

**DIE RELIEFABHÄNGIGE SCHNEEDECKENVERTEILUNG
IM HOCHGEBIRGE
EIN MULTISKALIGER METHODENVERBUND AM BEISPIEL
DES LÖTSCHENTALS (SCHWEIZ)**

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Susanne Schmidt

aus

Hannover

Bonn 2006

1. Referent: Prof. Dr. Matthias Winiger
2. Referent: Prof. Dr. Richard Dikau

Tag der Promotion: 14.03.2007

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB Bonn http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online elektronisch publiziert

Erscheinungsjahr: 2007

INHALTSVERZEICHNIS

	ABBILDUNGSVERZEICHNIS	
	TABELLENVERZEICHNIS	
	FOTOVERZEICHNIS	
	KARTENVERZEICHNIS	
	ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS	
1	EINLEITUNG	1
1.1	FORSCHUNGSSTAND	2
1.2	SKALENKONZEPTE.....	12
1.3	ZIELSTELLUNG DER ARBEIT	14
2	UNTERSUCHUNGSGEBIET	17
2.1	TOPOGRAPHIE UND GEOLOGIE.....	18
2.2	KLIMA	20
2.2.1	LUFTTEMPERATUR.....	21
2.2.2	STRAHLUNG	22
2.2.3	WIND	23
2.2.4	NIEDERSCHLAG.....	25
2.2.5	WASSERHAUSHALT	27
2.3	VEGETATION	28
2.4	NATURGEFAHREN: LAWINEN UND GLETSCHERSTÜRZE	29
3	DATENGRUNDLAGE UND METHODIK	32
3.1	DIGITALES HÖHENMODELL	34
3.1.1	DATENERFASSUNG	34
3.1.2	INTERPOLATIONSALGORITHMEN ZUR DHM-GENERIERUNG.....	36
3.1.3	FEHLERABSCHÄTZUNG.....	38
3.1.4	RELIEFPARAMETRISIERUNG UND -ANALYSE.....	40
3.1.4.1	Einfache primäre geomorphometrische Parameter.....	41
3.1.4.2	Topographische Position	43
3.1.4.3	Potentielle Solarstrahlung.....	45
3.2	MIKROSKALIGE MESSDATEN.....	45
3.2.1	ZEITLICH SEHR HOCH AUFGELOSTE MESSDATEN AUF BASIS VON KLIMASTATIONEN	45
3.2.1.1	Schneetiefe	47
3.2.1.2	Neuschnee und Schneewasseräquivalent	49
3.2.1.3	Lufttemperatur	51
3.2.1.4	Global- und Reflexstrahlung	51
3.2.1.5	Windgeschwindigkeit und Windrichtung.....	51
3.2.2	EINSCHNEI- UND AUSAPERUNGSBESTIMMUNG AUF BASIS VON UTL- DATALOGGERN.....	52

3.2.3	SCHNEETIEFE-, SWE- UND SCHNEEDICHTEMESSUNGEN AUF SCHNEETESTFLÄCHEN	54
3.2.3.1	Räumliche Anordnung und Messkonzept von Schneetestflächen.....	54
3.2.3.2	Schneetiefenmessungen.....	56
3.2.3.3	Schneewasseräquivalent und Schneedichte.....	56
3.2.4	STATISTISCHE ANALYSEN DER MIKROSKALIGEN SCHNEEMESSDATEN ZUR AUSARBEITUNG VON SEMI-EMPIRISCHEN MODELLEN	58
3.2.5	MESOSKALIGE MODELLVALIDIERUNG.....	60
3.3	MESOSKALIGE MESSDATEN DER SCHNEEVERTEILUNG MITTELS TERRESTRISCHER GEGENHANGPHOTOS	60
3.3.1	KAMERASYSTEM, -STANDORT UND AUFNAHMEZEITPUNKT	61
3.3.2	BILDORIENTIERUNG UND ORTHOREKTIFIZIERUNG	65
3.3.2.1	Automatisches Verfahren zur Bestimmung der Inneren und Äußeren Orientierung	66
3.3.2.2	Erhebung von terrestrischen Passpunkten	68
3.3.2.3	Orthorektifizierung	72
3.3.3	KLASSIFIZIERUNG.....	72
3.3.3.1	Fehlerabschätzung und Fehlerdiskussion	79
3.3.4	AUSWERTUNG DER BINÄREN SCHNEEBEDECKUNGSDATEN	81
3.3.5	STATISTISCHE ANALYSEN UND RÄUMLICHE MODELLIERUNG.....	82
3.3.6	MESOSKALIGE GÜTEABSCHÄTZUNG DER MODELLE	84
3.4	MAKROSKALIGE MODELLVALIDIERUNGEN MITTELS ASTER-SZENEN.....	84
4	ERGEBNISSE	87
4.1	DESKRIPTIVE STATISTIK DER GEOMORPHOMETRIE.....	87
4.2	MIKROSKALIGE MESSERGESBNISSE	90
4.2.1	ZEITLICH SEHR HOCH AUFGELOSTE MESSDATEN AUF BASIS VON KLIMASTATIONEN UND SLF-TESTFLÄCHEN	90
4.2.1.1	Schneedeckenentwicklung im Vergleich zum langjährigen Mittel.....	90
4.2.1.2	Verlauf der Schneedeckenentwicklung an den Klimastationen	92
4.2.1.3	SWE-Abschätzungen auf Basis der Klimastationsdaten.....	99
4.2.2	STATISTISCHE ANALYSEN DES EINSCHNEI- UND AUSAPERUNGSMUSTERS IN ABHÄNGIGKEIT VOM RELIEF – AUF BASIS DER UTL-DATALOGGER- STANDORTE	100
4.2.3	STATISTISCHE ANALYSEN DER SCHNEETIEFE, SCHNEEDICHTE UND DES SWES IN ABHÄNGIGKEIT VOM RELIEF.....	104
4.2.3.1	Schneetiefe	105
4.2.3.2	Schneedichte.....	109
4.2.3.3	Schneewasseräquivalent	111
4.2.4	MIKROSKALIGE AUSAPERUNGS-, SCHNEETIEFEN- UND SWE-MODELLE	113
4.2.5	MESOSKALIGE VALIDIERUNG DES AUSAPERUNGSMODELLS DER MIKROSKALIGEN PUNKTDATEN 2003/04.....	116
4.3	MESOSKALIGES VERTEILUNGSMUSTER DER SCHNEEDECKE.....	118

4.3.1	STATISTISCHE ANALYSE DES RELIEFEINFLUSSES AUF DIE AUSAPERUNG	134
4.3.2	RELIEFABHÄNGIGE AUSAPERUNGSMODELLIERUNGEN (WINTER 2003/04) AUF BASIS VON STATISTISCHEN ANALYSEN DER TERRESTRISCHEN GEGENHANGPHOTOS.....	140
4.3.3	QUANTITATIVE GÜTEABSCHÄTZUNG DER RELIEFABHÄNGIGEN AUSAPERUNGSMODELLE 2003/04.....	141
4.4	MAKROSKALIGE VALIDIERUNG DER AUSAPERUNGSMODELLE MITTELS ASTER- SZENEN	147
5	DISKUSSION	153
5.1	EINFLUSS DES RELIEFS AUF DIE SCHNEETIEFE, DAS SWE UND DIE SCHNEEDICHTE.....	153
5.2	EINFLUSS DES RELIEFS AUF DAS AUSAPERUNGSMUSTER.....	156
5.3	MULTISKALIGER METHODENANSATZ.....	160
6	SCHLUSSFOLGERUNG.....	162
7	ZUSAMMENFASSUNG	163
8	SUMMARY	165
9	LITERATUR, KARTEN UND SONSTIGE QUELLEN	166
10	ANHANG	182
11	DANKSAGUNG	187

Abbildungsverzeichnis*

Abb. 1: Räumliche und zeitliche Auflösung ausgewählter optischer Sensoren und deren Kosten (HUGGEL 2004: S. 26).....	6
Abb. 2: Skalenkonzept der Geomorphologie (DIKAU 1989).....	12
Abb. 3: Im Lötschental durchgeführte Forschungsarbeiten der Arbeitsgruppe Klimatologie & Hochgebirgs-/Landschaftsökologie (Winiger/Löffler, Geographisches Institut Bonn (GIUB)), (verändert nach BÖRST (2006))	17
Abb. 4: Lage des Untersuchungsgebiets im Lötschental (links unten) und in der Schweiz (links oben) (Datengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677))	18
Abb. 5: Geologischer N-S Querschnitt durch das Lötschental (verändert nach HÜGI et al. (1988: Tafel II)).....	19
Abb. 6: Mittlere Lufttemperatur und Niederschlagsverteilung an der Schweizer Meteorologischen Anstalt (SMA)-Station Ried im langjährigen Mittel (1974–1998).....	20
Abb. 7: Darstellung der mittleren potentiellen, kurzwelligen Solarstrahlung pro Tag ($W m^{-2}$)	22
Abb. 8: Darstellung des Windfelds an den Klimastationen (prozentuale Windverteilung der 10 min-Werte) von 2002–8/2004.....	24
Abb. 9: Mittlere und maximale Schneetiefe sowie Schneedeckendauer (ab 2 cm Schneedecke) auf dem SLF-Schneemessfeld Wiler (Daten SLF).....	26
Abb. 10: Mittlerer monatlicher Abflussgang der Lonza (1974–1998) im Vergleich zu den mittleren Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen an der SMA-Station Ried (1974–1998).....	27
Abb. 11: Vegetationskarte des Lötschentals (Datengrundlage HÖRSCH 2003, © 2007, swisstopo (JD072677))	29
Abb. 12: Vegetationsklassen-Verteilung auf fünf Höhenstufen (verändert nach HÖRSCH, 2003: S. 135)	29
Abb. 13: Lawinenzonenplan (Datengrundlage: Katasteramt Sitten, © 2007 swisstopo (JD072677))	30
Abb. 14: Struktureller und methodischer Aufbau der vorliegenden Arbeit	33
Abb. 15: Verteilung der Stützpunkte und Höhenkoten des Basismodells (SWISSTOPO 2004) sowie der Kontrollpunkte (dGPS und topographische Punkte)	36
Abb. 16: Gegenüberstellung der interpolierten DHM mit Schräglichtschummerung: gewichtetes Mittel (l. o.), Minimum Curvature (r. o.), lineare Delaunay Triangulation (l. u.), lineares Kriging (r. u.) (Datengrundlage SWISSTOPO 2004).....	37
Abb. 17: Vergleichende Gegenüberstellung der Stützpunkte, der Höhenlinien des DHMs und der 1:10 000er Karte (Datengrundlage 1:10 000er Karte des Katasteramts Sitten, SWISSTOPO 2004)	40
Abb. 18: Darstellung der Reliefparameter Meereshöhe [m ü. M.], Exposition und Hangneigung [°].....	42
Abb. 19: Wölbungsparameter (SCHMIDT & HEWITT 2004).....	43

* Falls nicht anderes angegeben, sind die Abbildungen selbst entworfen.

<i>Abb. 20: Wölbungsparameter und Topographische Position</i>	44
<i>Abb. 21: Lage der Klimastationen, UTL-Datalogger und Schneetestflächen</i> <i>(Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677))</i>	46
<i>Abb. 22: Unkorrigierter Datensatz der Schneetiefe auf Tagesbasis (u.). Die beiden</i> <i>oberen Detailansichten stellen beispielhaft unkorrigierte 10 min-Messwerte</i> <i>während der maximalen Schneetiefe mit einer Unterschreitung des</i> <i>Messmindestabstandes (l.) und dem Austauen der Tripodstange (r.) dar</i>	49
<i>Abb. 23: Thermische Leitfähigkeit von Schnee (LANGHAM 1981: S. 298)</i>	53
<i>Abb. 24: Bestimmung des Ausaperungs- und Einschneitermins mit Hilfe von UTL-</i> <i>Dataloggern; dargestellt am Beispiel von Messdaten der Klimastation</i> <i>Chumme</i>	53
<i>Abb. 25: Verteilung der UTL-Datalogger-Standorte in Bezug zu den</i> <i>geomorphometrischen primären Reliefparametern Höhe, Hangneigung,</i> <i>Exposition und Horizontalwölbung</i>	54
<i>Abb. 26: Verteilung der Schneetestflächen im Winters 2003/04 in Bezug zu den</i> <i>geomorphometrischen primären Reliefparametern Meereshöhe, Hangneigung,</i> <i>Exposition und Horizontalwölbung</i>	55
<i>Abb. 27: Mittlerer relativer Fehler von Schneedichtemessungen in Bezug auf</i> <i>Schneedichte und Neuschneehöhe (verändert nach MEISTER (1986))</i>	57
<i>Abb. 28: Zeitliche Auflösung der terrestrischen Gegenhangphotos der Chumme-Kamera</i> <i>(oben) und Mannlich-Kamera (unten), die sowohl witterungsbedingt als auch</i> <i>durch Kameraausfälle reduziert wird, und die für weitere Analysen</i> <i>klassifizierten terrestrischen Gegenhangphotos</i>	64
<i>Abb. 29: Schwankungen des Rotationswinkels Kappa (Rotation um die</i> <i>Aufnahmerichtung, oben) und der Kamerakonstante (Abstand der Bildebene</i> <i>vom Projektionszentrum, unten) für die Chumme-Kamera, die mit dem</i> <i>automatischen Verfahren bestimmt wurden. Deutliche Änderungen erfolgten</i> <i>durch die Kamerakontrollen, bei dem die Kamera aus dem wetterfesten</i> <i>Gehäuse genommen wird und dadurch eine Veränderung der</i> <i>Aufnahmegeometrie verursacht wird</i>	65
<i>Abb. 30: Teilbildstreifen und deren jeweiligen Referenzbilder der Chumme-Kamera</i> <i>(oben) und Mannlich-Kamera (unten)</i>	67
<i>Abb. 31: Beispiele für dGPS vermessene markante Geländepunkte (oben) und TPs des</i> <i>Katasteramtes Sitten. Die Lagebeschreibung mit entsprechenden XYZ-</i> <i>Koordinaten der TPs, die teilweise für eine eindeutige Identifizierung während</i> <i>einer Messkampagne begangen wurden (mitte), wurden als Handskizzen vom</i> <i>Katasteramt Sitten zur Verfügung gestellt (unten).</i>	70
<i>Abb. 32: Spektrale Reflexionsgrade von Schnee und schneefreien Oberflächen</i> <i>(verändert nach VIKHAMAR & SOLBERG (2002))</i>	73
<i>Abb. 33: Veränderung der Albedo in Bezug zum Alter der Schneedecke (verändert nach</i> <i>WINTHER & HALL (1999))</i>	74
<i>Abb. 34: Reflexionseigenschaften von Schnee in Abhängigkeit von Korngröße und SWE</i> <i>(verändert nach DOZIER 1989)</i>	74
<i>Abb. 35: Merkmalsraum in der RGB-Farbskala (oben) und HLS-Farbskala (unten) zur</i> <i>Klassifizierung von aperen und schneebedeckten Flächen. Mit der</i> <i>Belichtungszeit variiert der Farbwert der jeweiligen Objekte (links:</i> <i>13.06.2003, rechts: 13.03.2003)</i>	75
<i>Abb. 36: Variation der Farbwerte von Schnee durch unterschiedliche Belichtungszeiten</i> ...	75

Abb. 37: Farbmodell der RGB-Farbskala (links) und der HLS-Farbskala (rechts; H = Farbe, I = Helligkeit (L), S = Farbsättigung) (verändert nach KRAUS (1990)).....	76
Abb. 38: Untergrundspezifische Maskierung für den Sonnhang (links) und Schatthang (rechts).....	78
Abb. 39: Grenzwerte der Schneeklassifizierung in Bezug zur Untergrund- und Schattenmaske für die Bilder der Chumme-Kamera	78
Abb. 40: Vergleichende Gegenüberstellung von Ausschnitten der unklassifizierten und klassifizierten Orthophotos. Die Bildausschnitte weisen unterschiedliche Maßstäbe auf, die jeweilige Pixelauflösung beträgt 10 m. Von der Kamera nicht einsehbare Bereiche sind im Orthophoto (l.) schwarz maskiert. In den klassifizierten Bildern (r.) werden schneebedeckte Flächen weiß dargestellt und schneefreie bzw. nicht einsehbare Bereiche schwarz dargestellt.....	81
Abb. 41: Verfahrensschemata zur Erstellung der Ausaperungskarten	82
Abb. 42: Gegenüberstellung der Höhen- und Expositionsverteilung auf dem Sonn- und Schatthang in Bezug zum Lötschental und den photographisch erfassten Gebieten.....	88
Abb. 43: Gegenüberstellung der Höhen- und Hangneigungsverteilung auf dem Sonn- und Schatthang in Bezug zum Lötschental und den photographisch erfassten Gebieten.....	89
Abb. 44: Gegenüberstellung der potentiellen Solarstrahlung auf dem Sonn- und Schatthang in Bezug zum Lötschental und den photographisch erfassten Gebieten.....	89
Abb. 45: Schneedeckenentwicklung auf den SLF-Messfeldern Lauchernalp (2000 m ü. M.) und Wiler (1400 m ü. M.) im Vergleich zum langjährigen Mittel (Datenquelle SLF)	91
Abb. 46: Witterungsverlauf an der Klimastation Chumme von Oktober 2002 bis August 2004	93
Abb. 47: Witterungsverlauf an der Klimastation Mannlich von Oktober 2002 bis August 2004	93
Abb. 48: Witterungsverlauf an der Klimastation Ried von Oktober 2002 bis August 2004 ..	94
Abb. 49: Witterungsverlauf an der Klimastation Grund von Oktober 2002 bis August 2004	94
Abb. 50: Witterungsverlauf an der Klimastation Gandegg von Oktober 2002 bis August 2004	95
Abb. 51: Vergleichende Darstellung der Schneedeckenentwicklung an den Klimastationen und auf den SLF-Schneetestflächen	97
Abb. 52: Prozentuale Verteilung der Windrichtungen an den Klimastationen im Winter 2002/03 und 2003/04 (10 min-Werte)	98
Abb. 53: Einschnei- und Ausaperungsverlauf der UTL-Datalogger Standorte	101
Abb. 54: Vergleichende Betrachtung der Schneetiefe und des SWEs von direkt benachbarten Schneetestflächen auf einer horizontalen Freifläche, zwei horizontale Waldlichtungen und einem geneigten dichten Fichtenbestand	104
Abb. 55: Minimale, mittlere und maximale Schneetiefen auf den Schneetestflächen während der Messkampagnen 2003	106
Abb. 56: Minimale, mittlere und maximale Schneetiefen auf den Schneetestflächen während der Messkampagnen 2004	107

<i>Abb. 57: Jahreszeitlich und räumlich variierende Schneedichten auf den Schneetestflächen während der Messkampagnen im Winter 2002/03 (oben) und Winter 2003/04 (unten). Die hohe Variabilität und geringe Schneedichte im Mai 2004 basiert auf den Neuschneefallereignissen während der Messkampagne</i>	110
<i>Abb. 58: SWE-Werte der Schneedecke auf den Testflächen im Winter 2003(oben) und Winter 2003/04 (unten)</i>	111
<i>Abb. 59: Verschiebung des Ausaperungstermins in Abhängigkeit von der Exposition (l.) mit Änderung der Meereshöhe (r. o.) und mit Änderung der Hangneigung (u. r.)</i>	114
<i>Abb. 60: Reliefabhängige Differenzierung der Schneetiefe. Oben: Änderung der Meereshöhe (10° geneigte Flächen, S-exponiert, konvexe Wölbung, Mitte: Änderung der Hangneigung (S-Exposition, konvexe Wölbung), Unten: Änderung der Hangneigung (10° geneigte Hänge, S-exponiert, konvexe Wölbung)</i>	115
<i>Abb. 61: Güteabschätzung des Ausaperungsmodells der mikroskaligen Punktdaten aufgeschlüsselt nach Hangneigungs- und Höhenklassen für den Winter 2003/04</i>	117
<i>Abb. 62: Frühwinterlicher Schneedeckenaufbau auf dem Sonnhang 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)</i>	118
<i>Abb. 63: Frühwinterlicher Schneedeckenaufbau auf dem Schatthang 2002 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)</i>	119
<i>Abb. 64: Schneeverteilungsmuster auf dem Sonnhang ausgewählter Termine von Januar bis Oktober 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)</i>	120
<i>Abb. 65: Schneeverteilungsmuster auf dem Schatthang ausgewählter Termine von Januar bis August 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)</i>	121
<i>Abb. 66: Ausaperungskarte 2003 auf Basis der terrestrischen Gegenhangphotos (Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677))</i>	122
<i>Abb. 67: Anteil der schneebedeckten Fläche auf dem Sonnhang für ausgewählte Termine, aufgeschlüsselt nach Hangneigung (10° Intervalle) und Meereshöhe (200 m Intervalle); (Darstellung bezieht sich auf den Bildausschnitt, der in die statistische Analyse einfließt)</i>	123
<i>Abb. 68: Anteil der schneebedeckten Flächen auf dem Schatthang für ausgewählte Termine, aufgeschlüsselt nach Meereshöhe (200 m Intervalle) und Hangneigung (10° Intervalle)</i>	125
<i>Abb. 69: Frühwinterlicher Schneedeckenaufbau und Ausaperungsmuster auf dem Sonnhang 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)</i>	126
<i>Abb. 70: Frühwinterlicher Schneedeckenaufbau auf dem Schatthang 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)</i>	127
<i>Abb. 71: Schneeverteilungsmuster auf dem Sonnhang ausgewählter Termine von Januar bis Oktober 2004 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)</i>	128
<i>Abb. 72: Schneeverteilungsmuster auf dem Schatthang ausgewählter Termine von Januar bis Oktober 2004 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)</i>	129

<i>Abb. 73: Ausaperungskarte 2004 auf Basis terrestrischer Gegenhangphotos (Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677))</i>	130
<i>Abb. 74: Anteil der schneebedeckten Flächen am 1. Mai 2004 auf dem Sonnhang, aufgeschlüsselt nach Meereshöhe (200 m Intervalle) und Hangneigung (10° Intervalle)</i>	131
<i>Abb. 75: Anteil der schneebedeckten Flächen auf dem Schatthang für ausgewählte Termine, aufgeschlüsselt nach Meereshöhe (200 m Intervalle) und Hangneigung (10° Intervalle)</i>	132
<i>Abb. 76: Ausaperungskurve (2003) in Abhängigkeit von der Meereshöhe auf dem Schatthang (oben) und Sonnhang (unten)</i>	133
<i>Abb. 77: Ausaperungskurve (2004) in Abhängigkeit von der Meereshöhe auf dem Schatthang (oben) und Sonnhang (unten)</i>	134
<i>Abb. 78: Gegenüberstellung der Güteabschätzung verschiedener Modelle</i>	142
<i>Abb. 79: Güteabschätzung des Modells M 2 (Meereshöhe und Hangneigung) aufgeschlüsselt nach Meereshöhe und Hangneigung; links: Sonnhang, rechts: Schatthang</i>	144
<i>Abb. 80: Güteabschätzung des Modells M 7 (Meereshöhe, Hangneigung, potentielle Solarstrahlung, Min.-, Max.-Wölbung und topographische Position) aufgeschlüsselt nach Meereshöhe und Hangneigung; links: Sonnhang, rechts: Schatthang</i>	145
<i>Abb. 81: Güteabschätzung der Modelle, bei denen der Sonn- und Schatthang nicht separat betrachtet wurden (links Sonnhang und rechts Schatthang); oben: Modell M 2 (Meereshöhe und Hangneigung), unten: Modell M 7 (Meereshöhe, Hangneigung, potentielle Solarstrahlung, Min.-, Max.-Wölbung und topographische Position)</i>	146
<i>Abb. 82: Makroskalige Modellvalidierung für den 16.03.2004. Visueller Vergleich zwischen der ASTER-Szene (Band 3-3-1), dem mikroskaligen, auf Punktdaten basierenden (u. l.) und mesoskaligen, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, semiempirisch-statistischen Ausaperungsmodell</i>	148
<i>Abb. 83: Makroskalige Modellvalidierung für den 19.05.2004. Visueller Vergleich zwischen der ASTER-Szene (Kanal 3-1-1), dem mikroskaligen, auf Punktdaten basierenden (u. l.) und mesoskaligen, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, semi-empirisch-statistischen Ausaperungsmodell</i>	149
<i>Abb. 84: Vergleich Makroskalige Modellvalidierung für den 29.07.2004. Visueller Vergleich zwischen der ASTER-Szene (Kanal 3-1-1), dem mikroskaligen, auf Punktdaten basierenden (u. l.) und mesoskaligen, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, semi-empirisch-statistischen Ausaperungsmodell</i>	151
<i>Abb. 85: Makroskalige Modellvalidierung für den 08.09.2004. Visueller Vergleich zwischen der ASTER-Szene (Kanal 3-1-1), dem mikroskaligen, auf Punktdaten basierenden (u. l.) und mesoskaligen, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, semi-empirisch-statistischen Ausaperungsmodell</i>	152

Fotoverzeichnis*

<i>Foto 1: Klimastation Chumme (22.03.2003): raue Schneeoberfläche</i>	49
<i>Foto 2: Klimastation Mannlich (28.04.2003): Unterschreitung des Messmindestabstandes</i>	49
<i>Foto 3: Klimastation Chumme (29.04.2003):verfrühte Ausaperung infolge der höheren Wärmeleitfähigkeit der Tripodstange.....</i>	49
<i>Foto 4: Beispielhafte Messanordnung auf einer Schneetestfläche. Entlang der rot gekennzeichneten hangparallelen Messreihen wurden die Schneetiefenmessungen durchgeführt. Im Schneeschacht wird das SWE bzw. die Schneedichte gemessen.....</i>	56
<i>Foto 5: Kamerasystem Chumme</i>	63
<i>Foto 6: Neuer Standort der Kamera Mannlich.....</i>	63
<i>Foto 7: Schneedecke während des Winters 2003 an der Kamera Chumme</i>	63
<i>Foto 8: Eingeschneites Kamerasystem Mannlich im Winter 2003</i>	63
<i>Foto 9: Räumliche Verteilung der Passpunkte (rote Kreise; nach der Datenquelle kodierte dargestellte Passpunktnummer: dreistellige Zahl: TP, 10 000er Zahl: dGPS-Punkt, 20 000er Zahl: in dem Luftbildmodell gemessene Passpunktkoordinaten) auf dem Referenzbild vom 3.07.2004. der Chumme- Kamera</i>	71
<i>Foto 10: Räumlichen Verteilung der Passpunkte (rote Kreise; nach der Datenquelle kodierte dargestellte Passpunktnummer: dreistellige Zahl: TP, 10 000er Zahl: dGPS-Punkt, 20 000er Zahl: in dem Luftbildmodell gemessene Passpunktkoordinaten) auf dem Referenzbild vom 19.10.2003. der Mannlich- Kamera</i>	71
<i>Foto 11: Schneetestfläche auf einer horizontalen Waldlichtung</i>	104
<i>Foto 12: Schneetestfläche auf horizontaler Freifläche.....</i>	104

* Falls nicht anders angegeben, sind es eigene Fotos.

Tabellenverzeichnis*

<i>Tab. 1: Methoden von Schneemessungen mit ihrer zeitlichen und räumlichen Auflösung (verändert nach DERKSEN & LEDREW 2000).....</i>	<i>3</i>
<i>Tab. 2: Ausgewählte Einsätze von terrestrischen Kleinbildkameras zur räumlichen und zeitlichen Analyse der Schneedeckenverteilung. In Planung befindliche Studien wurden in der Auflistung nicht berücksichtigt</i>	<i>6</i>
<i>Tab. 3: Mittel- und Extremwerte des Niederschlags und der Lufttemperatur an der SMA-Station Ried (1974–1998)</i>	<i>20</i>
<i>Tab. 4: Herbstliche und winterliche Temperaturinversionen während des Untersuchungszeitraums im Lötschental</i>	<i>21</i>
<i>Tab. 5: Mittlere Windrichtung am Tag (10:00–15:00 Uhr) und in der Nacht (22:00–03:00 Uhr) an der Klimastation Chumme (2000–8/2004) in Prozent (GUMPERT in Vorb.)</i>	<i>24</i>
<i>Tab. 6: Mittlere Windrichtung am Tag (10:00–15:00 Uhr) und in der Nacht (22:00–03:00 Uhr) an der Klimastation Mannlich (2000–8/2004) in Prozent (GUMPERT in Vorb.).....</i>	<i>25</i>
<i>Tab. 7: Mittel- und Extremwerte der Schneedecke auf den SLF-Schneemessfeldern Wiler und Lauchernalp.....</i>	<i>26</i>
<i>Tab. 8: Vergleichende Gegenüberstellung von Interpolationsverfahren zur DHM-Generierung</i>	<i>38</i>
<i>Tab. 9: Absolute Differenzen zwischen Höhenpunkten aus Referenzdaten und interpolierten DHMs getrennt nach Datenquellen (Zahlen in Klammern: Anzahl der Beobachtungspunkte).....</i>	<i>39</i>
<i>Tab. 10: Ausgewählte Klimaparameter und Messperiodenbeginn der Klimastationen</i>	<i>46</i>
<i>Tab. 11: Ursachen und Auswirkungen von fehlerhaften Rohdaten der Schneetiefenmessung</i>	<i>48</i>
<i>Tab. 12: Kalibrierungsergebnisse der Kameras.....</i>	<i>61</i>
<i>Tab. 13: Flächenanteile der terrestrischen Gegenhangphotos, die bei der Analyse gesondert betrachtet bzw. ausmaskiert wurden</i>	<i>83</i>
<i>Tab. 14: Kanäle des ASTER-Sensors und deren räumliche Auflösung (BOLCH 2006: S. 34)</i>	<i>85</i>
<i>Tab. 15: Zusammenfassende Übersicht der Datengrundlage und Methodik zur Erfassung der reliefabhängigen Schneedeckenverteilung</i>	<i>86</i>
<i>Tab. 16: Abschätzungen der SWE-Werte an den Klimastationen</i>	<i>99</i>
<i>Tab. 17: Regressionsanalyse des Einschneiens in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung.....</i>	<i>102</i>
<i>Tab. 18: Regressionsanalyse des Ausaperungsmusters in Abhängigkeit von der Meereshöhe</i>	<i>102</i>
<i>Tab. 19: Regressionsanalyse des Ausaperungsmusters in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung</i>	<i>103</i>

* Falls nicht anders angegeben, sind die Tabellen selbst entworfen.

<i>Tab. 20: Regressionsanalyse der Schneetiefe in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung</i>	108
<i>Tab. 21: Regressionsanalyse der Schneetiefe in Abhängigkeit von der Meereshöhe</i>	109
<i>Tab. 22: Multiple lineare Regressionsanalyse der Schneedichte in Abhängigkeit von den primären Reliefparametern</i>	110
<i>Tab. 23: Regressionsanalyse des SWEs in Abhängigkeit von der Meereshöhe</i>	112
<i>Tab. 24: Regressionsanalyse des SWEs in Abhängigkeit von den primären Reliefparametern</i>	113
<i>Tab. 25: Regressionsanalyse der Ausaperung in Bezug zur Meereshöhe (M 1)</i>	135
<i>Tab. 26: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe und Hangneigung (M 2)</i>	136
<i>Tab. 27: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung und E-W-Exposition (M 3)</i>	137
<i>Tab. 28: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung und potentiellen Solarstrahlung (Modell M 4)</i>	137
<i>Tab. 29: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, potentiellen Solarstrahlung, Vertikal- und Horizontalwölbung (M 5)</i>	138
<i>Tab. 30: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, potentiellen Solarstrahlung, Min.- und Max.-Wölbung (M 6)</i>	139
<i>Tab. 31: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, potentiellen Solarstrahlung, topographischen Position, Min- und Max-Wölbung (M 7)</i>	139
<i>Tab. 32: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, potentiellen Solarstrahlung, topographischen Position, Vertikal- und Horizontalwölbung (M 8)</i>	140

Kartenverzeichnis (Beilage)

Karte 1: Einschnei- und Ausaperungstermin für den Winter 2002/03 und 2003/04– Modell basierend auf Punktdaten

Karte 2: Schneetiefe von Januar bis April 2003 – Modell basierend auf Punktdaten

Karte 3: SWE von Januar bis April 2003 – Modell basierend auf Punktdaten

Karte 4: Schneetiefe von Januar bis Mai 2004 – Modell basierend auf Punktdaten

Karte 5: SWE von Januar bis Mai 2004 – Modell basierend auf Punktdaten

Karte 6: Ausaperung – Modell basierend auf terrestrischen Gegenhangphotos (2004)

Abkürzungsverzeichnis

ρ	Schneedichte
AML	ArcInfo Macro Language
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission & Reflection Radiometer
dGPS	differential Global Positioning System
DHM	Digitales Höhenmodell
GIS	Geographisches Informations-System
GIUB	Geographisches Institut der Universität Bonn
HLS	Hue, Lighthness, Saturation
HS	mittlere Schneetiefe auf den Schneetestflächen
HW	auf Schneetestfläche gemessenes Schneewasseräquivalent
JPG	Joint Photographic Expert Group
LK 25	Schweizer Landeskarten im Maßstab 1:25 000
NAO	North Atlantic Oscillation
NDSI	Normalized Difference Snow Index
RGB	Rot, Grün, Blau
SLF	Eidgenössisches Institut für Schnee und Lawinenforschung
SMA	Schweizerische Meteorologische Anstalt
SRM	Snowmelt Runoff Modell
SWE	Schneewasseräquivalent
TDI	Tage-Differenz-Intervall
TP	Topographischer Passpunkt
s	Standardabweichung
n	Stichprobenumfang, Anzahl der Messungen
RMS	Root Mean Square Error

1 Einleitung

Die saisonale Schneedecke leistet mit ihrer Wasserrückhaltefunktion einen wesentlichen Beitrag zur Funktion der Hochgebirge als „Wasserschlösser“ der Erde (BENISTON 2000; MESSERLI 2004; VIVIROLI & WEINGARTNER 2004, 2005). Die Wasserrückhaltefunktion wird durch die Schneedecke bedingte Änderung des Strahlungshaushaltes (BARRY 1992) und der daraus resultierenden Abnahme der Oberflächentemperatur zusätzlich verstärkt. Auf Grund des verzögerten Wasserabflusses während der Schneeschmelze ist Wasser im Vorland zur Zeit des geringsten Wasserdargebots und des höchsten Wasserbedarfs verfügbar (MARTINEC 1987; VIVIROLI & WEINGARTNER 2004). Über diese hydrologische Funktion hinaus stellt die saisonale Schneedecke nach LÖFFLER (2005) den wichtigsten ökologischen Steuerfaktor im Hochgebirge dar. So steuert das kleinräumig variierende Verteilungsmuster der Schneedecke maßgeblich das Verteilungsmuster der Vegetation (CHRISTIANSEN 2001; DALY 1984; FRIEDEL 1961; GJAEREVOLL 1956: S. 16; HILLER et al. 2001; KÖRNER 1999; LÖFFLER 2005; STANTON et al. 1994; WALKER et al. 2001) und von Permafrost (HOELZLE et al. 1999; KELLER 1994; PHILLIPS 2000).

Mit der prognostizierten globalen Temperaturerhöhung von 1,9–5,8 °C (IPCC 2001), die nach Berichten des Max-Planck-Institutes (UMWELTBUNDESAMT 2006) für die Alpen auf über 3,5 °C für die Jahre 2071–2100 gegenüber dem Vergleichszeitraum 1961–1990 geschätzt wird, wird für die Alpen eine Verkürzung der Schneedeckendauer prognostiziert (BARNETT et al. 2005; BAUMGARTNER & APFL 1998; KELLER & GOYETTE 2005). Nach KELLER & GOYETTE (2005) und LATERNSER & SCHNEEBELI (2003) erfolgt die Verkürzung der Schneedeckendauer in erster Linie während der Ablationsphase im Frühjahr und Sommer, wohingegen die Schneeakkumulation im Herbst und Frühwinter weniger sensitiv reagiert. Primär hängt die Verkürzung der Schneedeckendauer von der Temperaturerhöhung und weniger von der Schneetiefe ab (BENISTON 1997; BENISTON et al. 2003). Eine Verkürzung der Schneedeckendauer wird sich sowohl auf soziale, ökonomische, (ABEGG & ELSASSER 1996; BARRY 2003, 2005; ELSASSER et al. 2000) ökologische (GOTTFRIED et al. 2002; KELLER 2005; PAULI et al. 2005) und hydrologische (BAUMGARTNER & APFL 1994; SCHAPER & SEIDEL 2000) Strukturen im Hochgebirge selbst als auch im Umland auswirken.

Sowohl mit dem zunehmenden Druck auf die Ressource Wasser (VIVIROLI & WEINGARTNER 2004) als auch mit möglichen ökologischen und ökonomischen Auswirkungen einer Klimaerwärmung (HUBER et al. 2005; IPCC 2001; OcCC 2002; THEURILLAT & GUIBAN 2001), steigt die Forderung nach besseren mikro- und mesoskaligen Erfassungsmöglichkeiten der saisonalen Schneedecke. Eine Verbesserung des Systemverständnisses Relief – Schnee dient zugleich der Verbesserung von physikalisch basierten Modellen (FERGUSON 1999), Abflussmodellierungen (LUCE et al. 1998) sowie ökologischen Mus-

tern im Hochgebirge (TAPPEINER et al. 2001). Nach wie vor stellt die Niederschlagsabschätzung im Hochgebirge eine große Unsicherheit dar (VERBUNT et al. 2003; WINIGER et al. 2005). Somit ist die Entwicklung von mikro- und mesoskaligen Erhebungsmethoden notwendig, um aussagekräftige Vorhersagen und Modellierungen bezüglich des Verteilungsmuster der Schneedecke und den mit ihr verbundenen Systemen und Prozessen treffen zu können (APPEL et al. 2002; BENISTON 1997; DE JONG et al. 2005b; ELDER et al. 1991; KELLER 2005; O'NEILL 1988; PIPES & QUICK 1987; STÄHLI & JANSSON 1998).

1.1 Forschungsstand

Die saisonale Schneedecke zeichnet sich besonders im Hochgebirge durch ein unregelmäßiges Verteilungsmuster aus, welches sich in einer hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität der Schneetiefe und des Schneewasseräquivalents (SWE) widerspiegelt. Das Verteilungsmuster der Schneedecke wird neben klimatologischen Bedingungen maßgeblich vom Relief gesteuert (ANDERTON et al. 2002; EHRLER & SCHAPER 1997; MARKS & WINSTRAL 2001; SINGH & SINGH 2001). Schneetiefe, SWE und Schneedeckendauer nehmen auf Grund negativer Temperatur- und positiver Niederschlagsgradienten mit der Meereshöhe zu (MARTINEC & RANGO 1991; MCKAY & GRAY 1981). Diese Zunahme wird mit der Erhöhung des Temperaturgrenzwertes, bis zu dem fester Niederschlag fällt, zusätzlich verstärkt (BARRY 1992: S. 239). Die Meereshöhe ist jedoch nicht der alleinige bestimmende Faktor des Verteilungsmuster der Schneedecke (POMEROY & BRUN 2001). Bereits während des Schneedeckenaufbaus erfolgt eine weitere Differenzierung durch äolische und gravitative Schneeumverteilungsprozesse (MCCLUNG & SCHAEERER 1999; MCKAY & GRAY 1981). Besonders in vegetationsfreien Gebieten nimmt die Bedeutung äolischer Schneeumverteilungsprozesse zu (KÖLBEL 1984; MARTINEC & SEVRUK 1992). Kleinräumige reliefbedingte Unebenheiten werden durch äolische Schneeumverteilungen geglättet, so dass in Mulden größere Schneemengen akkumulieren als auf Kuppen (ADAMS 1981; BARRY 1992: S. 268; ELDER et al. 1991; GJAEREVOLL 1956: S. 16; PHILLIPS 2000; POMEROY et al. 1997; WITMER 1984; WOO et al. 1983). Ebenso können in Leelagen von Kuppen und Graten größere Schneemengen in Form von Wächten akkumulieren (GAUER 1999; MCCLUNG & SCHAEERER 1999), womit kleinräumig eine Akzentuierung der Schneeoberfläche erfolgt. Neben äolischen Schneeumverteilungsprozessen tritt in steilen Relief-lagen eine gravitative Schneeumverteilung durch Lawinen und Schneerutsche hinzu (MCCLUNG & SCHAEERER 1999: S. 92). So können Lawinen, mit denen große Schneemengen über weite Vertikaldistanzen verlagert werden, sowohl das hydrologische Abflussverhalten in einem Einzugsgebiet ändern (ELDER et al. 1991) als auch das Verteilungsmuster von Permafrost maßgeblich beeinflussen (KELLER 1994; VONDER MÜHLL et al. 2001).

Während des Schneedeckenabbaus erfolgt eine zusätzliche Differenzierung des Verteilungsmusters der Schneedecke infolge reliefabhängiger Strahlungsbilanzen und höhenabhängiger Temperaturgradienten (VEIT 2002). Auf Grund der heterogenen, äolisch und gravitativ bedingten Schneeakkumulation entsteht ein kleinräumig differenziertes Ausaperungsmuster (ANDERTON et al. 2002; LUCE et al. 1998; WITMER 1984), welches jährlich den selben räumlichen Strukturen folgt (EHLER & SCHAPER 1997; FRIEDEL 1961; GJAEREVOLL 1956: S. 16; HALL & MARTINEC 1985; KÖLBEL 1984; KÖNIG & STURM 1998; YAMADA 1996), womit dem Relief stets eine wichtige Steuergröße zugesprochen wird. Bisher wurden Quantifizierungen des Reliefeinflusses auf das Ausaperungsmuster nur in wenigen Studien durchgeführt (BLÖSCHL & KIRNBAUER 1992; KÖLBEL 1984; TAPPEINER et al. 2001).

Zur Erhebung des räumlich differenzierten Verteilungsmusters der Schneedecke werden manuelle und automatische Messungen mittels Klimastationen oder Erhebungen mittels Fernerkundungsdaten durchgeführt (GOODISON et al. 1981; GROISMAN & DAVIES 2001; SINGH & SINGH 2001) (Tab. 1).

Tab. 1: Methoden von Schneemessungen mit ihrer zeitlichen und räumlichen Auflösung (verändert nach DERKSEN & LEDREW 2000)

	Schneedecken- information	Wiederholungsrate	Räumliche Auflö- sung	Auflö- sung	Gebietsgröße*
Manuelle Schneekurse	SWE Schneetiefe Schneedichte Feuchtigkeit Schneebeschaffenheit	i. d. R. 14–30 d			bis 10 km ²
Automatische Klimastationen	Schneetiefe Schneedeckendauer	Stündlich bis täglich			
Luftbilder	Schneedeckendauer	Abhängig von Flug- zeugbefliegung	Variabel		1–100 km ²
NOAA	Schneedeckendauer	12 h	1,2 km		ab 200 km ² komplette Hemisphäre
MODIS	Schneedeckendauer	Täglich	500 m		
Landsat TM	Schneedeckendauer dicke vs. dünne Schnee- decke	12–16 d	30 m		ab 10 km ²
Meteosat Sichtbarer NIR	Schneedeckendauer	30 min	2,5 km 5 km		ab 500 km ²
Radar	Schneedeckendauer nasser vs. trockener Schnee	16–18 d			
Passive- Mirkowellen	SWE Schneedeckendauer	Nahezu täglich	Für Hochgebirge ungeeignet		
Gamma	SWE	Abhängig von Flug- zeugbefliegung	Begrenzt auf bestimm- te Fluglinien		

*Angaben nach HALL & MARTINEC (1985) und RANGO (1993)

Auf Grund der räumlichen Differenzierung der Schneedecke sind durchschnittliche Schneetiefen, die auf einzelnen Punktmessungen basieren, nur sehr unpräzise (ANDERTON et al. 2002; EHRLER & SCHAPER 1997; GOODISON et al. 1981; HERRMANN 1974a; SEPÄLLÄ 2004: S. 238; SINGH & SINGH 2001). Zudem ist die exakte Messung des festen Niederschlages mit üblichen Niederschlagsmessern auf Grund der Winddrift am Niederschlags-sensor, wodurch Schnee zum einen nicht in das Auffanggefäß gelangt und zum anderen aus dem Auffanggefäß wieder herausgeweht werden kann, problematisch (MARTINEC & SEVRUK 1992; SEVRUK 1986a, b; SOKOLLEK 1985; Woo et al. 1983). Nach SEVRUK (1986b) kann der systematische Messfehler zwischen -15 bis +50 % betragen. GOODISON et al. (1981) nehmen an, dass bereits bei einer Windgeschwindigkeit von 3 m s^{-1} der Niederschlag um bis zu 50 % unterschätzt wird.

Bessere Verfahren zur Bestimmung des festen Niederschlages stellen daher manuelle Messungen des täglichen Neuschneezuwachses oder automatische Messungen mit Schneekissen dar (GOODISON et al. 1981; SCHULZ 2006). Ein indirektes Verfahren zur Bestimmung des SWEs basiert auf Schneetiefenmessungen. Die näherungsweise Berechnung des SWEs erfolgt hierbei entweder über Neuschneedichten oder über empirisch ermittelte Setzungskurven der Schneedecke (JUDSON & DOESKEN 2000; MARTINEC 1986; MEISTER 1986; POMEROY & BRUN 2001; SEVRUK 1986b). Punktmessungen von Schneetiefen an Klimastationen sind mit Fehlern belastet (MARTINEC 1986; MEISTER 1986; WOO 1997), da durch Windverfrachtung des Neuschnees entweder zu hohe oder zu niedrige Tagesneuschneesummen registriert werden. Nach SEVRUK (1997) können bei der Abschätzung des Gebietsniederschlags zusätzlich große systematische Fehler entstehen, wenn die durch das Relief induzierte Differenzierung der Schneedecke nicht berücksichtigt wird. Auf Grund der kleinräumigen Variation der Schneedecke stuft HERRMANN (1974a) die räumliche Aussagekraft von Punktmessungen als gering ein. Da die Schneetiefenmessungen der offiziellen Schweizer Stationen nur „auf ebenen, horizontalen, sogenannt normal besonnten Flächen“ (WITMER et al. 1986: S. 113) durchgeführt werden, sind auf deren Basis nur klimatologische Schneetiefen- bzw. SWE-Karten bezogen auf Horizontalflächen möglich (WITMER 1984; WITMER et al. 1986: S. 113), wie sie beispielsweise dem hydrologischen Atlas der Schweiz zu Grunde liegen (ROHRER et al. 2001). Analysen des Reliefeinflusses auf die Schneedeckenverteilung sind auf dieser Datengrundlage nicht möglich (BAUMGARTNER & APFL 1998).

Um das räumlich differenzierte Verteilungsmuster der Schneetiefe und des SWEs abschätzen zu können, sind Messungen in unterschiedlichen Reliefpositionen durchzuführen. Diese werden in der Regel manuell in Form von Schneekursen oder auf Schneetestflächen durchgeführt (GOODISON et al. 1981; SINGH & SINGH 2001; WITMER 1984; WOO 1997). Manuelle Punktmessungen sind jedoch mit einem hohen zeitlichen Aufwand verbunden und in schwer zugänglichen Gebieten kaum durchführbar, so dass eine gleichmäßige Verteilung von Punktdaten im Hochgebirge nur bedingt erzielt werden kann (LEICHTER et al. 1999).

Um flächendeckend Daten des Verteilungsmusters der Schneedecke innerhalb eines gesamten Einzugs- bzw. Untersuchungsgebietes zu erhalten, werden konventionell satelliten- oder luftbildgestützte Fernerkundungsdaten eingesetzt (DERKSEN & LEDREW 2000; HALL & MARTINEC 1985; PIESBERGEN 2002; RANGO 1993; ROTT 1987; SCHAPER 2000; SEIDEL & MARTINEC 2004). Damit besteht die Möglichkeit i. d. R. binäre Informationen zur räumlichen Verbreitung der Schneedecke auch in schwer zugänglichen, durch Punktdaten unterrepräsentiert abgebildeten Gebieten zu erhalten (ROTT 1978, 1987). Für quantitative Analysen des reliefabhängigen Verteilungsmusters der Schneedecke ist im Hochgebirge eine hohe räumliche Auflösung der Daten erforderlich (ASCHEWALD et al. 2001; CORRIPIO 2003: S. 46; SEIDEL & MARTINEC 2004: S. 34; TAPPEINER et al. 2001), da zum einen das Hochgebirgsrelief durch ungleichmäßige und rasche Wechsel der Höhe über kurze Horizontaldistanzen charakterisiert wird (CORRIPIO 2003: S. 46). Zum anderen verläuft die frühjährliche Schneegrenze in einzelne Schneefelder zergliedert (SEIDEL & MARTINEC 2004: S. 37), so dass deren Erfassung nur mit räumlich hoch aufgelösten Daten möglich ist. Sowohl für Modellierungen und Prognosen der Schneeschmelze als auch für Untersuchungen des ökosystemaren Einflusses der Schneedecke ist neben der hohen räumlichen Auflösung ebenso eine hohe zeitliche Datenauflösung entscheidend (ASCHEWALD et al. 2001; HAEFNER & PIESBERGEN 1997; TAPPEINER et al. 2001). Da die zeitliche und räumliche Auflösung von konventionellen Fernerkundungsdaten konträr zueinander verläuft – d. h. Satelliten und Luftbilddaten mit einer hohen räumlichen Auflösung weisen i. d. R. eine geringe zeitliche Auflösung auf und umgekehrt (Abb. 1) – muss bei der Verwendung dieser Daten stets eine Abwägung zwischen der räumlichen und zeitlichen Auflösung erfolgen (ASCHEWALD et al. 2001; SEIDEL & MARTINEC 2004).

Die zeitliche Auflösung von Satellitendaten wird zusätzlich durch Bewölkung reduziert. Somit ist z. B. die 16–18-tägige Wiederholungsrate von räumlich hoch aufgelösten LANDSAT-Daten für Analysen der rasch ablaufenden Schneeschmelze, für die nach EHRLER et al. (1997) mindestens vier Zeitschnitte notwendig sind, auf Grund der hohen Datenausfälle durch Bewölkung nicht ausreichend (RANGO 1993; ROTT 1978; WINTHER & HALL 1999). Wie bei räumlich sehr hoch aufgelösten Satellitendaten wird auch bei Luftbildern die hohe zeitliche Auflösung maßgeblich durch einen hohen Kostenfaktor limitiert (LEICHTER et al. 1999), so dass die Wiederholungsrate auf nur wenige Zeitpunkte beschränkt bleibt.

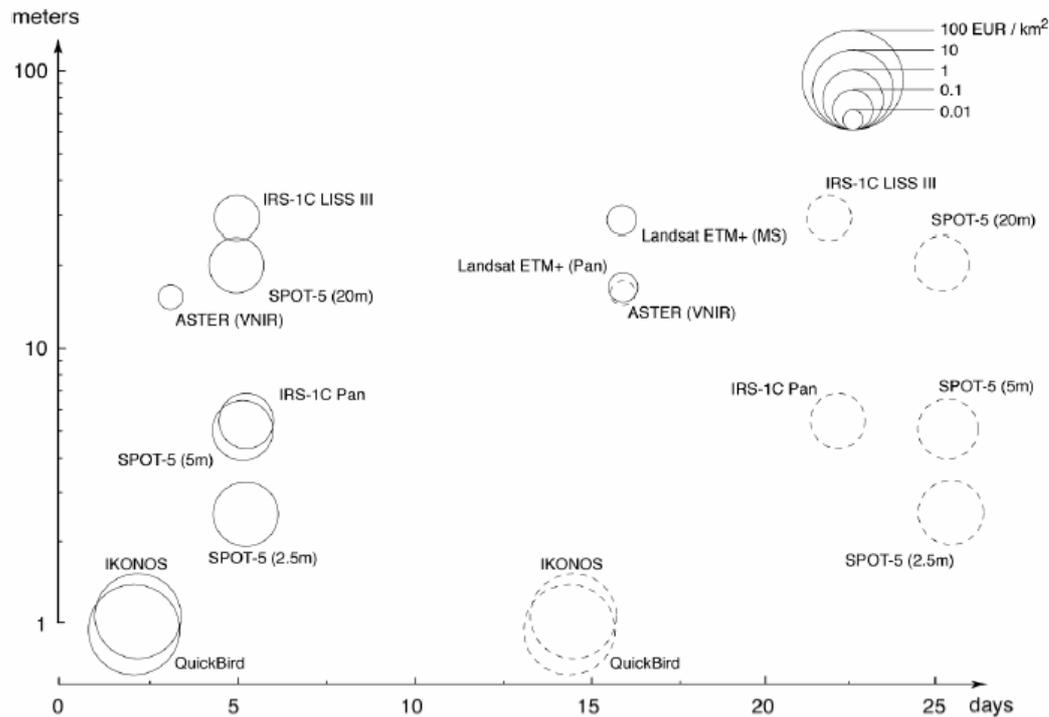


Abb. 1: Räumliche und zeitliche Auflösung ausgewählter optischer Sensoren und deren Kosten (HUGGEL 2004: S. 26)

Tab. 2: Ausgewählte Einsätze von terrestrischen Kleinbildkameras zur räumlichen und zeitlichen Analyse der Schneedeckenverteilung. In Planung befindliche Studien wurden in der Auflistung nicht berücksichtigt

	Untersuchungsraum	Ziel der Studien
ASCHENWALD et al. (2001), TAPPEINER et al. (2001), TASSER (2003)	Passeier Tal (Italien)	Ökosystemare Studie zur Analyse der Interaktion von Schnee und der Vegetation
BAYRISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (2000)	Vernagtferner (Österreich)	Gletschermonitoring zur Analyse der Strahlungsbilanzierung und Abschmelzverhalten des Vernagtferners sowie der Schneedecke
BERNHARD & WEIBEL (1999)	Murtél-Corvatsch	Schneeverteilungsmuster auf einem Blockgletscher
CHRISTIANSEN (2001; 2004)	Zackenbergl (Spitzbergen)	Mikroskalige Schneeverteilung mit gleichzeitiger Schneetiefenmessung. Langzeitmonitoring bezüglich Climate Change und Interaktion von Schnee und der Auftaudynamik von Permafrost
CORRIPIO (2004; 2003), CORRIPIO & PURVES (2004)	Juncal Norte Gletscher (Chile)	Strahlungsbilanzierung (Entstehung von Penitentes)
CORRIPIO et al. (2004), DURAND et al. (2004)	Col du Lac Blanc (Französische Alpen)	Analyse der Winddrift von Schnee
HINKLER et al. (2002)	Zackenbergl (Grönland)	Schneemonitoring bzgl. Ablation
KRUMMENACHER et al. (1998)	Furggentälli (Schweiz)	Räumliche und zeitliche Verteilung der Schneedecke bezüglich Permafrostverbreitung und Solifluktion
MATHEUSSEN & THOROLFS-SON (2002)	Risvollan (Norwegen)	Schneemonitoring auf Basis von Webcams in urbanen Räumen für verbesserte hydrologische Modellierungen
MERNILD (2003)	Ostküste Grönlands	Wettermonitoring für hydrologische Modellierung auf Basis von Klimaparametern
SLF (mdl. Mitteilung M. Lehning)	Weissfluhjoch (Schweiz)	

Um das kleinräumige und zeitlich variierende Verteilungsmuster der Schneedecke zu erfassen, werden zunehmend seit den 1990er Jahren, mit handelsüblichen Kleinbildkameras aufgenommene, terrestrische Gegenhangphotos eingesetzt (Tab. 2). Die ersten Untersuchungen des Verteilungsmusters der Schneedecke mittels terrestrischer Gegenhangphotos, wurde von FRIEDEL (1961) im Gurgler Tal durchgeführt. FRIEDEL (1961) und KÖLBEL (1984) haben für Analysen der Interaktion von Vegetation und Schneedeckendauer gegenüber liegende Talhänge mit Messkammern räumlich hoch aufgelöst aufgenommen und photogrammetrisch ausgewertet. In den 1990er Jahren hat ASCHENBRENNER (1992) erstmals mit einer handelsüblichen Kleinbildkamera terrestrische Gegenhangphotos angefertigt, die für ein Monitoringverfahren der Schneedeckenverteilung auf einem Gletscher sowie der Gletscherbeobachtung selbst dienen. ASCHENBRENNER (1992: S. 75) konnte mit Vergleichen zwischen den terrestrischen Gegenhangphotos und aerophotogrammetrischen Stereokartierungen zeigen, dass der Einsatz von Kleinbildkameras ein kostengünstiges und mit einer hohen Lagegenauigkeit (Fehler unter 5–10 m, die in erster Linie auf Ungenauigkeiten des Digitalen Höhenmodells basieren) gekennzeichnetes Verfahren zum Gletscher- und Schneedeckenmonitoring darstellt.

Die Verfahren zur Ausweisung der Schneegrenzen von FRIEDEL (1961), KÖLBEL (1984), ASCHENBRENNER (1992) sowie BLÖSCHL & KIRNBAUER (1992) – letztere haben mittels Luftbildern die Schneegrenze kartiert – basieren auf Monoplotting-Verfahren. Mit Monoplotting-Verfahren werden ausgewiesene linien- und flächenhafte Objekte entzerrt (HILDEBRANDT 1996), womit eine zeitintensive manuelle Digitalisierung der Schneegrenzen erforderlich ist (BLÖSCHL & KIRNBAUER 1992). Terrestrische Aufnahmen, die mit handelsüblichen Kameras aufgenommen werden, können wegen der Instabilitäten der Inneren Orientierung und wegen der relativ großen Winkel zwischen Bild- und Objektebene mit den Standardprozeduren konventioneller Bildverarbeitungsprogramme nicht orthorektifiziert werden (ASCHENWALD et al. 2001; HILDEBRANDT 1996). Erst mit der Entwicklung von Methoden, die die vollständigen Daten der Inneren und Äußeren Orientierung berücksichtigen können terrestrische Aufnahmen für raumbezogene Analysen mit hoher zeitlicher Auflösung herangezogen werden, da hierdurch zeitaufwändige Digitalisierungsprozesse entfallen. Nahezu zeitgleich sind Algorithmen zur Orthorektifizierung von terrestrischen Gegenhangphotos von LEICHTER et al. (1999) und CORRIPIO (2004) entwickelt worden, die als Open-Source Software im Internet frei verfügbar sind[§]. Erstmals wurden von LEICHTER et al. (1999) und ASCHENWALD et al. (2001) sowohl räumlich als auch zeitlich hoch aufgelöste terrestrische Gegenhangphotos für Untersuchungen des Verteilungsmusters der Schneedecke eingesetzt. Bei dem von LEICHTER et al. (1999) entwickelten Verfahren der Bilderverarbeitung werden erst die Schneesummenkarten, die aus klassifizierten binären Schneedaten erstellt wurden, orthorektifiziert. Hiermit kann der hohe Ar-

[§] JUKE-Method: http://www.uibk.ac.at/c/c4/c409/walde/juke_method.html (letzter Aufruf 01.07.2006)

GEOREFERENCING TERRESTRIAL PHOTOPGRAPHY: <http://www.arolla.ethz.ch/georef/georeferencing.html> (letzter Aufruf 01.07.2006)

beitsaufwand der Passpunktzuweisung, die für die Orthorektifizierung notwendig ist, minimiert werden (ASCHENWALD et al. 2001; LEICHTER et al. 1999). Reliefabhängige Beleuchtungsunterschiede können jedoch in der Klassifizierung nicht berücksichtigt werden; somit ist das Verfahren auf gleichmäßig ausgeleuchtete Bilder begrenzt.

Zur Abschätzung der räumlich und zeitlich differenzierten Schneedeckenverteilung werden prozessbasierte und semi-empirisch statistische Modelle angewandt (MARSH 1999; TARBOTON et al. 2001). Prozessbasierte Modelle gewinnen auf Grund der Entwicklung von leistungsfähigen Rechnern, der Verfügbarkeit von DHMs und Fernerkundungsdaten zunehmend an Bedeutung (ANDERTON et al. 2004; GRAYSON et al. 2002). Je nach Modellkomplexität wird eine unterschiedlich hohe Zahl an Eingangsparametern benötigt, die nur selten flächendeckend vorliegen. Diese müssen für raumbezogene Modellierungen über zumeist statistische Interpolationsalgorithmen in die Fläche, also für jeden Grid-Punkt, modelliert werden (ANDERTON et al. 2004; VERBUNT et al. 2003). Am Messstandort und in kleinen, mäßig reliefierten Gebieten liefern physikalisch basierte Modelle gute Resultate der Schneedeckenentwicklung (KELLER & GOYETTE 2005; LISTON & STURM 2000; MARKS & WINSTRAL 2001; POMEROY & ESSERY 1999; POMEROY et al. 1998; POMEROY et al. 1997; TARBOTON et al. 2001). Eine Interpolation der Eingangsparameter auf größere Gebiete ist jedoch gerade im Hochgebirge als problematisch anzusehen, da mit der stark ausgebildeten Topographie große Heterogenitäten der meteorologischen Bedingungen vorliegen (ANDERTON et al. 2004). So liegen besonders große Unsicherheiten bei der Modellierung des kleinräumig variierenden Windfeldes vor (CORRIPIO et al. 2004), das jedoch entscheidend für die Schneeverteilung ist.

Um das räumliche Verteilungsmuster der Schneedecke und des SWEs mit einfachen Eingabeparametern abschätzen und modellieren zu können, werden semi-empirisch statistische Analysen angewandt. Mit statistischen Analysen wird der Einfluss verschiedener Reliefparameter, wie Meereshöhe, Hangneigung, Exposition, potentiellen Solarstrahlung, Wölbung, etc., auf das Verteilungsmuster der Schneedecke untersucht (CHANG & LI 2000). Statistische Analysen basieren stets auf einer hohen Zahl an Punktdaten, die entlang von Transekten (ANDERTON et al. 2004; BRECHTEL & BALÁZS 1976; BRECHTEL 1972; COPLAND 1998; ELDER et al. 1998; HERRMANN 1973, 1974a, b; MARCHAND & KILLINGVEIT 2001, 2005), auf Schneetestflächen (WITMER 1984) oder mittels Schneekartierungen auf Basis von Bilddaten (BLÖSCHL & KIRNBAUER 1992; EHRLER & SCHAPER 1997; TAPPEINER et al. 2001) erhoben werden. Verschiedene Studien zeigen, dass der Einfluss der Reliefparameter Meereshöhe, Hangneigung, Exposition, Wölbung und potentielle Solarstrahlung auf das Verteilungsmuster der Schneedecke je nach Größe und Beschaffenheit des betrachteten Untersuchungsgebietes – wie z. B. der Topographie und der geographischen Lage – variiert, so dass eine Übertragung der statistisch signifikanten Zusammenhänge von einem Gebiet auf ein anderes nicht möglich ist (MCKAY & GRAY 1981).

Nach HERRMANN (1973), der die relief- und waldbestandsabhängige Wasserrücklagen in einem Einzugsgebiet in den bayrischen Voralpen statistisch analysiert hat, wird die Schneeakkumulation am stärksten von der Meereshöhe und an zweiter Stelle von der Exposition beeinflusst (HERRMANN 1973: S. 35). So weisen Freiflächen in S-exponierten Lagen durchschnittlich geringere Schneetiefen als Freiflächen in N-exponierten Lagen auf, wobei sich die prozentualen Differenzanteile mit zunehmender Meereshöhe verringern (HERRMANN 1973: S. 51). Keine signifikanten Zusammenhänge konnte HERRMANN (1973) bezüglich der Schneedichte ausmachen, die jedoch auf N-exponierten Hängen insgesamt geringer ist als auf S-exponierten Hängen.

MEIMANN et al. (1971) führen hingegen für zwei 138 ha und 166 ha große und von 1300–1600 m ü. M. erstreckende Einzugsgebiete auf, dass während der Schneeschmelze über 79 % der SWE-Varianz über die potentielle Solarstrahlung erklärt werden kann. In einem Untersuchungsgebiet vergleichbarer Größe stellten hingegen HOSANG & DETTWILER (1991) heraus, dass das SWE am stärksten von der Meereshöhe und erst an zweiter Stelle von der potentiellen Solarstrahlung gesteuert wird (R^2 : 66 %). Nach WITMER (1984: S. 120ff), der den Einfluss von Hangneigung und Exposition auf die Schneetiefe systematisch in den Schweizer Alpen untersucht hat, nimmt der Einfluss von Exposition und Hangneigung mit Fortdauer der Ablationsphase zu.

Ebenso wie HERRMANN (1973) konnte COPLAND (1998) für den Arolla Gletscher (Schweiz) zeigen, dass die Meereshöhe (2600–3200 m ü. M.) die höchste Korrelation mit dem SWE aufweist und zwischen 30,6 % und 57,9 % der SWE-Varianz erklärt. Nur geringe Korrelationen weisen die Expositions-, Hangneigungs- und Wölbungsparameter auf. Auf kleinräumiger Maßstabsebene wird die SWE-Varianz jedoch maßgeblich von der Exposition und nicht von der Meereshöhe gesteuert. Die expositionsabhängige Differenzierung des Verteilungsmuster der Schneedecke führt COPLAND (1998) primär auf äolische Schneenumverteilungsprozesse zurück.

ANDERTON et al. (2004), die das Verteilungsmuster der Schneedecke und das Ausaperungsmuster in einem 0,32 km² großen und von 2070–2285 m ü. M. erstreckenden Kar in den Pyrenäen untersucht haben, weisen nach, dass das Verteilungsmuster der Schneedecke zu Beginn der Schneeschmelze am stärksten durch äolische Prozesse geprägt wird. 70–80 % der Varianz des Ausaperungsmusters werden nach ihrer Analyse signifikant über das räumliche Verteilungsmuster der Schneetiefe bzw. des SWEs bestimmt und weniger durch räumliche Variabilitäten der Schmelzraten (ANDERTON et al. 2004).

MARCHAND & KILLINGTVEIT (2001), die in Südnorwegen Georadar-Messungen in einem 849 km² großen und sich von 690–1553 m ü. M. erstreckenden Gebiet auf bis zu maximal 23° geneigten Hängen durchgeführt haben, konnten nur einen geringen, jedoch stets signifikanten Zusammenhang zwischen den Reliefparametern (Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Wölbung) und der Schneetiefe feststellen. Die Reliefparameter erklären lediglich zwischen 5,3 % und 15,6 % der Schneetiefenvarianz. Die größte Korrelation bestand zwischen der Schneetiefe und Meereshöhe sowie Exposition. Der Einfluss der

Hangneigung ist in der Studie als gering einzustufen, da die Messungen lediglich auf Hängen von weniger als 23° Neigung durchgeführt worden sind. Eine weitere Ursache für die geringen Korrelationen zwischen den Reliefparametern und der Schneetiefe ist in der geringen Auflösung des Digitalen Höhenmodells von 100×100 m zu sehen, welches der Analyse zu Grunde liegt (MARCHAND & KILLINGTVEIT 2001).

ELDER et al. (1991) haben in einem 120 ha großen und sich von 2800–3416 m ü. M. erstreckenden alpinen Einzugsgebiet (Sequoia National Park, Kalifornien) den Zusammenhang zwischen Schneeakkumulation (SWE, Schneedichte und Schneetiefe) und Meereshöhe, Hangneigung sowie potentiellen Solarstrahlung für Abschätzungen der Schneerücklagen untersucht. Demnach hängt die Schneedeckenverteilung zu einem gewissen Maße von den Reliefparametern ab (R^2 : 60–70 %). Den größten Einfluss auf die Schneedeckenverteilung übt in dem Gebiet die potentielle Solarstrahlung aus (ELDER et al. 1991). BERNHARD & WAIBEL (1999) haben auf dem Murtél-Corvatsch Blockgletscher kleinräumige Untersuchungen der Schneetiefe in Abhängigkeit vom Relief (Hangneigung, Exposition und Wölbung) durchgeführt. Die Regressionsanalysen weisen in den jeweiligen Zeitschnitten stets Bestimmtheitsmaße von unter 40 % auf. Vergleiche der statistischen Modelle mit Messungen zeigen, dass die statistisch modellierten Schneetiefen in Rillen unterschätzt und auf Rücken überschätzt werden. Folglich kann auf Basis der Regressionsmodelle der Einfluss des Windes nicht ausreichend erfasst werden.

Im Gegensatz zu der Anzahl an Studien, die die reliefabhängige Verteilung von Schneetiefen und SWE untersuchen, ist die Zahl der Studien gering, die das kleinräumig variierende Ausaperungsmuster analysieren (BLÖSCHL 1996; TAPPEINER et al. 2001); insbesondere für das Verbreitungsmuster von Permafrost (GRUBER 2005; STÄHLI & JANSSON 1998) und Vegetation (KELLER 2005; TAPPEINER et al. 2001) stellt die Schneedeckendauer eine maßgebliche Steuergröße dar. Häufig dienen binäre Schneedeckenverteilungskarten, die aus Satellitendaten abgeleitet werden, als wichtige Eingangsparameter für Abflussmodellierungen (BARAL & GUPTA 1997; BAUMGARTNER & APFL 1997; BAUMGARTNER & APFL 1998; EHRLER & SCHAPER 1997; FERGUSON 1999; HALL & MARTINEC 1985; KELLER 1994; MARTINEC & RANGO 1986, 1998; SCHULZ 2006 (IN PREP.); SEIDEL & MARTINEC 2004; TAPPEINER ET AL. 2001). Erstmals haben BLÖSCHL et al. (1991a) gezeigt, dass Schneebedeckungsmuster darüber hinaus zur Evaluierung prozessnaher Schneeschmelz-Abflussmodelle verwendet werden können (BLÖSCHL 1996; BLÖSCHL et al. 1991a; VERBUNT et al. 2003).

Eine erste Studie, in der flächendeckend das Ausaperungsmuster analysiert wurde, wurde von FRIEDEL (1961) durchgeführt; diese diente im Wesentlichen der Analyse des Einflusses der Schneedeckendauer auf das Vegetationsmuster. KÖLBEL (1984) wiederholte die Untersuchungen von FRIEDEL (1961) und konnte erstmals quantitativ belegen – wie bereits von GJAEREVOLL (1956) beschrieben –, dass das Ausaperungsmuster stets den selben Strukturen folgt: „zuerst apert konvexe Kuppen und Rippen im Gelände aus, dann folgen

die südlich exponierten Flanken von Rinnen und Mulden, dann die nördlichen Flanken, und zuletzt die Mulden und Rinnen selbst“ (KÖLBEL 1984: S. 126).

BLÖSCHL et al. (1991b) haben in einem 10 km² großen und sich von 1000–3050 m ü. M. erstreckenden Einzugsgebiet in Tirol das räumliche Verteilungsmuster der Schneedecke während der Ausaperung erhoben und statistisch analysiert. Mit der Kartierung der Schneegrenzen aus Luftbildern, die von 9 Zeitschnitten zwischen März und Juli 1989 stammen, konnte gezeigt werden, dass das komplexe Verteilungsmuster der Schneedecke während der Ausaperungsphase einen geringeren Zusammenhang zu den Reliefparametern Hangneigung, Exposition und Meereshöhe als während des Winters aufweist (BLÖSCHL & KIRNBAUER 1992). Unterhalb von 2700 m ü. M. und bei Hangneigungen unter 35° ist die Schneedecke nahezu gleichförmig ausgebildet, wohingegen oberhalb von 2700 m ü. M. der Zusammenhang zwischen der Schneedecke und den Reliefparametern auf Grund von Schneerutschungen, Lawinen und zunehmender Winddrift abnimmt. Insgesamt nimmt die Schneedecke mit zunehmender Meereshöhe und abnehmender Hangneigung zu; über 60° geneigte Hanglagen sind nahezu den gesamten Winter schneefrei. Während der späten Schneeschmelzphase nimmt der Einfluss von Faktoren, die nicht direkt mit dem Relief in Zusammenhang stehen, zu. Nach BLÖSCHL & KIRNBAUER (1992) wird die Komplexität der Schneeverteilungsprozesse die Genauigkeit der Vorhersage von Schneedeckenverteilungen begrenzen.

EHLER & SCHAPER (1997) haben das Ausaperungsmuster der saisonalen Schneedecke mit Fernerkundungsmethoden in drei Einzugsgebieten der Schweizer Alpen untersucht. Ihre Darstellung der Ausaperungsmuster zeigt, dass neben dem Höhengradienten Expositions- und Hangneigungsunterschiede maßgeblich das Ausaperungsmuster steuern. So apert gering geneigte Hänge später aus als stärker geneigte Hänge; E-exponierte Hänge apert später als W-exponierte Hänge aus. Den letzten Effekt führen EHLER & SCHAPER (1997) maßgeblich auf äolische Schneeverteilungsprozesse zurück. Einen Einfluss von Permafrost auf eine verzögerte Ausaperung konnten EHLER & SCHAPER (1997) nicht feststellen, wohingegen die Schneedecke auf Gletschern deutlich länger erhalten bleibt.

TAPPEINER et al. (2001) haben das Ausaperungsmuster in einem 2 km² großen Gebiet mit terrestrischen Gegenhangphotos räumlich und zeitlich hoch aufgelöst erfasst und statistisch analysiert. Sie zeigen, dass allein über einfach zu bestimmende Reliefparameter, wie Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und direkte Solarstrahlung sowie über die Lufttemperatur, 71 % des Schneeverteilungsmusters erklärt werden können. Große Abweichungen entstehen insbesondere in Lawinenauslaufzonen und steilen Graten, da diese nicht ausreichend von den Parametern erfasst werden können (TAPPEINER et al. 2001).

1.2 Skalenkonzepte

Zur Erklärung und Analyse von Phänomenen und Prozessen werden in Naturwissenschaften verschiedene Mess- bzw. Erhebungsmethoden im Gelände oder im Labor eingesetzt. Die Erfassung von Phänomenen und Prozessen verlangt stets eine der Betrachtungsskala angepasste spezifische Anordnung sowohl in Raum und Zeit, der Ausdehnung des Untersuchungsraums als auch des Bereichs, über den die Messung ihre Gültigkeit hat (BLÖSCHL & GRAYSON 2000; BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995). Diese Anordnung wird nach BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995) als 'Skalentriplet' angesprochen. Idealerweise sollten die Messungen so angelegt sein, dass die Variabilität des zu untersuchenden Prozesses erfasst werden kann. In der Regel werden Messungen im Gelände nur in einem sehr kleinen Raum bzw. mit nur vergleichsweise wenigen Punktmessungen durchgeführt. Für die Übertragung der Daten auf einen größeren Raum bzw. andere Skala ist stets zu hinterfragen, inwieweit diese ihre Gültigkeit behalten, da mit einer Änderung des Raums andere Prozesse und Assoziationen bestehen können als im untersuchten Raum. Diese Problematik der Messung und Übertragbarkeit bezeichnet HAGGETT (1963) als „three scale problem“. Allgemein wird unter dem Begriff Skala die charakteristische Länge oder zeitliche Dauer eines Prozesses bzw. Phänomens, Messung oder Models verstanden (BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995). Das Skalenkonzept wird in den verschiedenen Fachbereichen der physischen Geographie wie auch in anderen Naturwissenschaften kontrovers diskutiert (BENDIX 2003; HÄGELI & MCCLUNG 2004; TURNER et al. 2001; YOSHINO 1975).

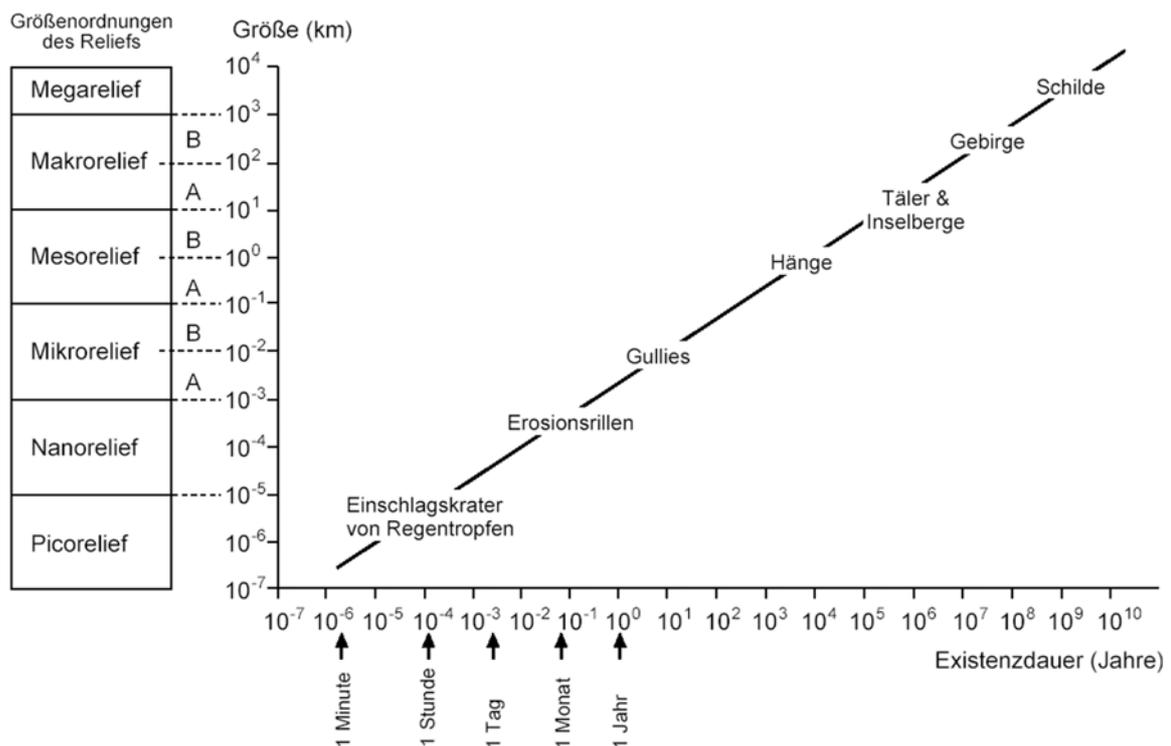


Abb. 2: Skalenkonzept der Geomorphologie (DIKAU 1989)

In der Geomorphologie wird die Skalenabgrenzung über charakteristische Phänomen- und Formgrößen sowie über ihre zeitliche Persistenz definiert. Diese Skalenabhängigkeit impliziert, dass die Reliefformen in räumlichen Hierarchien verschachtelter Reliefformenassoziationen organisiert sind (DIKAU 1989; RASEMANN 2004). Auf Grundlage charakteristischer Formgrößen werden die Skalen in der Geomorphologie i. d. R. metrisch abgegrenzt. DIKAU (1988) unterscheidet Größenordnungstypen des Pico- bis Megareliefs (Abb. 2).

Die klimageographische Skalendefinition erfolgt auf Basis außenbürtiger, d. h. auf das Klima modifizierend einwirkender Faktoren und ihrer charakteristischen räumlichen Ausdehnung (BENDIX 2003). Die Mikroskala, die primär über die vertikale Ausdehnung der atmosphärischen Grenzschicht definiert wird (YOSHINO 1975), hat nach BARRY & CHORLEY (2003) typischerweise eine Vertikalerstreckung von 1 km, eine Horizontalerstreckung von 10 km und eine zeitliche Erstreckung von einem Tag. In Abhängigkeit von Oberflächeneigenschaft, Tages- sowie Jahreszeit variiert die räumliche und zeitliche Ausdehnung der Grenzschicht, so dass beispielsweise die Vertikalerstreckung auch nur 20 m betragen kann. Der Mesoskala wird eine vermittelnde Position zwischen der Mikro- und Makroskala zugesprochen und enthält nach FIEDLER & PANOFKY (1970) starke tägliche Variationen, wie sie für Berg-Tal-Windsystemen und See-Land-Windsystemen charakteristisch sind. Die Makroskala bezieht sich hingegen auf synoptische Systeme.

MCKAY & GRAY (1981) haben eine Skaleneinteilung im Bereich der Schneeforschung durchgeführt, die auf klimatischen und reliefinduzierten Parametern beruht, welche das Verteilungsmuster der Schneedecke steuern. Nach dieser Skalenabgrenzung wird die Schneedeckenverteilung auf der Makroskala (100–1000 km) von der geographischen Breite, der Meereshöhe und den Massenerhebungseffekten gesteuert. Mesoskalig (1–10 km) erfolgt eine Differenzierung der Schneedecke und -tiefe durch gravitative und äolische Schneeverteilungsprozesse. Die Schneeakkumulation wird hierbei von den Reliefparametern wie Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und der vorhandenen Vegetation gesteuert. Auf der Mikroskala (0,01–1 km) entstehen die größten Differenzierungen und das Akkumulationsmuster wird von einer Vielzahl an Interaktionen gesteuert, primär jedoch von Oberflächenrauigkeit und äolischen Transportphänomenen (MCKAY & GRAY 1981).

Die angeführten Skalendefinitionen zeigen, dass Skalen häufig metrisch und zeitlich über spezifische Form-, Prozess- und Phänomengrößen sowie deren Genese und Persistenz abgegrenzt werden. Mit einer solchen metrischen Einteilung wird jedoch der Größenvarianz von Prozessen und Phänomenen keine Rechnung getragen; so könnte beispielsweise ein Berg-Tal-Windsystem in Abhängigkeit von der Talerstreckung sowohl der Mikro- als auch der Makroskala zugeordnet werden (BENDIX 2003). Ebenso muss die zeitliche Genese als auch die Persistenz einer geomorphologischen Form mit deren Größe nicht stringent positiv korrelieren (BRUNSDEN 1996; STARKEL 1999). Diese Aufführungen zeigen, dass rein metrisch basierte Skalenabgrenzungen ihre Gültigkeit verlieren (BENDIX

2003). Bereits 1963 lehnte NEEF (1963) eine rein metrische Skaleneinteilung ab, da „sich einerseits bei gleichem Inhalt sehr verschiedene Arealgrößen ergeben oder andererseits gleiche oder ähnliche Arealgrößen in ihrer geographischen Ausbildung sehr unterschiedlich sein können“ (NEEF 1963: S. 255). Nach NEEF (1963) sollen Skalenabgrenzungen nach ihren geographischen Inhalt und den zur Erfassung des Inhalts notwendigen Arbeitsmethoden erfolgen. In Anlehnung an NEEFs-Ansatz (1963) sind nach LÖFFLER (2002a; 2002b) dimensionslose und prozessbezogene Skalengrenzen durch emergente Übergänge zu definieren. Ein Skalenübergang bzw. Skalensprung ist demnach vorhanden, wenn zusätzliche Faktoren in Raum und Zeit, z. B. durch Nachbarschaftsbeziehungen oder großräumige Prozesse, das Prozessgefüge ergänzen oder verändern. Diese zusätzlichen Faktoren sind allein aus den Prozessen der betrachteten Skala nicht erklärbar.

Einen ähnlichen Ansatz verfolgt das Konzept der hierarchischen Theorie, welches in der Ökologie angewendet wird (O'NEILL 1988). Die einzelnen Hierarchien unterscheiden sich durch die Frequenz bzw. Amplitude ihrer charakteristischen Prozesse (Turner et al. 2001). Die einzelnen hierarchischen Ebenen beeinflussen sich gegenseitig, so dass das höhere Niveau das untere beeinflusst und umgekehrt. Bei Änderung des räumlichen und zeitlichen Betrachtungsmaßstabes treten die für die jeweilige Skala dominanten Prozesse in Erscheinung (O'NEILL 1988; STEINHARDT et al. 2005; TURNER et al. 2001: S. 36f).

Entsprechend der unterschiedlichen Skalendefinitionen wird die Möglichkeit der Skalierbarkeit kontrovers diskutiert. Im engeren Sinn wird bereits eine Datenskalierung vorgenommen, wenn Punktdaten auf die Fläche durch Interpolationsalgorithmen übertragen werden (BLÖSCHL & GRAYSON 2000). Das Upscaling von Daten auf die nächst höhere Skalenebene, das durch Inter- bzw. Extrapolationsalgorithmen erfolgt, führt nach BLÖSCHL & GRAYSON (2000: S. 27) zu einer Filterung der Daten, womit kleinräumige Muster nicht mehr erfasst werden. Nach TURNER (2001: S. 31) wird bereits bei der Übertragung von Informationen oder Datenstrukturen von einem auf ein anderes System extrapoliert. Eine Extrapolation ist grundsätzlich möglich, wenn die Zusammenhänge der Variablen mit der Änderung des Maßstabs linear oder additiv sind. Wenn der Zusammenhang jedoch nicht linear ist und ein kritischer Grenzwert besteht, an dem ein abrupter Wechsel jeglicher Qualität besteht, ist die Extrapolation als problematisch anzusehen. Letzteres gilt auch bei hierarchischen Skalenansätzen, da mit dem Skalensprung andere Prozesse und Faktoren von größerer Bedeutung sein können, als die auf der Messskala erhobenen Prozesse (LÖFFLER 2002b; TURNER et al. 2001: S. 37).

1.3 Zielstellung der Arbeit

Mit den bisherigen Methoden der Fernerkundung kann das kleinräumig variierende Verteilungsmuster der Schneedecke mit keiner für mikro- bis mesoskalige ökologische und

geomorphologische Fragestellungen ausreichenden räumlichen und zeitlichen Auflösung erfasst werden. Zudem sind Validierungen von physikalischen und empirischen Modellen, deren Eingangsparameter auf wenigen Punktmessungen basieren, mit den bisherigen Methodenansätzen nur bedingt möglich.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, mit einem kombinierten, multiskaligen Ansatz, der aus einem Verbund von konventionellen und neu entwickelten Methoden besteht, das Verteilungsmuster der Schneedecke im Lötschental in Abhängigkeit vom Relief zu bestimmen, um somit eine Verbesserung der Abschätzung von sowohl räumlich als auch zeitlich differenzierten Schneerücklagen zu erzielen. Darüber hinaus soll mit dem multiskaligen Ansatz überprüft werden, inwieweit das Verteilungsmuster der Schneedecke auf Basis von Punktdaten und terrestrischen Gegenhangphotos für das Lötschental repräsentativ erfasst werden kann.

Zur Bearbeitung dieser Zielsetzung soll das Verteilungsmuster der Schneedecke multiskalig mit verschiedenen Methodenansätzen erfasst werden:

- Mikroskalig soll das Verteilungsmuster der Schneedecke mit konventionellen Punktmessungen erhoben werden. Neben der Schneedeckendauer werden die Parameter Schneetiefe, -dichte und SWE bestimmt werden.
- Mesoskalig soll ein auf terrestrischen Gegenhangphotos basierender Ansatz eingesetzt und weiter entwickelt werden. Mit dem Einsatz von terrestrischen Gegenhangphotos soll das kleinräumig und zeitlich variierende Verteilungsmuster der Schneedecke räumlich und zeitlich hoch aufgelöst erfasst werden. Der Ansatz von terrestrischen Gegenhangphotos wird auf seine Anwendbarkeit im Lötschental – insbesondere für nicht gleichmäßig ausgeleuchtete Hänge – überprüft und weiterentwickelt, um so die Möglichkeit von Zeitreihenanalysen mit einem geringen zeitlichen Aufwand und zugleich mit einer hohen Lagegenauigkeit zu gewährleisten. Des Weiteren soll überprüft werden, inwieweit dieser Ansatz die bestehende Diskrepanz zwischen der Datenauflösung von konventionellen Methoden und der für geomorphologische, hydrologischen und ökologischen Analysen und Modellierungen geforderten Datenauflösung überwunden werden kann.
- Makroskalig soll das Verteilungsmuster der Schneedecke im Lötschental auf Basis von ASTER-Szenen erhoben werden, die ausschließlich für die mikro- und mesoskalige Modellvalidierung dienen.

Das Verteilungsmuster der Schneedecke soll über semi-empirisch, statistische Modelle in möglichst einfacher Form beschrieben werden. Unter der Annahme, dass das Verteilungsmuster der Schneedecke neben klimatischen Bedingungen maßgeblich vom Relief gesteuert wird, wird dieses als Regelgröße definiert und dessen Einfluss auf das Verteilungsmuster der Schneedecke analysiert. Reliefparameter stellen aus digitalen Höhenmodellen leicht ableitbare Parameter dar, womit diese für das Untersuchungsgebiet flächen-

deckend einfach zu generieren sind. Die Analysen erfolgen getrennt sowohl auf der Mikro- als auch auf der Mesoskala. Auf Basis der semi-empirisch, statistischen Modelle werden die Schneedeckenparameter für das Untersuchungsgebiet modelliert.

Auf Basis der Ausaperungsmodelle soll überprüft werden, inwieweit ein Upscaling von, auf Punktmessungen basierenden, mikroskaligen Modellen auf die Mesoskala und Makroskala, sowie ein Upscaling von, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, mesoskaligen Modellen auf die Makroskala möglich ist.

2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Lötschental, das an der Südabdachung der Berner Alpen (Wallis, Schweiz) liegt und neben dem Dale Tal mit Leukerbad das größte und einzig bewohnte nördliche Seitental der Rhône ist. Im Lötschental leben dauerhaft 1500 Einwohner in den Gemeinden Ferden, Kippel, Wiler und Blatten.



Abb. 3: Im Lötschental durchgeführte Forschungsarbeiten der Arbeitsgruppe Klimatologie & Hochgebirgs-/Landschaftsökologie (Winiger/Löffler, Geographisches Institut Bonn (GI-UB)), (verändert nach BÖRST (2006))

Das 150 km² umfassende Lötschental, das von der Lonza entwässert wird, stellt seit 1995 ein Forschungsgebiet der Arbeitsgruppe Klimatologie & Hochgebirgs-/Landschaftsökologie (Winiger/Löffler) dar, in dem Fragestellungen zu Mensch-Umwelt-Beziehungen, Dendroökologie, -klimatologie, Klimatologie, Vegetation, Geomorphologie sowie zur historischen und ökonomischen Entwicklung untersucht werden (Abb. 3). Die mikro- und mesoskaligen Schneeuntersuchungen werden im Zentrum des Tales beiderseits von Blatten durchgeführt (Abb. 4 u. Kap. 3.3).

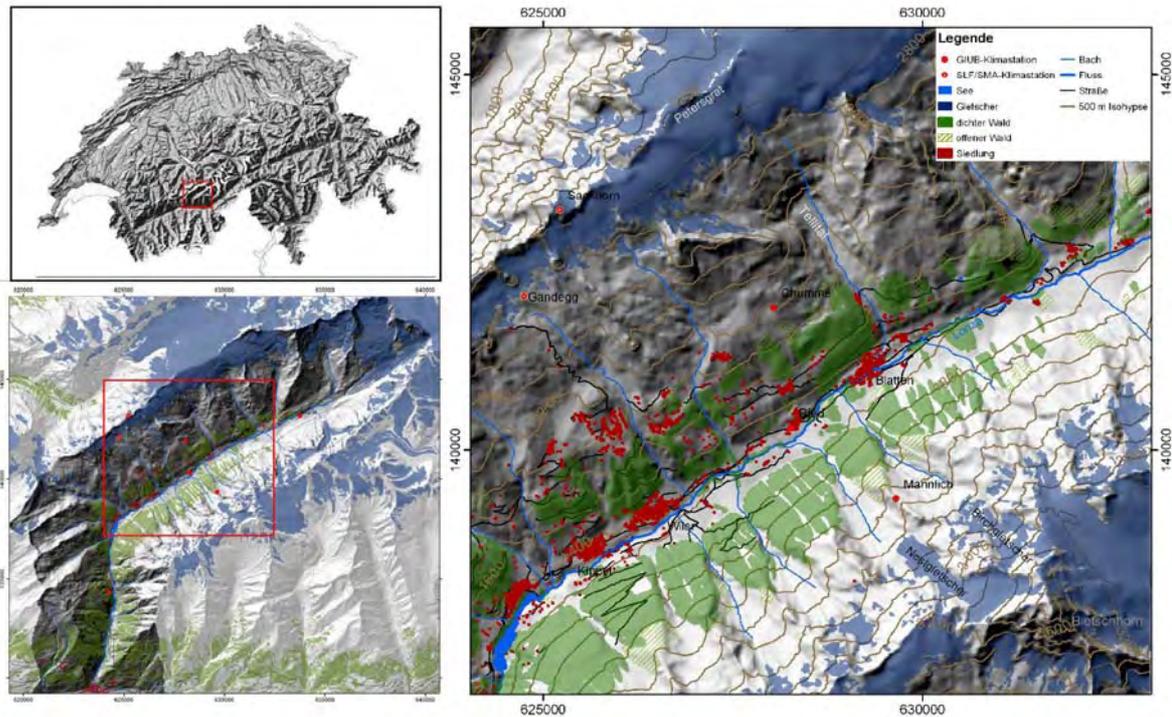


Abb. 4: Lage des Untersuchungsgebiets im Lötschental (links unten) und in der Schweiz (links oben) (Datengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677))

2.1 Topographie und Geologie

Das Lötschental weist eine deutliche Zweiteilung in einen unteren und oberen Abschnitt auf. Der Unterabschnitt des Tales, der nach LEIBUNDGUT (1938) bereits zum Rottental gezählt wird, verläuft in N-S-Richtung vom Rhône-Mündungsgebiet bei Steg/Gampel (630 m ü. M.) bis Ferden (1300 m ü. M.) schluchtartig quer zur Streichrichtung der Gebirgskette. Das eigentliche Haupttal des Lötschentals, in dem die Untersuchungen durchgeführt werden, verläuft von Ferden bis zur Lötschenlücke (3178 m ü. M.) parallel zur Streichrichtung in SE-NW-Richtung.

Die nördliche Talbegrenzung, die die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Aare und Rhône bildet, wird vom Gasterngrat, der sich vom Lötschenpass zum Roten Tätsch und Hockenhorn (3293 m ü. M.) erstreckt, und dem ca. 3200 m ü. M. hohen Petersgrat gebildet. Die Südbegrenzung (Bietschhorn-Kette) ist im Schnitt 200 m höher als die Nordbegrenzung und wird vom Bietschhorn (3953 m ü. M.), der höchsten Erhebung des Lötschentales, um 400 m überragt.

Das Haupttal weist einen asymmetrischen Querschnitt auf, der durch die geologisch-tektonische Struktur vorgegeben wird (Abb. 5). Das Haupttal des Lötschentals zeichnet eine Schwächezone nach, die durch tektonische Beanspruchungen während der alpinen Gebirgsbildung entstanden ist. Die Schieferung im Lötschental läuft parallel zur Gebirgskette und fällt gegen Südosten ein. Der Sonnhang, mit einer durchschnittlichen Hang-

neigung von 35° , wird parallel zum Schichteinfallen der präherzynischen Schiefergesteine (HÜGI et al. 1988) tiefer gelegt und ist somit weniger stark untergliedert als der Schatthang, an dem die Gesteinsschichten gegen den Berg einfallen. Die oberen Gipfelbereiche der nördlichen Begrenzung werden aus herzynischem Gastern-Granit aufgebaut, der aus hellen, mittelkörnigen Biotitgraniten bis Granodioriten besteht. Die plattigen Felsrücken bilden ausgedehnte Akkumulationsgebiete für Gletscher, die wiederum die Basis für größere Gletscher, wie z. B. dem Tal- und Tellingletscher am Petersgrat, bilden (WIPF 1999).

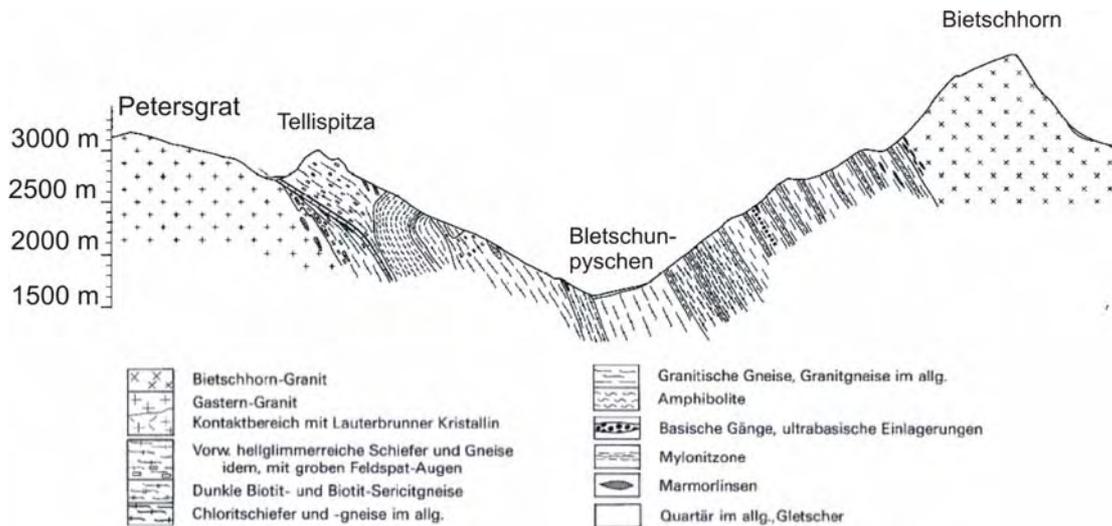


Abb. 5: Geologischer N-S Querschnitt durch das Lötschental (verändert nach HÜGI et al. (1988: Tafel II))

Der Schatthang, mit einer durchschnittlichen Hangneigung von 40° , ist durch eine Vielzahl von Karmulden zerschnitten, in denen rezent nur kleine, die Erosionsrinnen speisende Gebirgsgletscher mit großem Gefälle vorhanden sind (WIPF 1999). Die Gipfelbereiche des Schatthangs werden aus herzynischem Bietschhorn-Granit, einem hellen, mittel- bis grobkörnigen Biotitgranit, gebildet (HÜGI et al. 1988).

Das Lötschental wurde im Pleistozän und partiell während der kleinen Eiszeit glazial überprägt und verfügt über eine Serie von Glazialformen in klassischer Ausprägung (MOSIMANN 1985). Die pleistozäne Überformung des Tales, deren Seiten- und Endmoränen noch deutlich im Relief vorhanden sind, spiegelt sich in markanten Verflachungen wieder, die auf dem Sonnhang auf 2200 m ü. M. und 1800 m ü. M. ausgebildet sind und ehemalige Trogschultern darstellen (BACHMANN-VOEGELIN 1984). Besonders prägnant treten im Relief die Moränenwälle der Kleinen Eiszeit hervor, die in unmittelbarer Nähe zu den rezenten Gletschern liegen. Als weitere holozäne Akkumulationsformen sind die Schuttkegel einzuordnen, die besonders deutlich am Übergang vom Schatthang zum Talboden ausgebildet sind und die Lonza teilweise auf die Nordflanke des Talbodens drängen. Sie werden von Lawinen und Muren aus den schuttbedeckten und teilweise vergletscherten Hängetälern gespeist.

2.2 Klima

Das Lötschental lässt sich als intermediärer Typ zwischen der feuchten „westlich maritimen“ Klimaprovinz der Alpennordseite und der trockeneren „südlich mediterranen“ Provinz einordnen (Weischet & Endlicher 2000). Lokalklimatisch wird das Lötschental durch die Gegensätze zwischen Sonn- und Schatthang geprägt (MOSIMANN 1985). Für das Lötschental können mit der 25-jährigen Messreihe der SMA-Station Ried (1470 m ü. M.), die von 1974 bis zum Lawinenwinter 1998/99 betrieben wurde, statistisch gesicherte Aussagen der klimatischen Verhältnisse vorgenommen werden (Tab. 3, Abb. 6).

