
Das Mikroklima grobblockiger Schutthalden der alpinen Periglazialstufe
und seine Auswirkungen auf Energieaustauschprozesse
zwischen Atmosphäre und Lithosphäre

DISSERTATION
zur Erlangung des Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
der Naturwissenschaftlichen Fachbereiche der Justus-Liebig-Universität Gießen

vorgelegt von
Diplom-Geograph Thomas Herz

Institut für Geographie
(Fachbereich 07)

Gießen, 2006

Die vorliegende Arbeit wurde vom Fachbereich für Mathematik und Informatik,
Physik und Geographie der Justus-Liebig-Universität Gießen auf Antrag von
Prof. Dr. U. Scholz als Dissertation angenommen.

Gutachter:

Prof. Dr. Lorenz KING

PD Dr. Stefan BECKER

Prüfungskommission:

Vorsitz: Prof. Dr. Ulrich SCHOLZ

Prüfer: Prof. Dr. Lorenz KING, Prof. Dr. Hans-Georg FREDE, PD Dr. Axel THOMAS

Tag der Disputation: 1. November 2006

Vorwort und Dank

Durch die Anstellung im EU-Projekt PACE gab mir mein Betreuer, **Prof. Dr. Lorenz King**, die Möglichkeit, mein während des Hauptstudiums gewachsenes Interesse am Naturraum Hochgebirge zu vertiefen und dabei ein ungemein spannendes Themenfeld der Physischen Geographie näher kennen zu lernen. Bei der Einarbeitung in das Fachgebiet "Hochgebirgsspermafrost" konnte ich von der langjährigen Erfahrung von Prof. King und den Ergebnissen zahlreicher Vorarbeiten seiner Arbeitsgruppe profitieren. Zudem ermöglichte mir der Austausch mit den Kollegen im PACE-Projekt frühzeitig ausgiebige "Blicke über den Tellerrand". Durch die Bewilligung eines Doktorandenstipendiums der Universität Gießen im Dezember 2000 fiel die Entscheidung leicht, die im PACE-Projekt begonnen Untersuchungen zu einer Dissertation auszubauen.

Die Idee für den Untersuchungsansatz der Dissertation entstand während einer eintägigen Stippvisite ins Gebiet Grächen-Seetalhorn im Anschluss an Feldarbeiten im Rahmen des PACE-Projekts. Der raue und auf den ersten Blick unwirtliche Charakter des Gebiets hat mich vom ersten Moment an fasziniert. Daher danke ich Prof. King für sein Einverständnis, das "angestammte" Arbeitsgebiet am Gornergrat oberhalb von Zermatt zu verlassen und diese Faszination produktiv umzusetzen.

Mit der Bewilligung des DFG-Projekts "Periglazial Mattertal" im Herbst 2001 war auch die Finanzierung der Messtechnik gesichert – zunächst allerdings "nur" die Finanzierung. Die Konkretisierung und Umsetzung meiner Ideen wäre ohne die Unterstützung der folgenden Personen nicht möglich gewesen.

Dr. Hansueli Gubler (Fa. Alpug, Davos) hat diese Arbeit von der Konzeptionsphase an mit Rat und Tat begleitet. Seinem Erfahrungsschatz auf dem Gebiet der alpinen Messsensorik habe ich es zu verdanken, dass das Design der Messgeräte den extremen Anforderungen im Hochgebirge von Beginn an und ohne die üblichen Geburtswehen gerecht wurde. Nur durch seine Vermittlung und mit seiner Unterstützung ist es mir außerdem gelungen, beim Kanton Wallis Mittel für die Errichtung einer Klimastation sowie die Bohrung und Instrumentierung eines 30 m-Bohrloches im Riti-graben-Blockfeld zu mobilisieren, auf deren Daten ich für meine Arbeit zurückgreifen konnte. Für die vertrauensvolle und unbürokratische Zusammenarbeit bin ich **Charly Wuilloud** (Leiter der Abteilung Naturgefahren, Departement für Wald und Landschaft des Kantons Wallis, Sion) zu großem Dank verpflichtet.

Zum reibungslosen Projektablauf haben weiterhin die von **Dr. Dirk Wollesen** in Zusammenarbeit mit **Dipl.-Ing. Jürgen Wickenhäuser** (Fa. GeoPrecision, Karlsruhe) entwickelten Datenlogger entscheidend beigetragen. Von der Perfektion im Design der Logger, deren Spezifikationen Dirk Wollesen im Rahmen seiner Habilitation entwickelt hat, hat diese Arbeit maßgeblich profitiert.

Zu Beginn des Jahres 2002 standen mir somit alle Einzelbestandteile der Messsensorik zur Verfügung. Dass diese im Sommer 2002 in Form von zuverlässig funktionierenden Messgeräten im Gelände installiert werden konnte, verdanke ich zu großen Teilen **Thomas Nimmerfroh**, **Björn Bellof** und der Belegschaft der Elektronikwerkstatt des I. Physikalischen Instituts der Universität Gießen, wo mir sämtliche praktischen Probleme im Zusammenhang mit dem Zusammenbau und der Verkabelung von Sensoren und Loggern fachkundig aus der Hand genommen wurden.

Aufwändige Feldarbeiten im Hochgebirge erfordern neben einer wohl durchdachten Planung und Organisation zuverlässige Anlaufstellen vor Ort. **Beat Amstutz**, Pächter des Bergrestaurants Seetalhorn, und seine Mannschaft haben großen Anteil daran, dass mich mein Arbeitsgebiet nicht nur fasziniert hat sondern von Beginn an zu einer zweiten Heimat wurde. Während der Feldarbeiten in den vergangenen Sommern hat er mir Abend für Abend ein köstliches Mahl serviert und anschließend sein Restaurant samt Sonnenterrasse und Kaffeemaschine zur freien Verfügung überlassen. Darüber hinaus hat er zahlreiche kleine und manche großen logistischen Hürden aus dem Weg geräumt. Die Liste seiner Verdienste beginnt mit einem Platz für meine Materialbox im Vorratsraum und endet bei der spontanen Organisation eines 25-Tonnens, um einen angemessenen Kompressor an die Bohrstelle zu transportieren.

Bei den Bergbahnen Grächen in Person von **Max Müller**, dem ehemaligen und **Christof Biner**, dem aktuellen Leiter bedanke ich mich für die Gewährung zahlreicher Freifahrten für Arbeitskräfte und Material und das Interesse an meiner Arbeit über die letzten Jahre.

Für die Installation der Temperatursensoren im Sommer 2002 hätte ich ohne die "Spezialbohrmaschine" von **Willy Gitz** (Balmatten) mit Sicherheit wesentlich länger als zwei Tage benötigt.

In fachlicher Hinsicht habe ich in verschiedenen Phasen der Arbeit vom Austausch mit Kollegen des Geographischen Instituts der Universität Zürich profitiert. Wichtigste Ansprechpartner dort waren **Dr. Catherine Stocker-Mittaz**, **Dr. Martin Hoelzle** und **Dr. Stephan Gruber**. Der theoretische Ansatz dieser Arbeit basiert in wesentlichen Teilen auf Arbeiten von Martin Hoelzle und Catherine Stocker-Mittaz. Weitere wichtige Hinweise und Anregungen resultierten aus Gesprächen mit Kollegen im Rahmen von Projekttreffen und Konferenzen.

Zahllose Sach- und regelmäßig eingestreute Lachgeschichten habe ich in den vergangenen Jahren mit den Kollegen am Institut für Geographie in Gießen ausgetauscht. Für die durchweg sehr entspannte und mindestens ebenso produktive Zusammenarbeit im Büro, im Labor und im Gelände danke ich zunächst den Mitgliedern der Projektgruppe, **Dipl.-Geogr. Simone Philippi** und **Dipl.-Geogr. Rüdiger Hof**. Neben diesem eingeschworenen Team standen auch die Türen von **PD Dr. Stefan Becker**, **Dr. Marco Gemmer** und **Dipl.-Geogr. Heike Hartmann** immer offen, so dass auch sie in den Genuss kamen, am Wachsen dieser Arbeit teil zu haben – und an der Lösung von Problemen im Zusammenhang mit diesem Wachstumsprozess mit zu wirken. Bei der Überwindung kleinerer und größerer logistischer Hürden konnte ich mich immer auf die Mithilfe von **LTA Matthias Schick** und **Petra Heid-Emmerich**, der Sekretärin von Prof. King, verlassen. **Dipl.-Geogr. Bernd Goecke** danke ich für die sorgfältige und anschauliche Reinzeichnung mehrerer Karten und Abbildungen, deren Qualität auch unter dem Termindruck anstehender Konferenzen nie gelitten hat.

Während der Geländeaufenthalte konnte ich mich auf die Gesellschaft und tatkräftige Unterstützung vieler Kollegen und Freunde verlassen. Für die manchmal anstrengende, meist jedoch schöne Zeit in den Walliser Alpen danke ich – neben den schon genannten Mitgliedern der Projektgruppe – **Dr. Martin Schlerf**, **Dr. Stephan Gruber**, **Dr. Angèlique Prick**, **Thomas Gaipf** und vielen anderen, die mich bei kurzen und manchmal sehr spontan angesetzten Einsätzen unterstützt haben.

Die undankbare Aufgabe, eine wissenschaftliche Arbeit von annähernd 200 Seiten Korrektur zu lesen, haben **Dipl.-Geogr. Simone Philippi**, **Dipl.-Geogr. Susanne Leib** und in Auszügen **Dipl.-Geogr. Heike Hartmann** übernommen. Ihre Korrekturvorschläge und Anregungen haben dazu beigetragen, die fachlichen Scheuklappen des Verfassers zu weiten, seine Vorliebe für Schachtelsätze über fünf und mehr Zeilen zu bändigen und damit den teilweise extrem grobblockigen Inhalt der Arbeit leichter verdaulich zu machen.

Ein großer Dank gilt abschließend meinen Eltern, die mir ein sorgenfreies Studium ermöglichten, den Entschluss zur Promotion vorbehaltlos unterstützten und mir auch in schwierigen Zeiten den Rücken frei gehalten haben.

Wenn ich während der vergangenen Jahre ab und zu zwischen groben Blöcken festgesteckt habe, waren – neben der Familie – in Gießen wie in Augsburg gute Freunde zur Stelle, um für den nötigen Tapetenwechsel und moralischen Beistand zu sorgen. Ihnen allen möchte ich an dieser Stelle danken.

Gießen, im November 2006

Inhaltsverzeichnis:

1 Einleitung, Zielsetzung und Gliederung der Arbeit	1
2 Theoretische Grundlagen	4
2.1 Die Energiebilanz an der Bodenoberfläche.....	4
2.2 Das thermische Regime des Untergrunds.....	9
2.2.1 Bestimmungsgrößen des Bodenwärmeflusses.....	9
2.2.2 Mechanismen des Bodenwärmeflusses.....	10
2.2.2.1 Konduktion.....	11
2.2.2.2 Konvektion.....	12
2.2.2.3 Strahlung.....	13
2.3 Permafrost und Klima.....	15
2.3.1 Entstehung und Erhaltung von Permafrost.....	15
2.3.2 Permafrostterminologie.....	15
2.3.3 Bodenwärmehaushalt in Permafrostgebieten.....	17
2.3.3.1 Latente-Wärme-Effekte im Zusammenhang mit Phasenübergängen im Bodenwasser.....	18
2.3.3.2 Die besondere Bedeutung des Mikroklimas für den Bodenwärmehaushalt in Permafrostgebieten.....	18
2.3.3.3 Beschreibung der Zusammenhänge von Klima, Mikro- klima und Bodenwärmefluss im TTOP-Modell.....	21
2.4 Periglazialstufe und Gebirgspermafrost.....	23
2.5 Vorstellung und geographische Einordnung des Arbeitsgebiets.....	28
2.5.1 Rezent es Klima und Klimageschichte.....	28
2.5.2 Permafrost im Mattertal.....	30
2.5.3 Geologische und tektonische Grundzüge.....	33
2.5.4 Geomorphologie und Oberflächentypen.....	35
2.6 Resultate ähnlicher Untersuchungen.....	40
2.7 Grundlagen zum Mikroklima in grobblockigem Schuttmateri al.....	45

3 Methodische Grundlagen	47
3.1 Methodischer Ansatz der Arbeit.....	47
3.2 Beschreibung und technische Spezifikationen der Messeinrichtungen	48
3.3 Räumliche Verteilung der Messeinrichtungen im Arbeitsgebiet.....	51
3.4 Weitere durchgeführte Messungen.....	55
4 Ergebnisteil	56
4.1 Datenlage.....	56
4.2 Witterungsverlauf.....	58
4.2.1 Charakterisierung.....	58
4.2.2 Unterteilung der Referenzperiode.....	59
4.3 Verlauf und Größenordnung ausgewählter meteorologischer Parameter.....	62
4.4 Das Mikroklima in der Blockschicht des Ritigraben-Blockfelds.....	66
4.4.1 Thermische Verhältnisse während der Referenzperiode – Überblicksdaten.....	66
4.4.2 Statistische Analyse ausgewählter Datensätze.....	82
4.4.2.1 Messwertverteilungen.....	82
4.4.2.2 Rangkorrelationsrechnungen.....	87
4.4.3 Das Potenzial für freie Konvektion im Hohlraumssystem der Blockschicht.....	94
4.4.3.1 Bestimmung der Eingangsparameter in die Rayleigh-Zahl.....	96
4.4.3.2 Rayleigh-Zahlen.....	100
4.4.4 Das thermische Regime nahe der Blockfeldoberfläche.....	106
4.4.4.1 Fühlbarer Wärmefluss in der Hohlraumluft.....	106
4.4.4.2 Thermischer Austausch zwischen fester und Fluidphase	115
4.4.4.3 Größenordnungen der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit in fester und Fluidphase.....	128
4.4.5 Charakteristika und Details des thermischen Regimes nach Jahreszeiten.....	132
4.4.5.1 Herbst.....	132
4.4.5.2 Winter.....	138
4.4.5.3 Sommer.....	142
4.5 Auswirkungen des Mikroklimas in der Blockschicht auf das thermische Regime des Untergrunds.....	149
4.6 Ergebnisse der BTS- und GST-Messungen im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn.....	154
4.7 Ergebnisvergleich zwischen den Arbeitsgebieten Grächen-Seetalhorn und Zermatt-Gornergrat.....	161

5 Synthese	166
5.1 Energietransfermechanismen im thermischen Regime des Ritigraben-Blockfelds.....	166
5.2 Modifikation des Energieaustauschs zwischen Atmosphäre und Untergrund durch das charakteristische Mikroklima grobblockiger Deckschichten.....	169
5.3 Übertragbarkeit der Ergebnisse.....	175
6 Angewandte Aspekte	178
6.1 Präzisierung numerischer Permafrost-Verbreitungsmodelle.....	178
6.1.1 Empirisch-statistischer Ansatz.....	178
6.1.2 Energiebilanz-Ansatz.....	181
6.2 Bedeutung der vorliegenden Ergebnisse für die Beurteilung der Hangstabilität am Standort und des Murgangpotenzials im Ritigraben.....	183
6.2.1 Aktueller Zustand.....	183
6.2.2 Mögliche Auswirkungen von Klimaschwankungen.....	185
7 Zusammenfassung und Ansätze für weiterführende Arbeiten	188
7.1 Zusammenfassung.....	188
7.2 Ansätze für weiterführende Arbeiten.....	190
7.3 Summary.....	191
Literatur.....	193

Verzeichnis der Abbildungen:

1.1	Permafrostverbreitung auf der Nordhemisphäre.....	2
2.1	Schematische Darstellung der Strahlungs- und Energieflüsse an einem "idealisierten Standort" am Tag und nachts.....	5
2.2	Bestimmungsgrößen im Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund.....	8
2.3	Wärmetransfermechanismen im Boden in Abhängigkeit von der Wassersättigung und dem Äquivalentdurchmesser des Substrates.....	14
2.4	Permafrostterminologie in Form eines schematischen Tiefen-Temperatur-Profiles.....	16
2.5	Die Stellung der standorttypischen Pufferschicht im Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund.....	19
2.6	Beziehung zwischen Luft- und Permafrosttemperatur als schematisches Profil der Jahresmitteltemperatur durch bodennahe Atmosphäre und oberflächennahen Untergrund.....	21
2.7	Aktiver Blockgletscher im nach Osten an das Arbeitsgebiet angrenzenden Seetal.....	27
2.8	Lage des Arbeitsgebiets im Mattertal.....	28
2.9	Modell der Permafrostverbreitung für das Gebiet Gornergrat-Stockhorn.....	31
2.10	Lage der Permafrostbohrungen auf dem Stockhornplateau oberhalb von Zermatt.....	32
2.11	Geologische Karte des Arbeitsgebiets Grächen-Seetalhorn.....	34
2.12	Oberflächentypen und geomorphologische Prozesse im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn.....	36
2.13	Das Einzugsgebiet des Ritigrabens mit dem Ritigraben-Blockfeld und den Gipfeln des Seetalhorns und des Gabelhorns.....	37
2.14	Datenauslesung am Standort 1.....	38
3.1	Schichtbezeichnung und Instrumentierung im Ritigraben-Blockfeld.....	47
3.2	Lufttemperatursensor und Beispiel für die Art der Installation im Ritigraben-Blockfeld.....	49
3.3	Sensoren der Klimastation Ritigraben-Blockfeld.....	49
3.4	Lage der Messstandorte im Bereich des Ritigraben-Blockfelds.....	51
3.5	Blick in den unteren Teil des Ritigraben-Blockfelds und Lage der Messeinrichtungen.....	52
4.1	Thermische und hygrische Verhältnisse an der Station Grächen im Vergleich zu langjährigen Mittelwerten.....	58
4.2	Jahres- und Jahreszeitenmitteltemperaturen an der ANETZ-Station Zermatt (1982 – 2005).....	59
4.3	Einteilung der Referenzperiode in Jahreszeiten.....	60
4.4	Lufttemperaturverlauf an der Station Ritigraben-Blockfeld während der Referenzperiode im Vergleich zu den beiden folgenden 12-Monats-Phasen.....	62

4.5	Kurzweilige Strahlung, langweilige Strahlung und Gesamtstrahlungsbilanz sowie Oberflächentemperaturen an der Station Ritigraben-Blockfeld.....	64
4.6	Ausgewählte Meteodaten sowie Blockschicht- und Bodentemperaturen im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld.....	67
4.7	Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Bodentemperaturen am Vergleichsstandort 1 sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Bodentemperaturen.....	69
4.8	Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttemperat-uren am Standort 1 sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Ver-änderungsraten der Blockschichttemperatures.....	70
4.9	Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttempera-turen am Standort 2 sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Ver-änderungsraten der Blockschichttemperatures.....	72
4.10	Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttempera-turen am Standort 2a sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Blockschichttemperatures.....	73
4.11	Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttempera-turen am Standort 2b sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Blockschichttemperatures.....	74
4.12	Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttempera-turen am Standort 3 sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Ver-änderungsraten der Blockschichttemperatures.....	75
4.13	Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttempera-turen am Standort 3a sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Blockschichttemperatures.....	76
4.14	Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttempera-turen am Standort 4 sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Ver-änderungsraten der Blockschichttemperatures.....	78
4.15	Temperaturschwankungsbereiche und –mittelwerte in Abhängigkeit von der Tiefe an den Standorten 1-4 und am Vergleichsstandort 1.....	81
4.16	Häufigkeitsverteilungen der Messwerte der Parameter Oberflächen- und Lufttemperatur mit Klassenbildung.....	83
4.17	Häufigkeitsverteilungen der Messwerte ausgewählter Datensätze von Blockschicht- und Bodentemperaturen jeweils im Vergleich zur Luft-temperatur mit Klassenbildung.....	86
4.18	Rangkorrelationen für die Zusammenhänge zwischen Luft- bzw. Ober-flächentemperatur und Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen in Teil-phase 1.....	89
4.19	Rangkorrelationen für die Zusammenhänge zwischen Luft- bzw. Ober-flächentemperatur und Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen in Teil-phase 2.....	91
4.20	Rangkorrelationen für die Zusammenhänge zwischen Luft- bzw. Ober-flächentemperatur und Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen in Teil-phase 3.....	92
4.21	Permeabilitätswerte für Lockermaterial in Abhängigkeit von Äquivalent-durchmesser und Porosität nach der Kozeny-Carman-Gleichung.....	97

4.22	Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen und der Rayleigh-Zahlen am Standort 1.....	101
4.23	Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen und der Rayleigh-Zahlen am Standort 2.....	102
4.24	Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen und der Rayleigh-Zahlen am Standort 2a.....	102
4.25	Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen und der Rayleigh-Zahlen am Standort 3.....	103
4.26	Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen und der Rayleigh-Zahlen am Standort 3a.....	103
4.27	Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen und der Rayleigh-Zahlen am Standort 4.....	104
4.28	Kurzfristige Raten der Temperaturänderung in der Hohlraumluft im Basisbereich der oberflächennahen Hohlräume.....	108
4.29	Verlauf von Luft- und Oberflächentemperatur sowie Größenordnungen der fühlbaren Wärmeflüsse in den oberflächennahen Hohlräumen des Ritigraben-Blockfelds unter schneefreien Bedingungen.....	110
4.30	Ausgewählte Meteodaten und fühlbare Wärmeflüsse in den oberflächennahen Bereichen des Ritigraben-Blockfelds (12. – 25.10.2002).....	112
4.31	Ausgewählte Meteodaten und fühlbare Wärmeflüsse in den oberflächennahen Bereichen des Ritigraben-Blockfelds (28.06. – 11.07.2003).....	113
4.32	Ausgewählte Meteodaten und fühlbare Wärmeflüsse in den oberflächennahen Bereichen des Ritigraben-Blockfelds (02. – 15.08.2003).....	114
4.33	Fels- und Hohlraumtemperaturen sowie Raten der kurzfristigen Temperaturänderung in 70 cm Tiefe am Standort 2a.....	115
4.34	Vergleich von Tagesgängen ausgewählter Fels- und Hohlraumtemperaturen am Standort 2a mit dem der Lufttemperatur in der bodennahen Atmosphäre.....	116
4.35	Differenz der Hohlraumtemperaturen (-70 cm) nahe der Felsunterseite und in der Hohlraummitte am Standort 2a.....	118
4.36	Energieflüsse in fester und Fluidphase am Standort 2a.....	119
4.37	Energieflüsse in fester und Fluidphase am Standort 2a (03. – 16.10.2002).....	121
4.38	Energieflüsse in fester und Fluidphase am Standort 2a (02. – 15.08.2003).....	121
4.39	Vergleich des Felstemperaturverlaufs in 100 cm Tiefe mit Tagesgängen ausgewählter Fels- und Hohlraumtemperaturen am Standort 2a.....	122
4.40	Vergleich von Tagesgängen ausgewählter Fels- und Hohlraumtemperaturen am Standort 2 mit dem der Lufttemperatur in der bodennahen Atmosphäre.....	123
4.41	Fels- und Hohlraumtemperaturen sowie Raten der kurzfristigen Temperaturänderung in 120 cm Tiefe am Standort 2.....	124
4.42	Differenz der Hohlraumtemperaturen (-120 cm) nahe der Felsoberfläche und in der Hohlraummitte am Standort 2.....	125
4.43	Energieabgabe von der festen in die Fluidphase am Standort 2 in 120 cm Tiefe (Oktober 2002; Juni bis September 2003).....	126
4.44	Energieabgabe von der festen in die Fluidphase am Standort 2 in 120 cm Tiefe (02. – 15.08.2003).....	127

4.45	Ausgewählte meteorologische Parameter sowie Tagesgang der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit in den Hohlräumen der Blockschicht.....	129
4.46	Tagesgang der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit am Standort 4 im Vergleich zur Lufttemperatur.....	130
4.47	Tagesgang der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit am Standort 1 im Vergleich zur Oberflächentemperatur, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit.....	131
4.48	Ausgewählte Meteodaten und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (15. – 28.10.2002).....	133
4.49	Luft- und Oberflächentemperaturen, Hohlraumtemperaturen sowie Raten der kurzfristigen Temperaturänderung am Standort 1 (20.09. – 03.10.2002).....	134
4.50	Luft- und Oberflächentemperaturen sowie Hohlraum- und Felstemperaturen am Standort 1.....	135
4.51	Ausgewählte Meteodaten und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (01. – 14.11.2002).....	136
4.52	Ausgewählte Meteodaten und Felstemperaturen sowie Hohlraumtemperaturen am Standort 1 (12. – 25.11.2002).....	137
4.53	Ausgewählte Meteodaten und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (07. – 20.01.2003).....	139
4.54	Ausgewählte Meteodaten und Felstemperaturen sowie Hohlraumtemperaturen am Standort 1 (26.11. – 09.12.2002).....	140
4.55	Ausgewählte Meteodaten und Felstemperaturen sowie Hohlraumtemperaturen am Standort 1 (31.12.2002 – 13.01.2003).....	140
4.56	Ausgewählte Meteodaten und Felstemperaturen sowie Hohlraumtemperaturen am Standort 4 (31.12.2002 – 13.01.2003).....	141
4.57	Ausgewählte Meteodaten und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (28.06. – 11.07.2003).....	143
4.58	Ausgewählte Meteodaten und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (02. – 15.08.2003).....	145
4.59	Ausgewählte Meteodaten und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (22.08. – 04.09.2003).....	147
4.60	Luft- und Oberflächentemperaturen, Hohlraumtemperaturen sowie Raten der kurzfristigen Temperaturänderung am Standort 1 (20.09. – 03.10.2002).....	148
4.61	Temperatur-Tiefen-Profile und Temperaturgradienten im 30 m-Bohrloch Ritigraben-Blockfeld.....	150
4.62	Temperaturentwicklung im Bohrloch Ritigraben-Blockfeld.....	151
4.63	Oberflächentemperatur, Lufttemperatur und Schneehöhe sowie Bohrlochtemperaturen am Standort Ritigraben-Blockfeld.....	152
4.64	BTS-Werte im Gebiet Grächen-Seetalhorn.....	155

4.65	Untergrundtemperaturen an der Bergstation der Sesselbahn Stafel-Seetalhorn.....	156
4.66	Schneebedeckung des Ritigraben-Blockfelds während der BTS-Kampagne im März 2003.....	157
4.67	BTS-Werte im Umfeld des Ritigraben-Blockfelds.....	158
4.68	GST-Verlauf an den Standorten UTL 1 und 2.....	159
4.69	GST-Verlauf an den Standorten UTL 3 und VS 1.....	160
4.70	Arbeitsgebiete im Forschungsprojekt "Periglazial Mattertal".....	161
4.71	Messeinrichtungen und ausgewählte BTS-Daten im Arbeitsgebiet Gornergrat-Stockhorn.....	162
4.72	Vergleich des Temperaturverlaufs in grobblockigem Schutt in den Gebieten Grächen-Seetalhorn und Zermatt-Gornergrat in Abhängigkeit von der Schneedeckenentwicklung.....	163
4.73	Lufttemperaturgang und Schneedeckenentwicklung an der Klimastation "Kelle" sowie ausgewählte Verläufe von Boden- und Blockschichttemperaturen an den Standorten K 2/4 und T 3/4.....	165
5.1	Die thermische Filterwirkung grobblockiger Deckschichten.....	169
5.2	Modifikation im Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund durch das Mikroklima grobblockiger Deckschichten.....	170
5.3	Schema der Klima-Permafrost-Beziehung im Ritigraben-Blockfeld.....	171
5.4	Jahresgang von Luft- und Blockschichtbasistemperatur sowie daraus resultierender surface offset.....	172
5.5	Thawing (DDT) und freezing degree days (DDF) sowie Mitteltemperaturen an ausgewählten Standorten in beiden Arbeitsgebieten.....	173
5.6	Vergleich der im Ritigraben-Blockfeld gemessenen Schneehöhen mit den Daten der Station Grächen.....	175
5.7	Verläufe der Lufttemperatur und ausgewählter Blockschichttemperaturen (Standorte 1 + 3).....	176
6.1	Permafrostverbreitung im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn nach <i>mod3</i> ...	180
6.2	Schema des Energieaustauschs zwischen Atmosphäre und Permafrostkörper sowie zugehörige Module des Modells <i>PERMEBAL</i>	181
6.3	Der obere Teil des Ritigrabens und sein Einzugsgebiet.....	184

Verzeichnis der Tabellen:

2.1	Albedo und Emissivität natürlicher Materialien.....	7
2.2	Langjährige klimatische Mittelwerte ausgewählter Stationen der Schweiz...	29
3.1	Sensorausstattung der Klimastation im Ritigraben-Blockfeld.....	50
3.2	Messpunkte und Sensortiefen im Bereich des Ritigraben-Blockfelds.....	54
4.1	Datenlücken während der Referenzperiode.....	56
4.2	Übersichtsdaten der Strahlungs- und Temperaturverhältnisse an der Station Ritigraben-Blockfeld.....	65
4.3	Übersichtsdaten zum thermischen Regime der Blockstandorte S 1-4 und des Feinmaterialstandorts VS1.....	80
4.4	Wertebereiche der Datensätze von Oberflächen-, Luft-, ausgewählten Blockschicht- und Bodentemperaturen.....	83
4.5	Teildatensätze der Referenzperiode zur Ermittlung der Korrelationen zwischen Luft- bzw. Oberflächentemperatur und Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen.....	88
4.6	Vergleich ausgewählter Rangkorrelationskoeffizienten (Teilphase 1).....	90
4.7	Schwankungsbereiche und Mittelwerte der errechneten Rangkorrelationskoeffizienten für die Teilphasen 1-3.....	93
4.8	Wärmeleitfähigkeiten von Fluidphase und Festsubstanz sowie des Zwei-Phasen-Systems Blockschicht.....	98
4.9	Übersichtsdaten zu den ermittelten Rayleigh-Zahlen im Ritigraben-Blockfeld.....	105
4.10	Zum Einsetzen freier Konvektion in der Blockschicht erforderliche Temperaturgradienten.....	106
4.11	Kurzfristige Raten der absoluten Temperaturänderung in der Hohlraumluft im Basisbereich der oberflächennahen Hohlräume.....	107
4.12	Übersichtsdaten zum oberflächennahen Energieaustausch zwischen Fels und Hohlraum am Standort 2a im schneefreien Zustand.....	120
4.13	Übersichtsdaten zum oberflächennahen Energieaustausch zwischen Fels und Hohlraum am Standort 2 im schneefreien Zustand.....	127
5.1	Energietransfermechanismen in der grobblockigen Deckschicht des Ritigraben-Blockfelds im Jahresablauf.....	168
5.2	Größenordnungen des surface offset am Standort Ritigraben-Blockfeld.....	172
5.3	Mittelwerte von Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen ausgewählter Standorte in beiden Arbeitsgebieten und daraus abgeleitete Beträge der Temperaturreduktion in grobblockigem Substrat.....	174
6.1	Durchschnittliche BTS-Temperaturen der Oberflächenklassen bei gleichen Temperatur- und Strahlungsbedingungen.....	179

Verwendete Symbole:**1. Lateinische Buchstaben**

Symbol	Bedeutung	Einheit
A	Querschnittsfläche	m^2
C	Volumetrische Wärmekapazität	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$
C_a	Volumetrische Wärmekapazität von Luft	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$
C_s	Volumetrische Wärmekapazität der Festsubstanz	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$
C_w	Volumetrische Wärmekapazität von Wasser	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$
c	Spezifische Wärmekapazität	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
D / d	Differenz	
Da	Darcy-Zahl	
d_p	Äquivalentdurchmesser	m
e	Dampfdruck	Pa
e_s	Sättigungsdampfdruck	Pa
g	Schwerebeschleunigung	m s^{-2}
Gr	Grasshof-Zahl	
H	Schichtmächtigkeit / Höhe	m
K	Klassenanzahl	
	Permeabilität	m^2
K^*	Kurzwellige Strahlungsbilanz	W m^{-2}
K_H	Turbulenter Austauschkoeffizient	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
$K\downarrow$	Kurzwellige Einstrahlung	W m^{-2}
$K\uparrow$	Reflektierte kurzwellige Einstrahlung (Kurzwellige Ausstrahlung)	W m^{-2}
k	Wärmeleitfähigkeit	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
	von Karmansche Konstante	0,41
k_f	Wärmeleitfähigkeit (Fluid)	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
k_m	Wärmeleitfähigkeit (Material)	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
k_s	Wärmeleitfähigkeit (Festsubstanz)	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
L^*	Langwellige Strahlungsbilanz	W m^{-2}
$L\downarrow$	Langwellige Einstrahlung (Gegenstrahlung)	W m^{-2}
$L\uparrow$	Langwellige Ausstrahlung	W m^{-2}
l	Länge	m
n	Anzahl Elemente	
	Porosität	
p	Luftdruck	Pa
p_0	Luftdruck im Referenzniveau	Pa
Pr	Prandtl-Zahl	
q	Wärmemenge / -fluss	W m^{-2}
Q^*	Strahlungsbilanz	W m^{-2}
Q_H	Fühlbarer Wärmefluss	W m^{-2}
Q_E	Latenter Wärmefluss	W m^{-2}

Q_G	Bodenwärmefluss	$W\ m^{-2}$
Q_M	Schmelzwärme	$W\ m^{-2}$
Q_{Fels}	(konduktiver) Wärmefluss durch Fels	$W\ m^{-2}$
Q_{lam}	(konduktiver) Wärmefluss durch die laminare Grenzschicht	$W\ m^{-2}$
Q_{turb}	(turbulenter) Wärmefluss im Fluid	$W\ m^{-2}$
r_R	Rangkorrelationskoeffizient	
R_L	Gaskonstante trockener Luft	$287\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
Ra	Rayleigh-Zahl	
Ra_c	Kritische Rayleigh-Zahl	
RH	Relative Luftfeuchte	%
S	Spezifische Oberfläche	$m^2\ m^{-3}$
S_r	Sättigungsgrad	
T	Temperatur	$^{\circ}C$
t	Zeit	
u	Horizontale Windgeschwindigkeit	$m\ s^{-1}$
u^*	Reibungsgeschwindigkeit	$m\ s^{-1}$
x_a	Volumenanteil der gasförmigen Bestandteile	
x_s	Volumenanteil der Festsubstanz	
x_w	Volumenanteil des Bodenwassers	
z / Z	Tiefe / Höhe	m
z_0	Rauigkeitsparameter	m

2. Griechische und sonstige Buchstaben

Symbol	Bedeutung	Einheit
α	Albedo	
β	Wärmeausdehnungskoeffizient	$1/T$
Δ	Differenz / Unterschied	
δ	Mächtigkeit der laminaren Grenzschicht	m
ε	Emissivität	
κ	Temperaturleitfähigkeit	$m^2\ s^{-1}$
κ'	Scheinbare Temperaturleitfähigkeit	$m^2\ s^{-1}$
μ	dynamische Viskosität	$m^2\ s^{-1}$
ν	kinematische Viskosität	$m^2\ s^{-1}$
ρ	Dichte	$kg\ m^{-3}$
∂	Differenz / Unterschied	

Verwendete Abkürzungen:

Abkürzung	Bedeutung
A/D	analog/digital
ARG	Automatic Rain Gauge
ATD	Apparent Thermal Diffusivity
BTS	Basistemperatur der hochwinterlichen Schneedecke
CNR	Coupled Net Radiometer
CSI	Campbell Scientific Instruments
DDF	Degree Days of Freezing
DDT	Degree Days of Thawing
DFÜ	Datenfernübertragung
DIN	Deutsche Industrienorm
EU	Europäische Union
GST	Ground Surface Temperature
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	infrared / infrarot
JLU	Justus Liebig Universität
MAAT	Mean Annual Air Temperature
MACST	Mean Annual Cover Surface Temperature
MAGST	Mean Annual Ground Surface Temperature
MAGT	Mean Annual Ground Temperature
NFP 31	Projekt des Schweizerischen Nationalfonds Nr. 31
NTC	Negative Temperature Coefficient
PACE	Permafrost and Climate in Europe
PT	Positive Temperature
S	Standort
SLF	Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung
SR	Sonic Ranging
TTOP	Temperature at the Top Of Permafrost
UTL	Universal Temperature Logger
Vol. %	Volumenprozent
VS	Vergleichsstandort
WMO	World Meteorological Organization
YSI	Yellow Springs Instruments
ZAA	Zero Annual Amplitude

1 Einleitung, Zielsetzung und Gliederung der Arbeit

Permafrost und Gletscher werden unter dem Begriff der Kryosphäre der Erde zusammengefasst, wenngleich Permafrost primär thermisch definiert wird. Ihre Entstehung ist eng an die klimatischen Verhältnisse eines Standorts gekoppelt. Während Veränderungen im Massenhaushalt und nachfolgend in der Ausdehnung von Gletschern der wissenschaftlichen Untersuchung vergleichsweise einfach zugänglich sind, ist die Erforschung entsprechender Reaktionen des Permafrosts mit deutlich größerem Aufwand verbunden. Spätestens seit der Prognose eines globalen Temperaturanstiegs von 1,4 - 5,8°C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts (IPCC¹ 2001)² und der nach wie vor anhaltenden Diskussion über den anthropogen verursachten Anteil an diesem Erwärmungsbetrag ist mit dem stark zunehmenden öffentlichen Interesse auch der Bedarf an wissenschaftlich abgesicherten Aussagen zum aktuellen Klimawandel gestiegen. Im Rahmen einer globalen Monitoring-Strategie (WMO³ 1997) werden daher sowohl Gletscher als auch Permafrost als wichtige Indikatoren zur Dokumentation der Geschwindigkeit und zur besseren Abschätzung möglicher Folgen der globalen Klimaerwärmung angesehen, zumal sich ihre Verbreitung mit den Regionen deckt, in denen die frühesten und im Ausmaß größten klimatischen Veränderungen erwartet werden.

Im Bereich der Permafrostforschung rückt neben den vergleichsweise lange untersuchten, großflächigen Vorkommen in subpolaren bis borealen Breiten in den letzten Jahrzehnten zunehmend auch die Permafrostverbreitung in den Hochgebirgen der mittleren Breiten in den Fokus des Interesses (vgl. Abb. 1.1). Aufgrund der hohen Reliefenergie und der damit verbundenen Dynamik geomorphologischer Prozesse spielt hierbei von Beginn an der Anwendungsbezug eine entscheidende Rolle. Vorkommen von Hochgebirgspermafrost sind in aller Regel mit der Ausbildung mehr oder weniger großer Mengen von Eis in den Hohlräumen des Untergrunds verbunden. Das allmähliche Ausschmelzen solcher Eiskörper als Reaktion auf eine Klimaerwärmung führt zu Veränderungen in der Stabilität der betroffenen Hänge und Felswände (u.a. HAEBERLI et al. 1997), wodurch sich die Disposition für die Auslösung von Fels- oder Bergstürzen sowie von Murgängen verändert. Insbesondere in den dicht besiedelten und intensiv genutzten Alpen sind daher genauere Kenntnisse der Permafrostverbreitung und der mit ihr zusammenhängenden geomorphologischen Prozessdynamik von zentraler Bedeutung.

¹ IPCC = Intergovernmental Panel on Climate Change

² In der 2007 erscheinenden Neuauflage des IPCC-Berichts wird diese Temperaturspanne voraussichtlich auf 2 - 4,5°C eingeeengt (Quelle: *SPIEGEL* online vom 26.05.2006)

³ WMO = World Meteorological Organization

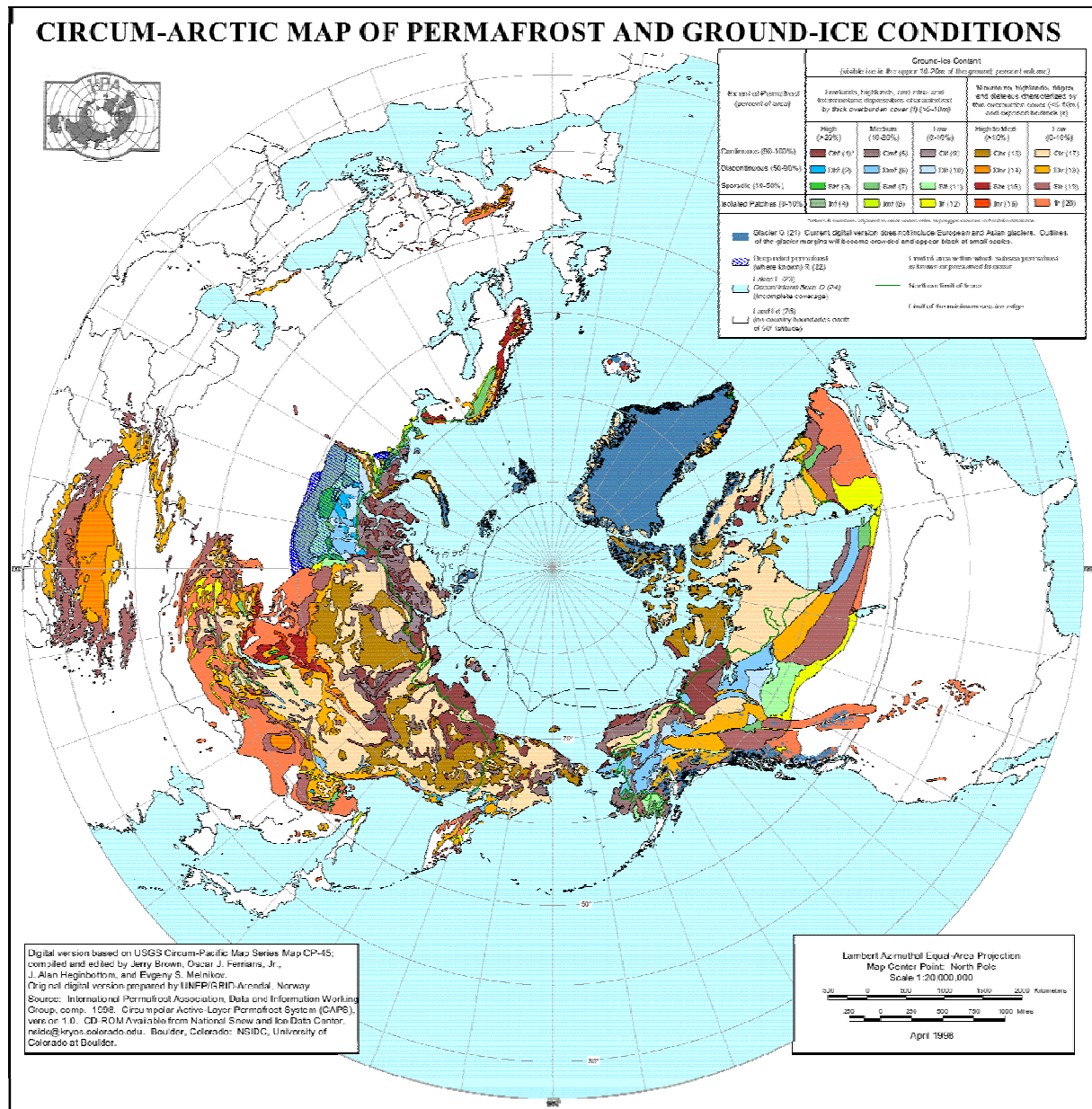


Abb. 1.1 Permafrostverbreitung auf der Nordhemisphäre (Quelle: BROWN et al. 1998)

Titel und Konzeption des von der Europäischen Union und der Schweiz finanzierten Forschungsprojekts PACE ("Permafrost and Climate in Europe – Climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazard", 1997-2000) orientierten sich eng an dieser Problemkonstellation. Das PACE-Projekt stellt einen Meilenstein in der Permafrostforschung dar, indem es auf europäischer Ebene einen intensiven wissenschaftlichen Austausch der im Bereich Permafrost tätigen Arbeitsgruppen institutionalisierte. Ein entscheidendes Ergebnis dieses Projekts war die Einrichtung eines Nord-Süd-Transektivs einheitlich instrumentierter Bohrlöcher an ausgewählten Gebirgsstandorten, das die Grundlage für ein Langfrist-monitoring von Permafrosttemperaturen in Europa legte (u.a. HARRIS et al. 2001a, HARRIS et al. 2003). Fort-

schritte wurden außerdem in den Bereichen der geophysikalischen Sondierung von Permafrostvorkommen (u.a. HAUCK et al. 2001, VONDER MÜHLL et al. 2001, HAUCK & VONDER MÜHLL 2003) sowie der numerischen Modellierung der Permafrostverbreitung (u.a. HOELZLE et al. 2001, GRUBER & HOELZLE 2001) erzielt. Mithilfe von Laborexperimenten wurden weiterhin neue Erkenntnisse zum geotechnischen Verhalten von Lockermaterial (u.a. HARRIS et al. 2001b) und anstehendem Fels (u.a. DAVIES et al. 2001) im Zuge der Permafrostdegradation gewonnen. Die Synthese dieser und weiterer Projektergebnisse ermöglichte die Erstellung eines Leitfadens zur Abschätzung möglicher bzw. veränderter Naturgefahrenpotenziale in Hochgebirgen als Folge einer Permafrostdegradation (HARRIS et al. 2001c).

Wichtige Resultate und Erkenntnisse aus dem *work package*¹ 4 (*Numerical modelling of permafrost distribution*) des PACE-Projekts bilden die Grundlage und den Ausgangspunkt der vorliegenden Arbeit: "The limitations of (...) 'lowland' concepts for mountain areas with warm discontinuous permafrost on slopes are obvious where rough topography leads to pronounced small-scale variability in microclimatological conditions and surface characteristics. Severe problems exist, especially where the active layer consists of coarse debris with intensive horizontal heat exchange (...). Detailed investigation of this topic constitutes one of the main challenges for the coming years" (HOELZLE et al. 2001, S. 59).

Der Energieaustausch zwischen grobblockigem Schutt und der Atmosphäre konnte in Energiebilanzmodellierungen, auf denen ein Teil der Permafrostverbreitungsmodelle beruht, bislang nicht zufriedenstellend abgebildet werden. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, einen Beitrag zum besseren Verständnis des komplexen Energiehaushalts in grobblockigem Substrat zu leisten. Präzisierungen dieser übergeordneten Zielsetzung folgen am Ende der Kapitel 2.3 und 2.7.

Das folgende Kapitel 2 behandelt theoretische Grundlagen und zentrale Begriffe dieser Arbeit und stellt das Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn sowie Resultate ähnlich ausgerichteter Untersuchungen vor. Kapitel 3 erläutert das methodische Konzept und gibt einen Überblick über technische Spezifikationen und die räumliche Positionierung der verwendeten Messinstrumente. Kapitel 4 dokumentiert ausführlich die Ergebnisse der durchgeführten Messungen und Berechnungen. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse zu den Charakteristika des Mikroklimas in grobblockigem Schutt werden in Kapitel 5 zusammengefasst. Kapitel 6 beinhaltet angewandte Aspekte im Kontext der behandelten Thematik. Das abschließende Kapitel 7 fasst zentrale Aussagen der Arbeit zusammen und schlägt Ansätze für weiterführende Arbeiten vor.

¹ Feststehende Begriffe aus der englischsprachigen Literatur werden im Folgenden *kursiv* ohne Anführungszeichen geschrieben

2 Theoretische Grundlagen

Zur eindeutigen Verwendung in den weiteren Kapiteln sollen im Folgenden einige Begriffe kurz erläutert werden. Der Begriff "oberflächennaher Untergrund" bezeichnet im Rahmen dieser Arbeit die obersten Bereiche des Untergrunds von der Bodenoberfläche bis in eine Tiefe, in der noch jahreszeitliche Temperaturschwankungen registriert werden können, also bis in etwa 10 bis max. 20 m. Temperaturveränderungen in diesem obersten Ausschnitt der Lithosphäre werden durch den "Bodenwärmefluss" verursacht. Der Bodenwärmefluss stellt – wie im folgenden Abschnitt erläutert – eine Komponente des von der Sonneneinstrahlung angetriebenen Energiehaushalts der Bodenoberfläche dar. Demgegenüber befindet sich die Antriebsquelle des "geothermischen Wärmeflusses" im Erdinneren. Weiterhin wird der Begriff Bodenwärmefluss als feststehender Begriff in der Klimatologie verwendet, unabhängig davon, ob es sich beim betrachteten Untergrundmaterial um anstehendes Festgestein, mineralisches Lockersediment oder tatsächlich um Boden im engeren Sinn handelt.

2.1 Die Energiebilanz an der Bodenoberfläche

An der Bodenoberfläche findet der Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund statt. Die von der Sonne ausgehende elektromagnetische Strahlung stellt – im globalen wie im mikroskaligen Maßstab – den weitaus größten Energieinput in das terrestrische Klimasystem dar. Die Erdoberfläche steuert als Ort des Strahlungsumsatzes den Wärmehaushalt sowohl in der bodennahen Atmosphäre als auch im oberflächennahen Untergrund. Die Strahlungsbilanz Q^* für jeden Ausschnitt der Erdoberfläche setzt sich tagsüber aus kurz- und langwelligen Anteilen des elektromagnetischen Spektrums zusammen und lautet

$$Q^* = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow. \quad (2.1)$$

Dabei steht $K \downarrow$ für die eingehende kurzwellige Strahlung, zusammengesetzt aus der direkten kurzwelligen und der in der Atmosphäre gestreuten kurzwelligen Einstrahlung. $K \uparrow$ bezeichnet die an der Bodenoberfläche reflektierte kurzwellige Strahlung, $L \downarrow$ steht für die von der Atmosphäre ausgehende langwellige Einstrahlung (Gegenstrahlung) und $L \uparrow$ setzt sich zusammen aus der an der Bodenoberfläche reflektierten sowie der von ihr ausgestrahlten langwelligen Strahlung.

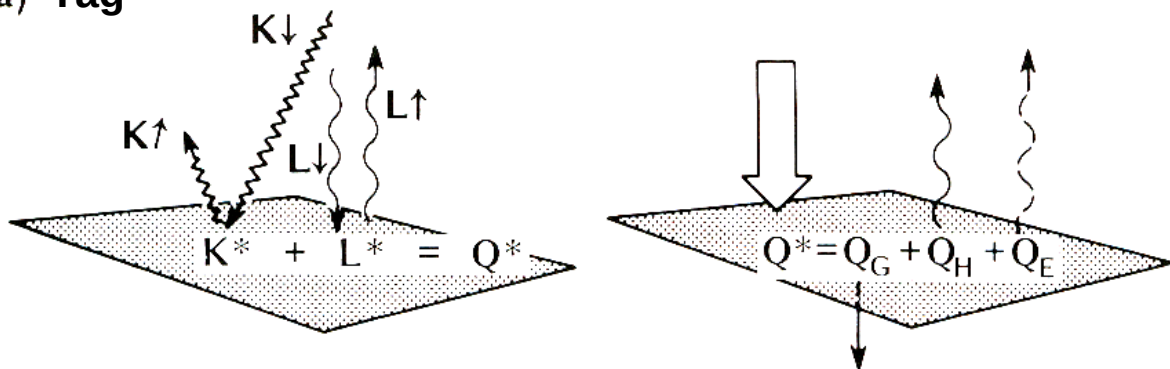
Bei Nacht reduziert sich der Strahlungsumsatz auf die langwellige Strahlungsbilanz:

$$Q^* = L \downarrow - L \uparrow. \quad (2.2)$$

Die Strahlungsbilanz ist gleichzeitig Eingangsgröße in die Energiebilanz der Bodenoberfläche, indem dort Überschüsse bzw. Defizite im Strahlungshaushalt durch Wärme-flüsse in vertikaler Richtung ausgeglichen werden (Abb. 2.1). Im Austausch mit der bodennahen Atmosphäre handelt es sich dabei um konvektive Flüsse fühlbarer (Q_H) und latenter Wärme (Q_E), während dem Boden durch Wärmeleitung Energie zugeführt oder entzogen wird (Q_G):

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G \quad (2.3)$$

(a) Tag



(b) Nacht

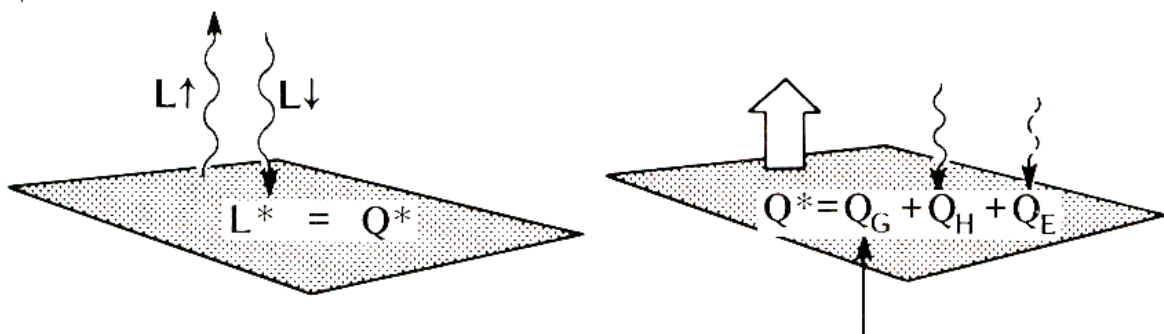


Abb. 2.1 Schematische Darstellung der Strahlungs- und Energieflüsse an einem "idealisierten Standort" (a) am Tag und (b) nachts (aus OKE 1987, verändert)

Die Bodenoberfläche fungiert also als Grenzfläche, an der im tages- bzw. jahresperiodischen Rhythmus der Überschuss bzw. das Defizit an Strahlungsenergie Q^* durch entsprechende Beträge an fühlbarem (Q_H), latentem (Q_E) und Bodenwärmefluss (Q_G) und ggf. durch Schmelzwärme (Q_M) kompensiert wird (OKE 1987). Solange das Klima und die Beschaffenheit der Bodenoberfläche unverändert bleiben, gleichen sich die Energieflüsse im Verlauf eines Jahres aus und die Jahresmitteltemperatur der Bodenoberfläche bleibt konstant.

$$Q^* \pm Q_H \pm Q_E \pm Q_G (\pm Q_M) = 0 \quad (2.4)$$

Die genaue Aufteilung der vom Strahlungshaushalt ausgelösten Wärme flüsse hängt von der Beschaffenheit der Bodenoberfläche sowie von den Wärmeleitungseigenschaften des oberflächennahen Untergrunds und der bodennahen Atmosphäre ab (OKE 1987). Sie ist somit sowohl von makroklimatischen als auch von mikroklimatischen Bedingungen abhängig. Dabei beziehen sich die makroklimatischen Einflüsse auf die Lage im globalen Strahlungshaushalt und die darauf zurückzuführenden großräumigen Zustände und Zustandsänderungen der Atmosphäre über einem Standort. Unter den mikroklimatischen Einflüssen werden alle standortspezifischen Eigenschaften der Bodenoberfläche und des oberflächennahen Untergrunds zusammengefasst.

Das Mikroklima eines Standorts wird von dessen Lage (Höhe, Neigung, Exposition) sowie von der Art (anstehender Fels, Boden, Wasser-, Eisflächen etc.) und Beschaffenheit (Albedo, Emissivität, Rauigkeit, Wassergehalt und -verfügbarkeit) der Bodenoberfläche bestimmt. Zusätzlich kann es durch die Einflüsse von Deckschichten (z.B. Vegetation, Schnee) modifiziert werden. Der direkte Energieaustausch zwischen Untergrund und Atmosphäre wird durch solche standortspezifischen Faktoren modifiziert und kompliziert. Die Modifikationen führen dazu, dass mittlere Jahresbodentemperaturen i.d.R. um mehrere °C von den Jahresmitteltemperaturen der Luft in der bodennahen Atmosphäre abweichen können (WILLIAMS & SMITH 1989). Richtung und Betrag dieser Temperaturabweichung hängen von der standorttypischen Kombination lokaler Einflussfaktoren ab und variieren in der Fläche mit den gegebenen Veränderungen in der Konstellation der Einflussfaktoren.

Das Zusammenwirken von makro- und mikroklimatischen Einflüssen resultiert in standortspezifischen Energieaustauschprozessen zwischen Untergrund und bodennaher Atmosphäre, was sich in einem standorttypischen Tages- bzw. Jahresgang der Bodenoberflächentemperatur äußert. Temperaturvariationen an der Bodenoberfläche sind also Ausdruck ihrer lokalen Energiebilanz. Mittel und Schwankungsbreite dieser

Variationen determinieren schließlich den Bodenwärmefluss als eine Komponente der lokalen Energiebilanz.

Die entscheidende Eigenschaft für die Umwandlung der überwiegend kurzwelligen solaren Einstrahlung in langwellige Wärmestrahlung und weitere Wärmeflüsse und damit für das thermische Verhalten von Bodenoberflächen ist deren Albedo α . Sie gibt an, welcher Anteil der kurzwelligen Einstrahlung von einer Oberfläche reflektiert wird und somit nicht zur Umwandlung in andere Energieformen zur Verfügung steht. Die Emissivität bezeichnet das Pendant zur Albedo im langwelligen Spektralbereich und gibt an, welchen Anteil der langwelligen Einstrahlung eine Oberfläche absorbiert und emittiert. Typische Werte natürlicher Oberflächen für beide Größen sind in Tab. 2.1 zusammengestellt.

Tab. 2.1 Albedo und Emissivität natürlicher Materialien (aus Oke 1987, verändert)

Oberflächentyp	Bemerkung	Albedo α	Emissivität ε
Böden	dunkel, nass hell, trocken	0,05 – 0,40	0,98 – 0,90
Wüste		0,20 – 0,45	0,84 – 0,91
Rasen	lang (1,0 m) kurz (0,02 m)	0,16 – 0,26	0,90 – 0,95
Tundra		0,18 – 0,25	0,90 – 0,99
Laubwald	unbelaubt belaubt	0,15 – 0,20	0,97 – 0,98
Nadelwald		0,05 – 0,15	0,97 – 0,99
Wasser	niedriger Sonnenstand hoher Sonnenstand	0,03 – 0,10 0,10 – 1,00	0,92 – 0,97 0,92 – 0,97
Schneedecke	gealtert frisch	0,40 – 0,95	0,82 – 0,99
Eis	Meereis Gletschereis	0,30 – 0,45 0,20 – 0,40	0,92 – 0,97

Den Werten in Tab. 2.1 ist zu entnehmen, dass die Albedo natürlicher Oberflächen beträchtlichen Schwankungen unterliegt. Insbesondere eine frische Schneedecke verändert die Strahlungs- und damit die Energiebilanz eines Standorts massiv. Die Werte der Emissivität schwanken dagegen in geringerem Umfang und erreichen in vielen Fällen annähernd den Maximalwert eines sog. "Schwarzen Körpers", der die auftreffende langwellige Strahlung vollständig absorbiert.

Abb. 2.2 fasst die in diesem Abschnitt gemachten Aussagen zum Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund zusammen.

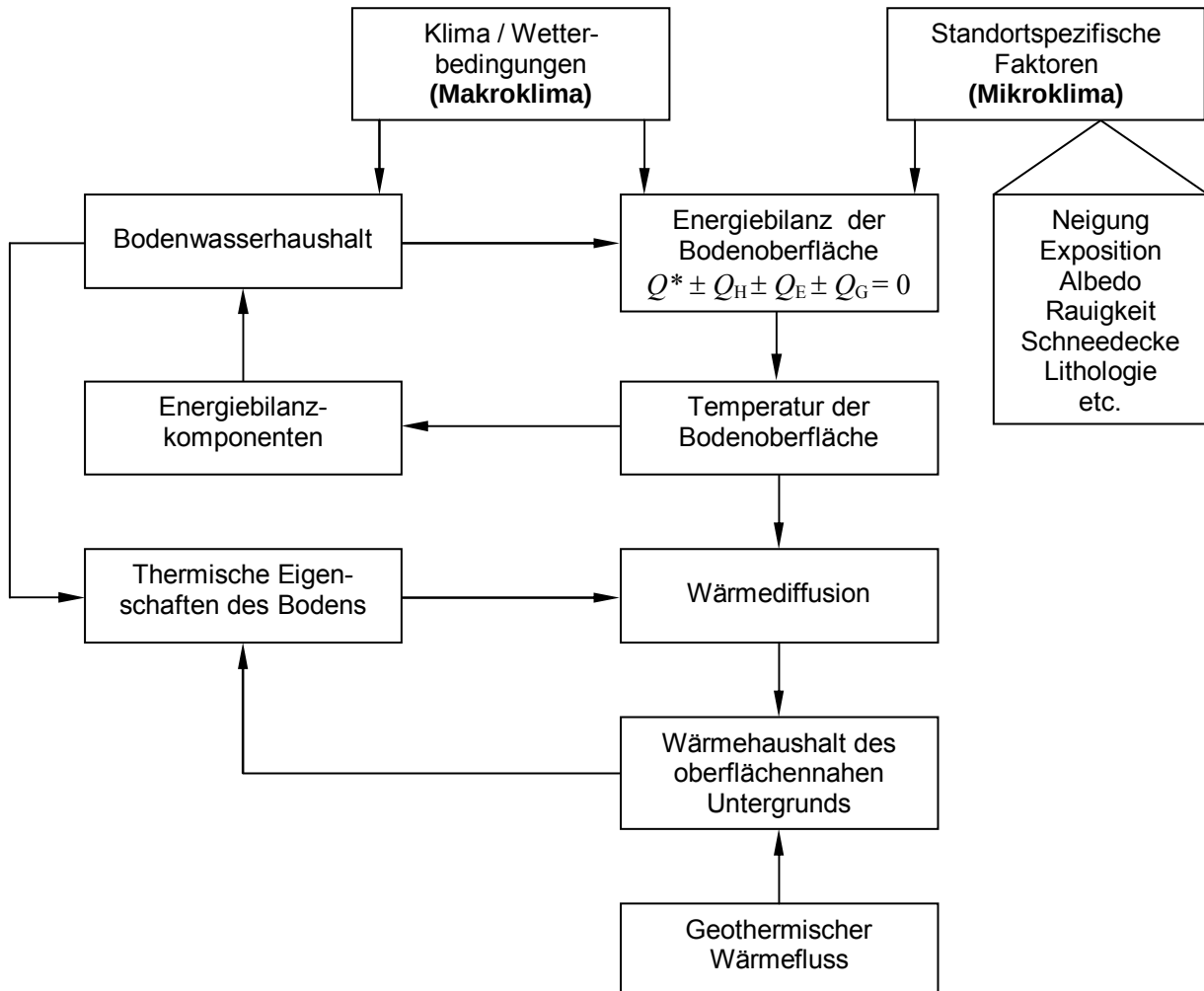


Abb. 2.2 Bestimmungsgrößen im Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund (aus WILLIAMS & SMITH 1989, verändert)

Dargestellte Komponenten, die das thermische Regime des Untergrunds betreffen, werden in den folgenden Abschnitten näher erläutert. Eine weiterführende Betrachtung der Interaktionen zwischen Makroklima, Mikroklima und Bodenwärmehaushalt unter Permafrostbedingungen folgt in Abschnitt 2.3.

2.2 Das thermische Regime des Untergrunds

Das thermische Regime des oberflächennahen Untergrunds wird grundsätzlich durch Wärmeflüsse aus zwei entgegengesetzten Richtungen gesteuert. Der geothermische Wärmefluss – erzeugt durch die kontinuierliche Energieabstrahlung beim radioaktiven Zerfall im Erdkern – bedingt eine mehr oder weniger konstante Zunahme der Temperatur mit der Tiefe um 3°C pro 100 m. Der damit verbundene Wärmefluss kann im Zeitrahmen dieser Arbeit als Konstante angesehen werden und beträgt im Mittel 65 mW m⁻² (LOWRIE 1997).

Der Bodenwärmefluss stellt dagegen eine Komponente der Energiebilanz der Bodenoberfläche dar. Der kontinuierliche Energieaustausch resultiert in tages- bzw. jahresperiodischen Schwankungen der Bodenoberflächentemperatur, die wiederum Richtung und Betrag des Bodenwärmeflusses bedingen. Mittlere Beträge des Bodenwärmeflusses übertreffen den geothermischen Wärmefluss um etwa das 6.000fache (WASHBURN 1979). Das thermische Regime des oberflächennahen Untergrunds wird somit fast ausschließlich von der Energiebilanz an der Bodenoberfläche determiniert und ist eng an die klimatischen Verhältnisse eines Standorts gekoppelt.

2.2.1 Bestimmungsgrößen des Bodenwärmeflusses

Zur Quantifizierung des Wärmeumsatzes und -transports im oberflächennahen Untergrund werden die Größen Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität und Temperaturleitfähigkeit herangezogen.

Mit dem Begriff der Wärmeleitfähigkeit k wird der Wärmebetrag q bezeichnet, der bei einem Temperaturgradienten von 1°C m⁻¹ (in Richtung des Wärmeflusses) in einer Zeiteinheit eine Querschnittsfläche A des Materials (Bodens) passiert:

$$k = \frac{q}{A(T_2 - T_1)/l} \quad (2.5)$$

Dabei fällt die Temperatur von T_2 nach T_1 über die Entfernung l des betrachteten Elements. Im Boden handelt es sich immer um Mittelwerte der Wärmeleitfähigkeit zwischen zwei Abschnitten mit bestimmter Entfernung voneinander. Die aktuelle Wärmeleitfähigkeit variiert zwischen diesen beiden Abschnitten aufgrund von Veränderungen in der Bodenzusammensetzung (Art der Festsubstanz, Porosität, Bodenfeuchte) und der Temperatur.

Der Begriff der spezifischen Wärmekapazität c beschreibt die benötigte Wärmeenergie, um die Temperatur einer Einheit eines (Boden)volumens um 1°C zu erhöhen. Die volumetrische Wärmekapazität C ist das Produkt aus Dichte ρ und spezifischer Wärmekapazität c des Materials:

$$C = \rho c \quad (2.6)$$

Bei einer Temperaturveränderung um den Betrag dT verändert sich der Wärmehalt eines Einheitsvolumens einer Substanz um CdT .

Im Fall von Boden gilt: $C = x_s C_s + x_w C_w + x_a C_a$

mit $x_{s/w/a}$ = Volumenanteile der festen, flüssigen und gasförmigen Bestandteile
und $C_{s/w/a}$ = Volumetrische Wärmekapazitäten der festen, flüssigen und gasförmigen Bestandteile (FAROUKI 1986).

Schließlich bezeichnet der Begriff der Temperaturleitfähigkeit κ das Verhältnis von Wärmeleitfähigkeit und volumetrischer Wärmekapazität eines Materials:

$$\kappa = k/C \quad (2.7)$$

Diese Größe beschreibt die Fähigkeit des Untergrundmaterials, thermische Impulse zu verbreiten und kann als ein Maß für die Zeit angesehen werden, die Temperaturveränderungen benötigen, um sich im Boden fortzupflanzen. Sie ist Steuerungsfaktor des Wärmeflusses bei kontinuierlich schwankenden Temperaturen, wie sie aufgrund ständiger Variationen der Bodenoberflächentemperatur im oberflächennahen Untergrund gegeben sind.

2.2.2 Mechanismen des Bodenwärmeflusses

Der Transfer thermischer Energie im oberflächennahen Untergrund hängt entscheidend von der Zusammensetzung, der räumlichen Anordnung und den thermischen Eigenschaften der Festsubstanz ab. Unmittelbar damit verknüpft ist der Volumenanteil und die räumliche Anordnung des Porenraums. Die Zusammensetzung und die thermischen Eigenschaften der Fluide (Wasser, Wasserdampf, Luft) bzw. Feststoffe (Eis) im Porenraum haben ebenfalls großen Einfluss auf den Wärmetransfer im Boden.

In Abhängigkeit von der Zusammensetzung, Struktur und den Temperaturverhältnissen des Bodens sind folgende Mechanismen am Bodenwärmefluss beteiligt (FAROUKI 1986):

- Konduktion: Wärmeleitung auf molekularer Ebene
- Konvektion: Wärmetransport im Zusammenhang mit turbulenten Durchmischungsvorgängen in der Fluidphase (Porenraum)
- Strahlung: Wärmetransfer durch elektromagnetische Strahlung

Weiterhin spielen Phasenübergänge im Bodenwasser und der damit verbundene Verbrauch bzw. die Freisetzung latenter Wärme eine wichtige Rolle.

2.2.2.1 Konduktion

Wärmeleitung kommt in allen Bodenbestandteilen (fest, flüssig, gasförmig) vor. In Fluiden beruht sie auf der Weitergabe kinetischer Energie beim Zusammenstoß freibeweglicher Moleküle, während in Festkörpern die im Kristallgitter gebundenen Atome in Schwingungen versetzt werden. Aus einem Verhältnis von 350:1 zwischen Bodenbestandteilen mit der höchsten (Quarz) und niedrigsten (Luft) Wärmeleitfähigkeit wird ersichtlich, dass die Volumenanteile der einzelnen Bestandteile großen Einfluss auf die effektive Wärmeleitfähigkeit haben. Diese ist weiterhin abhängig von der Struktur und Anordnung der festen Bestandteile, v.a. von Anzahl und Art der Kontaktstellen zwischen diesen, da Wärmeleitung – insbesondere in trockenen Böden – hauptsächlich an Kontaktflächen und -stellen der Festsubstanz stattfindet (FAROUKI 1986, SPECK 1994).

Betrachtet man den Untergrund als homogenes Medium, in dem Wärme nur durch Wärmeleitung in vertikaler Richtung fließt, kann der Bodenwärmefluss durch Konduktion Q_G angegeben werden mit

$$Q_G = -k(dT/dz), \quad (2.8)$$

wobei mit k die Wärmeleitfähigkeit bezeichnet wird und (dT/dz) den Temperaturgradienten in der Schicht angibt. Bleiben die Temperaturen an der Ober- und Untergrenze des betrachteten Ausschnitts konstant, so resultiert der konstante Temperaturgradient in einem linearen Temperaturprofil mit der Tiefe. In der Mikroklimatologie ist eine Temperaturkonstanz – unter der Voraussetzung eines konstanten geothermischen Wärmeflusses – nur für die Untergrenze des oberflächennahen Untergrunds gegeben und diese auch nur, solange keine Klimaveränderung stattfindet. Die Bodenoberfläche als Obergrenze des betrachteten Vertikalprofils unterliegt dagegen jahreszyklischen Temperaturschwankungen, die zusätzlich von tagesperiodischen

und vom aktuellen Wettergeschehen bestimmten kurzfristigen Variationen überlagert sind. Unter diesen Bedingungen wird der Bodenwärmefluss durch die Wärmediffusionsgleichung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2.9)$$

beschrieben. Die an der Bodenoberfläche auftretenden Temperaturschwankungen dringen unter Abschwächung der Amplitude und mit Zeitverzögerung (Phasenverschiebung) in den Boden ein. Dabei vollzieht sich die Temperaturveränderung mit der Zeit ($\partial T / \partial t$) am schnellsten in der Tiefe, in der die Krümmung des vertikalen Temperaturprofils ($\partial^2 T / \partial z^2$) am größten ist. Das Ausmaß der Amplitudenabschwächung und Phasenverschiebung hängt von der Temperaturleitfähigkeit κ des Untergrundmaterials ab, die sich umgekehrt aus beiden Größen ermitteln lässt (u.a. WILLIAMS & SMITH 1989, vgl. auch Abschnitt 4.4.4.3).

2.2.2.2 Konvektion

Der Wärmetransport durch Konvektion beruht auf turbulenten Durchmischungsvorgängen, die auch in der Fluidphase poröser Materialien auftreten können. Der Wärmeaustausch ist hierbei an Massenfluss gekoppelt. Eine umfassende Zusammenstellung des aktuellen Wissensstands zu dieser Thematik geben z.B. NIELD & BEJAN (1999). Grundsätzlich wird zwischen freier und erzwungener Konvektion unterschieden.

Freie Konvektion wird hervorgerufen durch Dichteunterschiede in Fluiden, die von Temperaturgradienten erzeugt werden. Eine Erwärmung an der Untergrenze bzw. Abkühlung an der Obergrenze des betrachteten Ausschnitts destabilisiert die vorhandene, temperaturabhängige Schichtung im Fluid und setzt eine turbulente Fließbewegung in Gang, die ein System von Ausgleichsströmungen in Form von Turbulenzelementen, sog. *eddies*, erzeugt. Die Wärmeleitfähigkeit eines Fluids wird in diesem Fall durch turbulente Diffusion gesteigert.

Eine ausreichend starke Wärmequelle an der Untergrenze des oberflächennahen Untergrunds ist nur in Verbindung mit vulkanischer Aktivität denkbar. Dagegen kommt es im Tages- bzw. Jahresgang regelmäßig zu Phasen starker Abnahmen der Oberflächentemperatur, die freie Konvektion zur Folge haben können (KANE et al. 2001). Eine Ermittlung des daraus resultierenden Potenzials für freie Konvektion unter den im Ritigraben-Blockfeld gemessenen Temperaturverhältnissen wird in Abschnitt 4.4.3 vorgenommen.

Von erzwungener Konvektion spricht man, wenn Luft- oder Wasserströmungen aufgrund von Druckgradienten gezwungen werden, durch das Porensystem eines Materials zu fließen. Synonym kann hierfür der Begriff "Advektion" verwendet werden. Solche Druckgradienten können in porösem Material nahe der Oberfläche durch Windwirkung erzeugt werden. Auch der Grundwasserfluss ist ein Beispiel für Advektion, in diesem Fall von Bodenwasser.

2.2.2.3 Strahlung

Wärmetransfer durch Strahlung in Form von elektromagnetischen Wellen ist im Porenraum des oberflächennahen Untergrunds möglich. Dabei ist der Wärmefluss, der von einem Festkörper ausgeht, proportional zur vierten Potenz seiner Oberflächentemperatur. Somit steigt der Anteil der Strahlung an der effektiven Wärmeleitfähigkeit eines porösen Materials mit der Zunahme des Porenraums und der Temperatur. Bei einer mittleren Korngröße von 2 cm und normalen atmosphärischen Temperaturen gibt JOHANSEN (1975) einen maximalen Anteil der Strahlung von 10% an der effektiven Wärmeleitfähigkeit dieses Substrats an.

Der Einfluss von Latente-Wärme-Effekten im Zusammenhang mit Phasenübergängen im Bodenwasser wird in Abschnitt 2.3.3.1 behandelt.

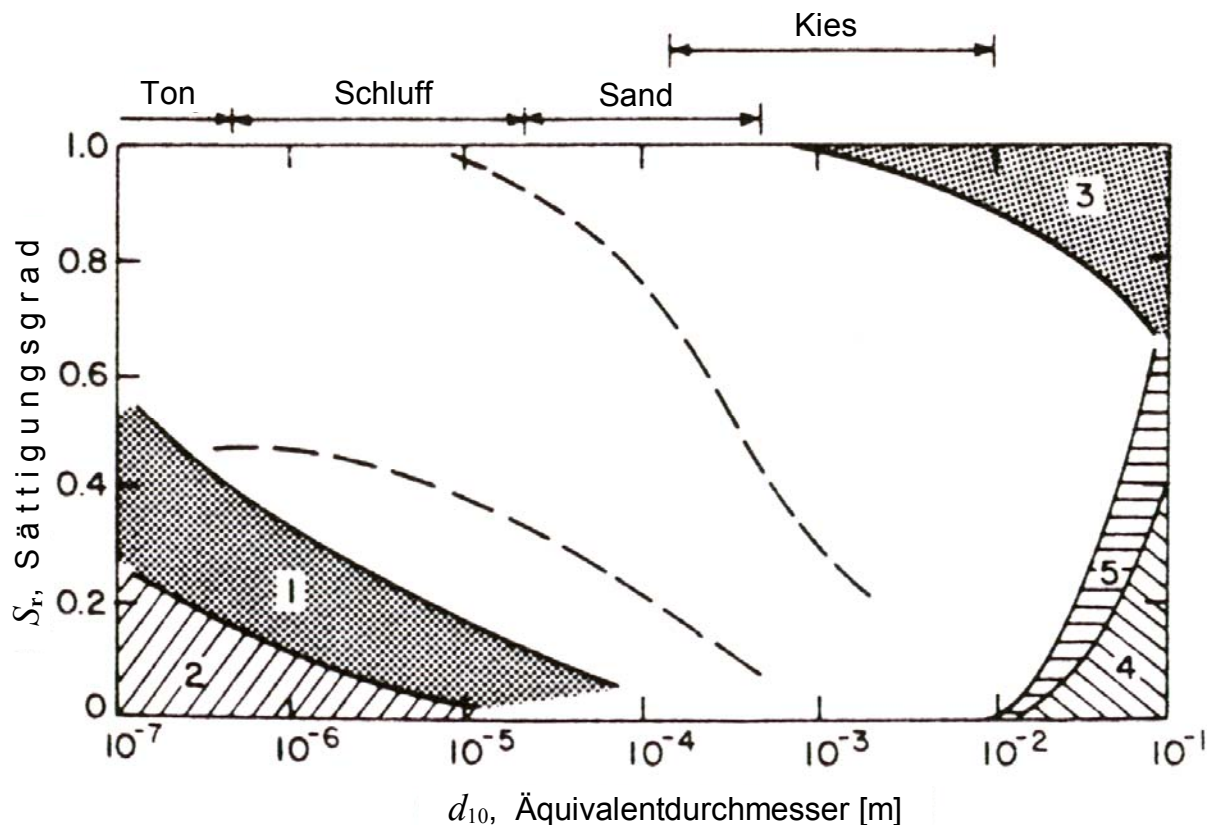


Abb. 2.3 Wärmetransfermechanismen im Boden in Abhängigkeit von der Wassersättigung und dem Äquivalentdurchmesser des Substrates; 1 = Thermisch bedingte Umverteilung von Feuchtigkeit, 2 = Diffusion von Wasserdampf aufgrund von Feuchtegradienten, 3 = Freie Konvektion in Wasser, 4 = Freie Konvektion in Luft, 5 = Wärmestrahlung (aus JOHANSEN 1975, verändert)

Abb. 2.3 ist der Arbeit von JOHANSEN (1975) entnommen und gibt einen abschließenden Überblick über die Beteiligung der verschiedenen Wärmetransportmechanismen in Abhängigkeit von der Wassersättigung und der durchschnittlichen Korngröße des Materials (Äquivalentdurchmesser d_{10}). Die gestrichelten Linien geben die unter Feldbedingungen erwarteten Grenzen der Wassersättigung an.

Die nicht näher bezeichnete weiße Fläche im Zentrum der Abbildung repräsentiert dabei Bedingungen, unter denen Konduktion vorherrscht. Sie ist somit der bei weitem dominierende Wärmetransportmechanismus in feinkörnigen Substraten. In grobkörnigem Material mit mittleren Durchmessern im Zentimeterbereich und darüber spielen hingegen freie Konvektion und Strahlung eine zunehmend wichtige Rolle.

2.3 Permafrost und Klima

2.3.1 Entstehung und Erhaltung von Permafrost

Solange die Bodenoberfläche im Jahresverlauf nicht durch eine nennenswerte Schneedecke geschützt wird und sich die Wärmeleitungseigenschaften des Untergrunds jahreszeitlich nicht ändern, entspricht die Bodentemperatur in einer Tiefe, die nicht mehr von jahreszeitlichen Schwankungen der Oberflächentemperatur beeinflusst wird, annähernd der Jahresmitteltemperatur der Luft. Kühlt sich das Klima am Standort ab, folgt die Bodentemperatur dieser Abkühlung mit einer gewissen Verzögerung. Negative Oberflächentemperaturen während der kalten Jahreszeit kühlen die obersten Bodenschichten aus. Dieser sog. "Winterfrost" taut im darauffolgenden Sommer jedoch wieder vollständig auf. Bei weiter fortschreitender Abkühlung übertrifft schließlich der winterliche Energieverlust den Wärmeeintrag während des Sommers. Übersteigt die Eindringtiefe des Winterfrosts diejenige der darauffolgenden sommerlichen Erwärmung, überdauert also der unterste Teil des Winterfrosts den darauffolgenden Sommer bei Temperaturen von unter 0°C, so entsteht ein geringmächtiger Permafrostkörper. Bei anhaltend kaltklimatischen Bedingungen (Jahresmitteltemperatur der Bodenoberfläche unter 0°C) wächst dieser Permafrostkörper in die Tiefe, es kommt zur sog. Permafrostaggradation.

2.3.2 Permafrostterminologie

Mit dem Begriff "Permafrost" wird Untergrundmaterial bezeichnet, das über einen Zeitraum von mindestens zwei Jahren – exakter zwei Wintern und einem dazwischen liegenden Sommer – Temperaturen von unter 0°C aufweist (KING 1984). Gemäß dieser Definition ist zunächst nur das thermische Phänomen entscheidend. Das Gefrieren des im Untergrund ggf. vorhandenen Wassers, also die Existenz von Eis im Boden, resultiert aus der Anwesenheit von Permafrost und ist kein Definitionskriterium per se.

Ein Permafrostkörper besteht somit aus ganzjährig gefrorenem Untergrundmaterial, das nur jahreszeitlich in den obersten Bereichen aufgrund der sommerlichen Erwärmung der Bodenoberfläche über 0°C auftaut. Je nach Ausmaß des sommerlichen Wärmeeintrags beträgt die Mächtigkeit dieser Auftauschicht wenige Dezimeter bis einige Meter. Friert die Auftauschicht im darauffolgenden Winter wieder komplett durch, so spricht man von aktivem Permafrost. Ist dagegen die winterliche Abkühlung nicht stark genug, um die Auftauschicht vollständig durchzufrieren, dann entsteht zwischen dem oberflächennahen Winterfrost und dem eigentlichen Permafrostkörper eine Schicht aus ungefrorenem Material, die als "Talik" bezeichnet wird. In

diesem Stadium handelt es sich um inaktiven Permafrost. Von reliktischem Permafrost spricht man, wenn ein Permafrostkörper aufgrund einer Klimaerwärmung nicht mehr mit der Energiebilanz an der Bodenoberfläche in Einklang steht und allmählich auftaut (Permafrostdegradation).

Die Energiebilanz an der Bodenoberfläche entscheidet neben der grundsätzlichen Existenz von Permafrost auch über die temporäre Lage der Obergrenze des Permafrostkörpers. Dieses Niveau wird als Permafrostspiegel bezeichnet und fällt im Winter – im Fall von aktivem Permafrost – mit der Bodenoberfläche, im Sommer mit der Untergrenze der Auftauschicht zusammen (vgl. Abb. 2.4). Am Permafrostspiegel beträgt die Maximaltemperatur im Jahresverlauf 0°C . Dies trifft auch für die Untergrenze eines Permafrostkörpers, die sog. Permafrostbasis zu. Sie befindet sich in der Tiefe, in welcher der Bodenwärmefluss nicht mehr ausreicht, die aus dem geothermischen Wärmefluss resultierende Erwärmung des Untergrunds über 0°C zu kompensieren.

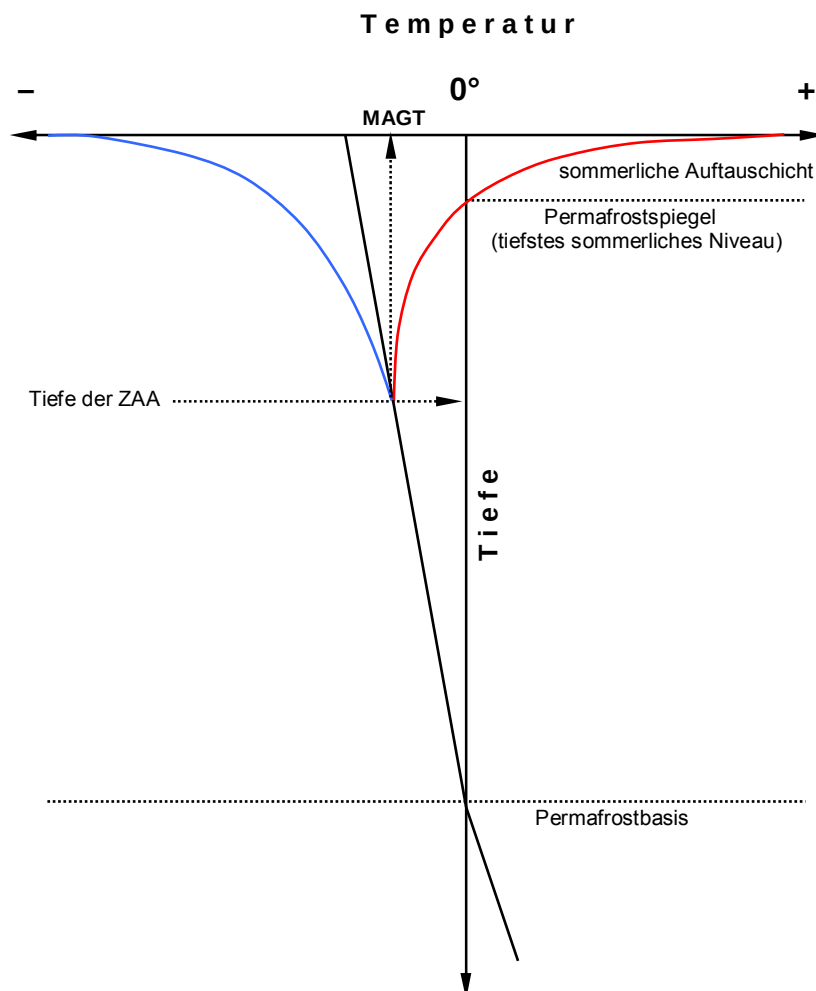


Abb. 2.4 Permafrostterminologie in Form eines schematischen Tiefen-Temperatur-Profiles (aus KING 1984, verändert)

Das Niveau, in dem die Jahresschwankung der Temperatur die Auflösung der Messgeräte unterschreitet (zur Zeit i.d.R. bei $0,1^{\circ}\text{C}$ angesetzt), wird als Tiefe der thermischen Nullamplitude (= *zero annual amplitude*, ZAA) bezeichnet. Sie befindet sich – in Abhängigkeit von den Wärmeleitungseigenschaften des Untergrundmaterials – in einer Tiefe von 10 bis maximal 20 m. Die Jahresmitteltemperatur in dieser Tiefe wird zugleich als Jahresmitteltemperatur des Bodens (*mean annual ground temperature*, MAGT) angegeben, bei Anwesenheit von Permafrost als mittlere Permafrosttemperatur (KING 1984).

Hinsichtlich der flächenhaften Ausdehnung unterscheidet man kontinuierliche, diskontinuierliche und sporadische Permafrostverbreitung sowie isolierte kleinflächige Permafrostvorkommen (BROWN et al. 1998). Kontinuierlicher Permafrost unterliegt 90-100% der Fläche des entsprechenden Landschaftsausschnitts. Allenfalls im Bereich größerer Ströme oder Seen, die im Winter nicht vollständig durchfrieren, kann der Boden auch in größeren Tiefen lokal positive Temperaturen aufweisen. In der Zone des diskontinuierlichen Dauerfrostbodens steigt der Flächenanteil solcher ungefrorenen Gebiete von 10 auf bis zu 50%. Sporadische Permafrostvorkommen nehmen noch 10-50% der Gebietsfläche ein. Isolierte kleinflächige Vorkommen verdanken ihre Existenz einer besonders günstigen Kombination lokaler Einflussfaktoren. Sie unterliegen maximal 10% eines Gebietes und leiten über in permafrostfreie Regionen.

2.3.3 Bodenwärmehaushalt von Permafrostgebieten

GOLD & LACHENBRUCH (1973) fassen einfache Beschreibungen der Wärmetransferprozesse im Untergrund im Zusammenhang mit Permafrost zusammen. Danach setzt sich das thermische Regime aus vier Komponenten zusammen, die weitgehend getrennt voneinander behandelt werden können:

1. Der gleichförmige eindimensionale Wärmefluss aus dem Erdinneren,
2. die periodischen jahreszeitlichen Schwankungen der Oberflächentemperatur,
3. langfristige Schwankungen der Oberflächentemperatur (Klimawandel) und
4. laterale Unterschiede in der Oberflächentemperatur, hervorgerufen durch Topographieeffekte und Variationen in der Beschaffenheit der Bodenoberfläche.

Dabei bestimmt der konstante Wärmefluss aus dem Erdinneren die Lage der Permafrostbasis, während die periodischen Variationen der Oberflächentemperatur für die jahreszeitliche Lage der Permafrostobergrenze beziehungsweise die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht verantwortlich sind. Wie oben dargelegt, sind im Bereich des oberflächennahen Untergrunds fast ausschließlich diese jahreszeitlichen Variationen der Oberflächentemperatur ausschlaggebend.

2.3.3.1 Latente-Wärme-Effekte im Zusammenhang mit Phasenübergängen im Bodenwasser

Wichtigste Besonderheit im thermischen Regime von Permafrostgebieten ist der mindestens zweimalige 0°C-Durchgang der Bodentemperaturen beim fröhsommerlichen Auftauen und herbstlichen Gefrieren der sommerlichen Auftauschicht. In Abhängigkeit von den standortklimatischen Bedingungen betrifft dies die obersten Dezimeter bis Meter des oberflächennahen Untergrunds. Je nach Wassergehalt ist mit jedem Auftau- bzw. Gefriervorgang der Umsatz mehr oder weniger großer Mengen latenter Wärme verbunden. Zum fröhsommerlichen Phasenübergang von Eis zu Wasser ist (bei 0°C) ein Betrag von 0,334 MJ pro kg Bodenwasser nötig (OKE 1987). Diese Energiemenge wird als latente Schmelzwärme bezeichnet. Beim Gefriervorgang im Herbst wird dieser Energiebetrag wieder frei und verhindert während des Gefrierprozesses ein Absinken der Bodentemperatur. Der Verbrauch bzw. das Freiwerden latenter Schmelzwärme führt in beiden Perioden dazu, dass die Bodentemperaturen bei 0°C verharren. Sie werden deshalb als *zero curtain*-Phasen (vgl. u.a. OUTCALT et al. 1990) bezeichnet. Der durch Latente-Wärme-Effekte verbrauchte bzw. freiwerdende Energiebetrag wird der spezifischen Wärme des Bodenmaterials zugerechnet und als scheinbare spezifische Wärme bezeichnet.

Da die festen Bodenpartikel eine Anziehungskraft (das sog. Matrixpotenzial) auf das Bodenwasser ausüben, die mit abnehmender Korngröße zunimmt, vollzieht sich der Phasenübergang von Wasser zu Eis nicht schlagartig bei exakt 0°C sondern in einem Bereich zwischen 0 und ca. -1,5°C. Je feinkörniger das Substrat, desto tiefere Temperaturen sind nötig, damit das Bodenwasser vollständig gefriert. In tonhaltigem Material ist dies erst bei einigen °C unter 0 der Fall (WILLIAMS & SMITH 1989).

2.3.3.2 Die besondere Bedeutung des Mikroklimas für den Bodenwärmehaushalt in Permafrostgebieten

In Abschnitt 2.1 wurde die Energiebilanz der Bodenoberfläche als Steuergröße des Bodenwärmeflusses und damit entscheidende Determinante im thermischen Regime des oberflächennahen Untergrunds vorgestellt. Lokale Standortfaktoren können dabei durch die Erzeugung eines charakteristischen Mikroklimas eine Differenz von mehreren °C zwischen der Jahresmitteltemperatur der Luft und derjenigen des oberflächennahen Untergrunds verursachen. Insbesondere in Gebieten mit diskontinuierlicher oder sporadischer Permafrostverbreitung, wo die mittleren Bodentemperaturen nur wenige °C um 0 betragen, entscheidet i.d.R. das standortspezifische Mikroklima über die An- bzw. Abwesenheit von Permafrost.

LUTHIN & GUYMON (1974) bezeichnen die für die Ausprägung des standortspezifischen Mikroklimas relevante Zone als Pufferschicht, die in den Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund eingeschaltet ist (Abb. 2.5). Im Rahmen ihrer Untersuchungen in Zentral-Alaska bestand diese Pufferschicht aus dem Vegetationsbestand, der (saisonalen) Schneedecke und einer dem Mineralboden aufliegenden Schicht aus organischem Material.

