

# **Bodentemperaturmessungen und -simulationen im Lötschental (Schweizer Alpen)**

**Dissertation**

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Matthias Welpmann

aus

Osnabrück

Bonn, August 2003

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. M. Winiger

2. Referent: Prof. Dr. G. Menz

Tag der Promotion:

# INHALTSVERZEICHNIS

## Abbildungsverzeichnis

## Tabellenverzeichnis

## Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

<b>1</b>	<b>EINFÜHRUNG</b> .....	<b>1</b>
1.1	Problemstellung, Struktur und Ziele der Arbeit .....	1
1.2	Forschungsstand.....	3
<b>2</b>	<b>BODENTEMPERATUR: THEORETISCHE GRUNDLAGEN</b> .....	<b>7</b>
2.1	Thermodynamische Grundlagen .....	7
2.2	Energiebilanz an der Bodenoberfläche und Einfluss der Vegetation .....	8
2.3	Zusammensetzung des Bodens .....	9
2.4	Komponenten des Bodenwärmehaushalts.....	10
2.5	Bodentemperaturen im Hochgebirge.....	13
2.5.1	Höhenabhängigkeit der Strahlung .....	13
2.5.2	Höhengradienten der Luft- und Bodentemperaturen .....	13
2.5.3	Einfluss des Reliefs .....	14
<b>3</b>	<b>UNTERSUCHUNGSGEBIET</b> .....	<b>16</b>
3.1	Lage und Topographie.....	16
3.2	Geologie, Geomorphologie und Böden .....	17
3.3	Klima .....	19
3.4	Vegetation .....	20
3.5	Anthropogene Nutzung, Tourismus.....	21
<b>4</b>	<b>DATENGRUNDLAGE</b> .....	<b>23</b>
4.1	Klimastationen.....	23
4.1.1	Standorte und Messparameter .....	23
4.1.2	Übersicht Messdaten .....	24
4.1.2.1	Witterung 2000.....	27
4.1.2.2	Witterung 2001.....	27
4.2	Digitales Höhenmodell, Standortvermessung .....	28
4.3	Vegetation .....	28
4.4	Substrat .....	29

<b>5</b>	<b>BODENTEMPERATURMESSUNGEN .....</b>	<b>32</b>
5.1	Messtechnik, Standortauswahl und Messperioden .....	32
5.1.1	Messtechnik.....	32
5.1.2	Standortauswahl und Messperioden.....	33
5.2	Die Bodentemperaturverhältnisse im Überblick .....	36
5.3	Die Bodentemperaturverhältnisse an Einzelstandorten .....	38
5.3.1	Gletschervorfeld (GLE): vegetationsfreier Standort am Talboden.....	38
5.3.2	Station Chumme (CHU): Sonnenhangstandort mit alpinem Rasen.....	40
5.3.3	Waldgrenze (WAL): beschatteter Sonnenhangstandort .....	42
5.3.4	Nätswald 2 (NA2): Schatthangstandort am Waldrand .....	43
5.3.5	Bätzlerfridhof (BAE, BAN, BAW): Karmulde am Schatthang.....	44
5.3.6	Höhenweg (HO1, HO2): Vergleich Wald – alpiner Rasen.....	45
5.4	Andauer der winterlichen Schneebedeckung.....	46
<b>6</b>	<b>BODENTEMPERATURMODELLIERUNG AN EINZELPUNKTEN .....</b>	<b>49</b>
6.1	Das Modell BEKLIMA .....	49
6.1.1	Modellgrundlagen .....	49
6.1.1.1	Allgemeine Struktur des Modells.....	49
6.1.1.2	Simulation des Wärmetransports im Boden .....	50
6.1.2	Anwendung des Modells .....	51
6.1.3	Standorteigenschaften und meteorologische Stationsdaten.....	53
6.2	Sensitivitätsanalysen .....	55
6.3	Modellergebnisse .....	63
6.3.1	Simulationszeitraum, Start- und Randbedingungen .....	63
6.3.2	Statistische Evaluierung .....	64
6.3.3	Einzelergebnisse an den Stationsstandorten.....	65
6.3.3.1	Chumme .....	67
6.3.3.2	Grund.....	69
6.3.3.3	Männlich.....	72
6.3.3.4	Ried .....	75
6.3.4	Zusammenfassung der Modellergebnisse.....	77
<b>7</b>	<b>FLÄCHENHAFTE BODENTEMPERATURMODELLIERUNG .....</b>	<b>79</b>
7.1	Das Modell BTEMP .....	79
7.1.1	Grundüberlegungen zu einem einfachen, flächenhaften Modellansatz .....	79
7.1.2	Modellstruktur .....	80
7.1.3	Berechnung der Lufttemperaturen und der unteren Randbedingung.....	81
7.1.4	Bodentemperaturberechnung.....	84

7.1.5	Strahlungskorrektur .....	85
7.1.6	Vegetationskorrektur .....	86
<b>7.2</b>	<b>BTEMP: Modellergebnisse und Validierung.....</b>	<b>88</b>
7.2.1	Modellergebnisse 2000.....	88
7.2.1.1	Einzelergebnisse 2000: Bätzlerfridhof Ost (BAE) .....	94
7.2.1.2	Einzelergebnisse 2000: Chumme (CHU) .....	95
7.2.1.3	Einzelergebnisse 2000: Nätswald I (NA1) .....	96
7.2.1.4	Einzelergebnisse 2000: Ried (RIE) .....	97
7.2.1.5	Einzelergebnisse 2000: Gletscheralp (GLP).....	99
7.2.1.6	Flächenhafte Ergebnisse 2000 .....	100
7.2.2	Modellergebnisse 2001.....	102
7.2.2.1	Einzelergebnisse 2001: Chumme (CHU, CHS, CHW) .....	104
7.2.2.2	Einzelergebnisse 2001: Höhenweg I / II (HO1, HO2).....	106
7.2.2.3	Einzelergebnisse 2001: Nätswald I / V (NA1, NA5).....	107
7.2.2.4	Einzelergebnisse 2001: Ried (RIE) .....	108
7.2.2.5	Flächenhafte Ergebnisse 2001 .....	109
7.2.3	Anwendung von BTEMP auf Test-DGM.....	111
7.2.3.1	Erzeugung Test-DGM .....	111
7.2.3.2	Erzeugung Test-Eingangsgrößen für BTEMP .....	112
7.2.3.3	Modellergebnisse für Test-DGM.....	113
<b>7.3</b>	<b>BTEMP: Anwendungsmöglichkeiten und Grenzen .....</b>	<b>115</b>
<b>8</b>	<b>DISKUSSION UND AUSBLICK.....</b>	<b>117</b>
<b>8.1</b>	<b>Bodentemperaturmessungen .....</b>	<b>117</b>
<b>8.2</b>	<b>Bodentemperaturmodellierung an Einzelpunkten .....</b>	<b>117</b>
<b>8.3</b>	<b>Flächenhafte Bodentemperaturmodellierung .....</b>	<b>119</b>
<b>8.4</b>	<b>Ausblick.....</b>	<b>121</b>
<b>9</b>	<b>ZUSAMMENFASSUNG.....</b>	<b>122</b>
<b>10</b>	<b>ABSTRACT .....</b>	<b>124</b>

## Literaturverzeichnis

## Danksagung

## ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 2–1: Wärmetransport im 3-Phasen-System Boden ( $pF$ =Wasserspannung, $WG$ =Wassergehalt, $k$ = hydraulische Leitfähigkeit, $\Psi$ = Wasserpotenzial; aus: Hartge und Horn 1991)	10
Abb. 2–2: Wärmeleitfähigkeit $K$ [ $mJ/(cm\ K\ s)$ ] und Wärmediffusivität $D$ [ $cm^2 / s$ ] in Abhängigkeit vom Wassergehalt $\theta$ [Massenanteil] für Sand, Ton und Torf (aus Gisi 1997:85)	11
Abb. 3–1: Lage des Lötschentals innerhalb der Schweiz (ETH Zürich 1998) und Blick in das Tal in Richtung ENE (Verfasser)	16
Abb. 3–2: Klimadiagramm Lötschental (gemittelte Tages- bzw. Monatswerte der ehem. Station Ried 1974-1998; MeteoSchweiz 2001b)	19
Abb. 4–1: GIUB-Klimastation Ried	24
Abb. 4–2: Lufttemperaturen Ried, Grund, Chumme, Mannlich 2000 (Tageswerte)	25
Abb. 4–3: Lufttemperaturen Ried, Grund, Chumme, Mannlich 2001 (Tageswerte)	26
Abb. 4–4: Darstellung der Bodenarten an den Einzelstandorten (Tab. 4–4) im Körnungsdreieck; Klassifikation gemäß Arbeitsgemeinschaft Boden (1994)	30
Abb. 5–1: Längsschnitt Temperaturlogger UTL-1 (Geographisches Institut der Universität Bern 2001) und Einbauschema (eigener Entwurf)	32
Abb. 5–2: Lage der Klimastationen und Bodentemperaturlogger im Lötschental (weitere Angaben: Tab. 5–1 und Tab. 5–2)	34
Abb. 5–3: Messstandort Gletschervorfeld (GLE)	38
Abb. 5–4: Bodentemperatur Gletschervorfeld 10/30/50 cm, 01.06.-31.07.00 (Stundenwerte): die mit der Bodentiefe zunehmende Dämpfung des Temperaturverlaufs ist deutlich erkennbar	39
Abb. 5–5: Bodentemperatur Gletschervorfeld 10/30/50 cm, 02.07. (01:00) – 03.07.00 (06:00): mit zunehmender Bodentiefe verschiebt sich das Temperaturmaximum zeitlich nach hinten	40
Abb. 5–6: Station Chumme und Bodentemperaturmesspunkt CHU (Pfeil)	40
Abb. 5–7: Bodentemperatur Chumme 10/30 cm, 07/1999 bis 08/2002 (Stundenwerte): Bodentemperaturdynamik über mehrere Jahre; die negativen Werte Anfang 2002 deuten auf eine nicht vorhandene oder sehr dünne Schneedecke in dieser Zeit hin	41
Abb. 5–8: Messstandort Waldgrenze (WAL)	42
Abb. 5–9: Bodentemperaturen Waldgrenze 07/1999 bis 09/2001 (Stundenwerte): im Vergleich zu Chumme gedämpfter Temperaturverlauf durch Baumschatten	42
Abb. 5–10: Messstandort Nätswald 2 (NA2)	43
Abb. 5–11: Bodentemperaturen Nätswald 2 10/1999 bis 09/2001 (Stundenwerte): stark abgeschatteter Standort mit niedrigen Durchschnittswerten und geringer Tagesamplitude	43
Abb. 5–12: Bätzlerfridhof (Übersicht)	44
Abb. 5–13: Bätzlerfridhof Ost / West / Nord: Bodentemperaturen 10 cm, 01.05.-15.07.2000: expositionsbedingte Differenzierung der Ausaperungstermine	44
Abb. 5–14: Messstandorte Höhenweg I/II (HO1, HO2)	45

Abb. 5–15: Höhenweg I/II: Bodentemperaturen 01.07.-15.09.2001 (Stundenwerte): Vergleich zwischen HOII (offenes Gelände) mit großer Tagesamplitude und dem nahegelegenen HOI (im Wald) mit deutlich gedämpftem Temperaturverlauf und niedrigeren Durchschnittswerten.....	46
Abb. 6–1: Modellschema BEKLIMA: dargestellt sind die wichtigsten Angaben zur Charakterisierung des Standortes, die Eingabegrößen (TL: Lufttemperatur, RF: rel. Luftfeuchte, VV: Windgeschwindigkeit, RG: Globalstrahlung, : RR: Niederschlag, NG: langw. Gegenstrahlung oder Bewölkungsanteil), die vertikale Aufteilung der Bodenschichten (vgl. Tab. 6–1) und ein Teil der Ausgabegrößen.....	50
Abb. 6–2: Chumme, gemessene und mit BEKLIMA simulierte Bodentemperatur in 30 cm Tiefe, 29.05. - 18.07.00; Sensitivität Blattflächenindex [ $m^2_{\text{Blätter}}/m^2_{\text{Boden}}$ ] und Bestandshöhe [m].....	58
Abb. 6–3: Chumme, gemessene und mit BEKLIMA simulierte Bodentemperatur in 10 cm Tiefe, 29.05. - 18.07.00; Sensitivität Blattflächenindex [ $m^2_{\text{Blätter}}/m^2_{\text{Boden}}$ ] und Bestandshöhe [m].....	59
Abb. 6–4: Chumme, gemessene und mit BEKLIMA simulierte Bodentemperatur in 10 und 30 cm Tiefe, 29.05. - 18.07.00; Sensitivität Bodenart (Ton- und Schluffanteile in Masse-%).....	60
Abb. 6–5: Chumme, gemessene und mit BEKLIMA simulierte Bodentemperatur in 10 und 30 cm Tiefe, 29.05. - 18.07.00; Sensitivität organische Substanz [Masse-%].....	61
Abb. 6–6: Chumme, Variationen Wurzelverteilung (Anteil an Wurzelmasse pro Schicht).....	62
Abb. 6–7: Chumme: Stündliche Bodentemperaturen 10/30 cm (Messung vs. BEKLIMA) und Tageswerte Lufttemperatur, Globalstrahlung, Niederschlag 26.04. - 01.10.2000 .....	68
Abb. 6–8: Grund: Stündliche Bodentemperaturen 10/30 cm (Messung vs. BEKLIMA) und Tageswerte Lufttemperatur, Globalstrahlung, Niederschlag 17.05. - 01.10.2000 .....	71
Abb. 6–9: Mannlich: Stündl. Bodentemperaturen 10/25 bzw. 30 cm (Messung vs. BEKLIMA) und Tageswerte Lufttemp., Globalstrahlung, Niederschlag 15.05.-01.10.00.....	74
Abb. 6–10: Ried: Stündliche Bodentemperaturen 10/30 cm (Messung vs. BEKLIMA) und Tageswerte Lufttemperatur, Globalstrahlung, Niederschlag 09.04. - 01.10.2000 .....	76
Abb. 7–1: BTEMP-Schema am Einzelpunkt; t = aktueller Zeitschritt, t-1 = vorhergehender Zeitschritt, Rad.Korr. = Strahlungskorrektur, Veg.-Korr. = Vegetationskorrektur.....	81
Abb. 7–2: Höhengradienten der Lufttemperatur Ried-Grund, Ried-Chumme und Ried-Mannlich (Tageswerte und 15-tägiges gleitendes Mittel) 19.05. bis 01.10.2000.....	82
Abb. 7–3: Berechnung des Lufttemperaturgradienten im BTEMP-Modul LuftTemp.....	83
Abb. 7–4: Potenzielle Globalstrahlungssumme [Wh] für das Untersuchungsgebiet am 173. / 269. Tag des Jahres .....	86
Abb. 7–5: Vegetationsverteilung Lötschental (aus Daten von Hörsch, 2001).....	88
Abb. 7–6: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen BAE 10 cm .....	95
Abb. 7–7: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen BAE 30 cm .....	95
Abb. 7–8: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen CHU 10 cm.....	96
Abb. 7–9: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen CHU 30 cm.....	96
Abb. 7–10: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen NA1 10 cm.....	97
Abb. 7–11: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen NA1 30 cm.....	97

Abb. 7–12: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen RIE 10 cm.....	98
Abb. 7–13: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen RIE 30 cm.....	98
Abb. 7–14: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen GLP 10 cm.....	99
Abb. 7–15: BTEMP-Ergebnisse Lötschental 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm.....	101
Abb. 7–16: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen CHU undCHS 10 cm .....	105
Abb. 7–17: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen CHW 10 cm.....	106
Abb. 7–18: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen HO1 10 cm.....	106
Abb. 7–19: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen HO2 10 cm.....	107
Abb. 7–20: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen NA1 10 cm.....	107
Abb. 7–21: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen NA5 10 cm.....	108
Abb. 7–22: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen RIE 10 cm	109
Abb. 7–23: BTEMP-Ergebnisse Lötschental 2001: Bodentemperaturen [°C] 10 cm.....	110
Abb. 7–24: Test-DGM: Höhe [m], Querprofil [m / m], Exposition, Hangneigung [°] .....	111
Abb. 7–25: Pot. Tägliche Globalstrahlungssumme [Wh] Test-DGM: 182. und 212. Tag.....	112
Abb. 7–26: Test-DGM: Vegetations-Höhenstufen.....	113
Abb. 7–27: BTEMP-Ergebnisse Test-DGM: Bodentemperaturen [°C] in 10 cm Tiefe für den 193. bis 198. Tag , vegetationsfrei, Bewölkung 4/8.....	113
Abb. 7–28: BTEMP-Ergebnisse Test-DGM: Vegetation lichter Nadelwald, sonst wie Abb. 7–27 .....	114
Abb. 7–29: BTEMP-Ergebnisse Test-DGM: Vegetation in Höhenstufen (vgl. Abb. 7–26), sonst wie Abb. 7–27 .....	114
Abb. 7–30: BTEMP-Ergebnisse Test-DGM: Bodentemperaturen [°C] in 10 cm Tiefe für den 196. Tag, Vegetation lichter Nadelwald, Bewölkung 0/8, 4/8 und 8/8 .....	114



## TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 3–1: Lufttemperatur und Niederschlag Ried 1974-1998 (MeteoSchweiz 2001b) .....	19
Tab. 4–1: Übersicht Klimastationen Lötschental .....	23
Tab. 4–2: Lufttemperaturen Ried, Grund und Chumme 2000 (aus Tageswerten) .....	25
Tab. 4–3: Lufttemperaturen Grund und Chumme 2001 (aus Tageswerten).....	26
Tab. 4–4: Bodenarten Lötschental: Ergebnisse der GIUB-Laboruntersuchungen und Klassifikation gemäß Arbeitsgemeinschaft Boden (1994); alle Anteile in Masse-%.....	29
Tab. 5–1: Bodentemperaturmessungen Lötschental (vgl. Tab. 5–2).....	34
Tab. 5–2: Bezeichnungen der Stationsstandorte (Kurz-/Langform).....	35
Tab. 5–3: Übersicht Bodentemperaturdaten [°C] für das Jahr 2000 (aus Tageswerten) und die Messtiefen 10, 30 und 50 cm unter Geländeoberkante .....	36
Tab. 5–4: Übersicht Bodentemperaturdaten [°C] vom 01.07. bis 25.08.2001 (aus Stundenwerten) für die Messtiefe 10 cm unter Geländeoberkante .....	37
Tab. 5–5: Dauer der Schneebedeckung an den Messstandorten .....	47
Tab. 6–1: Untere Schichtgrenzen BEKLIMA (Standard / modifiziert) .....	52
Tab. 6–2: Bodenart und Albedo des trockenen Bodens an den Klimastationsstandorten .....	54
Tab. 6–3: BEKLIMA-Modellrealisationen 2000: Vergleich von gemessenen und modellierten Bodentemp.; im Verlauf der Simulationen kalibrierte Werte für Blattflächenindex und Bestandshöhe.....	66
Tab. 7–1: BTEMP: Bodentemperatur-Korrekturwerte (Offset in °C) und Dämpfungsfaktoren (Anzahl der Perioden für gleitendes Mittel) für die Vegetationsklassen des Untersuchungsgebietes (ohne die Klasse "Siedlung, Infrastruktur") .....	87
Tab. 7–2: Auswahl der Messstationen (vgl. Tab. 5–1) und Vergleichszeiträume für die BTEMP-Simulationen 2000.....	89
Tab. 7–3: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm, ohne Korrektur .....	90
Tab. 7–4: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 30 cm, ohne Korrektur .....	91
Tab. 7–5: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm, nur Strahlungskorrektur .....	91
Tab. 7–6: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 30 cm, nur Strahlungskorrektur .....	92
Tab. 7–7: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm, nur Vegetationskorrektur .....	92
Tab. 7–8: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 30 cm, nur Vegetationskorrektur .....	93
Tab. 7–9: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemp. [°C] 10 cm, Strahlungs- & Vegetationskorr. ....	93
Tab. 7–10: BTEMP 2000: Bodentemp. [°C] 30 cm, Strahlungs- & Vegetationskorrektur.....	94
Tab. 7–11: Ergebnisse BTEMP 2001, Bodentemperaturen [°C] 10 cm, ohne Korrektur .....	102
Tab. 7–12: BTEMP 2001, Bodentemperaturen [°C] 10 cm, nur Strahlungskorrektur .....	103
Tab. 7–13: BTEMP 2001, Bodentemperaturen [°C] 10 cm, nur Vegetationskorrektur .....	103
Tab. 7–14: BTEMP 2001, Bodentemperaturen [°C] 10 cm, Strahlungs- & Vegetationskorrektur .....	104

## VERZEICHNIS DER ABKÜRZUNGEN UND SYMBOLE

AMBETI	Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption
$A_0$	Amplitude der Temperaturschwankungen an der Bodenoberfläche [K]
$A_j$	Amplitude der jährlichen Bodentemperaturschwankungen [K]
$A_t$	Amplitude der täglichen Bodentemperaturschwankungen [K]
B	Bodenwärmefluss [ $W / m^2$ ]
BEKLIMA	AMBETI-Variante zur Berechnung des Bestandsklimas und der Bodentemperatur
BodenTemp	Bodentemperaturmodul des Modells BTEMP
BTEMP	Modell zur flächenhaften Simulation der Bodentemperatur
BTS	Basistemperatur der winterlichen Schneedecke
c	stoffspezifische Wärmekapazität [ $J / (kg K)$ ]
CME	Coefficient of model efficiency
$c_p$	spezifische Wärme der Luft [ $J / kg K$ ]
$C_v$	volumetrische Wärmekapazität [ $J / (cm^3 K)$ ]
d	Dämpfungstiefe [m]
D	Temperaturleitfähigkeit oder thermische Diffusivität [ $cm^2 / s$ ]
$\Delta$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa / K]
DHM25	Digitales Höhenmodell der Schweiz, Rasterweite 25 m
DWD	Deutscher Wetterdienst
e	Eulerzahl (2,71828...)
$e_a$	aktueller Dampfdruck [hPa]
EISLF	Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung
$e_s$	Sättigungsdampfdruck [hPa]
$f_x$	Wärmetransport verbunden mit dem Wassertransport im Boden
$\gamma$	Psychrometerkonstante [hPa / K]
GIS	Geographisches Informations System
GIUB	Geographisches Institut der Universität Bonn
GPS	Global positioning system
H	fühlbarer Wärmefluss [ $W / m^2$ ]
IA	Index of agreement

$j_{HD}$	flächenspezifischer, diffusiver Wärmefluss [ $J / cm^2 s$ ]
$K$	materialspezifische Wärmeleitfähigkeit [ $mJ/(cm K s)$ ]
LAI	Leaf area index (Blattflächenindex) [ $m^2_{Blätter} / m^2_{Boden}$ ]
$\lambda$	latente Verdunstungsenthalpie [ $J / Kg$ ]
L(ET)	latenter Wärmefluss durch Evapotranspiration [ $W / m^2$ ]
LuftTemp	Lufttemperaturmodul des Modells BTEMP
$m$	Masse [ $kg$ ]
MeteoSchweiz	Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie (Schweiz)
$\omega$	Kreisfrequenz [ $1 / s$ ]
$\Phi$	Phasenkonstante [dimensionslos]
$Q$	(übertragene) Wärmemenge [ $J$ ]
$q_h$	Senkenterm [ $W / m^3$ ]
$q_{ph}$	latente Wärme beim Schmelzen / Gefrieren von Bodenwasser [ $W / m^3$ ]
$r_a$	aerodynamischer Widerstand [ $s / m$ ]
$Rad_{Mess}$	gemessene Globalstrahlung [ $Wh$ ]
$Rad_{pot}$	potenzielle Globalstrahlung [ $Wh$ ]
$\rho_a$	Luftdichte [ $kg / m^3$ ]
RMSE	Root mean square error
$R_n$	Nettoeinstrahlung (Strahlungsbilanz) [ $W / m^2$ ]
$r_s$	Bulk-Stomata-Widerstand [ $s / m$ ]
SMA	Schweizerische Meteorologische Anstalt (heute: MeteoSchweiz)
SVAT	Soil vegetation atmosphere transfer
$T$	Temperatur [ $K$ bzw. $^{\circ}C$ ]
$T_m$	mittlere Bodentemperatur [ $^{\circ}C$ ]
$T_{mj}$	mittlere Jahresbodentemperatur [ $^{\circ}C$ ]
$U$	innere Energie [ $J$ ]
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
UTL	Universal Temperatur Logger
$V$	Volumeneinheit Boden [ $cm^3$ ]
$W$	geleistete Arbeit [ $J$ ]
WMO	World meteorological organization

# 1 Einführung

## 1.1 Problemstellung, Struktur und Ziele der Arbeit

Die Bodentemperatur stellt eine zentrale Steuergröße und gleichzeitig einen wichtigen Indikator im landschaftsökologischen Gefüge des Hochgebirges dar. Sie ist auf verschiedenen zeitlichen und räumlichen Skalen mit den Relief- und Bodeneigenschaften, den topo- und mikroklimatischen sowie den hydrologischen Bedingungen und der Vegetation verknüpft. Ganz allgemein beeinflusst die Bodentemperatur die Mehrzahl der chemischen und physikalischen Vorgänge im Boden und ist, bezogen auf die Vegetation, entscheidend für die Geschwindigkeit vieler Stoffwechsel- und Wachstumsprozesse. Sie steuert unter anderem die Samenkeimung, das Wurzelwachstum und die Wurzelatmung, den mikrobiellen Abbau im Boden und den gesamten Nährstoff- und Wasserhaushalt der Pflanze (Baeumer 1992: 68 f.; Strasburger 1991: 399 ff. u. 873 ff.). Auch zur Erklärung der Vegetationshöhenstufen in Hochgebirgen verschiedener Klimazonen werden, insbesondere im Zusammenhang mit der Frage der Waldgrenze, Mittel- und Extremwerte der Bodentemperaturen als wesentliche Faktoren angesehen (Körner 1998).

Die Messung der Bodentemperatur als relativ leicht zu erfassende Größe erlaubt die Bestimmung des Wärmezustands des Bodens. Bei Messung in verschiedenen Tiefen können auch Kenngrößen wie z.B. Wärmekapazität, Wärmeleitfähigkeit und Bodenfeuchte abgeleitet werden (van de Griend et al. 1985). Eine spezielle Anwendung ergibt sich im Rahmen der Untersuchung periglazialer Prozessbereiche: Hier werden Bodentemperaturmessungen unterhalb der winterlichen Schneedecke eingesetzt, um das Vorhandensein oder die Abwesenheit von Permafrost festzustellen (Haeberli 1973).

Trotz dieser großen Bedeutung der Bodentemperatur für eine ganze Reihe von Prozessen und strukturellen Eigenschaften sind Untersuchungen der flächenhaften Verteilung der Bodentemperatur im (Hoch-) Gebirge und ihres systematischen Zusammenhangs mit den wesentlichen Steuergrößen bis heute recht selten geblieben (vgl. u.a. Ziegenhagen-Moneke 1992: 1; Kang et al. 2000: 173 f.). Obwohl bereits im 19. und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts verschiedene Untersuchungen zu den Bodentemperaturverhältnissen in den Alpen durchgeführt wurden, hat doch erst die von der forstlichen Bundesversuchsanstalt in Österreich in den 1950er Jahren mit enormem Aufwand durchgeführte und von Aulitzky (1961, 1962a, b) publizierte Untersuchung über "die Bodentemperaturverhältnisse an einer zentralalpiner Hanglage beiderseits der Waldgrenze" eine bis heute unübertroffene Fülle an Daten und Erkenntnissen geliefert. Den in dieser Studie aufgezeigten Beziehungen

zwischen den Klimafaktoren, dem Relief und der Vegetation auf der einen und den Bodentemperaturen auf der anderen Seite ist in qualitativer Hinsicht kaum etwas hinzuzufügen. Die seither entwickelten messtechnischen Möglichkeiten mit der relativ einfachen Gewinnung zeitlich oder räumlich hochaufgelöster Klima- und Bodentemperaturdaten, die Verfügbarkeit flächenhafter, digitaler Relief- und Vegetationsinformationen sowie der Einsatz von leistungsfähigen EDV-Werkzeugen ermöglichen heute allerdings mit einem vergleichsweise geringen Aufwand auch die quantitative Untersuchung der genannten Beziehungen und die Simulation der Bodentemperaturverhältnisse für größere Gebiete. Die meisten heute verfügbaren Modelle beschäftigen sich allerdings vorwiegend mit der Simulation von Bodentemperaturen in flachem Gelände und unter einem homogenen Vegetationsbestand. Die vorliegende Arbeit soll vor diesem Hintergrund einen Beitrag leisten zum weiteren Erkenntnisgewinn über die Bodentemperaturverhältnisse in den Alpen und die sie bestimmenden Faktoren und gleichzeitig die Möglichkeiten der lokalen Bodentemperatursimulation mittels eines komplexen Modellansatzes einerseits und der flächenhaften Simulation mittels eines relativ einfachen, übertragbaren und auch auf größere Gebiete anwendbaren Ansatzes andererseits aufzeigen.

Die Struktur der vorliegenden Arbeit ist dreiteilig: In einem empirischen Teil werden zunächst die Ergebnisse der im Rahmen dieses Dissertationsprojektes durchgeführten Feldmessungen dargestellt und im Wesentlichen qualitativ interpretiert. Dabei werden insbesondere die jeweiligen abiotischen und biotischen Standortbedingungen in ihrer Wirkung auf das lokale Bodentemperaturgefüge erörtert. Die beiden anschließenden Abschnitte dokumentieren die Ergebnisse von eindimensionalen Simulationen des Bodentemperaturverlaufs an den Klimastationsstandorten mittels eines SVAT-Modells und schließlich die Ergebnisse eines flächenhaften Modellansatzes für den gesamten Untersuchungsraum.

Zusammengefasst sollen in dieser Arbeit folgende Aufgabenstellungen bearbeitet werden:

1. Auswertung der empirischen Daten mit einer qualitativen Analyse der jeweiligen abiotischen und biotischen Standorteigenschaften in ihrer Auswirkung auf die Bodentemperaturen,
2. Anwendung und Evaluierung eines komplexen, eindimensionalen SVAT-Modells im Hinblick auf die speziellen Verhältnisse des Hochgebirges und im Vergleich zu den vorliegenden Messdaten,
3. Entwicklung, Anwendung und Evaluierung eines flächenhaften Ansatzes zur Bodentemperatursimulation unter Berücksichtigung der Messdaten.

## 1.2 Forschungsstand

Die Bodentemperatur hat seit Mitte des 19. Jahrhunderts vor allem in den Bereichen Forst-, Agrar- und Mikrometeorologie bzw. -klimatologie, Bodenphysik, (vergleichende) Hochgebirgsforschung und schließlich im Zusammenhang mit der Klimamodellierung auf unterschiedlichen Skalen Beachtung gefunden. Dieser Abschnitt gibt einen Überblick über die für die vorliegende Arbeit wichtigsten Publikationen aus den verschiedenen Bereichen.

Aulitzky (1961: 447 f.) berichtet über in den österreichischen Alpen durchgeführte Untersuchungen aus der zweiten Hälfte des 19. Jahrhundert, in welchen bereits der Expositionseinfluss auf die Bodentemperatur nachgewiesen wurde. Zu dieser Zeit begannen auch die kontinuierlichen meteorologischen Messungen an einer Reihe von Wetterstationen in den Alpen (Barry 1992: 6). In die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts fallen eine Reihe von agrarmeteorologischen und vegetationsgeographischen Arbeiten, welche sich vor allem mit der Wechselwirkung zwischen Bodentemperatur und Vegetation befassen. Frödin (1913) untersuchte beispielsweise im Rahmen einer empirischen Studie den "Einfluss der Pflanzendecke auf die Bodentemperatur" und stellte fest, dass sich die Vegetationsdecke ebenso wie Schnee stark dämpfend auf den Temperaturverlauf im Boden auswirkt. Aufgrund der damals messtechnisch noch sehr aufwändigen Erfassung der Bodentemperatur entwickelten Pallmann et al. (1940) eine neue Methode zur Erfassung der "wirksamen Mitteltemperaturen" mit Zuckerampullen (vgl. Aulitzky 1961: 448).

In den 1950er und 60er Jahren wurde eine Vielzahl von Bodentemperaturuntersuchungen in allen oben genannten Bereichen durchgeführt. Vor allem sind hier die Grundlagenarbeiten zu den thermischen Bodeneigenschaften von de Vries (1963) und die umfassenden Darstellungen der Mikrometeorologie von Geiger (1961) und Munn (1966) zu nennen. Das Lehrbuch von Geiger enthält bereits alle für das Verständnis der Bodentemperaturverhältnisse wesentlichen mikroklimatologischen Fakten einschließlich der Darstellung der wichtigsten bodenphysikalischen Größen, der Rolle der Vegetation und des Reliefinflusses. Die bedeutende empirische Untersuchung aus dem inneralpinen Raum von Aulitzky (1961, 1962a, b) wurde bereits im vorangegangenen Abschnitt hervorgehoben. Ziel dieser Studie war, als Schutz vor Wildbach- und Lawinenkatastrophen eine effektivere Wiederaufforstung entwaldeter Hochlagen in den Alpen zu erreichen. Da die Bodentemperaturen als ein wesentlicher Faktor "für das Gedeihen der jungen Holzpflanze" (Aulitzky 1961: 447) erkannt wurden, führte man über mehrere Jahre systematische Messungen der Bodentemperaturen und anderer wesentlicher Klimaparameter innerhalb des subalpinen Waldes und im Bereich sowie oberhalb der Waldgrenze durch. Wesentliche Ergebnisse der

Untersuchungen waren unter anderem detaillierte empirische Daten über Art und Ausmaß des Reliefeinflusses auf die Bodentemperatur ("Primärwirkungen des Reliefs"), welcher hauptsächlich außerhalb des Waldes wirksam ist, und der dämpfenden, ausgleichenden "Sekundärwirkung der Vegetation", welche innerhalb des Waldes am deutlichsten sichtbar wird. Weiterhin wurde festgestellt, dass Luft- und Bodentemperaturen innerhalb des dichten Waldes nahezu identisch sind, während diese in freieren Lagen deutlich variieren können. Schließlich wurde der unter entsprechenden Witterungsbedingungen zu berücksichtigende Anstieg der Bodenoberflächentemperaturen durch Taubildung nachgewiesen.

Die geographisch-ökologische Hochgebirgsforschung befasste sich seit den 1960er Jahren unter anderem mit der klassischen Fragestellung nach dem Zusammenhang zwischen den mikroklimatischen Faktoren und dem natur- und kulturräumlichen Gefüge des Raumes (z.B. Böhm 1966). Die Untersuchung der Bodentemperaturen gewann eine besondere Bedeutung im Rahmen der klimatisch-ökologischen Untersuchung tropischer Hochgebirge (vgl. u.a. Troll 1959; Walter und Medina 1969; Winiger 1979; Miede und Miede 1994; Kessler und Hohnwald 1998; Schmidt 1999; Cramer 2000; Bendix und Daud Rafiqpoor 2001) und als Indikator für periglaziale Prozesse bzw. das Vorhandensein von Permafrost (vgl. u.a. Freund 1972; Haeberli 1973; Hoelzle 1992; Lehmkuhl und Klinge 2000; Hoelzle et al. 2001). Weiterhin wurden die Bodentemperaturen, insbesondere während der Vegetationsperiode, vielfach als wichtigster oder zumindest sehr wichtiger Faktor zur Erklärung der oberen Waldgrenze herangezogen (Green 1983; Körner 1998; Karlsson and Weih 2001; vgl. auch Tranquillini 1979). Einen weiteren für die Thematik der vorliegenden Arbeit relevanten Forschungsschwerpunkt bildete schließlich die Frage der Messung und Berechnung horizontaler und vertikaler Luft- und Bodentemperaturgradienten und ihrer geographischen Verbreitung (Lautensach und Bögel 1956; Harrison 1975; Hormann 1977; Green and Harding 1980; Tabony 1985; Richter 1996).

Im Zusammenhang mit dem Nachweis und der Erforschung des globalen Klimawandels und seiner speziellen Auswirkungen auf das Hochgebirge (Beniston 1994; Beniston et al. 1997; Price and Barry 1997) ist die Kenntnis der aktuellen Bodentemperaturverhältnisse und ihrer potenziellen zukünftigen Veränderungen ebenfalls ein wichtiger Aspekt. Die bereits nachweisbaren oder zukünftig zu erwartenden Auswirkungen dieses Klimawandels äußern sich in ökologischen bzw. geobotanischen Veränderungen (Hättenschwiler and Körner 1995; Pauli et al. 1996; Gottfried et al. 1999; Grabherr et al. 2000; Keller et al. 2000) ebenso wie in einer Beeinflussung der Geomorphodynamik und der daraus resultierenden Naturgefahren (Zimmermann and Haeberli 1992; Evans and Clague 1994).

Als Basis für die in der vorliegenden Arbeit durchgeführte Bodentemperaturmodellierung steht in der Literatur eine Vielzahl von Studien und Modellansätzen aus dem allgemein bodenphysikalischen Bereich und aus der agrar- und mikrometeorologischen Forschung und Praxis zur Verfügung. Speziell auf die Bedingungen des Hochgebirges zugeschnittene Lösungen gibt es allerdings kaum. Grundsätzlich lassen sich die existierenden Modelle in empirisch-statistische und physikalisch-deterministische Modelle sowie Mischformen aus beiden unterteilen.

Zur ersten Gruppe gehört etwa das einfache statistische Modell von Kluender et al. (1993), mit welchem auf der Basis der Tagesmaximum- und -minimumtemperaturen der Luft und dem Datum die Tagesmaxima und -minima der Bodentemperatur in 5 und 10 cm Tiefe vorhergesagt werden können. Für das dieser Studie zugrunde liegende Untersuchungsgebiet in Arkansas wurde eine gute Übereinstimmung zwischen Messdaten und Modellergebnissen erreicht ( $R^2 = 0,91$  bis  $0,95$ ). Einen statistischen Regressionsansatz verwendeten auch Bendix und Bendix (1997) im Rahmen einer klimaökologischen Untersuchung des bolivianischen Berglands. Anhand zahlreicher, im Juni und Dezember aufgenommener Bodentemperaturmessdaten aus verschiedenen Höhenlagen und Reliefpositionen wurden für beide Monate Höhengradienten der Bodentemperatur abgeleitet, die in Kombination mit einer Expositions- und Inklinationskorrektur die Ableitung flächenhafter Bodentemperaturkarten ermöglichten. In ähnlicher Weise haben bereits Brazel and Outcalt (1973) Bodenoberflächentemperaturen mit Hilfe von Relief-, Albedo- und Rauheitsdaten sowie Angaben über die thermischen Bodeneigenschaften berechnet. In anderen Studien wurde der statistische Zusammenhang zwischen verschiedenen Klimastationsdaten und der Bodentemperatur (Beltrami 2001) oder speziell der Luft- und Bodentemperatur (Thorn et al. 1999) untersucht. Fu and Rich (2000) verwendeten das von ihnen entwickelte und auch in der vorliegenden Arbeit eingesetzte Strahlungsmodell Solar Analyst, um aus der räumlichen Verteilung der Globalstrahlung ohne dezidierte Berücksichtigung der Vegetation Tagesmaxima und -minima der Bodentemperatur in 20 cm Tiefe abzuleiten. Dieselben Autoren weisen allerdings in einem anderen Aufsatz auch auf die große Bedeutung der Vegetation hin und plädieren für eine kombinierte empirisch-deterministische Vorgehensweise bei der topoklimatischen Modellierung (Rich and Fu 2000). Einen solchen hybriden Modellansatz entwickelten Kang et al. (2000): Sie verwendeten mittels geostatistischer Verfahren unter Berücksichtigung des Reliefs regionalisierte Lufttemperaturen und aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Blattflächenindices als Eingangsgrößen einer deterministischen Modellierung der Bodentemperaturen in einem



bewaldeten Gebiet. Dabei bezogen sie auch lokale und jahreszeitliche Variationen der thermischen Bodeneigenschaften mit ein.

Physikalisch-deterministische Modellansätze mit einer entsprechend größeren Anzahl von Eingabegrößen werden vorwiegend im Bereich der Agrar- und Forstmeteorologie sowie der Hydrologie verwendet (Ács et al. 1991; Alvenäs and Jansson 1997; Braden 1995b; Braud et al. 1995; Menzel 1997; Stähli and Jansson 1998). Auch diese Ansätze beinhalten aber in der Regel empirisch abgeleitete Beziehungen oder Konstanten und müssen meist anhand von Messdaten kalibriert werden. Rein physikalische Modelle werden hauptsächlich zu Lehrzwecken eingesetzt (Campbell 1985; Huwe 1999).

## 2 Bodentemperatur: Theoretische Grundlagen

### 2.1 Thermodynamische Grundlagen

Die Wärme (oder Wärmemenge) ist eine Energieform, die auf die mechanische und / oder potenzielle Energie der ungeordneten Atom- bzw. Molekülbewegung zurückzuführen ist. Sie ist ein Maß dafür, wie viel thermische Energie von einem Körper auf einen anderen übertragen wird. Die Temperatur läßt sich definieren als Maß für den thermischen Zustand (Potenzial) eines Körpers. Zur Änderung der Temperatur eines Körpers wird Wärme benötigt oder abgegeben. Die übertragene Wärmemenge ist der Masse des Körpers und der Temperaturänderung proportional. Zusätzlich ist als Proportionalitätsfaktor die stoffspezifische Wärmekapazität  $c$  [ $\text{J} / (\text{kg K})$ ] zu berücksichtigen (Stuart und Klages 1992: 88 ff.):

$$Q = c \cdot m \cdot \Delta T \qquad \text{Gleichung 2-1}$$

mit  $Q$  = übertragene Wärmemenge [ $\text{J}$ ],  $m$  = Masse des Körpers [ $\text{kg}$ ],  $\Delta T$  = Temperaturänderung [ $\text{K}$ ]. Voraussetzung für diese auch als **Erwärmungsgesetz** bezeichnete Gleichung ist, dass keine Phasenübergänge oder Reaktionen auftreten, die mit energetischen Änderungen verbundenen sind. Sie gilt also nur für die fühlbare Komponente des Wärmeinhalts eines Körpers. Wird dagegen nur der in Form von chemischer Energie gespeicherte Wärmeinhalt (latente Komponente) geändert, führt dies nicht zu Temperaturänderungen.

In allgemeiner Form wird der Zusammenhang zwischen Wärme und innerer Energie eines Körpers im ersten **Hauptsatz der Thermodynamik** beschrieben. Dieser besagt, dass sich die einem Körper zugeführte Wärmemenge  $Q$  [ $\text{J}$ ] vollständig in der Änderung seiner inneren Energie  $U$  [ $\text{J}$ ], also der Summe aus der mittleren kinetischen und potenziellen Energie seiner Atome oder Moleküle, und der nach außen geleisteten Arbeit  $W$  [ $\text{J}$ ] wiederfindet (Stuart und Klages 1992: 89):

$$Q = \Delta U + W . \qquad \text{Gleichung 2-2}$$

Diese Gleichung stellt die Anwendung des Energieerhaltungssatzes auf die Übertragung thermischer Energie dar. Das Erwärmungsgesetz und der erste Hauptsatz der Thermodynamik bilden eine wichtige Grundlage für das Verständnis des Bodenwärmehaushalts, dessen Einzelkomponenten in den folgenden Abschnitten dargestellt werden.

Von messtechnischer Bedeutung ist in diesem Zusammenhang, dass sich nur die (Boden-) Temperatur relativ leicht direkt erfassen läßt, während die Bestimmung des Wärmeinhalts oder der Wärmekapazität eines Körpers nur mit sehr aufwändigen, indirekten Verfahren möglich ist (vgl. Scheffer und Schachtschabel 1998: 225).

## 2.2 Energiebilanz an der Bodenoberfläche und Einfluss der Vegetation

Die Hauptwärmequelle für die Energieflüsse im Boden und die Änderung der Bodentemperatur stellt die eingestrahelte Energie an der Bodenoberfläche dar. Für eine vegetationsbestandene Fläche lässt sich die **Energiebilanz** vereinfacht folgendermaßen darstellen (Gisi et al. 1997: 89; Häckel 1999: 221):

$$R_n + L(ET) + H + B = 0 \quad \text{Gleichung 2-3}$$

mit  $R_n$  = Nettoeinstrahlung (Strahlungsbilanz) [ $W / m^2$ ],  $L(ET)$  = latenter Wärmefluss durch Evapotranspiration [ $W / m^2$ ],  $H$  = fühlbarer Wärmefluss [ $W / m^2$ ] und  $B$  = Bodenwärmefluss [ $W / m^2$ ]. Die gespeicherte Energie in der Pflanzendecke ist im Allgemeinen sehr klein und kann in erster Näherung vernachlässigt werden (Geiger 1961: 271).

Die Energiebilanzgleichung zeigt, dass die Bodenoberfläche als Trennfläche zwischen der Atmosphäre und der Pedosphäre selbst keine Energie speichern kann (vgl. Stull 1988: 254). Deshalb ist die Summe aller Energieflüsse stets null. Letztlich entspricht die Energiebilanzgleichung dem bereits erwähnten ersten Hauptsatz der Thermodynamik bzw. dem Energieerhaltungssatz (Gleichung 2-2).

Die Verteilung der insgesamt zur Verfügung stehenden Energie auf die einzelnen Komponenten hängt im Wesentlichen von der Bodenalbedo, der materialspezifischen Wärmeleitfähigkeit und insbesondere der Vegetationsbedeckung ab. Für einen brachliegenden Sandboden geben Gisi et al. (1997: 89) für den Zeitpunkt größter Einstrahlung 20, 30 und 50 % für  $L(ET)$ ,  $H$  und  $B$  an, für eine Wiese 50, 30 und 20 % und für einen Wald 60, 35 und 5 %. Der für die Photosynthese der Pflanzen benötigte Anteil der eingestrahelten Energie liegt bei nur ca. 0,02 %.

Diese Werte für  $L(ET)$  zeigen, dass der hauptsächlich durch die Vegetation bestimmte latente Wärmefluss durch Evapotranspiration eine wesentliche Komponente des Bodenwärmehaushaltes darstellt. Zur Berechnung der potenziellen Evapotranspiration  $ET_{pot}$  wird meist die physikalisch abgeleitete **Penman-Monteith-Gleichung** eingesetzt (Allen et al. 1998; Hillel 1998: 606 f.):

$$\lambda ET_{pot} = \frac{\Delta(R_n - B) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad \text{Gleichung 2-4}$$

mit  $\lambda$  = latente Verdunstungsenthalpie [ $J / Kg$ ],  $R_n$  = Strahlungsbilanz [ $W / m^2$ ],  $B$  = Boden-

wärmestrom [ $\text{W} / \text{m}^2$ ],  $\rho_a$  = Luftdichte [ $\text{kg} / \text{m}^3$ ],  $c_p$  = spezifische Wärme der Luft [ $\text{J} / \text{kg K}$ ],  $e_s$  = Sättigungsdampfdruck [hPa],  $e_a$  = aktueller Dampfdruck [hPa],  $\Delta$  = Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [ $\text{hPa} / \text{K}$ ],  $\gamma$  = Psychrometerkonstante [ $\text{hPa} / \text{K}$ ],  $r_s$  = Bulk-Stomata-Widerstand [ $\text{s} / \text{m}$ ] und  $r_a$  = aerodynamischer Widerstand [ $\text{s} / \text{m}$ ].

Abgesehen von der vorgegebenen Psychrometerkonstante muss die Vielzahl der erforderlichen Eingabegrößen der Penman-Monteith-Gleichung aus geeigneten meteorologischen Daten und detaillierten Angaben zum Pflanzenbestand übernommen oder mittels weiterer Modellansätze berechnet werden.

In qualitativer Hinsicht lassen sich die Auswirkungen der Vegetation auf den Bodenwärmehaushalt wie folgt zusammenfassen:

- Die Vegetation bildet eine Wärmebarriere und führt damit zu niedrigeren Tagesmaxima und höheren nächtlichen Minima der Bodentemperatur gegenüber vegetationsfreien Standorten (Dämpfung der Tagesamplitude; vgl. u.a. Alvenäs 1999: 18 f., Häckel 1999: 210 f.; Tindall 1999: 218).
- Unmittelbar oberhalb der Vegetationsdecke sind die Nachttemperaturen geringer als über unbewachsenem Boden (Häckel 1999: 211).
- Im Wald ist, bedingt durch die Abschirmung der Globalstrahlung, die Bodentemperatur im Mittel und vor allem im Hochsommer deutlich niedriger als außerhalb des Waldes (Aulitzky 1962a), die Lufttemperaturen sind im Allgemeinen ebenfalls etwas geringer (Yoshino 1975: 127).

Diese Einflüsse der Vegetationsdecke treten grundsätzlich unabhängig von den Reliefeigenschaften auf und sind damit auch im Hochgebirge wirksam. Die im Hochgebirge besonders zu berücksichtigenden Auswirkungen des Reliefs auf den Bodenwärmehaushalt werden in Abschnitt 2.5 gesondert dargestellt.

### **2.3 Zusammensetzung des Bodens**

Boden ist ein 3-Phasen-Gemisch aus dem Feststoffanteil (Bodenmatrix), dem Bodenwasser und der Bodenluft. Der Feststoffanteil setzt sich aus einer mineralischen (ca. 90-98 Vol.-%) und einer organischen Komponente (ca. 2-10 Vol.-%) zusammen und macht im Allgemeinen etwa 50 Prozent des Gesamtvolumens aus. Der verbleibende Porenraum ist mit unterschiedlichen Anteilen von Bodenwasser (ca. 20-50 Vol.-%) und -luft (ca. 0-30 Vol.-%) erfüllt (Gisi et al. 1997: 21). Für die thermischen Eigenschaften eines Bodens sind in erster Linie die Zusammensetzung der Matrix und der Wassergehalt ausschlaggebend.

## 2.4 Komponenten des Bodenwärmehaushalts

Vor dem Hintergrund der in den vorangegangenen Abschnitten dargestellten thermodynamischen Grundlagen, der Energiebilanz an der Bodenoberfläche und der physikalischen Struktur des Bodens werden nachfolgend die grundlegenden und für die vorliegende Arbeit bedeutenden Komponenten des Bodenwärmehaushalts im Einzelnen dargestellt.

Eine für das Verständnis des Bodenwärmehaushalts zentrale Größe ist die **differentielle, volumetrische Wärmekapazität**  $C_V$  [ $J / (cm^3 K)$ ]. Sie bezeichnet die Wärmemenge  $Q$  [ $J$ ], die benötigt wird, um die Temperatur  $T$  [ $K$ ] einer Volumeneinheit Boden ( $V$ ) bei konstantem Druck um ein Kelvin zu erhöhen:

$$C_V = \frac{\partial Q}{V \partial T} \cdot \quad \text{Gleichung 2-5}$$

$C_V$ -Werte für verschiedene Bodenbestandteile liegen bei 4,2  $J/(cm^3K)$  für Wasser, 1,9  $J/(cm^3K)$  für Eis, 0,00125  $J/(cm^3K)$  für Luft, 2,0  $J/(cm^3K)$  für Quarz und andere Minerale (Mittelwert) und 2,5  $J/(cm^3K)$  für organische Substanz (Hillel 1998: 315).

Der Wärmetransport im Boden kann durch Strahlung (Radiation), Leitung (Konduktion) oder Strömung (Konvektion) erfolgen. Die Wärmestrahlung ist für den Energieaustausch zwischen Bodenoberfläche und Atmosphäre von großer Bedeutung, spielt innerhalb des Bodens aber praktisch keine Rolle. Der Haupttransportmechanismus innerhalb feuchter Böden ist die diffusive Wärmeleitung. Konvektion tritt in Form von fühlbaren Wärme-flüssen etwa bei der Infiltration von Niederschlagswasser in den Boden auf, während es beim Wasserdampftransport aus dem Boden in die Atmosphäre zu latenten Wärme-flüssen kommt. Die Transportmechanismen für Wärme innerhalb des Bodens zeigt die Abb. 2–1:

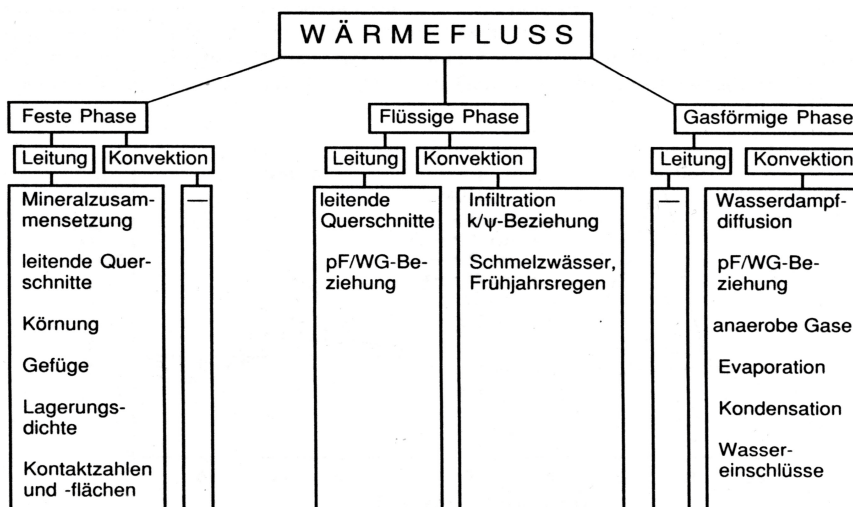


Abb. 2–1: Wärmetransport im 3-Phasen-System Boden (pF=Wasserspannung, WG=Wassergehalt, k = hydraulische Leitfähigkeit,  $\Psi$  = Wasserpotenzial; aus: Hartge und Horn 1991)

Die Wärmeleitung im Boden entspricht einem Diffusionsvorgang und läßt sich durch das Gesetz von Fourier beschreiben. Dies besagt, dass der flächenspezifische **diffusive Wärmefluss**  $j_{HD}$  [ $J/cm^2s$ ] dem Temperaturgradienten  $\delta T / \delta z$  ( $T$  = Temperatur,  $z$  = Bodentiefe) und der materialspezifischen Wärmeleitfähigkeit  $K$  [ $mJ/(cm K s)$ ] proportional ist:

$$j_{HD} = -K \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{Gleichung 2-6}$$

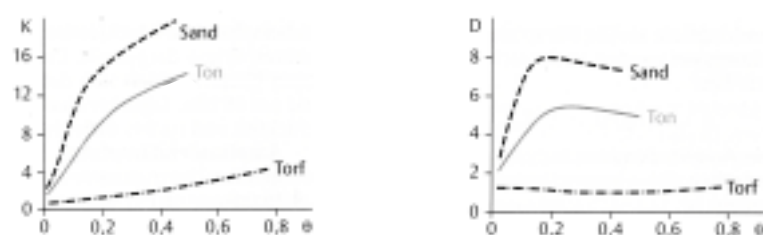
$K$ -Werte liegen bei  $6 mJ/(cm K s)$  für Wasser,  $22 mJ/(cm K s)$  für Eis,  $0,25 mJ/(cm K s)$  für Luft,  $88 mJ/(cm K s)$  für Quarz,  $29 mJ/(cm K s)$  für andere Minerale (Mittelwert) und  $2,5 mJ/(cm K s)$  für organische Substanz (Hillel 1998: 316).

Die Temperaturleitfähigkeit oder **thermische Diffusivität**  $D$  [ $cm^2 / s$ ] läßt sich aus  $K$  und  $C_v$  ableiten ( $D = K / C_v$ ) und ist ein Maß für die Geschwindigkeit, mit der sich ein Boden (oder ein anderer Körper) bei einseitiger Energiezufuhr erwärmt ( $t$  = Zeit,  $z$  = Tiefe):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad \text{Gleichung 2-7}$$

Die thermische Diffusivität ist wesentlich einfacher zu bestimmen als die Wärmeleitfähigkeit, weil lediglich Temperaturveränderungen in Raum und Zeit gemessen werden müssen. Die Temperaturleitfähigkeit kann im übrigen deutlich von der Wärmeleitfähigkeit abweichen, so hat etwa Luft trotz ihrer schlechten Wärmeleitfähigkeit eine gute Temperaturleitfähigkeit (vgl. Geiger 1961: 33).

Die Wärmekapazität, die Wärmeleitfähigkeit und die Temperaturleitfähigkeit hängen von den Anteilen und der räumlichen Struktur der beteiligten Bodenkomponenten ab. Eine sehr große Bedeutung für alle drei Parameter hat insbesondere der Bodenwassergehalt. Bei trockenen Böden kommt es mit zunehmender Benetzung und durch die daraus resultierende Zunahme des Wärmeflussquerschnitts zunächst zu einem steilen Anstieg von Wärme- und -temperaturleitfähigkeit. Bei zunehmender Sättigung steigt die Wärmeleitfähigkeit weiter an, während die ebenfalls zunehmende Wärmekapazität zu einer Abnahme der Temperaturleitfähigkeit jenseits mittlerer Wassergehalte führt (Abb. 2–2).