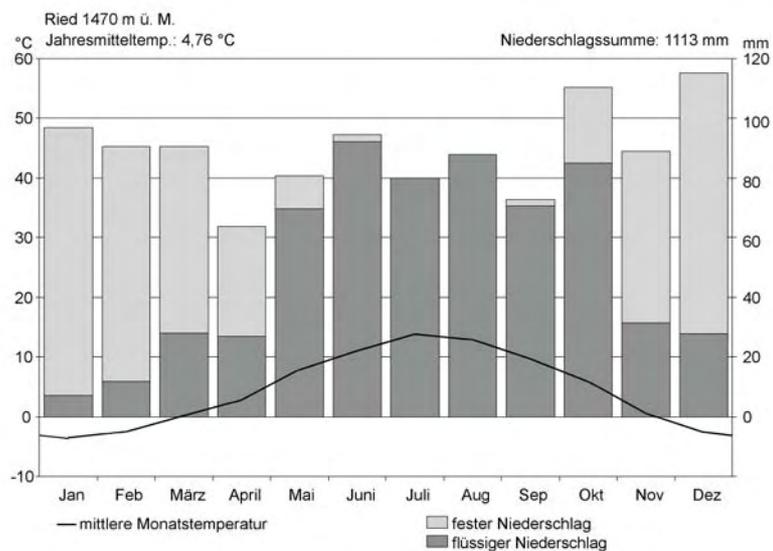


Abb. 6: Mittlere Lufttemperatur und Niederschlagsverteilung an der Schweizer Meteorologischen Anstalt (SMA)-Station Ried im langjährigen Mittel (1974–1998)

Tab. 3: Mittel- und Extremwerte des Niederschlags und der Lufttemperatur an der SMA-Station Ried (1974–1998)

Niederschlag [mm]		Lufttemperatur [°C]	
Mittelwert	1113	Mittelwert	4,7
Januar (Mittel)	97	Januar (Mittel)	-3,4
Juli (Mittel)	80	Juli (Mittel)	13,8
Max. Neu-schneetiefe (24 h)	85 cm (29.01.1982)	Anzahl der Tage mit Ø Temp. < 0 °C	168
Max. Schneetiefe	210 cm (9.02.1984)	Anzahl der Eistage	30
Jahresmax.	1666 (1981)	Jahresmax.	6,1 (1994)
Jahresmin.	813 (1975)	Jahresmin.	3,5 (1980)

2.2.1 Lufttemperatur

Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt in Ried (1470 m ü. M.) 4,7 °C. Der kälteste Monat ist der Januar mit -3,4 °C, der wärmste ist der Juli mit 13,8 °C (Tab. 3). Die Nullgrad-Jahresisotherme verläuft nach MOSIMANN (1985) auf ca. 2200 m ü. M. Der durchschnittliche vertikale Temperaturgradient, der auf Basis des Klimamessnetzes des Geographischen Instituts Bonn (GIUB) ermittelt wurde (2000–2003), beträgt 0,5 °C pro 100 m, wobei im Winter der gemittelte Temperaturgradient mit 0,4 °C pro 100 m geringer ausfällt als im Sommer mit 0,6 °C pro 100 m. Diese Werte weichen von den konventionell festgelegten Gradienten der Alpen ab, die im Jahresmittel 0,65 °C pro 100 m, im Winter 0,4 °C pro 100 m und im Sommer 0,7 °C pro 100 m betragen (VEIT 2002).

Tab. 4: Herbstliche und winterliche Temperaturinversionen während des Untersuchungszeitraums im Lötschental

	Chumme	Mannlich	Gandegg
2002/03			
Anzahl Tage	81	41	25
max. Temp.-differenz	6,52 (19.12.2002)	5,58 (19.12.2002)	5,66 (19.12.2002)
Mittlere pos. Abweichung	1,9	1,4	1,8
Erstes/letztes Ereignis	1.10.2002/10.03.2003	1.10.2002/05.03.2003	1.10.2002/11.02.2003
Inversionen mit Überschreitung des Nullpunktes	16.11., 20.11., 19.–20.12.2002 15.01.2003	19.–20.12.2002 15.01.2003	
Datenausfall	5.–7.12.2002	6.–14.01.2003 10.02.2003	
2003/04			
Anzahl Tage	77	39	21
max. Temp.-differenz	6,13 (4.01.2004)	5,06 (4.01.2004)	5,38 (24.12.2003)
Mittlere pos. Abweichung	1,9	1,6	1,3
Erstes/letztes Ereignis	14.09.2003/18.03.2004	10.10.2003/17.03.2004	11.10.2003/16.02.2004
Inversionen mit Überschreitung des Nullpunktes	14.11., 6.12., 9.12., 12.12., 26.12.2003 7.–8.01, 1.02., 13.– 14.02.2004	6.12., 26.12.2003 1.02.2004	26.12.2003
Datenausfall		12.08–9.10.2003 4.–17.02.2004	

Von besonderer Bedeutung bezüglich der Schneedecke ist das winterliche und herbstliche Auftreten von Temperaturinversionen, die nach VEIT (2002) mehrere Tage andauern können. Nach den ersten frühwinterlichen Schneefällen kann dies in den oberen Höhenlagen gegenüber den unteren Höhenlagen zu einem früheren Abschmelzen des Schnees führen. Die Analyse der Temperaturdaten des GIUB-Klimamessnetzes zeigt ein auf die Herbst- und Wintermonate konzentriertes Auftreten von Temperaturinversionen (Tab. 4). Diese sind häufig einseitig und von geringer Höhe auf dem Sonnhang in Abhängigkeit vom Strahlungshaushalt ausgebildet. Die winterlichen und herbstlichen Inversionsereignisse

sind innerhalb des Höhentransektes, das von den Klimastationen Mannlich, Ried, Chumme und Gandegg gebildet wird, nur selten mit einer Überschreitung der Schmelztemperatur verbunden. Die Bedeutung von Inversionswetterlagen bezüglich der differenzierten Schneedeckenentwicklung ist daher insgesamt als gering zu bewerten.

2.2.2 Strahlung

Die Solarstrahlung wird im Hochgebirge durch Expositionsunterschiede und Horizontabschirmungen räumlich differenziert. Im Winter kann der Strahlungsgenuss auf N-exponierten Hängen fast ausschließlich aus diffuser Strahlung bestehen, womit eine im Vergleich zum Südhang verlängerte Schneedeckendauer begünstigt wird (VEIT 2002).

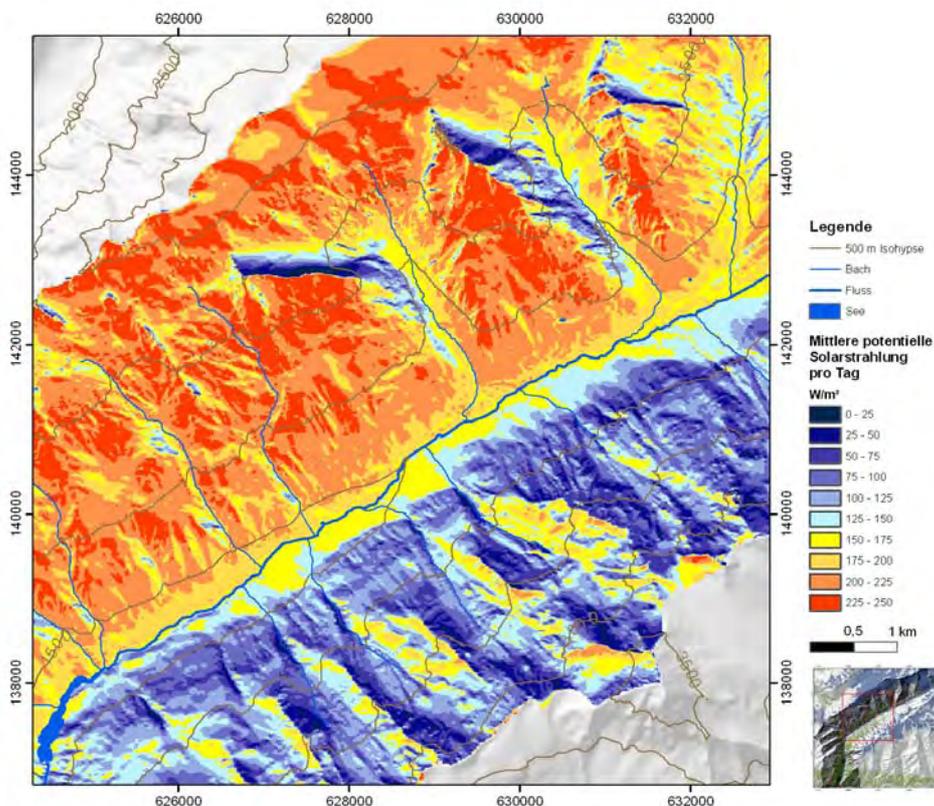


Abb. 7: Darstellung der mittleren potentiellen, kurzwelligen Solarstrahlung pro Tag ($W m^{-2}$)

Messungen der Sonneneinstrahlung und der nächtlichen Ausstrahlung liegen punktuell für die vier Klimastationen vor. An allen Klimastationen werden in den Mittagsstunden winterliche Maxima von ca. $620 W m^{-2}$ gemessen, die sommerlichen Maxima fallen mit ca. $1150 W m^{-2}$ nahezu doppelt so hoch aus. Für Analysen der reliefabhängigen Differenzierung der potentiellen Solarstrahlung kann mit Hilfe von Strahlungsmodellen die potentielle Globalstrahlung als maximal mögliche direkte und diffuse Einstrahlung berechnet werden (vgl. SCHMIDT 2006; ZIMMERMANN & KIENAST 1999). Die Variation der Solarstrahlung durch Bewölkung bleibt bei solchen Modellen jedoch unberücksichtigt. Die

Modellierung der potentiellen Solarstrahlung zeigt, dass der Strahlungsgenuss auf dem Sonnhang im Jahresverlauf nahezu doppelt so hoch ist wie auf dem Schatthang (Abb. 7). So beträgt der Tagesmittelwert der potentiellen Solarstrahlung auf dem Sonnhang über 250 W m^{-2} wohingegen auf dem Schatthang Tagesmittelwerte von unter 125 W m^{-2} dominieren. Lediglich die Gipfelbereiche der W- bis NW-exponierten Hänge weisen auf dem Schatthang im Jahresmittel Strahlungswerte von über 200 W m^{-2} . Infolge der Horizontabschirmung des Schatthangs erhalten die unteren Tallagen sowie die E-exponierten Hänge signifikant weniger Strahlung als die oberen W-exponierten Höhenlagen.

2.2.3 Wind

Das Lötschental ist auf Grund seiner abgeschlossenen Lage, bedingt durch zwei hohe Gebirgswände im Nordwesten und Südosten, weitgehend gegen hohe Windgeschwindigkeiten durch Föhn und Bise geschützt (LEIBUNDGUT 1938). Nur bei westlichen Wetterlagen können die Winde über die Rothörner und die drei Hängetäler Faldum, Resti und Kummen ins Tal gelangen (HÖRSCH 2003: S. 29). Entsprechend werden die Windverhältnisse im Lötschental maßgeblich von der Topographie und der dadurch ausgebildeten Hangwindzirkulation gesteuert (Abb. 8); lediglich die Gipfellagen werden vom synoptischen Windfeld, repräsentiert durch die Klimastation Sackhorn, beeinflusst. An der im Einzugsgebiet des Langgletschers liegende Klimastation Grund dominieren infolge von Kaltluftabflüsse vom Langgletscher zum Gletschervorfeld E- und NE-Winde. Die aufgeschlüsselte Betrachtung des Windsystems nach Tag und Nacht zeigt, dass sich an der Klimastation Grund ein deutlich thermisch induziertes Berg-Tal-Windsystem etabliert hat. Das Windsystem an den beiden Hangstationen Mannlich und Chumme wird neben der Topographie vom synoptischen Windfeld mit beeinflusst. An der Klimastation Chumme dominieren im Winter N-Winde. Im Sommer etabliert sich ein thermisch induziertes Hang-Tal-Windsystem (Tab. 5). An der Klimastation Mannlich kann ein solches thermisch induziertes Windsystem nicht nachgewiesen werden (Tab. 6). Hier dominieren ganzjährig hangabwärtsgerichtete Winde aus südwestlicher Richtung.

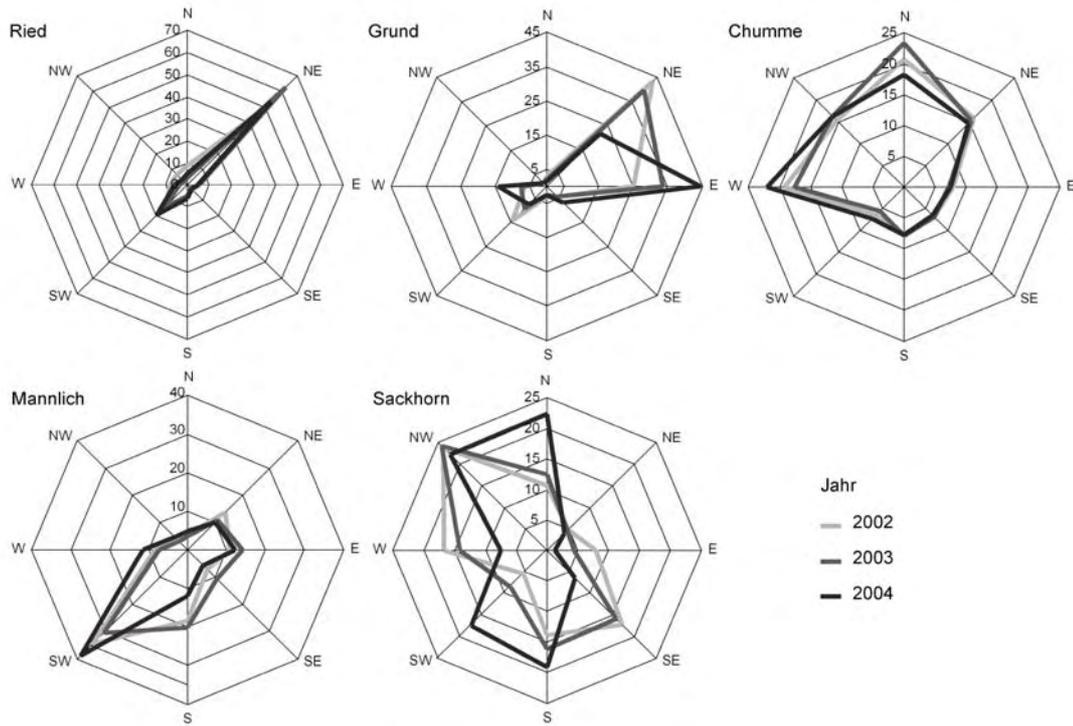


Abb. 8: Darstellung des Windfelds an den Klimastationen (prozentuale Windverteilung der 10 min-Werte) von 2002–8/2004

Tab. 5: Mittlere Windrichtung am Tag (10:00–15:00 Uhr) und in der Nacht (22:00–03:00 Uhr) an der Klimastation Chumme (2000–8/2004) in Prozent (GUMPERT in Vorb.)

Tag	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Nacht	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
N	9	5	4	5	4	0	0	1	0	2	4	8	N	16	16	17	14	16	11	11	13	11	10	12	13
NNE	12	9	8	6	4	1	1	1	2	4	7	12	NNE	9	10	8	9	9	16	17	18	16	15	13	12
NE	12	11	8	6	3	4	5	6	3	5	12	21	NE	4	5	4	6	4	10	13	14	14	15	15	15
ENE	8	8	6	6	5	4	4	4	3	7	11	9	ENE	2	2	3	4	2	7	8	6	9	11	10	7
E	6	6	5	7	6	6	4	4	4	6	8	4	E	1	1	2	2	2	1	1	1	2	1	3	2
ESE	3	3	3	5	5	6	6	5	6	10	8	3	ESE	0	1	1	1	0	1	0	0	1	1	1	1
SE	1	3	2	3	7	9	7	8	9	10	6	2	SE	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	2	1
SSE	1	3	2	3	12	17	14	16	19	12	4	2	SSE	0	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	1
S	2	3	3	4	9	15	19	19	21	12	3	2	S	0	1	0	1	1	0	1	0	1	0	0	1
SSW	3	3	5	6	7	8	10	9	9	6	5	2	SSW	1	1	0	3	0	1	1	1	2	1	1	1
SW	3	7	7	8	5	11	13	12	14	9	8	3	SW	1	2	2	2	1	2	2	1	5	2	3	1
WSW	10	13	15	11	7	7	9	8	7	8	8	6	WSW	8	6	7	7	5	4	5	4	6	6	4	5
W	10	13	14	12	10	6	5	4	2	5	8	10	W	8	9	11	12	15	12	13	11	9	11	9	8
WNW	6	6	8	9	7	3	2	2	1	2	4	5	WNW	8	10	9	10	10	10	11	11	8	7	7	8
NW	6	4	5	4	6	1	1	1	1	1	3	5	NW	13	11	12	11	14	10	8	9	6	7	9	9
NNW	8	4	4	5	5	1	0	0	0	1	3	6	NNW	27	24	24	17	20	13	8	9	9	11	11	16

Tag	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Nacht	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	
N-Sektor	●	●	●	●									N-Sektor	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
E-Sektor	●	●	●	●		●				●	●	●	E-Sektor										●	●	●	●
S-Sektor					●	●	●	●	●	●	●	●	S-Sektor													
W-Sektor	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	W-Sektor	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

>20%

Tab. 6: Mittlere Windrichtung am Tag (10:00–15:00 Uhr) und in der Nacht (22:00–03:00 Uhr) an der Klimastation Mannlich (2000–8/2004) in Prozent (GUMPERT in Vorb.)

Tag	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Nacht	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
N	1	1	2	2	2	4	3	6	4	2	2	2	N	0	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
NNE	2	2	2	2	2	4	2	5	3	3	5	3	NNE	2	2	2	2	2	4	4	4	4	4	5	3
NE	6	4	4	2	2	2	1	3	3	6	11	11	NE	8	7	7	5	8	12	12	14	11	13	15	14
ENE	7	4	4	3	2	1	1	1	3	5	8	11	ENE	8	9	9	8	9	9	10	11	9	11	11	11
E	6	6	3	2	2	0	0	1	1	3	6	6	E	7	9	7	6	5	5	5	6	5	5	8	7
ESE	6	5	3	2	1	0	0	1	1	1	5	5	ESE	7	8	7	7	6	4	4	4	4	4	5	5
SE	6	7	3	3	1	0	0	0	1	2	4	5	SE	8	8	8	8	6	4	4	5	3	5	5	6
SSE	8	7	3	4	2	1	0	1	1	2	5	7	SSE	9	11	11	9	9	10	6	6	8	6	7	8
S	12	14	10	8	5	2	2	3	4	7	9	15	S	15	16	19	18	16	19	17	17	18	17	13	15
SSW	28	26	35	36	19	10	7	7	12	19	20	21	SSW	23	21	21	24	26	22	25	21	26	23	21	22
SW	14	13	15	20	20	20	23	23	34	27	12	10	SW	11	6	4	7	8	6	8	6	7	8	6	5
WSW	2	4	5	7	20	25	27	22	16	11	4	2	WSW	1	1	1	2	2	2	2	2	1	1	1	1
W	1	1	4	5	13	15	17	11	6	5	3	1	W	0	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1
WNW	1	2	2	3	5	7	8	7	4	3	2	1	WNW	0	0	1	1	1	1	0	0	1	1	0	1
NW	1	1	2	2	2	4	5	4	3	2	2	1	NW	1	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0
NNW	0	1	2	1	2	4	4	5	3	1	2	1	NNW	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	1

Tag	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Nacht	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
N-Sektor								•					N-Sektor												
E-Sektor	•										•	•	E-Sektor	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
S-Sektor	•	•	•	•	•					•	•	•	S-Sektor	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
W-Sektor		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	W-Sektor	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•

2.2.4 Niederschlag

Im Lötschental zeigt sich bei einem mittleren Gesamtniederschlag von 1113 mm (Station Ried) ein nicht sehr ausgeprägter Jahresgang (Tab. 3). Nach SCHWARB (2001) erhalten die höchsten Erhebungen einen Jahresniederschlag von bis zu 1800 mm. Der vertikale Jahresniederschlagsgradient wird mit 0,2–0,4 mm m⁻¹ pro Jahr angegeben (SCHWARB 2001); nach HAURY (2003) beträgt der, aus den Niederschlagsdaten des GIUB-Klimamessnetzes, ermittelte vertikale Jahresniederschlagsgradient 0,3 mm m⁻¹ pro Jahr. Deutlich steiler fällt der Niederschlagsgradient nach WIPF (1999) mit 0,6–0,75 mm m⁻¹ pro Jahr aus.

Der Anteil des festen Niederschlags am Gesamtniederschlag beträgt an der SMA-Klimastation Ried im langjährigen Mittel ca. 42 % (Abb. 6). Lediglich in den beiden Sommermonaten Juli und August sind an der Klimastation Ried im langjährigen Mittel keine Schneefälle zu verzeichnen. Witterungschroniken aus dem Tal und mündlichen Mitteilungen zu Folge sind jedoch auch im Sommer Schneefälle bis in die tieferen Lagen hinunter möglich.

Der langjährig gemittelte Einschneitermin, d. h. der Zeitpunkt, an dem eine dauerhafte Schneedecke von min. 2 cm Tiefe aufgebaut wird, wird auf dem von der SLF seit 1951 betriebenen Schneetestfeld in Wiler (1410 m ü. M.) auf den 25. November und der Ausaperungstermin auf den 9. April datiert. Die mittlere Schneedeckendauer beträgt 138 Tage und die mittlere Maximalschneetiefe 120 cm (Abb. 9). Auf dem Schneemessfeld Lauchernalp (2100 m ü. M.), das seit 1974 betrieben wird, verlängert sich die Schneedeckendauer im Vergleich zu Wiler um 28 Tage auf 166 Tage. Der Einschneitermin verschiebt sich lediglich um 6 Tage auf den 19. November nach vorne; die Ausaperung findet hingegen erst am 10. Mai statt, also fast einen Monat später als in Wiler. Die mittlere Maximalschneetiefe beträgt 188 cm (Tab. 7).

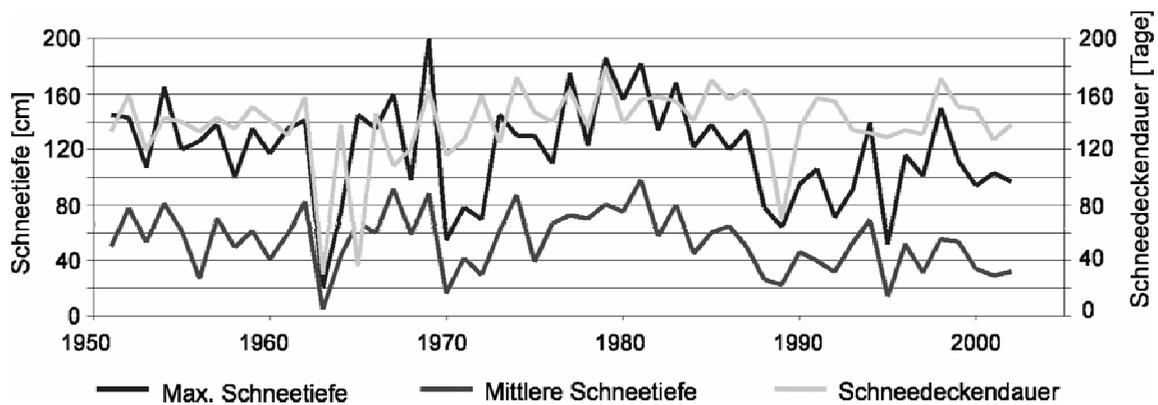


Abb. 9: Mittlere und maximale Schneetiefe sowie Schneedeckendauer (ab 2 cm Schneedecke) auf dem SLF-Schneemessfeld Wiler (Daten SLF)

Tab. 7: Mittel- und Extremwerte der Schneedecke auf den SLF-Schneemessfeldern Wiler und Lauchernalp

	Wiler (1410 m ü.M.)	Lauchernalp (2100 m ü.M.)
Messbeginn	1951	1974
Jahresextremwerte der max. Schneetiefe	200 cm (1968/69) 21 cm (1962/63)	303 cm (1994/95) 106 cm (1995/96)
Max. Schneedeckendauer	180 Tage (1978/79)	209 Tage (1974/75)
Min. Schneedeckendauer	30 Tage (1962/63)	144 Tage (1978/79)
Frühester Einschneitermin	13.10.1999*	1.10.1980 ¹
Spätester Einschneitermin	28.12.1970*	13.12.1989
Frühester Ausaperungstermin	17.03.2000*	21.04.1976 ²
Spätester Ausaperungstermin	7.05.1969*	31.05.1995 ²

* ohne das schneearme Jahr 1962/63, in dem keine zusammenhängende Schneedecke über mehrere Tage hinweg vorhanden war

¹ ohne Winter 1974/75, 1976/77 bis 1986/87

² ohne Winter 1974/75, 1981/82

Die saisonale Schneedeckenmächtigkeit unterliegt in Abhängigkeit von der NAO-Ausprägung (North Atlantic Oscillation) starken periodischen Schwankungen mit einer Periodizität zwischen 2 und 6–10 Jahren (Abb. 9) (WANNER et al. 2000a; WANNER et al. 2000b; WANNER et al. 2003). Wie im gesamten Alpenraum wiesen die Winter der 1960er Jahre (WANNER et al. 2000b) und die erste Hälfte der 1980er Jahre (ABEGG & ELSASSER 1996) im Lötschental eine überdurchschnittlich hohe Schneedeckenmächtigkeit und -dauer auf. Besonders schneearm waren im Lötschental die Winter 1955/56, 1963/64, 1970/71 bis 1973/74, die sich im gesamten Alpenraum als schneearme Winter charakterisieren lassen (ABEGG & ELSASSER 1996).

2.2.5 Wasserhaushalt

Die Lonza, die Hauptentwässerung des Tales, weist in ihrem Abflussgang ein glazial geprägtes Regime auf, das sich durch eine hohe Temperatur- und geringe Niederschlagsabhängigkeit auszeichnet. Besonders deutlich wird dies bei der Betrachtung der Abflussganglinie für den extrem heißen und trockenen Sommer 2003 (OcCC 2005; SCHÄR et al. 2004). Der Jahresabfluss war trotz der geringen Sommerniederschläge mit $5,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ überdurchschnittlich hoch (langjähriges Mittel $4,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (BWG 2004). Im langjährigen Mittel (1956–2003) weist die Lonza ihren höchsten Abfluss im Juli mit $13,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und ihren geringsten Abfluss im Februar mit $0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (BWG 2004) auf. Auffällig ist der konstant geringe Abfluss im Winter (Abb. 10).

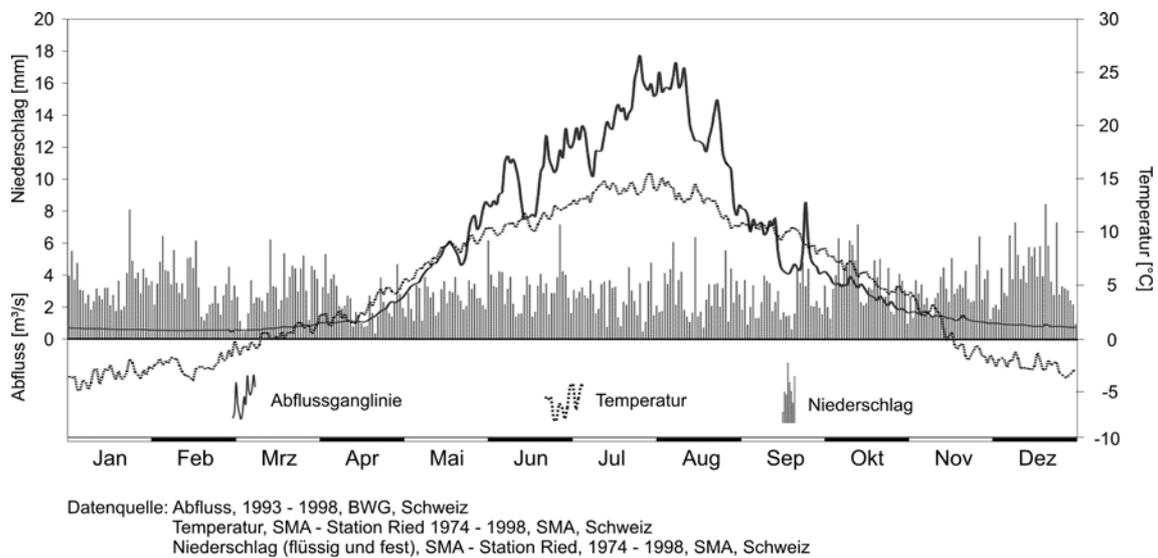


Abb. 10: Mittlerer monatlicher Abflussgang der Lonza (1974–1998) im Vergleich zu den mittleren Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen an der SMA-Station Ried (1974–1998)

Damit zeichnen sich die schneebedeckten und vergletscherten Flächen, die 13,7 % der Gesamtfläche des Lötschentales ausmachen, als eigentlich wichtigste hydrologische Größe aus (HÖRSCH 2003). Zusammen mit den Boden- und Grundwasserspeichern stellen die Gletscher das wichtigste Wasserreservoir für die kontinuierliche Wasserlieferung dar. Das Lötschental ist an drei Seiten von Gletschern umrahmt. Der Petersgrat wird von einem fast zusammenhängenden Eispanzer von 1500 ha Größe beherrscht. Im Talhintergrund bedecken fünf Gletscher, Jäggigletscher, Langgletscher, Anenfirn, Lötschfirn und Distelgletscher, eine Fläche von 1600 ha. Die Vergletscherung am Schatthang beträgt 800 ha (HÖRSCH 2003); trotz der günstigeren Exposition sind die Gletscher am Schatthang im Vergleich zum Sonnhang auf Grund der steilen Talflanken vergleichsweise klein ausgebildet (WIPF 1999). Die Schmelzwässer, die in Suonen (Bewässerungskanäle) umgeleitet werden, dienen im Lötschental wie auch im übrigen Wallis der Bewässerung (WEINGARTNER & PEARSON 2001) und durch den Eintrag von Feinsedimenten der Nährstoffdüngung der landwirtschaftlich genutzten Flächen (BACHMANN-VOEGELIN 1984; GU-

TERSOHN 1961). Einige Suonen wurden im ‚Jahrtausendsommer 2003‘ wegen der anhaltend hohen Temperaturen und fehlenden Niederschlägen reaktiviert.

Als problematisch für das Lötschental wie für den gesamten Alpenraum ist der zu beobachtende und weiterhin prognostizierte Gletscherschwund zu bewerten (BRAUN 2002; DYURGEROV 2005; HAEBERLI 2005; ZÄNGL & HAMBERGER 2004), da hiermit wichtige Quellen der kontinuierlichen Wasservorräte verschwinden werden. Allein im Lötschental nahm der Anteil der vergletscherten und schneebedeckten Flächen seit 1938 von 30 % (LEIBUNDGUT 1938) auf 13,7 % im Jahr 2002 ab (HÖRSCH 2003). Die Gletscherstirn des 6,9 km langen Langgletschers zog sich seit 1888 bis 2004 um ca. 600 m zurück, wobei eine deutliche Abnahme seit den 1930er Jahren zu beobachten ist (VAW 2004).

2.3 Vegetation

Detaillierte Untersuchungen zur aktuellen reliefabhängigen Vegetationsverteilung hat HÖRSCH (2003) durchgeführt, auf deren Arbeit an dieser Stelle verwiesen wird (Abb. 11). Große Flächen werden im Lötschental von Hochgebirgswäldern eingenommen, die sich aus Lärchen (*Larix decidua*) und Fichte (*Picea abies*) zusammensetzen (Abb. 12). Die Waldgrenze liegt auf etwa 2200 m ü. M. Die obere Waldgrenze, die anthropogen zu Gunsten von Alpweiden um 200 m erniedrigt worden ist (BACHMANN-VOEGELIN 1984), wird am Sonnhang vor allem aus lichten Lärchenwäldern gebildet. Am Schatthang wird die Waldgrenze von Lärchen-Arvenwäldern (*Pinus cembra*) gebildet (GUTERSOHN 1961; MOSIMANN 1985). Die alpine Stufe oberhalb der Waldgrenze setzt sich aus Zwergsträuchern und alpinen Rasen, vorwiegend aus Borstgras (*Nardus stricta*) und Krumm-Segge (*Carex curvula*) bestehend, zusammen. Die alpinen Rasen sind von typischer Schneetälchenvegetation durchsetzt (HÖRSCH 2003). Nach oben folgen nur noch Rasenfragmente, Polsterpflanzen und schließlich Kryptogame (Moose, Flechten).

Nach HÖRSCH (2003) sind die zonalen Vegetationstypen durch landwirtschaftliche Mahd- und Weidebereiche unterbrochen. Vor allem auf dem Sonnhang und im Talgrund ergeben sich durch die Grünlandnutzung waldfreie Flächen; mit dem allgemeinen Rückzug der Landwirtschaft aus der Fläche, wie er im Lötschental zu beobachten ist, wird jedoch eine zunehmende Vergandung dieser ehemals landwirtschaftlich genutzten Flächen beobachtet (BÖRST 2004). Auf dem Sonnhang ist in extremer Ausprägung nur noch der Bannwald, der die Gemeinden vor Lawinen, Muren oder Steinschlag schützt, vorhanden (WINIGER & BÖRST 2003). Der N-exponierte Hang weist auf Grund seiner Steilheit und Klimaungunst kaum Mahd- und Weideflächen auf. Die Waldbereiche sind zusätzlich von Lawinenbahnen unterbrochen, in denen wie an Bachrinnen und auf den Schwemmfächern Hochstaudenfluren, Grünerlengebüsche und andere Kleinsträucher auftreten (HÖRSCH 2003; KÜTTEL 2003). Oberhalb von ca. 3000 m ü. M. tritt im Lötschental keine geschlossene Vegeta-

tionsbedeckung in Form von höheren Pflanzengesellschaften auf. Je nach Topographie treten hier Gletscher bzw. perennierende Schneeflecken oder glatte Felswände bzw. schuttbedeckte Hänge auf.

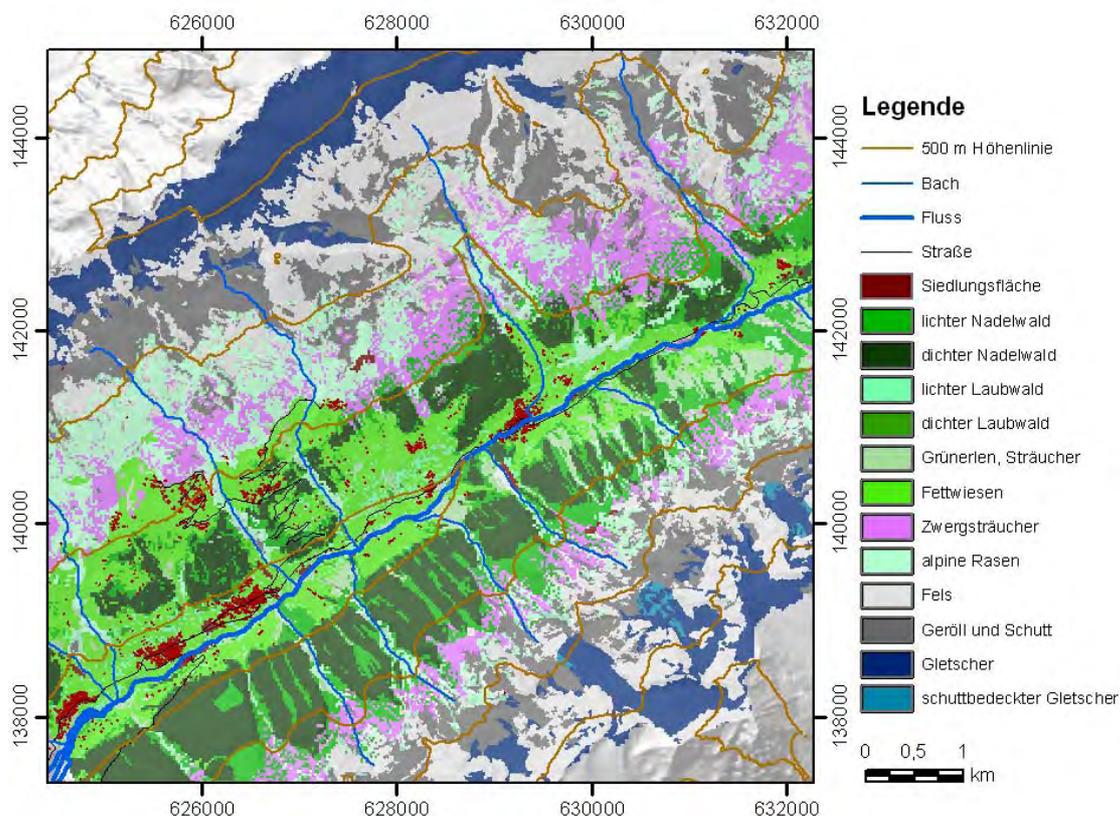


Abb. 11: Vegetationskarte des Lötschentals (Datengrundlage HÖRSCH 2003, © 2007, swisstopo (JD072677))

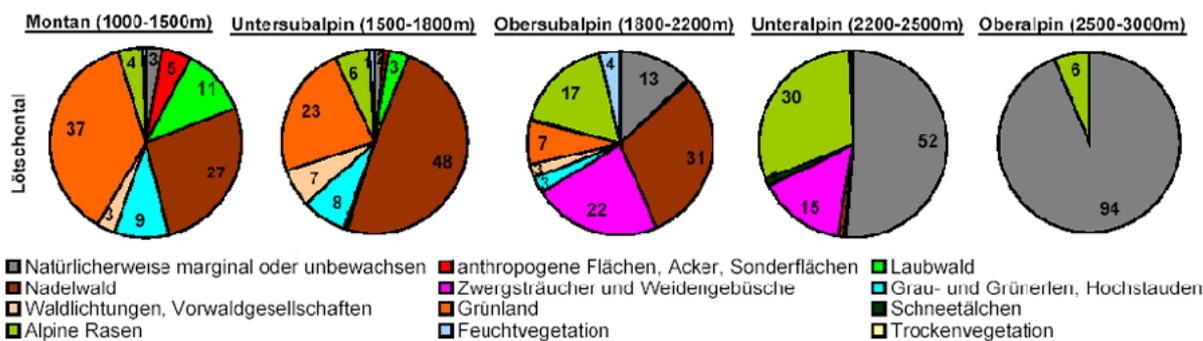


Abb. 12: Vegetationsklassen-Verteilung auf fünf Höhenstufen (verändert nach HÖRSCH, 2003: S. 135)

2.4 Naturgefahren: Lawinen und Gletscherstürze

Potentielle Naturgefahren, die sowohl die Ökonomie als auch die Siedlungsstruktur negativ beeinflussen können, stellen im Lötschental die winterlichen Lawinen und Gletscherstürze dar. So wird der Birchgletscher unterhalb des Bietschhorns von der VAW (2002)

als potentiell gefährlich bezüglich Eis- und Gletschersturz bewertet (WEGMANN & WUILLOUD 2003). Besonders im Winter bei erhöhter Schneelawinengefahr können durch Eisbrüche große Schnee-Eislawinen entstehen. So löste am 18. Dezember 1993 ein Eisabbruch am Birchgletscher eine kombinierte Eis-Schneelawine mit einem Gesamtvolumen von ca. 20 000 m³ aus, die bis zur Lonza vordrang. Am 29. Dezember 1999 wurde eine Staublawine vermutlich durch einen 1 000 m³ großen Eisabbruch ausgelöst, die die Kantonstraße auf einer Länge von 40 m verschüttete (VAW 2002).

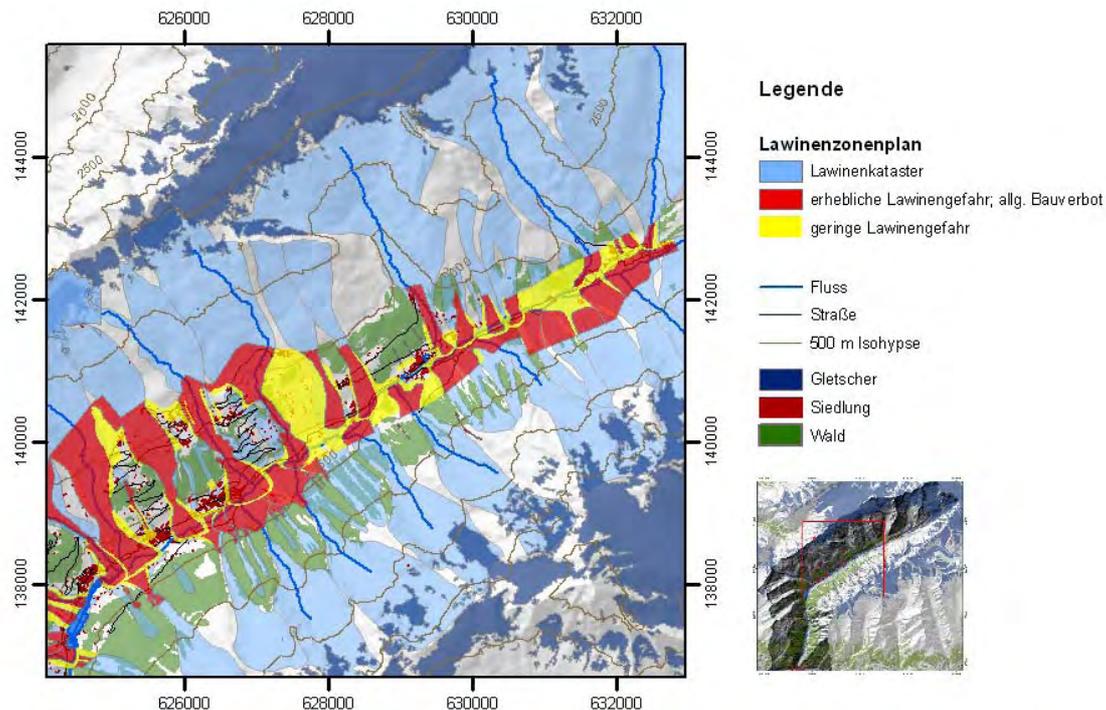


Abb. 13: Lawinenzonenplan (Datengrundlage: Katasteramt Sitten, © 2007 swisstopo (JD072677))

Lawinenanrissgebiete und -bahnen werden durch die steilen Hanglagen und eine große Vertikalerstreckung oberhalb der Waldgrenze begünstigt. Entsprechend werden die meisten Hänge des Lötchentals als potentielle Lawinenzüge ausgewiesen (Abb. 13). Kleine Lawinen entstehen jedes Jahr besonders in den steilen Hanglagen oberhalb der Waldgrenze sowie im Wald in baumfreien Gefällslinien, den so genannten Schleifen, die früher dem Holzabtransport dienten. Weiterhin stellen auf dem Schatthang die „Gräben“ – flache Rinnen innerhalb de Waldes die auf die Trogschulter übergreifen – bedeutende Lawinbahnen dar (BACHMANN-VOEGELIN 1986). Größere Lawinen gelangen besonders am Schatthang nahezu jährlich in den Kerbtälern aus den Hängetälern zum Talgrund, so z. B. entlang der Wilera und des Birchbaches. Am strahlungsbegünstigten Sonnhang treten große Lawinen, die bis zum Talgrund gehen, seltener auf (FELBER 2001). Periodisch treten im Lötchenthal Schadenslawinen auf, d. h. große Lawinen, die einen materiellen oder personellen Schaden verursachen. Deren Entstehung ist an sehr instabile und mächtige Schneedecken gebunden, so dass häufig innerhalb kurzer Zeit mehrere Lawinen abgehen können.

Solche extremen Lawinenwinter waren im Lötschental die Winter: 1808, 1908, 1951 und 1999 (nach BELLWALD 2000 aus FELBER 2001).

Auf Grund der hohen potentiellen Lawinengefahr im Lötschental werden, wie auch in anderen Gebieten der Schweiz, zum Schutz der Bevölkerung sowie der Häuser und des Viehs u. a. folgende Maßnahmen durchgeführt:

- **Bauliche Maßnahmen:**
werden seit Ende des 19. Jahrhunderts vorangetrieben, die zum einen Anrissgebiete sichern (Lawinenverbau) und zum anderen Lawinen in ausgewiesene Bahnen lenken sollen (Leitdämme, -umlenker). So wurden beispielsweise der Birch- und Stampbach durch Dämme kanalisiert (Borter 1992). Ried und Wyssenried, die durch die Lawinen Bletza und Bachtälla vom Tennbachhorn gefährdet waren, werden durch einen Lawinenumlenker geschützt. Zur Sicherung der Hauptanbindungsstraße wurde diese in gefährdeten Zonen durch insgesamt 3 Galerien geschützt (FELBER 2001; SLF 2000).
- **Forstliche Maßnahmen:**
Schutz und Pflege des Bannwaldes (SLF 2000).
- **Organisatorische Maßnahmen:**
durch Lawinenwarnung und zeitweise Straßensperrungen
- **Raumplanerische Maßnahmen:**
seit den 1960er Jahren werden für die gesamte Schweiz Lawinengefahrenkarten erstellt, die gefährdetes Gelände in unterschiedlich starke Gefährdungszonen unterteilen. Die Zonierung erfolgt nach der Häufigkeit und Größe von Lawinen und wird mit Hilfe von Chroniken und Katastereinträgen ermittelt (SLF 2000). Die Lawinengefahrenkarten dienen als lawinentechnische Grundlage für Nutzungsplanungen und weisen in stark gefährdeten Gebieten ein absolutes Bauverbot von Gebäuden aus (Abb. 13).

3 Datengrundlage und Methodik

Das Verteilungsmuster der Schneedecke wurde mit einem kombinierten, multiskaligen Ansatz – wobei der Skalenbegriff in der vorliegenden Arbeit zunächst unter rein methodischen Kriterien abgegrenzt wird – in Abhängigkeit vom Relief bestimmt (Abb. 14).

Als Grundlage für die reliefabhängigen Analysen des Verteilungsmusters der Schneedecke diente ein digitales Höhenmodell mit einer Auflösung von 10 m, aus dem die Reliefparameter abgeleitet wurden (Kap. 3.1).

Mikroskalige, zeitlich hoch aufgelöste Messungen ausgewählter Klimaparameter mit Klimastationen ermöglichten Analysen der klimatischen Bedingungen während der Schneeeakkumulation und -schmelze sowie des Schneedeckenaufbaus und -abbaus (Kap. 3.2.1).

Für mikroskalige Analysen des Einschneiens und der Ausaperung wurden an verschiedenen waldbedeckten und waldfreien Standorten UTL-Datalogger eingesetzt (Kap. 3.2.2).

Um Informationen über die reliefabhängige Schneetiefe, -dichte und das SWE zu erhalten, wurden Schneetestflächen in unterschiedlichen Reliefstufen eingerichtet (s. Kap. 3.2.3).

Zur mesokaligen räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Erfassung des Verteilungsmusters der Schneedecke wurde ein neuer Ansatz basierend auf terrestrischen Gegenhangphotos getestet und weiterentwickelt (s. Kap. 3.3).

Sowohl auf Grundlage der mikroskaligen als auch der mesokaligen Messdaten wurde der Einfluss des Reliefs auf das Verteilungsmuster der Schneedecke statistisch analysiert. Diese Analysen dienen der Erstellung von semi-empirischen Modellen, mit denen das räumlich und zeitlich differenzierte Verteilungsmuster der Schneedecke im Lötschental modelliert wurde (s. Kap. 3.2.4 und Kap. 3.3.5).

Die Modellergebnisse wurden mesokalig auf Basis Ausaperungskarten der terrestrischen Gegenhangphotos (Kap. 3.2.5 und Kap. 3.3.6) und makroskalig mittels ASTER-Szenen validiert (Kap. 3.4).

Eine zusammenfassende Gegenüberstellung der Datengrundlage und Methodik wird in Tabelle 15 abgebildet.

Mikroskala

Mesoskala

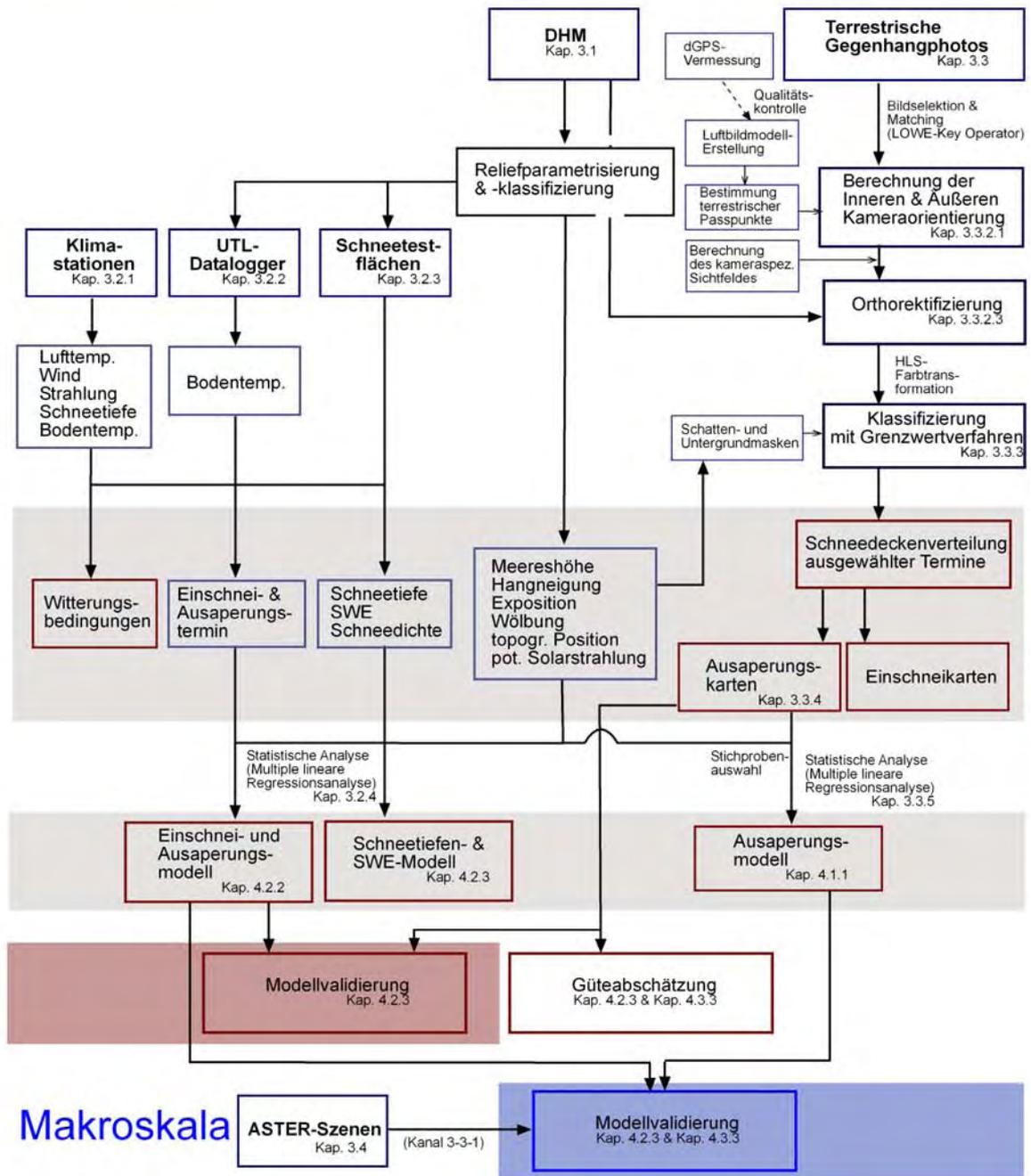


Abb. 14: Struktureller und methodischer Aufbau der vorliegenden Arbeit

3.1 Digitales Höhenmodell

Für die Beschreibung und Analyse von Reliefstrukturen werden in der Regel digitale Höhenmodelle (DHM) verwendet, die möglichst präzise die physische Erdoberfläche abbilden sollen. WEIBEL (1989), FRIEDRICH (1996) und MOORE et al. (1991) definieren ein DHM, als ein numerisches Modell, bei dem die Erdoberfläche mittels einer Anzahl von Höhenangaben (z-Werte) über einer bestimmten Bezugsebene und entsprechenden Koordinaten (x,y-Werte) repräsentiert wird. Da jeder xy-Koordinate jeweils nur ein z-Wert zugeordnet wird, können Überhänge nicht dargestellt werden. Auf Grund dieser fehlenden echten 3. Dimension als Tiefenfunktion wird das DHM auch als 2,5D-Datenmodell bezeichnet (WEIBEL & HELLER 1991).

Reliefmodellierungen, -darstellungen und -analysen können in Geographischen Informationssystemen (GIS) prinzipiell mit drei verschiedenen Datenstrukturen, TIN (Triangular Irregular Network), DLG (Digital Line Graph) oder Raster, erfolgen (MOORE et al. 1991; WEIBEL & HELLER 1991). Die Verwendung von Rasterdaten hat sich weitgehend durchgesetzt, da die Matrix der zeilen- und spaltenorientierten Rasterdaten eine dem Rechner angepasste Struktur bieten. Sie lassen im Hinblick auf die Anwendung von Algorithmen eine einfache Handhabung zu (DIKAU & FRIEDRICH 1999: 55) und sind mit Fernerkundungsdaten direkt kompatibel. Dennoch ist ein Nachteil von Rastermodellen in ihrer Gleichmäßigkeit zu sehen, da sie eine Anpassung der Datendichte an die Rauheit des Terrains verhindert. So sind in flach reliefierten Gebieten nur geringe Datendichten erforderlich, während in stark reliefierten Gebieten eine Anpassung mit kleiner Rastergröße notwendig ist (BRÄNDLI 1991; BURROUGH 1996).

3.1.1 Datenerfassung

Für Reliefanalysen im Hochgebirge sind hoch aufgelöste Rastermodelle notwendig, da das Hochgebirgsrelief durch große Vertikaldifferenzen auf geringen Horizontalabständen gekennzeichnet ist (CORRIPIO 2003; GOTTFRIED et al. 1998). Ebenso verlangt die zu Grunde liegende Fragestellung der reliefabhängigen Schneeverteilung unter der Verwendung von terrestrischen Gegenhangphotos ein möglichst genaues DHM. Um Informationsverluste von Bilddaten zu minimieren, ist die Rastergröße des DHMs der räumlichen Pixelauflösung der Bilddaten anzupassen (FLORINSKY 1998), womit für die vorliegende Studie ein DHM mit einer Rastergröße von mindestens 10 m anzustreben ist.

Für die Schweiz ist flächendeckend ein DHM mit einer räumlichen Auflösung von lediglich 25 m verfügbar (SWISSTOPO 2004), infolgedessen ein höher aufgelöstes DHM selbst erstellt werden musste. Für die DHM-Erstellung wurden Daten des Basismodells der SWISSTOPO, aus dem das DHM 25 generiert wurde (ARNET 2001; SWISSTOPO 2004), verwendet. Das Basismodell stellt eine indirekte Datenerhebungsmethode zur DHM-

Erstellung dar, da von der SWISSTOPO hauptsächlich Höhenlinien bestehender Karten digitalisiert wurden. Die Digitalisierung von Höhenlinien stellt für die Erstellung von DHMs eine gängige Methode dar, da Karten flächendeckend vorhanden sind und andere Erhebungstechniken von Höhendaten, wie z. B. Bodenerhebungen mit GPS-Vermessungen, photogrammetrische Vermessungen, Laser-, Radar- sowie HRSC-Befliegungen, häufig – wie auch im vorliegenden Projekt – zu kosten- und zeitaufwendig sind (BURROUGH 1996; MCCULLAGH 1998; WEIBEL & HELLER 1991). WEIBEL (1989) sieht jedoch die Verwendung von Höhenlinien als Grundlage zur Generierung von DHMs als ungeeignet an, da zum einen eine schlechte räumliche Informationsverteilung vorliegt und zum anderen reproduzierte Primärdaten fehlerhaft sein können. Somit werden aus Sekundärdaten generierte DHMs von geringerer Qualität sein als solche, die aus Primärdaten generiert wurden (BURROUGH 1996; WEIBEL & HELLER 1991).

Die Stützpunktdichte für das Untersuchungsgebiet beträgt 1277 Punkte pro km². Generell gilt, dass eine höhere Punktdichte entlang von Höhenlinien zu erwarten ist als in den dazwischen liegenden Gebieten, in denen lediglich entlang ausgewählter Kretenlinien und Höhenkoten Höheninformationen vorliegen. Die Stützpunktverteilung des Untersuchungsgebietes zeigt in steilen Hanglagen eine sehr gleichmäßige Punktdichte, womit die von WEIBEL (1989) kritisierte Unterrepräsentation an Stützpunkten nicht vorhanden ist. Morphologisch wichtige Strukturen, wie z. B. Rinnen und Grate werden durch eine hohe Punktdichte abgebildet. Lediglich in sehr gering geneigten Bereichen, wie im Talgrund und auf dem Petersplateau fallen hohe Differenzen der Punktdichten ins Gewicht (Abb. 15). Auf eine Implementierung von Stützpunkten aus dem DHM 25, mit der eine vermeintliche Erhöhung der Punktdichte erzielt werden könnte, ist verzichtet worden, da dies bereits interpolierte Daten sind.

Auf Grund der angegebenen Messgenauigkeit, die maximal 7,5 m entspricht, lassen die Basismodell-Daten von Seiten der Stützpunktgenauigkeit eine Generierung eines DHMs mit einer Rasterweite von 10 m zu. Strukturen des Mikroreliefs werden jedoch nicht abgebildet, da in einem DHM nur Elemente erkennbar sind, die mindestens die doppelte Rasterweite umfassen (FLORINSKY 1998). Die visuellen Vergleiche zwischen dem interpolierten DHM und der 1:10 000er Karte wiesen keine großen Differenzen zwischen den Höhenlinien der 1:10 000er Karte und dem interpolierten DHM auf. Der zeitliche Aufwand der Digitalisierung einer 1:10 000er Karte würde somit zu keiner adäquaten Verbesserung der Datengrundlage führen (Abb. 17).

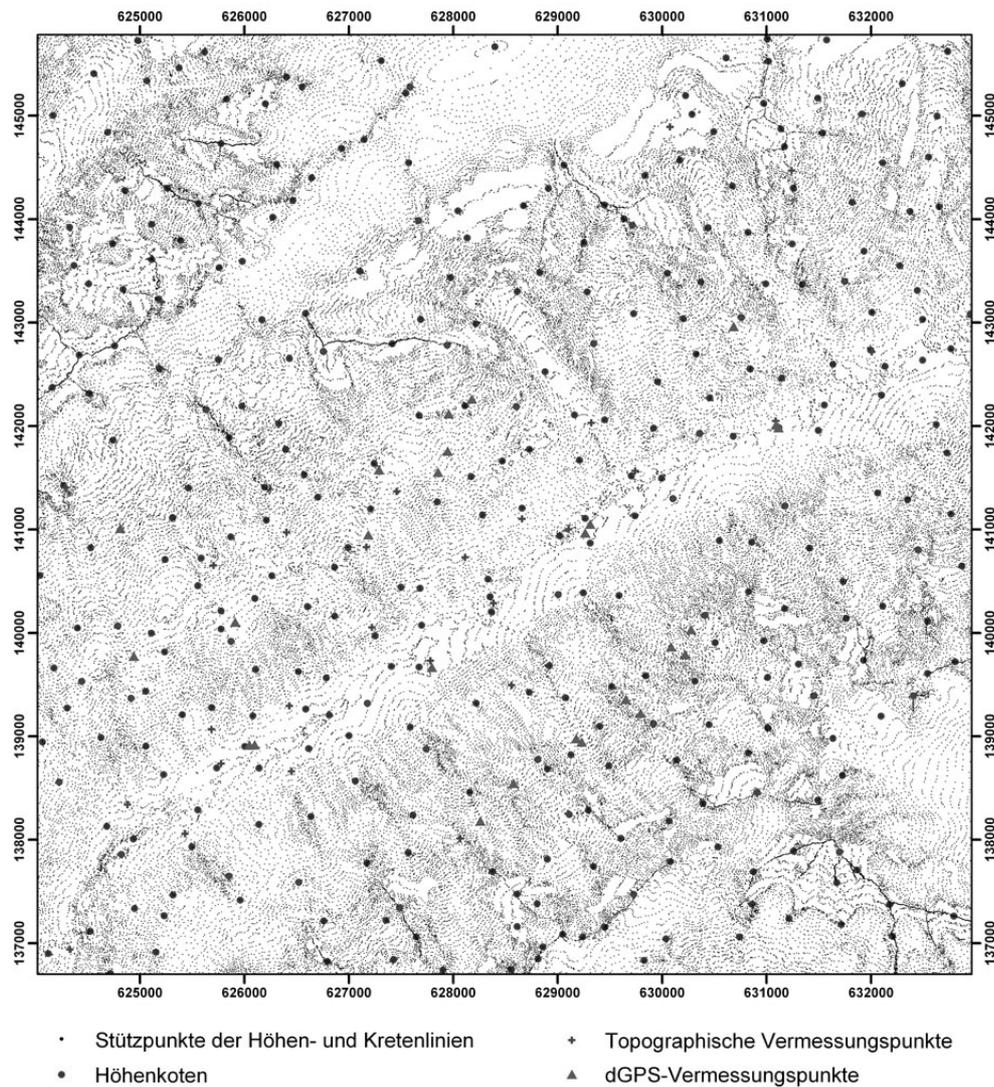


Abb. 15: Verteilung der Stützpunkte und Höhenkoten des Basismodells (SWISSTOPO 2004) sowie der Kontrollpunkte (dGPS und topographische Punkte)

3.1.2 Interpolationsalgorithmen zur DHM-Generierung

Ziel einer DHM-Generierung ist das Relief als Kontrollgröße der räumlichen Modellierung von Reliefprozessen so genau wie möglich abzubilden (DESMET 1997). Dabei hat neben der Qualität der Eingangsdaten auch das Interpolationsverfahren einen maßgeblichen Einfluss auf die Qualität des DHMs. Es gibt kein standardmäßig optimales Interpolationsverfahren (LAM 1983; WEIBEL & HELLER 1991), da dessen Wahl von der Geländeform, den Ausgangsdaten und der Fragestellung abhängt (BRÄNDLI 1991; SCHMIDT & GEBBERS 2000). Für die vorliegenden Untersuchungen ist ein Verfahren gefordert, das die Möglichkeit zur Berücksichtigung von Bruchkanten, wie z. B. entlang der Kretenlinien, sowie eine möglichst hohe relative Höhengenaugigkeit, d. h. die Beziehungen der Rasterzellen zu ihren Nachbar-Rasterzellen, wiedergibt. Bei der Generierung des DHMs kamen somit nur lokale und exakte Interpolationsalgorithmen in Betracht, bei denen die Interpolation von Höhen-

punkten nur durch die unmittelbar benachbarten Höhenpunkte erfolgt und die Raster weiterhin durch die Stützpunkte gelegt werden. Auf eine Glättung der Oberfläche wurde zugunsten der Höhengenaugkeit verzichtet.

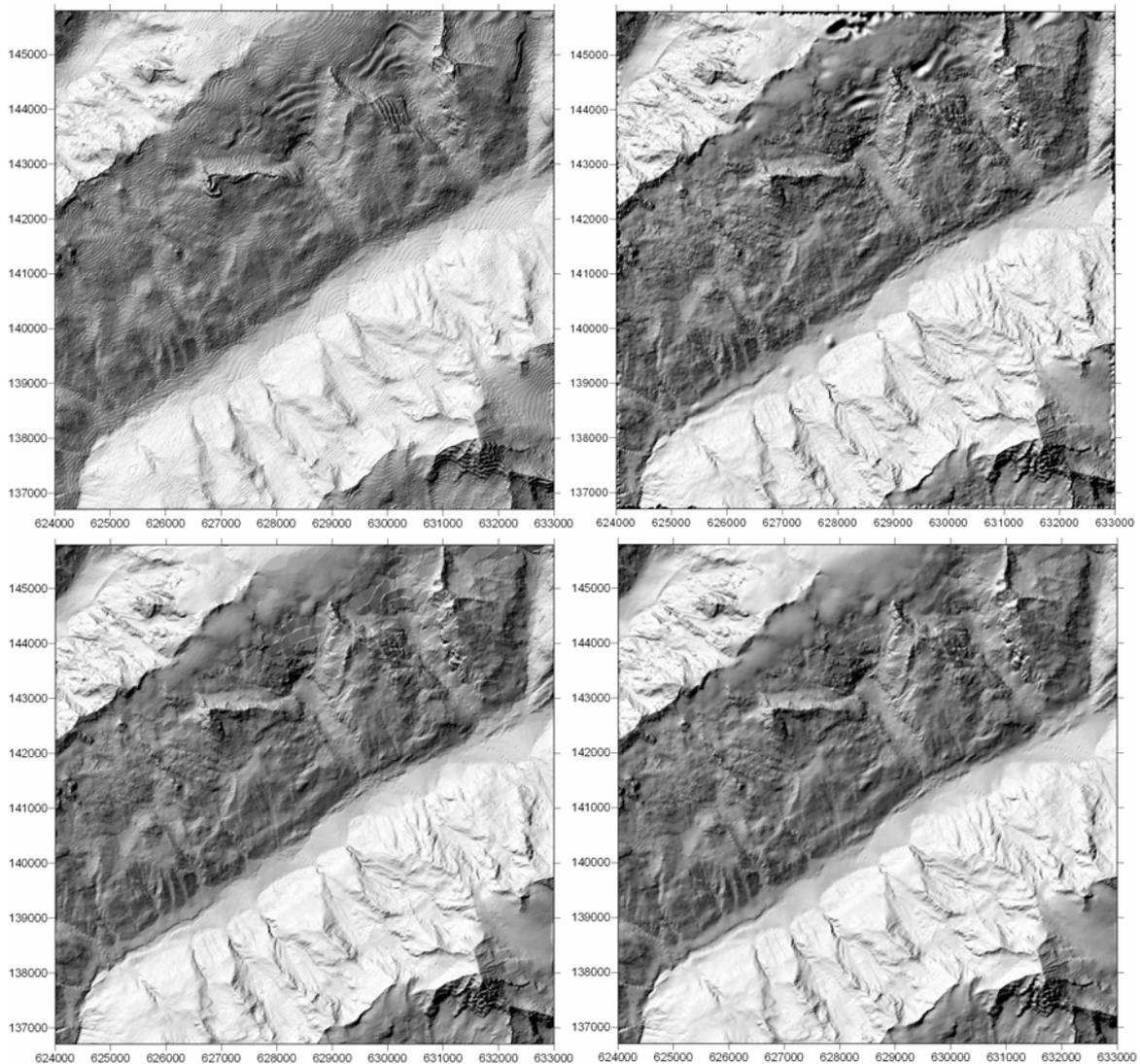


Abb. 16: Gegenüberstellung der interpolierten DHM mit Schräglichtschumierung: gewichtetes Mittel (l. o.), Minimum Curvature (r. o.), lineare Delaunay Triangulation (l. u.), lineares Kriging (r. u.) (Datengrundlage SWISSTOPO 2004)

GIS-Programme enthalten standardmäßig verschiedene Interpolationsalgorithmen. Darüber hinaus sind eine Vielzahl von Algorithmen zur Generierung von DHMs entwickelt worden, deren detaillierte Gegenüberstellung in BRÄNDLI (1991) aufgeführt sind. Für die Generierung des DHMs wurden vier verschiedene Algorithmen in ArcGIS und SURFER getestet (Abb. 16, Tab. 8). Qualitative Analysen und Vergleiche zeigten (Abb. 16), dass das mit dem linearen Kriging-Verfahren (SURFER) generierte DHM gegenüber den anderen DHMs die beste Reliefrepräsentation darstellt und die geringsten Artefakte aufweist. Visuell ersichtliche Artefakte entstehen vor allem in schmalen Rinnen und Steilhängen, die sich durch Treppungen charakterisieren lassen. Geomorphometrische Reliefparameter spiegeln

diese Artefakte wieder und letztere müssen bei der Reliefanalyse als Fehler berücksichtigt werden (RASEMANN 2004).

Tab. 8: Vergleichende Gegenüberstellung von Interpolationsverfahren zur DHM-Generierung

Verfahren	Bruchkanten	Verfahrensbeschreibung	Artefakte im Modell
Lineares Kriging	JA	Statistisches Verfahren, bei dem die Interpolation auf statistischen Eigenschaften der Oberfläche beruht (BURROUGH 1996; DE MERS 2000)	Leichte Treppungen in Rinnen und steilen Hanglagen
Gewichtetes Mittel	NEIN		Extreme Treppungen im gesamten Modell
Minimum Curvature	JA	Oberfläche verläuft durch Stützpunkte, die dazwischen liegende Oberfläche wird mit der kleinstmöglichen Wölbung wiedergegeben (BRÄNDLI 1991)	Durch Ausschwingen der Oberfläche in Gebieten mit geringer Punktdichte entstehen Kuppen und Dellen wie z. B. im Talboden, auf dem Petersgrad und in steilen Hanglagen
Lineare Delaunay-Triangulation	NEIN	Oberfläche wird über eine Dreiecksvermaschung zwischen den Stützpunkten aufgespannt, auf deren Basis die Höhenpunkte bestimmt werden (WISE 1998, S. 145)	Relieftreppungen mit Hangneigungen von 0° in Rinnen und steilen Hängen

3.1.3 Fehlerabschätzung

Zur Fehlerabschätzung des 10m-DHMs wurde eine quantitative und qualitative Evaluation durchgeführt. Die quantitative Fehlerabschätzung ermöglicht die Bestimmung relativer und absoluter Fehler, welche mit dem RMS-Fehler (Gl. 1) angegeben werden (ZUKOWSKYJ et al. 2000).

$$\text{RMS-Fehler} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (i_1 - i_2)^2}{n-1}}$$

RMS: Root Mean Square Error

i_1 : Höhendaten des generierten DHMs

i_2 : Höhendaten aus anderen Quellen

n: Anzahl der Höhendaten

Gl. 1

Bei der Abschätzung des relativen Fehlers werden Datenpunkte, die aus demselben Referenzsystem stammen, miteinander verglichen. Hierfür wurden die Höhendifferenzen an den Höhenkoten ermittelt, die mit in die Interpolation eingegangen sind. Für eine weitere Qualitätsabschätzung des Kriging-Verfahrens wurden das von der SWISSTOPO erstellte DHM 25 und ein mit dem linearen Kriging-Verfahren generiertes 25 m-DHM bezüglich ihrer quantitativen Höhenfehler verglichen.

Die Ermittlung des absoluten Höhenfehlers erfolgte mit Höhendaten von topographischen Vermessungspunkten (KATASTERAMT WENGEN) und dGPS- (differential Global Positioning System), die nicht in die DHM-Generierung eingeflossen sind. Da die Kontrollpunkte und die Stützpunkte, die für die DHM-Interpolation verwendet wurden, aus unterschiedlichen Datenquellen stammen, können zufällige und systematische Fehler enthalten sein. Hierbei ist jedoch nicht bekannt, welcher Datensatz den Fehler enthält. Die Unterschiede zwischen den relativen und absoluten RMS-Fehlern sind gering, womit systematische Fehler ausgeschlossen werden können.

Tab. 9: Absolute Differenzen zwischen Höhenpunkten aus Referenzdaten und interpolierten DHMs getrennt nach Datenquellen (Zahlen in Klammern: Anzahl der Beobachtungspunkte)

		DHM 10	DHM 25 Kriging	DHM 25 SWISS- TOPO
Absoluter Fehler				
Höhenkoten (331)	RMS-Fehler	2,46	7,72	6,06
	Max. neg. Abweichung	-7,44	-12,67	-9,91
	Max. pos. Abweichung	12,53	48,23	29,78
Topographische Passpunkte (Katasteramt Wengen) (56)	RMS-Fehler	2,94	5,29	6,06
	Max. neg. Abweichung	-1,23	-2,09	-2,24
	Max. pos. Abweichung	12,72	26,62	26,62
Relativer Fehler				
dGPS-vermessene Geländepunkte (26)	RMS-Fehler	3,82	3,85	3,66
	Max. neg. Abweichung	-0,98	-1,29	-0,19
	Max. pos. Abweichung	14,77	16,38	14,79

Die Differenzen zwischen den Referenzpunkten und den interpolierten Höhenpunkten betragen für das 10 m-DHM in Abhängigkeit von der Referenzquelle zwischen -7,44 m und 14,77 m (Tab. 9). Die Vergleiche der beiden 25 m-DHMs zeigen keine signifikanten Unterschiede. Der Anstieg des RMS-Fehlers mit zunehmender Rastergröße ist erwartungsgemäß (Tab. 9).

Eine qualitative Qualitätskontrolle wurde durch die Visualisierung der primären Reliefparameter, der Darstellung durch Schräglightschummerung (Abb. 16) sowie durch visuelle Vergleiche der interpolierten Höhenlinien des DHMs mit Höhenlinien (WEIBEL 1989) aus 1:10 000er Karten durchgeführt.

Vergleiche der Höhenlinien der 1:10 000er Karte mit den interpolierten Höhenlinien des DHMs zeigen insgesamt eine gute Übereinstimmung der Höhenlinienverläufe (Abb. 17). Abweichungen sind vorhanden, wenn leichte Schwingungen der Höhenlinien nicht mit Stützpunkten abgebildet werden. Nicht gut abgebildet werden enge Geländeeinschnitte oder -kanten, die nur durch eine geringe Stützpunktdichte repräsentiert werden (Abb. 15), die durch eine Treppung im DHM ersichtlich werden. Weitere Abweichungen sind in den Bereichen zu erwarten, in denen der Verlauf der Zwischenhöhenlinien, die nicht auf der LK 25 verzeichnet sind, von den benachbarten Höhenlinien abweicht. Des Weiteren werden die Felsbereiche, deren Stützpunkte durch visuelle Karteninterpretation erhoben wur-

den, stark generalisiert dargestellt. Felsvorsprünge, -spalten und Rinnen werden somit nicht abgebildet.

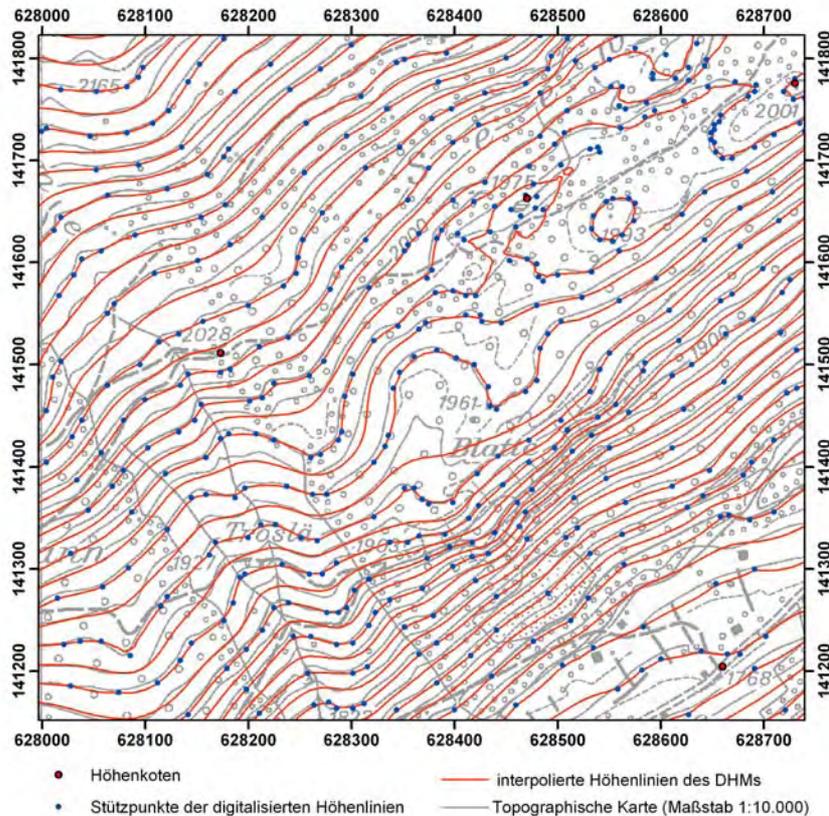


Abb. 17: Vergleichende Gegenüberstellung der Stützpunkte, der Höhenlinien des DHMs und der 1:10 000er Karte (Datengrundlage 1:10 000er Karte des Katasteramts Sitten, SWISSTOPO 2004)

Diese Ungenauigkeiten der Reliefdarstellung könnten durch eine Erhöhung der Punktdichte mit Digitalisierung der 1:10 000er Karte erreicht werden. Da jedoch die Abweichungen insgesamt gering sind, würde der hohe Zeitaufwand der Digitalisierung diese minimale Verbesserung nicht rechtfertigen.

3.1.4 Reliefparametrisierung und -analyse

Um die die Schneevertelung steuernden Reliefparameter zu erkennen und auszugliedern, müssen „korrespondierende Reliefeinheiten ... selektiv aus dem Kontinuum des Georeliefs“ extrahiert werden (DIKAU & SCHMIDT 1999: S. 220). Dies erfolgt auf Grundlage der digitalen Reliefanalyse, deren Basis das DHM bildet. Den konzeptionellen Rahmen für die Reliefanalyse stellt die von DIKAU & SCHMIDT (1999) entwickelte Systematik zur Extraktion von Reliefparametern dar, die einfache, komplexe und zusammengesetzte geomorphometrische Reliefparameter unterscheidet.

Da das methodische Vorgehen der Ableitung von Reliefparametern nicht standardisiert ist, können je nach den in GIS-Programmen implementierten Methoden erhebliche Unterschiede auftreten (FLORINSKY 1998; HÖRSCH 2003).

3.1.4.1 Einfache primäre geomorphometrische Parameter

Das einfachste Punktmerkmal des Reliefs ist die Meereshöhe, die durch das digitale Höhenmodell abgebildet wird (Abb. 18, o. l.). Weitere primäre oder einfache geomorphometrische Reliefparameter sind Hangneigung, Exposition, Vertikal- und Horizontalwölbung, die den betrachteten Höhenpunkt in Bezug zu den umgebenden Höhenpunkten beschreiben (FRIEDRICH 1996). Zur Bestimmung der Parameter wird zumeist in einer 3 x 3-Umgebung von Höhenwerten eine quadratische Fläche durch das Näherungspolynom zweiten oder höheren Grades approximiert (vgl. MOORE et al. 1991; SCHMIDT et al. 2003; ZEVENBERGEN & THORNE 1987). Um die im DHM enthaltenen Artefakte – insbesondere zur statistischen Auswertung der terrestrischen Gegenhangphotos – mittels Glättung zu verringern, ist die Betrachtung in einem größeren Umgebungsfenster sinnvoll. Da in ArcGIS standardmäßig eine Veränderung des Moving-Windows nicht möglich ist, wurde zusätzlich zur Berechnung der Hangneigungs- und Wölbungsparameter das AML-Skript (ArcInfo Macro Language) SCALEPAR (SCHMIDT 2002) verwendet, das die Algorithmen zur Bestimmung der Wölbung nach EVANS verwendet (SCHMIDT & ANDREW 2005; SCHMIDT et al. 2003). Zur Ableitung der Wölbung und Hangneigung wurde eine 5 x 5-Umgebung gewählt.

Die Hangneigung (β), das Maß für die Veränderung der Meereshöhe in Richtung des größten Gefälles, beeinflusst maßgeblich gravitative Schneenumverteilungsprozesse und den Strahlungshaushalt (Abb. 18, u.). Kritische Grenzwerte für Lawinenanrissgebiete liegen i. d. R. zwischen 30° und 45° Hangneigung (MCCLUNG & SCHAEERER 1999); auf über 60° geneigten Hängen treten hingegen nur kleinere Schneerutsche während oder kurz nach Neuschneefällen auf, womit diese auch im Winter stets nahezu schneefrei sind (SCHAEERER 1981).

Die Exposition (ψ) beschreibt die Ausrichtung der Hangneigung in Grad. Exposition und Hangneigung beeinflussen den Strahlungshaushalt und somit Prozesse der Schneemetamorphose und -schmelze sowie äolische Prozesse (Abb. 18, o. r.). Da die Exposition in ArcGIS in einem zirkulären Datenformat angegeben wird, wurde eine Sinus- bzw. Cosinus-Transformation durchgeführt (Gl. 2), womit der Nord-Süd- bzw. Ost-West-Gegensatz in linear interpretierbare Zahlen umgewandelt wird. Die zusätzliche Quadrierung unter Beibehaltung der Vorzeichen verbessert die Abbildung von Extremwerten.

Nord-Süd-Gegensatz: $sgm(\cos \alpha) \cdot (\cos \alpha)^2 \cdot 100$

Ost-West-Gegensatz: $sgm(\sin \alpha) \cdot (\sin \alpha)^2 \cdot 100$

Gl. 2

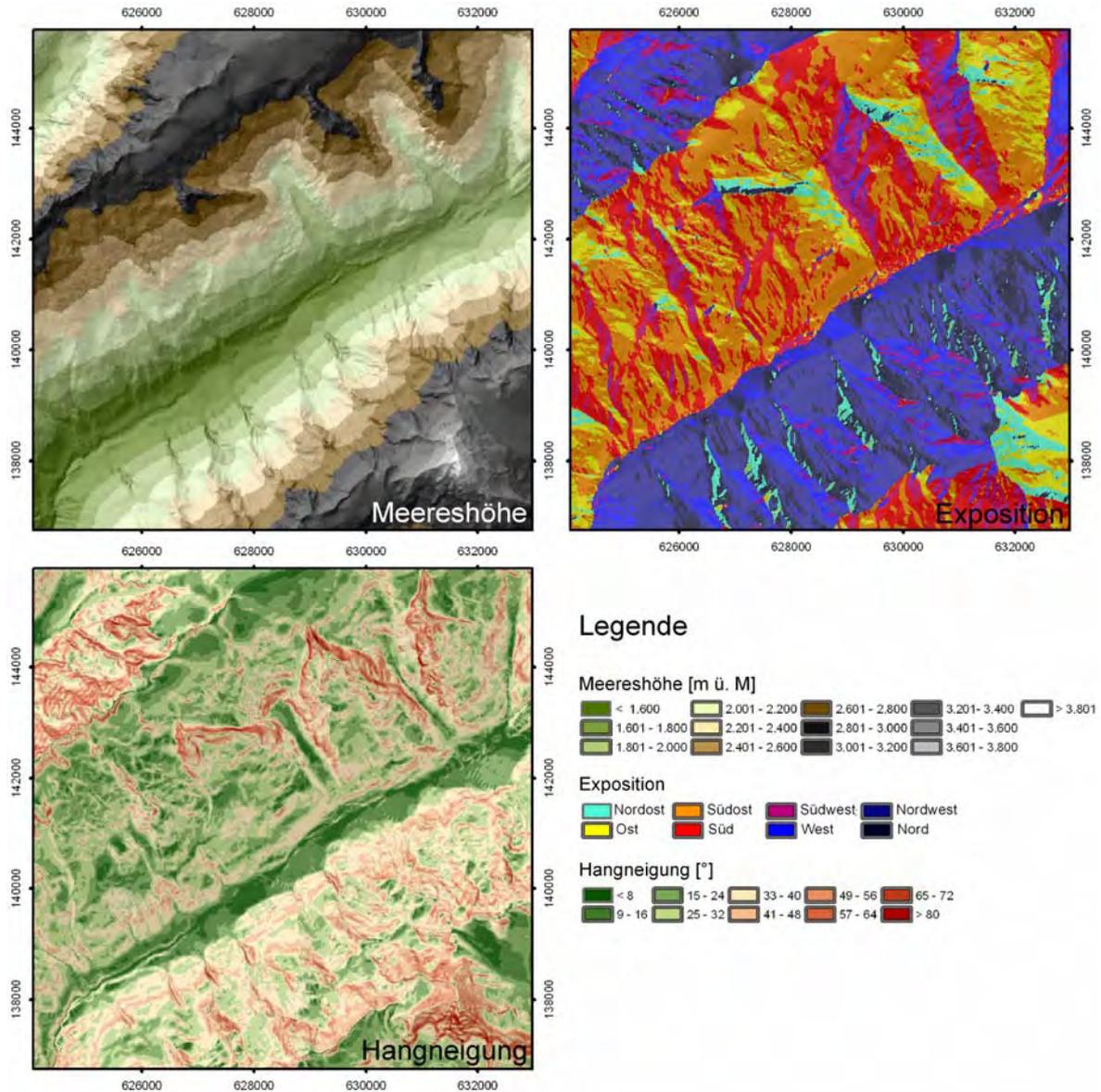


Abb. 18: Darstellung der Reliefparameter Meereshöhe [m ü. M.], Exposition und Hangneigung [°]

Die Wölbung stellt einen zusammengesetzten Parameter der zweiten Ableitung der Höhe und der Winkeländerung dar, wobei die Horizontalwölbung die Expositions- und die Vertikalwölbung die Hangneigungsänderung beschreibt (vgl. MOORE et al. 1991; ZEVENBERGEN & THORNE 1987). Gestreckte Hänge werden durch Werte nahe Null dargestellt. Per Definition werden konkav gewölbte Hänge durch negative und konvex gewölbte Hänge durch positive Zahlen abgebildet (Abb. 20, o.). Nach COPLAND (1998) kann mit Hilfe von Wölbungsparametern äolische Schneeverteilung erfasst werden. In konkaven Gebieten nimmt die Schneetiefe auf Grund abnehmender Winde und der daraus resultierenden Abl-

gerung von Schnee zu, wohingegen in konvexen Gebieten, infolge der dort vorherrschenden hohen Windgeschwindigkeiten, Schnee erodiert wird. Nach SCHMIDT & HEWITT (2004) erweisen sich die Minimum- und Maximumwölbung als geeignete Parameter zur Reliefklassifizierung (Abb. 20, m.). Über diese Wölbungsparameter besteht die Möglichkeit, Rücken, geschlossene Hohlformen, Sattelstrukturen und Gipfel auszuweisen (Abb. 19). Da angenommen werden kann, dass auf Rücken- und in Gipfellen weniger Schnee akkumuliert als in Rinnen und Hohlformen, wurden diese Parameter zur Erfassung des Ausaperungsmusters getestet.

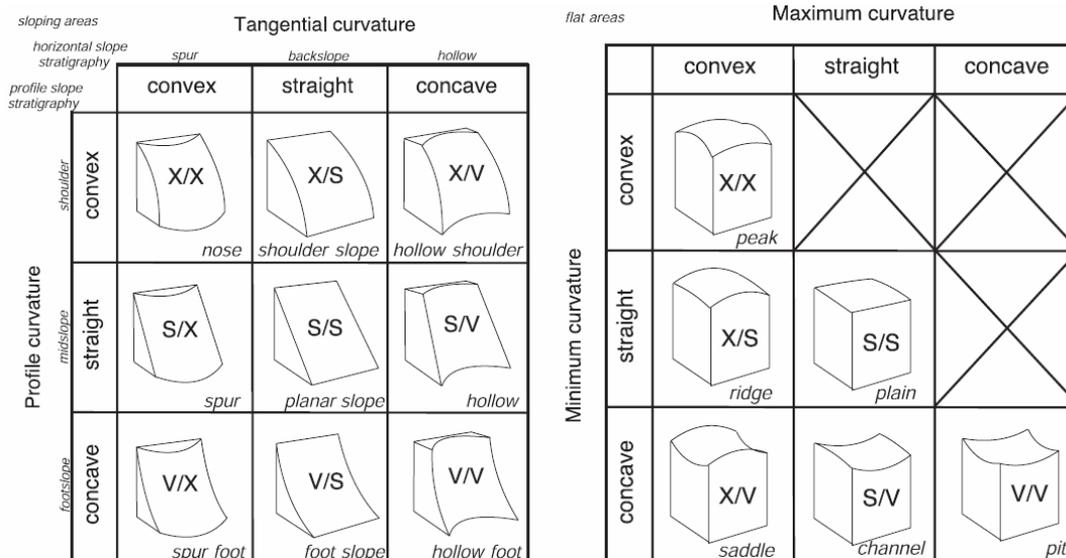


Abb. 19: Wölbungsparameter (SCHMIDT & HEWITT 2004)

3.1.4.2 Topographische Position

Die topographische Position eines Standortes (Rücken, Hang, Hangfuß etc.) kann als ein Maß für die Exponiertheit und damit für die Beeinflussung durch Wind und Schnee aufgefasst werden. Die topographische Position wird zu den sekundären Reliefparametern gezählt, da die Ableitung über die direkte Nachbarschaftsanalyse hinausgeht. Zur Bestimmung der topographischen Position wurde das AML-Skript TOPOSCALE (ZIMMERMANN 1999) verwendet, mit dem die multiskalige Exponiertheit in einem hierarchisch genesteten Ansatz berechnet wird. Zirkuläre Moving-Windows mit iterativ wachsendem Radius berechnen die Differenz zwischen der mittleren Fensterhöhe und der Höhe des Zentralpixels und schreiben sie hierarchisch, über mehrere Skalen integrierend, auf das Zentralpixel zurück. Der Pixelwert gibt die relative topographische Exponiertheit in Metern aus, womit eine Klassifizierung in Grat, Hanglage, Hangfußbereich und Talsohle durchgeführt werden kann (Abb. 20, u.).

Mit der Möglichkeit zur Ausweisung von Hangfußbereichen und Graten ist davon auszugehen, dass mit diesem Parameter über die Nachbarschaftsbeziehungen potentielle Lawinenakkumulationsgebiete und -anrissgebiete ausgewiesen werden können.

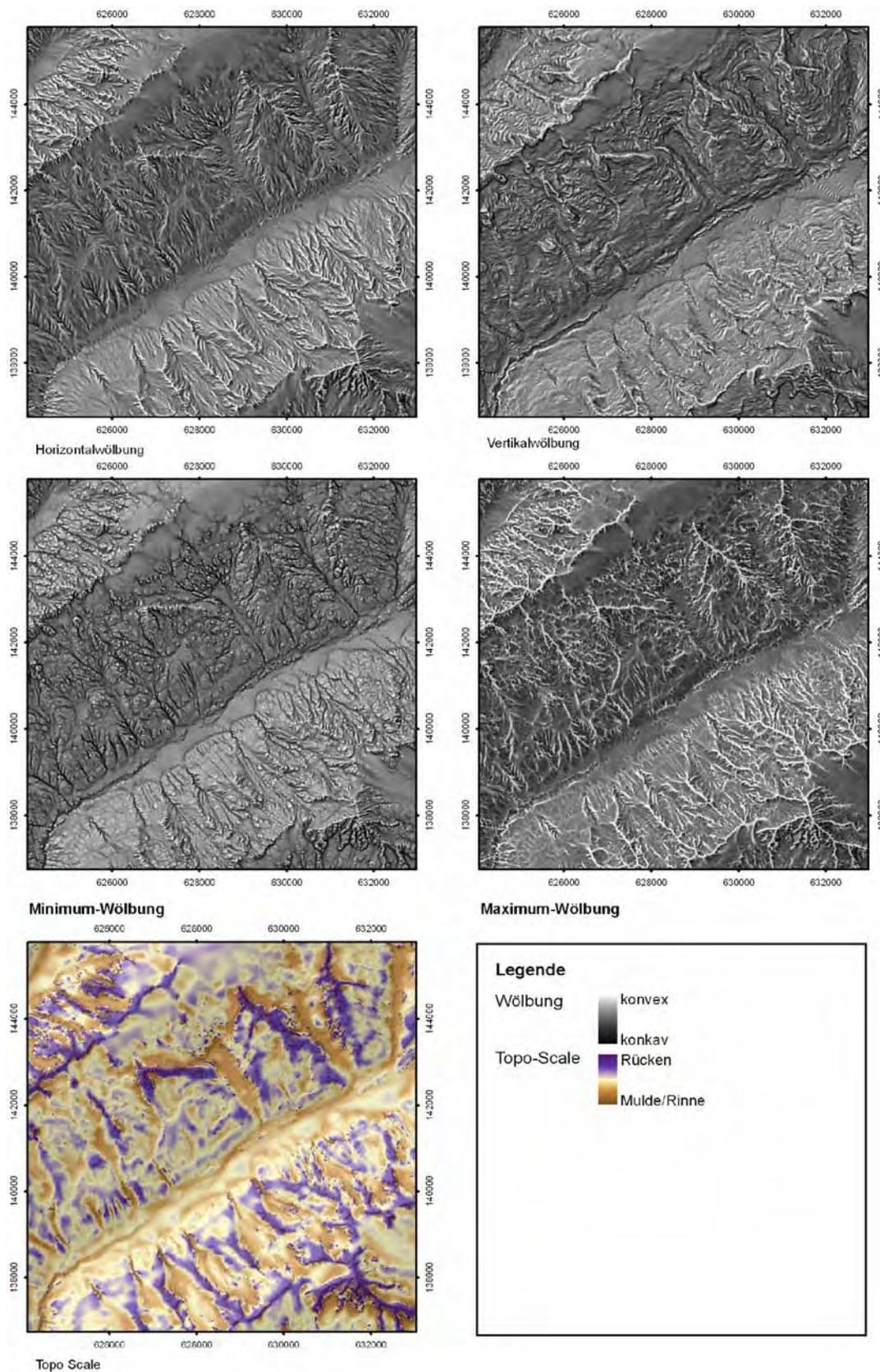


Abb. 20: Wölbungsparameter und Topographische Position

3.1.4.3 Potentielle Solarstrahlung

Die Exposition und Hangneigung wirken über die Strahlungsgeometrie direkt auf den Betrag der Strahlungsflüsse. Die geländeklimatologische Differenzierung der Strahlungsbilanz findet sich vor allem an optimalen Strahlungstagen. Unter dem Einfluss dichter Bewölkung werden kleinräumige Unterschiede meist verwischt, da hauptsächlich diffuse Strahlung wirksam ist (BENDIX 2003).

Für Analysen strahlungsinduzierter ökologischer Muster sind flächenhafte Informationen der Solarstrahlung erforderlich. Da Strahlungsmessungen lediglich punktuell erfolgen können, wurden in jüngster Zeit verschiedene Algorithmen zur Modellierung der reliefdifferenzierten potentiellen Solarstrahlung entwickelt (SCHMIDT 2006; ZIMMERMANN & KIENAST 1999). Das in der Arbeit verwendete AML-Skript SHORTWAVC (ZIMMERMANN 2000) berechnet für jeden Iterationsschritt die kurzwellige Einstrahlung unter Berücksichtigung des Einstrahlungswinkels und der Horizontabschattung. In der vorliegenden Arbeit wurde die mittlere tägliche potentielle Solarstrahlung auf Grundlage des 10 m-DHMs in einem 30 min-Iterationsintervall berechnet. In den Analysen wird die Jahressumme der mittleren potentiellen Solarstrahlung pro Tag verwendet.

3.2 Mikroskalige Messdaten

Unter mikroskaligen Messdaten werden die mit dem Klimastationsnetz erhobenen Klimaparameter (Kap. 3.2.1), standortbezogene Daten der Schneedeckendauer, die auf Basis von UTL-Dataloggern erhoben wurden, (Kap. 3.2.2) und Schneetiefe-, -dichte- sowie SWE-Daten, die auf Schneetestflächen gemessen wurden (Kap. 3.2.3), verstanden. Auf Grundlage dieser Messdaten soll der Einfluss des Reliefs auf das Verteilungsmuster der Schneedecke statistisch analysiert (Kap. 3.2.4). Diese Analysen bilden die Grundlage zur Entwicklung des semi-empirischen Modells, auf dessen Basis die räumlich und zeitlich differenzierten Schneerücklagen für das Untersuchungsgebiet modelliert werden.

3.2.1 Zeitlich sehr hoch aufgelöste Messdaten auf Basis von Klimastationen

Zur Analyse des tages- wie jahreszeitlichen Verlaufs der Witterung im Lötschental kann auf Klimadaten eines Klimamessnetzes zurückgegriffen werden, das seit 1999 von der Arbeitsgruppe Klimatologie & Hochgebirgs-/Landschaftsökologie (Winiger/Löffler) betrieben und von Dr. U.-J. Börst betreut wird. Mit den Klimastationen, die einen klimatischen Tallängsschnitt (Goppenstein, Ried, Grund) und Talquerschnitt (Mannlich, Ried, und Chumme) bilden, der durch die automatischen Messstationen der SLF/SMA Gandegg und Sackhorn verlängert wird (Abb. 21), sind Analysen der gemessenen Klimaparameter

(Tab. 10) möglich. Die Daten der Klimastation Goppenstein flossen auf Grund ihres stark anthropogen beeinflussten Standortes nicht in die Analysen ein. Weiterhin ist die Klimastation wegen ihrer Lage im Schluchttal deutlich vom Klimaregime im Lötschental abgetrennt und wird stärker vom Rhônetal als vom Lötschental beeinflusst (HAURY 2003).

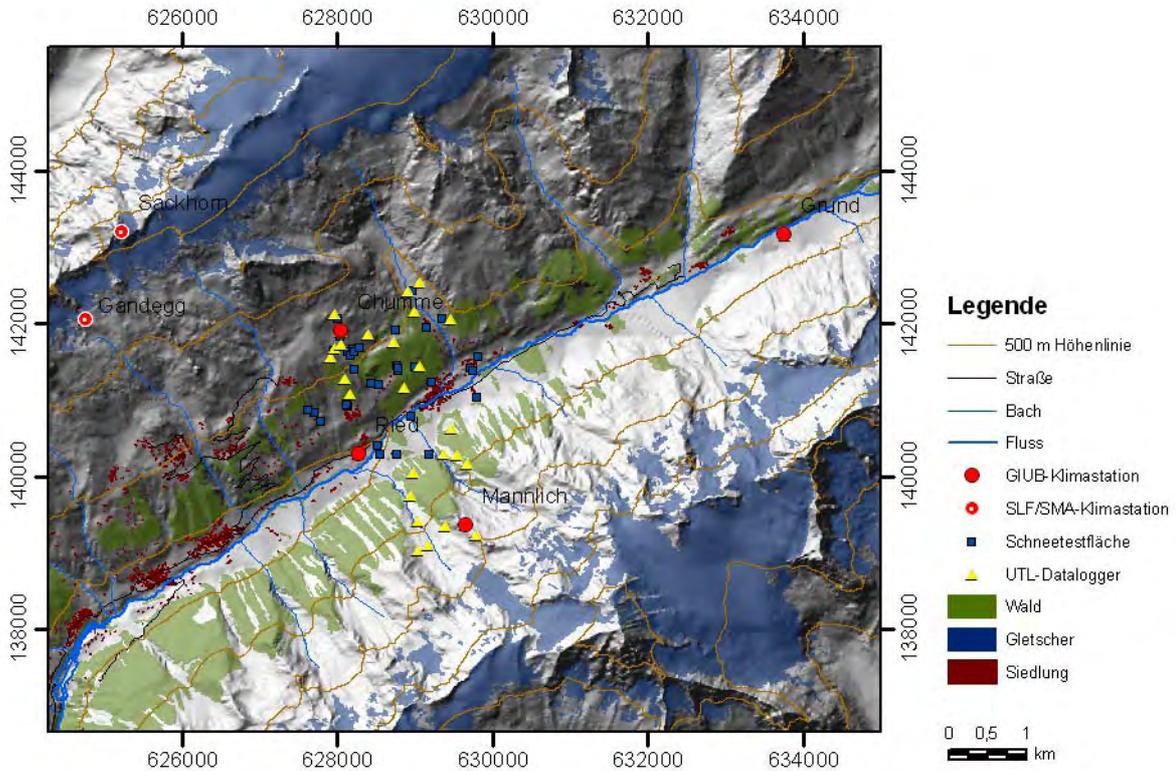


Abb. 21: Lage der Klimastationen, UTL-Datalogger und Schneetestflächen (Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677))

Tab. 10: Ausgewählte Klimaparameter und Messperiodenbeginn der Klimastationen

Station	Ried (GIUB)	Grund (GIUB)	Mannlich (GIUB)	Chumme (GIUB)	Sackhorn (SLF)	Gandegg (SLF)
Messperiode	seit 1998	seit 1998	seit 1998	seit 1998	seit 1996	seit 1996
Koordinaten CH1903	628280/ 140231	633758/ 143174	629658/ 139346	628047/ 141911	625225/ 143200	624753/ 142049
Meereshöhe [m ü. M.]	1470	1840	2350	2200	3200	2710
Lufttemp. [°C]	x	x	x	x	x	x
Windrichtung	x	x	x	x	x	x
Windgeschw. [m s ⁻¹]	x	x	x	x	x	x
Glob. Strahlung [W m ⁻²]	x	x	x	x	x	
Refl. Strahlung [W m ⁻²]	x	x	x	x		x
Niederschlag [mm]	x	x	x	x		
Schneetiefe [cm]	x	x	x	x		x
Bodentemp. [°C]	x	x	x	x		

Bei der Standortwahl von Klimastationen im Hochgebirge muss neben der rein wissenschaftlichen Fragestellung der Sicherheitsaspekt im Sinne einer Verlust-Risiko-Minimierung gleichrangig berücksichtigt werden; somit sind ausgewählte Standorte nicht immer für alle Messfühler gleichermaßen geeignet (CRAMER 2000). Die Standortwahl der Klimastationen Mannlich und Chumme erfolgte maßgeblich unter dem Aspekt der Lawinensicherheit (mdl. Mitt. Dr. U.-J. Börst), sodass diese auf relativ lawinensicheren Kuppen montiert sind. Unabhängig von der Standortwahl können verschiedene Messausfälle und -fehler auftreten: Technischbedingte Messausfälle und -fehler können durch Stromausfälle bzw. zu geringe Stromspannung oder Überschreitung der Speicherkapazitäten entstehen. Ebenso können Fehlwerte durch direkte Sensor- oder Übertragungsfehler bzw. falsche Mittelwertbildungen der Klimastationen entstehen. Sensor- und witterungsbedingte Fehlmessungen können durch Einfrieren, Einschneien und starken Schneefall auftreten. Diese Messfehler und Fehlwerte müssen vor weiteren Datenanalysen durch zeitintensive Plausibilitätskontrollen bereinigt werden.

