

# Die aktuelle Geomorphodynamik auf proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal

Hochaufgelöste Messung und Modellierung der Prozessdynamik hinsichtlich ihrer lokalen und temporalen Variabilität



JANA-MARIE DUSIK

DISSERTATION

LEHRSTUHL FÜR PHYSISCHE GEOGRAPHIE

2019



KATHOLISCHE UNIVERSITÄT  
EICHSTÄTT-INGOLSTADT





**Die aktuelle Geomorphodynamik auf proglazialen Moränen  
im Hinteren Kaunertal  
Hochaufgelöste Messung und Modellierung der  
Prozessdynamik hinsichtlich ihrer lokalen und temporalen  
Variabilität**

Dissertation im Fach Physische Geographie

vorgelegt von

**Jana-Marie Dusik**

geb. 18.07.1985 in Nürnberg

angefertigt am

**Lehrstuhl für Physische Geographie  
Mathematisch-Geographische Fakultät  
Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt**

Erstgutachter und Betreuer: Univ.-Prof. Dr. Michael Becht  
Zweitgutachter: PD Dr. Florian Haas

Abgabe der Arbeit: 15.05.2019



# Inhaltsverzeichnis

Abkürzungsverzeichnis	v
Abbildungsverzeichnis	xi
Tabellenverzeichnis	xiii
Kurzfassung	xix
Abstract	xxi
<b>I Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>1 Das Forschungsprojekt PROSA</b>	<b>7</b>
<b>2 Forschungsstand</b>	<b>9</b>
2.1 Das proglaziale System – Konzept und Definitionen . . . . .	9
2.2 Die Morphodynamik proglazialer Moränen . . . . .	11
2.2.1 Sedimenttransport auf proglazialen Moränenhängen . . . . .	13
2.2.2 Inter- und intrasubsystemare Prozesskopplung . . . . .	23
2.2.3 Saisonalität von Erosionsprozessen und klimawandelbedingte Verän- derungen . . . . .	25
<b>3 Hypothesen und Fragestellungen</b>	<b>29</b>
<b>4 Untersuchungskonzept</b>	<b>31</b>
<b>II Untersuchungsgebiet</b>	<b>33</b>
<b>5 Das Hintere Kaunertal</b>	<b>35</b>
5.1 Klima . . . . .	36
5.1.1 Der Klimawandel im Hinteren Kaunertal . . . . .	38
5.1.2 Extrema im Hinteren Kaunertal . . . . .	41
5.2 Hydrologie . . . . .	43
5.3 Die Gepatschferner Moränen . . . . .	44
5.3.1 Vergletscherung . . . . .	47
5.3.2 Permafrost und Toteisvorkommen . . . . .	49
5.3.3 Vegetation . . . . .	51

5.3.4	Geologie . . . . .	51
5.3.5	Geomorphologie . . . . .	54
5.4	Die Weißseeferner Moränen . . . . .	58
5.4.1	Vergletscherung . . . . .	61
5.4.2	Permafrost und Toteisvorkommen . . . . .	61
5.4.3	Vegetation . . . . .	62
5.4.4	Geologie . . . . .	63
5.4.5	Geomorphologie . . . . .	64
 <b>III Daten und Methoden</b>		 <b>67</b>
<b>6</b>	<b>LiDAR</b>	<b>69</b>
6.1	Aufnahme . . . . .	70
6.2	Datenbasis . . . . .	71
6.3	Georeferenzierung und Co-Registrierung . . . . .	77
6.4	Prozessierung . . . . .	77
6.5	DGM-Erstellung . . . . .	78
<b>7</b>	<b>DGM-basierte Analysemethoden</b>	<b>81</b>
7.1	DEM of Difference . . . . .	81
7.2	Level of Detection und Interpolationsfehler . . . . .	81
7.3	Hangzonierung . . . . .	83
7.4	Erosionsbilanzierung und Prozessanalyse . . . . .	84
7.4.1	Quantifizierung und Modellierung der fluvialen Erosion . . . . .	84
7.4.2	Erfassung und Quantifizierung von Massenbewegungen . . . . .	86
7.5	Hangmorphometrische Analysen . . . . .	87
<b>8</b>	<b>Klimadaten-Analyse</b>	<b>91</b>
8.1	Differenzierung von Niederschlagsphasen . . . . .	91
8.2	Frostwechsel . . . . .	92
8.3	Eis- und Frosttage . . . . .	92
8.4	Extremwertanalyse . . . . .	93
8.5	Intensitäts-Dauer-Beziehungen des Niederschlags . . . . .	96
 <b>IV Ergebnisse, Interpretation und Diskussion</b>		 <b>97</b>
<b>9</b>	<b>Quantifizierung der Erosionsdynamik</b>	<b>99</b>
9.1	Quantifizierung der Dynamik auf ALS-Datenbasis (2006 - 2014) . . . . .	99
9.1.1	Gepatschferner-Gebiet . . . . .	99
9.1.2	Weißseeferner-Gebiet . . . . .	107
9.2	Kurzfristige Quantifizierung . . . . .	110
9.2.1	Gepatschferner-Gebiet . . . . .	110
9.2.2	Weißseeferner-Gebiet . . . . .	129

9.3	Vergleich der Untersuchungsgebiete . . . . .	135
9.4	Vergleich von ALS- und TLS-Bilanzen . . . . .	138
<b>10</b>	<b>Räumliche Variabilität von Erosionsprozessen</b>	<b>141</b>
10.1	Prozessdifferenzierung und -quantifizierung . . . . .	141
10.1.1	Rutschungen . . . . .	141
10.1.2	Muren . . . . .	143
10.1.3	Fluviale Erosion . . . . .	149
10.1.3.1	Quantifizierung . . . . .	150
10.1.3.2	SCA-Modellierung . . . . .	151
10.2	Raum-zeitliche Veränderungen der Hangmorphometrie . . . . .	159
10.2.1	Laterale Variabilität . . . . .	159
10.2.2	Longitudinale Variabilität . . . . .	164
<b>11</b>	<b>Zeitliche Variabilität von Erosionsprozessen</b>	<b>169</b>
11.1	Extremereignisse und Erosionsprozesse . . . . .	169
11.2	Langanhaltende Niederschläge und Erosionsprozesse . . . . .	174
11.3	Saisonale Variabilität von Erosionsprozessen . . . . .	176
<b>V</b>	<b>Fazit</b>	<b>181</b>
	<b>Literatur</b>	<b>189</b>
	<b>Anhang</b>	<b>211</b>
<b>A</b>	<b>Appendix</b>	<b>211</b>
A.1	Quantifizierung . . . . .	211
A.2	Hangmorphometrie . . . . .	213
A.2.1	Sommer . . . . .	213
A.2.1.1	Planwölbung . . . . .	213
A.2.1.2	Profilwölbung . . . . .	215
A.2.1.3	Hangneigung . . . . .	217
A.2.1.4	Oberflächenrauigkeit . . . . .	219
A.2.2	Winter . . . . .	221
A.2.2.1	Planwölbung . . . . .	221
A.2.2.2	Profilwölbung . . . . .	223
A.2.2.3	Hangneigung . . . . .	225
A.2.2.4	Oberflächenrauigkeit . . . . .	227



## Abkürzungsverzeichnis

<b>ADF</b>	Augmented Dickey-Fuller
<b>ALS</b>	Airborne Laser Scanning
<b>BTS</b>	Basistemperatur der Winter-Schneedecke ( <i>engl.</i> Base Temperature of the winter Snowcover)
<b>DFG</b>	Deutsche Forschungsgemeinschaft
<b>DGM</b>	digitales Geländemodell
<b>DHM</b>	digitales Höhenmodell
<b>dGPS</b>	differential Global Positioning System
<b>DoD</b>	DEM of Difference
<b>ELA</b>	Gletschergleichgewichtslinie ( <i>engl.</i> Equilibrium Line Altitude)
<b>EU</b>	Eurasisches Zirkulationsmuster
<b>ERT</b>	Electric Resistivity Tomography
<b>ETRS89</b>	European Terrestrial Reference System 1989
<b>EZG</b>	Einzugsgebiet
<b>FWF</b>	Zentrale Einrichtung zur Förderung der Grundlagenforschung in Österreich
<b>FS</b>	Factor of Safety
<b>FTC</b>	Frostwechselzyklus ( <i>engl.</i> Freeze-Thaw-Cycle)
<b>GA</b>	Gepatschalm
<b>GP</b>	Generalized Pareto
<b>ICP</b>	iterative closest point
<b>I-D</b>	Intensitäts-Dauer-Beziehung ( <i>engl.</i> Intensity-Duration-Relationship)
<b>LIA</b>	kleine Eiszeit ( <i>engl.</i> Little Ice Age)
<b>LiDAR</b>	Light Detection And Ranging
<b>LoD</b>	Level Of Detection

<b>MAAT</b>	mittlere Jahrestemperatur ( <i>engl.</i> Mean Annual Air Temperature)
<b>MAPS</b>	mittlere Jahresniederschlagssummen ( <i>engl.</i> Mean Annual Precepitation Sums)
<b>m ü.M.</b>	Meter über dem Meerspiegel, ellipsoidische Höhe ( <i>engl.</i> m h.a.e. (meters of height above the ellipsoid))
<b>m ü. A.</b>	Meter über Adria, Referenzpunkt Triest
<b>MLE</b>	Maximum Likelihood Estimation
<b>MRL</b>	Mean Residual Life
<b>MFD</b>	Multiple Flow Direction
<b>NAO</b>	Nordatlantischen Oszillation
<b>NIR</b>	Near Infrared
<b>PIC</b>	Planwölbung ( <i>engl.</i> plan curvature)
<b>PrC</b>	Profilwölbung ( <i>engl.</i> profile curvature)
<b>POT</b>	Peaks Over Threshold
<b>PROSA</b>	„High-resolution measurement of morphodynamics in rapidly changing PROglacial Systems of the Alps“
<b>RMSE</b>	Root Mean Square Error
<b>RCM</b>	Regionales Klimamodell ( <i>engl.</i> Regional Climate Model)
<b>ROS</b>	Rain-On-Snow
<b>RST</b>	Rain-Snow-Threshold
<b>SA</b>	Stable Area
<b>SAGA</b>	<i>System for Automatic Geoscientific Analysis</i>
<b>SCA</b>	sediment contributing area
<b>SD</b>	standard deviation
<b>SfM</b>	structure from motion
<b>SY</b>	Sedimentaustrag ( <i>engl.</i> Sediment Yield)
<b>TC</b>	threshold choice
<b>TIWAG</b>	Tiroler Wasserkraft AG ( <i>engl.</i> Tyroloean Hydropower Incorporation)



---

<b>TLS</b>	Terrestrial Laser Scanning
<b>TOF</b>	Time Of Flight
<b>UF</b>	Untersuchungsfläche
<b>VRM</b>	Vector Ruggedness Measure
<b>VST</b>	virtuelle Sedimentfalle ( <i>engl.</i> Virtual Sediment Trap)
<b>WS</b>	Weißsee



## Abbildungsverzeichnis

1.1	Der Aufbau des Forschungsprojekts PROSA . . . . .	7
2.1	Sedimenterschöpfung mit der Zeit nach Entgletscherung . . . . .	11
4.1	Untersuchungskonzept der vorliegenden Arbeit . . . . .	31
5.1	Übersicht über das Untersuchungsgebiet . . . . .	35
5.2	Klimadiagramme nach Walter und Lieth . . . . .	37
5.3	Langjährige Temperatur- und Niederschlagskurven . . . . .	39
5.4	Saisonale Temperaturmittel . . . . .	40
5.5	Saisonale Niederschlagsmittel . . . . .	40
5.6	Tageszahl von meteorologischen Extrema pro Quartal . . . . .	42
5.7	Wiederkehrintervalle der Niederschlags- und Abflussextrema . . . . .	43
5.8	Saisonale Abflussganglinien der Fagge . . . . .	44
5.9	Übersicht über die UFs und Messpunkte im Gepatschferner-Gebiet . . . . .	45
5.10	Die UFs im Gepatschferner-Gebiet . . . . .	46
5.11	Gletscherstände im Gepatschferner-Gebiet 1850 - 2015 . . . . .	48
5.12	Modellierte BTS im Gepatschferner-Gebiet . . . . .	50
5.13	Vegetationskarte des Gepatschferner-Gebiets . . . . .	52
5.14	Geologische Karte des Gepatschferner-Gebiets . . . . .	53
5.15	Körnungslinien für Probennahmen auf UFs im Gepatschferner-Gebiet . . . . .	54
5.16	Geomorphologische Karte des Gepatschferner-Gebiets . . . . .	55
5.17	Übersicht über die UFs und Messpunkte im Weißseeferner-Gebiet . . . . .	58
5.18	Die UFs im Weißseeferner-Gebiet . . . . .	59
5.19	Gletscherstände im Weißseeferner-Gebiet 1850 - 2015 . . . . .	61
5.20	Modellierte BTS im Weißseeferner-Gebiet . . . . .	62
5.21	Vegetationskarte des Weißseeferner-Gebiets . . . . .	63
5.22	Geologische Karte des Weißseeferner-Gebiets . . . . .	64
5.23	Geomorphologische Karte des Weißseeferner-Gebiets . . . . .	65
6.1	Übersicht über die TLS-Aufnahmen der hier untersuchten UFs . . . . .	72
6.2	Workflow der TLS-Datenprozessierung . . . . .	78
6.3	Punktdichteverteilungen von Aufnahmen der verschiedenen TLS-Modelle . . . . .	79
7.1	Hangzonierung am Beispiel von UF 6 . . . . .	83
7.2	Schematische Darstellung des SCA-Modells und der Erfassung des fluvialen SY an VSTs . . . . .	85
8.1	MRL-Plot und POT-Statistik für extreme Niederschläge an der Station GA . . . . .	95

9.1	ALS-basiertes DoD 2006 - 2014 und ERT-Profil von UF 11 . . . . .	102
9.2	ALS-basierte 8-jährige DoDs von UF 1, 50 und 51 . . . . .	103
9.3	ALS-basierte 8-jährige DoDs von UF 3, 4-5 und 6 . . . . .	104
9.4	ALS-basierte 8-jährige DoDs von UF 53 und 54 . . . . .	106
9.5	ALS-basiertes DoD 2006 - 2014 und ERT-Profil von UF 19 . . . . .	108
9.6	ALS-basierte 8-jährige DoDs von UF 16 und 17-18 . . . . .	109
9.7	ALS-basierte Sommer-DoDs von UF 11 und 2 . . . . .	112
9.8	TLS-basierte Sommer-DoDs von UF 2 . . . . .	113
9.9	TLS-basierte Winter-DoDs von UF 2 . . . . .	114
9.10	ALS-basierte Sommer-DoDs von UF 1, 50 und 51 . . . . .	115
9.11	TLS-basierte Sommer-DoDs von UF 3 . . . . .	118
9.12	TLS-basierte Winter-DoDs von UF 3 . . . . .	119
9.13	Klimadiagramm für Sommer 2014 (Station GA) . . . . .	120
9.14	TLS-basierte Sommer-DoDs von UF 4-5 . . . . .	121
9.15	Klimadiagramm für Sommer 2012 (Station GA) . . . . .	122
9.16	TLS-basierte Winter-DoDs von UF 4-5 . . . . .	123
9.17	Klimadiagramm für Winter 2012/2013 (Station GA) . . . . .	124
9.18	TLS-basierte Sommer-DoDs von UF 6 . . . . .	125
9.19	TLS-basierte Winter-DoDs von UF 6 . . . . .	126
9.20	ALS-basierte Sommer-DoDs von UF 3, 4-5 und 6 . . . . .	127
9.21	ALS-basierte Sommer-DoDs von UF 53 und 54 . . . . .	128
9.22	ALS-basierte Sommer-DoDs von UF 19 . . . . .	130
9.23	Klimadiagramm für Sommer 2012 (Station WS) . . . . .	131
9.24	ALS-basierte Sommer-DoDs von UF 16 und UF 17-18 . . . . .	132
9.25	TLS-basierte DoDs von UF 17-18 . . . . .	133
9.26	Klimadiagramm für Winter 2014/2015 (Station WS) . . . . .	134
9.27	TLS-basierte DoDs von UF 16 . . . . .	135
9.28	Vergleich von ALS- und TLS-basierten Quantifizierungsgrößen . . . . .	138
10.1	Rutschung an UF 2 im Sommer 2013 . . . . .	143
10.2	Massenbewegungen an UF 6 im Winter 2012-2013 . . . . .	144
10.3	Prozessspezifische Erosionswerte durch Muren in Abhängigkeit von der Entfernung einer UF zum Gletscherrand . . . . .	145
10.4	Murgänge an UF 4-5 im Sommer 2014 . . . . .	146
10.5	Murgang an UF 16 im Sommer 2014 . . . . .	147
10.6	Murgänge an UF 17-18 im Winter 2014/2015 . . . . .	148
10.7	Quantifizierung des fluvialen Abtrags der Sommer-Zeitschnitte . . . . .	151
10.8	Quantifizierung des fluvialen Abtrags der Winter-Zeitschnitte . . . . .	151
10.9	Klimadiagramm für Winter 2011/2012 (Station GA) . . . . .	153
10.10	Boxplot der p- und R <sup>2</sup> -Werte von SCA-Modellen des Sommers 2014 . . . . .	154
10.11	Boxplot der p- und R <sup>2</sup> -Werte von SCA-Modellen des Winters 2014/2015 . . . . .	154
10.12	Klimadiagramm für Winter 2014/2015 (Station GA) . . . . .	155
10.13	Boxplots der Planwölbungswerte von Pre- und Post-Event-DGM für Winterzeitschnitte getrennt nach UF . . . . .	160

10.14	Boxplots der Planwölbungswerte von Pre- und Post-Event-DGM für Winterzeitschnitte getrennt nach UF . . . . .	161
10.15	Boxplots der untersuchten Parameter am Ende der Monitoringperiode Sommer 2014 zur Verdeutlichung der Morphometrieunterschiede mit der Zeit seit Entgletscherung . . . . .	167
11.1	Korrelationsmatrix von Meteo- und Erosionsgrößen . . . . .	170
11.2	Korrelationsmatrix von Meteo- und Erosionsgrößen getrennt nach Winter- und Sommerzeiträumen . . . . .	172
11.3	Eventniederschlags-I-D-Beziehungen und Schwellenwertfunktionen . . . . .	175
11.4	Saisonale Erosionsmuster . . . . .	177



## Tabellenverzeichnis

5.1	Schwellenwerte für meteorologische Extrema . . . . .	41
5.2	Morphometrie der Gepatschferner-UFs . . . . .	47
5.3	Naturräumliche Charakteristika der Gepatschferner-UFs . . . . .	57
5.4	Morphometrie der Weißseeferner-UFs . . . . .	60
5.5	Naturräumliche Charakteristika der Weißseeferner-UFs . . . . .	66
6.1	ALS-Datenbasis und Hintergrundinformation . . . . .	73
6.2	TLS-Modelleigenschaften . . . . .	73
6.3	Terrestrial Laser Scanning (TLS)-Datenbasis und Hintergrundinformation	74
7.1	Datengrundlage für das zweiseitige t-Test-Verfahren zur Analyse von Ver- änderungen der Hangmorphometrie . . . . .	88
9.1	Aufnahmezeitpunkte der untersuchten TLS-basierten DoDs . . . . .	100
9.2	Zusammenfassung der ALS-basierten DoDs des Zeitraums 2006 - 2014 . . .	101
9.3	Zusammenfassung der ALS-basierten DoDs des Zeitraums Sommer 2012 . .	111
9.4	Zusammenfassung der TLS-basierten Sommer-DoDs . . . . .	116
9.5	Zusammenfassung der TLS-basierten Winter-DoDs . . . . .	117
10.1	Quantifizierung von Massenbewegungen . . . . .	142
10.2	Statistik und Ergebnisse der SCA-Modellierung. Die Werte für Intercept, Slope, Range, p-Wert und $R^2$ geben den Median der Modellergebnisse wieder. . . . .	157
A.1	UF-spezifische LoDs der ALS-basierten Untersuchungszeiträume . . . . .	211
A.2	UF-spezifische LoDs der TLS-basierten Untersuchungszeiträume . . . . .	212
A.3	Mittlere Veränderungen der Planwölbung am Oberhang nach dem Sommer	213
A.4	Teststatistiken der sommerlichen Planwölbungsveränderungen am Oberhang	213
A.5	Mittlere Veränderungen der Planwölbung am Unterhang nach dem Sommer	214
A.6	Teststatistiken der sommerlichen Planwölbungsveränderungen am Unterhang	214
A.7	Mittlere Veränderungen der Profilwölbung am Oberhang nach dem Sommer	215
A.8	Teststatistiken der sommerlichen Profilwölbungsveränderungen am Oberhang	215
A.9	Mittlere Veränderungen der Profilwölbung am Unterhang nach dem Sommer	216
A.10	Teststatistiken der sommerlichen Profilwölbungsveränderungen am Unterhang	216
A.11	Mittlere Veränderungen der Hangneigung am Oberhang nach dem Sommer	217
A.12	Teststatistiken der sommerlichen Hangneigungsveränderungen am Oberhang	217
A.13	Mittlere Veränderungen der Hangneigung am Unterhang nach dem Sommer	218
A.14	Teststatistiken der sommerlichen Hangneigungsveränderungen am Unterhang	218

A.15	Mittlere Veränderungen der Oberflächenrauigkeit am Oberhang nach dem Sommer . . . . .	219
A.16	Teststatistiken der sommerlichen Rauigkeitssveränderungen am Oberhang .	219
A.17	Mittlere Veränderungen der Oberflächenrauigkeit am Unterhang nach dem Sommer . . . . .	220
A.18	Teststatistiken der sommerlichen Rauigkeitssveränderungen am Unterhang	220
A.19	Mittlere Veränderungen der Planwölbung am Oberhang nach dem Winter .	221
A.20	Teststatistiken der winterlichen Planwölbungsveränderungen am Oberhang	221
A.21	Mittlere Veränderungen der Planwölbung am Unterhang nach dem Winter	222
A.22	Teststatistiken der winterlichen Planwölbungsveränderungen am Unterhang	222
A.23	Mittlere Veränderungen der Profilwölbung am Oberhang nach dem Winter	223
A.24	Teststatistiken der winterlichen Profilwölbungsveränderungen am Oberhang	223
A.25	Mittlere Veränderungen der Profilwölbung am Unterhang nach dem Winter	224
A.26	Teststatistiken der winterlichen Profilwölbungsveränderungen am Unterhang	224
A.27	Mittlere Veränderungen der Hangneigungen am Oberhang nach dem Winter	225
A.28	Teststatistiken der winterlichen Hangneigungsveränderungen am Oberhang	225
A.29	Mittlere Veränderungen der Hangneigungen am Unterhang nach dem Winter	226
A.30	Teststatistiken der winterlichen Hangneigungsveränderungen am Unterhang	226
A.31	Mittlere Veränderungen der Oberflächenrauigkeit am Oberhang nach dem Winter . . . . .	227
A.32	Teststatistiken der winterlichen Rauigkeitsveränderungen am Oberhang . .	227
A.33	Mittlere Veränderungen der Oberflächenrauigkeit am Unterhang nach dem Winter . . . . .	228
A.34	Teststatistiken der winterlichen Rauigkeitsveränderungen am Unterhang . .	228



## Danksagung

Ich danke meinem Doktorvater Prof. Dr. Michael Becht dafür, dass er mir die Möglichkeit gegeben hat, diese Doktorarbeit zu schreiben, für die Betreuung und den professionellen Beistand, wann immer dieser gebraucht wurde. Außerdem bin ich Ihm sehr dankbar für sein großes Verständnis für sämtliche Verzögerungen bei der Fertigstellung dieser Arbeit.

Meinem Co-Betreuer und Teilprojektleiter PD Dr. Florian Haas danke ich für die gute kollegiale Zusammenarbeit und seine Unterstützung im Teilprojekt 1 des Forschungsprojekts PROSA, sowie viele wegweisende Ratschläge und wichtige Vorarbeiten für diese Arbeit.

Meinem Kollegen PD Dr. Tobias Heckmann möchte ich neben dem überaus guten kollegialen Verhältnis für die sehr bereitwillige Weitergabe seines Wissens danken. Seine fachliche Beratung und Diskussionen mit ihm haben mich stets gefordert und gefördert. Gerade sein Rat zu statistischen Belangen war jederzeit überaus wertvoll.

Sehr großer Dank gilt meinem Freund, Bürokollegen und Projektpartner Ludwig Hilger für viele lustige, frustrierende, müde, aufregende, stressige, freudige, traurige und immer wertvolle Stunden, die wir zusammen im Büro, im Gelände, auf Tagungen oder während privater Anlässe geteilt haben. Die Zusammenarbeit mit ihm war eine Bereicherung, sowohl auf fachlicher, als auch auf zwischenmenschlicher Ebene. Die Ergebnisse unendlicher vieler Diskussionen und kreativer Thinktanks mit ihm finden sich an einigen Stellen dieser Arbeit wieder.

Der gleiche Dank gilt meinen Kollegen am Lehrstuhl und der erweiterten Arbeitsgruppe, Dr. Kathrin Umstädter, Dr. Peter Fischer, Dr. Andreas Kaiser, Dr. Markus Schindewolf, Alena Huber, Paula Hilger, Manuel Stark und allen, die hier nicht namentlich erwähnt werden. Sie haben die Zeit am Lehrstuhl für Physische Geographie durch ihre Kollegialität und Freundschaft, gemeinsame Erlebnisse und gute Gespräche für mich zu einer sehr wertvollen gemacht, auf die ich immer mit Freude zurückblicken werde. Dazu gehört auch Dr. Fabian Neugirg, den ich gern gesondert erwähnen würde, da wir zusammen das M.Sc.-Studium in Eichstätt absolviert haben, zusammen als Hiwis im Forschungsprojekt PROSA angefangen haben und uns anfangs die Mitarbeiterstelle im Teilprojekt 1 geteilt haben. Dadurch hat auch er erheblich zu den Ergebnissen dieser Arbeit beigetragen.

Meinen Projekt-Kollegen Dr. David Morche, Dipl. Geograph Henning Baewert, Dr. Lucas Vehling, Dr. Martin Stocker-Waldhuber und Dr. Philipp Glira und allen anderen, die im Projekt mitgearbeitet haben, danke ich für die extrem gute Zusammenarbeit, ihre große Hilfsbereitschaft bei der Geländearbeit genauso wie beim Management der Daten und deren Auswertung, viele spaßige, erkenntnisreiche und aufregende Stunden im Gelände, das ein oder andere gemeinsam genossene Feierabendbierchen nach physisch und/oder mental anstrengenden Tagen und noch vieles mehr.

---

Ass.Prof. Dr. Matthias Leopold möchte ich neben seinem Crashkurs zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Permafrost-Fragestellungen dafür danken, dass er mir ein Mentor war und mich an eines meiner Lieblingsthemen herangeführt hat. Während unserer Zusammenarbeit, sei es im Gelände oder beim gemeinsamen Publizieren konnte ich unglaublich viel Lernen und immer große Motivation für die geomorphologische Forschung gewinnen.

In diesem Zuge möchte ich auch unseren Gastgebern vom Haus Karlspitze in Feichten danken. Josef Mark, der nach einem tragischen Unglück leider schon seit 11. September 2017 nicht mehr unter uns ist, seine Frau Barbara mit Familie haben es fast immer irgendwie geschafft uns noch ganz kurzfristig ein Dach über dem Kopf zu gewährleisten – selbst zu Kaunertal-Opening-Zeiten – und uns in den fünf Jahren Projektarbeit das Gefühl gegeben zur Familie zu gehören.

Meinen wahnsinnig fleißigen und wissbegierigen Hiwis Kerstin Schlobies, Philip Neugirg, Arnt Luthart, Florian Riehl, Sebastian Wiggerhauser, Philip Rumohr und Sarah Betz möchte ich natürlich in erster Linie für ihren Einsatz bei der oft nicht ganz ungefährlichen Geländearbeit und der nicht ganz so gefährlichen, aber ebenso anstrengenden Datenverarbeitung am Computer und im Labor danken. Sie haben sich außerdem ein großes Dankeschön dafür verdient, meine schlechte Laune ausgehalten zu haben, wenn mal wieder irgendwas nicht so funktioniert hat, wie es funktionieren sollte (ca. 60% aller Fälle) oder die eine oder andere kleinere oder größere Katastrophe passiert ist.

Meinen Freunden möchte ich für ihr großes Verständnis für das ein oder andere wochenlange Verschwinden in die Versenkung während der letzten Jahre und sämtliche Geomorphologen-Nerd-Talks in die ich sie, ohne es gemerkt zu haben, verwickelt habe, sowie manchmal dringend nötige Ablenkungen und zahlreiche Korrekturlesen-Angebote danken.

Meinem Partner Jochen Rabe danke ich für sein großes Interesse an meiner Arbeit und seinem noch größeren Interesse an deren Fertigstellung. Sein Antrieb und seine Unterstützung haben mir in der finalen Phase die nötige Motivation gegeben, nach Feierabend, an Wochenenden und im Urlaub an der Fertigstellung zu arbeiten.

Meiner Familie, insbesondere meinen Eltern, Friedericke und Reinhard Dusik, gilt der größte Dank. Sie haben mir immer die Freiheit gelassen, mich zu entfalten, mein Interesse an der Natur seitdem ich denken kann auf zahlreichen Reisen, Wanderungen und Bergtouren quer durch Europa gefördert und mich in der Verwirklichung meiner Träume und Pläne stets über die Maßen unterstützt. Ohne sie hätte ich diesen Weg nicht eingeschlagen.

## Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die beigefügte Dissertation mit dem Titel

*Die aktuelle Geomorphodynamik auf proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal – Hochaufgelöste Messung und Modellierung der Prozessdynamik hinsichtlich ihrer lokalen und temporalen Variabilität*

selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel genutzt habe. Insbesondere bestätige ich, dass ich sowohl bei wörtlich übernommenen Aussagen bzw. unverändert übernommenen Tabellen, Grafiken u. Ä. (Zitaten) als auch bei in eigenen Worten wiedergegebenen Aussagen bzw. von mir abgewandelten Tabellen, Grafiken u. Ä. anderer Autorinnen und Autoren (Paraphrasen) die Quelle angegeben habe. Ich erkläre hiermit weiterhin, dass die vorgelegte Arbeit zuvor nicht an einer Universität eingereicht wurde.

Eichstätt, den 15.05.2019

Jana-Marie Dusik



## Kurzfassung

Im Kontext des schnell voranschreitenden, klimatisch bedingten Wandels im Hochgebirge wird in dieser Arbeit die Geomorphodynamik auf proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal in den Österreichischen Zentralalpen untersucht. Die bis zu 90 °steilen und bis zu 200 m hohen Lateralmoränen des Gepatschferners und des Weißseeferners dienen als Untersuchungsflächen, um Veränderungen von geomorphologischen Prozessen in der Zeit seit Eisfreiwerdung und deren Saisonalität für Einzugsgebiete mit unterschiedlichen klimatischen, lithologischen, morphometrischen, hydrologischen und ökologischen Charakteristika festzustellen. Unter Verwendung von airborne und terrestrischem LiDAR-Daten wurden räumlich (1 m und 0.5 m Auflösung) und zeitlich (ALS: 2006, 2012 und 2014; TLS: 2011-2015) hochaufgelöste digitale Geländemodelle (DGMs) berechnet, um die formgebenden Mechanismen und deren Einflussfaktoren auf den proglazialen Lockermaterialhängen zu analysieren. Auf Basis der Geländemodelle werden die vorherrschenden Prozesse (Rutschungen, Murgänge und fluvialer Abtrag) (i) anhand von DEM of Differences (DoDs) quantifiziert und (ii) modelliert, (iii) mit der Auswertung von Profilanalysen differenziert und (iv) Veränderungen der morphometrischen Parameter Hangneigung, Rauigkeit und Krümmung festgestellt. Des Weiteren werden meteorologische Daten ausgewertet und mit den Ergebnissen der räumlichen Analysen korreliert, um die erosionsvorbereitenden und -auslösenden klimatischen Einflussfaktoren zu determinieren.



## Abstract

In the face of the ongoing unprecedented climatic change in high mountain areas and thereby evoked fast glacier recession, this thesis aims in analysing the geomorphodynamics on proglacial moraines in the Upper Kaunertal, Central Austrian Alps. The lateral moraines of Gepatschferner and Weißseeferner reach slopes of up to  $90^\circ$  and heights of up to 200 m. Slopes with diverse catchment characteristics, like climatic, lithological, morphometric, hydrological, and ecological factors are investigated in order to determine changes in geomorphic processes with the time since deglaciation and during the seasonal course. Spatially (1 m and 0.5 m resolution) and temporally (ALS: 2006, 2012 und 2014; TLS: 2011-2015) high-resolution airborne and terrestrial LiDAR data is used for the generation of DEMs as data basis for the investigation the dominant erosion processes (small landslides, debris flows and fluvial erosion), their driving mechanisms as well as influencing factors. Short- to midterm derived DEMs are used to (i) calculate DoDs to quantify and (ii) model sedimenttransport processes, (iii) differentiate processes by analysing DEM-based profiles of sequential timesteps and (iv) find seasonal changes of in the morphometry of proglacial slopes (surface roughness, slope, curvature). The results are furtheron correlated to precipitation and temperature data derivatives to determine climatic preparatory and triggering factors.





# Teil I

## Einleitung



---

*"How is it that, in the face of overwhelming scientific evidence, there are still some who would deny the dangers of climate change? Not surprisingly, the loudest voices are not scientific, and it is remarkable how many economists, lawyers, journalists and politicians set themselves up as experts on the science."*

Nicholas Stern 2009, *The Guardian*

Hochgebirge gehören zu den Landschaftszonen, die stark von den Folgen des Klimawandels betroffen sind. Sie stehen zu weiten Teilen unter dem Einfluss kryosphärischer Bedingungen – ihr Landschaftsbild ist von Gletschern und permafrostdurchsetzten Gipfeln geprägt, die durch ihre Abhängigkeit von Temperatur-, Niederschlags- und Strahlungsregimen extrem empfindlich auf Veränderungen reagieren (KNIGHT & HARRISON 2016) und starke Veränderungen bei Temperaturen um den Schmelzpunkt zeigen (HAEBERLI & BENISTON 1998). BEYLICH & WARBURTON (2007, S. 19,20) erklären:

„It is anticipated that climate change will have a major impact on the behaviour of Earth surface systems and that the most profound changes will occur in high-latitude and high-altitude environments.“

Der klimawandelbedingte Anstieg der mittleren Jahrestemperatur (MAAT) seit Beginn der Aufzeichnungen im späten 19. Jahrhundert in den Alpen ( $\sim 2^{\circ}\text{C}$ ) ist doppelt so hoch, wie jener der gesamten nördlichen Hemisphäre (GOBIET et al. 2014) und sogar dreimal so hoch wie das globale Mittel seit den 1980er Jahren (BENISTON 2005). Dies führt unter anderem zum Anstieg der Nullgradgrenze der mittleren Jahrestemperatur und somit zur Erhöhung der Untergrenze der Permafrostverbreitung, der Gletschergleichgewichtslinie (ELA) und einer Beschleunigung der Gletscherschmelze. Die alpinen Gletscher haben daher zwischen dem Ende der Kleinen Eiszeit (LIA) und dem Anfang des 21. Jahrhunderts über 60% ihres Volumens verloren (HAEBERLI et al. 2007). Dieser Trend setzt sich seitdem in verstärkter Weise fort und nimmt nie da gewesene Ausmaße an: So können für die Jahre 2001-2010 fast doppelt so hohe Massenverlusten verbucht werden, wie für den Zeitraum 1981-1990 (ZEMP et al. 2015).

Dem außergewöhnlich schnellen Voranschreiten des Klimawandels folgen landschaftliche Anpassungen an die veränderten klimatischen Bedingungen. Die Verbreitung eisbedeckter und von Permafrost beeinflusster Gebiete wird kleiner, während der proglaziale Raum einen flächenmäßigen Zuwachs erfährt. Durch die Entgletscherung wird ein neues Landschaftsbild erschaffen, das von Rundhöckern, stark übersteilten und sedimentbedeckten Hängen, Gletscherflüssen und neu entstehenden Seen geprägt ist (BECHT et al. 2003; FREY et al. 2010; HECKMANN et al. 2016; HUGGEL et al. 2004).

---

Entsprechend einer starken Vereinfachung des paraglazialen „exhaustion model“ nach BALLANTYNE (2002a) durchlaufen post-glaziale Landschaften direkt nach ihrer Eisfreierdung eine Phase sehr hoher Prozessdynamik. Diese nimmt mit dem Schwinden der erodierbaren Sedimente ab bis die Oberflächendynamik so gering ist, dass ein sukzessives Einwandern der Vegetation auf den ehemals hochdynamischen Oberflächen initialisiert wird und diese weiter stabilisiert.

Steile Felswände und sedimentäre Hänge werden durch die kittende Wirkung des Permafrosts und den Gegendruck des Gletschereises stabilisiert. Fehlen diese Komponenten kommt es einerseits durch *Debuitressing* zur Druckentlastung des Gebirgskörpers, andererseits werden dessen Oberflächen den atmosphärischen Bedingungen ausgesetzt und sind somit anfällig für physikalische Verwitterung und Erosion. Gravitative Massenbewegungen, wie u.a. Steinschlag, Rutschungen oder Bergstürze (FISCHER, L. et al. 2012; HAEBERLI & BENISTON 1998; KRAUTBLATTER et al. 2012), und das fluviale Aufarbeiten der verfügbaren Sedimente sind die Folge (HECKMANN et al. 2012).

In den Europäischen Alpen ist in den letzten Jahrzehnten eine signifikante Zunahme von klimawandelbedingten Felsstürzen ( $> 10^4 m^3$ ) beobachtbar. Außergewöhnlich große Häufungen von Felsstürzen kleinerer Magnituden ( $10^3 - 10^4 m^3$ ) werden mit besonders heißen Sommern in Verbindung gebracht, wie beispielsweise dem Hitzesommer 2003 (FISCHER, L. et al. 2012). Höhere Temperaturen fördern außerdem die Schmelzwasserproduktion, welche sich in immensen Abflussmengen in proglazialen Flüssen während der Ablationsperiode manifestiert und Hangunterschneidungen, sowie Flußbettverlagerungen zur Folge haben kann (BAEWERT & MORCHE 2014). Je höher der Abfluss, desto größer ist die Transportkapazität des Wassers. In Kombination mit der Schneeschmelze, extremen oder langandauernden Niederschlagsereignissen können diese Abflüsse außergewöhnliche Ausmaße annehmen und große Sedimentmassen transportieren (MARREN 2005; WARBURTON 1994).

Geomorphologisch wirksame Prozesse in alpinen Einzugsgebieten stehen in Wechselwirkung zueinander und werden durch das Kaskadensystem nach CHORLEY & KENNEDY (1971) beschrieben. Demnach werden Sedimente von einer Landform (Subsystem) durch die jeweils auftretenden Prozesse zu einer anderen transportiert oder können in Speicherformen zwischengelagert werden (HECKMANN & SCHWANGHART 2013; MESSENZEHL et al. 2014). Eine übliche Prozesskette im Hochgebirge hat ihren Ursprung in einer Felswand, aus welcher Material in Form von Steinschlag gelöst wird und auf einer Sturzhalde oder innerhalb eines Hangs wieder abgelagert wird. Von dort ausgehend wird das Sediment bei gegebener Kopplung durch fluviale und gravitative Prozesse weiter transportiert bis es letztendlich die Erosionsbasis erreicht und aus dem Einzugsgebiet herausgetragen wird (HAAS 2008; SCHROTT et al. 2003). Ob der Sedimenttransfer gelingt, ist von der Kopplung innerhalb eines Subsystems und der Subsysteme untereinander abhängig und an Prozessfrequenzen und -magnituden gebunden (HARVEY 2001; MESSENZEHL et al. 2014). Eine wichtige Rolle spielen hierbei (i) die ökologischen, geologischen und topographischen Begebenheiten, (ii) die Sedimentverfügbarkeit, (iii) Rückkopplungen von nacheinander oder gleichzeitig wirkenden Prozessen und (iv) die Art und Weise des Auftretens von meteorologischen Prozessen in ihrer vorbereitenden Funktion und als Auslösefaktoren (FRYIRS et al. 2007; HAAS 2008; HARVEY 2001; LANE et al. 2017).

---

Wasser gilt als einer der Hauptfaktoren für die Initiierung von Massentransporten (CROZIER 2010; HUGGEL et al. 2012), ob durch Überschreiten des hydrostatischen Drucks in Festgesteinsspalten- und Klüften oder durch Übersättigung von Sedimentpaketen und Verlust der Scherspannung. In Verbindung mit steilen Temperaturgradienten wie sie im Hochgebirge üblich sind (BENISTON 2005), stellen die Wechsel zwischen verschiedenen Aggregatzuständen des Wassers außerdem ein wichtiges Element der Disponibilität und Fähigkeit zur Mobilisierung von Sedimenten dar (HAAS 2008; SCHINDEWOLF et al. 2016).

Der Klimawandel hat Veränderungen im Auftreten von Niederschlägen und jahres-, wie tageszeitlichen Temperaturgradienten mit entsprechenden Auswirkungen auf die Dynamik geomorphologischer Prozesse zur Folge. Es existiert eine Vielzahl von Publikationen, die sich intensiv mit den meteorologischen Folgen des Klimawandels im gesamten Alpenraum auseinandersetzen (AUER & BÖHM 1994; AUER et al. 2007; BENISTON & JUNGO 2002; BENISTON 2005; BENISTON et al. 2007; BRUNETTI, M. T. et al. 2009; BRUNETTI, M. et al. 2006; GOBIET et al. 2014). Zu deren Erkenntnissen gehört neben dem früher genannten Anstieg der mittlere Jahrestemperatur (MAAT) u.a. eine Erhöhung der Herbst- und Winterniederschlagsmengen in den Nordalpen, welcher eine Abnahme im Südalpenraum gegenübersteht (BRUNETTI, M. T. et al. 2009). Doch die topographische Komplexität der Alpen lässt nur wenige allgemeine Aussagen über diese Änderungen und ihre Auswirkungen zu, da sich die klimatischen Bedingungen regional stark unterscheiden können (BENISTON 2003).

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Prozessdynamik auf proglazialen Seiten- und Ufermoränen im Hinteren Kaunertal. Auf Basis von räumlich und zeitlich hochaufgelösten Light Detection And Ranging (LiDAR) Daten, die Zeiträume zwischen wenigen Monaten und maximal 8 Jahren abdecken, werden (1) der Sedimentaustrag quantifiziert, (2) raum-zeitliche Unterschiede der vorherrschenden Prozesse analysiert, und (2) auf die Auswirkungen des Klimawandels auf das Prozessgeschehen über die Analyse diverser klimatischer Parameter eingegangen.



# 1 Das Forschungsprojekt PROSA

Die Forschungsarbeiten dieser Dissertation finden im Teilprojekt 1 des Forschungsprojekts „High-resolution measurement of morphodynamics in rapidly changing PROglacial Systems of the Alps“ (PROSA) statt. Dabei handelt es sich um ein interdisziplinäres Paketprojekt, das aus fünf Teilprojekten aufgebaut ist und von der Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem Zentrale Einrichtung zur Förderung der Grundlagenforschung in Österreich (FWF) gefördert wird.

Insgesamt sechs Forschungsinstitutionen aus Deutschland und Österreich arbeiten zusammen an dem Vorhaben ein holistisches Sedimentbudget für den proglazialen Raum des Hinteren Kautertals, Westliche Österreichische Zentralalpen, zu erstellen (Abb. 1.1). Die dort stattfindenden Prozesse werden von den Teilprojekten 1 - 4 auf Testflächen räumlich und zeitlich hochaufgelöst mit diversen In-situ- und Fernerkundungsmethoden gemessen und anschließend im Teilprojekt 5 über verschiedene Modellansätze regionalisiert.



Abb. 1.1: Der Aufbau des Forschungsprojekts PROSA

Im Teilprojekt 1 werden alle Themen abgedeckt, die an Lockergesteinshängen stattfinden. Hierzu gehören (i) Prozesse wie fluviale und gravitative Massentransporte und Permafrostkriechen, (ii) die Entwicklung sedimentärer Landschaftsformen seit dem Ende der kleinen Eiszeit (LIA), (iii) die Ermittlung der Mächtigkeit von Sedimentkörpern und (iv) die De-

tektion von Permafrost und Toteisvorkommen. Weitere Einblicke in die Forschungsarbeiten innerhalb des Teilprojekts geben die Fallstudien in HAAS et al. (2012), DUSIK et al. (2015), DUSIK et al. (2019a) und DUSIK et al. (2019b).



## 2 Forschungsstand

In den folgenden Unterkapiteln wird der Stand der Forschung zu den relevanten Themen dieser Arbeit dargelegt. Das erste Kapitel (Kap. 2.1) beschreibt und definiert den proglazialen Raum, während im zweiten Kapitel (Kap. 2.2) speziell auf den Forschungsgegenstand dieser Doktorarbeit eingegangen wird: Proglaziale Moränen und deren Dynamik mit den dort wirksamen Prozessen, deren Grundlagen und Einordnung in den bestehenden Wissensstand.

### 2.1 Das proglaziale System – Konzept und Definitionen

Von SLAYMAKER (2011) werden *proglaziale* Landschaften als "[...]located close to the ice front of a glacier, ice cap or ice sheet" (SLAYMAKER 2011, S. 85, nach PENCK & BRÜCKNER 1909) beschrieben. Diese Definition impliziert, dass sich der proglaziale und der *periglaziale* Raum überschneiden können. Periglaziale Landschaften werden durch ein hohes Maß an Frostprozessen und/oder Permafrostvorkommen definiert (FRENCH 2007). Sie gehören zu den kalt-klimatischen Regionen und haben vor allem im Hochgebirge nicht selten eine glaziale Vergangenheit. Häufig kann ein fließender Übergang von der vergletscherten Landschaft über die proglaziale Landschaft hin zur periglazialen Landschaft festgestellt werden (DUSIK et al. 2015). Beide Landschaftszonen ähneln sich dadurch teilweise in ihrer Prozessdynamik, die sich aus der ehemaligen Vergletscherung ergibt. Um diese Prozesse zu beschreiben, hat RYDER (1971) den Begriff *paraglazial* eingeführt, der später von CHURCH & RYDER (1972) als "non-glacial processes, conditioned by glaciation" definiert wird. Seither werden Bedeutung und Differenzierung der Begriffe proglazial, periglazial und paraglazial immer wieder kritisch diskutiert, wie es in zahlreichen Publikationen über diese Debatte zum Ausdruck kommt (vgl. EMBLETON-HAMANN 2004; SLAYMAKER 2009, 2011). Paraglaziale Prozesse modifizieren den proglazialen Raum. Ein Beispiel, welches das terminologische Problem verdeutlicht, sind fluviatile Transportprozesse über proglaziale Flüsse: Der stattfindende Prozess ist zwar nicht glazial, jedoch durch glaziales Schmelzwasser hervorgerufen und findet in direkter Nähe zum Gletscherterminus statt. Der Wirkungsort ist also per Definition der proglaziale Raum und der Prozess kann somit gleichzeitig den Begriffen paraglazial und proglazial zugeordnet werden. Paraglaziale Prozesse wurden während der letzten Jahrzehnte intensiv erforscht und viele einschlägige Theorien zu Charakteristika von proglazialen Elementen und zur Prozessdynamik im proglazialen Raum im Kontext der paraglazialen Geomorphologie publiziert (vgl. BALLANTYNE 1995, 2002a,b; BALLANTYNE & BENN 1994, 1996; COSSART et al. 2008; CURRY 1999; CURRY & BALLANTYNE 1999; CURRY et al. 2006, 2009; FITZSIMONS 1996; KELLERER-PIRKLBAUER et al. 2010; MCCOLL 2012; MERCIER et al. 2009). Da die Debatte um die Terminologie der beiden Begriffe in dieser Arbeit keine Rolle spielt und auch um Verwirrung zu vermeiden, wird in der nachfolgenden Arbeit ausschließlich auf den Term proglazial zurückgegriffen. Viele der behandelten Prozesse würden jedoch ebenso unter die Kategorie der paraglazialen Prozesse fallen.

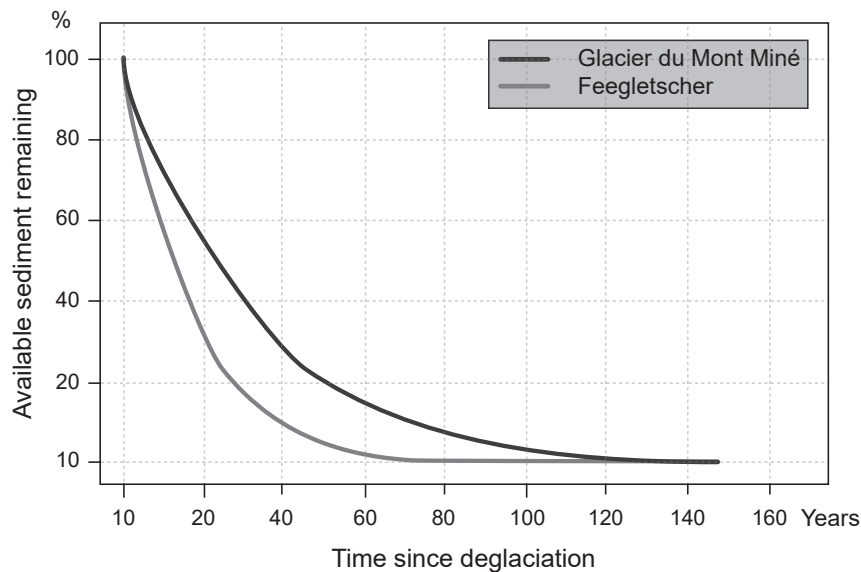
Der Fokus dieser Arbeit liegt auf proglazialen Systemen im Hochgebirge. Um genau zu sein, beschäftigt sie sich mit den steilen sedimentären Hängen (Seiten- und Ufermoränen) im proglazialen Raum des Hinteren Kaunertals. Im Zuge des Forschungsprojekts PROSA wurden präzise Außengrenzen benötigt, innerhalb derer die Budgetierung des Sedimentaustrags stattfindet. Demnach wird der proglaziale Raum als

*die Fläche, die seit dem dem Höchststand der kleinen Eiszeit (LIA) eisfrei geworden ist*

definiert (HECKMANN et al. 2012). Dabei stellen die End- und Seitenmoränen des letzten Vorstoßes der kleinen Eiszeit (LIA) die nach außen begrenzenden Elemente dar (CARRIVICK & HECKMANN 2017; SCHIEFER & GILBERT 2007).

Für den Bereich zwischen diesen Außengrenzen und der aktuell vergletscherten Fläche wird eine hohe Effizienz der Morphodynamik angenommen (COSSART & FORT 2008; LANE et al. 2017, und dort zitierte Quellen), dem in den letzten Jahren immer mehr Aufmerksamkeit in der Hochgebirgsforschung geschenkt wird (HECKMANN et al. 2016). Nicht zuletzt herrschen durch den außergewöhnlich schnellen Volumenverlust der Gletscher seit den 1980er Jahren (ZEMP et al. 2009) quasi natürliche Laborbedingungen und ermöglichen dadurch in einem relativ kurzen Zeitraum die Entwicklung des proglazialen Systems vom landschaftlichen Initialzustand direkt nach der Vereisung bis hin zur Stabilisierung zu erforschen (CARRIVICK & HECKMANN 2017; HECKMANN et al. 2016). Demnach werden proglaziale Systeme als transiente Systeme bezeichnet, in welchen das ökologische, sedimentäre und topographische Ungleichgewicht zwischen glazialen und non-glazialen Bedingungen ausgeglichen wird (CARRIVICK & HECKMANN 2017; LANE et al. 2017). Diese Phase wird von BALLANTYNE (2002b, S. 1937) als "paraglaziale Periode" bezeichnet, deren Dauer skalenabhängig ist. Es gilt: Je größer die räumliche Skale, desto mehr Zeit wird für die landschaftliche Anpassung in Anspruch genommen, und je länger eine Fläche frei von der Gletscherbedeckung ist, desto ineffektiver sind jene Anpassungsprozesse, die zum Ausgleich des Ungleichgewichts beitragen (CARRIVICK & HECKMANN 2017). Letzteres impliziert die Möglichkeit einer Raum-für-Zeit Substitution: Je weiter eine Oberfläche vom aktuellen Eisrand entfernt ist, desto stabiler ist sie (CURRY et al. 2006). Auf der Skale proglazialer Moränenhänge in den Alpen kann nach CURRY et al. (2006) davon ausgegangen werden, dass die Phase hoher Intensität nach ca. 50 Jahren ihr Maximum erreicht und der Gleichgewichtszustand nach 80-140 Jahren eintritt (Abb. 2.1).

Neben dem Einfluss der räumlichen Skale auf die Reaktionszeit des proglazialen Raums auf die Entgletscherung, stellen Klima, Hydrologie und die Komposition des Formenschatzes wichtige Steuermechanismen der Intensität geomorphologischer Prozesse dar (LANE et al. 2017; SLAYMAKER 2011). Non-glaziale Bedingungen liegen vor, sobald die topographischen Gegebenheiten durch zu geringe Reliefenergie keine hohe Prozessdynamik mehr zulassen, die glazialen Sedimentspeicher erschöpft sind (DELANEY et al. 2017) und verstärkte Sukzession für die Stabilisierung sedimentärer Oberflächen sorgt (EICHEL et al. 2013, 2016). In Abhängigkeit vom Interaktionsgrad (feedbacks) zwischen klimatischen Eigenschaften, Prozessdynamik, Vegetationbedeckung, sowie der Konnektivität innerhalb des betrachteten



**Abb. 2.1:** Sedimenterschöpfung mit der Zeit nach Entgletscherung am Beispiel der Entwicklung von Rensen und kleiner Schwemmkegel auf proglazialen Moränen von Feegletscher und Glacier du Mont Miné, verändert nach CURRY et al. (2006)

Gebiets kann die Dauer der paraglazialen Anpassungsphase regional stark variieren (SLAYMAKER 2011). Eine kürzlich veröffentlichte Studie zur proglazialen Erosion im Einzugsgebiet des Griesgletschers, CH, berichtet von in hohem Maße verstärkter Dynamik im ersten Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts: Die effektiven Erosionsraten des proglazialen Raums sind demnach 50 mal höher als jene des restlichen Einzugsgebiets (DELANEY et al. 2017). Diese Beobachtung geht konform mit der enormen Gletscherschmelze in diesem Zeitraum (ZEMP et al. 2015). In den letzten Jahren nach 2012 konnten die Autoren eine Erosionsratenreduktion feststellen, welche sie mit der Erschöpfung der verfügbaren Sedimentspeicher und beginnender Stabilisierung erklären. Jedoch ist es ihnen nicht möglich eine Aussage über die Dauer der paraglazialen Phase in ihrem Untersuchungsgebiet zu machen, was dem hohen Sensitivitätsgrad von Hochgebirgen auf den aktuellen Klimawandel geschuldet sein dürfte und ein weit verbreitetes Problem darstellt. Geomorphologische Anpassungen reagieren in nonlinearer Weise auf Störungen und veränderte Umweltbedingungen, was die Quantifizierung, die Vorhersage und damit die Modellierung von Prozessen erschwert (KNIGHT & HARRISON 2016; MICHELETTI et al. 2015).

## 2.2 Die Morphodynamik proglazialer Moränen

Sedimentäre Landformen in vergletschertem, alpinen Gelände entstehen in erster Linie durch Erosion an der Gletscherbasis und -talwänden. Vorstoßende Gletscher transportieren das erodierte Material und sind in der Lage Seitenmoränenwälle von mehreren hundert Metern Höhe aufzubauen. Während Phasen des Rückschmelzens werden diese sedimentären Flächen, in Form von Seiten-, Ufer- und Grundmoränen freigelegt und der fluvialen und

gravitativen Aufarbeitung ausgesetzt. Glaziale Ablagerungen besitzen eine heterogene Zusammensetzung von Sedimenten aus dem gesamten Spektrum der üblichen Korngrößen von sehr feinkörnigem Ton ( $\varnothing \leq 2\mu m$ ) bis hin zu großen Blöcken ( $\varnothing \geq 2m$ ). Extreme Steilheit, fehlende Vegetationsbedeckung und der Aufbau aus jenem heterogenen und unkonsolidierten Sediment sorgen für einen hohen Grad an Instabilität (CURRY et al. 2006, 2009). Somit sind optimale Grundvoraussetzungen für ein starkes morphodynamisches Potential und extrem effektive Massentransportraten auf proglazialen Sedimenthängen geschaffen. Magnitude und Frequenz der beteiligten Prozesse werden in erster Linie durch die klimatischen Gegebenheiten gesteuert (SCHIEFER & GILBERT 2007).

Der beschleunigte Klimawandel hat nicht nur den großen Massenverlust von Gletschern, und damit einhergehende landschaftliche Veränderung des glazialen und proglazialen Raums während einer sehr kurzen Zeitspanne zur Folge (HAEBERLI et al. 2015). Auch Veränderungen des Niederschlags, der Temperatur und durch sie gesteuerte meteorologische Phänomene (z.B. Zahl der Frostwechselprozesse, Schneebedeckung, Extremereignisse, etc.), welche auf Grund der orographischen Komplexität auf kleinem Raum stark variieren können, unterliegen einem Wandel (BENISTON 2005; BRUNETTI, M. et al. 2009; GOBIET et al. 2014; STOFFEL & HUGGEL 2012). MICHELETTI et al. (2015) heben hervor, dass es in der aktuellen Forschung an Korrelationen von Oberflächenveränderungen mit wichtigen Klimaparametern, wie den vorher genannten fehlt, diese aber notwendig sind um die kausalen Auswirkungen des Klimawandels auf die Hochgebirgsmorphodynamik zu ergründen und bestehende Annahmen zu verifizieren.

Die Mechanismen der Morphodynamik auf proglazialen Moränen im alpinen Raum sind noch weitgehend unbekannt (BAEWERT & MORCHE 2014; LANE et al. 2017). Frühere Arbeiten konzentrieren sich auf Untersuchungsgebiete in Norwegen (vgl. BALLANTYNE & BENN 1994; CURRY 1998, 1999) und Westkanada (vgl. HOLM et al. 2004), während das Thema mit Bezug auf den europäischen Alpenraum erst seit wenigen Jahren Behandlung findet. Die fluviale Aufarbeitung proglazialer Moränen wird von CURRY et al. (2006) intensiv erforscht. Wie die Autoren feststellen, fehlte es bis dato an einer "[...]wider representativeness[...]" (CURRY et al. 2006, S. 211) des Forschungsbereichs, und so weiteten sie ihre Studien auf die Schweizer Alpen aus. Dort fanden Untersuchungen zur Quantifizierung der Erosion und von räumlichen, wie zeitlichen Mustern der Prozessdynamik und deren Disposition auf proglazialen Moränenhängen statt (CURRY et al. 2006), auf welche später noch konkret eingegangen wird. HOLM et al. (2004) analysieren die postglaziale Morphodynamik in 19 Tributärtälern entlang des Lillooet River-Tales. Sie spezialisieren sich auf gravitative Prozesse im Festgestein und auf sedimentären Hängen und vergleichen deren Aktivität in Zonen mit unterschiedlicher Vergletscherungsvergangenheit. Deren Ergebnisse werden ebenfalls im folgenden Kap. 2.2.1 näher beleuchtet. Auf diesen (und anderen) Arbeiten aufbauend werden in den kommenden Unterabschnitten die tragenden Mechanismen der Moränenmodifikation vorgestellt und die post-glaziale Anpassung sedimentärer Hänge im Licht des Klimawandels näher betrachtet.

### 2.2.1 Sedimenttransport auf proglazialen Moränenhängen

Auf den proglazialen Seiten- und Ufermoränen im Hinteren Kaunertal sind die formgebenden Erosionsprozesse gravitativer oder fluvialer Natur oder bilden Mischformen aus beidem. Sie unterliegen diversen Kontroll- und Auslösefaktoren, die je nach Art und Ausprägung zu verschiedenen Prozessabläufen führen.

Fluviale Hangprozesse stellen eine wichtige Komponente des Prozessgeschehens dar. Im Vergleich zu den gravitativen Massentransporten und Murgängen wird vermutet, dass sie quantitativ jedoch nur wenig zur Erosion beitragen. Letztere dominieren das Prozessgeschehen auf den hier untersuchten Flächen und sind eine Folge des Hangversagens, welches eine Funktion der Hangneigung  $\alpha$  und der hangabwärts gerichteten Beschleunigung ist. Unter Hangversagen fallen die hier vorkommenden Prozesse (kleinskalige Rutschungen und Hangmuren) genauso, wie beispielsweise tiefgründige Massenbewegungen, Bergstürze oder Talmuren.

Niederschlags- aber auch Schmelzwasser (MALAMUD et al. 2004) durchfeuchten das Sedimentpaket und verändern dadurch die geotechnischen Parameter des Hangs. Die Hangstabilität wird durch das Verhältnis der Scherfestigkeit  $s$  zur Scherspannung  $\tau$  (auch *Factor of Safety* ( $FS$ ) genannt) einer Störungsfläche beschrieben und ist abhängig von der Kohäsion  $c$ , der Lagerungsdichte des Sediments  $\gamma$ , der Höhe des Sedimentpakets über der Störungsfläche  $z$ , deren Neigung  $\beta$ , dem Porenwasserdruck  $u$  und dem inneren Reibungswinkel  $\varphi$  und wird durch die Formeln

$$s = c + (\gamma \cdot z \cdot \cos^2\beta - u) \cdot \tan\varphi \quad (2.1)$$

und

$$\tau = \gamma \cdot z \cdot \sin\beta \cdot \cos\beta \quad (2.2)$$

beschrieben (CROZIER 2010; FRATTINI et al. 2009).  $FS = 1$  bedeutet, dass sich der Hang an der Grenze zur Instabilität befindet. Übersteigt die Scherspannung die Scherfestigkeit ( $FS < 1$ ) wird der Hang instabil. Dabei ändert sich der Zustand von stabil zu instabil nicht plötzlich, sondern unterliegt einem zeitlichen Übergang, in welchem vorbereitende Prozesse im Hang ablaufen (z.B. Verwitterung, statische Ermüdigung, Eisaustauen). Prozesse mit ausreichender Magnitude können auch bei noch großer Scherfestigkeit zum Überschreiten der kritischen Scherspannung führen, während umso kleinere Magnituden nötig sind, je länger vorbereitende Prozesse auf den Hang einwirken (HUGGEL et al. 2012).

Prozesssteuernde Parameter können in verschiedene Kategorien eingeteilt werden. MOSER & HOHENSINN (1983) unterscheiden interne sowie externe Trigger und indirekte Faktoren. Interne Trigger sind demnach Prozesse, die lokal auf das Prozessgeschehen Einfluss haben und unmittelbar auf die Sedimente einwirken (z. B. Niederschlag). Als externe Auslösefaktoren werden hingegen Prozesse bezeichnet, die an anderer Stelle wirken und durch ihr Auftreten eine Anpassung der Umgebung nach sich ziehen (z.B. seismische Aktivität, Hangunterschneidung). Indirekte Faktoren entsprechen dem Begriff der Grunddisposition und stellen die lokalen Charakteristika, wie topographische Eigenschaften, Lithologie

oder Vegetationsbedeckung dar. Sie entscheiden über die Anfälligkeit von bestimmten Oberflächen für Massenbewegungsprozesse. Andere Studien differenzieren die steuernden Mechanismen nach Grunddisposition, prozessvorbereitenden, auslösenden und bewegungssteuernden Faktoren (CROZIER 2010; GLADE, T. W. & CROZIER 2005). Nach CROSTA & FRATTINI (2003) ist die Grunddisposition eine statische Variable, welche räumliche Muster des Hangversagens indiziert, während die Auslösefaktoren dynamischer Art sind und die temporale Variabilität steuern. Die Klassifikationen überschneiden sich weitgehend und werden in dieser Arbeit als sich ergänzend angesehen.

HOLM et al. (2004) fanden u.a. heraus, dass die Dichte gravitativer Lockermaterialprozesse im proglazialen Raum (nach der in dieser Arbeit verwendeten Definition) wesentlich höher ist, als unmittelbar außerhalb der LIA-Gletscherumrisslinie. Als besonders anfällig gelten sedimentbedeckte Festgesteinshänge mit Hangneigungen zwischen  $30^\circ$  und  $40^\circ$  und Lockermaterialhänge aus mächtigen Sedimentpaketen glazialen und – weniger herausragend – nicht-glazialen Ursprungs. Fluviale Zerschneidung wird – neben glazialer Übersteilung – als ein Grund für die hohe Versagenswahrscheinlichkeit dieser Hänge angeführt (HOLM et al. 2004), was ein Indiz für die Kopplung von Hangprozessen und deren Interaktion darstellt. Auch CURRY et al. (2006) beschreibt Hangneigungen  $>30^\circ$  als besonders anfällig für eine hohe Prozessdynamik und stellt einen Zusammenhang zwischen der Entwicklung von Runsen und der Murgangsaktivität auf proglazialen Ufermoränen her. Die Ausprägung der prozessverantwortlichen Faktoren, sowie die Art und Weise ihres Zusammenspiels sind demnach ausschlaggebend für Form, Größe und Prozessart. Dabei ist der Umfang, in welchem die einzelnen Steuermechanismen zum Prozessgeschehen beitragen von Prozess zu Prozess verschieden. Aus diesem Grund werden die Prozesse im Folgenden getrennt voneinander behandelt.

### *Rutschungen*

Rutschungen kommen im Kontext dieser Arbeit in Form von flachgründigen flächenhaften Sedimentbewegungen mit meist kleinem Ausmaß vor. Sie zeichnen sich durch Mächtigkeiten von 0.3 bis zu 2 m aus und stellen einen stark formgebenden Prozess auf den jüngst exponierten Moränenhängen im Bereich des Gletscherterminus und den stark übersteilten Oberhangbereichen hoher Seitenmoränen dar. Der bestehenden Literatur nach können vor allem Hangneigungen von  $35^\circ$  bis  $50^\circ$  als rutschungsanfällig angesehen werden (CROSTA & FRATTINI 2003), was Moränenhänge und Gerinneseitenwände für den Prozess prädestiniert. Sie fungieren als wichtige Sedimentquelle im Hochgebirge und sind weitgehend verantwortlich für Feedback-Mechanismen im Prozess-Respon-System der Hang-Gerinne-Kopplung, da sie die Sedimentkonnektivität zwischen dem Hang und seiner Erosionsbasis steuern und sich aus ihnen neue Prozesse entwickeln können (v.a. Muren) (CROSTA & FRATTINI 2003; SCHUERCH et al. 2006). Zu ihren Auslösefaktoren gehört in erster Linie der Niederschlag (CROZIER 2010; EVANS, S. G. & CLAGUE 1994).

Für flachgründige Rutschungen spielt die Niederschlagsdauer vor einem Event eine wichtige Rolle (FRATTINI et al. 2009). Um den Prozess in Gang zu setzen, sind während Trockenphasen ca. dreimal so lange Niederschlagsintervalle nötig wie während feucht-meteorologischer

Verhältnisse (TERLIEN 1998). Starkniederschlagsereignisse schmälern jedoch die Bedeutung der Niederschlagsdauer. FRATTINI et al. (2009) berichten von zwei Events, die dies veranschaulichen: Während eines kurzen Events mit sehr hoher Intensität (100 mm in weniger als 2 h) nach zwei Monaten mit schwachen Niederschlagsintensitäten (insg. 50 mm) wurden 1997 auf 40 km<sup>2</sup> ihres Untersuchungsgebiets im Osten des Comer Sees (I), 147 Rutschungen ausgelöst (vgl. auch CROSTA & FRATTINI 2003); 2002 hingegen triggerten langanhaltende Niederschläge von kleiner Intensität (max. 170 mm d<sup>-1</sup>) 22 Rutschungen, verteilt auf eine Fläche von 180 km<sup>2</sup>.

Um Rutschungen auszulösen, muss die Infiltrationsrate größer sein, als die drainierte Wassermenge. Bei schon vorhandenem hohem Wassergehalt des Sedimentpakets sind dementsprechend geringere Niederschlagsintensitäten und -mengen notwendig, um den Prozess zu initiieren, als bei trockenen Verhältnissen (CROZIER 2010). In Hochgebirgsregionen wird für viele Klimawandelszenarien eine Zunahme der Niederschlagsintensitäten vorausgesagt (IPCC 2007). Dies führt zu der Annahme, dass es damit zu einer Häufung von Prozessen des Hangversagens kommt. Allerdings ist ein wichtiger begrenzender Faktor die Infiltrationskapazität des Untergrunds, welche darüber bestimmt, wie viel Wasser tatsächlich aufgenommen werden kann und wie viel als Oberflächenabfluss abgeleitet wird (CROZIER 2010). Sie ist abhängig von der Vegetationsbedeckung, der Evapotranspiration, vom Skelettanteil und diversen anderen Bodeneigenschaften, wie z.B. der Lagerungsdichte, der hydraulischen Konduktivität und deren Veränderungen mit der Zeit (CROZIER 2010; HORTON 1940; SCHUMM & LUSBY 1963).

Niederschlagsschwellenwerte sind ein häufig genutztes Maß im Zusammenhang mit dem Auftreten von Massenbewegungen. FRATTINI et al. (2009) stellen eine Beziehung zwischen Niederschlagsintensitäten, -dauer, sowie deren Wiederkehrintervallen und der Auslösung flachgründiger Rutschungen in den Italienischen Südalpen auf Basis von physikalischer und statistischer Modellierung her. Im Gegensatz zu vielen anderen Studien (vgl. SALCIARINI et al. 2006) zur Bestimmung von rutschungsauslösenden Niederschlagsschwellenwerten schließen sie die Bodenfeuchteverhältnisse vor und zum Ereigniszeitpunkt in ihre Untersuchungen ein. Ein Vergleich der aus beiden Methoden resultierenden Schwellenwerte ergibt eine gute Übereinstimmung für sehr kurze Niederschlagsdauern <3 h, was dafür spricht, dass kurze Starkregenereignisse mehr Einfluss auf Rutschungsauslösungen in ihrem Untersuchungsgebiet haben, als langanhaltende Niederschläge. Ihre Ergebnisse stehen im Einklang mit jenen empirischer Daten aus der bestehenden Literatur für Niederschlagsdauern unter 50 h und einer Versagenswahrscheinlichkeit von 50 % (FRATTINI et al. 2009).

Proglaziale Moränen enthalten nicht selten Toteis, das häufig von einer Sedimentschicht bedeckt und temperaturempfindlich ist. In Abhängigkeit von der Mächtigkeit der überlagernden Sedimentbedeckung wird das Eis konserviert oder unterliegt Schmelzprozessen. Bei geringer Bedeckung haben atmosphärische Einflüsse leichten Zugang und Temperaturen über dem Gefrierpunkt, sowie solare Strahlung sorgen für ein rasches Erwärmen des Eiskerns. Massives Eis ist wasserundurchlässig und fungiert daher als wasserstauende Schicht. Diese Eigenschaft macht die Grenze zwischen dem Sedimentpaket und dem darunter liegendem Toteis zu einer optimalen Scherfläche (HAEBERLI et al. 2015). Nach MATTSON & GARDNER (1991) sind eishaltige proglaziale Moränen, in direkter Nähe zum Gletscherrand

hochgradig instabil und durch Niederschlagsereignisse und Toteisablation extrem anfällig für Massenverlagerungsprozesse. Translationsrutschungen, die auf dem Toteis abgleiten, gehören in diesem Bereich zu den häufigsten Phänomenen (KJAER & KRUGER 2001).

Im Kontext von Klimawandelanpassungen im Hochgebirge untersuchen HUGGEL et al. (2012) Veränderungen in Magnitude und Frequenz von Rutschungen anhand mehrerer Studien in den vergangenen Jahren. Sie folgern, dass der Temperaturanstieg zu einer höheren Wahrscheinlichkeit für Selbstaumlösungen des Prozesses führt, d.h. ohne die Beteiligung externer Auslösefaktoren und zusätzlichem Niederschlagswasser, indem er sowohl zu Veränderungen der Schmelzbedingungen von Schnee, wie auch von Permafrost und Toteis führt.

### *Hangmuren*

Hangmuren stellen die dominante Prozessart der Aufarbeitung von steilen Moränenhängen dar (BALLANTYNE 2002b, und dort zitierte Quellen). Sie werden nicht selten durch Rutschungen initiiert und entwickeln sich aus ihnen heraus (u.a. CAINE 1980; OOSTWOUD WIJDENES & ERGENZINGER 1998; REID et al. 1997). VARNES (1978) beschreibt den Prozess als schnell fließendes Gemisch von Wasser, Luft und Sedimenten, welches sich an der Tiefenlinie von Hanggerinnen als Transportweg orientiert (CURRY et al. 2006). Aufgrund der hohen und heterogenen Sedimentfracht sind Murgänge im Stande ein großes energetisches Potential zu entwickeln (OOSTWOUD WIJDENES & ERGENZINGER 1998) und damit Hanggerinne zu verlegen und zu modifizieren. Ihr Ausgangsmaterial stammt aus sedimentverfüllten Gerinnetiefenlinien, das vom Oberflächenabfluss aufgenommen wird und sich darin konzentriert. Die Korngrößenzusammensetzung des in der Wasser-Sediment-Matrix enthaltenen Materials hat durch Partikelkollisionen Auswirkungen auf die Dynamik, das energetische Potential und damit die Magnitude des Prozesses (LYU et al. 2017). Auf ihrem Transportweg bilden Muren charakteristische Levées aus, die im Gelände als parallel angeordnete lineare Wallstrukturen senkrecht zum Hang erkennbar sind und sich häufig gegenseitig kreuzen und überschneiden (BALLANTYNE 2002b). Je nach Magnitude kommt der Prozess in flacheren Hangbereichen zum Erliegen und schüttet einen Fächer aus feinkörnigerem Material (Ton bis Kies und größer) auf oder transportiert Sedimente teilweise, falls vorhanden bis zum Vorfluter.

Starkregenereignisse, eine schnelle Schneeschmelze und Grundwasserzustrom entlang wasserstauer Schichten sind die häufigsten Ursachen für die Auslösung des Prozesses (REID et al. 1997; WIECZOREK & GLADE, T. 2005). Jedoch ist die Auslösung nicht nur von hydroklimatischen Parametern abhängig, sondern auch von bestimmten Geländeeigenschaften. Je steiler das Gelände und je kleiner das zu entwässernde Gebiet, umso größer ist das Verhältnis der Geschiebefracht zur Schwebfracht des generierten Abflusses und damit die Wahrscheinlichkeit für Muraumlösungen (BENNETT 2013). Die Permeabilität des Untergrunds wird durch die Zusammensetzung der reliefbildenden Sedimente vorgegeben und stellt eine weitere wichtige Einflussvariable dar: Eine heterogene Mischung aus grobem und feinem Material gilt als optimale Voraussetzung, damit Wasser in das Material infiltrieren kann, dies aber nicht zu schnell passiert (COSTA 1984; HAGG & BECHT 2000).



Lockermaterialhänge glazialen Ursprungs mit Hangneigungsgradienten zwischen  $27^\circ$  und  $38^\circ$  (ZIMMERMANN & HAEBERLI 1992) bieten die geeignete Grunddisposition.

Bei adäquater Grunddisposition ist also der begrenzende Faktor die Verfügbarkeit der Prozesskomponenten Wasser und Sediment. Daraus ergibt sich eine zweigeteilte Klassifikation der Bedingungen für das Auftreten von Muren:

1. Steile Hänge, die aus einem mächtigen Sedimentpaket aufgebaut sind und deren Oberhang stark zerrunzt ist, sind prädestiniert für *transport-limitierte Muren*. Ihre Auslösung ist in erster Linie von der Verfügbarkeit ihres Transportmediums, dem Wasser abhängig, da davon ausgegangen werden kann, dass transportfähiges Material verfügbar ist.
2. *Material-limitierte Muren* hingegen entstehen in Hangbereichen mit weniger mächtigen Sedimentbedeckungen, die sich durch höhere Stabilität und geringere Prozessfrequenz auszeichnen. Ihre Auslösung ist stark von der Produktion neuen, erodierbaren Materials abhängig, welche je nach Untergrundbeschaffenheit einige Zeit in Anspruch nimmt

(BOVIS & JAKOB 1999, nach CARSON & KIRKBY 1972). Dementsprechend schreiben einige Studien der Materialverfügbarkeit eine größere Bedeutung als bestimmten Niederschlagsverhältnissen in Magnitude-Frequenz-Beziehungen von Murgängen zu. HAGG & BECHT (2000) stellen fest, dass der Verwitterungsgrad des anstehenden Gesteins, welcher die Materialzusammensetzung mitbestimmt, stärker zur Prozessauslösung beiträgt als jährliche Niederschlagsmittel. JOMELLI et al. (2007) bestätigen dies für die Französischen Alpen, wo die Autoren große regionale Unterschiede von murauslösenden, hydroklimatischen Parametern feststellen konnte.

BOVIS & JAKOB (1999) stellen eine Beziehung zwischen der mittleren Prozessfrequenz und -magnitude für jeweils transport- und materiallimitierte Bereiche her: Auf Hängen mit begrenzter Sedimentverfügbarkeit werden  $280 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$  durch Muren mobilisiert, während auf transport-limitierten Hängen mit  $2000 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$  ca. die 7-fache Menge an Sediment durch Murgänge transportiert wird. Auf proglazialen Seitenmoränen im Jostedal (N) kommen Murgänge laut BALLANTYNE & BENN (1994) in jährlicher Frequenz vor und auch hier sind sie unabhängig von hydroklimatischen Extrema (BALLANTYNE 2002b).

Für Murgangsauslösungen sind dennoch kritische Niederschlagswerte von Belang. Schon von CAINE (1980, und dort genannte Quellen) wurde festgestellt, dass diese Schwellenwerte nicht durch eine Variable allein dargestellt werden können, da es nicht die Niederschlagsmenge an sich ist, welche zum Hangversagen führt, sondern der Anteil des Niederschlags, der in das Material infiltrieren kann (GUZZETTI et al. 2008). Da diese Variable jedoch in den meisten Fällen unbekannt und schwer messbar ist, stellt die antizidente Niederschlagsdauer ein wichtiges Indiz für das Auslöseverhalten von flachgründigen Rutschungen und Muren dar. Aus diesem Grund sind Intensitäts-Dauer-Beziehungen des Niederschlags aufgestellt worden, deren Ergebnisse erstmals von CAINE (1980) zusammengetragen wurden. Seine empirische Datenbasis enthält 73 weltweite Schätzungen dieser Beziehungen. Wie vom Autor selbst festgestellt wurde, ist diese zwar unvollständig und birgt einige Unsicherheiten,

doch erzielt er gute Ergebnisse für Niederschlagsdauern zwischen 10 Minuten und 10 Tagen. Seine Schätzungen resultieren in der Gleichung

$$I = 14.82D^{-0.39} \quad (2.3)$$

,wobei I für Intensität und D für Dauer stehen. GUZZETTI et al. (2008) erweitern diese Datenbasis auf 2626 Schätzungen. Sie bedienen sich ebenfalls vorhandener Schätzungen aus der Literatur (vgl. <http://rainfallthresholds.irpi.cnr.it>) und erstellen Beziehungen getrennt nach verschiedenen Klimaten und Arten des Hangversagens. Ihre wichtigsten Ergebnisse beinhalten zum einen, dass es weniger starke Intensitäten zum Auslösen des Prozesses braucht, als bisher angenommen, dass aber andererseits die mittlere Intensität mehr Einfluss auf das Auslöseverhalten besitzt, als die Niederschlagsdauer. Dies spiegelt sich in einem kleineren Skalierungsexponenten als bei CAINE (1980) wieder. Für Hochgebirgsregionen speziell kommen sie zu dem Schluss, dass bei  $D > 80\text{h}$  sehr viel geringere Intensitäten ausreichen, um den Prozess in Gang zu setzen, als für kürzere Dauern und dass die Dauer generell von größerer Bedeutung ist, als die Intensität (GUZZETTI et al. 2008).

#### *Lawinen und nivale Prozesse*

Die Schneebedeckung nimmt auf Grund ihrer thermischen Sensitivität unterschiedliche Rollen in der Prozesskette ein. So kann sie selbst Gegenstand von Prozessen sein und Prozesse der Sedimentbedeckung vorbereiten und auslösen, aber auch hemmen.

Der Sedimentabtrag auf proglazialen Moränen durch die Beteiligung von Schnee beschränkt sich weitestgehend auf die Ablationsperiode, die mit der Schmelze durch den Temperaturanstieg und die zunehmend stärkere Solarstrahlung im Frühjahr einsetzt (WETZEL 1992).

Schneerutsche und -schurf sind ein wichtiger Bestandteil des Prozessgeschehens im steilen Oberhang. Insofern sich dort auf Grund der extremen Steilheit eine Schneedecke aufbauen kann, kommt es auch ohne Schmelzbedingungen und Wasserbeteiligung zur Selbstausslösung dieser Prozesse durch gravitative Kräfte (vgl. HÜBL et al. 2011). Die Denudation durch Bewegungen der Schneedecke besitzt die Eigenschaft raue Oberflächen zu glätten (HECKMANN 2006a) und somit schwach ausgeprägte, lineare Strukturen zu eliminieren. Deren Bedeutung für den Sedimentabtrag auf proglazialen Moränen ist aber bisher kaum erfasst worden. Studien zum Abtrag durch kleine Lawinen, Schneerutsche und -schurf sind für vegetationsbedeckte Flächen in den Alpen zahlreich vorhanden. Die dabei verursachte flachgründige Erosionsform wird *Blaike* oder *Plaike* genannt und wird in ökologischen, forst- und weidewirtschaftlichen Kontexten intensiv untersucht (u.a. LAATSCH 1974; STOCKER 1985; WIEGAND & GEITNER 2012, und dort zitierte Quellen). Es wird jedoch davon ausgegangen, dass die Bewegungen der Schneedecke die Blaikenbildung zwar vorbereiten, die eigentliche Erosionsarbeit aber durch hangaquatische Prozesse übernommen wird. Zur Formung von vegetationsfreien sedimentären Hängen durch Bewegungen der Schneedecke

gibt es in der bisherigen Literatur nur wenige Beispiele, und falls doch, fehlen detaillierte Angaben.

Rutschungen an Moränenhängen hingegen stellen neben dem Kollaps von Runsen und Frostprozessen den Hauptanteil des Abtrags im Oberhang dar. NEUGIRG et al. (2016) und SCHINDEWOLF et al. (2016) führen u.a. TLS und Spühlversuche durch um anhand der daraus gewonnenen Daten Bodenerosionsmodellierungen mit dem Modell „Erosion 3D“ (vgl. SCHMIDT 1996) in verschiedenen Untersuchungsgebieten unterschiedlicher Klimate und lithologischer Verhältnisse durchzuführen. Die Ergebnisse ihrer Untersuchungen an der Melcherreißer im Lainbachtal (D) zeigen im Winter eine ausgeprägtere Morphodynamik, als während der Sommermonate (Netto-Erosion Sommer:  $6.3 \text{ m}^3$ , Winter:  $32.9 \text{ m}^3$ ). Diese werden durch nivale Prozesse, die genannten Massenbewegungen und Spühlprozesse vorbereitet und verursacht. Dabei wird aber nicht nur ein Vielfaches an Sedimentvolumen erodiert – ein Großteil des mobilisierten Materials wird in hanginternen Zwischenspeichern wieder abgelagert und verlässt das System nicht (SCHINDEWOLF et al. 2016).

Lawinen sind ein durchaus üblicher Prozess auf Moränenhängen (CURRY et al. 2006) und extrem effektiver Erosionsagent, gerade auf sedimentären Hängen oberhalb der Baumgrenze, die über geeignete Hangneigungen und geringe Vegetationsbedeckung verfügen (HECKMANN 2006a; LUCKMAN 1978). Auf den hier behandelten proglazialen Moränenhängen transportieren die sehr klein ausfallenden Exemplare jedoch nur wenig Sediment, da sie mit großer Wahrscheinlichkeit bis ins späte Frühjahr hinein die noch vorhandene Schneedecke im flacheren Unterhang überfließen (vgl. BALLANTYNE 2002b). Grundlawinen, wie sie beispielsweise von BECHT (1995) und HECKMANN (2006a) beschrieben werden, sind auf den vergleichsweise kurzen und oft zu steilen Moränenhängen nicht existent. Definitionsgemäß reißen Lawinen im Bereich von Hangneigungen zwischen  $28^\circ$  und  $55^\circ$  an (HÜBL et al. 2011). Darüber ist, wie schon erwähnt, aufgrund der Steilheit des Reliefs im Oberhang der Aufbau einer konstanten Schneedecke von mehreren Dezimetern Mächtigkeit durch frequente Selbstentladungen (s.o.) erschwert und die Ansammlung von großen Schneemasen, die für die Lawinenbildung nötig wären, wird verhindert (HÜBL et al. 2011). Der potentielle Prozessraum verkürzt sich durch die Einschränkung des Hangneigungsbereichs stark, weshalb die Laufweiten der Schneebewegungen gering ausfallen und es fraglich ist, ob der Prozess die Geschwindigkeit von  $>1 \text{ m s}^{-1}$  überschreiten kann (vgl. BOZHINSKIY & LOSEV 1998; HECKMANN 2006b).

Die größte erosive Wirkung bekommt Schnee beim Zusammenspiel von Schmelzprozessen und Niederschlag. Regen, der auf eine bestehende Schneedecke fällt, führt durch den Energieeintrag zu beschleunigter Schmelze und kann große Abflussmengen produzieren. LANA-RENAULT et al. (2011) konnten feststellen, dass in den Zentralen Pyrenäen während der Ablationsperiode von 2 - 2.5 Monaten 50% der jährlichen Abflusssumme produziert wird, gleichzeitig fällt aber nur 10 - 13% des Jahresniederschlags. Der Hauptanteil des in dieser Phase generierten Abflusses ist demnach auf die Schneeschmelze zurückzuführen. Dadurch ausgelöste Vorgänge werden im Englischen als *Rain-On-Snow (ROS)* bezeichnet (BENISTON & STOFFEL 2016). Schon das kontinuierlich, langsame Abtauen der Schneebedeckung bei ansteigenden Temperaturen begünstigt die Infiltration von Schmelzwasser in den Boden und sorgt damit für einen hohen Porenwasseranteil der permeablen Sedimentschichten.

Wasserstauende Schichten an der Verwitterungsdeckenbasis fungieren als Scherfläche, deren Funktionalität durch die Bildung eines Wasserfilms an ihrer Oberfläche noch begünstigt wird. Die zusätzliche Massenzunahme des Schneepakets in Folge der Durchfeuchtung setzt dessen Scherspannung herab. Zusätzliche Niederschläge in flüssiger Form sorgen für eine rasche Übersättigung und Überschreiten des FS.

WETZEL (1992) stellt ebenfalls im Lainbachtal besonders hohe Feststofffrachten (zwei Magnituden größer, als der vergleichbare Wert des Vorjahres) nach einer Phase der Schneeschmelze und hinzukommende Niederschlagssummen von 80 mm im Spätwinter 1990 fest. Die dabei wirksamen Prozesse beschreibt er als gravitatives, weichplastisches Fließen aus einem Gemisch von Schnee, Wasser und Sedimenten des gesamten lokalen Korngrößenvorkommens.

Schon in der frühen Ablationsphase kommt es zum Transport von Lösungsfrachten im Schmelzwasser. Mit Abnahme der Schneebedeckung nehmen die Feststofffrachten zu (LANARENAULT et al. 2011) und resultieren in den eben genannten Prozessen (vgl. WETZEL 1992), die den von HESTNES (1985, 1998) beschriebenen *slush flows* oder *slush avalanches* sehr ähnlich sind. Dabei handelt es sich um ein Gemisch aus Schnee, Wasser und Sedimenten, das nach Überschreiten der kritischen Scherspannung in Folge der Übersättigung und Massenzunahme von Schneedecke und darunterliegendem Sediment gravitativ initiiert wird. Ähnlich den Muren orientiert sich die turbulent fließende Masse an bestehenden Gerinnen und kann eine hohe erosive Kraft erlangen (GOUDIE 2004; HESTNES 1998). Der Prozess wird jedoch durch das Auftreffen auf eine kontinuierliche Schneedecke im Unterhang abgebremst und besitzt deshalb nur kurze Laufweiten mit Depositionszonen im Bereich des Unter- und Mittelhangs, je nach Ausprägung der Schneedecke.

Die Verfügbarkeit von Sedimenten ist von der Intensität der Frostprozesse in der kalten Jahreszeit abhängig. Prinzipiell bieten proglaziale Moränen gute Voraussetzungen für deren Wirken, da im Hochgebirge steile Temperaturgradienten vorherrschen und die extremen Neigungswerte im Oberhangbereich den Aufbau einer isolierenden Schneedecke verhindern (HÜBL et al. 2011). Frosthieb, Frostwechselprozesse und Kammeisbildung besitzen die Eigenschaft, die obersten Sedimentschichten zu lockern und Material für fluviale und gravitative Transportprozesse mobilisierbar zu machen (WETZEL 1992). Gerade in sehr steilen Hangabschnitten ( $45^\circ$  -  $51^\circ$ , nach WETZEL 1992) sorgt die physikalische Verwitterung durch nivale Prozesse im Hochgebirge während der kalten Jahreszeit für erheblich höhere Abtragsraten, als in Regionen mit milden Winterklimaten, wie es beispielsweise von CLARKE & RENDELL (2006) beschrieben in Südtalien der Fall ist (HAAS 2008).