**Abb. 2–2: Wärmeleitfähigkeit  $K$  [ $mJ/(cm K s)$ ] und Wärmediffusivität  $D$  [ $cm^2 / s$ ] in Abhängigkeit vom Wassergehalt  $\theta$  [Massenanteil] für Sand, Ton und Torf (aus Gisi 1997:85)**

Die thermischen Eigenschaften eines Bodens bestimmen, mit welcher Geschwindigkeit und bis zu welcher Tiefe sich tages- und jahreszeitliche Schwankungen der Temperatur an der Bodenoberfläche im Boden ausbreiten. Der **Tagesgang der Temperatur**  $T$  in der Bodentiefe  $z$  und zur Zeit  $t$  lässt sich unter der theoretischen Annahme eines über das Profil konstanten Mittelwertes  $T_m$  folgendermaßen beschreiben (Hillel 1998: 325 f.; Tindall 1999: 224 ff.):

$$T(z,t) = T_m + A_0[\sin(\omega t - z/d)]e^{-z/d}. \quad \text{Gleichung 2-8}$$

Hier bedeutet  $T_m$  die mittlere Bodentemperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ],  $A_0$  die Amplitude der Temperaturschwankungen an der Bodenoberfläche [ $\text{K}$ ],  $\omega$  die Kreisfrequenz [ $1/\text{s}$ ],  $d$  die **Dämpfungstiefe** [ $\text{m}$ ] und  $e$  die Eulerzahl. Die Kreisfrequenz  $\omega$  hängt von dem betrachteten Zeitraum ab. Bezogen auf 24 Stunden (86400 s) ist  $\omega = 2\pi / 86400$ . Die Konstante  $d$  hängt von den thermischen Eigenschaften des Bodens und dem betrachteten Zeitraum ab und gibt die Tiefe an, in welcher sich die Temperaturamplitude um den Faktor  $1/e$  verringert hat:

$$d = (2 \cdot K / C_v \omega)^{1/2} = (2 \cdot D / \omega)^{1/2} \quad \text{Gleichung 2-9}$$

mit  $K$  = Wärmeleitfähigkeit [ $\text{mJ}/(\text{cm K s})$ ],  $C_v$  = volumetrische Wärmekapazität [ $\text{J}/(\text{cm}^3\text{K})$ ] und  $D$  = thermische Diffusivität  $D$  [ $\text{cm}^2/\text{s}$ ] (vgl. Gleichungen 2-6, 2-5 und 2-7).

Realistischer wird die Beschreibung für Jahreszeitenklimate, wenn zusätzlich der Jahresgang der Bodentemperatur berücksichtigt wird. Die erweiterte Gleichung zeigt, dass die **Tagesschwankungen** der Temperatur lediglich hochfrequente Modulationen der niederfrequenten **Jahresschwankungen** darstellen:

$$T(z,t) = T_{m,j} + A_j[\sin(\omega_j t + \Phi_j - z/d_j)]/e^{z/d_j} + A_t[\sin(\omega_t t + \Phi_t - z/d_t)]/e^{z/d_t}. \quad \text{Gleichung 2-10}$$

Der Index  $j$  bezieht sich auf die jährlichen, der Index  $t$  auf die täglichen Schwankungen. Die Phasenkonstante  $\Phi$  dient zur Festlegung des Maximums der jährlichen bzw. täglichen Temperaturkurve.

In der Tiefe  $z = 3d$  beträgt die Temperaturamplitude nur noch etwa 5 % des Wertes an der Oberfläche, womit diese Tiefe als die Eindringtiefe der Temperaturwelle in den Boden betrachtet werden kann. Tägliche / jährliche Eindringtiefen für Sandböden (40 % Porenvolumen) liegen bei 0,2 / 4,8 m in trockenem und 0,4 / 8,1 m in wassergesättigtem Zustand, für Lehmböden (40 % Porenvol.) bei 0,2 / 3,9 m in trockenem und 0,4 / 6,9 m in gesättigtem Zustand und für Torfböden (80 % Porenvol.) bei 0,2 / 3,0 m in trockenem und 0,2 / 3,3 m in

wassergesättigtem Zustand (Peixoto and Oort 1992: 220 f.). Oke (1987: 48) nennt 14 m als maximale jährliche Eindringtiefe für einen "typischen Boden" mit einer täglichen Eindringtiefe von 0,75 m.

Der theoretisch gleichförmig-harmonische Charakter der täglichen und jährlichen Temperaturschwingungen wird in der Realität durch kurz-, mittel- und langfristige Wetter-, Witterungs- und Klimabesonderheiten modifiziert. So wirkt sich etwa der Wechsel von einer Strahlungssituation zu bewölkten Bedingungen direkt auf den Tagesgang der oberflächennahen Bodentemperaturen aus, während langfristige Trends der jährlichen Mitteltemperaturen der Luft und des Bodens selbst die in erster Näherung als konstant zu betrachtenden Bodentemperaturen in mehr als zehn Metern Tiefe beeinflussen können.

## **2.5 Bodentemperaturen im Hochgebirge**

Im Hochgebirge werden die bisher beschriebenen Verhältnisse weiter verkompliziert durch die direkten und indirekten Auswirkungen der Höhenlage einerseits und die Effekte der komplexen Reliefstruktur auf unterschiedlichen räumlichen Skalen andererseits. Diese primären Faktoren bewirken wiederum ein kleinräumiges Mosaik stark schwankender Boden- und Vegetationseigenschaften mit entsprechend großen Auswirkungen auf die Bodentemperaturen. Hinzu kommen die vertikale Variabilität der Strahlung und der Lufttemperatur.

### **2.5.1 Höhenabhängigkeit der Strahlung**

Mit zunehmender Höhe nimmt die Globalstrahlung aufgrund der abnehmenden Dichte der Luft und der ebenfalls abnehmenden Trübung generell zu. Die Größenordnung dieser Zunahme liegt bei 7 bis 10 % für wolkenlose und 9 bis 11 % pro 1000 m für bewölkte Bedingungen (Veit 2002: 41). Die diffuse, kurzweilige Strahlung nimmt bei wolkenlosen Verhältnissen mit der Höhe ab, während insbesondere eine dünne Wolkendecke zu einer starken Zunahme dieser Komponente mit der Höhe führen kann (Barry 1992: 35 ff.; Geiger 1961: 466). Im infraroten Bereich des Spektrums sind die Verhältnisse umgekehrt: Die von der Bodenoberfläche abgegebene langweilige Strahlung und die atmosphärische Gegenstrahlung nehmen aufgrund der niedrigeren Temperaturen und des geringeren Wasserdampfgehaltes der Luft mit der Höhe ab (Barry 1992: 42 f.; Müller 1985; Marty 2001).

### **2.5.2 Höhengradienten der Luft- und Bodentemperaturen**

Die Lufttemperaturen nehmen in der freien Troposphäre im Mittel um 0,65 °C pro 100 m Höhe ab (Barry and Chorley 1998: 38). Der tatsächliche Höhengradient ist allerdings räumlich und zeitlich sehr variabel und liegt in den Alpen bei etwa -0,4 °C im Winter und



-0,7 °C / 100 m im Sommer (Veit 2002: 45; Weischet 1991: 113 ff.). Unter Inversionsbedingungen können positive Gradienten auftreten. Marty (2001: 58) hat mit Daten des aus insgesamt elf in den Schweizer Alpen gelegenen Stationen bestehenden ASRB-Messnetzes (*Alpine Surface Radiation Budget*) Lufttemperaturgradienten von -0,43 ° im Winter, -0,62 ° im Sommer und -0,55 °C / 100 m im Jahresmittel festgestellt.

Die Bodentemperatur wird hauptsächlich durch die Temperatur der bodennahen Luftschicht bestimmt und zeigt deshalb im jährlichen Mittel ähnliche Höhengradienten wie die Lufttemperatur (Barry 1992: 49; vgl. auch Tabony 1985). Die jahreszeitliche Amplitude des Bodentemperaturgradienten ist allerdings im Allgemeinen größer als diejenige der Lufttemperatur. So wurden anhand von Daten aus Deutschland maximale Gradienten von über 1 °C / 100 m im Sommer gegenüber nur knapp über 0 °C / 100 m im Winter festgestellt (Green and Harding 1980). Sowohl die Tages- wie auch die Jahresamplitude der Bodentemperatur nehmen strahlungsbedingt mit der Höhe zu, während sie für die Lufttemperatur abnehmen (Veit 2002: 47). Die generell enge Kopplung der Luft- und Bodentemperatur wird durch Bodenfrost gestört (Beltrami 2001) und durch die isolierende Wirkung einer Schneedecke vollständig unterbrochen (Freund 1972: 82; vgl. Kapitel 5.4).

Die Luft- und Bodentemperaturen sind innerhalb der Alpen bei gleicher Höhenlage nicht überall gleich. Einerseits wirkt sich hier der im Bereich der Alpen überdurchschnittlich steile Nord-Süd-Gradient mit um 2 bis 4 °C höheren Jahresmitteltemperaturen (unterhalb 1500 m) in den Süd- gegenüber den Nordalpen aus (Veit 2002: 43). Andererseits ist eine generelle Temperaturzunahme vom Alpenrand in Richtung Inneralpen festzustellen, welche mit dem größeren Anteil hochgelegener Energieumsatzflächen ("Massenerhebungseffekt") und der geringeren Bewölkung und Nebelhäufigkeit der Innenzonen begründet wird (Veit 2002: 46; Weischet 1991: 114; Weischet und Endlicher 2000: 94). Der peripher-zentrale Klimawandel wird auch anhand der in den Zentralalpen höher als in den Randzonen hinaufreichenden Waldvegetation deutlich (Veit 2002: 164 ff.).

### 2.5.3 Einfluss des Reliefs

Neben den bereits dargestellten rein höhenbedingten Effekten des Hochgebirges wirkt sich das (Hochgebirgs-) Relief auf allen räumlichen Skalen von der Makro- bis zur Nano- oder sogar Picoskala (vgl. Leser 1995: 17) auf die Bodentemperaturen aus. Die Variabilität von Neigung und Exposition auf allen genannten Skalen ergibt zusammen mit der Horizont-einschränkung durch das umgebende Relief ein komplexes Muster der am Boden auftreffenden kurz- und langwelligen Strahlung. Ebenso stark variieren der vor allem von der

Albedo des Bodens bzw. der Vegetation abhängige reflektierte Anteil kurzwelliger Strahlung und die langwellige Ausstrahlung (Alexander et al. 1999; Barry 1992: 76 ff.; Fu et al. 1995; Fu and Rich 2000). Eine besonders hohe Einstrahlung tritt im Hochgebirge dort auf, wo sich die direkten Strahlungskomponenten und die von benachbarten oder gegenüberliegenden Schnee- oder Eisflächen reflektierte kurzwellige Strahlung addieren. Im Gegensatz dazu gibt es steile, nordexponierte Hangbereiche, welche ganzjährig überhaupt keine direkte, sondern nur diffuse Einstrahlung erhalten.

Weiterhin wirkt sich das Relief entscheidend auf Bodenfeuchte und Evaporation, bodennahe Windgeschwindigkeiten, Niederschlagsverteilung, Schneeakkumulation und Schneeschmelze aus. Nicht zuletzt beeinflussen die Reliefeigenschaften unmittelbar und mittelbar auch die Art und Magnitude geomorphologischer Prozesse, die hydrologischen Verhältnisse und, als Ergebnis der übrigen Faktoren, die Vegetationsverbreitung (Ellenberg 1982; 516 ff.; Gottfried et al. 1998; Hörsch 2001).

Gemeinsam definieren alle genannten Faktoren ein Mosaik von Topo- (100 m bis 1-10 km) und Mikroklimaten (wenige cm bis 100 m; Barry 1992: 83, Geiger 1961: 475 ff.), welches sich in der räumlichen Struktur der bodennahen Luft- und Bodentemperaturen widerspiegelt (Aulitzky 1961, 1962a, b; Kang et al. 2000; Rich and Fu 2000). Diese räumliche Struktur wird auch anhand der im Folgenden dargestellten Ergebnisse der Bodentemperaturmessungen und -simulationen deutlich werden.

### 3 Untersuchungsgebiet

#### 3.1 Lage und Topographie

Das Lötschental ist das bedeutendste nördliche Seitental der Rhone im Bereich der Berner Alpen (Gutersohn 1961: 33). Es ist identisch mit dem Einzugsgebiet der Lonza und umfasst eine Fläche von rund 150 km<sup>2</sup>. Die Lage des Tales innerhalb der Schweiz und einen Blick in das Tal zeigt die folgende Abbildung:



**Abb. 3–1: Lage des Lötschentals innerhalb der Schweiz (ETH Zürich 1998) und Blick in das Tal in Richtung ENE (Verfasser<sup>1</sup>)**

Den größten Teil des Tales nimmt die SW-NE-streichende Wohntalmulde ein, die von Ferden (1375 m) bis zur Lötschenlücke (3178 m) 18 km lang ist. Der als Talgletscher von der Lötschenlücke ins Tal herabreichende Langgletscher ist etwa fünf Kilometer lang. Unterhalb von Ferden biegt das Tal in eine N-S-Richtung ab und führt als enges, steiles Durchbruchstal in das 635 m hoch gelegene Gampel/Steg im Rhonetal. Die vorliegende Untersuchung bezieht sich ausschließlich auf den oberen Talbereich zwischen Ferden und der Lötschenlücke. Dieser obere Talbereich wird im Nordwesten durch die Gebirgskette zwischen Hockenhorn und Mittaghorn mit dem Petersgrat-Plateaugletscher (ca. 3200 m) und im Nordosten durch den Anengrat mit der Lötschenlücke zwischen Mittag- und Sattelhorn begrenzt. Im Südosten bildet die Kette vom Sattelhorn über Schin-, Breit-, Bietsch- und Wilerhorn bis zum Strahlhorn und im Südwesten die Kette der Rothörner die Grenze. Höchster Berg des Gebietes ist das 3934 m hohe Bietschhorn.

---

<sup>1</sup> Alle in dieser Arbeit enthaltenen Fotos wurden vom Verfasser in den Jahren 1999 bis 2001 aufgenommen.

Das Lötschental ist als pleistozänes Trogtal mit Trogschultern in rund 2000 m Höhe und darüberliegenden großen sonnenseitigen sowie kleineren schattseitigen Alpen ausgebildet. Die durch die geologisch-tektonische Struktur bedingte Asymmetrie des Tales (vgl. Abb. 3–1) äußert sich auch in einer deutlich größeren mittleren Neigung des Schatthangs (40°) gegenüber dem Sonnenhang (35°; Hörsch 2001: 25).

### **3.2 Geologie, Geomorphologie und Böden**

Im Lötschental dominieren altkristalline Gesteine. Weiterhin von Bedeutung sind die beiden Granitkomplexe des Bietschhorn- und des Gastern-Granits. Reste der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung mesozoischen Alters sind im eigentlichen Talbereich nur an wenigen Stellen erhalten. Erst nach Westen hin treten im Bereich der Rothörner und des Lötschenpasses die infrahelvetischen und autochthonen Sedimentkörper deutlich sichtbar zu Tage (Gesamtüberblick: Hügi et al. 1988).

Die Gneise und die überwiegend glimmerreichen, feinblättrigen Schiefer des Lötschentales (das Altkristallin) bilden mit den genannten Granitkörpern die westlichsten Ausläufer des Aar-Massivs, welches hier gegen WSW unter seinen mesozoischen Sedimentmantel abtaucht. Dabei befindet sich an dessen Nordrand der ca. 300 Mio. Jahre alte Gastern-Granit, ein heller Biotitgranit mit teils grünlich bis rötlich gefärbten Feldspäten, während der Bietschhorn-Granit in den Zentralbereich des Aar-Massivs intrudiert ist. An den Talflanken ist der Übergang vom rotbraun gefärbten metamorphen Gestein zum hellen Gastern-Granit im Norden beziehungsweise Bietschhorn-Granit im Süden deutlich zu erkennen. Neuere Untersuchungen im Bereich des Aarmassivs ergaben für das Altkristallin ein Alter von ca. 445 Mio. Jahren (Oberordovizium; Möbus 1997: 41).

Im Rahmen der großräumigen Metamorphose des Gebietes sind zahlreiche basische und saure Injektionen von Peridotiten, Gabbros, Porphyriten, Dioriten, Apliten und Pegmatiten erfolgt (Hügi et al. 1988). Die hierbei gebildeten Blei- und Zinklagerstätten (Möbus 1997: 44) wurden bei Goppenstein bis in dieses Jahrhundert hinein abgebaut.

Die Ausbildung des ENE-WSW verlaufenden Längstales ist durch eine bereits voralpidisch angelegte und alpidisch reaktivierte Schwächezone bedingt (Labhart 1977: 100). Dies zeigt sich auch an den parallel zur Talrichtung verlaufenden Amphibolitbändern und altkristallinen Granit-, Aplit- und Pegmatitstöcken. Das Haupttal ist also ein synklinales Erosionstal. Der Talabschnitt unterhalb von Ferden bis nach Gampel/Steg im Rhonetal stellt ein Nord-Süd verlaufendes schluchtartiges Durchbruchstal dar.

Die geologisch-tektonische Struktur des Haupttales ist asymmetrisch: Die Schieferungs-

flächen auf der orographisch rechten Talseite liegen annähernd hangparallel, während diese Flächen am Gegenhang senkrecht auf dem Hang stehen.

Die Geomorphologie des Untersuchungsgebietes lässt sich charakterisieren durch die tektonisch angelegte und im Pleistozän glazial überprägte Grundstruktur des Tals einerseits und die aktuell ablaufenden geomorphologischen Prozesse andererseits. Die morphologischen Haupteinheiten des Tals sind der relativ schmale, flache Talboden, die daran anschließenden steilen Flanken bis zur Trogschulter (ca. 2000 m), die relativ flachen Alpflächen oberhalb derselben und schließlich die nicht glazial überformten, felsigen Gipfelzonen. Der gleiche Aufbau liegt auch den größeren Seitentälern auf der orographisch rechten Talseite zugrunde. Hinsichtlich der aktuellen geomorphologischen Entwicklung sind insbesondere in steileren Hanglagen die gravitativen Materialumlagerungen von größter Bedeutung, aber auch fluviale und glaziale Prozesse spielen lokal eine bedeutende Rolle bei der Weiterentwicklung des Reliefs. Detaillierte Angaben zur Geomorphologie des Lötschentals finden sich bei Welpmann (1997), Eilers (2000) und Brückner (2003).

Bei insgesamt wenig entwickelten Böden sind im Lötschental Podsole, podsolige Braunerden und im Bereich der Waldgrenze Eisenpodsole die wesentlichen Klimaxbodentypen (Leibundgut 1938: 25). Oberhalb der Waldgrenze sind alpine Ranker und Rohböden zu finden. Am Schatthang treten durch eine im Mittel höhere Bodenfeuchte und die insgesamt dichtere Vegetationsdecke weiter entwickelte und tiefgründigere Böden auf als am Sonnenhang, wo die größere Trockenheit besonders an exponierten Stellen den begrenzenden Faktor der Bodenentwicklung darstellt.

Die landwirtschaftlichen Nutzflächen des Tales befinden sich zu einem großen Teil auf den jungen Alluvionen des Talbodens. Hier findet durch ständige Erosions- und Akkumulationsprozesse keine eigentliche Bodenbildung statt.

Mosimann hat im hinteren Teil des Lötschentals an einer Vielzahl von Einzelstandorten Bodenarten und Skelettgehalte untersucht (Mosimann 1985: 87 ff.). Dabei zeigte sich, dass der Feinboden der obersten 50 cm vorwiegend den Klassen "schwach schluffiger Sand" bis "schluffig-lehmiger Sand" zuzuordnen ist (gemäß AG Boden 1994). Gleichzeitig weist Mosimann auf den überwiegend sehr hohen Skelettanteil hin. Am häufigsten treten demnach Böden mit Skelettanteilen zwischen 40 und 90 Gewichtsprozent auf, während skelettarme oder -freie Böden nahezu ausschließlich im Bereich der Alluvionen des Talbodens zu finden sind. Die Ergebnisse der im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten bodenphysikalischen Untersuchungen werden in Kapitel 4.4 dargestellt.

### 3.3 Klima

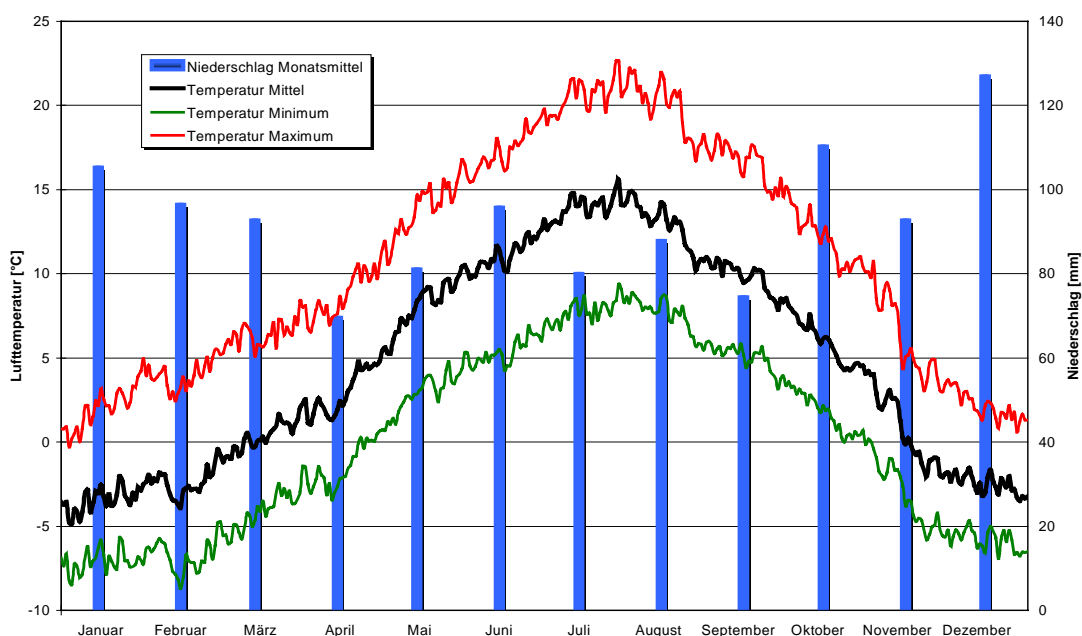
Mit der 25-jährigen Messreihe der MeteoSchweiz-Station Ried (1470 m) liegt für das Untersuchungsgebiet ein Datensatz vor, der nahezu der 30-jährigen Klima-Normalperiode nach WMO-Standard entspricht. Somit sind statistisch gesicherte Aussagen zu den mittleren klimatischen Verhältnissen, den mittleren Amplituden und den Extremwerten der erfassten Parameter möglich.

In der folgenden Tabelle sind einige klimatische Kenngrößen für den Zeitraum 01.01.1974 bis 31.12.1998 aufgeführt:

**Tab. 3–1: Lufttemperatur und Niederschlag Ried 1974-1998 (MeteoSchweiz 2001b)**

	Lufttemperatur [°C]	Niederschlag [mm]
Mittelwert 1974-1998	4,76	1113
Mittlere Januartemperatur	-3,45	
Mittlere Julitemperatur	13,87	
Amplitude Monatsmittel	17,32	
Absolutes Minimum	-26,5 (12.01.87)	
Absolutes Maximum	31,4 (31.07.83)	
Größter Jahreswert	6,07 (1994)	1666 (1981)
Kleinster Jahreswert	3,48 (1980)	813 (1975)
Standardabweichung Jahreswerte	0,63	189

Die folgende Abbildung zeigt ein Klimadiagramm mit jeweils über den 25-jährigen Messzeitraum gemittelten, ungeglätteten Tagesminima, -maxima und -mittelwerten der Lufttemperaturen sowie Monatsmittelwerten der Niederschläge:



**Abb. 3–2: Klimadiagramm Löttsental (gemittelte Tages- bzw. Monatswerte der ehem. Station Ried 1974-1998; MeteoSchweiz 2001b)**

Das Klima des Lötschentaales lässt sich als intermediärer Typ zwischen der feuchten "westlich maritimen" Klimaprovinz der Alpennordseite und der trockenen "südlich mediterranen" Provinz einordnen (Weischet und Endlicher 2000: 87). Das Rhonetal ist in dem unmittelbar an das Lötschental angrenzenden Abschnitt zwischen Visp mit 636 mm und Sierre mit ca. 600 mm Jahresniederschlag die trockenste Region der Schweiz (Wipf 1999: 46). Im Lötschental zeigt sich bei einem mittleren Gesamtniederschlag von 1113 mm ein nicht sehr ausgeprägter Jahresgang mit relativ niedrigen Werten von April bis September (70-96 mm) und einem Maximum im Dezember (127 mm). Die Temperaturen steigen von ihrem Minimum Mitte Januar gleichmäßig an bis zum Maximum Ende Juli, um dann wieder gleichmäßig abzusinken. Die Nullgrad-Jahresisotherme liegt bei ca. 2200 m (Mosimann 1985: 36). Nach Angaben von Lehmkuhl (1989: 67) liegt die klimatische Schneegrenze in diesem Gebiet zwischen 2800 und 2850 m.

Detaillierte Angaben zu den im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendeten Klimadaten aus den Jahren 2000 und 2001 enthält Kapitel 4.1.

### **3.4 Vegetation**

Die wichtigste Vegetationsformation des Lötschentaales ist bis in eine Höhe von durchschnittlich 1950 m der Lärchen-Fichtenwald (Larici-Picetum, nach Ellenberg und Klötzli 1972). Oberhalb dieser Formation geht der Wald in einen Lärchenwald mit Beimischung von Arven über (Larici Pinetum cembrae), welcher die obere Waldgrenze bildet (Hörsch 2001: 39). Oberhalb der Waldgrenze schließt sich die unteralpine Moorbeere-Alpenheide-Gesellschaft (Zwergsträucher) und über dieser die alpine Carex-Elyna-Stufe (alpiner Rasen) an (Mosimann 1985: 37). Zwergsträucher und alpiner Rasen kommen in Abhängigkeit von den lokalen Standortbedingungen auch häufig nebeneinander vor. In den höchsten Lagen treten schließlich nur noch Rasenfragmente, Polsterpflanzen, Moose und Flechten auf (Hörsch 2001).

Die mittlere Waldgrenze gibt Leibundgut für die orographisch linke Talseite mit 2230 m an, die Baumgrenze mit 2290 m und die Grenze des Krüppelwuchses mit 2340 m. Auf der rechten Talseite liegt die Waldgrenze bei 2160 m, die Baumgrenze bei 2225 m und die Krüppelwuchsgrenze bei 2310 m (Leibundgut 1938: 78). Leibundgut betont allerdings den starken Einfluss des Menschen auf diese Grenzen. Aus der Untersuchung der Alpenrosenverbreitung, welche als Indikator für die natürliche Position von Wald- und Baumgrenze verwendet werden kann, leitet Leibundgut ab, dass diese Grenzen am Schatthang noch weitgehend der natürlichen Lage entsprechen, während die Werte am Sonnenhang um

30 m höher liegen müssten. Neuere Untersuchungen stützen diese Hypothese: Paulsen and Körner (2001) konnten im Rahmen einer GIS-gestützten Untersuchung des gesamten Schweizer Alpenraums keinen systematischen Einfluss der Exposition auf die Lage der Waldgrenze feststellen. Eine ausführliche Diskussion des Waldgrenzproblems findet sich bei Hörsch (2001: 64).

Die heutige Verteilung der Wälder ergibt sich nicht zuletzt aus den Standorten der Siedlungen und der seit Jahrhunderten betriebenen Pflege der jeweiligen Bannwälder. Ein Beispiel aus dem Untersuchungsgebiet ist der Wyssriedbaann oberhalb von Wyssried, welcher allerdings in dem Lawinenwinter 1998/99 stark in Mitleidenschaft gezogen wurde. Im übrigen sind die waldfreien oder stark aufgelockerten Hangpartien nur teilweise mit Lawinen- oder Steinschlageinwirkung zu erklären. Häufig sind diese ein Ergebnis der menschlichen Nutzung in Form von Holzeinschlag und Beweidung (vgl. Bachmann-Voegelin 1984: 114 ff.; Hörsch 2001: 39 f.).

Durch die umfassende Studie von Hörsch (2001) liegt für das Untersuchungsgebiet eine Karte der aktuellen Vegetation vor, welche eine wesentliche Grundlage für die räumliche Modellierung von Bodentemperaturen bildet (vgl. Kapitel 4.3 und 7).

### **3.5 Anthropogene Nutzung, Tourismus**

Die insgesamt fast 1600 Personen umfassende Bevölkerung des Tales (Bellwald et al. 1996: 21) lebt zu etwa gleichen Teilen in den Gemeinden Ferden, Kippel, Wiler und Blatten, wobei die bis zur Lötschenlücke reichende Gemeinde Blatten mit 90,65 km<sup>2</sup> den weitaus größten Flächenanteil besitzt (Bundesamt für Statistik 1992: 202).

Eine umfassende Darstellung der traditionellen Landwirtschaft im Lötschental findet sich bei Bachmann-Voegelin (1984). Heute beschränkt sich eine intensive landwirtschaftliche Nutzung in Form von gedüngten und meist zweimal jährlich gemähten Fettwiesen auf wenige, verebnete Flächen im Bereich des Talbodens und einige flachere Gunstlagen an den Hängen. Die übrigen Landwirtschaftsflächen der Hänge und Alpen werden als Mähwiesen oder Weiden mit nur geringer Intensität bewirtschaftet. Durch das Auflassen von zahlreichen weniger produktiven Flächen kommt es in diesen Bereichen zu Verbuschung und teilweise zur Ansiedlung von Wald (vgl. auch Hörsch 2001).

Einen wichtigen Wirtschaftsfaktor für das Tal stellt heute der Tourismus dar (Bellwald et al. 1996: 21 ff.). Im Sommer wird insbesondere der sonnenseitige Lötschentaler Höhenweg viel begangen. Vor allem durch den Sommertourismus bedingt ist auch die gute straßenmäßige Erschließung des Tales bis zur Fafleralp, von wo der Langgletscher in



kurzer Zeit zu erreichen ist. Im Winter wird das auf dem Sonnenhang zwischen etwa 2000 und 2700 m gelegene (Erweiterung geplant) und durch eine Luftseilbahn und mehrere weitere Lifte erschlossene Skigebiet Lauchernalp für den alpinen Skisport genutzt. Die Lauchernalp besitzt heute eine vergleichsweise dichte Bebauung mit zahlreichen Chalets und Apartmenthäusern und dürfte der am stärksten anthropogen beeinflusste Bereich des Tales oberhalb der Waldgrenze sein.

Eine Fläche von 53,1 km<sup>2</sup> des Gemeindegebietes von Blatten gehört zu der insgesamt rund 539 km<sup>2</sup> umfassenden Region Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn, welche 2001 in die Liste des UNESCO-Weltnaturerbes aufgenommen wurde. Das Gebiet wurde wegen seiner einmaligen Landschaftsvielfalt und als herausragendes Zeugnis bedeutender Abschnitte der Erdgeschichte ausgewählt und ist die erste Landschaft der Alpen sowie das erste Naturdenkmal der Schweiz, welches diesen Status erhält (IG UNESCO Weltnaturerbe Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn 2001).

## 4 Datengrundlage

### 4.1 Klimastationen

#### 4.1.1 Standorte und Messparameter

Für die vorliegende Arbeit standen Messdaten von folgenden Klimastationen im Bereich des Untersuchungsgebietes zur Verfügung:

- 4 automatische Stationen des Geographischen Institutes der Universität Bonn (GIUB),
- eine automatische Station des Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschung (EISLF, Davos) und
- eine (ehemalige) konventionelle Station der MeteoSchweiz (ehem. SMA).

Die Lage der einzelnen Stationen und die jeweils erfassten Parameter zeigen Tab. 4–1 und Abb. 5–2 (Seite 34). Abb. 4–1 zeigt eine Ansicht der GIUB-Station Ried.

**Tab. 4–1: Übersicht Klimastationen Lötschental**

Station	Messperiode	Koordinaten <sup>2</sup>	Höhe	Messparameter
Ried (GIUB)	seit 29.09.1998	628280/140231	1470 m	Lufttemperatur 2 Höhen, rel. Feuchte 2 H, Windrichtung/-geschwindigkeit 2 Höhen, Globalstrahlung, kurzwellige Reflexstrahlung, Strahlungsbilanz, Luftdruck, Niederschlag, Schneehöhe / -temperaturen, Bodentemperaturen 10/30 cm
Grund (GIUB)	seit 26.09.1998	633758/143174	1840 m	Lufttemperatur, rel. Feuchte, Windrichtung / -geschwindigkeit, Globalstrahlung, kurzwellige Reflexstrahlung, Strahlungsbilanz, Niederschlag, Schneehöhe
Mannlich (GIUB)	seit 29.09.1998	629658/139346	2350 m	Lufttemperatur, rel. Feuchte, Windrichtung / -geschwindigkeit, Globalstrahlung, kurzwellige Reflexstrahlung, Strahlungsbilanz, Luftdruck, Niederschlag, Schneehöhe, Bodenwärmefluss 5/10/30 cm
Chumme (GIUB)	seit 28.09.1998	628047/141911	2200 m	Lufttemperatur, rel. Feuchte, Windrichtung / -geschwindigkeit, Globalstrahlung, kurzwellige Reflexstrahlung, Strahlungsbilanz, Luftdruck, Niederschlag, Schneehöhe, Bodenwärmefluss 5/10/30/50 cm
Gandegg (EISLF)	seit 20.11.1996	624753/142049	2710 m	Lufttemperatur, Windrichtung / -geschwindigkeit, rel. Feuchte, kurzwellige Reflexstrahlung (Messhöhe: 7 m); Schneehöhe / -temperaturen
Ried (SMA)	01.01.1974-20.02.1999	628270/140300	1480 m	Lufttemperatur, Windrichtung / -geschwindigkeit, Bewölkung, rel. Feuchte, Niederschlag, Schneehöhe, Wetterlage, Hagel, Gewitter, Schneefall, Nebel

Die automatischen Stationen des Geographischen Institutes und des EISLF speichern die Messwerte mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde respektive einer halben Stunde, wohingegen für die ehemalige Station Ried der MeteoSchweiz lediglich drei Terminwerte

<sup>2</sup> Alle in dieser Arbeit enthaltenen Positionsangaben sind in Schweizer Landeskoordinaten angegeben

pro Tag vorliegen. Diese 25-jährige Messreihe ist trotzdem wichtig zur Abschätzung längerfristiger klimatischer Trends und der Repräsentativität der rezenten Messungen.



**Abb. 4–1: GIUB-Klimastation Ried**

Bei der Standortauswahl für die Stationen des Geographischen Institutes wurde durch die Station Ried zunächst ein Anschluss an die langjährige Messreihe der MeteoSchweiz erreicht. Weiterhin wurden die Standorte der drei übrigen Stationen so gewählt, dass ein klimatisches Profil in Tallängsrichtung und ein zweites in -querrichtung konstruiert werden kann. Durch diese vier Standorte werden die lokalklimatischen Verhältnisse des mittleren Talgrundes, des bereits gletscherbeeinflussten hinteren Talgrundes und der mittleren Hangbereiche des Schatt- und Sonnenhangs oberhalb der Waldgrenze erfasst. Die Daten der in vegetationsfreiem und über den größten Teil des Jahres schneebedecktem Gelände gelegene Station Gandegg (2710 m) des EISLF sind für die vorliegende Arbeit nicht nutzbar, da Lufttemperatur und -feuchte in 7 m über Grund gemessen werden.

Bei der Aufstellung der GIUB-Stationen musste die Lage der zahlreichen Lawinenbahnen auf beiden Talflanken berücksichtigt werden. Damit kamen insbesondere für die beiden Hangstationen nur vergleichsweise sichere Rippen- oder Gratlagen in Frage. Wie der außerordentlich lawinenreiche Winter 1998/99 gezeigt hat, sind allerdings auch diese Standorte nicht vollständig vor Lawineneinfluss geschützt. Sogar die an einem bis dahin als lawinensicher geltenden Standort betriebene Station Ried der MeteoSchweiz wurde im Februar 1999 durch eine Lawine zerstört und anschließend nicht mehr wiederhergestellt.

#### 4.1.2 Übersicht Messdaten

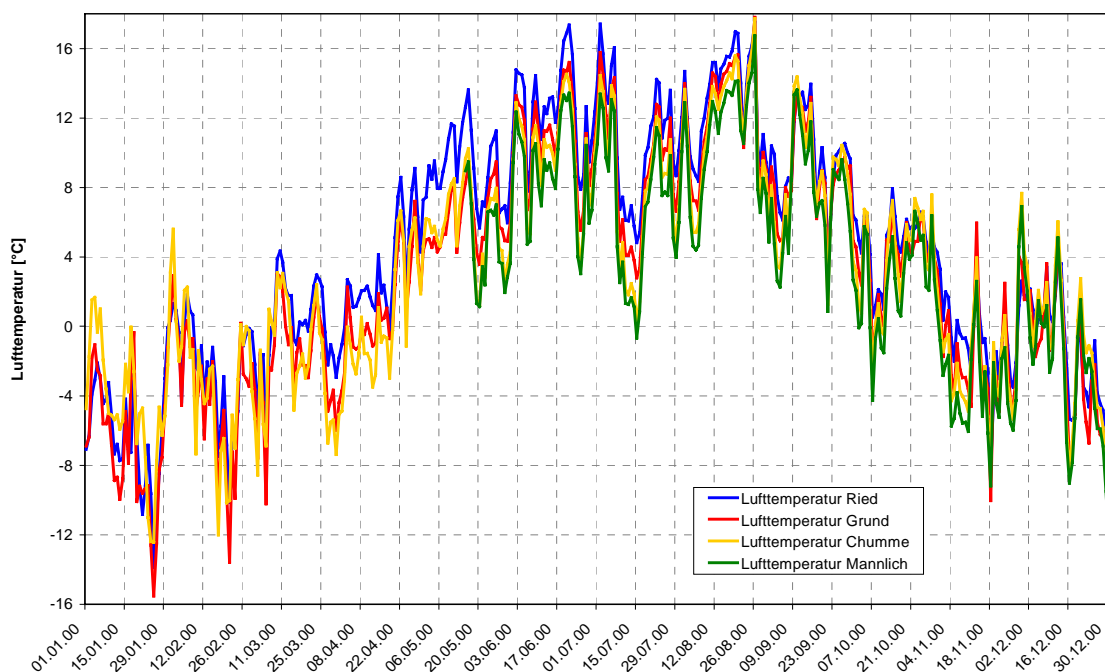
Seit Aufstellung der vier automatischen Stationen des GIUB liegen zeitlich hoch aufgelöste Daten für die meteorologischen Parameter Lufttemperatur und -feuchte, Niederschlag, Druck, Wind, Strahlung und Schneehöhe sowie an ausgewählten Standorten zusätzlich Bodentemperatur, Bodenwärmefluss und Schneetemperatur vor (Tab. 4–1). Der kurze Messzeitraum und mehrere Datenlücken lassen jedoch bisher keine gesicherten

meteorologischen Interpretationen, sondern nur exemplarische Aussagen über kurz- bis mittelfristige Wetter- und Witterungsabläufe zu. Als Grundlage für die Modellierung der Bodentemperaturen werden vor allem die Messdaten für 2000 und 2001 verwendet. Mittel- und Extremwerte der Lufttemperaturen für das Jahr 2000 zeigt Tab. 4–2. Zu beachten sind die Höhen der Temperatursensoren über Grund, die nicht der Standardhöhe entsprechen. Die Daten an der Station Mannlich (Messhöhe: 250 cm) für das Jahr 2000 sind unvollständig.

**Tab. 4–2: Lufttemperaturen Ried, Grund und Chumme 2000 (aus Tageswerten)**

	<b>Ried (1470 m)</b>	<b>Grund (1840 m)</b>	<b>Chumme (2200 m)</b>
Messhöhe [cm]	230	310	250
Jahresmittel [°C]	4,33	2,90	2,88
Maximum [°C]	17,52	17,80	17,73
Minimum [°C]	-13,86	-15,52	-12,43
Amplitude [°C]	31,38	33,32	30,15

Die folgende Abbildung zeigt den Verlauf der Lufttemperaturen an allen vier Standorten für das Jahr 2000 (Daten Mannlich 01.01.-14.05.00 fehlen). Auf die Darstellung der Niederschlagswerte wurde wegen fehlender bzw. unzuverlässiger Messwerte vor allem während der Wintermonate verzichtet. Aus diesem Grund können für diesen Parameter auch keine Jahressummen angegeben werden. Lufttemperaturen, Niederschläge und Globalstrahlungsdaten für einen Teil des Jahres 2000 sind in Kapitel 6.3.3 dargestellt.



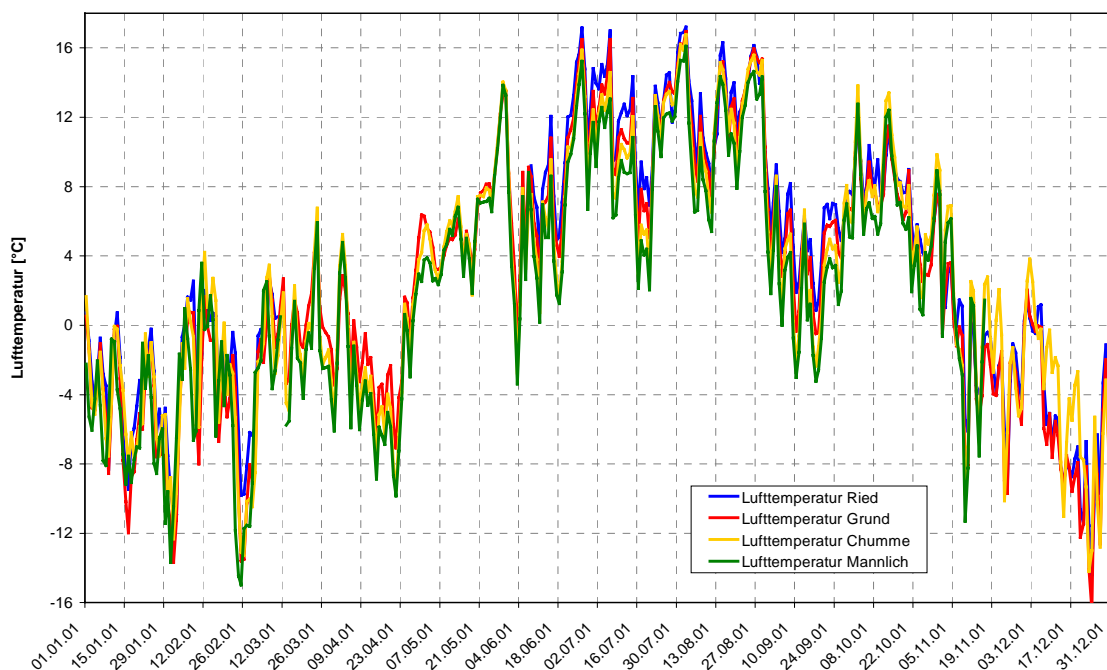
**Abb. 4–2: Lufttemperaturen Ried, Grund, Chumme, Mannlich 2000 (Tageswerte)**

Für das Jahr 2001 liegen durchgehende Messreihen nur für die Stationen Grund und Chumme vor. Deren Mittel- und Extremwerte der Lufttemperatur zeigt die folgende Tabelle:

**Tab. 4–3: Lufttemperaturen Grund und Chumme 2001 (aus Tageswerten)**

	<b>Grund (1840 m)</b>	<b>Chumme (2200 m)</b>
Jahresmittel [°C]	2,43	2,42
Maximum [°C]	16,95	16,76
Minimum [°C]	-16,40	-14,21
Amplitude [°C]	33,35	30,97

In der folgenden Grafik sind die Lufttemperaturen für das Jahr 2001 dargestellt (RIE 11.03.-07.06.01 und MAN 17.11.-31.12.01 fehlen):



**Abb. 4–3: Lufttemperaturen Ried, Grund, Chumme, Mannlich 2001 (Tageswerte)**

Die Darstellungen beider Jahre zeigen, dass die Temperaturunterschiede zwischen den Stationsstandorten relativ klein sind gegenüber den von der synoptischen Situation gesteuerten Temperaturschwankungen insgesamt. Um den Temperaturverlauf, welcher sich mittelbar auch in den Bodentemperaturen widerspiegelt, besser beurteilen zu können, soll im Folgenden auf Grundlage der Annalen der MeteoSchweiz (2001a, 2002) der Witterungsverlauf in der Schweiz insgesamt und im näheren Bereich des Untersuchungsgebietes für die Jahre 2000 und 2001 kurz charakterisiert werden.

#### *4.1.2.1 Witterung 2000*

Bezogen auf die gesamte Schweiz war das Jahr 2000 überdurchschnittlich warm. Im Bereich des Untersuchungsgebietes lagen die mittleren Lufttemperaturen etwa 1,0-1,4 °C über dem langjährigen Mittelwert (Normwert). Besonders warm waren die Monate Februar, April, Mai, Juni und Dezember, im Juli war es dagegen kälter als normal. Die Niederschlagssummen waren im größten Teil des Landes durchschnittlich, in Teilen des Oberwallis und im Engadin allerdings deutlich überdurchschnittlich (bis über 150 % des Normwertes). Die diesbezügliche grafische Darstellung in den Annalen der MeteoSchweiz zeigt, dass die Jahressumme für das Lötschental bei etwa 110 bis 130 % des Normwertes lag (MeteoSchweiz 2001a: 9).

Was den Witterungsverlauf betrifft, so begann das Jahr 2000 mit einem etwa normaltemperierten und zu trockenen Januar, während Februar, März und April Bereich des Untersuchungsgebietes zu warm waren und deutlich überdurchschnittliche Niederschläge aufwiesen. Der Mai war erneut zu warm, aber trockener als im langjährigen Mittel. Hervorzuheben ist besonders der sehr warme und zu trockene Juni mit Temperaturen bis mehr als 5 °C über dem Normwert in großen Teilen des Alpenraums und auch im Bereich des Untersuchungsgebietes und der zu kühle und zu feuchte Juli mit Temperaturen, welche im Bereich des Untersuchungsgebietes um etwa 1,5-3,0 °C unter dem Normwert lagen (vgl. Abb. 4-2). Der August war im Bereich des Untersuchungsgebietes etwas zu warm mit Niederschlägen im Normbereich. Nach bereits überdurchschnittlichen Niederschlägen bei leicht erhöhten Temperaturen im September gab es in der Südschweiz, im Wallis und im Engadin im Oktober bei normalen Temperaturen außerordentlich ergiebige Niederschläge. Im Bereich des Untersuchungsgebietes beträgt die Monatssumme für diesen Monat über 250 % des Normwertes. Der November war für das Untersuchungsgebiet etwa normaltemperiert und zu feucht, der Dezember zu warm und zu trocken.

#### *4.1.2.2 Witterung 2001*

Wie das Vorjahr war auch das Jahr 2001 überdurchschnittlich warm. Bezogen auf das Untersuchungsgebiet betrug die positive Abweichung der Lufttemperaturen etwa 0,6 bis 1,0 °C. Besonders warm waren die Monate Januar bis März, Mai, August und Oktober, während der September in der gesamten Schweiz deutlich zu kalt war. Hinsichtlich der Jahresniederschläge gab es eine Zweiteilung zwischen der überdurchschnittlich feuchten Alpennordseite und den niederschlagsarmen Regionen Oberwallis und Nordwesttessin. Für das Untersuchungsgebiet entsprach die Summe etwa dem Normwert.

Nach den überdurchschnittlich warmen Monaten Januar-März lag der April für den Bereich des Untersuchungsgebietes etwa 0,5 bis 1,5 °C unter dem Normwert, was anhand von Abb. 4–3 nachzuvollziehen ist. Der Mai wiederum war in der gesamten Schweiz extrem warm, im Lötschental ist hier eine positive Abweichung von über 3 °C festzustellen. Nach einem etwa normal temperierten aber deutlich zu nassen Juni und einem etwas zu warmen und ebenfalls zu nassen Juli war der August 2001 für den Bereich des Untersuchungsgebietes bei unterdurchschnittlichen Niederschlägen um etwa 1,5 bis 3,0 °C zu warm. Der September war in der gesamten Schweiz deutlich zu kalt (im Untersuchungsgebiet ca. 3 bis 5 °C unter Normwert; vgl. Abb. 4–3) und im Untersuchungsraum gleichzeitig überdurchschnittlich niederschlagsreich (ca. 110 bis 175 % der Norm). Der Oktober war überall deutlich zu warm und im gesamten Wallis sehr trocken, der November war im Wallis noch etwas zu warm und erneut sehr trocken. Der Dezember war insgesamt zu kalt und wiederum relativ trocken.

#### **4.2 Digitales Höhenmodell, Standortvermessung**

Als geomorphometrische Grundlage wurde für die vorliegende Arbeit das digitale Matrix-Höhenmodell DHM25 (Level 1) des Schweizerischen Bundesamtes für Landestopographie verwendet (Bundesamt für Landestopographie 2001). Dieses Höhenmodell wurde aus den topographischen Landeskarten im Maßstab 1:25.000 abgeleitet und besitzt eine Maschenweite von 25 m. Die mittlere Abweichung von der wahren Geländeoberfläche wird für den Bereich der Alpen mit 6 - 8 m angegeben (Brockmann 2001).

Die Koordinaten für die Klimastationen und die Bodentemperaturmesspunkte (vgl. Kap. 5) wurden mittels GPS-Messungen direkt in Schweizer Landeskoordinaten ermittelt. Während der Feldaufenthalte durchgeführte Kontrollmessungen an trigonometrischen Punkten mit bekannten Koordinaten im Untersuchungsgebiet ergaben einen mittleren Positionsfehler von zwei bis fünf Metern Radius. Es ist also davon auszugehen, dass die Standortkoordinaten auf etwa +/- 5 m genau sind (vgl. Bundesamt für Landestopographie 2000; Pfeifer 2000).

#### **4.3 Vegetation**

Durch die bereits abgeschlossene Vegetationsstudie von Hörsch (2001) für das Lötschen- und das Turtmantal standen flächendeckende Informationen über die aktuelle Vegetation des Untersuchungsgebietes zur Verfügung (vgl. Kapitel 3.4). Für die vorliegende Arbeit wurde eine Vegetationskarte mit zehn Klassen und einer reduzierten, dem eingesetzten digitalen Geländemodell entsprechenden räumlichen Auflösung von 25 m verwendet.

Genauere Angaben zu den verwendeten Vegetationsdaten und eine grafische Darstellung der Vegetationsverteilung enthält Kapitel 7.1.6.

#### 4.4 Substrat

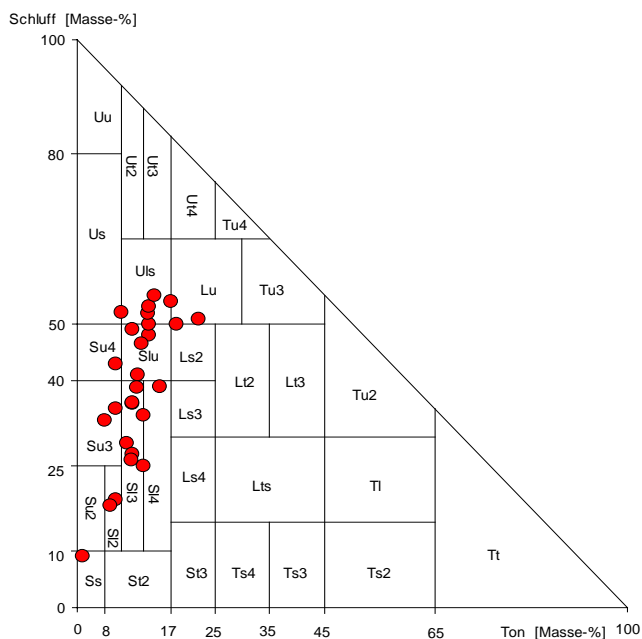
Die in der Literatur zu findenden, allgemeinen Informationen über die Böden des Untersuchungsgebietes wurden bereits in Kapitel 3.2 zusammenfassend dargestellt. Flächendeckende Informationen über Bodentypen und –arten liegen für das Untersuchungsgebiet allerdings nicht vor. Die heterogenen geologischen und geomorphometrischen Strukturen und das komplexe geomorphologische Prozessgefüge machen die Anwendung klassischer bodenkundlicher Interpolationsverfahren auf Grundlage von Punktdaten in alpinem Gelände nahezu unmöglich (vgl. Döbeli 1997). Um jedoch zumindest die bodenphysikalischen Bedingungen an den einzelnen Standorten zu erfassen und deren räumliche Variation abzuschätzen, wurden an der Mehrzahl der Bodentemperaturmesspunkte Mischproben aus den oberflächennahen Horizonten bis maximal 50 cm unter Geländeoberkante entnommen. Diese Proben wurden anschließend im Labor des Geographischen Institutes der Universität Bonn mittels Sieb- und Sedimentationsverfahren nach ISO/CD 11277 (Schlichting et al. 1995: 114 f.) auf ihre Korngrößenverteilung des Feinbodenanteils hin untersucht. Eine repräsentative Bestimmung des Skelettanteils war aufgrund der hohen Anzahl großer, in den Feinboden eingebetteter Steine und der zur Verfügung stehenden Ausrüstung nicht möglich (vgl. 3.2). Der Anteil organischer Substanz wurde mittels des Standardverfahrens "nasse Veraschung" unter Verwendung des Korrekturfaktors 1,72 (Org. Substanz =  $C_{org} \cdot 1,72$ ) bestimmt (vgl. Scheffer und Schachtschabel 1998: 64). Die Ergebnisse der Laboruntersuchungen sind in der nachfolgenden Tabelle (Tab. 4–4) und der zugehörigen Abbildung (Abb. 4–4) dargestellt. Der Klassifikation der Bodenart liegt die bodenkundliche Kartieranleitung der Arbeitsgemeinschaft Boden (1994) zu Grunde. Die Lage der Probenahmestandorte ist Abb. 5–2 (S. 34) zu entnehmen, weitere Informationen enthält Tab. 5–1 (S. 34).

**Tab. 4–4: Bodenarten Lötschental: Ergebnisse der GIUB-Laboruntersuchungen und Klassifikation gemäß Arbeitsgemeinschaft Boden (1994); alle Anteile in Masse-%**

Standort	Entnahmetiefe	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Org. Substanz [%]	Bodenart
BAE	0 - 30 cm	39	48	13	15	Slu
BAN	0 - 10 cm	62	29	9	2,5	Sl3
CHU	0 - 30 cm	54	36	10	4,2	Sl3
EII	0 - 30 cm	63	25	12	0,3	Sl3
GAN	0 - 30 cm	74	19	7	0,4	Sl2
GAT	0 - 50 cm	48	41	11	4,8	Slu
GLE	0 - 50 cm	90	9	1	0,3	Ss



Standort	Entnahmetiefe	Sand [%]	Schluff [%]	Ton [%]	Org. Substanz [%]	Bodenart
GLP	0 - 30 cm	29	54	17	28	Uls
GRU	0 - 30 cm	50	43	7	2,3	Su4
GUG	0 - 50 cm	37	50	13	4,8	Uls
HAS	0 - 50 cm	58	35	7	3,1	Su3
HO1	0 - 10 cm	35	52	13	nicht untersucht	Sl3
HO2	0 - 10 cm	27	51	22	nicht untersucht	Sl2
LA1	0 - 50 cm	63	27	10	3,2	Uls
LA2	0 - 50 cm	76	18	6	4,8	Slu
MAN	0 - 26 cm	34	53	13	9,5	Su3
NA1	0 - 30 cm	41	49	10	nicht untersucht	Uls
NA2	0 - 30 cm	62	33	5	nicht untersucht	Uls
NA5	0 - 10 cm	42	46	12	nicht untersucht	Lu
OBR	0 - 10 cm	54	34	12	nicht untersucht	Sl4
RIE	0 - 50 cm	40	52	8	2,2	Uls
TEL	0 - 30 cm	31	55	14	8,3	Sl3
WAL	0 - 30 cm	32	50	18	6,4	Slu
WB1	0 - 10 cm	54	36	10	nicht untersucht	Sl3
WER	0 - 30 cm	46	39	15	6,9	Sl3
WE1	0 - 10 cm	64	26	10	nicht untersucht	Lu



**Abb. 4-4: Darstellung der Bodenarten an den Einzelstandorten (Tab. 4-4) im Körnungsdreieck; Klassifikation gemäß Arbeitsgemeinschaft Boden (1994)**

Die Ergebnisse der Laboruntersuchungen zeigen, dass im Untersuchungsgebiet überwiegend sandige bis schluffige Böden auftreten. Der mittlere Sandanteil aller untersuchten Proben beträgt 50,3 % bei einer Standardabweichung von 16,1 %. Der mittlere Schluffanteil beträgt 38,8 % (StAbw. 12,8 %) und der mittlere Tonanteil 10,9 % (StAbw. 4,4 %). Damit ist die „mittlere Bodenart“ des Untersuchungsgebietes als mittel lehmiger Sand (Sl3)

einzuordnen. Systematische Korrelationen der lokalen Bodenarten mit der Lage der Standorte, den kleinräumigen Reliefparametern, der Vegetation oder den geologischen Verhältnissen lassen sich für die untersuchten Proben nicht feststellen. Die lokalen Substrateigenschaften hängen also primär von der Genese des Ausgangsmaterials ab. Dies zeigt sich etwa daran, dass Standorte unter Wald, unter Gras und ohne Vegetation in verschiedenen Reliefpositionen die gleiche Bodenart aufweisen können, während selbst eng benachbarte Standorte bei identischer Vegetation und gleichen Reliefcharakteristika deutliche Unterschiede in der Korngrößenverteilung aufweisen können. Die Ergebnisse der bodenphysikalischen Laboruntersuchungen besitzen demnach jeweils nur für den untersuchten Standort Gültigkeit und können mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht regionalisiert werden.

## 5 Bodentemperaturmessungen

### 5.1 Messtechnik, Standortauswahl und Messperioden

#### 5.1.1 Messtechnik

Für die im Untersuchungsgebiet durchgeführten Bodentemperaturmessungen wurden - mit Ausnahme des Standortes Ried - automatische Temperaturlogger des Typs UTL-1 (*Universal Temperatur Logger*; vgl. Abb. 5-1) und UTL-2 verwendet, die von der Arbeitsgruppe Geomorphologie am Geographischen Institut der Universität Bern entwickelt worden sind und heute von der Geotest AG in CH-3052 Zollikofen vertrieben werden (Hoelzle et al. 1999). In Ried wurden die Bodentemperaturen von den Bodensensoren der Klimastation erfasst (vgl. Tab. 4-1).