Die in 10 Minuten-Intervallen automatisch gespeicherten Daten (Tab. 10) wurden nach der Korrektur zu Stunden- bzw. Tageswerten aggregiert. Im Folgenden werden die Messverfahren der für die vorliegende Untersuchung relevanten Klimaparameter und deren Korrekturverfahren skizziert.

3.2.1.1 Schneetiefe

Ein Vorteil von automatischen Schneetiefenmessungen auf Basis von Klimastationen ist deren hohe zeitliche Auflösung, so dass die Entwicklung der Schneedecke – worunter Schneefallereignisse, -setzung und -verfrachtung durch Wind sowie Ablation zu verstehen sind – in Bezug zu klimatischen Parametern untersucht werden kann. Die Schneetiefe hängt jedoch maßgeblich von der Exponiertheit des Standortes ab, so dass windgeschützte Standorte vergleichsweise hohe Schneetiefen gegenüber windexponierten Standorten aufweisen. Somit sind Punktdaten von Schneetiefen nicht ohne weiteres auf die Fläche übertragbar (HERRMANN 1974a).

Die Schneetiefenmessung an den Klimastationen erfolgt mit Hilfe der Echoverzögerung eines Ultraschallsignals. Die Distanzberechnung erfolgt über die zeitliche Differenz zwischen dem Senden und Empfangen des Ultraschallsignals. Da die Verzögerungszeit direkt von der Lufttemperatur abhängt, wird intern eine Temperaturkompensation der Messung durchgeführt. Die für die Temperaturkompensation benötigten Werte werden i. d. R. durch einen Messfühler oder Temperatur-Feuchte Sensor erfasst. Der Hersteller gibt eine Ansprechgenauigkeit des Schneesensors von $\pm 0,5$ mm an und einen Messfehler von ± 1 cm bzw. 0,4 % der Distanz (CAMPBELL-SCIENTIFIC 2003). Durch Subtraktion der Messwerte von der Sensorhöhe wird die Schneetiefe bestimmt; der Messabstand Sensor zu Boden muss direkt nach der Ausparung Null sein. Abweichungen vom Sollwert werden um

die entsprechende Differenz korrigiert. Da der Untergrund der Klimastation nicht betoniert sondern mit Gras bewachsen ist, variieren die sommerlichen Messwerte in Abhängigkeit vom Aufwachsen der Vegetation. Die Werte wurden auf Null gesetzt, wenn die Albedo kleiner als 0,3 und die Standardabweichung der Tagesamplitude der Bodentemperatur größer als 0,2 °C ist. Neben diesem systematischen Messfehler zeigen die Rohdaten ein starkes Rauschen und Ausreißer, die folgende Ursachen haben (Tab. 11):

Tab. 11: Ursachen und Auswirkungen von fehlerhaften Rohdaten der Schneetiefenmessung

Grund	Ursache	Auswirkungen auf Messdaten
falsche Temperaturkompensation (CRAMER 2000)	die auf Basis der ventilierten Luft- und nicht der Sensortemperatur erfolgt	Periodischer Tagesgang der 10 min-Werte
raue oder unebene Oberflächen (CAMPBELL-SCIENTIFIC 2003)		starkes Rauschen der Rohdaten (Foto 1)
Periodische Änderung der Messdistanz (CAMPBELL-SCIENTIFIC 2003)	Schwankungen der Tripodstange durch Wind	Sensor gibt Distanzwert Null an (bei Schwankungen von über 4 cm s ⁻¹)
Ablenkung des Ultraschallsignals	starker Schneefall	Sensor gibt Distanzwert Null an
vom Sensor nicht messbares Ultraschallsignal (CAMPBELL-SCIENTIFIC 2003)	Neuschnee mit sehr geringer Dichte	Sensor gibt Distanzwert Null an
Unterschreitung des Messmindestabstandes von 50 cm im Winter (CAMPBELL-SCIENTIFIC 2003)	zu große Schneetiefen	Sensor gibt Distanzwert Null an; wenige reale Distanzwerte vorhanden (Abb. 22, l. o., Foto 2); Datenlücken können auf Tagesbasis entstehen
Differenzen der Schneeoberfläche innerhalb des 22°-großen Messwinkels	Austauen der Tripodstange infolge erhöhter Wärmebilanz	Messdaten zeichnen sich durch starke, periodische Schwankungen innerhalb zweier Niveaus aus (Abb. 22, l. u.); Im Vergleich zur unmittelbaren Umgebung zu frühes Einsetzen der Schneeschmelze (Foto 3).

Bei der Korrektur der Schneetiefendaten wurden neben den als eindeutig identifizierbaren Fehlern (Distanzmessungen mit Nullwerten) die 10 min-Werte, die eine Abweichung um mehr als 0,2 m von ihren zeitlich direkt benachbarten Werten aufwiesen, eliminiert; die übrigen Werte gingen in die Berechnung der Stunden- und Tagesmittelwerte ein. Da die Daten der Schneetiefenmessungen insgesamt größere Schwankungen aufweisen, als diese vom Hersteller angegeben werden, wurden für weitere Analysen nur Tagesmittelwerte verwendet, womit die Fehler der Rohdaten kompensiert werden konnten.

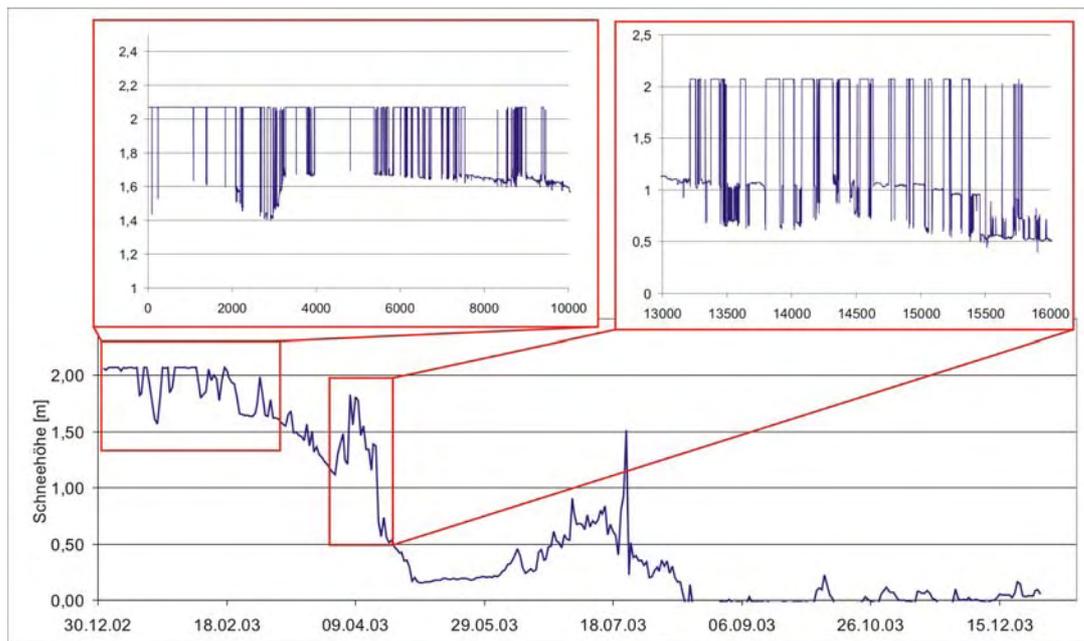


Abb. 22: Unkorrigierter Datensatz der Schneetiefe auf Tagesbasis (u.). Die beiden oberen Detailansichten stellen beispielhaft unkorrigierte 10 min-Messwerte während der maximalen Schneetiefe mit einer Unterschreitung des Messmindestabstandes (l.) und dem Austauen der Tripodstange (r.) dar



Foto 1: Klimastation Chumme (22.03.2003): raue Schneeoberfläche



Foto 2: Klimastation Mannlich (28.04.2003): Unterschreitung des Messmindestabstandes



Foto 3: Klimastation Chumme (29.04.2003): verfrühte Ausaperung infolge der höheren Wärmeleitfähigkeit der Tripodstange

3.2.1.2 Neuschnee und Schneewasseräquivalent

Neu-SWE und SWE-Abschätzungen der gesetzten Schneedecke wurden indirekt über die Messdaten der Schneetiefe durchgeführt. Die unbeheizten Niederschlagsmesser der Klimastationen konnten für die Messungen nicht herangezogen werden, da sich sämtliche Kor-

rekturfaktoren des SWEs auf beheizte oder täglich kontrollierte Niederschlagsmesser beziehen (MARTINEC & SEVRUK 1992; SEVRUK 1986a, b; SOKOLLEK 1985). Auf Grund der falschen Temperaturkompensation (s. o.) des Schneesensors wurden die Neuschneemengen auf Basis der Tageswerte ermittelt; eine positive Differenz zum Vortag wurde als Neuschnee interpretiert. Die näherungsweise Berechnung des Neu-SWEs erfolgt über die Neuschneedichte, die in Abhängigkeit von Temperatur und Windgeschwindigkeit zwischen 22 kg m^{-3} und 235 kg m^{-3} variieren können (MEISTER 1986). Standardmäßig werden Neuschneedichten von 100 kg m^{-3} angenommen. Diese beziehen sich jedoch auf offene, windgeschützte Standorte, wie sie z. B. von der SLF für Schneetestflächen bevorzugt werden. Die mittleren Neuschneedichten auf den SLF-Testflächen im Lötschental fallen mit 89 kg m^{-3} auf der Lauchernalp (2100 m ü. M.) und mit 83 kg m^{-3} in Wiler (1410 m ü. M.), mit Schwankungsbreiten von 35 bis 360 kg m^{-3} , etwas niedriger aus. An windexponierten Standorten können nach SEVRUK (1986a) mittlere Neuschneedichten von 150 kg m^{-3} angenommen werden. Da bisher noch keine eindeutigen Zusammenhänge zwischen Temperatur, Windgeschwindigkeit und Schneedichte aufgestellt werden konnten, werden Näherungsformeln häufig nur in Bezug zur Lufttemperatur während des Neuschneefalls aufgestellt (MEISTER 1986):

$$\rho_o = 3T_a + 110 \text{ wenn } T_a \leq -1^\circ\text{C, sonst}$$

$$\rho_o = 23T_a + 130$$

mit: ρ_o = Neuschneedichte [kg m^{-3}]

T_a = Temperatur zur Zeit des Schneefalls

Gl. 3

Für Klimastationen, die lediglich die Tagesmitteltemperatur aufzeichnen, gilt nach MEISTER (1986) folgende Näherungsformel:

$$\rho_o = 545 * (5 - T_{Mean})^{-1,55} + 50$$

mit: ρ_o = Neuschneedichte [kg m^{-3}]

T_{Mean} = mittlere Lufttemperatur am Tag des Schneefalls

Gl. 4

Nach MARTINEC & RANGO (1991) kann der systematische Fehler bei der Ermittlung des SWEs der gesamten Schneedecke reduziert werden, indem nicht die Neuschneedichte zu Grunde gelegt wird, sondern über eine empirisch ermittelte Formel der Schneesetzung die Schneedichte nach n-Tagen nach dem Neuschneefall berechnet wird (SEIDEL & MARTINEC 2004). Für SWE-Abschätzungen der gesetzten Schneedecke wurden in der vorliegenden Studie die auf den Schneetestflächen ermittelten Schneedichten auf die gemessenen Schneetiefen der Klimastationen übertragen.

3.2.1.3 Lufttemperatur

Die Lufttemperatur stellt eine wichtige Größe für Schneedeckenauf- und -abbauprozesse dar. Sie steuert neben der Solarstrahlung maßgeblich den Abbau der Schneedecke, so dass bei vielen Modellen zur Berechnung des Schneeschmelzabflusses die Gradtagfaktor-Methode eine entscheidende Rolle spielt (RANGO & MARTINEC 1995).

Die Lufttemperatur wird ventiliert in einem Strahlungsschutz 2 m über der Bodenoberfläche gemessen. Die Messgenauigkeit der Temperaturfühler wird von CAMPBELL mit $\pm 0,2$ °C bei +20 °C angegeben. Insgesamt erweist sich die Temperaturmessung als sehr stabil gegenüber Fehlmessungen. Markante Fehlmessungen traten lediglich bei Unterschreitung der Stromspannung an der Klimastation Ried auf, deren Daten gelöscht wurden.

3.2.1.4 Global- und Reflexstrahlung

Die kurzwellige Globalstrahlung der Atmosphäre sowie die Reflexstrahlung werden mit einem Pyranometer, der ein Blickfeld von 180° aufweist, gemessen (Messeinheit W m^{-2}). Der spektrale Messbereich liegt nach Angaben von CAMPBELL (2002) zwischen 305–2800 nm bei einer zu erwartenden Genauigkeit der Tagessummen von $\pm 10\%$.

Die nächtlichen Strahlungsmesswerte weichen häufig leicht von Null ab; Messwerte kleiner 10 W m^{-2} wurden auf Null gesetzt. Nur wenn die Nachtwerte deutlich negative Werte aufwiesen, was auf eine Fehlkalibrierung des Sensors zurückzuführen ist, wurden alle Messwerte um den berechneten Median aller Werte kleiner Null erhöht. Eine solche Kalibrierungskorrektur musste nur bei der Klimastation Grund durchgeführt werden.

Aus den korrigierten 10 min-Werten der Global- und Reflexstrahlung wurden die Tagesmittelwerte und daraus die Albedo berechnet. Die aus der gemessenen Global- und Reflexstrahlung berechnete Albedo diente als Nachweis für das Vorhandensein einer Schneedecke an den Klimastationen und somit indirekt zur Kontrolle der Schneesensoren.

3.2.1.5 Windgeschwindigkeit und Windrichtung

Für Analysen der Windverfrachtung des akkumulierten und fallenden Schnees und dem sich daraus ergebenden Verteilungsmuster der Schneetiefe sind Informationen über die vorherrschenden Windgeschwindigkeiten und -richtungen von Interesse.

Die Messgenauigkeit der Windgeschwindigkeit beträgt 1 % oder $\pm 0,1 \text{ m s}^{-1}$, der Messbereich liegt zwischen $0,25 \text{ m s}^{-1}$ und 75 m s^{-1} . Die Messgenauigkeit der Windrichtung beträgt $\pm 2^\circ$ (CAMPBELL-SCIENTIFIC 2001). Fehlwerte der Windrichtungs- als auch Windgeschwindigkeitsmessungen können durch Einfrieren der Sensoren entstehen. Eine Plausibilitätskontrolle erfolgt mit einem Vergleich zwischen der Windgeschwindigkeits-

und -richtungswerte unter zu Hilfenahme der Standardabweichung der Windrichtung. Ist die Standardabweichung der Windrichtung größer als Null und die Windgeschwindigkeit gleich $0,25 \text{ m s}^{-1}$ ist vom Einfrieren des Windgeschwindigkeitssensors auszugehen. Ist die Standardabweichung der Windrichtung Null und die Windgeschwindigkeit größer als $0,25 \text{ m s}^{-1}$, so ist der Windrichtungssensor eingefroren. Entsprechende Messdaten blieben bei weiteren Berechnungen unberücksichtigt.

3.2.2 Einschnei- und Ausaperungsbestimmung auf Basis von UTL-Dataloggern

Um den Einfluss des Reliefs auf die Schneedeckendauer zu untersuchen und zu überprüfen, inwieweit mit Punktmessungen das räumlich differenzierte Verteilungsmuster der Schneedecke repräsentativ beschrieben werden kann, wurden Universal Temperatur Logger (UTL-Datalogger; entwickelt vom Geogr. Institut Universität Bern (UTL 2004)) zum Nachweis des Vorhandenseins einer Schneedecke eingesetzt. Die UTL-Datalogger messen stündlich in 10 cm Tiefe die Bodentemperatur, die intern auf einem Chip gespeichert wird. Die Messgenauigkeit der UTL-Datalogger wird mit $\pm 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ im Messbereich von -29° bis $+39 \text{ }^\circ\text{C}$ angegeben (UTL 2004).

Der Nachweis des Vorhandenseins einer Schneedecke erfolgt indirekt über die Temperaturmessung des oberflächennahen Bodens. Auf Grund der geringen Wärmeleitfähigkeit von Schnee, die für Neuschnee $0,3 \text{ mW (cm }^\circ\text{C)}^{-1}$ und für Altschnee $4 \text{ mW (cm }^\circ\text{C)}^{-1}$ beträgt (KÖRNER 1999: S. 47), werden nur die obersten 30–40 cm der Schneedecke von tageszeitlichen Temperaturschwankungen beeinflusst (DEEMS 2002; LANGHAM 1981) (Abb. 23).

Eine 1 m mächtige Schneedecke mit einer Schneedichte von 300 kg m^{-3} reicht aus, um den Untergrund nahezu komplett von Schwankungen der Lufttemperatur, auch wenn sie unter $-40 \text{ }^\circ\text{C}$ fällt, zu isolieren (SEPÄLLÄ 2004). Die Temperatur der oberflächennahen Bodenschicht wird dann durch den Wärmetransport des Bodens selbst kontrolliert (HAEBERLI 1973; HOELZLE 1994, 1999). Nach HÄCKEL (1999) und KÖRNER (1999) kann bereits eine 20 cm mächtige Schneedecke Differenzen zwischen der oberflächennahen Boden- und Lufttemperatur von bis zu $20 \text{ }^\circ\text{C}$ bewirken, so dass der Tagesgang der oberflächennahen Bodentemperatur stark gedämpft bzw. nahezu ausgeschaltet wird (BERRY 1981). Eigene vergleichende Analysen zwischen Schneetiefen und Bodentemperaturen bestätigen diese Studien und zeigen, dass unter einer 10 cm mächtigen Schneedecke die Standardabweichung der Bodentemperatur über einen Zeitraum von 24 h weniger als $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$ beträgt. (Abb. 24).

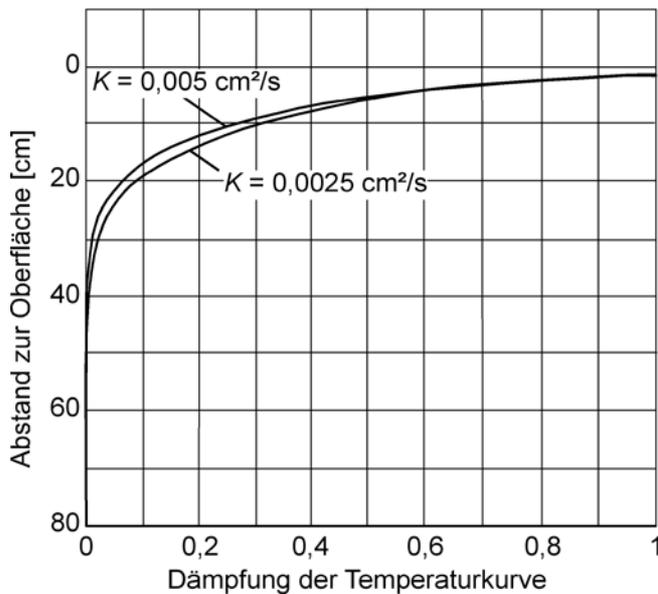


Abb. 23: Thermische Leitfähigkeit von Schnee (LANGHAM 1981: S. 298)

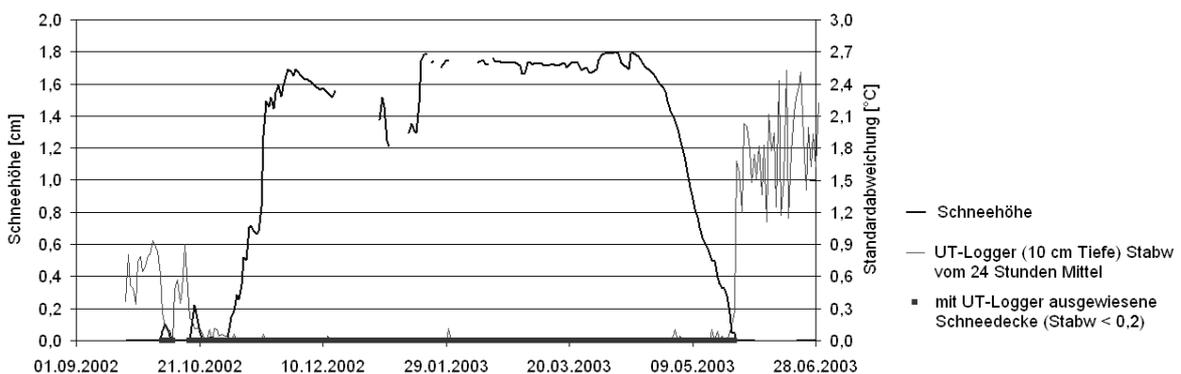


Abb. 24: Bestimmung des Ausaperungs- und Einschneitermins mit Hilfe von UTL-Dataloggern; dargestellt am Beispiel von Messdaten der Klimastation Chumme

Demnach werden die UTL-Datalogger-Standorte als schneebedeckt ausgewiesen, wenn die Standardabweichung über einen Zeitraum von 24 Stunden geringer als 0,2 ist. Auf Basis der von den UTL-Dataloggern gemessenen Bodentemperatur wurde der Einschnei- und Ausaperungstermin bestimmt und analysiert. Kurz andauernde Schneedecken, wie sie im Frühjahr und vor allem im Herbst auftreten können, blieben unberücksichtigt.

Die 28 UTL-Datalogger-Standorte (Anhang I) zuzüglich der GIUB-Klimastationen und der SLF-Klimastation Gandegg, deren Einschnei- und Ausaperungstermine mittels der Schneetiefe bestimmt wurde, bilden einen Höhen transekt. Dieser reicht von der Klimastation Ried (1456 m ü. M.) bis 2466 m ü. M. auf dem Schatthang und bis 2711 m ü. M. auf dem Sonnhang. Innerhalb des Höhen transektes bilden die Standorte unterschiedliche Expositions- und Hangneigungslagen ab (Abb. 21 u. Abb. 25). Für Analysen von expositionsbedingten Differenzierungen der Schneedeckendauer wurden drei Querprofile im Tellital, westlich von Chumme und im Gletschertossen angelegt. Um Ausaperungsunterschiede zwischen waldbedeckten und -freien Standorten zu untersuchen, wurden die UTL-Datalogger zusätz-

lich in Waldbeständen und waldfreien Flächen positioniert. Auf Basis des DHMs wurde für jeden UTL-Datalogger-Standort die Meereshöhe, Exposition, Hangneigung und Wölbung sowie auf Basis der Vegetationskarte (HÖRSCH 2003) die Vegetationsbedeckung bestimmt.

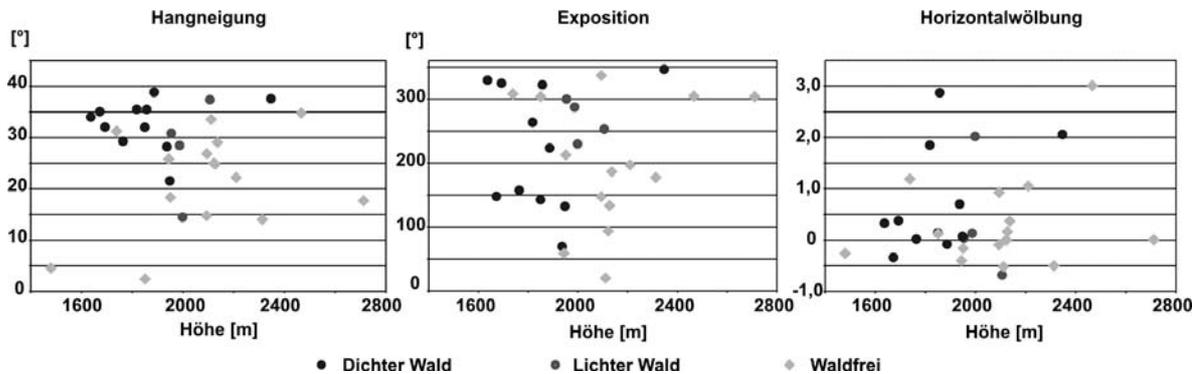


Abb. 25: Verteilung der UTL-Datalogger-Standorte in Bezug zu den geomorphometrischen primären Reliefparametern Höhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung

3.2.3 Schneetiefe-, SWE- und Schneedichtemessungen auf Schneetestflächen

Für Analysen der räumlichen und zeitlichen Varianz der Schneetiefe und des SWEs wurden im Winter 2002/03 auf 26 Schneetestflächen Messungen durchgeführt, deren Anzahl im zweiten Winter um 9 Testflächen auf 35 erhöht wurde (Anhang II). Die von Januar bis April monatlich erhobenen Messdaten bilden den räumlich und zeitlich differenzierten Schneedeckenaufbau und -abbau ab und dienen der reliefabhängigen Analyse und Modellierung der Schneedeckenparameter (Kap. 3.2.4).

Nach RANGO (1993) können manuelle Schneedeckenmessungen und visuelle Beobachtungen für Schneedeckenkartierungen in Gebieten, die weniger als 10 km² umfassen, eingesetzt werden. Nachteile der manuellen Kartierungen sind:

- unverhältnismäßig hoher Zeitaufwand in schwer zugänglichen Gebieten,
- geringe zeitliche Auflösung, die zusätzlich durch Lawinengefahr verringert werden kann, und
- starke Einschränkung der Standortwahl infolge einer Risikominimierung; steile Hanglagen und potentielle Lawinenzonen können nur selten ausreichend untersucht werden.

3.2.3.1 Räumliche Anordnung und Messkonzept von Schneetestflächen

Die Testflächenanordnung bildet einen Höhen transekt mit unterschiedlichen Hangneigungen und Expositionen ab. Um die Testflächen gezielt in häufig auftretenden Reliefklassen anzulegen, wurde eine Reliefklassifizierung in ArcGIS durchgeführt. Diese grenzt

in Anlehnung an die Methode von EHRLER & SCHAPER (1997) und SEIDEL & MARTINEC (2004) 200 m-Höhenintervalle, acht Expositionsklassen (N, NE; E, SE, S, SW; W, NW) und 9°-Hangneigungsintervalle ab. Nach ELDER et al. (1991) können für Abschätzungen des gespeicherten SWE die Schneemessungen auf dominant auftretenden Reliefklassen durchgeführt werden, womit Arbeitskraft und Zeit gespart werden kann. Somit wurden die Testflächen in dominant auftretenden Reliefklassen angelegt, kleinere Reliefklassen blieben unberücksichtigt. Die Testflächen wurden dort angelegt, wo die Vegetationsverteilung, die über den Schnee hinausragt, und die Mikroreliefstruktur eine möglichst hohe Homogenität aufwies. Die Begrenzungen der Testflächen wurden mit einem Hand-GPS-Gerät eingemessen und die Eckpunkte markiert. Somit war gewährleistet, dass die Schneemessungen jeweils auf denselben Flächen stattfanden.

Nach WITMER (1984) sind die Schneemessungen auf allen Testflächen an einem Tag vorzunehmen, um witterungsbedingte Veränderungen der Schneetiefe auszuschließen. Auf Grund der hohen Anzahl der Testflächen war dies jedoch nicht möglich. Daher wurde versucht, sämtliche Aufnahmen innerhalb einer Schönwetterperiode durchzuführen, um Variationen durch Neuschneefälle möglichst gering zu halten. Lediglich während der Messkampagne im Mai 2004 konnte dies nicht eingehalten werden.

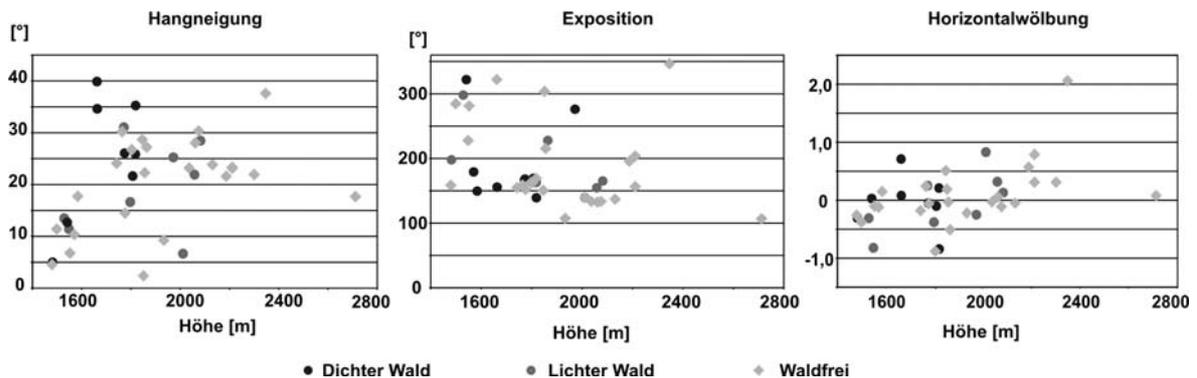


Abb. 26: Verteilung der Schneetestflächen im Winters 2003/04 in Bezug zu den geomorphometrischen primären Reliefparametern Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung

Die Testflächen liegen überwiegend auf dem Sonnhang und dem Talboden zwischen 1500 m ü. M. und 2300 m ü. M. (Abb. 21, Abb. 26, Anhang II). Aus Sicherheitsgründen konnten keine Testflächen in steilen Hanglagen und somit potentiellen Lawinenbahnen angelegt werden. Ebenso konnte der Schatthang nicht beprobt werden, da oberhalb der Waldgrenze, in den Gräben und Schleifen im Winter die Gefahr von Lawinenabgängen zu hoch ist. Sehr dicht bewaldete Bereiche, deren kleinräumig variierende Schneedeckenverteilung primär von der Dichte, dem Alter und der Höhe des Baumbestandes gesteuert wird, blieben bei der Messanordnung weitestgehend unberücksichtigt. Bei den Analysen ist die ungleichgroße Zahl an Testflächen in beiden Wintern zu berücksichtigen.

3.2.3.2 Schneetiefenmessungen

Die Schneetiefenmessungen wurden nach dem Messkonzept von WITMER (1984) auf ausgewählten Testflächen durchgeführt. Dieses Messkonzept trägt der hohen kleinräumigen Varianz der Schneetiefe Rechnung, da pro Testfläche mindestens 20 Schneetiefenmessungen durchgeführt werden. Auf Grund der hohen kleinräumigen Schneetiefenvarianz (WOO et al. 1983) sind Analysen der zeitlichen und räumlichen Schneedeckenentwicklung mit nur einer Schneetiefenmessung pro Standort, wie sie bei der konventionellen Durchführung von Schneekursen üblich ist (GOODISON et al. 1981; SINGH & SINGH 2001), als kritisch zu bewerten.

Pro Testfläche wurden je nach Untergrundbeschaffenheit 20–60 Schneetiefenmessungen durchgeführt. Die Schneetiefen wurden sowohl senkrecht als auch lotrecht zur Schneeoberfläche mit Hilfe von Lawinensonden in 2–4 hangparallelen Reihen in einem Abstand von ca. 2 m gemessen (Foto 4). Die Ablesegenauigkeit auf der markierten Lawinensonde betrug ± 1 cm. Größere Fehlwerte können durch Eisschichten innerhalb oder an der Basis der Schneedecke entstehen, da man diese mit der Lawinensonde nicht ohne weiteres durchstoßen kann (WOO 1997). Besonders im Winter 2002/03 wurden hierdurch die Schneetiefenmessungen erschwert. Der Mittelwert der Schneetiefenmessungen wurde auf die korrespondierende Rasterzelle des DHMs übertragen.



Foto 4: Beispielhafte Messanordnung auf einer Schneetestfläche. Entlang der rot gekennzeichneten hangparallelen Messreihen wurden die Schneetiefenmessungen durchgeführt. Im Schneeschacht wird das SWE bzw. die Schneedichte gemessen.

3.2.3.3 Schneewasseräquivalent und Schneedichte

Im Gegensatz zur Schneetiefe variiert die Schneedichte kleinräumig nur gering, womit zur Bestimmung des SWE nur wenige zeitintensive Schneedichte- und viele Schneetiefenmessungen erforderlich sind (BECHT 1989; BECHT et al. 1984; COPLAND 1998; HERRMANN 1974a; MARTINEC & SEVRUK 1992; ROHRER 1992; ROHRER et al. 2001).

Zur Bestimmung des SWEs bzw. der Schneedichte wurde pro Testfläche eine Messung durchgeführt. Auf Grund der kleinräumig geringen Variation (s. o.) kann nach MARTINEC

& SEVRUK (1992) das SWE anhand einer einzigen SWE-Messung für eine Testfläche repräsentativ berechnet werden:

$$\overline{HW} = \frac{\overline{HS}}{HS} HW$$

mit: \overline{HW} = durchschnittliches SWE der Schneedecke auf Testfläche [cm]
 \overline{HS} = arithmetisches Mittel der Schneetiefenmessung [cm]
 HS = Schneetiefe an SWE-Messung [cm]
 HW = gemessenen SWE [cm]

Gl. 5

Der Standort der Messung wurde für jede Testfläche möglichst repräsentativ ausgewählt und mit einem GPS-Gerät vermessen. Bei den Wiederholungsmessungen wurde darauf geachtet, dass der Messpunkt in der Nähe des Vorherigen auf der ungestörten Schneedecke lag.

Zur Messung des SWE bzw. der Schneedichte wurde ein Schneeschacht bis zum Grund gegraben. Mit Hilfe eines Stechzylinders der SLF (Querschnittsfläche 70 cm²) wurden so viele Schneeproben definierter Höhe senkrecht zur Schneeoberfläche abgestochen, wie es die Schneetiefe am Messpunkt erfordert. Das Gewicht bzw. das SWE jeder Schneeprobe wurde mittels einer hierfür geeichten Federwaage unmittelbar vor Ort bestimmt und aufsummiert.

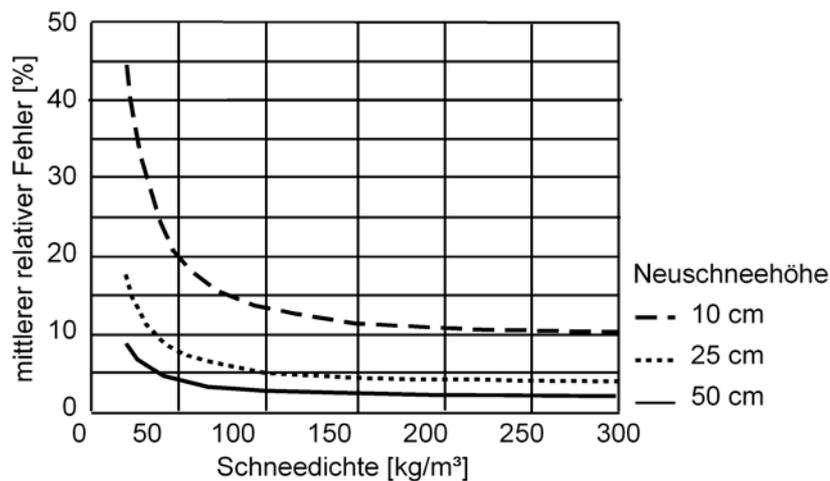


Abb. 27: Mittlerer relativer Fehler von Schneedichtemessungen in Bezug auf Schneedichte und Neuschneehöhe (verändert nach MEISTER (1986))

Die Gesamtschneedichte ergibt sich aus dem Quotienten des gesamten Probengewichts und des Probenvolumens (ROHRER 1992). Nach ROHRER (1992) beträgt der relative Fehler 2,1 %. Lediglich bei geringen Schneedichten und -tiefen kann der Messfehler auf bis zu 50 % ansteigen (MEISTER 1986) (Abb. 27).

3.2.4 Statistische Analysen der mikroskaligen Schneemessdaten zur Ausarbeitung von semi-empirischen Modellen

Ziel der statistischen Analysen war die Ausarbeitung von semi-empirischen Modellen, welche das Verteilungsmuster der Schneedecke in möglichst einfacher Form beschreibt, um somit auf Basis der Punktdaten die Schneedeckenparameter Schneetiefe, -dichte, SWE, Einschneien und Ausaperung für das Untersuchungsgebiet flächendeckend zu modellieren. Die Modellierung dient der Überprüfung inwieweit das Verteilungsmuster der Schneedecke mit Punktdaten repräsentativ bestimmt werden kann, so dass auf deren Basis Schneerücklagen im Untersuchungsgebiet abgeschätzt werden können.

Unter der Annahme, dass das Verteilungsmuster der Schneedecke (abhängige Variable) neben Witterungsbedingungen vom Relief gesteuert wird, wurde dieses als Regelgröße definiert (unabhängige Variable). Zur Analyse des Reliefeinflusses wurden multiple lineare Regressionsanalysen durchgeführt, da nach CHANG & LI (2000) auf deren Grundlage bessere Schneemodellergebnisse erzielt werden als mit anderen geostatistischen Methoden. Nach der Regressionsanalyse können die Schneedeckenparameter als folgende Funktion beschrieben werden:

$$Y = \alpha + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_m X_m + \varepsilon$$

mit: Y	=	abhängige Variable: Schneeparameter, z. B. Schneetiefe, Ausaperung, SWE
$X_1 \dots X_m$	=	unabhängige Variable: Höhe, Hangneigung, Exposition (cos, sin), Horizontalwölbung (i=1, ..., m)
α	=	Regressionskonstante
$\beta_1 \dots \beta_m$	=	Regressionskoeffizienten (i=1, ..., m)
ε	=	Zufallsfehler: RMS-Fehler

(BAHRENBERG et al. 2003: S. 31)

Gl. 6

Voraussetzung für die Anwendung von Regressionsmodellen ist, dass die Residuen den Mittelwert 0 besitzen, eine konstante Variabilität zeigen, normalverteilt und unabhängig sind sowie keine Autokorrelation aufweisen (BAHRENBERG et al. 2003: S. 35).

Die partiellen Regressionskoeffizienten können als Maß für das Gewicht, mit dem die einzelnen Variablen auf Y einwirken, gesehen werden. Da die Reliefparameter unterschiedlich skaliert sind, wurden die Variablen zu Gunsten der Vergleichbarkeit standardisiert. Für die standardisierte Regressionsgleichung erhält man:

$$\hat{Z}_0 = b_{s1} Z_1 + b_{s2} Z_2 + \dots + b_{sm} Z_m$$

mit: Z_i = standardisierte Variable der Ausgangsvariablen X_i

b_{si} = partieller Regressionskoeffizient der Variablen Z_i

(BAHRENBERG et al. 2003: S. 31)

Gl. 7

Eine Standardisierung von Variablen bewirkt, dass ihre Standardabweichung 1 wird. Somit entspricht eine Einheit von Z_i einer Standardabweichung von X_i . Demnach gibt b_{si} an, dass X_0 um b_s Standardabweichungen zunimmt, wenn X_i um eine Standardabweichung wächst. Die standardisierten Regressionskoeffizienten können als relatives Gewicht der unabhängigen Reliefvariablen bei der Erklärung von X_0 , der Schneedeckenparameter, angesehen werden (BAHRENBERG et al. 2003: S. 33).

Zu Gunsten des zeitlichen Vergleichs des Reliefeinflusses auf die Schneedecke und da teilweise eine Multikollinearität der Reliefparameter vorliegt, basieren die Analysen der Punktdaten stets auf denselben Reliefparametern. Eine Multikollinearität besteht, wenn zwischen den unabhängigen Variablen eine Abhängigkeit besteht, womit ihre Regressionskoeffizienten von den anderen beeinflusst werden. Damit sind die Regressionskoeffizienten stets unter der Bedingung der übrigen in die Analyse einbezogenen Variablen zu interpretieren (BAHRENBERG et al. 2003: S. 41).

Die Signifikanz der multiplen Korrelations- und Regressionsanalysen werden mit dem F-Test sowie dem Wilcoxon-Test (p-Wert) auf dem 5 %-Signifikanzniveau getestet, die von dem Statistik-Programm R programmintern durchgeführt werden. Ebenso wird das Signifikanzniveau der partiellen Regressionskoeffizienten programmintern getestet und mit dem vorherrschenden Signifikanzniveau gekennzeichnet (DALGAARD 2002).

Als Maß für die Erklärungsleistung der multiplen Regressionsgleichung wird der Determinationskoeffizient R^2 und das adjustierte R^2 verwendet. Nach BALTES-GÖTZ (2005) sollte bei multiplen Regressionsanalysen mit mehreren unabhängigen Variablen das adjustierte R^2 bevorzugt werden. Das nicht-adjustierte R^2 überschätzt systematisch den determinierten Varianzanteil, da diese Statistik die in den Quadratsummen enthaltenen Freiheitsgrade nicht berücksichtigt. Entsprechend nimmt R^2 mit zunehmender Anzahl der Regressoren zu, wobei diese keinerlei Zusammenhang mit dem Kriterium aufweisen müssen (BALTES-GÖTZ 2005).

Da sich die Testflächen und UTL-Datalogger zu Gunsten der Sicherheit nicht in extremen Reliefpositionen befinden und lediglich einen Höhen transekt von 1500 bis 2700 m ü. M. bzw. 2400 m ü. M. bilden, wurden nur die einfachen primären Reliefparameter, Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung, berücksichtigt. Komplexere bzw. zusammengesetzte Reliefparameter, die bei der Auswertung der terrestrischen Gegenhangphotos angewandt wurden, blieben unberücksichtigt.

Die reliefabhängige Analyse des Einschneiens und der Ausaperung wurde für beide Jahre sowie für bewaldete und waldfreie Standorte separat durchgeführt, da verschiedene Untersuchungen gezeigt haben, dass die Schneedeckenentwicklung in Waldbeständen sich signifikant von unbewaldeten Flächen unterscheidet (BECHT 1989; BECHT et al. 1984; HERRMANN 1974b; MARCHAND & KILLINGTVEIT 2001).

Um die zeitliche Differenzierung des Reliefeinflusses auf die Schneedecke zu analysieren, wurde die statistische Auswertung der auf den Testflächen erhobenen Schneedeckenparametern, Schneetiefe, -dichte und SWE für jede Messkampagne separat durchgeführt. In die

jeweiligen Analysen gingen die für eine Testfläche errechneten mittleren Schneetiefen, SWE und Schneedichten ein.

Bei auf dem 5 %-Niveau signifikanten Zusammenhängen (F-Verteilung) zwischen den Relief- und den Schneedeckenparametern wurden diese mit den entsprechenden Regressionskoeffizienten auf das Untersuchungsgebiet modelliert.

3.2.5 Mesoskalige Modellvalidierung

Zur Überprüfung, inwieweit die Schneedeckenverteilung auf Basis von Punktdaten repräsentativ erfasst werden kann und ein sogenanntes Upscaling von Punktdaten möglich ist, wurde eine mesoskalige wie auch makroskalige Modellvalidierung (Kap. 3.4) durchgeführt. Die mesoskalige Modellvalidierung erfolgt auf Basis von Ausaperungskarten, die aus terrestrischen Gegenhangphotos erstellt wurden (Kap. 3.3.4). Zum quantitativen Vergleich wurden Differenzkarten zwischen der modellierten und der aus terrestrischen Gegenhangphotos erstellten und gefilterten Ausaperungskarte (Kap. 3.3.5) gebildet, womit eine differenzierte reliefabhängige Validierung möglich ist. Die Modellvalidierung wurde für den Winter 2003/04 durchgeführt, dessen Ablationsphase auf beiden Hängen vollständig mit terrestrischen Gegenhangphotos erfasst wird.

3.3 Mesoskalige Messdaten der Schneeverteilung mittels terrestrischer Gegenhangphotos

Um den mesoskaligen Einfluss des Reliefs auf die Schneeverteilung mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zu untersuchen, wurde ein neuer Ansatz basierend auf terrestrischen Gegenhangphotos getestet und weiterentwickelt. Hierfür wurden zwei Digitalkameras im Lötschental installiert (Kap. 3.3.1), die täglich den jeweiligen Gegenhang fotografieren. Für raumbezogene Zeitreihenanalysen wurden die terrestrischen Gegenhangphotos orthorektifiziert (Kap. 3.3.2) und mit pixelbasierten Klassifizierungsmethoden aus der Satellitenbildverarbeitung in schneebedeckte und schneefreie Bereiche klassifiziert (Kap. 3.3.3).

Auf Basis der orthorektifizierten und klassifizierten terrestrischen Gegenhangphotos wurden Ausaperungskarten erstellt (Kap. 3.3.4), die zur Quantifizierung des Reliefeinflusses auf das Verteilungsmuster der Schneedecke und der Erstellung eines semi-empirischen Modells dienen (Kap. 3.3.5). Eine quantitative Güteabschätzung der Modellergebnisse wurde auf Basis der Ausaperungskarten durchgeführt (3.3.6).

3.3.1 Kamerasystem, -standort und Aufnahmezeitpunkt

Für Aufnahmen von terrestrischen Gegenhangphotos wurden im Lötschental zwei Kamerasysteme der Firma MetSupport (Version 1) fest installiert. Das Kamerasystem, bestehend aus einer wasserdichten Box (IP 65), in der sich eine Digitalkamera (KODAK DC 3200), eine kameraexterne Stromquelle und ein Timer befinden, ermöglicht den autarken Kamerabetrieb mit täglichen Aufnahmen über einen Zeitraum von einem Jahr.

Zur Überprüfung der optischen Qualität der Kameras wurde am Institut für Photogrammetrie der Universität Bonn eine Kalibrierungsmessung durchgeführt (frdl. Durchführung von H. Läbe). Danach wird die Kamerakonstante – den Angaben von KODAK entsprechend – mit ca. 5,2 mm angegeben (Tab. 12). Die Verzeichnung der Kameras liegt im für Amateurkameras üblichen Bereich (frdl. mdl. Mitteilung H. Läbe).

Tab. 12: Kalibrierungsergebnisse der Kameras

Parameter	Kamera 1	Kamera 2
Kamerakonstante [mm]	5,2752	5,2692
Längen- zu Breitenverhältnis der Pixel	0,9971	0,9966
Verschiebung des Bildhauptpunktes H in x-Richtung [Pixel]	8,04	7,88
in y-Richtung [Pixel]	24,10	19,96
Pixelgröße (Angaben von KODAK Referenznr. 4120906nl)	0,0042 mm	
Größe des CCD-Chips in: [Pixel]	1152 x 864	
[mm]	4,8284 x 3,6288	

Der kameraspezifische Aufnahmewinkel lässt sich aus der Kamerakonstante (ca. 5,2 mm) und der Größe des CCD-Chips näherungsweise berechnen. Der horizontale Aufnahmewinkel beträgt demnach ca. 49° und der Vertikale ca. 38°.

Die Bilder mit 1 Megapixel Auflösung werden als gering komprimierte JPGs (Joint Photographic Expert Group) auf der internen Flashcard gespeichert. Da die Komprimierungsalgorithmen von JPGs der Wahrnehmung des menschlichen Auges angepasst sind, ist die Wiedergabe der Farbinformationen weniger genau als die der Helligkeitsunterschiede (OLYMPUS 2002). Diese z. T. für das menschliche Auge nicht sichtbaren Unterschiede sind bei nachträglichen Bildverarbeitungsprozessen zu berücksichtigen.

Die kameraintern nummerierten Bilddateien wurden nach dem Auslesen manuell mit den entsprechenden Aufnahmedaten versehen. Bei Datenausfällen (im Winter 2002/03 und Sommer 2004) oder Veränderung der Systemuhrzeit (im Sommer 2003), die durch technische Systemausfälle oder -fehler verursacht wurden (Abb. 28), war eine eindeutige und korrekte Datumszuweisung problematisch. In die Analyse sind nur die Bilder eingegangen, deren Aufnahmezeitpunkt eindeutig zugewiesen werden konnte.

Die Kameras wurden auf dem Schatthang bei der Klimastation Männlich und auf dem Sonnhang bei der Klimastation Chumme (Abb. 21) installiert; entsprechend werden sie als Männlich-Kamera und Chumme-Kamera bezeichnet. Die Standortwahl und Ausrichtung der Kameras basiert auf folgenden Kriterien:

- Die Kuppenstandorte garantieren zum einen auf Grund ihrer windexponierten Lage relativ geringe Schneetiefen, die durch die Klimastationsdaten weitestgehend bekannt sind; zum anderen bieten sie Schutz vor Steinschlag und Lawinen.

- Die Nähe zu den Klimastationen weisen sich durch logistische Standortvorteile aus.
- Eine freie Sicht auf den Gegenhang wird durch die oberhalb der Waldgrenze liegenden Standorte gewährleistet.
- Eine Fremdeinwirkung durch Personen sollte minimiert werden, womit die Kameras möglichst weit entfernt von Publikumsverkehr stehen sollten.
- Der durch die Klimastationen gebildete ‚Transekt‘ wird von den Kameras visuell abgebildet.
- Die Kameras wurden näherungsweise horizontal und senkrecht zur Hauptexposition des jeweiligen Gegenhanges ausgerichtet. Dadurch ändert sich der Bildmaßstab vorzugsweise nur in Richtung der Inklination. Somit ergibt sich für die Mannlich-Kamera eine Ausrichtung nach NNW und für die Chumme-Kamera eine Ausrichtung nach SSE.

Beide Kameras wurden im ersten Winter an 3 m langen Stangen, die mindestens 70 cm tief in den Boden betoniert und mit Drahtseilen abgespannt wurden, installiert (Foto 5, Foto 6). Um ein Einschneien zu vermeiden, ist die Kamerahöhe größer als die an der entsprechenden Klimastation gemessene Maximalschneetiefe gewählt worden (Foto 7). Bei der Planung und Konstruktion wurde deutlich der Schneedruck des hangabwärts kriechenden Schnees unterschätzt, wodurch die Kameras nach vorne kippten. Bei der Standortwahl der Mannlich-Kamera wurde zusätzlich die Schneeakkumulation infolge von Schneewächten unterschätzt, so dass die Kamera einen Monat lang eingeschneit war. Durch die Schneelast wurde die Winkelkonstruktion der Kamerabefestigung aufgebogen, so dass der Aufnahmewinkel der Kamera um 90° gekippt war (Foto 8). Dieser Standort wurde im Sommer 2003 um ca. 100 Höhenmeter nach oben auf eine windexponierte Kuppe verlegt und die Kamera an einer stabileren Tripodstange installiert.

Der Aufnahmezeitpunkt der Kameras richtet sich nach folgenden Kriterien, die vom jahreszeitlichen Verlauf des Sonnenstandes abhängen:

- Vermeidung von direktem Gegenlicht zur Verhinderungen von störenden Reflexionen und Mehrfachabbildungen der Sonne
- ausreichende Beleuchtungsverhältnisse des Gegenhanges, und
- möglichst gleichmäßige Ausleuchtung des Gegenhanges, um so bestmögliche Klassifizierungsbedingungen zu erhalten.

Aus den genannten Kriterien ergab sich für die Mannlich-Kamera der 12.00 Uhr MEZ Aufnahmetermin, womit Schlagschattenbereiche am Gegenhang minimiert sind. Lediglich während des winterlichen Sonnentiefststandes wird der Bergschatten der südlichen Talflanke von den terrestrischen Gegenhangphotos erfasst. Die Bestimmung des Aufnahmetermine für die Chumme-Kamera war auf Grund der südlichen Blickrichtung schwieriger, infolgedessen unterschiedliche jahreszeitenabhängige Aufnahmetermine getestet und verwendet wurden (6.00, 8.00, 12.00, 14.00, 15.00 Uhr MEZ).



Foto 5: Kamerasystem Chumme



Foto 6: Neuer Standort der Kamera Mannlich



Foto 7: Schneedecke während des Winters 2003 an der Kamera Chumme



Foto 8: Eingeschneites Kamerasystem Mannlich im Winter 2003

Des Weiteren wurden Bilder mit durch Wolkenschatten verursachten ungleichmäßigen Beleuchtungsverhältnissen nur teilweise berücksichtigt, da diese Bilder einer zeitaufwendigen manuellen Nachbearbeitung bedurft hätten. Insgesamt konnten 401 Bilder der Chumme-Kamera und 328 Bilder der Männlich-Kamera für Bildauswertungen berücksichtigt werden (Abb. 28).

3.3.2 Bildorientierung und Orthorektifizierung

Für reliefabhängige Analyse des Verteilungsmusters der Schneedecke müssen die terrestrischen Gegenhangphotos orthorektifiziert werden. Hierbei werden die zweidimensionalen Bildkoordinaten in ein dreidimensionales geographisches Koordinatensystem transformiert. Für Analysen der zeitlichen Variation bedarf es der Orthorektifizierung von jedem einzelnen terrestrischen Gegenhangphoto, die mit dem IDL-Skript „*GEOREFERENCING TERRESTRIAL PHOTOGRAPHY*“ (CORRIPIO 2004; CORRIPIO 2002a) durchgeführt wurden. Eingabe-Parameter des Orthorektifizierungs-Programms sind neben einem DHM (Kap. 3.1), die Innere und Äußere Orientierung der Kamera (Kap. 3.3.2.1) sowie das vom Kamerastandort einsehbare Sichtfeld (Kap.3.3.2.3).

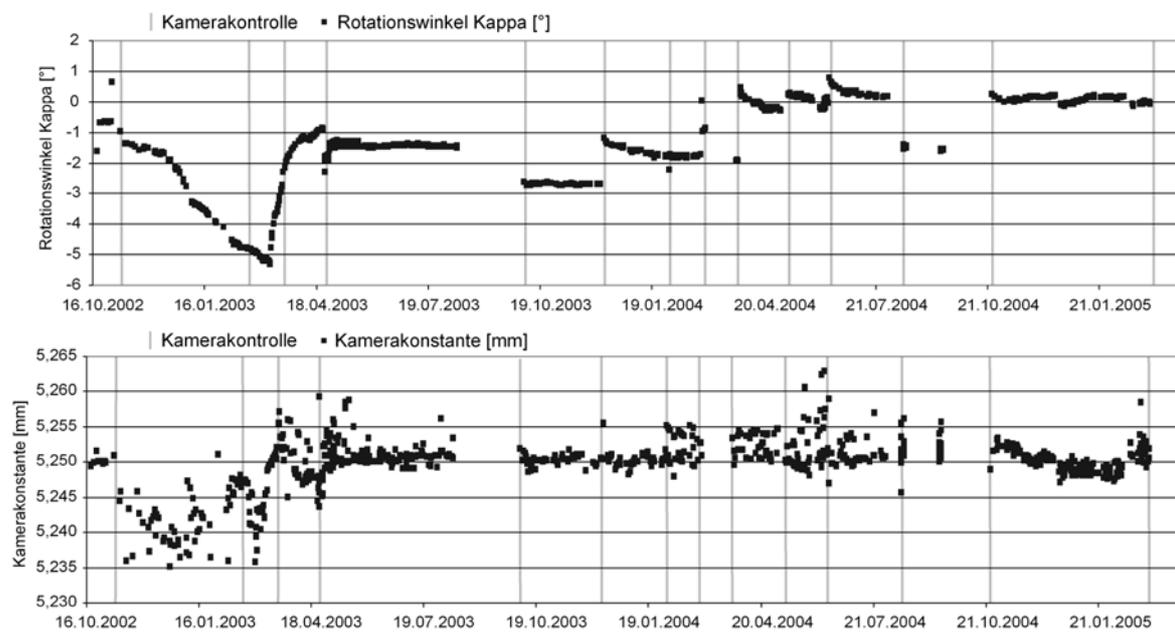


Abb. 29: Schwankungen des Rotationswinkels Kappa (Rotation um die Aufnahme­richtung, oben) und der Kamerakonstante (Abstand der Bildebene vom Projektionszentrum, unten) für die Chumme-Kamera, die mit dem automatischen Verfahren bestimmt wurden. Deutliche Änderungen erfolgten durch die Kamerakontrollen, bei dem die Kamera aus dem wetterfesten Gehäuse genommen wird und dadurch eine Veränderung der Aufnahmegeometrie verursacht wird

Die Innere und Äußere Orientierung muss für jedes Bild separat bestimmt werden, da sie erheblichen Variationen von Bild zu Bild unterliegen können: Die Innere Orientierung der

Kamera wird insbesondere durch Temperaturschwankungen beeinflusst (CRAMER 2004; KRAUS 1996; YASTIKLI 2004), die an der Klimastation Chumme im Tagesverlauf bis zu 16 °C und im Jahresverlauf bis zu 40 °C betragen können; während die Äußere Orientierung bedingt durch Schneedruck, Wind und Ziegen variieren kann. Zudem werden der Aufnahmewinkel und die Innere Orientierung bei jeder Kamerakontrolle und Datenauslese verändert. Letztere erfordert die Herausnahme der Kamera aus dem wetterfesten Gehäuse, wobei beim Wiedereinsetzen niemals exakt dieselbe Positionierung der Kamera gewährleistet werden kann (Abb. 29).

Die Anwendung einer sich nicht verändernden Kamerakonstante würde räumliche Lagefehler verursachen. Eine einfache Bestimmung der Aufnahmerichtung über die Zuweisung des Bildmittelpunktes und der Abschätzung der Drehung um die Aufnahmeachse (κ) aus Karten oder Orthophotos führen gleichfalls zu hohen Lagefehlern. Die Orientierungsdaten können nicht graphisch aus den terrestrischen Gegenhangphotos entnommen werden, da der 3D-Raum im 2D-Raum abgebildet wird.

Auf Grund der großen Anzahl an Bildern und dem zeitintensiven Verfahren der manuellen Messung und Berechnung der Orientierungsparameter wurden – im Rahmen einer Kooperation – vom Photogrammetrischen Institut der Universität Bonn (frdl. Durchführung B. Weber) ein semi-automatisches Verfahren zur Bestimmung der Kameraorientierung entwickelt (Kap 3.3.2.1).

3.3.2.1 Automatisches Verfahren zur Bestimmung der Inneren und Äußeren Orientierung

Für das semi-automatische Verfahren zur Bestimmung der Orientierungsparameter wurden in den Gegenhangphotos Bildkoordinaten durch ein Matching-Verfahren automatisch gemessen. Matching-Verfahren vergleichen Grauwertmatrizen von Bildsegmenten und suchen die Orte bester Übereinstimmung, womit die Bildkoordinaten einander entsprechender (homologer) Punkte, den so genannten Verknüpfungspunkten, gefunden werden (LILLESAND & KIEFER 1984). Für das Matching-Verfahren wurde der Lowe-Key-Operator gewählt, da er gegenüber Maßstabsänderungen, Translation und Rotation des Bildes sowie Änderungen der Beleuchtungsverhältnisse invariant ist (LOWE 2004; LOWE 1999).

Auf Basis der Verknüpfungspunkte wurden in einem zweiten Schritt Referenzbilder selektiert. Als Referenzbilder wurden diejenigen Bilder ausgewählt, welche zu den zeitlich benachbarten Bildern die meisten Verknüpfungspunkte aufweisen und die mit möglichst vielen Bildern verbunden sind. Bei nicht mehr ausreichend vorhandenen Verknüpfungspunkten wurde der Bildstreifen, der die komplette Bildserie einer Kamera umfasst, getrennt und ein neues Referenzbild ausgewählt. Somit wurde der gesamte Bildstreifen über Referenzbilder und mit ihnen verknüpften Bildern in einzelne Teilbildstreifen unterteilt. Insgesamt wurden für die Bilder der Chumme-Kamera sechs Referenzbilder und entsprechende Teil-

bildstreifen und für die Bilder der Mannlich-Kamera acht Referenzbilder und entsprechende Teilbildstreifen erstellt (Abb. 30). Mit Hilfe der Verknüpfungspunkte wurden die Orientierungsparameter ausgewählter Bilder in Bezug zum jeweiligen Referenzbild berechnet.

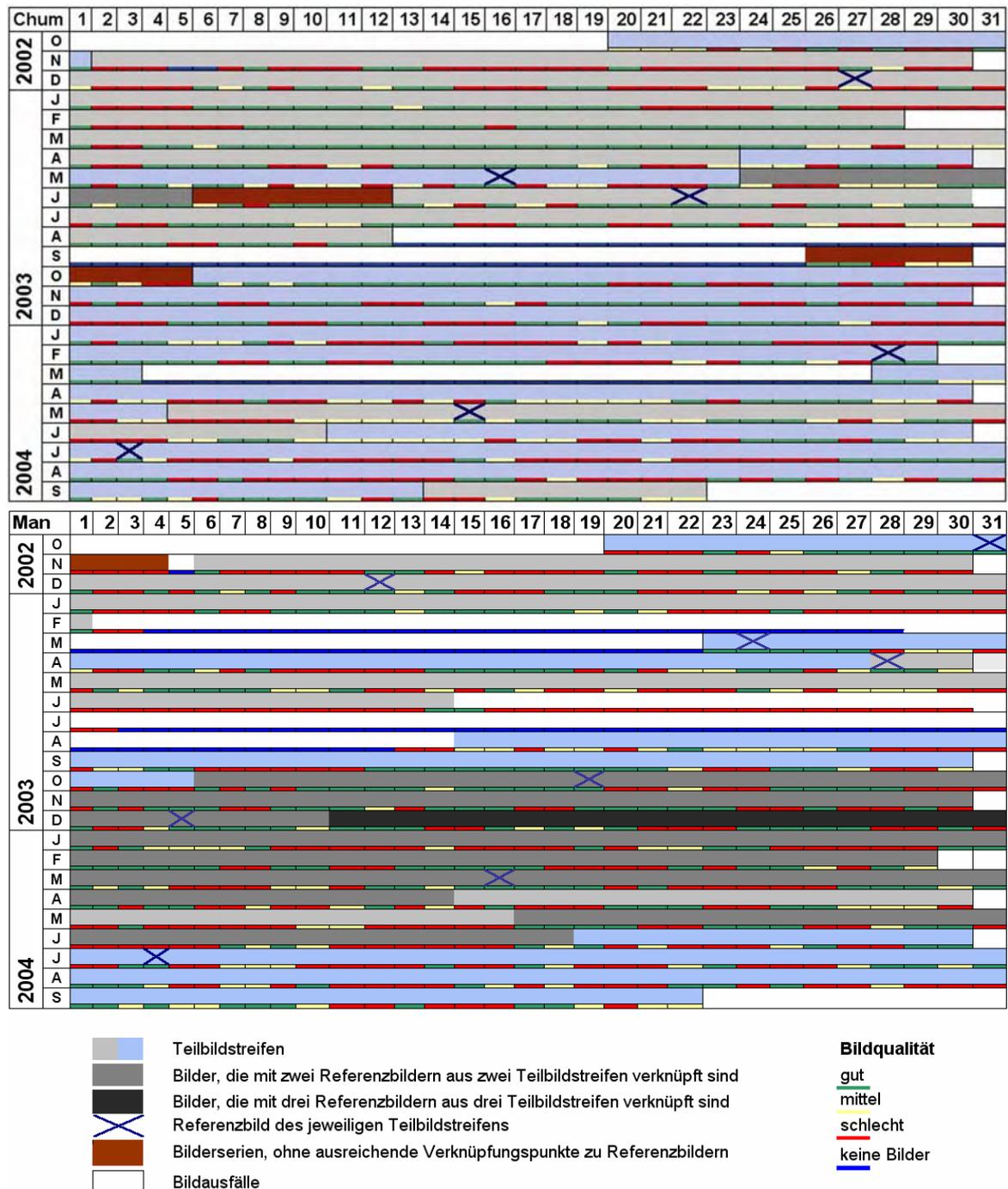


Abb. 30: Teilbildstreifen und deren jeweiligen Referenzbilder der Chumme-Kamera (oben) und Mannlich-Kamera (unten).

Im dritten Schritt wurde die Absolute Orientierung der Referenzbilder im geographischen Koordinatensystem bestimmt. Die Orientierung wurde über einen räumlichen Rückwärtschnitt unter besonderer Parametrisierung in CAP (Combined Adjustment Program, HINSKEN & KOTOWSKI) mittels Passpunkten (s. u.) berechnet, deren geographische Koor-

dinaten bekannt sind und deren Bildkoordinaten für jedes Bild manuell gemessen wurden (KRAUS 1996). Da das Projektionszentrum, das mit einem dGPS vermessen wurde, bekannt ist und nur einer kleinen räumlichen Veränderung unterliegt, müssen für die Bestimmung der Äußeren Orientierung lediglich die drei Rotationswinkel der Kamera und die Kamerakonstante bestimmt werden. Für die Innere Orientierung wurde zunächst nur die Kamerakonstante, die durch äußere Einflüsse stark variieren kann (s. o.), bestimmt. Hierbei wurde angenommen, dass die systematischen Fehler, die durch Verzeichnung und Refraktion entstehen können (KRAUS 1997), bis zu einem bestimmten Maß kompensiert werden. Da die Lagegenauigkeit der Punkte im orthorektifiziertem Gegenhangphoto für die vorliegende Fragestellung eine ausreichende Genauigkeit aufweist, wurden die Verzeichnung und Refraktion nicht weiter berücksichtigt.

Durch die berechnete Absolute Orientierung der Referenzbilder und den im ersten Schritt erhobenen Orientierungsunterschieden der Bilder eines Teilstreifens zum jeweiligen Referenzbild können nun die Absoluten Orientierungsparameter für den gesamten Teilstreifen berechnet werden. Somit müssen nur in ausgewählten Referenzbildern Passpunkte bestimmt werden. Da die Passpunkte für die Orientierungsberechnung erforderlich sind, ihre manuelle Erhebung jedoch sehr zeitintensiv ist, ermöglicht das automatisierte Verfahren die Verarbeitung einer großen Bildmenge mit einem vergleichsweise geringen zeitlichen Aufwand. Des Weiteren werden mit dem automatischen Verfahren die Genauigkeit im Objektraum und die Orientierung der Bilder zueinander deutlich erhöht.

3.3.2.2 Erhebung von terrestrischen Passpunkten

Zur Bestimmung der Orientierung ist eine gleichmäßig räumliche Verteilung der Passpunkte über den gesamten abgebildeten Objektraum notwendig, da mit ihr die Qualität der Bildorientierung wächst. Die Genauigkeit der Passpunkte beeinflusst maßgeblich die Qualität der Orientierungsparameter, die auf Basis der Passpunkte bestimmt werden (LILLESAND & KIEFER 1987: S. 328). Eine ausschließliche Erhebung von Passpunkten mittels dGPS war wegen der Größe des Objektraumes und des steilen und teilweise unwegsamen Geländes nicht möglich. Stattdessen wurden die Koordinaten der Passpunkte in Luftbildmodellen (Befliegung 2000 durch SWISSTOPO) stereoskopisch gemessen.

Die Orientierung der Luftbildmodelle im Schweizerischen Landessystem basiert auf Topographischen Passpunkten (TP), die vom Katasteramt Sitten zur Verfügung gestellt wurden. Zur Identifizierung der TPs, deren geographische Koordinaten und Höhe cm-genau angegeben werden, lagen handgefertigte Punktskizzen vor, auf denen markante Geländekanten und -formationen skizziert sind (Abb. 31). Die TPs weisen insgesamt jedoch ein sehr hohes Alter auf. So wurden 107 TPs der 117 bezogenen TPs in den 1920er Jahren im Zuge des Landesnivellements (1903–1927) und der Triangulation (1910–1939) zur Erstellung neuer Landeskarten (OEHRLI o.J.) erhoben und lediglich 31 wurden in den 1990er Jahren nach-

geführt. Zur besseren Identifizierung der unsignalisierten TPs in den Luftbildmodellen, wurden im Sommer 2004 einige TPs selbst begangen und photographisch festgehalten. Zur Überprüfung der Qualität der Luftbildmodelle, deren Absolute Orientierung auf den TPs basiert, wurden in zwei, im Sommer 2004 durchgeführten, dGPS-Messkampagnen zusätzliche Passpunktkoordinaten gemessen. Während dieser wurden an beiden Talseiten bis 2400 m ü. M. markante, in den Luftbildmodellen eindeutig identifizierbare, Geländepunkte mit dGPS vermessen. Die Berechnung der dGPS-Messdaten wurde am Institut für Geodäsie der Universität Bonn durchgeführt (Dr. A. Nothnagel).

Für eine Erhöhung der Punktdichte, die der Kontrolle und Verbesserung der Orientierung der terrestrischen Gegenhangphotos dienen, wurden in den Luftbildmodellen zusätzlich markante Geländepunkte ausgewählt, deren Höhenkoordinaten aus dem DHM gewonnen wurden.

Die Passpunkte, auf denen die Absolute Orientierung der terrestrischen Referenzbilder basiert, wurden nach folgenden Kriterien ausgewählt:

- gleichmäßige Verteilung über den gesamten Objektraum
- gute Abdeckung der Gipfellinie
- eindeutige Identifizierbarkeit in den Luftbildmodellen und in möglichst vielen terrestrischen Referenzbildern unabhängig von der Jahreszeit

Als markante Geländepunkte wurden zumeist Felsblöcke, -scharten, -nadeln, künstliche Verbauungen und Eckpunkte von Gebäuden gewählt.

In den Luftbildmodellen, deren Aufnahmen aus dem Sommer 2000 stammen, konnten zahlreiche markante Geländepunkte ausgewiesen werden, die jedoch in den terrestrischen Gegenhangphotos der Wintermonate durch Schnee bedeckt und damit nicht sichtbar sind. Andererseits kann die winterliche Schneedecke eine Kontrastverschärfung bewirken, womit markante Geländepunkte, wie z. B. spitze Felsblöcke oder Lawinenverbauten, besser identifiziert werden können. Auf Grund der saisonalen Unterschiede konnten einige Passpunkte nicht in allen Referenzbildern identifiziert werden. Entsprechend variiert die Zahl der Passpunkte für die terrestrischen Gegenhangphotos je nach Witterungs- und Schnee-Verhältnissen sowie in Abhängigkeit vom Aufnahmewinkel der Chumme-Kamera zwischen 21 und 25 Punkten und der Mannlich-Kamera zwischen 12 und 24 Punkten.

Die gleichmäßige Punktverteilung wurde besonders auf dem Schatthang, der bis zur unteren Bildkante bewaldet ist, erschwert (Foto 9). Im Wald konnten auf Grund des dichten Baumbestandes und der schlechten Beleuchtungsverhältnisse keine markanten Geländepunkte gemessen werden, womit hier die Passpunktdichte etwas geringer ist. Die Passpunktzuweisung war für die terrestrischen Gegenhangphotos, die den Sonnhang abbilden, infolge der Infrastruktur wesentlich einfacher (Foto 10). Durch die unterschiedliche Aufnahmerichtung der terrestrischen Gegenhangphotos und den Senkrechtaufnahmen der Luftbilder wird die eindeutige und exakte Identifizierung der Passpunkte erschwert.

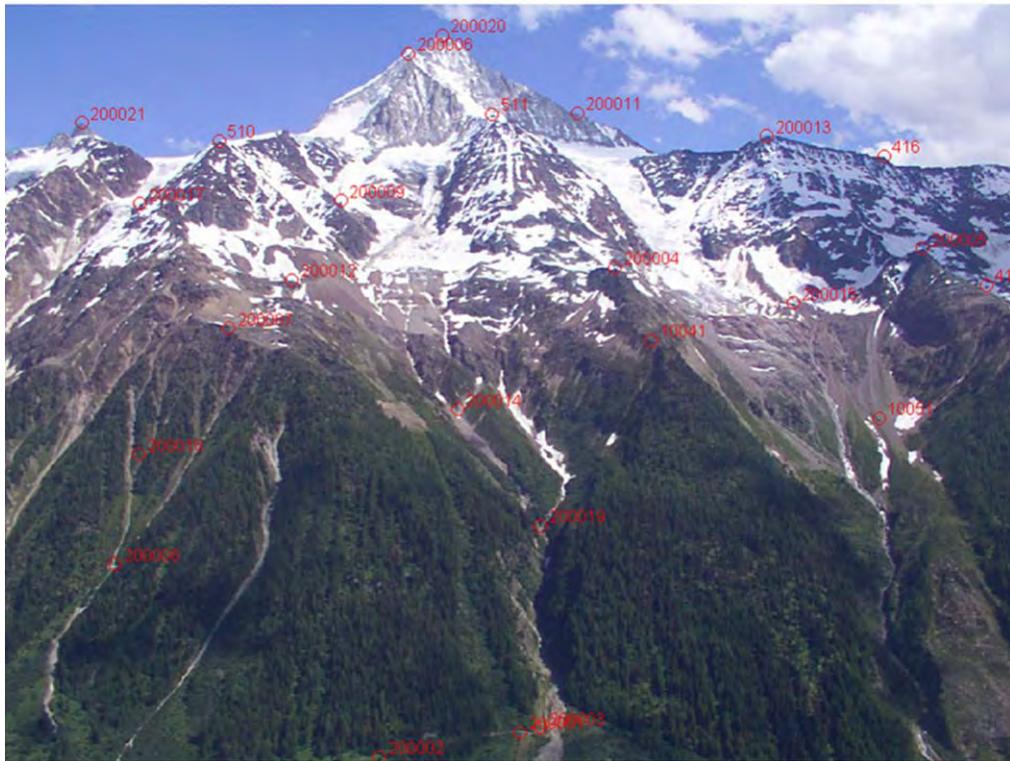


Foto 9: Räumliche Verteilung der Passpunkte (rote Kreise; nach der Datenquelle kodiert dargestellte Passpunktnummer: dreistellige Zahl: TP, 10 000er Zahl: dGPS-Punkt, 20 000er Zahl: in dem Luftbildmodell gemessene Passpunktkoordinaten) auf dem Referenzbild vom 3.07.2004. der Chumme-Kamera

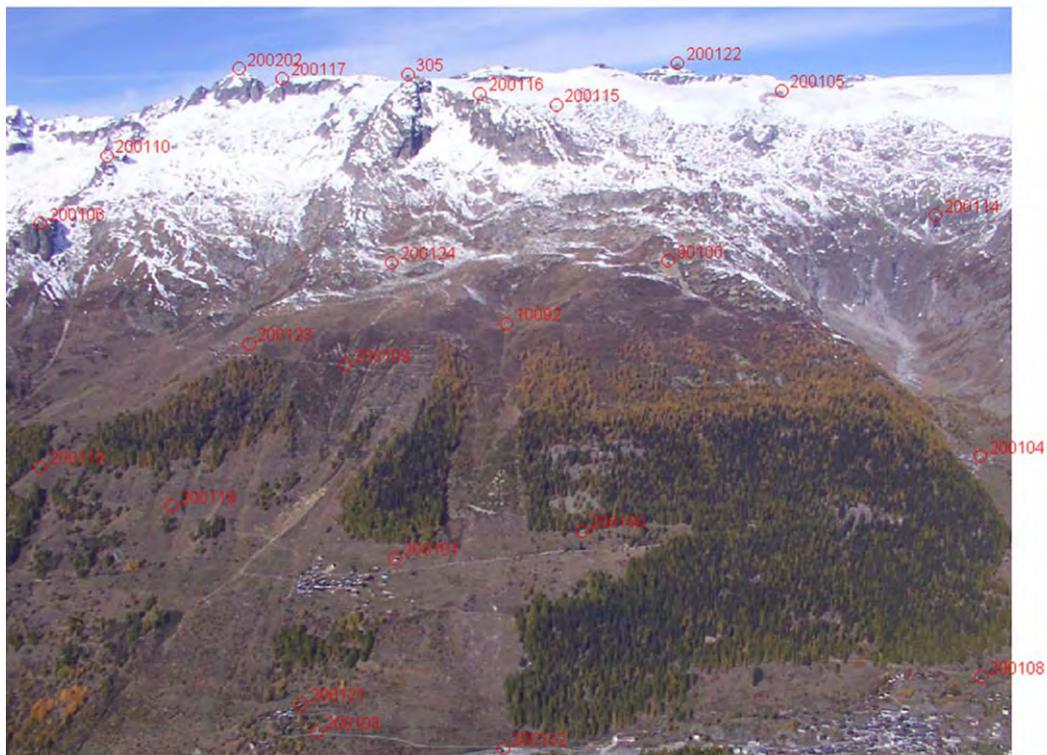


Foto 10: Räumlichen Verteilung der Passpunkte (rote Kreise; nach der Datenquelle kodiert dargestellte Passpunktnummer: dreistellige Zahl: TP, 10 000er Zahl: dGPS-Punkt, 20 000er Zahl: in dem Luftbildmodell gemessene Passpunktkoordinaten) auf dem Referenzbild vom 19.10.2003. der Mannlich-Kamera

3.3.2.3 Orthorektifizierung

Das Orthorektifizierungsverfahren „*GEOREFERENCING TERRESTRIAL PHOTOGRAPHY*“ (CORRIPIO 2004; CORRIPIO 2002a) basiert auf einer Abbildungsfunktion zwischen den Informationen der Bildpixel und den entsprechenden DHM-Pixeln. Über eine Sichttransformation werden die DHM-Punkte (globale XYZ-Koordinaten) auf die Punkte im Bildkoordinatensystem abgebildet. Hierbei wird ein aufnahmespezifisches virtuelles Photo vom DHM erstellt, wobei die Informationen der XYZ-Koordinaten erhalten bleiben. Zur Berechnung des virtuellen Photos wurde zuvor das vom Kamerastandort einsehbare Gelände in ArcGIS berechnet. Hierbei wurde das Sichtfeld größer als der Aufnahmewinkel der Kamera gewählt, womit den Schwankungen der Kameras Rechnung getragen wurde. In einem zweiten Schritt wird das virtuelle Photo auf die räumliche Ausdehnung des terrestrischen Gegenhangphotos transformiert. Diese exakte Positionierung der beiden Photos wird programmintern über folgende Parameter definiert:

- Rotationswinkel Kappa (s. o.)
- Aufnahmerichtung, die über den Kamerastandort und den Bildmittelpunkt im geographischen Koordinatensystem bestimmt wird (der Bildmittelpunkt wird extern über die Orientierungsparameter berechnet)
- Kamerakonstante (s. o.)
- Vertikaler und horizontaler Aufnahmewinkel (Berechnung über CCD-Chip-Größe und Kamerakonstante)
- Größe des CCD-Chips (Tab. 12)

Abschließend erfolgt die Skalierung der Bildpixel auf die Rastergröße des DHMs, womit die Übertragung der Bildpixel auf das DHM möglich ist. Eine detaillierte Dokumentation der Algorithmen ist bei CORRIPIO (2004; 2003) aufgeführt, auf die an dieser Stelle verwiesen wird.

3.3.3 Klassifizierung

Für weitergehende Analysen ist eine Klassifizierung der orthorektifizierten terrestrischen Gegenhangphotos in schneebedeckte und schneefreie Flächen erforderlich. Ein spektrales Klassifizierungsverfahren zur Ausweisung der Schneedecke ist wegen der unterschiedlichen Reflexionseigenschaften von Schnee zu anderen Oberflächen möglich. Schnee reflektiert im sichtbaren und nahen infraroten Spektralbereich im Vergleich zu anderen Oberflächen sehr stark, um dann bereits im nahen Infrarotbereich rasch abzufallen (Abb. 32). Diese Charakteristik wird in der Satellitenfernerkundung für Klassifizierungsverfahren genutzt; hierbei hat sich das NDSI-Verfahren etabliert (*Normalized Difference Snow Index*) (vgl. DOZIER 1989; DOZIER & PAINTER 2004; PIESBERGEN 2002; SEIDEL & MARTINEC 2004; WINTHER & HALL 1999).

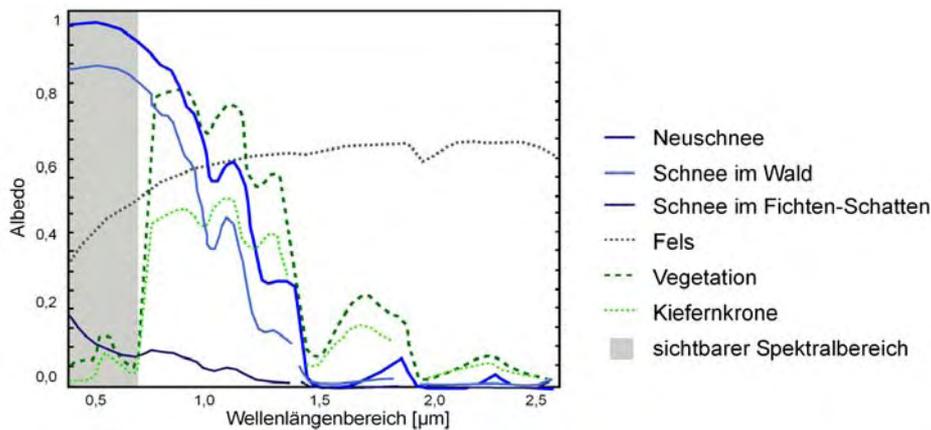


Abb. 32: Spektrale Reflexionsgrade von Schnee und schneefreien Oberflächen (verändert nach VIKHAMAR & SOLBERG (2002))

Im Gegensatz zur multispektralen Auswertung von Satellitendaten basiert die Klassifizierung der terrestrischen Gegenhangphotos lediglich auf den drei additiven Grundfarben Rot, Grün und Blau (RGB) des sichtbaren Spektralbereichs (0,4–0,7 µm), auf den die CCD-Sensoren der Kameras sensitiv reagieren. Im sichtbaren Spektralbereich wird die Reflexionseigenschaft von Schnee durch Verunreinigungen – wie z. B. Staub oder organisches Material – modifiziert, womit die Albedo mit zunehmendem Alter der Schneedecke abnimmt. Neuschnee reflektiert nahezu die gesamte Strahlung des sichtbaren Spektralbereiches, wohingegen Altschnee nur noch 50 % der eingehenden Strahlung reflektiert (Abb. 33). Bei geringmächtigen Schneetiefen wird die Reflexion durch die Eindringtiefe der Strahlung verringert. Die Eindringtiefe hängt wiederum von der Korngröße des Schnees ab (Abb. 34). Relativ unempfindlich ist die Reflexionseigenschaft der Schneeoberfläche im sichtbaren Spektralbereich gegenüber Änderungen des Einstrahlungswinkel sowie Änderungen der Korngröße bei ausreichender Schneetiefe (DOZIER 1989; WARREN 1982). Trotz der hohen Albedo kann Schnee in Schattenlage dunkler als Vegetation oder Fels im Sonnenlicht sein (s. Abb. 32) (DOZIER 1989; WINTHER & HALL 1999), was bei der Klassifizierung berücksichtigt werden muss.

Für die Klassifizierung der terrestrischen Gegenhangphotos, die lediglich den sichtbaren Spektralbereich abbilden, konnte auf kein Standardverfahren zurückgegriffen werden. Das von HINKLER et al. (2002) für konventionelle Kameras entwickelte RGBNDISI-Ratiobild-Verfahren konnte auf das Untersuchungsgebiet nicht übertragen werden. Versuche haben gezeigt, dass mit dieser Methode, die unempfindlich gegenüber Beleuchtungsverhältnissen sein soll, Schnee in Schattenlage und Fels in Sonnenlage nicht voneinander getrennt werden können. Für die Klassifizierung der terrestrischen Gegenhangphotos wurde daher ein monospektrales Grenzwertverfahren angewandt.

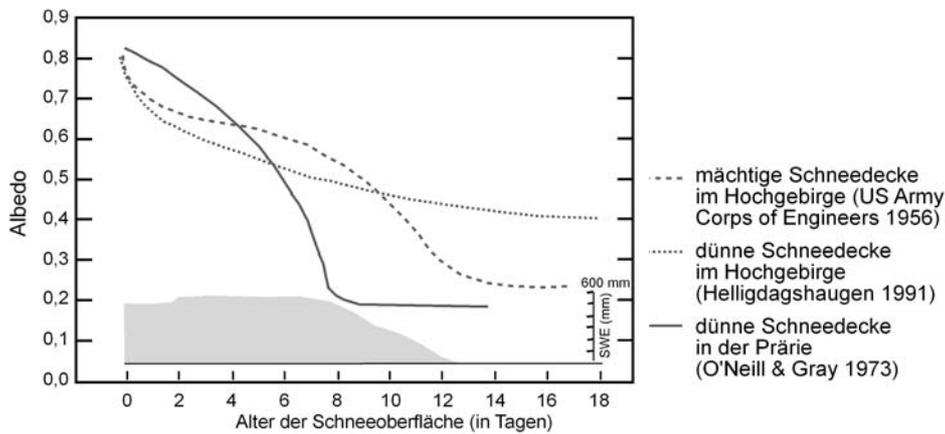


Abb. 33: Veränderung der Albedo in Bezug zum Alter der Schneedecke (verändert nach WINTHER & HALL (1999))

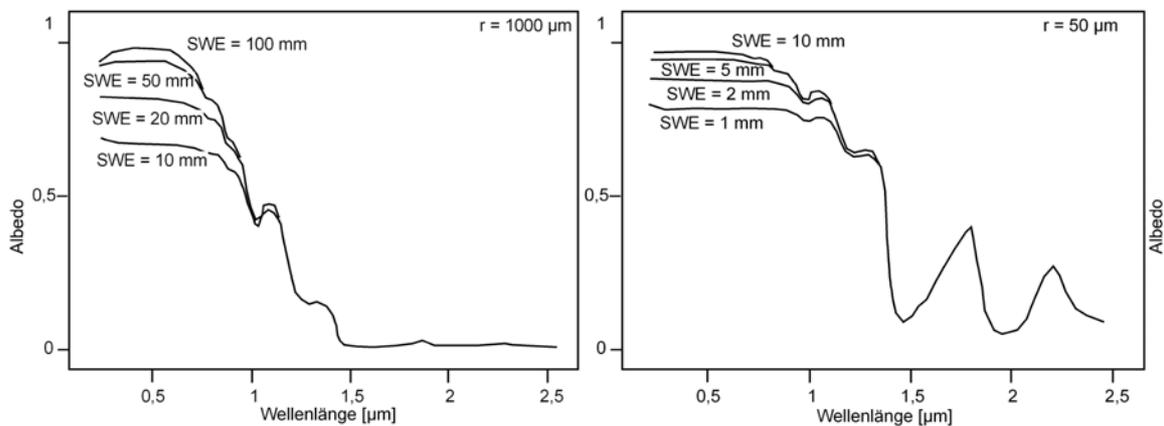


Abb. 34: Reflexionseigenschaften von Schnee in Abhängigkeit von Korngröße und SWE (verändert nach DOZIER 1989)

Die Anwendung des monospektralen Grenzwertverfahrens ist durch die oben beschriebene Reflexionseigenschaft von Schnee möglich. Auf Grund der hohen Albedo wird Schnee in den terrestrischen Gegenhangphotos durch hohe Pixelwerte in den drei Farben rot, grün und blau abgebildet (Abb. 35). Der Pixelwert eines abgebildeten Objektes hängt neben der Reflexionseigenschaft des Objektes selbst zusätzlich von der Belichtungszeit der Aufnahme ab (Abb. 36). Diese wird automatisch von der Kamera entsprechend der jeweiligen Beleuchtungsverhältnisse zum Aufnahmezeitpunkt, die von der Witterung und dem Anteil der schneebedeckten Fläche abhängt, reguliert. Somit sind automatische Verfahren zur Klassifizierung der Schneedecke auf Grund der unterschiedlichen Beleuchtungsverhältnisse nur ungenau (GOOD & MARTINEC 1987) und relative Aussagen über die Reflexionseigenschaften eines Objektes können höchstens innerhalb eines Bildes getroffen werden (KRUMMENACHER et al. 1998). Dies erfordert eine, für jedes Bild separat durchzuführende, Grenzwertbestimmung (Abb. 36); dennoch erweist sich dieses Verfahren gegenüber dem manuellen Digitalisieren als deutlich zeitsparender.

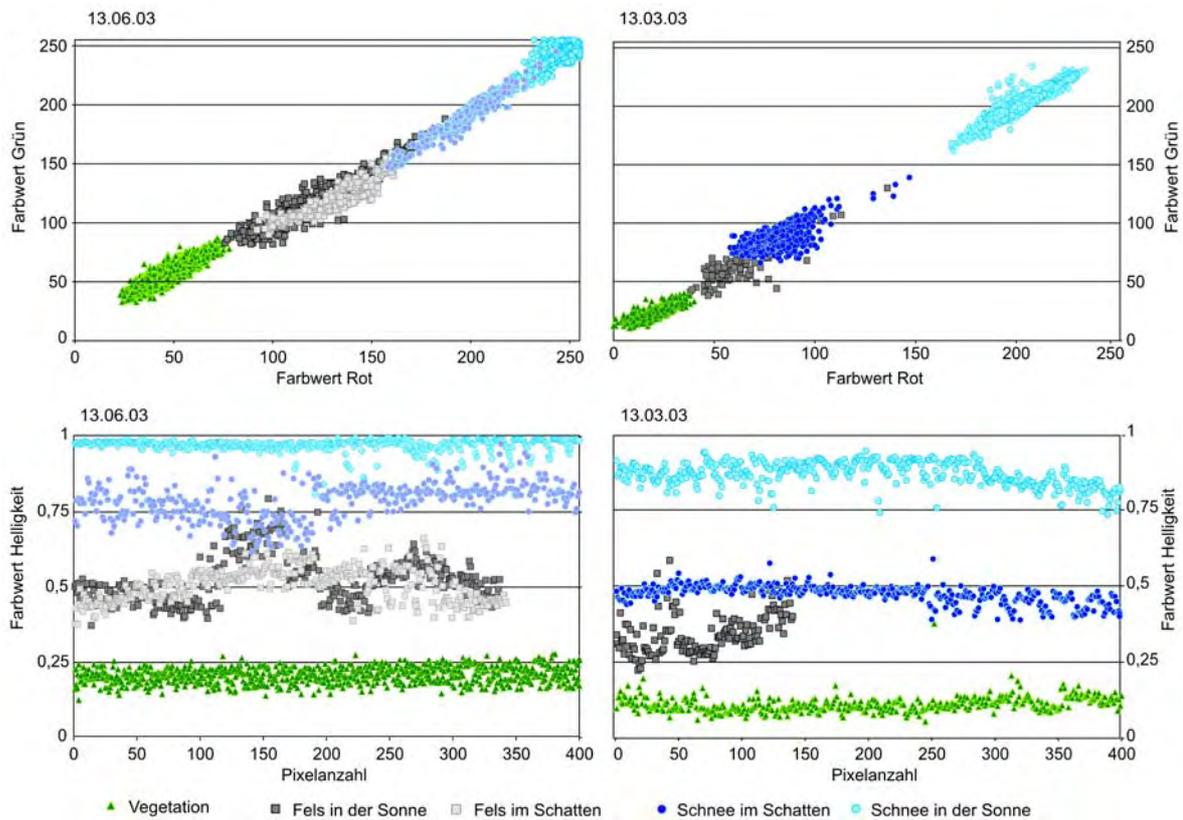


Abb. 35: Merkmalsraum in der RGB-Farbskala (oben) und HLS-Farbskala (unten) zur Klassifizierung von aperen und schneebedeckten Flächen. Mit der Belichtungszeit variiert der Farbwert der jeweiligen Objekte (links: 13.06.2003, rechts: 13.03.2003)

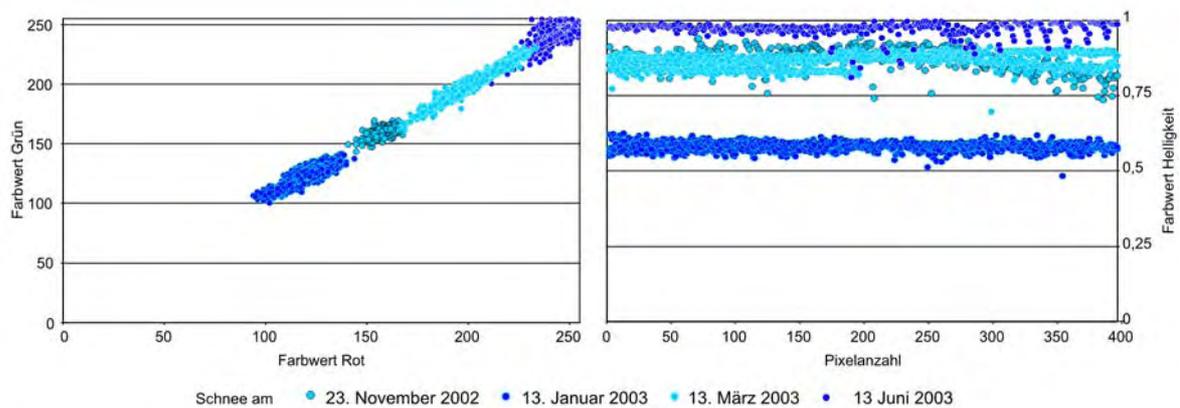


Abb. 36: Variation der Farbwerte von Schnee durch unterschiedliche Belichtungszeiten

Zur Erfassung der drei Farbwert-Informationen mit nur einem einzigen Grenzwert wurde eine HLS-Farbtransformation (Hue, Lightness, Saturation) in ENVI durchgeführt. Die HLS-Transformation wird in der Satellitenbildverarbeitung für Datenfusionierungen von unterschiedlich hoch aufgelösten Satellitendaten, wie z. B. SPOT und Landsat TM, womit eine Erhöhung des Informationsgehaltes erzielt wird (CANISIUS & TURRAL 2003; CARPER et al. 1990; PIESBERGEN 2002), und für Change Detection-Analysen genutzt (ALBERTZ 2001; PIESBERGEN 2002).

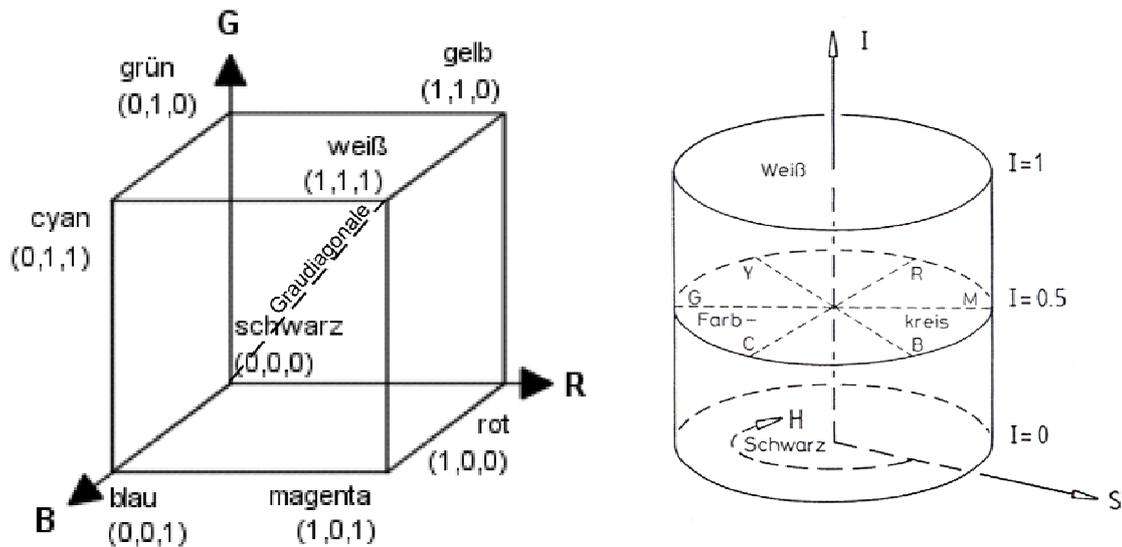


Abb. 37: Farbmodell der RGB-Farbskala (links) und der HLS-Farbskala (rechts; H = Farbe, I = Helligkeit (L), S = Farbsättigung) (verändert nach KRAUS (1990))

Im Gegensatz zur RGB-Farbskala, bei der die Farben innerhalb eines Würfels durch Angaben von Koordinaten, d. h. dem jeweiligen Farbanteil von 0–255 bestimmt wird, wird bei der HLS-Farbskala neben der Farbe, die auf einem Vollkreis (rot = 0°, grün = 120° und blau = 240°) abgebildet wird, die Helligkeit (0–1) und die Farbsättigung (0–1) berücksichtigt. Abgedunkelte Farben werden durch Helligkeitswert kleiner als 0,5 und aufgehellte Farben durch Werte größer als 0,5 dargestellt (Abb. 37). Für die HLS-Farbtransformation sind verschiedene Algorithmen entwickelt worden, womit je nach Transformation der HLS-Farbwert variieren kann (CARPER et al. 1990; ENDERLEIN 1986; HILDEBRANDT 1996; KRAUS 1990).

Für die Klassifizierung wurde nur der Helligkeitswert berücksichtigt; dieser variiert in Abhängigkeit von den Beleuchtungsverhältnissen und Schneeverunreinigungen zwischen 0,5–0,9 für Schnee in der Sonne und 0,2–0,7 für Schnee im Schatten (Abb. 39). Wegen der großen Helligkeitsunterschiede von Schnee in der Sonne und im Schatten sowie der ähnlichen Helligkeitswerte von Felsen in der Sonne und Schnee im Schatten (s. Abb. 35), wurden Schattenmasken sowie mit der Meereshöhe kombinierte Vegetations- und Untergrundmasken erstellt (Abb. 38). Unter Verwendung der Masken können innerhalb eines terrestrischen Gegenhangphotos unterschiedliche Grenzwerte gesetzt werden:

- Schattenmaskierung: In Abhängigkeit von Sonnenhöhe und vom -azimuth, die mit dem IDL-Skript PLOTSUN (CORRIPIO 2002b) berechnet wurden, wurde in ArcGIS der Reliefschatten mit der Shaded-Relief Funktion modelliert und entsprechend maskiert. Abweichungen zwischen dem berechneten und auf den Orthophotos abgebildeten Schatten können durch DHM-Ungenauigkeiten (s. o.), Lagefehler der Orthophotos (s. o.) sowie durch interne Änderungen der Systemzeit entstehen. Ebenso wird im Winter das Relief durch die räumlich unter-

schiedlich mächtige Schneedecke moduliert. Diese Abweichungen konnten bei der Schattenmaskierung nicht berücksichtigt werden.

