

Permafrost und Sedimenthaushalt in einem alpinen Geosystem

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich–Wilhelms–Universität Bonn

vorgelegt von

Michael Nyenhuis

aus

Waldbröl

Bonn 2005

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

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

1. Referent: Prof. Dr. Richard Dikau
2. Referent: Priv.-Doz. Dr. Lothar Schrott

Tag der Promotion: 31.08.2005

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung und Zielsetzung	4
1.2 Lösungsweg und methodische Konzeption	5
2 Theoretische und methodische Grundlagen	7
2.1 Permafrost	7
2.1.1 Definitionen, Eigenschaften und Verbreitungsmuster	7
2.1.2 Prozessuale und energetische Grundlagen	11
2.1.2.1 Polarer Permafrost	13
2.1.2.2 Hochgebirgspermafrost	16
2.1.2.3 Die Rolle von oberflächennaher Substratbedeckung und Reliefstruktur	18
2.2 Blockgletscher	27
2.2.1 Definition	27
2.2.2 Gemorphometrische Eigenschaften	28
2.2.3 Blockgletschergenese	32
2.2.4 Aktivitätszustände	36
2.2.4.1 Aktive Blockgletscher	36
2.2.4.2 Inaktive Blockgletscher	37
2.2.4.3 Reliktische Blockgletscher	38
2.2.5 Räumliche Verbreitung von Blockgletschern	39
2.3 Alpiner Sedimenthaushalt	41
2.4 Methoden zur Permafrostermittlung	49
2.4.1 Feldmethoden	49

2.4.2 Numerische Modellierung der Permafrostverbreitung	51
2.5 Forschungsbedarf	56
3 Methodik der Untersuchung	61
3.1 Digitale Datengrundlagen	61
3.1.1 Das 25 m Höhenmodell DHM25	61
3.1.2 Das 1m Höhenmodell und die Luftbilddaten der HRSC–A	62
3.2 Methoden zur Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung	65
3.2.1 Indikatormethode und Blockgletscherinventar	65
3.2.1.1 Geomorphologische Kartierung mit HRSC–Daten	66
3.2.1.2 Blockgletscherinventar	68
3.2.2 Permafrostmodellierung mit Blockgletscherdaten	71
3.2.2.1 Modell I (ROGMOD)	72
3.2.2.2 Modelle II bis IV: Logistische Regressionen	72
3.2.3 Modellierung mit PERMAMAP	77
3.2.4 Modellgüte und Validierung	79
3.3 Methoden zur Ermittlung der lokalen Permafrostverbreitung	81
3.3.1 Monitoring der Basistemperatur der Schneedecke (BTS)	81
3.3.2 Geophysikalische Methoden	82
3.4 Sedimentspeicher Blockgletscher	88
4 Untersuchungsgebiet	91
4.1 Klima	93
4.2 Geologie	95
4.3 Geomorphologie	97
4.4 Vorarbeiten und laufende Studien	98
5 Ergebnisse und Diskussion	100
5.1 Regionale Permafrostverbreitung	100
5.1.1 Blockgletscherinventar	100

5.1.2 Permafrostmodellierung mit Blockgletscherdaten (Modelle I bis IV)	119
5.1.2.1 Modell I (ROGMOD)	119
5.1.2.2 Modelle II bis IV	123
5.1.3 Modellierung der Permafrostverbreitung mit PERMAMAP	137
5.1.4 Vergleich der Modellierungsergebnisse	139
5.1.5 Zusammenfassung	143
5.2 Lokale Permafrostverbreitung	145
5.2.1 Lokale Permafrostkartierung im südöstlichen Hungerlitalli	145
5.2.1.1 Monitoring der Basistemperatur der Schneedecke (BTS)	149
5.2.1.2 Geophysikalische Messungen	154
5.2.2 Zusammenfassung	168
5.3 Sedimentspeicher Blockgletscher	169
5.3.1 Klimatische und geomorphologische Bedeutung von Blockgletschern	178
5.3.2 Zusammenfassung	183
6 Schlussfolgerungen und Ausblick	185
7 Zusammenfassung	189
8 Literaturverzeichnis	191
Anhang	205
Dank	

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1: Schematische Darstellung des Aufbaus der Arbeit	6
Abb. 2.1: Temperaturprofil im Permafrost	11
Abb. 2.2: Energiebilanzfaktoren der Erdoberfläche	13
Abb. 2.3: Einflussbereiche einzelner Mechanismen des Energietransfers	14
Abb. 2.4: Eislinsen unter Blockschutt	22
Abb. 2.5: Geometrische Parameter eines Talus-Blockgletschers	29
Abb. 2.6: Aktiver Blockgletscher HT05 im Hungerlitalli	30
Abb. 2.7: Blockgletschertypen nach BARSCH (1988, 1996)	33
Abb. 2.8: Kryosphärenmodell nach HAEBERLI (1985)	39
Abb. 2.9: Alpines Sedimenttransfermodell	44
Abb. 3.1: Ausschnitte des HRSC-Luftbildes	64
Abb. 3.2: Schräglichtdarstellung des HRSC-Höhenmodells. Stirn des Blockgletschers HT02a	67
Abb. 3.3: Schräglichtdarstellung des HRSC-Höhenmodells. Reliktische Blockgletscher im Hungerlitalli	69
Abb. 3.5: Beziehung zwischen der PISR und der MAAT	79
Abb. 4.1: Lage des Turtmantals in der Schweiz	92
Abb. 4.2: Geologischer Untergrund der südlichen Walliser Alpen	96
Abb. 5.1: Auszug aus dem Blockgletscherkatalog	102
Abb. 5.2: Prozentuale Verteilung der Blockgletscher nach Expositionsklassen	104
Abb. 5.3: Prozentuale Verteilung der Blockgletscher nach Höhenstufen	104
Abb. 5.4: Prozentuale Verteilung der aktiven Blockgletscher nach Exposition	105
Abb. 5.5: Prozentuale Verteilung der inaktiven Blockgletscher nach Exposition	106
Abb. 5.6: Prozentuale Verteilung der reliktschen Blockgletscher nach Exposition	106
Abb. 5.7: Anzahl der aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher in den acht Expositionsklassen	107

Abb. 5.8: Prozentuale Verteilung der aktiven Blockgletscher nach Höhenstufen	108
Abb. 5.9: Prozentuale Verteilung der inaktiven Blockgletscher nach Höhenstufen	108
Abb. 5.10: Prozentuale Verteilung der reliktsichen Blockgletscher nach Höhenstufen	109
Abb. 5.11: Anzahl der aktiven, inaktiven und reliktsichen Blockgletscher nach Höhenstufen	109
Abb. 5.12: Höhenverteilung der aktiven, inaktiven und reliktsichen Blockgletscher nach Exposition	111
Abb. 5.13: Höhenlage der Wurzelzonen aktiver Blockgletscher	116
Abb. 5.14: Maximale Höhe der Seitentäler in Abhängigkeit von der maximalen Höhe der Wurzelzonen aktiver Blockgletscher	117
Abb. 5.15: Durch Modell I (ROGMOD) simulierte diskontinuierliche Permafrostverbreitung	122
Abb. 5.16: Modellierte Permafrostwahrscheinlichkeiten der Modelle II, III und IV	126
Abb. 5.17: ROC–Kurven der Modelle II, III und IV	129
Abb. 5.18: Prognosefehler der Modelle II, III und IV	134
Abb. 5.19: Vergleichende Darstellung der Simulationsergebnisse der Modelle ROGMOD, PSIM und PERMAMAP	138
Abb. 5.20: Vergleich von PSIM und PERMAMAP	141
Abb. 5.21: Vergleich von PSIM und PERMAMAP	142
Abb. 5.22: Kartiergebiet im südöstlichen Hungerlitalli	145
Abb. 5.23: Aufnahmen der automatischen Kamera	148
Abb. 5.24: Standorte der UTL–Temperaturmessungen	150
Abb. 5.25: Temperaturkurven der Logger 201, 211 und 234	152
Abb. 5.26: Positionen der Geophysik–Profile im Rothornkar	155
Abb. 5.27: 2D–Tomogramme der Geoelektrik–Profile GE1, GE2 und GE3	159
Abb. 5.28: Aufnahmen der automatischen Kamera	160
Abb. 5.29: 2D–Tomogramme der Geoelektrik–Profile GE4, GE5 und GE6	162
Abb. 5.30: Messstandort der Profile GE5 und GE6	164
Abb. 5.31: Blockgletschermächtigkeiten im Turtmantal	171
Abb. 5.32: Blockgletschermächtigkeit in Abhängigkeit von der Fläche der Blockgletscher	173
Abb. 5.33: Blockgletschervolumina der einzelnen Seitentäler	178
Abb. 5.34: Blockgletscherverteilung und Hangneigung	180
Abb. 5.35: Sedimentkaskade des Prozesssystems <i>Felswand-Schutthalde-Blockgletscher</i>	182
Abb. A.1: Potenzielle direkte Solarstrahlung im Turtmantal	206

Tabellenverzeichnis

Tab. 1.1: Größenordnungstypen des Reliefs	3
Tab. 2.1: Denudationsraten verschiedener Periglazialgebiete	47
Tab. 4.1: Klimadaten ausgewählter Stationen im Wallis	94
Tab. 5.1: Geomorphometrische Parameter der Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher	114
Tab. 5.2: Mittelwerte der Stirnhöhen der aktiven und inaktiven Blockgletscher	120
Tab. 5.3: Fläche der durch Modell I (ROGMOD) simulierten diskontinuierlichen Permafrostverbreitung	121
Tab. 5.4: Regressionskoeffizienten und statistische Maße der Modelle II, III und IV	124
Tab. 5.5: Gütemaße der Modelle II, III und IV	130
Tab. 5.6: Klassifikationsmatrix mit berechneten Gütekriterien für Modell II	131
Tab. 5.7: Klassifikationsmatrix mit berechneten Gütekriterien für Modell III	132
Tab. 5.8: Klassifikationsmatrix mit berechneten Gütekriterien für Modell IV	132
Tab. 5.9: Fläche der durch PSIM modellierten Permafrostverbreitung	136
Tab. 5.10: Fläche der durch PERMAMAP modellierten Permafrostverbreitung	137
Tab. 5.11: Kreuzvergleiche der Modelle ROGMOD und PSIM mit PERMAMAP	140
Tab. 5.12: Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen	157
Tab. 5.13: Statistische Kennwerte der nach Szenario 1 und Szenario 2 ermittelten Blockgletschermächtigkeiten	173
Tab. 5.14: Berechnete Blockgletschervolumina sowie Sedimentvolumina und -massen der Blockgletscher	176
Tab. 5.15: Minimal- und Maximalabschätzung der Sedimentvolumina und -massen der Blockgletscher	177
Tab. A.1: BTS–Daten des Winters 2001/02	207
Tab. A.2: Statistische Kennwerte der BTS–Daten des Winters 2001/02	208

Tab. A.3: BTS–Daten des Winters 2002/03	209
Tab. A.4: Statistische Kennwerte der BTS–Daten des Winters 2002/03	210
Tab. A.5: BTS–Daten des Winters 2003/04. Logger 301 bis 340	211
Tab. A.6: BTS–Daten des Winters 2003/04. Logger 341 bis 355	212
Tab. A.7: Statistische Kennwerte der BTS–Daten des Winters 2003/04. Logger 301 bis 340	213
Tab. A.8: Statistische Kennwerte der BTS–Daten des Winters 2003/04. Logger 341 bis 355	214
Tab. A.9: Sedimentvolumina der Blockgletscher in den Seitentälern. Szenario 1	215
Tab. A.10: Sedimentvolumina der Blockgletscher in den Seitentälern. Szenario 2	216

Beilagen zur Arbeit

(1) Blockgletscherkatalog des Turtmanntals als Zusatzband

(2) Als Faltkarten liegen der Arbeit bei:

Kartenbeilage 1: Blockgletscherverbreitung im Turtmanntal

Kartenbeilage 2: Regionale Permafrostverbreitung im Turtmanntal. Simulation
mit PSIM

Kartenbeilage 3: Lokale Permafrostverbreitung im Turtmanntal, (A) Permafrost-
kartierung und (B) Substratkartierung im südöstlichen Hungerli-
tälli

Koordinatensystem bei allen Karten: Schweizer Landeskoordinaten 1903 LV03.

Abkürzungsverzeichnis

ArcGIS	GIS der Firma ESRI
ASCII	American standard code for information exchange
AUC	Area under curve (Fläche unter der ROC-Kurve)
BTS	Basistemperatur der hochwinterlichen Schneedecke
CCR	Correct classification rate
DF	Degree of freedom
DHM	Digitales Höhenmodell
DHM25	Digitales Höhenmodell der Schweiz
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.
ELA	Equilibrium line altitude
engl.	englisch
GIS	Geographisches Informationssystem
GPS	Global Positioning System
GRK	Graduiertenkolleg
HRSC-A	High Resolution Stereo Camera – Airborne
ID	Indentification
MAAT	Mean annual air temperature
MAGST	Mean annual ground surface temperature
MAGT	Mean annual ground temperature
m ü. NN	Meter über Normal Null
MySQL	Open Source Datenbank
PISR	Potential incoming solar radiation
RIMINI	Digitales Höhenmodell des Schweizer Bundesamtes für Statistik
ROC	Receiver operating characteristic
russ.	russisch
s.o.	siehe oben

s.u.	siehe unten
SAS	Statistical Analysis System der Firma SAS Institute
SMA	Schweizer Meteorologische Anstalt
SQL	Structured (English) query language
UTL	Universal Temperature Logger der Firma Geotest
vgl.	vergleiche
ZAA	Zero annual amplitude

1 Einleitung

Die räumliche Verbreitung von Permafrost ist in den Alpen vergleichsweise gering. So befinden sich schätzungsweise nur 4 bis 6,6 % der Fläche der Schweiz in einem Bereich, in dem die klimatischen Bedingungen die Existenz von Permafrost ermöglichen (BUWAL, 1992; BADER und KUNZ 1998). Große Teile dieser Regionen liegen in einer klimatischen Grenzlage, in der bei fortschreitender Temperaturerhöhung mit dem sukzessiven Abschmelzen der Permafrostvorkommen zu rechnen ist. Zudem erklärt eine hohe Sensitivität gegenüber Klimaveränderungen das starke wissenschaftliche Interesse, das dem alpinen Permafrost entgegengebracht wird. So können Untersuchungen im Permafrost zu Aussagen über historische Klimaentwicklungen sowie aktuelle Klimaveränderungen führen. Die Ermittlung der Empfindlichkeit hochalpiner Geosysteme gegenüber dem globalen Klimawandel steht im Zentrum vieler Forschungsarbeiten im alpinen Raum. Hochgebirgspermafrost und die an dessen Existenz gebundenen geomorphologischen Prozesse und Formen stellen wichtige Indikatoren für historische Klimabedingungen dar und dienen der Abschätzung möglicher Folgewirkungen zukünftiger Änderungen des Klimas (vgl. HÖLZLE, 1994; IPCC, 1996).