Frostwechselprozesse werden durch Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt herum hervorgerufen und lockern die obersten Sedimentschichten durch Volumenausdehnung des Porenwassers beim Gefrieren und durch Eissegregation (MATSUOKA 2008). Die kompaktierten Sedimentschichten brechen dabei auf und der Weg für erneute Feuchtigkeitszufuhr durch Schmelz- und Niederschlagswasser ist beim Anstieg der Temperatur und damit einsetzende Taubedingungen geebnet. Fallen die Temperaturen wieder in den negativen Bereich wird das Wachstum von Segregationseis weiter gefördert und der Prozess verstärkt. Je häufiger diese Wechsel stattfinden, umso intensiver kann der Prozess wirken. Die meisten Untersuchungen zur erosiven Wirkung von Frostwechselprozessen finden im Festgestein

statt. Eine der wenigen Arbeiten, die sich mit dem Prozess auf Lockermaterialhängen beschäftigen ist jene von WETZEL (1992): Er beschreibt die Lockerung der oberen 2 - 3 cm der Verwitterungsdecke durch Frostwechselprozesse und durch Frosthieb ausgelöste Steinschläge auf steilen sedimentären Hängen im Lainbachtal (D). Andere Studien heben die Bedeutung von Frostwechselprozessen für die Sedimentproduktion und Gerinneverfüllung hervor und berufen sich darauf, dass diese eine wichtigere Rolle einnehmen, als Quell- und Schrumpfprozesse durch wechselnde Bodenfeuchteverhältnisse (OOSTWOUD WIJDENES & ERGENZINGER 1998; SOLÉ et al. 1992).

### *Hangaquatischer und fluvialer Sedimenttransport*

Hangabtrag durch aquatische und fluviale Prozesse basiert auf dem Oberflächenabfluss von Niederschlags- oder Schmelzwasser (SUKHANOVSKI et al. 2004) und ist ein wichtiger Faktor der Formung von steilen, sedimentären Hängen (CARRIVICK et al. 2013; CURRY et al. 2006). Anders als im Englischen wird im deutschsprachigen Forschungskontext zwischen flächenhaftem (Denudation) und linienhaftem (Erosion) Abtrag unterschieden (AHNERT 1996). Der denudative Abtrag durch Wasser wird als *hangaquatischer Abtrag* bezeichnet und setzt sich aus Erosionsprozessen durch fließendes Wasser (*engl.* sheet wash) und durch den Aufprall von Regentropfen auf der Oberfläche und daraus resultierenden Sedimentbewegungen (*engl.* splash erosion) zusammen. Als linienhafte oder *fluviale* Erosion (*engl.* rill erosion) wird hingegen der Abtrag durch in Tiefenlinien konzentriertes Wasser bezeichnet (HAAS 2008).

Die beteiligten Prozesse zeichnen sich durch eine hohe Frequenz, aber geringe, auf kurzen Zeitskalen kaum messbaren Magnituden aus. Art und Bedeckungsgrad der Vegetation, topographische und lithologische Begebenheiten sind die wichtigsten Grundvoraussetzungen für den Sedimenttransport. Diese steuern neben klimatischen Parametern insbesondere die Fähigkeit einer Oberfläche zur Abflussbildung und die Verfügbarkeit von transportfähigem Sediment (HAAS 2008). Für die Abflussbildung ist, wie bei den Rutschungen schon angeführt, die Infiltrationskapazität des Bodenmaterials von erheblicher Bedeutung. Sie wird maßgeblich von Substrateigenschaften und der Vegetationsbedeckung beeinflusst. Höhere Feinkornanteile des Substrats führen zu größeren Lagerungsdichten und limitieren damit die Infiltration (BECHT 1995).

Abfluss, der zu hangaquatischem und fluvialen Abtrag führt, bildet sich bevorzugt über verdichteten, vegetationsfreien Oberflächen. Moränenmaterial kann während warmer Trockenphasen, die in Regionen der Inneralpinen Trockenklimate durchaus üblich sind, trotz extremer Steilheit der Topographie hohe Dichten und zementierte Oberflächen entwickeln (CURRY et al. 2009). Wasser sammelt sich deshalb zuerst in konkaven Strukturen an der Oberfläche und zerschneidet diese durch Tiefenerosion. Es kommt zur Rillenbildung und – sofern es die topographischen und lithologischen Verhältnisse zulassen – zur Entwicklung von Hanggerinnen oder Runsen (*engl.* Gully), die Seitenwände von mehreren Metern Höhe ausbilden können (vgl. CURRY et al. 2006).

Die fluviale Zerschneidung von Lockermaterialhängen leistet wichtige Vorarbeiten zu ihrer Destabilisierung und Anfälligkeit für eine hohe Morphodynamik durch weitere Prozes-

se. Hangaquatische Prozesse werden häufig durch die Schneeschmelze im Frühjahr oder Starkniederschlagsereignisse im Sommer provoziert und hinterlassen schwach ausgeprägte lineare Strukturen. Die regressive Erosion der Gerinnebasis durch fluviale Prozesse sorgt weiterhin für die Übersteilung der Gerinneseitenwände. Sowohl durch fluviale, als auch durch hangaquatische Prozesse verlieren Gerinneseitenwände an Stabilität und werden dadurch anfällig für Rutschungen oder kollabieren sogar (SAILER et al. 2012).

Der Übergangsbereich zwischen tektonisch gestörten Festgesteinsausbissen und sedimentären Ablagerungen bietet geeignete Initiationspunkte für fluviale Erosion. Wasser, das in Klüften und Spalten an der Grenze zwischen Festgestein und Lockermaterial aufgestaut wird, bildet Druck aus, welcher zur Beschleunigung der Fließgeschwindigkeit führt und damit die Auswaschung begünstigt. Sedimentäre Hänge, die sich unterhalb von Felsriegeln befinden, weisen daher eine große Anzahl an Runsen und anderen Anzeichen von fluvialer Zerschneidung auf (vgl. CURRY et al. 2006). Die morphologische Ausprägung dieser Formen ist jedoch auf steilen Hochgebirgshängen wesentlich schwächer, als auf landwirtschaftlich geprägten Flächen, in Badlands oder Wüstenregionen (VALENTIN et al. 2005). Das verwitterte Festgesteinsmaterial wird sowohl durch klimatische (Frostwechselprozesse, Durchfeuchtung), als auch durch geomorphologische (z.B. Rutschungen, hangaquatischer Abtrag) Prozesse für den fluvialen Transport vorbereitet, indem es gelockert, mobilisiert und in Tiefenlinien abgelagert wird (HAAS 2008).

BECHT (1995) untersucht geomorphologische Erosionsprozesse in verschiedenen alpinen Tälern der Nördlichen Kalkalpen und der Österreichischen Zentralalpen. Demnach sind glazigene, vegetationsfreie Flächen im Pitztal (A) im Vergleich zu Flächen mit Gras- und Strauchbewuchs besonders anfällig für fluviale Erosion. Bestimmte Niederschlagsparameter übernehmen die entscheidende Rolle in der Prozessauslösung. Hier seien vor allem die Niederschlagsmenge und -intensität, sowie die Schneedeckendauer genannt. Eine konsistente Schneedecke schützt die Oberfläche an erster Stelle vor fluvialem Abtrag. Beim langsamen Abschmelzen des Schnees kommt es aber zur Durchfeuchtung des Untergrunds, welche dann wiederum Erosionsprozesse begünstigt (BECHT 1995). Der Einfluss von Niederschlagsintensitäten und -summen ist stark an die Infiltrationskapazität gebunden: Bei geringer Infiltration kann nach BECHT (1995) davon ausgegangen werden, dass der Feststoffaustrag mit der Niederschlagsstärke eine Zunahme erfährt. Ab einer bestimmten Niederschlagsintensität wird die Feststoffkonzentration immer höher, so dass ein fließender Übergang vom fluvialen Abtrag zum Murgang stattfindet. Ein Starkniederschlagsereignis im Jahr 1990 ist auf Untersuchungsflächen glazialen Ursprungs in den nördlichen Kalkalpen für bis zu 30% des jährlichen Feststoffaustrags verantwortlich. Dennoch haben Extrema auf vegetationsfreien Flächen weniger Einfluss, als auf Flächen mit Bewuchs. Dies ist mit einer schnelleren Erschöpfung der Sedimentquellen auf den teilweise stark verdichteten Moränenhängen zu begründen. Ohne die vorbereitende Wirkung von Frostwechselprozessen oder Durchfeuchtung der obersten Sedimentschichten lassen sich Partikel hier nur schwer durch Oberflächenabfluss mobilisieren (BECHT 1995).

Bislang existieren nur wenige Studien, die sich detailliert mit der Aufarbeitung von proglazialen Seiten- und Ufermoränen durch fluvialen Abtrag befassen. CURRY et al. (2006) nehmen in diesem Bereich eine Pionierrolle ein. Sie erforschen den Massenverlust von

proglazialen Seitenmoränen durch fluviale Einschneidung und Runsenbildung in zwei Untersuchungsgebieten in den Schweizer Alpen. Die Seitenmoränen des Glacier du Mont Miné sind seit 1859 eisfrei und haben seither  $472 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$  (bezogen auf die Moränenlänge vom aktuellen Eisrand bis zum Stand von 1859) durch fluviale Zerschneidung verloren. An den Seitenmoränen des Feegletschers hingegen, die erst seit 1922 entgletschert sind, beträgt der Sedimentverlust durch fluviale Erosion  $87 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ . Anhand der Runsenfrequenz innerhalb eines lateralen Moränenabschnitts von 1 km Länge entwickelten die Autoren einen *gullying index* und wendeten eine Raum-für-Zeit-Substitution an: Je weiter eine Fläche vom aktuellen Gletscherrand entfernt ist, desto älteren Ursprungs sind die dort entwickelten Runsen. Hierfür wurden die Moränen beider Gletscher in 4 Altersklassen (Sektoren gleicher Länge) eingeteilt. Innerhalb dieser Sektoren lassen sich bestimmte Muster feststellen: Ältere Runsen sind weniger tief eingeschnitten, ihre Grate haben größeren Abstand zueinander und die Seitenwände sind weniger steil. Der Ausprägungsgrad von Einschneidung und Seitenwandgefälle ist 50 Jahre nach Eisfreiwerdung am stärksten. Danach verlieren die Runsen schnell an Höhe und Frequenz durch Erosionsprozesse und die instabil gewordenen Seitenwänden kollabieren in Folge der Übersteilung. Ca. 80 - 140 Jahre nach Entgletscherung erfolgt die Stabilisierung des Hanges als Folge der sedimentären Erschöpfung. Die jüngsten Runsen erreichen Höhen von bis zu 26 m und Weiten von bis zu ca. 46 m. Beide Größen und auch die jährlichen Erosionsraten nehmen signifikant mit dem Alter ab. Während die jüngste Klasse im Glacier du Mont Miné Gebiet noch eine mediale Erosionsrate von  $102 \text{ mm a}^{-1}$  aufweist, sind es in der ältesten Klasse nur noch  $11 \text{ mm a}^{-1}$ . Am Feegletscher ist der Verlauf ähnlich, jedoch in abgeschwächter Form: in der jüngsten Klasse kommt es zu Raten von  $74 \text{ mm a}^{-1}$ , die zur ältesten Klasse hin auf  $1.9 \text{ mm a}^{-1}$  abnehmen. Diese Abnahme geht jedoch nicht linear von Statten, sondern zeigt einen drastischen Einschnitt zwischen der zweiten und dritten Altersklasse auf. Zuvor scheint die Anpassung schnell und effektiv zu sein, danach lässt die Intensität der Veränderungen deutlich nach (vgl. CURRY et al. 2006).

### 2.2.2 Inter- und intrasubsystemare Prozesskopplung

Aus der vorangegangenen Vorstellung und Diskussion der einzelnen für diese Arbeit relevanten Prozesse wird erkennbar, dass diese nicht alleinstehend betrachtet werden können. Vielmehr bedingen und steuern sie sich gegenseitig, indem ein Prozess erst durch das Auftreten eines anderen Prozesses möglich wird. So fungieren einige Prozesse als Sedimentquelle für andere Prozesse und sorgen für die Kontinuität der Prozesskette im Hangsystem. Die Interaktion von Prozessen stellt somit die geomorphologische Kopplung von Sedimentquellen und -speicherformen im Kaskadensystem sicher (HECKMANN & SCHWANGHART 2013).

Muren beispielsweise entwickeln sich auf steilen Moränenstandorten bevorzugt aus flachgründigen Rutschungen heraus (FRATTINI et al. 2009), ohne deren Ablagerungen in der Gerinnetiefenlinie oftmals nicht genügend transportfähiges Material für die Auslösung einer Mure vorhanden wäre. Rutschungen oder das Kollabieren von Runsengraten würden ohne die Zer- und Unterschneidung von Hängen durch fluviale Erosion nicht vorkommen. Der Transport durch hangaquatischen und fluvialen Abtrag wiederum wäre nicht effektiv ohne

nivale und witterungsbedingte Vorbereitungsmechanismen.

LYU et al. (2017) untersuchen die Auswirkungen der Seitenerosion (*engl.* bank erosion) auf das Prozessgeschehen von Murgängen nach dem Wenchuan Erdbeben im Südwesten Chinas im Jahr 2008. Sie berichten von zahlreichen Massenverlagerungen entlang der Seitenwände von alpinen Hanggerinnen. Die an das Erdbeben anschließenden Starkniederschläge setzten eine Prozesskette in Gang, bestehend aus (i) der fluvialen Erosion des im Gerinnebett abgelagerten Materials durch hohe Abflussraten, (ii) der Bildung von Murgängen mit zunehmender Feststoffkonzentration, (iii) der Tiefenerosion (*engl.* bed erosion) und (iv) der daraus resultierenden Übersteilung und Destabilisierung der Gerinnesitenwänden, die (v) teilweise wiederum zum Hangversagen und der Verlagerung von Sedimenten in das Gerinnebett führte und (vi) somit den Murgängen weiteres Material direkt zulieferte. Durch Seitenerosion provozierte Ablagerungen im Gerinne können einerseits eine erhöhte Feststoffkonzentration der Mure zur Folge haben, welche den Prozess beschleunigt, andererseits erhöhen sie die Reibung im Gerinnebett und hindern den Prozess an der Geschwindigkeitsaufnahme. Seiten- und Tiefenerosion von Hanggerinnen haben daher auch erheblichen Einfluss darauf, welche Niederschlagsgrößen und -magnituden notwendig sind um den Prozess auszulösen und welche Ausprägung die ausgelösten Murgänge bekommen (LYU et al. 2017, und dort zitierte Quellen).

SAILER et al. (2012) beschreiben in ihrer Arbeit die Aufarbeitung eines Ausschnitts der Ufermoräne des Hintereisferners (A) und behandeln dabei fluviale und gravitative Prozesse getrennt voneinander. Eine wichtige Erkenntnis ihrer Untersuchungen ist jedoch, dass diese Prozesse ein komplexes Kaskadensystem aus (i) glazialer Erosion, (ii) glazialer Deposition, (iii) regressiver fluvialer Aufarbeitung und darauf folgender gravitativer Formung, (iv) Sedimentumverlagerung in Gletschnähe, (v) Sedimenttransport durch den Gletscher und (vi) die Bildung von Toteis durch die Zergliederung der schmelzenden Gletscherzunge darstellen. Demnach kann die eingeschränkte Betrachtung auf der Hangskale nicht in Gänze die Mechanismen der Aufarbeitung proglazialer Moränen erklären. Es müssen immer auch die auf der Einzugsgebietsskale wirkenden Prozesse und deren Einfluss auf den Hang in Betracht gezogen werden – und viel mehr noch die Veränderungen dieser mit der Zeit, welche gerade mit den rasanten klimatischen Veränderungen ein besonders großes Ausmaß im Hochgebirge annehmen.

Bestimmte Landformen können den Einfluss des Klimawandels auf die Morphodynamik durch ihre entkoppelnde Wirkung verbergen, indem klimawandelbedingt hochdynamische Subsysteme durch Barrieren vom Hauptsystem getrennt werden (MICHELETTI et al. 2015). Deshalb stellen MICHELETTI et al. (2015) die Frage, ob klimawandelbedingte Veränderungen in Mustern geomorphologischer Prozesse unter dem Aspekt der Konnektivität überhaupt erkennbar sind. Umgekehrt ist die Konnektivität zwischen Subsystemen abhängig von der Magnitude und Frequenz klimatischer und hydrologischer Prozesse in ihrer prozesssteuernden Funktion (BETTS et al. 2003). Klimatische Extrema sind in vielen Fällen nötig, um Massenbewegungen mit ausreichender Transportenergie zu erzeugen und somit die Hang-Gerinne-Kopplung zu gewähren (vgl. FULLER & MARDEN 2011).



### 2.2.3 Saisonalität von Erosionsprozessen und klimawandelbedingte Veränderungen

Der Temperaturanstieg steht in direkter Wechselwirkung mit der atmosphärischen Zirkulation und hat Anpassungen von diversen Klimaparametern, wie z.B. dem atmosphärischen Wasserdampfgehalt, dem Bewölkungsgrad oder den Niederschlagsmustern – global, wie lokal – zur Folge. Seit 1886 konnten einige Trends beobachtet werden. Mit Relevanz für die klimatischen Bedingungen im Hochgebirge sind (i) die Erwärmung der Winter- und Sommerperioden, (ii) ein Anstieg des mittleren jährlichen Luftdrucks und (iii) die Zunahme sowohl des Bewölkungsgrads, wie auch der Sonnenscheindauer in großen Höhen. Die Erwärmung der Luftmassen beinhaltet zusätzlich eine Erhöhung der Wasserdampfaufnahmekapazität, die vor allem in den Sommermonaten zu intensivierten Extremniederschlägen führt (STOFFEL & HUGGEL 2012).

Bei spezieller Betrachtung des Alpenraums können erhöhte Niederschlagsmengen in den Nordalpen erkannt werden, welchen eine Abnahme im Südalpenraum gegenübersteht (BRUNETTI, M. et al. 2009). Einige dieser Trends sind durch die Mechanismen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) zu erklären, die durch den Meeresspiegeldruckgradienten zwischen den Zentren von Islandtief und Azorenhoch angetrieben wird.

Vorhersagen für den Alpenraum basierend auf regionalen Klimamodellen (RCMs) gehen davon aus, dass Winterniederschlagintensitäten und -mittel bis zum Ende des 21. Jahrhunderts um 10% zunehmen. Im Frühjahr und Herbst ist ein Anstieg der Niederschlagsintensitäten konzentriert bei ähnlicher Frequenz der Ereignisse zu erwarten. Für die Sommermonate wird ein starker Rückgang (bis zu 50%) der mittleren Niederschlagsmengen prognostiziert, der mit einer höheren Zahl von Extremereignissen einhergeht (RAJCZAK et al. 2013).

Hochgebirge zeichnen sich klimatisch gesehen durch lange Winter und kurze Sommer aus. Frühling und Herbst sind schwach ausgeprägt und können daher als Übergangsphasen betrachtet werden. Der Sommer wird durch die häufige Überschreitung von extremen Niederschlagsschwellenwerten als die geomorphodynamisch aktive Jahreszeit angesehen, weshalb sich viele Studien auf Prozesse in Folge von Extremereignissen in der warmen Jahreszeit konzentrieren (z.B. CROZIER 2010; STOFFEL & HUGGEL 2012). Nichtzuletzt, weil die Zunahme von Magnitude und Frequenz von Extremereignisse im Sommer ein zentrales Thema der Klimawandeldebatte darstellt. Erosionsprozesse im Winter werden hingegen in weiten Kreisen als vernachlässigbar angesehen, da Niederschlagswasser im Schnee gebunden ist und diesem keine große erosive Wirkung zugeschrieben wird. Diese Annahme trifft für längere Zeiträume permanenten Frosts und auf Eistage zu, während welcher die Tageshöchsttemperatur niemals den Gefrierpunkt überschreitet. In den vergangenen Jahren gewinnen Erosionsprozesse in der kalten Jahreszeit im Hochgebirge jedoch an Aufmerksamkeit (z.B. BEYLICH & LAUTE 2012; CEAGLIO et al. 2012; LANA-RENAULT & REGÜÉS 2009; NEUGIRG et al. 2016; SCHINDEWOLF et al. 2016; STANCHI et al. 2014). In Zeiten intensiver Strahlungsverhältnisse und bei Rain-On-Snow-Prozessen sind steile, vegetationsfreie Hänge im Hochgebirge in besonderem Maße anfällig für Rutschungen, Murgänge und Slushflows in Folge von Schneedeckenbewegungen (GUDE & SCHERER 1995).

Wie bereits schon früher in dieser Arbeit erläutert, bestätigt auch BRYAN (2000), dass bestimmte erosionssteuernde Eigenschaften in hohem Maße von klimatischen Variablen abhängig sind und damit systematischen saisonalen Veränderungen unterliegen. Er führt weiter an, dass diese in nur kurzer Zeit und mit geringfügigen Dispositionsveränderungen stark variieren können und damit großen Einfluss auf die Hangformung nehmen:

„Property changes between and during rainstorms can dramatically affect the incidence and intensity of rill and interrill erosion and, therefore, both short and long-term hillslope erosional response.“

(BRYAN 2000, S. 385).

SCHUMM & LUSBY (1963) beobachten eine Abnahme der Infiltrationskapazität vom Frühjahr bis zum Herbst und erklären dies mit der Kompaktion des Bodens durch Starkniederschläge, welche die Zerstörung oder Veränderung der Anordnung von Bodenpartikeln hervorrufen können (HAWKE et al. 2006). In den Wintermonaten kommt es zur Auflockerung und einer Maximierung der Infiltrationsrate als Folge von Frostwechselprozessen (SCHUMM & LUSBY 1963). OSAWA et al. (2017) hingegen, können eine winterliche Reduzierung der Infiltrationskapazität auf Grund sehr hoher Schneelasten feststellen, die das Eindringen von Schmelzwasser im Spätwinter und Frühjahr verhindert. Allerdings befindet sich ihr Untersuchungsgebiet in einem Teil Japans, der von großen Winterniederschlagsmengen geprägt ist.

Der fluviale Abtrag auf Moränenhängen in den Nördlichen Kalkalpen und den Österreichischen Zentralalpen wird laut BECHT (1995) im Winter durch eine Schneedecke verhindert. Mit Einsetzen der Schneeschmelze im Frühjahr und damit verbundener Durchfeuchtung der oberen Bodenschichten setzt die Erosion ein und nimmt im Sommer mit dem Aufkommen von Extremniederschlägen Maximalwerte an. Mit geringen Niederschlagsintensitäten im Herbst wird auch die fluviale Erosion wieder reduziert (BECHT 1995).

Aus Beobachtungen über das gesamte 20. Jhdt. ist bekannt, dass wärmere und damit humidere Winter mit intensiverer Rutschungsaktivität einhergehen als trockene Winter. In den Französischen Alpen lässt sich ein drastischer Anstieg der Rutschungsfrequenz seit den 1990er Jahren feststellen, welcher durch den Anstieg der Frühjahrstemperaturen um ca. 1°C seit 1980 erklärt wird und einem damit verbundenem veränderten Zeitpunkt des Einsetzens der Schneeschmelze und deren schnellerem Ablauf (SAEZ et al. 2013).

Das Piemont zeichnete sich bisher durch eine extrem hohe Rutschungsaktivität im Herbst aus, verursacht durch starke und langanhaltende Niederschläge. Seit 2002 kann dort eine Abnahme der Prozessdichte und eine saisonale Verschiebung in das Frühjahr beobachtet werden, was mit einer Erleichterung der Prozessauslösung durch kombinierte Schmelz- und Regenwasserinfiltration erklärt wird, wobei eine moderate Niederschlagsintensität ausreichend ist (STOFFEL et al. 2014).

BEL et al. (2016) führen in den Französischen Südalpen Untersuchungen zur saisonalen Variabilität von Murgangereignissen an drei sequentiellen Stationen entlang des Gerinneverlaufs im oberen Wildbacheinzugsgebiet des Réal durch. An der höchstgelegenen Station

mit dem kleinsten Einzugsgebiet, welches von steilen, vegetationslosen Sedimenthängen geprägt ist, in welchen sich zahlreiche tributäre Hanggerinne entwickeln konnten, stellen sie einen Zusammenhang zwischen humiden Sommern und verstärkter Murgangsaktivität fest. Generell traten die im Zeitraum zwischen 2011 und 2014 beobachteten Murgänge zu 43% in den Sommermonaten und zu 40% im Frühjahr auf. Nur 10% der Murgänge kamen im Herbst und 5% im Winter vor, wobei letztere immer im Zusammenhang mit positiven Temperaturen einhergingen und somit höchstwahrscheinlich durch Schneeschmelzprozesse verursacht wurden. Der Herbst ist in ihrem Untersuchungsgebiet klimatisch durch die höchste Anzahl von Extremniederschlagsereignissen gekennzeichnet, welche keineswegs in Zusammenhang mit besonders häufigem Auftreten von Muren in Verbindung gebracht werden können. So hat im November ein Ereignis von  $134 \text{ mm d}^{-1}$  mit einem Rekurrenzintervall von 35 Jahren keinen einzigen Murgang ausgelöst.



### 3 Hypothesen und Fragestellungen

Dem Forschungsstand folgend ergeben sich einige Lücken und Unklarheiten bezüglich der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Prozessdynamik auf proglazialen Lateralmoränen unter den Bedingungen eines sich schnell ändernden Klimas im Hochgebirge. Studien, die bislang zu diesem Thema veröffentlicht wurden, sind rar, auch wenn es in den letzten Jahren zu einem deutlichen Zuwachs an Publikationen gekommen ist (HECKMANN et al. 2016), und beziehen sich größtenteils auf nicht vergleichbare Untersuchungsgebiete, da sie anderen klimatischen, topographischen und lithologischen Bedingungen unterliegen und nicht selten auch eine abweichende Entstehungsgeschichte besitzen. Diese Arbeit dient der weiteren Aufklärung von raum-zeitlichen Erosionsbedingungen auf steilen proglazialen Moränenhängen mit speziellem Bezug auf die inner-alpine Klimazone der Europäischen Zentralalpen. In diesem Kontext werden am Beispiel der proglazialen Lateralmoränen zweier Gletscher im Hinteren Kaunertal, deren Einzugsgebiete über unterschiedliche topographische, lithologische, klimatische und glaziologische Charakteristika verfügen, folgende Hypothesen und Fragestellungen untersucht:

- Wenn länger entgletscherte Flächen über eine andere Prozessdynamik verfügen, als kürzlich eisfrei gewordene Areale, treten raum-zeitliche Unterschiede der Morphodynamik auf der lateralen und longitudinalen Ebene innerhalb eines Einzugsgebietes, sowie zwischen verschiedenen Einzugsgebieten an Ufermoränen auf. Um diese Hypothese zu verifizieren sollten folgende Fragen bearbeitet werden:
  - Wie unterscheiden sich Oberhangbereiche von Unterhangbereichen und talabwärts gelegene Hangbereiche von auf Gletscherzungenhöhe gelegenen Hangbereichen in ihren morphometrischen und morphodynamischen Eigenschaften?
  - Nimmt die Dynamik mit der Zeitdauer nach Eisfreiwerdung, ausgedrückt als Entfernung vom aktuellen Gletscherrand ab?
  - Gibt es lokale Unterschiede in der Prozessdynamik?
  - Welchen Einfluss haben Unterschiede auf der Einzugsgebietsebene, wie bspw. die glaziale Disposition oder die Höhenlage auf die Morphodynamik?
- Die Saisonalität von Erosionsprozessen findet seit wenigen Jahren einen intensivierten Einzug in die Hochgebirgsforschung. Dabei stellt sich immer mehr heraus, dass Prozesse während der kalten Jahreszeit einen erheblichen Anteil am Sedimentabtrag oder sogar die dominante Rolle im Jahresverlauf einnehmen (NEUGIRG et al. 2016; SCHINDEWOLF et al. 2016). Die Formung auf proglazialen Moränenhängen im Hinteren Kaunertal wird stark durch kryogene Prozesse beeinflusst. Daraus ergeben sich folgende weitere Fragestellungen:
  - Treten jahreszeitliche Unterschiede in Sedimentbilanzen auf und sind dabei lokale Besonderheiten erkennbar?

- Welchen Einfluss hat die Saisonalität des Klimas auf die vorbereitenden und auslösenden Parameter der Prozessdynamik auf proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal?
- Was bestimmt die inter- und intrasystemare Konnektivität? Welche Rolle übernehmen dabei die Sedimentverfügbarkeit oder verschiedene Niederschlagsintensitäten?

## 4 Untersuchungskonzept

Auf den Forschungsstand aufbauend wurde für diese Arbeit im Rahmen der verfügbaren Methoden und Daten ein Untersuchungskonzept herausgearbeitet, das in Abb. 4.1 schematisch dargestellt ist. Hypothesen und Fragestellungen (vgl. Kap. 3) zur Prozessdynamik werden auf Basis von Relief- und Klimadaten analysiert und überprüft. Dabei kommen verschiedene Analysemethoden zum Einsatz, die auf die Fragestellungen und ihre Eignung für die verschiedenen Prozesse abgestimmt sind. Die Datenbasis besitzt den Anspruch auf hohe räumliche und zeitliche Auflösung, um jedem relevanten Prozess gerecht zu werden. Eine hohe räumliche Auflösung wird durch die Verwendung von Airborne Laser Scanning (ALS) und TLS als Untersuchungsmethode sicher gestellt (vgl. u.a. CARRIVICK et al. 2013). Die hohe zeitliche Auflösung wird durch wiederholte TLS-Kampagnen mit größtmöglicher Frequenz garantiert (vgl. ORWIN et al. 2010, S. 159: "[...] the most appropriate methods for establishing integrated sediment flux studies in [...] cold environments are repeat surveys and terrestrial laser scanning of valley and slope sediment stores [...]"). Um die prozessvorbereitenden und -auslösenden meteorologischen Faktoren bestimmen zu können, kommen dementsprechend auch zeitlich hoch aufgelöste Klimadaten zum Einsatz.

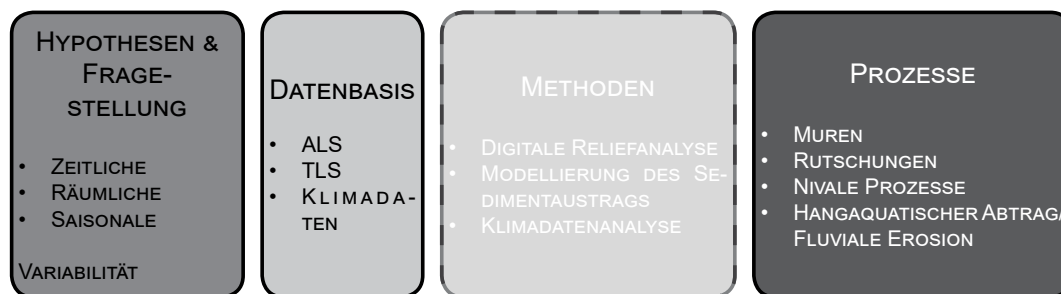


Abb. 4.1: Untersuchungskonzept der vorliegenden Arbeit





# Teil II

Untersuchungsgebiet



## 5 Das Hintere Kaunertal

Das Hintere Kaunertal befindet sich in den Westösterreichischen Zentralalpen in Tirol.

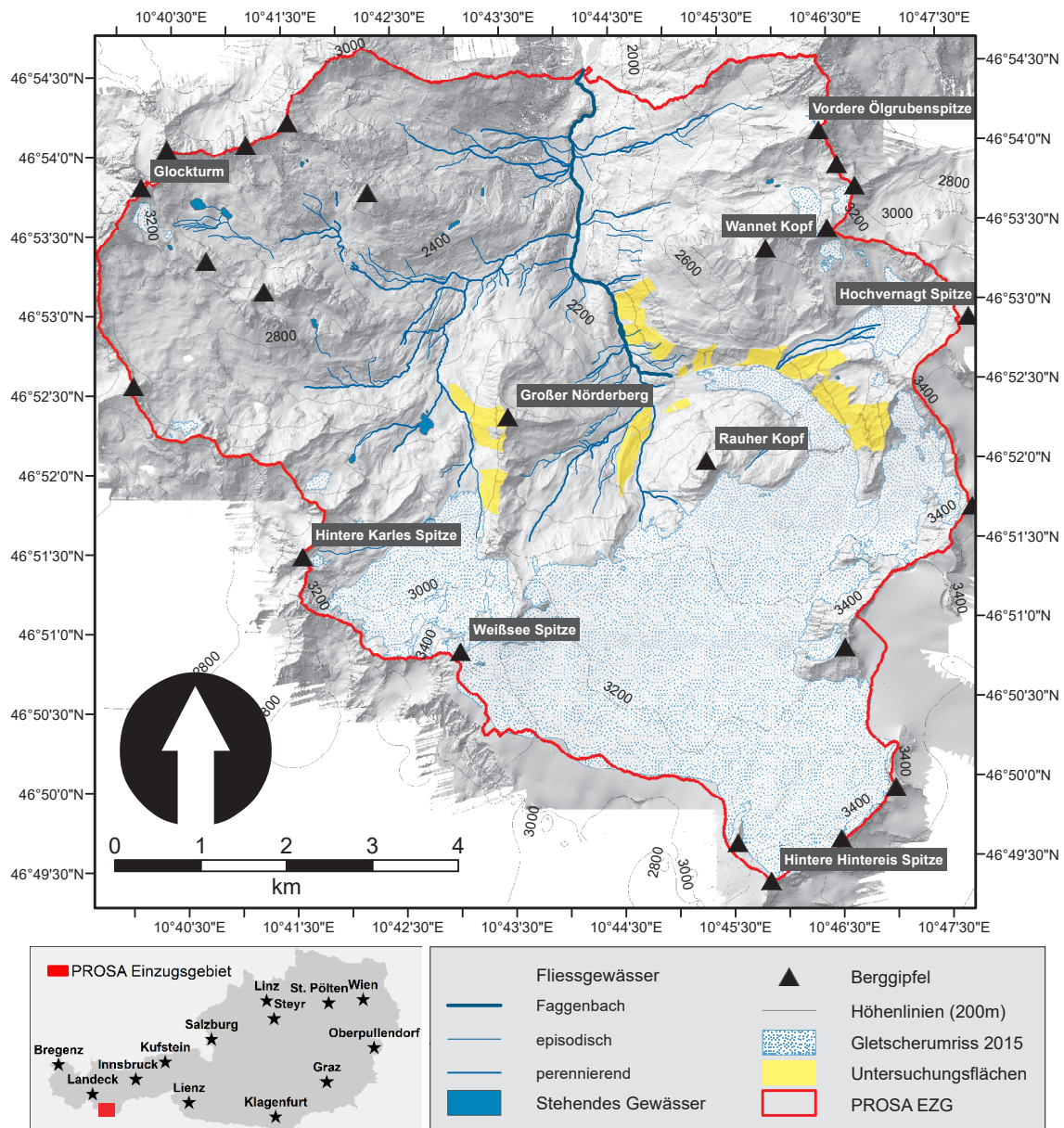


Abb. 5.1: Übersicht über das Untersuchungsgebiet. O.: Karte des Hinteren Kaunertals mit Hervorhebung der Untersuchungsflächen (Daten: PROSA). U.I.: Übersicht über die geographische Lage des Tals innerhalb Österreichs (Daten: Copyright 2019 Esri und dessen Lizenzgeber)

Nach Süden wird es durch den alpinen Hauptkamm begrenzt, aus dem u.a. die Gipfel der Weißseespitze (3526 m ü.M.) und der Vernagtspitze (3539 m ü.M.) herausragen (Abb. 5.1). Im Osten bildet der Kaunergrat, im Westen das Glockturm-Massiv, mit dem Glockturm (3356 m ü.M.) als höchstem Gipfel die natürliche Grenze. Gemeinsam schließen sie das Tal zu drei Seiten hin ab und definieren damit auch die Außengrenzen des hydrologischen Einzugsgebiets des Gepatschferners. Er wird durch den Fluss Fagge entwässert, welcher bei 1800 m ü.M. in den Gepatschstausee mündet. Das Reservoir wurde 1964 nach dreijährigem Bau fertiggestellt und versorgt jährlich im Mittel 188.000 private Haushalte mit Elektrizität (TIWAG 2016). Der Damm des 6 km langen Stausees ist mit 153 m Höhe der höchste, der bislang in Österreich erbaut wurde. Für das Forschungsprojekt PROSA spielt der Stausee eine wichtige Rolle, da die fluvial transportierten Sedimente früher oder später durch die Fagge in seinem Delta abgelagert werden. Der Einlass der Fagge in den Stausee ist somit gleichzeitig der niedrigste Punkt des PROSA-Untersuchungsgebiets und des hydrologischen Einzugsgebiets des Hinteren Kaunertals, welches eine Fläche von  $61.98 \text{ km}^2$  einnimmt.

Bei den hier untersuchten Flächen handelt es sich um Seiten- und Ufermoränenabschnitte innerhalb des proglazialen Raums des Gepatsch- und des Weißseeferners (Abb. 5.1). Es wurden insgesamt 13 Flächen mit unterschiedlicher Entfernung zum aktuellen (2015) Gletscherstand ausgewählt um verschiedene Stadien der Morphodynamik zu untersuchen. Nur 3 der Standorte gehören zum Proglazial des Weißseeferners, der auf Grund des deutlich kleineren Gletschereinzugsgebiets nur eine kleine Anzahl an untersuchbaren Lateralmoränen-Flächen bildet. Diese sind im Folgenden mit den Standort-Benennungen UF 16, 17-18 und 19 gekennzeichnet. Alle anderen Standorte (UF 1, 2, 3, 4-5, 6, 11, 50, 51, 53 und 54) befinden sich im Proglazial des Gepatschferners.

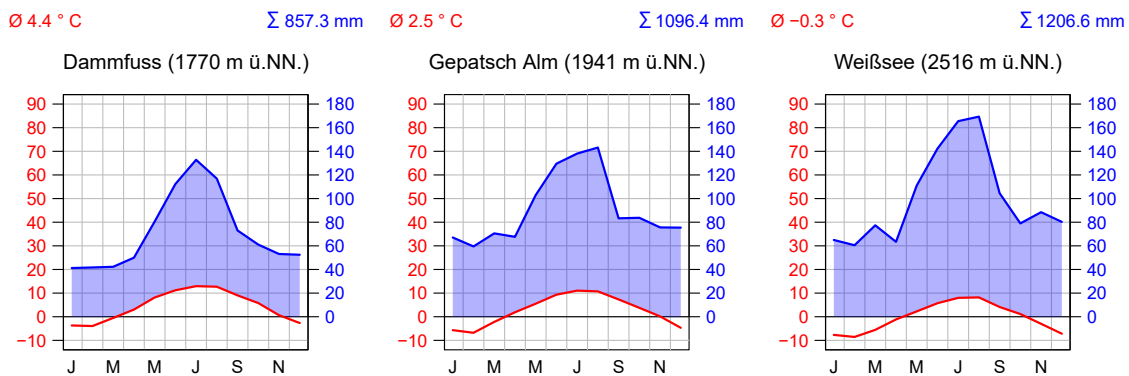
Dieses Kapitel beschreibt die morphometrischen und naturräumlichen Begebenheiten der UF. Themen, wie das Klima oder die Hydrologie werden in einem etwas weiteren Kontext behandelt, da die vorhandene Datenbasis eine kleinräumigere Auflösung einzelner Untersuchungsflächen nur bedingt zulässt. Andere Eigenschaften, wie Vergletscherung, Geomorphologie, Vegetation etc., die lokal mit einer besseren Datengrundlage vorliegen, werden im Anschluss für die beiden Untersuchungsgebiete getrennt voneinander beschrieben.

## 5.1 Klima

Die Europäischen Alpen dienen als Wetterscheide dreier Klimatypen: (i) Dem mediterranen, (ii) dem atlantischen und (iii) dem kontinentalen Typus (BENISTON 2006). Ihre bogenartige Form erstreckt sich über 800 km von den Seealpen an der italienisch-französischen Grenze bis nach Slowenien zu den Julischen Alpen. Die großskaligen Wetterlagen und das Klima der Alpen werden maßgeblich durch die NAO geformt, welche die meridionale Druckschaukel zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch beschreibt. Geringeren Einfluss auf die Europäischen Alpen besitzt die Oszillation zwischen dem Nördlichen Kaspischen Meer und Großbritannien, welche als Eurasisches Zirkulationsmuster (EU) bezeichnet wird und für kontinental geprägte Trockenwetterlagen in den Alpen sorgt, während die NAO hauptsächlich feuchte Luftmassen an die Alpen heranführt (WANNER et al. 2000). Die lokalen

Wetterlagen innerhalb der Alpen werden durch einströmende Luftmassen und Frontsysteme aus den dominanten Windrichtungen W bis NW bestimmt und deren Zusammenspiel mit der lokalen, und komplexen, orographischen Topographie. Das Hintere Kaunertal liegt klimatisch gesehen – durch die Gipfel der nördlichen Kalkalpen im Norden, des Engadins, Montafons und Appenzeller Landes im Süd- bis Nordwesten und des Zentralkamms im Süden abgeschirmt vom direkten Einfluss einströmender Luftmassen – innerhalb der Inneralpinen Trockenprovinz. Der Lееffekt sorgt dafür, dass Tirol neben dem Wallis (CH) zu den trockensten Regionen der Europäischen Alpen gehört (WEINGARTNER & PEARSON 2001). Die tiroler Täler zeichnen sich durch einen hohen Grad an Kontinentalität aus, der dort im Vergleich zu den alpinen Randlagen für höhere Raten solarer Strahlung und steilere Temperaturgradienten sorgt (BARRY 2008).

Die verwendeten Klimadaten stammen von drei Messstationen der TIWAG, die in verschiedenen Höhenstufen des Hinteren Kaunertals aufgestellt wurden. Station Dammfuss (1770 m ü. A.) ist die am tiefsten gelegene Station. Wie der Name sagt befindet sie sich am Fuß des Staudamms, wo sie seit 1988 15-minütig Niederschlags- und Temperaturdaten misst und aufnimmt. Sie bietet damit die längste verfügbare Messreihe, ist aber am weitesten von den UF entfernt und kann deshalb nur bedingt für die Datenauswertung herangezogen werden. Station Gepatsch Alm steht auf einer Wiese in direkter Nähe zum Ufer der Fagge auf 1941 m ü. A., wo sie seit 2009 ebenfalls Niederschlags- und Temperaturdaten in einem 15-minütigen Messintervall aufnimmt. Durch ihr Höhenlage und die Nähe zum Gepatschferner stellt sie die bevorzugte Station für Korrelationen mit der Prozessdynamik auf den Untersuchungsflächen der unteren Gerpatschferner-Moränen dar. Für Korrelationen der Prozessdynamik der oberen Untersuchungsflächen der Gepatschferner-Moräne und jene der Weißseeferner-Moräne mit klimatischen Variablen dienen die Daten der Station Weißsee (2516 m ü. A.). Sie misst seit 2006 in 15-minütigem Abstand Niederschlag, Temperatur und Schneehöhe. Seit 2009 wird zusätzlich im gleichen Intervall die Solarstrahlung aufgezeichnet. Außerdem existieren Totalisatordaten monatlicher Niederschlagssummen, aufgezeichnet an fünf Stationen, die über das Hintere Kaunertal verteilt sind.



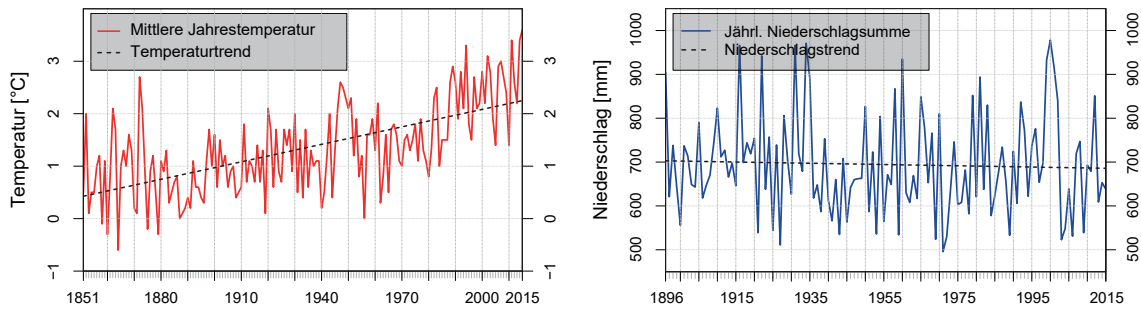
**Abb. 5.2:** Klimadiagramme nach Walter und Lieth für drei Klimastationen der TIWAG im Hinteren Kaunertal (Daten: TIWAG)

Abgesehen von sommerlichen Gewittern zeichnet sich das Hintere Kaunertal entsprechend seiner Lage innerhalb der Inneralpinen Trockenklimate durch relativ geringe mittlere jährliche Niederschlagssummen aus, welche aber mit der Höhe zunehmen und damit einem typischen Muster folgen, das von BAUMGARTNER et al. (1983) für 1000 Einzugsgebiete in den Europäischen Alpen nachgewiesen werden konnte (BARRY 2008) (Abb. 5.2). An der Station Dammfuss fallen gerade 857.3 mm im Jahr, während an der Station Gepatsch Alm 1096.4 mm und am Weißsee 1206.6 mm ermittelt werden. Die mittleren Jahrestemperaturen der drei Stationen spiegeln den höhenabhängigen typischen Verlauf des trocken-adiabatischen Temperaturgradienten der nördlichen Österreichischen Zentralalpen wieder. Dieser wurde stellvertretend im Einzugsgebiet der Ötztaler Ache bestimmt und reicht von  $-0.39^\circ\text{C}/100\text{ m}$  im Winter bis  $-0.65^\circ\text{C}/100\text{ m}$  im Spätfrühling/Frühsummer (KUHNER et al. 2013). Der trocken-adiabatische Temperaturgradient im Hinteren Kaunertal beträgt  $-0.63^\circ\text{C}/100\text{ m}$ , entsprechend einer MAAT von  $4.4^\circ\text{C}$  an der Station Dammfuss und von  $-0.3^\circ\text{C}$  an der Station Weißsee. Die Aussagekraft von gemittelten klimatischen Werten der beiden Stationen Gepatschalm (GA) und Weißsee (WS) sollten allerdings auf Grund der sehr kurzen Monitoringperioden von nur sechs bzw. neun Jahren mit Vorsicht interpretiert werden.

### 5.1.1 Der Klimawandel im Hinteren Kaunertal

In Folge der durch die Industrialisierung erzeugten anthropogenen Treibhausgasemissionen und entsprechenden atmosphärischen Feedback-Mechanismen ist ein Anstieg der mittleren Jahrestemperatur um  $1.4^\circ\text{C}$  im Alpenraum zu vermerken (BRUNETTI, M. et al. 2009). Dieser nahm in den 1940er Jahren die größte Ausprägung an, bevor es zwischen den 1950er und 1970er Jahren zu einer Abkühlung kam. Im Anschluss daran folgte eine ausgeprägte stetige Erwärmung der mittleren Jahrestemperatur um ca.  $1^\circ\text{C}$  zwischen 1980 und 1998. Besonders drastisch zeigt sich die Zunahme der Minimaltemperaturen in den Schweizer Alpen um ca.  $2^\circ\text{C}$  (HAEBERLI & BENISTON 1998).

Im Einklang damit wird an der Station Obergurgl im Ötztal (Westliche Tiroler Alpen) zwischen 1851 und 2015 ein signifikanter Anstieg ( $R^2 = 0.39, p < 2.2e - 16$ ) der mittleren Jahrestemperatur um  $1.8^\circ\text{C}$  gemessen (Abb. 5.3, li., Daten: TIWAG). Der Temperaturanstieg zeigt sich in rasanten Rückschmelzraten und Massenverlusten der alpinen Gletscher und der Verschiebung der Baumgrenze in größere Höhen (HAEBERLI & BENISTON 1998; NICOLUSSI & PATZELT 2000; ZEMP 2006). Im Gegensatz zum deutlich sichtbaren Temperaturtrend gibt es in ganz Österreich keine Anzeichen für entsprechende Niederschlagstrends (AUER & BÖHM 1994). Auch die jährlichen Niederschlagsmittel im Zeitraum 1896-2015, die von der TIWAG-Station Nauders, westlich des Kaunertals aufgenommen wurden, bestätigen dies: Lediglich ein nicht-signifikant fallender Trend der Niederschlagswerte ist aus den langjährigen Jahresmitteln erkennbar (Abb. 5.3, re.). AUER & BÖHM (1994) nutzten die Daten mehrerer über ganz Österreich verteilter Klimastationen, um eine kombinierte raumzeitliche (2D) Temperatur-Niederschlags-Analyse durchzuführen, um klimawandelbedingte Witterungsveränderungen aufzudecken. Ihre Ergebnisse für die Westlichen Österreichischen Alpen zeigen eine deutliche Zunahme von warm-feuchten und einer etwas weniger



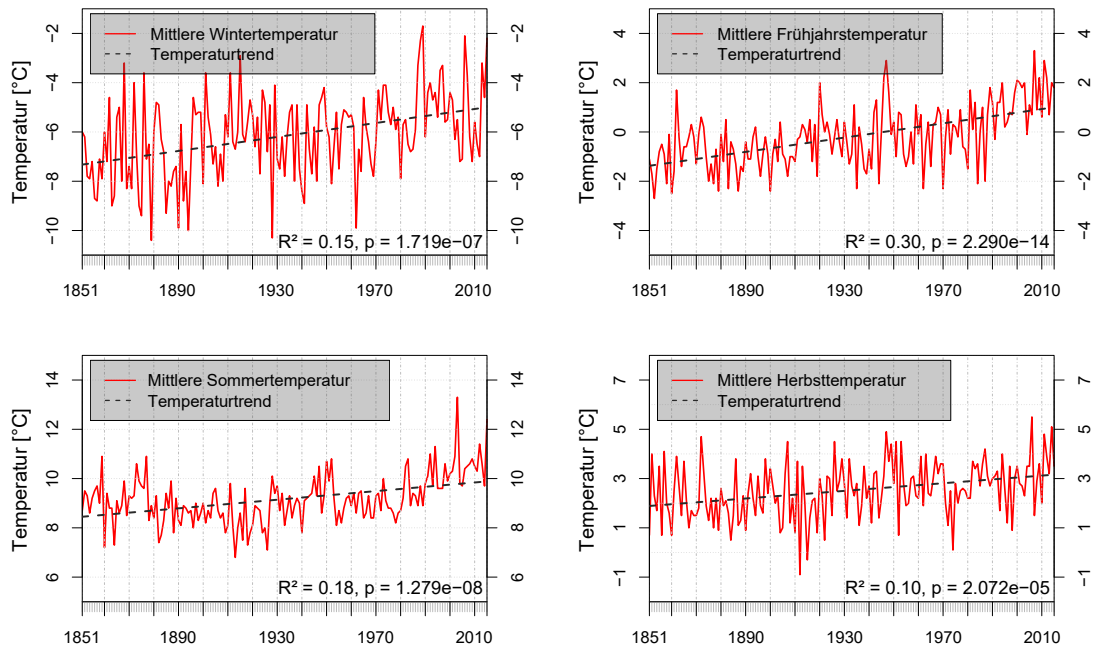
**Abb. 5.3:** Langjährige Temperatur- und Niederschlagskurven: Li.: Mittlere Jahrestemperaturen (1851 - 2015, Station Obergurgl, 1938 m ü. A.) und re.: Jährliche Niederschlagssummen (1896 - 2015, Station Nauders, 1360 m ü. A.) mit Trendlinien (Daten: TIWAG)

ausgeprägten Zunahme von warm-trockenen Witterungsverhältnissen. Kalt-feuchte, sowie kalt-trockenen Witterungsbedingungen treten gegenläufig dazu seltener auf.

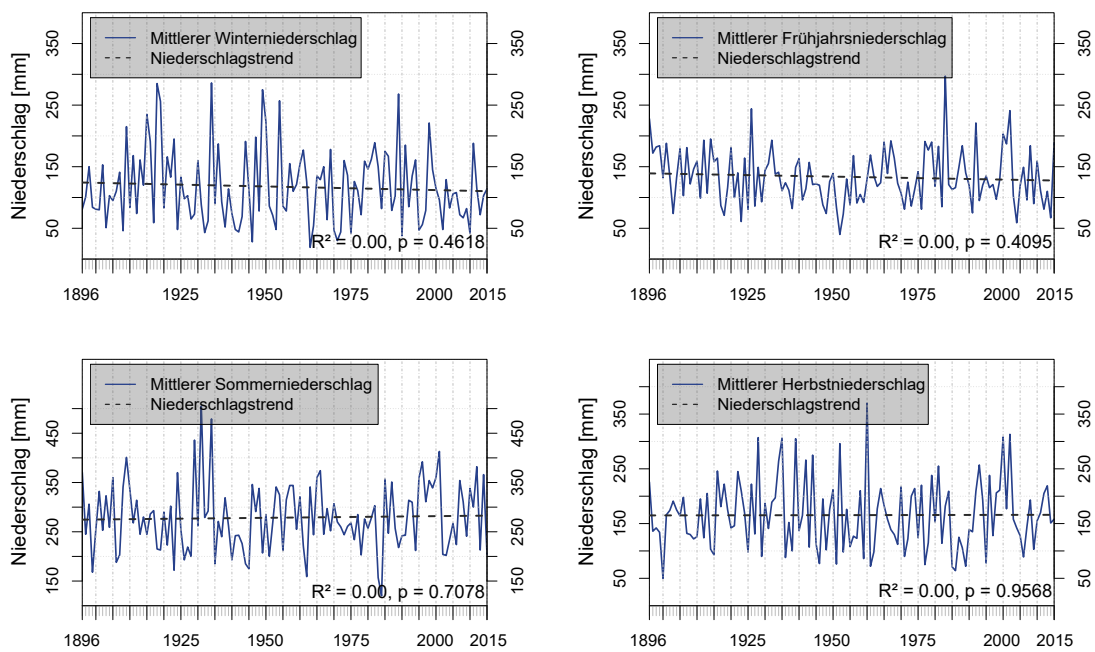
Jahresmittelwerte verschleiern Signale, die auf jahreszeitliche Extrema hindeuten. Saisonale Klimaparameter hingegen besitzen eine große Aussagekraft hinsichtlich klimatischer Veränderungen und werden daher speziell mit Hinblick auf die Alpen ausführlich betrachtet. Mit einer Ausnahme zwischen den 1930er bis zum Ende der 1950er Jahre, die von kalt-trockenen *Winter*monaten geprägt waren, hält der Trend zu warm-feuchten Wintern schon seit dem späten 19. Jhdt. in den Westlichen Österreichischen Zentralalpen Einzug. Auch HAEBERLI & BENISTON (1998) sehen die ausgeprägtesten saisonalen Folgeerscheinungen des Klimawandels in den Alpen – wo größere positive Temperaturanomalien direkt mit größeren Höhen korrelieren – in wärmeren Wintermonaten. Wärmere Winter werden auch an der Station Obergurgl bestätigt (Abb. 5.4, o.l.). Gleichzeitig zeichnet die Klimastation in Nauders aber eine statistisch nicht-signifikante Abnahme der Winterniederschläge seit 1896 auf (Abb. 5.5, o.l.).

Das *Frühjahr* hat nach AUER & BÖHM (1994) die geringsten Veränderungen erfahren. Sie konnten lediglich einen schwachen Trend hin zu feuchteren und wärmeren Verhältnissen beobachten. Abb. 5.4 (o.r.) zeigt jedoch im Jahresverlauf den deutlichsten, wenn auch nur schwach-signifikanten positiven Trend über die langjährige Zeitreihe der mittleren Frühjahrestemperaturen. Auch Abb. 5.5 (o.r.) bestätigt die Beobachtungen von AUER & BÖHM (1994) nicht direkt: Bei den mittleren Niederschlagssummen lässt sich eine nicht-signifikante Abnahme im Frühjahr erkennen.

Die *Sommer*monate erfahren schon seit dem späten 19. Jhdt. eine Erwärmung, die aber nicht explizit mit höheren Niederschlagssummen einhergeht. Zwischen 1930 und 1960 gab es in Westösterreich laut AUER & BÖHM (1994) eine Serie von warmen, sehr trockenen Sommern, welche auch in den langjährigen Messreihen von Obergurgl (Abb. 5.4, u.l.) und Nauders (Abb. 5.5, u.l.) zu finden ist. Im Anschluss daran änderten sich die Bedingungen hin zu warm-feuchten Sommermonaten (AUER & BÖHM 1994). Dies kann mit den saisonalen Niederschlagssummen der Messreihe von Nauders für die Region nicht bestätigt werden. Der Temperaturanstieg in Obergurgl zeigt jedoch sehr wohl einen deutlich positiven Trend für die Sommermonate.



**Abb. 5.4:** Saisonale Temperaturmittel und -trends (1851 - 2015, Station Obergurgl, 1938 m ü. A.) (Daten: TIWAG)



**Abb. 5.5:** Saisonale Niederschlagsmittel und -trends (1896 - 2015, Station Nauders, 1360 m ü. A.) (Daten: TIWAG)



Der *Herbst* spiegelt die geringsten Veränderungen der langjährigen saisonalen Temperaturmittel und auch der mittleren Niederschlagssummen wieder. Abb. 5.4 (u.r.) lässt einen schwach-signifikanten ( $R^2 = 0.1, p = 2.072e - 05$ ) positiven Temperaturtrend erkennen. Bei den Niederschlagssummen (Abb. 5.5, u.r.) hat sich im Messzeitraum kein Trend entwickelt.

### 5.1.2 Extrema im Hinteren Kaunertal

Extremwerte werden durch seltene Vorkommnisse von besonders hohen oder niedrigen Werten eines Datensatzes beschrieben. Passt man eine statistische Verteilung auf diese Daten an, spiegelt der Schwanz dieser Verteilung die Extrema wieder. Häufig handelt es sich dabei um Werte, die unter dem 10%-Perzentil oder über dem 90%-Perzentil der Verteilung liegen (BEGUERIA 2006).

Meteorologische Extrema stehen in direktem Zusammenhang mit dem geomorphologischen Prozessgeschehen. Meteorologische Ereignisse mit außergewöhnlich großen Intensitäten implizieren daher ein hohes Gefährdungspotential für sozio-ökonomischen Strukturen (BENISTON et al. 2007). Hinsichtlich der Art geomorphologischer Prozesse ist es wichtig, verschiedene zeitliche Auflösungen zu betrachten. Murgänge besitzen beispielsweise eine kurze Reaktionszeit im Hinblick auf Starkniederschlagsereignisse. Ihr Eintreten korreliert daher mit kurzen Zeitintervallen und wird häufig mit Niederschlagsintensitäten ( $\text{mm h}^{-1}$ ) verglichen (z.B. HAGG & BECHT 2000). Steinschlag hingegen tritt vermehrt bei extrem hohen Sommertemperaturen auf (vgl. ALLEN & HUGGEL 2013). Extreme Abflüsse entstehen in vergletscherten Gebieten nicht selten durch eine Kombination von hohen Temperaturen, welche die Gletscherschmelze verstärken und Niederschlagsereignissen (vgl. WARBURTON 1990, 1994). Sie sind im Stande große Sedimentfrachten mit sich zu führen und besitzen dadurch eine verstärkte erosive Kraft. Durch laterale Erosion des Gerinnebetts werden Hänge unterschritten und zusätzlich zu den parallel auf ihnen ablaufenden niederschlagsinitiierten Hangprozessen destabilisiert.

Im Hinteren Kaunertal wurden Niederschlags- und Abflussextrima, sowie deren Wiederkehrintervalle für die Station GA mit Hilfe der *Peaks-Over-Threshold*-Methode und der Anpassung einer *generalisierten Pareto*-Verteilung ermittelt. Niederschlagsextrima und deren Wiederkehrintervalle wurden außerdem auch für die StationWS berechnet.

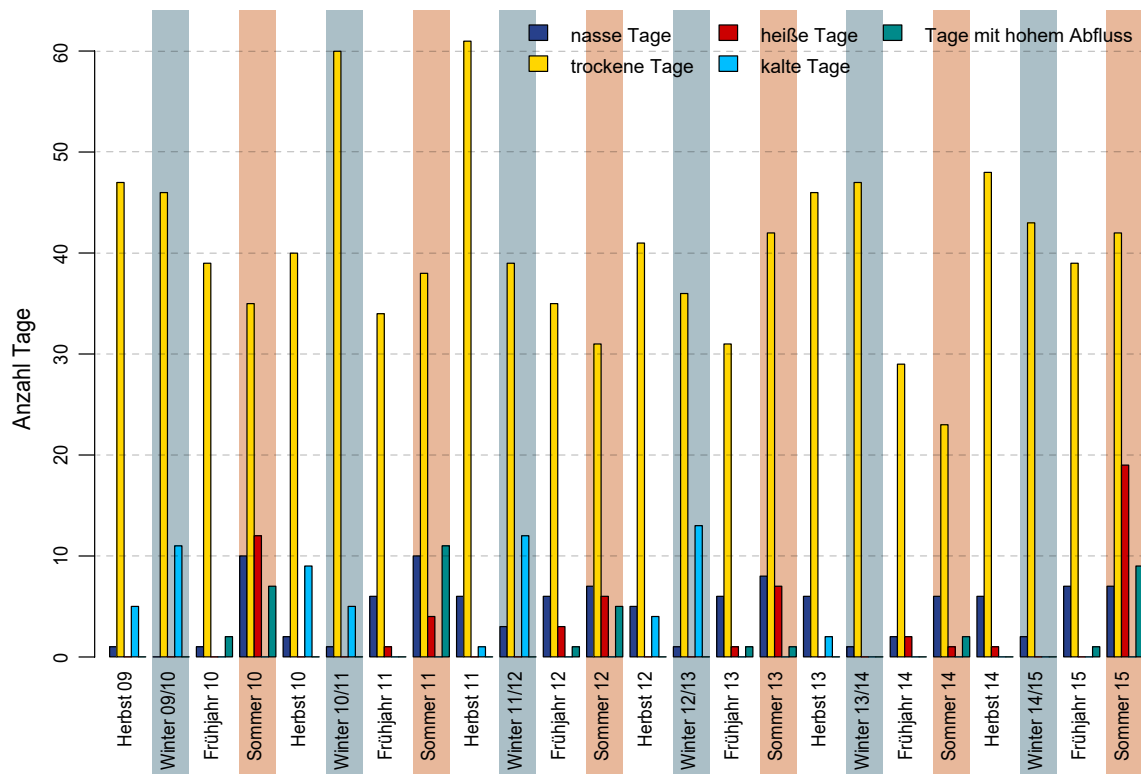
**Tab. 5.1:** Schwellenwerte meteorologischer Extrema für verschiedene Messintervalle

	15-Minuten	Stunde	Tag	Monat
$\Sigma P$ GA [mm]	1.7	2.8	14.6	165.4
$\Sigma P$ WS [mm]	2.0	2.6	16.7	180
$T_{dmax}$ GA [°C]			$\leq -8.6$ & $\geq 21.9$	
$T_{dmax}$ WS [°C]			$\leq -10.3$ & $\geq 16.9$	
$Q_{max}$ GA [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]			22.8	

Entsprechend der höhenstufenabhängigen Zunahme des Niederschlags fällt der minimale Schwellenwert für Extrema der monatlichen Niederschlagssummen an der Station WS mit 180 mm etwas höher aus, als an der Station GA (165.4 mm). Gleiches trifft auf die 15-minütigen und die Tagessummenwerte zu (vgl. Tab. 5.1).

Lediglich die unteren Grenzwerte der extremen Niederschlagsintensitäten fallen an Station WS ( $2.6 \text{ mm h}^{-1}$ , Überschreitungshäufigkeit: 589 von 77 804 ( $\equiv 0.76 \%$ ) etwas niedriger aus, als an Station GA ( $2.8 \text{ mm h}^{-1}$ , Überschreitungshäufigkeit: 438 von 53 443 ( $\equiv 0.82 \%$ )). Für die Ermittlung der Temperaturextrema dienen Werte unter dem 10%-Perzentil der maximalen Wintertagestemperaturen (extrem kalte Tage) und Werte über dem 90%-Perzentil der maximalen Sommertagestemperaturen (extrem heiße Tage). Auch hier ist der höhenabhängige Unterschied zwischen den Grenzwerten der beiden Stationen gut zu sehen: Oberer und unterer Grenzwert der Station WS sind niedriger angesiedelt, als jene der Station GA (vgl. Tab. 5.1).

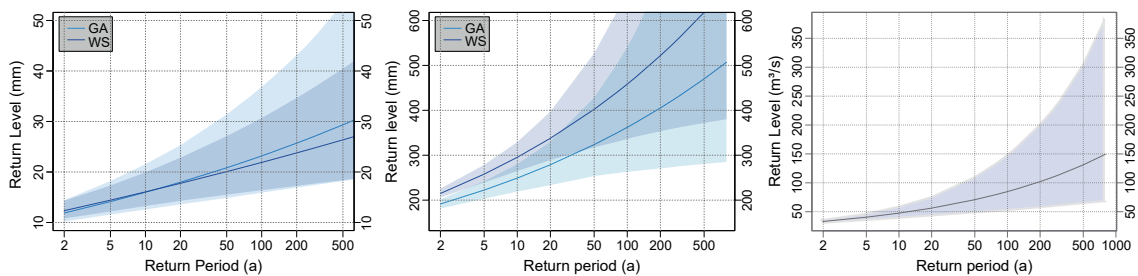
Anhand der Grenzwerte für Extrema (vgl. Tab. 5.1) wurden für Station GA die Anzahl der Tage pro Quartal mit extremen meteorologischen Ereignissen berechnet. Wie Abb. 5.6 zeigt, stechen der Winter 2010/2011 und der Herbst 2011 mit einer besonders hohen Anzahl an trockenen Tagen ( $\Sigma P_d = 0 \text{ mm}$ ) hervor. Die Anzahl nasser Tage ( $\Sigma P_d > 14.6 \text{ mm}$ ) ist in den Sommermonaten der Jahre 2010 und 2011 am größten. Die Winter 2011/2012 und 2012/2013



**Abb. 5.6:** Tageszahl von meteorologischen Extrema pro Quartal (01.10.2009 - 30.9.2015, Station GA (Daten: TIWAG)

sind durch eine hohe Tageszahl extremer Kälte ( $T_{dmax} < -8.6^\circ\text{C}$ ) geprägt. In den beiden darauffolgenden Wintern hingegen bleiben Tage extremer Kälte aus. Im sehr trockenen Sommer 2015 wird für die Tage mit extrem hohen Abflussspitzen ( $\Sigma Q_d > 22.8\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ) die zweithöchste und für extrem heiße Tage ( $T_{dmax} > 21.9^\circ\text{C}$ ) die maximale Anzahl erreicht. Die heißesten Tage mit extremen Spitzenabflüssen sind im Sommer 2011 aufgetreten.

In Abb. 5.7 sind die entsprechenden Wiederkehrintervalle für Niederschlags extremwerte der Monatssummen und Intensitäten der beiden Stationen dargestellt. Intensitäten basieren auf deutlich kürzeren Datensätzen (WS: Seit 2006, GA: Seit 2009) als die Monatssummen (seit 1980), weshalb erstere und insbesondere die Daten von Station GA mit größerer Unsicherheit (vgl. 95%-Konfidenzbereich) zu betrachten sind.



**Abb. 5.7:** Wiederkehrintervalle von Extrema der l.: Niederschlagsintensitäten, m.: Monatl. Niederschlagssummen, r.: Abflussmaxima an Station GA. Schattierte Bereiche markieren die 95%-Konfidenzintervalle (Daten: TIWAG)

## 5.2 Hydrologie

Proglaziale Flüsse zeigen auf Grund von saisonal stark variierenden Temperaturen im Hochgebirge eine typische Ganglinie von sehr niedrigen Abflusswerten im Winter und einem Maximum während der Ablationsperiode. Im Kaunertal bildet die Fagge die Haupterosionsbasis. Ihr wird das Wasser sämtlicher Tributäre und somit auch aller im Untersuchungsgebiet vorhandenen Gletscher zugeführt. Den Hauptanteil ihres Abflusses macht jedoch die Drainage des Gepatschferners aus, dem sie entspringt. In Abb. 5.8 ist das typische saisonal geprägte Ganglinienmuster zu sehen. Die Wintermonate sind durch die niedrigen vorherrschenden Temperaturen und Niederschlag in Form von Schnee von kontinuierlich geringen Abflussmengen geprägt. Mit Einsetzen der Schneeschmelze im Frühsommer steigen auch die Abflüsse an. Sie erreichen ihr Maximum an Strahlungstagen im Hochsommer und dadurch verstärkte Gletscherschmelze. Zu dieser Zeit ist auch das Risiko für gewittrige Starkniederschläge am größten. In Kombination können extrem hohe Abflussmengen von mehr als  $22.8\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  entstehen. Ein solches Ereignis fand beispielsweise im August 2012 statt. Der Tagesmaxima-Schwellenwert für Extremabflüsse wurde an vier Tagen hintereinander überschritten. Die Abflussspitze dieses Events, die gleichzeitig den in 2012 gemessenen Spitzenabfluss mit einer Jährlichkeit von 9 bis 10 Jahren darstellt (vgl. autoreffig:RLP, r.), wurde am 26.08.2012 mit  $47.3\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$  aufgezeichnet (vgl. BAEWERT & MORCHE 2014). Mit sinkenden Temperaturen und relativ trockenen Verhältnissen im Herbst verringert sich auch die Abflussmenge wieder stetig.

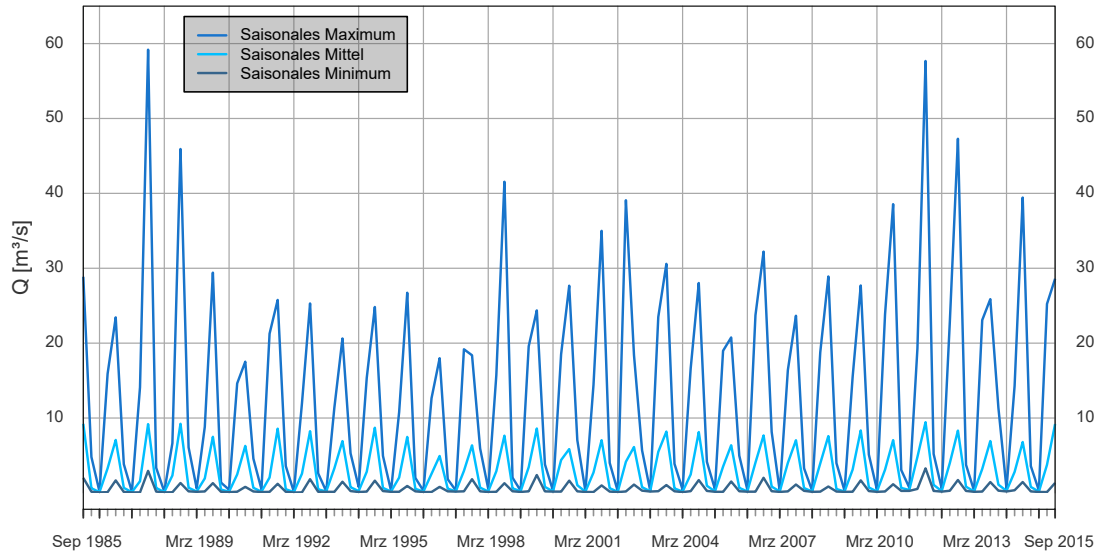


Abb. 5.8: Saisonale Abflussganglinien der Fagge (1985 - 2015, Station GA) (Daten: TIWAG)

### 5.3 Die Gepatschferner Moränen

Der Gepatschferner ist einer der eindrucklichsten Gletscher der Ostalpen. Sein Nährgebiet bildet ein großes Plateau, welches konstant über 2900 m ü.M. liegt. Die stark vom rezenten Temperaturanstieg geprägte Gletscherzunge stellt noch immer ein markantes Objekt des glazialen Formenschatzes der Ötztaler Alpen dar. Sie reicht derzeit bis auf 2100 m ü.M. hinab und bildete über die Zeit ein tiefes Trogtal heraus. Zahlreiche Gletscherspalten und ein großer Eisfall geben Aufschluss über steile subglaziale Felsstufen und große Erosionskraft der Eismassen. Das Flächenverhältnis zwischen Akkumulations- und Ablationsbereich des Gepatschfernens ist noch immer groß. Doch die schnelle Erwärmung und geringere Winterniederschläge machen sich auch hier bemerkbar. Aufgrund des Höhengniveaus gelten im Bereich des Plateaus die an Station WS gemessenen klimatischen Charakteristika (mittlere Jahresniederschlagssummen (MAPS): 1200 mm, MAAT:  $-0.3^{\circ}\text{C}$ ), während für den unteren Zungenabschnitt und das Gletschervorfeld auf Werte der Station GA zurückgegriffen wird (MAPS: 1096 mm,  $2.5^{\circ}\text{C}$ ).

Die 10 UF im Gepatschferner-Proglazial (vgl. Abb. 5.9 und Abb. 5.10) können in mehreren Kategorien untergliedert werden:

- Seitenmoränenabschnitte, die direkt an die Gletscherzunge anschließen und die aktuelle Eisoberfläche überragen (UF: 1, 50 und 51) oder diese bis 2013 überragten (UF: 2, 11): Bis auf die N-exponierte Seitenmoräne Untersuchungsfläche (UF) 11 befinden sich alle UF auf der orographisch rechten Seite der Gletscherzunge und

### 5.3 Die Gepatschferner Moränen

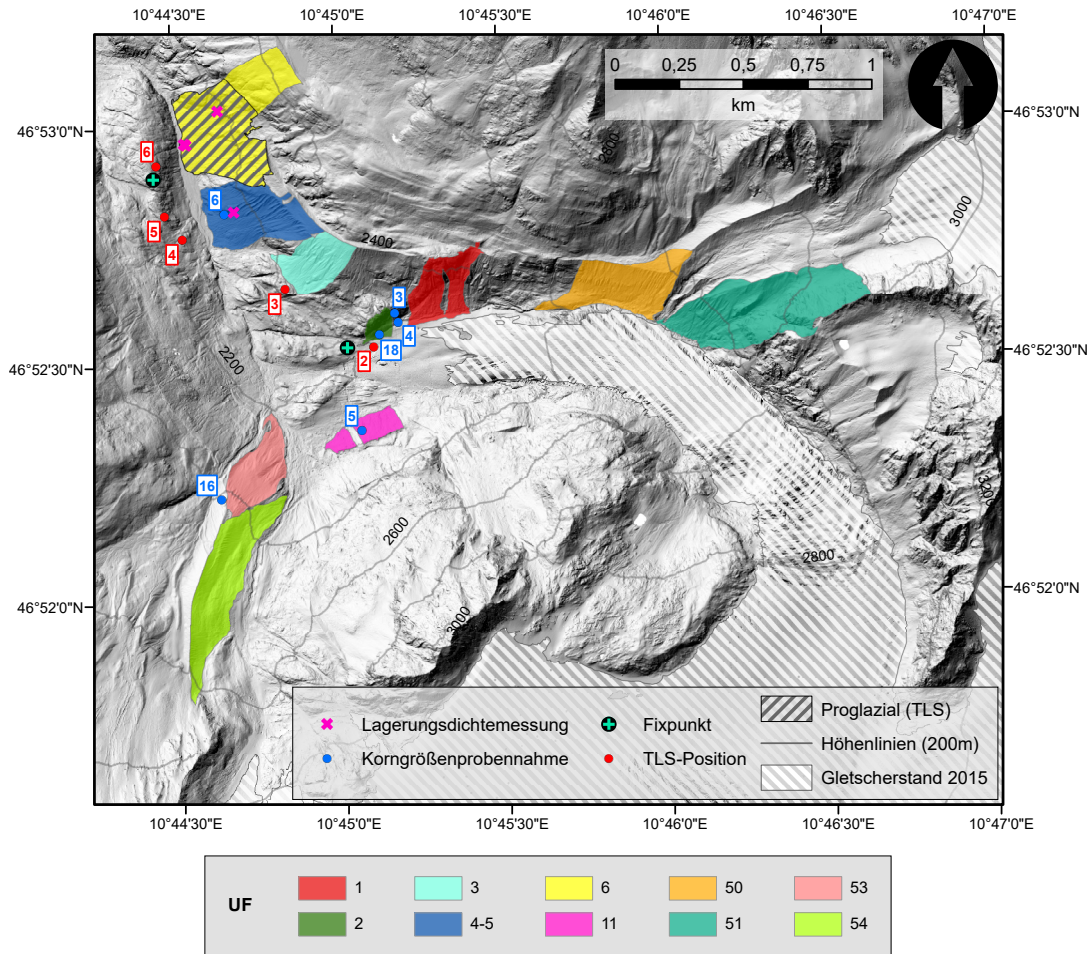
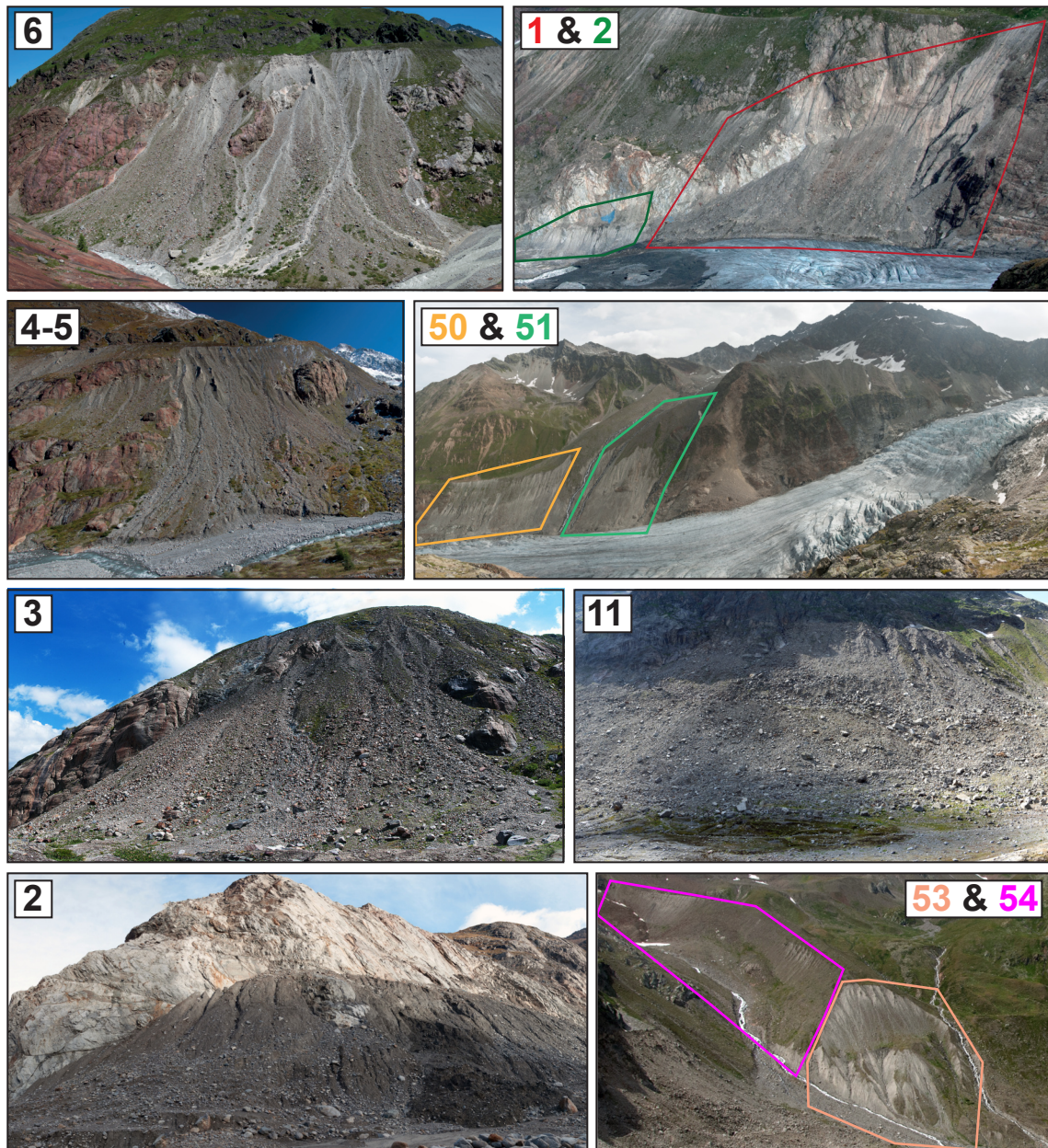


Abb. 5.9: Übersicht über die UF und Messpunkte im Gepatschferner-Gebiet

sind S bis SW ausgerichtet. Ihre Flächengrößen variieren deutlich zwischen  $70 \text{ m}^2$  (UF 2) und  $350 \text{ m}^2$  (UF 51). Die beiden am niedrigsten gelegenen Flächen (UF 2 und 11) besitzen sowohl die kleinste Ausdehnung und Länge, als auch die geringsten maximalen und mittleren Hangneigungen (Tab. 5.2).

- Hohe und steile Ufermoränen, die schon seit längerem entgletschert sind und somit weiter von der Gletscherzunge entfernt liegen (UF: 3, 4-5, 6): Alle UF befinden sich auf der orographisch rechten Talseite und sind SW- bis W-exponiert. Ihre Hanglängen reichen von 250 m (UF 3) bis ca. 400 m (UF 6). Das hydrologische Einzugsgebiet von UF 6 erstreckt sich ca. 150 m über die LIA-Moräne in vegetationsbewachsenes, getrepptes Steilhanggelände hinaus. Die Moränenhänge sind in den oberen Bereichen extrem steil und weisen Neigungswerte von bis zu  $78^\circ$  auf. Der niedrigste Punkt liegt bei 2063 Meter über dem Meerspiegel, ellipsoidische Höhe (m ü.M.) an UF 6.
- Seiten und Front einer Mittelmoräne von N-exponierten Auslassgletschern des Plateaus (UF: 53 und 54): Die Mittelmoräne trennt das Münchner Kar vom Tal der





**Abb. 5.10:** Die UF im Gepatschferner-Gebiet (Foto: DUSIK, 2012-2016)

heutigen Gepatschferner-Nordflanke. Die O-exponierte Seite der Mittelmoräne wird durch UF 54 abgedeckt, welche mit bis zu 90° Hangneigung im nördlichsten Abschnitt die steilsten Bereiche der Mittelmoräne aufweist. Sie erstreckt sich über die gesamte longitudinale Ausdehnung der Moräne (ca. 700 m) und verfügt über größtenteils kurze Hanglängen zwischen 40 m am südlichen Ende des Moränenzugs und 200 m an dessen nördlichem Ende. UF 53 markiert den N-exponierten, ca. 240 m hohen Frontbereich

der Mittelmoräne, welcher als Prallhang der Gepatschfernerzunge diene, als deren Ausdehnung noch bis an den Gegenhang reichte (bis ca. 1969). Der konstant steile Hang besitzt mittlere Neigungswerte von 33 °, wobei der maximale Gradient mit 66 °vergleichsweise moderat ausfällt.

Auf den Karten (Abb. 5.9 und Abb. 5.17) sind bei einigen UF schraffierte Bereiche zu erkennen (*Proglazial (TLS)*). In diesen Fällen liegen die nicht-schraffierten Bereiche außerhalb des proglazialen Raums und können auf Grund von zu großen Entfernungen nicht durch TLS-Messungen abgedeckt werden. Sie finden aber dennoch Beachtung, da sie zum hydrologischen Einzugsgebiet der jeweiligen Untersuchungsfläche gehören. Diese Charakteristik kommt jedoch nur bei Untersuchungsflächen zum Tragen, die auch tatsächlich durch TLS aufgenommen wurden (vgl.Kap. 6.2).

**Tab. 5.2:** Morphometrie der Gepatschferner-UF

UF	Fläche [m <sup>2</sup> ]	Min. Höhe [m h.a.e.]	Max. Höhe [m h.a.e.]	Min. Nei- gung [°]	Max. Nei- gung [°]	Mittl. Nei- gung [°]	Exposition
1	50549.00	2229.25	2470.17	0.28	74.70	36.82	S
2	10744.00	2205.40	2278.66	1.22	64.59	27.69	S
3	46933.00	2179.83	2398.90	0.62	74.09	35.44	SW
4-5	84965.00	2086.01	2365.07	0.36	76.82	34.71	W
6	146773.00	2063.34	2456.78	0.27	78.32	36.49	W
11	24149.00	2232.68	2295.83	0.46	67.74	28.69	NW
50	83440.46	2357.25	2661.48	0.37	73.94	34.36	SW
51	156239.31	2459.29	2936.89	0.05	79.03	37.77	W
53	51872.00	2204.40	2441.55	1.10	66.25	33.23	N
54	100964.85	2312.27	2655.04	1.14	89.97	29.23	O

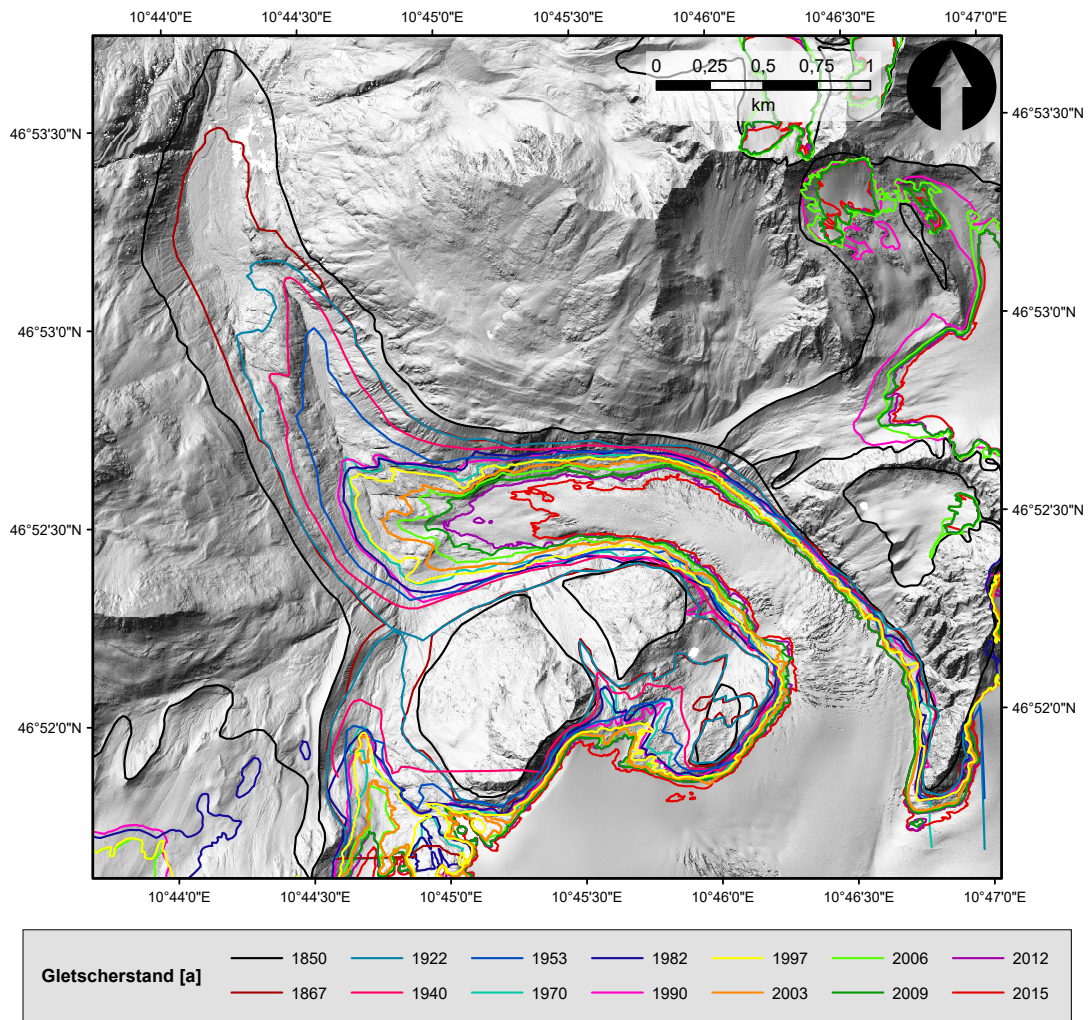
### 5.3.1 Vergletscherung

Der Gepatschferner ist der längste und zweitgrößte Gletscher der Ostalpen (WORLD GLACIER MONITORING SERVICE 2015). Während der letzten großen Eiszeit, die vor ca. 11000 Jahren endete, war er in den Ötztalgletscher, einem großen Nebengletscher des Inngletschers, integriert. Die Oberfläche des Ötztalgletschers wurde zu dieser Zeit nur von den höchsten Gipfeln und Graten der Ötztaler Alpen überragt (KRAINER 2010). NICOLUSSI & PATZELT (2000) gelang es, anhand von Jahrring-Analysen und der Untersuchung von Boden- und Torfproben die holozäne Entwicklung des Gepatsch- und des Weißseeferners zu rekonstruieren. Demnach durchlief der Gepatschferner zwischen 7000 BC und 2000 BC mehrere Vorstoß- und Rückschmelzzyklen. Jedoch wurde der Gletscherstand von 1950



n.Chr. in diesem Zeitraum nur einmal überschritten. Zwischen 2000 BC und 336 n.Chr. gab es einige bedeutendere Vorstöße des Gepatschferners, worauf häufig jahrhundertlang andauernden Rückschmelzphasen folgten. Im Hochmittelalter um ca. 1284 n. Chr. erreichte der Gletscher einen Stand, der mit jenem kurz nach dem LIA vergleichbar ist (NICOLUSSI & PATZELT 2000). Vorstoßphasen während dem LIA sind auf 1462 n.Chr., ca. 1630/35 n.Chr. und 1679 n.Chr. datierbar, welches mit dem Maximalstand um 1855 n.Chr. endete. Seitdem verlieren die alpinen Gletscher, mit wenigen Ausnahmen um 1920 n.Chr. und in den 1970er Jahren, kontinuierlich an Masse (KRAINER 2010; NICOLUSSI & PATZELT 2000) (vgl. Abb. 5.11).

