solange die Schneehöhen zu Beginn der jeweiligen Tauperiode realistisch wiedergegeben werden, um diese in ihrer Dauer korrekt zu erfassen. Da für das Schilthorn keine Niederschlagsmessungen vorliegen, werden mithilfe der gemessenen Lufttemperaturen an der meteorologischen Station die Niederschlagsdaten im Modell so angepasst, dass die mit dem Modell erzeugten Schneehöhen möglichst gut mit den gemessenen Daten übereinstimmen, wobei wird besonders auf den Beginn und das Ende der Schneebedeckung Wert gelegt wird. Mit den modellierten Schneehöhen lässt sich eine sehr gute Übereinstimmung mit den Messdaten erreichen (Abb. 3.1). Besonders das Ende der Schneebedeckung wird vom Modell sehr gut wiedergegeben. Damit ist die obere Randbedingung für die Modellierung der Bodentemperaturen vorgegeben.

Modellierung der Bodentemperaturen

Da zur Bestimmung der Auftauschicht vor allem eine gute Modellierung der Bodentemperaturen wichtig ist, sollten diese Daten besonders gut mit den Messungen übereinstimmen. Die Bodentemperaturen der 8-jährigen Modellperiode können, abgesehen von einigen wenigen Datenlücken, mit den Daten des 14 m tiefen Bohrloches verglichen werden. Von 2002 bis 2007 stehen auch die Daten eines zweiten Bohrloches zur Verfügung. Bei dem Vergleich der Messdaten (Abb. 3.2 bis 3.4) fällt auf, dass die Modelldaten in 2 m, 5 m und 10 m Tiefe im Rahmen der Abweichungen zwischen den beiden Bohrlöchern gut zu den Messdaten passen. Die besonders starke Erwärmung des Bodens im Jahr 2003 wird durch das Modell gut erfasst und vor allem in 5 m Tiefe sogar leicht überschätzt. In 10 m Tiefe wird die Phasenverschiebung der Temperatur vom Modell leicht unterschätzt. Während die Messdaten das jährliche Maximum der Temperatur im Januar zeigen, liegt dieses im Modell bereits im Dezember. Analog wird auch das Minimum der Temperatur etwas zu früh modelliert. Dies könnte auf eine zu geringe Trägheit der modellierten Temperaturen im Modell hindeuten, die möglicherweise in einem zu geringen Wassergehaltes im Vergleich zur Realität begründet liegt. Auch wenn mit diesem Modell nur sehr vereinfachte Annahmen für die Bodenbeschaffenheit gemacht wurden, so zeigen die Berechnungen der Bodentemperaturen, dass dieses Modell geeignet ist, um die Dicke der Auftauschicht zu modellieren.

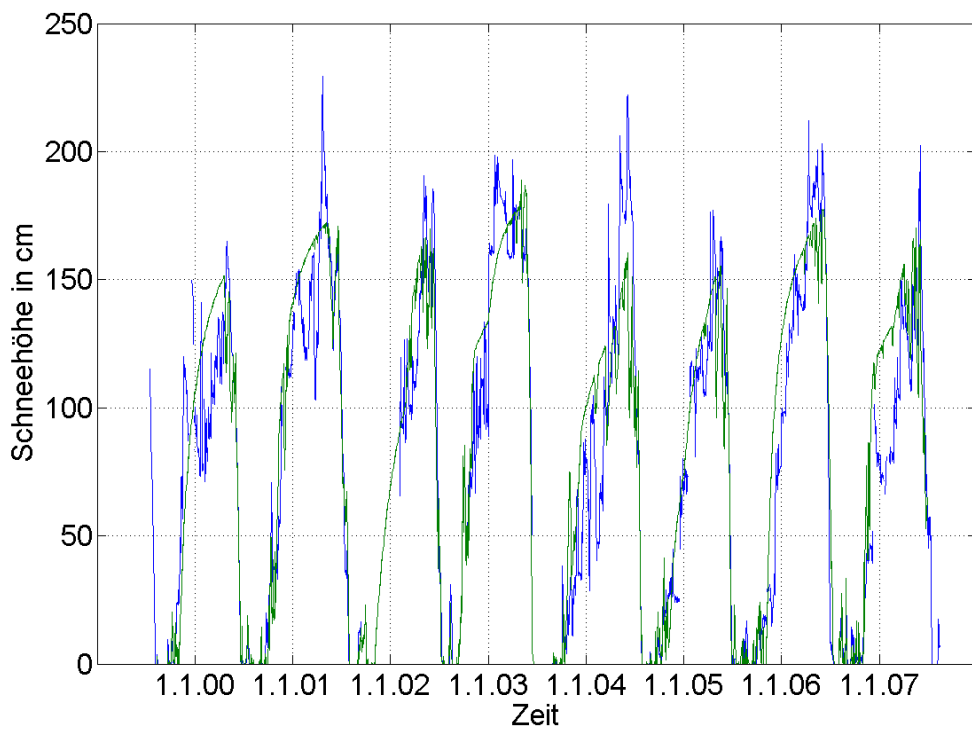


Abb. 3.1: Gemessene (blau) und modellierte (grün) Schneehöhen am Schilthorn von 1999-2007.

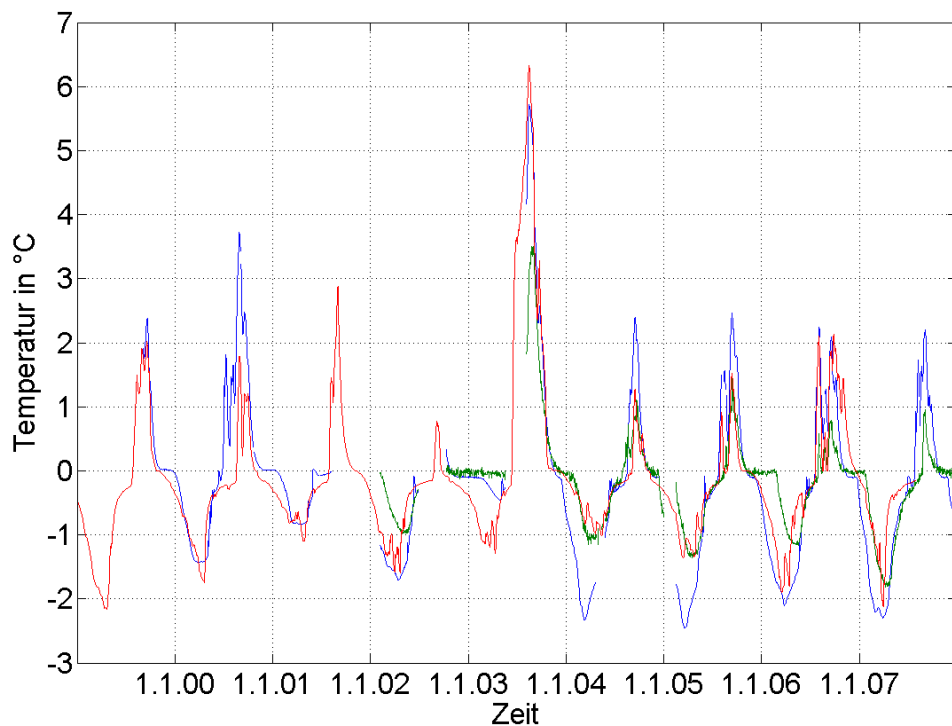


Abb. 3.2: Vergleich der modellierten (rot) mit den gemessenen Bodentemperaturen von zwei Bohrloch-
chern (blau und grün) in 2 m Tiefe am Schilthorn von 1999-2007.

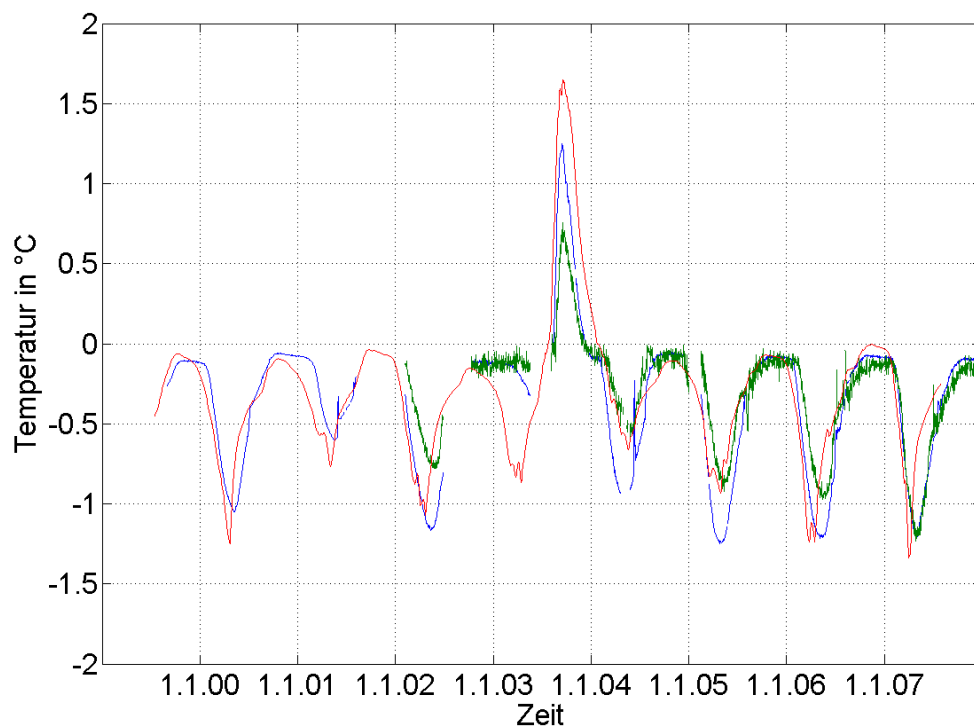


Abb. 3.3: Wie Abb. 3.2, hier in 5 m Tiefe.

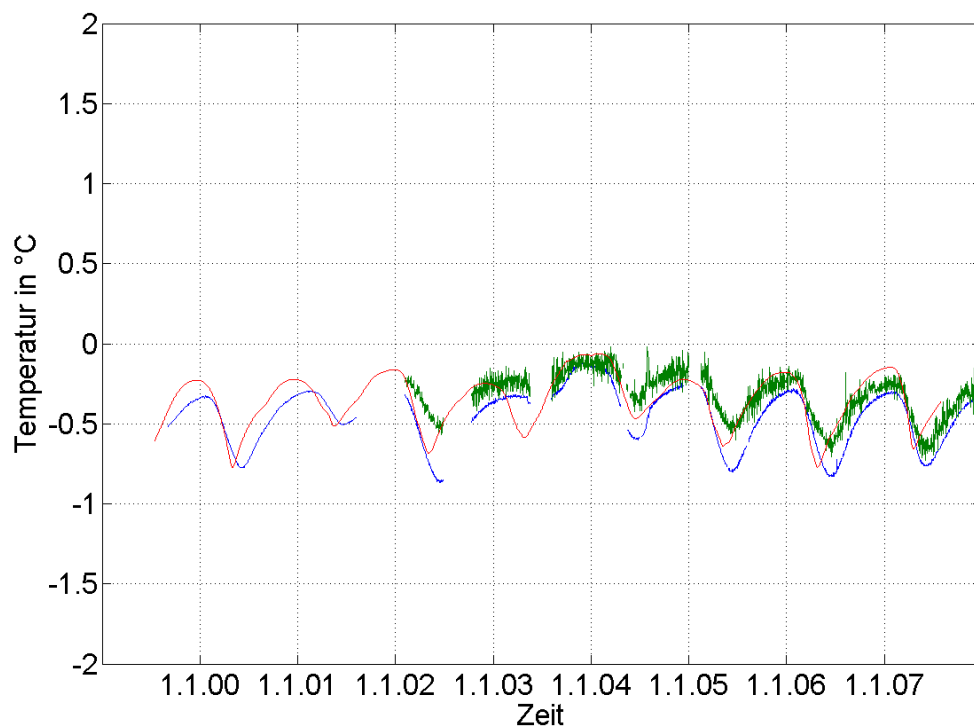


Abb. 3.4: Wie Abb. 3.2, hier in 10 m Tiefe.

Prüfung der Modellstabilität

Zur Prüfung der längerfristigen Modellstabilität werden die vorhandenen Messdaten der Temperatur sowie die geschätzten Daten für den Niederschlag für den Zeitraum vom 01.08.1999 bis 31.07.2007 dreimal hintereinander in das Modell eingelesen. Anschließend werden die Auswirkungen auf die Bodentemperatur in der für die Auftauschicht wichtigen Tiefe von 4 m untersucht. Diese Tiefe entspricht der Auftauschicht am Schilthorn, die üblicherweise eine Mächtigkeit von 4 bis 5 m aufweist. Daher ist eine gute Modellierung der Bodentemperaturen in dieser Tiefe besonders wichtig. Bei der Analyse des Ergebnisses unterscheidet sich die Bodentemperatur des zweiten und dritten Durchganges dieses achtjährigen Zeitraumes praktisch nicht mehr voneinander (Abb. 3.5). Ihr Mittelwert in den beiden Zeiträumen unterscheidet sich nur um 0,005 K. Damit kann das Modell zumindest für diesen Parameter als langfristig stabil angesehen werden. Die Einschwingzeit des Modells beträgt hier etwa 2 Jahre, da im zweiten Zyklus der Modellierung nach etwa diesem Zeitraum annähernd gleiche Werte für die Bodentemperatur modelliert werden.

Auftauschicht

Nach dem Vergleich der Modelltemperaturen mit den Bohrlochtemperaturen in festen Tiefen wird das Modell nun hinsichtlich der in dieser Arbeit wichtigsten Größe der Permafrostgebiete geprüft, der Dicke der Auftauschicht (Abb. 3.6). Eine zweijährige Einschwingzeit wird dadurch erreicht, dass das Modell bereits am 01.08.1997 gestartet wird. Für den Zeitraum bis zum 31.07.1999, für den keine Messdaten vorliegen, werden für die Temperatur mittlere Werte aus den Messungen bzw. für den Niederschlag mittlere Werte für die abgeschätzten Niederschlagsmengen verwendet. Im Vergleich mit den Messdaten weisen die Modelldaten eine recht gute Übereinstimmung auf (Tab. 3.3). Die besonders herausragende Auftauschicht im Jahr 2003 wird auch mit dem Coup-Modell gut erfasst. So weisen die Ergebnisse der Modellierung im Mittel nur um 0,7 m niedrigere Werte auf als die Messdaten. Die Variation der Temperaturen in den beiden Bohrlöchern zeigt, dass die räumliche Heterogenität des Standortes als Ursache der Differenz angesehen werden kann. Darüber hinaus sind die Einstellungen des Modells noch verbesserungsfähig. So ist sicherlich von einer Schmelzpunkterniedrigung durch die löslichen Stoffe im Boden auszugehen, deren Größenordnung durch Bodenproben ermittelt werden müsste.

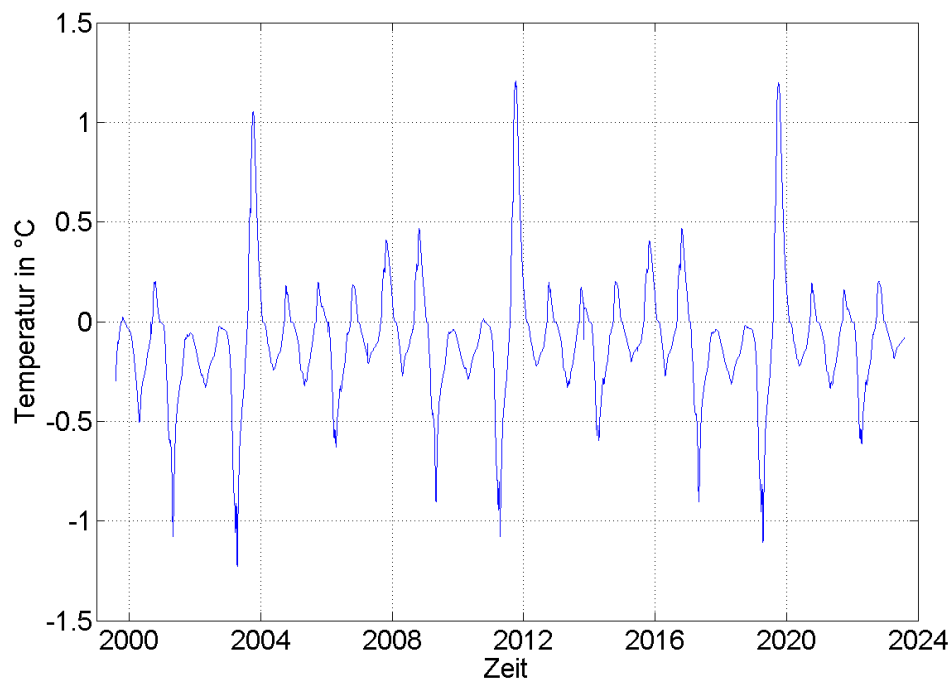


Abb. 3.5: Modellierung der Bodentemperatur in 4 m Tiefe mit dreimaligem Durchlaufen der Messdaten von 01.08.1999 bis 31.07.2007 als Eingangsparameter.

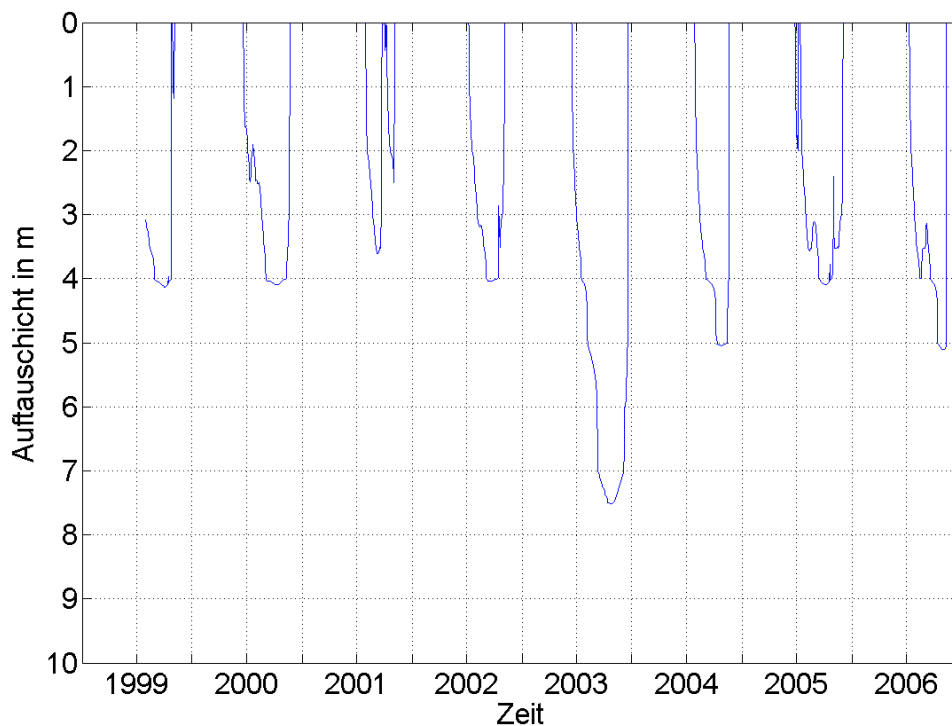


Abb. 3.6: Modellierung der Auftauschicht mit dem Coup-Modell für 1999 bis 2006.

Tab. 3.1: Auftauschicht aus Messdaten (aus Hilbich et al., 2008) im Vergleich zu den Ergebnissen des Coup-Modells.

Jahr	Messdaten	Modelldaten
1999	4,4 m	4,1 m
2000	4,9 m	4,1 m
2001	*	3,6 m
2002	4,7 m	4,0 m
2003	8,6 m	7,5 m
2004	6,8 m	5,0 m
2005	4,8 m	4,1 m
2006	4,8 m	5,1 m

** für dieses Jahr liegen keine Messdaten vor.*

4. Ergebnisse idealisierter Modellierungen

Mit dem auf die Bodenverhältnisse des Schilthornes angepassten Coup-Modell werden Simulationsläufe durchgeführt, die in diesem Kapitel diskutiert werden. Die Simulationen sollen die Abhängigkeit der Obergrenze des Permafrostkörpers, und damit der Dicke der jährlichen Auftauschicht, von Lufttemperatur und Niederschlag aufzeigen. Als Eingangsparameter für die Lufttemperatur werden die mittleren Stundenwerte der Temperatur am Schilthorn verwendet, die aus dem vorhandenen 8-jährigen Messzeitraum gewonnen werden. Damit erhält man einen mittleren Jahresgang, welcher aber durch die Verwendung von Mittelwerten keine außergewöhnlich hohen oder tiefen Temperaturen enthält. Für den Niederschlag werden die für diesen Zeitraum geschätzten Niederschläge tageweise gemittelt. Da die Monatssummen des Niederschlages gleichmäßig auf die Tage des Monats aufgeteilt werden, finden an den einzelnen Tagen weder Starkniederschläge statt, noch kommen im Datensatz Tage ohne Niederschlag vor. Die so gewonnenen Daten bilden die Eingangsparameter für den Referenzlauf, der in allen folgenden Modellläufen als Vergleich herangezogen wird. Da sich die Bodentemperaturen und damit auch die Obergrenze des Permafrostkörpers in diesem Referenzlauf ab dem 3. Jahr der Simulation nur sehr wenig, und ab dem 4. Jahr praktisch nicht mehr von den folgenden Jahren unterscheiden, geht den Simulationsjahren eine Einschwingzeit von 3 Jahren voraus. Damit erfolgen alle Änderungen in den Eingangsparametern im 4. Jahr der Simulation.

4.1. Einfluss veränderter Jahresmittelwerte von Temperatur und Niederschlag auf die Auftauschicht

Eine Veränderung der Lufttemperatur führt insbesondere während der schneefreien Zeit zu einem veränderten Bodenwärmestrom und dadurch zu einer Erwärmung oder Abkühlung der Bodenschichten. Bei Schneebedeckung wird der Boden durch die Schneedecke weitgehend von der Luft isoliert, wodurch die Ausstrahlung des Bodens trotz niedriger Lufttemperatur gehemmt wird. Die Lufttemperatur beeinflusst jedoch über das Einsetzen der Tauperiode und das Ausbilden einer erneuten Schneedecke die Dauer der schneefreien Zeit und wirkt dadurch zusätzlich indirekt auf die Bodentemperatur ein. Auch die Niederschlagsmenge hat durch eine Veränderung der Bodenfeuchte einen direkten Einfluss auf die Temperaturverhältnisse im Boden. Bei schneebedecktem Boden führt Niederschlag, der als Regen fällt, zu einem beschleunigten Abschmelzen des Schnees. Dagegen verzögert Niederschlag, der als Schnee fällt, die schneefreie Zeit über die resultierende länger anhaltende Tauperiode. Um den Einfluss von Temperatur oder Niederschlag auf die Auftauschicht qualitativ untersuchen und bewerten zu können, werden zunächst deren Einflüsse auf die Schneehöhe ermittelt.

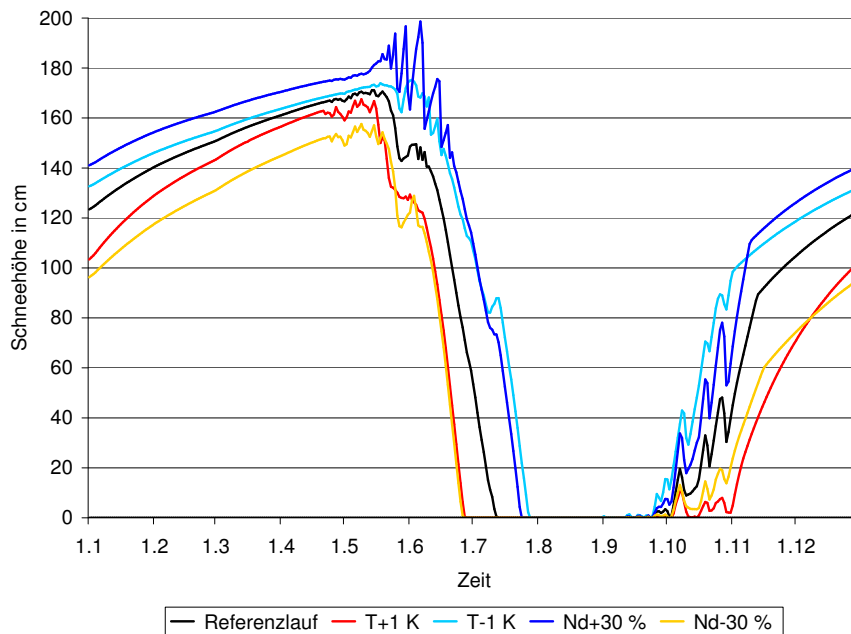


Abb. 4.1: Modellergebnisse für die Schneehöhen im Jahresgang für verschiedene Jahresmitteltemperaturen (T) oder Jahresniederschlagssummen (Nd).