**Abb. 5-1: Längsschnitt Temperaturlogger UTL-1 (Geographisches Institut der Universität Bern 2001) und Einbauschema (eigener Entwurf)**

Die 8,3 cm langen, batteriebetriebenen Datenlogger besitzen einen integrierten (UTL-1) oder externen (UTL-2) Temperatursensor und eine in das robuste Gehäuse eingebaute Mess- und Speicherelektronik. Die Messgenauigkeit beträgt  $\pm 0,1$  °C in einem Messbereich von  $-29$  °C bis  $+39$  °C. Die gemessenen Werte werden aufgrund der Speicherauflösung von 8 bit allerdings nur mit einer Auflösung von  $0,27$  °C gespeichert (Geographisches Institut der Universität Bern 2000). Die zeitliche Auflösung ist beliebig einstellbar. Bei dem für die vorliegende Untersuchung verwendeten Intervall von einer Stunde erlauben die Geräte ununterbrochene Messungen bis zu 331 Tagen, bevor das Gerät ausgebaut und der Speicher ausgelesen werden muss. Für die Programmierung der Logger und zur Übertragung der Messdaten wurde das Programm BoxCar for Windows der Onset Computer Corporation in der Version 3.7 eingesetzt (Onset Computer Corporation 2002).

Zum Einbau der Logger wird jeweils mit einem Spaten eine möglichst schmale Grube mit einer senkrechten Grubenwand ausgehoben. Der Logger wird parallel zur Bodenoberfläche mit der Spitze voraus so in die ungestörte Grubenwand hineingedrückt, dass die Messspitze in der gewünschten Tiefe unter der Geländeoberkante liegt (vgl. Abb. 5-1). Durch diese Vorgehensweise werden die Störeinflüsse durch das Mikroklima in der Grube während des

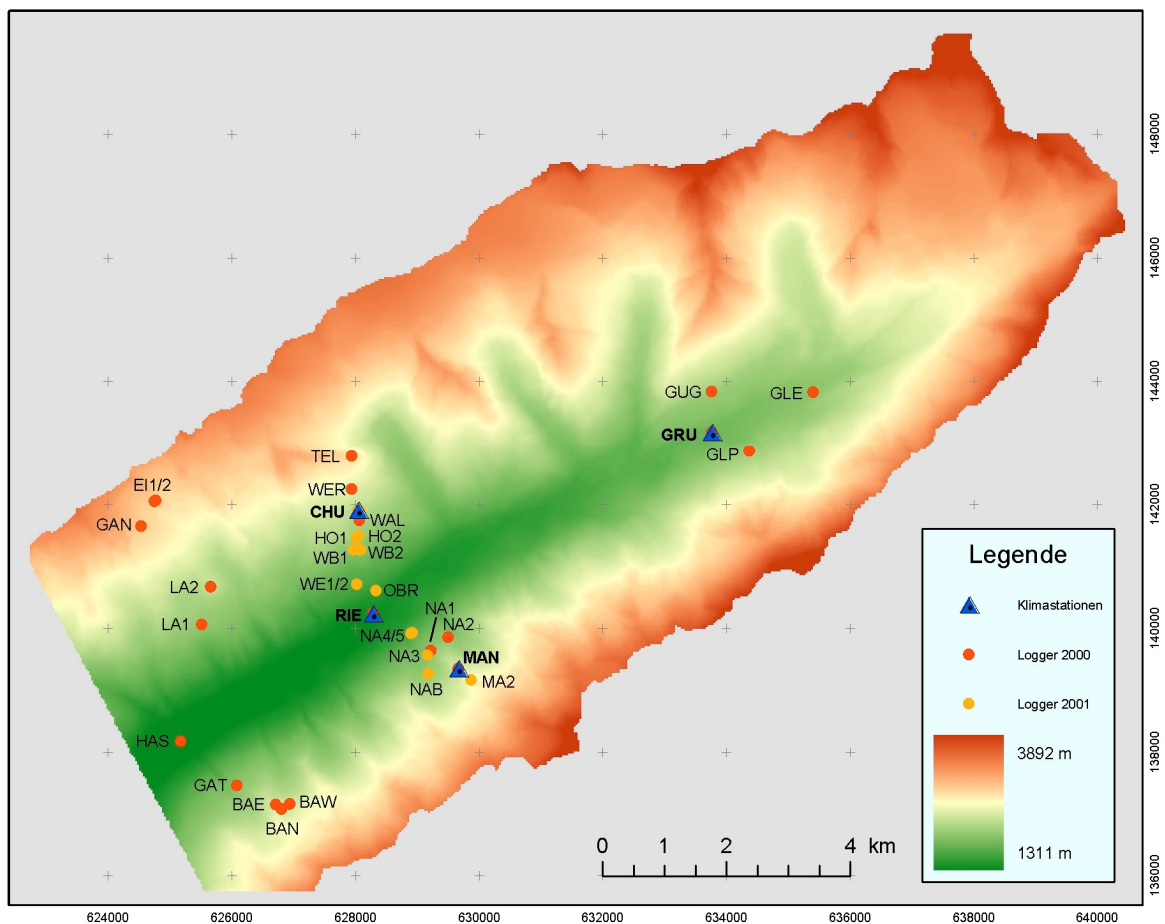
Einbaus, die gestörte Bodenstruktur nach dem Verfüllen und auch den Loggerkörper selbst minimiert. Der Effekt des Grubenklimas wurde ferner dadurch reduziert, dass die Gruben jeweils sehr zügig ausgehoben und nach Einsetzen der Logger sofort wieder verfüllt wurden (vgl. auch Winiger 1979: 147). Tatsächlich sind in allen Messreihen bereits wenige Stunden nach Einsetzen des Loggers keine Störeinflüsse mehr erkennbar, so dass jeweils ein kurzfristiger Beginn bzw. eine nahezu unterbrechungsfreie Fortsetzung der Messreihe realisiert wurde.

Obwohl die eingesetzten Logger insgesamt sehr robust und zuverlässig sind, kam es an einigen Standorten in Folge von Kurzschlüssen durch Kondenswasser innerhalb des Gehäuses zum Ausfall der Geräte und damit zum vorzeitigen Abbruch der Messreihe. Je nach Zeitpunkt des Ausfalls konnten diese unvollständigen Datensätze nur noch teilweise für die vergleichende Analyse verwendet werden. Weiterhin war an einigen Standorten witterungsbedingt der rechtzeitige Austausch der Messgeräte nicht möglich, so dass auch hier Lücken in den Datensätzen auftreten. Insbesondere für die Bildung von Jahresmittelwerten kann deshalb nur ein Teil der Standorte berücksichtigt werden.

#### 5.1.2 Standortauswahl und Messperioden

Die Messstandorte wurden zunächst entlang dreier Talquerprofile im Bereich des oberen, WSW-ENE verlaufenden Talabschnittes und z.T. auch entlang der Talhauptachse angeordnet. Zwei dieser Profile orientieren sich an den Standorten der GIUB-Klimastationen. Bei der kleinräumigen Standortauswahl wurde einerseits versucht, für die jeweilige Höhenstufe sowohl geomorphologisch als auch ökologisch typische Standorte zu finden, die als repräsentativ für die nähere Umgebung des Standortes angesehen werden können. Für einige Standorte wurden andererseits bewusst extreme und sehr stark durch einzelne Faktoren beeinflusste Situationen gewählt, um die Variabilität und die Sensitivität der Bodentemperaturen gegenüber diesen Faktoren untersuchen zu können.

Während der Sommermesskampagne 2001 wurden zur genaueren Erfassung der kleinräumigen Variabilität ausschließlich Messungen entlang des verdichteten Profils Chumme-Ried-Mannlich durchgeführt. Eine Übersicht aller Standorte in den Messperioden 2000 und 2001 zeigt Abb. 5–2:



**Abb. 5–2: Lage der Klimastationen und Bodentemperaturlogger im Lötschental (weitere Angaben: Tab. 5–1 und Tab. 5–2)**

Die Position, die wichtigsten Standorteigenschaften, die jeweiligen Messtiefen und die Messzeiträume aller durchgeführten Bodentemperaturmessungen sind in Tab. 5–1 zusammengestellt. Die vorwiegend aus Flurbezeichnungen in der topographischen Karte 1 : 25.000 abgeleiteten Langformen der Stationsnamen sind in Tab. 5–2 aufgeführt.

**Tab. 5–1: Bodentemperaturmessungen Lötschental (vgl. Tab. 5–2)**

Station	Messzeitraum	Koordinaten	Höhe [m]	Exp. [°]	Neig. [°]	Bodenart	Vegetation	Messtiefen [cm]
BAE	10/99-06/01	626707 / 137146	2260	90	20	Slu	Moos / Blaubeeren	5, 10, 30
BAN	10/99-06/01	626799 / 137074	2260	0	15	Sl3	Keine	5, 10
BAW	10/99-06/01	626933 / 137165	2260	270	30	Slu	Gras / Blaubeersträucher	5, 10, 30
CHS	06/01-09/01	628046 / 141887	2200	180	25	-	Lockere Grasdecke	10
CHU	seit 07/99	628047 / 141911	2200	180	15	Sl3	Geschl. Grasdecke	10, 30
CHW	06/01-09/01	628039 / 141911	2200	270	30	-	Geschl. Grasdecke	10
EI1	10/99-06/01	624753 / 142049	2710	-	0	Sl3	Keine	10, 30
EI2	10/99-09/00	624771 / 142067	2705	45	25	-	Keine	Oberfläche
GAN	10/99-06/01	624537 / 141650	2730	-	0	Sl2	Keine	10, 30
GAT	10/99-06/01	626084 / 137463	1950	320	20	Slu	Waldlichtung /	5, 10, 30,
GLE	10/99-06/01	635402 / 143833	1985	-	0	Ss	Lückenhafte Moospolster	10, 30, 50

Station	Mess- zeitraum	Koordinaten	Höhe [m]	Exp. [°]	Neig. [°]	Boden- art	Vegetation	Messstiefen [cm]
GLP	10/99-06/01	634375 / 142866	2080	345	25	Uls	Grasdecke / Blaubeeren	5, 10, 30
GRU	seit 09/98	633758 / 143174	1850	-	0	Su4	Geschl. Grasdecke	10, 30
GUG	10/99-06/01	633762 / 143843	2060	150	18	Uls	Grasdecke / Blaubeeren	5, 10, 30,
HAS	10/99-07/00	625175 / 138175	1320	-	0	Su3	Geschl. Grasdecke	10, 30, 50
HO1	06/01-09/01	628016 / 141452	2050	150	30	Sl3	Wald, keine Bodenveg.	10
HO2	06/01-09/01	628056 / 141499	2050	150	10	Sl2	Geschl. Grasdecke	10
LA1	10/99-06/01	625516 / 140058	2010	100	5	Sl3	Gras / Blaubeersträucher	10, 30, 50
LA2	10/99-06/01	625657 / 140668	2239	-	0	Sl2	Gras	10, 30, 50
MA2	06/01-09/01	629865 / 139166	2520	320	5	-	Lockere Grasdecke	10
MAN	seit 09/98	629658 / 139346	2350	320	5	Uls	Lockere Grasdecke	10, 25
NA1	10/99-09/01	629217 / 139642	2000	270	10	Slu	Waldlichtung /	10, 30
NA2	10/99-09/01	629496 / 139856	2000	38	30	Su3	Geschl. Grasdecke	10, 30
NA3	06/01-09/01	629166 / 139565	1980	270	10	Humus	Wald, keine Bodenveg.	10
NA4	06/01-09/01	628899 / 139916	1725	280	20	Humus	Waldlichtung / Moos	10
NA5	06/01-09/01	628922 / 139923	1720	330	30	Lu	Wald, keine Bodenveg.	10
NAB	06/01-09/01	629173 / 139270	2000	280	15	-	Gras / Saxifraga, locker	10
OBR	06/01-09/01	628336 / 140605	1600	-	0	Sl4	Geschl. Grasdecke	10
RIE	seit 09/98	628280 / 140231	1470	150	5	Uls	Geschl. Grasdecke	10, 30, 50
TEL	07/99-06/01	627940 / 142781	2662	160	5	Uls	Geschl. Grasdecke	10, 30
WAL	07/99-09/01	628061 / 141745	2140	170	25	Lu	Geschl. Grasdecke	10, 30
WB1	06/01-09/01	627970 / 141271	1950	-	0	Sl3	Heidelbeere / Gras	10
WB2	06/01-09/01	628086 / 141267	1950	200	5	Humus	Wald, keine Bodenveg.	10
WE1	06/01-09/01	628027 / 140716	1700	-	0	-	Keine	10
WE2	06/01-09/01	628027 / 140716	1700	-	0	-	Dichtes, hohes Gras	10
WER	09/98-09/01	627938 / 142244	2340	150	10	Sl4	Geschl. Grasdecke	10, 30

**Tab. 5–2: Bezeichnungen der Stationsstandorte (Kurz-/Langform)**

Kurzform	Stationsname (lang)	Kurzform	Stationsname (lang)	Kurzform	Stationsname (lang)
BAE	Bätzlerfridhof Ost	GRU	Grund	NA4	Nästwald 4
BAN	Bätzlerfridhof Nord	GUG	Guggialp	NA5	Nästwald 5
BAW	Bätzlerfridhof West	HAS	Haslä	NAB	Nästbach
CHS	Chumme Süd	HO1	Höhenweg 1	OBR	Oberried
CHU	Chumme	HO2	Höhenweg 2	RIE	Ried
CHW	Chumme West	LA1	Lauchernalp 1	TEL	Tellhorn
EI1	EISLF-Station 1	LA2	Lauchernalp 2	WAL	Waldgrenze
EI2	EISLF-Station 2	MA2	Mannlich 2	WB1	Wyssriedbaann 1
GAN	Gandegg	MAN	Mannlich	WB2	Wyssriedbaann 2
GAT	Gattustafel	NA1	Nästwald 1	WE1	Weissried
GLE	Gletschervorfeld	NA2	Nästwald 2	WE2	Weissried
GLP	Gletscheralp	NA3	Nästwald 3	WER	Weritzalp

Von den insgesamt 36 Messstandorten liegen 13 am Schatthang und 19 am Sonnenhang, vier Standorte liegen in der Tallängsachse. Bei Höhenlagen zwischen 1320 und 2730 m sind fünf Standorte vegetationsfrei, sieben Standorte liegen im Wald und an den übrigen Standorten dominiert Gras- und/oder Strauchvegetation. Hinsichtlich der kleinräumigen Reliefparameter im unmittelbaren Umfeld der Standorte kommen neben einigen flachen Standorten verschiedenste Expositionen mit Hangneigungen zwischen 5 und 30 ° vor. Für die längerfristigen Messungen wurde generell in mindestens zwei Tiefen gemessen (10 und 30 cm), die verdichtenden Messungen der Kampagne 2001 waren jeweils auf das 10 cm-Niveau beschränkt. Die Ergebnisse der Bodenuntersuchungen wurden bereits in Kap. 4.4 dargestellt.

## 5.2 Die Bodentemperaturverhältnisse im Überblick

Einen ersten Überblick über die vorhandenen Messdaten geben die Tabellen Tab. 5–3 und Tab. 5–4. Tab. 5–3 zeigt aus Tagesmittelwerten abgeleitete Jahresmittel, Minima und Maxima sowie die Jahresamplitude der Bodentemperaturen für das Jahr 2000. Analog sind in Tab. 5–4, aus Stundenwerten abgeleitet, die gleichen Größen bezogen auf die Monate Juli und August 2001 aufgeführt. Unvollständige Datensätze wurden für diese Übersichten nicht berücksichtigt.

**Tab. 5–3: Übersicht Bodentemperaturdaten [°C] für das Jahr 2000 (aus Tageswerten) und die Messtiefen 10, 30 und 50 cm unter Geländeoberkante**

	BAE	BAN	CHU	E11	GAN	GAT	GLE	GRU	GUG	LA1	LA2	NA1	NA2	RIE	WAL	WER
<b>10 cm</b>																
Mittelwert	3,7	1,8	5,7	1,2		4,1	5,1	4,9	5,3	5,0	4,0	3,8	3,3	6,8	4,6	4,5
Maximum	14,5	14,0	15,4	14,6		12,9	21,2	14,1	16,1	13,2	15,3	11,5	10,3	17,4	13,3	14,7
Minimum	-1,2	-1,1	-0,5	-1,4		-0,1	-3,2	-0,3	-0,1	0,1	-4,5	-0,1	0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Amplitude	15,7	15,1	15,9	16,0		13,0	24,4	14,4	16,2	13,1	19,8	11,6	10,2	17,5	13,4	14,8
<b>30 cm</b>																
Mittelwert	3,8		5,6	1,0	1,4	4,0	5,0	4,9	5,4	4,8	4,3	3,7	3,0	6,5	4,6	4,7
Maximum	13,4		14,1	12,6	13,0	11,6	19,3	12,9	13,8	12,1	14,2	9,6	8,2	15,7	11,8	13,4
Minimum	-0,5		0,1	-1,2	-6,5	0,1	-2,5	-0,3	0,1	0,4	-3,6	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Amplitude	13,9		14,0	13,8	19,5	11,5	21,8	13,2	13,7	11,7	17,8	9,5	8,1	15,5	11,7	13,3
<b>50 cm</b>																
Mittelwert							4,8			4,8						
Maximum							17,4			11,1						
Minimum							-1,6			0,6						
Amplitude							19,0			10,5						

Die Daten für das Jahr 2000 zeigen für das 10 cm-Niveau Mittelwerte zwischen 1,2 °C und 6,8 °C sowie Amplituden der Tageswerte zwischen 10,2 °C und 24,4 °C. Im 30 cm-Niveau liegen die Mittelwerte zwischen 1,0 °C und 6,5 °C bei Amplituden zwischen 8,1 °C und 21,8 °C. Die beiden vollständigen Messreihen in 50 cm Tiefe zeigen bei einem identischen Mittelwert von 4,8 °C Amplituden von 10,5 °C und 19,0 °C. Die absolute Bandbreite der Tageswerte liegt zwischen –6,5 °C und 21,2 °C.

In den Mittelwerten spiegeln sich vor allem die Höhenlage, die Dauer der Schneebedeckung, die mittlere Einstrahlung, die Albedo und die mittlere Bodenfeuchte der Standorte wider. Im Mittel am kältesten ist der zweithöchste Standort EI1 (2710 m). Die höchsten Mittelwerte wurden am tiefsten Standort Ried (1470 m) festgestellt. Die Temperaturamplitude nimmt mit zunehmender Bodentiefe ab und variiert von Standort zu Standort vor allem mit der Bodenbedeckung (vgl. Häckel 1999: 207 ff.). Die größte Amplitude zeigt der vegetationsfreie und gut besonnte Standort Gletschervorfeld (GLE), welcher auch das höchste Tagesmaximum aufweist, während der geringste Wert für den NE-exponierten, grasbedeckten und zusätzlich durch Bäume beschatteten Standort Nätswald 2 (NA2) zu verzeichnen ist. Im Vergleich zu den an den Klimastationen gemessenen mittleren Lufttemperaturen (Tab. 4–2) fällt auf, dass die mittleren Bodentemperaturen an den Standorten Chumme, Grund und Ried um 2,0 °C bis 2,8 °C höher liegen. Dieser Effekt wird auch von Aulitzky (1962b: 366 ff.) und Landolt (1992: 44) beschrieben und lässt sich mit der Isolationswirkung der winterlichen Schneebedeckung und der strahlungsexponierten Geländedeposition der drei Standorte erklären (vgl. auch die US-amerikanische Klassifikation der Bodenwärmehaushalte, Scheffer und Schachtschabel 2002: 259). Mit zunehmender Dauer der winterlichen Schneedecke ist mit einer Vergrößerung der Differenz zwischen mittleren Luft- und Bodentemperaturen zu rechnen, während sich an stark strahlungsgeschützten Standorten, etwa in dichtem Wald, nahezu identische Mitteltemperaturen im Boden und in der bodennahen Luft feststellen lassen (Aulitzky 1962b: 366 ff.).

**Tab. 5–4: Übersicht Bodentemperaturdaten [°C] vom 01.07. bis 25.08.2001 (aus Stundenwerten) für die Messtiefe 10 cm unter Geländeoberkante**

	CHU	CHS	CHW	HO1	HO2	MAN	NA1	NA2	NA3	NA5	NAS	OBR	RIE	WAL	WB1	WE1	WE2	WER
<b>10 cm</b>																		
Mittel	13,2	14,0	11,7	10,1	14,0	11,8	9,8	8,9	9,3	9,3	14,7	17,3	16,5	11,0	14,8	17,1	16,1	12,1
Max.	18,2	21,1	17,1	13,6	19,6	18,5	13,6	11,1	12,6	11,3	25,2	25,2	22,1	14,1	21,1	31,6	22,6	18,5
Min.	8,4	7,0	7,2	5,6	7,7	5,6	6,0	6,0	5,1	6,7	6,3	10,8	12,1	5,8	8,7	7,2	10,3	5,4
Ampl.	9,8	14,1	9,9	8,1	11,9	12,9	7,6	5,1	7,5	4,6	18,9	14,3	10,0	8,3	12,5	24,4	12,3	13,1



Die stündlichen 10 cm-Messdaten der Sommerkampagne 2001 zeigen für den Zeitraum 01.07. (0 Uhr) bis 25.08.01 (24 Uhr) bei Mittelwerten zwischen 8,9 °C und 17,3 °C Maxima von 11,1 °C bis 31,6 °C und Minima zwischen 5,1 °C und 10,8 °C. Die Amplituden schwanken zwischen 4,6 °C und 24,4 °C. Der absolute Höchstwert wurde an dem vegetationsfreien Standort Weissried 1 (WE1) auf dem Sonnenhang registriert, das niedrigste Minimum an dem schattseitigen Waldstandort Nätswald 3 (NA3).

### **5.3 Die Bodentemperaturverhältnisse an Einzelstandorten**

Im vorangegangenen Kapitel wurden die gemessenen Bodentemperaturen für die Jahre 2000 und 2001 im Überblick dargestellt. Nachfolgend sollen nun die charakteristischen Unterschiede in den Bodentemperaturverhältnissen zwischen ausgewählten Einzelstandorten dargestellt und vor dem Hintergrund der jeweiligen Standorteigenschaften qualitativ interpretiert werden.

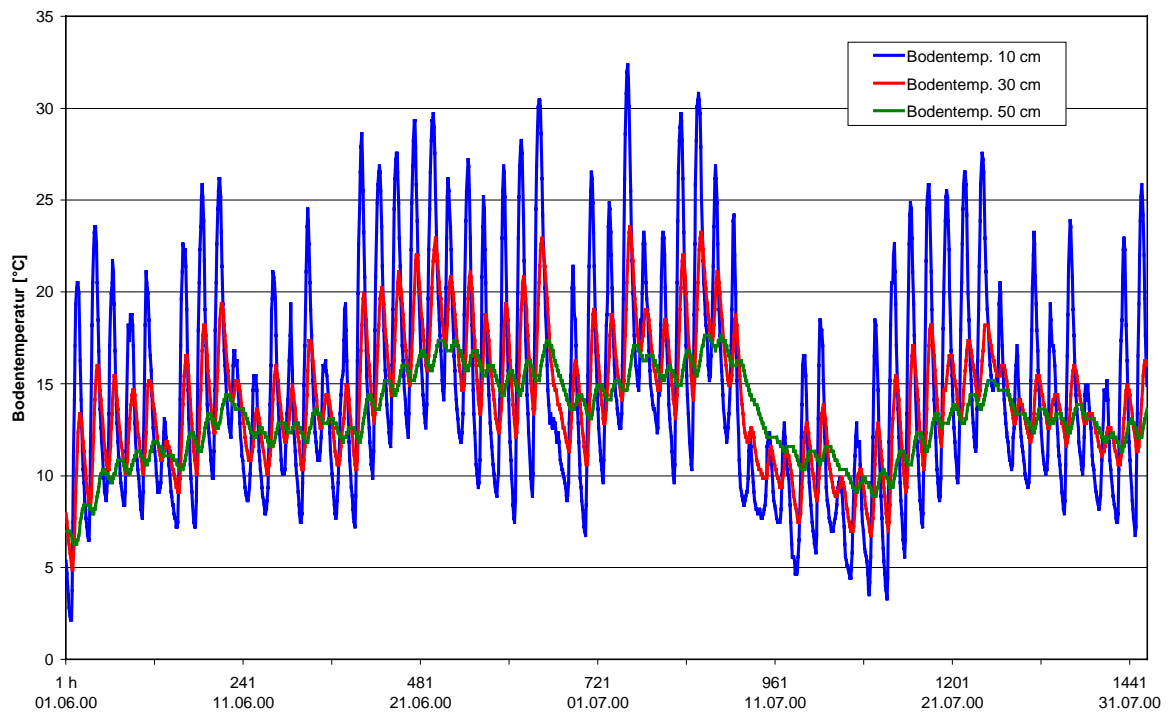
#### **5.3.1 Gletschervorfeld (GLE): vegetationsfreier Standort am Talboden**

An dem im Bereich des Talbodens gelegenen und nur wenige hundert Meter vom Langgletscher entfernten, vegetationsfreien Standort Gletschervorfeld wurden Bodentemperaturen in den Tiefen 10, 30 und 50 cm erfasst.



**Abb. 5–3: Messstandort Gletschervorfeld (GLE)**

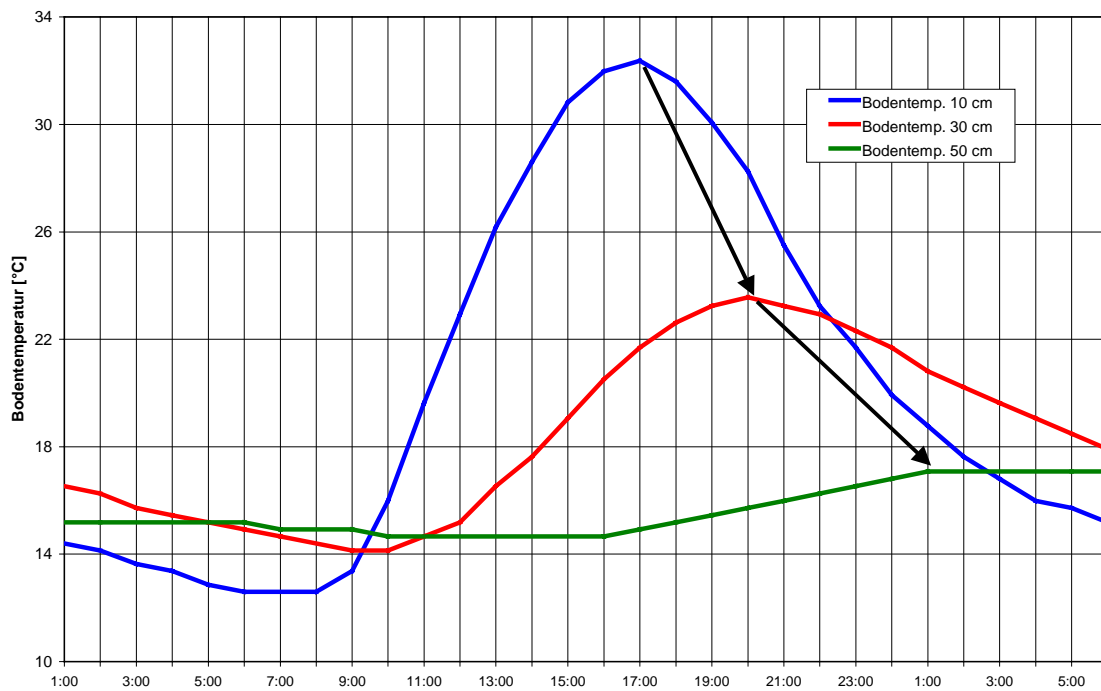
Die folgende Darstellung zeigt exemplarisch den Verlauf der Bodentemperaturen in den drei Messtiefen vom 01.06. bis zum 31.07.2000.



**Abb. 5–4: Bodentemperatur Gletschervorfeld 10/30/50 cm, 01.06.-31.07.00 (Stundenwerte): die mit der Bodentiefe zunehmende Dämpfung des Temperaturverlaufs ist deutlich erkennbar**

An diesem vegetationsfreien Standort sind die vertikale Wärmeleitung im Boden und die Dämpfung der zu durchdringenden Schichten besonders gut zu erkennen. Während die Amplitude der Stundenwerte innerhalb des betrachteten Zeitraums in 10 cm Tiefe 30,2 °C beträgt, liegt dieser Wert in 30 cm bei 18,7 °C und in 50 cm bei 11,4 °C. Innerhalb von 24 h liegen diese Werte typischerweise etwa bei 20 °C für 10 cm, 9 °C für 30 cm und 1,5 °C für 50 cm Tiefe. Die absoluten Maxima und Minima während dieser hochsommerlichen Periode betragen 32,4 / 2,2 °C in 10 cm, 23,6 / 4,9 °C in 30 cm und 17,6 / 6,3 °C in 50 cm. Die genannten Werte illustrieren eindrucksvoll die deutliche Dämpfung des Temperaturverlaufs innerhalb der obersten 50 cm des Bodens. Dass noch 10 cm unter der Bodenoberfläche Werte von über 30 °C erreicht werden, deutet auf extrem hohe Temperaturen an der Bodenoberfläche dieses Standortes hin.

Die zeitliche Verzögerung der Bodentemperaturwelle in Abhängigkeit von der Tiefe zeigt Abb. 5–5. In dem 30-stündigen Zeitraum vom 02.07.00, 1 Uhr, bis zum 03.07.00, 6 Uhr, ist zu erkennen, dass das Temperaturmaximum in 10 cm Tiefe um 17 Uhr erreicht wird, in 30 cm um 20 Uhr und in 50 cm erst um 1 Uhr am Folgetag.



**Abb. 5–5: Bodentemperatur Gletschervorfeld 10/30/50 cm, 02.07. (01:00) – 03.07.00 (06:00): mit zunehmender Bodentiefe verschiebt sich das Temperaturmaximum zeitlich nach hinten**

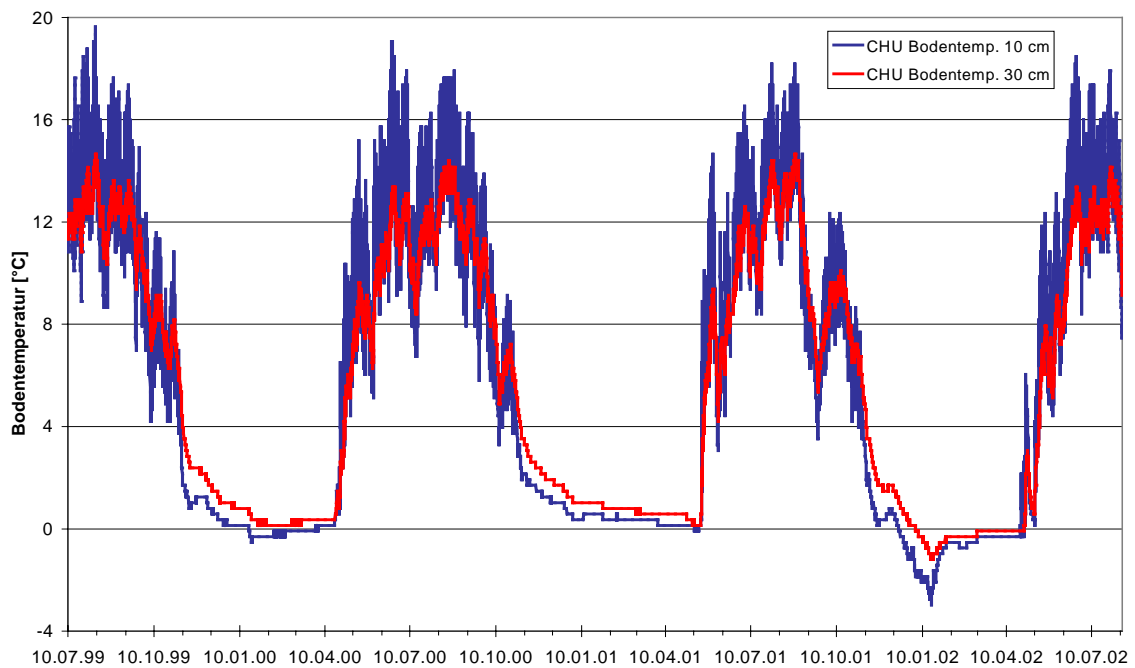
### 5.3.2 Station Chumme (CHU): Sonnenhangstandort mit alpinem Rasen

Die Klimastation Chumme und der gleichnamige Bodentemperaturmessstandort liegen im mittleren Bereich des Sonnenhangs auf einer nach Süden einfallenden, mit alpinem Rasen und vereinzelt Blaubeersträuchern bedeckten Rippe (Abb. 5–6).



**Abb. 5–6: Station Chumme und Bodentemperaturmesspunkt CHU (Pfeil)**

Für Chumme liegen derzeit Bodentemperaturdaten für 10 und 30 cm Tiefe vom 10.07.1999 bis zum 11.08.2002 vor. Die nachfolgende Abbildung zeigt den Temperaturverlauf für den Gesamtzeitraum:



**Abb. 5–7: Bodentemperatur Chumme 10/30 cm, 07/1999 bis 08/2002 (Stundenwerte): Bodentemperaturdynamik über mehrere Jahre; die negativen Werte Anfang 2002 deuten auf eine nicht vorhandene oder sehr dünne Schneedecke in dieser Zeit hin**

Anhand der Darstellung ist einerseits der regelhafte jahreszeitliche Temperaturverlauf zu erkennen, gleichzeitig zeigen sich in einzelnen Abschnitten aber auch auffällige Abweichungen von den entsprechenden Zeiträumen der übrigen Jahre.

Der typische jahreszeitliche Verlauf der Bodentemperaturen ist gekennzeichnet durch einen raschen Anstieg nach der Schneeschmelze bis zum sommerlichen Maximum im Zeitraum Juli / August und einen nachfolgenden, gleichmäßigen Temperaturrückgang bis zum erneuten Einschneien im Spätherbst. Nach dem Einschneien treten praktisch keine Tageschwankungen der Bodentemperaturen mehr auf und die Werte sinken allmählich auf etwa 0 °C ab, wo sie bis zum Ausaperungstermin verharren (vgl. Kapitel 5.4). Außerhalb der Periode der Schneebedeckung entspricht der Verlauf der Bodentemperaturen weitgehend demjenigen der Lufttemperaturen (vgl. Abb. 4–2 und Abb. 4–3).

Witterungsperioden mit über- oder unterdurchschnittlichen Temperaturen zeichnen sich bereits in dieser Übersichtsdarstellung deutlich ab. So gab es im Sommer 2000 nach einer Periode mit bereits sehr hohen Temperaturen um den 21.06. Mitte Juli einen Temperatureinbruch und anschließend eine zweite warme Phase Mitte August. Im Sommer 2001 gab es Anfang September einen extremen Kälteeinbruch, welcher sich bis zum 20.09. fortsetzte (3,7 °C in 10 cm Tiefe!). Auffällig sind ebenfalls die deutlich negativen Temperaturen Mitte Januar 2002 (bis -3 °C), welche auf eine nicht vorhandene oder sehr dünne Schneedecke in dieser Zeit hindeuten.

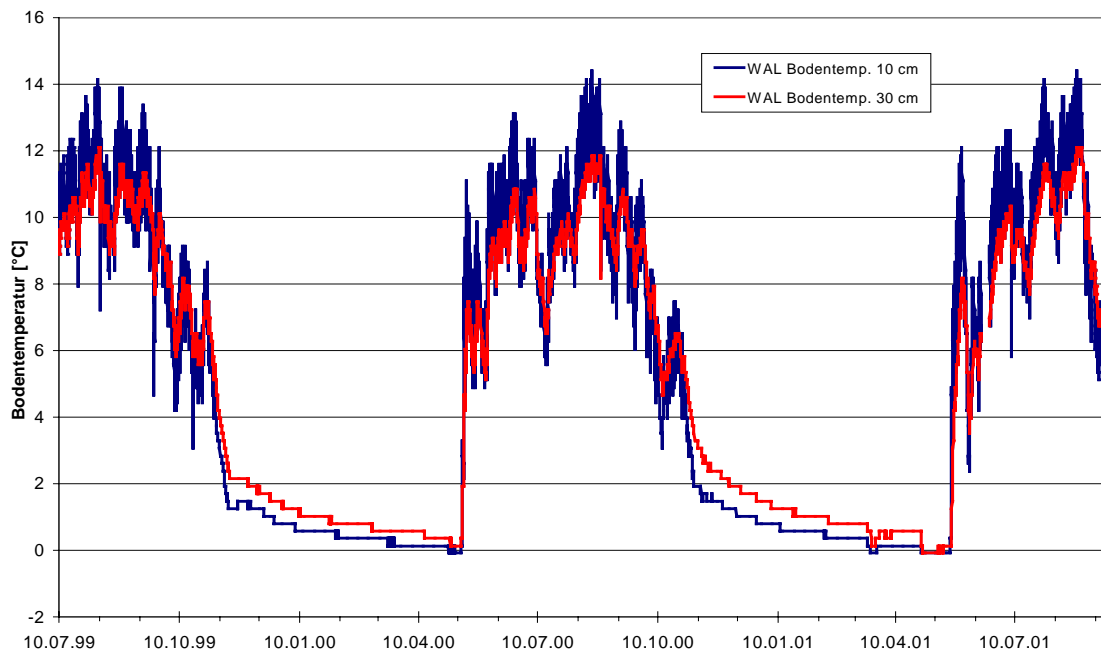
### 5.3.3 Waldgrenze (WAL): beschatteter Sonnenhangstandort

Der Standort Waldgrenze (2140 m) liegt nur etwa 170 m von der Station Chumme entfernt 60 Höhenmeter tiefer in einer ähnlichen Reliefposition mit einer ähnlichen Exposition und einer etwas größeren Hangneigung (Tab. 5–1). Der wesentliche Unterschied besteht in der Beschattung des Standortes durch eine einzelne Lärche, die in diesem Bereich die aktuelle obere Waldgrenze markiert (Abb. 5–8).



**Abb. 5–8: Messstandort Waldgrenze (WAL)**

Die folgende Abbildung zeigt den Bodentemperaturverlauf am Standort Waldgrenze vom 10.07.1999 bis zum 18.09.2001.



**Abb. 5–9: Bodentemperaturen Waldgrenze 07/1999 bis 09/2001 (Stundenwerte): im Vergleich zu Chumme gedämpfter Temperaturverlauf durch Baumschatten**

Im Vergleich zum Standort Chumme liegen die Bodentemperaturen insgesamt niedriger bei einer gleichzeitig gedämpften Amplitude. Dieser Effekt dürfte im Wesentlichen auf die gegenüber Chumme geringere Besonnung zurückzuführen sein. Untergeordnet kann auch

die im Vergleich zu alpinem Rasen erhöhte Evapotranspiration der Lärche und der damit verbundene Wärmeentzug aus dem Boden eine Rolle spielen.

#### 5.3.4 Nástwald 2 (NA2): Schatthangstandort am Waldrand

Der Standort Nástwald 2 liegt am Ostrand des Nástwaldes auf einer mit 30 ° geneigten, Nordost-exponierten Flanke der Birchbachrinne. Der Standort selbst ist mit einer geschlossenen Grasdecke bewachsen (vgl. Abb. 5–10).



Abb. 5–10: Messstandort Nástwald 2 (NA2)

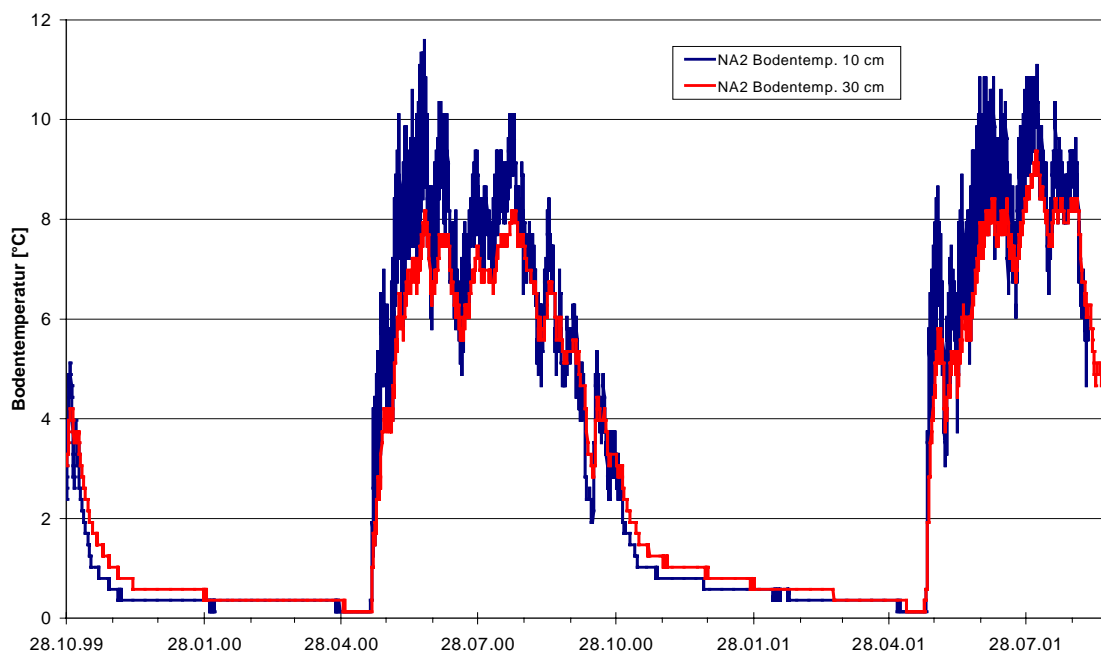


Abb. 5–11: Bodentemperaturen Nástwald 2 10/1999 bis 09/2001 (Stundenwerte): stark abgeschatteter Standort mit niedrigen Durchschnittswerten und geringer Tagesamplitude

An diesem Standort wurden relativ niedrige Mittelwerte und die niedrigste Amplitude der Tageswerte für 2000 sowie eine ebenfalls sehr niedrige Amplitude der Stundenwerte für die Sommerperiode 2001 festgestellt (Tab. 5–3 und Tab. 5–4). Dieser Effekt erklärt sich durch die Reliefposition des Standortes und die zusätzliche Abschirmung durch die im Süden und Westen stehenden Bäume, was insgesamt bewirkt, dass hier sehr wenig direkte Strahlung

den Boden erreicht. Der Wärmeentzug durch die Evapotranspiration der dichten Vegetation ist hier ebenfalls zu berücksichtigen.

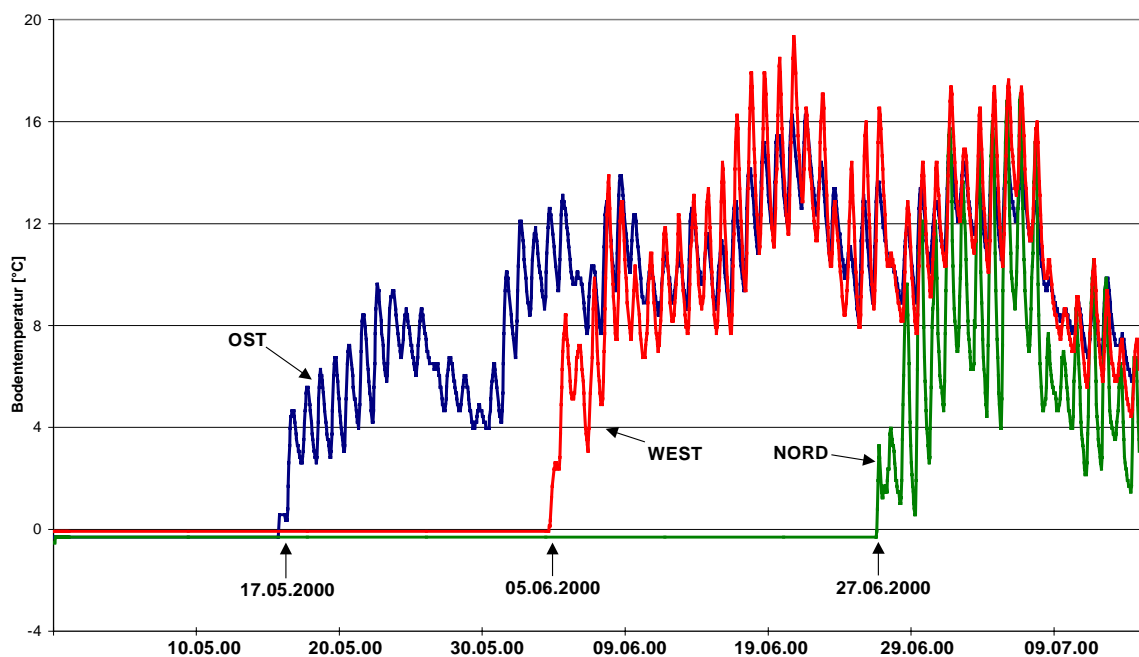
### 5.3.5 Bätzlerfridhof (BAE, BAN, BAW): Karmulde am Schatthang

Der Bätzlerfridhof ist eine heute nicht mehr eisgefüllte Karmulde auf dem Schatthang, gelegen auf etwa 2000 m Höhe oberhalb von Kippel. Die nahezu perfekte, runde Muldenform bietet sich für die Untersuchung der expositionsbedingten Temperaturunterschiede zwischen den Flanken des Kessels an. Zusätzlich sind allerdings auch Vegetationsunterschiede und die unterschiedliche Abschattung durch das unmittelbar südlich liegende Gebirgsmassiv zu berücksichtigen (Abb. 5–12).



**Abb. 5–12: Bätzlerfridhof (Übersicht)**

Die folgende Abbildung zeigt den Bodentemperaturverlauf in 10 cm Tiefe vom 01.05. bis 15.07.00 an den Ost-, Nord- und West-exponierten Standorten BAE, BAN und BAW:

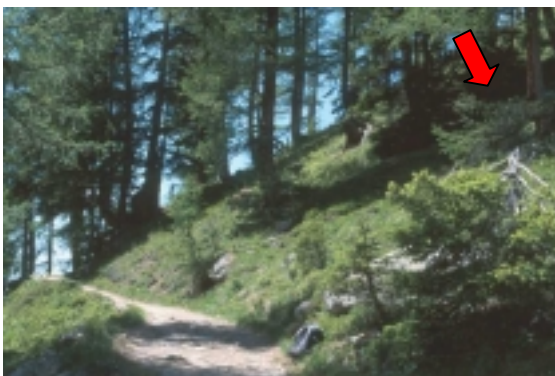


**Abb. 5–13: Bätzlerfridhof Ost / West / Nord: Bodentemperaturen 10 cm, 01.05.-15.07.2000: expositionsbedingte Differenzierung der Ausaperungstermine**

An allen drei Standorten liegt die Bodentemperatur zu Beginn des betrachteten Zeitraums konstant knapp unter dem Gefrierpunkt, was auf eine geschlossene Schneedecke in der gesamten Mulde hindeutet. Das Einsetzen der periodischen Tagesschwankungen markiert dann jeweils den Zeitpunkt, zu dem der Messstandort aper wird. Dieser Termin ist zwischen der zuerst schneefrei werdenden ost- und der am längsten schneebedeckten nordexponierten Flanke um 41 Tage verschoben. Weiterhin ist nach der Ausaperung eine deutlich unterschiedliche Amplitude der Temperaturen zwischen der Ost- und Westexposition sowie zwischen diesen beiden und der insgesamt kälteren Nordexposition festzustellen. Als Ursache hierfür ist zusätzlich zu den Expositionsunterschieden die jeweilige Vegetation zu berücksichtigen: Während BAN vegetationsfrei ist und deshalb erwartungsgemäß die größte Tagesamplitude aufweist, ist die Amplitude bei BAW mit seiner relativ dünnen Gras- und Zwergstrauchdecke bereits deutlich gedämpft, während BAE aufgrund einer dickeren Strauchdecke die im Vergleich geringste Tagesamplitude der Bodentemperaturen hat.

#### 5.3.6 Höhenweg (HO1, HO2): Vergleich Wald – alpiner Rasen

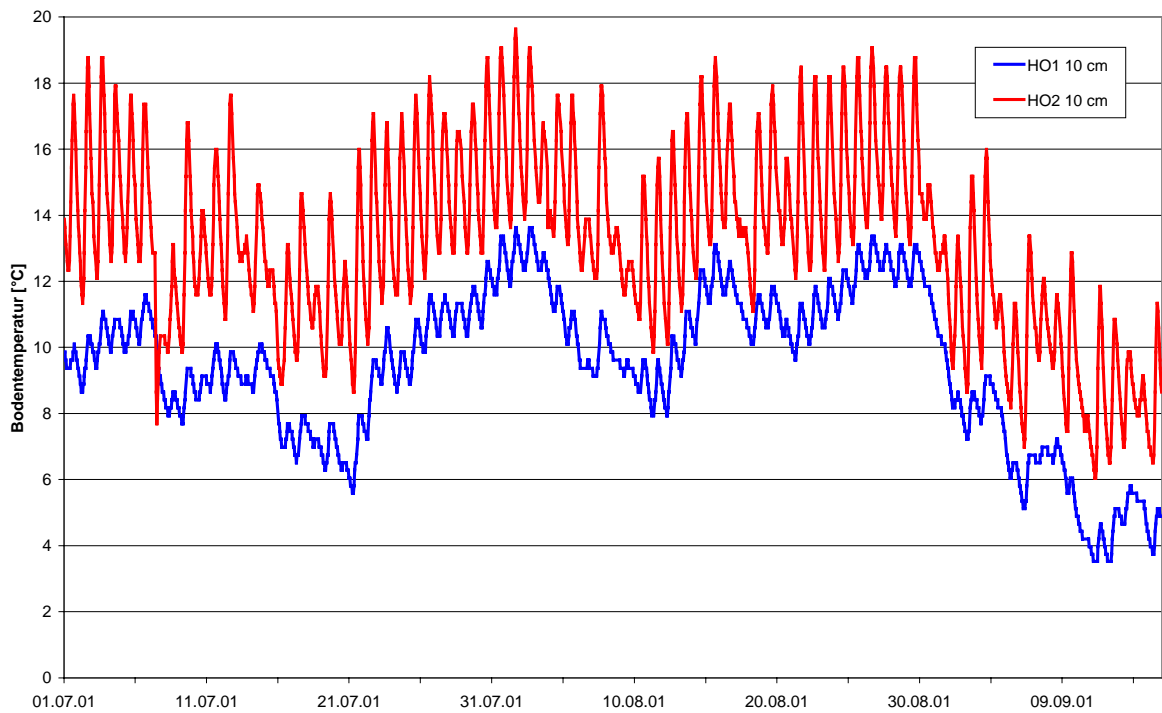
Die Standorte Höhenweg I und II liegen ca. 60 m voneinander entfernt oberhalb des Lötschentaler Höhenwegs. Während HO1 in einem lockeren Wald und hier innerhalb einer Gruppe eng stehender Nadelbäume liegt, befindet sich HO2 in offenem Gelände mit einer geschlossenen alpinen Rasendecke (Abb. 5–14). Die Höhenlage und die Reliefparameter sind bei beiden Standorten nahezu identisch.



**Abb. 5–14: Messstandorte Höhenweg I/II (HO1, HO2)**

Die folgende Abbildung zeigt den Verlauf der Bodentemperaturen in 10 cm Tiefe im Zeitraum 01.07. bis 15.09.2001.





**Abb. 5–15: Höhenweg I/II: Bodentemperaturen 01.07.-15.09.2001 (Stundenwerte): Vergleich zwischen HOII (offenes Gelände) mit großer Tagesamplitude und dem nahegelegenen HOI (im Wald) mit deutlich gedämpftem Temperaturverlauf und niedrigeren Durchschnittswerten**

Die Grafik verdeutlicht große Unterschiede hinsichtlich der mittleren Temperaturen und der Amplitude zwischen den Standorten: Für HO1 beträgt der Mittelwert der 10 cm-Temperatur im betrachteten Zeitraum 9,5 °C, bei HO2 ist dieser Wert um 3,8 °C höher. Die Tagesamplitude beträgt für HO2 ca. 6 °C, während es für HO1 meist weniger als 1,5 °C sind.

#### **5.4 Andauer der winterlichen Schneebedeckung**

Durch die Isolationswirkung der winterlichen Schneedecke wird der Boden von der Lufttemperatur abgekoppelt und im Verlauf des Winters stellt sich eine konstante Bodentemperatur ein. Die hochwinterlichen Temperaturen an der Basis der Schneedecke (BTS) stellen einen einfachen Indikator für das Vorhandensein oder die Abwesenheit von Permafrost dar: Sinkt die Bodentemperatur unter der isolierenden Schneedecke auf unter 0 °C ab, deutet dies auf Permafrost hin (Haeberli 1973). Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung wurden an keinem Standort Hinweise auf Permafrost festgestellt, was aufgrund der Höhenlage und der Reliefposition der Messstandorte auch nicht zu erwarten war. Es wurde lediglich die Dauer der winterlichen Schneebedeckung an den jeweiligen Standorten abgeleitet, indem für den jeweils obersten Messhorizont festgestellt wurde, ab wann kein periodischer Tagesgang der Bodentemperaturen mehr auftritt respektive ab wann die Tagesschwankungen wieder einsetzen. Einzelne Schneetage vor oder nach dieser Periode einer durchgehend vorhandenen Schneedecke werden hier nicht berücksichtigt. Die

folgende Tabelle zeigt für jede erfasste Winterperiode die Termine des Einschneiens (erster Tag mit bleibender Schneedecke) und der Ausaperung sowie die resultierende Anzahl der zusammenhängenden Tage mit Schneebedeckung:

**Tab. 5–5: Dauer der Schneebedeckung an den Messstandorten**

	BAE	BAN	BAW	CHU	EI1	GAN	GAT	GLE	GLP	GRU	GUG
<b>1998/99</b>											
Einschneien										28.10.	
Ausaperung										03.06.	
zusammenhängende Tage mit Schneedecke										218	
<b>1999/00</b>											
Einschneien	04.11.	04.11.	05.11.	08.11.	05.11.	05.11.	05.11.	05.11.	05.11.	04.11.	06.11.
Ausaperung	16.05.	27.06.	05.06.	25.04.	26.06.	17.05.	17.05.	14.05.	07.05.	16.05.	20.05.
zusammenhängende Tage mit Schneedecke	193	234	211	168	232	193	193	190	183	193	195
<b>2000/01</b>											
Einschneien	29.10.	21.10.		05.11.	07.10.	06.11.	05.11.	31.10.	31.10.	31.10.	31.10.
Ausaperung	23.05.	n.b.		19.05.	n.b.	n.b.	21.05.	23.05.	18.05.	22.05.	26.05.
zusammenhängende Tage mit Schneedecke	206			196			198	205	200	204	208

	HAS	LA1	LA2	MAN	NA1	NA2	RIE	TEL	WAL	WER	Ampl.
<b>1998/99</b>											
Einschneien				25.10.			11.11.			25.10.	
Ausaperung				24.05.			09.04.			10.06.	
zusammenhängende Tage mit Schneedecke				212			151			228	<b>77</b>
<b>1999/2000</b>											
Einschneien	05.11.	05.11.	05.11.	04.11.	05.11.	04.11.	06.11.	06.11.	05.11.	06.11.	
Ausaperung	08.04.	08.05.	01.05.	09.05.	13.05.	17.05.	07.04.	n.b.	12.05.	20.05.	
zusammenhängende Tage mit Schneedecke	154	184	177	186	189	194	152		188	195	<b>82</b>
<b>2000/01</b>											
Einschneien		31.10.	31.10.	29.10.	30.10.	31.10.	16.11.	29.10.	31.10.	31.10.	
Ausaperung		14.05.	15.05.	22.05.	06.06.	22.05.	27.03.	n.b.	21.05.	09.06.	
zusammenhängende Tage mit Schneedecke		196	197	205	218	204	133		203	221	<b>88</b>
n.b.= nicht bestimmbar											

Die Termine des Einschneiens variieren für die einzelnen Winter in der Regel nur um wenige Tage, während die Ausaperung an den verschiedenen Punkten um mehr als zwei Monate versetzt sein kann. Die Amplitude der Schneedeckendauer aller Standorte beträgt 77 Tage für den Winter 1998/99, 82 Tage für den Winter 1999/2000 und 88 Tage für den Winter 2000/01. Die Schneedeckenvariabilität an den einzelnen Standorten beträgt innerhalb des dreijährigen Beobachtungszeitraums maximal 33 Tage. Die größte Schneedeckendauer wurde mit 234 Tagen am nordexponierten Standort BAN (2260 m) festgestellt, die jeweils geringste (133 – 152 Tage) zeigt für alle drei Winter der am tiefsten liegende Standort Ried (1470 m).