- Vegetationsmaskierung: Sie basiert auf der Vegetationskarte von HÖRSCH (2003), die entsprechend der Zielsetzung modifiziert und stark generalisiert wurde. Die Vegetation des Schatthanges wurde in drei Klassen gruppiert: dichter Wald, lichter Wald bzw. kleinwüchsige Vegetation und vegetationsfreie Flächen (Schutt und Fels). Für die den Schatthang abbildenden terrestrischen Gegenhangphotos wurde bei der Maskierung der schluchtartige Abschnitt des Nestbaches und Birchbaches mit dichtem Wald gleichgesetzt, da der Schnee hier, wie auch im dichten Wald stark abgeschattet wird und durch Schutt und organisches Material weniger stark reflektiert. Auf dem Sonnhang wurde die Vegetation nach dichtem Wald, lichtem Wald, alpine Vegetation, Fettwiesen im Tal sowie vegetationsfreien Flächen (Schutt und Fels) unterschieden.
- Topographische Maskierung: Das Bietschhorn wurde gesondert betrachtet, da hier zum einen der sehr helle Bietschhorn-Granit ansteht, der zu 35–45 % aus Quarz und zu 24–50 % aus Plagioklas besteht (HÜGI et al. 1988), und er zum anderen auf Grund seiner Exponiertheit insgesamt heller erscheint. Auf dem Sonnhang wurde das Tellital wegen seiner starken Abschattung gesondert berücksichtigt.

Die Grenzwerte wurden mittels visueller Überprüfungen zwischen dem unklassifizierten und klassifizierten Orthophoto bestimmt. Die Grenzwertbestimmung wurde durch die Zuhilfenahme der Mittelwerte der gesamten Bildmatrix erleichtert. Diese dienten bei benachbarten Bildern als grobe Orientierung der Grenzwertziehung, da auf Bildern mit nahezu identischen Bildmittelwerten die Farbwiedergabe gleichfalls nahezu identisch ist.

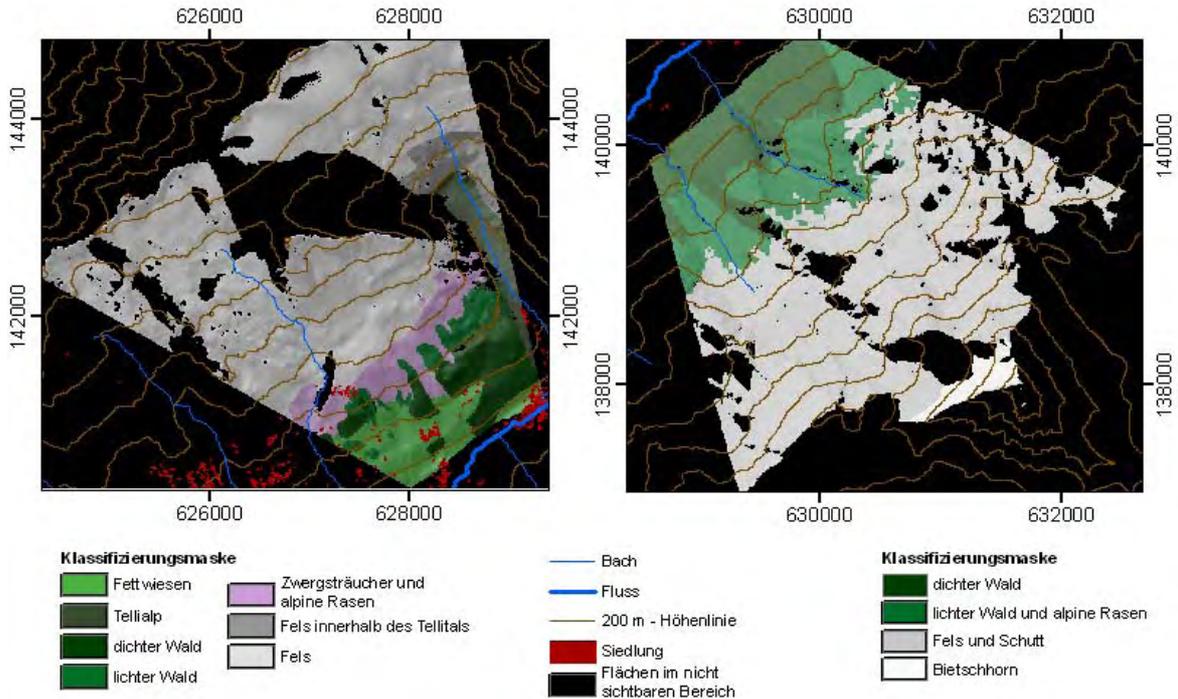


Abb. 38: Untergrundspezifische Maskierung für den Sonnhang (links) und Schatthang (rechts)

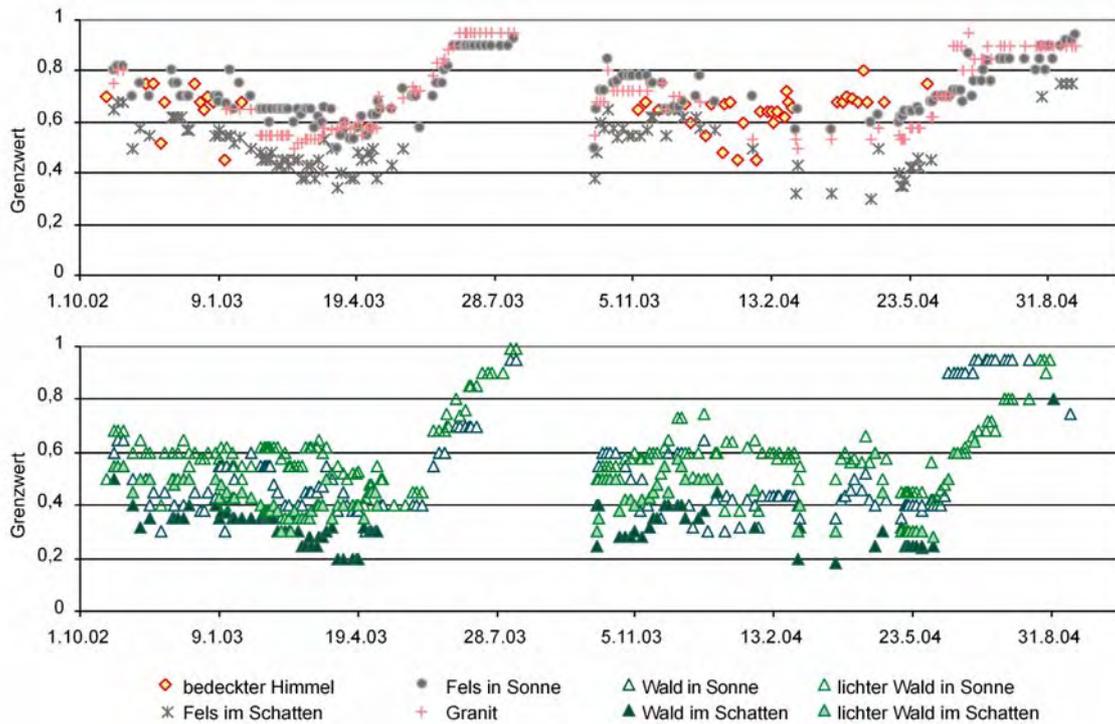


Abb. 39: Grenzwerte der Schneeklassifizierung in Bezug zur Untergrund- und Schattenmaske für die Bilder der Chumme-Kamera

3.3.3.1 Fehlerabschätzung und Fehlerdiskussion

Qualitative Vergleiche der Orthophotos mit der Topographischen Karte im Maßstab 1:10 000, zeigen über die gesamte Bildmatrix Genauigkeiten von 10–20 m, das also einer Abweichung von 1–2 Pixeln entspricht. Lediglich in den Gipfelregionen sind größere Abweichungen zu verzeichnen, die auf Ungenauigkeiten im DHM zurückzuführen sind. Auf Grund der Abweichungen in den Gipfelregionen werden teilweise die Pixel hinter den nichtsichtbaren Bereich projiziert, womit in diesen Bereichen beträchtliche Lagefehler entstehen. Damit diese nicht in die Auswertung einfließen, wurden diese Bereiche ausmaskiert.

Die Refraktion und Verzeichnung der Kamera wurden unter der Annahme, dass diese durch die Daten der Äußeren Orientierung aufgefangen werden, nicht berücksichtigt. Inwieweit dies zutrifft, muss in weiteren Analyseverfahren überprüft werden, die aber nicht Gegenstand der Arbeit sind.

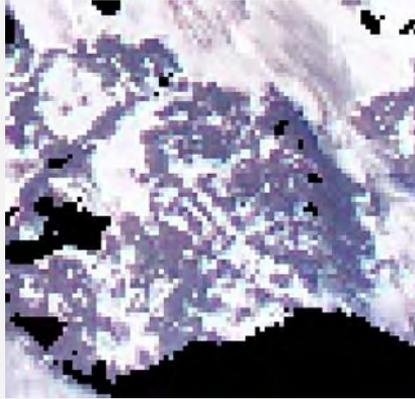
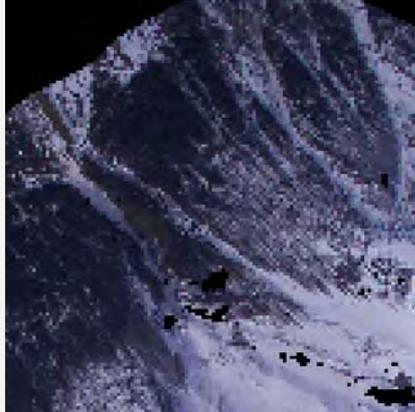
Insgesamt erweist sich das semi-automatisierte Verfahren zur Orientierung der terrestrischen Gegenhangphotos über den Matching-Prozess als sehr gut, da hiermit der Bildverband in sich stabil ist und Zeitreihenanalysen im Rahmen der gewünschten Genauigkeiten möglich sind. Vergleiche der Teilbildstreifen zueinander weisen Abweichungen von bis zu 4 Pixeln in XY-Richtung auf. Diese Schwankungen der Bildstreifen zueinander entstehen durch Identifizierungsfehler der unsignalisierten Passpunkte, die auch mit der geringen Pixelauflösung der Kamera zu erklären sind.

Wie die Grenzwertdiagramme zeigen, ist eine Trennung von Schnee und anderen Oberflächen wie Fels oder Vegetation sehr gut möglich (Abb. 35). Nur bei geringen Reflexionsunterschieden sind eindeutige Objektrennungen schwierig, wodurch Unter- bzw. Überklassifizierungen der Schneedecke auftreten können:

- Die Ausweisung von Lawinenschnee, der durch einen hohen Schuttanteil gekennzeichnet wird, ist z. T. schwierig. Eine vorsichtige Anpassung der Grenzwerte für die vegetationslosen Bereiche erlaubt weitestgehend die richtige Ausweisung des Schnees in den Lawinenakkumulationsbereichen von schneefreien Schuttflächen (Abb. 40, 1. Bildpaar).
- In dicht bewaldeten Gebieten, in denen der dichte Baumbestand die Sicht auf den Waldboden verhindert, ist die Klassifizierung von Schnee nicht möglich. Im lichten Wald bzw. in Lärchenbeständen ist eine eindeutige Trennung von Schnee und Nichtschnee auf Grund der Mischpixel ebenfalls nicht möglich. Daher blieben die Waldbestände bei den weiteren Analysen unberücksichtigt (Abb. 40, 3. Bildpaar).
- Während des herbstlichen Einschneiens ist eine Über- bzw. Unterklassifizierung der geringmächtigen Schneedecke nicht auszuschließen. Zum einen sind die Reflexionseigenschaften der dünnen Schneedecke, deren Reflexionseigenschaft durch den Untergrund mit beeinflusst wird, zu gering; zum anderen entstehen bei einer nicht

geschlossenen Schneedecke Mischpixel. Gleiches gilt für steile Hanglagen, bei denen keine geschlossene Schneedecke aufgebaut wird (Abb. 40, 4. Bildpaar).

- Durch Ungenauigkeiten der berechneten Schattenmasken wird der Schnee in entsprechenden Bereichen unterklassifiziert. Bei großen und eindeutigen Abweichungen des Schattens von der Schattenmaske, die durch schneefrei klassifizierte Linien oder Halbkreise charakterisiert werden können, wurde die Klassifizierung manuell in ArcGIS nachbearbeitet (Abb. 40, 5. Bildpaar).

Beschreibung	Ausschnitt der unklassifizierten und klassifizierten Orthophotos	
<p>Lawinenschnee mit hohem Schuttanteil</p> <p>Verringerung der Albedo</p> <p>Datum: 13.06.2004</p>		
<p>Fels, Gletschereis und Schnee</p> <p>Hohe Variation der Albedo des Gletschereises</p> <p>Datum: 13.06.2004</p>		
<p>Schnee im lichten Wald</p> <p>Hohe Beschattung und Verschmutzung durch organisches Material</p> <p>Datum: 20.04.2003</p>		

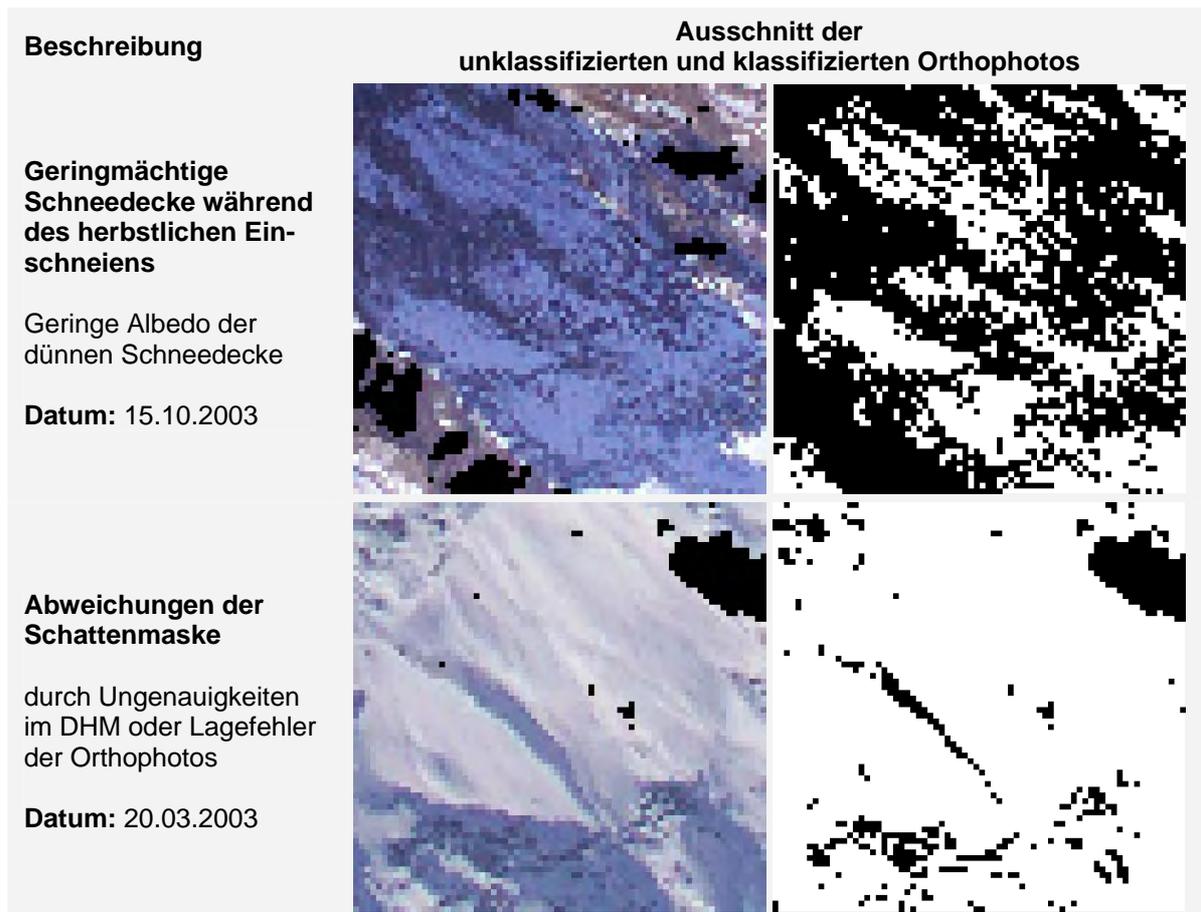


Abb. 40: Vergleichende Gegenüberstellung von Ausschnitten der unklassifizierten und klassifizierten Orthophotos. Die Bildausschnitte weisen unterschiedliche Maßstäbe auf, die jeweilige Pixelauflösung beträgt 10 m. Von der Kamera nicht einsehbare Bereiche sind im Orthophoto (l.) schwarz maskiert. In den klassifizierten Bildern (r.) werden schneebedeckte Flächen weiß dargestellt und schneefreie bzw. nicht einsehbare Bereiche schwarz dargestellt.

Trotz dieser Schwierigkeiten zeigen die Vergleiche, dass insgesamt eine gute Trennung von schneebedeckten und schneefreien Flächen erfolgen kann, womit auf Basis der klassifizierten terrestrischen Gegenhangphotos binäre Aussagen über das Vorhandensein einer Schneedecke möglich sind.

3.3.4 Auswertung der binären Schneebdeckungsdaten

Aus den orthorektifizierten und klassifizierten terrestrischen Gegenhangphotos, die binäre Daten der Schneebdeckung darstellen, wurden für weitere Analysen Ausaperungskarten erstellt. Diese wurden auf Grund der sich ändernden Aufnahmewinkel der Kameras so beschnitten, dass nur der Teilbereich des Gegenhangs berücksichtigt wurde, der über die gesamte Saison abgebildet wurde. Ebenso blieben die bewaldeten Flächen unberücksichtigt, da mit den terrestrischen Gegenhangphotos keine Aussagen über die Schneebdeckung auf dem Waldboden getroffen werden können. Zur Erstellung der Ausaperungskarten wurden

die terrestrischen Gegenhangphotos jeweils ab Januar bis zum Ende der Ausaperungsphase, welche durch frühwinterliche Neuschneefälle gekennzeichnet wird, bzw. bis zum Kameraausfall berücksichtigt. Terrestrische Gegenhangphotos mit nachweislichen Neuschneedecken, die das Ausaperungsmuster verzerren, wurden bei der Analyse nicht berücksichtigt.

Die selektierten binären Schneebedeckungsdaten wurden für eine kalendarische Zuordnung der Ausaperung aufsummiert. Da jedes dritte bis fünfte terrestrische Gegenhangphoto klassifiziert wurde – nur in Ausnahmefällen kann die zeitliche Differenz bis zu neun Tagen betragen (Abb. 28) –, wurden die binären Daten mit dem Betrag der Tagesdifferenz zum vorherigen Bild multipliziert (Abb. 41). Damit spiegelt die Ausaperungskarte eine minimale Schneedeckenverteilungskarte wieder.

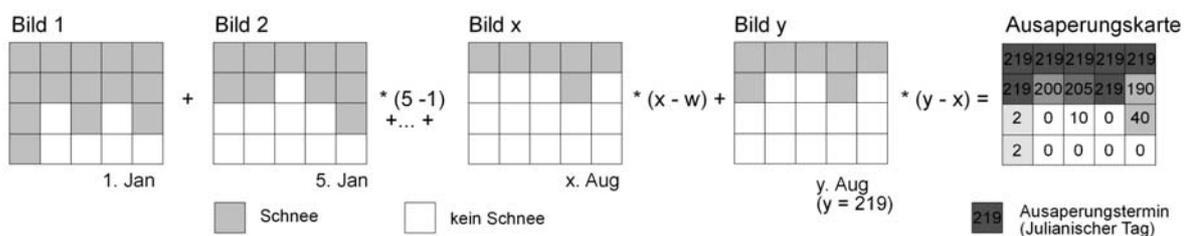


Abb. 41: Verfahrensschemata zur Erstellung der Ausaperungskarten

Beim Vergleich der Ausaperungskarten vom Winter 2002/03 und 2003/04 ist die unterschiedliche Länge der Beobachtungszeiträume durch die Kameraausfälle zu berücksichtigen (Abb. 28).

3.3.5 Statistische Analysen und räumliche Modellierung

Für Analysen des Reliefeinflusses auf das Verteilungsmuster der Schneedecke wurden – wie bei mikroskaligen Messdaten – multiple lineare Regressionsanalysen durchgeführt (vgl. Kap. 3.2.4). Das Ziel der Analyse liegt gleichfalls in der Ausarbeitung eines semiempirischen Modells, welches das Verteilungsmuster der Schneedecke als Funktion der Reliefparameter in möglichst einfacher Form beschreibt. Auf Basis des Modells soll das Verteilungsmuster der Schneedecke für das Untersuchungsgebiet modelliert werden.

Auf Grund der komplexen Topographie, die von den terrestrischen Gegenhangphotos erfasst wird, wurden über die primären Reliefparametern (Meereshöhe, Hangneigung, Exposition, Wölbung) hinaus sekundäre und zusammengesetzte Reliefparameter (potentielle Solarstrahlung, Topographische Position) verwandt.

Für die statistische Analyse wurden jeweils 20 % der unbewaldeten Flächen der aus den terrestrischen Gegenhangphotos abgeleiteten Ausaperungskarten zufällig ausgewählt (HAWTH's ANALYSIS TOOLS V. 3.21). Beide Gegenhänge wurden separat sowie für den Winter 2003/04 zusätzlich gemeinsam analysiert. Der Sonnhang geht jedoch auf Grund der

größeren Fläche mit einem größeren Stichprobenumfang in die gemeinsamen Analysen ein, wodurch eine stärkere Gewichtung zu Gunsten des Sonnhangs erfolgt.

In den Analysen blieben zudem folgende Bereiche unberücksichtigt:

- bewaldeten Gebiete: da auf Basis der terrestrischen Gegenhangphotos der Waldboden nicht eingesehen werden kann.
- Flächen, die während der letzten Aufnahme schneebedeckt waren.
- Bereiche, die vor Einsetzen der Schneeschmelze als schneefrei klassifiziert wurden (Tab. 13): Mikroreliefstrukturen, wie z. B. einzelne Felsblöcke, einzeln stehende Bäume und Büsche sowie anthropogene Strukturen, die über die Schneedecke hinaus ragen. Diese Strukturen werden vom DHM nicht abgebildet und verursachen ein starkes Rauschen der Daten. Da die Schneeschmelze in beiden Jahren zu unterschiedlichen Zeitpunkten begann und infolge des Datenausfalls der Mannlich-Kamera, wurden für den Schatt- und Sonnhang in beiden Jahren unterschiedliche Grenzwerte gesetzt. So blieben im Winter 2002/03 auf dem Sonnhang alle Werte vor dem 80. Julianischen Tag und auf dem Schatthang alle Werte vor dem 60. Julianischen Tag unberücksichtigt. Im Winter 2003/04 wurden auf dem Sonn- und Schatthang alle Werte vor dem 70. Julianischen Tag ausgefiltert.

Tab. 13: Flächenanteile der terrestrischen Gegenhangphotos, die bei der Analyse gesondert betrachtet bzw. ausmaskiert wurden

	bei der letzten Aufnahme schneebedeckte Flächen		vor Ausaperungsbeginn schneefrei		als schneefrei angenommene Steilhänge	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%
Schatthang						
2002/03	0,19	3,35	0,43	7,30	0,03	5,67
2003/04	0,21	3,55	0,60	10,25	0,03	5,67
Sonnhang						
2002/03	2,07	36,38	0,38	6,78	0,14	2,57
2003/04	1,34	13,73	0,47	4,85	0,55	5,67
Beide Hänge						
2003/04	1,55	5,73	1,05	6,72	0,90	5,73

Steile Hangbereiche, die nur kurzzeitig nach Neuschneefallereignissen schneebedeckt sind, wurden gesondert betrachtet. Diese wurden als schneefrei angenommen, wenn über 50 % der Pixel einer bestimmten Hangneigungsklasse (2° Intervalle) als schneefrei klassifiziert wurden. Der witterungsabhängige Grenzwert wurde für beide Jahre sowie für beide Hänge separat gesetzt. Demnach wurde der Grenzwert am Sonnhang im Winter 2002/03 auf 50° und im Winter 2003/04 auf 44° gesetzt. Auf dem Schatthang fällt der Grenzwert in beiden Jahren mit 60° deutlich höher aus. In den Modellierungen wurden die Bereiche oberhalb des jeweiligen Grenzwertes als schneefrei angenommen.

Auf Basis der semi-empirischen Modelle wurde das Verteilungsmuster für das Untersuchungsgebiet modelliert.

3.3.6 Mesoskalige Güteabschätzung der Modelle

Auf Grund bestehender Multikollinearität zwischen den Reliefparametern müssen die Regressionskoeffizienten der Reliefparameter stets in Kombination zueinander betrachtet werden. Des Weiteren werden infolge der Multikollinearität die statistischen Vorschriften nicht exakt eingehalten; streng genommen kann also lediglich eine bestangepasste Gaußsche Funktion der kleinsten Quadrate vorgenommen werden. Dabei verlieren die angegebenen Signifikanzniveaus ihre Bedeutung und die Regressionsanalysen müssen als rein deskriptive Modelle gewertet werden. Um dennoch die Güte der Modelle abschätzen zu können, wurden die Modellergebnisse mit den Ausaperungskarten der terrestrischen Gegenhangphotos verglichen. Hierbei wurde der gefilterte Datensatz einschließlich der Hangbereiche, die auf Grund ihrer Steilheit als schneefrei angenommen wurden, berücksichtigt (Tab. 13).

3.4 Makroskalige Modellvalidierungen mittels ASTER-Szenen

Für eine makroskalige Validierung der auf Basis von Punktdaten sowie terrestrischen Gegenhangphotos erstellten Ausaperungsmodelle wurde ein visueller Vergleich zwischen dem modellierten und auf Basis von Satellitendaten erhobenem Verteilungsmuster der Schneedecke durchgeführt. Hiermit besteht die Möglichkeit die Übertragbarkeit der Modelle für ein 64 km² großen Ausschnitt des Lötchentals und damit die Möglichkeit eines Upscalings zu überprüfen.

Für diesen Vergleich wurden ASTER-Szenen (Advanced Spaceborne Thermal Emission & Reflection Radiometer) gewählt, deren räumliche Auflösung je nach spektraler Auflösung zwischen 15 m und 90 m variiert (Tab. 14) (LILLESAND et al. 2004: S. 481ff). Die ASTER-Szenen wurden als Level 1B-Szenen, d. h. bereits radiometrisch und geometrisch kalibrierte Daten – im Rahmen einer Kooperation mit M. BRAUN (ZFL) – vom EOS-Data-Center (EOS) zur Verfügung gestellt.

Zu Gunsten eines räumlich hoch aufgelösten Vergleichs wurden die Bänder des sichtbaren und des nahen Infraroten Spektralbereichs (Bänder 1–3) gewählt, die eine räumliche Auflösung von 15 m aufweisen. Die Satellitenszenen wurden auf Basis von Luftbildmodellen (s. Kap. 3.3.2.2) in ArcGIS georeferenziert; weitere Bildverarbeitungsprozesse, wie z. B. Relief- oder Atmosphärenkorrekturen (BOLCH 2006: S. 34ff; LILLESAND et al. 2004), wurden nicht durchgeführt. Zur Visualisierung der Satellitenszenen wurde die Farbkombination 3–3–1 gewählt, da auf Grund des Fehlens des blauen Spektralbereichs keine Echtfarb-

Abbildungen möglich sind. Mit dieser Farbkombination kann nach BOLCH (2006: S. 90) ein Falschfarbenbild erzeugt werden, das – trotz der Dominanz von Grün – dem menschlichen Auge vertraut erscheint: Vegetation wird grün, Wasser blau, Fels und Schutt grau sowie Schnee und Eis weiß dargestellt.

Tab. 14: Kanäle des ASTER-Sensors und deren räumliche Auflösung (BOLCH 2006: S. 34)

Kanal	Spektralbereich(e)	Bezeichnung	Räuml. Auflösung
Band 1	0,52 – 0,60 μ	VIS (sichtbares Licht: grün)	ca. 15 m
Band 2	0,63 – 0,69 μ	VIS (sichtbares Licht: rot)	ca. 15 m
Band 3N	0,78 – 0,86 μ	NIR (nahes Infrarot)	ca. 15 m
Band 3B	0,78 – 0,86 μ	NIR (nahes Infrarot)	ca. 15 m
Band 4	1,60 – 1,70 μ	SWIR (kurzwelliges Infrarot)	ca. 30 m
Bänder 5 – 9	2,145 – 2,430 μ	SWIR (kurzwelliges Infrarot)	ca. 30 m
Bänder 10 - 14	8,125 – 11,65 μ	TIR (thermales Infrarot)	ca. 90 m

Die zeitliche Auflösung der ASTER-Szenen, die neben der 4-16-tägigen Wiederholungsrate von der Nutzeranfrage abhängt (BOLCH 2006: S. 34; HUGGEL 2004), wird zusätzlich durch den Grad der Bewölkung reduziert. Infolge dieser Bildreduktion standen für den Untersuchungszeitraum acht potentielle ASTER-Szenen zur Auswahl. Für den Winter 2002/03 steht keine ASTER-Szenen zur Verfügung, die synchron zur Datenreihe der Mannlich-Kamera, welche durch Ausfälle zu Beginn und am Ende der Ablationsphase gekennzeichnet ist, aufgenommen worden sind. Des Weiteren wird die Ablationsphase lediglich mit zwei ASTER-Szenen vom 23.03. und 25.06.2003 – die Aufnahmen vom 13.09. und 15.10.2003 weisen bereits herbstliche Neuschneedecken auf – abgebildet. Dagegen wird die Ablationsphase des Winters 2003/04 mit vier, gleichmäßig über die Ablationsphase verteilt liegende, ASTER-Szenen erfasst, womit eine Modellvalidierung für verschiedene Zeitpunkte (16.06.2004, 19.05.2004, 29.07.2004 und 08.09.2004) gewährleistet ist. Daher wurde die makroskalige Modellvalidierung ausschließlich für das zweite Beobachtungsjahr durchgeführt. Beim visuellen Vergleich ist zu berücksichtigen, dass die ASTER-Szenen lediglich Momentaufnahmen darstellen.

Tab. 15: Zusammenfassende Übersicht der Datengrundlage und Methodik zur Erfassung der reliefabhängigen Schneedeckenverteilung

Methoden	Messparameter	Räumliche Auflösung	Zeitliche Auflösung	Kennzeichen und Einsatzbereich		
DHM	Reliefparameter, u. a. Meereshöhe, Hangneigung	Lötschental Rastergröße: 10x10 m	+++	--	<ul style="list-style-type: none"> - Grundlage reliefabhängiger Analysen - Mikroskalige Reliefstrukturen werden nicht erfasst 	
Klima-stationen	ausgewählte Klimaparameter, u. a. Lufttemp., Windrichtung, -geschw.	5 Standorte 1470-3200 m ü. M. Sonn- u. Schatthang	+	10 min-Mittelwerte (SLF: 30 min)	+++	<ul style="list-style-type: none"> - Direkte Messdaten der Witterungsbedingungen für das Untersuchungsgebiet - Sehr hohe zeitliche Auflösung
	Schneetiefe	5 Standorte 1470-2700 m ü. M. Sonn- u. Schatthang	-	Tagesmittelwerte (10 min-Mittelwerte (SLF: 30 min))	+++	<ul style="list-style-type: none"> - Schneedeckenentwicklung auf Tagesbasis - Auf Grund der geringen Zahl an Standorten sind keine reliefabhängigen Analysen der Schneedeckenverteilung möglich
UTL-Datalogger	Schneedeckendauer, indirekte Bestimmung über Tagesamplitude der Bodentemp.	28 Standorte zzgl. Klimastationen 1470-2700 m ü. M. Sonn- u. Schatthang	+	Schneedeckendauer auf Tagesbasis (Stündliche Messungen)	+++	<ul style="list-style-type: none"> - Messdaten der Schneedeckendauer gleichermaßen in dichten und lichten Waldbeständen sowie auf Freiflächen - Hohe zeitliche Auflösung - Auf Grund der hohen Zahl an Standorten sind reliefabhängige Analysen der Schneedeckenverteilung möglich
Schneetest-flächen		26-35 Flächen (20-50 m ²) 1500-2300 m ü. M. hpts. Sonnhang	+	Monatlich	+	<ul style="list-style-type: none"> - Messungen auf Freiflächen und in lichten Waldbeständen - Geringe zeitliche Auflösung auf Grund des hohen manuellen Einsatzes - Auf Grund der hohen Zahl an Testflächen sind reliefabhängige Analysen der Schneedeckenverteilung möglich
	Schneetiefe	20-60 Messungen				<ul style="list-style-type: none"> - repräsentativer Mittelwert für jeweils korrespondierende Rasterzelle, womit der kleinräumigen Schneetiefenvarianz Rechnung getragen wird
	SWE	1 Messung				<ul style="list-style-type: none"> - repräsentativ errechneter SWE-Wert für jeweils korrespondierende Rasterzelle, womit der kleinräumigen SWE-Varianz Rechnung getragen wird
	Schneedichte, indirekte Bestimmung über SWE-Messung	1 Messung				<ul style="list-style-type: none"> - saisonale Änderungen der Schneedichte
Terrestrische Gegenhang-photos	Verteilungsmuster der Schneedecke, Einschneien u. Ausaperung	Rastergröße 10x10 m Sonnhang: 12 km ² , 1500-3200 m ü. M. Schatthang: 9 km ² , 1600-3900 m ü. M.	+++	Täglich 3-5-tägig	++	<ul style="list-style-type: none"> - Erhebung der Schneebedeckung auf Freiflächen und in lichten Waldbeständen - Hohe räumliche und zeitliche Auflösung - große Vertikalerstreckung
ASTER-Szenen	Verteilungsmuster der Schneedecke	3874,5 km ² Rastergröße: 15x15 m (SIR)	+++	8 Aufnahmen	-	<ul style="list-style-type: none"> - hohe räumliche und geringe zeitliche Auflösung - Modellvalidierung

+++ Sehr gut, ++ gut, + befriedigend, - ungenügend

4 Ergebnisse

Grundlage der reliefabhängigen Analysen des Verteilungsmusters der Schneedecke bilden die aus dem DHM abgeleiteten Reliefparameter, deren Verteilung für das Lötschental sowie für den Untersuchungsausschnitt, der von den terrestrischen Gegenhangphotos erfasst wird, dargestellt wird. Ziel dieser Gegenüberstellung ist die Überprüfung der Repräsentativität der von den terrestrischen Gegenhangphotos abgebildeten Bereiche (Kap. 4.1).

Zur Darlegung der Charakteristika beider Winter dienen Schneedeckenvergleiche gegenüber dem langjährigen Mittel sowie ein kurzer Abriss des Witterungsverlaufs und der Schneedeckenentwicklung an den GIUB- und SLF-Klimastationen (Kap.4.2.1).

Die mikroskaligen Mess- und Analyseergebnisse (Kap. 4.2.2, Kap. 4.2.3) bilden die Grundlage für Modellierungen und Abschätzungen der Schneerücklagen im Lötschental (Kap. 4.2.4). Die Modellergebnisse werden zum einen mesoskalig auf Basis von Ausaperungskarten, die aus binären Schneeverteilungskarten der terrestrischen Gegenhangphotos abgeleitet wurden (Kapitel 4.2.5) und zum anderen makroskalig auf Basis von ASTER-Szenen (Kap. 4.4), validiert.

Die mesoskaligen Mess- und Analyseergebnisse (Kap. 4.3.1) dienen der Ausaperungsmodellierung (Kap. 0). Die Güte der mesoskaligen Modellergebnisse wurden einerseits quantitativ mesoskalig abgeschätzt (Kap. 4.3.3) und andererseits makroskalig mit ASTER-Szenen validiert (Kap. 4.4).

4.1 Deskriptive Statistik der Geomorphometrie

Zum Verständnis des unterschiedlichen Verteilungsmusters der Schneedecke auf dem Sonn- und Schatthang werden die Reliefunterschiede auf dem Sonn- und Schatthang am Beispiel ausgewählter Reliefparameter beschrieben. Diese Gegenüberstellung dient zugleich der Darstellung der Repräsentativität des Untersuchungsgebietes, das von den terrestrischen Gegenhangphotos abgebildet wird. Als Grenze zwischen Sonn- und Schatthang wurde die Lonza gewählt.

Auf Grund des geraden Verlaufs und der Längserstreckung des Lötschentals sind die dominant auftretenden Expositionen auf dem Sonnhang (Flächenanteil im Haupttal: 66 %) S bis SE sowie auf dem Schatthang (Flächenanteil im Haupttal: 34 %) NW bis N (Abb. 42). Diese Expositionsdominanz wird gleichfalls von den terrestrischen Gegenhangphotos erfasst (Abb. 42).

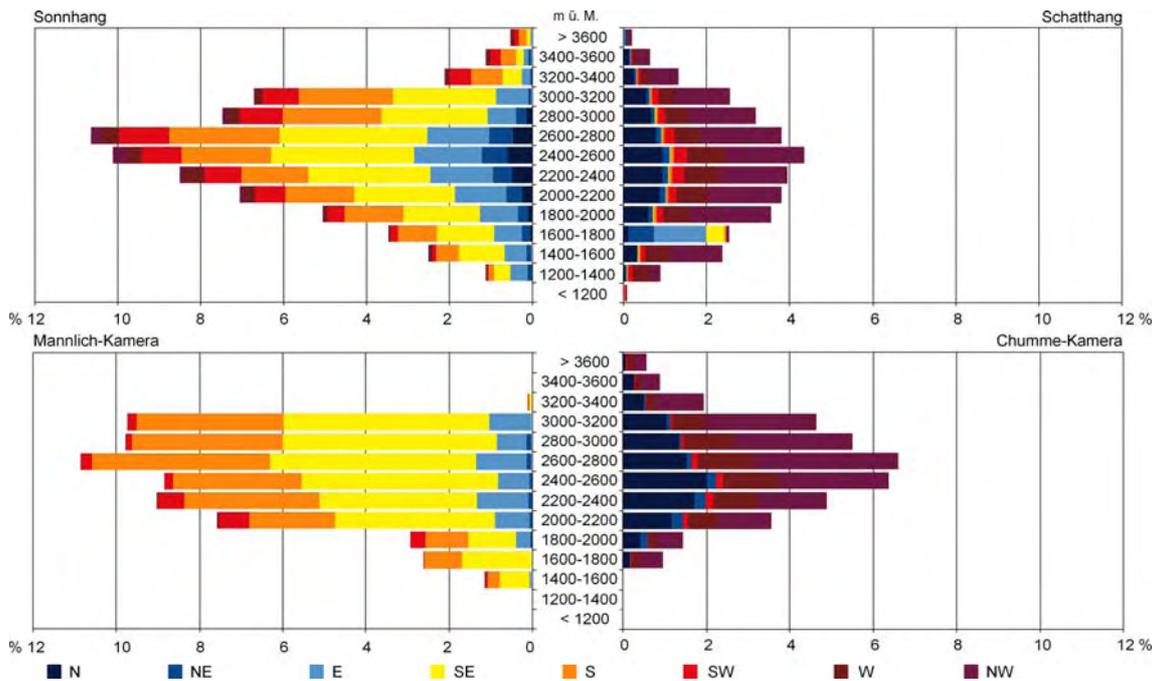


Abb. 42: Gegenüberstellung der Höhen- und Expositionsverteilung auf dem Sonn- und Schatthang in Bezug zum Lötschental und den photographisch erfassten Gebieten

Auf dem Sonnhang nimmt der Flächenanteil der 200 m-Höhenklassen bis 2600-2800 m ü. M. stetig auf 11 % zu und fällt dann abrupt ab, so dass die Höhenklassen über 3200 m ü. M. lediglich 4 % einnehmen (Abb. 43). Bis 3200 m ü. M. dominieren 20-39° Hangneigungsklassen und erst oberhalb von 3200 m ü. M. treten über 40° geneigte Hänge dominant auf, die jedoch nur 1,6 % des Tales einnehmen. Das mit der Mannlich-Kamera photographisch erfasste Gebiet bildet die Höhenklassen bis 2000 m ü. M. infolge der Ausmaskierung des Waldes sowie die Höhenklassen über 3200 m ü. M. deutlich unterrepräsentiert ab. Gut repräsentiert werden die Höhenklassen von 2000-3200 m ü. M. sowohl flächenmäßig als auch bezüglich der Verteilung der Hangneigung und Exposition.

Im Gegensatz zum Sonnhang nimmt auf dem Schatthang der Flächenanteil der 200 m-Höhenklassen bis in eine Höhe von 2400-2600 m ü. M. stetig auf 4 % zu, um dann gleichmäßig mit zunehmender Höhe abzunehmen. Der Schatthang ist im Vergleich zum Sonnhang deutlich steiler ausgebildet. So dominieren auf dem Schatthang bis zur Höhenklasse 2600-2800 m ü. M. über 30° geneigte Hänge; oberhalb dieser Höhenklasse erfolgt eine Verschärfung des Reliefs, so dass über 40° geneigte Hänge weit überwiegen (Abb. 43). Das mit der Chumme-Kamera photographisch erfasste Gebiet bildet die relative Verteilung der Höhenklassen einschließlich der Hangneigung und Exposition nahezu repräsentativ ab. So dominieren die N- bis NW-exponierten und über 30° geneigten Hänge. Lediglich die Höhenklassen bis 1600 m ü. M. werden mit den terrestrischen Gegenhangphotos nicht erfasst.

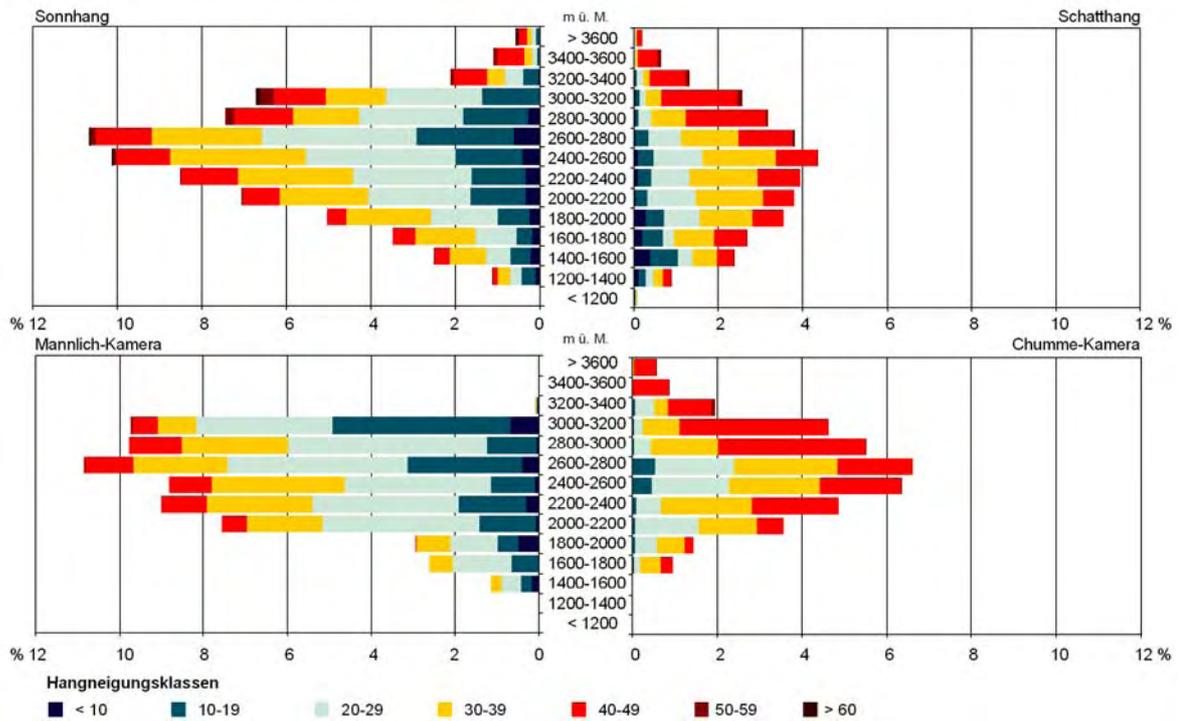


Abb. 43: Gegenüberstellung der Höhen- und Hangneigungsverteilung auf dem Sonn- und Schatthang in Bezug zum Lötschental und den photographisch erfassten Gebieten

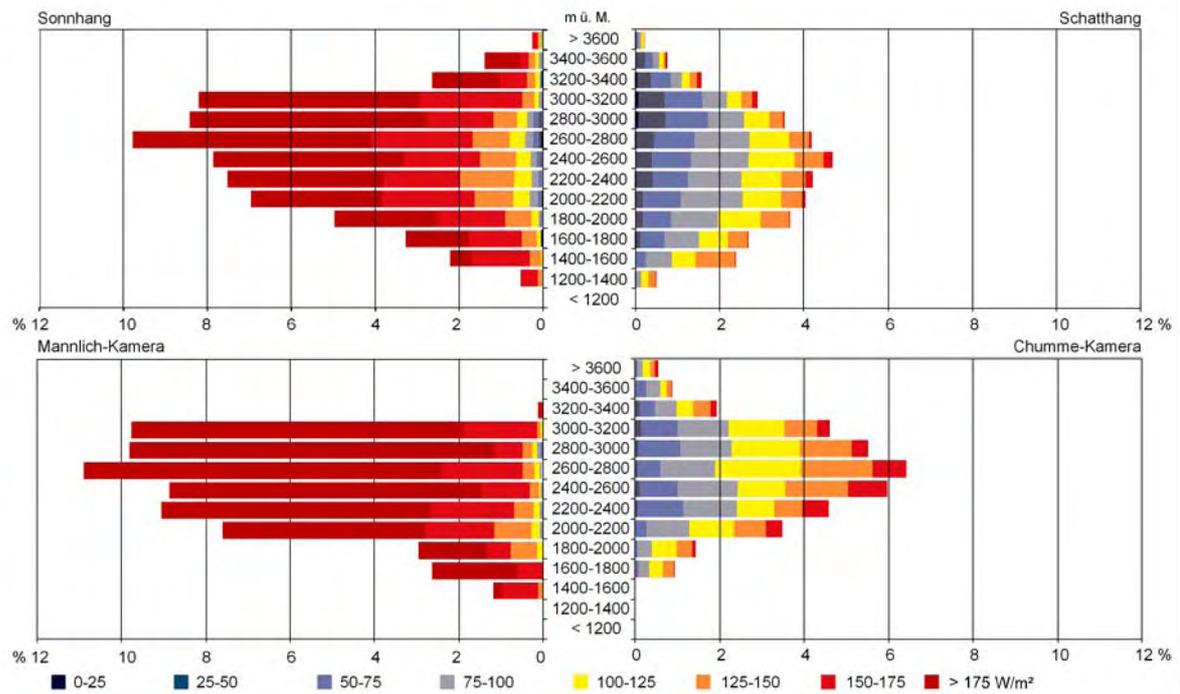


Abb. 44: Gegenüberstellung der potentiellen Solarstrahlung auf dem Sonn- und Schatthang in Bezug zum Lötschental und den photographisch erfassten Gebieten

Die vergleichende Betrachtung der potentiellen Solarstrahlung zeigt, dass der Strahlungsgenuss auf dem Sonnhang gegenüber dem Schatthang im Jahresverlauf nahezu doppelt so hoch ist (Abb. 44). So beträgt der Tagesmittelwert der potentiellen Solarstrahlung auf dem Sonnhang über 175 W m^{-2} wohingegen auf dem Schatthang Tagesmittelwerte von unter

125 W m⁻² dominieren. Lediglich die Gipfelbereiche der W- bis NW-exponierten Hänge erhalten auf dem Schatthang im Jahresmittel Strahlungsgewinne von über 175 W m⁻² (Abb. 7). Infolge der Horizontabschirmung des Schatthangs erhalten die unteren sowie E-exponierten Hänge weniger Strahlung als höher gelegene und W-Hänge. Diese Unterschiede des Strahlungshaushaltes spiegeln sich im Untersuchungsausschnitt gleichfalls wieder.

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

- das Relief unterscheidet sich auf dem Sonn- und Schatthang deutlich voneinander, diese Asymmetrie wird gleichfalls von den terrestrischen Gegenhangphotos abgebildet
- der Schatthang ist deutlich steiler ausgebildet als der Sonnhang und zeichnet sich im Jahresverlauf mit geringeren potentiellen Solarstrahlungswerten aus

4.2 Mikroskalige Messergebnisse

Auf Basis der Klimastationsdaten wird die Schneedeckenentwicklung beider Winter dargestellt (Kap. 4.2.1).

Auf Basis der Messdaten der UTL-Datalogger sowie der Schneetestflächen wird das Verteilungsmuster der Schneedecke in Abhängigkeit vom Relief dargestellt und analysiert (Kap. 4.2.2, Kap. 4.2.3). Die semi-empirischen Modellergebnisse werden mittels Karten (Karte 1 bis Karte 5) visualisiert und kurz skizziert (Kap. 4.2.4). Mit einer mesoskaligen Modellvalidierung wird überprüft, inwieweit das Verteilungsmuster der Schneedecke auf Basis von Punktdaten repräsentativ erhoben werden kann (Kap. 4.2.5), um somit Abschätzungen der Schneerücklagen zu erzielen.

4.2.1 Zeitlich sehr hoch aufgelöste Messdaten auf Basis von Klimastationen und SLF-Testflächen

4.2.1.1 Schneedeckenentwicklung im Vergleich zum langjährigen Mittel

Der zeitliche Verlauf des winterlichen Schneedeckenaufbaus und frühjährlichen Schneedeckenabbaus wird durch die Witterungsverhältnisse beeinflusst. Entscheidend für die Schneedecke sind nicht nur die Neuschneesummen, sondern auch die Lufttemperatur und die vorherrschenden Winde während des Schneefalls, die zu einer Umverteilung des Neuschnees und damit zu einer ungleichmäßigen Verteilung des Schnees führen. Um die Schneedeckenentwicklung und Schneeverteilung besser einordnen zu können, wird im Folgenden der Witterungsverlauf von Oktober 2002 bis August 2004 kurz skizziert.

Der Schneedeckenaufbau im Lötschental wurde im Winter 2002/03 durch fünf markante Schneefallperioden vom 5. Oktober 2002 bis zum 6. Februar 2003 bei nur mäßigen bis mittelkräftigen Winden charakterisiert, so dass auch in Kuppenlagen mächtige Schneedecken aufgebaut wurden. Das Einschneien, das im Lötschental auf dem Schneetestfeld Wiler auf den 5. November 2002 datiert wurde, erfolgte 20 Tage vor dem langjährigen Mittel. Die letzten großen Neuschneemengen fielen am 6. Februar 2003. Ab dem 6. Februar 2003 bis zur Ausaperung der Schneedecke wurde das Wetter von einer stabilen Hochdruckwetterlage über Nordeuropa beeinflusst, so dass die Monate durch extreme Niederschlagsarmut, einen großen Strahlungsüberschuss und überdurchschnittlich hohen Temperaturen im Vergleich zum langjährigen Mittel charakterisiert wurden (MeteoSchweiz 2003a, c, d). Folglich war die Schneedeckenmächtigkeit im Vergleich zum langjährigen Mittel in den unteren Tallagen, mit Ausnahme von Anfang November und Anfang Februar, unterdurchschnittlich ausgebildet (Abb. 45). Auf 2000 m ü. M. war die Schneedeckenmächtigkeit bis Mitte Februar hingegen, infolge des frühen Einschneiens durchschnittlich bis überdurchschnittlich hoch (Abb. 45). Erst mit dem ab Februar einsetzenden stabilen Hochdruckgebiet erfolgte ein überdurchschnittlich schneller Schneedeckenabbau, womit die Schneetiefen weit unter dem Durchschnitt lagen (SLF 2003). Sowohl die Testfläche in Wiler als auch auf der Lauchernalp waren ca. 20 Tage vor dem mittleren langjährigen Ausaperungstermin, der auf dem Testfeld Wiler auf den 9. April und auf dem Testfeld Lauchernalp auf den 10. Mai datiert wird, schneefrei.

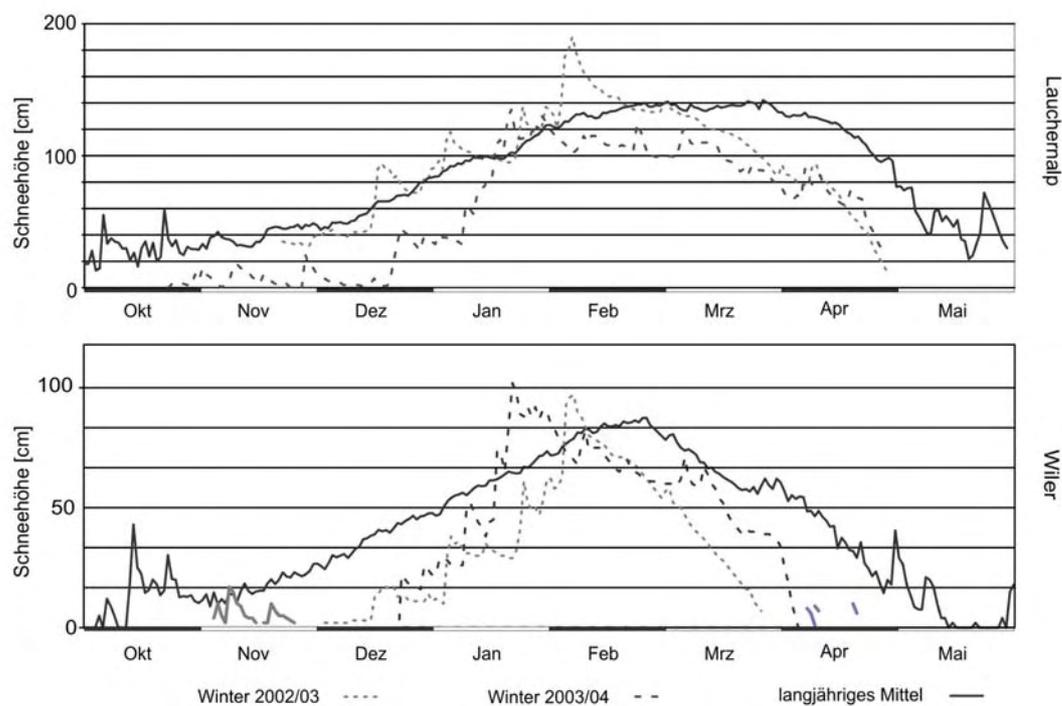


Abb. 45: Schneedeckenentwicklung auf den SLF-Messfeldern Lauchernalp (2000 m ü. M.) und Wiler (1400 m ü. M.) im Vergleich zum langjährigen Mittel (Datenquelle SLF)

Der Beginn des Winters 2003/04 wurde durch starke Temperaturwechsel und damit einhergehend starken Schwankungen der Schneegrenze charakterisiert. Der winterliche Schneedeckenaufbau, der während mehrerer Schneefallereignisse erfolgte, war häufig von starken Winden begleitet, wodurch der Neuschnee und teilweise der Altschnee intensiv verfrachtet wurden, womit die Schneetiefen kleinräumig in Abhängigkeit von Luv- und Leelage stark variierten (MeteoSchweiz 2003b, e, 2004a, b; SLF 2004). Die Schneeschmelze wurde im Frühjahr durch Neuschneefallereignisse bis in Tallagen verzögert (SLF 2004).

Im Vergleich zum langjährigen Mittel war die Schneedecke auf 2000 m ü. M. (Lauchernalp) mit Ausnahme des Januars deutlich unterdurchschnittlich ausgebildet und der Ausaperungstermin lag trotz der Neuschneefälle 10 Tage vor dem langjährigen Mittel. In den unteren Tallagen, repräsentiert durch die Schneetestfläche Wiler (1400 m ü. M.), war die Schneedecke bis Januar unterdurchschnittlich ausgebildet. Ab Januar erreichte die Schneedeckenmächtigkeit teilweise überdurchschnittliche bzw. durchschnittliche Werte (Abb. 45), so dass der Ausaperungstermin (9. April 2004) dem langjährigen Mittel entsprach.

4.2.1.2 Verlauf der Schneedeckenentwicklung an den Klimastationen

Auf Basis der zeitlich hoch aufgelösten Messdaten der Klimastationen ist eine differenzierte Betrachtung der Schneedeckenentwicklung an den Standorten möglich. Mit diesem Vergleich wird die unterschiedliche Schneedeckenentwicklung der beiden Wintern 2002/03 und 2003/04 dargelegt. Da an den Klimastationen Mannlich und Chumme im Winter 2002/03 der Messmindestabstand des Schneesensors deutlich unterschritten wurde (Abb. 46, Abb. 47), liegen für diese nur gesicherte Datengrundlagen während der Einschnei- und Ausaperungsphase vor.

Im Winter 2002/03, der durch fünf markante Schneefallereignisse während schwacher bis mäßiger Winde gekennzeichnet war, verlief der Schneedeckenaufbau an den Standorten Lauchernalp, Wiler, Grund und Gandegg nahezu synchron (Abb. 46 bis Abb. 51).

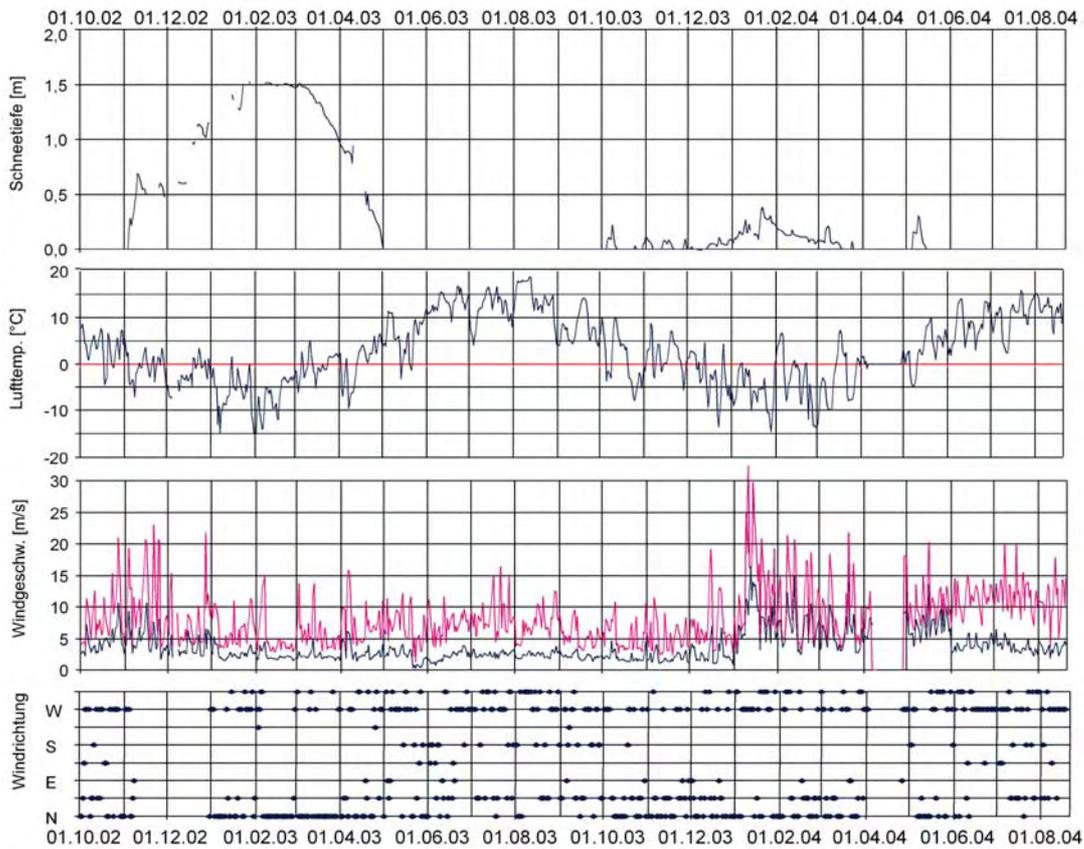


Abb. 46: Witterungsverlauf an der Klimastation Chumme von Oktober 2002 bis August 2004

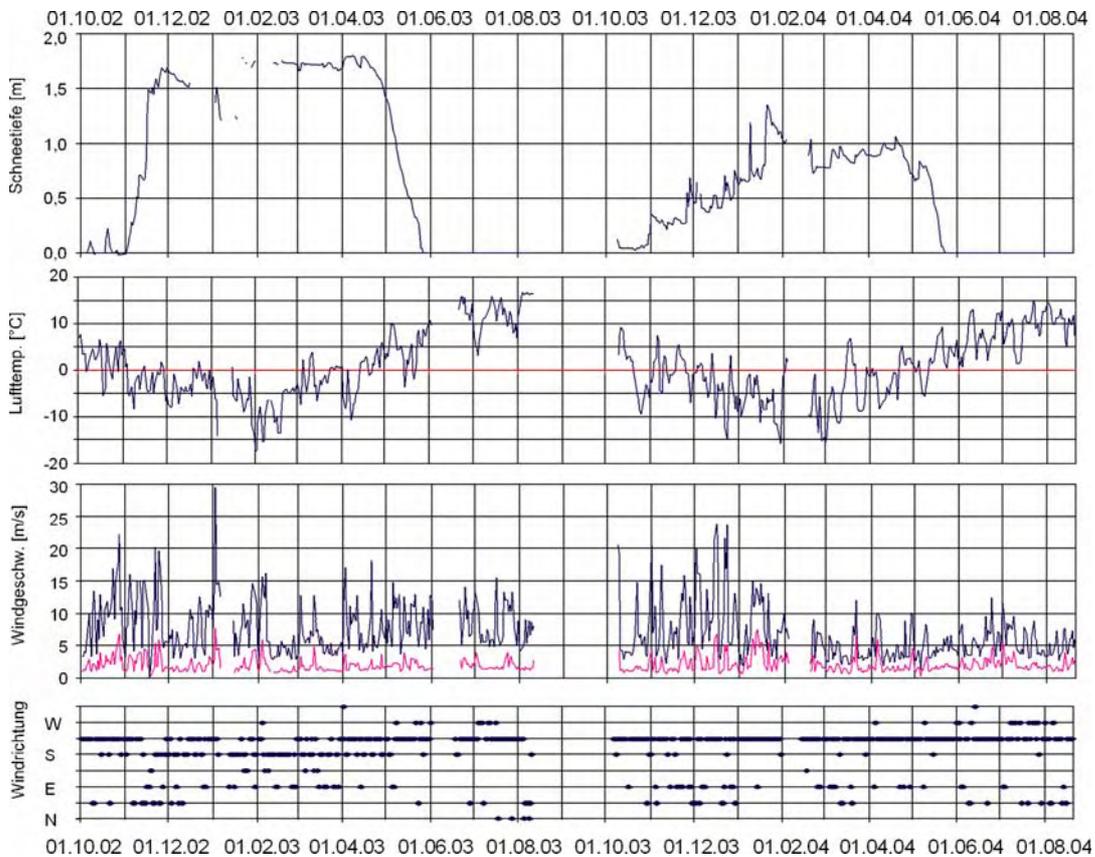


Abb. 47: Witterungsverlauf an der Klimastation Mannlich von Oktober 2002 bis August 2004

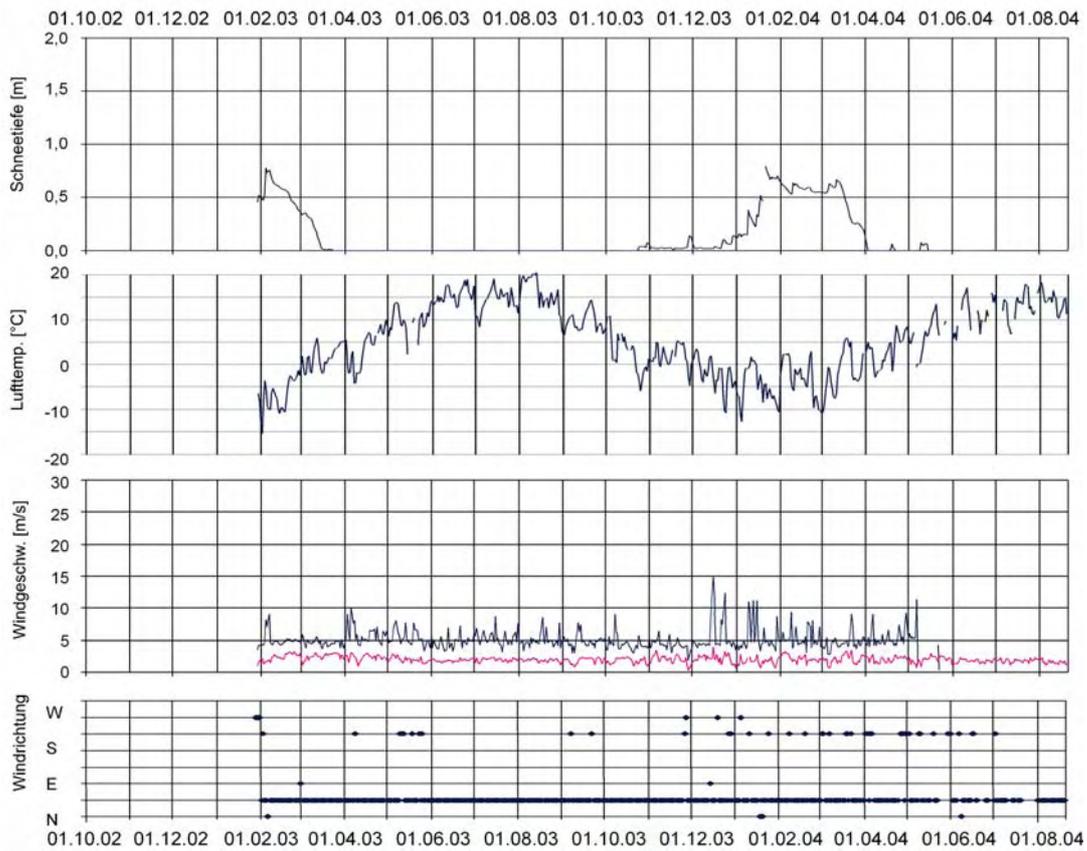


Abb. 48: Witterungsverlauf an der Klimastation Ried von Oktober 2002 bis August 2004

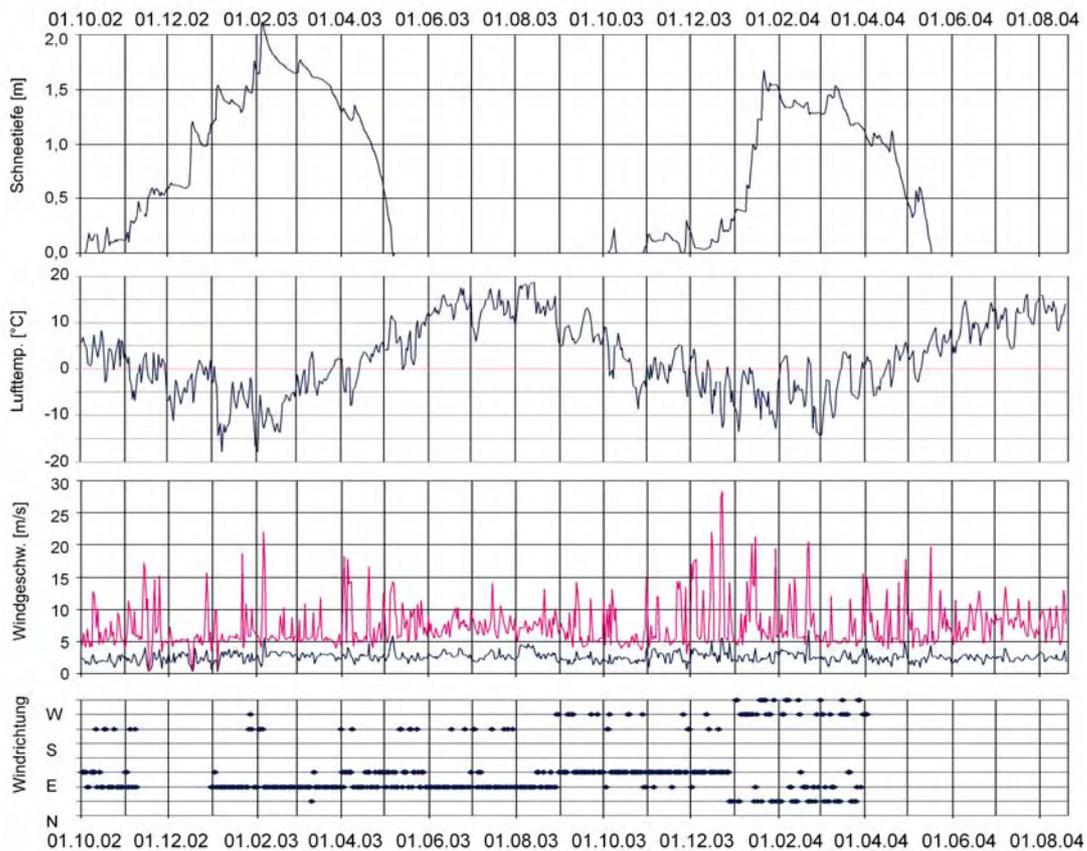


Abb. 49: Witterungsverlauf an der Klimastation Grund von Oktober 2002 bis August 2004

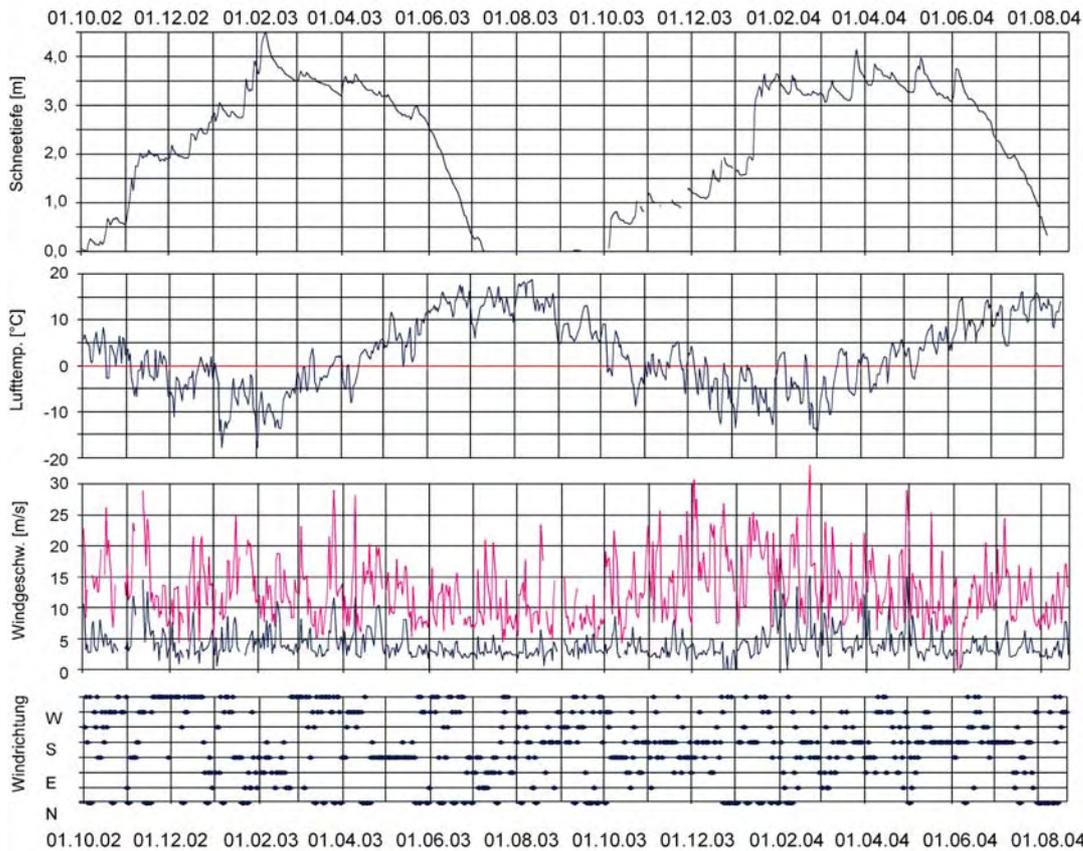


Abb. 50: Witterungsverlauf an der Klimastation Gandegg von Oktober 2002 bis August 2004

Das eigentliche Einschneien begann im Lötschental erst mit Neuschneefällen von Anfang November, für die auf Basis der Klimastationsdaten ein deutlich ausgebildeter Höhengradient nachgewiesen werden kann: So fielen an der Klimastation Grund 50 cm, Mannlich und Chumme 76 cm sowie an der oberen Klimastation Gandegg 161 cm Neuschnee. Eine deutliche Abweichung des Neuschneedeckenzuwachses wies die Klimastation Mannlich gegenüber den anderen Klimastationen Mitte November auf. So wurde an der Klimastation Mannlich Mitte November ein Schneedeckenzuwachs von 83 cm gemessen, der sowohl an der Klimastation Grund als auch Gandegg mit 20 cm vergleichsweise gering ausfiel. Da die Neuschneefälle von starken Winden mit Windspitzen von bis zu 20 m s^{-1} begleitet wurden, ist davon auszugehen, dass die Differenzierung des Schneedeckenzuwachses an der Klimastation Mannlich primär auf Winddrift zurückzuführen ist. Diese Vermutung wird dadurch bestärkt, als dass vom 23.–27. November 2002 an der Klimastation Mannlich erneut bei starken Winden ein deutlicher Schneedeckenzuwachs registriert wurde, der an den übrigen Klimastationen fehlt. Dieses Beispiel zeigt, dass Schneedeckenzuwächse an den Klimastationen nicht immer nur auf Neuschneefälle zurückgeführt werden können. Weitere differenzierte Angaben sind wegen der Unterschreitung des Messmindestabstandes für die Klimastation Mannlich von Anfang Dezember bis April und für die Klimastation Chumme von Anfang Januar bis Ende Februar nicht möglich, womit für diese Stationen keine Daten der maximalen Schneetiefe und Neuschneesummen vorliegen.

Mit der zweiten markanten Neuschneefallperiode, die vom 15. – 18. Dezember 2002 andauerte, wurden auf dem SLF-Messfeld Lauchernalp 70 cm gemessen. Hingegen wurden an der Klimastationen Grund und Gandegg wurden lediglich 48 cm bzw. 55 cm Neuschnee gemessen.

Der weitere Schneedeckenaufbau wurde durch vier markante Neuschneefallperioden von Anfang Januar bis Anfang Februar gekennzeichnet:

- vom 3. – 5. Januar 2003 fielen an der Klimastation Gandegg 30 cm, auf dem Schneetestfeld Lauchernalp 50 cm und an der Klimastation Grund 20 cm Neuschnee.
- vom 21. – 25. Januar 2003 wurden auf dem SLF-Messfeld Wiler sowie an der Klimastation Grund ca. 20 cm, auf der Lauchernalp 58 cm und an der Station Gandegg 78 cm Neuschnee gemessen.
- am 26. Januar 2003 fielen an den Klimastationen Grund und Gandegg 30 cm bzw. 60 cm Neuschnee. Dieser konnte auf Grund der tiefen Temperaturen, infolge Anströmung kalter Polarluft betrogen die Tagesdurchschnittstemperaturen an der Klimastation Chumme -10 °C sowie -23 °C an der Klimastation Gandegg, bereits bei schwachen Winden äolisch verfrachtet werden (SLF 2003).
- vom 3. – 6. Februar 2003 fielen die letzten größeren Neuschneemengen, die von stürmischen Winden mit Windspitzen von bis zu 17 m/s an der Klimastation Sackhorn begleitet wurde. An der Klimastation Grund fielen 50 cm Neuschnee.

Mit diesen letzten kräftigen Neuschneefällen wurde an allen Klimastationen die maximale Schneetiefe zeitgleich am 6. Februar 2003 erreicht. Infolge des anschließenden stabilen Hochdruckgebietes fielen im Lötschental keine weiteren deutlichen Neuschneemengen. An der Klimastation Gandegg wurden somit maximale Schneetiefen von 460 cm, an der Klimastation Grund 210 cm und Wiler von 95 cm gemessen (Abb. 51). Für die Klimastationen Mannlich und Chumme sind auf Grund der Unterschreitung der Messmindestabstände nur Näherungswerte bezüglich der maximalen Schneetiefe möglich; an der Klimastation Chumme betrug die maximale Schneetiefe ca. 151 cm (7. Februar 2003) und an der Klimastation Mannlich über 174 cm (11. Februar 2003).

Die Schneeschmelze, die gegenüber dem Schneedeckenaufbau über einen erheblich kürzeren Zeitraum erfolgt, setzte – dem Temperaturhöhengradienten folgend – zuerst an der Klimastation Ried und als letztes an der Klimastation Gandegg ein. So begann die Schneeschmelze an der Klimastation Ried bereits am 19. Februar 2003 mit maximalen Lufttemperaturen von $4,7\text{ °C}$; die Tagesmitteltemperaturen lagen mit -4 °C noch deutlich unter dem Gefrierpunkt. Mit positiven Tagesmitteltemperaturen erhöhte sich die Schneeschmelzrate deutlich, so dass innerhalb von 28 Tagen die Schneedecke an der Klimastation Ried komplett geschmolzen war. An der Klimastation Chumme begann die Schneeschmelze im

Vergleich zu Ried nahezu einen Monat später am 10. März 2003 und war am 1. Mai 2003 abgeschlossen.

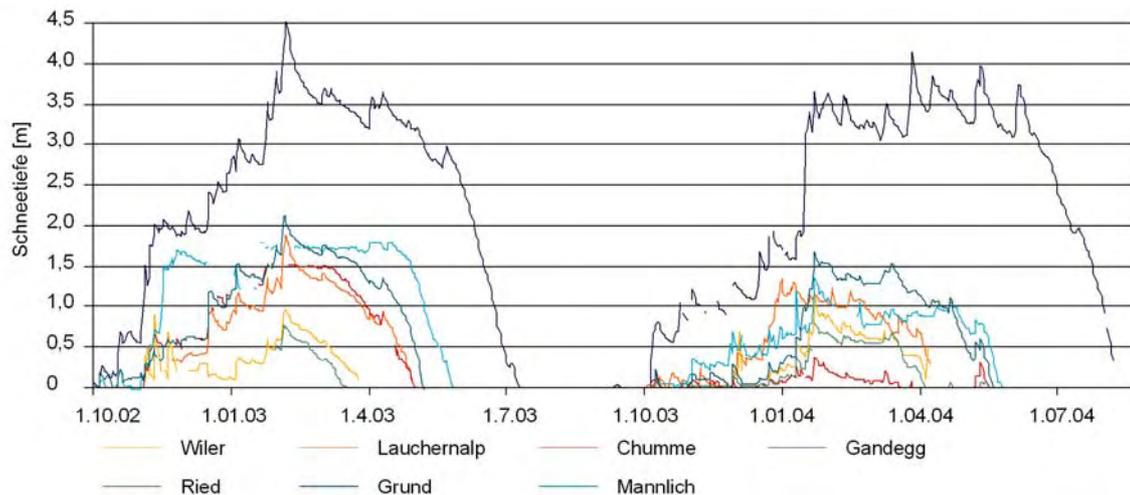


Abb. 51: Vergleichende Darstellung der Schneedeckenentwicklung an den Klimastationen und auf den SLF-Schneetestflächen

An der Klimastation Grund begann die Schneeschmelze, trotz der im Vergleich zur Klimastation Chumme geringeren Meereshöhe, erst 14 Tage später am 24. März 2003 und endete am 7. Mai 2003. Deutlich später, am 17. April 2003 setzte die Schneeschmelze an der Klimastation Mannlich ein und war am 27. Mai 2003 und damit 27 Tage nach der Ausaperung der Klimastation Chumme abgeschlossen. Am spätesten setzte die Schneeschmelze an der Klimastation Gandegg ein, die erst am 4. Mai 2003 begann und am 9. Juli 2003 beendet war (Abb. 51).

Im Gegensatz zum Winter 2002/03 entwickelte sich die Schneedecke an den Messpunkten im Winter 2003/04 deutlich heterogener. So kann auf Basis der Klimastationsdaten keine höhenabhängige Zunahme nachgewiesen werden. Der Schneedeckenaufbau wird von Anfang Oktober bis Mitte Dezember durch deutliche Temperaturschwankungen charakterisiert, womit die Schneedecke immer wieder bis in die höheren Lagen abschmolz (MeteoSchweiz 2003e; SLF 2004). Zudem waren die Neuschneefallperioden stets von starken zum Teil stürmischen Winden, mit an der Klimastation Sackhorn gemessenen Windspitzen von bis zu 30 m s^{-1} , begleitet, so dass der Neuschnee in den oberen Höhenlagen verfrachtet wurde.

Der eigentliche Wintereinbruch erfolgte im Lötschental wie auch in den übrigen Teilen der Schweiz am 14. Dezember 2003. Während dieser Niederschlagsperiode, die bis zum 16. Dezember 2003 andauerte und die durch stürmische Winde aus NW gekennzeichnet war (MeteoSchweiz 2003b), fielen im Lötschental an der Klimastation Gandegg 56 cm Neuschnee. An der Klimastation Mannlich und Chumme konnte insgesamt lediglich eine Neuschneedecke von 20 cm bzw. 5 cm akkumulieren, da der Neuschnee durch Winde mit Geschwindigkeiten von über 20 m s^{-1} (Klimastation Chumme) direkt verfrachtet wurde.

Der weitere Schneedeckenaufbau wird durch mehrere, zumeist wenig ergiebige Neuschneefallperioden gekennzeichnet, die zumeist von starken bis stürmischen Winden begleitet wurden, so dass der Neuschnee wie auch teilweise der Altschnee umgelagert wurde. Aufgrund der während der Schneefallereignisse vorherrschenden starken bis stürmischen Winde, die Windspitzen von bis zu 30 m s^{-1} erreichen konnten (Abb. 46 bis Abb. 50), wurde an der windexponierten Klimastation Chumme der Neuschnee zumeist direkt äolisch verfrachtet (Abb. 46). Die Winde wehten an der Klimastation Chumme dominant aus westlicher Richtung wohingegen sie an der Klimastation Mannlich dominant aus SW-Richtung wehten. Aus der Darstellung der Windverteilungsdiagramme wird der Reliefeinfluss auf das Windfeld ersichtlich, womit für das Lötschental keine einheitliche Windrichtung angenommen werden kann (Abb. 52). Die maximale Schneetiefe, die an allen Klimastationen – mit Ausnahme von Gandegg – am 21. Januar 2004 gemessen wurde, betrug somit an der windexponierten Klimastation Chumme lediglich 38 cm. Im Vergleich dazu wurde an der Klimastation Ried eine maximale Schneetiefe von 80 cm, was nahezu der doppelten Schneetiefe von Chumme entspricht, und an der Klimastation Grund nahezu die vierfache Schneetiefe (164 cm) gemessen. An der gleichfalls windexponierten Klimastation Mannlich betrug die maximale Schneetiefe 136 cm. Deutlich später, am 25. März 2004 wurde die maximale Schneetiefe von 414 cm an der Klimastation Gandegg erreicht, währenddessen in den unteren Höhenlagen bereits die Schneeschmelze eingesetzt hatte.

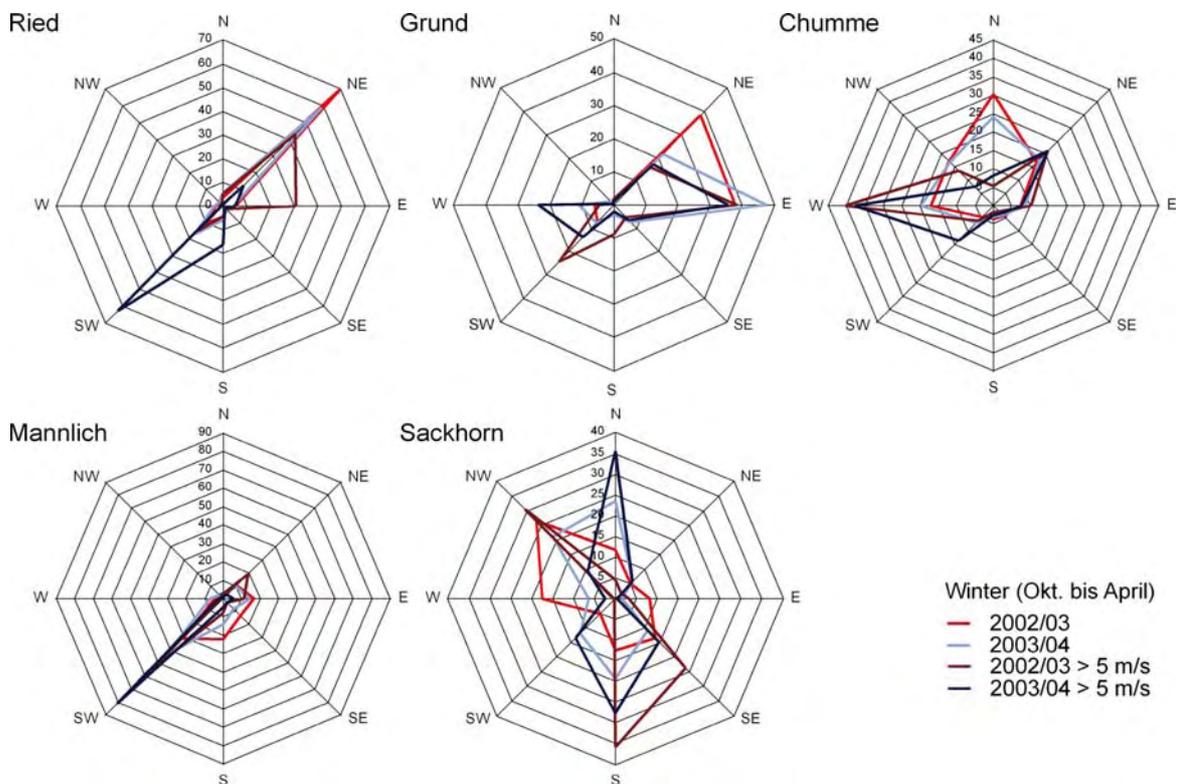


Abb. 52: Prozentuale Verteilung der Windrichtungen an den Klimastationen im Winter 2002/03 und 2003/04 (10 min-Werte)

Die Schneeschmelze wurde immer wieder durch Neuschneefälle und Kaltlufteinbrüche unterbrochen. So fiel noch Anfang Mai an der Klimastation Ried 30 cm Neuschnee. Auf Grund der immer wieder eintretenden Neuschneefälle und Temperatursenkungen unter den Gefrierpunkt dauerte der Schneedeckenabbau gegenüber dem Vorjahr deutlich länger. Ausnahme hierbei bildet die Klimastation Chumme, die infolge der geringen Schneetiefe bereits am 18. März 2004 schneefrei war und damit ca. 14 Tage früher als die Talstation Ried, die am 3. April 2004 aper war. Auf Grund dieses Kälteeinbruchs und einem erneuten Kälteeinbruch zwischen dem 22. und 24. Mai 2004 lag bis Ende Juni in den oberen Höhenlagen des Wallis überdurchschnittlich viel Schnee (MeteoSchweiz 2004c). Erst ab der zweiten Julihälfte erfolgte auch in den Hochlagen eine rasche Schneeschmelze, die noch bis Anfang August durch gewittrige Schneefälle teilweise unterbrochen wurde (SLF 2004).

4.2.1.3 SWE-Abschätzungen auf Basis der Klimastationsdaten

Für hydrologische Fragestellungen ist das SWE von besonderer Bedeutung, das über die Schneetiefenmessungen näherungsweise ermittelt wurde. Die Gegenüberstellung der SWE-Werte, die mit unterschiedlichen Schätzverfahren bestimmt wurden, verdeutlicht deren große Schwankungsbreite bezüglich der SWE-Werte (Kap. 3.2.1.2): So kann im Winter 2002/03 beispielsweise für die Klimastation Gandegg ein SWE-Wert zwischen 782 und 1371 mm und für die Klimastation Grund ein SWE-Wert zwischen 400 und 675 mm angenommen werden (Tab. 16). Im Winter 2003/04 kann an der Klimastation Gandegg ein SWE von 846–1725 mm angenommen werden. Deutlich geringere SWE-Werte mit 188–283 mm wurden in der Schneedecke an der Klimastation Ried gespeichert. An der Klimastation Chumme betrug das aus den Neuschneezuwächsen aufsummierte SWE zwischen 189 und 287 mm.

Tab. 16: Abschätzungen der SWE-Werte an den Klimastationen

	Neuschneedichte nach MEISTER (1986) (Kap. 3.2.1.2, Gl. 4)		Neuschneedichte: 89 kg m ⁻³ (Kap. 3.2.1.2)		Neuschneedichte: 150 kg m ⁻³ (100 kg m ⁻³) (Kap. 3.2.1.2)		Mittlere Schneedichten der Testflächen (Abb. 57)	
	SWE [mm]		SWE [mm]		SWE [mm]		SWE [mm]	
	2002/03	2003/04	2002/03	2003/04	2003/04	2003/04	2002/03	2003/04
Ried	k.A.	204	k.A.	168	k.A.	283 (189)	172 ¹	188 ²
Grund	574	404	400	362	675 (450)	610 (407)	522 ¹	393 ²
Chumme	265*	152	226*	169	382* (254*)	287 (191)	447 ¹	97 ³
Mannlich	367	442	285*	420	482* (321*)	709 (473)	528 ¹	327 ²
Gandegg	782	846	813	1023	1371 (914)	1725 (1150)	1153 ¹	1242 ²

* Minimalwerte, da während der Phase der maximalen Schneetiefe keine Messungen der Neuschneefälle vorliegen

¹ mittlere Schneedichte auf den Testflächen während der Februar 2003 Messkampagne

²: mittlere Schneedichte auf den Testflächen der März-Kampagne

³: mittlere Schneedichte der Februar-Messkampagne

Die Diskrepanzen zwischen den Verfahren, die die Neuschneezuwächse und die die maximale Schneetiefe verwenden, können teilweise durch äolische Erosionsprozesse der Schneedecke erklärt werden. Die große Spannweite der SWE-Werte, die bis zu 200 % betragen können, zeigen, dass eine näherungsweise Berechnung des SWE auf Basis der Neuschneedichten nur eine unzureichende Annäherung des in der Schneedecke gespeicherten SWEs darstellt.

Die Schneedeckenentwicklung an den Klimastationsdaten zeigt, dass auf deren Basis infolge der unterschiedlichen Standortcharakteristika der Talstationen, der Kuppenstandorte und der SLF-Klimastation, weder Aussagen zu einem höhenabhängigen Niederschlagsgradienten, noch – infolge der geringen Anzahl an Messpunkten – Quantifizierungen zu einer reliefabhängigen Differenzierung der Schneedecke getroffen werden können (Abb. 51).

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

- die Schneedeckenentwicklung beider Winter unterscheidet sich signifikant voneinander
- der Schneedeckenaufbau im Winter 2002/03 wird durch wenige markante Schneefallereignisse bei nur schwachen Winden gekennzeichnet; somit können auch in windexponierten Relieflagen mächtige Schneedecken aufgebaut werden
- der Schneedeckenaufbau im Winter 2003/04 wird durch mehrere wenig ergiebige Schneefallereignisse während starker Winde gekennzeichnet; infolge dieser starken Winde wird die Schneedecke oberhalb der Waldgrenze an windexponierten Standorten, wie der Klimastation Chumme und Mannlich erodiert
- die Ablationsphase 2003 wird durch ein stabiles Hochdruckgebiet ab Anfang Februar charakterisiert, womit die Schneedecke rasch abgebaut wird
- die Ablationsphase 2004 wird durch mehrere Schneefallereignisse und Kaltlufteinbrüche deutlich verzögert
- auf Basis der Klimastationsdaten wird ersichtlich, dass die Schneedeckenentwicklung deutlich von der Standortcharakteristik beeinflusst wird; allein auf Basis der Klimastationsdaten können weder Aussagen zu einem höhenabhängigen Niederschlagsgradienten noch gesicherte Aussagen zur reliefabhängigen Differenzierung der Schneedecke gezogen werden

4.2.2 Statistische Analysen des Einschnei- und Ausaperungsmusters in Abhängigkeit vom Relief – auf Basis der UTL-Datalogger-Standorte

Der zeitliche und höhenabhängige Verlauf des Einschneiens lässt sich im Winter 2003/04 anhand der UTL-Datalogger-Messdaten (Anhang I) einschließlich der Klimastationen in drei Phasen untergliedern:

- am 23. September 2002 begann der winterliche Schneedeckenaufbau oberhalb von 2700 m ü. M. (Klimastation Gandegg)
- ab dem 17. Oktober 2002 wiesen die Klimastation Mannlich (2356 m ü. M.) wie auch ein UTL-Datalogger auf 2100 m ü. M. eine dauerhafte Schneedecke auf.
- Mit der vom 29. Oktober bis 5. November 2002 andauernden Neuschneefallperiode schneiten alle anderen Standorte einschließlich der Klimastationen ein (Abb. 53 o.).

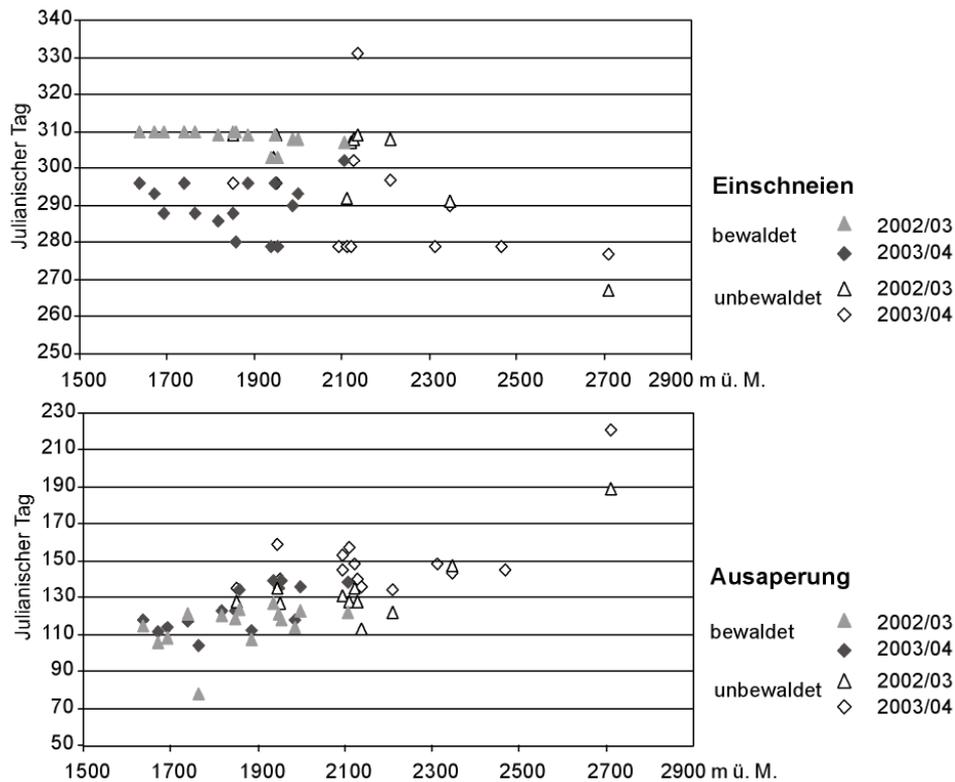


Abb. 53: Einschnei- und Ausaperungsverlauf der UTL-Datalogger Standorte

Das Einschneien im Winter 2003/04, das gegenüber dem Vorjahr insgesamt 20 Tage früher erfolgte, differenzierte sich deutlich stärker in Abhängigkeit von der Exposition als im Winter 2002/03 (Abb. 53 o.): So schneiten die NE- und E-exponierten Standorte oberhalb von 1900 m ü. M. innerhalb von drei Tagen vom 4.–7. Oktober 2003 ein. Auf den S- und SW-exponierten Hängen aperte die Schneedecke, die während dieser Neuschneefallereignisse aufgebaut wurde, wieder aus. Erst ab Ende Oktober 2003 wiesen sämtliche UTL-Dataloggerstandorte eine dauerhafte Schneedecke auf.

Die Ausaperung aller UTL-Datalogger Standorte – mit Ausnahme des auf 1760 m ü. M. liegenden Dataloggers – begann im Frühjahr 2003 je nach Relieflage zwischen dem 16. April und 27. Mai 2003. Der Ausaperungstermin von Standorten gleicher Höhenlage konnte bis zu 20 Tage differieren (Abb. 53). Im Frühjahr 2004 aperten die Standorte der UTL-Datalogger – trotz der insgesamt geringmächtigeren Schneedecke (Kap. 4.2) – deutlich später aus (14. April und 8. Juni 2003). Oberhalb von 1850 m ü. M. verzögerte sich die Ausaperung zusätzlich durch Neuschneefälle Anfang Mai und Temperaturen unter dem Gefrierpunkt. Die Ausaperung erfolgte im Frühjahr 2004 auf bewaldeten Standorten bis zu 21 Tage und auf waldfreien Standorten bis zu 32 Tage später als im Frühjahr 2003. Die bewaldeten Standorte aperten im Vergleich zu waldfreien Standorten vergleichbarer Höhenlage im Frühjahr 2004 5–20 Tage und im Frühjahr 2003 6–9 Tage später aus.

Auf Grund der zeitlich stärkeren Streuung der Ausaperung gegenüber dem Einschneien ist davon auszugehen, dass die Ausaperung deutlicher vom Relief beeinflusst wird als das Einschneien.

Tab. 17: Regressionsanalyse des Einschneiens in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neig.	Expo (N-S)	Expo (E-W)	Horiz.- Wölb.	RMS	R ²
2002/03								
Kein Wald	422,4959	-0,0593 ³⁾	0,0805	-0,0825 ²⁾	0,0489	6,7668 ²⁾	3,792	96,54*
Wald	330,4071	-0,0125	0,0122	-0,0199	-0,0119	0,5234	2,092	50,53
2003/04								
Kein Wald	351,4396	-0,0341	0,4847	-0,1420	-0,0061	2,60114	14,84	51,42
Wald	315,8584	-0,0102	-0,2122	-0,0291	-0,0538	-3,34233	7,128	32,35

* multiple Regression signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Die Regressionsanalysen des Einschneiens in Abhängigkeit von den primären Reliefparametern (Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung), die für waldfreie und bewaldete Standorte getrennt durchgeführt wurden, zeigen im Winter 2003/04 keinen signifikanten Zusammenhang zwischen dem Einschneitermin und den primären Reliefparametern (Tab. 17). Dahingegen bestand im Winter 2002/03 ein signifikanter Zusammenhang zwischen den Reliefparametern und dem Einschneitermin der waldfreien Standorte. 92,21 % der Varianz werden durch die Reliefparameter bestimmt. Die Analysen des Einschneiens der Waldstandorte zeigte im Winter 2002/03 nur einen sehr geringen, nicht signifikanten Erklärungsanteil (Tab. 17).

Im Gegensatz zum Einschneien wird das Ausaperungsmuster der waldfreien Standorte signifikant vom Relief beeinflusst. In den Waldbeständen besteht kein signifikanter Zusammenhang zwischen dem Relief und der Ausaperung. Es ist davon auszugehen, dass sich der Beschattungseffekt der Bäume deutlich stärker auf die Schneedecke auswirkt als das Relief. Da nicht genügend Messdaten in unterschiedlichen Waldbeständen vorliegen, konnte dieser Zusammenhang mit keiner für diese Fragestellung ausreichenden Datengrundlage analysiert werden. Daher beziehen sich die folgenden Ausführungen stets auf die unbewaldeten Standorte.