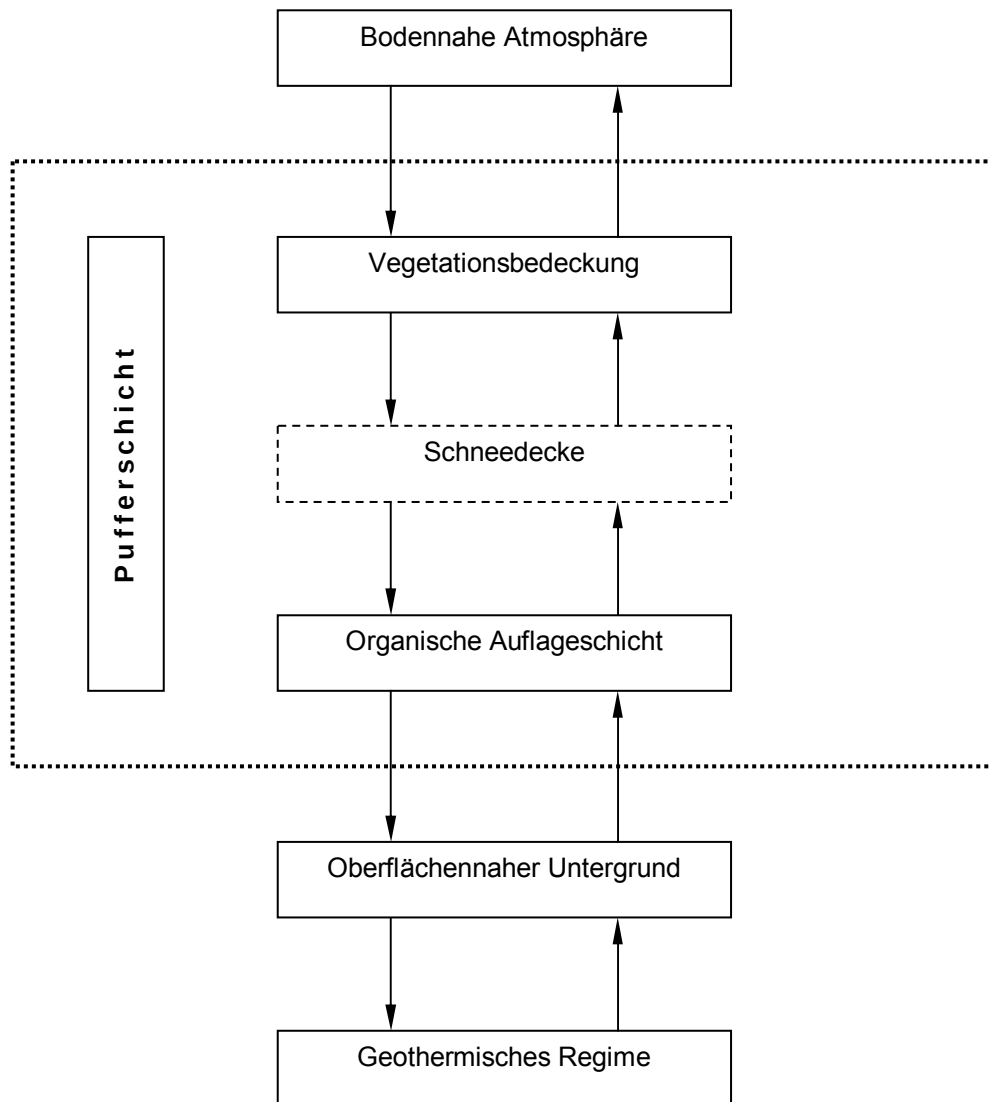


Abb. 2.5 Die Stellung der standorttypischen Pufferschicht im Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund (aus LUTHIN & GUYMON 1974, verändert)

Die Vegetation beeinflusst die Energiebilanz der Bodenoberfläche einerseits durch Abschattung, in noch stärkerem Ausmaß jedoch durch ihren Einfluss auf Mächtigkeit und Andauer der winterlichen Schneebedeckung (SMITH 1975, ROUSE 1984). Außerdem beeinflusst sie indirekt über den Bodenwasserhaushalt die oberflächennahen Bodentemperaturen. Aufgrund des hohen Luftanteils und der dadurch bedingten geringen Wärmeleitfähigkeit bewirkt eine trockene Auflageschicht aus organischem Material (Moos und Vegetationsrückstände) eine Verminderung des sommerlichen Energieeintrags in den Untergrund (u.a. NELSON et al. 1985, HINKEL et al. 1993, WILLIAMS & BURN 1996).

Die größte Veränderung im Energieaustausch geht von der winterlichen Schneedecke aus. Bei ausreichender Mächtigkeit koppelt die Schneedecke aufgrund ihrer extrem geringen Wärmeleitfähigkeit den Untergrund komplett von atmosphärischen Temperaturschwankungen ab und unterbindet dadurch den Wärmeverlust aus dem Boden in die kältere Atmosphäre. Somit können bei identischen Jahresmitteltemperaturen der bodennahen Atmosphäre Schwankungen in der Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke Unterschiede im Jahresmittel der Bodentemperatur von mehreren °C bewirken (GOODRICH 1982). In zahlreichen Lokalstudien bestimmte die Mächtigkeit der Schneedecke das Muster der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung (u.a. NICHOLSON & GRANBERG 1973, SMITH 1975). Die Anwesenheit einer nennenswerten winterlichen Schneedecke führt also zu einer Erhöhung der mittleren Bodentemperaturen. Der gegenteilige Effekt kann an Standorten eintreten, wo aufgrund der Topographie überdurchschnittlich viel Schnee akkumuliert wird (z.B. extreme Leelagen, Auslaufzonen von Lawinenzügen). Je später solche Standorte ausapern, desto länger wird die frühsummerliche Erwärmung der Bodenoberfläche und des Bodens unterbunden.

Schließlich beeinflussen auch sommerliche Schneefälle die Energiebilanz. Sie führen zu einer Unterbrechung des sommerlichen Wärmeeintrags in den Boden, indem – i.d.R. kurzzeitig – die Albedo der Oberfläche stark ansteigt und anschließend die Strahlungsenergie beim Schmelzen des Schnees verbraucht wird.

Geringmächtige Schneeeauflagen, verursacht von ersten herbstlichen Schneefällen, können vor dem endgültigen Einschneien die herbstliche Auskühlung des Bodens verstärken. KELLER (1994) hat diese Prozesse erstmals beschrieben und für die thermischen Auswirkungen auf den oberflächennahen Untergrund den Begriff "Herbstschneeeffekt" vorgeschlagen.

2.3.3.3 Beschreibung der Zusammenhänge von Klima, Mikroklima und Bodenwärmefluss im TTOP-Modell

Das Permafrost-Temperatur-Modell (TTOP-Modell, vgl. SMITH & RISEBOROUGH 1996, HENRY & SMITH 2001, SMITH & RISEBOROUGH 2002) liefert eine allgemeine und übertragbare Formulierung der Beziehung zwischen Klima und Permafrost, indem Bodentemperaturen am Permafrostspiegel unter Berücksichtigung der modifizierenden Effekte des lokalen Mikroklimas mit dem jährlichen Regime der Lufttemperaturen in der bodennahen Atmosphäre verknüpft werden. Im TTOP-Modell wird die Klima-Permafrost-Beziehung durch die Jahresmitteltemperaturen in den Niveaus bodennahe Atmosphäre (MAAT, *mean annual air temperature*), Bodenoberfläche (MAGST, *mean annual ground surface temperature*) und Permafrostspiegel (TTOP, *temperature at the top of permafrost*) ausgedrückt (Abb. 2.6).

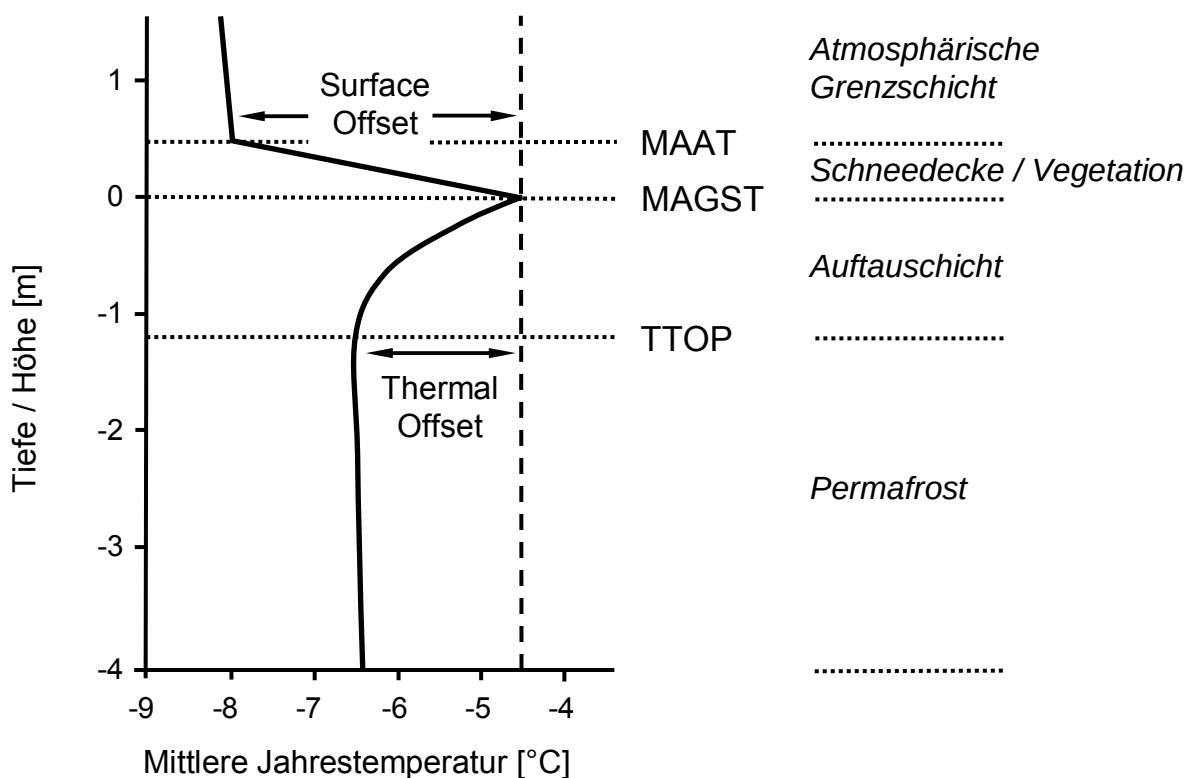


Abb. 2.6 Beziehung zwischen Luft- und Permafrosttemperatur als schematisches Profil der Jahresmitteltemperatur durch bodennahe Atmosphäre und oberflächennahen Untergrund (aus SMITH & RISEBOROUGH 2002, verändert)

Dabei werden Abweichungen zwischen MAAT und MAGST als *surface offset*, diejenigen zwischen MAGST und TTOP als *thermal offset* bezeichnet. Der *surface offset* beruht auf den mikroklimatischen Effekten der standortspezifischen Pufferschicht und wird im Modell durch Transfer-Funktionen, sog. N-Faktoren (vgl. u.a. LUNARDINI 1978, JORGENSEN & KREIG 1988, BURN 1998, KLENE et al. 2001), ausgedrückt. Diese werden jahreszeitlich differenziert, um zwischen sommerlichen Effekten (*vegetation offset*) und winterlichen Effekten (*nival offset*) zu unterscheiden. Der *thermal offset* lässt sich im Sinne von GOODRICH (1978) auf die unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten der Auftauschicht in getautem bzw. gefrorenem Zustand zurückführen, da Eis eine viermal höhere Wärmeleitfähigkeit besitzt als Wasser. Er wirkt sich umso stärker aus, je geringmächtiger die winterliche Schneedecke ist. Typische Werte in polaren Permafrostgebieten betragen 1-2°C. Im Extremfall kann der *thermal offset* dazu führen, dass Permafrostkörper stabil bleiben oder sogar weiter anwachsen, obwohl die Jahresmitteltemperaturen der Bodenoberfläche 0°C überschreiten (OSTERKAMP & ROMANOVSKY 1999).

Die Anwendung des Modells auf Kanada erbrachte gute Resultate im Vergleich zu existierenden Permafrostverbreitungskarten (vgl. Abb. 1.1) und Permafrosttemperaturaufzeichnungen (SMITH & RISEBOROUGH 2002). Für die kanadische Permafrostregion benennen die Autoren Schneedecke und die Beschaffenheit des Oberflächenmaterials als Haupteinflussfaktoren auf die TTOP, während die Vegetationsdecke nur eine sekundäre Rolle spielt. Die Beziehung zwischen MAAT und TTOP wird dort von *nival* und *thermal offset* dominiert.

Ziel der vorliegenden Arbeit im Sinne des TTOP-Modells ist die Ermittlung der *offset*-Faktoren, die die Beziehung zwischen MAAT, MAGST und TTOP unter den im Arbeitsgebiet herrschenden lokalen Bedingungen (mittlere Schneedeckenmächtigkeit, Textur der Oberfläche) beschreiben.

2.4 Periglazialstufe und Gebirgspermafrost

Die Höhenstufe, in der Gebirgspermafrost vorkommt, nimmt große Teile der sog. "Periglazialstufe" ein, die TROLL (1966) zwischen der Schneegrenze und der sog. Strukturbodengrenze einordnet. Ihre Vertikalerstreckung wird somit morphologisch determiniert – gebunden an Prozesse und Formen, die auf lang andauernde und intensive Bodengefrorenis und Frostwechsel zurückzuführen sind (KARTE 1979). An ihrer Obergrenze verzahnt sie sich mit der glazialen Höhenstufe, indem Prozesse der Frostverwitterung in eisfreien Felswänden weit nach oben in die vergletscherten Bereiche hineinreichen (HÖLLERMANN 1985). Ihre Untergrenze markieren Formen der gebundenen Solifluktion (HAGEDORN 1980), die auf Bodenfrost, aber nicht zwangsläufig auf Permafrost hinweisen. Die Untergrenze der Periglazialstufe liegt in den Alpen meist wenige hundert Meter oberhalb der Waldgrenze. Da sowohl das Auftreten von Waldvegetation als auch die Ausdehnung der Vergletscherung neben den thermischen auch von den hygrischen Verhältnissen abhängt, wächst die Vertikalerstreckung der Periglazialstufe und der Gebirgspermafrostverbreitung mit zunehmender Kontinentalität (KING 1986).

Geomorphologische Prozesse in der Periglazialstufe von Hochgebirgen werden zum einen durch das Relief (Hangneigung und Exposition), zum anderen durch das Auftreten von Frost und insbesondere von Frostwechseln maßgeblich geprägt. Sie wird i.d.R. in mindestens zwei Stufen unterteilt (u.a. RATHJENS 1982, LEHMKUHL 1989).

Prozesse intensiver Frostverwitterung zerlegen den anstehenden Fels zu grobem Schutt, der sich am Fuß von Felswänden in Form von Schuttkegeln bis zu ausgedehnten Schutthalden anhäuft. Dimension und Textur der Schuttanhäufungen werden neben der Intensität der Frostverwitterung von Art und Eigenschaften des anstehenden Gesteins bestimmt. Hierbei spielen v.a. Petrographie und die Häufigkeit und Anordnung von Klüften eine wichtige Rolle. Überwiegend grober Verwitterungsschutt bestimmt i.d.R. den oberen Teil der Periglazialstufe (= Frostschuttstufe). Neben den Substrateigenschaften sorgen außerdem ungünstige klimatische Bedingungen dafür, dass sich dort bestenfalls eine lückige Vegetationsdecke ausbilden kann.

Im unteren Teil der Periglazialstufe sind die Verhältnisse hinsichtlich beider zuvor genannter Kriterien günstiger, so dass dort mehr oder weniger geschlossene Vegetationsbestände aus alpinen Rasen und Matten vorherrschen. In dieser Höhenlage führen periglaziale Prozesse v.a. zu Formen der gebundenen Solifluktion und der Nivation.

Mit dem Begriff "Gebirgspermafrost" bezeichnet man im Allgemeinen Permafrostvorkommen, die auf höhere Lagen in Gebirgen beschränkt sind, während umliegende Tiefländer permafrostfrei sind (CHENG & DRAMIS 1992). Diskontinuierliche und sporadische Vorkommen markieren in diesem Fall die Untergrenze der Permafrostverbreitung. Aus Gründen der regionalen Vergleichbarkeit schlagen CHENG & DRAMIS (1992) vor, die Untergrenze sporadischer Vorkommen als "physikalische", diejenige der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung als "geographische Untergrenze" der Verbreitung von Gebirgspermafrost zu bezeichnen. Unter aktuellen klimatischen Verhältnissen tritt Gebirgspermafrost in Hochgebirgen der niederen und mittleren Breiten (z.B. Anden, Rocky Mountains, Himalaya, Alpen) sowie in Gebirgen der höheren Breiten (z.B. Skandinavische Gebirge) auf (vgl. Abb. 1.1).

Im Prinzip gelten die in den vorangegangenen Abschnitten erläuterten Mechanismen zur Entstehung und Erhaltung von Permafrost auch in Hochgebirgslagen der niederen und mittleren Breiten. Insbesondere in der Gewichtung der verschiedenen Einflussfaktoren auf die Energiebilanz der Bodenoberfläche ergeben sich jedoch markante Unterschiede im Vergleich zu den Verhältnissen in polaren und subpolaren Flachländern (u.a. HOELZLE et al. 1999, 2001). Zum einen nehmen mit abnehmender geographischer Breite die kurzfristigen Variationen im atmosphärischen Klima zu. Entscheidender wirken sich jedoch die zahlreichen Variationen im Lokal- und Mikroklima aus, die letztlich direkt oder indirekt auf das ausgeprägte Relief in Hochgebirgen zurückzuführen sind.

Die direktesten Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt der Bodenoberfläche ergeben sich über Hangneigung und Exposition. Den großen Einfluss der Globalstrahlung auf den Bodentemperaturhaushalt in Hochgebirgslagen demonstrieren u.a. HAPPOLDT & SCHROTT (1989), SCHROTT (1991) sowie HOELZLE (1992).

Luv- und Leelagen im Verhältnis zu vorherrschenden Windrichtungen führen zu Ungleichverteilungen im Niederschlagshaushalt. Auf der Makro- bis Mesoebene bewirken sie – je nach räumlicher Ausdehnung des Gebirgskörpers – häufig einen Gegensatz zwischen niederschlagsreichen Gebirgsrändern und kontinentalen intramontanen Gebieten mit mehr oder weniger deutlich reduzierten Bewölkungsgraden und Niederschlagsmengen.

Entscheidende indirekte Auswirkungen hat das Relief auf die Ausprägung der standorttypischen Pufferschicht. Auf dieser Mikroebene modifizieren Luv- und Leelagen z.T. massiv den Aufbau der winterlichen Schneedecke, indem – in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und -richtung – eine Umverteilung des Schnees von exponierten (Gipfel, Grate, Plateaus) und Luvlagen in Richtung von Hohlformen und Leelagen stattfindet. Die Hangneigung bestimmt außerdem, ob und wie viel Schnee auf der Bodenoberfläche akkumuliert werden kann. Die Geometrie der Hänge entschei-

det weiterhin über Umverteilungen der Schneedeckenmächtigkeit in Form von Lawinnen (Anrissgebiete vs. Auslaufzonen).

Die Hangneigung bestimmt weiterhin insbesondere in Hochgebirgen die Art und Beschaffenheit der Bodenoberfläche. Dabei tritt anstehender Fels großflächig in den steilsten Partien (Gipfelaufbauten und Grate) auf. Abnehmende Hangneigungen ermöglichen den Aufbau zunehmend mächtiger Lockermaterialüberdeckungen, wobei auch die mittleren Korngrößen abnehmen.

Schließlich bedingt das Relief in Gebirgen völlig andere bodenhydrologische Verhältnisse im Vergleich zu Flachländern. Das Vorherrschen von Hanglagen und die meist gröbere Textur des Bodensubstrats bewirken eine gute bis sehr gute Drainierung des oberflächennahen Untergrunds. Wasserstau nahe der Bodenoberfläche ist nur lokal im Bereich von Hohlformen möglich. Selbst unter Permafrostbedingungen wird Niederschlags- und Schmelzwasser i.d.R. schneller abgeführt, so dass Latente-Wärme-Effekte im Bodenwärmehaushalt im Vergleich zu polaren und subpolaren Flachländern eine geringere Rolle spielen.

In der Summe führt die reliefbedingte größere räumliche Variabilität der Einflussfaktoren auf die Energiebilanz an der Bodenoberfläche in Hochgebirgen zu einem eher kleinräumigen Muster der Permafrostverbreitung. Im Vergleich zu den eher fließenden Übergängen zwischen den polaren/subpolaren Zonen kontinuierlichen, diskontinuierlichen und sporadischen Permafrosts sind bei abrupten Wechseln von Exposition und/oder Hangneigung die Grenzen der Vorkommen von Gebirgspermafrost häufig schärfer ausgeprägt.

Permafrostvorkommen in Gebirgen werden hinsichtlich ihrer Flächenausdehnung nach denselben Kriterien eingeteilt, wie sie in Abschnitt 2.3.2 vorgestellt wurden. Als Haupteinflussfaktoren werden angesehen (HAEBERLI et al. 1993):

- Jahresmitteltemperatur der Luft (höhenabhängig, regionaler Maßstab)
- Direkte kurzzeitige Einstrahlung (reliefabhängig, lokaler Maßstab)
- Beschaffenheit und Mächtigkeit der Schneedecke (Oberflächenrauigkeit auf meso- und mikroskaliger Ebene)

Analog zur zonalen Abfolge können Höhenstufen der kontinuierlichen, diskontinuierlichen und sporadischen Permafrostverbreitung unterschieden werden (KING & ÅKERMAN 1993, KING 2000). Die kontinuierliche Stufe ist in den Alpen auf die höchsten unvergletscherten Lagen oberhalb von 3.000-3.500 m beschränkt. Die Stufen der diskontinuierlichen und sporadischen Verbreitung (90-10% mit Permafrost unterlegt) zusammengefasst bilden hier die typische Permafroststufe in Höhenlagen zwischen 2.000 und 3.000-3.500 m (u.a. HAEBERLI 1978, KING & ÅKERMAN 1993). An ihrer Obergrenze tritt Permafrost großflächig auf und permafrostfreie Bereiche bleiben auf

S-exponierte Hanglagen beschränkt. Mit abnehmender Meereshöhe vergrößert sich der Anteil permafrostfreier Gebiete und Permafrostvorkommen konzentrieren sich zunehmend auf NW- bis NE-exponierte Hänge. Unter besonders günstigen, vom Mikroklima bestimmten Bedingungen, können Relikte einer früheren, ausgedehnteren Permafrostverbreitung als isolierte Flecken mehr oder weniger weit unterhalb der Untergrenze der sporadischen Verbreitung überdauern. Solche Vorkommen finden sich z.T. weit unterhalb der Waldgrenze (z.B. FUNK & HOELZLE 1992, KNEISEL et al. 2000; KNEISEL & HAUCK 2003).

Gebirgspermafrost ist in sehr unterschiedlichen Substraten entwickelt. Er findet sich in anstehendem Fels, in eher größerem Frostverwitterungs- und Hangschutt sowie in grob- bis feintexturiertem Moränenmaterial im Vorfeld der rezenten Gletscher bzw. in Moränenüberkleidungen auf den Talflanken, die auf die pleistozäne Vergletscherung zurückzuführen sind.

Die Periglazialstufe der Alpen ist charakterisiert durch Jahresmitteltemperaturen der Luft von unter -10°C bis ca. -1°C . Dementsprechend können im Jahresmittel Permafrosttemperaturen von etwa -8 bis 0°C erwartet werden. Für alpine Verhältnisse minimale Permafrosttemperaturen von -15°C sind in den Gipfellagen der höchsten Westalpengipfel zu erwarten (HAEBERLI & FUNK 1991). Entsprechend den überwiegend humiden Klimaverhältnissen ist das Wasserangebot überall hoch genug, um Eis in den Hohlräumen des Untergrunds auszubilden. Die Eisgehalte von alpinem Permafrost schwanken erheblich und erreichen gewöhnlich etwa 30 bis 50 Vol.% in grobkörnigem Lockersubstrat und zwischen 40 und 100 Vol.% in Feinsubstrat (HAEBERLI et al. 1993). Eisübersättigung ist v.a. in Feinsubstrat nahe der Oberfläche zu beobachten, wo sich massive Eislinsen bis -lagen ausbilden können. Die vertikale Mächtigkeit alpiner Permafrostvorkommen beträgt typischerweise einige Zehner bis wenige hundert Meter, diejenige der sommerlichen Auftauschicht etwa 1-5 m.

Die prägnanteste geomorphologische Form und die charakteristischste Ausprägung des Phänomens Gebirgspermafrost sind Blockgletscher (u.a. WAHRHAFTIG & COX 1959, BARSCH 1969, HAEBERLI 1985, KING et al. 1992, BARSCH 1996, FRENCH 1996, KING 2000). Da sie im aktiven Zustand einen Kern aus gefrorenem Lockermaterial enthalten, sind sie nicht nur Permafrostzeiger sondern Permafrostkörper per Definition. Die Untergrenze aktiver Blockgletscher wurde daher schon früh als Kriterium zur Bestimmung der Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung herangezogen (BARSCH 1977, BARSCH 1978).

Blockgletscher entstehen i.d.R. aus Schuttakkumulationen in der Periglazialstufe. Unter Permafrostbedingungen (Jahresmitteltemperaturen der Luft von unter -1°C) gefriert infiltrierendes Schmelz- oder Niederschlagswasser im Hohlraumssystem des Schuttkörpers. Bei Sättigung oder sogar Übersättigung des Hohlraumvolumens mit Eis nimmt schließlich die innere Reibung des Schuttkörpers so stark ab, dass er auf geneigter Unterlage plastisch talwärts zu fließen beginnt. Im Embryonalzustand bilden sich dabei wulstartige Formen quer zur Hangneigung aus, die als *protalus ramparts* bezeichnet werden und sich mit der Zeit zu Blockgletschern weiter entwickeln. Blockgletscher weisen eine extrem grobblockige Oberflächenschicht von maximal wenigen Metern Mächtigkeit auf, unter der sich i.d.R. ein Kern aus gefrorenem Feinsediment befindet. Der Eisgehalt in Blockgletschern sinkt von nahezu 100 Vol.% am Permafrostspiegel auf Werte um 50 Vol.% in tieferen Schichten (HAEBERLI 1985). Aufgrund der kontinuierlichen Fließbewegung von einigen Zentimetern bis wenigen Dezimetern pro Jahr weisen aktive Blockgletscher an der Oberfläche oft eine ausgeprägte Mikrotopographie aus Rücken und Rinnen sowie eine steile Stirn (ca. 40° Neigung) auf (vgl. Abb. 2.7).



Abb. 2.7 Aktiver Blockgletscher im nach Osten an das Arbeitsgebiet angrenzenden Seetal (die lobenförmige Zunge ist in Abb. 2.12 verzeichnet) (Aufnahme: Th. Herz, August 1999)

2.5 Vorstellung und geographische Einordnung des Arbeitsgebiets

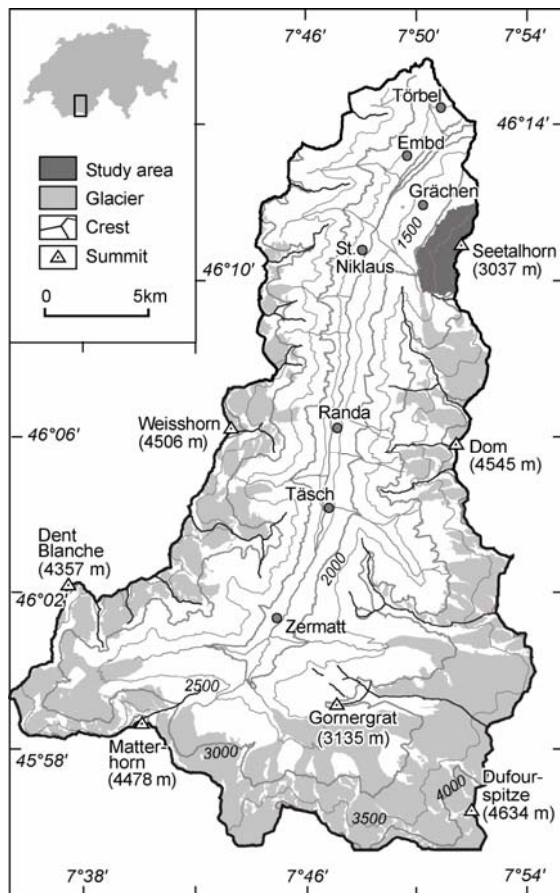


Abb. 2.8 Lage des Arbeitsgebiets im Mattertal
(Entwurf: Th. Herz; Kartographie: B. Goecke)

Das Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn liegt auf der W-Seite des nördlichen Ausläufers der Mischabel-Gruppe, der das Matter- vom Saastal trennt (vgl. Abb. 2.8). Großräumig gehört das Gebiet zu den Walliser Alpen, einem zentralen Gebirgsstock der Westalpen, der nach N zum Oberlauf der Rhône entwässert. Im Gegensatz zu den südlich anschließenden, deutlich höheren Gebirgsgruppen weist das Gebiet keine rezente Vergletscherung auf. Als Untergrenze wurde das lokale Niveau der Waldgrenze in 2.200 m Höhe gewählt. Diese im regionalen Vergleich relativ tiefe Lage der Waldgrenze ist vermutlich eine Folge der großflächig verbreiteten, extremen Oberflächencharakteristik (vgl. Abschnitt 2.5.4).

2.5.1 Rezent es Klima und Klimageschichte

Die klimatischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet können als inneralpin-kontinental mit starker autochthoner Prägung charakterisiert werden. Sie resultieren aus der effektiven Abschirmung vor überregionalen Einflüssen durch umliegende Gebirgsketten, die Meereshöhen von deutlich über 3.000 m aufweisen und stellenweise sogar 4.000 m überschreiten (insbesondere Richtung S bis SW). Im langjährigen Mittel führt dies zu reduzierten Niederschlags- und erhöhten Temperaturwerten, wie ein Vergleich der Daten der Klimastation in Grächen mit denjenigen der nächstgelegenen Walliser Stationen Zermatt (S), Evolène (W), Montana (NW), Ried (N) und Ulrichen (NE) sowie weiteren ähnlich hoch und inneralpin gelegenen Stationen in der Schweiz (Tab. 2.2) zeigt.

Tab. 2.2 Langjährige klimatische Mittelwerte (1961-1990) ausgewählter Stationen der Schweiz
(Datenquelle: METEOSCHWEIZ)

Station (Höhe ü. NN)	Mittlere Luft- temperatur [°C]	Mittlere Maximum- temperatur [°C]	Sommer- tage ($T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$) [Anzahl]	Mittlere Minimum- temperatur [°C]	Frosttage ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$) [Anzahl]	Eistage ($T_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$) [Anzahl]	Nieder- schlags- summe [mm]
Grächen (1617 m)	4,6	10,2	8,8	0,6	164,6	36,1	523
Zermatt (1638 m)	3,5	9,1	4,4	-0,8	182,2	51,7	611
Evolène-Villaz (1825 m)	3,5	7,8	0	-0,1	154,7	42,5	k. A.
Montana (1508 m)	5,2	9,8	4,3	1,5	148,0	41,2	982
Ried (Lötschen) (1480 m)	4,4	10,4	7,2	-0,3	172,2	33,3	1091
Ulrichen (1345 m)	3,1	9,5	10,1	-2,9	207,9	55,4	1137
Andermatt (1442 m)	3,4	k. A.	k. A.	-0,3	168,9	k. A.	1422
Davos (1590 m)	2,8	7,9	1,4	-1,7	203,2	64,2	1082
Hinterrhein (1611 m)	2,2	7,2	0,7	-3,0	210,4	75,8	1469

k. A. = keine Angabe

Die Station Grächen zählt trotz einer Meereshöhe von 1.617 m mit einer mittleren Jahressumme des Niederschlags von nur 523 mm (1961-1990) zu den trockensten Stationen der Schweiz. Die von HANTKE (1980) getroffene Aussage, dass auf der gegenüberliegenden Talseite annähernd dreimal so hohe Niederschlagssummen gemessen werden, unterstreicht den lokalen Effekt des orographisch bedingten Niederschlagsschattens. Selbst die nur gut 10 km nördlich an der Mündung des Visper- ins Rhônetal gelegene Station Visp (640 m ü. NN) erhält mit einem langjährigen Mittel von 599 mm (1961-1990) etwas mehr Niederschlag.

Zur Klima- und Gletschergeschichte seit dem jüngsten Hochglazial lassen sich folgende Aussagen machen: Zur Zeit des würmzeitlichen Höchststandes vor etwa 18.000 Jahren lagen maximale Eishöhen des Vispagletschers am Zusammenfluss mit dem Rhônegletscher bei mindestens 2.300 m (HANTKE 1980). Im Bereich des Arbeitsgebiets hat BEARTH (1980) Hinweise auf maximale Eishöhen von 2.400 m bis 2.450 m gefunden. Über eine eiszeitliche Lokalvergletscherung des Gebiets können aufgrund des Fehlens von entsprechenden Moränen keine gesicherten Angaben gemacht werden. Bei den von BEARTH (zitiert in HANTKE 1980) als Endmoränen eines vom Seetalhorn abgestiegenen Gletschers interpretierten Blockwällen könnte es sich nach Ansicht des Verfassers genauso gut um fossile Blockgletscher handeln.

Der orographisch bedingte Niederschlagsschatten dürfte sich auch unter veränderten Zirkulationsbedingungen mit vorherrschend südlicher Anströmung ausgewirkt haben, wie sie FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998) für die Zeit des letzten Hochglazials annehmen. Trocken-kalte Bedingungen (u.a. KING 1988, VEIT 2002) mit einer Depression der Jahresmitteltemperaturen von 15 bis 20°C und einer Reduktion der mittleren Jahresniederschläge um 70 bis 90%¹ sollten den Effekt einer lokalen Trockeninsel noch verstärkt haben. Somit besteht die Möglichkeit, dass der nördliche Teil der Mischabel-Gruppe auch im letzten Glazial keine oder nur eine unerhebliche Eigenvergletscherung trug.

Die dem Arbeitsgebiet nächstgelegene langjährige Klimamessreihe stammt von der Station Sion (482 m) im Rhône-tal und reicht bis ins Jahr 1864 zurück (BADER & BANTLE 2003). Die für den Zeitraum 1864-2000 getroffenen Aussagen einer (schwach bis sehr schwach signifikanten) Zunahme der mittleren Lufttemperaturen von 1,5°C pro 100 Jahre für das Winterhalbjahr und 0,9°C pro 100 Jahre für das Sommerhalbjahr dürften auch für das Arbeitsgebiet repräsentativ sein. Für die gesamte Schweiz wurde aus den Jahresmitteltemperaturen von 1864 bis 2003 ein linearer Trend von 1,1°C pro 100 Jahre ermittelt, was in diesem Zeitraum einer Gesamterwärmung von 1,5°C entspricht (BADER 2004). Dabei sind seit Mitte der 1980er Jahre durchweg positive Abweichungen vom 30jährigen Mittel 1961-1990 aufgetreten.

2.5.2 Permafrost im Mattertal

Die ersten Erkenntnisse zur Existenz von Permafrost wurden im Mattertal – wie auch in anderen Gebieten der Alpen – im Zusammenhang mit der touristischen Erschließung der Hochlagen gewonnen. Im Mattertal waren dies u.a. der Nachweis von neu gebildetem Permafrost in den obersten Abschnitten des Bahndamms der Gornergratbahn (FURRER & FITZE 1970) sowie die Messung mittlerer Felstemperaturen von -12°C während des Stollenvortriebs zum Bau der Bergstation der Kleinmatterhorn-Luftseilbahn (KEUSEN & HAEBERLI 1983).

Die systematischen wissenschaftlichen Untersuchungen des Gebirgspermafrosts im Mattertal begannen Mitte der 1980er Jahre mit der Inbetriebnahme der Forschungsstation Rotenboden durch die Arbeitsgruppe Prof. King am Institut für Geographie der JLU Gießen (HURYCH 1987, VOLK 1990). Aus einer Synthese von Daten mehrerer Messkampagnen entwickelte KING (1990) ein erstes Permafrostverbreitungsmodell für das Gebiet Gornergrat-Stockhorn (Abb. 2.9).

¹ Angaben für den Alpennordrand nach einer Zusammenstellung in VEIT (2002)

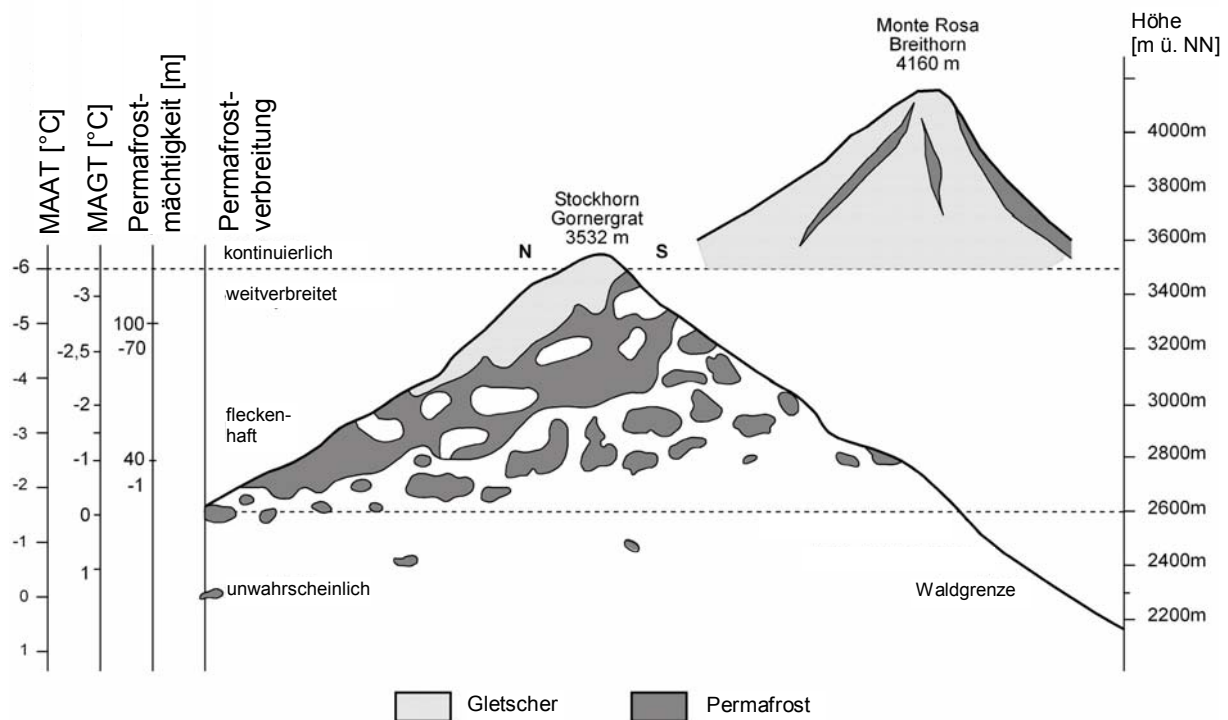


Abb. 2.9 Modell der Permafrostverbreitung für das Gebiet Gornergrat-Stockhorn (aus KING 1990, verändert)

Im weiteren Verlauf wurden diese Erkenntnisse mit permafrostbezogenen Erschließungsarbeiten im Gebiet in Verbindung gesetzt (KING 1996, HOF et al. 2003). Die Anfang der 1990er Jahre im Oberengadin entwickelten numerischen Permafrostverbreitungsmodellierungen (KELLER 1992, HOELZLE et al. 1993) wurden auch im Raum Zermatt angewandt (KALISCH 1997, KING & KALISCH 1998) und weiterentwickelt (SCHLERF 1998).

Eine entscheidende Intensivierung der Permafrostforschung im Mattertal ermöglichte die Teilnahme der Arbeitsgruppe Prof. King am EU-Projekt PACE (vgl. Kapitel 1). Im Rahmen dieses Projekts konnten im August 2000 zwei Bohrungen (100 und 31 m Tiefe) auf dem Stockhornplateau oberhalb von Zermatt niedergebracht werden. In 3.410 m Höhe verbreitert sich dort der W-E-verlaufende Grat zwischen Gornergrat und dem Stockhorn zu einem kleinen Plateau mit steil abfallender, vergletschter Nord- und weniger steiler, häufig auch im Winter teilweise schneefreier Südabdachung (Abb. 2.10).

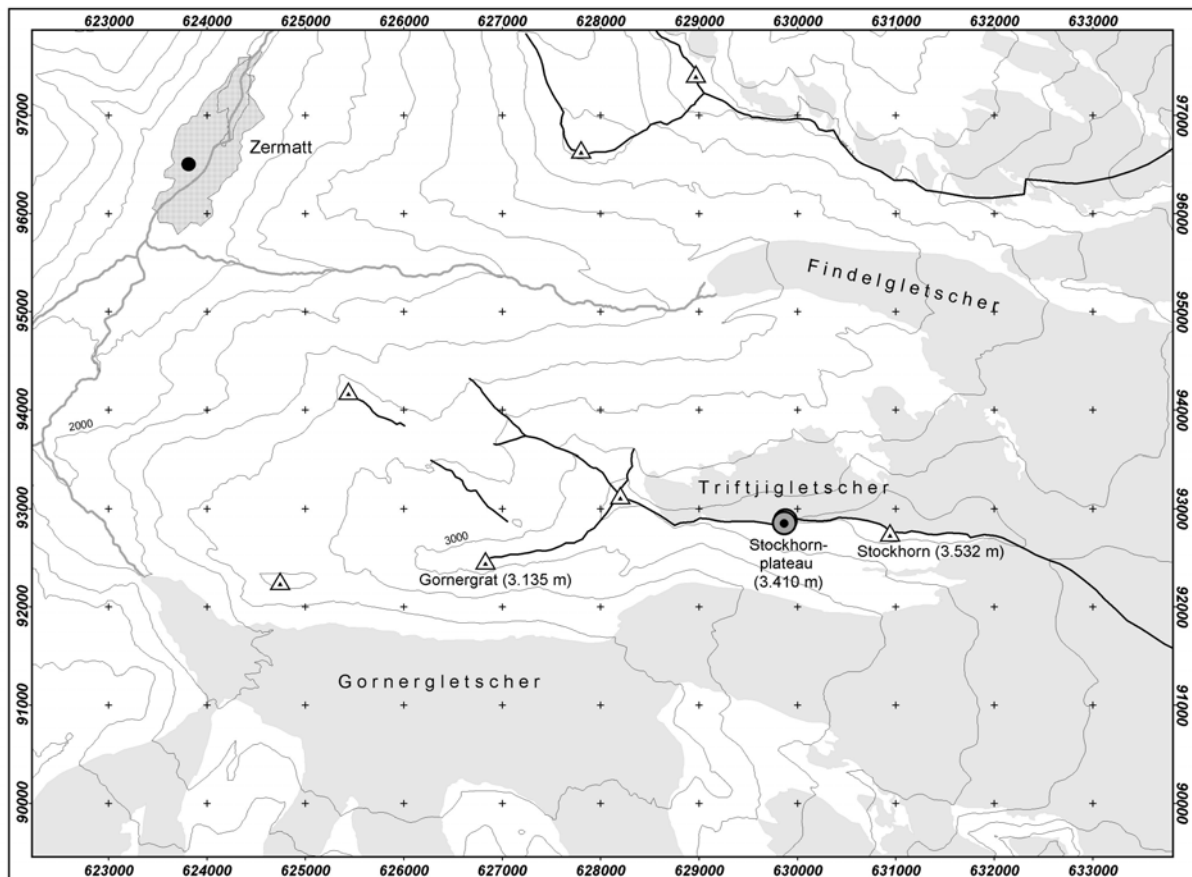


Abb. 2.10 Lage der Permafrostbohrungen auf dem Stockhornplateau oberhalb von Zermatt (zur Lage im Mattertal vgl. Abb. 2.7)

Eine mittlere Temperatur von $-2,5^{\circ}\text{C}$ in 17,7 m Tiefe und ein Gradient von $-0,019^{\circ}\text{C m}^{-1}$ im unteren Teil des Profils lassen am Standort des tiefen Bohrlochs nahe der N-Abdachung eine Permafrostmächtigkeit zwischen 170 und 180 m erwarten. Die Temperaturdaten aus dem nahe des Südabfalls gelegenen flachen Bohrloch unterstreichen allerdings, dass das thermische Regime dieses Standorts stark von Topographieeffekten geprägt wird, die bei klimahistorischen Analysen des Gradientenverlaufs im tiefen Bohrloch berücksichtigt werden müssen (LUDWIG 2003, KING et al. 2003, GRUBER et al. 2004). Mit der Errichtung einer Klimastation durch das Geographische Institut der Universität Zürich in Kooperation mit der Arbeitsgruppe Prof. King wurde die Permafrost-Monitoringstation im Juni 2002 komplettiert (KING et al. 2003). Von der Auslage von insgesamt 70 Temperatursensoren zur Messung von Oberflächen- und *active layer*-Temperaturen im Sommer 2004 werden weitere Einblicke in das extreme thermische Regime dieses Standorts erwartet.

Weiterhin konnten aus Mitteln des PACE-Projekts Daten beschafft werden, die eine Modellierung der Permafrostverbreitung und des Gefahrenpotenzials im Zusammenhang mit Hanginstabilitäten für das gesamte Mattertal ermöglichten (GRUBER 2000,

GRUBER & HOELZLE 2001). Außerdem konnten Vorarbeiten zur vorliegenden Arbeit finanziert werden (HERZ et al. 2003a).

Ziel des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Folgeprojekts "Periglazial Mättertal" (2001-2005) war es, den Einfluss unterschiedlicher Oberflächentypen auf das thermische Regime des oberflächennahen Untergrunds näher zu untersuchen. Hierzu wurden vergleichbare Messanordnungen in den beiden Arbeitsgebieten Zermatt-Gornergrat (vgl. Abschnitt 4.7) und Grächen-Seetalhorn installiert. Die Ergebnisse bestätigen den entscheidenden Einfluss der winterlichen Schneedeckenmächtigkeit auf die diskontinuierliche Permafrostverbreitung, konnten jedoch einen mindestens ebenso großen Effekt grobblockiger Deckschichten nachweisen (PHILIPPI et al. 2003, PHILIPPI 2004, HERZ et al. 2003b). Die Berücksichtigung dieser Erkenntnisse in Kombination mit räumlich hoch aufgelösten Daten (10 m) ermöglichte eine nochmals verfeinerte und realistischere Modellierung der Permafrostverbreitung in beiden Arbeitsgebieten (HOF 2004) (vgl. Kapitel 6.1.1).

Weitere punktuelle Permafrostprospektionen in der Periglazialstufe des Mättertals standen im Zusammenhang mit der Untersuchung möglicher bzw. veränderter Naturgefahrenpotenziale im Einzugsgebiet murganggefährdeter Seitenbäche. Dies betrifft u.a. Untersuchungen im Rahmen eines Projekts des Schweizerischen Nationalfonds (NFP 31) im Einzugsgebiet des Ritigrabens (DIKAU et al. 1996, REBETEZ et al. 1997, LUGON & MONBARON 1998), auf die in Abschnitt 6.2 näher eingegangen wird. Im Zuge dieser Arbeiten wurde erstmals die Existenz von Permafrost im Einzugsgebiet des Ritigrabens nachgewiesen.

Wissenschaftliche Untersuchungen zur Verbreitung und zu zahlreichen weiteren Aspekten im Themenbereich Gebirgspermafrost werden außerdem in den angrenzenden Gebieten des Turtmantals (Arbeitsgruppe Prof. Dikau, Universität Bonn), des Saastals (Arbeitsgruppe Prof. Haeberli, Universität Zürich) und im Furggentäli nahe der Gemmi-Passhöhe (Arbeitsgruppe Prof. Kienholz, Universität Bern) durchgeführt.

2.5.3 Geologische und tektonische Grundzüge des Arbeitsgebiets

Im Arbeitsgebiet selbst wie auch in der näheren Umgebung finden sich ausschließlich tektonische Einheiten der penninischen Zone. Die vorkommenden Gesteine sind paläozoischen Alters und gehören der Hauptmasse des zur Bernhard-Decke zählenden "Mischabelkristallins" an. Sowohl im anstehenden Gestein der Gipfelaufbauten als auch in der Zusammensetzung der Blockhalden dominiert der Augengneis von Randa (Abb. 2.11).

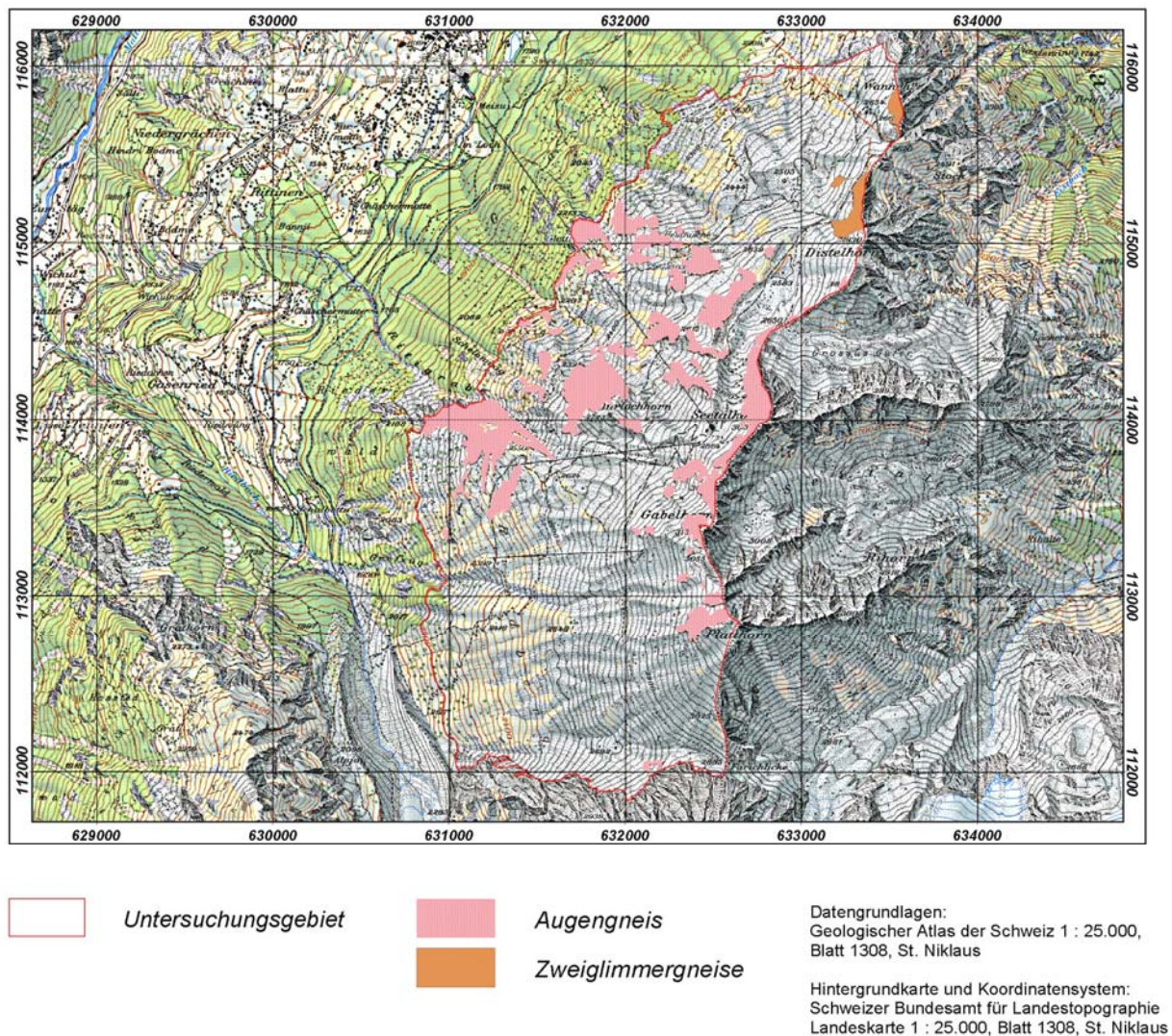


Abb. 2.11 Geologische Karte des Arbeitsgebiets Grächen-Seetalhorn

BEARTH (1980, S. 15f) bezeichnet diesen als "einen alpin bald stärker, bald schwächer deformierten, strukturell und stofflich heterogenen, grobporphyrischen Intrusivgranit (...). Nachintrusive, alpine Überprägung hat ehemalige Stoffdiskordanzen bis auf spärliche Reste zum Verschwinden gebracht und den lakkolithartigen Granitkörper flachgedrückt". Dieser Gesteinskomplex erreicht südlich von St. Niklaus eine maximale Mächtigkeit von ca. 1.000 m. Im Norden des Arbeitsgebiets im Bereich des Distelhorns sind außerdem Zweiglimmergneise sowie Chlorit-Muskovitschiefer und -gneise vertreten.

Die Einheiten des Mischabelkristallins wurden im Laufe mehrerer Metamorphosen tektonisch stark beansprucht, was in zahlreichen Falten und Bewegungsflächen zum Ausdruck kommt. "Klüftungen sind am deutlichsten im Augengneis ausgeprägt. Morphologisch wichtig sind vor allem drei Klüftungen: Eine steilstehende, ungefähr N bis NNE, also mehr oder weniger parallel zum Mattertal streichend. Eine ungefähr senk-

recht dazu, NW bis WNW verlaufende, ebenfalls steile Klüftung. (...) In Verbindung mit der mehr oder weniger eng gescharten Schieferungsfläche spalten diese zwei Klüftungen den Augengneis in annähernd parallelepipedische, monokline Blöcke" (BEARTH 1980, S. 33). Aufgrund von tektonischen Bewegungen, die gegen Ende der alpinen Orogenese zur Ausbildung der sog. "Mischabel-Rückfalte" führten, wird der Augengneis heute von nach W einfallenden, ehemaligen sedimentären Deckschichten der sog. "Mulde von St. Niklaus" unterlagert. Diese aus dem frühen Mesozoikum stammenden Gesteinsserien bestehen überwiegend aus Quarziten und Schiefern und stellen die Gleitbahn für die "Sackung von Grächen" dar. Der zentrale und der nördliche Teil des Arbeitsgebiets bilden den oberen Abschnitt dieser insgesamt 13 km² großen Rutschungsfläche. Aufgrund von Erratikern, die er auf dem Grächbiel im unteren Bereich der Rutschung nachgewiesen hat, datiert BEARTH (1980) diese als interglazial. Aktuell betragen die Bewegungsraten im Mittel 5 mm/Jahr (BLOETZER et al. 1998).

Ausdruck andauernder tektonischer Aktivität ist die im Wallis auch für gesamtalpine Verhältnisse überdurchschnittlich ausgeprägte Erdbebentätigkeit (u.a. HANTKE 1978). "Bei den vier aufeinanderfolgenden Erdbeben des Jahres 1855 (...) lösten sich oberhalb Grächen mehrere Felsstürze und beschädigten zahlreiche Gebäude. (...) Für Grächen war jedoch das grosse Beben von 1755 mit Epizentrum in Brig (...) wesentlich verheerender: Die Erdstösse lösten am Durlochhorn einen Bergsturz aus, welcher den südlichen Dorfteil Grächens zerstörte. Die seismische Aktivität im Wallis – und somit auch der Vispertäler – lässt sich durch die alpinen Hebungs- und Schubkräfte sowie die Simplon-Rhone-Linie erklären. Dies hat zur Folge, dass sich in der Region zwischen Sitten und Brig alle 100 bis 200 Jahre ein Erdbeben der Magnitude 5,5-6 (...) ereignen kann" (BLOETZER et al. 1998, S. 147f).

2.5.4 Geomorphologie und Oberflächentypen

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten, großräumig W- bis NW-exponierten Hänge liegen auf der orographisch rechten Talseite am Eingang des Mattertals oberhalb der Gemeinden Grächen und St. Niklaus (vgl. Abb. 2.8 und 2.12) in einer Höhenlage von 2.200 bis 3.246 m ü. NN.

Das Gebiet weist eine N-S-Erstreckung von etwas über 4 km und eine W-E-Erstreckung von ca. 2 km auf. Den Kern des Arbeitsgebiets bildet das in Abb. 2.12 bezeichnete und in den Abb. 2.13 und 2.14 dargestellte Ritigraben-Blockfeld (2.570 – 2.800 m ü. NN).

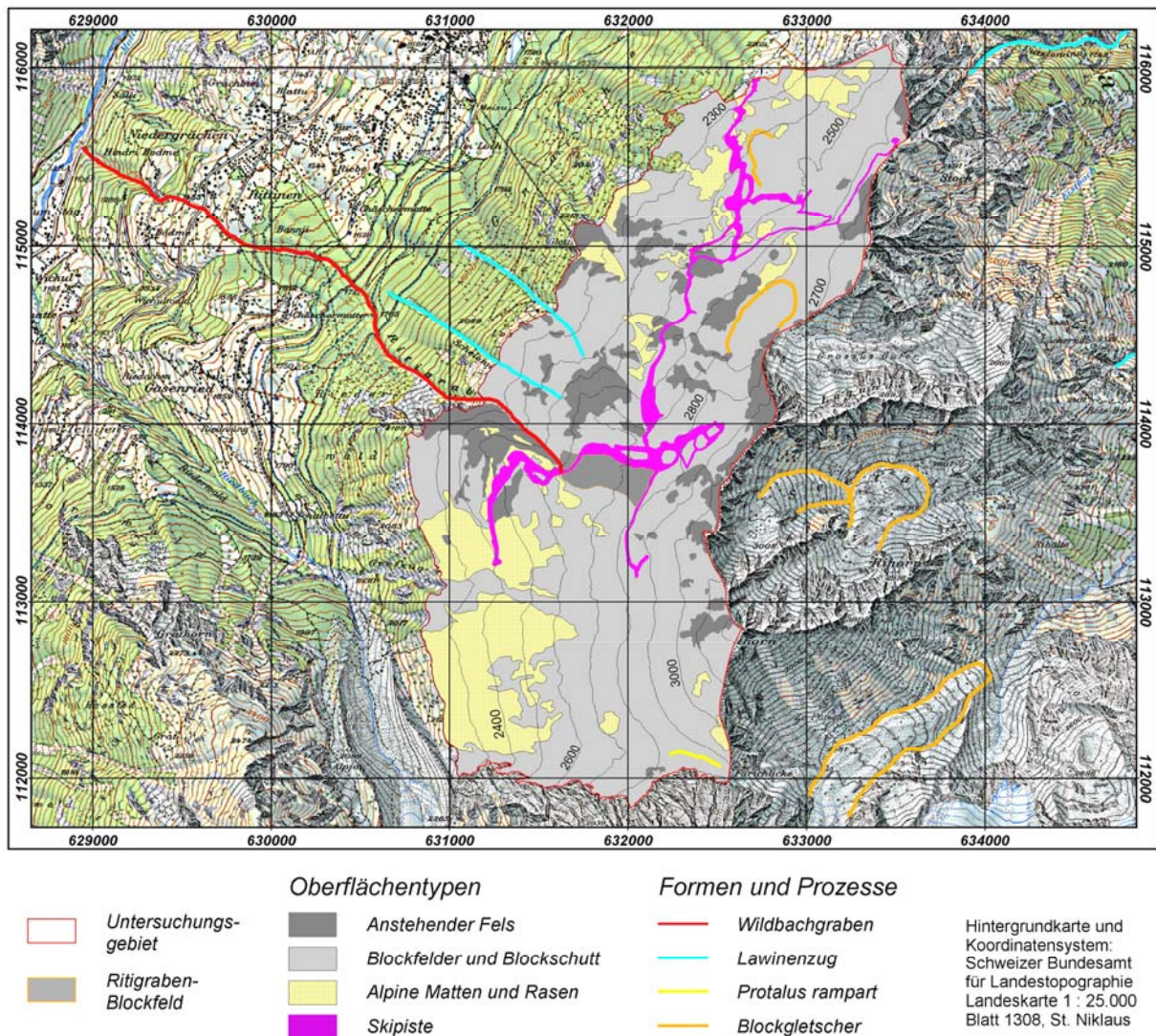


Abb. 2.12 Oberflächentypen und geomorphologische Prozesse im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn

Aufgrund der fehlenden Vergletscherung prägen das Arbeitsgebiet periglaziale Prozesse und Formen. Unter den Oberflächentypen dominieren Ansammlungen von grobem Blockschutt, die hier im Vergleich zu den umgebenden Gebieten deutlich überrepräsentiert sind. Zur Eingrenzung des Begriffs "grobblockig" orientiert sich diese Arbeit an der deutschen Systematik zur Abgrenzung von Kornfraktionen, wie sie in der bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994) festgelegt ist. Für Blöcke werden dort Korndurchmesser von 20-63 cm, für Großblöcke von über 63 cm angegeben. Der Begriff "grobblockig" wird hier synonym zur Klasse der Großblöcke gebraucht und bedeutet somit einen Mindestdurchmesser der Blöcke von 63 cm. Dieser Wert wird im Arbeitsgebiet von den an der Oberfläche liegenden Blöcken oft übertroffen, teilweise um ein Vielfaches (vgl. Abb. 2.14). Soweit der Aufbau der Blockfelder von der Oberfläche einsehbar ist, nehmen die Blockdurchmesser mit der Tiefe ab.

Hinsichtlich der Entstehung und des Alters der Blockansammlungen existieren keine Untersuchungen, so dass an dieser Stelle nur mögliche Ursachen angeführt werden können.

Grundvoraussetzung für ihre Entstehung war in jedem Fall die im Gebiet vorherrschende Petrographie. Wie in Abschnitt 2.5.3 dargelegt, tendiert der anstehende Augengneis aufgrund der vorherrschenden Klüftung zum Zerfall in große Blöcke. Die oben getroffene Annahme einer auch während der vergangenen Hochglaziale weitgehend fehlenden Lokalvergletscherung würde in einer besonders tief reichenden Aufbereitung des anstehenden Gesteins unter Permafrostbedingungen durch Temperatur- und Frostverwitterung resultieren (vgl. u.a. WEGMANN 1998, MATSUOKA et al. 1998). Hierzu wären geringe Niederschlagsmengen und nur kurzfristig positive oberflächennahe Sommertemperaturen ausreichend. Die Produktion großer eckig-kantiger Blöcke ist das Resultat von Frostverwitterung und lässt sich auf das tiefe Eindringen von Gefrierprozessen in geklüfteten anstehenden Fels zurückführen (u.a. WASHBURN 1979, MURTON et al. 2001).

An den gravitativen Prozessen, die zur Hangabwärtsverlagerung des so aufbereiteten anstehenden Gesteins führten, könnten Erdbeben als Auslöser größerer Ereignisse beteiligt gewesen sein, die aufgrund der tektonischen Aktivität des Gebiets regelmäßig auftreten.



Abb. 2.13 Das Einzugsgebiet des Ritigrabens mit dem Ritigraben-Blockfeld und den Gipfeln des Seetalhorns (3.037 m, links) und des Gabelhorns (3.136 m, rechts) (Aufnahme: Th. Herz, August 2001)



Abb. 2.14 Datenauslesung am Standort 1, aufgenommen von der Station Ritigraben-Blockfeld aus (vgl. Abb. 3.4); Oberflächencharakteristik und Blockgrößen sind repräsentativ für das Umfeld der Messeinrichtungen; die gestrichelten Linien zeichnen den Verlauf von Blockrücken und instrumentierter Rinne (Hauptmessprofil) im Bildausschnitt nach (Aufnahme: M. Schick, September 2005).

Aufgrund der unklaren Genese ist auch die Ansprache und Einordnung der Blockansammlungen in existierende Klassifikationen (z.B. GERBER 1974, WHITE 1976, WASHBURN 1979) nicht eindeutig.

Aktive Schutthalden mit Materialsortierung finden sich am Fuß der Gipfelaufbauten von Distel-, Seetal-, Gabel- und Plathorn bis in Höhenlagen von ca. 2.800 m. Die Blockansammlungen unterhalb bestehen überwiegend aus grobem Blockschutt und lassen keine Materialsortierung erkennen. Der von GERBER (1974) für Residualschuttvorkommen verwendete Begriff "Blockhalde" lässt sich auf diese Vorkommen nicht anwenden, da sie mit großer Wahrscheinlichkeit nicht in situ entstanden sind, sondern einen gewissen Betrag hangabwärts verlagert wurden. Den in der englischsprachigen Terminologie verwendeten Begriffen *block field*, *block slope* und *block stream* ist gemeinsam, dass sie keine Felswand am oberen Ende aufweisen (WHITE 1976, WASHBURN 1979). Dies trifft auf die Vorkommen im Arbeitsgebiet nicht zu. Somit müssten sie gemäß WASHBURN (1979) als *talus slopes* bezeichnet werden. Weiterhin werden den *block fields* als ausgedehnten Blockansammlungen eher lokale Vorkommen auf Hängen, sog. *boulder fields*, gegenübergestellt (FRENCH 1996).

Da die Übersetzung "Schutthalde" für *talus* in deutschen geomorphologischen Klassifikationen i.d.R. enger gefasst wird, andererseits *boulder* einfach mit "Felsblock" oder "Block" übersetzt werden kann, werden die Blockansammlungen im Arbeitsgebiet im Rahmen dieser Arbeit als "Blockfelder" angesprochen.

Grobblockige Schuttansammlungen sind im Arbeitsgebiet also nicht auf Wandfüße und Blockgletscher beschränkt, sondern bedecken als Blockfelder ca. 70% des Arbeitsgebiets (vgl. Abb. 2.12). Die für die periglaziale Höhenstufe typischen Kriechformen eisreichen Lockermaterials (*protalus ramparts*, Blockgletscher) sind im Arbeitsgebiet dagegen weniger markant ausgeprägt. Die beiden in Abb. 2.12 verzeichneten Blockgletscher sind in jedem Fall inaktive Formen. Der eishaltige Schuttkörper im Einzugsgebiet des Ritigrabens, der in früheren Untersuchungen als Blockgletscher bezeichnet wurde (u.a. GÄRTNER 1996, HOLL 1996, DIKAU et al. 1996, REBETEZ et al. 1997, LUGON & MONBARON 1998), wird in dieser Arbeit ebenfalls als Blockfeld angesprochen, da es sich bei ihm makroskopisch um eine konkave Form handelt (vgl. Abb. 2.13), der charakteristische Merkmale von Blockgletschern fehlen.

Die restlichen etwa 30 Flächenprozent des Arbeitsgebiets verteilen sich auf die Oberflächentypen anstehender Fels, alpine Rasen auf Feinsubstrat und den anthropogen erzeugten Oberflächentyp Skipiste (Abb. 2.12). Mit alpinem Rasen bewachsene Oberflächen beschränken sich im Arbeitsgebiet mit Ausnahme des südwestlichen Teils auf kleinflächige, unzusammenhängende Flecken. Die Anlage der Skipisten war nur mit massiven baulichen Eingriffen möglich, wobei stellenweise das vorher vorhandene, grobblockige Oberflächenmaterial ausgeräumt bzw. verfüllt wurde.

2.6 Resultate ähnlicher Untersuchungen

Die Bedeutung konvektiven Wärmetransfers für das thermische Regime des oberflächennahen Untergrunds wurde schon früh im Zusammenhang mit der Entstehung und Erhaltung von Eis in Höhlen beschrieben (BALCH 1900). Der Effekt, dass sich kältere Luft aufgrund ihrer höheren Dichte und des dadurch bedingten höheren Gewichts an den tiefstmöglichen Stellen eines Hohlraumsystems sammelt und dabei wärmere Luft verdrängt, wird seitdem als *balch effect* oder *balch ventilation* bezeichnet. In der Permafrostliteratur wird er insbesondere im Zusammenhang mit der Funktion einer grobblockigen Deckschicht für die Erhaltung eines gefrorenen Kerns in Blockgletschern zitiert (u.a. BARSCH 1983, HÖLLERMANN 1983, HARRIS & CORTE 1992, HUMLUM 1997, HAEBERLI et al. 1998, HOELZLE et al. 2001). Allgemein wurde die Permafrost begünstigende Wirkung von Schuttmateriale schon in frühen Untersuchungen zur Verbreitung von Gebirgspermafrost festgestellt (z.B. HAEBERLI 1975).

Im Rahmen seiner Untersuchungen zur Wärmeleitfähigkeit von Böden konnte JOHANSEN (1975) unter Laborbedingungen einen Anstieg der effektiven Wärmeleitfähigkeit in Grobsubstrat nachweisen, der durch den Beitrag konvektiver Prozesse verursacht wurde (vgl. Abschnitt 4.4.3).

WAKONIGG (1996) identifizierte mittels einer Kombination aus Literaturrecherche sowie eigenen Messungen und Beobachtungen in den Ostalpen den Mechanismus, der zur Entstehung sog. "unterkühlter Schutthalden" führt. Dabei kommt es bei einer weitgehenden oberflächlichen Abdeckung der Schutthalden durch Bewuchs oder Schnee zu einem jahres- bzw. tagesperiodischen Wechsel hangparalleler Luftströmungen innerhalb der Schutthalde in einem Windröhrensystem. Im Winter strömt kalte Außenluft durch Öffnungen im unteren Bereich in die Halde ein und bewirkt dort ein Gefrieren des vorhandenen Wassers. Die freiwerdende latente Energie und die Angleichung der Temperatur an die Felstemperaturen führen zu einer Erwärmung der Luft auf ihrem Weg durch die Halde, so dass relativ warme Luft diese an ihren oberen Öffnungen verlässt. Im Sommer dringt bei umgekehrter Strömungsrichtung warme Außenluft in die oberen Öffnungen ein und kühlt sich beim Abstieg durch die Halde ab. Im unteren Haldenbereich kann eine zusätzliche Abkühlung bis auf 0°C erfolgen, solange dort Eis vorhanden ist, bei dessen Schmelzen latente Energie verbraucht wird. In den Übergangsjahreszeiten kommt es zu tagesperiodischen Wechseln in der Strömungsrichtung, wobei wiederum nachts und morgens relativ kalte Umgebungsluft in die unteren, nachmittags und abends relativ warme Umgebungsluft in die oberen Öffnungen der Halde eindringt. In der Summe führen die advektiven Luftbewegungen im Haldeninneren zu einer doppelten thermischen Bevorzugung der

oberen und einer entgegengesetzten doppelten Benachteiligung der unteren Öffnungen. Das Ausmaß der Unterkühlung des unteren Haldenbereichs hängt maßgeblich davon ab, wie viel Eis sich dort im Winter bilden kann, welches bis in den darauffolgenden Sommer als "Kältereservoir" fungiert. Aufgrund der Tatsache, dass nur in den wenigsten der untersuchten Schutthalden Eis den ganzen Sommer überdauerte und dass die Maximaltemperaturen im kältesten Fall bei exakt 0°C lagen, können diese Vorkommen laut WAKONIGG nicht als Permafrost angesprochen werden. Daher stellt er die "unterkühlten Schutthalden" den gefrorenen Schutthalden der Periglazialstufe gegenüber, wobei die Übergänge stellenweise fließend sind.

Unterkühlte Schutthalden im Sinne von WAKONIGG sind nicht auf Hochgebirgsstandorte beschränkt sondern treten auch in Mittelgebirgslagen auf (vgl. u.a. TANAKA et al. 2000, DELALOYE et al. 2003, GUDE et al. 2003, SAWADA et al. 2003). Im Gegensatz zu der von WAKONIGG getroffenen Aussage werden sie von verschiedenen Autoren als sporadische Permafrostvorkommen angesprochen.

HUMLUM (1997) untersuchte am Beispiel dreier Blockgletscher auf Grönland mittels punktueller Temperaturmessungen den Wärmehaushalt in der grobblockigen Auftauschicht. In Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen und dem Witterungsverlauf unterscheidet er drei Fälle, die sich wie folgt zusammenfassen lassen:

- Geringe Windgeschwindigkeiten, fehlende oder nur geringmächtige Schneedecke: Aufgrund von Dichteunterschieden kann kalte Luft in die Blockschicht infiltrieren (Balch-Effekt, s.o.), während sich eine Erwärmung an der Oberfläche nicht in die Blockschicht fortsetzt.
- Hohe Windgeschwindigkeiten, fehlende oder geringmächtige Schneedecke: Hohe Windgeschwindigkeiten in der bodennahen Atmosphäre führen zu dynamisch erzeugter Ventilation in der Blockschicht (*wind pumping*), wodurch sowohl oberflächliche Erwärmung als auch Abkühlung schnell weitergegeben werden.
- Mehr oder weniger geschlossene winterliche Schneebedeckung: Weitgehende Abkopplung der Blockschicht von der bodennahen Atmosphäre, wodurch deren starke Auskühlung sich nicht in der Blockschicht auswirkt; die spätwinterliche Erwärmung wird dagegen in Form von Schmelzwasser in die Blockschicht transportiert, das dort unter Freisetzung latenter Wärme wieder gefriert.

In allen drei Fällen spielen also nicht-konduktive Wärmetransfermechanismen eine entscheidende Rolle, die der Blockschicht die Funktion eines thermischen Filters zuweisen. Im ersten Fall bewirken sie eine Abkühlung der Blockschicht im Vergleich zur bodennahen Atmosphäre, im zweiten Fall sind die Temperaturunterschiede zwischen Atmosphäre und Blockschicht nur gering. Im dritten Fall liegen die Jahresmitteltemperaturen in der Blockschicht über denen der bodennahen Atmosphäre.

HARRIS (1996) und HARRIS & PEDERSEN (1998) verglichen in zwei Fallbeispielen (Kunlun Shan, China; Plateau Mountain, Kanada) den Wärmehaushalt von grobblockigem Substrat mit demjenigen von angrenzendem Feinmaterialboden. Beide Standorte weisen nur eine geringe winterliche Schneebedeckung auf. Während sich im Feinmaterial eine für konduktiven Wärmetransfer typische exponentielle Abnahme der jährlichen Temperaturamplitude mit der Tiefe ergab, registrierten sie im Blocksubstrat eine eher lineare und damit weniger starke Reduktion. Aufgrund der markant unterschiedlichen Messergebnisse folgerten sie, dass Luftbewegungen im Hohlraumsystem des grobblockigen Substrats eine wichtige Rolle in dessen Wärmehaushalt spielen. Die Jahresmitteltemperaturen lagen unter gleichen meteorologischen Bedingungen im Blocksubstrat um 4-7°C unter denen im Feinsubstrat. Als mögliche Mechanismen zur Erklärung der ungewöhnlich tiefen Temperaturen in grobblockigem Substrat führten sie an:

- Balch-Effekt (s.o.) im Fall von großen zusammenhängenden Hohlräumen und geringer winterlicher Schneedecke
- Kamin-Effekt (beschrieben von WAKONIGG, s.o.) bei weitgehender oberflächlicher Abdeckung des Blocksubstrats
- Kühlung durch den Verbrauch latenter Wärme bei der sommerlichen Evaporation bzw. Sublimation von Wasser bzw. Eis
- Kontinuierlicher Luftaustausch zwischen Blockmaterial und Atmosphäre

Unter Freilandbedingungen wurden konvektive Prozesse in grobblockigem Substrat erstmals in der Deckschicht des Blockgletschers Murtèl/Corvatsch nachgewiesen (KELLER & GUBLER 1993, KELLER 1994, HOELZLE 1994). In Verbindung mit der komplexen Topographie der Blockgletscheroberfläche konnten dort Schlote in der frühwinterlichen Schneedecke als Ein- bzw. Austrittsöffnungen für Luftströmungen in der Deckschicht identifiziert werden. Ihre Lage vorwiegend in Senken der Blockgletscheroberfläche deutet auf ein Zirkulationssystem hin, das von lokalen Kaltluftabflüssen angetrieben wird (BERNHARD et al. 1998, HOELZLE et al. 1999). Offene Schlote, über die das Hohlraumssystem in der Deckschicht mit der bodennahen Atmosphäre in Verbindung steht, wurden in mehreren Wintern bis zu einer Schneehöhe von 70 cm beobachtet. Durch Temperaturmessungen und die Beobachtung der Entstehung von Raureifkristallen an einem Teil der Schlotöffnungen konnten dabei sowohl Kaltluft-eintritts- als auch Warmluftaustrittspfade rekonstruiert werden, wobei das Zirkulationsmuster und die Strömungsrichtung nicht konstant blieb (SUTTER 1996).

Detaillierte Energiebilanzmessungen auf dem Blockgletscher Murtèl/Corvatsch, die seit 1997 durchgeführt werden, ergaben im Jahresmittel Energiebeträge aus der Strahlungsbilanz, die nicht den ermittelten Beträgen für Bodenwärmefluss, latente Schmelzenergie und turbulente Wärmeflüsse entsprachen (MITTAZ et al. 2000). Der

in allen Jahren ermittelte Energieüberschuss in der Größenordnung von $17\text{--}19\text{ W m}^{-2}$ wird mit advektiven Energieflüssen in der Blockschicht erklärt, die nicht messtechnisch erfasst wurden (MITTAZ 2002). Die Messung von Fels- und Lufttemperaturen in der Auftauschicht nahe der Energiebilanzstation bestärkte diese Annahme (RAYMOND 2001). Außerdem erbrachte sie Hinweise auf eine Luftzirkulation in vertikaler Richtung in Form von aufsteigenden "Wärmeblasen" und eine grundsätzliche Dominanz vertikaler konvektiver Wärmetransferprozesse. Weiterhin konnte auch hier nachgewiesen werden, dass das System Blockschicht schneller auf nicht-konduktive (typisch für kalte Witterung) als auf konduktive Prozesse (typisch für warme Witterung) reagierte, wobei ein Schwellenwert von 6°C vorwiegend konduktives von vorwiegend konvektivem Regime trennte (HANSON & HOELZLE 2004).

Im Rahmen der Untersuchung der Permafrostverbreitung im Gebirge auf der nord-japanischen Insel Hokkaido wurden kontinuierliche BTS- bzw. GST-Messungen¹ in unterschiedlichen Substrattypen durchgeführt. Dabei wurden in Blocksubstrat Effekte ähnlich denen am Blockgletscher Murtèl/Corvatsch registriert. In Depressionen einer grobblockigen Oberflächenschicht wurden an mehreren Standorten unter einer geschlossenen Schneedecke kontinuierlich sinkende Wintertemperaturen bis zu absoluten Minima von unter -10°C kurz vor Einsetzen der Schneeschmelze gemessen. Dieser Temperaturverlauf wird auf Advektion und lokale Sammlung von Kaltluft im grobblockigen Substrat zurückgeführt (ISHIKAWA 2003).

Temperaturmessungen in grobblockigem Substrat in zentralasiatischen Gebirgen ergaben eine Reduktion der Blockschichttemperaturen um $2,5$ bis 4°C gegenüber mittleren Lufttemperaturen. Ähnlich den Ergebnissen von HARRIS & PEDERSEN (1998) wurde ein kühlender Effekt auf den oberflächennahen Untergrund beobachtet, der für tiefgelegene sporadische Permafrostvorkommen bei positiven Jahresmitteln der Lufttemperatur verantwortlich gemacht wird (MARCHENKO 2001, GORBUNOV et al. 2004).

Angewandte Untersuchungen haben mehrfach die Eignung groben Substrats als Fundamentmaterial beim Bau von Verkehrsstrassen untersucht. GOERING & KUMAR (1996) wiesen mittels numerischer Modellierungen nach, dass die starke winterliche Abkühlung an der Oberfläche einer Dammschüttung aus Steinen (Durchmesser 3 cm , Porosität 40%) Konvektionsströmungen im Hohlraumsystem auslöst, die Wärme aus dem Damm und dem unterlagernden Boden an die Oberfläche transportiert und dadurch den Untergrund abkühlt. Die Modellierung ergab einen Reduktionsbetrag von 5°C . Dieser Betrag überkompensiert die Effekte, die beim herkömmlichen Straßenbau durch Eingriffe in die Oberflächencharakteristik und damit in die Energie-

¹ BTS = Basistemperatur der hochwinterlichen Schneedecke (vgl. Abschnitt 4.6); GST = *ground surface temperature*

bilanz hervorgerufen werden und eine Erwärmung des Untergrunds mit entsprechenden Nachfolgeschäden bewirken. Die Modellierung stimmte gut mit Temperaturmessungen in einem entsprechend angelegten Feldversuch (Dammschüttung aus zerkleinertem Felsmaterial mit Durchmessern von 5-8 cm) überein. Die Jahresmitteltemperaturen betrugen an der Oberfläche der Schüttung $+2^{\circ}\text{C}$, während an ihrer Basis am Kontakt mit dem unterlagernden Boden zwischen $-1,2$ und $-3,6^{\circ}\text{C}$ gemessen wurden (GOERING 1998).

YU et al. (2004) wiesen durch Laborversuche – im Design ähnlich denen von JOHANSEN (vgl. Abschnitt 4.4.3) – den kühlenden Effekt künstlicher Schüttungen aus grobem Substrat nach.

Die thermischen Effekte grobblockiger Deckschichten haben außerdem großen Einfluss auf die Feuchtigkeitsverhältnisse des oberflächennahen Untergrunds. PÉREZ (1998) ermittelte bei Arbeiten in der kalifornischen Cascade Range erhöhte Bodenwassergehalte unter Deckschichten aus Steinen bis Blöcken. Die höchsten Wassergehalte fand er dabei unter Deckschichten aus Grobmaterial mit Kantenlängen von über 10 cm. Er führt dies einerseits auf verminderte Evaporationsraten aufgrund tieferer Bodentemperaturen und andererseits auf ein abruptes Abreißen der Kapillarität am Übergang zwischen Boden und überlagernder Blockschicht zurück.

2.7 Grundlagen zum Mikroklima in grobblockigem Schutt

Gemäß den vorgestellten Ergebnissen ähnlich ausgerichteter Arbeiten sowie eigener Voruntersuchungen im Arbeitsgebiet (HERZ et al. 2003a) geht diese Arbeit davon aus, dass sich der Wärmehaushalt in grobblockigem Substrat markant von demjenigen in anstehendem Fels oder feinkörnigem Lockermaterial unterscheidet. Oberflächen aus grobem Blockschutt werden daher – unabhängig von ihrer Genese und topographischen Lage (Schutthalde, Blockgletscher, Blockfeld etc.) – als Pufferschichten im Sinne von LUTHIN & GUYPON (1974) und MITTAZ (2002) angesehen.

Grobblockige Deckschichten bestehen aus den Komponenten Festsubstanz und einem zu ihr komplementären System von Hohlräumen. Aufgrund der Dimension der Augengneisblöcke weisen im Arbeitsgebiet auch die Hohlräume entsprechend große Durchmesser und Volumina auf. Nahe der Oberfläche beträgt der Anteil großer Hohlräume zwischen 30 und 40 Vol.%. Entsprechend der abnehmenden Blockdurchmesser nimmt er mit der Tiefe ab. In Tiefen unterhalb von 2-3 m sind größere Hohlräume meist von Steinen und feinkörnigerem Schuttmaterial aufgefüllt.

Zentraler Untersuchungsgegenstand der vorliegenden Arbeit ist somit das thermische Regime der oberflächennächsten Bereiche der Blockfelder bis in eine Tiefe von etwa drei Metern.

Entscheidendes Charakteristikum dieser Schicht ist die mit dem Hohlraumssystem verbundene hohe Permeabilität (vgl. Kapitel 4.4.3). In Form von großen, zur bodennahen Atmosphäre hin offenen Hohlräumen ist sie insbesondere in vertikaler Richtung ausgeprägt.

Aus mikroklimatischer Sicht bestehen die Blockfelder während der schneefreien Zeit aus einem Zwei-Phasen-System. In der festen Phase, den Felsblöcken, werden thermische Impulse durch Wärmeleitung (Konduktion) weitergegeben. Das zur festen Phase komplementäre Hohlraumssystem ist von Luft und Wasserdampf (Fluidphase) angefüllt. Im Gegensatz zur festen Phase weist Luft eine extrem schlechte Wärmeleitfähigkeit auf. Thermische Impulse werden in der Fluidphase überwiegend durch turbulente Strömungen in Form von freier bzw. erzwungener Konvektion weitergegeben (vgl. Kapitel 4.4.3 und 4.4.4). Gemäß Abb. 2.3 ist im Wärmehaushalt in grobblockigem Substrat von einer Dominanz der Mechanismen Konvektion und Strahlung auszugehen, während die in anstehendem Fels und Bodenmaterial dominierende Konduktion im Gesamteffekt eine deutlich geringere Rolle spielt.

Dies hat zur Folge, dass bis heute verfügbare physikalische Bilanzmodelle zum Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund hier nicht ohne weiteres eingesetzt werden können, da diese von einem ausschließlich konduktiven Regime

im Untergrund ausgehen. Auf der anderen Seite sind auch die theoretischen Ansätze zur Konvektion in porösen Medien (z.B. NIELD & BEJAN 1999) nicht ohne weiteres anwendbar, da diese sich überwiegend mit flüssigen Fluiden und feinporigen Substraten auseinandergesetzt haben. Dies trifft auch auf angewandte Aspekte in diesem Bereich zu (z.B. Grundwasserfluss, Geothermie, Lagerstättenexploration).

Auch hinsichtlich der Veränderungen im Wärmehaushalt, die vom Aufbau der winterlichen Schneedecke ausgehen, unterscheidet sich grobblockiges Substrat substantiell von feinkörnigeren Materialien. Die hohe Rauigkeit und Porosität grobblockiger Oberflächen machen größere Schneemengen zur Ausbildung einer geschlossenen Schneedecke erforderlich. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass grobblockige Deckschichten in Wintern, die nicht mit dem sofortigen Aufbau einer nennenswerten Schneedecke einsetzen, v.a. im Herbst und Frühwinter in direktem Austausch mit der stark auskühlenden bodennahen Atmosphäre stehen. Dies ermöglicht eine – im einzelnen stark vom Witterungsverlauf abhängige und damit von Jahr zu Jahr unterschiedliche – mehr oder weniger effiziente Auskühlung der Blockschicht. Erst wenn der Schnee nahezu alle Hohlräume an der Oberfläche verschlossen hat, stellt sich die thermische Isolationswirkung der Schneedecke ein, wie sie über Feinsubstrat typisch ist (u.a. GOODRICH 1982)

Die hohe Porosität und Permeabilität führen außerdem zu einer exzellenten Dränierung von grobblockigem Substrat. Wasser spielt daher im Wärmehaushalt von Blockschichten nur eine marginale Rolle. Im Vergleich zu Feinsubstrat vermindern diese Eigenschaften auch die Bedeutung des latenten Wärmeumsatzes – sowohl hinsichtlich der umgesetzten Energiemengen als auch der zeitlichen Dauer. Dies betrifft wiederum insbesondere Perioden der herbstlichen und frühwinterlichen Auskühlung, während denen keine Erstarrungswärme in der Blockschicht anfällt.

Basierend auf diesen Vorüberlegungen verfolgt diese Arbeit somit folgende Ziele:

- Nachweis der am Energieumsatz beteiligten Wärmetransfermechanismen und ihrer Bedeutung für das thermische Regime grobblockiger Deckschichten
- Quantifizierung des Ausmaßes nicht-konduktiver Wärmetransferprozesse
- Charakterisierung der vom spezifischen thermischen Regime grobblockiger Deckschichten ausgehenden Modifikationen auf den Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund

3 Methodische Grundlagen

3.1 Methodischer Ansatz der vorliegenden Arbeit

Aus den gesetzten Zielen resultiert eine Aufteilung des Messprogramms in drei Schichten (vgl. Abb. 3.1):

1. Grobblockige Deckschicht: Kontinuierliche Messung vertikaler Temperaturprofile in beiden Phasen (Fels- und Lufttemperaturen) der Blockschicht
2. Bodennahe Atmosphäre: Kontinuierliche Messung derjenigen meteorologischen Parameter, die für den Energieumsatz an der Blockschichtoberfläche von Bedeutung sind (Strahlungsbilanz, Lufttemperatur, Oberflächentemperatur, Luftfeuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit, Schneehöhe, Niederschlag)
3. Oberflächennaher Untergrund: Kontinuierliche Aufzeichnung der Untergrundtemperaturen bis in 30 m Tiefe

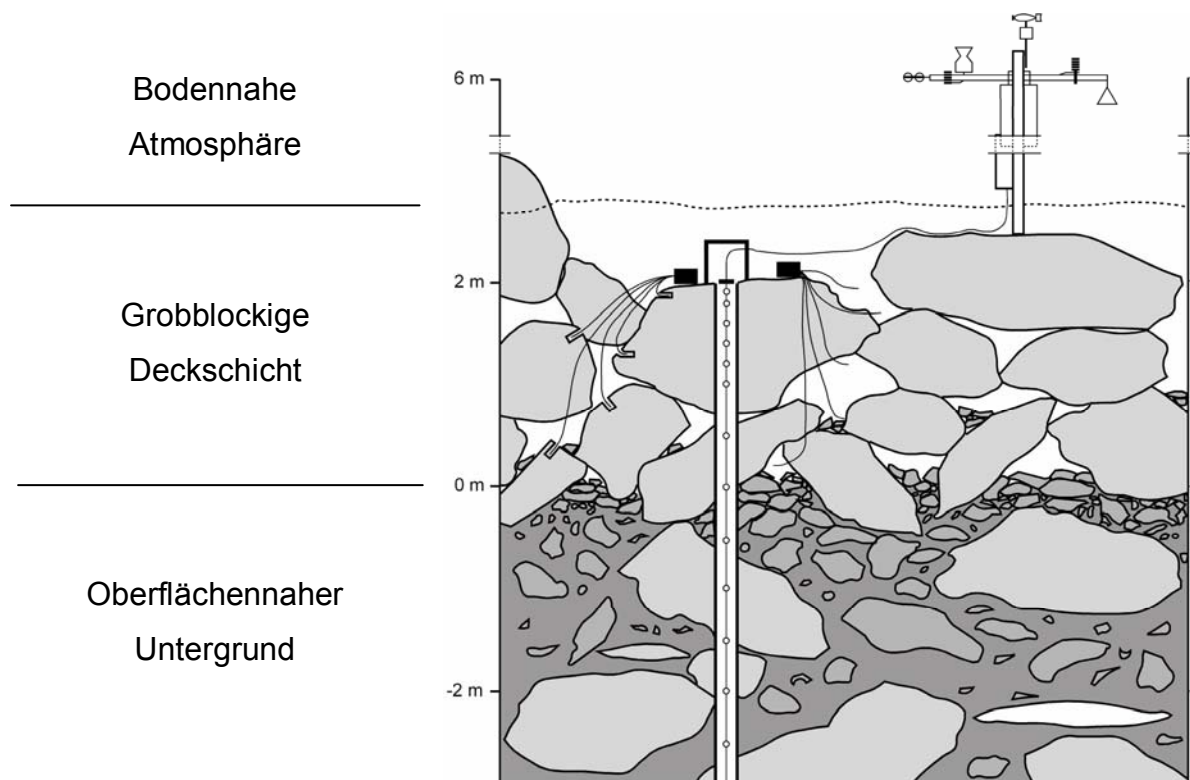


Abb. 3.1 Schichtbezeichnung und Instrumentierung im Ritigraben-Blockfeld
(Entwurf: Th. Herz; Reinzeichnung: B. Goecke)

3.2 Beschreibung und technische Spezifikationen der Messeinrichtungen

Gemäß den formulierten Untersuchungszielen wurden im Ritigraben-Blockfeld insgesamt 80 Temperatursensoren installiert. Als Sensorelemente kamen aufgrund der hervorragenden Langzeitstabilität und hohen Auflösung Dünnschicht-Widerstandsthermometer PT-1000 1/3DIN B vom Typ Heraeus M-FK zum Einsatz.