Generell nimmt zwar die Dauer der Schneebedeckung mit der Höhe zu, aber standort-spezifische Unterschiede im kleinräumigen Relief oder in der Vegetationsbedeckung verursachen wie bei den Bodentemperaturen deutliche Modifikationen. Durch die Beschattung einer einzelnen Lärche unmittelbar südlich des Messpunktes bleibt die Schneedecke am Standort Waldgrenze (WAL) beispielsweise einige Tage länger erhalten als am 60 Höhenmeter höher liegenden, unbeschatteten Messpunkt Chumme (CHU). Zu diesen energetisch erklärbaren und modellhaft zu beschreibenden Faktoren kommen lokal bedeutende Einflüsse durch Schneeverwehungen, Lawinen, Oberflächenbeschaffenheit, Albedoveränderungen und anthropogene Eingriffe hinzu, welche zu dem in der Realität sehr komplexen räumlichen Muster der Schneedeckenmächtigkeit und –dauer führen. Eine modellhafte Darstellung oder Erklärung dieses Musters ist nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

## 6 Bodentemperaturmodellierung an Einzelpunkten

### 6.1 Das Modell BEKLIMA

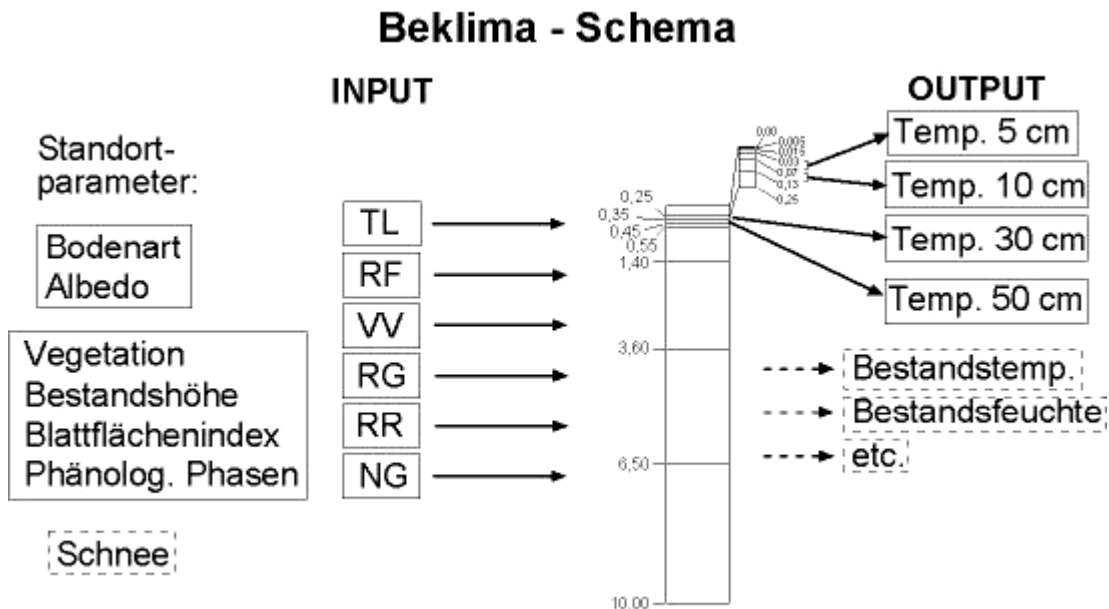
#### 6.1.1 Modellgrundlagen

##### 6.1.1.1 Allgemeine Struktur des Modells

BEKLIMA (*Bestandsklima*) ist ein SVAT-Modell (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) und wurde von H. Braden an der Dienststelle für Agrarmeteorologische Forschung (AMF) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) entwickelt (Braden 1995b). Es wird dort für Forschungszwecke und zur agrarmeteorologischen Beratung eingesetzt. BEKLIMA ist eine Variante des Modells AMBETI (Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation, Transpiration und Interzeption) und dient der Berechnung mikroklimatischer Größen im Vegetationsbestand und der Bodentemperaturen. Der vertikale Transport, die Energiebilanz und der Wasserhaushalt werden eindimensional numerisch simuliert. Als Zweiquellenmodell bildet BEKLIMA die turbulenten Flüsse von der Blatt- und der Bodenoberfläche in die Umgebung getrennt ab, im Gegensatz zu Einquellenmodellen, wo Vegetation und Boden als eine Einheit abgebildet werden (vgl. Kustas and Norman 1999). Das Modell besteht aus hochentwickelten Modulen zur Berechnung des Strahlungshaushaltes der Vegetation und der Bodenoberfläche, des Energiehaushaltes innerhalb und oberhalb des Bestandes, des Wasserhaushaltes der Pflanzen und des Bodenwasser und -wärmehaushaltes. In den Teilprogrammen werden jeweils physikalische Beziehungen mit empirisch abgeleiteten Größen kombiniert. Mittels umfassender Validierungen bereits während der Programmentwicklung und insbesondere im Rahmen des Routineeinsatzes beim Deutschen Wetterdienst wurde sichergestellt, dass möglichst realistische Ergebnisse erzielt werden. Mit 14 Bodenschichten bietet BEKLIMA eine vertikal sehr differenzierte Abbildung der Energie- und Wasserflüsse im Boden und ist damit für die Modellierung von Bodentemperaturen in verschiedenen Tiefen gut geeignet. Aus diesem Grund wurde das Modell im Rahmen der vorliegenden Arbeit eingesetzt. Eine detaillierte Beschreibung des fachlichen Inhaltes von AMBETI / BEKLIMA liefert Braden (Braden 1995b). Eine gute Darstellung des Modells findet sich auch bei Neuner (2000). Technische Details zur Anwendung von BEKLIMA enthält die Programmdokumentation (Braden 2000). Abb. 6–1 zeigt ein einfaches Modellschema mit den wichtigsten Eingabe- und Ausgabegrößen, den Standortparametern und der Verteilung der Bodenschichten.

Die Modellkomponenten zur Berechnung der Strahlungsbilanz der Pflanzen und der Bodenoberfläche, der Energiebilanz und der aerodynamischen Transporte in und über der

Pflanzenschicht, der Pflanzen-Wasser-Interaktionen und zum Wassertransport im Boden sollen hier nicht im einzelnen erläutert werden. Im Folgenden sollen lediglich die für die vorliegende Arbeit insgesamt und speziell das in Kapitel 7 dargestellten eigene Modell besonders wichtigen Ansätze zur Simulation des Wärmetransports im Boden zusammenfassend dargestellt werden.



**Abb. 6–1: Modellschema BEKLIMA:** dargestellt sind die wichtigsten Angaben zur Charakterisierung des Standortes, die Eingabegrößen (TL: Lufttemperatur, RF: rel. Luftfeuchte, VV: Windgeschwindigkeit, RG: Globalstrahlung, : RR: Niederschlag, NG: langw. Gegenstrahlung oder Bewölkungsanteil), die vertikale Aufteilung der Bodenschichten (vgl. Tab. 6–1) und ein Teil der Ausgabegrößen

### 6.1.1.2 Simulation des Wärmetransports im Boden

Basierend auf dem **Bodenwärmestrom**  $B$  [ $W / m^2$ ] an der Bodenoberfläche

$$B = K \cdot \frac{T_0 - T_z}{z} \quad \text{Gleichung 6-1}$$

mit der Wärmeleitfähigkeit  $K$  [ $mJ/(cm \text{ K s})$ ], der Temperatur  $T_0$  [ $^{\circ}C$ ] an der Bodenoberfläche und der Temperatur  $T_z$  [ $^{\circ}C$ ] im ersten Bodenkompartment mit der Dicke  $z$  [ $m$ ] wird der **vertikale Wärmefluss**  $j_{HD}$  [ $J/(cm^2s)$ ] innerhalb des Bodens mit

$$j_{HD} = -K \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{Gleichung 6-2}$$

bestimmt (vgl. Kap. 2.4). Der Wärmefluss im Boden ist proportional zu dem Temperaturgradienten zwischen den jeweiligen Bodenschichten und zu deren Wärmeleitfähigkeit.

Die eindimensionale **Wärmebilanz** im Boden lautet

$$\frac{\partial C_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + f_x \right) + q_h + q_{ph} \quad \text{Gleichung 6-3}$$

mit  $C_v$  = volumetrische Wärmekapazität [ $J/(cm^3K)$ ],  $t$  = Zeit [s],  $f_x$  = Wärmetransport verbunden mit dem Wassertransport im Boden,  $q_h$  = Senkenterm [ $W / m^3$ ] und  $q_{ph}$  = latente Wärme beim Schmelzen / Gefrieren von Bodenwasser [ $W / m^3$ ]. Diese Differentialgleichung wird wie folgt diskretisiert:

$$\frac{C_{v,i}(T_i^j - T_i^{j-1})}{\Delta t} = \frac{K_i \left[ (T_{i+1}^j + T_{i+1}^{j-1}) - (T_i^j + T_i^{j-1}) \right]}{\Delta z_{i+1} + \Delta z_i} + \frac{K_{i-1} \left[ (T_i^j + T_i^{j-1}) - (T_{i-1}^j + T_{i-1}^{j-1}) \right]}{\Delta z_i + \Delta z_{i-1}} + f_{x,i} - f_{x,i-1} + q_{h,i} + q_{ph,i}$$

$i = 1, \dots, 13.$  **Gleichung 6-4**

Der Index  $i$  steht für die jeweilige Bodenschicht (1 bis 13), der Index  $j$  für den Zeitschritt. Die mit Wasserbewegungen verbundenen Wärme Flüsse am oberen bzw. unteren Rand der jeweiligen Bodenschicht werden durch  $f_{x,i}$  und  $f_{x,i-1}$  dargestellt. Die Bodenschichten sind oberflächennah sehr fein differenziert und werden mit zunehmender Bodentiefe immer mächtiger (Tab. 6–1). Die Temperatur an der unteren Grenze des Schichtpakets (untere Randbedingung) wird als konstant angenommen.

Der globale Zeitschritt, bei BEKLIMA grundsätzlich 1 Stunde, wird bei der Berechnung der Bodentemperaturen in Abhängigkeit von den Temperaturgradienten an der Bodenoberfläche und den kalkulierten Wärme flüssen in feinere Zeitschritte aufgeteilt. Die Zeitschritte werden um so kleiner, je größer die Gradienten und Flüsse sind.

### 6.1.2 Anwendung des Modells

Folgende Eingabegrößen sind in einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde erforderlich:

- Lufttemperatur und Luftfeuchte (2 m über Grund);
- Globalstrahlung;
- Windgeschwindigkeit (10 m über Grund);
- Niederschlag;
- Langwellige Gegenstrahlung oder Bewölkungsgrad.

Als meteorologische Eingabewerte können entweder Stationsmessungen oder Vorhersageergebnisse verwendet werden. Gegebenenfalls müssen die Daten auf die erforderlichen Höhen über Grund umgerechnet werden. Zusätzlich sind die relevanten Eigenschaften des betrachteten Standorts anzugeben:

- Geographische Koordinaten;
- Bodeneigenschaften: Schluff-/Tonanteil, Dichte, Anteil organischer Substanz, Albedo;
- Vegetation: Vegetationstyp, Blattflächenindex (*Leaf Area Index* = LAI), Bestandshöhe, Wurzelverteilung.

Die Bodeneigenschaften können mittels standardisierter Laborverfahren ohne größeren Aufwand sehr genau bestimmt werden (vgl. 4.4). Wesentlich aufwändiger ist die Erfassung der Vegetationseigenschaften, wobei insbesondere LAI und Wurzelverteilung nur sehr schwer zu messen sind (vgl. Menzel 1997: 32 ff.). Hinzu kommt, dass empirisch mittels der destruktiven Methode bestimmte Blattflächenindices nicht unbedingt identisch sind mit den funktional definierten Indices in deterministischen Modellen.

In der Standardkonfiguration liefert BEKLIMA folgende Ausgabegrößen:

- Lufttemperatur und -feuchte im obersten und untersten Drittel des Bestandsraumes;
- Benetzungsmengen des Bestandes;
- Bodentemperaturen in 5 und 10 cm Tiefe;
- Tagesmittelwerte der Bodentemperaturen (0,5, 3 und 5 cm), Tagessummen Evaporation und Evapotranspiration, untere Frosteindringgrenze, Schneemenge, Wassergehalte verschiedener Schichten.

Für die vorliegende Studie wurden die Schichtgrenzen und die Ausgabedateien des Modells modifiziert, um die Modellergebnisse direkt mit den Feldmessungen vergleichen zu können. Tab. 6–1 zeigt die ursprünglichen und die veränderten Schichtgrenzen:

**Tab. 6–1: Untere Schichtgrenzen BEKLIMA (Standard / modifiziert)**

Schicht	Schichtgrenze Standard [m]	Schichtgrenze modifiziert [m]
1	0,005	0,005
2	0,015	0,015
3	0,03	0,03
4	0,07	0,07
5	0,15	0,13
6	0,25	0,25
7	0,47	0,35
8	0,82	0,45
9	1,4	0,55
10	2,4	1,4
11	4,1	3,6
12	7,0	6,5
13	12,0	10,0
14	>12,0	>10,0

Die Ausgabedateien wurden um die Bodentemperaturen in 30 (Mitte der 7. Schicht) und 50 cm Tiefe (Mitte der 9. Schicht) erweitert.

### 6.1.3 Standorteigenschaften und meteorologische Stationsdaten

BEKLIMA wurde vom DWD überwiegend mit verschiedenen Messdaten aus nur schwach reliefierten Gebieten validiert, insbesondere am Standort der Dienststelle für Agrar-meteorologische Forschung in Braunschweig. Operationell wird das Modell dort in erster Linie für bestandsklimatologische Untersuchungen an vergleichsweise homogenen Beständen von landwirtschaftlich genutzten Kulturpflanzen wie Weizen, Gerste, Kartoffel oder Ackerbohne eingesetzt. Während für diese Kulturarten in einem weitgehend flachen Relief langjährige Validierungsreihen vorliegen, stellt der Einsatz des Modells im Hochgebirge ein Novum dar. Vor diesem Hintergrund war im Rahmen der vorliegenden Studie zunächst zu klären, ob und inwieweit dieses Modell für Simulationen im Hochgebirge geeignet ist.

Die ersten Testläufe wurden auf Grundlage von Messdaten der Stationen Ried und Chumme aus dem Jahr 1999 durchgeführt und zeigten bereits eine relativ gute Übereinstimmung zwischen modellierten und gemessenen Bodentemperaturen für diese Standorte. Auf der Grundlage dieser vielversprechenden ersten Ergebnisse wurde entschieden, dass BEKLIMA grundsätzlich für die Bodentemperaturmodellierung an den zur Verfügung stehenden Stationsstandorten geeignet ist. Für alle Sensitivitätsanalysen und die endgültigen Simulationsläufe wurden dann jeweils die umfangreicheren und für alle vier Stationen vorliegenden Messdaten aus dem Jahr 2000 verwendet.

Um das Modell für das Untersuchungsgebiet anwenden zu können, mussten zunächst die erforderlichen Randbedingungen an den Stationsstandorten erfasst werden. Hierzu standen die bereits in den Kapiteln 4 und 5 dargestellten Angaben zu den Standorten der Klimastationen und der Bodentemperaturlogger zur Verfügung. Die Vegetation wurde allerdings im Rahmen der Felduntersuchungen lediglich qualitativ aufgenommen, exakte Daten über Bestandshöhen und Blattflächenindices fehlen. Für letztere mussten deshalb möglichst realistische Startwerte abgeschätzt werden. Während der Modellrealisationen wurden diese Größen dann iterativ unter Berücksichtigung der Bodentemperturausgaben angepasst (vgl. Kap. 6.2). Aus den in BEKLIMA zur Verfügung stehenden Vegetationsklassen wurde für Chumme, Grund und Mannlich die Klasse "Weide" und für Ried "Wiese (geschnitten)" ausgewählt. Messwerte für die Wurzelverteilung lagen nicht vor, deshalb wurde für alle Standorte eine typische Standardverteilung gewählt. Die Angaben zur Bodenalbedo wurden



aus Braden (1995: 29) entnommen (vgl. Tab. 6–2). Die Hangneigung wird in der verwendeten BEKLIMA-Version nicht berücksichtigt, die Modellergebnisse beziehen sich also auf eine Ebene. Während die Standorte Ried, Grund und Mannlich nahezu flach sind, muss dieser Aspekt bei der Interpretation der Ergebnisse am Standort Chumme (15° Neigung) berücksichtigt werden.

**Tab. 6–2: Bodenart und Albedo des trockenen Bodens an den Klimastationsstandorten**

Station	Schluff [%]	Ton [%]	Bodenart*	Albedo sichtbar	Albedo nahinfrarot
Chumme	36	10	Sl3	15 %	31 %
Grund	43	7	Su4	15 %	31 %
Mannlich	53	13	Su3	15 %	31 %
Ried	52	8	Uls	17 %	39 %

\*: nach Bodenkundliche Kartieranleitung (AG Boden 1994)

Die GIUB-Stationen messen die einzelnen Parameter jeweils in unterschiedlichen Höhen über Grund, die nicht den Standardhöhen entsprechen (vgl. Tab. 4–2), so dass die Daten vor der Verwendung in BEKLIMA auf die im Modell definierten Höhen korrigiert werden müssen. Dies ist ohne weitere Angaben allerdings nur für die Windgeschwindigkeit möglich, welche modellintern mit dem Faktor 0,74 von 10 m (Standardmesshöhe) auf 2 m umgerechnet wird. Zur korrekten Anpassung der Lufttemperatur und Luftfeuchte wären für jeden Zeitschritt Angaben zur vertikalen Schichtung der bodennahen Atmosphäre erforderlich. Eine Umrechnung dieser Werte auf das 2 m-Niveau ist also ohne derartige Zusatzinformationen nicht sinnvoll, weshalb diese Werte ohne Modifikation verwendet wurden. Der hierdurch bedingte Fehler dürfte für die Station Ried (Messhöhe: 230 cm) zu vernachlässigen sein, im Falle von Chumme und Mannlich (jeweils 250 cm) und insbesondere Grund (310 cm) ist dieser Fehler allerdings bei der Interpretation der Modellergebnisse zu beachten. Für die Parameter Globalstrahlung und Niederschlag ist die Messhöhe weniger bedeutend.

An allen Stationen wurden zwar die Globalstrahlung, die kurzwellige Reflexstrahlung und die Strahlungsbilanz gemessen, Messwerte der langwelligen Gegenstrahlung liegen allerdings nicht vor. Ebenso fehlen Angaben zum Bewölkungsgrad, weshalb eine Modellierung der langwelligen Gegenstrahlung (vgl. Saunders and Bailey 1997; Gabathuler et al. 2001) nicht möglich ist. Um einen dieser für BEKLIMA erforderlichen Parameter aus den vorhandenen Stundenwerten abzuleiten, wurde für die Station Ried aus dem Verhältnis von potenzieller und aktueller Globalstrahlung der Bewölkungsgrad für die Tagesstunden

ermittelt. Hierzu wurde zunächst mit der ArcView-Extension Solar Analyst (Fu and Rich 1999, 2000) auf Grundlage des digitalen Geländemodells (vgl. 4.2) die potenzielle Globalstrahlung am Stationsstandort berechnet. Über die empirische Beziehung

$$\frac{\text{Rad}_{\text{Mess}}}{\text{Rad}_{\text{pot}}} = 1 - a \left( \frac{N}{8} \right)^b$$

**Gleichung 6-5**

mit  $\text{Rad}_{\text{Mess}}$  = gemessene Globalstrahlung [Wh] und  $\text{Rad}_{\text{pot}}$  = potenzielle Globalstrahlung [Wh] lässt sich nun der Bewölkungsgrad  $N$  [Achtel] ableiten (Braden 2000, persönl. Mitteilung; Iziomon and Mayer 2001: 2). Die empirischen Koeffizienten  $a$  und  $b$  hängen von der geographischen Lage und den lokalen Klimabedingungen ab. Für Ried wurde mittels der vorhandenen Messdaten und der berechneten potenziellen Strahlung  $a$  auf 0,9 und  $b$  auf 2,5 gesetzt, was Bewölkungsgrade zwischen 0/8 und 8/8 ergibt. Für die Nachtstunden ist diese Methode allerdings nicht anwendbar. Auch sind andere denkbare Verfahren im gegebenen Fall nicht realisierbar, da die erforderlichen Messdaten wie etwa die effektive Oberflächentemperatur fehlen. Für die Nachtstunden wurde deshalb jeweils zwischen dem letzten Tageswert und dem ersten Wert des Folgetages interpoliert. Die für Ried berechneten Bewölkungswerte wurden aufgrund der relativ geringen horizontalen Abstände zwischen den Stationen auch für die Simulationen an den Standorten Chumme, Grund und Mannlich übernommen.

## **6.2 Sensitivitätsanalysen**

Um das Verhalten des Modells zu testen und die Größenordnung der zu erwartenden Fehler bei den Simulationen abschätzen zu können, wurde zunächst die Modellsensitivität gegenüber den vom Benutzer anzugebenden Parameter überprüft. Diese Überprüfung wurde qualitativ durchgeführt und nicht im Sinne eines formalisierten statistischen Verfahrens (vgl. Berk et al. 2001: 121 ff.). Trotzdem lassen sich die für das Verhalten des Modells sensitivsten Parameter eindeutig identifizieren, was eine wichtige Grundlage für die sinnvolle Interpretation der Simulationsergebnisse darstellt.

Für die Sensitivitätsuntersuchungen wurde der Zeitraum vom 29.05.00 bis 18.07.00 (51 Tage) an der Station Chumme ausgewählt.

Folgende Parameter wurden für alle Programmläufe invariabel festgelegt (keine Sensitivitätsanalyse):

- Kulturart (Vegetationstyp),
- Bodenalbedo,

- Temperaturprofil im Boden und Bodenfeuchte bei Simulationsstart.

Für die vom Benutzer anzugebende Kulturart gab es für den Standort Chumme keine Alternative zur Klasse "Weide (beweidet)", da der Standort mit einer geschlossenen alpinen Grasdecke versehen ist, welche extensiv von Schafen und Ziegen beweidet wird. Dies trifft auch für die Standorte Grund und Mannlich zu, während sich die Station Ried auf einer in der Regel zweimal jährlich geschnittenen Fettwiese befindet, welche in BEKLIMA der Klasse "Wiese (geschnitten)" zuzuordnen ist. Beide Klassen führen zu nahezu identischen Modellergebnissen.

Die Albedo des trockenen Bodens wurde aus Braden (1995) entnommen (vgl. Tab. 6–2). Dieser Parameter ist bei einem Bestand mit hohem Blattflächenindex praktisch bedeutungslos, wirkt sich allerdings auf vegetationsfreien oder nur spärlich bewachsenen Flächen sehr deutlich aus. In der Praxis sind für diese Größe bei einer gegebenen Bodenart nur sehr geringe Abweichungen von den Literaturangaben zu erwarten, weshalb eine Sensitivitätsuntersuchung dieses Parameters nicht durchgeführt wurde.

Zur Ermittlung des Bodentemperaturprofils bei Simulationsbeginn wurde zunächst die mittlere Lufttemperatur für 2000 berechnet. Aus diesem Wert lässt sich unter Berücksichtigung der Meereshöhe des Standortes die mittlere Bodentemperatur berechnen. Nach Angaben von Landolt (1992: 44) ist die mittlere Bodentemperatur (1,2 m Tiefe) in 600 m Höhe um 0,5°, in 1500 m um 1,7° und in 3000 m um 2,9°C höher als die mittlere Lufttemperatur (vgl. auch Barry 1992: 84). Hieraus lässt sich für den Standort Chumme (2200 m) bei einer mittleren Lufttemperatur von 2,88°C eine mittlere Bodentemperatur von ca. 5,3°C ableiten. Aus diesem Wert, der als untere Randbedingung angesetzt wird, und den gemessenen Bodentemperaturen lässt sich jeweils das Temperaturprofil am Tag vor dem Start der Simulation konstruieren. Für die Sensitivitätsuntersuchungen wurde immer das selbe Temperaturprofil verwendet.

Die Simulationen wurden jeweils unmittelbar nach der Schneeschmelze am Standort begonnen, so dass von einem durchgehend wassergesättigten Porenraum im Boden auszugehen ist (vgl. Braden 1995b: 87). Als Startwert wurde deshalb für alle Simulationen ein Wasseranteil von 45 % über das gesamte Bodenprofil angenommen (vgl. Scheffer und Schachtschabel 2002: 215 ff.).

Der eigentliche Testzeitraum für die Sensitivitätsuntersuchungen beginnt an der Station Chumme erst 33 Tage nach Beginn der Simulationen, so dass bis dahin von einer modellintern "richtigen" Wärme- und Feuchtigkeitsverteilung im Bodenprofil auszugehen ist,

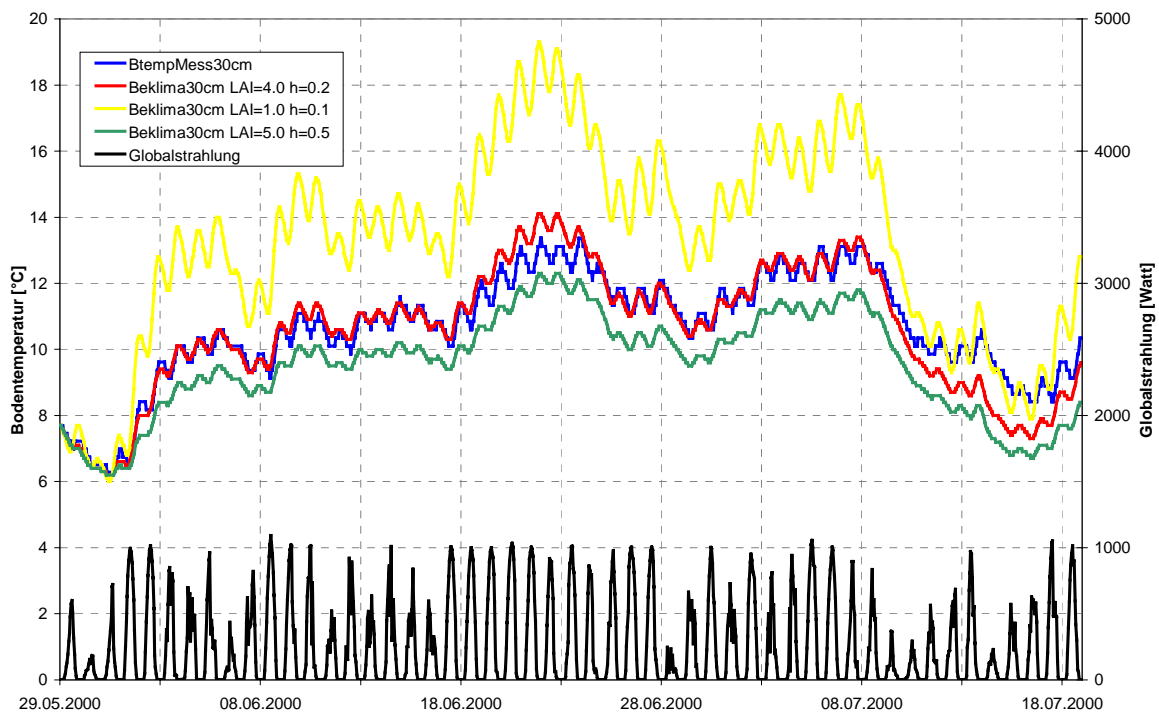
selbst wenn die angenommenen Startwerte falsch sein sollten. Für die endgültigen Modellrealisationen wird allerdings auch dieser Zeitraum unmittelbar nach der Schneeschmelze berücksichtigt, um einen möglichst langen Simulationszeitraum realisieren zu können (vgl. Kap. 6.3).

Folgende Parameter wurden variiert und hinsichtlich ihres Einflusses auf die Simulationsergebnisse getestet:

- Blattflächenindex und Bestandshöhe,
- Bodenart,
- Anteil organischer Substanz im Boden (Massenanteil),
- Wurzelverteilung.

Sobald jeweils die optimale kalibrierten Werte für die einzelnen Parameter erkennbar waren, wurden diese als unveränderliche Randbedingung für die Sensitivitätsuntersuchung der übrigen Parameter angesetzt.

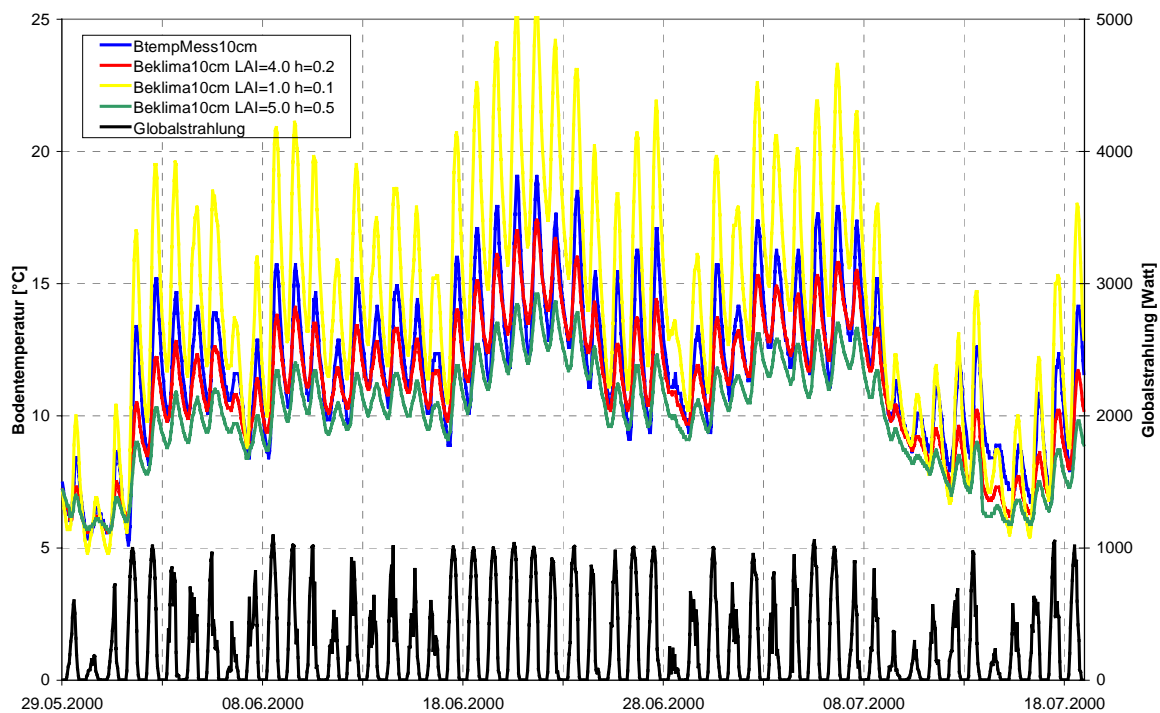
Zunächst wurde für den ausgewählten Testdatensatz untersucht, wie sich Variationen des Blattflächenindex und der Bestandshöhe auf die modellierten Bodentemperaturen auswirken. Dabei wurde unmittelbar deutlich, dass das Modell bereits auf relativ kleine Änderungen dieser Parameter sehr sensibel reagiert. Die Parameter Wurzelverteilung (siehe Seite 62), Bodenart (S13) und der organische Massenanteil im Boden (4 %) wurden für diese Betrachtung konstant gehalten. Die modellierten 30 cm-Bodentemperaturen (Stundenwerte) für drei verschiedene Blattflächenindices und Bestandshöhen zeigt Abb. 6–2:



**Abb. 6–2: Chumme, gemessene und mit BEKLIMA simulierte Bodentemperatur in 30 cm Tiefe, 29.05. - 18.07.00; Sensitivität Blattflächenindex [ $\text{m}^2_{\text{Blätter}}/\text{m}^2_{\text{Boden}}$ ] und Bestandshöhe [m]**

Die Grafik zeigt, dass ein Blattflächenindex (LAI) von  $1,0 \text{ m}^2_{\text{Blätter}}/\text{m}^2_{\text{Boden}}$  bei einer Bestandshöhe (h) von  $0,1 \text{ m}$  über weite Teile des Testzeitraumes zu einer erheblichen Überschätzung der Bodentemperaturen führt. Der Mittelwert liegt mit  $13,23 \text{ }^\circ\text{C}$  bei einer Standardabweichung (StAbw) von  $3,03 \text{ }^\circ\text{C}$  deutlich über dem gemessenen Mittel ( $10,65 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\text{StAbw}=1,63 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Der Root Mean Square Error (RMSE) gegenüber den Messwerten beträgt  $3,0 \text{ }^\circ\text{C}$ , der Index of Agreement (IA, nach Willmott 1981)  $0,68$  und für den Coefficient of Model Efficiency (CME, nach Nash and Sutcliffe 1970) ergibt sich ein Wert von  $-2,44$  (ausführliche Erläuterung der Kennzahlen: Kap. 6.3.2). Wie der Vergleich mit den ebenfalls dargestellten Globalstrahlungswerten zeigt, sind die größten positiven Abweichungen deutlich mit Strahlungswetterlagen korreliert. Setzt man den LAI auf  $5,0$  und h auf  $0,5 \text{ m}$ , führt dies insgesamt zu einer deutlich besseren Übereinstimmung ( $\text{RMSE}=1,2 \text{ }^\circ\text{C}$ ;  $\text{IA}=0,88$ ;  $\text{CME}=0,46$ ), insgesamt sind die modellierten Temperaturen allerdings zu niedrig ( $9,55 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Eine sehr gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Bodentemperaturen ergibt sich für einen LAI von  $4,0$  bei einer Bestandshöhe von  $0,2 \text{ m}$ . Hier liegt der Mittelwert bei  $10,58 \text{ }^\circ\text{C}$  bei einer Standardabweichung von  $1,93 \text{ }^\circ\text{C}$ . Der RMSE beträgt  $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ , der IA  $0,98$  und der CME  $0,89$ .

Die Verhältnisse für das  $10 \text{ cm}$ -Niveau zeigt Abb. 6–3:



**Abb. 6–3: Chumme, gemessene und mit BEKLIMA simulierte Bodentemperatur in 10 cm Tiefe, 29.05. - 18.07.00; Sensitivität Blattflächenindex [ $\text{m}^2_{\text{Blätter}}/\text{m}^2_{\text{Boden}}$ ] und Bestandshöhe [m]**

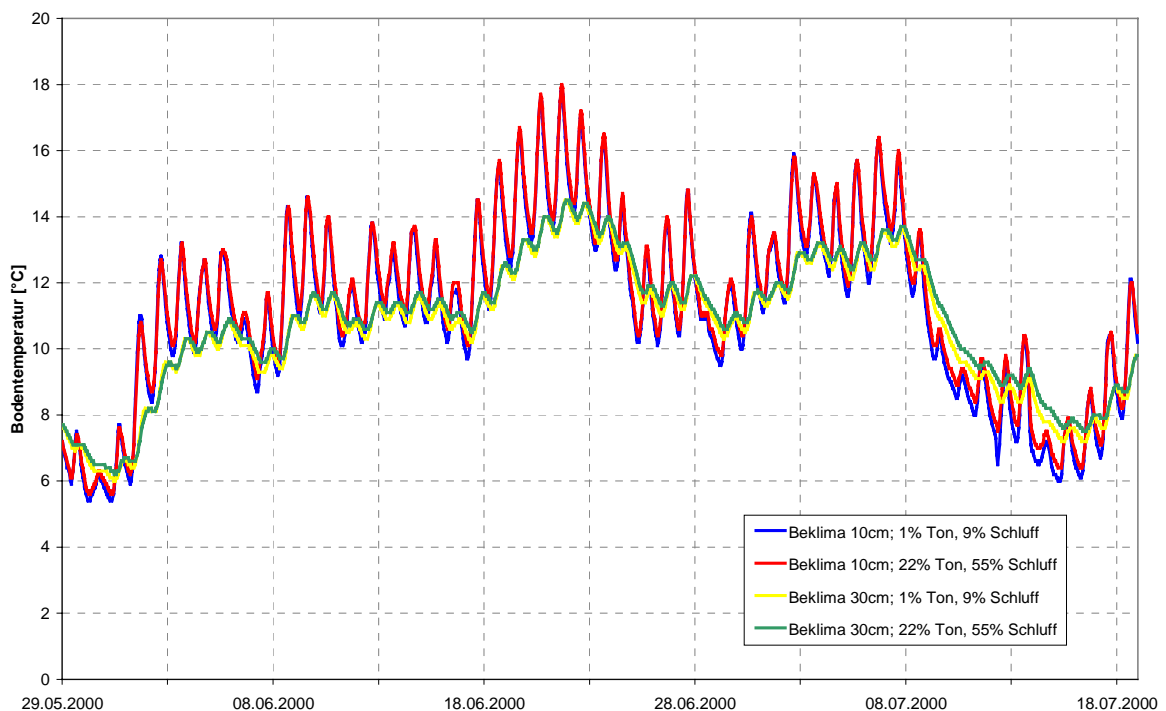
Obwohl auch für das 10 cm-Niveau das beste Resultat bei LAI=4,0 und h=0,2 m festzustellen ist, fällt hier besonders die zu geringe Tagesamplitude der simulierten Werte auf. Insgesamt liegen hier die simulierten Temperaturen zu niedrig (11,13 °C; Messung: 11,74 °C). Die Standardabweichung beträgt 2,56 °C (Messung: 2,81 °C), der RMSE 1,1 °C, der IA 0,96 und der CME 0,85. Für eine optimale Anpassung des Blattflächenindex und der Bestandshöhe sollten also in jedem Fall alle zur Verfügung stehenden Messtiefen herangezogen werden.

Zu beachten ist, dass insbesondere die hier diskutierten LAI-Werte lediglich als funktionale Modellgrößen zu verstehen sind, die nicht unbedingt mit Feldmessungen identisch sein müssen. Im Rahmen der vorliegenden Studie ist nicht zu klären, in welcher Größenordnung der Blattflächenindex während der untersuchten Periode tatsächlich liegt. Empirische Untersuchungen zu diesem Thema sind außerordentlich aufwändig und werden deshalb besonders im Hochgebirge nur selten durchgeführt (speziell Hochgebirge: Menzel 1997: 29 ff., Rosset et al. 1997; Vareschi 1951; Allgemein: Allen et al. 1998, Baeumer 1992, Barbour et al. 1987). Die Literaturangaben zeigen, dass mittels der destruktiven Methode empirisch gewonnene LAI-Werte im Allgemeinen höher sind, als die für BEKLIMA richtigen, funktionalen Werte.

Der Einfluss der Bodenart wurde untersucht, indem Modellläufe mit den Extremwerten aller aus dem Untersuchungsgebiet zur Verfügung stehenden Bodenart-Analysen durch-

geführt wurden (vgl. 4.4). Der grobkörnigste Boden ist demnach ein reiner Sand (Ss) mit 9 % Schluff und 1 % Ton, für den feinkörnigsten Boden wurde der jeweils höchste an den Bodentemperaturmessstellen erfasste Schluff- (55 %) und Tongehalt (22 %) kombiniert, was einem schluffigen Lehm entspricht.

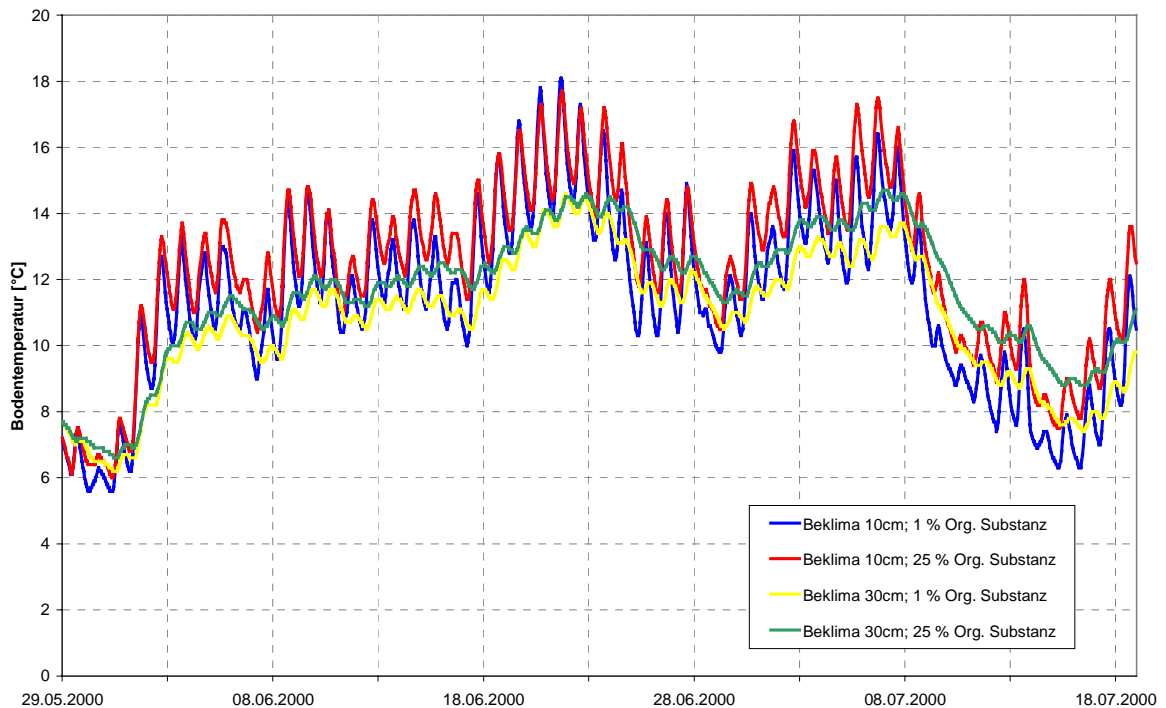
Die in Abb. 6–4 dargestellten Ergebnisse dieser Simulationen zeigen, dass die Modellsensitivität gegenüber diesen extrem unterschiedlichen Bodenarten nur sehr gering ist. Dies ist überraschend, da die Bodenart eine bedeutende Einflussgröße für Wärmekapazität, -leitfähigkeit und -diffusivität darstellt (vgl. Abschnitt 2.4). Nach Angaben von Braden (2001, persönl. Mitteilung) ist derzeit nicht klar, warum die von BEKLIMA simulierte Bodentemperaturen nicht in der erwarteten Weise von der vorgegebenen Bodenart beeinflusst werden. Für die vorliegende Untersuchung bedeutet dies, dass der Einfluss der Bodenart de facto zu vernachlässigen ist.



**Abb. 6–4: Chumme, gemessene und mit BEKLIMA simulierte Bodentemperatur in 10 und 30 cm Tiefe, 29.05. - 18.07.00; Sensitivität Bodenart (Ton- und Schluffanteile in Masse-%)**

Einen deutlich größeren Einfluss auf die simulierte Bodentemperaturen hat der Massenanteil der organischen Substanz im Boden. Die hier verwendeten Angaben beziehen sich jeweils auf das gesamte Messprofil, an der Station Chumme also auf den Bereich von 0 bis 30 cm Tiefe (vgl. 4.4). Abb. 6–5 zeigt, dass die simulierte Bodentemperaturen in 10 cm und 30 cm Tiefe bei einem Anteil organischer Substanz von 25 % im Mittel um 0,96 °C (10 cm) bzw. 0,78 °C (30 cm) höher sind als bei einem Anteil von 1 %. Weiterhin bewirkt der höhere Anteil organischer Substanz in beiden Tiefen eine leichte Dämpfung der

Tagesamplituden. Diese Effekte lassen sich auf die geringe Wärmeleitfähigkeit der organischen Substanz und die damit verbundene Isolationswirkung zurückzuführen (vgl. 2.4).



**Abb. 6–5: Chumme, gemessene und mit BEKLIMA simulierte Bodentemperatur in 10 und 30 cm Tiefe, 29.05. - 18.07.00; Sensitivität organische Substanz [Masse-%]**

Abschließend wurde getestet, inwieweit sich die Verteilung der Wurzelmasse im Boden auf die Simulationsergebnisse auswirkt. Es zeigte sich, dass das Modell auch bei sehr unterschiedlichen Wurzelverteilungen praktisch identische Ergebnisse produziert. In keinem Fall liegen die einzelnen Stundenwerte um mehr als 0,1 °C auseinander. In Abb. 6–6 sind die beiden Testfälle und die endgültig für alle Stationsstandorte verwendete Wurzelverteilung dargestellt. Diese endgültige Verteilung stellt nur eine grobe Abschätzung dar und wurde aus den eigenen Beobachtungen im Feld unter Berücksichtigung von Literaturangaben abgeleitet (vgl. Jackson et al. 1996; Kostecki et al. 2001).



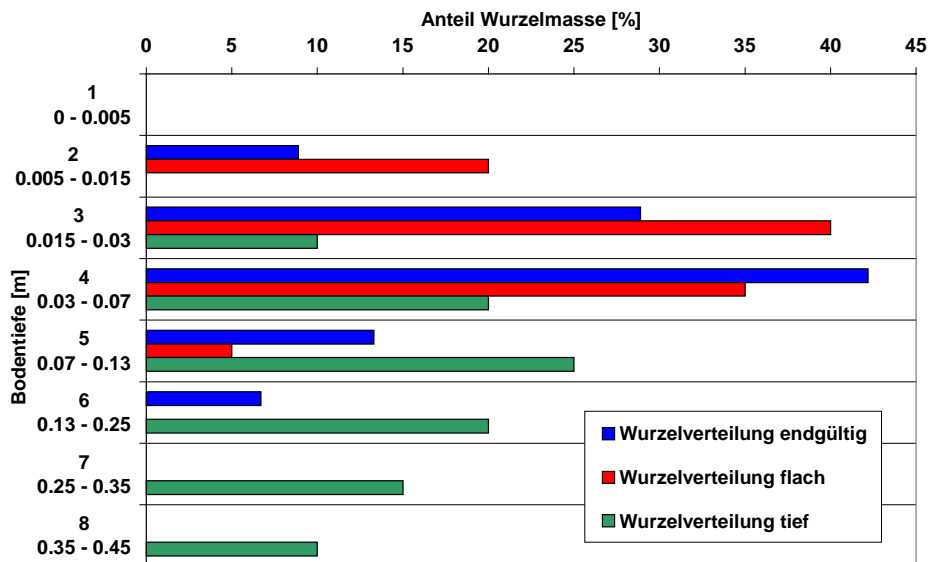


Abb. 6–6: Chumme, Variationen Wurzelverteilung (Anteil an Wurzelmasse pro Schicht)

Auf Grundlage der durchgeführten Sensitivitätsanalysen lassen sich die für BEKLIMA wichtigsten Einflussgrößen klar identifizieren:

- Den eindeutig größten Einfluss auf die Modellergebnisse üben Blattflächenindex und Bestandshöhe aus. Bereits geringe Variationen dieser Parameter führen zu deutlich verschiedenen Simulationsergebnissen, was sich mittels geeigneter statistischer Kenngrößen auch quantitativ belegen lässt. Über den vom Spätfrühling bis in den Sommer reichenden Testzeitraum ließen sich an der Station Chumme mit konstanten Werten für Blattflächenindex und Bestandshöhe optimale Ergebnisse im Vergleich mit den gemessenen Bodentemperaturen erzielen. Bei längeren Simulationen und insbesondere bei einer starken jahreszeitlichen Schwankungen unterliegenden Vegetation müssen diese Werte allerdings über die gesamte Simulationsdauer mehrfach angepasst werden (Braden 2000).
- Überraschend ist die nahezu völlig fehlende Sensitivität des Modells gegenüber Variationen der Bodenart. Grundlegende bodenphysikalische Gesetzmäßigkeiten lassen an sich einen erheblichen Einfluss dieses Parameters auf die simulierten Bodentemperaturen erwarten, der aber faktisch nicht festzustellen ist. Dieses Ergebnis bedeutet, dass auch ungenaue, falsche oder fehlende Angaben zur Bodenart keine nennenswerten Auswirkungen auf das Simulationsergebnis haben.
- Wie aufgrund der geringen Wärmeleitfähigkeit organischer Substanz zu erwarten ist, führt ein sehr hoher Anteil derselben (25 %) zu einer Dämpfung der täglichen Temperaturamplitude und im Mittel höheren Temperaturen im Vergleich zu einem nur sehr geringen Anteil an organischer Substanz (1 %). Für die ermittelten Gehalte organischer

Substanz der vier Klimastationsstandorte (2,2 – 9,5 %) sind die Unterschiede im Hinblick auf die simulierten Bodentemperaturen allerdings relativ gering.

- Die Auswirkungen verschiedener vertikaler Wurzelverteilungen im Bodenprofil wurden untersucht, da diese den Wasserhaushalt und damit indirekt auch den Wärmehaushalt innerhalb des Bodenprofils beeinflussen. Tatsächlich führen allerdings auch deutlich verschiedene Wurzelverteilungen zu nahezu identischen Simulationsergebnissen. Für die vorliegende Studie lässt sich deshalb schlussfolgern, dass die Simulationsergebnisse durch die angenommene Wurzelverteilung nicht verändert werden, selbst wenn die reale Verteilung von der angenommenen abweichen sollte.

Die aufgeführten Erkenntnisse bilden die Grundlage für die im Folgenden Kapitel dargestellten, endgültigen Modellrealisationen.

## **6.3 Modellergebnisse**

### **6.3.1 Simulationszeitraum, Start- und Randbedingungen**

Für die vorliegende Studie wurde an allen Stationsstandorten ausschließlich die schneefreie Periode vom Zeitpunkt der Ausaperung bis Anfang Oktober berücksichtigt. Der jeweilige Ausaperungstermin wurde aus den Bodentemperaturmessdaten abgeleitet (vgl. 5.4).

Nach dem in 6.2 beschriebenen Verfahren wurde zunächst für jeden Standort die vertikale Bodentemperaturverteilung und ein vertikal konstanter Bodenwasseranteil von 45 % für den jeweiligen Ausaperungstermin festgelegt. Die Simulationen beginnen jeweils am Tag nach diesem Termin um 01:00 Uhr und enden am 01.10.00 um 00:00 Uhr. Für die Stationen Grund und Mannlich wurde dieser Zeitraum wegen teilweise irregulärer Randbedingungen bzw. wegen fehlender Messdaten in zwei Teilperioden aufgeteilt.

Für alle Simulationen wurden die in Tab. 6–2 aufgeführten Bodenart- und Albedoangaben zugrunde gelegt, die Wurzelverteilung entspricht jeweils der "Wurzelverteilung original" (Abb. 6–6). Als Kulturart wurde an den Standorten Chumme, Grund und Mannlich "Weide (beweidet)" gewählt und "Wiese (geschnitten)" am Standort Ried. Der Anteil organischer Substanz im Tiefenbereich von jeweils 0-30 cm unter Geländeoberkante ist aufgrund der Laboranalysen bekannt (vgl. 4.4).

Besonderes Augenmerk wurde auf die Parameter Blattflächenindex und Bestandshöhe gelegt, da diese einerseits entscheidende Auswirkungen auf die simulierten Bodentemperaturen haben, andererseits im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nicht im Feld gemessen werden konnten (vgl. 6.2). Die jeweils optimalen Werte für diese Parameter

mussten deshalb iterativ während der Simulationen kalibriert werden. An zwei Standorten konnten konstante Werte für den gesamten Simulationszeitraum verwendet werden, während sich an den beiden anderen Standorten verschiedene LAI- und Bestandshöhenwerte über den Simulationszeitraum ergaben.

### 6.3.2 Statistische Evaluierung

Für die quantitative Bewertung von Modellergebnissen ist die Auswahl geeigneter und aussagekräftiger Gütemaße von großer Bedeutung. Eine Kombination mehrerer Gütemaße mit jeweils unterschiedlicher Sensitivität erlaubt eine differenziertere Aussage als die Konzentration auf eine Größe allein. Insbesondere das sehr häufig berechnete Bestimmtheitsmaß allein ist nicht geeignet, eine statistisch fundierte Modellevaluierung durchzuführen (vgl. hierzu u.a. Berk et al. 2001; Legates and McCabe 1999; Schönwiese 1992: 128 ff.; Storch 1999: 154; Willmott 1981, 1984). Vor dem Hintergrund dieser Überlegungen und unter Berücksichtigung der aufgeführten Literatur wurden für die vorliegende Studie Mittelwert, Standardabweichung, Bestimmtheitsmaß ( $R^2$ ), Root Mean Square Error (RMSE = Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers), Coefficient of Model Efficiency (CME = Modell-Effizienz-Koeffizient) und Index of Agreement (IA = Übereinstimmungsindex) zur statistischen Evaluierung der Modellergebnisse herangezogen.

Der Mittelwert ist vor allem geeignet, die Modellergebnisse auf eine generelle Über- oder Unterschätzung hin zu überprüfen. Die Standardabweichung erlaubt dagegen Rückschlüsse auf die mittlere Amplitude der Daten, womit festgestellt werden kann, ob der modellierte Temperaturverlauf zu stark gedämpft ist oder ob die Abweichungen vom Mittelwert zu groß sind. Das Bestimmtheitsmaß, welches häufig als einziges Maß für die Korrelation zwischen zwei Stichproben herangezogen wird, erlaubt bei Zeitreihenanalysen lediglich die Abschätzung der Phasenähnlichkeit zweier Reihen, ist aber insensitiv gegenüber den Amplituden (vgl. Schönwiese 1992: 131).

Ein besseres Maß für die Abweichung der Simulation von der Messung ist der **Root Mean Square Error (RMSE)**:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - M_i)^2}{N}}$$

**Gleichung 6-6**

mit  $S_i$  = Simulation,  $M_i$  = Messung und  $N$  = Anzahl der Beobachtungen. Dieses Gütemaß reagiert besonders empfindlich auf Amplitudenfehler.

Im Bereich der hydrologischen Modellierung wird häufig der dimensionslose **Coefficient of Model Efficiency (CME)** (Nash and Sutcliffe 1970) verwendet:

$$\text{CME} = \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2 - \sum_{i=1}^n (S_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2} \quad \text{Gleichung 6-7}$$

Im Idealfall ist der CME eins, bei einer sehr schlechten Übereinstimmung zwischen Messung und Modell können negative Werte (bis  $-\infty$ ) auftreten. Bei negativen CME-Werten stellt selbst der Mittelwert eine bessere Vorhersage dar.

Werte zwischen null und eins (beste Übereinstimmung) kann der von Willmott (1981) eingeführte **Index of Agreement (IA)**

$$\text{IA} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (M_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|M_i - \bar{M}| + |S_i - M_i|)^2} \quad \text{Gleichung 6-8}$$

annehmen. Dieser stellt ein Maß für das Verhältnis zwischen dem mittleren quadrierten Fehler und der Summe der potenziellen Fehler dar. Der potenzielle Fehler stellt dabei den maximal möglichen Abstand zwischen jedem Beobachtungspaar, d.h. Messung gegen Simulation, dar (Willmott 1984). Insbesondere der Index of Agreement ist für die Bewertung von Modellergebnissen erheblich aussagekräftiger als das Bestimmtheitsmaß (vgl. Legates and McCabe 1999). Ebenso wie das Bestimmtheitsmaß ist allerdings auch der IA empfindlich gegenüber einzelnen Extremwerten.

Die Kombination der aufgeführten Gütemaße erlaubt eine umfassende und differenzierte quantitative Evaluierung der Simulationsergebnisse. Mindestens ebenso wichtig wie die Berechnung und Interpretation dieser Gütemaße ist allerdings die grafische Darstellung der Modellergebnisse im Vergleich mit den Feldmessungen. Diese erlaubt eine zeitlich differenzierte Aussage über die Qualität des Simulationsergebnisses und macht Besonderheiten in den dargestellten Datenreihen augenfällig, die sich in den Kennzahlen nicht abbilden.

### 6.3.3 Einzelergebnisse an den Stationsstandorten

Die Ergebnisse der Modellrealisationen werden nachfolgend getrennt für die einzelnen Standorte dargestellt und diskutiert. Tab. 6-3 gibt zunächst eine vergleichende Übersicht über die Modellergebnisse, die jeweiligen Ergebnisse der Feldmessungen und die in 6.3.2 diskutierten statistischen Kenngrößen und Gütemaße:

**Tab. 6–3: BEKLIMA-Modellrealisationen 2000: Vergleich von gemessenen und modellierten Bodentemperaturen; im Verlauf der Simulationen kalibrierte Werte für Blattflächenindex und Bestandshöhe**

	<b>Chumme</b>	<b>Grund</b>		<b>Mannlich</b>		<b>Ried</b>
<b>Starttag</b>	26.04.00	17.05.00	16.06.00	15.05.00	25.07.00	09.04.00
<b>Endtag</b>	01.10.00	15.06.00	01.10.00	05.06.00	01.10.00	01.10.00
<b>Laufzeit (Tage)</b>	159	30	108	22	69	176
<b>Blattflächenindex [m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>]</b>	3,75	2,5 – 3,0	3,0 – 3,8	3,8	3,8	2,0 – 4,7
<b>Bestandshöhe [cm]</b>	0,2	0,2	0,2-0,25	0,2	0,2	0,15 – 0,4
<i>Vergleich Messung vs. BEKLIMA, Tiefe = 10 cm unter Geländeoberkante</i>						
<b>Mittel Messung [°C]</b>	11,32	10,07	11,52	7,89	9,96	12,35
<b>Mittel BEKLIMA [°C]</b>	10,94	9,87	11,32	8,77	10,85	11,87
<b>Standardabw. Mess. [°C]</b>	3,06	3,00	1,87	2,64	2,64	3,62
<b>Standardabw. BEKL.[°C]</b>	2,87	2,95	2,02	1,92	2,29	3,63
<b>Bestimmtheitsmaß</b>	0,92	0,64	0,88	0,83	0,85	0,94
<b>RMSE [°C]**</b>	0,93	1,88	0,72	1,49	1,39	0,98
<b>CME**</b>	0,91	0,61	0,85	0,68	0,72	0,93
<b>Index of Agreement**</b>	0,98	0,90	0,97	0,90	0,92	0,98
<i>Vergleich Messung vs. BEKLIMA, Tiefe = 30 cm* unter Geländeoberkante</i>						
	<b>Chumme</b>	<b>Grund</b>		<b>Mannlich</b>		<b>Ried</b>
<b>Mittel Messung [°C]</b>	10,40	8,76	11,00	(6,49)*	(9,70)*	11,26
<b>Mittel BEKLIMA [°C]</b>	10,42	8,56	10,95	8,02	10,62	11,26
<b>Standardabw. Mess. [°C]</b>	2,56	2,13	1,14	1,31	1,79	3,37
<b>Standardabw. BEKL.[°C]</b>	2,56	2,59	1,38	1,08	1,59	3,34
<b>Bestimmtheitsmaß</b>	0,95	0,50	0,85	(0,79)*	(0,90)*	0,98
<b>RMSE [°C]</b>	0,55	1,87	0,55	1,68	1,07	0,43
<b>CME</b>	0,95	0,23	0,77	(-0,58)*	(0,64)*	0,98
<b>Index of Agreement</b>	0,99	0,83	0,95	(0,69)*	(0,90)*	1,00

\*: Mannlich 25 cm; Vergleich mit BEKLIMA (30 cm) nur bedingt möglich; \*\*: zur Erläuterung siehe 6.3.2

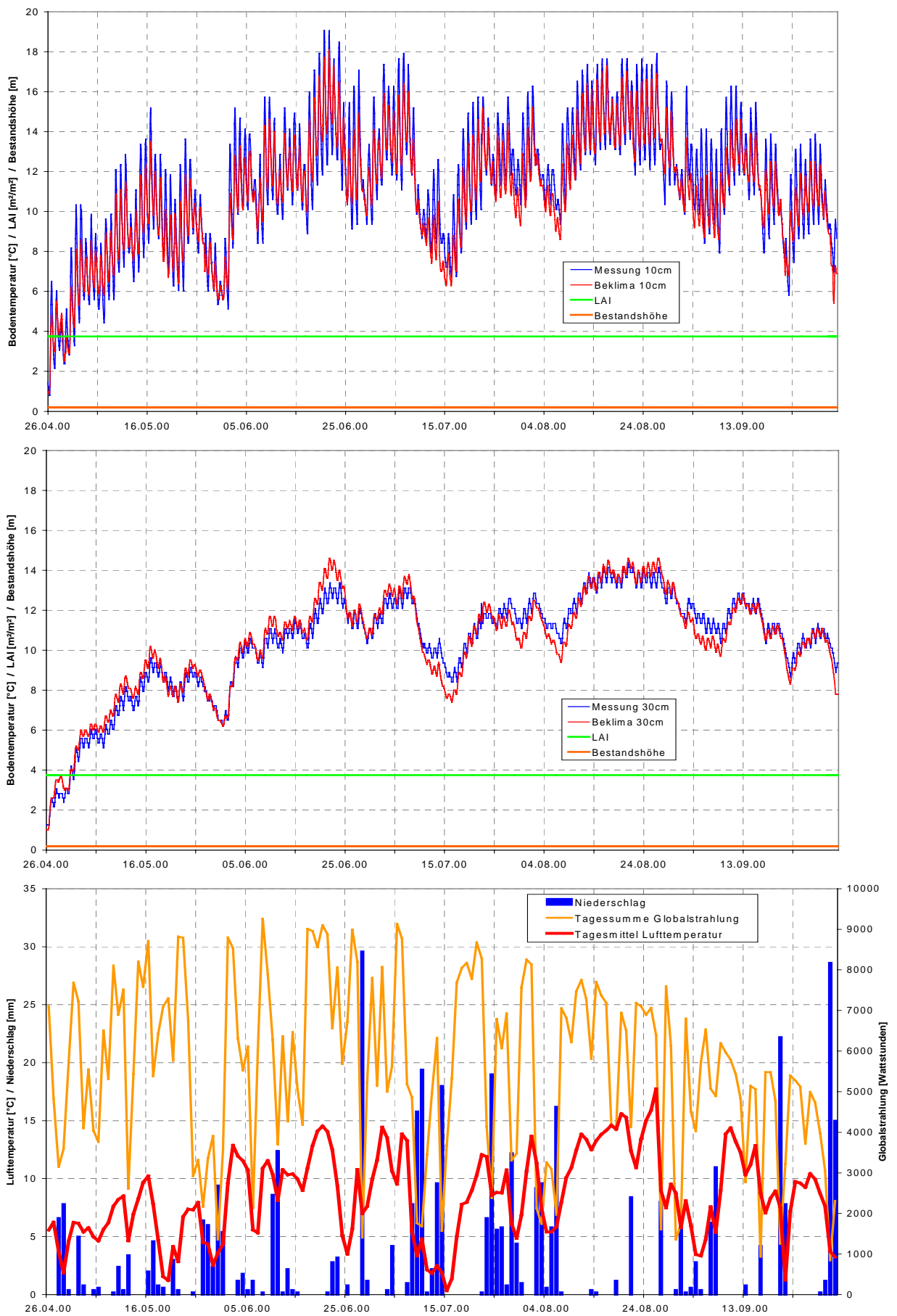
Für die korrekte Interpretation der Modellergebnisse ist neben den in 6.1.3 aufgeführten Standorteigenschaften die Kenntnis des genauen Witterungsverlaufes während des Simulationszeitraumes erforderlich. Deshalb werden im Folgenden über die gemessenen und modellierten Bodentemperaturen hinaus jeweils auch Tageswerte für Lufttemperatur, Globalstrahlung und Niederschlag an den Stationsstandorten dargestellt.