Tab. 18: Regressionsanalyse des Ausaperungsmusters in Abhängigkeit von der Meereshöhe

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	RMS	R ²
2002/03				
Kein Wald	-22,2252	0,0730 ⁴⁾	12,14	77,31*
Wald	45,5282	0,0374	11,31	17,77
2003/04				
Kein Wald	-4,1770	0,0707 ⁴⁾	17,08	59,35*
Wald	10,1852	0,0614	8,669	49,83

Signifikanz-Niveaus der Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10 %, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* multiple Regression signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Tab. 19: Regressionsanalyse des Ausaperungsmusters in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung

	Reg.- Konst.	Höhe	Hang- neigung	Expo (N-S)	Expo (E-W)	Plan	RMS	R ² Adj. R
2002/03								
Kein Wald	-19,3267	0,0810 ⁴⁾	-0,8177 ²⁾	0,1229 ²⁾	0,0484	-3,3771	8,408	93,47*
		0,8081	-0,4633	0,4121	0,2293	-0,0425		88,03
Wald	10,3208	0,0544 ²⁾	0,1164	0,1197 ¹⁾	0,0562	3,5791	9,972	55,77
		0,6142	0,0607	0,0524	0,2716	0,2929		31,20
2003/04								
Kein Wald	-24,4159	0,0884 ⁴⁾	-0,5595	0,1379 ²⁾	0,0697	-11,222 ²⁾	10,46	89,45*
		0,9595	-0,2181	0,3937	0,1444	-0,4133		83,58
Wald	-13,9832	0,0762 ⁴⁾	-0,0675	0,1031 ²⁾	0,0763 ¹⁾	2,4213	6,832	78,42
		0,8761	-0,0359	0,4601	0,3758	0,2020		66,44

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10 %, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* multiple Regression signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Der Erklärungsanteil der Reliefparameter Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontal-Wölbung am Ausaperungsmuster der waldfreien Standorte betrug im Frühjahr 2003 88 % und im Frühjahr 2004 83 % (Signifikanzniveau 5 %). Vergleiche der standardisierten Regressionskoeffizienten zeigen den großen Einfluss der Meereshöhe (Tab. 19), der mit einer Standardabweichungseinheit von 0,8089 im Winter 2002/03 und 0,9595 im Winter 2003/04 mindestens doppelt so hoch ist wie die der übrigen Regressionskoeffizienten. Die bivariate Analyse der Ausaperung in Abhängigkeit von der Meereshöhe zeigt, dass allein über die Meereshöhe 77 % bzw. 59 % des Ausaperungsmusters erklärt werden kann (Tab. 18).

Der Einfluss der Meereshöhe und der Exposition variiert in beiden Jahren nur wenig, wohingegen der Regressionskoeffizient der Horizontalwölbung und Hangneigung im Winter 2003/04 höher ausfällt. Die Regressionskoeffizienten zeigen erwartungsgemäß an, dass mit zunehmender Meereshöhe die Ausaperung später erfolgt und mit zunehmender Hangneigung und konvexer Wölbung früher erfolgt. Ebenso apert N-exponierte später aus als S-exponierte Hänge.

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

- die Schneedeckendauer kann auf Basis der UTL-Datalogger bestimmt werden
- das Einschneien erfolgt weitestgehend unabhängig vom Relief
- die Ausaperung der bewaldeten Standorte erfolgt im Frühjahr 2004 5–20 Tage und im Frühjahr 2003 6–9 Tage später als auf den Standorten der Freiflächen in vergleichbaren Relieflagen
- das Ausaperungsmuster der waldfreien Standorte hängt signifikant vom Relief ab (R² > 89 %)
- mit zunehmender Meereshöhe, abnehmender Hangneigung und zunehmender Konkavität verzögert sich die Ausaperung; zudem apert S-exponierte Hänge früher als N-exponierte Hänge und W-exponierte Hänge früher als E-exponierte Hänge aus
- der Einfluss des Reliefs auf das Ausaperungsmuster wird im Wald von der Bestandsdichte überprägt

4.2.3 Statistische Analysen der Schneetiefe, Schneedichte und des SWEs in Abhängigkeit vom Relief

Wie bereits die Regressionsanalysen des Ausaperungsmusters zeigen, zeigt ein exemplarischer Vergleich der Schneetiefe und des SWEs zwischen dicht bewaldeten und waldfreien Standorten, dass die Schneedeckenentwicklung im Wald primär von der Bestandsdichte des Waldes beeinflusst wird.

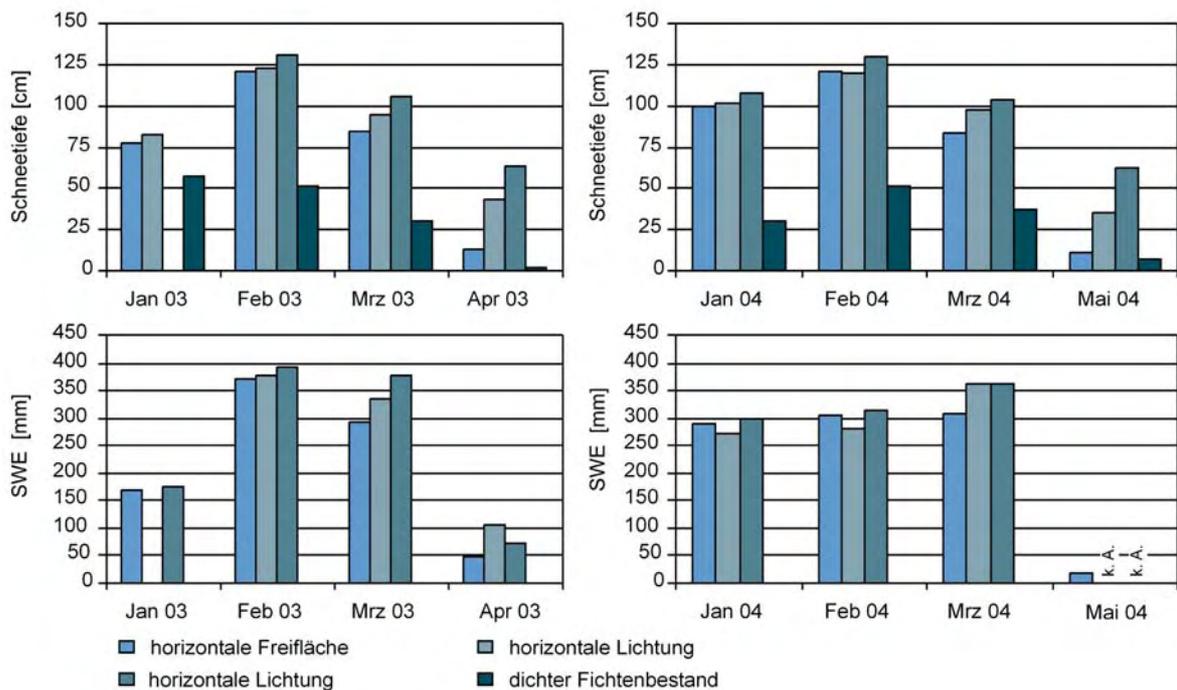


Abb. 54: Vergleichende Betrachtung der Schneetiefe und des SWEs von direkt benachbarten Schneetestflächen auf einer horizontalen Freifläche, zwei horizontalen Waldlichtungen und einem geneigten dichten Fichtenbestand

Foto 11: Schneetestfläche auf einer horizontalen Waldlichtung



Foto 12: Schneetestfläche auf horizontaler Freifläche



Die Gegenüberstellung zweier horizontaler Waldlichtungen, einem sehr dichten Fichtenbestand und einer, in unmittelbarer Nachbarschaft befindlichen, horizontalen Freifläche zeigt, dass die Schneedecke in den Waldlichtungen besonders während der Ablationsphase deut-

lich mächtiger ausgebildet ist als auf der Freifläche (Abb. 54, Foto 11, Foto 12). Stets deutlich gering mächtiger ist die Schneedecke im dichten Fichtenbestand ausgebildet, wo die Schneetiefe weniger als 50 % der direkt benachbarten Lichtung beträgt. Die Gegenüberstellung der vier Schneetestflächen verdeutlicht, dass die Schneedeckenentwicklung im Wald deutlich vom Baumbestand gesteuert wird. Aus diesem Grund blieben die Schneetestflächen der dichten Waldbestände in den weiteren Analysen unberücksichtigt.

4.2.3.1 Schneetiefe

Die während der beiden Winter erhobenen Schneetiefen zeigen, dass die Schneedecke im Winter 2002/03 trotz des späteren Wintereinbruchs (Kap. 4.2.1.2) auf den Testflächen deutlich mächtiger ausgebildet war als im Winter 2003/04 (Anhang III, Anhang IV).

Die größten Schneetiefen wurden im Winter 2002/03 im Februar zu Beginn der stabilen Hochdrucklage über dem Alpenraum gemessen (Kap. 4.2.1.2) und repräsentieren somit die maximale Schneetiefe des Winters. Während dieser Feldkampagne wurde auf den unteren Testflächen eine mittlere Schneetiefe von 50–75 cm gemessen, wobei die geringsten Schneetiefen mit ca. 50 cm die beiden im dichten Waldbestand liegenden Testflächen aufwiesen. Dahingegen betrug die Schneetiefe auf den in 2000–2200 m ü. M. liegenden Testflächen, die in einem kleinen Muldental westlich der Klimastation Chumme liegen, ca. 200 cm. Der Kuppenstandort der Klimastation Chumme, wies hingegen eine Schneetiefe von 150 cm auf (Abb. 55).

Mitte April waren die Testflächen unterhalb 1770 m ü. M. bereits nahezu schneefrei. Eine deutliche Schneebedeckung mit einer mittleren Schneetiefe von 43 cm und 77 cm wiesen nur noch die auf horizontalen Waldlichtungen liegenden Schneetestflächen (Nr. 20 und 21) auf. Auf den Testflächen oberhalb von 2000 m ü. M. betrug die Schneetiefe je nach Exposition und Hangneigung zwischen 30 cm und 80 cm (Abb. 55). Während der Messkampagne 2003/04 wurden die größten Schneetiefen im Januar gemessen. Diese betrugen auf den unteren Testflächen ca. 75 cm und auf den 2200 m ü. M. hoch liegenden Testflächen ca. 150 cm (Abb. 56). Die Klimastation Chumme wies zeitgleich, resultierend aus ihrer windexponierten Lage und den vorherrschend starken Winden (Abb. 46), lediglich eine Schneetiefe von 25 cm auf. Die Schneetiefen waren im Februar im Vergleich zum Januar auf Grund geringer Neuschneefälle und Setzungsprozesse der Schneedecke etwas geringer. So wurden auf den Testflächen, die oberhalb von 2100 m ü. M. lagen, mittlere Schneetiefen von 115–140 cm und auf den unteren Testflächen mittlere Schneetiefen von 67 cm gemessen. Wie im Winter 2002/03 wurden die geringsten Schneetiefen von 30 cm im dichten Nadelwald gemessen. Anfang Mai waren die unteren Testflächen komplett aper. Lediglich die Testflächen im Wald wiesen teilweise eine noch geschlossene Schneedecke mit Mächtigkeiten von über 20 cm auf. Die Testflächen oberhalb von 1800 m ü. M. wiesen eine geschlossene, teils geringmächtige Schneedecke auf, die teilweise auf Neuschneefälle

während der Messkampagne zurückzuführen ist. Da keine eindeutige Unterscheidung des Neuschnees vom Altschnee für jede Messung möglich war, wurde grundsätzlich keine Differenzierung zwischen Neu- und Altschnee durchgeführt.

Die Standardabweichung der Schneetiefen der jeweiligen Testfläche nahm in beiden Jahren von Januar bis März bzw. April zu, womit die differenzierte Schneeschmelze und -setzung auf den Testflächen widerspiegelt wird. So betrug die Standardabweichung im Februar 2003 im Mittel 13 cm und im Februar 2004 im Mittel 16 cm. Im April 2003 betrug die mittlere Standardabweichung aller Testflächen 20 cm mit einem Maximum von 35 cm auf der Testfläche 12, die im lichten Lärchenwald auf 2058 m ü. M. liegt. Die Standardabweichungen im April fielen auf Grund von Neuschneefällen, womit die bestehenden Unebenheiten der Schneeoberfläche geglättet wurden, insgesamt geringer aus und betragen lediglich 11 cm (Abb. 56).

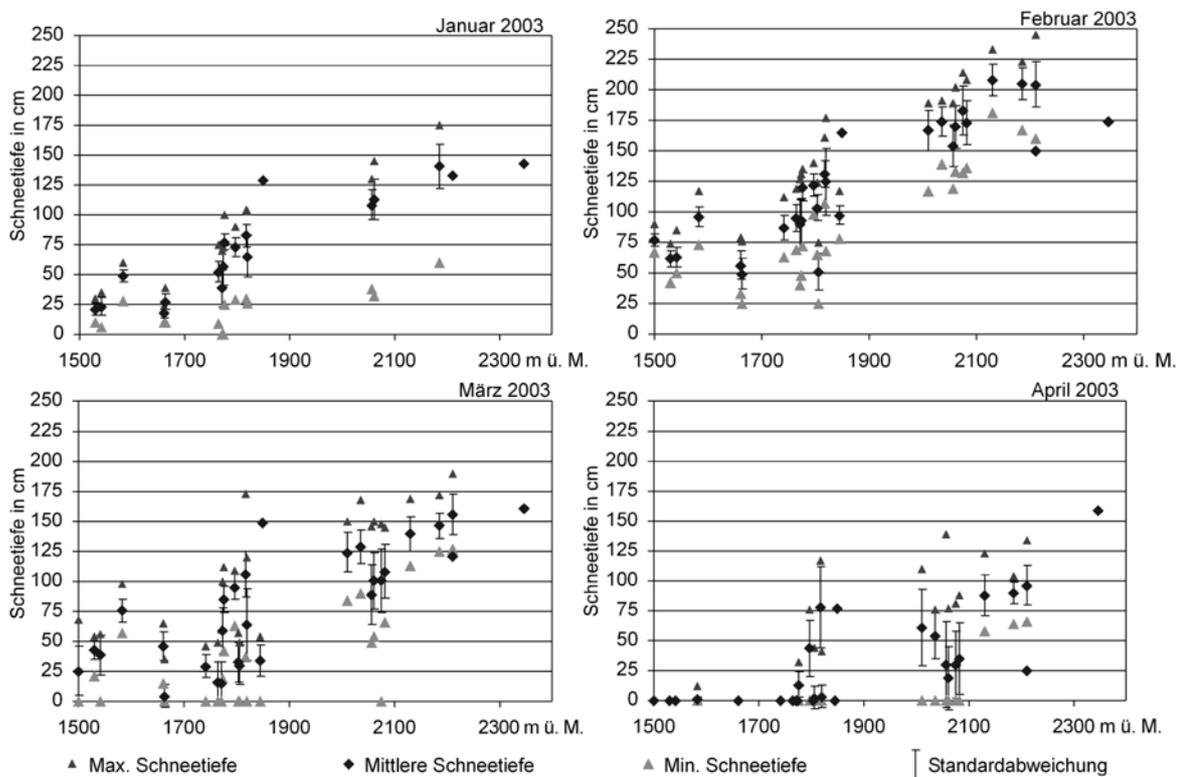


Abb. 55: Minimale, mittlere und maximale Schneetiefen auf den Schneetestflächen während der Messkampagnen 2003

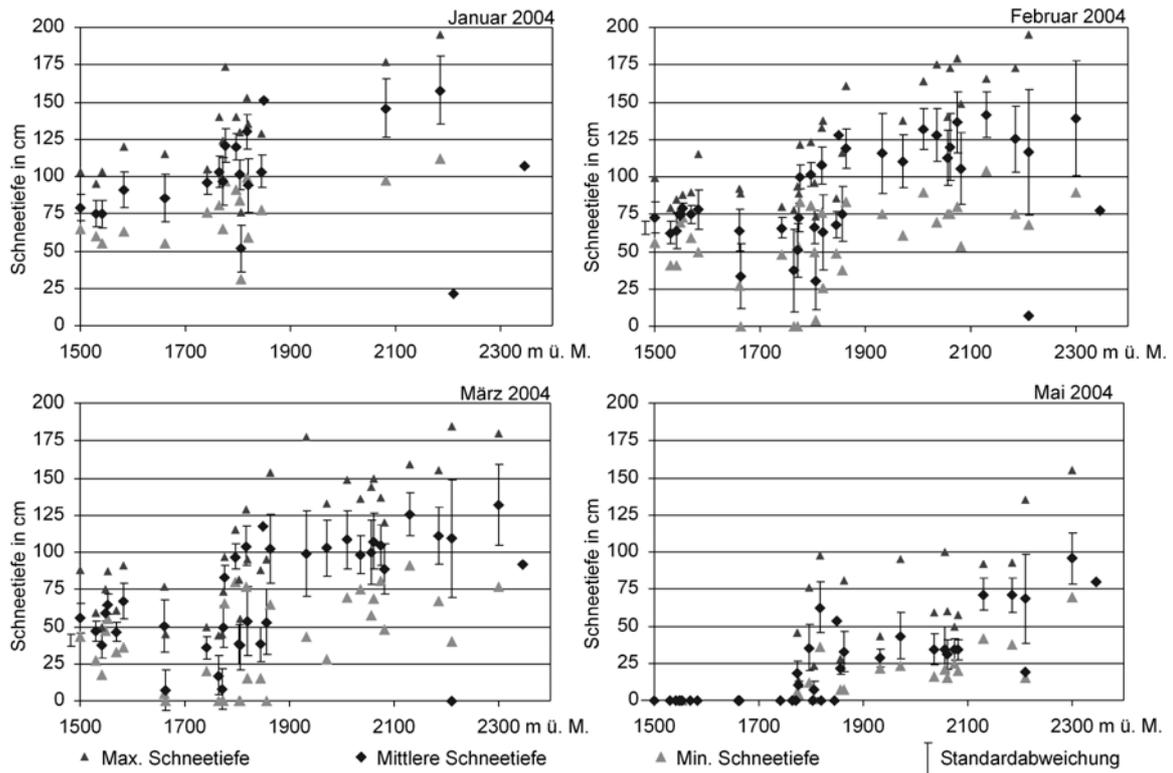


Abb. 56: Minimale, mittlere und maximale Schneetiefen auf den Schneetestflächen während der Messkampagnen 2004

Die Regressionsanalysen der Schneetiefe in Abhängigkeit von den primären Reliefparametern Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung zeigen einen auf dem 5 %-Niveau signifikanten Zusammenhang. Im Winter 2002/03 betrug der Erklärungsanteil 81–94 %, wohingegen der Erklärungsanteil im Winter 2003/04 mit 68–78 % deutlich geringer ausfiel (Tab. 20). Um als Ursache die unterschiedliche Anzahl an Testflächen ausschließen zu können, wurde eine vergleichende Analyse durchgeführt, bei der die im Winter 2003/04 neu angelegten Testflächen unberücksichtigt blieben. Der reduzierte Datensatz 2003/04 weist ebenfalls geringere Bestimmtheitsmaße auf, so dass der unterschiedlich große Stichprobenumfang stets als Ursache für die Differenzen ausgeschlossen werden kann (Tab. 20).

Mit Ausnahme der den E-W-Gegensatz abbildenden Exposition sind alle Parameter mindestens auf dem 10 %-Niveau signifikant, wobei der Einfluss der Meereshöhe stets als hochsignifikant zu bewerten ist. Der RMS-Fehler, d. h. der Unsicherheitsbereich der Analyse, stieg im Winter 2002/03 von 8 cm im Januar auf 32 cm im April und im Winter 2003/04 von 27 cm im Februar auf 40 cm im Mai an. Der Vergleich der standardisierten partiellen Regressionskoeffizienten der Reliefparameter zeigt, dass die Schneetiefe am stärksten von der Meereshöhe gesteuert wird. So sind die standardisierten Regressionskoeffizienten der Meereshöhe (b_{sh}), die im Winter 2002/03 Werte zwischen 0,8 und 1,0 annahmen, mindestens um ein Vierfaches und im Winter 2003/04 (b_{sh} : 0,6–1,0) mindestens

um ein Zweifaches höher als die standardisierten Regressionskoeffizienten der übrigen Reliefparameter (Tab. 20).

Tab. 20: Regressionsanalyse der Schneetiefe in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	Expo (N-S)	Expo (E-W)	Horiz.- Wölb.	RMSE	R ² / adj. R ²
2002/03								
Januar n = 14	-229,877	0,198 ⁴⁾ 1,023	-2,117 ⁴⁾ -0,320	0,156 ²⁾ 0,014	0,158 ¹⁾ 0,154	-12,526 -0,106	8,44	99,01* 94,33
Februar n = 23	-286,899	0,248 ⁴⁾ 1,078	-1,543 ³⁾ -0,205	0,227 ³⁾ 0,171	0,090 0,062	-34,023 ⁴⁾ -0,273	14,93	96,32* 95,24
März n = 23	-332,000	0,262 ⁴⁾ 1,061	-2,734 ⁴⁾ -0,349	0,391 ⁴⁾ 0,275	0,007 0,004	-22,210 ³⁾ -0,166	14,83	96,84* 95,92
April n = 23	-317,778	0,226 ⁴⁾ 0,897	-2,205 ²⁾ -0,268	0,535 ³⁾ 0,368	0,171 0,108	-18,526 -0,136	32,47	85,53* 81,27
2003/04								
Januar n = 14	-109,779	0,156 ⁴⁾ 0,723	-1,216 ²⁾ -0,163	0,559 ²⁾ 0,465	0,635 ¹⁾ 0,423	-62,353 ²⁾ -0,538	39,83	80,36* 70,54
Februar n = 32	-178,330	0,178 ⁴⁾ 0,973	-2,201 ³⁾ -0,382	0,311 ³⁾ 0,285	0,1697 0,162	-45,924 ⁴⁾ -0,457	26,68	78,79* 74,72
März n = 32	-291,471	0,238 ⁴⁾ 1,035	-2,716 ⁴⁾ -0,374	0,446 ³⁾ 0,325	0,103 0,079	-53,263 ⁴⁾ -0,421	31,12	81,77* 78,26
Mai n = 32	-388,255	0,254 ⁴⁾ 1,053	-2,045 ²⁾ -0,269	0,318 ¹⁾ 0,221	-0,054 -0,039	-45,419 ²⁾ -0,342	39,32	73,56* 68,47
2003/04 reduzierter Datensatz								
Februar n = 23	-118,305	0,156	-2,464	0,513	0,475	-51,291	26,81	85,02*
März n = 23	-236,737	0,219	-2,941	0,677	0,439	-58,392	31,1	87,32*
Mai n = 23	-379,883	0,256	-1,941	0,536	0,138	-56,676	42,94	77,99*

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* multiple Regression signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

2004 red.: nur Schneetestflächen, die auch im Winter 2002/03 gemessen wurden

Die bivariate lineare Regressionsanalyse zwischen Schneetiefe und Meereshöhe zeigt, dass allein über die Meereshöhe im Winter 2002/03 66–85 % und im Winter 2003/04 42–55 % der Schneetiefenvarianz erklärt werden kann (Tab. 21).

Erwartungsgemäß zeigen die Regressionskoeffizienten eine Zunahme der Schneetiefe mit der Meereshöhe und eine Abnahme der Schneetiefe mit zunehmender Hangneigung und Konvexität. Die interannuellen Vergleiche zeigen, dass der Einfluss der Exposition und Wölbung auf die Differenzierung der Schneetiefe im Winter 2003/04 stärker ist als im Winter 2002/03, wohingegen der Einfluss der Hangneigung als nahezu gleich zu bewerten ist. Die Vergleiche des reduzierten Datensatzes (s. o.) zeigen, dass auch bei Ausschluss der neuen Testflächen die Regressionskoeffizienten der Wölbung und Exposition deutlich höher als im Winter 2002/03 waren, womit die unterschiedliche Anzahl an Testflächen ausgeschlossen werden kann.

Tab. 21: Regressionsanalyse der Schneetiefe in Abhängigkeit von der Meereshöhe

	Reg.-Konst.	Meeres-höhe	RMS	R ²
2003				
Januar (n = 14)	-247,630	0,1795 ⁴⁾	26,37	85,54*
Februar (n = 23)	-266,813	0,2124 ⁴⁾	27,24	84,89*
März (n = 23)	-323,486 ⁴⁾	0,2158 ⁴⁾	36,56	76,29*
April (n = 23)	-353,688	0,2064 ⁴⁾	44,29	66,73*
2004				
Januar (n = 14)	-155,827	0,1448 ³⁾	56,45	44,76*
Februar (n = 32)	-124,846	0,1177 ⁴⁾	40,83	42,69*
März (n = 32)	-216,772	0,1576 ⁴⁾	48,77	48,34*
Mai (n = 32)	-300,497	0,1769 ⁴⁾	47,57	55,34*

Signifikanz-Niveaus der Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

4.2.3.2 Schneedichte

Die Schneedichten variieren innerhalb einer Messkampagne nur gering (Abb. 57), so dass die Standardabweichungen – mit Ausnahme der Mai-Messkampagne (s. o.) – unter $0,047 \text{ g cm}^{-3}$ betragen. Die größte Differenzierung der Schneedichte erfolgt im Jahresverlauf infolge von Schneesetzung. So nahm die Schneedichte im Winter 2002/03 im Mittel von $0,23 \text{ g cm}^{-3}$ im Januar über $0,36 \text{ g cm}^{-3}$ im März auf $0,4 \text{ g cm}^{-3}$ im April zu. Auf Grund der Neuschneefallereignisse Anfang Mai wurden im Winter 2003/04 die größten Schneedichten bereits im März mit $0,35 \text{ g cm}^{-3}$ gemessen. Im Mai 2004 wies die Schneedecke infolge der Neuschneefälle nur eine mittlere Dichte von $0,21 \text{ g cm}^{-3}$ auf.

Der interannuelle Vergleich der Schneedichte zeigt, dass diese trotz der unterschiedlichen Witterung in den Monaten von Januar bis März sehr ähnliche Werte aufweist. Lediglich die Werte im April und Mai weichen signifikant voneinander ab. Es konnte kein signifikanter Zusammenhang – mit Ausnahme vom Februar 2003 – zwischen den Reliefparametern und der Schneedichte nachgewiesen werden (vgl. Tab. 22).

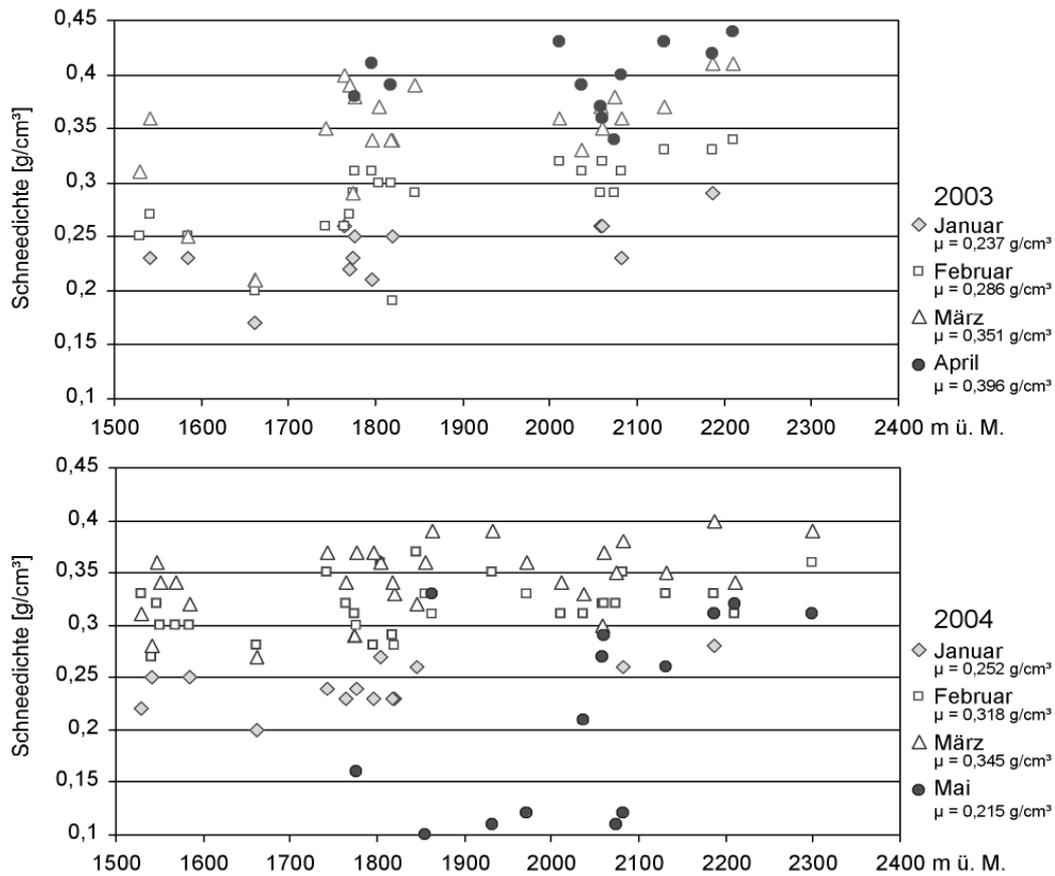


Abb. 57: Jahreszeitlich und räumlich variierende Schneedichten auf den Schneetestflächen während der Messkampagnen im Winter 2002/03 (oben) und Winter 2003/04 (unten). Die hohe Variabilität und geringe Schneedichte im Mai 2004 basiert auf den Neuschneefallergebnissen während der Messkampagne

Tab. 22: Multiple lineare Regressionsanalyse der Schneedichte in Abhängigkeit von den primären Reliefparametern

	Reg.-Konst.	Meereshöhe	Hangneigung	Expo N-S	Expo E-W	Hor.-Wölbung	RMS	R ² /Adj. R ²
2003								
Januar n = 9	0,2587	0,00001	-0,00206	0,00006	0,00035	0,08195	0,0189	72,64 27,04
Februar n = 18	0,0960	0,00012 ⁴⁾	-0,00184 ³⁾	-0,00009	-0,00007	-0,01962 ¹⁾	0,0142	80,00* 71,67
März n = 18	0,2621	0,00003	-0,00037	-0,00080 ³⁾	-0,00037	0,00001	0,0283	56,46 38,31
April n = 10	-0,2730	0,00037 ²⁾	-0,00758 ²⁾	-0,00112	0,00043	-0,09944	0,0187	86,28 69,12
2004								
Januar n = 10	0,1623	0,00005	-0,00089	-0,00019	-0,00076	-0,03417	0,0560	41,22 -32,26
Februar n = 26	0,2604	0,00002	0,00062	-0,00017	0,000007	-0,01333	0,0210	32,91 16,14
März n = 26	0,2326	0,00006 ¹⁾	-0,00071	-0,00004	0,00007	-0,03670 ²⁾	0,0257	33,95 17,44
Mai n = 14	-0,0755	0,00014	0,00297	0,00134	0,00043	0,22106	0,0875	43,9 8,83

Signifikanz-Niveaus der partiellen Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10 %, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %
* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

4.2.3.3 Schneewasseräquivalent

Das für hydrologische Fragestellungen wichtige SWE war analog zur Schneetiefe im Winter 2002/03 auf allen Testflächen deutlich höher als im Winter 2003/04. Bei der Betrachtung des SWE werden nur die auf den Schneetestflächen ermittelten SWE-Werte berücksichtigt.

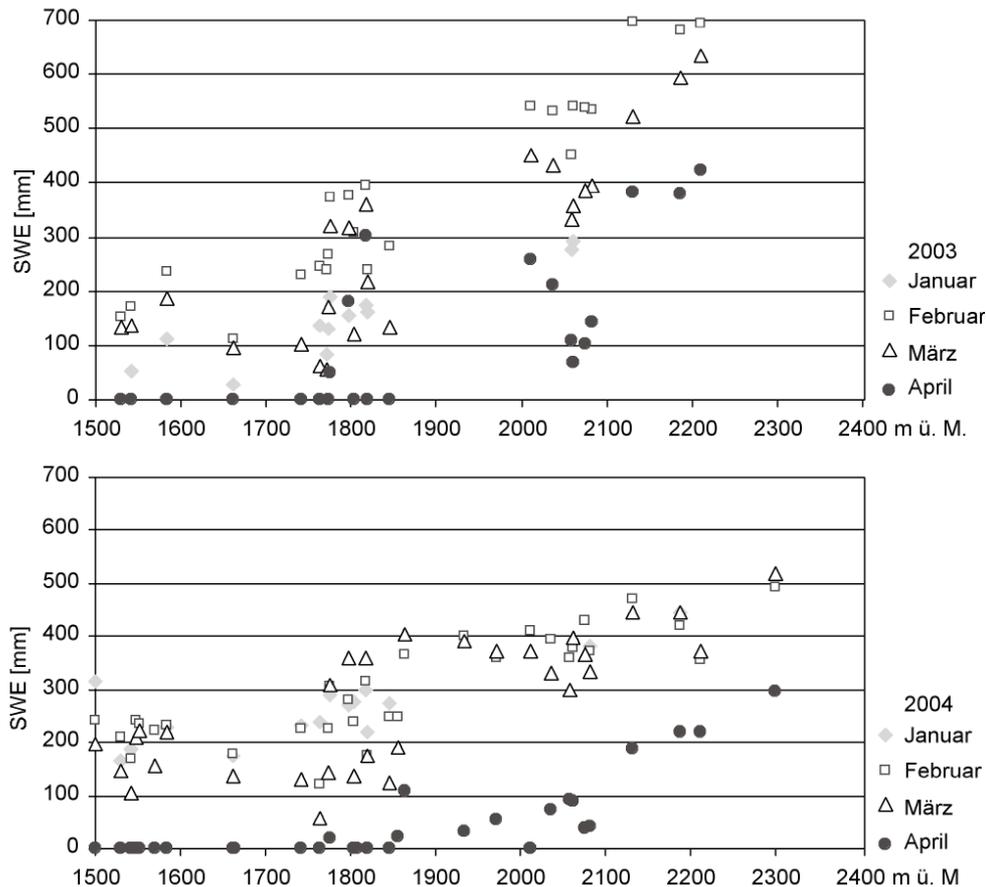


Abb. 58: SWE-Werte der Schneedecke auf den Testflächen im Winter 2003 (oben) und Winter 2003/04 (unten)

Die höchsten SWE-Werte wurden im Februar 2003 gemessen (Abb. 58 o.). Dabei wiesen die unteren Testflächen SWE-Werte zwischen 100 und 250 mm und die Testflächen oberhalb von 2100 m ü. M. ca. 700 mm SWE auf. Bereits ab Februar wurde die Schneedecke infolge fehlenden Neuschnees und hoher Sonneneinstrahlung abgebaut, was sich in einer Abnahme der SWE-Werte auf den Testflächen widerspiegelt. Je nach Reliefposition und Waldbestand war die Ablationsrate unterschiedlich hoch. Zwischen der Februar- und März-Messung war die geringste Abnahme des SWEs von max. 100 mm auf den in dichten Waldbeständen liegenden Testflächen sowie den drei Testflächen oberhalb von 2200 m ü. M. zu verzeichnen. Die höchste Abnahme des SWEs von bis zu 200 mm konnte zum einen auf den Testflächen in ca. 2000 m ü. M. und zum anderen auf den waldfreien Testflächen der unteren Tallagen bestimmt werden. Bei der letzten Messung im April 2003 waren die unteren Testflächen bereits aper, wohingegen auf den Testflächen oberhalb

2000 m ü. M. das SWE je nach Exposition und Hangneigung zwischen 100 und 400 mm variierte.

Im Winter 2003/04 wurden die höchsten SWE-Werte wiederum im Februar gemessen. Das mittlere SWE betrug auf den unteren Testflächen ca. 200 mm (Abb. 58 u.). Auf den Testflächen oberhalb 2100 m ü. M. wurden SWE-Werte zwischen 400 und 500 mm gemessen. Somit wies die Schneedecke der unteren Testflächen im Februar 2004 ähnlich hohe SWE-Werte und auf den oberen Testflächen deutlich geringere SWE-Werte als im Februar 2003 auf. Ein deutlicher Abbau der Schneedecke setzte erst nach der März-Messkampagne ein. So waren die unteren unbewaldeten Testflächen während der Messkampagne Mai bereits bis in Höhen von 1800 m ü. M. aper. Trotz der Neuschneefälle war auch auf den oberen Testflächen eine Abnahme des SWE von über 150 mm zu verzeichnen.

Die Regressionsanalysen der SWE-Werte in Abhängigkeit von den primären Reliefparametern zeigen, dass wie bei der Schneetiefe ein auf dem 5%-Niveau signifikanter Zusammenhang besteht. Ausgenommen hiervon sind der Januar 2003 und 2004, wobei als Ursache der jeweils geringe Stichprobenumfang nicht ausgeschlossen werden kann (vgl. Tab. 24). Der Erklärungsanteil nimmt von Februar 2003 bis April 2003 von 94 % auf 75 % und von Februar 2004 bis April 2004 von 87 % auf 59 % ab; umgekehrt steigt der RMS-Fehler von 41 auf 74 mm im Winter 2002/03 und von 35 auf 54 mm im Winter 2003/04.

Den größten Einfluss auf die Varianz des SWEs übt in beiden Wintern die Meereshöhe aus, deren standardisierter Regressionskoeffizient insgesamt nur gering zwischen 1,19 und 1,22 im Winter 2003, sowie zwischen 1,13 und 1,28 im Winter 2003/04 variiert. Erwartungsgemäß steigt das SWE mit zunehmender Meereshöhe an; über die allein über 59 % der SWE-Varianz erklärt werden kann (Tab. 23).

Der Einfluss der Hangneigung wie auch der Exposition ist ebenfalls mit Ausnahme der Januar- und Mai-SWE-Werte als signifikant zu bewerten. Die Regressionskoeffizienten der Hangneigung variieren im Winter 2002/03 zwischen -0,35 und -0,19 und im Winter 2003/04 zwischen -0,42 und -0,18. Somit nimmt das SWE wie die Schneetiefe mit zunehmender Hangneigung ab.

Tab. 23: Regressionsanalyse des SWEs in Abhängigkeit von der Meereshöhe

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	RMS	R ²
2003				
Januar n = 7	-590,2830	0,4203 ³⁾	39,7	84,9 81,88
Februar n = 18	-1016,0000	0,7550 ⁴⁾	65,62	87,62[†] 86,85
März n = 18	-1070,7185	0,7197 ⁴⁾	100,1	73,41[†] 71,75
April n = 17	-873,8061	0,5240 ⁴⁾	94,72	63,1 60,64
2004				
Januar n = 10	-209,7048	0,2791 ²⁾	49,11	63,88 59,36
Februar n = 26	-327,8477	0,3439 ⁴⁾	52,99	72,53[†] 71,38
März n = 26	-482,6716	0,4082 ⁴⁾	79,26	62,45[†] 60,89
Mai n = 26	-435,4190	0,2642	54,6	59,49[†] 57,81

Signifikanz-Niveaus der Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10 %, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5 %-Niveau (F-Verteilung)

Tab. 24: Regressionsanalyse des SWEs in Abhängigkeit von den primären Reliefparametern

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	Expo N-S	Expo E-W	Horiz.- Wölb.	RMS	R ² / Adj. R ²
2003								
Januar n = 7	-364,844	0,371 0,830	-4,860 -0,259	0,614 0,256	0,982 0,509	60,029 0,075	28,19	98,48 90,87
Februar n = 18	-1247,532	0,964 ⁴⁾ 1,195	-4,975 ²⁾ -0,198	0,768 ²⁾ 0,167	-0,314 -0,079	-56,180 -0,118	40,83	96,40* 94,91
März n = 18	-1394,048	1,027 ⁴⁾ 1,222	-8,922 ³⁾ -0,341	0,864 ²⁾ 0,181	-0,724 -0,176	-32,170 -0,065	52,93	94,43* 92,11*
April n = 17	-1221,325	0,805 ⁴⁾ 1,220	-7,664 ²⁾ -0,359	0,182 0,048	-1,017 -0,318	-18,419 -0,047	74,28	83,36* 75,79
2004								
Januar n = 10	-440,503	0,453 ²⁾ 1,297	-3,351 -0,309	0,211 0,140	-0,341 -0,213	-31,989 -0,177	48,00	82,74 61,17
Februar n = 26	-485,758	0,495 ⁴⁾ 1,226	-4,669 ⁴⁾ -0,381	0,617 ³⁾ 0,249	0,183 0,095	-56,148 ¹⁾ -0,221	34,52	90,29* 87,86
März n = 26	-770,7926	0,663 ⁴⁾ 1,284	-6,733 ⁴⁾ -0,430	1,030 ³⁾ 0,325	0,048 0,019	-82,205 ²⁾ -0,253	51,40	86,84* 83,56
Mai n = 26	-619,569	0,387 ⁴⁾ 1,130	-1,914 -0,184	0,100 0,048	-0,448 -0,275	-34,141 -0,158	53,61	67,47* 59,33

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* multiple Regression signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Der interannuelle Vergleich zeigt einen größeren Einfluss der Horizontalwölbung im Winter 2003/04 gegenüber dem Winter 2002/03 (vgl. Tab. 24, Karte 3, Karte 5).

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

- das Messkonzept der Schneetestflächen, bei dem aus mehreren Schneetiefenmessungen und einer SWE-Messung repräsentative Mittelwerte bestimmt werden, erweist sich als geeignete Methode, um der kleinräumigen Heterogenität der Schneedeckenverteilung Rechnung zu tragen
- das Verteilungsmuster der Schneetiefe und des SWEs hängt signifikant vom Relief ab und wird neben der Meereshöhe von der Hangneigung, Exposition und Wölbung beeinflusst
- der Einfluss der Reliefparameter variiert jahreszeitlich und witterungsbedingt, so differenziert sich das Verteilungsmuster der Schneetiefe und des SWEs im Winter 2003/04 deutlich stärker in Abhängigkeit von der Exposition und Wölbung als im Winter 2002/03
- mit zunehmender Meereshöhe, abnehmender Hangneigung und zunehmender Konkavität erhöht sich die Schneetiefe und das SWE; N-exponierte Hänge weisen mächtigere Schneedecken auf als S-exponierte Hänge und E-exponierte mächtigere Schneedecken als W-exponierte Hänge
- für die Schneedichten kann kein signifikanter Einfluss des Reliefs nachgewiesen werden; sie variiert innerhalb einer Messkampagne nur gering, nimmt jedoch im Jahresverlauf zu

4.2.4 Mikroskalige Ausaperungs-, Schneetiefen- und SWE-Modelle

Auf Basis der Regressionsanalysen wurden die Ausaperung, Schneetiefe und das SWE für das Untersuchungsgebiet im Lötschental räumlich modelliert.

Die Modellergebnisse der Ausaperung zeigen, dass sich der Ausaperungstermin um ca. 8–9 Tage pro 100 m Höhenzunahme verzögert (Abb. 59), wohingegen mit der Erhöhung der Hangneigung um 10° der Ausaperungstermin ca. 6–7 Tage früher eintritt. N-exponierte Hänge apert ca. 25–27 Tage später aus als S-exponierte Hänge und konkav gewölbte Hän-

ge (Wölbungsfaktor 2) ca. 13–45 Tage später als konvex gewölbte Hänge (Wölbungsfaktor -2) bei ansonsten gleich bleibenden Relieflagen. So zeigen die modellierten Ausaperungskarten (Karte 1) beispielsweise im Winter 2002/03, dass der Sonnhang am 31. Mai bis 2500 m ü. M. weitestgehend als schneefrei modelliert wird, wohingegen die Schneedecke auf dem Schatthang noch bis 2400 m ü. M. hinunter reichte. Im Winter 2003/04 reichte die Schneedecke zu diesem Zeitpunkt auf dem Sonnhang noch bis ca. 2200 m ü. M. und auf dem Schatthang bis 2000 m ü. M. hinunter, wobei insgesamt ein kleinräumig stärker differenziertes Ausaperungsmuster gegenüber dem Winter 2002/03 auftritt.

Auf Grund fehlender Standorte in Steilhängen werden diese stets als schneebedeckt modelliert. Ebenso bleibt der Einfluss der Schneemverteilung durch Lawinen unberücksichtigt.

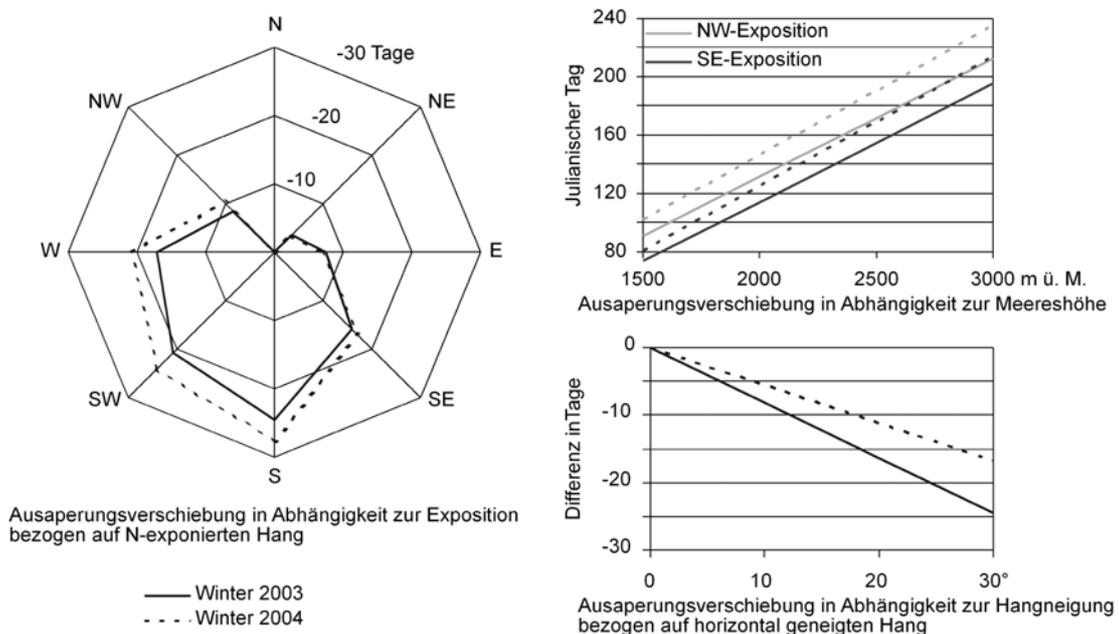


Abb. 59: Verschiebung des Ausaperungstermins in Abhängigkeit von der Exposition (l.) mit Änderung der Meereshöhe (r. o.) und mit Änderung der Hangneigung (u. r.)

Die Modellierung der Schneetiefen und des SWEs auf Basis der semi-empirischen Modelle zeigt (Karte 2–4) im Winter 2002/03 eine mächtiger ausgebildete Schneedecke als im Winter 2003/04. So wurden im Februar 2003 auf gering geneigten Hängen in Tallagen Schneetiefen von mindestens 30 cm (80 mm SWE), auf 2000–2200 m ü. M. Schneetiefen von ca. 200 cm (600–700 mm SWE) modelliert. Auf dem Sonnhang wurden die maximalen Schneetiefen von ca. 470 cm und zugleich die größten SWE von 1700 mm oberhalb von 3000 m ü. M. auf den gering geneigten Hängen des Petersgrats modelliert. Im Vergleich dazu wurden auf den Flanken des Bietschorns Schneetiefen von weit über 500 cm, und entsprechend SWE von über 2000 mm ausgewiesen. Für den Februar 2004 wurde auf dem Petersgrat und am Bietschhorn nur partiell eine Schneetiefe von 370–400 cm bzw. 1100 mm SWE sowie zwischen 2000–2200 m ü. M. nur partiell auf gering geneigten Hängen Schneetiefen von über 150 cm modelliert.

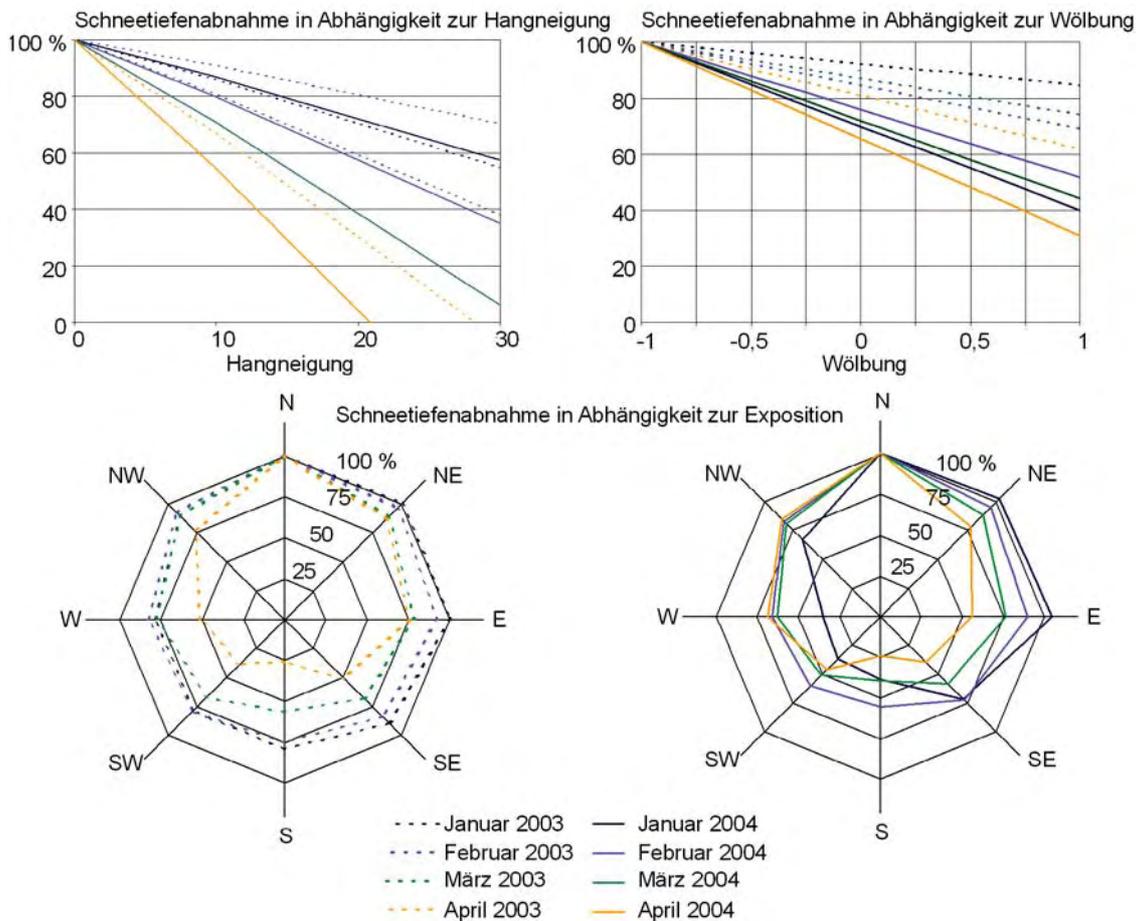


Abb. 60: Reliefabhängige Differenzierung der Schneetiefe. Oben: Änderung der Meereshöhe (10° geneigte Flächen, S-exponiert, konvexe Wölbung, Mitte: Änderung der Hangneigung (S-Exposition, konvexe Wölbung), Unten: Änderung der Hangneigung (10° geneigte Hänge, S-exponiert, konvexe Wölbung)

Anhand der Karten wird ersichtlich, dass in Tiefenlinien deutlich mehr Schnee akkumuliert als auf in direkter Nachbarschaft befindlichen Kuppen und Hängen. So weisen beispielsweise Kuppen auf 2000 m ü. M. bis zu 60 % geringere Schneetiefen auf als Rinnen, S-exponierte Hänge bis zu 75 % geringere Schneetiefen als N-exponierte Hänge und auf 10° geneigten Hänge sind bis zu 40 % geringere Schneetiefen als auf horizontalen Flächen anzunehmen. Die Einflusszunahme der Hangneigung, Exposition und Wölbung ist in Abbildung 63 deutlich zu erkennen (Abb. 63).

Ebenso weisen die Modelle auf dem Schatthang mächtigere Schneedecken als auf dem Sonnhang auf. Da auf Basis der Schneetestflächen kein Grenzwert der Hangneigung, ab der Schnee nicht dauerhaft akkumuliert, gesetzt werden konnte, wurden oberhalb von 2400 m ü. M. nur extrem steile Hänge und Kuppen als schneefrei modelliert.

Insgesamt zeigen die Vergleiche der modellierten Karten beider Winter eine stärkere Akzentuierung der Schneedeckenverteilung infolge des größeren Einflusses der Wölbung, Hangneigung und Exposition im Winter 2003/04 als im Winter 2002/03.

4.2.5 Mesoskalige Validierung des Ausaperungsmodells der mikroskaligen Punktdaten 2003/04

Der Vergleich zwischen der beobachteten Ausaperung, die auf Basis der terrestrischen Gegenhangphotos erhoben wurde, und der modellierten Ausaperung zeigt, dass im Winter 2003/04 26 % der abgebildeten Fläche mit einer zeitlichen Differenz von ± 10 Tagen (TDI) und 46 % der Fläche innerhalb des ± 20 TDI richtig modelliert werden. Auf 44 % der Fläche wird die Ausaperung um mehr als 20 Tage zu spät und nur auf 9 % der Fläche zu früh modelliert (Abb. 61).

Eine detaillierte Betrachtung zeigt, dass die Ausaperung insbesondere auf gering geneigten Hängen innerhalb des ± 10 TDI gut modelliert wird. Zudem wird auf dem Schatthang für die Höhenklassen bis 2200 m ü. M., mit Ausnahme von über 40° geneigten Hängen, die Ausaperung auf über 40 % der Flächen innerhalb des ± 10 TDI richtig modelliert.

Die Flächenanteile der mit über 20 Tagen zu spät modellierten Ausaperung steigen mit zunehmender Hangneigung und Meereshöhe; so beträgt der Flächenanteil der zu spät modellierten Ausaperung auf über 40° Hängen je Höhenklasse 60-80 %. Ebenso wird auf dem Schatthang die Ausaperung oberhalb von 2800 m ü. M. in allen Hangneigungsklassen stets auf über 40 % der Fläche um über 20 Tage überschätzt. Im Gegensatz dazu tritt auf dem Sonnhang diese Überschätzung in der Hangneigungsklasse $30-39^\circ$ der Höhenklassen von 1800-2600 m ü. M. mit ca. 50-65 % deutlich hervor.

Die Flächen, für die die Ausaperung um mehr als 20 Tage zu früh modelliert wird, treten auf dem Sonnhang in den Höhenklassen über 2800 m ü. M. mit einem Flächenanteil von bis zu 40 % deutlich hervor. Das Tellital, in dem die Ausaperung gleichfalls zu früh modelliert wird, spiegelt sich in den Höhenklassen bis 2200 m ü. M. wider. Auf dem Schatthang treten die Bereiche, für die die Schneedeckendauer unterschätzt modelliert wird, besonders prägnant in den Lawinenauslaufzonen des Birchgletschers sowie auf dem Nestgletscher selbst auf (Abb. 61).

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

- innerhalb des ± 20 TDI kann auf Basis der mikroskaligen semi-empirischen Modelle 46 % der von den terrestrischen Gegenhangphotos abgebildeten Fläche richtig erfasst werden; auf 44 % der Fläche wird die Ausaperung um mehr als 20 Tage zu spät modelliert
- Steilhänge werden auf Grund fehlender Grenzwerte stets als schneebedeckt modelliert

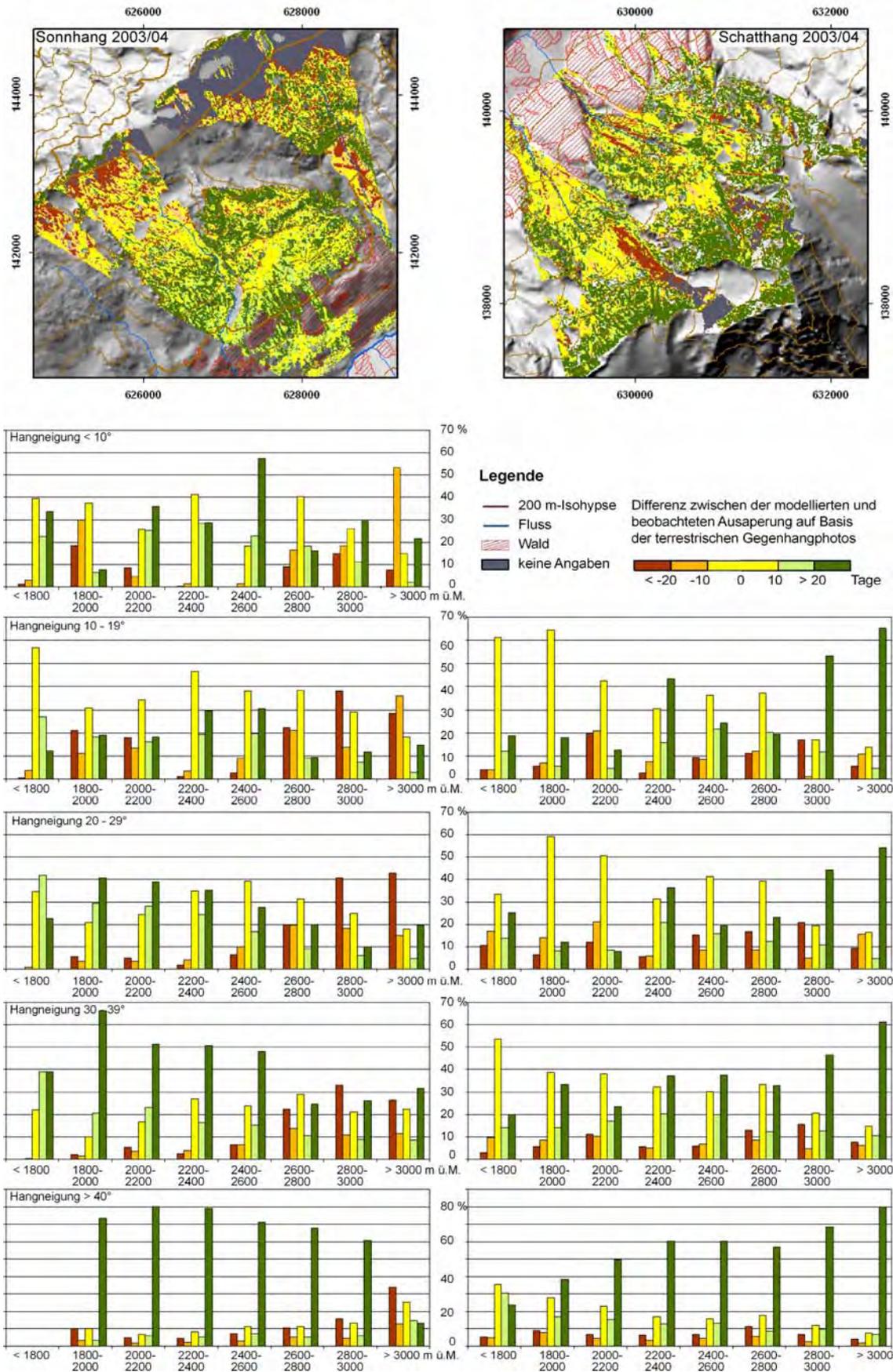


Abb. 61: Güteabschätzung des Ausaperungsmodells der mikroskaligen Punktdaten aufgeschlüsselt nach Hangneigungs- und Höhenklassen für den Winter 2003/04

4.3 Mesoskaliges Verteilungsmuster der Schneedecke

Der Einsatz der terrestrischen Gegenhangphotos ermöglichte die räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Erfassung des Verteilungsmusters der Schneedecke auf deren Grundlage Raum-Zeit-Analysen durchgeführt werden konnten (Abb. 66, Abb. 73).

Bei Installation der Kameras am 21. Oktober 2002 reichte eine dünne Neuschneedecke bis 1800 m ü. M. herunter, die bis zum 1. November 2002 bis auf 2300 m ü. M. abschmolz. Oberhalb von 2300 m ü. M. verlief die aus einzelnen Schneefeldern bestehende Schneegrenze stark zerlappt. So waren gering geneigte Flächen schneebedeckt, wohingegen steilere und W-exponierte Hanglagen schneefrei waren (Abb. 62, Abb. 63).

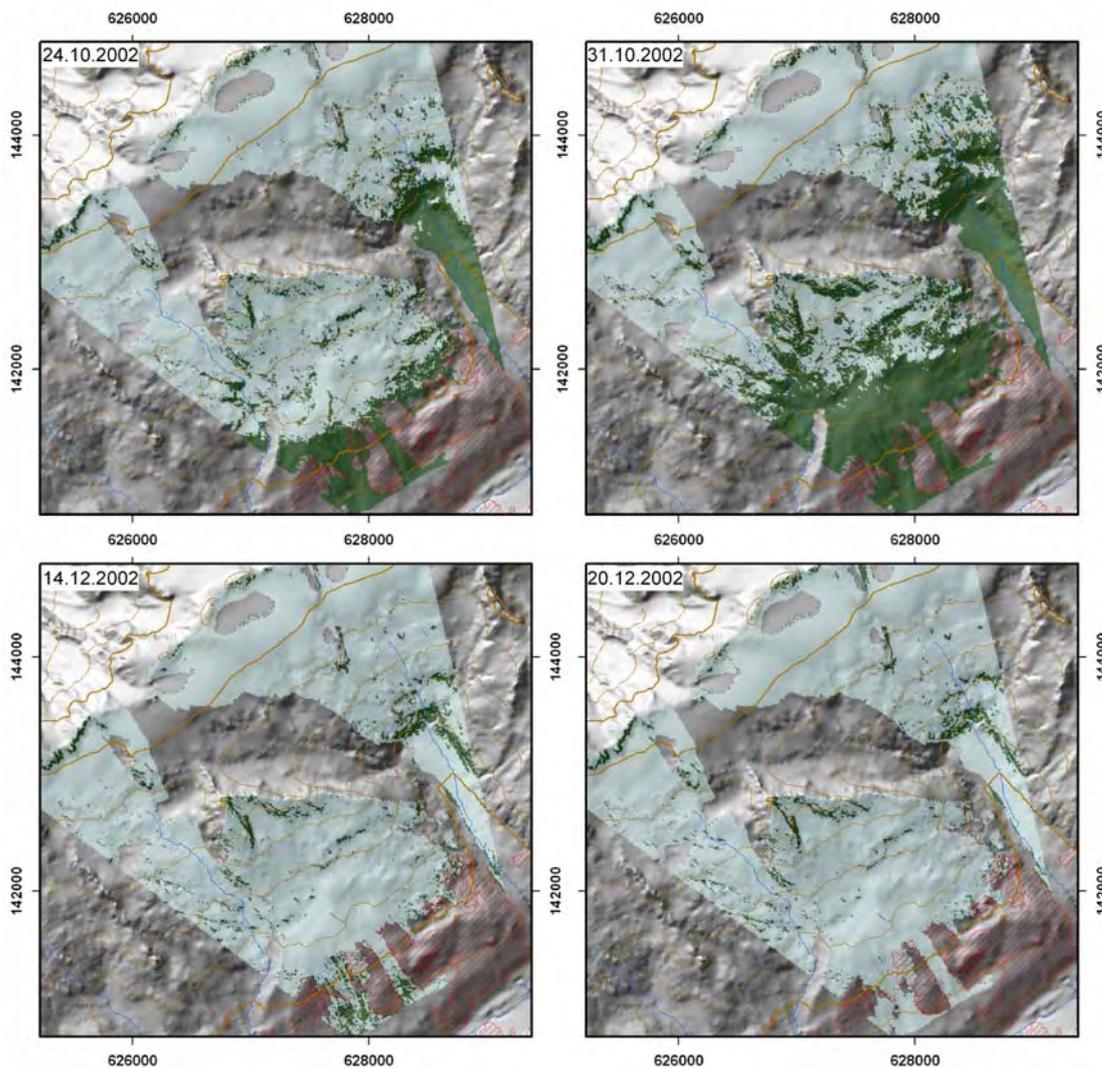


Abb. 62: Frühwinterlicher Schneedeckenaufbau auf dem Sonnhang 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)

Während neuerlicher Schneefälle, die zwischen dem 2. und 5. November 2002 fielen, wurde eine Schneedecke bis in die unteren Tallagen aufgebaut. Diese blieb auf dem Sonnhang oberhalb von 2100 m ü. M. und auf dem Schatthang bis hinunter auf 1800 m ü. M. persistent (Abb. 63). Bis zum 17. Dezember 2002 aperte die herbstliche Schneedecke auf dem

Sonnhang sehr partiell bis in Höhen von 2100 m ü. M. trotz Neuschneefälle immer wieder aus. Erst infolge von Neuschneefällen am 17. Dezember 2002 wurde eine geschlossene, persistente Schneedecke bis zum Talboden aufgebaut (Abb. 62).

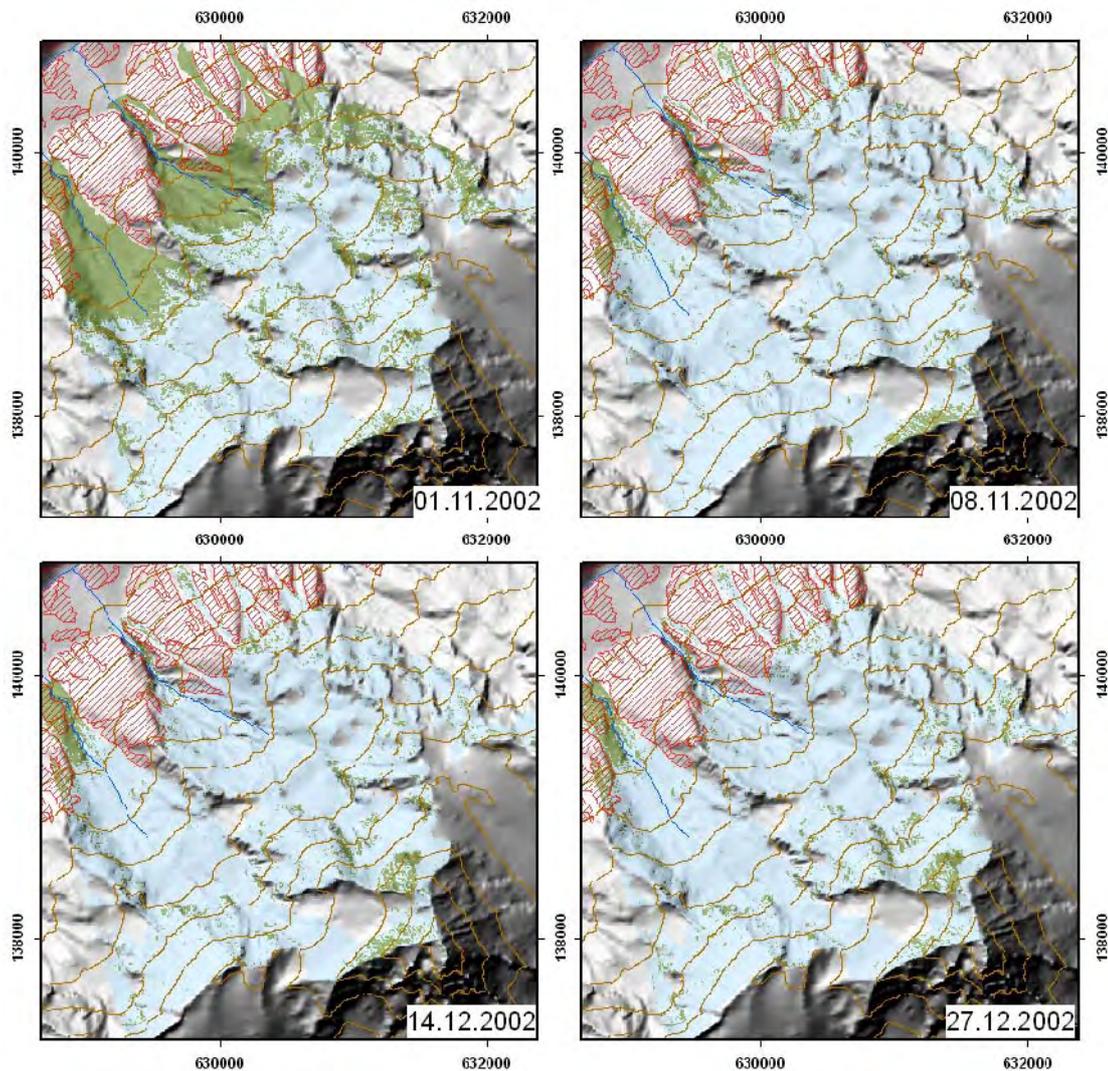


Abb. 63: Frühwinterlicher Schneedeckenaufbau auf dem Schatthang 2002 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)

Die winterliche Schneedecke war auf dem Sonn- und Schatthang durch ihre große Geschlossenheit gekennzeichnet; sowohl Kuppen als auch bis zu 44° geneigte Hänge des Sonnhangs und bis zu 60° geneigte Hänge des Schatthangs waren schneebedeckt (Abb. 64, Abb. 65, Abb. 66). Infolge einer Staublawine, die während ergiebiger Neuschneefälle Anfang Februar unterhalb des Bietschhorns anriss und bis zum Talboden vordrang, wurde der Wald unterhalb von Gletschertossen komplett zerstört.

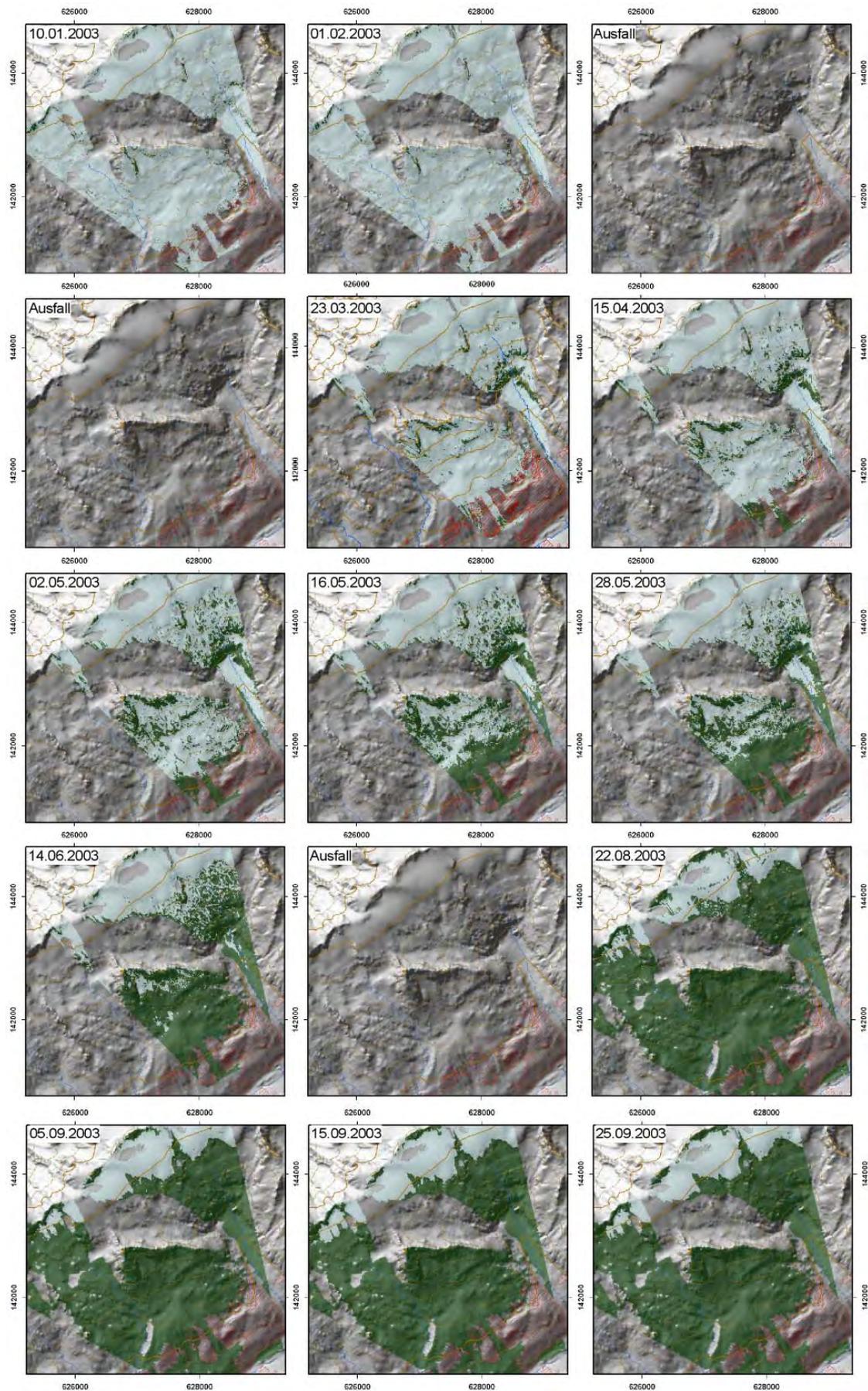


Abb. 64: Schneeverteilungsmuster auf dem Sonnhang ausgewählter Termine von Januar bis Oktober 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)

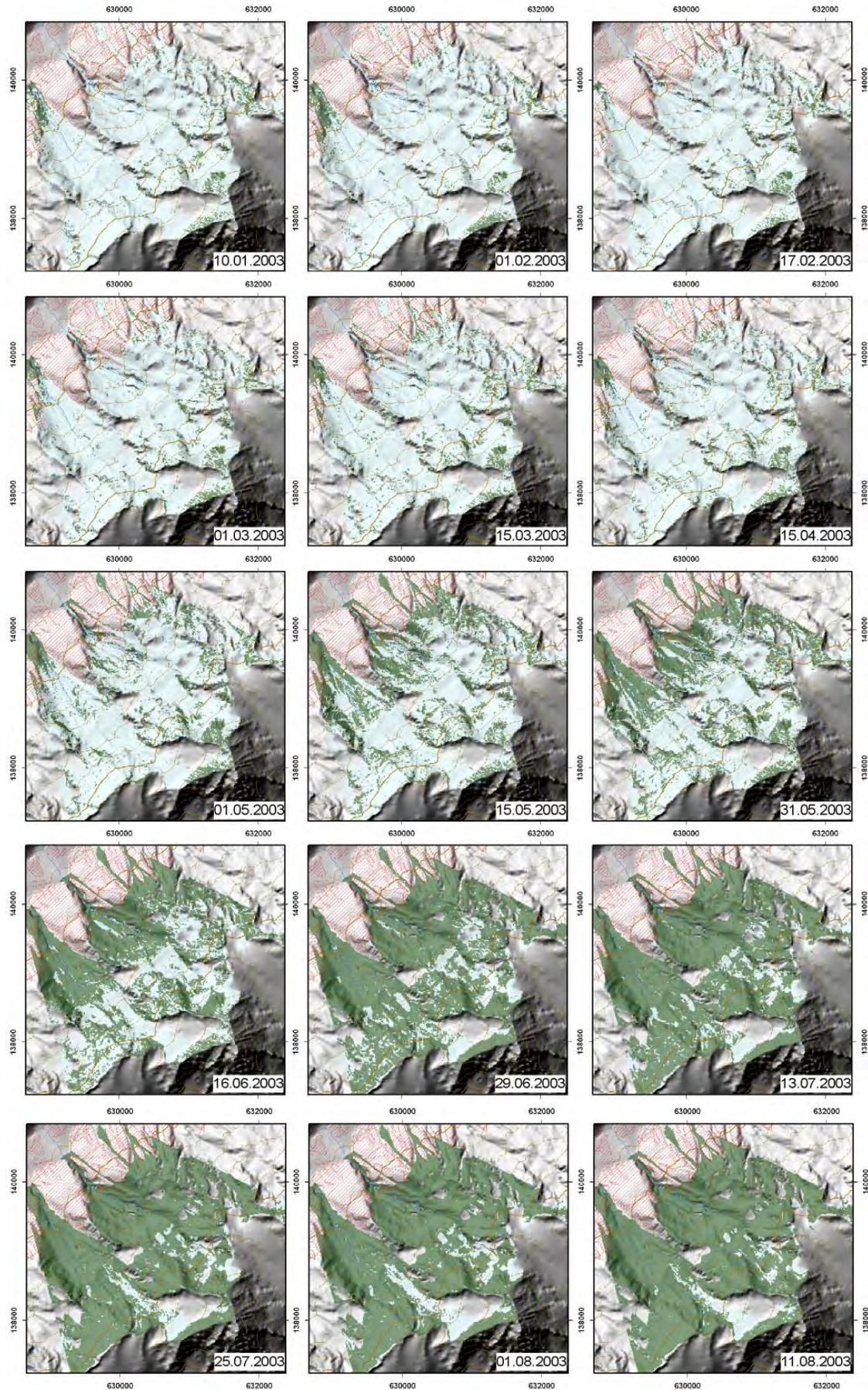


Abb. 65: Schneeverteilungsmuster auf dem Schatthang ausgewählter Termine von Januar bis August 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)

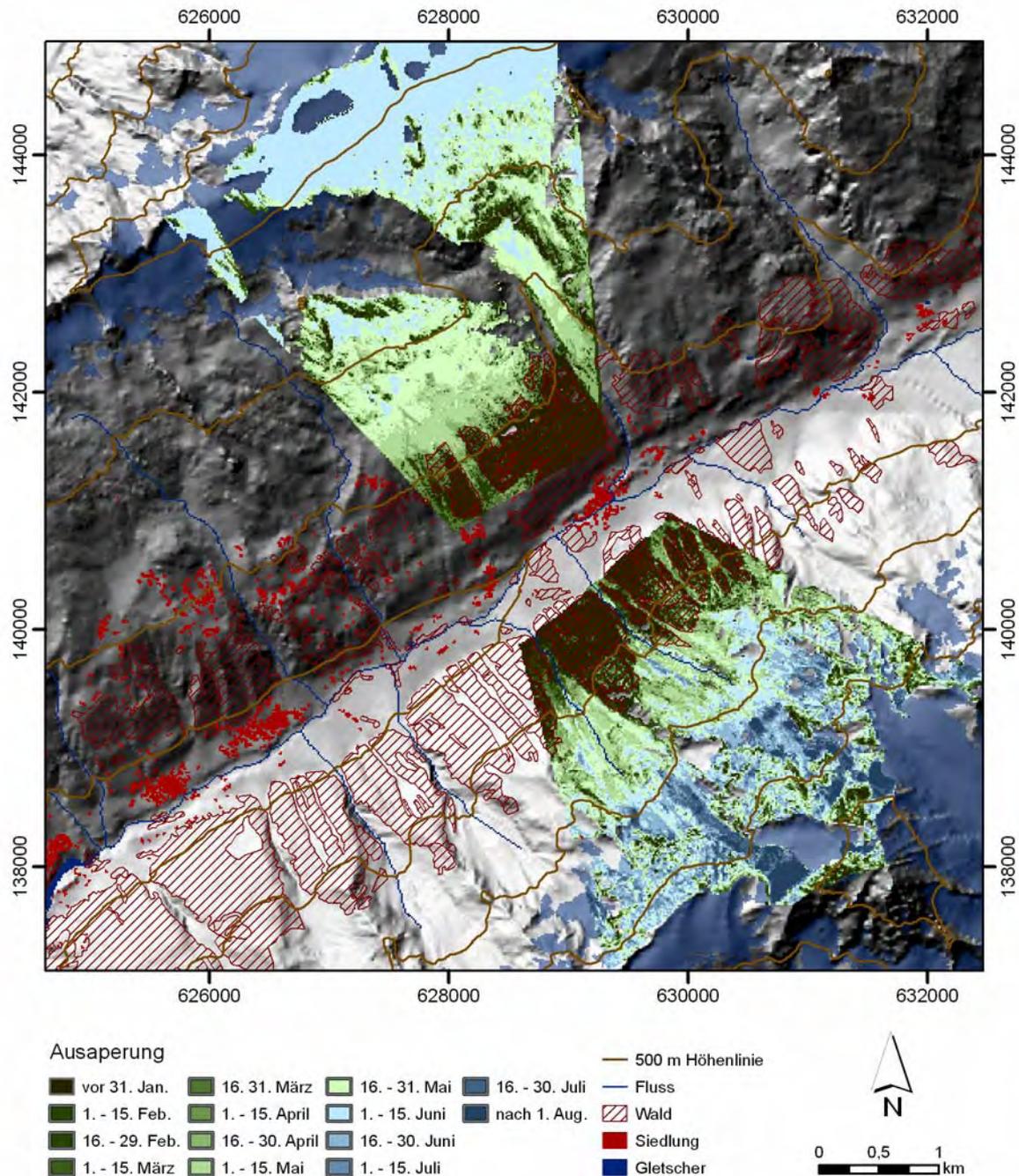


Abb. 66: Ausaperungskarte 2003 auf Basis der terrestrischen Gegenhangphotos (Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677))

Der Beginn der Schneeschmelze, die an der Klimastation Ried nachweislich am 19. Februar 2003 einsetzte (Kap. 4.2.1.2), konnte auf dem Sonnhang auf Grund des Ausfalls der Mannlich Kamera nicht dokumentiert werden. Bei Instandsetzung der Kamera am 23. März 2003 war der Sonnhang bereits bis 1700 m ü. M. weitestgehend schneefrei. Bis in 2100 m ü. M. Höhe waren lediglich über 20° geneigten, W-exponierten Hänge aper und oberhalb von 2100 m ü. M. bestand noch eine nahezu geschlossene Schneedecke. Ausnahmen bildeten über 44° geneigte Hänge, die den gesamten Winter über weitestgehend schneefrei waren (Abb. 67, Abb. 76).

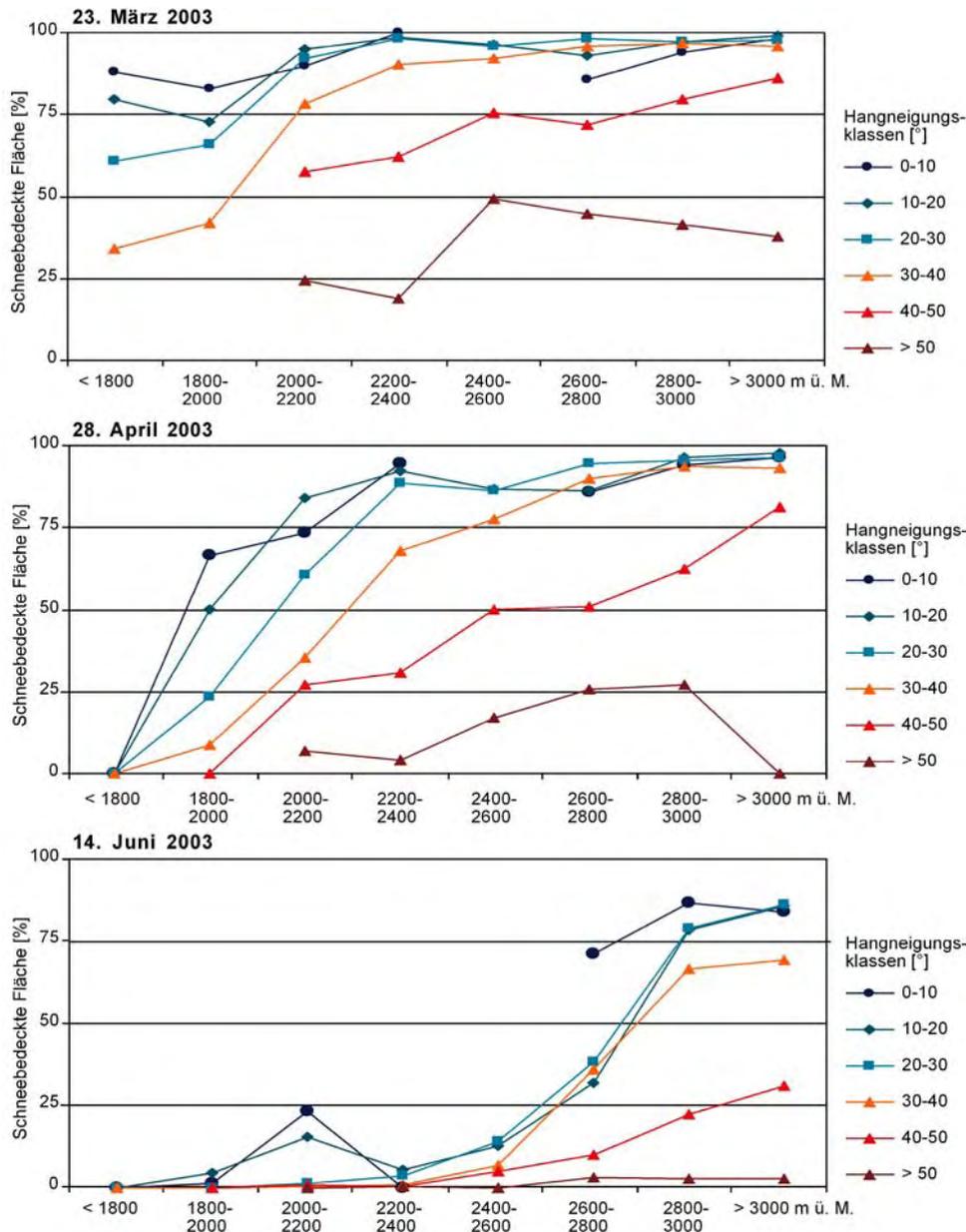


Abb. 67: Anteil der schneebedeckten Fläche auf dem Sonnhang für ausgewählte Termine, aufgeschlüsselt nach Hangneigung (10° Intervalle) und Meereshöhe (200 m Intervalle); (Darstellung bezieht sich auf den Bildausschnitt, der in die statistische Analyse einfließt)

Bis zum 28. April 2003 war der Sonnhang – mit Ausnahme des Tellitals, wo eine geschlossene Schneedecke auf dem gering geneigten Talboden bis 1900 m ü. M. herunterreichte – bis in eine Höhe von 2100 m ü. M. nahezu schneefrei (Abb. 67). W-exponierte Hänge waren vor E-exponierten Hängen sowie steilere deutlich vor flacheren Hängen aper. Oberhalb von 2100 m ü. M. waren lediglich Kuppen und Hänge mit über 30° Neigung schneefrei. Die Ausaperung der insgesamt gering geneigten Trogschulter zwischen 2100 und 2300 m ü. M. setzte, deutlich vom unteren Talhang abgesetzt, erst Anfang Mai ein. Bereits Ende Mai 2003 war der Sonnhang bis in 2300 m ü. M. und das Tellital bis 2000 m ü. M. schneefrei (Abb. 64).

Am 14. Juni 2003, der letzten Aufnahme der Mannlich-Kamera (Abb. 28), wiesen auf dem Sonnhang unterhalb von 2550 m ü. M. nur noch Lawinenakkumulationsgebiete, die durch Hangneigungen unter 20° gekennzeichnet sind, eine Schneedecke auf, wie z.B. unterhalb des Tennbachhorns und im Tellital. An der Rückwand des Tellitals verlief die Schneegrenze oberhalb von 2550 m ü. M. in einzelnen Schneefeldern stark zerlappt. Oberhalb von 2800 m ü. M. bestand noch mit Ausnahme steiler Felswände eine geschlossene Schneedecke (Abb. 64, Abb. 67). Am 27. August 2003, nach Wiedereinsetzen der Kamera, war der Sonnhang bis 3050 m ü. M. und große Flächen des Petersgletschers aper.

Auf dem Schatthang setzte die Ausaperung im Frühjahr 2003 deutlich später als auf dem Sonnhang ein (Abb. 65). Unbewaldete Flächen bis 1950 m ü. M. aperten im Gegensatz zum Sonnhang erst Ende April aus. Eine Ausnahme bildet der durch die Staublawine entwaldete Hangabschnitt, der bereits am 23. März 2003 bis 1900 m ü. M. aper war. Ende Mai war der Schatthang bis 2450 m ü. M. mit Ausnahme von Lawinenauslaufzonen schneefrei. W-exponierte Hänge aperten vor E-exponierten Hängen aus und mit zunehmender Hangneigung erfolgte die Ausaperung später. Die Lawinenauslaufzonen oberhalb der Waldgrenze aperten teilweise bis zu 80 Tage später als ihre unmittelbare Umgebung aus. Eine besonders ausgeprägte, ca. 450 m lange und 50 m breite Lawinenauslaufzone befindet sich auf der E-exponierten Seite des Birchtals mit einer mittleren Hangneigung von $19\text{--}30^\circ$ (Abb. 65, Abb. 68).

Gering geneigte Hanglagen oberhalb von 2450 m ü. M. wurden erst Ende Juni 2003 schneefrei. Im Vergleich zu den Hängen war die Schneedeckenreduktion auf den Hängetalböden und Gletschern, die bis auf 2450 m ü. M. herunter reichen, deutlich geringer (Abb. 65, Abb. 68). Am 11. August 2003 war die Schneedecke am Schatthang weitestgehend geschmolzen. Lediglich die oberen Bereiche des Birch- und Nestgletschers waren noch schneebedeckt sowie einzelne kleine Schneefelder oberhalb von 3000 m ü. M. vorhanden (Abb. 65, Abb. 68). Bereits am 28. August 2003 traten erste Schneefälle auf, die jedoch auf die Gipfelbereiche begrenzt blieben.

Der eigentliche frühwinterliche Schneedeckenaufbau, der am 8. Oktober 2003 mit einer Senkung der Schneefallgrenze auf 1600 m ü. M. begann, war durch eine Abfolge von Einschnei- und Ausaperungsphasen gekennzeichnet. Der Ausaperungsverlauf folgte auf dem Sonnhang stets denselben Strukturen. So aperten W-exponierte und stärker geneigte Hänge dem Höhengradienten folgend vor E-exponierten und gering geneigten Hängen aus (Abb. 69).

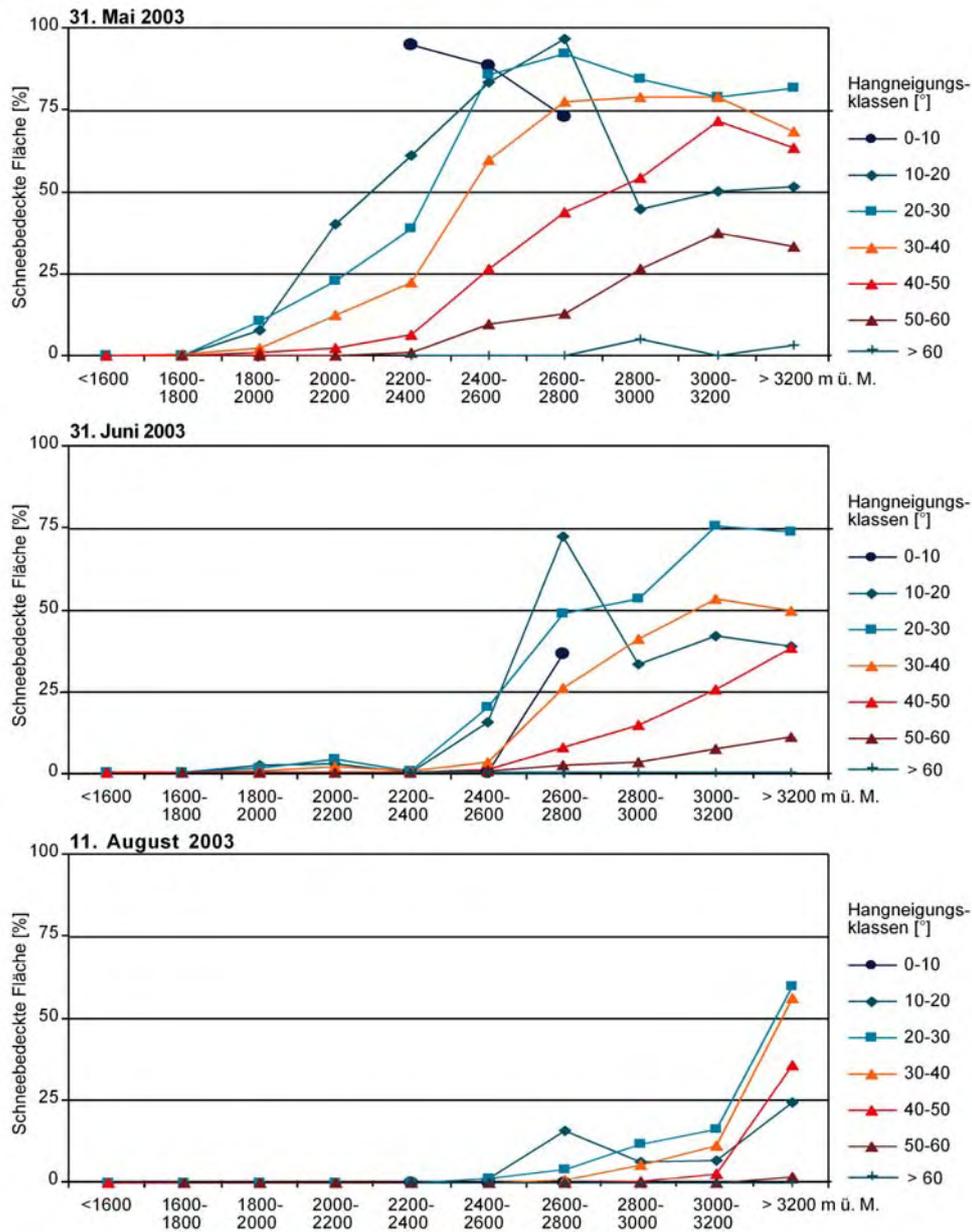


Abb. 68: Anteil der schneebedeckten Flächen auf dem Schatthang für ausgewählte Termine, aufgeschlüsselt nach Meereshöhe (200 m Intervalle) und Hangneigung (10° Intervalle)

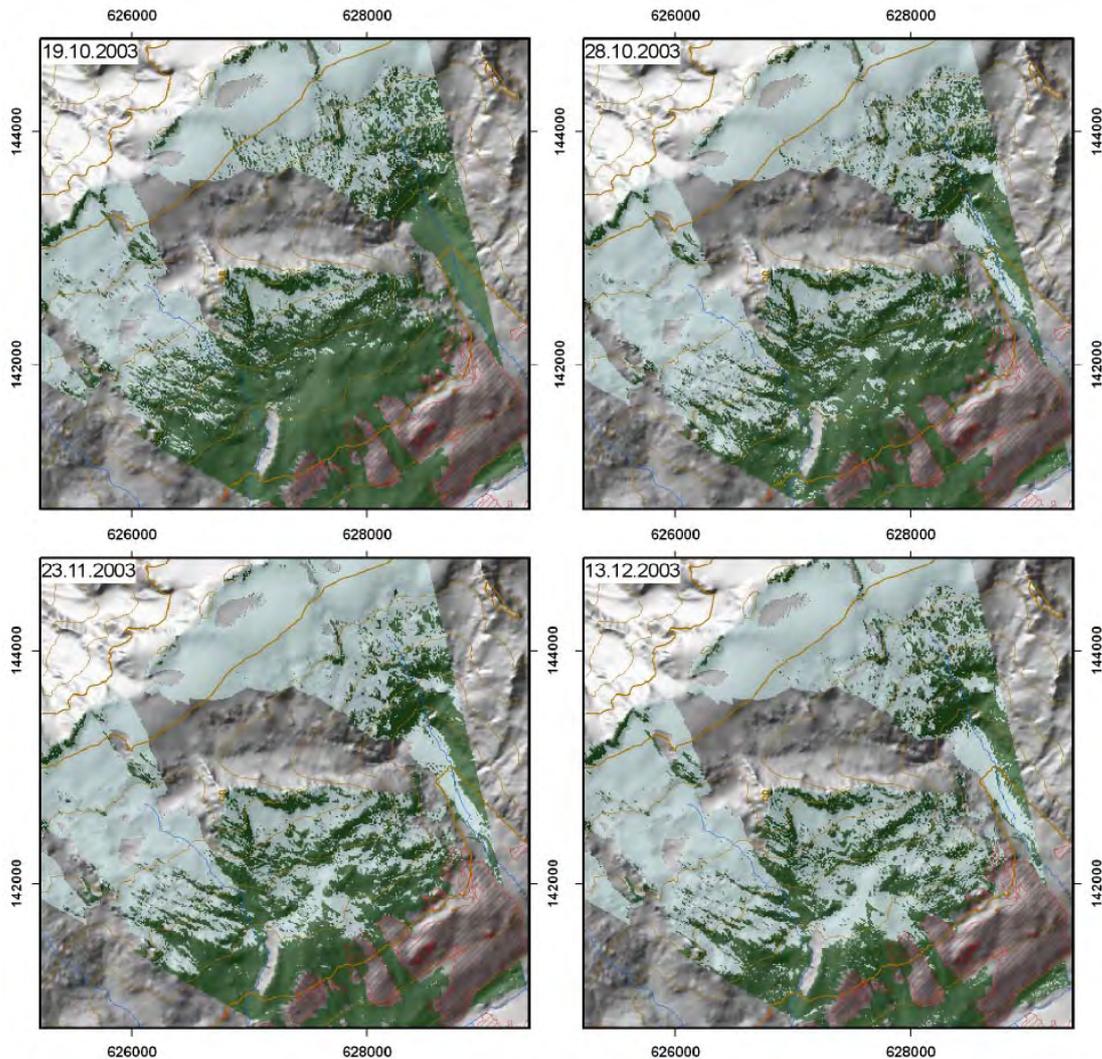


Abb. 69: Frühwinterlicher Schneedeckenaufbau und Ausaperungsmuster auf dem Sonnhang 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)

Auf dem Schatthang war dieser Verlauf weniger prägnant, da bereits mit den zweiten Schneefällen vom 20. bis 24. Oktober 2003 die Schneedecke in den Rinnen bis zum Talgrund nahezu persistent blieb (Abb. 70). Oberhalb der Waldgrenze aperte die Schneedecke jedoch partiell auf W-exponierten Hängen aus, wohingegen die Schneedecke auf E-exponierten Hängen erhalten blieb. Das winterliche Einschneien, mit dem auch im Talboden eine geschlossene Schneedecke aufgebaut wurde, erfolgte erst während der Schneefälle am 14. Dezember 2003. Insgesamt war die Schneedecke jedoch nur sehr dünn ausgebildet, so dass Mikrorelief- und Vegetationsstrukturen noch deutlich sichtbar waren.

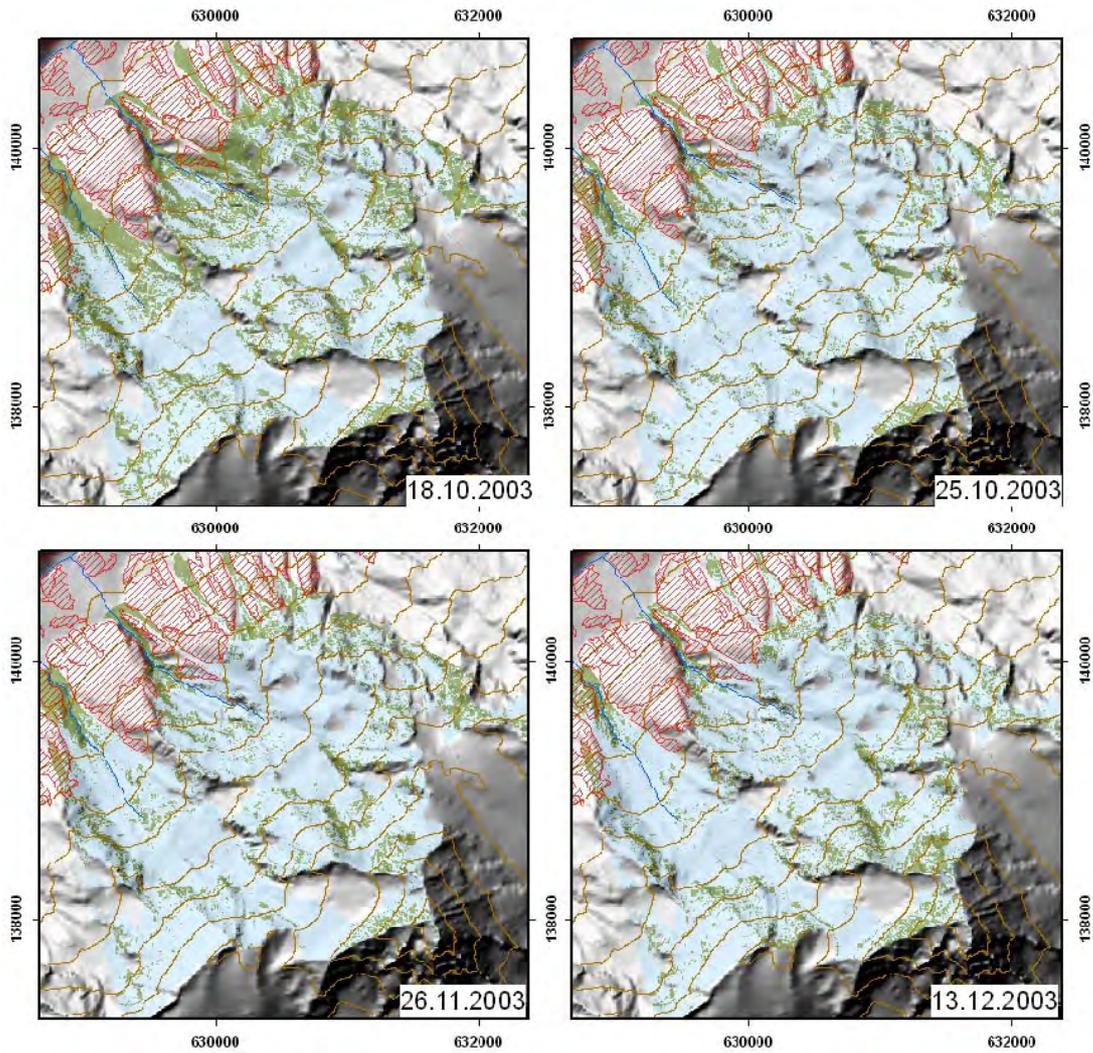


Abb. 70: Frühwinterlicher Schneedeckenaufbau auf dem Schatthang 2003 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)

Die winterliche Schneedecke, die durch starke äolische Verfrachtungen gekennzeichnet war, war oberhalb der Waldgrenze nur lückenhaft ausgebildet. Kleine Kuppen und Felswände waren den gesamten Winter über weitestgehend schneefrei (Abb. 71, Abb. 72, Abb. 73).