Die Abhängigkeit der Schneehöhe und der schneefreien Zeit von der Temperatur und dem Niederschlag wird an einer dauerhaften Veränderung der Jahresmitteltemperatur um 1 K oder der Jahresniederschlagsmenge um 30 % verdeutlicht (Abb. 4.1). Dabei fällt auf, dass sich die Schneehöhen zwischen Januar und April trotz unterschiedlicher Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse leicht annähern, da bei größeren Schneemengen der Schnee stärker verdichtet wird. Bei erhöhter Temperatur beginnt die Schneeschmelze früher und der Schnee schmilzt schneller ab, sodass die schneefreie Zeit 16 Tage früher beginnt. Ein ähnliches Ergebnis liefert eine um 30 % verminderte Niederschlagsmenge, da die zu schmelzende Schneemenge reduziert ist. Eine Abkühlung um 1 K verzögert die Tauphase um 14 Tage, während 30 % höhere Niederschlagsmengen diese nur um 11 Tage verlängern. Die nicht symmetrische Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge liegt an den bereits höheren Temperaturen Mitte Juli, die den Schnee schneller schmelzen lassen.

Auch der Beginn der Schneebedeckung im Herbst unterliegt den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen. Da die Schneedecke zu Beginn ihrer Ausbildung starken Schwankungen unterliegt, wird erst der Zeitpunkt des Erreichens einer 20 cm hohen Schneedecke betrachtet. Eine um 1 K erhöhte Jahresmitteltemperatur verzögert den Beginn einer derartigen Schneebedeckung um 19 Tage, während diese bei einer um 1 K niedrigeren Temperatur 13 Tage früher erreicht wird. Erhöhte Jahresniederschlagsmengen

von 30 % lassen diesen Schwellenwert der Schneebedeckung 11 Tage früher erreichen als im Referenzlauf, bei einer Verringerung um den gleichen Prozentwert hingegen 14 Tage später. Die Ausbildung einer Schneedecke von 20 cm variiert somit bei diesen veränderten Werten für die Temperatur und den Niederschlag um 1 Monat zwischen Anfang Oktober und Anfang November.

Diese Ergebnisse decken sich mit Beniston et al. (2003). Dort findet sich eine Verringerung der gesamten Dauer der Schneebedeckung von 15 bis 20 Tagen für jedes Kelvin Temperaturerhöhung. Auch hier trägt hauptsächlich ein früheres Abschmelzen des Schnees zur Verlängerung der schneefreien Zeit bei und weniger ein späteres Einschneien im Herbst. Wielke et al. (2004) fand für diese Temperaturerhöhung in Höhen unterhalb von etwa 1500 m sogar eine Reduktion der Schneedecke von bis zu 5 Wochen zu Beginn des Sommers und 4 Wochen im Herbst. Auch die bereits am Ende des 20. Jahrhunderts auftretenden kürzeren Zeiten mit Schneebedeckung sind eher auf frühere Schneeschmelzen im Frühjahr als auf spätere Einschneizeitpunkte im Herbst zurückzuführen (Latarnser und Schneebeli, 2003). Im Bezug auf die Schneehöhe könnte eine Erhöhung der Temperatur um 4 K zwischen Oktober und März nach Gyalistras et al. (2005) für Höhen über 2500 m durch eine Erhöhung der Niederschlagsmenge um 20 % ausgeglichen werden, da die Temperaturen in dieser Zeit trotz einer derartigen Erhöhung weitgehend unter 0°C liegen.

Der Verlauf der Dicke der Auftauschicht zeigt einen Zusammenhang mit der Dauer der schneefreien Zeit (Abb. 4.2). Während eine um 30 % erhöhte jährliche Niederschlagsmenge die Dicke der Auftauschicht um etwa 80 cm vermindert, erhöht sich diese bei 30 % weniger Niederschlag um etwa 120 cm zum Referenzwert von 4,4 m. Die Erhöhung der Jahresmitteltemperatur bewirkt zwar eine ähnliche Reduzierung der Schneedecke wie bei den reduzierten Niederschlagsverhältnissen, in der schneefreien Zeit gelangt dabei aber auch deutlich mehr Energie in den Boden. So erhöht sich die Dicke der Auftauschicht hier um weitere 140 cm im Vergleich zum trockenen Jahr mit 30 % weniger Niederschlag. Analog verringert sich die Dicke der Auftauschicht bei einer niedrigeren Jahresmitteltemperatur von 1 K um weitere 80 cm im Vergleich zum feuchten Modelljahr mit 30 % mehr Niederschlag.

Damit zeigt sich, dass eine Änderung der Jahresmitteltemperatur um 1 K während der relativ kurzen schneefreien Zeit einen größeren Einfluss auf die Auftauschicht ausübt als eine Änderung der Jahresniederschlagssumme um 30 %, zumindest wenn sich diese Änderungen gleichmäßig auf das Jahr verteilen. Ein nicht zu unterschätzender Einfluss geht aber sowohl vom Verlauf der Temperatur als auch vom Niederschlag während des restlichen Jahres mit Schneebedeckung aus, da sie die schneefreie Zeit über die Schneemenge oder die Tauperiode markant verkürzen oder verlängern können. Der dominierende Einfluss der Dauer der Schneedecke sowie der Lufttemperatur auf die Bodentemperaturen in Permafrostgebieten und die Dicke der Auftauschicht konnten auch Hoelzle und Gruber (2008) für zwei Standorte (darunter das Schilthorn) nachweisen.

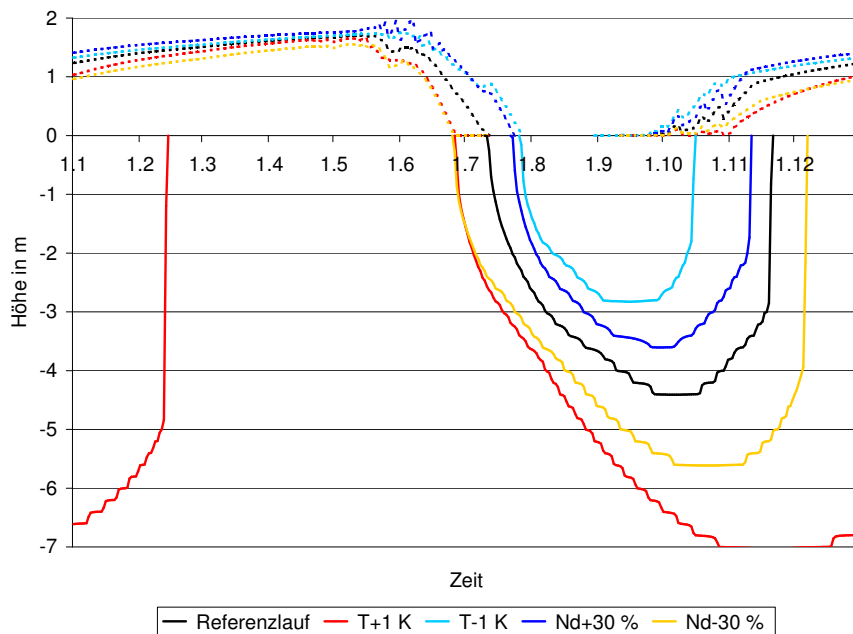


Abb. 4.2: Obergrenze des Permafrostkörpers im Jahresgang für verschiedene Jahresmitteltemperaturen (T) und Jahresniederschlagssummen (Nd) (durchgezogen), zusätzlich ist der zugehörige Verlauf der Schneehöhe eingetragen (gestrichelt).

4.2. Abhängigkeit der Auftauschicht von veränderten Temperatur- und Niederschlagswerten einzelner Monate

Der Temperaturverlauf und vor allem die Niederschlagsverteilung eines Jahres sind oft erheblichen Schwankungen im Vergleich zu dem bislang verwendeten mittleren Jahresgang unterworfen. So kann eine leicht veränderte Jahresmitteltemperatur oder Jahresniederschlagssumme auch die Folge von größeren Änderungen innerhalb weniger Monate sein. Deshalb ist es von Interesse, neben dem Einfluss von veränderten Jahresmittelwerten den Einfluss einzelner Monate auf die Auftauschicht zu untersuchen.

4.2.1. Einfluss von Temperatur- oder Niederschlagsanomalien einzelner Monate auf die Auftauschicht

Um nun zu überprüfen, wie groß der Einfluss einzelner Monate auf die Auftauschicht ist, wird nun in den folgenden Modellstudien unabhängig voneinander jeweils die Monatsmitteltemperatur oder die Niederschlagsmenge einzelner Monate verändert. Diese Änderungen betreffen jeweils die ersten 30 Tage ab Beginn der entsprechenden Monate. Betrachtet werden die dadurch resultierenden Auswirkungen in der Auftauschicht. Da sich bei einer Temperatur- oder Niederschlagsanomalie im Herbst diese Störung

erst im darauffolgenden Jahr auswirkt, werden die Auswirkungen einer solchen Störung in den Monaten August bis Dezember sowohl im gleichen, als auch im vorangehenden Jahr betrachtet.

Erhöhung der Monatsmitteltemperatur um 3 Kelvin

Eine einmalige Erhöhung der Monatsmitteltemperatur eines beliebigen Monats bei einer Beibehaltung aller anderen Parameter bewirkt nicht für alle Monate eine Zunahme der Auftauschicht, deren Maximum im darauffolgenden Herbst erreicht wird. So hat eine Erhöhung der Monatsmitteltemperatur um 3 K zwischen November und März keinen Einfluss, da in diesem Zeitraum die Temperatur auch mit einer solchen Erhöhung unter dem Gefrierpunkt bleibt und die Schneedecke damit nicht beeinflusst. Von Mai bis September bewirkt ein derartig warmer Monat im Modell eine Erhöhung der Auftauschicht zwischen 60 und 100 cm (Abb. 4.3). Der Monat mit dem größten Einfluss ist der August, da er der einzige Monat mit keinerlei Schneebedeckung ist und keine Isolationswirkung durch den Schnee mehr vorhanden ist. Im September ist der Einfluss der Temperaturerhöhung wieder etwas geringer, da die Wärmeleitung des Bodens eine gewisse Zeit benötigt, um die Temperatur in 4 m Tiefe zu beeinflussen. Im Oktober wirkt sich eine Temperaturerhöhung kaum mehr auf die Auftauschicht des gleichen Jahres aus. Erhöht man hingegen die Mitteltemperatur des Oktobers im vorangegangenen Jahr, so hat auch dieser Monat einen merklichen Einfluss auf die Auftauschicht. Erklärt werden kann dies durch das Ausbleiben der Schneedecke, die sich statt Anfang Oktober erst Ende Oktober zu bilden beginnt. Die daraus resultierende geringere maximale Schneehöhe schmilzt im folgenden Jahr früher ab und verlängert die schneefreie Zeit. Zusätzlich gelangt in einem wärmeren Oktober noch Energie in den Boden, die sich auch im folgenden Sommer im Boden noch bemerkbar macht.

Reduzierung der Monatsmitteltemperatur um 3 Kelvin

In den Winter- und Frühjahrsmonaten bis einschließlich April zeigt eine Abnahme der Temperatur nur geringen Einfluss auf die Auftauschicht. Erst eine Abkühlung im Monat Mai zeigt einen markanten Effekt (Abb. 4.4), da in diesem Fall der Beginn der Tauperiode, die normalerweise Mitte Mai beginnt, auf Anfang Juni verzögert wird. Im Gegensatz zur positiven Temperaturanomalie ist bei einer negativen Anomalie gleicher Größenordnung der Einfluss einer Störung im Juni für die weitere Entwicklung der Auftauschicht am größten. Statt 4,4 m erreicht deren Dicke nur etwa 3,4 m, welche die größte der beobachteten Auswirkungen darstellt. Verursacht wird dies dadurch, dass die hohe Schneedecke, die Ende Mai noch vorhanden ist, bis Ende Juni nur geringfügig abnimmt. Normalerweise ist der Juni der Monat mit der größten Schneeschmelze. Als Folge eines derart kühlen Juni bleibt die Schneedecke 3 Wochen länger erhalten und die schneefreie Zeit des Sommers wird erheblich verkürzt. In den Monaten Juli bis September wirkt sich eine Temperaturabnahme ebenfalls stark auf die Auftauschicht aus. Im Juli verzögert sich der Zeitpunkt der vollständigen Ausaperung und die schneefreie Zeit wird entsprechend verkürzt. Im August und September hängt die Erwärmung des Bodens über den Fluss fühlbarer Wärme und den Bodenwärmestrom direkt von der Lufttemperatur ab. Ein kühler September bewirkt zusätzlich

ein erneutes Einschneien und damit eine höhere Schneedecke im Winter, die sich im folgenden Jahr länger hält. So hat ein kühler September einen ähnlich großen Effekt auf die Auftauschicht des laufenden sowie des darauffolgenden Jahres. Ab Oktober ist der Einfluss einer Temperaturabnahme wieder deutlich geringer.

Zusammen mit der Betrachtung einer Temperaturerhöhung lässt sich festhalten, dass die größte Temperatursensitivität in den Monaten Mai bis September zu finden ist, wobei die größte Sensitivität bei einer positiven Temperaturanomalie (Juli bis September) gegenüber einer negativen Temperaturanomalie (Juni bis August) um einen Monat verschoben ist.

Einfluss trockener Monate ohne Niederschlag

In den Monaten Dezember bis Mai bewirkt ein völlig trockener Monat eine geringere Schneehöhe zu Beginn der Tauphase, wodurch sich diese verkürzt und die schneefreie Zeit verlängert wird. Die Dicke der Auftauschicht vergrößert sich dadurch in der Größenordnung 20 bis 40 cm (Abb. 4.4). Dabei ist der Einfluss in den Monaten Dezember bis Februar geringfügig größer als in den Frühjahrsmonaten. Trockene Sommermonate haben bei unveränderter Temperatur keinen Einfluss auf die Auftauschicht. Ein trockener Herbst hat im Gegensatz zum Winter und Frühjahr einen leicht negativen Effekt auf die Auftauschicht. Durch ausbleibende Niederschläge bleibt der Boden länger als üblich schneefrei oder mit einer nur geringen Schneehöhe bedeckt. Ohne die isolierende Wirkung des Schnees und der bereits negativen Temperaturen ab Ende September ist der Bodenwärmestrom wieder zur Oberfläche gerichtet. Damit kühlt sich der Boden von oben her ab und es resultiert eine geringere Auftauschicht.

Einfluss feuchter Monate mit doppelter Niederschlagsmenge

Eine Verdoppelung des Monatsniederschlags hat im Wesentlichen den gegenteiligen Effekt im Vergleich eines völlig trockenen Monats. Verdoppelt sich die Niederschlagsmenge in einem Monat zwischen Oktober und Mai, so reduziert sich die Auftauschicht in der folgenden Tauperiode um 40 bis 60 cm (Abb. 4.6). Eine Ausnahme bildet hier der Oktober, der auch bei einer Verdoppelung der Niederschlagsmenge zu einer reduzierten Auftauschicht im folgenden Jahr beiträgt. Da ab Oktober der Niederschlag normalerweise als Schnee fällt, hängt die Gesamtschneehöhe am Ende des Winters auch von der Niederschlagsmenge in diesem Monat ab. Nur wenn der Oktober völlig schneefrei bleibt, ist der Effekt der Auskühlung durch die fehlende Isolation auch im folgenden Sommer größer als die geringere Schneedecke (siehe Kap. 4.2.2). Zwischen Juni und September hat eine Zunahme der Niederschläge kaum Auswirkungen auf die Auftauschicht, da der Boden ohnehin gesättigt ist. Niederschlagsänderungen in den Wintermonaten beeinflussen die Dicke der Auftauschicht damit am stärksten und in den Sommermonaten am geringsten.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass beim Vergleich von Temperaturvariationen um 3 K oder Niederschlagsvariationen um 100 % in einzelnen Monaten die Temperatur einen größeren Einfluss auf die Auftauschicht besitzt. Während sich die Temperaturänderungen besonders im Sommer auf die Auftauschicht auswirken, zeigen Niederschlagsänderungen ihren größeren Einfluss im Winter. Zudem ist besonders im Herbst eine Änderung des Niederschlages nicht eindeutig mit einer Änderung in der Auftauschicht verbunden (Tab. 4.1).

Tab. 4.1: Zusammenstellung der Änderungen der Dicke der Auftauschicht (in cm) bei einmalig modifizierten Monatsparametern; die Werte sind auf die eingestellte Modellauflösung von 20 cm gerundet.

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Temp. +3 K	±0	±0	±0	+20	+60	+60	+80	+100	+80	+80*	±0*	±0*
Temp. -3 K	-20	-20	-20	-20	-60	-100	-80	-80	-60*	-20*	-20*	-20*
doppelter Nds.	-60	-40	-40	-40	-40	-20	-20	±0	-20*	-60*	-40*	-40*
ohne Nds.	+40	+40	+20	+20	+20	±0	±0	±0	-20	-20*	±0*	+40*

* dieser Wert bezieht sich auf eine Änderung im Vorjahr.

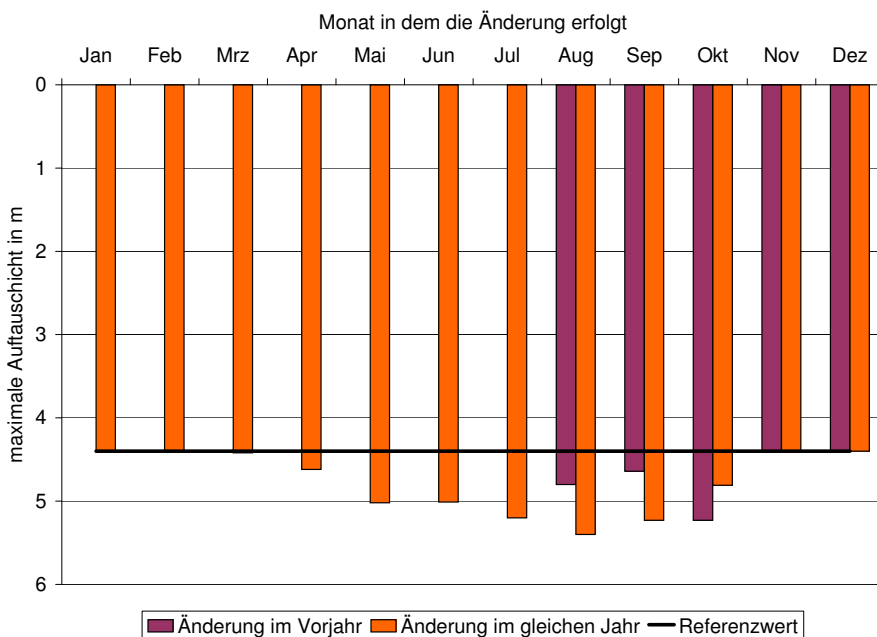


Abb. 4.3: Abhängigkeit der Auftauschicht von der Temperaturerhöhung eines Monats um 3 K; von August bis Dezember sind auch die Monate des Vorjahres berücksichtigt.

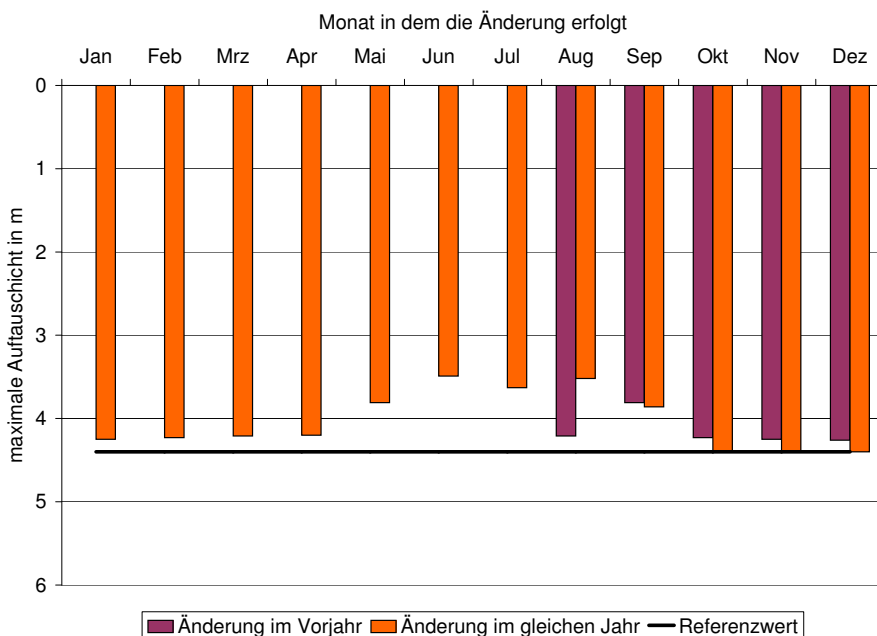


Abb. 4.4: Wie Abb. 4.3, hier in Abhängigkeit einer Abkühlung der Monatsmitteltemperatur um 3 K.

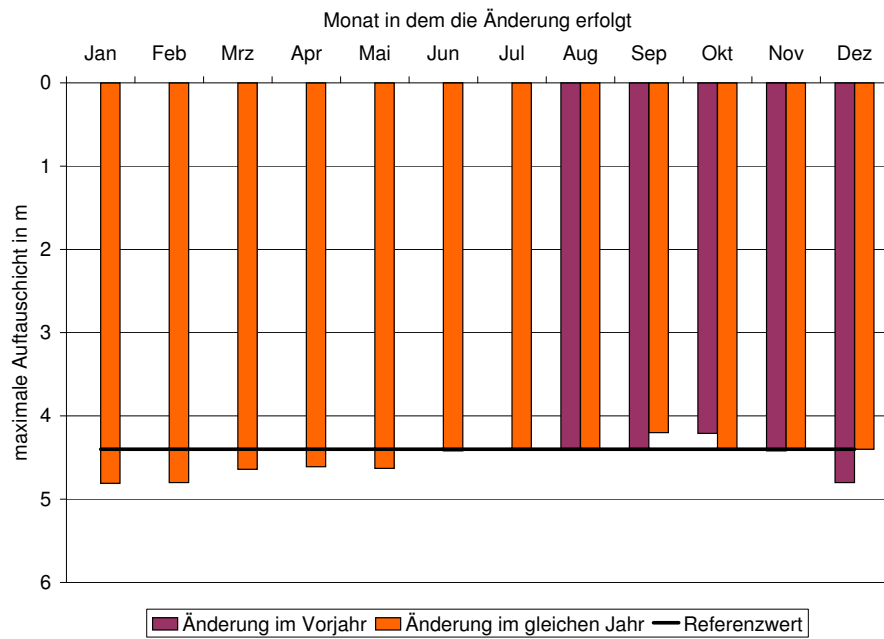


Abb. 4.5: Wie Abb. 4.3, hier in Abhängigkeit eines Monats ohne Niederschlag.

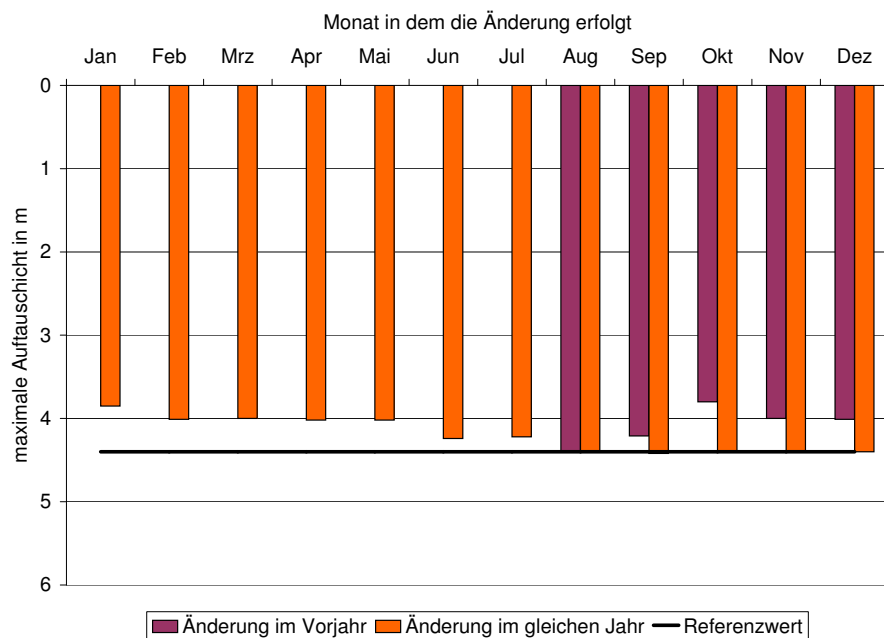


Abb. 4.6: Wie Abb. 4.3, hier in Abhängigkeit eines Monats mit doppelter Niederschlagssumme.