Um 1850 nahm der Gepatschferner eine Fläche von 22 km<sup>2</sup> ein, was in etwa einem Drittel des gesamten Hintere Kaunertals entspricht. Zu diesem Zeitpunkt lagen alle UF unter dem



**Abb. 5.11:** Gletscherstände im Gepatschferner-Gebiet 1850 - 2015 (Daten: STOCKER-WALDHUBER, DUSIK)



Eis. Im Jahr 1922 sind die obersten Hangbereiche der UF 6, 4-5, 3, 1, 50 und 51 und die UF 53 und 54 bereits fast zur Hälfte freigelegt. 1969 war das Gletschertor 2 km talaufwärts vom Stand 1850 zu finden und die UF 3, 4-5, 6, 53 und 54 vollkommen eisfrei. Die UF entlang der Gletscherzunge werden kontinuierlich mit dem Absinken der Eisoberfläche freigelegt und gewinnen durch das Abschmelzen der Zunge an Fläche. An UF 1 setzten die ersten Eisfreiwerdungsprozesse in etwa zeitgleich mit UF 11 um 1982 ein, während UF 2 erst nach 2009 entstand. Zwischen 2006 und 2015 verlor der Gepatschferner 600 m an Länge. Davon schmolz er über 350 m in den letzten drei Jahren seit 2012 zurück. Im Vergleich zu 1850 besitzt der Gepatschferner heute noch 70% seiner Fläche.

#### 5.3.2 Permafrost und Toteisvorkommen

Permafrost und Toteis haben einerseits Einfluss auf die Prozessdynamik von rezent entgletscherten Sedimenthängen (z.B. Kriechprozesse, Hangdestabilisierung), andererseits verfälschen sie das tatsächliche Materialvolumen von Sedimentkörpern und bringen damit große Unsicherheiten in die Ergebnisse von Sedimentbudgetierungen. Eine Differenzierung, ob Volumenveränderungen eines Sedimentkörpers durch einen Erosionsprozess oder durch schmelzendes Bodeneis hervorgerufen werden, ist deshalb ohne Informationen zu lokalen Permafrost- und Toteisvorkommnissen nur schwer möglich. Als wichtiger Bestandteil des Forschungsprojekts PROSA wurden sie im Laufe der Untersuchungen erfasst.

Die Verbreitung von Permafrostvorkommen wurde auf Grundlage von Messungen der Basistemperatur der Winter-Schneedecke (BTS) (vgl. HAEBERLI 1973) und einer einfachen multivariablen linearen Regression modelliert. Die topo-klimatischen Variablen

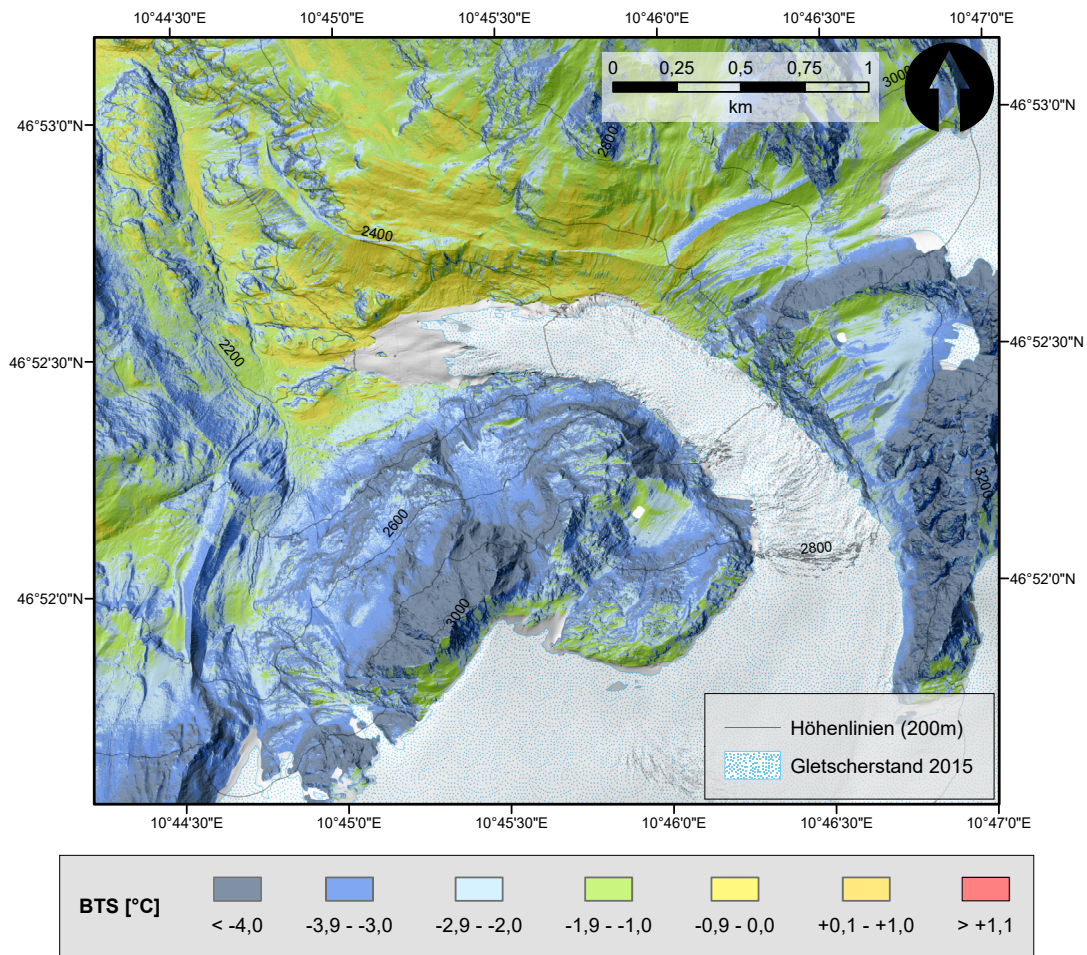
1. Höhe ( $Z$ ) stellvertretend für den trocken-adiabatischen Temperaturgradienten,
2. solare Einstrahlung ( $SE$ ) als Maß für Energieflüsse,
3. Oberflächenrauigkeit ( $VRM$ ) um den Einfluss der Ventilation in grobblockigem Gelände (*bulk ventilation*) abzudecken und
4. profile Geländewölbung ( $PC$ ) um Hangfusslagen, die häufig bis lang in den Sommer hinein mit Schnee bedeckt sind, zu beachten

wurden aus einem ALS-basierten digitalem Höhenmodell (DHM) aus dem Jahr 2012 mit einer Auflösung von 1 m abgeleitet und dienen als erklärende Faktoren (DUSIK et al. 2015, 2019a; HOELZLE 1992; KELLER 1992; KELLER & HOELZLE 1996). Das Modell ( $R^2$ : 0.6, p-Wert  $< 2e - 16$ ) wird durch die Formel

$$BTS = -0.002 \cdot Z + 0.004 \cdot SE - 8.142 \cdot VRM + 0.664 \cdot PC \quad (5.1)$$

beschrieben und gibt BTS-Werte zwischen  $-10$  und  $1^\circ\text{C}$  wieder. Eine 10-fache Kreuzvalidierung des Modells liefert einen Root Mean Square Error (RMSE) von  $2.3^\circ\text{C}$ . Eine detaillierte Beschreibung des Modells wird in DUSIK et al. (2019a) gegeben. Im Gepatschfernergebiet

(Abb. 5.12) wird das Vorhandensein von Permafrost überwiegend für N-exponierte Hanglagen und Gratbereiche vorhergesagt. UF 11 liegt entsprechend der BTS-Klassifizierung nach HAEBERLI (1975) im Bereich des möglichen Permafrosts ( $-3\text{ °C} \leq \text{BTS} \leq -2\text{ °C}$ ) und lässt deutlich sichtbar massives Eis unter der Sedimentbedeckung erkennen, welches partiell als Scherfläche für Rutschungen dient. Der Klasse des möglichen Permafrostvorkommens wird stellenweise auch den Oberhangbereichen der UF 3, 4-5, 6 und 51 zugeschrieben, was aber durch diverse andere Methoden (Electric Resistivity Tomography (ERT), Isotopenanalysen an Quellen) nicht bestätigt werden konnte. Die S-exponierten UF 1, 2, und 50 sind zwar außerhalb des von Permafrost betroffenen Bereichs, beherbergen in den Unterhangbereichen aber augenscheinlich Toteis. Obwohl Berichte über Thermokarsterscheinungen in Hochgebirgslandschaften laut FRENCH (2007) rar sind, gehören Boden- und Toteis doch zu den gängigen Erscheinungen im Hinteren Kaunertal. Das Argument von FRENCH (2007) bezieht sich auf den großen Anteil an Festgesteinsoberflächen im Hochgebirge. Die massive



**Abb. 5.12:** Modellierte Basistemperatur der Winter-Schneedecke im Gepatschferner-Gebiet (Daten: EIGENE ERHEBUNG)

Gletscherschmelze entblößt jedoch große Flächen mit teilweise mächtigen Sedimentauflagen. Grund- und Stauchmoränen oder Blockgletscher sind prädestiniert für Thermokarstphänomene, obwohl diese nicht das Ausmaß wie im diskontinuierlichen Permafrost der hohen Breiten annehmen. SCHLOBIES (2016) wandte in ihrer Masterarbeit eine Geofaktorenanalyse und logistische Regression an, um Lokalitäten mit Toteiserscheinungen im Hinteren Kaunertal ausfindig zu machen. Demnach sind vor allem gletschnahe und N-exponierte Bereiche in großen Höhen betroffen (SCHLOBIES 2016).

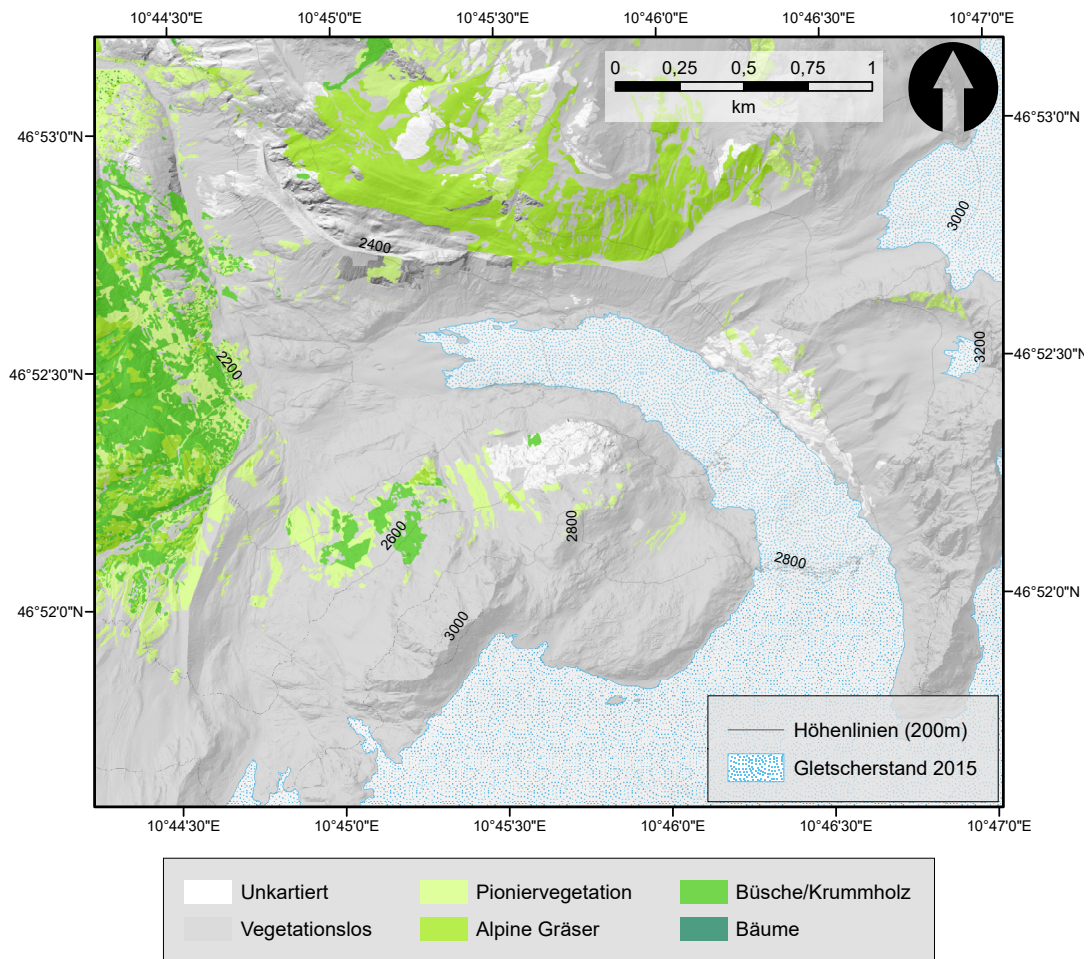
#### 5.3.3 Vegetation

Im Projekt PROSA wurde eine Vegetationskartierung angefertigt, welche 5 Klassen nach ihrer Wuchshöhe unterscheidet (vgl. HILGER 2017).

Der größte Flächeanteil des Untersuchungsgebiets ist vegetationslos. Die vier Klassen *Pionier-Vegetation*, *alpine Gräser*, *Büsche/Krummholz* und *Bäume* nehmen alle einstellige Prozentanteile der Landbedeckung im hinteren Kaunertal ein, wobei Bäume den kleinsten Anteil ausmachen. Wie in Abb. 5.13 und in Tab. 5.3 zu sehen ist, sind die UF im Gepatschfernergebiet größtenteils frei von Bewuchs. Dies trifft zu 100% auf die jüngst entgletscherten UF 2 und 11 zu, auf welchen eine hohe Rutschungsdynamik auf Grund von Toteisvorkommen und einer ständigen Durchfeuchtung zu beobachten ist. Auch innerhalb der auf aktueller Gletscherhöhe gelegenen UF 1, 50 und 51 gibt es auf den Moränen selbst noch keine Anzeichen für Vegetationseinwanderung. Erste Anzeichen von Sukzession sind wenn überhaupt im Oberhang anzutreffen, der schon länger frei von Eisbedeckung ist. Abgesehen von einem geringen Flächenanteil in den Unterhangbereichen von UF 4-5 und 6 auf dem Alpenrosen wachsen, bildet Pioniervegetation die verbreitetste Landbedeckungskategorie. Sie bedeckt auf UF 53 22% der Fläche, gefolgt von UF 6 mit 11%, UF 54 mit 6 % und UF 3 und 4-5 mit 5% Bedeckungsgrad. Bei diesen UF sticht heraus, dass die Sukzession zuerst in flacheren Hangbereichen am Unterhang und auf Geländestufen Einzug hält, in welchen die Morphodynamik abgeschwächt ist.

#### 5.3.4 Geologie

Der lithologische Aufbau des Hinteren Kaunertals besteht aus polymetamorphen Gesteinen des Ötztal-Stubai-Komplexes, welcher auch als Ostalpin oder Ötztal-Kristallin bezeichnet wird. Die Schichten der geologischen Einheit wurden oft gefaltet und so entwickelten sie sich im Laufe der Zeit zu moderat bis stark deformierten Gneisen. Innerhalb von mind. drei Gebirgsbildungsphasen (kaledonisch, variszisch und alpidisch) wurden neben geringeren Vorkommnissen von Glimmerschiefern und metasedimentären Amphibolit-Wechsellagen hauptsächlich massive, quartzreiche Orthogneise und blättrige Paragneise mit hohem Biotitanteil geformt (TROPPEL et al. 2012; VEHLING et al. 2013). Der sedimentologische Aufbau der UF im Gepatschferner-Gebiet besteht aus glazialen Ablagerungen, die mit Ausnahme der UF 2 und 11 teilweise von Murschutt überlagert werden (Abb. 5.14). Bei den UF 3, 4-5 und 6 trifft dies auf die unteren beiden Hangdrittel zu, während bei Lokalitäten auf



**Abb. 5.13:** Vegetationskarte des Gepatschferner-Gebiets (verändert nach HILGER 2017)

Gletscherzungenhöhe nur die Hangmitte oberhalb der jüngst (seit ca. 2006) entgletscherten Bereiche mit Murablagerungen bedeckt ist. Einen Sonderfall stellt UF 53 dar, wo die obere Hanghälfte, die über einer den Gletscherstand von 1969 markierenden Geländestufe liegt von Murschutt bedeckt ist. Die Stufe ist das Resultat einer Hangleitung, wobei die obere Hanghälfte von UF 53 die Anrisszone und die untere Hanghälfte die Gleitmasse darstellt. Im Bereich der Gleitmasse treten glaziale Sedimente zu Tage, die wie die Oberhangbereiche aller anderen UF von den linearen Strukturen fluvialer Erosion zerschnitten werden, aber auch von Muraktivität zeugen (VEHLING 2016).

Im Forschungsprojekt PROSA wurden an einigen Stellen im Gepatschferner-Proglazial Korngrößenanalysen und Lagerungsdichtemessungen durchgeführt (vgl. Abb. 5.9). Die Korngrößenanalysen schließen jedoch Sedimente mit einem Durchmesser  $\geq 20$  mm aus, obwohl die Moränen alle Korngrößen bis hin zu großen Blöcken enthalten. Eine Entnahme von drei Kornproben (Probe 3, 4 und 18, vgl. Abb. 5.15) erfolgte in direkter Nähe bzw.



### 5.3 Die Gepatschferner Moränen

innerhalb der UF 2. Eine chaotische Verteilung verschiedener Korngrößen auf kleinem Raum kam zum Vorschein, wie sie für Moränenmaterial üblich ist. Die Probennahmen 3 und 18 bestehen zu großem Anteil aus sehr feinem Material (Tone und Schluffe:  $< 0.063$  mm) und zu 40% aus Korngrößen mit einem Durchmesser von  $0.1 \leq 0.63$  mm. In Probe 4 fehlt es an Tonen und Schluffen, während 90% der Probe aus Korngrößen zwischen  $0.1 \leq 10$  mm Durchmesser (Feinsand bis Mittelkies) aufgebaut sind. Der Grund für den wesentlich geringeren Feinkornanteil von Probe 4 ist der Tatsache geschuldet, dass diese im Steilhangbereich genommen wurde und dieser fluvialen Erosionsprozessen ausgesetzt ist, wo in erster Linie feine Sedimente transportiert werden und gröbere Korngrößenklassen liegen bleiben. Die Probennahmen 3 und 18 befinden sich auf dem Moränengrat, wo fluviale Erosion nicht angreift bzw. am Hangfuss, wo feine Sedimente abgelagert werden. Auf der gegenübergele-

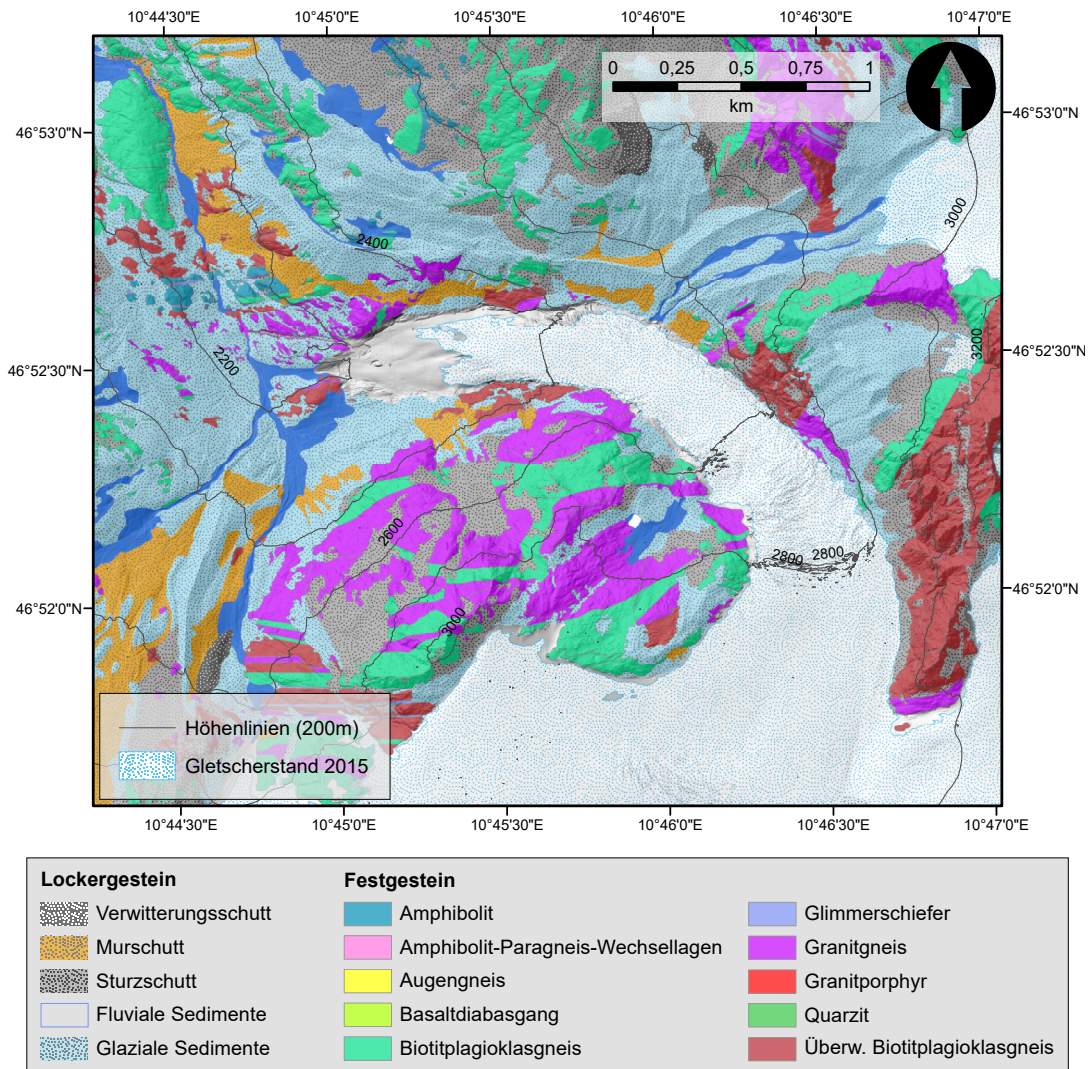
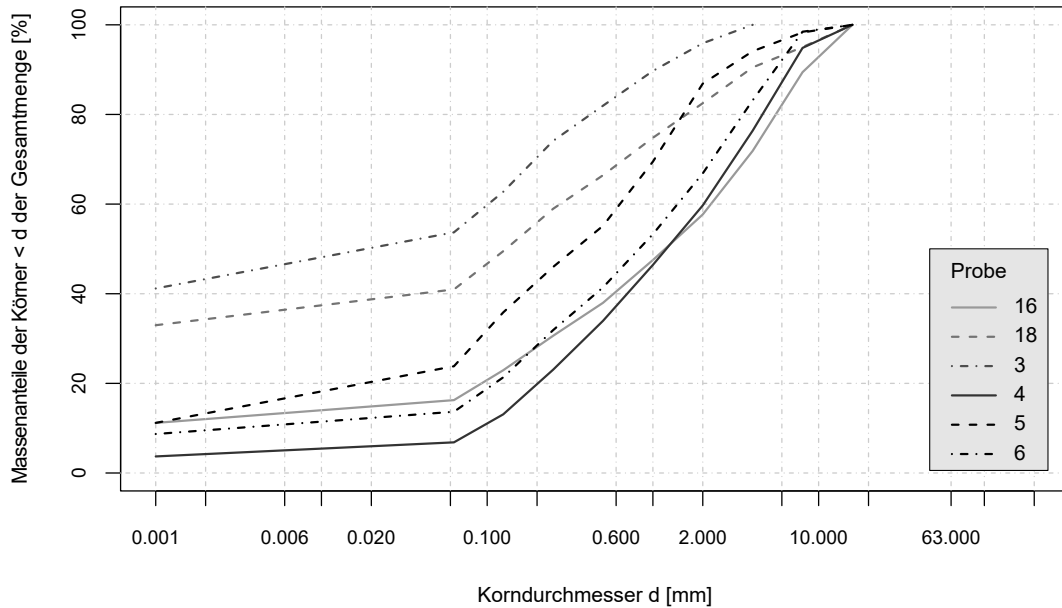


Abb. 5.14: Geologische Karte des Gepatschferner-Gebiets (verändert nach VEHLING 2016)



**Abb. 5.15:** Körnungslinien für Probennahmen auf UF im Gepatschferner-Gebiet (vgl. Abb. 5.9, Daten: Persönlich überreicht von SUBERT)

genen UF 11 zeigt die ebenfalls in der Hangmitte genommene Probennahme 5 eine ähnliche Zusammensetzung wie Probe 4, jedoch mit einem höheren Anteil an Tonen und Schluffen, was durch geringere schmelzwasserbedingte fluviale Auswaschung auf der N-exponierten Moräne hinweist. Probennahmen auf den gletscherferneren UF besitzen auf Grund von schon länger wirkenden Erosionsprozessen merkbar geringere Anteile an Korngrößen im Ton- und Schluffbereich. Korngrößenprobe 6 wurde in der unteren Hälfte von UF 4-5 entnommen und verfügt über den zweitkleinsten Anteil an Tonen und Schluffen. Wie bei Probe 4 besteht auch Probe 6 zu 90% aus gröbereren Körnern ( $0.1 \leq 0.63$  mm). Ähnliche Ergebnisse gelten für Probe 16, die im vorderen, W-exponierten Hang der Mittelmoräne entnommen wurde. In unmittelbarer Nähe zu Kornprobennahmestelle 6, etwas höher am Hang auf einer Gerinneseitenwand gelegen, wurde eine Lagerungsdichte von  $1.88 \text{ g cm}^{-3}$  gemessen. Drei weitere Lagerungsdichtemessungen wurden auf UF 6 durchgeführt. Dabei konnten auf einem Gerinnegrat im Oberhangbereich ein Wert von  $1.9 \text{ g cm}^{-3}$  festgestellt werden. Die beiden Messungen im Ablagerungsbereich von Murgängen am Hangfuss ergaben Werte von  $2.24 \text{ g cm}^{-3}$  und  $2.17 \text{ g cm}^{-3}$ .

### 5.3.5 Geomorphologie

Der Höchststand des LIA hinterließ im Hintere Kaunertal ein einprägsames Landschaftsbild aus glazial transportierten Sedimenten, die in chaotischer Korngrößenzusammensetzung in weitläufigen Grundmoränen und hohen, extrem übersteilten Seiten- und Ufermoränen abgelagert wurden. Von feinen Tonen bis hin zu metergroßen Blöcken finden sich sämtliche Korndurchmesser in den glazialen Akkumulationsformen wieder. In niedrigeren Höhenlagen

### 5.3 Die Gepatschferner Moränen

ist tendenziell ein höherer Feinkornanteil in den Moränen auffindbar. Die orographische rechts der Gepatschzunge gelegene Ufer- und Seitenmoräne hat unterhalb von UF 50 einen Doppelgrat ausgebildet, der talauswärts leicht an Höhe verliert und an einem Felsriegel am nördlichen Ende der UF 4-5 endet. In der Vertiefung zwischen dem Moränengrat und den darüber anschließenden Flanken des Wannetkopfs verläuft ein Gerinne, das auf Höhe von UF 6 aufgestaut wird und einen kleinen See bildet. Stark deformierte und von Gletscherschrammen gezeichnete Festgesteinsausbisse und Rundhöcker treten an vielen Stellen aus den Moränen heraus. Sie nehmen häufig entscheidenden Einfluss

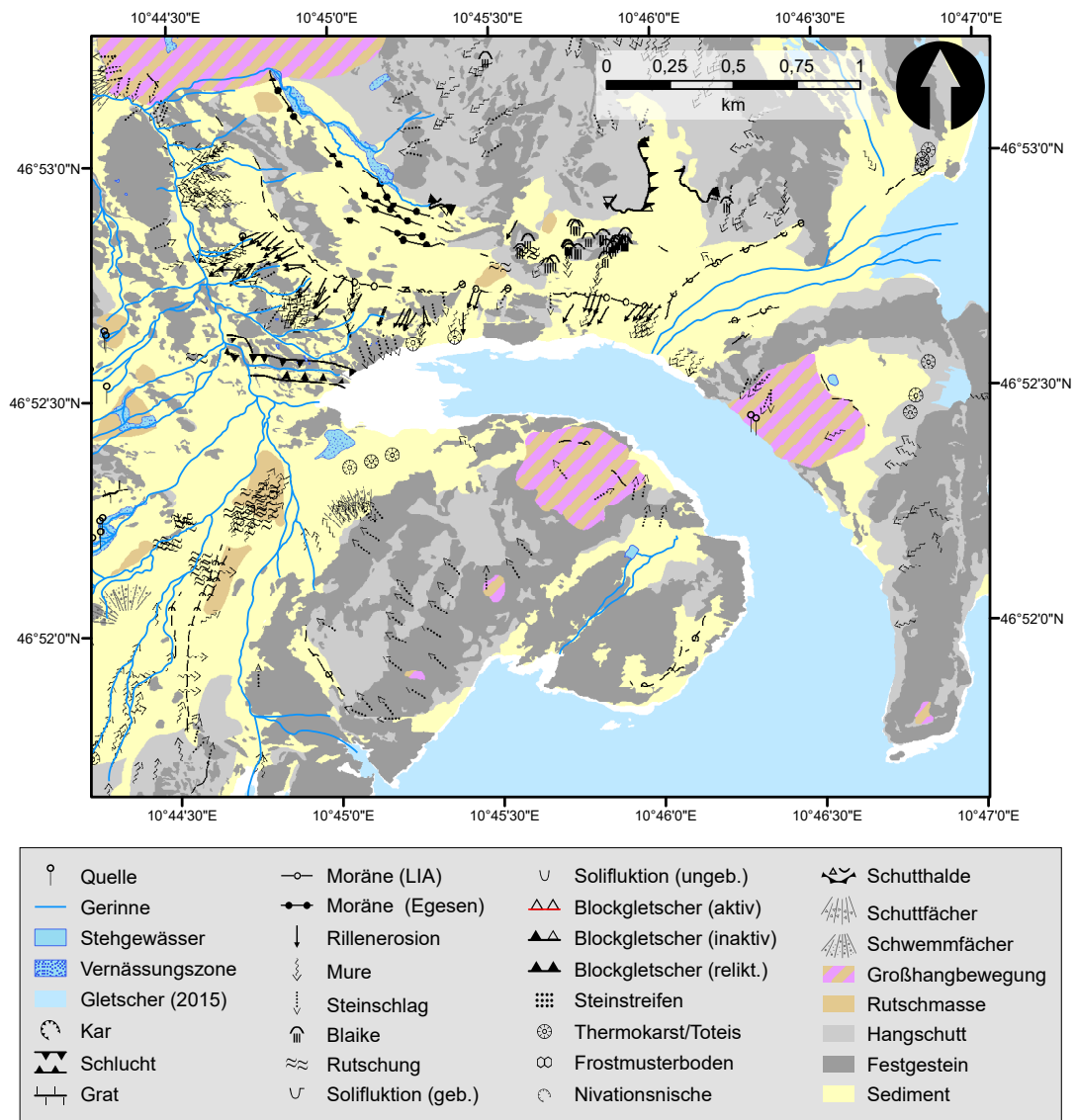


Abb. 5.16: Geomorphologische Karte des Gepatschferner-Gebiets (Daten: HILGER, EIGENE ERHEBUNG)

auf die Prozessdynamik innerhalb der UF, indem sie entweder, wie bei UF 3 als flache Geländestufen fungieren und Prozesse ausbremsen oder diese an der Grenze zwischen Fels und Sediment in steilen Bereichen initiieren (Kap. 2.2.1, *Fluvialer Abtrag*).

Der Entgletscherung folgend erfahren die Hänge einen kontinuierlichen Wandel. Anfangs spielen Toteisvorkommen innerhalb der Sedimentkörper eine entscheidende Rolle für die angehende Erosionsdynamik. Sackungsprozesse und Rutschungen werden durch die ständige Durchfeuchtung des schmelzenden Toteises ausgelöst, was im Gepatschferner-Gebiet besonders gut in den Unterhangbereichen der UF 1, 50 und 51, sowie an den UF 2 und 11 zu beobachten ist. In deren Oberhangbereichen sind die ersten Anzeichen fluvialer Einschneidung zu erkennen. Je länger die Moränenbereiche vom Eis befreit sind, desto deutlicher ausgebildete Runsen sind vorzufinden. An den UF 4-5 und 6 kommen die am besten ausgebildeten Runsen zum Vorschein. Dort ragen mehrere Meter hohe Grate aus der Moränenoberfläche auf. An deren unteren Ende im Mittelhang erfolgt ein Übergang zu Levées, die sich in Sequenzen quer über den Hang verteilen und von hoher Muraktivität zeugen. Murgänge entwickeln sich aus den Gerinnen im Oberhang heraus, die durch Rutschungen, fluvial Erosion und Steinschläge aus den Runsenwände oder deren Kollaps mit Material versorgt werden. Ihre Ablagerungen finden sich am flachen Hangfuss in Form von feinkörnigen Schwemmfächern wieder, insofern ihre Transportkraft nicht ausreichend für die Weitergabe an die Fagge als Vorfluter ist. Bei Flutereignissen kommt es am Hangfuss zur Unterschneidung der Moräne durch die stark geschiefbeführenden Wassermassen der Fagge.

Murgänge prägen auch die Oberhangbereiche der Seitenmoränen-UF 1, 50 und 51. Levées sind hier jedoch nicht so deutlich ausgebildet wie an UF 3, 4-5 oder 6, da die Flächen durchgängig steiler sind und eine intensivere Überlagerung mit flächenhaften Abtragsprozessen stattfindet. Ihr oberflächiges Erscheinungsbild ist noch wesentlich glatter als das von linearen Erosionsformen stark bearbeitete Relief der gletscherfernen Ufermoränen. Die Ablagerungen finden sich entweder oberhalb kleinerer Geländestufen, die durch das Einsinken der Gletscheroberfläche entstanden sind, wieder oder verschwinden in der Randkluft des Gletschers, von wo aus sie erneut glazialen Transportmechanismen unterliegen.

Der Mittelmoränegrat im SW der Gepatschfernerzunge hat seinen Ursprung am Fuß der Felswand unterhalb des Gletscherplateaus auf 2650 m ü.M.. Von dort aus erstreckt er sich auf einer Länge von 700 m – parallel zum Tal des Annebachs, welcher der noch teilweise vergletscherten Nordflanke entspringt – in NNO-Richtung und legt bis zur Oberkante der UF 53 ein Gefälle von über 100 m zurück. Entsprechend der relativ kurzen Hanglängen finden sich auf der O-exponierten Seite der Mittelmoräne (UF 54) hauptsächlich Spuren fluvialen Abtrags. Zahlreiche schwach ausgebildete, engmaschige Runsen haben sich im hinteren und auch vorderen Drittel des Moränenzugs vom Grat ausgehend gebildet. Der Mittlere Teil ist morphodynamisch inaktiv. Im vordersten Teil ist eine Sackungsnarbe erkennbar, die ein der Entgletscherung folgendes Abgleiten des Seitenhangs um ca. 8 m erkennen lässt. Abgesehen vom orographisch hintersten Teil hebt sich die untere Hanghälfte durch einen ausgeprägten Geländeknick vom Oberhang ab und grenzt an das Gerinnebett des Annebachs. Den Unterhang durchqueren einige kleine Gerinne, die Konnektivität zwischen dem Hang und dem Vorfluter gewähren. Die Front der Mittelmoräne (UF 53) ist



ebenfalls zweigeteilt: Der Hang oberhalb des Gletscherstands von 1922 ist von wenigen Runsen und kleineren Levées geprägt, die von fluvialem Einschneiden und Muraktivität zeugen. Ihre Ablagerungen finden sich in einer Verflachung in der Hangmitte wieder. Darunter gewinnt das Gelände erneut an Steilheit und wechselt in einen stark von fluvialem Abtrag gekennzeichneten Hangbereich, der an der Basis vom Annebach unterschritten wird.

Tab. 5.3 fasst noch einmal die in diesem Kapitel beschriebenen naturräumlichen Gegebenheiten der Untersuchungsflächen im Gepatschferner-Gebiet zusammen.

**Tab. 5.3:** Naturräumliche Charakteristika der Gepatschferner-UF (Stand:2015)

UF	Ausgangsgestein	Vegetationslose Fläche [%]	Fläche mit Pioniervegetation [%]	Min. Distanz zum Gletscher [m]	Max. Distanz zum Gletscher [m]
1	Orthogneis	86	1	10.05	286.72
2	Orthogneis, Paragneis	100	0	110.22	229.68
3	Paragneis, Amphibolit	84	5	382.33	655.62
4-5	Paragneis	63	5	536.69	1016.01
6	Paragneis	55	11	822.16	1319.38
11	Orthogneis, Paragneis	100	0	236.17	545.88
50	Orthogneis	99	0	0.00	319.23
51	Paragneis, Orthogneis	89	3	0.00	408.33
53	Paragneis, Orthogneis	77	22	648.63	965.76
54	Paragneis, Orthogneis	94	6	303.71	889.91

## 5.4 Die Weißseeferner Moränen

Das Weißseeferner-Gebiet unterscheidet sich in vielerlei Hinsicht von den Gegebenheiten am Gepatschferner. Der Gletscher nimmt eine deutlich geringere Fläche ein und ist weniger mächtig, als der Gepatschferner. Steile Karrückwände die vom Gipfel der Weißseespitze, dem höchsten Berg des Hinteren Kaunertals überragt werden, bilden eine natürliche Barriere im Süden. Über deren Flanken fällt der Gletscher tief in den flachen Karboden hinab und überwindet dabei einige Felsvorsprünge und kleinere Geländestufen, die für die Ausbildung von Spalten sorgen. Die Ablationszone des Gletschers hat sich in sein ursprüngliche Nährgebiet zurückverlegt, was das Fehlen einer ausgeprägten Gletscherzunge erklärt. Der geringe Masseneintrag sorgt für wenig Bewegung des Gletschereises und dadurch bedingt ineffektive Erosionskraft an der Basis. Den landschaftlichen Beweis hierfür liefert eine großflächige Grundmoräne, inmitten welcher die Gletscherfront auf 2713 m ü.M. zum Erliegen kommt. Seiner Front entspringen mehrere Schmelzwasserbäche, die sich nach dem verzweigten Durchfließen der Grundmoränenlandschaft und einer steilen Felspassage zu einem proglazialen Fluss vereinen.

Die 3 Untersuchungsflächen im Weißseeferner-Gebiet nehmen Teile der Ufer- und Seiten-

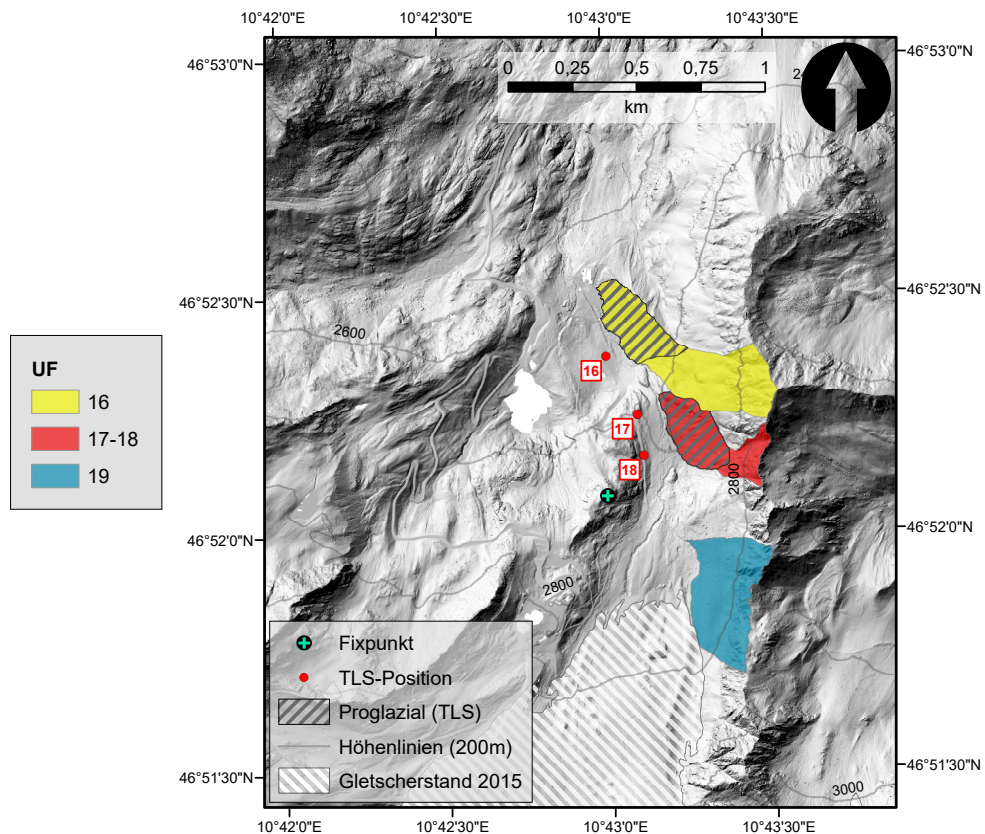


Abb. 5.17: Übersicht über die UF und Messpunkte im Weißseeferner-Gebiet



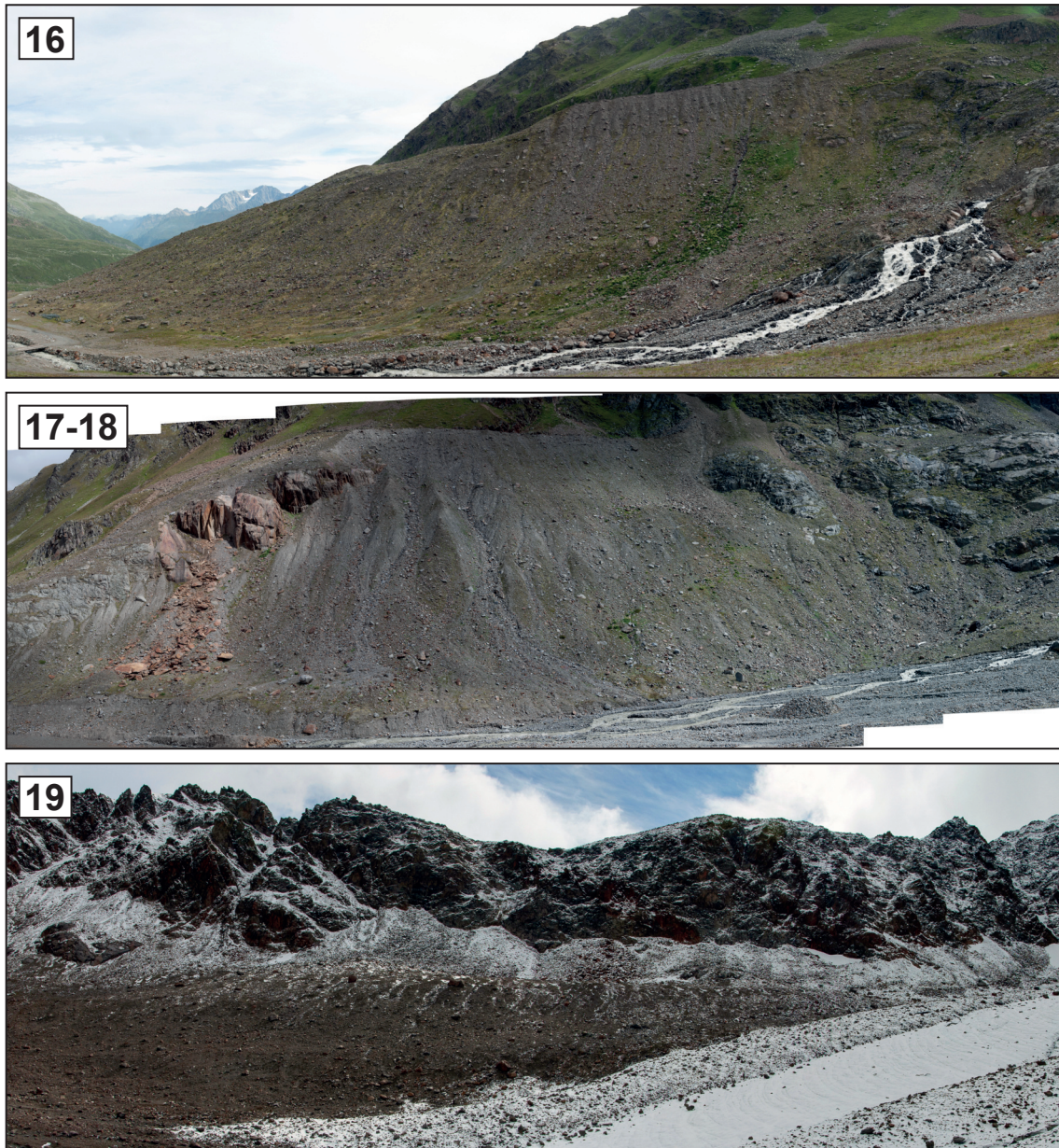


Abb. 5.18: Die UF im Weißseeferner-Gebiet (Foto: DUSIK, 2012-2016)

moräne in unterschiedlichen Höhenlagen des proglazialen Raums ein und sind W- bis SW-exponiert (Abb. 5.17 und Abb. 5.18). Durch die geringere Größe des Gletschers fallen ihre Hanglängen grundsätzlich kürzer und die Neigungen weniger steil aus, als bei vergleichbaren UF im Gepatschferner-Gebiet (vgl.Tab. 5.4):

- UF 19 (Abb. 5.18, u.) befindet sich auf Höhe der aktuellen Gletscherzunge am Fuß der Westflanke des Nörderberggrats. Sie reicht bis auf 2692 m ü.M. hinab und ist somit die

höchstgelegene Untersuchungsfläche im Weißseeferner-Proglazial. Die Seitenmoräne ist wenig ausgeprägt und war bis ca. 1982 noch vollkommen eisbedeckt. Seit 2003 ist selbst die Hangbasis größtenteils entgletschert. Häufige Steinschlagereignisse aus den Felswänden in ihrem Hintergrund nähren die Moräne mit grobem Schutt. Der südliche Teil schließt direkt an die Gletscherzunge an und verfügt über Hanglängen von bis zu 120 m. Nach Norden (talauswärts) verkürzt sich der Hang auf min. 50 m und wird etwas flacher. Die größten Neigungen von bis zu 82 ° sind im südlichen Teil zu finden.

- Bei UF 17-18 (Abb. 5.18, m.) handelt es sich um eine rezent entgletscherte Ufermoräne des Weißseeferners, die in etwa mit den UF 3, 4-5 und 6 im Gepatschferner-Gebiet vergleichbar ist. Sie befindet sich 500 m nördlich von UF 19 und hat mit bis zu 170 m die größten Hanglängen im Weißseeferner-Gebiet vorzuweisen. Zu beiden Seiten bilden Felsriegel eine natürliche Begrenzung. Nach oben wird ihr hydrologisches Einzugsgebiet durch den Moränengrat definiert, welcher aber im Süden von einer dem Nördergrat entspringenden Rinne unterbrochen wird. Entlang der Hangbasis fließt der bereits zu einem Hauptarm vereinte proglaziale Fluss. 1953 reichte der Gletscher noch fast bis an das nördliche Ende der UF, bedeckte dabei aber lediglich den Hangfuß. Der Gletscherstand von 1969 endet oberhalb der südlichen Grenze der UF und zeigt sie vollständig exponiert (Abb. 5.19).
- UF 16 deckt die am längsten entgletscherte Ufermoräne ab. Eine genaue Aussage zum Enteisungszeitpunkt kann auf Grund fehlender Daten jedoch nicht getroffen werden. Ihre nördliche Spitze markiert den Weißseefernerhöchststand des LIA. Die Fläche schließt sich getrennt durch einen Felsriegel nördlich an UF 17-18 an. Im südlichen Teil wird mit 84 ° die maximale Hangneigung erreicht und auch die Hanglängen sind hier am größten (ca. 180 m). Im nördlichen Teil verliert der Moränenzug an Steilheit und Höhe bis er vor einer Steilstufe auf flachem Gelände ausläuft. Er setzt sich durch eine deutliche Zunahme der Vegetationsbedeckung vom südlichen Teil ab. Entlang des Hangfusses fließt der proglaziale Fluss. Nach dem erneuten Passieren einer Steilstufe zwischen UF 17-18 und UF 16 verliert er an Fließgeschwindigkeit und bahnt sich seinen Weg kurzzeitig in mehreren verflochtenen Armen durch einen Sedimentationsbereich bevor sein Bachbett im Bereich der Mittelstation des Skigebiets

**Tab. 5.4:** Morphometrie der Weißseeferner-UF

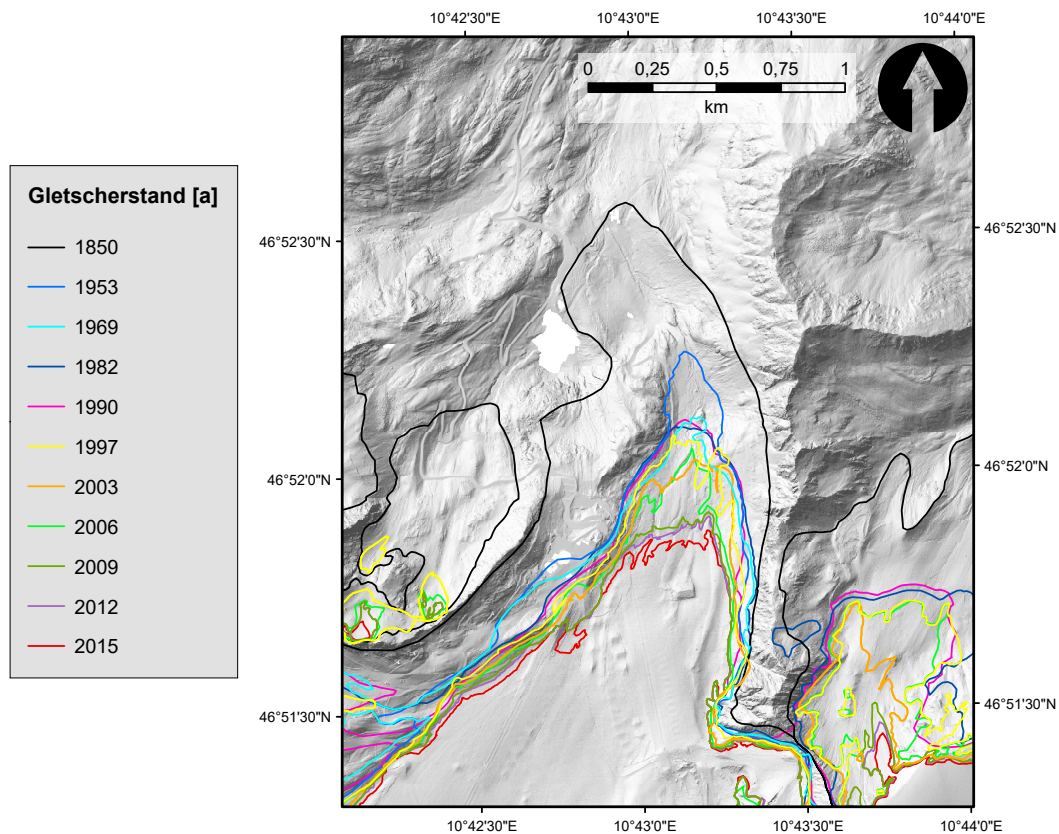
UF	Fläche [m <sup>2</sup> ]	Min. Höhe [m h.a.e.]	Max. Höhe [m h.a.e.]	Min. Nei- gung [°]	Max. Nei- gung [°]	Mittl. Nei- gung [°]	Exposition
16	148998.41	2471.21	2912.15	0.23	84.11	33.66	SW
17-18	72230.32	2582.16	2872.39	0.53	80.04	33.63	W
19	112080.00	2692.16	2959.93	0.30	82.18	35.69	W



begradigt ist.

### 5.4.1 Vergletscherung

Wie der Gepatschferner, war auch der Weißseeferner während der pleistozänen Vereisung in den Ötztalglazier integriert und erlebte in etwa die gleichen Vorstoß- und Rückschmelzphasen (vgl. Kap. 5.3.1). Zum Ende des LIA besaß er eine Fläche von 4,5 km<sup>2</sup>. Seitdem (bis 2015) hat er 51 % seiner Fläche verloren und ist um ca. 850 m zurück geschmolzen, wobei 530 m des Längenverlusts seit 2006 und 100 m seit 2012 vonstatten gingen. Diese Werte spiegeln den außergewöhnlich schnellen und weltweit zu beobachtenden Klimawandel seit Beginn des 20. Jhdts wieder.

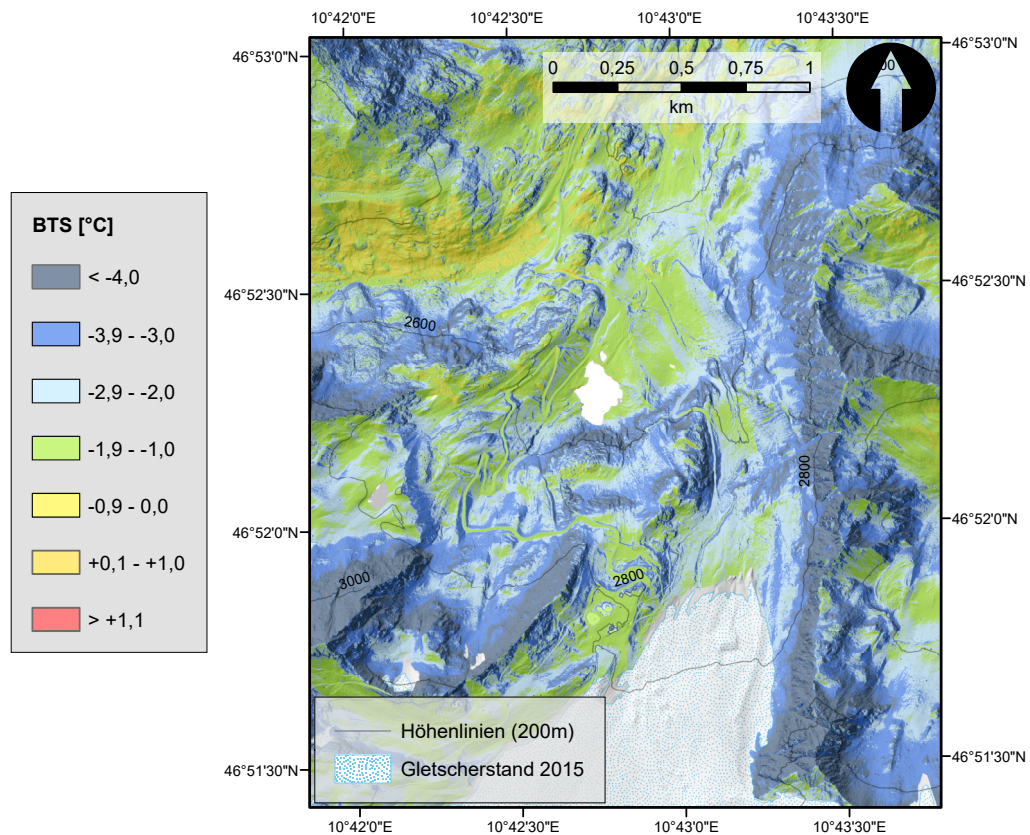


**Abb. 5.19:** Gletscherstände im Weißseeferner-Gebiet 1850 - 2015 (Daten: STOCKER-WALDHUBER, DUSIK)

### 5.4.2 Permafrost und Toteisvorkommen

Die in Kap. 5.3.2 beschriebenen Analysen führen im Weißseefernergebiet zu der Annahme, dass weite Teile der UF im Bereich des möglichen Permafrostvorkommens liegen und für

die Oberhangbereiche stellenweise Permafrostanwesenheit als wahrscheinlich ( $BTS \leq -3^\circ\text{C}$ , nach HAEBERLI 1975) angesehen wird (Abb. 5.20), bedingt durch die größere Höhenlage der Weißseeferner-UF, im Vergleich zu den Gepatschferner-UF. An UF 16 ist bei ca. 2500 m ü.M. eine Höhengrenze erkennbar unterhalb welcher Permafrost unwahrscheinlich ist ( $BTS \geq -2^\circ\text{C}$ , nach HAEBERLI 1975). Toteisvorkommen treten ähnlich wie bei UF 11 bei UF 19 zu Tage und bieten auch hier eine optimale Scherfläche für kleinere Rutschungen. Passend zu den Ergebnissen von SCHLOBIES (2016) ist die direkt an den Gletscher angebundene und durch frequente Steinschläge aus dem Nördergrat genährte Moräne prädestiniert für die Existenz eines massiven Eiskerns, die auch im Zuge einer ERT-Kampagne bestätigt werden konnte (vgl. Kap. 9.1.2).



**Abb. 5.20:** Modellierte Basistemperatur der Winter-Schneedecke im Weißseeferner-Gebiet ((vgl. DUSIK et al. 2019a), Daten: EIGENE ERHEBUNG)

### 5.4.3 Vegetation

Die Kartierung von Landbedeckungsklassen (vgl. Kap. 5.3.3) durch HILGER (2017) zeigt für das Weißseefernergebiet höhenbedingt einen noch größeren vegetationslosen Flächenanteil, als im Gepatschfernergebiet. Die UF im Weißseeferner-Gebiet liegen oberhalb der Höhenlage, in welcher Krummholz wächst: Die Artengrenze der Steineiche (*Pinus cembra*) konnte

von NICOLUSSI et al. (2005) auf eine Höhe von 2415 m ü.M. festgelegt werden. Sie stellt die am höchsten vorkommende Baumart im Hinteren Kaunertal dar. UF 16 ist zu einem Flächenanteil von 40% mit Pioniervegetation bedeckt (Tab. 5.5), wobei sich die Sukzession vor allem auf den nördlichen, morphodynamisch inaktiven Teil beschränkt (Abb. 5.21). Alpine Gräser bleiben hier weitestgehend aus. Der Vegetationsbedeckungsgrad der beiden talaufwärts gelegenen UF 17-18 und 19 ist mit 4% und 2% vernachlässigbar und hängt wohl mit einer höheren Prozessdynamik, aber insbesondere an UF 19 auch mit einem für die Sukzession ungünstigen Mikroklima durch die Gletschernähe und Anwesenheit von Toteis zusammen.

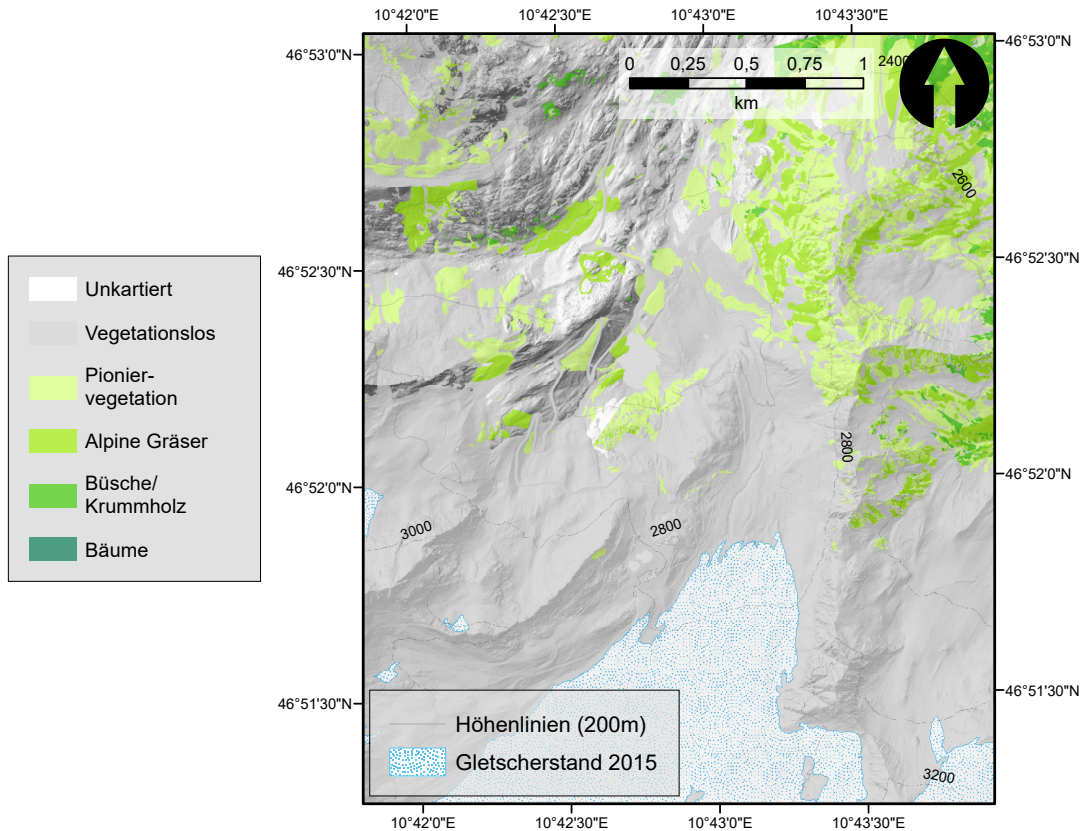


Abb. 5.21: Vegetationskarte des Weißseeferner-Gebiets (verändert nach HILGER 2017)

#### 5.4.4 Geologie

Die lithologische Situation im Weißseefernergebiet hat den gleichen Hintergrund wie in Kap. 5.3.4 beschrieben. Die UF werden vom Grat der Nörderbergkette überragt, der im südlichen Teil (auf Höhe von UF 19 und 17-18) hauptsächlich aus dunklen Biotitplagioklasgneisen und Granitgneisen und im Norden (oberhalb UF 16 aus rötlichen Paragneis-Wechsellagen, sowie überwiegend Biotitplagioklasgneisen aufgebaut ist (vgl. Abb. 5.22).



Auf den Seiten- Ufermoränen an deren Wandfuß sind Sturzschuttablagerungen zu finden, die durch frequente Steinschläge aus dem stark beanspruchten Felsgrat genährt werden.

Glazial abgelagerte Sedimente im Weißseeferner-Gebiet sind allgemein gröber als im Gepatschferner-Gebiet, da der Gletscher zum einen weniger mächtig ist und somit nicht so viel Erosionskraft aufbringen kann, wie der mächtige Gepatschferner, welcher im Zungenbereich zusätzlich ein steileres Gefälle überwindet. Zum anderen ist der Transportweg, den die Sedimente mit dem Weißseeferner zurücklegen wesentlich kürzer. Genauer Aussagen zur Korngrößenverteilungen können im Weißseeferner-Gebiet nicht getroffen werden, da hier keine entsprechenden Messungen gemacht wurden.

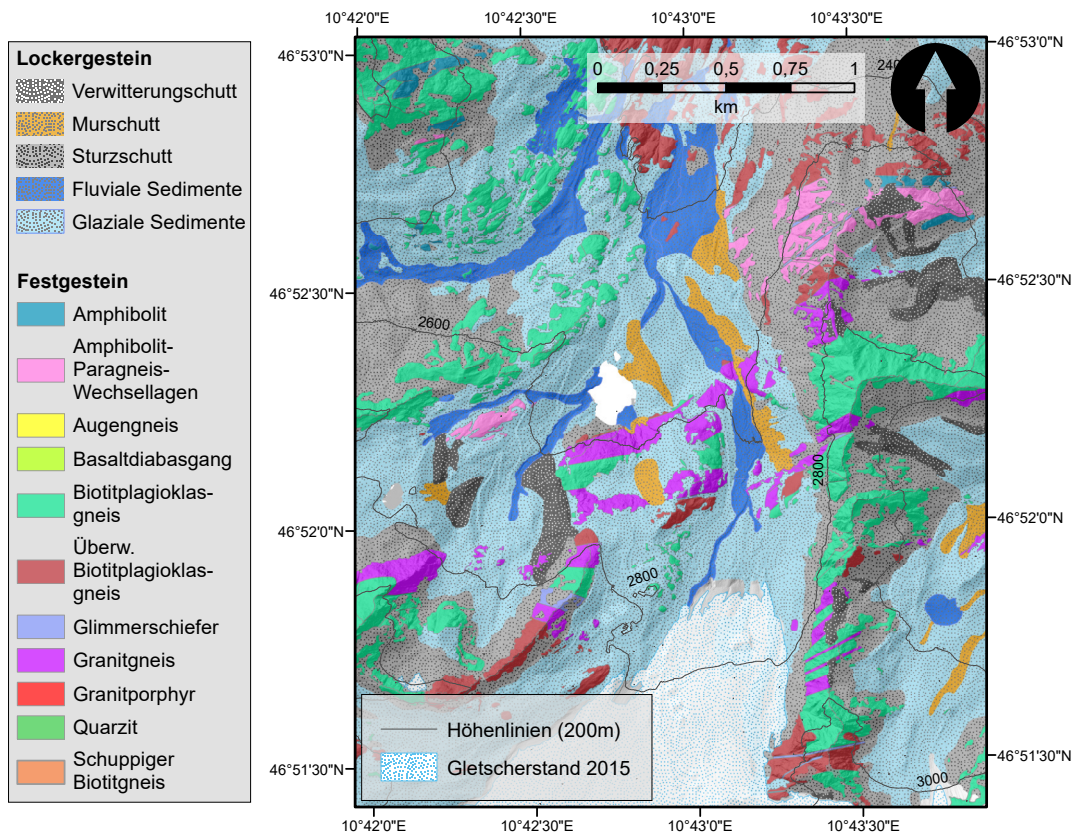


Abb. 5.22: Geologische Karte des Weißseeferner-Gebiets (verändert nach VEHLING 2016)

#### 5.4.5 Geomorphologie

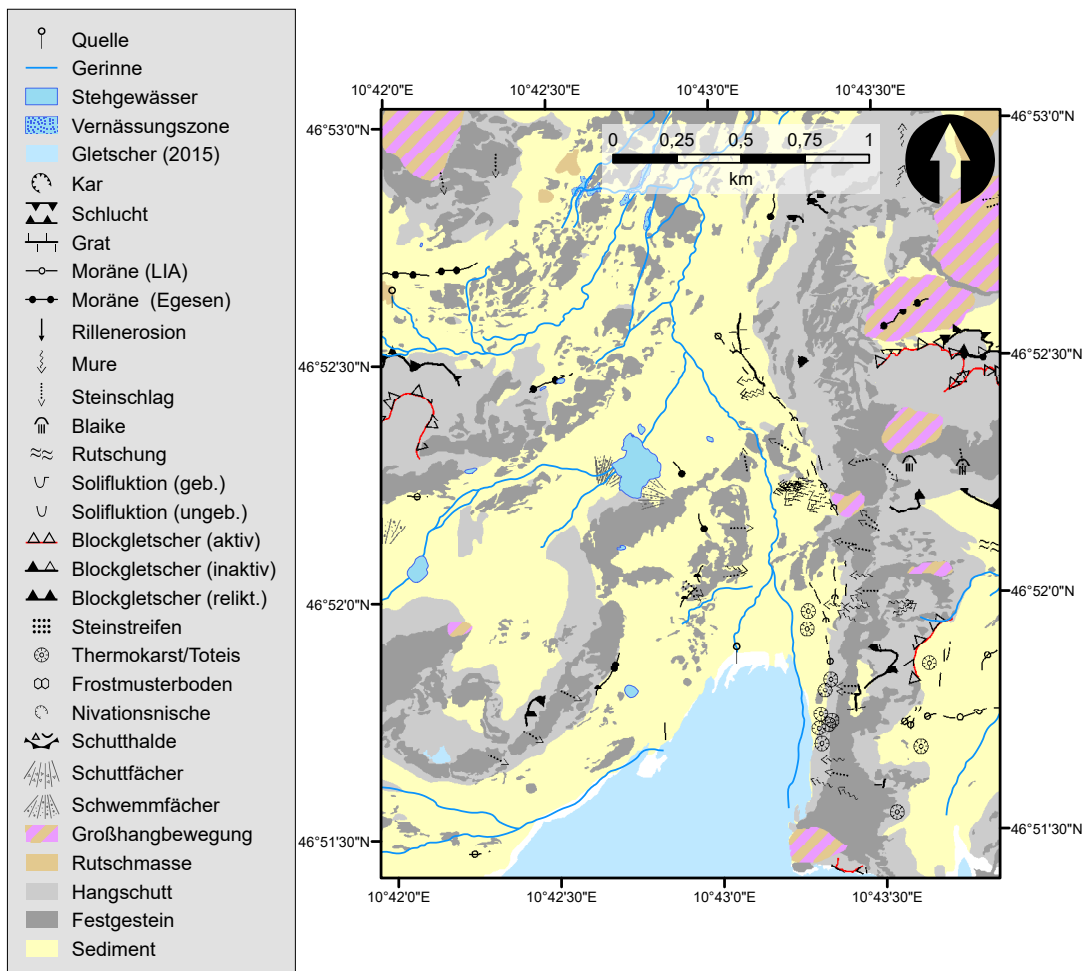
Das LIA hat auch im Weißseeferner-Gebiet deutliche Spuren hinterlassen, wenn auch die kleineiszeitlichen Seiten- und Ufermoränen bei weitem nicht die gleiche Ausprägung erreichen, wie im Gepatschferner-Gebiet. Das glaziale Tal ist weniger tief eingeschnitten und zeugt von geringerer glazialer Erosionskraft. Ähnlich, wie bei UF 2 und 11 ist UF 19 von Rutschungen und Setzungsprozessen betroffen. Die Auflage aus grobem Steinschlagschutt lässt ein fluviales Einschneiden des Moränenhangs nur bedingt zu. Murbahnen entspringen



## 5.4 Die Weißseeferner Moränen

drei Rinnen des stark zerklüfteten Nördergrats und liefern Sedimente auf bzw. überqueren die jüngst eisfrei gewordenen Moränenabschnitte im Norden der UF. Dafür kommen an der insgesamt höchstgelegenen UF Frosthebungsprozesse zum Tragen, die lokal zur Bildung von Steinpolygonen führen.

Anders ist die Situation an UF 17-18: Sie ist die am stärksten von Erosion betroffene Fläche im Weißseeferner-Gebiet. Die Ufermoräne liegt an der Bergflanke des Nördergrats an, welcher im südlichen Teil durch eine große Rinne an die Moräne angebunden ist. Aus dieser werden durch Steinschläge und Muren Sedimente auf die Moräne geliefert. Schwach ausgeprägte, aber engmaschige Rinnen entlang der Oberkante des Hangs zeugen von fluvialer Zerschneidung. Sie konzentrieren sich unterhalb zu tieferen Rinnen, aus denen Murbahnen hervorgehen. Zahlreiche Levées reichen bis nahe an den Hangfuß, der an den proglazialen Fluß angrenzt und von diesem unterschritten wird. Die Rinnensequenz wird im Norden fortgesetzt, wo die UF von einem diagonal zum Hang verlaufenden Felsriegel



**Abb. 5.23:** Geomorphologische Karte des Weißseeferner-Gebiets (Daten: HILGER, DUSIK)

begrenzt ist. Über Klüfte und Spalten im Festgestein abfließendes Wasser konzentriert sich an der Grenze zum Moränensediment und führt zu fluvialer Erosion. Der stark verwitterte Felsriegel ist anfällig für Steinschlag und baut Halden aus grobem Schutt am Wandfuß auf.

Nördlich von UF 17-18 zieht die Ufermoräne in einem leichten Bogen nach Westen und endet als alleinstehendes Landschaftselement getrennt von der Flanke des Nördergrats auf flachem Grund. Der von UF 16 abgedeckte Bereich besitzt lediglich im südlichen Abschnitt Anzeichen geomorphologischer Aktivität. Fluviale Prozesse entwickelten hier an der Oberkante eine Sequenz seichter Rinnen, die in kleinen Hanggerinnen fortgesetzt werden. Von Vegetation bewachsene Levées sind Zeugen ehemaliger Muraktivität. Auf dem nördlichen Teil sind Spuren von aktiven geomorphologischen Prozessen rar, was sich auch in einem höheren Grad an Vegetationsbedeckung äußert (vgl. Kap. 5.4.3). Der Vorfluter entfernt sich in nördlicher Richtung immer weiter vom flachen Hangfuss der UF und hat insofern keinen Einfluss auf deren Morphodynamik.

In folgender Tabelle werden die naturräumlichen Eckpunkte der Untersuchungsflächen im Weißseeferner-Gebiet nochmals zusammengefasst.

**Tab. 5.5:** Naturräumliche Charakteristika der Weißseeferner-UF (Stand:2015)

UF	Ausgangsgestein	Vegetationsloser Flächenanteil [%]	Pioniervegetation [%]	Min. Distanz zum Gletscher [m]	Max. Distanz zum Gletscher [m]
16	Paragneis, Orthogneis, Amphibolit	54	40	704.52	1236.73
17-18	Paragneis, Orthogneis, Glimmerschiefer	95	4	473.57	772.37
19	Paragneis, Orthogneis, Glimmerschiefer	98	2	0.00	387.78

# Teil III

Daten und Methoden



## 6 LiDAR

Die räumliche Datenbasis, auf der die Analysen dieser Arbeit aufbauen, besteht aus dreidimensionalen LiDAR-Punktwolken. In den vergangenen Jahren haben sich LiDAR-Daten als Grundlage für die Bearbeitung von Fragestellungen der Hochgebirgsgeomorphologie bewährt und werden neben dem Erkennen und Erfassen von Prozessformen zu Monitoring- und Modellierungszwecken, sowie zur Einschätzung von Naturgefahren herangezogen (vgl. JABOYEDOFF et al. 2012). Zahlreiche Anwendungsbeispiele befassen sich mit der Quantifizierung und Prozessforschung von Massenverlagerungen auf Lockermaterialhängen (z.B. BREMER & SASS 2012; NEUGIRG et al. 2016; SAILER et al. 2012) und in Felswänden (z.B. ABELLÁN et al. 2014) oder im fluvialen System (z.B. ANDERSON & PITLICK 2014; CAVALLI et al. 2008; HERITAGE & LARGE 2009), sowie mit Studien zur periglazialen Morphodynamik (z.B. AVIAN et al. 2009; BAUER et al. 2003; SAILER et al. 2010) und zu glazialen Entwicklungen (z.B. FISCHER, A. et al. 2015). CARRIVICK et al. (2013) geben einen Überblick über Anwendungsbeispiele, Nutzen und Potential der Methode mit Bezug auf die Hochgebirgsgeomorphologie.

Aufgrund der vielen Einsatzmöglichkeiten kann LiDAR mittlerweile zum Standardrepertoire gezählt werden. Die fernerkundliche Methode bietet neben der Erreichbarkeit abgelegener Areale, einen berührungslosen und somit störungsfreien Zugang zu von Erosion betroffenen Flächen. Bezogen auf die geomorphologische Prozessforschung ermöglicht sie die Ausweitung von punktuellen In-situ-Messmethoden, wie beispielsweise Sedimentfallen oder *erosion pins* (BECHT 1995; HAAS et al. 2011), die einerseits ungeeignet für die Erfassung von Rutschungen oder Murgängen sind und andererseits eine Störung des Hangsystems mit sich bringen. Mit räumlich und zeitlich hochaufgelösten LiDAR-basierten Gelände- und 3D-Modellen ist nun, neben vielfältigen digitalen Reliefanalyseoptionen, die Möglichkeit gegeben Erosionsprozesse auf der Hang- und Einzugsgebiets-Skala zu erfassen und zeitliche Variationen der Prozessdynamik zu ermitteln (vgl. u.a. NEUGIRG 2016).

Auch CARRIVICK et al. (2013) stimmen der Effektivität von terrestrischem und luftgestütztem LiDAR zu, da die Methoden sich insbesondere durch die zeitsparende Aufnahme räumlich verteilter Daten und ihre vergleichsweise geringen monetären Kosten von traditionellen Methoden abheben. Dennoch besteht Bedarf für ein größeres Erfahrungsfeld und Verbesserungen für den Einsatz in Hochgebirgsfragestellungen:

*“Advancements in surveying technology of LiDAR; primarily in the form of ALS and TLS, for rapid very high-resolution analyses (ABERMANN et al. 2010) have yet to be exploited for holistically examining multi-scale sediment fluxes within highly dynamic alpine catchments.”* (vgl. CARRIVICK et al. 2013, S. 84).

Trotzdem birgt die Methode durch die Möglichkeit für wiederholtes Monitoring großer Flächen den entscheidenden Vorteil multitemporale Aufnahmen auf verschiedenen zeitlichen Skalen zu generieren und somit die gegenwärtige Prozessdynamik alpiner Sedimentspeicherformen zeitlich und räumlich differenzieren zu können (CARRIVICK et al. 2013). Seit kurzem kommt LiDAR daher gezielt in Studien mit Wiederholungsaufnahmen zum Einsatz (z.B. ANDERSON & PITLICK 2014; HECKMANN & VERICAT 2018; NEUGIRG 2016).

## 6.1 Aufnahme

Laserscanning liegt der Zeitmessung eines Lichtsignals zu Grunde, das von einer Oberfläche reflektiert und zum Sensor zurück gesandt wird (PETRIE & TOTH 2008). Es gibt zwei Methoden, um die Entfernung zwischen dem Sensor und der reflektierenden Oberfläche anhand der zurückgelegten Dauer des Signals zu bestimmen: Die Time Of Flight (TOF) oder *pulse echo* Methode stützt sich auf die Laufzeit eines Laserimpulses in einem spezifischen Medium, das in geomorphologischen Studien die Luft ist (CARRIVICK et al. 2016). Die Entfernung  $R$  (*Range*) der reflektierenden Oberfläche wird durch die Formel

$$R = c \cdot t / 2 \cdot n \quad (6.1)$$

(BERALDIN et al. 2010) beschrieben, wobei  $c$  die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum ( $3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$ ),  $n$  der Korrekturfaktor für die Lichtgeschwindigkeit in der Luft unter Berücksichtigung von atmosphärischen Parametern und  $t$  die Laufzeit des Laserimpulses ist. Die zweite Methode basiert auf dem Phasenvergleich der sinusodialen Wellenform zwischen dem Transmitter- und Empfängersignal einer kontinuierlich emittierenden Lichtquelle. Die Berechnung der Entfernung  $R$  erfolgt dann über die Formel

$$R = \lambda / 2 (M + \varphi / 2 \cdot \pi), \quad (6.2)$$

(BERALDIN et al. 2010), wobei  $\lambda$  die bekannte Wellenlänge,  $M$  die Amplitudenzahl und  $\varphi$  die gemessene Phasendifferenz darstellt. In Abhängigkeit von der Entfernung des Sensors (satellitengestützt  $\geq$  luftgestützt  $\geq$  terrestrisch) können mit TOF-Laserscannern sehr große Entfernungen gemessen werden, was auf Laserscanner der Phasenvergleich-Methode nicht zutrifft. Jedoch ermöglichen letztere enorm große Datenraten auf kurzer Distanz und können extrem hochaufgelöste Punktwolken produzieren. Des weiteren sind TOF-Geräte teurer, schwerer und mit größerem technischen Aufwand verbunden. Sie besitzen aber einige, vor allem für Geländeeinsätze im Hochgebirge ausschlaggebende Vorteile gegenüber Phasenvergleichs-Sensoren: Zum einen ist die Messdauer kürzer, was direkten Einfluss auf die benötigte Akkukapazität hat und zum anderen sind sie nicht auf besonders starke Wiederkehrsignale angewiesen und können deshalb atmosphärische Störungen oder Spiegelungen besser ausgleichen (BERALDIN et al. 2010). Deshalb wurden die hier verwendeten Daten alle mit TOF-Laserscannern aufgenommen.

Dabei auftretende Messfehler haben einerseits einen systematischen Hintergrund und andererseits beruhen sie auf äußeren Bedingungen, die von Experiment zu Experiment unterschiedlich sein können. Erstere werden durch Konstruktionsfehler oder Artefakte hervorgerufen und können teilweise durch Kalibrierungsmodelle des Herstellers minimiert werden. Letztere sind abhängig von situationsabhängigen Parametern, wie den atmosphärischen Bedingungen, der Reflektivität der gemessenen Oberfläche, der Entfernung des Sensors zur Oberfläche oder des Winkels zwischen dem Laserstrahl und der Oberfläche (LICHTI & SKALOUD 2010). Auftretende Fehler gehen im Fall dieser Arbeit vor allem mit dem *footprint* einher, der durch die Strahlendivergenz mit größerer Entfernung auftritt. Auf geneigten Flächen verstärkt sich der Effekt zusätzlich und macht die Punktmessung

ungenau. Bei Scannermodellen, die nicht *full-waveform*-fähig sind, wird im Falle von zu nah beieinander gelegenen Oberflächenelementen, die vom gleichen Impuls getroffen werden, ein Signal an den Sensor gesandt, dass die Punktkoordinaten der verschiedenen Oberflächen vermischt (*mixed pixels*). Stark reflektierende Oberflächen (Wasser, Eis, Schnee) erzeugen besonders bei kurzen Entfernungen Ungenauigkeiten durch *Rückstreuung*, *detector saturation* oder *blooming*. Aufgrund der situationsgebundenen Umstände liegt die Beachtung dieser Messungenauigkeiten beim Anwender (LICHTI & SKALOUD 2010). Eine detaillierte Beschreibung des Vermessungsprinzips, der Datenaufnahme, -prozessierung und -analyse des Laserscannings, sowie damit verbundener Fehler und Unsicherheiten kann bei SHAN & TOTH (2008), LICHTI & SKALOUD (2010) und VOSSELMAN (2010) nachgelesen werden.

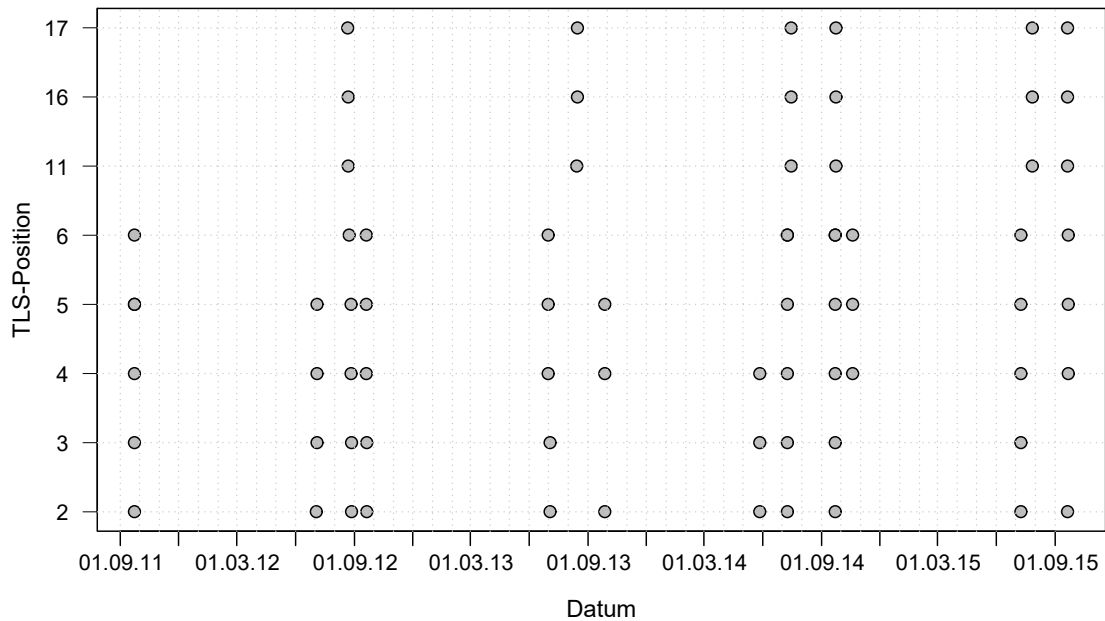
## 6.2 Datenbasis

Das Forschungsprojekt PROSA nutzt neben eigenen Aufnahmen Datensätze fremder Anbieter, die vor Projektbeginn im Jahr 2012 aufgenommen wurden. Eine weit zurückreichende Rohdatengrundlage an Luftbildern (1953 bis 2010) konnte über das Land Tirol bezogen werden. Nach deren Orthorektifizierung dienten sie als Basis für viele Kartierungen. Bereits prozessierte ALS-Punktwolken aus dem Jahr 2006 stellte die TIWAG dem Projekt zur Verfügung. Die Aufnahme aller weiteren ALS-Datensätze (vgl. Tab. 6.1) wurde durch das Projekt an ein externes Unternehmen vergeben. Die Kontrolle und Prozessierung (Registrierung und Streifenausgleich) der aufgenommenen Punktwolken führte die Forschergruppe für Photogrammetrie und Fernerkundung der TU Wien im PROSA-Projekt unter Prof. Dr. N. Pfeifer durch.

Die TLS-Datensätze wurden alle im Eichstätter Teilprojekt selbst aufgenommen. Für Aufnahmen vor 2013 kam ein Riegl LMS-Z420i Laserscanner zum Einsatz, danach ein Riegl VZ-4000. Letzterer besitzt eine größere Reichweite, eine kleinere Strahlendivergenz und eine größere Genauigkeit und Präzision, als sein Vorgänger und ist zusätzlich in der Lage schnee- und eisbedeckte Oberflächen zu erfassen. Auch die Durchführbarkeit der teilweise abgelegenen Hochgebirgsgeländearbeiten erleichterte der VZ-4000 im Vergleich zum LMS-Z420i deutlich, da dieser kleiner und leichter ist und größere Datenmengen in kürzerer Zeit aufnehmen kann. In Tab. 6.2 sind die technischen Details der beiden Modelle zusammengefasst.

ALS-Daten decken zwar das gesamte PROSA-Untersuchungsgebiet ab, sind aber sowohl räumlich, auf Grund der relativ großen Entfernung, als auch zeitlich, wegen der hohen Kosten, niedriger aufgelöst. Für die steilen Moränenhänge ist außerdem der Aufnahmewinkel der bisher hier eingesetzten Methode nicht immer optimal. Ausgewählte Untersuchungsflächen wurden mit deutlich geringerem Kostenaufwand mehrmals pro Jahr terrestrisch aufgenommen. Dadurch war die Möglichkeit gegeben, den Scanner mit kurzen Entfernungen und besserer Aufnahmegeometrie zu platzieren, was sich in einer höheren Punktdichte und kleineren systematischen Fehlern der Datensätze bemerkbar macht. Aus dichten Punktwolken lassen sich sehr hochaufgelöste DGMS gewinnen. Vor allem für die Analyse von Prozessarten mit kleiner Magnitude, wie z.B. hangaquatischem/fluvialem Abtrag ist eine

hohe räumliche Auflösung der zugrundeliegenden Daten unabdingbar, da diese nur geringe Auswirkungen der Hangerosion auf kurzem Zeitraum zeigen. Niedrig-frequente Prozesse, wie z.B. Muren zeigen große Veränderungen in kurzer Zeit, werden aber häufig durch andere Prozesse innerhalb des Messintervalls überlagert. Für die Bestimmung ihres zeitlichen Auftretens und um durch sie verursachte Veränderungen von jenen überlagernder Prozesse differenzieren zu können, sind häufige Messungen mit kurzem Intervall nötig. Um dem Anspruch hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung gerecht zu werden, wurden entlang der proglazialen Moränen von Gepatsch- und Weißseeferner Positionen ausgewählt, die für TLS-Messungen geeignet sind. Tab. 6.3 gibt einen Überblick über in dieser Arbeit verwendete Standorte, vorhandene Messungen, das verwendete Scanner-Modell, sowie Informationen über Punktdichte und Co-Registrierung der generierten Punktwolken. Die Aufnahmezeitpunkte und -häufigkeit jeder Position wird in Abb. 6.1 illustriert. Einige UF wurden durch zwei TLS-Positionen vermessen, um Abschattungen zu reduzieren. Bei diesen setzt sich die Bezeichnung der Untersuchungsfläche aus den verwendeten TLS-Positionen zusammen (UF 4-5 und 17-18).