### 6.3.3.1 Chumme

Für die Station Chumme ist anhand der in Tab. 6–3 aufgeführten statistischen Kennzahlen und der beiden Grafiken (Abb. 6–7, S. 68) eine gute bis sehr gute Übereinstimmung zwischen modellierten und gemessenen Bodentemperaturen festzustellen. Die insgesamt sehr gute Simulation der Bodentemperaturen in 30 cm Tiefe zeigt sich an dem nahezu exakt getroffenen Mittelwert, einer identischen Standardabweichung, sehr hohen Werten für Bestimmtheitsmaß, CME und IA sowie einem relativ niedrigen RMSE. Diese Ergebnisse wurden erreicht bei einem konstanten Blattflächenindex von 3,75 und einer gleichbleibenden Bestandshöhe von 0,2 m. Im 30 cm-Niveau gibt es, bei sonst nahezu perfekter Übereinstimmung, einzelne Phasen (z.B. Ende Juni, Mitte Juli), in denen es zu Überschätzungen oder Unterschätzungen der Bodentemperaturen von bis zu 1,5 °C kommt. Der Vergleich mit dem Klimadiagramm zeigt, dass Überschätzungen vorwiegend an warme und trockene Perioden gebunden sind (z.B. um den 20.06.00), während Unterschätzungen hauptsächlich während kühler und feuchter Witterungsperioden festzustellen sind (z.B. um den 15.07.00).

Im 10 cm-Niveau ist auffällig, dass die Tagesamplitude der Bodentemperaturen von BEKLIMA generell unterschätzt wird, was in der Grafik deutlich erkennbar ist und sich auch in einer geringeren Standardabweichung widerspiegelt. Der Mittelwert wird um fast 0,4 °C unterschätzt und auch die übrigen Gütemaße zeigen die weniger gute Übereinstimmung zwischen Messung und Modell im Vergleich zum 30 cm-Niveau.

Insgesamt wurde für beide Referenziefen eine gute Modellierung der Bodentemperaturen über den gesamten Simulationszeitraum erreicht. Die insbesondere während ausgeprägter Schön- bzw. Schlechtwetterphasen festzustellenden Über- bzw. Unterschätzungen des Modells deuten auf eine nicht optimale Abbildung des Bodenwärmespeichers hin. Die zu geringen Tagesamplituden in 10 cm Tiefe lassen eine Unterschätzung der Wärmeleitfähigkeit in den obersten Bodenschichten vermuten.



**Abb. 6–7: Chumme: Stündliche Bodentemperaturen 10/30 cm (Messung vs. BEKLIMA) und Tageswerte Lufttemperatur, Globalstrahlung, Niederschlag 26.04. - 01.10.2000**

### 6.3.3.2 Grund

Am Standort Grund zeigen die gemessenen Bodentemperaturen während des ersten Monats nach Ausaperung der Messfläche mehrere deutlich erkennbare Anomalien (Abb. 6–8). Die Messwerte weichen während dieses Zeitraums in teilweise extremer Weise von den Simulationsergebnissen ab.

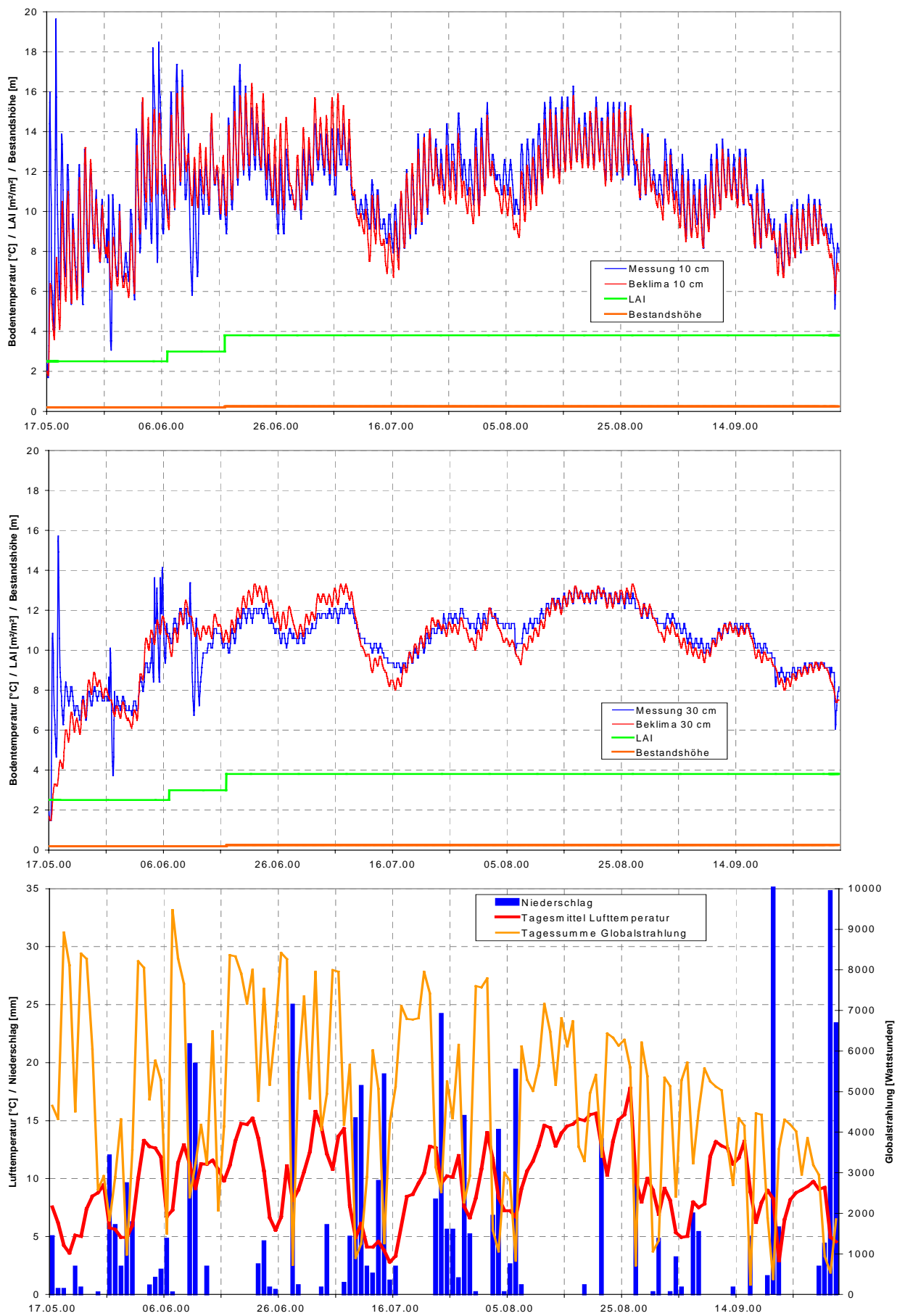
Am auffälligsten sind die im Vergleich mit den simulierten Temperaturen ungewöhnlich hohen Messwerte unmittelbar zu Beginn des Simulationszeitraums (17.-21.05.00). In 10 cm Tiefe wurde am 18.05.00 um 15 Uhr ein Spitzenwert von 19,63 °C registriert, in 30 cm Tiefe wurden am selben Tag um 16 Uhr 15,72 °C gemessen. Zu den genannten Zeitpunkten lautet die Modellprognose 6,9 °C (10 cm) bzw. 3,6 °C (30 cm). Weitere, auffällige Abweichungen treten am 27./28.05.00 auf. Hier wird die simulierte Temperatur am Abend des 27.05.00 zunächst deutlich von der Messung übertroffen (+2,34 K in 10 cm, +2,56 K in 30 cm), um dann am frühen Morgen des 28.05.00 deutlich unter die Modellvorhersage abzusinken (-3,04 K in 10 cm, -3,36 K in 30 cm). Ein ähnlicher Ablauf mit einer gegenüber den simulierten Temperaturen deutlich erhöhten Tagesamplitude der Messwerte ist am 04.-06.06.00 und am 10.-12.06.00 festzustellen.

Ein Messfehler kann in allen Fällen ausgeschlossen werden, da die beiden voneinander unabhängigen Temperaturlogger (10 cm und 30 cm) jeweils das gleiche Verlaufsmuster zeigen. Somit kommen als Ursachen für die aufgeführten Anomalien nur Simulationsfehler oder besondere Bedingungen am Standort in Frage. Eine eingehende Überprüfung mittels Variation der Eingangsparameter zeigte, dass Fehlberechnungen des Modells in dem hier diskutierten Ausmaß ebenfalls ausgeschlossen werden können. Hinsichtlich der Standortbedingungen ist festzustellen, dass die Station Grund sich in einer über weite Bereiche stark vernässten Verebnungsfläche befindet. Außerdem ist davon auszugehen, dass sich nach Ausaperung des unmittelbaren Stationsstandortes im Fußbereich des südlich an diese Fläche angrenzenden, nordexponierten Talhanges noch größere Mengen an Lawinenschnee befanden. Es ist also auch noch einige Tage nach Beginn des Simulationszeitraums mit einem großen Schmelzwasseraufkommen im näheren Umfeld der Station zu rechnen. Vor diesem Hintergrund ist Stauwasser oder infiltrierendes Oberflächenwasser die einzige plausible Erklärung für die festgestellten Bodentemperaturanomalien an diesem Standort (vgl. Geiger 1961: 28). Positive Anomalien lassen sich durch stehendes oder langsam fließendes Oberflächenwasser erklären, welches tagsüber durch die in diesem Zeitraum bereits sehr intensive Sonneneinstrahlung aufgeheizt wird und anschließend oder gleichzeitig in den Boden infiltriert. Das nahezu flache Gelände im Umfeld der Station und die



aufgrund der noch wenig entwickelten Grasdecke relativ geringe Bodenalbedo mit einer entsprechend starken Aufheizung der Bodenoberfläche lassen diese Vermutung zumindest plausibel erscheinen. Die während der zweiten Nachthälfte auftretenden negativen Anomalien zeigen umgekehrt den Einfluss von kaltem Oberflächenwasser, welches durch nächtliche Ausstrahlung gebildet wird. In beiden Fällen messen die eingesetzten Messgeräte also keine echten Bodentemperaturen, sondern die Temperaturen von infiltrierendem Oberflächenwasser. Während sehr feuchter Phasen und insbesondere unmittelbar nach der Schneeschmelze ist der Standort Grund damit für realistische Bodentemperaturmessungen ungeeignet. Dennoch sind die dargestellten Messergebnisse ein hochinteressanter Beleg dafür, in welchem extremen Umfang und wie kurzfristig die Bodentemperaturen durch den Einfluss von warmem oder kaltem (Boden-) Wasser beeinflusst werden können. Aus der Literatur ist dem Verfasser keine Messreihe mit ähnlich großen, kurzfristigen Bodentemperaturschwankungen bekannt.

Eine sinnvolle Auswertung der Modellergebnisse ist erst ab Mitte Juni bis zum Ende des Simulationszeitraumes möglich. Für diesen Zeitraum ist eine insgesamt gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Bodentemperaturen festzustellen. In beiden Tiefen werden die Mittelwerte gut getroffen und der RMSE liegt gleich hoch oder niedriger als am Standort Chumme, aber die übrigen Gütemaße sind insgesamt schlechter als an der vorgenannten Station. Vor allem im 30 cm-Niveau sind die Ergebnisse nicht optimal. Vermutlich wirkt sich der laterale Eintrag von Bodenwasser noch bis in den Juli hinein aus, was eine mögliche Erklärung für den gegenüber der Prognose gedämpften Verlauf der Messwerte bis etwa zum 18.07.00 darstellt. Das bestmögliche Modellergebnis wird für einen ab dem 17.06.00 konstanten LAI-Wert von 3,8 und eine Bestandshöhe von 0,25 m erreicht.



**Abb. 6–8: Grund: Stündliche Bodentemperaturen 10/30 cm (Messung vs. BEKLIMA) und Tageswerte Lufttemperatur, Globalstrahlung, Niederschlag 17.05. - 01.10.2000**

### 6.3.3.3 *Mannlich*

Für den gewählten Simulationszeitraum liegen an der Station Mannlich nur für die Zeiträume 15.05. bis 05.06.00 und 25.07. bis 01.10.00 Bodentemperaturmesswerte vor. Beide Zeiträume werden deshalb als getrennte Evaluierungsperioden betrachtet. Ein exakter Vergleich der an diesem Standort in 25 cm Tiefe gemessenen Temperaturen mit den Simulationsergebnissen für 30 cm Tiefe ist nicht möglich, die in Tab. 6–3 aufgeführten Gütemaße können aber dennoch näherungsweise zur Beurteilung der Simulationen herangezogen werden.

Insgesamt sind die Modellergebnisse an der Station Mannlich für beide Tiefen unbefriedigend. Dies ist bereits an den Grafiken in Abb. 6–9 erkennbar und wird auch durch die deutlich abweichenden Mittelwerte und Standardabweichungen, die relativ großen RMSE-Werte und die vergleichsweise niedrigen Werte für die ausgewählten Gütemaße deutlich. Über beide Simulationszeiträume sind die gemessenen Bodentemperaturen deutlich niedriger als die simulierten, wobei die Tagesamplitude für die Messwerte höher ist als für die Modellergebnisse. Diese Fehler treten über beide Vergleichszeiträume auf und zeigen keine erkennbare Beeinflussung durch die dargestellten Klimaparameter. Für Blattflächenindex und Bestandshöhe wurden bereits im Vergleich zu den übrigen Standorten unrealistisch hohe Werte von 3,8 bzw. 0,2 m angenommen, wobei niedrigere und damit realistischere Werte zu noch größeren Differenzen zwischen Messung und Modell führen. Wie bereits in Abschnitt 6.2 dargelegt wurde, beeinflussen die anderen, vom Benutzer anzugebenden Parameter das Modellergebnis nur unwesentlich, so dass selbst maximale Fehler dieser Größen keine Abweichungen in der beobachteten Dimension erklären können.

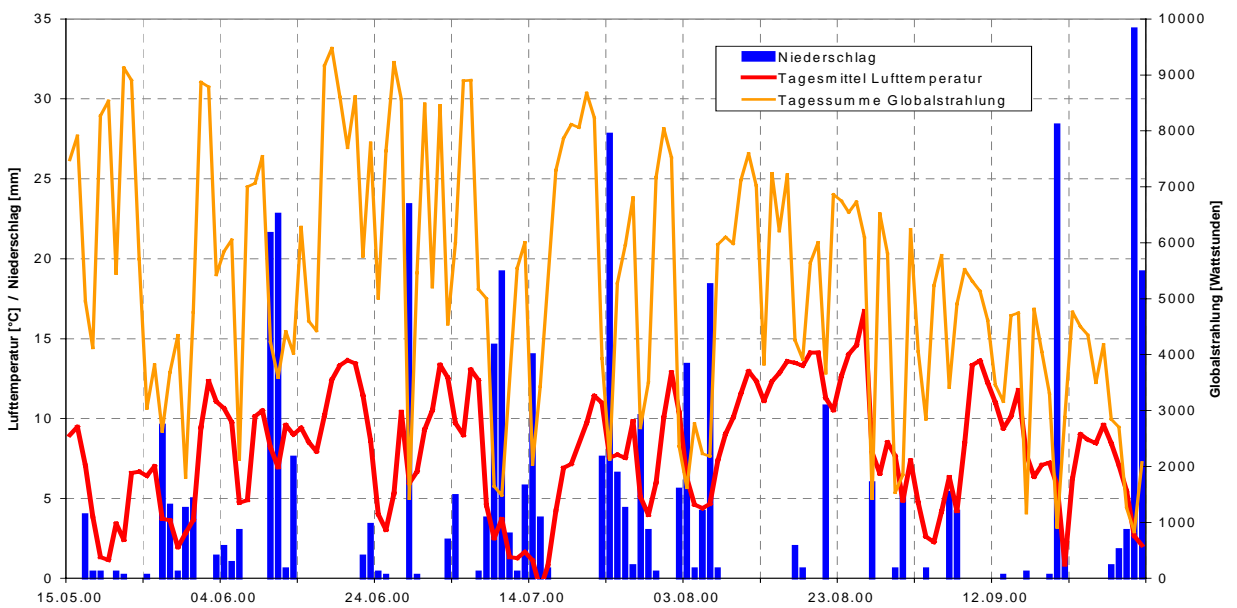
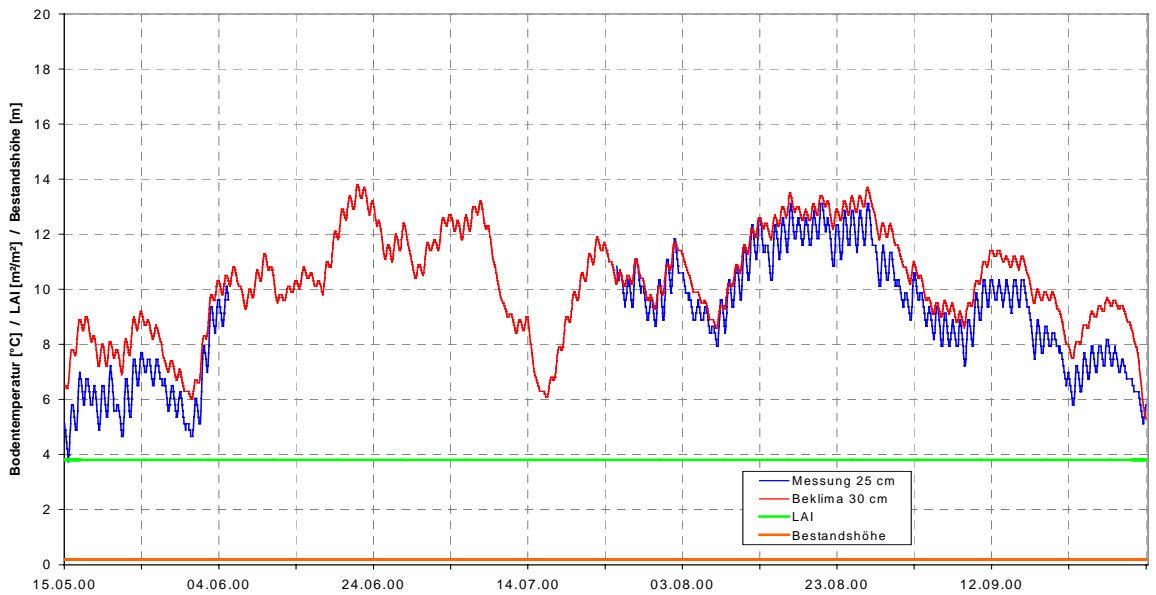
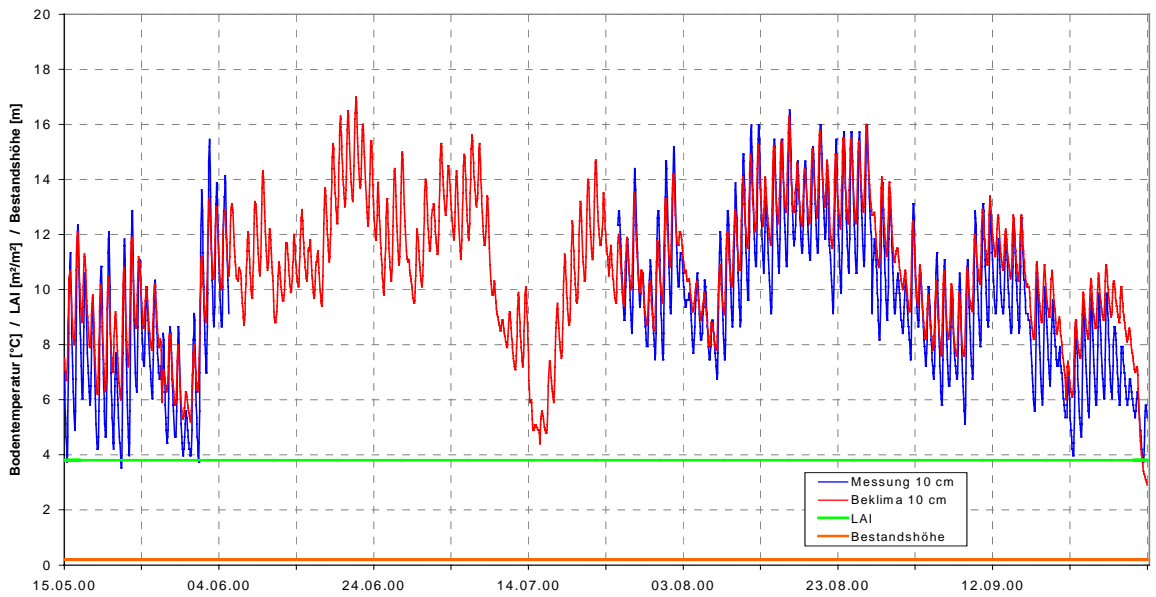
Für die überraschend großen Diskrepanzen zwischen Messung und Simulation sind deshalb sehr wahrscheinlich Komponenten im Strahlungs- und Energiehaushalt des Standortes verantwortlich, die durch das Modell nicht abgebildet werden. Eine Analyse der Randbedingungen am Standort der Klimastation Mannlich stützt diese These und führt zu folgendem Erklärungsansatz:

Die Station Mannlich liegt in 2350 m Höhe auf einem in Südost-Nordwest-Richtung verlaufenden, mit einer mittleren Neigung von etwa 20 ° nach Nordwesten abfallenden Bergücken mit bis zu 40 ° steilen Südwest- bzw. Nordostflanken. Im Bereich des Stationsstandortes ist dieser Rücken auf etwa 15 m Breite nur schwach gewölbt und geht dann in die Steiflanken über. Oberhalb dieses Rückens liegt die etwa Westsüdwest-Ostnordost

verlaufende südliche Talflanke des Lötschentales mit Grathöhen zwischen rund 3100 und 3934 m (Bietschhorn), was bei niedrigen Sonnenständen und Einstrahlungsrichtungen aus Ost bis Südwest eine Abschirmung des Stationsstandortes gegen direkte kurzwellige Strahlung zur Folge hat.

Die beschriebene Situation stellt eine deutliche Abweichung von der für die Simulationen implizit vorausgesetzten Ebene mit lateral homogen ausgebildeten Bodeneigenschaften und einem ebenfalls gleichartigen Strahlungs- und Wärmehaushalt dar. Insbesondere ist davon auszugehen, dass - bezogen auf den Stationsstandort - die steilen Flanken des Rückens in der Summe eine erheblich größere langwellige Ausstrahlung bewirken als auf einer homogenen Fläche in gleicher Höhenlage. Weiterhin ist die Strahlungsbilanz zwischen der näheren Stationsumgebung und dem sich südöstlich anschließenden Steilhang negativ, weil erstere einen höheren Globalstrahlungsgenuß erhält als der stärker beschattete Hang. Diese beiden Ausstrahlungskomponenten können aufgrund der genannten Neigung und Exposition der Standortumgebung nicht durch zusätzlich absorbierte kurzwellige Strahlung im Bereich der Flanken ausgeglichen werden, was insgesamt zu einer Reduzierung des Energieniveaus am Standort führt. Diese Tatsache wird bei der den Simulationen zugrunde liegenden, punktuell gemessenen Globalstrahlung und den übrigen Eingabeparametern nicht berücksichtigt.

Im Ergebnis ist festzustellen, dass eine einfache vertikale Simulation des Energiehaushaltes an einem Standort wie Mannlich nicht sinnvoll möglich ist. Um hier zu befriedigenden Ergebnissen zu kommen, müsste der konkrete Einfluss des umgebenden Reliefs auf den Energiehaushalt am Beobachtungsstandort mit berücksichtigt werden, was im Rahmen der vorliegenden Arbeit mangels der hierzu erforderlichen, zusätzlichen Informationen nicht möglich ist. Idealerweise sollten für die Simulationen ausschließlich Stationsstandorte mit einer möglichst homogenen Umgebung herangezogen werden.



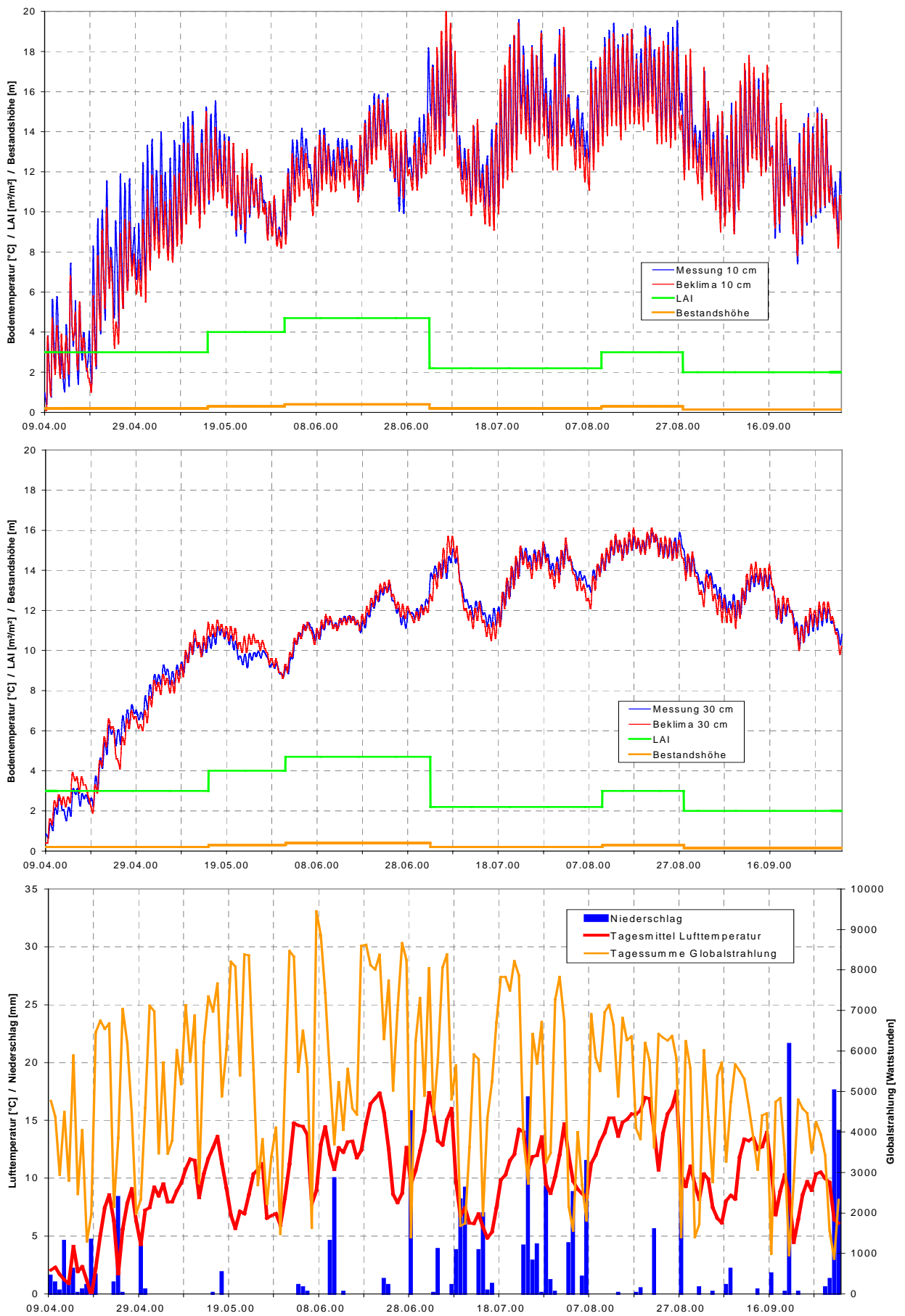
**Abb. 6–9: Männlich: Stündl. Bodentemperaturen 10/25 bzw. 30 cm (Messung vs. BEKLIMA) und Tageswerte Lufttemp., Globalstrahlung, Niederschlag 15.05.-01.10.00**

#### 6.3.3.4 Ried

Durch den frühen Ausaperungstermin an der Station Ried wurde für diesen Standort mit 176 Tagen die längste Simulation durchgeführt. Sowohl die Grafiken (Abb. 6–10) als auch die statistischen Kenngrößen (Tab. 6–3) belegen, dass an diesem Standort für 10 cm und für 30 cm die besten Simulationsergebnisse aller Standorte erzielt wurden. Vor allem für das 30 cm-Niveau wurde mit einem identischen Mittelwert, einer nahezu identischen Standardabweichung, einem sehr niedrigen RMSE und hervorragenden Werten für CME, IA und Bestimmtheitsmaß eine außerordentlich gute Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation erreicht. Für 10 cm Tiefe ist dagegen bei einem etwas höheren RMSE eine im Mittel leichte Unterschätzung der Bodentemperaturen durch BEKLIMA festzustellen, wobei die übrigen Gütemaße wiederum eine gute Übereinstimmung dokumentieren. Ein Einfluss bestimmter Lufttemperatur-, Globalstrahlungs- oder Niederschlagswerte bzw. -verläufe auf die Simulationsgüte lässt sich in beiden Tiefen nicht feststellen.

Wie der in Abb. 6–10 dargestellte Verlauf von Blattflächenindex und Bestandshöhe zeigt, musste für diese Parameter eine zweifache Mahd des als geschnittene Fettwiese genutzten Stationsstandortes berücksichtigt werden (vgl. dazu auch Menzel 1997: 27 ff. und Hörsch 2001). Diese durch den Parzelleneigentümer bestätigten Schnitttermine (02.07.00 und 27.08.00) sind an den Messdaten in Form einer plötzlich zunehmenden Tagesamplitude bei einer Erhöhung der Mittelwerte eindeutig abzulesen und wurden jeweils durch herabgesetzte Werte für diese Parameter an diesen Terminen abgebildet. Mit einem optimalen LAI von 4,7 bei einer Bestandshöhe von 40 cm wurden hier vor dem ersten Schnitttermin die jeweils höchsten Werte aller Standorte angesetzt.

Die im Vergleich mit den übrigen Stationen deutlich besseren Simulationsergebnisse für diesen Standort sind offenbar auf die vergleichsweise homogenen Randbedingungen im Umfeld der Station Ried zurückzuführen. Diese Station befindet sich auf einem flachen bis leicht nach Süden geneigten Plateau, welches aus fruchtbarem, schluffigem Alluvialmaterial aufgebaut ist und mit einer sehr gleichmäßigen und dichten Grasnarbe bestanden ist. Im Gegensatz zu den anderen Standorten weist der Boden hier einen nur sehr geringen Skelettanteil auf (vgl. Kap. 3.2 und 4.4). Hydrologisch liegt die Station leicht erhöht oberhalb einer Rinne zwischen Sonnenhang und Stationsstandort und deutlich oberhalb des Niveaus der südlich gelegenen Lonza, so dass hier im Regelfall keine Vernässungen wie am Standort Grund auftreten können. Insgesamt ist am Standort Ried somit die für eine ein-dimensionale SVAT-Modellierung implizit vorausgesetzte horizontale Homogenität der Randbedingungen nahezu perfekt gegeben.



**Abb. 6–10: Ried: Stündliche Bodentemperaturen 10/30 cm (Messung vs. BEKLIMA) und Tageswerte Lufttemperatur, Globalstrahlung, Niederschlag 09.04. - 01.10.2000**

#### 6.3.4 Zusammenfassung der Modellergebnisse

Die in 6.3.3 dargestellten Simulationsergebnisse zeigen, dass BEKLIMA grundsätzlich auch für punktuelle Bodentemperatursimulationen im Hochgebirge geeignet ist, sofern die benötigten Eingabegrößen in der erforderlichen zeitlichen Auflösung vorhanden sind oder erzeugt werden können. Die Ergebnisse zeigen aber auch, dass gute bis sehr gute Ergebnisse nur bei geeigneten Randbedingungen am konkreten Standort zu erzielen sind. An Standorten, welche durch extreme Relief-, Boden- oder Vegetationseigenschaften gekennzeichnet sind oder die besondere hydrologische Bedingungen aufweisen, sind nur weniger gute oder vollständig unbrauchbare Ergebnisse zu erwarten. Der Auswahl von für den Einsatz von BEKLIMA geeigneten Standorten kommt also eine entscheidende Bedeutung zu.

Für die vorliegende Studie wurden die zur Verfügung stehenden Stationen an den vorhandenen Standorten eingesetzt, ohne dass diese im Hinblick auf die Bodentemperaturmodellierung speziell optimiert worden wären. Die Stationen waren ursprünglich so im Untersuchungsgebiet verteilt worden, dass eine möglichst repräsentative Erfassung der Wetterabläufe innerhalb des Tales gewährleistet wurde. Bei der Auswahl der einzelnen Standorte war zusätzlich die Einwirkung von Steinschlag und Lawinen zu berücksichtigen, weshalb die Stationen Chumme und Mannlich auf einem Rücken bzw. auf einer Gratlinie installiert wurden. Die Stationen Ried und Grund konnten hingegen auf weitgehend flachen Alluvionen in der Längsachse des Tales aufgestellt werden.

Die unbefriedigenden Simulationsergebnisse am Standort Mannlich zeigen deutlich, dass dieser Standort aufgrund seiner extremen Reliefsituation (steiler Grat, Abschattung) ohne weitere Modifikationen des Modells oder der Eingabegrößen nicht für eine sinnvolle Anwendung von BEKLIMA geeignet ist. Obwohl sich auch die Station Chumme auf einem Rücken befindet, ist dieser Reliefeffekt hier nicht erkennbar, was durch die wesentlich flacheren Flanken dieses Rückens und die fehlende Abschattung in Richtung Süden zu erklären ist. An diesem Standort wurden gute Simulationsergebnisse erzielt.

Eine Besonderheit stellen die gemessenen Bodentemperaturen an der Station Grund dar. Diese in mehreren Phasen überraschend großen, kurzfristigen Temperaturschwankungen lassen sich durch die Tendenz zur Vernässung dieses Standortes, insbesondere nach der Schneeschmelze, erklären, was in BEKLIMA in dieser Form nicht abgebildet werden kann. Somit ist dieser Standort zwar grundsätzlich für den Einsatz von BEKLIMA geeignet, nicht aber während sehr feuchter Perioden, in denen Stauwasser oder infiltrierendes Oberflächenwasser die Bodentemperaturen in nicht vorhersehbarer Weise beeinflusst.



Die im Vergleich mit den Messungen besten Simulationsergebnisse wurden für die Station Ried erzielt. Dies lässt sich mit den hier im Vergleich zu den anderen Standorten deutlich homogenen Randbedingungen im Umfeld der Station und dem Fehlen von nicht im Modell abgebildeten Einflussfaktoren auf die Bodentemperaturen erklären. Sofern die Vegetationsparameter Bestandshöhe und LAI richtig angesetzt werden, lassen sich mit BEKLIMA die Bodentemperaturen an diesem Standort zumindest während der schneefreien Periode mit hoher Genauigkeit simulieren.

## 7 Flächenhafte Bodentemperaturmodellierung

### 7.1 Das Modell BTEMP

#### 7.1.1 Grundüberlegungen zu einem einfachen, flächenhaften Modellansatz

In Kapitel 6 wurde gezeigt, dass die eindimensionale Modellierung von Bodentemperaturen mit einem hochentwickelten SVAT-Modell wie BEKLIMA auch im Hochgebirge möglich ist und zu befriedigenden Ergebnissen führt. Diese ist jedoch nur für die Standorte automatischer Klimastationen möglich, welche die erforderlichen meteorologischen Eingabegrößen mit einer ausreichend hohen zeitlichen Auflösung registrieren. Die zum Teil sehr guten Simulationsergebnisse am Einzelstandort erlauben keine unmittelbaren Rückschlüsse auf die flächenhafte Ausprägung der Zielgrößen. Ziel der vorliegenden Arbeit ist jedoch nicht nur die Analyse und Modellierung der Bodentemperaturverhältnisse an Einzelstandorten, sondern auch die Ableitung flächenhafter Bodentemperaturen im alpinen Relief.

Um von der eindimensionalen Betrachtungsweise zu einem flächenhaften Vorhersagemodell für Bodentemperaturen zu kommen, wurden zwei grundsätzlich mögliche Vorgehensweisen überprüft:

- a) Die für die komplexe, eindimensionale Modellierung erforderlichen Eingabedaten werden aus den vorhandenen Punktdaten mittels geeigneter geostatistischer Verfahren flächenhaft inter- bzw. extrapoliert. Auf Grundlage dieser (Raster-)Daten werden anschließend für jeden Einzelpunkt die Simulationsläufe mit BEKLIMA durchgeführt. Für jeden Zeitschritt der Simulationen lässt sich somit eine flächenhafte Bodentemperaturkarte erzeugen.
- b) Mit einem vereinfachten, physikalisch-empirischen Modellansatz wird unter Berücksichtigung der vorhandenen Basisdaten (Höhenmodell, potenzielle Globalstrahlung, Vegetation), der relevanten Klimastationsdaten und der Bodentemperaturmessdaten direkt die räumliche Verteilung der Bodentemperaturen im Untersuchungsgebiet mit einer im Vergleich zu BEKLIMA geringeren zeitlichen Auflösung von einem Tag simuliert (vgl. u.a. Rich and Fu 2000).

Der unter a) dargestellte Ansatz bedeutet im Ergebnis, dass das Simulationsergebnis vorwiegend von dem Verfahren abhängt, mit welchem die Eingabedaten für BEKLIMA erzeugt werden. Verfolgt man diesen Ansatz weiter, wird allerdings relativ schnell deutlich, dass eine realistische Regionalisierung aller erforderlichen Parameter in einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde angesichts der komplexen Topographie, der vielfältigen Vegetationsformationen und fehlenden flächenhaften hydrologischen und pedologischen

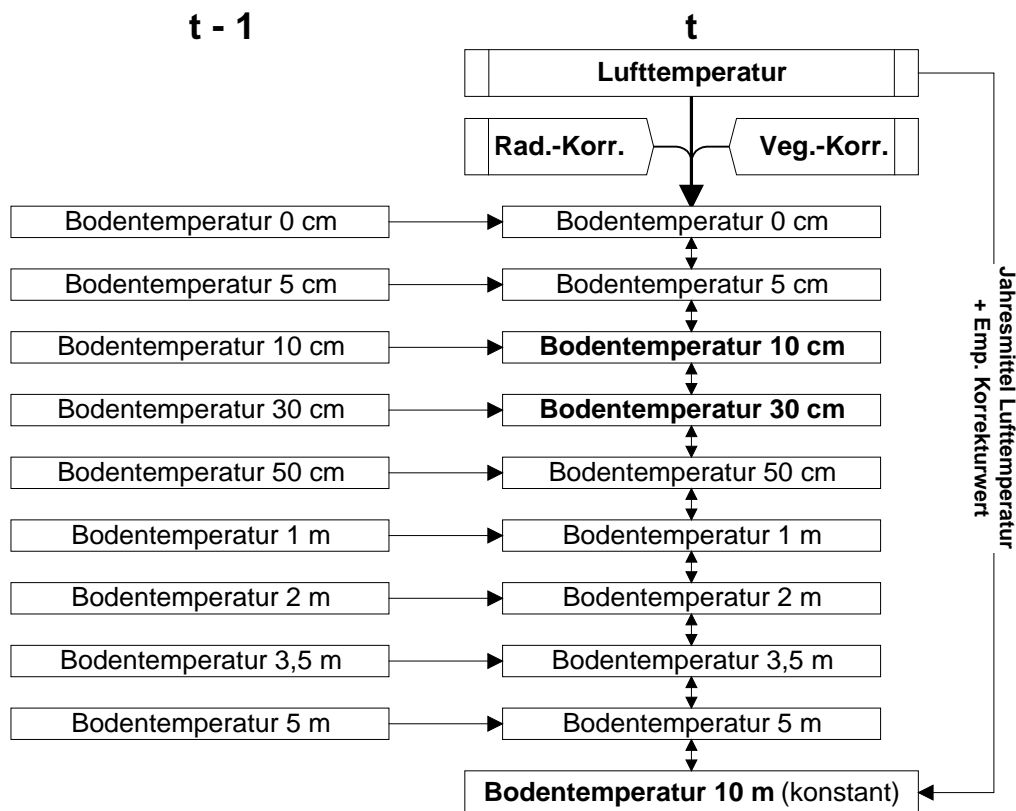
Informationen bei insgesamt nur vier Klimastationen nicht durchführbar ist. Die Erzeugung korrekter Eingabewerte würde stattdessen die Anwendung eines weiteren, komplexen Klimamodells erfordern, mit welchem unter anderem Luftbewegungen und atmosphärische Energieflüsse des gesamten Talsystems einschließlich der synoptischen Einflüsse dynamisch simuliert werden müssten. Ein solcher Ansatz ist zwar grundsätzlich denkbar, allerdings außerordentlich aufwändig und im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht durchführbar.

Dem Ansatz b) liegt die Fragestellung zugrunde, ob und inwieweit eine möglichst realistische Simulation der Bodentemperaturverhältnisse des Untersuchungsraumes bereits mit vergleichsweise einfachen Modellannahmen möglich ist. Für einen solchen einfachen Ansatz ist eine verringerte zeitliche und eventuell auch räumliche Auflösung in Kauf zu nehmen. Dafür sind allerdings erheblich weniger Eingabedaten erforderlich und der Ansatz ist eher auf andere Gebiete übertragbar.

Die dargestellten Überlegungen führten schließlich zur Konzeption eines eigenen Bodentemperaturmodells, BTEMP, welches nachfolgend vorgestellt wird.

#### 7.1.2 Modellstruktur

BTEMP geht zunächst von einem direkten Zusammenhang zwischen der Temperatur der bodennahen Luft und den Temperaturen der oberen Bodenschichten aus (vgl. 2.5). Damit ist die Lufttemperatur die wichtigste Variable für die Simulation der Bodentemperaturen bis zu einer Tiefe von einigen Dezimetern unter der Geländeoberkante. Als zweite wesentliche Variable muss das Jahresmittel der Bodentemperatur am jeweils betrachteten Punkt bekannt sein. Diese Temperatur ist in einigen Metern Tiefe zeitlich konstant (vgl. Abschnitt 2.4) und muss somit als untere Randbedingung für alle Simulationsläufe am jeweiligen Standort nur einmal berechnet werden. Hierzu ist das Jahresmittel der Lufttemperatur und als Korrekturfaktor die mittlere Differenz zwischen der Luft- und der Bodentemperatur erforderlich (vgl. 5.2). Aus den empirischen Befunden und der in den Kapiteln 1.2 und 2 erörterten Literatur lässt sich weiterhin ableiten, dass als modifizierende Größen zusätzlich mindestens die reliefbedingten Variationen des Strahlungsgenusses und die Vegetation berücksichtigt werden sollten. Bezogen auf die Zielgrößen "Bodentemperaturen in 10/30 cm Tiefe" ergibt sich folgendes Schema für einen einzelnen Simulationspunkt (Abb. 7-1). Die dargestellte vertikale Schichteinteilung trägt der Tatsache Rechnung, dass oberflächennah intensivere Wärmeflüsse als in größeren Tiefen stattfinden und ermöglicht den direkten Vergleich mit den Messdaten (vgl. auch Tab. 6-1).



**Abb. 7-1: BTEMP-Schema am Einzelpunkt; t = aktueller Zeitschritt, t-1 = vorhergehender Zeitschritt, Rad.Korr. = Strahlungskorrektur, Veg.-Korr. = Vegetationskorrektur**

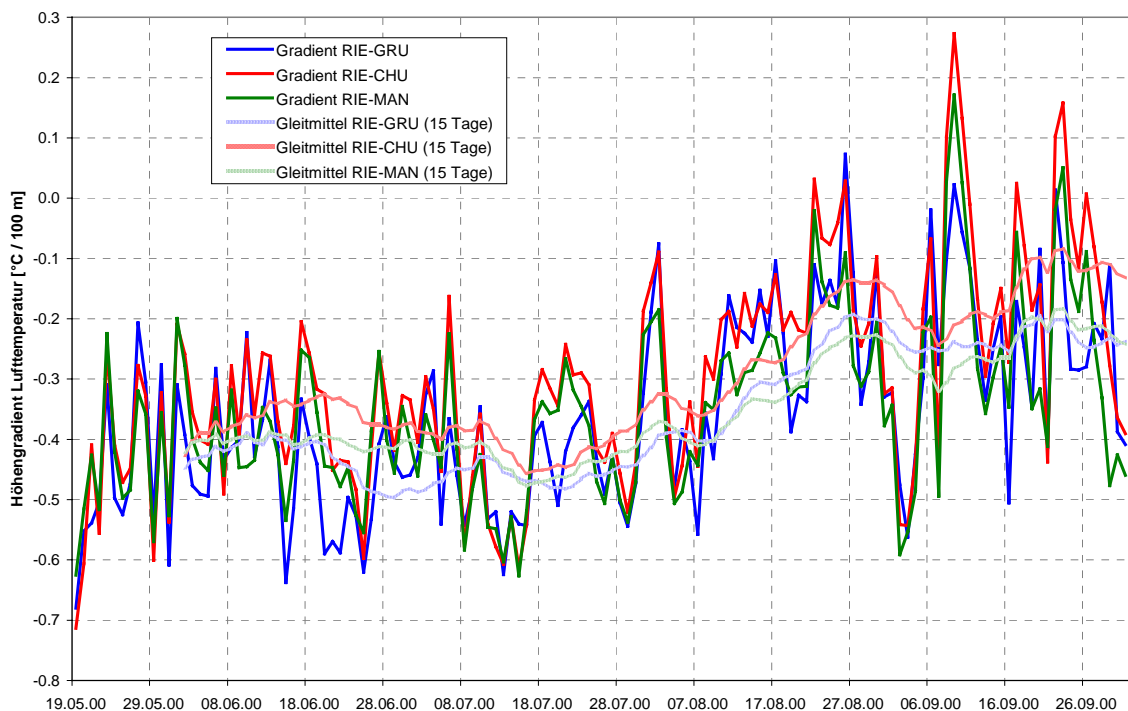
Um zu flächenhaften Resultaten zu kommen, muss dieses Schema auf jede Rasterzelle des Untersuchungsraums angewandt werden. Die räumliche Auflösung des Rasters wird dabei bestimmt durch die gewünschte Differenzierung des Ergebnisses, die vorhandenen Basisdaten und den jeweils für das Gesamtgebiet erforderlichen Rechenaufwand. Für die vorliegende Studie wurde auf Grundlage des verwendeten Geländemodells eine Auflösung von 25 m gewählt (vgl. 4.2). Die zeitliche Auflösung der verwendeten Lufttemperaturdaten beträgt ebenso wie die zu berechnenden Bodentemperaturen einen Tag.

### 7.1.3 Berechnung der Lufttemperaturen und der unteren Randbedingung

Im ersten Modul von BTEMP (LuftTemp) müssen zunächst die Temperaturen der bodennahen Luftschicht für jede Rasterzelle ermittelt werden. Hierzu stehen die Daten der vier in unterschiedlichen Positionen gelegenen GIUB-Stationen und das DHM25 zur Verfügung. Aus den Tageswerten der einzelnen Stationen könnte nun unter Berücksichtigung der jeweiligen Stationshöhe ein mittlerer, täglicher Höhengradient für das Untersuchungsgebiet abgeleitet werden (vgl. Hormann 1977). Ein Vergleich der Messdaten der am tiefsten liegenden Station Ried mit den übrigen Stationen zeigt aber, dass die Lufttemperaturgradienten in Tallängsrichtung (Ried-Grund) und in Richtung des Sonnen- bzw. des Schatthangs (Ried-Chumme bzw. Ried-Männlich) zeitweilig deutlich voneinander

abweichen (Abb. 7–2). Unter Einbeziehung der Talgeometrie und der verschiedenen Gradienten in Tallängsrichtung und in Richtung der Seitenhänge ist also eine differenziertere und realistischere Berechnung der täglichen Lufttemperaturen für das Untersuchungsgebiet möglich.

Auffällig ist, dass alle in Abb. 7–2 dargestellten Höhengradienten niedriger liegen als aufgrund der Angaben in der Literatur zu erwarten ist (vgl. 2.5.2). Zwar ist der übliche jahreszeitliche Verlauf mit einem Maximum im Hochsommer und einer Abnahme zum Herbst hin erkennbar, aber der im Sommer in den Alpen zu erwartende Wert von etwa  $-0,7 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$  wird nicht annähernd erreicht. Für den in Abb. 7–2 dargestellten Zeitraum vom 19.05.00 bis 01.10.00 liegt der mittlere Gradient zwischen Ried und Grund bei  $-0,36 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$ , zwischen Ried und Chumme bei  $-0,30 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$  und zwischen Ried und Mannlich bei  $-0,35 \text{ }^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$ . Ohne weitere Messdaten, vorzugsweise aus größeren Höhen, ist aber nicht zu klären, ob diese Werte repräsentativ für das gesamte Tal oder lediglich für den Bereich bis zur Höhe der Stationen Chumme und Mannlich sind. Für Höhenlagen oberhalb dieser Stationen ist der Gradient möglicherweise zu niedrig



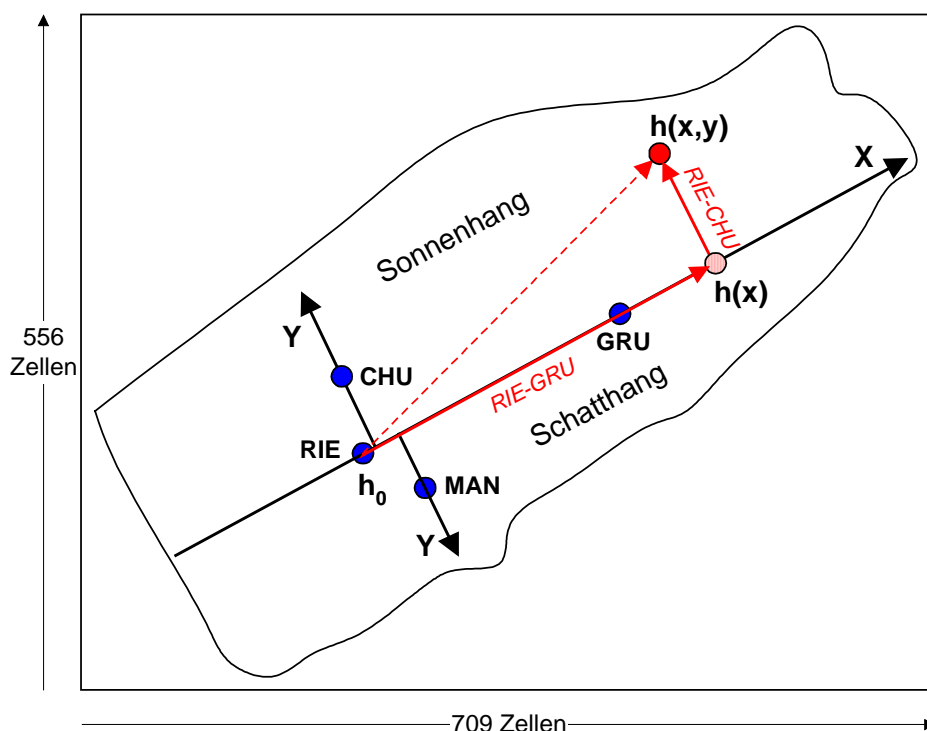
**Abb. 7–2: Höhengradienten der Lufttemperatur Ried-Grund, Ried-Chumme und Ried-Mannlich (Tageswerte und 15-tägiges gleitendes Mittel) 19.05. bis 01.10.2000**

Auf Grundlage der Höhengradienten von Ried in Richtung der Stationen Chumme, Grund und Mannlich kann die Lufttemperatur für jeden Punkt des Untersuchungsgebietes berechnet werden. Die drei Gradienten stehen nahezu orthogonal zueinander (Abb. 7–3). Somit lässt sich ein Koordinatensystem mit dem Ursprung Ried (RIE) definieren. Jeder Punkt (i)

im Untersuchungsgebiet kann bezüglich dieses Systems mit x- und y-Koordinaten beschrieben werden. Zur **Bestimmung der Lufttemperatur** am Punkt i (x,y) kommen dann jeweils zwei Gradienten zum Tragen. Ausgehend von der Temperatur in Ried ( $T = T_0, h = h_0$ ) berechnet sich die Temperatur des Punktes in x-Richtung ( $T(x), h(x)$ ) mit Hilfe des Gradienten  $\nabla_{\text{RIE-GRU}}$  nach:

$$T(x) = T_0 + \nabla_{\text{RIE-GRU}}(h(x) - h_0). \quad \text{Gleichung 7-1}$$

$T(x)$  bildet nun die Basistemperatur für die Anwendung des Gradienten in y-Richtung. Je nach Lage des Punktes auf Schatt- bzw. Sonnenhang wird der entsprechende Gradient  $\nabla_{\text{RIE-MAN}}$  bzw.  $\nabla_{\text{RIE-CHU}}$  verwendet.



**Abb. 7-3: Berechnung des Lufttemperaturgradienten im BTEMP-Modul LuftTemp**

Nach Abschluss dieses Rechenschrittes steht an jeder der 709 x 556 Rasterzellen (394204 Zellen, davon 204441 ohne Dateninhalt) ein täglicher Lufttemperaturwert zur Verfügung. Dieser Wert, welcher den gemessenen Temperaturen in mindestens 2,3 m (Ried) über Grund entspricht, ist jeweils noch auf die im Mittel höhere Lufttemperatur unmittelbar oberhalb der Bodenoberfläche zu korrigieren, denn diese Temperatur wird als Eingangsgröße für die eigentliche Bodentemperaturberechnung benötigt. Durch Kalibrierung der simulierten Bodentemperaturen anhand aller vorhandenen Messdaten wurde ein optimaler Korrekturwert von +1,2 °C ermittelt. Erst die mit diesem Wert korrigierten Lufttemperaturen gehen anschließend in das in Abschnitt 7.1.4 beschriebene Modul zur Bodentemperaturberechnung ein.

Im nächsten Rechenschritt werden aus den berechneten täglichen Lufttemperaturen Jahresmitteltemperaturen für jede Rasterzelle abgeleitet. Aus diesen Jahresmitteltemperaturen der Luft ist nun als eigentliche Zielgröße die mittlere Bodentemperatur in 10 m Tiefe und damit die untere Randbedingung für das Modell abzuleiten. Für deren Berechnung ist wiederum ein Korrekturfaktor erforderlich, da die mittleren Bodentemperaturen generell über den mittleren Lufttemperaturen liegen (vgl. 5.2). Die Größenordnung dieser positiven Abweichung ist primär höhenabhängig und dürfte für den Bereich des Untersuchungsgebietes mit einer Höhe zwischen rund 1000 und 4000 Metern nach Literaturangaben etwa zwischen 1,0 und 3,5 °C liegen (Landolt 1992: 44). Die tatsächlich an den Stationen ermittelten Differenzen liegen etwas über den erwarteten Werten. Näherungsweise wird hier, auch unter Berücksichtigung der bereits dargestellten Korrektur der Lufttemperaturen an der Bodenoberfläche, ein Korrekturwert von +2,4 °C für das gesamte Gebiet angesetzt.