4.2.2. Abhängigkeit der Auftauschicht von der Monatsmitteltemperatur und der monatlichen Niederschlagssumme

Bei einer Niederschlagsänderung im Herbst ist die Auswirkung auf die Auftauschicht im Folgejahr nicht eindeutig. Insbesondere im Oktober führt sowohl eine Verdoppelung der Niederschlagssumme als auch ein völlig trockener Monat zu einer Reduzierung der Auftauschicht. Eine genauere Analyse der maximalen Auftauschicht in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge im Oktober zeigt einen besonderen Verlauf (Abb. 4.7). Eine Zunahme der Niederschlagsmenge bewirkt immer eine Reduzierung der Auf-

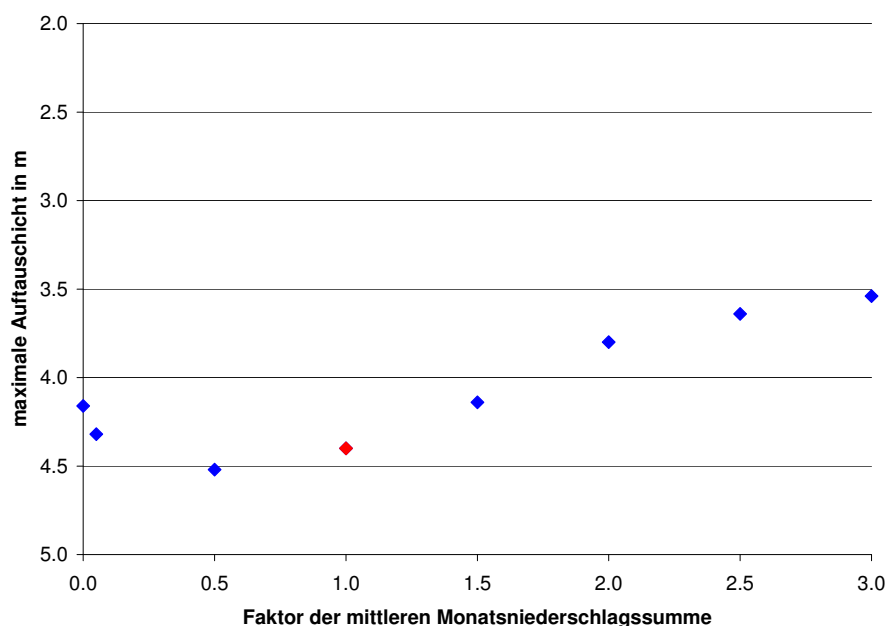


Abb. 4.7: Abhängigkeit der Auftauschicht von der Niederschlagsmenge im Oktober (des Vorjahres) im Vergleich zum Referenzwert (rot).

tauschicht im folgenden Jahr. Größere Zunahmen der Niederschlagsmenge bewirken aber nur noch eine leichte Abnahme der Dicke der Auftauschicht. So reduziert sich diese bei einer Verdoppelung des Niederschlages um 60 cm, bei einer Verdreifachung aber nur noch um weitere 20 cm.

Eine Abnahme der Niederschlagsmenge erhöht zunächst die Auftauschicht, diese erreicht jedoch ein Maximum von etwa 10 cm über dem Referenzwert bei etwa der Hälfte der üblichen monatlichen Niederschlagssumme. Eine weitere Reduzierung führt wieder zu einer Abnahme der Auftauschicht, da nun die aus den Niederschlägen resultierende Schneedecke offenbar nicht mehr ausreicht, um den Boden von den im Oktober auftretenden tiefen Temperaturen zu isolieren. Die Abkühlung des Bodens ist bei fehlender Schneedecke maximal und reduziert die Auftauschicht im Folgejahr um 20 cm.

Im Gegensatz zu den Niederschlagsänderungen findet sich bei Temperaturänderungen ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Änderung im Vorzeichen und der Änderung in der Dicke der Auftauschicht, wobei diese besonders im Sommer deutlich werden. Der Monat mit dem größten Temperatureinfluss ist der August, bei dem eine Änderung der Mitteltemperatur um 3 K eine Änderung in der Auftauschicht von bis zu 1 m nach sich zieht. Die Änderungen der Auftauschicht verlaufen annähernd linear mit der Änderung der Monatsmitteltemperatur (Abb. 4.8). So bewirkt eine Änderung von 1 K eine

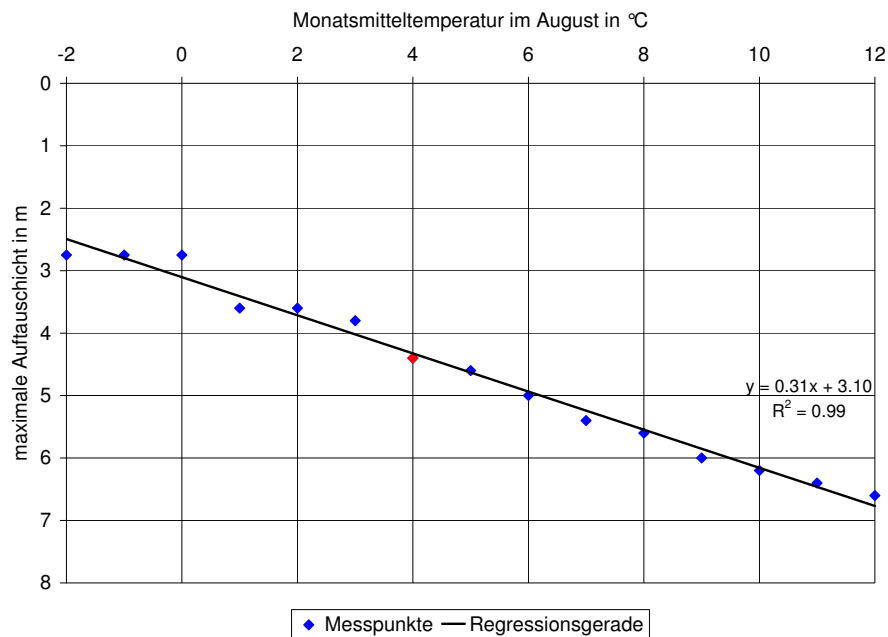


Abb. 4.8: Abhängigkeit der jährlichen Auftauschicht von der Monatsmitteltemperatur im August im Vergleich zum Referenzwert (rot).

entsprechenden Änderung von etwa 30 cm in der Dicke der Auftauschicht des gleichen Jahres. Selbst bei größeren Änderungen in einem Bereich von realistischen Temperaturschwankungen der Monatsmitteltemperatur im August von 6 K zu kalt bis 8 K zu warm ist dieser Wert annähernd gleich.

4.2.3. Einfluss von gekoppelten Temperatur- und Niederschlagsanomalien einzelner Monate auf die Auftauschicht

In diesem Abschnitt werden Temperatur- und Niederschlagsanomalien gekoppelt, um deren Wechselwirkung besser abschätzen zu können. Dabei bleibt die Größenordnung der Temperaturänderung (± 3 K) sowie das Ausbleiben bzw. Verdoppeln der Niederschlagssumme weiterhin das Kennzeichen eines Monats, der zu warm bzw. zu kalt oder zu trocken bzw. zu feucht ist.

Besonders in den Monaten der Tauperiode, den Sommermonaten sowie der Zeit mit Beginn der Schnee-

decke können die einzelnen Effekte nicht ohne weiteres addiert werden, weshalb die für diese Zeiträume repräsentativen Monate Mai, August und Oktober für diese Untersuchung ausgewählt werden.

(Die Veränderungen in der Dicke der Auftauschicht zum Referenzlauf werden in Klammern angegeben.)

Mai

Im Monat Mai wird gewöhnlich das Maximum der Schneedecke erreicht und die Tauperiode setzt ein. In den Monatsanalysen (vgl. Kap 4.2.1) ist er der erste Monat des Jahres in dem sowohl die Temperatur- als auch die Niederschlagsänderungen größeren Einfluss auf die Auftauschicht zeigen.

- Mai warm und feucht (+60 cm):

Das Coup-Modell liefert als Folge eines 3 K zu warmen Mai, der gleichzeitig um eine doppelten Niederschlagssumme aufweist, die gleiche Erhöhung der Dicke der Auftauschicht wie bei einem derart zu warmen Mai ohne Niederschlagsänderung. Eine Temperaturerhöhung im Mai um 3 K bewirkt, dass der Niederschlag nur noch in den kälteren Nächten als Schnee fällt. An den wärmeren Tagen fällt hingegen überwiegend Regen statt Schnee. Eine zusätzlich höhere Niederschlagssumme bewirkt damit nur teilweise mehr Schnee, der durch zusätzlichen Regen auch wieder schneller schmilzt und damit kompensiert wird.

- Mai warm und trocken (+80 cm):

Wird hingegen eine Temperaturerhöhung im Mai mit Trockenheit gekoppelt, folgt eine leicht vergrößerte Auftauschicht im Vergleich zu warmen Mai mit normaler Niederschlagsmenge. Dies entspricht genau der Summe der beiden Effekte, die unabhängig voneinander durch Temperaturerhöhung oder Trockenheit entstehen.

- Mai kalt und feucht (-80 cm):

Ist der Mai hingegen zu kalt, liegen die Temperaturen durchweg im Frostbereich. Eine zusätzliche Verdoppelung des Niederschlages führt damit zu einer mächtigeren Schneedecke, die erst 3 Wochen später als üblich verschwindet. Die Koppelung eines zu kalten und zu feuchten Mai führt zwar nicht ganz zu einer Addition der Einzeleffekte, aber dennoch zu einer gegenseitigen Verstärkung.

- Mai kalt und trocken (-20 cm):

Ein völlig trockener Mai führt in Verbindung mit einem zu kalten Monat nur zu einer leicht verminderten Auftauschicht, da der Schnee zwar erst ab Anfang Juni schmilzt, dessen Höhe im Mai aber auch nicht mehr vergrößert wird.

So folgt einem zu warmen Mai eine deutlich größere Auftauschicht, welche von geänderten Niederschlagsverhältnissen nur leicht modifiziert wird, während ein kalter Mai nur bei mittleren oder höheren Niederschlagsmengen von einer deutlich niedrigeren Auftauschicht gefolgt wird. Im Mai ist damit eine größere Niederschlagssensitivität der Auftauschicht bei negativen Temperaturanomalien erkennbar.

August

Der August zeigt bei den Monatsanalysen die größten Änderungen von allen Monaten, die jedoch nur von der Temperatur abhängen. Im Folgenden wird untersucht, ob bei veränderter Mitteltemperatur der Einfluss von Niederschlag auf die Auftauschicht immer noch gering ist.

- August warm und feucht (+100 cm):

Während ein um 3 K zu warmer August die Dicke der Auftauschicht um etwa 1 m vergrößert, wird diese Erhöhung durch fehlenden Niederschlag nicht modifiziert; im Rahmen der Modellauflösung von 20 cm bleibt es weiterhin bei einer Erhöhung der Auftauschicht um 1 m.

- August warm und trocken (+80 cm):

Durch ausbleibenden Niederschlag in einem um 3 K zu warmer August erhöht sich die Dicke der Auftauschicht um 80 cm, also nur etwas weniger als bei einem warmen August ohne Niederschlagsänderung. Offenbar macht sich hier durch den fehlenden Niederschlag geringfügig das Ausbleiben der zusätzlichen Wärme des Regenwassers bemerkbar, während bei normalen Niederschlagsverhältnissen bereits gesättigte Bodenverhältnisse vorherrschen.

- August kalt und feucht (-120 cm):

In einem um 3 K zu kalter August reduzieren höhere Niederschlagsmengen die Auftauschicht um weitere 40 cm, während sie diese bei einem normal temperierten Monat nicht beeinflussen. Ein derart zu kalter August liegt im Mittel nur knapp über dem Gefrierpunkt, sodass der Niederschlag teilweise als Schnee fällt. Diese Schneebedeckung muss an wärmeren Tagen erst wieder geschmolzen werden, bevor sich der Boden erwärmen kann.

- August kalt und trocken (-120 cm):

Ist ein um 3 K zu kalter August hingegen völlig trocken, reduziert sich paradoxerweise die Auftauschicht ebenfalls um rund 40 cm. Hier wird nun der Effekt durch die fehlende Isolierung des Schnees sichtbar, der den Boden vor den in einem kalten August auftretenden Nachtfrösten schützt. Fällt dagegen nur die Hälfte der üblichen Niederschlagsmenge, so findet keine Änderung der Auftauschicht im Vergleich zu einem kalten August ohne Niederschlagsänderung statt.

Ähnlich wie im Mai wird die Auftauschicht bei einem zu warmen August durch geänderte Niederschlagsverhältnisse kaum zusätzlich modifiziert. Lediglich bei einem deutlich zu kalten August kommt es durch auftretende Fröste oder Schneefälle zu einer Beeinflussung der Auftauschicht durch den Niederschlag.

Oktober

Im Oktober beginnt gewöhnlich die Zeit der dauerhaften Schneebedeckung des Bodens, welche aber entscheidend von den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen abhängt. So zeigen Niederschlagsänderungen im Oktober einen einzigartigen Verlauf (siehe auch Kap. 4.2.2), weshalb auch hier Koppelungen

von Temperatur- und Niederschlagsänderungen von besonderem Interesse sind. (Die Aussagen betreffen hier die maximale Auftauschicht im darauffolgenden Jahr.)

- Oktober warm und feucht (+80 cm):
In einem um 3 K zu warmen Oktober fällt der Niederschlag überwiegend als Regen, sodass auch eine Verdoppelung der Niederschlagssumme keinen merklichen Einfluss auf die Auftauschicht ausübt.
- Oktober warm und trocken (+80 cm):
Auch ein Ausbleiben des Niederschlages hat in einem warmen Oktober keinen Einfluss. Durch die höheren Temperaturen treten keine Fröste auf, wodurch auch ein ausbleibender Niederschlag nicht zu einer Auskühlung des Bodens beiträgt.
- Oktober kalt und feucht (-80 cm):
Ein zu kalter Oktober bringt ab Anfang des Monats Schnee, der bei einer gleichzeitigen Verdoppelung der Niederschlagssumme auch höhere Schneemengen bringt. Beide Effekte führen zu einer Verringerung der Auftauschicht von 80 cm, die genau der Summe der unabhängigen Einzeleffekte entspricht.
- Oktober kalt und trocken (-60 cm):
Auch ein zu kalter und völlig trockener Oktober bewirkt eine deutlich verminderte Auftauschicht im Vergleich zu einem kalten Oktober mit einer normalen Niederschlagsmenge. Hier greift erneut die Tatsache einer fehlenden Schneedecke, die den Boden schneller auskühlen lässt.

Im Oktober führt eine Erwärmung von 3 K unabhängig von der Niederschlagsmenge zu einer Erhöhung der maximalen Auftauschicht im Folgejahr um 80 cm, während eine Abkühlung nahezu eine Addition der Temperatur- und Niederschlagseinflüsse bewirkt.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass gerade in den Übergangsmonaten eine Kombination von Temperatur- und Niederschlagsänderungen zu einer Verstärkung oder Abschwächung der einzelnen Effekte auf die Dicke der Auftauschicht führt. In dieser Zeit können zusätzliche Niederschläge je nach den Temperaturverhältnissen als Regen fallen, die sonst als Schnee gefallen wären, oder umgekehrt. Ausbleibende Niederschläge verlängern die Zeit der Schneeschmelze oder fehlen bei der Schneedeckenbildung zur Isolierung des Bodens. In den übrigen Monaten können die Einflüsse von Temperatur und Niederschlag auf die Auftauschicht in guter Näherung addiert werden.

4.3. Einfluss spezieller Temperatur- und Niederschlagsanomalien auf die Auftauschicht

Die Auftauschicht eines Jahres hängt von vielen Faktoren ab, die sich zusätzlich gegenseitig verstärken oder abschwächen können. So müssen die Temperatur- und Niederschlagsverteilungen aller Monate berücksichtigt werden, um Aussagen über die Auftauschicht treffen zu können. Außerdem hängt die Auftauschicht aufgrund der Trägheit des Bodens auch noch von der Auftauschicht des Vorjahres ab und damit von den Bedingungen von mehr als 1 Jahr vor dem Zeitpunkt der Auftauschicht. Die folgenden Szenarien sollen einen Einblick in die Auswirkungen von speziellen Anomalien der Temperatur- und Niederschlagsverteilung mehrerer aufeinanderfolgender Monate auf die Auftauschicht geben.

Analyse einer Trockenheit im Herbst oder Winter

- Oktober und November trocken (-80 cm):
Um die Auswirkungen des 1. Schneefalles im Herbst zu verdeutlichen, wird zuerst ein komplett trockener Oktober und November untersucht. Während ein trockener Oktober allein die Dicke der Auftauschicht des Folgejahres schon um 20 cm verringert (Tab. 4.1), verringert sich diese durch einen zusätzlich trockenen November sehr deutlich.
- Oktober bis Dezember trocken (-120 cm):
Würde der gesamte Zeitraum von Anfang Oktober bis Ende Dezember bei unveränderten Temperaturen völlig trocken sein, so würde sich die Dicke der Auftauschicht im folgenden Jahr trotz geringerer Schneedecke erheblich reduzieren.
- November und Dezember trocken (± 0 cm):
Beginnt die zweimonatige Trockenperiode jedoch erst Anfang November, erreicht die Auftauschicht eine nahezu unveränderte Tiefe von etwa 4,4 m. Die Schneedecke liegt nach dieser Simulation während der Trockenperiode bei etwa 30 cm. Die Isolation des Schnees verhindert eine Auskühlung des Bodens nicht vollständig. Da aber die geringere Schneehöhe zu einem früheren Ausapern im darauffolgenden Jahr führt, gleichen sich hier diese beiden Effekte aus.
- Dezember und Januar trocken (+80 cm):
Während einer Trockenperiode im Dezember und Januar ist der Boden mit einer Schneehöhe von etwa 90 cm ausreichend gegen tiefe Temperaturen isoliert. Das frühere Ausapern Anfang Juli führt zu einer deutlichen Erhöhung der Auftauschicht, was hier genau der Summe der Einzeleffekte eines trockenen Dezembers und eines trockenen Januars entspricht.

Die Analysen der trockenen Herbst- oder Wintermonate zeigen, dass erst ab etwa 30 cm Schneedecke die Isolationswirkung des Schnees ausreichend ist, um den Boden vor Auskühlung zu schützen. Wenn in einem Herbst die ersten größeren Schneemengen längere Zeit trotz niedriger Temperaturen ausbleiben, hat dies auf die Auftauschicht im folgenden Jahr einen erheblichen Einfluss.

Analyse der deutlich mächtigeren Auftauschicht im Jahr 2003

Im Jahre 2003 lag die Auftauschicht am Schilthorn bei 8,5 m und damit etwa 3,5 m über dem Mittelwert der Jahre 1999 bis 2006 (Hilbich et al., 2008). Da die Auftauschicht im Jahr 2002 nur bei 4,5 m lag, ist nicht von einer Beeinflussung der Monate bis September 2002 auszugehen. Eine Analyse der Temperatur- und Niederschlagsabweichungen im Zeitraum von Oktober 2002 bis September 2003 (im Folgenden *Simulationsjahr 2002/03* genannt) ergeben markante Abweichungen für die Temperatur in den Monaten Mai bis August sowie für den Niederschlag im November (Tab. 4.2). Eine Simulation mit

Tab. 4.2: Abweichungen der Monatsmitteltemperaturen vom 8-jährigen Mittelwert 1999-2007 (gemessen) sowie der Monatsniederschlagssummen vom 26-jährigen Mittelwert 1982-2007 (extrapoliert) im Zeitraum von Oktober 2002 und September 2003 (Simulationsjahr 2002/03).

Monat	Temperatur	Niederschlag
Oktober 2002	±0	+10 %
November 2002	+1 K	+200 %
Dezember 2002	+1 K	±0
Januar 2003	-1 K	±0
Februar 2003	-2 K	-40 %
März 2003	+2 K	-80 %
April 2003	±0	-30 %
Mai 2003	+3 K	-10 %
Juni 2003	+6 K	-30 %
Juli 2003	+3 K	+10 %
August 2003	+3 K	-40 %
September 2003	±0	+10 %

dem Coup-Modell nur mit geänderten Monatsmittelwerten der Temperatur und des Niederschlages im Simulationsjahr 2002/03 ergibt eine Auftauschicht von 7,4 m und damit 3 m mehr als in dem Referenzlauf ohne Abweichungen. Damit lässt sich die deutlich erhöhte Auftauschicht im Jahr 2003 mit dem Modell gut wiedergeben. Verschiedene Simulationen verdeutlichen hierbei den Einfluss der Temperatur- oder Niederschlagseinflüsse auf diese Erhöhung (Tab. 4.3). Die Simulationsläufe heben den Einfluss der Temperatur auf die Änderung in der Auftauschicht hervor. So hätte nach diesen Modellergebnissen allein die Temperaturänderung, ohne Berücksichtigung der Niederschlagsänderungen im Simulationsjahr 2002/03 sogar noch eine um 60 cm höhere Auftauschicht ergeben (Simulationsnr. 3). Die gleiche Änderung bewirkt bereits eine alleinige Anpassung der Monate Mai bis August 2003 (Simulationsnr. 4). Die Anpassung der Niederschlagsverhältnisse bewirkt hingegen eine leichte Abschwächung der Auftauschichtvertiefung. Hierbei ist besonders der Einfluss des November 2002 hervorzuheben. Es zeigt sich,

Tab. 4.3: Auftauschicht bei verschiedenen Temperatur- oder Niederschlagsanpassungen während des Simulationsjahres 2002/03 an die Werte aus Tabelle 4.2.

Simulationsnr.	Temperaturanpassung	Niederschlagsanpassung	Auftauschicht
1	keine	keine	4,4 m
2	Okt 2002 - Sep 2003	Okt 2002 - Sept 2003	7,4 m
3	Okt 2002 - Sep 2003	keine	8,0 m
4	Mai 2003 - Aug 2003	keine	8,0 m
5	Okt 2002 - Sep 2003	Nov 2002	7,1 m
6	Okt 2002 - Sep 2003	Okt 2002 und Dez 2002 - Sep 2003	8,2 m

dass eine Reduzierung der Niederschlagssumme auf Normalniveau allein in diesem Monat zusammen mit den Temperaturanpassungen aller Monate eine Auftauschicht von 8,2 m ergibt, also 80 cm mehr als mit dessen Anpassung.

Es lässt sich festhalten, dass die Vertiefung der Auftauschicht im Jahr 2003 von 3,0 m vor allem auf die sehr hohen Temperaturen von Mai bis August 2003 zurückzuführen ist und ohne die hohen Niederschläge im November 2002 sogar noch stärker ausgefallen wäre (Tab. 4.3).

Tab. 4.4: Zusammenstellung der Erhöhung der Auftauschicht auf die Einflüsse der Anpassungen von Temperatur und Niederschlag im Simulationsjahr 2002/03.