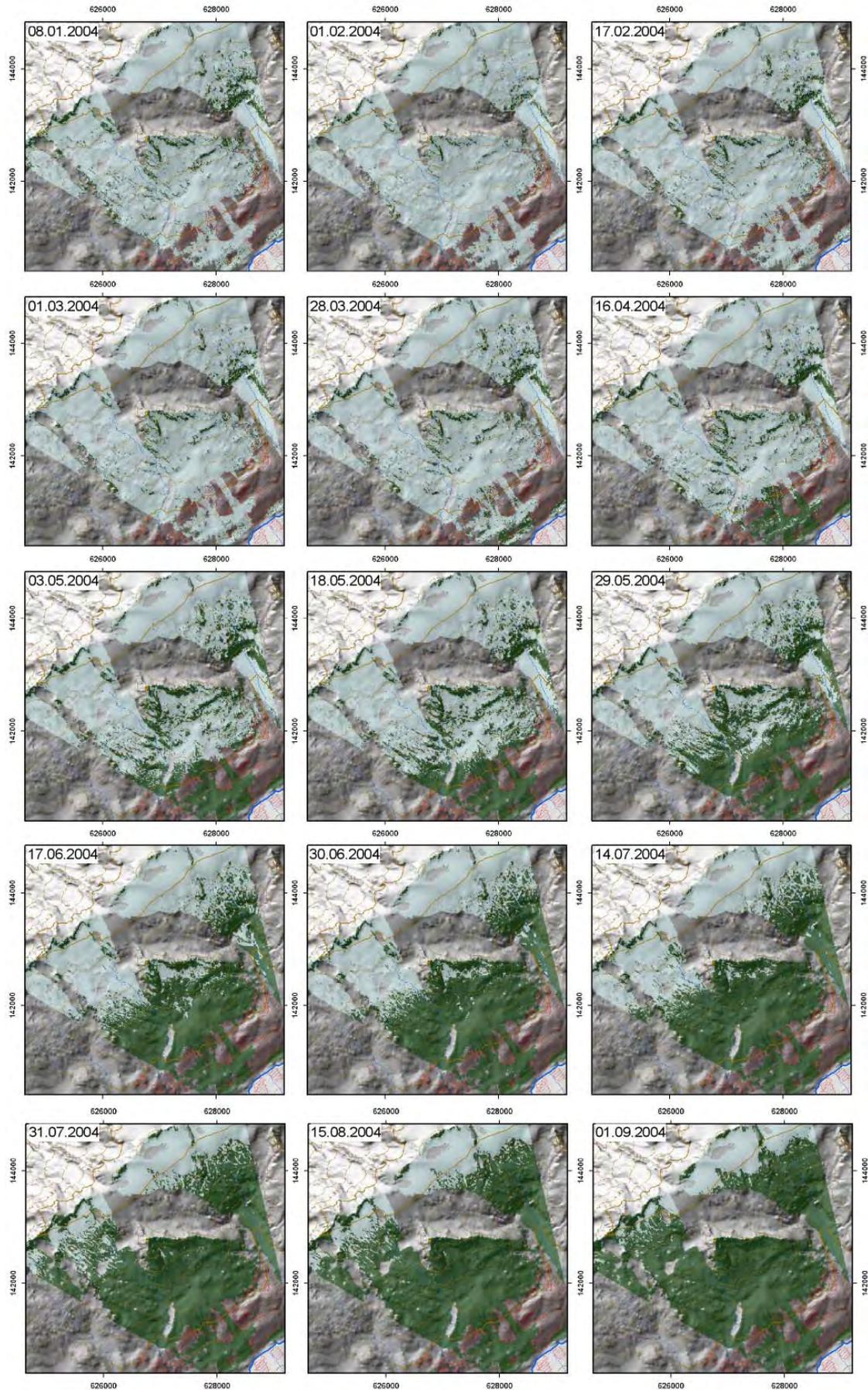


Abb. 71: Schneeverteilungsmuster auf dem Sonnhang ausgewählter Termine von Januar bis Oktober 2004 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)

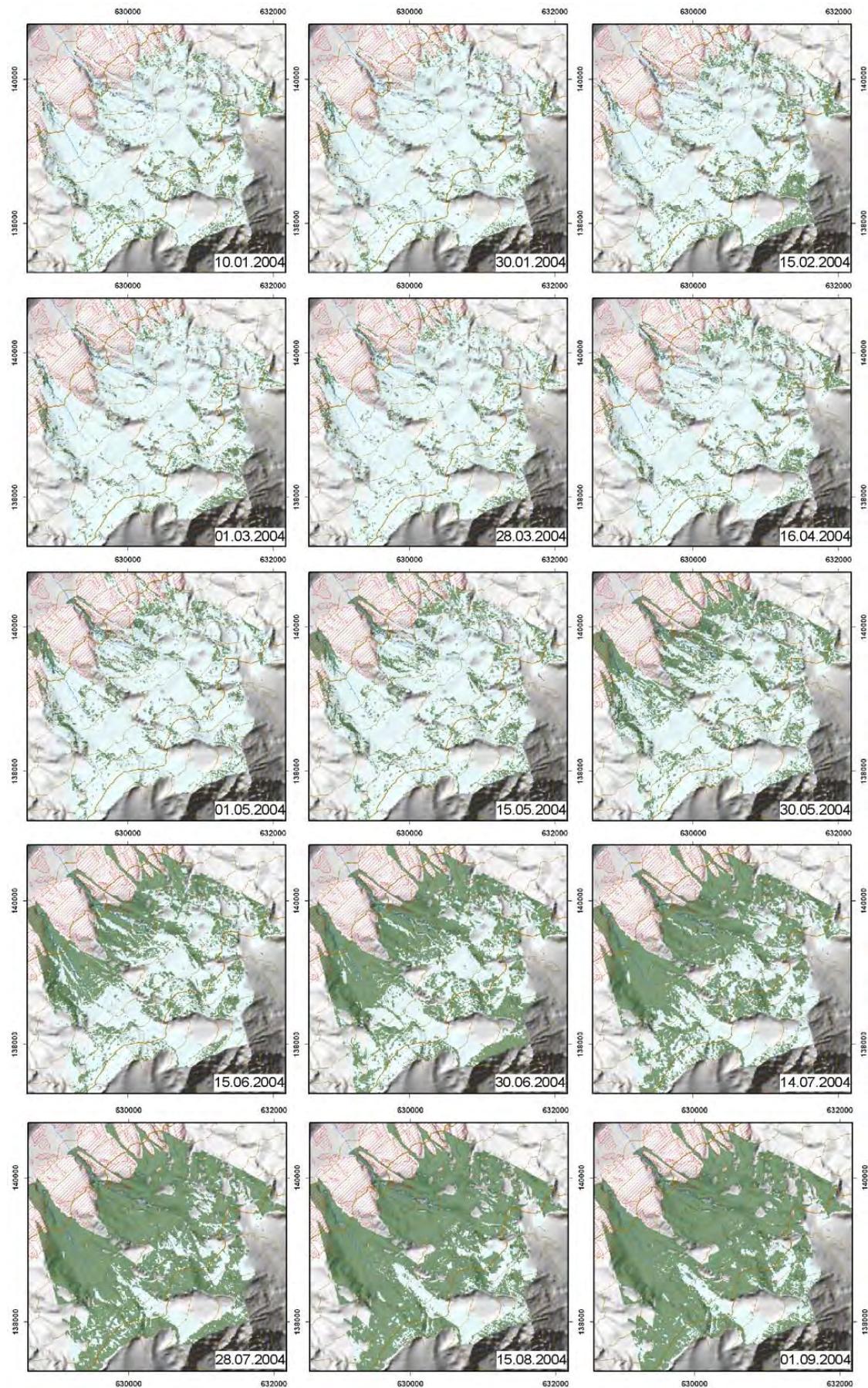


Abb. 72: Schneeverteilungsmuster auf dem Schatthang ausgewählter Termine von Januar bis Oktober 2004 (hellblau: schneebedeckt, grün: schneefrei, rot schraffiert: Wald)

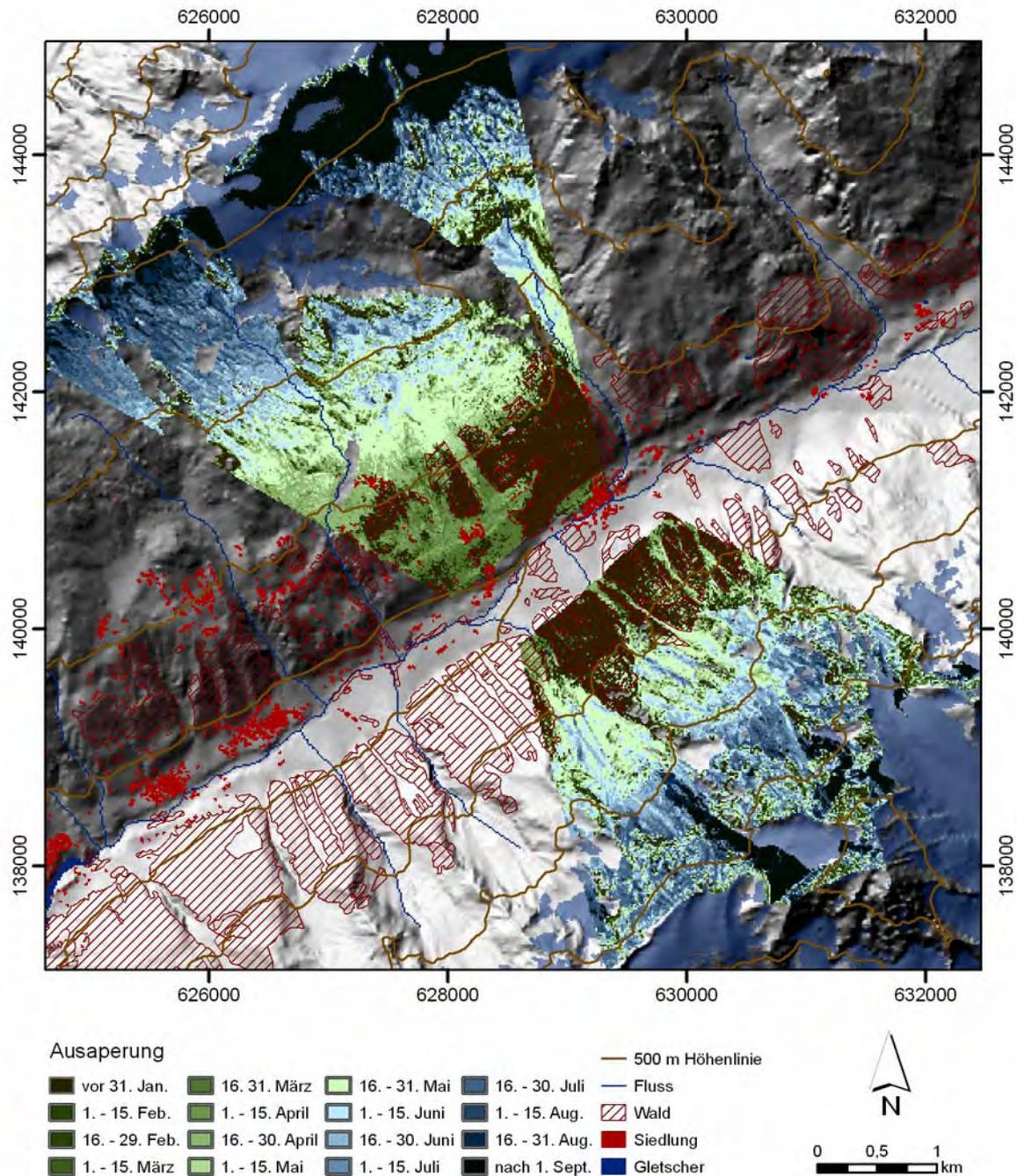


Abb. 73: Ausaperungskarte 2004 auf Basis terrestrischer Gegenhangphotos (Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677))

Der Schneedeckenabbau, der im Gegensatz zum Vorjahr durch mehrere Schneefallereignisse unterbrochen wurde, begann im Frühjahr 2004 auf dem Sonnhang Mitte März (Abb. 71, Abb. 73). Einzelne nasse Schneebretter und Lockerschneelawinen hatten sich hingegen bereits am 4. Februar 2004 in den tieferen Lagen gelöst, was als Indiz für eine Durchfeuchtung der Schneedecke gewertet werden kann. Die in den unteren Tallagen insgesamt geringmächtig ausgebildete Schneedecke (Kap. 4.2.1.2) wurde relativ rasch abgebaut, so dass Ende März steile Hanglagen bis 1850 m ü. M. sowie W-exponierte Hänge bis 2100 m ü. M. aper waren. Lediglich gering geneigte Hänge waren noch schneebedeckt.

Oberhalb von 2100 m ü. M. konnte zu dieser Zeit noch kein deutlicher Abbau der Schneedecke dokumentiert werden.

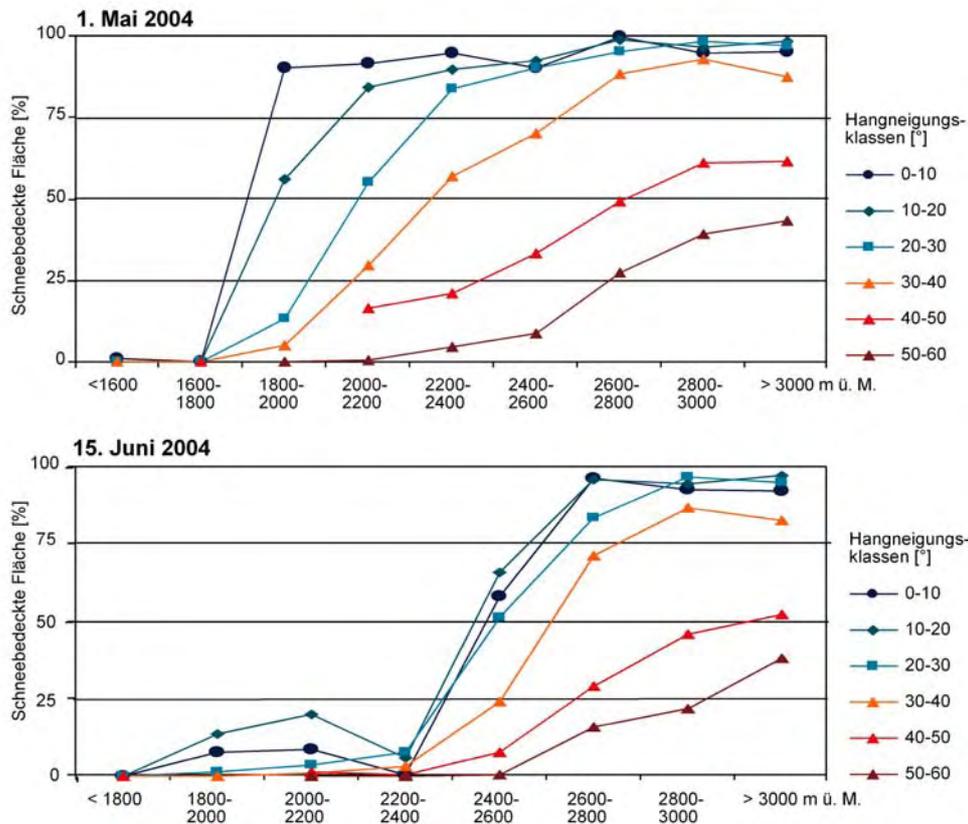


Abb. 74: Anteil der schneebedeckten Flächen am 1. Mai 2004 auf dem Sonnhang, aufgeschlüsselt nach Meereshöhe (200 m Intervalle) und Hangneigung (10° Intervalle)

Bis Ende April 2004 war der Sonnhang mit Ausnahme des Tellitals bis zur Trogschulter auf 2100 m ü. M. schneefrei. Im Tellital reichte, wie im Vorjahr, eine nahezu geschlossene Schneedecke bis 1900 m ü. M. herunter. Oberhalb von 2100 m ü. M. erfolgte ein partieller, von apereen Kuppen ausgehender Abbau der Schneedecke (Abb. 74). Der weitere Abbau der winterlichen Schneedecke wurde kurzzeitig durch Neuschneefälle vom 4. bis 9. Mai 2004, die bis in die unteren Tallagen fielen, unterbrochen. Die Neuschneedecke schmolz jedoch auf den zuvor apereen Flächen bis zum 14. Mai 2004 wieder komplett ab und bereits Anfang Juni waren die Bereiche bis 2300 m ü. M. schneefrei. Lediglich die Lawinenauslaufzonen und der Talboden des Tellitals wiesen wie im Vorjahr noch eine nahezu geschlossene Schneedecke auf (Abb. 71, Abb. 73). Oberhalb von 2300 m ü. M. zerfiel die Schneedecke zunehmend in einzelne Schneefelder, wobei der Schneedeckenabbau von bereits apereen Flächen fortschritt und somit die Schneelinie stark zerlappt verlief. Eine noch nahezu geschlossene Schneedecke bestand erst oberhalb von 2600 m ü. M. Der weiteste Rückgang der Schneedecke wurde auf den 22. September 2004 datiert. Zu diesem Zeitpunkt waren lediglich die obersten Bereiche des Petersgletschers schneebedeckt sowie kleine Schneefelder oberhalb von 2800 m ü. M. vorhanden (Abb. 71).

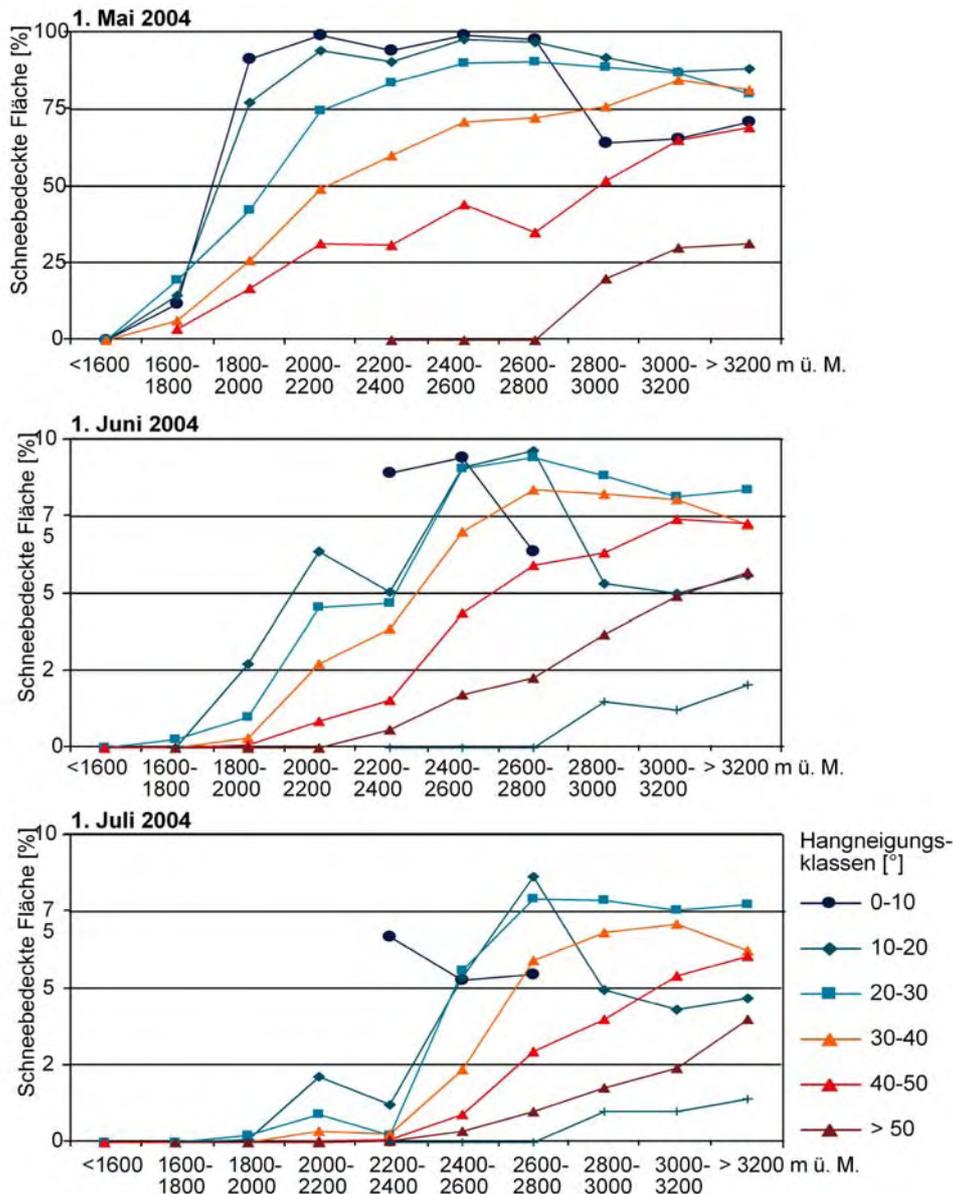


Abb. 75: Anteil der schneebedeckten Flächen auf dem Schatthang für ausgewählte Termine, aufgeschlüsselt nach Meereshöhe (200 m Intervalle) und Hangneigung (10° Intervalle)

Auf dem Schatthang setzte die Ausaperung wie im Vorjahr deutlich später als auf dem Sonnhang ein. So konnte erst ab dem 21. April 2004 eine deutliche Zunahme von aperen Flächen beobachtet werden. Die anfängliche Ausaperung auf dem Schatthang konzentrierte sich insbesondere auf steile W-exponierte Hänge unterschiedlicher Höhe, die die weiteren Ausaperungskerne bildeten (Abb. 72, Abb. 73). Anfang Mai war der Lawenhang des Vorjahrs bis in 1800 m ü. M. schneefrei, wohingegen die im Wald liegenden Gräben und Schleifen noch bis zur unteren Waldgrenze auf 1600 m ü. M. schneebedeckt waren (Abb. 75). Die Neuschneedecke von Anfang Mai schmolz wie auf dem Sonnhang auf den zuvor aperen Flächen innerhalb von sieben Tagen ab. Die Schneegrenze verlief Anfang Juni, in einzelne Schneefelder zerlappt, auf 2400 m ü. M. In Rinnen und Lawinenauslaufzonen reichte die Schneedecke noch bis auf 1900 m ü. M. hinunter. Besonders weit war die

Ausaperung auf W-exponierten Hängen sowie steilen Felswänden fortgeschritten (Abb. 75). Bis Ende Juni waren die Bereiche unterhalb von 2400 m ü. M. mit Ausnahme der Lawinenauslaufzonen schneefrei. Erst Anfang Juli setzte die Ausaperung der gering geneigten Hanglagen oberhalb von 2400 m ü. M. ein. Die Lawinenauslaufzonen aperten wie im Vorjahr deutlich abgesetzt von ihrer Nachbarschaft aus (Abb. 75). Am 22. September 2004 wurde auf dem Schatthang der weiteste Rückgang der saisonalen Schneedecke erreicht. Zu diesem Zeitpunkt waren nur noch kleine Schneefelder unterhalb von Felswänden vorhanden sowie die obersten Bereiche der Gletscher schneebedeckt.

Aus der obigen Darstellung wird ersichtlich, dass das Ausaperungsmuster in beiden Jahren – trotz unterschiedlicher Witterungs- und Schneedeckenverhältnisse – ähnlichen Strukturen folgt. Der Höhengradient wird durch andere Reliefparameter, wie Hangneigung und Exposition, deutlich modifiziert. Diese Modifikationen, die sich in den nicht parallel zueinander verlaufenden höhenabhängigen Ausaperungskurven widerspiegelt (Abb. 76, Abb. 77), tritt besonders prägnant auf dem Schatthang auf; oberhalb von 2400 m ü. M. wird der Höhengradient durch die steile Reliefstruktur modifiziert.

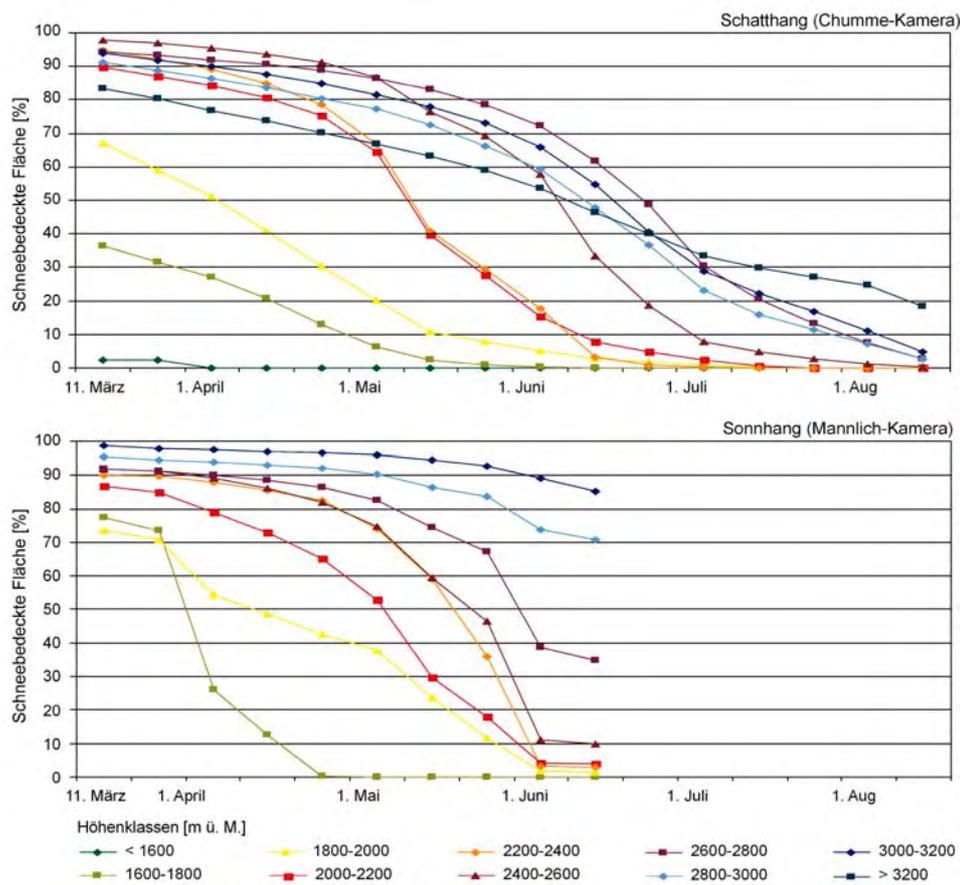


Abb. 76: Ausaperungskurve (2003) in Abhängigkeit von der Meereshöhe auf dem Schatthang (oben) und Sonnhang (unten)

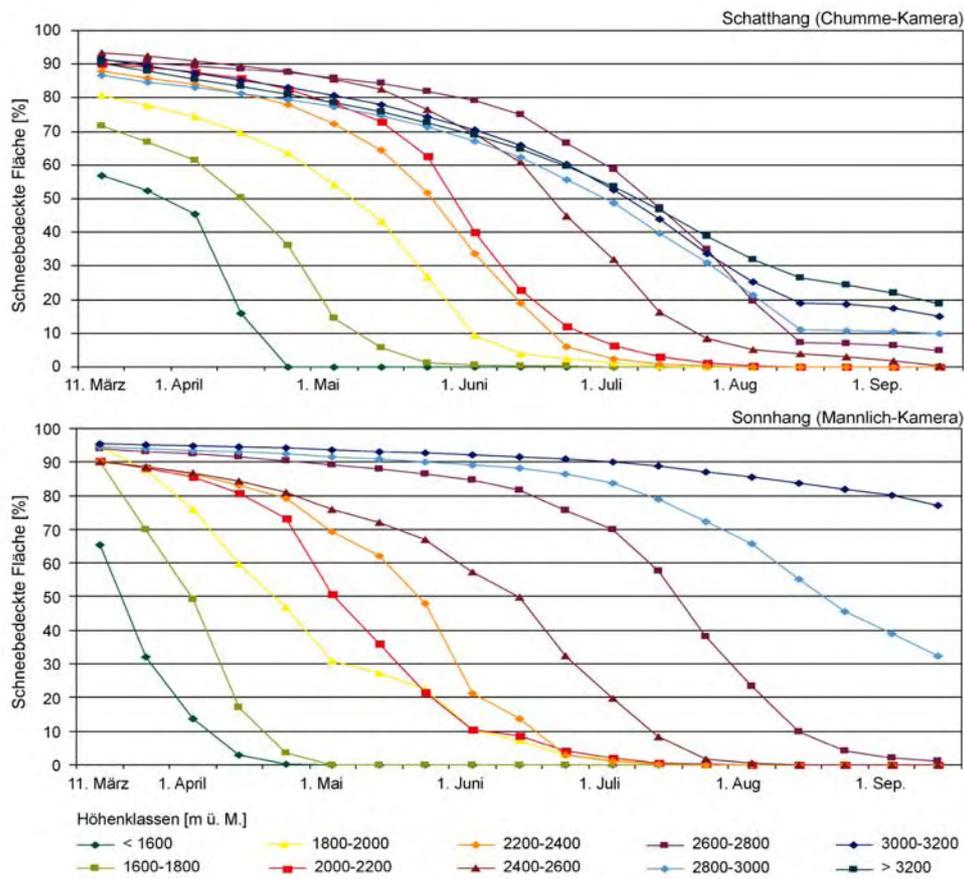


Abb. 77: Ausaperungskurve (2004) in Abhängigkeit von der Meereshöhe auf dem Schatthang (oben) und Sonnhang (unten)

4.3.1 Statistische Analyse des Reliefeinflusses auf die Ausaperung

Für eine Quantifizierung des Reliefeinflusses auf die Ausaperung wurden auf Grundlage der aus den terrestrischen Gegenhangphotos abgeleiteten Ausaperungskarten (Abb. 66, Abb. 73) statistische Analysen separat für beide Beobachtungsjahre durchgeführt.

Die bivariate statistische Analyse der Ausaperung in Abhängigkeit von der Meereshöhe zeigt (Modell M 1), dass im Winter 2003/04 auf dem Sonnhang 62 % und auf dem Schatthang lediglich 15 % der Varianz erklärt werden kann (Tab. 25); dabei nimmt der Erklärungsanteil der Meereshöhe im Jahresverlauf deutlich zu. So wird zu Beginn der Ausaperung bis Mitte Juni – dem reduzierten Datensatz der Mannlich-Kamera 2002/03 (s. Kap. 3.3.1) entsprechend – auf dem Sonnhang lediglich bis zu 20 % und auf dem Schatthang weniger als 1 % des Ausaperungsmusters durch die Meereshöhe erklärt. Von Juni bis September 2004 steigt auf dem Sonnhang der Erklärungsanteil der Meereshöhe deutlich auf 45 % an. Im Gegensatz dazu steigt der Erklärungsanteil auf dem Schatthang von Juni bis September 2003 auf 6,63 % bzw. von Juni bis September 2004 auf 13,32 % an.

Mit der Einführung der Hangneigung (Modell M 2) erhöht sich der Erklärungsanteil des Ausaperungsmusters auf dem Schatthang mit 15–20 %-Punkten wesentlich stärker als auf dem Sonnhang, wo nur eine Zunahme um 6–8 %-Punkte zu verzeichnen ist (Tab. 26).

Die Regressionskoeffizienten der Meereshöhe und Hangneigung zeigen erwartungsgemäß, dass mit zunehmender Meereshöhe und abnehmender Hangneigung die Ausaperung später eintritt. Der Vergleich zwischen Sonn- und Schatthang zeigt jedoch, dass der Einfluss der Meereshöhe und Hangneigung auf dem Schatthang als nahezu gleich groß zu bewerten ist (Tab. 26); wohingegen auf dem Sonnhang die Ausaperung maßgeblich von der Meereshöhe gesteuert wird.

Tab. 25: Regressionsanalyse der Ausaperung in Bezug zur Meereshöhe (M 1)

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	RMS	R ²
Schatthang				
2002/03	71,10	0,0028 ⁴⁾	33,24	10,49*
bis 14.06	143,00	0,0146	15,25	0,06*
ab 14.06	111,17	0,0063 ⁴⁾	25,71	6,63*
2003/04	68,04	0,0371 ⁴⁾	37,94	14,35*
bis 14.06	139,90	-0,0027 ⁴⁾	24,53	0,2*
ab 14.06	122,80	0,0271	22,81	13,32*
Sonnhang				
2002/03	69,36	0,0250 ⁴⁾	17,65	16,87
Ab 14.06		Kameraausfall		
2003/04	-90,36	0,1022 ⁴⁾	29,86	62,83*
Bis 14.06	46,65	0,0360 ⁴⁾	21,33	19,43*
Ab 14.06	-18,29	0,0819	19,65	45,36*
Beide Hänge 2003/04	-16,88	0,0071	35,79	39,25*

⁴⁾ Signifikanz-Niveaus der Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%,
²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Tab. 26: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe und Hangneigung (M 2)

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	RMS	Adj. R ²
Schatthang					
2002/03	88,947	0,046 ⁴⁾	-1,705 ⁴⁾	29,31	30,06*
		0,520	-0,475	0,836	
2003/04	86,122	0,054 ⁴⁾	-1,736 ⁴⁾	34,52	28,92*
		0,557	-0,415	0,834	
Sonnhang					
2002/03	79,566	0,027 ⁴⁾	-0,500 ⁴⁾	16,62	21,2*
		0,452	-0,023	0,887	
2003/04	-58,49	0,105 ⁴⁾	-1,480 ⁴⁾	26,4	70,85*
		0,815	-0,259	0,539	
Beide Hänge					
2003/04	-12,150	0,087 ⁴⁾	-1,457 ⁴⁾	30,74	54,89*
		0,742	-0,311	0,671	

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der partiellen Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5%, ³⁾ 1%, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Aus der Betrachtung dieser beiden einfachen Regressionsanalysen wird bereits ersichtlich, dass sich der Einfluss des Reliefs auf die Ausaperung auf beiden Hängen unterscheidet. Die Differenzen beider Hänge lassen sich aus den topographischen Verhältnissen selbst ableiten. Auf dem Sonnhang, dessen durchschnittliche Hangneigung weniger als 30° beträgt, sind gravitative Prozesse der Schneeverlagerung nahezu ausschließlich auf die oberen Höhenstufen und das Tellital begrenzt. Kleine Schneerutsche treten unterhalb von 2400 m ü. M. nur vereinzelt auf. Im Gegensatz dazu dominieren auf dem Schatthang in den unteren Höhenklassen über 30° geneigte Hänge und in den oberen Höhenklassen sogar über 40° geneigte Hänge, so dass Lawinen und Schneerutsche in allen Höhenstufen auftreten. Da auf dem Schatthang sämtliche Rinnen unterhalb der Waldgrenze sowie partiell auch oberhalb der Waldgrenze aktive Lawinenbahnen darstellen, wird der Einfluss der Meereshöhe auf die Ausaperung überlagert und der Einfluss der Hangneigung nimmt zu. Die Einführung des Reliefsparameters der potentiellen Solarstrahlung (Modell M 4) erhöht den Erklärungsanteil um bis zu 1,5 %-Punkte auf dem Schatthang und um bis zu 2,2 %-Punkte auf dem Sonnhang (Tab. 28). Die Schneedeckendauer verkürzt sich erwartungsgemäß mit zunehmender Strahlung. Deutlich größer ist der Einfluss der potentiellen Solarstrahlung auf dem Schatthang als auf dem Sonnhang zu bewerten. In der Analyse, die beide Hänge zusammen betrachtet, steigt die erklärte Varianz wider Erwarten mit der Einführung der potentiellen Solarstrahlung nur gering an. Die verzögert einsetzende Ausaperung kann demzufolge nicht allein über die potentielle Solarstrahlung erklärt werden. Der Vergleich der Modelle, die die Exposition (Modell M 3, Tab. 27) bzw. potentielle Solarstrahlung (Modell M 4) einbeziehen, zeigt, dass der Einfluss der beiden Reliefparameter

als nahezu gleich groß zu bewerten ist. Da die E-exponierten Hänge weniger Strahlung erhalten als die W-exponierten Hänge und letztere dominant die Luvseite des Windes darstellt, kann eine eindeutige Trennung der Strahlungs- und Windprozesse nicht erfolgen. In den folgenden Analysen wurde lediglich die potentielle Solarstrahlung zu Gunsten der Verringerung der Eingangsparameter berücksichtigt.

Tab. 27: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung und E-W-Exposition (M 3)

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	E-W-Expo.	RMS	Adj. R ²
Schatthang						
2002/03	91,6985	0,0472 ⁴⁾	-1,7746 ⁴⁾	0,0723 ⁴⁾	29,19	30,64*
		0,5328	-0,4947	0,0789	0,8306	
2003/04	89,9384 ⁴⁾	0,0562 ⁴⁾	-1,8254 ⁴⁾	0,0970 ⁴⁾	34,33	29,69*
		0,5716	-0,4363	0,0902	0,8375	
Sonnhang						
2002/03	75,8770 ⁴⁾	0,0289 ⁴⁾	-0,5109 ⁴⁾	-0,0118 ²⁾	16,86	22,84*
		0,4544	-0,2393	-0,0219	0,8714	
2003/04	-58,7300 ⁴⁾	0,1049 ⁴⁾	-1,4780 ⁴⁾	0,0188 ³⁾	26,4	70,87*
		0,8144	-0,2594	0,0134	0,5389	
Beide Hänge						
2004	-0,8662	0,0839 ⁴⁾	-1,5798 ⁴⁾	-0,0100 ²⁾	31,49	52,58*
		0,7441	-0,3618	-0,0113	0,6886	

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der partiellen Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Tab. 28: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung und potentiellen Solarstrahlung (Modell M 4)

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	pot. Solar- strahlung	RMS	Adj. R ²
Schatthang						
2002/03	109,10	0,0475 ⁴⁾	-2,0060 ⁴⁾	-0,0003 ⁴⁾	29,02	31,41*
		0,5363	-0,5592	-0,1405	0,826	
2003/04	111,50	0,0565 ⁴⁾	-2,1080 ⁴⁾	-0,0004 ⁴⁾	33,64	32,5*
		0,5748	-0,5039	-0,1498	0,8336	
Sonnhang						
2002/03	87,29	0,0305 ⁴⁾	-0,4866 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	16,79	23,49*
		0,4810	-0,2278	-0,0887	0,8677	
2003/04	-41,58	0,1064 ⁴⁾	-1,4330 ⁴⁾	-0,0003 ⁴⁾	26,32	71,03*
		0,8258	-0,2514	-0,0443	0,5374	
Beide Hänge						
2003/04	10,15	0,0870 ⁴⁾	-1,7060 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	30,41	55,86*
		0,7418	-0,3647	-0,1118	0,6644	

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der partiellen Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Unter der Annahme, dass äolische und gravitative Schneenumverteilungsprozesse durch Wölbungsparameter erfasst werden können, wurden diese in die Analysen eingeführt.

Zur Erfassung äolischer und gravitativ bedingter Schneenumverteilungsprozesse wurden die Wölbungsparameter eingeführt. Die erklärte Varianz erhöht sich mit der Einführung der Horizontal- und Vertikalwölbungsparameter (Modell M 5) leicht um bis zu 3 %-Punkte auf dem Sonnhang und um bis zu 2,3 %-Punkte auf dem Schatthang (Tab. 29). Deutlich stärker erhöht sich der Erklärungsanteil um bis zu 4,5 %-Punkte auf dem Schatthang unter der Einführung der Minimum- und Maximum-Wölbungsparameter (Modell M 6, Tab. 30). Diese geringe Erhöhung der erklärten Varianz sowohl auf dem Sonn- als auch dem Schatthang lässt vermuten, dass diese Parameter die gravitativen Prozesse nur unzureichend erfassen, weswegen zusätzlich der Parameter der topographischen Position eingeführt wurde. Mit Einführung des Parameters (Modell M 7, M 8) wird der Erklärungsanteil auf dem Sonn- und Schatthang um bis zu 2 %-Punkte erhöht (Tab. 31, Tab. 32).

Der RMS-Fehler sinkt unter Berücksichtigung aller Parameter lediglich um 5 Tage gegenüber dem Regressionsmodell, das nur die Meereshöhe berücksichtigt. Erwartungsgemäß ist der RMS-Fehler auf dem Schatthang mit 33 Tagen im Winter 2003/04 deutlich größer als auf dem Sonnhang mit 26 Tagen.

Tab. 29: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, potentiellen Solarstrahlung, Vertikal- und Horizontalwölbung (M 5)

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	pot. Solar- strahlung	Horizontal- Wölbung	Vertikal- Wölbung	RMS	Adj. R ²
Schatthang								
2002/03	102,2000	0,0498 ⁴⁾	-2,0210 ⁴⁾	-0,0003 ⁴⁾	-387,8000 ⁴⁾	-639,9000 ⁴⁾	28,53	33,74*
		0,562	-0,5634	-0,1221	-0,0849	-0,1086	0,8119	
2003/04	104,2000	0,0589 ⁴⁾	-2,1250 ⁴⁾	-0,0004 ⁴⁾	-373,2000 ⁴⁾	-821,30	33,64	32,47*
		0,5990	-0,5079	-0,1317	-0,0883	-0,0928	0,8216	
Sonnhang								
2002/03	83,9900	0,0325 ⁴⁾	-0,5081 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	14,5700	-762,50 ⁴⁾	16,49	26,23*
		0,5158	-0,2380	-0,0944	0,0006	-0,1704	0,8520	
2003/04	-43,8600	0,1082 ⁴⁾	-1,4430 ⁴⁾	-0,0003 ⁴⁾	-326,6000 ⁴⁾	-1157,00 ⁴⁾	25,55	72,71*
		0,8400	-0,2532	-0,0482	-0,0422	-0,1129	0,5215	
Beide Hänge								
2003/04	4,7120	0,0894 ⁴⁾	-1,727 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	-449,9800 ⁴⁾	-1035,00 ⁴⁾	29,66	58,01*
		0,7617	-0,3691	-0,1092	-0,0764	-0,1078	0,6480	

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der partiellen Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Tab. 30: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, potentiellen Solarstrahlung, Min.- und Max.-Wölbung (M 6)

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	pot. Solar- strahlung	Min. Wölbung	Max. Wölbung	RMS	Adj. R ²
Schatthang								
2002/03	112,7000	0,0498 ⁴⁾	-2,1200 ⁴⁾	-0,0003 ⁴⁾	530,900 ⁴⁾	-1253,00 ⁴⁾	28,06	35,9*
		0,5624	-0,5910	-0,1310	0,0937	-0,2583	0,8078	
2003/04	113,9000	0,0591 ⁴⁾	-2,2210 ⁴⁾	-0,0004 ⁴⁾	537,000 ⁴⁾	-1304,00 ⁴⁾	33,25	34,05*
		0,6019	-0,5308	-0,1386	0,07965	-0,2297	0,8121	
Sonnhang								
2002/03	86,4200	0,0324 ⁴⁾	-0,4807 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	31,180 ¹⁾	-463,20 ⁴⁾	16,62	25,1*
		0,5126	-0,2249	-0,1025	0,0069	-0,1387		
2003/04	-37,4300	0,1088 ⁴⁾	-1,3920 ⁴⁾	-0,0004 ⁴⁾	241,500 ⁴⁾	-1276,00 ⁴⁾	25,4	73,02*
		0,8446	-0,2442	-0,0584	0,0220	-0,1523	0,5194	
beide Hänge								
2003/04	-9,5490	0,08967	-1,7240	-0,0002	184,600	-1245,00	29,47	58,55*
		0,7639	-0,3686	-0,1181	0,0207	-0,1757	0,6438	

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der partiellen Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Tab. 31: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, potentiellen Solarstrahlung, topographischen Position, Min- und Max-Wölbung (M 7)

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	pot. Solar- strahlung	Topogr. Position	Min. Wölbung	Max. Wölbung	RMS	Adj. R ²
Schatthang									
2002/03	99,6700	0,05248 ⁴⁾	-2,0130 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	-0,0602 ⁴⁾	821,90 ⁴⁾	-855,00 ⁴⁾	27,74	37,34*
		0,5924	-0,5611	-0,1149	-0,1794	0,1451	-0,1763	0,7916	
2003/04	96,0800	0,0627 ⁴⁾	-2,0670 ⁴⁾	-0,0004 ⁴⁾	-0,0830 ⁴⁾	927,90 ⁴⁾	-758,1 ⁴⁾	32,75	36,02*
		0,6381	-0,4938	-0,1204	-0,2097	0,1376	-0,1335	0,7999	
Sonnhang									
2002/03	75,4200	0,0346 ⁴⁾	-0,4237 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	-0,0497 ⁴⁾	211,20 ⁴⁾	-137,100 ⁴⁾	16,42	25,51*
		0,5505	-0,1962	-0,0820	-0,2036	0,0504	-0,0400	0,8631	
2003/04	-55,9500	0,1115 ⁴⁾	-1,2460 ⁴⁾	-0,0003 ⁴⁾	-0,1308 ⁴⁾	697,30 ⁴⁾	-454,10 ⁴⁾	24,51	74,87*
		0,8655	-0,2186	-0,0449	-0,189	0,0635	-0,0542	0,5013	
Beide Hänge									
2003/04	-10,23	0,09331 ⁴⁾	-1,5500 ⁴⁾	-0,0001 ⁴⁾	-0,1204 ⁴⁾	67,52 ⁴⁾	-47,82 ⁴⁾	28,65	60,84*
		0,7949	-0,3314	-0,0875	-0,0218	0,0758	-0,0674	0,6258	

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der partiellen Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Tab. 32: Regressionsanalyse der Ausaperung in Abhängigkeit von Meereshöhe, Hangneigung, potentiellen Solarstrahlung, topographischen Position, Vertikal- und Horizontalwölbung (M 8)

	Reg.- Konst.	Meeres- höhe	Hang- neigung	pot. Solar- strahlung	Topogr. Position	Horiz.- Wölbung	Vertikal- Wölbung	RMS	Adj. R ²
Schatthang									
2002/03	88,7000	0,0526 ⁴⁾	-1,9060 ⁴⁾	-0,0003 ⁴⁾	-0,065 ⁴⁾	-58,2200	-110,80	28,17	35,38*
		0,5937	-0,5312	-0,1044	-0,1937	-0,0153	-0,5937	0,8039	
2003/04	86,1500	0,0626 ⁴⁾	-1,9650 ⁴⁾	-0,0003 ⁴⁾	-0,0870 ⁴⁾	62,88	-122,90	33,11	34,62*
		0,6366	-0,4696	-0,1124	-0,2199	0,0148	-0,0138	0,8086	
Sonnhang									
2002/03	73,9700	0,0347 ⁴⁾	-0,4492 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	-0,0473 ⁴⁾	232,60 ⁴⁾	-450,3 ⁴⁾	16,31	27,87*
		0,5529	-0,2082	-0,0766	-0,1948	0,0780	-0,0973	0,8578	
2003/04	-61,24 ⁴⁾	0,1111 ⁴⁾	-1,2790 ⁴⁾	-0,0002 ⁴⁾	-0,1341 ⁴⁾	255,80 ⁴⁾	-304,40 ⁴⁾	24,62	74,66*
		0,8623	-0,2245	-0,0369	-0,1943	0,0331	-0,0297	0,5034	
Beide Hänge									
2003/04	-14,72	0,0931 ⁴⁾	-1,5440 ⁴⁾	-0,0001 ⁴⁾	-0,1238 ⁴⁾	135,70 ⁴⁾	-189,5 ⁴⁾	28,8	60,43*
		0,7937	-0,3300	0,0791	-0,2251	0,0230	-0,0197	0,6291	

Obere Zahl: Regressionskoeffizient

Untere Zahl: standardisierter Regressionskoeffizient

Signifikanz-Niveaus der partiellen Regressionskoeffizienten: ¹⁾ 10%, ²⁾ 5 %, ³⁾ 1 %, ⁴⁾ 0,1 %

* Signifikant auf dem 5%-Niveau (F-Verteilung)

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

- auf Basis der terrestrischen Gegenhangphotos wird das Ausaperungsmuster sowohl räumlich (10x10 m) als auch zeitlich (3-5-tägig) hoch aufgelöst erfasst, womit der Nachweis von raschen Änderungen der Schneebedeckung sowie kleinräumigen Strukturen auf unbewaldeten Flächen möglich ist
- das Ausaperungsmuster hängt signifikant vom Relief ab; der Erklärungsanteil ist auf dem Schatthang (R²: 35 %) geringer als auf dem Sonnhang (R²: 75 %)
- die Ausaperung folgt auf dem Sonnhang anderen Strukturen als auf dem Schatthang, womit eine getrennte Analyse beider Hänge erforderlich ist
- die Ausaperung wird auf dem Sonnhang maßgeblich von der Meereshöhe gesteuert, wohingegen auf dem Schatthang der Einfluss der Meereshöhe und der Hangneigung als nahezu gleichwertig zu bewerten ist; darüber hinaus wird das Ausaperungsmuster von der potentiellen Solarstrahlung, Wölbung und topographischen Position signifikant beeinflusst
- auf Grund des steilen Reliefs dominieren auf dem Schatthang in allen Höhenlagen gravitative Prozesse, diese sind auf dem Sonnhang nur auf die oberen Höhenlagen und das Tellital begrenzt
- Steilhänge sind den gesamten Winter über weitestgehend schneefrei
- in Lawinenakkumulationsgebieten verzögert sich die Ausaperung deutlich

4.3.2 Reliefabhängige Ausaperungsmodellierungen (Winter 2003/04) auf Basis von statistischen Analysen der terrestrischen Gegenhangphotos

Die Ergebnisse der Ausaperungsmodelle, bei denen der Sonn- und Schatthang separat analysiert wurden, zeigen unabhängig von den Eingangsparametern, dass die Ausaperung in gleichen Höhenlagen auf dem Sonnhang bis zu einem Monat früher einsetzt als auf dem Schatthang. Sowohl auf dem Sonn- als auch dem Schatthang wird die Ausaperung mit abnehmender Hangneigung später modelliert. So wird beispielsweise die Ausaperung auf

dem Schatthang oberhalb von 2400 m ü. M. infolge der geringen Hangneigung deutlich abgesetzt von den unteren steilen Hanglagen modelliert.

Auf Grund der Superposition der Meereshöhe bzw. Hangneigung über den anderen Reliefparametern sind die Unterschiede der Modellergebnisse nur gering; diese kleinräumige Differenzierung ist jedoch gerade für ökologische Fragestellungen von Bedeutung. So kann mit der Einführung des Reliefparameters der topographischen Position auf dem Sonn- und Schatthang teilweise die verzögerte Ausaperung in Lawinenauslaufzonen und in Hangfußbereichen erfasst werden, wie z. B. im Bereich des Tellitals und in den Lawinenbahnen des Birchgletschers (Karte 6).

4.3.3 Quantitative Güteabschätzung der reliefabhängigen Ausaperungsmodelle 2003/04

Auf dem Sonnhang werden auf Basis des Regressionsmodells, in das lediglich die Meereshöhe und Hangneigung einfließen (M 2), 37 % der betrachteten Fläche innerhalb des ± 10 TDI und 63 % der Fläche innerhalb des ± 20 TDI bereits richtig erfasst. Mit der Einführung der potentielle Solarstrahlung sowie der Wölbungsparameter wird der Flächenanteil des ± 10 und ± 20 -TDI jeweils um 2 %-Punkte erhöht (Abb. 78). Die nach Hangneigung und Meereshöhe aufgeschlüsselte Darstellung der TDI zeigt für das Modell, dass 40 % der Hangneigungsklassen von 10 – 20° mit einem zeitlichen Fehler von ± 10 -Tagen gut erfasst wird (Abb. 79). Deutlich positive Abweichungen von über 20 Tagen treten im Tellital auf, das sich in den weniger als 19° geneigten Reliefklassen 1800–2000 m und 2000–2200 m ü. M. widerspiegelt. Ebenso wird in Hangfußlagen steiler Felswände, wie beispielsweise direkt unterhalb des Tennbachhorns, die Ausaperung auf über 40° geneigten Hängen, die ab 44° Hangneigung per Definition als schneefrei angenommen worden sind, zu früh modelliert.

Mit dem Modell, das neben der Meereshöhe, Hangneigung und potentiellen Solarstrahlung die topographische Position und die Minimum- und Maximum-Wölbung berücksichtigt (M 7), erhöht sich der Flächenanteil des ± 10 -TDI auf 42 % und des ± 20 -TDI auf 68 % (Abb. 78). Mit dem Modell M 7 wird insbesondere die Ausaperung im Tellital besser erfasst. So sinkt in der Hangneigungsklasse 10 – 19° im Höhenintervall von 1800–2200 m ü. M. der Flächenanteil des 20-TDI von jeweils über 30 % auf ca. 15 %. Gleichfalls wird die Ausaperung in den Höhenlagen über 2800 m ü. M. sowie auf den über 40° geneigten Hängen deutlich besser erfasst (Abb. 80).

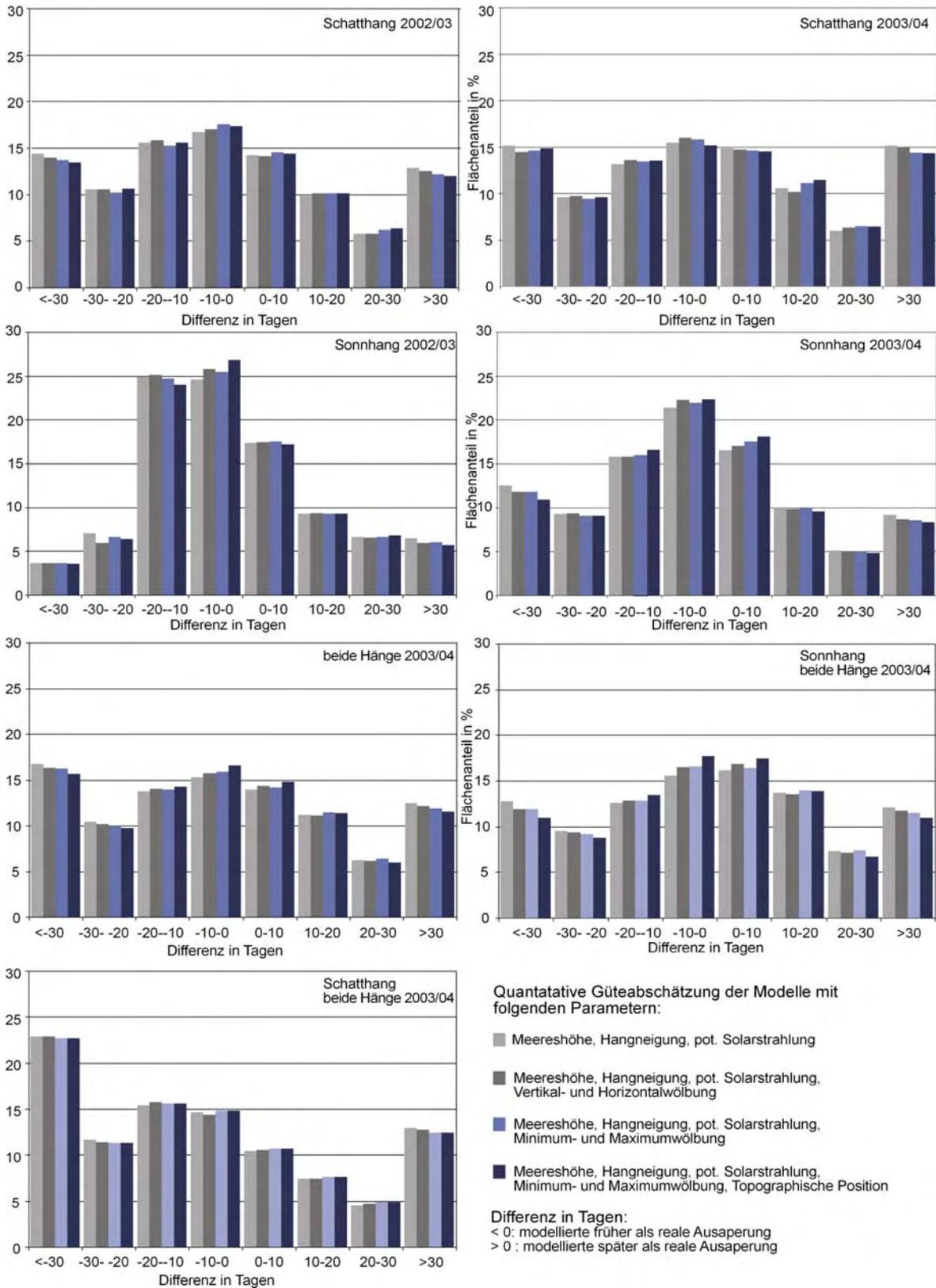


Abb. 78: Gegenüberstellung der Güteabschätzung verschiedener Modelle

Bei der quantitativen Güteabschätzung der Modelle des Schatthangs fällt der Flächenanteil des ± 10 -TDI mit 15 % und der des ± 20 -TDI mit max. 55 % entsprechend des geringen Bestimmtheitsmaßes und des hohen Standardfehlers deutlich geringer aus als auf dem

Sonnhang. Die Modellverbesserung durch die Hinzunahme von Reliefparametern verhält sich ähnlich wie auf dem Sonnhang; je eingeführten Reliefparameter erhöht sich der Flächenanteil des ± 20 -TDI um 2 %-Punkte (Abb. 78). Insbesondere die Ausaperung E-exponierter Hangfußbereiche wie auch von Tiefenlinien, die gleichfalls Lawinenakkumulationsgebiete darstellen, wird in allen Modellen über 20 Tage zu früh modelliert. Diese Flächen können mit der Einführung der Wölbungsparameter und potentiellen Solarstrahlung im Vergleich zum Modell M 2 teilweise verringert werden. Die Einführung des Parameters der topographischen Position erfasst die Ausaperung in den Lawinenakkumulationsgebieten nur partiell.

In steilen Felsbereichen treten sowohl auf dem Sonn- als auch Schatthang in direkter Nachbarschaft Bereiche auf, deren Schneedeckendauer über- bis unterschätzt werden. Besonders prägnant ist dies an der Rückwand des Tellitals auszumachen. Dieses Muster ist teilweise durch die Auflösung des DHMs zu erklären. Steilhänge werden mit dem DHM nur sehr generalisiert dargestellt und werden per gesetzten Grenzwert als schneefrei angenommen.

Werden nun abschließend die Modelle miteinander verglichen, bei denen zwischen Sonn- und Schatthang nicht differenziert wurde (Abb. 86), so wird mit dem Modell (M 7) – das das höchste Bestimmtheitsmaß von 60,84 % (Tab. 31) aufweist – lediglich 31,39 % der untersuchten Fläche mit einer zeitlichen Differenz von ± 10 Tagen und 57 % innerhalb des ± 20 -TDI richtig erfasst. Zu berücksichtigen ist, dass die Daten des Sonnhangs mit einem größeren Stichprobenumfang eingegangen sind. Hierbei wurde angenommen, dass die potentielle Solarstrahlung die Unterschiede zwischen dem Sonn- und Schatthang auffängt.

Auf dem Sonnhang werden 35,27 % der Fläche innerhalb des ± 10 -TDI und 62,6 % der Fläche innerhalb des ± 20 -TDI richtig erfasst. Insgesamt tendieren die Modellierungen bei der gemeinsamen Betrachtung auf dem Sonnhang zu einer verzögerten Ausaperung, insbesondere auf der Trogschulter in 2200 m ü. M. und auf den unteren Hangbereichen. Lediglich im Tellital wird die Ausaperungsmodellierung verbessert. Auf dem Schatthang fällt hingegen der Flächenanteil des ± 10 -TDI mit 25,5 % und ± 20 -TDI mit 48,7 % geringer aus. Insbesondere für E-exponierte Hänge, Hangfußbereiche steiler Felswände sowie für Rinnen wird die Ausaperung mit über 20 Tagen zu früh modelliert. Die Flächenanteile, auf denen die Schneedeckendauer deutlich unterschätzt wird, erhöhen sich bei den Modellen, die weniger Reliefparameter berücksichtigen, deutlich. Insgesamt wird die Schneedeckendauer auf dem Schatthang deutlich unterschätzt (Abb. 81).

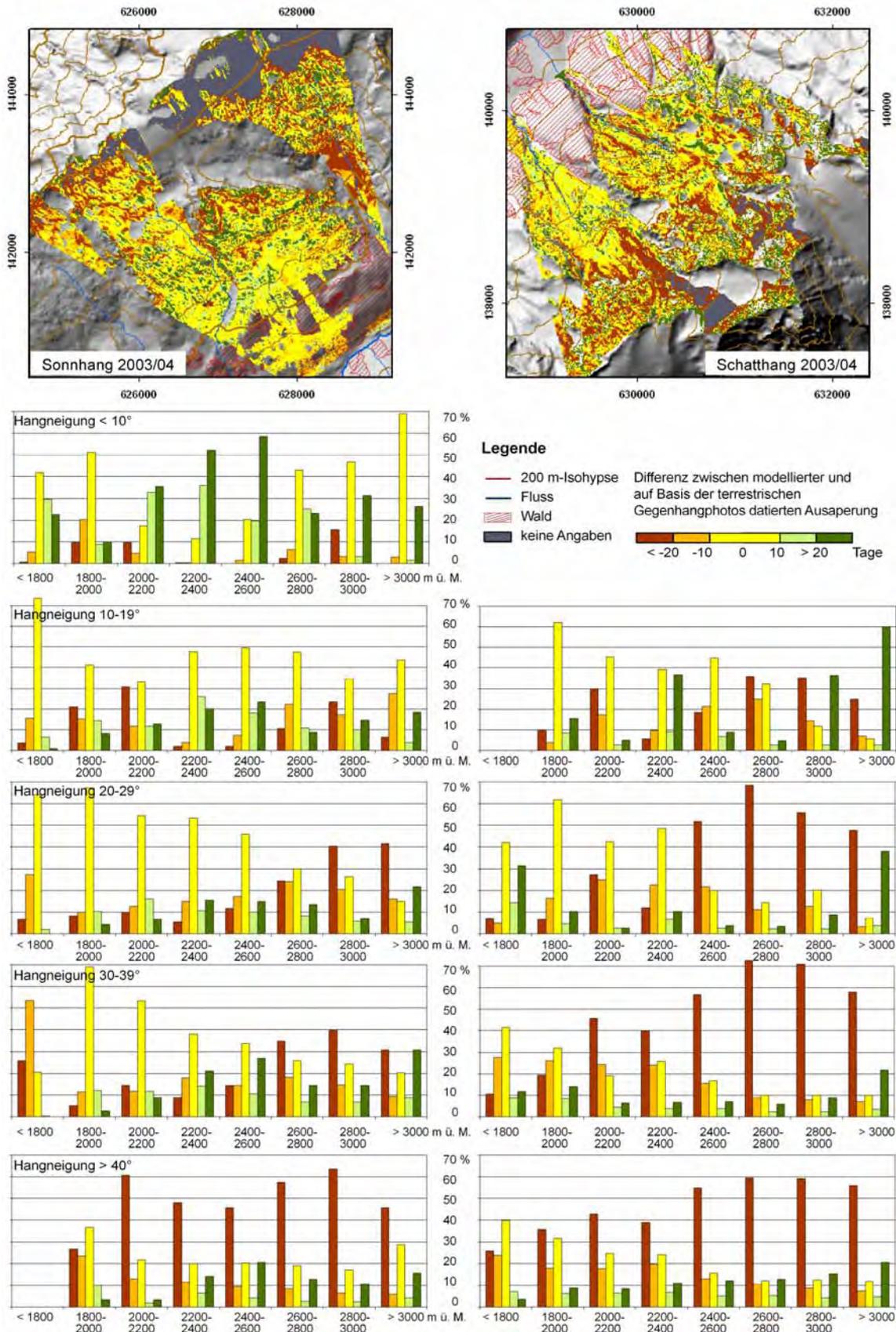
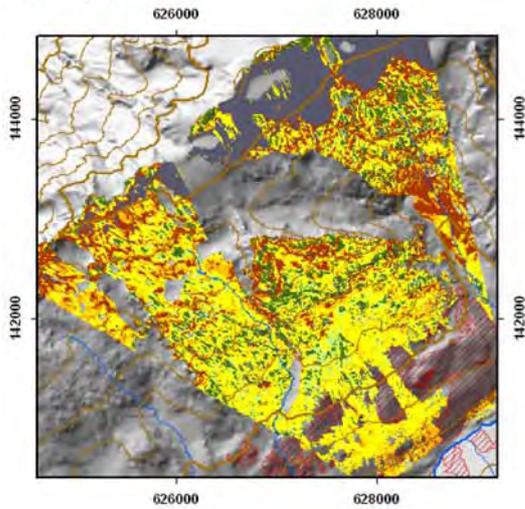


Abb. 79: Güteabschätzung des Modells M 2 (Meereshöhe und Hangneigung) aufgeschlüsselt nach Meereshöhe und Hangneigung; links: Sonnhang, rechts: Schatthang

Sonnhang 2003/04



Schatthang 2003/04

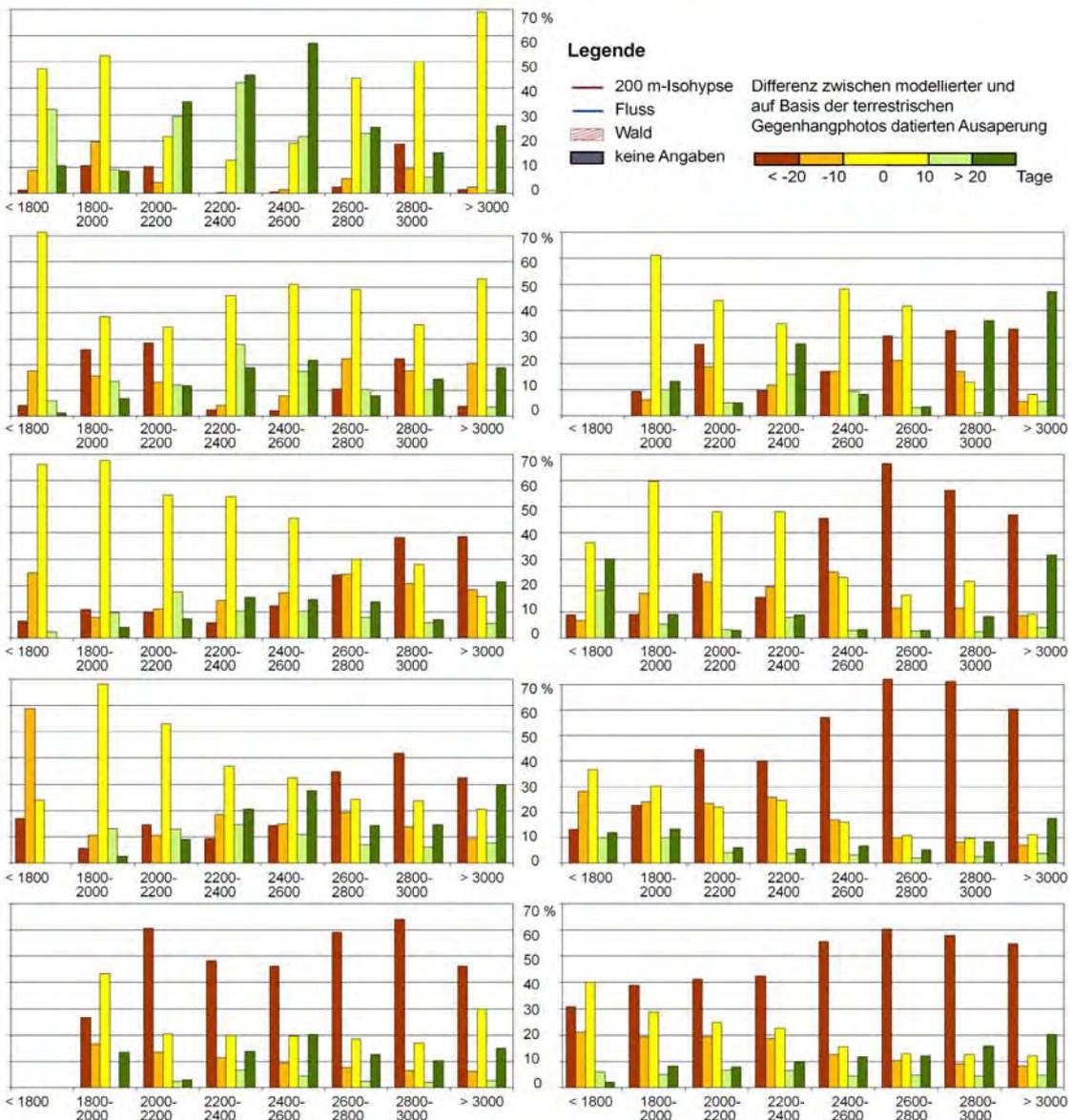
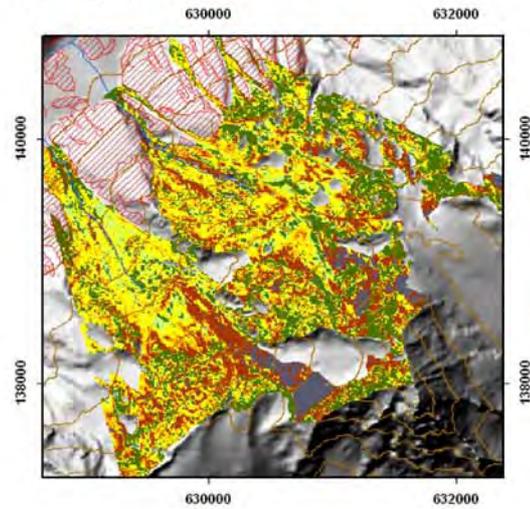


Abb. 80: Güteabschätzung des Modells M 7 (Meereshöhe, Hangneigung, potentielle Solarstrahlung, Min.-, Max.-Wölbung und topographische Position) aufgeschlüsselt nach Meereshöhe und Hangneigung; links: Sonnhang, rechts: Schatthang

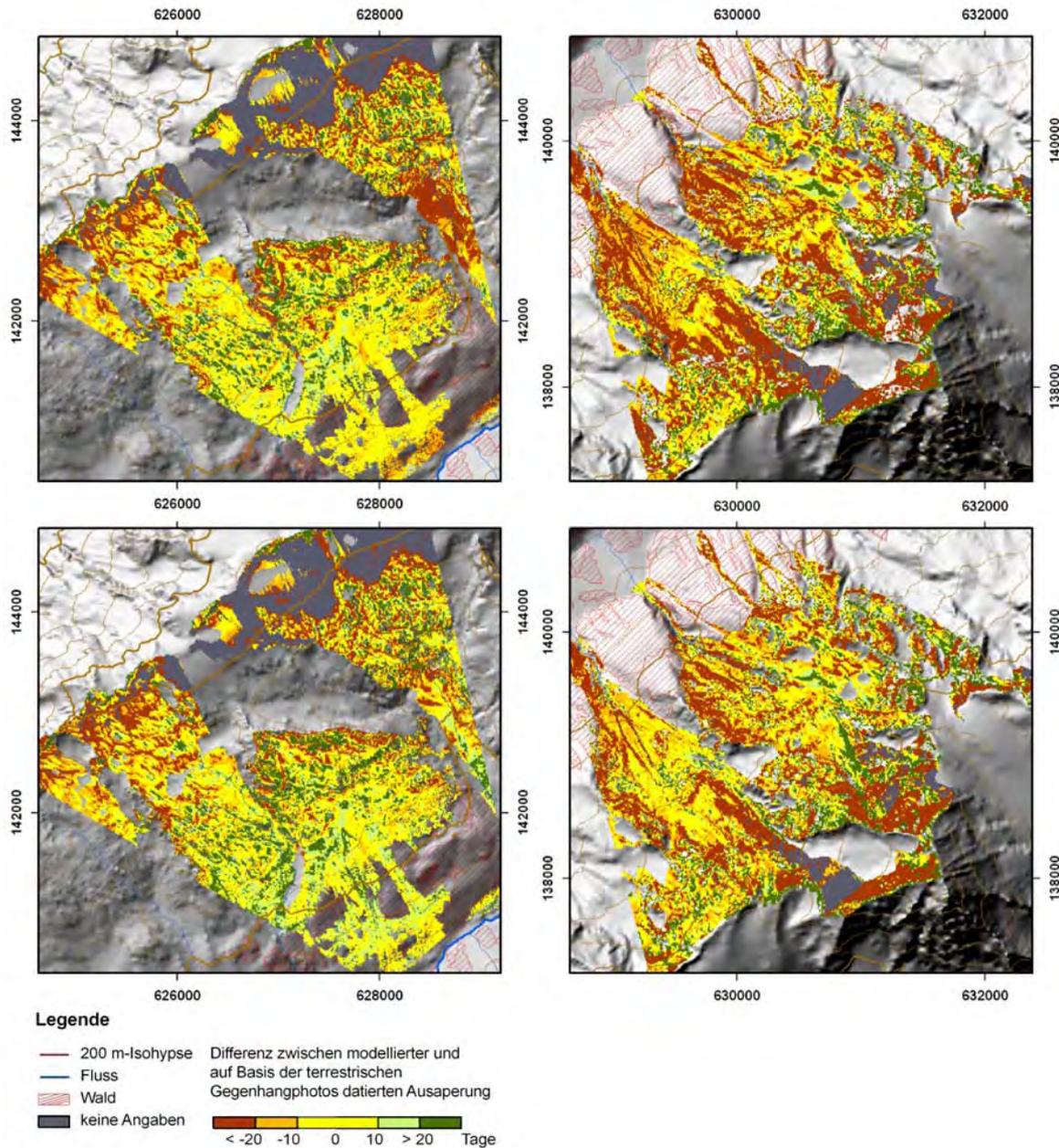


Abb. 81: Güteabschätzung der Modelle, bei denen der Sonn- und Schatthang nicht separat betrachtet wurden (links Sonnhang und rechts Schatthang); oben: Modell M 2 (Meereshöhe und Hangneigung), unten: Modell M 7 (Meereshöhe, Hangneigung, potentielle Solarstrahlung, Min.-, Max.-Wölbung und topographische Position)

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

- für 68 % (55 %) der abgebildeten Fläche kann auf dem Sonnhang (Schatthang) die Ausaperung innerhalb des ± 20 TDI richtig erfasst werden
- die größten Differenzen treten in Lawinenakkumulationsgebieten auf
- mit der separaten Analyse beider Hänge wird die Modellierung deutlich verbessert

4.4 Makroskalige Validierung der Ausaperungsmodelle mittels ASTER-Szenen

Makroskalige Validierungen wurden für das mikroskalige, auf Punktdaten basierende, Ausaperungsmodell sowie für das mesoskalige Ausaperungsmodell M 7, das auf der statistischen Auswertung von terrestrischen Gegenhangphotos basiert, jeweils für vier Zeitschnitte im Jahr 2003/04 durchgeführt.

Die vier Szenen, die gleichmäßig über die Ablationsphase verteilt liegen, stellen lediglich Momentaufnahmen dar; das zeitlich rasch ablaufende Ausaperungsmuster, wie es von den terrestrischen Gegenhangphotos erfasst wird, kann mit den ASTER-Szenen nicht abgebildet werden. Um dieser hohen zeitlichen Dynamik sowie dem Sachverhalt – dass die aus den terrestrischen Gegenhangphotos erstellten Ausaperungskarten eine progressive Schneedeckenverteilung darstellen (Kap. 3.3.4) – gerecht zu werden, wurden für den visuellen Vergleich gleichfalls ± 10 TDI und ± 20 TDI verwandt, die stets in Bezug zum Aufnahmetermin der jeweiligen ASTER-Szene gesetzt wurden.

Der visuelle Vergleich der vier Zeitschnitte zeigt, dass auf Basis des mesoskaligen Modells das reliefabhängige Ausaperungsmuster, sowohl im zeitlichen Verlauf als auch in der räumlichen Struktur, für das Lötschental innerhalb des ± 20 TDI richtig erfasst wird. Erst am Ende der Ablationsphase, wenn nur noch die Gletscher schneebedeckt sind, wird die Schneedeckenverteilung deutlich unterschätzt abgebildet. Im Gegensatz dazu erfasst das mikroskalige Modell zwar die Höhenlage der temporären Schneegrenze nahezu richtig; die Strukturen des Ausaperungsmusters gehen jedoch weitestgehend verloren. Der visuelle Vergleich der Modelle mit den ASTER-Szenen wird im Folgenden an Hand der vier Zeitschnitte dargestellt.

Mit der ASTER-Szene vom 16.03.2004 wird der Beginn der Ablationsphase erfasst. Die ASTER-Szene zeigt, dass eine weitestgehend geschlossene Schneedecke – mit Ausnahme steiler aperer Felshänge – vorhanden ist; diese ist jedoch in den unteren Tallagen nur noch geringmächtig ausgebildet. Der visuelle Vergleich zwischen dem mesoskaligen Modell und der ASTER-Szene zeigt (Abb. 82 u. r.), dass die Ausaperung in den unteren Höhenlagen innerhalb des $+20$ TDI etwas zu früh modelliert wird. Strukturen, die 20 Tage vor dem Aufnahmetermin als schneefrei modelliert werden, weisen in der ASTER-Szene gleichfalls keine geschlossene Schneedecke auf; solche Strukturen liegen z. B. direkt nördlich vom Stausee am Talausgang oder oberhalb von Wiler (Koordinaten: 627225/139940). Im Gegensatz zum Sonnhang wird auf dem Schatthang eine nahezu geschlossene Schneedecke modelliert, wie sie auch der ASTER-Szene zu entnehmen ist. Im Vergleich zum mesoskaligen Modell wird mit dem mikroskaligen Modell für das gesamte Lötschental eine weitestgehend geschlossene Schneedecke modelliert. Mit dem Modell wird das Einsetzen der Ausaperung bis zu 10 Tage nach dem Aufnahmetermin modelliert. Steile Felswände werden auf Grund des fehlenden Grenzwertes als schneebedeckt modelliert.

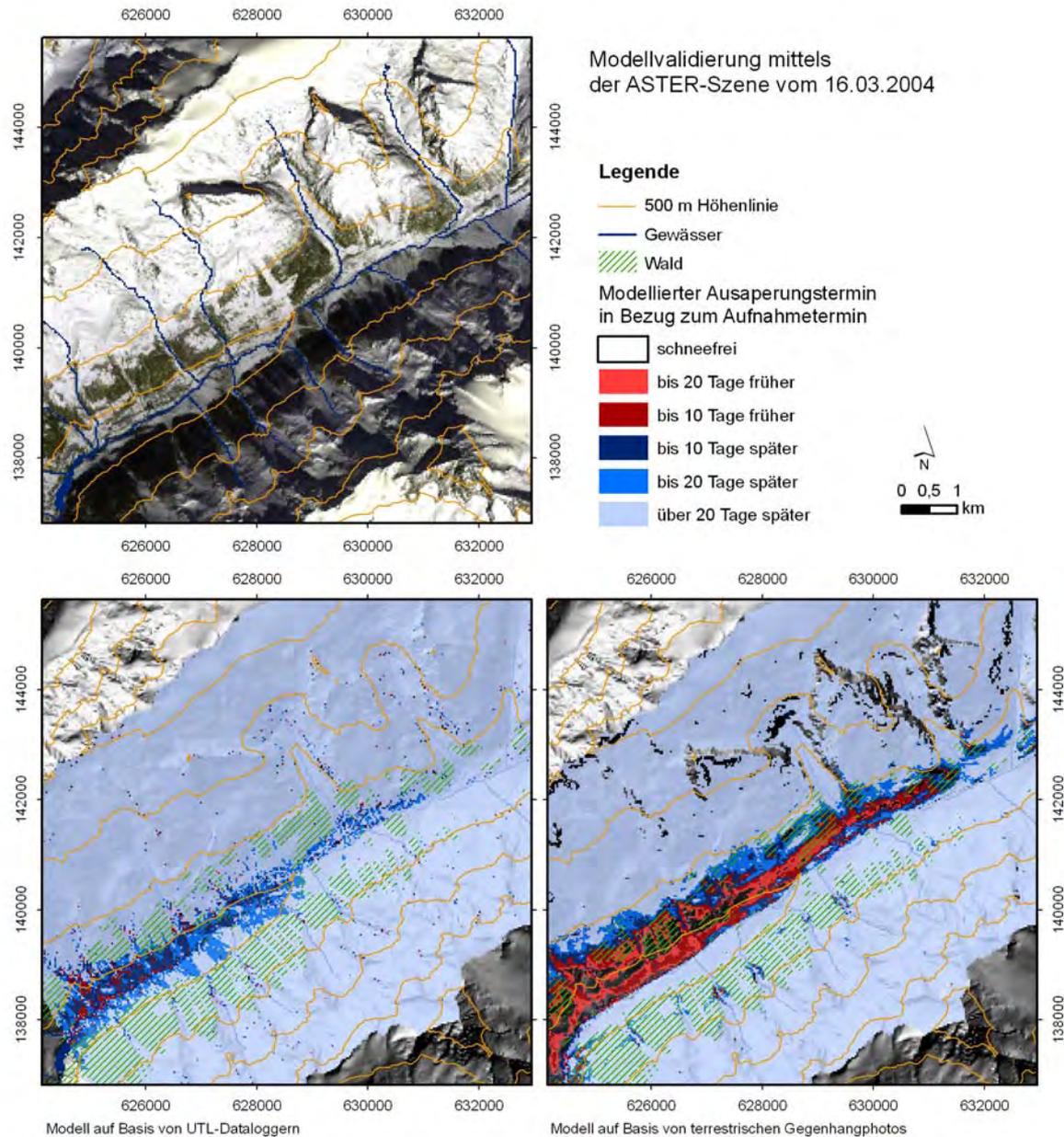


Abb. 82: Makroskalige Modellvalidierung für den 16.03.2004. Visueller Vergleich zwischen der ASTER-Szene (Band 3-3-1), dem mikroskaligen, auf Punktdaten basierenden (u. l.) und mesoskaligen, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, semiempirisch-statistischen Ausaperungsmodell

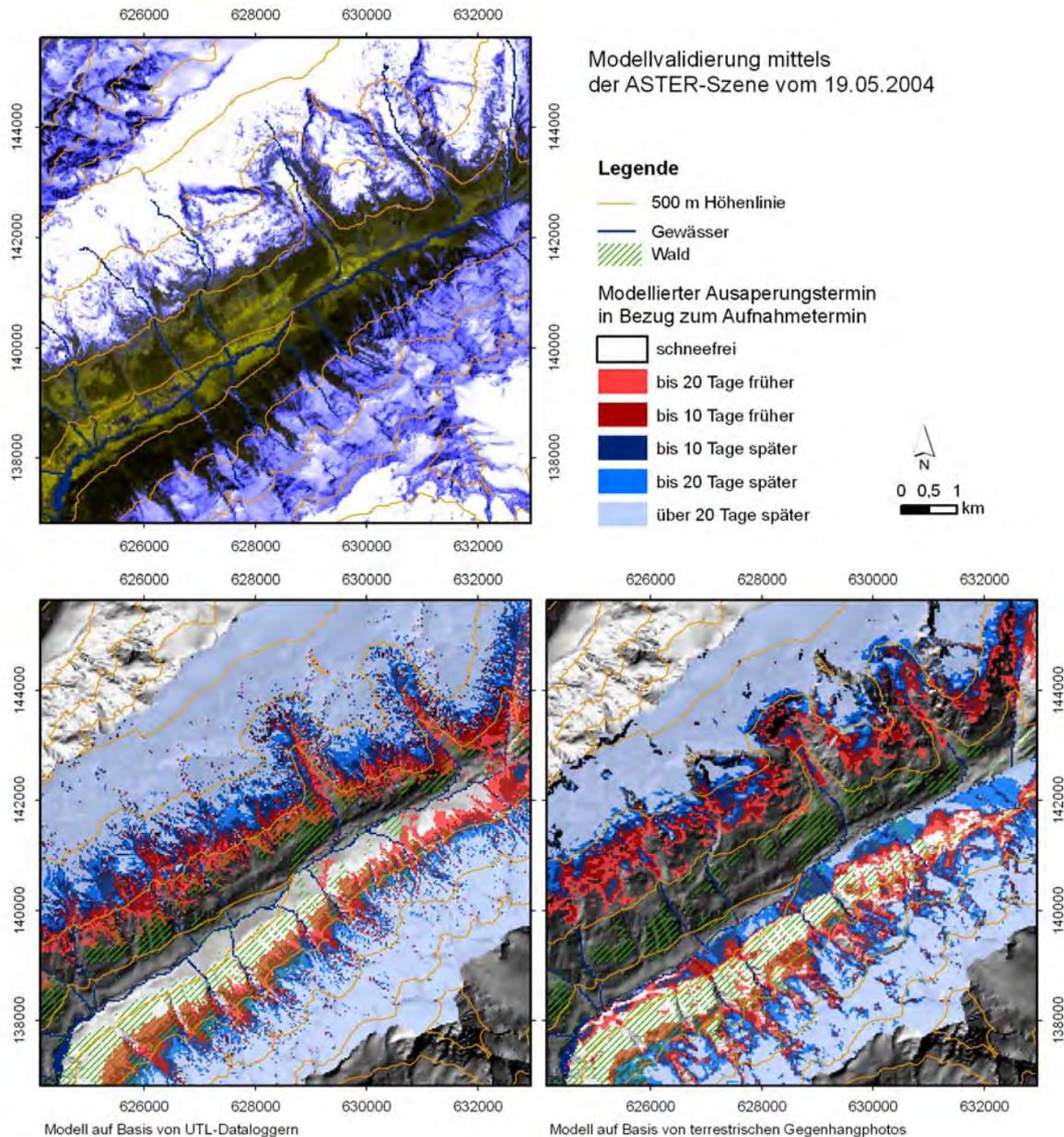


Abb. 83: Makroskalige Modellvalidierung für den 19.05.2004. Visueller Vergleich zwischen der ASTER-Szene (Kanal 3-1-1), dem mikroskaligen, auf Punktdaten basierenden (u. l.) und mesoskaligen, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, semi-empirisch-statistischen Ausaperungsmodell

Mit der ASTER-Szene vom 19.05.2004 wird ein Zeitpunkt abgebildet, zu dem die Ausaperung bereits deutlich fortgeschritten ist (Abb. 83). Sowohl auf dem Sonn- als auch Schatthang sind zu diesem Zeitpunkt die Höhenlagen bis ca. 2000 m ü. M. – mit Ausnahme von kleinen Schneeresten und Lawinauslaufzonen – schneefrei; SW-exponierte Hänge sind sogar bis 2500 m ü. M. schneefrei. Lediglich in den Seitentälern des Sonnhangs reicht eine nahezu geschlossene Schneedecke bis ca. 1800 m ü. M. hinunter. Die untere Schneegrenze, die insbesondere auf dem Sonnhang durch – bläulich erscheinende – Mischpixel abgebildet wird, wird auf dem Sonnhang durch eine geringmächtige, nur teilweise geschlossene Schneedecke charakterisiert.

Der visuelle Vergleich der ASTER-Szene mit dem mesoskaligen Modell verdeutlicht, dass die Strukturen des Ausaperungsmusters auf dem Sonnhang und Schatthang innerhalb einer Differenz von ± 20 Tagen richtig erfasst werden. Vermeintliche Abweichungen können auf der westlich vom Tellital gelegenen Trogschulter kartiert werden; hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass die Schneedecke hier nur noch sehr spärlich ausgebildet ist. Deutlich zu früh wird die Ausaperung – wie bereits oben für das Tellital beschrieben (Kap. 4.3.3) – auch in den übrigen Seitentälern des Sonnhangs modelliert. Dieser Unterschätzung steht eine leichte Überschätzung der Schneedeckendauer auf dem Schatthang gegenüber, wo insbesondere in den unteren Tallagen die Ausaperung erst bis zu 10 Tage nach dem Aufnahmetermin modelliert wird. Die W-exponierten Hänge oberhalb der Waldgrenze werden jedoch – wie in der ASTER-Szene abgebildet – korrekt als schneefrei modelliert (Abb. 83, u. r.).

Die Betrachtung des mikroskaligen Modells zeigt, dass zum einen die Höhenlage der Schneegrenze und zum anderen das nach oben gerichtete Ausgreifen der Schneegrenze auf SW-exponierten Hängen richtig erfasst werden. Dahingegen wird in den Seitentälern das Ausaperungsmuster – dessen Zeitpunkt auf Basis des mesoskaligen Modells zwar zu früh, dessen Struktur jedoch richtig erfasst wird – nicht abgebildet. Auf Basis des mikroskaligen Modells treten hier lediglich Differenzierungen infolge von Expositions- und Hangneigungsunterschieden auf (Abb. 83, u. r.).

Mit der ASTER-Szene vom 29.07.2004 wird das Lötschental nur randlich vom Sensor erfasst, so dass lediglich der Sonnhang vollständig abgebildet wird (Abb. 84). Die Schneegrenze verläuft auf dem Sonnhang oberhalb von 2600 m ü. M. in einzelne Schneefelder zerlappt; lediglich auf dem Gletscher ist eine geschlossene Schneedecke vorhanden.

Der Vergleich zeigt, dass beide Modelle zum einen den Höhenverlauf der Schneegrenze und zum anderen einzelne vorhandene Schneefelder unterhalb der Gipfellagen innerhalb des +20 TDI richtig erfassen. Die vorhandenen Schneereste im östlichen Seitental, bei denen es sich vermutlich um Lawinenschnee handelt, werden erwartungsgemäß nicht richtig modelliert. In beiden Modellen wird auf den Gletschern eine noch geschlossene Schneedecke modelliert.

Mit der letzten ASTER-Szene vom 8.09.2004 wird die Endphase der Ablation repräsentiert. Größere Schneefelder existieren lediglich auf den Gletschern (Abb. 85). Mit dem Vergleich wird ersichtlich, dass die Schneedeckendauer auf dem Sonn- und Schatthang sowohl mit dem mikro- als auch dem mesoskaligen Modell deutlich unterschätzt wird. So zeigen beide Modelle, dass die Schneedecke innerhalb der nächsten 20 Tage nach Aufnahmetermin komplett abschmilzt.

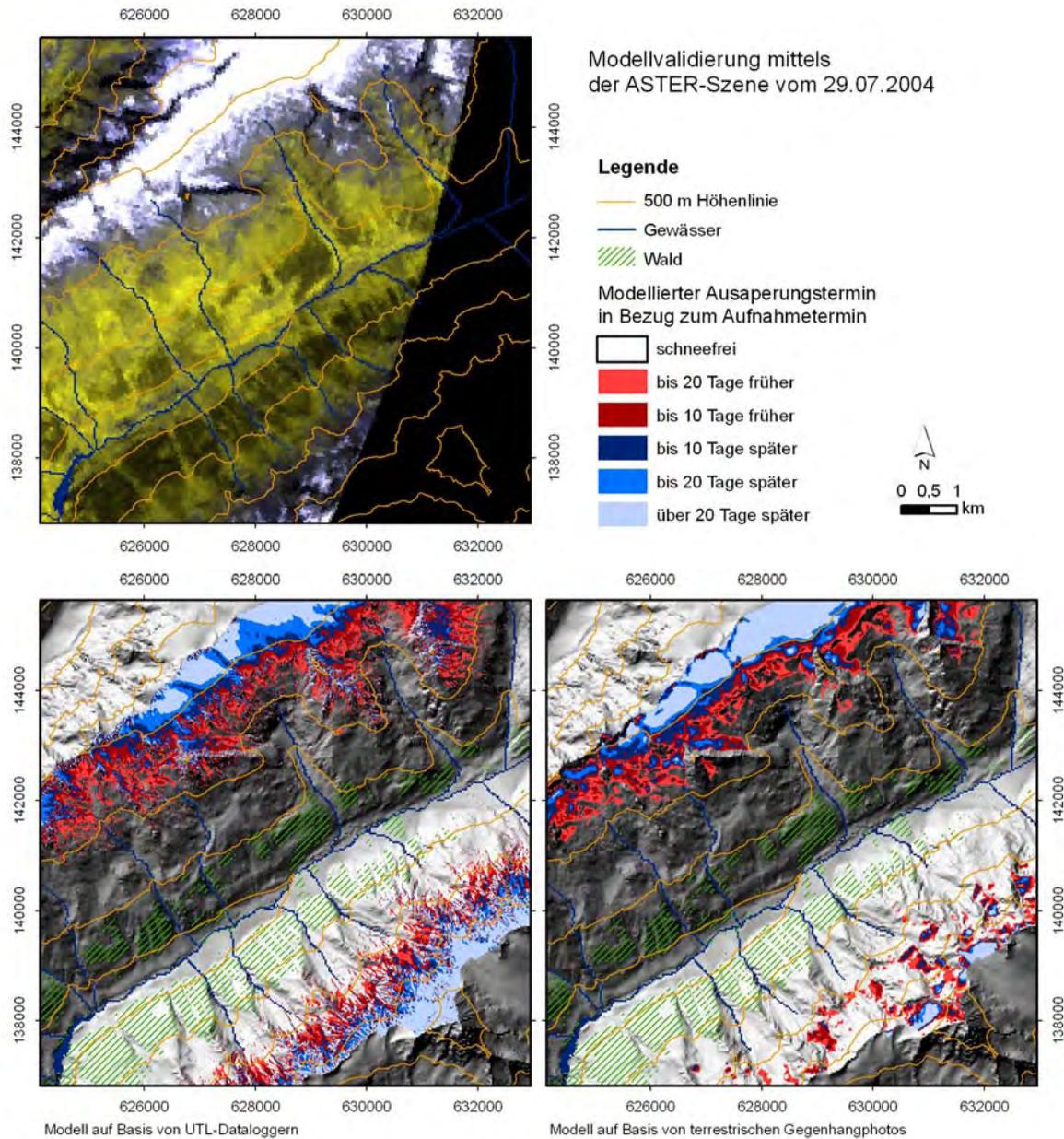


Abb. 84: Vergleich Makroskalige Modellvalidierung für den 29.07.2004. Visueller Vergleich zwischen der ASTER-Szene (Kanal 3-1-1), dem mikroskaligen, auf Punktdaten basierenden (u. l.) und mesoskaligen, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, semi-empirisch-statistischen Ausaperungsmodell

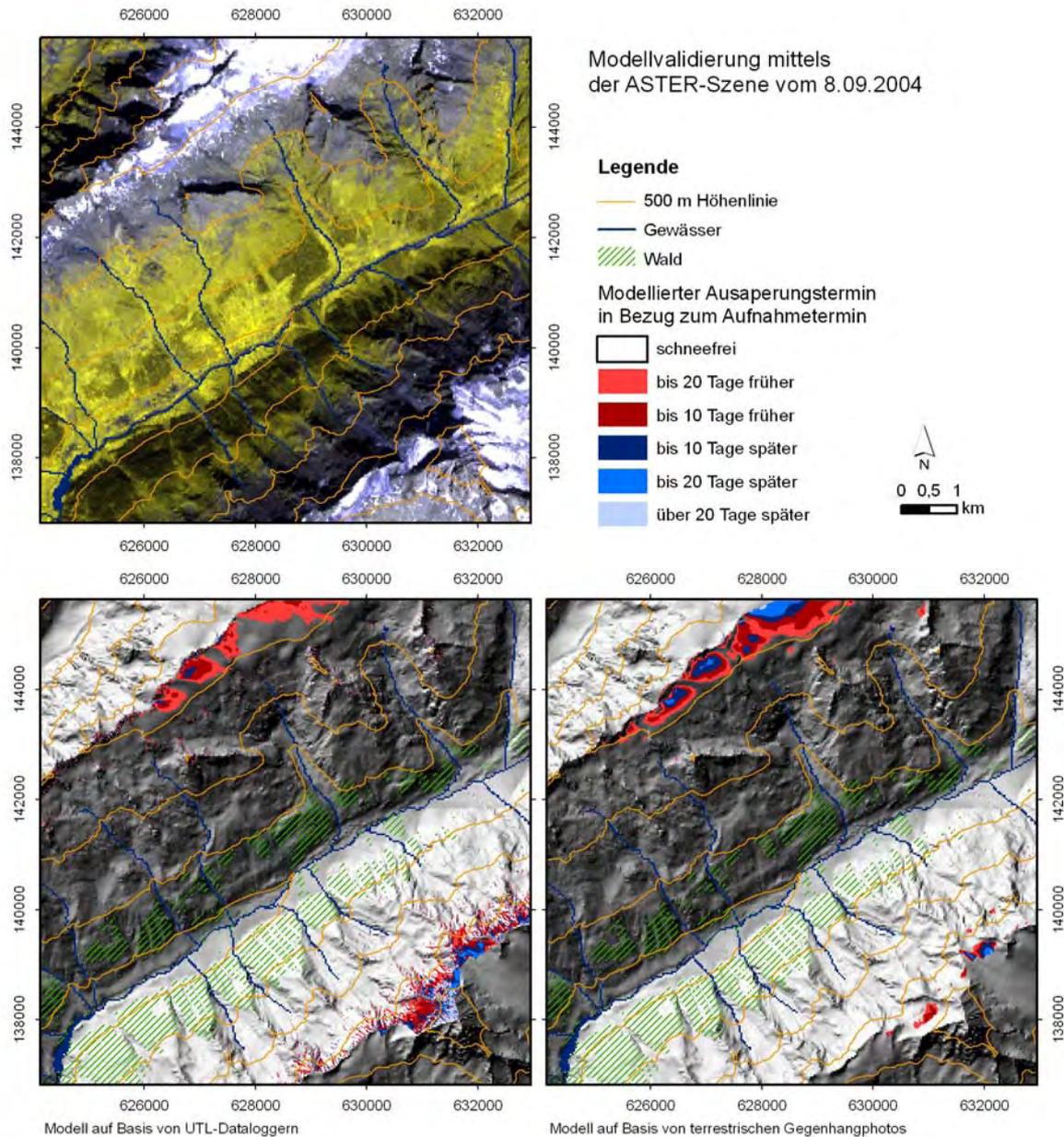


Abb. 85: Makroskalige Modellvalidierung für den 08.09.2004. Visueller Vergleich zwischen der ASTER-Szene (Kanal 3-1-1), dem mikroskaligen, auf Punktdaten basierenden (u. l.) und mesoskaligen, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden, semi-empirisch-statistischen Ausaperungsmodell

Zusammenfassend kann festgehalten werden:

- mit dem mesoskaligen Modell werden die Strukturen des Ausaperungsmusters innerhalb des Unsicherheitsbereichs von ± 20 Tagen richtig erfasst, womit eine Übertragung des Modells auf das Löt-schental möglich ist.
- mit dem mikroskaligen Modell kann zwar die Höhenlage der temporären Schneegrenze nahezu richtig abgebildet werden, Differenzierungen des Ausaperungsmusters infolge von Expositions-Hangneigungs- und Wölbungsunterschieden werden jedoch nicht abgebildet

5 Diskussion

In der vorliegenden Studie wurde der Einfluss des Reliefs auf das Verteilungsmuster der Schneedecke mit einem multiskaligen Ansatz quantifiziert. Die Verbesserung des Systemverständnisses Relief – Schnee dient der Verbesserung von physikalisch basierten Modellen (FERGUSON 1999), Abflussmodellierungen (LUCE et al. 1998) sowie ökologischen Mustern im Hochgebirge (TAPPEINER et al. 2001). Einer großen Zahl an Studien, die den Einfluss des Reliefs auf das Verteilungsmuster der Schneetiefe und des SWEs quantifizieren (ANDERTON et al. 2004; COPLAND 1998; MARCHAND & KILLINGTVEIT 2001, 2005), steht eine relativ geringe Zahl an Studien gegenüber, die den Einfluss des Reliefs auf das Ausaperungsmuster quantifizieren (BERNHARD & WEIBEL 1999; BLÖSCHL et al. 1991b; TAPPEINER et al. 2001).