#### 7.1.4 Bodentemperaturberechnung

Nach Abschluss der in 7.1.3 beschriebenen Rechenschritte liegen die benötigten Eingabegrößen für die eigentliche Bodentemperaturberechnung im Modul BodenTemp vor (vgl. Abb. 7-1). Basierend auf den Gesetzen der Wärmeleitung im Boden lässt sich die Temperatur für jede Rasterzelle und jede Bodenschicht numerisch berechnen, wenn die Temperatur an der Bodenoberfläche (obere Randbedingung), die konstante Bodentemperatur in der Tiefe (untere Randbedingung) und die durch die mineralische Zusammensetzung, das Porenvolumen und den Wassergehalt definierten thermischen Eigenschaften des Bodens bekannt sind (vgl. 2.4 und 6.1.1.2). Die drei letztgenannten Faktoren sind für das Untersuchungsgebiet in ihrer flächenhaften Ausprägung nicht bekannt. Hier muss also zunächst mit hypothetischen Durchschnittswerten gearbeitet werden, welche mittels der vorhandenen Messreihen kalibriert werden können.

Die **Berechnung der Bodentemperaturen** selbst entspricht weitgehend derjenigen in BEKLIMA (Symbole vgl. 6.1.1.2):

$$C_v \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial T}{\partial z} - c_w T \right) \quad \text{Gleichung 7-2}$$

mit  $C_v$  = volumetrische Wärmekapazität [ $J/(cm^3K)$ ],  $T$  = Bodentemperatur [K],  $t$  = Zeit [Tag],  $K$  = Wärmeleitfähigkeit [ $mJ/(cm K s)$ ],  $c_w$  = Wärmekapazität Wasser [ $J/(cm^3K)$ ].

Wasserflüsse und alle mit Evapotranspirationsprozessen verbundenen latenten Wärme flüsse bleiben in BTEMP unberücksichtigt. Der volumetrische Wassergehalt wurde anhand der

Messdaten aus 2000 abgeschätzt und auf 25 % festgesetzt. Für die Wärmeleitfähigkeit wurde ein Wert  $0,5 \text{ W / m}^2 \text{ K}$  angesetzt, was angesichts der Ergebnisse der Substratuntersuchungen eine realistische Größenordnung für das Untersuchungsgebiet darstellt.

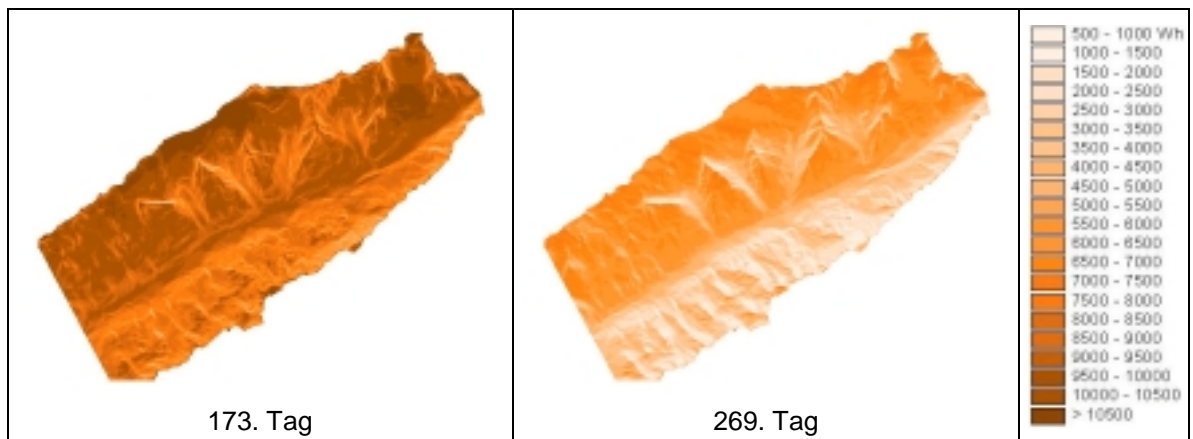
In BTEMP ist der Boden in neun Schichten unterteilt, die Temperatur in 10 m Tiefe stellt die untere Randbedingung dar (Abb. 7–1). Der Zeitschritt des Modells beträgt einen Tag.

#### 7.1.5 Strahlungskorrektur

Allein die höhenabhängige Inter- bzw. Extrapolation der Lufttemperaturen reicht als Grundlage für eine realistische Bodentemperaturmodellierung nicht aus. Zusätzlich muss mindestens die reliefbedingte Differenzierung des Globalstrahlungsgenusses und, sofern vorhanden, die Vegetationsdecke (7.1.6) berücksichtigt werden.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die ArcView-Extension Solar Analyst zur Berechnung der flächenhaften, potenziellen Globalstrahlung verwendet. Das Programm ermöglicht die Berechnung der direkten und diffusen Strahlungskomponenten sowie der Globalstrahlung für beliebige Geländemodelle. Hierzu wurde das unter 4.2 beschriebene digitale Geländemodell verwendet. Die von Solar Analyst zusätzlich benötigten Inklinations- und Expositionsdaten wurden mit den entsprechenden Funktionen des ArcView Spatial Analyst (v. 2.0a) aus dem Geländemodell abgeleitet. Zur Kalibrierung des Solar Analyst kann der Anteil der diffusen Strahlung und die Transmissivität in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bedingungen eingestellt werden. Detaillierte Darstellungen des Modells und seiner Anwendungsmöglichkeiten finden sich bei Fu and Rich (1999, 2000). Vergleiche zwischen der von Solar Analyst berechneten potenziellen und der an den GIUB-Klimastationen gemessenen tatsächlichen Globalstrahlung für Strahlungstage haben gezeigt, dass die Modellergebnisse bei richtiger Einstellung der atmosphärischen Transmissivität sehr gut mit den Messdaten übereinstimmen ( $r^2 > 0,96$ ). Die folgende Abbildung zeigt exemplarisch die räumliche Verteilung der potenziellen täglichen Globalstrahlungssumme für den 173. und den 269. Tag (entspricht im Jahr 2000 dem 21.06. und dem 25.09.). Diese und alle folgenden Darstellungen beziehen sich jeweils auf ein rechteckiges Raster mit den Eckkoordinaten 622725 / 149650 (linke obere Ecke) und 640450 / 135750 (rechte untere Ecke) und einer Kantenlänge von  $13,9 \times 17,7 \text{ km}$ .





**Abb. 7–4: Potenzielle Globalstrahlungssumme [Wh] für das Untersuchungsgebiet am 173. / 269. Tag des Jahres**

Die Darstellung zeigt deutlich die Strahlungsdifferenzierung zwischen Sonnenhang und Schatthang sowie die Abschattung und den entsprechend geringeren Strahlungsgenuß der nördlichen Seitentäler. Die absoluten Werte erreichen zur Sommersonnenwende ihr Maximum (Minimum: 2025, Maximum: 11410, Mittelwert: 8790 Wattstunden) und nehmen bis zum 269. Tag deutlich ab (Min.: 584, Max.: 7840, Mittel: 4794 Wattstunden).

In BodenTemp sollen nun die in LuftTemp berechneten Temperaturen an der Bodenoberfläche mit Hilfe der potenziellen Globalstrahlungsdaten korrigiert werden. Zur empirischen Ableitung des benötigten Korrekturfaktors wurden nun für alle Messstandorte des Jahres 2000 die unkorrigierten Modellergebnisse den gemessenen Bodentemperaturen und den potenziellen Globalstrahlungswerten gegenübergestellt. Weiterhin wurde die aus dem Verhältnis von potenzieller zu gemessener Globalstrahlung an der Station Ried abgeleitete Bewölkung mit einbezogen (vgl. 6.1.3). Es ergibt sich folgender Zusammenhang:

$$LT_{\text{korr}} = LT - 0,005 \cdot (\text{Rad}_{\text{Ried}} - \text{Rad}_{\text{xy}}) \cdot \frac{1}{\text{Wolken}} \quad \text{Gleichung 7-3}$$

mit  $LT_{\text{korr}}$  = korrigierte Lufttemperatur an der Bodenoberfläche [°C],  $LT$  = ursprüngliche Lufttemperatur an der Bodenoberfläche [°C],  $\text{Rad}_{\text{Ried}}$  = potenzielle Globalstrahlung in Ried [Wh],  $\text{Rad}_{\text{xy}}$  = pot. Globalstrahlung am Punkt xy [Wh],  $\text{Wolken}$  = Bewölkung [1/8].

Wie sich dieses Korrekturverfahren auf die räumliche Struktur der korrigierten Lufttemperaturen auswirkt, wird besonders gut anhand der in Abschnitt 7.2.3.3 dargestellten Modellergebnisse für ein Test-Geländemodell deutlich.

#### 7.1.6 Vegetationskorrektur

Die Pflanzendecke hat einen erheblichen Einfluss sowohl auf die latenten als auch auf die fühlbaren Wärme flüsse im Boden und zwischen Boden und Atmosphäre. Bezogen auf die

Bodentemperaturen während der Vegetationsperiode besteht der Effekt im Wesentlichen in einer Dämpfung der Temperaturamplitude und einer vor allem im Wald wirksam werdenden Absenkung der Mitteltemperaturen im Vergleich zu einer vegetationsfreien Oberfläche (vgl. Kapitel 2.2). Die Größenordnung der genannten Einflüsse korrespondiert mit dem Formationstyp (z.B. Wiese, Sträucher, Wald) und der "Dichte" der Vegetationsdecke, welche sich etwa durch den Blattflächenindex ausdrücken lässt (vgl. 6.2).

Für die vorliegende Arbeit stand eine Vegetationsklassifikation von Hörsch (2001) zur Verfügung, welche den Untersuchungsraum in zehn Klassen unterteilt (Abb. 7–5:

- Nadelwald licht / dicht,
- Laubwald licht / dicht,
- Grünerlen / Sträucher (eine Klasse),
- Fettwiesen,
- Zwergsträucher,
- alpine Rasen,
- vegetationsfreie Flächen,
- Siedlung, Infrastruktur.

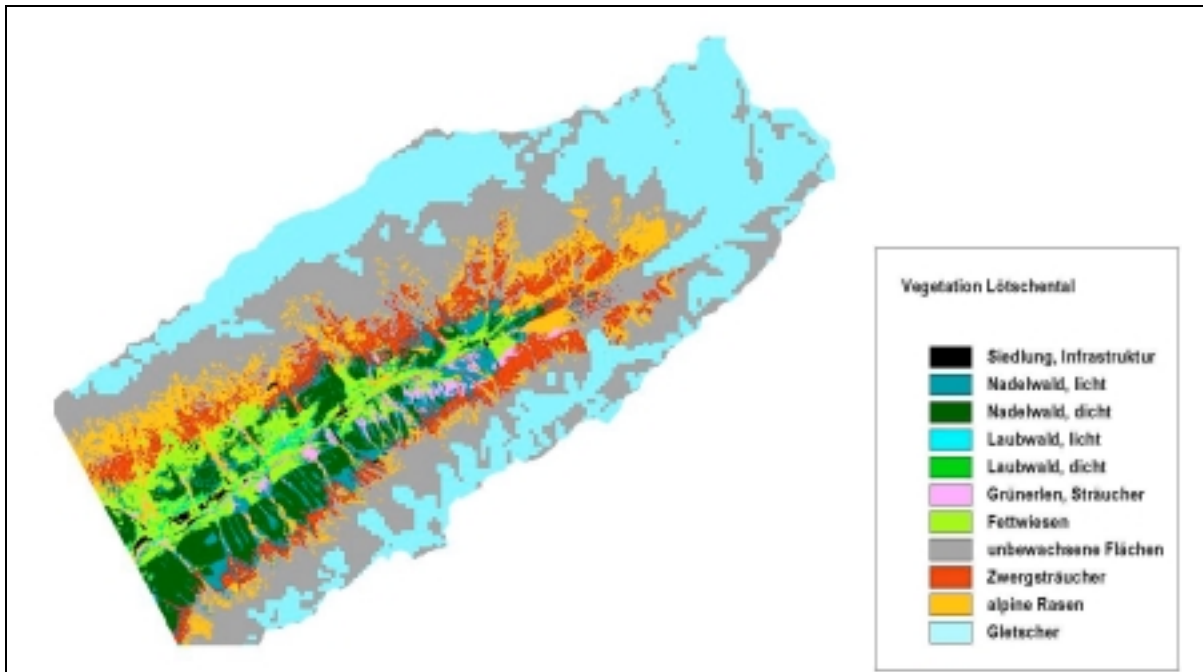
Die Klasse "alpine Rasen" wurde aufgrund ihres großen Flächenanteiles und der Mittelposition zwischen vegetationsfreien Gebieten und Wald als Bezugsklasse gewählt, welche nicht korrigiert wird. Den übrigen Klassen wurde jeweils ein absoluter Korrekturwert (Offset) und ein Dämpfungsfaktor (Anzahl der Perioden für gleitendes Mittel) zugeordnet. Analog zur Vorgehensweise bei der Strahlungskorrektur wurden diese Werte mit Hilfe aller Messdaten des Jahres 2000 so kalibriert, dass die bestmögliche Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Bodentemperaturen erreicht wurde:

**Tab. 7–1: BTEMP: Bodentemperatur-Korrekturwerte (Offset in °C) und Dämpfungsfaktoren (Anzahl der Perioden für gleitendes Mittel) für die Vegetationsklassen des Untersuchungsgebietes (ohne die Klasse "Siedlung, Infrastruktur")**

	Nadelwald		Laubwald		Grünerle/ Sträucher	Fettwiese	Zwerg- sträucher	alpiner Rasen	vegeta- tionsfrei
	licht	dicht	licht	dicht					
<b>Offset</b>	-3,0	-4,0	-3,0	-3,5	-2,5	-1,0	-1,8	0,0	2,5
<b>Dämpfung</b>	5	7	5	7	5	1	3	1	1

Bei den Werten für Laubwald und Grünerle/Sträucher wurden Schätzwerte eingesetzt, da für diese Vegetationsklassen keine Bodentemperaturmessdaten vorliegen.

Die räumliche Verteilung der Vegetation zeigt die folgende Abbildung:



**Abb. 7–5: Vegetationsverteilung Lötsechtal (aus Daten von Hörsch, 2001)**

Der größte Teil des Untersuchungsgebietes ist unbewachsen (63,4 %). Die zweitgrößte Klasse stellen die oberhalb der Zwergstrauchzone flächenhaft auftretenden alpinen Rasen dar (9,5 %), gefolgt von den Zwergsträuchern mit 7,1 % Flächenanteil. Auffallend sind die größeren, dichten Nadelwaldgebiete am Schatthang und die vergleichsweise kleinen Gebiete am Sonnenhang. Insgesamt beträgt der Flächenanteil für den dichten Nadelwald 6,5 %, für den lichten Nadelwald 5,0 % (zur Abgrenzung der Klassen siehe Hörsch 2001). Dichter Laubwald ist dagegen nur auf 0,1 % der Flächen ausgewiesen, lichter Laubwald auf 0,5 %. Die unter anderem auf den schattseitigen Murkegeln zu findenden Grünerlen bzw. Sträucher machen 1,4 %, die im Bereich des Talbodens und auf dem Sonnenhang verbreiteten Fettwiesen 6,1 % und Siedlung / Infrastruktur 0,4 % der Fläche aus.

## **7.2 BTEMP: Modellergebnisse und Validierung**

### **7.2.1 Modellergebnisse 2000**

Für das Jahr 2000 wurden Bodentemperaturen für den 134-tägigen Zeitraum vom 15.05.00 (136. Tag) bis 25.09.00 (269. Tag) modelliert und mit den vorhandenen Messdaten verglichen. Dieser begrenzte Zeitraum ist bedingt durch die Verfügbarkeit der Eingangsdaten (Klimadaten Mannlich vor dem 15.05. fehlen) und den Rechenaufwand bei der flächenhaften Modellierung, gleichzeitig wird mit diesem Zeitraum aber der wesentliche Teil der im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit stehenden Vegetationsperiode vom Ausaperungstermin bis in den Spätsommer / Frühherbst erfasst.

In den folgenden Abschnitten werden die Modellergebnisse für das Jahr 2000 zunächst in der Übersicht dokumentiert und anschließend für ausgewählte Stationen im Detail dargestellt und interpretiert.

Die nachfolgende Tabelle zeigt, welche Datensätze aus dem Jahr 2000 zur Kalibrierung und Validierung der Modellergebnisse verwendet wurden:

**Tab. 7–2: Auswahl der Messstationen (vgl. Tab. 5–1) und Vergleichszeiträume für die BTEMP-Simulationen 2000**

	BAE	BAN	CHU	GAT	GLE	GLP	GRU	GUG	LA1	LA2	MAN	NA1	NA2	RIE	WAL	WER
<b>10 cm</b>																
Start	141	181	136	141	136	203	138	143	136	136	136	141	143	136	136	145
Ende	269	269	269	269	269	269	269	269	269	269	269	269	269	269	269	269
Tage	129	89	134	129	134	67	132	127	134	134	83*	129	127	134	134	125
<b>30 cm</b>																
Start	141	-	136	141	136	-	138	143	136	136	136	141	143	136	136	145
Ende	269	-	269	269	269	-	269	269	269	269	269	269	269	269	269	269
Tage	129	-	134	129	134	-	132	127	134	134	83**	129	127	134	134	125

\*: 2 getrennte Zeiträume 136.-156. & 208.-269. Tag \*\*: Messtiefe 25 cm

Bei Stationen, die zu Beginn des Simulationszeitraums noch nicht schneefrei waren, wurde der Beginn des Vergleichszeitraums entsprechend verschoben. An den höchstgelegenen Stationen EI1 (2710 m) und GAN (2730 m) waren die Einflüsse durch Schnee und Schmelzwasser in mehreren Abschnitten des Simulationszeitraums so groß, dass ein sinnvoller Vergleich für diese Standorte nicht möglich ist.

Beim Vergleich zwischen den Messungen und den hier dargestellten Modellergebnissen ist zu berücksichtigen, dass es sich bei ersteren immer um eine Punktinformation handelt, die streng genommen nur für den unmittelbaren Bereich des Messstandortes repräsentativ ist. Die Ein- und Ausgabegrößen des Bodentemperaturmodells basieren dagegen auf der räumlichen Auflösung des Geländemodells von 25 m und stellen somit jeweils das Integral einer Fläche von 625 m<sup>2</sup> dar. Ein sinnvoller Vergleich setzt also implizit voraus, dass das jeweilige Ergebnis der Punktmessung repräsentativ ist für die gesamte Rasterzelle, in welcher der Messstandort liegt. Diese Anforderung ist aufgrund der komplexen und z.T. sehr kleinräumig wechselnden Relief- und Vegetationsstrukturen des Untersuchungsgebietes für die einzelnen Standorte in unterschiedlichem Maße erfüllt. Sofern für einzelne Stationen eine deutliche Abweichung der im Gelände erfassten Hangneigung, der Exposition oder der Vegetation von den Werten der entsprechenden Rasterzelle festgestellt wurde, wurde die betreffende Rasterzelle manuell auf die im Gelände erfassten Werte

korrigiert. Unter Berücksichtigung dieser Korrekturen ist zumindest eine bedingte Vergleichbarkeit zwischen den Mess- und Modelldaten gewährleistet.

Zur statistischen Beurteilung der Übereinstimmung zwischen Messung und Modellierung wurden die bereits in 6.3.2 im einzelnen vorgestellten Kenngrößen Mittelwert, Standardabweichung, Bestimmtheitsmaß ( $R^2$ ), Root Mean Square Error (RMSE), Coefficient of Model Efficiency (CME) und Index of Agreement (IA) herangezogen. Auf den folgenden Seiten sind alle Modellergebnisse jeweils

- a) ohne Strahlungs- und Vegetationskorrektur,
- b) mit Strahlungs- oder Vegetationskorrektur und
- c) mit Strahlungs- und Vegetationskorrektur

jeweils für 10 und 30 cm Tiefe den Messdaten gegenübergestellt. Die Daten der einzelnen Stationen beziehen sich jeweils auf die in Tab. 7–2 aufgeführten Zeiträume.

**Tab. 7–3: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm, ohne Korrektur**

10 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	$R^2$	RMSE	CME	IA
<b>BAE</b>	10,24	10,78	2,38	2,62	0,76	1,38	0,66	0,92
<b>BAN</b>	8,32	11,01	3,06	2,66	0,47	3,53	-0,35	0,69
<b>CHU</b>	11,99	10,88	2,05	2,60	0,81	1,61	0,38	0,88
<b>GAT</b>	9,46	11,85	1,81	2,47	0,40	3,06	-1,90	0,59
<b>GLE</b>	13,61	11,51	3,75	2,56	0,60	3,17	-10,21	0,77
<b>GLP</b>	7,59	12,19	1,04	2,22	0,45	4,90	-21,71	0,30
<b>GRU</b>	11,31	12,10	1,71	2,45	0,72	1,56	-43,67	0,86
<b>GUG</b>	12,16	11,48	2,36	2,47	0,76	1,41	-21,07	0,91
<b>LA1</b>	10,32	11,58	1,51	2,48	0,83	1,79	-43,57	0,81
<b>LA2</b>	10,99	10,79	2,31	2,60	0,85	1,03	-17,49	0,95
<b>MAN</b>	9,65	10,44	2,18	2,82	0,78	1,56	-19,49	0,90
<b>NA1</b>	8,69	11,70	1,50	2,49	0,75	3,33	-6,01	0,57
<b>NA2</b>	7,54	11,75	1,40	2,44	0,57	4,53	-61,99	0,42
<b>RIE</b>	13,64	13,53	2,05	2,26	0,62	1,41	-37,81	0,88
<b>WAL</b>	9,82	11,09	1,72	2,56	0,90	1,67	-32,88	0,86
<b>WER</b>	10,71	10,57	2,57	2,58	0,80	1,18	-14,42	0,94
<b>Mittel*</b>	<b>10,38</b>	<b>11,45</b>	<b>2,09</b>	<b>2,52</b>	<b>0,69</b>	<b>2,32</b>	<b>-20,72</b>	<b>0,77</b>

\*: ungewichtetes Mittel

**Tab. 7–4: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 30 cm, ohne Korrektur**

30 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
BAE	9,82	9,90	2,25	1,71	0,75	1,14	0,74	0,91
CHU	11,13	9,97	1,70	1,80	0,86	1,34	0,37	0,87
GAT	8,78	11,00	1,62	1,60	0,41	2,61	-1,61	0,56
GLE	12,94	10,61	3,38	1,85	0,49	3,39	-0,01	0,67
GRU	10,59	11,21	1,58	1,71	0,78	1,02	0,58	0,90
GUG	10,86	10,57	2,19	1,66	0,83	1,00	0,79	0,93
LA1	9,46	10,69	1,45	1,71	0,91	1,35	0,13	0,84
LA2	10,75	9,87	1,82	1,79	0,84	1,14	0,60	0,90
MAN	9,07	9,51	2,14	2,18	0,78	1,12	0,72	0,93
NA1	7,65	10,84	1,25	1,64	0,85	3,27	-5,82	0,46
NA2	6,46	10,87	1,15	1,59	0,69	4,50	-14,39	0,33
RIE	12,66	12,66	1,78	1,57	0,68	1,01	0,67	0,90
WAL	9,09	10,18	1,52	1,78	0,93	1,20	0,38	0,88
WER	10,10	9,64	2,19	1,66	0,86	1,01	0,79	0,93
<b>Mittel</b>	<b>9,95</b>	<b>10,54</b>	<b>1,86</b>	<b>1,73</b>	<b>0,76</b>	<b>1,79</b>	<b>-1,15</b>	<b>0,79</b>

**Tab. 7–5: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm, nur Strahlungskorrektur**

10 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
BAE	10,24	10,35	2,38	2,68	0,76	1,31	0,69	0,93
BAN	8,32	6,66	3,06	2,45	0,47	2,79	0,16	0,75
CHU	11,99	11,30	2,05	2,80	0,75	1,59	0,39	0,89
GAT	9,46	10,64	1,81	2,44	0,39	2,24	-0,56	0,71
GLE	13,61	10,87	3,75	2,58	0,58	3,67	-15,83	0,72
GLP	7,59	9,87	1,04	2,17	0,49	2,79	-6,36	0,49
GRU	11,31	11,77	1,71	2,50	0,72	1,46	-42,73	0,87
GUG	12,16	11,53	2,36	2,69	0,74	1,50	-20,61	0,91
LA1	10,32	12,05	1,51	2,65	0,78	2,28	-37,88	0,74
LA2	10,99	11,40	2,31	2,81	0,75	1,45	-20,39	0,92
MAN	9,65	10,06	2,18	3,01	0,70	1,73	-16,85	0,88
NA1	8,69	10,42	1,50	2,47	0,70	2,26	-16,80	0,72
NA2	7,54	9,07	1,40	2,31	0,63	2,12	-11,64	0,71
RIE	13,64	13,29	2,05	2,29	0,64	1,43	-36,48	0,88
WAL	9,82	11,45	1,72	2,81	0,85	2,14	-29,22	0,80
WER	10,71	11,14	2,57	2,78	0,75	1,44	-16,46	0,92
<b>Mittel</b>	<b>10,38</b>	<b>10,74</b>	<b>2,09</b>	<b>2,59</b>	<b>0,67</b>	<b>2,01</b>	<b>-16,91</b>	<b>0,80</b>

**Tab. 7–6: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 30 cm, nur Strahlungskorrektur**

30 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
BAE	9,82	9,53	2,25	1,75	0,73	1,21	0,71	0,90
CHU	11,13	10,28	1,70	2,04	0,79	1,26	0,44	0,89
GAT	8,78	9,97	1,62	1,54	0,40	1,79	-0,24	0,70
GLE	12,94	10,07	3,38	1,82	0,48	3,80	-0,27	0,64
GRU	10,59	10,92	1,58	1,75	0,76	0,91	0,66	0,92
GUG	10,86	10,54	2,19	1,92	0,77	1,10	0,74	0,92
LA1	9,46	11,03	1,45	1,92	0,85	1,77	-0,50	0,77
LA2	10,75	10,35	1,82	2,04	0,73	1,13	0,61	0,91
MAN	9,07	9,13	2,14	2,30	0,69	1,28	0,63	0,91
NA1	7,65	9,72	1,25	1,60	0,80	2,20	-2,09	0,62
NA2	6,46	8,59	1,15	1,38	0,72	2,25	-2,85	0,55
RIE	12,66	12,45	1,78	1,61	0,68	1,04	0,66	0,90
WAL	9,09	10,43	1,52	2,06	0,86	1,59	-0,10	0,82
WER	10,10	10,07	2,19	1,91	0,79	1,01	0,79	0,94
<b>Mittel</b>	<b>9,95</b>	<b>10,22</b>	<b>1,86</b>	<b>1,83</b>	<b>0,72</b>	<b>1,60</b>	<b>-0,06</b>	<b>0,81</b>

**Tab. 7–7: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm, nur Vegetationskorrektur**

10 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
BAE	10,24	10,78	2,38	2,50	0,76	1,34	0,68	0,92
BAN	8,32	13,38	3,06	2,67	0,47	5,55	-2,33	0,55
CHU	11,99	10,88	2,05	2,48	0,80	1,58	0,40	0,88
GAT	9,46	11,07	1,81	2,21	0,41	2,37	-0,73	0,67
GLE	13,61	13,80	3,75	2,64	0,61	2,37	-7,18	0,85
GLP	7,59	10,64	1,04	2,00	0,51	3,37	-9,73	0,41
GRU	11,31	12,10	1,71	2,35	0,72	1,49	-43,59	0,86
GUG	12,16	11,48	2,36	2,36	0,75	1,39	-20,93	0,91
LA1	10,32	9,93	1,51	2,33	0,82	1,21	-42,78	0,90
LA2	10,99	10,78	2,31	2,49	0,83	1,04	-17,26	0,95
MAN	9,65	10,43	2,18	2,71	0,78	1,51	-19,32	0,90
NA1	8,69	10,74	1,50	2,22	0,74	2,38	-12,64	0,68
NA2	7,54	10,72	1,40	2,19	0,58	3,49	-16,91	0,49
RIE	13,64	13,53	2,05	2,26	0,62	1,41	-37,81	0,88
WAL	9,82	9,43	1,72	2,41	0,89	1,05	-29,54	0,93
WER	10,71	10,57	2,57	2,45	0,80	1,17	-14,23	0,94
<b>Mittel</b>	<b>10,38</b>	<b>11,27</b>	<b>2,09</b>	<b>2,39</b>	<b>0,69</b>	<b>2,05</b>	<b>-17,12</b>	<b>0,80</b>

**Tab. 7–8: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 30 cm, nur Vegetationskorrektur**

30 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
BAE	9,82	9,90	2,25	1,69	0,75	1,16	0,73	0,91
CHU	11,13	9,97	1,70	1,78	0,85	1,35	0,37	0,87
GAT	8,78	10,34	1,62	1,50	0,40	2,05	-0,62	0,65
GLE	12,94	12,52	3,38	2,13	0,49	2,46	0,47	0,78
GRU	10,59	11,21	1,58	1,70	0,78	1,02	0,58	0,90
GUG	10,86	10,57	2,19	1,64	0,83	1,00	0,79	0,93
LA1	9,46	9,31	1,45	1,52	0,88	0,55	0,85	0,96
LA2	10,75	9,87	1,82	1,77	0,83	1,16	0,59	0,90
MAN	9,07	9,51	2,14	2,17	0,78	1,14	0,71	0,93
NA1	7,65	10,02	1,25	1,52	0,83	2,45	-2,85	0,56
NA2	6,46	9,99	1,15	1,48	0,69	3,62	-9,01	0,38
RIE	12,66	12,66	1,78	1,57	0,68	1,01	0,67	0,90
WAL	9,09	8,80	1,52	1,59	0,91	0,55	0,87	0,97
WER	10,10	9,64	2,19	1,64	0,86	1,02	0,78	0,93
<b>Mittel</b>	<b>9,95</b>	<b>10,31</b>	<b>1,86</b>	<b>1,69</b>	<b>0,75</b>	<b>1,47</b>	<b>-0,36</b>	<b>0,83</b>

**Tab. 7–9: Ergebnisse BTEMP 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm, Strahlungs- & Vegetationskorrektur**

10 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
BAE	10,24	10,35	2,38	2,56	0,75	1,28	0,71	0,93
BAN	8,32	9,02	3,06	2,45	0,46	2,36	0,40	0,80
CHU	11,99	11,30	2,05	2,69	0,74	1,56	0,41	0,89
GAT	9,46	9,46	1,81	2,18	0,40	1,73	0,07	0,78
GLE	13,61	13,16	3,75	2,66	0,59	2,46	0,57	0,84
GLP	7,59	7,69	1,04	1,95	0,54	1,37	-0,78	0,76
GRU	11,31	11,77	1,71	2,41	0,72	1,39	0,33	0,88
GUG	12,16	11,53	2,36	2,58	0,73	1,48	0,60	0,91
LA1	10,32	10,39	1,51	2,50	0,77	1,37	0,16	0,88
LA2	10,99	11,40	2,31	2,69	0,73	1,45	0,60	0,91
MAN	9,65	10,06	2,18	2,91	0,68	1,69	0,39	0,88
NA1	8,69	9,02	1,50	2,21	0,68	1,32	0,22	0,86
NA2	7,54	7,31	1,40	2,06	0,63	1,29	0,15	0,85
RIE	13,64	13,29	2,05	2,29	0,64	1,43	0,51	0,88
WAL	9,82	9,80	1,72	2,66	0,85	1,27	0,45	0,91
WER	10,71	11,14	2,57	2,66	0,74	1,44	0,68	0,92
<b>Mittel</b>	<b>10,38</b>	<b>10,42</b>	<b>2,09</b>	<b>2,47</b>	<b>0,67</b>	<b>1,56</b>	<b>0,34</b>	<b>0,87</b>



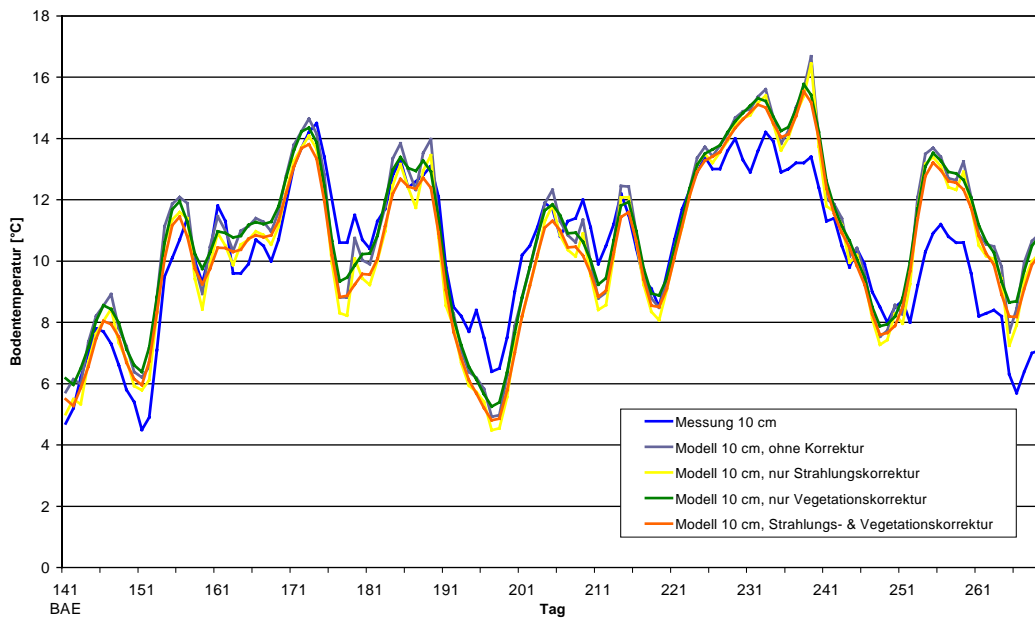
**Tab. 7–10: BTEMP 2000: Bodentemp. [°C] 30 cm, Strahlungs- & Vegetationskorrektur**

30 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
<b>BAE</b>	9,82	9,53	2,25	1,73	0,72	1,23	0,70	0,90
<b>CHU</b>	11,13	10,27	1,70	2,02	0,78	1,27	0,44	0,89
<b>GAT</b>	8,78	8,96	1,62	1,41	0,39	1,33	0,32	0,78
<b>GLE</b>	12,94	11,98	3,38	2,09	0,48	2,63	0,39	0,76
<b>GRU</b>	10,59	10,92	1,58	1,73	0,76	0,91	0,67	0,92
<b>GUG</b>	10,86	10,54	2,19	1,91	0,76	1,11	0,74	0,92
<b>LA1</b>	9,46	9,65	1,45	1,73	0,83	0,75	0,73	0,94
<b>LA2</b>	10,75	10,35	1,82	2,03	0,72	1,15	0,60	0,91
<b>MAN</b>	9,07	9,13	2,14	2,29	0,69	1,29	0,63	0,91
<b>NA1</b>	7,65	8,53	1,25	1,45	0,77	1,12	0,19	0,84
<b>NA2</b>	6,46	7,09	1,15	1,25	0,68	0,95	0,31	0,84
<b>RIE</b>	12,66	12,45	1,78	1,61	0,68	1,04	0,66	0,90
<b>WAL</b>	9,09	9,05	1,52	1,87	0,84	0,77	0,74	0,95
<b>WER</b>	10,10	10,07	2,19	1,89	0,78	1,03	0,78	0,93
<b>Mittel</b>	<b>9,95</b>	<b>9,90</b>	<b>1,86</b>	<b>1,79</b>	<b>0,71</b>	<b>1,18</b>	<b>0,56</b>	<b>0,88</b>

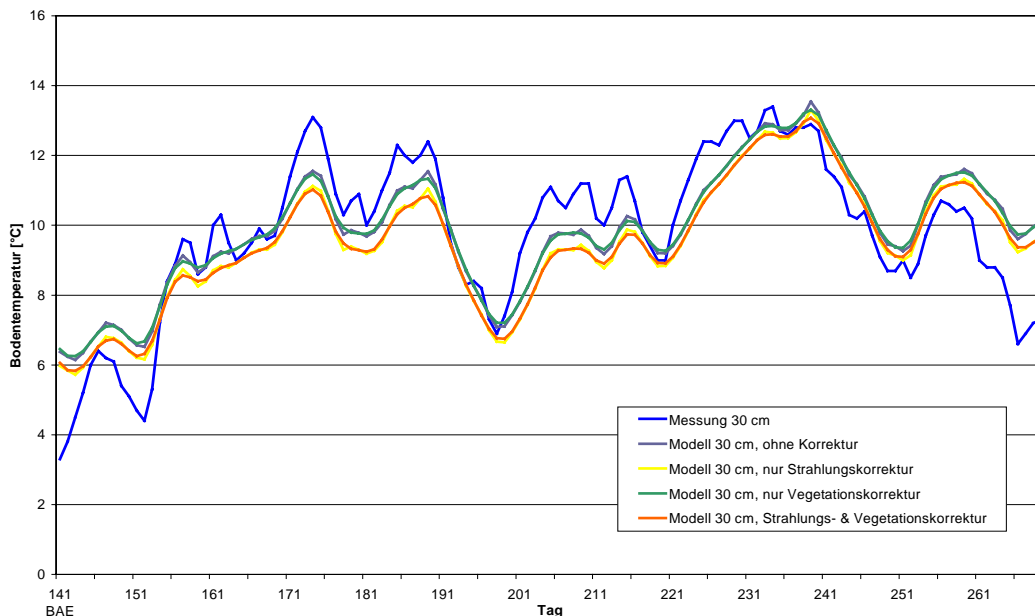
Die aufgeführten Kennzahlen für die einzelnen Stationen, Bodentiefen und Modellvarianten zeigen deutlich, dass die Güte der Modellergebnisse zwischen den einzelnen Stationen sehr stark schwankt. Im Mittel ist die Übereinstimmung zwischen Messung und Modell für das 30 cm-Niveau besser als für das 10 cm-Niveau. Strahlungs- und Vegetationskorrektur führen zusammen zu einer deutlichen Verbesserung der Ergebnisse gegenüber der unkorrigierten Modellversion. Dies läßt sich anhand von RMSE, CME und IA und der grafischen Gegenüberstellung der mit den verschiedenen Modellversionen erzeugten Simulationsergebnisse und der zugehörigen Messungen belegen. Im Folgenden werden die Ergebnisse im Detail für einige ausgewählte Stationen vorgestellt und diskutiert.

#### 7.2.1.1 Einzelergebnisse 2000: Bätzlerfridhof Ost (BAE)

Die in Tab. 7–9 und Tab. 7–10 aufgeführten Kennzahlen zeigen für beide Tiefen eine vergleichsweise gute Übereinstimmung zwischen Messung und Modellergebnissen. Die folgenden Abbildungen lassen auch visuell erkennen, dass die gemessenen Temperaturverläufe im Wesentlichen richtig wiedergegeben werden (Abb. 7–6 und Abb. 7–7). Im 10 cm-Niveau kommt es in den wärmeren Phasen teilweise zu einer Überschätzung der Temperaturen, während diese im 30 cm-Niveau tendenziell eher unterschätzt werden. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellversionen sind aufgrund der geringen Strahlungsdifferenzen zwischen BAE und dem Referenzstandort Ried sowie der Vegetationsklasse "alpiner Rasen" (kein Offset, 3-tägiges Gleitmittel) sehr gering.



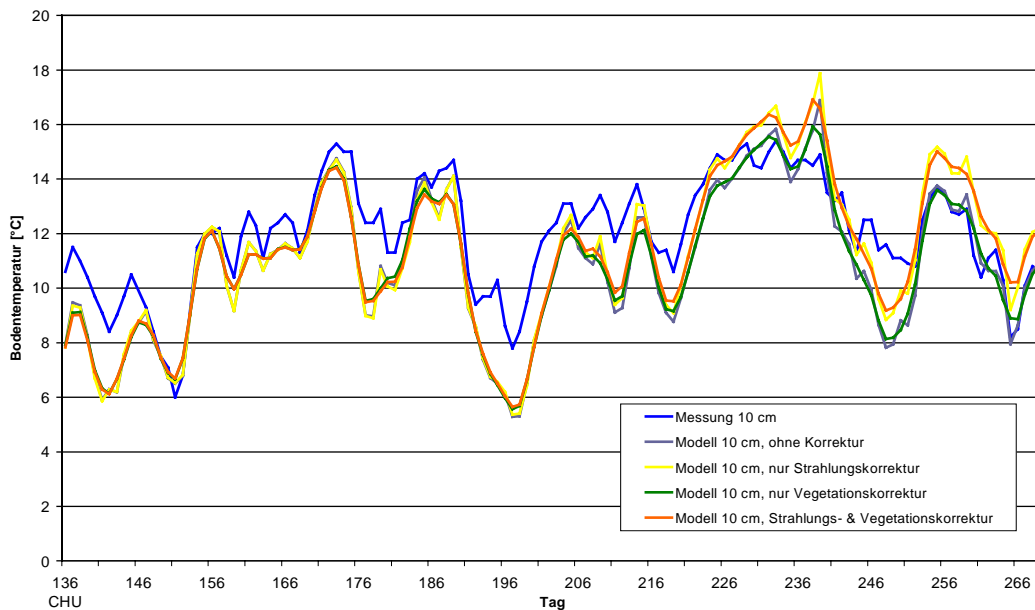
**Abb. 7–6: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen BAE 10 cm**



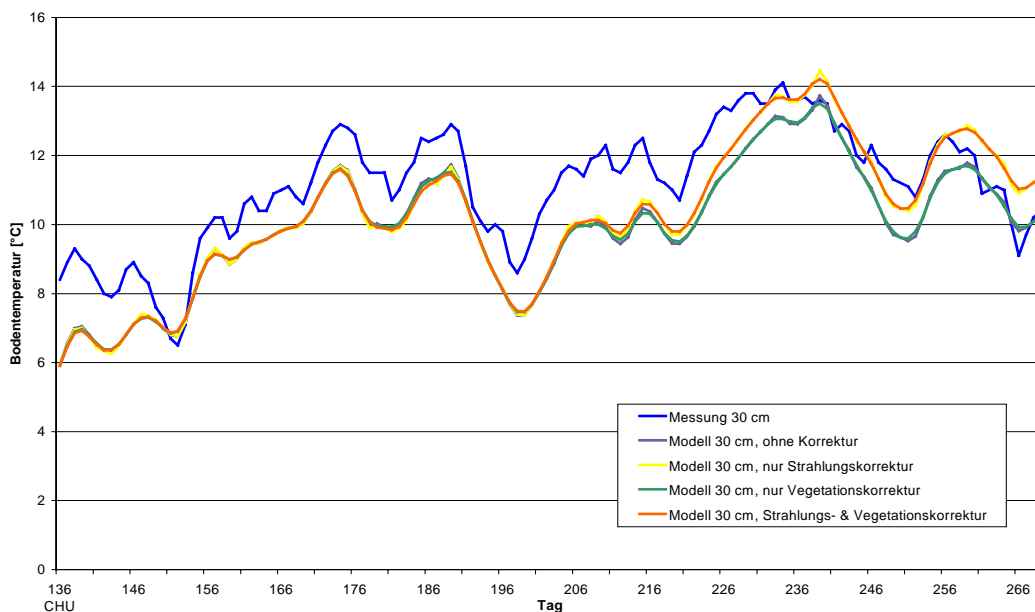
**Abb. 7–7: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen BAE 30 cm**

### 7.2.1.2 Einzelergebnisse 2000: Chumme (CHU)

Die Kennzahlen für den Stationsstandort Chumme zeigen ebenso wie die Grafiken (Abb. 7–8 und Abb. 7–9) eine Unterschätzung der tatsächlichen Temperaturen und eine insgesamt schlechtere Übereinstimmung zwischen Messung und Modell als beim Standort BAE. Insbesondere die Minima des Temperaturverlaufs werden teilweise deutlich unterschätzt (> 2°C), wogegen die Abweichungen im Bereich der wärmeren Phasen (z.B. um den 230. Tag) relativ gering sind. Die Unterschiede zwischen den Modellversionen sind hier ebenso wie bei BAE insgesamt klein. In der zweiten Hälfte des Simulationszeitraums macht sich jahreszeitlich bedingt der zunehmende Strahlungsüberschuss gegenüber Ried bemerkbar.



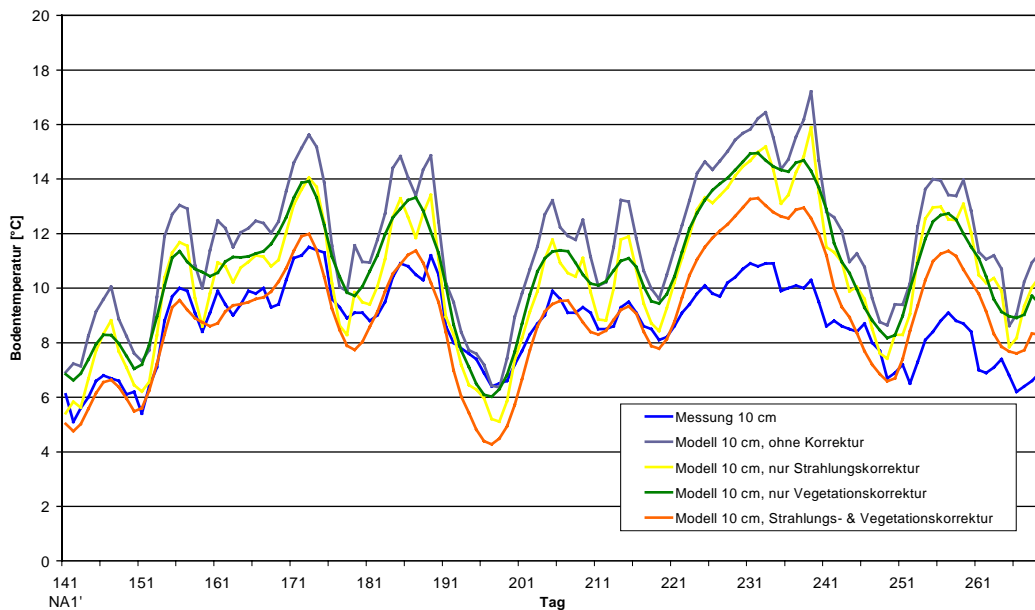
**Abb. 7–8: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen CHU 10 cm**



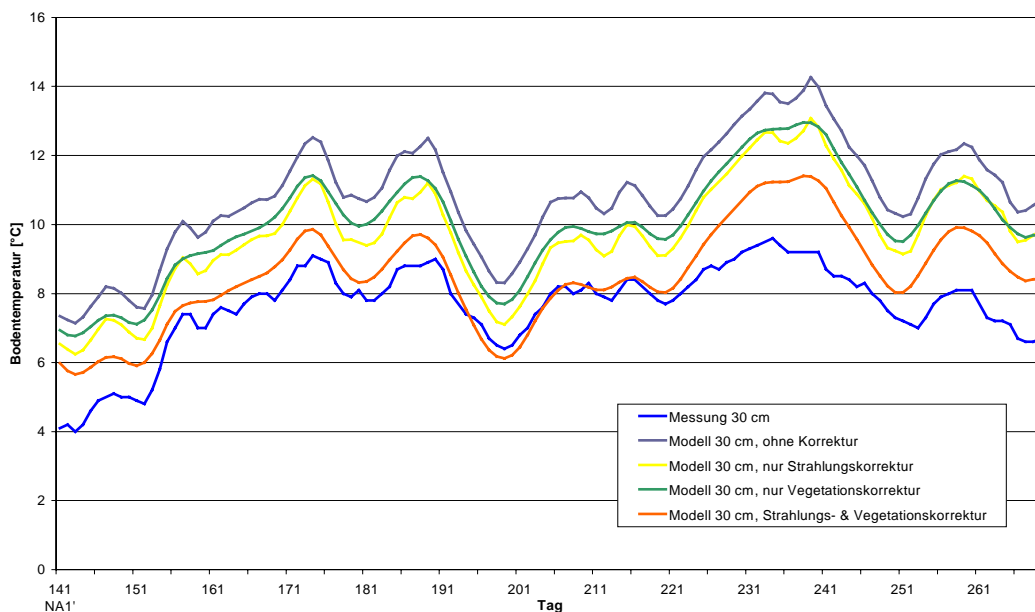
**Abb. 7–9: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen CHU 30 cm**

### 7.2.1.3 Einzelergebnisse 2000: Nätswald I (NA1)

Am schattseitigen Waldstandort Nätswald I (lichter Nadelwald) zeigen sich erhebliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellversionen. An diesem Standort wirken sich sowohl der im Vergleich zur Referenzstation geringere Strahlungsgenuss als auch der vegetationsbedingte Korrektur- ( $-3,0\text{ °C}$ ) und Dämpfungsfaktor (5-tägiges Gleitmittel) deutlich aus. Obwohl die Korrekturen zu einer erheblichen Verbesserung der Modellergebnisse führen, ist die Übereinstimmung zwischen Messung und Modell nicht sehr gut, was auch die geringen CME-Werte von 0,22 (10 cm) bzw. 0,19 (30 cm) belegen.



**Abb. 7–10: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen NA1 10 cm**



**Abb. 7–11: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen NA1 30 cm**

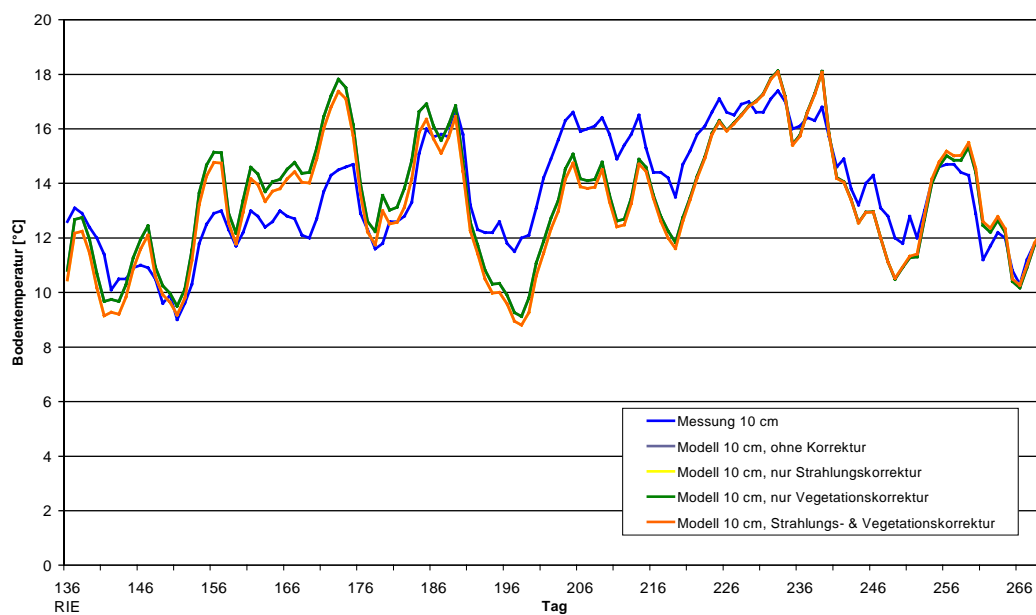
#### 7.2.1.4 Einzelergebnisse 2000: Ried (RIE)

Obwohl am Standort der Referenzstation selbst keine Extrapolationsfehler der Lufttemperaturen auftreten und die Randbedingungen vergleichsweise homogen sind, sind die Modellergebnisse am Standort Ried nur von mittlerer Güte. Der Blick auf die Grafiken für beide Messtiefen (Abb. 7–12 und Abb. 7–13) zeigt aber, dass Gleichläufigkeit und generelle Übereinstimmung zwischen Messung und Modell durchaus gegeben sind, in verschiedenen Teilabschnitten des Simulationszeitraums allerdings systematische Über- und auch Unterschätzungen auftreten. Die Ursache hierfür liegt in der bereits in Kapitel 6.3.3.4 dargestellten Tatsache, dass der Standort auf einer zweimal jährlich geschnittenen

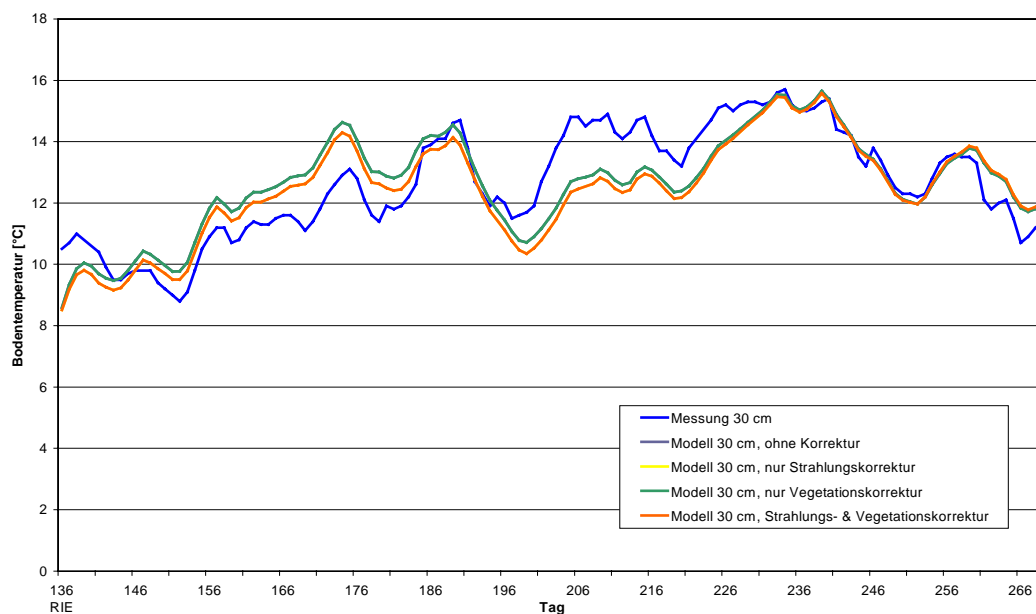
Fettwiese liegt. Die Schnitttermine des Jahres 2000, der 02.07. (184. Tag) und der 27.08. (240. Tag), unterteilen den Gesamtzeitraum deutlich erkennbar in

- eine Phase vor dem ersten Schnitt mit zunehmend überhöhten Modelltemperaturen,
- den Zeitraum zwischen den Schnitten mit zunächst deutlich höheren Messwerten und einer langsamen Annäherung zwischen Messung und Modell sowie
- die Phase nach dem zweiten Schnitt mit einem insgesamt guten Simulationsergebnis.

Dieses Beispiel illustriert sehr gut den in 7.1.6 postulierten Zusammenhang zwischen der "Vegetationsdichte" und dem mittleren Temperaturniveau des Bodens.



**Abb. 7–12: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen RIE 10 cm**



**Abb. 7–13: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen RIE 30 cm**

### 7.2.1.5 Einzelergebnisse 2000: Gletscheralp (GLP)

Die Gütemaße für den Standort Gletscheralp, insbesondere der negative CME (-0,78), deuten auf eine miserable Übereinstimmung zwischen Messung und Modell hin, wenngleich die Mittelwerte nur minimal voneinander abweichen. Die grafische Darstellung der Messergebnisse (Abb. 7–14) zeigt einen für die Messtiefe von 10 cm ungewöhnlich stark gedämpften Temperaturverlauf mit einer Amplitude von lediglich 4,3 °C über den 67-tägigen Simulationszeitraum, während die modellierten Temperaturen auch mit der durch die Vegetationsklasse "lichter Wald" bewirkten Dämpfung noch eine Amplitude von 6,9 °C aufweisen.

In diesem Zusammenhang ist der aus Tab. 4–4 hervorgehende, hohe Anteil an organischer Substanz (28 %) für diesen Standort zu berücksichtigen. Es ist davon auszugehen, dass die extrem schlechte Wärmeleitfähigkeit der organischen Bestandteile für die Dämpfung des Temperaturverlaufs an diesem Standort verantwortlich ist (vgl. 2.4). Die dem Modell zugrunde liegenden Durchschnittswerte der thermischen Bodeneigenschaften mit ihren wesentlich höheren Leitfähigkeiten erklären die beobachteten Differenzen an diesem Standort hinreichend.