Die Sensoren wurden an einen 5-Kanal-Datenlogger (Wickenhaeuser TL_LOG) angeschlossen. Der Logger arbeitet bei einer Versorgungsspannung von 2,7-4,8 V mit einer hochgenauen und temperaturstabilen Messspannung von 2,5 V. Ein hochauflösender 24-bit A/D-Wandler gestattete es, zugunsten einer höheren Sensorzahl auf eine Vollbrückenschaltung zur Sensoransteuerung zu verzichten. Stattdessen wurde eine Halbbrückenschaltung gewählt, bei der fünf Sensoren (Kanäle 1-5) gegen einen hochpräzisen Referenzwiderstand von 1 k Ω (Kanal 6) geschaltet wurden. Dieser Schaltungstyp erreicht bei einem Messbereich des A/D-Wandlers von $\pm 78,125$ mV eine theoretische Auflösung von 0,005°C. Mittels einer 4-Punkt-Kalibrierung (0, 10, 20, 30°C) wurde für jeden Sensor, der Voreinstellung in der Loggersoftware entsprechend, eine Temperatur-Widerstands-Beziehung in Form eines Polynoms 3. Ordnung berechnet. Die ermittelten Eichparameter wurden direkt in die Loggersoftware übertragen. Mit dieser Vorgehensweise konnte eine absolute Mindestgenauigkeit der Messwerte von 0,02°C erreicht werden.

Zur Messung der Blockschichttemperaturen wurden zwei Typen von Sensoren entwickelt. Im Fall des geschlossenen Sensortyps (Felstemperaturmessung) wurden die PT-1000-Sensorelemente in Edelstahlhülsen mit einer Wandstärke von 0,2 mm eingegossen. Bei der Lufttemperaturmessung in den Hohlräumen der Blockschicht wurde der offene Sensortyp verwendet. Hierbei wurde das Sensorelement so platziert, dass seine Spitze gerade aus der Vergussmasse ragt, die Sensorelement und Kabel in einem Edelstahlröhrchen fixiert (Abb. 3.2). Diese Konstruktion ermöglichte es, die Sensorelemente sicher in der gewünschten Position zu platzieren, die Einflüsse des Sensors auf die Messung zu minimieren und schließlich durch den direkten Kontakt von Sensorelement und Luft schnelle Reaktionszeiten zu erzielen.



Abb. 3.2 Lufttemperatursensor (offener Sensortyp) und Beispiel für die Art der Installation im Ritigraben-Blockfeld (Aufnahme: R. Hof, Juni 2003)

Zur Aufzeichnung von Meteodaten und Untergrundtemperaturen dient eine im April 2002 im Auftrag des Kantons Wallis am Standort errichtete Klimastation mit zugehörigem 30 m-Bohrloch (Abb. 3.3).



Abb. 3.3 Die Klimastation Ritigraben-Blockfeld (a) und ihre Sensorausstattung (b) (Aufnahmen: R. Hof, Juni 2003)

Die in Tab. 3.1 dokumentierte Sensorausstattung der Klimastation und der im Bohrloch installierten Thermistorenkette entsprechen im Wesentlichen dem im Rahmen des PACE-Projekts definierten Standard (HARRIS et al. 2001).

Tab. 3.1 Sensorausstattung der Klimastation im Ritigraben-Blockfeld

Parameter	Sensortyp	Sensorelement	Messbereich	Auflösung / Genauigkeit
Strahlungsbilanz	Kipp & Zonen CNR1	Pyranometer CM3 Pyrgeometer CG3 PT-100 Temperatursensor	0,3 - 3 μm 4,5 - 42 μm	$\pm 10\%$ (Tagessumme) $\pm 10\%$ (Tagessumme) $\pm 10\%$ (Tagessumme)
Lufttemperatur und Luftfeuchte	CSI T107 Rotronic RH	NTC Präzisionsthermistor HYGROMER-C94	-35 - 50°C 0 - 100%	$\pm 0,2^\circ\text{C}$ $\pm 1,5\%$
Windrichtung und -geschwindigkeit	Young 05103	Windfahne / Potentiometer Propeller / Magnetspule	0 - 355° 0 - 60 ms^{-1}	$\pm 3^\circ$ 0,3 ms^{-1}
Oberflächen-temperatur	IR Thermo- meter	Thermoelement		
Schneehöhe	Campbell SR 50	elektrostatischer Wandler (50 kHz)	0,5 - 10 m	0,1 mm / 0,01 m
Regenmenge	Environmental Measurements LTD ARG 100	Tippwaage		0,2 mm

Die in der Thermistorenkette verwendeten NTC-Sensoren vom Typ Yellow Springs Instruments (YSI) 44006 erreichen eine Messwertauflösung von $0,02^\circ\text{C}$ (ISAKSEN et al. 2001)¹. Die Temperatur-Widerstands-Beziehung wird in ihrem Fall durch die Steinhart-Hart-Gleichung berechnet (vgl. u.a. VONDER MÜHLL 1994). Vor der Installation wurde für jeden Sensor eine Nullpunkt-Kalibrierung durchgeführt. Entsprechend dem PACE-Standard wurde das Bohrloch mit einem durchgehenden, an der Basis geschlossenen PVC-Schlauch verrohrt. Um einen guten Kontakt der Sensoren mit der Innenseite der Verrohrung sicherzustellen, wurden an der Thermistorenkette im Niveau der Sensoren einseitig Schaumstoffpolster fixiert, die die Sensoren an die Wand der Verrohrung drücken.

Klimastation und Thermistorenkette werden von einem solargespeisten Datenlogger vom Typ Campbell CR10X in Kombination mit einem Multiplexer AM416 angesteuert. Hierbei werden Meteodaten stündlich registriert und abgespeichert, Bohrlochdaten viermal (0,1 bis 3,5 m Tiefe) bzw. einmal ($>3,5$ m Tiefe) täglich. Da die Station ins kantonale Messnetz zur Naturgefahrenprävention integriert ist, werden sämtliche Daten einmal täglich via Funkmodem an einen zentralen Datenserver übermittelt und von dort über eine DFÜ-Verbindung abgerufen.

¹ Sensortiefen [m]: 0,1 / 0,2 / 0,4 / 0,6 / 0,8 / 1 / 1,5 / 2 / 2,5 / 3 / 3,5 / 4 / 4,5 / 5 / 6 / 7 / 8 / 9 / 10 / 11 / 12 / 13 / 14 / 16 / 18 / 20 / 22,5 / 25 / 27,5 / 30

3.3 Installation und räumliche Anordnung der Messeinrichtungen im Arbeitsgebiet

Die Lage der Klimastation geht im Überblicksmaßstab aus Abb. 2.12 hervor. Abb. 3.4 zeigt die exakte Position sämtlicher Installationen im bzw. nahe dem Ritigraben-Blockfeld. Die Klimastation befindet sich in 2.635 m ü. NN im unteren Bereich des Blockfelds 40 m oberhalb (ESE) der Querung der Skipiste und 50 m oberhalb der Geländekante, die in den eigentlichen Ritigraben überleitet (vgl. Abb. 3.5 und 6.3). Das Blockfeld weist in diesem Bereich ein ausgeprägtes Mikrorelief auf. Parallel zur Hangneigung annähernd in E-W-Richtung verläuft dort ein Blockrücken, an den sich nach N unmittelbar eine Rinne anschließt. Die Höhendifferenz zwischen Rücken und Rinne beträgt im Mittel drei Meter (vgl. Abb. 2.14). In der Rinne verläuft das Hauptmessprofil mit den Messpunkten 1 bis 4.

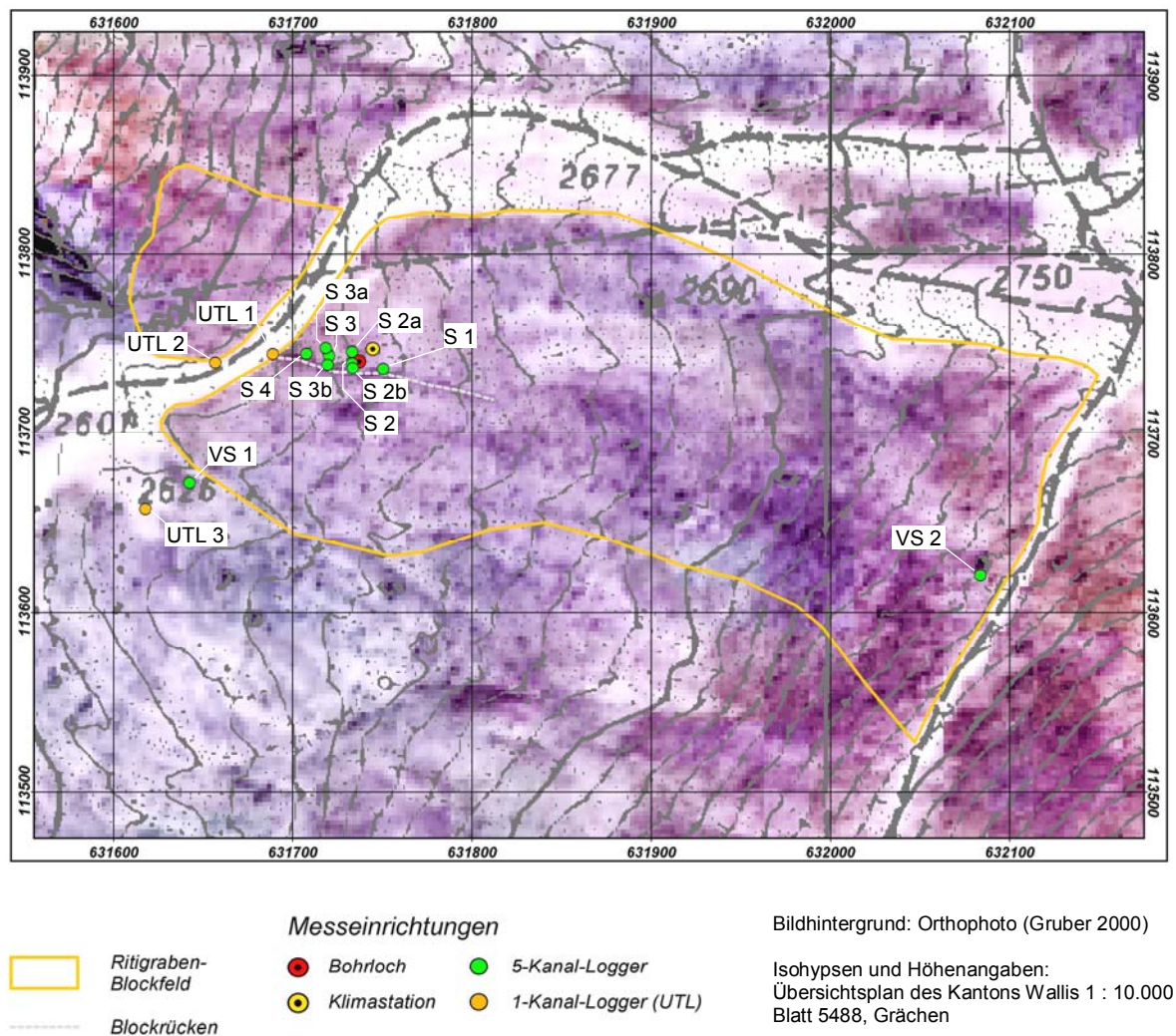


Abb. 3.4 Lage der Messstandorte im Bereich des Ritigraben-Blockfelds

Das 30 m-Bohrloch befindet sich zwischen den Punkten 1 und 2 (Abb. 3.4). Das Hauptprofil wurde in dieser Rinne positioniert, um mit den Sensoren die tiefstmöglichen Niveaus in der Blockschicht zu erreichen. Quer zu diesem Hauptprofil wurden auf Höhe der Messpunkte 2 und 3 zwei Querprofile, bestehend aus je zwei Messpunkten (2a/b bzw. 3a/b) angelegt.

Zusätzlich zu den Messpunkten in unmittelbarer Nähe der Klimastation wurden zwei Vergleichsstandorte instrumentiert. Vergleichsstandort 1 wurde als Referenzprofil in Feinsubstrat 130 m WSW der Klimastation knapp außerhalb des Blockfelds angelegt. Vergleichsstandort 2 befindet sich 360 m ESE der Klimastation im oberen Bereich des Blockfelds in einer Höhenlage von 2.760 m.

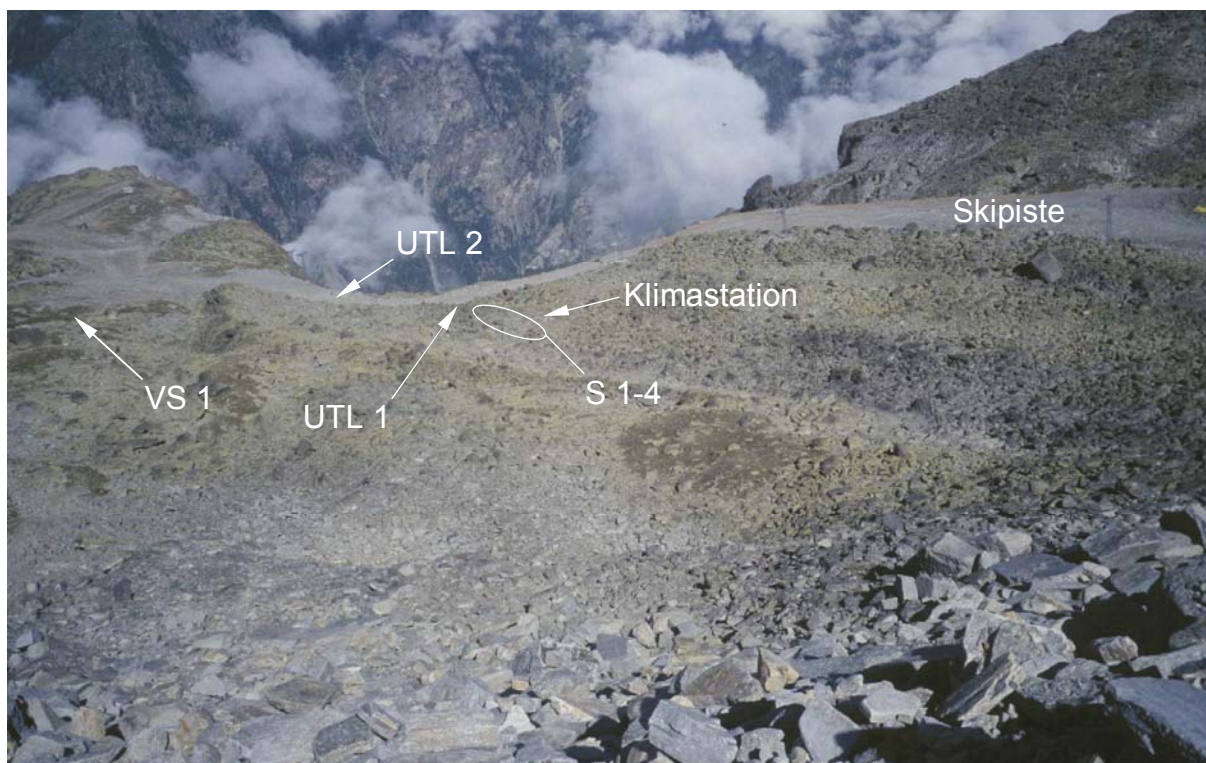


Abb. 3.5 Blick in den unteren Teil des Ritigraben-Blockfelds und Lage der Messeinrichtungen; unterhalb der von der Skipiste markierten Geländekante beginnt mit der Anrisszone der Murgänge von 1993 und 1994 der eigentliche Ritigraben (vgl. Abb. 6.3) (Aufnahme: Th. Herz, August 2001).

Mit Ausnahme der Standorte 3a/b und des Vergleichsstandorts 2, wo nur Hohlraumtemperaturen gemessen wurden, bestanden alle im Blockfeld eingerichteten Messpunkte aus Vertikalprofilen von je fünf Fels- und Lufttemperatursensoren. Bei der Auswahl der Messpunkte waren zwei Hauptkriterien ausschlaggebend. Zum einen mussten der Hohlraum selbst und seine Öffnung zur Oberfläche groß genug sein, um dem Oberkörper einer Person mit Handbohrgerät ausreichend Platz zu bieten, zum

anderen sollten jeweils maximale Tiefen instrumentiert werden. Hierzu wurde im tieferen Hohlraumssystem mit 2 m langen Stäben sondiert.

Nach Auswahl der Hohlräume wurden zunächst die Felstemperatursensoren installiert. Dabei wurden in die umgebenden Felsblöcke 5 cm tiefe Löcher gebohrt, in welche die Sensoren eingebracht wurden. Um einen optimalen Kontakt zwischen Sensor und Fels zu erreichen, wurden die Löcher vorher mit Silikonmasse verfüllt. Der Vertikalabstand zwischen den einzelnen Sensoren ergab sich aus den im Einzelnen zugänglichen Felsoberflächen.

Lufttemperatursensoren wurden im Standardfall an Holzstäben fixiert in die Hohlräume eingebracht. Die Maximaltiefen wurden erreicht, indem die unteren 2-3 Sensoren an 2 m langen Holzstäben im zuvor sondierten tieferen Teil des Hohlraumsystems positioniert wurden. Die Verbindung zu diesem Teil war dabei i.d.R. eine kleine Öffnung oder Spalte am Boden des mit den Felstemperatursensoren bestückten oberen Teils. Eine repräsentative Position der Lufttemperatursensoren im Zentrum des großen oberflächennahen Hohlraums wurde durch Befestigung der Sensoren an passend abgelängten und anschließend in der Hohlraumwand verankerten Holzstäben erreicht (vgl. Abb. 3.2).

Aufgrund der extrem grobblockigen Textur und des Mikroreliefs war es selbst im Fall der auf vergleichsweise engem Raum instrumentierten Messpunkte 1-4 nicht möglich, ein Referenzniveau als einheitliche Oberfläche der Blockschicht zu definieren. Die Lage der Oberfläche wurde lokal für jedes Vertikalprofil als gedachte Ebene festgelegt, die die jeweils höchsten Felspartien verbindet. Aus der oben beschriebenen Vorgehensweise bei der Instrumentierung ist weiterhin ersichtlich, dass es nicht möglich war, von Messpunkt zu Messpunkt einheitliche Messtiefen festzulegen. An einzelnen Standorten wurden Niveaus mehrfach instrumentiert, um Hohlraumtemperaturen in unterschiedlichen Positionen, insbesondere in unterschiedlichen Abständen von Felsoberflächen zu messen (vgl. Kapitel 4.4.4.2).

Zur Installation der Sensoren am Feinsubstrat-Standort VS1 wurde zunächst mithilfe einer Peilstange und eines Hammers ein Loch von 1,5 m Tiefe und 4 cm Durchmesser erzeugt. In dieses wurde wiederum ein Holzstab eingebracht, an dem in den gewünschten Tiefen Sensoren fixiert wurden. Anschließend wurde das Loch mit Bodensubstrat verfüllt. Der oberste Sensor wurde horizontal in 1 cm Tiefe installiert.

Tab. 3.2. gibt einen Überblick über die Messtiefen der einzelnen Messpunkte.

Tab. 3.2 Messpunkte und Sensortiefen im Bereich des Ritigraben-Blockfelds

Messpunkt	Tiefen der Felstemperatursensoren [cm]	Tiefen der Lufttemperatursensoren [cm]
1	70 / 130 / 160 / 190 / 250	110 / 190 / 205 / 260 / 315
2	5 / 80 / 120 / 140 / 170	70 / 120 / 120 / 215 / 275
2a	5 / 5 / 70 / 70 / 100	70 / 70 / 70 / 120 / 175
2b	5 / 30 / 65 / 110 / 110	65 / 65 / 110 / 190 / 230
3	5 / 20 / 60 / 100 / 120	80 / 100 / 140 / 190 / 240
3a		35 / 70 / 110 / 150 / 190
3b		5 / 40 / 80 / 120 / 160
4	5 / 120 / 130 / 140 / 160	120 / 150 / 220 / 290
VS1	(Bodentemperaturen) 1 / 50 / 100 / 150	
VS2		5 / 60 / 110 / 160

3.4 Weitere durchgeführte Messungen

Zusätzliche Daten zur Verbreitung von Permafrost im gesamten Arbeitsgebiet wurden durch Messungen der Basistemperatur der winterlichen Schneedecke (BTS) erhoben. Methodische Vorgehensweise sowie Bearbeitung und Interpretation der in Abschnitt 4.6 vorgestellten Messdaten orientierten sich an den üblichen Grundlagen (HAEBERLI 1973, HAEBERLI & PATZELT 1982, KING 1984). Während den im März 1998, 2000 und 2003 durchgeführten Messkampagnen wurde besonderer Wert auf den Vergleich der extrem unterschiedlichen Substrattypen im Arbeitsgebiet gelegt. Die Anwendbarkeit und Aussagekraft von BTS-Messungen in grobblockigem Substrat wird in Abschnitt 4.6 diskutiert.

Zu Vergleichszwecken wurden weiterhin an insgesamt drei Stellen außerhalb des Blockfelds kontinuierliche Oberflächentemperaturmessungen durchgeführt. Ihre Position ist ebenfalls in Abb. 3.4 verzeichnet (UTL 1-3). Diese Messstellen wurden eingerichtet, um auch den dritten im Arbeitsgebiet vorkommenden Oberflächentyp "unbewachsenes sandig-kiesiges Substrat" einzubinden. Dieser Oberflächentyp repräsentiert die anthropogen überformten Flächen im Arbeitsgebiet, insbesondere Skipisten und an diese angrenzende, regelmäßig von Pistenfahrzeugen befahrene Flächen. Da an diesen Punkten die Anlage tieferer Profile nicht möglich war, kamen dort UTL-1-Minilogger zum Einsatz (vgl. u.a. KRUMMENACHER et al. 1998, HOELZLE et al. 1999). Deren Messfühler wurde dabei jeweils in einer Tiefe von 1 cm installiert.

In Zusammenarbeit mit den Bergbahnen Grächen bestand außerdem die Möglichkeit, zwischen September 1999 und August 2000 drei manuelle Temperaturauslesungen in einem 17 m tiefen Bohrloch unter der Bergstation der Sesselbahn Stafel-Seetalhorn (2.870 m, vgl. Abb. 6.3) durchzuführen. Hierzu wurde eine Thermistorenkette¹ ins Bohrloch eingelassen. Die Widerstandswerte wurden nach einer Angleichzeit von mindestens 24 Stunden mit einem Multimeter abgelesen und in Temperaturwerte umgerechnet. Die Resultate dieser Messungen werden ebenfalls in Abschnitt 4.6 dokumentiert.

Zum Zweck des regionalen Vergleichs wurden oberflächennahe Boden- und Blockschichttemperaturen auch im Arbeitsgebiet Zermatt-Gornergrat gemessen. Ausgewählte Beispieldaten werden in Abschnitt 4.7 vorgestellt.

¹ Die technischen Spezifikationen dieser Thermistorenkette entsprechen denjenigen der 30m-Kette im Bohrloch Rätigraben-Blockfeld (vgl. Kapitel 3.2)

4 Ergebnisteil

4.1 Datenlage

Messdaten der Klimastation und Bohrlochtemperaturen liegen ab April 2002 vor. Bis auf eine Lücke im Meteodatenatz (September 2002) sind beide Datensätze vollständig. Die Meteodaten liegen in Form von Stundenwerten vor, Bohrlochtemperaturen werden bis in 3,5 m Tiefe vier mal täglich (0, 6, 12, 18 Uhr), darunter einmal täglich (0 Uhr) registriert.

Die 5-Kanal-Datenlogger wurden im Sommer 2002 (15./16. August und 17./18. September) installiert. Messdaten liegen i.d.R. als Stundenwerte vor. Während zweier Perioden im Sommer 2002 (15.08. bis 11.10.) und 2003 (29.07. bis 15.10.) wurde in der Blocksicht in 5-Minuten-Intervallen gemessen. Datenlücken und Ausfälle sind in Tab. 4.1 dokumentiert.

Tab. 4.1 Datenlücken während der Referenzperiode

Messpunkt	Felstemperaturen	Hohlraumtemperaturen
1	keine	11. – 18.10.2002
2	keine	11. – 18.10.2002
2a	Sensorausfall (-2 cm r.F.) am 14.06.03	Sensorausfall (-70 cm r.F.) am 14.06.2003
2b	keine	Loggerausfall am 21.06.2003
3	keine	11. – 18.10.2002
3a		keine
3b		Loggerausfall nach dem 18.10.2002
4	keine	11. – 18.10.2002
VS1	keine	
VS2		16.06. – 14.09.2003

r.F. = rechter Fels

Kurze Datenlücken im Umfang von einigen Stunden bis maximal wenigen Tagen wurden unter Verwendung der Daten benachbarter Sensoren interpoliert. Nur am Standort 3b war ein Totalausfall des Loggers durch Wassereintritt und ein daraus resultierender weitgehender Datenverlust zu verzeichnen.

Im Fall der UTL-1-Minilogger liegen Stundenwerte für den Zeitraum 16. August 2002 bis 13. Juli 2003 vor.

Außerdem wurden im Untersuchungsgebiet in drei Wintern (März 1998, März 2000 und März 2003) BTS-Kampagnen durchgeführt. Daraus resultieren insgesamt 126 Messwerte mit einem räumlichen Schwerpunkt im Einzugsgebiet des Ritigrabens (vgl. Abb. 4.64).

Als Referenzperiode wurde für diese Arbeit der Zeitraum Oktober 2002 bis September 2003 festgelegt. Vergleichsdaten liegen bis August 2005 vor. Mit Ausnahme der UTL-Daten entspricht dieser Vergleichsdatensatz bis Juli 2004 im Umfang dem Referenzdatensatz. Ende Juli 2004 wurden die Felstemperaturlogger im Ritigraben-Blockfeld abgebaut, so dass ab dann in der Blockschicht nur noch Hohlraumtemperaturdaten gemessen wurden.

4.2 Witterungsverlauf

4.2.1 Charakterisierung

Die Referenzperiode umfasst den vergleichsweise kalten und relativ schneereichen Winter 2002/03 und den "Jahrhundertsommer 2003" (vgl. Abb. 4.1 und 4.2).

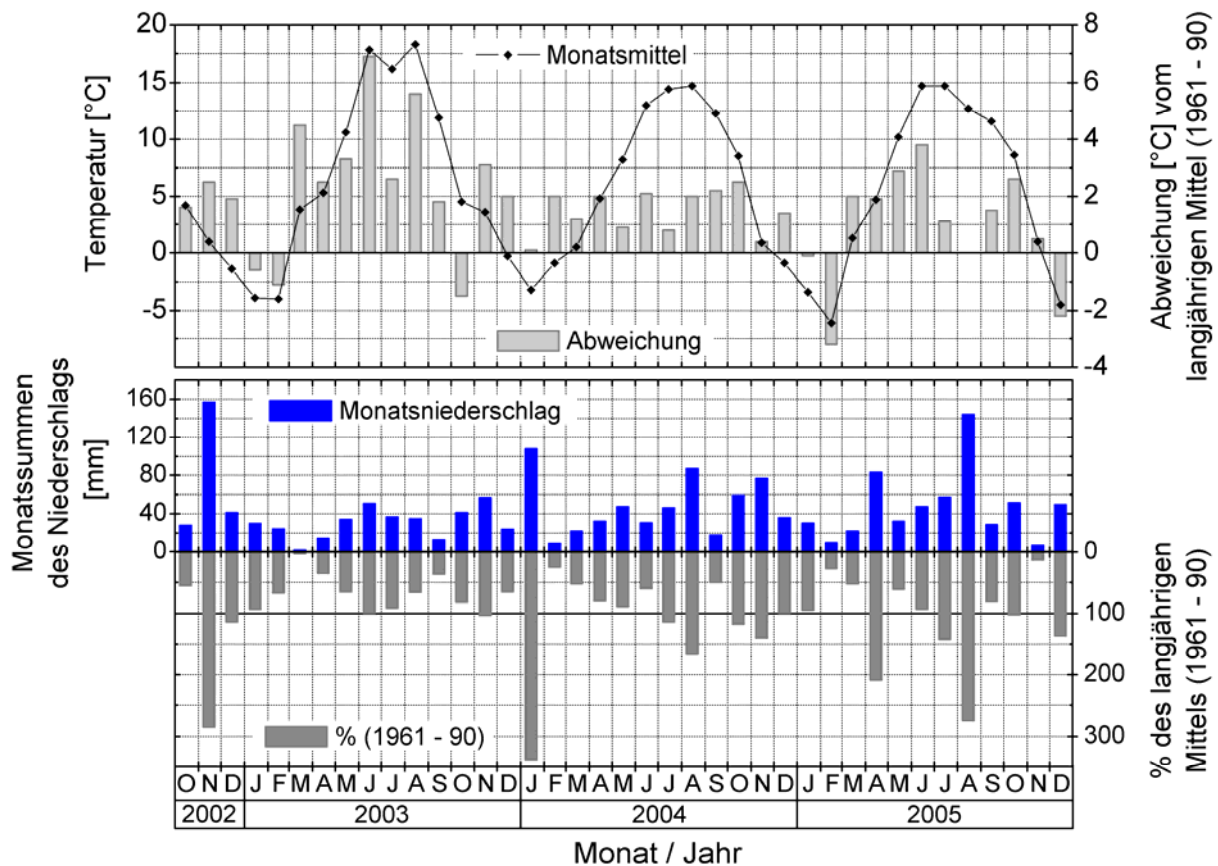


Abb. 4.1 Thermische und hygrische Verhältnisse an der Station Grächen (Oktober 2002 – Dezember 2005, Monatsmittel bzw. -summen) im Vergleich zu langjährigen Mittelwerten (1961 – 1990) (Höhenlage der Station nach Umzug: 1.550 m; Datenquelle: METEOSCHWEIZ)

Somit stehen alle in den folgenden Kapiteln getroffenen Aussagen zum "sommerlichen Temperaturregime" unter dem Vorbehalt extrem untypischer Bedingungen, die durch lang andauernde Hochdruckperioden mit ungewöhnlich hohen Einstrahlungs- und Temperaturwerten verursacht wurden. Aufgrund des außergewöhnlich heißen Sommers errechnet sich für die Referenzperiode eine Mitteltemperatur der Luft von $+0,63^{\circ}\text{C}$. Für die beiden anschließenden 12-Monats-Phasen liegen die Mittelwerte mit $-0,42^{\circ}\text{C}$ (Oktober 2003 – September 2004) bzw. $-0,43^{\circ}\text{C}$ (Oktober 2004 – September 2005) um mehr als 1°C tiefer.

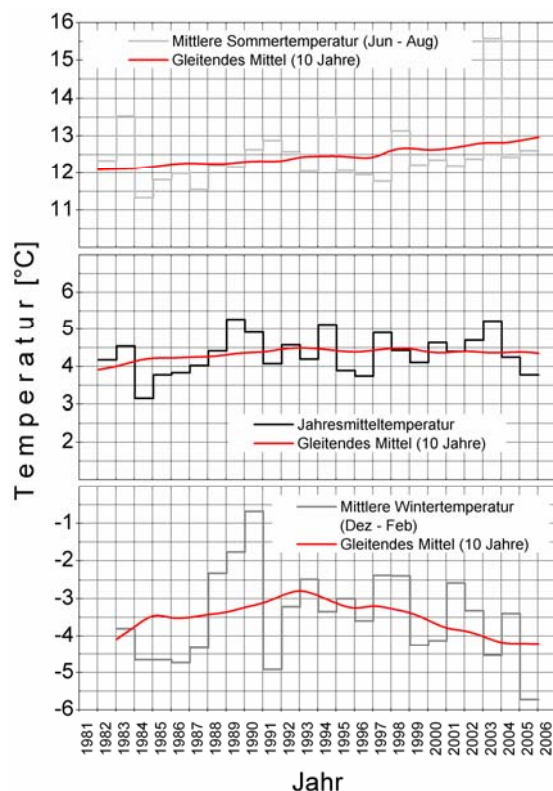


Abb. 4.2 Jahres- und Jahreszeitenmitteltemperaturen an der ANETZ-Station Zermatt (1982 - 2005) (Datenquelle: METEOSCHWEIZ)

Die Ausnahmestellung des Sommers 2003 wird auch aus dem Verlauf der Tagesmitteltemperaturen der drei 12-Monats-Phasen (Abb. 4.4) deutlich.

Der Frühwinter 2002 erbrachte überdurchschnittliche Schneehöhen. Maximalbeträge wurden in der Region erst Anfang Februar registriert, doch bereits in der zweiten Novemberhälfte führten starke Schneefälle in Höhenlagen über 2.500 m zur Ausbildung einer weitgehend geschlossenen Schneedecke. Abb. 4.3 weist für das Ritigraben-Blockfeld eine maximale Schneehöhe von knapp über 90 cm aus. Hierbei muss jedoch berücksichtigt werden, dass über der extrem rauen Oberfläche des Blockfelds noch deutlich größere Schneemengen zur Ausbildung einer geschlossenen Schneedecke erforderlich wären. Während der

BTS-Kampagne Anfang März 2003 wurden über weniger rauen Oberflächen im Umfeld des Ritigraben-Blockfelds maximale Schneehöhen von bis zu 140 cm (im Mittel 115 cm) gemessen. Zu diesem Zeitpunkt wurde die Schneedecke auch im Blockfeld nur von einigen Blöcken durchstoßen, war also zumindest weitgehend geschlossen (vgl. Abb. 4.66). Eine wahrscheinliche Erklärung für die Differenz von bis zu 50 cm wäre ein mehrmaliges Abrutschen von Schneepaketen im Bereich des Sensors in oberflächliche Hohlräume und Spalten, v.a. im Zeitraum der Starkniederschlagsphase im November 2002.

4.2.2 Unterteilung der Referenzperiode

Entsprechend der Schneedeckenentwicklung und des Temperaturverlaufs (Luft, Oberfläche und Blockschicht) wurde die Referenzperiode in folgende Jahreszeiten unterteilt (Abb. 4.3):

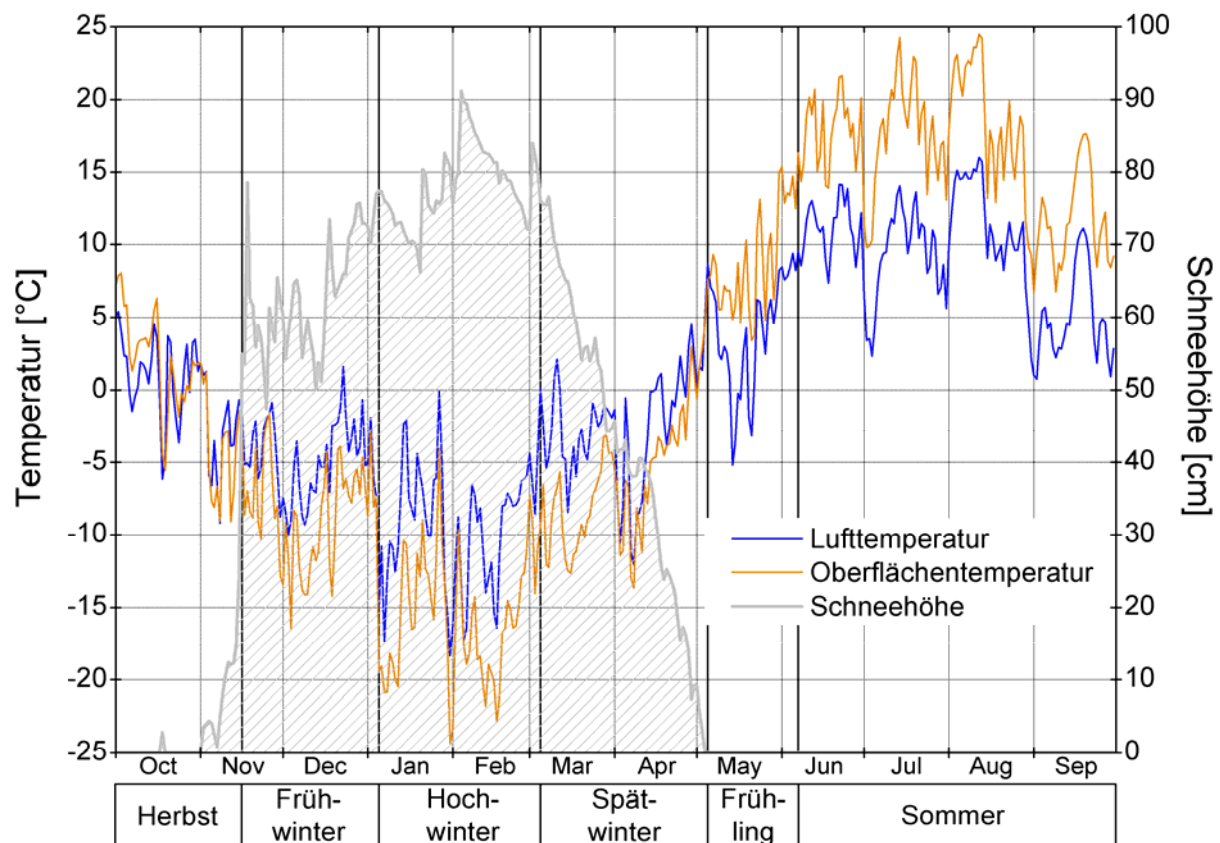


Abb. 4.3 Einteilung der Referenzperiode in Jahreszeiten

Der Herbst 2002 dauert vom 01. Oktober bis 16. November. In diesem Zeitraum beträgt die Schneedeckenmächtigkeit unter 25 cm, so dass mehr oder weniger alle Hohlräume an der Blockfeldoberfläche offen bleiben.

Der Frühwinter 2002 setzt mit starkem Schneefall am 16. November ein. Ab dem 17.11. ist eine nennenswerte Schneedecke von mindestens 50 cm ausgebildet.

Im Hochwinter (05. Januar bis 04. März 2003) führen wiederholte Schneefälle zu einem weiteren Anwachsen der Schneedecke, unterbrochen durch mehrfache Konsolidierungs- und Setzungsphasen. Dieser Abschnitt ist charakterisiert durch deutlich negative Lufttemperaturen mit Tagesmitteln von i.d.R. unter -5°C bis unter -15°C . In diese Periode fällt auch der Zeitpunkt der maximalen Schneehöhe am 04. Februar 2003.

Im Spätwinter (05. März bis 04. Mai 2003) führen steigende Lufttemperaturen zu einem mehr oder weniger gleichmäßigen Abbau der Schneedecke, der mehrmals kurz durch unbedeutende Neuschneefälle unterbrochen wird. Diese Periode ist gekennzeichnet durch einen weitgehend isothermen und nur geringfügig schwankenden Temperaturverlauf in der Blockschicht im Bereich von -6 bis -7°C .

Gegen Ende des Spätwinters leitet die verstärkte Perkolation von Schmelzwasser über in die durch latenten Energietransfer geprägte *zero curtain*-Phase, die hier als Frühling bezeichnet wird. Sie dauert im Blockfeld standort- und tiefenabhängig zwischen einer und vier Wochen.

Der am 07. Juni 2003 beginnende Sommer ist gekennzeichnet durch durchgehend positive Tagesmittel der Lufttemperatur meist zwischen 5°C und 15°C. Die Tagesmittel der Oberflächentemperaturen liegen durchschnittlich um 7°C über denen der Lufttemperaturen.

4.3 Verlauf und Größenordnung ausgewählter meteorologischer Parameter

Neben Mächtigkeit und Dauer der winterlichen Schneebedeckung gelten Lufttemperatur und kurzweilige Einstrahlung als die beiden meteorologischen Parameter mit dem größten Einfluss auf die Permafrostverbreitung im Hochgebirge (u.a. HOELZLE 1994). Die Schneedeckenentwicklung wurde bereits im vorangegangenen Abschnitt erläutert. Abbildung 4.4 vergleicht den Lufttemperaturverlauf der Referenzperiode mit demjenigen der beiden Folgejahre. Diese Darstellung verdeutlicht nochmals die extremen Temperaturverhältnisse insbesondere während der Schönwetterphase Anfang August 2003.

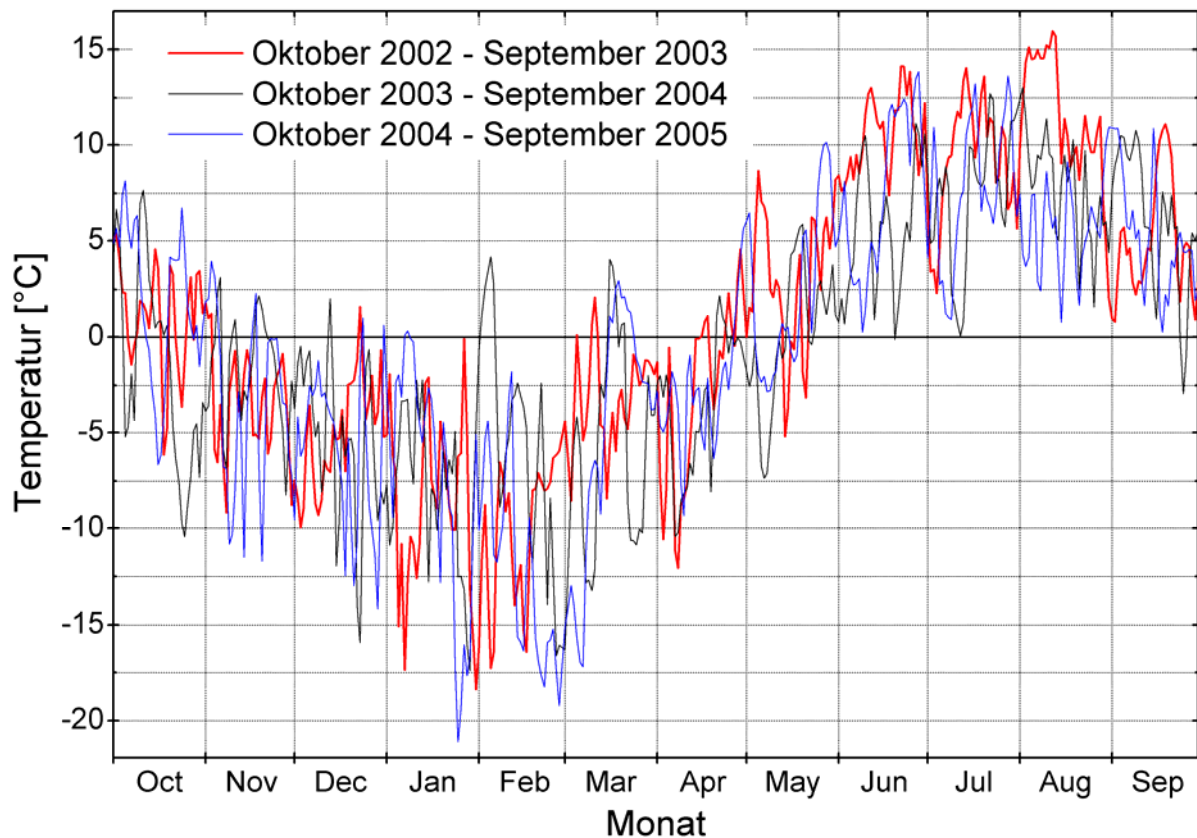


Abb. 4.4 Lufttemperaturverlauf an der Station Ritigraben-Blockfeld während der Referenzperiode im Vergleich zu den beiden folgenden 12-Monats-Phasen (Oktober 2002 bis September 2005, Tagesmittel)

Einen Überblick über die Strahlungsverhältnisse während der Referenzperiode gibt Abbildung 4.5. Aus der kurzwelligen Strahlungsbilanz (Abb. 4.5a) ergeben sich mittlere Albedowerte von 0,9-0,8 in Perioden mit frisch gefallener, weitgehend geschlossener Schneedecke, 0,8-0,6 für eine Altschneedecke, was am Standort aufgrund der Setzungsbewegung eine zunehmende Beteiligung schneefreier Blockoberflächen bedeutet und 0,1 für die extrem raue Blockfeldoberfläche unter sommerlichen Bedingungen.

Die in Abb. 4.5b dargestellte langwellige Strahlungsbilanz weist über weite Strecken des Jahres einen Überschuss an langwelliger Ausstrahlung im Vergleich zur atmosphärischen Gegenstrahlung aus. Er beträgt im Jahresmittel knapp 70 W m^{-2} und erreicht im Sommer 2003 maximale Tagesmittel von 150 W m^{-2} .

Die Gesamtstrahlungsbilanz (Abb. 4.5c) ist von November bis März negativ. Dem stehen sieben Monate mit positiver Strahlungsbilanz gegenüber (Oktober 2002, April bis September 2003).

Aus der Energiebilanz und der Schneedeckenentwicklung resultiert der in Abb. 4.5d dargestellte Verlauf der Oberflächentemperatur. Die zusätzliche rote Kurve zeigt den Temperaturverlauf, wie er von einem Sensor auf der Oberfläche des Blockes registriert wurde, auf dem die Klimastation steht. Beide Oberflächentemperaturkurven verlaufen während der schneefreien Perioden weitgehend deckungsgleich. Die Differenz beider Kurven während der schneebedeckten Phase von November 2002 bis März 2003 ist Ausdruck der thermischen Isolationswirkung der Schneedecke. Gleichzeitig weist aber das Ausbleiben einer längeren Phase mit konstanten Feloberflächentemperaturen darauf hin, dass diese Isolationswirkung am Standort Ritigraben-Blockfeld nicht so effizient ist wie an anderen Standorten in den Alpen (vgl. auch Kap. 4.7). Die rote Kurve zeigt außerdem ein Austauen des Sensors bereits in der ersten Aprilhälfte an, während der Infrarotsensor an der Klimastation noch bis Anfang Mai ein Mischsignal aus schneebedeckten und schneefreien Bereichen registriert.

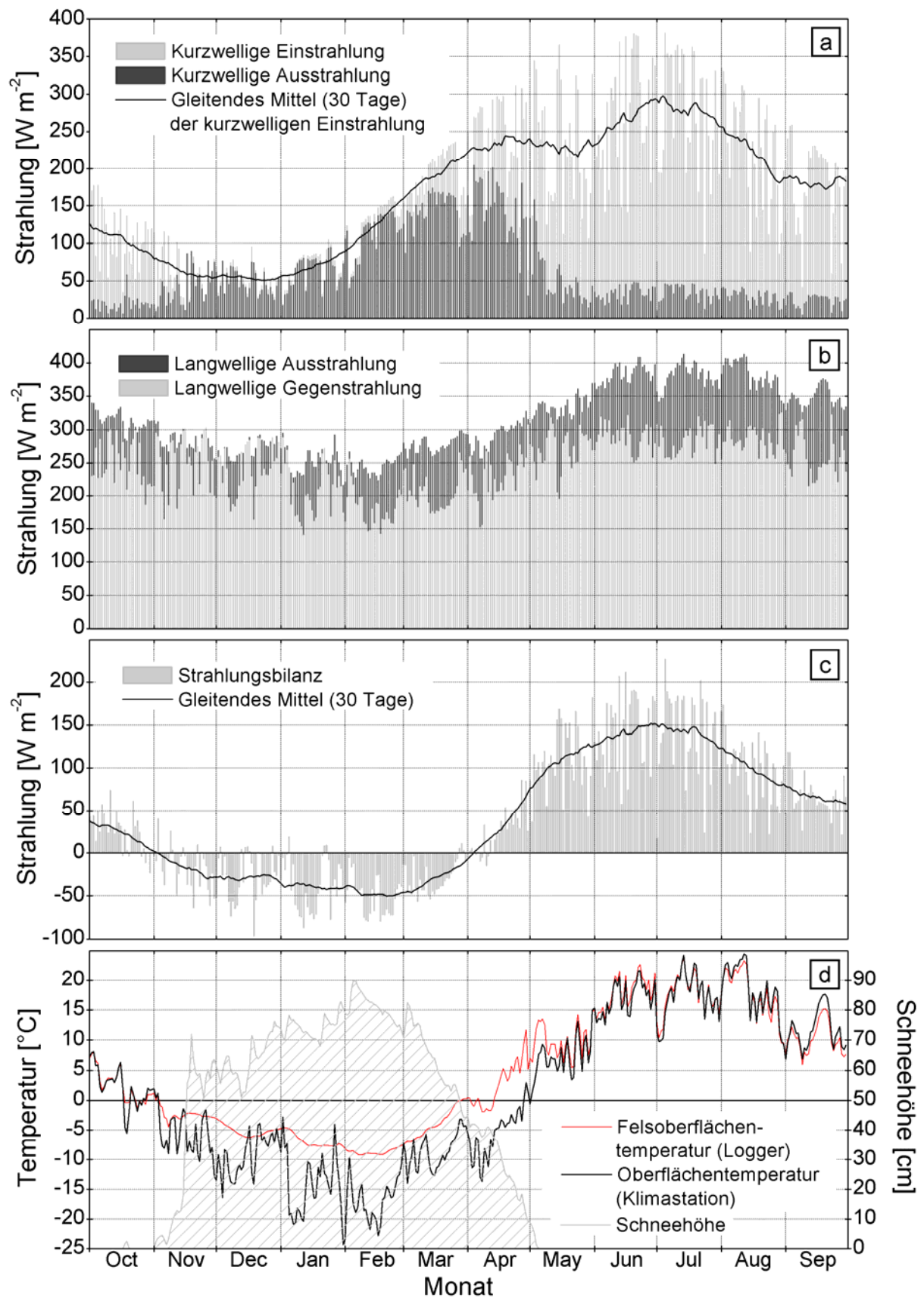


Abb. 4.5 Kurzwellige Strahlung (a), langwellige Strahlung (b) und Gesamtstrahlungsbilanz (c) sowie Oberflächentemperaturen (d) an der Station Ritigraben-Blockfeld (Oktober 2002 bis September 2003, Tagesmittel)

Extrem- und Mittelwerte wichtiger meteorologischer Parameter während der Referenzperiode sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst.

Tab. 4.2 Übersichtsdaten der Strahlungs- und Temperaturverhältnisse an der Station Ritigraben-Blockfeld (Oktober 2002 bis September 2003, Stundenwerte)

	Kurzwellige Einstrahlung [W m ⁻²]	Langwellige Ausstrahlung [W m ⁻²]	Strahlungs- bilanz [W m ⁻²]	Oberflächen- temperatur [°C]	Luft- temperatur [°C]
absolute Maxima	1064 (13.06.) 1063 (05.07.) 1062 (11.06.)	476 (12.08. 14.07.) 472 (13.07.)	809 (02.06.) 799 (09.06.) 792 (05.02.)	37,5 (12.08.) 36,6 (14.07.) 36,4 (05.08.)	19,3 (12.08.) 18,9 (04.08.) 18,8 (07.08.)
Maximale Tagesmittel	381 (05.07.) 380 (20.06.) 378 (21.06.)	414 (12.08.) 413 (14.07.) 409 (13.08.)	227 (05.07.) 212 (16.06.) 207 (13.06.)	24,5 (12.08.) 24,3 (14.07.) 24,2 (13.08.)	16 (12.08.) 15,7 (13.08.) 15,2 (10.08.)
Mittel	168	314	37,8	1,26	0,63
Minimale Tagesmittel		224 (17.02.) 222 (01.02.) 217 (31.01.)	-79 (18.02.) -87 (12.01.) -96 (19.12.)	-22,9 (17.02.) -23,3 (01.02.) -24,3 (31.01.)	-17,3 (05.02.) -17,4 (07.01.) -18,4 (31.01.)
absolute Minima		205 (06.02.) 197 (31.01.) 196 (01.02.)	-186 (11.02.) -189 (19.02.) -202 (18.02.)	-26,8 (13.02.) -29,3 (17.02.) -31,1 (01.02.)	-20,7 (17.02.) -22,1 (31.01.) -22,4 (01.02.)

4.4 Das Mikroklima in der Blockschicht des Ritigraben-Blockfelds

4.4.1 Thermische Verhältnisse während der Referenzperiode – Überblicksdaten

Abbildung 4.6 ermöglicht anhand von Tagesmittelwerten einen ersten Vergleich der thermischen Regime von grobem Blockschutt und Feinsubstrat im Zeitraum Oktober 2002 bis September 2003.

Auffallend in dieser Darstellung ist zunächst die Ähnlichkeit der Temperaturverhältnisse in beiden Substrattypen in den Sommermonaten Juni, Juli und August. Die sommerliche Erwärmung erreicht im Blockssubstrat nur geringfügig größere Tiefen. Außerdem zeichnen sich Unterbrechungen des sommerlichen Wärmeeintrags durch kältere Witterungsabschnitte im Blockssubstrat etwas deutlicher ab. Effektiv unterscheidet sich das sommerliche Temperaturregime in der Blockschicht jedoch nicht wesentlich vom konduktiven Regime in Feinsubstrat. In vergleichbaren Tiefen wird im Blockssubstrat ein etwas höheres Temperaturniveau erreicht, wobei die Abweichungen i.d.R. 2°C nicht übersteigen.

Dagegen ergaben die Messungen markante Unterschiede im thermischen Regime der beiden Substrate während der kalten Witterungsabschnitte im Herbst und Winter. Bedingt durch konduktiven Energietransfer, Freiwerden latenter Energie beim Gefrieren des Bodenwassers sowie die Isolationswirkung der Schneedecke vollzieht sich die Abkühlung im Feinsubstrat nur graduell (Abb. 4.6h). Die Temperaturdaten aus der Blockschicht zeigen dagegen eine deutlich direktere Kopplung an den Temperaturverlauf in der bodennahen Atmosphäre, die auf einen effizienteren Wärmetransfer hinweist. Insbesondere im Herbst und im Frühwinter wirken sich dort atmosphärische Temperaturschwankungen unmittelbar auf das gesamte Vertikalprofil aus. Diese im Vergleich zum Feinsubstrat engere Kopplung wurde grundsätzlich an allen Blockstandorten registriert. Aus den Temperaturdaten lassen sich jedoch, abgesehen von diesem generellen Muster, bereits in der Überblicksdarstellung deutliche Unterschiede hinsichtlich der Variabilität des winterlichen Energieumsatzes erkennen. Sie führen – auch über kurze Distanzen – zu beträchtlichen Temperaturunterschieden zwischen den einzelnen Blockstandorten.

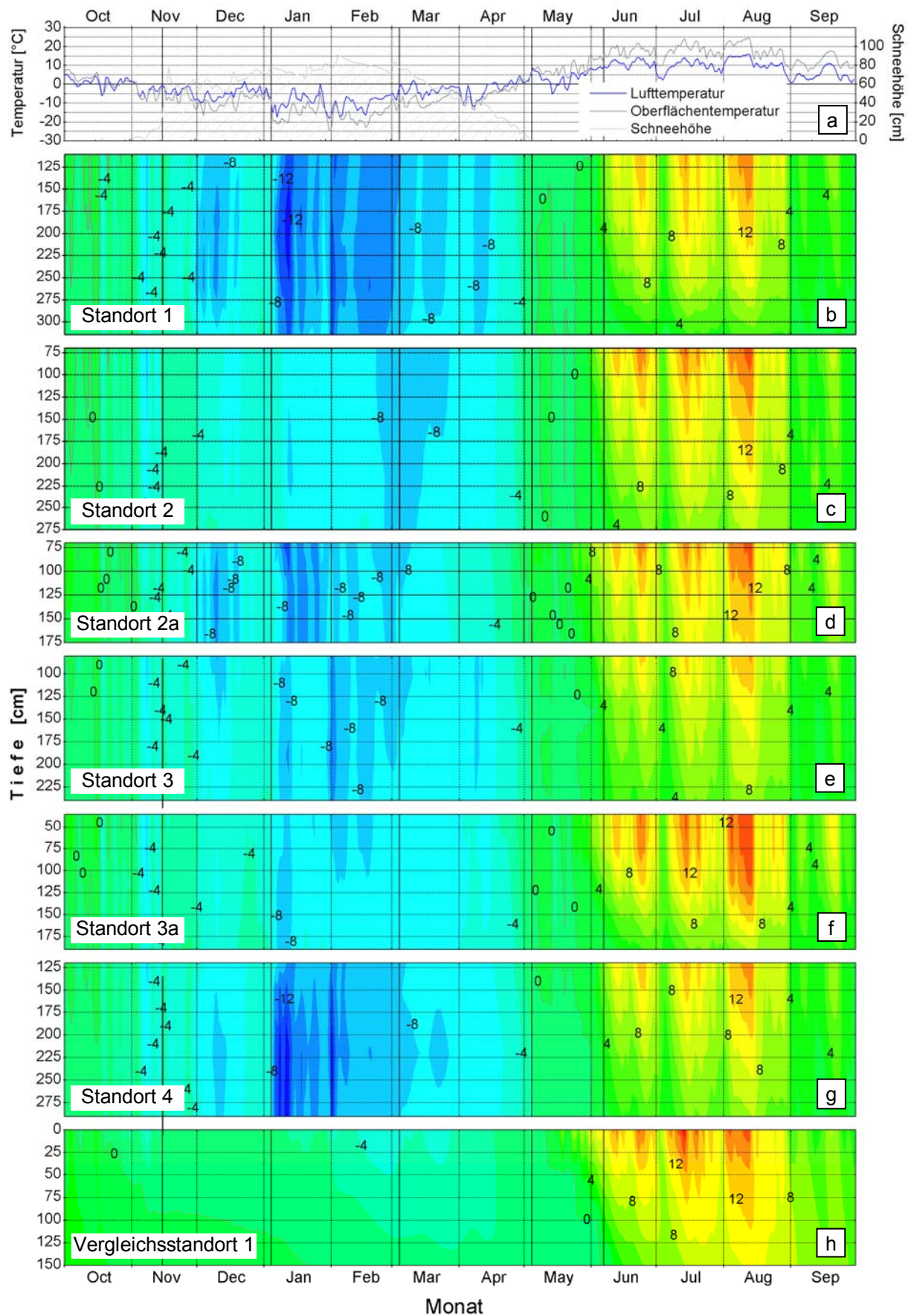


Abb. 4.6 Ausgewählte Meteodaten (a) sowie Blockschicht- (b-g) und Bodentemperaturen (h) im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (Oktober 2002 bis September 2003, Tagesmittel)

Standort 1 weist die größte Variabilität im winterlichen Temperaturregime auf. Neben markanten Variationen im Früh- und Hochwinter wurden hier selbst im Spätwinter noch nennenswerte Temperaturschwankungen registriert. Die zum Standort 1 ähnlichsten Bedingungen wurden am Standort 4 gemessen, während die Messdaten der dazwischenliegenden Profile 2 und 3 ausgeglichene Verhältnisse dokumentieren. Trotz der in Abschnitt 3.3 geschilderten topographisch günstigen Situation kann somit bereits an dieser Stelle eine wechselseitige Beeinflussung zweier oder gar mehrerer Standorte in Form von Advektionsbewegungen über größere Distanzen (vgl. u.a. KELLER & GUBLER 1993, BERNHARD et al. 1998) als unwahrscheinlich angesehen werden.

Bemerkenswert ist weiterhin, dass relative und absolute Temperaturminima zeitlich zwar eng mit Phasen starker Auskühlung der bodennahen Atmosphäre korrelieren, jedoch nicht grundsätzlich das gesamte Vertikalprofil der einzelnen Standorte erfassen. Anstelle eines zu erwartenden positiven Temperaturgradienten mit zunehmender Tiefe wurden die kältesten Temperaturen mehrfach in mittleren und tiefen Positionen der Profile gemessen (besonders deutlich am Standort 4).

Die Abbildungen 4.8 – 4.14 geben anhand der gemessenen Stundenwerte einen genaueren Einblick in das thermische Regime der Blockschicht während der Referenzperiode. Für jeden Standort sind Daten des obersten und des untersten (Hohlraumtemperatur-)Sensors im Vertikalprofil dargestellt¹. Der obere Teil der Abbildungen gibt die tatsächlich registrierten Werte im Vergleich zur Lufttemperatur wieder. Die Spannbreiten der im unteren Teil dargestellten stündlichen Veränderungsraten der Hohlraumtemperatur vermitteln einen Eindruck von der thermischen Variabilität in der Hohlraumluft im jeweiligen Niveau. HINKEL et al. (2001) und KANE et al. (2001) verwenden diese Art der Darstellung zur Identifizierung nicht-konduktiver Wärmetransferprozesse aus oberflächennah gemessenen Bodentemperaturen.

Nachfolgende Abb. 4.7 zeigt zunächst entsprechende, für Feinsubstrat typische Werte am Vergleichsstandort 1.

¹ Am Standort 2 wurde der oberste Sensor regelmäßig durch direkte Sonneneinstrahlung beeinflusst. In diesem Fall sind Daten des nächst tieferen Sensors dargestellt

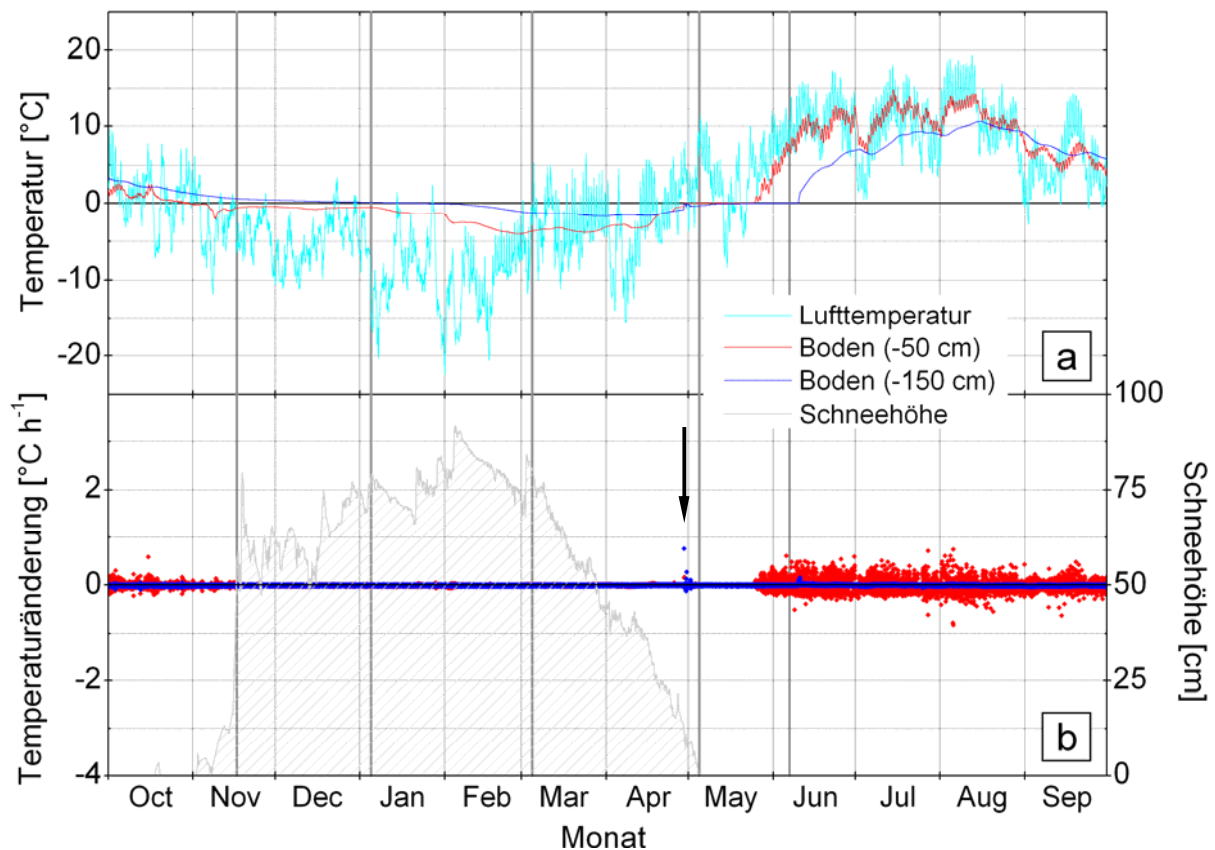


Abb. 4.7 Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Bodentemperaturen (50 und 150 cm Tiefe) am Vergleichsstandort 1 (a) sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungs-raten der Bodentemperaturen (b) (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

Anhand der vorliegenden Daten lässt sich das thermische Regime am Vergleichsstandort 1 in vier Phasen gliedern. Bei fehlender Schneedecke zeigen die Daten den für konduktives Regime typischen Verlauf. Die aus der Energiebilanz resultierenden Temperaturschwankungen an der Bodenoberfläche dringen mit Phasenverschiebung und Reduktion der Amplitude in den Boden ein. Dabei werden in 50 cm Tiefe noch Tagesschwankungen registriert, während der Sensor in 150 cm Tiefe mit deutlicher Phasenverschiebung nur noch jahreszeitliche Variationen erfasst. Unter Schneebedeckung setzen auch in 50 cm Tiefe die Tagesschwankungen aus und es werden nur noch graduelle Temperaturveränderungen registriert. Der winterlichen Frostperiode sind in beiden Niveaus mehr oder weniger deutlich ausgeprägte *zero curtain*-Phasen vor- und nachgeschaltet.

Die Extremwerte der Bodentemperatur während der Referenzperiode betragen -4°C (27./28. Februar) bzw. $14,9^{\circ}\text{C}$ (15. Juli) in 50 cm und $-1,7^{\circ}\text{C}$ (29. bis 31. März) bzw. $10,6^{\circ}\text{C}$ (15. August) in 150 cm Tiefe. Stündliche Temperaturänderungsraten betragen in 50 cm Tiefe grundsätzlich unter $\pm 1^{\circ}\text{C}$, 99% der Werte liegen zwischen $-0,26^{\circ}\text{C}$ und $0,39^{\circ}\text{C}$. In 150 cm Tiefe werden nur ausnahmsweise $\pm 0,03^{\circ}\text{C}$ überschritten. Der markante Ausreißer von $+0,76^{\circ}\text{C}$ am 29. April (Pfeil in Abb. 4.7b) wurde von

einsickerndem Schmelzwasser verursacht, gleichbedeutend mit einem Anstieg der Bodentemperatur auf 0°C.

Die nachfolgend vorgestellten Daten der Standorte 1 bis 4 verdeutlichen die schon aus der Übersichtsabbildung 4.6 hervorgehenden Unterschiede im thermischen Regime von Boden und grobblockigem Substrat.

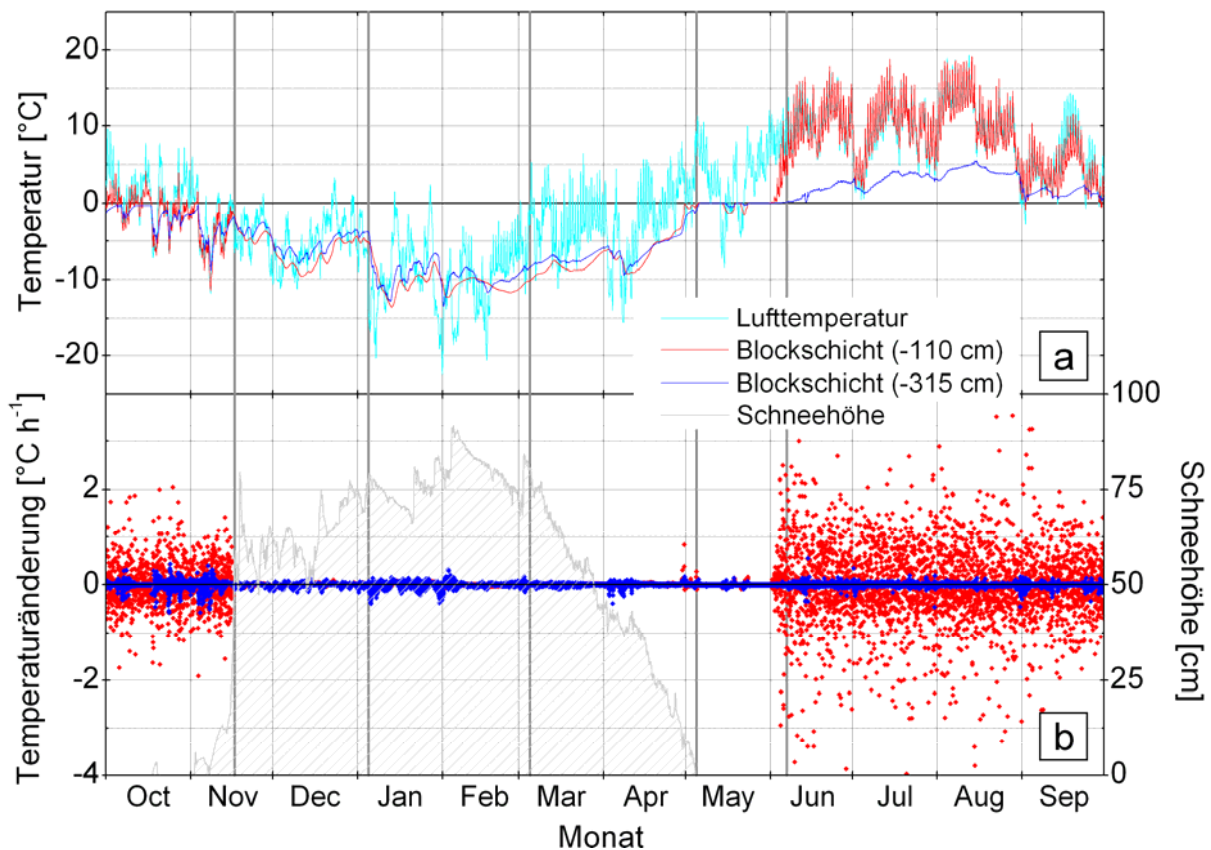


Abb. 4.8 Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttemperaturen (110 und 315 cm Tiefe) am Standort 1 (a) sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Blockschichttemperaturen (b) (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

Das thermische Regime am Standort 1 (Abb. 4.8) lässt sich in die vier deutlich voneinander abgrenzbaren Phasen Herbst, Winter, Frühling und Sommer unterteilen. Der Herbst ist gekennzeichnet durch eine ausgeprägte Kopplung der Hohlraumtemperaturen an den Temperaturgang in der bodennahen Atmosphäre. V.a. während Kaltlufteinbrüchen verlaufen alle drei Kurven annähernd deckungsgleich, so dass von der bodennahen Atmosphäre bis zur Basis der Blockschicht annähernd isotherme Bedingungen herrschen.

Der Aufbau der winterlichen Schneedecke glättet den Temperaturgang in der Blockschicht, wobei bis in den Hochwinter hinein eine immer noch deutliche Kopplung an den Lufttemperaturverlauf bestehen bleibt. Sie schwächt sich im Spätwinter weiter ab, ohne vollständig abubrechen, wie die Reaktion der Blockschichttemperaturen auf den letzten winterlichen Kälteeinbruch Anfang April verdeutlicht.

Der Frühling ist gekennzeichnet durch das Schmelzen des Schnees auch im Hohlraumssystem der Blockschicht. In den schmelzwasserdurchtränkten Schneepaketen finden v.a. latente Wärmeumsätze statt, so dass sich in diesem Zeitraum ein deutlich sichtbarer *zero curtain*-Effekt einstellt. Im Unterschied zum Vergleichsstandort 1 ist die *zero curtain*-Phase nicht durchgehend. Die beiden letzten Frostperioden führen auch in der Blockschicht zu einem kurzzeitigen Wiedergefrieren der Altschneereste.

Während des Sommers registrieren die beiden Sensoren markant unterschiedliche Bedingungen im Hohlraumssystem der Blockschicht. Der obere Sensor (110 cm Tiefe) zeigt erwartungsgemäß eine sehr enge Kopplung an den Lufttemperaturverlauf in der bodennahen Atmosphäre. Der Sensor in 315 cm Tiefe registriert dagegen nur marginale Tagesschwankungen und das thermische Regime ist weitestgehend von dem des höheren Niveaus abgekoppelt.

Die Extremwerte der Blockschichttemperatur am Standort 1 betragen $-13,6^{\circ}\text{C}$ (13. Januar) bzw. $19,1^{\circ}\text{C}$ (13. August) in 110 cm und $-13,5^{\circ}\text{C}$ (01. Februar) bzw. $5,5^{\circ}\text{C}$ (15. August) in 315 cm Tiefe. Vorbehaltlich der unterschiedlichen Messtiefen sind die Bedingungen am Standort 1 also deutlich extremer als am Vergleichsstandort 1. Dies drückt sich auch in extremeren Raten der stündlichen Temperaturänderung aus. In 110 cm Tiefe werden sie primär von den Zeitpunkten des Einschneiens und Austauens beeinflusst. Im schneefreien Zustand liegen 99% der Werte in einem Schwankungsbereich zwischen $-2,31^{\circ}\text{C}$ und $1,88^{\circ}\text{C}$, wobei die Variationsbreite vom Hochsommer zum Herbst leicht abnimmt. Im Gegensatz zu den Verhältnissen in Feinsubstrat weisen auch die Daten des tiefen Sensors mehr oder weniger durchgehend nennenswerte Schwankungen aus, die im Winter die Schwankungsbreite des oberflächennahen Sensors übertreffen. Maximalbeträge im Bereich von $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ werden v.a. im Herbst erreicht. Phasen mit überdurchschnittlichen stündlichen Temperaturänderungsraten treten grundsätzlich im Zusammenhang mit Kaltlufteinbrüchen auf.

Auch am Standort 2 führt der Einfluss der winterlichen Schneedecke zu einer Unterteilung der Referenzperiode entsprechend der für Standort 1 vorgenommenen Einteilung in vier Phasen. Abb. 4.9 weist für Standort 2 einen etwas ausgeglicheneren Temperaturgang im Vergleich zu Standort 1 aus. Insbesondere im Früh- und Hochwinter ist die Kopplung an die bodennahe Atmosphäre schwächer, was zu weniger kalten Temperaturen in der Blockschicht führt. Im Sommer ist diese Kopplung dagegen etwas stärker, wie dem Temperaturverlauf in 275 cm Tiefe zu entnehmen ist.

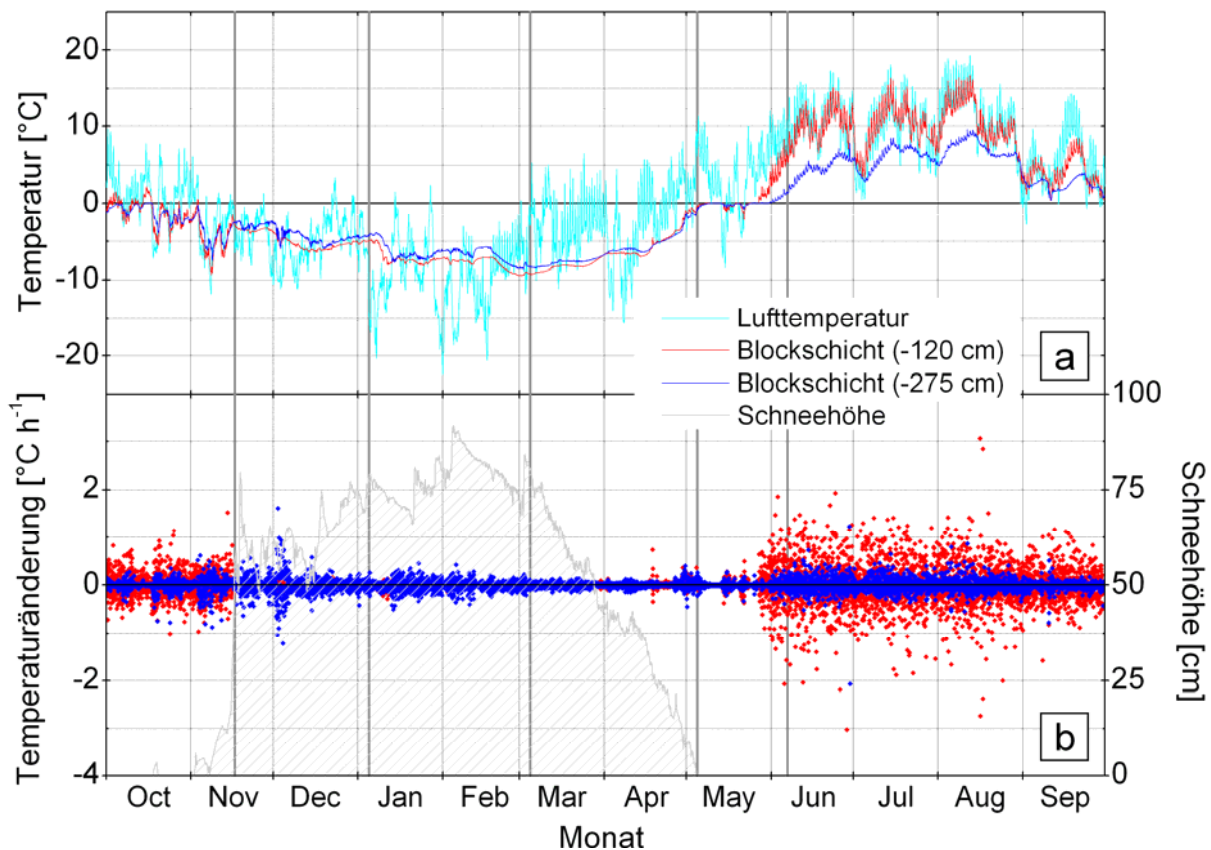


Abb. 4.9 Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttemperaturen (120 und 275 cm Tiefe) am Standort 2 (a) sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Blockschichttemperaturen (b) (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

Im Vergleich zum Standort 1 werden hier bei einem höheren absoluten Temperaturniveau auch an der Basis der Blockschicht deutliche Tagesschwankungen registriert. Als Extremtemperaturen wurden am Standort 2 in 120 cm Tiefe $-9,5^{\circ}\text{C}$ (1. März) bzw. $16,8^{\circ}\text{C}$ (12. August) und in 275 cm Tiefe $-8,7^{\circ}\text{C}$ (2. März) bzw. $9,5^{\circ}\text{C}$ (11. August) gemessen. Die Variationsbreite der stündlichen Temperaturänderungsraten bewegt sich an der Basis der Blockschicht mehrheitlich zwischen $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$. Eine oder mehrere Phasen mit überdurchschnittlich hoher Variationsbreite lassen sich hier nicht ausgrenzen, ein relatives Minimum ist im Spätwinter festzustellen. Nahe der Oberfläche beträgt die Variationsbreite im schneefreien Zustand mehrheitlich zwischen $\pm 1,1^{\circ}\text{C}$, wobei auch hier eine Abnahme vom Hochsommer zum Herbst festzustellen ist.

Die beiden Standorte 2a und 2b des ersten Querprofils (Abb. 4.10 und 4.11) werden im Folgenden wegen der Ähnlichkeiten im thermischen Regime gemeinsam abgehandelt. Aufgrund ihrer im Vergleich zum Hauptprofil exponierteren Position ist der Einfluss der winterlichen Schneebedeckung auf den Temperaturgang im Hohlraumsystem der Blockschicht weniger prägnant. Offensichtlich bildet sich an beiden Standorten erst Mitte des Hochwinters eine weitgehend geschlossene Schneedecke.

Bis zu diesem Zeitpunkt weisen die Temperaturkurven in beiden Niveaus auf einen mehr oder weniger direkten thermischen Austausch mit der bodennahen Atmosphäre hin. Dies betrifft aufgrund der vom sonst gewählten Prinzip abweichenden Art der Instrumentierung v.a. den Standort 2a (vgl. Abschnitt 4.4.4.2). Im gesamten Frühwinter ist an beiden Standorten eine enge Kopplung der Hohlraumtemperaturen an den Temperaturverlauf in der bodennahen Atmosphäre feststellbar. In dieser Phase bewegen sich die Hohlraumtemperaturen tendenziell in der unteren Hälfte des Bereichs der täglichen Lufttemperaturschwankungen. Relative Minima im Tagesgang der Lufttemperatur werden effektiver an die Hohlraumluft weitergegeben als nachfolgende Maxima. Die Phase relativer winterlicher Ruhe im thermischen Regime verkürzt sich weiterhin durch ein deutlich früheres Austauen der beiden Standorte, wobei längere *zero curtain*-Phasen auf die tieferen Sensoren beschränkt bleiben.

Markantester Unterschied zu den vorangegangenen Standorten im sommerlichen Temperaturregime ist das höhere Temperaturniveau an der Basis der Blockschicht, das einen effizienteren thermischen Austausch mit der bodennahen Atmosphäre in den topographisch exponierten Bereichen des Blockfelds anzeigt.

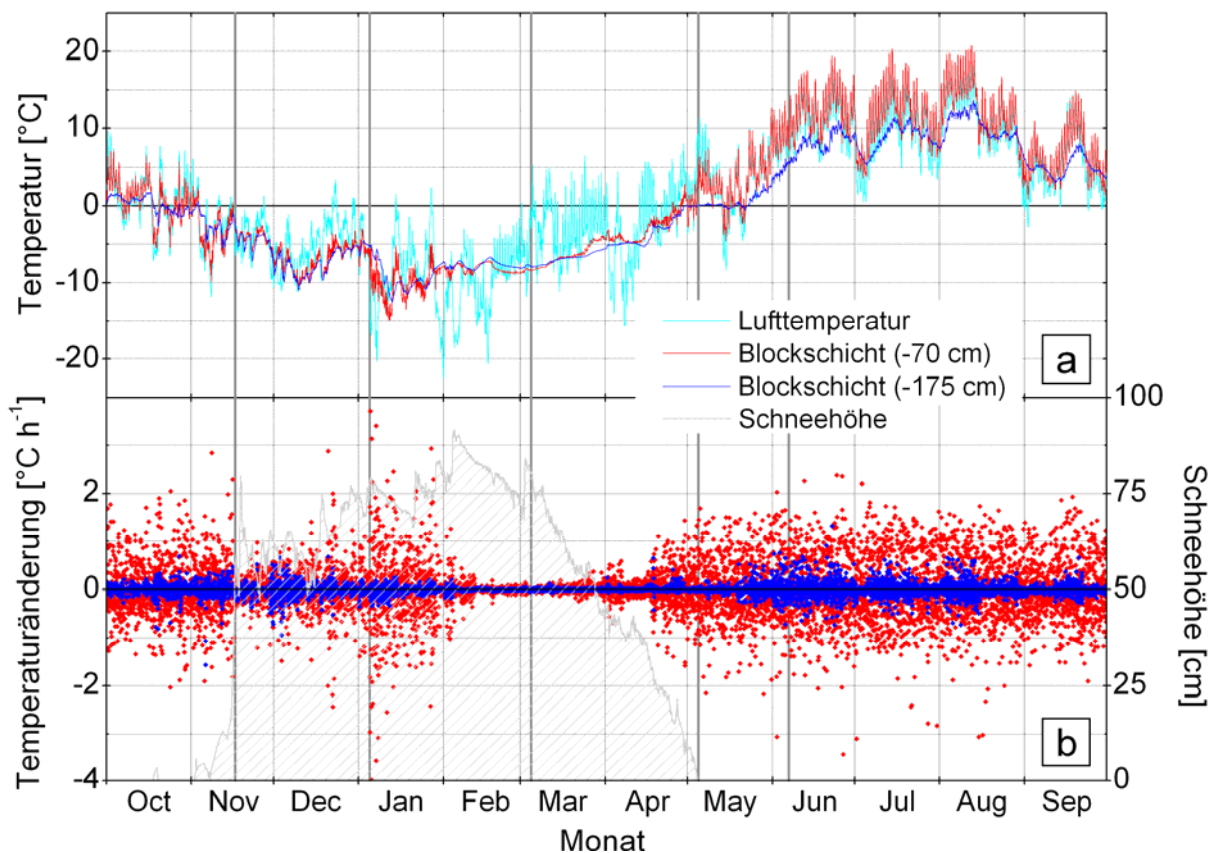


Abb. 4.10 Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttemperaturen (70 und 175 cm Tiefe) am Standort 2a (a) sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsrate der Blockschichttemperaturen (b) (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

Die Temperaturminima betragen am Standort 2a $-14,9^{\circ}\text{C}$ (12. Januar) in 70 cm und $-12,5^{\circ}\text{C}$ (13. Januar) in 175 cm, am Standort 2b $-11,8^{\circ}\text{C}$ in 65 cm und $-10,5^{\circ}\text{C}$ in 230 cm Tiefe (jeweils am 18. Januar). Aufgrund des Loggerausfalls am Standort 2b werden Maxima nur für den Standort 2a angegeben. Sie betragen $20,8^{\circ}\text{C}$ (12. August) in 70 cm und $13,7^{\circ}\text{C}$ (13. August) in 175 cm Tiefe. Im schneefreien Zustand liegt die Schwankungsbreite der stündlichen Temperaturänderung im Fall der oberflächennahen Sensoren im Bereich von $\pm 1,5^{\circ}\text{C}$ (Standort 2a) bzw. $\pm 1^{\circ}\text{C}$ (Standort 2b). An der Basis der beiden Profile schwankt sie zwischen $\pm 0,2$ und $\pm 0,7^{\circ}\text{C}$.

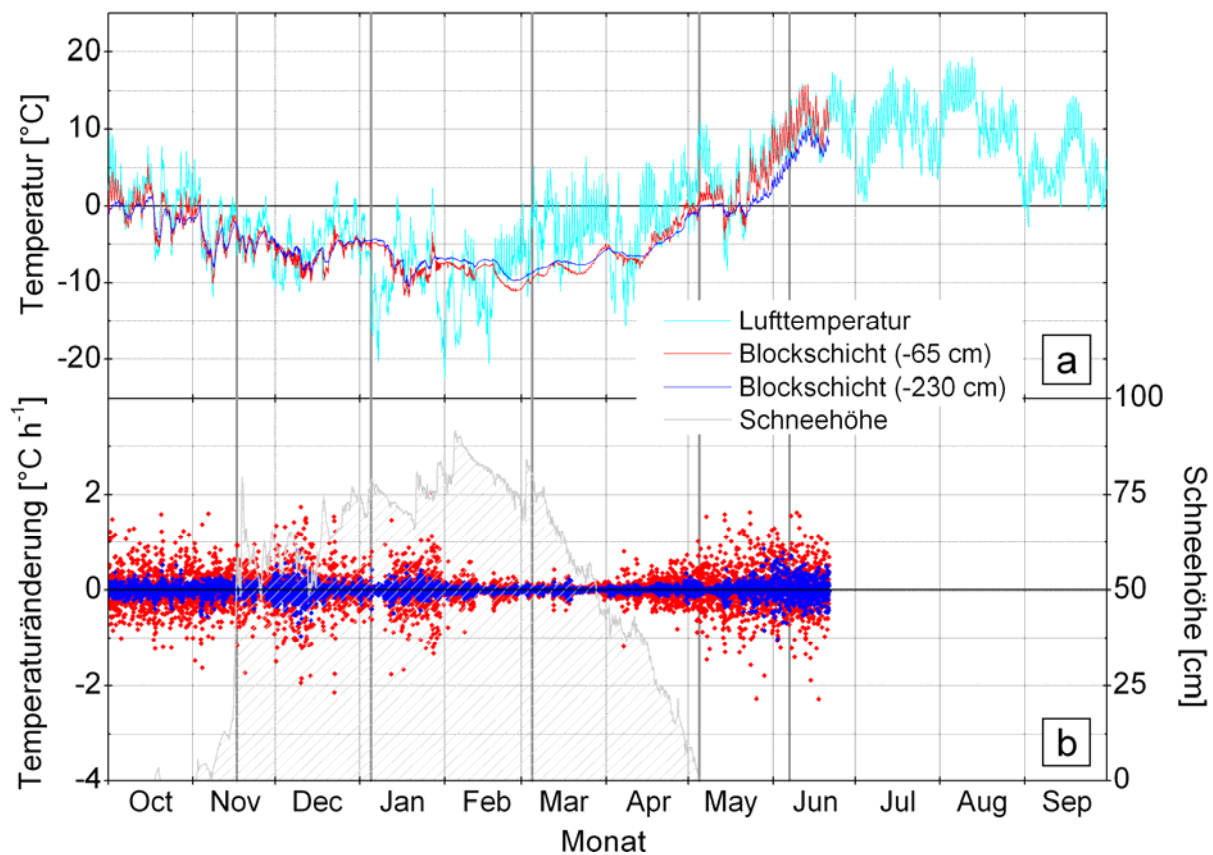


Abb. 4.11 Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttemperaturen (65 und 230 cm Tiefe) am Standort 2b (a) sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Blockschichttemperaturen (b) (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

Prinzipiell lässt sich auch am Standort 3 die für die Standorte 1 und 2 erläuterte Verteilung der Referenzperiode vornehmen (Abb. 4.12). Da insbesondere die winterliche Temperaturvariabilität größer ist als an den vorgenannten Standorten, ist die Grenzziehung zwischen den einzelnen Abschnitten allerdings weniger klar.

Der Herbst ist wiederum gekennzeichnet durch einen Temperaturverlauf in der Blockschicht, der eng mit den relativen Minima des Tagesgangs der Lufttemperatur korreliert.

Dagegen ist die Dämpfung des oberflächennahen Temperaturverlaufs durch die Schneedecke im Frühwinter weniger deutlich ausgeprägt als an den Standorten 1 und 2. So wird in 80 cm Tiefe bis Mitte Dezember ein Temperaturabfall auf unter -10°C bei einem gleichzeitigen Maximum der stündlichen Temperaturänderung registriert. Ab Mitte Dezember bis zum Ende des Spätwinters verlaufen die Kurven in beiden Niveaus nahezu deckungsgleich.

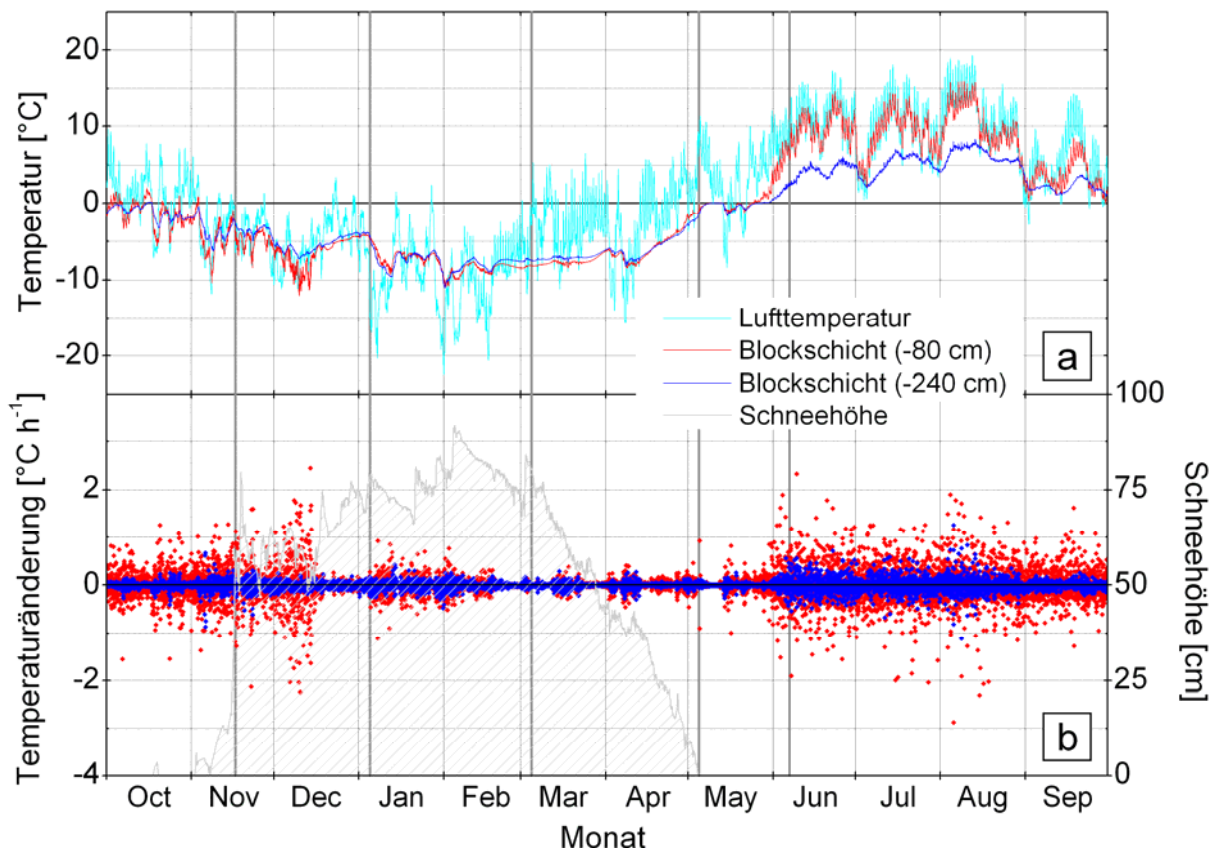


Abb. 4.12 Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttemperaturen (80 und 240 cm Tiefe) am Standort 3 (a) sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Blockschichttemperaturen (b) (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

Das sommerliche Temperaturregime weist große Ähnlichkeiten zum Standort 2 auf. Der Sensor an der Basis der Blockschicht registriert einerseits Tagesschwankungen, andererseits zeigt das tiefere Temperaturniveau einen weniger effizienten thermischen Austausch im Vergleich zu den exponierten Standorten 2a und 2b an.