Die Abschätzung der regionalen Permafrostverbreitung, deren lokale Ausprägung und zukünftige Entwicklung sind nicht nur im Kontext des globalen Klimawandels, sondern auch für angewandte Fragestellungen zur Bestimmung des Gefahrenpotenzials einer Region und der Prävention von Naturgefahren von großer Bedeutung (HAEBERLI, 1992; THALPARPAN et al., 1998). Jedoch fehlen bis heute wesentliche prozessuale Grundlagen zum Verständnis der komplexen Interaktionen zwischen Klima, Relief und Permafrost.

Seit Beginn der 1990er Jahre kommt der Erstellung und Anwendung von computergestützten Modellen zur Ermittlung der potenziellen regionalen Per-

mafrostverbreitung eine wachsende Bedeutung zu. Die Eignung computergestützter Modelle zur Abschätzung der potenziellen Permafrostverbreitung auf regionaler Skala konnte weithin bestätigt werden. Neben der Anwendung GIS-gestützter Modellierungsverfahren kommt jedoch der geomorphologischen Kartierung von Permafrostindikatoren nach wie vor eine hohe Bedeutung zu. Auf regionaler Skala stellt die Kartierung von Permafrostindikatoren noch immer eine der praktikabelsten und zuverlässigsten Methoden zur Ermittlung der Permafrostverbreitung dar.

Das Relief – eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche

Als Teilprojekt C 7 war die vorliegende Arbeit in das interdisziplinär angelegte Forschungsprojekt „Graduiertenkolleg 437: Das Relief – eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche“ eingebunden. Zentraler Forschungsgegenstand des Graduiertenkollegs 437 bildet das Relief als Grenzfläche zwischen Atmosphäre / Hydrosphäre und Pedosphäre / Lithosphäre. Die im „Alpinen Cluster“ des Graduiertenkollegs zusammengefassten Teilprojekte befassen sich vor allem mit der Analyse der Wechselwirkungen zwischen geomorphologischen Formen und Prozessen im Hochgebirge.

Das Relief, die strukturelle Anordnung seiner Komponenten und deren räumliche und zeitliche Dynamik sind innerhalb des Graduiertenkollegs 437 von zentraler Bedeutung. So stellt das Relief einerseits einen Regler für unterschiedliche an der Grenzfläche stattfindende geomorphologische Prozesse dar. Andererseits wird das Relief als Produkt von geomorphologischen Prozessen verstanden, die auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen operieren. Demnach wird das Relief als ein räumlich verschachteltes Gefüge von Reliefformenassoziationen unterschiedlichen Alters betrachtet (AHNERT, 1988; DIKAU, 1989; PIKE & DIKAU, 1995; BRUNSDEN, 1996). Die Existenz bestimmter Reliefformen sowie der Ablauf spezifischer geomorphologischer Prozesse ist eng an bestimmte räumliche und zeitliche Skalen gebunden. Nach DIKAU (1989) lässt sich das Relief in bestimmte Größenordnungstypen untergliedern. Die Größenordnungstypen des Reliefs sowie die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Raumskalen sind in Tabelle 1.1 dargestellt.

Tabelle 1.1: Größenordnungstypen des Reliefs und in der vorliegenden Arbeit untersuchte Skalen. Nach DIKAU (1989).

	Größenhaupttyp			Größentyp			BEISPIELE	Untersuchte Skale
	B (m)	F (m ²)	T/H (m)	B (m)	F (m ²)	T/H (m)		
MEGARELIEF	>10 ⁶ 10 ⁶	>10 ¹² 10 ¹²		>10 ⁶ 10 ⁶	>10 ¹² 10 ¹²		Schilde, Ebenheiten	
MAKRORELIEF B			>10 ³			>10 ³	Ebenen, Kontinentale Gebirge	
MAKRORELIEF A				10 ⁵	10 ¹⁰		Mittelgebirge, Plateaus, Tiefebenen	
MESORELIEF B	10 ⁴	10 ⁸	10 ³	10 ⁴	10 ⁸	10 ³	Mittelgebirge, Plateaus, Tiefebenen, Täler	Regional
MESORELIEF A				10 ³	10 ⁶	10 ²	Moränenhügel, Talböden, Täler	Lokal
MIKRORELIEF B	10 ²	10 ⁴	10 ¹	10 ²	10 ⁴	10 ¹	Doline, Düne, Toteisloch, Hangmulde, Rutschung	Objekt
MIKRORELIEF A				10 ¹	10 ²	10 ⁰	Erosionsrinne, -graben, Bachbett	Mikro
NANORELIEF	10 ⁰	10 ⁰	10 ⁻¹	10 ⁰	10 ⁰	10 ⁻¹	Karren, Tafoni, Erosionsrille	Nano
PICORELIEF	10 ⁻² <10 ⁻²	10 ⁻⁴ <10 ⁻⁴	<10 ⁻¹	10 ⁻² <10 ⁻²	10 ⁻⁴ <10 ⁻⁴	<10 ⁻¹	Gletscherschrammen	

In dieser Arbeit werden keine zeitlichen Veränderungen von Prozessaktivitäten, Reliefformen oder von Permafrost untersucht. Die Datenaufnahme erfolgt jeweils zu einem bestimmten Zeitpunkt und liefert unterschiedliche Informationen über die Blockgletscher und die Verbreitung von Permafrost im Untersuchungsgebiet. Zur Erklärung der Entwicklung dieser Formen und der Permafrostvorkommen sind jedoch längere Zeitskalen zu betrachten.

1.1 Problemstellung und Zielsetzungen

In der vorliegenden Arbeit wird die Rolle des Reliefs als Produkt und Regler in einem alpinen Geosystem, welches durch die Existenz von Permafrost und von periglazialen Prozessen gekennzeichnet ist, untersucht.

Das Relief beeinflusst die klimatischen Faktoren auf unterschiedlichen räumlichen Skalen und prägt die Permafrostverbreitung in einem Gebiet maßgeblich. Die Existenz von Permafrost ermöglicht wiederum den Ablauf charakteristischer geomorphologischer Prozesse, die zur Bildung bestimmter Sedimentspeicher führen. Eine wesentliche Komponente des Sedimenthaushaltes der periglazialen Stufe stellen Blockgletscher dar, die einen zentralen Untersuchungsgegenstand der Arbeit bilden.

Folgende Ziele sollen unter besonderer Berücksichtigung des Reliefs erreicht werden:

1. Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung im Untersuchungsgebiet.
2. Weiterentwicklung von Modellierungsansätzen zur Simulation der regionalen Permafrostverbreitung.
3. Ermittlung der lokalen Permafrostverbreitung in einem Subeinzugsgebiet des Untersuchungsgebietes.
4. Bestimmung des Einflusses des Reliefs auf die Permafrostverbreitung auf lokaler Skale.
5. Quantifizierung des Sedimentspeichers *Blockgletscher*.

1.2 Lösungsweg und methodische Konzeption

In der vorliegenden Arbeit wird der Einfluss des Reliefs auf die Permafrostverbreitung auf regionaler und lokaler Skale untersucht. Dementsprechend wurden skalenabhängige Messverfahren und Methoden angewandt. Bei den Analysen auf lokaler Skale sind zudem subskalige Einflüsse des Reliefs beziehungsweise der Oberflächenbedeckung berücksichtigt worden.

Zur Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung wurden folgende Arbeitsschritte durchgeführt:

1. Inventarisierung der Blockgletscher des Untersuchungsgebietes als Indikatoren für Permafrost.
2. Anwendung und Validierung des empirisch-statistischen Permafrostmodells PERMAMAP im Untersuchungsgebiet.
3. Entwicklung eines empirisch-statistischen Permafrostmodells unter Einbeziehung der Solarstrahlung als reliefbedingtem Permafrostfaktor der regionalen Skale.

Folgende Vorgehensweise wurde zur Ermittlung der lokalen Permafrostverbreitung gewählt:

1. Monitoring der Basistemperatur der winterlichen Schneedecke (BTS) nach HAEBERLI (1973) und Messung geophysikalischer Parameter.
2. Zur Bestimmung reliefbedingter Einflüsse auf die Existenz von Permafrost:
 - a. Kartierung der Korngrößenverteilung der Lockermaterialdecke und Vergleich mit der ermittelten Permafrostverbreitung.
 - b. Messung der unter Punkt 1 genannten Parameter auf speziellen Reliefelementen der Objekt- und Mikroskale (siehe Tabelle 1.1).

Einen weiteren Bestandteil des Blockgletscherinventars stellen die Volumina der Blockgletscher des Untersuchungsgebietes dar. Der Volumina wurden auf Basis ei-

nes digitalen Höhenmodells nach zwei verschiedenen Szenarien der Blockgletscher-
mächtigkeit berechnet.

Abbildung 1.1 zeigt eine schematische Darstellung der Arbeitsschritte dieser
Arbeit.

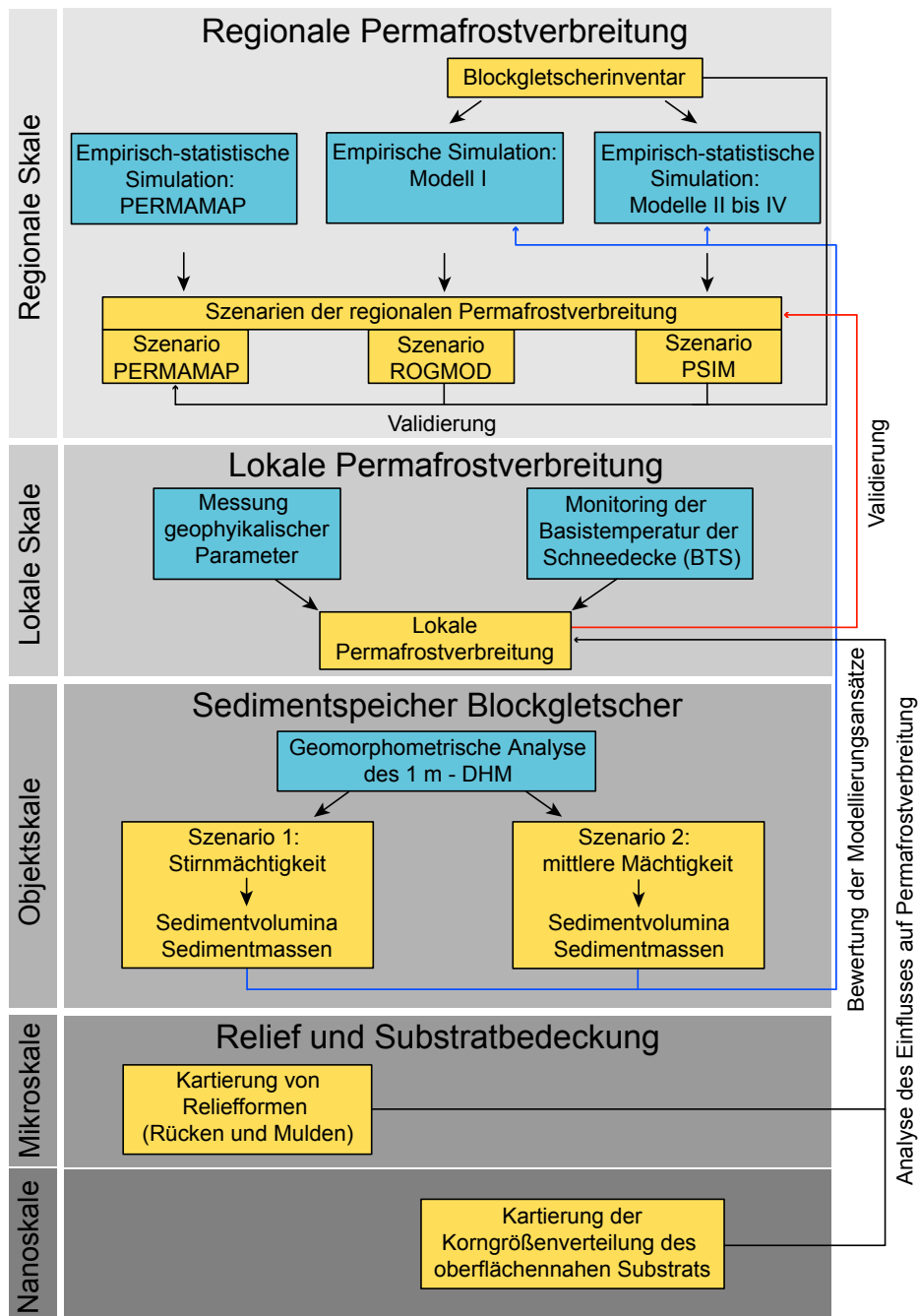


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung des Aufbaus der Arbeit. In den blauen Kästen sind die Arbeitsschritte aufgeführt. Die gelben Kästen stellen die einzelnen Teilergebnisse dar. Zur besseren Lesbarkeit sind die Verbindungspfeile farblich dargestellt.

2 Theoretische und methodische Grundlagen

2.1 Permafrost

Die Existenz von Permafrost stellt eine wesentliche Voraussetzung für die Bildung von Blockgletschern dar, die als Sedimentspeicher für den Sedimenthaushalt periglazialer Untersuchungsgebiete eine bedeutende Rolle spielen. Die Entwicklung von Permafrost unterliegt wiederum einer sehr starken Reliefsteuerung, da die Reliefeigenschaften Höhe, Hangneigung und Exposition einen maßgeblichen Einfluss auf die Energiebilanz am Übergang Atmosphäre / Lithosphäre darstellen. Auf lokaler Skale spielen vermutlich weitere Reliefeigenschaften, wie beispielsweise die Korngröße des Substrats an der Oberfläche oder bestimmte Reliefelemente, eine entscheidende Rolle.

Im Folgenden werden die einzelnen Reliefeigenschaften der regionalen und lokalen Skale diskutiert, die für die Permafrostverbreitung verantwortlich sind.

2.1.1 Definitionen, Eigenschaften und Verbreitungsmuster

Permafrost stellt eine thermische Bedingung im Untergrund dar und wird als Lithosphärenmaterial definiert, das über die Dauer von mindestens einem Jahr (HAEBERLI, 1990) beziehungsweise zwei aufeinander folgenden Jahren (FRENCH, 1996) Temperaturen unter 0 °C aufweist. Der Begriff „Permafrost“ geht auf MULLER (1945) zurück. Da Permafrost über die Bodentemperatur definiert ist, stellt das Vorhandensein von Eis kein notwendiges Attribut dar. Vielmehr unterscheidet man zwischen eisuntersättigtem Permafrost, wobei der Porenraum des Substrats nicht komplett mit Eis gefüllt ist, und eisübersättigtem Permafrost, bei dem das Volumen des Eises überwiegt. Permafrost ist gesättigt, wenn Bodeneis den Porenraum des Sub-

strats komplett ausfüllt. In sehr trockenen Regionen, wie etwa den Trockentälern der Antarktis oder in Reliefpositionen mit sehr geringem Wasserangebot kommt auch eis- und wasserfreier Permafrost, sogenannter trockener Permafrost, vor (HARRIS et al., 1988).