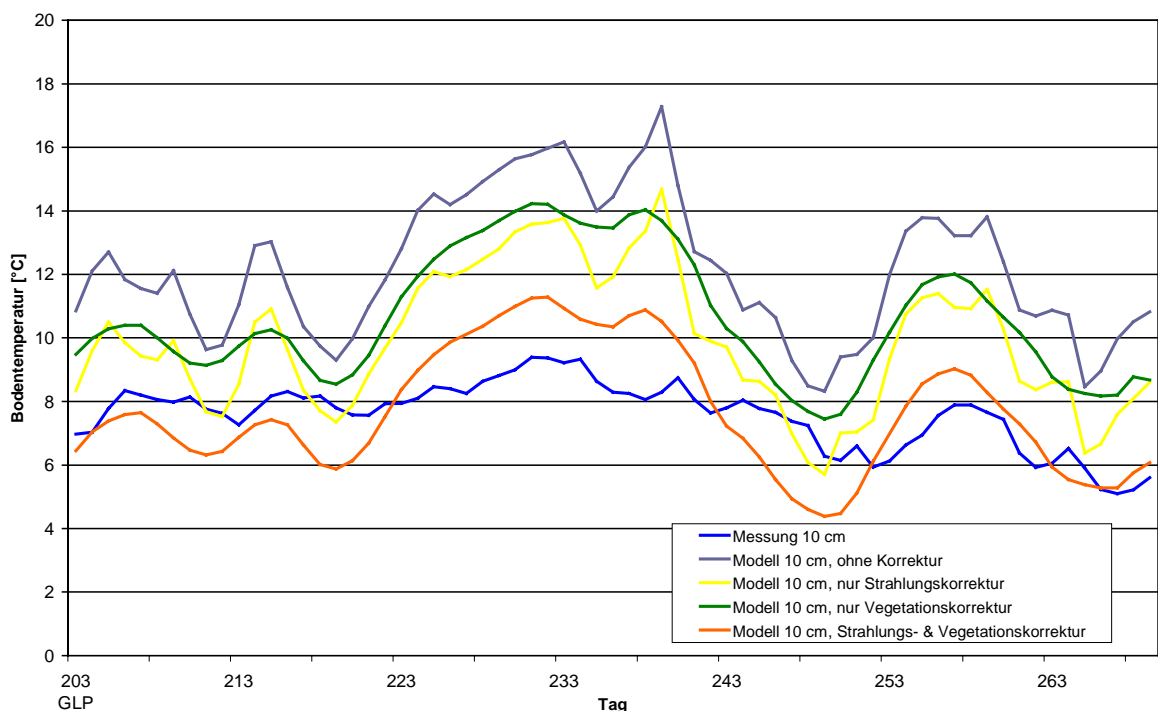
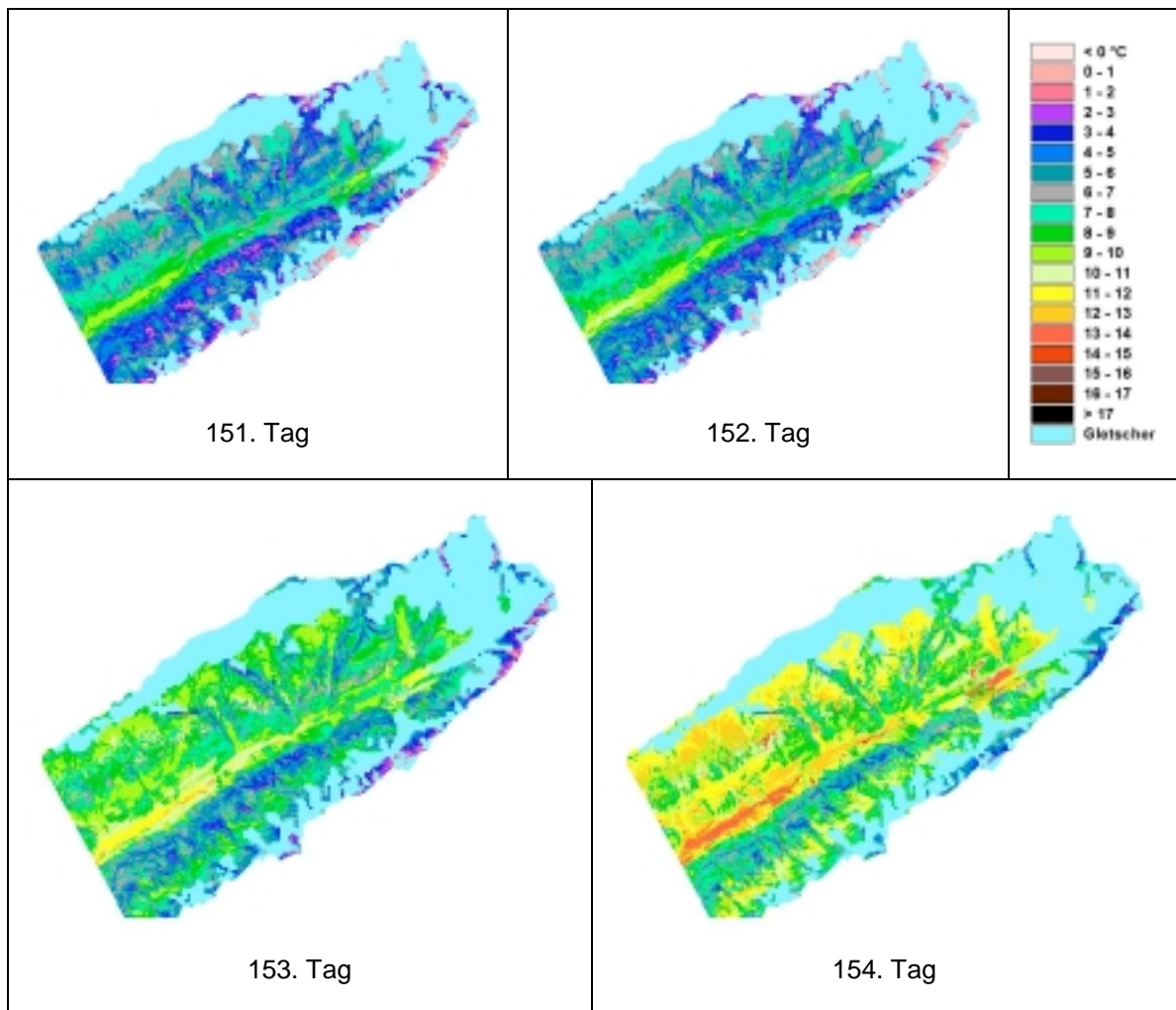


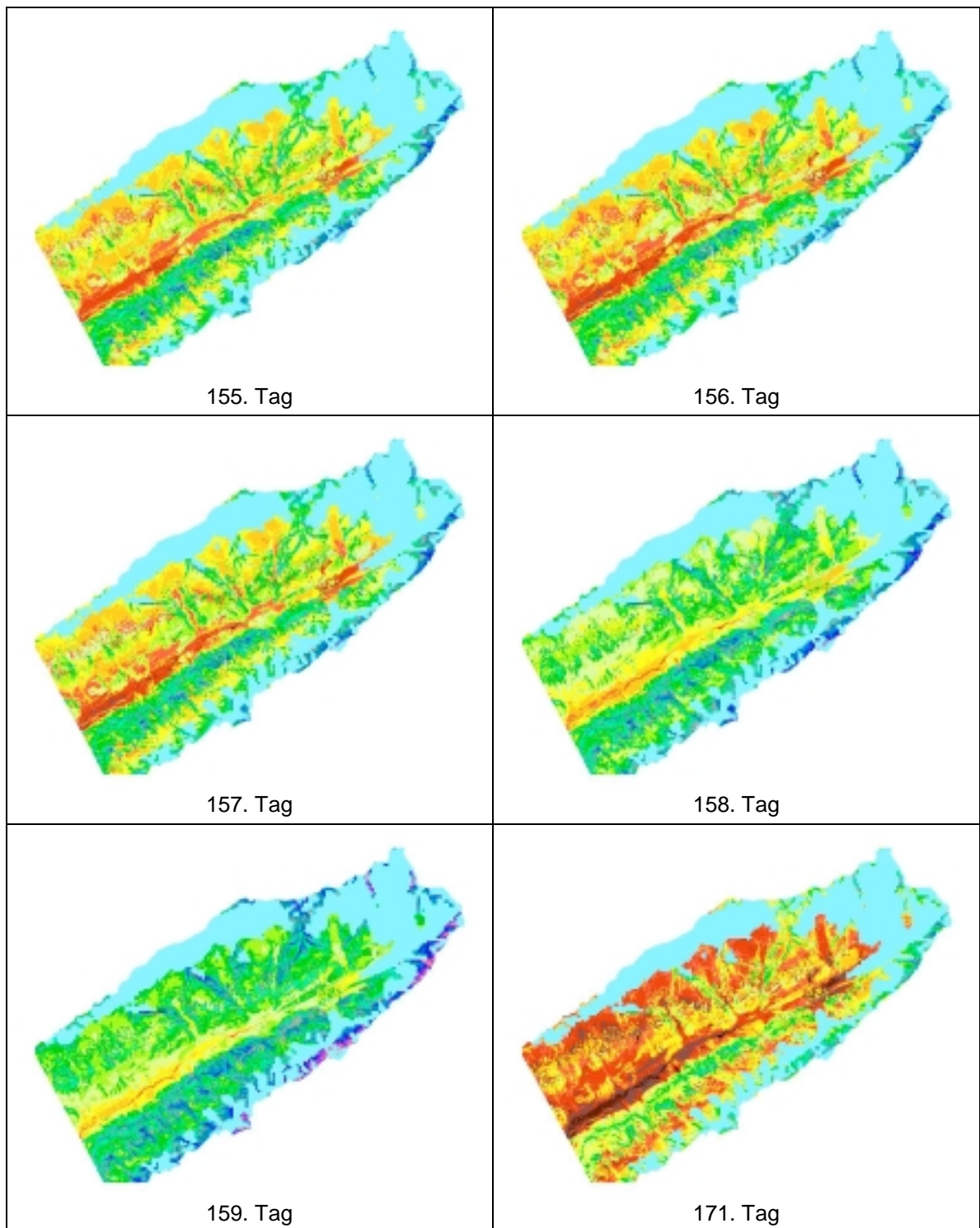
Abb. 7–14: Messung vs. BTEMP 2000: Bodentemperaturen GLP 10 cm

### 7.2.1.6 Flächenhafte Ergebnisse 2000

Die Verlauf der flächenhaften, simulierten Bodentemperaturen wird nachfolgend exemplarisch für einen Teil des Simulationszeitraums dargestellt. Hierfür wurde der Zeitraum vom 151. bis zum 171. Tag 2000 (30.05.-19.06.00) ausgewählt. In dieser Phase ist insgesamt ein deutlicher Anstieg der Luft- und Bodentemperaturen festzustellen, unterbrochen von zwischenzeitlichen Einbrüchen am 159., am 163. und am 168. Tag (vgl. Abb. 4-2 und die Grafiken in Kapitel 6.3.3). An der Station Chumme steigt die in 10 cm Tiefe gemessene Bodentemperatur in diesem Zeitraum beispielsweise um über 8 °C, die korrigierten Modellergebnisse zeigen eine etwas geringere Erhöhung (vgl. Abb. 7-8).

Die folgende Abbildung zeigt den Verlauf der Bodentemperaturen im 10 cm-Niveau für den 151. bis 159. Tag und den 171. Tag.





**Abb. 7–15: BTEMP-Ergebnisse Lötschental 2000: Bodentemperaturen [°C] 10 cm**

Die Bodentemperaturen zeigen an allen Tagen eine Raumstruktur, die sich erkennbar auf eine Kombination der Faktoren Höhe (Abb. 5–2), Globalstrahlung (Abb. 7–4) und, sofern vorhanden, Vegetation (Abb. 7–5) zurückführen lässt. Deutlich zeichnen sich etwa die schattseitigen Waldbereiche ab, die niedrigere Temperaturen aufweisen als die unmittelbar oberhalb gelegenen (Alp-)Bereiche mit Zwergsträuchern und alpinem Rasen. Die größere



Trägheit der Temperaturen unter Wald zeigt sich etwa im Übergang vom 153. zum 154. Tag, wo die Temperaturen in vegetationsfreien Bereichen des Sonnenhangs um etwa 3 °C zunehmen, während die Zunahme unter Wald nur etwa 1 °C beträgt.

### 7.2.2 Modellergebnisse 2001

Wie in den vorherigen Abschnitten beschrieben, wurden die BTEMP-Modellparameter auf Grundlage der vorhandenen Messdaten für das Jahr 2000 kalibriert. Anhand der Messdaten für 2001 kann nun überprüft werden, ob die für 2000 erzielte Qualität der Modellergebnisse auch für andere meteorologische Randbedingungen und im Vergleich zu anderen Messstandorten erreicht werden kann.

Für das Jahr 2001 standen an insgesamt 18 Standorten Bodentemperaturdaten aus dem 10 cm-Niveau für den achtwöchigen Zeitraum 01.07. bis 25.08.01 (182.-237. Tag) zur Verfügung: CHS, CHU, CHW, HO1, HO2, MAN, NA1, NA2, NA3, NA5, NAS, OBR, RIE, WAL, WB1, WE1, WE2 und WER. Details zu allen Standorten enthält Tab. 5–1.

Die folgenden Tabellen zeigen alle Modellergebnisse zunächst in der Übersicht:

**Tab. 7–11: Ergebnisse BTEMP 2001, Bodentemperaturen [°C] 10 cm, ohne Korrektur**

10 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
CHS	14,04	13,04	2,08	1,99	0,84	1,31	0,60	0,90
CHU	13,24	12,89	1,58	2,00	0,83	0,92	0,66	0,93
CHW	11,73	12,64	1,45	2,05	0,82	1,29	0,19	0,87
HO1	10,05	13,00	1,55	1,94	0,76	3,01	-2,69	0,62
HO2	13,97	13,42	1,48	1,89	0,78	1,05	0,49	0,90
MAN	11,78	12,62	1,75	2,10	0,84	1,19	0,52	0,90
NA1	9,79	13,26	0,98	1,89	0,84	3,62	-12,84	0,38
NA2	8,92	13,18	0,80	1,91	0,53	4,50	-30,90	0,27
NA3	9,34	13,20	1,49	1,90	0,90	3,92	-6,05	0,47
NA5	9,30	13,72	0,94	1,76	0,78	4,54	-22,93	0,32
NAS	14,70	13,68	2,26	1,88	0,85	1,36	0,63	0,89
OBR	17,29	14,93	1,83	1,65	0,65	2,60	-1,06	0,65
RIE	16,54	14,98	1,16	1,58	0,83	1,71	-1,20	0,72
WAL	10,97	12,87	1,33	1,98	0,84	2,12	-1,58	0,70
WB1	14,79	13,64	1,73	1,84	0,82	1,38	0,35	0,86
WE1	17,12	14,53	2,72	1,71	0,73	3,01	-0,25	0,68
WE2	16,08	14,33	1,54	1,69	0,74	1,95	-0,64	0,73
WER	12,09	12,45	1,93	2,12	0,84	0,92	0,77	0,95
Mittel	12,87	13,47	1,59	1,88	0,79	2,24	-4,22	0,71

**Tab. 7–12: BTEMP 2001, Bodentemperaturen [°C] 10 cm, nur Strahlungskorrektur**

10 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
CHS	14,04	13,33	2,08	2,11	0,87	1,05	0,74	0,94
CHU	13,24	13,14	1,58	2,15	0,87	0,88	0,69	0,94
CHW	11,73	12,87	1,45	2,24	0,88	1,50	-0,10	0,84
HO1	10,05	12,60	1,55	2,02	0,84	2,63	-1,82	0,68
HO2	13,97	13,29	1,48	1,96	0,78	1,16	0,38	0,89
MAN	11,78	12,06	1,75	2,15	0,82	0,97	0,69	0,94
NA1	9,79	12,18	0,98	1,84	0,85	2,59	-6,08	0,52
NA2	8,92	11,02	0,80	1,74	0,69	2,40	-8,06	0,49
NA3	9,34	11,85	1,49	1,84	0,93	2,57	-2,04	0,64
NA5	9,30	11,00	0,94	1,61	0,75	1,92	-3,30	0,62
NAS	14,70	12,46	2,26	1,83	0,79	2,47	-0,22	0,73
OBR	17,29	14,86	1,83	1,68	0,69	2,64	-1,12	0,66
RIE	16,54	14,79	1,16	1,59	0,80	1,90	-1,73	0,68
WAL	10,97	13,10	1,33	2,17	0,87	2,37	-2,22	0,67
WB1	14,79	13,59	1,73	1,97	0,84	1,43	0,30	0,86
WE1	17,12	14,63	2,72	1,75	0,74	2,90	-0,16	0,70
WE2	16,08	14,44	1,54	1,75	0,78	1,84	-0,46	0,75
WER	12,09	12,84	1,93	2,28	0,85	1,16	0,63	0,92
Mittel	<b>12,87</b>	<b>13,00</b>	<b>1,59</b>	<b>1,93</b>	<b>0,81</b>	<b>1,91</b>	<b>-1,33</b>	<b>0,75</b>

**Tab. 7–13: BTEMP 2001, Bodentemperaturen [°C] 10 cm, nur Vegetationskorrektur**

10 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
CHS	14,04	13,03	2,08	1,86	0,82	1,34	0,58	0,89
CHU	13,24	12,88	1,58	1,88	0,83	0,86	0,70	0,94
CHW	11,73	12,63	1,45	1,92	0,83	1,23	0,26	0,87
HO1	10,05	11,08	1,55	1,65	0,90	1,15	0,46	0,89
HO2	13,97	13,42	1,48	1,76	0,75	1,03	0,51	0,90
MAN	11,78	12,61	1,75	1,97	0,82	1,17	0,54	0,90
NA1	9,79	12,43	0,98	1,63	0,76	2,79	-7,18	0,46
NA2	8,92	12,34	0,80	1,67	0,44	3,65	-19,96	0,31
NA3	9,34	12,40	1,49	1,66	0,82	3,14	-3,53	0,54
NA5	9,30	13,15	0,94	1,55	0,80	3,93	-17,00	0,35
NAS	14,70	13,68	2,26	1,76	0,81	1,44	0,59	0,87
OBR	17,29	14,93	1,83	1,53	0,62	2,60	-1,07	0,64
RIE	16,54	14,99	1,16	1,46	0,79	1,69	-1,15	0,70
WAL	10,97	11,30	1,33	1,84	0,83	0,89	0,54	0,92
WB1	14,79	13,64	1,73	1,71	0,79	1,40	0,33	0,85
WE1	17,12	16,71	2,72	1,69	0,73	1,59	0,65	0,86
WE2	16,08	14,33	1,54	1,57	0,71	1,95	-0,64	0,71
WER	12,09	12,44	1,93	1,99	0,81	0,93	0,76	0,94
Mittel	<b>12,87</b>	<b>13,22</b>	<b>1,59</b>	<b>1,73</b>	<b>0,77</b>	<b>1,82</b>	<b>-2,48</b>	<b>0,75</b>

**Tab. 7–14: BTEMP 2001, Bodentemperaturen [°C] 10 cm, Strahlungs- & Vegetationskorrektur**

10 cm	Mittel Messung	Mittel BTEMP	StAbw Messung	StAbw BTEMP	R <sup>2</sup>	RMSE	CME	IA
<b>CHS</b>	14,04	13,32	2,08	1,99	0,84	1,09	0,72	0,93
<b>CHU</b>	13,24	13,13	1,58	2,04	0,86	0,81	0,73	0,95
<b>CHW</b>	11,73	12,87	1,45	2,13	0,88	1,45	-0,02	0,85
<b>HO1</b>	10,05	10,46	1,55	1,74	0,92	0,66	0,82	0,96
<b>HO2</b>	13,97	13,28	1,48	1,84	0,76	1,14	0,40	0,88
<b>MAN</b>	11,78	12,05	1,75	2,03	0,79	0,95	0,70	0,93
<b>NA1</b>	9,79	11,04	0,98	1,58	0,78	1,50	-1,37	0,72
<b>NA2</b>	8,92	9,68	0,80	1,48	0,63	1,23	-1,38	0,73
<b>NA3</b>	9,34	10,67	1,49	1,59	0,85	1,47	0,01	0,81
<b>NA5</b>	9,30	9,78	0,94	1,36	0,74	0,87	0,13	0,86
<b>NAS</b>	14,70	12,45	2,26	1,71	0,77	2,51	-0,25	0,72
<b>OBR</b>	17,29	14,86	1,83	1,57	0,66	2,64	-1,13	0,64
<b>RIE</b>	16,54	14,80	1,16	1,47	0,76	1,88	-1,68	0,66
<b>WAL</b>	10,97	11,52	1,33	2,01	0,87	1,05	0,36	0,90
<b>WB1</b>	14,79	13,59	1,73	1,86	0,80	1,45	0,28	0,85
<b>WE1</b>	17,12	16,82	2,72	1,75	0,73	1,55	0,67	0,87
<b>WE2</b>	16,08	14,44	1,54	1,63	0,74	1,85	-0,47	0,74
<b>WER</b>	12,09	12,83	1,93	2,16	0,82	1,17	0,62	0,92
<b>Mittel</b>	<b>12,87</b>	<b>12,64</b>	<b>1,59</b>	<b>1,77</b>	<b>0,79</b>	<b>1,40</b>	<b>-0,05</b>	<b>0,83</b>

Die in Tab. 7–11 bis Tab. 7–14 aufgeführten Modellergebnisse zeichnen ein uneinheitliches Bild. Während das mittlere Bestimmtheitsmaß ohne und mit Korrekturen im Vergleich zu den Daten von 2000 relativ hohe Werte zwischen 0,79 und 0,81 erreicht, liegt der mittlere CME selbst für die Modellversion mit beiden Korrekturen noch knapp unter null, an einzelnen Stationen wurden gleichwohl relativ hohe CME-Werte bis 0,82 erreicht. Insgesamt führen Strahlungs- und Vegetationskorrektur auch für die Referenzstationen des Jahres 2001 zu einer deutlichen Verbesserung der Modellergebnisse. Analog zu Kapitel 7.2.1 werden im Folgenden ausgewählte Einzelergebnisse vorgestellt und diskutiert.

#### 7.2.2.1 Einzelergebnisse 2001: Chumme (CHU, CHS, CHW)

An dem auf einem Rücken gelegenen Standort Chumme wurden im Sommer 2001 Bodentemperaturen unmittelbar neben der Klimastation (CHU), an der gegenüber CHU stärker geneigten, südexponierten Stirnseite des Rückens (CHS) und an der genau westexponierten Flanke des Rückens (CHW) gemessen. Für den ebenfalls vorgesehenen Messpunkt an der Ostflanke des Rückens liegen wegen Verlustes des Temperaturloggers keine Daten vor.

Der direkte Vergleich der mit alpinen Rasen bewachsenen und nur ca. 20 m voneinander entfernt liegenden Standorte erlaubt eine Abschätzung, inwieweit sich die reliefbedingten Unterschiede zwischen den Messpunkten in den Modellergebnissen widerspiegeln. Die grafische Darstellung zeigt, dass der Temperaturverlauf an den Standorten CHU und CHS (Abb. 7–16) insgesamt gut abgebildet wird, während für CHW (Abb. 7–17) die tatsächlichen, im Vergleich zu CHU und CHS deutlich geringeren Temperaturen von BTEMP überschätzt werden.

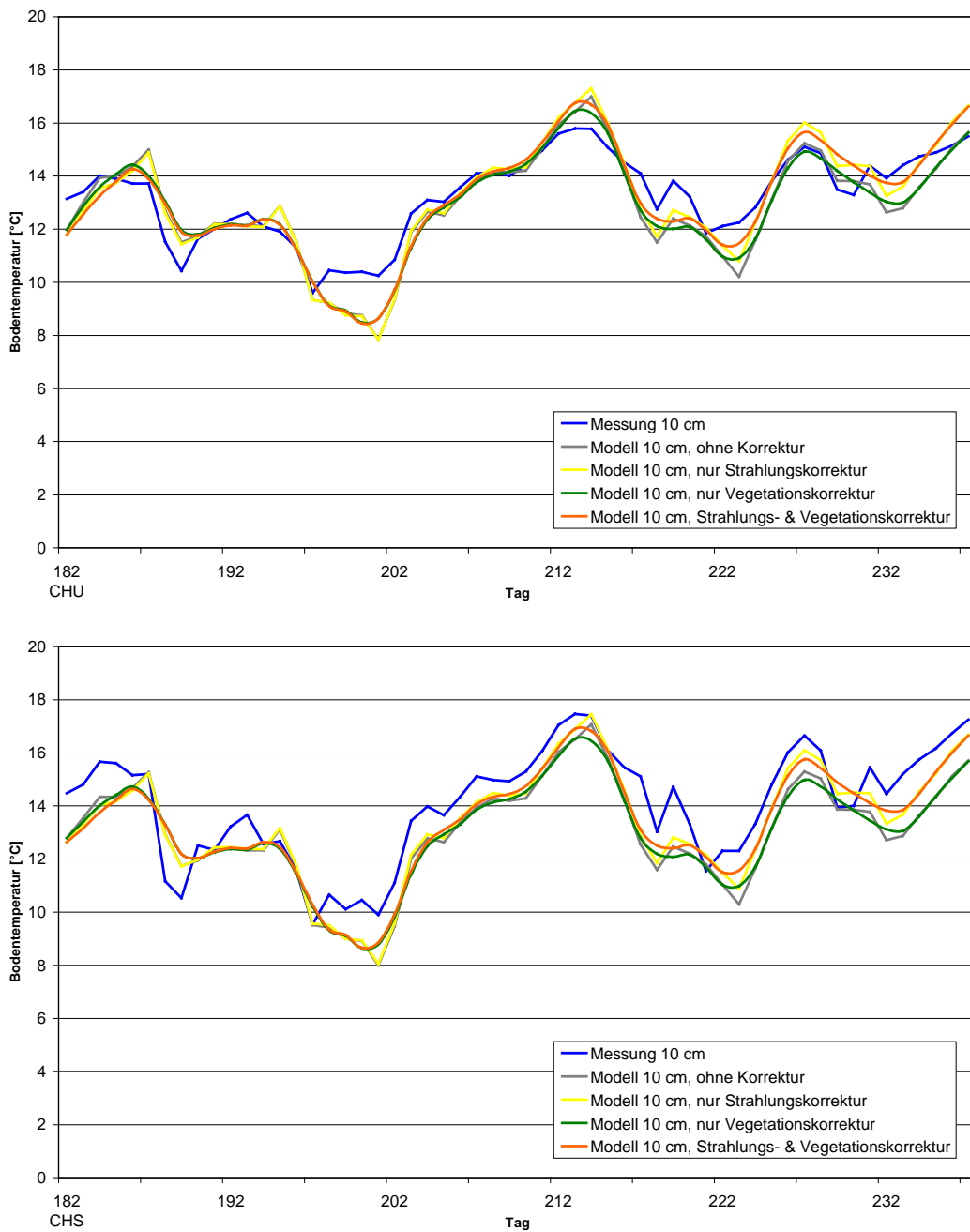
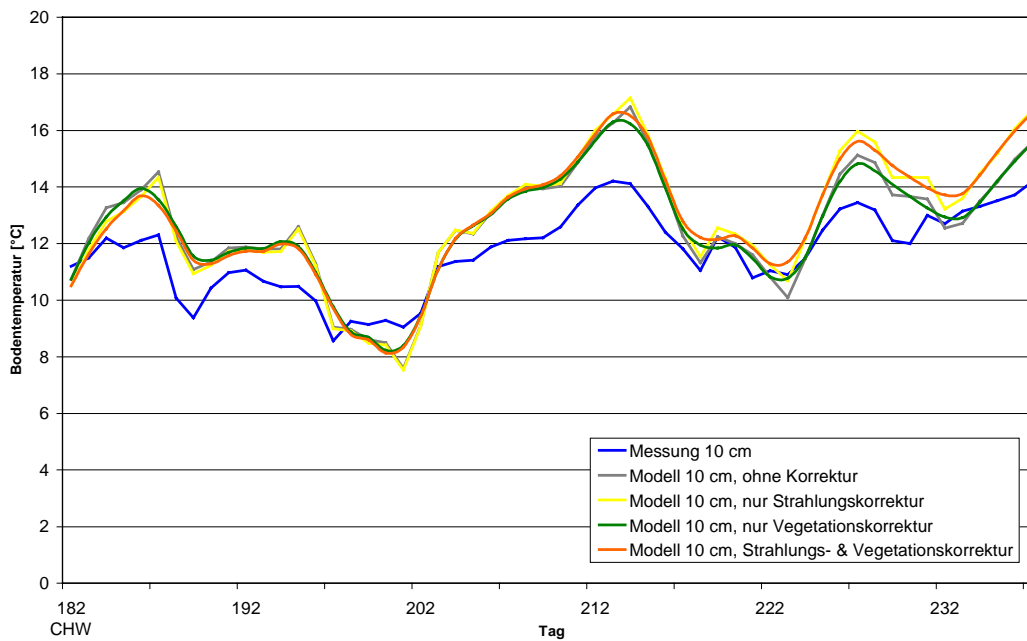


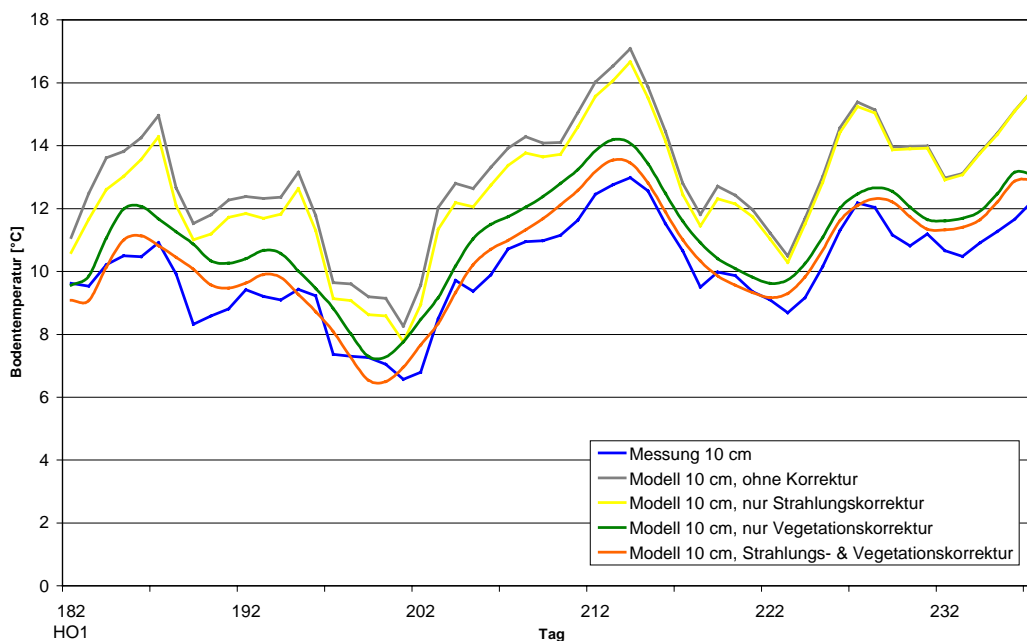
Abb. 7–16: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen CHU und CHS 10 cm



**Abb. 7–17: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen CHW 10 cm**

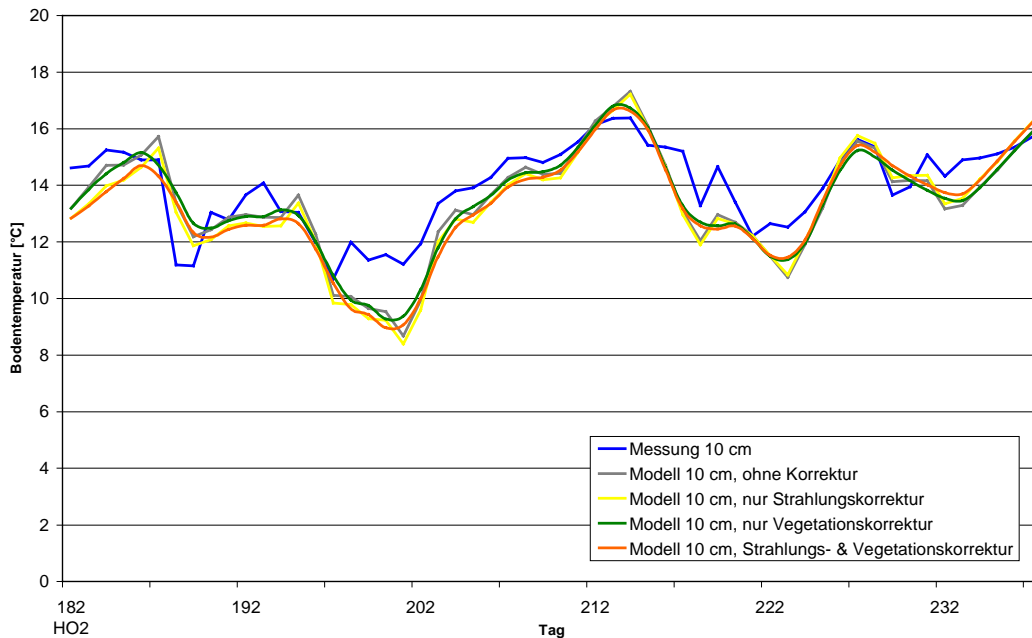
### 7.2.2.2 Einzelergebnisse 2001: Höhenweg I / II (HO1, HO2)

Für den Standort Höhenweg I, vollständig beschattet im Wald gelegen (Klasse "dichter Nadelwald"), wurden die besten Gütemaße für das strahlungs- und vegetationskorrigierte Modell errechnet (Tab. 7–14). Anhand der Grafik (Abb. 7–18) ist klar zu erkennen, wie die großen Abweichungen von bis über 4 °C bei der unkorrigierten Modellversion durch die Strahlungs- und Vegetationskorrekturen auf sehr geringe Beträge reduziert werden.



**Abb. 7–18: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen HO1 10 cm**

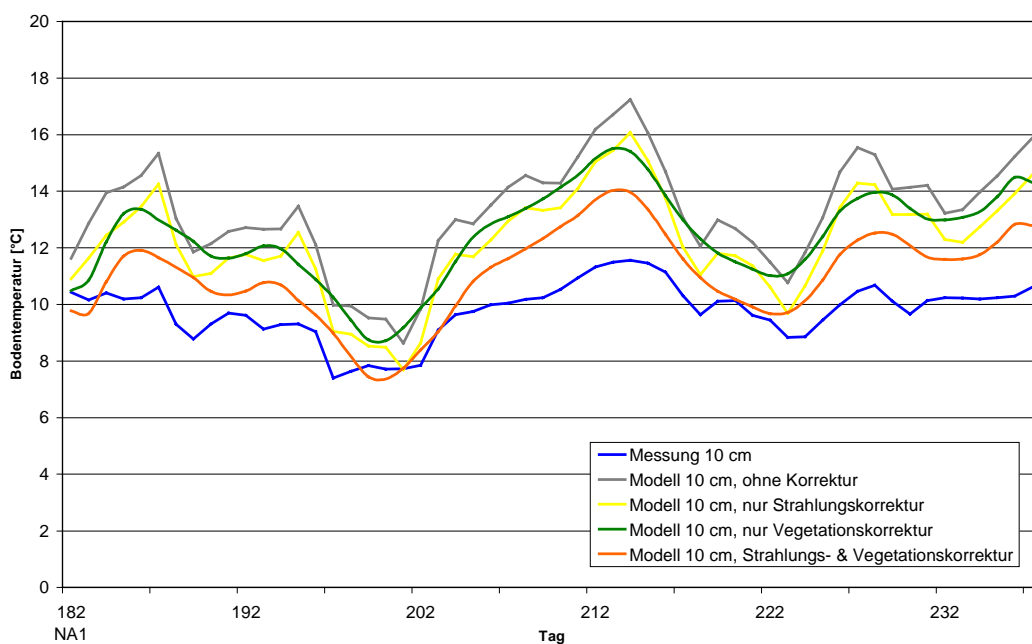
Am nur rund 60 m von HO1 entfernten, in offenem Gelände mit alpinem Rasen gelegenen Standort Höhenweg II (HO2) liegt der gemessene Mittelwert für den Simulationszeitraum etwa 4 °C (Modell 2,8 °C) über demjenigen für HO1. Der Verlauf der gemessenen ist hier im Vergleich zu den modellierten Temperaturen insgesamt etwas gedämpfter (Abb. 7–19).



**Abb. 7–19: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen HO2 10 cm**

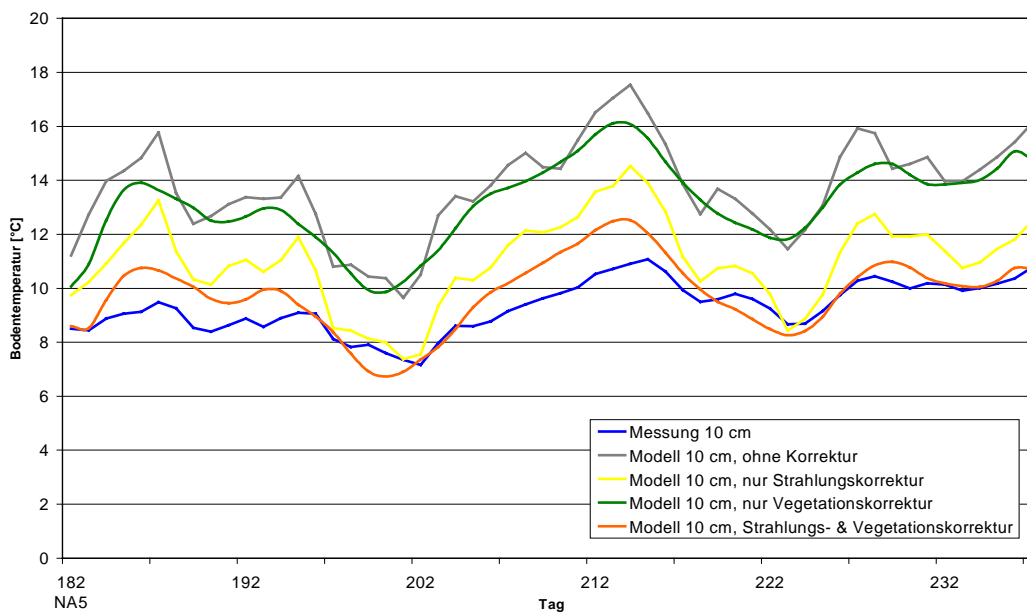
### 7.2.2.3 Einzelergebnisse 2001: Nüstwald I / V (NA1, NA5)

Der tatsächliche Temperaturverlauf am Standort NA1 ist deutlich gedämpfter als der modellierte, was über große Teile des betrachteten Zeitraums zu einer erheblichen Überschätzung der Temperaturen durch das Modell führt.



**Abb. 7–20: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen NA1 10 cm**

Am Standort NA5 wirkt sich der im Vergleich zu NA1 erheblich geringere Strahlungsgenuss in Form einer deutlich besseren Übereinstimmung zwischen Messung und Modell aus. Wie bei NA1 würde eine stärkere Dämpfung die Übereinstimmung weiter verbessern.

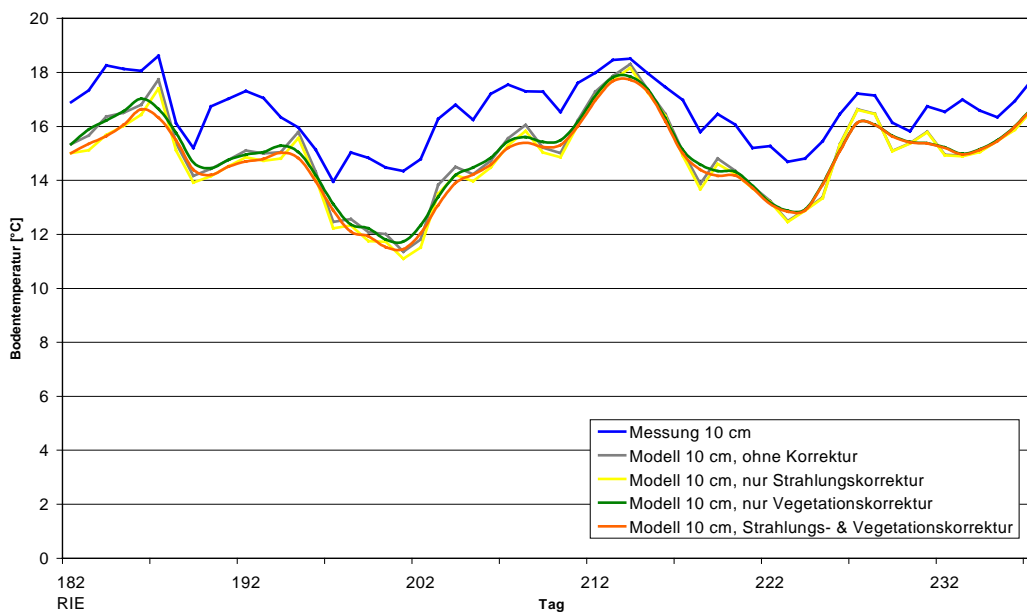


**Abb. 7–21: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen NA5 10 cm**

#### 7.2.2.4 Einzelergebnisse 2001: Ried (RIE)

Über den gesamten Simulationszeitraum ist hier eine mittlere Abweichung von  $-1,74\text{ °C}$  zwischen Messung und Modell (mit Strahlungs- und Vegetationskorrektur) zu verzeichnen, was mit eine Ursache für den relativ hohen RMSE und den negativen CME ist. Ähnlich wie im gleichen jahreszeitlichen Abschnitt der oben dargestellten Ergebnisse für 2000 (7.2.1.4) ist allerdings auch hier eine Verringerung der Differenz von etwa  $2\text{ °C}$  zu Beginn auf etwas über  $1\text{ °C}$  gegen Ende des Simulationszeitraums zu beobachten. Obwohl die genauen Schnitttermine für 2001 nicht bekannt sind, ist auch hier anzunehmen, dass der beschriebene Trend in der Differenz zwischen Messung und Modell in einer Mahd kurz vor oder zu Beginn des Simulationszeitraums begründet liegt.

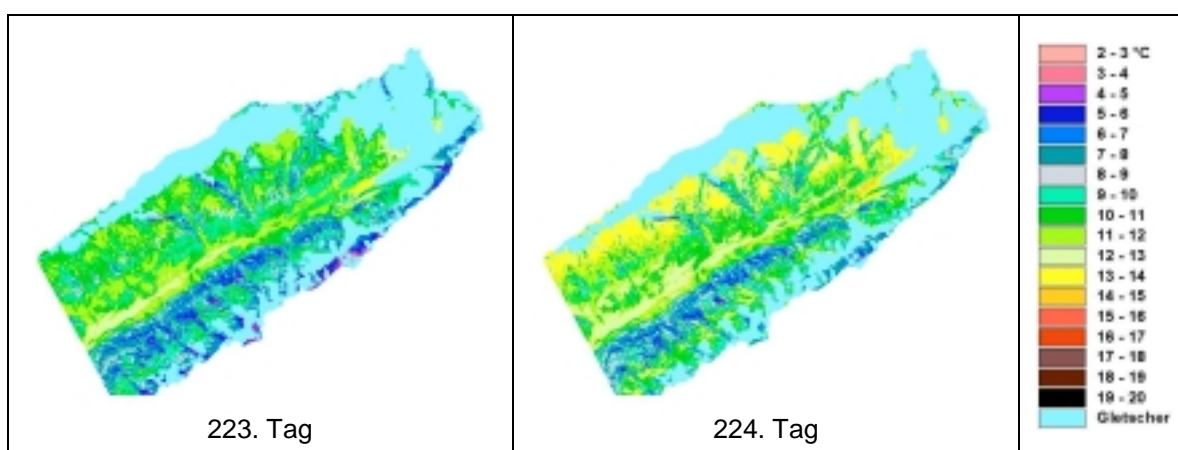
Neben dem Mittelwertfehler ist in einzelnen Abschnitten auch eine Gegenläufigkeit zwischen Messung und Modell festzustellen. Diese Fehler sind überwiegend durch Niederschläge mit einer direkten Abkühlung des Bodens durch das infiltrierende Wasser zu erklären, so z.B. am 195. Tag, als in Ried 49 mm Regen registriert wurden.



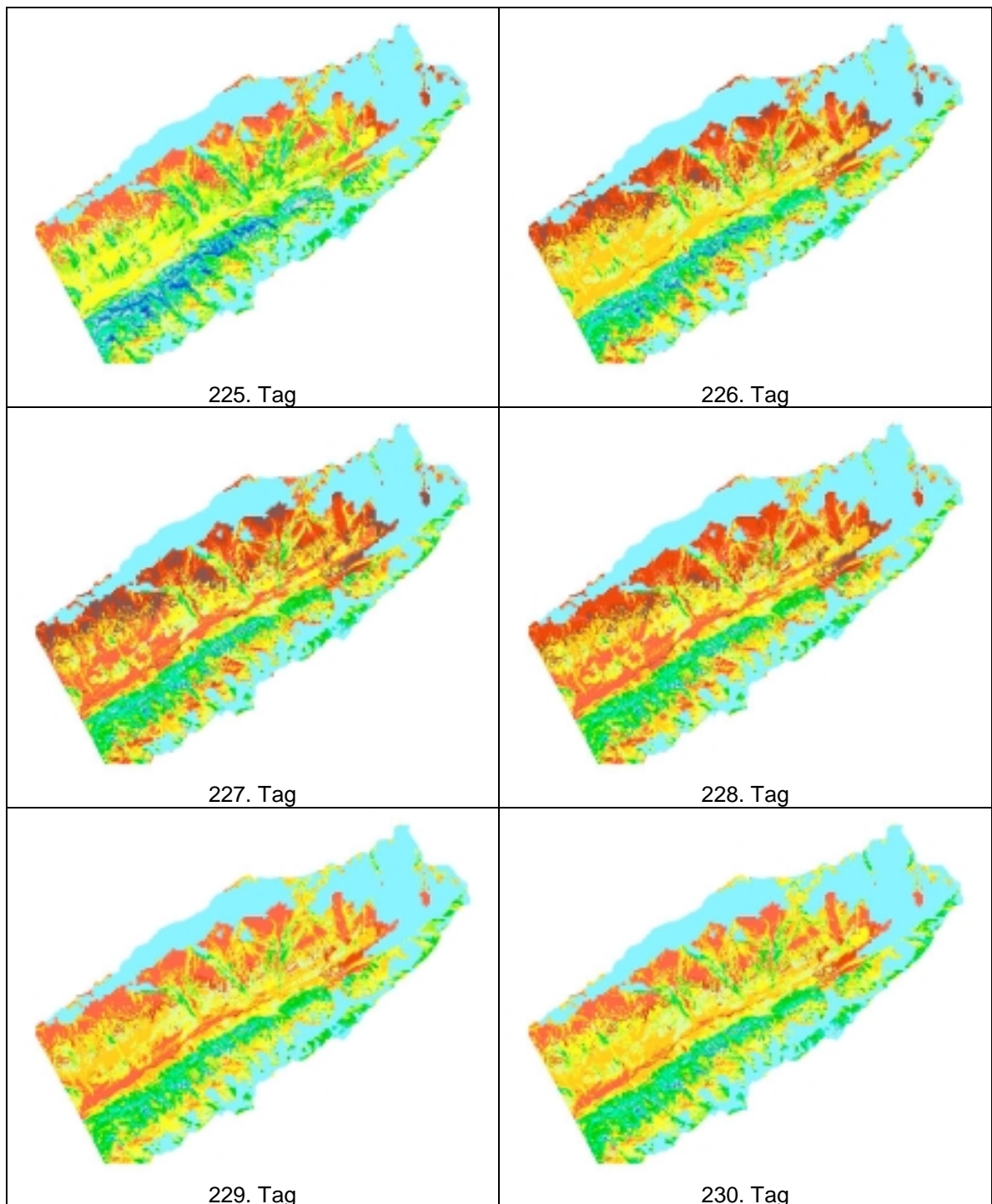
**Abb. 7–22: Messung vs. BTEMP 2001: Bodentemperaturen RIE 10 cm**

#### 7.2.2.5 Flächenhafte Ergebnisse 2001

Der Verlauf der flächenhaften, modellierten Bodentemperaturen wird nachfolgend für den 223. bis 230. Tag 2001 (11.08. bis 18.08.01) dargestellt. Der Beginn dieses Zeitraums fällt in eine relativ kühle Phase mit anschließend rasch ansteigenden Temperaturen bis zum 227. Tag und einem nachfolgenden Temperaturrückgang bis zum 230. Tag. Dieser Verlauf ist an allen in den vorangegangenen Abschnitten dargestellten Stationen zu beobachten (vgl. auch die Lufttemperaturen in Abb. 4–3).







**Abb. 7–23: BTEMP-Ergebnisse Lötschental 2001: Bodentemperaturen [°C] 10 cm**

Generell ist auch für den dargestellten Zeitraum des Jahres 2001 die bereits in Abschnitt 7.2.1.6 erwähnte Raumstruktur der Bodentemperaturen zu erkennen. Die teilweise sehr hohen Temperaturen in den Hochlagen des Sonnenhangs dürften allerdings trotz des dort sehr hohen Strahlungsgenusses deutlich zu hoch liegen, was auf einen offenbar zu geringen Höhengradienten der Lufttemperatur hindeutet (vgl. 7.1.3). Um diese Frage zu klären, wären Klimadaten auch aus diesen höheren Lagen erforderlich. Für die tieferen Lagen bis etwa zu den Standorten der Klimastationen ist aber von einer weitgehend realistischen

Wiedergabe der tatsächlichen Verhältnisse auszugehen, wie dies bereits an den auf die Einzelstandorte bezogenen Ergebnissen dokumentiert wurde.

### 7.2.3 Anwendung von BTEMP auf Test-DGM

Um die von BTEMP erzeugten Raummuster der Bodentemperaturen und die Wirkungsweise der einzelnen Komponenten besser erkennen zu können, werden nachfolgend einige ausgewählte Testfälle auf Grundlage eines radialsymmetrischen Idealbergs und hypothetischer Lufttemperatur-, Globalstrahlungs- und Vegetationsverteilungen dargestellt.

#### 7.2.3.1 Erzeugung Test-DGM

Auf einer quadratischen Grundfläche von 251 x 251 Rasterzellen mit einer Kantenlänge von 251 x 25 m = 6275 m wurde ein radialsymmetrischer Berg mit Höhenwerten zwischen 1000 und 2549 m erzeugt. Die Höhenwerte und ein Querprofil sowie die Expositionen und Hangneigungen dieses Test-Geländemodells zeigt Abb. 7–24. In der Mitte des Berges befindet sich eine Mulde, wodurch sich die Expositionen in diesem Bereich umkehren.

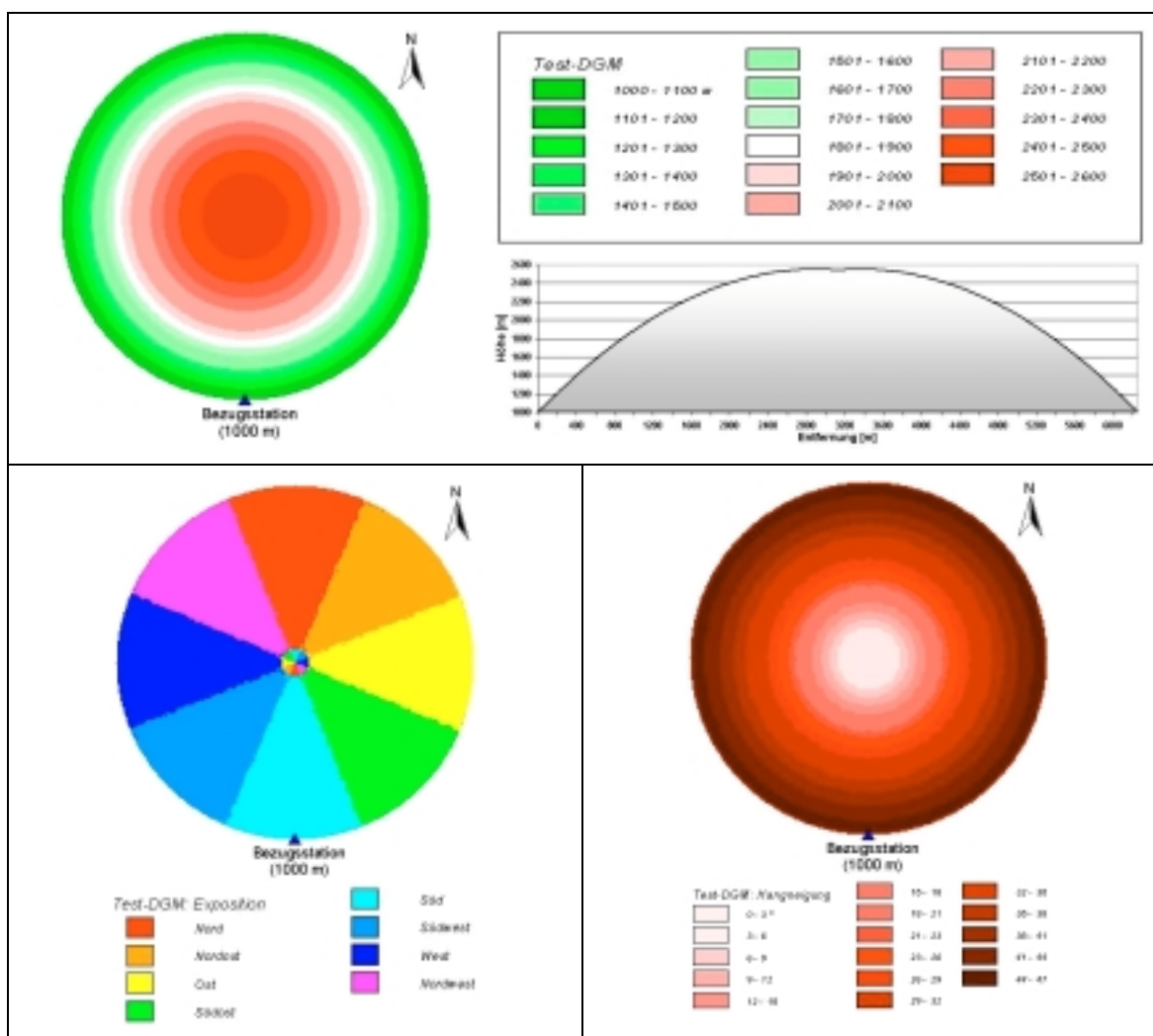


Abb. 7–24: Test-DGM: Höhe [m], Querprofil [m / m], Exposition, Hangneigung [°]

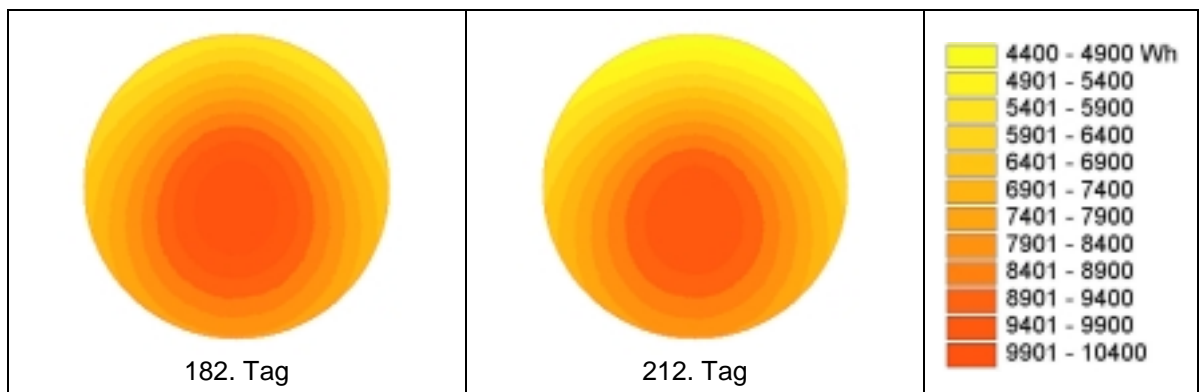
### 7.2.3.2 Erzeugung Test-Eingangsrößen für BTEMP

Als Bezugspunkt innerhalb des Geländemodells wurde das genau im Süden des Bergs auf 1000 m Höhe gelegene Pixel ( $x = 126$ ,  $y = 251$ ) definiert. Für diesen Punkt wurde folgender, theoretischer Lufttemperaturverlauf über einen 31-tägigen Zeitraum vom 182. bis 212. Tag (entspricht Monat Juli) angenommen:

- Starttemperatur 182. Tag:  $3,0\text{ °C}$ ,
- tägliche Zunahme um  $0,5\text{ °C}$  bis zum 196.-198. Tag (gleichbleibend  $10,0\text{ °C}$ ),
- tägliche Temperaturabnahme um  $0,5\text{ °C}$  bis zum 212. Tag ( $3,0\text{ °C}$ ).

Auf der Basis des Geländemodells und eines konstanten Gradienten von  $-0,3\text{ °C} / 100\text{ m}$  wurde für jeden der 31 Tage ein Lufttemperaturraster erzeugt.

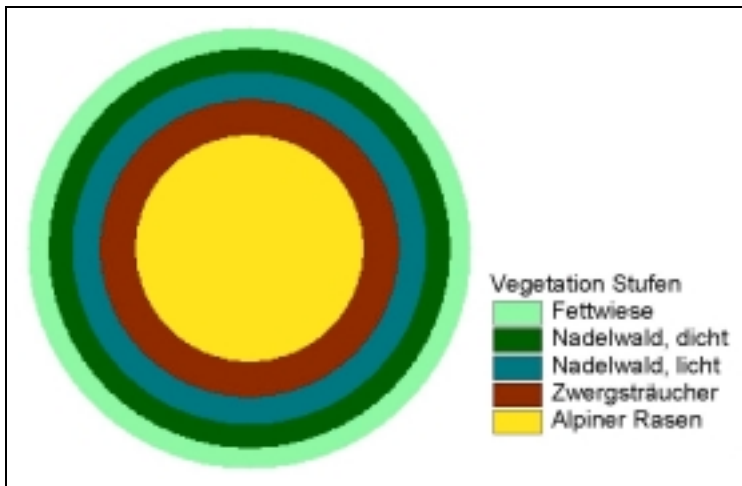
Die potenzielle Globalstrahlung wurde mit dem Solar Analyst jeweils für die Bezugsstation und das Gesamtgebiet berechnet. Die hierfür benötigten Expositions- und Neigungsraaster wurden mit dem ArcView Spatial Analyst aus dem Test-DGM abgeleitet (vgl. Abb. 7–24 und Kapitel 7.1.5). Die folgende Abbildung zeigt exemplarisch die Globalstrahlungssummen für den ersten und den letzten Tag des Simulationszeitraums.



**Abb. 7–25: Pot. Tägliche Globalstrahlungssumme [Wh] Test-DGM: 182. und 212. Tag**

Die Auswirkungen der Vegetation auf die modellierten Bodentemperaturen wurden anhand folgender Testfälle untersucht:

- a) Einheitsvegetation: flächendeckend vegetationsfrei oder lichter Nadelwald;
- b) höhenzonierte Vegetationsgürtel (Abb. 7–26): 1000-1300 m: Fettwiese, 1301-1600 m: dichter Nadelwald, 1601-1900 m: lichter Nadelwald, 1901-2200 m: Zwergsträucher, 2201-2549 m: alpiner Rasen.