**Abb. 6.1:** Übersicht über die TLS-Aufnahmen der hier untersuchten UF



**Tab. 6.1:** ALS-Datenbasis und Hintergrundinformation

Aufnahmedatum	Scanner Modell	Wellenlänge [nm]	Ausführende Institution	Mittlere Punktdichte [pts/m <sup>2</sup> ]
05.09.2006		999		4.6
04.07.2012	Riegl LMS-Q680i-S	1064	Milan Geoservice GmbH	11.9
05.07.2012	Riegl LMS-Q680i-S	1064	Milan Geoservice GmbH	7.2
18.07.2012	Riegl LMS-Q680i-S	1064	Milan Geoservice GmbH	7.9
28.09.2012	Riegl LMS-Q680/400	1550	Milan Geoservice GmbH	10.8
25.10.2012	Riegl LMS-Q680/400	1550	Milan Geoservice GmbH	9.6
18.07.2014	Riegl LMS-VQ580	1064	Milan Geoservice GmbH	9.6

**Tab. 6.2:** TLS-Modelleigenschaften

Scanner Modell	Wellenlänge	Max. Reichweite [m]	Strahlendivergenz [mrad]	Genauigkeit [mm]	Präzision [mm]	Kamerasystem
Riegl LMS-Z420i	NIR	1000	0.25	10 <sub>1</sub>	4 <sub>1</sub>	Nikon D70
Riegl VZ-4000	NIR	4000	0.15	15 <sub>2</sub>	10 <sub>2</sub>	intern

<sub>1</sub> 1 SD bei 50 m Entfernung unter Riegl-Testbedingungen

<sub>2</sub> 1 SD bei 150 m Entfernung unter Riegl-Testbedingungen

Tab. 6.3: TLS-Datenbasis und Hintergrundinformation

UF	Scanposition-Koordinaten	Reichweite [m]	Aufnahmedatum	Scanner Model	Winkelauflösung [°]	Mittlere Punktdichte [pts/m <sup>2</sup> ]	SD der Co-Registrierung [m]
2	N 46 ° 52.534' E 10 ° 45.103'	30-100	24.09.2011	Riegl LMS-Z420i	0.05	205.62	Master
			04.07.2012			201.20	0.0233
			21.09.2012			148.33	0.0159
			04.07.2013	Riegl VZ-4000	0.02	195.25	0.0154
			28.09.2013			173.17	0.0215
			10.07.2014			169.80	0.0168
			23.09.2014			228.28	0.0167 (0.0088*)
			10.07.2015			190.27	0.0020
			22.09.2015			162.93	0.0051
3	N 46 ° 52.659' E 10 ° 44.835'	25-450	24.09.2011	Riegl LMS-Z420i	0.05	81.22	0.0166
			05.07.2012			84.12	0.0270*
			21.09.2012			80.76	0.0045
			04.07.2013	Riegl VZ-4000	0.02	52.38	0.0122
			10.07.2014			172.64	0.0125
			23.09.2014			174.59	0.0037
			10.07.2015			178.75	0.0028

Fortsetzung auf der nächsten Seite ...

... Fortsetzung

UF	Scanposition-Koordinaten	Reichweite [m]	Aufnahmedatum	Scanner Model	Winkelauflösung [°]	Mittlere Punktdichte [pts/m <sup>2</sup> ]	SD der Co-Registrierung [m]
4	N 46 ° 52.768' E 10 ° 44.524'	90-480	24.09.2011	Riegl LMS-Z420i	0.05	26.59	0.0156
			05.07.2012			8.14	0.0384
			20.09.2012			25.92	0.0045
			01.07.2013	Riegl VZ-4000	0.02	158.71	0.0050
			28.09.2013			80.34	0.0153
			10.07.2014			109.31	0.005
			23.09.2014			109.83	0.0119
			10.07.2015			93.59	0.0157
			22.09.2015			104.76	0.0172
5	N 46 ° 52.817' E 10 ° 44.470'	140 - 450	05.07.2012	Riegl LMS-Z420i	0.05	14.34	0.0224
			20.09.2012			20.18	0.0182
			01.07.2013	Riegl VZ-4000	0.02	117.84	0.0313
			28.09.2013			69.24	0.0084
			10.07.2014			86.72	0.0059
			23.09.2014			99.96	0.0081
			10.07.2015			68.43	0.0082
			22.09.2015			62.36	0.0063
6	N 46 ° 52.023' E 10 ° 44.448'	100 - 400	24.09.2011	Riegl LMS-Z420i	0.05	22.17	0.0110
			20.09.2012			22.17	0.0110

Fortsetzung auf der nächsten Seite ...

... Fortsetzung

UF	Scanposition-Koordinaten	Reichweite [m]	Aufnahme-datum	Scanner Model	Winkel-auflösung [°]	Mittlere Punktdichte [pts/m <sup>2</sup> ]	SD der Co-Registrierung [m]
6	N 46 ° 52.023' E 10 ° 44.448'	100 - 400	01.07.2013	Riegl VZ-4000	0.02	89.07	0.0097
			08.07.2014			103.64	0.0449*
			23.09.2014			105.39	0.0102
			10.07.2015			84.41	0.0101
			22.09.2015			84.5	0.0099
16	N 46 ° 52.371' E 10 ° 42.996'	70 - 360	16.07.2014	Riegl VZ-4000	0.02	124.33	0.0106
			24.09.2014			111.63	0.0167
			28.07.2015			107.19	0.0075
			21.09.2015			111.14	0.0079
17	N 46 ° 52.248' E 10 ° 43.088'	95 - 400	16.07.2014	Riegl VZ-4000	0.02	108.94	0.0246
			24.09.2014			131.22	0.0235
			28.07.2015			94.99	0.0046
			21.09.2015		0.02	102.83	0.0090
18	N 46 ° 52.161' E 10 ° 43.109'	95 - 330	16.07.2014	Riegl VZ-4000	0.02	117.0	0.0093
			24.09.2014			95.46	0.0498*
			28.07.2015			105.41	0.0069
			21.09.2015			118.90	0.0101

\* Master-Punktwolke, global registriert auf Reflektorenkoordinaten, die mit einer Genauigkeit von  $\pm 2 \text{ cm}$  per dGPS oder Tachymeter eingemessen wurden. Der Wert stellt die SD der globalen Registrierung dar.

### 6.3 Georeferenzierung und Co-Registrierung

Um eine Vergleichbarkeit der unterschiedlich gewonnenen Datensätze (ALS und TLS) zu erhalten, werden diese in dasselbe globale Koordinatensystem transformiert. Dies birgt die Vorteile, möglichst lange Datenreihen zu gewinnen und eine große räumliche Genauigkeit ihrer Lage garantieren zu können. Alle Datensätze liegen im projizierten Koordinatensystem ETRS89 Zone 32N vor, das sich auf den GRS80-Ellipsoid bezieht und für die Lage des Untersuchungsgebiets am geeignetsten ist. Die ursprünglich im lokalen Koordinatensystem des Scanners aufgenommenen TLS-Datensätze werden über im Gelände installierte und global eingemessene Reflektoren co-registriert und so mit den schon von vornherein mit globalen Koordinaten ausgestatteten ALS-Daten kompatibel gemacht. Eine detaillierte Beschreibung des Vorgehens wird in HILGER (2017) gegeben.

### 6.4 Prozessierung

Die Prozessierung von räumlichen Daten unterliegt einem der Aufnahmemethode angepasstem Workflow, für den diverse Softwareprogramme nötig sind. ALS- und TLS-Rohdaten besitzen Fabrikanten-spezifische Formate für deren Bearbeitung häufig eigens entwickelte Softwareprogramme vom Gerätehersteller verfügbar sind.

Die Prozessierung und Handhabung der ALS-Daten wurde für alle Teilprojekte durchgeführt, so dass fertige DGM zur Verfügung standen. Der entsprechende Workflow kann bei HILGER (2017) im Detail nachgelesen werden. Nach der Rohdatenprozessierung entspricht dieser, abgesehen von der Anpassung diverser Parameter an die unterschiedlichen Aufnahmebedingungen und Punktwolkeneigenschaften, im Prinzip dem hier dargestellten TLS-Daten-Workflow, der in Zusammenarbeit mit TP 5 ausgearbeitet wurde (Abb. 6.2). Dieser beginnt mit der Rohdatenprozessierung in *RiSCAN PRO*, der eigens für die Prozessierung von TLS-Punktwolken entwickelten Software von *Riegl Laser Measurement Systems*. Alle Punktwolken einer TLS-Position werden in das gleiche Projekt geladen und in mehreren Schritten auf die Registrierung vorbereitet (vgl. Abb. 6.2). Eine der Aufnahmen wird als Master-Punktwolke ausgewählt. Diese zeichnet sich idealerweise durch eine gute Registrierung auf im Gelände gescannte Reflektoren (Mindestanzahl = 3) aus und besitzt daher eine präzise Lage im globalen Koordinatensystem. Die restlichen, sogenannten *Slave*-Punktwolken werden über *tie points* auf die Master-Punktwolke registriert. *Tie points* können entweder Reflektoren oder gleiche, eindeutig in den Punktwolken manuell identifizierte Punkte sein, welche einander per *Coarse Registration* zugeordnet werden. Die Lage der Punktwolken ist nach dieser ersten Grobregistrierung noch zu ungenau, weshalb sie über den *iterative closest point (ICP)*-Algorithmus auf Basis von TINs im *Multi Station Adjustment (MSA)*-Verfahren nachgebessert wird. Im Anschluss an die Korrektur ihrer inneren Lageparameter und der Co-Registrierung durchlaufen die hier verwendeten räumlichen Daten generell folgende Schritte:

1. Erneute Entfernung von Störsignalen (z.B. *flying points*, Ausreißer, Rauschen),

2. Homogenisierung der Punktdichte über *2-D Blockthinning*,
3. Klassifizierung der Punkte entsprechend ihrer Oberflächenbedeckung über *Segmentation by Planes* und *Ground Seeds* und
4. Generierung von (*bare Earth*-)DGM über *Moving Planes*.

Die genannten Schritte erfolgen im Programm *LIS* des Innsbrucker Unternehmens *Laserdata GmbH*. Es stellt eine Erweiterung der vor allem im Rasterdaten-Bereich mächtigen Open Source GIS-Software *System for Automatic Geoscientific Analysis (SAGA)* dar und bietet vielfältige Möglichkeiten zur Prozessierung und Analyse von Laserscanning-Daten. Die Prozessierungsschritte werden, soweit möglich, über die Ansteuerung der *SAGA*-Kommandozeile über *Python* oder *RSAGA* automatisiert.

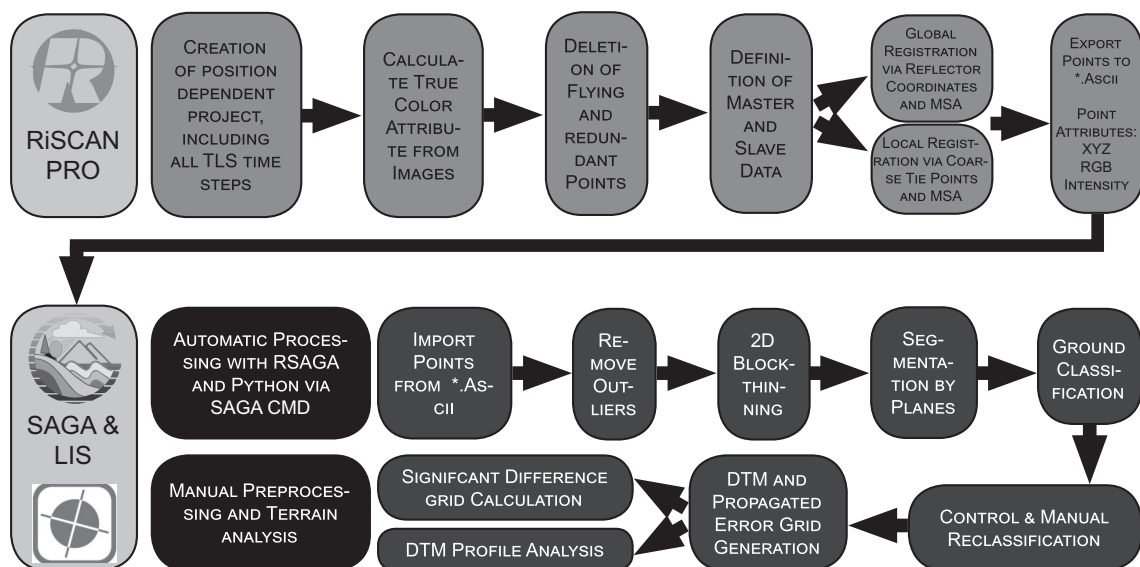
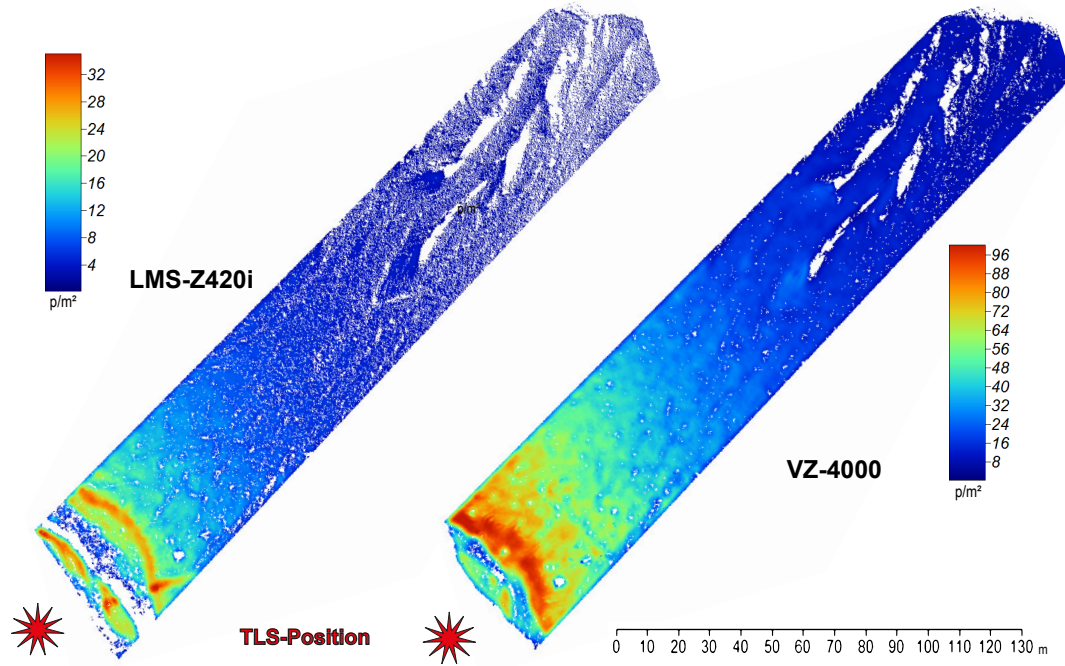


Abb. 6.2: Workflow der TLS-Datenprozessierung

## 6.5 DGM-Erstellung

In Abhängigkeit von der Methode, den Geräteeigenschaften und lokalen Parametern der untersuchten Fläche, wie dem Aufnahmewinkel, der Entfernung zwischen dem Gerät und der Oberfläche kann die Bodenaufösung der Punktwolken in sich stark variieren. Im Fall von LiDAR-Punktwolken ist die Punktdichte bei kurzen Entfernungen und nicht zu flachem Aufnahmewinkel am größten. Mit größerer Entfernung zwischen dem Laserscanner und der reflektierenden Oberfläche wird die Punktdichte geringer. Gleichzeitig wird mit größerer Entfernung der *footprint* bei den geneigten Moränenhängen mit der Höhe immer größer, was zusätzlich zu einer Reduzierung der Punktdichte in den Oberhangbereichen führt, die umso mehr an Bedeutung gewinnt, je größer die Strahlendivergenz des TLS-Modells ist (vgl. Abb. 6.3). Die sinnvollste einheitliche Rasterauflösung der TLS-basierten DGM liegt daher bei 0.5 m und der ALS-basierten DGM bei 1.0 m. Alle DGM wurden entsprechend

der weiterführenden Analysen bearbeitet. Dazu wurden Festgesteinsbereiche maskiert und ihre Außenlinien an die Begrenzungen der jeweiligen UF angepasst. Bei Letzterem wurden Veränderungen mit der Zeit berücksichtigt, wie z.B. die Flächenzunahme durch den Gletscherschwund oder Modifizierungen der Hangbasis durch Unterschneidung.



**Abb. 6.3:** Punktdichteverteilungen von Aufnahmen der verschiedenen TLS-Modelle. Beide Darstellungen zeigen den gleichen Ausschnitt von UF 4





## 7 DGM-basierte Analysemethoden

Auf Grundlage der zuvor dargestellten Prozessierung der LiDAR-basierten DGM werden zur Erarbeitung der in Kap. 3 erläuterten Fragestellungen diverse Analysemethoden angewandt, die im Folgenden erklärt werden.

### 7.1 DEM of Difference

Multitemporale DGM bieten die einfache Möglichkeit Rasterzellen-basierte Differenzen zu berechnen, indem aufeinander folgende Zeitschnittaufnahmen voneinander subtrahiert werden. Anhand der Differenzraster oder DEMs of Difference (DoDs) sind Volumenänderungen an der Landschaftsoberfläche quantifizierbar, die beispielsweise durch geomorphologische Prozesse hervorgerufen werden (WHEATON et al. 2009; WILLIAMS 2012). In der Hochgebirgsgeomorphologie findet die Methode Anwendung im Monitoring von Massenbewegungen (z.B. JABOYEDOFF et al. 2012; OPPIKOFER et al. 2009), Murgängen (z.B. BULL et al. 2010; HAAS et al. 2012) oder der Erfassung von fluvialen Transportprozessen (z.B. BRASINGTON et al. 2000; LANE et al. 2003).

### 7.2 Level of Detection und Interpolationsfehler

Auf dem Weg von der Rohpunktwolke zum DoD werden Fehler propagiert, die zum Teil systematischer Natur sind, teilweise vom Vermessungsdesign abhängen oder durch die Interpolationsmethode hervorgerufen werden (BRASINGTON et al. 2000; WHEATON 2008; WHEATON et al. 2009). Diese Fehler und Unsicherheiten sind dort gering, wo gute Messbedingungen vorhanden sind, d.h. für Oberflächen mit relativ kurzen Entfernungen zum Scanner, für welche der Auftreffwinkel des Laserstrahls nicht zu flach ist. Hingegen für Oberflächen, die weniger gut geeignet sind, weil sie z.B. einen starken *footprint* verursachen, können die Vermessungsungenauigkeiten erheblich sein. Um diese Ungenauigkeiten und Fehler (*Rauschen*) nicht in die Ergebnisse einfließen zu lassen, werden sie aus den DoDs ausgeschlossen. Dieses Rauschen wird als *Level of Detection (LoD)* bezeichnet und wird durch einen statistischen Ansatz, der auf den Prinzipien der Gaus'schen Fehlerfortpflanzung aufbaut, bestimmt, welcher von LANE et al. (2003) etabliert wurde. Das Level Of Detection (LoD) wird über die Formel

$$LoD = 1.96 \cdot \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \quad (7.1)$$

berechnet, wobei  $\sigma$  die Standardabweichung (SD) ist und der Faktor 1.96 den t-Wert des 95%-Konfidenzintervalls darstellt, in welchem der wahre Wert der statistischen Grundgesamtheit zu finden ist, nachdem die Oberflächenveränderungswerte in eine t-Statistik konvertiert wurden.  $\sigma_1$  und  $\sigma_2$  können durch verschiedene Ansätze bestimmt werden:

- Wiederholungsaufnahmen in direktem Anschluss an die eigentliche Messung garantieren, dass Veränderungen, die auf einem DoD aus den beiden zeitnahen Aufnahmen zu sehen sind, keine geomorphologische Ursache haben.  $\sigma_1$  wird durch die Standardabweichung der gemittelten DoD-Werte der einen Zeitschnittaufnahme beschrieben, und  $\sigma_2$  durch die SD des anderen Zeitschnitts mit seiner Wiederholungsmessung.
- Ein *Stable Area (SA)-Approach* kommt zum Einsatz, wenn keine Wiederholungsaufnahmen verfügbar sind. Hierfür werden geomorphologisch stabile Areale innerhalb der UF genutzt, um den LoD zu bilden. Das DoD zwischen zwei aufeinander folgenden Messungen, die auf die SAs reduziert wurden, liefert die Werte von  $\sigma_1$  und  $\sigma_2$ , welche sich in diesem Fall gleichen.
- Für diese Arbeit werden auf den Publikationen von BRASINGTON et al. (2000), FULLER et al. (2003), LANE et al. (2003) und MILAN et al. (2011) basierend, räumlich verteilte LoDs berechnet. D.h., dass der LoD für jede Rasterzelle eines DGM gesondert berechnet wird. Dies birgt den Vorteil, dass Bereiche mit guter Aufnahmegeometrie nicht mit einem unnötig hohen LoD verglichen werden und andersherum wird ausgeschlossen, dass in Arealen mit schlechten Voraussetzungen nicht alle Unsicherheiten erfasst werden. Als  $\sigma_1$  und  $\sigma_2$  werden bei der Interpolation der Punktwolken zu DGM die räumlich verteilten SDs zwischen den Höhenwerten der Punktwolke und dem jeweiligen Zellwert berechnet und als zusätzliches Raster ausgegeben. Die Differenzbildung geschieht im von DR. LUDWIG HILGER und PD DR. TOBIAS HECKMANN entwickelten SAGA-Modul *Cut and Fill* auf Grundlage der *Pre- und Post-Event-digitales Geländemodells (DGMs)* und den jeweiligen SD-Rastern. Es ermöglicht den räumlich verteilten LoD direkt in das DoD einfließen zu lassen und gibt ein *Significant Difference Grid*, sowie ein *Propagated Uncertainty Grid* aus.

In Tab. A.1 und Tab. A.2 sind die Untersuchungsflächen- und -zeitraum-spezifischen LoDs zusammengefasst.

Trotz der Anwendung eines LoDs bleiben einige interpolationsbedingte Fehler bestehen. An den Übergängen zwischen *Data* und *No Data*-Bereichen der *Pre- und Post-Event-DGM* (Lücken und Randbereiche) sind Interpolationsfehler auf Grund des Datenmangels am Größten. In den DoDs tritt in Folge dessen das Salz-und-Pfeffer Phänomen auf, das durch ungewöhnlich hohe und niedrige Differenzwerte in benachbarten Zellen entsteht. Meistens sind diese in systematischen Mustern um Lücken herum oder entlang der Rasteraußengrenzen angeordnet und können durch die Anwendung eines Buffers eliminiert werden. Interpolationsbedingte Ausreißer sind häufig an Stellen mit geringer Punktdichte anzutreffen und werden manuell in *No Data*-Zellen umgewandelt.

### 7.3 Hangzonierung

Im Sinne der Untersuchungen zu Unterschieden der Geomorphodynamik zwischen Ober- und Unterhangbereichen wurde eine Grenzwert gesucht, der die Bereiche klar voneinander abgrenzt. Anstelle des für Massenbewegungsstudien üblichen Hangneigungsgrenzwertes von  $30^\circ$  wurde ein Höhenwert als Grenze verwendet, oberhalb welchem innerhalb eines mittelfristigen Zeitraums (Juli 2012 bis Juli 2014) Erosion dominiert und unterhalb welchem im gleichen Zeitraum Akkumulation dominiert. Hierfür wurden die UF in 10m-Höhenabschnitte unterteilt. Für jeden Höhenabschnitt wurden die DoD-Werte summiert und die Summenwerte anschließend hangabwärts akkumuliert. Für UF, die nicht durch das Austauen von Toteis oder Oberflächenveränderungen von Nivationsnischen betroffen sind, besitzt der Plot der kumulativen Summe einen Wendepunkt, der dem Höhenwert entspricht, an dem die dominante Transportgröße von Erosion zu Akkumulation wechselt (vgl. Abb. 7.1). Diese Arte der Zonierung liefert jedoch, wie schon angedeutet, keine vernünftigen Ergebnisse an Positionen, welche ganzjährigen Schmelzprozessen ausgeliefert sind und wurde daher nur auf die UF 3, 4-5, 6, 16 und 17-18 angewandt. Diese besitzen den zusätzlichen Vorteil, dass sie mit TLS aufgenommen wurden und somit die Analysen zu Unterschieden der Geomorphodynamik zwischen Ober- und Unterhang anhand von räumlich und zeitlich hochaufgelösten Daten geschehen.

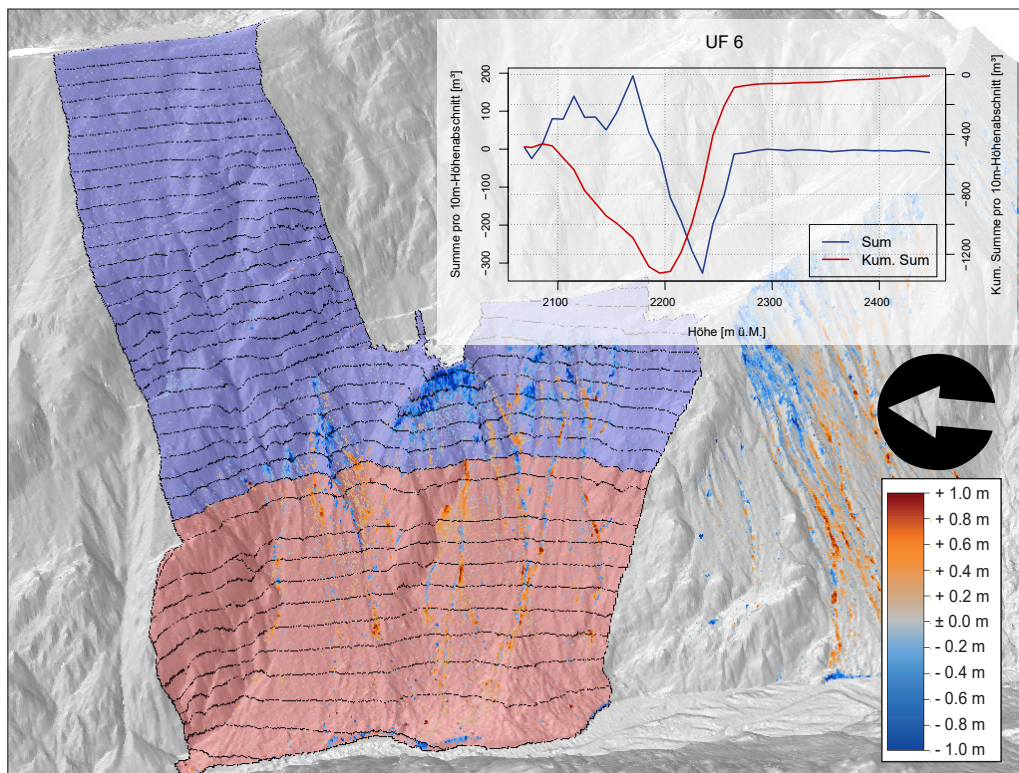


Abb. 7.1: Hangzonierung am Beispiel von UF 6

## 7.4 Erosionsbilanzierung und Prozessanalyse

Sedimentbilanzen, sowie Erosions- und Akkumulationssummen werden durch das Aufsummieren der DoD-Zellenwerte gewonnen. ALS-basierte Bilanzierungen zwischen 2006 und 2014 dienen als Maß für die mittelfristigen Veränderungen der Moränenhänge. Mit den zeitlich hochaufgelösten TLS-basierten Datensätzen hingegen sollen kurzfristige saisonale Veränderungen durch Erosionsprozesse quantifiziert und die vorherrschenden Prozessarten räumlich und zeitlich voneinander differenziert analysiert werden.

### 7.4.1 Quantifizierung und Modellierung der fluvialen Erosion

HAAS et al. (2011) fanden eine statistische Beziehung zwischen dem Sedimentaustrag (Sedimentaustrag (SY)) durch Gerinneerosion und der sedimentliefernden Fläche (sediment contributing area (SCA)) eines Gerinnes an dessen unterem Ende. Sie installierten Sedimentfallen um den jährlichen Austrag von Hanggerinnen in zwei alpinen Einzugsgebieten der Bayerischen Alpen quantifizieren zu können. Die dabei gemessenen Sedimentmassen wurden anschließend logarithmiert und mit der ebenfalls logarithmierten SCA in ein lineares Regressionsmodell eingespeist. Für die Erfassung der SCA wurde das hydrologische Einzugsgebiet (EZG) des unteren Gerinneendpunkts auf Basis eines DGM berechnet. Da aber angenommen wird, dass

1. nicht alle Flächen innerhalb des EZG Oberflächenabfluss produzieren,
2. frei von Vegetationsbedeckung sind und
3. der kontinuierliche Sedimenttransport zum Gerinne nicht von allen Stellen des EZG aus gegeben ist,

nimmt die SCA nicht die ganze Fläche des hydrologischen EZG ein. Deshalb fließen in die Ableitung der SCA die Parameter

- Entfernung zum Gerinne
- Existenz eines Fließwegs zwischen Rasterzelle und dem Gerinne, dessen Neigung niemals unter einen Grenzneigungswert von  $25^\circ$  fällt
- Vegetationsbedeckung in Form eines gewichteten Faktors

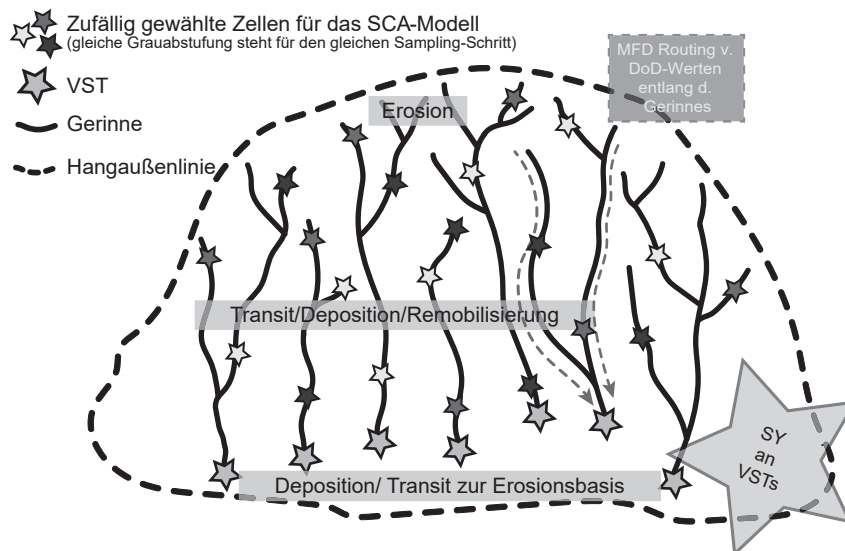
ein (HAAS et al. 2011). Das Model ist von NEUGIRG (2016) Arbeitsgruppen-intern weiterentwickelt und auf die Verwendung von Sedimenterträgen, die auf DoD-Basis erhoben wurden, abgestimmt worden. Virtuelle Sedimentfallen (virtuelle Sedimentfalle (VST)) ersetzen die im Gelände verbauten Sedimentfallen. In diesem Sinne wird die DGM-Rasterzelle am unteren Ende eines Gerinnes als VST bestimmt und als Ziel für das hangabwärtige *Routing* von DoD-Werten eingesetzt. Die Zellwerte der Gerinnetiefenlinie werden dabei vom Gerinnestartpunkt bis zur VST aufsummiert. Eine weitere Verbesserung des Modells zeigte der erfolgreiche Versuch, beliebige Rasterzellen der Gerinnetiefenlinien als VST zu deklarieren, unabhängig von deren Lage innerhalb des Hangs und somit auch von der Fläche der SCA (vgl. Abb. 7.2). In 100 Modelldurchläufen wird pro Lauf und Gerinne die

Beziehung für eine zufällig ausgewählte Zelle berechnet. Damit wird die Aussage über die Unabhängigkeit der Beziehung von der Einzugsgebietsgröße mit größerer Sicherheit bestätigt und der SY kann für jede Rasterzelle am Hang bestimmt werden. Das Modell besitzt nach HAAS et al. (2011) und NEUGIRG et al. (2016) die Formel:

$$\log. SY = \text{Intercept} + \text{Hangneigung} \cdot \log. SCA \quad (7.2)$$

Bei HAAS et al. (2011) sind die untersuchten Flächen wesentlich größer, teilweise stark bewachsen und die Hangprofile nicht durchgehend steil. Das Modell wurde dementsprechend den naturräumlichen Beschaffenheiten der hier untersuchten Hänge angepasst. Diese zeichnen sich durch keine bis spärliche Vegetationsbedeckung aus und besitzen vergleichsweise kurze Hanglängen. Auch die Hangneigung ist konstant steil, wobei das zum Teil sehr grobe Moränenmaterial für getrepte Gerinnelängsprofile sorgt. Das fluviale Netzwerk ist zum Vorteil für die Konnektivität sehr dicht ausgebildet. Insofern kann das hydrologische EZG der Gerinneendpunkte mit der SCA gleichgesetzt werden und abgesehen von einem Hangneigungsschwellenwert entlang der Gerinnetiefenlinie müssen keine weiteren Schwellenwerte oder Gewichte berücksichtigt werden.

Für diese Arbeit werden auf der TLS-Datengrundlage aufbauend zum einen der saisonale fluviale Abtrag über den Ansatz der VSTs quantifiziert, und zum anderen die Güte der räumlich verteilten Beziehung zwischen dem SY und der SCA für Sommer- und Winterperioden gesondert analysiert. Hierfür nötige Rasterinformationen werden jeweils vom jüngeren, hydrologisch korrigierten Zeitschnitt-DGM eines jeden Untersuchungszeitraums in SAGA abgeleitet.



**Abb. 7.2:** Schematische Darstellung des SCA-Modells und der Erfassung des fluvialen SY an VSTs auf der Hang-Skala mit Benennung der Prozessräume, verändert nach NEUGIRG et al. 2016

1. Gerinnenetzwerke mit einer minimalen Strahler-Ordnung von 4 werden mit dem Modul *Channel Network and Drainage Basins* berechnet. Mit dieser Ordnungszahl ähnelt das modellierte dem reellen Netzwerk und die Gerinnestartzellen sind enthalten, obwohl eine zu starke Verzweigung vermieden wird. Interpolationsfehler sorgen an manchen Stellen für dementsprechend fehlerhafte Gerinnedarstellungen. Sie werden zusammen mit Gerinnen welche eine kürzere Gesamtlänge als 20 m besitzen, manuell entfernt. Jedes Gerinne bekommt eine ID entsprechend seines EZG zugewiesen. Für die Erfassung des SY an VSTs werden die Gerinneendpunkte kartiert und in ein Raster umgewandelt.
2. Das EZG-Raster wird auf Basis eines *Real Surface Grids*, das Flächenverzerrungen in steilen Bereichen über den Kosinus-Satz ausgleicht, über den *Multiple Flow Direction (MFD)*-Ansatz nach FREEMAN (1991) im Modul *Slope limited Flow Accumulation* abgeleitet. Es bezieht einen lokalen Neigungsgrenzwert ein, der an Zellen, die flacher geneigt sind als der Grenzwert (hier 5°) das Routing über diese Zelle hinaus verhindert.
3. Der SY einer bestimmten Zelle wird über das Aufsummieren von DoD-Rasterwerten entlang des Gerinnes bis zu der jeweiligen Zelle berechnet. Das entsprechende Raster mit dem Modul *Flow Accumulation (Top-Down)* erzeugt, wofür ebenfalls der MFD-Algorithmus angewandt wird.

Die Informationen der drei Raster werden für jede Gerinne-/VST-Zelle exportiert und in  $R$  in Beziehung gesetzt.

#### 7.4.2 Erfassung und Quantifizierung von Massenbewegungen

Die Bilanzierung der von Massenbewegungen und Muren transportierten Sedimente ist auf Grund von fehlenden Information über den exakten Zeitpunkt ihres Vorkommens und der in dieser Hinsicht zu geringen zeitlichen Auflösung von TLS-Messungen oftmals schwierig. Um sie trotzdem bestimmen zu können, werden durch die Betrachtung von DGMs und DoDs Prozess-spezifische Erosions- und Depositionsmuster ausfindig gemacht. Muren zeigen beispielsweise kontinuierliche Gerinneerosion im Anrissgebiet und der oberen Transitzone, unterhalb gefolgt von der Aufschüttung von Levées kommen Akkumulationen zu den Gerinneseiten hinzu. Im Ablagerungsraum fächert der Prozess auf und zeigt flächige Deposition. Rutschungen sind relativ leicht auf DoDs erkennbar. Der flächige Prozess zeigt Erosion vom Anrissgebiet bis zur Oberkante des Rutschkörpers, darunter anschließend sind bis an die Hangbasis Akkumulationswerte anzutreffen. Über Querprofilveränderungen zwischen dem *Pre-* und *Post-Event*-DGM lassen sich diese Muster zusätzlich verifizieren. Im Anschluss an die Erfassung wird der Prozessraum kartiert und die innerhalb stattfindenden Veränderungen auf Basis der DoD-Werte bilanziert.

## 7.5 Hangmorphometrische Analysen

Erosions- und Depositionsvorgänge verändern die Wölbung, Steilheit und Textur landschaftlicher Oberflächen. Im Kontext dieser Arbeit werden kleinskalige (Rasterzellenskale) Veränderungen der hangmorphometrischen Parameter untersucht, um Rückschlüsse auf saisonsspezifische und raum-zeitliche Unterschiede der Prozessdynamik ziehen zu können. Die nachfolgend erläuterten Parameter wurden dafür von *Pre-* und *Post-Event-DGMs* in *SAGA* abgeleitet und deren Werte für Zellen mit signifikanten Höhenänderungen verglichen. Für die Vergleichbarkeit kommt der *zweiseitige Welch t-Test* zum Einsatz, der t-Statistiken für die Mittelwerte unabhängiger Variablen berechnet und Auskunft über den Grad der Gleichheit von Wertepaaren gibt. Dabei lautet die Null-Hypothese  $H_0$ : *Die wahre Differenz der Mittelwerte von Pre- und Post-Event-DGM ist gleich 0*, welche abgelehnt werden kann, wenn der p-Wert der Teststatistik das Signifikanzniveau  $\alpha=0.05$  bei einem Konfidenzintervall von 95% übertrifft.

Erosion durch Massenbewegungen hinterlässt normalerweise konkave oder lineare Oberflächenmerkmale, wohingegen deren Ablagerungen zur Bildung konvexer Formen tendieren. Plan- und Profilwölbung kommen häufig in Studien zum Fließverhalten zum Einsatz. Die Planwölbung (PIC) dient dabei als Kenngröße für die Konvergenz ( $<0$ ) oder Divergenz ( $>0$ ) von Fließwegen und ist lotrecht zum Hang ausgerichtet. Die Profilwölbung (PrC) hingegen ist hangparallel ausgerichtet und zeigt den Weg des steilsten Gefälles an. Hier stehen negative Werte für Konkavität und positive Werte für Konvexität der Oberfläche, der neutrale Wert 0 bedeutet, eine Fläche ist eben oder linear (BLAGA 2012).

Fluviale Erosionsprozesse sorgen mit der Zeit durch das Zer- und Unterschneiden von Hängen und Gerinnesseitenwänden für deren Übersteilung. Die Hangneigung wird, wie auch die Wölbungsparameter über den Ansatz von ZEVENBERGEN & THORNE (1987), welche die topographischen Indizes zur Geländeanalyse von EVANS, I. S. (1972) modifizierten und weiterentwickelten, berechnet.

Als Maß für die Oberflächenrauigkeit wurde die *Vector Ruggedness (VRM)* nach SAPPINGTON et al. (2007) gewählt. Es misst die 3-dimensionale Dispersion von Normalenvektoren der Rasterzellen und besitzt somit den Vorteil, die Heterogenität der Hangneigungen und Expositionen einer Geländeoberfläche besser wiederzugeben. Ein dimensionsloser Wert zwischen 0 (glatt) und 1 (rauh) ist das Ergebnis. Die Veränderung von Oberflächenrauigkeiten nimmt eine wichtige Rolle bei der Erforschung der Saisonalität von Erosionsprozessen ein. Rutschungen der Schneedecke glätten sedimentäre Oberflächen und können somit den Fortschritt von fluvialen Erosionsmustern nach dem Winter (zumindest partiell) auf den Initialzustand zurücksetzen. Frosthub oder das Quellen und Schrumpfen von Tonmineralen können größere Rauigkeiten auf sehr kleinem Maßstab erzeugen. Hangaquatischer Abtrag und fluviale Erosion zerschneiden sedimentäre Oberflächen und sorgen für eine auf Zellgröße detektierbare Erhöhung der Oberflächenrauigkeit.

Tab. 7.1 fasst die Datengrundlage für das t-Test-Verfahren zusammen.

**Tab. 7.1:** Datengrundlage für das zweiseitige t-Test-Verfahren zur Analyse von Veränderungen der Hangmorphometrie

UF	Hangzone	Zeitraum	Stichproben- größe [%]	N Beobach- tungen	N Stichpro- bengröße
<b>3</b>	Unterhang	Winter 2011-2012	0.1	1344	134
		Sommer2012	10	1896	190
		Winter 2012-2013	10	1344	134
		Sommer2014	10	4231	423
		Winter2014-2015	10	1523	152
	Oberhang	Winter 2011-2012	20	990	198
		Sommer2012	20	574	115
		Winter 2012-2013	20	990	198
		Sommer2014	10	1538	154
		Winter2014-2015	10	1419	142
<b>4-5</b>	Unterhang	Winter 2011-2012	10	3812	381
		Sommer2012	10	4441	444
		Winter 2012-2013	10	7621	762
		Sommer 2013	10	1875	188
		Winter 2013-2014	10	2163	216
		Sommer2014	10	9674	967
		Winter2014-2015	10	3210	321
		Sommer2015	20	898	180
	Oberhang	Winter 2011-2012	1	11112	111
		Sommer2012	10	4745	475
		Winter 2012-2013	1	11187	112
		Sommer 2013	20	919	184
		Winter 2013-2014	10	4905	491
		Sommer2014	10	6489	649
<b>6</b>	Unterhang	Winter2014-2015	10	7299	730
		Sommer2015	100	358	358
		Winter 2012-2013	10	5917	592
		Sommer2014	10	9970	997
		Winter2014-2015	10	2408	241
		Sommer2015	100	259	259

Fortsetzung auf der nächsten Seite ...



## 7.5 Hangmorphometrische Analysen

... Fortsetzung

UF	Hangzone	Zeitraum	Stichproben- größe [%]	N Beobach- tungen	N Stichpro- bengröße
<b>6</b>	Oberhang	Winter 2012-2013	10	9440	944
		Sommer2014	10	4303	430
		Winter2014-2015	10	3576	358
		Sommer2015	100	97	97
<b>16</b>	Unterhang	Sommer2014	100	219	219
		Winter2014-2015	100	150	150
		Sommer2015	100	123	123
	Oberhang	Sommer2014	100	478	478
		Winter2014-2015	100	186	186
		Sommer2015	100	69	69
<b>17-18</b>	Unterhang	Sommer2014	20	546	109
		Winter2014-2015	10	1788	179
		Sommer2015	100	25	25
	Oberhang	Sommer2014	100	354	354
		Winter2014-2015	10	1223	122
		Sommer2015	100	66	66



## 8 Klimadaten-Analyse

Um die dominierenden erosionssteuernden Witterungs- und Klimavariablen ausfindig zu machen, werden verschiedene Komponenten und Ableitungen der in Kap. 5.1 genannten meteorologischen Daten herangezogen. Die Wahl dieser Parameter basiert auf dem aktuellen Forschungsstand zu Landschaftsveränderungen im Hochgebirge, der in Kap. 2 erarbeitet wurde, sowie Beobachtungen im Gelände. Unter diesen sind sowohl hydrologische, wie auch temperaturbedingte Faktoren und Kontrollmechanismen, die sich aus beiden Faktoren zusammensetzen. Meteorologische Daten sind jedoch immer zeitabhängig. Ihre Aussagekraft kann daher auf verschiedenen zeitlichen Skalen stark variieren. Langjährige Zeitreihen besitzen für gewöhnlich niedrige zeitliche Auflösung (täglich - monatlich), welche schlecht geeignet sind, um schnell ablaufende und plötzlich auftretende geomorphologische Prozesse erklären zu können. Zum Vorteil dieser Arbeit kann die TIWAG sehr hoch aufgelöste (15-minütige) meteorologische Daten für den hier abgedeckten Zeitraum zu Verfügung stellen.

### 8.1 Differenzierung von Niederschlagsphasen

Um Regen von Schneefall unterscheiden zu können, wird ein Schwellenwert des stündlichen Temperaturmittelwerts genutzt, oberhalb dessen Niederschlag in seiner flüssigen und unterhalb in seiner festen Form angenommen wird. Beim Vergleich mit anderen meteorologischen Parametern gibt diese Information einen Anhaltspunkt über die thermischen Konditionen (Schmelz-, Frost-, warme Bedingungen) zum Zeitpunkt des Niederschlags. Schneefall wird durch das gleichzeitige Auftreten von Temperaturen  $< 2^{\circ}\text{C}$ , und Regen entsprechend durch Temperaturen  $\geq 2^{\circ}\text{C}$  definiert. In der Literatur genannte Rain-Snow-Thresholds (RSTs) nehmen in lokaler Abhängigkeit eine breite Spannweite zwischen  $0^{\circ}\text{C}$  und  $8^{\circ}\text{C}$  ein (ROHRER 1989). LUNDQUIST et al. (2008) gibt an, dass bei Temperaturen  $< 0^{\circ}\text{C}$  mehr als 90% des Niederschlags in Form von Schnee fallen und bei Temperaturen  $> 3^{\circ}\text{C}$  mehr als 90% des Niederschlags als Regen fallen. Bei  $1.5^{\circ}\text{C}$  sind Regen oder Schnee in Gebirgsregionen gleich wahrscheinlich. Da Schnee in Regionen mit geringer Luftfeuchte (DING et al. 2014; ROHRER 1989) und in größeren Höhen (DING et al. 2014) aber tendenziell bei höheren Temperaturen fallen kann, wurde der RST für das trockene inneralpine Kaunertal etwas höher gewählt und stimmt mit der von ROHRER (1989) etablierten Feuchttemperatur oberhalb welcher Schneefall nicht mehr zu erwarten ist überein.

## 8.2 Frostwechsel

Verschiedene Studien verwenden unterschiedliche, situationsangepasste Temperatur- und Zeitspannen, um einen Frostwechselzyklus (FTC) zu beschreiben. MATSUOKA (2001) definiert einen solchen Zyklus durch einen Temperatursturz unter  $-2^{\circ}\text{C}$ , gefolgt von einem Anstieg auf über  $+2^{\circ}\text{C}$ . Bei LEWKOWICZ (2001) besitzt ein Zyklus einen Temperaturwechsel mehr und er verwendet mittlere stündliche Temperaturwerte beginnend bei einer Temperatur  $\geq +1^{\circ}\text{C}$ , einem anschließendem Temperaturabfall auf  $\leq -1^{\circ}\text{C}$  und einem Wiederanstieg auf  $\geq +1^{\circ}\text{C}$ . Diese Werte sind jedoch stark von lokalen Parametern, wie der Materialbeschaffenheit und der Anwesenheit einer Schneebedeckung abhängig und können daher nicht als allgemein gültig angesehen werden. Die Studien von MATSUOKA (2001) beziehen sich auf Felshänge und deren Verwitterung durch Frostwechselprozesse. Im Festgestein ist das Eindringen von momentanen Temperaturen stark zeitverzögert, weshalb hier eine Orientierung an MATSUOKA's Ansatz erfolgt, die Temperaturspanne jedoch an die Lockermaterialbedingungen angepasst wird. Die Frostwechselanzahl wird entsprechend über die Anzahl der  $0^{\circ}\text{C}$ -Durchgänge der stündlich gemittelten Lufttemperatur geschätzt. Um die Unabhängigkeit der Daten zu gewähren, muss zwischen zwei Wechseln mindestens eine Stunde vergehen. Die Temperaturdifferenz beträgt bei einem Vorzeichenwechsel wegen der kürzeren Reaktionszeit der Temperaturanpassung im Lockermaterial gegenüber dem Festgestein mindestens  $1^{\circ}\text{C}$ .

## 8.3 Eis- und Frosttage

Eis- und Frosttage gehören den Temperaturkenntagen an und werden in Studien zum Klimawandel oder zu Extremklimaten häufig als Indikatoren eingesetzt (vgl. HEWITT 1968; KELLERER-PIRKLBAUER et al. 2012). Eistage sind als Tage, an welchen die Maximaltemperatur die  $0^{\circ}\text{C}$ -Grenze nicht überschreitet, definiert und werden daher aus Zeitreihen der maximalen Tagestemperatur abgeleitet. Sie sind außerdem ein geeignetes Maß, um die Anzahl an Wintertagen zu bestimmen, an welchen keine morphodynamische Aktivität zu erwarten ist. Dementsprechend werden sie in dieser Arbeit dazu verwendet, die Winterperiode auf die maximale Tagesanzahl zu beschränken, an welchen Erosionsprozesse potentiell stattfinden. Frosttage hingegen werden durch die Zeitreihe der Tagesminima bestimmt und sind durch Werte  $<0^{\circ}\text{C}$  definiert (EASTERLING 2002).

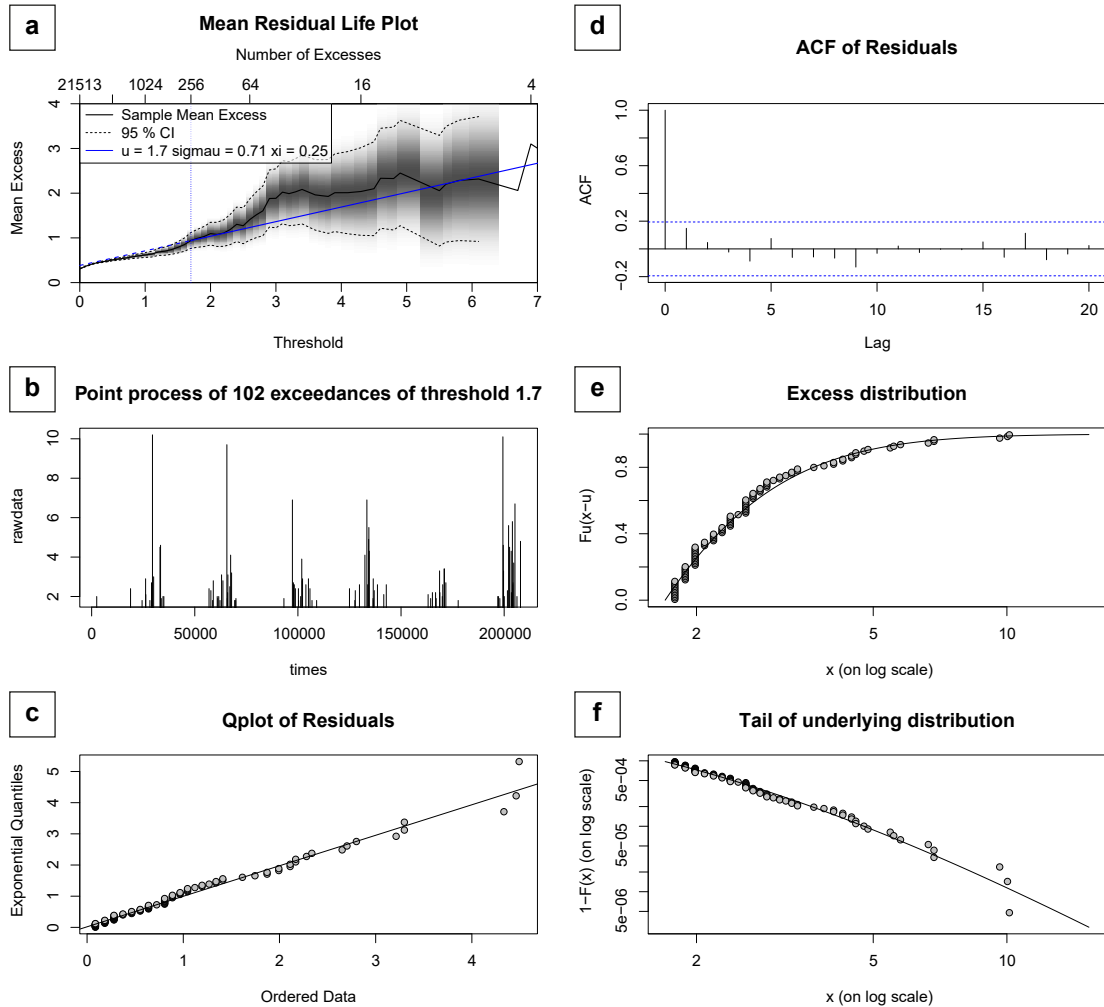
## 8.4 Extremwertanalyse

Die in Kap. 5.1.2 beschriebenen Schwellenwerte für diverse meteorologische Extrema wurden auf Basis verschiedener zeitlicher Auflösung berechnet, damit sie mit unterschiedlichen Prozessen korreliert werden können. Beispielsweise ist für die schnell ablaufenden Murgänge die höchste zeitliche Auflösung mit 15-Minuten-Messintervallen der Niederschlagssummen verwendet worden. Um die Auslösung von Murgängen in Zusammenhang mit in der Literatur auftauchenden Niederschlagsschwellenwerten vergleichen zu können, sind zusätzlich stündliche und tägliche Schwellenwerte berechnet worden.

Für alle hier ermittelten Schwellenwert mussten im Vorfeld diverse Dateneigenschaften überprüft werden: Einerseits müssen die Daten *unabhängig* sein, was für niedrig aufgelöste Messintervalle (z.B. vierteljährlich, jährlich) zutrifft, jedoch nicht für höhere Auflösungen mit monatlichen Intervallen oder kürzer. Zum anderen muss auf Grund des angewandten Workflows die *Stationarität* der Daten in Betracht gezogen werden. Schwellenwerte von instationären Datenreihen sind zeitabhängig und besitzen einen Trend, dessen Aussehen von Extremwerten beeinflusst wird (MUDELSEE 2006). Die hydrologischen Extrema (Niederschlag und Abfluss) der 15-minütigen-Daten wurden über das *Partial Duration Series* oder *Peaks Over Threshold (POT)*-Verfahren (vgl. z.B. BEGUERÍA & VICENTE-SERRANO 2006) nach folgendem Workflow in *R* unter Verwendung der Packages *evir*, *extRemes*, *tseries* und *ats* ermittelt:

1. *Testen auf Stationarität* mit Hilfe des *Augmented Dickey-Fuller (ADF)*-Tests (EL SAID & DICKEY 1984). Dieser ist notwendig, um den anschließenden Workflow richtig zu wählen. Der ADF verwendet eine lineare Regression mit einem autoregressiven Koeffizienten ersten Grades von 1 für die Trendermittlung. Die Null-Hypothese des Tests entspricht der Existenz eines Trends oder der Instationarität der Datenreihe.
2. Die *Wahl des Schwellenwerts* basiert auf Subjektivität und kann schwierig sein. Als Hilfestellung können auf verschiedene Weisen objektive Schätzungen ermittelt werden. Hier wurde auf Mean Residual Life (MRL) und threshold choice (TC)-Plots zurückgegriffen. Beide berechnen die Schätzer einer Generalized Pareto (GP)-Extremwertverteilung (*Shape*-, *Scale*- und *Location*-Parameter) mit der Maximum Likelihood Estimation (MLE)-Methode. Die Linearität der dabei berechneten Kurven, die Konfidenzintervalle und die Anzahl an Überschreitungen (vgl. Abb. 8.1) helfen bei der Wahl eines geeigneten Schwellenwerts.
3. *Declustering der Zeitreihe* ist nötig, um mehrere Überschreitungen von Extremschwellenwerten pro Ereignis dem gleichen Event zuzuordnen. Die Zeitspanne eines Events muss manuell ermittelt werden und wird durch die lokalen Minima vor und nach dem höchsten Extremwert aufgespannt.
4. Anwendung der POT-Methode, die
  - das Auftreten der Datenpunkte über dem ermittelten Schwellenwert durch einen *Poisson-Punkt-Prozess* charakterisiert und

- diesen extremen Punkten eine *GP-Verteilung* mit der MLE-Methode anpasst, um die statistische Richtigkeit des Verfahrens zu überprüfen. Dies ist dann der Fall, wenn sich die GP-Verteilung tatsächlich den Extremwerten anpassen lässt.



**Abb. 8.1:** a: MRL-Plot zur Schätzung des Schwellenwerts, b: Punkt Prozesse der Schwellenwertüberschreitungen, c: Quantil-Plot der Residuen, d: Autokorrelation der Residuen, e: Überschreitungsverteilung und f: Schwanz der Verteilung am Beispiel der 15-minütigen Niederschlagsdaten der Station GA (Daten: TIWAG)

## **8.5 Intensitäts-Dauer-Beziehungen des Niederschlags**

Intensitäts-Dauer-Beziehungen sind ein Maß, um herauszufinden inwiefern die Dauer und die Intensität des Niederschlags Einfluss auf die Auslösung von Prozessen haben (vgl. z.B. HAGG & BECHT 2000). Niederschlagsereignisse werden dementsprechend auf ihre Dauer hin analysiert und die in dieser Zeit gefallene Niederschlagsmenge aufsummiert. Die Ereignissummen, aber auch stündliche Summen werden mit bekannten geomorphologischen Events (z.B. Murgängen) in Verbindung gebracht und mit diversen Parametern, wie beispielsweise der erodierten Masse, der Art oder der Anzahl an Prozessen korreliert.





# Teil IV

Ergebnisse, Interpretation und Diskussion



## 9 Quantifizierung der Erosionsdynamik

Die Quantifizierung der Erosion auf den proglazialen Lateralmoränen des Gepatsch- und des Weißseeferners wurde wie in Kap. 7.4 beschrieben zuerst für einen mittelfristigen Zeitraum von 8 Jahren durchgeführt. Die ALS-Datensätze der Jahre 2006 und 2014 dienen als Grundlage und ermöglichen durch ihre weitläufige Abdeckung die Erfassung aller UF. Gerade bei UF, deren hydrologisches Einzugsgebiet sich über den proglazialen Raum hinaus erstreckt und auf Grund zu großer Entfernung zwischen dem Gerätestandort und der aufzunehmenden Oberfläche nicht mit TLS-Messungen abgedeckt sind, sichern ALS-Daten eine ganzheitliche Quantifizierung der gesamten sedimentliefernden Fläche, wie es bei UF 6, 16 und 17-18 der Fall ist (vgl. Abb. 5.9 und Abb. 5.17). Die Bilanzierung ist auf Grund der teilweise recht unterschiedlichen Untersuchungsflächengröße zwischen den beiden Aufnahmezeitpunkten jedoch auf Bereiche beschränkt, die 2006 schon eisfrei bzw. 2014 noch nicht durch Hangunterscheidungen der proglazialen Flüsse erodiert waren. Ersteres schließt an den Gletscher grenzende UF ein, zweiteres UF, die durch fluviale Erosion der Basis betroffen sind.

Darauf folgend werden die subjährlichen Bilanzen auf ALS- und TLS-Datenbasis behandelt. ALS-DoDs werden für eine kurzfristige Bilanz für die Gesamtfläche (hydrol. EZG) aller UF für einen Sommerzeitschnitt zwischen dem 04. Juli und dem 28. September 2012 herangezogen. TLS-Daten existieren für Winter- und Sommerzeitschnitte von 2011 bis 2015 im Gepatschfernergebiet bzw. 2014 bis 2015 im Weißseefernergebiet. Sie schließen ausschließlich die Erosionsdynamik im proglazialen Raum der UF ein. Die Ergebnisse werden für die beiden Untersuchungsgebiete separat dargestellt und interpretiert und anschließend in einem gesonderten Kapitel verglichen und diskutiert.

Die Überschneidung von ALS und TLS für UF im Gepatschferner-Proglazial im Sommer 2012 eröffnet außerdem die Möglichkeit, einen methodischen Vergleich zwischen ALS und TLS herstellen zu können. Auch hier sind die Außenlinien der UF an den Gletscherstand und die Uferbegrenzungen zum jeweiligen Untersuchungszeitraum angepasst. Die verwendeten TLS-Zeitschnitte sind in Tab. 9.1 dargestellt.

### 9.1 Quantifizierung der Dynamik auf ALS-Datenbasis (2006 - 2014)

#### 9.1.1 Gepatschferner-Gebiet

Im Gepatschferner-Gebiet stechen UF, die von Toteisvorkommen beeinflusst sind mit deutlich höheren Massenverlusten im Untersuchungszeitraum zwischen 2006 und 2014 heraus (Tab. 9.2). Dies ist vor allem an UF 11 mit einer über die Fläche gemittelten Oberflächensubsidenz von  $-11.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  gut sichtbar und wird an UF 1 mit  $-2.8 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  bestätigt. Auch SAILER et al. (2012) stellen fest, dass tauendes Toteis zu den größten Oberflächenveränderungen führt und konnten max. Subsidenzwerte von  $-0.48$  und  $-0.24 \text{ m a}^{-1}$  an zwei Toteiskörpern am Hintereisferner (Ötztal, A) ausmachen. Die Werte fügen sich,

Tab. 9.1: Aufnahmezeitpunkte der untersuchten TLS-basierten DoDs

UF	2		3		4-5		6		16		17-18	
Periode	Datum 1	Datum 2	Datum 1	Datum 2	Datum 1	Datum 2	Datum 1	Datum 2	Datum 1	Datum 2	Datum 1	Datum 2
<b>Winter 2011-2012</b>	24.09. 2011	04.07. 2012	24.09. 2011	05.07. 2012	24.09. 2011	05.07. 2012						
<b>Sommer 2012</b>	04.07. 2012	21.09. 2012	05.07. 2012	21.09. 2012	05.07. 2012	20.09. 2012						
<b>Winter 2012-2013</b>	21.09. 2012	04.07. 2013	21.09. 2012	04.07. 2013	20.09. 2012	01.07. 2013	20.09. 2012	01.07. 2013				
<b>Sommer 2013</b>	04.07. 2013	28.09. 2013			01.07. 2013	28.09. 2013						
<b>Winter 2013-2014</b>	28.09. 2013	10.07. 2014			28.09. 2013	10.07. 2014						
<b>Sommer 2014</b>	10.07. 2014	23.09. 2014	10.07. 2014	23.09. 2014	10.07. 2014	23.09. 2014	08.07. 2014	23.09. 2014	16.07. 2014	24.09. 2014	16.07. 2014	24.09. 2014
<b>Winter 2014-2015</b>	23.09. 2014	10.07. 2015	23.09. 2014	10.07. 2015	23.09. 2014	10.07. 2015	23.09. 2014	10.07. 2015	24.09. 2014	28.07. 2015	24.09. 2014	28.07. 2015
<b>Sommer 2015</b>	10.07. 2015	22.09. 2015			10.07. 2015	22.09. 2015	10.07. 2015	22.09. 2015	28.07. 2015	21.09. 2015	28.07. 2015	21.09. 2015

abgesehen von UF 11, wo diese weit überschritten werden, gut in die Subsidenzraten der hier von Toteis betroffenen Flächen ein. Dabei handelt es sich um die gletschernahen UF, die 2006 teilweise noch vom Gletscher bedeckt waren. UF 2 war zu diesem Zeitpunkt komplett eisbedeckt und fällt aus diesem Grund aus der Quantifizierung heraus.

*Die gletschernahen Lateralmoränen*

Die stark negative Bilanz von UF 11 wird durch ein kontinuierliches Massendefizit über die gesamte Fläche sichtbar.

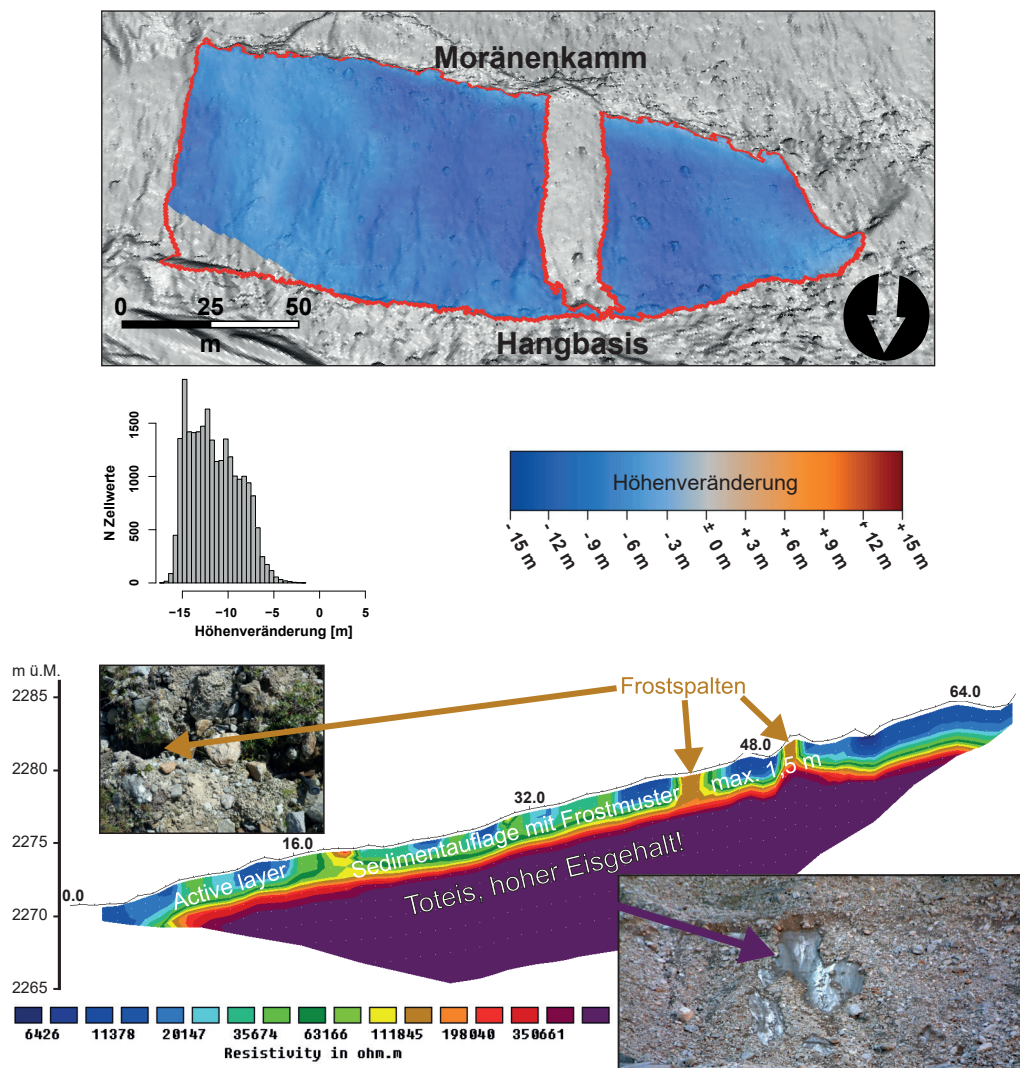
Die stark homogene Reliefveränderung, sowie das Fehlen jeglicher Spuren von linearen Erosionsstrukturen und Hangfußerosion geben oberflächliche Anzeichen auf die Dominanz von Toteis in der frisch entgletscherten Moräne. Im mittleren Teil der UF sind mit  $-17.42$  m

**Tab. 9.2:** Zusammenfassung der ALS-basierten DoDs des Zeitraums 2006 - 2014

UF	Erosion [m <sup>3</sup> ]	Deposition [m <sup>3</sup> ]	Bilanz [m <sup>3</sup> ]	Bilanz/ a [m <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> ]	Bilanz/ m <sup>-2</sup> [m <sup>3</sup> m <sup>-2</sup> ]
1	-142301.9	12.0	-142289.9	-18064.4	-2.81
3	-12906.6	727.5	-12179.2	-1546.2	-0.26
4-5	-19774.8	3098.1	-16676.7	-2117.2	-0.20
6	-18166.1	3170.4	-14995.6	-1903.8	-0.10
6*	-14262.7	3170.4	-11092.3	-1408.2	-0.10
11	-267717.0	0.0	-267717.0	-33988.1	-11.09
50	-39472.0	1849.8	-37622.3	-4776.3	-0.45
51	-72690.4	13301.7	-59388.8	-7539.7	-0.38
53	-13217.7	1100.7	-12117.1	-1538.3	-0.23
54	-9200.3	1214.8	-7985.5	-1013.8	-0.08
16	-19444.9	365.7	-19079.2	-2422.2	-0.13
16*	-9892.9	276.4	-9616.5	-1220.9	-0.18
17-18	-10484.1	495.2	-9988.9	-1268.1	-0.14
17-18*	-10062.2	490.4	-9571.8	-1215.2	-0.19
19	-41794.3	5986.8	-35807.5	-4546.0	-0.32

\* mit Beschränkung auf den proglazialen Raum der UF

die höchsten negativen Veränderungen anzutreffen. Die N-exponierte Moräne weist in diesem Bereich einen stellenweise zu Tage tretenden Toteiskern auf, der in den 8 Jahren des Untersuchungszeitraums stark degradiert wurde und zusätzlich zum Abgleiten der ihn überlagernden Sedimente geführt hat. Auf dem Foto u.r. in Abb. 9.1 sind am oberen Rand des exponierten Eises Rutschungsnarben zu erkennen, die dies bestätigen. Insgesamt weist UF 11 über die 8 Jahre ein Massendefizit von  $-267717 \text{ m}^3$  auf. Zu welchem Anteil dieses Volumen jedoch durch thermische Prozesse verursacht wurde, kann nicht exakt bestimmt werden. Es ist jedoch davon auszugehen, dass es sich um ein Vielfaches im Vergleich zur



**Abb. 9.1:** Oben: DoD von UF 11 auf Basis der ALS-DGMs von 2006 und 2014 mit Histogramm der Höhenveränderungswerte, die grüne Linie markiert die UF-Grenze,  $\sigma_{LoD}$ : 0.16 (vgl. Tab. A.1). Unten: ERT-Profil vom 21.08.2012 an UF 11 mit Foto des Toteiskerns (u.r.) und einer Frostspalte (o.l.) (Daten, Abbildung und Fotos verändert nach LEOPOLD, persönl. Kommunikation Mai 2013)

gravitativen oder fluvialen Beteiligung am Erosionsgeschehen handelt.

Um Sedimentmächtigkeiten und Bodeneis (Toteis und Permafrost) ausfindig zu machen, wurden innerhalb des TP1 geophysikalische Prospektionen an ASST. PROF. DR. M. LEOPOLD (The University of Western Australia, Perth) in Auftrag gegeben. Laut seinen Untersuchungsergebnissen der ERT-Kampagne vom August 2012 verfügte der Eiskern zum Aufnahmezeitpunkt über ca. 5 m Mächtigkeit und wurde von einer ca. 1 m mächtigen Sedimentschicht überlagert. Die Fläche der UF wird, wie alle anderen UF durch das hydrologische EZG des Hangfußes definiert. Bei der Lücke handelt es sich um einen Hangabschnitt, der nicht in dieses integriert ist.

Auch die UF 1, 50 und 51 (Abb. 9.2) zeigen großflächige Oberflächendegradation, vor allem in den jüngst exponierten niedrigeren Hangabschnitten, die zwischen 1990 und 2006 eisfrei geworden sind. Im Bereich von UF 1 konnte durch ein ERT-Profil quer zur Gletscherzunge im Unterhangbereich ebenfalls die Präsenz von Toteis nachgewiesen werden. Auf der S exponierten Moräne unterliegt es intensiver Degradation und nimmt großen Einfluss auf den Sedimenttransport innerhalb des Hangs. Im talabwärtigen Abschnitt von UF 50 hat der Mächtigkeitsverlust der Gletscherzunge zur Freilegung einer flacheren Geländestufe

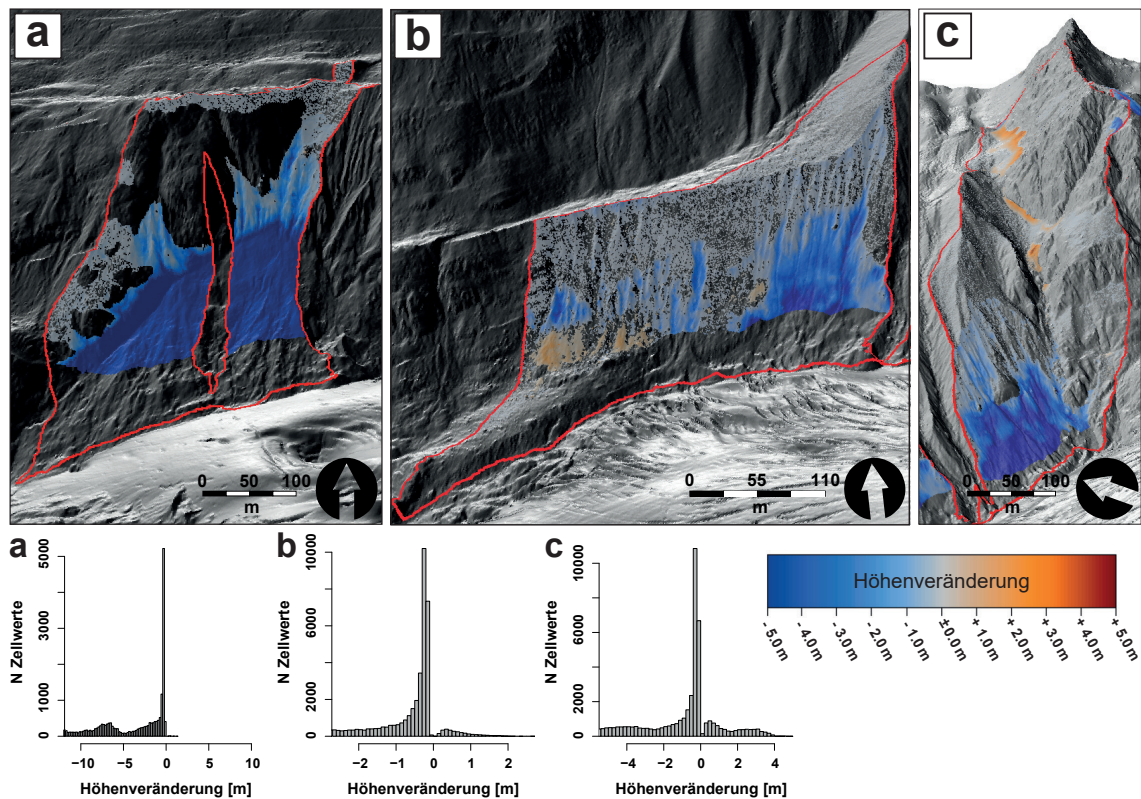


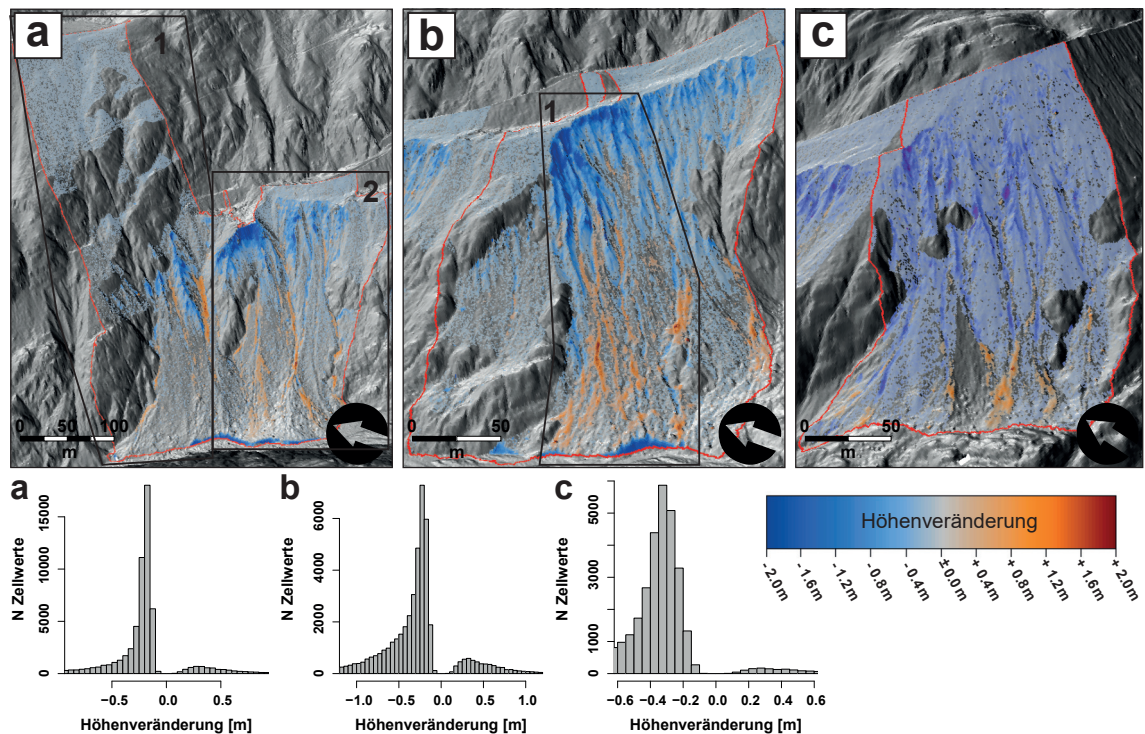
Abb. 9.2: DoD von a: UF 1, b: UF 50 und c: UF 51, auf Basis der ALS-DGMs von 2006 und 2014, farbige Linien markieren die UF-Grenzen,  $\varnothing$ LoD: 0.12 (vgl. Tab. A.1). Unten: Histogramme der Höhenveränderungswerte zu a, b und c



geführt, die nun als Depositionszone von Massentransporten dient. In diesem Bereich sind deshalb auch über die 8-jährige Monitoringperiode positive Höhenveränderungen der Oberfläche feststellbar. Zusätzlich zum Toteisaustauen werden bei UF 50 und 51 Muster der Hangunterschneidung deutlich, die die Akkumulation von Sedimenten am Hangfuß verhindern. Quantitativ lassen sich die beiden – sich überlagernden – Prozesse nicht differenzieren. In Richtung der Hangoberkanten der gletschernahen UF werden die Anzeichen linearer Erosion immer deutlicher. Mit ihr ist eine Magnitudenabnahme der Oberflächenveränderungen zu erkennen. Bei den Bilanzen hebt sich UF 1 deutlich von UF 50 und 51 ab. Ähnlich, wie bei UF 11 sind auch hier ausschließlich negative Höhenveränderungswerte anzutreffen, jedoch sind diese mit  $-2.81 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  deutlich geringer angesiedelt. An den UF 50 und 51 sind vereinheitlichte Bilanzen von  $-0.45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  und  $-0.38 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  vorzufinden.

### Die gletscherfernen Ufermoränen

Mit größerem Abstand zum aktuellen Gletscherrand nehmen die DoDs ein anderes Erscheinungsbild an. Lineare und flächenhafte Erosionsformen dominieren zunehmend die Oberhangbereiche der UF 3, 4-5 und 6, während am Mittel- und Unterhang immer deutli-



**Abb. 9.3:** DoD von a: UF 6, b: UF 4-5 und c: UF 3, auf Basis der ALS-DGMs von 2006 und 2014, farbige Linien markieren die UF-Grenzen, numm. Polygone markieren im Text beschriebene Bereiche,  $\varnothing\text{LoD}$ : 0.10 (c) bzw. 0.11 (a, b) (vgl. Tab. A.1). Unten: Histogramme der Höhenveränderungswerte zu a, b und c



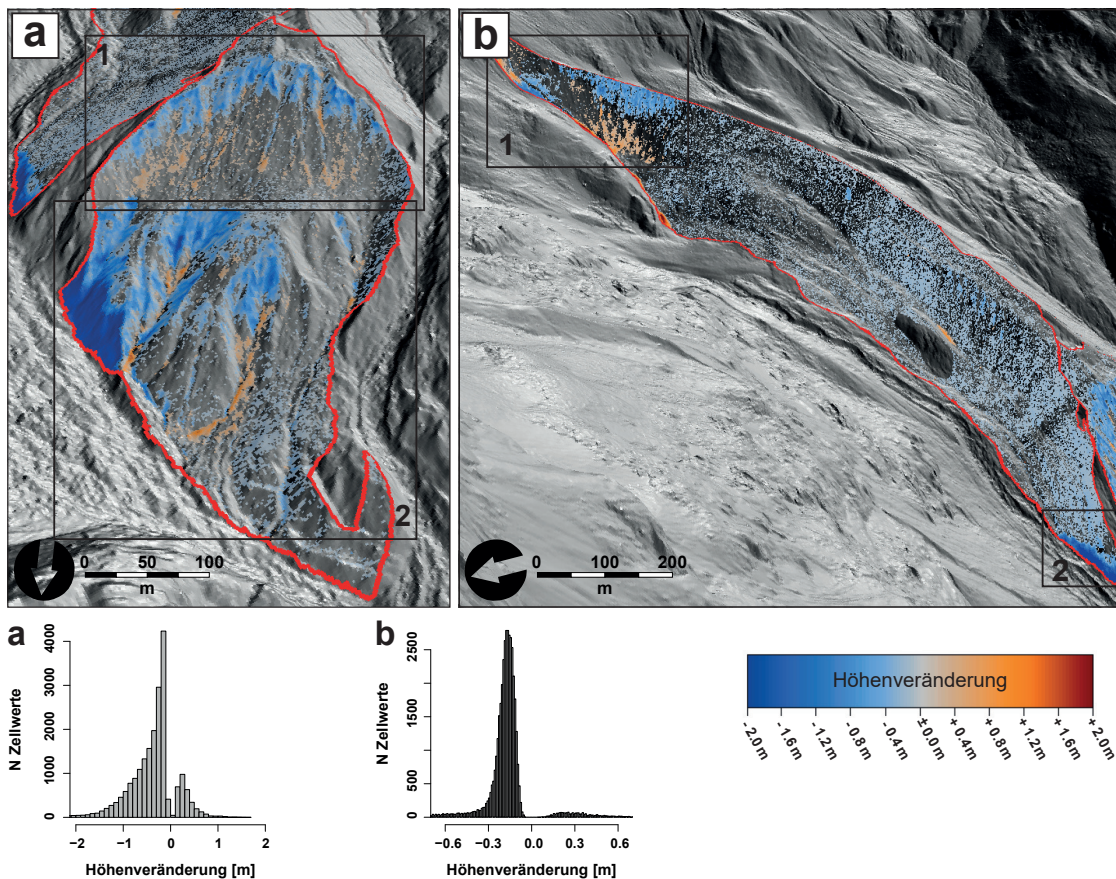
cher Akkumulationsbereiche in Erscheinung treten. Im linken Teil von UF 6 erstreckt sich das hydrologische EZG weit über die proglaziale Moräne hinaus. Es wird nach oben durch den Grat der Egesenmoräne begrenzt und sorgt somit für eine Zweiteilung der UF in einen morphodynamisch ruhigeren Teil im Norden (Abb. 9.3a 1) – was vermutlich einerseits durch die starke Vegetationsbedeckung oberhalb der proglazialen Moräne und andererseits durch geringere Sedimentmächtigkeiten über dem anstehenden Gestein bedingt ist – und einen aktiveren südlichen Teil (Abb. 9.3a 2). Der Hangbereich links oben fließt zwar in die ALS-Bilanzierung ein, da von dort potentiell Sediment auf die Moräne geliefert wird und er Einfluss auf die Erosionsdynamik der Fläche besitzt, doch ist mit der Beschreibung des Oberhangs der obere Teil der proglazialen Moräne gemeint, insofern die Egesenmoräne nicht explizit genannt wird (vgl. Abb. 5.9, Schraffur).

Die größten Abtragswerte der gletscherferneren UF 3, 4-5 und 6 konzentrieren sich auf Gerinnetiefenlinien, sowie deren Seitenwände im Ober- und Mittelhang und die Kopfbereiche der Runsen. Maximale Abtragswerte von  $-7.31\text{ m}$  sind bei UF 4-5 im Bereich der Runsenköpfe des mittleren Moränenabschnitts (Abb. 9.3b 1) zu finden, der innerhalb dieser UF den morphodynamisch aktivsten Teil darstellt. Dies wird auch durch die Präsenz von meterhohen Runsen und hochaktiven Murbahnen deutlich. Akkumulationsformen treten bei allen 3 UF in Form von Sedimentationsfächern am Hangfuß auf. Im Mittelhang von UF 4-5 und 6 ist eine Aufschüttung von Levées erkennbar und es kommen Muster der Gerinnenverfüllung und -verlegung deutlich zum Vorschein. Die Fagge hat hier in den 8 Jahren für eine Rückverlegung des Hangfußes von stellenweise bis zu  $4.3\text{ m}$  auf Höhe von UF 4-5 und bis zu  $3.6\text{ m}$  auf Höhe von UF 6 gesorgt. Die Bilanzen nehmen mit der Entfernung vom Gletscher ab: UF 3 kommt auf  $-0.26\text{ m}^3\text{ m}^{-2}$ , UF 4-5 auf  $-0.2\text{ m}^3\text{ m}^{-2}$  und bei UF 6 sind es noch  $-0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-2}$  (vgl. Tab. 9.2). Entgegengesetzt verhält es sich mit dem Runsenquerschnitt, der mit der Entfernung vom Gletscher tendenziell größer wird, sowie mit der Höhe relativ zur Hanglänge, in welcher Ablagerungen gefunden werden. Diese wandern mit der Entfernung vom Gletscher immer weiter den Hang hinauf.

### *Die gletscherfernen Mittelmoränen*

Im oberen und damit länger entgletscherten Teil von UF 53 verhält es sich ähnlich wie an den UF 3, 4-5 und 6. Im Oberhangbereich, direkt unterhalb der Oberkante der Mittelmoränenfront sind die Gerinneanrisszonen, -seitenwände und -grate erodiert worden. Das dort abgetragene Material wurde aber noch im Oberhang (Abb. 9.4a 1) oberhalb der Geländestufe, die durch eine Hanggleitung geschaffen wurde, wieder abgelagert. Unterhalb der Stufe sind teilweise flächige Erosionsmuster auffindbar (Abb. 9.4a 2), die jenen der gletschnahen UF ähneln. Im Unterschied zu den gletschnahen UF gibt es in diesem Bereich der Mittelmoräne keine Anzeichen für die Präsenz von Toteis. Jedoch handelt es sich hier um einen extrem steilen Hangabschnitt, der während der Ablationsphase vom Annebach unterschritten wird und daher anfällig für Rutschungen ist. Dafür spricht auch die Absenz eines Ablagerungsbereichs, was darauf schließen lässt, dass das Rutschmaterial direkt vom Annebach abtransportiert werden konnte. Die Unterschneidung resultierte hier in einer Rückverlegung des Hangfußes von ca.  $7\text{ m}$  zwischen 2006 und 2014. Die Oberkante der Geländestufe im Mittelhang bildet eine weitere Anrisszone für Hanggerinne. Deren

Erscheinungsbild fällt wesentlich größer aus, als das der Runsen im Oberhang und sie zeigen zusätzlich höhere Erosionswerte. Die Gründe hierfür sind zum einen mit großer Wahrscheinlichkeit im Expositionsalter der beiden Hangabschnitte zu suchen. Zusätzlich ist der Oberhang durch die Geländestufe quasi von der Sedimentkaskade abgeschnitten und die Konnektivität zwischen Ober- und Unterhang nur noch bei größeren Abtragsereignissen gegeben. Levées deuten auf Muraktivität hin, welche am Hangfuß zur Aufschüttung eines Sedimentkegels geführt hat, der weiterhin von oben mit Sedimenten versorgt wird und gleichzeitig Spuren des fluvialen Abtrags aufweist. Über den langen Monitoringzeitraum sind daher keine Spuren von Akkumulation feststellbar. UF 53 kommt auf eine Bilanz von  $-0.23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ . Sie ordnet sich damit zwischen die Einheitsbilanzen von UF 3 und 4-5 ein und leistet mit  $-12117.07 \text{ m}^3$  insgesamt ebenfalls in etwa den gleichen Beitrag zum Gesamtabtrag auf den hier untersuchten Moränen im Hinteren Kaunertal.



**Abb. 9.4:** DoD von a: UF 53 und b: UF 54, auf Basis der ALS-DGMs von 2006 und 2014, farbige Linien markieren die UF-Grenzen, numm. Polygone markieren im Text beschriebene Bereiche,  $\varnothing\text{LoD}$ : 0.10 (a) bzw. 0.09 (b) (vgl. Tab. A.1). Unten: Histogramme der Höhenveränderungswerte zu a und b

Die Bilanz von UF 54 fällt dagegen mit  $-0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  vergleichsweise gering aus. Die morphodynamisch aktivsten Bereiche beschränken sich auf den hintersten (Abb. 9.4b 1)

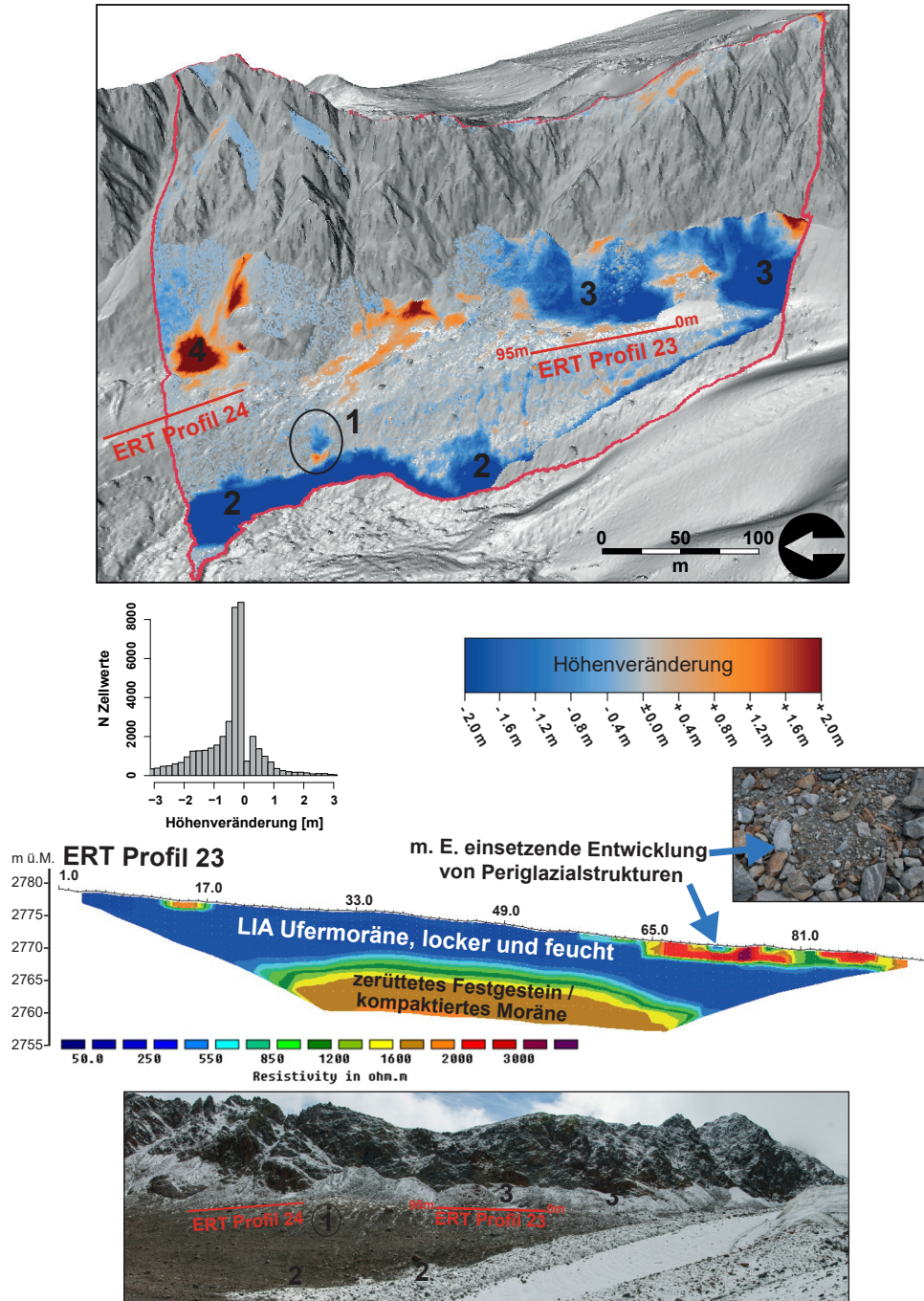
und den vordersten Teil (Abb. 9.4a 2) der langgestreckten Moränenflanke. Ersterer ist durch Erosion des Moränenkamms geprägt, wobei das dort abgetragene Material direkt am abgeflachten Hangfuß, durch einen unterhalb anschließenden Rundhöcker bedingt, wieder abgelagert wird. Im vorderen Teil, der dem rutschungsaktiven Bereich von UF 53 sehr nah gelegen ist, weist das DoD von UF 54 ebenfalls auf Zeichen der Hangunterschneidung durch den Annebach hin, welcher deren Basis um mehr als 3 m zurückverlagert hat.