Für die Existenz dieses thermischen Zustandes im Boden sind eine Reihe von Faktoren verantwortlich, von denen dem Klima die höchste Bedeutung zukommt (FRENCH, 1996). Die klimatischen Einflüsse liefern jedoch zunächst nur eine Rahmenbedingung für das Vorhandensein von Permafrost. Überdies findet durch die geomorphometrischen Eigenschaften des Reliefs, die Bedeckung der Erdoberfläche sowie die Beschaffenheit der oberflächennahen Bodenschichten eine sehr starke Beeinflussung der Klimafaktoren statt. Dies drückt sich vor allem auf lokaler Skala durch eine starke räumliche Differenzierung der Permafrostverbreitung aus. Im Wesentlichen kann Permafrost als Folge einer negativen Energiebilanz beschrieben werden, die sich durch das Zusammenwirken klimatischer und geomorphologischer Faktoren an der Bodenoberfläche und in den oberflächennahen Bodenschichten einstellt (vgl. HÖLZLE, 1994; KRUMMENACHER et al., 1998).

Verbreitungsmuster von Permafrost

Die Verbreitung von Permafrost ist auf die periglaziale Höhenstufe der Gebirge sowie die regionale Periglazialzone der hohen Breiten beschränkt (KARTE, 1979). Man unterscheidet die polaren Permafrostvorkommen (engl.: lowland permafrost, high latitude permafrost) der hohen Breiten ab etwa dem 60. Breitengrad vom Hochgebirgspermafrost (auch: alpiner Permafrost; engl.: high altitude / mountain / alpine permafrost) der Gebirgsregionen mittlerer und niederer Breiten. Daneben existieren bedeutende submarine Permafrostvorkommen auf dem sibirischen Kontinentalschelf oder in der Beaufortsee. Die Permafrostvorkommen der einzelnen Regionen weisen in Bezug auf ihre räumliche Ausdehnung und interne Struktur sehr unterschiedliche Merkmale auf. Zudem ist die Bedeutung der klimatischen und geomorphologischen Einflussfaktoren für die Entwicklung und Ausprägung des Permafrostes regional zu differenzieren.

Um das räumliche Verteilungsmuster des Permafrostes auf regionaler Skala näher zu beschreiben, wird eine Dreigliederung der Permafrostverbreitung verwendet. So unterscheidet man zwischen

- kontinuierlichem Permafrost (mehr als 80 % Flächenanteil),
- diskontinuierlichem Permafrost (30-80 % Flächenanteil) und
- sporadischem Permafrost (weniger als 30 % der Fläche).

Diese Dreiteilung lässt sich auch durch die mittlere jährliche Lufttemperatur (engl.: mean annual air temperature, MAAT) darstellen, wobei eine MAAT über -1 °C bis -2 °C auf sporadischen, eine MAAT unter -2 °C auf diskontinuierlichen und eine MAAT unter -8 °C auf kontinuierlichen Permafrost schließen lässt (SCHROTT, 1999). Anhand dieser stark vereinfachten Beziehung lassen sich jedoch allenfalls auf globalem Maßstab Aussagen zur Permafrostverbreitung ableiten. Die Abschätzung von regionalen sowie lokalen Verteilungsmustern des Permafrostes bedarf der Einbeziehung weiterer regionsspezifischer Parameter. So kommt der Solarstrahlung in mittleren und niederen Breiten (HÖLZLE, 1994) eine höhere Bedeutung zu als der Lufttemperatur. Hier scheint die Bildung von Permafrost auch dann möglich zu sein, wenn die MAAT zunächst zu hoch erscheint. So konnte die Existenz von Permafrost in sehr tiefen Lagen der nördlichen Schweizer Alpen und im Jura durch VONDER MÜHLL (1993) und WEGMANN & KEUSEN (1998) nachgewiesen werden. Weitere Beispiele finden sich bei KNEISEL et al. (2000) und KNEISEL & HAUCK (2003). Derartige Permafrostvorkommen beschreibt SCHROTT (1999) als atypischen Permafrost.

Eigenschaften des Permafrostkörpers

Die interne Struktur eines Permafrostkörpers lässt sich mit Hilfe des in Abbildung 2.1 dargestellten schematischen Temperaturprofils erläutern. Die räumliche Abgrenzung des Permafrostkörpers erfolgt hier durch die thermischen Bedingungen im Untergrund.

So ist die Auftauschicht (engl.: active layer) der Bereich des Bodens, der während des Sommers auftaut und im Winter gefriert. In den diskontinuierlichen Per-

mafrostbereichen der Alpen kann die Mächtigkeit der Auftauschicht einen bis mehrere Meter, bei reliktschen Permafrostvorkommen, welche sich unter den klimatischen Bedingungen früherer Kaltzeiten entwickelt haben, jedoch mehrere zehner Meter betragen (vgl. KELLER, 1994). Inaktiver Permafrost zeichnet sich dadurch aus, dass die Auftauschicht im Winter nicht mehr vollständig gefriert, wobei sich ein ungefrorener Bereich, genannt Talik, ausbildet. Beim aktiven Permafrost erreicht die Winterkälte hingegen regelmäßig die Obergrenze des Permafrostkörpers, d.h. den Permafrostspiegel, und es kommt zum jahreszeitlichen Gefrieren der gesamten Auftauschicht.

Die in Abbildung 2.1 angedeutete Gefrierpunktniedrigung lässt sich auf Salze in der Bodenlösung oder erhöhte Druckverhältnisse zurückführen. Dadurch wird es möglich, dass auch bei negativen Temperaturen frei bewegliches Wasser im Permafrostkörper vorhanden ist. Gerade in feinkörnigen Substraten spielen diese frei beweglichen Wassermengen eine wichtige Rolle für den Transport und die Speicherung von Energie im Boden. Sind die Bedingungen für eine Gefrierpunktniedrigung gegeben, kann sich in den obersten Bereichen des Permafrostkörpers eine Zone ausbilden, die durch saisonale Aktivität in Form von Gefrier- und Tauprozessen gekennzeichnet ist. Da diese Zone nur bei negativen Temperaturen existiert, sollte sie definitionsgemäß zum Permafrostkörper und nicht zur Auftauschicht gezählt werden.

Die Permafrostbasis begrenzt den Permafrostkörper nach unten. Ihre Tiefenlage wird sowohl durch klimatische Einflüsse als auch durch den Wärmefluss aus dem Erdinneren bestimmt. Der geothermische Gradient beträgt nach LACHENBRUCH (1968) etwa 1 °C pro 30 bis 60 m. Durch die Kombination des geothermischen Gradienten mit der MAAT lässt sich eine grobe Abschätzung der Permafrostmächtigkeit durchführen (FRENCH, 1996). Dabei ist allerdings zu beachten, dass sich vermutlich viele der heutigen Permafrostvorkommen nicht mehr im Gleichgewicht mit den klimatischen Rahmenbedingungen befinden. Vielmehr reflektieren die derzeit gemessenen Permafrostmächtigkeiten sowie die Permafrostvorkommen in marginalen Lagen vermutlich die klimatischen Bedingungen der kleinen Eiszeit (ETZELMÜLLER et al., 2001). Im folgenden Kapitel wird darauf näher eingegangen.

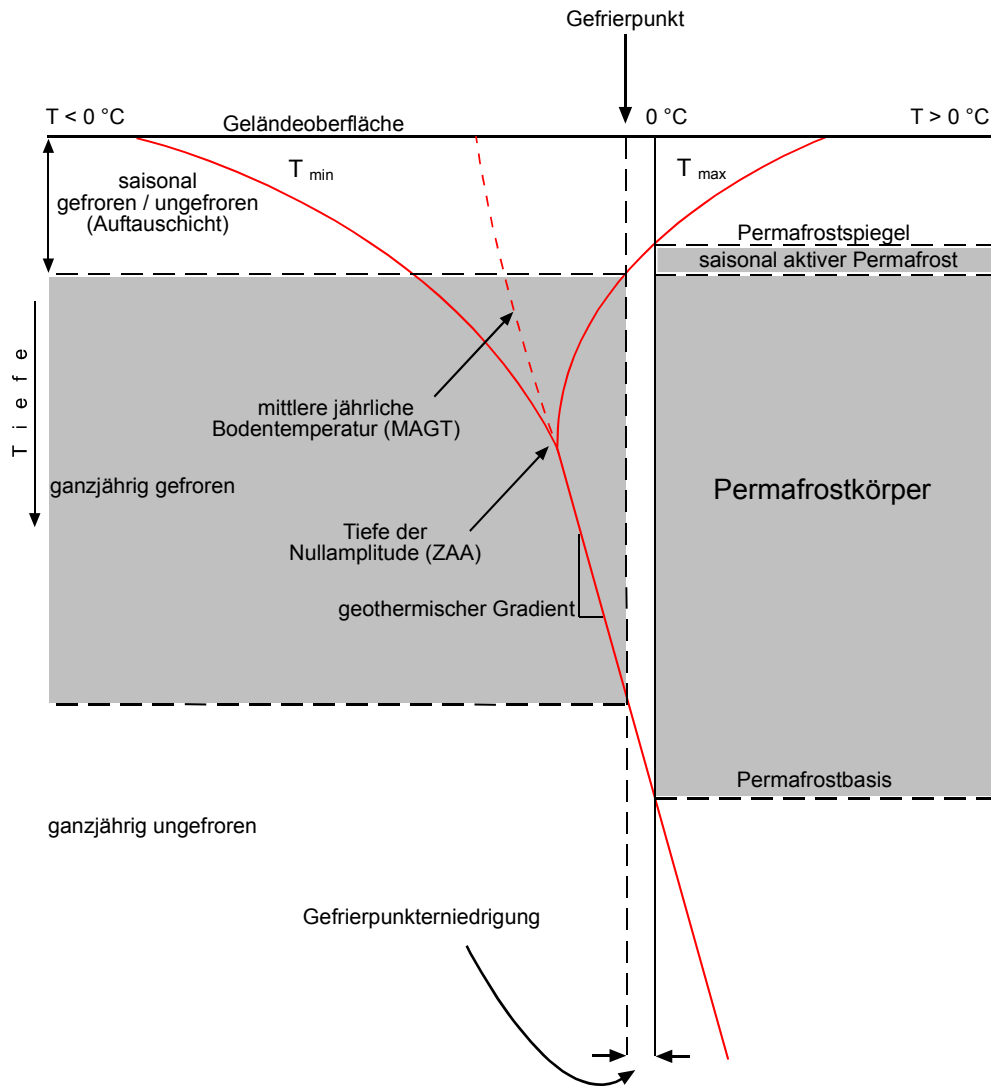


Abbildung 2.1: Schematisches Temperaturprofil im Permafrost. Nach FRENCH (1996).

2.1.2 Prozessuale und energetische Grundlagen

Abbildung 2.2 zeigt die einzelnen Faktoren, die für die Existenz und Verbreitung von Permafrost wichtig sind. Die quantitative Beschreibung dieses Wirkungsgefüges erfolgt über die Aufstellung der Energiebilanz an der Oberfläche. Die einzelnen Komponenten der Energiebilanz werden durch die Wärmehaushaltsgleichung (2.1) beschrieben (HÖLZLE, 1994):

$$(2-1) \quad Q_R \pm Q_H \pm Q_{LE} \pm Q_G \pm Q_M = 0 \quad ,$$

mit	Q_R	=	Strahlungsbilanz,
	Q_H	=	fühlbarer Wärmefluss,
	Q_{LE}	=	latenter Wärmefluss,
	Q_G	=	Leitung von Wärme im Untergrund,
	Q_M	=	Schmelzwärme von Eis.

Die Oberflächentemperatur, von der wiederum die Permafrostverbreitung abhängig ist, wird direkt durch das Zusammenwirken der einzelnen Energieflüsse und deren Ausmaß bestimmt und beeinflusst. Allerdings lassen sich die heute ermittelten Permafrostmächtigkeiten mit den aktuellen mittleren jährlichen Bodentemperaturen (engl.: mean annual ground temperature, MAGT) und den entsprechenden thermischen Leitfähigkeiten des Untergrunds nicht erklären. Unter den gegebenen klimatischen Bedingungen ist mit geringeren Mächtigkeiten sowie einer weniger ausgedehnten Permafrostverbreitung zu rechnen. Dieser Umstand lässt sich mit der verzögerten Anpassung des Permafrostes auf veränderte Umweltbedingungen erklären. Die Reaktionszeit des Permafrostes hängt im Wesentlichen von der Mächtigkeit und Temperatur des Permafrostkörpers, der thermischen Leitfähigkeit sowie der Menge ungefrorenen Wassers ab (vgl. OSTERKAMP, 1983; OSTERKAMP & ROMANOVSKY, 1999).

Zu unterscheiden ist zwischen einer direkten und einer verzögerten Reaktion beziehungsweise Anpassung des Permafrostes. Die direkte Anpassung erfolgt am Permafrostspiegel und drückt sich durch eine Zunahme der Mächtigkeit der Auftauschicht aus. In der Tiefe erfolgt die Reaktion des Permafrostes verzögert und führt zu einer Verschiebung der Permafrostbasis in Richtung Erdoberfläche. Die zur Zeit gemessenen, geringen geothermischen Gradienten in der Tiefe (40 bis 100 m) deuten aber bereits auf eine Anpassung des Systems auf erhöhte holozäne Temperaturen hin (ETZELMÜLLER et al., 2001). Für den relativ warmen, diskontinuierlichen Permafrost wird eine Reaktionszeit von einigen Jahrzehnten bis Jahrhunderten angenommen (HAEBERLI, 1990; OSTERKAMP & ROMANOVSKY, 1999). Genauere Angaben zur Anpassung des Systems *Permafrost* lassen sich auf Grund des geringen Prozessverständnisses bis heute nicht ableiten. Der Permafrostkörper erweist sich als ein ausgesprochen komplexer Integrator, in den eine Vielzahl von Umwelteinflüssen eingehen. Daneben reagiert das System dynamisch auf Änderungen der Umweltbedingungen,

womit die Kenntnis der Anpassungszeiten von Permafrostkörpern auf Veränderungen externer sowie interner Variablen für das Systemverständnis ebenfalls wichtig ist. Die Ermittlung der Sensitivität des Permafrostes gegenüber veränderten klimatischen Verhältnissen steht im Zentrum der aktuellen Permafrostforschung. In diesem Zusammenhang spielt das Verständnis der relativen Bedeutung der einzelnen Einflussfaktoren für die Energiebilanz über dem Permafrostkörper eine zentrale Rolle. Die Problematik besteht im Wesentlichen darin, die einzelnen Energieflüsse zu quantifizieren sowie das Ausmaß der Beeinflussung durch die maßgeblichen Faktoren (Strahlung, MAAT, Schneedecke, Substrat, Vegetation) zu ermitteln. Bei der Betrachtung der permafrostrelevanten Faktoren zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen polaren und alpinen Permafrostregionen. Daher sollen im Folgenden einige der Besonderheiten der jeweiligen Regionen herausgestellt werden.