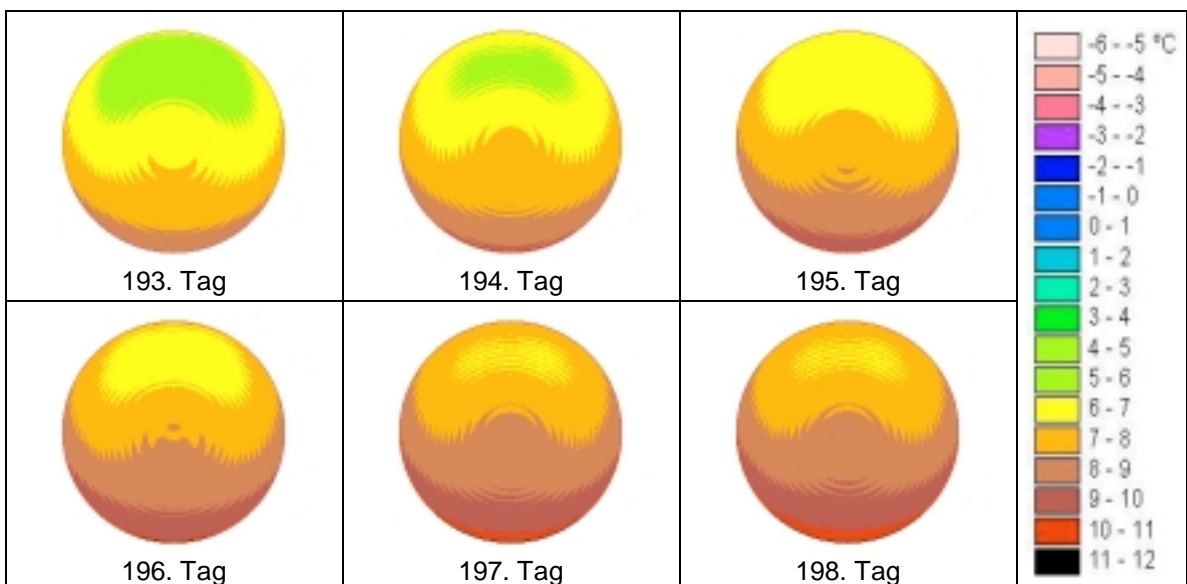


**Abb. 7–26: Test-DGM: Vegetations-Höhenstufen**

Für alle Modellläufe wurde die BTEMP-Version mit Globalstrahlungs- und Vegetationskorrektur verwendet.

### 7.2.3.3 Modellergebnisse für Test-DGM

Nachfolgend werden die Modellergebnisse für die oben genannten Testfälle jeweils für sechs ausgewählte Tage (193-198) des insgesamt 31-tägigen Simulationszeitraumes dargestellt (Abb. 7–27 bis Abb. 7–29). Für diese Modellläufe wurde zunächst eine konstante Bewölkung von 4/8 festgelegt. Wie sich eine Veränderung des Bewölkungsgrades auswirkt, zeigt exemplarisch Abb. 7–30.



**Abb. 7–27: BTEMP-Ergebnisse Test-DGM: Bodentemperaturen [°C] in 10 cm Tiefe für den 193. bis 198. Tag , vegetationsfrei, Bewölkung 4/8**

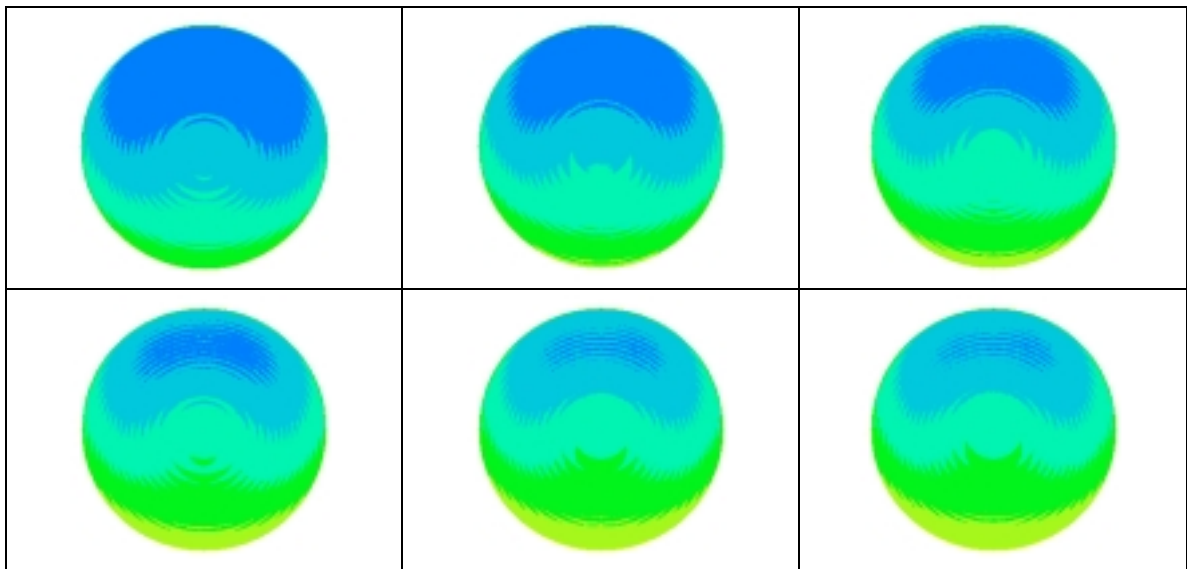


Abb. 7–28: BTEMP-Ergebnisse Test-DGM: Vegetation lichter Nadelwald, sonst wie Abb. 7–27

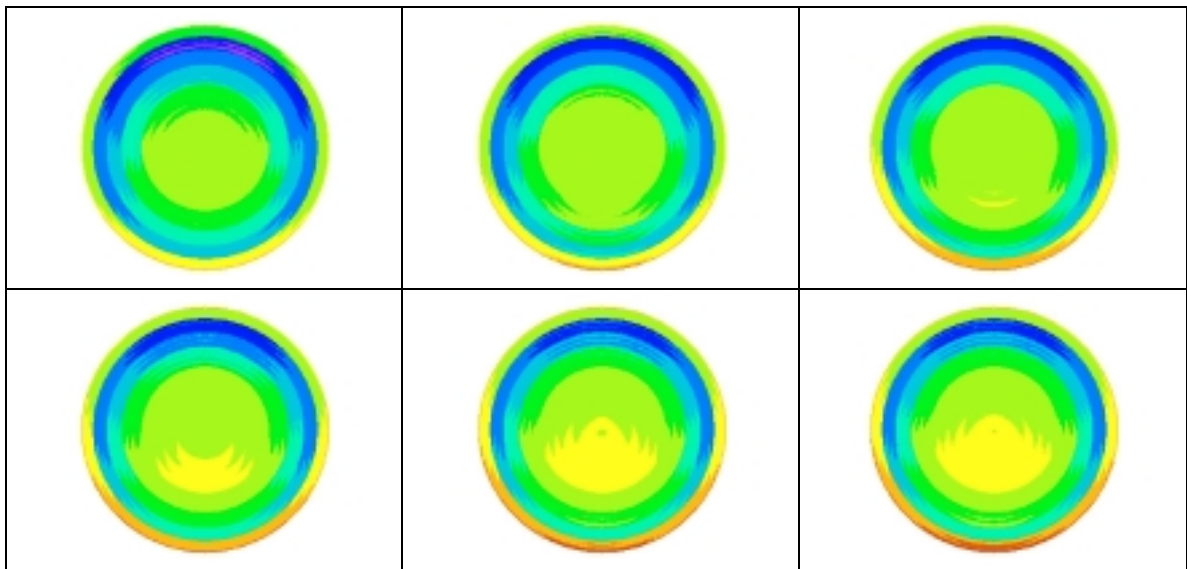


Abb. 7–29: BTEMP-Ergebnisse Test-DGM: Vegetation in Höhenstufen (vgl. Abb. 7–26), sonst wie Abb. 7–27

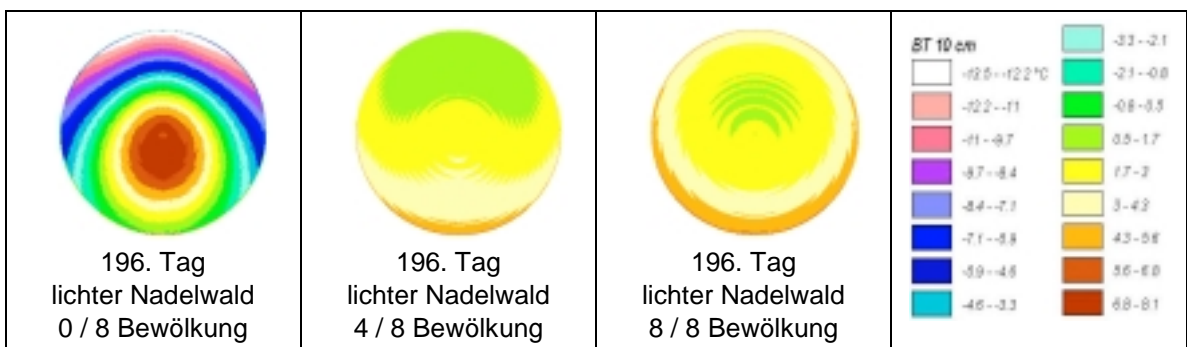


Abb. 7–30: BTEMP-Ergebnisse Test-DGM: Bodentemperaturen [°C] in 10 cm Tiefe für den 196. Tag, Vegetation lichter Nadelwald, Bewölkung 0/8, 4/8 und 8/8

Die in den vorangegangenen Abbildungen dargestellten Simulationsergebnisse veranschaulichen die Funktionsweise von BTEMP und den Einfluss der einzelnen Variablen deutlicher als die Ergebnisse für das reale Untersuchungsgebiet. Insbesondere ist erkennbar

- der Einfluss der Vegetation auf Temperaturniveau und –amplitude,
- das Trägheitsmoment im Boden bei gleichen Lufttemperaturen über mehrere Tage (196.-198. Tag) und
- die Funktion der Bewölkung als Steuergröße der Strahlungskorrektur.

### **7.3 BTEMP: Anwendungsmöglichkeiten und Grenzen**

In den Abschnitten 7.1 und 7.2 wurden die Konzeption, die technische Realisation und die für das Untersuchungsgebiet erzielten Ergebnisse des im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelten Modells BTEMP dargestellt. Im Sinne der in Abschnitt 1.1 formulierten Forderung nach einem einfachen, auf das Hochgebirge zugeschnittenen und auf andere und auch größere Gebiete übertragbaren Modells soll nun diskutiert werden, inwieweit diese Ziele mit dem vorgestellten Modellansatz erreicht wurden und welche Verbesserungen oder alternativen Ansätze aufgrund der hier gewonnenen Erkenntnisse sinnvoll erscheinen.

Zunächst soll noch einmal daran erinnert werden, dass die Forderung nach einem vergleichsweise einfachen Modellansatz neben technischen Beschränkungen vor allem durch die allgemeine Nichtverfügbarkeit geeigneter meteorologischer, flächenhafter Eingabedaten für Hochgebirgsregionen motiviert ist. Diesem Problem wurde Rechnung getragen, indem BTEMP hauptsächlich auf den im Vergleich zu anderen Klimaparametern noch am häufigsten erfassten Lufttemperaturen und einem in der Schweiz flächendeckend vorhandenen Geländemodell aufbaut. Eine in Qualität und Auflösung vergleichbare Vegetationskarte wie die in der vorliegenden Arbeit verwendete, dürfte allerdings in anderen Gebieten in der Regel nicht verfügbar sein. Allerdings können in vielen Gebieten ersatzweise auch Quellen aus dem forst- oder dem landwirtschaftlichen Bereich für eine dem hier dargestellten Ansatz genügende Gliederung der Vegetation herangezogen werden. Hinsichtlich der Eingabedaten ist also eine größtmögliche Vereinfachung und damit eine grundsätzlich breite Anwendbarkeit von BTEMP gegeben.

Die Begrenzung der zur Verfügung stehenden Eingangsdaten bedingt allerdings in der Folge auch einen vergleichsweise simplen Ansatz bei der Berechnung der Bodentemperatur einschließlich der Berücksichtigung des Reliefeinflusses und der Vegetation. So werden die zur korrekten Berechnung des Bodenwärmeflusses eigentlich erforderlichen Parameter wie Wassergehalt, Porenvolumen und Gesamtwärmeleitfähigkeit pauschal für das gesamte

Gebiet konstant gehalten, was zweifellos eine sehr grobe Verallgemeinerung darstellt, die lokal eine starke Abweichung von den tatsächlichen Verhältnissen verursachen kann. Im Rahmen der Strahlungskorrektur wird zwar die Verteilung der potenziellen Globalstrahlung genau berechnet, aber der exakte und wahrscheinlich auch vertikal differenzierte Einfluss der Bewölkung wird nur grob und auf Basis der Verhältnisse am Tag (vgl. 6.1.3) und die flächenhafte Differenzierung der Bodenalbedo gar nicht berücksichtigt. Auch die Vegetationskorrektur bleibt sehr einfach und ist beschränkt auf eine grobe Klasseneinteilung, welche kleinräumigen Differenzierungen innerhalb der Klassen nicht Rechnung trägt. Trotz all dieser Einschränkungen und Unzulänglichkeiten ist das Modell in der Lage, den Verlauf der Bodentemperaturen für große Bereiche des Untersuchungsgebietes im Rahmen der vorgegebenen zeitlichen Auflösung von einem Tag befriedigend zu simulieren. Denkbare Anwendungen für diesen Modellansatz sind

- die Abschätzung der topo- und mikroklimatischen Geländedifferenzierung für allgemeine landschaftsökologische Fragestellungen,
- Untersuchungen zum Zusammenhang von topoklimatischen Faktoren und Vegetationsverbreitung sowie spezielle Studien zur Lage der Waldgrenze,
- die Auswahl von Messstandorten für Permafrostuntersuchungen und
- die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der räumlichen Struktur der Bodentemperaturen und der Schneeverbreitung bzw. der Ausaperungsstruktur im Frühjahr.

## **8 Diskussion und Ausblick**

### **8.1 Bodentemperaturmessungen**

Die in Kapitel 5 dargestellten Messdaten geben einen Überblick über die am Talboden, an den Hängen bis zur Waldgrenze und im Bereich der sich oberhalb anschließenden alpinen Zone herrschenden Bodentemperaturverhältnisse für das Untersuchungsgebiet. Auf Grundlage des Temperaturverlaufs mit seinen jeweiligen Mittel- und Extremwerten konnten charakteristische Bodentemperatur-Standorttypen unterschieden und mit den jeweiligen Standortbedingungen in Beziehung gesetzt werden. So lassen sich vor allem an vegetationsfreien Standorten die Auswirkungen der reliefbedingten Strahlungsdifferenzierung erkennen, während diese Unterschiede im Wald nahezu nivelliert werden. Die absolut höchsten Temperaturen wurden an strahlungsbegünstigten, vegetationsfreien Standorten festgestellt. Insgesamt lässt sich der Einfluss der Vegetation auf den Bodentemperaturverlauf mit einer proportional zur Mächtigkeit der Vegetationsschicht anwachsenden Dämpfung und einer vor allem im Wald wirksam werdenden Erniedrigung der Temperaturen gegenüber vegetationsfreien Flächen beschreiben.

Über die genannten Aspekte hinaus erlauben die Bodentemperaturdaten eine Bestimmung des Einschnei- ebenso wie des Ausaperungstermins für den jeweiligen Standort und ermöglichen damit auf einfache Weise die empirische Untersuchung der räumlichen Variabilität der Schneedecke oder eine Validierung von Modellen der Schneedeckenverbreitung.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden die zur Verfügung stehenden Messdaten vor allem zur Kalibrierung und Validierung der im Folgenden zu diskutierenden Modellansätze verwendet.

### **8.2 Bodentemperaturmodellierung an Einzelpunkten**

Das SVAT-Modell BEKLIMA des Deutschen Wetterdienstes wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstmals in einem Hochgebirgsraum eingesetzt. Im Mittelpunkt der Betrachtung stand dabei erstens die Frage, ob das Modell für diesen Raum grundsätzlich geeignet ist. Wenn dies der Fall wäre, war zweitens zu prüfen, welche der für die Modell-anwendung benötigten Randbedingungen und Eingabedaten die wesentlichen Variablen im Hinblick auf die Zielgröße Bodentemperatur sind.

Hinsichtlich der Eignungsfrage wurde festgestellt, dass BEKLIMA auch für die hier untersuchten Hochgebirgsstandorte eine, verglichen mit den Messdaten, gute bis sehr gute



Simulation der Bodentemperaturen ermöglicht, obwohl die langwellige Gegenstrahlung in Ermangelung geeigneter Messdaten nur auf eine einfache und nicht sehr genaue Weise parametrisiert wurde. Voraussetzung für gute Simulationsergebnisse sind allerdings Stationsstandorte mit einer gewissen horizontalen Homogenität der Randbedingungen und ohne besondere Störeinflüsse. Die Simulationsergebnisse für die auf einem exponierten Felsgrat stehende Station Mannlich waren deshalb unbefriedigend. Ebenso zeigte sich an der in einem vernässten Flachbereich gelegenen Station Grund, dass auch Störeinflüsse in Form von Stauwasser oder infiltrierendem Oberflächenwasser in der Realität zu extremen Bodentemperaturverläufen führen können, die das Modell nicht abbilden kann.

Die Untersuchung der Modellsensitivität bestätigte den großen und aufgrund der Literaturangaben sowie der eigenen Messungen zu erwartenden Einfluss der in BEKLIMA durch Blattflächenindex und Bestandshöhe definierten Vegetationsschicht in Form der bereits erwähnten Dämpfung und Absenkung der Bodentemperaturen. Überraschend gering wirkten sich Änderungen der Bodenart auf die Modellergebnisse aus, was so nicht zu erwarten war und den tatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechen dürfte. Die modellinternen Ursachen dieses Fehlers waren im Rahmen der vorliegenden Untersuchung nicht zu klären. Einen wichtigen Einfluss auf die Modellergebnisse hat neben der Vegetation erwartungsgemäß auch der Anteil organischer Substanz im Boden, dessen Zunahme eine leichte Erhöhung der Bodentemperaturen und eine Dämpfung ihres Verlaufs bewirkt. Die Wurzelverteilung kann zwar als eine weitere Randbedingung sehr differenziert angegeben werden, hat aber im Hinblick auf die modellierten Bodentemperaturen praktisch keine Auswirkungen.

Trotz der grundsätzlichen Eignung von BEKLIMA für den Einsatz im Hochgebirge ist mit diesem Ansatz die im Rahmen dieser Arbeit vorgesehene flächenhafte Modellierung nicht ohne weiteres durchführbar. Dies würde idealerweise eine dynamische Klimamodellierung für den gesamten Untersuchungsbereich zur Berechnung der benötigten meteorologischen Eingabedaten erfordern, welche im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich war und deren Durchführbarkeit für die hier angestrebte räumliche Auflösung überhaupt fraglich ist. Weiterhin wären detaillierte Flächendaten zu Bestandshöhe, Blattflächenindex, Bodenart und Anteil organischer Substanz erforderlich, welche nicht zur Verfügung standen. Schließlich wäre die kleinräumige Inhomogenität des Hochgebirgsreliefs für eine flächenhafte Anwendung des Modells generell ein Problem, da dieser Ansatz, wie bereits erwähnt, implizit möglichst homogene Flächen voraussetzt. Diese Überlegungen führten zu der Entscheidung, BEKLIMA nicht zur flächenhaften Bodentemperatursimulation einzusetzen.

Auch eine alternativ denkbare geostatistische Inter- bzw. Extrapolation der Bodentemperaturmessdaten ist aufgrund der zu geringen Anzahl der Stationen im Untersuchungsgebiet nicht erfolgversprechend. Ausgehend von den vorhandenen Klimastations- und Bodentemperaturdaten, der Art und Qualität des Geländemodells, den zur Verfügung stehenden Vegetationsinformationen und dem vorhandenen Strahlungsmodell wurde deshalb ein einfacher, physikalisch-empirisch basierter Modellansatz zur Berechnung der flächenhaften Bodentemperaturverteilung im Untersuchungsgebiet entwickelt.

### **8.3 Flächenhafte Bodentemperaturmodellierung**

Das im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelte Modell BTEMP zur flächenhaften Simulation der Bodentemperaturen in verschiedenen Tiefen basiert auf der räumlichen Verteilung der Lufttemperaturen, der Globalstrahlung und der Vegetation. Weitere Einflussgrößen wie Bodenart, -feuchte und -albedo, der Anteil organischer Substanz, Windgeschwindigkeit und Niederschlag bleiben aufgrund fehlender Informationen über die räumliche Verbreitung dieser Größen unberücksichtigt oder werden pauschal für das gesamte Gebiet festgesetzt. Weiterhin sind bei diesem Ansatz eine im Vergleich zu BEKLIMA geringere zeitliche Auflösung von einem Tag und die durch die Koppelung der Bodentemperaturen an die Lufttemperaturen bedingte Beschränkung auf schneefreie Verhältnisse zu berücksichtigen.

Trotz der genannten Einschränkungen dieses Modellansatzes konnte gezeigt werden, dass allein auf Grundlage der Lufttemperaturen (BTEMP ohne Strahlungs- und Vegetationskorrektur) im Mittel zwischen 69 % und 79 % (10 cm) bzw. 76 % (30 cm) der Bodentemperaturvarianz an den untersuchten Standorten erklärt werden können ( $R^2$ -Werte). Damit wurde die dem Modellansatz zugrunde liegende Annahme, dass die bodennahe Lufttemperatur zumindest im Rahmen der betrachteten zeitlichen Auflösung von einem Tag die wesentliche Steuergröße für die oberflächennahen Bodentemperaturen (bis 30 cm Tiefe) darstellt, bestätigt. Die Kombination verschiedener Gütemaße und die grafische Darstellung der Modellergebnisse im Vergleich zu den jeweiligen Messwerten zeigen aber auch, dass das unkorrigierte Modell nur für "typische" Standorte mit mittleren Relief- und Vegetationsverhältnissen befriedigende Ergebnisse liefert. Der Temperaturverlauf an im Wald oder an nordexponierten und stark beschatteten Hangbereichen gelegenen Standorten wird dagegen nur unzureichend simuliert. Werden nun zusätzlich zur Lufttemperatur noch die räumliche Verteilung der (potenziellen) Globalstrahlung und der Vegetation berücksichtigt, lassen sich die Modellergebnisse deutlich verbessern. Obwohl der insgesamt durch das Modell erklärte Anteil (Bestimmtheitsmaß) der Bodentemperaturvarianz gegenüber

dem unkorrigierten Modell etwa gleich bleibt, belegen die Gütemaße RMSE, CME und IA (vgl. 6.3.2) ebenso wie die grafische Darstellung des modellierten gegenüber dem jeweiligen gemessenen Temperaturverlauf insgesamt eine deutliche Erhöhung der Modellgüte.

Ebenso wie für die unkorrigierte Modellversion sind aber auch für das Modell mit Strahlungs- und Vegetationskorrektur erhebliche Unterschiede in der Simulationsqualität zwischen den verschiedenen Standorten festzustellen. Diese Unterschiede sind zum Teil durch generelle Schwächen des Ansatzes zu begründen: So kann etwa der einzelne Standort hinsichtlich der an der Gesamtheit aller Standorte kalibrierten Modellparameter Bodenwassergehalt, Wärmekapazität und Gesamtleitfähigkeit deutlich abweichende Verhältnisse aufweisen. Ebenso wird die relativ grobe Einteilung der Vegetation in wenige, als homogen angenommene Klassen den realen Verhältnissen nur bedingt gerecht. Gerade an Standorten am Waldrand oder mit einer Mischvegetation, beispielsweise aus Gras, Sträuchern und vereinzelt Bäumen, ist eine korrekte Berücksichtigung des Vegetationseinflusses mit dem hier dargestellten Ansatz kaum möglich. Weiterhin ist anzumerken, dass die tatsächliche räumliche Verteilung der Globalstrahlung unter Einbeziehung von Bewölkungsdaten präziser berechnet werden könnte, als das ohne solche Daten möglich ist. Schließlich ist der hier durchgeführte Vergleich zwischen Punktmessungen und auf ein Pixel von 25 x 25 m bezogenen Modellergebnissen für alle Messpunkte problematisch, welche nicht repräsentativ für das gesamte Pixel sind. Weitere Ursachen für die an einzelnen Standorten vergleichsweise schlechte Abbildung der realen Verhältnisse sind in verschiedenen lokalen Einflussfaktoren zu suchen, die von dem Modell nicht berücksichtigt werden. In diesem Zusammenhang zu erwähnen sind Berg- / Talwindsysteme und vor allem gegen das Talende hin (Langgletscher) auch Gletscherwinde, welche lokal zu erheblichen Abweichungen von den mittleren horizontalen und vertikalen Temperaturgradienten führen können. Auch Temperaturinversionen führen in Verbindung mit der relativ geringen Anzahl an Stationen zu Fehlern bei der Berechnung der Vertikalgradienten der Lufttemperatur, welche sich besonders auf die Simulationsergebnisse in größeren Höhenlagen auswirken. Weiterhin zu nennen sind die thermischen Einflüsse durch Niederschlag und Oberflächen- bzw. Schichtabflüsse und die damit verbundene Infiltration von relativ zum Boden wärmerem oder kälterem Oberflächenwasser, welches die Bodentemperaturen deutlich und sehr kurzfristig verändern kann (6.3.3.2).

## 8.4 Ausblick

Auf Grundlage der hier diskutierten Messdaten und der Simulationsergebnisse beider verwendeter Modelle lassen sich folgende Empfehlungen für eine verbesserte Modellierung von Bodentemperaturen im Hochgebirge formulieren:

- Die räumliche Verteilung der Lufttemperaturen sollte möglichst über das gesamte betrachtete Höhenprofil und in allen Hauptexpositionen des Untersuchungsgebietes erfasst oder mit geeigneten Modellen simuliert werden. Zusätzlich zu den Standardmesshöhen sind Messungen unmittelbar oberhalb der Bodenoberfläche sinnvoll.
- Zur exakten Modellierung der räumlichen Verteilung der tatsächlichen Globa-Strahlung sind Bewölkungsdaten erforderlich. Liegen keine Beobachtungsdaten vor, kann diese Größe aus den Stationsmessungen abgeleitet werden. In den Nachtstunden ist dies allerdings nur dann möglich, wenn auch die langwellige Strahlungskomponente erfasst wird. Alternativ könnten hierfür auch Fernerkundungsdaten herangezogen werden.
- Den Vegetationsdaten kommt für die Qualität der Simulationsergebnisse eine entscheidende Bedeutung zu. Kontinuierliche Daten zu Bestandshöhe und Blattflächenindex dürften bessere Ergebnisse ermöglichen als die hier verwendeten Assoziationsklassen. Auch hier könnten geeignete Fernerkundungsdaten direkt genutzt werden.
- Eine zentrale Größe für die Temperaturen innerhalb des Bodens ist die Bodenoberflächentemperatur. Zur Kalibrierung und Validierung der modellierten räumlichen Verteilung dieser Temperatur können, vor allem in vegetationsfreien Bereichen, räumlich hochauflösende, thermale Satellitendaten verwendet werden. Ein direkter Einsatz dieser Daten als Eingabegröße für die Bodentemperaturmodellierung ist allerdings durch die in der Regel geringe zeitliche Auflösung (großes Überflugsintervall) der räumlich hochauflösenden Satellitendaten kaum möglich.
- Die Bodenfeuchte bestimmt in hohem Maße die thermischen Eigenschaften des Bodens. Durch eine auf den Parametern Niederschlagsverteilung, physikalische Bodeneigenschaften und Vegetation basierende flächenhafte Modellierung der Bodenfeuchte ließe sich die Simulation der Bodentemperaturen verbessern. Bestehende Modelle wären auf ihre Eignung für den Hochgebirgsraum zu testen.

## 9 Zusammenfassung

In der vorliegenden Dissertation geht es um die Messung und Simulation der Bodentemperatur im Hochgebirge. Die Aufgabenstellungen der Arbeit beinhalten zunächst die Auswertung und qualitative Analyse der im Rahmen dieser Studie erfassten, mehrjährigen Bodentemperaturmessreihen aus dem Untersuchungsgebiet in den Schweizer Alpen. Weiterhin sollte der Einsatz eines komplexen, eindimensionalen SVAT-Modells für die punktuelle Simulation der Bodentemperatur im Hinblick auf die speziellen Verhältnisse des Hochgebirges getestet werden. Schließlich sollte unter Berücksichtigung der Erkenntnisse aus den Messungen und den eindimensionalen Simulationen ein Ansatz zur flächenhaften Simulation der Bodentemperatur für den Untersuchungsraum entwickelt werden.

Auf Grundlage der Messdaten konnten charakteristische Bodentemperatur-Standorttypen unterschieden und mit den jeweiligen Standortbedingungen in Beziehung gesetzt werden. So ließen sich vor allem an vegetationsfreien Standorten die Auswirkungen der reliefbedingten Strahlungsdifferenzierung erkennen, während diese Unterschiede im Wald nahezu nivelliert werden. Die absolut höchsten Temperaturen wurden an strahlungsbegünstigten, vegetationsfreien Standorten festgestellt. Der Einfluss der Vegetation auf den Bodentemperaturverlauf läßt sich mit einer proportional zur Mächtigkeit der Vegetationsschicht anwachsenden Dämpfung und einer vor allem im Wald wirksam werdenden Erniedrigung der Temperaturen gegenüber vegetationsfreien Flächen beschreiben.

Das im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstmals in einem Hochgebirgsraum eingesetzte SVAT-Modell BEKLIMA des Deutschen Wetterdienstes ermöglichte eine im Vergleich zu den Messdaten gute bis sehr gute Simulation der Bodentemperaturen an den Standorten der Klimastationen. Wichtig sind für gute Ergebnisse allerdings Stationsstandorte mit einer gewissen horizontalen Homogenität der Randbedingungen und ohne besondere Störeinflüsse. Die Untersuchung der Modellsensitivität bestätigte den großen und aufgrund der Literaturangaben sowie der eigenen Messungen zu erwartenden Einfluss der Vegetationsdecke in Form der bereits erwähnten Dämpfung und Absenkung der Bodentemperaturen. Von Bedeutung für die Simulationsergebnisse ist auch der Anteil organischer Substanz im Boden. Einen überraschend geringen Einfluss auf die Modellergebnisse haben dagegen Änderungen der Bodenart, was auf einen modellinternen Fehler hinweist.

Um die flächenhafte Differenzierung der Bodentemperaturen im Bereich des Untersuchungsgebietes zu simulieren, wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit das physikalisch-empirische Modell BTEMP entwickelt, welches auf der räumlichen Verteilung der

Lufttemperaturen, der Globalstrahlung und der Vegetation basiert. Mit BTEMP konnten allein auf Grundlage der Lufttemperaturen im Mittel zwischen 69 % und 79 % der täglichen Bodentemperaturvarianz an den untersuchten Standorten erklärt werden. Die zusätzliche Berücksichtigung der räumlichen Verteilung der (potenziellen) Globalstrahlung und der Vegetation führt zu einer deutlichen Erhöhung der Simulationsgüte. Trotz der unberücksichtigt bleibenden Einflussgrößen wie z.B. Bodenfeuchte und Bodenart ermöglicht dieser relativ einfache Modellansatz eine insgesamt befriedigende, flächenhafte Simulation der Bodentemperaturen mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag.

Für eine Verbesserung der flächenhaften Simulationsergebnisse wären als Eingabegrößen insbesondere weitere Lufttemperaturdaten aus verschiedenen Höhenlagen, Bewölkungsdaten, thermale Fernerkundungsdaten und Angaben zur räumlich-zeitlichen Verteilung der Bodenfeuchte sinnvoll.

## 10 Abstract

This thesis is about measurement and simulation of soil temperatures in a high mountain environment. Aims of the study are first the evaluation and qualitative analysis of soil temperature measurements from different locations in the investigation area in the Swiss alps. Secondly, the application of a complex one-dimensional SVAT model for the local simulation of soil temperatures was evaluated under consideration of the particular environmental conditions of the high mountains. Finally, a new approach for the simulation of spatial soil temperature distribution was developed, taking into account the results from the measurements and the SVAT simulations.

On the basis of the empirical data, characteristic soil temperature location types could be differentiated and be related to the specific local conditions. For instance, the effects of the landform-related solar radiation variation were dominant in vegetation-free locations, while these differences had almost no effect in the forest. The absolutely highest temperatures were determined in vegetation-free locations with an above-average radiation yield. Generally, the vegetation influence on the course of soil temperatures can be described as a dampening proportional to the depth of the vegetation layer and, particularly in the forest, a reduction of the average temperatures in relation to vegetation-free surfaces.

A good to excellent simulation of soil temperatures at the locations of the weather stations was achieved, using the SVAT model BEKLIMA of the German weather service. Here, BEKLIMA was used in a high mountain environment for the first time and it proved to be generally suitable for these conditions. It is important, however, to use input data from stations with a certain horizontal homogeneity of the boundary conditions and without interference factors in the vicinity to obtain good results. The investigation of the model sensitivity confirmed the paramount influence of the vegetation cover in form of the dampening effect and the reduction of mean soil temperatures, which have already been mentioned above. These effects were expected due to literature accounts as well as the measurement results. Also of importance for the simulation results is the fraction of organic substance in the soil. By way of contrast, variations of the soil type have a surprisingly small influence on the model results, which suggests an internal error of the model.

In order to simulate the spatial variation of soil temperatures within the investigation area, the physical-empirical model BTEMP was developed. This model is based on the spatial distribution of air temperatures, solar radiation and vegetation. Considering air temperatures alone, BTEMP explained between 69 % and 79 % of the daily soil temperature variance at the locations examined. The additional consideration of the spatial distribution

of potential solar radiation and vegetation leads to a marked increase of the simulation quality. Despite other variables of importance like soil water content or soil type, which remain unconsidered, this relatively simple model allows a generally satisfactory simulation of spatial soil temperature distribution with a temporal resolution of one day. To enable an improvement of simulation results, further air temperature data from different altitudes, cloud cover data, thermal remote sensing data and soil water content data would be useful as additional input parameters to the model.



## LITERATURVERZEICHNIS

- Ács, F., D.T. Mihailovic and B. Rajkovic (1991): A coupled soil moisture and surface temperature prediction model.- *Journal of Applied Meteorology* 30: 812-822.
- Alexander, J., R.-G. Schmidt und J. Steinrücke (1999): Geländeklima. In: H. Zepp und M. J. Müller: *Landschaftsökologische Erfassungsstandards. Ein Methodenbuch*. Flensburg. Bd. 244: 169-210.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes and M. Smith (1998): *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome.
- Alvenäs, G. (1999): Evaporation, soil moisture and soil temperature of bare and cropped soils.- *Acta Universitatis Agriculturae Sueciae* 177.
- Alvenäs, G. and P.-E. Jansson (1997): Model for evaporation, moisture and temperature of bare soil: calibration and sensitivity analysis.- *Agricultural and Forest Meteorology* 88: 47-56.
- Arbeitsgemeinschaft Boden (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Stuttgart.
- Aulitzky, H. (1961): Die Bodentemperaturverhältnisse einer zentralalpiner Hanglage beiderseits der Waldgrenze; I. Teil.- *Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie B* 10: 445-532.
- Aulitzky, H. (1962a): Die Bodentemperaturverhältnisse einer zentralalpiner Hanglage beiderseits der Waldgrenze; II. Teil.- *Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie B* 11: 301-362.
- Aulitzky, H. (1962b): Die Bodentemperaturverhältnisse einer zentralalpiner Hanglage beiderseits der Waldgrenze; III. Teil.- *Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie B* 11: 363-376.
- Bachmann-Voegelin, F. (1984): *Blatten im Lötschental. Die traditionelle Kulturlandschaft einer Berggemeinde*. Bern.
- Baeumer, K. (1992): *Allgemeiner Pflanzenbau*. Stuttgart.
- Barbour, M.G., J.H. Burk and W.D. Pitts (1987): *Terrestrial plant ecology*. Menlo Park.
- Barry, R.G. (1992): *Mountain weather and climate*. London.
- Barry, R.G. and R.J. Chorley (1998): *Atmosphere, weather and climate*. New York.
- Bellwald, W., M. Buchecker, M. Conzetti und M. Maurer (1996): *Kulturweg im Lötschental: Gestern - Heute - Morgen*. Bern.
- Beltrami, H. (2001): On the relationship between ground temperature histories and meteorological records: a report on the Pomquet station.- *Global and Planetary Change* 29: 327-348.
- Bendix, A. und J. Bendix (1997): GIS in der Klimaökologie - ein Beispiel aus dem Bolivianischen Bergland.- *Petermanns Geogr. Mitt.* 141: 145-153.
- Bendix, J. und M. Daud Rafiqpoor (2001): Studies on the thermal conditions of soils at the upper tree line in the Páramo of Papallacta (Eastern Cordillera of Ecuador).- *Erdkunde* 55: 257-276.
- Beniston, M., Ed. (1994): *Mountain environments in changing climates*. London and New York.
- Beniston, M., H.F. Diaz and R.S. Bradley (1997): Climatic change at high elevation sites: an overview.- *Climatic Change* 36: 233-251.
- Berk, R.A., R.G. Fovell, F. Schoenberg and R.E. Weiss (2001): The use of statistical tools for evaluating computer simulations.- *Climatic Change* 51: 119-130.

- Böhm, H. (1966): Die geländeklimatische Bedeutung des Bergschattens und der Exposition für das Gefüge der Natur- und Kulturlandschaft.- *Erdkunde* 20: 81-93.
- Braden, H. (1995a): Energy fluxes from heterogenous terrain: averaging input parameters of the Penman-Monteith formula.- *Agricultural and Forest Meteorology* 75: 121-133.
- Braden, H. (1995b): The Model AMBETI - A detailed description of a Soil-Plant-Atmosphere Model.- *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 195.
- Braden, H. (2000): BEKLIMA Programmbeschreibung, Stand 03/00. unveröffentlichtes Skript. ZAMF (Deutscher Wetterdienst). Braunschweig.
- Braud, I., A.C. Dantas-Antonio, M. Vauclin, J.L. Thony and P. Ruelle (1995): A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification.- *Journal of Hydrology* 166: 213-250.
- Brazel, A. and S.I. Outcalt (1973): The observation and simulation of diurnal surface thermal contrast in an Alaskan alpine pass.- *Archiv f. Met., Geoph. u. Biokl., Serie B* 21: 157-174.
- Brockmann, E. (2001): Positionierungsdienste und Geodaten des Schweizerischen Bundesamtes für Landestopographie.  
[http://www.swisstopo.ch/images/geo/pnac/presentations/positionierung\\_und\\_geodaten.pdf](http://www.swisstopo.ch/images/geo/pnac/presentations/positionierung_und_geodaten.pdf).
- Brückner, S. (2003): Geomorphologische Kartierung im oberen Lötschental (Berner Alpen). Diplomarbeit. Universität Bonn, Geographisches Institut.
- Bundesamt für Landestopographie (2000): Messverfahren: GPS/DGPS.  
<http://www.swisstopo.ch/de/geo/gpsdgps.htm>.
- Bundesamt für Landestopographie (2001): DHM25: Das digitale Höhenmodell der Schweiz.  
<ftp://ftp.swisstopo.ch/pub/data/dhm/DHM25DF.pdf>.
- Bundesamt für Statistik (1992): Die Bodennutzung der Schweiz: Arealstatistik. Resultate nach Gemeinden. Bern.
- Campbell, G.S. (1985): *Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant systems*. Amsterdam.
- Cramer, T. (2000): Geländeklimatologische Studien im Bagrottal (Karakorumgebirge, Pakistan). GEO AKTUELL Forschungsarbeiten. Göttingen.
- de Vries, D.A. (1963): Thermal properties of soils. In: W. R. Van Wijk: *Physics of plant environment*. Amsterdam: 210-235.
- Döbeli, C. (1997): Bodenkartierungen im Untersuchungsgebiet der Gemmi (Walliser Alpen) mit Hilfe geomorphologischer Methoden.- *Mitt. der VAW - ETH Zürich* 158.
- Eilers, J. (2000): Geomorphologie und Flächenbilanzierungen im Lötschental. Diplomarbeit. Universität Bonn, Geographisches Institut.
- Ellenberg, H. (1982): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht*. Stuttgart.
- Ellenberg, H. und F. Klötzli (1972): *Waldgesellschaften und Waldstandorte der Schweiz*.- *Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen* 48.
- ETH Zürich (1998): *Internet Atlas der Schweiz*. <http://www.karto.ethz.ch/neumann/atlas/>.
- Evans, S.G. and J.J. Clague (1994): Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments.- *Geomorphology* 10: 107-128.

- Freund, R. (1972): Vergleichende Betrachtung von Kleinformen der Solifluktion im Raume Mittelbünden (Schweiz), auf West-Spitzbergen und am Kilimandjaro; Mit zwei Bodentemperatur-Messreihen (Lenzerheide/Lai und Totälpli/Parpaner Rothorn). Dissertation. Universität Zürich.
- Frödin, J. (1913): Beobachtungen über den Einfluss der Pflanzendecke auf die Bodentemperatur.- Lunds Universitets Årsskrift N.F. 8(9): 1-15.
- Fu, H., S.J. Tajchman and J.N. Kochenderfer (1995): Topography and radiation exchange of a mountainous watershed.- *Journal of Applied Meteorology* 34: 890-901.
- Fu, P. and P.M. Rich (1999): Design and implementation of the Solar Analyst: an ArcView extension for modeling solar radiation at landscape scales.- *Proceedings of the Nineteenth Annual ESRI User Conference*.
- Fu, P. and P.M. Rich (2000): A geometric solar radiation model and its applications in agriculture and forestry.- *Proceedings of the Second International Conference on Geospatial Information in Agriculture and Forestry*: 357-364.
- Gabathuler, M., C.A. Marty and K.W. Hanselmann (2001): Parameterization of incoming longwave radiation in high-mountain environments.- *Physical Geography* 22: 99-114.
- Geiger, R. (1961): *Das Klima der bodennahen Luftschicht*. Braunschweig.
- Geographisches Institut der Universität Bern (2000): *Bedienungsanleitung Universal Temperatur Logger UTL-1*. Bern.
- Geographisches Institut der Universität Bern (2001): *Universal Temperatur Logger UTL*. <http://www.utl.ch/>.
- Gisi, U., R. Schenker, R. Schulin, F.X. Stadelmann und H. Sticher (1997): *Bodenökologie*. Stuttgart.
- Gottfried, M., H. Pauli and G. Grabherr (1998): Prediction of vegetation patterns at the limits of plant life: A new view of the alpine-nival ecotone.- *Arctic and Alpine Research* 30(3): 207-221.
- Gottfried, M., H. Pauli, K. Reiter and G. Grabherr (1999): A fine-scaled predictive model for changes in species distribution patterns of high mountain plants induced by climate warming.- *Diversity and Distributions* 5: 241-251.
- Grabherr, G., M. Gottfried and H. Pauli (2000): GLORIA: A global observation research initiative in alpine environments.- *Mountain Research and Development* 20(2): 190-191.
- Green, F.H.W. (1983): Soil temperature and the tree line: a note.- *Scottish Geographical Magazine* 99: 44-47.
- Green, F.H.W. and R.J. Harding (1980): Altitudinal gradients of soil temperatures in Europe.- *Transactions of the Institute of British Geographers* 5: 243-254.
- Gutersohn, H. (1961): *Geographie der Schweiz*. Bd. 2: Alpen, 1. Teil. Bern.
- Häckel, H. (1999): *Meteorologie*. Stuttgart.
- Haeberli, W. (1973): Die Basistemperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen.- *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9: 221-227.
- Harrison, S.J. (1975): The elevation component of soil temperature variation.- *Weather* 30: 397-409.
- Hartge, K.H. und R. Horn (1991): *Einführung in die Bodenphysik*. Stuttgart.

- Hättenschwiler, S. and C. Körner (1995): Responses to recent climate warming of *Pinus sylvestris* and *Pinus cembra* within their montane transition zone in the Swiss Alps.- *Journal of Vegetation Science* 6: 357-368.
- Hillel, D. (1998): *Environmental soil physics*. San Diego.
- Hoelzle, M. (1992): Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps.- *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 143-147.
- Hoelzle, M., C. Mittaz, B. Etzelmüller and W. Haeberli (2001): Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments.- *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 53-68.
- Hoelzle, M., M. Wegmann and B. Krummenacher (1999): Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps.- *Permafrost and Periglacial Processes* 10: 113-124.
- Hormann, K. (1977): Geographische Gradienten der Lufttemperatur.- *Erdkunde* 31: 241-255.
- Hörsch, B. (2001): Zusammenhang zwischen Vegetation und Relief in alpinen Einzugsgebieten des Wallis (Schweiz). Ein multiskaliger GIS- und Fernerkundungsansatz. Dissertation. Universität Bonn.
- Hügi, T., H. Ledermann und E. Schläppi (1988): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000. Blatt 1268 Lötschental: Erläuterungen. Bern.
- Huwe, B. (1999): SOHE: A numerical model for the simulation of heat flux in soils. Unveröffentlichte Dokumentation. Universität Bayreuth, Abteilung Bodenphysik.
- IG UNESCO Weltnaturerbe Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn (2001): Jungfrau - Aletsch - Bietschhorn - Kandidat für das Weltnaturerbe. <http://www.weltnaturerbe.ch/>.
- Iziomon, M.G. and H. Mayer (2001): Performance of solar radiation models - a case study.- *Agricultural and Forest Meteorology* 110: 1-11.
- Jackson, R.B., J. Canadell, J.R. Ehleringer, H.A. Mooney, O.E. Sala and E.-D. Schulze (1996): A global analysis of root distributions for terrestrial biomes.- *Oecologia* 108: 389-411.
- Kang, S., S. Kim, S. Oh and D. Lee (2000): Predicting spatial and temporal patterns of soil temperature based on topography, surface cover and air temperature.- *Forest Ecology and Management* 136: 173-184.
- Karlsson, P.S. and M. Weih (2001): Soil temperatures near the distribution limit of the mountain birch (*Betula pubescens* ssp. *czerepanovii*): Implications for seedling nitrogen economy and survival.- *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 33: 88-92.
- Keller, F., F. Kienast and M. Beniston (2000): Evidence of response of vegetation to environmental change on high-elevation sites in the Swiss Alps.- *Regional Environmental Change* 1: 70-77.
- Kessler, M. und S. Hohnwald (1998): Bodentemperaturen innerhalb und ausserhalb bewaldeter und unbewaldeter Blockhalden in den bolivianischen Hochanden.- *Erdkunde* 52: 54-61.
- Kluender, R.A., L.C. Thompson and D.M. Steigerwald (1993): A conceptual model for predicting soil temperatures.- *Soil Science* 156: 10-19.
- Körner, C. (1998): A re-assessment of high elevation treeline positions and their explanation.- *Oecologia* 115: 445-459.

- Kostecki, K., M. Stemmer und A. Krenn (2001): Wurzelverteilung und mikrobielle Aktivität im Randbereich eines monolithischen Lysimeters.- 9. Gumpensteiner Lysimetertagung, 24. und 25. April 2001, BAL Gumpenstein: 187-188.
- Kustas, W.P. and J.M. Norman (1999): Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover.- *Agricultural and Forest Meteorology* 94: 13-29.
- Labhart, T.P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung Geologischer Führer. Berlin, Stuttgart.
- Landolt, E. (1992): *Unsere Alpenflora*. Stuttgart, Jena.
- Lautensach, H. und R. Bögel (1956): Der Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde.- *Erdkunde* 10: 270-282.
- Legates, D.R. and G.J. McCabe (1999): Evaluating the use of "goodness of fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation.- *Water Resources Research* 35: 233-241.
- Lehmkuhl, F. (1989): Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes.- *Göttinger Geographische Abhandlungen* 88.
- Lehmkuhl, F. und M. Klinge (2000): Bodentemperaturmessungen aus dem Mongolischen Altai als Indikatoren für periglaziale Geomorphodynamik in hochkontinentalen Gebirgsräumen.- *Zeitschrift für Geomorphologie*.
- Leibundgut, H. (1938): Wald- und Wirtschaftsstudien im Lötschental. Dissertation. ETH Zürich.
- Leser, H. (1995): *Geomorphologie*. Braunschweig.
- Marty, C. (2001): Surface radiation, cloud forcing and greenhouse effect in the Alps.- *Zürcher Klima-Schriften* 79.
- Menzel, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre.- *Zürcher Geographische Schriften* 67.
- MeteoSchweiz (2001a): *Annalen 2000*. Zürich.
- MeteoSchweiz (2001b): *Klimadaten der SMA-Station Ried 1974-1999*. Zürich.
- MeteoSchweiz (2002): *Annalen 2001*. Zürich.
- Miehe, G. und S. Miehe (1994): Zur oberen Waldgrenze in tropischen Gebirgen.- *Phytocoenologia* 24: 53-110.
- Möbus, G. (1997): *Geologie der Alpen*. Köln.
- Mosimann, T. (1985): Untersuchungen zur Funktion subarktischer und alpiner Geoökosysteme: Finnmark (Norwegen) und Schweizer Alpen.- *Physiogeographica* 7.
- Müller, H. (1985): On the radiation budget in the Alps.- *Journal of Climatology* 5: 445-462.
- Munn, R.E. (1966): *Descriptive Micrometeorology*. Advances in Geophysics. New York, London.
- Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles.- *Journal of Hydrology* 10: 282-290.
- Neuner, C. (2000): Anwendung des Evapotranspirationsmodells AMBETI auf die Verdunstungsberechnung im Raum Weißenstadt (Fichtelgebirge). Diplomarbeit. Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie.

- Oke, T.R. (1987): *Boundary Layer Climates*. London, New York.
- Onset Computer Corporation (2002): *Product Information BoxCar 3.7 for Windows*.  
[http://www.onsetcomp.com/Products/Product\\_Pages/BoxCar\\_Pro\\_pages/4263\\_BC36.html](http://www.onsetcomp.com/Products/Product_Pages/BoxCar_Pro_pages/4263_BC36.html).
- Pallmann, H., E. Eichenberger und A. Hasler (1940): Eine neue Methode der Temperaturmessung bei ökologischen und bodenkundlichen Untersuchungen.- *Berichte der Schweizerischen Botanischen Gesellschaft* 50: 337-362.
- Pauli, H., M. Gottfried and G. Grabherr (1996): Effects of climate change on mountain ecosystems - upward shifting of alpine plants.- *World Resource Review* 8: 382-390.
- Paulsen, J. and C. Körner (2001): GIS-analysis of tree-line elevation in the Swiss Alps suggests no exposure effect.- *Journal of Vegetation Science* 12: 817-824.
- Peixoto, J.P. and A.H. Oort (1992): *Physics of climate*. New York.
- Pfeifer, H. (2000): *Eine Langzeitmessung mit GPS und GARtrip*.  
<http://home.t-online.de/home/gartrip/>.
- Price, M.F. and R.G. Barry (1997): *Climate change*. In: B. Messerli and J. D. Ives: *Mountains of the world: a global priority*. Pearl River: 409-445.
- Rich, P.M. and P. Fu (2000): *Topoclimatic habitat models*.- *Proceedings of the Fourth International Conference on Integrating Geographic Information Systems (GIS) and Environmental Modeling*.
- Richter, M. (1996): *Klimatologische und pflanzenmorphologische Vertikalgradienten in Hochgebirgen*.- *Erdkunde* 50: 205-237.
- Rosset, M., M. Riedo, A. Grub, M. Geissmann and J. Fuhrer (1997): *Seasonal variation in radiation and energy balances of permanent pastures at different altitudes*.- *Agricultural and Forest Meteorology* 86: 245-258.
- Saunders, I.R. and W.G. Bailey (1997): *Longwave radiation modeling in mountainous environments*.- *Physical Geography* 18: 37-52.
- Scheffer, F. und P. Schachtschabel (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde*. Stuttgart.
- Scheffer, F. und P. Schachtschabel (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde*. Heidelberg, Berlin.
- Schlichting, E., H.-P. Blume und K. Stahr (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. Berlin, Wien.
- Schmidt, D. (1999): *Das Extremklima der nordchilenischen Hochatacama unter besonderer Berücksichtigung der Höhengradienten*.- *Dresdener Geographische Beiträge* 4.
- Schönwiese, C.-D. (1992): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Berlin.
- Stähli, M. and P.-E. Jansson (1998): *Test of two SVAT snow submodels during different winter conditions*.- *Agricultural and Forest Meteorology* 92: 31-43.
- Storch, H.V. (1999): *Statistical analysis in climate research*. Cambridge.
- Strasburger, E. (1991): *Lehrbuch der Botanik*. Stuttgart.
- Stuart, H.A. und G. Klages (1992): *Kurzes Lehrbuch der Physik*. Berlin, Heidelberg.
- Stull, R.B. (1988): *An introduction to boundary layer meteorology*. Dordrecht.
- Tabony, R.C. (1985): *The variation of surface temperature with altitude*.- *Meteorological Magazine* 114: 37-48.

- Thorn, C.E., J.P.L. Schlyter, R.G. Darmody and J.C. Dixon (1999): Statistical relationships between daily and monthly air and shallow-ground temperatures in Kärkevagge, Swedish Lapland.- *Permafrost and Periglacial Processes* 10: 317-330.
- Tindall, J.A. (1999): *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*. New Jersey.
- Tranquillini, W. (1979): *Physiological ecology of the alpine timberline*. Ecological Studies. Berlin, Heidelberg, New York.
- Troll, C. (1959): Die tropischen Gebirge. Ihre dreidimensionale klimatische und pflanzen-geographische Zonierung.- *Bonner Geographische Abhandlungen* 25.
- van de Griend, A.A., P.J. Camillo and R.J. Gurney (1985): Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia, and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations.- *Water Resources Research* 21: 997-1009.
- Vareschi, V. (1951): Zur Frage der Oberflächenentwicklung von Pflanzengesellschaften der Alpen und der Subtropen.- *Planta* 40: 1-35.
- Veit, H. (2002): *Die Alpen - Geoökologie und Landschaftsentwicklung*. Stuttgart.
- Walter, H. und E. Medina (1969): Die Bodentemperatur als ausschlaggebender Faktor für die Gliederung der subalpinen und alpinen Stufe in den Anden Venezuelas.- *Ber. Dtsch. Bot. Ges.* 82: 275-281.
- Weischet, W. (1991): *Einführung in die allgemeine Klimatologie*. Stuttgart.
- Weischet, W. und W. Endlicher (2000): *Regionale Klimatologie. Teil 2: Die alte Welt*. Stuttgart, Leipzig.
- Welpmann, M. (1997): *Geomorphologie und Naturgefahren im Lötschental (Schweiz)*. Diplomarbeit. Universität Bonn, Geographisches Institut.
- Willmott, C.J. (1981): On the validation of models.- *Physical geography* 2: 184-194.
- Willmott, C.J. (1984): On the evaluation of model performance in physical geography. In: G. L. Gaile and C. J. Willmott: *Spatial statistics and models*. Dordrecht: 443-460.
- Winiger, M. (1979): Bodentemperaturen und Niederschlag als Indikatoren einer klimatisch-ökologischen Gliederung tropischer Gebirgsräume - Methodische Aspekte und Anwendbarkeit diskutiert am Beispiel des Mt. Kenya (Ostafrika).- *Geomethodica* 4: 121-150.
- Wipf, A. (1999): *Die Gletscher der Berner, Waadtländer und nördlichen Walliser Alpen*.- *Physische Geographie* 40.
- Yoshino, M.M. (1975): *Climate in a small area*. Tokyo.
- Ziegenhagen-Moneke, U. (1992): *Geländeklimatische Untersuchungen zur raum-zeitlichen Verteilung der Bodentemperatur im Bergland von Alcoy in SE-Spanien*. Dissertation. Universität Bonn.
- Zimmermann, M. and W. Haeberli (1992): Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas - A case study in the Swiss Alps.- *Catena Supplement* 22: 59-72.

## **Danksagung**

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Graduiertenkollegs "Das Relief - eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche" an der Universität Bonn. Für das mir gewährte Stipendium und die Finanzierung der erforderlichen Feldaufenthalte möchte ich an dieser Stelle danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Professor Dr. M. Winiger, der sich mit den Bodentemperaturen in verschiedenen Hochgebirgen seit langem beschäftigt und die vorliegende Arbeit angeregt sowie in allen Phasen konstruktiv begleitet hat. Herrn Professor Dr. G. Menz danke ich für die Übernahme des Korreferats.

Zum Gelingen der Arbeit haben weiterhin folgende Personen und Institutionen beigetragen:

- Professor Dr. B. Diekkrüger organisierte die Bereitstellung des Modells BEKLIMA durch den Deutschen Wetterdienst und unterstützte mich bei der Anwendung und Modifikation des Modells.
- Dr. Braden vom Deutschen Wetterdienst beantwortete eine Vielzahl von Fragen zur Konzeption und Anwendung seines Modells BEKLIMA.
- Dr. Klaus Stephan half mir bei der Konzeption und technischen Umsetzung des Modells BTEMP entscheidend weiter.
- Professor Dr. C. Simmer gab mir in der Anfangsphase des Projektes einige wertvolle konzeptionelle Tipps und Anregungen.
- MeteoSchweiz stellte alle gewünschten Klimadaten kostenlos zur Verfügung.
- Das Eidgenössische Institut für Schnee- und Lawinenforschung stellte Klimadaten kostenlos zur Verfügung.
- Dr. Bianca Hörsch gestattete die Nutzung ihrer Vegetationskarte.
- Uwe Börst stellte die Daten der von ihm betreuten Klimastationen zur Verfügung.
- Dessen Entwickler gestatteten die kostenlose Nutzung des Modells Solar Analyst.
- Dr. Christoph Reudenbach und Dr. Jörg Siebeck waren mir bei der Umwandlung der verschiedenen Datenformate behilflich.
- Frau Mainz übernahm die bodenphysikalischen Laboruntersuchungen.

Allen Genannten und den Korrekturlesern danke ich ganz herzlich für ihre Unterstützung.