In 80 cm Tiefe wurde das Temperaturminimum mit $-12,1^{\circ}\text{C}$ bereits am 10. Dezember erreicht, das Maximum von 16°C datiert vom 9. August. In 240 cm Tiefe betragen die Extremwerte -11°C (01. Februar) bzw. $8,3^{\circ}\text{C}$ (13. August). Die stündlichen Temperaturänderungsraten schwanken in 80 cm Tiefe mehrheitlich zwischen $\pm 1,2^{\circ}\text{C}$, in 240 cm Tiefe zwischen $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$. Anders als an den Standorten 1 und 2 übertreffen die

winterlichen Schwankungsraten nahe der Oberfläche zeitweise deutlich diejenigen an der Basis der Blockschicht.

Das thermische Regime am Standort 3a (Abb. 4.13) zeigt im Gegensatz zum ersten Querprofil (Standorte 2a und 2b) kaum Abweichungen von den Bedingungen im Hauptprofil. Prinzipiell lässt sich auch am Standort 3a eine durch die Schneedeckenentwicklung bestimmte Verteilung der Referenzperiode konstatieren.

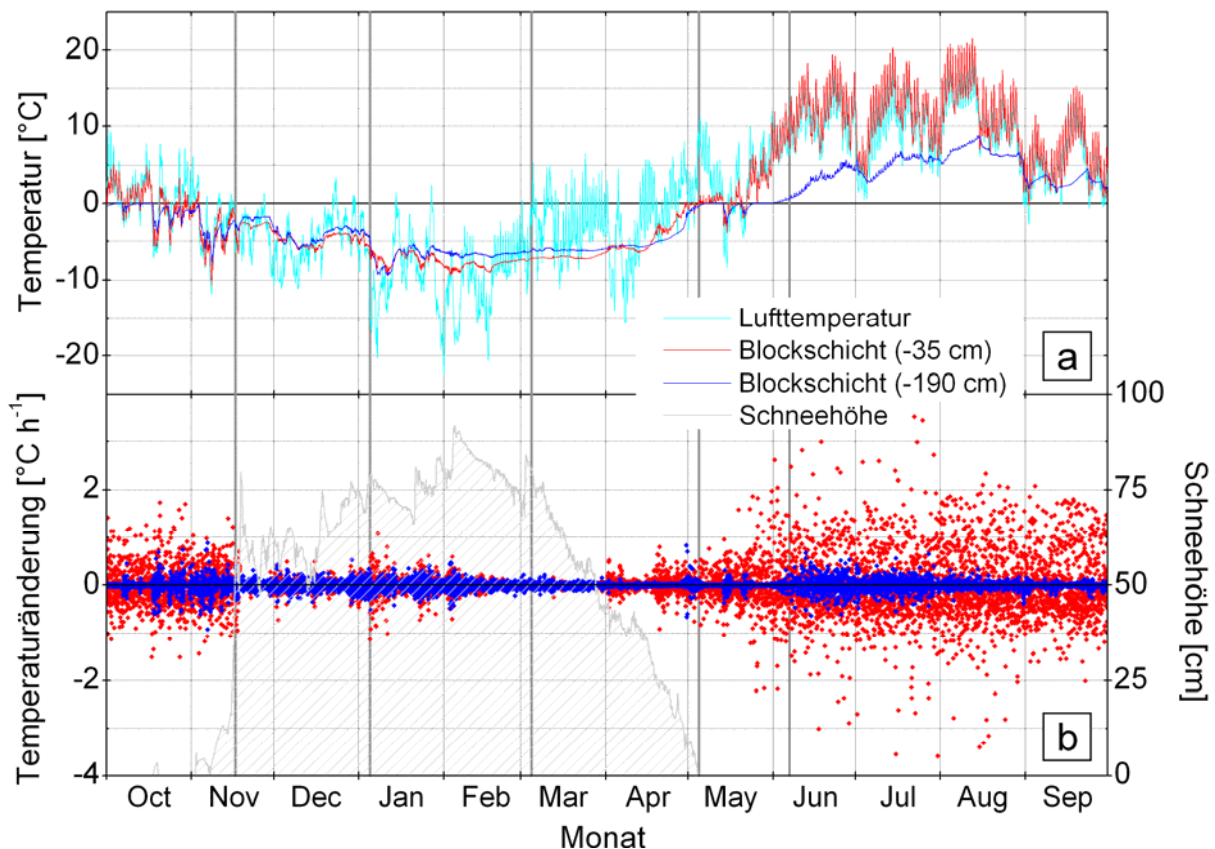


Abb. 4.13 Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttemperaturen (35 und 190 cm Tiefe) am Standort 3a (a) sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsrate der Blockschichttemperaturen (b) (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

Die herbstlichen Bedingungen unterscheiden sich nur unwesentlich vom Temperaturverlauf an den Standorten 1, 2 und 3.

Eine vergleichsweise effiziente thermische Filterwirkung der winterlichen Schneedecke führt zu einem geringfügig höheren Temperaturniveau insbesondere an der Basis der Blockschicht, wobei die Blockschichttemperaturen bis in den Hochwinter hinein noch erkennbar auf Lufttemperaturschwankungen reagieren. Eine ausgeprägte *zero curtain*-Phase wird nur am tiefen Sensor registriert.

Wie an den Hauptprofilstandorten ist das sommerliche Temperaturregime gekennzeichnet durch eine deutliche Abkopplung des Temperaturgangs an der Blockschichtbasis von der Erwärmung der oberflächennahen Bereiche. Aufgrund der Position des oberen Sensors in nur 35 cm Tiefe erreichen sowohl das absolute Temperaturniveau als auch der mittlere Gradient zwischen Blockschichtoberfläche und -basis am Standort 3a maximale Werte (vgl. Tab. 4.3).

Am Standort 3a wird das absolute Temperaturminimum in Oberflächennähe bereits im Herbst erreicht. In 35 cm Tiefe wurden am 8. November $-10,7^{\circ}\text{C}$ registriert. Das absolute Maximum von $21,6^{\circ}\text{C}$ wurde dagegen, wie an den meisten anderen Standorten, zum Ende der Hitzeperiode Anfang August (12.08.) gemessen. Die Extremwerte in 190 cm Tiefe betragen $-9,5^{\circ}\text{C}$ (11. Januar) bzw. $8,8^{\circ}\text{C}$ (14. August). Die stündliche Temperaturänderungsrate schwankt mehrheitlich zwischen $1,8^{\circ}\text{C}$ und $-1,6^{\circ}\text{C}$ in 35 cm und $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ in 190 cm Tiefe.

Standort 4 hebt sich v.a. durch Unterschiede im Temperaturverlauf an der Blockschichtbasis von allen vorhergehenden Standorten ab (Abb. 4.14). Im Herbst reagiert der Sensor in 290 cm Tiefe träger auf atmosphärische Temperaturschwankungen als Sensoren in vergleichbarer Tiefe (Standorte 1 und 2). Dagegen ist die im Frühwinter und v.a. in der ersten Hälfte des Hochwinters registrierte Variabilität im Gesamtdatensatz einmalig. Diese Perioden sind durch wiederholte Kälteeinbrüche an der Basis der Blockschicht gekennzeichnet, die mehr oder weniger synchron mit Phasen starker Auskühlung der bodennahen Atmosphäre verlaufen. Insbesondere im Januar und Anfang Februar sinken die Temperaturen an der Basis der Blockschicht mehrfach deutlich unter -10°C , z.T. sogar unter -15°C . Im Temperaturverlauf des oberflächennahen Sensors zeichnen sich diese Ereignisse nicht ab. Im ausgehenden Hochwinter bricht dieses Muster abrupt ab und wird abgelöst von einer achtwöchigen Phase annähernder Isothermie im Vertikalprofil.

Im Sommer werden an der Basis der Blockschicht nur marginale Tagesschwankungen registriert. Auch am Standort 4 herrscht während des Sommers ein starker thermischer Kontrast zwischen den oberflächennahen Bereichen der Blockschicht, die in ständigem Austausch mit der Atmosphäre stehen, und dem hiervon deutlich abgekoppelten Temperaturgang an der Blockschichtbasis.

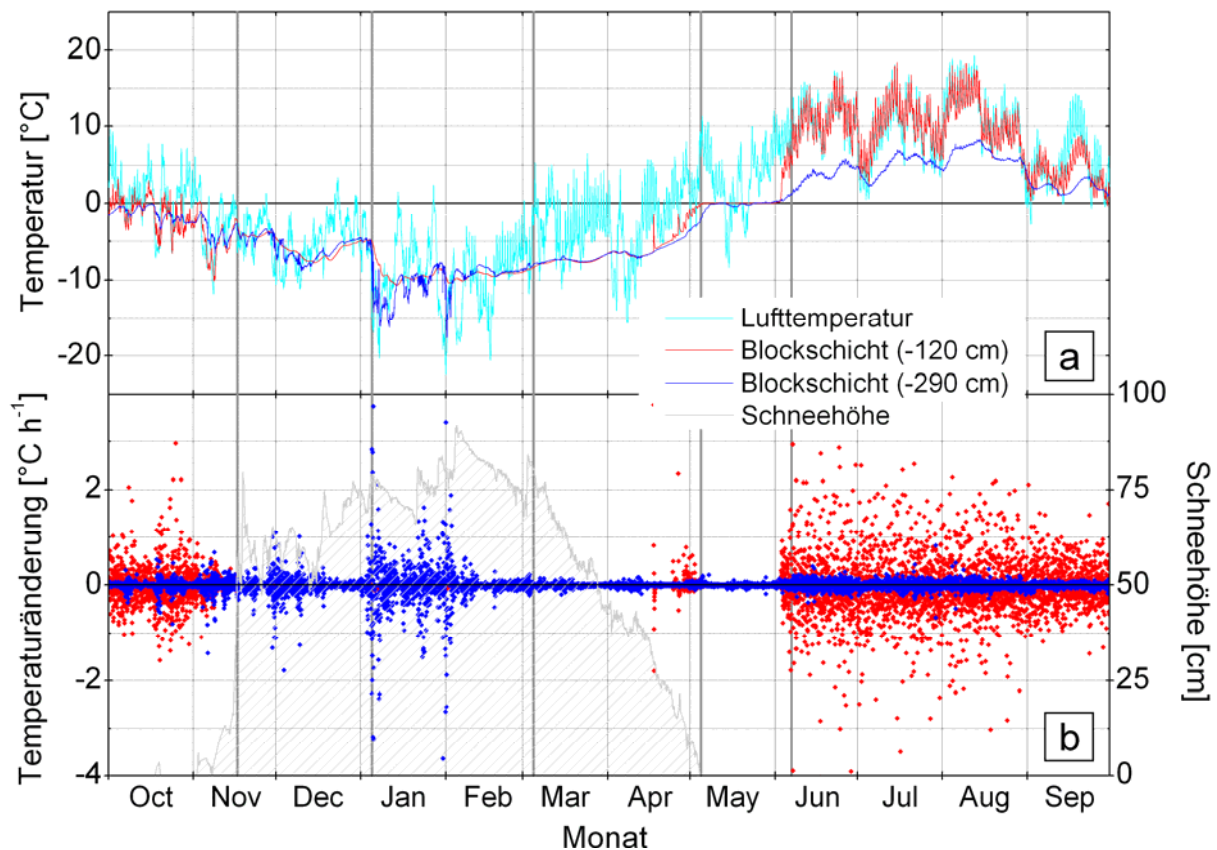


Abb. 4.14 Lufttemperaturverlauf (Klimastation Ritigraben) und Blockschichttemperaturen (120 und 290 cm Tiefe) am Standort 4 (a) sowie Schneedeckenentwicklung und stündliche Veränderungsraten der Blockschichttemperaturen (b) (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

Das Temperaturminimum von $-17,6^{\circ}\text{C}$ (01. Februar) in 290 cm Tiefe stellt die kälteste Temperatur dar, die während der Referenzperiode in der Blockschicht gemessen wurde. Dem steht ein Maximum von $8,3^{\circ}\text{C}$ (13./14. August) gegenüber. Die Extremwerte in 120 cm Tiefe betragen $-10,7^{\circ}\text{C}$ (14. Januar) bzw. $18,4^{\circ}\text{C}$ (15. Juli). Die Variationsbreite der stündlichen Temperaturänderung bewegt sich mehrheitlich zwischen $1,8^{\circ}\text{C}$ und $-1,6^{\circ}\text{C}$ in 120 cm und zwischen $0,8^{\circ}\text{C}$ und $-0,9^{\circ}\text{C}$ in 290 cm Tiefe.

Zusammenfassend lässt sich das an den Blockstandorten aufgezeichnete thermische Regime während der Referenzperiode folgendermaßen charakterisieren:

- Aus den Temperaturverläufen aller Standorte lässt sich mehr oder weniger deutlich eine Untergliederung des Jahresgangs in vier Phasen ableiten.
- Neben der *zero curtain*-Phase im Frühjahr, die teilweise nur in den tieferen Lagen der Blockschicht registriert wird, weist der Herbst die einheitlichsten Bedingungen auf. Bei ähnlichem absolutem Temperaturniveau in bodennaher Atmosphäre und Blockschicht ist eine überwiegend enge Kopplung des Temperaturverlaufs in der Hohlraumluft an den Lufttemperaturgang zu verzeichnen. Dies belegen auch die vergleichsweise schwach ausgeprägten herbstlichen Temperatur-

gradienten (vgl. Tab. 4.3). Die Blockschichttemperaturen reagieren in dieser Phase besonders sensibel auf Kälteeinbrüche.

- Aufgrund der exzellenten Drainierung in grobblockigem Substrat fehlt die *zero curtain*-Phase am Übergang zum Winter. Die Grenze zwischen Herbst und Frühwinter wird somit ausschließlich durch die Schneedeckenentwicklung bestimmt. Neben der extremen Textur des Substrats hat auch die relative topographische Position großen Einfluss auf die Isolationswirkung der winterlichen Schneedecke. Die Dauer der winterlichen Phase relativ geringer Temperaturschwankungen verkürzt sich nahe der Oberfläche an den exponierteren Standorten 2a, 2b und 3a gegenüber den Hauptprofilstandorten um bis zu 63%. Die Effizienz der Isolation ist offensichtlich auch über geringe Horizontalabstände sehr unterschiedlich, was zu stark variierenden Bedingungen insbesondere im Früh- und Hochwinter führt.
- Im Sommer wirkt sich die teilweise starke Erwärmung der Blockschichtoberfläche standort- und tiefenabhängig unterschiedlich stark auf den Temperaturgang an der Basis der Blockschicht aus. Dabei nehmen sowohl das absolute Temperaturniveau als auch das Ausmaß täglicher Temperaturschwankungen mit abnehmender Tiefe und zunehmender Windexposition des Standorts zu.

Insbesondere die enge thermische Kopplung zwischen bodennaher Atmosphäre und Blockschicht im Herbst, mit Abstrichen auch noch im Frühwinter, lässt auf freie Konvektion in der Fluidphase als Wärmetransfermechanismus schließen, wodurch die Abkühlung der bodennahen Atmosphäre effizient und schnell in das Hohlraumssystem der Blockschicht weitergegeben wird. Nur die turbulente Durchmischung der Luft in den Hohlräumen der Blockschicht im Austausch mit der bodennahen Atmosphäre ermöglicht eine schnelle Abkühlung bis zur Basis der Blockschicht, wie sie an allen Standorten registriert wurde.

Ein Vergleich dieser thermischen Charakteristika mit den eingangs beschriebenen Bedingungen am Vergleichsstandort 1 unterstreicht die Unterschiede im thermischen Regime von grobem Blockschutt und Feinsubstrat, die v.a. während der kalten Jahreszeiten ausgeprägt sind.

Tabelle 4.3 fasst diese anhand von Extrem- und Mittelwerten der in den Abbildungen 4.7 bis 4.14 vorgestellten Datensätze zusammen. Weiterhin sind dort mittlere Temperaturgradienten während der schneefreien Perioden Herbst und Sommer aufgeführt.

Tab. 4.3 Übersichtsdaten zum thermischen Regime der Blockstandorte S 1-4 und des Feinmaterialstandorts VS1 auf der Grundlage von Stundenwerten (Oktober 2002 bis September 2003)

Standort		VS 1		S 1		S 2		S 2a		S 2b		S 3		S 3a		S 4	
Tiefe [cm]		50	150	110	315	120	275	70	175	65	230	80	240	35	190	120	290
Temperatur [°C]	Maximum	14.9	10.6	19.1	5.5	16.8	9.5	20.8	13.7			16	8.3	21.6	8.8	18.4	8.3
	Mittel	2.35	2.32	-1.14	-2.69	-0.47	-1.33	0.67	-0.5			-0.82	-1.79	0.71	-1.27	-0.77	-2.37
	Minimum	-4	-1.7	-13.6	-13.5	-9.5	-8.7	-14.9	-12.5	-11.8	-10.5	-12.1	-11	-10.7	-9.5	-10.7	-17.6
Mittlerer Gradient [°C m ⁻¹]	Herbst	1.34		-0.13		0.1		-0.18		-0.33		0.18		-0.34		0.13	
	Sommer	-2.26		-2.91		-2.25		-2.44				-2.24		-3.92		-2.61	
Stündliche Temperatur- änderung [°C h ⁻¹]	Maximum	0.75	0.76	5.22	0.55	3.06	1.61	3.72	1.32	2.03	0.86	2.44	1.26	3.87	0.88	3.81	3.75
	99,5%- Quantil	0.39	0.03	1.88	0.17	1.08	0.41	1.69	0.5			1.18	0.36	1.76	0.37	1.76	0.79
	0,5%- Quantil	-0.26	-0.02	-2.31	-0.29	-1.12	-0.42	-1.81	-0.42			-1.15	-0.35	-1.6	-0.4	-1.61	-0.93
	Minimum	-0.82	-0.11	-4.82	-0.57	-3.02	-2.07	-4.49	-1.56	-2.27	-1.03	-2.87	-1.11	-3.59	-0.92	-4.97	-3.64

Die Schwankungsbereiche und Mittelwerte aller gemessenen Temperaturen an den Standorten 1 bis 4 und am Vergleichsstandort 1 werden in Abb. 4.15 vergleichend gegenübergestellt. Bezüglich des Verlaufs der Maximumkurven – insbesondere in Oberflächennähe – sei nochmals auf die extrem untypischen Bedingungen während des Sommers 2003 hingewiesen.

An den Blockstandorten setzen sich die Schwankungsbereiche zusammen aus den Daten der Felstemperatur- und der Hohlraumtemperaturmessungen. Aufgrund der in Abschnitt 3.3 beschriebenen Vorgehensweise bei der Installation decken die Messprofile je Standort unterschiedliche Tiefenintervalle ab. Wie Abb. 4.15 zu entnehmen ist, sind die Spannbreiten der registrierten Temperaturen in den Überschneidungsbereichen von Fels- und Hohlraumtemperaturen sehr ähnlich, so dass für die Mitteltemperaturen durchgehende Vertikalprofile resultieren. Die Zusammensetzungen der Schwankungsbereiche für Fels- und Hohlraumtemperaturen können somit als ein Profil je Standort angesprochen werden.

Die dargestellten Schwankungsbereiche der Messprofile weisen eine unterschiedlich stark ausgeprägte Asymmetrie auf, die einerseits eine Folge hoher sommerlicher Temperaturmaxima nahe der Oberfläche ist. Im Fall der Blockschichtprofile wird sie zusätzlich durch die Tatsache verstärkt, dass die winterlichen Temperaturminima mit der Tiefe nur unwesentlich zunehmen. Am Standort 4 ist sogar eine Abnahme der Minimumtemperaturen mit der Tiefe zu verzeichnen. Eine deutliche Zunahme der Minimumtemperaturen mit der Tiefe wurde ausschließlich am Vergleichsstandort 1 in Feinsubstrat registriert.

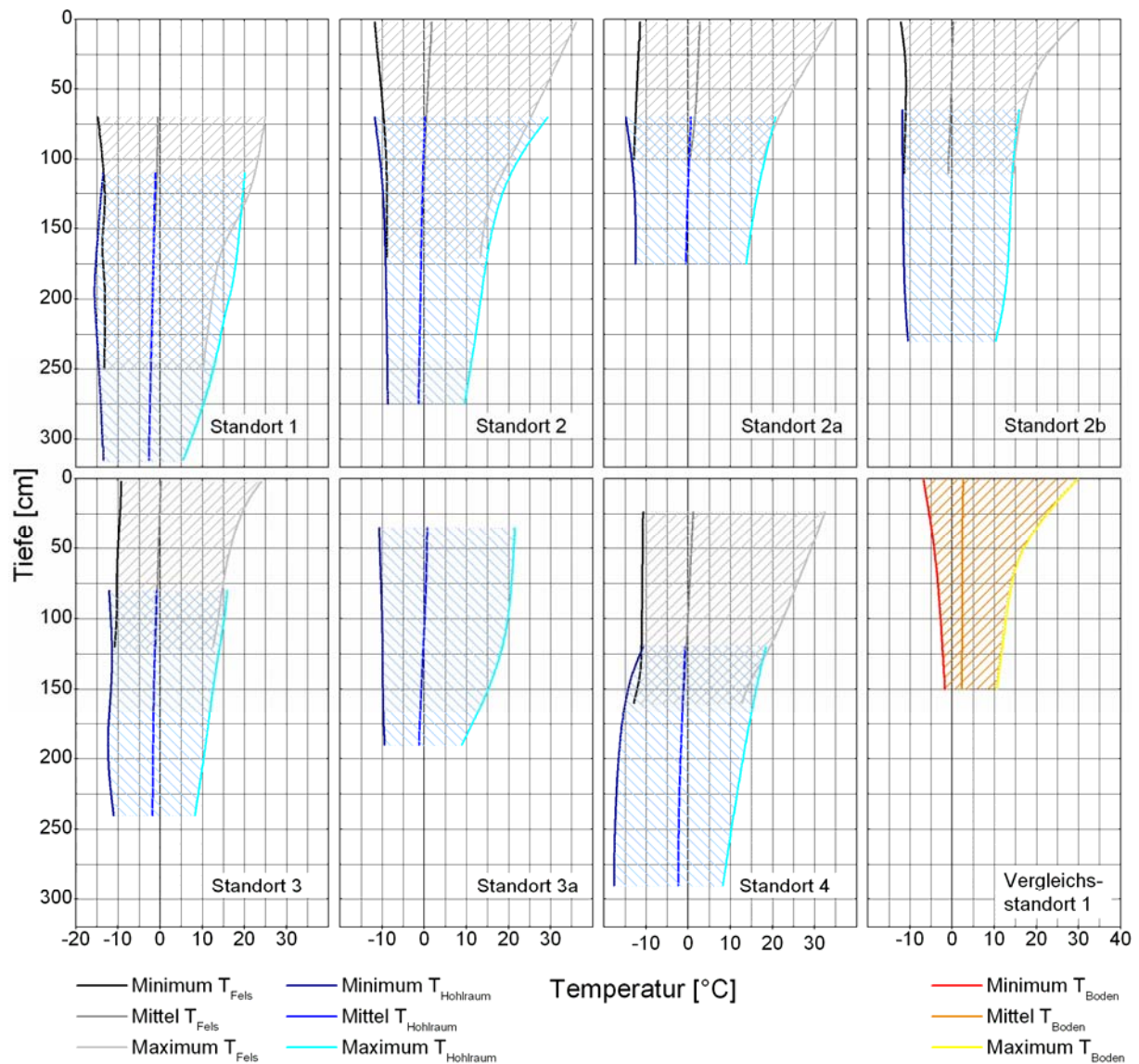


Abb. 4.15 Temperaturschwankungsbereiche und –mittelwerte in Abhängigkeit von der Tiefe an den Standorten 1-4 und am Vergleichsstandort 1 (Oktober 2002 – September 2003, Stundenwerte)

HARRIS & PEDERSEN (1998) verwenden die tiefenabhängigen Extremwerte eines Jahresdatensatzes, um aus der Form der daraus resultierenden Schwankungsbereiche (*thermal envelopes*) Rückschlüsse auf Unterschiede im thermischen Regime von grobblockigem Substrat gegenüber Feinsubstrat zu ziehen (vgl. auch Abschnitt 2.6). Nach ihren Aussagen charakterisieren eine exponentielle Temperaturabnahme mit der Tiefe und ein daraus resultierender glockenförmiger ("bell-shaped") Schwankungsbereich konduktives Regime. Ihre Messungen in grobblockigem Substrat ergaben dagegen eher lineare Temperaturreduktionsbeträge mit der Tiefe, also einen invers-kegelförmigen ("inverted cone") Schwankungsbereich. Diesen sehen sie als typisch für konvektives Regime an.

Der Unterschied in der Form der Temperaturprofile zwischen Feinsubstrat- und Blockstandorten in Abb. 4.15 ist im Vergleich zu den Daten von HARRIS & PEDERSEN (1998) weniger deutlich. Bei zusätzlicher Berücksichtigung der untypischen sommerlichen Verhältnisse kann für den Zeitraum der zugrundegelegten Referenzperiode keine entsprechende Zuordnung vorgenommen werden.

4.4.2 Statistische Analysen ausgewählter Datensätze

Grundlage der folgenden Ausführungen ist ein visueller Vergleich der registrierten Verläufe der Blockschichttemperaturen mit denjenigen aller meteorologischen Parameter, die an der Klimastation gemessen wurden. Dabei ergaben sich die mit Abstand größten Übereinstimmungen mit den Verläufen von Luft- und Oberflächentemperatur.

Wie in Abschnitt 2.1 ausgeführt, steuert die Oberflächentemperatur als direktes Resultat des lokalen Energieumsatzes gleichzeitig die vertikalen Energieflüsse in die bodennahe Atmosphäre und den oberflächennahen Untergrund, während die Lufttemperatur in der bodennahen Atmosphäre durch Advektion zusätzlich mehr oder weniger stark von regionalen und überregionalen Einflüssen bestimmt sein kann.

Um im hier vorliegenden mikroklimatologischen Sonderfall quantitativ vergleichbare Aussagen zum Grad der Ähnlichkeit zwischen den beiden Haupteinflussparametern und den resultierenden Blockschichttemperaturen zu machen, werden in diesem Abschnitt Ergebnisse bivariater Korrelationsrechnungen präsentiert. Als Grundlage hierfür werden im Folgenden zunächst die Messwertverteilungen der herangezogenen Datensätze ermittelt. Die Sensorauswahl entspricht derjenigen im vorangegangenen Abschnitt.

4.4.2.1 Messwertverteilungen

Auf der Basis von Stundenwerten besteht jeder Jahresdatensatz aus 8.760 Messwerten. Dieser Stichprobenumfang legt nach der Formel von PANOFKY & BRIER (1958, zitiert in SCHÖNWIESE 2000)

$$K = 5 * \lg n \quad (4.1)$$

eine Unterteilung des Wertebereichs in 20 Klassen nahe. Davon abweichend wurde aufgrund der Ähnlichkeit der Spannbreiten (Tab. 4.4) und aus Gründen der besseren Lesbarkeit und Interpretierbarkeit für die Datensätze von Luft- und Blockschichttemperaturen in Abb. 4.17 eine Einteilung in 45 Klassen gewählt. Sie umfasst den Wertebereich von -22,5°C bis +22,5°C mit entsprechend ganzzahligen Klassenmitten

und Klassenbreiten von 1°C. Dementsprechend wurden auch für die in Abb. 4.16 dargestellten Verteilungen von Luft- und Oberflächentemperatur 45 Klassen gebildet.

Tab. 4.4 Wertebereiche der Datensätze von Oberflächen-, Luft-, ausgewählten Blockschicht- und Bodentemperaturen (Oktober 2002 bis September 2003, Stundenwerte)

	Oberflächen- temperatur	Luft- temperatur	Blockschichttemperaturen (zw. 35 und 315 cm Tiefe)	Bodentemperaturen (50 und 150 cm Tiefe)
Maximum	37,5	19,3	21,6	14,9
Minimum	-31,1	-22,4	-17,6	-4
Spannbreite	68,6	41,7	39,2	18,9
Klassenbreite	1,53	0,93	0,87	0,42

In beiden Fällen sind deutliche Abweichungen von der Normalverteilung festzustellen.

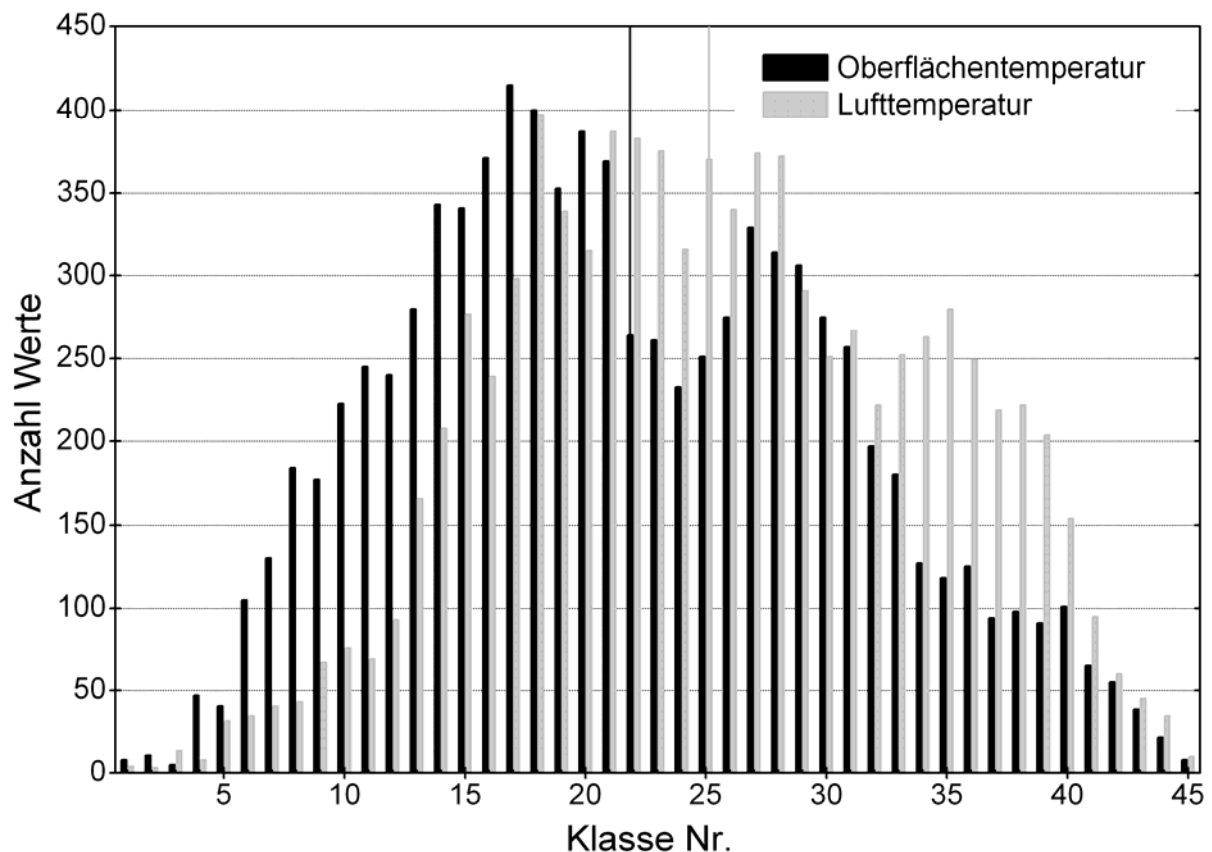


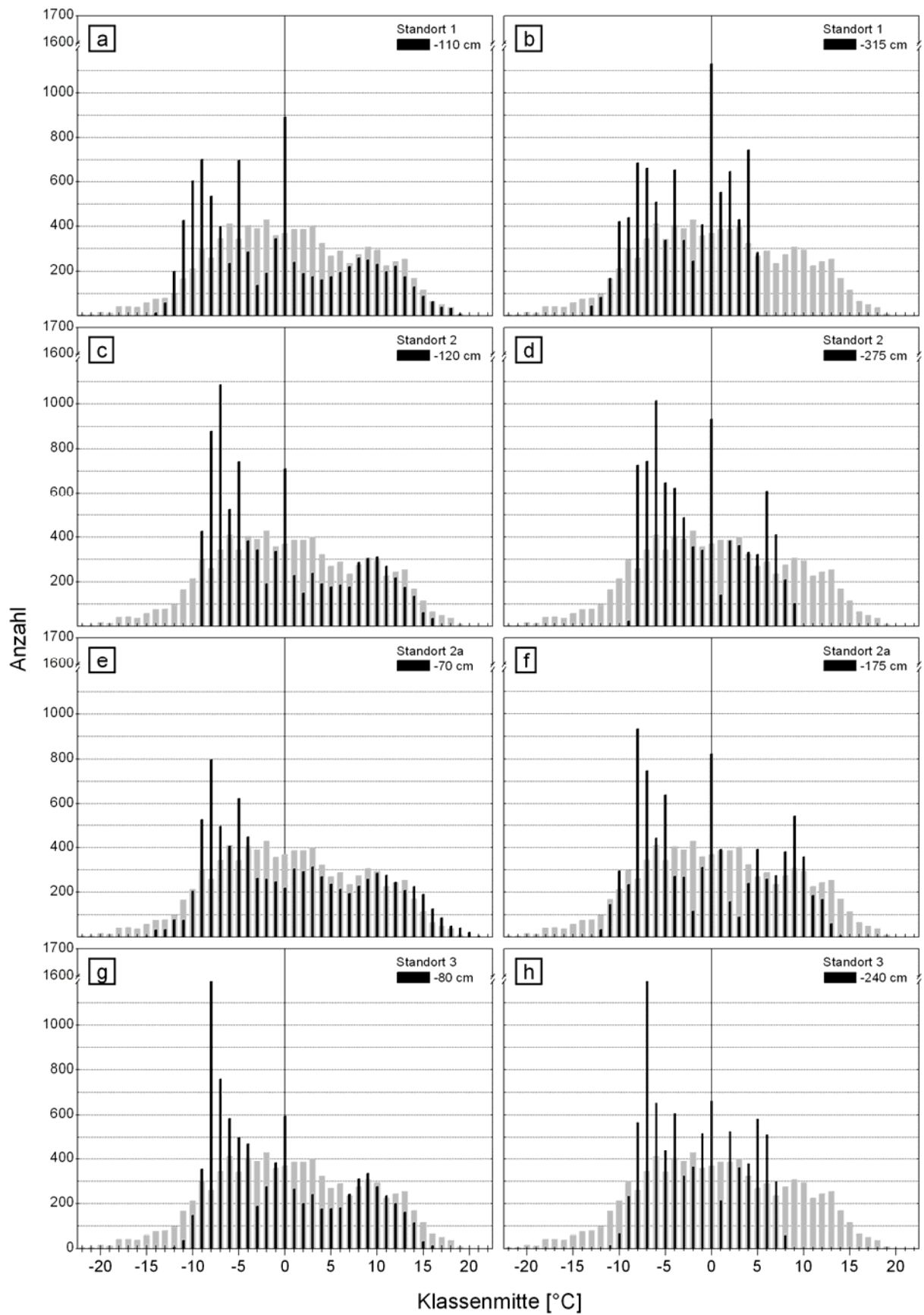
Abb. 4.16 Häufigkeitsverteilungen der Messwerte der Parameter Oberflächen- und Lufttemperatur (Oktober 2002 bis September 2003, Stundenwerte) mit Klassenbildung

Die Lage der arithmetischen Mittel beider Verteilungen (vgl. Tab. 4.2) ist in Abb. 4.16 durch entsprechend eingefärbte vertikale Achsen gekennzeichnet. Der Übergang von negativen zu positiven Werten vollzieht sich im Fall der Oberflächentemperatur in Klasse 21 ($-0,625^{\circ}\text{C}$ bis $0,905^{\circ}\text{C}$), im Fall der Lufttemperatur in Klasse 25 ($-0,155^{\circ}\text{C}$ bis $0,775^{\circ}\text{C}$). Beide Verteilungen können als mehrgipfelig und asymmetrisch bezeichnet werden. Weiterhin weisen beide Verteilungen ein markantes sekundäres Maximum in Klasse 27 (Oberflächentemperatur) bzw. 35 (Lufttemperatur) auf.

Trotz des wesentlich engeren Wertebereichs wurde die Einteilung in 45 Klassen auch auf die Verteilung der im Boden (Vergleichsstandort 1) registrierten Messwerte angewandt. Diese Vorgehensweise ermöglicht einen direkten Vergleich der ermittelten Verteilungen, macht allerdings eine unterschiedliche Skalierung der Ordinaten-Achsen in Abb. 4.17m und n notwendig.

Für alle in Abb. 4.17 dargestellten Standorte lassen sich folgende Gemeinsamkeiten feststellen:

- Noch stärkere Abweichungen von der Normalverteilung als die zuvor vorgestellten Verteilungen von Luft- und Oberflächentemperatur
- Im einzelnen unterschiedlich stark ausgeprägte Asymmetrie
- Entsprechend den in Abb. 4.15 dargestellten Temperaturschwankungsbereichen abnehmende Spannbreiten mit der Tiefe



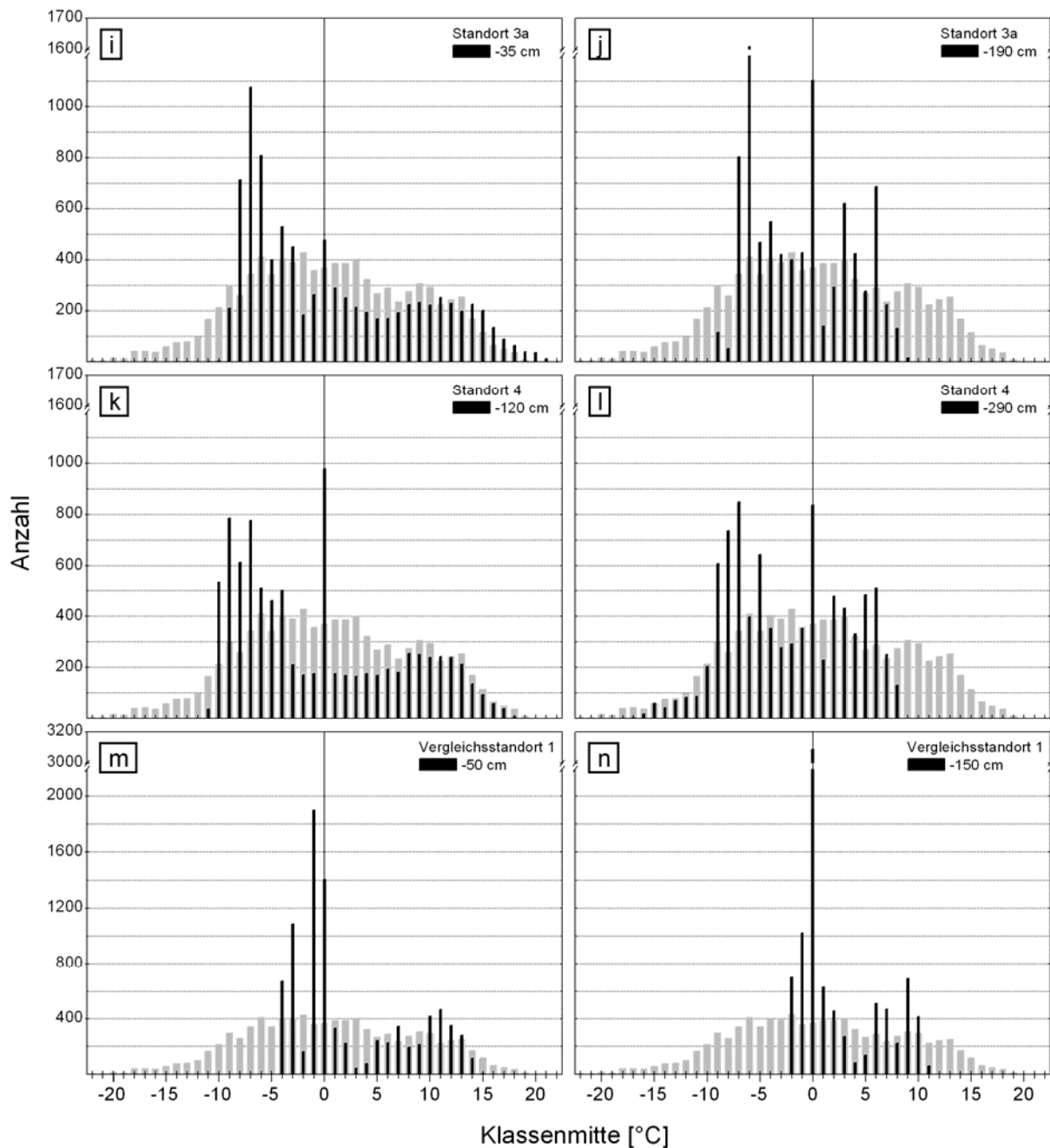


Abb. 4.17 Häufigkeitsverteilungen der Messwerte ausgewählter Datensätze von Blockschicht- (a-l) und Bodentemperaturen (m+n) jeweils im Vergleich zur Lufttemperatur (Oktober 2002 bis September 2003, Stundenwerte) mit Klassenbildung

Die Verteilungen der Blockschichttemperaturen weisen im Vergleich zu derjenigen der Lufttemperatur tendenziell eine Rechtsschiefe, also eine Verlagerung des Verteilungsschwerpunkts hin zu kälteren Temperaturen auf. Ein relatives Verteilungsmaximum liegt dabei grundsätzlich im Niveau der spätwinterlichen Ruhephase im Bereich von -8°C bis -6°C , das absolute Maximum in Abhängigkeit von der Schneedeckenentwicklung am Standort ebenfalls in diesem Bereich oder in dem des *zero curtain*.

Ein klarer Hinweis auf die Pufferfunktion der Blockschicht ergibt sich aus dem Vergleich der Verteilungen von oberflächennahem und basalem Regime je Standort. Während die Muster im negativen Wertebereich hierbei nur unwesentlich voneinander abweichen, sind im positiven Bereich über $+10^{\circ}\text{C}$ deutliche Unterschiede erkennbar. In diesem Bereich weisen erwartungsgemäß Lufttemperatur und oberflächennahe Hohlraumtemperaturen annähernd deckungsgleiche Muster auf. An der Blockschichtbasis fehlen entsprechende Werte dagegen fast vollständig. Somit belegen die Verteilungsmuster die gute thermische Durchlässigkeit der Blockschicht gegenüber Signalen der Abkühlung von der Oberfläche her und ihren hohen thermischen Widerstand gegenüber der sommerlichen Erwärmung an der Oberfläche. Dieser Effekt kann am deutlichsten aus den dargestellten Verteilungen der Standorte 1 (Abb. 4.17a+b) und 4 (Abb. 4.17k+l) abgeleitet werden. Am Standort 4 weist die Hohlraumtemperaturverteilung an der Blockschichtbasis sogar in nennenswertem Umfang kältere Werte aus als nahe der Oberfläche.

An den Standorten 2a und 3a weist eine größere Anzahl oberflächennaher Hohlraumtemperaturwerte im Bereich $>14^{\circ}\text{C}$ im Vergleich zur Lufttemperaturverteilung darauf hin, dass die starke sommerliche Aufheizung der Blockfeldoberfläche in diesem Niveau durchaus Auswirkungen auf die Blockschichttemperaturen hat. Dennoch hat auch im Fall dieser vergleichsweise flachen Profile die oben gemachte Aussage zum hohen thermischen Widerstand der Blockschicht gegenüber der sommerlichen Erwärmung Bestand.

Im Feinsubstrat ist im Vergleich zu den Blockstandorten eine weitere Konzentration der Messwerte festzustellen. Die Spannbreiten der Verteilungen am Vergleichsstandort 1 nehmen nochmals deutlich ab. In 150 cm Tiefe wird die Messwertverteilung klar von *zero curtain*-Perioden dominiert.

4.4.2.2 Rangkorrelationsrechnungen

Zur Ermittlung von Korrelationen wurden diejenigen Teilphasen der Referenzperiode herangezogen, während denen von einem nennenswerten oder sogar dominanten Einfluss nicht-konduktiver Wärmetransferprozesse ausgegangen werden kann. Dies trifft grundsätzlich für die schneefreien Phasen Herbst 2002 und Sommer 2003 zu. An den Blockstandorten wurden auch in den Teilphasen Frühwinter 2002 und Hochwinter 2002/03 Temperaturverläufe registriert, die auf eine zeitweise Beteiligung nicht-konduktiven Energietransfers schließen lassen. Nicht berücksichtigt wurden aufgrund des zunehmenden bzw. dominanten Einflusses des latenten Energieumsatzes die Teilphasen Spätwinter und Frühling 2003. Weiterhin wurden nur Abschnitte mit einer Länge von mindestens 12 Wochen ausgewählt, während denen

sich die Verläufe von Luft- und Oberflächentemperatur sowohl im Tagesgang als auch in den daraus resultierenden Mittelwerten klar unterscheiden (vgl. Tab. 4.5).

Tab. 4.5 Teildatensätze der Referenzperiode zur Ermittlung der Korrelationen zwischen Luft- bzw. Oberflächentemperatur und Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen

Teilphase		Zeitraum	Messwerte [Anzahl]	Mitteltempera- turen [°C]
Nr.	Beschreibung			
1	(weitgehend) offenes Hohlraum- system (Schneedecke < 25 cm)	01.10. – 15.11.2002 07.06. – 30.09.2003	3888	Luft: 6,5 Oberfläche: 11,7
2	teilweise geschlossenes Hohlraum- system (Schneedecke > 25 cm)	17.11.2002 – 04.03.2003	2616	Luft: -7,3 Oberfläche: -12,3
3	Sommer 2003	07.06. – 30.09.2003	2784	Luft: 9,1 Oberfläche: 16,3

Da auch im Fall der ausgewählten Teilphasen keine Normalverteilung der Messwerte vorliegt, muss eine verteilungsfreie Methode zur Ermittlung der Korrelationen herangezogen werden (SCHÖNWIESE 2000). Hierfür bietet sich die Rangkorrelationsrechnung nach SPEARMAN an (vgl. u.a. BAHRENBURG et al. 1999, SCHÖNWIESE 2000). Hierbei wird der Rangkorrelationskoeffizient r_R aus der quadratischen Differenz D der Werte auf gleichen Rangplätzen berechnet, nachdem zuvor die Werte beider Datensätze in aufsteigender Reihenfolge sortiert wurden.

$$r_R = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{n^3 - n} \quad (4.2)$$

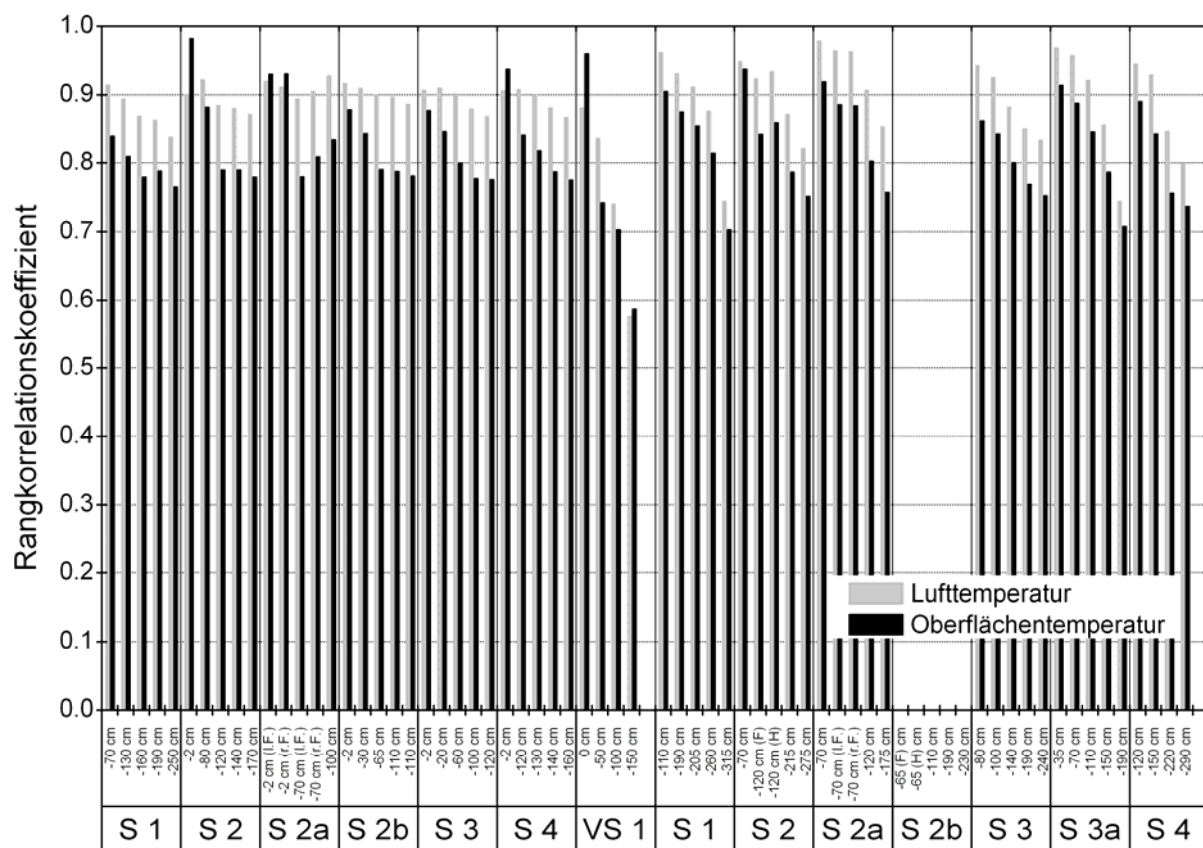
Da es sich bei den Daten um Zeitreihen mikroklimatischer Größen handelt, kommt ein weiterer Vorteil der Rangkorrelationsrechnung zum Tragen. Insbesondere der Wärmetransfer in den oberflächennahen Untergrund ist in diesem Kontext von mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Phasenverschiebungen gekennzeichnet. Im Gegensatz zur linearen Korrelationsrechnung nach PEARSON ist die Rangkorrelationsrechnung nicht anfällig gegenüber solchen Phasenverschiebungen, da der Zeitbezug der zu vergleichenden Datensätze durch die Neuordnung nach Rangplätzen ersetzt wird.

Die Bestimmung der Rangkorrelationskoeffizienten wird mit dem primären Ziel durchgeführt, relative Aussagen zur Güte des Zusammenhangs zwischen den Faktoren Oberflächen- bzw. Lufttemperatur und dem Temperaturverlauf in der Blockschicht während der betreffenden Teilphasen zu erhalten. So quantifizierte Unterschiede in der Qualität der Zusammenhänge werden als weitere Hinweise auf Art und Ausmaß

der beteiligten Energietransfermechanismen interpretiert. Diese Vorgehensweise wird als zulässig erachtet, obwohl – wie oben dargelegt – die beiden Parameter Oberflächen- und Lufttemperatur nicht voneinander unabhängig sind. Trotz des unterschiedlichen Umfangs werden die Teildatensätze hierfür in jedem Fall als ausreichend groß angesehen.

Aufgrund der Größe der Datensätze kann außerdem trotz einer hohen Anzahl von Bindungen auf die Verwendung der korrigierten Formel nach KENDALL (SCHÖNWIESE 2000) verzichtet werden. Eine Beispielrechnung mit korrigierter Formel führte zu einer Veränderung des resultierenden Wertes erst ab der 8. Nachkommastelle.

Die Abbildungen 4.18 bis 4.20 geben die Koeffizienten für alle Standorte und Sensoren wieder, für die in der jeweiligen Teilphase ein vollständiger Datensatz vorliegt. Die Abbildungen enthalten in der linken Hälfte die Werte für Fels- bzw. Bodentemperaturen, in der rechten Hälfte für Hohlraumtemperaturen je Standort. Aufgrund der Isolationswirkung der geschlossenen Schneedecke wurde am Vergleichsstandort 1 auf eine Berechnung der Korrelationen für Teilphase 2 verzichtet.



l. / r.F. = linker / rechter Fels; F = Fels; H = Hohlraum

Abb. 4.18 Rangkorrelationen für die Zusammenhänge zwischen Luft- bzw. Oberflächentemperatur und Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen in Teilphase 1 (Datengrundlage gemäß Tab. 4.5)

Mit Ausnahme einiger Sensoren nahe der Felsoberfläche (-2 cm) weisen die Blockschichttemperaturen in Teilphase 1 engere Zusammenhänge zum Verlauf der Lufttemperatur als zum Oberflächentemperaturgang auf. Dabei ergeben sich die in Tab. 4.7 zusammengefassten Schwankungsbereiche sowie mittlere Differenzen zwischen $r_{\text{Lufttemperatur}}$ und $r_{\text{Oberflächentemperatur}}$ von 0,09 (Felstemperaturen) bzw. 0,07 (Hohlraumtemperaturen) Punkten.

Weiterhin weisen fast alle Vertikalprofile mit der Tiefe abnehmende Korrelationen auf. Erwartungsgemäß ist diese Abnahme am konduktiv gesteuerten Vergleichsstandort 1 am größten. Das abweichende Bild am Standort 2a wird in Abschnitt 4.4.4.2 erläutert. In der Blockschicht ergeben sich bei gleicher Sensortiefe grundsätzlich höhere Werte für die Hohlraum- gegenüber den Felstemperaturen (Tab. 4.6).

Tab. 4.6 Vergleich ausgewählter Rangkorrelationskoeffizienten (Teilphase 1)

Standort (Tiefe)	$r_{\text{Lufttemperatur}}$		$r_{\text{Oberflächentemperatur}}$	
	Fels	Hohlraum	Fels	Hohlraum
1 (190 cm)	0,86	0,93	0,79	0,87
2 (120 cm)	0,88	0,93	0,79	0,86
2a (70 cm)	0,89	0,98	0,78	0,92
3 (100 cm)	0,88	0,93	0,78	0,84
4 (120 cm)	0,91	0,94	0,84	0,89

Erwartungsgemäß liegt das Niveau der errechneten Zusammenhänge in Teilphase 2 unter dem Einfluss der winterlichen Schneedecke merklich tiefer. Eine Zusammenfassung der entsprechenden Schwankungsbereiche und Mittelwerte enthält wiederum Tab. 4.7. Im Vergleich zu den relativ einheitlichen Bedingungen in Teilphase 1 gibt Abb. 4.19 außerdem die wesentlich größere Variabilität des thermischen Regimes im Früh- und Hochwinter wieder, die maßgeblich durch die bereits in Abschnitt 4.4.1 angesprochene, standortabhängige Schneedeckenentwicklung bestimmt wird. Die ermittelten Werte repräsentieren die kleinräumige Variabilität im thermischen Regime der Blockschicht sowohl in der Fläche als auch mit der Tiefe. Dabei drücken die maximalen Unterschiede der ermittelten Rangkorrelationen an direkt benachbarten Standorten (1, 2 und 2a) die Variabilität in der Fläche aus. Die Variabilität mit der Tiefe ergibt sich aus den uneinheitlichen Mustern im Vertikalprofil der einzelnen Standorte. Das unter (weitgehend) schneefreien Verhältnissen dominierende Muster abnehmender Korrelationen mit der Tiefe ist in Teilphase 2 die Ausnahme. Maximale Korrelationen ergeben sich mehrfach für die mittleren oder tieferen Zonen der großen oberflächennahen Hohlräume.

mit dem Verlauf der Oberflächentemperatur in den Abbildungen 4.52 und 4.54 bis 4.56 stützt diese Schlussfolgerung.

Die mittleren Differenzen zwischen $r_{\text{Lufttemperatur}}$ und $r_{\text{Oberflächentemperatur}}$ liegen in Teilphase 2 mit 0,08 (Felstemperaturen) bzw. 0,07 Punkten (Hohlraumtemperaturen) in einer ähnlichen Größenordnung wie in Teilphase 1.

Die in Abb. 4.20 dargestellten Rangkorrelationen ergeben sich, wenn zur Berechnung nur die Daten des Sommers 2003 herangezogen werden. Im Vergleich zu Teilphase 1, in der zusätzlich zu diesem Datensatz noch die Bedingungen des Herbstes 2002 mitberücksichtigt sind, ergibt sich trotz eines ähnlichen Musters ein deutlich differenzierteres Bild.

Wie in Teilphase 1 ist – mit Ausnahme des Standorts 2a – eine Abnahme der Korrelationen mit der Tiefe festzustellen. Den Werten in Abb. 4.20 und Tab. 4.7 ist zu entnehmen, dass der Zusammenhang von Blockschichttemperaturen und Lufttemperatur in den oberflächennahen Bereichen ähnlich hoch ist wie in Teilphase 1. Gegen die Blockschichtbasis nehmen diese Korrelationen bereits deutlich ab.

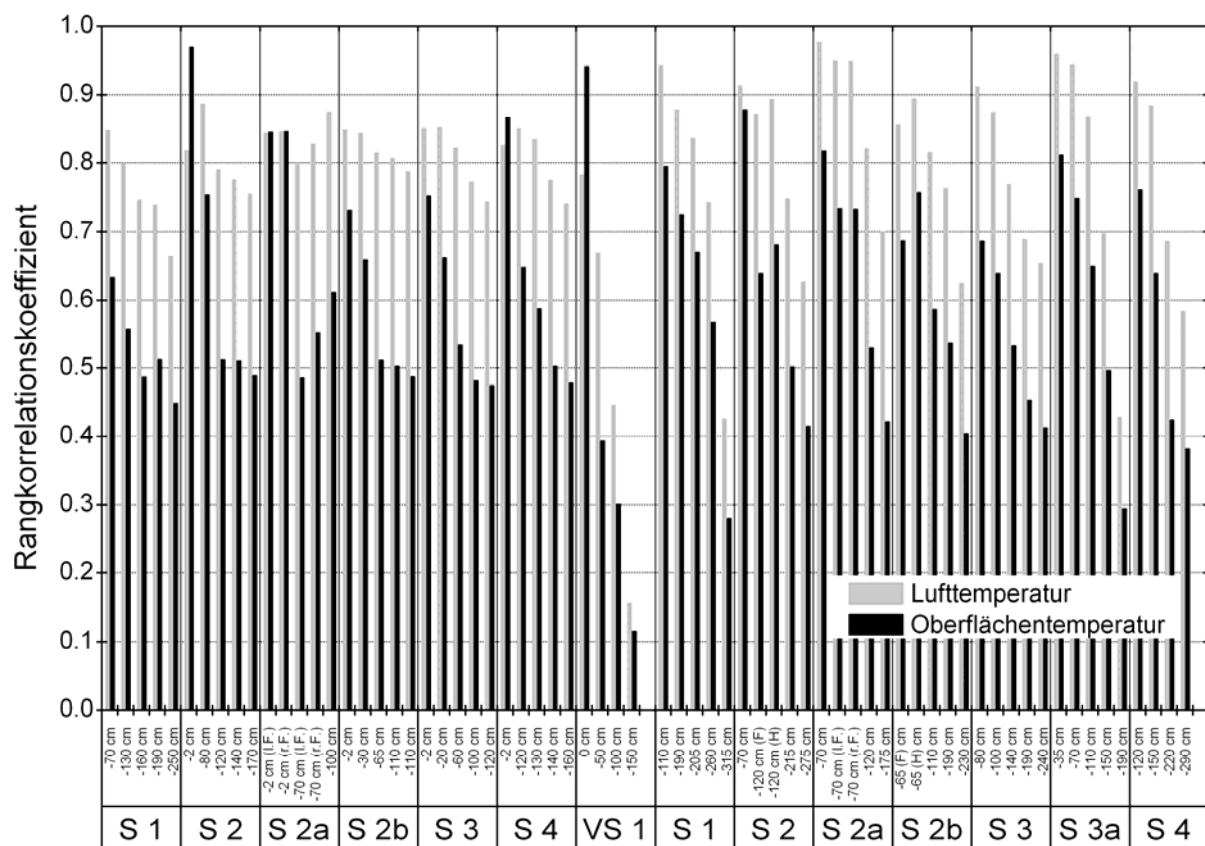


Abb. 4.20 Rangkorrelationen für die Zusammenhänge zwischen Luft- bzw. Oberflächentemperatur und Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen in Teilphase 3 (Datengrundlage gemäß Tab. 4.5)

Dagegen sind die Korrelationen zum Oberflächentemperaturverlauf insgesamt deutlich schwächer ausgeprägt. Die mittleren Differenzen zwischen $r_{\text{Lufttemperatur}}$ und $r_{\text{Oberflächentemperatur}}$ betragen in Teilphase 3 0,25 (Felstemperaturen) bzw. 0,2 Punkte (Hohlraumtemperaturen). Rangkorrelationskoeffizienten von nur 0,3 bis 0,4 unterstreichen die weitgehende Abkopplung der Blockschichtbasis vom extremen Oberflächentemperaturgang in Teilphase 3. Trotz fehlender Schneedecke ist der Einfluss der Oberflächentemperatur an der Basis der Blockschicht an der Mehrheit der Standorte schwächer als im Früh- und Hochwinter (Teilphase 2).

Tab. 4.7 Schwankungsbereiche und Mittelwerte der errechneten Rangkorrelationskoeffizienten für die Teilphasen 1-3 (Datengrundlage gemäß Tab. 4.5; in Klammern die Werte der Sensoren direkt an der Blockschicht- bzw. Bodenoberfläche)

	Teil- phase	rLufttemperatur				rOberflächentemperatur							
		Fels		Hohlraum		Boden		Fels		Hohlraum		Boden	
Schwan- kungs- bereich	1	0,84 – 0,93		0,74 – 0,98		0,58 – 0,84 (0,88)		0,77 – 0,88 (0,98)		0,7 – 0,94		0,59 – 0,74 (0,96)	
	2	0,15 – 0,63		0,06 – 0,65				0,27 – 0,66		0,2 – 0,7			
	3	0,66 – 0,89		0,43 – 0,98		0,16 – 0,67 (0,78)		0,45 – 0,75 (0,97)		0,28 – 0,88		0,11 – 0,39 (0,94)	
		ober flächen nah	Basis	ober flächen nah	Basis			ober flächen nah	Basis	ober flächen nah	Basis		
Mittel- werte	1	0,91		0,95	0,81			0,84 (0,91)		0,91	0,76		
	2	0,42		0,46	0,42			0,5		0,54	0,51		
	3	0,84		0,93	0,58			0,64 (0,8)		0,79	0,37		

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass sowohl die zu Beginn dieses Abschnitts präsentierten Messwertverteilungen als auch die Ergebnisse der Rangkorrelationsrechnungen die markant unterschiedlichen Reaktionen im thermischen Regime der Blockschicht auf die herbstliche und winterliche Abkühlung gegenüber der sommerlichen Erwärmung von der Oberfläche unterstreichen. Das von der maximalen Erwärmung der Blockfeldoberfläche während des Sommers ausgehende Temperatursignal erreicht die tieferen Bereiche der Blockschicht offensichtlich nur stark abgeschwächt und trotz fehlender Schneedecke i.d.R. weniger direkt als das der winterlichen Abkühlung. Somit stützen auch die Resultate dieses Abschnitts die Annahme eines verstärkten Wärmetransfers in der Blockschicht durch freie Konvektion während der kalten Perioden im Jahresgang.

4.4.3 Das Potenzial für freie Konvektion im Hohlraumsystem der Blockschicht

Die Physik kennt verschiedene dimensionslose Maßzahlen, um das thermische Verhalten von Fluiden zu beschreiben. Bei der Rayleigh-Zahl Ra handelt es sich um ein Produkt aus Grashoff-Zahl Gr und Prandtl-Zahl Pr . Erstere beschreibt für ein freies Fluid die Kombination aus dem Verhältnis von Auftriebskraft multipliziert mit einer Trägheitskraft zum Quadrat der Viskosität

$$Gr = \beta g H^3 \Delta T / \nu^2, \quad (4.3)$$

letztere das Verhältnis von Viskosität zur Temperaturleitfähigkeit

$$Pr = \nu / \kappa \quad (4.4)$$

(verändert nach MONTEITH & UNSWORTH 1990). Für die Anwendung auf die Fluidphase in porösen Medien muss die herkömmliche Rayleigh-Zahl um die Darcy-Zahl

$$Da = K / H^2 \quad (4.5)$$

erweitert werden (verändert nach NIELD & BEJAN 1999).

In der resultierenden Form

$$Ra = \frac{\rho^2 c g \beta K H \Delta T}{\mu k_m} \quad (4.6)$$

ρ = Dichte des Fluids

c = Spezifische Wärme des Fluids

g = Erdbeschleunigung

β = Wärmeausdehnungskoeffizient des Fluids

K = Permeabilität des porösen Materials

H = Dicke der Schicht

ΔT = Temperaturunterschied in der Schicht

μ = dynamische Viskosität des Fluids

k_m = Wärmeleitfähigkeit des Materials

wird die Rayleigh-Zahl verwendet, um konvektiven Energietransfer in porösen Medien nachzuweisen (u.a. NIELD & BEJAN 1999, KANE et al. 2001).

Der kritische Wert Ra_c , bei dessen Überschreitung im Fluid freie Konvektion einsetzt, liegt in Abhängigkeit von den Grenzbedingungen zwischen 3 und 39,5 (NIELD & BEJAN 1999). Für ein poröses Medium, das nach oben durch freies Fluid begrenzt wird, gibt JOHANSEN (1975) einen Schwellenwert Ra_c von 27 an. SERKITJIS & HAGENTOFT (1998) haben für diese Bedingungen mithilfe von numerischen Modellierungen und begleitenden Laborexperimenten einen Schwellenwert von 20 ermittelt. KANE et al.

(2001) führen einen Schwellenwert in der Größenordnung von 50 an, bei dessen Überschreitung sich die Advektion fühlbarer Wärme durch Bewegungen in der Porenluft entscheidend auf den Wärmetransfer auswirken. Nach Gleichung 4.6 verhält sich der kritische Schwellenwert für die Temperaturdifferenz innerhalb einer Schicht von bestimmter Dicke umgekehrt proportional zur Schichtdicke und zur Permeabilität des Materials.

JOHANSEN (1975) konnte mittels einer Serie von Laborexperimenten zur Konvektion in zerkleinertem Felsmaterial (Durchmesser 2-8 cm, Mächtigkeit ca. 50 cm) nachweisen, dass mit einer Zunahme der Rayleigh-Zahl von 8,26 auf 87,4 die effektive Wärmeleitfähigkeit des Materials von 0,5 auf 1,13 W m⁻¹ K⁻¹ stieg. Hinsichtlich der Übertragbarkeit der Laborergebnisse auf Freilandbedingungen in Norwegen weist er darauf hin, dass Temperaturgradienten oberhalb des kritischen Schwellenwerts nur während Perioden stärkster winterlicher Auskühlung (Dezember, Januar) zu erwarten sind. Solche Phasen trügen zu verstärkter Auskühlung des unterlagernden Untergrunds und zu einer Reduktion der mittleren Bodentemperaturen bei.

Nach Erzeugung einer konstanten Luftströmung von 2 m s⁻¹ in der Schicht oberhalb des zerkleinerten Felsmaterials und daraus resultierender erzwungener Konvektion registrierte er einen starken thermischen Einfluss der Umgebungsluft auf die Temperaturen v.a. in den oberen Schichten des porösen Materials. Die effektive Wärmeleitfähigkeit stieg dabei nochmals an auf 1,46 W m⁻¹ K⁻¹.

In Permafroststudien fand die Rayleigh-Zahl u.a. Anwendung, um die Zirkulation von Luft im Porenraum von zerkleinertem Felsmaterial mit Kantenlängen im Zentimeterbereich (GOERING & KUMAR 1996) zu bestimmen (vgl. Abschnitt 2.6). Dabei konnten trotz oberflächlicher Abdeckung des Substrats Konvektionsbewegungen nachgewiesen werden.

KANE et al. (2001) schließen nach der Berechnung von Rayleigh-Zahlen für oberflächennahes Feinsubstrat im Bereich polarer Permafrostvorkommen die Beteiligung freier Konvektion von Porenluft am Wärmetransfer weitestgehend aus. Diese wäre allenfalls in organischen Auflagehorizonten unter extremen Temperaturbedingungen möglich.

Im Rahmen dieser Arbeit soll die Rayleigh-Zahl dazu dienen, für die Zeitabschnitte ohne nennenswerte Schneedecke eine objektive Einschätzung des Potenzials für freie Konvektion von Porenluft im Hohlraumsystem der Blockschicht zu erhalten. Ihre Anwendung auf Substrat dieser Korngröße erfolgt nach Kenntnis des Verfassers erstmalig.

4.4.3.1 Bestimmung der Eingangsparameter in die Rayleigh-Zahl

Materialeigenschaften der Blockschicht

In Form des Wertes für die Permeabilität hat die extreme Textur der Blockschicht entscheidenden Einfluss auf die Rayleigh-Zahl. Wertangaben zur Permeabilität von Lockermaterial existieren zahlreich für Feinsubstrat (Korndurchmesser < 2 mm), in begrenztem Ausmaß auch für Korngrößen im Zentimeterbereich. Dagegen finden sich für Substrat in der hier vorliegenden Form meist nur pauschale und i.d.R. qualitative Angaben. Zur Bestimmung der Permeabilität K verwendet diese Arbeit die Kozeny-Carman-Gleichung in der von JOHANSEN (1975) angegebenen Form:

$$K = \frac{n^3}{5S^2(1-n)^2} \quad (4.7)$$

Die Porosität n der Blockschicht wird in Anlehnung an die Werte von 45% (NIELD & BEJAN 1999) bzw. 40% (GOERING & KUMAR 1996) für künstlich zerkleinertes, kantiges Felsmaterial mit 40% angesetzt. Hierbei wird davon ausgegangen, dass dieser Wert im Wesentlichen von der Kornform und weit weniger von der Korngröße abhängig ist. Der Wert für die spezifische Oberfläche S errechnet sich nach JOHANSEN (1975) aus dem Äquivalentdurchmesser d_p nach der Beziehung

$$S = 6/d_p \quad (4.8)$$

Als Äquivalentdurchmesser sind dabei die Perzentile d_{10} oder d_{30} der ermittelten Korngrößenverteilung des Substrats zu wählen (JOHANSEN 1975).

Abb. 4.21 stellt für Porositäten zwischen 25 und 50% den Zusammenhang zwischen Äquivalentdurchmesser und Permeabilität gemäß den Gleichungen 4.7 und 4.8 graphisch dar.

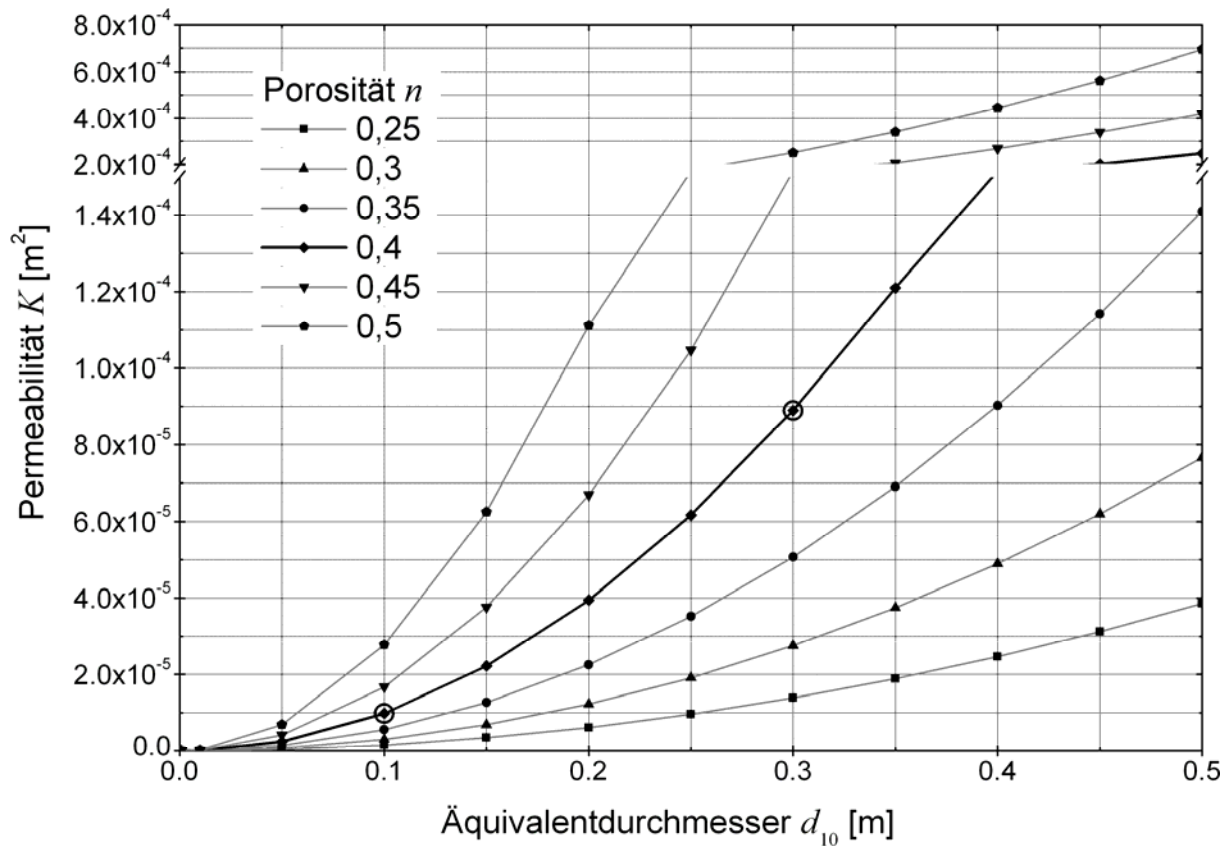


Abb. 4.21 Permeabilitätswerte für Lockermaterial in Abhängigkeit von Äquivalentdurchmesser und Porosität nach der Kozeny-Carman-Gleichung; die mit Kreisen markierten Werte wurden für die Bedingungen im Ritigraben-Blockfeld errechnet (Erläuterungen im Text).

In grobem Blockschutt sind entsprechend den größeren Korndurchmessern um Größenordnungen höhere Permeabilitäten im Vergleich zu Feinsubstrat zu erwarten. Während die Werte in Feinsubstrat den Bereich zwischen $2,9 \times 10^{-9}$ und $1,4 \times 10^{-7} \text{ m}^2$ für Bodenmaterial sowie zwischen 2×10^{-7} und $1,8 \times 10^{-6} \text{ m}^2$ für Sand abdecken (NIELD & BEJAN 1999), liegen sie in Blockmaterial gemäß Abb. 4.21 überwiegend im Bereich von 10^{-5} bis 10^{-4} m^2 .

Die direkte Messung einer repräsentativen Zahl von Einzelblöcken im Ritigraben-Blockfeld war im Rahmen dieser Arbeit nicht durchführbar. Entsprechend der in Abschnitt 2.5.4 getroffenen Einordnung liegen die Blockdurchmesser an der Oberfläche mehrheitlich in der Klasse der Großblöcke, wobei der Schwellenwert von 63 cm oft deutlich überschritten wird. Dem entspricht die Größe der instrumentierten Hohlräume (vgl. Vorgehensweise bei der Instrumentierung, Abschnitt 3.3).

Da die Blockdurchmesser mit der Tiefe abnehmen, wurden für jedes Profil zwei Permeabilitätswerte errechnet. Die Äquivalentdurchmesser d_{10} des Substrats wurden – konservativ geschätzt – jeweils für den oberflächennahen Bereich der Messprofile mit 30, für den Basisbereich mit 10 cm angesetzt. Hieraus errechnen sich nach Glei-

chung 3.7 Permeabilitäten von $8.89 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ für die oberflächennahen und $9.88 \times 10^{-6} \text{ m}^2$ für die tieferen Bereiche der Blockschicht (vgl. markierte Werte in Abb. 4.21).

Zur Berechnung der Wärmeleitfähigkeit k_m des Zwei-Phasen-Systems Blockschicht wird gemäß den Empfehlungen von FAROUKI (1986) die *modified resistor*-Gleichung

$$k_m = (n - 0.03)k_f + (1 - n + 0.03) \times \left[\frac{1 - n}{1 - n + 0.03} \left(\frac{1}{k_s} \right) + \frac{0.03}{1 - n + 0.03} \left(\frac{1}{k_f} \right) \right]^{-1} \quad (4.9)$$

von WOODSIDE & MESSMER (1961) verwendet. Die Porosität n der Blockschicht beträgt dabei wiederum 40%. Die Berechnung der Wärmeleitfähigkeiten k_f und k_s erfolgt aus den in der Blockschicht gemessenen Temperaturdaten.

Für die Fluidphase wurde aus Angaben in OKE (1987) sowie MONTEITH & UNSWORTH (1990) folgende lineare Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit von Luft k_f von der Temperatur ermittelt:

$$k_f = (0.0685T + 24.301) \times 10^{-3}. \quad (4.10)$$

Die Wärmeleitfähigkeit der Festsubstanz k_s errechnet sich aus (ZOTH & HÄNEL 1988, zitiert in CLAUSER & HUENGES 1995, Gleichung 3a + Tabelle 1)

$$k_s = 0.75 + \frac{705}{350 + T}. \quad (4.11)$$

Unter Verwendung der gemessenen Blockschichttemperaturen ergeben sich die in Tab. 4.8 zusammengefassten Extrem- und Mittelwerte der Wärmeleitfähigkeiten von Fluidphase, Festsubstanz (Augengneis) und des Gesamtsystems Blockschicht.

Tab. 4.8 Wärmeleitfähigkeiten von Fluidphase und Festsubstanz sowie des Zwei-Phasen-Systems Blockschicht

	Hohlraumluft k_f	Festsubstanz (Gneis) k_s	Blockschicht k_m
Maximum	0.026	2.822	0.292
Mittel	0.024	2.745	0.283
Minimum	0.023	2.635	0.272

Eigenschaften der Fluidphase

Zur Berechnung der Dichte der Porenluft ρ dient die Gleichung (verändert nach WEAST 1988)

$$\rho = 1.2929 \times \frac{273.15}{T + 273.15} \times \frac{p - 0.3783e}{1.01325 \times 10^5} \quad (4.12)$$

Da die Klimastation im Ritigraben-Blockfeld keine Werte für den Luftdruck liefert, wurden stündliche Luftdruckwerte mithilfe der barometrischen Höhenformel (z.B. MALBERG 1985)

$$p = p_0 \times e^{-gz / R_L T} \quad (4.13)$$

aus vorliegenden Stundenwerten der Station Zermatt ermittelt. Dies stellt aufgrund der unterschiedlichen Feuchteverhältnisse im Lokalklima (vgl. Abschnitt 2.5.1) bereits eine Ungenauigkeit dar, weshalb auf die Verwendung virtueller Temperaturen verzichtet wurde.

Die Berechnung des Dampfdrucks e erfolgte über den Sättigungsdampfdruck e_s (nach BOLTON 1980) aus den Luftfeuchtedaten der Station Ritigraben-Blockfeld.

$$e_s = 6.112 \exp\left(\frac{17.67 \times T}{T + 243.5}\right) \quad (4.14)$$

$$e = (RH/100) \times e_s \quad (4.15)$$

Die spezifische Wärme der Luft c wird aufgrund der äußerst geringen Schwankungsbeträge im gegebenen Temperaturbereich als Konstante mit dem Wert $1010 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ behandelt (OKE 1987).

Der Wärmeausdehnungskoeffizient der Porenluft β ist der Reziprokwert der Temperatur in Kelvin.

$$\beta = 1/(273.15 + T) \quad (4.16)$$

Die dynamische Viskosität der Porenluft μ in Abhängigkeit von der Temperatur errechnet sich aus dem Polynom (Datengrundlage: WEAST 1988)

$$\mu = (-0.0017T^2 + 0.5328T + 172.18) \times 10^{-7} . \quad (4.17)$$

Weitere Parameter

Für die Schwerebeschleunigung g wird ein breiten- und höhenkorrigierter Wert von $9,73 \text{ m s}^{-2}$ verwendet. Die jeweiligen Höhenintervalle H ergeben sich aus den Sensortiefen, die Temperaturdifferenzen ΔT direkt aus den Messdaten.

4.4.3.2 Rayleigh-Zahlen

Die Berechnung der Rayleigh-Zahlen wurde für Perioden mit fehlender oder geringmächtiger Schneebedeckung durchgeführt. Bis zu einer Schneedeckenmächtigkeit von 25 cm wird davon ausgegangen, dass die überwiegende Mehrheit der Hohlräume an der Blockschichtoberfläche offen bleibt, so dass die Permeabilität und mit ihr das Potenzial für Austauschprozesse zwischen Hohlraumluft und bodennaher Atmosphäre annähernd demjenigen im schneefreien Zustand entspricht. Entsprechend der Annahme abnehmender Permeabilität mit der Tiefe wurden an jedem Standort Werte für den oberflächennahen und den Basisbereich der Blockschicht berechnet. Werte wurden nur dann ermittelt, wenn am oberen Sensor des jeweils betrachteten Vertikalausschnitts kältere Temperaturen registriert wurden als am tiefer gelegenen und somit die Voraussetzung für eine Labilisierung der thermischen Schichtung im Fluid gegeben war. Da solche Bedingungen insbesondere im Herbst und Frühwinter zu erwarten sind, wurden zusätzlich zur Referenzperiode Daten der Monate Oktober und November 2003 mitberücksichtigt.

Die Schichtmächtigkeit H bezieht sich bei den Berechnungen grundsätzlich auf den Vertikalabstand der herangezogenen Hohlraumtemperatursensoren. Wo vorhanden – also im oberflächennahen Bereich der Hauptprofilstandorte – wurden für die Felstemperaturen die Messdaten der nächstgelegenen Felstemperatursensoren verwendet. In allen anderen Fällen wird von ähnlichen Temperaturverhältnissen in Fluidphase und Festsubstanz ausgegangen, so dass die gemessenen Hohlraumtemperaturen auch zur Berechnung von k_s dienen.

Aus den Abbildungen 4.22 bis 4.27 gehen die Größenordnungen der so ermittelten stündlichen Rayleigh-Zahlen hervor. Schon die Skalierung der entsprechenden Ordinaten-Achsen macht deutlich, dass die ermittelten Werte – zumindest phasenweise – die oben genannten kritischen Schwellenwerte deutlich überschreiten. Während die

absoluten Werte von Standort zu Standort Unterschiede aufweisen, lassen sich in den Verteilungsmustern Gemeinsamkeiten feststellen.

Die oberflächennahen Hohlraumtemperaturen sind an allen Standorten eng an den Tagesgang der Temperaturen in der bodennahen Atmosphäre und an der Blockschichtoberfläche gekoppelt. Dementsprechend ist in diesem Niveau bei einer Abkühlung von der Oberfläche her grundsätzlich hohes Potenzial für freie Konvektion in der Hohlraumluft vorhanden. Dabei ist es unerheblich, ob die Abkühlung aus einer witterungsbedingten Kaltluftadvektion oder aus nächtlicher Ausstrahlung an der Blockschichtoberfläche resultiert.

Die für die Blockschichtbasis ermittelten Werte deuten darauf hin, dass sich dort Phasen mit instabiler Schichtung auf die Monate Oktober und November konzentrieren und in der überwiegenden Mehrheit auf Kaltluftadvektion in der bodennahen Atmosphäre zurückzuführen sind. In den Sommermonaten sind konvektive Austauschbewegungen in der Fluidphase bis an den Grund der Blockschicht deutlich seltener und schwächer ausgeprägt. Für die tieferen Bereiche der Blockschicht lässt sich diesbezüglich somit eher ein Jahresgang konstatieren.