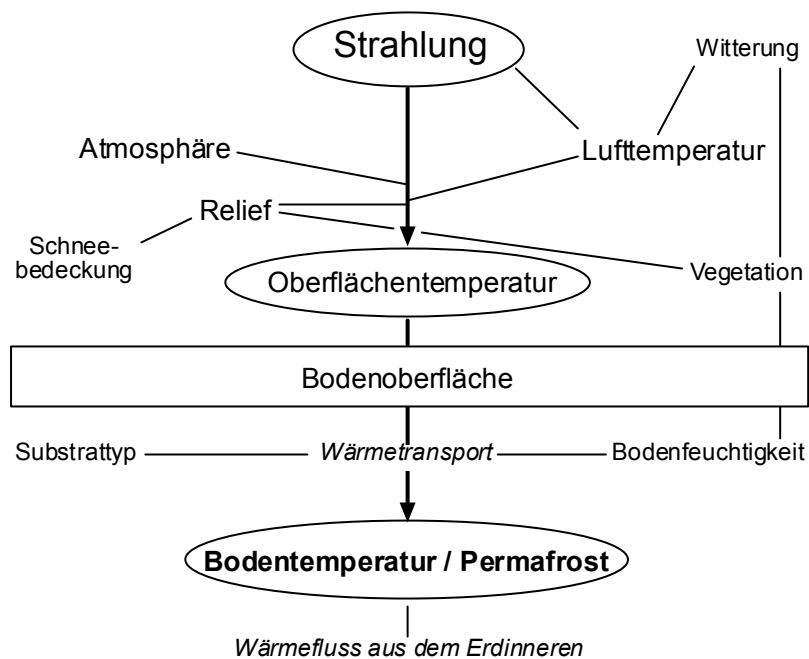


Abbildung 2.2: Energiebilanzfaktoren der Erdoberfläche. Nach KELLER (1994).

2.1.2.1 Polarer Permafrost

Anders als in den Alpen stellt die MAAT für den polaren Permafrost einen Haupteinflussfaktor beziehungsweise den wesentlichen Parameter auf regionaler Skala dar. Für die Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung in

Skandinavien bestimmten KING (1984) und ØDEGARD et al. (1996) eine MAAT von $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Bestätigt wurde diese Grenze von ETZELMÜLLER et al. (1998). ØDEGARD et al. (1996), ØDEGARD et al. (1999) und ISAKSEN et al. (2001) konnten eine hohe Korrelation zwischen gemessenen BTS–Werten (HAEBERLI, 1973; siehe Kapitel 2.4.1), die einen indirekten Hinweis auf Permafrost darstellen, und der Höhe über NN nachweisen. Eine Beziehung zur Solarstrahlung erwies sich hingegen als von untergeordneter Bedeutung. Dies ist darauf zurückzuführen, dass das Strahlungsangebot auf Grund der Breitenlage weitaus geringer ist, als etwa in den Alpen. In Kombination mit einer im Allgemeinen weniger differenzierten Topographie ist darüber hinaus die kleinräumige Differenzierung der Standortfaktoren für den Permafrost weitaus geringer ausgeprägt, als dies in den Alpen der Fall ist (LEDREW & WELLER, 1978).

Ein wesentlicher Schwerpunkt der Untersuchungen im arktischen Permafrost liegt auf den thermischen Eigenschaften in der Auftauschicht. Es hat sich gezeigt, dass in diesem Bereich dem Feuchtigkeitsgehalt im Boden eine sehr große Bedeutung zukommt. So hat das Vorhandensein von Wasser, Eis oder Wasserdampf durch die Speicherung und den Transport von latenter Energie (Q_{LE} in Gleichung 2.1) einen entscheidenden Einfluss auf die verschiedenen Mechanismen des Energietransports der Auftauschicht und im Permafrostkörper (FAROUKI, 1981). Zur Verdeutlichung sind in Abbildung 2.3 die einzelnen Mechanismen des Energietransfers in Abhängigkeit von Korngröße und Wassersättigungsgrad dargestellt.

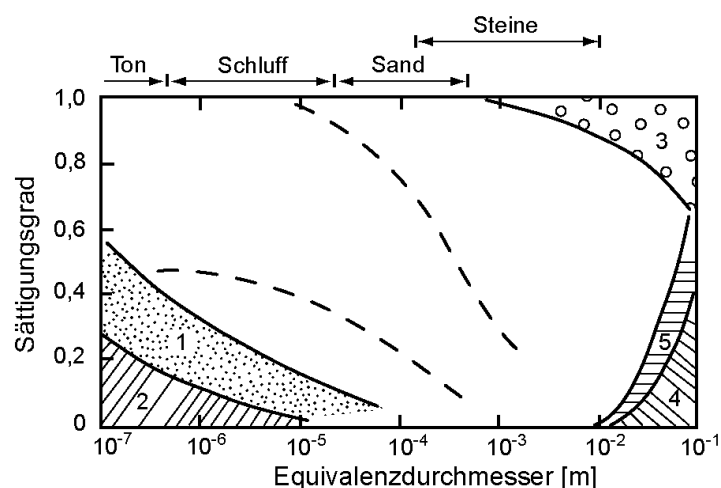


Abbildung 2.3: Einflussbereiche der einzelnen Mechanismen des Energietransfers in Abhängigkeit von Korngröße und Wassersättigungsgrad: (1) *thermal redistribution of moisture*, (2) *vapor diffusion due to moisture gradients*, (3) *free convection in water*, (4) *free convection in air*, (5) *heat radiation*. FAROUKI (1981).

Der Einfluss von Feuchtigkeit im Boden lässt sich besonders deutlich am Phänomen des Nullschleiers (engl.: zero curtain) zeigen. Durch die Energieaustauschprozesse beim Gefrieren von Wasser und dem Tauen von Eis (Q_M in Gleichung 2.1) kann sich über dem Permafrostspiegel eine Zone ausbilden, in der die Temperaturen über längere Zeit im Bereich von $-0,5$ bis $+0,5$ °C schwanken. So kommt es beim Gefrieren von Wasser zur Freisetzung latenter Wärme, welche die durch fallende Lufttemperaturen im Herbst und Winter induzierte Auskühlung des Bodens kompensiert. Beim Tauen des Eises im Frühjahr und Sommer wird dagegen Energie benötigt und die Erhöhung der Bodentemperatur vollzieht sich verlangsamt. Schließlich kann zirkulierendes Wasser mit Temperaturen nahe 0 °C in der Auftauschicht eine puffernde Wirkung auf die Temperaturschwankungen der Lufttemperatur haben, wodurch sich auch in dieser Zeit (Frühjahr / Sommer) die Bodentemperaturen länger im Bereich von $-0,5$ bis $+0,5$ °C bewegen können (FRENCH, 1996; OSTERKAMP & ROMANOVSKY, 1997).

Das Feuchtigkeitsregime der arktischen Regionen bewirkt zusammen mit dem Einfluss der Schneedecke eine weitere Besonderheit. Die Untersuchungen von BURN & SMITH (1988) in der Umgebung von Mayo (Yukon Territory, Kanada) zeigen, dass die durchschnittlichen jährlichen Bodentemperaturen (MAGT) in der Auftauschicht bis zu 1,7 °C höher liegen, als im Permafrostkörper – die Temperaturprofile weisen eine thermische Anomalie, den sogenannten *thermal offset* auf. Feuchtigkeit und Schneedecke scheinen eine puffernde Wirkung auf die Energiebilanz im Untergrund zu haben. Die Temperaturkurven unterscheiden sich damit deutlich von denen der schematischen Permafrostprofile, die eine konstante Zunahme der Temperatur mit der Tiefe beschreiben (vgl. Abbildung 2.1). Es konnte gezeigt werden, dass selbst eine mittlere jährliche Bodenoberflächentemperatur (engl.: mean annual ground surface temperature, MAGST) von > 0 °C die Existenz von Permafrost zulässt. Die MAGST stellt somit keinen eindeutigen Indikator für Permafrost dar.

Grundsätzlich zeigt sich, dass die hydrologischen Bedingungen des Untergrunds in den arktischen Regionen bei Überlegungen zum Energiehaushalt über Permafrost eine zentrale Rolle spielen. Auf Grund des hohen Anteils an Feinmaterial und organischer Auflage wirken vor allem der Transport von latenter Energie durch perkolierendes Wasser sowie die puffernde Wirkung eines Substrats mit hohem Wassergehalt

auf Gefrier- und Tauprozesse in der Auftauschicht ein. Da die Reaktion der Auftauschicht auf Temperaturänderungen Auswirkungen auf den Permafrostkörper hat, wird auch die große Bedeutung von Untersuchungen zum Energiehaushalt der Auftauschicht deutlich. Für die Entwicklung von Prognosen über die Reaktion der Auftauschicht auf Klimaveränderungen sind jedoch nach OSTERKAMP & ROMANOVSKY (1997) noch genauere Informationen – vor allem über das Gefrier- und Tauverhalten der Auftauschicht – notwendig. Die Modellierung des Bodenwärmeflusses spielt für diese Zusammenhänge eine zentrale Rolle.

Obschon die physikalischen Eigenschaften und Prozesse des Bodenwärmehaushaltes für den arktischen Permafrost gut untersucht sind, lassen sich die Modelle nicht ohne weiteres auf alpine Permafrostgebiete übertragen, da dort den für die Permafrostentwicklung entscheidenden Faktoren eine andere Bedeutung zukommt. Auf Grund des allgemein steilen Reliefs der alpinen Permafrostregionen sowie dem Überwiegen von grobblockigem Material und dem geringen Anteil von organischem Material, spielt dort vor allem das Feuchtigkeitsregime eine weniger wichtige Rolle als im arktischen Raum. Gleichwohl ist anzunehmen, dass feinkörniges Substrat, gekoppelt mit hohem Feuchtigkeitsgehalt, selbst in den Alpen einen Einfluss auf die lokale Permafrostverbreitung hat. So stellen die auf Grund von Spül- oder Nivationsprozessen in Hangfußlagen der Gebirgsregionen vermutlich vorhandenen, erhöhten Feinmaterialanteile eine Voraussetzung für ein erhöhtes Wasserangebot dar. Folglich haben die für den arktischen Raum ermittelten Prozesse auch in den Alpen zumindest auf der Mikroskala eine hohe Bedeutung für die Verbreitung von Permafrost.

2.1.2.2 Hochgebirgspermafrost

Grundsätzlich kann für die Alpen ein starker Zusammenhang zwischen potenzieller direkter Strahlung und Permafrostverbreitung angenommen werden. So wird für die Entwicklung von alpinem Permafrost die Solarstrahlung als einer der entscheidenden Faktoren angesehen (vgl. KRUMMENACHER et al., 1998: 171). Die von HÖLZLE (1994) ermittelte Korrelation zwischen der Solarstrahlung und gemessenen, klassifizierten BTS–Werten (siehe Kapitel 2.4.1) bestätigt, dass die potenzielle direkte Strahlung einen zuverlässigen Indikator für das lokale Verbreitungsmuster von

alpinem Permafrost darstellt. Die durch ein stark gegliedertes alpines Relief bedingten, auf kleiner Raumscale sehr variablen Solarstrahlungswerte resultieren in einer kleinräumig stark differenzierten Permafrostverbreitung.

In den Hochgebirgen der niederen Breiten ist die Bedeutung der Solarstrahlung noch größer, wie SCHROTT (1994) für ein Untersuchungsgebiet in den semiariden Hochanden Argentiniens nachweisen konnte. Dort ergab sich eine hohe Korrelation zwischen der Tagesamplitude der Bodentemperaturen in den obersten Bodenschichten und der Tagessumme der Globalstrahlung. Daneben stellte sich heraus, dass die Energiespeicherung und der Energieaustausch eine wichtige Rolle spielen, während sowohl die Schneedecke als auch die thermischen Eigenschaften des Untergrunds vor allem durch die Solarstrahlung überlagert werden und sich somit „[...] lediglich modifizierend [...]“ auf die Untergrundtemperaturen auswirken (SCHROTT, 1994: 42).

In den Alpen kommt der Charakteristik der Schneedecke allerdings in mehrfacher Hinsicht eine weitaus höhere Bedeutung zu. Vor allem für das lokale Verbreitungsmuster von Permafrost stellt die Schneebedeckung einen der entscheidenden Faktoren dar. So bewirkt eine geschlossene Schneedecke zunächst einen starken Anstieg der Albedo, wodurch die Bilanz der kurzwelligen Strahlung stark beeinflusst wird. Zudem ist der zeitliche und räumliche Aufbau der Schneedecke von großer Wichtigkeit für den Energiehaushalt des Permafrostkörpers. Die Bedeutung des Schnees für die Energiebilanz im Untergrund zeigt sich bereits bei der Betrachtung der ersten Schneefälle im Herbst. So konnte KELLER (1994) für ein Untersuchungsgebiet in den östlichen Schweizer Alpen (Oberengadin) nachweisen, dass der sogenannte Herbstschneeeffekt eine bedeutende Rolle für den Energiehaushalt an der Bodenoberfläche spielt. Demnach kann eine dünne, bis etwa 5 cm mächtige, im Herbst gefallene Schneeschicht eine sehr wirkungsvolle Auskühlung des Bodens verursachen. Das Ausmaß der Auskühlung hängt dabei neben den mikroklimatischen Verhältnissen auch von der Beschaffenheit des Untergrunds und seiner Emissivität ab. Simulationen des Wärmeflusses am Übergang Boden–Schnee ergaben, dass die Intensität des Wärmeflusses sowohl von der Emissivität der Oberfläche als auch von der Schneehöhe abhängig ist und bei einer Schneehöhe von etwa 5 cm ihr Maximum erreicht. Zudem nimmt die Schneedecke auf Grund ihrer hohen Albedo und isolierenden Eigenschaften Einfluss auf die Verbreitung von Permafrost, da eine ausreichend mächtige Schneeschicht, etwa durch Lawinenschnee verursacht, den Per-

mafrostkörper vor der Energiezufuhr durch kurzwellige Strahlung und höhere Lufttemperaturen im Frühjahr und Sommer schützt (HAEBERLI, 1975; IMHOF, 1996). Zudem wird zum Schmelzen des Schnees im Frühjahr Energie benötigt, die einerseits aus der Atmosphäre stammt, aber ebenso dem Boden entzogen wird (HAEBERLI, 1975). Die Rolle der Schneedecke erweist sich also in den soeben beschriebenen Fällen als positiv für die Bildung von Permafrost.

Grundsätzlich haben sich Reliefpositionen, in denen es zur Akkumulation von Lawinenschnee kommt, als Gunstlagen für die Entwicklung von Permafrost erwiesen. Sie werden in den regionalen Permafrostmodellen PERMAKART (KELLER, 1992) und PERM (IMHOF, 1996), die auf den von HAEBERLI entwickelten „Tipps und Faustregeln für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen“ (HAEBERLI, 1975; HAEBERLI et al., 1996) basieren, entsprechend berücksichtigt. Auch bei DELALOYE et al. (2000), REYNARD et al. (2001) und LERJEN et al. (2003) zeigten sich deutliche Zusammenhänge zwischen der ermittelten lokalen Permafrostverbreitung und der Akkumulation von Lawinenschnee.

Neben den bereits genannten klimatischen und hydrologischen Einflüssen spielen zudem die Geomorphometrie des Reliefs sowie die Substratgröße eine entscheidende Rolle für den Aufbau der Schneedecke und damit für die Verbreitung von Permafrost. Im Folgenden werden die direkten und indirekten Auswirkungen von Substratgröße und Reliefstruktur auf die Permafrostverbreitung diskutiert.