5.1 Einfluss des Reliefs auf die Schneetiefe, das SWE und die Schneedichte

Die Analysen der mikroskaligen Messdaten zeigen, dass die räumliche Verteilung der Schneetiefe und des SWEs signifikant vom Relief abhängt, womit diese als Funktion der Reliefparameter Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung beschrieben werden können. Wie bereits COPLAND (1998), MARCHAND & KILLINGTVEIT (2005), HOSANG & DETTWILER (1991) und HERRMANN (1974a; 1974b) mit ihren Studien durchgeführt haben, wird auch im Lötschental die Schneetiefe und das SWE maßgeblich von der Meereshöhe gesteuert. Der Höhengradient der Schneetiefe (SWE) variiert jahreszeitlich und witterungsbedingt zwischen 15,6 und 25,4 cm m⁻¹ (0,371–1,027 mm m⁻¹) im Winter 2002/03 und zwischen 19,8 und 26,2 mm m⁻¹ (0,387–0,663 mm m⁻¹) im Winter 2003/04. Im Gegensatz zu HERRMANNs (1974a; 1974b) Untersuchungen konnte jedoch mit der vorliegenden Studie ein deutlicher, nicht vernachlässigbarer Einfluss der Hangneigung, Exposition und Horizontalwölbung auf die Verteilung der Schneetiefe und des SWEs nachgewiesen werden. So weisen beispielsweise Kuppen auf 2000 m ü. M. bis zu 70 % geringere Schneetiefen auf als Rinnen, S-exponierte Hänge bis zu 75 % geringere Schneetiefen als N-exponierte Hänge und auf 10° geneigten Hänge sind bis zu 40 % geringere Schneetiefen als auf horizontalen Flächen anzunehmen.

Wie die Studien von WITMER (1984) zeigen, kann auf Basis der monatlich durchgeführten Schneemessungen eine jahreszeitlich zunehmende Differenzierung in Abhängigkeit von Hangneigung, Exposition und Wölbung nachgewiesen werden. Zudem variiert der Einfluss der Reliefparameter Exposition und Wölbung interannuell in Abhängigkeit von den vor-

herrschenden Witterungsbedingungen. So ist der Einfluss der Exposition und Horizontalwölbung auf die Schneetiefe im Winter 2003/04, dessen Neuschneefälle von starken Winden begleitet wurden, als nahezu doppelt so hoch wie im Winter 2002/03 zu bewerten. Der Wölbungsparameter spiegelt primär diese äolischen Schneeverteilungsprozesse wider. Wölbungsparameter wurden erstmals von ELDER (1991) und COPLAND (1998) zur Erfassung äolisch bedingter Differenzen der Schneedeckenverteilung herausgestellt. Infolge äolischer Schneeverfrachtung akkumuliert in konkav gewölbten Rinnen und Hohlformen mehr Schnee als auf konvex gewölbten Kuppen und Rücken, wo der Schnee erodiert wird. Auf Grund des interannuell variierenden Einflusses der Exposition ist davon auszugehen, dass dieser nicht ausschließlich strahlungsbedingte Differenzierungen von Setzungs- und Schmelzraten sondern gleichfalls äolische Schneeverteilungsprozesse widerspiegelt. Solche primär äolisch bedingten Unterschiede der expositionsabhängigen Schneedeckenverteilung führen verschiedene Studien unterschiedlicher Betrachtungsskalen auf (ANDERTON et al. 2002; ANDERTON et al. 2004; COPLAND 1998; EHRLER & SCHAPER 1997; LÖFFLER 2005; LÖFFLER & RÖBLER 2005; LUCE et al. 1999; MARCHAND & KILLINGVEIT 2001, 2005). Darüber hinaus heben MEIMAN (1971), HOSANG & DETTWILER (1991) und ELDER et al. (1998) die zusätzliche expositionsbedingte Differenzierung von Schneetiefe und SWE infolge der potentiellen Solarstrahlung hervor. Nach WITMER et al. (1986: S. 117) und BAUMGARTNER & APFL (1997) bewirkt insbesondere das Zusammenwirken von direkter Solarstrahlung und der tageszeitenabhängigen Lufterwärmung ein früheres Einsetzen des Schneedeckenabbaus auf SW-exponierten Hängen gegenüber SE-exponierten Hängen. Auf Grund der gleichgerichteten, expositionsabhängigen Schneedeckendifferenzierung im Untersuchungsgebiet durch Strahlung und Wind ist eine eindeutige Trennung dieser beiden Faktoren nicht möglich. So weisen E-exponierte Hänge wegen der dominant aus dem westlichen Sektor wehenden Winde größere Schneetiefen auf als W-exponierte Hänge. Zugleich bedingt die topographische Ausrichtung und die Horizontabschattung des Lösschentals, dass der potentielle Solarstrahlungsgenuss auf E-exponierten Hängen im Jahresverlauf nur etwa halb so groß ist wie auf W-exponierten Hängen (Kap. 2.2.2).

Bei der Betrachtung der Fragestellung, inwieweit sich die Schneedeckenverteilung infolge der potentiellen Solarstrahlung auf dem Sonn- und Schatthang unterscheiden, werden Limitierungen des auf Punktdaten basierenden Ansatzes deutlich: Die Messungen wurden vorwiegend auf dem Sonnhang durchgeführt, so dass über Unterschiede zwischen dem Sonn- und Schatthang keine Aussagen möglich sind. Die terrestrischen Gegenhangphotos zeigen jedoch, dass der frühwinterliche Schneedeckenaufbau auf dem Schatthang über 30 Tage früher einsetzte als auf dem Sonnhang. Bereits nach den ersten frühwinterlichen Neuschneefällen schmolz die Schneedecke auf dem Schatthang infolge geringer Einstrahlung und niedrigen Lufttemperaturen nicht mehr vollständig ab. WITMER et al. (1986) nehmen an, dass infolge dieses sogenannten Herbstschneeeffektes die Schneedecke auf N-

exponierten Hängen oberhalb von 1800 m ü. M. signifikant mächtiger ausgebildet ist als auf S-exponierten Hängen. Somit ist davon auszugehen, dass die modellierten Schneetiefen und SWE auf dem Schatthang sowie die Unterschiede zwischen N- und S-exponierten Hänge allgemein unterschätzt werden.

Infolge der aufgeführten reliefabhängigen Differenzierungen der Schneedeckenverteilung kann schlussfolgernd festgehalten werden, dass Abschätzungen von Schneerücklagen im Hochgebirge mit Schneemessungen entlang eines Höhentransektes, wie von HERRMANN (1974b) postuliert wird, oder ausschließlich auf horizontalen Flächen, wie sie von der SMA durchgeführt werden, nicht möglich sind. Diese Diskrepanz des Messkonzeptes wird vor allem bei Betrachtung der Hangneigungsverteilung im Hochgebirge generell wie auch im Lötschental ersichtlich: im Lötschental nehmen unter 10° geneigte Hänge gerade einmal 7 % des Tales ein. Sowohl bei Abflussmodellierungen (ELDER et al. 1991; LISTON 1999; LUCE et al. 1999) als auch bei ökosystemaren Analysen führt somit eine alleinige Zonierung der Schneetiefe und des SWEs nach der Meereshöhe zu erheblichen Fehlinterpretationen der Schneerücklagen. Bereits WITMER et al. (1986) zeigen, dass mit einem lediglich die Meereshöhe berücksichtigenden Messkonzept nur klimatologische Schneetiefen- bzw. Schneewasseräquivalentskarten möglich sind, die sich auf Horizontalflächen beziehen. Beispielhaft sei hier der hydrologische Atlas der Schweiz genannt, dessen Schneeverteilungskarten aus höhenbasierten Interpolationen von Schneetiefen- und SWE-Daten erstellt wurden (ROHRER et al. 2001).

Die Variabilität der Regressionskoeffizienten der beiden Beobachtungsjahre zeigt zwar, dass die Einflussstärke der Reliefparameter von Witterungsbedingungen abhängt; der Trend jedoch stets der selbe ist: So nimmt die Schneetiefe mit zunehmender Meereshöhe zu, jedoch mit zunehmender Hangneigung und Konvexität ab. Zugleich weisen S-exponierte Hänge stets geringere Schneetiefen auf als N-exponierte Hänge. Infolge der witterungsbedingten Variabilität ist eine jährliche Übertragung der semi-empirischen Modelle zur Abschätzung von Schneerücklagen nur bedingt möglich; auf Grund des stets gleichläufigen Trends würde deren Einsatz jedoch eine deutliche Verbesserung gegenüber der Verwendung von einfachen Höhengradienten darstellen. Für gesicherte Aussagen sind jedoch mehrjährige Messreihen erforderlich. Zur Abschätzung der Schneerücklagen sind allerdings jährliche Messungen in unterschiedlichen Relieflagen vorzuziehen. Wie auch die Studien von BECHT (1989), COPLAND (1998), ELDER et al. (1991) und GOODISON (1981) zeigen, kann jedoch der Messaufwand verringert werden, indem mehrere Schneetiefenmessungen und nur wenige zeitaufwendige Schneedichte- und SWE-Messungen durchgeführt werden. Denn im Gegensatz zur Schneetiefe und zum SWE konnte für das Untersuchungsgebiet zwischen der Schneedichte und dem Relief kein signifikanter Zusammenhang nachgewiesen werden und die Schneedichten der gesetzten Schneedecke weisen nur eine geringe, reliefunabhängige Streuung mit einer Standardabweichung zwischen 0,025 und 0,049 g cm⁻³ auf.

Auf Basis der Punktmessdaten wurde der Einfluss von gravitativen Schneeumverteilungsprozessen nicht untersucht. Diese steuern zwar maßgeblich den Zeitpunkt der Schneeschmelze, die Änderung der absoluten Schneemenge in einem Einzugsgebiet ist jedoch nach ELDER et al. (1991) als gering zu bewerten.

5.2 Einfluss des Reliefs auf das Ausaperungsmuster

Im Gegensatz zur Schneetiefe und zum SWE folgt das Ausaperungsmuster im Lötschental sowohl mikro- als auch mesoskalig in beiden Jahren nahezu denselben Strukturen. Der Einfluss des Reliefs auf das konservative Ausaperungsmuster, das in verschiedenen Studien beschrieben wird (EHRLER & SCHAPER 1997; FRIEDEL 1961; GJAEREVOLL 1956: S. 16; HALL & MARTINEC 1985; KÖLBEL 1984; KÖNIG & STURM 1998; YAMADA 1996), dessen Quantifizierung jedoch weitestgehend fehlt (Blöschl & Kirnbauer 1991; Grayson et al. 2000; Tappeiner et al. 2001), wurde auf Basis von mikroskaligen sowie mesoskaligen Messdaten quantifiziert. Das Ausaperungsmuster ist sowohl für geomorphologische (BERNHARD & WEIBEL 1999; KELLER 1994), ökologische (KELLER 2005) als auch hydrologische (BLÖSCHL 1996) Prozesse von Bedeutung.

Die Analysen der mikroskaligen Messdaten bestätigen den starken Zusammenhang zwischen Relief und Ausaperungsmuster (R^2 : 88 %). Danach übt die Meereshöhe den größten Einfluss auf das Ausaperungsmuster aus: der Ausaperungstermin verzögert sich um ca. 8–9 Tage pro 100 m Höhenzunahme. Mit zunehmender Hangneigung erfolgt hingegen der Ausaperungstermin ca. 6–7 Tage pro 10° früher, wohingegen N-exponierte Hänge ca. 25–27 Tage später ausapern als S-exponierte Hänge.

Die Modellvergleiche mit den aus den terrestrischen Gegenhangphotos abgeleiteten Ausaperungskarten sowie die mesoskaligen statistischen Analysen zeigen jedoch, dass der Ausaperungsverlauf deutlich komplexeren Strukturen folgt, die weder über die primären Reliefparameter noch auf Basis von wenigen Punktdaten mit einer – für mikro- bis mesoskalige ökologische Systemanalysen – ausreichenden Genauigkeit erfasst werden können. So kann mit der mesoskaligen Modellvalidierung dargelegt werden, dass mit dem mikroskaligen Modell für 47 % der Fläche der Ausaperungstermin innerhalb eines ± 20 TDI richtig erfasst wird. Die makroskalige Modellvalidierung zeigt, dass zwar die Höhe der temporären Schneegrenze – mit Ausnahme von Gletschern – nahezu richtig erfasst werden kann, die expositions- und hangneigungsbedingten Strukturen des Ausaperungsmusters jedoch nicht abgebildet werden. Dieses kleinräumige Muster steuert jedoch maßgeblich u. a. das Vegetationsmuster (FRIEDEL 1961; GJAEREVOLL 1956; KELLER 2005; LÖFFLER 2005).

Im Gegensatz zu den mikroskaligen Ausaperungsanalysen zeigen die mesoskaligen Ausaperungsanalysen der terrestrischen Gegenhangphotos einerseits einen geringeren Erklärungsanteil des Reliefs am Ausaperungsmuster und andererseits, dass das Ausaperungsmuster auf dem Sonnhang anderen Strukturen folgt als auf dem Schatthang. Zudem setzt die Ausaperung auf dem Schatthang gegenüber dem Sonnhang zeitlich verzögert ein; diese zeitliche Verzögerung beträgt in 2400 m ü. M. auf gering geneigten Hängen bis zu einen Monat. Diese zeitliche Verzögerung der Ausaperung, die allein über den Parameter der potentiellen Solarstrahlung nicht erklärt werden kann, wird wahrscheinlich durch größere Schneetiefen, infolge des früher einsetzenden Schneedeckenaufbaus (s. o.), verursacht.

Des Weiteren zeigen die Regressionskoeffizienten, dass der Einfluss der Meereshöhe auf dem Sonnhang stärker ausgebildet ist als auf dem Schatthang, wo der Einfluss der Hangneigung und Meereshöhe als nahezu gleich groß zu bewerten ist. Mit der Einführung der Reliefparameter Wölbung, topographische Position sowie potentielle Solarstrahlung kann der Erklärungsanteil des Reliefs am Ausaperungsmuster auf beiden Hängen nur gering erhöht werden. Es ist davon auszugehen, dass der Einfluss der Meereshöhe auf dem Schatthang durch gravitative Prozesse überlagert wird. So dominieren infolge des steilen Reliefs auf dem Schatthang, dessen durchschnittliche Hangneigung 37° beträgt und auf 68 % der Fläche der kritische Grenzwerte für Lawinen (30° Hangneigung) überschritten wird (MCCLUNG & SCHAEERER 1999), gravitative Schneeumverteilungsprozesse. Demgegenüber treten auf dem Sonnhang lediglich in den oberen Höhenlagen und an den Seitenhängen des Tellitals infolge über 30° geneigter Hänge Lawinen auf. Aus den Ausaperungskarten des Schatthangs wird der Einfluss von Lawinen auf das räumliche Verteilungsmuster der Schneedecke ersichtlich: in Lawinenakkumulationsgebieten kann eine um bis zu 80 Tage verlängerte Schneedeckendauer gegenüber von Lawinen unbeeinflussten Bereichen bei ansonsten gleicher Relieflage kartiert werden. Dieser deutlichen Verlängerung, wie sie auch von ELDER et al. (1991) beschrieben worden ist, steht eine Verkürzung der Schneedeckendauer in Lawinenanrissgebieten gegenüber, die bereits vor Einsetzen der Schneeschmelze aper sind. Schneefreie Anrissgebiete stellen zudem Kernzonen der Schneeschmelze dar. Infolge der gravitativen Schneeumverteilung differenziert sich das Schneeverteilungsmuster bereits zu Beginn der Ablationsphase deutlich. Die Vergleiche der beiden Untersuchungszeiträume zeigt das ein Großteil der Lawinen in beiden Jahren auftreten, womit diese keine Singularitäten darstellen. Lawinen steuern somit sowohl hydrologische und geomorphologische als auch ökologische Prozesssysteme (BRUGGER 2004; DE JONG et al. 2005a; PHILLIPS 2000; RYCHETNIK 1984). Die durchgeführten Analysen zeigen, dass gravitative Prozessbereiche über die primären Reliefparameter Hangneigung, Meereshöhe und Exposition nur unzureichend, wie auch die Studien von BLÖSCHL & KIRNBAUER (1991) sowie TAPPEINER et al. (2001) aufführen, und zudem sowohl über die Wölbungsparameter wie auch über die topographische Position nur partiell erfasst werden können. Dementsprechend zeigen die statistischen Analysen auf dem Schatthang, dessen Schneeverteilungsmuster durch lawinare Prozesse geprägt ist, einen deutlich schwächeren

Zusammenhang (R^2 : 35 %) zwischen dem Ausaperungsmuster und den Reliefparametern als auf dem Sonnhang (R^2 : 75 %). Daher sind Reliefparameter zu entwickeln mit denen gravitative Schneenumverteilungsprozesse abgeleitet werden können. Methodische Ansätze liefern MAGGIONI et al. (2005), die neben primären Reliefparametern Hanglängen zur Ausweisung von Lawinenakkumulationsgebieten berücksichtigen.

Auf Grund der aufgeführten Unterschiede zwischen Sonn- und Schatthang wird mit den terrestrischen Gegenhangphotos, der Skalendefinition nach LÖFFLER (2002b) folgend – wonach dimensionslose und prozessbezogene Skalengrenzen durch emergente Übergänge definiert werden – ein Skalenübergang abgebildet. Diese Prozessbereiche, die hier maßgeblich durch gravitative Prozesse sowie durch das zeitlich differenzierte Einsetzen der Ausaperung, das allein über die potentielle Solarstrahlung nicht erklärt werden kann (s. o.), charakterisiert werden, sind unabhängig von ihrer metrischen Größe des Objektraumes. Daher ist die Übertragung von Zusammenhängen vom Sonn- auf den Schatthang und umgekehrt nicht möglich.

Neben diesen Unterschieden des Ausaperungsmusters zeigen die mesoskaligen Ausaperungsanalysen auf beiden Hängen gleichermaßen eine „reliefunabhängige“ Variation der Ausaperung; d. h. dass innerhalb einer Reliefklasse mehrtägige Differenzen der Ausaperungstermine auftreten können. Bereits TAPPEINER et al. (2001), die den Einfluss des Reliefs auf das Ausaperungsmuster quantifiziert haben, stellten heraus, dass das Ausaperungsmuster nur näherungsweise über die Reliefparameter erfasst werden kann. Demzufolge können mit der Regelgröße Relief nur die Hauptstrukturen des Ausaperungsmusters erklärt werden; die Variationen werden jedoch von anderen Faktoren gesteuert. Diese Variationen des Ausaperungsmusters werden einerseits durch unterschiedliche Schneetiefen infolge gravitativer – wie bereits oben beschrieben – und äolischer Schneenumverteilungsprozesse gesteuert (DURAND et al. 2004). Die Schneenumverlagerung durch turbulente Windfelder kann allein auf Basis des Reliefs nicht abgeleitet werden, wie verschiedene Studien im Hochgebirge zeigen (CORRIPIO et al. 2004; TAPPEINER et al. 2001). Andererseits wird die Variation des Ausaperungsmusters durch turbulente und advective Wärmeströme, die von aperen Flächen ausgehen (STÄHLI & JANSSON 1998), beeinflusst. Aperi Flächen, die im Vergleich zu schneebedeckten Flächen eine geringere Albedo aufweisen, stellen Schmelzenergie bereit, womit die umliegende Schneedecke abgebaut wird. Nach MARSH (1999) können unter hohen Einstrahlungsbedingungen zwischen aperen und schneebedeckten Flächen Temperaturunterschiede von bis zu 42 °C auftreten. So zeigen die aus den terrestrischen Gegenhangphotos abgeleiteten Ausaperungskarten, dass die Schneedecke zunehmend von aperen Flächen ausgehend abschmilzt; wie z. B. in Lawinenanrissgebieten, auf Kuppen oder Felsen. Diese Variationen des Ausaperungsmusters werden somit primär durch unterschiedliche Schneetiefen gesteuert – wie es auch in verschiedenen Studien beschrieben wurde (BARRY 1992; BERNHARD & WEIBEL 1999; HOLTMEIER & BROLL 1992; LÖFFLER 2005; LUCE et al. 1999; PHILLIPS 2000).

Darüber hinaus wird das Ausaperungsmuster von weiteren Faktoren modifiziert, wie z. B. der Vegetationsbedeckung, Gletschern und Permafrost. Verschiedene Studien zeigen, dass Schneerücklagen in dichten Waldbeständen auf Grund von Interzeptionsverlusten signifikant geringer sind als auf Freiflächen (BRECHTEL 1972; HERRMANN 1974a, b; POMEROY & BRUN 2001). Diese geringeren Schneerücklagen in Waldbeständen werden jedoch zur Schneeschmelze durch ein verzögertes Einsetzen der Schmelze und geringere Schmelzraten kompensiert, womit die Ausaperung deutlich verzögert stattfindet (FARIA et al. 2000; HERRMANN 1974a; RANGO & MARTINEC 1995). Eine um 5–20 Tage verzögert einsetzende Ausaperung konnte auf Basis der UTL-Datalogger kartiert werden. Die geringe Anzahl der Messdaten erlauben jedoch keine gesicherten Aussagen über das Schneeverteilungsmuster im Wald. Weitergehende Untersuchungen diesbezüglich sind für das Lötschental erforderlich, da sich die Schneerücklagen in Waldbeständen von Freiflächen unterscheiden und der Flächenanteil des Waldes, von derzeit 12 % in Zukunft weiter zunehmen wird (BÖRST 2006).

Der Einfluss von Gletschern auf das Ausaperungsmuster wird mit den makroskaligen Modellvalidierungen ersichtlich. So wird die Ausaperung auf Gletschern auf Basis der Modelle, die zwischen Gletscher und Fels nicht separieren, deutlich zu früh modelliert. Ebenso konnten EHRLER et al. (1997) auf Gletschern eine signifikant längere Schneedeckendauer nachweisen. Inwieweit die von Gletschern ausgehenden Kaltluftströme sowie das Vorkommen von Permafrost die Ausaperung verzögern, bleibt hingegen zu überprüfen. Nach KELLER (1994) ist der frühwinterliche Schneedeckenaufbau eng an die Permafrostverbreitung gekoppelt, womit in diesen Bereichen größere Schneetiefen gegenüber permafrostfreien Bereichen und eine daraus resultierende Verzögerung der Ausaperung angenommen werden können. Entgegen dieser Annahme konnten EHRLER et al. (1997) jedoch keinen signifikanten Zusammenhang zwischen der Permafrostverbreitung und dem Schneedeckenabbau feststellen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass infolge dieser „reliefunabhängigen“ Variationen das Ausaperungsmuster als Funktion des Reliefs näherungsweise beschrieben werden kann. Somit zeigt die Modellvalidierung des mesoskaligen semi-empirischen Modells, dass auf dem Sonnhang für 68 % und auf dem Schatthang für 55 % der abgebildeten Fläche mit einer zeitlichen Differenz von ± 20 Tagen die Ausaperung richtig erfasst werden kann. Die reliefunabhängigen Variationen des Ausaperungsmusters werden stets die exakte Vorhersagbarkeit des Verteilungsmusters der Schneedecke unter alleiniger Berücksichtigung von Reliefparametern limitieren (Blöschl et al. 1991b). Im Gegensatz zu den Studien von BLÖSCHL et al. (1991), die das Ausaperungsmuster mit 9 Luftbildserien analysiert haben, kommen diese Variationen jedoch bereits zu Beginn der Ablationsphase zum Ausdruck und nicht erst am Ende der Ablationsphase.

Der Vergleich der mesoskaligen Ausaperungsmodelle mit ASTER-Szenen, die das gesamte Lötschental erfassen, zeigt, dass dieses für das Haupttal des Lötschentals seine Gültig-

keit – innerhalb der angegebenen Unsicherheit – behält. Diese Übertragbarkeit des semiempirischen Modells, das aus den terrestrischen Gegenhangphotos abgeleitet wurde, zeigt zugleich das Potential von terrestrischen Gegenhangphotos auf.

5.3 Multiskaliger Methodenansatz

Mit dem multiskaligen Methodenansatz konnte gezeigt werden, dass das Verteilungsmuster der Schneedecke näherungsweise als Funktion des Reliefs beschrieben werden kann. Die Bewertung des Einflusses der verschiedenen Reliefparameter hängt jedoch maßgeblich von der räumlichen Verteilung der Messdaten und der Größe des jeweiligen Untersuchungsraumes ab. Auf Grund dieser reliefabhängigen Differenzierung der Schneedecke können einzelne Punktdaten zur Abschätzung der Schneerücklagen nicht auf die Fläche übertragen werden (ANDERTON et al. 2002; EHRLER & SCHAPER 1997; GOODISON et al. 1981; HERRMANN 1974a; SEPÄLLÄ 2004: S. 238; SINGH & SINGH 2001). Um flächendeckend Daten der Schneedeckenverteilung innerhalb eines gesamten Einzugs- bzw. Untersuchungsgebietes zu erhalten, werden konventionell satelliten- oder luftbildgestützte Fernerkundungsdaten eingesetzt (DERKSEN & LEDREW 2000; HALL & MARTINEC 1985; PIESBERGEN 2002; RANGO 1993; ROTT 1987; SCHAPER 2000; SEIDEL & MARTINEC 2004). Da für quantitative Analysen des reliefabhängigen Verteilungsmusters der Schneedecke im Hochgebirge gleichermaßen eine hohe räumliche und zeitliche Datenauflösung erforderlich ist, diese jedoch mit den bisherigen Fernerkundungsmethoden nicht erzielt werden kann, besteht bisher eine Diskrepanz der Datenauflösung (CHRISTIANSEN 2001; TAPPEINER et al. 2001). Um diese Diskrepanz zu überwinden, werden seit den 1990er Jahren – wie auch in der vorliegenden Arbeit – zunehmend terrestrische Aufnahmen eingesetzt.

Der Einsatz von terrestrischen Gegenhangphotos und der Entwicklung des semi-automatischen Verfahrens zur Bildauswertung ermöglicht die zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Erfassung und Analyse des Verteilungsmusters der Schneedecke, die für hydrologische und ökologische Systemanalysen erforderlich ist (APPEL et al. 2002; BENISTON 1997; DE JONG et al. 2005b; ELDER et al. 1991; KELLER 2005; O'NEILL 1988; PIPES & QUICK 1987; STÄHLI & JANSSON 1998). Mit dem semi-automatischen Verfahren, mit dem die für die Orthorektifizierung erforderlichen Orientierungsparameter bestimmt werden, wird eine hohe Lagegenauigkeit der Bilddaten, die für reliefabhängige Analysen zwingend erforderlich sind, unter geringem manuellen Zeitaufwand erreicht. Die Orthorektifizierung jedes einzelnen Bildes ermöglicht zudem Bildklassifizierungsverfahren, mit denen unterschiedliche reliefabhängige Beleuchtungsverhältnisse sowie Verunreinigungen der Schneedecke berücksichtigt werden können, die in den bisherigen Bildauswertungsverfahren von terrestrischen Gegenhangphotos nicht möglich waren (ASCHENWALD et al. 2001; KRUMMENACHER et al. 1998; TAPPEINER et al. 2001). Eine mit terrestrischen Gegenhang-

photos erzielbare Datenauflösung, die für die vorliegende Studie eine räumliche Auflösung von 10x10 m und zeitliche Auflösung von 3–5 Tagen beträgt, kann mit bisherigen Fernerkundungsmethoden – deren Einsatz zusätzlich durch Beschaffungskosten limitiert ist – nicht erreicht werden (CHRISTIANSEN 2001, 2004; TAPPEINER et al. 2001); so stehen beispielsweise für das Lötschental während des gesamten Untersuchungszeitraums lediglich acht ASTER-Szenen und 21 LANDSAT-Szenen – einschließlich LANDSAT 7-Szenen, die ab Oktober 2003 einen Sensorfehler aufweisen, – zur Verfügung. Mit dieser geringen zeitlichen resp. räumlichen Auflösung kann die hohe Dynamik des Schneedeckenauf- und -abbaus, wie sie mit den terrestrischen Gegenhangphotos abgebildet wird, nicht erfasst werden.

Auf Basis der terrestrischen Gegenhangphotos sind jedoch auf diesem Betrachtungsmaßstab lediglich binäre Aussagen über das Verteilungsmuster der Schneedecke möglich; Aussagen bezüglich anderer Schneedeckenparameter, wie Schneetiefe und SWE sind nicht möglich. Es ist jedoch zu überprüfen, ob die inverse Anwendung (WINIGER et al. 2005) des SRM-Modells (RANGO & MARTINEC 1995) kombiniert mit dem Einsatz der terrestrischen Gegenhangphotos eine Möglichkeit darstellt, das kleinräumige Verteilungsmuster der Schneerücklagen zu ermitteln. Das vorliegende Messkonzept, basierend auf Klimastationsdaten, manuell durchgeführten Schneemessungen und terrestrischen Gegenhangphotos kann eine gute Möglichkeit bieten den Methodenansatz zu evaluieren.

6 Schlussfolgerung

In der vorliegenden Studie wurde mit einem kombinierten, multiskaligen Ansatz das Verteilungsmuster der Schneedecke in Abhängigkeit vom Relief bestimmt, um somit eine Verbesserung der Abschätzung von Schneerücklagen im Hochgebirge zu erzielen. Der Ansatz bestand aus einem Verbund von konventionellen und neu entwickelten Methoden: Mikroskalig wurde mit Hilfe von Punktmessungen die Schneedeckendauer, die Schneetiefe, Schneedichte und das SWE bestimmt. Mesoskalig wurde mit Hilfe der terrestrischen Gegenhangphotographie das kleinräumig und zeitlich variierende Verteilungsmuster der Schneedecke erfasst. Makroskalig wurde das Verteilungsmuster der Schneedecke auf Basis von ASTER-Szenen erhoben, womit die Übertragbarkeit der mikro- und mesoskaligen Messdaten validiert wurde.

Mit diesem Ansatz konnte die Qualität semi-empirischer Modelle, die das Verteilungsmuster der Schneedecke als Funktion des Reliefs beschreiben, überprüft werden. Diese Validierungen zeigten, dass das Verteilungsmuster der Schneedecke bei alleiniger Berücksichtigung der Reliefparameter nur näherungsweise bestimmt werden kann. Allerdings konnte gezeigt werden, dass das differenzierte Verteilungsmuster der Schneedecke mit einem weiterentwickelten, auf terrestrischen Gegenhangphotos basierenden Ansatz zeitlich (tägliche Aufnahmen) und räumlich hoch aufgelöst (10x10 m Raster) erfasst werden kann. Diese sowohl räumlich als auch zeitlich hohe Auflösung der terrestrischen Gegenhangphotos liegt weit über der Datenauflösung bisheriger Erhebungsmethoden. Mit dem Einsatz der terrestrischen Gegenhangphotographie kann die bestehende Diskrepanz zwischen der für Modellierungen und Analysen erforderlichen Datenauflösung und der durch konventionelle Fernerkundungsmethoden und manuellen Messmethoden erzielbaren Datenauflösung geschlossen werden. Mit der makroskaligen Modellvalidierung konnte zudem die Übertragbarkeit der mesoskaligen, semi-empirischen Modelle für einen 64 km² großen Taalauschnitt belegt werden. Der weiterentwickelte Ansatz liefert ein hohes Potential für zukünftige Schneedeckenmodellierungen im Hochgebirge. Die Kombination der terrestrischen Gegenhangphotographie mit herkömmlichen Verfahren ermöglicht insgesamt eine skalenübergreifende Analyse der räumlich und zeitlich differenzierten Schneedeckendynamik und ihrer hydrologischen, geomorphologischen und ökosystemaren Rückkopplungen.

7 Zusammenfassung

Das kleinräumig und zeitlich variierende Verteilungsmuster der Schneedecke steuert im Hochgebirge maßgeblich das ökosystemare Prozessgeschehen, so dass dessen Erfassung für weitergehende Analysen und ökosystemare Systemverständnisse unabdingbar ist. Dieses kleinräumige und zeitlich rasch variierende Muster kann mit den bisherigen Erhebungsmethoden der Fernerkundung mittels Satelliten- oder Luftbildern nicht erfasst werden.

Mit einem multiskaligen, kombinierten Ansatz, bestehend aus mikroskaligen Punktmessungen und mesoskaligen terrestrischen Gegenhangphotos, wurde die Schneedeckenverteilung bestimmt und der Einfluss des Reliefs auf diese analysiert. Unter der Annahme, dass das Verteilungsmuster der Schneedecke eine Funktion des Reliefs darstellt, wurde das Relief als Regelgröße definiert. Auf Basis von semi-empirischen Modellen wurde die Schneedeckenverteilung für das Lötschental modelliert. Zur Überprüfung eines möglichen Upscalings und inwieweit mit Punktdaten das räumliche Verteilungsmuster der Schneedecke repräsentativ erfasst werden kann, wurden sowohl mesoskalige – mittels terrestrischen Gegenhangphotos – als auch makroskalige Modellvalidierungen mittels ASTER-Szenen durchgeführt.

Die Analysen der mikroskaligen Punktdaten zeigen einen signifikanten Zusammenhang zwischen dem Relief und dem Verteilungsmuster der Schneetiefe und des SWEs. So differenziert sich sowohl die Schneetiefe als auch das SWE in Abhängigkeit von den Reliefparametern Meereshöhe, Hangneigung, Exposition und Wölbung. Die Einflussstärke der Reliefparameter variiert jedoch in Abhängigkeit von den vorherrschenden Witterungsbedingungen. Auf Grund dieser reliefabhängigen Differenzierungen sind im Hochgebirge für Abschätzungen von Schneerücklagen Messungen in verschiedenen Reliefpositionen durchzuführen. Die alleinige Berücksichtigung der Meereshöhe würde zu hohen Fehlinterpretationen der Schneerücklagen führen.

Zur Bestimmung des räumlichen Ausaperungsmusters wurden sowohl mikroskalige Punktdaten auf Basis von UTL-Dataloggern, als auch mesoskalige terrestrische Gegenhangphotos eingesetzt. Die Anwendung der terrestrischen Gegenhangphotos zeigt die Möglichkeit auf, das kleinräumige Schneedeckenverteilungsmuster in alpinem Gelände, das durch große Reliefunterschiede charakterisiert wird, mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung zu erfassen. Mit einem semi-automatischen Verfahren, mit dem die für die Orthorektifizierung erforderlichen Orientierungsparameter bestimmt werden, wird eine hohe Lagegenauigkeit der Bilddaten, die für reliefabhängige Analysen zwingend erforderlich ist, unter geringem manuellen Zeitaufwand erreicht. Die Orthorektifizierung jedes einzelnen Bildes ermöglicht zudem Bildklassifizierungsverfahren, mit denen unterschiedliche reliefabhängige Beleuchtungsverhältnisse sowie Verunreinigungen der Schneedecke berücksichtigt werden können. Die mesoskaligen Analysen zeigen, dass das Ausaperungsmuster zwar signifikant vom Relief gesteuert wird, darüber hinaus jedoch „reliefunabhängige“ Faktoren und Prozesse das Verteilungsmuster der Schneedecke steuern, womit das Verteilungsmuster der Schneedecke nur näherungsweise als Funktion des Reliefs beschrieben werden kann. So wird auf dem Schatthang das Ausaperungsmuster dominant von gravitativen Prozessen modifiziert. Zudem kann gezeigt werden, dass die Ausaperung von turbulenten und advektiven Wärmeströmen, die von aperen Flächen aus-

gehen, sowie von äolischen Schneeeumverteilungsprozessen gesteuert wird. Auf Grund dieser reliefunabhängigen Variationen der Schneedeckenverteilung kann das Verteilungsmuster der Schneedecke mit wenigen Punktmessdaten nur näherungsweise abgebildet werden. Über die Reliefparameter kann für 62 % der Fläche das Ausaperungsmuster mit einer zeitlichen Differenz von ± 20 -Tagen richtig erfasst werden. Allein auf Basis von Punktmessungen kann lediglich für 47 % der Fläche das Ausaperungsmuster mit einer zeitlichen Differenz von ± 20 -Tagen richtig erfasst werden.

Der Einsatz von terrestrischen Gegenhangphotos liefert ein hohes Potential für zukünftige Schneedeckenmodellierungen im Hochgebirge sowie eine skalenübergreifende Analyse der räumlich und zeitlich differenzierten Schneedeckendynamik und ihrer hydrologischen, geomorphologischen und ökosystemaren Rückkopplungen.

8 Summary

The temporal and spatial high variable snow cover pattern significantly controls ecosystem processes in high mountains. Therefore, ecosystem analyses and the ecological understanding essentially require a precise monitoring of snow cover distribution. But, previous methods for snow cover monitoring using remote sensing techniques are not suitable to monitor the fine-scale and rapid changing snow cover.

In this study a multi-scale, combined approach consisting of micro-scale point measurements and meso-scale terrestrial images is used to record the snow cover pattern in an alpine valley and to analyse the influence of topography on the distribution.

Topography was defined as the controller under the assumption that snow cover distribution is a function of topography. Based on semi-empirical models the snow-cover distribution of the alpine valley Löttsental was simulated. The possibilities for an up-scaling as well as the representativeness of point measurements in terms of snow cover distribution was validated using meso-scale terrestrial images and macro-scale ASTER satellite data.

Analyses of micro-scale point measurements show a significant correlation between topography and patterns of snow parameters like snow depth and SWE. Both parameters depend on elevation, slope, aspect and curvature. The magnitude of influence of each topographical feature changes in relation to climatic conditions. Due to this topography dependent differentiation, estimations of snow storages need to be based on measurement at different topographic positions. A simple consideration of elevation alone would lead to major misinterpretation.

Micro-scale point measurements using UTL-temperature loggers as well as meso-scale terrestrial images were used to determine the snow cover pattern. The use of terrestrial images enables the monitoring of snow cover with a high spatial and temporal resolution. The latter is essential in high mountain areas due to the fine-scale variations of snow cover. A semi-automatic procedure calculates the camera orientation parameters for every image taken that are used to orthorectify the images precisely. This allows the improvement of image classification techniques by considering shading effects and albedo changes of snow.

The meso-scale snow monitoring and analyses show the snow cover to be significantly related to topography. But, it also indicates the snow cover to be a function of parameters independent of topography, too. Hence, snow cover pattern is not determined by topography solely. For example, avalanches modify the snow cover pattern on the north-facing slope. Moreover, snow cover variations are influenced by turbulent and advective heat fluxes originating from alpine areas as well as eolic snow redistribution. Due to these topography independent variations, the snow cover pattern can only be estimated by approximation using a few point measurements.

Based on terrestrial images, 62 percent of the investigated area are modelled correctly with a temporal bias of ± 20 days. The amount of correctly simulated area decreases on the basis of point measurements alone. The use of terrestrial images offers a high potential for future snow cover simulations in high mountain areas as well as it enables an across-the-scales analyses of spatio-temporal snow cover dynamics and its hydrological, geomorphological and ecological responses.

9 Literatur, Karten und sonstige Quellen

- ABEGG, B. & H. ELSASSER (1996): Klima, Wetter und Tourismus in den Schweizer Alpen. *Geographische Rundschau*, 48, S. 737-742.
- ADAMS, W. P. (1981): Snow: Plants and Animals. In: D. M. GRAY & D. H. MALE [Hrsg.]: *Handbook of Snow. Principles, Processes, Management & Use*, S. 3-27.
- ALBERTZ, J. (2001): Einführung in die Fernerkundung. Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern, Darmstadt, 249 S.
- ANDERTON, S. P., S. M. WHITE & B. ALVERA (2002): Micro-scale spatial variability and the timing of snow melt runoff in a high mountain catchment. *Journal of Hydrology*, 268, S. 158-176.
- ANDERTON, S. P., S. M. WHITE & B. ALVERA (2004): Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrological Processes*, 18, S. 435-453.
- APPEL, F., H. BACH, W. SCHULZ & U. MERKEL (2002): Operational remote sensing methods to derive snow properties for hydrological modelling Proceedings of EARSEL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space, S. 65-78.
- ARNET, F. (2001): Interpolation von DHM25 Level 2. Interpolation eines digitalen Höhenmodells aus Höhenkurven, Zwischenkurven, Seeufnern, Bruchkanten, Gewässerlinien und Höhenkoten mittels Dreiecksvermaschung. Berichte aus der L-T, Bericht 18, Wabern, 28 S.
- ASCHENBRENNER, J. (1992): Orthophoto und Monoplotting in der Gletscherkartographie. Salzburger Geographische Arbeiten, 21, 89 S.
- ASCHENWALD, J., K. LEICHTER, E. TASSER & U. TAPPEINER (2001): Spatio-temporal landscape analysis in mountainous terrain by means of small format photography: a methodological approach. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, S. 885-893.
- BACHMANN-VOEGELIN, F. (1984): Blatten im Lötschental. Die traditionelle Kulturlandschaft einer Berggemeinde, Bern, 605 S.
- BAHRENBERG, G., E. GIESE & J. NIPPER (2003): Statistische Methoden in der Geographie 2. Multivariate Statistik. Teubner Studienbücher der Geographie, 2, Stuttgart, 415 S.
- BALTES-GÖTZ, B. (2005): Lineare Regressionsanalyse mit SPSS. AWS.SPSS.17, Trier, 83 S.
- BARAL, D. J. & R. P. GUPTA (1997): Integration of satellite sensor data with DEM for the study of snow cover distribution and depletion pattern. *Int. J. Remote Sensing*, 18, S. 3889-3894.
- BARNETT, T. P., J. C. ADAM & D. P. LETTENMAIER (2005): Potential impact of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438, S. 303-309.
- BARRY, R. G. (1992): *Mountain Weather and Climate*, London, 313 S.
- BARRY, R. G. (2003): Mountain cryospheric studies and the WCRP climate and cryosphere (Clic) project. *Journal of Hydrology*, 282, S. 177-181.
- BARRY, R. G. (2005): Alpine climate change and cryospheric response: an introduction. In: C. DE JONG, D. COLLINS & R. RANZI [Hrsg.]: *Climate and hydrology in mountain areas*, London, S. 1-4.
- BARRY, R. G. & R. J. CHORLEY (2003): *Atmosphere, weather and climate*, New York, 421 S.
- BAUMGARTNER, M. F. & G. M. APFL (1994): Monitoring snow cover variations in the alps using the alpine snow cover analysis system (ASCAS). In: M. BENISTON [Hrsg.]: *Mountain environments in changing climates*, London.

- BAUMGARTNER, M. F. & G. M. APFL (1997): Remote sensing, geographic information systems and snowmelt runoff models - an integrated approach: Remote sensing and Geographic Information Systems for design and operation of water resources systems (Proceedings of Rabat Symposium S3, IAHS Publ. No. 242, S. 73-82.
- BAUMGARTNER, M. F. & G. M. APFL (1998): Die Alpine Schneedecke. Modellierung von Schneeschmelzabfluß und Klimaszenarien mit Satellitendaten und GIS. *Geographische Rundschau*, 50, S. 94-98.
- BAYRISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (2000): www.glaziologie.de (letzter Aufruf: 20.05.2006) [Hrsg.].
- BECHT, M. (1989): Zur terrestrischen Erfassung der Schneerücklagen auf Repräsentativflächen - Ein Beitrag zur Methodik von Schneedeckenaufnahmen. *DGM*, 33, S. 49-56.
- BECHT, M., M. KOPP & F. WILHELM (1984): Die zeitliche und räumliche Differenzierung der Schneedecke auf einzelnen Testflächen in einem randalpinen Niederschlagsgebiet im Spätwinter und während der Frühjahrsablation. *Mitt. D. Geogr. Ges. i. München*, 69, S. 95-128.
- BENDIX, J. (2003): *Geländeklimatologie*, Berlin, 282 S.
- BENISTON, M. (1997): Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: Links to changes in large-scale climatic forcings. *Climatic Change*, 36, S. 281-300.
- BENISTON, M. (2000): Environmental change in mountains and uplands. Key issues in environmental change, London, 172 S.
- BENISTON, M., F. KELLER & S. GOYETTE (2003): Snow pack in the Swiss Alps under changing climatic conditions: an empirical approach for climate impacts studies. *Theoretical and Applied Climatology*, 74, S. 19-31.
- BERNHARD, L. & R. WEIBEL (1999): Modelling snowmelt using a digital terrain model and GIS-based techniques. In: R. DIKAU & H. SAURER [Hrsg.]: GIS for earth surface systems: analysis and modelling of the natural environment, Stuttgart, S. 25-47.
- BERRY, M. O. (1981): Snow and climate. In: D. M. GRAY & D. H. MALE [Hrsg.]: Handbook of Snow, Ontario, S. 32-59.
- BLÖSCHL, G. (1996): Prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, J. 48, H. 5/6, S. 156-165.
- BLÖSCHL, G. & R. GRAYSON (2000): Spatial observations and interpolation. In: R. GRAYSON & G. BLÖSCHL [Hrsg.]: Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling, Cambridge, S. 17-50.
- BLÖSCHL, G. & R. KIRNBAUER (1991): Point snowmelt models with different degrees of complexity - internal processes. *Journal of Hydrology*, 129, S. 127-147.
- BLÖSCHL, G. & R. KIRNBAUER (1992): An analysis of snow cover patterns in a small alpine catchment. *Hydrological Processes*, 6, S. 99-109.
- BLÖSCHL, G., R. KIRNBAUER & D. GUTKNECHT (1991a): Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resources Research*, 27, S. 3171-3179.
- BLÖSCHL, G., R. KIRNBAUER & D. GUTKNECHT (1991b): A spatially distributed snowmelt model for application in alpine terrain. In: H. BERGMANN, H. LANG, W. FREY, D. ISSLER & B. SALM [Hrsg.]: Snow, hydrology and forests in high alpine areas (Proceedings of the Vienna Symposium). IAHS Publ. no. 205, S. 51-60.
- BLÖSCHL, G. & M. SIVAPALAN (1995): Scale issues in hydrological modelling - a review. *Hydrological Processes*, 9, S. 251-290.
- BOLCH, T. (2006): GIS- und fernerkundungsgestützte Analyse und Visualisierung von Klima- und Gletscheränderungen im nördlichen Tien Shan (Kasachstan/Kyrgyzstan) mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe/Alpen. <http://www.opus.ub.uni-erlangen.de/opus/volltexte/2006/447/> (letzter Aufruf: 20.12.2006), 276 S.

- BÖRST, U. (2004): Landschaft - eine 'konstruierte' Ressource. In: W. GAMERITH, P. MESSERLI, P. MEUSBURGER & H. WANNER [Hrsg.]: Alpenwelt - Gebirgswelten. Inseln, Brücken, Grenzen. 54. Deutscher Geographentag Bern 2003, Bern, S. 161-168.
- BÖRST, U. (2006): Nachhaltige Entwicklung im Hochgebirge. Eine Systemanalyse von Mensch-Umwelt-Szenarien im Lötschental (Zentral-Alpen). http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2006/boerst_uwe-jens/ (letzter Aufruf: 05.08.2006), Bonn.
- BORTER, M. (1992): Lötschental, Exkursionsführer. *Interpraevent Bern*, S. 40 S.
- BRÄNDLI, M. (1991): Oberflächeninterpolation aus Höhenkurvendaten. Geo-Processing Reihe, Vol. 11, Zürich, 106 S. S.
- BRAUN, L. N. (2002): Das Wasser der Alpen: Hydrologische Empfindlichkeit der Alpenregion gegenüber einer Klimaveränderung Der Klimawandel und die Auswirkung auf den Alpenraum. Tagung der Nationalparkakademie der Hohe Tauern, S. 1-5.
- BRECHTEL, H. M. & Á. BALÁZS (1976): Auf- und Abbau der Schneedecke im westlichen Vogelsberg in Abhängigkeit von Höhenlage, Exposition und Vegetation. *Beiträge zur Hydrologie*, 3, S. 35-107.
- BRECHTEL, M. (1972): Einfluss von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Altersklassen auf die Schneeansammlung und Schneeschmelze in den Hochlagen des westlichen Vogelsberges. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 16, S. 121-133.
- BRÜCKNER, S. (2003): Geomorphologie des oberen Lötschentals (Arbeitstitel). Diplomarbeit Universität Bonn.
- BRUGGER, S. (2004): Lawinen schaffen Lebensraum. Größere Artenvielfalt in Lawinenzüngen. *Die Alpen*, 1, S. 29-31.
- BRUNSDEN, D. (1996): Geomorphological events and landform change. *Z. Geomorph. N.F.*, 40, S. 273-288.
- BURROUGH, P. A. (1996): Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment, Oxford, 194 S.
- BWG (2004): Bundesamt für Wasser und Geologie. Landeshydrologie. Lonza [Hrsg.]: <http://www.bwg.admin.ch/service/hydrolog/d/2269.htm> (letzter Aufruf: 06.05.2005).
- CAMPBELL-SCIENTIFIC (2001): Wind Speed and Direction Sensors. A 100R Anemometer and W200P Windvane [Hrsg.].
- CAMPBELL-SCIENTIFIC (2002): Instruction Manual CM3 Pyranometer, 10 S.
- CAMPBELL-SCIENTIFIC (2003): Instruction Manual: SR50 Sonic Ranging Sensor, 26 S.
- CANISIUS, F. X. J. & H. TURRAL (2003): Fusion Techniques to Extract Detail Information from Moderate Resolution Data for Global Scale Image Map Production Proceedings of the 30th International Symposium on Remote Sensing of Environment.
- CARPER, W. J., T. M. LILLESAND & R. W. KIEFER (1990): The Use of Intensity-Hue-Saturation Transformations for Merging SPOT Panchromatic and Multispectral Image Data. *Photogrammetry, Engineering & Remote Sensing*, 56, S. 459-467.
- CHANG, K.-T. & Z. LI (2000): Modelling snow accumulation with a geographic information system. *Int. J. Geographical Information Science*, 14, S. 693-707.
- CHRISTIANSEN, H. H. (2001): Snow-cover depth, distribution and duration data from north-east Greenland obtained by continuous automatic digital photography. *Annals of Glaciology*, 32, S. 102-108.
- CHRISTIANSEN, H. H. (2004): Meteorological Control on Interannual Spatial and Temporal Variations in Snow Cover and Ground Thawing in Two Northeast Greenlandic Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) Sites. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, S. 155-169.
- COPLAND, L. (1998): The Use of Terrain Analysis in the Evaluation of Snow Cover over an Alpine Glacier. In: S. N. LANE, K. S. RICHARDS & J. H. CHANDLER [Hrsg.]: Landform Monitoring, Modelling and Analysis, London, S. 385-404.

- CORRIPIO, J. (2004): Snow surface albedo estimation using terrestrial photography. *International Journal of Remote Sensing*, 25, S. 5705-5729.
- CORRIPIO, J., Y. DURAND, G. GUYOMARC'H, L. MÉRINDOL, D. LECORPS & P. PUGLIÉSE (2004): Modelling and monitoring snow redistribution by wind. *Cold Region Science and Technology*, 39, S. 93-104.
- CORRIPIO, J. & R. S. PURVES (2004): Surface Energy Balance of High Altitude Glaciers in the Central Andes: the Effect of Snow Penitentes. In: C. DE JONG, D. COLLINS & R. RANZI [Hrsg.]: *Climate and Hydrology in Mountain Areas*, London, S. 15-27.
- CORRIPIO, J. G. (2002a): Georeferencing Terrestrial Photography. <http://www.arolla.ethz.ch/georef/georeferencing.html> (letzter Aufruf: 01.07.2006).
- CORRIPIO, J. G. (2002b): PLOTSUN: <http://www.geo.ed.ac.uk/~jgc/> (letzter Aufruf: 1.04.2005) [Hrsg.].
- CORRIPIO, J. G. (2003): Modelling the energy balance of high altitude glacierised basins in the Central Andes, University Edinburgh. 151. Unpublished S.
- CRAMER, M. (2004): EuroSDRnetwork on Digital Camera Calibration Report Phase I.
- CRAMER, T. (2000): Geländeklimatologische Studien im Bagrottal (Karakorumgebirge, Pakistan). *GEO AKTUELL Forschungsarbeiten*, 3, Göttingen, 231 S.
- DALGAARD, P. (2002): *Introductory Statistics with R. Statistics and Computing*, Heidelberg, 267 S.
- DALY, C. (1984): Snow distribution patterns in the alpine krumholz zone. *Progress in Physical Geography*, 8, S. 152-176.
- DE JONG, C., P. ERGENZINGER, M. BORUFKA, A. KÖCHER & M. DRESEN (2005a): Geomorphological Zoning: An Improvement to Coupling Alpine Hydrology and Meteorology? In: C. DE JONG, D. COLLINS & R. RANZI [Hrsg.]: *Climate and Hydrology in Mountain Areas*, London, S. 247-260.
- DE JONG, C., F. WHELAN & B. MESSERLI (2005b): The importance of a hydrological research framework for water balance studies in mountain basins. *Hydrological Processes*, 19, S. 2323-2328.
- DE MERS, M. N. (2000): *Fundamentals of Geographic Information Systems*, New York, 498 S.
- DEEMS, J. S. (2002): Topographic effects on the spatial and temporal patterns of snow temperature gradients in a mountain snowpack. Master of Science in Earth Sciences Montana State University, Bozeman, 93 S.
- DERKSEN, C. & E. LEDREW (2000): Variability and change in terrestrial snow cover: data acquisition and links to the atmosphere. *Progress in Physical Geography*, 24, S. 469-498.
- DESMET, P. J. J. (1997): Effects of interpolation errors on the analysis of DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, S. 563-580.
- DIKAU, R. (1988): Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Relief-einheiten. *Heidelberger Geographische Bausteine*, 5, S. 45.
- DIKAU, R. (1989): The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In: J. RAPER [Hrsg.]: *Three dimensional applications in Geographical Information Systems*, London, S. 51-77.
- DIKAU, R. & K. FRIEDRICH (1999): Digitale Reliefmodellierung. In: H. ZEPP & H. MÜLLER [Hrsg.]: *Landschaftsökologische Erfassungsstandards: Ein Methodenhandbuch, Forschungen zur deutschen Landeskunde*, S. 50-74.
- DIKAU, R. & J. SCHMIDT (1999): Georeliefklassifikation. In: R. SCHNEIDER-SLIWA, D. SCHAUB & G. GEROLD [Hrsg.]: *Angewandte Landschaftsökologie*, Heidelberg, S. 217-244.
- DOZIER, J. (1989): Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, 28, S. 9-22.

- DOZIER, J. & T. PAINTER (2004): Multispectral and hyperspectral remote sensing of alpine snow properties. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, S. 465-494.
- DURAND, Y., G. GUYMARC'H, L. MÉRINDOL & J. CORRIPIO (2004): Two-dimensional numerical modelling of surface wind velocity and associated snowdrift effects over complex mountainous topography. *Annals of Glaciology*, 38, S. 59-70.
- DYURGEROV, M. B. (2005): Mountain Glaciers are at Risk of Extinction. In: U. M. HUBER, H. K. M. BUGMANN & M. A. REASONER [Hrsg.]: *Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge, Advances in Global Change Research*, Dordrecht, S. 177-184.
- EHRLER, C. & J. SCHAPER (1997): Analyse von Ausaperungsmustern der saisonalen Schneedecke mit Fernerkundungsmethoden. *Geographica Helvetica*, 1, S. 11-20.
- EHRLER, C., K. SEIDEL & J. MARTINEC (1997): Advanced analysis of snow cover based on satellite remote sensing for the assessment of water resources: Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems (Proceedings of Rabat Symposium S3), IAHS Publ. No. 242, S. 93-101.
- EILERS, J. (2000): *Geomorphologie und Flächenbilanzierungen im Lötschental*. Diplomarbeit Universität Bonn, Bonn.
- ELDER, K., J. DOZIER & J. MICHAELSEN (1991): Snow Accumulation and Distribution in an Alpine Watershed. *Water Resources Research*, 27, S. 1541-1552.
- ELDER, K., W. ROSENTHAL & R. E. DAVIS (1998): Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. *Hydrological Processes*, 12, S. 1793-1808.
- ELSASSER, H., R. BÜRKI & B. ABEGG (2000): Klimawandel und Schneesicherheit. *PGM*, 4, S. 34-41.
- ENDERLEIN, G. (1986): Classification of Optical Surface Properties using Color Transformation to Separate Highly Correlated Bands. *Mem. S.A.It.*, 57, S. 173-190.
- FARIA, D. A., J. POMEROY & R. ESSERY (2000): Effect of covariance between ablation and snow water equivalent on depletion of snow-covered area in a forest. *Hydrological Processes*, 14, S. 2683-2695.
- FELBER, A. (2001): *Untersuchung zu Auftrittswahrscheinlichkeiten und bestimmenden Einflussgrößen von Schadenlawinen des Zeitraums 1952-99 im Lötschental* [Hrsg.].
- FERGUSON, R. I. (1999): Snowmelt runoff models. *Progress in Physical Geography*, 23, S. 205-227.
- FIEDLER, F. & H. A. PANOFKY (1970): Atmospheric Scales and Spectral Gaps. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 51, S. 1114-1120.
- FLORINSKY, I. V. (1998): Combined analysis of digital terrain models and remotely sensed data in landscape investigations. *Progress in Physical Geography*, 22, S. 33-60.
- FRIEDEL, H. (1961): Schneedeckendauer und Vegetationsverteilung im Gelände. *Mitteilungen der Forstlichen Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn*, 59, S. 317-369.
- FRIEDRICH, K. (1996): *Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten*. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, 21, Frankfurt, 213 S.
- GAUER, P. [Hrsg.] (1999): *Blowing and Drifting Snow in Alpine Terrain: A Physically-Based Numerical Model and Related Field Measurements*. Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, 114 S. S.
- GJAEREVOLL, O. (1956): The plant communities of the Scandinavian alpine snow-beds. *Det. Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skrift.* 1, 1, 405 S.
- GOOD, W. & J. MARTINEC (1987): Pattern recognition of air photography for estimation of snow reserves. *Annals of Glaciology*, 9, S. 76-80.

- GOODISON, B. E., H. L. FERGUSON & G. A. KAY (1981): Measurement and data analysis. In: D. M. GRAY & D. H. MALE [Hrsg.]: Handbook of snow. Principles, Processes, Management & Use., S. 194-274.
- GOTTFRIED, M., H. PAULI & 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, S. 207-221.
- GOTTFRIED, M., H. PAULI, K. REITER & G. GRABHERR (2002): Potential Effects of Climate Change on Alpine and Nival Plants in the Alps. In: C. KÖRNER & E. M. SPEHN [Hrsg.]: Mountain Biodiversity. A Global Assessment, London, S. 213-223.
- GRAYSON, R., G. BLÖSCHL, K. R. COOLEY, R. KIRNBAUER & C. LUCE (2000): Spatial Snow Cover Processes at Kühtai and Reynolds Creek. In: R. GRAYSON & G. BLÖSCHL [Hrsg.]: Spatial Patterns in Hydrological Processes: Observations and Modelling, Cambridge, S. 158-186.
- GRAYSON, R. B., G. BLÖSCHL, A. W. WESTERN & T. A. MCMAHON (2002): Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in Water Resources*, 25, S. 1313-1334.
- GROISMAN, P. Y. & T. D. DAVIES (2001): Snow Cover and the Climate System. In: H. G. JONES, J. W. POMEROY, D. A. WALKER & R. W. HOHAM [Hrsg.]: Snow Ecology. An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems, Cambridge, S. S. 1-44.
- GRUBER, S. (2005): Mountain Permafrost: Transient Spatial Modelling, Model Verification and the Use of Remote Sensing Universität Zürich, Zürich, 129 S.
- GUMPERT, M. (in Vorb.): Geländeklimatologische Untersuchungen im Karakorum Universität Bonn, Bonn.
- GUTERSOHN, H. (1961): Geographie der Schweiz. Bd. 2: Alpen, 1. Teil, Bern.
- HÄCKEL, H. (1999): Meteorologie, Stuttgart, 448 S.
- HAEBERLI, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, IX, S. 221-227.
- HAEBERLI, W. (2005): Mountain Glaciers in Global Climate-related Observing Systems. In: U. M. HUBER, H. K. M. BUGMANN & M. A. REASONER [Hrsg.]: Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge, Advances in Global Change Research, Dordrecht, S. 169-175.
- HAEFNER, H. & J. PIESBERGEN (1997): High Alpine snow cover monitoring using ERS-1 SAR and Landsat TM data: Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems (Proceedings of Rabat Symposium S3, IAHS Publ. No. 242, S. 113-118.
- HÄGELI, P. & D. MCCLUNG (2004): Hierarchy theory as a conceptual framework for scale issues in avalanche forecast modelling. *Annals of Glaciology*, 38, S. 209-214.
- HAGGETT (1963): Geographie. Eine moderne Synthese.
- HALL, D. K. & J. MARTINEC (1985): Remote sensing of ice and snow, London, 189 S.
- HAURY, S. (2003): Niederschlag im Hochgebirge - Methodik und Klimatologie am Beispiel des Lötschentals/Schweiz. Diplom Universität Bonn, Bonn, 113 S.
- HAURY, S. (2004): Niederschlag im Hochgebirge - Methodik und Klimatologie am Beispiel des Lötschentals/Schweiz. Diplom Universität Bonn, Bonn, 113 S.
- HERRMANN, A. (1973): Entwicklung der winterlichen Schneedecke in einem nordalpinen Niederschlagsgebiet. Schneedeckenparameter in Abhängigkeit von Höhe üNN, Exposition und Vegetation im Hirschbachtal bei Lenggries im Winter 1970/71. *Münchener Geographische Abhandlungen*, 10, S. 84 S.
- HERRMANN, A. (1974a): Bedeutung der Variabilität von Schneedeckenparametern für die Messung der mittleren Wasserrücklage in der Schneedecke am Beispiel kleiner Testflächen. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 18, S. 17-22.

- HERRMANN, A. (1974b): Grundzüge der Wasservorratsentwicklung in der Schneedecke einer nordalpinen Tallage und ihre Bedeutung für Schneedeckenaufnahmen. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München*, 59, S. 117-145.
- HILDEBRANDT, G. (1996): Fernerkundung und Luftbildvermessung: für Forstwirtschaft, Vegetationskartierung und Landschaftsökologie, Heidelberg, 676 S.
- HILLER, B., A. MÜTERTHIES, F.-K. HOLTMEIER & G. BROLL (2001): Investigations on Spatial Heterogeneity of Humus Forms and Natural Regeneration of Larch (*Larix decidua* Mill.) and Swiss Stone Pine (*Pinus cembra* L.) in an Alpine Timberline Ecotone (Upper Engadine, Central Alps, Switzerland). *Geographica Helvetica*, 2, S. 81-90.
- HINKLER, J., S. B. PEDERSEN, M. RASCH & B. U. HANSEN (2002): Automatic snow cover monitoring at high temporal and spatial resolution, using images taken by a standard digital camera. *Int. J. Remote Sensing*, 23, S. 4669-4682.
- HOELZLE, M. (1994): Permafrost und Gletscher im Oberengadin: Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH-Zürich*, 132, S. 119.
- HOELZLE, M. (1999): Miniature Temperature Dataloggers for Mapping and Monitoring of Permafrost in High Mountain Areas: First Experience from the Swiss Alps. In: M. B. K. WEGMANN [Hrsg.]. *Permafrost and Periglacial Processes*, S. 113-124.
- HOELZLE, M., M. WEGMANN & 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, S. 113-124.
- HOLTMEIER, F.-K. & G. BROLL (1992): The Influence of Tree Islands and Microtopography on Pedoecological Conditions in the Forest-Alpine Tundra Ecotone on Niwot Ridge, Colorado Front Range, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, 24, S. 216-228.
- HÖRSCH, B. (2003): Zusammenhang zwischen Vegetation und Relief in alpinen Einzugsgebieten des Wallis (Schweiz). Ein multiskaliger GIS- und Fernerkundungsansatz. *Bonner Geographische Abhandlungen*, 110, S. 256 S.
- HOSANG, J. & K. DETTWILER (1991): Evaluation of a water equivalent of snow cover map in a small catchment area using a geostatistical approach. *Hydrological Processes*, 5, S. 283-290.
- HUBER, U. M., H. K. M. BUGMANN & M. A. REASONER (2005): Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge, *Advances in Global Change Research*, Dordrecht, 650 S.
- HUGGEL, C. (2004): Assessment of Glacial Hazards based on Remote Sensing and GIS Modeling. *Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Geomorphodynamik*, 44, Zürich, 87 S.
- HÜGI, T., H. LEDERMANN & E. SCHLÄPPI (1988): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000. Blatt 1268 Lötschental: Erläuterungen, Bern.
- IPCC (2001): Climate Change. The IPCC Third Assessment Report. Vol. 1: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I., Cambridge, 994 S.
- JUDSON, A. & N. DOESKEN (2000): Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, S. 1577-1587.
- KELLER, F. (1994): Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. *VAW Mitteilungen* 127, 145 S.
- KELLER, F. (2005): Sensitivity analysis of snow cover to climate change scenarios and their impact on plant habitats in alpine terrain. *Climatic Change*, 72, S. 299-319.
- KELLER, F. & S. GOYETTE (2005): Snowmelt Under Different Temperature Increase Scenarios in the Swiss Alps. In: C. DE JONG, D. COLLINS & R. RANZI [Hrsg.]: *Climate and Hydrology in Mountain Areas*, London, S. 277-289.

- KÖLBEL, H. (1984): Die Schnee-Ausaperung im Gurgler Tal (Ötztal/Tirol). Salzburger Geographische Arbeiten, Bd. 12, Salzburg, 214 S.
- KÖNIG, M. & M. STURM (1998): Mapping snow distribution in the Alaskan Arctic using aerial photography and topographic relationships. *Water Resources Research*, 34, S. 3471-3483.
- KÖRNER, C. (1999): Alpine Plant Life: functional plant ecology of high mountain ecosystems, Heidelberg, 333 S.
- KRAUS, K. (1990): Fernerkundung. Auswertung photographischer und digitaler Bilder, Bonn, 313 S.
- KRAUS, K. (1996): Photogrammetrie - Band 2: Verfeinerte Methoden und Anwendungen, 2, Bonn, Germany, 488 S.
- KRAUS, K. (1997): Photogrammetrie - Band 1: Grundlagen und Standardverfahren, 1, Bonn, Germany, 394 S.
- KRUMMENACHER, B., K. BUDMIGER, D. MIHAJLOVIC & B. BLANK [Hrsg.] (1998): Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentälli, Gemmipass. Analysen zur räumlich-zeitlichen Entwicklung der Permafrostverbreitung und der Solifluktion, basierend auf der Entwicklung und Anwendung moderner Arbeitsmethoden. Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, Mitteilungen, 56, 237 S.
- KÜTTEL, M. (2003): Alpine Auen: Lötschental und UNESCO-Weltnaturerbe Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn. 54. Deutscher Geographentag Bern 2003 Exkursionsführer, 22, 14 S.
- LAM, N. S.-L. (1983): Spatial Interpolation Methods: A Review. *The American cartographer*, 10, S. 129-149.
- LANGHAM, E. J. (1981): Physics and properties of snowcover. In: D. M. GRAY & D. H. MALE [Hrsg.]: Handbook of Snow, New York, S. 275-337.
- LATERNSER, M. & M. SCHNEEBELI (2003): Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). *International Journal of Climatology*, 23, S. 733-750.
- LEIBUNDGUT, H. (1938): Wald- und Wirtschaftsstudien im Lötschental. Doctoral ETH, Zürich.
- LEICHTER, K., E. TASSER, J. ASCHENWALD, D. PÖLL & U. TAPPEINER (1999): Methodik zur Aufnahme, Georektifizierung und Auswertung von Gegenhangphotos im Rahmen landschaftsökologischer Untersuchungen. In: STROBL & BLASCHKE [Hrsg.]: Angewandte Geographische Informationsverarbeitung XI: Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg 1999, Heidelberg, S. 337-344.
- LILLESAND, T. M. & R. W. KIEFER (1984): Remote Sensing and Image Interpretation, New York, 721 S.
- LILLESAND, T. M. & R. W. KIEFER (1987): Remote Sensing and Image Interpretation, New York, 721 S.
- LILLESAND, T. M., R. W. KIEFER & J. W. CHIPMAN (2004): Remote Sensing and Image Interpretation, New York, 760 S.
- LISTON, G. E. (1999): Interrelationships among Snow Distribution, Snowmelt, and Snow Cover Depletion: Implications for Atmospheric, Hydrologic, and Ecologic Modeling. *Journal Applied Meteorology*, 38, S. 1474-1487.
- LISTON, G. E. & M. STURM (2000): A snow-transport model for complex terrain. *Journal of Glaciology*, S. 498-516.
- LÖFFLER, J. (2002a): Altitudinal Changes of Ecosystem Dynamics in the Central Norwegian High Mountains. *Die Erde*, 133, S. 227-258.
- LÖFFLER, J. (2002b): Vertical landscape structure and functioning. In: O. BASTIAN & U. STEINHARDT [Hrsg.]: Development and perspectives of landscape ecology, Dordrecht, S. 49-58.

- LÖFFLER, J. (2005): Snow cover dynamics, soil moisture variability and vegetation ecology in high mountain catchments of central Norway. *Hydrological Processes*, 19, S. 2385-2405.
- LÖFFLER, J. & O. RÖBLER (2005): Climatologic and Hydrologic Coupling in the Ecology of Norwegian High Mountain Catchments. In: C. DE JONG, D. COLLINS & R. RANZI [Hrsg.]: *Climate and Hydrology in Mountain Areas*, London, S. 185-220.
- LOWE, D. G. (2004): Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60, S. 91-110.
- LOWE, D. L. (1999): Object Recognition from Local Scale-Invariant Features. *iccv (Seventh International Conference on Computer Vision)*, 02, S. 1150.
- LUCE, C. H., D. G. TARBOTON & K. R. COOLEY (1998): The influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt. *Hydrological Processes*, 12, S. 1671-1683.
- LUCE, C. H., D. G. TARBOTON & K. R. COOLEY (1999): Subgrid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover mode. *Hydrological Processes*, 13, S. 1921-1933.
- MAGGIONI, M., U. GRUBER & A. STOFFEL (2005): Definition and characterisation of potential avalanche release areas. <http://gis.esri.com/library/userconf/proc02/pa1161/p11> (Letzter Aufruf: 05.08.2006).
- MARCHAND, W.-D. & A. KILLINGTVEIT (2001): Analyses of the Relation Between Spatial Snow Distribution and Terrain Characteristics 58th Eastern snow conference.
- MARCHAND, W.-D. & A. KILLINGTVEIT (2005): Statistical probability distribution of snow depth at the model sub-grid cell spatial scale. *Hydrological Processes*, 19, S. 355-369.
- MARKS, D. & A. WINSTRAL (2001): Comparison of Snow Deposition, the Snow Cover Energy Balance, and Snowmelt at Two Sites in a Semiarid Mountain Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 2, S. 213-227.
- MARSH, P. (1999): Snowcover formation and melt: recent advances and future prospects. *Hydrological Processes*, 13, S. 2117-2134.
- MARTINEC, J. (1986): Correction of winter precipitation data by computed snow accumulation. *ETH IAHS WMO workshop on the correction of precipitation measurements, Zürcher Geogr. Schriften*, S. 67-71.
- MARTINEC, J. (1987): Importance and effects of seasonal snow cover. In: B. E. GOODISON, R. G. BARRY & J. DOZIER [Hrsg.]: *Large scale effects of seasonal snow cover*, 166, Vancouver, S. 107-120.
- MARTINEC, J. & A. RANGO (1986): Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 84, S. 197-404.
- MARTINEC, J. & A. RANGO (1991): Areal modelling of snow water equivalent based on remote sensing techniques. In: H. BERGMANN, H. LANG, W. FREY, D. ISSLER & B. SALM [Hrsg.]: *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas (Proceedings of Vienna Symposium)*. IAHS Publ. no. 205, S. 121-129.
- MARTINEC, J. & A. RANGO (1998): *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual*.
- MARTINEC, J. & B. SEVRUK (1992): Snow cover. In: B. SEVRUK [Hrsg.]: *Snow cover measurements and areal assessment of precipitation and soil moisture.*, 35, S. 117-149.
- MATHEUSSEN, B. V. & S. T. THOROLFSSON (2002): Estimation of snow covered area using web-camera - A sensor in urban snow hydrology. *XXII Nordic Hydrological Conference, 4-7 August 2002*.
- MCCLUNG, D. M. & P. SCHAEERER (1999): *The avalanche handbook*, Seattle, 271 S.
- MCCULLAGH, M. J. (1998): Quality, Use and Visualisation in Terrain Modelling. In: S. N. LANE, K. S. RICHARDS & J. H. CHANDLER [Hrsg.]: *Landform Monitoring, Modelling and Analysis*, Chichester, S. 95-117.

- MCKAY, G. A. & D. M. GRAY (1981): The distribution of snowcover. In: D. M. GRAY & D. H. MALE [Hrsg.]: Handbook of snow. Principles, Processes, Management & Use, S. 153-190.
- MEIMAN, J. R., E. REMMENGA & H. KELLER (1971): Snow Distribution in Relation to Solar Radiation on Two Swiss Pre-Alp Watersheds. *Water Resources Research*, 7, S. 1636-1640.
- MEISTER, R. (1986): Density of new snow and its dependence on air temperature and wind. *Zürcher Geogr. Schriften*, 23, S. 73-79.
- MERNILD, S. H. (2003): Hydrological modeling at Eastern Greenland. *Campbell Scientific Product News*, 26, S. 6-7.
- MESSERLI, B. (2004): Von Rio 1992 zum Jahr der Berge 2002 und wie weiter? Die Verantwortung der Wissenschaft und der Geographie. In: W. GAMERITH, B. MESSERLI, P. MEUSBURGER & H. WANNER [Hrsg.]: Alpenwelt - Gebirgswelten. Inseln, Brücken, Grenzen. Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen. 54. Deutscher Geographentag Bern 2003, Heidelberg, Bern, S. 21-42.
- METEOSCHWEIZ (2003a): Witterungsbericht April 2003, Zürich, 6 S.
- METEOSCHWEIZ (2003b): Witterungsbericht Dezember 2003, 6 S.
- METEOSCHWEIZ (2003c): Witterungsbericht Mai 2003, Zürich, 6 S.
- METEOSCHWEIZ (2003d): Witterungsbericht März 2003, Zürich, 6 S.
- METEOSCHWEIZ (2003e): Witterungsbericht November 2003, Zürich, 6 S.
- METEOSCHWEIZ (2004a): Witterungsbericht Februar 2004, Zürich, 5 S.
- METEOSCHWEIZ (2004b): Witterungsbericht Januar 2004, Zürich, 6 S.
- METEOSCHWEIZ (2004c): Witterungsbericht Mai 2004, Zürich, 5 S.
- MOORE, D., R. GRAYSON & A. R. LADSON (1991): Digital Terrain Modeling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5, S. 3-30.
- MOSIMANN, T. (1985): Untersuchungen zur Funktion subarktischer und alpiner Geoökosysteme: Finnmark (Norwegen) und Schweizer Alpen. *Physiogeographica*, 7, S. 488.
- NEEF, E. (1963): Topologische und chorologische Arbeitsweisen in der Landschaftsforschung. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 107, S. 249-259.
- OCCC (2002): Das Klima ändert - auch in der Schweiz. Die wichtigsten Ergebnisse des dritten Wissensstandberichts des IPCC aus der Sicht der Schweiz, Bern.
- OCCC (2005): Hitzesommer 2003, Bern, 16 S.
- OEHRLI, M. (o.J.): Meilensteine von SWISSTOPO 1900-1929 [Hrsg.]: <http://www.swisstopo.ch/de/about/history> (12.08.2005).
- OLYMPUS (2002): FAQ. Fragen und Antworten zur Digitalfotografie. *Digital Library*, 4, S. 77.
- O'NEILL, R. (1988): Hierarchy Theory and Global Change. In: T. ROSSWALL, R. G. WOODMANSEE & P. G. RISSER [Hrsg.]: Scales and Global Change, S. 29-45.
- PAULI, H., M. GOTTFRIED, D. HOHENWALLER, K. REITER & G. GRABHERR (2005): Ecological Climate Impact Research in High Mountain Environments: GLORIA (Global Observation Research Initiative in Alpine Environments) - its Roots, Purpose and Long-term Perspectives. In: U. M. HUBER, H. K. M. BUGMANN & M. A. REASONER [Hrsg.]: Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge, Advances in Global Change Research, Dordrecht, S. 383-391.
- PHILLIPS, M. (2000): Influence of snow supporting structures on the thermal regime of the ground in alpine permafrost terrain. Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, 146 S.
- PIESBERGEN, J. (2002): ERS-1 SAR-Verarbeitungs- und Datenfusionsmethoden zur Schneekartierung um Hochgebirge. *Remote Sensing of Environment*, 33, S. 165 S.

- PIPES, A. & M. C. QUICK (1987): Modelling large scale effects of snow cover. In: B. E. GOODISON, R. G. BARRY & J. DOZIER [Hrsg.]: Large Scale Effects on Seasonal Snow Cover, 166, Vancouver, S. 151-160.
- POMEROY, J. & R. ESSERY (1999): Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions. *Hydrological Processes*, 13, S. 2963-2975.
- POMEROY, J., D. M. GRAY, K. R. SHOOK, B. TOTH, R. ESSERY, A. PIETRONIRO & N. HESTROM (1998): An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes*, 12, S. 2339-2367.
- POMEROY, J. W. & E. BRUN (2001): Physical Properties of Snow. In: H. G. JONES, J. W. POMEROY, D. A. WALKER & R. W. HOHAM [Hrsg.]: Snow Ecology. An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems., Cambridge, S. S. 45-
- POMEROY, J. W., P. MARSH & D. M. GRAY (1997): Application of a distributed blowing snow model to the arctic. *Hydrological Processes*, 11, S. 1451-1464.
- RANGO, A. (1993): Snow hydrology processes and remote sensing. *Hydrological processes*, 7, S. 121-138.
- RANGO, A. & J. MARTINEC (1995): Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Water Resources Bulletin*, 31, S. 657-669.
- RASEMANN, S. (2004): Geomorphometrische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems. *Bonner Geographische Abhandlungen*, 11, Bonn, 240 S.
- ROHRER, M. B. (1992): Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. *Zürcher Geographische Schriften*, S. 178 S.
- ROHRER, M. B., U. STEINEGGER, A. FISCHER, H. JENSEN & H. LANG (2001): Räumlich-zeitliche Variation des Wasseräquivalentes der Schneedecke. In: M. SPREAFICO & R. BAUMGARTNER [Hrsg.]: Hydrologischer Atlas der Schweiz, Bern, S. 3.4.
- ROTT, H. (1978): Zur Schneekartierung in alpinen Einzugsgebieten aus Satellitenbildern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 14, S. 81-93.
- ROTT, H. (1987): Remote sensing of snow. In: B. E. GOODISON, R. G. BARRY & J. DOZIER [Hrsg.]: Large Scale Effects on Seasonal Snow Cover, 166, Vancouver, S. 279-290.
- RYCHETNIK, J. (1984): Methoden der Erfassung und Auswertung der Ausaperung und Lawinenaktivität an einem Lawinenhang. In: H. M. BRECHTEL [Hrsg.]: Snow Hydrologic Research in Central Europe, 162, S. 153-165.
- SCHAERER, P. (1981): Avalanches. In: D. M. GRAY & D. H. MALE [Hrsg.]: Handbook of Snow. Principles, Processes, Management & Use, New York, S. 475-518.
- SCHAPER, J. (2000): Fernerkundungsbasierte Kartierung von Schnee- und Eisflächen hochalpiner Gebiete. Ein Beitrag zur Abflussmodellierung und Bewertung der Auswirkungen potentieller Klimaänderungen. Remote Sensing Series, Zürich, 99 S.
- SCHAPER, J. & K. SEIDEL (2000): Modelling daily runoff from snow and glacier melt using remote sensing data EARSeI-SIG-Workshop Land Ice and Snow, S. 308-317.
- SCHÄR, C., P. L. VIDALE, D. LÜTHI, C. FREI, C. HÄBERLI, M. A. LINIGER & C. APPENZELLER (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heat-waves. *Nature*, 427, S. 332-336.
- SCHMIDT, J. & R. ANDREW (2005): Multi-scale landform characterization. *Area*, 37, S. 341-350.
- SCHMIDT, J., I. S. EVANS & J. BRINKMANN (2003): Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. *Int. J. Geographical Information Science*, 17, S. 797-814.
- SCHMIDT, J. & R. GEBBERS (2000): Erstellung und Auswertung von digitalen Geländemodellen 3. Rostocker GPS-Tag.
- SCHMIDT, J. & A. HEWITT (2004): Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry and terrain position. *Geoderma*, 121, S. 243-256.

- SCHMIDT, U. (2006): Modellierung des kurzweiligen solaren Strahlungshaushalts im Hochgebirge auf der Basis von digitalen Geländemodellen und Satellitendaten am Beispiel des Hunza-Karakorum/Nordpakistan. *Bonner Geogr. Abhandlungen*, 115, Bonn, 133 S.
- SCHULZ, O. (2006): Analyse schneehydrologischer Prozesse und Schneekartierung im Einzugsgebiet des Oued M'Goun, Zentraler Hoher Atlas (Marokko), S. S. 149.
- SCHULZ, O. (2006 (in prep.)): Analyse schneehydrologischer Prozesse und Schneekartierung im Einzugsgebiet des Oued M'Goun, Zentraler Hoher Atlas (Marokko).
- SCHWARB (2001): The Alpine Precipitation Climate. Evaluation of a High-Resolution Analysis Scheme Using Comprehensive Rain-Gauge Data. *Zürcher Klima-Schriften, Heft 80*, S. 133 S.
- SEIDEL, K. & J. MARTINEC (2004): Remote Sensing in Snow Hydrology. Runoff Modelling, Effect of Climate Change, Heidelberg, 150 S.
- SEPÄLLÄ, M. (2004): Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates, Cambridge, 358 S.
- SEVRUK, B. (1986a): Conversion of snowfall depths to water equivalents in the Swiss Alps. *ETH IAHS WMO workshop on the correction of precipitation measurements, Zürcher Geogr. Schriften*, S. 81-94.
- SEVRUK, B. (1986b): Correction of precipitation measurements: Swiss experience ETH IAHS WMO workshop on the correction of precipitation measurements, S. 187-196.
- SEVRUK, B. (1997): Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the swiss alps. *Climatic Change*, 36, S. 355-369.
- SINGH, P. & V. S. SINGH (2001): Snow and Glacier Hydrology. Water Science and Technology Library Vol. 37, Dordrecht, Boston, 742 S.
- SLF (2000): Der Lawinenwinter 1999. Ereignisanalyse, Davos, 588 S.
- SLF (2003): Winteraktuell 2002/2003. www.slf.ch/winteraktuell (letzter Aufruf: 05.09.2003).
- SLF (2004): Winteraktuell 2003/04 <http://wa.slf.ch/> (Letzter Aufruf: 05.08.2004).
- SOKOLLEK, V. (1985): Problems of precipitation measurements for water budget studies in the Highlands of Hessen ETH IAHS WMO workshop on the correction of precipitation measurements, S. 89-94.
- STÄHLI, M. & P.-E. JANSSON (1998): Test of two SVAT snow submodels during different winter conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92, S. 29-41.
- STANTON, M. L., M. REJMÁNEK & C. GALEN (1994): Changes in Vegetation and Soil Fertility along a Predictable Snowmelt Gradient in the Mosquito Range, Colorado, U. S. A. *Arctic and Alpine Research*, 26, S. 364-374.
- STARKEL, L. (1999): Space and time scales in geomorphology. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, 115, S. 19-33.
- STEINHARDT, U., O. BLUMENSTEIN & H. BARSCH (2005): Lehrbuch der Landschaftsökologie, Heidelberg, 276 S.
- SWISSTOPO (2004): DHM 25 Das digitale Höhenmodell der Schweiz, Zürich.
- TAPPEINER, U., G. TAPPEINER, J. ASCHENWALD, E. TASSER & B. OSTENDORF (2001): GIS-based modelling of spatial pattern of snow cover duration in an alpine area. *Ecological Modelling*, 138, S. 265-275.
- TARBOTON, D., G. BLÖSCHL, K. COLLEY, R. KIRNBAUER & C. H. LUCE (2001): Spatial Snow Cover Processes at Kühtai and Reynolds Creek. In: R. GRAYSON & G. BLÖSCHL [Hrsg.]: *Spatial Patterns in Hydrological Processes: Observation and Modelling*, Cambridge, S. 158-186.
- TASSER, E., M. MADER & G. TAPPEINER (2003): Effects of landuse in alpine grasslands on the probability of landslides. *Basic Appl. Ecol.*, 4, S. 271-280.
- THEURILLAT, J.-P. & A. GUISAN (2001): Potential Impact of Climate Change on Vegetation in the European Alps: A Review. *Climatic Change*, 50, S. 97-109.

- TURNER, A. K., R. H. GARDNER & R. V. O'NEILL (2001): *Landscape Ecology in Theory and Practice*, New York, 401 S.
- UMWELTBUNDESAMT (2006): Künftige Klimaänderungen in Deutschland - Regionale Projektionen für das 21. Jahrhundert. <http://www.uba.de/uba-info-presse/hintergrund/Klimaaenderungsworkshop.pdf> (2.07.2006).
- UTL (2004): Technische Daten der Elektronik und des Gehäuses des Dataloggers www.utl.ch (letzter Aufruf: 05.08.2006).
- VAW (2002): Naturgefahren Gletscher, Birchgletscher <http://glaciology.ethz.ch/inventar/glaciers/birch.html> (letzter Aufruf: 30.01.2006).
- VAW (2004): Gletscherberichte (1881-2002) "Die Gletscher der Schweizer Alpen". *Jahrbücher der Glaziologischen Kommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (SANW)*, 1-122, S. <http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/> (letzter Aufruf 29.05.2006).
- VEIT, H. (2002): *Die Alpen - Geoökologie und Landschaftsentwicklung*, Stuttgart, 352 S.
- VERBUNT, M., J. GURTZ, K. JASPER, H. LANG, P. WARMERDAM & M. ZAPPA (2003): The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. *Journal of Hydrology*, 282, S. 36-55.
- VIKHAMAR, D. & R. SOLBERG (2002): Subpixel mapping of snow cover in forests by optical remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 84, S. 69-82.
- VIVIROLI, D. & R. WEINGARTNER (2004): The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrology and Earth System Science*, 8, S. 1016-1029.
- VIVIROLI, D. & R. WEINGARTNER (2005): Die hydrologische Bedeutung der Gebirge für ihre Vorländer. *Berliner Geographische Arbeiten*, 100, S. 47-56.
- VONDER MÜHLL, D., J. DELALOYE, W. HAEERLI, H. M. & B. KRUMMENACHER (2001): Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS. 1. *PERMOS-Jahresbericht 1999/2000*.
- WALKER, D. A., W. D. BILLINGS & D. M. J. G. (2001): Snow-vegetation interactions in tundra environments. In: H. G. JONES, J. W. POMEROY, D. A. WALKER & R. W. HOHAM [Hrsg.]: *Snow Ecology. An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, Cambridge, S. 266-324.
- WANNER, H., D. GYALISTRAS, J. LUTERBACHER, R. RICKLI, E. SALVISBERG & C. SCHMUTZ (2000a): *Klimawandel im Schweizer Alpenraum*, Zürich, 285 S.
- WANNER, H., H. HOLZHAUSEN & C. PFISTER (2000b): Interannual to century scale climate variability in the European Alps. *Erdkunde*, 54, S. 62-69.
- WANNER, H., J. LUTERBACHER, C. CASTY, R. BÖHM & E. XOPLAKI (2003): Variabilität von Temperatur und Niederschlag in den europäischen Alpen seit 1500. In: F. JEANNERET, D. WAST-WALTER, U. WIESMANN & M. SCHWYN [Hrsg.]: *Welt der Alpen - Gebirge der Welt: Ressourcen, Akteure, Perspektiven*. Festschrift zum 54. Deutschen Geographentag in Bern (Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern 61), Bern, S. 61-76.
- WARREN (1982): Optical Properties of snow. *Reviews of geophysics and space physics*, 20, S. 67-89.
- WEGMANN, M. & C. WUILLOUD (2003): Participative Procedure for the Risk Management of Glacier Hazards. In: C. RICHARD & M. GAY [Hrsg.]: *Glaciorisk. EVG1 2000 00512. Fifth Framework Programme. D7: Guideline for Prevention and Mitigation of the 5 Identified Glacial Hazards. Survey and Prevention of Extreme Glaciological Hazards in European Mountainous Regions.*, <http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr> (letzter Aufruf: 25.06.2006).
- WEIBEL, R. (1989): *Konzepte und Experimente zur Automatisierung der Reliefgeneralisierung*. Geo-Processing Reihe, 15, Zürich, 218 S.

- WEIBEL, R. & M. HELLER (1991): Digital Terrain Modelling. In: D. J. MAGUIRE, M. F. GOODCHILD & D. W. RHIND [Hrsg.]: *Geographical Information Systems: Principles and Applications*, London, S. 269-297.
- WEINGARTNER, R. & C. PEARSON (2001): A Comparison of the Hydrology of the Swiss Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Mountain Research and Development*, 21, S. 370-381.
- WEISCHET, W. & W. ENDLICHER (2000): Regionale Klimatologie. Teil 2: Die alte Welt, Stuttgart, Leipzig, 625 S.
- WELPMANN, M. (1997): Geomorphologie und Naturgefahren im Lötschental (Schweiz). Diplomarbeit Universität Bonn, Bonn.
- WINIGER, M. & U. BÖRST (2003): Landschaftsentwicklung und Landschaftsbewertung im Hochgebirge. Bagrot (Karakorum) und Lötschental (Berner Alpen) im Vergleich: Welt der Alpen - Gebirge der Welt: Ressourcen, Akteure, Perspektiven. Festschrift zum 54. Deutschen Geographentag in Bern. (Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern 61), Bern, S. 45-59.
- WINIGER, M., M. GUMPERT & H. YAMOUT (2005): Karakorum - Hindukush-western Himalaya: assessing high-altitude water resources. *Hydrological Processes*, 19, S. 2329-2338.
- WINTHER, J.-G. & D. K. HALL (1999): Satellite-derived snow coverage related to hydro-power production in Norway: present and future. *Int. J. of Remote Sensing*, 20, S. 2991-3008.
- WIPF, A. (1999): Die Gletscher der Berner, Waadtländer und nördlichen Walliser Alpen: eine regionale Studie über die Vergletscherung im Zeitraum "Vergangenheit" (Hochstand von 1850), "Gegenwart" (Ausdehnung im Jahr 1973 und "Zukunft" (Gletscherschwund-Szenarien, 21. Jhdt.). *Physische Geographie*, 40, Zürich, 295 S.
- WISE, S. M. (1998): The Effect of GIS Interpolation Errors on the Use of Digital Elevation Models in Geomorphology. In: S. N. LANE, K. S. RICHARDS & J. H. CHANDLER [Hrsg.]: *Landform Monitoring, Modelling and Analysis*, Chichester, S. 139-164.
- WITMER, U. (1984): Eine Methode zur flächendeckenden Kartierung von Schneehöhen unter Berücksichtigung von reliefbedingten Einflüssen. *Geographica Bernensia*, G 21, S. 140 S.
- WITMER, U., P. FILLIGER, S. KUNZ & K. P. (1986): Erfassung, Bearbeitung und Kartierung von Schneedaten in der Schweiz. *Geographica Bernensia*, G 25, 215 S. S.
- WOO, M.-K. (1997): A Guide for Ground Based Measurement of the Arctic Snow Cover.
- WOO, M.-K., R. HERON, P. MARSH & P. STEER (1983): Comparison of Weather Station Snowfall With Winter Snow Accumulation in High Arctic Basin. *Atmosphere Ocean*, 21, S. 312-325.
- YAMADA, Y. (1996): On the Topographical Origin of some Remaining Snow Patterns, "Yukigata". In: A. A. ASSOCIATION [Hrsg.]: *Proceedings of the International Snow Science Workshop 1996*, Banff Canada., S. 75-80.
- YASTIKLI, N. (2004): The effect of system calibration on direct sensor orientation Geo-Imagery Bridging Continents
20th ISPRS Congress, S. 298-304.
- YOSHINO, M. M. (1975): Climate in a small area. An introduction to local meteorology, Tokyo, 549 S.
- ZÄNGL, W. & S. HAMBERGER (2004): Gletscher im Treibhaus, Steinfurt, 271 S.
- ZEVENBERGEN, L. W. & C. R. THORNE (1987): Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, S. 47-56.
- ZIMMERMANN, N. E. (1999): Toposcale.
<http://www.wsl.ch/staff/niklaus.zimmermann/programs/amls/toposcale.aml> (letzter Aufruf: 05.03.2006).

ZIMMERMANN, N. E. (2000): Shortwarc.

<http://www.wsl.ch/staff/niklaus.zimmermann/programs/amls/shortwarc.aml> (letzter Aufruf: 5.03.2006).

ZIMMERMANN, N. E. & F. KIENAST (1999): Predictive mapping of alpine grasslands in Switzerland: Species versus community approach. *Journal of vegetation science*, 10, S. 469-482.

ZUKOWSKYJ, P., R. TEEUW & O. MUNRO (2000): Interpolated Digital Elevation Models, Differential Global Positioning System Surveys and Digital Photogrammetry: A Quantitative Comparison of Accuracy from a Geomorphological Perspective.