Anpassung	Erhöhung der Auftauschicht
Temperatur Mai - Aug 2003	+3,6 m
Temperatur übrige Monate	±0
Niederschlag Nov 2002	-0,8 m
Niederschlag übrige Monate	+0,2 m
Temperatur und Niederschlag aller Monate	+3,0 m

Auswirkungen von gehäufterem Auftreten der Simulationsjahre 2002/03 auf die Auftauschicht

Der Sommer 2003 kann als singuläres Ereignis betrachtet werden, da eine so lange Andauer der positiven Temperaturabweichung genau in den sensitivsten Sommermonaten noch nie zuvor, und seit dem auch nicht mehr gemessen wurde. Dennoch stellt sich auch im Hinblick auf künftige klimatische Veränderun-

gen die Frage, welche Auswirkung eine Häufung von Simulationsjahren 2002/03 auf die Auftauschicht haben würde. Die Simulationen des Coup-Modells liefern dafür folgende Ergebnisse:

- 2 aufeinanderfolgende Simulationsjahre 2002/03:
In dieser Simulation werden die Temperatur- und Niederschlagsänderungen im Simulationsjahr 2002/03 zum Referenzlauf zweimal direkt hintereinander ausgeführt. Im ersten Jahr beträgt die Dicke der Auftauschicht wieder 7,4 m. Im zweiten Jahr erhöht sich diese um weitere 80 cm auf 8,2 m. Diese Erhöhung fällt jedoch geringer aus als befürchtet werden könnte, da sich die Einflüsse eines Simulationsjahres 2002/03 bei einer bereits mächtigeren Auftauschicht im Vorjahr offenbar weniger stark auswirken.
- 2 Simulationsjahre 2002/03 mit einem Referenzlauf dazwischen:
Im Gegensatz zur vorhergehenden Modellierung wird zwischen zwei Simulationsjahren 2002/03 ein Jahresgang mit Referenzwerten eingeschoben. In diesem Fall erreicht die Auftauschicht in dem Referenzjahr nur noch eine Tiefe von 5,4 m. In dem darauffolgenden Jahr vertieft sich die Auftauschicht dann auf 7,8 m. Dieser Wert liegt zwar niedriger als bei zwei aufeinanderfolgenden warmen Jahrgängen, aber höher als bei einem singulären Ereignis.
- Dauerhafte Abwechslung eines Simulationsjahres 2002/03 und eines Referenzlaufes:
Ist jeder zweite Sommer so warm wie 2003, so pendelt sich die Auftauschicht bei 8,4 m nach einem solchen Jahr und bei 5,4 m in den dazwischen liegenden Jahren ein. Diese Werte liegen 4 m bzw. 1 m über den Referenzwerten für die Auftauschicht.

4.4. Trägheit des Bodens

Um abschätzen zu können, wie stark eine veränderte Bodentemperatur Auswirkungen auf die Auftauschicht im folgenden Jahr hat, ohne dass weitere äußere Einflüsse hinzukommen, wird in einem Modelllauf nach einer 3-jährigen Einschwingzeit eine Störung induziert und deren Auswirkung auf die Auftauschicht in den folgenden Jahren untersucht, indem dieser Lauf mit dem Referenzlauf ohne Störungen verglichen wird. Die Störung wird erzeugt, indem die Temperatur in den Monaten Juli und August einmalig um 10 K erhöht wird. Durch die resultierende starke Erwärmung des Bodens erhöht sich die Dicke der Auftauschicht bis Ende Oktober um zusätzliche 4,4 m im Vergleich zum Referenzlauf. 12 Monate später liegt die Auftauschicht im Vergleich zum Referenzlauf immer noch rund fast 2,0 m über dem Referenzlauf. Die weiteren Jahre zeigen eine exponentielle Abnahme der Differenz aus den Ergebnissen der beiden Modellläufe, wobei sich die Differenz jährlich in etwa halbiert (Abb. 4.9). Das Bestimmtheitsmaß einer exponentiellen Kurve durch die Berechnungspunkte liefert eine sehr gute Übereinstimmung ($R^2 = 0,99$). Es zeigt sich, dass eine veränderte Auftauschicht nach 1 Jahr immer noch mit etwa der Hälfte ihre Veränderung im Vorjahr zur aktuellen Auftauschicht beiträgt.

Messdaten belegen für das Jahr 2004 eine Auftauschicht am Schilthorn von fast 7 m, nach 8,5 m im Jahr 2003. Der Mittelwert der Auftauschicht beträgt dort etwa 5 m. Da das Jahr 2004 kein besonders warmes oder trockenes Jahr war, ist die erhöhte Auftauschicht in diesem Jahr vermutlich überwiegend auf die durch die Wärme- und Wasserkapazität bedingte Trägheit des Bodens zurückzuführen.

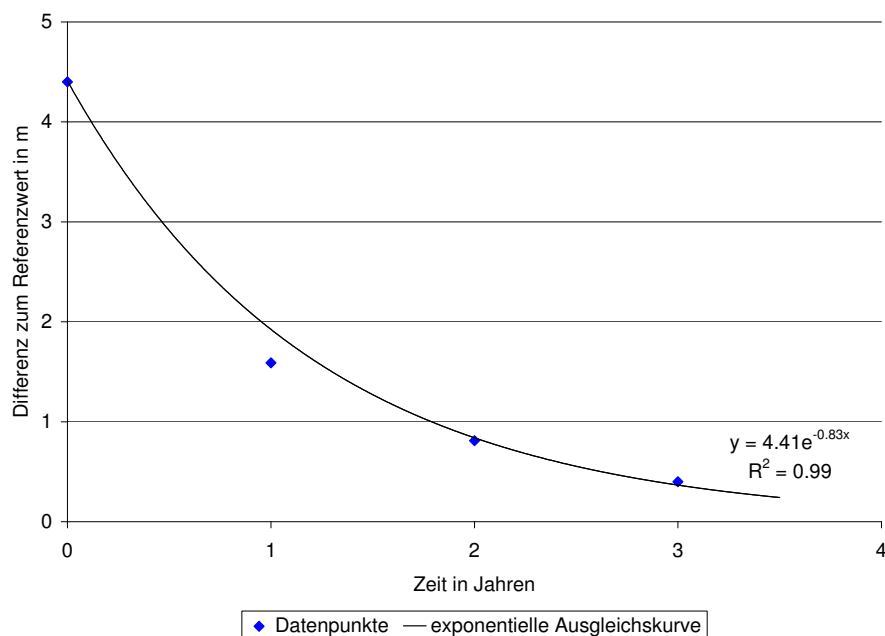


Abb. 4.9: Differenz der Auftauschicht eines Referenzlaufes mit dem Lauf einer Anfangsstörung.

5. Modellergebnisse unter Verwendung von Daten regionaler Klimamodelle

Mit den bisherigen Sensitivitätsstudien war es möglich, eine Abschätzung des Einflusses von Temperatur- und Niederschlagsänderungen, und der damit verbundenen Änderung in der Schneebedeckung, auf die Auftauschicht im Permafrostgebiet des Schilthornes zu geben. Für weitere Sensitivitätsstudien eignen sich Ergebnisse regionaler Klimamodelle als Modelleingangsparameter. Die Daten der regionalen Klimamodelle können zwar nicht als eine Vorhersage des zukünftigen Klimas betrachtet werden, sie geben jedoch eine physikalisch konsistente Änderung des Klimas wieder und stellen plausible Datensätze zur Verfügung, mit denen der Einfluss eines sich ändernden Klimas auf den Permafrost verdeutlicht werden kann. Das Klima der Zukunft kann neben veränderten Mittelwerten auch einer Änderung der Variabilität der Parameter unterliegen (Schär et al., 2004). Besonders der modellierte Niederschlag hängt stark von der Wahl des regionalen Klimamodells ab. Hier kann die Variabilität der Modelle untereinander stärker sein als die internen Variabilitäten der Modelle oder die Variabilität durch die Wahl des antreibenden Emissionsszenarios (Beniston et al., 2007). Eine Varietät von Klimazeitreihen erhält man durch die Verwendung verschiedener regionaler Klimamodelle, die sich zudem durch die antreibenden Emissionsszenarien oder durch den Berechnungsansatz zur Korrektur der Klimadaten unterscheiden. Die Modellierung der Auftauschicht mit den verschiedenen Klimazeitreihen als Eingabedaten soll die Sensitivität des Permafrostes auf verschiedene Temperatur- und Niederschlagsregimes verdeutlichen.

5.1. Verwendete Simulationen regionaler Klimamodelle

Als Eingangsdaten für das Coup-Modell stehen zehn Klimazeitreihen zur Verfügung (Tab 5.1). Diese umfassen ein Ensemble von drei verschiedenen regionalen Klimamodellen, denen (bei zwei der drei Modelle) zwei verschiedene Emissionsszenarien zugrunde liegen. Außerdem kommen zur Erzeugung der Klimazeitreihen jeweils zwei verschiedene Berechnungsansätze zur Anwendung.

Jedes dieser regionalen Klimamodelle wurde durch das globale Klimamodell *HadAM3H* des britischen *Hadley Centre* angetrieben (Salzmann et al., 2007c). Die regionalen Klimamodelle, deren Daten genutzt werden, sind das *Climate High Resolution Model* (CHRM) der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich (Vidale et al., 2003), das *Regional Climate Model* (RegCM) des Internationalen Zentrums für Theoretische Physik (ICTP) in Triest (Giorgi und Mearns, 1999) und das regionale atmosphärische Klimamodell *HIRHAM* des amtlichen dänischen meteorologischen Institutes (DMI) (Christensen et al., 1996). Die Modelle unterscheiden sich nicht wesentlich in ihrer Auflösung (Tab. 5.1). Die Simulatio-

nen erfolgten im Rahmen des EU-Projektes „Vorhersage regionaler Szenarien und Unsicherheiten zur Abgrenzung von Gefahren europäischer Klimaänderungen“ (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, PRUDENCE) (Christensen et al., 2002).

Tab. 5.1: Zusammenfassung der Auflösung der regionalen Klimamodelle, deren Daten in dieser Arbeit Anwendung fanden (nach Jacob et al., 2007).

	CHRM	RegCM	HIRHAM
horizontale Auflösung	0,44° (50 km)	0,5° (55 km)	50-70 km
Gitterpunkte (Länge x Breite)	114 x 110	91 x 81	98 x 119
vertikale Schichten	19	20	16
Bodenschichten (thermisch)	5	4	4
Bodenschichten für die Bodenfeuchte	1	3	3

Neben den Simulationen für die Zukunft werden die Klimadaten auch für den Kontrollzeitraum 1961-1990 berechnet. Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen für diesen Kontrollzeitraum und den (extrapolierten) Beobachtungsdaten des gleichen Zeitraumes erfordern eine Anpassung der Simulationsergebnisse an die Beobachtungsdaten. Dies kann mit Hilfe von zwei verschiedenen Berechnungsansätzen bei der Erzeugung der Klimazeitreihen geschehen (Salzmann et al., 2007b). Bei dem so genannten *Delta*-Ansatz wird zu den Beobachtungsdaten des Kontrollzeitraumes (*obs*) die Differenz der beiden Mittelwerte aus Vorhersagezeitraum (*scen_{mean}*) und dem Kontrollzeitraum (*obs_{mean}*) addiert (Gl. 5.1). Damit werden die Daten aus dem Beobachtungszeitraum um einen festen Wert geändert und man erhält eine Klimazeitreihe mit dem Berechnungsansatz Delta (*scen_{Delta}*). Mit dem *Bias*-Ansatz werden hingegen die Daten aus dem Vorhersagezeitraum (*scen*) um die Differenz der beiden Mittelwerte aus dem Kontrolllauf (*ctrl_{mean}*) und den Messdaten des Kontrollzeitraumes (*ctrl_{obs}*) korrigiert (Gl. 5.2). Damit bleibt die Variabilität der Parameter aus den Messdaten unverändert, da die berechneten Daten nur um einen festen Wert, nämlich dem Fehler des Modells für einen Kontrollzeitraum geändert werden.

$$scen_{Delta} = obs + (scen_{mean} - ctrl_{mean}) \quad [5.1]$$

$$scen_{Bias} = scen - (ctrl_{mean} - obs_{mean}) \quad [5.2]$$

Der Vorteil des Delta-Ansatzes ist, dass regionale Besonderheiten und Extremereignisse, soweit sie in den Beobachtungsdaten erfasst werden, beibehalten werden. Beim Bias-Ansatz erhält man die Klimazeitreihe an einem Gitterpunkt, dessen Variabilität in Temperatur und Niederschlag nicht repräsentativ für den Beobachtungsort sein kann. Der Nachteil des Delta-Ansatzes ist, dass eine mögliche Änderung

Tab. 5.2: Auflistung der verwendeten Datensätze jeweils mit zugehörigem Klimamodell, Berechnungsansatz und Emissionsszenario.

Name des Datensatzes	Klimamodell	Berechnungsansatz	Emissionsszenario
a2dc	CHRM	Delta	A 2
a2bc	CHRM	Bias	A 2
a2dr	RegCM	Delta	A 2
a2br	RegCM	Bias	A 2
a2dh	HIRHAM	Delta	A 2
a2bh	HIRHAM	Bias	A 2
b2dr	RegCM	Delta	B 2
b2br	RegCM	Bias	B 2
b2dh	HIRHAM	Delta	B 2
b2bh	HIRHAM	Bias	B 2

der Variabilität des betrachteten Parameters ignoriert wird, während sie der Bias-Ansatz berücksichtigt.

Die antreibenden Emissionsszenarien (A2 und B2) unterscheiden sich in ihren prognostizierten Treibhausgasemissionen. So gehen die Szenarien der Klasse A von einem wesentlich stärkeren Anstieg von Treibhausgasemissionen aus als die Szenarien der Klasse B (IPCC, 2007).

Für die Sensitivitätsstudien werden in dieser Arbeit die Daten eines Gitterpunktes verwendet, die auf die Höhe der Station Murtèl-Corvatsch (2550 m ü. NHN) angepasst wurden (Salzmann et al., 2007a). Da die vorliegende Arbeit nur qualitative Aussagen über die Sensitivität des Permafrostes beschreibt, werden für die Modellierungen der Auftauschicht die Bodenparameter des Coup-Modells unverändert die Einstellungen der Sensitivitätsstudien am Schilthorn (Anhang A 2) übernommen.

Die Analyse der Ergebnisse der regionalen Klimamodelle zeigt für die Temperatur eine markante Erhöhung zwischen dem Beobachtungszeitraum von 1981-2003 und dem Prognosezeitraum 2071-2093 (Abb. 5.1). So steigt die Jahresmitteltemperatur je nach Modell-Lauf zwischen 2 und 4,5 K. Dabei verteilt sich die Erwärmung jedoch ungleichmäßig auf die Jahreszeiten: im Winter und Frühjahr steigt die Mitteltemperatur um 1 bis 4 K, im Sommer und Herbst hingegen um 2,5 bis 5 K. Der Niederschlag ändert sich nach diesen Modellen weit weniger als die Temperatur (Abb. 5.2). Alle Modelle zeigen eine Änderung der Jahresniederschlagssumme von weniger als 10 %. Die einzelnen Jahreszeiten zeigen jedoch erhebliche Unterschiede. So nehmen die Niederschläge nach fast allen Modellen im Winter und Frühjahr zu, im Sommer und Herbst jedoch ab. Die größte Änderung in der Variabilität liegt hier beim Datensatz *a2bc* mit fast 50 % Zunahme während der Wintermonate und etwa 35 % Abnahme während

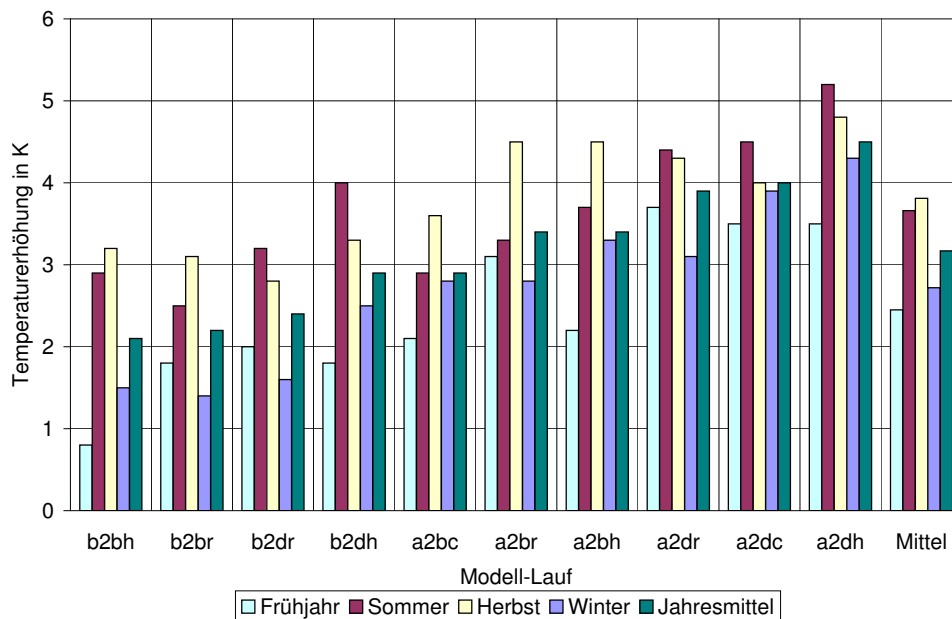


Abb. 5.1: prognostizierte Temperaturänderung im Zeitraum 2071-2093 im Vergleich zu 1981-2003; die Bezeichnungen der Modell-Läufe sind in Tab. 5.1 angegeben.

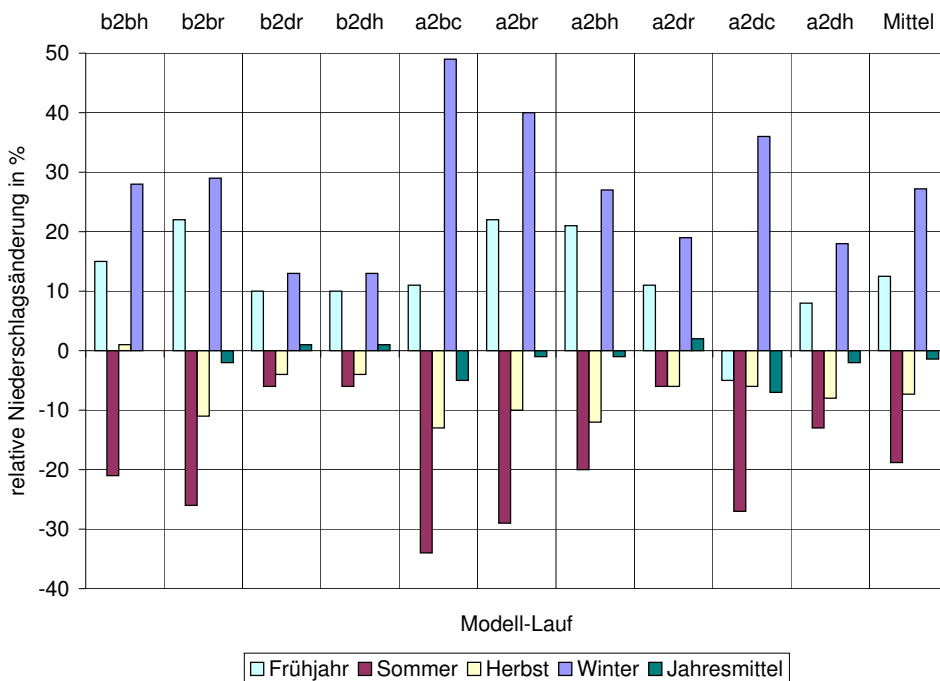


Abb. 5.2: prognostizierte Niederschlagsänderung im Zeitraum 2071-2093 im Vergleich zu 1981-2003.

der Sommermonate. Im Gegensatz zu den idealisierten Vorgaben aus Kap. 4.2 sind diese Änderungen in den Niederschlagsverhältnissen geringer als in den simulierten Monatsänderungen, während die Temperaturänderungen mit der simulierten Erhöhung um 3 K durchaus vergleichbar ist. Dennoch zeigt gerade die Veränderung in der Niederschlagsverteilung während des Jahres, dass die Niederschlagsvariabilität in den Daten nicht vernachlässigt werden darf.

5.2. Auftauschichten des Coup-Bodenmodells unter Verwendung der Klimadaten

Die Temperatur- und Niederschlagszeitreihen aus den zehn dargestellten Modell-Läufen aus Kap. 5.1 sowie die Daten für den Kontrollzeitraum von 1981-2003 werden als Eingangsparameter für das Coup-Modell verwendet. Die Ergebnisse der ersten drei Jahre dieser Simulationen werden aufgrund der Einschwingzeit des Modells nicht weiter betrachtet. In den verbleibenden 20 Jahren der Simulationsläufe werden die jährlichen Dicken der Auftauschichten bestimmt und für diesen Zeitraum gemittelt. Die mittlere Dicke der Auftauschicht des Coup-Modells für die Beobachtungsdaten beträgt 3,0 m und stimmt damit gut mit den Bohrlochdaten am Murtèl-Corvatsch für die mittlere Dicke der Auftauschicht von 3,4 m zwischen 1987-2003 (Vonder Mühl et al., 2007) überein.

Die Verwendung der Daten der regionalen Klimamodelle als Eingangsparameter im Coup-Modell zeigt eine deutliche Vergrößerung der mittleren Dicke der Auftauschicht im Vergleich zu der Simulation aus den Beobachtungsdaten (Abb. 5.3). Während die Beobachtungsdaten für Temperatur und Niederschlag eine mittlere Dicke der Auftauschicht von etwa 3 m liefern, vergrößert sich diese unter Verwendung der Klimamodelldaten auf 6 bis 14 m. Dabei fällt auf, dass die Ergebnisse der Modellierungen auf Grundlage der Datensätze mit den stärkeren Temperaturerhöhungen im Allgemeinen auch mächtigere Auftauschichten aufweisen. Trotzdem sind die stärksten Vergrößerungen der mittleren Auftauschicht nicht beim Modelldatensatz a2dh zu finden, der die größte Temperaturerhöhung aller Zeitreihen aufweist, sondern bei den Datensätzen a2br und a2bh mit nur mittleren Temperaturerhöhungen. Diese zeigen zusammen mit dem Datensatz a2bc eine der größten Niederschlagsänderungen innerhalb des Jahres. Dennoch ist die Zunahme der mittleren Auftauschicht unter Verwendung des Datensatzes a2bc am niedrigsten von allen Datensätzen mit einem Emissionsszenario A 2. Es fällt auf, dass mit Ausnahme der Daten des *CHRM* die mittlere Auftauschicht immer bei der Verwendung eines Datensatzes mit dem Berechnungsansatz Bias tiefer liegt als mit Berechnungsansatz Delta. Dies deutet darauf hin, dass die Änderungen von Temperatur- und Niederschlagsmittelwerten sichtbar geringeren Einfluss auf die Auftauschicht besitzen als mit Berücksichtigung der Änderungen ihrer Variabilität.

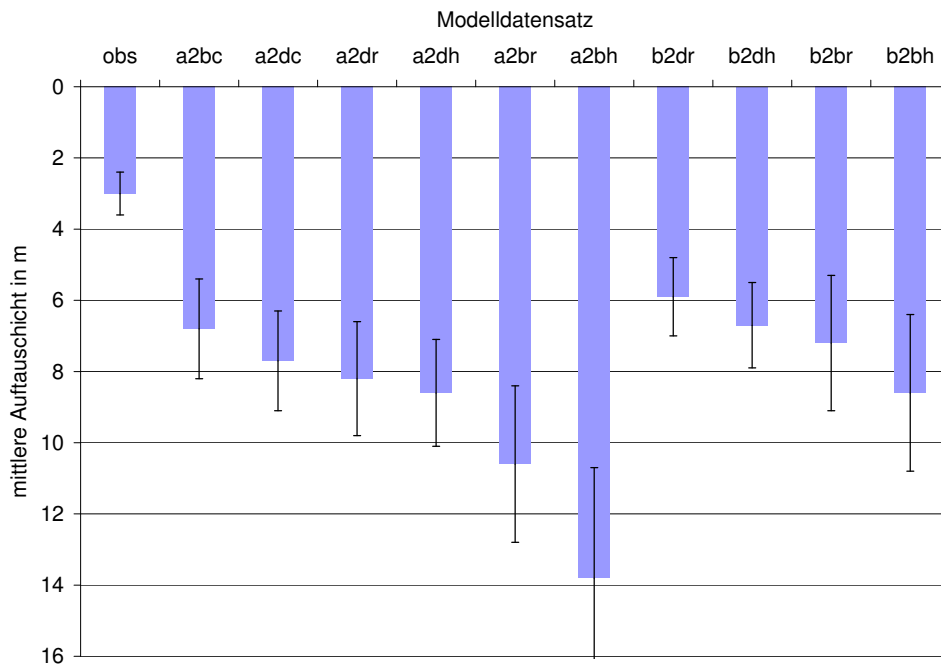


Abb. 5.3: Mittlere Auftauschicht unter Verwendung der Beobachtungsdaten (obs) und der Klimamodell-datensätze.