2.1.2.3 Die Rolle von oberflächennaher Substratbedeckung und Reliefstruktur

Oberflächennahe Substratbedeckung

Als Bindeglied zwischen Atmosphäre und Permafrostkörper kommen dem Substrat und der oberflächennahen Bodenschicht unter den für den Energieaustausch maßgeblichen Faktoren eine hohe Bedeutung zu. Die energetischen Abläufe im Substrat stellen allerdings eine Prozesskette dar, die gerade für den alpinen Permafrost kaum bekannt ist. Es wird jedoch angenommen, dass grobblockiges Substrat bei vergleichbaren klimatischen Verhältnissen tendenziell tiefere Bodentemperaturen zu-

lässt, als feinkörniges Substrat (vgl. z. B. HARRIS & PEDERSEN, 1998; HERZ, 2003; LERJEN et al., 2003; GORBUNOV et al., 2004). Schon bei HAEBERLI (1975) erfolgt eine qualitative Aussage hinsichtlich der Bedeutung des Substrattyps für die Entwicklung von Permafrost. Demnach ist grobblockiges Substrat permafrostgünstig, während feinkörniges, häufig wassergesättigtes Material sich als ungünstig für Permafrost erweist. Ein allgemein gültiger Unterschied zwischen den thermischen Eigenschaften grobblockiger und feinkörniger Substrate und der Bedeutung für die Permafrostgenese konnte zwar bisher nicht nachgewiesen werden (HARRIS & PEDERSEN, 1998), verschiedene Theorien wurden jedoch entwickelt, um lokale Variationen der Bodentemperaturen zu erklären. Die geomorphologischen Eigenschaften in grobblockigen Substraten (russ.: kurum) sowie deren thermische Verhältnisse wurden in TYURIN et al. (1982), TYURIN (1983), ROMANOVSKY et al. (1989), GORBUNOV (1993), WAKONIGG (1996), HARRIS & PEDERSEN (1998), GORBUNOV et al. (2004) und HERZ (2004) beschrieben.

Im Hinblick auf die Permafrostverbreitung sind jene Untersuchungen von besonderem Interesse, bei denen Boden- und Lufttemperaturen über Zeiträume von mehreren Jahren gemessen wurden. Hier sind vor allem die 13-jährige Messreihe von GORBUNOV et al. (2004) und die Arbeiten von HARRIS & PEDERSEN (1998) zu nennen, deren Messungen einen Zeitraum von 21 Jahren umfassen. Im Rahmen eines geoökologisch orientierten Projektes werden kontinuierliche Temperaturmessungen in Schutthalden im mitteleuropäischen Mittelgebirgsraum durchgeführt (GUDE et al., 2003). Erste Ergebnisse geophysikalischer Messungen weisen in kleinen Bereichen der untersuchten Schutthalden auf „eisähnliche Strukturen“ im Untergrund hin, sporadische Permafrostvorkommen konnten bisher jedoch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden (GUDE et al., 2003). Obwohl die Bildung von Permafrost jenseits des klimatischen Grenzbereichs in diesem Fall nicht nachgewiesen werden konnte, so zeigt sich dennoch, dass grobblockiges Substrat die Existenz von Eis im Untergrund während der Sommermonate offenbar ermöglicht. Im Gegensatz zu den langfristigen Messreihen geben Temperaturmessungen über kurze Zeitintervalle, also mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung, hauptsächlich Aufschluss über die thermische Reaktion des Substrats auf kurzfristige Temperaturschwankungen, wie etwa den Tagesgang der Lufttemperatur.

Die wenigen Arbeiten zum Thema Substrat und Permafrost beschreiben vor allem qualitative Aspekte des Einflusses der unterschiedlichen Substrate auf das thermische Regime im Untergrund. HARRIS & PEDERSEN (1998), GORBUNOV et al. (2004) und HERZ (2004) liefern erstmals quantitative Informationen in Form von reduzierten Temperaturen in grobblockigem Substrat. Die Temperaturen (MAGT) in grobblockigem Substrat lagen um 4 bis 7 °C (HARRIS & PEDERSEN, 1998) und maximal 7 °C (HERZ, 2004) tiefer, als in feinkörnigem Substrat. Bei GORBUNOV et al. (2004) sind die gemessenen Temperaturen in den Zwischenräumen großer Blöcke 2,5 bis 4 °C tiefer, als die gemessenen Lufttemperaturen darüber. Allerdings sind diese Werte nicht zur Übertragung auf andere Gebiete geeignet, da es sich in allen Fällen um sehr spezifische Situationen handelt. So sind beispielsweise die durch HARRIS & PEDERSEN (1998) untersuchten feinkörnigen Substrate größtenteils mit Vegetation bedeckt. Zudem kommt es im Untersuchungsgebiet zu starken Schneesverwehungen, sodass eine Schneedecke über den grobblockigen Substraten im Winter kaum oder überhaupt nicht ausgebildet ist.

Zu beachten ist jedoch, dass das Ausmaß der gemessenen Temperaturreduktionen die Existenz von Permafrost auch bei positiver MAAT durchaus zulassen würde. Derartige azonale Permafrostvorkommen existieren etwa in den bei KNEISEL et al. (2000) und KNEISEL & HAUCK (2003) beschriebenen unterkühlten Schutthalden (grobblockiger Schutt mit Vegetationsbedeckung) in einem strahlungsarmen Bereich des Val Bever in den östlichen Schweizer Alpen auf einer Höhe von ungefähr 1800 m ü. NN.

Die Steuerung der Energietransporte im Untergrund hängt auf vielfältige Weise von der Bedeckung der Erdoberfläche sowie den Eigenschaften der oberflächennahen Bodenschicht ab. Die zeitliche und räumliche Ausbildung der Schneebedeckung sowie der Einfluss des Substrats auf den Aufbau der Schneedecke sind dabei von besonderer Bedeutung. In diesem Zusammenhang ist vor allem die Albedo zu beachten, da sie eine der bedeutendsten Komponenten der kurzwelligen Strahlungsbilanz darstellt. Auf Grund der Schneebedeckung steigen die Albedowerte vor allem in den Wintermonaten auf maximale Werte an. Für die kurzwellige Strahlungsbilanz der Erdoberfläche sind in den Alpen vor allem die schneefreien Monate von Juli bis Oktober maßgeblich (HÖLZLE, 1994). Mit Vegetation bedeckte Flächen weisen beson-

ders geringe Albedowerte auf und können sich daher in der schneefreien Zeit besonders gut erwärmen. Ist weder Vegetation, noch eine Schneedecke vorhanden, bestimmt das Substrat durch seine Lithologie und Mikromorphologie die Höhe der Albedo. So schirmt ein sehr helles Gestein mit rauher Oberfläche den Boden gegen die eintreffende kurzwellige Strahlung effektiv ab, während sich ein dunkles, glattes Gestein relativ stark aufheizen kann.

Neben dem Einfluss der Albedo auf die Energiebilanz an der Erdoberfläche und in den oberen Bodenschichten sind allerdings weitere Energieaustauschprozesse zu nennen, die vom räumlichen und zeitlichen Aufbau der Schneedecke abhängig sind. So entwickelt sich eine Schneedecke meistens zuerst über feinkörnigem Substrat, während eine grobblockige Substratbedeckung zu einer verzögerten Ausbildung der Schneedecke führt. An den Stellen, an denen Blockschutt an die Oberfläche durchdringt, reagiert die Schneedecke vor allem in südlich exponierten Lagen sehr empfindlich auf die starke Solarstrahlung des Hochgebirges und beginnt sogar bei leicht negativer Lufttemperatur zu schmelzen. Daher setzt die Isolationswirkung der Schneedecke erst später ein, sodass tiefe Temperaturen im Frühwinter das Substrat sehr effektiv durchkühlen können (KELLER, 1994; GORBUNOV, 2004). Schmelzwasser dringt bei diesem Vorgang und während der Schneeschmelze im Frühjahr und Frühsommer in das Substrat ein und gefriert dort wieder.

Das Wiedergefrieren dieses Wassers ist selbst im Hochsommer noch möglich, da die Porenräume zwischen den Blöcken sehr gut vor der Solarstrahlung geschützt sind und die Lufttemperaturen im Hochgebirge oft nicht hoch genug sind, um die Zwischenräume ausreichend zu erwärmen. Abbildung 2.4 zeigt eine Detailaufnahme aus der grobblockigen Wurzelzone eines aktiven Blockgletschers im Turtmantal. Unter den Blöcken (Größe ca. 1,5 x 0,5 m) konnten sich selbst im August 2003, der sich durch besonders hohe Lufttemperaturen auszeichnete, Eislinsen ausbilden und mit dem grobblockigen Substrat zu einer festen Eis-Schutt-Matrix verbinden. In direkt benachbarten Bereichen mit feinkörnigem Substrat war kein erneutes Gefrieren des Schmelzwassers zu beobachten, obwohl die Strahlungs- und Lufttemperaturbedingungen vergleichbar waren. Dieses im Boden vorhandene Eis führt zu einer Auskühlung des Bodens und kann die Bildung von Permafrost begünstigen.



Abbildung 2.4: Eislinsen unter Blockschutt in der Wurzelzone des aktiven Blockgletschers HT05 im Turtmantal. Datum der Aufnahme: 15.08.2003.

Vielfach sind über grobblockigem Substrat, wie es vor allem auf Blockgletschern und in den unteren Bereichen von Sturzschutthalden zu finden ist, Öffnungen beziehungsweise Schloten in der Schneedecke zu beobachten, sofern die Schneemächtigkeit noch nicht zu groß ist (SUTTER, 1996). Über die in den Schloten und Porenräumen zirkulierende Luft erfolgt eine sehr wirkungsvolle Auskühlung des Untergrunds.

Die energetischen Zustände im Untergrund sind entscheidend von den thermischen Eigenschaften des Substrats abhängig. Die thermische Beschaffenheit des Untergrunds ist von der mineralischen Zusammensetzung, der Korngröße, der Porosität sowie der Lagerungsdichte des Substrats abhängig. Diese Eigenschaften bestimmen wiederum die Feuchtekapazität der Oberflächenschicht sowie die Permeabilität des Materials. Einen wesentlichen Einfluss auf die Temperatur des Untergrunds haben Wärmekapazität sowie Wärmeleitfähigkeit des Substrats (Q_G in Gleichung 2.1), die direkt mit den oben genannten Eigenschaften des Substrats zusammenhängen. Unter der Wärmekapazität versteht man die Energiemenge in Joule, die einem Stoff zugeführt werden muss, um seine Temperatur um $1\text{ }^\circ\text{K}$ zu erhöhen. Die Wärmeleitfähigkeit gibt an, wie viel Joule pro Sekunde durch eine Fläche von 1 m^2 fließt, wenn senkrecht dazu ein Temperaturgefälle von $1\text{ }^\circ\text{K}$ herrscht. Die Höhe der Wärmeleitfähigkeit beschreibt also das theoretisch mögliche Ausmaß des Transports von Energie durch ein Material. So resultiert aus der Kombination von hoher Wärmeleitfähigkeit

und geringer Wärmekapazität ein starker Fluss von Energie. Bei einem Substrat mit diesen Eigenschaften ist ein effektiver Transport von Energie in tiefere Bodenschichten möglich. Hingegen erfolgt bei geringer Leitfähigkeit und hoher Wärmekapazität eine stärkere Erwärmung der oberen Bodenschichten, wobei die Energie nicht nach unten weitergeleitet wird, sondern nahe der Erdoberfläche gespeichert wird.

Die genannten Substrateigenschaften spielen nicht nur für die Umwandlung der eintreffenden Energie eine Rolle, sondern auch für den Energietransport aus tieferen Bodenschichten zur Oberfläche. Auf die Zusammenhänge von Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität und Permeabilität weist bereits FRENCH (1970) für ein Untersuchungsgebiet in der kanadischen Arktis hin. Die untersuchten Substrate auf Banks Island reagieren sehr schnell auf Veränderungen der Umwelteinflüsse. Diese schnelle Anpassung an Änderungen der solaren Strahlungsintensität, an sommerliche Schneefälle oder an veränderte Windgeschwindigkeiten wird einerseits auf eine hohe Leitfähigkeit gekoppelt mit geringer Wärmekapazität zurückgeführt. Andererseits handelt es sich bei den untersuchten Substraten, bedingt durch ihre Korngröße und Porosität, um sehr permeable Materialien. Die gute Durchlässigkeit führt zu einem schnellen Wasser- und Lufttransport und damit zu einem vereinfachten Transport von Energie in tiefere Bodenschichten. Auch bei HARRIS & PEDERSEN (1998) wird deutlich, dass grobblockige Substrate relativ schnell und bis in größere Tiefen auf veränderte Lufttemperaturen reagieren können. Böden mit einem hohen Feinmaterialanteil, meist verbunden mit höherem Wassergehalt, haben hingegen eine puffernde Wirkung auf Änderungen der Lufttemperatur.

Die Auskühlung von grobblockigem Untergrund lässt sich gut durch einen von BALCH (1990) beschriebenen Effekt erklären. Die sogenannte „Balch–Ventilation“ führt, auf Grund der höheren Dichte kalter Luft in den Zwischenräumen grobblockiger Substrate, zu einer Verdrängung von wärmerer durch kältere Luft. Eine anhand von Felduntersuchungen in den Ostalpen entwickelte Theorie der Auskühlung kompletter Schutthalden durch Ventilationseffekte geht auf WAKONIGG (1996) zurück und basiert unter anderem auf der Arbeit von F. KELLER (1839, zitiert bei FURRER, 1966: 721), in welcher die Luftzirkulation innerhalb eines Bergwerks beschrieben wird. Voraussetzung für einen Auskühlungseffekt nach WAKONIGG (1996) ist eine ausgeprägte winterliche Schneedecke, in der sich auf Grund der grobblockigen Ober-

fläche der Schutthalde Öffnungen oder Schlotte ausbilden. Im Winter dringt kalte Luft durch die unteren Öffnungen in das Windröhrensystem der Blockhalde ein und zirkuliert ans obere Ende. Dabei wird der Halde durch Verdunstung von Feuchtigkeit ständig Energie entzogen und in Form von latenter Wärme in der zirkulierenden Luft gespeichert. Die erwärmte Luft (latente und fühlbare Wärme) tritt an den oberen Öffnungen der Blockhalde aus. Die Temperaturen sind im Winter somit am tiefsten an den unteren Öffnungen. Mit dem Beginn der Schneeschmelze und dem Eindringen von Sickerwässern bilden sich im Inneren der Blockhalde Eislinsen und Eisüberzüge. Durch den Gefrierprozess kommt es zur Freisetzung von latenter Wärme und zur fortschreitenden Erwärmung der Luft im Inneren. Erreicht die Temperatur im Sommer im Inneren der Halde durch Zufuhr fühlbarer und latenter Wärme (durch Kondensation an den kalten Oberflächen der Blöcke) den Nullpunkt, beginnt das Abschmelzen des zuvor gebildeten Eises. Die Dauer der kompletten Abschmelzung dauert meist mehrere Monate. Wurde der Blockhalde allerdings über den Winter sehr viel Energie entzogen, kann Eis über das gesamte Jahr erhalten bleiben.