### 9.1.2 Weißseeferner-Gebiet

#### *Die gletschernahe Seitenmoräne*

Im Weißseeferner-Gebiet ist ebenfalls eine klare Differenzierung zwischen der gletschernahe und den gletscherfernen Untersuchungsflächen möglich. Die Erosionsbilanz von UF 19 (Abb. 9.5) übertrifft die der UF 16 und 17-18 um das 3 bis 4-fache. Die Interpretation des flächenhaften Abtragsmusters fällt hier etwas schwerer aus, da durch beide geophysikalische Messungen in den Sommern 2012 und 2014 die Präsenz von Toteis oder Permafrost zumindest entlang der Messprofile ausgeschlossen werden kann. Die Moräne ist, wie ein drastischer Widerstandswechsel im ERT-Profil 23 bestätigt, aus einer 5-8 m mächtigen Schicht sehr feuchter Sedimente über grobblockigem Material bzw. stark zerrüttetem Festgestein aufgebaut (Abb. 9.5, Mitte). Talauwärts ändern sich die Feuchtebedingungen im Moränenkörper: Das ERT-Profil 24 weist durchgängig höhere Widerstandswerte auf, die ein Zeichen für trockene Bodenverhältnisse darstellen. Oberflächennah ist die für ERT-Profil 23 beschriebene Periglazialdynamik in verstärktem Maß feststellbar (LEOPOLD, persönl. Kommunikation August 2015). Die stellenweise starke Durchfeuchtung des Moränenmaterials impliziert kleinere Translationsrutschungen, wie im Gelände mehrmals bestätigt werden konnte und auch in Abb. 9.5 (1) zu erkennen ist. Eisaustauen spielt jedoch sicherlich die entscheidende Rolle beim stark von Oberflächensubsidenz (bis zu  $-7$  m) geprägten Hangfußbereich der Moräne (Abb. 9.5 2).

Dies wird bei Betrachtung des Gletscherrandbereichs in talaufwärtiger Verlängerung deutlich, wo sich eine markante supraglaziale Moräne ausbilden konnte. Es erklärt jedoch nicht die großflächigen negativen Werte von bis zu ca.  $-5.3$  m auf den die Moräne überlagernden Schutthalden (Abb. 9.5 3). Dabei handelt es sich teilweise um Schneefelder, die im Panorama (Abb. 9.5, u.) eindeutig identifiziert werden können. Allerdings sind die Werte so hoch, dass eine Beteiligung (i) von vor 2012 ausgeschmolzenem Toteis, (ii) von Setzungsprozessen des Materials in Folge veränderter Bodenwassergehaltsbedingungen und (iii) von periglazialen Frostprozessen nicht auszuschließen ist. Stellenweise wird die in den ERT-Profilen festgestellte Periglazialdynamik durch strukturelle Oberflächenmerkmale bestätigt, die auf einen Übergang vom glazialen zum periglazialen Zustand hinweisen. Sie äußern sich in aktiven Steinpolygonen auf der Ufermoräne und Frostspalten am Moränenhang. Letztere schaffen optimale Oberflächenstrukturen für die Abflusskonzentration und einsetzenden fluvialen Abtrag. Der starke Verwitterungsgrad des anstehenden Gesteins zeigt sich auch in der großen Anzahl von Steinschlägen, die sich aus dem Nördergrat lösen und auf der lateralen Moräne Schutthalden ausgebildet haben. Die grobblockige Steinschlagauflage bietet optimale Bedingungen für die Ventilation des oberflächennahen Moränenmaterials



**Abb. 9.5:** Oben: DoD von UF 19 auf Basis der ALS-DGMs von 2006 und 2014 mit Histogramm der Höhenveränderungswerte, die rote Linie markiert die UF-Grenze, die Nummerierung indiziert im Text beschriebene Bereiche,  $\varnothing$ LoD: 0.10 (vgl. Tab. A.1). Mitte: ERT-Profil vom 03.09.2014 entlang des Moränenkamms von UF 19 mit Foto eines Steinpolygons (Foto: DUSIK, 03.09.2014; Daten und Abbildung verändert nach LEOPOLD, persönl. Kommunikation August 2015). Unten: Panorama von UF 19 mit entsprechenden Markierungen zur Abb. oben (Foto: DUSIK, 03.09.2014)

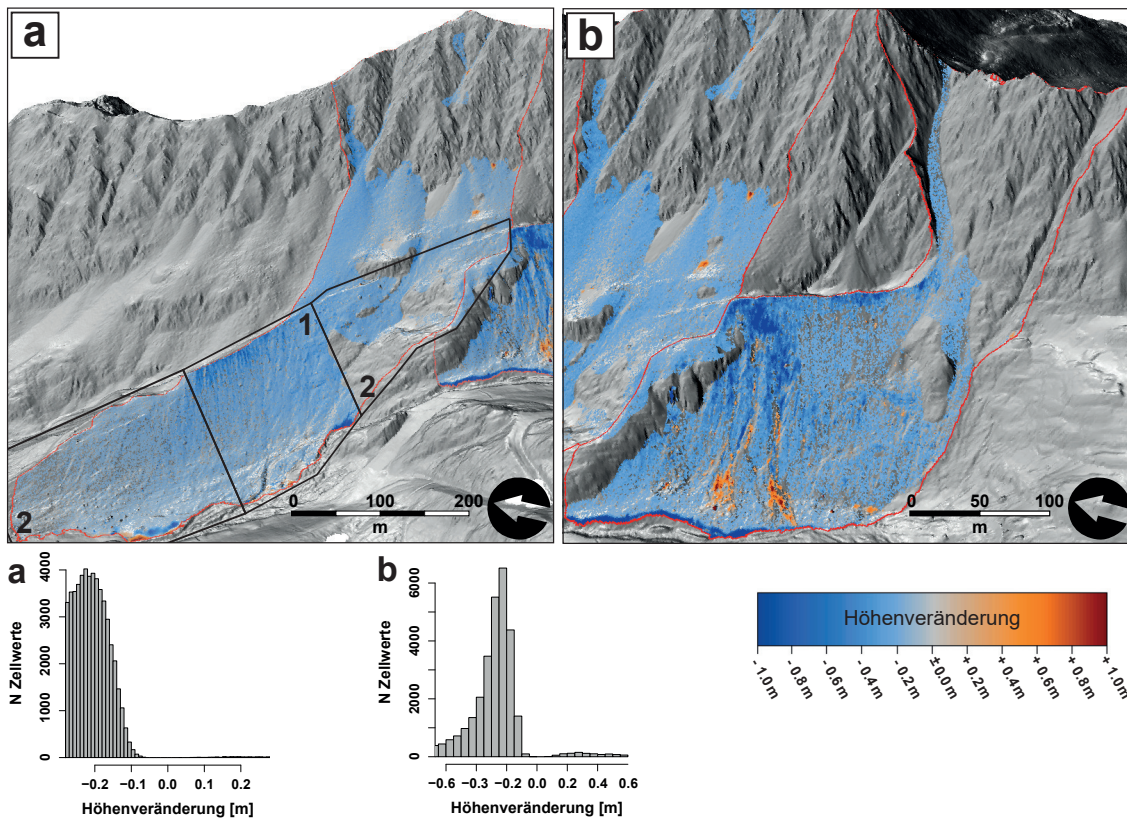


durch Gletscherfallwinde. Periglaziale Frostprozesse und über den längeren Zeitraum gute Temperaturbedingungen für das Wachstum perennierender Schneeflecken sind für die stark positiven Werte von teilweise bis zu 3.84 m am Wandfuß auf der lateralen Moräne verantwortlich (Abb. 9.5 4).

*Die gletscherfernen Ufermoränen*

Sowohl UF 16, als auch UF 17-18 sind von relativ regelmäßiger, flächenhafter Subsidenz gekennzeichnet (Abb. 9.6). An UF 17-18 ist diese mit einem durchschnittlichen Zellwert von  $-0.32$  m und einer negativen Bilanz von  $-0.19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  des proglazialen Raums (Abb. 5.17) bzw.  $-0.14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  mit Bezug auf das gesamte EZG der UF verbunden.

Anders als bei UF 19 ist der hohe und durchgehend steile Hang jedoch viel mehr von linearen Erosionsprozessen, wie Murgängen und fluvialem Abtrag betroffen, als von gravitativen Massenbewegungen. Die Runsenköpfe im nörlichen Moränenabschnitt direkt unterhalb des Moränengrats und Gerinneseitenwände im Mittelhang wurden mit minimalen Werten von knapp unter  $-2$  m am stärksten erodiert. Ablagerungsbereiche sind in linearer Form



**Abb. 9.6:** DoD von a: UF 16 und b: UF 17-18, auf Basis der ALS-DGMs von 2006 und 2014, farbige Linien markieren die UF-Grenzen, nummerierte Polygone indizieren im Text beschriebene Bereiche,  $\varnothing$ LoD: 0.08 (a) bzw. 0.10 (b) (vgl. Tab. A.1). Unten: Histogramme der Höhenveränderungswerte zu a und b

im Mittelhang anzutreffen und deuten auf Murgangaktivität und eine damit einhergehende Aufschüttung von Levées hin. Im Unterhang sind dementsprechend aufgefächerte Depositionsbereiche mit positiven Zellwerten von bis zu ca. 1.5 m zu erkennen. An der Hangbasis hat der proglaziale Fluss des Weißseeferners durch Unterschneidung zu einer Rückverlagerung von über 3.5 m gesorgt. Die Bilanz der UF 16 fällt mit  $-0.13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  im Proglazial (Abb. 5.17) bzw.  $-0.18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  im hydrologischen EZG wesentlich kleiner aus, als bei UF 17-18. Der markante alleinstehende Moränenzug im Norden zeigt eine Zweiteilung in einen aktiveren Teil im Süden (Abb. 9.6a 1) und einen geomorphologisch beruhigten Abschnitt im Norden (Abb. 9.6a 2), wobei auch Teilabschnitt 1 nur geringen maximalen Abtrag von bis zu  $-0.8 \text{ m}$  unterhalb der Oberhangkante und ca.  $-1 - -2 \text{ m}$  im Uferbereich des proglazialen Flusses zeigt. Die – relativ zu den anderen UF gesehen – stark bewachsene Moräne wird wohl hauptsächlich durch hangaquatschen Abtrag geformt, da das DoD über keinerlei Hinweise auf Muraktivität in den 8 Jahren Monitoringzeitraum gibt. Das stark regelhafte Bild der DoDs von UF 16 und 17-18 lässt Skepsis gegenüber der Annahme aufkommen, dass die Oberflächenveränderungen wirklich nur durch Sedimenttransport hervorgerufen wurden. Die LoDs der ALS-DoDs zwischen 2006 und 2014 betragen für UF 16 0.08 m und für UF 17-18 0.1 m. Sie fallen damit vergleichsweise gering aus (vgl. Tab. A.1), was zu der Vermutung führt, dass das LoD die systematischen Fehler im Bereich des Weißsees unterschätzen könnte.

## 9.2 Kurzfristige Quantifizierung

### 9.2.1 Gepatschferner-Gebiet

#### *Die gletschernahen Lateralmoränen*

An UF 11 wird das Muster der mittelfristigen Oberflächenveränderungen aus dem vorangehenden Kap. 9.1 reflektiert (vgl. Abb. 9.7a). Zellwerte zwischen  $-1.3$  und  $-0.1 \text{ m}$  verteilen sich flächenhaft und regelmäßig über die kürzlich exponierte Moräne und zeugen von schmelzendem Toteis. Die höchsten negativen Oberflächenveränderungen sind im Bereich initialer Rillen zu finden, die auf beginnende fluviale Erosion hinweisen. Positive Werte können als kleinere Flecken direkt unterhalb von sehr niedrigen Zellwerten ( bis zu  $-4 \text{ m}$ ) auf dem DoD ausgemacht werden und markieren Ablagerungen von Rutschungen (Abb. 9.7a 1), die sich aus der Moräne gelöst haben und weiter unten am Hang zum Liegen gekommen sind (Abb. 9.7a 2). Auch in dem sehr kurzen Sommerzeitschnitt des Jahres 2012 zeichnet sich UF 11 mit  $-1.06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  durch das größte Massendefizit im Vergleich mit allen anderen UF aus (vgl. Tab. 9.3).

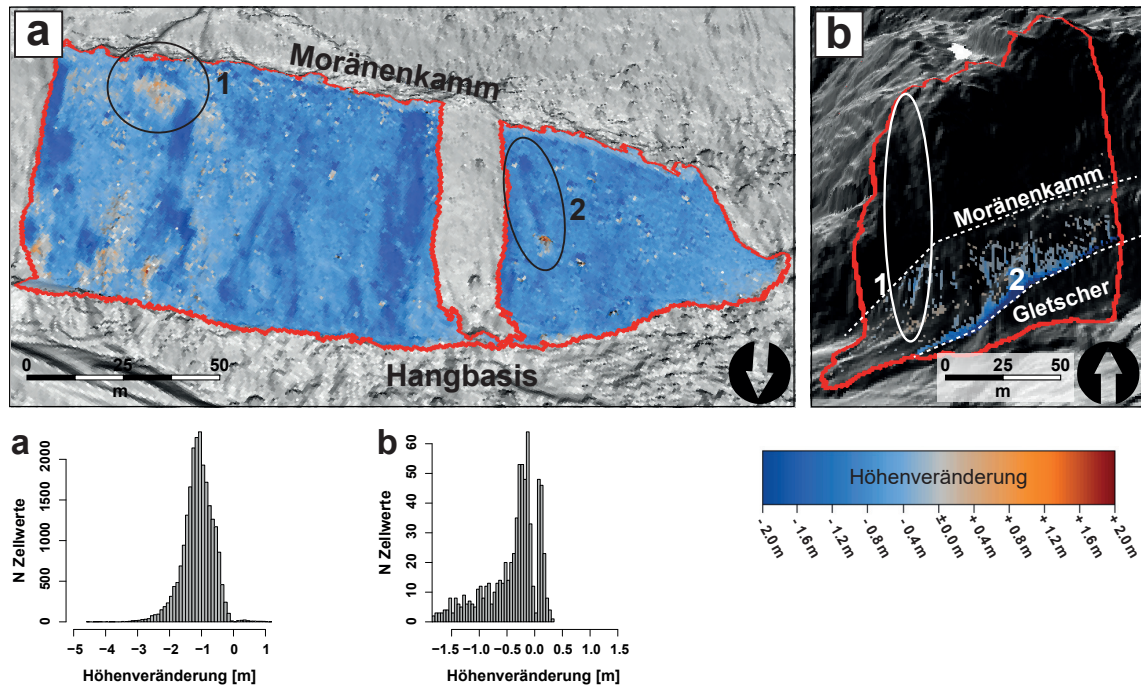
Bei UF 2 (Abb. 9.7 b) besteht nur die untere Hälfte des EZG aus Moränenmaterial. Diese war 2009 vollkommen und im Sommer 2012 noch zu ca. einem Drittel von Gletschereis bedeckt. Die obere Hälfte wird durch eine Felswand, an der die Moräne anliegt abgedeckt. In den 3 Jahren der Eisfreiwerdung konnten sich erste Rillen bilden, die von der Oberkante der Moräne ausgehend entstanden. Am Übergang von Felswand zu Moränenoberkante ist eine kleine Doppelwallstruktur ausgebildet, in der sich Oberflächenwasser aufgestaut

**Tab. 9.3:** Zusammenfassung der ALS-basierten DoDs des Zeitraums Sommer 2012

UF	Erosion [m <sup>3</sup> ]	Deposition [m <sup>3</sup> ]	Bilanz [m <sup>3</sup> ]	Bilanz/ a [m <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> ]	Bilanz/ A [m <sup>3</sup> m <sup>-2</sup> ]
1	-22144.3	269.4	-21874.9	-92904.8	-0.43
2	-552.7	16.8	-535.9	-2275.9	-0.05
3	-466.3	31.6	-434.7	-1846.2	-0.01
4-5	-2397.6	144.0	-2253.6	-9571.4	-0.03
6	-2886.0	112.3	-2773.7	-11780.2	-0.02
6*	-2505.6	111.4	-2394.2	-10168.5	-0.02
11	-25563.3	69.7	-25493.6	-108273.6	-1.06
50	-7541.7	555.8	-6985.9	-29669.8	-0.08
51	-17719.4	224.8	-17494.6	-74301.2	-0.11
53	-575.4	275.4	-300.0	-1274.1	-0.01
54	-406.7	231.1	-175.6	-745.2	0.00
16	-807.2	296.0	-511.2	-2171.2	0.00
16*	-66.3	85.7	19.4	82.3	0.00
17-18	-326.6	105.9	-220.8	-937.7	0.00
17-18*	-324.6	96.2	-228.3	-969.7	0.00
19	-5375.6	1629.3	-3746.4	-15911.1	-0.03

\* mit Beschränkung auf den proglazialen Raum der UF

hat, welches sich zuvor in Festgesteinsspalten und -rillen konzentrieren konnte und sich von hier ausgehend seinen Weg durch das Moränenmaterial bahnte (Abb. 9.7b 1). Das dort erodierte Material findet sich als Ablagerung in flacheren Bereichen unterhalb am Hang wieder. An den ehemaligen Gletscherrand anschließend sind die größten negativen Oberflächenveränderungen von mehr als 2 m feststellbar, die sich als quer zum Hang verlaufender Streifen zeigen (Abb. 9.7b 2). Ein Teil dieses drastischen Massenverlusts ist sicherlich austauendem Eis, der andere Teil dem Massentransport durch Rutschungen zuzuschreiben. Die starke Durchfeuchtung von Moränenmaterial in direkter Gletschnähe ist prädestiniert für Rutschungsauslösungen. Der Prozess lagert das erodierte Material in der Gletscherrandspalte ab, von wo aus es glazifluvial weitertransportiert werden kann.



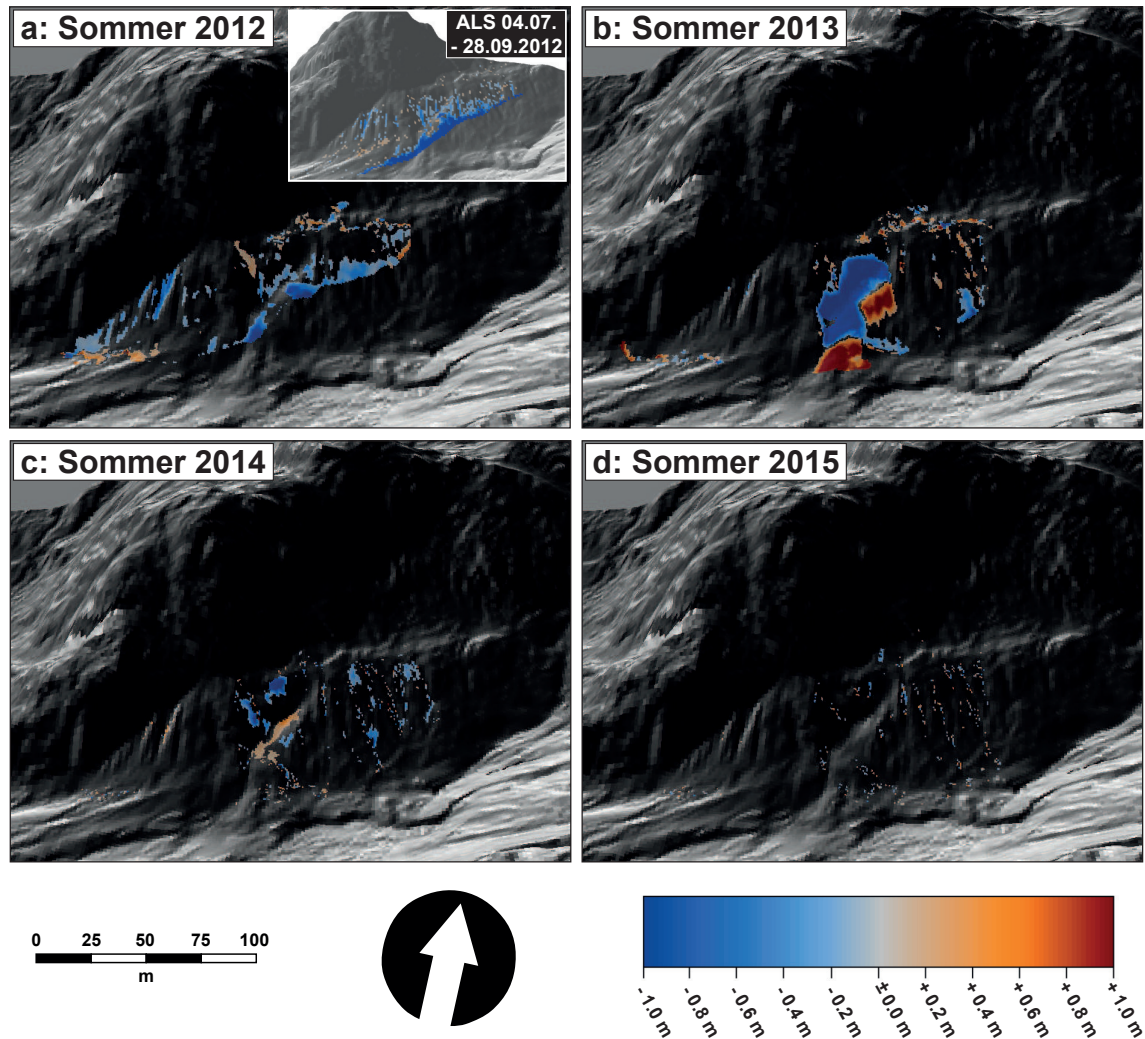
**Abb. 9.7:** DoDs von a: UF 11 und b: UF 2 auf Basis der ALS-DGM von 04. Juli und 28. September 2012 mit Histogrammen der Höhenveränderungswerte zu a und b, die farbigen Linien markieren die UF-Grenze, die Nummerierung markiert im Text beschriebene Bereiche,  $\sigma_{LoD}$ : 0.13 (a) bzw. 0.14 (b) (vgl. Tab. A.1).

Die ALS-basierte Differenz des Sommers 2012 resultiert in einer Bilanz von  $-0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ , die sehr gut mit dem Resultat der TLS-basierten Bilanz ( $-0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ ) für in etwa den gleichen Zeitraum übereinstimmt. Die höhere Auflösung (0.5 m) der TLS-Datensätze gegenüber der Auflösung der ALS-basierten DoDs (1.0 m) verdeutlicht das beschriebene Muster aus initialer Rillenerosion entlang der Moränenoberkante und flächenhaftem Abtrag im Gletscherrandbereich nochmals (Abb. 9.8 a).

Die nachfolgenden TLS-basierten Sommer-DoDs von UF 2 (Abb. 9.8) verdeutlichen die immer weiter fortschreitende Entgletscherung der Moräne. Der größte Massenumsatz fand im Sommer 2013 statt und zeigt das Muster einer großen Translationsrutschung, die kurz unterhalb der Moränenobergrenze angerissen ist. Ein Teil der Massenbewegung kam in der Hangmitte zum Erliegen und resultiert dort in stark positiven Werten. Der größere Teil aber wurde bis auf das Niveau der Gletscheroberfläche bzw. in die Randkluft transportiert. Dass die UF durch Steinschläge aus der sie überragenden Felswand genährt wird, ist an positiven Zellwerten auf dem schmalen Moränenkamm zu erkennen. Ein fleckiges Muster von noch relativ chaotisch verteilten positiven und negativen Werten entlang anfänglicher Rillenstrukturen stützt die im Gelände gemachten Feststellungen, dass das Moränenmaterial hochmobil ist. Die Ursache dafür ist die starke Durchfeuchtung der S-exponierten Moräne, die primär durch austauendes Toteis im Sommer hervorgerufen wird.

Die Bilanz von  $-758.2 \text{ m}^3$  übertrifft die der Sommer-DoDs von 2014 ( $-216.99 \text{ m}^3$ ) und 2015

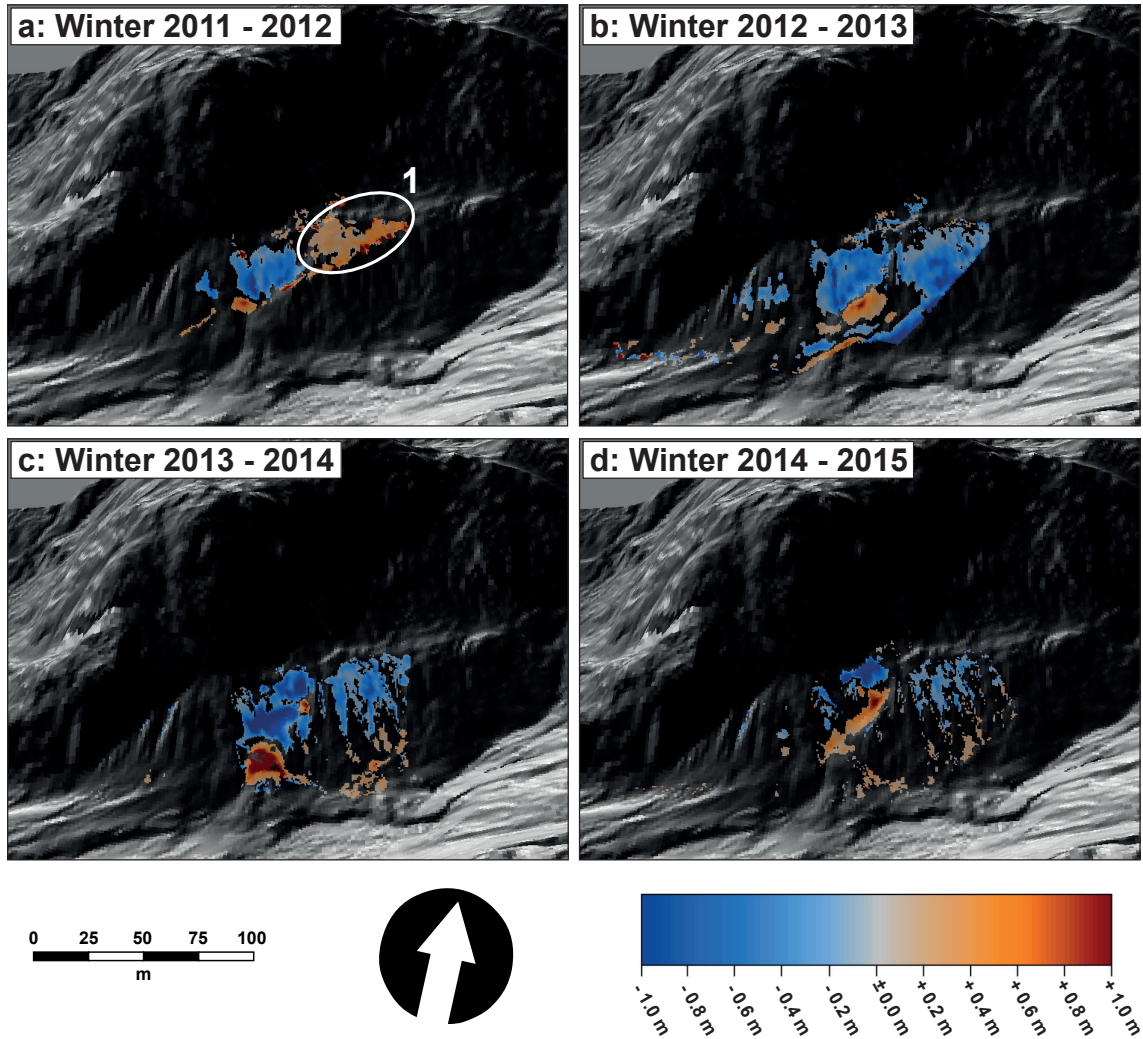




**Abb. 9.8:** TLS-basierte Sommer-DoDs von UF 2. a: 04.07.2012 bis 21.09.2012, b: 04.07.2013 bis 28.09.2013, c: 10.07.2014 bis 23.09.2014, d: 10.07.2015 bis 22.09.2015 (LoD vgl. Tab. A.2)

( $-18.97 \text{ m}^3$ ) deutlich. 2014 können noch kleinräumige flächenhafte Massenverlagerungsmuster festgestellt werden. Erosionserscheinungen beschränken sich maßgeblich auf den Anrissbereich der Rutschung des vorangehenden Sommers mit entsprechenden Ablagerungen auf dem alten Rutschkörper. 2015 sind nur sehr geringe Oberflächenveränderungswerte erkennbar, die sich im sog. *Salt and Pepper*-Muster angeordnet, grob entlang von Rillen orientieren (vgl. Abb. 9.8d).

Die WinterDoDs von UF 2 sind von eindeutiger Rutschungsaktivität gekennzeichnet, die sich in flächiger Oberflächensubsidenz und unterhalb folgenden Akkumulationsbereichen äußert (vgl. Abb. 9.9). Im Winter 2011-2012 war die Moräne noch zu großem Teil vergletschert. Die positiven Oberflächenveränderungen (Abb. 9.9a 1) finden, abgesehen von kleineren Flecken auf dem Moränenkamm, die auf Steinschlagablagerungen zurückzuführen sind,



**Abb. 9.9:** TLS-basierte Winter-DoDs von UF 2. a: 24.09.2011 bis 04.07.2012, b: 21.09.2012 bis 04.07.2013, c: 21.09.2013 bis 10.07.2014, d: 23.09.2014 bis 10.07.2015 (LoD vgl. Tab. A.2), die Nummerierung markiert im Text beschriebene Bereiche.

keine erklärende negative Entsprechung.

Laut VEHLING (2016) sind die winterlichen Steinschlagraten, gemessen an Netz 2, das nur wenige Meter von UF 2 entfernt ist, wesentlich größer, als die des Sommers. Plausible Erklärungen für die Oberflächenaggradation von ca. 0.15 - 0.4 m wären (i) die Durchfeuchtung durch die Schneeschmelze und damit verbundenes Aufquellen der Sedimente, (ii) ein winterliches Wachstum von Toteis in der Moräne oder (iii) das Zusammenschieben von Sedimenten durch vom Gletscher ausgeübten Druck auf die Moräne, der mit der frühsummerlichen Zunahme der Fließbewegungen des Gletschers einhergeht. Die Existenz einer Schneebedeckung zum Aufnahmezeitpunkt kann ausgeschlossen werden. Wie bei den Sommer-DoDs wurde auch hier während des zweiten Winterzeitschnitts mit Abstand

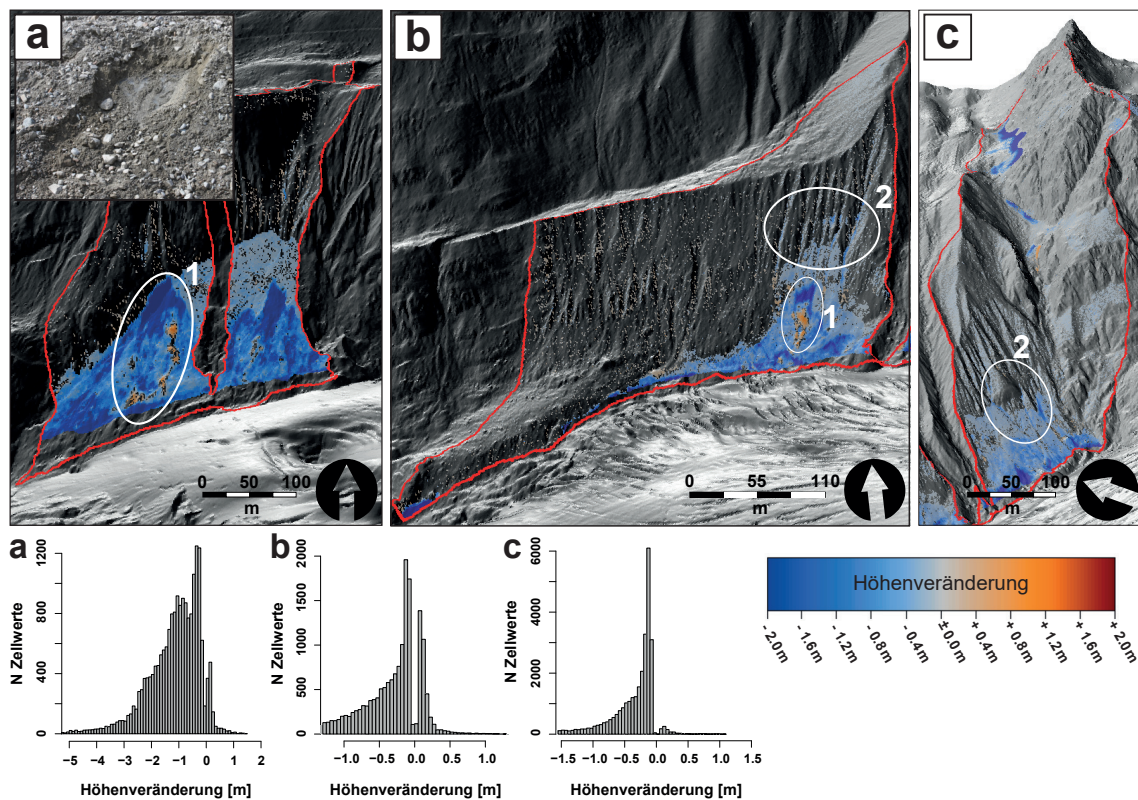


## 9.2 Kurzfristige Quantifizierung

die größte Erosion von  $-1711.45 \text{ m}^3$  (vgl. Tab. 9.5) festgestellt und einem Trend von abnehmend flächigen zu zunehmend linearen Abtragsmustern. Akkumulationssummen bleiben über die Jahre vergleichsweise konstant. Während des ersten Monitoringzeitraums wurden trotz des beträchtlichen Eisbedeckungsgrads der Moräne  $-400.13 \text{ m}^3$  Massendefizit gemessen.

Nach dem Bilanzmaximum im zweiten Zeitschnitt ist bei Sommer-, wie Winterperioden eine markante Abnahme der Transportmassen innerhalb eines sehr kurzen Zeitraums von nur 4 Jahren bemerkbar. Mit der totalen Entgletscherung im Sommer 2013 und der Verlagerung des Hauptgletschertors auf die orographisch linke Talseite im August 2012 war die Moräne nicht mehr direkt an das glazifluviale bzw. fluviale System angeschlossen. Ablagerungen an der Moränenbasis werden daher nur noch durch große Niederschlagsmengen abtransportiert, was sich in einer Zunahme der Akkumulationswerte nach dem Sommer 2013 (vgl. Tab. 9.4 und Tab. 9.5) äußert.

An den UF 1, 50 und 51 werden die Reliefveränderungen der mittelfristigen DoDs reproduziert (vgl. Kap. 9.1, Abb. 9.2). Die größten Oberflächenveränderungen treten als



**Abb. 9.10:** DoDs von a: UF 1, b: UF 50 und c: UF 51 auf Basis der ALS-DGMs von 04. Juli und 28. September 2012 mit Histogrammen der Höhenveränderungswerte, die farbigen Linien markieren die UF-Grenze, numm. Polygone indizieren im Text beschriebene Bereiche,  $\varnothing$ LoD: 0.11 (a), 0.07 (b), 0.09 (c) (vgl. Tab. A.1). a: Das Foto (NÄHER, 04.07.2012) zeigt den exponierten Toteiskörper in der Ufermoräne

großflächige Subsidenz im von Toteis beeinflussten Unterhang auf und beherbergen an UF 1 und UF 50 Hinweise auf Rutschungen (Abb. 9.10a und b 1). Der große Rutschkörper an UF 1 hat eine Anrissnarbe von bis zu 4 m Tiefe hinterlassen. Dessen Ablagerungen sind teilweise noch im Hang wiederzufinden. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass das regelhafte Eisaustauen und die dadurch verursachte Hangdegradation von  $1 \pm 0.4$  m einen Großteil der Ablagerungen überprägt bzw. für deren Weitertransport in die Gletscherrandkluft durch schmelzwasserbedingte Verflüssigung der überlagernden Sedimente geführt hat.

Jenseits davon sind in den oberen Hanghälften, sowie im linken Teil von UF 50 nur geringe Oberflächenveränderungen, hauptsächlich in Form von *Salt and Pepper*-Mustern vorzufinden. Wo sich bereits prägnantere lineare Erosionsformen in Form von Runsen und Hanggerinnen entwickeln konnten, ist in deren Unterläufen ein weiteres Einschneiden der

**Tab. 9.4:** Zusammenfassung der TLS-basierten Sommer-DoDs

UF	Vol. [m <sup>3</sup> ]	Sommer 2012	Sommer 2013	Sommer 2014	Sommer 2015
2	Erosion [m <sup>3</sup> ]	-653.6	-1846.6	-304.9	-52.5
	Deposition	149.3	1088.4	87.9	33.5
	<b>Bilanz</b>	<b>-504.3</b>	<b>-758.2</b>	<b>-217.0</b>	<b>-19.0</b>
	Bilanz m <sup>-2</sup>	-0.05	-0.07	-0.02	0.0
3	Erosion	-101.5		-729.2	
	Deposition	159.9		917.9	
	<b>Bilanz</b>	<b>58.3</b>		<b>188.6</b>	
	Bilanz m <sup>-2</sup>	0.0		0.0	
4-5	Erosion	-3065.6	-301.3	-4514.5	-202.2
	Deposition	728.7	619.6	2380.9	245.9
	<b>Bilanz</b>	<b>-2336.9</b>	<b>318.3</b>	<b>-2133.7</b>	<b>43.8</b>
	Bilanz m <sup>-2</sup>	-0.03	0.0	-0.03	0.0
6	Erosion			-3024.2	-42.7
	Deposition			2462.7	70.8
	<b>Bilanz</b>			<b>-561.5</b>	<b>28.1</b>
	Bilanz m <sup>-2</sup>			-0.01	0.0
16	Erosion			-170.7	-19.9
	Deposition			61.7	41.4
	<b>Bilanz</b>			<b>-109.0</b>	<b>21.6</b>
	Bilanz m <sup>-2</sup>			0.0	0.0
17-18	Erosion			-288.3	-1.9
	Deposition			91.3	15.2
	<b>Bilanz</b>			<b>-197.0</b>	<b>13.3</b>
	Bilanz m <sup>-2</sup>			0.0	0.0

Tiefenlinie feststellbar (Abb. 9.10b und c 2). Zwischen den linearen Mustern im Oberhang und flächigen Mustern im Unterhang der proglazialen Moränen gibt es einen Übergangsbereich, in dem beide Formen vermischt werden. In gletscheraufwärtiger Richtung scheint dieser Bereich in immer niedrigere Hanghöhen vorzudringen. Der laterale Entgletscherungszeitpunkt verläuft, entgegen der logischen Annahme, von UF 1 aus talaufwärts umgekehrt. Somit sind bei UF 50 und UF 51 Bereiche, die näher am aktuellen Gletscherrand liegen schon länger eisfrei als bei UF 1. Dadurch ist hier die temporale und räumliche Sequenz aus zuerst flächenhaften und später einsetzenden linienförmigen Prozessen und die gleichzeitige quantitative Abnahme der Oberflächenveränderungen (vgl. Tab. 9.3) sehr schön nachzuvollziehen. Die stärker negative Bilanz von UF 51 ( $-0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ ) ist mit starker Oberflächensubsidenz der Schutthalden im hinteren Teil des EZG im Hinteren Wannet zu begründen. Die Zellwerte der großflächigen Hangdegradation belaufen sich bei UF 50 auf  $-0.7 \pm 0.3 \text{ m}$  und bei UF 51 auf  $-0.5 \pm 0.2 \text{ m}$ .

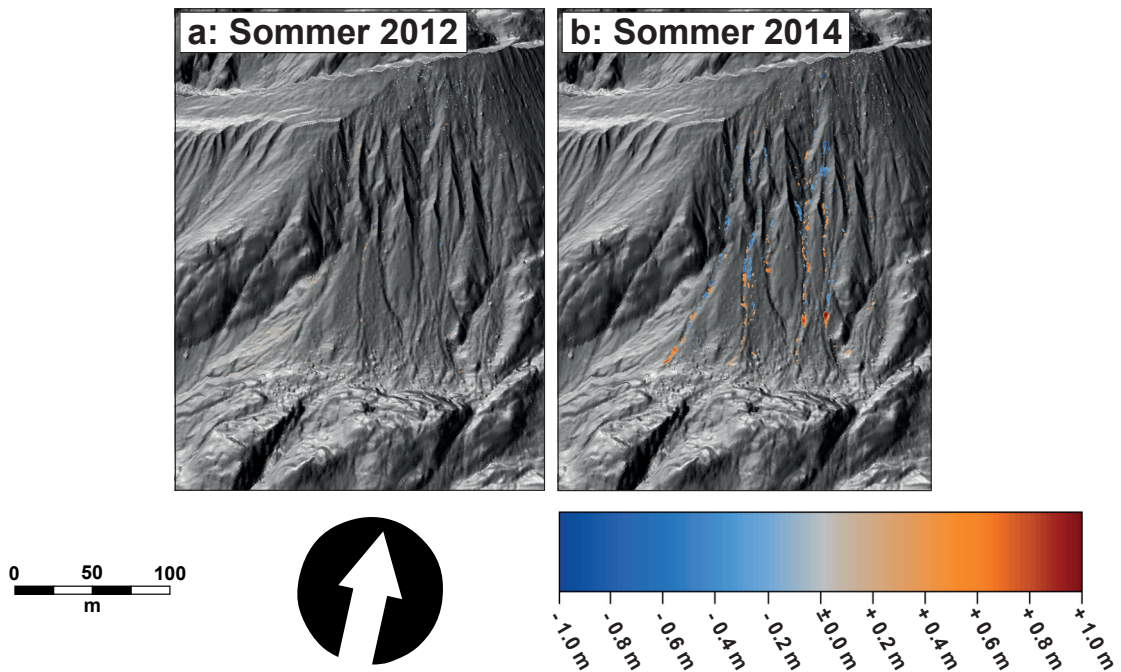
**Tab. 9.5:** Zusammenfassung der TLS-basierten Winter-DoDs

UF	Vol. [ $\text{m}^3$ ]	Winter 11-12	Winter 12-13	Winter 13-14	Winter 14-15
<b>2</b>	<b>Erosion</b>	-400.1	-1711.5	-1375.0	-527.5
	<b>Deposition</b>	659.0	340.3	511.2	341.7
	<b>Bilanz</b>	<b>258.8</b>	<b>-1371.2</b>	<b>-863.8</b>	<b>-185.8</b>
	<b>Bilanz <math>\text{m}^{-2}</math></b>	0.02	-0.13	-0.08	-0.02
<b>3</b>	<b>Erosion</b>	-266.0	-363.4		-339.5
	<b>Deposition</b>	355.4	684.0		430.3
	<b>Bilanz</b>	<b>89.4</b>	<b>320.5</b>		<b>90.8</b>
	<b>Bilanz <math>\text{m}^{-2}</math></b>	0.00	0.01		0.00
<b>4-5</b>	<b>Erosion</b>	-2266.9	-3721.4	-1108.5	-2092.3
	<b>Deposition</b>	2362.1	2981.5	1496.0	1692.3
	<b>Bilanz</b>	<b>95.2</b>	<b>-739.9</b>	<b>387.4</b>	<b>-400.0</b>
	<b>Bilanz <math>\text{m}^{-2}</math></b>	0.00	-0.01	0.00	0.00
<b>6</b>	<b>Erosion</b>		-2989.0		-1003.2
	<b>Deposition</b>		2529.4		1116.1
	<b>Bilanz</b>		<b>-459.6</b>		<b>112.9</b>
	<b>Bilanz <math>\text{m}^{-2}</math></b>		0.00		0.00
<b>16</b>	<b>Erosion</b>				-37.4
	<b>Deposition</b>				35.4
	<b>Bilanz</b>				<b>-2.1</b>
	<b>Bilanz <math>\text{m}^{-2}</math></b>				0.00
<b>17-18</b>	<b>Erosion</b>				-616.2
	<b>Deposition</b>				482.3
	<b>Bilanz</b>				<b>-133.9</b>
	<b>Bilanz <math>\text{m}^{-2}</math></b>				0.00

*Die gletscherfernen Ufermoränen*

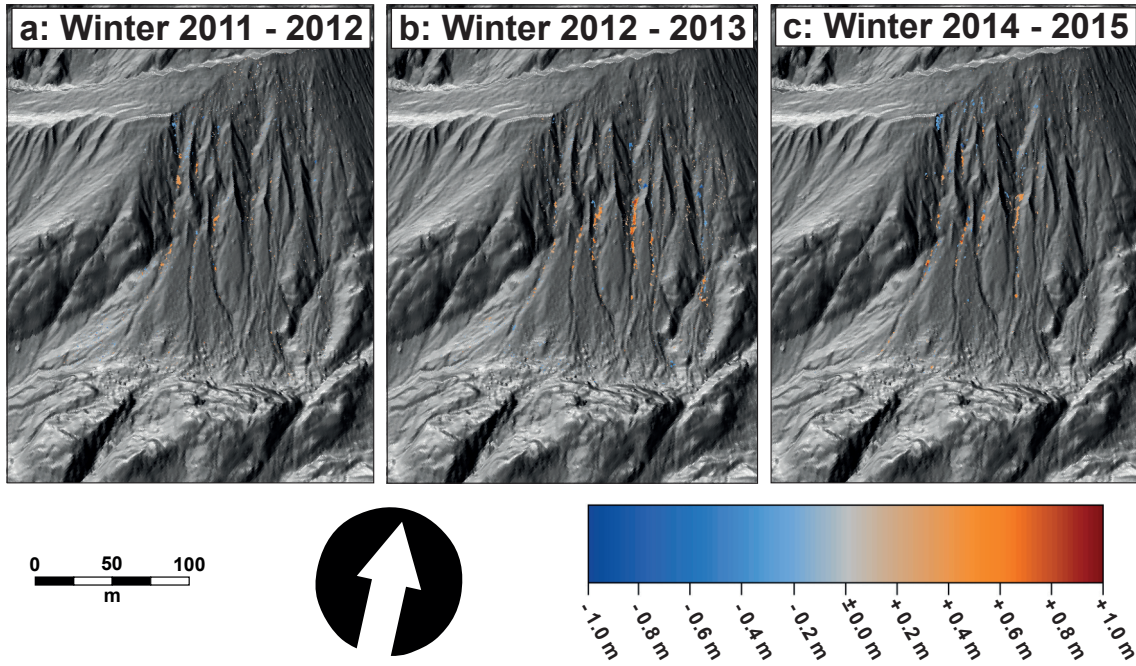
Die kurzen Bilanzierungszeiträume auf TLS-Datenbasis bestätigen die Ergebnisse des ALS-basierten 8-jährigen Bilanzierungszeitraums. Sowohl anhand der Sommer-, als auch der Winter-DoDs ist die eindeutige Dominanz linearer Erosionsformen feststellbar.

UF 3 zeigt sich vergleichsweise ruhig mit geringen positiven Erosionsbilanzen von  $58.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  im Sommer 2012 und  $188.6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  im Sommer 2014 (vgl. Tab. 9.4 und Abb. 9.11). Die positiven Werte sprechen für den Eintrag von Sedimenten von außerhalb der bilanzierten Fläche. Zusätzlich wird die Moräne an ihrem Hangfuß durch einen Rundhöcker begrenzt. Zwischen diesem und dem Moränenfuß befindet sich eine Muldenform, die als Sedimentspeicher dient. Nur die randlichen Hanggerinne sind prinzipiell in der Lage Sedimente aus der UF hinaus zu transportieren, da sie den Rundhöcker zu beiden Seiten passieren. Zur orographisch rechten Seite besteht eine Verbindung zu UF 4-5, zur orographisch linken Seiten werden die Abflüsse über ein weiteres Gerinne zum Vorfluter, der Fagge, geleitet. Die Konnektivität ist aber nur bei größeren Oberflächenabflussmengen gegeben. Auch auf den Winter-DoDs (vgl. Abb. 9.12) ergeben sich durchwegs positive Bilanzen (vgl. Tab. 9.5). Im Gegensatz zum Sommer 2014, der von einigen Muren gekennzeichnet ist, konzentrieren sich die Prozesse jedoch auf die obere Hanghälfte und zeigen sich als kleinflächige Erosionsformen in den Runsenköpfen und entlang von Gerinneseitenwänden. Tiefenlinien im Mittelhang fungieren als Akkumulationszone. Dieses Phänomen kommt auch bei den Winter-Zeitschnitten der UF 4-5 (Abb. 9.16) und 6 (Abb. 9.19) zum Ausdruck und ist mit einer schneedeckenbedingten winterlichen Prozessraumverkürzung zu begründen (vgl. Kap. 2.2.1). Im flacheren



**Abb. 9.11:** TLS-basierte Sommer-DoDs von UF 3. a: 05.07.2012 bis 21.09.2012, b: 10.07.2014 bis 23.09.2014 (LoD vgl. Tab. A.2)



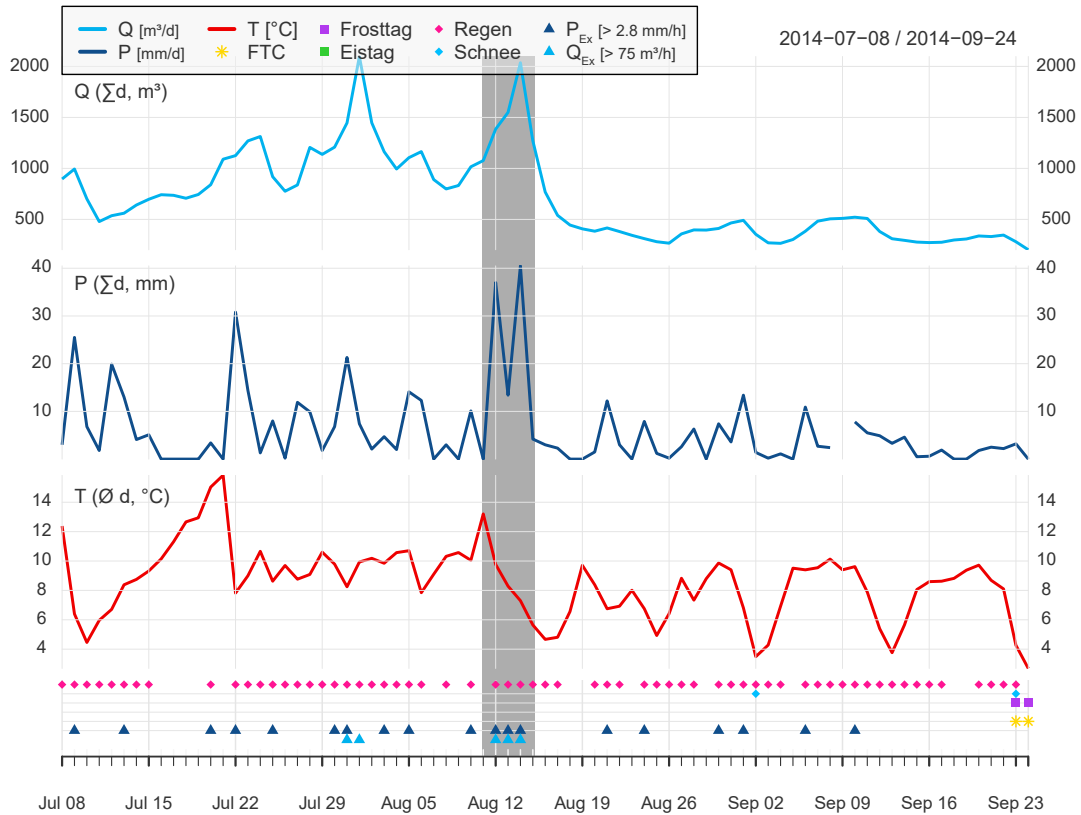


**Abb. 9.12:** TLS-basierte Winter-DoDs von UF 3. a: 24.09.2011 bis 05.07.2012, b: 21.09.2012 bis 04.07.2013, c: 23.09.2014 bis 10.07.2015 (LoD vgl. Tab. A.2)

Unterhang kann sich anders als am steilen Oberhang eine konsistente Schneedecke über die Wintermonate bilden. Zum einen schützt sie den Unterhang vor Erosion (vgl. BECHT 1995) und zum anderen werden Prozesse mit Ursprung im Oberhang abgebremst, sobald sie auf die Schneedecke treffen. Letzteres provoziert die Ablagerung der Transportmassen durch den plötzlichen Geschwindigkeitsverlust (vgl. HESTNES 1998).

Im Sommer 2014 werden auch an UF 4-5 die höchsten Erosions- ( $-4514.54 \text{ m}^3$ ) und Akkumulationsvolumina ( $2380.85 \text{ m}^3$ ) beobachtet (vgl. Abb. 9.14). Das DoD zeigt hohe Muraktivität auf der gesamten UF. Selbst der sonst morphodynamisch ruhigere Süden des Moränenzugs ist hochgradig in das Prozessgeschehen eingebunden. Dabei fällt der Sommerzeitschnitt bei Betrachtung der meteorologischen Extremtage (Abb. 5.6) durch die geringste Anzahl an trockenen Tagen auf. Das Klimadiagramm des Sommers (Abb. 9.13) gibt Aufschluss über zwei aufeinanderfolgende Niederschlagsereignisse von  $>35 \text{ mm}$  in 10 Stunden am 11. August und  $>32 \text{ mm}$  in 12 Stunden am 13. August. Trotz der längeren Dauer und dennoch geringeren Niederschlagssumme gipfelte das zweite Event mit einer Niederschlagsintensität von  $10.8 \text{ mm h}^{-1}$ , der um eine Stunde versetzt eine Abflussspitze von  $>150 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$  gefolgt ist. Es ist davon auszugehen, dass die Prozesse durch das erste Event und die antezedenten Niederschläge des zweiten Events vorbereitet und durch die hohe Intensität am Ende des zweiten Ereignisses ausgelöst wurden. Das Zusammenspiel von Niederschlagsdauer, -intensität, -antezedenz und dem Prozesshergang wird später in Kap. 11 detailliert besprochen.

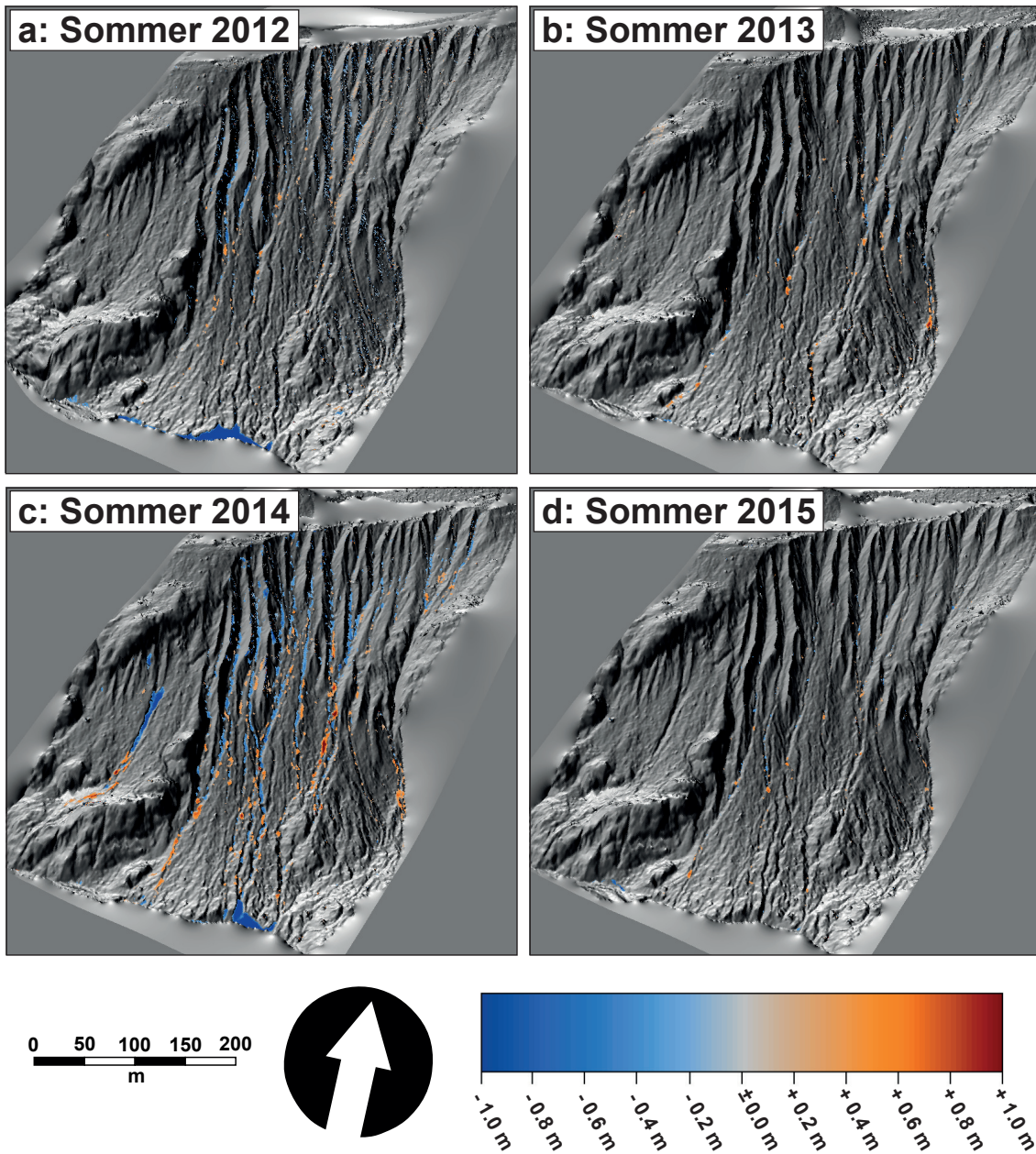
Trotz der deutlich geringeren Morphodynamik am Hang ist das Netto-Erosionsvolumen im



**Abb. 9.13:** Klimadiagramm für Sommer 2014 mit Markierung (grauer Hintergrund) des Niederschlagsereignisses im August 2014 (Station GA)

Sommer 2012 höher als im Sommer 2014, wofür wohl die hohe Ufererosion mit Zellwerten von bis zu  $-3.08$  m am Hangfuß der UF verantwortlich ist. Im August 2012 kam es durch frequente Niederschläge zwischen dem 20. und dem 28. August (vgl. Abb. 9.15), die am 26.8. ein Maximum von  $10.8 \text{ mm h}^{-1}$  erreichten zu einem Flutevent, das einen subglazialen Sedimentspeicher ausräumte und große Teile der Gletscherzunge mit sich riss. Die stark sedimentführende Abflussmenge (max.  $47.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) entwickelte so enorme Energie, dass große Eisblöcke ca. 2 km durch das Gerinnebett der Fagge transportiert und erst im flach ausfächernden Areal des Fernergries abgelagert wurden. Mehr als  $70\,000 \text{ m}^3$  Sedimentvolumen wurden hauptsächlich im oberen Proglazial remobilisiert (vgl. BAEWERT & MORCHE 2014) und innerhalb der Griesstrecken der Fagge zwischengespeichert. HILGER (2017) stellt fest, dass die äquivalente Sedimentmenge auf dem DoD des Mündungsbereichs der Fagge in den Gepatschstausee für den Bilanzierungszeitraum 2013 bis 2015 als Ablagerung wieder gefunden werden kann. D.h. zum einen, dass drei Ablationsperioden nötig waren, bis die während des Events mobilisierten Sedimente das System endgültig verlassen haben, und zum anderen, dass das Event in den drei darauffolgenden Jahren für überdurchschnittlich hohen Austrag im Hinteren Kaunertal gesorgt hat (HILGER 2017). Das Ereignis ist auch





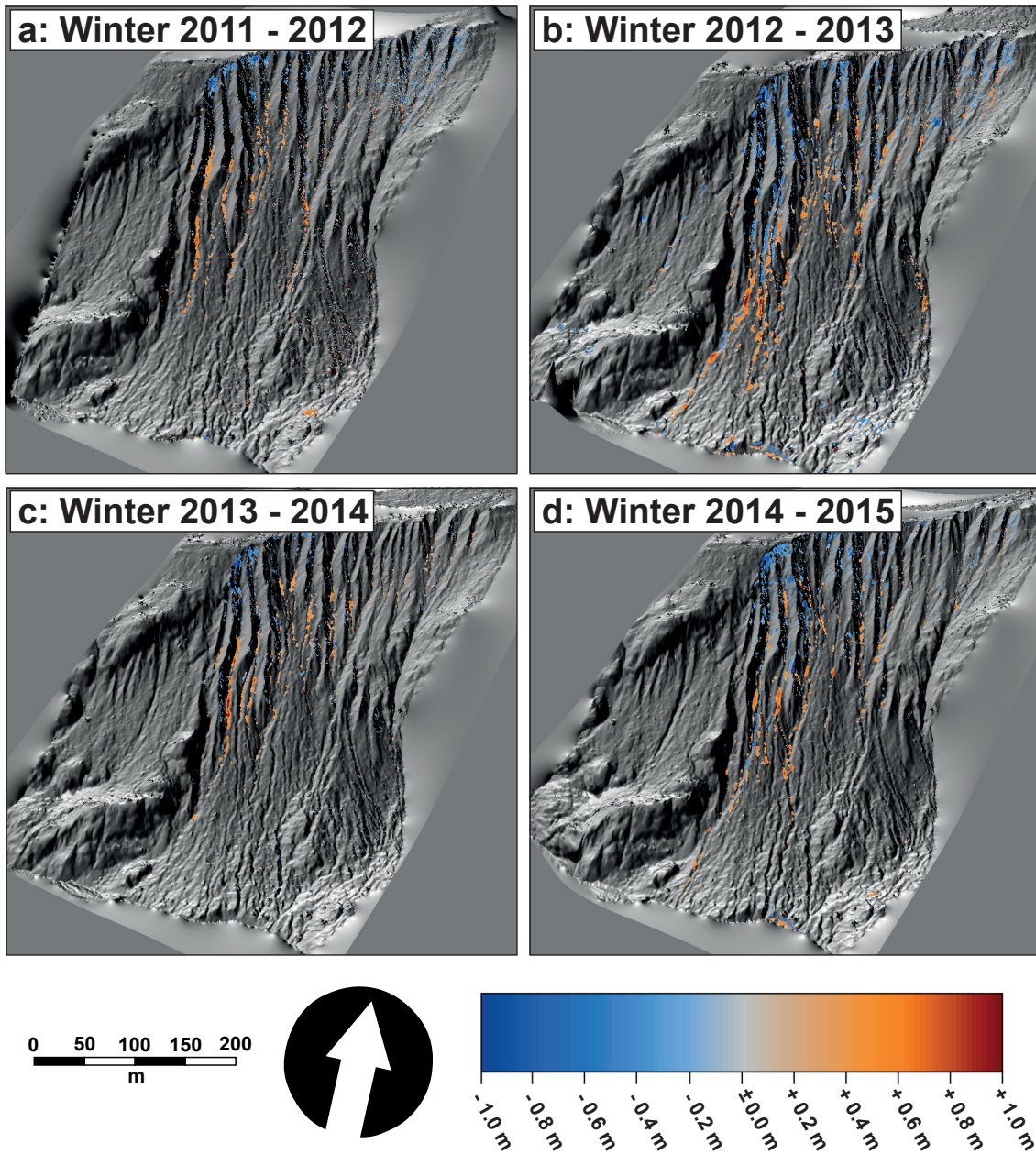
**Abb. 9.14:** TLS-basierte Sommer-DoDs von UF 4-5. a: 05.07.2012 bis 20.09.2012, b: 01.07.2013 bis 28.09.2013, c: 10.07.2014 bis 23.09.2014, d: 10.07.2015 bis 22.09.2015 (LoD vgl. Tab. A.2)

die Ursache für die starke Erosion der Hangbasis von UF 4-5.

Bei den Winterperioden bestätigt sich das Bild der verkürzten Prozessräume, wie für UF 3 beschrieben, mit einer Ausnahme im Winter 2012/2013. Auf dem DoD sind murähnliche Prozessmuster mit Akkumulationszonen im Unterhang zu sehen. In keinem anderen beobachteten Winterzeitraum reichen die Prozessräume so weit hinunter. Das Resultat zeigt sich

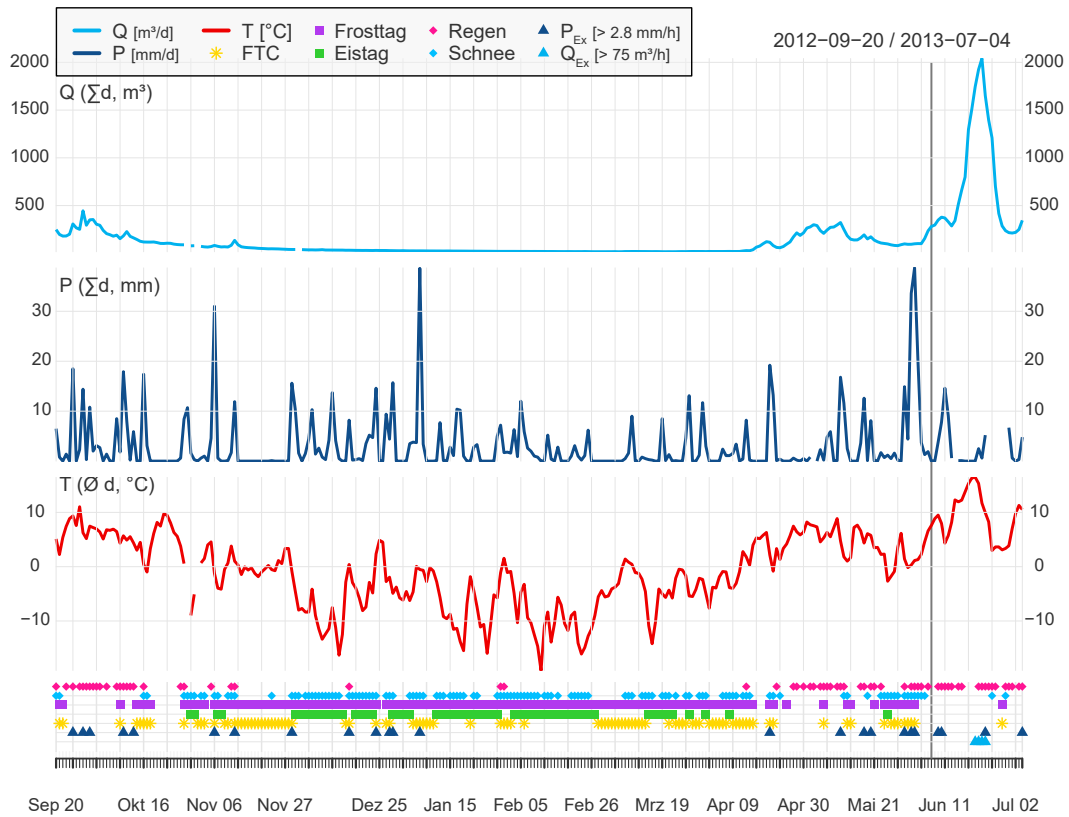






**Abb. 9.16:** TLS-basierte Winter-DoDs von UF 4-5. a: 24.09.2011 bis 05.07.2012, b: 20.09.2012 bis 01.07.2013, c: 28.09.2013 bis 10.07.2014, d: 23.09.2014 bis 10.07.2015 (LoD vgl. Tab. A.2)

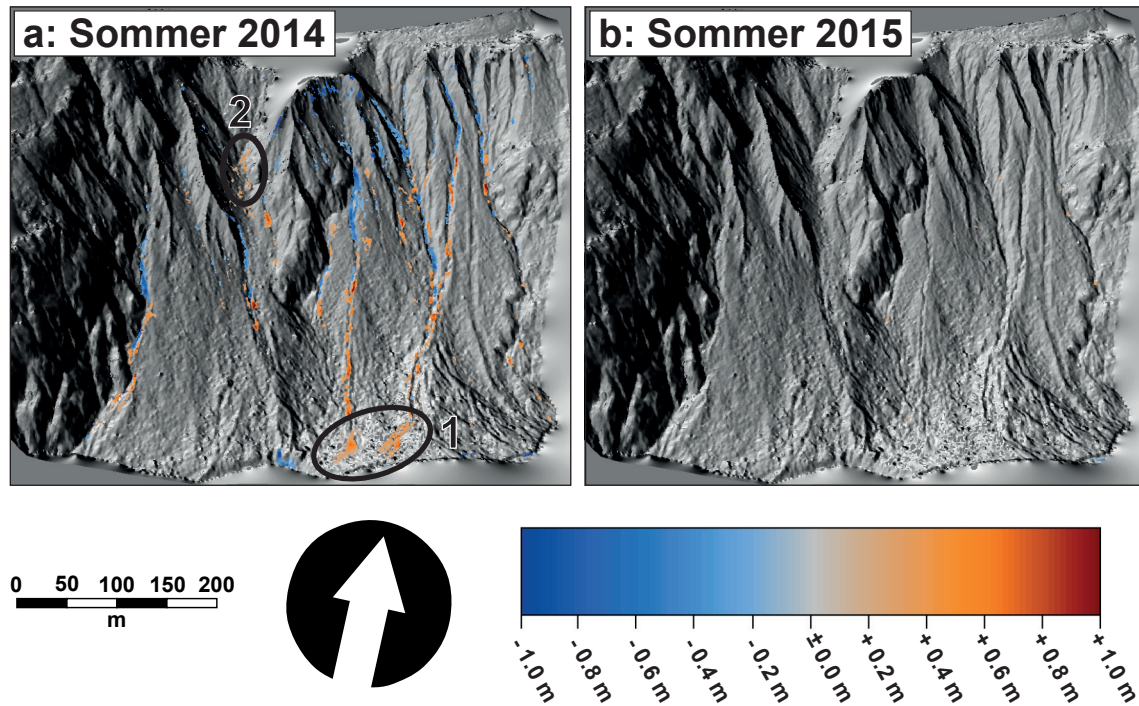
unterhalb gibt es Anzeichen auf Schneerutsche, die durch flächige Schneeablagerungen am Fuß der Runsenwände sichtbar werden. In den steilen Bereichen sind Selbstauslösungen von Schneerutschen durchaus üblich (HÜBL et al. 2011). Durch diese und frequente FTCs in der vorangegangenen Woche wurden Sedimente der Runsengrabe und -wände mobilisiert und an das Gerinne geliefert. Tagsüber stiegen die Temperaturen über den Schmelzpunkt



**Abb. 9.17:** Klimadiagramm für Winter 2012/2013 mit Markierung (graue Linie) des Murevents am 7. Juni 2013 (Station GA)

und Schneeschmelzwasser konnte sich über mehrere Stunden in den Rinnen sammeln bis die Menge ausreichte um das Sediment zu verflüssigen und den Prozess einzuleiten. In dem Video wird aber auch ersichtlich, dass es sich trotz der Schneebedeckung der Moräne bei dem Prozess nicht um Slushflows (wie von HESTNES 1985, 1998 beschrieben) handelt, da Schnee nur an der Vorbereitung des Prozesses Anteil nimmt, nicht jedoch am Prozess selbst beteiligt ist.

Für UF 6 existieren jeweils zwei Sommer- und Winter-DoDs, die im Wesentlichen die Morphodynamik der entsprechenden Zeitschnitte von UF 3 und UF 4-5 widerspiegeln. Das DoD des Sommers 2014 (Abb. 9.18a) weist, wie erwartet im Gegenteil zum Sommer 2015 (Abb. 9.18b) auf hohe Prozessdynamik hin. Eine hohe Anzahl an Murbahnen mit den typischen Oberflächenveränderungsmustern der unterschiedlichen Prozesszonen konzentriert sich auf die rechte Moränenhälfte, wo das EZG nach oben durch den Moränenkamm begrenzt ist. Hier sind die Gerinneköpfe und -tiefenlinien des Oberhangs durch Erosion geprägt. Die Akkumulation von Levées beginnt teilweise schon sehr weit oben am Hang und dominiert den Mittelhang. Die Aufschüttung von Murfächern am Hangfuß der UF (Abb. 9.18a 1) deutet auf eine schlechtere Anbindung der Muren an das Hauptgerinne,

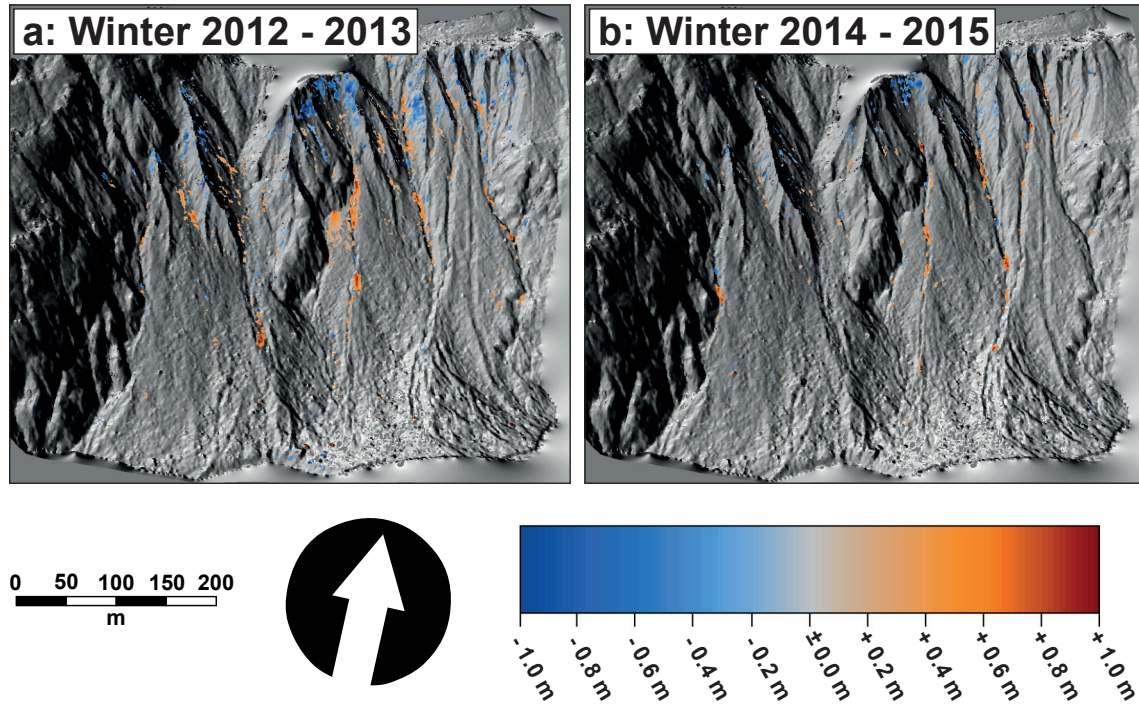


**Abb. 9.18:** TLS-basierte Sommer-DoDs von UF 6. a: 08.07.2014 bis 23.09.2014, b: 10.07.2015 bis 22.09.2015 (LoD vgl. Tab. A.2), numm. Polygone markieren im Text beschriebene Bereiche.

als bei der benachbarten UF 4-5 hin. Ein Indiz hierfür ist das größere Verhältnis von Depositions- ( $2462.7 \text{ m}^3$ ) zu Erosionsvolumen ( $-3024.2 \text{ m}^3$ ), welches sich in einem wesentlich geringeren Erosionsüberschuss, als bei UF 4-5 niederschlägt. Die höheren positiven Oberflächenveränderungen sind bei UF 6 aber noch zusätzlich durch den Sedimenteintrag von außerhalb des proglazialen Raums in der linken Hanghälfte begründet. Im Bereich des stark erodierten, großflächigen Gerinnekopfs (Abb. 9.18a 2), der die Moräne mit der darüber liegenden Bergflanke verbindet, sind Akkumulationen zu finden, die innerhalb des Proglazials keine korrespondierende Erosion besitzen.

Die Prozessdynamik der Winterzeitschnitte bei UF 6 ragt im Jahr 2012/2013 ebenfalls mit hohen Volumina im Vergleich zum Jahr 2014/2015 heraus. Die Prozesse beschränken sich aus den bereits beschriebenen Gründen auf den Ober- und Mittelhang der Moräne. Und obwohl das DoD des Winters 2012/2013 keine Anzeichen auf die Durchgängigkeit der Prozessräume zum Vorfluter gibt, kommt beim Addieren der Oberflächenveränderungen eine negative Nettobilanz von  $-459.6 \text{ m}^3$  zum Vorschein. Die verantwortlichen gering-negativen Zellwerte verteilen sich flächig über die obere Hanghälfte und zeugen von Schneeschurf und Lawinenaktivität während des Winterzeitschnitts. Einige Lawinen scheinen Lauflängen ausgebildet zu haben, die die Hanglänge überschritten und in das Flussbett der Fagge hinein reichten, deren Prozessmuster im Unterhang aber durch andere Prozesse überprägt wurden. Nur so lassen sich die hohen Abtragswerte erklären, obwohl es keine belegbaren Indizien für ausgeprägte Lawinenaktivität gibt.



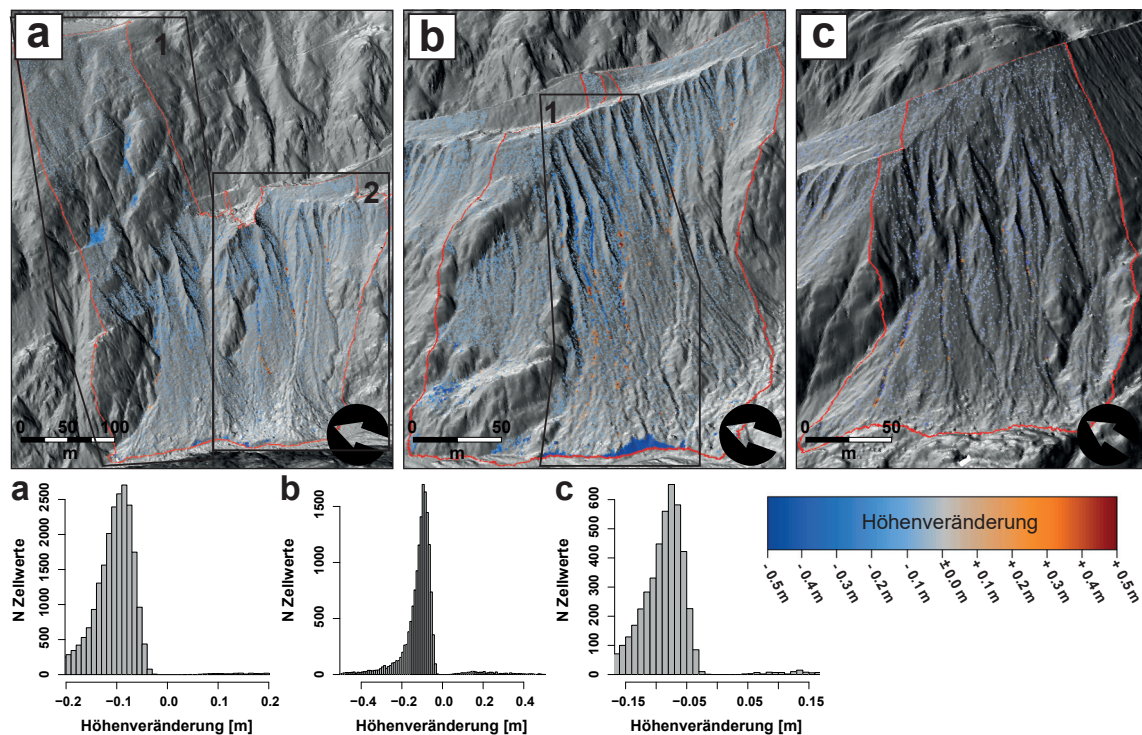


**Abb. 9.19:** TLS-basierte Winter-DoDs von UF 6. a: 20.09.2012 bis 01.07.2013, b: 23.09.2014 bis 10.07.2015 (LoD vgl. Tab. A.2)

Auf Fotos der Moräne vom 19.09.2012, dem Tag vor der ersten TLS-Messung des Zeitschnitts, ist eine sehr dünne diskontinuierliche Schneeeauflage sichtbar. Ab dem Mittag des 18.09.2012 sind die stündlichen Mitteltemperaturen stetig von  $16^{\circ}\text{C}$  auf  $-2^{\circ}\text{C}$  abgefallen und erst am 20.09.2012 im Laufe des Vormittags wieder bis auf  $9^{\circ}\text{C}$  angestiegen. Über die Dauer des Temperaturabfalls kam es zu leichten Niederschlägen, die sehr wahrscheinlich erst in flüssiger Form auftraten und mit dem Unterschreiten der  $2^{\circ}\text{C}$ -Grenze in feste Form übergingen. In Kombination mit dem meteorologischen Verlauf kann als Erklärung für die nicht durch geomorphologische Prozesse bedingte Negativbilanz das Aufquellen der oberflächlichen Sedimentschicht durch eine langsame Feuchtigkeitszufuhr – erst durch moderaten Regen mit anschließendem Frosthubb, gefolgt von der Schneeschmelze am Vormittag des 20.09.2012 – gegeben werden. VERICAT et al. (2014) nennen Quell-Schrumpf-Prozesse explizit als einen Faktor, der Erosions- und Depositionswerte, die durch DoD-Analysen erhoben wurden, verfälschen kann. In deren Studie zu TLS-basierten Erosionsuntersuchungen in Badlands des Ebro-EZG in den Zentralen Pyrenäen (E) schreiben sie großflächige Oberflächenveränderungen von  $0 \pm 0.05\text{ m}$  in DoDs der temporalen Eventskale den Quell-Schrumpf-, sowie Frostprozessen zu. Auf Grund fehlender Messungen zur Prozessdifferenzierung sehen sie zwar nicht in der Lage eine sichere Aussage darüber zu treffen, ein Vergleich mit Klimadaten untermauert jedoch ihre Annahme, da großflächige Oberflächenaggradation mit einer großen Summe von Niederschlägen kleiner Intensität und einsetzender Gefrornis einhergehen (VERICAT et al. 2014). Dass in diesem Fall die Ausdehnung der oberflächli-

chen Sedimente zum Pre-Event-Aufnahmedatum durch Aufquellen und Frosthub neben gravitativen Schneedeckenprozessen der einzige erklärende Faktor für die Negativbilanz ist, scheint aber unwahrscheinlich. Es ist davon auszugehen, dass der mittlere LoD des DoDs von  $0 \pm 0.12$  m (vgl. Tab. A.2) in einigen Bereichen überschätzt ist und geringe positive Oberflächenveränderungen im Unterhang durch ihn verdeckt werden.

ALS-basierte DoDs des Sommers 2012 der UF 3, 4-5 und 6 zeigen geringe Werte von Oberflächensubsidenz, die in einem dichten Muster über die Fläche verteilt sind und als Messfehler angesehen werden können (vgl. Abb. 9.20). Die zeitlich äquivalenten TLS-DoDs der UF 3 und 4-5 stellen ein deutlich klareres und aus geomorphologischer Sicht logischeres Bild dar. Deshalb gibt es große Unterschiede der Bilanzen von ALS- und TLS-Messungen. Bei UF 3 ergibt die ALS-Bilanzierung einen negativen Wert von  $-434.7$  m<sup>3</sup>, während durch die TLS-Messungen eine leicht positive Bilanz von  $58.3$  m<sup>3</sup> ermittelt wird. Bei UF 4-5 ähneln sich die Bilanzen trotz des negativen Rauschens in den ALS-DoDs hingegen sehr. Der Unterschied wird in den Depositionswerten deutlich: Im ALS-basierten Datensatz führt die großflächige Messungenauigkeit trotz Anwendung eines LoDs von  $0 \pm 0.07$  m (vgl. Tab. A.1) zu negativem Versatz, der reale positive Oberflächenveränderungen verschleiert und in wesentlich geringeren Akkumulationssummen der ALS-Differenz ( $144.01$  m<sup>3</sup>), als in der TLS-Differenz ( $728.7$  m<sup>3</sup>) sichtbar wird (vgl. Tab. 9.3 und Tab. 9.4). Zusätzlich



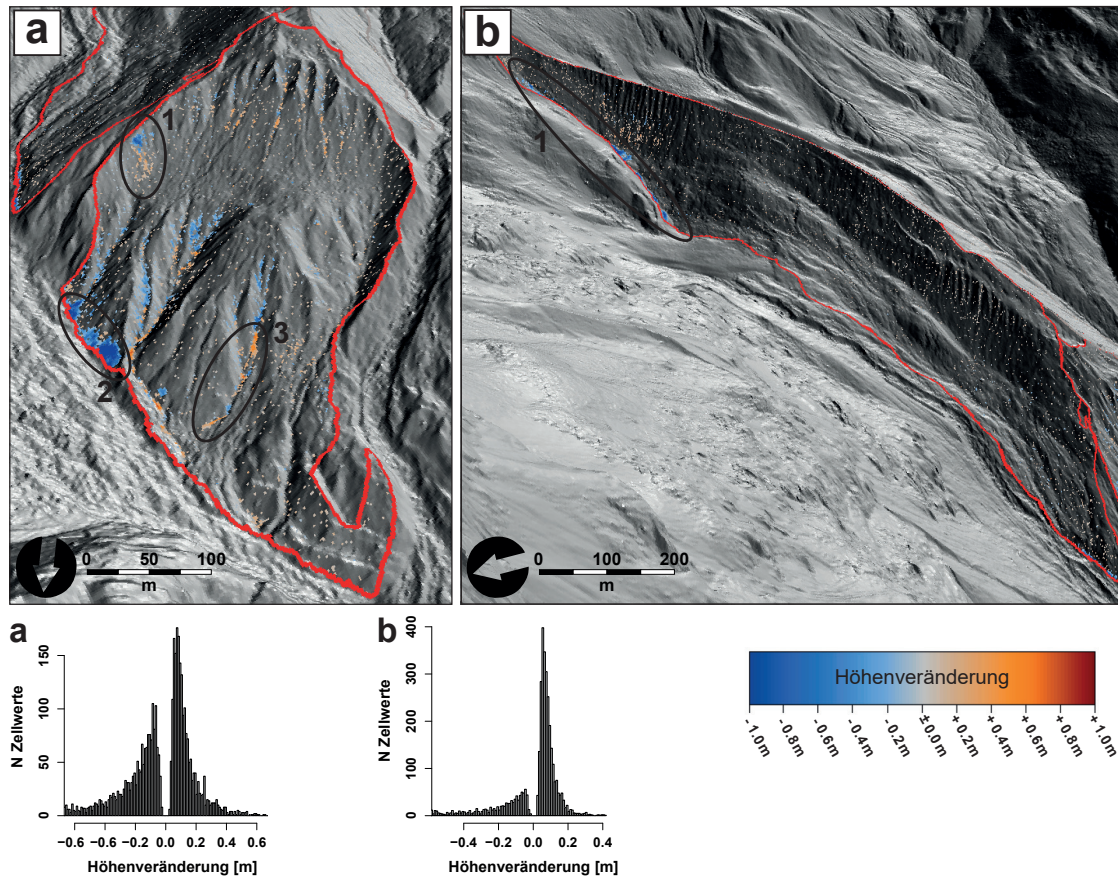
**Abb. 9.20:** DoDs von a: UF 3, b: UF 4-5 und c: UF 6 auf Basis der ALS-DGMs von 04. Juli und 28. September 2012 mit Histogrammen der Höhenveränderungswerte, die farbigen Linien markieren die UF-Grenze, numm. Polygone markieren im Text beschriebene Bereiche,  $\varnothing$ LoD: 0.06 (c) bzw. 0.07 (a, b) (vgl. Tab. A.1).



kann den Auflösungsunterschieden zwischen den beiden Methoden eine tragende Rolle zugeschrieben werden: Bei kurzen Messintervallen innerhalb derer nur geringfügige Oberflächenveränderungen stattfinden, ist die Punktdichte der ALS-Daten zum einen zu gering um kleinräumige Differenzen zu erfassen. Zum anderen gehen bei der Interpolation zu Rastern von 1x1 m Auflösung in Bereichen mit höherer Punktdichte Details verloren, während die Oberflächendarstellung in Bereichen mit niedriger Punktdichte mit großen Unsicherheiten verbunden ist.