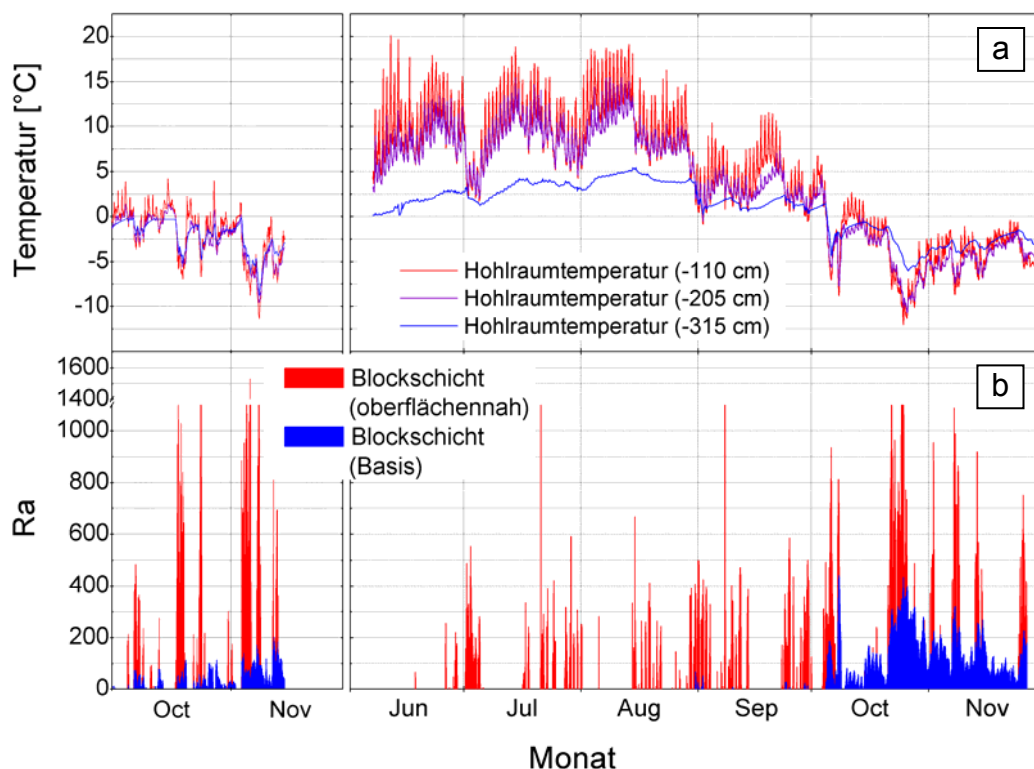


Abb. 4.22 Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen (a) und der Rayleigh-Zahlen (b) am Standort 1 (Oktober 2002 – November 2003)

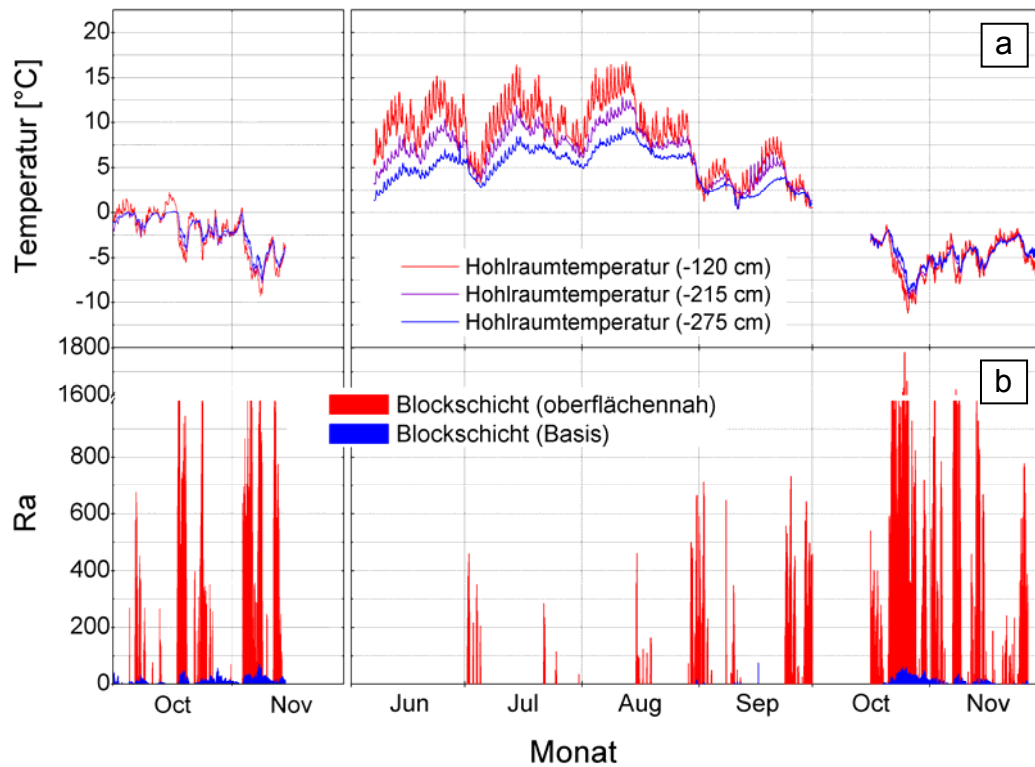


Abb. 4.23 Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen (a) und der Rayleigh-Zahlen (b) am Standort 2 (Oktober 2002 – November 2003)

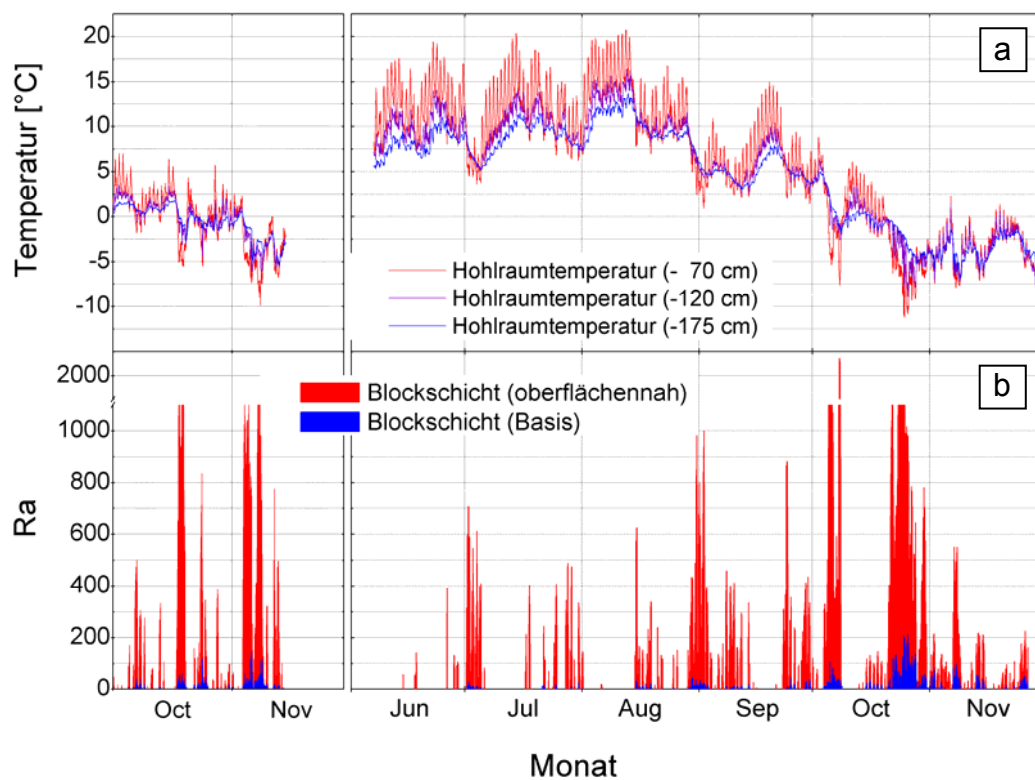


Abb. 4.24 Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen (a) und der Rayleigh-Zahlen (b) am Standort 2a (Oktober 2002 – November 2003)

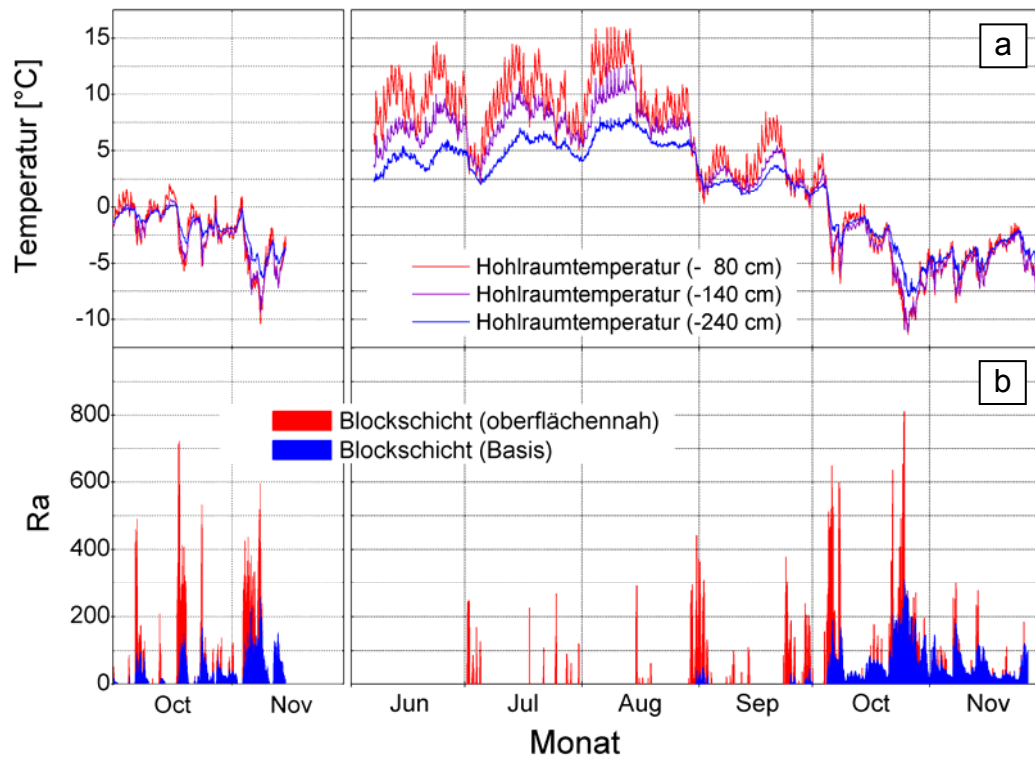


Abb. 4.25 Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen (a) und der Rayleigh-Zahlen (b) am Standort 3 (Oktober 2002 – November 2003)

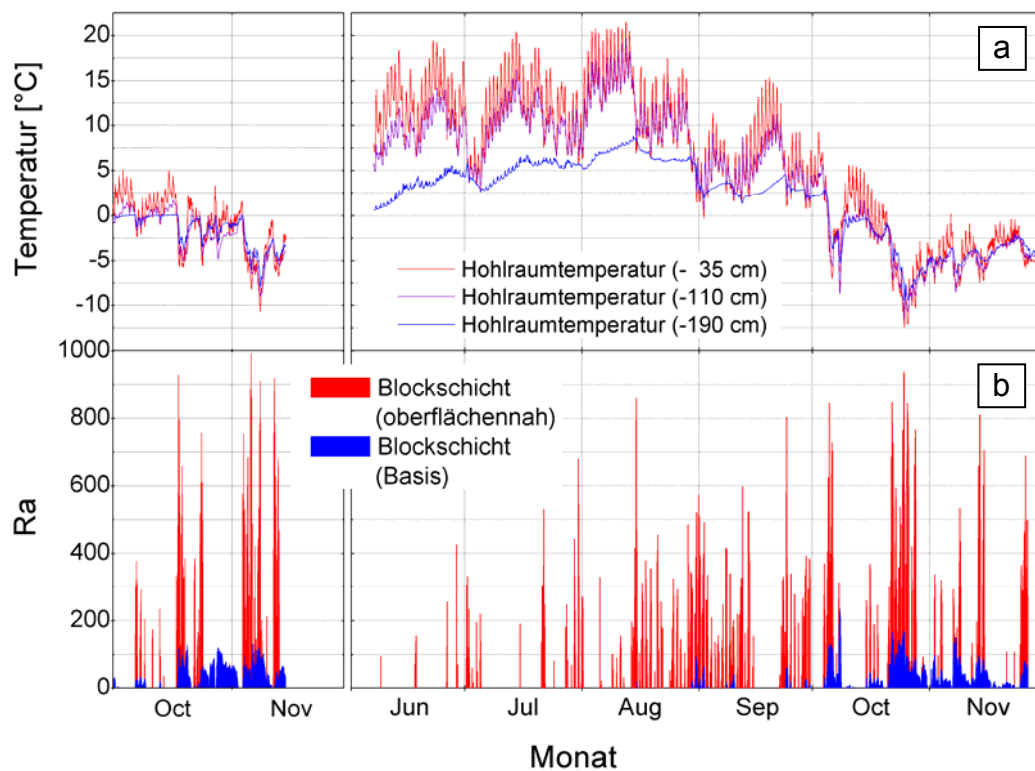


Abb. 4.26 Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen (a) und der Rayleigh-Zahlen (b) am Standort 3a (Oktober 2002 – November 2003)

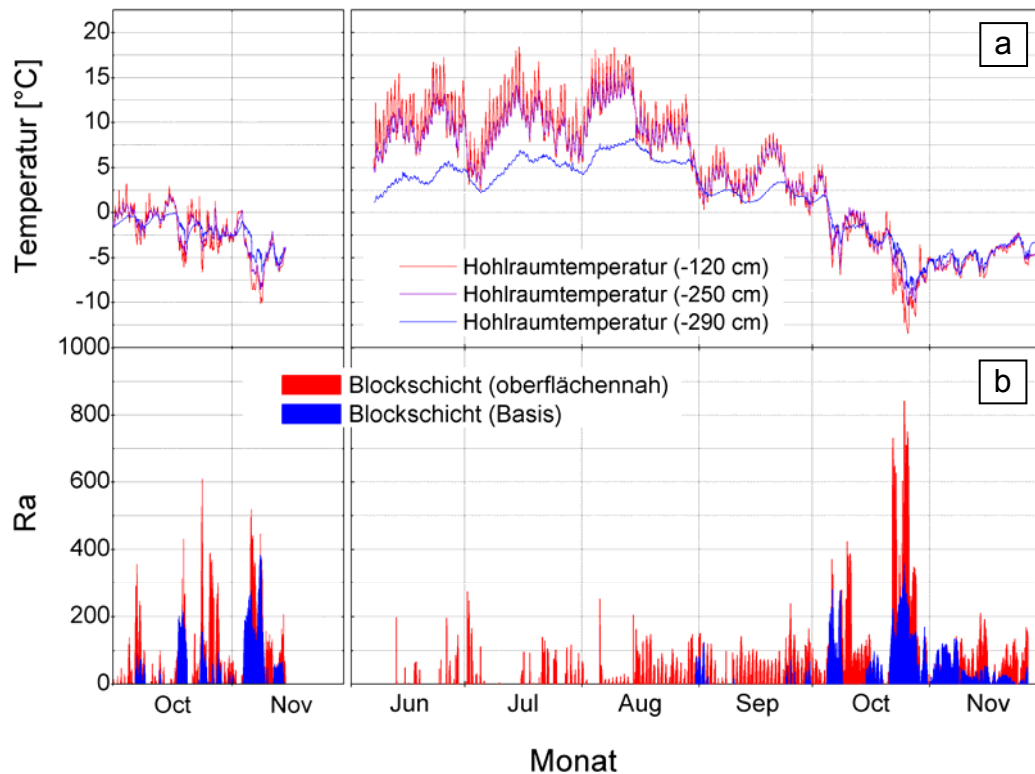


Abb. 4.27 Stundenwerte der Hohlraumtemperaturen (a) und der Rayleigh-Zahlen (b) am Standort 4 (Oktober 2002 – November 2003)

Die ermittelten Rayleigh-Zahlen unterstreichen das grundsätzlich hohe Potenzial für Austauschbewegungen in Form von freier Konvektion zwischen den oberflächennahen Hohlräumen und der bodennahen Atmosphäre. Mit Werten zwischen 810 und 2073 im Maximum sowie zwischen 100 und 438 im Mittel liegen sie hier deutlich über den zitierten Schwellenwerten für Ra_c .

Entsprechend der geringeren Permeabilität liegen die Werte an der Blockschichtbasis tiefer. Auch dort wird aber der kritische Schwellenwert von den Maximalwerten grundsätzlich und von den Mittelwerten an fünf von sechs Standorten erreicht bzw. übertroffen (Tab. 4.9).

Tab. 4.9 Übersichtsdaten zu den ermittelten Rayleigh-Zahlen im Ritigraben-Blockfeld (Oktober 2002 bis November 2003, Stundenwerte)

Standort		1	2	2a	3	3a	4
Oberfläche	Anzahl ($T_{\text{oben}} < T_{\text{unten}}$)	1364	1261	1817	1276	1183	2539
	Ra_{mittel}	333	438	322	149	255	100
	Ra_{max}	1532	1781	2073	810	995	841
Basis	Anzahl ($T_{\text{oben}} < T_{\text{unten}}$)	1932	1462	1299	2133	1753	1532
	Ra_{mittel}	104	16	24	60	47	81
	Ra_{max}	441	76	212	312	236	383

Werte z.T. weit über dem Schwellenwert von 20 weisen insbesondere in den Herbst- bzw. Frühwintermonaten Oktober und November auf ein thermisches Regime hin, das von freier Konvektion dominiert wird. Der effiziente Wärmetransfer führt in dieser Phase zu der in Abschnitt 4.4.1 beschriebenen engen Kopplung zwischen den Temperaturverläufen in bodennaher Atmosphäre und Blockschicht. Diese zeichnet sich durch unmittelbare Reaktionen der Hohlraumtemperaturen auf Schwankungen der Lufttemperatur in der bodennahen Atmosphäre aus, die v.a. im Fall von Temperaturabnahmen in ähnlicher Größenordnung auch an der Basis der Blockschicht registriert werden. Im Vergleich zum sommerlichen Temperaturregime führt dies zu wesentlich ausgeglicheneren Temperaturverhältnissen und geringeren Temperaturgradienten im Vertikalprofil.

Die freie Konvektion in der Fluidphase bewirkt somit maßgeblich die Umstellung von thermischem Sommer- auf Winterregime in der Blockschicht.

Basierend auf den oben getroffenen Angaben hinsichtlich der Eingangsparameter, insbesondere der Werte für Permeabilität und Temperaturleitfähigkeit, lassen sich mithilfe der berechneten Rayleigh-Zahlen kritische Temperaturgradienten im Bereich von $20 < Ra < 27$ angeben, bei deren Überschreitung im Verlauf einer Abkühlung der Blockschicht von der Oberfläche her eine Labilisierung in der Schichtung der Fluidphase und nachfolgend freie Konvektion in der Hohlraumluft des Ritigraben-Blockfelds zu erwarten sind. Diese betragen in den oberflächennahen Bereichen der Blockschicht $0,04^{\circ}\text{C m}^{-1}$ und an der Blockschichtbasis $0,34^{\circ}\text{C m}^{-1}$ (vgl. Tab. 4.10).

Tab. 4.10 Zum Einsetzen freier Konvektion in der Blockschicht erforderliche Temperaturgradienten

Standort		1 [°C m ⁻¹]	2 [°C m ⁻¹]	2a [°C m ⁻¹]	3 [°C m ⁻¹]	3a [°C m ⁻¹]	4 [°C m ⁻¹]	Mittel [°C m ⁻¹]
Ober- fläche	20 < Ra < 27	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04
	39 < Ra < 50	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07
Basis	20 < Ra < 27	0,35	0,34	0,36	0,34	0,34	0,33	0,34
	39 < Ra < 50	0,64	0,63	0,69	0,62	0,63	0,63	0,64

Bei der Überschreitung eines Gradienten von 0,07°C m⁻¹ in Oberflächennähe bzw. 0,64°C m⁻¹ an der Basis (39 < Ra < 50) kann davon ausgegangen werden, dass das thermische Regime in der Blockschicht von freier Konvektion in der Fluidphase dominiert wird.

4.4.4 Das thermische Regime nahe der Blockfeldoberfläche

4.4.4.1 Fühlbarer Wärmefluss in der Hohlraumluft

In diesem Abschnitt werden Größenordnungen und jahreszeitliche Verteilung des fühlbaren Wärmeflusses Q_H im turbulenten Austausch zwischen oberflächennahen Hohlräumen und bodennaher Atmosphäre unter schneefreien Bedingungen (Herbst 2002, Sommer 2003) vorgestellt. Hierfür wurden jeweils die Daten der Hohlraumtemperatursensoren verwendet, die den Basisbereich der großen oberflächennahen Hohlräume abdecken.

Unter turbulenten Bedingungen wird der vertikale Austausch verschiedener Eigenschaften eines Fluids – in diesem Fall fühlbarer Wärme – in Form von Turbulenzelementen vollzogen (u.a. LILJEQUIST 1974). Turbulenzen entstehen in der bodennahen Atmosphäre entweder thermisch, indem vertikale Luftbewegungen durch die unterschiedlich starke Aufheizung verschiedener Typen von Bodenoberflächen ausgelöst werden (freie Konvektion), oder dynamisch, wobei die Reibungskraft an der Bodenoberfläche Schubspannungen in der horizontal über sie hinweg transportierten Luft erzeugt, die Verwirbelungen auslösen (erzwungene Konvektion). Dabei führen vertikal bewegte Luftpakete ihre Eigenschaften in höhere bzw. tiefere Niveaus mit. Ausmaß und erreichbare Vertikaldistanz des turbulenten Austauschs hängen von den Stabilitätsbedingungen, also der thermischen Schichtung, und der Stärke der horizontalen Windgeschwindigkeiten in der bodennahen Atmosphäre ab und unterliegen daher großen Schwankungen.

In den untersten 2 m der bodennahen Atmosphäre führt die von der Reibung an der Bodenoberfläche auf Luftbewegungen ausgeübte Schubspannung zu kontinuierlichen kleinmaßstäbigen Verwirbelungen und damit zu einer ständigen Durchmischung, so dass hier die Stabilitätsbedingungen im Zusammenhang mit Austauschprozessen nicht berücksichtigt werden müssen. Somit hängt in dieser bodennächsten Schicht der turbulente Transport fühlbarer Wärme von der volumetrischen Wärmekapazität der Luft C_a , dem vorherrschenden vertikalen Temperaturgradienten $\partial T/\partial z$ und dem turbulenten Austauschkoeffizienten K_H ab (OKE 1987):

$$Q_H = -C_a K_H \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right) \quad (4.18)$$

Aufgrund der Variabilität der zeitlich hoch aufgelösten Daten (Tab. 4.11 und Abb. 4.28) wird unter schneefreien Bedingungen für alle Standorte ein kontinuierlicher turbulenter Austausch zwischen oberflächennahen Hohlräumen und bodennaher Atmosphäre vorausgesetzt. Dabei werden am windexponierten Standort 2a mit oberflächenparalleler Ausrichtung der Hohlraumöffnungen die maximalen kurzfristigen Temperaturänderungen verzeichnet. In den Mittelwerten spiegelt sich die Form der Hohlräume und die Größe ihrer Öffnung zur bodennahen Atmosphäre wider. Maximalwerte erreichen hier die weit geöffneten und bis an die Basis relativ großzügig dimensionierten Hohlräume an den Standorten 1, 2a und 4. Das Verteilungsmuster weist parallel zum Oberflächentemperaturgang auf Maximalbeträge des turbulenten Austauschs in den Nachmittagsstunden und Minima am Morgen hin. In jedem Fall stützen die gemessenen Werte die Annahme eines kontinuierlichen turbulenten Austauschs und rechtfertigen somit die Verwendung turbulenter Temperaturleitfähigkeitswerte in den nachfolgenden Berechnungen.

Tab. 4.11 Kurzfristige Raten der absoluten Temperaturänderung in der Hohlraumluft im Basisbereich der oberflächennahen Hohlräume (17.09. – 10.10.2002, 5-Minuten-Werte)

Standort		S1	S1	S2	S2	S2a	S2a	S2b	S2b	S3	S3	S3a	S3a	S4	S4
Tiefe [cm]		110	190	120	215	70	120	65	110	100	140	70	110	120	150
Temperaturänderung [°C 5min ⁻¹]	Maximum	1.3	1.4	0.92	0.93	1.98	2.17	1.31	1.2	1.21	0.77	0.75	0.59	1.54	0.71
	99,5%-Quantil	0.88	0.69	0.52	0.21	1.14	1.04	0.69	0.6	0.79	0.46	0.47	0.26	0.82	0.41
	95%-Quantil	0.5	0.37	0.29	0.08	0.56	0.39	0.37	0.32	0.36	0.22	0.25	0.12	0.42	0.22
	Mittel	0.17	0.12	0.1	0.02	0.18	0.11	0.12	0.1	0.1	0.05	0.08	0.03	0.13	0.07

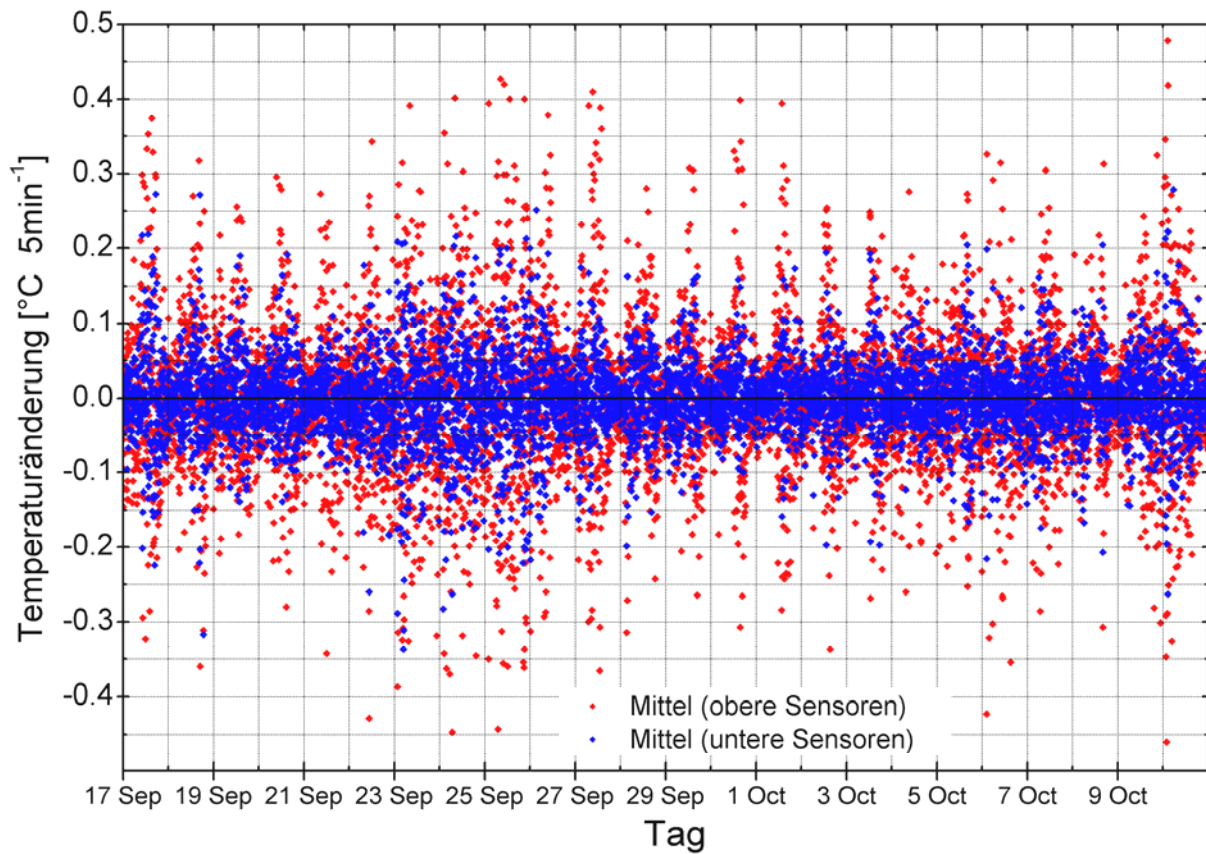


Abb. 4.28 Kurzfristige Raten der Temperaturänderung in der Hohlraumluft im Basisbereich der oberflächennahen Hohlräume (17.09. – 10.10.2002, 5-Minuten-Werte)

Der turbulente Austauschkoeffizient K_H ist proportional zur Windgeschwindigkeit und zur Höhe über der Bodenoberfläche. Er errechnet sich aus dem Produkt der von Karman'schen Konstante k (s.u.) mit der Reibungsgeschwindigkeit u_* und der Höhe z (LILJEQUIST 1974):

$$K_H = k u_* z \quad (4.19)$$

Unter Berücksichtigung des hier betrachteten Vertikalausschnitts unmittelbar an bzw. im Fall der Hohlräume unter der mittleren Blockfeldoberfläche wurde z mit 0,1 m angesetzt. Die Reibungsgeschwindigkeit u_* ergibt sich aus einer Umformung des logarithmischen Windgesetzes (u.a. LILJEQUIST 1974) unter Verwendung der in $z = 4,5$ m Höhe gemessenen horizontalen Windgeschwindigkeit u aus der Gleichung

$$u_* = \frac{\bar{u}_z k}{\ln \frac{z}{z_0}} \quad (4.20)$$

Der Wert für den Rauigkeitsparameter z_0 hängt primär von der Größe und räumlichen Verteilung von Hindernissen an der Bodenoberfläche gegen horizontale Luftbewegungen ab. Er schwankt zusätzlich mit der horizontalen Windgeschwindigkeit. Da sowohl die über die Referenzperiode gemittelte horizontale Windgeschwindigkeit von $1,65 \text{ m s}^{-1}$ als auch die Oberflächencharakteristik gut mit den Bedingungen am Blockgletscher Murtèl/Corvatsch übereinstimmen, wurde der von MITTAZ (2002) errechnete mittlere Wert von $0,18 \text{ m}$ für die vorliegende Arbeit übernommen. Aus der Arbeit von MITTAZ (2002) stammt außerdem der Wert von $0,41$ für die von Karmansche Konstante k .

Werte für Q_H wurden nur berechnet, wenn an der Klimastation in der betreffenden Stunde kein Niederschlag registriert wurde. Die herbstlichen Bedingungen sind – entsprechend der insgesamt schwachen und in der Richtung wechselnden vertikalen Temperaturgradienten – geprägt durch vergleichsweise geringe fühlbare Wärmeflüsse in der Größenordnung von maximal 40 W m^{-2} im Tagesmittel (Abb. 4.29). Im Hochsommer werden bei durchgehend abwärts gerichtetem Gradienten standortabhängig bis zu 90 W m^{-2} erreicht. Generell ist ein Muster allmählich abnehmender Beträge des fühlbaren Wärmeflusses vom Hochsommer in den Herbst zu konstatieren. Die stärksten Abweichungen von diesem Muster weist Standort 1 auf. Dort wird der nur schwach ausgeprägte Abnahmetrend überlagert durch Maxima im August und September, welche diejenigen aus dem Hochsommer teilweise übertreffen. Das maximale Tagesmittel von 28 W m^{-2} wird hier in der ersten Augustwoche erreicht. Die extreme Hitzeperiode Anfang August 2003 bildet sich ebenfalls standörtlich differenziert in den ermittelten Wärmeflüssen ab. Während sich der Wärmeumsatz an den Standorten 1-3 nochmals markant verstärkt, kann an den Standorten 3a und 4 keine entsprechende Verstärkung festgestellt werden.

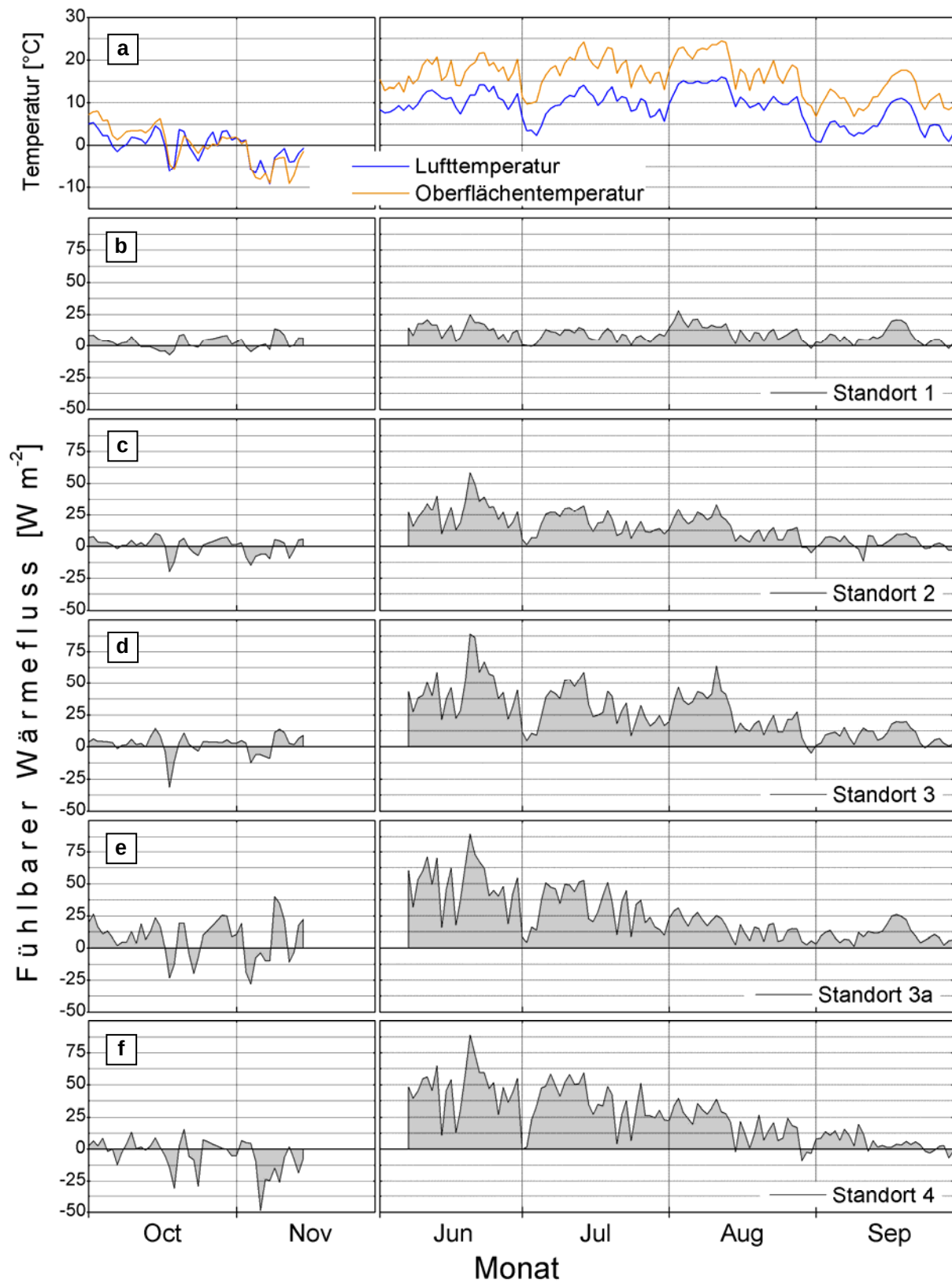


Abb. 4.29 Verlauf von Luft- und Oberflächentemperatur (a) sowie Größenordnungen der fühlbaren Wärmeflüsse in den oberflächennahen Hohlräumen des Ritigraben-Blockfelds (b-f) unter schneefreien Bedingungen (Herbst 2002, Sommer 2003; Tagesmittel)

Die Abbildungen 4.30 bis 4.32 zeigen Beispieldaten in Form von 14-Tages-Ausschnitten aus dem Herbst 2002 und dem Sommer 2003.

Im Herbst (Abb. 4.30) sind Extremwerte zwischen 75 und -110 W m^{-2} zu verzeichnen. Auf- und abwärts gerichtete Wärmeflüsse halten sich in etwa die Waage. Auffällig ist der markante Effekt der Abkühlung am 18. und 19. Oktober. In Verbindung mit hohen Windgeschwindigkeiten insbesondere am 18. Oktober kommt es zu einer Umkehr der oberflächennahen Temperaturgradienten und in der Folge zu aufwärts gerichteten Wärmeflüssen von maximal 110 W m^{-2} . In abgeschwächter Form wiederholt sich dieses Szenario vom 24. auf den 25. Oktober.

Abb. 4.31 zeigt die Auswirkungen einer mehrtägigen Wetterverschlechterung im Hochsommer auf den Energieumsatz. Sommerliches Hochdruckwetter führt – entsprechend der Oberflächenrauigkeit und dem von ihr erzeugten Mikroklima – zu einer standörtlich differenzierten Aufheizung der Blockfeldoberfläche. Die Folge sind im Tagesgang überwiegend abwärts gerichtete Temperaturgradienten und entsprechende fühlbare Wärmeflüsse mit Maximalbeträgen von bis zu 200 W m^{-2} tagsüber. Von 2. bis 5. Juli verursachen meist starke Bewölkung und Lufttemperaturen zwischen 0 und 5°C einen markanten Einbruch im Energieumsatz. Der Energieeintrag tagsüber verringert sich auf maximal $50\text{-}75 \text{ W m}^{-2}$ und nachts gibt die Blockschicht stellenweise Wärme an die bodennahe Atmosphäre ab.

Die Extremwetterlage Anfang August 2003 führt zu noch höheren Luft- und Oberflächentemperaturen im Vergleich zu den Bedingungen zur Zeit des höchsten Sonnenstandes (Abb. 4.32). Da jedoch auch das Temperaturniveau an der Basis der oberflächennahen Hohlräume im Spätsommer höher ist, werden die Maxima der fühlbaren Wärmeflüsse aus dem Hochsommer (Abb. 4.31) an der Mehrzahl der Standorte nicht mehr erreicht.

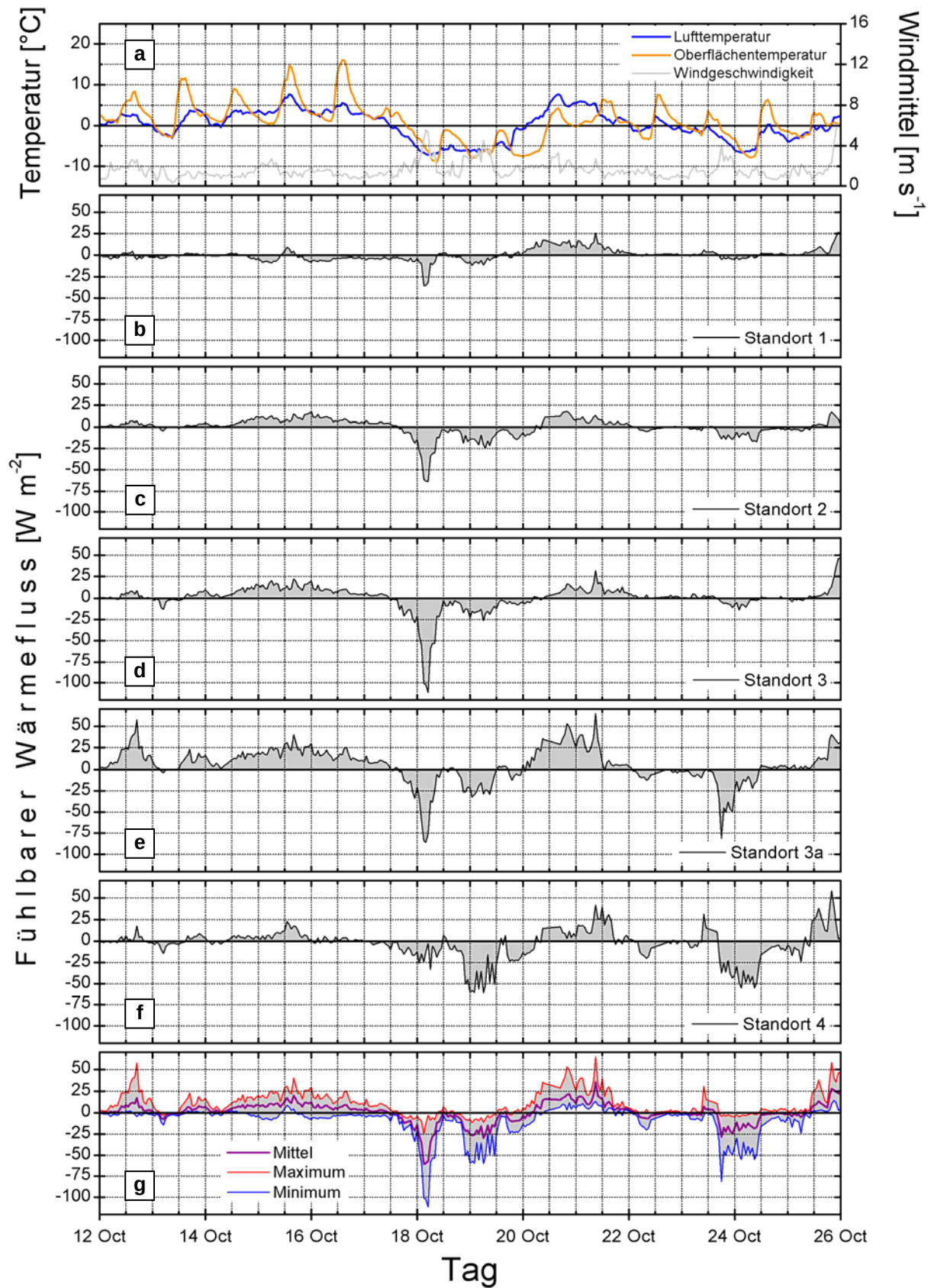


Abb. 4.30 Ausgewählte Meteodaten (a) und fühlbare Wärmeflüsse in den oberflächennahen Bereichen des Ritigraben-Blockfelds (b-g) (12. – 25.10.2002, Stundenwerte)

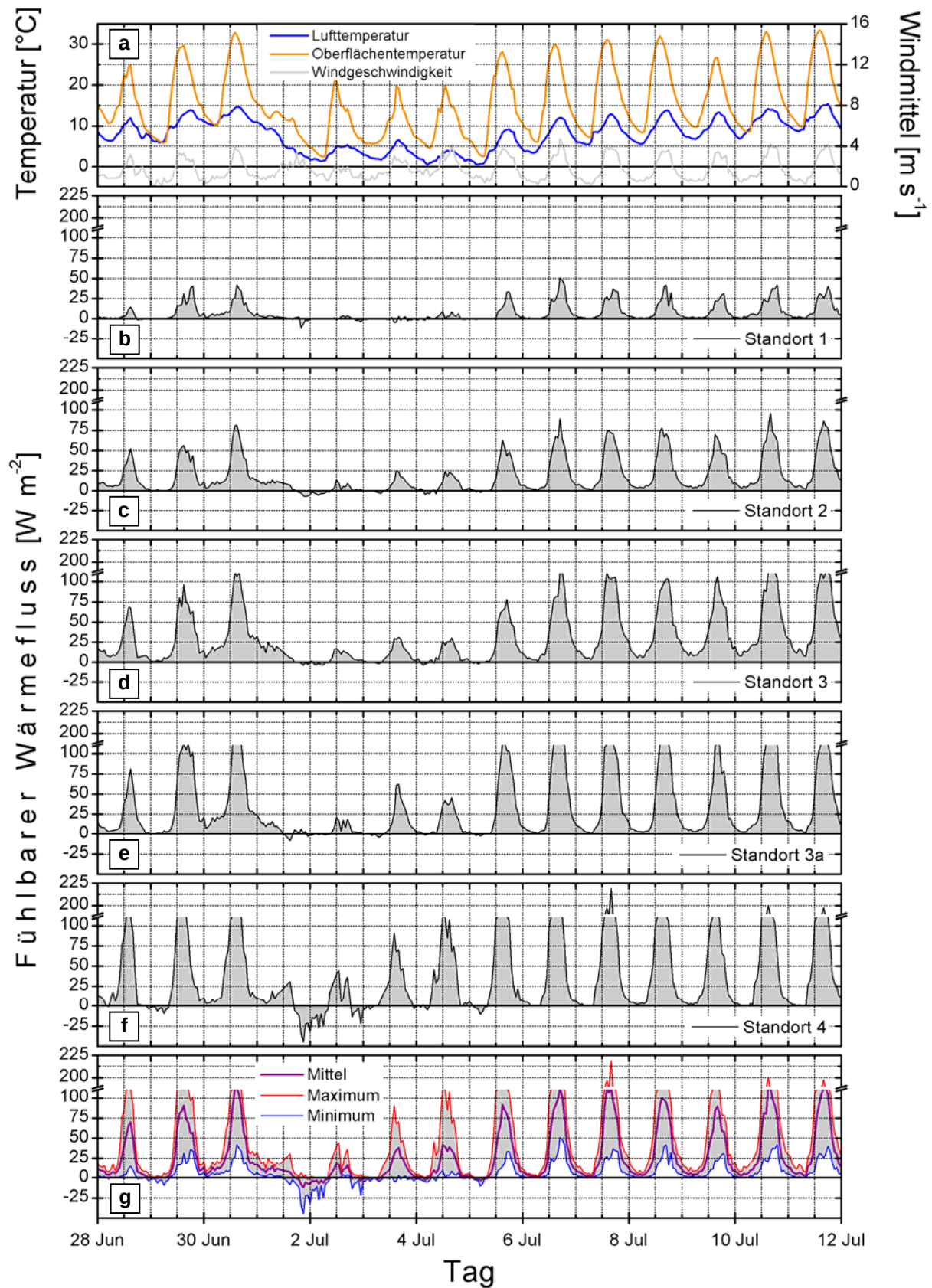


Abb. 4.31 Ausgewählte Meteodaten (a) und fühlbare Wärmeflüsse in den oberflächennahen Bereichen des Ritigraben-Blockfelds (b-g) (28.06. – 11.07.2003, Stundenwerte)

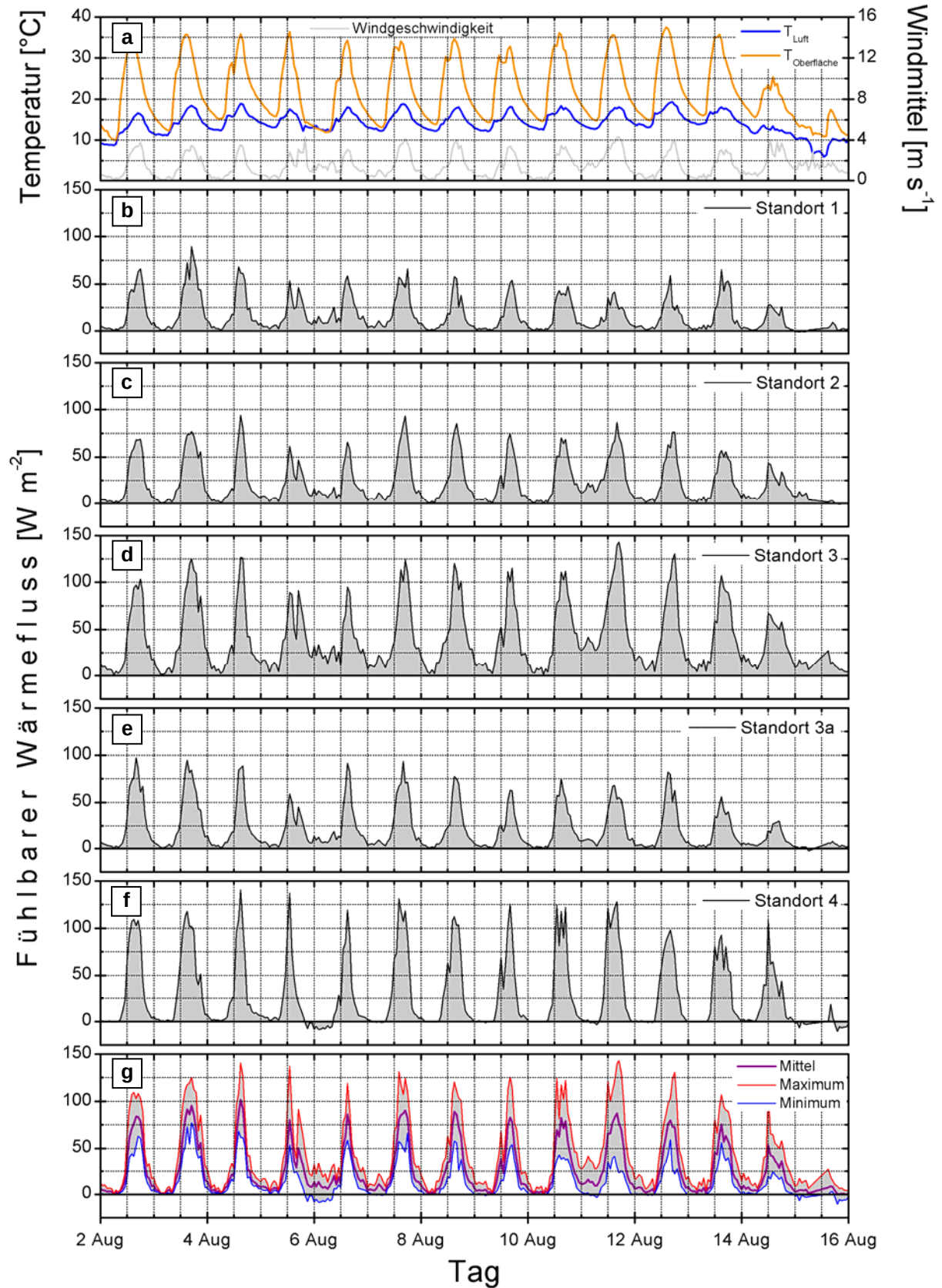


Abb. 4.32 Ausgewählte Meteodaten (a) und fühlbare Wärmeflüsse in den oberflächennahen Bereichen des Ritigraben-Blockfelds (b-g) (02. – 15.08.2003, Stundenwerte)

4.4.4.2 Thermischer Austausch zwischen fester und Fluidphase

Am Standort 2a wurde eine vom Standard-Typ abweichende Art der Instrumentierung gewählt, um gezielt Daten zur Auswirkung des Strahlungshaushalts an der Blockfeldoberfläche auf das thermische Regime der oberflächennahen Hohlräume zu erhalten. Hier wird der Hohlraum von zwei großen, dachartig gegeneinander gelehnten Blöcken gebildet und weist in etwa hangparallele, seitliche Öffnungen auf. Große Teile der SW-exponierten Oberfläche eines der beiden Blöcke sind ab den Mittagstunden der direkten Einstrahlung ausgesetzt. Er wurde sowohl an der Oberfläche als auch auf der Unterseite (-70 cm) mit einem Felstemperatursensor instrumentiert. Im Niveau des Sensors auf der Felsunterseite wurden zwei Hohlraumtemperatursensoren installiert. Sie registrieren Lufttemperaturen im Abstand von 2 mm von der Felsunterseite im Bereich der laminaren Grenzschicht und in der Hohlraummitte. Mit Hilfe dieser drei Sensoren können somit Details des thermischen Austauschs zwischen Felsunterseite und Hohlraumluft verfolgt werden.

Abb. 4.33 zeigt Beispieldaten aus dem August 2003. Am Ende der außergewöhnlichen Hitzeperiode erwärmten sich demnach selbst strahlungsgeschützte Felsflächen und Hohlräume in Oberflächennähe kurzzeitig auf 15 bis über 20°C.

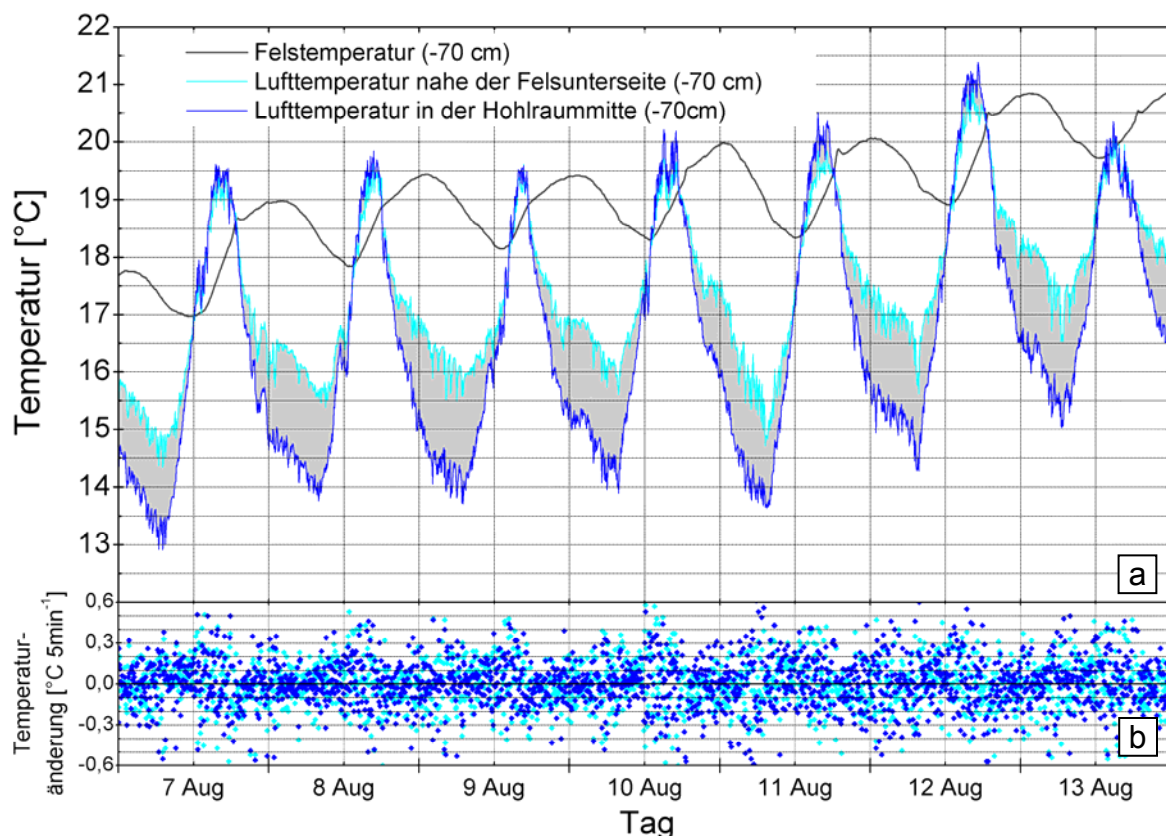


Abb. 4.33 Fels- und Hohlraumtemperaturen (a) sowie Raten der kurzfristigen Temperaturänderung (b) in 70 cm Tiefe am Standort 2a (07. – 13.08.2003, 5-Minuten-Werte)

Die kontinuierlichen kurzfristigen Schwankungen der Lufttemperaturen von im Mittel $\pm 0,15^\circ\text{C } 5\text{min}^{-1}$ lassen wiederum auf eine ständige Ventilation (erzwungene Konvektion) im Hohlraum schließen. Augenfällig an den dargestellten Temperaturverläufen ist weiterhin die verschobene Phase von Fels- und Hohlraumtemperaturen. Die Phasenverschiebung des Temperaturgangs auf der Felsunterseite ist charakteristisch für konduktiven Transfer des vom Strahlungshaushalt an der Felsoberfläche dominierten Signals durch den Fels. Tagesmaxima werden auf der Felsunterseite kurz nach Mitternacht, -minima dementsprechend gegen Mittag erreicht. Der Verlauf der Hohlraumtemperaturen entspricht dagegen der Phase des Lufttemperaturgangs in der bodennahen Atmosphäre (vgl. Abb. 4.34).

Somit bestimmt auch während extremer sommerlicher Strahlungswetterlagen mit maximalen Oberflächen- und Lufttemperaturen eindeutig der turbulente Austausch zwischen Hohlraumluft und bodennaher Atmosphäre das thermische Regime in den oberflächennahen Bereichen der Blockschicht.

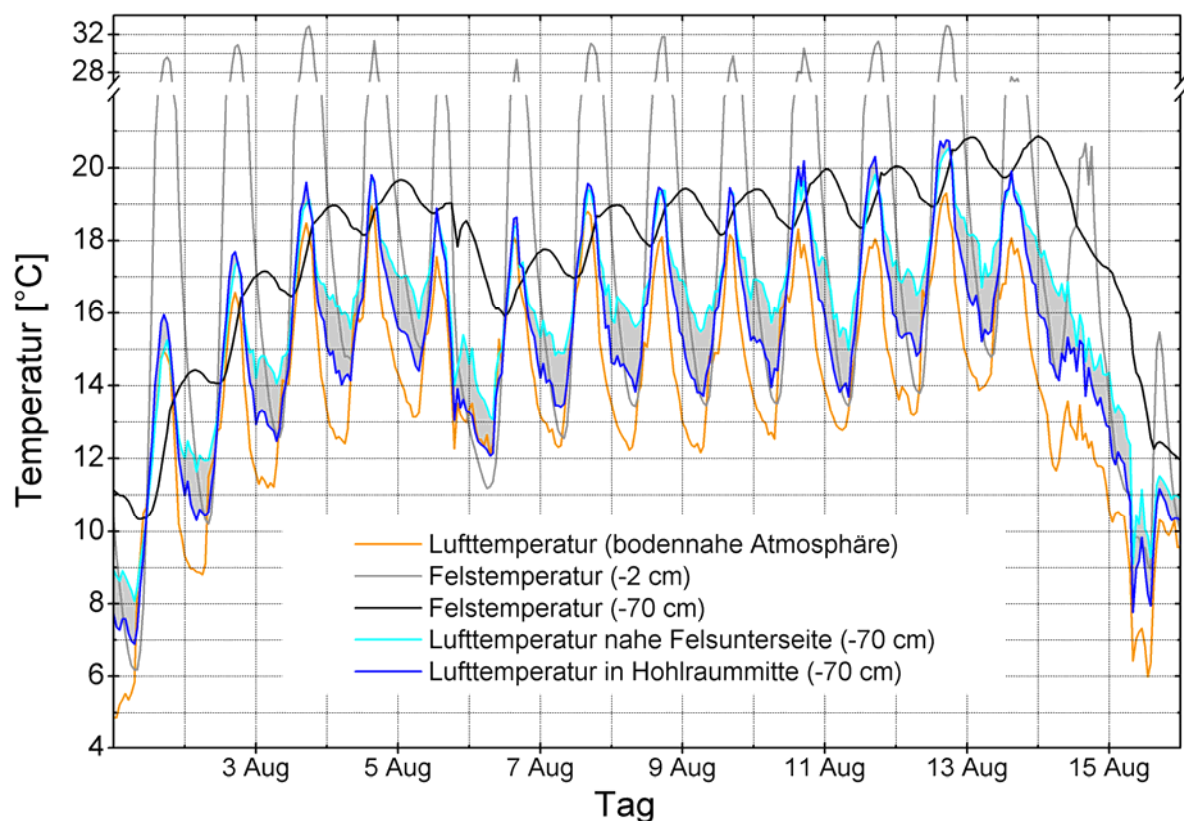


Abb. 4.34 Vergleich von Tagesgängen ausgewählter Fels- und Hohlraumtemperaturen am Standort 2a mit dem der Lufttemperatur in der bodennahen Atmosphäre (01. – 15.08.2003, Stundenwerte)

Die Modifikation dieses vorwiegend konvektiven Regimes durch den thermischen Austausch zwischen Felsunterseite und dem Hohlraum wird aus dem in den Abb. 4.33 und 4.34 hervorgehobenen Abstand zwischen den Lufttemperaturen in der laminaren Grenzschicht und in der Hohlraummitte ersichtlich. Der thermische Austausch verursacht einen deutlich "gemäßigeren" Verlauf der Hohlraumtemperaturen nahe der Felsunterseite. Er wirkt sich insbesondere während der nächtlichen Abkühlung aus, wo das Temperaturniveau in der laminaren Grenzschicht um bis zu 2°C über dem in der Hohlraummitte liegt. In dieser Phase gibt die Felsunterseite also Wärme des vergangenen Tages, die konduktiv durch den Fels transferiert wurde, an den Hohlraum ab. Der gegenteilige Effekt der relativen Erwärmung tagsüber durch Wärmefluss aus der Hohlraumluft in Richtung Felsunterseite ist demgegenüber deutlich kürzer und im Ausmaß wesentlich schwächer ausgeprägt.

Die zur bodennahen Atmosphäre exponierten Blockoberflächen absorbieren also tagsüber v.a. Strahlungsenergie, die konduktiv durch den Fels transferiert und über die Felsunterseite ins darunter liegende Hohlraumsystem abgegeben wird. Einschränkung muss angemerkt werden, dass ein konduktiv dominiertes Signal mit klar ausgeprägter Phasenverschiebung im Vertikalprofil ausschließlich am Standort 2a mit der oben beschriebenen Sensoranordnung registriert wurde. Das Verhältnis zwischen strahlungsexponierter und dauerhaft beschatteter Oberfläche sowie die durch die Blockform gegebene Distanz zwischen Ober- und Unterseite sind in den meisten Fällen deutlich ungünstiger. Dementsprechend sind die im Folgenden genannten Werte zu Temperaturdifferenzen und daraus resultierenden Wärmeflüssen als Maximalbeträge anzusehen.

Im Gesamteffekt wird über die Unterseite des instrumentierten Blockes deutlich mehr Wärme an den Hohlraum abgegeben, als ihm dort durch relativ wärmere Luft zugeführt wird (Abb. 4.34 und Tab. 4.12). Während der von Schnee unbeeinflussten Periode (Oktober 2002 sowie Juni bis September 2003)¹ liegt die Mitteltemperatur der Hohlraumluft in der laminaren Grenzschicht um 0,7°C über derjenigen in der Hohlraummitte. Abb. 4.35 weist für diesen Zeitraum auf der Basis von Tagesmitteln ein mit nur wenigen Ausnahmen durchgehend höheres Temperaturniveau in der laminaren Grenzschicht aus. Im Hochsommer betragen die Abweichungen der Tagesmittel regelmäßig über +1°C, im Maximum sogar über +1,5°C.

¹ Die Veränderung gegenüber der in Abschnitt 4.2.2 vorgenommenen Unterteilung ergibt sich aus der Tatsache, dass auch eine dünne Schneeeauflage (Anfang November 2002) den Wärmefluss durch den Fels massiv verändert. Im Frühjahr 2003 sind die betrachteten oberflächennahen Hohlräume früher schneefrei als die tiefsten basisnahen Niveaus (erste Juniwoche 2003).

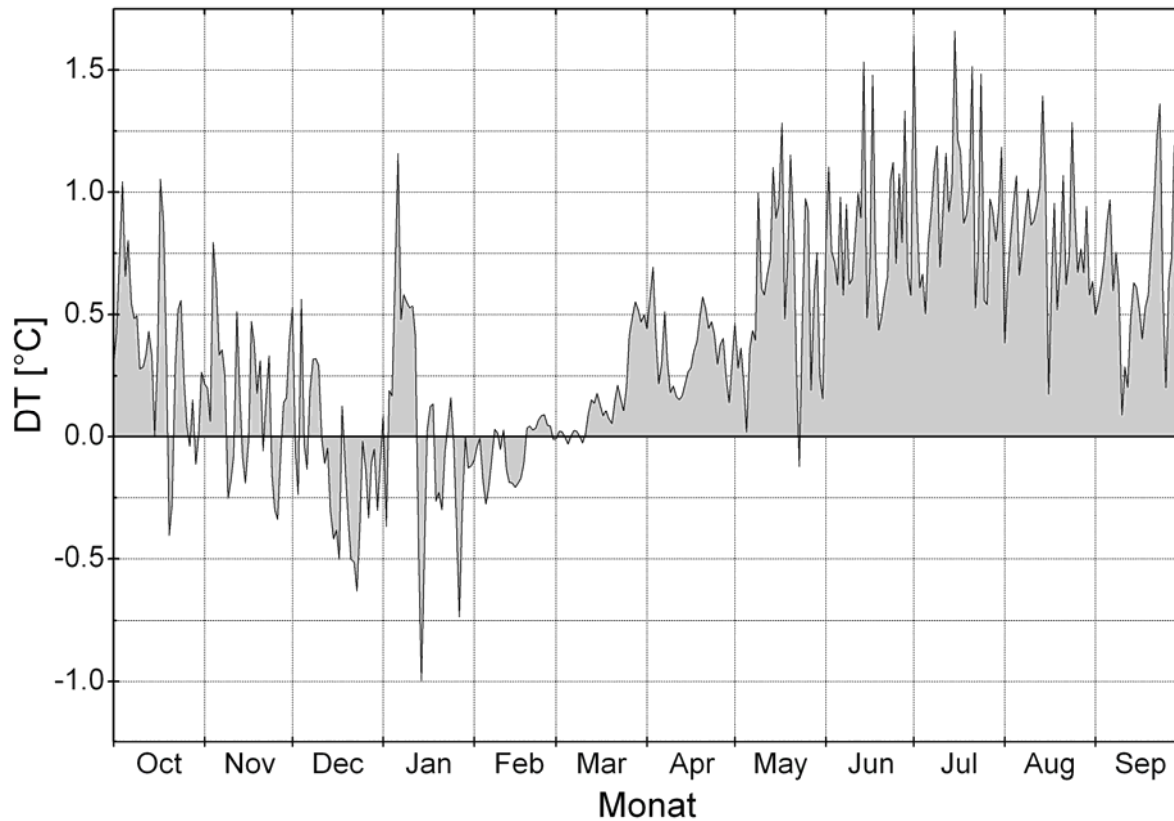


Abb. 4.35 Differenz der Hohlraumtemperaturen (-70 cm) nahe der Felsunterseite und in der Hohlraummitte am Standort 2a (Oktober 2002 bis September 2003, Tagesmittel)

Aus den gemessenen Temperaturdifferenzen werden im Folgenden für den betrachteten Ausschnitt Größenordnungen der Wärmeflüsse durch feste und Fluidphase ermittelt. Den Berechnungen liegen folgende Gleichungen zugrunde:

Konduktion Q_{Fels} zwischen Felsober- (T_1) und -unterseite (T_2) (OKE 1987):

$$Q_{\text{Fels}} = -\kappa_s C_s \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial z} = -k_s \frac{\partial \bar{T}_s}{\partial z} \cong -k_s \frac{(\bar{T}_2 - \bar{T}_1)}{(z_2 - z_1)} \quad (4.21)$$

Konduktiver Wärmetransfer Q_{lam} zwischen Felsunterseite (T_s) und dem Sensor in der laminaren Grenzschicht ($T_{2\text{mm}}$) (nach MONTEITH & UNSWORTH 1990):

$$Q_{\text{lam}} = k_f (T_s - T_{2\text{mm}})/\delta \quad (4.22)$$

Die Berechnung des konvektiven Wärmetransfers im Hohlraum Q_{turb} zwischen laminarer Grenzschicht ($T_{2\text{mm}}$) und Hohlraummitte ($T_{70\text{cm}}$) erfolgt mittels Gleichung 4.18 unter den im vorangegangenen Abschnitt zugrundegelegten Annahmen.

Die molekularen Wärmeleitfähigkeiten der Festsubstanz k_s und der Fluidphase k_f errechnen sich nach den Gleichungen 4.10 und 4.11. Die Mächtigkeit der laminaren Grenzschicht auf der Felsunterseite δ wird mit 3 mm angesetzt.

Abb. 4.36 zeigt die errechneten Energieflüsse auf der Basis von Tagesmittelwerten. Die Dominanz positiver Werte von Q_{lam} und Q_{turb} unterstreicht die oben getroffene Aussage, dass die Felsunterseite insbesondere im Sommer fast durchgehend Wärme an den angrenzenden Hohlraum abgibt.

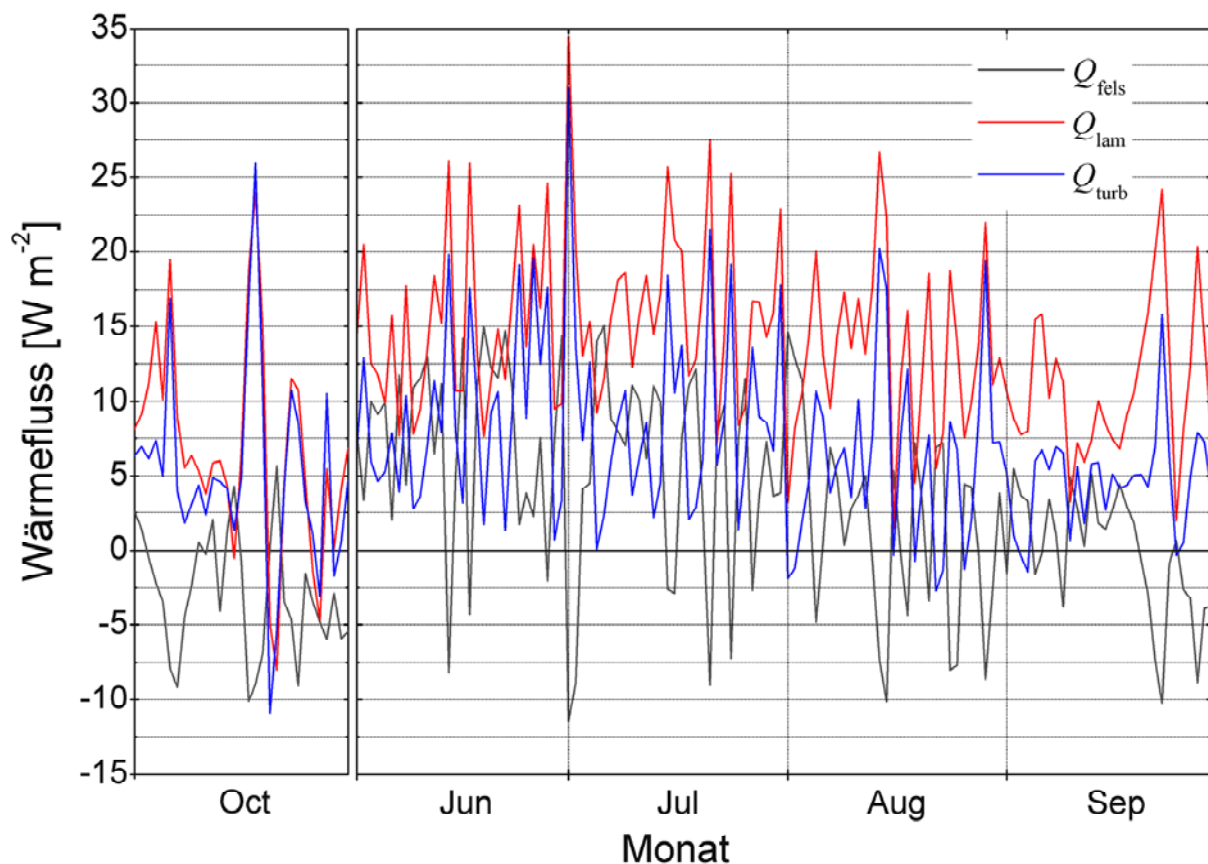


Abb. 4.36 Energieflüsse in fester (Fels an der Blockfeldoberfläche) und Fluidphase (nach unten angrenzender Hohlraum) am Standort 2a (Oktober 2002, Juni bis September 2003; Tagesmittel)

Im schneefreien Zustand (s.o.) herrscht im Felsblock nur ein vergleichsweise geringes Ungleichgewicht zwischen ab- und aufwärts gerichteten Temperaturgradienten und daraus resultierenden Wärmeflüssen (Tab. 4.12). Der deutlich größere mittlere Wärmefluss bei abwärts gerichtetem Gradienten überkompensiert die größere Häufigkeit von Fällen mit aufwärtsgerichtetem Wärmefluss, so dass in der Gesamtbilanz der betrachteten 5-Monats-Periode ein von der Oberfläche in die Blockschicht gerichteter Wärmefluss in der Größenordnung von $2,2 \text{ W m}^{-2}$ resultiert. Demgegen-

über sind Richtung und Umfang der Wärmeflüsse im Austausch zwischen Felsunterseite und Hohlraumluft deutlich einseitiger verteilt. Sowohl durch die laminare Grenzschicht als auch im Hohlraum ist der Temperaturgradient während über 75% der betrachteten Periode von der Felsunterseite in den Hohlraum gerichtet. Gleichzeitig sind die mittleren Wärmeflüsse in dieser Richtung deutlich größer als im umgekehrten Fall. Hieraus resultiert in der Gesamtbilanz ein von der Felsunterseite in den Hohlraum gerichteter Energiefluss in der Größenordnung von 12,5 (Q_{lam}) bzw. 6,8 (Q_{turb}) W m^{-2} .

Tab. 4.12 Übersichtsdaten zum oberflächennahen Energieaustausch zwischen Fels und Hohlraum am Standort 2a im schneefreien Zustand (Oktober 2002; Juni bis September 2003; Stundenwerte)

		Q_{Fels}		Q_{lam}		Q_{turb}	
		$T_2 < T_1$	$T_2 > T_1$	$T_s > T_{2\text{mm}}$	$T_s < T_{2\text{mm}}$	$T_{2\text{mm}} > T_{70\text{cm}}$	$T_{2\text{mm}} < T_{70\text{cm}}$
Stundenwerte [Anzahl]		1534	2137	2985	683	2964	687
Energieflüsse [W m^{-2}]	extremer Stundenwert	66,4 01.08.2003 17:00 Uhr	-27,6 02.07.2003 05:00 Uhr	45,5 26.06.2003 09:00 Uhr	-33,3 27.10.2002 14:00 Uhr	78,4 18.10.2002 04:00 Uhr	-55,8 27.10.2002 14:00 Uhr
	extremes Tagesmittel	15 12.06.2003	-11,5 01.07.2003	34,5 01.07.2003	-8 21.10.2002	31 01.07.2003	-10,9 20.10.2002
	Mittelwerte	21,4	-11,6	17,1	-7,6	10,6	-9,7
	Bilanz	2,2		12,5		6,8	

Der Wärmefluss durch die feste Phase liegt somit in einer für den Bodenwärmefluss üblichen Größenordnung. Aufgrund des ständigen turbulenten Austauschs zwischen oberflächennahen Hohlräumen und bodennaher Atmosphäre wird dieser Betrag jedoch um ein Vielfaches überkompensiert durch die relative Kühlung auf der Felsunterseite und die damit verbundene Wärmeabgabe an die Fluidphase.

Die folgenden Abbildungen 4.37 und 4.38 zeigen den Tagesgang der ermittelten Energieflüsse am Beispiel zweier weitgehend niederschlagsfreier 14-Tages-Perioden. Im Herbst 2002 liegt die Spannbreite zwischen etwa 25 (35) und -20 W m^{-2} . Im Sommer 2003 ist sie mit Maxima von 35 (60) und Minima von -20 W m^{-2} etwas größer.

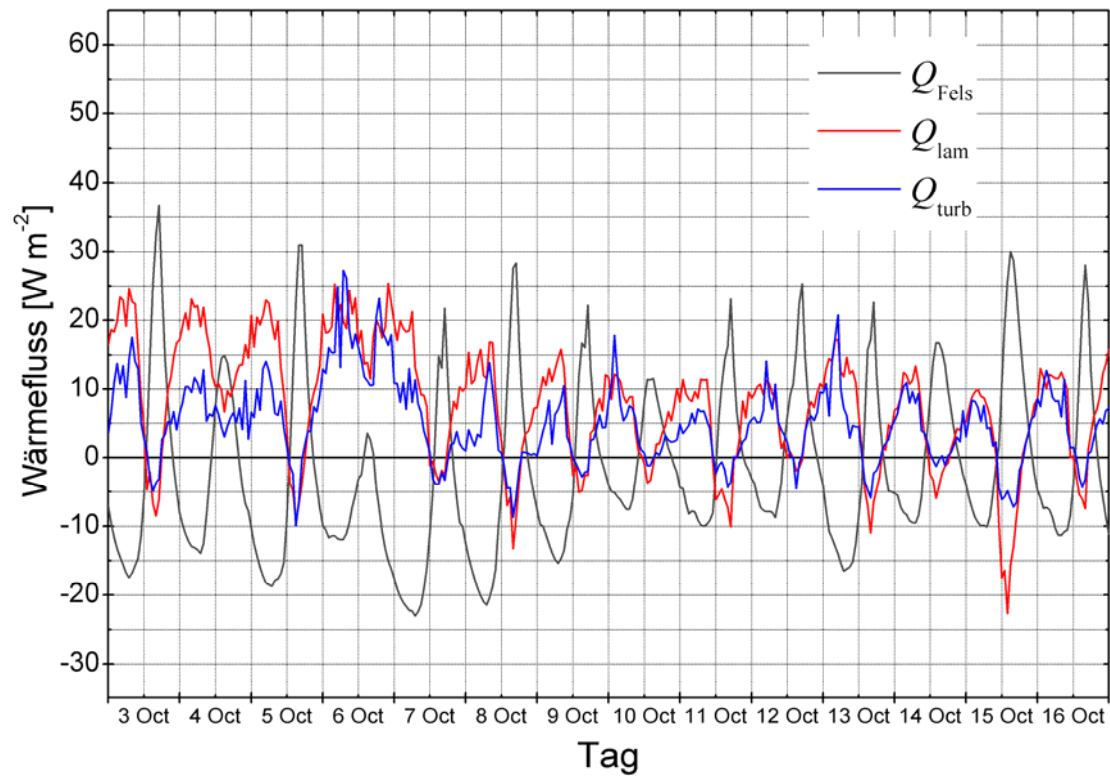


Abb. 4.37 Energieflüsse in fester (Fels an der Blockfeldoberfläche) und Fluidphase (nach unten angrenzender Hohlraum) am Standort 2a (03. – 16.10.2002; Stundenwerte)

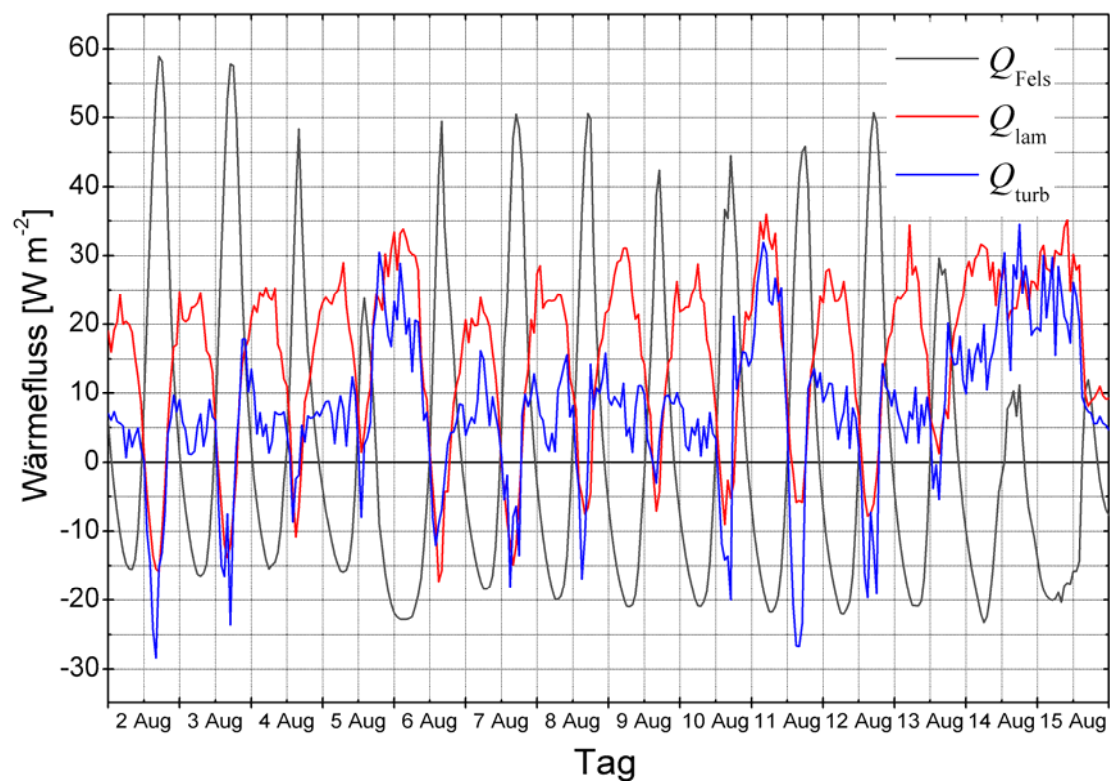


Abb. 4.38 Energieflüsse in fester (Fels an der Blockfeldoberfläche) und Fluidphase (nach unten angrenzender Hohlraum) am Standort 2a (02. – 15.08.2003; Stundenwerte)

Aufgrund der schlechten Wärmeleitfähigkeit von Luft und des ständigen turbulenten Austauschs zwischen den oberflächennahen Hohlräumen und der bodennahen Atmosphäre ist davon auszugehen, dass – eine stabile thermische Schichtung in der Fluidphase vorausgesetzt – ein erheblicher Teil der in den Hohlraum abgegebenen Wärmemenge wieder in die Atmosphäre entweicht und somit für eine Erwärmung der tieferen Bereiche der Blockschicht verloren geht (vgl. u.a. HOELZLE et al. (2003) und Abschnitt 4.4.5.3).

Zur Bestätigung dieser Hypothese wurde am Standort 2a ein zweiter Block am Grund des oberflächennahen Hohlraums instrumentiert, der nicht von direkter Sonneneinstrahlung erreicht wird und keinen direkten Kontakt mit dem ersten Block aufweist. Sowohl das absolute Temperaturniveau als auch Phase und Amplitude des Temperaturverlaufs in 100 cm Tiefe unterstreichen die Dominanz des konvektiven über das konduktive Regime in den oberflächennahen Bereichen der Blockschicht. Die Phase ist eindeutig enger mit dem Hohlraumtemperaturverlauf in 70 cm Tiefe korreliert, eine Amplitudenreduktion im Vergleich zum Felstemperaturgang in 70 cm Tiefe ist nicht festzustellen (Abb. 4.39).

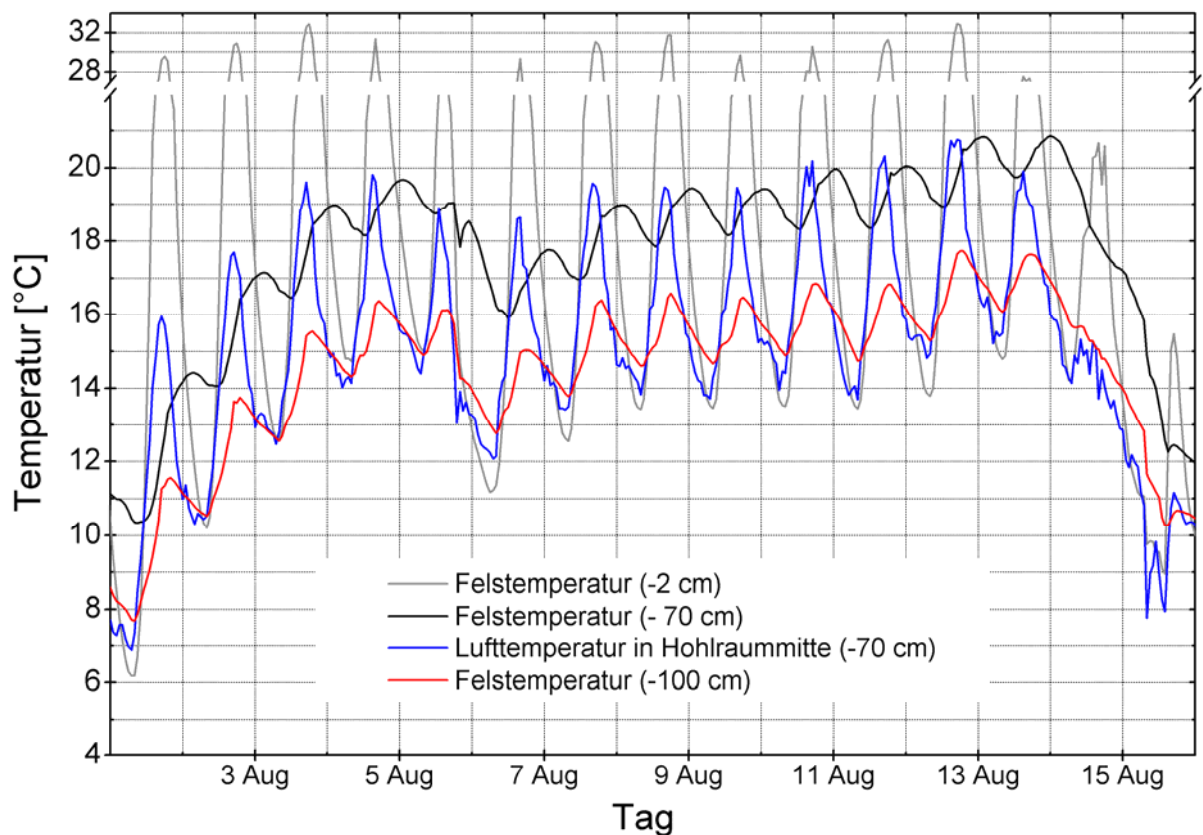


Abb. 4.39 Vergleich des Felstemperaturverlaufs in 100 cm Tiefe mit Tagesgängen ausgewählter Fels- und Hohlraumtemperaturen am Standort 2a (01. – 15.08.2003, Stundenwerte)

Das konduktive Temperatursignal auf der Felsunterseite (-70 cm) hat also am Mischsignal in 100 cm Tiefe allenfalls geringen Anteil und findet somit im Hohlraumssystem keine messbare Fortsetzung in größere Tiefen.

Am Standort 2 wurde der Hohlraum in einer Tiefe von 120 cm ebenfalls doppelt instrumentiert ($T_{2\text{mm}}$, $T_{120\text{cm}}$), um den thermischen Austausch zwischen fester und Fluidphase unter durchschnittlicheren Bedingungen zu erfassen. Im Vergleich zu der zuvor beschriebenen Konstellation am Standort 2a weist der an der Oberfläche liegende Block hier ein deutlich ungünstigeres und damit repräsentativeres Verhältnis von exponierten zu dauerhaft beschatteten Oberflächen auf. Außerdem wirken sich auf den gemessenen Felstemperaturverlauf in 120 cm Tiefe in deutlich stärkerem Umfang Wärme-flüsse von der Gegenseite des Blockes aus, die in den Nachmittagsstunden von der Sonne beschienen wird. Dies führt zu einer geringeren Phasenverschiebung, die während der betrachteten Strahlungswetterlage Anfang August 2003 trotz größerer Vertikaldistanz der Sensoren im Mittel nur vier Stunden gegenüber knapp acht Stunden am Standort 2a beträgt (Abb. 4.40).

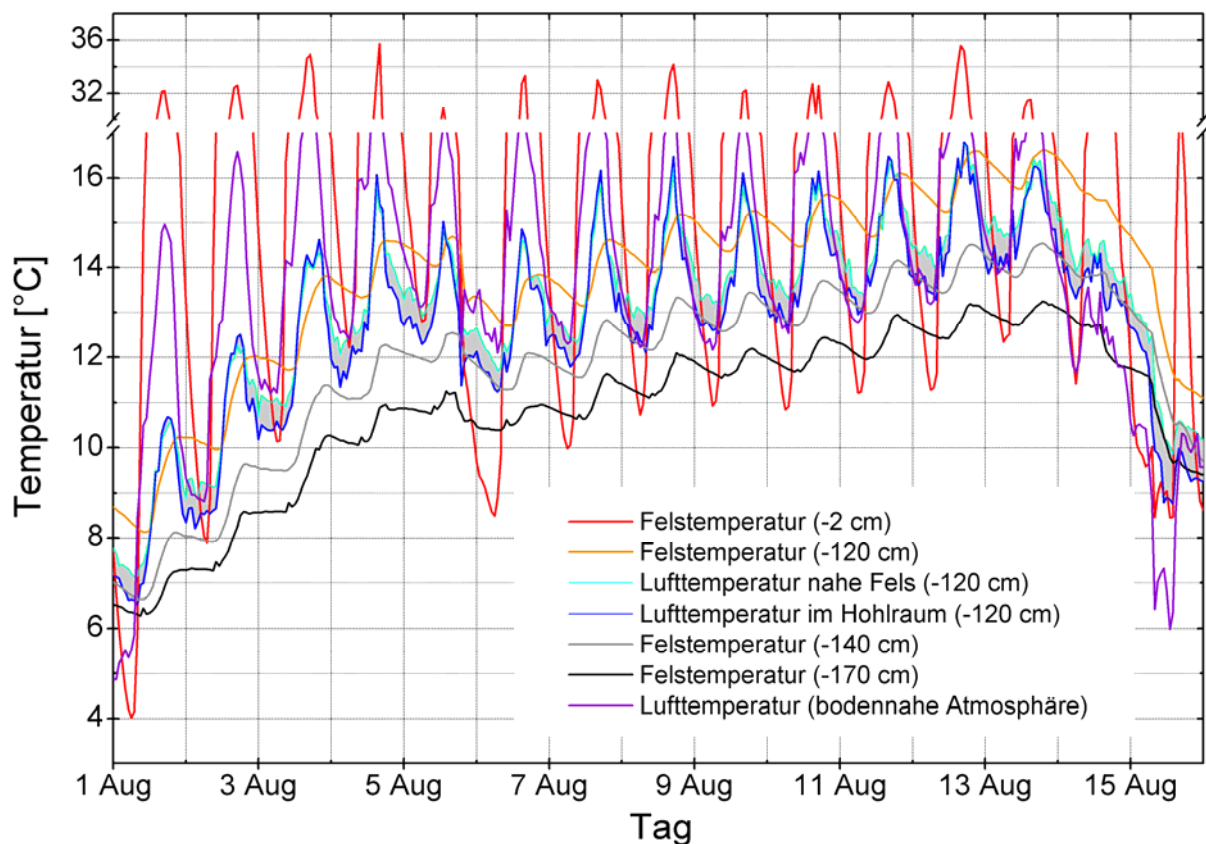


Abb. 4.40 Vergleich von Tagesgängen ausgewählter Fels- und Hohlraumtemperaturen am Standort 2 mit dem der Lufttemperatur in der bodennahen Atmosphäre (01. – 15.08.2003, Stundenwerte)

Vergleichbar der Situation am Standort 2a ist der Einfluss dieses konduktiv beeinflussten Signals auf den Felstemperaturverlauf in größeren Tiefen (weitere Blöcke in 140 und 170 cm Tiefe) nicht messbar. Dessen Phase korreliert erneut enger mit derjenigen des konvektiv dominierten Hohlraumtemperatursignals.

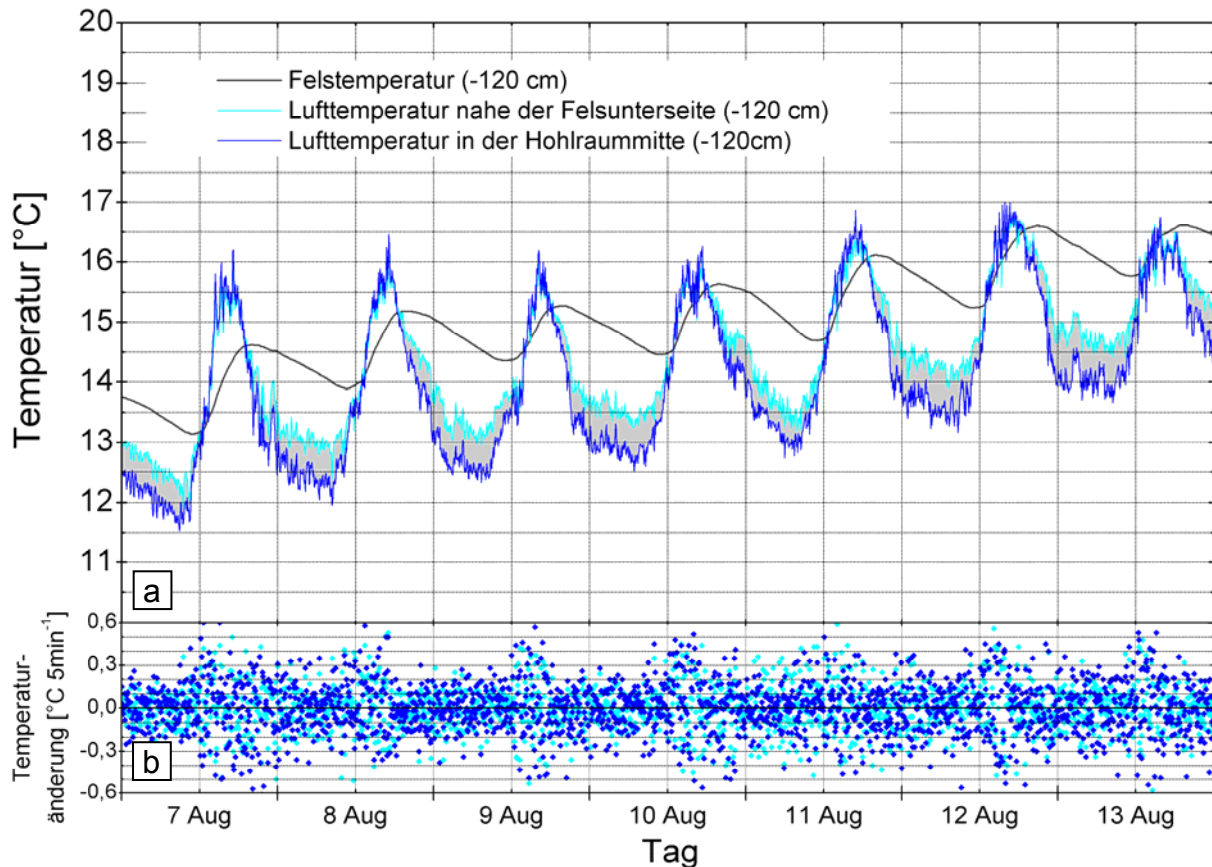


Abb. 4.41 Fels- und Hohlraumtemperaturen (a) sowie Raten der kurzfristigen Temperaturänderung (b) in 120 cm Tiefe am Standort 2 (07. – 13.08.2003, 5-Minuten-Werte)

Dennoch lässt sich in der Bilanzierung des thermischen Austauschs zwischen fester und Fluidphase auch am Standort 2 ein Nettotransfer von Energie in die Fluidphase feststellen. Dieser wird wiederum durch die Wärmeabgabe nachts und vormittags von der Felsoberfläche durch die laminare Grenzschicht in den Hohlraum verursacht. Trotz einer nur halb so großen mittleren Temperaturdifferenz von 0,35 °C zwischen den Lufttemperaturverläufen nahe der Felsoberfläche und in der Hohlraummitte im Vergleich zur Situation am Standort 2a ist der mäßigende Einfluss auf den Temperaturgang in der laminaren Grenzschicht erkennbar (Abb. 4.40 und 4.41). Außerdem lassen auch hier die kontinuierlichen kurzfristigen Temperaturänderungen in der Hohlraumluft auf einen ständigen Austausch mit der bodennahen Atmosphäre durch erzwungene Konvektion schließen. Wie am Standort 2a ist ein tagesperiodischer

Rhythmus mit maximalen Werten am Nachmittag festzustellen, der gut mit dem Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeiten in der bodennahen Atmosphäre übereinstimmt.

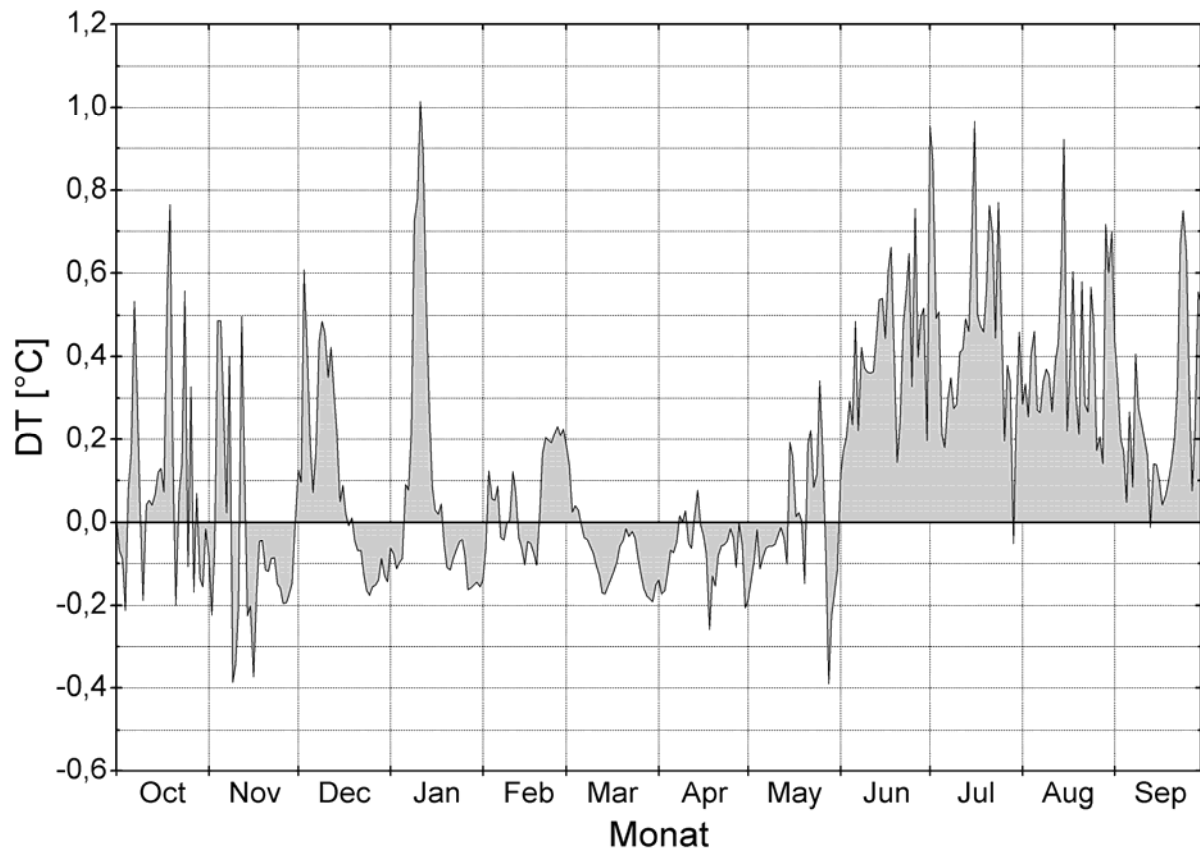


Abb. 4.42 Differenz der Hohlraumtemperaturen (-120 cm) nahe der Felsoberfläche und in der Hohlraummitte am Standort 2 (Oktober 2002 bis September 2003, Tagesmittel)

Geringere mittlere Temperaturdifferenzen (Abb. 4.42) führen am Standort 2 zu geringeren Wärmeflüssen im Energieaustausch zwischen Fels und Hohlraum (Abb. 4.43 und Tab. 4.13). Da der vertikale Energiefluss durch den Felsblock zwischen den instrumentierten Niveaus nicht als vorherrschende Richtung angesehen werden kann, unterbleibt in diesem Fall eine Berechnung von Q_{Fels} . Gegenüber der Situation am Standort 2a ist die Tendenz zur Abnahme der Wärmeflüsse vom Hoch- zum Spätsommer und Herbst etwas deutlicher ausgeprägt.