Bei derartigen Eisvorkommen handelt es sich definitionsgemäß um Permafrost. Der Luftzug aus den unteren Öffnungen mit Temperaturen nahe 0 °C stellt nach WAKONIGG (1996) jedoch ein deutliches Zeichen für das Abschmelzen des Eises im Inneren der Blockhalde dar und sollte nicht falsch als eiserhaltend oder eisbildend interpretiert werden.

Auf der Grundlage dieser Überlegungen ist mit deutlich unterschiedlichen thermischen Verhältnissen in grobblockigem Schutt beziehungsweise mit feinkörnigem Substrat bedeckten Böden zu rechnen. Auch wenn eine allgemein gültige Temperaturreduktion für Bereiche mit grobem Substrat bisher nicht angegeben werden kann, so sind bei vergleichbaren (meso-) klimatischen Verhältnissen in grobblockigen Substraten und in den von diesen Substraten bedeckten Böden meist tiefere Temperaturen zu erwarten, als in feinkörnigen Substraten. Bei ausreichend großer Temperaturerniedrigung ist unter grobblockigem Schutt sogar die Bildung beziehungsweise der Erhalt von Permafrost denkbar. So kann gerade in den Bereichen, in denen sich die Bodentemperaturen nahe 0 °C befinden, die Art der Substratbedeckung über die Existenz von Permafrost entscheiden. Vor allem an der Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostgebiete der Alpen, aber auch in strahlungsarmen Positionen

außerhalb des eigentlichen Permafrostbereichs, stellt die Substratverteilung vermutlich den steuernden Faktor für die kleinräumig differenzierte Permafrostverbreitung auf lokaler Skala dar.

Reliefstruktur

Ähnliche Auskühlungseffekte wie unter grobblockigem Substrat können sich in Bereichen ergeben, in denen sich durch Schneedrift während des Winters über längere Zeit nur eine sehr dünne Schneedecke ausbilden kann. Dies sind vor allem Kuppen oder langgezogene Rücken wie etwa eine Moräne oder ein Rundhöcker. Andererseits wird der Boden durch die Isolationseigenschaften einer früh ausgebildeten winterlichen Schneedecke sehr effektiv vor dem Auskühlen durch tiefe Lufttemperaturen geschützt, sofern sich keine Öffnungen in der Schneedecke befinden. Bereiche, in denen sich durch Windakkumulationen eine gut ausgebildete Schneedecke schon früh im Winter entwickeln kann, erweisen sich als ungünstig für die Entwicklung von Permafrost. LERJEN et al. (2003) beobachtete in einer entsprechenden Reliefposition eine relativ mächtige Auftauschicht und führt dies darauf zurück, dass in diesen Bereichen im frühen Winter keine ausreichende Auskühlung des Bodens stattfinden konnte.

Unklar ist jedoch, wie sich die Verbreitung von Permafrost in windexponierten, konvexen Reliefpositionen darstellt, die eine dünne oder fehlende Schneebedeckung im Winter aufweisen. Einerseits ist in diesen Situationen durch den Einfluss von Wind eine wirkungsvolle Auskühlung des Untergrunds möglich. Andererseits ist, bedingt durch die relativ frühe Ausaperung, eine schnelle Erwärmung durch die eintreffende kurzwellige Solarstrahlung möglich. Während bei LERJEN et al. (2003) auf einem konvexen Rücken einer Schutthalde, der durch eine geringmächtige Schneedecke und effektive Auskühlung im Winter gekennzeichnet ist, Permafrost in einer Tiefe von 0,5 m nachgewiesen werden konnte, befindet sich bei VONDER MÜHLL (1993: 77) der Permafrostspiegel „[...] bei konvexen Geländeformen häufig überdurchschnittlich tief“ (vgl. HÖLZLE et al., 1999). Zu beachten ist allerdings, dass es sich bei den zuletzt beschriebenen Geländeformen um Rücken auf einem Blockgletscher handelt. Sicherlich stellt dies einen Sonderfall dar, bei dem die Tiefe des Per-

mafrostspiegels in besonderem Maße vom Fließverhalten des Blockgletschers abhängig ist.

Entscheidend ist letztlich, ob sich durch das Energiedefizit, das sich durch die temperaturbedingte Auskühlung des Bodens im Winter ergibt, und die Energiezufuhr auf Grund warmer Temperaturen und hoher Solarstrahlung im Frühjahr und Sommer ein Nettoverlust oder ein Nettogewinn von Energie einstellt. Es erscheint daher notwendig, den gesamten Schneedeckenaufbau sowie die Lufttemperaturentwicklung über das Jahr zu betrachten, um Rückschlüsse auf die jeweilige Permafrostsituation ziehen zu können (vgl. ZHANG et al., 2001; LERJEN et al., 2003). Von einer für unterschiedliche Regionen gültigen Beziehung zwischen den beschriebenen Reliefformen und der Permafrostverbreitung kann auf der Grundlage der bisherigen Untersuchungsergebnisse nicht ausgegangen werden. Auf die Bedeutung der Eigenschaften der Reliefstruktur für die Verbreitung von Permafrost im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit wird im Kapitel 5.2.4 näher eingegangen.

2.2 Blockgletscher

Die Erstellung eines Blockgletscherinventars für das Turtmanntal stellt einen Hauptbestandteil der vorliegenden Arbeit dar. Da die Existenz von Permafrost eine wesentliche Voraussetzung für die Entwicklung von Blockgletschern ist, lassen sich über die Verbreitung der Blockgletscher in einem Untersuchungsgebiet Rückschlüsse auf die aktuelle und historische Permafrostverbreitung ziehen. Die Verbreitung von Blockgletschern wird maßgeblich durch Eigenschaften des Reliefs, wie Höhe, Hangneigung, Exposition und Rauigkeit, beeinflusst. Als Produkt des periglazialen Fließprozesses und Komponente des Grobschuttssystems im Periglazial stellen Blockgletscher Reliefformen dar, die in alpinen Einzugsgebieten eine große sedimenthaushaltliche Bedeutung besitzen. Das vorliegende Kapitel liefert einen grundlegenden Überblick über die Reliefform Blockgletscher. Im Kapitel 2.4 wird auf die Rolle der Blockgletscher im periglazialen Sedimenthaushalt näher eingegangen.

2.2.1 Definition

Bei der geomorphologischen Betrachtung von Landschaftselementen spielen die Zusammenhänge von Prozess, Material und Form eine zentrale Rolle. Diesem Grundsatz entsprechend werden Blockgletscher nach BARSCH (1996: 4) durch die folgende Definition beschrieben:

„Aktive Blockgletscher sind loben- oder zungenförmige Körper aus ganzjährig gefrorenem, unkonsolidiertem Material, welches mit Poreneis oder Eislinsen übersättigt ist. Als Folge der Deformation des in ihnen enthaltenen Eises bewegen sie sich kriechend hang- oder talabwärts. Sie stellen daher ein Merkmal kohäsiven Fließens dar“.

Durch die Beschränkung auf bestimmte Eistypen kennzeichnet diese Definition Blockgletscher als periglaziale Formen und schließt eine glaziale Genese aus. Auch WAHRHAFTIG & COX (1959), HAEBERLI (1985) und KING et al. (1987) halten Blockgletscher für typische periglaziale Phänomene. Daneben wird jedoch auch die These

eines glazialen Ursprungs vertreten, da Blockgletscher nach LLIBOURTY (1965 in BARSCH, 1996), WHALLEY (1974), POTTER (1972) und HUMLUM (1998) einen aus Gletschereis bestehenden Kern enthalten können. Eine derartige Betrachtungsweise ist jedoch im Hinblick auf die Rolle des Blockgletschers als Permafrostindikator nicht ganz unproblematisch. Daher wird die Eignung derartiger glazigener Formen zur Permafrostindikation im Kapitel 2.2.3 näher diskutiert.

Ergänzend zur oben genannten Definition beschreibt folgender Auszug aus dem Formenkatalog der Reliefformen des Hochgebirges am Beispiel des Turtmantals nach RASEMANN (2003: 82-83) Formeigenschaften und Topologie von Blockgletschern nach einem formalisierten Schema:

„*Synonym / Übersetzung:* engl.: rock glacier, rockglacier (Barsch, 1996), ausführliche Terminologiediskussion in (Höllermann, 1983; Barsch, 1996).

Perzeption: Zungen- oder lobenförmiger Schuttkörper mit Rücken und Furchen an der Oberfläche.

Attribute: Bewegte Oberfläche mit komplexem Wölbungsverhalten.

Nachbarschaft: ↑ Moräne, ↑ Kar, ↑ Schutthalde, ↔ Talboden, ↔ Talseitenhang.

Parametrisierung: Parameter von Barsch (1996) (Abbildung 2.5), Formelemente.“

Eine Erläuterung der einzelnen Bestandteile und Symbole des Formenkatalogs befindet sich im Anhang A 1.

2.2.2 Geomorphometrische Eigenschaften

Blockgletscher sind imposante Erscheinungen, die sich durch ihre Morphologie und ein meist sehr grobblockiges Substrat von der Umgebung abheben. Ihre Mächtigkeit beträgt mindestens 10 m (BARSCH, 1996), die seitliche Begrenzung bildet eine steile Böschung mit einer Neigung von meist mehr als 25°. Bei aktiven Blockgletschern ist die Neigung der Stirn meist höher als der natürliche Böschungswinkel. Abbildung 2.5 verdeutlicht die bei Blockgletschern gebräuchliche Terminologie. In Abbildung 2.6 ist der Blockgletscher HT05 im Turtmantal dargestellt. Zu sehen

sind typische durch Fließprozesse verursachte Oberflächenformen und eine gut ausgeprägte Stirn mit der typischen hohen Hangneigung.

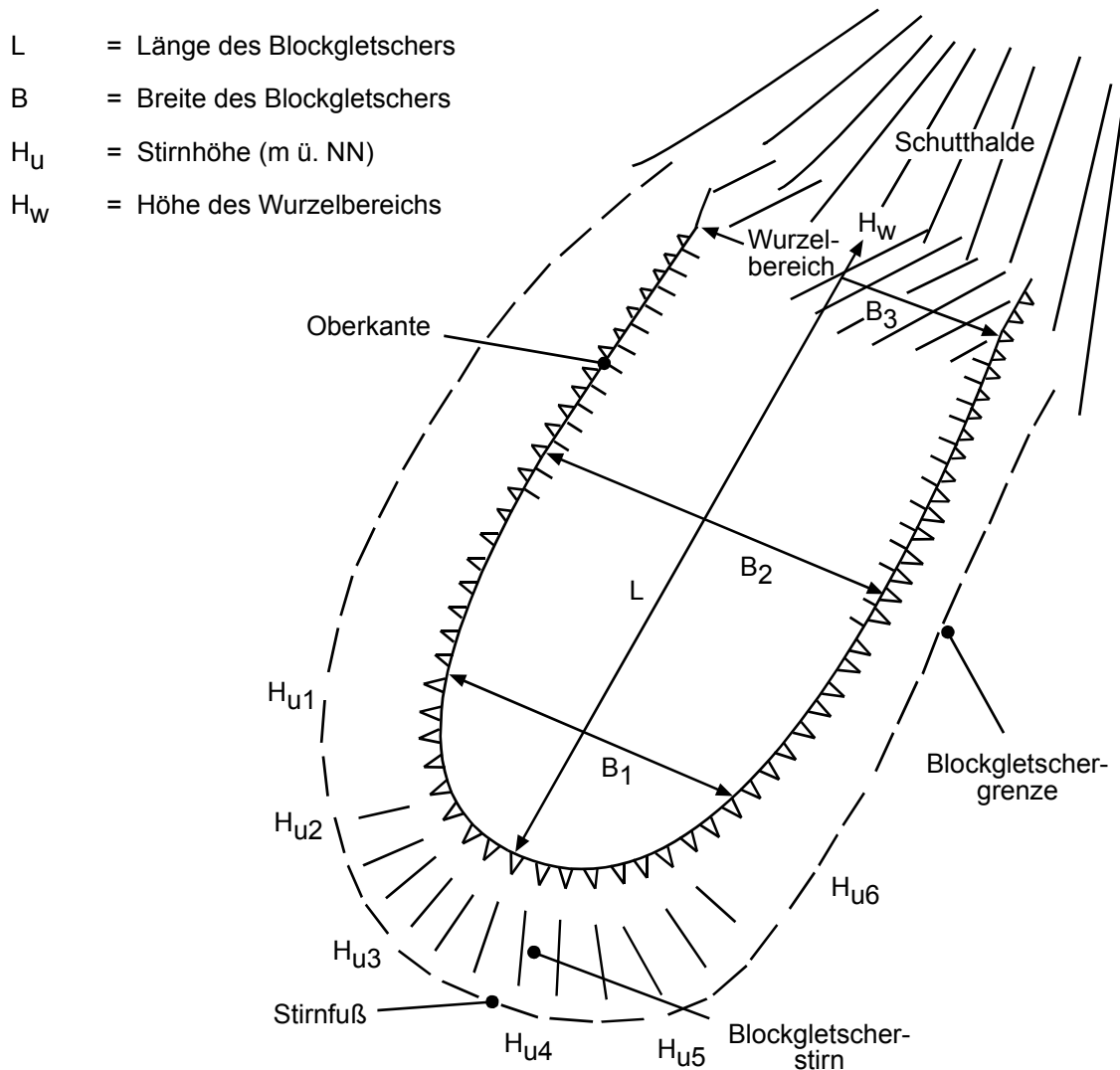


Abbildung 2.5: Geometrische Parameter und deskriptive Begriffe eines typischen Talus-Blockgletschers. Die Ermittlung der Stirnhöhe erfolgt durch Mittelung der Höhen H_{u1-6} , die Breite durch Mittelung der Breiten B_{1-3} . Nach BARSCH (1996).