Verzeichnis verwendeter analoger und digitaler Daten

Übersichtspläne 1:10 000 (Katasteramt Sitten)

5285 Hockenhorn (Stand 1985)

5286 Fafleralp (Stand 1969)

5287 Kippel (Stand 1985)

5288 Bietschhorn (Stand 1999)

Landeskarte 1: 25 000 (SWISSTOPO)

1268 Lötschental: Pixelkarte (PK25) (Stand 1993)

1268 Lötschental: Vector 25 (Level2); ArcView-Shapefiles (Stand 2004)

DHM 25 / 25 Meter (SWISSTOPO)

Basis- und Matrixmodelle (Level 2) (Stand 2004)

Geologische Karte 1:25 000 (Bundesamt für Wasser und Geologie)

1268 Lötschental (Stand 1988)

Lawinenzonenplan Lötschental (Katasteramt Sitten)

Vektorkarte, ArcGIS-Shapefiles (Stand 2004)

Vegetationskarte (HÖRSCH 2003)

25 m Raster (Stand 2003)

Luftbilder der Befliegung von 2000 (SWISSTOPO)

264 SW 139

264 SW 142

264 SW 145

Klimadaten der SLF

Klimastation Sackhorn und Gandegg

Schneetestfläche Lauchernalp und Wiler

Topographische Passpunkte (Katasteramt Sitten)

ASTER-Szenen (EOS-Data Center):

10 Anhang

Anhang I: Einschnei- und Ausaperungstermin an den UTL-Datalogger-Standorten

UTL- Loggers	Lagebeschreibung					Einschnei- termin		Ausaperungs- termin		Schneedecken- dauer in Tagen	
	Geogr. Koord. CH 1903	Meeres- höhe [m ü.M.]	Expo- sition [°]	Hang- neigung [°]	Hor.- wölbung	2002	2003	2003	2004	2002/03	2003/04
Fettwiesen											
RIED	628270/140300	1479		4,56	-0,26	n.b.	n.b.	23.3	2.4		
Dichter Nadelwald											
CAK10	629468/140634	1636	93,65	24,98	0	5.11	23.10	25.4	28.4	205	209
CAK03	628859/141153	1672	133,53	24,84	0,16	5.11	20.10	16.4	21.4	167	224
LCH45	628968/140040	1693	177,54	14,04	-0,5	5.11	15.10	18.4	24.4	200	212
LCH16	629370/140303	1738	186,49	29,07	0,37	5.11	23.10	1.5	27.4	185	205
CAK08	629054/141449	1764	197,11	22,23	1,05	5.11	15.12	19.3	14.4	151	144
LCH105	628945/139747	1818	132,33	21,56	0,07	4.11	13.10	30.4	3.5	213	236
LCH28	628164/141081	1850	142,79	32,05	0,14	5.11	15.10	29.4	3.5	183	217
LCH21	629537/140276	1857	147,38	14,78	-0,09	5.11	7.10	4.5	14.5	191	269
LCH106	629465/142054	1886	229,83	14,48	2,02	4.11	23.10	17.4	22.4	173	181
CAK11	628987/142149	1936	147,84	35,08	-0,34	29.10	6.10	7.5	19.5	198	230
CAK18	628100/141276	1948	263,59	35,51	1,85	4.11	23.10	1.5	15.5	190	211
Lichter Nadelwald											
LCH23	629050/139413	1954	69,61	28,23	0,7	29.10	17.10	28.4	19.5	194	227
LCH27	629669/140156	1987	20,05	33,56	-0,52	3.11	17.10	24.4	28.4	183	223
CAK09	628718/141759	1998	299,95	30,86	0,04	3.11	20.10	3.5	16.5	191	217
LCH24	629390/139354	2106	336,71	26,84	0,93	2.11	29.10	2.5	18.5	192	218
Alpine Rasen											
GRU10	633775/143150	1851		2,39	0,12	4.11	23.10	8.5	15.5	193	212
LCH19	628907/142417	1944	58,77	25,80	-0,4	29.10	6.10	14.5	8.6	220	250
LCH100	629053/142541	1951	324,81	32,07	0,38	4.11	23.10	7.5	20.5	190	218
CAK06	628039/141718	2136	329,49	34,04	0,33	4.11	27.11	23.4	16.5	178	188
LCH104	628044/141897	2210	322,34	35,49	2,87	3.11	24.10	2.5	21.4	192	176
CHUM2	627958/142120	2313	346,42	37,59	2,06	n.b.	6.10	n.b.	28.5	n.b.	233
LCH16	629655/139359	2347	287,29	28,47	0,13	17.10	17.10	27.5	23.5	231	218
MAN2	629795/139226	2466	304,44	34,81	3,01	n.b.	6.10	n.b.	25.5	n.b.	238
Zwergsträucher											
LCH29	628399/141852	2093	212,55	18,34	-0,16	3.11	20.10	11.5	25.5	201	230
CAK 102	629169/139092	2094	157,38	29,28	0,02	n.b.	6.10	n.b.	2.6	n.b.	240
LCH44	629035/139023	2111	307,86	31,25	1,19	18.10	6.10	8.5	6.6	220	249
LCH25	627918/141561	2122	253,16	37,40	-0,68	2.11	6.10	15.5	28.5	215	239
CAK07	627956/141667	2127	223,48	38,86	-0,08	3.11	29.10	8.5	20.5	197	209
Unbewachsene Fläche											
SLF*	624753/142049	2711	303,61	17,69	0,01	23.9	4.10	8.7	9.7	287	309

n.b. Ausfall des Messgerätes auf Grund technischer Defekte

Anhang II: Standortbeschreibung der Schneetestflächen

Test- fläche	Geogr. Koord. CH 1903	Meeres- höhe [m ü. M]	Hang- neig. [°]	Expo- sition [°]	Hor.- Wölb.	Vert.- Wölb.	2002/03	2003/04
Lichter Nadelwald								
Nr. 1	628963/140799	1529	13,48	298,03	-0,32	-0,45	X	X
Nr. 4	628120/140937	1767	31,06	166,44	0,25	0,51	X	X
Nr. 20	628790/141398	1797	16,62	162,85	-0,38	0,23	X	X
Nr. 28	628229/141407	1972	25,25	198,04	-0,25	-0,29		X
Nr. 12	628169/141604	2047	18,40	157,27	0,14	0,15	X	X
Nr. 15	628741/141917	2009	12,09	113,80	-0,32	-1,05	X	X
Nr. 10	628135/141641	2089	28,80	161,88	0,39	-0,01	X	X
Fettwiesen								
Nr. 29	628525/140417	1482	5,00	179,26	-0,31	0,15		X
Nr. 2	628578/140293	1495	12,31	291,32	-0,21	-0,12	X	X
Nr. 31	629757/141392	1548	11,41	227,89	-0,83	2,54		X
Nr. 30	629654/141434	1572	17,45	150,01	-0,48	-0,49		X
Nr. 25	629799/141039	1584	17,73	310,91	0,16	0,12	X	X
Nr. 36	629866/141302	1607	14,75	187,14	0,15	-0,06		X
Nr. 16	627778/140726	1746	26,52	151,62	0,27	-0,60	X	X
Nr. 3	628141/140930	1765	28,08	158,71	0,20	0,43	X	X
Nr. 5	628537/141209	1777	14,49	152,12	-0,06	0,59	X	X
Nr. 18	627736/140863	1808	27,00	144,16	-0,17	0,24	X	X
Nr. 19	627611/140877	1843	26,38	139,58	0,20	0,06	X	X
Nr. 34	629362/142074	1856	22,27	215,36	-0,03	0,43		X
Nr. 32	629157/141956	1864	27,21	73,03	-0,51	0,99		X
Zwergsträucher								
Nr. 7	628075/141903	2211	23,06	160,66	0,56	-0,11	X	X
Nr. 9	627941/141664	2127	23,38	132,34	0,05	0,18	X	X
Nr. 11	628231/141701	2079	30,45	132,09	0,01	0,04	X	X
Nr. 13	628225/141656	2064	26,03	132,02	-0,12	0,56	X	X
Nr. 14	628299/141664	2034	26,73	135,19	-0,13	0,34	X	X
Dichter Nadelwald								
Nr. 27	628782/140296	1541	12,71	276,18	0,04	0,12		X
Nr. 24	628900/141161	1584	26,87	171,17	-0,78	-0,22	X	X
Nr. 6	628441/141239	1805	33,45	138,58	-0,33	0,25	X	X
Nr. 22	628786/141426	1807	21,65	168,22	-0,10	0,23	X	X
Nr. 21	628781/141451	1818	25,87	169,33	0,22	0,46	X	X
Nr. 23	629008/141450	1774	26,06	155,76	-0,05	-0,21	X	X
Nr. 26	629196/140293	1662	39,88	322,03	0,72	1,68	X	X
Alpine Rasen								
Nr. 33	628969/142405	1933	8,69	139,58	-0,07	-0,01		X
Nr. 8	628026/141839	2188	22,39	184,28	0,59	0,18	X	X
Nr. 35	627978/142064	2297	22,82	148,48	0,47	-0,21		X

Anhang III: Schneetiefe, SWE und Schneedichte auf den Schneetestflächen 2003

Lage der Testflächen			Januar 2003 (15.-22. Jan)				Februar 2003 (16.-24. Feb)				März 2003 (19.-24. März)				April 2003 (23.-29. April)			
Nr.	Geogr. Koord. CH 1903	Höhe m ü.M.	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]
Lichter Nadelwald																		
1	628963/140799	1529	21	4,87 (30)			61	6,61 (21)	160 151	0,25	42	7,82 (23)	150 133	0,31	0	0	0	
4	628120/140937	1767	38	15,23 (51)	94 84	0,22	89	19,99 (45)	280 239	0,27	14	17,86 (46)	175 57	0,39	0	0	0	
20	628790/141398	1797	73	8,12 (29)	160 154	0,21	122	8,93 (45)	360 376	0,31	95	10,47 (38)	325 318	0,34	43	23,66 (33)	240 180	0,41
12	628169/141604	2047	108	12,51 (38)	335 278	0,26	154	17,26 (37)	455 452	0,29	88	24,84 (27)	400 332	0,37	29	35,68 (39)	180 110	0,37
15	628741/141917	2009					166	16,20 (36)	565 541	0,32	124	16,86 (40)	525 451	0,36	61	32,22 (29)	319 259	0,43
10	628135/141641	2089	114	12,01 (28)	255 262	0,23	173	18,31 (42)	555 534	0,31	108	22,05 (34)	390 395	0,36	35	30,15 (33)	178 143	0,40
Fettwiesen																		
2	628578/140293	1495					77	5,35 (40)	220 226	0,29	25	20,13 (66)	145 97	0,38	0	0	0	
25	629799/141039	1584	49	4,86 (28)	113 111	0,23	96	8,00 (50)	245 236	0,25	75	9,73 (44)	245 185	0,25	1	2,54 (41)	0	
16	627778/140726	1746					87	10,17 (29)	145 230	0,26	29	9,34 (30)	80 102	0,35	0	0	0	
3	628141/140930	1765	52	8,24 (60)	133 136	0,26	94	11,13 (55)	260 246	0,26	15	16,73 (62)	140 63	0,40	0	0	0	
5	628537/141209	1777	77	6,85 (25)	145 190	0,25	120	11,41 (32)	340 372	0,31	84	10,91 (40)	315 322	0,38	13	10,51 (41)	60 49	0,38
18	627736/140863	1808					103	10,26 (46)	295 308	0,30	32	16,74 (56)	130 121	0,37	0	0	0	
19	627611/140877	1843					97	7,52 (42)	265 283	0,29	34	13,22 (39)	215 134	0,39	0	0	0	
Zwergsträucher																		
7	628075/141903	2211					204	18,31 (36)	610 692	0,34	156	16,89 (36)	500 635	0,41	96	16,65 (30)	370 424	0,44
9	627941/141664	2127					208	13,04 (44)	680 697	0,33	139	14,47 (29)	505 522	0,37	88	16,53 (36)	325 381	0,43
11	628231/141701	2079					183	20,40 (37)	465 539	0,29	100	26,43 (27)	300 387	0,38	29	28,01 (25)	425 102	0,34
13	628225/141656	2064	112	17,29 (32)	282 291	0,26	169	17,63 (44)	580 541	0,32	100	23,62 (34)	460 356	0,35	18	26,67 (26)	270 68	0,36
14	628299/141664	2034					173	11,75 (41)	475 533	0,31	128	14,16 (31)	385 431	0,33	54	18,71 (22)	250 211	0,39
Dichter Nadelwald																		
27	628782/140296	1541	23	7,29 (18)	71 53	0,23	62	8,29 (32)	135 170	0,27	38	16,87 (24)	125 138	0,36	0	0	0	
24	628900/141161	1584	27	6,78 (10)			49	12,52 (18)			4	9,31 (22)			0			
6	628441/141239	1805	65	17,33 (31)	158 161	0,25	124	27,55 (40)	210 238	0,19	63	30,09 (38)	240 219	0,34	3	9,24 (36)		
22	628786/141426	1807					51	15,13 (17)			30	16,13 (13)			2	9,63 (33)		
21	628781/141451	1818	82	9,51 (30)	169 173		131	11,21 (40)	330 394	0,30	106	19,08 (51)	330 361	0,34	77	34,03 (33)	455 303	0,39
23	629008/141450	1774	57	16,93 (16)	115 132	0,23	92	18,02 (31)	245 267	0,29	58	18,99 (27)	155 172	0,29	0	0	0	
26	629196/140293	1662	17	3,80 (11)	45 29	0,17	56	11,52 (21)	90 113	0,20	45	11,98 (17)	75 98	0,21	0	0	0	
Alpine Rasen																		
8	628026/141839	2188	140	18,34 (60)	435 408	0,29	205	12,64 (39)	715 681	0,33	146	10,86 (30)	560 595	0,41	90	8,90 (35)	336 379	0,42
\overline{HS} : mittlere Schneetiefe $\frac{HW}{HW}$: gemessenes SWE \overline{HW} : mittleres SWE										s: Standardabweichung der Schneetiefenmessungen n: Anzahl der Messungen p: Schneedichte								

Anhang IV: Schneetiefe, SWE und Schneedichte auf den Schneetestflächen 2004

Lage der Testflächen			Januar 2004 (26. Jan.-3. Feb)				Februar 2004 (28. Feb.-2. März)				März 2004 (25.-30. März)				Mai 2004 (6.-8. Mai)			
Nr.	Geogr. Koord. CH1903	Höhe	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]
Lichter Nadelwald																		
1	628963/ 140799	1529	75	8,95 (28)	175 164	0,22	62,77	7,32 (35)	223 209	0,33	46	7,04 (29)	168 146	0,31	0		0	
4	628120/ 140937	1767	96	15,97 (37)			50,85	18,14 (59)			7	13,41 (60)			0		0	
20	628790/ 141398	1797	120	8,5 (61)	271 271	0,23	101,60	8,23 (43)	290 281	0,28	97	8,61 (31)	327 361	0,37	35	15,35 (46)		
28	628229/ 141407	1972					110,67	17,57 (57)	378 361	0,33	103	18,89 (68)	336 372	0,36	43	15,54 (73)	33 53	0,12
12	628169/ 141604	2047					112,89	18,58 (35)	425 361	0,32	99	21,91 (34)	406 298	0,30	34	15,12 (53)	170 92	0,27
15	628741/ 141917	2009					131,99	13,82 (67)	316 409	0,31	108	19,50 (31)	383 371	0,34	0		0	
10	628135/ 141641	2089	146	19,67 (31)	428 383	0,26	105,39	24,01 (64)	458 371	0,35	88	16,65 (39)	447 336	0,38	34	6,72 (38)	38 42	0,12
Fettwiesen																		
29	628525/ 140417	1482					65	4,44 (42)	2082 01	0,31	40	4,16 (44)	158 140	0,34	0		0	
2	628578/ 140293	1495	79	8,57 (64)	218 314	0,40	72	10,31 (53)	264 243	0,33	55	10,01 (59)	225 199	0,36	0		0	
31	629757/ 141392	1548					74	1,71 (42)	235 240	0,32	59	5,36 (57)	210 210	0,36	0		0	
30	629654/ 141434	1572					74	6,10 (40)	209 224	0,30	46	6,12 (47)	125 156	0,34	0		0	
25	629799/ 141039	1584	91	11,99 (48)	110 230	0,25	78	13,36 (48)	228 232	0,30	67	12,23 (62)	240 218	0,32	0		0	
36	629866/ 141302	1607					78	3,74 (55)	238 235	0,30	65	6,92 (86)	218 221	0,34	0		0	
16	627778/ 140726	1746	95	7,77 (21)	229 233	0,24	65	6,97 (50)	325 228	0,35	35	7,54 (25)	165 132	0,37	0		0	
3	628141/ 140930	1765	103	10,69 (59)	242 240	0,23	37	27,45 (35)	165 121	0,32	16	13,06 (79)	95 58	0,34	0		0	
5	628537/ 141209	1777	120	11,2 (41)	293 290	0,24	100	8,27 (63)	320 305	0,30	83	8,07 (39)	255 308	0,37	10	2,29 (24)	18 18	0,16
18	627736/ 140863	1808	101	9,9 (27)	282 277	0,27	66	11,33 (52)	290 239	0,36	38	13,39 (48)	200 136	0,36	0		0	
19	627611/ 140877	1843	103	10,49 (54)	230 274	0,26	68	8,98 (56)	300 250	0,37	38	11,63 (45)	120 123	0,32	0		0	
34	629362/ 142074	1856					75	18,28 (46)	225 249	0,33	53	22,06 (24)	190 190	0,36	21	3,96 (49)	20 21	0,10
32	629157/ 141956	1864					118	13,50 (43)	340 367	0,31	102	22,95 (28)	430 404	0,39	32	13,94 (49)	220 109	0,33
Zwergsträucher																		
7	628075/ 141903	2211					116	42,00 (30)	205 357	0,31	109	39,66 (39)	150 373	0,34	68	29,98 (57)	245 221	0,32
9	627941/ 141664	2127					141	15,09 (32)	458 470	0,33	125	14,39 (45)	209 444	0,35	71	10,69 (44)	127 189	0,26
11	628231/ 141701	2079					136	20,35 (27)	331 430	0,32	104	13,75 (38)	318 367	0,35	34	7,18 (24)	32 38	0,11
13	628225/ 141656	2064					119	22,60 (55)	387 380	0,32	107	18,82 (51)	416 399	0,37	30	9,97 (40)	172 90	0,29
14	628299/ 141664	2034					127	17,34 (43)	338 393	0,31	98	12,89 (32)	231 329	0,33	34	10,53 (30)	76 73	0,21
Dichter Nadelwald																		
27	628782/ 140296	1541	75	9,18 (38)	166 189	0,25	64	11,99 (32)	114 169	0,27	37	8,82 (18)	65 106	0,28	0		0	
24	628900/ 141161	1584					33	21,78 (13)			7	13,93 (15)			0		0	
6	628441/ 141239	1805	94	18,12 (25)	245 220	0,23	62	25,14 (27)	305 175	0,28	53	23,34 (27)	250 176	0,33	0		0	
22	628786/ 141426	1807	51	15,44 (12)			30	19,01 (15)			37	72,81 (23)			7	5,32 (16)	0	

Lage der Test- flächen			Januar 2004 (26. Jan.-3. Feb)				Februar 2004 (28. Feb.-2. März)				März 2004 (25.-30. März)				Mai 2004 (6.-8. Mai)			
Nr.	Geogr. Koord. CH1903	Höhe	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]	\overline{HS} [cm]	s (n)	$\frac{HW}{HW}$ [mm]	ρ [g/cm ³]
21	628781/ 141451	1818	130	11,63 (66)	265 300	0,23	107	12,34 (55)	290 315	0,29	104	13,22 (49)	303 358	0,34	62	17,26 (40)		
23	629008/ 141450	1774					72	9,59 (27)	205 225	0,31	49	14,04 (27)	140 144	0,29	18	7,62 (29)		
26	629196/ 140293	1662	85	15,98 (23)	167 173	0,20	64	13,78 (25)	175 179	0,28	50	17,54 (15)	148 136	0,27	0		0	
Alpine Rasen																		
33	628969/ 142405	1933					115	26,79 (50)	380 401	0,35	99	28,58 (55)	343 391	0,39	28	5,84 (38)	25 31	0,11
8	628026/ 141839	2188	157	22,93 (32)	415 446	0,28	125	22,02 (36)	365 419	0,33	111	19,15 (36)	436 446	0,40	71	11,60 (53)	205 221	0,31
35	627978/ 142064	2297					139	38,66 (36)	505 495	0,36	131	27,55 (43)	550 518	0,39	95	17,23 (44)	275 296	0,31

\overline{HS} : mittlere Schneetiefe

$\frac{HW}{HW}$: gemessenes SWE

\overline{HW} : mittleres SWE

s: Standardabweichung der Schneetiefenmessungen

n: Anzahl der Messungen

ρ : Schneedichte

11 Danksagung

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

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. M. Winiger und PD Dr. J. Löffler für die vielen konstruktiven Diskussionen und die Betreuung meiner Arbeit. Ebenso möchte ich Prof. Dr. Dikau für seinen persönlichen Einsatz im GRK und seine stetige Unterstützung danken.

Mein ganz besonderer Dank geht an B. Weber (Institut für Photogrammetrie, Universität Bonn) für seine Unterstützung der photogrammetrischen Fragestellungen und Auswertungen sowie den vielen konstruktiven Diskussionen. Ohne seine Hilfe und Unterstützung wäre die Arbeit nicht in der vorliegenden Form zu Stande gekommen.

Prof. C. de Jong möchte ich für ihre fachlichen Diskussionen, ihre stete Hilfsbereitschaft und den „Stoß ins kalte Wasser“ danken. Des Weiteren möchte ich mich bei Dr. J. Corripio (ETH Zürich) für die Bereitstellung seiner Software und seine Hilfsbereitschaft bei programmspezifischen Fragestellungen und fachlichen Diskussionen bedanken. Für fachliche Diskussionen sowie für die Einführung in das Lötschental möchte ich mich bei A. Henzen bedanken, der mir zudem stets bei dringenden Problemen im Gelände tatkräftig zur Seite stand. Dr. M. Braun (ZFL) möchte ich mich für seine Kooperation bezüglich der Bereitstellung von Daten danken.

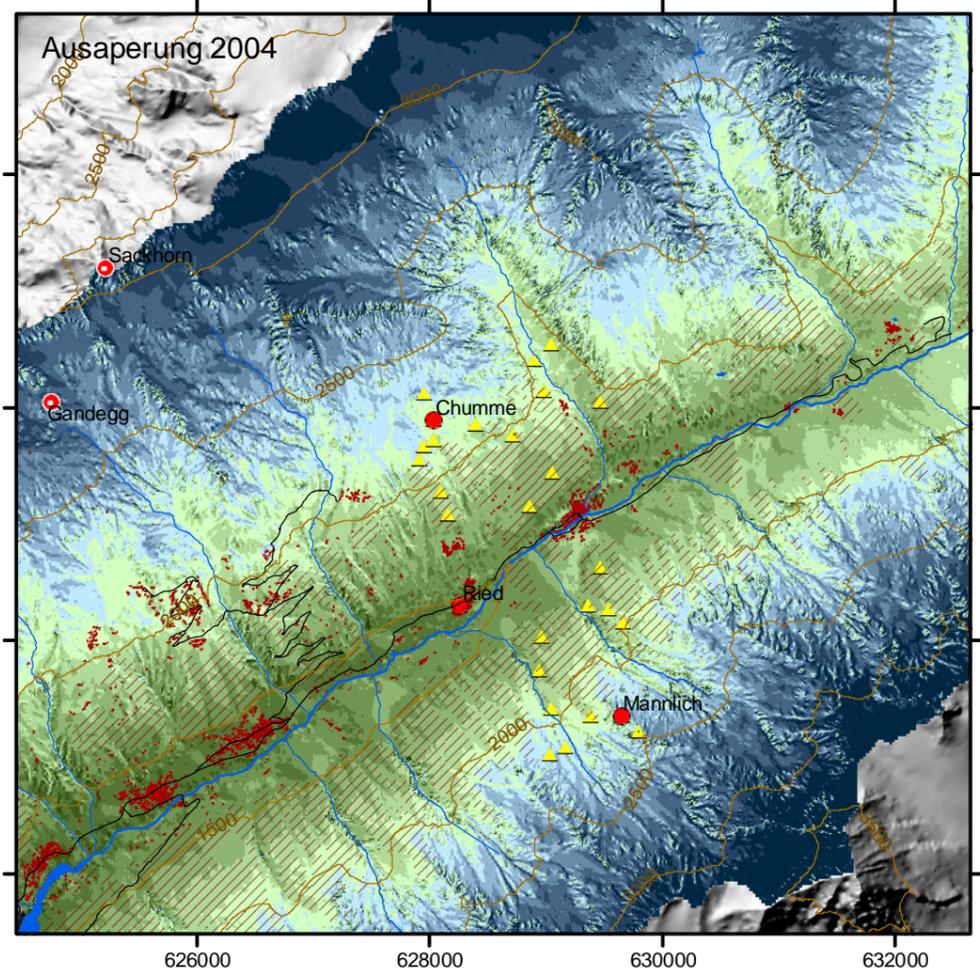
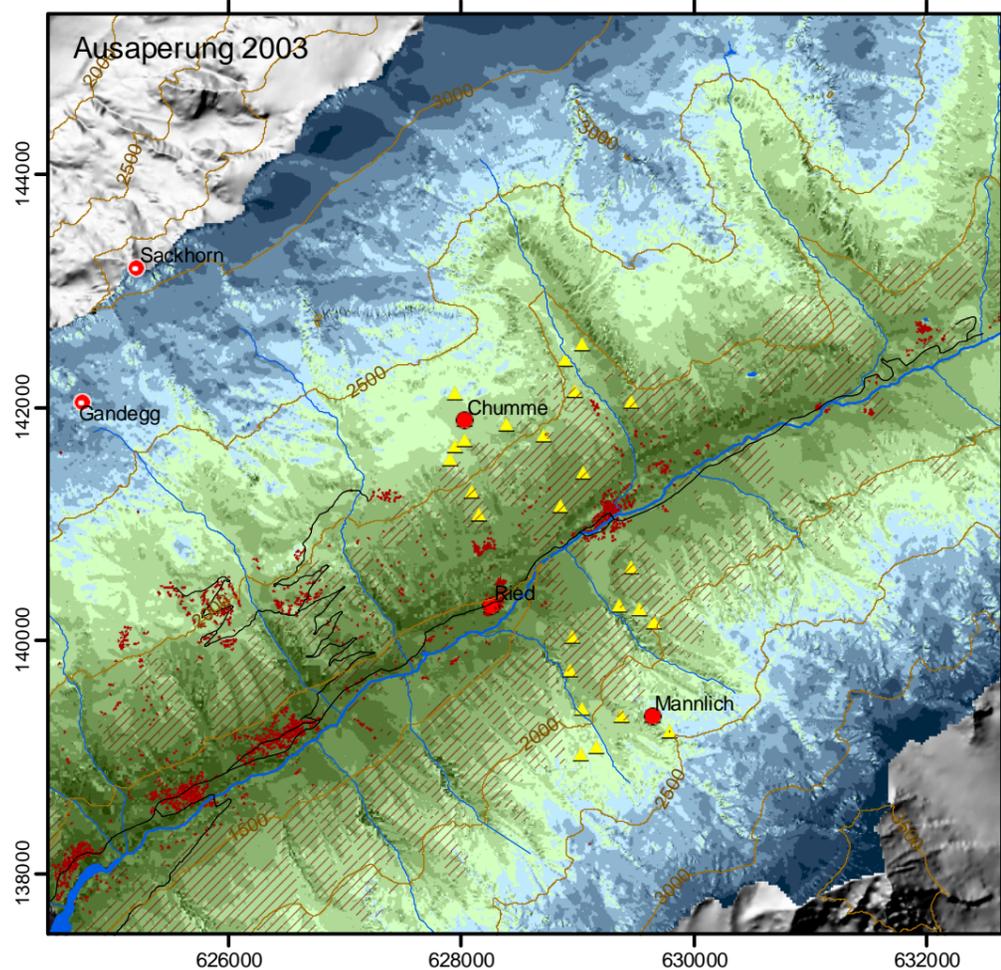
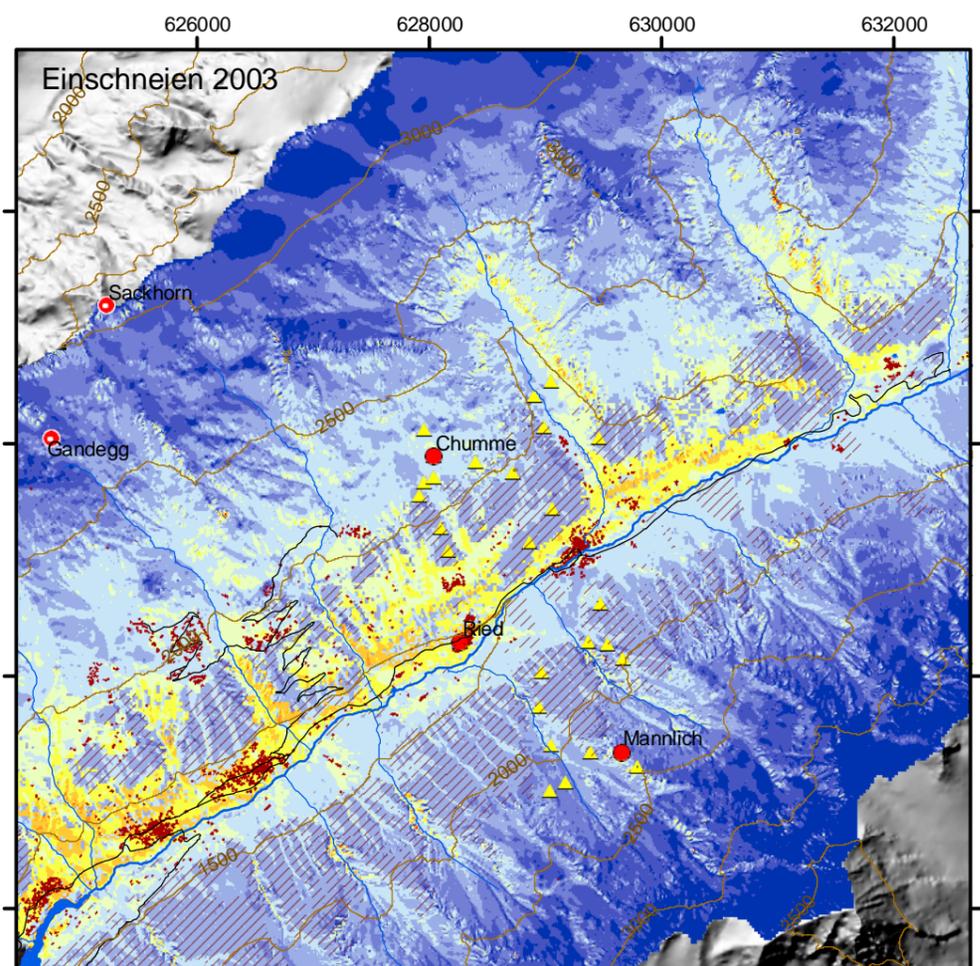
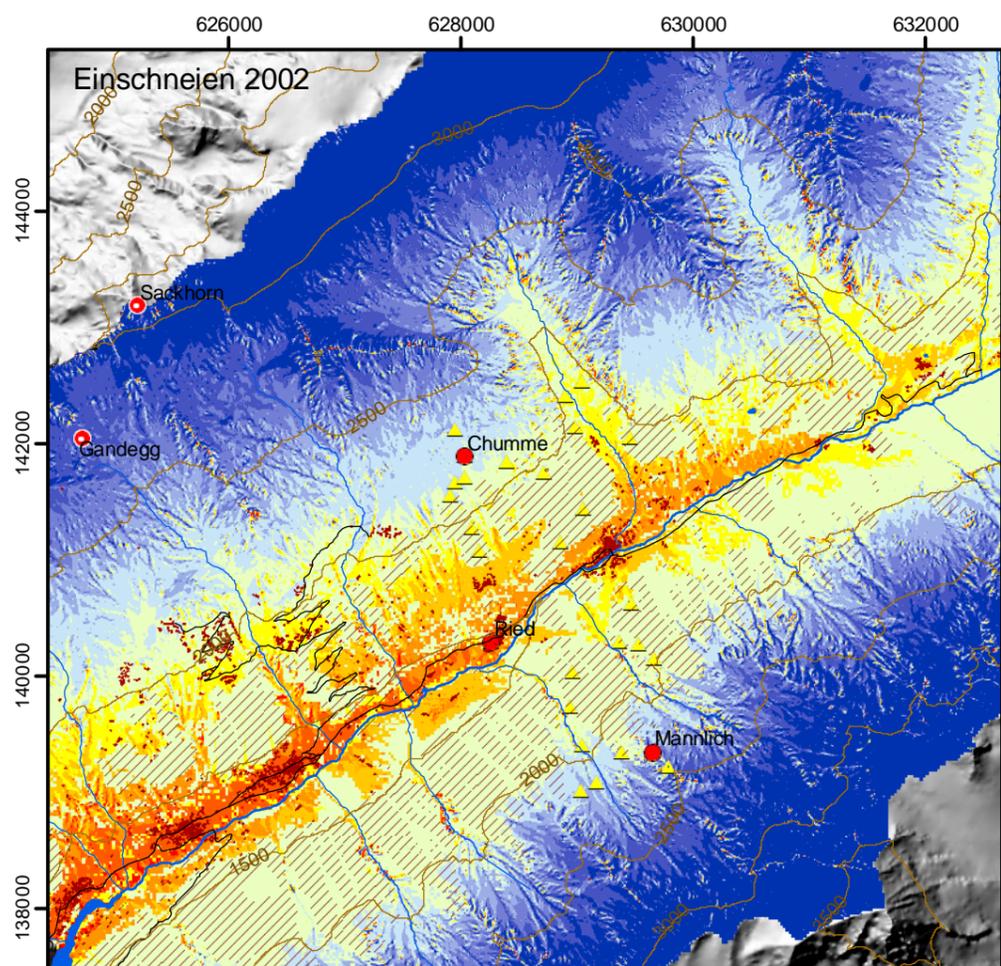
Für die Hilfsbereitschaft, moralische Unterstützung und vielen fachlichen Diskussionen möchte ich mich bei T. Hoffmann und den MitarbeiterInnen der Arbeitsgruppe Winiger/Löffler, namentlich bei M. Knop, Dr. B. Neuwirth, O. Rößler, Dr. D. Wundram, D. Friedrichs, A. Walter, Dr. O. Schulz, R. Pape und H. Kemmerling, bedanken. Dr. U. Börst gilt mein Dank für die Betreuung der Klimastationen und Bereitstellung der Klimadaten. Insbesondere danke ich P. Cremer und H. Böttger für deren stetige Hilfsbereitschaft bei technischen Belangen.

Und vor allem möchte ich mich bei denjenigen bedanken, die mir bei den Messkampagnen im Gelände oder bei der Datenverarbeitung geholfen haben: J. Schulte, H. Sterly, C. Groos, S. Brückner, A. Brück, F. Lippert, S. Haury, J. Schulte u. K. Schmitt bedanken.

Des Weiteren geht mein Dank an folgende Institutionen:

- Katasteramt Sitten, für die kostenlose Bereitstellung der Topographischen Passpunkte sowie der Lawinenzonenpläne,
- SLF für die kostenlose Bereitstellung der Klima- und Schneemessfelddaten und
- Geodätisches Institut für die Aufbereitung der dGPS-Daten (namentlich Dr. Nothnagel)

Ganz besonders möchte ich an dieser Stelle meinen Eltern für ihre moralische und finanzielle Unterstützung, die sie mir während des gesamten Studiums gewährt haben, danken.



Einschneien und Ausaperung 2002/03 und 2003/04

modelliert auf Basis von Messdaten der UTL-Datalogger-Standorte und Klimastationen

Legende

- 500 m Höhenlinie
- Straße
- Bach
- Fluss
- See
- Siedlung
- Wald
- GIUB-Klimastation
- SLF/SMA-Klimastation
- UTL-Datalogger

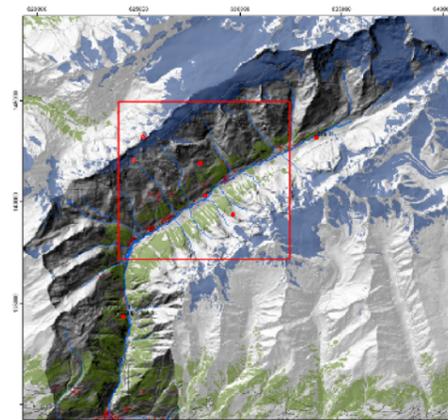


Ausaperungstermin

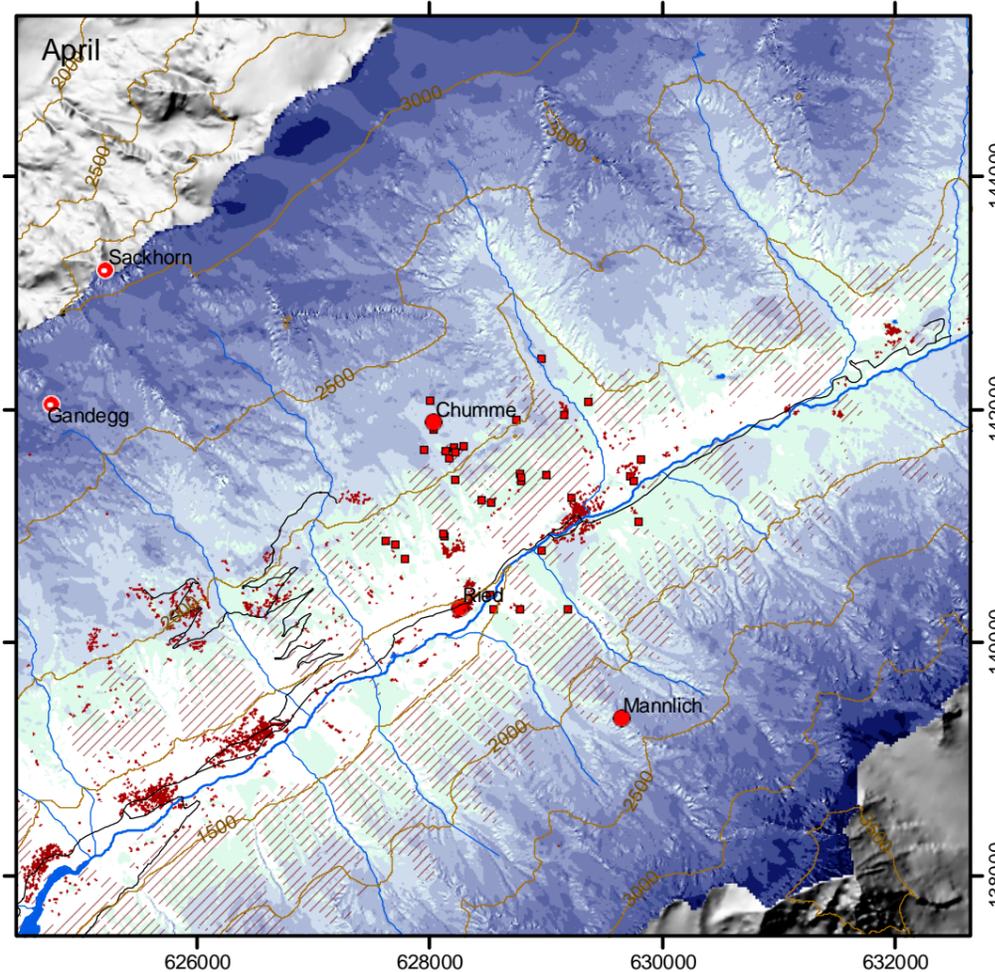
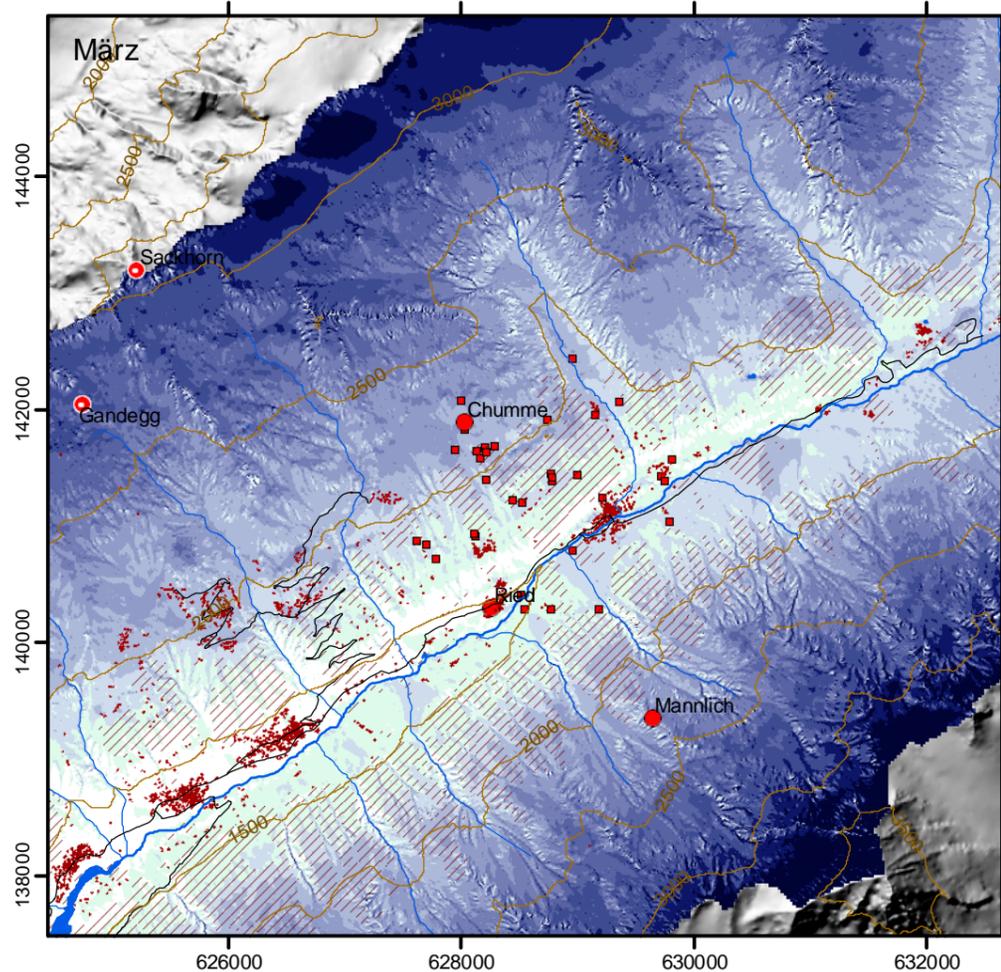
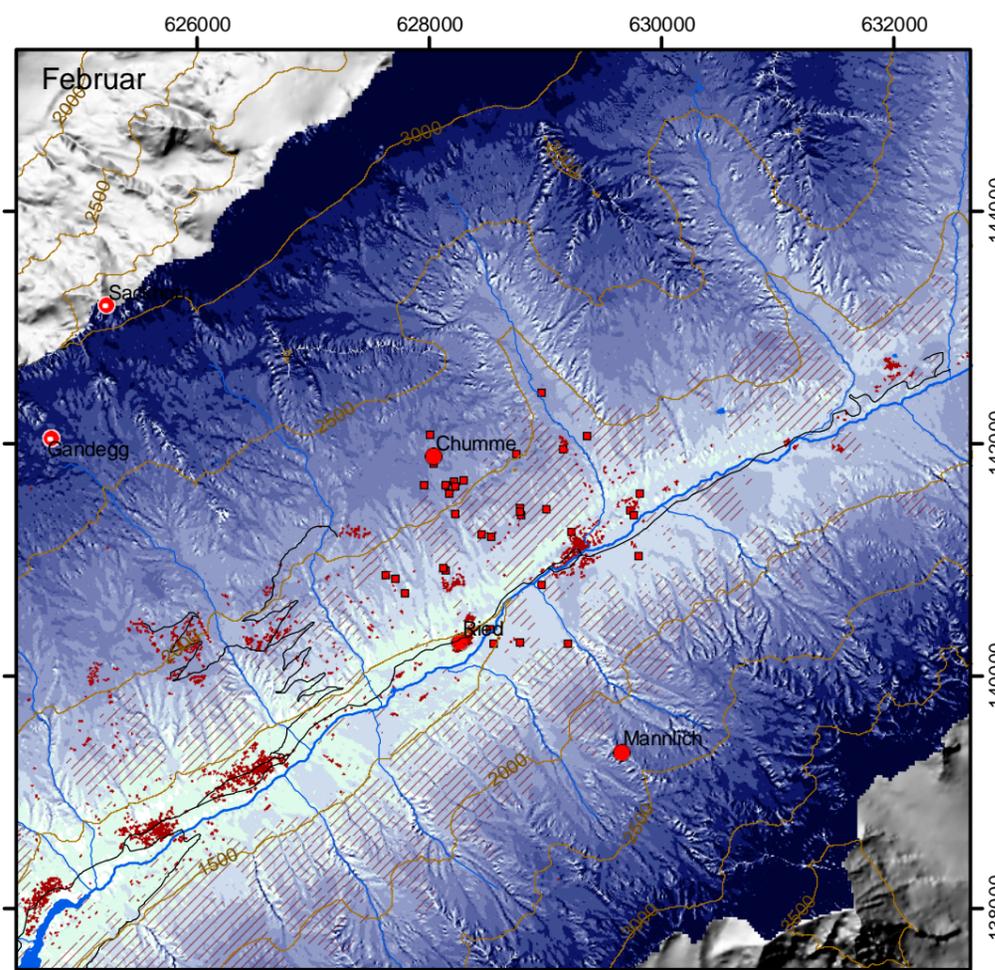
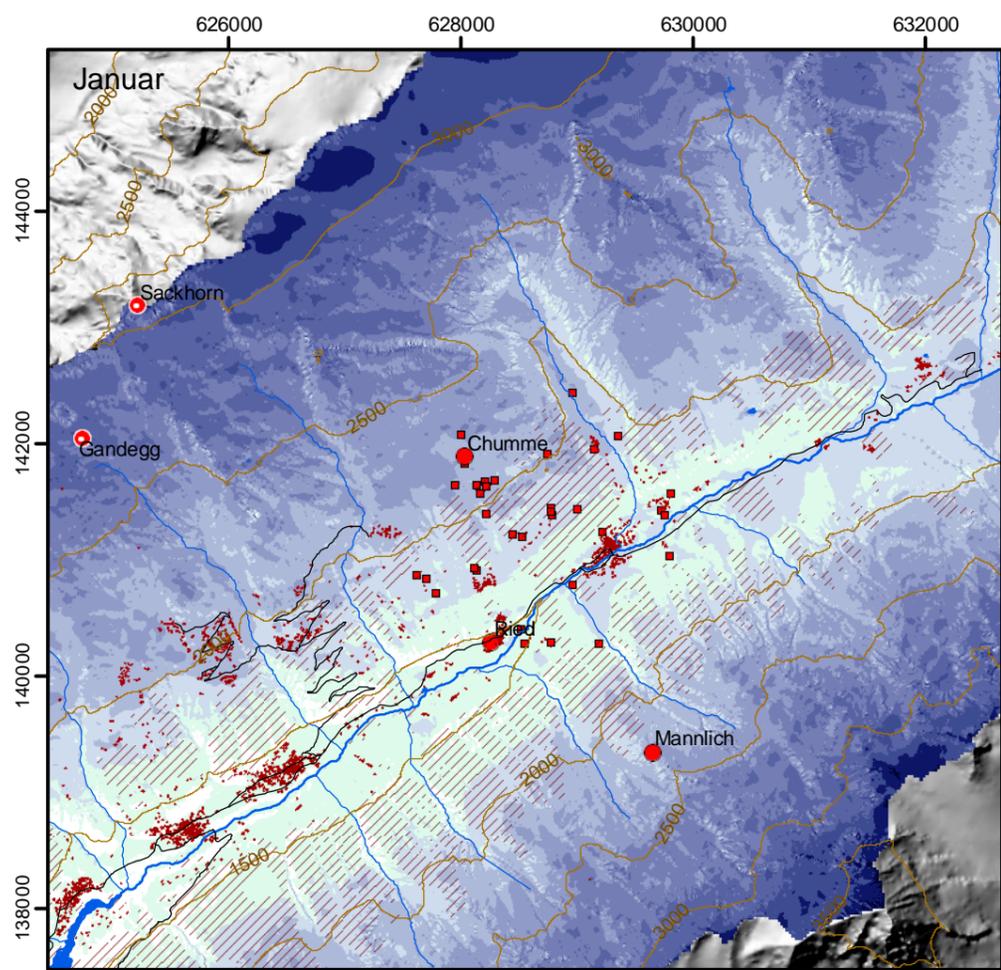
- vor 16. Feb.
- 1. - 15. März
- 16. - 31. März
- 1. - 15. April
- 16. - 30. April
- 1. - 15. Mai
- 16. - 31. Mai
- 1. - 15. Juni
- 16. - 30. Juni
- 1. - 15. Juli
- 16. - 31. Juli
- 1. - 15. Aug.
- nach 16. Aug.

Einschneitermin

- bis 9. Sep.
- 10. - 19. Sept.
- 20. - 30. Sept.
- 1. - 9. Okt.
- 10. - 19. Okt.
- 20. - 31. Okt.
- 1. - 9. Nov.
- 10. - 19. Nov.
- 20. - 30. Nov.
- 1. - 9. Dez.
- nach 10. Dez.



Bearbeiterin: S. Schmidt (2007)
 Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677)
 Kartenprojektion: CH 1903



Schneetiefe 2003

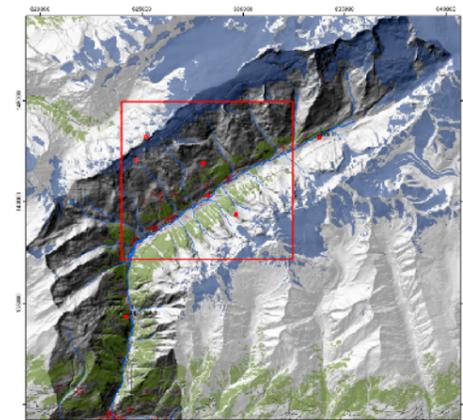
modelliert auf Basis von Messdaten der Schneetestflächen und Klimastationen

Legende

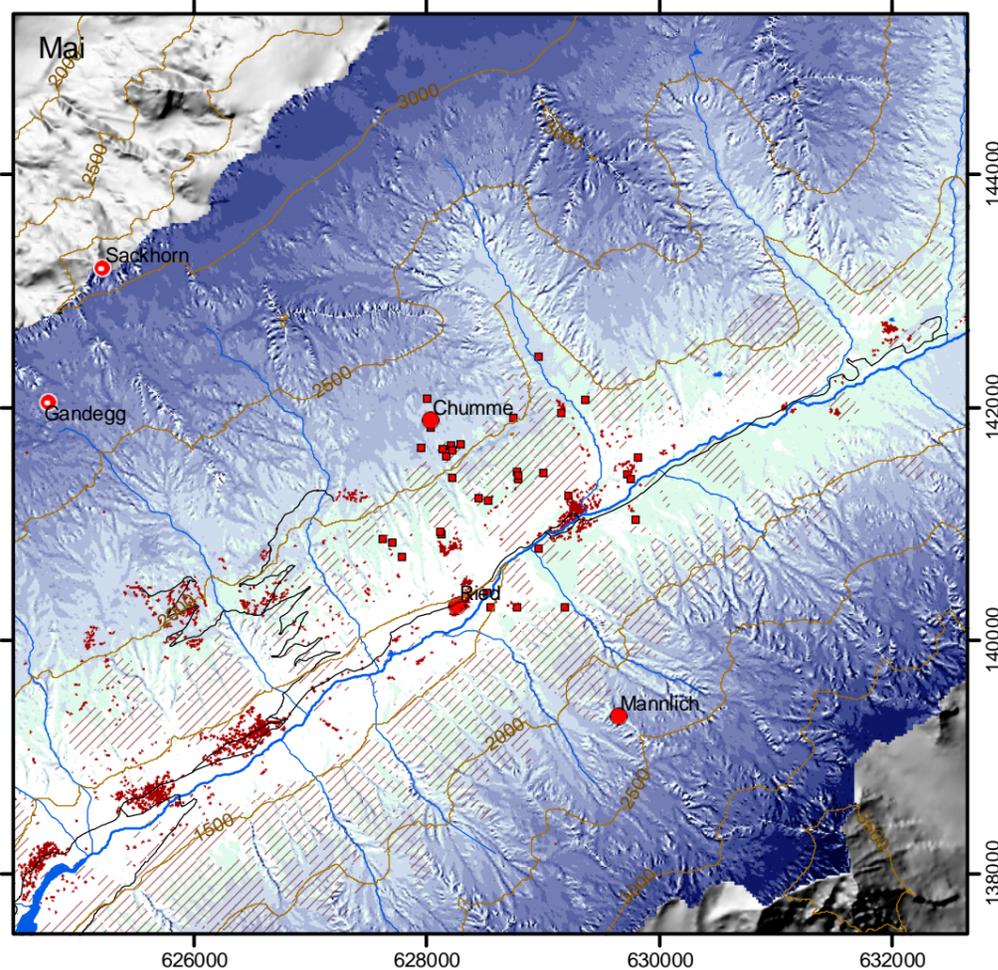
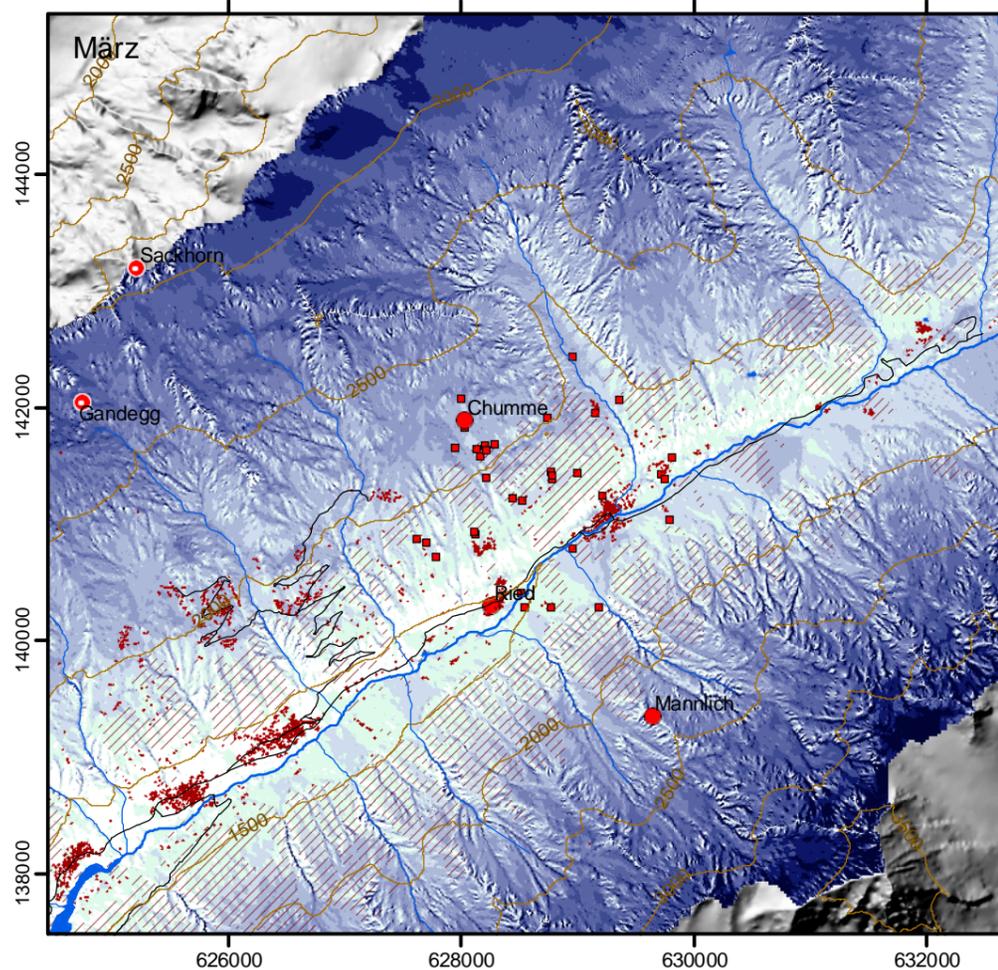
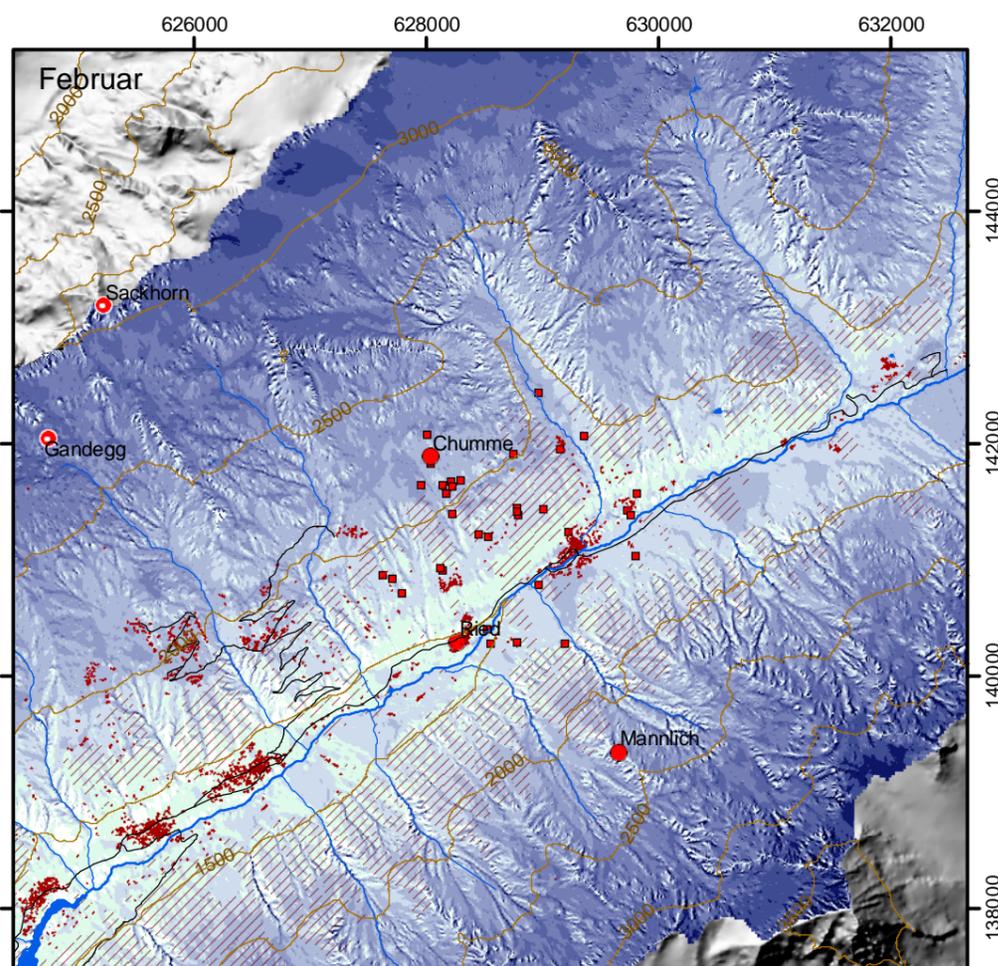
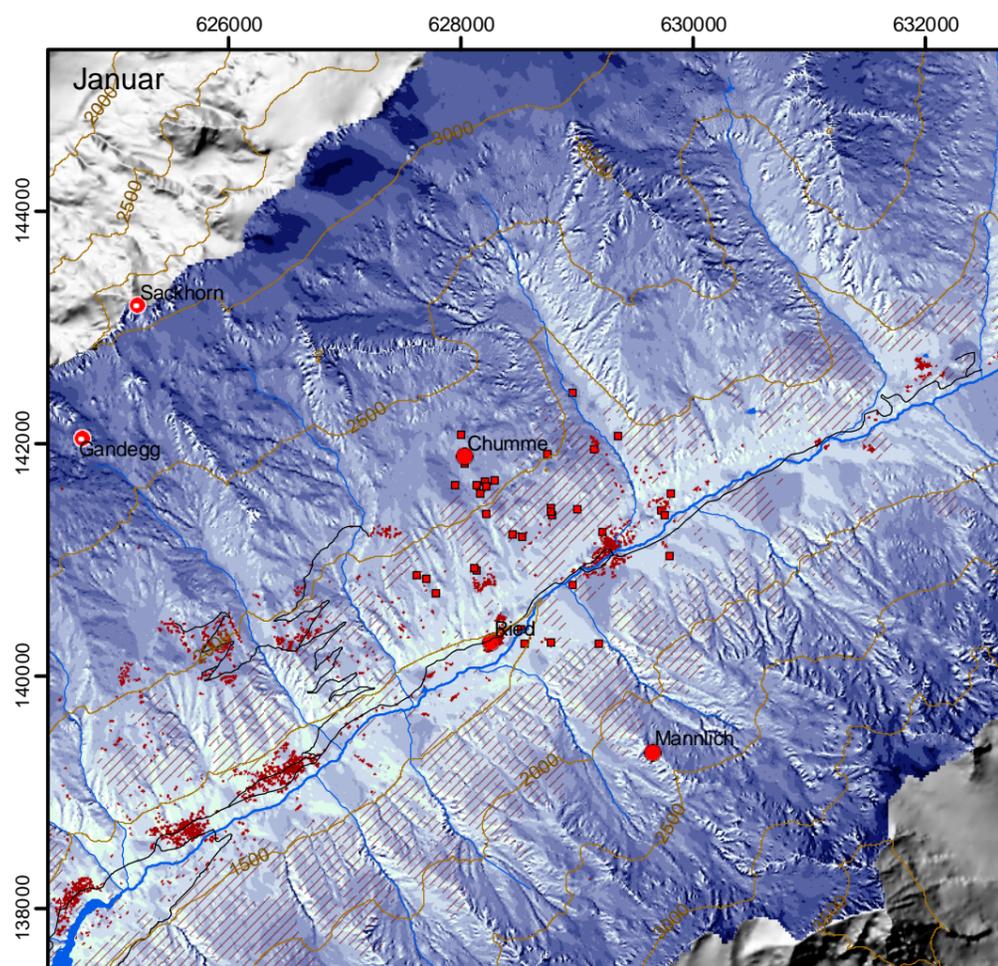
- 500 m Höhenlinie
- Straße
- Bach
- Fluss
- See
- Siedlung
- Wald
- GIUB-Klimastation
- SLF/SMA-Klimastation
- Schneetestfläche

Schneetiefe [cm]

- 0
- 0 - 50
- 50 - 100
- 100 - 150
- 150 - 200
- 200 - 250
- 250 - 300
- 300 - 350
- 350 - 400
- > 400



Bearbeiterin: S. Schmidt (2007)
 Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677)
 Kartenprojektion: CH 1903



Schneetiefe 2004

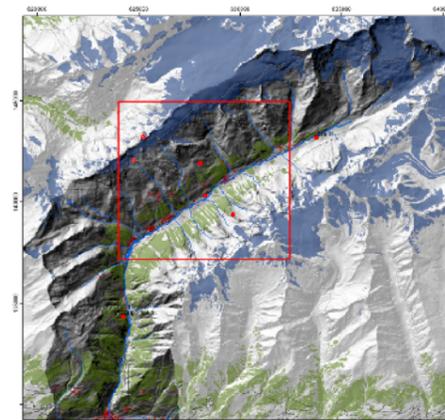
modelliert auf Basis von Messdaten
der Schneetestflächen und Klimastationen

Legende

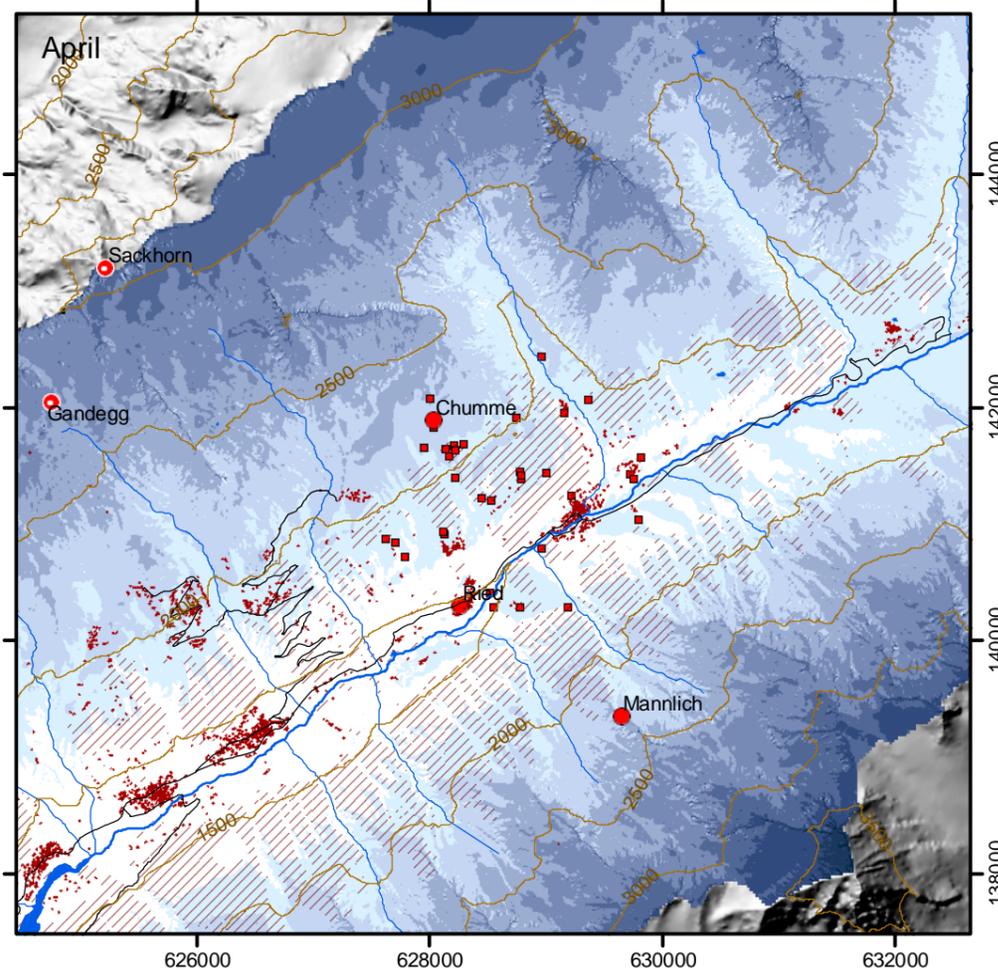
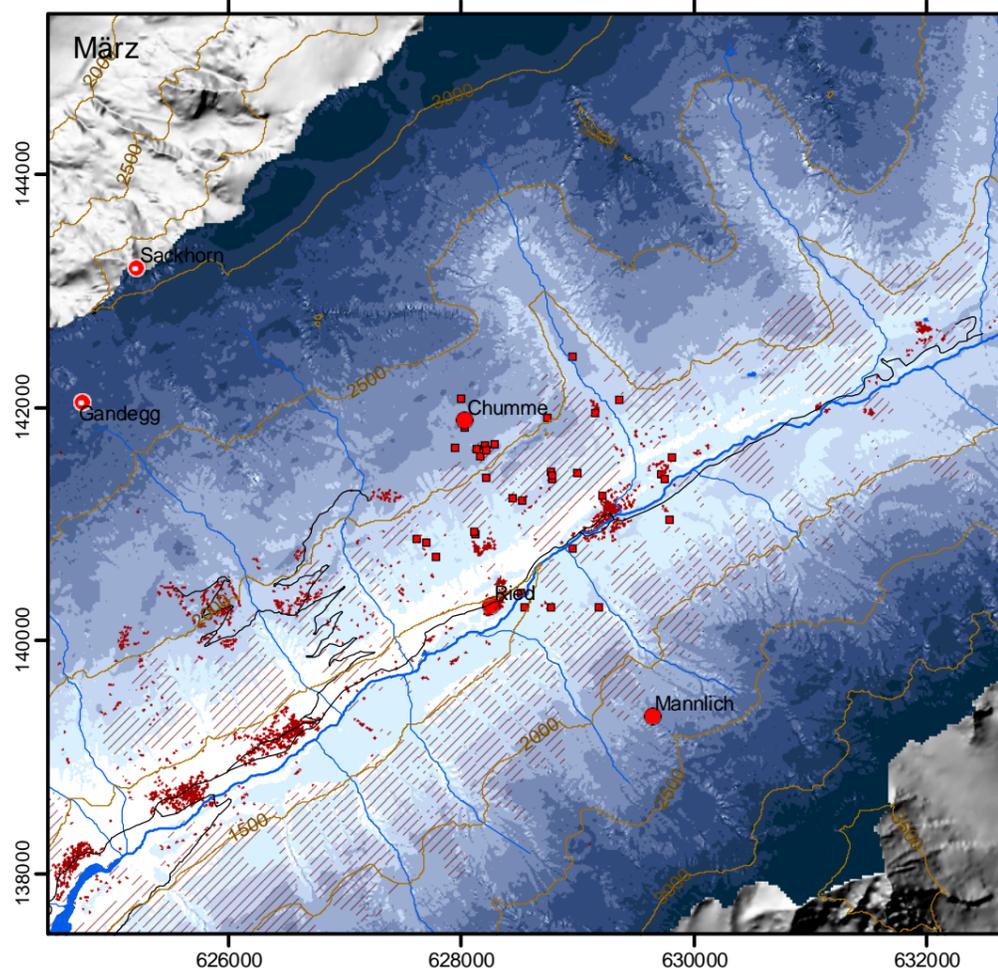
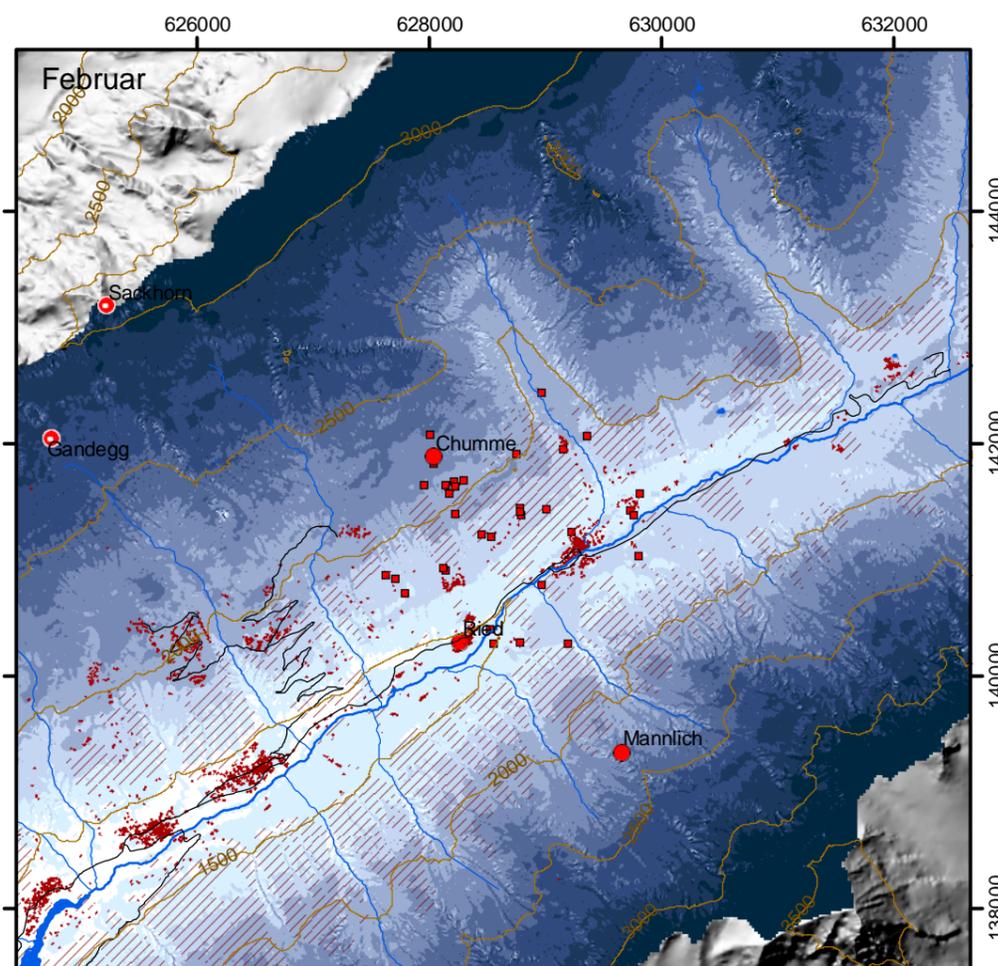
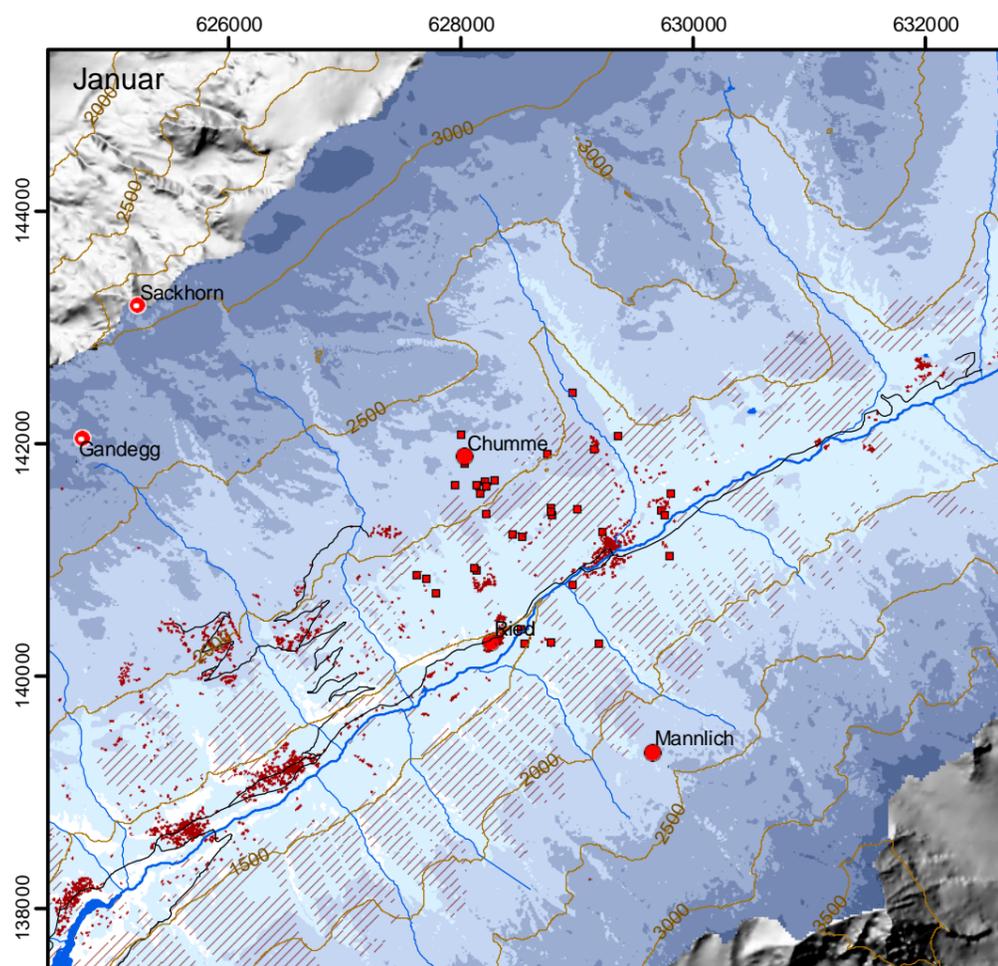
- 500 m Höhenlinie
- Straße
- Bach
- Fluss
- See
- Siedlung
- Wald
- GIUB-Klimastation
- SLF/SMA-Klimastation
- Schneetestfläche

Schneetiefe [cm]

- 0
- 0 - 50
- 50 - 100
- 100 - 150
- 150 - 200
- 200 - 250
- 250 - 300
- 300 - 350
- 350 - 400
- > 400



Bearbeiterin: S. Schmidt (2007)
Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677)
Kartenprojektion: CH 1903



Schneewasseräquivalent 2003

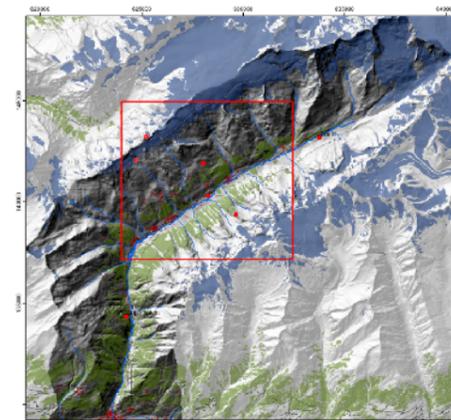
modelliert auf Basis von Messdaten
der Schneetestflächen

Legende

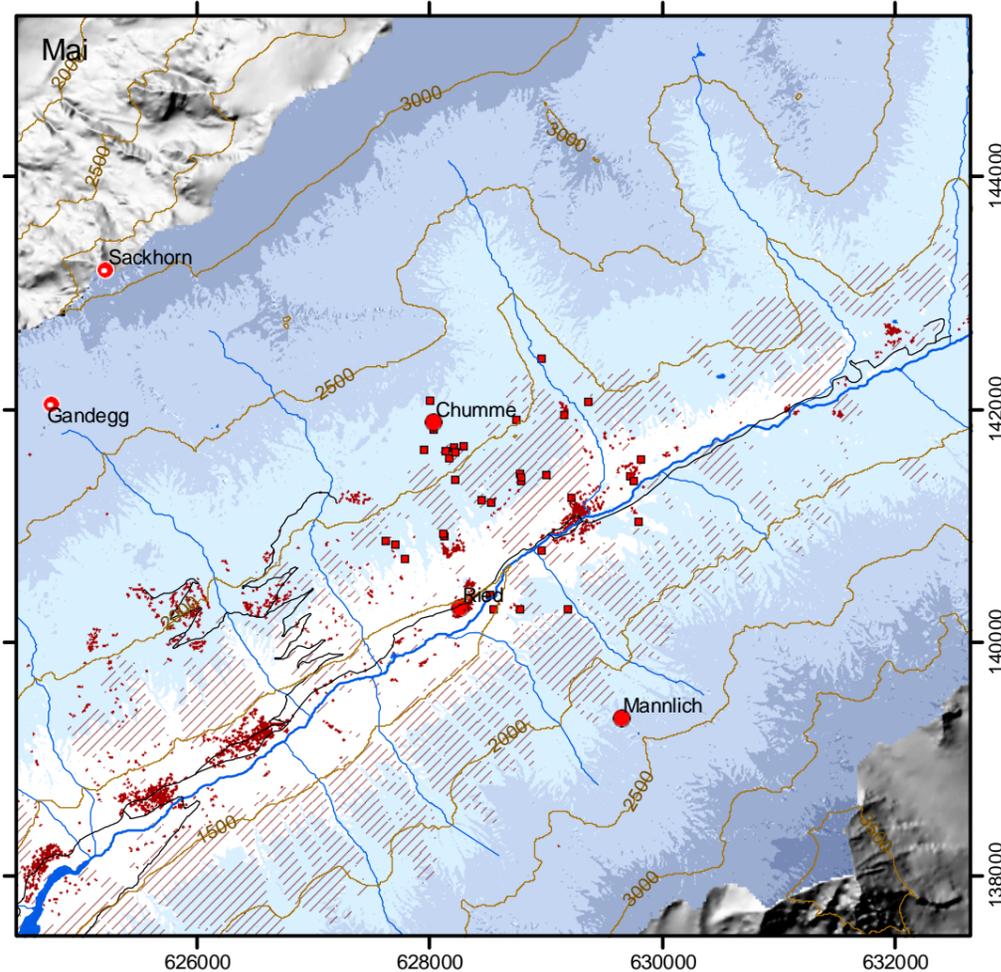
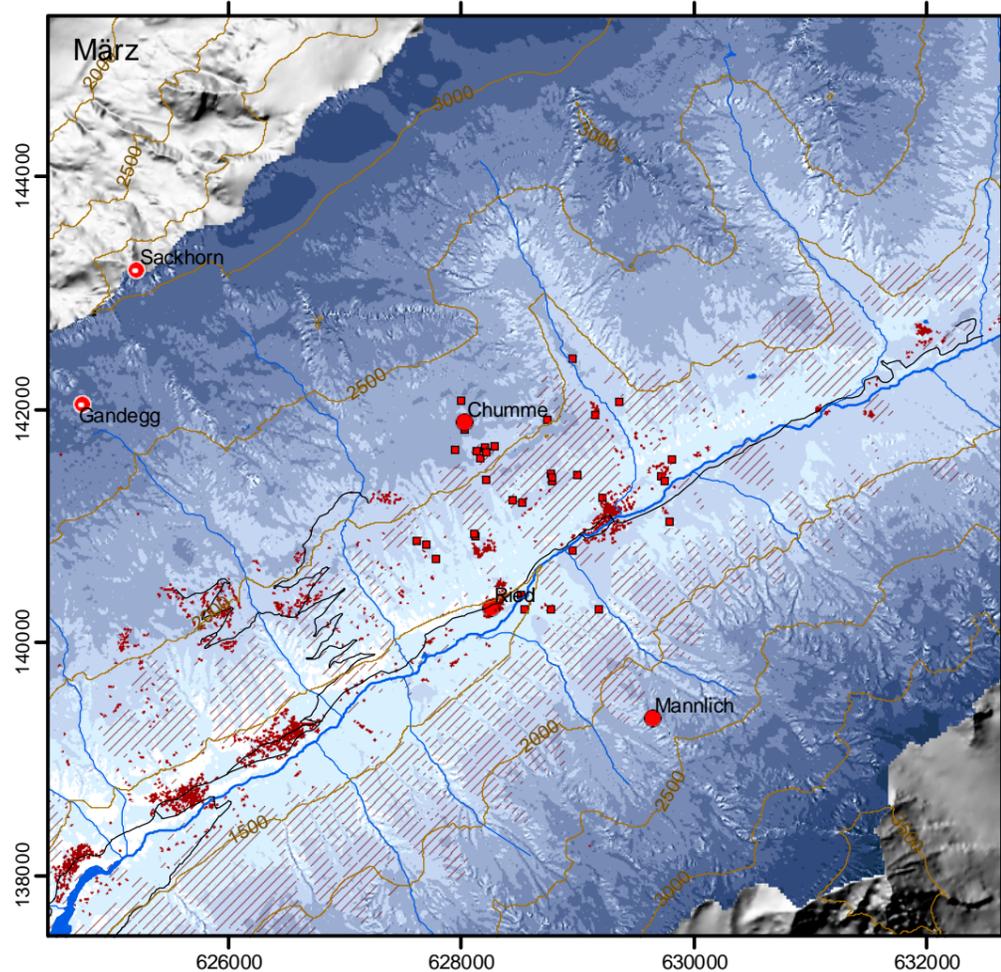
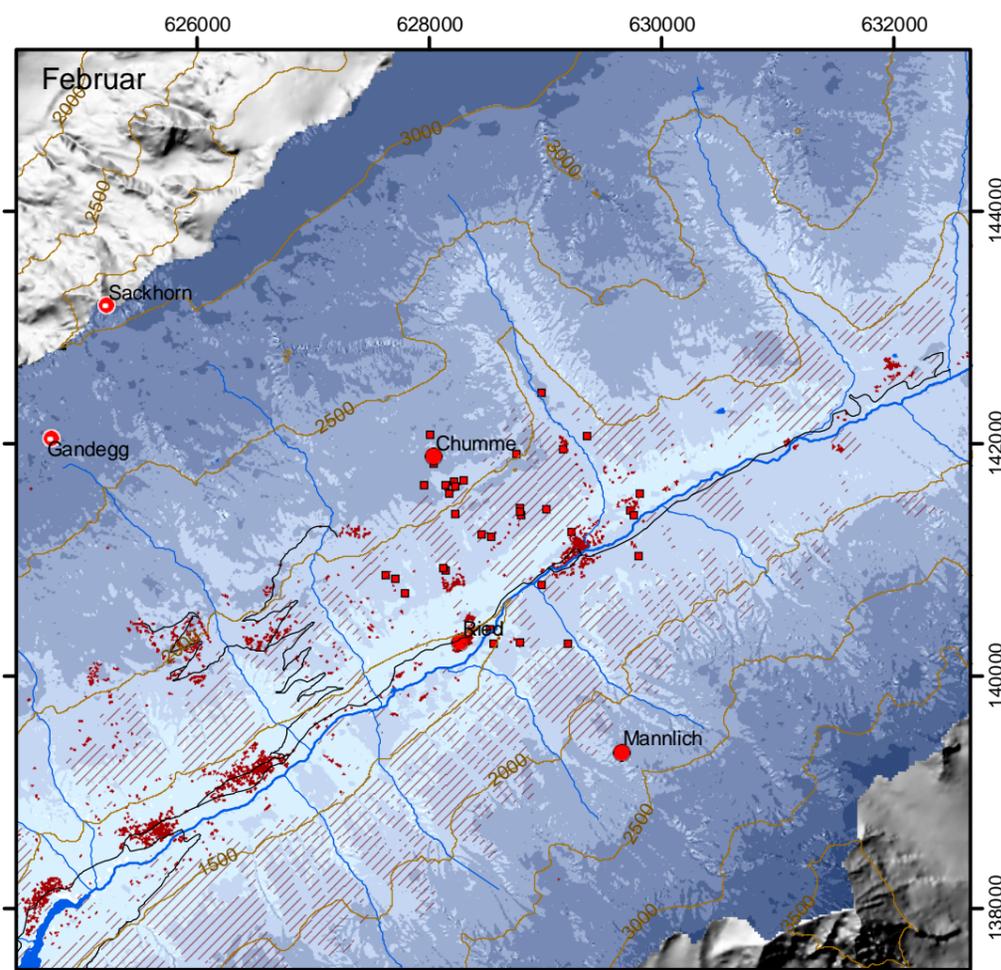
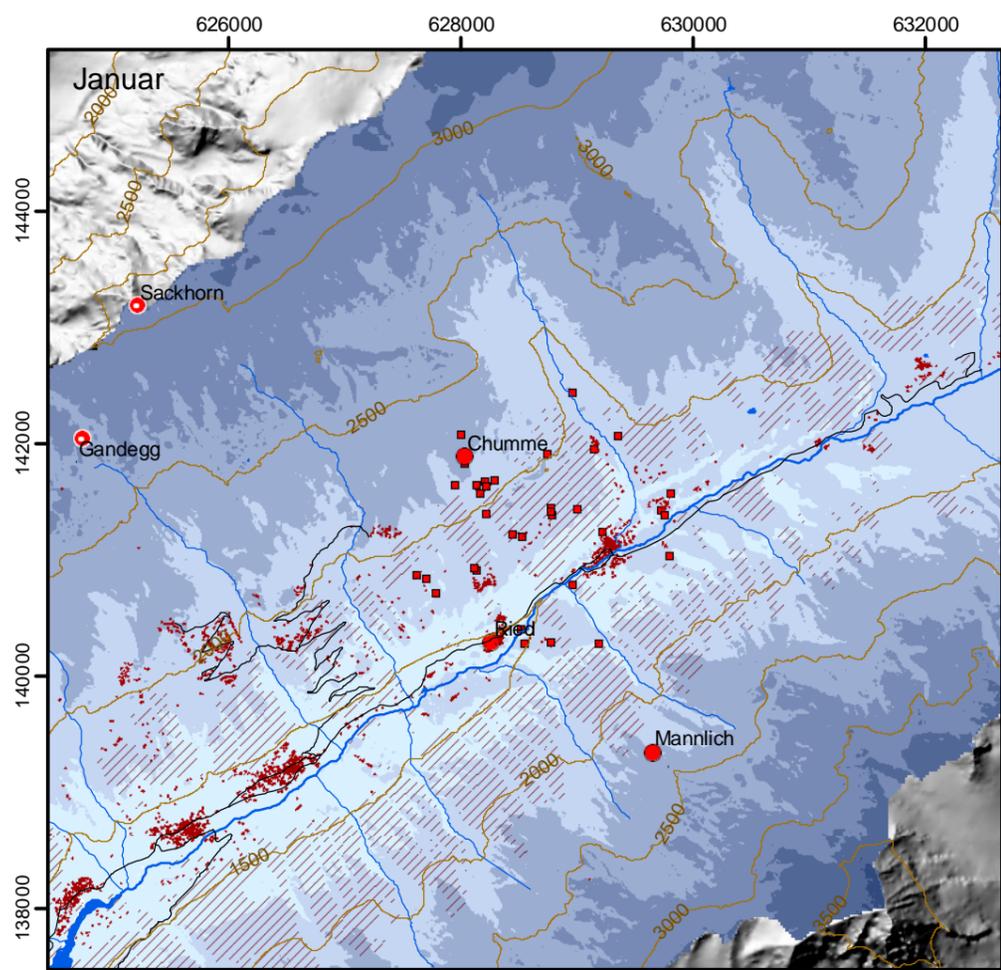
- 500 m Höhenlinie
- Straße
- Bach
- Fluss
- See
- Siedlung
- Wald
- GIUB-Klimastation
- SLF/SMA-Klimastation
- Schneetestfläche

SWE [mm]

- 0
- 1-200
- 201-400
- 401-600
- 601-800
- 801-1.000
- 1.001-1.200
- 1.201-1.400
- > 1.400



Bearbeiterin: S. Schmidt (2007)
Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677)
Kartenprojektion: CH 1903



Schneewasseräquivalent 2004

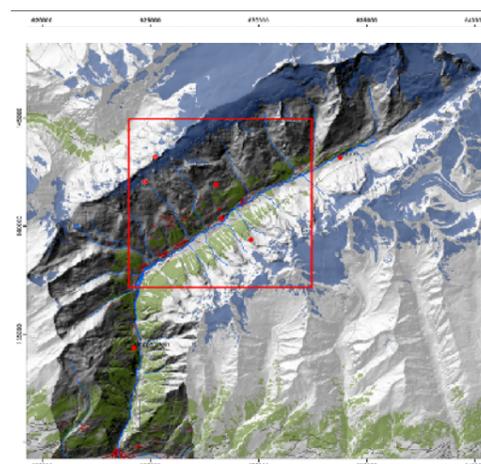
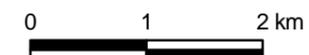
modelliert auf Basis von Messdaten
der Schneetestflächen

Legende

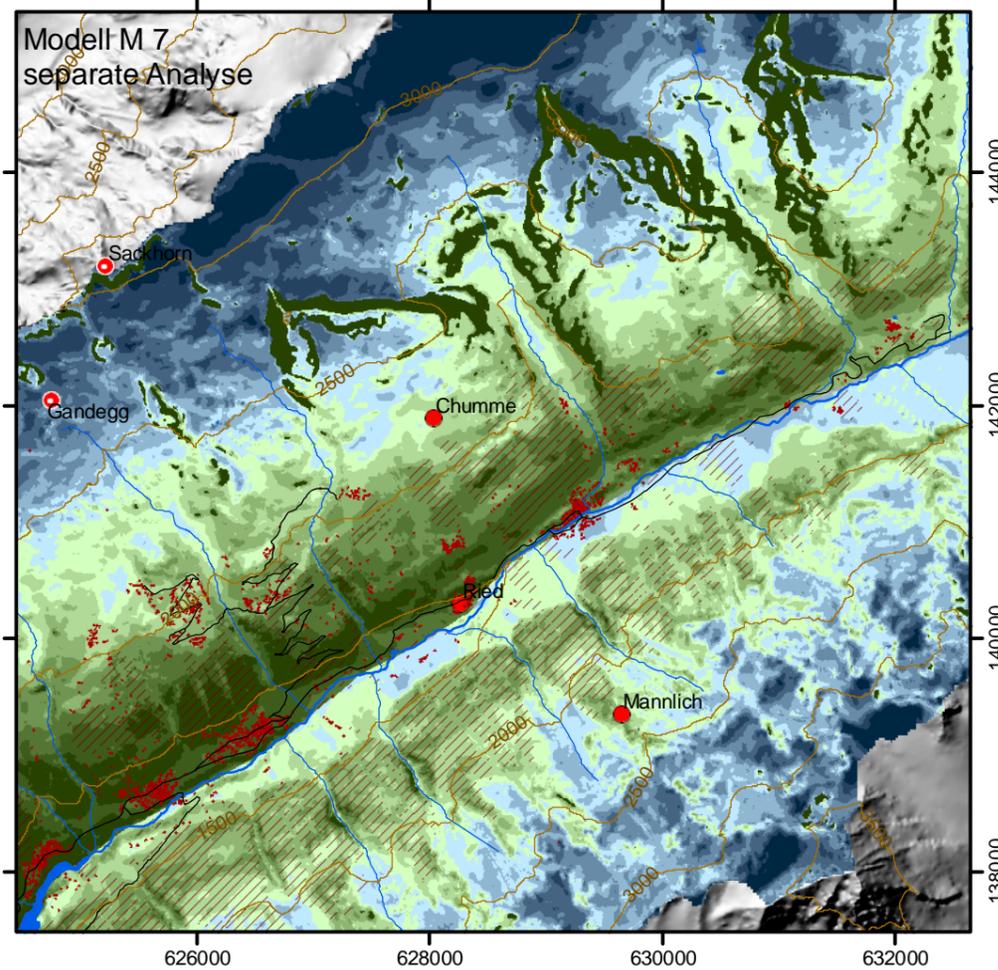
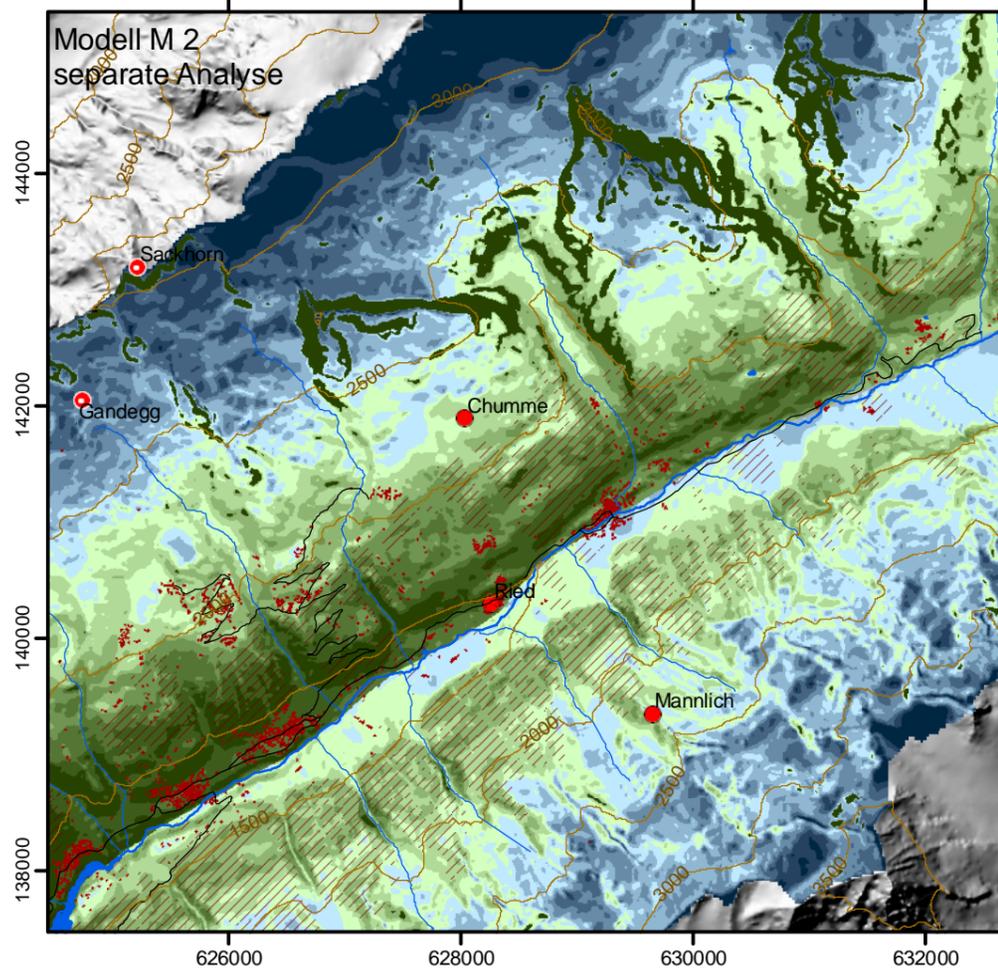
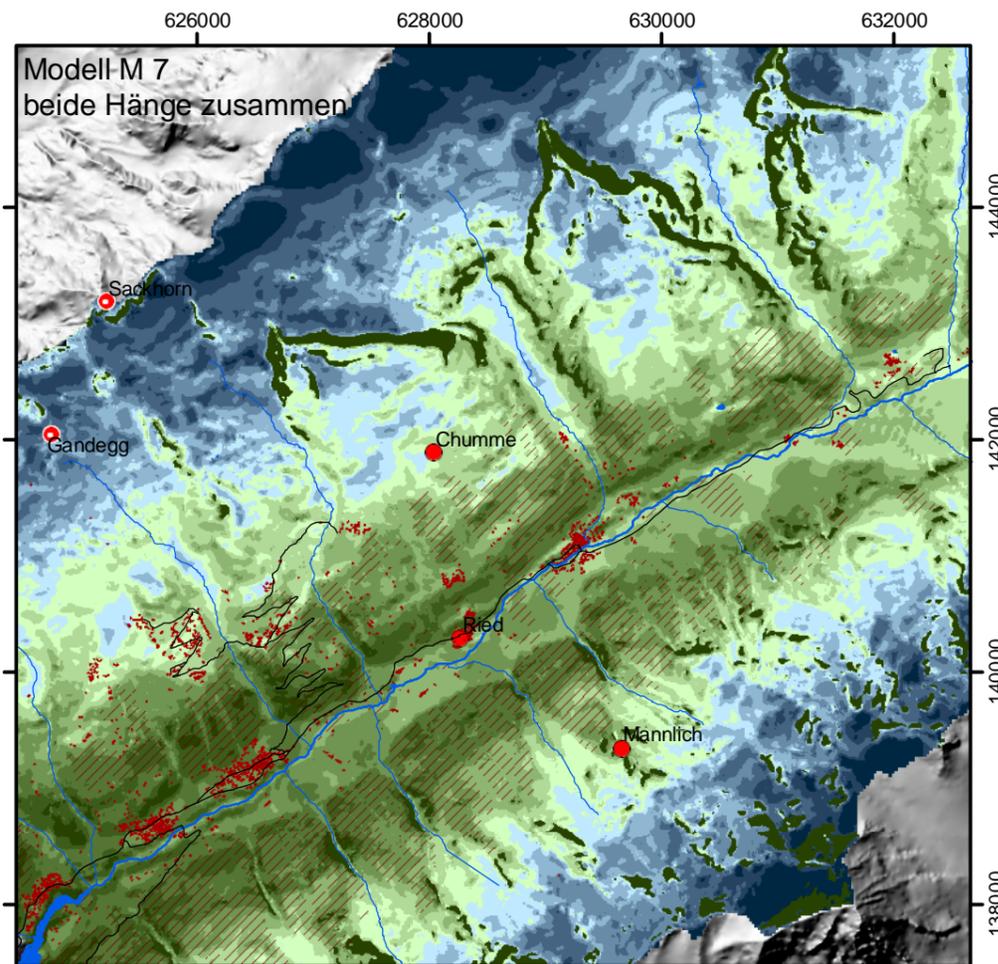
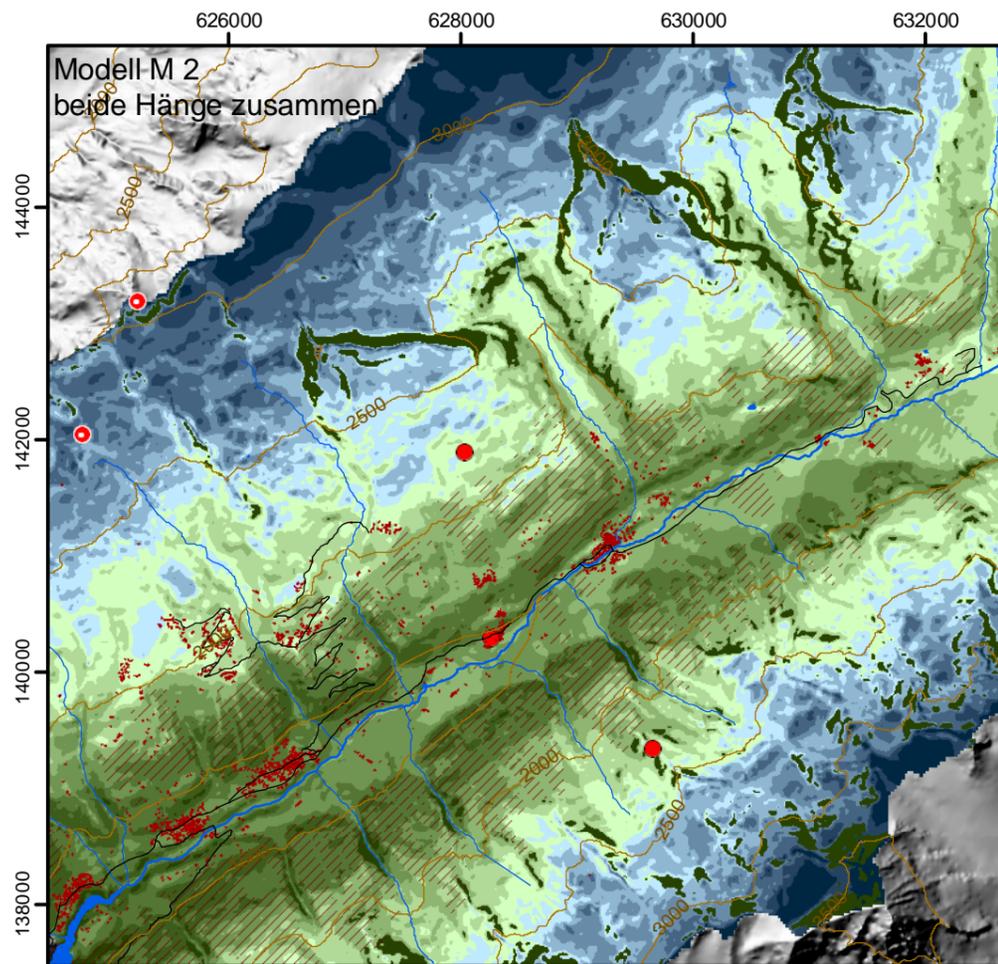
- 500 m Höhenlinie
- Straße
- Bach
- Fluss
- See
- Siedlung
- Wald
- GIUB-Klimastation
- SLF/SMA-Klimastation
- Schneetestfläche

SWE [mm]

- 0
- 1-200
- 201-400
- 401-600
- 601-800
- 801-1.000
- 1.001-1.200
- 1.201-1.400



Bearbeiterin: S. Schmidt (2007)
Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677)
Kartenprojektion: CH 1903

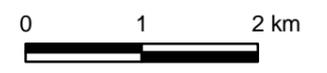


Ausaperung 2004

modelliert auf Basis
von terrestrischen Gegenhangphotos

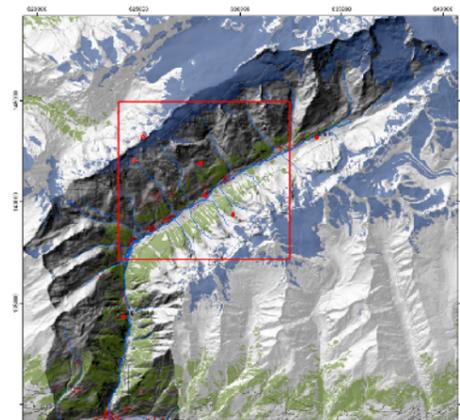
Legende

- 500 m Höhenlinie
- Straße
- Bach
- Fluss
- See
- Siedlung
- Wald
- GIUB-Klimastation
- SLF/SMA-Klimastation



Ausaperungstermin

- vor 16. Feb.
- 1. - 15. März
- 16. - 31. März
- 1. - 15. April
- 16. - 30. April
- 1. - 15. Mai
- 16. - 31. Mai
- 1. - 15. Juni
- 16. - 30. Juni
- 1. - 15. Juli
- 16. - 31. Juli
- 1. - 15. Aug.
- nach 16. Aug.



Bearbeiterin: S. Schmidt (2007)
Kartengrundlage: © 2007 swisstopo (JD072677)
Kartenprojektion: CH 1903