5.3. Zusammenhang zwischen den veränderten Auftauschichten und den Lufttemperaturdaten

Mit den Beobachtungsdaten der Jahre 1981-2003 ergibt sich für die Simulationen des Coup-Modells eine mittlere Auftauschicht für diesen Zeitraum von etwa 3 m. Um zu überprüfen, wie sich die Auftauschicht bei einer Erhöhung der Jahresmitteltemperatur verändert, wird die gesamte Temperaturreihe der Beobachtungsdaten schrittweise um 1 K erhöht und jeweils die Auftauschicht modelliert. Dabei ergibt sich eine annähernd lineare Zunahme der Auftauschicht von etwa 1,3 m pro Kelvin Temperaturerhöhung (Abb. 5.4). Dennoch verläuft diese Zunahme eher exponentiell als linear. Eine exponentielle Ausgleichskurve liefert ein Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,996$ (im Gegensatz zu $R^2 = 0,985$ bei der linearen Ausgleichskurve). Dieser Zusammenhang sowie der starke Einfluss der Temperatur auf die Tiefe der Auftauschicht, wie schon in Kapitel 4 herausgearbeitet wurde, legt die Vermutung nahe, dass die deutliche Zunahme der Auftauschicht aus den Klimazeitreihen aus den erhöhten Mitteltemperaturen der Zeitreihen resultiert. Beim Vergleich aller Mitteltemperaturen mit den zugehörigen mittleren modellierten Auftauschichten lässt sich jedoch kein eindeutiger Zusammenhang erkennen (Abb. 5.5). Das Bestimmtheitsmaß einer exponentiellen Ausgleichskurve liegt bei nur $R^2 = 0,56$. Selbst die größte Auftauschicht resultiert nicht aus der Zeitreihe mit der höchsten Mitteltemperatur.

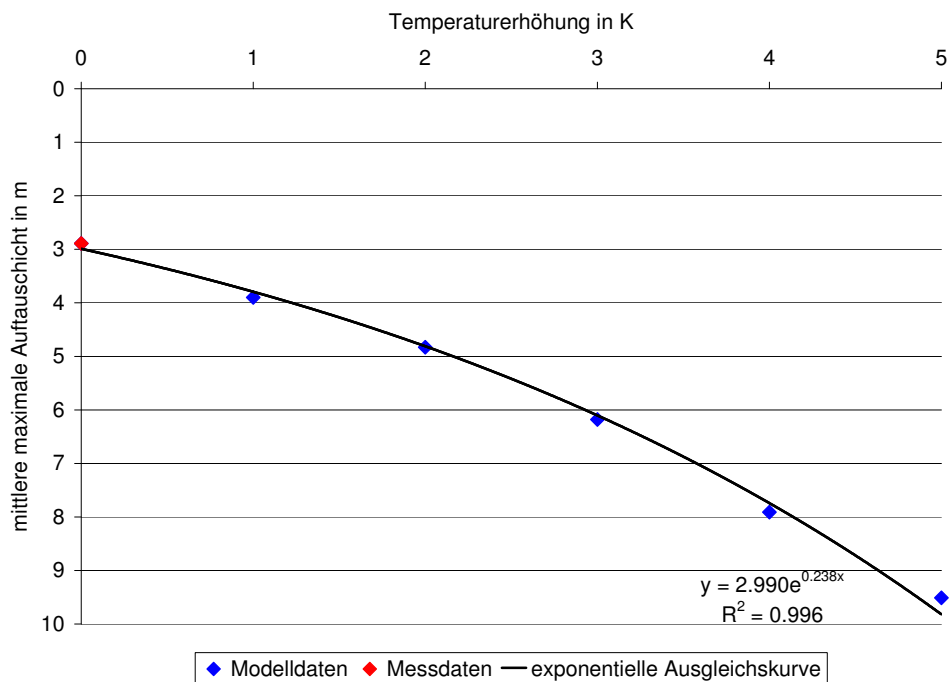


Abb. 5.4: Abhängigkeit der Dicke der mittleren Auftauschicht von der Erhöhung der Jahresmitteltemperatur, ausgehend von den Beobachtungswerten 1981-2003, ohne Veränderung der Niederschlagsdaten.

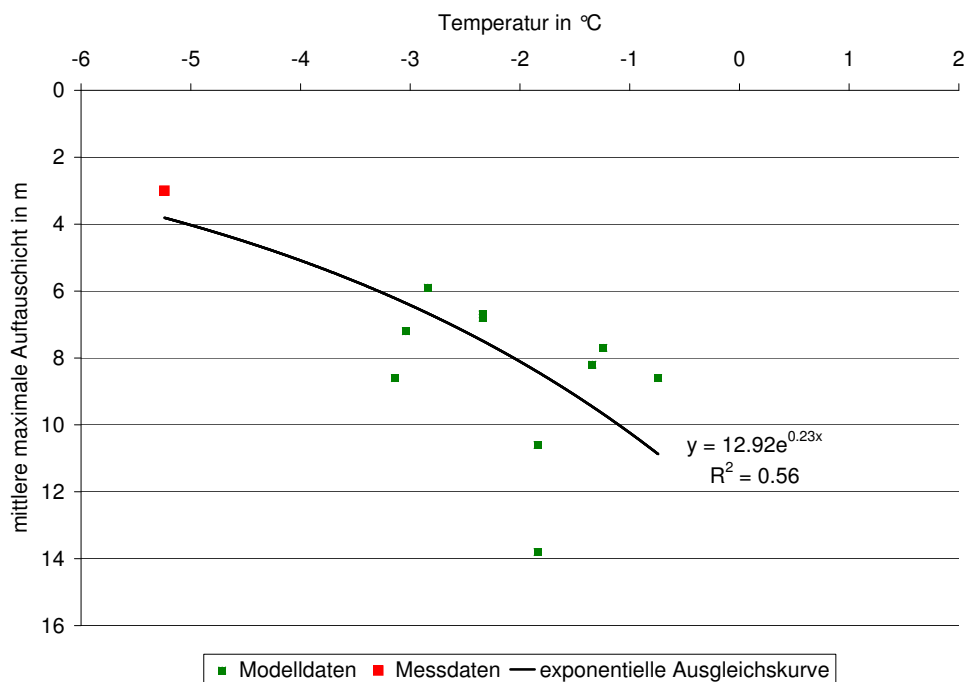


Abb. 5.5: Abhängigkeit der Dicke der mittleren Auftauschicht von der mittleren Jahresmitteltemperatur der zehn Klimazeitreihen.

Tab. 5.3: Jahresmitteltemperatur und mittlere Auftauschicht der Beobachtungsdaten (1981-2003) und der zehn verfügbaren Klimazeitreihen (2071-2093) gemittelt über Klimamodell, Emissionsszenario und Berechnungsansatz (Details im Text).

	Jahresmitteltemperatur	mittlere Auftauschicht
Beobachtungsdaten	-5,2°C	3,0 m
Klimamodell		
CHRM (nur A 2-Szenario)	-1,8°C	7,3 m
RegCM	-2,3°C	8,0 m
HIRHAM	-2,1°C	9,4 m
Emissionsszenario		
A 2	-1,6°C	9,3 m
B 2 (ohne CHRM)	-2,8°C	7,1 m
Berechnungsansatz		
Bias	-2,5°C	9,4 m
Delta	-1,7°C	7,4 m
Mittelwert aller Modelle	-2,1°C	8,4 m

Da die mittleren Auftauschichten keinen eindeutigen Zusammenhang mit der Jahresmitteltemperatur zeigen, stellt sich die Frage nach dem Einfluss der verwendeten Klimamodelle, Emissionsszenarios und Berechnungsansätze auf die Streuung der jeweiligen Tiefen der Auftauschicht. Die Klimazeitreihen gemittelt über jedes Modell unterscheiden sich in ihrer Jahresmitteltemperatur nur um 0,5 K (Tab. 5.3). Vom CHRM liegen im Gegensatz zu den anderen keine Daten für das B 2-Szenario vor. Dennoch weist dieses Modell die höchste Jahresmitteltemperatur auf. Überraschend ist hier, dass die modellierte Auftauschicht trotz der höchsten Mitteltemperatur weniger mächtig ist, als für die Klimazeitreihen der anderen Modelle. Die mittlere Auftauschicht ist beim HIRHAM im Mittel um 1,4 m größer als beim RegCM, obwohl die Jahresmitteltemperatur in den Daten nur geringfügig um 0,2 K höher liegt.

Die Mitteltemperatur der Klimazeitreihen, die mit dem A 2-Emissionsszenario berechnet wurden, liegen um 1,2 K höher als die mit dem B 2-Szenario. Die mittlere Auftauschicht unterscheidet sich bei den Modellierungen um 2,2 m. Auch die Emissionsszenarios weisen damit einen größeren Einfluss auf die Auftauschicht auf, als dies allein mit dem Temperaturunterschied der Jahresmitteltemperatur zu erwarten wäre. Deutlicher sind die Unterschiede in den verwendeten Berechnungsansätzen: Obwohl die Modelldaten mit dem Berechnungsansatz Bias um 0,8 K niedriger liegen als bei der Variante mit Delta, liegt die mittlere Auftauschicht bei Ersterer um 2 m tiefer. Die erwartete Änderung der Variabilitäten in den

Temperatur- und Niederschlagszeitreihen der Klimamodelle zeigen damit zusätzlich zu der Temperaturerhöhung eine deutliche Zunahme in der modellierten Auftauschicht. Für dieses Verhalten können nur Schwankungen der Temperaturverläufe innerhalb eines Jahres oder die Niederschlagsverteilung verantwortlich sein. Zusammenfassend zeigt sich, dass die Jahresmitteltemperatur zwar eine grobe Abschätzung für eine Änderung der Auftauschicht darstellt, dass aber diese Größe allein nicht ausreicht, um diese Erhöhung vorherzusagen.

Die Temperaturerhöhungen der Jahreszeiten verlaufen in den zehn Klimazeitreihen sehr unterschiedlich (Abb. 5.1). Da die größten Erhöhungen im Sommer und Herbst liegen und diese Jahreszeiten zudem die größte Temperatursensitivität für die Auftauschicht zeigen (vgl. Kap. 4.2) wird die mittlere Erhöhung der Auftauschicht allein mit dem Temperaturmittel dieser Jahreszeiten ins Verhältnis gesetzt. Außerdem werden die Datensätze, nach ihren zugrunde liegenden Berechnungsansätzen (Bias oder Delta) unterschieden (Abb. 5.6 und 5.7). Besonders bei der Korrelation mit den Sommertemperaturen fallen die deutlichen Unterschiede zwischen den beiden Berechnungsansätzen auf. Während für die Delta-Daten die Auftauschicht relativ langsam und näherungsweise linear mit den höheren Sommertemperaturen zunimmt, ist bei den Bias-Daten eine erheblich stärkere Zunahme auch bei niedrigeren Sommertemperaturen festzustellen. Im Vergleich der mittleren Auftauschicht mit den zugehörigen Temperaturen im Herbst ist der Unterschied zwischen Ergebnissen mit den Bias- und Delta-Daten geringer als im Sommer. Dennoch kann auch hier nicht aus den mittleren Temperaturdaten erklärt werden, warum die modellierten Auftauschichten für die Klimazeitreihen mit dem Bias-Ansatz deutlich größer sind. Offenbar sind hier Variabilitäten der Niederschlagsdaten verantwortlich, auch wenn sich deren Jahresmittelwerte kaum ändern.

5.4. Einfluss des Niederschlages auf die Auftauschicht

Zwar haben die Temperaturänderungen einen deutlichen Effekt auf die mittlere Dicke der Auftauschicht, dennoch können ohne zusätzliche Berücksichtigung der Niederschlagsänderungen einige markante Ergebnisse der Modellierungen für deren Mächtigkeit nicht erklärt werden.

5.4.1. Modellierung der Auftauschichten nur für die Temperaturänderungen

Um den Einfluss des simulierten Niederschlages auf die Auftauschicht besser darzustellen, werden von den vorhandenen Klimazeitreihen nur die jeweiligen Temperaturreihen betrachtet. Diese werden mit den Niederschlagsdaten der Beobachtungsperiode (1981-2003) kombiniert und als Eingangsparameter für das Coup-Modell benutzt. Die so erhaltenen Datensätze weisen zwar die prognostizierten Temperaturdaten der Klimamodelle auf, ignorieren aber jegliche Änderungen in den Niederschlagsvariabilitäten. Die mit diesen Daten modellierten Auftauschichten hängen also nur noch von den Temperaturänderungen ab, die aber sowohl im Mittelwert, als auch in der Variabilität zu den Beobachtungsdaten verschieden sind. Damit lässt sich zum einen der Einfluss einer Temperaturänderung auf die Auftauschicht leichter

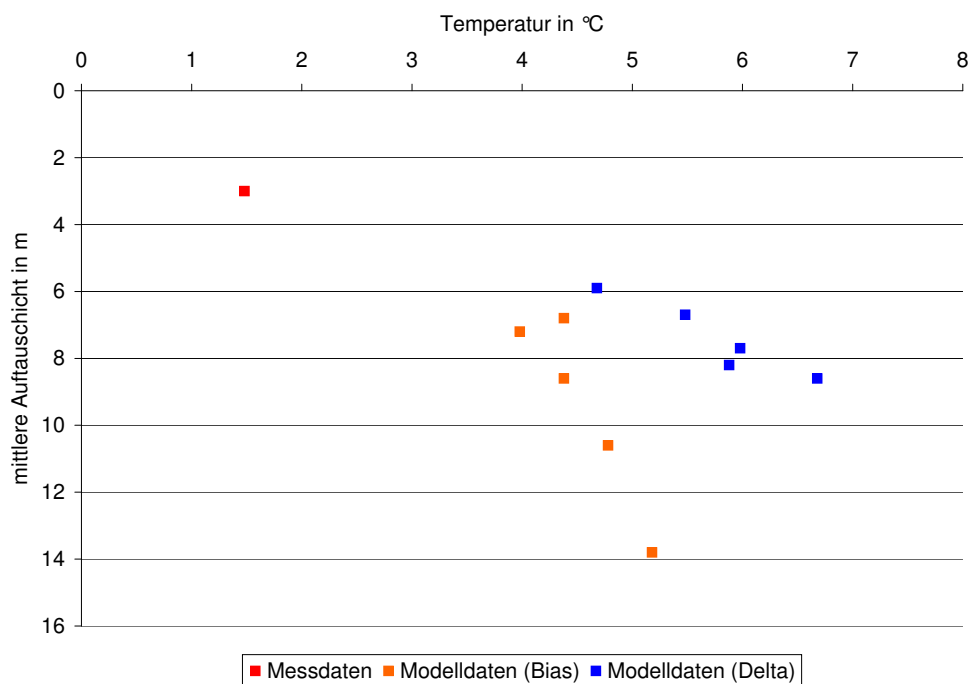


Abb. 5.6: Abhängigkeit der Dicke der mittleren Auftauschicht von der mittleren Sommertemperatur (Juni bis August) in den Klimazeitreihen, aufgeschlüsselt nach den Berechnungsansätzen.

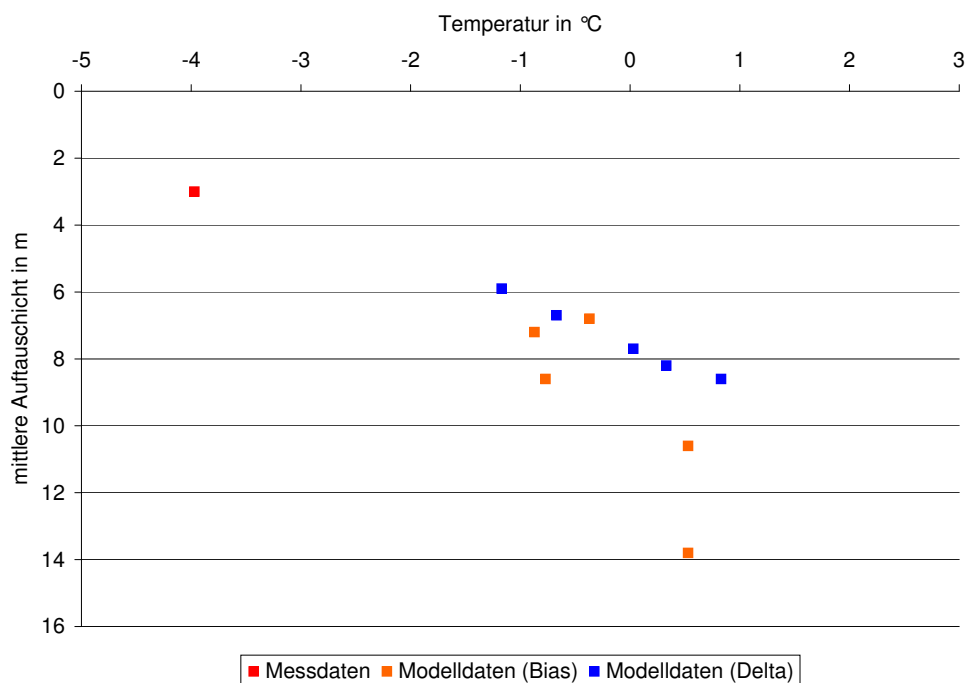


Abb. 5.7: Abhängigkeit der Dicke der mittleren Auftauschicht von der mittleren Herbsttemperatur (September bis November) in den Klimazeitreihen, aufgeschlüsselt nach den Berechnungsansätzen.

abschätzen, zum anderen tritt über die Differenz zum gekoppelten Ansatz der Einfluss der Niederschlagsänderungen deutlicher hervor.

Die Analyse der aus den vorgegebenen synthetischen Klimazeitreihen modellierten Auftauschichten zeigt für etwa die Hälfte der Modelldatensätze eine nur geringe Änderung von weniger als 1 m im Vergleich zu den Auftauschichten mit Berücksichtigung der Modellniederschläge als Eingangsparameter. Für einige Zeitreihen tritt jedoch ein extremer Unterschied auf, der beim Datensatz a2bh sogar 6 m beträgt (Abb. 5.8).

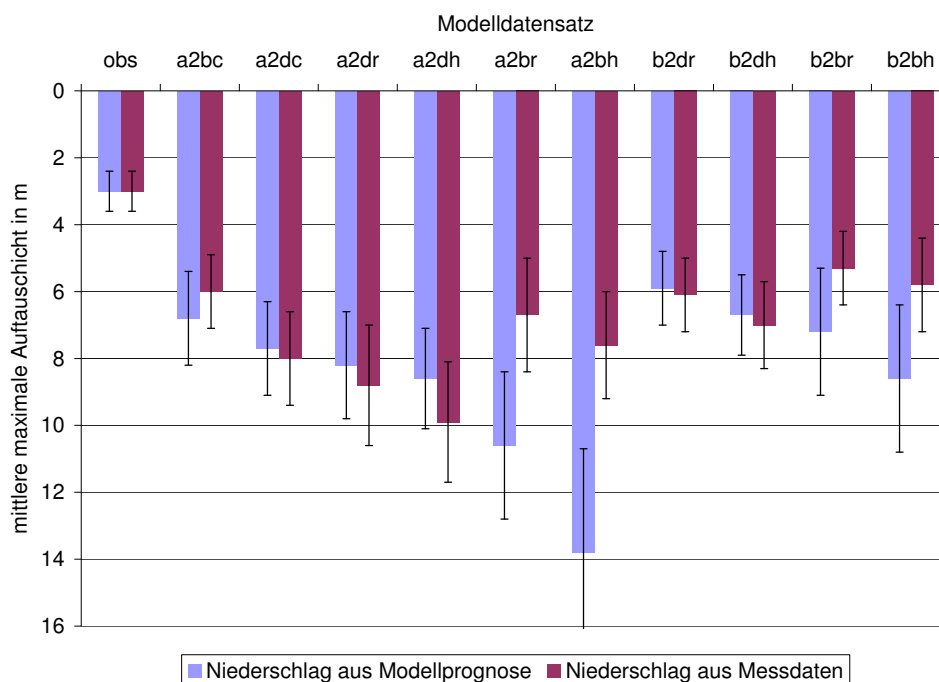


Abb. 5.8: Wie Abb. 5.3, zusätzlich sind die mittlere Auftauschichten unter Verwendung der Klimamodelldatensätze für die Temperatur und der Niederschlagsdaten aus dem Kontrollzeitraum eingetragen (magenta).

Im Mittel erhöht sich die Auftauschicht auch bei alleiniger Verwendung der Temperaturwerte der Klimamodelldaten und des Niederschlages aus den Beobachtungsdaten immer noch deutlich um etwa 4 m zur modellierten Auftauschicht aus den Beobachtungsdaten. Diese Erhöhung ist jedoch um 1,3 m geringer als unter Berücksichtigung der Niederschlagsdaten aus den Klimamodellen (Tab. 5.3). Die weniger große Erhöhung der Auftauschichten ist für die Datensätze aus beiden antreibenden Emissionsszenarien etwa gleich groß. Die Ergebnisse der regionalen Klimamodelle weisen jedoch deutlichere Unterschiede bei alleiniger Verwendung der Temperaturzeitreihen und Vernachlässigung der Niederschlagsänderun-

gen auf. Während sich die Auftauschicht damit für die CHRM-Daten kaum ändert, verringert sie sich für die HIRHAM-Daten um fast 2 m.

Noch deutlicher zeigt sich der Einfluss der Niederschläge in den beiden Berechnungsansätzen. Bei Verwendung des Delta-Ansatzes nimmt die mittlere Auftauschicht bei Vernachlässigung der Niederschlagsänderungen sogar noch um 0,5 m zu. Die Temperaturerhöhung in den Zeitreihen mit dem Delta-Ansatz führen zu einer Zunahme der mittleren Auftauschicht von 3 auf 8 m, und die Berücksichtigung der Niederschlagsänderungen in diesen Zeitreihen führt wieder zu einer leichten Reduzierung der mittleren Auftauschicht auf 7,5 m. Bei den Simulationen mit dem Bias-Ansatz wird hingegen nur noch eine mittlere Auftauschicht von 6,3 m erreicht, im Gegensatz zu 9,4 m bei gleichzeitiger Verwendung der Niederschlagsdaten in diesen Zeitreihen. Während damit in den Zeitreihen mit Delta-Ansatz die Temperatur als Ursache für die Vergrößerung der Auftauschicht verantwortlich ist, verteilt sich die Erhöhung bei den Modellierungen für die Zeitreihen mit Bias-Ansatz fast gleichmäßig auf Temperatur- und Niederschlagsänderungen. Die veränderte Verteilung des Niederschlages, dessen Gesamtsumme sich kaum ändert, besitzt bei den Daten mit Bias-Ansatz fast ebenso große Auswirkungen auf die Vergrößerung der Auftauschicht wie die Erhöhung der Temperatur.

Tab. 5.4: Mittlere Auftauschicht unter Verwendung der Temperaturwerte der Klimasimulationen (2071-2093) und der Niederschlagswerte aus den Beobachtungen (1981-2003) gemittelt über Klimamodell, Emissionsszenario und Berechnungsansatz; außerdem sind die jeweiligen Änderungen zu den Auftautiefen bei Verwendung der Modellniederschläge angegeben.

	mittlere Auftauschicht	Änderung zu Tab. 5.2
Klimamodell		
CHRM	7,0 m	- 0,3 m
RegCM	6,7 m	- 1,3 m
HIRHAM	7,6 m	- 1,9 m
Emissionsszenario		
A 2	7,8 m	- 1,5 m
B 2	6,1 m	- 1,1 m
Berechnungsansatz		
Bias	6,3 m	- 3,1 m
Delta	8,0 m	+ 0,5 m
Mittelwert	7,1 m	- 1,3 m

Da die Unterschiede der mittleren Auftauschicht zwischen den jeweiligen Simulationen bei Verwendung der Niederschlagswerte aus den Beobachtungsdaten nur noch von der Temperatur abhängen, korreliert die mittlere Auftauschicht deutlich besser mit der mittleren Jahrestemperatur der Modelldaten (Abb. 5.9). Die Auftauschichtvergrößerung verläuft näherungsweise linear mit der Jahresmitteltemperatur, die mit etwa 1,5 m pro Kelvin Temperaturerhöhung einhergeht und damit mit den Ergebnissen einer gleichmäßigen Temperaturerhöhung (Abb. 5.4) gut übereinstimmt. Ein Vergleich mit den Temperaturerhöhungen im Sommer liefert sogar eine noch bessere Korrelation (Abb. 5.10), da die Temperatur in dieser Jahreszeit einen besonders großen Einfluss auf die Auftauschicht ausübt. In beiden Fällen ist kein Unterschied zwischen den Zeitreihen mit Bias-Ansatz und Delta-Ansatz zu erkennen. Diese Berechnungsansätze spielen damit bei der Temperaturänderung eine geringe Rolle und sind nur für die Niederschlagsänderungen relevant.