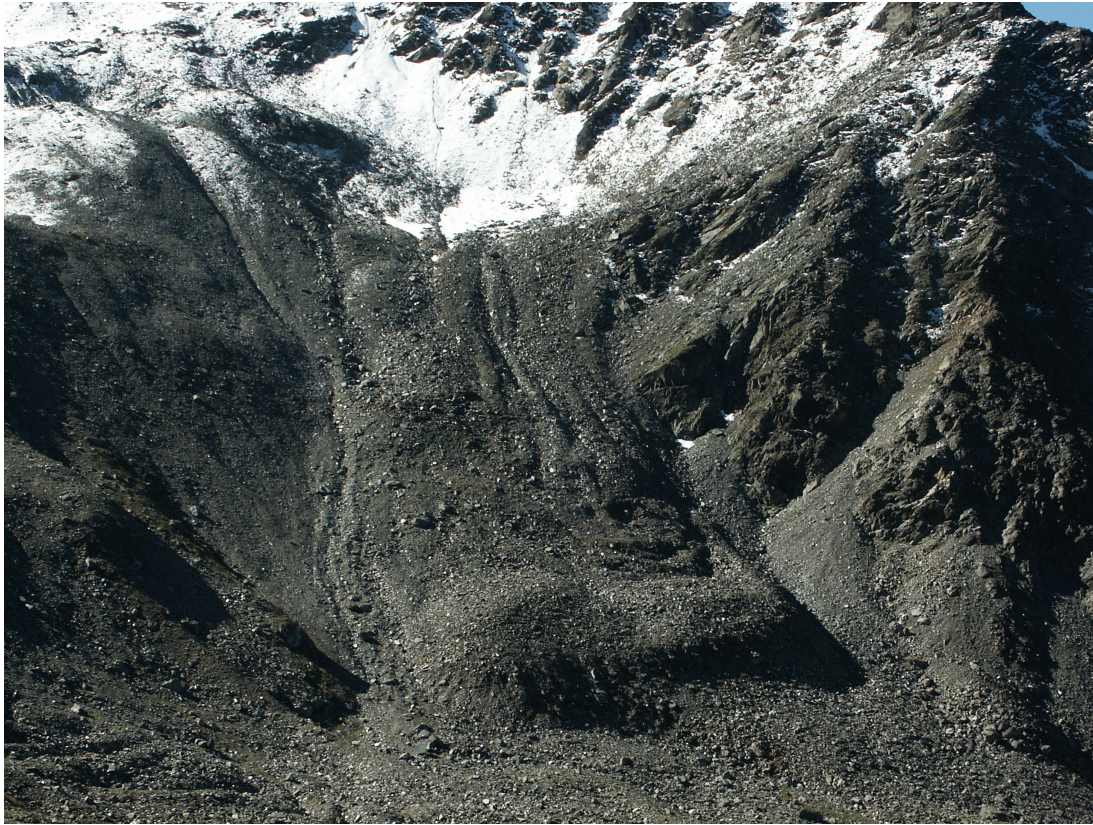


Abbildung 2.6: Aktiver Blockgletscher HT05 im Hungerlitäli. Die Längsstrukturen im oberen, orographisch linken Teil des Blockgletschers gehen im Stirnbereich in Querstrukturen über. Die Stirnneigung der Form beträgt 38° , die Länge 310 m und die mittlere Breite 105 m. Foto: Stefan Rasemann.

Die Begrenzungen eines Blockgletschers stellen Wurzelbereich, seitliche Böschungen und die Stirn dar. Beim Wurzelbereich handelt es sich um den Übergang von der durch Sturzprozesse geprägten Schutthalde zum sich bewegenden Blockgletscher. Die Abgrenzung dieses Bereichs stellt sich im Gelände als schwierig dar und kann nicht immer eindeutig vollzogen werden.

Durch die Bewegung der Schutt–Eis–Masse kommt es an der Oberfläche zur Ausbildung von Strukturen, die an die Ogiven eines Gletschers erinnern. Die Herkunft dieser Oberflächenstrukturen ist nicht eindeutig geklärt. Es existieren daher unterschiedliche Erklärungsansätze. So wird deren Entstehung bei BARSCH (1977) auf die zeitlich und räumlich unterschiedlich starke Schutzzufuhr zurückgeführt. IVES (1940) sieht die Ursache in der räumlich und zeitlich differenzierten Bewegung einzelner Schuttschichten. Wahrscheinlich lassen sich diese Rücken und Gräben in erster Linie aber auf interne Spannungen zurückführen, die durch kompressives beziehungsweise extensives Fließen zustande kommen (WAHRHAFTIG & COX, 1959;

POTTER, 1972; HAEBERLI, 1985). Extensives Fließen führt zur Bildung von zur Fließrichtung parallelen Strukturen, während sich die Rücken und Gräben in Zonen kompressiven Fließens quer zur Fließrichtung anordnen. Die Stirn eines Blockgletschers zeigt im Allgemeinen eine Dreigliederung des Substrats (HAEBERLI, 1985). So existiert als oberste Lage eine Schicht grobblockigen Materials, gefolgt von feinem Substrat, welches die Böschung der Stirn ausbildet. Vor der Stirn des Blockgletschers kommt grobblockiges Substrat zur Ablagerung, das von den oberen Bereichen der Stirn herunterstürzt. Die Oberfläche eines Blockgletschers wird durch ein sehr grobblockiges Material charakterisiert. Dieses Substrat ermöglicht eine sehr effektive Auskühlung des Untergrundes und kann allgemein als permafrostgünstig angesehen werden (HARRIS & PEDERSEN, 1998).

Je nach Aktivitätsstatus des Blockgletschers sind die eben beschriebenen Merkmale unterschiedlich stark ausgeprägt. Durch die Kartierung dieser und weiterer Charakteristika lassen sich Aussagen zur Aktivität von Blockgletschern ableiten. Eine genauere Beschreibung dieser Kriterien erfolgt in Kapitel 2.2.4.

Um den Formtyp eines Blockgletschers zu beschreiben, werden drei Kategorien genannt, wobei die dritte Kategorie vier Unterkategorien besitzt (DOMARADZKI, 1951 und WAHRHAFTIG & COX, 1959, zitiert bei BARSCH, 1996):

1. zungenförmig
2. lobenförmig
3. komplex
 - a. aus mehreren Blockgletschern bestehend (engl.: multipart)
 - b. aufgebaut aus mehreren Loben (engl.: multilobe)
 - c. Blockgletscher unterschiedlicher Aktivität (engl.: multiunit)
 - d. mit unterschiedlichen Quellgebieten (engl.: multiroot).

Nach BARSCH (1996) erfolgt die Unterscheidung zwischen zungen- und lobenförmig über das Längen- zu Breitenverhältnis ($L : B$). Bei einem Verhältnis von $L : B < 1$ handelt es sich um eine Lobenform, bei $L : B > 1$ ist der Blockgletscher zungenförmig. Da für manche Blockgletscher eine eindeutige Zuordnung zu einer

der beiden ersten Kategorien nicht erfolgen kann, erweist sich die dritte Kategorie mit ihren vier Unterkategorien als nützlich. Bei entsprechend hohem Komplexitätsgrad können Blockgletscher aus mehreren Loben oder Zungen aufgebaut sein. Eine Untergliederung dieses oftmals stark verschachtelten Gefüges in einzelne Blockgletscher ist vielfach nicht möglich. Zudem können diese aggregierten Formen unterschiedliche Alter und Aktivitätszustände besitzen. Vielfach kommt es auch zur Verschachtelung mit glazialen oder fluvioglazialen Formen, wodurch die Deutung zusätzlich erschwert wird.

2.2.3 Blockgletschergenese

Gemäß der oben aufgeführten Definition nach BARSCH (1996) existieren zwei verschiedene Blockgletschertypen. Je nach der Herkunft des die Form aufbauenden Materials unterscheidet BARSCH (1988, 1996) zwischen (1) Talus-Blockgletschern und (2) aus Moränenmaterial entstandenen Blockgletschern, sogenannten Debris-Blockgletschern.

Der in Abbildung 2.7A dargestellte Blockgletschertyp bildet sich unterhalb von Schutthalden. Durch Steinschläge und Lawinen ergibt sich zunächst eine Wechsellaagerung von Schutt und Schnee. Bei der Metamorphose des Schnees bilden sich in einem späteren Stadium Eislinsen im Schutt aus. Durch den Eintrag und das Gefrieren von Schmelzwässern kommt es zudem zur Bildung von Segregationseis und es entsteht das für Blockgletscher typische Schutt-Eis-Gemisch mit einem Eisgehalt von meist mehr als 60 %. Dieses Material bewegt sich bei ausreichender Hangneigung auf Grund seiner plastischen bis viskosen Eigenschaften hangabwärts. Die Mindestmächtigkeit, die ein Blockgletscher benötigt, um fließen zu können, beträgt etwa 15 m (BARSCH, 1988).

Abbildung 2.7B stellt einen Blockgletscher dar, der aus Moränenmaterial entstanden ist. Hier kommt es bei Gletschervorstößen, die das obere Ende des Blockgletschers erreichen, zur sukzessiven Einarbeitung von Moränenmaterial und Eis, welches durch das Gefrieren von Schmelzwasser entsteht. Die oben genannte und für die vorliegende Arbeit maßgebliche Blockgletscherdefinition schließt das Vorhan-

densein von massivem Gletschereis, wie es in schuttbedeckten Gletschern vorkommt, nicht ein.

„Blockgletscher, die aus Moränenmaterial entstehen, bilden ein eigenes System und sind vielmehr räumlich als genetisch mit dem glazialen System verbunden.“

(BARSCH, 1996: 188).

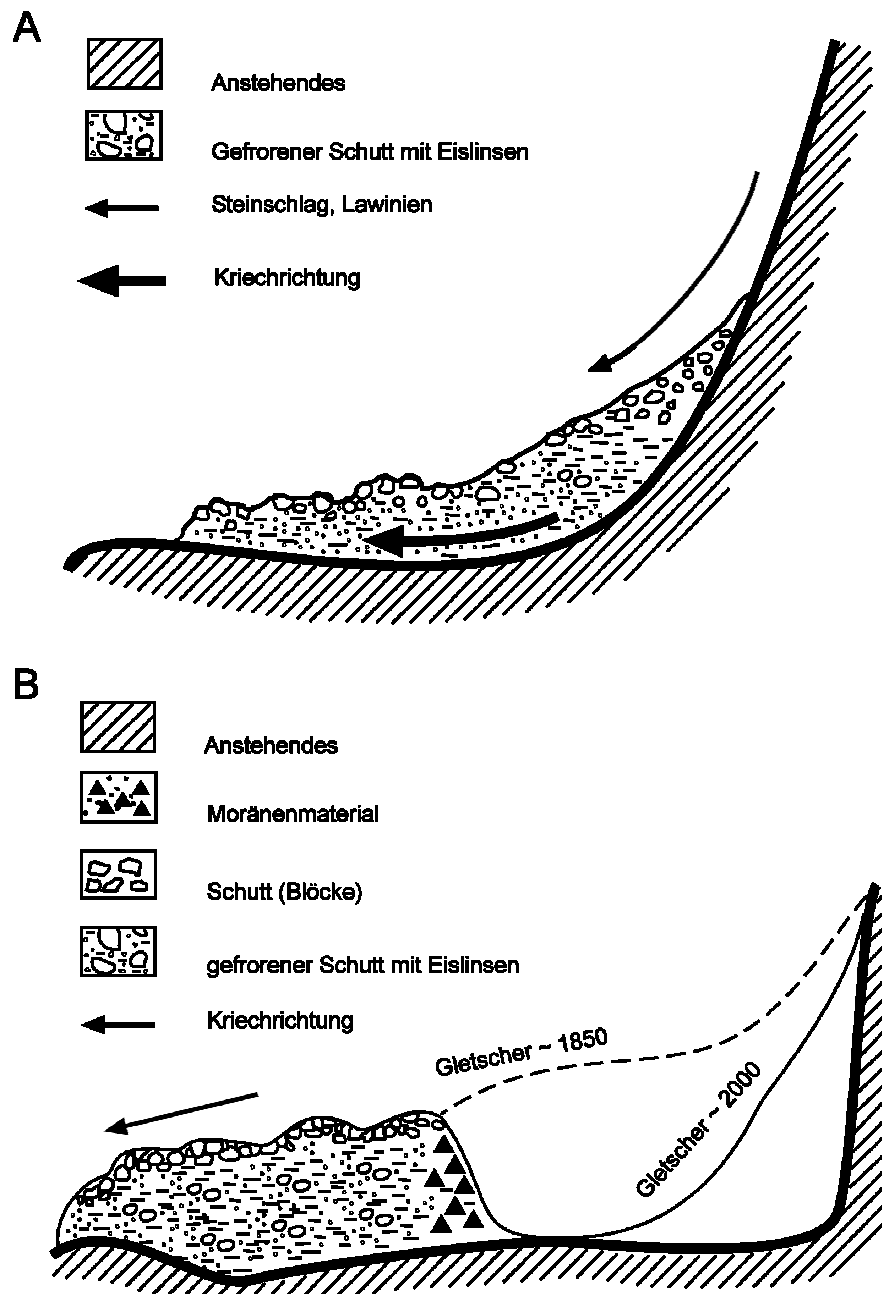


Abbildung 2.7: Blockgletschertypen nach BARSCH (1988, 1996): A: Talus-Blockgletscher unterhalb von Schutthalden. B: Blockgletscher aus Moränenmaterial unterhalb von Gletschern.

Genauere Angaben bezüglich der Herkunft des in Blockgletschern enthaltenen Eises finden sich bei HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996), die verschiedene, mit Hilfe geophysikalischer Methoden (Geoelektrik) ermittelte Eistypen in Blockgletschern diskutieren. Die Unterscheidung der Eistypen erfolgte nach einer durch SCHUMSKII (1964) vorgestellten genetisch-petrographischen Typisierung. Die Verteilung der Eistypen im Blockgletscher scheint durch das viskose Fließverhalten und die Temperaturverteilung im Blockgletscher beeinflusst zu werden, da es immer wieder zu Gefrier- und Tauprozessen und damit zum räumlichen Austausch einzelner Eistypen kommt. Es ist allerdings zu beachten, dass Rückschlüsse von geoelektrisch gemessenen Widerständen auf Eistyp und -gehalt des Untergrunds mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Die Bestimmung von Eistyp und -gehalt sollte daher nur in Kombination mit weiteren geophysikalischen oder direkten Methoden erfolgen (VONDER MÜHLL et al., 2001; HAUCK, 2001; HAUCK & VONDER MÜHLL, 2003).

Kerne aus massivem Gletschereis, die im Wurzelbereich von „Blockgletschern“ beobachtet werden, befinden sich nach BARSCH (1996) nicht im Gleichgewicht mit den klimatischen Rahmenbedingungen. Oftmals weisen Thermokarsterscheinungen an der Oberfläche auf das Abschmelzen dieser Eisvorkommen hin. Sofern die MAAT nicht ausreichend tief ist, schmelzen diese mit Schutt bedeckten Eiskerne langsam ab (WHALLEY & MARTIN, 1992).

Bezüglich der Genese von Blockgletschern existieren nach WHALLEY & MARTIN (1992) im Wesentlichen zwei verschiedene Modellansätze. Während das glaziale Modell im Wesentlichen auf POTTER (1972) und JOHNSON (1974) zurückgeht, wird das periglaziale Modell vor allem von BARSCH (1978, 1988) und HAEBERLI (1985) vertreten. Nach dem glazialen Modell bilden auch schuttbedeckte Gletscher einen eigenen Blockgletschertyp (engl.: debris covered glacier; glacier-derived rock glacier nach HUMLUM, 2000). Die zur Stützung dieser Modelle erhobenen Daten und aufgestellten Theorien eignen sich gut zur Erklärung der Genese der untersuchten Blockgletscher und ähnlichen Formen. Die Annahme eines glazialen Ursprungs neben einer periglazialen, an Permafrost gebundenen Genese ist jedoch mit gewissen logischen Fehlern verbunden. Als besonders problematisch erweist sich, dass sich die aus den Modellen resultierenden Objekte in wesentlichen Merkmalen voneinander unterscheiden. Die Existenz von „glazigenen“ Blockgletschern

(HUMLUM, 2000) und Debris-Blockgletschern (BARSCH, 1988, 1996) als einen Fall von Equifinalität zu bezeichnen und damit die Diskussion um die Blockgletscher-entstehung als rein terminologischer Natur zu bezeichnen (WHALLEY & MARTIN, 1992: 129; BENN & EVANS, 1998), ist daher falsch. Betrachtet man die geomorphometrischen Eigenschaften der Objekte, so ergeben sich zwar mitunter deutliche Ähnlichkeiten, hinsichtlich des Materials unterscheiden sich „glazigene“ Blockgletscher von Debris-Blockgletschern jedoch stark. So existiert ein Kern aus massivem Gletschereis mit einer Mächtigkeit von beispielsweise 20 bis 30 m weder in Talus-Blockgletschern noch in Blockgletschern, die aus Moränenmaterial entstanden sind. Betrachtet man die Objekte sorgfältig, so wird deutlich, dass es sich um Reliefformen unterschiedlichen geomorphologischen Ursprungs handelt, die aus unterschiedlichem Material aufgebaut sind.