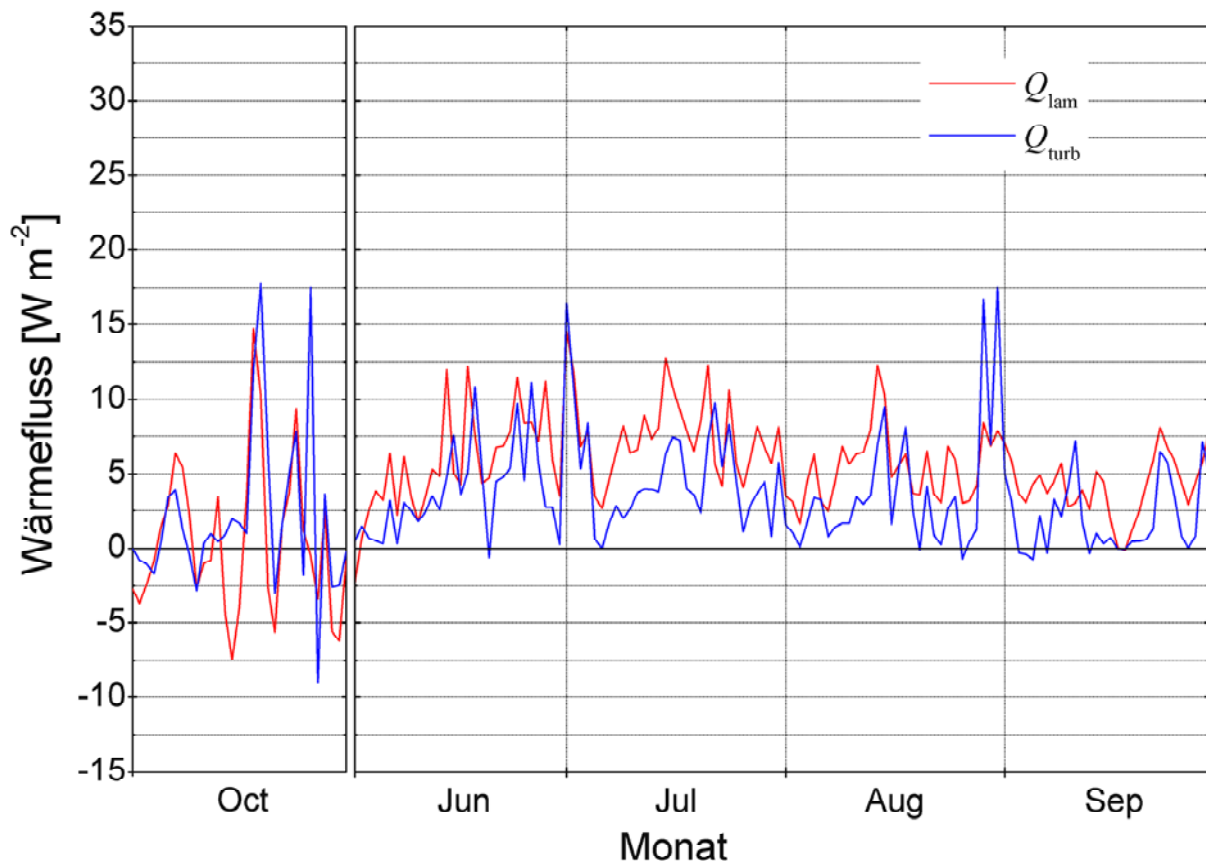


Abb. 4.43 Energieabgabe von der festen in die Fluidphase am Standort 2 in 120 cm Tiefe (Oktober 2002; Juni bis September 2003; Tagesmittel)

In der Bilanzierung des Energieaustauschs zwischen Fels und Hohlraum ist eine unwesentlich schwächer ausgeprägte zeitliche Ungleichverteilung zwischen Wärmeabgabe an den Hohlraum und Erwärmung der Felsoberfläche durch relativ wärmere Hohlraumluft festzustellen. Da erneut die mittleren Wärmeflüsse im Fall der Energieabgabe an den Hohlraum um das zwei- bis zweieinhalbfache über diejenigen bei der Energieaufnahme liegen, ergibt sich auch am Standort 2 ein mittlerer Energietransfer von der Felsoberfläche in den Hohlraum in der Größenordnung von 3 bis 4 W m^{-2} (Tab. 4.13).

Tab. 4.13 Übersichtsdaten zum oberflächennahen Energieaustausch zwischen Fels und Hohlraum am Standort 2 im schneefreien Zustand (Oktober 2002; Juni bis September 2003; Stundenwerte)

		Q_{lam}		Q_{turb}	
		$T_s > T_{2\text{mm}}$	$T_s < T_{2\text{mm}}$	$T_{2\text{mm}} > T_{120\text{cm}}$	$T_{2\text{mm}} < T_{120\text{cm}}$
Stundenwerte [Anzahl]		2565	846	2686	670
Energieflüsse [W m ⁻²]	extremer Stundenwert	23,5 15.07.2003 20:00 Uhr	-15,1 04.08.2003 15:00 Uhr	48,2 26.10.2002 05:00 Uhr	-46,8 27.10.2002 14:00 Uhr
	extremes Tagesmittel	14,7 18.10.2002	-7,5 15.10.2002	17,8 19.10.2002	-9,1 27.10.2002
	Mittelwerte	7,4	-3,8	4,9	-4
	Bilanz	4,5		3,1	

Entsprechend den geringeren mittleren Wärmeflüssen liegen auch die ermittelten Werte für den Tagesgang in einem engeren Schwankungsbereich im Vergleich zum Standort 2a (Abb. 4.44).

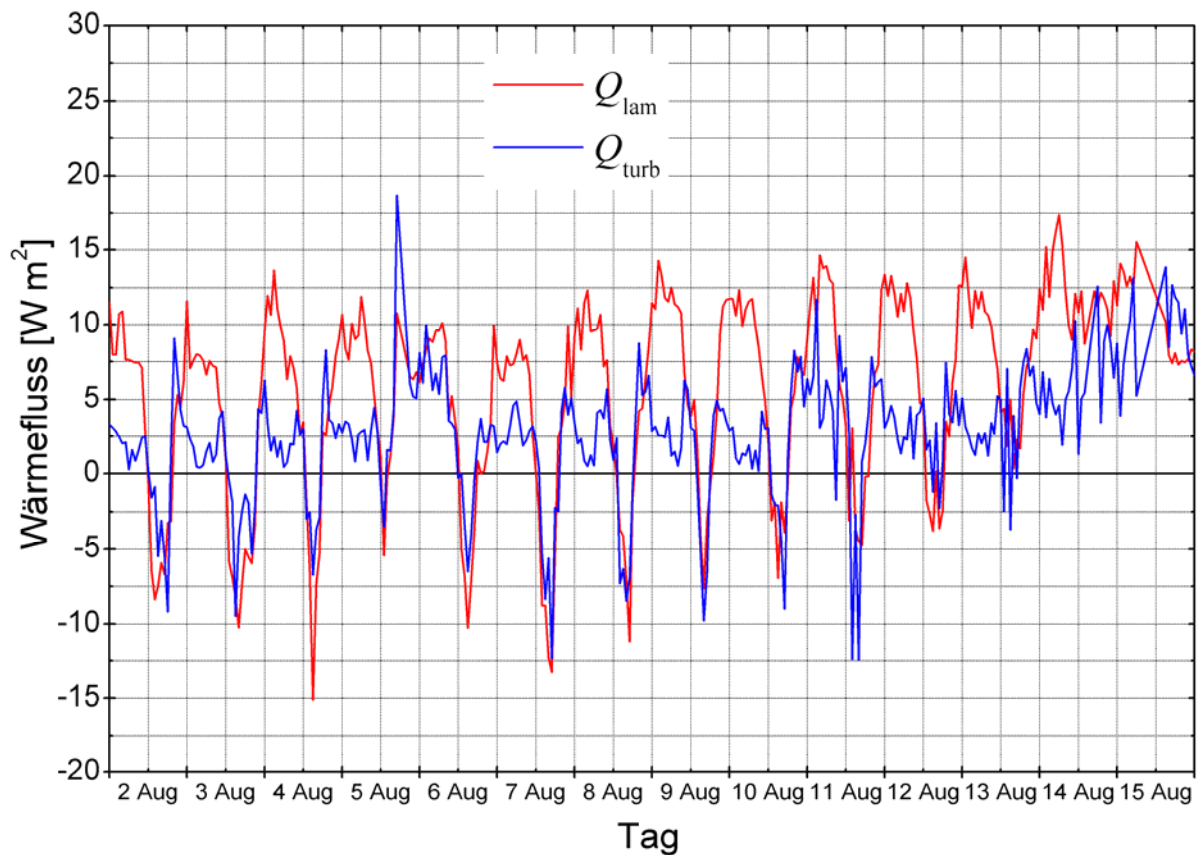


Abb. 4.44 Energieabgabe von der festen in die Fluidphase am Standort 2 in 120 cm Tiefe (02. – 15.08.2003; Stundenwerte)

4.4.4.3 Größenordnungen der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit in fester und Fluidphase

In Abschnitt 2.2.2.1 wurde bereits erwähnt, dass sich aus Temperaturaufzeichnungen die Temperaturleitfähigkeit des Untergrunds ermitteln lässt. Da insbesondere in Böden und anderen Lockermaterialien mit einer nennenswerten Beteiligung nicht-konduktiver Prozesse am Wärmefluss zu rechnen ist, spricht man bei den so ermittelten Werten besser von scheinbarer bzw. effektiver Temperaturleitfähigkeit (*apparent thermal diffusivity*, ATD, κ'). HORTON et al. (1983) diskutieren verschiedene Methoden zur Berechnung von κ' in Böden.

HINKEL et al. (2001) berechnen die scheinbare Temperaturleitfähigkeit mittels Temperaturaufzeichnungen aus 3 Tiefen:

$$\kappa' = \frac{\Delta Z^2}{2\Delta t} \cdot \frac{T_i^{j+1} - T_i^{j-1}}{T_j^{i-1} - 2T_j^i + T_j^{i+1}}. \quad (4.23)$$

Hierbei bezeichnen Δt und ΔZ Zeit- bzw. Tiefenabschnitte, i und j die entsprechenden zeitlichen bzw. räumlichen Positionen im gemessenen Temperaturfeld. Bei einer Vertikaldistanz der Temperatursensoren von 7 cm errechneten HINKEL et al. (2001) Werte im Bereich von $2\text{--}3 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ für nahezu wassergesättigten Schluffboden in der Umgebung von Barrow, Alaska.

In der vorliegenden Arbeit wird Gleichung 4.23 auf Datensätze mit wesentlich größeren und i.d.R. nicht äquidistanten Sensorabständen angewandt. Sie dient dabei dem Aufspüren relativer Veränderungen und charakteristischer Muster in der Verteilung der κ' -Werte. Ähnlich den schon mehrfach gebrauchten Raten der stündlichen oder kurzfristigen Temperaturänderung sind auch Veränderungen in der Spannbreite der κ' -Werte als Indikatoren für die Effizienz des Wärmetransfers zu verstehen und lassen somit Rückschlüsse auf die beteiligten Mechanismen zu.

Im Herbst führen Kaltlufteinbrüche in der bodennahen Atmosphäre zu einer markanten Ausweitung der Streubreite in den Verteilungsmustern der κ' -Werte (Abb. 4.45). Die scheinbare Temperaturleitfähigkeit erhöht sich in diesen Phasen v.a. an der Blockschichtbasis.

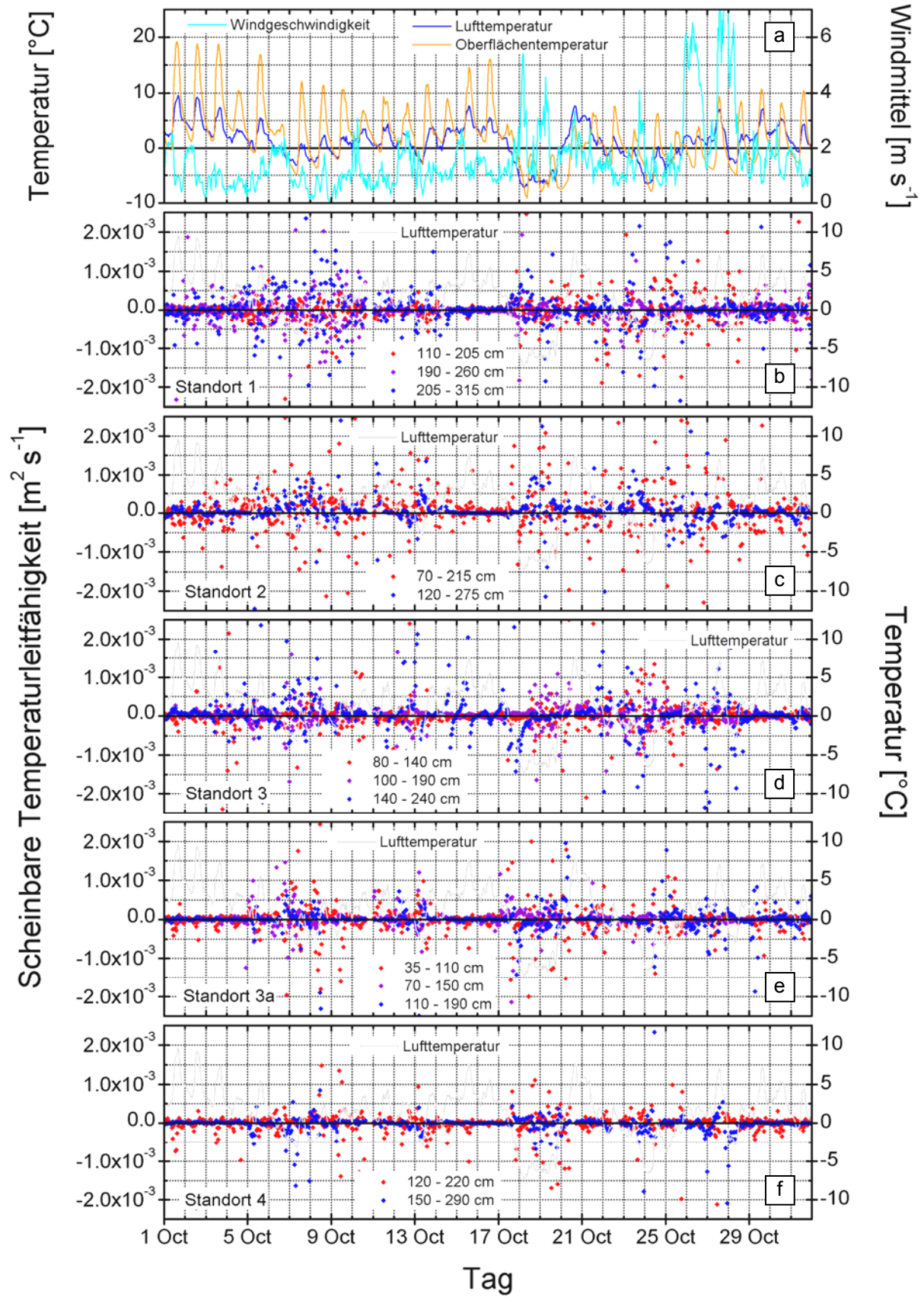


Abb. 4.45 Ausgewählte meteorologische Parameter (a) sowie Tagesgang der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit in den Hohlräumen der Blockschicht (b-f) (Oktober 2002, Stundenwerte)

Da die Streubreite der κ' -Werte während der Periode mit maximalen Windgeschwindigkeiten (26. bis 28. Oktober) geringer bleibt, kann Kaltluftinfiltration in Form von freier Konvektion als Hauptursache für die Phasen erhöhter thermischer Variabilität im Herbst angesehen werden. In Abhängigkeit von der Schneedeckenentwicklung am Standort treten entsprechende Muster bis in den Hochwinter hinein auf (Abb. 4.46). Die durch die winterliche Schneedecke herabgesetzte Permeabilität der Blockschicht verstärkt dabei den Kontrast zu den Abschnitten relativer Ruhe, die eng mit relativen Maxima im Lufttemperaturgang korrelieren. Im Februar schwächt sich der Effekt der Kaltluftinfiltration ab und erreicht nicht mehr die Blockschichtbasis.

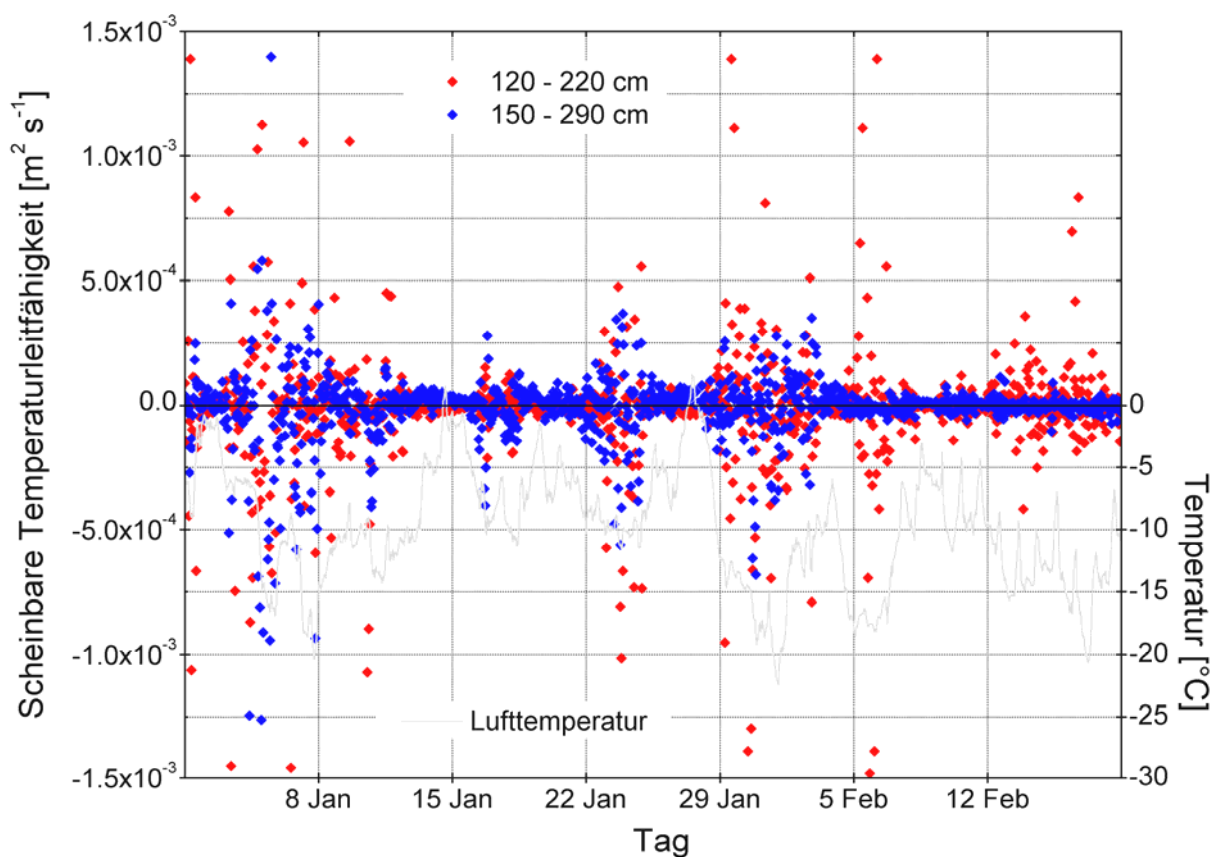


Abb. 4.46 Tagesgang der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit (Hohlraumtemperaturen) am Standort 4 im Vergleich zur Lufttemperatur (01.01. – 19.02.2003, Stundenwerte)

Auch sommerliche Strahlungswetterlagen führen zu einem ausgeprägten Tagesgang der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit in der Blockschicht (vgl. Abb. 4.47). Im Gegensatz zu den vorangegangenen herbstlichen und winterlichen Bedingungen korrelieren in diesem Fall Phasen mit erhöhter thermischer Variabilität in der Blockschicht enger mit den Maxima im Tagesgang der Oberflächen- und Lufttemperatur. Da im Verlauf solcher Wetterlagen auch die lokalen Windgeschwindigkeiten eng an den

Energieumsatz an der Blockfeldoberfläche gekoppelt sind, lässt sich die verstärkte thermische Variabilität auf die Mechanismen der erzwungenen Konvektion und der Wärmestrahlung zurückführen. Diese Interpretation wird durch die Tatsache gestützt, dass sich die Amplituden im Tagesgang der κ' -Werte mit der Tiefe abschwächen. Somit konzentriert sich der Effekt der Verstärkung im Wärmeumsatz durch nicht-konduktive Mechanismen im Sommer auf die oberflächennahen bis mittleren Niveaus der Blockschicht (vgl. Abschnitt 4.4.5.3).

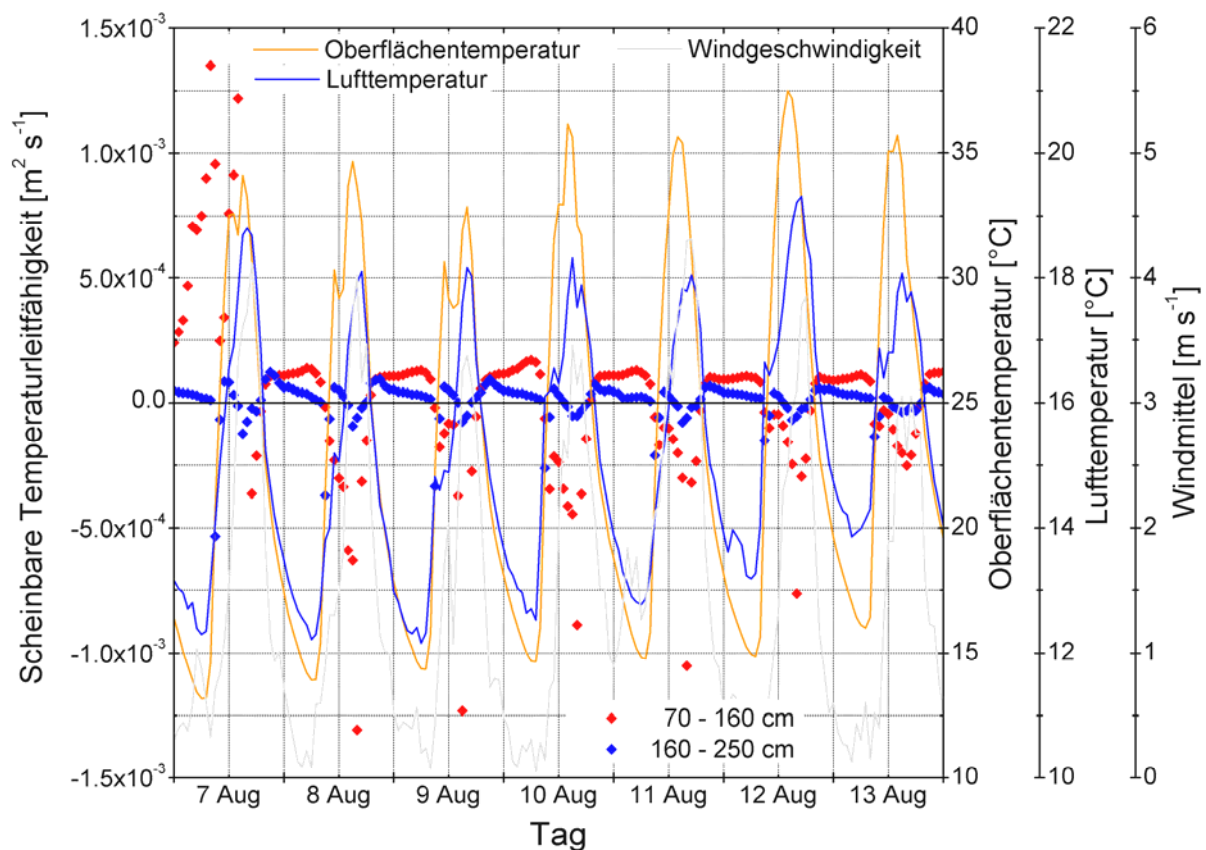


Abb. 4.47 Tagesgang der scheinbaren Temperaturleitfähigkeit (Felstemperaturen) am Standort 1 im Vergleich zur Oberflächentemperatur, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit (07. – 13.08.2003, Stundenwerte)

4.4.5 Charakteristika und Details des thermischen Regimes nach Jahreszeiten

4.4.5.1 Herbst

Abb. 4.48 vermittelt einen Eindruck von den typischen thermischen Bedingungen in der Blockschicht während des Herbstes. Diese sind gekennzeichnet durch nur schwach ausgeprägte oder fehlende Temperaturgradienten im Vertikalprofil und vergleichsweise geringe Schwankungen im Tagesgang. Bei mittleren Temperaturen um den Gefrierpunkt führen die Kaltlufteinbrüche vom 18. bis 20. sowie am 24. und 25. Oktober zu den markantesten Temperaturschwankungen im Hohlraumsystem der Blockschicht (vgl. Abb. 4.30). Dabei zeigen die Temperaturverteilungen in den Zeiträumen 18. - 20.10. und 26. - 28.10. eine Überlagerung advektiver Kaltluftzufuhr in der bodennahen Atmosphäre (Lufttemperaturverlauf) durch den Effekt nächtlicher Kaltluftproduktion an der Oberfläche (Oberflächentemperaturverlauf) und deren Infiltration in die Blockschicht an.

Die Abbildungen 4.49 und 4.50 verdeutlichen anhand von ausgewählten hoch aufgelösten Temperaturdaten das Zusammenwirken dieser beiden Effekte bei der ersten markanten Abkühlung der Blockschicht im Herbst 2002 unmittelbar vor Beginn der Referenzperiode. Von 20.9. bis 22.9. nachmittags ist bei allmählich sinkenden, aber durchweg positiven Temperaturen ein ausgeprägter Tagesgang in der bodennahen Atmosphäre zu verzeichnen. Turbulenter Austausch führt zu einer engen Kopplung zwischen dem Temperaturverlauf in den oberflächennahen Hohlräumen und der bodennahen Atmosphäre, erreicht jedoch nicht die Blockschichtbasis. Die Änderungsraten der Hohlraumtemperatur für den Sensor in 190 cm Tiefe zeigen an, dass der turbulente Austausch in Form von erzwungener Konvektion tendenziell in den Mittags- bis Nachmittagsstunden maximale Beträge erreicht und zu kurzfristigen Temperaturschwankungen von bis zu $\pm 0,5^{\circ}\text{C } 5\text{min}^{-1}$ führt. Der in 315 cm Tiefe verzeichnete kurzfristige Temperaturanstieg auf über 2°C wird durch infiltrierendes Niederschlagswasser erzeugt.

Die Hohlräume an der Blockschichtbasis werden in den turbulenten Austausch mit einbezogen, sobald die Temperaturen in der bodennahen Atmosphäre – ausgelöst durch den Kaltlufteinbruch am 22.9. abends – das an der Basis herrschende Niveau von $1,8^{\circ}\text{C}$ unterschreiten. Der konvektiv verstärkte Energietransfer führt ab dann auch im tieferen Hohlraumsystem zu kontinuierlichen kurzfristigen Temperaturschwankungen von bis zu $\pm 0,2^{\circ}\text{C } 5\text{min}^{-1}$ (Abb. 4.49b) und zu einer erkennbaren Kopplung des Temperaturverlaufs an den atmosphärischen Tagesgang.

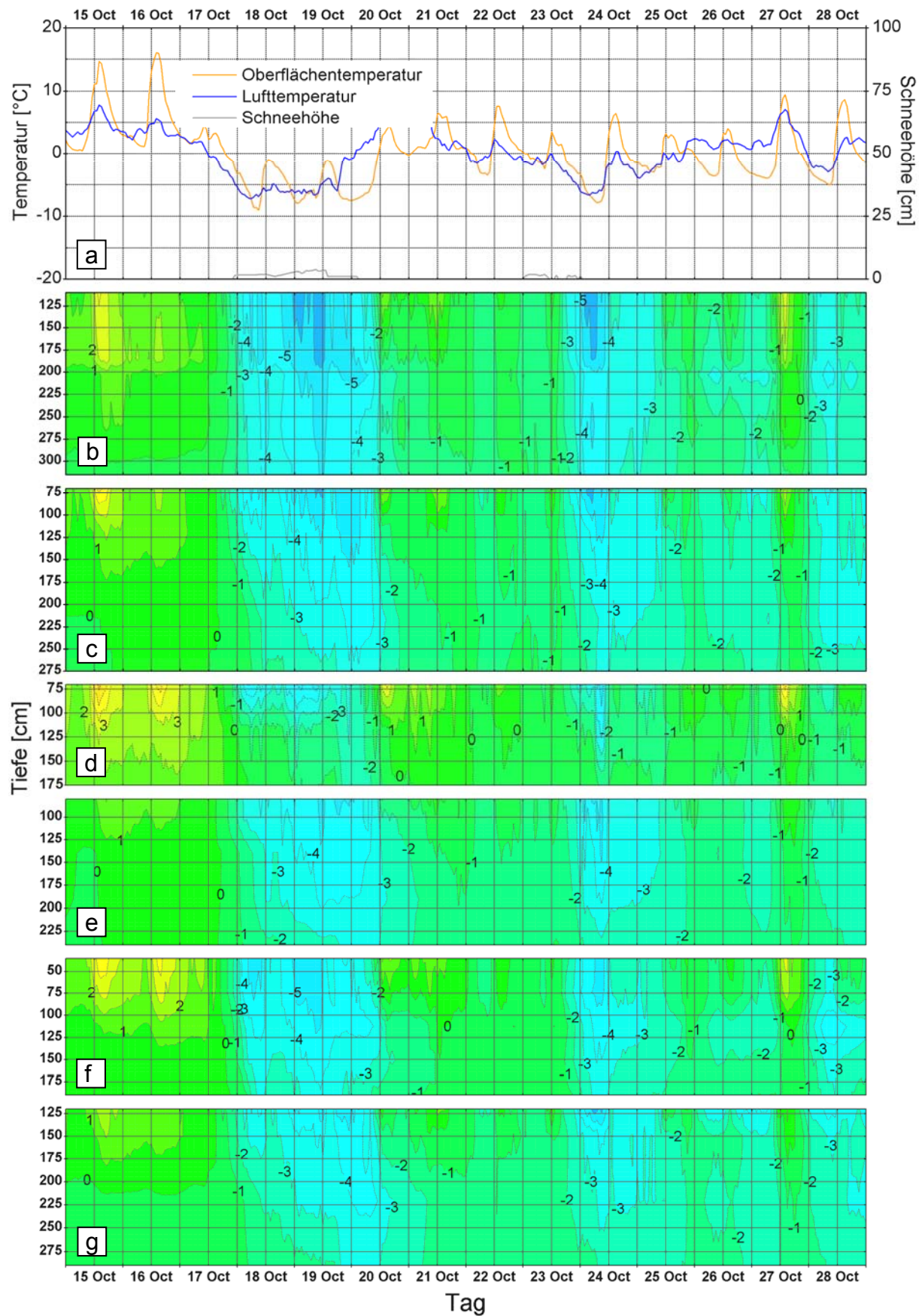


Abb. 4.48 Ausgewählte Meteodaten (a) und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht (b-g) im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (15. – 28.10.2002, Stundenwerte)

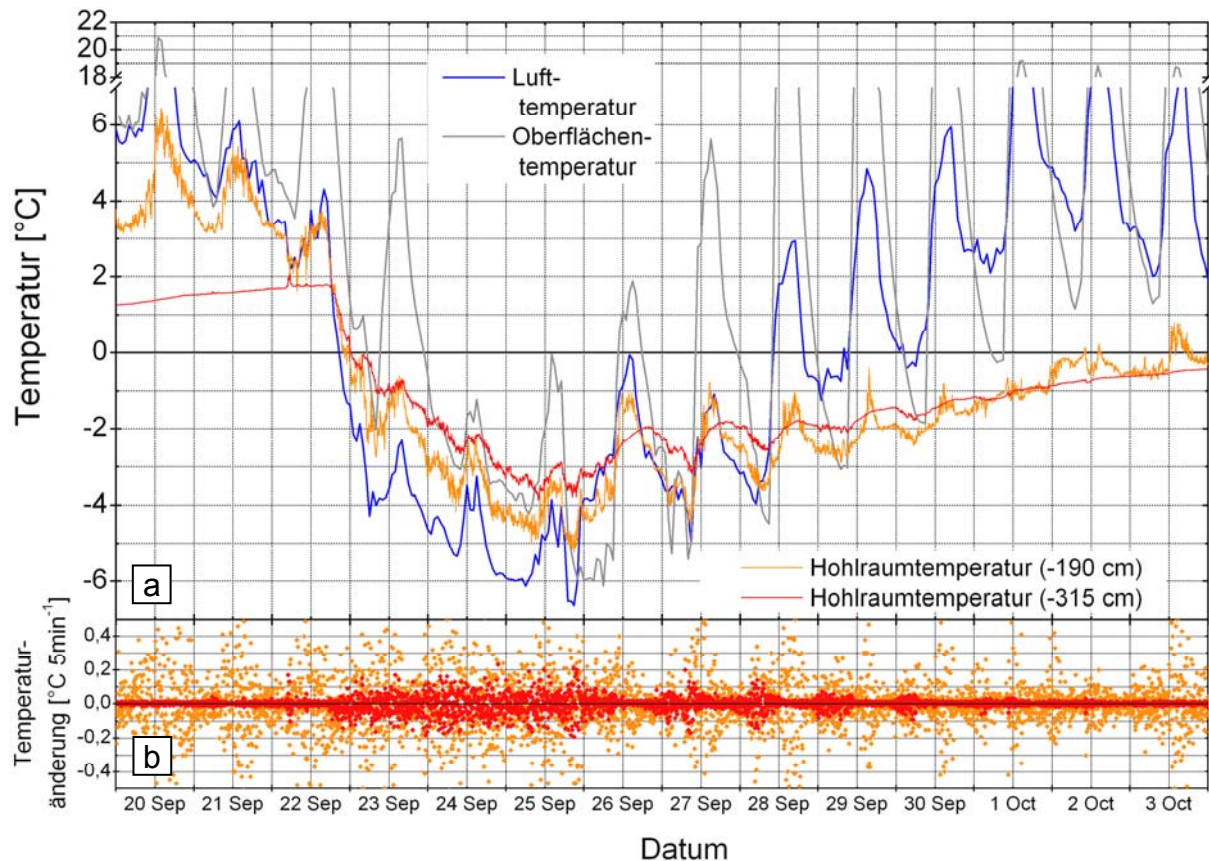


Abb. 4.49 Luft- und Oberflächentemperaturen (Stundenwerte), Hohlraumtemperaturen (5-Minuten-Werte) (a) sowie Raten der kurzfristigen Temperaturänderung (b) am Standort 1 (20.09. – 03.10.2002)

Im Verlauf der mit dem 26.9. einsetzenden Erwärmung schwächt sich der Tagesgang an beiden Hohlraumtemperatursensoren zunehmend ab. Dabei bleiben die Tageschwankungen in 190 cm Tiefe synchron mit den Verläufen von Luft- und Oberflächentemperatur. Der Tagesgang in 315 cm Tiefe weist demgegenüber eine Phasenverschiebung von mehreren Stunden auf. Dieses für konduktives Regime typische Verhalten leitet eine erneute Abkopplung von der bodennahen Atmosphäre ein. Dabei zeigt der gleichmäßige Temperaturanstieg tagsüber überwiegend konduktiven Wärmetransfer an, während der unruhige Verlauf während des nächtlichen Temperaturrückgangs auf Kaltluftinfiltration hinweist. Während dieser Abkühlungsphasen werden nochmals kurzfristige Temperaturvariationen von $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ bis $\pm 0,2^{\circ}\text{C } 5\text{min}^{-1}$ registriert, wobei Maximalwerte jeweils in den frühen Morgenstunden auftreten. Am 29. und 30.9. kann die nächtliche Abkühlung nur durch Infiltration oberflächennah erzeugter Kaltluft verursacht worden sein, da selbst die Minima im Tagesgang der Lufttemperatur über dem Temperaturniveau an der Blockschichtbasis liegen.

Nach dem 30.9. setzt sich der Effekt der Abkopplung der thermischen Regime von Blockschicht und Atmosphäre weiter fort. In 190 cm Tiefe schwächt sich der Tagesgang weiter ab, in 315 cm Tiefe setzt er völlig aus. Während sich die Verhältnisse in

der bodennahen Atmosphäre zum Ende des dargestellten Ausschnitts wieder dem Niveau vor dem Kaltlufteinbruch annähern, lässt die in der Blockschicht angesammelte Kaltluft dort nur eine deutlich verzögerte Erwärmung zu.

Abb. 4.50 verdeutlicht, dass auch die Felstemperaturen in den tieferen Bereichen der Blockschicht umso enger mit den Hohlraumtemperaturen korrelieren, je größer der Betrag konvektiver Verstärkung im thermischen Regime ist. Die fehlende Phasenverschiebung zwischen beiden dargestellten Kurven ist ein weiterer Hinweis darauf, dass Wärmeleitung im thermischen Regime der Blockschicht während dieser Periode allenfalls eine untergeordnete Rolle spielt.

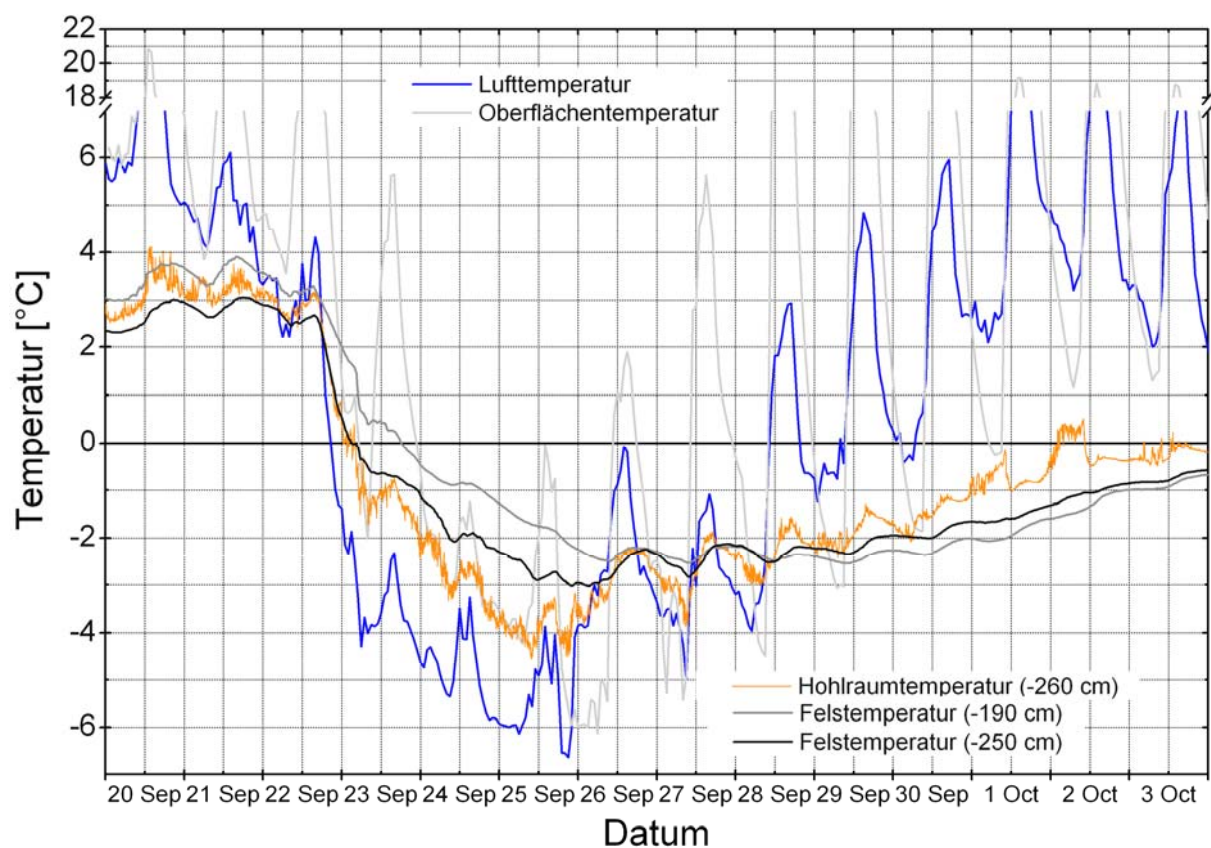


Abb. 4.50 Luft- und Oberflächentemperaturen (Stundenwerte) sowie Hohlraum- und Felstemperaturen (5-Minuten-Werte) am Standort 1 (20.09. – 03.10.2002)

Beim Vergleich von Hohlraum- und Felstemperaturen ist festzustellen, dass vor und während des Kaltlufteinbruchs nur marginale Phasenverschiebungen im Kurvenverlauf auftreten. Auch hier zeigt die mit einsetzender Erwärmung verzögerte Reaktion der Felstemperaturen auf den Verlauf der Hohlraumtemperaturen eine Abschwächung des turbulenten Austauschs an.

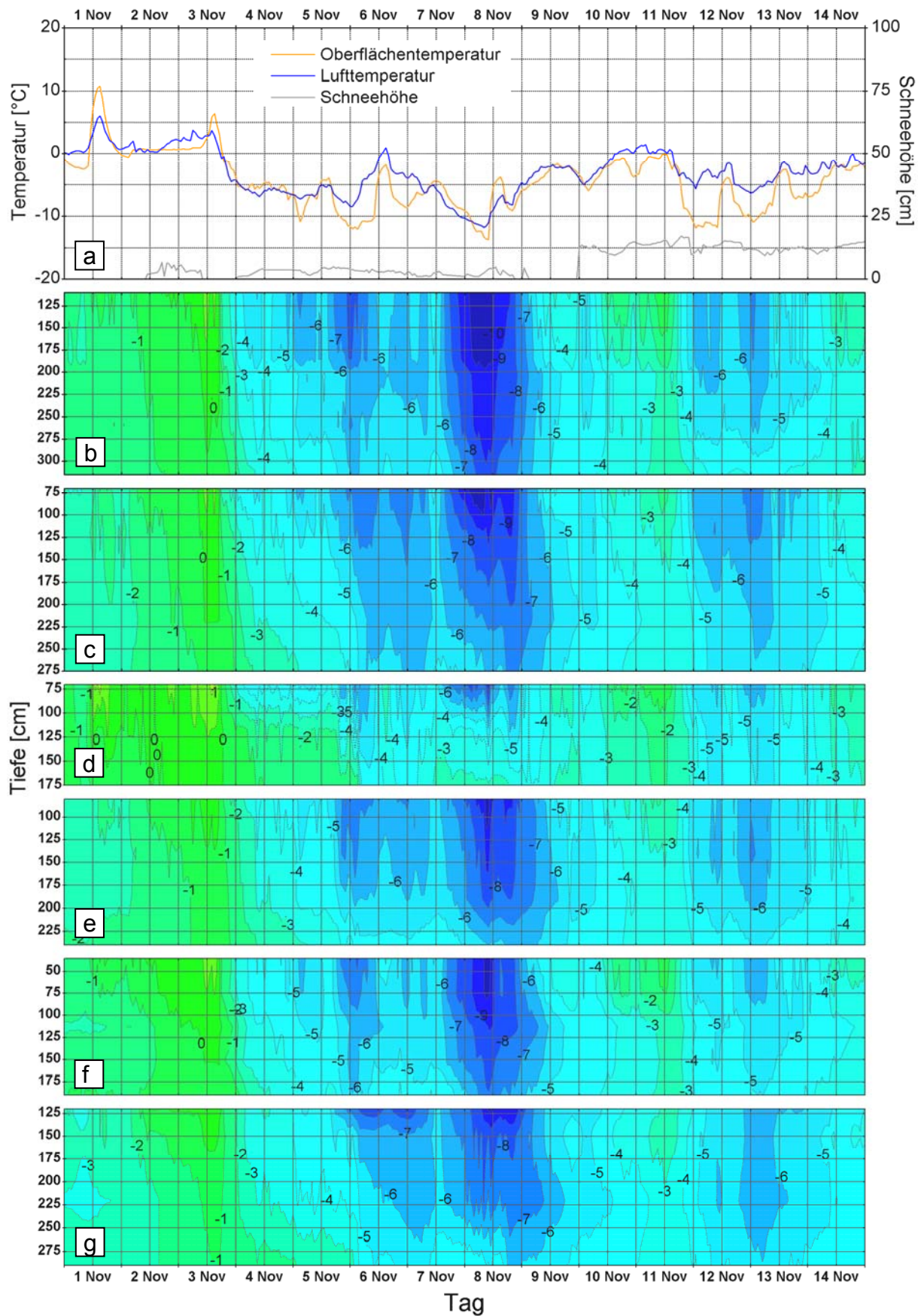


Abb. 4.51 Ausgewählte Meteodaten (a) und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht (b-g) im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (01. – 14.11.2002, Stundenwerte)

Abb. 4.51 zeigt das thermische Regime im Ritigraben-Blockfeld am Übergang vom Herbst zum Frühwinter. In dieser Phase sinken Luft- und Oberflächentemperaturen erstmals kurzzeitig unter -10°C und Niederschläge sorgen für eine annähernd permanente, allerdings noch geringmächtige Schneedecke. Sie behindert den turbulenten Austausch zwischen dem Hohlraumsystem der Blockschicht und der bodennahen Atmosphäre nicht.

Dieser wird erst durch das Anwachsen der Schneedecke auf über 50 cm ab dem 17.11. stark eingeschränkt (vgl. Abb. 4.52), indem eine Mehrzahl der Hohlräume an der Blockfeldoberfläche durch den Schnee versiegelt wird. Durch die offen gebliebenen Hohlräume infiltriert jedoch nach wie vor Kaltluft, die sich im tieferen Hohlraumssystem sammelt und dort zur weiteren Auskühlung der Blockschicht beiträgt.

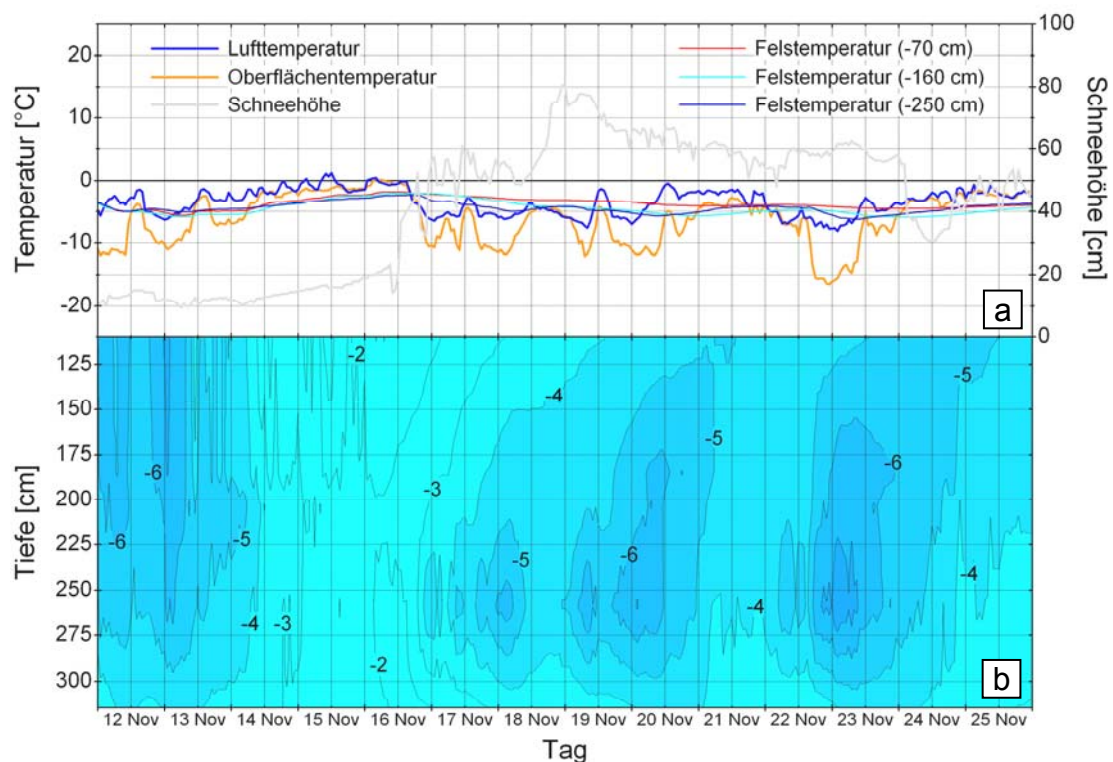


Abb. 4.52 Ausgewählte Meteodaten und Felstemperaturen (a) sowie Hohlraumtemperaturen (b) am Standort 1 (12. – 25.11.2002, Stundenwerte)

4.4.5.2 Winter

Abb. 4.53 zeigt die Temperaturverhältnisse im Hohlraumsystem der Blockschicht während einer hochwinterlichen Strahlungswetterlage ohne nennenswerte Neuschneefälle. Sie unterstreicht die in Kapitel 4.4.2 getroffenen Aussagen zur vergleichsweise großen Variabilität im thermischen Regime der Blockschicht unter teilweiser Schneebedeckung. Die Temperaturmuster in Abb. 4.53 zeigen an, dass die Isolationswirkung der Schneedecke in Abhängigkeit vom (Mikro-)Standort unterschiedlich groß ist. Mit Ausnahme des Standorts 2a ist allen Profilen gemeinsam, dass die tiefsten Temperaturen sowie die größten Temperaturschwankungen nicht an/nahe der Oberfläche auftreten sondern tendenziell an/nahe der Basis. Je größer dabei die Schwankungen ausfallen, desto stärker ist der Zusammenhang mit dem Temperaturverlauf in der bodennahen Atmosphäre. Dieses Verhalten zeigt einen standortabhängig unterschiedlich direkt und somit unterschiedlich effizient ausgeprägten thermischen Austausch zwischen Blockschicht und bodennaher Atmosphäre an, der sich in Form von lokaler Kaltluftinfiltration und -zirkulation mit vorwiegend vertikaler Komponente vollzieht.

Dagegen sind auch auf der Grundlage von Stundenwerten keine wechselseitigen Beeinflussungen zweier oder mehrerer Standorte untereinander in Form von Luftzirkulationssystemen in horizontaler Richtung erkennbar.

Die Abbildungen 4.54 und 4.55 zeigen das Phänomen lokaler Kaltluftinfiltration am Beispiel des Standorts 1. Die frühwinterliche Temperaturverteilung in der Blockschicht (Abb. 4.54b) lässt einen offenen Hohlraum mit Verbindung zur Oberfläche in einer Tiefenlage von 170 bis 260 cm erkennen. Die kältesten Temperaturen werden in dieser Phase am Grund dieses Hohlraums gemessen. Der Verlauf der Fels Temperaturen in Abb. 4.54a stimmt mit dieser Interpretation überein.

In abgeschwächter Form ist dieses Muster auch noch am Übergang vom Früh- zum Hochwinter (1. Januar in Abb. 4.55b) erkennbar. Der Neuschneezuwachs von etwa 10 cm im ausgehenden Frühwinter führt offensichtlich zu einer Umstellung im lokalen Zirkulationssystem. Mit dem Beginn der hochwinterlichen Strahlungswetterlage am 5./6. Januar zeigen die Blockschichttemperaturen ein verändertes Verteilungsmuster mit einem Niveau direktester Ankopplung an die Oberfläche und damit maximaler Auskühlung in 210 cm Tiefe.

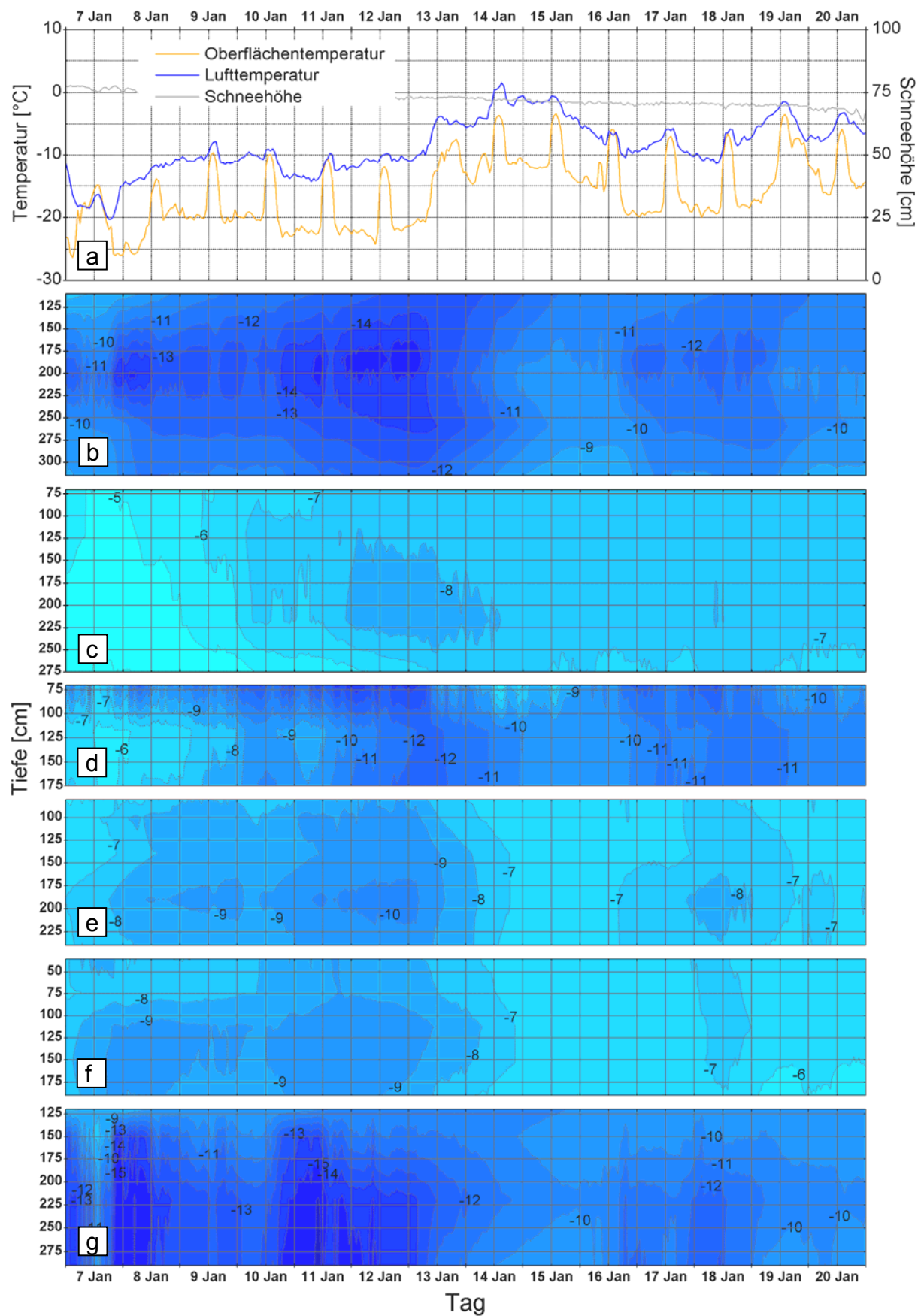


Abb. 4.53 Ausgewählte Meteodaten (a) und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht (b-g) im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (07. – 20.01.2003, Stundenwerte)

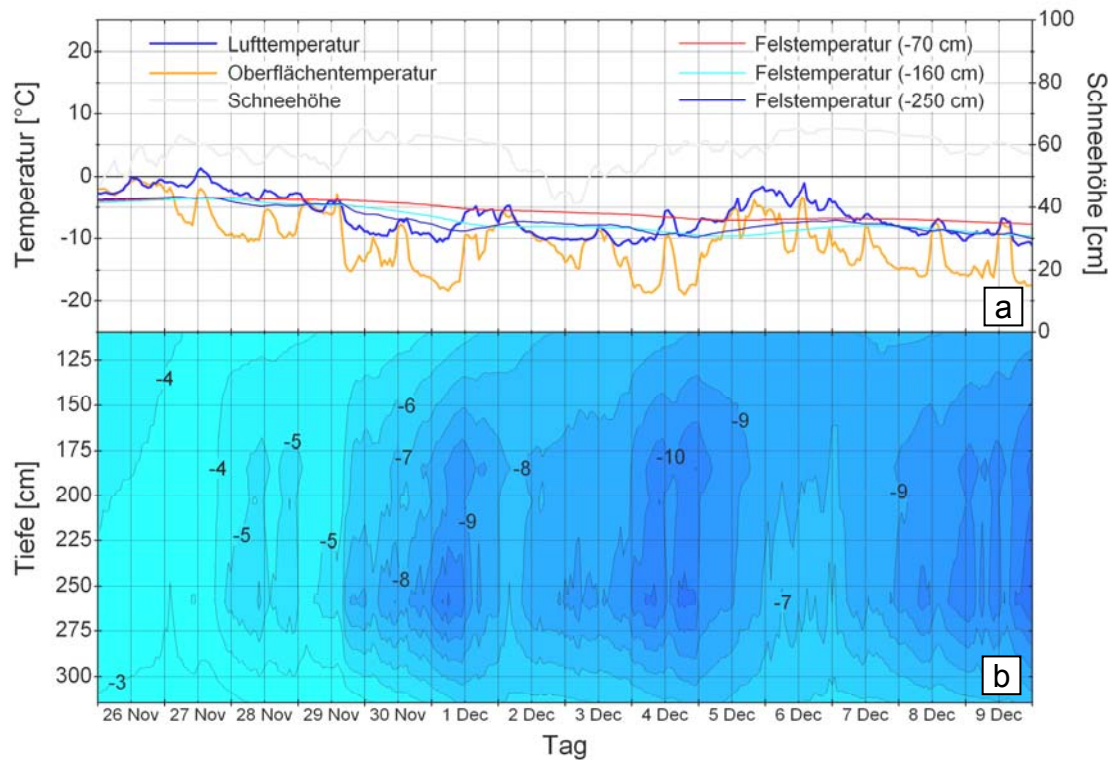


Abb. 4.54 Ausgewählte Meteodaten und Felstemperaturen (a) sowie Hohlraumtemperaturen (b) am Standort 1 (26.11. – 09.12.2002, Stundenwerte)

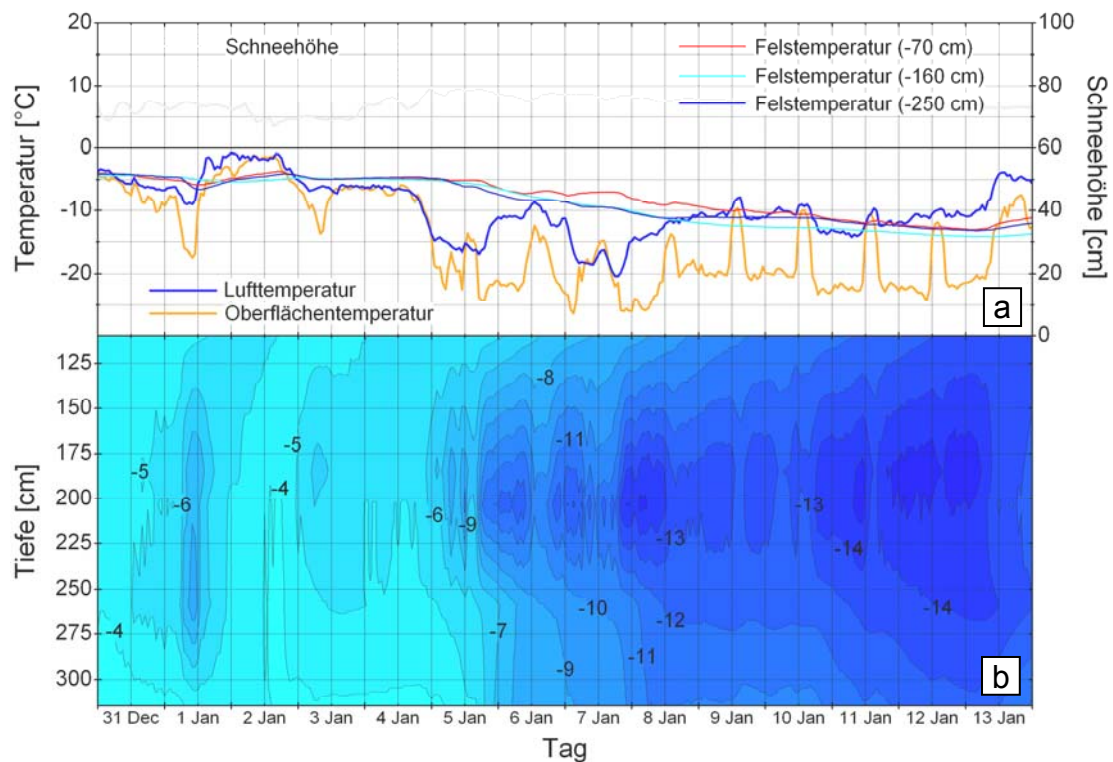


Abb. 4.55 Ausgewählte Meteodaten und Felstemperaturen (a) sowie Hohlraumtemperaturen (b) am Standort 1 (31.12.2002 – 13.01.2003, Stundenwerte)

Kennzeichnend für beide Perioden ist ein besonders enger zeitlicher Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Kältepulsen in der Blockschicht und Minima im Verlauf der Oberflächentemperatur. Bei starker nächtlicher Ausstrahlung wird an der teilweise schneebedeckten Blockfeldoberfläche Kaltluft produziert, deren schnelles hangparalleles Abfließen durch die auch bei teilweiser Schneebedeckung noch große Rauigkeit der Blockfeldoberfläche verhindert wird. Während windarmer Wetterlagen sammelt sich die Kaltluft in Vertiefungen der Blockfeld- bzw. Schneedeckenoberfläche. Wo und solange von diesen Vertiefungen aus Öffnungen in das Hohlraumssystem der Blockschicht bestehen, unterstützt und verstärkt die bodennah gebildete Kaltluft den thermischen Austausch zwischen Blockschicht und Atmosphäre. Bei ausreichender Durchlässigkeit kann diese Verstärkung dazu führen, dass im Hohlraumssystem der Blockschicht stellenweise kältere Temperaturen herrschen als zur selben Zeit in der bodennahen Atmosphäre (z.B. 12./13. Januar in Abb. 4.55). Noch direkter und damit extremer beeinflusst dieser Effekt das thermische Regime am Standort 4 (Abb. 4.56). Dort wirkt sich die Kaltluftinfiltration auf das gesamte tiefere Hohlraumssystem aus. Mit Minima bis unter -15°C werden dabei noch etwas kältere Temperaturen erreicht als am Standort 1. Der Verlauf der Felstemperaturen zeigt auch hier die Auskühlung des Vertikalprofils von der Basis her an.

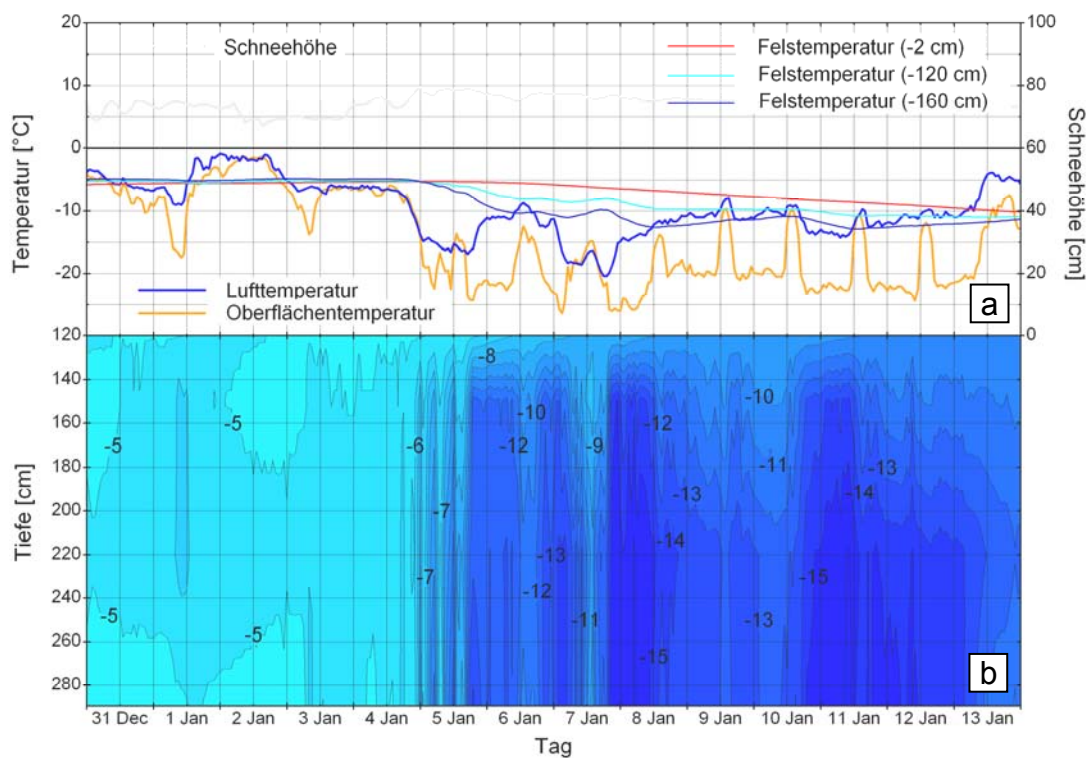


Abb. 4.56 Ausgewählte Meteodaten und Felstemperaturen (a) sowie Hohlraumtemperaturen (b) am Standort 4 (31.12.2002 – 13.01.2003, Stundenwerte)

Das winterliche Temperaturregime im Ritigraben-Blockfeld wird somit entscheidend von der Textur und Rauigkeit der Oberfläche im Verhältnis zur lokalen Schneedeckenentwicklung bestimmt. Da beide Faktoren räumlich, die Schneedeckenentwicklung zudem zeitlich stark variieren, ergeben sich entsprechend variable Temperaturverhältnisse selbst über geringe Horizontaldistanzen. Auch bei weitgehender Versiegelung der Blockfeldoberfläche durch Schnee lassen die registrierten Temperaturen keinerlei Rückschlüsse auf einen thermischen Austausch zwischen benachbarten oder gar mehreren Standorten zu. Die Ausbildung eines Luftzirkulationssystems über größere Entfernungen, wie es an anderen Standorten beschrieben wurde (u.a. BERNHARD et al. 1998, DELALOYE et al. 2003, ISHIKAWA 2003), konnte im Winter 2002/03 trotz darauf ausgerichteter Standortauswahl im Ritigraben-Blockfeld nicht nachgewiesen werden.

Niveau und Rhythmus der Temperaturmuster an den Standorten 1 und 4 sind ein klares Indiz dafür, dass die nächtliche Kaltluftproduktion an der Blockfeld- bzw. Schneedeckenoberfläche die auch im Winter vorwiegend vertikale Zirkulation und die damit verbundene Auskühlung verursacht und steuert.

4.4.5.3 Sommerliches Temperaturregime

Das sommerliche Temperaturregime im Ritigraben-Blockfeld ist geprägt durch die Erwärmung der Blockfeldoberfläche sowohl im Jahres- als auch im Tagesgang. In Abhängigkeit von der Mikrotopographie (Abschattung, Exposition der Blöcke an der Oberfläche zur Einstrahlung) und dem Witterungsverlauf nimmt diese standortabhängig unterschiedliche Ausmaße an.

Die Abbildungen 4.57 und 4.58 zeigen das thermische Regime in der Blockschicht während der extremsten Witterungsabschnitte des Sommers 2003. Abbildung 4.57 stellt die Unterbrechung einer sommerlichen Schönwetterperiode durch eine markante Wetterverschlechterung dar (vgl. Abb. 4.31). Im Verlauf dieses Ereignisses sinkt die Spanne der täglichen Lufttemperaturschwankungen von 6-15°C auf 1-5°C ab und steigt bis zum Ende der zweiten Juli-Woche wieder auf 8-15°C an. Diese Spannbreiten stehen im Einklang mit langjährigen Mittelwerten und repräsentieren somit sommerliche "Normalbedingungen" am Standort. Im Extremsommer 2003 bedeutete das dargestellte Ereignis hingegen die einzige markante Wetterverschlechterung in einem Zeitraum von Mitte Juni bis Mitte August.

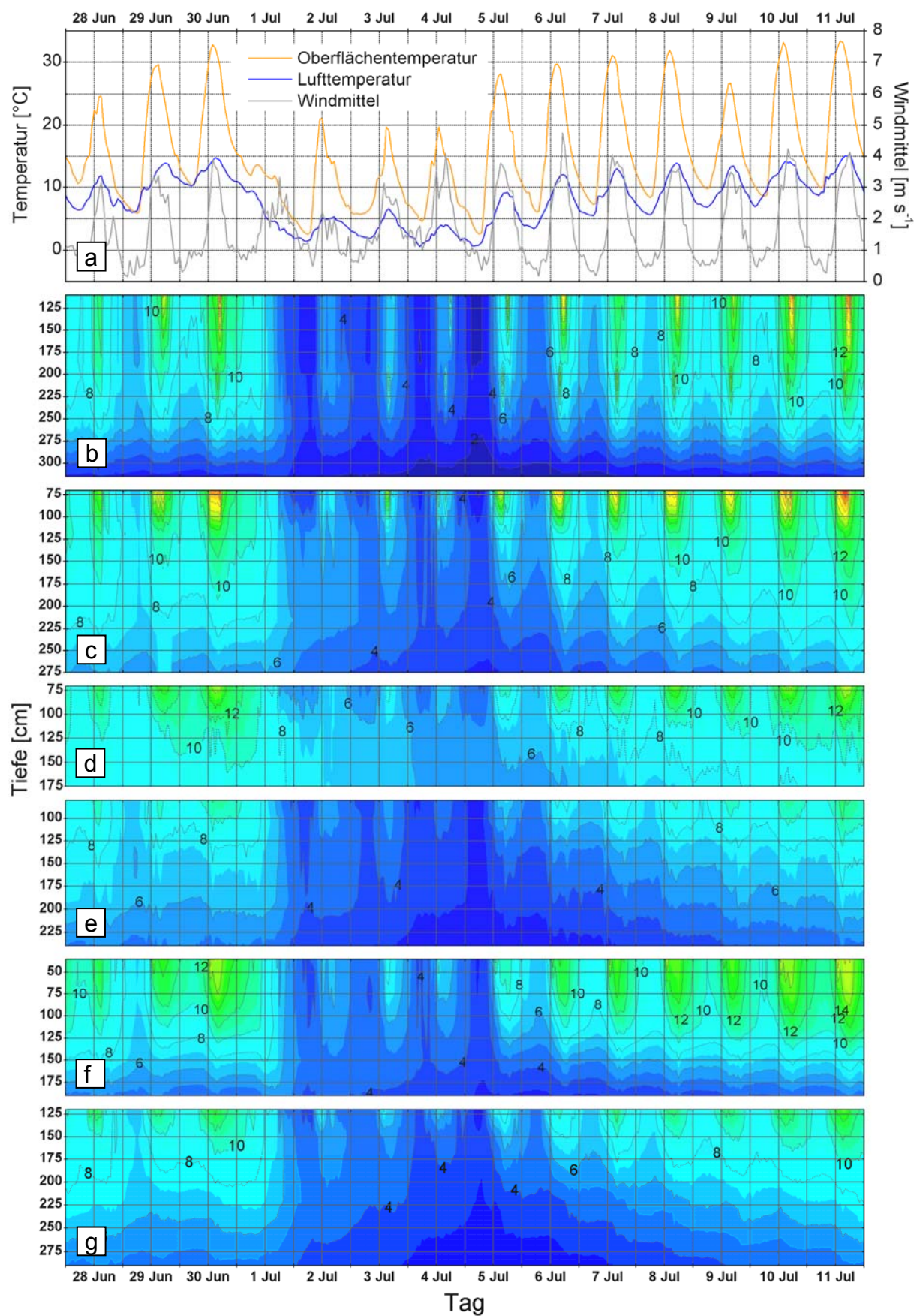


Abb. 4.57 Ausgewählte Meteodaten (a) und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht (b-g) im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (28.06. – 11.07.2003, Stundenwerte)

Somit dürfen auch die Hohlraumtemperaturverteilungen in dieser Phase als normale sommerliche Verhältnisse verstanden werden. Schönwetterperioden mit ausgeprägtem Tagesgang in der bodennahen Atmosphäre führen als Folge der Einstrahlung tagsüber im Hohlraumsystem der Blockschicht zur Ausbildung eines vertikalen Temperaturgradienten. Dieser nimmt – abhängig von den lokalen Oberflächencharakteristika – von Standort zu Standort unterschiedliche Ausmaße an. Im Verlauf der nächtlichen Abkühlung schwächt er sich deutlich ab. Starke nächtliche Auskühlung und einsetzende Infiltration bodennah gebildeter Kaltluft kann kurzfristig annähernd isotherme Bedingungen zur Folge haben (im dargestellten Ausschnitt am Morgen und Vormittag des 29. Juni).

Wie bereits im Herbst führt Kaltluftadvektion in der Atmosphäre zur Unterbrechung dieses Rhythmus, sobald die Temperaturen in Oberflächennähe über einen längeren Zeitraum das aktuelle Temperaturniveau an der Blockschichtbasis erreichen bzw. unterschreiten. Im dargestellten Ausschnitt ist dies am Nachmittag des 1. Juli im Bereich von 4-6°C der Fall. Wiederum führt die mit der Abkühlung von oben verbundene Destabilisierung der thermischen Schichtung in der Blockschicht innerhalb weniger Stunden zur Infiltration relativ kälterer Luft durch freie Konvektion. Der konvektiv verstärkte Wärmetransfer bewirkt deutlich ausgeglichene Temperaturverhältnisse im Vertikalprofil. Während der kältesten Abschnitte im Tagesgang herrschen isotherme Bedingungen. Die Infiltration kalter Luft zwischen dem 2. und 4. Juli führt zum Anwachsen eines "Kaltluftpolsters" am Grund der Blockschicht, das im Zuge der anschließenden Erwärmung schrittweise wieder aufgezehrt wird.

Abbildung 4.58 zeigt die Auswirkungen der extremen Hitzeperiode Anfang August 2003 auf das thermische Regime der Blockschicht (vgl. Abb. 4.32). Im Verlauf dieses in Mitteleuropa mit Abstand heißesten Witterungsabschnitts seit Beginn instrumenteller Wetteraufzeichnungen bewegte sich die Spannbreite der täglichen Lufttemperaturschwankungen in 2.600 m Seehöhe über fast zwei Wochen zwischen 12 und annähernd 20°C. Im selben Zeitraum erreichten die Tagesmaxima der Oberflächentemperatur regelmäßig Werte zwischen 35 und beinahe 40°C. Die extreme Aufheizung der Blockfeldoberfläche hat zur Folge, dass die Blöcke auch nachts deutlich größere Beträge an Strahlungswärme in ihre direkte Umgebung abgeben. Im Vergleich zu den zuvor beschriebenen "Normalbedingungen" reduziert diese Wärmeabgabe maßgeblich den Betrag der nächtlichen Abkühlung der Blockfeldoberfläche und in der Folge auch der bodennahen Atmosphäre. Dies führt zur Ausbildung eines durchgehend negativen Temperaturgradienten zwischen Blockschichtoberfläche und -basis. Die dadurch erzeugte sehr stabile thermische Schichtung in der Fluidphase der Blockschicht unterbindet den turbulenten Austausch im Vertikalprofil.

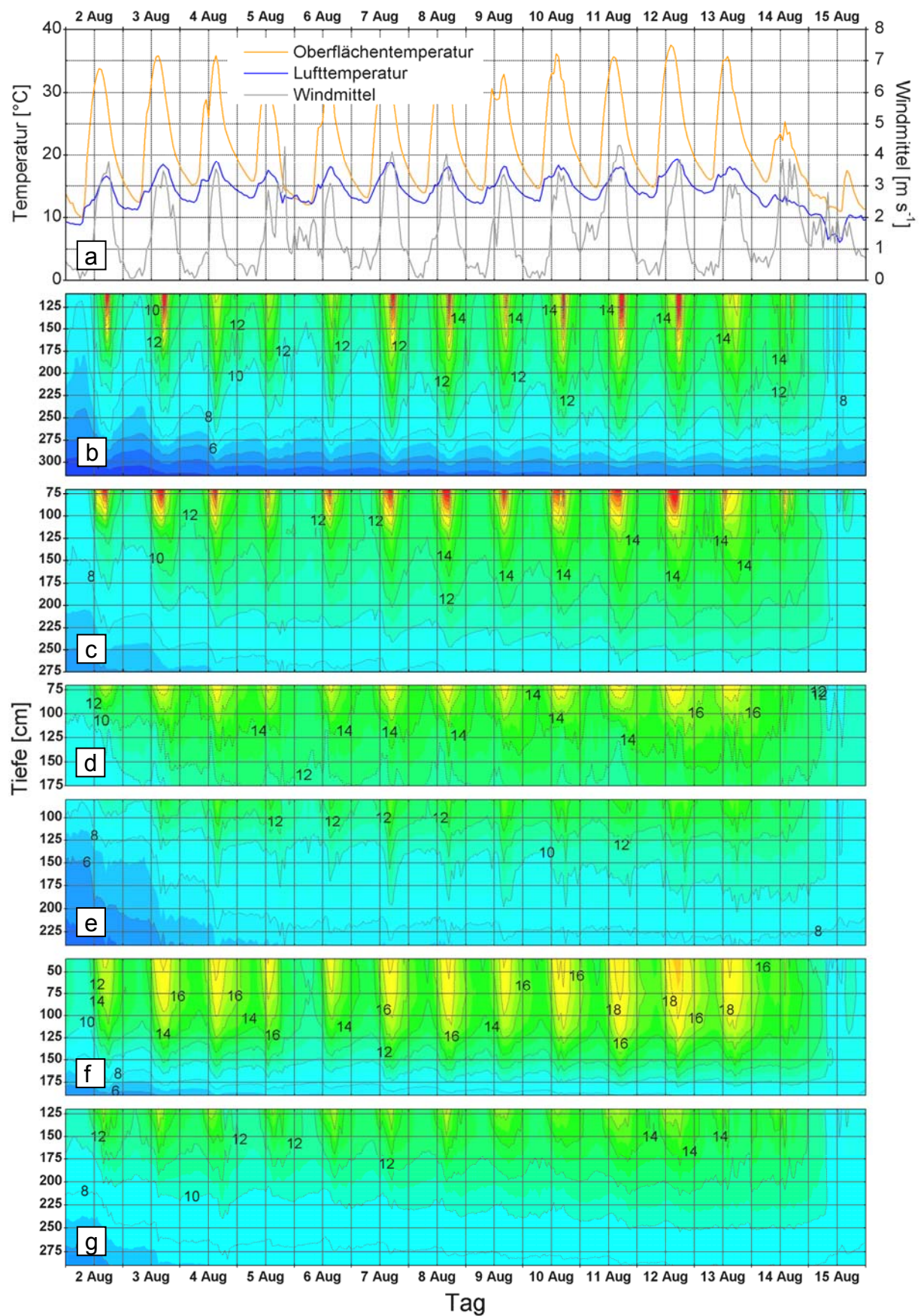


Abb. 4.58 Ausgewählte Meteodaten (a) und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht (b-g) im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (02. – 15.08.2003, Stundenwerte)

Somit kann das Signal der extremen Erwärmung der Oberfläche nur konduktiv in die tieferen Bereiche der Blockschicht transferiert werden. Die schlechten Wärmeleitungseigenschaften unbewegter Luft erzeugen dabei einen hohen thermischen Widerstand, der eine entsprechend schnelle Erwärmung an der Blockschichtbasis verhindert. Die Verstärkung des Wärmetransfers tagsüber durch Wärmestrahlung und erzwungene Konvektion bleibt im Wesentlichen auf die oberflächennahen Bereiche der Blockschicht beschränkt. Wie schnell das thermische Regime auch nach einer extremen Hitzeperiode vom konduktiv in den konvektiv dominierten Typ umschlagen kann, zeigen die Auswirkungen des Temperaturrückgangs am 15. August. Wiederum erfolgt die Infiltration relativ kälterer Luft, sobald die Temperaturen in der bodennahen Atmosphäre das aktuelle Temperaturniveau in der Blockschicht von in diesem Fall 8-10°C unterschreiten.

In gleicher Weise vollzieht sich auch der in Abb. 4.59 dargestellte Übergang vom Hoch- in den Spätsommer 2003. Ein Umschlag von konduktiv in konvektiv dominiertes Regime erfolgt dabei am 29. August bei einer Temperatur von 4-6°C. Wie Abb. 4.60 zu entnehmen ist, stellt sich im Anschluss ab dem 5. September auf etwas niedrigerem Temperaturniveau wiederum konduktiv dominiertes Regime ein. Im Unterschied zum in Abb. 4.49 dargestellten Kaltlufteinbruch bleibt die enge thermische Kopplung zwischen bodennaher Atmosphäre und oberflächennahem Hohlraum über den gesamten betrachteten Zeitraum bestehen. Der Sensor in 190 cm Tiefe bleibt offensichtlich in diesem Fall von der Kaltluftansammlung im Basisbereich der Blockschicht unbeeinflusst. Darüber hinaus kann zur Interpretation der Kurvenverläufe und der Muster der kurzfristigen Temperaturänderung auf die Erläuterungen zu Abb. 4.49 verwiesen werden.

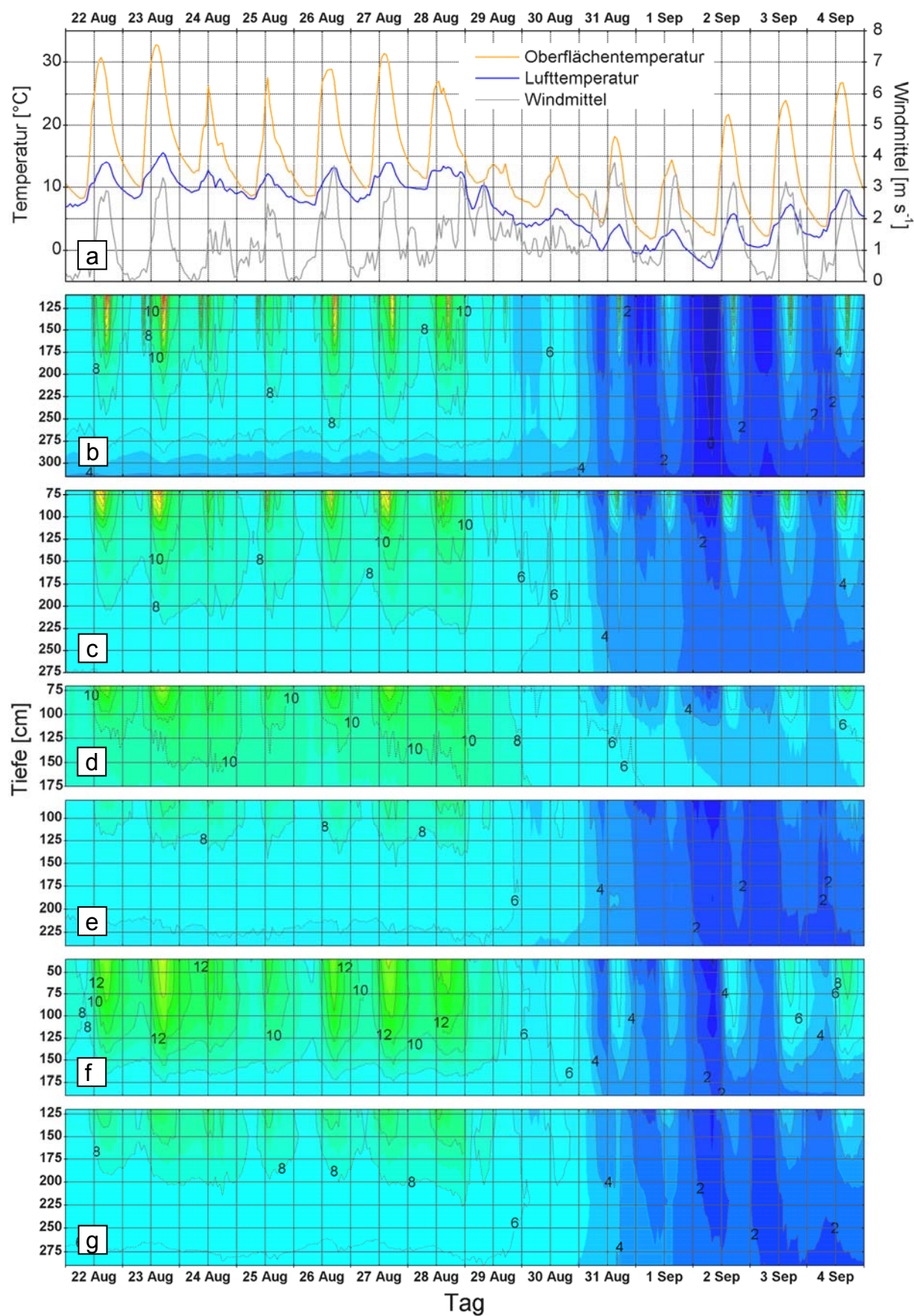


Abb. 4.59 Ausgewählte Meteodaten (a) und Hohlraumtemperaturverlauf in der Blockschicht (b-g) im Bereich der Klimastation Ritigraben-Blockfeld (22.08. – 04.09.2003, Stundenwerte)

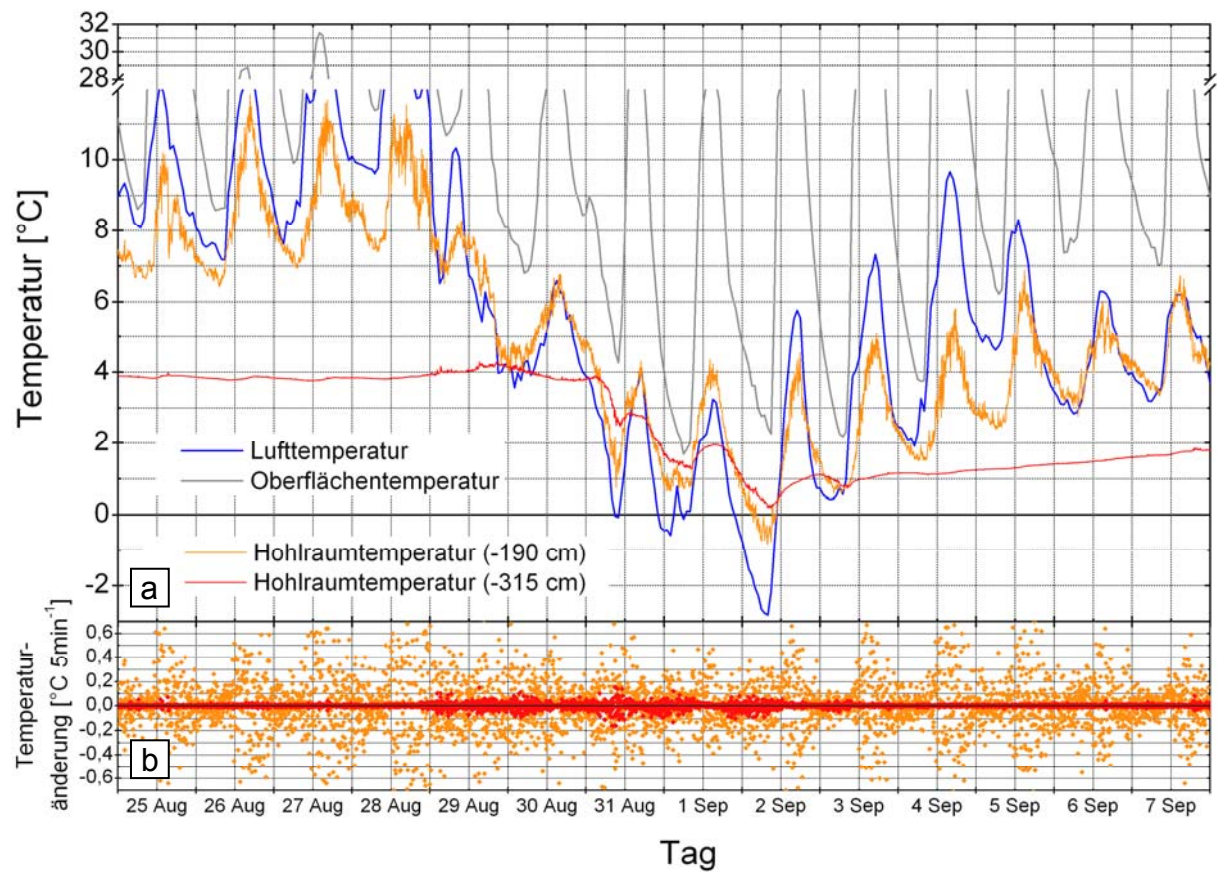


Abb. 4.60 Luft- und Oberflächentemperaturen (Stundenwerte), Hohlraumtemperaturen (5-Minuten-Werte) (a) sowie Raten der kurzfristigen Temperaturänderung (b) am Standort 1 (20.09. – 03.10.2002)

4.5 Auswirkungen des Mikroklimas in der Blockschicht auf das thermische Regime des Untergrunds

Der tiefenabhängige Schwankungsbereich der Bohrlochtemperaturen (*thermal envelope*, Abb. 4.61) weist einen Jahresgang der Untergrundtemperaturen bis in 12,8 m Tiefe aus (Oktober 02 bis September 03). Die Mitteltemperatur während der Referenzperiode betrug in dieser Tiefe $-0,32^{\circ}\text{C}$. In den beiden Folgejahren lag die ZAA mit jeweils 13 m geringfügig tiefer, wobei mit $-0,33^{\circ}\text{C}$ (Oktober 03 bis September 04) bzw. $-0,29^{\circ}\text{C}$ (Oktober 04 bis September 05) ähnliche Mitteltemperaturen zu verzeichnen waren. Entgegen der in Abb. 2.4 vorgestellten Nomenklatur kann dieses Temperaturniveau am Standort Ritigraben-Blockfeld nicht als mittlere Permafrosttemperatur angesehen werden, da die Untergrundtemperaturen in der Tiefe der ZAA ein relatives Maximum einnehmen und bis in 30 m Tiefe nochmals auf $-0,6^{\circ}\text{C}$ zurückgehen. Eine Umkehrung dieses ungewöhnlichen Gradientenverlaufs ist erst unterhalb von 28 m Tiefe zu erwarten (Abb. 4.61b).

Eine weitere Besonderheit des thermischen Regimes im oberflächennahen Untergrund drückt sich in der ausgeprägten Asymmetrie des Temperatur-Tiefen-Profiles oberhalb der ZAA aus. Der untypisch asymmetrische Verlauf von Minimum- und Maximumtemperaturkurve wurde bereits für die Blockschichtprofile (Abb. 4.15) festgestellt und ist ein klarer Hinweis auf die unterschiedliche Effizienz im Wärmetransfer während kalten (= Abkühlung an der Blockfeldoberfläche) und warmen (= Erwärmung an der Blockfeldoberfläche) Witterungsperioden im Jahresgang. Die annähernd identischen Minima in den obersten 1,5 m während der kalten Jahreszeit werden durch Kaltluftinfiltration in die Blockschicht verursacht, die eine Auskühlung des obersten durchbohrten Blocks sowohl von der Ober- als auch von der Unterseite her bewirkt. Der abweichende Verlauf der Minimumkurven in den beiden Folgewintern zeigt an, dass das Ausmaß dieses Effekts von der Schneedeckenentwicklung abhängig ist.

Insbesondere in den obersten 1,5 m des Tiefen-Temperatur-Profiles – die an diesem Standort der Mächtigkeit der grobblockigen Deckschicht entsprechen – ist der Kontrast zu den extremen sommerlichen Temperaturgradienten markant. Der Knick der Maximumkurven in 4 m Tiefe bei einem Temperaturniveau von knapp unter 0°C lässt auf eine eisreiche Schicht in dieser Tiefe schließen, an deren Oberfläche der sommerliche Wärmeeintrag in latente Wärme umgesetzt wird. Der Verlauf der 0°C -Isotherme in den Sommern 2003 und 2004 (Abb. 4.63) stützt diese Interpretation. Die Tiefe von 4 m bedeutet zugleich die tiefste Lage des Permafrostspiegels. Die Lage der Permafrostbasis am Standort kann aufgrund der Temperaturabnahme unterhalb der ZAA nicht extrapoliert werden.