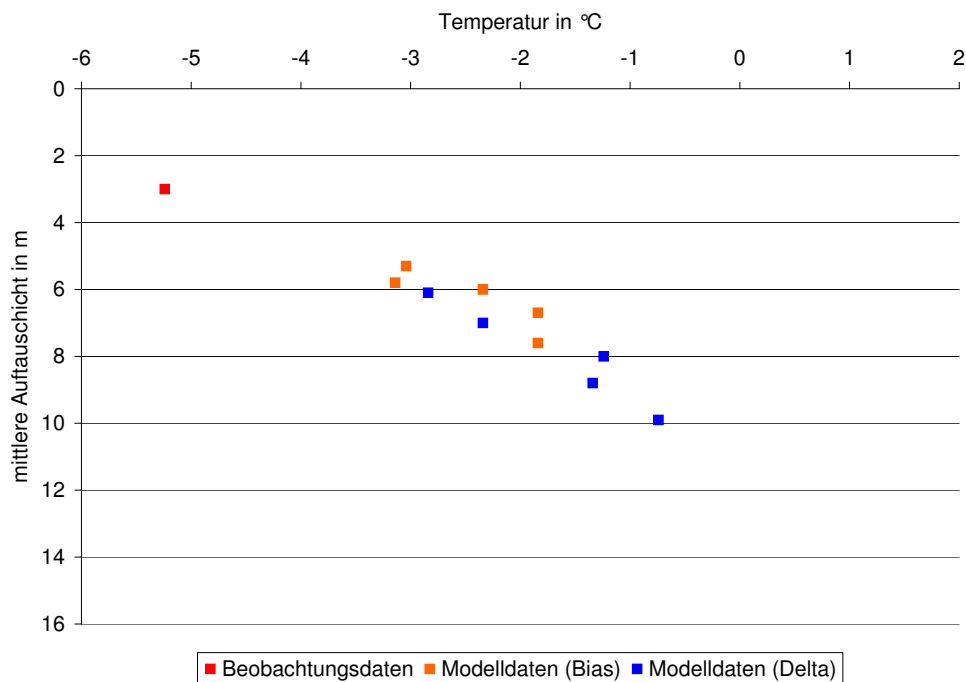


Abb. 5.9: Abhängigkeit der mittleren Auftauschicht von der mittleren Jahrestemperatur in den Klimazeitreihen, mit Verwendung der Niederschlagsdaten aus den Beobachtungen.

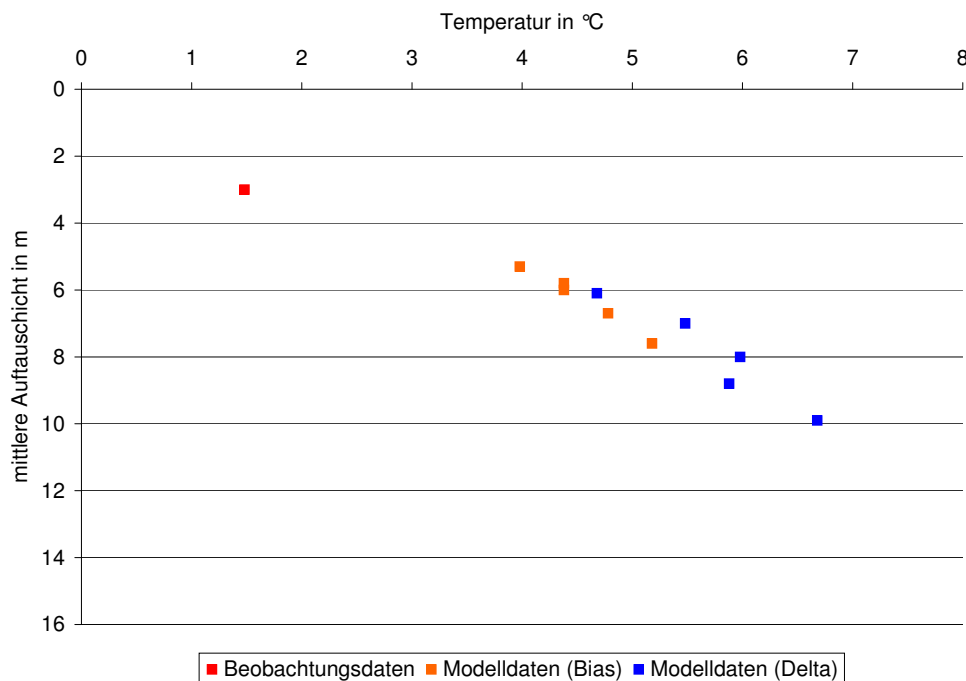


Abb. 5.10: Abhängigkeit der mittleren Auftauschicht von der mittleren Sommertemperatur in den Klimazeitreihen, mit Verwendung der Niederschlagsdaten aus den Beobachtungen.

5.4.2. Zusammenhang zwischen Schneebedeckung und Auftauschicht

Da die Simulationen der Klimamodelle recht einheitlich eine Zunahme der Niederschlagssummen im Winter und Frühjahr sowie eine Abnahme im Sommer und Herbst liefern, müssen die Ursachen für die Unterschiede der Einflüsse des Niederschlages in noch kleineren Zeiträumen gesucht werden. Bereits die idealisierten Modellierungen aus Kapitel 4 zeigen einen besonderen Einfluss von Niederschlagsänderungen im Oktober, also im Zeitraum der Ausbildung einer Schneedecke. Um zu veranschaulichen, welchen starken Effekt das Vorhandensein einer Schneedecke auf die Bodentemperaturen und damit auf die Auftauschicht besitzt, wird ein 3-jähriger Ausschnitt aus zwei der 23-jährigen Coup-Simulationen bezüglich des Verlaufes der Schneehöhen und der Obergrenze des Permafrostkörpers untersucht, die aus den Klimadaten gewonnen wurden (Abb. 5.11). Hierbei besitzt der verwendete Datensatz a2dh im 23-jährigen Mittel eine um 1,6 K höhere Jahresmitteltemperatur als der Datensatz a2bc sowie eine um 1,6 m größere mittlere Auftauschicht.

Im ersten Sommer des 3-jährigen betrachteten Zeitraumes liegt die Auftauschicht für den Datensatz a2dh etwa 2 m über derjenigen für die Daten von a2bc. Im zweiten Sommer erhöht sich in beiden Läufen die Auftauschicht, für die a2dh-Daten jedoch stärker und liegt nun mit 9,5 m etwa 3 m über dem Wert der a2bc-Daten. Im darauffolgenden Winter fällt von Ende Dezember bis Anfang Januar im a2dh-Lauf die Schneedecke für 4 Wochen auf unter 10 cm, für 2 Wochen verschwindet sie sogar völlig (Schneehöhe im Modell < 1 cm). Die in diesem Zeitraum stattfindende Auskühlung des Bodens durch die fehlende Isolationswirkung des Schnees zeigt sich deutlich in den Bodentemperaturen in 2 m Tiefe (Abb. 5.12). Hier sinkt die Temperatur in dem a2dh-Lauf innerhalb einer Woche von $-0,2^{\circ}\text{C}$ auf -3°C ab, während sie in dem a2bc-Lauf, wie schon im vorhergehenden Winter in beiden Läufen, nicht unter $-0,3^{\circ}\text{C}$ absinkt. Die nur leicht positiven Bodentemperaturen fallen anschließend in allen Bodentiefen des a2bc-Laufes unter den Gefrierpunkt, wodurch der Boden vollständig gefroren ist und die Auftauschicht verschwindet. Diese starke Abkühlung des Bodens macht sich noch bis zum nächsten Sommer durch niedrigere Bodentemperaturen im Vergleich zum Vorjahr bemerkbar. Hinzu kommt, dass der Ausaperungszeitpunkt im 3. Sommer des Betrachtungszeitraumes im a2dh-Lauf etwa 20 Tage später liegt, als im a2bc-Lauf. In diesem Sommer erreicht die Auftauschicht im a2dh-Lauf nur 6 m und liegt damit mehr als 3 m höher als im Vorjahr und auch etwa 2,5 m höher als im a2bc-Lauf. Die Mitteltemperatur der Monate Mai bis September dieses Jahres liegt in den a2bc-Daten aber mit $3,9^{\circ}\text{C}$ nur um 0,2 K höher als in den a2dh-Daten. Damit sind im 3. Jahr dieses Zeitraumes nicht die Temperaturen, sondern die Zeiten der Schneebedeckung für die große Abweichung der Auftauschicht der beiden Läufe untereinander sowie der Abweichung im Vergleich zum Vorjahr verantwortlich. Das Fehlen einer Schneedecke im Herbst oder Winter bei Lufttemperaturen unter dem Gefrierpunkt hat damit einen sehr großen Einfluss auf die Auftauschicht im folgenden Sommer.

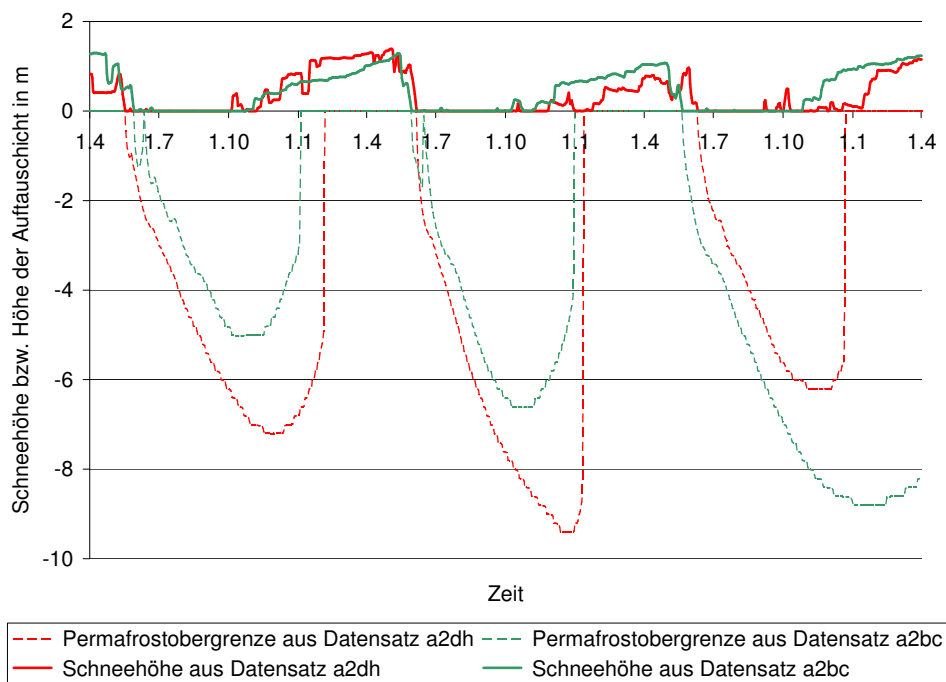


Abb. 5.11: Verlauf von Schneehöhe und Auftauschicht aus zwei Datensätzen der Klimamodelle für einen Zeitraum von 3 Jahren.

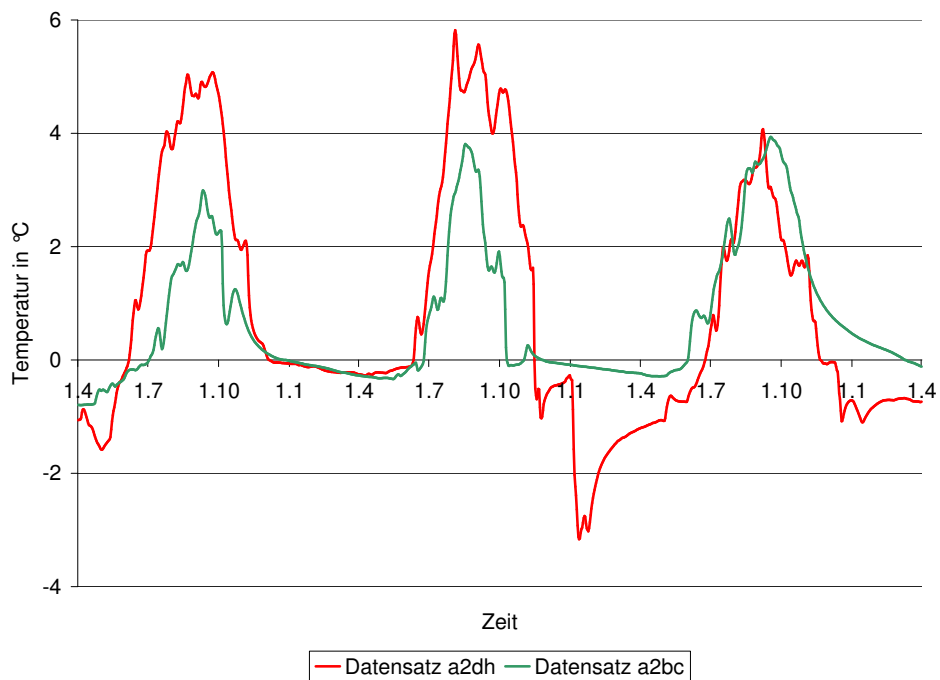


Abb. 5.12: Verlauf der Bodentemperatur in 2 m Tiefe aus zwei Datensätzen der Klimamodelle für den gleichen Zeitraum wie in Abb. 5.11.

5.4.3. Analyse des Einflusses kalter schneearmer Tage im Herbst auf die Auftauschicht

Der Einfluss der Schneedecke auf die Auftauschicht zeigt sich im Vergleich der Ergebnisse der Coup-Modellierung aus den Datensätzen a2bh und a2bc sehr deutlich. Diese Daten wurden mit dem gleichen Emissionsszenario angetrieben und es liegt der gleiche Berechnungsansatz (Bias) zugrunde. Sie unterscheiden sich nur in der Verwendung des regionalen Klimamodells (HIRHAM bzw. CHRM). Die mittlere Auftauschicht unterscheidet sich in den Modellierungen für die beiden Datensätze um etwa 7 m und stellt damit die größte Differenz innerhalb aller Modellergebnisse der A 2-Szenarien und aller Bias-Berechnungsansätze dar. Die mittlere Jahrestemperatur liegt in den a2bh-Daten nur um 0,6 K höher als in den a2bc-Daten. Auch die Niederschlagsänderungen sind in den beiden Datensätzen sehr ähnlich, mit einer etwas stärkeren Zunahme im Winter in den a2bc-Daten.

In der Analyse des Herbstes und Frühwinters (September bis Dezember) finden sich in den Daten der a2bc-Läufe deutlich mehr kalte Tage mit einer geringen Schneedecke als in den a2bh-Läufen. Als Kriterium für einen *kalten schneearmen Tag* wird dabei eine Tagesmitteltemperatur von weniger als -5°C und eine Schneehöhe von weniger als 3 cm herangezogen. Während in den a2bh-Daten in den betrachteten Zeitraum im Mittel nur 1,2 kalte schneearme Tage pro Jahr auftreten, sind es in den a2bc-Daten mit 3,5 Tagen fast drei Mal so viele (Abb. 5.13). Auffallend ist, dass nach einem Herbst mit einer hohen Anzahl solcher Tage fast immer die Auftauschicht zurückgeht und in einer längeren Phase ohne solche Tage die Auftauschicht tendenziell zunimmt. So werden alle Jahre in den a2bh-Läufen in denen kalte schneearme Tage aufgetreten sind von einem Jahr mit einer Abnahme oder zumindest einem Gleichbleiben der Auftauschicht gefolgt. Den beiden Jahren mit mehr als 5 kalten schneearmen Tagen (2082 und 2090) folgt jeweils ein Jahr, in denen die Auftauschicht sogar um mehr als 4 m zurückgeht. In den a2bc-Daten liegt die mittlere Auftauschicht mit 6,8 m nicht nur deutlich höher, sondern weist auch eine deutlich geringere Variabilität auf. Erkennbar ist aber auch hier, dass die Jahre mit der größten Zunahme der Auftauschicht (2074 und 2092) auf Jahre ohne kalte schneearme Tage folgen, während in Jahren mit den größten Abnahmen der Auftauschicht (2076 und 2079) Jahre mit relativ vielen kalten schneearmen Tagen vorangegangen sind.

Auch wenn die Auftauschicht überwiegend von der Lufttemperatur abhängt, kann im Datensatz a2bc dennoch eine Korrelation der Änderung der Auftauschicht (zum jeweiligen Vorjahr) und der Anzahl der kalten schneearmen Tage beobachtet werden (Abb. 5.14). In den beiden Jahren, in denen die Auftauschicht um mehr als 1 m zurückgegangen ist, gab es im Vorjahr mindestens 8 kalte schneearme Tage, während in allen Jahren, in denen die Auftauschicht um mehr als 1 m zugenommen hat, im Vorjahr höchstens einen derartigen Tag zu finden ist. Damit stellt das Vorhandensein einer Schneedecke im Herbst eine wichtige Einflussgröße auf den Permafrost dar, die von der Niederschlagsverteilung während der ersten Frostperioden im Herbst gesteuert wird.

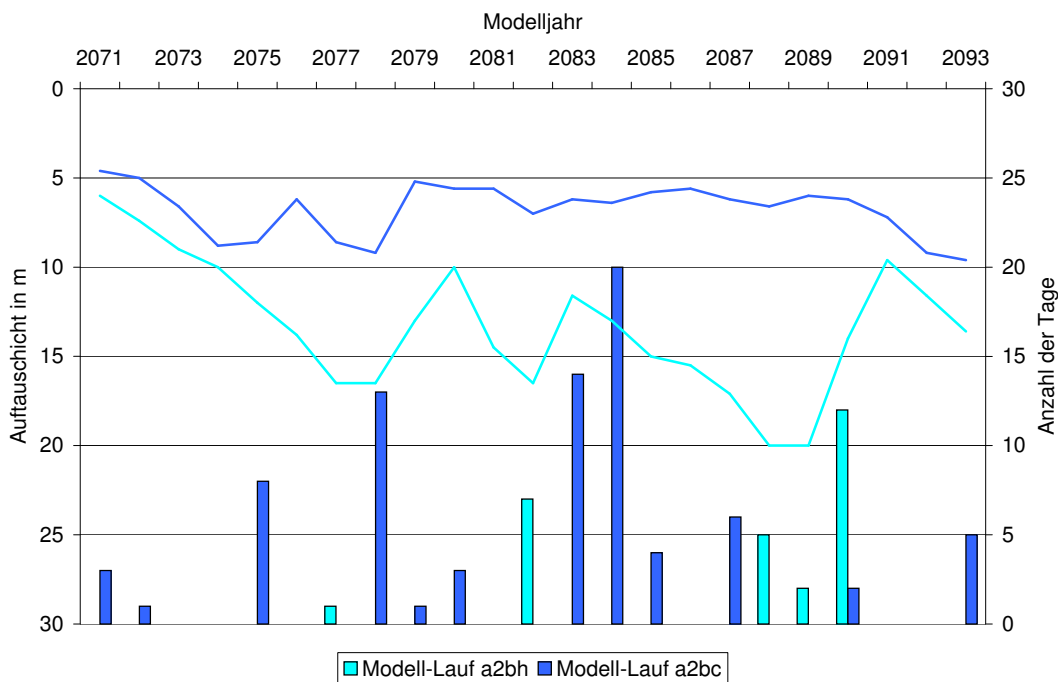


Abb. 5.13: Zeitliche Entwicklung der jährlichen Auftauschart (Linie) und der schneearmen kalten Tage im Herbst und Frühwinter (September bis Dezember) mit einer Tagesmitteltemperatur von $< -5^{\circ}\text{C}$ und einer Schneehöhe von $< 3\text{ cm}$ (Balken).

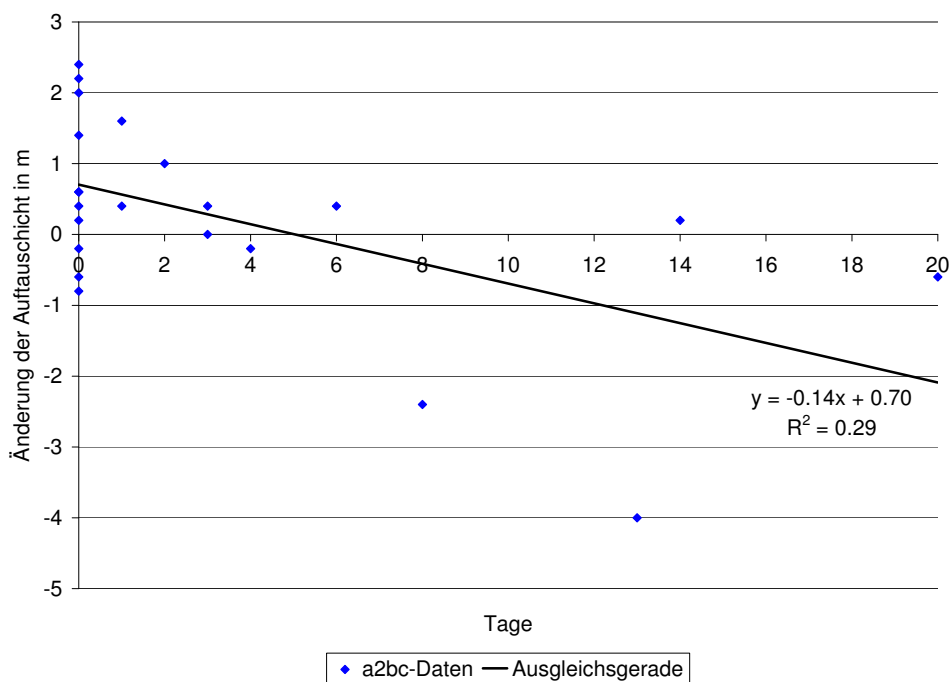


Abb. 5.14: Zusammenhang der Änderung der Auftauschart und der schneearmen kalten Tage im Herbst des Vorjahres mit einer Tagesmitteltemperatur von $< -5^{\circ}\text{C}$ und einer Schneehöhe von $< 3\text{ cm}$.

5.4.4. Einfluss der Schneebedeckung auf die Bodentemperatur

Zur Veranschaulichung der Auswirkung einer Schneebedeckung auf die Bodenoberflächentemperatur sowie der Bodentemperatur in 2 m Tiefe werden aus beiden betrachteten Läufen jeweils zwei Jahre im Zeitraum Oktober bis Dezember näher untersucht. In den Modellergebnissen für den Klimadatensatz a2bh finden sich für den November 2090 mit 12 Tagen die höchste Anzahl von kalten schneearmen Tagen. Im darauffolgenden Jahr verringert sich die Auftauschicht um 4,4 m.

Während einer ersten Frostperiode Ende Oktober / Anfang November liegt mit bis zu 30 cm Schnee eine ausreichende Isolation vor (Abb. 5.15). Die Bodenoberflächentemperatur fällt in dieser Zeit nicht unter den Gefrierpunkt. In einer Bodentiefe von 2 m sinkt die Temperatur nur leicht von 3,5°C auf 2,5°C ab. Nach Ende der Frostperiode taut der Schnee während positiver Temperaturen und Niederschlag in Form von Regen wieder vollständig ab. Anschließend bleibt es für vier Wochen weitgehend trocken. In dieser Zeit fällt die mittlere Lufttemperatur mit bis zu -10°C erneut weit unter den Gefrierpunkt. Die mittlere Bodenoberflächentemperatur folgt in etwa der Lufttemperatur. In 2 m Bodentiefe sinkt die Temperatur auf etwa -2°C ab.

Im Modellergebnis für das Jahr 2080 hingegen liegt nach dem Einsetzen der Frostperiode Ende Oktober durchweg Schnee von mindestens 20 cm Höhe (Abb. 5.16). Während die Bodenoberflächentemperatur damit am Gefrierpunkt verharrt, liegt die Bodentemperatur in 2 m Tiefe noch bis über den Jahreswechsel im positiven Bereich. Die Auftauschicht vergrößert sich im folgenden Jahr um 4,5 m, der größten Erhöhung während der 23-jährigen Modellperiode.

Auch in den Modellierungen für den Klimadatensatz a2bc finden sich solche Beispiele. Von 2078 bis 2079 nimmt die Auftauschicht um 4 m ab, der größten Abnahme innerhalb eines Jahres. Im November 2078 liegt an 13 Tagen die Mitteltemperatur in 2 m Höhe unter -5°C, bei gleichzeitigem fast völlig schneefreiem Boden (Abb. 5.17). Erst nach dem Auftreten einer Schneedecke von ab Ende November wird der Abwärtstrend in der Bodentemperatur gestoppt, bleibt aber im negativen Bereich.