#### *Die gletscherfernen Mittelmoränen*

Im Bereich der UF 53 und 54 scheinen die Messungenauigkeiten der ALS-Datensätze vom Sommer 2012 geringer auszufallen, als für die gletscherfernen Ufermoränen. Das Rauschsignal der Oberflächenveränderungen kommt bei weitem nicht so stark heraus und auch der LoD liegt mit  $\varnothing 0 \pm 0.05$  m am unteren Ende der Spannweite im Vergleich mit



**Abb. 9.21:** DoDs von a: UF 53 und b: UF 54 auf Basis der ALS-DGMs von 04. Juli und 28. September 2012 mit Histogrammen der Höhenveränderungswerte, die farbigen Linien markieren die UF-Grenze, numm. Polygone markieren im Text beschriebene Bereiche,  $\varnothing$ LoD: 0.05 (vgl. Tab. A.1).



allen UF (vgl. Tab. A.1). Nach der Bilanz pro Quadratmeter Fläche gehend, reiht sich UF 53 mit  $-0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  in der erosionsdynamischen Größenordnung bei UF 3 ein, was auch den Ergebnissen der mittelfristigen Bilanzierung entspricht (vgl. Kap. 9.1). Auf den DoDs von Abb. 9.21 stellt sich die obere Hanghälfte, deren Oberfläche die Scherebene der Hanggleitungsmasse im Unterhang darstellt, als morphodynamisch ruhig heraus. Geringe Erosion der Gerinnköpfe und -tiefenlinie bildet ein Zusammenspiel mit unmittelbar folgender Deposition entlang der Gerinne. Im linken Teil (Abb. 9.21,a 1) konnte sich ein kleiner Rutschkörper lösen, dessen Masse direkt unterhalb wieder abgelagert wurde. Die untere Hanghälfte verfügt über eine ausgeprägte Prozessdynamik, die zum größten Teil durch die Unterschneidung des Hanges durch den Annebach während des Flutevents am 26.08.2012 (vgl. Abb. 9.15 und S. S. 121) bedingt ist. Die starke Erosion der Hangbasis im linken Teil ist ein deutliches Anzeichen hierfür (Abb. 9.21a 2). Die Gerinne, die sich in den Gleitkörper eingeschnitten haben, zeigen starke Erosion in ihren Anrisszonen und teilweise an ihren Seitenwänden, wobei auch hier Material in der Gerinnetiefenlinie abgelagert wurde und das Hangsystem nicht verlassen hat (Abb. 9.21a 3).

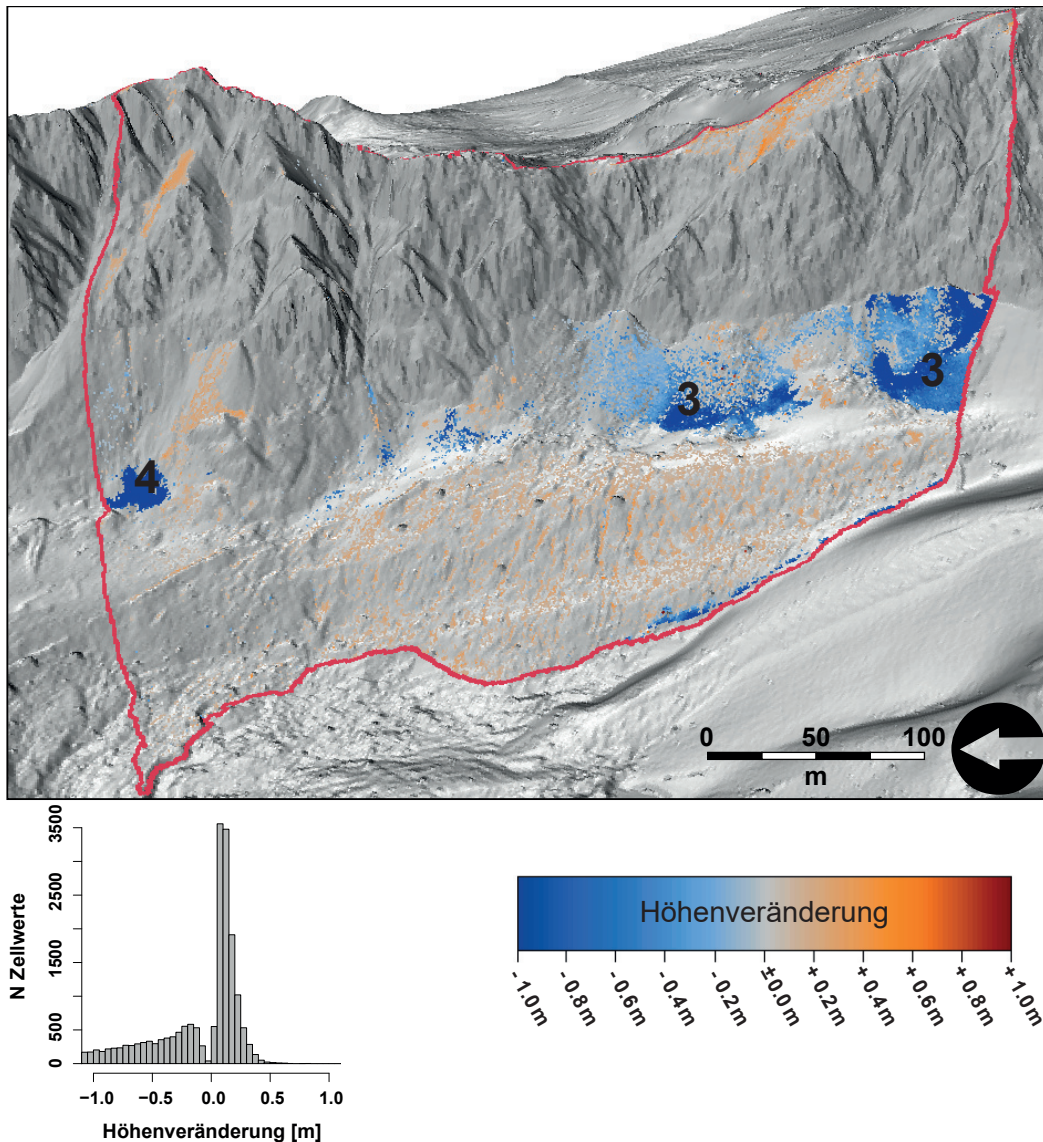
Auch an UF 54 machen sich die starken Niederschläge um den 26.08.2012 bemerkbar. Das DoD liefert Hinweise auf Tiefenerosion des Gerinnes am Hangfuß des orographisch hinteren Moränenabschnitt von bis zu  $-1.2 \text{ m}$  (Abb. 9.21b 1). In der Vertiefung zwischen der Moränenbasis und dem vorgelagerten Rundhöcker kann sich Oberflächenwasser aus der Bergflanke unterhalb des Gepatschfernerplateaus konzentrieren, was in diesem Fall zu Erosion in dem kleinen Gerinne geführt hat. Am Hang selbst zeigt sich die Morphodynamik auf der Mittelmoränenseite im Sommer 2012 – wie bei allen anderen UF ohne Toteisvorkommen – verhältnismäßig ruhig und bleibt ohne Anzeichen auf geomorphologisch bedingte Prozessmuster. Dies drückt sich auch in der geringen Bilanz von  $-175.56 \text{ m}^3$  aus.

### 9.2.2 Weißseeferner-Gebiet

#### *Die gletschernahe Seitenmoräne*

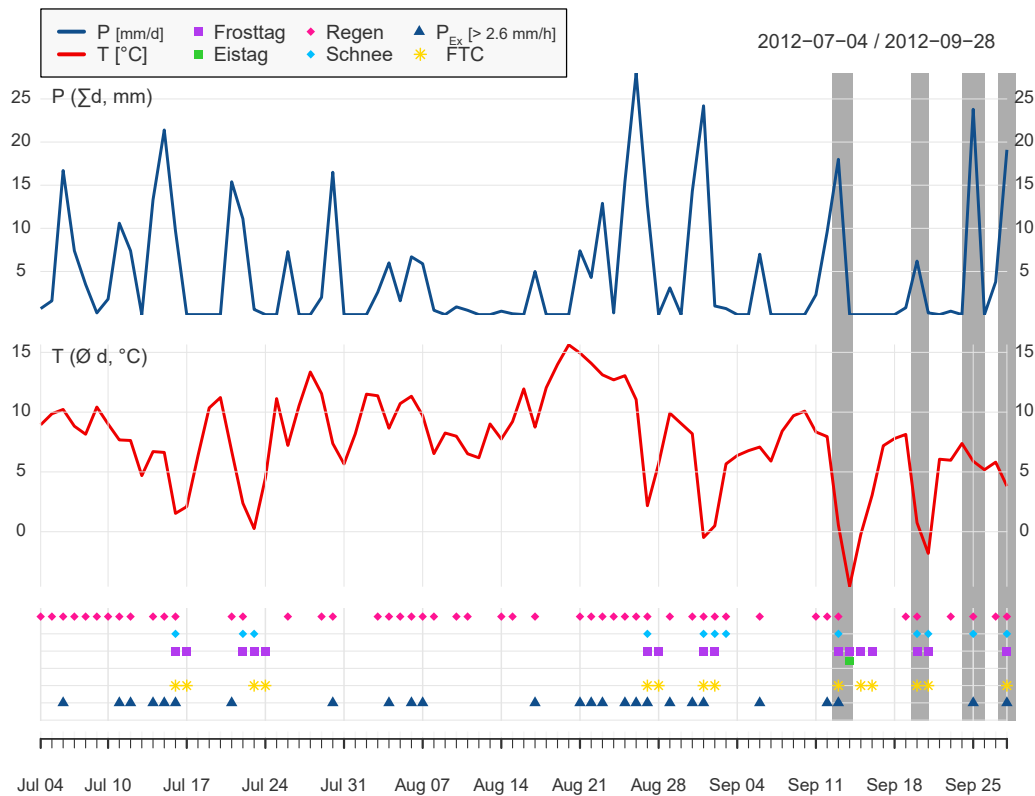
Die kurzfristige Quantifizierung der Erosion auf Basis von ALS-Daten des Sommers 2012 ergibt für UF 19 eine Bilanz pro Quadratmeter Fläche von  $-0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ . Abb. 9.22 zeigt Oberflächensubsidenz von bis zu  $-4.1 \text{ m}$  im Bereich der Steinschlaghalden auf der Moräne. Das Muster auf den mit 3 gekennzeichneten Halden entspricht jenem des mittelfristigen DoDs und ist mit dem sommerlichen Abtauen von perennierenden Schneeflecken zu erklären.

Der mit 4 gekennzeichnete Bereich, welcher durch negative Werte von bis zu  $-3 \text{ m}$  auffällt, zeigt das gegenteilige Verhalten zu dem des mittelfristigen Bilanzierungszeitraums. Aber auch hier bietet das sommerliche Tauen von perennierendem Schnee die passende Interpretation. Dennoch zeigt der Moränenhang flächenhaft positive Werte, die sich entweder mit einer leichten Schneeauflage, Quellprozessen der oberen Sedimentschichten durch die schmelzbedingte Feuchtigkeitzufuhr oder Frosthubs erklären lassen. Die klimatischen Bedingungen schaffen die passenden Voraussetzungen für die genannten Prozesse. Zwischen dem 12. September und der Aufnahme am 28. September hatte es bereits viermal geschneit, große Temperaturunterschiede führten zu einigen Frostwechselzyklen und Schmelzprozessen.



**Abb. 9.22:** DoDs von UF 19 auf Basis der ALS-DGMs von 04. Juli und 28. September 2012 mit Histogrammen der Höhenveränderungswerte, die farbige Linie markiert die UF-Grenze, numm. Polygone markieren im Text beschriebene Bereiche.

Am 14. September fielen die Temperaturen selbst tagsüber unter die  $0^{\circ}\text{C}$ -Grenze, so dass ungewöhnlicherweise schon im Spätsommer diesen Jahres ein Eistag aufgezeichnet werden konnte (vgl. Abb. 9.23). Da zu diesem Zeitpunkt keine isolierende Schneedeckenmächtigkeit vorhanden war, ist davon auszugehen, dass die kalten Temperaturen gut in den Boden eindringen konnten und für eine drastische Auskühlung der oberflächennahen Sedimentauflage sorgten, die die Grunddisposition für hydroklimatisch bedingte Oberflächenveränderungen schufen.

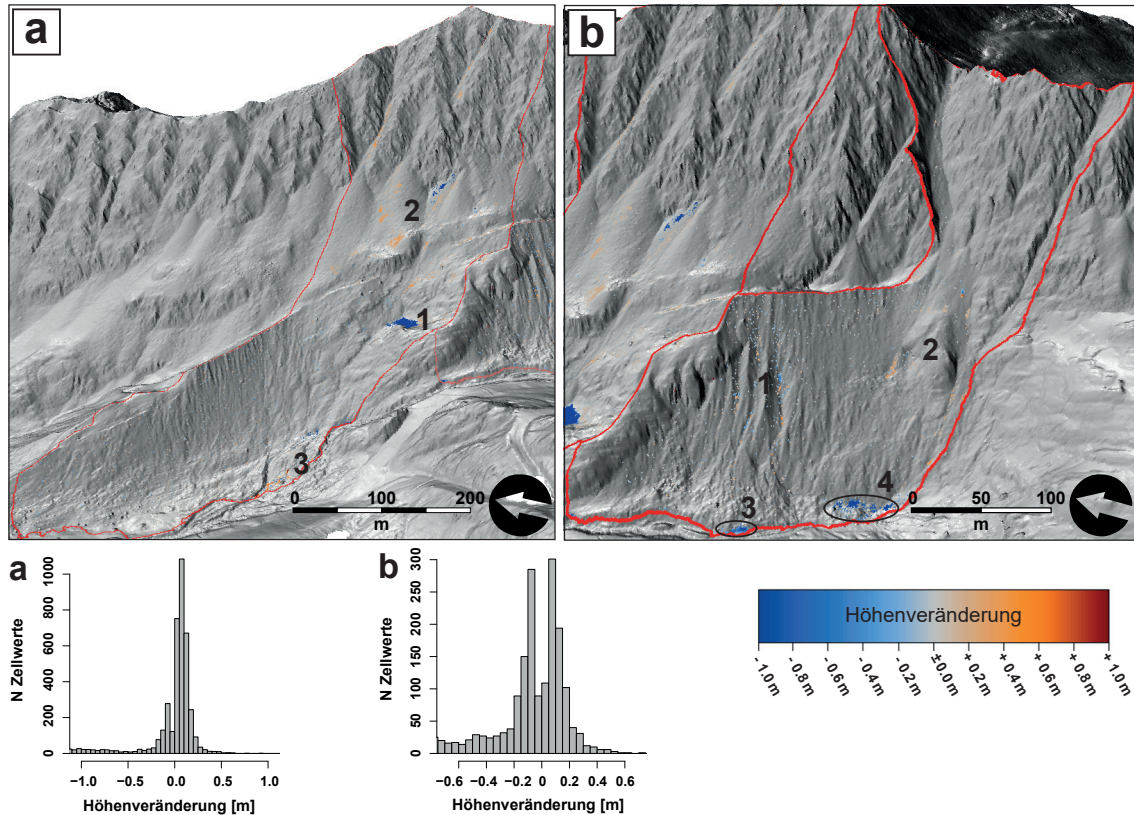


**Abb. 9.23:** Klimadiagramm für Sommer 2012 mit Markierung (graue Balken) von Schneefall (Station WS)

*Die gletscherfernen Ufermoränen*

Das DoD des Sommers 2012 von UF 17-18 zeigt trotz häufiger Überschreitung des Schwellenwerts für extreme Niederschläge (vgl. Abb. 9.23) nur geringfügige Oberflächenveränderungen, die sich hauptsächlich in Form von Gerinneerosion in der oberen Hanghälfte des nördlichen Teils (Abb. 9.24b 1) bemerkbar machen. Stellenweise sind sie mit direkt nachfolgenden Akkumulationsmustern verknüpft.

Im südlichen Teil werden in hangabwärtiger Verlängerung von Rinnen mit Ursprung im Festgestein des Nörderberggrats größere Flecken mit positiven Oberflächenveränderungen sichtbar (Abb. 9.24b 2). Die größten Erosionswerte sind am Hangfuß wiederzufinden und wurden im Falle von Bereich 3 (Abb. 9.24b) durch Ufererosion des proglazialen Flusses von bis zu 0.8 m verursacht. Bei Bereich 4 handelt es sich um perennierenden Schnee, der über den Sommer Schmelzprozessen unterlag. Anders als bei UF 19 bleiben eindeutige Anzeichen für Erosionsmuster, die mit dem wiederholten Schneefall im September 2012 zusammenhängen aus. Insgesamt kann für die Fläche des hydrologischen Einzugsgebiets von UF 17-18 eine Erosion von  $-220.78 \text{ m}^3$  vermerkt werden. Dass der Eintrag von Sedimenten durch Steinschlag aus den Nörderbergwänden und Ausspülung von Festgesteinsrinnen durchaus eine Rolle spielt, wird durch den Vergleich der Bilanzen zwischen der Fläche des



**Abb. 9.24:** DoDs von a: UF 16 und b: UF 17-18 auf Basis der ALS-DGMs von 04. Juli und 28. September 2012 mit Histogrammen der Höhenveränderungswerte, die farbigen Linien markieren die UF-Grenze, numm. Polygone markieren im Text beschriebene Bereiche.

hydrologischen EZGs und des proglazialen Raums deutlich: Trotz der geringeren Fläche ist die Bilanz für die proglaziale Moräne mit  $-228.31 \text{ }^3$  etwas größer, was in den Differenzen von Akkumulations- und Erosionssummen der beiden unterschiedlich großen Flächen noch besser zum Ausdruck kommt (vgl. Tab. 9.3).

Bei UF 16 beschränken sich die größten Veränderungen auf das Abtauen eines Schneeflecks ( $-0.5 - -2.7 \text{ m}$ ) im Südabschnitt außerhalb des proglazialen Bereichs (Abb. 9.24a 1), sowie Depositionen in Rinnen und Sedimentverlagerungen auf den Schutthalden im Bereich der Nörderbergflanke (Abb. 9.24a 2). Auf der Moräne selbst sind lediglich geringfügige *Salt and Pepper*-Muster erkennbar, die wahrscheinlich trotz des guten mittleren LoDs von nur  $0.05 \text{ m}$  eher mit Datenungenauigkeiten in Verbindung gebracht werden können, als mit geomorphologischen Prozessen. Dies deutet außerdem darauf hin, dass die Methode des räumlich verteilten LoDs den propagierten Fehler aus Messungenauigkeit und Interpolationsfehlern unterschätzt (vgl. Kap. 6), obwohl im Vergleich zu anderen LiDAR-basierten DoD-Studien ein höheres Signifikanzniveau von 95% bedacht wird (vgl. z.B. VERICAT et al. 2014).

Im Uferbereich sind einige größere Differenzen, sowohl im negativen, als auch im positiven



Wertebereich erkennbar. Das Klimadiagramm der Station WS (Abb. 9.23) zeigt, wie an der Station GA am 26. August 2012 eine deutliche Niederschlagsspitze auftritt, welcher mehr als eine Woche mit moderaten Niederschlägen vorausgeht. Gleichzeitig werden in diesem Zeitraum die höchsten Tagesmitteltemperaturen dieses Sommers aufgezeichnet. Leider sind für den proglazialen Fluss des Weißseeferners keine Abflussmessungen vorhanden, doch die Kombination aus den Niederschlags- und Temperaturdaten, sowie die Kenntnis über das Flutereignis im Gepatschfernergebiet (vgl. S. 121) lassen die Annahme zu, dass die klimatischen Bedingungen aus verstärkter Gletscherschmelze und großen Niederschlagsmengen auch hier zu überdurchschnittlich hohem Abfluss geführt haben, der für Erosion der Hangbasis und Sedimentumverteilungen in den Uferbereichen verantwortlich ist (Abb. 9.24a 3). Der Unterschied der Nettobilanzen zwischen EZG- und Proglazialfläche ist bei UF 16 erheblich: Während im Proglazial eine positive Bilanz gerade einmal von  $19.4 \text{ m}^3$  Akkumulation auftritt, beläuft sich die Bilanz des gesamten hydrologischen EZGs auf  $-511.22 \text{ m}^3$  Erosion.

Im Sommer 2014 ist, wie im Gepatschfernergebiet, auch auf den proglazialen Moränen des Weißseeferners die größte Sommer-Morphodynamik feststellbar. Sie ist jedoch bei weitem nicht so ausgeprägt. An UF 17-18 zeigen die beiden deutlich definierten Murbahnen im südlichen Hangabschnitt (Abb. 9.25a 1) die größte Aktivität und sind für die höchste Nettobilanz aller Bilanzierungszeiträume und UF im Weißseefernergebiet ( $-197.0 \text{ m}^3$ ) verantwortlich.

Der Massenumsatz vom Winter 2014/2015 ist trotz der etwas geringeren Nettobilanz aber

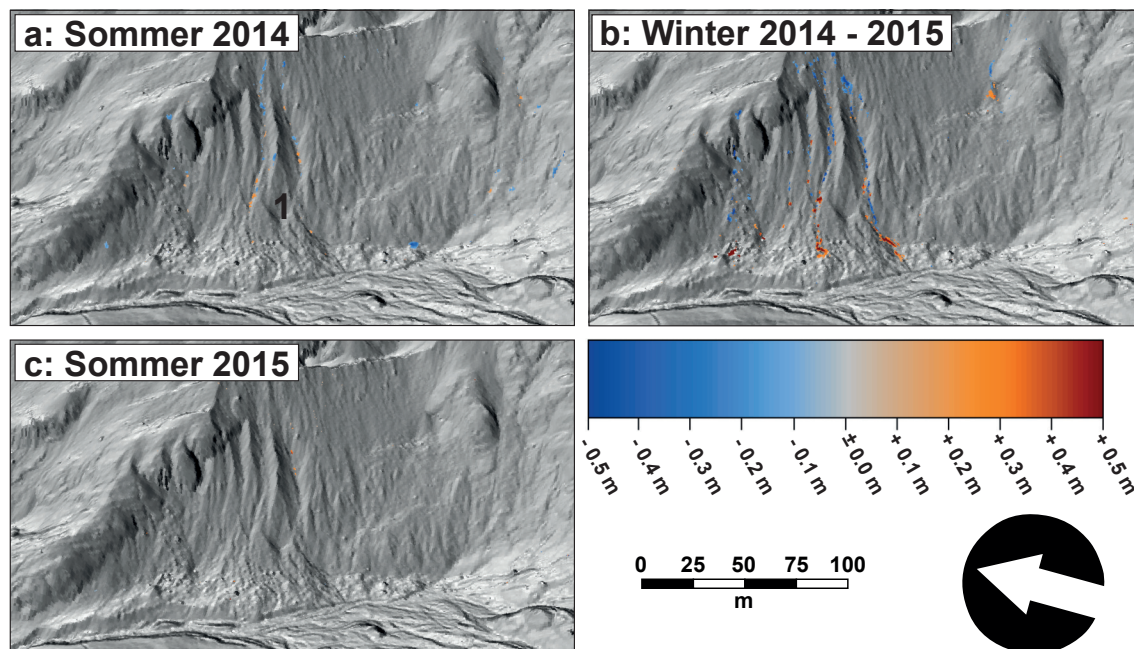
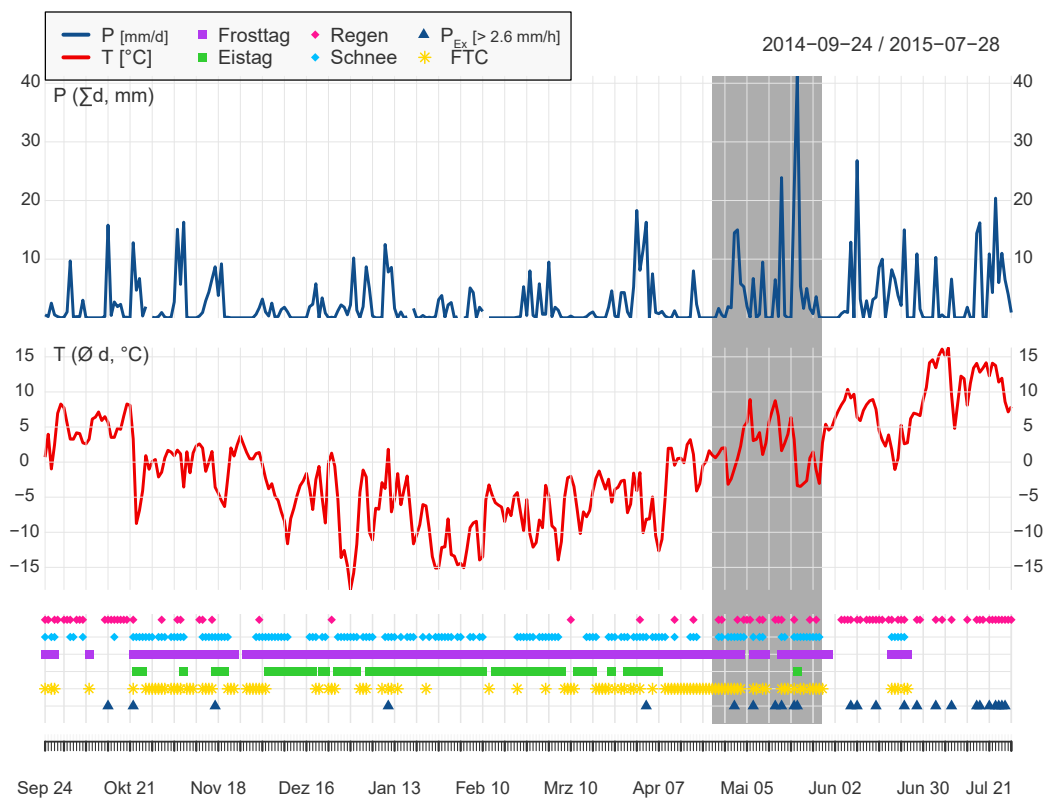


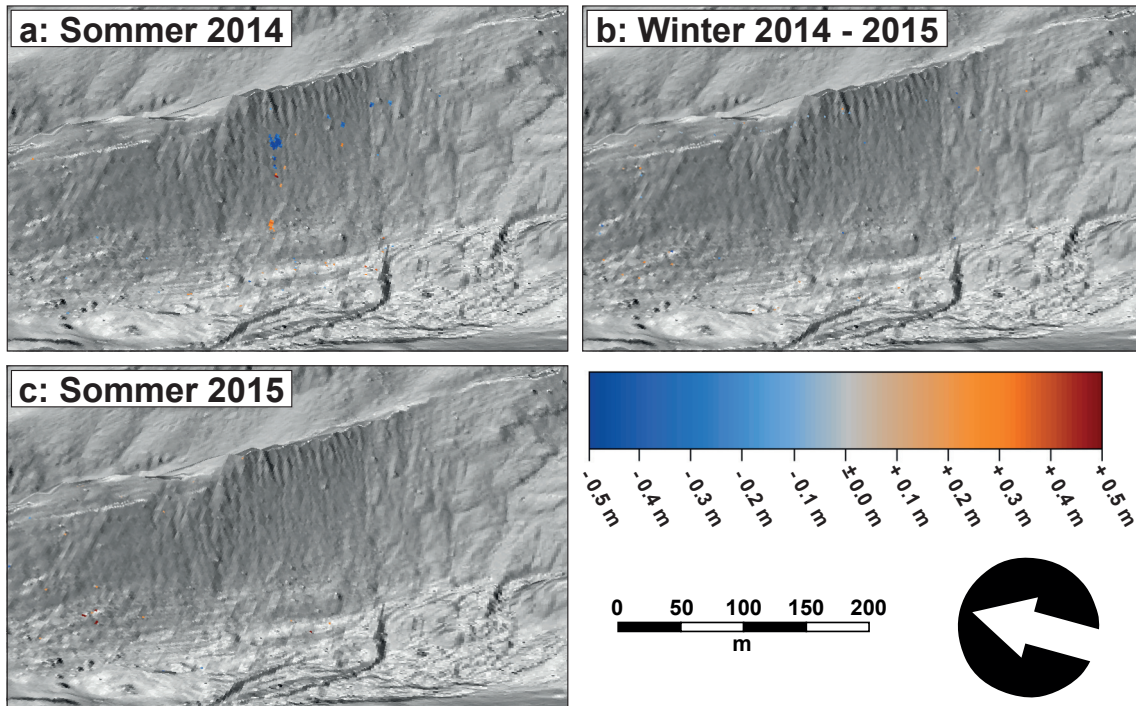
Abb. 9.25: TLS-basierte DoDs von UF 17-18. a: 16.07.2014 bis 24.09.2014, b: 24.09.2014 bis 28.07.2015, c: 28.07.2015 bis 21.09.2015

um ein Vielfaches höher (vgl. Tab. 9.4 und Tab. 9.5). Wie auf dem DoD veranschaulicht wird, kommt es in dem Bilanzierungszeitraum an UF 17-18 sehr wahrscheinlich zu Murgängen, deren Lauffängen bis in den Unterhang reichen (Abb. 9.25b). Abgesehen von schneesmelzbeeinflussten Differenzen, sind mit Bezug auf die proglaziale Fläche, hier die höchsten Erosions- ( $-616.2 \text{ m}^3$ ) und Akkumulationssummen ( $482.3 \text{ m}^3$ ) im Weißseefernergebiet zu finden. Im Gegenteil hierzu fällt UF 16 im Winter 2014/2015, ebenso wie im Sommer 2015 durch sehr geringe Morphodynamik auf. Im Klimadiagramm des Winters 2014/2015 kann zwischen Ende April und Anfang Juni eine Phase mit großen Niederschlagsmengen, die abwechselnd in festen und in flüssigen Aggregatzuständen fallen, sowie mit frequenten Frostwechselzyklen ausgemacht werden, die die hohe Morphodynamik an UF 17-18 erklären (vgl. Abb. 9.26). Dass UF 16 in beiden klimatisch für große Prozessdynamik prädestinierten Untersuchungszeiträumen des Sommer 2014 und des Winters 2014/2015 nur sehr geringe Erosionserscheinungen aufzuweisen hat (vgl. Abb. 9.27a und b), ist einerseits ein Zeichen für die bereits laufende Beruhigung der am längsten entgletscherten und relativ stark vegetationsbedeckten Seitenmoräne. Andererseits reflektiert das Verhalten Unterschiede in der Anfälligkeit für Erosionsprozesse zwischen dem Proglazial von Weißsee- und dem des Gepatschferners, welche zu einem Großteil, von den klimatischen Bedingungen – ins-



**Abb. 9.26:** Klimadiagramm für Winter 2014/2015 mit Markierung (grauer Balken) des morphodynamisch aktivsten Zeitraums (Station WS)

besondere der Dauer der morphodynamischen Aktivität über das Jahr gesehen, von der Lithologie und der geleisteten Vorarbeit der Gletscher abhängig ist.



**Abb. 9.27:** TLS-basierte DoDs von UF 16. a: 16.07.2014 bis 24.09.2014, b: 24.09.2014 bis 28.07.2015, c: 28.07.2015 bis 21.09.2015

### 9.3 Vergleich der Untersuchungsgebiete

Beim Vergleich der beiden Untersuchungsgebiete werden ähnliche Erosionsmusterabfolgen augenscheinlich: Erosionsvolumina pro UF nehmen über die 8-jährige Beobachtungsspanne mit der Entfernung zum aktuellen Gletscherstand ab. Auf den gletschernahen UF dominieren flächenhafte Abtragsprozesse - die meist in Verbindung mit dem Ausschmelzen von Toteis stehen – über lineare, was insbesondere an den UF 1, 11 und 19 und in den Unterhangbereichen der UF 50, 51 und 53 zum Tragen kommt. Die Tatsache, dass tauendes Toteis im Gepatschferner-Gebiet eine dominante Rolle spielt, im Weißseeferner-Gebiet hingegen nicht existent ist, erscheint auf den ersten Blick unlogisch. Bei eingehender Betrachtung fällt jedoch auf, dass die Weißseefernerzunge einige höhen- und damit temperaturbedingte Unterschiede gegenüber der Gepatschfernerzunge aufweist, die sich negativ auf die Produktion und Erhaltung von Toteis auswirken:

1. Sie ist wesentlich weniger stark zergliedert, da sie derzeit in relativ flachem Gelände ohne größere Stufen liegt, die zur Spaltenbildung führen. Dadurch ist die Toteisproduktion geringer. Zusätzlich unterliegt die Gletscherzunge auf Grund der größeren Höhenstufe und der insgesamt kleineren Gletscherfläche geringeren Schmelzraten.

2. Durch die beträchtlich kleineren Hanghöhen der Ufermoräne wird nicht so viel Material auf dem Gletscher abgelagert, wie es beim Gepatschferner der Fall ist. Somit kann sich keine isolierende Sedimentschicht über dem Gletschereis aufbauen, die dafür sorgt, dass Eisrandbereiche im Rückschmelzprozess des Gletschers viel länger erhalten bleiben, als das restliche Eis.

In den schon seit längerem exponierten Oberhangbereichen der zuletzt genannten Gepatschferner-UF können kleinskalige Runsen und lineare Erosionsformen ausgemacht werden. Doch auch auf den Flächen von UF 11 und 19, die erst seit wenigen Jahren gänzlich entgletschert sind, treten initiale Abflussrillen hervor, was mit Beobachtungen von CURRY et al. (2006) auf proglazialen Lateralmoränen in den Schweizer Alpen übereinstimmt. Mit weiterer Entfernung zum Gletscher nehmen lineare Erosionsformen einen ausgeprägteren Charakter auf den Seitenmoränen an. Den Mustern der DoDs von UF 3, 4-5, 6 und 17-18 kann entnommen werden, dass fluvialer Hangabtrag und Murgänge über das gravitative Prozessgeschehen überwiegen. Auch bei Betrachtung der Bilanzen pro Quadratmeter Fläche ähneln sich besonders die UF 17-18 im Weißseeferner-Gebiet und die UF 3 und 4-5 im Gepatschfernergebiet sehr (vgl. Tab. 9.2). UF 6 scheint eher mit UF 16 zu korrelieren. Es handelt sich um die beiden UF mit dem jeweils größten Abstand zum Gletscher, wobei UF 16 schon länger exponiert ist, so dass dort neben weit geringeren Anzeichen auf eine aktive Prozessdynamik zusätzlich deutlich dichtere Vegetationsbedeckung als bei UF 6 auftritt. Prinzipiell wäre sie eher mit UF 54 vergleichbar, die zwar über weitestgehend kürzere Hanglängen verfügt, aber als Seite eines alleinstehenden Moränenzugs eine ähnliche Morphometrie besitzt und über entsprechende Prozessmuster verfügt. Wie schon bemerkt, könnte das zu groß erscheinende Erosionsvolumen von UF 16 durch eine Unterschätzung des räumlich verteilten LoDs zu Stande kommen. Gerade der ALS-Datensatz aus dem Jahr 2006 ist durch große räumliche Unterschiede der Datengenauigkeit belastet. Die in Tab. A.1 dargestellten max. LoDs für den langen Beobachtungszeitraum geben Aufschluss darüber, dass die Datengüte im Bereich des Weißseeferners (UF 16, 17-18 und 19) partiell nicht besonders gut ist, da deren Werte die meisten anderen prägnant übersteigen. Die UF im Gepatschferner-Gebiet kommen auf eine deutlich höhere Erosionsbilanz in den 8 Jahren, als die drei UF im Proglazial des Weißseeferners. Insgesamt konnte im Gepatschferner-Gebiet mit  $-570971.93 \text{ m}^3$  oder  $-1.73 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  die ca. 9-fache Sedimentmenge auf proglazialen Moränen gegenüber dem Weißseeferner-Gebiet mit  $-64875.63 \text{ m}^3$  bzw.  $-0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  erodiert werden. Akkumulation macht auf den Gepatschferner-UF 7.5% des gesamten Massenverlusts aus. Am Weißseeferner sind es 9.6%.

Die von CURRY et al. (2006) analysierte Oberflächensubsidenz proglazialer Runsen beträgt am Glacier du Mont Miné  $-1.02 \text{ m a}^{-1}$  und am Feegletscher  $-0.74 \text{ m a}^{-1}$  (langjähriger Median) seit der Entgletscherung der Moränen. Weder im Gepatsch- noch im Weißseefernergebiet können, abgesehen bei von Toteis beeinflussten Flächen solche Werte erreicht werden, obwohl die von CURRY et al. (2006) beschriebenen Moränen den hier behandelten morphometrisch und landschaftsgeschichtlich gesehen sehr ähnlich sind. Daraus lässt sich schließen, dass quantitativ gesehen die größten Oberflächenveränderungen abgeschlossen sind, noch bevor die fluviale Erosion das Prozessgeschehen auf den Hängen dominiert. Ähnliche Beobachtungen werden auch von SCHIEFER & GILBERT (2007) anhand der proglazialen



Moränen des Lillooet-Gletschers, Alaska (USA), gemacht, die ebenfalls morphometrische Veränderungen der kürzlich entgletscherten Lateralmoränen untersuchten. Ihre Ergebnisse bestätigen den von CHURCH & RYDER (1972) beschriebenen Verlauf des paraglazialen Zyklus mit den größten Oberflächenveränderungen in der Phase des Debuttrekking, also während der Entgletscherung, einem Anstieg der Massenverluste vor dieser und einem nachfolgenden Abfall bis zur Stabilisierung der Moränenoberfläche.

Die kurzfristigen Bilanzierungen zeigen zu den mittelfristigen Bilanzen vergleichbare Tendenzen der räumlichen Unterschiede von morphodynamischen Prozessen. Auch auf den DoDs der zeitlich höher aufgelösten und somit kürzeren ALS- und TLS-Messintervalle ist die deutlich höhere Morphodynamik im Gepatschfernergebiet gegenüber dem Weißseefernergebiet nicht zu übersehen. Dies wird vor allem in Tab. 9.3 beim Vergleich der Bilanzen pro Quadratmeter Fläche ersichtlich, welche für Weißseeferner-Untersuchungsflächen zwischen  $-0.3$  und  $0.0 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  betragen und für Gepatschferner-Untersuchungsflächen eine wesentlich weitere Spanne von  $-1.06$  bis  $-0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$  ausfüllen.

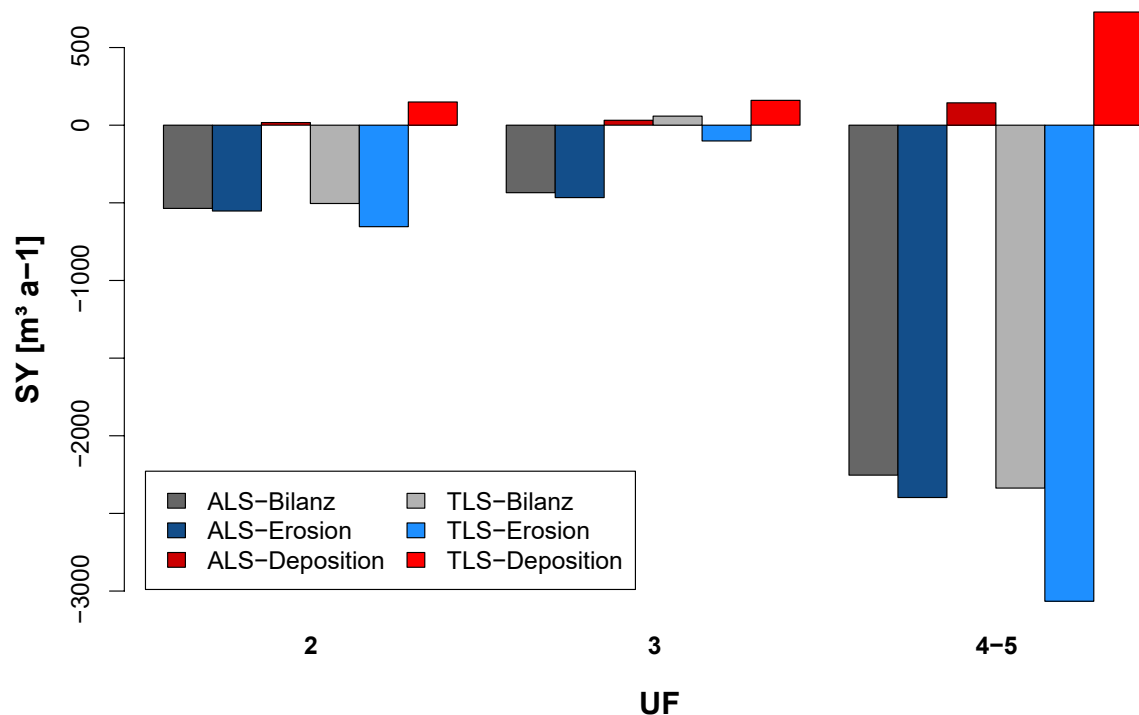
Die für die mittelfristigen Bilanzierungsunterschiede aufgeführten Begründungen sind bei den kurzfristigen Unterschieden ebenso gültig. Zusätzlich kommen während der kurzen Beobachtungsintervalle weitere Faktoren mit Einfluss auf die Variabilität der Prozessdynamik hinzu. So birgt die bereits genannte Größe *Hanglänge* weitere Einflussfaktoren, die sich auf den Aktivitätsgrad der Morphodynamik auswirken. Die Moränen im Weißseefernergebiet sind auf Grund der geringeren Erosionskraft des kleineren und weniger mächtigen Gletschers deutlich niedriger und besitzen kürzere Hanglängen. CURRY et al. (2006) geben für ihr Untersuchungsgebiet in den Schweizer Alpen eine Mindesthanghöhe von 120 m, sowie einen Mindestneigungswinkel von  $30^\circ$  für Murgangsauslösungen auf Lateralmoränen an. Diese Parameterschwellenwerte treffen im Gepatschfernergebiet wesentlich häufiger zu, als auf den Moränen des Weißseeferners. Zusätzlich zur geringeren Toteisproduktion des Weißseeferners gegenüber dem Gepatschferner kommt gerade auf den länger entgletscherten Moränenabschnitten der Sedimentbeschaffenheit eine tragende Rolle in der Prozessdynamik zu. In Kap. 5.4.5 wurde bereits die Auflage von grobem Steinschlagschutt auf den lateralen Moränen des Weißseeferners angesprochen, welches weniger leicht mobilisierbar ist, als feine Sedimente. Somit bildet die Auflage eine Art Schutzschicht für das teilweise sehr viel feinere darunterliegende Moränenmaterial und verhindert, dass kritische Niederschläge zu Abtrag durch fluviale Erosion und Murgänge führen.

Der Sommer 2014 sticht bei allen UF mit der höchsten Erosion und der ausgeprägtesten Morphodynamik hervor. Im darauffolgenden Sommer 2015 schlagen die Verhältnisse ins Gegenteil um: Ausnahmslos alle UF zeigen keine bis sehr geringe Anzeichen für Erosionsprozesse, wovon auch das Minimum des SY zeugt. Dieser starke Kontrast hängt offensichtlich mit den jeweilig vorherrschenden klimatischen Bedingungen der beiden Sommerperioden zusammen. Wie in Kap. 5.1.2 bereits erwähnt wurde, zeichnet sich der Sommer 2014 durch die geringste Anzahl an heißen Tagen, sowie ungewöhnlich wenige trockene Tage aus. Der Sommer 2015 entgegen sticht durch die größte Anzahl an trockenen Tagen und die meisten Überschreitungen des Schwellenwerts für Extremtemperaturen im Untersuchungszeitraum heraus. Wie sich diese Umstände auf das Abtragsverhalten auswirken, wird detailliert im nachfolgenden Kap. 11 geklärt.

## 9.4 Vergleich von ALS- und TLS-Bilanzen

Im Sommer 2012 wurden die UF 2, 3 und 4-5 sowohl mit terrestrischem, als auch mit luftgestütztem LiDAR-Monitoring abgedeckt. Die hierbei gewonnenen Daten eignen sich durch die zeitgleichen Aufnahmen sehr gut, um einen methodischen Vergleich vorzunehmen. Unterschiede zwischen den beiden verwendeten Methoden kommen erst bei der differenzierten Betrachtung von Erosions- und Akkumulationssummen zum Vorschein (vgl. Abb. 9.28). Während die Bilanzen von TLS- und ALS-basierten DoDs der UF 2 und 4-5 ähnlich sind, wird durch die höheren Erosions- und Akkumulationssummen der TLS-basierten Quantifizierung deutlich, dass durch die geringere Punktdichte der luftgestützten Daten viele Details verloren gehen. Die geringere Punktdichte der ALS-Daten hat erwartungsgemäß eine stärkere Generalisierung zu Folge. Dennoch sind die Werte hier gut vergleichbar.

Die Unterschiede in den terrestrisch und airborne erlangten Quantifizierungsergebnissen von UF 3 sind weniger gut vergleichbar und bestätigen die auf S. 127 bereits angesprochene Annahme, dass die vergleichsweise hohe Erosionssumme das Resultat von Messungenauigkeiten der ALS-Daten ist. SAILER et al. (2012) konnten für den Bereich der Hintereisfernerzunge im benachbarten Ötztal (A) generell gute Genauigkeiten von ALS-basierten DGMS feststellen. Die vertikale Genauigkeit liegt bei ihren Daten zwischen  $\pm 0.05$  und  $\pm 0.20$  m. Allerdings beobachten sie einen exponentiell verlaufenden Anstieg des vertikalen Fehlers für Hangneigungswerte  $> 40^\circ$ , so dass bei  $80^\circ$  Steilheit die Fehlerwerte bei  $\pm 1$  m liegen



**Abb. 9.28:** Vergleich von ALS- und TLS-basierten Quantifizierungsgrößen der UF 2, 3 und 4-5, anhand von Zeitschnittaufnahmen des Sommers 2012

(BOLLMANN et al. 2011; SAILER et al. 2012). Ihre Werte lassen sich gut in die Ergebnisse zu vergleichbaren Studien in anderen alpinen Regionen einordnen (vgl. z.B. GEIST et al. 2005; JOYCE et al. 2009) und erklären die Über- bzw. Unterschätzung von Oberflächen steiler Hangbereiche im Hinteren Kaunertal, welche zu unrealistischen Oberflächensubsidenz- und -aggradationswerten führt. Die in Tab. A.1 zusammengefassten Mittelwerte und Maxima des LoD reihen sich ebenfalls gut in die von SAILER et al. (2012) dargestellten Ergebnisse ein. Neben der höheren Bodenaufösung von TLS- gegenüber ALS-Daten bietet die terrestrische Fernerkundungsmethode für Steilhänge außerdem die besseren Voraussetzungen für die Aufnahmegeometrie.



## 10 Räumliche Variabilität von Erosionsprozessen

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit den räumlichen Unterschieden der Oberflächenformung auf proglazialen Moränen im Kaunertal. Die laterale Variabilität bezieht sich auf Unterschiede der Prozessdynamik in quer zum Gletscher verlaufender Richtung. Konkret ist damit die Unterscheidung zwischen Unter- und Oberhang der Ufer- und Seitenmoränen von Gepatsch- und Weißseeferner gemeint. Die longitudinale Variabilität hingegen bezieht sich auf Differenzen der Prozessdynamik von Untersuchungsflächen mit unterschiedlicher Position entlang des Tal-Längsschnitts. Beide Dimensionen dienen der Raum-für-Zeit-Substitution und werden äquivalent für die *Zeit seit der Entgletscherung* verwendet, wobei eine größere Entfernung zum Gletscherrand einer längeren Dauer seit der Eisfreiwerdung entspricht. Neben quantitativen Untersuchungsergebnissen der DoD-Analysen auf unterschiedlichen zeitlichen Skalen, kommen auch Ergebnisse der qualitativen Methoden zum Einsatz.

### 10.1 Prozessdifferenzierung und -quantifizierung

Die Differenzierung von formgebenden Massenbewegungen auf den untersuchten Moränen erfolgt wie in Kap. 7.4.2 beschrieben mit der Profilanalyse von Post- und Pre-Event DGM von auf DoDs kartierten Prozessräumen. Die maßgeblich auftretenden Prozesse sind Translations- und Rotationsrutschungen an den gletschernahen Untersuchungsflächen und Murgänge auf den gletscherfernen UFs. In Tab. 10.1 sind die daraus resultierenden Quantifizierungsergebnisse dargestellt.

#### 10.1.1 Rutschungen

Auf Basis der kurzfristigen TLS-DoDs konnte für die im **Gepatschferner-Gebiet** gelegene UF 2 eine hohe Rutschungsanfälligkeit festgestellt werden. Die Profilanalyse bestätigt in 6 der 8 aufgenommenen Zeiträume Rutschungen als den dominierenden Hangformungsprozess (vgl. Abb. 10.1). Dabei ist eine Zunahme des bewegten Sedimentvolumens vom Winter 2011-2012 bis zum Winter 2013-2014 feststellbar. In den Monitoringperioden des Sommers 2014 und des Winters 2014-2015 nehmen die Rutschmassen drastisch an Volumen ab (vgl. Tab. 10.1). Wie im vorangehenden Kap. 9 (Abb. 9.8 und Abb. 9.9) zu entnehmen ist, geht diese Entwicklung mit einer Zunahme von fluvialen Prozessmustern einher. Im Sommer 2015 fanden an UF 2, wie an allen anderen untersuchten Flächen auf Grund der großen Anzahl an Trockentagen und hohen Temperaturen keine Massenbewegungen statt. Diese klimatischen Bedingungen schaffen prinzipiell gute Voraussetzungen für das Austauen von Toteis und schmelzbedingte Selbstauslösung von Rutschungen (HUGGEL et al. 2012). Das Ausbleiben des Prozesses lässt darauf schließen, dass die Moräne von UF 2 mindestens seit dem Sommer 2015 frei von Toteis war. Schon der immense Volumenrückgang von Rutschungskörpern nach dem Winter 2013-2014 macht das Fehlen von Toteis sehr wahrscheinlich.

**Tab. 10.1:** Quantifizierung von Massenbewegungen (Rutschungen und Murgängen). Die hier aufgeführten Werte sind wie in Kap. 7.4.2 beschrieben, erhoben worden.

UF	Vol. [m <sup>3</sup> ]	Winter 11-12	Sommer 2012	Winter 12-13	Sommer 2013	Winter 13-14	Sommer 2014	Winter 14-15
<b>2</b>	<b>Erosion</b>	98.8		169.6	416.5	334.5	36.5	75.4
	<b>Deposition</b>	23.3		63.0	224.7	125.7	11.9	50.6
	<b>Bilanz</b>	<b>-75.6</b>		<b>-106.6</b>	<b>-191.8</b>	<b>-208.8</b>	<b>-24.7</b>	<b>-24.8</b>
<b>3</b>	<b>Erosion</b>	68.4		82.5			201.5	75.9
	<b>Deposition</b>	78.35		188.2			211.2	105.74
	<b>Bilanz</b>	<b>10.0</b>		<b>105.7</b>			<b>9.7</b>	<b>29.9</b>
<b>4-5</b>	<b>Erosion</b>	281.2	81.4	630.6	28.1	169.8	1036.9	427.9
	<b>Deposition</b>	323.5	46.7	604.9	71.6	229.4	556.4	360.6
	<b>Bilanz</b>	<b>42.3</b>	<b>-34.7</b>	<b>-25.8</b>	<b>43.5</b>	<b>59.6</b>	<b>-480.5</b>	<b>-67.3</b>
<b>6</b>	<b>Erosion</b>			641.4			638.0	193.7
	<b>Deposition</b>			566.5			535.8	210.3
	<b>Bilanz</b>			<b>-75.0</b>			<b>-102.2</b>	<b>16.5</b>
<b>16</b>	<b>Erosion</b>						30.1	
	<b>Deposition</b>						7.9	
	<b>Bilanz</b>						<b>-22.1</b>	
<b>17-18</b>	<b>Erosion</b>						35.0	151.1
	<b>Deposition</b>						19.0	118.1
	<b>Bilanz</b>						<b>-15.9</b>	<b>-33.0</b>

Rutschungen im **Weißseeferner-Gebiet** beschränken sich auf die gletschernahe Seitenmoräne, die durch UF 19 abgedeckt ist. Anders als im Gepatschfernergebiet ist die Rutschungsdisposition aber nicht auf Toteis, sondern auf die starke Durchfeuchtung des glazialen Sediments zurückzuführen (vgl. Kap. 9.2.2). Das ALS-basierte DoD des Sommers 2012 (Abb. 9.22) gibt im Gegenteil zum mittelfristigen Beobachtungszeitraum keine Anzeichen auf Rutschungen. Abb. 9.5 (1) hingegen zeigt einen kleinen Rutschungskörper in der Hangmitte (lateral gesehen), der auch durch das Zurückschmelzen des Gletschers entlang der Hangbasis und eine darauf folgende Destabilisierung der Moräne provoziert worden sein kann.

Neben den von Toteis betroffenen Moränen sind Rutschungen im **Gepatschferner-Gebiet** außerdem im Unterhang der steilen Front der Mittelmoräne (UF 53) anzutreffen. Hier wird die Rutschungsaktivität eindeutig durch Hangunterschneidungen in Folge großer Abflussmengen des Annebachs gesteuert. Da für die Mittelmoräne keine TLS-Daten existieren, ist eine Einordnung der lateralen Entwicklung hier leider nicht möglich.

Auf den gletscherfernen Ufermoränen sind Rutschungen auf die steilen und von Runsen durchzogenen Oberhangbereiche beschränkt. Dort fällt ihre Erscheinungsform deutlich

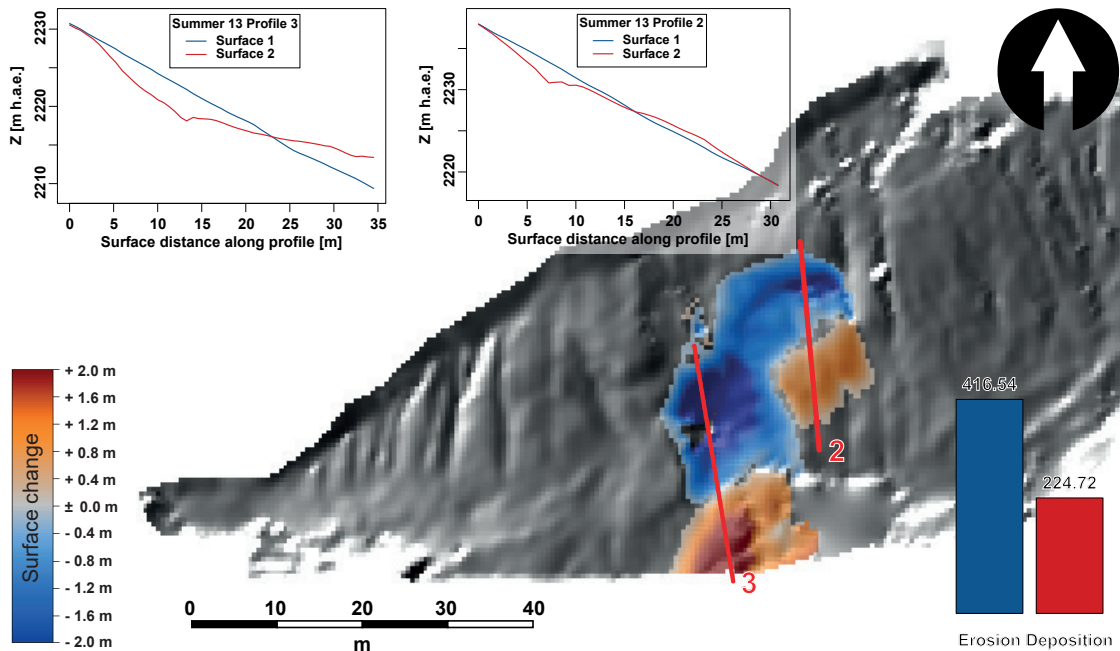


Abb. 10.1: Rutschung an UF 2 im Sommer 2013

kleiner aus und ist auf den TLS-basierten DoDs nicht vom Auftreten anderer Prozesse abgrenzbar, weshalb die Prozessdifferenzierung auf den hierfür zeitlich zu gering aufgelösten Zeitschnitten nicht möglich ist. Die Prozessmuster des Oberhangs geben jedoch häufig Hinweise auf eine sehr engmaschige Verknüpfung und hohe Konnektivität zwischen den Subsystemen im Oberhang. Die steilen Runsenwände und Gerinneköpfe zeigen gerade in den Winterperioden flächenhaften Abtrag, welcher auf Rutschungen und Kollapse entlang der Grate schließen lässt. Gleichzeitig ist entlang der Gerinnetiefenlinien in vielen Fällen Erosion anzutreffen. Die typischen Rutschungsprofilmuster sind dort nicht erkennbar, da ihre Ablagerungsbereiche direkt von fluvialem Abtrag und Muren überprägt werden.

Abb. 10.2 zeigt eine Auswahl an beispielhaften Querprofilen von Prozessräumen der UF 6 im Winter 2012/2013. Die im Oberhang gelegenen Profile 4, 5 und 14 bestätigen kleinere schmelzbedingte Rutschungen, die sich durch Oberflächendegradierung der Gratbereiche und Aggradation entlang der Gerinnetiefenlinien und unteren Runsenwände auszeichnen.

### 10.1.2 Muren

Aus den Rutschungsablagerungen im Gerinne entwickeln sich mit ROS-Events oder Niederschlagsereignissen Murgänge oder murgangähnliche Prozesse in Folge der Wasserübersättigung der Sedimente (BENISTON & STOFFEL 2016; WETZEL 1992). Entlang des Gerinnelängsprofils stoßen sie immer wieder auf neue Ablagerungen, wo sie gebremst werden und neue Sedimente und damit Energie aufnehmen. Die Prozessräume sind in den Wintermonaten durch die Anwesenheit einer kontinuierlichen Schneebedeckung des Unterhangs



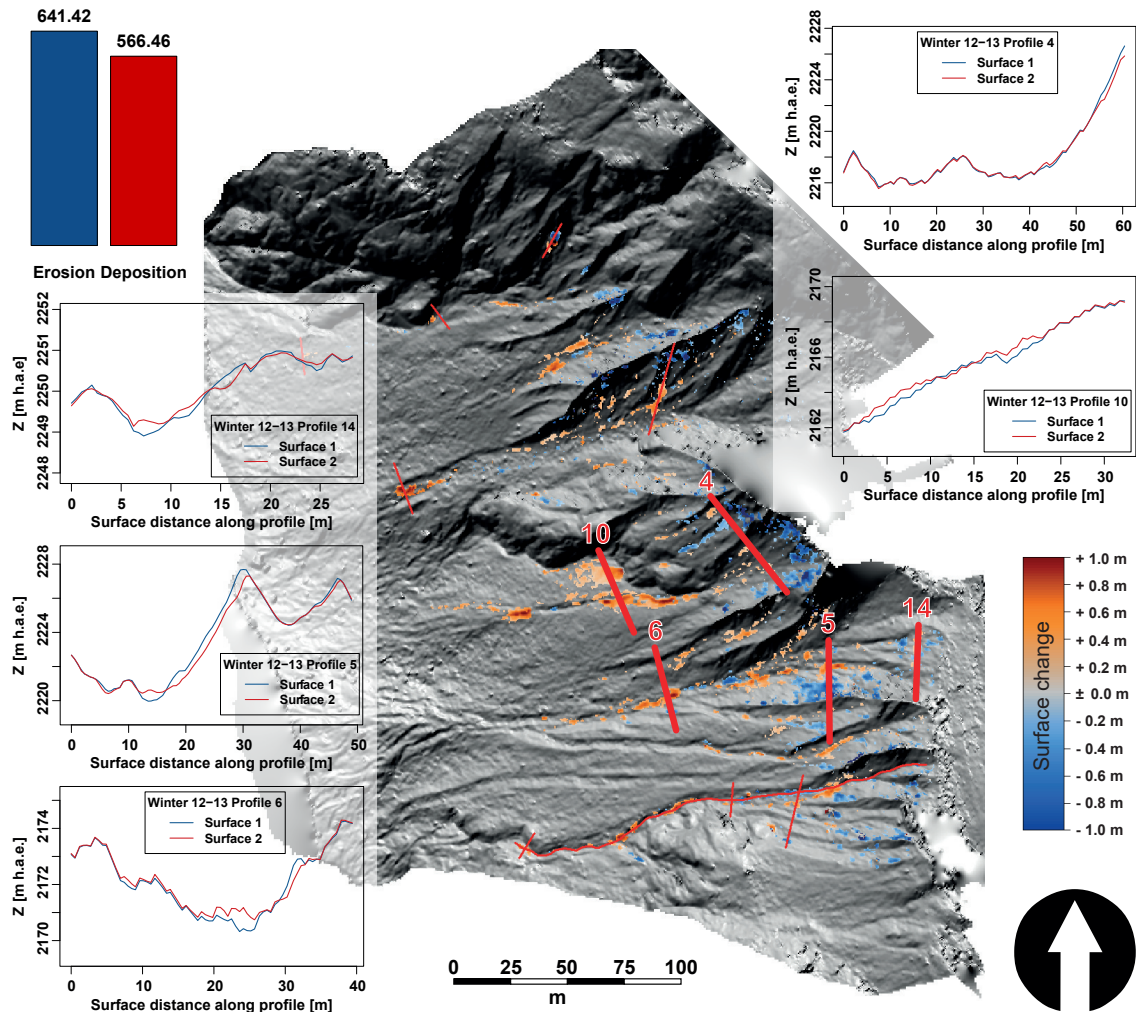


Abb. 10.2: Massenbewegungen an UF 6 im Winter 2012-2013

stark verkürzt und so kommt es bereits im Mittelhang zur Ablagerung des Murmaterials, wie Profil 6 zeigt: zwischen 10 und 18 m im Querprofil findet sich das typische Muster für die Aufschüttung eines Levées wieder und im Anschluss daran ist ein verfülltes Gerinne erkennbar. Zur orographisch linken Seite der Murbahn befindet sich das niedrigere Ende einer Runse, von deren Seitenwand durch weitere Rutschungsaktivität Sedimente gelöst und ebenfalls im Gerinne abgelagert wurden (ca. 28-30 m).

In den Sommermonaten spielen Rutschungen auf den gletscherfernen Ufermoränen eine deutlich geringere Rolle, als im Winter. Murgänge prägen das Prozessgeschehen. Im Sommer 2014 kann die größte Anzahl an Murgängen verzeichnet werden Vor allem UF 4-5 sticht durch eine hohe Prozessdynamik heraus (vgl. Abb. 10.3). Dies wird insbesondere durch die einmalige Aktivierung der Murbahn innerhalb des kurzen Hangabschnitts im Norden der UF deutlich, deren Prozessraum durch die Querprofile 8, 9 und 10 in Abb. 10.4 abgedeckt

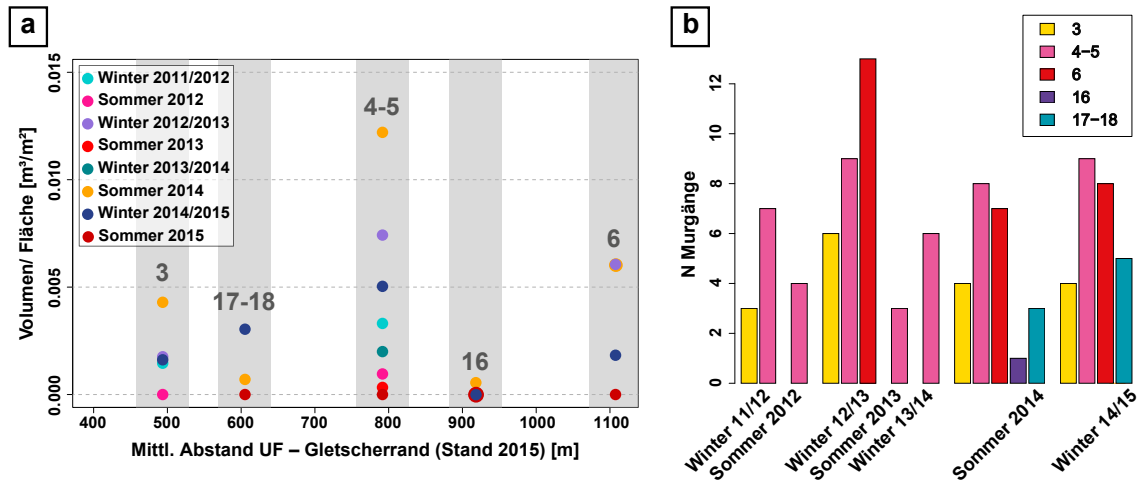


Abb. 10.3: Prozessspezifische Nettobilanzen von durch Muren transportierte Sedimente in Abhängigkeit von der mittleren Entfernung einer UF zum Gletscherrand (Stand 2015)

ist.

Die Querschnitte zeugen von einem Paradebeispiel eines Murgangs mit Gerinneerosion im Anrissbereich (Abb. 10.4, *Profil 8*), weiterer Gerinneerosion mit seitlicher Levéebildung im Transitbereich (Abb. 10.4, *Profil 9*) und ausfächernder Sedimentaufschüttung im Akkumulationsbereich (Abb. 10.4, *Profil 10*). Am Beispiel der Profilssequenz 14, 11 und 4 ist zu sehen, dass auch in niederschlagsreichen Sommern Runsengrate degradiert werden können und es zu Abtrag an den Gerinneseitenwänden kommen kann (Abb. 10.4, *Profil 14*). Die Sequenz deckt den morphodynamisch aktivsten Bereich von UF 4-5 ab, in dem Verlegungen der Hanggerinne für eine sich ständig verändernde Oberflächenbeschaffenheit sorgen. *Profil 11* zeigt eine solche Gerinneverlegung im Mittelhang. Außerdem wird hier ersichtlich, dass mehrere flache Rinnen zu einem großen Gerinne zusammengelegt wurden. Die Mure, die für diese Formung verantwortlich war, muss große Energie mit sich gebracht haben. Das niedrigste Profil 4 bestätigt dies, da auf diesem kurz vor der Mündung in die Fagge Levéebildung zu beobachten ist. Zwar sind hier keine Anzeichen auf Erosion zu finden, da aber auch keine fächerhaften Ablagerungen sichtbar sind, scheint der Murgang bis über den Hangfuß hinaus große Transportkraft gehabt zu haben.

Die außergewöhnlich hohe Morphodynamik des Sommers 2014 wird weiterhin durch das im Untersuchungszeitraum einmalige Auftreten einer Massenbewegung an UF 16 im **Weißseefernergebiet** bestätigt. Dabei handelt es sich um eine Mure mit einer geringen Laufweite von nur ca. 56 m, die ebenso wie die beschriebene kurze Mure im Norden von UF 4-5 eine lehrbuchhafte Abfolge der Prozesszonen aufweist. Der Anrissbereich des Prozessraums stellt sich jedoch etwas flächiger dar, weshalb davon auszugehen ist, dass sich die Mure aus einer kleinen, flachgründigen Rutschung heraus entwickelt hat (vgl. Abb. 10.5).

An UF 17-18 sind im Sommer 2014 ebenfalls Murgänge ersichtlich, die zu einer negativen Bilanz der prozessspezifischen Quantifizierung führt. Die Lauflängen von 3 der 5 kartierten Muren reichen bis an das Ufer des proglazialen Flusses und sorgen somit für Konnektivität

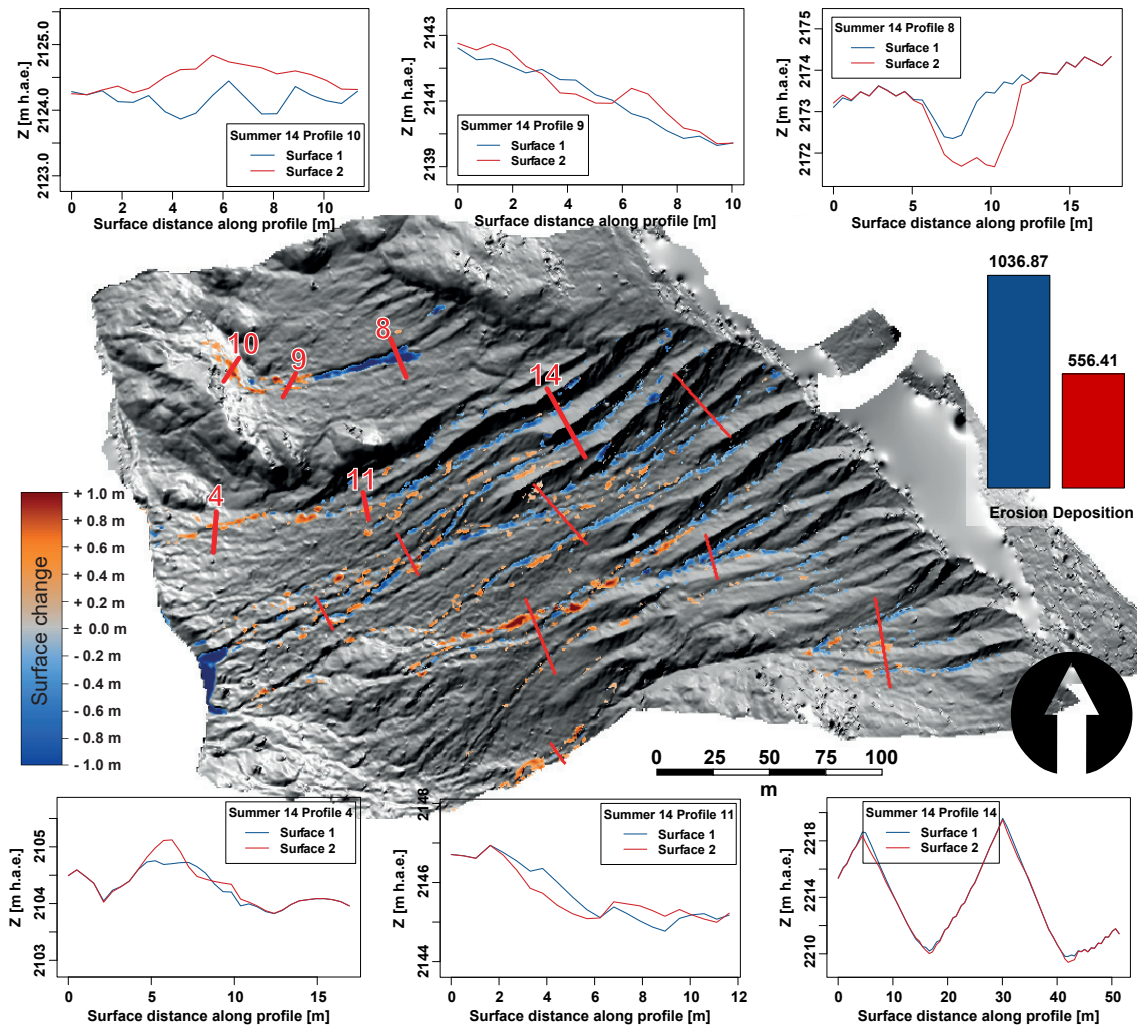


Abb. 10.4: Murgänge an UF 4-5 im Sommer 2014

zwischen dem Hang und seiner Erosionsbasis. Wie bei UF 4-5 konnten die Murgänge so hohe Transportenergie entwickeln, dass bestehende Bahnen stellenweise verlegt wurden. Im Winter 2014/2015 zeigt sich die Morphodynamik im Oberhangbereich durch Erosion der Gerinneseitenwände und -köpfe (vgl. Abb. 10.6 *Profil 1*). Anhand von *Profil 2* im oberen Mittelhang werden einseitig bereits für die Transitzone typische Levées erkennbar, die in Kombination mit Tiefenerosion im Gerinne auftritt. Der Akkumulationsbereich dieser Mure (*Profil 4*) befindet sich am Unterhang und gibt Aufschluss über fehlende Konnektivität zwischen der Murbahn und dem Vorfluter. Die benachbarte Mure hingegen scheint den Vorfluter erreicht zu haben, da die Negativbilanz des Zeitschnitts durch keinen anderen Prozess erklärt werden kann. Aus dem Felsriegel am talauswärtig gelegenen Ende der UF lösen sich immer wieder Steinschläge. Hiermit lassen sich auch die Prozessmuster des Winterzeitraums in diesem Bereich erklären, die sich durch fleckenhafte Erosion innerhalb und am Fuß der Wand zeigen und mit ebenfalls fleckenhaften Akkumulationshinweisen



unterhalb korrespondieren (Abb. 10.6).

Mit 13 kartierten Prozessräumen ist die größte Anzahl von Muren im Winter 2012/2013 an UF 6 ausgelöst worden (vgl. Abb. 10.3 b). Die klimatischen Bedingungen im späten Frühjahr sorgten, wie auf S. 121 beschrieben, auch an UF 4-5 für die maximale Anzahl von 9 Murgängen. Generell, ist UF 4-5 der einzige untersuchte Moränenabschnitt, der in allen Monitoringzeiträumen – außer dem allgemein ruhigen Sommer 2015 – Murgangaktivität aufweist.

Die Anzahl an Murgängen in Winterperioden übersteigt die der Sommerperioden, obwohl der Massenumsatz im Sommer 2014 weit über den aller anderer Zeiträume hinausreicht (vgl. Abb. 10.3 a). Auch an UF 17-18 übersteigt die Anzahl an Murgängen im Winter 2014/2015 die des Sommers 2014, wobei die Bilanz hier eher mit der Prozesszahl korreliert und für den Winterzeitraum höher ausfällt als für den Sommer. Hierbei bleibt weiterhin zu beachten, dass die Monitoringzeiträume der Winterperioden trotz des Abzugs der als morphodynamisch inaktiv angenommenen Eistage (vgl. Kap. 8.3) länger sind als die Sommerperioden. Allerdings wurden die Aufnahmen des Sommeranfangs zeitlich so vorgenommen, dass sie kurz nach Ablation eines Großteils des Untersuchungsgebiets statt fanden. Die als „Winter“ definierten Zeiträume können daher teilweise Prozesse enthalten, die unter sommerlichen Bedingungen abgelaufen sind, was eine gewisse Unsicherheit der hier erhobenen Daten birgt. Für eine sichere Differenzierung der Prozesse, die unter winterlichen

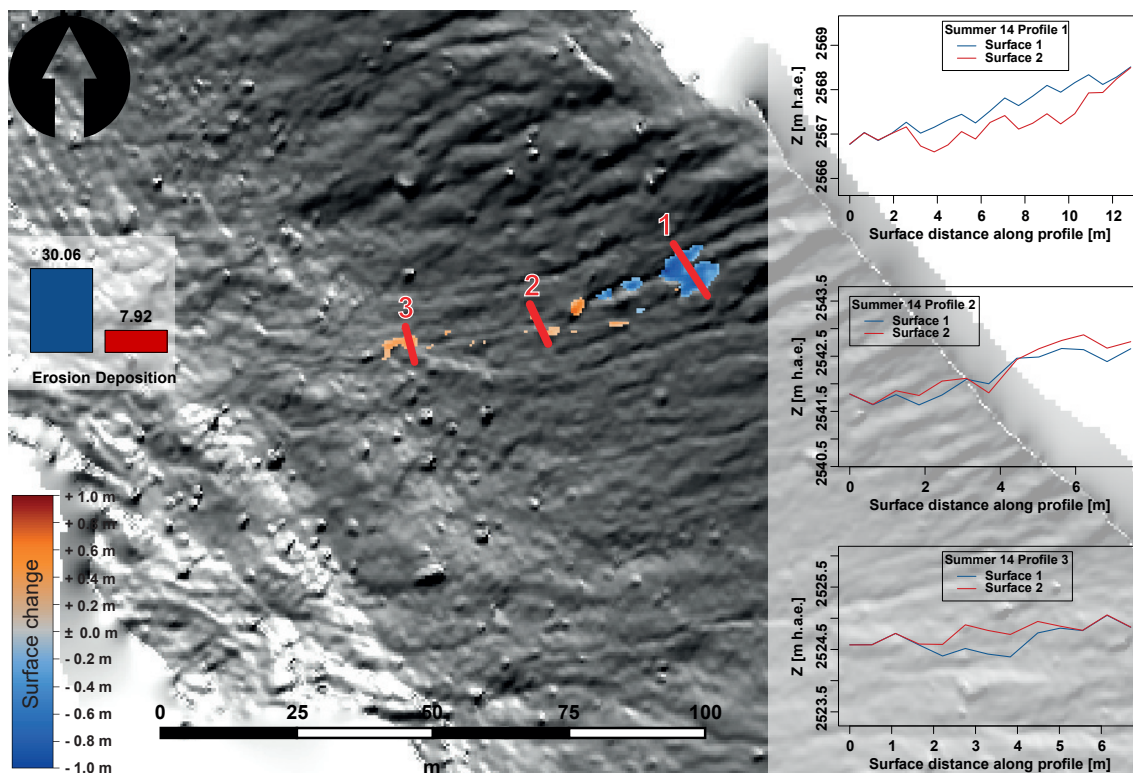


Abb. 10.5: Murgang an UF 16 im Sommer 2014

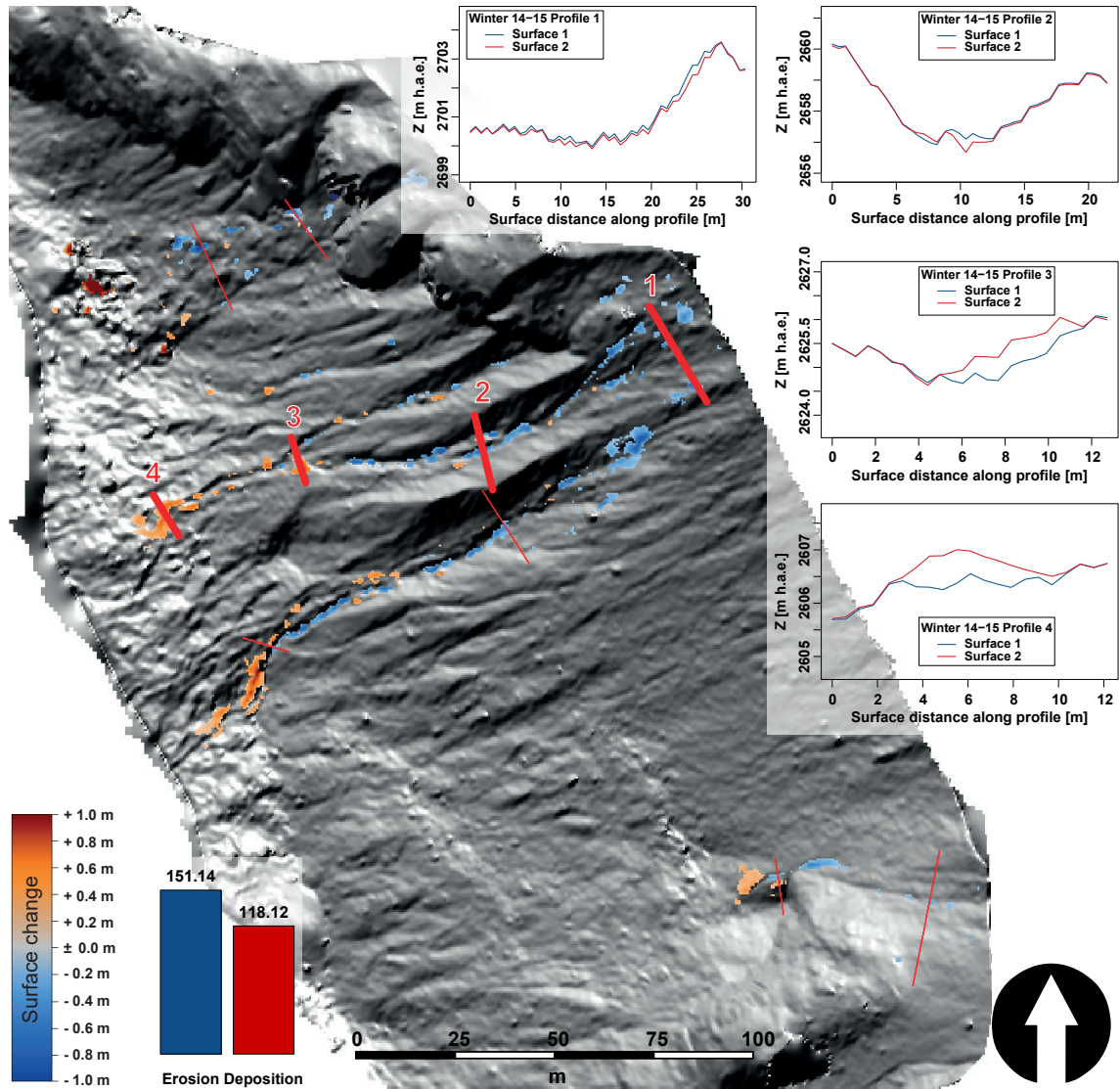


Abb. 10.6: Murgänge an UF 17-18 im Winter 2014/2015

Bedingungen stattfinden von Prozessen, die unter sommerlichen Bedingungen stattfinden ist eine größere zeitliche Auflösung der Daten notwendig.

Obwohl UF 3, nach UF 2 die geringste longitudinale Entfernung vom Gletscherstand 2015 besitzt, werden auf ihr gerade in den extrem aktiven Monitoringperioden (Winter 2012/2013 und Sommer 2014) geringere Bilanzen pro Quadratmeter Fläche durch Muren erreicht als an den UF 4-5 und 6. Die größten Unterschiede zwischen UF 3 und den beiden talabwärts folgenden Untersuchungsflächen bestehen in deren kürzerer Hanglänge und der Höhe des Hangfußes über der Erosionsbasis. Im Gegenteil zu den UF 4-5 und 6 ist UF 3, wie früher beschrieben nicht direkt an die Fagge gekoppelt und wird auch durch kein anderes Gewässer unterschritten. Ein Rundhöcker am Hangfuß verhindert größtenteils den

Weitertransport an das fluviale Hauptsystem und sorgt für fortschreitende Verflachung des Unterhangs durch Sedimentationsprozesse. Zusätzlich war der Vergletscherungsanteil von UF 4-5 und des südlichen Teils von UF 6 – kurz vor der totalen Entgletscherung – im Jahr 1953 noch deutlich größer als der von UF 3.

Der Verlauf der bisherigen Ergebnisdarstellung bestätigt für UF 16 immer mehr die Vermutung, dass die geringe Morphodynamik neben Faktoren, die bereits durch die glaziale Vorgeschichte entstanden – u.a. die relativ flache Formung durch den kleinen Gletscher – mit der längsten Dauer der Entgletscherung und damit eintretenden Stabilisierungsvorgängen, wie der voranschreitenden Sukzession (EICHEL et al. 2016), zu geringer Reliefenergie durch die Verflachung des Geländes (DELANEY et al. 2017) oder die Erschöpfung von mobilisierbaren Sedimentquellen (DELANEY et al. 2017) zu erklären ist.

Beim Vergleich der durch Rutschungen an UF 2 bewegten Massen mit den Werten aller anderen UFs fällt der unverhältnismäßig größere Umsatz von Massen auf, welcher aber die Nonlinearität geomorphologischer Anpassungen an veränderte Umweltbedingungen widerspiegelt (KNIGHT & HARRISON 2016) und mit der Feststellung von CURRY et al. (2006) übereinstimmt, dass die Erosionraten auf den jüngst entgletscherten Moränen die üblichen um ein Vielfaches übersteigen. SAILER et al. (2012) kommen ebenfalls zu diesem Ergebnis und erklären es durch die Beteiligung von Toteis am Prozessgeschehen. Auch diese Beobachtung wird durch die hier vorliegenden Ergebnisse mit einem deutlichen Rückgang der Massendefizite an UF 2 nach dem Austauen des Toteises gestützt. Solange Toteis am Prozessgeschehen beteiligt ist kann bei den gemessenen Massendefiziten daher nicht von Erosion gesprochen werden. Da CURRY et al. (2006) in ihren Untersuchungen die Beteiligung von Toteis nicht Betracht ziehen ist ein Vergleich mit deren Arbeit mit großer Vorsicht zu sehen.

Eine Aussage zu Unterschieden der Mordynamik zwischen den beiden Untersuchungsgebieten zu treffen, ist auf Grund der wenigen Monitoringzeiträume im Weißseefernergebiet nicht einfach. Dennoch fällt ein weiteres Mal auf, dass UF 17-18 ähnliche Erosions-, Akkumulations- und Bilanzwerte, wie UF 3 besitzt (vgl. Tab. 10.1), obwohl sie morphometrisch und aus konnektivitätsrelevanten Gesichtspunkten (Hangneigung und Entfernung zum Gerinne) eher mit UF 4-5 oder 6 vergleichbar ist. Daher liegt die Schlussfolgerung nahe, dass die Weißseefernermoränen eine geringere Grunddisposition für Massenbewegungen und Erosion besitzen, als die Gepatschfernermoränen.

### 10.1.3 Fluviale Erosion

Die Erfassung der fluvialen Erosion basiert auf den in Kap. 7.4.1 beschriebenen Methoden der hangabwärtigen Aufsummierung von Oberflächenveränderungen entlang eines Gerinnes bis zu dessen Zielzelle oder *VST* und dem Ansatz der SCA-Modellierung. Untersuchungsflächen, die von fluvialer Erosion betroffen sind, wurden einerseits für die Erfassung räumlicher Unterschiede und andererseits für eine saisonale Differenzierung der Dynamik über den Hangzonierungsansatz (vgl. Kap. 7.3) in Ober- und Unterhang geteilt. Diese Unterteilung

wird im Folgenden unter der Rubrik *laterale Variabilität* behandelt. Talparallele Unterschiede der fluvialen Erosion von UF zu UF hingegen werden unter der *longitudinalen Variabilität* beschrieben. Eine nicht zu unterschätzende Unsicherheit dieser Methode besteht in der Prozessüberschneidung des fluvialen Abtrags mit Murgängen, da der Hauptanteil der hierfür kartierten Hanggerinne Murbahnen darstellt.

#### 10.1.3.1 Quantifizierung

Der fluviale Abtrag zeigt sich mit großen Unterschieden in den Summen der an VSTs ankommenden Sedimentvolumina. Die beiden morphodynamisch aktiven Sommer 2012 und 2014 heben sich im **Gepatschferner-Gebiet** deutlich vom Sommer 2013 und 2015 ab. Doch während im Sommer 2014 an UF 4-5 der größte Abtrag durch Murgänge festzustellen ist (vgl. Kap. 10.1.2), fällt die Bilanz des durch fluvialen Abtrag aus dem Hang hinaus transportierten Sediments, wie aus Abb. 10.7 hervor geht im Vergleich zum Sommer 2012 sehr gering aus.

Im Sommer 2015 zeigt sich, dass an der sonst sehr ruhigen UF 16 im **Weißseeferner-Gebiet** der größte Abtrag durch fluviale Erosion stattfindet und auch UF 17-18 zeigt höhere Werte, als die Flächen im Gepatschferner-Gebiet. Die Niederschlagssumme der Station Weißsee des Sommers 2015 beträgt 187.6 mm und somit weniger als die an der Station GA gemessene Summe von 250.2 mm. Dennoch werden im Weißseefernergebiet weniger trockene Tage registriert, als im Gepatschferner-Gebiet (WS: 22, GA: 31) und der Schwellwert für Extremniederschläge wird an der Station GA häufiger überschritten, als jener der Station WS. Die größere Trockenheit im Gepatschfernergebiet führt vermutlich zu einer oberflächlichen Verdichtung des größtenteils sehr feinen Moränenmaterials und damit zu höheren Oberflächenabflusswerten. Im Weißseeferner-Gebiet hingegen sind Sedimente der Moräne tendenziell gröber und die etwas kleinere Anzahl an Trockentagen ist nicht ausreichend, um die Oberfläche stark genug zu verdichten und sie vor fluvialem Abtrag zu schützen.

Die Winterbilanzen spiegeln ebenfalls eine große Variabilität wieder, die keinerlei Regelmäßigkeit erkennen lässt. Der höchste und dennoch niedrige fluviale Abtrag im **Gepatschferner-Gebiet** fällt mit der allgemein großen Dynamik im Winter 2012/2013 zusammen, wobei sich das sonst sehr aktive Prozessgeschehen von UF 4-5 ruhig verhält und fluvialer Abtrag nur an den UFs 3 und 6 stattfindet (vgl. Abb. 10.8). Die negative Bilanz an UF 3 deutet auf die gegebene Konnektivität der Transportpfade zwischen der UF und den unterhalb gelegenen Subsystemen hin. Die Erosionskraft muss hier im Winter 2012/2013 also groß genug gewesen sein, um die starke Verflachung am Hangfuß zu überwinden und Material aus dem Moränenabschnitt hinaus transportieren zu können.

Im einzigen vorhandenen Winterzeitschnitt, der die **Weißseeferner-Moränen** beinhaltet, dem Winter 2014/2015, wird erneut die dort größere Erosionswirkung durch fluvialen Abtrag gegenüber der Gepatschferner-Moränen klar herausgestellt. Gerade die Bilanz der transportierten Sedimentvolumina an VSTs der UF 17-18 übersteigt jene aller anderen Untersuchungsflächen um mindestens das 90-fache.