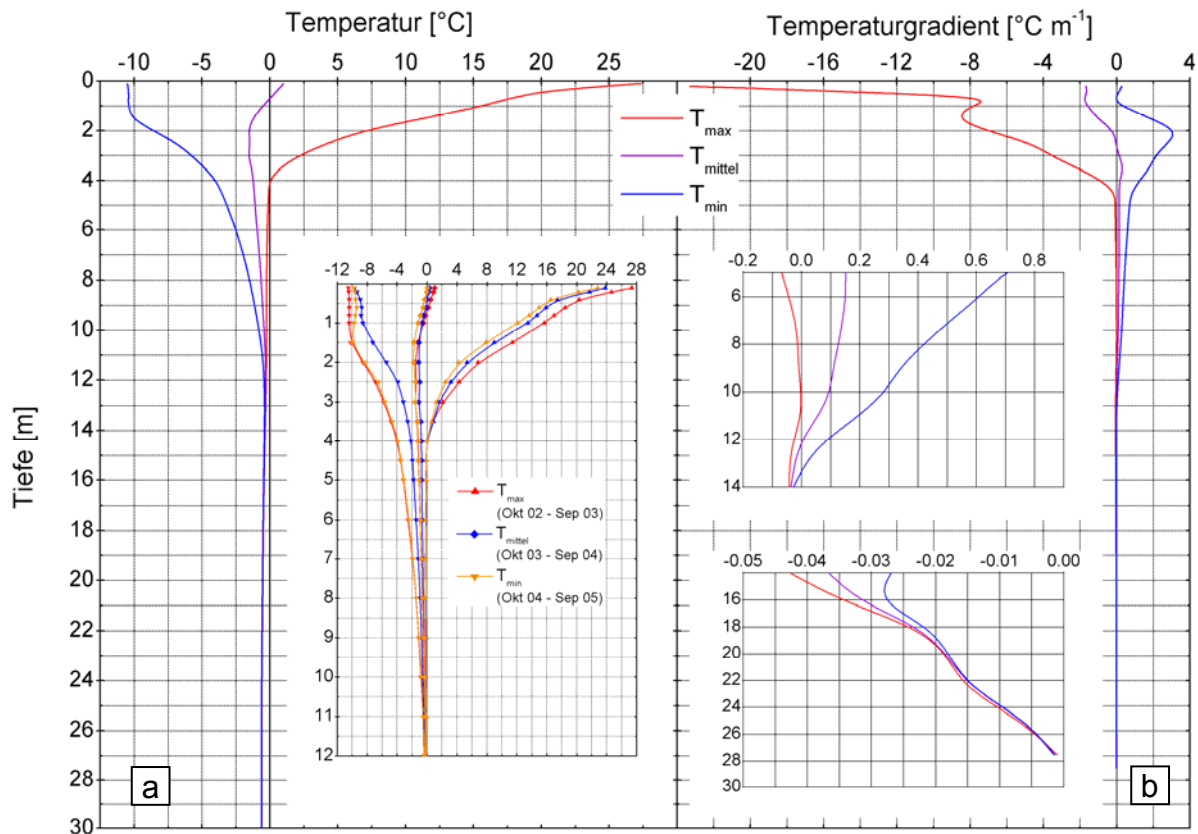


Abb. 4.61 Temperatur-Tiefen-Profile (a) und Temperaturgradienten (b) im 30 m-Bohrloch Ritigraben-Blockfeld (Oktober 2002 – September 2003, Extrem- und Mittelwerte); für die obersten 12 m sind außerdem die Temperatur-Tiefen-Profile der beiden Folgejahre dargestellt.

Da die Stabilität des Bohrlochs nicht gewährleistet war, wurden im Anschluss an die Bohrung im Oktober 2001 keine weiteren Untersuchungen und Messungen durchgeführt. Somit liegen keine gesicherten Erkenntnisse zur Materialzusammensetzung und Schichtung des Untergrunds vor. Aufgrund der herrschenden Temperaturen zwischen $-0,3^{\circ}\text{C}$ und $-0,6^{\circ}\text{C}$ ist in jedem Fall von nennenswerten Wassergehalten auszugehen (vgl. Abschnitt 6.2.1).

Die Abbildungen 4.62 und 4.63 dokumentieren die Entwicklung der Bohrlochtemperaturen seit Beginn der Aufzeichnungen bis Ende 2005¹. Die bislang vorliegenden Temperaturdaten weisen in der unteren Hälfte des Messprofils eine geringfügige Temperaturzunahme aus (Abb. 4.62). Die absoluten Veränderungsraten bewegen sich jedoch noch im Bereich der Sensorauflösung von $0,02^{\circ}\text{C}$. Außerdem ist der zeitliche Umfang von dreieinhalb Jahren bei weitem nicht ausreichend, um hieraus einen längerfristigen Trend abzuleiten.

¹ Der April 2002 wird als Zeitraum zur Temperaturangleichung betrachtet und deswegen nicht dargestellt

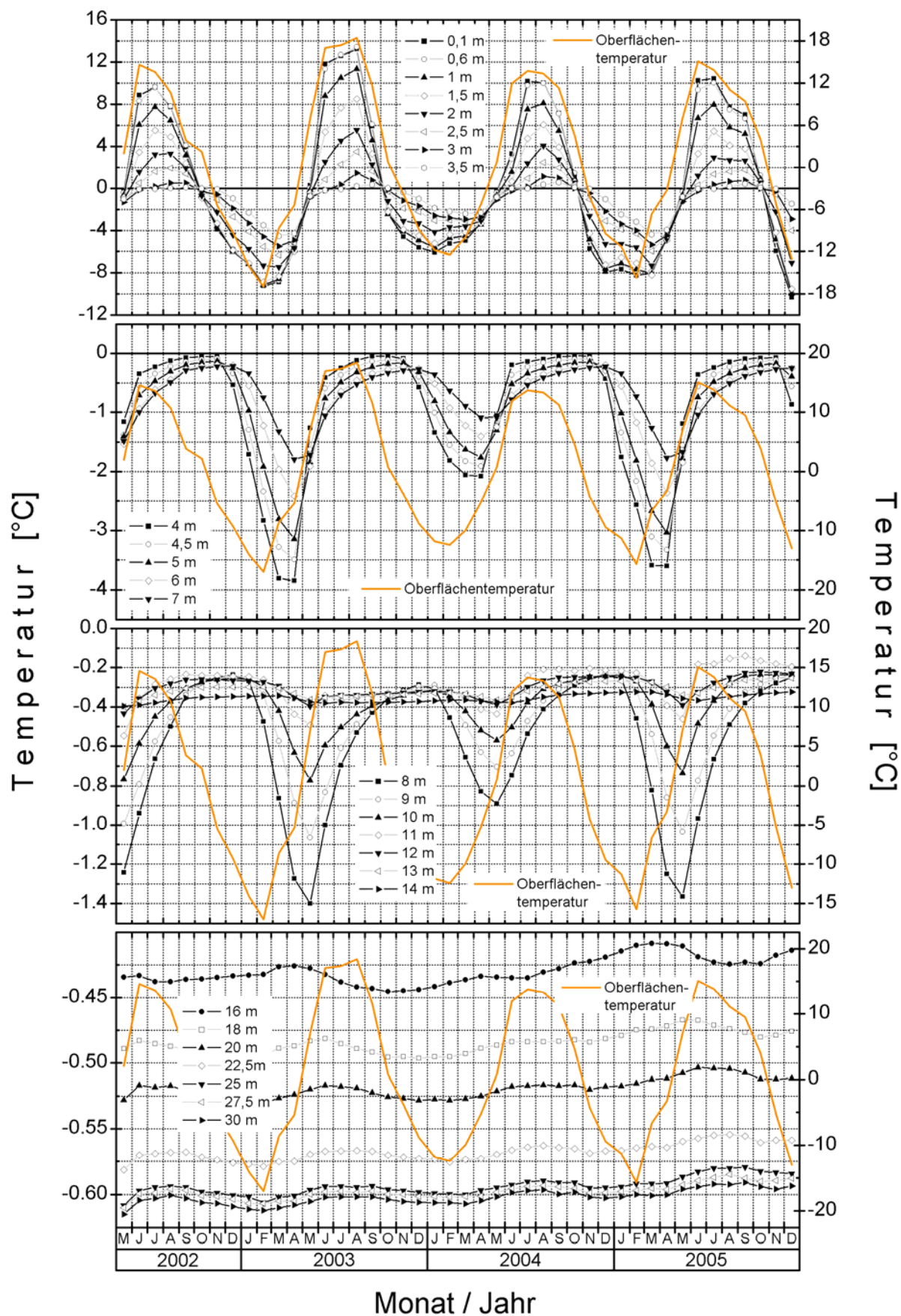


Abb. 4.62 Temperaturentwicklung im Bohrloch Ritigraben-Blockfeld (Mai 2002 – Dezember 2005, Monatsmittel)

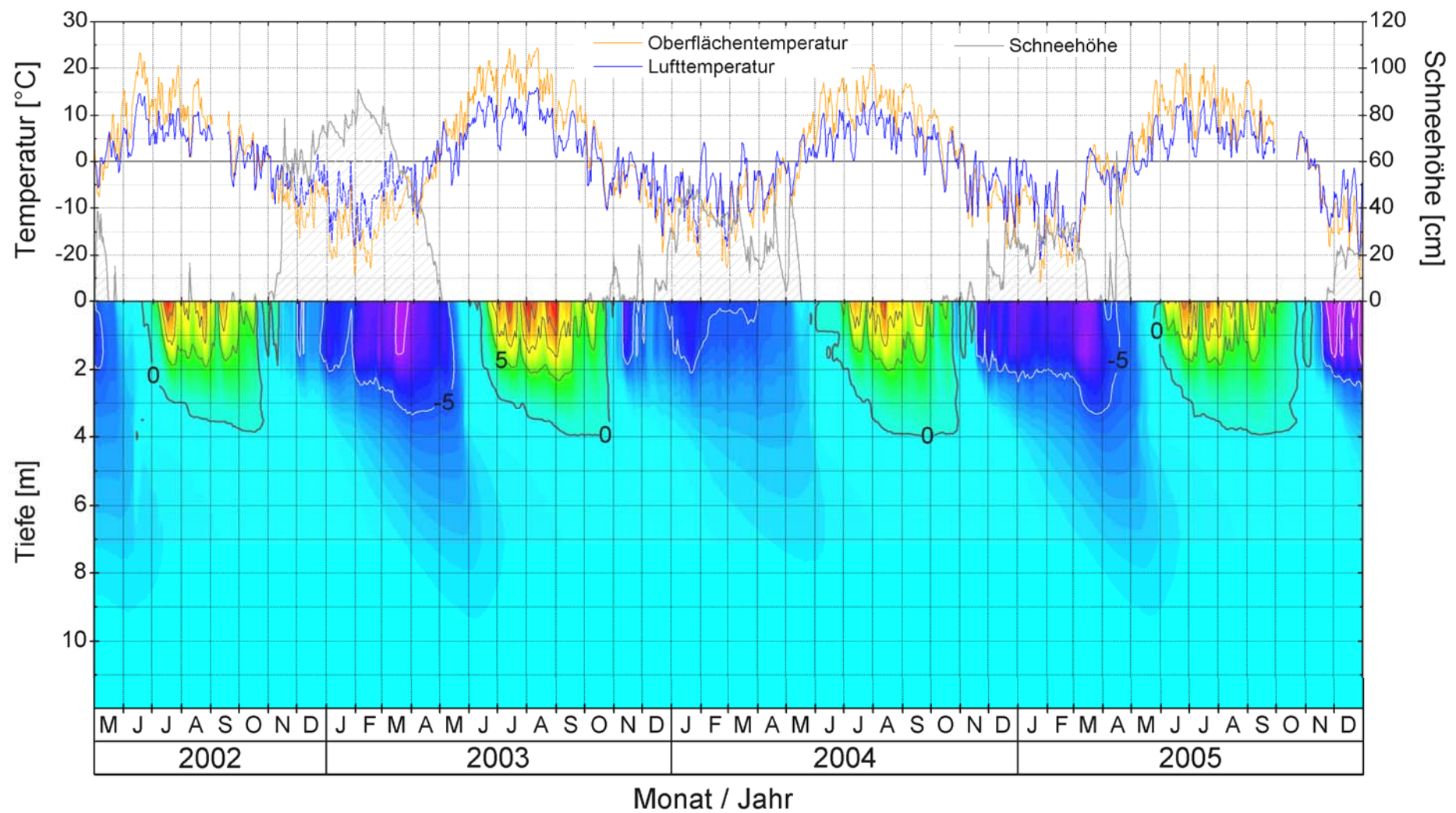


Abb. 4.63 Oberflächentemperatur, Lufttemperatur und Schneehöhe sowie Bohrlochtemperaturen (0 – 12 m Tiefe) am Standort Ritigraben-Blockfeld (Mai 2002 – Dezember 2005, Tagesmittel; bzgl. der Schneehöhen vgl. Kapitel 5.3)

Die Isoplethendarstellung in Abb. 4.63 demonstriert ergänzend zu den Temperatur-Tiefen-Profilen in Abb. 4.61 einerseits die interannuelle Variabilität im thermischen Regime des oberflächennahen Untergrunds und andererseits den Kontrast zwischen winterlichen und sommerlichen Verhältnissen. Die extremen sommerlichen Temperaturgradienten an der Blockfeldoberfläche sind Ausdruck eines hohen thermischen Widerstands, der ein typisches Kennzeichen für konduktiv dominierten Wärmetransfer ist. In Verbindung mit der eisreichen Schicht begrenzt dieser Widerstand die Eindringtiefe der sommerlichen Erwärmung auf 4 m. Dies betrifft auch die Temperaturverhältnisse im Extremsommer 2003, die sich nur in den obersten 1,5 bis 2 m deutlich abzeichnen. Die durch die spezifischen Eigenschaften der grobblockigen Deckschicht ermöglichte konvektive Verstärkung des Wärmetransfers führt zu einer merklichen Abschwächung des thermischen Widerstandes während der kalten Witterungsabschnitte. Somit resultiert der Jahresgang der Untergrundtemperaturen zwischen 4 und 13 m Tiefe nahezu ausschließlich aus der winterlichen Auskühlung.

4.6 Ergebnisse der BTS- und GST-Messungen im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn

Im Hochwinter ist der Bodenwärmefluss aufwärts gerichtet und der oberflächennahe Untergrund gibt die während des vorangegangenen Sommers gespeicherte Wärme wieder ab. Bei Anwesenheit von (aktivem) Permafrost ist die Auftauschicht und somit der Boden bis an die Oberfläche durchgefroren. Die BTS-Methode beruht auf der Tatsache, dass der Bodenwärmefluss und damit die Wärmeabgabe unter solchen Bedingungen im Vergleich zu permafrostfreien Standorten deutlich reduziert ist (HAEBERLI & PATZELT 1982). Daher lassen sich anhand der Temperatur an der Kontaktstelle von Schneedeckenbasis und Bodenoberfläche Permafroststandorte von permafrostfreien Standorten unterscheiden. Voraussetzung für die Anwendbarkeit der BTS-Methode ist eine ausreichend mächtige Lockerschneedecke, die die Bodenoberfläche thermisch vollständig von der bodennahen Atmosphäre abkoppelt, so dass die BTS ausschließlich aus dem Bodenwärmefluss resultiert. Daher werden BTS-Messungen möglichst im ausgehenden Hochwinter (Ende März) durchgeführt, wenn sich unter einer mindestens 0,8 m mächtigen Lockerschneedecke (KING 1984) ein konstanter BTS-Wert eingestellt hat. Je nach Schneedeckenentwicklung im vorausgehenden Früh- und Hochwinter werden dann an permafrostfreien Standorten BTS-Werte von 0°C oder nur wenig unter 0°C gemessen. Bei einer BTS von -3°C und tiefer kann mit hoher Wahrscheinlichkeit auf die Anwesenheit von Permafrost geschlossen werden. In einem Unsicherheitsbereich zwischen -2 und -3°C kann das Temperatursignal auf tief liegenden Permafrost hinweisen (HAEBERLI 1973). Insbesondere in Wintern mit verzögertem Schneedeckenaufbau können solche BTS-Temperaturen aber auch durch eine überdurchschnittliche Auskühlung des Bodens im Spätherbst und Frühwinter (= Winterfrost) verursacht werden.

Die räumliche Verteilung der im Arbeitsgebiet gemessenen BTS-Werte zeigt Abb. 4.64. Der Mittelwert aus 101 Messungen in grobblockigem Substrat beträgt -5,1°C, der Mittelwert über Feinsubstrat (25 Messungen) -2,6°C. Dabei liegt das Höhenintervall der Messpunkte in grobblockigem Substrat zwischen 2.270 und 2.870 m, über Feinsubstrat wurde zwischen 2.375 und 2.650 m gemessen. BTS-Temperaturen von unter -3°C wurden dabei in Blocksubstrat bis in Höhenlagen von knapp unter 2.300 m registriert. Diese Messwerte decken sich gut mit Angaben der Bergbahnen Grächen, wonach während des Baus der Sesselbahn Stafel-Seetalhorn im Sommer 1997 beim Aushub zur Erstellung der Fundamente für die Liftmasten oberhalb von 2.300 m Eis im Boden angetroffen wurde.

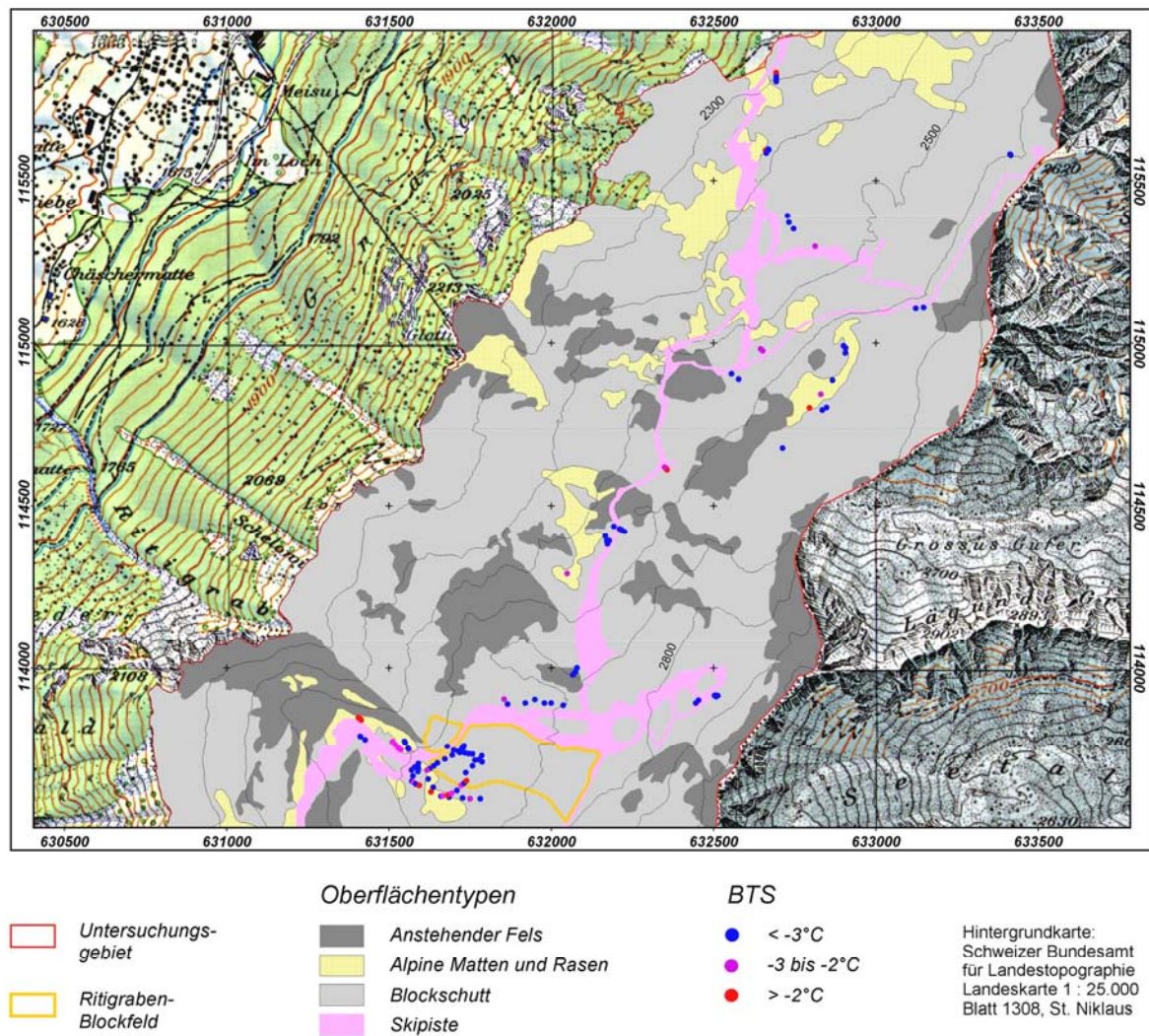


Abb. 4.64 BTS-Werte im Gebiet Grächen-Seetalhorn (März 1998, März 2000, März 2003)

Das Fundament der in 2.440 m Höhe gelegenen Mittelstation musste im Sommer 2003 aufwändig umgebaut werden, um auf Bewegungen des Untergrunds reagieren zu können. Ein dabei installiertes System zum Monitoring der Untergrundtemperaturen hat an diesem Standort ebenfalls die Existenz von Permafrost nachgewiesen. Relativ kalte Untergrundtemperaturen im Vergleich zu denen im Ritigraben-Blockfeld ergaben manuelle Temperaturmessungen in einem 17 m tiefen Bohrloch unter der Bergstation der Sesselbahn Stafel-Seetalhorn in 2.870 m Höhe (Abb. 4.65)¹. Die Schwankungsbreite der durchgeführten Messungen betrug in 17 m Tiefe noch 0,17°C, so dass unter Berücksichtigung des negativen Gradienten die Tiefenlage der ZAA in 18-20 m bei einer MAGT von knapp unter -2°C angenommen werden kann. Im Vergleich zu den Bedingungen im Ritigraben-Blockfeld sind trotz der begrenzten

¹ Zur Lage dieses Bohrlochs vgl. Abb. 6.3; zur Vorgehensweise bei der Messung siehe Kapitel 3.4

Aussagekraft von nur 3 Ausleseterminen und eines anthropogen massiv gestörten Standorts folgende Aussagen zur Beschaffenheit des Untergrunds zulässig:

- Die größere sommerliche Auftautiefe von mindestens 5 m trotz insgesamt kälterer Bedingungen und die symmetrischere Form des Schwankungsbereichs (kein markanter Knick im Verlauf der Kurven aus dem September 1999 und August 2000) lassen auf eine geringere Bedeutung latenter Energieumsätze schließen. Somit ist trotz beobachteter Setzungserscheinungen unter der Bergstation der Gondelbahn Grächen-Seetalhorn von geringeren Eis- und v.a. Wassergehalten im Untergrund auszugehen.
- Die Temperatur in 17 m Tiefe liegt um ca. 1,5°C tiefer im Vergleich zu den Verhältnissen im Ritigraben-Blockfeld.

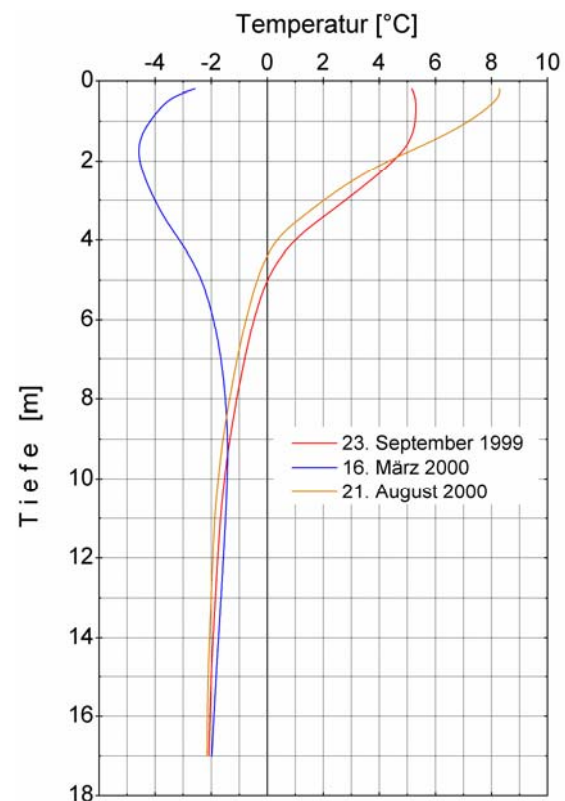


Abb. 4.65 Untergrundtemperaturen an der Bergstation der Sesselbahn Stafel-Seetalhorn (2.870 m)

Nach den Aussagen zur Schneedeckenentwicklung über grobblockigem Schutt im Allgemeinen und zur durchschnittlichen Schneehöhe im Gebiet Grächen-Seetalhorn im Besonderen muss davon ausgegangen werden, dass im Arbeitsgebiet – zumindest im Bereich der Blockfelder – nur in Ausnahmewintern Schneehöhen erreicht werden, die den oben geforderten Bedingungen entsprechen. Eine flächenhafte und vollständige thermische Abkopplung von der bodennahen Atmosphäre findet hier i.d.R. nicht statt. Die an der Basis der Blockschicht registrierten Temperaturen des Winters 2002/03 weisen dennoch an den meisten Standorten eine mehrwöchige hochwinterliche Ruhephase mit weitgehend konstantem Temperaturniveau im Bereich von -6°C bis -7°C aus (Abb. 4.8 bis 4.14), die auf stark reduzierten Bodenwärmefluss und somit auf die Anwesenheit von Permafrost hindeutet. Für die nähere Umgebung der Station Ritigraben-Blockfeld ist die Existenz von Permafrost durch die Ergebnisse früherer Untersuchungen (DIKAU et al. 1996, LUGON & MONBARON 1998) sowie die im vorigen Abschnitt vorgestellten Bohrlochdaten gesichert. Die während der BTS-Kampagne im März 2003 angetroffenen Schneedeckenverhältnisse lassen

außerdem für den Hochwinter 2002/03 eine weitgehende thermische Isolation des Blockfelds erwarten, so dass der oben geforderte Standard annähernd erfüllt war (Abb. 4.66).



Abb. 4.66 Schneebedeckung des Ritigraben-Blockfelds während der BTS-Kampagne im März 2003 (Aufnahme: R. Hof)

BTS-Werte von unter -6°C wurden daher in Abb. 4.67 gesondert ausgewiesen. Sie finden sich überwiegend im Ritigraben-Blockfeld. Das Temperaturniveau von -6°C bis -7°C stimmt gut mit den in diesem Bereich gemessenen BTS-Werten aus dem März 2003 überein. Der Mittelwert der BTS-Temperaturen in Blocksubstrat betrug im März 2003 $-4,6^{\circ}\text{C}$, über Feinsubstrat $-1,8^{\circ}\text{C}$.

Seit etwa zehn Jahren wird an einer wachsenden Zahl von Standorten durch den Einsatz von Kleinst-Datenloggern die räumlich wie zeitlich punktuelle BTS-Messung zu einem zeitlich kontinuierlichen Monitoring der Bodenoberflächentemperatur (GST-monitoring) ausgeweitet (u.a. KRUMMENACHER et al. 1998, HOELZLE et al. 1999, NYENHUIS 2005). Durch den mit dem Fortschritt in der Computertechnologie verbun-

denen Preistrückgang können solche Minilogger auch in größerer Zahl eingesetzt werden, so dass zumindest im lokalen Maßstab eine repräsentative Gebietsabdeckung möglich ist.

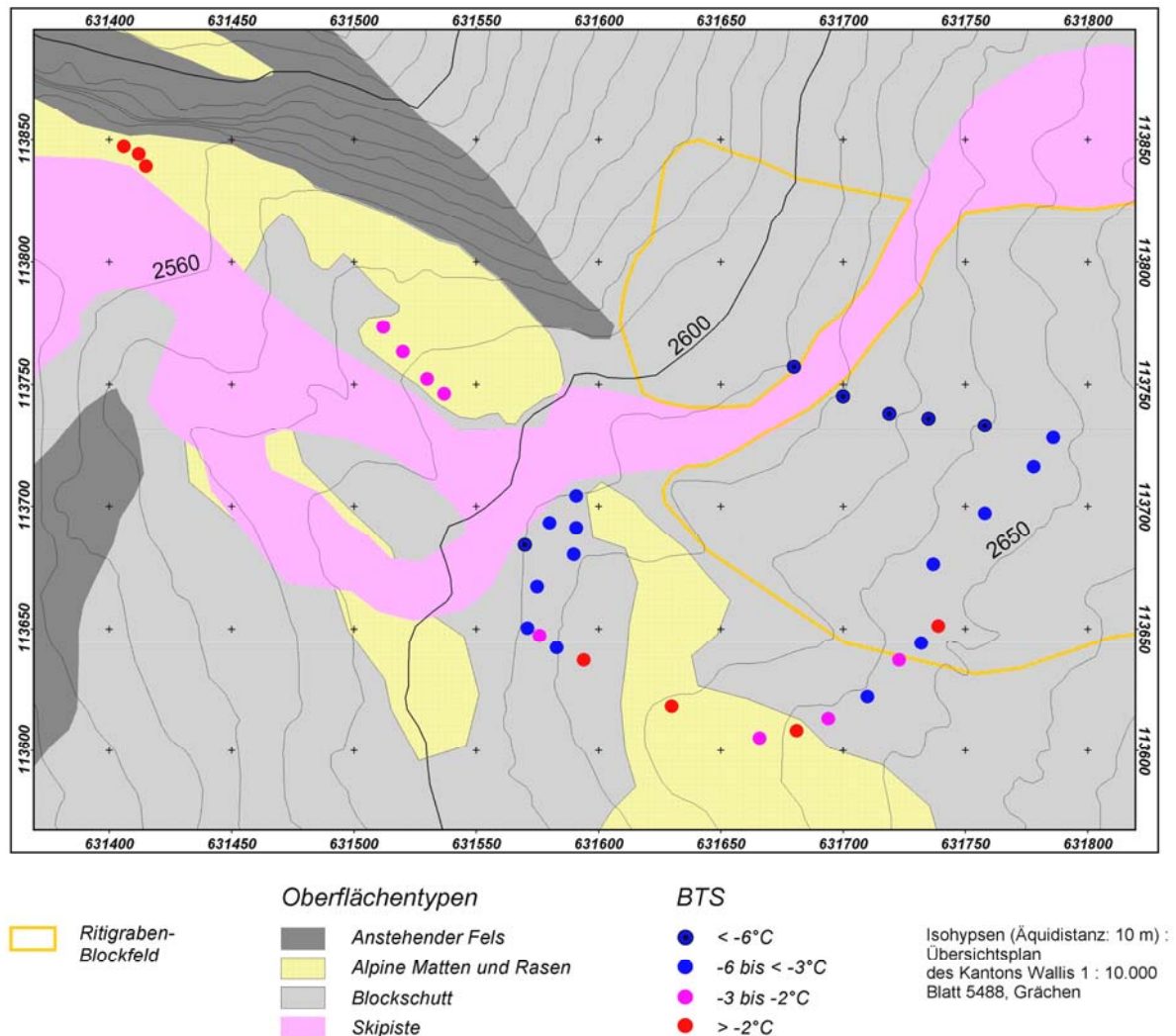


Abb. 4.67 BTS-Werte im Umfeld des Ritigraben-Blockfelds (März 2003)

Neben dem Vorteil der kontinuierlichen Messung, die mit der Oberflächentemperaturentwicklung im Herbst, Früh- und Hochwinter auch die "Vorgeschichte" des BTS-Werts aufzeichnet, besteht ein weiterer Vorteil dieser Methode in der Möglichkeit, Messungen auch an schwer zugänglichen Punkten durchzuführen, die unter winterlichen Bedingungen im Rahmen einer BTS-Kampagne nicht erreicht werden können. In der vorliegenden Arbeit wurden zusätzlich zu den Messungen vertikaler Temperaturprofile an drei Punkten in der näheren Umgebung des Ritigraben-Blockfelds GST-Messungen durchgeführt (vgl. Kapitel 3.3 und Abb. 3.4).

Abb. 4.68 zeigt den Temperaturverlauf an der Bodenoberfläche an den Standorten UTL 1 und 2. Beide Messpunkte befinden sich am Rand der Skipiste im Bereich der Querung des Ritigraben-Blockfelds (vgl. Abb. 3.4).

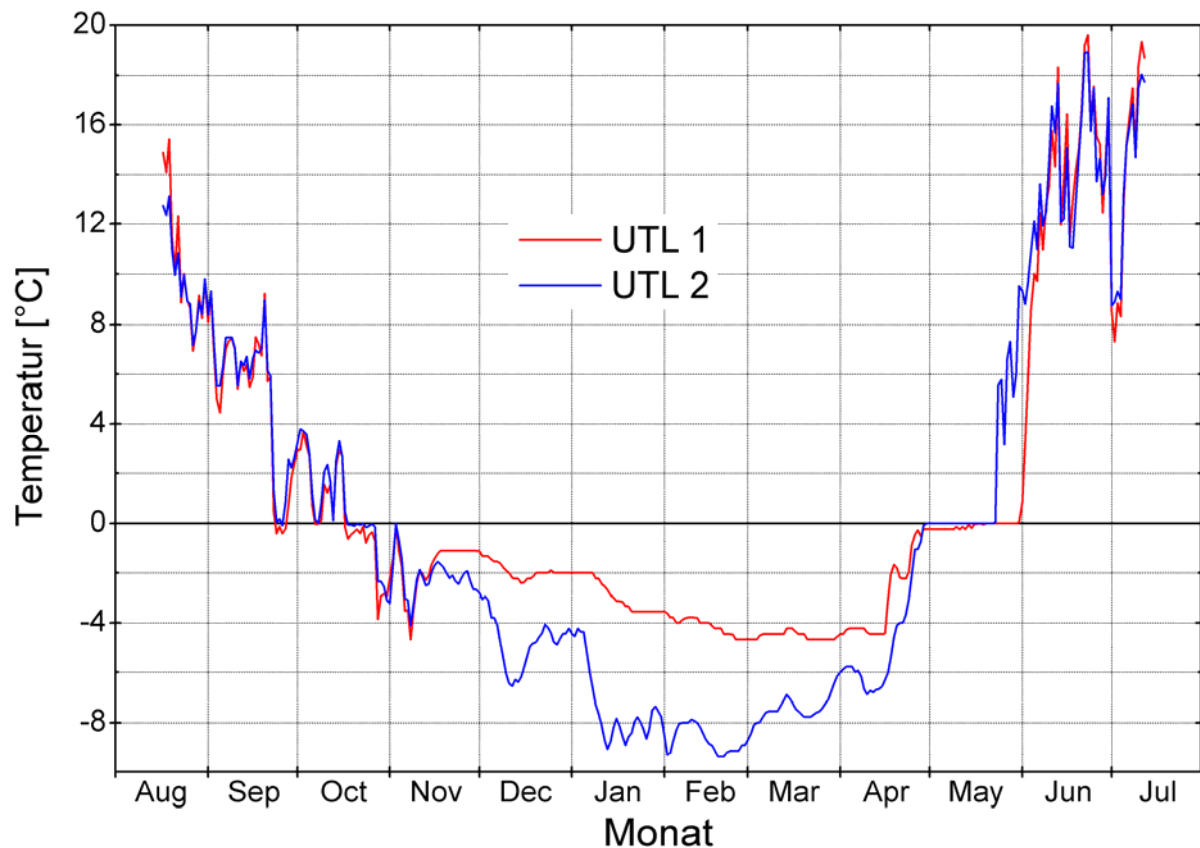


Abb. 4.68 GST-Verlauf an den Standorten UTL 1 und 2 (16.08.2002 – 13.07.2003, Tagesmittel)

Durch massive bauliche Eingriffe wurde die grobblockige Deckschicht in diesem Bereich entfernt bzw. mit feinerem Material verfüllt, so dass in der Korngrößenverteilung an der Bodenoberfläche sandiges bis kiesiges Material dominiert. Die sehr ähnliche Oberflächencharakteristik führt im Sommer und Herbst zu annähernd deckungsgleichen Temperaturverläufen an der Bodenoberfläche. Im Winter ergeben sich dagegen deutliche Unterschiede, die das Ausmaß der Störungen in der Schneedeckenentwicklung widerspiegeln. Durch die Pistenpräparation wird die Schneedecke auf der talwärtigen Seite (UTL 2) stark komprimiert. Die Verringerung des Luftgehalts bewirkt einen Anstieg der Wärmeleitfähigkeit, wodurch der unterliegende Boden im Verlauf des Winters stark auskühlt. Der Standort UTL 1 wird dagegen nicht von Pistenfahrzeugen erreicht, was im Winter 2002/03 zu einer frühzeitigen und effektiven Iso-

lation der Bodenoberfläche führte. Daher liegen die Tagesmittel um bis zu 6°C über denen des Standorts UTL 2.

Abb. 4.69 vergleicht den Oberflächentemperaturgang am Standort UTL 3 mit dem am nahe gelegenen VS 1. An beiden Standorten dominiert relativ feines Substrat.

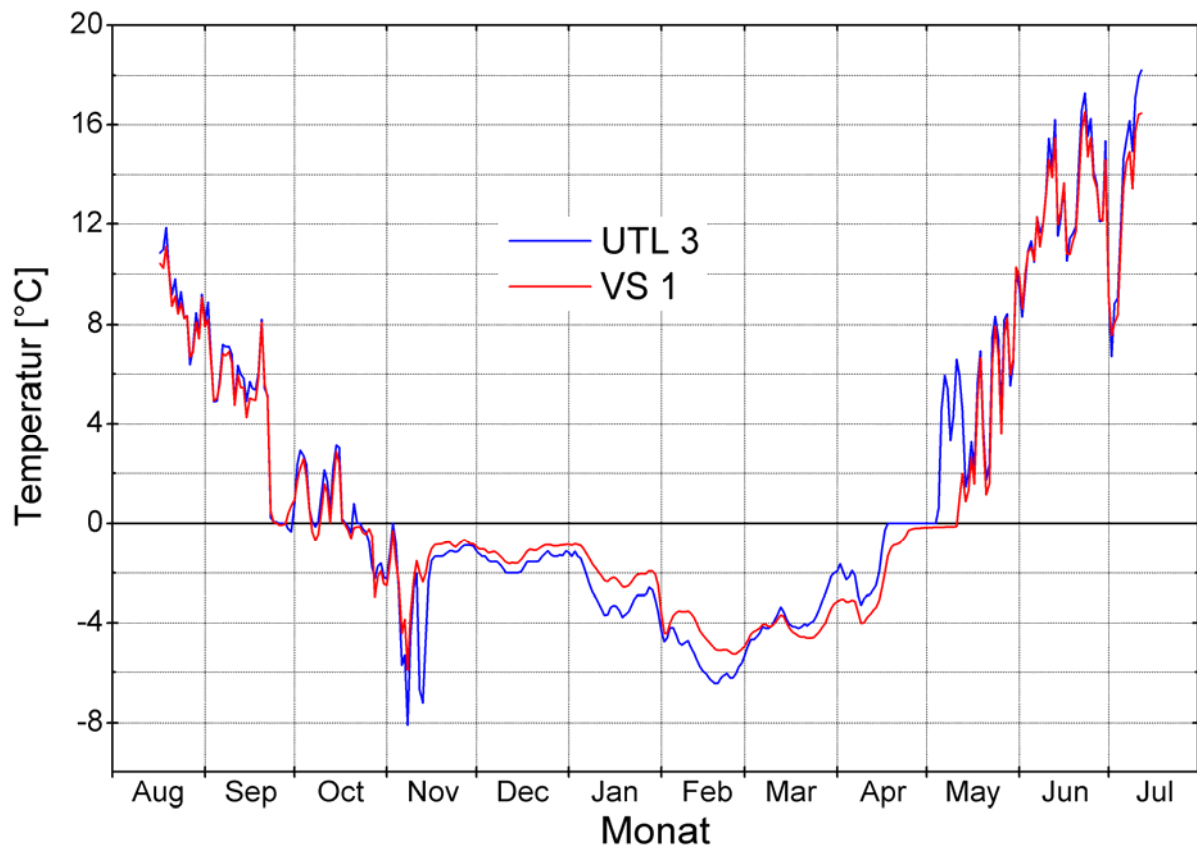


Abb. 4.69 GST-Verlauf an den Standorten UTL 3 und VS 1 (16.08.2002 – 13.07.2003, Tagesmittel)

Während am Standort UTL 3 bei sandig bis kiesiger Textur der Bodenoberfläche nur wenige Einzelpflanzen wachsen, konnte sich am VS 1 eine geringmächtige Bodenbedecke mit weitgehend geschlossener Vegetation ausbilden. Trotz der deutlich unterschiedlichen Oberflächencharakteristika unterscheiden sich die Oberflächentemperaturen unter schneefreien Bedingungen nur marginal. Im Umfeld beider Standorte wurde während der BTS-Messungen im März 2003 eine geschlossene Schneedecke von 1 bis 1,4 m Mächtigkeit angetroffen. Zusammen mit der günstigen Schneedeckenentwicklung im Winter 2002/03 waren hier also die Vorbedingungen zur Ausbildung eines aussagekräftigen BTS-Werts erfüllt. Dennoch wurde keine entsprechende Periode mit konstanter Bodenoberflächentemperatur registriert. Trotz BTS-Werten von unter -3°C spricht dies eher gegen die Anwesenheit von Permafrost.

4.7 Ergebnisvergleich zwischen den Arbeitsgebieten Grächen-Seetalhorn und Zermatt-Gornergrat

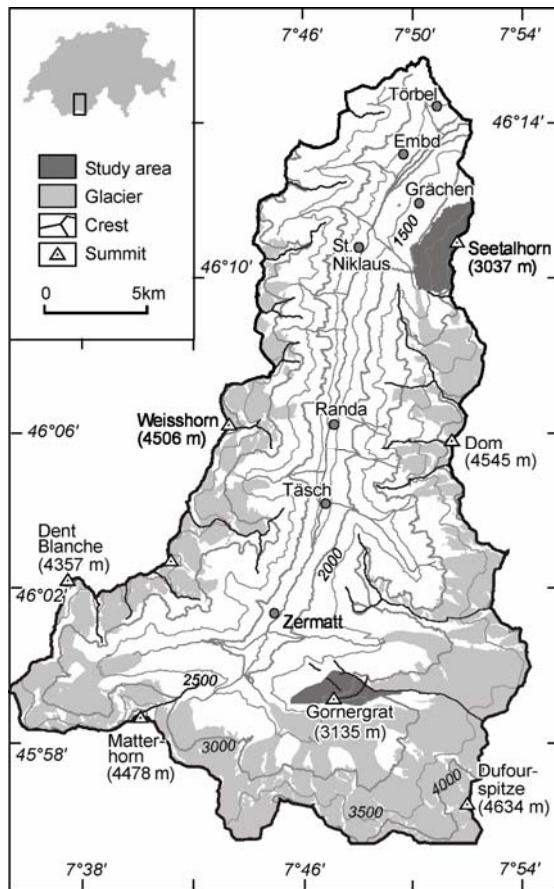


Abb. 4.70 Arbeitsgebiete im Forschungsprojekt Periglazial Matteredal (Entwurf: Th. Herz; Kartographie: B. Goecke)

Im Rahmen des Forschungsprojekts "Periglazial Matteredal" wurden Messungen zum thermischen Regime des oberflächennahen Untergrunds auch im Arbeitsgebiet Zermatt-Gornergrat (vgl. Abb. 4.70) durchgeführt. Messstandorte wurden jeweils in etwa 3.000 m Höhe in zwei Teilgebieten nördlich ("Kelle") und südlich des Gornergrats ("Tuft") eingerichtet. Diese repräsentieren entsprechend der Vorgehensweise im Gebiet Grächen-Seetalhorn ein möglichst breites Spektrum an Oberflächentypen, wobei hier der Untersuchungsschwerpunkt auf Feinsubstrat-Standorte gelegt wurde. Die technischen Spezifikationen der Messgeräte und die Vorgehensweise bei der Installation entsprechen den Beschreibungen in den Abschnitten 3.2 und 3.3, wobei ausschließlich Sensoren des geschlossenen Typs zum Einsatz kamen.

Eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Standorte und eine Diskussion und Interpretation der erhobenen Daten gibt PHILIPPI (2004). An dieser Stelle ist einerseits ein regionaler Vergleich der thermischen Regime der Blockstandorte in beiden Arbeitsgebieten und andererseits der beiden Blockstandorte "K(elle) 4" und "T(uft) 4" mit dem nahegelegener Feinsubstratstandorte von Interesse (zur Lage der Standorte s. Abb. 4.71).

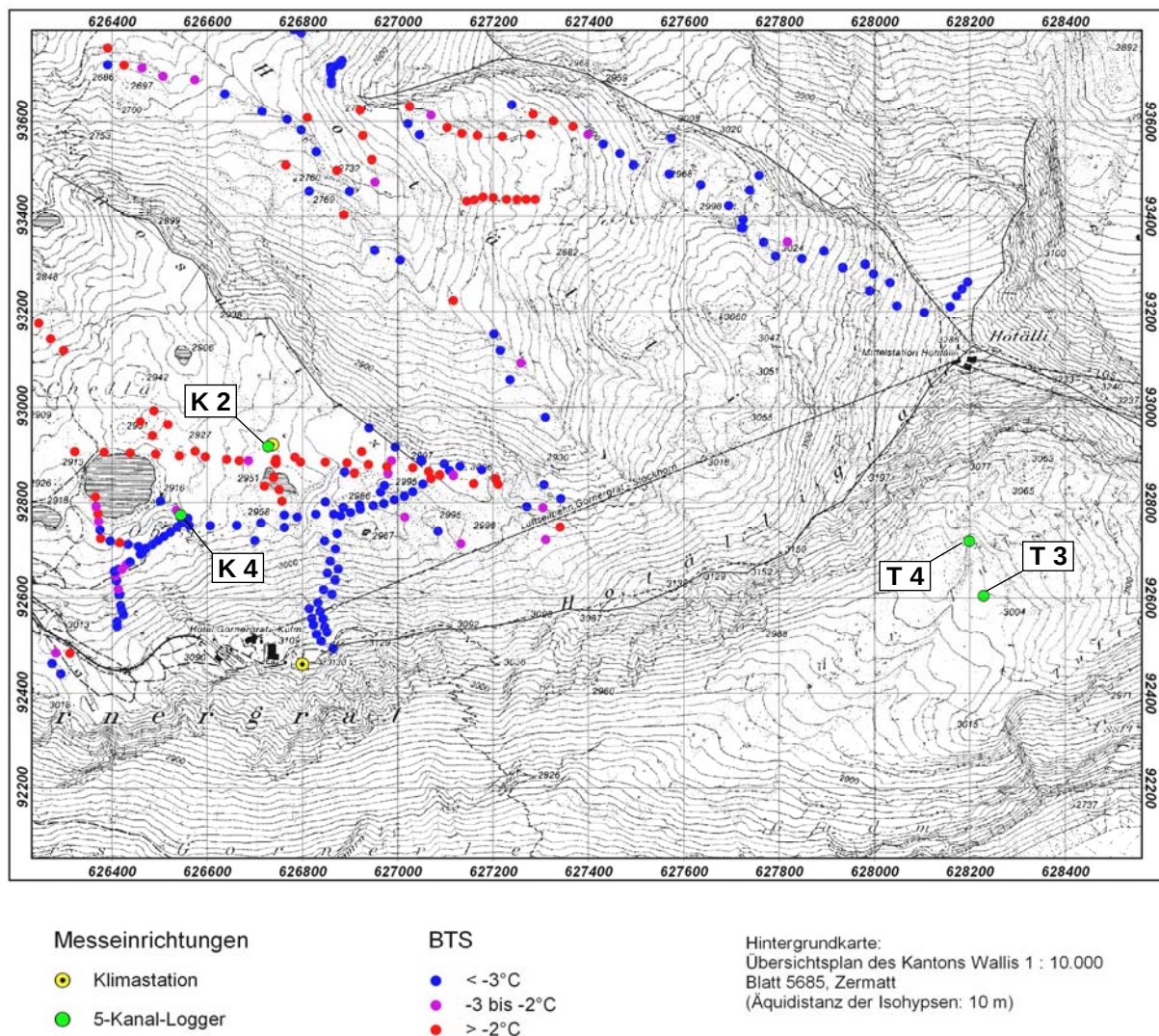


Abb. 4.71 Messeinrichtungen und ausgewählte BTS-Daten (März 1998, 2000, 2003 und 2004) im Arbeitsgebiet Gornergrat-Stockhorn

Der Vergleich der Messdaten aus beiden Arbeitsgebieten verdeutlicht, wie stark über grobblockigem Substrat die Funktion der winterlichen Schneedecke als Isolator gegen die Auskühlung der bodennahen Atmosphäre zeitlich verzögert und insgesamt in ihrer Wirkung reduziert werden kann. Neben dem von Jahr zu Jahr variierenden Zeitpunkt, zu dem sich im Frühwinter erstmals eine nennenswerte Schneedecke ausbildet, spielt dabei auch das Verhältnis von durchschnittlicher Schneedeckenmächtigkeit und mittleren Hohlraumdurchmessern an der Oberfläche der Blockschicht eine entscheidende Rolle. Abb. 4.72 verdeutlicht dies anhand eines Vergleichs des Temperaturverlaufs in grobblockigem Schutt in beiden Arbeitsgebieten.

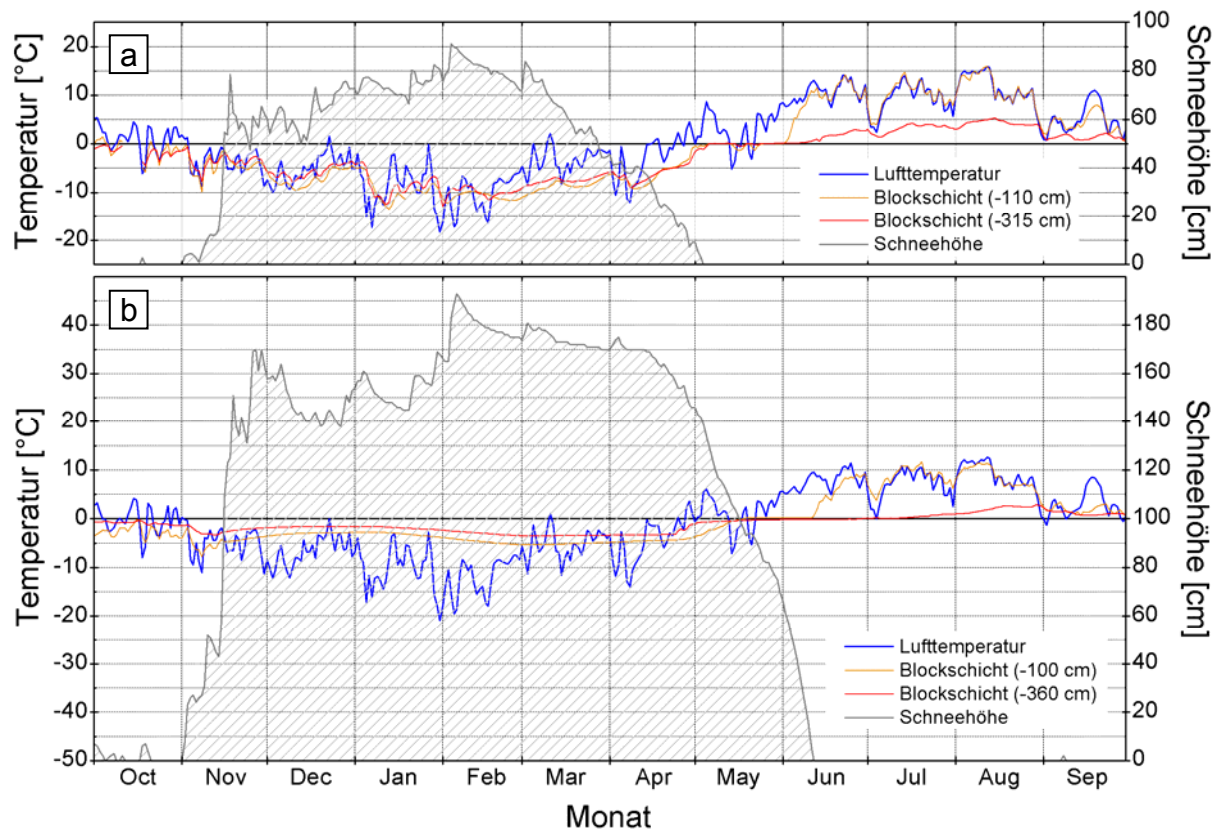


Abb. 4.72 Vergleich des Temperaturverlaufs in grobblockigem Schutt in den Gebieten Grächen-Seetalhorn (a, Ritigraben-Blockfeld, Standort 1) und Zermatt-Gornergrat (b, Blockgletscher Kelle) in Abhängigkeit von der Schneedeckenentwicklung (Oktober 2002 – September 2003, Tagesmittel)

Die annähernde Parallelität im Gang der Lufttemperatur bei geringfügig tieferem Niveau im Gebiet Zermatt-Gornergrat aufgrund der um 300 m höheren Lage ist Ausdruck identischer regionalklimatischer Bedingungen an beiden Standorten. Wichtigster Unterschied im Lokalklima sind die deutlich feuchteren Verhältnisse im Gebiet Zermatt-Gornergrat, was im Winter 2002/03 im Vergleich zum Gebiet Grächen-Seetalhorn eine doppelt so hohe Schneedecke zur Folge hatte. Bei vergleichbaren Substrateigenschaften reichten die Schneemengen im Gornergratgebiet zur frühzeitigen Ausbildung einer dauerhaft geschlossenen Schneedecke aus. Hieraus resultiert eine vollständige Abkopplung des thermischen Regimes in der Blockschicht vom Lufttemperaturverlauf, wohingegen ein vergleichbarer Effekt am Standort 1 im Ritigraben-Blockfeld während des gesamten Winters nicht zu beobachten ist. Dies führt trotz höherer Lufttemperaturen zu deutlich kälteren Blockschichttemperaturen im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn (vgl. hierzu auch Abb. 5.5).

Der frühe Schneedeckenaufbau verhinderte im Gebiet Zermatt-Gornergrat außerdem eine herbstliche Auskühlung der Feinsubstrat-Standorte. Die in Abb. 4.73 dargestellten Temperaturverläufe an den Standorten K2 und T3 sind repräsentativ für alle dort eingerichteten Messprofile in Feinsubstrat. Negative Temperaturen wurden aus-

schließlich an der Bodenoberfläche gemessen und beschränkten sich an den meisten Standorten auf eine kurze Phase im Frühherbst. Im Gegensatz zum Gebiet Grächen-Seetalhorn (Vergleichsstandort 1) blieben im Winter 2002/03 alle Feinsubstrat-Standorte unterhalb von 25 cm Tiefe frostfrei¹. Deutlich kältere und damit permafrosttypische Temperaturen wurden ausschließlich an den Blockstandorten K4 und T4 gemessen. Eine weitgehend freie Infiltration von Kaltluft aus der bodennahen Atmosphäre findet dabei nur Anfang November 2002 statt. Aufgrund der Lage beider Standorte am Fuß blockbedeckter Steilhänge bestünde eine Erklärung für den graduellen Rückgang der Blockschichttemperaturen im Januar und Februar 2003 in einem allmählichen hangparallelen Absinken relativ kälterer Luft durch das nicht vollständig von Schnee versiegelte Hohlraumsystem der Blockschicht². Der Temperaturverlauf am Standort T4 zeigt außerdem einen deutlich früher einsetzenden Abbau der Schneedecke und die damit verbundene Infiltration von Schmelzwasser im süd-exponierten Teilgebiet Tuft an. Die Blockschichttemperaturen steigen hier bereits ab dem 5. März abrupt an und werden von Ende März bis Ende Mai von latentem Wärmeumsatz dominiert.

Die BTS-Daten aus dem März 2003 bestätigen auch im Arbeitsgebiet Zermatt-Gornergrat die Ergebnisse der kontinuierlichen Messungen. BTS-Werte kälter als -3°C wurden wiederum vorwiegend in grobblockigem Substrat gemessen. Der Mittelwert aus 17 Messungen beträgt -5.6°C . BTS-Temperaturen zwischen -3 und -6°C treten außerdem nahe dem Abbruch der oberen Kelle ins Hohtälli auf (Abb. 4.71). Dagegen ergaben insgesamt 24 Messungen über Feinsubstrat einen mittleren BTS-Wert von -1.3°C .

Die im schneefreien Zustand registrierten Temperaturverläufe unterstützen die Übertragbarkeit der in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellten Resultate zum Wärmetransfer im Zwei-Phasen-System Blockschicht. Auch im Gornergratgebiet ist eine weitgehende Abkopplung der Blockschichtbasistemperaturen vom Lufttemperaturverlauf in der bodennahen Atmosphäre gegeben, die erst Anfang September mit der Infiltration relativ kälterer Luft endet. In vergleichbaren Tiefen (K4 -100 cm, K2 -120 cm sowie T4 -120 cm, T3 -100 cm) bewegen sich die gemessenen Temperaturen wiederum auf ähnlichem Niveau, wobei die höheren Blockschichttemperaturen am Standort T4 im Juni auf die frühere Ausaperung zurückzuführen sind. Außerdem führt die witterungsbedingte Advektion kälterer Luftmassen an den Blockstandorten K4 und T4 auch in Tiefen unterhalb von 1 m zu nennenswerten Temperaturschwankungen.

¹ Im Arbeitsgebiet Kelle wurden unmittelbar am Steilabfall ins Hohtälli Vergleichsmessungen mit UTL-1-Datenloggern in 1 und 50 cm Tiefe durchgeführt. Die dort über den Winter registrierten deutlich negativen Temperaturen sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf laterale Wärme Flüsse von der nahegelegenen Steilwand zurückzuführen, evtl. auch auf eine geringmächtigere Schneedecke aufgrund der exponierten Lage.

² Vgl. hierzu die Aussagen von ISHIKAWA (2003) in Kapitel 2.6

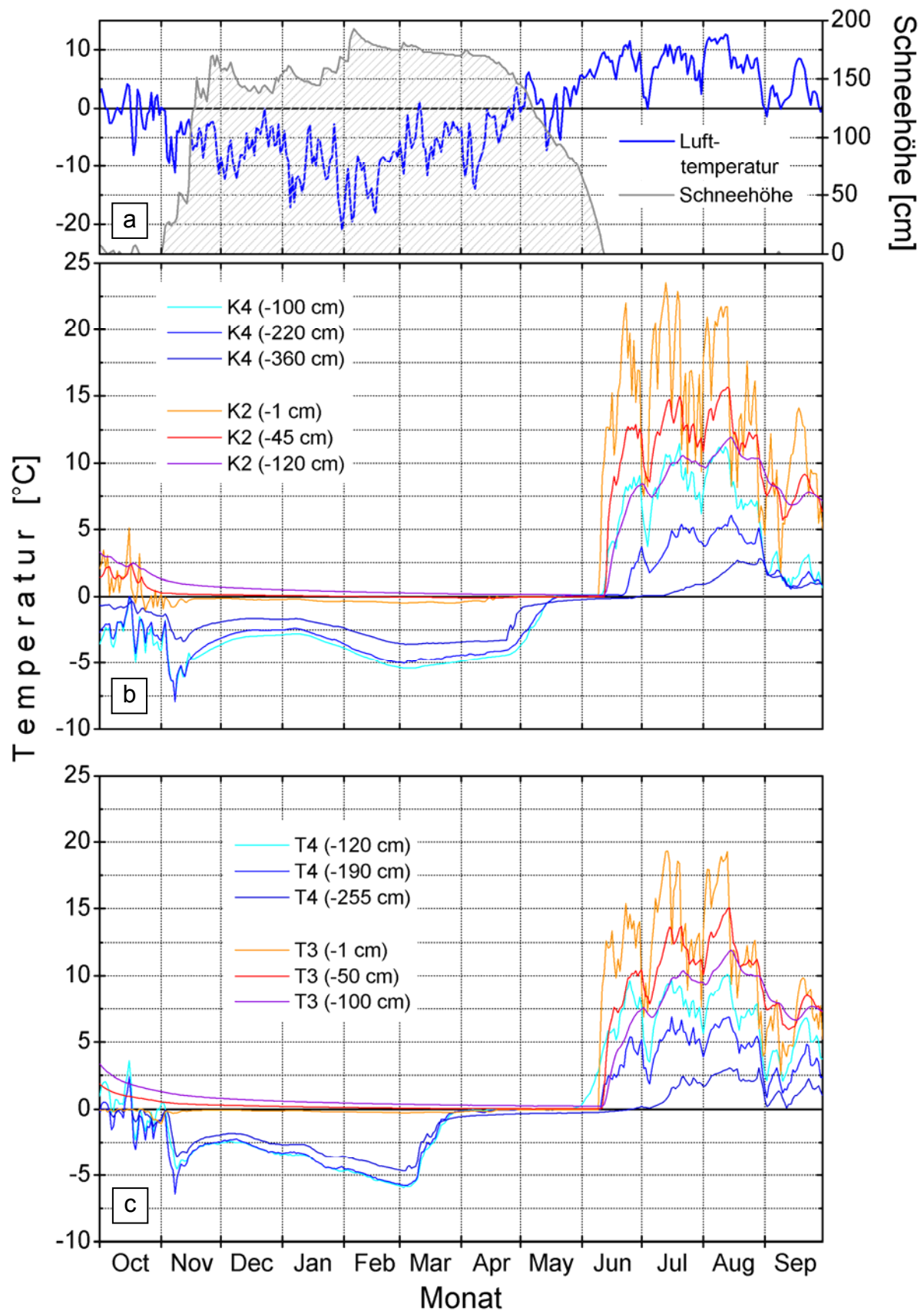


Abb. 4.73 Lufttemperaturgang und Schneedeckenentwicklung an der Klimastation "Kelle" (a) sowie ausgewählte Verläufe von Boden- und Blockschichttemperaturen an den Standorten K 2/4 (b) und T 3/4 (c) (Quelle der Meteodaten in den Abb. 4.72b und 4.73: SLF Davos)

5 Synthese

5.1 Energietransfermechanismen im thermischen Regime des Ritigraben-Blockfelds

Die Ergebnisse der Kapitel 4.4 bis 4.7 bestätigen eindeutig die in Kapitel 2.7 hergeleitete Sonderstellung im thermischen Regime grobblockigen Lockersubstrats. Wie dort bereits theoretisch ausgeführt, lassen sich die Besonderheiten gegenüber anderen Substrattypen direkt oder indirekt auf dessen extreme Textur zurückführen. Die damit verknüpfte exzellente Permeabilität ermöglicht eine annähernd freie Beweglichkeit der Fluide Wasser, Wasserdampf und Luft im Hohlraumsystem der Blockschicht. Im Fall des Wassers bewirkt die Grobporigkeit eine deutliche Dominanz der Gradientkraft über alle anderen im Potenzialkonzept (vgl. u.a. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1993) zusammengefassten Kräfte, wodurch Niederschlagswasser ungehindert durch die Blockschicht perkoliert und das System rasch wieder verlässt. Im Fall der Gase Wasserdampf und Luft ermöglicht sie grundsätzlich den turbulenten Austausch mit der bodennahen Atmosphäre durch freie bzw. erzwungene Konvektion. Schließlich verzögert die extreme Oberflächenrauigkeit den Aufbau einer geschlossenen winterlichen Schneedecke.

Die Besonderheiten im thermischen Regime grobblockigen Lockersubstrats beruhen im Wesentlichen auf der zeitweisen Verstärkung im Wärmetransfer durch die Beteiligung der nicht-konduktiven Mechanismen freie Konvektion, erzwungene Konvektion und Strahlung. Das Ausmaß der Verstärkung und die damit verbundenen Abweichungen vom Wärmehaushalt in feinkörnigem Substrat und anstehendem Fels sind vom Zusammenwirken weiterer standortbedingter Einflussfaktoren abhängig. Von entscheidender Bedeutung sind in diesem Zusammenhang zum einen der vertikale Temperaturgradient in der Blockschicht und zum anderen der Temperaturkontrast zwischen Blockschicht und bodennaher Atmosphäre.

Das Auftreten freier Konvektion ist an Perioden mit instabiler Temperaturschichtung gebunden. Sie setzt immer dann ein, wenn die Temperaturen an der Oberfläche das aktuell in der Blockschicht herrschende Temperaturniveau unterschreiten (Kapitel 4.4.3 und 4.4.5). Die in Kapitel 4.4.3 ermittelten kritischen Temperaturgradienten können sowohl durch nächtliche Ausstrahlung an der Oberfläche als auch durch Kaltluftadvektion in der bodennahen Atmosphäre überschritten werden. Die Infiltration relativ kälterer Luft von der Oberfläche her vollzieht sich dabei i.d.R. unmittelbar. Aufgrund ihrer höheren Dichte tendieren die infiltrierenden Luftpakete dazu, sich in den tiefstmöglichen zugänglichen Hohlräumen zu sammeln. Daher erfasst die Abkühlung durch freie Konvektion i.d.R. das gesamte Vertikalprofil der Blockschicht.

Die Verstärkung im Wärmetransfer durch erzwungene Konvektion beruht auf Druckgradienten, die durch das bodennahe Windfeld erzeugt werden. Die durch Reibung der Luftströmung an der rauen Blockfeldoberfläche hervorgerufenen Turbulenzen beeinflussen vorwiegend die oberflächennahen Bereiche der Blockschicht. Am stärksten betroffen sind exponierte Blockrücken und große Hohlräume mit entsprechend weiter Öffnung zur bodennahen Atmosphäre (vgl. Kapitel 4.4.4.1). Der turbulente Austausch durch erzwungene Konvektion transportiert entsprechend der aktuell herrschenden Temperaturverhältnisse sowohl Signale der Abkühlung als auch der Erwärmung in die Blockschicht. Die Tiefenlage, bis in welche sich dieser verstärkte Wärmetransfer auswirkt, hängt wiederum entscheidend vom aktuellen Temperaturniveau und von der Stabilität der thermischen Schichtung im Hohlraumssystem der Blockschicht ab. Die thermischen Eigenschaften relativ kälterer Turbulenzelemente erreichen im Zusammenwirken mit freier Konvektion häufig die Blockschichtbasis, da sie die mit der Abkühlung von oben verbundene Labilisierung in der thermischen Schichtung verstärken. Relativ wärmere Luftpakete erzeugen bzw. verstärken dagegen eine stabile thermische Schichtung im Vertikalprofil, wodurch die Vermischung ihrer mitgeführten Eigenschaften (Wärme, Bewegungsgröße etc.) mit der Hohlraumluft auf die oberflächennahen Bereiche der Blockschicht beschränkt bleiben (vgl. Kapitel 4.4.5.3).

Die von einem Körper abgestrahlte Energiemenge nimmt gemäß dem Stefan-Boltzmann-Gesetz mit dessen Oberflächentemperatur stark zu. Daher sind maximale Beträge der Verstärkung im Wärmetransfer durch Strahlung im Sommer an bzw. nahe der Blockfeldoberfläche zu erwarten. Eine gesonderte Ausscheidung der Strahlungsenergiebeträge war mit der vorgenommenen Instrumentierung im Ritigraben-Blockfeld nicht möglich. Unter den gegebenen Bedingungen maximale Beträge des in die Blockschicht gerichteten Transfers von Strahlungsenergie dürften am Zustandekommen des Temperaturverlaufs beteiligt gewesen sein, der nahe der Felsunterseite am Standort 2a gemessen wurde (vgl. Kapitel 4.4.4.2). In jedem Fall ist davon auszugehen, dass sich nennenswerter Energietransfer in die Blockschicht durch Wärmestrahlung auf die Perioden maximaler Aufheizung der Blockfeldoberfläche beschränkt¹. Somit befördert auch dieser Energietransfer die Stabilität in der thermischen Schichtung.

Da keine Luftfeuchtedaten aus der Blockschicht vorliegen, konnte auch der mit dem turbulenten Austausch verbundene Umsatz an latenter Energie in der Hohlraumluft nicht quantifiziert werden. Grundsätzlich verringert die rasche Wasserversickerung die Bedeutung des latenten Energieumsatzes in der Blockschicht, worauf schon in Abschnitt 2.7 hingewiesen wurde. Standort- und tiefenabhängig dominiert er das

¹ Vgl. hierzu auch die Aussagen von JOHANSEN (1975) in Abschnitt 2.2.2.3

thermische Regime in einem Zeitraum von einer bis wenigen Wochen im Frühjahr, wenn der Schnee im Hohlraumsystem der Blockschicht taut.

Im schneefreien Zustand wurden Temperaturverläufe, die auf ein Dominieren konduktiven Energietransfers schließen lassen, ausschließlich nahe der Blockfeldoberfläche am Standort 2a (Kapitel 4.4.4.2) und im Bohrloch (Kapitel 4.7) registriert. Auf Grundlage der vorliegenden Daten ist weiterhin davon auszugehen, dass bei offenem Hohlraumsystem auch im Basisbereich der Blockschicht konduktiv dominierter Wärmetransfer überwiegt, solange im Vertikalprofil eine stabile thermische Schichtung herrscht (vgl. Kapitel 4.4.5.1 und 4.4.5.3). Außerdem dominiert Konduktion das winterliche Temperaturregime in der Blockschicht, sobald eine ausreichend mächtige Schneedecke die oberflächennahen Hohlräume (weitgehend) verschlossen hat.

Tab. 5.1 gibt eine Übersicht über die gewonnenen Erkenntnisse zur Beteiligung der verschiedenen Wärmetransfermechanismen am Energieumsatz in der Blockschicht.

Tab. 5.1 Energietransfermechanismen in der grobblockigen Deckschicht des Ritigraben-Blockfelds im Jahresablauf

Bedingungen		(weitgehend) offenes Hohlraumsystem (Schneedecke < 25 cm)		teilweise offenes Hohlraumsystem (Schneedecke > 25 cm)		(weitgehend) geschlossenes Hohlraumsystem
Jahreszeiten		Sommer, Herbst		Frühwinter, Hochwinter		Spätwinter, Frühling
		$T_{OF} > T_{BS}$	$T_{OF} < T_{BS}$	$T_{OF} > T_{BS}$	$T_{OF} < T_{BS}$	
Wärmetransfermechanismen	Blockschicht (oberflächennah)	Erzwungene Konvektion, Strahlung, (Konduktion)	Freie + erzwungene Konvektion	Überwiegend Konduktion	Konduktion, stellenweise freie Konvektion	Konduktion, Latenter Wärmeumsatz
	Blockschichtbasis	Überwiegend Konduktion	Freie Konvektion (Konduktion)	Überwiegend Konduktion	Konduktion, stellenweise freie Konvektion	Konduktion, Latenter Wärmeumsatz (zero curtain)

T_{OF} = Temperatur an der Blockschichtoberfläche; T_{BS} = Temperatur an der Blockschichtbasis

5.2 Modifikation des Energieaustauschs zwischen Atmosphäre und Untergrund durch das charakteristische Mikroklima grobblockiger Deckschichten

Das charakteristische Mikroklima grobblockiger Deckschichten beruht auf der zeitweisen Beteiligung nicht-konduktiver Prozesse im Wärmetransfer, ermöglicht durch die Permeabilität grobblockigen Substrats. Die spezifischen Eigenschaften der Fluidphase führen im Ergebnis dazu, dass das Zwei-Phasen-System Blockschicht auf Erwärmung bzw. Abkühlung von der Oberfläche her unterschiedlich reagiert (Abb. 5.1).

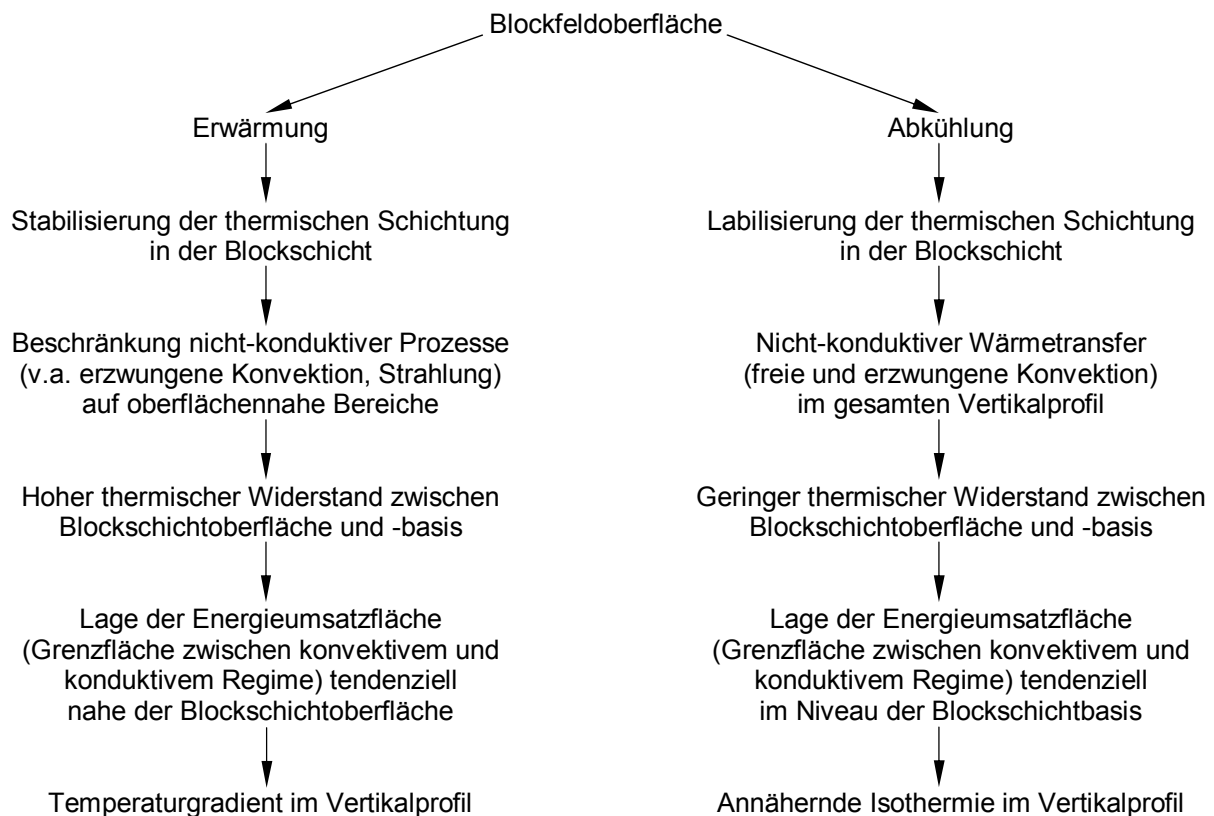


Abb. 5.1 Die thermische Filterwirkung grobblockiger Deckschichten

Die wesentliche Veränderung im Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund und damit die Funktion der Blockschicht als thermischer Filter oder Puffer resultiert aus dem Effekt, Signalen der Erwärmung einen höheren Widerstand entgegen zu bringen als vergleichbar großen Signalen der Abkühlung. Über das gesamte Vertikalprofil betrachtet ist also ihre effektive Wärmeleitfähigkeit im Fall der Abkühlung größer als im Fall der Erwärmung der Blockfeldoberfläche, wodurch Signale der Abkühlung schneller und direkter an die Blockschichtbasis und den unterlagernden Untergrund transferiert werden (vgl. Abb. 5.2).

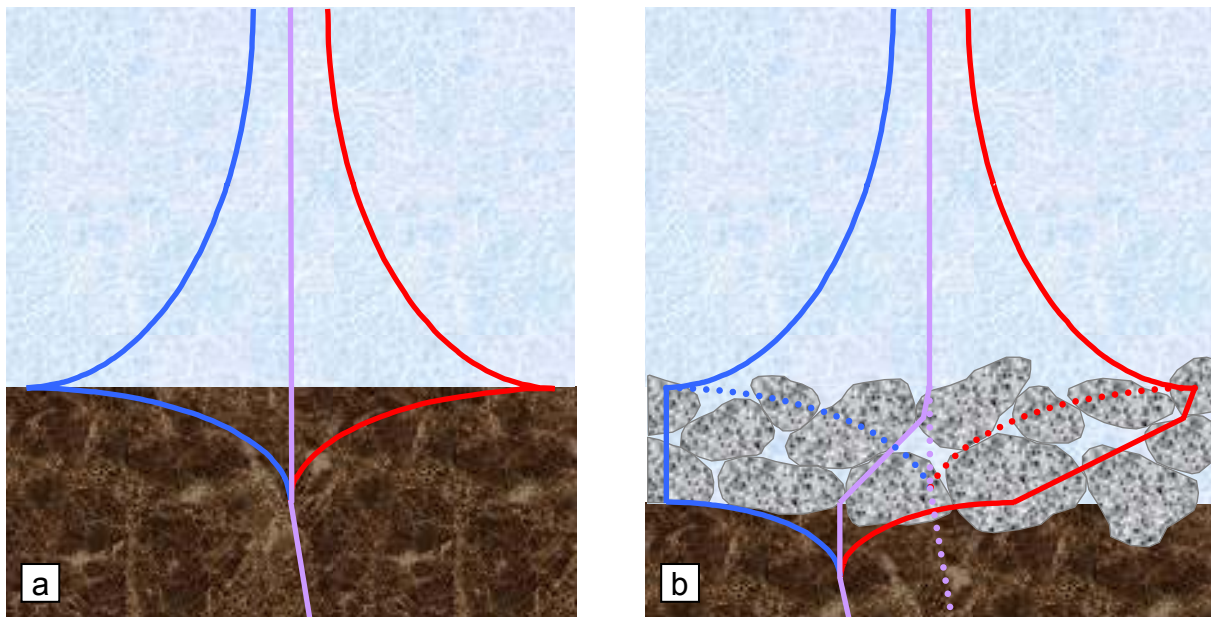


Abb. 5.2 Modifikation im Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund durch das Mikroklima grobblockiger Deckschichten. Die Abbildungen zeigen den stark schematisierten Verlauf der Extrem- und Mitteltemperaturen des Jahresgangs im Bereich der Boden- (a) bzw. Blockfeldoberfläche (b) (in Anlehnung an OKE 1987).

Der turbulente Austausch zwischen Atmosphäre und Blockschicht hat zur Folge, dass konvektive Prozesse von der Oberfläche her in wechselnde Tiefen vordringen und in Form von freier Konvektion zeitweise die Blockschichtbasis erreichen. Überwiegend konduktives Regime wird frühestens unterhalb der Blockschichtbasis angetroffen¹. Im Energiehaushalt grobblockigen Substrats ist somit die Grenzfläche zwischen konvektiv und konduktiv dominiertem Regime im Vergleich zu Bodenoberflächen weniger gut bestimmbar. Sie fällt nur bei stabiler thermischer Schichtung und Windstille mit der Blockfeldoberfläche als Ort des Strahlungsenergieumsatzes zusammen. I.d.R. weitet sich die für Feinsubstratstandorte scharf definierte Energieumsatzfläche im Fall von Blocksubstrat zum dreidimensionalen Energieumsatzraum mit wechselnder Vertikalerstreckung.

Die Beteiligung nicht-konduktiver Wärmetransfermechanismen rechtfertigt somit eine Ausgliederung der Blockschicht als mikroklimatologisch eigenständige Pufferschicht im Sinne von LUTHIN & GUYMON (1974). In Anlehnung an WAELBROECK (1993), die die Bodenoberfläche in einem Niveau ansiedelt, das ein vorwiegend konduktives Regime unterhalb von einem überwiegend konvektiven Regime oberhalb trennt, erscheint eine Lokalisierung der Bodenoberfläche eher an der Basis der Blockschicht gerecht-

¹ Am Standort Ritigraben-Blockfeld deuten dagegen die Bohrlochtemperaturen darauf hin, dass auch unterhalb der Blockschicht die mit der Bodenwasserbewegung verbundene Wärmeadvektion sowie latenter Wärmeumsatz gegenüber der Wärmeleitung dominieren.

fertigt (vgl. Abb. 5.3), auch wenn der Strahlungsenergieumsatz an der Blockfeldoberfläche stattfindet.

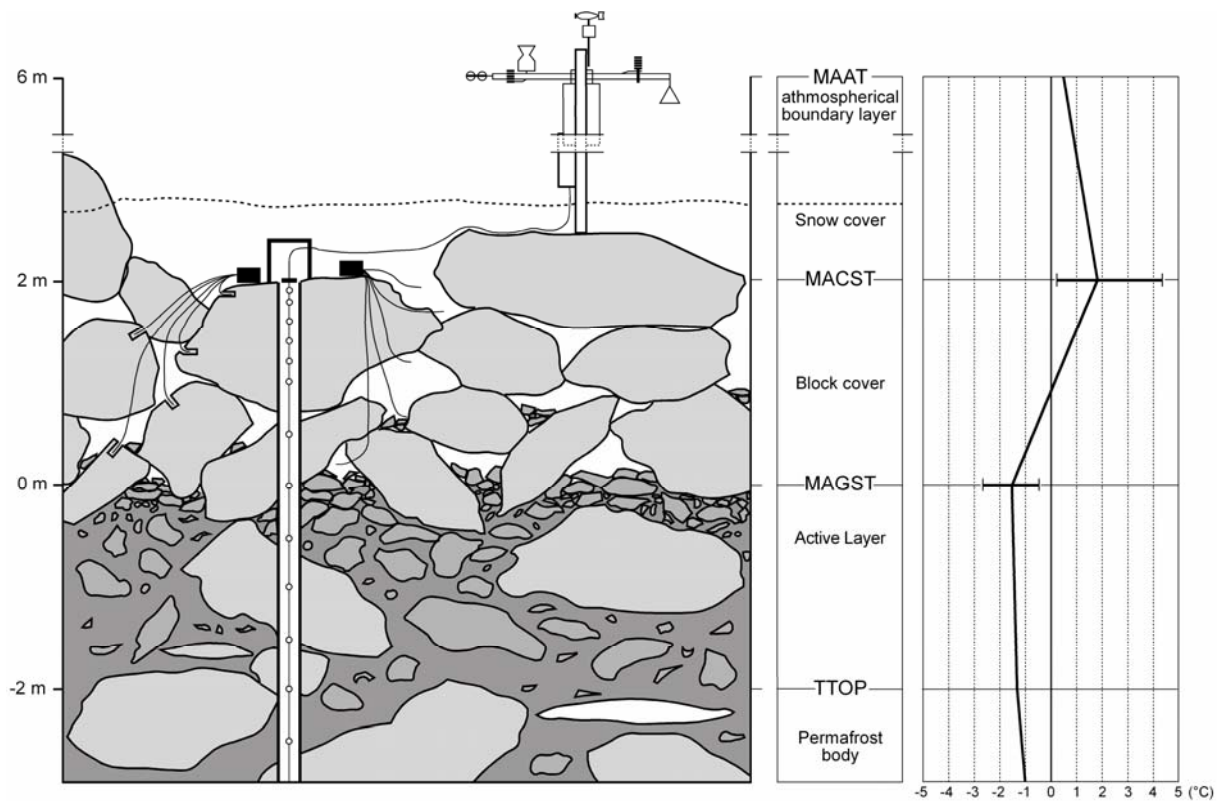


Abb. 5.3 Schema der Klima-Permafrost-Beziehung im Ritigraben-Blockfeld in Anlehnung an HENRY & SMITH (2001); ergänzend zu den üblichen Kürzeln MAAT, MAGST und TTOP wird hier das Niveau MACST (*mean annual cover surface temperature*) gebraucht; der angegebene Verlauf der Mitteltemperaturen bezieht sich auf den Zeitraum Oktober 2002 – September 2003. (Entwurf: Th. Herz, Reinzeichnung: B. Goecke)

Dementsprechend bildet grobblockiger Schutt eine spezielle, für die Periglazialstufe von Gebirgen typische Deckschicht, die aufgrund ihres eigenständigen Mikroklimas nicht dem Untergrund ("Bodenwärmefluss") zuzuordnen ist und im Jahresmittel einen charakteristischen *surface offset* produziert. Abb. 5.3 zeigt die in den relevanten Niveaus MAAT, MACST, MAGST und TTOP für die Referenzperiode errechneten Mitteltemperaturen sowie die Spannbreiten der Mitteltemperaturen an der Blockschichtoberfläche und -basis, Abb. 5.4 die entsprechenden Temperaturverläufe von Luft- und Blockschichtbasistemperatur¹.

¹ Stundenwerte der Blockschichtbasistemperatur ($\approx$ Temperatur der Bodenoberfläche, MAGST) wurden als Mittelwerte der tiefsten Hohlraumtemperaturen je Standort berechnet

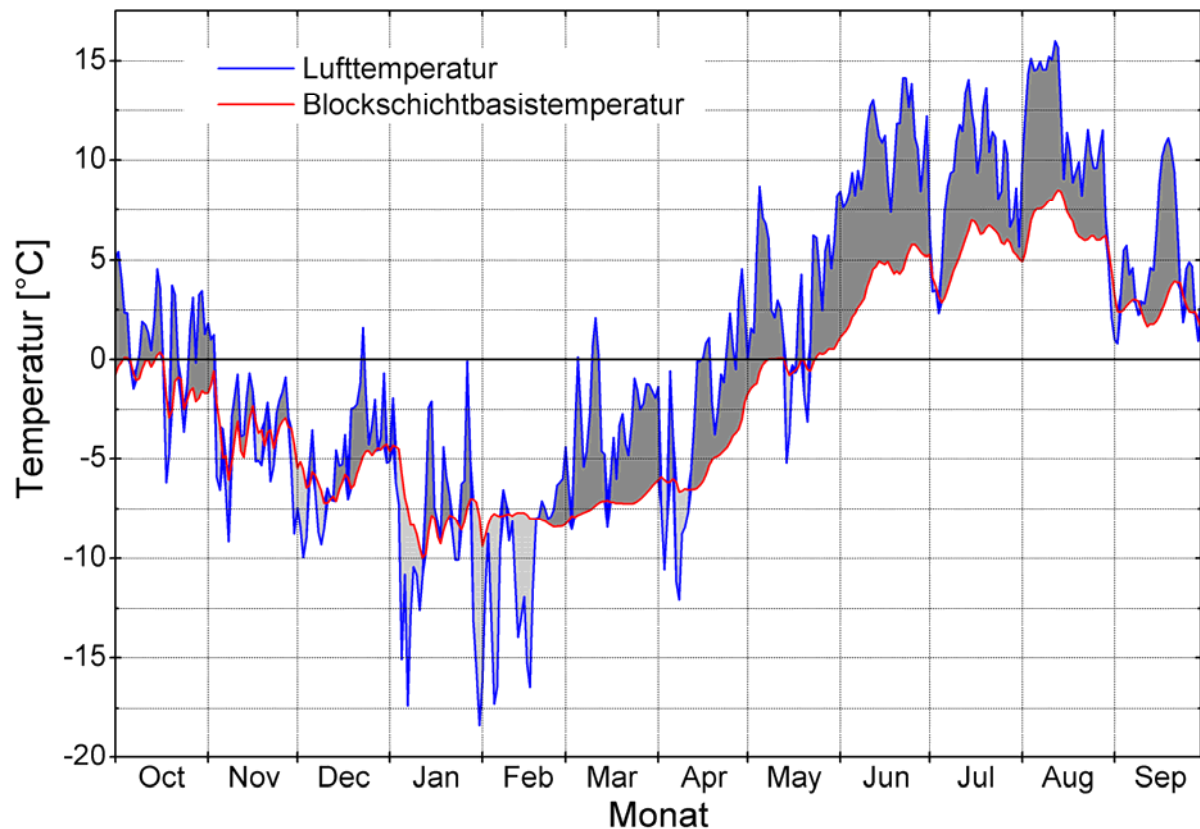


Abb. 5.4 Jahresgang von Luft- und Blockschichtbasistemperatur sowie daraus resultierender *surface offset* (Oktober 2002 – September 2003, Tagesmittel)

Entsprechend der Definition in Kapitel 2.3.3.3 errechnet sich aus den Differenzen der Jahresmitteltemperaturen in der bodennahen Atmosphäre und an der Blockschichtbasis für die Referenzperiode ein *surface offset* von $-2,29^{\circ}\text{C}$ (Tab. 5.2). Dieser Wert wird in den folgenden 12-Monats-Phasen nicht mehr erreicht, da v.a. die Sommer 2004 und 2005 weniger extrem ausfielen.

Tab. 5.2 Größenordnungen des *surface offset* am Standort Ritigraben-Blockfeld

	Okt 02 – Sep 03	Okt 03 – Sep 04	Okt 04 – Sep 05
MAAT [$^{\circ}\text{C}$]	0,63	-0,42	-0,43
MAGST [$^{\circ}\text{C}$]	-1,66	-1,28	-2,14
<i>surface offset</i> [$^{\circ}\text{C}$]	-2,29	-0,86	-1,71

Unter den spezifischen mikroklimatologischen Bedingungen am Standort Ritigraben-Blockfeld scheint jedoch – abweichend vom in Abb. 2.6 dargestellten Normalfall – ein negativer *surface offset* (d.h. $\text{MAGST} < \text{MAAT}$) die Regel zu sein.

Die Berechnung der DDT- und DDF-Indices¹ je Standort und Tiefe (Abb. 5.5) unterstreicht nochmals die markanten Unterschiede im thermischen Regime von grobblockigem Schutt und Feinsubstrat.