Im Jahr 2073 hingegen liegt bei den ersten Tagen mit einer Lufttemperatur von weniger als -5°C bereits mehr als 20 cm Schnee (Abb. 5.18). Lediglich Anfang Oktober sinkt die Bodenoberflächentemperatur während einiger kalter Tage mit nur geringer Schneedecke auf Werte von bis zu -4°C ab. In 2 m Bodentiefe fällt anschließend die Temperatur von +2°C auf 0°C ab, bei der sie dann aber bis zum Jahreswechsel unverändert verharrt.

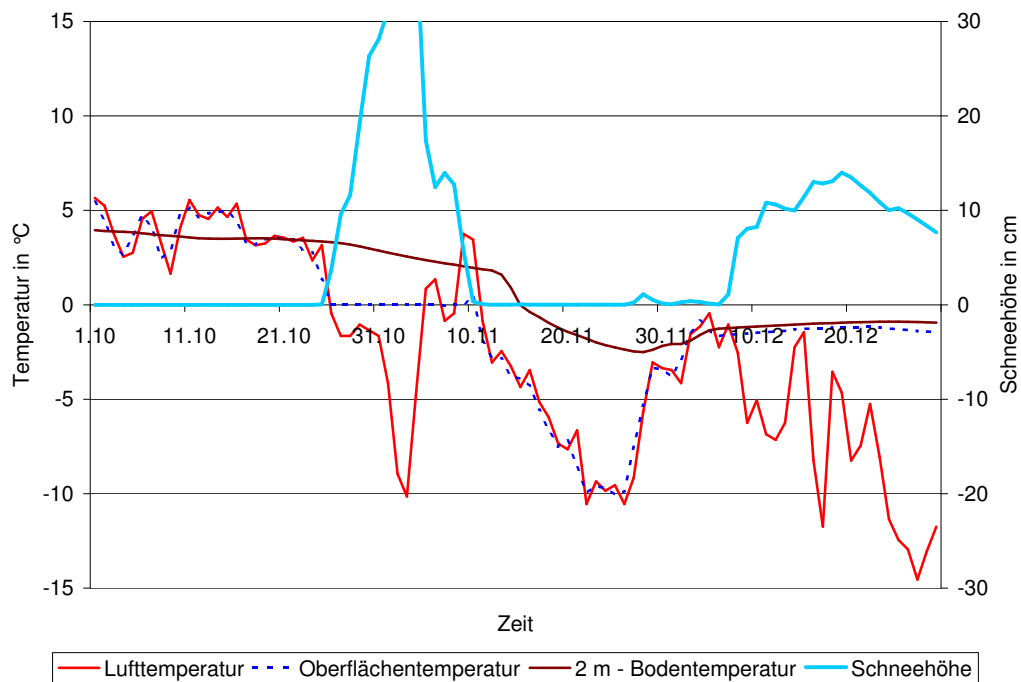


Abb. 5.15: Verlauf der 2 m - Lufttemperatur, Bodenoberflächentemperatur, 2 m - Bodentemperatur und der Schneehöhe von Oktober bis Dezember 2090 aus dem Datensatz a2bh.

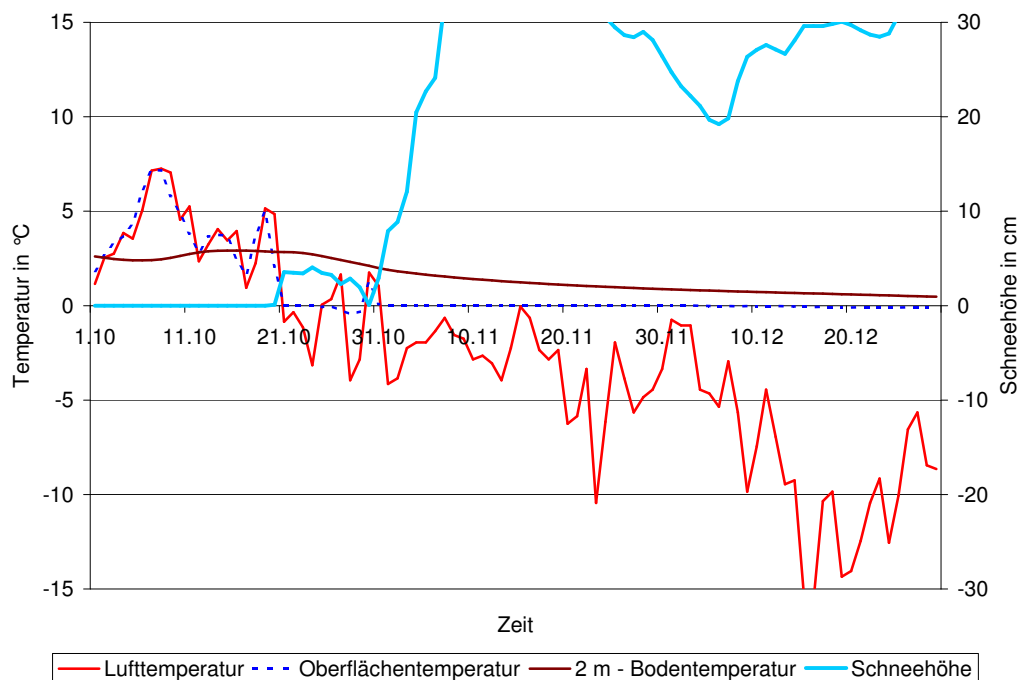


Abb. 5.16: Verlauf der 2 m - Lufttemperatur, Bodenoberflächentemperatur, 2 m - Bodentemperatur und der Schneehöhe von Oktober bis Dezember 2080 aus dem Datensatz a2bh.

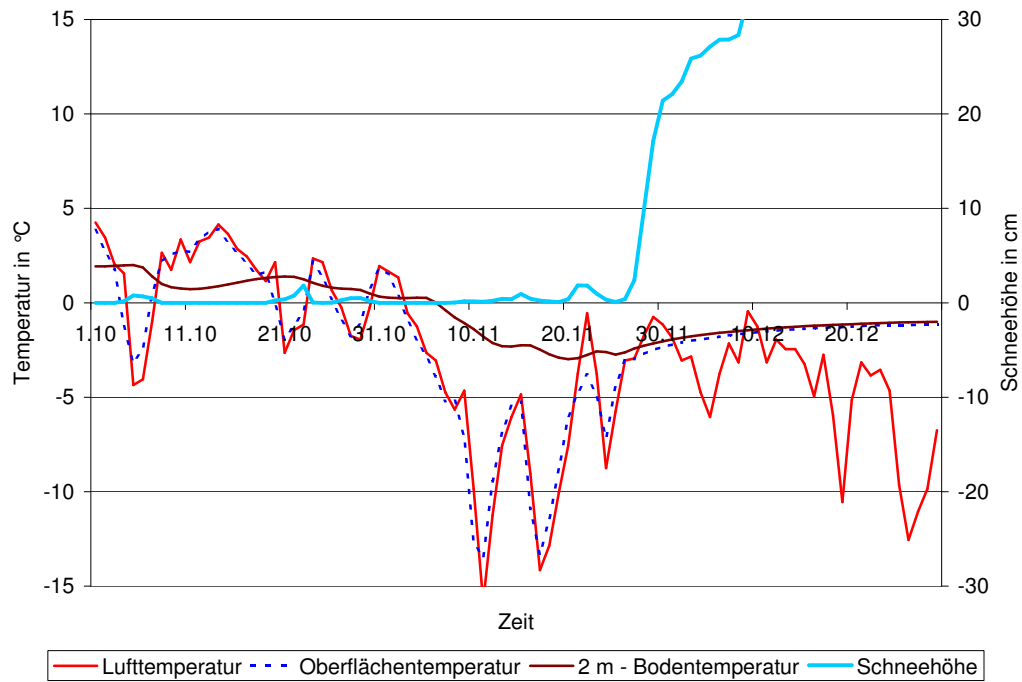


Abb. 5.17: Verlauf der 2 m - Lufttemperatur, Bodenoberflächentemperatur, 2 m - Bodentemperatur und der Schneehöhe von Oktober bis Dezember 2078 aus dem Datensatz a2bc.

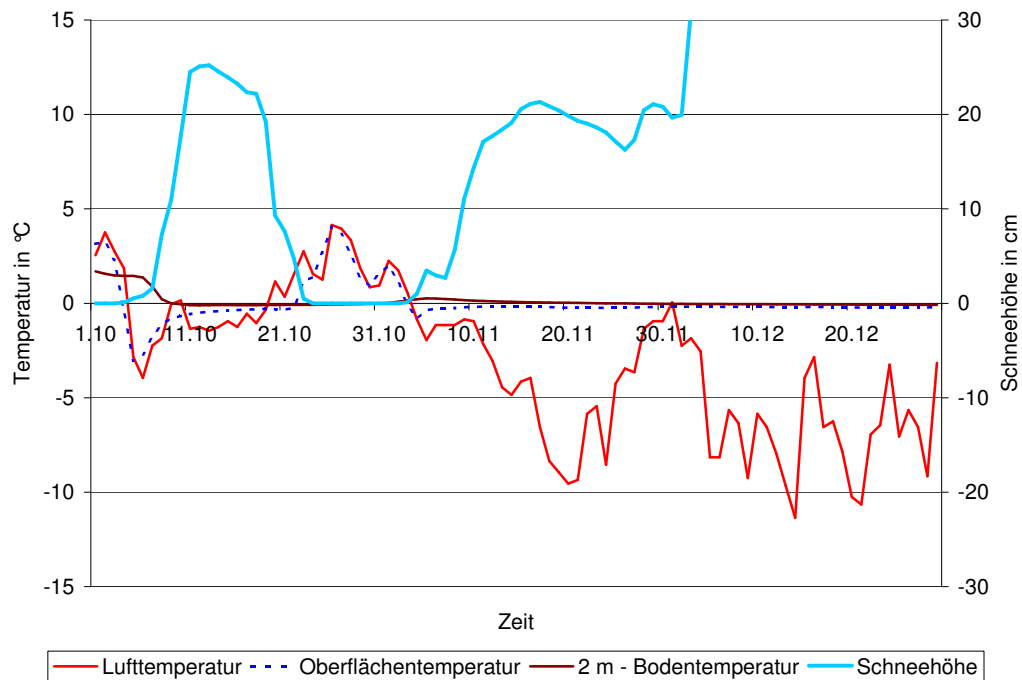


Abb. 5.18: Verlauf der 2 m - Lufttemperatur, Bodenoberflächentemperatur, 2 m - Bodentemperatur und der Schneehöhe von Oktober bis Dezember 2073 aus dem Datensatz a2bc.

Die Analysen einiger besonderer Jahre mit vielen bzw. wenigen kalten und schneearmen Tagen zeigt, dass besonders im Herbst die Verteilung des Niederschlages auf die Zeiten positiver oder negativer Temperaturen entscheidend für die Bodentemperaturen ist. Durch die wärmeren Temperaturen in den Datensätzen der Klimäläufe verschiebt sich der Übergang der Niederschläge von Regen auf Schnee um vier Wochen auf Mitte bis Ende Oktober. Vergleicht man die mittleren Niederschlagssummen für den Monat Oktober in den Datensätzen a2bc und a2bh mit den entsprechenden Werten des Beobachtungszeitraumes (obs), so stellt man fest, dass diese sich kaum unterscheiden (Tab. 5.5). Bei der Aufteilung der Niederschläge auf Regen oder Schnee unterscheiden sich die Datensätze aber deutlich. Bei den a2bh-Daten fällt etwas mehr Regen als Schnee, was durch die Monatsmitteltemperatur von $+1,2^{\circ}\text{C}$ durchaus plausibel ist. In den Daten für den Klimalauf a2bc fällt trotz einer Monatsmitteltemperatur von $0,0^{\circ}\text{C}$ etwa doppelt so viel Niederschlag an Tagen mit einer Mitteltemperatur von mehr als 0 Grad und damit vermutlich überwiegend als Regen. Hier zeigt sich deutlich, dass im CHRM der Niederschlag eher an Tagen mit wärmeren Temperaturen fällt als im HIRHAM und damit eine Tendenz zu kalten schneearmen Tagen besteht. Daraus ergibt sich eine weniger stark erhöhte mittlere Auftauschicht für die Daten des CHRM.

Tab. 5.5: Vergleich der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in den Beobachtungsdaten (obs) sowie den Klimadaten der Datensätze a2bc und a2bh für den Monat Oktober.

Datensatz	obs	a2bc	a2bh
Monatsmitteltemperatur	$-3,3^{\circ}\text{C}$	$0,0^{\circ}\text{C}$	$+1,2^{\circ}\text{C}$
Monatsniederschlagssumme	72 mm	75 mm	74 mm
- bei Temperaturen $> 0^{\circ}\text{C}$	2 mm	50 mm	40 mm
- bei Temperaturen $< 0^{\circ}\text{C}$	70 mm	24 mm	34 mm

Es zeigt sich, dass die Analyse der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse allein nicht ausreicht, um die Änderungen in der Auftauschicht zu quantifizieren. Besonders im Herbst ist zu unterscheiden, wie sich die Änderungen in der Niederschlagsverteilung auf die Zeit mit positiven oder negativen Temperaturen verteilen und die Niederschläge somit als Regen oder als Schnee fallen. Ursachen hierfür können Änderungen in den Anströmungen der Gebirge sein, die mit den synoptischen Wetterklassen verbunden sind. Scherrer et al. (2004) fand einen Zusammenhang zwischen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und der Schneebedeckung in den Schweizer Alpen. Damit besitzen auch Änderungen in den großräumigen Zirkulationsmustern einen wesentlichen Einfluss auf den Permafrost im Hochgebirge.

6. Entwicklung der Auftauschicht aus den Daten der Konsortialläufe des CLM

In diesem abschließenden Kapitel wird für die Region des Schilthornes eine Abschätzung für die zukünftig Entwicklung des Permafrostes getroffen. Als Datengrundlage dienen hierfür die Ergebnisse der so genannten Konsortialläufe des regionalen Klimamodells CLM (CLM-CR) (Keuler und Lautenschlager, 2006; Hollweg et al., 2008). Das CLM basiert auf dem nichthydrostatischen Lokal-Modell des Deutschen Wetterdienstes mit einer horizontalen Auflösung von $0,165^\circ$ (≈ 18 km) (Will et al., 2008). Es umfasst 257×271 Gitterpunkte und erstreckt sich über 32 vertikale Schichten, davon 11 unter 2000 m (Jacob et al., 2007). Das Modell wird mit den Daten des globalen Klimamodells ECHAM5 angetrieben (Roeckner et al., 2006). Diese Konsortialläufe sind in ihrer Auflösung zwar besser in der Lage, die orographischen Gegebenheiten aufzulösen, als die Klimasimulationen der vorhergehenden Generation regionaler Klimamodelle (Jacob et al., 2007), die Auflösung ist jedoch immer noch zu grob, um wichtige atmosphärische Prozesse wie Konvektion oder Berg- und Talwinde genau zu behandeln, welche die regionale Verteilung von Niederschlag beeinflussen (Feldmann et al., 2008).

In dieser Arbeit werden die Modellergebnisse der Konsortialläufe für acht Gitterpunkte in unmittelbarer Nähe des Schilthornes und für jeweils drei 30-jährige Zeiträume verwendet (1971-2000, 2011-2040 und 2071-2100). Den Daten des Zeitraumes 2011-2040 liegt das Emissionsszenario A1B zugrunde. Für den Zeitraum 2071-2100 liegen zwei Datensätze vor, wobei den einen ebenfalls das Emissionsszenario A1B zugrunde liegt und den anderen das Emissionsszenario B1. Die Daten für den Zeitraum 1971-2000 sind keine Messwerte, sondern Daten des Referenzlaufes des Klimamodells. Die Modellhöhen der acht Gitterpunkte variieren dabei recht deutlich zwischen 1800 m und knapp 2900 m (Tab. 6.1). Während die Jahresmitteltemperaturen mit der Höhe annähernd linear abnehmen (Abb. 6.1), unterscheiden sich die mittleren jährlichen Niederschlagssummen in fast gleicher Höhe sehr deutlich (Tab. 6.1) und reichen von weniger als 600 mm bei Gitterpunkt A bis über 3000 mm bei Gitterpunkt E. Die meteorologischen Station und die Bohrlöcher am Schilthorn liegen in ähnlicher Höhe wie Gitterpunkt A, dennoch ist dieser Gitterpunkt aufgrund seiner deutlich niedrigeren Niederschlagsmenge nicht für das Schilthorn repräsentativ.

Die Jahresmitteltemperaturen in den Modellergebnissen für die Zukunftszeitreihen erhöhen sich deutlich im Vergleich zur Referenzperiode (1971-2000) (Abb. 6.1). Die Mitteltemperatur aus den Daten aller Gitterpunkte erhöht sich im Zeitraum 2011-2040 für das A1B-Szenario um 0,9 K. Für die Periode 2071-

2100 ergibt sich eine Erhöhung der Mitteltemperatur um 2,8 K für das B1-Szenario und eine Erhöhung um 4,3 K für das A1B-Szenario. Diese Erwärmungen sind dabei für alle Höhen ähnlich groß. Die Niederschlagssummen hingegen nehmen nur geringfügig ab. In keinem Zeitraum beträgt die Änderung mehr als 10%.

Tab. 6.1: Auflistung der Gitterpunkte mit geographischen Angaben sowie der Jahresmitteltemperatur und der mittleren jährlichen Niederschlagssumme aus dem Referenzlauf (1971-2000).

Gitterpunkt	geogr. Breite	geogr. Länge	Höhe	Temperatur	Niederschlag
A	46,1°N	7,8°E	2861 m	-5,1°C	580 mm
B	46,1°N	8,1°E	2233 m	-2,5°C	1180 mm
C	46,2°N	7,8°E	1974 m	-1,2°C	1110 mm
D	46,2°N	8,0°E	2056 m	-1,8°C	940 mm
E	46,4°N	7,8°E	2127 m	-2,2°C	3040 mm
F	46,4°N	8,0°E	2398 m	-3,4°C	2370 mm
G	46,6°N	7,7°E	1803 m	+0,3°C	2020 mm
H	46,6°N	8,0°E	2184 m	-2,3°C	1850 mm
zum Vergleich:					
Schilthorn	46.6°N	7.8°E	2910 m	-4,3°C*	2700 mm*

* aus: *Vonder Mühl et al. (2007)*.

Die Temperatur- und Niederschlagsdaten der acht Gitterpunkte werden für alle Zeiträume als Eingabeparameter für das Coup-Modell verwendet und die jährlichen Auftauschichten modelliert. Die mittleren Auftauschichten (ohne den drei Jahren der Einschwingzeit) zeigen eine Abhängigkeit von der mittleren jährlichen Niederschlagssumme und den Sommer- und Jahresmitteltemperaturen (Tab. 6.2). Die Gitterpunkte E und H besitzen fast gleiche Mitteltemperaturen. Die erheblich höheren Niederschlagsmengen von mehr als 3000 mm im Gitterpunkt E bewirken im Referenzlauf eine mittlere Auftauschicht von nur 4,5 m, im Gegensatz zu 6,7 m bei Gitterpunkt H mit 1850 mm. Grund hierfür sind die deutlich höheren Schneefälle, welche die schneefrei Zeit verkürzen. Für die beiden Gitterpunkte unter 2000 m bildet sich kein Permafrost aus, bereits vorhandener Permafrost beginnt aufzutauen. Die Temperaturen liegen hier höher als -1,5°C im Jahresmittel bzw. höher als 6,5°C im Sommer.

Auch für die Periode 2011-2040 ist der deutliche Einfluss der Niederschläge sichtbar. Am Gitterpunkt E mit noch immer fast 3000 mm Jahresniederschlag ist die mittlere Auftauschicht für diesem Zeitraum mit 6,7 m mehr als 2 m mächtiger als im Referenzjahr. Für die Daten des Gitterpunktes H mit fast gleicher

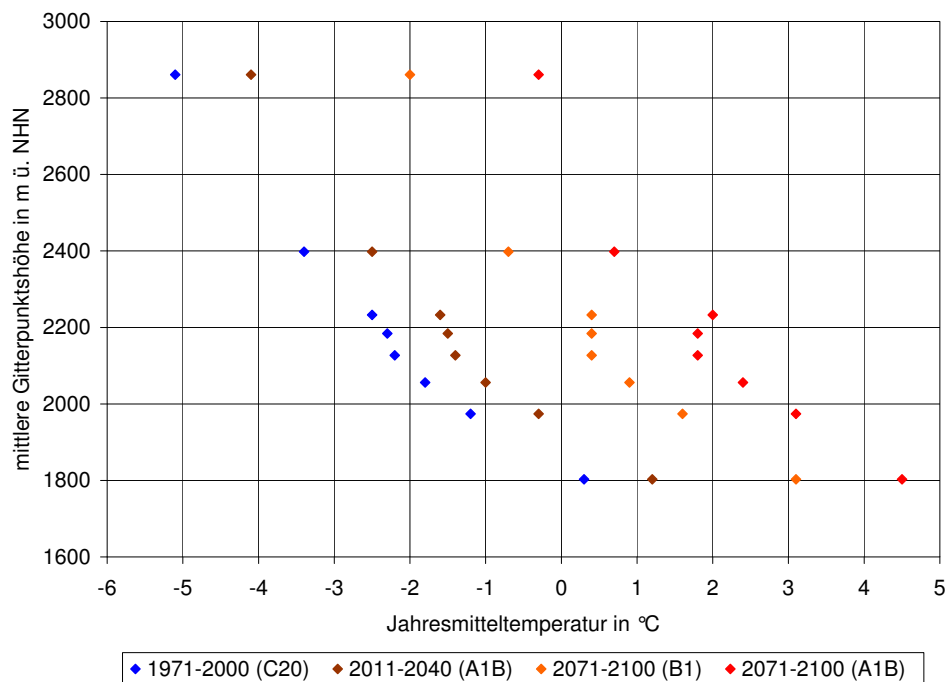


Abb. 6.1: Jahresmitteltemperaturen und mittlere Höhe der acht Gitterpunkte in der Nähe des Schilthornes für den Kontrolllauf (C 20) und drei Klimäläufe.

Temperatur liefert das Modell bereits teilweisen inaktiven Permafrost. Dies bedeutet, dass sich zeitweise eine Talik ausbildet, also in manchen Wintern eine ungefrorene Schicht zwischen dem Permafrostspiegel und der oberflächennahen gefrorenen Schicht bleibt. Die mittlere Auftauschicht erreicht hier eine Tiefe von 11 m.

In der Periode 2071-2100 liefert das Coup-Modell für die A1B-Daten keinen Permafrost mehr, wenn von einem permafrostfreien Boden als Startprofil ausgegangen wird. Ein 100 m mächtiger Permafrostboden, wie er am Schilthorn auftritt, würde bis in eine Tiefe von mindestens 20 m auftauen. Der Permafrost wäre damit vollständig inaktiv. Für die heutigen Permafrostgebiete bedeutet dies, dass bis in einer Höhe von 3000 m vorhandener Permafrost inaktiv werden würde. Für die Daten des B1-Szenarios ist für die Gitterpunkte mit einer Höhe von weniger als 2500 m ebenfalls kein aktiver Permafrost mehr vorhanden, lediglich der Gitterpunkt A mit einer Höhenangabe von knapp 2900 m weist noch teilweisen aktiven Permafrost auf, bei dem der Boden bis zum Permafrostkörper zeitweise gefroren ist. Die Auftauschicht liegt im Mittel bei 8,7 m.

Die Analyse der zugehörigen Sommertemperaturen liefert den Zusammenhang, dass ab einer mittleren Sommertemperatur von etwa 6°C der Permafrost teilweise inaktiv wird. Ab einer Sommertemperatur

von etwa 7°C bildet sich kein Permafrost, oder es kommt bei vorhandenem Permafrost zu Permafrostdegradation. Die niederschlagsreichen Stationen dämpfen für die Periode 2011-2040 die durch die höheren Temperaturen verursachte Vergrößerung der Auftauschicht. Die Niederschläge fallen hier noch ausreichend als Schnee, welcher den Boden im Frühjahr vor der Erwärmung isoliert. Doch für die Periode 2071-2100 fällt an allen Gitterpunkten der Niederschlag vermehrt als Regen, sodass in diesem Zeitraum der Schnee deutlich früher schmilzt und die schneefreie Zeit entsprechend verlängert wird. In diesem Zeitraum berechnet das Coup-Modell für die Gegend um das Schilthorn je nach Emissionsszenario eine Permafrostdegradation bis in eine Höhe von etwa 2500 m bis 3000 m.