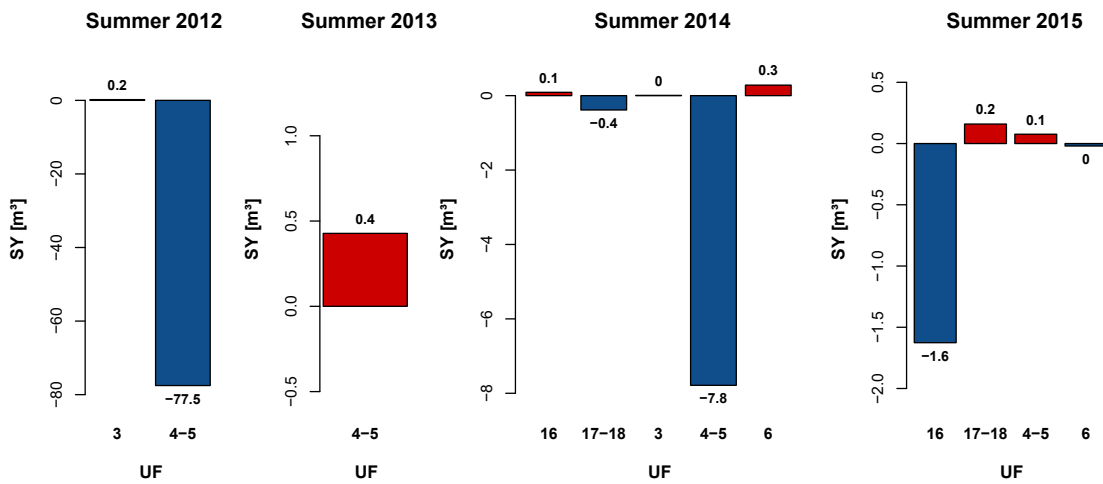


Abb. 10.7: Quantifizierung des fluvialen Abtrags der Sommer-Zeitschnitte

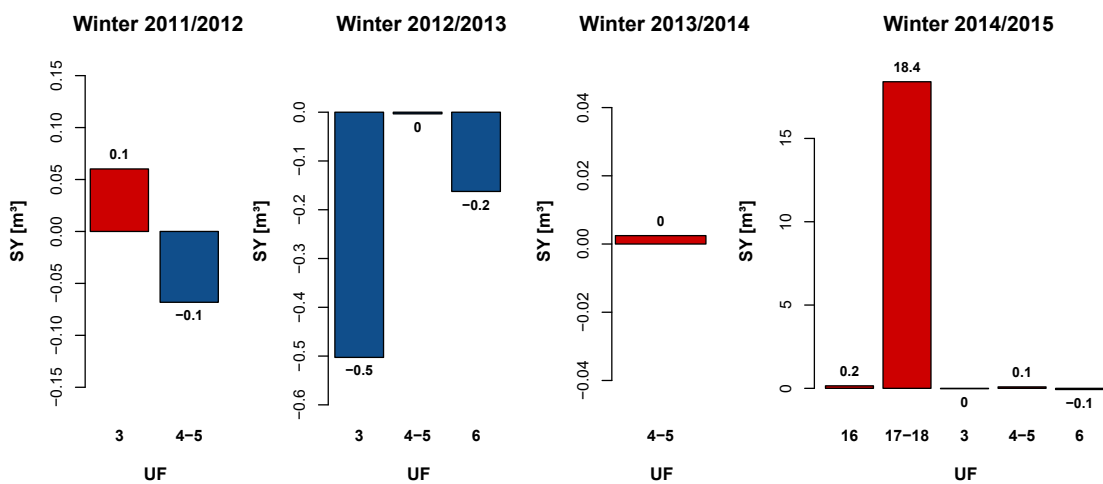


Abb. 10.8: Quantifizierung des fluvialen Abtrags der Winter-Zeitschnitte

Regelhafte Muster der longitudinalen Variabilität oder eine Tendenz von mehr oder weniger Prozessdynamik durch fluviale Erosion mit der Zeit seit Entgletscherung sind nicht ersichtlich.

### 10.1.3.2 SCA-Modellierung

Die Ergebnisse der SCA-Modellierung geben statistische Kenngrößen wieder, die im Hinblick auf den Einfluss des fluvialen Abtrags auf eine Untersuchungsfläche diverse Interpretationsmöglichkeiten liefern:

- ein kleiner *Intercept*-Wert steht für geringe Erosion der Gerinneköpfe (NEUGIRG

2016)

- größere *Slope*-Werte indizieren stärkere Erosion mit zunehmender SCA (NEUGIRG 2016)
- der *p-Wert* gibt Auskunft darüber, mit welcher Wahrscheinlichkeit die Nullhypothese  $H_0$  verworfen wird. Diese lautet in diesem Fall  $H_0$ : *Es besteht kein Zusammenhang zwischen der sedimentliefernden Fläche (hydrol. EZG, SCA) und dem SY einer speziellen Rasterzelle.* Je kleiner der p-Wert desto eher kann die Nullhypothese zu Gunsten der Alternativhypothese ( $H_1$ : *ein statistisch signifikanter Zusammenhang besteht*) verworfen werden.
- der Korrelationskoeffizient  $R^2$  gibt den Anteil der durch das Modell erklärten empirischen Werte wieder. Er besitzt ein Intervall von 0 (kein Zusammenhang) bis 1 (sehr guter Zusammenhang), wobei schon ab einem Wert von 0.4 der Zusammenhang zwischen empirischen und modellierten Daten als gut gilt.

Tab. 10.2 zeigt für UF 2 hohe Intercept-Werte und deutet somit auf hohe Erosion entlang der Moränenoberkante hin. Da auf Hillshades und DoDs die wenig ausgeprägte Rillenbildung der UF ersichtlich wird und die Moräne stark von Toteis-indizierten Rutschungen beeinflusst ist, wird die Modellierung des fluvialen Abtrags stark von der vorherrschenden Prozessdynamik durch Massenbewegungen beeinträchtigt. Große p- und ungenügende  $R^2$ -Werte bestätigen, dass das Modell für UF 2 mit Ausnahme vom Winter 2012/2013 und den Sommern 2012 und 2015 keine plausiblen Ergebnisse liefert. Nur in den Ausnahmeperioden kann fluvialer Abtrag eine wichtigere Rolle eingenommen haben. Im Sommer 2015 enthielt die Moräne kein Toteis mehr und es fanden keine Massenbewegungen statt. Wie in den vorangegangenen Kapiteln immer wieder festgestellt wurde, durchläuft die UF eine Entwicklung von außerordentlichem Abtrag durch Rutschungen hin zu intensiverer fluvialer Dynamik, was mit den Modellergebnissen übereinstimmt. Die überraschend guten Modellergebnisse der anderen beiden Ausnahmeperioden sind mit Temperaturbedingungen, die starke Schmelze verhindern, zu erklären. Die Rutschungsaktivität wurde dadurch gehemmt und die Rillenentstehung durch Niederschlagswasser in den oberflächlichen Sedimentpaketen konnte zwischenzeitlich angreifen, durch erhöhte Rutschungsaktivität kam sie dann aber wieder zum Erliegen. Vor allem auf dem DoD des Sommer 2012 (Abb. 9.8) sind in Teilen der Fläche Erosionsmuster erkennbar, die auf annähernd lineare Prozesse hinweisen. Dabei geschaffene Strukturen sind mit großer Wahrscheinlichkeit durch Rutschungen in den darauffolgenden Perioden wieder zerstört worden. Der jüngst entgletscherte Hang besitzt eine sehr kurze Länge und wurde deshalb nicht in Oberhang und Gesamthang unterteilt.

Ähnlich hohe Intercept-Werte sind sonst nur noch im Winter 2011/2012 an UF 4-5 für den Gesamthang feststellbar, der sich durch relativ viel Niederschlag im Dezember 2011 auszeichnet, welcher anfangs noch teilweise in flüssiger Form fiel (vgl. Abb. 10.9). ROS-Prozesse haben mit großer Wahrscheinlichkeit die Erosion der Gerinneköpfe initiiert, was auch in hohen Slope-Werten für den Oberhang widergespiegelt wird, wie Tab. 10.2 veranschaulicht.

Der beste Zusammenhang des Modells besteht im Sommer 2014 an der im **Weißseeferner-Gebiet** gelegenen am längsten entgletscherten UF 16 für die gesamte Hanglänge (vgl.

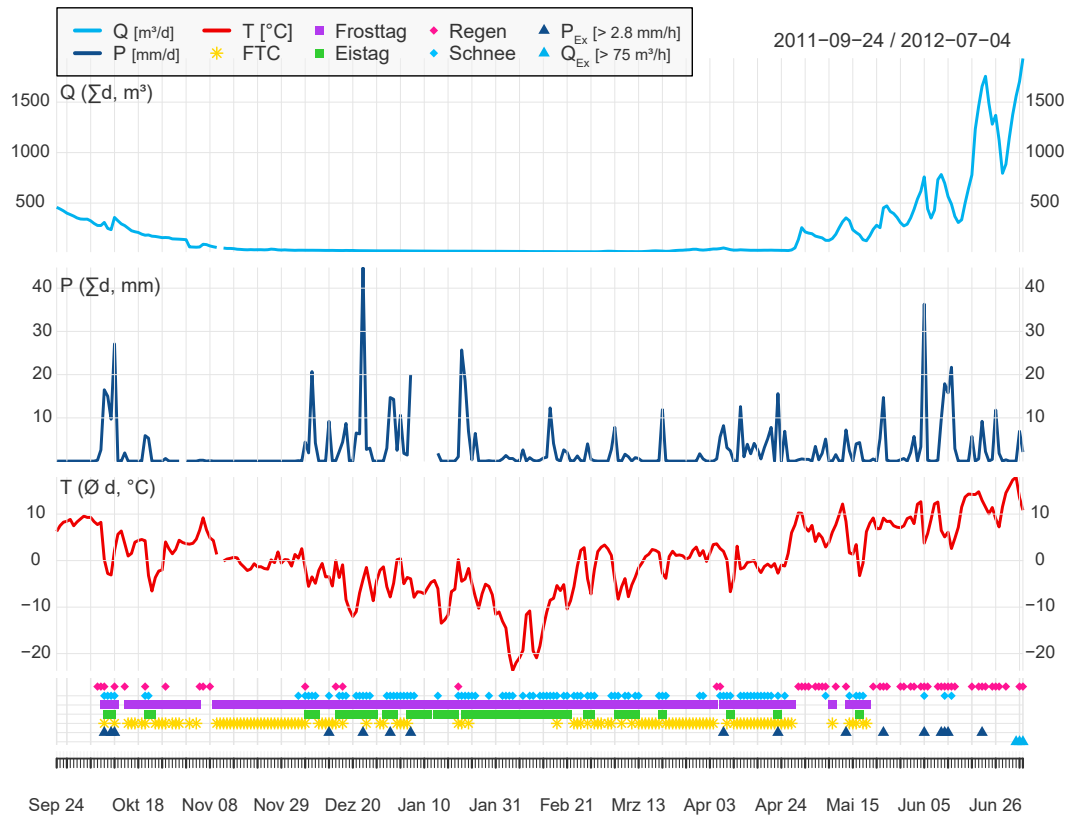
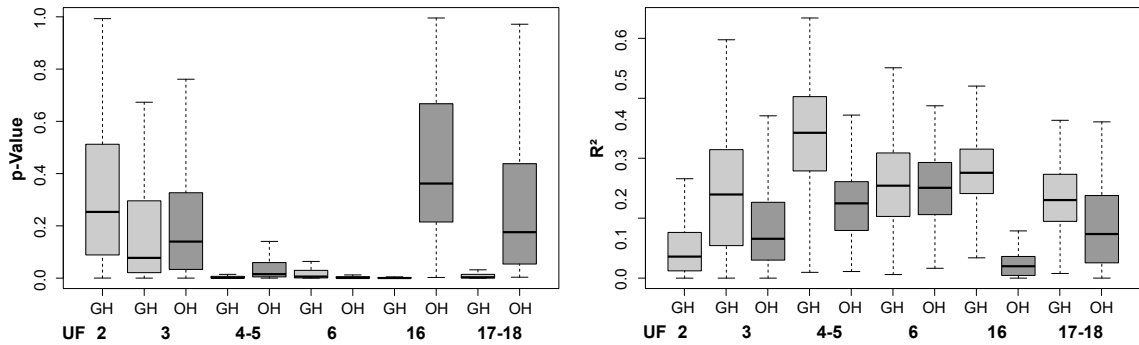


Abb. 10.9: Klimadiagramm für Winter 2011/2012 (Station GA)

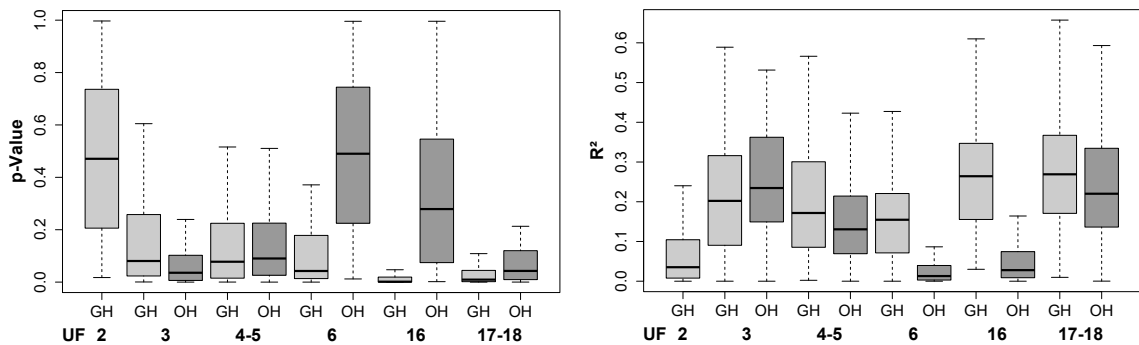
Abb. 10.10). Mit einem maximalen p-Wert = 0.157 und insgesamt guten  $R^2$ -Werten (Min.=0.07, Max.=0.64, Mittel=0.35) hebt sich die UF von allen anderen Flächen und Zeitschnitten ab. Doch auch die anderen beiden Untersuchungsperioden liefern gute Modellergebnisse für UF 16 (vgl. Tab. 10.2). Für den Oberhang hingegen liefert das Modell an UF 16 für den Sommerzeitschnitt die schlechtesten p-Werte und Korrelationskoeffizienten. An UF 17-18 sind die Ergebnisse der SCA-Modellierung für den Gesamthang ebenfalls aussagekräftig und für den Oberhang deutlich schlechter. Wobei letztere immer noch einen besseren Zusammenhang vermuten lassen, als für den Oberhang von UF 16.

Bei bloßer Betrachtung der Oberhänge ist im **Gepatschfernergebiet** eine Verbesserung des Zusammenhangs mit der Entfernung vom aktuellen Gletscherrand feststellbar. Für den Gesamthang trifft dies auf die Untersuchungsflächensequenz 2 – 3 – 4-5 ebenfalls zu und verschlechtert sich bei UF 6 wieder (vgl. Abb. 10.10 li. und Abb. 10.10 re.). Die gleiche Tendenz ist im Weißseeferner-Gebiet zu beobachten, wo sich die Korrelation für den Gesamthang ebenfalls mit der Zeit seit Eisfreiwerdung verbessert und für den Oberhang schlechter wird. Auch bei den meisten anderen Zeitschnitten lassen die p-Werte für die Oberhänge eine bessere Erklärbarkeit der Empirie durch das Modell annehmen.

Im Winterzeitraum 2014/2015 findet sich in beiden Untersuchungsgebieten eine drasti-



**Abb. 10.10:** Boxplot der p- (li.) und  $R^2$ -Werte (re.) von SCA-Modellen des Sommers 2014. GH = Gesamthang, OH = Oberhang



**Abb. 10.11:** Boxplot der p- (li.) und  $R^2$ -Werte (re.) von SCA-Modellen des Winters 2014/2015. GH = Gesamthang, OH = Oberhang

sche Verschlechterung des Modells für die Oberhänge mit longitudinaler Entfernung vom Gletscher wieder (vgl. Abb. 10.11). Lateral gesehen bietet der SCA-Zusammenhang in diesem Winter für alle UFs außer UF 3 bessere Werte für den Gesamthang als für den Oberhang. Dies widerspricht den Erwartungen für die Winterzeiträume, da angenommen wurde, dass die Unterhänge – welche nur in den Modellergebnissen für den Gesamthang enthalten sind – im Winter schneebedeckt sind und linearer Abtrag dadurch verhindert wird. Wie das Klimadiagramm (Abb. 10.12) zeigt, verhält sich der Winter 2014/2015 sehr niederschlagsarm, so dass nur von einer sehr leichten Schneebedeckung ausgegangen werden kann. Zum Ende der Saison zeichnet sich eine Phase sehr hoher Niederschläge ab, die für intensive fluviale Erosion sorgen.

Der bessere Modellausgang des Oberhangs an UF 3 kann mit deren senkenartiger Morphologie und eingeschränkter Konnektivität im Unterhang begründet werden. Bis auf wenige Ausnahmen wird die Hypothese, dass das Modell die fluviale Erosion am Oberhang im Winter allgemein besser darstellt, als für den Gesamthang in den anderen Winterzeitschnitten bestätigt.

Mit einer Ausnahme am Oberhang von UF 16 im Sommer 2015, bestätigen durchgehend positive Slope-Werte eine generelle Erhöhung des Sedimentaustrags mit wachsender SCA.

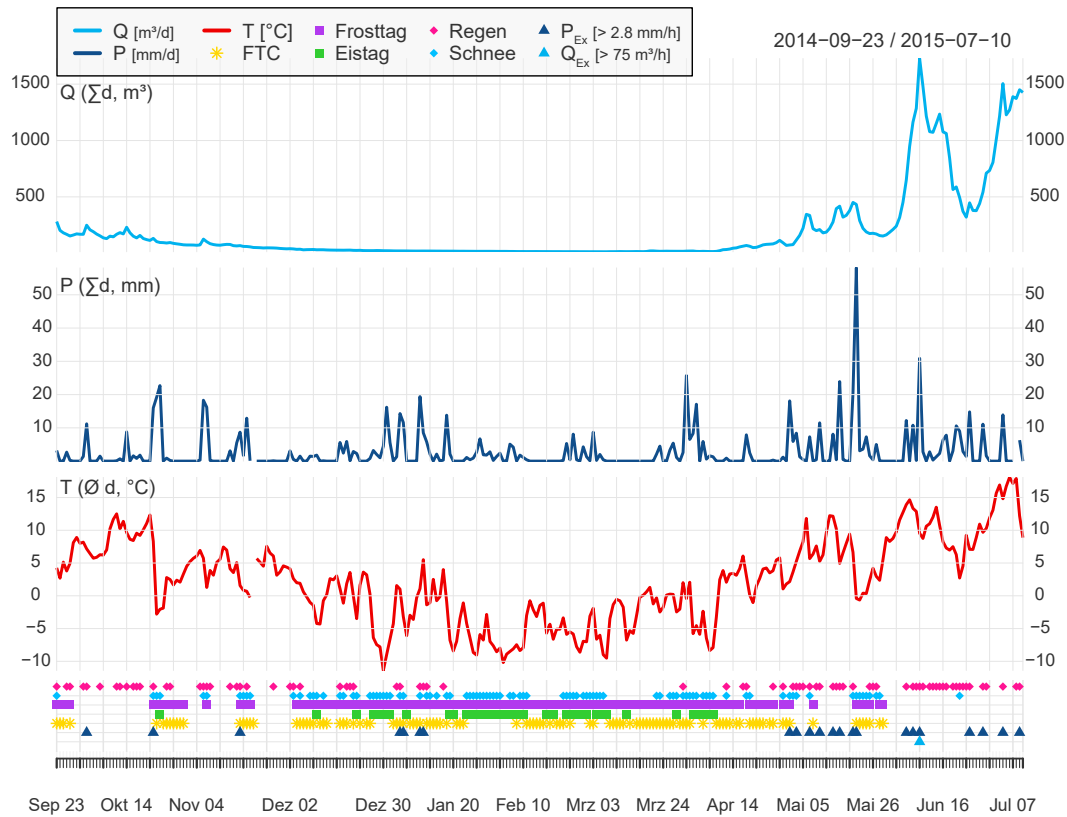


Abb. 10.12: Klimadiagramm für Winter 2014/2015 (Station GA)

An UF 4-5 kommt aber der deutliche Unterschied zwischen Winter- und Sommerperioden heraus: Für den Gesamthang ist der Austragsanstieg im Sommer signifikant höher, als im Winter; bei Betrachtung der Ergebnisse für den Oberhang ist die Wertespanne währenddessen weitaus kleiner. Dieses Ergebnis liefert ein weiteres Indiz, welches die Hypothese bestätigt, dass während der Wintermonate wenig Morphodynamik im Unterhang zu erwarten ist.

Intercept-Werte sind im Winter am Oberhang regelhaft höher, als am Gesamthang und geben Aufschluss auf hohe Erosionsaktivität der Gerinneköpfe, die maßgeblich durch Massenbewegungen unter nivalem Einfluss gesteuert wird. Im Sommer ist keine klare Tendenz erkennbar, wobei der morphodynamisch aktivste Sommer 2014 sehr hohe Oberhang-Intercept-Werte zeigt, die ebenfalls für den großen Einfluss von Massenbewegungen auf die höchstgelegenen Bereiche sprechen. In Sommerperioden mit weniger starker Erosionstätigkeit von Murgängen und Rutschungen fallen die Intercept-Werte des Oberhangs eher kleiner aus, als die des Gesamthangs.

Tendenziell bildet das SCA-Modell die Wirklichkeit in den Sommermonaten sowohl auf der gesamten Hanglänge, als auch nur auf den Oberhang bezogen gut ab. In den Wintern hingegen ist an den UF 3, 4-5 und 6 ein deutlich besserer Zusammenhang im Oberhang erkennbar,

als für die Gesamtlänge des Hangs. Eine Ausnahme bildet der Winter 2014/2015. An allen UF und insbesondere an UF 6 sind die p-Werte für die Oberhangbereiche höher, als die der Gesamtlänge. Die Validierung des Modells durch den Ansatz der 10-fachen Kreuzvalidierung liefert für alle Zeitschnitte und Flächen plausible RMSE-Werte im Bereich zwischen 1.02 und 1.78 m<sup>3</sup> des Modells, wobei sowohl der niedrigste, als auch der höchste Wert an UF 2 vorzufinden ist. Im Vergleich zu den länger entgletscherten Untersuchungsflächen kommt dadurch die große Störungsanfälligkeit der jungen Moräne durch den Toteisgehalt zum Ausdruck.

Wie die Ergebnisse zeigen, kann die von NEUGIRG et al. (2016) beobachtete Übertragbarkeit des statistischen Modells nach HAAS (2008) für viele der hier untersuchten Flächen und Zeitschnitte bestätigt werden. Der etwas schlechtere Zusammenhang kann durch die große Beeinflussung der Hänge durch Massenbewegungen – vor allem in den Oberhangbereichen, die größeren Hanglängen und die breitere Spanne an vorhandenen Korngrößen begründet werden. Letztere beinhaltet an allen UFs einen erheblich größeren Anteil (bis zu 45%) an Korngrößen  $\geq 10\text{ mm}$ , als an allen von NEUGIRG et al. (2016) betrachteten Flächen. Dieser und die Unterschiede der Hanglängen sorgen für eine höhere Heterogenität der Morphologie und Neigungsverhältnisse, sowie variierende Dominanz der beteiligten Prozesse entlang des Transportpfads, wodurch die Prozesskette des fluvialen Abtrags immer wieder gestört und unterbrochen wird.

**Tab. 10.2:** Statistik und Ergebnisse der SCA-Modellierung. Die Werte für Intercept, Slope, Range, p-Wert und  $R^2$  geben den Median der Modellergebnisse wieder.

UF	Zeitraum	Intercept		Slope		p-Value		$R^2$		Range		RMSE	
		GH	OH	GH	OH	GH	OH	GH	OH	GH	OH	GH	OH
2	Sommer 2012	3.90		1.86		0.0860		0.24		1.04		1.02	
	Sommer 2013	3.00		1.68		0.2637		0.08		1.37		1.78	
	Sommer 2014	3.24		1.23		0.2534		0.07		1.66		1.55	
	Sommer 2015	2.17		1.61		0.0838		0.18		1.53		1.39	
	Winter 11/12	5.01		0.87		0.4646		0.05		1.05		1.39	
	Winter 12/13	3.65		1.74		0.0348		0.25		1.38		1.06	
	Winter 13/14	3.11		1.27		0.3938		0.05		1.45		1.71	
Winter 14/15	4.41		0.51		0.4708		0.04		1.41		1.28		
3	Sommer 2012	2.20	2.02	1.22	1.42	0.0578	0.0113	0.22	0.21	2.19	1.96	1.34	1.19
	Sommer 2014	1.83	3.16	1.57	1.24	0.0775	0.1398	0.28	0.13	1.81	1.69	1.48	1.31
	Winter 11/12	1.57	2.10	1.38	1.52	0.0183	0.0092	0.30	0.29	2.24	1.85	1.37	1.25
	Winter 12/13	2.14	2.68	1.13	1.28	0.0484	0.0186	0.20	0.22	2.27	1.96	1.42	1.30
	Winter 14/15	1.37	1.87	1.28	1.56	0.0806	0.0357	0.20	0.23	1.95	1.80	1.49	1.24
4-5	Sommer 2012	2.20	2.25	1.49	1.93	0.0688	0.0018	0.18	0.30	2.13	1.95	1.49	1.32
	Sommer 2013	1.31	-0.10	1.45	2.22	0.0052	0.0013	0.33	0.36	3.33	2.04	1.56	1.52
	Sommer 2014	-0.41	2.34	2.60	1.79	0.0009	0.0153	0.48	0.25	2.32	2.10	1.58	1.37
	Sommer 2015	0.23	0.30	1.97	2.04	0.0105	0.0041	0.34	0.36	2.07	1.93	1.48	1.43

Fortsetzung auf der nächsten Seite ...



... Fortsetzung

UF	Zeitraum	Intercept		Slope		p-Value		R <sup>2</sup>		Range		RMSE	
		GH	OH	GH	OH	GH	OH	GH	OH	GH	OH	GH	OH
4-5	Winter 11/12	3.34	1.03	0.70	2.18	0.3630	0.0010	0.06	0.37	1.84	1.90	1.63	1.44
	Winter 12/13	2.00	1.84	1.32	1.93	0.0658	0.0017	0.17	0.37	2.18	1.83	1.60	1.38
	Winter 13/14	0.56	0.97	1.75	2.06	0.1140	0.0148	0.19	0.23	1.62	1.61	1.72	1.60
	Winter 14/15	1.33	1.89	1.45	1.47	0.0778	0.0902	0.17	0.13	2.10	2.04	1.77	1.58
6	Sommer 2014	1.71	1.74	1.78	2.08	0.0059	0.0006	0.31	0.30	2.26	2.10	1.69	1.66
	Sommer 2015	2.26	1.14	1.01	1.53	0.0596	0.0218	0.16	0.19	2.61	2.07	1.39	1.66
	Winter 12/13	1.70	3.85	1.42	1.14	0.0279	0.0029	0.21	0.19	2.08	2.15	1.63	1.31
	Winter 14/15	1.84	4.50	1.04	0.36	0.0424	0.4901	0.15	0.01	2.41	2.10	1.70	1.58
16	Sommer 2014	0.71	2.85	1.79	0.78	0.0004	0.3619	0.35	0.04	2.18	1.20	1.43	1.42
	Sommer 2015	2.22	4.16	1.09	-0.01	0.0106	0.5204	0.18	0.01	2.30	1.47	1.27	1.11
	Winter 14/15	1.24	2.65	1.26	0.60	0.0016	0.2788	0.26	0.03	2.60	1.51	1.27	1.16
17-18	Sommer 2014	1.37	0.81	1.32	2.03	0.0034	0.1759	0.26	0.15	2.97	1.13	1.58	1.57
	Sommer 2015	1.87	1.08	1.07	1.58	0.0240	0.0864	0.19	0.15	2.64	1.30	1.29	1.15
	Winter 14/15	0.45	0.04	1.94	2.40	0.0094	0.0427	0.27	0.22	1.75	1.25	1.58	1.45

GH = Gesamthang, OH = Oberhang

## 10.2 Raum-zeitliche Veränderungen der Hangmorphometrie

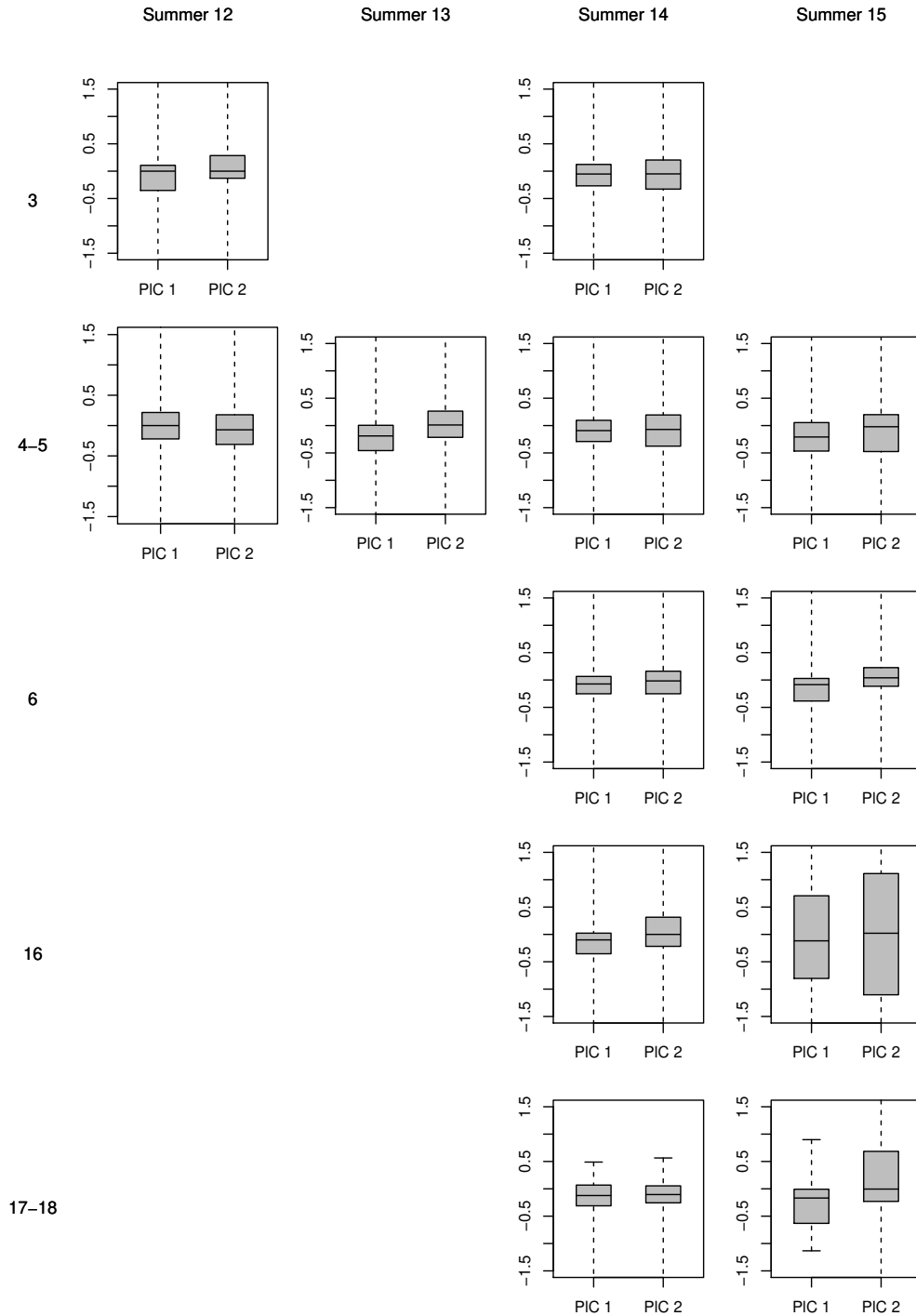
Die raum-zeitlichen Veränderungen diverser Parameter der Hangmorphometrie werden für die jeweiligen Zeitschnittaufnahmen aller beobachteten Flächen im Gepatsch- und im Weißseefernergebiet untersucht. Das in Kap. 7.5 erläuterte t-Test-Verfahren liefert Hinweise auf die mittlere Veränderung der Parameter Hangneigung, Oberflächenrauigkeit, Profil- und Planwölbung zwischen *Pre-* und *Post-Event*-DGMs. Verschiedene Prozesse besitzen unterschiedliche Auswirkungen auf die Oberflächenformung von Moränen (vgl. Kap. 1). In diesem Sinne erfolgen die Analysen separat für Ober- und Unterhangbereiche, um die laterale Differenzierung der vorherrschenden Prozesse mit bestimmten morphometrischen Mustern kombinieren zu können.

### 10.2.1 Laterale Variabilität

Die **Planwölbung**werte sind – mit Ausnahme der Sommer 2012, 2013 und 2015 an UF 4-5 – nach dem **Sommer** am **Unterhang** generell größer, was auf eine abnehmende Konvergenz von Fließwegen und Sedimentation am Hangfuß hindeutet. Während sich die Werte an den Gepatschfernermoränen jedoch alle noch im negativen Bereich befinden, gibt es an den Weißseefernerflächen einen deutlichen Vorzeichenwechsel. Für das Verhalten von Erosionsprozessen bedeutet dies eine Verlangsamung der Prozesse, bei welchen Wasser das Transportmedium darstellt mit der typischen Verbreiterung des Prozessraums und der Sedimentation der kleinsten Korngrößen (Schluff bis Sand) am Unterhang. Infolgedessen erfahren Oberflächen eine Verebnung und Glättung, welche auch durch Mediane  $\sim 0$  (vgl. Boxplots Abb. 10.13) bestätigt werden. UF 4-5 ist im Sommer 2012 von Murgängen geprägt, deren Prozessmagnitudo die aller anderen Untersuchungsflächen übersteigt, was sich in der Konnektivität zwischen Hang und Erosionsbasis bemerkbar macht. Die hohe Transportenergie der Murgänge verhindert ein Ausbremsen im Unterhang und somit die Divergenz der Fließwege. Da es auch in den Sommern 2013 und 2015 an der Moräne zur Einschneidung der Gerinne im Unterhang kommt, sind offensichtlich auch schon geringere Prozessmagnituden in der Lage die Erosion des Unterhangs zu bewirken.

In den **Oberhang**bereichen kommt es – abgesehen von den Weißseeferner-Positionen im **Sommer** 2015 und UF 3 – in allen Sommern und an allen Moränenabschnitten zur Intensivierung konvergenter Fließstrukturen. Sie äußert sich durch nur leicht negative Mittelwerte der Planwölbung und bestätigt die Dominanz von fluvialen Erosionsprozessen am Oberhang während der Sommermonate.

Nach den **Winter**monaten zeigt sich ausnahmslos und erwartungsgemäß eine Verschiebung der Planwölbung des **Unterhangs** von negativen hin zu neutralen Werten und stellt ein Indiz für die Oberflächenglättung durch flächenhafte Abtragsprozesse während der Wintermonate dar. Für die Oberhangbereiche kann wiederum keine einheitliche Veränderungstendenz ausgemacht werden. Häufig verhalten sich diese gegenläufig zum Unterhang und weisen niedrigere Werte am Ende der Winterperioden als an deren Anfang auf. Dies spricht für ein früheres Einsetzen fluvialer Prozesse am Oberhang auf Grund der früheren Ablation im Vergleich zum Unterhang (vgl. Abb. 10.14).



**Abb. 10.13:** Boxplots der Planwölbungswerte von Pre- und Post-Event-DGM der Unterhänge für Sommerzeitschnitte getrennt nach UF

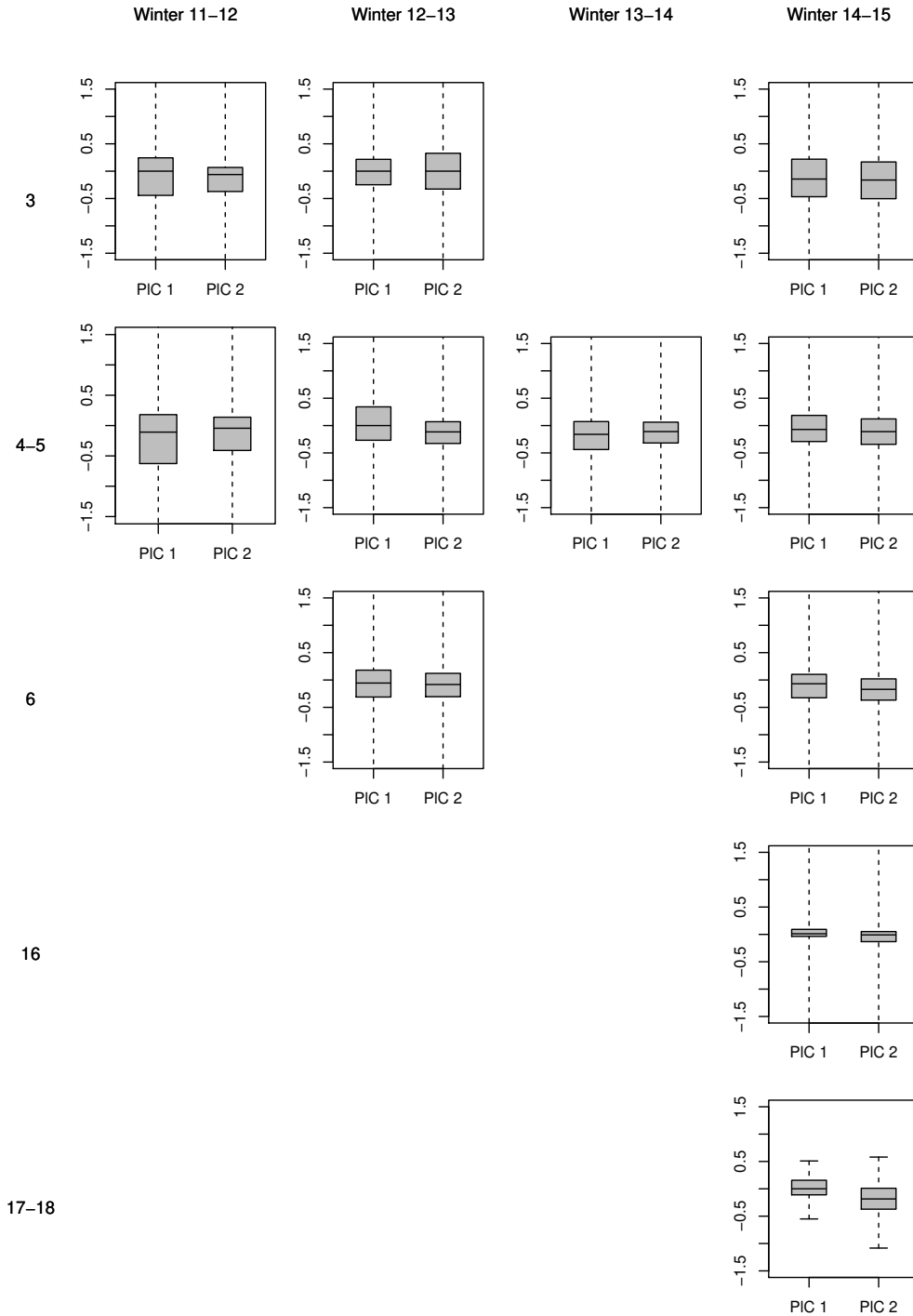


Abb. 10.14: Boxplots der Planwölbungswerte von Pre- und Post-Event-DGM der Oberhänge für Winterzeitschnitte getrennt nach UF

Am **Oberhang** halten sich die Werte der Planwölbung nach dem **Winter** ebenfalls eher im negativen Bereich auf und sprechen für die Dominanz konvexer Oberflächenformung. Veränderungen zwischen Pre- und Post-Event-DGMs zeigen sich in entgegengesetzte Tendenz zum Unterhang, jedoch ist diese nicht so deutlich ausgeprägt und mit mehr Variabilität von Sommer zu Sommer verbunden.

Anhand der **Profilwölbung** ist eine konkrete Aussage für Oberflächenveränderungen am **Unterhang** in **Sommerzeitschnitten** schwierig. Auffällig ist aber, dass im morphodynamisch sehr aktiven, von Muren geprägten Sommer von 2014, mit Ausnahme von UF 4-5, wo die Zeichen für Gerinneeinschneidung sehr deutlich sind – lediglich marginale Unterschiede des Parameters zu detektieren sind. Im ausgesprochen ruhigen Sommer von 2015 weisen währenddessen gerade die Weißseeferner-UF eine sehr hohe Variabilität der Profilwölbung auf. An UF 16 und 17-18 spiegelt sich die Sedimentation am Hangfuß, welche schon durch Planwölbungsveränderungen angedeutet wird auch bei der Profilwölbung im drastischen Vorzeichenwechsel von negativ zu positiv wieder und signalisiert die Aufschüttung von Sedimentfächern, die für konvexe Oberflächen verantwortlich sind.

Am **Oberhang** hingegen ist eine deutliche Veränderung der Profilwölbung während des **Sommers** 2014 von planen Flächen hin zu konkaven Formen festzustellen, welche in Analogie zu den Ergebnissen der Planwölbung als Rillenbildung- bzw. -vertiefung interpretiert wird. Diese Entwicklung ist durch die sommerliche fluviale Formung der winterlich rutschungs- und schneeschrufbedingt geglätteten Oberflächen im steilen Oberhang begründbar (vgl. HECKMANN 2006a).

Allerdings kann anhand der Profilwölbungs-Analysen für die **Winterzeitschnitte**, bezogen auf die **Oberhänge**, kein einschlägiges Muster festgestellt werden. Die Veränderungstendenzen zu konvexeren und konkavere Oberflächen halten sich in etwa die Waage. Dabei sind die erwarteten Veränderungen, die sich in geringerer Konkavität am Ende des Winters ausdrücken und der Verfüllung von Gerinnen geschuldet sind, diejenigen, mit den am wenigsten statistisch signifikanten Testergebnissen. Im Winter 2014-2015 sind sowohl an UF 4-5, als auch an UF 16 die mit Abstand größten p-Werte des zweiseitigen t-Tests ( $p=0.56$  bzw.  $p=0.71$ ,  $\alpha=0.05$ ) anzutreffen. Praktisch gesehen liegen die Mittelwerte jedoch innerhalb der Grenzen der Konfidenzintervalle und werden somit als praktisch signifikante Veränderungen beurteilt.

Die **Unterhang**abschnitte geben deutlichere Anzeichen auf die Verfüllung von Gerinnen während des **Winters** wieder. Obwohl die statistische Signifikanz dies wiederum nicht bestätigt, kann durch die logische Beurteilung und Geländeerfahrung davon ausgegangen werden, dass winterliche Erosions- und Ablagerungsprozesse – mit Ausnahme von UF 3 im Winter 2012-2013 und den UFs 6, 16 und 17-18 im Winter 2014-2015 – an allen Flächen zur Ausbildung konvexer Oberflächen im Unterhang einerseits durch Sedimentverfüllung der Gerinnetiefenlinien und andererseits zur Erosion der Gerinnegrate geführt haben.

Bei den **Hangneigungen** kommt es nur während des **Sommers** 2014 am **Oberhang** generell zu einer Versteilung, die durch die Tiefen- und Seitenerosion fluvialer und hangaquatischer Prozesse in dem morphodynamisch aktivsten Zeitraum hervorgerufen wird.

An den Neigungsveränderungen im **Unterhang** kommen die unterschiedlichen hangmorphometrischen Gegebenheiten der UF zum Ausdruck: An UF 3 kommt es zur Verflachung durch Murablagerungen in der Senke, die den Hang mit dem vorangestellten Rundhöcker verbindet, während UF 4-5 und 6 eine Versteilung durch die hohen Prozessmagnituden der Murgänge und die durchgängige Konnektivität zur Fagge erfahren. Ähnlich dazu, aber weniger ausgeprägt, verhält es sich an den Weißseefernermoränen: UF 17-18 zeigt dieselbe Tendenz wie die UF 4-5 und 6 durch die Anbindung der Murgänge an die Erosionsbasis, während UF 16 eine morphologisch vorgegebene leichte Verflachung am Unterhang aufzeigt, die aber hauptsächlich durch geringere Prozessmagnituden (fluvialer Abtrag) bedingt ist.

Während der **Wintermonate** können für den **Oberhang** keine durchgängigen Tendenzen von Hangneigungsdifferenzen festgestellt werden. Vielmehr bilden sich sehr variable Schwankungen zwischen Versteilung und Verflachung in einer Spanne von bis zu  $\pm 2^\circ$  ab. Die größte und einzige statistisch signifikante Veränderung wird im Winter 11-12 an UF 3 mit  $2.2^\circ$  Verflachung sichtbar. Das Muster spricht für den flächigen Abtrag von Graten in Form von Rutschungen, deren Ablagerungen in den Gerinnen für ein homogeneres Hangprofil und glattere Oberflächen sorgen.

Bezogen auf den **Unterhang** kommt die Verflachung noch deutlicher zum Vorschein und zeigt einen Unterschied von ca.  $3.5^\circ$ . Auf dem DoD des Monitoringzeitraums (vgl. Abb. 9.12, a) sind auf Grund des LoDs zwar keine flächigen Ablagerungen zu sehen, da die UF jedoch nach unten hin durch eine Senke begrenzt wird, ist davon auszugehen, dass diese geringmächtig durch flächenhafte Deposition verfüllt wurde und somit das Profil eingeebnet werden konnte. Aber auch UF 4-5 zeigt nach zwei Wintern (2013-2014 und 2014-2015) signifikante Verflachungen im Unterhang von bis zu  $2.4^\circ$ .

Bezüglich der **Oberflächenrauigkeit** (VRM) fällt es erneut schwer konkrete Tendenzen auszumachen. Nach den **Sommern** 2013 und 2014 sind zwar bei den meisten UF erhöhte Rauigkeiten sichtbar, wobei dies gerade auf die morphodynamisch stark betroffenen UFs 4-5 und 17-18 nicht zutrifft. Im ebenfalls aktiven Sommer 2012 sind an den beiden einzigen Flächen (3 und 4-5) sogar Glättungen des Vector Ruggedness Measure (VRM)-Mittelwerts am **Oberhang** zu beobachten. Dementgegen zeigt sich die stabile Moräne von UF 16 mit einer Erhöhung der Oberflächenrauigkeit nach dem sehr trockenen Sommer 2015, während alle anderen Monitoring-Gebiete keine Veränderungen des Parameters aufweisen.

Für die **Unterhangbereiche** ergeben sich noch weniger konkrete Aussagen mit nur leichten bis keinen Veränderungen der VRM. Im **Sommer** 2014 kommt es trotz des generell hohen Massenumsatzes ausschließlich an den UFs 4-5 und 6 zur Erhöhung der Rauigkeit. Im maximal leicht von fluvialen Prozessen geprägten Sommer 2015 wird der VRM-Wert selbst an den Weißseeferner-Flächen, die sonst keinerlei Veränderungen diesbezüglich zeigen erhöht, was mit erhöhter erosiver Wirkung des fluvialen Abtrags im Unterhang durch höhere Abflussmengen und ausgeprägten Schrumpfprozessen der Tonminerale, die die Moräne zu großen Anteilen aufbauen in Verbindung stehen könnte. Dies ist jedoch anhand der Datenbasis dieser Arbeit nicht eindeutig belegbar.

Nur bei UF 4-5 ist nach ausnahmslos allen **Winterzeitschnitten** eine geringere Oberflächenrauigkeit in den **Oberhangbereichen** feststellbar. Die anderen Moränenstandorte

zeigen sehr geringe Glättungen oder gleichbleibende Verhältnisse an. Im Oberhang von UF 3 wurde die Oberflächenstruktur im Winter 2012/2013 im Mittel sogar etwas rauher. Diese Entwicklung ist bei Betrachtung der meteorologischen Verhältnisse jedoch nicht verwunderlich, da der Winter 2012/2013 von zahlreichen Frostwechselprozessen geprägt war und im Spätwinter/Frühjahr ein Starkregenereignis gefolgt auf eine Niederschlagsperiode für hohe Morphodynamik mit u.a. einer Murauslösung an UF 4-5 gesorgt hat (vgl. S. 122).

Das Muster wird auch für die **Unterhänge** des besagten **Winters** wiedergegeben: An UF 3 kommt eine Rauigkeitserhöhung zum Vorschein, die UFs 4-5 und 6 weisen hingegen keine Veränderungen des VRM-Mittelwerts am Unterhang auf. An den Gepatschferner-Moränen kommt es abgesehen davon nach allen Wintern zu leichten Glättungen im Unterhang, während die Weißseeferner-Flächen, wie schon für den Oberhang beobachtet, keinerlei Anzeichen auf veränderte Oberflächenrauigkeit geben.

### 10.2.2 Longitudinale Variabilität

Das voranschreitende Aufarbeiten der Lateralmoränen seit deren Exposition hat die Veränderung der morphometrischen Parameter zur Folge. Auf die **Wölbungswerte** bezogen, können mehrere Szenarien der Veränderungen mit der Zeit seit Entgletscherung angenommen werden, die auf jünger entgletscherten Flächen weniger ausgeprägt ausfallen sollten, als auf Moränenhängen mit bereits länger andauernder Exposition:

- Hangskale (Profilwölbung)
  - Versteilung des Oberhangs, die sich in zunehmender Konkavität ( $< 0$ ) äußert,
  - Verflachung des Unterhangs bei unzureichender Unterschneidung des Hanges und zunehmender Sedimentation, somit zunehmender Divergenz von Fließwegen und Konvexität ( $> 0$ ) der Oberfläche. Bei gegebener Konnektivität zwischen dem Hang und seiner Erosionsbasis wird das Hangprofil schwächer gekrümmt sein ( $\approx 0$ ).
- Rasterzellen- oder Plotskale (Planwölbung)
  - Bei Dominanz der fluvialen Erosion am Oberhang ist mit dem Einschneiden von Gullies eine Planierung ihrer Seitenwände, sowie erhöhte Konkavität (Konvergenz,  $< 0$ ) der Tiefenlinien zu erwarten. Hingegen sollten Rutschprozesse zu Planierung bzw. stärkerer Konvexität ( $> 0$ ) der kleinräumigen Hangprofile in Tiefenliniennähe führen. In Gratnähe könnten dann ebene bis konkave Verhältnisse auftreten.
  - Am Unterhang sind ebenfalls diverse Veränderungen zu erwarten: Stärkere Konvexität ( $> 0$ ) im Bereich von Levées, Planierung durch Verfüllung von Gerinnen oder stärker konkave Oberflächen durch das Ausräumen von Gerinnen bei hohen Prozessmagnituden.

Bei Betrachtung der hier gewonnenen Ergebnisse stellt sich heraus, dass die Wölbungsveränderungen innerhalb des kurzen Betrachtungszeitraums stark variieren. Gerade in



den steilen Oberhangbereichen schwanken die Mittelwerte stark von Zeitschnitt zu Zeitschnitt ohne erkennbare saisonale Abhängigkeit. Daraus kann gefolgert werden, dass sich alle untersuchten Moränenabschnitte noch in der morphodynamisch aktiven Phase der Anpassung an die postglazialen Bedingungen befinden und sensibel auf temporale und lokale Witterungsverhältnisse reagieren (vgl. Tabellen im Anhang, S. 213 ff. und S. 221 ff.).

Mit zunehmender Zeit seit Entgletscherung wird für die Lateralmoränen eine Reduktion der mittleren **Hangneigung** erwartet, die laut CURRY (1999) das Ergebnis der Rinnenbildung im oberen Hang und Ablagerungen der fluvial transportierten Sedimente am Unterhang ist. Diese Beobachtung kann für die hier untersuchten Moränenhänge jedoch nicht überall und zu jedem Zeitpunkt bestätigt werden, was am Beispiel der Gepatschferner-UF ersichtlich wird: UF 6 und UF 3 sind länger gänzlich entgletschert als UF 4-5, wobei letztere insbesondere im Bereich der noch früher eisfrei gewordenen Oberhänge nach den **Sommerzeitschnitten** flachere Hangneigungen aufweist, wie in Abb. 10.15 (o. li.) aufgezeigt wird. Anders verhält es sich an den Unterhängen, die bei UF 4-5 tatsächlich insgesamt höhere Hangneigungswerte aufweisen. Wie aus den bisherigen Ergebnissen abgeleitet werden kann, steht diese Begebenheit jedoch eher mit der besonders guten Anbindung des Moränenabschnitts an die Erosionsbasis in Zusammenhang. UF 4-5 unterliegt zum Einen einer häufigen Unterschneidung durch sommerlich hohe Abflusswerte der Fagge und zum Anderen besitzen hier ablaufende Prozesse, v.a. Murgänge, größere Magnituden als an anderen Untersuchungsflächen, was die Ausbildung von Sedimentationsfächern größtenteils verhindert. An den Weißseefernermoränen ist im Gegensatz zu den Gepatschferner-Flächen eine deutliche Verflachung der Oberhänge mit der Entfernung vom aktuellen Gletscherrand feststellbar. Währenddessen gestalten sich die mittleren Neigungswerte am Unterhang sowohl nach den Sommern, als auch nach den Wintern bei UF 16 größer als bei UF 17-18.

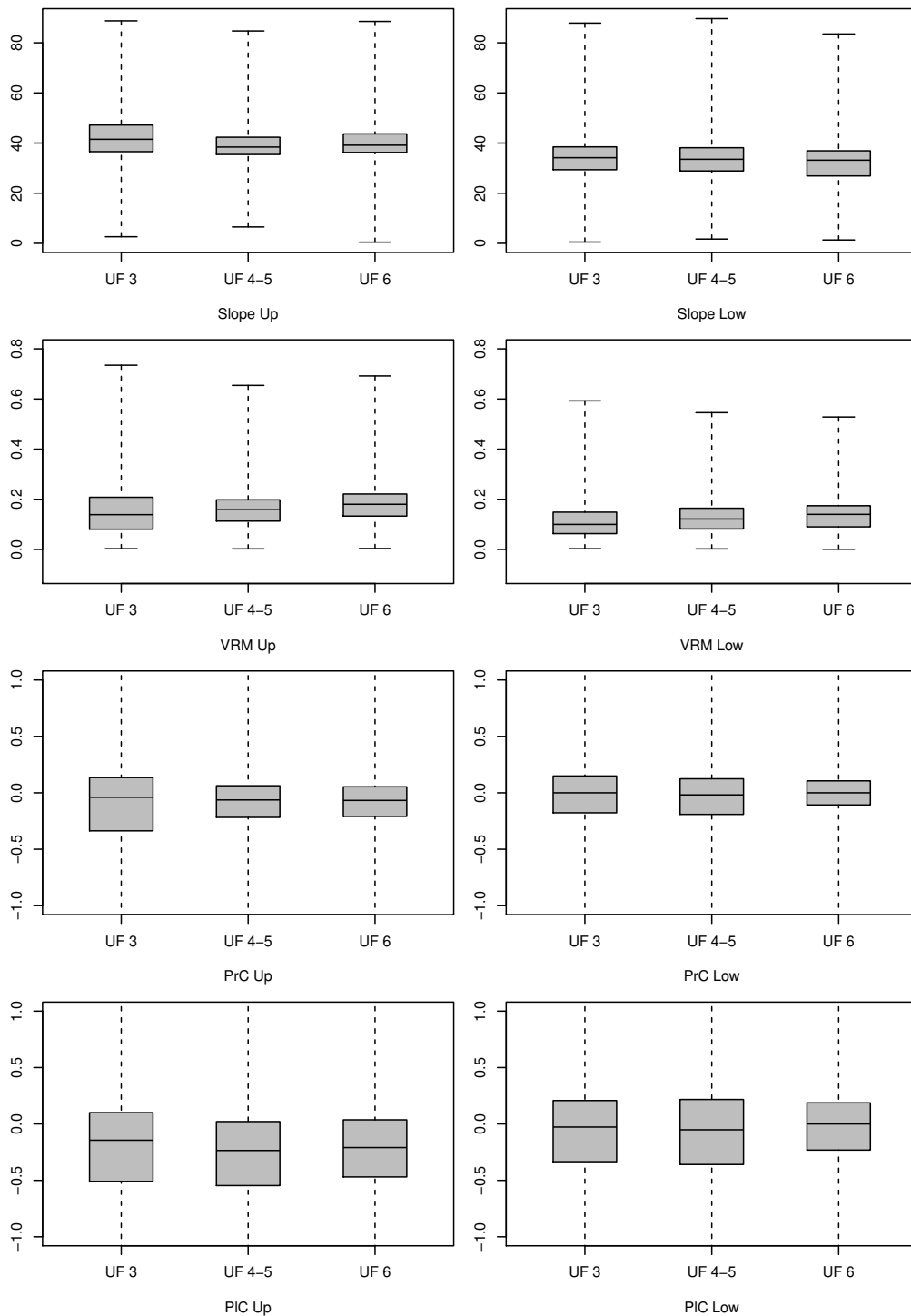
Auch die **Rauigkeiten** sollten mit der Zeit seit Entgletscherung höhere Werte annehmen, da feinkörniges Material leichter mobilisiert werden kann als Grobsedimente. Die Auswaschung von Schluff, Ton und Sand im Oberhang führt hier demnach zu einer Zunahme des Grobkornanteils (d.h. größere Rauigkeit) und zur Anreicherung von Feinkörnern im Unterhang (d.h. geringere Rauigkeit). Auf länger entgletscherten Moränenabschnitten müsste dieser Effekt auf Grund der längeren Wirkungsdauer deutlicher zum Vorschein kommen als auf kürzer entgletscherten Flächen. Am Beispiel der Gepatschfernermoränen ist eine entsprechende Tendenz durchaus erkennbar, wie die Boxplots der Rauigkeitswerte nach dem **Sommer** 2014 (vgl. Abb. 10.15, 2. Zeile) verdeutlichen. Die Oberflächen der Oberhänge zeichnen sich allgemein durch größere Rauigkeiten aus, wobei die Wertespanne an UF 4-5 für etwas glattere Oberflächen spricht. An den Unterhängen sind an allen Untersuchungsflächen ähnlich kleine Rauigkeiten feststellbar. Die Wertespanne an UF 3 zeigt jedoch auch einige höhere Rauigkeiten und spiegelt einerseits die Senkensituation des Hangfusses aus dem nur bei großen Prozessmagnituden Material abtransportiert wird und andererseits die geringere Hanglänge wieder, welche dafür sorgt, dass Prozesse häufig nicht genügend Energie entwickeln können, um grobes Material in der unteren Hanghälfte zu mobilisieren. Bei bloßer Betrachtung der Mittelwerte aller Sommerzeitschnitte bestehen keine Korrelationen zwischen Oberflächenrauigkeiten und der Zeit seit Entgletscherung (vgl. Tab. A.31 und Tab. A.33). Nach den **Wintermonaten** ist sowohl an den Gepatschferner-

moränen, als auch an den Weißseefernermoränen eine eindeutige Tendenz von geringeren Rauigkeiten mit fortschreitender Entgletscherungszeit an den Oberhängen erkennbar (vgl. Tab. A.31). Die Unterhangoberflächen gestalten sich, wie nach den Sommermonaten auffallend glatter, als die Oberhänge der jeweiligen Untersuchungsflächen. Ein longitudinales Muster bleibt jedoch aus.

Die in diesem Kapitel beschriebenen Ergebnisse dienen, wie in Kap. 7.5 erläutert, der Analyse des zeitlichen Auftretens von bestimmten Prozessen im Jahresverlauf. Wie sich durch die allgemein wenig signifikanten Veränderungen der Morphometrie von Zeitschnitt zu Zeitschnitt gezeigt hat, lassen die Ergebnisse leider nur tendenzielle Annahmen zu. Um konkrete Aussagen treffen zu können sind genauere Messmethoden bzw. -instrumente, die die Generierung von räumlich höher aufgelösten DGM ermöglichen notwendig.

Insgesamt zeigen die Analysen zu Veränderungen der hangmorphometrischen Parameter überwiegend kurzfristige Schwankungen zwischen den saisonalen Untersuchungszeiträumen. Über die gesamte Monitoringperiode von zwei bis vier Jahren heben sich diese Veränderungen größtenteils auf. Es besteht ein saisonaler Zyklus, der durch die jahreszeitlich dominanten Aufarbeitungsmechanismen gesteuert wird. In den Oberhangbereichen sind nach jedem Winter Sedimente durch Frost- und Schmelzprozesse mobilisierbar und können durch Rutschungen, Steinschlag und Schneeschurf in die Tiefenlinien transportiert werden, wo sie dann wiederum für sommerliche Erosionsprozesse zur Verfügung stehen. Dies zeigt, dass die Sedimentspeicher der untersuchten Lateralmoränen noch nicht aufgebraucht sind und der Gleichgewichtszustand mit Ausnahme des nördlichen Abschnitt von UF 16 noch auf keinem untersuchten Moränenabschnitt erreicht ist. Die Saisonalität der Morphometrieveränderungen verdeutlicht noch einmal den Einfluss von witterungsbedingten Ereignissen für den Sedimenttransport im proglazialen Raum der beiden bedeutendsten Gletscher des Hinteren Kaunertals. Deren Bedeutung wird im folgenden Kapitel behandelt.

## 10.2 Raum-zeitliche Veränderungen der Hangmorphometrie



**Abb. 10.15:** Boxplots der Parameter Hangneigung (Zeile 1), Oberflächenrauigkeit (Zeile 2), Profilwölbung (Zeile 3) und Planwölbung (Zeile 4) der Ober- (linke Spalte) und der Unterhänge (rechte Spalte) am Ende der Monitoringperiode Sommer 2014 zur Verdeutlichung der Morphometrieunterschiede mit der Zeit seit Entgletscherung am Beispiel der Gepatschferner-Moränen



## 11 Zeitliche Variabilität von Erosionsprozessen

### 11.1 Extremereignisse und Erosionsprozesse

Der Zusammenhang zwischen meteorologischen Parametern und verschiedenen Größen des Sedimenttransports auf proglazialen Lateralmoränen wurde mit der Rangkorrelationsmethode nach Spearman bewerkstelligt. Dabei wird der monotone Zusammenhang zwischen zwei Variablen geprüft. Der Korrelationskoeffizient  $r$  gibt die Stärke dieses Zusammenhangs an, wobei gilt:

- $r \approx 0$ : kein Zusammenhang
- $r < 0$ : negativer Zusammenhang, d.h. größere Zahlen von Variable X korrelieren mit kleineren Zahlen von Variable Y
- $r > 0$ : positiver Zusammenhang, d.h. größere Zahlen von Variable X korrelieren mit größeren Zahlen von Variable Y

Hier wurden die Korrelationen unter einem Signifikanzniveau von 90% berechnet. Abb. 11.1 zeigt die Korrelationsmatrix für alle UFs und alle verfügbaren Zeitschnitte, während in Abb. 11.2 zum Einen zwischen Sommer- und Winterperioden unterschieden wird und zum Anderen verschiedene Datensätze einbezogen werden. Dabei fällt auf, dass je mehr Daten in die Korrelation einfließen weniger signifikante Zusammenhänge zustande kommen. Dennoch ist der positive Zusammenhang zwischen der **Anzahl an Massenbewegungen (N DF)** und der **Anzahl von Schwellenwertüberschreitungen für extreme Tagesniederschlagssummen (N TE d)**, der **Anzahl von Schwellenwertüberschreitungen für extreme Niederschlagsintensitäten (N TE h)** und der **Anzahl von Eis- und Frosttagen (N Eis d und N Frost d)** für die Auswertung aller Datensätze aussagekräftig. Der Zusammenhang zwischen den durch Massenbewegungen verursachten Bilanzen (**EB DF und UEB DF**) und den **Jahresniederschlagssummen (P a)** ist ebenfalls stark positiv.

Bei den differenzierteren Korrelationen der Sommerdaten werden die am stärksten positiv korrelierenden Werte ebenfalls mit den **Massenbewegungsparametern** und den klimatischen Parametern **Jahresniederschlagssumme**, sowie **Anzahl von Schwellenwertüberschreitungen für extreme Tagesniederschlagssummen** und **Anzahl von Schwellenwertüberschreitungen für extreme Niederschlagsintensitäten** erreicht. Des weiteren besteht ein negativer Zusammenhang der **Erosionsbilanz von Massenbewegungen (EB DF)** mit der **Anzahl an Frostwechselzyklen**.

Auch bei den Winterdaten besteht ein klar negativer Zusammenhang zwischen der **Anzahl von Massenbewegungen (N DF)** und der **Anzahl der Frostwechselzyklen (N FTC)**, der immer stärker wird, je weniger Datensätze einfließen. Man könnte also schlussfolgern, dass eine geringere Anzahl von Frostwechselprozessen gerade auf den hohen, steilen Moränen, die schon seit einiger Zeit entgletschert sind und dem Winter kürzer ausgesetzt sind zu einem verstärkten Auftreten von Murgängen und Rutschungen führt. Oder

	EB	EB DF	UEB DF	N DF	A DF	P a	N TE h	N TE 1/4 h	N TE d	P I 1/4 h	N Eis d	N Frost d	N FTC
EB	1	-0.32	-0.3										
EB DF		1	0.64	0.79	0.79	0.45	0.37		0.37		0.34		
UEB DF			1	0.52	0.49	0.48	0.37		0.32	-0.36	0.41	0.33	0.31
N DF				1	0.96	0.32	0.42		0.4		0.42	0.32	
A DF					1	0.38	0.42		0.31		0.33		
P a						1				-0.37			
N TE h							1		0.32	0.57	0.43	0.42	
N TE 1/4 h								1	-0.4	0.66	-0.57	-0.64	-0.67
N TE d									1	0.59	0.56	0.65	
P I 1/4 h										1	-0.36	-0.38	
N Eis d											1	0.95	0.82
N Frost d												1	0.91
N FTC													1

**Abb. 11.1:** Korrelationsmatrix div. Meteo- und Erosionsgrößen. Nicht-signifikante Korrelationen sind nicht aufgeführt. Graue Kästchen: Werte besitzen große Relevanz bezüglich des Einflusses von Klimaparametern auf hier behandelte Erosionsprozesse, rot: negative Korrelation; blau: positive Korrelation. (U)EB=Erosionsbilanz [ $m^3/m^2$ ], DF=Debris Flow (hier synonym für alle Massentransporte), P=Niederschlag, I=Intensität, TE=Schwellenwertüberschreitung.

andrerherum eine große Anzahl an Frostwechselzyklen gleichzeitig mit einer kleinen Anzahl an Massenbewegungen aufgetreten ist. Es ist möglich, dass die Temperaturbedingungen in den untersuchten Winterperioden nur wenige Frostwechselzyklen zugelassen haben und dafür die Schneeschmelze vorangetrieben wurde, welche dann zur Durchfeuchtung des Moränenmaterials und einer großen Morphodynamik geführt hat. Dass der Zusammenhang mit Beschränkung der Daten auf die Gepatschfernermoränen stärker wird, ist mit der niedrigeren Höhenlage und daher wärmeren Temperaturverhältnissen im Spätwinter zu erklären. Allerdings widersprechen die negativen Korrelationen dieser Parameter bei Differenzierung der Sommer- und Winterdaten der Annahme, dass häufige Frostwechselprozesse einen erheblichen Beitrag zur Vorbereitung von Massentransporten leisten. Bei Betrachtung der Matrix mit allen Datensätzen ist die Korrelation zwischen der Erosionsbilanz durch Massenbewegungen ( $m^3/m^2$ ) und der Anzahl an Frostwechselzyklen positiv, wenn auch nicht besonders stark ( $r=0.31$ ). Dieses Ergebnis liefert einen realistischeren Anhaltspunkt auf den Einfluss der Sedimentaufbereitung durch Frostprozesse auf die Morphodynamik, dem in weiterführenden Studien durch eine höhere zeitliche und räumliche Auflösung nachgegangen werden sollte.

In den Matrizen von Abb. 11.2 der Sommerperioden unter Ausschluss der Weißseeferner- Standorte kommt sehr deutlich zum Vorschein, dass extreme tägliche Niederschlagsereignisse

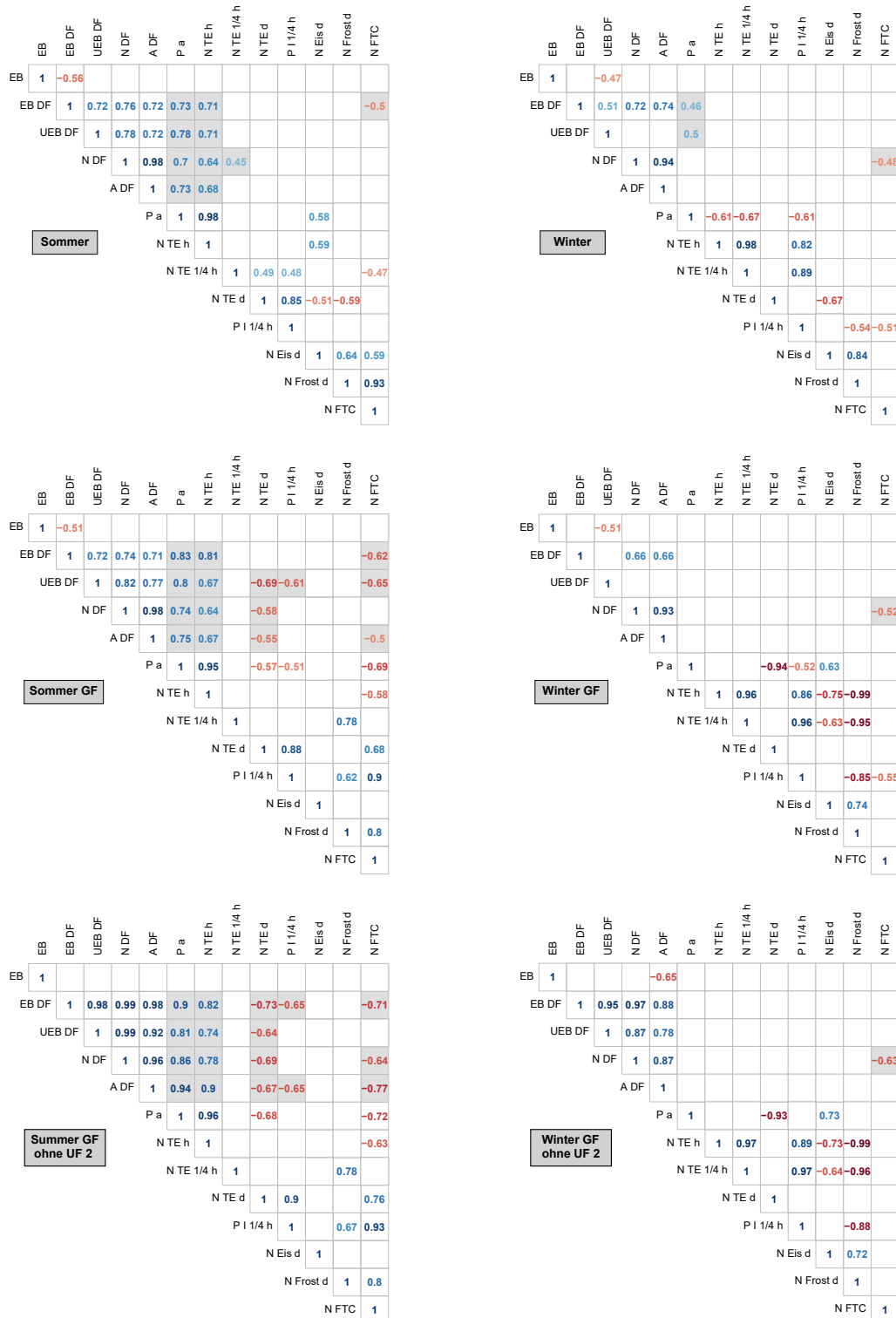
(**N T E d**) und kurzzeitige Niederschlagsintensitäten (**P I 1/4h**) in negativer Korrelation mit dem Sedimenttransport stehen. Für die Jahresniederschlagssummen hingegen existiert für alle Sommer-Matrizen ein sehr stark positiver Zusammenhang mit dem **Massenabtrag (EB DF und UEB DF)**, der **Anzahl an Massenbewegungen** und **der durch Massenbewegungen betroffenen Fläche (A DF)**. Dies wird insbesondere durch sehr hohe Korrelationskoeffizienten  $r$  von min. 0.81 (vgl. Abb. 11.2, u.l.) für die länger entgletscherten Flächen im Gepatschferner-Proglazial deutlich.

Dementsprechend zeigt sich die größte morphodynamische Aktivität im Untersuchungszeitraum im Sommer 2014 an UF 4-5. Der 15-Minuten-Summen-Schwellenwert für Extremniederschläge wurde während des ersten Ereignisses am 11. August zwei Mal kurz nach dem Einsetzen in der Mittagszeit überschritten (3.4 mm). Anschließend klangen die Intensitäten ab, hielten aber noch bis in den Abend hinein an. Dem zweiten Event am 13. August gingen sich steigende Niederschlagsintensitäten seit den frühen Morgenstunden voraus, die zum Abschluss um ca. 13.00 Uhr (MEZ) mit 3.4 mm 15 min<sup>-1</sup> das Maximum erreichten. Die hohe Prozessaktivität resultiert aber scheinbar aus der starken Durchfeuchtung des Moränenmaterials durch die vorangegangenen Niederschläge und die allgemein humiden Bedingungen im Sommer 2014, da in diesem Sommer weder die höchste Anzahl an Schwellenwertüberschreitungen von 15-Minuten-Niederschlagsextrema, noch die höchsten 15-Minuten- Intensitäten (10.4 mm) erreicht wurden. Die im Untersuchungszeitraum höchste 15-minütige Niederschlagsintensität von 13.3 mm an der Station GA hat im insgesamt trockensten und heißesten Sommer 2015 keine bemerkenswerte morphodynamische Aktivität auf den Moränen hervorgerufen.

Vergleicht man die extremen Niederschlagsintensitäten für Stationen im Hinteren Kaunertal mit jenen anderer alpiner Regionen fallen sie sehr gering aus, was ihrer geschützten Lage innerhalb der Inneralpinen Trockenklimate geschuldet ist. In HAGG & BECHT (2000) werden sowohl für Gebiete in den humiden Nordalpen wesentlich höhere Murgang auslösende Schwellenwerte (ca. 25 bis 53 mm h<sup>-1</sup>) angegeben, als im Hinteren Kaunertal erreicht werden. Die maximale Niederschlagsintensität, die an Station GA zwischen 1971 und 2016 aufgezeichnet wurde, beträgt 18.5 mm h<sup>-1</sup>. Daher nehmen prozessvorbereitende Faktoren, wie antezedente Niederschläge einen viel größeren Stellenwert in der Auslösung von Massentransporten ein. Zu dieser Feststellung kommen auch GUZZETTI et al. (2008), die der Murauslösung durch langanhaltende Niederschläge (>80 h) in den italienischen Zentralalpen die größte Bedeutung zukommen lassen (vgl. Kap. 2.2.1, *Hangmuren*). Abgesehen von dem zentral-peripheren Gradienten der Niederschlagsmengen stellt BECHT (1995) auf Basis seiner Untersuchungen in sowohl voralpinen, wie auch zentralalpinen Gebieten einen signifikanten Unterschied des Einflusses von Starkniederschlägen auf unbewachsenen (Moränen-) Hängen und Flächen mit starkem Bewuchs fest: Zwar kann die Erosivität während eines Extremniederschlagsereignisses für beide Bewuchstypen gesteigert werden, jedoch auf vegetationslosem Untergrund nur maximal um den doppelten Jahresabtrag, während vegetationsbedeckte Flächen 10- bis 100-jährigen Abtrag erfahren. Neben Niederschlägen spielen demnach Faktoren, die die Wassergängigkeit des Untergrunds beeinflussen also eine essentielle Rolle, was den Feststofftransport auf steilen Hängen betrifft. Das wird auch in dieser Arbeit durch die starke Korrelation zwischen Abtragsgrößen und FTCs



## 11 Zeitliche Variabilität von Erosionsprozessen



**Abb. 11.2:** Korrelationsmatrix div. Meteo- mit Erosionsgrößen, getrennt nach Winter (re.) und Sommer (li.), für alle UF (o.), nur Gepatschferner-UF (m.) und nur UF 3, 4-5, 6 (u.). Markierungen und Abkürzungen wie in Abb. 11.1.

bestätigt.

Diese Beobachtung ist mit den Korrelationsergebnissen konsistent und deutet stark darauf hin, dass extreme Niederschläge allein nur geringen Einfluss auf Mechanismen des Sedimenttransports auf den proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal besitzen. Stündliche Niederschlagsschwellenwerte wurden an der Station GA mit einer Anzahl von 36 Mal am häufigsten im Sommer 2014 überschritten, in diesem Zeitraum wurden aber an beiden Klimastationen auch die höchsten Jahresniederschläge aufgezeichnet. Bei den maximalen 15-Minuten-Intensitäten steht der als morphodynamisch ruhigster Zeitschnitt verzeichnete Sommer 2015 mit 5.8 mm vor den Sommern 2013 und 2014 an zweiter Stelle. Insgesamt wurde der stündliche Schwellenwert an Station WS mit 49 Mal im Winter 2014/15 am häufigsten überschritten. Im Vergleich zu den anderen Winterzeitschnitten war die Prozessdynamik in diesem Zeitabschnitt an allen UF's gemäßigt.

Die Wichtigkeit der Jahresniederschlagssummen, die den extremen Niederschlagsintensitäten gegenüber steht, hebt die Bedeutung von langanhaltenden Niederschlägen hervor. Gerade die großen Unterschiede zwischen UF 2, den UF 3, 4-5, 6 und 17-18, und der UF 16 zeigen auch die ständige Anpassung von prozessauslösenden Schwellenwerten. Wie von KNIGHT & HARRISON (2016) erklärt, bedarf es an den jüngst entgletscherten Moränen quasi keiner Schwellenwerte für die Auslösung von Massenbewegungen, da Toteis und geringe Sedimentverdichtung zu Selbstausschmelzungen führen. So ist in den Korrelationsmatrizen eine deutliche Verbesserung der Zusammenhänge erkennbar, wenn die Daten von UF 2 nicht in die Berechnung einfließen.

Beim Vergleich der beiden Untersuchungsgebiete wird auffällig, dass an der Station WS nur im Sommer 2014 und dem Winter 2014/15 der Schwellenwert von stündlichen Extremniederschlägen häufiger überschritten wird und die Niederschlagsintensitäten größer ausfallen, als an Station GA. In allen anderen Monitoringperioden werden entgegen des trocken-adiabatischen Niederschlagsgradienten geringere Niederschlagssummen gemessen und Schwellenwertüberschreitungen festgestellt. Das erklärt die geringere Morphodynamik im Weißseefernergebiet gegenüber dem Gepatschfernergebiet. Dennoch wurden im Sommer 2014 und im Winter 2014/15 trotz effektiverer Niederschlagsparameter im Weißseefernergebiet an UF 17-18 und 16 geringere Sedimentvolumina erodiert. Morphometrische Parameter, wie die Hanglänge oder die geologische Disposition (Korngrößenzusammensetzung), sowie die Wirkungsdauer vorbereitender Prozesse besitzen einen nicht verkennbaren Einfluss auf die Erodierbarkeit des Moränenmaterials. Gerade im zuletzt genannten Faktor unterscheiden sich die Untersuchungsgebiete drastisch: Die Anzahl von Eistagen, an welchen die Temperaturen die 0 ° C-Grenze nie überschreiten ist im Weißseefernergebiet (94 Tage im Winter 2014/15) doppelt so hoch, wie im Gepatschfernergebiet (47 Tage im Winter 2014/15). Da Eistage als morphodynamisch inaktive Zeiträume gelten, ist die Phase in der Erosionsprozesse wirken können im Weißseefernergebiet auf das Jahr gesehen also um ca. 13% gegenüber dem Gepatschfernergebiet reduziert.

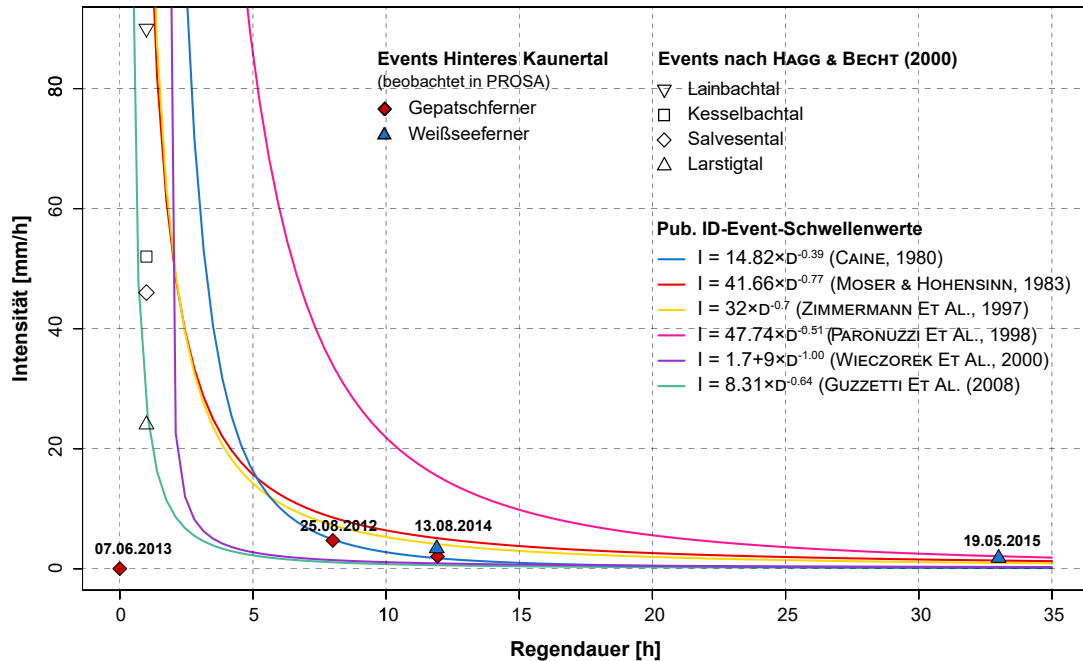
## 11.2 Langanhaltende Niederschläge und Erosionsprozesse

Bereits CAINE (1980) berichtet über die Wichtigkeit von Niederschlägen als vorbereitenden Faktor und Auslöser für Rutschungen und Murgänge. Er nennt die Niederschlagssumme über die Gesamtdauer und die Niederschlagsintensität als die wichtigsten Bestandteile für oberflächliches Hangversagen, welche allein jedoch nicht die nötige Destabilisierung bewirken. Daher entwickelte er eine Schwellenwertfunktion für die Beziehung zwischen der auslösenden Niederschlagsintensität und -dauer (vgl. Kap. 2.2.1). Diese folgt dem Potenzgesetz und besitzt die Formel

$$I = \alpha * D^{-\beta} \quad (11.1)$$

$I$  steht dabei für Intensität und  $D$  für Dauer. Die Parameter  $\alpha$  (Skale) und  $\beta$  (Form bzw. Steigung) stellen Konstanten dar, die jedoch je nach verwendetem Datensatz stark variieren können. Viele Autoren entwickelten auf Basis dieses Modells Kurven für globale oder regionale Auslöserswellenwerte der Beziehung. Abb. 11.3 zeigt sowohl die von CAINE (1980) entwickelte Funktion für weltweit aufgetretene Hangversagen, als auch diverse regional entwickelte Modelle.

In der Abbildung ist außerdem zu sehen, dass im Hinteren Kaunertal deutlich geringere mittlere Intensitäten [mm/h] für die Auslösung von Murgängen nötig sind, als in den nördlichen Kalkalpen oder im Larstigtal, die Niederschlagsdauer dabei aber wesentlich länger ist, als in den Untersuchungsgebieten von HAGG & BECHT (2000). Auch die maximalen Intensitäten während der Niederschlagsereignisse fallen mit  $10.8 \text{ mm h}^{-1}$  im Gepatschferner-Gebiet und  $12.8 \text{ mm h}^{-1}$  im Weißseeferner-Gebiet wesentlich geringer aus. Die Ereignisse gliedern sich mit einer Ausnahme (Datenpunkt 07.06.2013) gut in den unteren Teil der dargestellten Schwellenwertkurven ein, vor allem in jene von ZIMMERMANN et al. (1997), die für die Alpenregionen der DACH-Staaten entwickelt wurde. Die Schwellenwertkurve für das Friaul (PARONUZZI et al. 1998) hingegen weist wesentlich höhere Schwellenwerte für die Intensitäts-Dauer-Beziehung der Region südlich des Alpenhauptkammes aus, welche durch intensive Regenfälle während Südstaulagen und hohe Jahresniederschläge geprägt ist. HAGG & BECHT (2000) diskutieren die von SANDERSEN et al. (1996) etablierte These, dass Hänge seit dem Pleistozän eine Anpassung an die klimatischen Bedingungen erfahren. Im weitesten Sinne wird diese Feststellung von vielen weiteren Autoren bestätigt (vgl. u.a. BECHT & RIEGER 1997; ZIMMERMANN et al. 1997). Die Gründe für den häufig auftretenden Zusammenhang von auslösenden Niederschlagsintensitäten mit der Ab- bzw. Zunahme des Jahresniederschlags wurden bisher nicht geklärt und können auch im Zuge dieser Arbeit nicht konkretisiert werden. Allerdings wird die These zumindest für sommerlich auftretende Murgänge, die durch Regen verursacht werden, durch die hier erlangten Ergebnisse ein weiteres Mal bestätigt. Schon BECHT (1995) führt an, dass große Jahresniederschlagssummen zu verstärktem Austrag von Feinmaterial führen und dann größere Intensitäten benötigt werden, um das grobkörnige Material zu mobilisieren. Inwiefern die Ausspülung von kleinen Korngrößen auf den untersuchten Moränen im Hinteren Kaunertal eine Rolle spielt, kann nicht nachvollzogen werden, da entsprechende Untersuchungen fehlen. Wie schon früher



**Abb. 11.3:** Eventniederschlags-I-D-Beziehungen im Untersuchungsgebiet und anderen alpinen Tälern (aus HAGG & BECHT 2000) und div. globale und regionale I-D-Schwellenwertfunktionen (aus dem Inventar von GUZZETTI et al. 2007)

angemerkt, sind die Moränen im Weißseeferner-Gebiet jedoch aus einem größeren Material aufgebaut, als die Hänge im Gepatschferner-Gebiet. Somit ist ein weiterer Faktor für die geringeren Transportmassen an den UF 16 und 17-18 eine ungenügende Niederschlagsintensität, um erosive Prozesse in Gang zu setzen. Um dies mit Sicherheit zu bestätigen sind jedoch umfassende Korngrößenanalysen und ein noch engmaschigeres Monitoring mittels TLS oder anderer hochauflösender und kostensparender Methoden – wie z.B. structure from motion (SfM) – nötig. Letzteres ist auch zwingend erforderlich, um Massenbewegungen den jeweilig vorherrschenden meteorologischen Begebenheiten präziser zuordnen zu können. Die für diese Arbeit verwendeten saisonalen Monitoringperioden erlauben nur Schätzungen darüber, welche Transportmassen mit welchen Niederschlagsgrößen in Zusammenhang gebracht werden können. Um Schwellenwertkurven für das Hintere Kaunertal berechnen zu können, ist eine größere Stichprobe von Ereignissen mit konkreten Niederschlagsintensitäten und -dauern erforderlich, welche ebenfalls durch kürzere, ereignisgebundene Beobachtungszeiträume ermöglicht werden könnte.

Das Ausnahmeereignis vom 07.06.2013 kann nicht mit Niederschlägen in Verbindung gebracht werden, da es ab dem 05.06.2013 nicht mehr geregnet oder geschneit hatte. Wie in Kap. 9.2.1 beschrieben wird, ist die Prozessdynamik im Spätfrühjahr 2013 durch wechselnde Niederschläge zwischen Schnee und Regen vorbereitet worden und auf Schmelzprozesse als Auslöser zurückzuführen. Ähnliche Konditionen werden auch von NEUGIRG (2016) als Auslöser von kleinen Hangmuren oder Miniature Debris Flows im Moränenmaterial des

Lainbachtals (bayer. Voralpen, D) und von OOSTWOUD WIJDENES & ERGENZINGER (1998) in den Schwarzen Mergeln von Draix (SW Alpen, FR) beobachtet.

Höhere Intensitäten mit geringeren Regendauern kommen auch im Hinteren Kaunertal vor. Sie führten im Beobachtungszeitraum jedoch nicht zu Murauslösungen. So fielen im Sommer 2015 ca. 19 mm Regen in drei Stunden mit einer maximalen Intensität von  $13.3 \text{ mm h}^{-1}$  und bewirkten dabei keine messbare Erosion auf den Moränen.

Die überdurchschnittlich hohe Prozessdynamik im Winter 2014/2015 wurde durch extrem lange Niederschlagsdauern von 35 Stunden im Weißseeferner-Gebiet und 41 Stunden im Gepatschferner-Gebiet ausgelöst, wobei die maximalen Intensitäten nur bei  $5.3$  bzw.  $5.9 \text{ mm h}^{-1}$  lagen. Hohe Morphodynamik ist im Hinteren Kaunertal demnach nicht auf besonders intensive Niederschlagsereignisse zurück zu führen, sondern wird von der langen Einwirkzeit von Feuchtigkeit auf das Moränenmaterial dominiert. Wie die Ereignisse im Spätfrühjahr zeigen, ist Niederschlag in flüssiger Form keine Voraussetzung für das Auslösen von Murgängen. Er kann jedoch schon bei geringen Intensitäten zur drastischen Verstärkung von Massenbewegungen führen.