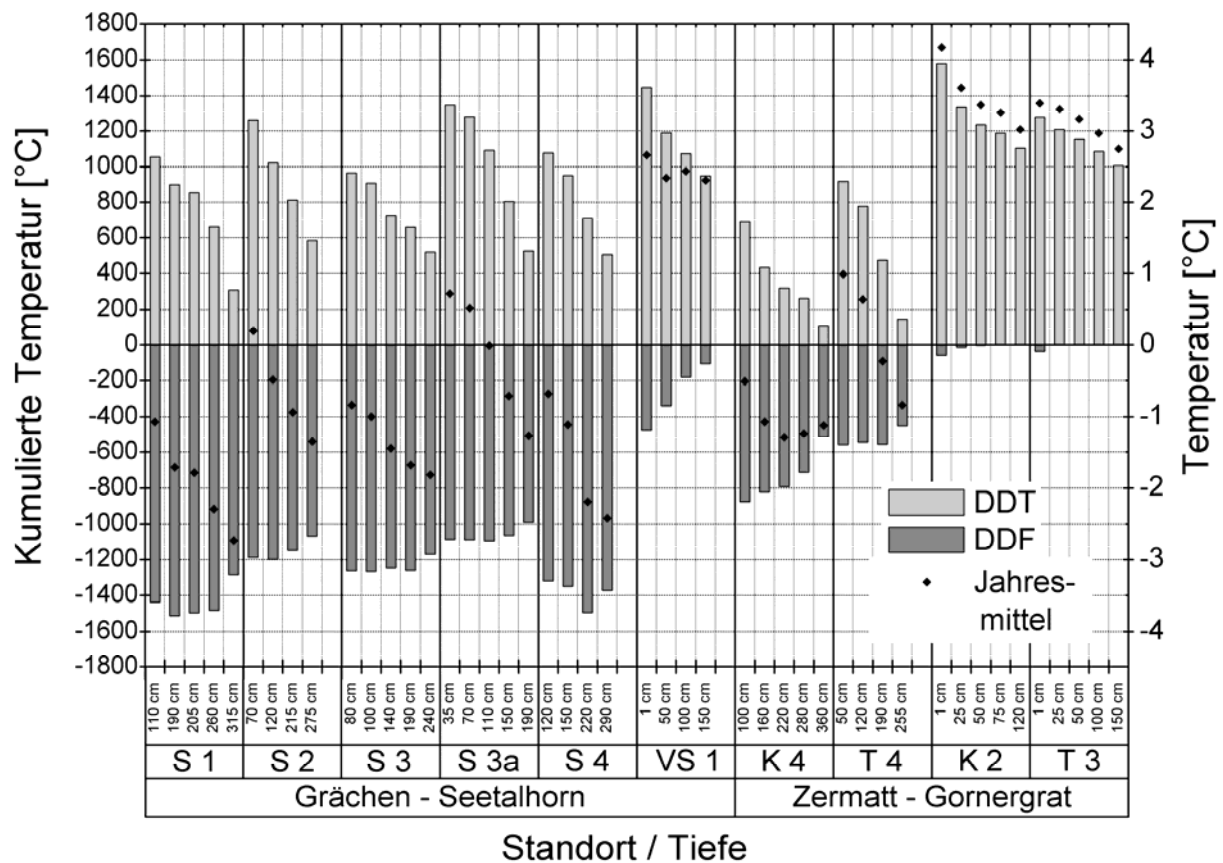


Abb. 5.5 Thawing (DDT) und freezing degree days (DDF) sowie Mitteltemperaturen an ausgewählten Standorten in beiden Arbeitsgebieten (Oktober 2002 – September 2003, Jahressummen bzw. -mittel)

Bei identischem Lokalklima resultieren aus dem konvektiv verstärkten Wärmetransfer markant kältere Mitteltemperaturen in grobblockigem Substrat im Vergleich zu nahegelegenen Feinsubstratstandorten. Wie aus Abb. 5.5 hervorgeht, ergeben sich die deutlich kälteren Verhältnisse v.a. aus den unterschiedlichen thermischen Regimes unter winterlichen Bedingungen (DDF), wenn in Blocksubstrat deutlich größere Kältesummen anfallen. Gleichzeitig ist an der Mehrzahl der Blockstandorte nur eine unwesentliche Abnahme der Kältesummen mit der Tiefe zu verzeichnen. Das thermische Sommerregime (DDT) in der Blockschicht ähnelt effektiv dem konduktiven Regime in Feinsubstrat, das sich durch kontinuierlich abnehmende Wärmesummen mit zunehmender Tiefe auszeichnet (vgl. auch Abb. 4.15). Die insgesamt kälteren Ver-

¹ DDT = thawing degree days, kumulierte Summe positiver Tagesmitteltemperaturen im Jahresgang
DDF = freezing degree days, kumulierte Summe negativer Tagesmitteltemperaturen im Jahresgang

hältnisse im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn sind eine Folge der geringeren Schneedeckenmächtigkeit.

Negative Mitteltemperaturen an der Basis der Messprofile und damit das Potenzial für die Existenz von Permafrost wurden in beiden Arbeitsgebieten ausschließlich in grobblockigem Substrat gemessen.

Aus der Gegenüberstellung von Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen in vergleichbaren Tiefen lassen sich die in Tab. 5.3 zusammengefassten Reduktionsbeträge ableiten.

Tab. 5.3 Mittelwerte von Blockschicht- bzw. Bodentemperaturen ausgewählter Standorte in beiden Arbeitsgebieten und daraus abgeleitete Beträge der Temperaturreduktion in grobblockigem Substrat (Oktober 2002 – September 2003)

Arbeits- gebiet	Blockstandorte		Feinsubstratstandorte		Temperatur- reduktion [°C]
	Standort (Tiefe)	Mittel- temperatur [°C]	Standort (Tiefe)	Mittel- temperatur [°C]	
Grächen- Seetalhorn	S 1 (160 cm)	-1,56	VS 1 (150 cm)	2,32	3,88
	S 2 (140 cm)	-0,53			2,85
	S 3 (140 cm)	-1,43			3,75
	S 3a (150 cm)	-0,71			3,03
	S 4 (160 cm)	-1,51			3,83
					Ø 3,47
Zermatt- Gornergrat	K 4 (100 cm)	-0,51	K 2 (120 cm)	3,02	3,53
	T 4 (120 cm)	0,64	T 3 (100 cm)	2,97	2,33

Die Mitteltemperaturen liegen somit in grobblockigem Substrat um bis zu 3,9°C unter denjenigen in vergleichbarer Tiefe an nahegelegenen Feinsubstratstandorten.

Entsprechend der in Abb. 5.3 vorgestellten Nomenklatur befindet sich die Bodenoberfläche am Standort des Bohrlochs Ritigraben-Blockfeld in einer Tiefe von etwa 1,5 m (vgl. Kapitel 4.5). Stellt man den Wert von 2,32°C (VS 1, 150 cm Tiefe) der in 3 m Tiefe errechneten Mitteltemperatur von -1,61°C gegenüber, so ergibt sich daraus für den Standort mit Blockbedeckung eine um knapp 4°C tiefere Mitteltemperatur im Vergleich zum benachbarten Standort ohne Blockbedeckung.

5.3 Übertragbarkeit der Ergebnisse

Einer Beurteilung der Übertragbarkeit der gewonnenen Erkenntnisse muss vorausgeschickt werden, dass diese im Wesentlichen auf einem Zeitraum von nur 12 Monaten beruhen. Übertragbare Aussagen insbesondere zum komplexen winterlichen Temperaturregime sind auf dieser Datengrundlage nicht zulässig, zumal die Schneehöhenmessung über dem gegebenen Terrain grundsätzlich Probleme bereitet. Ein Vergleich mit den Daten der gut 1.000 m tiefer gelegenen Station Grächen (Abb. 5.6) lässt vermuten, dass die Schneehöhenmessung in den Wintern 2003/04 und 2004/05 deutlich zu niedrige Resultate lieferte (vgl. auch Abb. 4.1). Damit ist ein aussagekräftiger Vergleich des "Referenzwinters" 2002/03 mit den Blockschichttemperaturdaten der beiden Folgewinter nur bedingt möglich. Im Hochwinter 2002/03 registrierte die Station im Ritigraben-Blockfeld eine im Mittel um 50 cm höhere Schneedecke im Vergleich zur Station Grächen. Demgegenüber erscheinen die um 20-30 cm niedrigeren Werte des Hochwinters 2004/05 höchst unrealistisch.

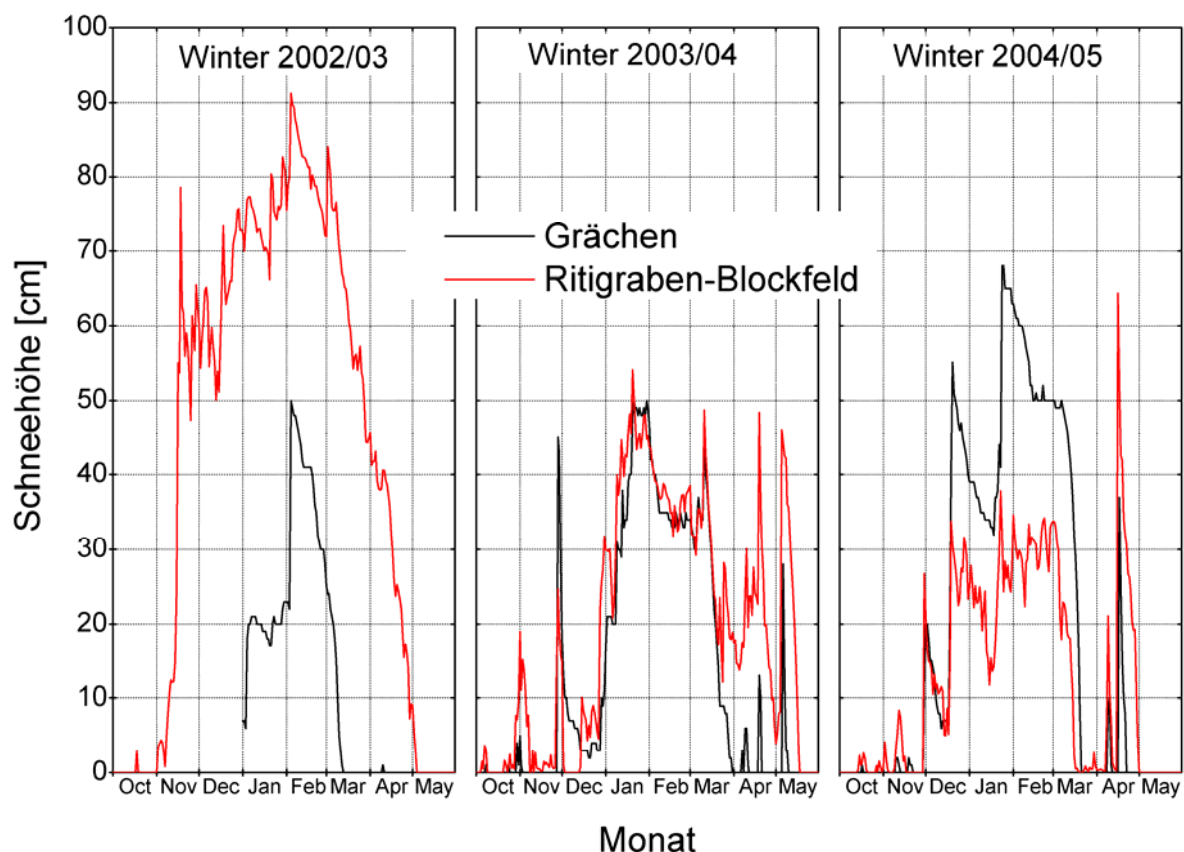


Abb. 5.6 Vergleich der im Ritigraben-Blockfeld gemessenen Schneehöhen mit den Daten der Station Grächen (1.550 m, Datenquelle: METEOSCHWEIZ) (Oktober 2002 – Mai 2005, Tagesmittel)

Vielmehr ist davon auszugehen, dass Schneedeckenmächtigkeit und -dauer im Arbeitsgebiet in den beiden Folgewintern mindestens im Bereich der Werte des Winters 2002/03 lagen. Die ausgeglicheneren Blockschicht- und Bohrlochtemperaturen insbesondere des Winters 2003/04 (vgl. Abb. 5.7 und 4.63) stützen diese Interpretation.

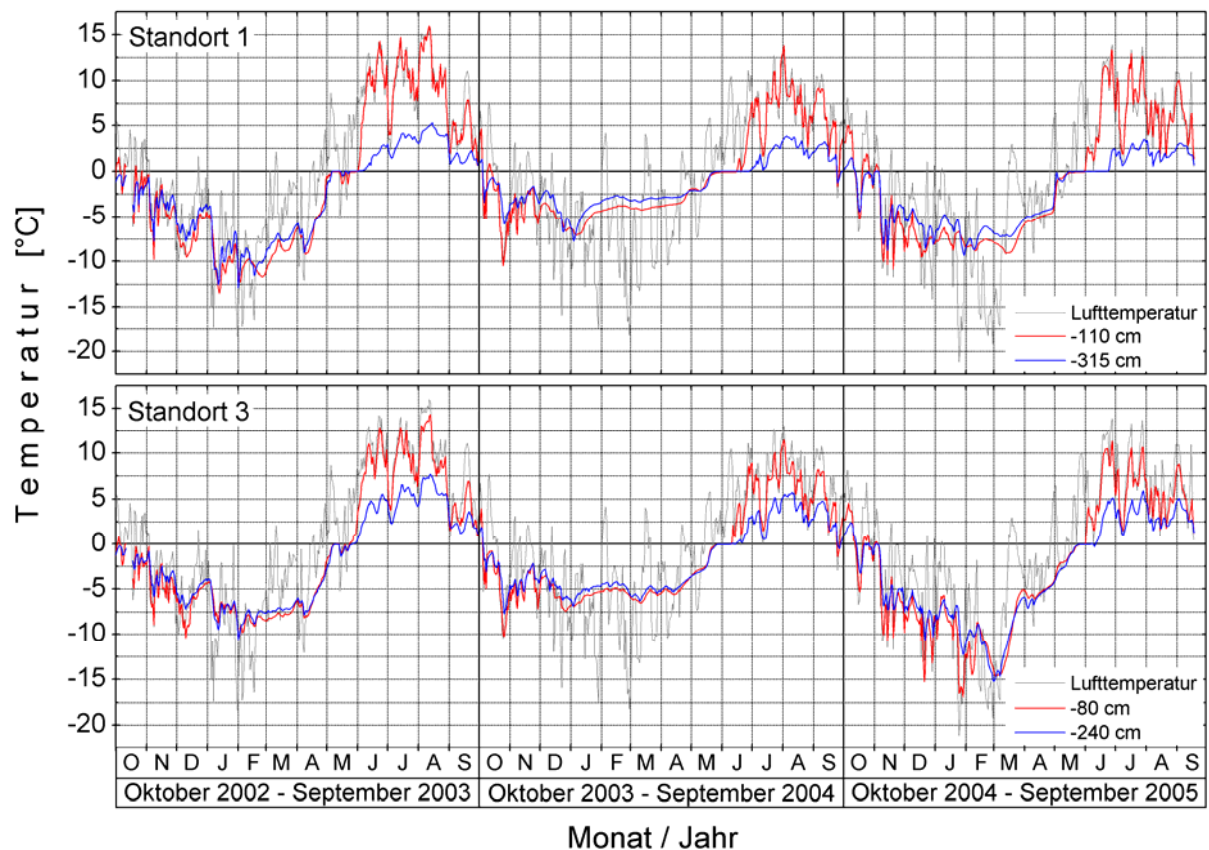


Abb. 5.7 Verläufe der Lufttemperatur und ausgewählter Blockschichttemperaturen (Standorte 1 + 3) (Oktober 2002 – September 2005, Tagesmittel)

Neben der bislang festgestellten räumlichen Variabilität des thermischen Regimes unter winterlichen Bedingungen deuten die in Abb. 5.7 dargestellten Temperaturverläufe auch eine große interannuelle Variabilität an. Während dabei im Referenzwinter am Standort 1 größere Variationen als am Standort 3 zu verzeichnen waren, kehrten sich die Verhältnisse diesbezüglich in den beiden Folgewintern um. Solche Effekte lassen sich nur durch einen von Winter zu Winter unterschiedlichen und dabei jeweils standörtlich differenzierten Aufbau der Schneedecke erklären. Ob unter den im Ritigraben-Blockfeld gegebenen Standortverhältnissen verallgemeinerbare Aussagen zum winterlichen thermischen Regime möglich sind, kann somit nur auf der Grundlage eines längeren Messzeitraums entschieden werden.

Die in Kapitel 4.4 nachgewiesenen und beschriebenen Effekte beziehen sich daher zum Großteil auf grobblockige Deckschichten als Zwei-Phasen-Systeme. Solange

solche Deckschichten an anderen Standorten in vergleichbarer Form vorliegen, ist von einer Allgemeingültigkeit der zeitweisen Verstärkung im Wärmetransfer durch nicht-konduktive Prozesse auszugehen. Das Ausmaß der von ihnen verursachten lokalen Modifikationen im Energietransfer zwischen Atmosphäre und Untergrund und damit der standortspezifische Betrag des *surface offset* hängen von der Dauer im Jahresgang ab, während der die Deckschichten tatsächlich als Zwei-Phasen-Systeme vorliegen.

Damit besteht die wichtigste Einschränkung hinsichtlich der Übertragbarkeit der Ergebnisse in der mittleren Mächtigkeit und Andauer der winterlichen Schneebedeckung, wie auch der Ergebnisvergleich zwischen den Arbeitsgebieten Grächen-See-talhorn und Zermatt-Gornergrat (Kapitel 4.7) gezeigt hat. Je stärker und länger die Permeabilität der Blockschicht während kalter Witterungsperioden und Jahreszeiten durch eine Schneedecke reduziert wird, desto weniger kommen die spezifischen, in Kapitel 5.2 erläuterten Eigenschaften grobblockiger Deckschichten zum Tragen. Die Isolationswirkung einer geschlossenen und ausreichend mächtigen Schneedecke nivelliert diesbezüglich selbst extreme Unterschiede in der Textur der Bodenoberfläche nahezu vollständig. Aufgrund des für die klimatischen Verhältnisse im Alpenraum vergleichsweise niederschlagsarmen Lokalklimas am Standort Ritigraben-Blockfeld (vgl. Kapitel 2.5.1) ist davon auszugehen, dass die im vorangegangenen Kapitel angegebenen Reduktionsbeträge für die Alpen annähernd maximale Werte repräsentieren, die allerdings in trockeneren Wintern noch übertroffen werden können. Die Beträge des Winters 2002/03 und der beiden Folgewinter erreichen nicht die Größenordnung der von MARCHENKO (2001) und GORBUNOV et al. (2004) im zentralasiatischen Raum sowie von HARRIS (1996) und HARRIS & PEDERSEN (1998) im Kunlun Shan bzw. im Gebiet Plateau Mountain (Kanada) ermittelten Werte (vgl. Kapitel 2.6). In den genannten Gebieten ist aufgrund des kontinentalen Klimas von deutlich tieferen Wintertemperaturen bei noch geringeren Schneemengen auszugehen, was zu einer maximalen Effizienz der thermischen Filterwirkung grobblockiger Deckschichten führt.

Auf Grundlage der vorliegenden Daten ist weiterhin anzunehmen, dass zur Ausbildung des hohen thermischen Widerstands gegen die starke sommerliche Erwärmung der Blockfeldoberfläche eine Mindestmächtigkeit der Blockschicht erforderlich ist. Wird diese unterschritten, so erfasst – eine identische Textur und Permeabilität vorausgesetzt – der turbulente Austausch durch erzwungene Konvektion auch die Basis der Blockschicht¹.

¹vgl. hierzu auch die Aussagen von HUMLUM (1997) in Kapitel 2.6

6 Angewandte Aspekte

6.1 Präzisierung numerischer Permafrostverbreitungsmodelle

6.1.1 Empirisch-statistischer Ansatz

In empirisch-statistischen Permafrostverbreitungsmodellen wird der Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Untergrund auf einen möglichst aussagekräftigen Satz von Proxy-Variablen reduziert, die eine Vereinfachung des Energieaustauschs an der Bodenoberfläche im Sinne einer *grey box* darstellen. Wesentlicher Vorteil dieses Modelltyps ist die begrenzte Zahl an Eingangsparametern, aus der raster-basierte Module moderner Geographischer Informationssysteme vergleichsweise schnell entsprechende Verbreitungskarten generieren. Wichtigster Nachteil ist die regionale Kalibrierung der Proxy-Variablen, wodurch solche Modelle nicht ohne weiteres auf andere Räume übertragen werden können (u.a. HOELZLE et al 2001).

Auf der Grundlage der im Projekt "Periglazial Mättertal" (Kapitel 4.7) gewonnenen Erkenntnisse zur Funktion grobblockiger Deckschichten im thermischen Regime des oberflächennahen Untergrunds sowie sämtlicher erhobenen Messdaten wurde das neue empirisch-statistische Permafrostverbreitungsmodell *mod3* für die Arbeitsgebiete Grächen-Seetalhorn und Zermatt-Gornergrat gerechnet (HOF 2004). Als Weiterentwicklung der Modelle *PERMAMAP* (HOELZLE et al. 1993) und *mod2* (GRUBER 2000) basiert es auf den beiden Hauptparametern potentielle kurzweilige Einstrahlung und Lufttemperatur als wichtigste Einflussfaktoren auf die Energiebilanz an der Bodenoberfläche. In beiden Arbeitsgebieten erhobene BTS-Daten wurden zur Kalibrierung der modellierten Permafrostverbreitung verwendet. Weitere Datengrundlagen des Modells bilden ein Digitales Geländemodell mit einer Auflösung von 10 m sowie eine detaillierte Kartierung der Oberflächencharakteristik. Diese wurde in die drei Klassen Feinsubstrat (alpiner Rasen), anstehender Fels/feinkörniger Schutt und grobblockiger Schutt kategorisiert.

Als mittlere BTS-Temperaturen unter vergleichbaren Lufttemperatur- und Einstrahlungsbedingungen wurden $-2,1^{\circ}\text{C}$ für Feinsubstrat, $-3,6^{\circ}\text{C}$ für anstehenden Fels bzw. feinkörnigen Schutt sowie $-5,4^{\circ}\text{C}$ für grobblockigen Schutt ermittelt (vgl. Tab. 6.1).

Tab. 6.1 Durchschnittliche BTS-Temperaturen der Oberflächenklassen bei gleichen Temperatur- und Strahlungsbedingungen (aus HOF 2004).

Lufttemperatur- klasse	Strahlungsklasse	Feinsubstrat (alpiner Rasen) (Ø BTS-Wert)	Fels / fein- körniger Schutt (Ø BTS-Wert)	Grobblockiger Schutt (Ø BTS-Wert)
> 0°C	3000 – 4000 Wh/m ² d	-1,9°C	(-2,1°C)	-4,2°C
0 bis -1°C	5000 – 6000 Wh/m ² d	-2,1°C	(-0,6°C)	-4,9°C
0 bis -1°C	4000 – 5000 Wh/m ² d	-2°C	-3,9°C	-5°C
0 bis -1°C	3000 – 4000 Wh/m ² d	-2,8°C	-3,8°C	-5,5°C
0 bis -1°C	2000 – 3000 Wh/m ² d	-1,7°C	-2,5°C	-6,4°C
-1 bis -2°C	5000 – 6000 Wh/m ² d	-1,5°C	-3,2°C	-5,3°C
-1 bis -2°C	4000 – 5000 Wh/m ² d	-1,7°C	-3,5°C	-5,5°C
-1 bis -2°C	3000 – 4000 Wh/m ² d	-1,5°C	-3,2°C	-6,1°C
-2 bis -3°C	4000 – 5000 Wh/m ² d	-2,2°C	-3,7°C	-4,2°C
-2 bis -3°C	3000 – 4000 Wh/m ² d	-3,2°C	-4,9°C	-5,2°C

Eine multiple Regressionsanalyse ergab, dass als Grundlage für die Modellierung der BTS-Temperatur die Oberflächenklasse Fels/feinkörniger Schutt heranzuziehen war (HOF 2004). Für die beiden anderen Klassen wurden Korrekturfaktoren verwendet:

$$BTS(mod\ 3) = -4,1713 + 0,6887 * T_{Luft} + 0,0003528 * Strahlung + Korrekturfaktor \quad (6.1)$$

Die Korrekturfaktoren betragen +1,48°C für Feinsubstrat und -1,82°C für grobblockiges Substrat. Die Differenz von 3,3°C zwischen diesen Korrekturfaktoren entspricht dem Mittelwert der sieben in Tab. 5.3 aufgeführten Reduktionsbeträge.

Im Vergleich zu den erhobenen Messdaten überschätzt auch *mod3* wie vorangegangene Modellierungen die tatsächliche Permafrostverbreitung in beiden Arbeitsgebieten. Durch die Differenzierung in drei Oberflächenklassen sowie die höhere räumliche Auflösung von 10 Metern konnte dennoch ein Resultat erzielt werden, das einen bislang unerreichten Grad an räumlicher Differenzierung und "Wirklichkeitsnähe" (im Sinne einer Übereinstimmung mit gemessenen Daten) repräsentiert.

Das Modellresultat für das Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn ist in Abbildung 6.1 dokumentiert.

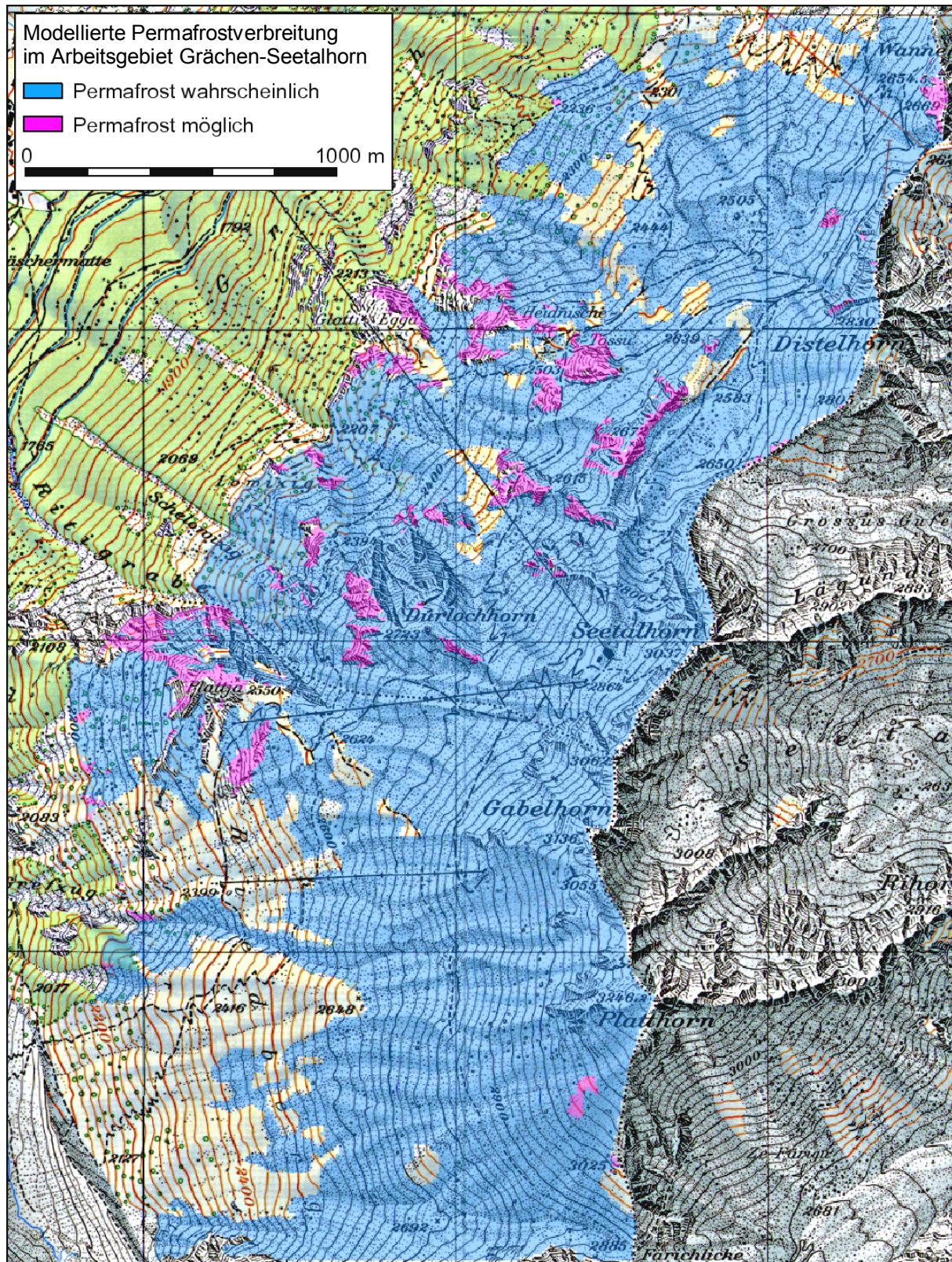


Abb. 6.1 Permafrostverbreitung im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn nach *mod3*
(aus HOF 2004, verändert)

6.1.2 Energiebilanz-Ansatz

In der Einleitung zur vorliegenden Arbeit und in Kapitel 2.6 wurden die Schwierigkeiten angedeutet, die der Wärmehaushalt in grobblockigem Substrat bei der physikalischen Modellierung der Permafrostverbreitung bereitet. In Modellen dieses Typs wird angestrebt, sämtliche Energiebilanzkomponenten und daraus resultierende Wärmeflüsse durch entsprechende mathematische Algorithmen auszudrücken. Ziel solcher Modelle ist es, durch eine möglichst realitätsnahe Abbildung des Energieaustauschs zwischen Atmosphäre und Untergrund Permafrosttemperaturen aus einem Satz von Input-Daten zu generieren. Ihr entscheidender Vorteil gegenüber dem empirisch-statistischen Modelltyp ist die räumliche Übertragbarkeit, ein Nachteil der erhebliche mess- und rechentechnische Aufwand. Das am weitesten fortgeschrittene Modell dieses Typs im Bereich Gebirgspermafrost ist das im Rahmen des PACE-Projekts an der Universität Zürich entwickelte Modell *PERMEBAL* (MITTAZ 2002) und seine Weiterentwicklung *TEBAL* (GRUBER 2005) (vgl. Abb. 6.2).

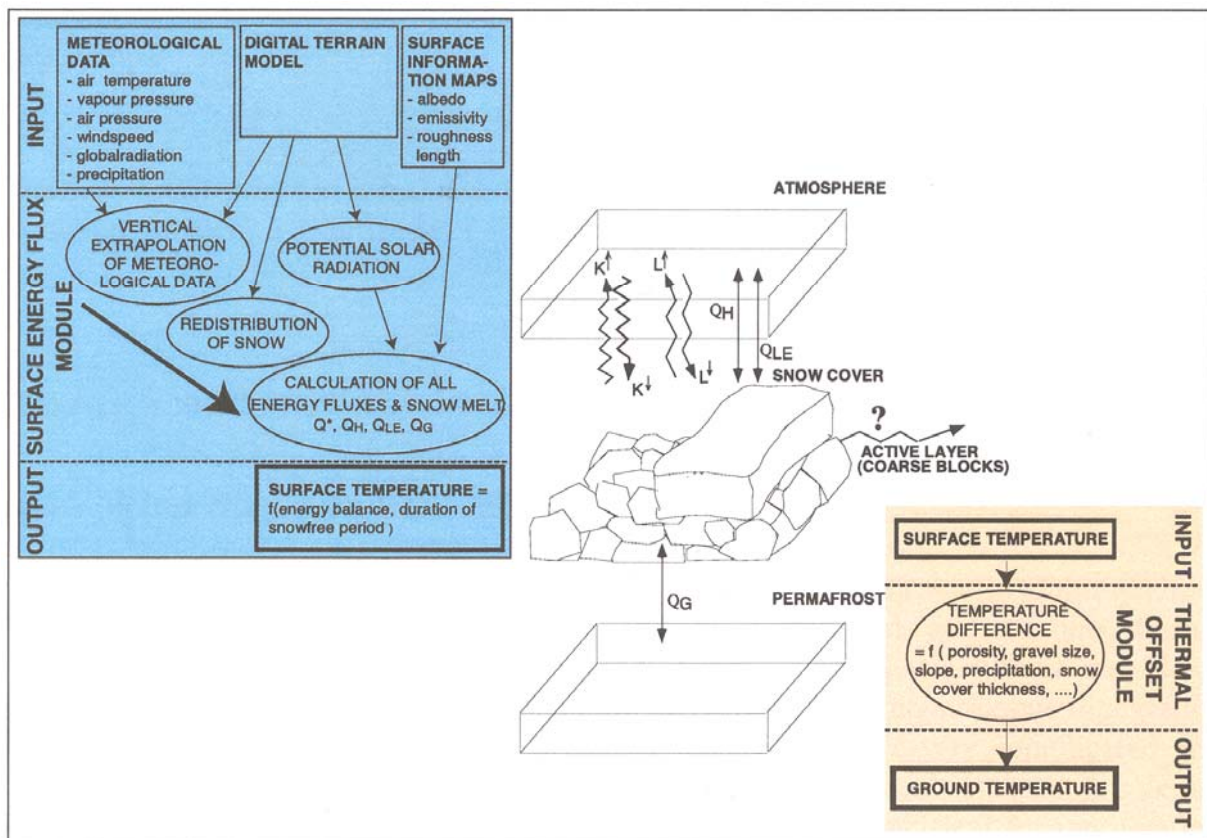


Abb. 6.2 Schema des Energieaustauschs zwischen Atmosphäre und Permafrostkörper sowie zugehörige Module des Modells *PERMEBAL* (aus Mittaz 2002)

Während Auf- und Abbau der winterlichen Schneedecke und daraus resultierende thermische Effekte mittlerweile zufriedenstellend vom Modell simuliert werden können (GRUBER 2005), stellt der Wärmehaushalt in grobblockigem Substrat einen Parameter dar, dessen rechnerische Umsetzung noch nicht adäquat gelungen ist (u.a. HOELZLE et al. 2001, MITTAZ 2002). Im Modell *PERMEBAL* ist er Teil des "thermal-offset-Moduls", das entsprechend der Definition in Kapitel 2.3.3.3 die Beziehung zwischen Oberflächentemperaturen und Permafrosttemperaturen herstellt.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit haben offen gelegt, durch welche Mechanismen und unter welchen Bedingungen das thermische Regime grobblockiger Deckschichten vom konduktiven Typ abweicht. Unabhängig von der Positionierung der Bodenoberfläche (MAGST) im Modell konnte gezeigt werden, dass eine ausschließlich auf Konduktion basierende Formulierung des Wärmehaushalts in grobblockigem Substrat den zeitweise wesentlich komplexeren Austauschprozessen nicht gerecht wird. Bis es gelingt, dessen charakteristische mikroklimatische Eigenschaften, insbesondere seine Textur und die damit zusammenhängende Schneedeckenentwicklung sowie die mit ihr verknüpften potentiellen Bewegungen in der Fluidphase, realitätsnah abzubilden, bleibt zur Formulierung des *offsets* nur der Rückgriff auf Indexwerte nach dem Vorbild der N-Faktoren (vgl. Kapitel 2.3.3.3). Sowohl zum besseren Verständnis der beteiligten Wärmetransfermechanismen als auch zur Quantifizierung standorttypischer Indexwerte sind weitere Messungen an möglichst vielen, regional- und mikroklimatisch möglichst verschiedenen Standorten unerlässlich. Wünschenswert wäre dabei die Aufnahme weiterer Parameter in entsprechende Monitoring-Projekte (vgl. Kapitel 7.2).

6.2 Bedeutung der vorliegenden Ergebnisse für die Beurteilung der Hangstabilität am Standort und des Murgangpotenzials im Ritigraben

6.2.1 Aktueller Zustand

Die Analyse der Murgangereignisse des Sommers 1987 in der Schweiz hat ergeben, dass über 50% der Anrissgebiete in der periglazialen Höhenstufe lagen (ZIMMERMANN 1990, ZIMMERMANN & HAEBERLI 1992). Seither wird dem Permafrost als möglichem Auslösefaktor von Murgängen v.a. in der Schweiz verstärkte Aufmerksamkeit gewidmet. Entsprechende Untersuchungen waren u.a. Bestandteil eines breit angelegten Projekts des Schweizer Nationalfonds zum Zusammenhang von Klimaänderungen und Naturgefahren (NFP 31) (BADER & KUNZ 1998). In diesem Rahmen wurden sowohl der aktuelle Wissensstand zu allgemeinen Gesetzmäßigkeiten der Verbreitung von Gebirgspermafrost dokumentiert (HAEBERLI et al. 1999) als auch Lokalstudien zu möglicherweise veränderten Gefahrenpotenzialen in der Periglazialstufe durchgeführt, die u.a. den Zusammenhang zwischen Permafrostdegradation und der Häufigkeit und Magnitude von Murgangereignissen zum Gegenstand hatten (GÄRTNER 1996, HOLL 1996, DIKAU et al. 1996, REBETEZ et al. 1997, ZIMMERMANN et al. 1997, LUGON & MONBARON 1998, BLOETZER et al. 1998). Der Ritigraben und sein Einzugsgebiet bildeten einen Schwerpunkt im Rahmen dieser Untersuchungen.

Der größte Murgang in historischer Zeit ereignete sich im Ritigraben am 24. September 1993. Diesem Ereignis gingen für das Lokalklima des nördlichen Mattertals ungewöhnlich starke Regenfälle voraus. So registrierte z.B. die Station Grächen zwischen 21. und 24. September 1993 eine Niederschlagssumme von 119 mm. Durch 11 Murschübe wurden im Talboden des Mattertals insgesamt 60.000 m³ Material abgelagert. Bei Untersuchungen der Anrisszone (vgl. Abb. 6.3) wurde freiliegendes Bodeneis kartiert, womit erstmals direkt die Existenz von Permafrost im Einzugsgebiet des Ritigrabens belegt wurde (DIKAU et al. 1996). Im 20. Jahrhundert sind insgesamt neun Ereignisse dokumentiert, davon allein vier zwischen 1987 und 1993. Die Mehrzahl der Ereignisse stand in engem zeitlichen Zusammenhang mit Starkniederschlägen bei hoch liegender Schneefallgrenze. Allerdings traten auch Murgänge ohne vorhergehenden Niederschlag auf (REBETEZ et al. 1997). Daher wird ein komplexes hydrologisches System im Untergrund des Ritigraben-Blockfelds vermutet, in dem es durch Bewegungen des eisreichen Schuttkörpers zum zeitweisen Aufstau von Schnee- und/oder Permafrostschmelzwasser kommen kann (ZIMMERMANN et al. 1997). Geophysikalische und BTS-Messungen erbrachten zusätzliche indirekte Hinweise auf die Existenz von Permafrost im Ritigraben-Blockfeld (LUGON & MONBARON 1998). Der jüngste Murgang ereignete sich am 28. August 2002. Durch dendrogeomorphologische Analysen einer Generation von über 200 Ablagerungen

auf dem Murkegel des Ritigrabens (Abb. 6.3) konnte die Chronik der Murgangereignisse bis ins Jahr 1605 erweitert werden. Der Nachweis von mindestens 56 Murgängen in diesem Zeitraum brachte außerdem die Erkenntnis, dass eine Ereignishäufung, wie sie am Ende des 20. Jahrhunderts auftrat, kein Einzelfall war. (STOFFEL et al. 2005).

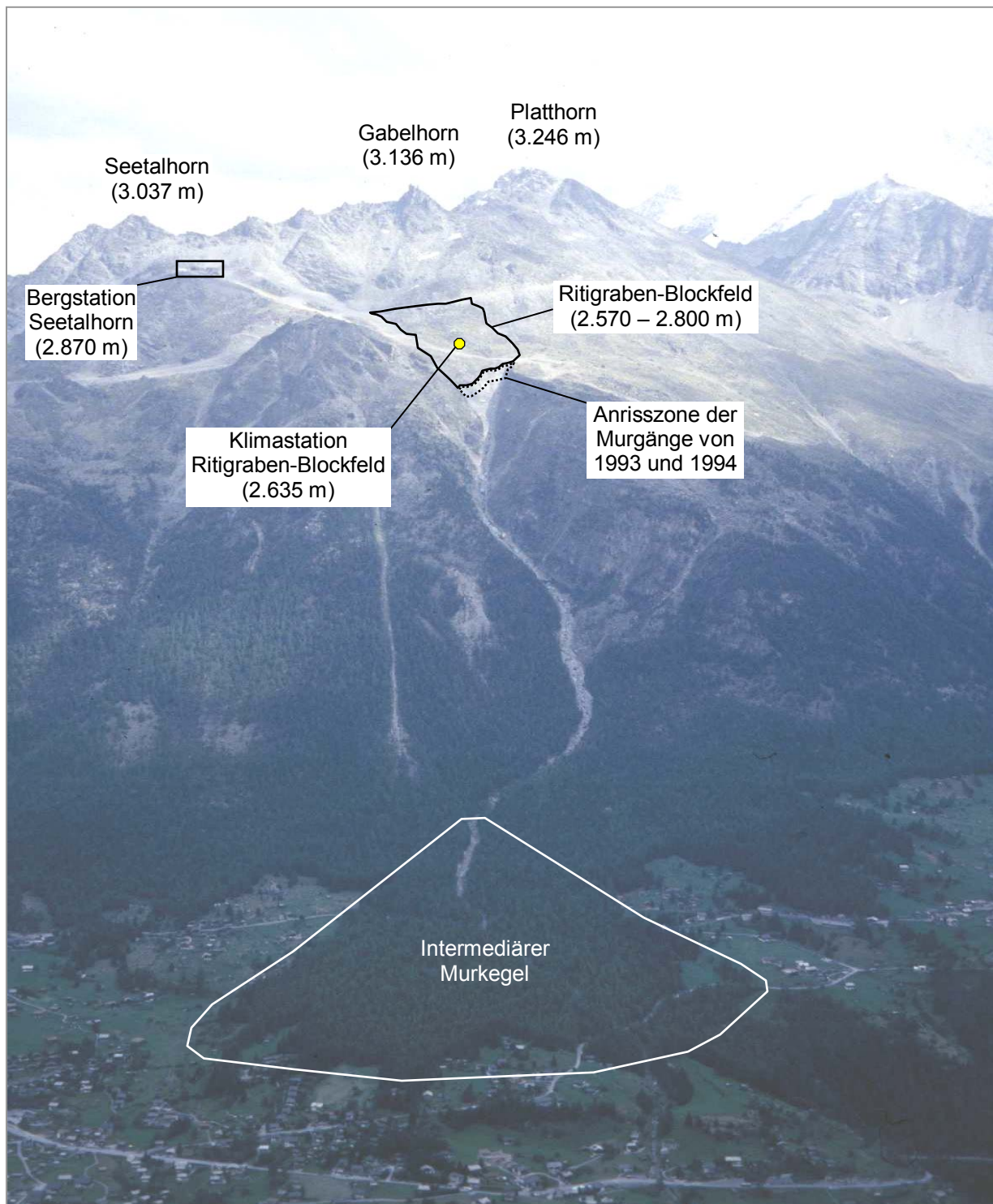


Abb. 6.3 Der obere Teil des Ritigrabens und sein Einzugsgebiet (Aufnahme: Th. Herz, August 1999)

Mithilfe der seit April 2002 vorliegenden Bohrlochdaten konnten einige Aussagen zu den Untergrundverhältnissen im Ritigraben-Blockfeld erhärtet werden. Die Bohrlochtemperaturen haben die Existenz eines Permafrostkörpers von deutlich über 30 m Mächtigkeit bestätigt. Unter Berücksichtigung der sich in 28 m Tiefe andeutenden Gradientumkehr (vgl. Abb. 4.61) kann eine Mächtigkeit von mindestens 50 m angenommen werden. Die vergleichsweise warmen Permafrosttemperaturen zwischen -0.3 und $-0,6^{\circ}\text{C}$ lassen im gesamten Permafrostkörper nennenswerte Gehalte an ungefrorenem Wasser erwarten. So konnte im Anschluss an die Bohrung im Herbst 2001 beim ersten Versuch die Verrohrung nicht vollständig ins Bohrloch eingebracht werden, da sich während der Entnahme des Bohrgestänges an dessen Grund eine ca. 2 m mächtige Wassersäule gebildet hatte. Die bereits relativ niedrigen Luft- und Oberflächentemperaturen zu dieser Jahreszeit und die thermische Filterwirkung der Blockschicht sprechen gegen einen bedeutenden Abfluss von Schmelzwasser am Permafrostspiegel, so dass das Wasser mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Permafrostkörper selbst stammte. Die Existenz von Quellhorizonten in mehreren Niveaus oberhalb der Gemeinde Grächen (SCHNIDRIG 1952), deren Quellen auch nach langen sommerlichen Trockenperioden eine gleichmäßige Schüttung aufweisen, spricht dafür, dass Permafrostschmelzwasser eine wichtige Rolle im Grundwasserhaushalt des Gebiets spielt.

Die Resultate verschiedener Messungen und Beobachtungen (vgl. Kapitel 4.6) sowie die Ergebnisse vorliegender Modellierungen (vgl. Kapitel 6.1.1) zeigen an, dass Permafrost über das Ritigraben-Blockfeld hinaus im Arbeitsgebiet Grächen-Seetalhorn noch weit verbreitet ist. Aufgrund der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit ist davon auszugehen, dass das großflächige Auftreten grobblockiger Deckschichten hierfür maßgeblich mitverantwortlich ist und die Existenz von Permafrost in Höhenlagen bis ca. 2.300 m ermöglicht.

6.2.2 Mögliche Auswirkungen von Klimaschwankungen

Die Auswertung von Bohrlochtemperaturen hat ergeben, dass Klimaschwankungen eine mögliche Ursache für Abweichungen vom linearen Tiefen-Temperatur-Profil nahe der Bodenoberfläche darstellen. Eine positive Abweichung vom linearen Gradientenverlauf nahe der Bodenoberfläche wird der Zunahme mittlerer Oberflächentemperaturen seit dem Ende der kleinen Eiszeit zugeschrieben (vgl. u.a. HARRIS & CHAPMAN 1997, HUANG et al. 2000, ISAKSEN et al. 2001). Die meisten bislang instrumentierten Bohrlöcher zeigen diesen Effekt in mehr oder weniger deutlicher Ausprägung (u.a. LACHENBRUCH et al. 1982, LACHENBRUCH & MARSHALL 1986). Er wurde außerdem in sämtlichen im Rahmen des PACE-Projekts angelegten tiefen Bohrlöchern

nachgewiesen (HARRIS et al. 2003). Im Regelfall nimmt der Betrag der positiven Abweichung vom linearen Gradientenverlauf gegen die Oberfläche kontinuierlich zu. Im Untergrund des Ritigraben-Blockfelds haben die Bohrlochtemperaturmessungen dagegen einen zweimaligen Wechsel in der Verlaufsrichtung des Temperaturgradienten in 12 und ca. 28 m ergeben (vgl. Abb. 4.61). Da sich die Untergrundtemperaturen in diesem Tiefenintervall nur in einem Schwankungsbereich von 0,3°C bewegen und eine komplexe Materialzusammensetzung angenommen werden muss, ist eine klimahistorische Ursache der zweimaligen Gradientenumkehr unwahrscheinlich. Die topographische Situation einer leicht konkaven Hohlform in Hanglage und die wahrscheinliche Zusammensetzung aus Lockermaterial unterschiedlichster Korngrößen, Eis und Wasser lässt eher auf eine kontinuierliche Advektion von Wasser im Lockermaterialkörper des Ritigraben-Blockfelds schließen, die für diese Temperaturverteilung im Untergrund verantwortlich ist.

Laborexperimente im Rahmen des PACE-Projekts haben ergeben, dass die Stabilität eisgefüllter Klüfte in Felswänden rapide abnimmt, wenn die Felstemperaturen einen Schwellenwert von -1°C überschreiten (DAVIES et al. 2001). Für Mischungen aus unkonsolidierten Lockermaterialien, Eis und Wasser in mehr oder weniger steiler Hanglage sind entsprechende Aussagen wesentlich schwieriger. Als gesichert gilt (u.a. HAEBERLI et al. 1997), dass bei solchen Untergrundverhältnissen während der Übergangsphase vom gefrorenen (kein oder nur jahreszeitlich wenig Wasser im Untergrund) in den ungefrorenen Zustand (kein Eis im Untergrund) die Instabilität und damit die Disposition zur Auslösung von Murgängen zunimmt. Die im Ritigraben-Blockfeld gemessenen Untergrundtemperaturen könnten ein Hinweis auf eine solche Übergangsphase sein. Dabei ist – wie oben schon dargelegt – keine Aussage zum Zeitraum möglich, während dem sich die Untergrundtemperaturen bereits in diesem Niveau bewegen. Die auf der Zunahme der Murgangfrequenz Ende des 20. Jahrhunderts basierende Annahme einer nachhaltigen Veränderung der Stabilitätsbedingungen im Ritigraben-Blockfeld hat sich durch den Nachweis vergleichbarer Ereignishäufungen in den vergangenen 400 Jahren (STOFFEL et al. 2005) relativiert.

Die Anpassung der Permafrosttemperaturen an eine Erwärmung der Mitteltemperatur der Bodenoberfläche verläuft schematisch in drei Zeitskalen ab (u.a. HAEBERLI 1990). Im Zeitraum von wenigen Jahren kommt es zu einer Zunahme der Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht mit nachfolgenden Setzungserscheinungen im eisübersättigten Lockermaterial nahe der Bodenoberfläche. In größeren Tiefen passt sich das Tiefen-Temperatur-Profil in einem Zeitraum von Jahrzehnten an. Bis das Signal der Erwärmung die Basis des Permafrostkörpers erreicht, vergehen je nach Ausmaß der Temperaturveränderung und der Beschaffenheit des Untergrunds mindestens mehrere Jahrzehnte. Bis zur Permafrostschmelze an der Basis und einer

vollständig abgeschlossenen Anpassung des Tiefen-Temperatur-Profils an die neue Mitteltemperatur der Bodenoberfläche kann es aber auch Jahrhunderte oder sogar Jahrtausende dauern. Standortspezifische Aussagen zu mittel- und langfristigen Geschwindigkeiten und Folgen dieser Anpassungsreaktion sind ausgehend vom heutigen Prozessverständnis nicht zulässig. Im Allgemeinen wird der Temperaturanstieg seit dem Ende der kleinen Eiszeit in den Alpen mit einem Anstieg der Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung um 100 bis 250 m assoziiert. Eine fortgesetzte Klimaerwärmung um bis zu 4,5°C könnte mittel- bis langfristig einen weiteren Anstieg um 200 bis 700 m bewirken (HAEBERLI 1990).

Sollte sich die aktuell beobachtete Klimaerwärmung fortsetzen, so lässt der fehlende Effekt des Extremsommers 2003 auf die Bohrlochtemperaturen unterhalb von 4 m Tiefe (Abb. 4.62 und 4.63) erwarten, dass die thermische Filterwirkung grobblockiger Deckschichten im Zusammenspiel mit hohen Eisgehalten in dieser Tiefe den Anstieg der Untergrundtemperaturen im Vergleich zu anderen Standorten verzögert und im Ausmaß verringert – zumindest, solange sich die mittleren Schneehöhen nicht signifikant erhöhen. In diesem Sinne verlängert die grundsätzlich Permafrost konservierende Filterwirkung grobblockiger Deckschichten auch die Zeitspanne einer evtl. bereits andauernden oder in Zukunft zu erwartenden Übergangsphase mit reduzierter Hangstabilität. Trotz einer verzögert einsetzenden und verlangsamten Reaktion auf eine Klimaerwärmung nimmt dabei in der Zusammensetzung des Untergrunds der Wassergehalt auf Kosten des Eisanteils sukzessive zu. Eine Zunahme des Wassergehalts im Lockermaterialkörper verändert mit Sicherheit die Grunddisposition für die Auslösung von Murgängen im Ritigraben. Mit ihr erhöht sich einerseits das Risiko, dass Murgänge unabhängig von Starkregenereignissen oder starker Schneeschmelze und somit unerwarteter auftreten. Andererseits nimmt dadurch – wie bereits von ZIMMERMANN et al. (1997) formuliert – die Gefahr zu, dass es zu Ereignissen einer Magnitude kommt, für die in historischer Zeit keine Erfahrungswerte vorliegen.

Auch wenn das Verhalten permafrosthaltiger Lockermaterialkörper im Verlauf einer Klimaerwärmung auf absehbare Zeit nicht exakt prognostiziert werden kann, so ist vor dem Hintergrund der geschilderten Zusammenhänge dennoch die Fortsetzung des begonnenen Monitorings der Bedingungen im Untergrund des Ritigraben-Blockfelds dringend erforderlich.

7 Zusammenfassung und Ansätze für weiterführende Arbeiten

7.1 Zusammenfassung

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit unterstreichen die besondere Bedeutung lokaler Standortfaktoren auf die diskontinuierliche Permafrostverbreitung. Dem für die Periglazialstufe von Hochgebirgen charakteristischen Oberflächentyp "grobblockiger Schutt" kommt in diesem Zusammenhang eine Schlüsselrolle zu.

Der Vergleich ausgewählter Temperaturverläufe sowie die Gegenüberstellung der Temperaturschwankungsbereiche sämtlicher instrumentierten Standorte konnte markante Unterschiede im winterlichen Temperaturregime von Block- und Feinsubstrat aufzeigen, während die Abweichungen im sommerlichen Regime deutlich schwächer ausfielen. Rangkorrelationsrechnungen zu ausgewählten Ausschnitten der Referenzperiode zwischen den in der Blockschicht registrierten Temperaturen und den Verläufen der meteorologischen Haupteinflussparameter Luft- und Oberflächentemperatur ergaben in Abhängigkeit von der Witterung jeweils engere Zusammenhänge zum kälteren der beiden Signale. Aus den Blockschichttemperaturen abgeleitete Rayleigh-Zahlen ergaben ein hohes Potenzial für das Auftreten freier Konvektion in der Hohlraumluft während Phasen mit instabiler Temperaturschichtung. Die Bilanzierung des Energieaustauschs zwischen strahlungsexponierten Blöcken an der Oberfläche und angrenzenden Hohlräumen wies nach, dass der konduktive Wärmefluss durch den Fels und die Abgabe dieser Wärme an den Hohlraum von den thermischen Auswirkungen des turbulenten Austauschs zwischen Hohlraumluft und bodennaher Atmosphäre um ein vielfaches übertroffen wird. Die Berechnung scheinbarer Temperaturleitfähigkeiten lieferte ergänzende Hinweise auf die hierbei beteiligten Wärmetransfermechanismen.

Solange eine Blockschicht nicht durch eine geschlossene Schneedecke abgedeckt wird, unterscheidet sich das Mikroklima in grobblockigem Substrat fundamental von dem in Feinsubstrat, da nicht-konduktive Wärmetransfermechanismen zumindest phasenweise über die Wärmeleitung dominieren. In Abhängigkeit von den beteiligten Wärmetransfermechanismen erhöht sich während diesen Perioden der Energieumsatz im Vertikalprofil. Ihr Einfluss auf die Stabilität der thermischen Schichtung im Hohlraumsystem entscheidet darüber, welche Bereiche der Blockschicht dem erhöhten Energieumsatz unterliegen.

Freie Konvektion setzt immer dann ein, wenn die Temperatur an der Blockschichtoberfläche die aktuell im Hohlraumsystem der Blockschicht herrschenden Temperaturen unterschreitet und dadurch eine Labilisierung in der thermischen Schichtung

der Hohlraumluft bewirkt. Sie tritt somit überwiegend während der kalten Jahreszeit auf. Durch die Labilisierung der thermischen Schichtung erfasst der turbulente Austausch mit der bodennahen Atmosphäre tendenziell die gesamte Blockschicht, woraus eine annähernde Isothermie im Vertikalprofil resultiert.

Der sommerliche Energieaustausch zwischen Blockschicht und bodennaher Atmosphäre wird ebenfalls durch die nicht-konduktiven Prozesse der Wärmestrahlung und der erzwungenen Konvektion verstärkt. Das Ausmaß der Verstärkung ist eng an den Tagesgang des Strahlungsenergieumsatzes an der Blockfeldoberfläche gebunden. Da die Erwärmung der Blockschichtoberfläche die thermische Schichtung in der Hohlraumluft stabilisiert, bleibt der turbulente Austausch mit der ebenfalls erwärmten bodennahen Atmosphäre tendenziell auf die großen oberflächennahen Hohlräume beschränkt. Bei ausreichender Mächtigkeit der Blockschicht bildet sich im Vertikalprofil ein Temperaturgradient aus, der effektiv der Temperaturverteilung in feinkörnigen Substrattypen ähnelt.

Die spezifischen Eigenschaften der Fluidphase führen im Ergebnis dazu, dass die effektive Wärmeleitfähigkeit des Zwei-Phasen-Systems Blockschicht im Fall der Abkühlung von der Oberfläche größer ist als im Fall der Erwärmung. Die thermische Kopplung insbesondere der Blockschichtbasis mit der bodennahen Atmosphäre ist dadurch im Herbst und z.T. noch im Winter wesentlich direkter als im Sommer, was zu einer überdurchschnittlichen Auskühlung der Blockschicht führt. Die charakteristischen Abweichungen vom konduktiv dominierten Bodenwärmefluss rechtfertigen es, grobblockiges Substrat als mikroklimatisch eigenständige Deckschicht anzusprechen.

Die Temperaturreduktion im Vergleich zu anderen Substrattypen ist dabei umso größer, je günstiger das Verhältnis von mittlerer Schneedeckenmächtigkeit zu durchschnittlichen Hohlraumdurchmessern an der Oberfläche der Blockschicht ist. Ihr Betrag unterliegt daher großen räumlichen und interannuellen Schwankungen. Aus dem für die Referenzperiode dokumentierten Witterungsverlauf resultierte im Ritigraben-Blockfeld ein mittlerer Reduktionsbetrag von 3,5°C.

In den Arbeitsgebieten Grächen-Seetalhorn und Zermatt-Gornergrat in Höhenlagen zwischen 2.200 und 3.000 Metern konnten messtechnische Hinweise auf die bzw. Nachweise der Anwesenheit von Permafrost nahezu ausschließlich im räumlichen Zusammenhang mit grobblockigen Oberflächen erzielt werden. Der ermittelte Effekt wurde dementsprechend in eine empirisch-statistische Modellierung der lokalen Permafrostverbreitung integriert. Die dabei erzielten Resultate geben erstmals die aus den Messdaten abgeleitete Kleinräumigkeit in der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung annähernd wieder und bilden dabei auch die stellenweise im Feld vorgefundenen scharfen Übergänge von offensichtlich permafrostunterlegten Arealen (z.B. Blockgletschern) zu (wahrscheinlich) permafrostfreien Gebieten ab.

7.2 Ansätze für weiterführende Arbeiten

Die vorliegenden Ergebnisse weisen dem turbulenten Austausch zwischen Blockschicht und bodennaher Atmosphäre eine entscheidende Rolle im sommerlichen und herbstlichen Temperaturregime zu. Mit der vorgenommenen Instrumentierung im Ritigraben-Blockfeld konnten die thermischen Auswirkungen dieses Austauschs zufriedenstellend erfasst werden. Zum besseren Verständnis der verursachenden Wärmetransferprozesse ist jedoch eine Erweiterung des Messprogramms um zusätzliche Parameter notwendig.

Von zentraler Bedeutung wäre eine hochfrequente Aufzeichnung der beteiligten Luftbewegungen, insbesondere der vertikalen Komponente im turbulenten Austausch. Hierfür bietet sich der Einsatz von Ultraschall-Anemometern an. Zumindest die oberflächennahen Hohlräume sind im Ritigraben-Blockfeld hierfür ausreichend dimensioniert. Weiterhin würde die Installation vertikaler Luftfeuchteprofile parallel zur Hohlraumtemperaturmessung entscheidende Daten zum latenten Energieumsatz in der Hohlraumluft liefern.

Zusätzliche Messdaten sind außerdem zum Verständnis des komplexen winterlichen Temperaturregimes unerlässlich. Entscheidende Bedeutung kommt hierbei einer zuverlässigen und möglichst repräsentativen Erfassung der Schneedeckenentwicklung zu. Auf der Grundlage der vorliegenden Messdaten wäre dabei eine standortbezogene Messung anzustreben. Eine Vergleichsmessung unter einfacheren Bedingungen im näheren Umfeld des Ritigraben-Blockfelds könnte hierfür Referenzdaten liefern.

Ergänzend zur standortbezogenen Punkt- bzw. Profilmessung könnte bei technischer und finanzieller Realisierbarkeit auch eine festinstallierte Messung flächenhafter Daten im Sinne einer räumlich hoch aufgelösten "Fernerkundung" in Erwägung gezogen werden. Entsprechende automatisierte Aufnahmesysteme könnten in jedem Fall zur Dokumentation der Schneedeckenentwicklung im Umfeld der Messstandorte eingesetzt werden. Bei entsprechender Sensorausstattung könnten zusätzlich Muster der Oberflächentemperaturverteilung aufgezeichnet werden.

Oberflächen aus grobblockigem Substrat sind ein verbreitetes Phänomen in der Periglazialstufe von Gebirgen. Häufig bilden sie Deckschichten von Lockermaterialkörpern unterschiedlicher Mächtigkeit und Zusammensetzung. Durch ihre besonderen mikroklimatischen Eigenschaften erzeugen bzw. konservieren sie die tiefsten Vorkommen der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung. In entsprechender topographischer Position muss bei einer fortgesetzten Klimaerwärmung mit einer Veränderung der Stabilität dieser (noch) permafrosthaltigen Lockermaterialkörper gerechnet werden. Ein besseres Verständnis des komplexen Energiehaushalts in grobem Blocksubstrat ist daher nicht nur von akademischer Relevanz.

7.3 Summary

The results of the present study underscore the outstanding importance of site specific factors for the distribution of discontinuous permafrost. The surface type "coarse blocky debris" typical for the periglacial belt of high mountain environments plays a key role within this context.

The comparison of selected temperature courses and of thermal envelopes at all instrumented sites resulted in distinctive differences in the winter thermal regime between coarse and fine substrate. The differences in the summer thermal regime were clearly smaller. Rank correlations for selected parts of the reference period between temperature records registered within the block layer and those of the main meteorological influence parameters air and surface temperature were closer with the cooler signal in each case. Rayleigh numbers calculated from block layer temperatures yielded a high potential for free convection during phases of unstable thermal layering. Calculations of the energy exchange between blocks exposed to solar irradiation and adjacent voids showed, that the conductive energy flux through the blocks and subsequent heat release into the voids was exceeded by far by the thermal effects of the turbulent exchange between void air and near ground atmosphere. The calculation of apparent thermal diffusivities gave additional hints on the involved energy transfer mechanisms.

The microclimate within coarse debris differs substantially from that in soil substrate, as long as the block layer is not completely covered by snow, because non-conductive heat transfer mechanisms dominate over heat conduction at least temporarily. The heat exchange in the profile increases during such periods dependent on the participating heat transfer mechanisms. Their influence on the stability of the thermal layering decides on the portions of the block layer, which are affected from the increased energy exchange.

Free convection starts, as soon as the thermal layering in the fluid phase becomes unstable. This is the case, when the temperature at the block layer surface falls below the temperatures currently prevailing in the void system. Free convection therefore predominantly occurs during cold seasons. The turbulent exchange with the near ground atmosphere during such phases tends to include the whole block layer, resulting in approximately isothermal conditions within the vertical profile.

During summer, the energy exchange between block layer and atmosphere is intensified as well through radiation and forced convection. The degree of this intensification is closely bound to the daily course of the radiation exchange at the block layer surface. The turbulent exchange with the heated near ground atmosphere tends to

be limited to the big voids close to the surface, as the warming at the block layer surface stabilises the thermal layering. The resulting vertical temperature gradient is similar to the temperature distribution in finer grained substrates.

The effective thermal conductivity of the block layer as a two-phase-system is greater in cases of surface cooling than in cases of surface warming, based on the specific properties of the fluid phase. The thermal coupling of the block layer base with the near ground atmosphere therefore is considerably straighter during autumn and, in parts, winter compared to summer conditions. This leads to an above-average cooling of the block layer. These characteristic differences in comparison to the ground heat flux dominated by conduction justify the exclusion of layers consisting of coarse debris as microclimatologically discrete cover layers.

The amount of temperature reduction compared to other substrate types depends on the ratio of mean snow depths to average void diameters at the block cover surface. This amount therefore is subject to big spatial variations and interannual fluctuations. The weather conditions documented for the reference period lead to a mean temperature reduction of 3.5°C at Ritigraben block field.

In both study areas Grächen-Seetalhorn and Zermatt-Gornergrat indications on and evidences for the existence of permafrost could be found almost exclusively in close spatial interrelation with coarse blocky surfaces. The investigated effects were incorporated into an empirical-statistical model of local permafrost distribution. The model output for the first time roughly reproduces the small scale variability of the local discontinuous permafrost distribution derived from ground temperature recordings.

Coarse blocky surfaces are a widespread phenomenon in the periglacial belt of high mountains. They frequently constitute cover layers of bodies of loose material with variable thickness and composition. They produce and conserve the lowermost occurrences of discontinuous mountain permafrost as a result of their characteristic microclimate. A continued climate warming will lead to stability changes at these (still) permafrost containing slopes. A better understanding of the complex energy exchange in coarse debris therefore is not only of academic relevance.

Literaturverzeichnis:

AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover, 392pp.

BADER, S. (2004): Die extreme Sommerhitze im aussergewöhnlichen Witterungsjahr 2003. *Arbeitsbericht der METEOSCHWEIZ*, Nr. 200, Zürich, 23pp.

BADER, S., KUNZ, P. (1998): Klimarisiken – Herausforderung für die Schweiz. Wissenschaftlicher Schlussbericht, NFP 31, Zürich, 307pp.

BADER, S., BANTLE, H. (2004): Das Schweizer Klima im Trend: Temperatur- und Niederschlagsentwicklung 1864-2001. *Veröffentlichung der METEOSCHWEIZ*, Nr. 68, Zürich, 48pp.

BAHRENBERG, G., GIESE, E., NIPPER, J. (1999): Statistische Methoden in der Geographie. Stuttgart, Leipzig, 234pp.

BALCH, E.S. (1900): Glacières or freezing caverns. Philadelphia, 337pp.

BARSCH, D. (1969): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 8, 11-30.

BARSCH, D. (1977): Alpiner Permafrost – ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften, Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte Folge, 118-141.

BARSCH, D. (1978): Rock glaciers as indicators of discontinuous Alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost*, Band 1, Ottawa, 349-352.

BARSCH, D. (1983): Blockgletscher-Studien; Zusammenfassung und offene Probleme. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte Folge, Nr. 35, 133-150.

BARSCH, D. (1996): Rockglaciers. Berlin, 331pp.

BEARTH, P. (1980): Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt 1308 St. Niklaus, Erläuterungen, Basel, 38pp.

BERNHARD, L., SUTTER, F., HAEBERLI, W., KELLER, F. (1998): Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtèl/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, 35-41.

- BLOETZER, W., EGLI, T., PETRASCHKE, A., SAUTER, J., STOFFEL, M. (1998):** Klima-änderungen und Naturgefahren in der Raumplanung – Methodische Ansätze und Fallbeispiele. Synthesebericht NFP 31, Zürich, 200pp.
- BOLTON, D. (1980):** The computation of Equivalent Potential Temperature. *Monthly Weather Review*, Heft 108, 1046-1053.
- BROWN, J., FERRIANS, O.J. JR., HEGINBOTTOM J.A., MELNIKOV, E.S. (1998):** Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions. In International Permafrost Association Standing Committee on Data Information and Communication (comp.). 2003. Circumpolar Active-Layer Permafrost System, Version 2.0. Edited by M. Parsons and T. Zhang. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. CD-ROM.
- BURN, C.R. (1998):** Field Investigations of Permafrost and Climatic Change in Northwest North America. Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, 107-120.
- CHENG, G., DRAMIS, F. (1992):** Distribution of Mountain Permafrost and Climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 3, Nr. 2, 83-91.
- CLAUSER, C., HUENGES, E. (1995):** Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. Rock Physics and Phase Relations, AGU Reference Shelf 3, 105-126.
- DAVIES, M.C.R., HAMZA, O., HARRIS, C. (2001):** The Effect of Rise in Mean Annual Temperature on the Stability of Rock Slopes Containing Ice-Filled Discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 1, 137-144.
- DELALOYE, R., REYNARD, E., LAMBIEL, C., MARESCOT, L., MONNET, R. (2003):** Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich, 175-180.
- DIKAU R., GÄRTNER, H., HOLL, B., KIENHOLZ, H., MANI, P. & ZIMMERMANN, M. (1996):** Untersuchungen zur Murgangaktivität im Mattertal, Wallis, Schweiz. INTERPRAEVENT 1996, Tagungspublikation, Band 1, 397-408
- FAROUKI, O.T. (1986):** Thermal Properties of Soils. Series on Rock and Soil Mechanics, Heft 11, Trans Tech Publications, Clausthal-Zellerfeld, 136pp.
- FLORINETH, D., SCHLÜCHTER, C. (1998):** Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae*, Heft 91, 391-407.
- FRENCH, H.M. (1996):** The Periglacial Environment. Harlow, 341pp.

FUNK, M., HOELZLE, M. (1992): A Model of Potential Direct Solar Radiation for Investigating Occurrences of Mountain Permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 3, Nr. 2, 139-142.

FURRER, G., FITZE, P. (1970): Beitrag zum Permafrostproblem in den Alpen. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Heft 115, Nr. 3, 353-358.

GÄRTNER, H. (1996): Untersuchungen zu Geschwindigkeit und Volumen von Murgängen im Mattertal, Wallis, Schweiz, in den Jahren 1993 und 1994 – Ein Beitrag zur Klimafolgen- und Naturgefahrenforschung. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Heidelberg.

GERBER, E. (1974): Klassifikation von Schutthalden. *Geographica Helvetica*, Heft 2/3, 73-82.

GOERING, D.J. (1998): Experimental Investigation of Air Convection Embankments for Permafrost-resistant Roadway Design. Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, 319-326.

GOERING, D.J., KUMAR, P. (1996): Winter-time convection in open-graded embankments. *Cold Regions Science and Technology*, Heft 24, 57-74.

GOLD, L.W., LACHENBRUCH, A.H. (1973): Thermal conditions in permafrost – A review of North American literature. Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost, American contribution, 3-25.

GOODRICH, L.E. (1978): Some results of a numerical study of ground thermal regimes. 3rd International Conference on Permafrost, Proceedings, Edmonton, 30-34.

GOODRICH, L.E. (1982): The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal*, Heft 19, 421-432.

GORBUNOV, A.P., MARCHENKO, S.S., SEVERSKY, E.V. (2004): The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 15, Nr. 1, 95-98.

GRUBER, S. (2000): Slope Instability and Permafrost – a spatial analysis in the Matter Valley, Switzerland. Diplomarbeit. Institut für Geographie, JLU Giessen, 66pp.

GRUBER, S. (2005): Mountain Permafrost: Transient Spatial Modelling, Model Verification and the Use of Remote Sensing. Dissertation. Universität Zürich, 129pp.

GRUBER, S., HOELZLE, M. (2001): Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 1, 69-78.

GRUBER, S., KING, L., KOHL, T., HERZ, T., HAEBERLI, W., HOELZLE, M. (2004): Interpretation of Geothermal Profiles Perturbed by Topography: the Alpine Permafrost Boreholes at Stockhorn Plateau, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 15, Nr. 4, 349-357.

GUDE, M., DIETRICH, S., MÄUSBACHER, R., HAUCK, C., MOLENDI, R., RUZICKA, V., ZACHARDA, M. (2003): Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich, 331-336.

HAEBERLI, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 9, Heft 1-2, 221-227.

HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 17, Zürich, 221pp.

HAEBERLI, W. (1978): Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. 3rd International Conference on Permafrost, Proceedings, Edmonton, 379-384.

HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of Alpine rock glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 77, Zürich, 142pp.

HAEBERLI, W. (1990): Permafrost. In: VAW (Hrsg.): Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 108, 71-88.

HAEBERLI, W., PATZELT, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 18, Heft 2, 127-150.

HAEBERLI, W., FUNK, M. (1991): Bore hole temperatures at the Colle Gnifetti core-drilling site (Monte Rosa, Swiss Alps). *Journal of Glaciology*, Heft 37, 37-46.

HAEBERLI, W., GUODONG, C., GORBUNOV, A.P., HARRIS, S.A. (1993): Mountain Permafrost and Climatic Change. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 4, Nr. 2, 165-174.

HAEBERLI, W., WEGMANN, M., VONDER MÜHLL, D. (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae*, Heft 90, 407-414.

HAEBERLI, W., HOELZLE, M., KÄÄB, A., KELLER, F., VONDER MÜHLL, D., WAGNER, S. (1998): Ten Years after Drilling through the Permafrost of the Active Rock Glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: Answered Questions and New Perspectives. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, 403-410.

HAEBERLI, W., KÄÄB, A., HOELZLE, M., BÖSCH, H., FUNK, M., VONDER MÜHLL, D. & KELLER, F. (1999): Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge. Schlussbericht NFP 31, Zürich, 190pp.

HAGEDORN, J. (1980): The montane periglacial zone and its morphological lower limit. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl.-Band 36, 96-103.

HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter 1, Thun, 468pp.

HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter 2, Thun, 703pp.

HANSON, S., HOELZLE, M. (2004): The Thermal Regime of the Active Layer at the Murtèl Rock Glacier Based on Data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 15, Nr. 3, 273-282.

HAPPOLDT, H., SCHROTT, L. (1989): Globalstrahlung und Bodentemperaturen in der periglazialen Höhenstufe am Aconcagua, argentinische Hochanden. *Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten*, Band 14, 35-45.

HARRIS, C., HAEBERLI, W., VONDER MÜHLL, D., KING, L. (2001a): Permafrost Monitoring in the High Mountains of Europe: the PACE Project in its Global Context. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 1, 3-11.

HARRIS, C., REA, B., DAVIES, M.C.R. (2001b): Scaled Physical Modelling of Mass Movement Processes on Thawing Slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 1, 125-135.

HARRIS, C., DAVIES, M.C.R., ETZELMÜLLER, B. (2001c): The Assessment of Potential Geotechnical Hazards Associated with Mountain Permafrost in a Warming Global Climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 1, 145-156.

HARRIS, C., VONDER MUEHLL, D., ISAKSEN, K., HAEBERLI, W., SOLLID, J.L., KING, L., HOLMLUND, P., DRAMIS, F., GUGLIELMIN, M., PALACIOS, D. (2003): Warming permafrost in European mountains. *Global and planetary change*, Heft 39, 215-225.

HARRIS, R.N., CHAPMAN, S.D. (1997): Borehole temperatures and a baseline for 20th-century global warming estimates. *Science*, Heft 275, 1618-1621.

HARRIS, S.A. (1996): Lower Mean Annual Ground Temperature Beneath A Block Stream in the Kunlun Pass, Qinghai Province, China. Proceedings of the 5th Chinese Permafrost Conference, Lanzhou, 227-237.

HARRIS, S.A., CORTE, A.E. (1992): Interactions and Relations between Mountain Permafrost, Glaciers, Snow and Water. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 3, Nr. 2, 103-110.

HARRIS, S.A., PEDERSEN, D.E. (1998): Thermal Regimes Beneath Coarse Blocky Materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 9, Nr. 2, 107-120.

HAUCK, C., GUGLIELMIN, M., ISAKSEN, K., VONDER MÜHLL, D. (2001): Applicability of Frequency-Domain and Time-Domain Electromagnetic Methods for Mountain Permafrost Studies. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 1, 39-52.

HAUCK, C., VONDER MÜHLL, D. (2003): Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplement-Band 132, 159-188.

HENRY, K., SMITH, M. (2001): A Model-based Map of Ground Temperatures for the Permafrost Regions of Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 4, 389-398.

HERZ, T., KING, L., GUBLER, H. (2003a): Microclimate within coarse debris of talus slopes in the alpine periglacial belt and its effect on permafrost. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich, 383-387.

HERZ, T., KING, L., GUBLER, H. (2003b): Thermal regime of coarse debris layers in the Ritigraben catchment, Matter Valley, Swiss Alps. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Extended abstracts volume, 61-62.

HINKEL, K.M., OUTCALT, S.I., NELSON, F.E. (1993): Near-surface summer heat-transfer regimes at adjacent permafrost and non-permafrost sites in Central Alaska. Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Wushan Guangzhou, 261-266.

HINKEL, K.M., PAETZOLD, F., NELSON, F.E., BOCKHEIM, J.G. (2001): Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska: 1993-1999. *Global and Planetary Change*, Heft 29, 293-309.

HOELZLE, M. (1992): Permafrost Occurrence from BTS Measurements and Climatic Parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 3, 143-147.

HOELZLE, M. (1994): Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 132, Zürich, 121pp.

HOELZLE, M., HAEBERLI, W., KELLER, F. (1993): Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution. Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Beijing, 272-277.

HOELZLE, M., WEGMANN, M., KRUMMENACHER, B. (1999): Miniature Temperature Dataloggers for Mapping and Monitoring of Permafrost in High Mountain Areas: First Experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 10, Nr. 2, 113-124.

HOELZLE, M., MITTAZ, C., ETZELMÜLLER, B., HAEBERLI, W. (2001): Surface Energy Fluxes and Distribution Models of Permafrost in European Mountain Areas: an Overview of Current Developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr.1, 53-68.

HOELZLE, M., HAEBERLI, W. & STOCKER-MITTAZ, C. (2003): Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. 8th International Conference on Permafrost, Proceedings, Zürich, 419-424.

HOF, R. (2004): Datenbank- und GIS-gestützte Modellierung der regionalen Verbreitung von Permafrost in zwei Testgebieten des Matternals, Schweiz. Diplomarbeit. Institut für Geographie, JLU Giessen, 63pp.

HOF, R., KING, L., HERZ, T., GRUBER, S. (2003): Influence of human activities and climatic change on permafrost at construction sites in Zermatt, Swiss Alps. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Extended abstracts volume, 65-66.

HÖLLERMANN, P. (1983): Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe. Bonner Geographische Abhandlungen, Heft 67, 73pp.

HÖLLERMANN, P. (1985): The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view. *Erdkunde*, Band 39, 259-270.

HOLL, B. (1996): Untersuchungen zu Anrißgebieten und Auslösefaktoren von Murgängen im Matternal, Wallis, Schweiz, in den Jahren 1993 und 1994 – Ein Beitrag zur Klimafolgen- und Naturgefahrenforschung. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Heidelberg.

HORTON, R., WIERENGA, P.J., NIELSEN, D.R. (1983): Evaluation of Methods for Determining the Apparent Thermal Diffusivity of Soil Near the Surface. *Soil Science Society of America Journal*, Heft 47, 25-32.

HUANG, S., POLLACK, H.N., SHEN, P.Y. (2000): Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, Heft 403, 756-785.

HUMLUM, O. (1997): Active Layer Thermal Regime at Three Rock Glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 8, Nr. 4, 383-408.

HURYCH, U. (1987): Untersuchungen zur Frostverwitterung – Geländeaufnahmen am Gornergrat und experimentelle Untersuchungen. Diplomarbeit. Institut für Geographie, JLU Giessen, 231pp.

IPCC (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. HOUGHTON, J.T., DING, Y., GRIGGS, D.J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN P.J., DAI, X., MASKELL, K., JOHNSON, C.A. (Hrsg.): Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, New York, 881pp.

ISAKSEN, K., HOLMLUND, P., SOLLID, J.L. & HARRIS, C. (2001): Three Deep Alpine-Permafrost Boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 1, 13-25.

ISHIKAWA, M. (2003): Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, Heft 52, Nr. 1-2, 105-120.

JOHANSEN, O. (1975): Thermal Conductivity of Soils. CRREL Draft Translation 637 (1977), Hanover, 291pp.

JORGENSEN, M.T., KREIG, R.A. (1988): A model for mapping permafrost distribution based on landscape component maps and climatic variables. Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost, Trondheim, Band 1, 176-182.

KALISCH, A. (1997): Permafrostverbreitung im Raum Zermatt – Modellrechnung und Überprüfung der Ergebnisse anhand eigener Geländeuntersuchungen. Diplomarbeit. Institut für Geographie, JLU Giessen, 116pp.

KANE, D.L., HINKEL, K.M., GOERING, D.J., HINZMAN, L.D., OUTCALT, S.I. (2001): Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change*, Heft 29, 275-292.

KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. Paderborn, 211pp.

KELLER, F. (1992): Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 3, Nr. 2, 133-138.

KELLER, F. (1994): Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie im Oberengadin. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 127, Zürich, 145pp.

KELLER, F., GUBLER, H. (1993): Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtèl/Corvatsch, Swiss Alps. Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Beijing, 332-337.

KEUSEN, H.R., HAEBERLI, W. (1983): Site investigation and foundation design aspects of cable car construction in Alpine permafrost at the 'Chli Matterhorn', Wallis, Swiss Alps. Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, Fairbanks, 601-605.

KING, L. (1984): Permafrost in Skandinavien – Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 76, 174pp.

KING, L. (1986): Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler*, Heft 68 A, Nr. 3, 131-139.

KING, L. (1988): Auf Eis gebaut – Dauerfrostboden in Arktis und Hochgebirge. *Universitas*, Heft 9, 966-975.

KING, L. (1990): Soil and Rock Temperatures in Discontinuous Permafrost: Gornergrat and Unterrothorn, Wallis, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 1, Nr. 2, 177-188.

KING, L. (1996): Dauerfrostboden im Gebiet Zermatt – Gornergrat – Stockhorn: Verbreitung und permafrostbezogene Erschließungsarbeiten. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplement-Band 104, 73-93.

KING, L. (2000): Mountain permafrost in Europe: Occurrence, characteristics, prospecting, mapping and monitoring. PENA, J.L., SÁNCHEZ-FABRE, M., LOZANO, M.V. (Hrsg.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 3-24.

KING, L., GORBUNOV, A.P., EVIN, M. (1992): Prospecting and Mapping of Mountain Permafrost and Associated Phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 3, Nr. 2, 73-81.

KING, L., ÅKERMAN, J. (1993): Mountain permafrost in Europe. Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Beijing, Vol. 2, 1022-1027

KING, L., KALISCH, A. (1998): Permafrost distribution and implications for construction in the Zermatt area, Swiss Alps. Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, 569-574.

KING, L., HOF, R., HERZ, T., GRUBER, S. (2003): Long-term monitoring of borehole temperatures for climate change research and natural hazard management: examples from the Mattertal, Swiss Alps. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Extended abstracts volume, 77-78.

KLENE, A.E., NELSON, F.E., SHIKLOMANOV, N.I., HINKEL, K.M. (2001): The N-factor in natural landscapes: Variability of air and soil-surface temperatures, Kuparuk River Basin, Alaska, USA. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Heft 33, Nr. 2, 140-148.

KNEISEL, C., HAUCK, C., VONDER MÜHLL, D. (2000): Permafrost below the Timberline Confirmed and Characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 11, Nr. 4, 295-304.

KNEISEL, C., HAUCK, C. (2003): Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl.-Bd. 132, 145-159.

KRUMMENACHER, B., BUDMIGER, K., MIHAJLOVIC, D., BLANK, B. (1998): Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentälti, Gemmipass. Mitteilung des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung, Heft 56, Davos, 209pp.

LACHENBRUCH, A.H., SASS, J.H., MARSHALL, B.V., MOSES, T.H. (1982): Permafrost, Heat Flow, and the Geothermal Regime at Prudhoe Bay, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, Heft 87, Nr. B11, 9301-9316.

LACHENBRUCH, A.H., MARSHALL, B.V. (1986): Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science*, Heft 234, 689-696.

LEHMKUHL, F. (1989): Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes. Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 88, 113 pp.

LILJEQUIST, G.H. (1974): Meteorologie. Braunschweig, 368pp.

LOWRIE, W. (1997): Fundamentals of geophysics. Cambridge, 354pp.

LUDWIG, F. (2003): Variable Oberflächenbedingungen als Ursache der Temperaturverteilung im Untergrund alpiner Permafrostgebiete. Diplomarbeit. Institut für Geographie, JLU Giessen. 62pp.

- LUGON, R., MONBARON, M. (1998):** Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Schlussbericht NFP 31, Zürich, 101pp.
- LUNARDINI, V.J. (1978):** Theory of N-factors. Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost, Edmonton, 40-46.
- LUTHIN, J.N., GUYMON, G.L. (1974):** Soil moisture-vegetation-temperature relationships in Central Alaska. *Journal of Hydrology*, Heft 23, 233-246.
- MALBERG, H. (1985):** Meteorologie und Klimatologie. Berlin, Heidelberg, 299pp.
- MARCHENKO, S.S. (2001):** A model of permafrost formation and occurrences in the intracontinental mountains. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Heft 55, 230-234.
- MATSUOKA, N., KAZUOMI, H., WATANABE, T., HAEBERLI, W., KELLER, F. (1998):** The Role of Diurnal, Annual and Millenial Freeze-thaw Cycles in Controlling Alpine Slope Instability. Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, 711-717.
- MITTAZ, C. (2002):** Permafrost Distribution Modeling Based on Energy Balance Data. Dissertation, Universität Zürich, 122pp.
- MITTAZ, C., HOELZLE, M., HAEBERLI, W. (2000):** First results and interpretation of energy-flux measurements over Alpine permafrost. *Annals of Glaciology*, Heft 31, 275-280.
- MITTAZ, C., IMHOF, M., HOELZLE, M., HAEBERLI, W. (2002):** Snowmelt evolution mapping using an energy balance approach over an alpine terrain. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Heft 34, Nr. 3, 274-281.
- MONTEITH, J.L., UNSWORTH, M.H. (1990):** Principles of environmental physics. Sevenoaks, 304pp.
- MURTON, J.B., COUTARD, J.-P., LAUTRIDOU, J.-P., OUZOUF, J.-C., ROBINSON, D.A. & WILLIAMS, R.B.G. (2001):** Physical Modelling of Bedrock Brecciation by Ice Segregation in Permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 3, 255-266.
- NELSON, F.E., OUTCALT, S.I., GOODWIN, C.W., HINKEL, K.M. (1985):** Diurnal Thermal Regime in a Peat-Covered Palsa, Toolik Lake, Alaska. *Arctic*, Vol. 38, Nr. 4, 310-315.
- NICHOLSON, F.H., GRANBERG, H.B. (1973):** Permafrost and snowcover relationships near Schefferville. Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost, North American Contribution, Washington D.C., 151-158.
- NIELD, D.A., BEJAN, A. (1999):** Convection in Porous Media. New York, 546pp.

NYENHUIS, M. (2005): Permafrost und Sedimenthaushalt in einem alpinen Geosystem. Dissertation. Universität Bonn. 217pp.

OKE, T.R. (1987): Boundary layer climates. Cambridge, 435pp.

OUTCALT, S.I., NELSON, F.E., HINKEL, K.M. (1990): The Zero-Curtain Effect: Heat and Mass Transfer Across an Isothermal Region in Freezing Soil. *Water Resources Research*, Heft 26, Nr. 7, 1509-1516.

OSTERKAMP, T.E., ROMANOVSKY, V.E. (1999): Evidende for Warming and Thawing of Discontinuous Permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 10, 17-37.

PANOFSKY, H.A., BRIER, G.W. (1958): Some Applications of Statistics to Meteorology. Pennsylvania State University, University Park.

PÉREZ, F.L. (1998): Conservation of soil moisture by different stone covers on alpine talus slopes (Lassen, California). *Catena*, Heft 33, 155-177.

PHILIPPI, S. (2004): Kleinräumige Variabilität der Bodentemperatur innerhalb der diskontinuierlichen Permafroststufe des Gornergratgebiets, Walliser Alpen. Diplomarbeit, Institut für Geographie, JLU Giessen, 84pp.

PHILIPPI, S., HERZ, T., KING, L. (2003): Near-surface ground temperatures and permafrost distribution at Gornergrat, Matter Valley, Swiss Alps. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Extended abstracts volume, 129-130.

RATHJENS, C. (1982): Geographie des Hochgebirges. Stuttgart, 210 pp.

RAYMOND, M. (2001): Analysis of near-surface temperatures in high mountain permafrost environment. Diplomarbeit. Geographisches Institut, Universität Zürich, 64pp.

REBETEZ, M., LUGON, R., BAERISWYL P.A. (1997): Climatic Change and debris flows in high mountain regions: The case study of the Ritigraben torrent (Swiss alps). *Climatic Change*, Heft 36, 371-389

ROUSE, W.R. (1984): Microclimate of Arctic tree line. 2: Soil microclimate of tundra and forest. *Water Resources Research*, Heft 20, Nr. 1, 67-73.

SAWADA, Y., ISHIKAWA, M., ONO, Y. (2003): Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, Heft 52, Nr. 1-2, 121-130.

SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart, 491pp.

SCHLERF, M. (1999): Die GIS-gestützte Untersuchung von Hanginstabilitäten und Permafrost im Gornergratgebiet, Wallis. Diplomarbeit. Institut für Geographie, JLU Gießen, 92pp.

SCHNIDRIG, A.L. (1952): Grächen – Walliser Bergdorf an der Mischabel. Bern, 104pp.

SCHÖNWIESE, C.D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Stuttgart, 298pp.

SCHROTT, L. (1991): Global Solar Radiation, Soil Temperature and Permafrost in the Central Andes, Argentina: a Progress Report. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 2, 59-66.

SERKITJIS, M., HAGENTOFT, C.E. (1998): The Influence of Natural Convection on the Heat Transfer in an Air Filled Porous Medium Bounded by an Air Layer. *Nordic Journal of Building Physics*, Heft 1, 1997-1998. (<http://www.byv.kth.se/avd/byte/bphys/>)

SMITH, M.W. (1975): Microclimatic influences on ground temperatures and permafrost distribution, Mackenzie Delta, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Heft 12, 1421-1438.

SMITH, M.W., RISEBOROUGH, D.W. (1996): Permafrost Monitoring and Detection of Climate Change. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 7, Nr. 4, 301-309.

SMITH, M.W., RISEBOUOUGH, D.W. (2002): Climate and the Limits of Permafrost: A Zonal Analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 13, Nr. 1, 1-15.

SPECK, C.K. (1994): Änderung des Grundwasserregimes unter dem Einfluss von Gletschern und Permafrost. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 134, 164pp.

STOFFEL, M., LIÈVRE, I., CONUS, D., GRICHTING, M.A., RAETZO, H., GÄRTNER, H.W., MONBARON, M. (2005): 400 Years of Debris-Flow Activity and Triggering Weather Conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, Heft 37, Nr. 3, 387-395.

SUTTER, F. (1996): Untersuchung von Schloten in der Schneedecke des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch. Diplomarbeit. Geographisches Institut, Universität Zürich, 86pp.

TANAKA, H.L., NOHARA, D., YOKOI, M. (2000): Numerical Simulation of Wind Hole Circulation and Summertime Ice Formation at Ice Valley in Korea and Nakayama in Fukushima, Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Heft 78, Nr. 5, 611-630.

TROLL, C. (1966): Ökologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung. Erdkundliches Wissen, Heft 11, Wiesbaden, 366pp

VEIT, H. (2002): Die Alpen – Geoökologie und Landschaftsentwicklung, Stuttgart, 352pp.

VOLK, M. (1990): Vergleichende klimatologische Analyse der Höhenlage von Blockgletschern in zwei Untersuchungsräumen der Schweizer Alpen. Diplomarbeit. Institut für Geographie, JLU Giessen, 105pp.

VONDER MÜHLL, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 122, Zürich, 222pp.

VONDER MÜHLL, D., HAUCK, C., GUBLER, H., McDONALD, R., RUSSIL, N. (2001): New Geophysical Methods of Investigating the Nature and Distribution of Mountain Permafrost with Special Reference to Radiometry Techniques. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 12, Nr. 1, 27-38.

WAHRHAFTIG, C., COX, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America bulletin*, Heft 70, 383-435.

WAELEBROECK, C. (1993): Climate-soil processes in the presence of permafrost: a systems modelling approach. *Ecological modelling*, Heft 69, 185-225.

WAKONIGG, H. (1996): Unterkühlte Schutthalden. Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz, Band 33, 209-223.

WASHBURN, A.L. (1979): Periglacial Processes and Environments, Norwich, 406pp.

WEAST, R.C. (1988): Handbook of chemistry and physics. Boca Raton.

WEGMANN, M. (1998): Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfrauoch – Aletsch. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 161, 144pp.

WHITE, S.E. (1976): Rock glaciers and Block Fields, Review and New Data. *Quaternary Research*, Heft 6, 77-97.

WILLIAMS, P.J., SMITH, M.W. (1989): The Frozen Earth – Fundamentals of geocryology. Cambridge, 306pp.

WILLIAMS, D.J., BURN, C.R. (1996): Surface Characteristics Associated with the Occurrence of Permafrost near Mayo, Central Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, Heft 7, Nr. 2, 193-206.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (1997): GHOST – Global Hierarchical Observing Strategy. GCOS-33, WMO no. 862.

WOODSIDE, W., MESSMER, J.M. (1961): Thermal conductivity of porous media. *Journal of Applied Physics*, Heft 32, Nr. 9, 1688-1706.

YU, W., LAI, Y., ZHANG, X., ZHANG, S., XIAO, J. (2004): Laboratory investigation on cooling effect of coarse rock layer and fine rock layer in permafrost regions. *Cold Regions Science and Technology*, Heft 38, 31-42.

ZIMMERMANN, M. (1990): Periglaziale Murgänge. In: VAW (Hrsg.): Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 108, 89-107.

ZIMMERMANN, M., HAEBERLI, W. (1992): Climatic Change and Debris Flow Activity in High-Mountain Areas – A Case Study in the Swiss Alps. *Catena*, Suppl.-Bd. 22, 59-72.

ZIMMERMANN, M., MANI, P., GAMMA, P., GSTEIGER, P., HEINIGER, O. & HUNZIKER, G. (1997): Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz. Schlussbericht NFP 31, Zürich, 161pp.

ZOTH, G., HÄNEL, R. (1988): (Hrsg.: HÄNEL, R., RYBACH, L., STEGENA, L.) Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination, Appendix, Dordrecht, 449-466.