Für das Schilthorn bedeutet dies, dass bis 2040 mit einer Vertiefung der Auftauschicht um etwa 2 m von derzeit 4 m auf 6 m zu rechnen ist. Bis zum Ende des Jahrhunderts wird nach diesen Modellierungen der Boden im Sommer bis in eine Tiefe von mindestens 20 m eisfrei und der darunter liegende Permafrost am Schilthorn inaktiv.

Tab. 6.2: Auflistung der Jahresmitteltemperaturen (JT), der mittleren Sommertemperaturen (Juni bis August) (ST), der mittleren jährlichen Niederschlagssummen (Nds) und der modellierten Dicken der Auftauschicht (AS) der acht verfügbaren Gitterpunkte; bei den Tiefenangaben in Klammern ist der Permafrost teilweise inaktiv, bei fehlenden Werten ist entweder kein Permafrost vorhanden, oder er ist vollständig inaktiv.

1971-2000 (C20)

Gitterpunkt	A	B	C	D	E	F	G	H
JT	-5,1°C	-2,5°C	-1,2°C	-1,8°C	-2,2°C	-3,4°C	+0,3°C	-2,3°C
ST	3,3°C	6,2°C	6,9°C	6,3°C	4,2°C	3,2°C	7,9°C	5,0°C
Nds	580 mm	1180 mm	1110 mm	940 mm	3040 mm	2370 mm	2020 mm	1850 mm
AS	4,2 m	6,8 m	–	(13 m)	4,5 m	4,0 m	–	6,7 m

2011-2040 (A1B)

Gitterpunkt	A	B	C	D	E	F	G	H
JT	-4,1°C	-1,6°C	-0,3°C	-1,0°C	-1,4°C	-2,5°C	+1,2°C	-1,5°C
ST	4,5°C	7,3°C	8,0°C	7,3°C	5,3°C	4,4°C	9,0°C	6,2°C
Nds	570 mm	1100 mm	1120 mm	930 mm	2980 mm	2280 mm	1980 mm	1810 mm
AS	5,8 m	(9,3 m)	–	–	6,7 m	5,5 m	–	(11 m)

2071-2100 (B1)

Gitterpunkt	A	B	C	D	E	F	G	H
JT	-2,0°C	+0,4°C	+1,6°C	+0,9°C	+0,4°C	-0,7°C	+3,1°C	+0,4°C
ST	7,2°C	9,8°C	10,4°C	9,8°C	8,3°C	7,3°C	11,3°C	8,7°C
Nds	570 mm	1150 mm	1150 mm	990 mm	2830 mm	2240 mm	1910 mm	1750 mm
AS	(8,7 m)	–	–	–	–	–	–	–

2071-2100 (A1B)

Gitterpunkt	A	B	C	D	E	F	G	H
JT	-0,3°C	+2,0°C	+3,1°C	+2,4°C	+1,8°C	+0,7°C	+4,5°C	+1,8°C
ST	8,9°C	11,5°C	12,0°C	11,4°C	10,2°C	9,0°C	12,8°C	10,3°C
Nds	560 mm	1090 mm	1140 mm	970 mm	2780 mm	2170 mm	1870 mm	1730 mm
AS	–	–	–	–	–	–	–	–

7. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Das Coup-Modell, ein gekoppeltes Boden-Atmosphären-Modell, wurde auf die Bodentemperaturen im Gipfelbereich des Schilthornes, einem Permafrostgebiet im Berner Oberland, angepasst. Für drei exemplarisch ausgewählte Tiefen (2 m, 5 m und 10 m) ergab sich bei der Modellierung eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen Daten von 1999 bis 2007 aus den vorhandenen Bohrlöchern. Das Rekordjahr 2003 mit seinen außergewöhnlich hohen Temperaturen konnte das Modell gut wiedergeben. Die für die Modellierung notwendigen Eingangsdaten für den Niederschlag wurden aus den Messdaten der Schneehöhe gewonnen. Da die Isolationswirkung des Schnees sowohl die Erwärmung des Bodens als auch dessen Abkühlung sehr stark vermindert, kam den Zeiten für den Beginn und das Ende einer geschlossenen Schneedecke besondere Bedeutung zu.

Mit den Mittelwerten der Temperatur und des Niederschlages lassen sich mithilfe des Modells deren Einflüsse auf die Auftauschicht bestimmen. Die Modellergebnisse zeigen den Einfluss besonders der Sommertemperaturen auf die Auftauschicht. Im August, dem Monat mit dem größten Temperatureinfluss, bewirkt eine Änderung der Mitteltemperatur um 1 K eine entsprechende Änderung der Auftauschicht im gleichen Jahr um etwa 30 cm. Die Niederschläge beeinflussen die Auftauschicht weniger als die Temperaturen. Während Regen im Sommer kaum Einfluss zeigt, wirkt sich Schnee über dessen Gesamthöhe zu Beginn des Sommers auf die Dauer der Schneeschmelze und damit auf die Dauer der für die Ausbildung der Auftauschicht notwendigen schneefreien Zeit aus. Die kombinierte Wirkung von Temperatur- und Niederschlagsanomalien hat besonders in den Monaten einen verstärkten Einfluss auf die Auftauschicht, in denen gewöhnlich die Einschnei- und Ausaperungszeitpunkte liegen. Die außergewöhnlich mächtige Auftauschicht am Schilthorn im Jahr 2003 konnte mit dem Modell recht gut simuliert werden. Für die Vergrößerung der Auftauschicht in diesem Jahr waren hauptsächlich die sehr hohen Temperaturen von Mai bis August verantwortlich.

Die Ergebnisse von regionalen Klimamodellen zeigen mögliche Szenarien eines zukünftigen Klimas auf. Das Coup-Modell berechnet für diese Szenarien vor allem eine markante Zunahme der mittleren Auftauschicht, bis hin zu Permafrostdegradation. Zur Erhöhung der Bodentemperaturen und zur Vergrößerung der Auftauschicht tragen vor allem die höheren Sommertemperaturen bei. Insbesondere kommen dem Zeitpunkt und der Menge der ersten Schneefälle ebenfalls eine sehr große Bedeutung für die Auftauschicht zu. Es besteht ein signifikanter Zusammenhang zwischen der Tiefe der Auftauschicht und der Anzahl von kalten Tagen mit weniger als -5°C Lufttemperatur und weniger als 3 cm Schneedecke

im vorangegangenen Herbst. Durch die fehlende Isolationswirkung des Schnees kommt es bei strengen Frösten zu einer schnellen Auskühlung des Untergrundes. Auch der Anteil von Regen oder Schnee am herbstlichen Niederschlag spielt eine bedeutsame Rolle.

Modellierungen mit den Ergebnissen der Konsortialläufe des CLM für acht Gitterpunkte um das Schilthorn lassen bis zum Jahr 2040 eine Vertiefung der Auftauschicht um etwa 2 m von derzeit 4 m auf 6 m erwarten. Bis zum Ende des Jahrhunderts könnte der Boden im Sommer bis in eine Tiefe von mindestens 20 m eisfrei und der Permafrost am Schilthorn inaktiv sein.

Da die regionalen Klimamodelle die Niederschlagsverhältnisse bislang nur unbefriedigend wiedergeben, ist eine Abschätzung der Entwicklung des Permafrostes in den hochalpinen Regionen nur über die Temperaturverhältnisse im Sommer möglich. Die dabei auftretenden Unsicherheiten machen eine zuverlässige Prognose aber sehr schwierig. Da der Permafrost nicht nur von Temperatur und Niederschlag, sondern auch von der Zusammensetzung des Bodens abhängt, ist eine Anwendung des Coup-Modells mit den in dieser Arbeit verwendeten Parametern auf andere Standorte nicht ohne weiteres möglich. Erst durch die Anpassung des Coup-Modells auf weitere Standorte in den hochalpinen Regionen können bessere Aussagen zur Abhängigkeit der Auftauschicht von atmosphärischen Einflussgrößen gemacht werden. Damit erreicht man im Hinblick auf klimatische Änderungen auch genauere Prognosen für eine zukünftige Entwicklung des Gebirgspermafrostes. Die Degradation von Permafrost ist zwar ein sehr langsamer und langfristiger Prozess, umso schwerwiegender können hingegen mögliche Folgen wie Murengänge oder Hangrutschungen sein. Je früher und genauer der Einfluss von atmosphärischen Parametern auf den Gebirgspermafrost verstanden wird, desto besser lassen sich geeignete Vorsorgemaßnahmen ergreifen.

A. Anhang

A.1. Schaltereinstellungen des Coup-Modelles, die nicht der Default-Einstellung entsprechen (Bezeichnungen entsprechen denen im Modellcode)

Module	Options	Value	Default
Drainage and deep percolation	LBoundUnSaturated	UnitGradFlow	ConstantPsi
Meteorological Data	CloudInput	Generated by parameters	Read from PG-file(first position)
	HumRelInput	Read from PG-file(first position)	Generated by parameters
	PrecInput	Read from PG-file(first position)	Generated by parameters
	RadGlobInput	Estimated	Read from PG-file(first position)
	TempAirInput	Read from PG-file(first position)	Generated by parameters
	VapourAirInput	As relative humidity	Read from PG-file(first position)
	WSpeedInput	Generated by parameters	Read from PG-file(first position)
Model Structure	Evaporation	Radiation input style	off
	SnowPack	on	off
	WaterEq	on	off
Radiation properties	SlopeCorrMeasuredGlobal	Yes	No
SnowPack	SnowSurfTemperature	f(E-balance Solution)	Air Temperature
Soil Hydraulic	Scaling retention	Yes	No
Soil heat flows	Analytical Solution	On	Off
	Initial Heat Conditions	Temp(z)-Table	Uniform temperature
	Lower Boundary	Constant heat flow	Temperature cycle
	PrecTemperature	Different air temperature	Equal surface temperature
Soil water flows	ConvectiveGasFlow	On	Off
	Crack	Bypass Flow	No Bypass
	Initial water conditions	Water Contents(z)	Uniform Pressure Head
	TransitTime Estimation	On	Off

A.2. Parametereinstellungen des Coup-Modelles, die nicht dem Default-Wert entsprechen (Bezeichnungen entsprechen denen im Modellcode)

Die angegebenen Werte für die Maxima (Max) und Minima (Min) der einzelnen Parameter geben die Grenzen der im Modell einstellbaren Werte (Value) an.

Module	Name	Value	Default	Min	Max	Unit
Meteorological Data	AltMetStation	2900	0	0	10.000	m
	AltSimPosition	2900	0	0	10.000	m
	Slope N-S	-0.67	0	-1	1	-
	WindspeedMean	2	2	0,1	30	m/s
Radiation properties	AlbSnowMin	60	40	20	60	-
	AlbedoDry	18	30	10	80	%
	AlbedoWet	18	15	5	25	%
	Latitude	46,6	58,5	-80	80	-
Salt Tracer	Dist From Road	1.000	20	0	1.000	m
SnowPack	AgeUpdatePrec	10	5	0	20	kg/m2day
	MeltCoefAirTemp	6	2	0	10	kg/m2day
	MeltCoefGlobRad	0,00000045	0	0	0,000003	kg/J
Soil Hydraulic	Saturation Diff	-0,9	0	-1	5	-
Soil Thermal	CFrozenMaxDamp	0,8	0,9	0	1	-
	SandFrozenC1	0,003158	0,00158	0,0001	100	-
	SandFrozenC3	0,005	0,00375	0,001	100	-
	SandFrozenC4	0,7118	0,9118	0,01	100	-
	SandUnFrozenC1	0,3	0,1	0,01	100	-
	SandUnFrozenC2	0,0248	0,058	0,01	100	-

B. Literaturverzeichnis

- Beniston, M., F. Keller, B. Koffi und S. Goyette (2003). Estimates of snow accumulation and volume in the Swiss Alps under changing climate conditions. *Theor. Appl. Climatol.* 76. doi:10.1007/s00704-003-0016-5.
- Beniston, M., D. B. Stephenson, O. B. Christensen, C. A. T. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylhä, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schöll, T. Semmler und K. Woth (2007). Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Clim. Change* 81. doi:10.1007/s10584-006-9226-z.
- Burgess, M. M., S. L. Smith, J. Brown, V. Romanovsky und K. Hinkel (2000). Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P): permafrost monitoring contributing to global climate observations. *Geological Survey of Canada, Current Research 2000-E14* .
- Christensen, J. H., T. R. Carter und F. Giorgi (2002). PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. *Eos Trans. AGU* 83(13), S. 147 ff. doi:10.1029/2002E0000094.
- Christensen, J. H., O. B. Christensen, P. Lopez, E. V. Meijgaard und M. Botzed (1996). The HIRHAM4 Regional Atmospheric Climate Model. *Sci. Rep.* 96-4, S. 51 ff. Dan. Met. Inst., Kopenhagen.
- Eckersten, H., P.-E. Jansson und H. Johnsson (1998). SOILN model, Users Manual, Version 9.2. *Communications* 98:6, Department of Soil Sciences, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala.
- Feldmann, H., B. Früh, G. Schädler, H.-J. Panitz, D. Jacob und P. Lorenz (2008). Evaluation of the precipitation for South-western Germany from high resolution simulations with regional climate models. *Meteor. Z.* 17, S. 455 ff. doi:10.1127/0941-2948/2008/0295.
- French, H. M. (1996). *The Periglacial Environment. 2nd edn. Addison Wesley*, London.
- Giorgi, F. und L. O. Mearns (1999). Introduction to a special section: Regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.* 104, S. 6335 ff.
- Gruber, S., M. Hoelzle und W. Haeberli (2004). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *J. Geophys. Res.* 31. L13504, doi:10.1029/2004GL020051.
- Gyalistras, D., M. B. Rohrer, C. Wahrenberger, D. Lorenzi und M. Schwarb (2005). Assessing the Sensitivity of Local Snow Cover to Global Climate Change: A General Method and Its Application to Five

Swiss Locations. *Clim. Dyn.* , S. 36 ff., Manuscript available electronically under <http://www.climate-impacts.ch/DGGreyLit.html>.

Haeberli, W. (1990). Glacier and permafrost signals of the 20th-century warming. *Annals of Glaciology* 14, S. 99 ff.

Haeberli, W. und R. Hohmann (2008). Climate, glaciers and permafrost in the Swiss Alps 2050: scenarios, consequences and recommendations. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008* , S. 607 ff., Fairbanks.

Harris, C., L. U. Arenson, H. H. Christiansen, B. Etzelmüller, R. Frauenfelder, S. Gruber, C. H. W. Haeberli, M. Hoelzle, O. Humlum, K. Isaksen, A. Käab, M. L. M. A. Kern-Lütschg, N. Matsuoka, J. B. Murton, J. Noetzli, M. Phillips, N. Ross, S. M. S. M. Seppälä und D. V. Mühll (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews* 92, S. 117 ff. doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002.

Harris, C., W. Harberli, D. V. Mühll und L. King (2001). Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, S. 3 ff.

Hauck, C. (2001). Geophysical Methods for Detecting Permafrost in High Mountains. *VAW Mitteilungen* 171, S. 206 ff. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.

Hilbich, C., C. Hauck, M. Hoelzle, M. Scherler, L. Schudel, I. Völksch, D. V. Mühll und R. Mäusebacher (2008). Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps. *J. Geophys. Res.* 113. doi:10.1029/2007JF000799.

Hoelzle, M. und S. Gruber (2008). Borehole and Ground Surface Temperatures and their relationship to Meteorological Conditions in the Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008* , S. 723 ff., Fairbanks.

Hollweg, H.-D., U. Böhm, I. Fast, B. Hennemuth, K. Keuler, E. Keup-Thiel, M. Lautenschlager, S. Legutke, K. Radke, B. Rockel, M. Schubert, A. Will, M. Woldt und C. Wunram (2008). Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. *Technical Report No. 3* , Model and Data Group, Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, ISSN printed: 1619-2249, ISSN electronic: 1619-2257.

Imhof, M. (1996). Modelling and Verification of the Permafrost Distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost Periglacial Process* 7, S. 267 ff.

Imhof, M., G. Pierrehumbert, W. Haeberli und H. Kienholz (2000). Permafrost Investigation in the Schilthorn Massif, Bernese Alps, Switzerland. *Permafrost Periglacial Process* 11, S. 189 ff.

- IPCC (2007). Climate change 2007: The physical basis. Summary for policymakers. *Contribution of Working Group I to the 4th Assessment Report of the IPCC*, S. 24 ff., IPCC Sekretariat, Genf.
- Jacob, J., L. Bärring, O. B. Christensen, J. H. Christensen, F. G. M. Castro, M. Déqué, S. Hagemann, M. Hirschi, R. Jones, E. Kjellström, G. Lenderink, B. Rocke, E. Sánchez, C. Schär, S. I. Seneviratne, S. Somot, A. van Ulden und B. van den Hurk (2007). An inter-comparison of regional climate models for Europe: design of the experiments and model performance. *Climate Change* 81, S. 31 ff. doi:10.1007/s10584-006-9213-4.
- Jansson, P. E. und L. Karlberg (2001). Coupled Heat and Mass Transfer Model for Soil-Plant-Atmosphere Systems Royal Institute of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering, Stockholm.
- Johnsson, H., L. Bergström, P.-E. Jansson und K. Paustian (1987). Simulated nitrogen dynamics and losses in a layered agricultural soil. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 18, S. 333 ff.
- Keuler, K. und M. Lautenschlager (2006). Climate Simulation with CLM, Climate of the 20th Century run No.1, 1960-2000, data stream 2 und Scenario A1B run No.1, 2001-2100, Data Stream 2. Model and Data Group, Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Krauss, H. (2001). Die Atmosphäre der Erde. 2. Ed. Springer, Berlin.
- Latenser, M. und M. Schneebeli (2003). Long-Term Snow Climate Trends Of The Swiss Alps (1931-99). *Int. J. Climatol.* 23, S. 733 ff.
- Lütschg, M., M. Lehning und W. Haeberli (2008). A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps. *J. of Glaciology* 54, S. 696 ff. , Davos.
- Mittaz, C., M. Imhof, M. Hoelzle und W. Haeberli (2002). Snowmelt evolution mapping using an energy balance approach over an alpine terrain. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 34(3). S. 274 ff.
- Muller, S. W. (1945). Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. *Sp. Rept. Strategic Engineering Study No. 62*, S. 231 ff., Military Intell. Div. Office Chief of Engineers, U.S. Army.
- Noetzli, J., S. Gruber, C. Hilbich, M. Hoelzle, C. Hauck und M. Krauer (2008). Comparison of Simulated 2D Temperature Profiles with Time-Lapse Electrical Resistivity Data at the Schilthorn Crest, Switzerland. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008*, S. 1293 ff., Fairbanks.
- Noetzli, J., S. Gruber, T. Kohl, N. Salzmann und W. Haeberli (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *J. Geophys. Res.* 112. F02S13, doi:10.1029/2006JF000545.

- Nyenhuis, M. (2005). Permafrost und Sedimenthaushalt in einem alpinen Geosystem. Dissertation, Mathematisch–Naturwissenschaftliche Fakultät, Rheinische–Friedrich–Wilhelms Universität Bonn.
- Philips, M. und J. Schweizer (2004). On the Relation Between Mountain Permafrost And Snowpack Stability. Schweizer Institut für Schnee und Lawinenforschung SLF, Davos.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics I*, S. 318 ff.
- Robock, A. (1980). The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo. *Mon. Wea. Rev.* 108, S. 267 ff.
- Roeckner, E., R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, L. Kornblüeh, E. Manzini, U. Schlese und U. Schulzweida (2006). Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Climate* 19, S. 3771 ff.
- Romanovsky, V. E. und T. E. Osterkamp (2000). Effects of unfrozen water on heat and mass transport processes in the active layer and permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes* 11, S. 219 ff.
- Salzmann, N., C. Frei, P.-L. Vidale und M. Hoelzle (2007a). The application of Regional Climate Model outputs for the simulation of high-mountain permafrost scenarios. *Global and Planetary Change* 56, S. 188 ff. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.006.
- Salzmann, N., S. Gruber, M. Hugentobler und M. Hoelzle (2007b). Influence of different digital terrain models (DTMs) on alpine permafrost modeling. *Environ. Model Assess.* 12, S. 303 ff. doi:10.1007/s10666-006-9065-3.
- Salzmann, N., J. Noetzli, C. Hauck, S. Gruber, M. Hoelzle und W. Haeberli (2007c). Ground surface temperature scenarios in complex high-mountain topography based on regional climate model results. *J. Geophys. Res.* 112. F02S12, doi:10.1029/2006JF000527.
- Scherler, M. (2006). Messung und Modellierung konvektiver Wärmetransportprozesse in der Auftauschicht von Gebirgs-Permafrost am Beispiel des Schilthorns. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Zürich.
- Scherrer, S. C., C. Appenzeller und M. Laternser (2004). Trends in the Swiss Alps snow days: The role of local- and large-scale climate variability. *Geophys. Res. Lett.* 31. L13215, doi:10.1029/2004GL020255.
- Schär, C., P. L. Vidale, D. Lüthi, C. Frei, M. Haeberli, M. A. Liniger und C. Appenzeller (2004). The role of increasing temperature variability for European summer heat waves. *Nature* 427, S. 332 ff.
- Stähli, M., P.-E. Jansson und L. C. Lundin (1996). Preferential flow in a frozen soil - a two-domain model approach. *Hyd. Proc.* 10, S. 1305 ff.

- Stocker-Mittaz, C., M. Hoelzle und W. Haeberli (2002). Permafrost distribution modeling based on energy balance data: a first step. *Permafrost Periglacial Processes* 13, S. 271 ff.
- Vidale, P., D. Lüthi, C. Frei, S. I. Seneviratne und C. Schär (2003). Predictability and uncertainty in a regional climate model. *J. Geophys. Res.* 108(D18), S. 4586 ff. doi:10.1029/2002JD002810.
- Völksch, I. (2004). Untersuchung und Modellierung kleinräumiger Unterschiede im Verhalten von Gebirgspermafrost. Diplomarbeit, Department Erdwissenschaften, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.
- Vonder Mühl, D., C. Hauck und F. Lehmann (2000). Verification of geophysical models in Alpine permafrost using borehole information. *Annals of Glaciology* 31, S. 300 ff.
- Vonder Mühl, D., J. Noetzi, I. Roer, K. Makowski und R. Delaloye (2007). Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004. *Glaciological Report (Permafrost) No. 4/5*, S. 106 ff., Cryospheric Commission (CC) der Schweizer Akademie der Naturwissenschaften (SCNAT) und Department für Geographie, Universität Zürich.
- Washburn, A. L. (1979). Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. *Edward Arnold*, London.
- Wielke, L.-M., L. Haimbacher und M. Hantel (2004). Snow cover duration in Switzerland compared to Austria. *Meteor. Z.* 13, S. 13 ff.
- Will, A., M. Baldauf, B. Rockel und A. Seifert (2008). Physics and dynamics of the COSMO-CLM. *Meteor. Z.* submitted.
- Williams, P. J. und M. W. Smith (1989). The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology. *Cambridge University Press*, Cambridge.

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Karlsruhe, 8. Mai 2009

Markus Engelhardt

Danksagung

Hiermit möchte ich Christian Hauck für die Betreuung dieser Arbeit und für die Übernahme des Koreferates danken und dafür, dass er diese Arbeit überhaupt erst möglich gemacht hat.

Trotz der räumlichen Entfernung betreute er die Arbeit vorbildlich. Ich danke ihm für die sehr kompetente Beantwortung aller Fragen und die Unterstützung durch viele hilfreiche Denkanstöße. Seine Ermutigung die Ergebnisse meiner Arbeit auch an internationalen Tagungen wie der EGU oder der ICAM vorzustellen ermöglichten mir tiefere Einblicke in die Forschungswelt.

Ich danke Prof. Ch. Kottmeier für die Übernahme des Referates.

Außerdem danke ich ihm und Prof. K. D. Beheng, noch vor Ende der Abgabe wichtige Hinweise zur Verbesserung der Arbeit geliefert zu haben.

Hendrik Feldmann danke ich für das Heraussuchen und Bereitstellen der für das Kapitel 6 notwendigen Daten.

Vielen Dank auch an Synke Lautenschläger, Marina Sirobob, Bernhard Mühr und Simon Jandt für die vielen größeren und kleineren Hinweise oder Korrekturvorschläge gegen Ende meiner Diplomarbeit.