### 11.3 Saisonale Variabilität von Erosionsprozessen

Aus den Untersuchungen dieser Arbeit kann ein konzeptionelles Modell der saisonalen Variabilität von Erosionsprozessen abgeleitet werden, das in Abb. 11.4 dargestellt ist. In das Modell fließen zusätzlich zu den hier gewonnenen Resultaten Daten ein, die im Forschungsprojekt PROSA speziell erhoben wurden, um die Saisonalität der Morphodynamik differenzieren zu können. Zwischen September 2013 und Oktober 2014 sind hierfür zeitlich höher aufgelöste TLS-Aufnahmen von UF 4-5 entstanden, aus welchen auch Frühjahrs- und Herbst-DoDs erstellt werden konnten (vgl. DUSIK et al. 2019b). In den folgenden Absätzen werden die saisonalen Charakteristiken separat erklärt und diskutiert.

#### *Winter*

Die winterliche Morphodynamik im Hinteren Kaunertal ist durch eine große Anzahl an Eistagen und die lange Persistenz der Schneedecke limitiert. Gerade im Weißseeferner-Gebiet ist die Phase, in der Materialtransport stattfinden kann, durch die früher einsetzenden und länger anhaltenden negativen Tagesmitteltemperaturen stark verkürzt. Dennoch sind die Erosionsvolumina in den aktiven Monaten des Spätwinters im Gegensatz zu den Sommermonaten konstant hoch. Wie Kap. 10.1.2 zeigt, sind die Winterperioden anfälliger für Murgänge, die sich häufig aus Rutschungen heraus entwickeln. Frostwechselprozesse und das Abschmelzen der Schneedecke bereiten das Moränenmaterial so vor, dass in den steilen Oberhangbereichen Rutschungen ausgelöst werden, die sich in den Gerinnetiefenlinien ablagern. Abfluss, der entweder durch zusätzliche Schmelze oder Regen ebenfalls in den Gerinnen konzentriert wird und in die Sedimentablagerungen eindringt, führt schnell zur Übersättigung des Materials und triggert Murgänge. Auf Grund der konstanten Schneedecke am flacheren Unterhang werden die Prozesse aber abgebremst, so dass es zur Deposition

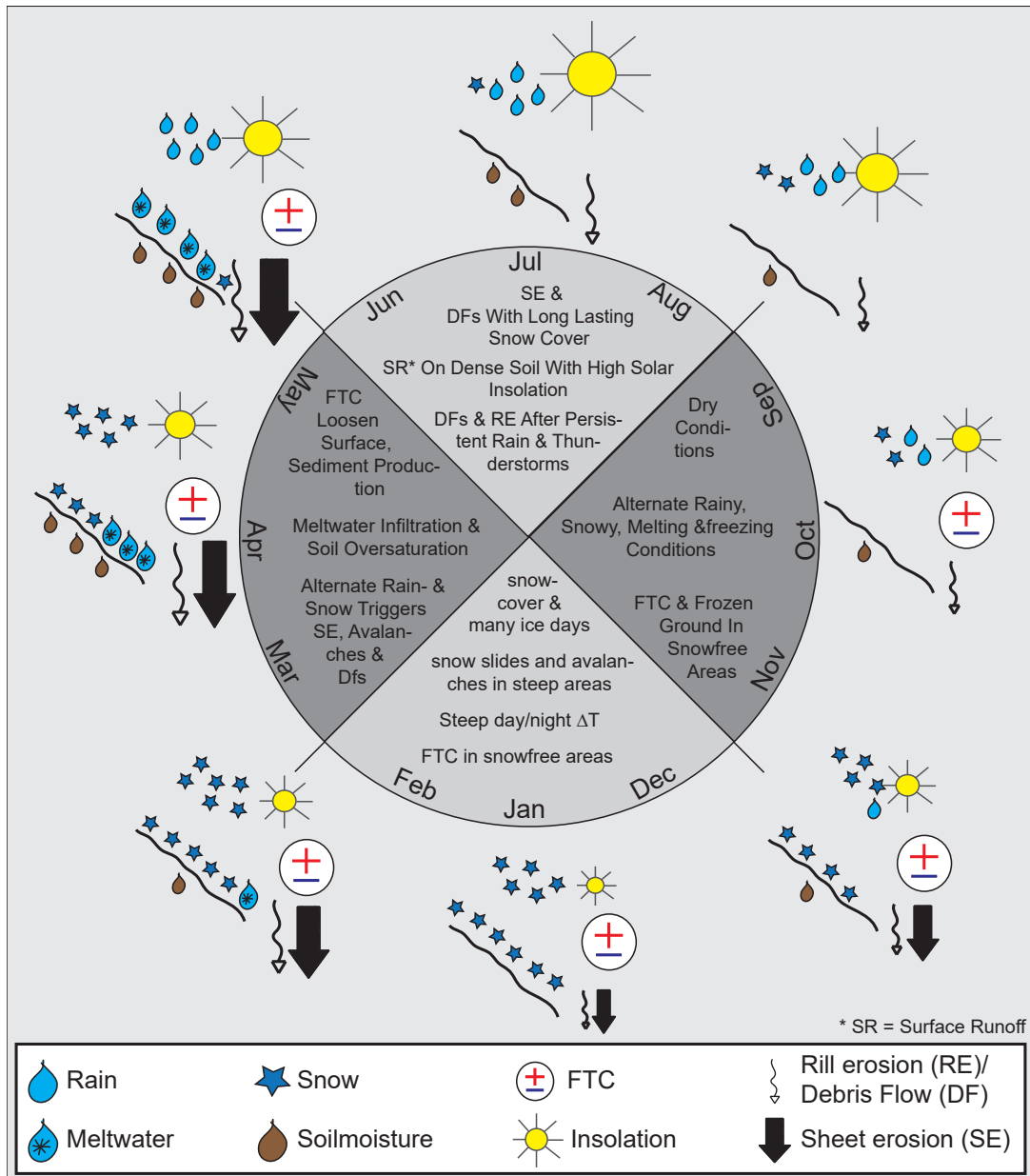


Abb. 11.4: Schematische Darstellung der saisonalen Erosionsmuster auf proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal

kommt. Die dadurch fehlende Konnektivität zur Erosionsbasis im Winter spiegelt sich in den höheren Akkumulationswerten gegenüber den Sommerzeitschnitten wider. Wie die Korrelationsmatrizen in Abb. 11.1 zeigen, sind Frostwechselprozesse im Spätwinter bzw. Frühjahr essentiell für die Vorbereitung von Feststofftransporten. Sie produzieren mobilisierbare Sedimente und entscheiden somit über die Prozessdynamik im weiteren Jahresverlauf.

*Frühjahr*

In Hochgebirgsregionen ist auf Grund der großen Temperaturgradienten eine Differenzierung der Jahreszeiten schwierig. Es kann zu jeder Zeit im Jahr zu Schneefall und damit einhergehenden Schmelz- oder Frostprozessen kommen. Im Frühjahr überschneiden sich klimatisch gesehen Elemente des Winters und des Sommers in unterschiedlichen Ausprägungen. Man könnte das Frühjahr im Hochgebirge als die Phase vom Einsetzen eines mehr oder weniger stetigen Lufttemperaturanstiegs bis zu dem Zeitpunkt, an dem ein Großteil der Landschaft frei von Schneebedeckung ist, betrachten. In dieser Phase ist die größte Morphodynamik möglich, da große tageszeitliche Temperaturschwankungen und frequente Niederschläge gute Voraussetzungen für die ständige Sedimentproduktion und den direkten Weitertransport schaffen. Neben Rutschungen und Schneeschurf entlang der Gerinneseitenwände und steilen Moränenoberhangbereiche werden durch Frosthub Steinschläge provoziert. Sie tragen ebenfalls zur Gerinneverfüllung im Oberhang bei und größere Steine werden häufig direkt in den Unterhang transportiert. Wie WETZEL (1992) beschreibt, ist die Ausbildung von Kammeis hierfür ein essentieller Faktor. Dafür sind sublimationsgeeignete Konditionen (v.a. hohe Bodenfeuchte, Frost-Tau-Wechsel und geringer Wasserdampfgehalt der bodennahen Luft) nötig, für welche die Bedingungen im Spätwinter und Frühjahr besonders geeignet sind. Das Zusammenspiel von abschmelzender Schneebedeckung und darauf treffendem Regen (ROS) ist im späten Frühjahr ein häufiger Auslöser von Murgängen. Unter Umständen kann deren Aktivität so effektiv ausfallen, dass im Sommer trotz extrem hoher Niederschlagsintensitäten wenige mobilisierbaren Sedimente mehr verfügbar sind – eine Beobachtung, die auch BECHET et al. (2016) in den französischen Südalpen machen und das Frühjahr auf Grund der großen Sedimentproduktionsraten als die Jahreszeit der transport-limitierten Prozesse bezeichnen, während im Sommer material-limitierte Verhältnisse vorherrschen. Das Jahr 2015 belegt diese Dynamik mit extrem hoher Erosion durch Murgänge von Mai bis Anfang Juni und ungewöhnlich niedriger Morphodynamik im gesamten Sommer.

*Sommer*

Die Sommermonate sind von konvektiven Niederschlägen gekennzeichnet, die verhältnismäßig hohe, im inneralpinen Vergleich dennoch geringere Intensitäten entwickeln als z.B. am Alpennordrand. Auf das Jahr gesehen, ist der fluviale Abtrag von Juli bis Oktober am größten, er kommt aber bei weitem nicht an die Erosionsvolumina durch Murgänge heran. Deren Auftreten ist stark von den Witterungsbedingungen und der Sedimentproduktion im Spätwinter bzw. Frühjahr abhängig. Langanhaltende Niederschläge sind zwingend erforderlich, um Hangmuren auszulösen. Das wird durch die große Aktivität im nassen Sommer 2014 und die geringe Aktivität im trockenen Sommer 2015 belegt (vgl. vorangehende Kapitel). Dabei ist letztere sicherlich auch auf die Ausräumung der mobilen Sedimente im Frühjahr 2015 zurückzuführen. Allgemein zeigen sich die Transportraten während der Sommermonate wesentlich variabler und unbeständiger als während der kalten Monate, was eindeutig darauf schließen lässt, dass die Erosion auf proglazialen Moränen stark vom Feuchtigkeitsgehalt der oberen Sedimentschichten abhängig ist. Wenn die Durchfeuchtung des Materials gegeben ist und hohe Niederschlagsintensitäten erreicht werden,

übersteigt die sommerliche Morphodynamik jene aller anderen Jahreszeiten um ein Weites. Murgänge erreichen dann nicht selten so große Transportenergie, dass die Konnektivität zum Vorfluter gesichert ist, wie die starke Dominanz von Erosionsvolumina gegenüber Depositionsvolumina zeigt (Kap. 9.2.1 und Kap. 9.2.2).

#### *Herbst*

Im Herbst herrschen die stabilsten meteorologischen Konditionen im Hinteren Kaunertal, wie in den gesamten Ostalpen. Es handelt sich um die trockenste Jahreszeit mit allgemein geringfügigen Niederschlägen. Frostprozesse spielen trotz zunehmender Dominanz der negativen Temperaturen schon auf Grund mangelnder Bodenfeuchte keine große Rolle. Die Witterungsbedingungen spiegeln sich auch in der sehr ruhigen Morphodynamik und kaum messbaren Oberflächenveränderungen wider (vgl. DUSIK et al. 2019b).

Diese Darstellung ist bislang eine sehr grobe, die sich prinzipiell gut in die aktuelle Forschung eingliedert. Ähnliche jahreszeitliche Muster der Morphodynamik auf vergleichbaren Untersuchungsflächen werden auch von BECHET et al. (2016) in den Südlichen Französischen Alpen oder NEUGIRG (2016) und SCHINDEWOLF et al. (2016) in den Bayerischen Alpen festgestellt. Da im Hochgebirge große Temperaturdifferenzen in kleinem Zeitraum auftreten, können vor allem die im Spätwinter bis Frühsommer auftretenden Prozesse auch im Sommer oder Herbst auftreten. Eben immer dann wenn es zu Schneefall – oder noch effektiver: Schneefall gefolgt von Regen (ROS) – kommt und mobilisierbare Sedimente verfügbar sind. Um die vorbereitenden Prozesse, wie die Bodendurchfeuchtung und Frostprozesse in ihrer Wirkungsweise genau kennenzulernen sind jedoch wesentlich präzisere und zeitlich, wie räumlich höher aufgelöste Messmethoden notwendig. Die hier verwendeten Daten und Analysen geben aber einen brauchbaren Einblick in die prozessvorbereitenden klimatischen Einflussfaktoren, auf den detailliertere Untersuchungen aufbauen können. Folgende Untersuchungskonzepte sollten neben die Erhöhung der temporalen Auflösung von DGMs, die ortsgenaue Aufzeichnung von Klimaparametern, wie diversen Niederschlagsparametern, Bodenfeuchte, Luft- und Bodentemperatur enthalten.





# Teil V

Fazit



---

## Raum-zeitliche Unterschiede auf lateraler und longitudinaler Ebene

Am Beispiel der Lateralmoränen im Gepatschferner-Gebiet sind Unterschiede der Untersuchungsflächen mit der Zeit seit Eisfreiwerdung sehr gut nachvollziehbar. Auf den gletschernahen Untersuchungsflächen (1, 2, 11, 50 und 51) wird die Morphodynamik in den sehr jung entgletscherten Bereichen, wozu bei UF 2 und 11 die Gesamtfläche zählt, bei den hohen Ufermoränen von UF 1, 50 und 51 aber nur die unteren Hanghälften, extrem durch Toteisvorkommen beeinflusst. Das in der Quantifizierung zum Vorschein gekommene Massendefizit ist hier dem flächenhaften Abtrag in Form von Rutschungen und dem Austauen von Toteis geschuldet. Es gibt eine relativ deutliche Abgrenzung zu den Oberhangbereichen, die vor allem anhand der raueren Oberflächenstruktur erkennbar wird. An ihrer Oberkante weist die Moräne eine hohe Dichte von initialen Runsen auf, welche sich in schwach ausgeprägten Rinnen hangabwärts fortsetzen. Hier wird das Prozessgeschehen durch fluviale Prozesse und kleinere Murgänge dominiert. Wie auch von CURRY et al. (2006) beschrieben, nimmt die Runsendichte mit der Zeit seit Eisfreiwerdung ab. Dies ist an der Sequenz von UF 4-5 und 6 deutlich erkennbar. Die Gerinneeinschneidung ist hier wesentlich weiter fortgeschritten, was anhand der teilweise extrem hoch über die Moräne hinaus stehenden Runsenwände und den größeren Gerinnequerschnitt bewiesen wird. Murgänge und fluvialer Abtrag sind auf den Moränenhängen ohne Anbindung an den Gletscher die formgebenden Prozessarten.

Wie UF 3 zeigt, ist die Sequenz der Entfernung vom Gletscherrand jedoch nicht stringent: Die Untersuchungsfläche ist zwar näher am aktuellen Gletscherrand gelegen, aber dennoch länger entgletschert als UF 4-5, da ihre Basis in etwa mit der Untergrenze des Oberhangs von UF 4-5 auf gleicher Höhe liegt. Morphodynamisch gliedert sie sich daher zwischen UF 4-5 und 6 ein. Die Zeit seit Eisfreiwerdung kann demnach nicht generell mit der Entfernung vom aktuellen Gletscherrand substituiert werden. Der Massenverlust von Gletschern zeigt sich neben dem flächenhaften Zurückschmelzen auch durch starke Oberflächensubsidenz, wodurch zeitlich große Unterschiede in der Eisfreiwerdung auf lateraler Bezugsebene entstehen. Einen Aspekt bildet dabei die Differenzierung zwischen dem Ober- und dem Unterhang, ein anderer Aspekt ist in der Position der Lateralmoräne in Bezug zum zentralen Bereich der glazialen Erosion zu sehen. Letztere ist beispielsweise von der Breite des glazialen Tals oder von dessen einst subglazialen Formelementen, wie Rundhöckern abhängig, welche wiederum die Konnektivität zwischen dem Hangsystem und seiner Erosionsbasis bestimmen.

Die Variabilität der Morphodynamik wird neben der Zeit seit Eisfreiwerdung und der Konnektivität von morphometrischen Parametern, wie der Hanghöhe und dessen Steilheit, sowie von ökologischen Gegebenheiten und der Lithologie beeinflusst. So ist die hohe Morphodynamik an UF 4-5 zu einem Teil darauf zurückzuführen, dass in ihrem Bereich ein Doppelmoränenwall ausgebildet ist, in dessen Tiefenlinie Wasser gesammelt wird, welches für feuchtere Verhältnisse im Oberhang des Moränenabschnitts sorgt und Verwitterungs-, sowie Erosionsprozesse fördert. Zusätzlich besitzt die Moräne in diesem Bereich eine große Höhe und garantiert damit die Entwicklung großer Transportenergien von Murgängen, aber auch des fluvialen Abtrags. Die Steilheit trägt ebenso hierzu bei und wird maßgeblich durch die Untergrundbeschaffenheit des Festgesteins bestimmt: Einerseits durch dessen Neigung

---

und andererseits durch seine Verwitterungsprodukte und die entstehenden Korngrößen, denn je größer der Feinkornanteil des Moränenmaterials, desto besser kann es verbacken und gravitativen Kräften Stand halten. Anders als die bisher genannten Einflussfaktoren, ist die Vegetationsbedeckung in erster Linie durch die Morphodynamik beeinflusst und nicht umgekehrt. Erst wenn die Morphodynamik so gering ist, dass die Sukzession auf den Moränen keine größeren Störungen erfährt, wendet sich das Blatt. Das beste Beispiel hierfür bietet die Weißseeferner-Untersuchungsfläche 16 in ihrem nördlichen Abschnitt.

Sicherlich nimmt die Dynamik mit der Zeit nach Eisfreiwerdung ab, doch bevor es dazu kommt erfahren die Moränen einen Wandel, der bei einem glazial beeinflussten System beginnt, gefolgt von einem zunehmend witterungsbedingtem System bis hin zu einem materialgesteuertem System. In der ersten Phase, während und kurz nach der Exposition vom Gletschereis, ist der Sedimentabtrag unverhältnismäßig hoch und größtenteils durch Schmelzwasser (Toteis und Schnee) und Gravitation selbstinduziert. Wenn das Toteis ausgetaut ist und die Sedimente sich setzen rücken fluviale Prozesse in Vordergrund. Oberflächenwasser schneidet sich in die Moränenoberflächen ein und bildet Fließwege aus, die von Murgängen genutzt und überprägt werden. Jahreszeitliche Witterungsbedingungen entscheiden über die Prozessdynamik und die Menge des Sedimentaustrags – solange die Produktion von neuem mobilisierbarem Material anhält, die Konnektivität zum Vorfluter gegeben ist und die Hangmorphometrie es zulässt. Wenn sich diese Faktoren einstellen oder dahingehend verändern, dass der Abtrag gehemmt wird, vermindert sich die Morphodynamik langsam und die Sukzession verstärkt sich.

Die Ausprägung dieses Wandels ist jedoch stark von den klimatischen, lithologischen und morphometrischen Gegebenheiten auf Einzugsgebietsebene abhängig. Der Vergleich von Weißseeferner- und Gepatschferner-Gebiet zeigt erhebliche Unterschiede in den Abtragsmassen und der dafür verantwortlichen Prozessdynamik. Trotz höherer Niederschlagsmengen fallen diese im Weißseefernergebiet deutlich geringer aus. Verantwortlich hierfür sind die aktuellen Temperaturverhältnisse, die Größe des glazialen Einzugsgebiets und die Gesteinsart. Der Weißseeferner ist ein Kargletscher, dessen Ausprägung sich seit sehr langer Zeit auf sein relativ flaches Nährgebiet beschränkt. Der Gepatschferner hingegen ist ein Gletscher mit einer beachtlichen Gletscherzunge und noch immer großem Höhenunterschied zwischen dem Nähr- und dem Zehrgebiet. Die glaziale Erosion ist durch die wesentlich größeren Eismassen und den großen Reliefunterschied im Gepatschferner-Gebiet wesentlich energiereicher. Sedimente werden im Gegenteil zum Weißseeferner-Gebiet weit transportiert und auf dem Weg bis zu ihrer Ablagerung stark zerkleinert. Als Resultat finden sich innerhalb der Weißseefernermoränen wesentlich höhere Anteile an groben glazialen Sedimenten und zusätzlich sehr grobem Verwitterungsschutt aus stark zerklüftetem Para- und Biotitplagioklasgneis, welche schwer mobilisierbar sind. Durch die geringere glaziale Basiserosion des Weißseeferners konnte sich außerdem kein tiefes Tal einschneiden. Die Moränenhänge besitzen nicht die nötige Höhe und Steilheit um ähnlich hohe Prozessmagnituden, wie im Gepatschfernergebiet ausbilden zu können. Die Höhenlagen bedingten, kälteren Temperaturverhältnisse hemmen die Morphodynamik im Weißseefernergebiet auf diverse Weisen: Ein Großteil des Einzugsgebiets ist von Permafrost betroffen und der Winter fällt deutlich länger aus, was die Zeit in der Abtragsprozesse potentiell stattfinden können im Vergleich

---

zum Gepatschferner-Gebiet deutlich verkürzt. Die kürzere Ablationsphase und geringere Eismassen im Weißseeferner-Gebiet produzieren zusätzlich geringere Abflussmengen. Die Moränen im Gepatschferner-Gebiet sind erheblich stärker von Hangunterschneidung und Verlegung der Erosionsbasis durch große Mengen an Schmelzwasser und Flutereignisse nach Sommergewittern betroffen.

### **Saisonalität von Witterungsbedingungen und deren Einfluss auf Erosionsprozesse**

Auf die von Toteis betroffenen Moränenbereiche hat die Saisonalität von Witterungsbedingungen nur geringen Einfluss. Massentransporte finden hier hauptsächlich in Form von Rutschungen statt, welche durch die temperatur- und insolationsbedingten Schmelzprozesse ausgelöst werden. Die an UF 2 festgestellten Transportvolumina zeigen keine Differenzierbarkeit nach Sommern und Wintern, sondern sind sehr deutlich erkennbar an das Abtauen des Toteises gebunden. Mit dem Verschwinden des Eises aus der Moräne finden keine Rutschungen mehr statt und die Veränderungen der Oberfläche verringern sich drastisch, da der Sedimenttransport nun überwiegend durch fluviale Prozesse stattfindet.

Anders verhält es sich in den Bereichen, die länger entgletschert und frei von Toteis sind. Im Weißseeferner-Gebiet sind die Volumina von Erosion, Deposition und Bilanzen im Winter wesentlich geringer als im Sommer. Die Phase des morphodynamischen Stillstands ist durch eine hohe Anzahl an Eistagen und längere Schneebedeckung in der großen Höhenlage besonders ausgeprägt.

Im Gepatschferner-Gebiet hingegen fällt die Phase in der keine Prozesse stattfinden auf Grund der kleineren Anzahl an Eistagen kürzer aus. Große Temperaturschwankungen und die ständige Feuchtigkeitszufuhr durch Schmelz- und Niederschlagswasser führen im Spätwinter zu konstant großen Erosionsvolumina. Wie die DoDs und Profilanalysen zeigen, werden diese größtenteils durch Rutschungen und kleinere Murgänge im Oberhang produziert. Da die Prozesse jedoch das Hangsystem selten verlassen und noch im Unterhang durch die Schneedecke abgebremst werden, fallen auch die Depositionsvolumina groß aus. Winterbilanzen sind folglich meist geringer, als die der Sommer. Allerdings zeigen letztere eine große Variabilität, die mit witterungsbedingt unkonstanten Bodenfeuchteverhältnissen zu begründen sind. Erosionsvolumina und Bilanzen können in Sommern mit hohen Niederschlagsraten extrem groß ausfallen, wie am Beispiel des Sommers 2014 zu sehen ist. Hierfür sind persistente Niederschläge und intensive Sedimentproduktion im Vorfeld eines Niederschlagsereignisses eine Grundvoraussetzung. Die Sedimentproduktion ist dabei maßgeblich von der Anzahl an Frost-Tau-Wechseln und der Rutschungsaktivität im Spätwinter abhängig. Sind diese Voraussetzungen erfüllt, bestimmt die Stärke der Niederschlagsintensität die Magnitude von Murgängen und fluvialem Abtrag. Bei intensiver Durchfeuchtung des Moränenmaterials, einer großen Menge an mobilisierbaren Sedimenten und Niederschlagsintensitäten von nur ca.  $10 \text{ mm h}^{-1}$  können Prozessmagnituden erreicht werden, die den Weitertransport ins fluviale Hauptsystem garantieren und so zu geringen Depositionsvolumina und stark negativen Bilanzen der Transportmassen führen. Lange

---

Trockenperioden, wie im Sommer 2015, hingegen führen zu sehr geringen Erosionsvolumina. Selbst extrem große Niederschlagsintensitäten sind nicht in der Lage das stark konsolidierte Moränenmaterial zu mobilisieren.

Da sich Jahreszeiten im Hochgebirge nur schwer voneinander abgrenzen lassen und gerade das Frühjahr einmal etwas mehr den Witterungsbedingungen im Winter und einmal etwas mehr jenen des Sommers entspricht, sind die saisonalen Erosionsunterschiede nicht eindeutig. Ein warmer Spätwinter bzw. Frühling mit hohen Niederschlagswerten kann, wie im Winter 2014/2015, extreme Morphodynamik mit großen Transportmassen erzeugen, womit im nachfolgenden Sommer die Sedimentquellen weitestgehend erschöpft sind.

Die Konnektivität ist stark von Feuchtigkeitsverhältnissen, der Sedimentverfügbarkeit und Niederschlagsintensitäten abhängig. Zusätzlich wird sie durch morphometrische Parameter, die die Transportenergie beeinflussen, wie die Hanghöhe und -neigung, sowie Oberflächenrauigkeit, morphologische Hindernisse und die Entfernung zur Erosionsbasis kontrolliert. Hangunterschneidung durch extreme Abflussereignisse im Vorfluter garantieren die Anbindung des Hangsystems an das fluviale Hauptsystem, indem die Verflachung des Unterhangs durch Sedimentationsprozesse verhindert wird. Im Fall von UF 2 ist die Moräne mit dem Flutevent im August 2012 vom fluvialen Hauptsystem getrennt worden, was eine starke Erhöhung von Depositionsvolumina zur Folge hatte. Das gleiche Ereignis hat an UF 4-5 und 6 zu stark negativen Bilanzen und der Rückverlegung der Hangbasis geführt. Transportprozesse an UF 3 werden durch einen Rundhöcker an der Hangbasis stark gehemmt. Die Sedimentation sorgt für die stetige Verflachung des Unterhangs und macht die Anbindung innerhalb des Hangs immer schwieriger. Die Konnektivität zwischen UF 3 und UF 4-5 ist nur in morphodynamisch extrem aktiven Phasen, wie dem Sommer 2014 gewährleistet. Ein weiterer Hemmfaktor für die Konnektivität zwischen verschiedenen Subsystemen im Hang ist die für Moränen typische Korngrößenzusammensetzung mit einem großen Anteil von Blöcken. Durch sie ausgebildete Stufen innerhalb der Hanggerinne bilden für Prozesse mit kleinen Magnituden, wie dem fluvialen Abtrag nur schwer überwindbare Hindernisse.

## **Methodik**

Insgesamt waren die verwendeten Methoden und Daten zielführend. Um mehr Sicherheit und Präzision zu erhalten sind jedoch bei den räumlichen Daten gerade in den Bereichen, die ausschließlich mit ALS aufgenommen wurden höhere Auflösungen und bessere Aufnahmewinkel hilfreich. Ein Weg um diesem Problem zu begegnen ist die aufstrebende Methode der terrestrischen und UAV-basierten Photogrammetrie. Sie bietet wesentlich geringere Kosten im Vergleich zu LiDAR-Methoden, sowohl was die Anschaffung angeht, als auch den Aufwand der Datenerzeugung, der bei Untersuchungen im Hochgebirge möglichst klein gehalten werden sollte, da die Erreichbarkeit der Untersuchungsflächen in den meisten Fällen schon sehr großen Aufwand bedeutet. Ein Vorteil von LiDAR gegenüber SfM ist aber das nicht zu vernachlässigende Problem der Aufnahmeverhältnisse, da passende Lichtverhältnisse und nicht zu weite Entfernung zum Aufnahmeobjekt in der digitalen Photogrammetrie

---

eine noch wichtigere Rolle spielen als beim Laserscanning. Gerade um Prozesse mit kleiner Magnitude festhalten zu können sind jedoch häufigere Aufnahmen und höhere Auflösungen unumgänglich. Mit einer Frequenz von zwei Aufnahmen im Jahr kann ein erster Eindruck von der Erosion durch hangaquatische und fluviolen Abtrag, sowie durch Frost- und Schrumpf-Quell-Prozesse gewonnen werden, im Endeffekt führt dieser jedoch zu unsicheren Aussagen. Die Örtlichkeit von Klimastationen sollte außerdem besser bedacht werden. Die hier verwendeten Daten der TIWAG sind zwar sehr gut und vielschichtig auswertbar, dadurch dass sich die Stationen aber gerade im Fall des Gepatschferner-Gebiets relativ weit entfernt befinden, bergen die Daten eine gewisse Unsicherheit.





## Literatur

- ABELLÁN, A., OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M., ROSSER, N. J., LIM, M. & LATO, M. J. (2014): Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. *Earth Surface Processes and Landforms*, **39**(1): 80–97.
- ABERMANN, J., FISCHER, A., LAMBRECHT, A. & GEIST, T. (2010): On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. *The Cryosphere*, **4**(1): 53–65.
- AHNERT, F. (1996): *Einführung in die Geomorphologie*. UTB für Wissenschaft : Geowissenschaften, Geologie. Stuttgart: Ulmer.
- ALLEN, S. & HUGGEL, C. (2013): Extremely warm temperatures as a potential cause of recent high mountain rockfall. *Global and Planetary Change*, **107**: 59–69.
- ANDERSON, S. & PITLICK, J. (2014): Using repeat lidar to estimate sediment transport in a steep stream. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **119**(3): 621–643.
- AUER, I. & BÖHM, R. (1994): Combined temperature-precipitation variations in Austria during the instrumental period. *Theoretical and Applied Climatology*, **49**(3): 161–174.
- AUER, I., BÖHM, R., JURKOVIC, A., LIPA, W., ORLIK, A., POTZMANN, R., SCHÖNER, W., UNGERSBÖCK, M., MATULLA, C., BRIFFA, K., JONES, P., EFTHYMIADIS, D., BRUNETTI, M., NANNI, T., MAUGERI, M., MERCALLI, L., MESTRE, O., MOISSELIN, J.-M., BEGERT, M., MÜLLER-WESTERMEIER, G., KVETON, V., BOCHNICEK, O., STASTNY, P., LAPIN, M., SZALAI, S., SZENTIMREY, T., CEGNAR, T., DOLINAR, M., GAJIC-CAPKA, M., ZANINOVIC, K., MAJSTOROVIC, Z. & NIEPLOVA, E. (2007): HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, **27**(1): 17–46.
- AVIAN, M., KELLERER-PIRKLBAUER, A. & BAUER, A. (2009): LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural Hazards and Earth System Science*, **9**(4): 1087–1094.
- BAEWERT, H. & MORCHE, D. (2014): Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol). *Geomorphology*, **218**: 88–97.
- BALLANTYNE, C. K. (1995): Paraglacial debris-cone formation on recently deglaciated terrain, western Norway. *The Holocene*, **5**(1): 25–33.
- BALLANTYNE, C. K. (2002a): A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene*, **12**(3): 371–376.

- BALLANTYNE, C. K. (2002b): Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, **21**: 1935–2017.
- BALLANTYNE, C. K. & BENN, D. I. (1994): Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent glacier retreat, Faabergstolsdalen, Norway. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **26**(3): 255–269.
- BALLANTYNE, C. K. & BENN, D. I. (1996): Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments. In *Band 2: 2. Advances in hillslope processes* (S. 1173–1195). Chichester: Wiley.
- BARRY, R. G. (2008): *Mountain weather and climate* (3rd ed.). Routledge physical environment series. Cambridge: Cambridge University Press.
- BAUER, A., PAAR, G. & KAUFMANN, V. (2003): Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. In M. PHILLIPS, S. SPRINGMAN & L. U. ARENSON (Hrsg.), *Permafrost* (S. 55–60). Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost. Lisse: Balkema.
- BAUMGARTNER, A., REICHEL, E. & WEBER, G. (1983): *Der Wasserhaushalt der Alpen*. München: Oldenbourg.
- BECHET, J., DUC, J., LOYE, A., JABOYEDOFF, M., MATHYS, N., MALET, J.-P., KLOTZ, S., LE BOUTELLER, C., RUDAZ, B. & TRAVELLETTI, J. (2016): Detection of seasonal cycles of erosion processes in a black marl gully from a time series of high-resolution digital elevation models (DEMs). *Earth Surface Dynamics*, **4**(4): 781–798.
- BECHT, M. (1995): Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten (Habilitation, University of Munich, München).
- BECHT, M. & RIEGER, D. (1997): Debris flows on alpine slopes (eastern Alps)/ Coulées de débris sur des versants des Alpes Orientales. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, **3**(1): 33–41.
- BECHT, M., HECKMANN, T., MITTELSTEN SCHEID, T. & WICHMANN, V. (2003): Relief und Prozesse im Alpenraum. In H. LIEDTKE, R. MÄUSBACHER & K.-H. SCHMIDT (Hrsg.), *Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland*. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.
- BEGUERIA, S. (2006): Validation and Evaluation of Predictive Models in Hazard Assessment and Risk Management. *Natural Hazards*, **37**: 315–329.

- BEGUERÍA, S. & VICENTE-SERRANO, S. M. (2006): Mapping the Hazard of Extreme Rainfall by Peaks over Threshold Extreme Value Analysis and Spatial Regression Techniques. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**(1): 108–124.
- BEL, C., LIÉBAULT, F., NAVRATIL, O., ECKERT, N., BELLOT, H., FONTAINE, F. & LAIGLE, D. (2016): Rainfall control of debris-flow triggering in the Réal Torrent, Southern French Prealps. *Geomorphology*.
- BENISTON, M. (2003): Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic Change*, **59**: 5–31.
- BENISTON, M. (2006): Mountain Weather and Climate: A General Overview and a Focus on Climatic Change in the Alps. *Hydrobiologia*, **562**(1): 3–16.
- BENISTON, M. & JUNGO, P. (2002): Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the Alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, **71**(1-2): 29–42.
- BENISTON, M. (2005): Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, **162**(8-9): 1587–1606.
- BENISTON, M. & STOFFEL, M. (2016): Rain-on-snow events, floods and climate change in the Alps: Events may increase with warming up to 4°C and decrease thereafter. *The Science of the total environment*, **571**: 228–236.
- BENISTON, M., STEPHENSON, D. B., CHRISTENSEN, O. B., FERRO, C. A. T., FREI, C., GOYETTE, S., HALSNAES, K., HOLT, T., JYLHÄ, K., KOFFI, B., PALUTIKOF, J., SCHÖLL, R., SEMMLER, T. & WOTH, K. (2007): Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, **81**: 71–95.
- BENNETT, G. L. (2013): Quantifying and modeling sediment transfer through the Illgraben (Dissertation, ETH Zurich, Zurich).
- BERALDIN, J. A., BLAIS, F. & LOHR, U. (2010): Laser Scanning Technology. In G. VOSELMAN (Hrsg.), *Airborne and terrestrial laser scanning* (S. 1–42). Dunbeath: Whittles Publ. [u.a.]
- BETTS, H. D., TRUSTRUM, N. A. & ROSE, R. C. D. (2003): Geomorphic changes in a complex gully system measured from sequential digital elevation models, and implications for management. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**(10): 1043–1058.

- BEYLICH, A. A. & LAUTE, K. (2012): Seasonal and annual variations of surface water chemistry, solute fluxes and chemical denudation in a steep and glacier-fed mountain catchment in western Norway (Erdalen, Nordfjord). *CATENA*, **96**: 12–27.
- BEYLICH, A. A. & WARBURTON, J. (Hrsg.). (2007): *SEDIFLUX Manual: Analysis of Source-to-Sink Fluxes and Sediment Budgets in Changing High-Latitude and High-Altitude Cold Environments*. Geological Survey of Norway Publication.
- BLAGA, L. (2012): Aspects regarding the significance of the curvature types and values in the studies of geomorphometry assisted by GIS. *Analele Universitatii din Oradea, Seria Geografie*, **XXII**: 327–337.
- BOLLMANN, E., SAILER, R., BRIESE, C., STÖTTER, J. & FRITZMANN, P. (2011): Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, **55**(2): 83–104.
- BOVIS, M. J. & JAKOB, M. (1999): The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24**(11): 1039–1054.
- BOZHINSKIY, A. & LOSEV, K. (1998): *The Fundamentals of Avalanche Science*. Mitteilungen des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung. Davos.
- BRASINGTON, J., RUMSBY, B. T. & MCVEY, R. A. (2000): Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, **25**(9): 973–990.
- BREMER, M. & SASS, O. (2012): Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. *Geomorphology*, **138**(1): 49–60.
- BRUNETTI, M. T., GUZZETTI, F. & ROSSI, M. (2009): Probability distributions of landslide volumes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **16**(2).
- BRUNETTI, M., MAUGERI, M., NANNI, T., AUER, I., BÖHM, R. & SCHÖNER, W. (2006): Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800–2003 period. *Journal of Geophysical Research*, **111**(D11): 1.
- BRUNETTI, M., LENTINI, G., MAUGERI, M., NANNI, T., AUER, I., BÖHM, R. & SCHÖNER, W. (2009): Climate variability and change in the Greater Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis. *International Journal of Climatology*, **29**(15): 2197–2225.

- BRYAN, R. B. (2000): Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, **32**(3-4): 385–415.
- BULL, J. M., MILLER, H., GRAVLEY, D. M., COSTELLO, D., HIKUROA, D. C. H. & DIX, J. K. (2010): Assessing debris flows using LIDAR differencing: 18 May 2005 Matata event, New Zealand. *Geomorphology*, **124**(1–2): 75–84.
- CAINE, N. (1980): The rainfall intensity: duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, **62**(1/2): 23–27.
- CARRIVICK, J. L. & HECKMANN, T. (2017): Short-term geomorphological evolution of proglacial systems. *Geomorphology*, **287**: 3–28.
- CARRIVICK, J. L., GEILHAUSEN, M., WARBURTON, J., DICKSON, N. E., CARVER, S. J., EVANS, A. J. & BROWN, L. E. (2013): Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. *Geomorphology*, **188**: 83–95.
- CARRIVICK, J. L., SMITH, M. & QUINCEY, D. (2016): *Structure from motion in the geosciences*. New analytical methods in earth and environmental science. Chichester, West Sussex, SQ, UK: Wiley Blackwell.
- CARSON, M. A. & KIRKBY, M. J. (1972): *Hillslope Form and Process*. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- CAVALLI, M., TAROLLI, P., MARCHI, L. & DALLA FONTANA, G. (2008): The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *CATENA*, **73**(3): 249–260.
- CEAGLIO, E., MEUSBURGER, K., FREPPAZ, M., ZANINI, E. & ALEWELL, C. (2012): Estimation of soil redistribution rates due to snow cover related processes in a mountainous area (Valle d’Aosta, NW Italy). *Hydrology and Earth System Sciences*, **16**(2): 517–528.
- CHORLEY, R. J. & KENNEDY, B. A. (1971): *Physical Geography: A Systems Approach*. London: Prentice-Hall.
- CHURCH, M. & RYDER, J. M. (1972): Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, **83**(10): 3059.
- CLARKE, M. L. & RENDELL, H. M. (2006): Process-form relationships in Southern Italian badlands: erosion rates and implications for landform evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, **31**(1): 15–29.

- COSSART, E. & FORT, M. (2008): Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins (French Alps) since the Little Ice Age. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, **62**(2): 115–131.
- COSSART, E., BRAUCHER, R., FORT, M., BOURLÈS, D. & CARCAILLET, J. (2008): Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and  $^{10}\text{Be}$  cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, **95**(1-2): 3–26.
- COSTA, J. E. (1984): Physical geomorphology of debris flows. In J. E. COSTA & P. J. FLEISHER (Hrsg.), *Developments and applications of geomorphology* (S. 268–317). Berlin: Springer.
- CROSTA, G. B. & FRATTINI, P. (2003): Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Science*, **3**(1/2): 81–93.
- CROZIER, M. J. (2010): Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology*, **124**(3-4): 260–267.
- CURRY, A. M. (1998): Paraglacial modification of drift-mantled hillslopes (Dissertation, University of St Andrews).
- CURRY, A. M. (1999): Paraglacial modification of slope form. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24**: 1213–1228.
- CURRY, A. M. & BALLANTYNE, C. K. (1999): Paraglacial Modification of Glacigenic Sediment. *Geografiska Annaler*, **81**(3): 409–419.
- CURRY, A. M., CLEASBY, V. & ZUKOWSKYJ, P. (2006): Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-Little Ice Age glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science*, **21**(3): 211–225.
- CURRY, A. M., SANDS, T. B. & PORTER, P. R. (2009): Geotechnical controls on a steep lateral moraine undergoing paraglacial slope adjustment. *Geological Society, London, Special Publications*, **320**(1): 181–197.
- DELANEY, I., BAUDER, A., HUSS, M. & WEIDMANN, Y. (2017): Proglacial erosion rates and processes in a glacierized catchment in the Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*.

- DING, B., YANG, K., QIN, J., WANG, L., CHEN, Y. & HE, X. (2014): The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization. *Journal of Hydrology*, **513**: 154–163.
- DUSIK, J.-M., LEOPOLD, M., HECKMANN, T., HAAS, F., HILGER, L., MORCHE, D., NEUGIRG, F. & BECHT, M. (2015): Influence of glacier advance on the development of the multipart Riffeltal rock glacier, Central Austrian Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, **40**(7): 965–980.
- DUSIK, J.-M., LEOPOLD, M. & HAAS, F. (2019a): Periglacial morphodynamics in the Upper Kaunertal. In T. HECKMANN & D. MORCHE (Hrsg.), *Geomorphology of Proglacial Systems*. Geography of the Physical Environment. Cham: Springer International Publishing.
- DUSIK, J.-M., NEUGIRG, F. & HAAS, F. (2019b): Slope wash, gully erosion and debris flows on lateral moraines in the Upper Kaunertal, Austria. In T. HECKMANN & D. MORCHE (Hrsg.), *Geomorphology of Proglacial Systems*. Geography of the Physical Environment. Cham: Springer International Publishing.
- EASTERLING, D. R. (2002): Recent Changes in Frost Days and the Frost-Free Season in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**(9): 1327–1332.
- EICHEL, J., KRAUTBLATTER, M., SCHMIDTLEIN, S. & DIKAU, R. (2013): Biogeomorphic interactions in the Turtmann glacier forefield, Switzerland. *Geomorphology*, **201**: 98–110.
- EICHEL, J., CORENBLIT, D. & DIKAU, R. (2016): Conditions for feedbacks between geomorphic and vegetation dynamics on lateral moraine slopes: A biogeomorphic feedback window. *Earth Surface Processes and Landforms*, **41**(3): 406–419.
- EL SAID, S. & DICKEY, D. A. (1984): Testing for unit roots in autoregressive-moving average models of unknown order. *Biometrika*, **71**(3): 599–607.
- EMBLETON-HAMANN, C. (2004): Proglacial landform. In A. S. GOUDIE (Hrsg.), *Encyclopedia of geomorphology* (S. 810–813). London: Routledge und International Association of Geomorphologists.
- EVANS, I. S. (1972): General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In R. J. CHORLEY (Hrsg.), *Spatial Analysis in Geomorphology* (S. 17–90). Harper & Row.
- EVANS, S. G. & CLAGUE, J. J. (1994): Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, **10**(1-4): 107–128.



- FISCHER, A., SEISER, B., STOCKER WALDHUBER, M., MITTERER, C. & ABERMANN, J. (2015): Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. *The Cryosphere*, **9**(2): 753–766.
- FISCHER, L., PURVES, R. S., HUGGEL, C., NOETZLI, J. & HAEBERLI, W. (2012): On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Science*, **12**: 241–254.
- FITZSIMONS, S. J. (1996): Paraglacial redistribution of glacial sediments in the Vestfold Hills, East Antarctica. *Geomorphology*, **15**: 93–108.
- FRATTINI, P., CROSTA, G. B. & SOSIO, R. (2009): Approaches for defining thresholds and return periods for rainfall-triggered shallow landslides. *Hydrological Processes*, **23**(10): 1444–1460.
- FREEMAN, G. T. (1991): Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences*, **17**(3): 413–422.
- FRENCH, H. M. (2007): *The periglacial environment* (3. Aufl.). Chichester [u.a.]: Wiley & Sons.
- FREY, H., HAEBERLI, W., LINSBAUER, A., HUGGEL, C. & PAUL, F. (2010): A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. *Natural Hazards and Earth System Science*, **10**(2): 339–352.
- FRYIRS, K. A., BRIERLEY, G. J., PRESTON, N. J. & KASAI, M. (2007): Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *CATENA*, **70**(1): 49–67.
- FULLER, I. C. & MARDEN, M. (2011): Slope–channel coupling in steepland terrain: A field-based conceptual model from the Tarndale gully and fan, Waipaoa catchment, New Zealand. *Geomorphology*, **128**(3–4): 105–115.
- FULLER, I. C., LARGE, A. R. G., CHARLTON, M. E., HERITAGE, G. L. & MILAN, D. J. (2003): Reach-scale sediment transfers: an evaluation of two morphological budgeting approaches. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**(8): 889–903.
- GEIST, T., ELVEHØY, H., JACKSON, M. & STÖTTER, J. (2005): Investigations on intra-annual elevation changes using multi-temporal airborne laser scanning data: Case study Engabreen, Norway. *Annals of Glaciology*, **42**: 195–201.

- GLADE, T. W. & CROZIER, M. J. (2005): The Nature of Landslide Hazard Impact. In T. W. GLADE, M. ANDERSON & M. J. CROZIER (Hrsg.), *Landslide Hazard and Risk*. Chichester, West Sussex, England: John Wiley & Sons, Ltd.
- GOBIET, A., KOTLARSKI, S., BENISTON, M., HEINRICH, G., RAJCZAK, J. & STOFFEL, M. (2014): 21st century climate change in the European Alps—a review. *The Science of the total environment*, **493**: 1138–1151.
- GOUDIE, A. S. (Hrsg.). (2004): *Encyclopedia of geomorphology*. London: Routledge und International Association of Geomorphologists.
- GUDE, M. & SCHERER, D. (1995): Snowmelt and Slush Torrents: Preliminary Report from a Field Campaign in Karkevagge, Swedish Lappland. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, **77**(4): 199–206.
- GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M. & STARK, C. P. (2007): Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **98**(3-4): 239–267.
- GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M. & STARK, C. P. (2008): The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, **5**(1): 3–17.
- HAAS, F. (2008): Fluviale Hangprozesse in Alpenen Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen: Quantifizierung und Modellierungsansätze (Dissertation).
- HAAS, F., HECKMANN, T., BECHT, M. & CYFFKA, B. (2011): Ground-based laserscanning — a new method for measuring fluvial erosion on steep slopes. In M. M. HAFEEZ (Hrsg.), *GRACE, remote sensing and ground-based methods in multi-scale hydrology* (S. 163–168). IAHS publication. Wallingford: IAHS Publ.
- HAAS, F., HECKMANN, T., HILGER, L. & BECHT, M. (2012): Quantification and modelling of debris flows in the proglacial area of the Gepatschferner, Austria, using ground-based LiDAR. In A. COLLINS (Hrsg.), *Erosion and sediment yields in the changing environment* (S. 293–302). IAHS publication. Wallingford: IAHS Press.
- 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**(1-2): 221–227.
- HAEBERLI, W. (1975): *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (GR)*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. Zürich: Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.

- HAEBERLI, W. & BENISTON, M. (1998): Climate Change and its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. *Ambio*, **27**(4): 258–265.
- HAEBERLI, W., HOELZLE, M., PAUL, F. & ZEMP, M. (2007): Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Annals of Glaciology*, **46**(1): 150–160.
- HAEBERLI, W., WHITEMAN, C. & SHRODER, J. F. (2015): *Snow and ice-related hazards, risks, and disasters*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science.
- HAGG, W. & BECHT, M. (2000): Einflüsse von Niederschlag und Substrat auf die Auslösung von Hangmuren in Beispielgebieten der Ostalpen. In M. BECHT & K.-H. SCHMIDT (Hrsg.), *Angewandte und vernetzte geomorphologische Prozeßforschung* (Bd. 123, S. 79–92). Zeitschrift für Geomorphologie - Supplementbände. Berlin: Borntraeger.
- HARVEY, A. M. (2001): Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *CATENA*, **42**(2–4): 225–250.
- HAWKE, R. M., PRICE, A. G. & BRYAN, R. B. (2006): The effect of initial soil water content and rainfall intensity on near-surface soil hydrologic conductivity: A laboratory investigation. *CATENA*, **65**(3): 237–246.
- HECKMANN, T. (2006a): Statistical disposition modelling of mass movements. In J. BÖHNER, K. R. MCCLOY & J. STROBL (Hrsg.), *SAGA - Analysis and Modelling Applications*. Göttinger Geographische Abhandlungen. Göttingen: Goltze.
- HECKMANN, T. (2006b): Untersuchungen zum Sedimenttransport durch Grundlawinen in zwei Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen: Quantifizierung, Analyse und Ansätze zur Modellierung der geomorphologischen Aktivität (Dissertation).
- HECKMANN, T. & SCHWANGHART, W. (2013): Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment — Exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology*, **182**(0): 89–103.
- HECKMANN, T. & VERICAT, D. (2018): Computing spatially distributed sediment delivery ratios: Inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution Digital Elevation Models. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- HECKMANN, T., HAAS, F., MORCHE, D., SCHMIDT, K.-H., ROHN, J., MOSER, M., LEOPOLD, M., KUHN, M., BRIESE, C., PFEIFER, N. & BECHT, M. (2012): Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. In A. COLLINS (Hrsg.), *Erosion and sediment yields in the changing environment* (S. 438–447). IAHS publication. Wallingford: IAHS Press.

- HECKMANN, T., MCCOLL, S. T. & MÖRCHÉ, D. (2016): Retreating ice: Research in pro-glacial areas matters. *Earth Surface Processes and Landforms*, **41**(2): 271–276.
- HERITAGE, G. L. & LARGE, A. R. G. (2009): *Laser scanning for the environmental sciences*. Chichester, U.K.: Wiley-Blackwell.
- HESTNES, E. (1985): A Contribution to the Prediction of Slush Avalanches. *Annals of Glaciology*, **6**: 1–4.
- HESTNES, E. (1998): Slushflow Hazard - Where, Why and When ? 25 Years of Experience with Slushflow Consulting and Research. *Annals of Glaciology*, **26**: 370–376.
- HEWITT, K. (1968): The Freeze-Thaw Environment of the Karakoram Himalaya. *The Canadian Geographer/Le Géographe canadien*, **12**(2): 85–98.
- HILGER, L. (2017): Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. (Dissertation, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt).
- HOELZLE, M. (1992): Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**(2): 143–147.
- HOLM, K., BOVIS, M. & JAKOB, M. (2004): The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology*, **57**(3-4): 201–216.
- HORTON, R. E. (1940): An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* (5): 399–417.
- HÜBL, J., HOCHSCHWARZER, M., SEREINIG, N. & WÄHRER-ALGE, M. (2011): *Alpine Naturgefahren - Ein Handbuch für Praktiker*.
- HUGGEL, C., HAEBERLI, W., KÄÄB, A., BIERI, D. & RICHARDSON, S. (2004): An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, **41**(6): 1068–1083.
- HUGGEL, C., CLAGUE, J. J. & KORUP, O. (2012): Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*, **37**(1): 77–91.

- IPCC. (2007): *Climate Change 2007: Synthesis report: Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]* Geneva: IPCC.
- JABOYEDOFF, M., OPPIKOFER, T., ABELLÁN, A., DERRON, M.-H., LOYE, A., METZGER, R. & PEDRAZZINI, A. (2012): Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazards*, **61**(1): 5–28.
- JOMELLI, V., BRUNSTEIN, D., GRANCHER, D. & PECH, P. (2007): Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Climatic Change*, **85**(1-2): 119–137.
- JOYCE, K. E., SAMSONOV, S., MANVILLE, V., JONGENS, R., GRAETTINGER, A. & CRONIN, S. J. (2009): Remote sensing data types and techniques for lahar path detection: A case study at Mt Ruapehu, New Zealand. *Remote Sensing of Environment*, **113**(8): 1778–1786.
- KELLER, F. (1992): Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**(2): 133–138.
- KELLER, F. & HOELZLE, M. (1996): PERMAKART und PERMAMAP. In W. HAEBERLI (Hrsg.), *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen* (S. 35–46). Arbeitsbericht NFP 31. Zürich: vdf, Hochsch.-Verl. an der ETH.
- KELLERER-PIRKLBAUER, A., PROSKE, H. & STRASSER, V. (2010): Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria. *Geomorphology*, **120**(1-2): 65–76.
- KELLERER-PIRKLBAUER, A., LIEB, G. K., AVIAN, M. & CARRIVICK, J. L. (2012). Climate change and rock fall events in high mountain areas: Numerous and extensive rock falls in 2007 at Mittlerer Burgstall, Central Austria.
- KJAER, K. H. & KRUGER, J. (2001): The final phase of dead-ice moraine development: Processes and sediment architecture, Kotlujokull, Iceland. *Sedimentology*, **48**(5): 935–952.
- KNIGHT, J. & HARRISON, S. (2016): Mountain glacial and paraglacial environments under global climate change: Lessons from the past, future directions and policy implications. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, **96**(3): 245–264.

- KRAINER, K. (2010): Geologie und Geomorphologie von Obergurgl und Umgebung. In E.-M. KOCH (Hrsg.), *Glaziale und periglaziale Lebensräume im Raum Obergurgl* (S. 31–52). Series / Alpine Forschungsstelle Obergurgl. Innsbruck: Innsbruck Univ. Press.
- KRAUTBLATTER, M., MOSER, M., SCHROTT, L., WOLF, J. & MORCHE, D. (2012): Significance of rockfall magnitude and carbonate dissolution for rock slope erosion and geomorphic work on Alpine limestone cliffs (Reintal, German Alps). *Geomorphology*, **167-168**: 21–34.
- KUHN, M., LAMBRECHT, A. & ABERMANN, J. (2013). Austrian glacier inventory 1998 (GI II). PANGAEA - Data Publisher for Earth & Environmental Science.
- LAATSCH, W. (1974): Hangabtrag durch Schnee in den oberbayerischen Alpen und seine Begünstigung durch unpflegliche Almwirtschaft und Wildverbiß. *Forstwissenschaftliches Centralblatt*, **93**(1): 23–34.
- LANA-RENAULT, N. & REGÜÉS, D. (2009): Seasonal patterns of suspended sediment transport in an abandoned farmland catchment in the Central Spanish Pyrenees. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**(9): 1291–1301.
- LANA-RENAULT, N., ALVERA, B. & GARCÍA-RUIZ, J. M. (2011). Runoff and Sediment Transport during the Snowmelt Period in a Mediterranean High-Mountain Catchment.
- LANE, S. N., WESTAWAY, R. M. & MURRAY HICKS, D. (2003): Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**(3): 249–271.
- LANE, S. N., BAKKER, M., GABBUD, C., MICHELETTI, N. & SAUGY, J.-N. (2017): Sediment export, transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession. *Geomorphology*, **277**: 210–227.
- LEWKOWICZ, A. G. (2001): Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80 °N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**(4): 351–366.
- LICHTI, D. & SKALOUD, J. (2010): Registration and Calibration. In G. VOSSELMAN (Hrsg.), *Airborne and terrestrial laser scanning* (S. 83–133). Dunbeath: Whittles Publ. [u.a.]
- LUCKMAN, B. H. (1978): Geomorphic Work of Snow Avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research*, **10**(2): 261–276.

- LUNDQUIST, J. D., NEIMAN, P. J., MARTNER, B., WHITE, A. B., GOTTAS, D. J. & RALPH, F. M. (2008): Rain versus Snow in the Sierra Nevada, California: Comparing Doppler Profiling Radar and Surface Observations of Melting Level. *Journal of Hydrometeorology*, **9**(2): 194–211.
- LYU, L., WANG, Z., CUI, P. & XU, M. (2017): The role of bank erosion on the initiation and motion of gully debris flows. *Geomorphology*, **285**: 137–151.
- MALAMUD, B. D., TURCOTTE, D. L., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P. & REICHENBACH, P. (2004): Landslide Inventories and Their Statistical Properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, **29**(6): 687–711.
- MARREN, P. M. (2005): Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth-Science Reviews*, **70**(3–4): 203–251.
- MATSUOKA, N. (2001): Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, **55**(1-2): 107–134.
- MATSUOKA, N. (2008): Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994–2006) observations. *Geomorphology*, **99**(1-4): 353–368.
- MATTSON, L. E. & GARDNER, J. S. (1991): Mass Wasting on Valley-Side Ice-Cored Moraines, Boundary Glacier, Alberta, Canada. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, **73**(3/4): 123.
- MCCOLL, S. T. (2012): Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, **153-154**: 1–16.
- MERCIER, D., ÉTIENNE, S., SELIER, D. & ANDRÉ, M.-F. (2009): Paraglacial gullying of sediment-mantled slopes: a case study of Colletthøgda, Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard). *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**(13): 1772–1789.
- MESSENZEHL, K., HOFFMANN, T. & DIKAU, R. (2014): Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Mütschans, Swiss National Park — linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology*, **221**: 215–229.
- MICHELETTI, N., LAMBIEL, C. & LANE, S. N. (2015): Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **120**(10): 2155–2175.
- MILAN, D. J., HERITAGE, G. L., LARGE, A. R. G. & FULLER, I. C. (2011): Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. *Geomorphology*, **125**(1): 160–171.

- MOSER, M. & HOHENSINN, F. (1983): Geotechnical aspects of soil slips in Alpine regions. *Engineering Geology*, **19**(3): 185–211.
- MUDELSEE, M. (2006): CLIM-X-DETECT: A Fortran 90 program for robust detection of extremes against a time-dependent background in climate records. *Computers & Geosciences*, **32**(1): 141–144.
- NEUGIRG, F. (2016): Quantifizierung, Analyse und Modellierung von Erosionsprozessen auf Steilhängen in unterschiedlichen Klimaten durch hochaufgelöste Geländemodellen (Dissertation, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt).
- NEUGIRG, F., KAISER, A., HUBER, A. C., HECKMANN, T., SCHINDEWOLF, M., SCHMIDT, J., BECHT, M. & HAAS, F. (2016): Using terrestrial LiDAR data to analyse morphodynamics on steep unvegetated slopes driven by different geomorphic processes. *CATENA*, **142**: 269–280.
- NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2000): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **36**: 1–87.
- NICOLUSSI, K., KAUFMANN, M., PATZELT, G., VAN DER, J. & THURNER, A. (2005): Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany*, **14**(3): 221–234.
- OOSTWOUW WIJDENES, D. J. & ERGENZINGER, P. (1998): Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study. *CATENA*, **33**(3): 179–200.
- OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M., BLIKRA, L., DERRON, M.-H. & METZGER, R. (2009): Characterization and monitoring of the Åknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Science*, **9**(3): 1003–1019.
- ORWIN, J. F., LAMOUREUX, S. F., WARBURTON, J. & BEYLICH, A. (2010): A framework for characterizing fluvial sediment fluxes from source to sink in cold environments. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, **92**(2): 155–176.
- OSAWA, H., MATSUURA, S., MATSUSHI, Y. & OKAMOTO, T. (2017): Seasonal change in permeability of surface soils on a slow-moving landslide in a heavy snow region. *Engineering Geology*, **221**: 1–9.
- PARONUZZI, P., COCCOLO, A. & GARLATTI, G. (1998): Eventi meteorici critico e debris flows nei bacini montani del friuli. *L'Acqua, Associazione Idrotecnica Italiana, Sezione I/Memorie*: 39–50.



- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig: Tauchnitz.
- PETRIE, G. & TOTH, C. K. (2008): Introduction to laser ranging, profiling, and scanning. In J. SHAN & C. K. TOTH (Hrsg.), *Topographic Laser Ranging and Scanning: Principles and Processing* (S. 1–28). CRC Press.
- RAJCZAK, J., PALL, P. & SCHÄR, C. (2013): Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**(9): 3610–3626.
- REID, M. E., LAHUSEN, R. G. & IVERSON, R. M. (1997): Debris-flow initiation experiments using diverse hydrologic triggers. In C.-L. CHEN (Hrsg.), *Debris-flow hazards mitigation* (S. 1–11). New York, NY: American Society of Civil Engineers.
- ROHRER, M. (1989): Determination of the Transition Air Temperature from Snow to Rain and Intensity of Precipitation. In WMO (Hrsg.), *Instruments and Observing Methods* (S. 475–482). WMO/TD.
- RYDER, J. M. (1971): Some Aspects of the Morphometry of Paraglacial Alluvial Fans in South-central British Columbia: Canadian Journal of Earth Sciences. *Can. J. Earth Sci*, **8**(10): 1252–1264.
- SAEZ, J. L., CORONA, C., STOFFEL, M. & BERGER, F. (2013): Climate change increases frequency of shallow spring landslides in the French Alps. *Geology*, **41**(5): 619–622.
- SAILER, R., BRIESE, C., FISCHER, A., KRAINER, K., BOLLMANN, E., RIEG, L. & STÖTTER, J. (2010): Analyse und Messung von klimabedingten Permafrostdegradationen auf Basis von Airborne Laser Scanning (ALS) im alpinen Hochgebirge. In AUSTROCLIM (Hrsg.), *Österreichischer Klimatag* (S. 1–2). Wien.
- SAILER, R., BOLLMANN, E., HINKES, S., RIEG, L., SPROSS, M. & STÖTTER, J. (2012): Quantification of geomorphodynamics in glaciated and recently deglaciated terrain based on airborne laser scanning data. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, **94**(1): 17–32.
- SALCIARINI, D., GODT, J. W., SAVAGE, W. Z., CONVERSINI, P., BAUM, R. L. & MICHAEL, J. A. (2006): Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy. *Landslides*, **3**(3): 181–194.
- SANDERSEN, F., BAKKEHØI, S., HESTNES, E. & LIED, K. (1996): The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. In K. SENNESET (Hrsg.), *Landslides* (S. 97–114). Rotterdam: Balkema.

- SAPPINGTON, J. M., LONGSHORE, K. M. & THOMPSON, D. B. (2007): Quantifying Landscape Ruggedness for Animal Habitat Analysis: A Case Study Using Bighorn Sheep in the Mojave Desert. *Journal of Wildlife Management*, **71**(5): 1419–1426.
- SCHIEFER, E. & GILBERT, R. (2007): Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology*, **88**(1-2): 167–178.
- SCHINDEWOLF, M., KAISER, A., NEUGIRG, F., RICHTER, C., HAAS, F. & SCHMIDT, J. (2016): Seasonal erosion patterns under alpine conditions: Benefits and challenges of a novel approach in physically based soil erosion modeling. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, **60**(1): 109–123.
- SCHLOBIES, K. (2016): Detektion von Oberflächenveränderungen im Bereich potenzieller Toteismilieus aus airborne LiDAR-Daten unter Anwendung der logistischen Regression in einem zentralalpinen Einzugsgebiet (Master Thesis, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt).
- SCHMIDT, J. (1996): *Entwicklung und Anwendung eines physikalisch begründeten Simulationsmodells für die Erosion geneigter landwirtschaftlicher Nutzflächen*. Berliner Geographische Abhandlungen.
- SCHROTT, L., ANDREAS HÖRDT & RICHARD DIKAU (Hrsg.). (2003): *Geophysical applications in geomorphology*. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- SCHUERCH, P., DENSMORE, A. L., MCARDELL, B. W. & MOLNAR, P. (2006): The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment. *Geomorphology*, **78**(3-4): 222–235.
- SCHUMM, S. A. & LUSBY, G. C. (1963): Seasonal variation of infiltration capacity and runoff on hillslopes in western Colorado. *Journal of Geophysical Research*, **68**(12): 3655–3666.
- SHAN, J. & TOTH, C. K. (Hrsg.). (2008): *Topographic Laser Ranging and Scanning: Principles and Processing*. CRC Press.
- SLAYMAKER, O. (2009): Proglacial, periglacial or paraglacial? *Geological Society, London, Special Publications*, **320**(1): 71–84.
- SLAYMAKER, O. (2011): Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaestiones Geographicae*, **30**(1): 85–94.

- SOLÉ, A., PLANA, F., GALLART, F., JOSA, R., PARDINI, G. & ARINGHERI, R. (1992): How mudrock and soil physical properties influence badland formation at Vallcebre (Pre-Pyrenees, NE Spain). *CATENA*, **19**(3-4): 287–300.
- STANCHI, S., FREPPAZ, M., CEAGLIO, E., MAGGIONI, M., MEUSBURGER, K., ALEWELL, C. & ZANINI, E. (2014): Soil erosion in an avalanche release site (Valle d'Aosta: Italy): towards a winter factor for RUSLE in the Alps. *Natural Hazards and Earth System Science*, **14**(7): 1761–1771.
- STOCKER, E. (1985): Zur Morphodynamik von Plaiken, Erscheinungsformen beschleunigter Hangabtragung in den Alpen, anhand von Messungsergebnissen aus der Kreuzeckgruppe, Kärnten. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, **127**: 44–70.
- STOFFEL, M. & HUGGEL, C. (2012): Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography*, **36**(3): 421–439.
- STOFFEL, M., TIRANTI, D. & HUGGEL, C. (2014): Climate change impacts on mass movements—case studies from the European Alps. *The Science of the total environment*, **493**: 1255–1266.
- SUKHANOVSKI, Y., DEMIDOV, V. & OLLESCH, G. (2004): A model of rill erosion by snowmelt. In V. GOLOSOV, V. BELYAEV & D. E. WALLING (Hrsg.), *Sediment transfer through the fluvial system* (Bd. 288, S. 354–360). Wallingford: IAHS.
- TERLIEN, M. T. J. (1998): The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology*, **35**(2-3): 124–130.
- TIWAG. (2016). Kraftwerk Kaunertal.
- TROPPER, P., KRENN, K. & HOINKES, G. (2012): Mineralogie und Petrologie des austroalpinen Mineralogie und Petrologie des austroalpinen Kristallins in der südlichen Umgebung von Obergurgl: Der Übergang vom Ötztal Komplex in den Schneeberg Komplex (Ötztal, Österreich, Passeiertal, Südtirol). In E.-M. KOCH & B. ERSCHBAMER (Hrsg.), *An den Grenzen des Waldes und der menschlichen Siedlung* (S. 181–209). Series / Alpine Forschungsstelle Obergurgl. Innsbruck: Innsbruck Univ. Press.
- VALENTIN, C., POESEN, J. & LI, Y. (2005): Gully erosion: Impacts, factors and control. *CATENA*, **63**(2-3): 132–153.
- VARNES, D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes. In NATIONAL RESEARCH COUNCIL (Hrsg.), *TRB Special Report* (S. 11–33). Washington D.C: Transportation Research Board National Research Council.

- VEHLING, L. (2016): Gravitative Massenbewegungen an alpinen Felshängen: Quantitative Bedeutung in der Sedimentkaskade proglazialer Geosysteme (Kaunertal, Tirol) Der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg zur Erlangung des Doktorgrades Dr. rer. nat. vorgelegt von Gravitative Massenbewegungen an alpinen Felshängen: Quantitative Bedeutung in der Sedimentkaskade proglazialer Geosysteme (Kaunertal, Tirol) (Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen).
- VEHLING, L., HILGER, L., DUSIK, J.-M., NEUGIRG, F., HAAS, F., HECKMANN, T., ROHN, J., MOSER, M. & BECHT, M. (2013): Integrating geomorphological and geotechnical mapping for sediment budgeting in the upper Kaunertal valley, Austrian Alps. *Geophysical Research Abstracts*, **15**.
- VERICAT, D., SMITH, M. W. & BRASINGTON, J. (2014): Patterns of topographic change in sub-humid badlands determined by high resolution multi-temporal topographic surveys. *CATENA*, **120**: 164–176.
- VOSSELMAN, G. (Hrsg.). (2010): *Airborne and terrestrial laser scanning*. Dunbeath: Whittles Publ. [u.a.]
- WANNER, H., GYALISTRAS, D., LUTERBACHER, J., RICKLI, R., SALVISBERG, E., SCHMUTZ, C. & BRÖNNIMANN, S. (2000): *Klimawandel im Schweizer Alpenraum*. [NFP 31 Schlussbericht]. Zürich: Vdf, Hochschul-Verlag an der ETH.
- WARBURTON, J. (1990): An Alpine Proglacial Fluvial Sediment Budget. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, **72**(3/4): 261–272.
- WARBURTON, J. (1994): Channel change in relation to meltwater flooding, Bas Glacier d’Arolla, Switzerland. *Geomorphology*, **11**(2): 141–149.
- WEINGARTNER, R. & PEARSON, C. (2001): A Comparison of the Hydrology of the Swiss Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Mountain Research and Development*, **21**(4): 370–381.
- WETZEL, K.-F. (1992): *Abtragsprozesse an Hängen und Feststoffführung der Gewässer. Dargestellt am Beispiel der pleistozänen Lockergesteine des Lainbachgebietes (Benediktbeuern / Obb.)* Münchener Geographische Abhandlungen B. München: Geobuch-Verlag.
- WHEATON, J. M. (2008): *Uncertainty in Morphological Sediment Budgeting of Rivers*. Southampton (PhD Thesis).

- WHEATON, J. M., BRASINGTON, J., DARBY, S. E. & SEAR, D. A. (2009): Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*: n/a.
- WIECZOREK, G. F., MORGAN, B. A. & CAMPBELL, R. H. (2000): Debris-flow hazards in the Blue Ridge of central Virginia. *Environmental & Engineering Geoscience*, **6**(1): 3–23.
- WIECZOREK, G. F. & GLADE, T. (2005): Climatic factors influencing occurrence of debris flows. In M. JAKOB & O. HUNGR (Hrsg.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena* (S. 325–362). Springer Praxis Books. Berlin, Heidelberg: Praxis Publishing Ltd.
- WIEGAND, C. & GEITNER, C. (2012): Flachgründiger Abtrag auf Wiesen- und Weideflächen in den Alpen (Blaiken) – Wissensstand, Datenbasis und Forschungsbedarf. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, **152**: 130–162.
- WILLIAMS, R. (2012): DEMs of Difference. In L. E. CLARKE (Hrsg.), *Geomorphological Techniques (Online Edition)*. London: British Society for Geomorphology.
- WORLD GLACIER MONITORING SERVICE. (2015). Fluctuations of Glaciers Database. World Glacier Monitoring Service (WGMS).
- ZEMP, M. (2006): Glaciers and Climate Change: Spatio-temporal Analysis of Glacier Fluctuations in the European Alps after 1850 (Dissertation, Universität Zürich, Zürich).
- ZEMP, M., FREY, H., GÄRTNER-ROER, I., NUSSBAUMER, S. U., HOELZLE, M., PAUL, F., HAEBERLI, W., DENZINGER, F., AHLSTRØM, A. P., ANDERSON, B., BAJRACHARYA, S., BARONI, C., BRAUN, L. N., CÁCERES, B. E., CASASSA, G., COBOS, G., DÁVILA, L. R., DELGADO GRANADOS, H., DEMUTH, M. N., ESPIZUA, L., FISCHER, A., FUJITA, K., GADEK, B., GHAZANFAR, A., OVE HAGEN, J., HOLMLUND, P., KARIMI, N., LI, Z., PELTO, M., PITTE, P., POPOVNIN, V. V., PORTOCARRERO, C. A., PRINZ, R., SANGEWAR, C. V., SEVERSKIY, I., SIGURÐSSON, O., SORUCO, A., USUBALIEV, R. & VINCENT, C. (2015): Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, **61**(228): 745–762.
- ZEMP, M., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2009): Six decades of glacier mass-balance observations: A review of the worldwide monitoring network. *Annals of Glaciology*, **50**(50): 101–111.
- ZEVENBERGEN, L. & THORNE, C. R. (1987): Quantitative Analysis of Land Surface Topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, **12**: 47–56.

- ZIMMERMANN, M. & HAEBERLI, W. (1992): Climatic Change and Debris Flow Activity in High-Mountain Areas: A Case Study in the Swiss Alps. In M. BOER & E. A. KOSTER (Hrsg.), *Greenhouse impact on cold climate ecosystems and landscapes: selected papers of the European Conference on Landscape Ecological Impact of Climatic Change, Lunteren, The Netherlands, December 3 - 7, 1989* (Bd. 22, S. 59–72). Catena - Supplementband. Cremlingen-Destedt: Catena-Verlag.
- ZIMMERMANN, M., MANI, P., GAMMA, P., GSTEIGER, P., HEINIGER, O. & HUNZIKER, G. (1997): *Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz*. Schlussbericht NFP 31. Zürich.



# A Appendix

## A.1 Quantifizierung

Tab. A.1: UF-spezifische LoDs der ALS-basierten Untersuchungszeiträume

UF	Zeitraum	Sep 2006 - Juli 2014		Juli 2012 - Sep 2012	
		Max. [m]	Mittel [m]	Max. [m]	Mittel [m]
1		2.18	0.12	1.65	0.11
2		0.50	0.18	1.15	0.14
3		1.81	0.10	2.16	0.06
4-5		2.08	0.11	2.01	0.07
6		3.10	0.11	2.39	0.07
11		1.37	0.16	1.25	0.13
16		2.68	0.08	1.81	0.05
19		2.45	0.10	1.44	0.09
17-18		5.21	0.10	3.35	0.06
50		1.98	0.12	1.90	0.07
51		2.34	0.12	2.70	0.09
53		0.94	0.10	1.08	0.05
54		0.81	0.09	0.99	0.05



Tab. A.2: UF-spezifische LoDs der TLS-basierten Untersuchungszeiträume

<b>Zeitraum</b>	<b>UF</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4-5</b>	<b>6</b>	<b>16</b>	<b>17-18</b>
<b>Sommer 2012</b>	Max. [m]	0.36	1.41	2.18			
	Mittel [m]	0.08	0.11	0.11			
<b>Sommer 2013</b>	Max. [m]	0.39		2.54			
	Mittel [m]	0.09		0.12			
	SD [m]	0.04		0.08			
<b>Sommer 2014</b>	Max. [m]	0.51	1.72	2.51	2.33	0.83	5.43
	Mittel [m]	0.09	0.11	0.12	0.12	0.08	0.11
<b>Sommer 2015</b>	Max. [m]	0.59		2.53	2.27	0.83	4.79
	Mittel [m]	0.09		0.13	0.13	0.09	0.11
<b>Winter 11-12</b>	Max. [m]	0.50	1.45	2.12			
	Mittel [m]	0.11	0.11	0.11			
<b>Winter 12-13</b>	Max. [m]	0.37	1.64	2.42	2.02		
	Mittel [m]	0.08	0.11	0.12	0.12		
<b>Winter 13-14</b>	Max. [m]	0.45		2.53			
	Mittel [m]	0.09		0.12			
<b>Winter 14-15</b>	Max. [m]	0.59	1.76	2.52	2.30	0.83	4.76
	Mittel [m]	0.09	0.12	0.12	0.13	0.09	0.11

## A.2 Hangmorphometrie

### A.2.1 Sommer

#### A.2.1.1 Planwölbung

**Tab. A.3:** Mittlere Veränderungen der Planwölbung am Oberhang nach dem Sommer

	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2
<b>3</b>	-0.13	-0.01			-0.24	-0.17		
<b>4-5</b>	-0.08	-0.08	-0.04	-0.18	-0.02	-0.28	-0.24	-0.24
<b>6</b>					0.05	-0.18	0.03	-0.11
<b>16</b>					-0.02	-0.18	-0.05	0.29
<b>17-18</b>					0.59	-0.29	-0.06	0.02

**Tab. A.4:** Teststatistiken der sommerlichen Planwölbungsveränderungen am Oberhang

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	-0.79	0.43			-0.27	0.79		
<b>4-5</b>	-0.00	0.10	0.63,	0.53	4.59	0.00	0.03	0.98
<b>6</b>					3.69	0.00	0.29	0.77
<b>16</b>					6.67	0.00	-1.23	0.22
<b>17-18</b>					1.45	0.15	-0.43	0.67

**Tab. A.5:** Mittlere Veränderungen der Planwölbung am Unterhang nach dem Sommer

	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2
<b>3</b>	-0.12	0.00			-0.22	-0.05		
<b>4-5</b>	0.12	-0.08	0.01	-0.04	-0.11	-0.07	-0.13	-0.21
<b>6</b>					-0.13	-0.03	-0.13	-0.02
<b>16</b>					-0.15	0.02	-0.26	0.42
<b>17-18</b>					-0.13	-0.08	-0.25	0.54

**Tab. A.6:** Teststatistiken der sommerlichen Planwölbungsveränderungen am Unterhang

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	-0.85	0.39			-1.87	0.06		
<b>4-5</b>	2.44	0.02	0.34	0.736	-0.94	0.35	0.42	0.67
<b>6</b>					-4.67	0.00	-1.04	0.30
<b>16</b>					-1.82	0.07	-1.99	0.05
<b>17-18</b>					-0.74	0.46	-2.33	0.03

A.2.1.2 Profilwölbung

**Tab. A.7:** Mittlere Veränderungen der Profilwölbung am Oberhang nach dem Sommer

	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2
<b>3</b>	0.16	0.00			-0.52	0.74		
<b>4-5</b>	0.14	0.23	-0.38	0.46	-0.16	-0.08	-0.02	0.12
<b>6</b>					0.06	-0.27	0.12	0.36
<b>16</b>					0.02	-0.07	-1.09	-0.67
<b>17-18</b>					0.64	-0.09	0.11	0.13

**Tab. A.8:** Teststatistiken der sommerlichen Profilwölbungsveränderungen am Oberhang

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	0.32	0.75			0.34	0.74		
<b>4-5</b>	-0.33	0.75	-1.91	0.06	-0.67	0.50	-0.83	0.41
<b>6</b>					1.76	0.08	-0.39	0.70
<b>16</b>					5.12	0.00	-0.30	0.77
<b>17-18</b>					1.19	0.24	-0.08	0.94

**Tab. A.9:** Mittlere Veränderungen der Profilwölbung am Unterhang nach dem Sommer

	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2
<b>3</b>	-0.43	-0.03			0.00	-0.07		
<b>4-5</b>	-0.02	0.10	-0.07	-0.03	-0.08	-0.68	-0.09	-0.19
<b>6</b>					-0.07	-0.01	-0.06	-0.02
<b>16</b>					-0.02	-0.02	-0.34	0.55
<b>17-18</b>					-0.01	0.00	-0.11	0.54

**Tab. A.10:** Teststatistiken der sommerlichen Profilwölbungsveränderungen am Unterhang

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	-0.52	0.60			1.25	0.21		
<b>4-5</b>	-0.53	0.59	-0.45	0.66	0.93	0.35	0.52	0.61
<b>6</b>					-2.45	0.01	-0.36	0.72
<b>16</b>					-0.04	0.97	-2.57	0.01
<b>17-18</b>					-0.23	0.82	-1.96	0.06

A.2.1.3 Hangneigung

**Tab. A.11:** Mittlere Veränderungen der Hangneigung am Oberhang nach dem Sommer

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2
3	41.24	41.41			42.73	43.38		
4-5	43.11	42.23	38.02	37.90	39.56	40.16	35.60	36.11
6					40.79	41.54	42.80	41.62
16					41.13	41.82	34.27	34.62
17-18					37.93	38.68	36.11	35.34

**Tab. A.12:** Teststatistiken der sommerlichen Hangneigungsveränderungen am Oberhang

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	t	p	t	p	t	p	t	p
3	-0.10	0.92			-0.51	0.61		
4-5	1.34	0.18	0.10	0.92	-1.30	0.20	-0.57	0.57
6					-1.20	0.23	0.48	0.63
16					-2.49	0.013	-0.14	0.89
17-18					-1.88	0.06	0.67	0.50

**Tab. A.13:** Mittlere Veränderungen der Hangneigung am Unterhang nach dem Sommer

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2
3	35.20	36.83			34.46	33.35		
4-5	33.59	35.21	30.98	30.95	32.41	33.86	32.19	31.31
6					29.82	30.27	23.87	25.23
16					25.82	25.12	30.89	34.19
17-18					31.48	31.84	27.08	29.80

**Tab. A.14:** Teststatistiken der sommerlichen Hangneigungsveränderungen am Unterhang

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	t	p	t	p	t	p	t	p
3	-1.04	0.30			1.60	0.11		
4-5	-2.30	0.02	0.03	0.98	-3.85	0.00	0.92	0.36
6					-1.02	0.31	-1.14	0.25
16					0.59	0.56	-1.50	0.14
17-18					-0.27	0.79	-0.70	0.49

A.2.1.4 Oberflächenrauigkeit

**Tab. A.15:** Mittlere Veränderungen der Oberflächenrauigkeit am Oberhang nach dem Sommer

	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2
<b>3</b>	0.16	0.15			0.15	0.16		
<b>4-5</b>	0.16	0.14	0.13	0.14	0.16	0.16	0.14	0.14
<b>6</b>					0.18	0.19	0.15	0.15
<b>16</b>					0.20	0.21	0.16	0.18
<b>17-18</b>					0.19	0.19	0.17	0.17

**Tab. A.16:** Teststatistiken der sommerlichen Rauigkeitsveränderungen am Oberhang

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	0.51	0.61			-1.09	0.28		
<b>4-5</b>	3.38	0.00	-2.71	0.01	-0.09	0.93	-1.31	0.19
<b>6</b>					-0.64	0.52	-0.49	0.63
<b>16</b>					-2.28	0.02	-1.52	0.13
<b>17-18</b>					-1.15	0.25	0.48	0.64



**Tab. A.17:** Mittlere Veränderungen der Oberflächenrauigkeit am Unterhang nach dem Sommer

	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2
<b>3</b>	0.13	0.14			0.12	0.12		
<b>4-5</b>	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.13	0.11	0.11
<b>6</b>					0.12	0.13	0.09	0.10
<b>16</b>					0.09	0.09	0.14	0.15
<b>17-18</b>					0.14	0.14	0.12	0.14

**Tab. A.18:** Teststatistiken der sommerlichen Rauigkeitsveränderungen am Unterhang

ID	Sommer 2012		Sommer 2013		Sommer 2014		Sommer 2015	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	-1.10	0.27			0.17	0.87		
<b>4-5</b>	0.34	0.73	-0.95	0.34	-2.79	0.01	0.44	0.66
<b>6</b>					-0.47	0.64	-0.64	0.52
<b>16</b>					-0.13	0.90	-1.47	0.14
<b>17-18</b>					-0.47	0.64	-0.63	0.53

### A.2.2 Winter

#### A.2.2.1 Planwölbung

**Tab. A.19:** Mittlere Veränderungen der Planwölbung am Oberhang nach dem Winter

	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2
<b>3</b>	-0.12	-0.16	-0.05	0.04			0.19	0.13
<b>4-5</b>	-0.28	-0.06	0.01	-0.12	-0.10	-0.13	0.01	-0.15
<b>6</b>			-0.07	-0.09			-0.10	-0.13
<b>16</b>							0.11	-0.08
<b>17-18</b>							-0.01	-0.22

**Tab. A.20:** Teststatistiken der winterlichen Planwölbungsveränderungen am Oberhang

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	0.29	0.77	-0.59	0.55			0.19	0.85
<b>4-5</b>	-1.30	0.20	1.41	0.16	0.39	0.70	2.61	0.01
<b>6</b>			0.27	0.79			0.35	0.73
<b>16</b>							2.44	0.02
<b>17-18</b>							2.86	0.01

**Tab. A.21:** Mittlere Veränderungen der Planwölbung am Unterhang nach dem Winter

	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2	PIC 1	PIC 2
<b>3</b>	-0.30	-0.11	-0.13	0.06			-0.23	-0.13
<b>4-5</b>	-0.15	0.11	-0.07	-0.04	-0.00	-0.00	-0.20	-0.00
<b>6</b>			-0.09	-0.03			-0.20	-0.03
<b>16</b>							-0.18	0.01
<b>17-18</b>							0.03	-0.07

**Tab. A.22:** Teststatistiken der winterlichen Planwölbungsveränderungen am Unterhang

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	-1.06	0.29	-1.94	0.05			-0.40	0.69
<b>4-5</b>	-2.60	0.01	-1.11	0.27	0.01	1.00	-5.24	0.00
<b>6</b>			-1.37	0.17			-3.73	0.00
<b>16</b>							-1.06	0.29
<b>17-18</b>							1.61	0.11

A.2.2.2 Profilwölbung

**Tab. A.23:** Mittlere Veränderungen der Profilwölbung am Oberhang nach dem Winter

	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2
<b>3</b>	0.20	-0.10	-0.12	0.36			-0.47	-0.22
<b>4-5</b>	-0.06	-0.02	-1.09	-0.07	0.01	-0.07	0.00	-0.06
<b>6</b>			0.11	-0.10			0.05	-0.04
<b>16</b>							0.03	0.01
<b>17-18</b>							0.04	-0.11

**Tab. A.24:** Teststatistiken der winterlichen Profilwölbungsveränderungen am Oberhang

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	1.59	0.11	-1.93	0.06			-0.43	0.67
<b>4-5</b>	-0.35	0.73	-1.25	0.21	0.77	0.44	0.58	0.56
<b>6</b>			2.48	0.01			2.38	0.02
<b>16</b>							0.38	0.71
<b>17-18</b>							2.52	0.01

**Tab. A.25:** Mittlere Veränderungen der Profilwölbung am Unterhang nach dem Winter

	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2	PrC 1	PrC 2
<b>3</b>	-0.18	0.01	0.05	0.09			-0.08	0.01
<b>4-5</b>	-0.12	0.02	-0.30	-0.05	-0.07	0.03	-0.08	-0.02
<b>6</b>			-0.04	-0.01			0.07	0.00
<b>16</b>							-0.18	-0.27
<b>17-18</b>							0.04	-0.04

**Tab. A.26:** Teststatistiken der winterlichen Profilwölbungsveränderungen am Unterhang

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	-0.90	0.37	-0.16	0.88			-0.32	0.75
<b>4-5</b>	-1.37	0.17	-0.80	0.42	-0.21	0.83	-1.10	0.27
<b>6</b>			-1.02	0.31			0.84	0.40
<b>16</b>							0.35	0.73
<b>17-18</b>							2.09	0.04

A.2.2.3 Hangneigung

**Tab. A.27:** Mittlere Veränderungen der Hangneigungen am Oberhang nach dem Winter

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2
3	43.72	41.70	41.09	42.56			43.97	43.03
4-5	40.57	40.65	43.90	42.42	40.97	41.06	44.11	43.67
6			43.38	42.70			42.96	43.00
16							35.78	35.08
17-18							37.87	38.58

**Tab. A.28:** Teststatistiken der winterlichen Hangneigungsveränderungen am Oberhang

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	t	p	t	p	t	p	t	p
3	1.87	0.06	-1.50	0.14			0.71	0.48
4-5	-0.07	0.94	1.21	0.23	-0.16	0.87	1.04	0.30
6			1.50	0.14			-0.07	0.95
16							0.75	0.46
17-18							-1.40	0.16

**Tab. A.29:** Mittlere Veränderungen der Hangneigungen am Unterhang nach dem Winter

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2	Slope 1	Slope 2
3	37.13	33.75	35.25	35.37			34.84	34.72
4-5	33.74	33.39	32.13	32.26	36.45	34.01	34.42	33.21
6			34.67	34.42			34.17	33.01
16							29.41	27.83
17-18							27.53	29.72

**Tab. A.30:** Teststatistiken der winterlichen Hangneigungsveränderungen am Unterhang

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	t	p	t	p	t	p	t	p
3	2.45	0.02	-0.16	0.87			0.09	0.93
4-5	0.47	0.64	-0.27	0.79	2.71	0.01	2.17	0.03
6			0.62	0.54			1.46	0.15
16							0.94	0.35
17-18							-1.90	0.06

A.2.2.4 Oberflächenrauigkeit

**Tab. A.31:** Mittlere Veränderungen der Oberflächenrauigkeit am Oberhang nach dem Winter

	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2
<b>3</b>	0.17	0.14	0.14	0.16			0.14	0.14
<b>4-5</b>	0.19	0.18	0.20	0.18	0.16	0.14	0.17	0.16
<b>6</b>			0.20	0.20			0.20	0.19
<b>16</b>							0.17	0.17
<b>17-18</b>							0.18	0.18

**Tab. A.32:** Teststatistiken der winterlichen Rauigkeitsveränderungen am Oberhang

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	2.41	0.02	-2.17	0.03			0.08	0.94
<b>4-5</b>	1.45	0.15	0.86	0.39	4.24	0.00	0.95	0.34
<b>6</b>			1.44	0.15			2.39	0.02
<b>16</b>							0.51	0.61
<b>17-18</b>							-0.21	0.84



**Tab. A.33:** Mittlere Veränderungen der Oberflächenrauigkeit am Unterhang nach dem Winter

	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2	VRM 1	VRM 2
<b>3</b>	0.14	0.12	0.11	0.12			0.13	0.13
<b>4-5</b>	0.11	0.10	0.12	0.12	0.13	0.11	0.13	0.12
<b>6</b>			0.15	0.15			0.15	0.15
<b>16</b>							0.12	0.12
<b>17-18</b>							0.11	0.11

**Tab. A.34:** Teststatistiken der winterlichen Rauigkeitsveränderungen am Unterhang

ID	Winter 2011/12		Winter 2012/13		Winter 2013/14		Winter 2014/15	
	t	p	t	p	t	p	t	p
<b>3</b>	1.42	0.16	-1.92	0.06			0.36	0.72
<b>4-5</b>	2.25	0.03	-0.44	0.66	4.11	0.00	0.74	0.46
<b>6</b>			0.28	0.78			0.66	0.51
<b>16</b>							-1.07	0.29
<b>17-18</b>							-0.70	0.49