Überdies steht das Reaktionsverhalten von Blockgletschern auf Klimaveränderungen und die Rolle von Blockgletschern zur Permafrost- und Klimaindikation zunehmend im Zentrum der Diskussion (VAN TATENHOVE & DIKAU, 1990; HUMLUM, 1998; FRAUENFELDER & KÄÄB, 2000; FRAUENFELDER et al., 2001; STROZZI et al., 2004). Gerade in diesem Zusammenhang darf dieser offensichtlich vorhandene Unterschied nicht vernachlässigt werden. So muss die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, dass schuttbedeckte Gletscher andere rheologische Eigenschaften aufweisen, als bei Blockgletschern angenommen.

Die Modellierung des Fließverhaltens von schuttbedeckten Gletschern sowie eisübersättigten Sedimentmassen stellt eine aktuelle Forschungsfront dar und ist auf Grund fehlender empirischer Grundlagen noch mit großen Unsicherheiten verbunden. Die Sensitivität der betrachteten Formen für Änderungen externer Einflüsse, wie beispielsweise die klimatischen Rahmenbedingungen, ist nur unzureichend bekannt. Für die Alpen hat sich jedoch gezeigt, dass im Sinne von BARSCH (1996) definierte intakte Blockgletscher einen Indikator für Gebiete mit diskontinuierlicher Permafrostverbreitung darstellen (BARSCH, 1978, 1988, 1996; HAEBERLI, 1985; KING, 1984). Da nach WHALLEY & MARTIN (1992) aber auch schuttbedecktes Gletschereis als Blockgletscher definiert werden kann, die Bildung derartiger Phänomene aber nicht an die Existenz von Permafrost gebunden ist, würde sich folglich die Eignung von Blockgletschern zur Permafrostindikation an sich ausschließen. Eine Gleichset-

zung dieser Formen mit im Sinne von BARSCH (1996) definierten Blockgletschern muss daher abgelehnt werden.

Aus den genannten Gründen ist die Aussagekraft schuttbedeckter Gletscher hinsichtlich deren Indikatorfunktion für Permafrost zu überdenken. Formen, bei denen von einem glazialen Ursprung auszugehen ist, sollten demnach nicht zur Indikation von Permafrost verwendet werden.

2.2.4 Aktivitätszustände

2.2.4.1 Aktive Blockgletscher

Zur Bildung aktiver Blockgletscher müssen nach BARSCH (1996) drei Voraussetzungen erfüllt sein: (1) das betreffende Gebiet muss sich im diskontinuierlichen Permafrost befinden, (2) es muss geeignetes, also eisübersättigtes, Material zu Verfügung stehen und (3) die Topographie muss hinreichend steil sein, um das Kriechen von eisübersättigtem Permafrost zu erlauben. Sind diese Voraussetzungen erfüllt, bewegen sich aktive Blockgletscher typischerweise mit Geschwindigkeiten von 0,1 bis 1 m pro Jahr (BARSCH, 1996). Welche Faktoren im einzelnen die Geschwindigkeit kontrollieren, ist bis heute weitgehend unklar. Als maßgebliche Faktoren können allerdings Eisgehalt, Eistemperatur, Neigung des Reliefs und die Bereitstellung von Schutt genannt werden.

Durch die Bewegung aktiver Blockgletscher weisen deren Stirnen sehr hohe Neigungen auf, die den natürlichen Böschungswinkel in den meisten Fällen überschreiten. Das Fließen der Blockgletscher führt dazu, dass Blöcke von der Oberfläche herunterstürzen und sich am Fuß der Stirn ablagern. Durch diese Sturzprozesse wird die Oberfläche der Stirn immer wieder aufgerissen, wodurch die Entwicklung von Vegetation in den wenigsten Fällen möglich ist. Diese Eigenschaften stellen in den meisten Fällen recht stichhaltige Anzeichen für die Aktivität des Blockgletschers dar. Zu beachten ist allerdings, dass die Neigung der Topographie unter dem Blockgletscher seine Fließgeschwindigkeit beeinflussen kann. Der Aktivitätsgrad eines

Blockgletschers ist daher nicht alleine klimatisch bedingt, sondern wird wesentlich durch Reliefstruktur und Topographie bestimmt. Eindeutigere Hinweise auf den Aktivitätsstatus von Blockgletschern im Hinblick auf seinen Eisgehalt lassen sich nur durch den Einsatz geophysikalischer Methoden oder durch Bohrungen finden. Zudem liefern langfristige Messungen der Oberflächengeschwindigkeit mittels photogrammetrischer und geodätischer Verfahren relativ sichere Hinweise auf den Aktivitätszustand eines Blockgletschers.

2.2.4.2 Inaktive Blockgletscher

Sobald die Bewegung eines Blockgletscher aussetzt, wird er als inaktiv bezeichnet. BARSCH (1996) nennt eine Geschwindigkeit von 0,01 m pro Jahr als Grenzwert. Es handelt sich um klimatische Inaktivität, wenn die Verringerung der Geschwindigkeit auf das Aufschmelzen des Eises zurückgeht und die Reibung im Inneren des Blockgletschers zu groß wird, um plastisches Fließen zu ermöglichen. Stößt der Blockgletscher in Bereiche mit geringer Hangneigung vor, so können die Scherkräfte einen kritischen Wert unterschreiten, der eine weitere Bewegung nicht mehr zulässt. In diesem Fall handelt es sich um einen dynamisch inaktiven Blockgletscher (BARSCH, 1996). Daneben kann sich dynamische Inaktivität auch durch eine zu geringe Schuttlieferung einstellen. Die Ursachen hierfür können einerseits in der Verringerung der Prozessaktivität im Liefergebiet und andererseits im Entfernen des fließenden Blockgletschers vom Liefergebiet liegen. Falls das Eis im Inneren inaktiver Blockgletscher noch nicht völlig abgeschmolzen ist, stellen diese Phänomene Vorkommen von diskontinuierlichem Permafrost dar. Die Auftauschicht bei einem klimatisch inaktiven Blockgletscher kann im Winter nicht mehr komplett durchfrieren, man spricht daher von inaktivem oder passivem Permafrost. Ein klimatisch inaktiver Blockgletscher ist somit ein Zeichen dafür, dass die klimatischen Bedingungen an der von ihm eingenommenen Position die Existenz von Permafrost nicht mehr zulassen.

Da sich inaktive Blockgletscher nicht mehr bewegen, zeigen sich ihre Stirnen entsprechend weniger stark von Sturzprozessen beeinflusst. Die Stirnen sind allerdings noch nicht kollabiert und weisen noch immer relativ hohe Hangneigungen auf.

Sobald die Bewegung des Blockgletschers einen gewissen Schwellenwert unterschreitet, kann sich vermehrt Vegetation ausbilden. Somit können die Stirnen inaktiver Blockgletscher nach wenigen Jahren der Inaktivität teilweise mit Vegetation bedeckt sein. Die Verbreitung von Flechten auf der Oberfläche der Blöcke ist im Vergleich zu aktiven Blockgletschern größer. Je nach Grad der Inaktivität können auch inaktive Blockgletscher bereits Kollapsstrukturen aufweisen. Die Unterscheidung zwischen aktiven und inaktiven Blockgletschern fällt vor allem bei der Interpretation von Luftbildern, aber auch während der Kartierung im Gelände nicht leicht. Zur Vereinfachung werden die beiden Aktivitätsklassen häufig zur Klasse der intakten Blockgletscher zusammengefasst.

2.2.4.3 Reliktische Blockgletscher

Fossile oder reliktsche Blockgletscher befinden sich seit längerem nicht mehr im Gleichgewicht mit den aktuellen Klimabedingungen. Da der Begriff „fossil“ im geologischen Sinne „bedeckt“ oder „begraben“ bedeutet, wird im Folgenden der durch BARSCH (1996) eingeführte Begriff „reliktisch“ verwendet. Auf Grund höherer Temperaturen ist das Eis in ihrem Inneren vollkommen ausgeschmolzen. Reliktische Blockgletscher reichen oftmals bis nahe an die Waldgrenze herab und stellen Zeugen vergangener Klimabedingungen dar (VAN TATENHOVE & DIKAU, 1990; BARSCH, 1996; HUMLUM, 1998; FRAUENFELDER & KÄÄB, 2000). Die Bildungszeit reliktischer Blockgletscher in den Alpen liegt wahrscheinlich im späten Pleistozän, ihre Inaktivität könnte sich am Übergang vom Pleistozän zum Holozän eingestellt haben (BARSCH, 1996).

Durch das Abschmelzen des Eises weisen reliktische Blockgletscher deutliche Kollapsstrukturen auf, die mehrere Meter tief sein können. Die Stirnen dieser Blockgletscher sind in Abhängigkeit von der Topographie stark abgeflacht. Durch die Zeit der Ruhe können sich geschlossene Grasvegetation, Strauchvegetation und sogar kleine Bäume ausbilden. Dabei werden allerdings die Bereiche bevorzugt, in denen feinkörniges Substrat vorhanden ist.

2.2.5 Räumliche Verbreitung von Blockgletschern

Die Bildung von Blockgletschern ist an die Existenz von Permafrost und an ein ausreichendes Schuttangebot gebunden (HAEBERLI, 1985; BARSCH, 1996). Zudem dürfen die Niederschlagssummen einen bestimmten Wert nicht überschreiten, da sonst die für Blockgletscher günstigen Positionen von Gletschern eingenommen würden. Das auf SHUMSKII (1964) und HAEBERLI (1985) zurückgehende Kryosphärenmodell ist in Abbildung 2.8 dargestellt und zeigt den Aufbau und die Gliederung der Kryosphäre als Funktion der mittleren Jahrestemperatur der Luft und des Jahresniederschlags und weist klimatische Grenzen für das Auftreten von Blockgletschern aus. Obwohl die typischen Reliefformen im Permafrost auch von der Gletscherausdehnung und damit vom Niederschlag abhängig sind, ist die Permafrostverbreitung als deutlich temperaturabhängige Erscheinung dargestellt.

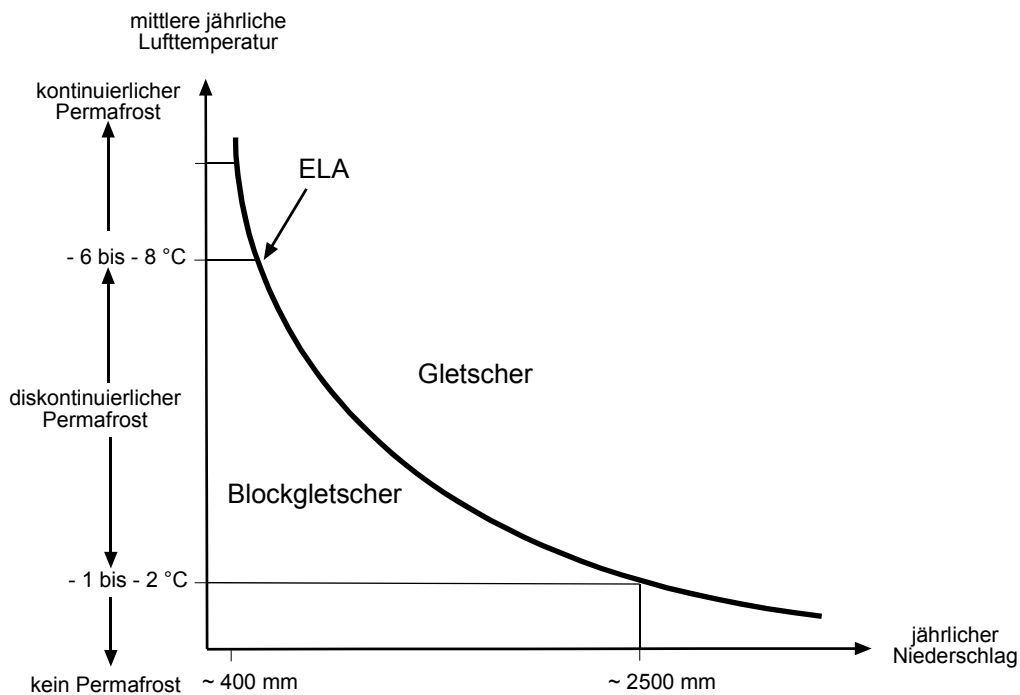


Abbildung 2.8: Kryosphärenmodell nach HAEBERLI (1985). Das Auftreten von Blockgletschern ist in den Alpen auf Gebiete mit einer MAAT von $< -1/-2$ bis $-6/-8$ °C und einem Jahresniederschlag zwischen etwa 500 bis 2500 mm beschränkt. Bei abnehmendem Niederschlag ist die Existenz von Blockgletschern tendenziell begünstigt.

In den maritimen Gebieten der Gebirge, in denen die Gleichgewichtslinie der Gletscher tiefer liegt als die Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbrei-

tung, ist die Bildung von Blockgletschern nicht möglich (HAEBERLI, 1985). Somit ist zu erwarten, dass die Zahl der Blockgletscher mit dem Grad der Kontinentalität zunimmt (BARSCH, 1992). In den Alpen finden Blockgletscher ihre größte Verbreitung in den zentralen Westalpen (Wallis, Mont-Blanc-Gebiet) sowie den zentralen Ostalpen (Engadin). HUMLUM (1998) konnte für polare Permafrostgebiete in Grönland und der Antarktis zeigen, dass dort das ideale Blockgletscherklima nicht kontinental, sondern eher trocken bis semihumid mit kalten Sommern ist.

Im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit sind die klimatischen und geomorphologischen Voraussetzungen für die Entwicklung von Blockgletschern gegeben. Durch die geringe räumliche Ausdehnung der Gletscher konnte sich ein ausgeprägter periglazialer Formenschatz entwickeln. Vor allem Blockgletscher sind für den Sedimenthaushalt der periglazialen Stufe des Untersuchungsgebietes daher von großer Bedeutung.

2.3 *Alpiner Sedimenthaushalt*

Sedimenthaushaltliche Untersuchungen im Hochgebirge dienen der Klärung der Landschaftsgenese und führen zu einer Verbesserung des Verständnisses geomorphologischer Prozessabläufe im Hochgebirge. Defizite existieren vor allem bei der Kenntnis der zeitlichen und räumlichen Kopplung der Prozesse untereinander, die in der Bildung von ineinander verschachtelten Sedimentspeichern resultiert.

Im Lichte des globalen Klimawandels spielt zudem die Prognose und Bewertung von potenziellen Naturgefahren in teilweise dicht besiedelten Hochgebirgsräumen eine wichtige Rolle (HAEBERLI, 1992; SCHROTT & ADAMS, 2002). Für derartige Fragestellungen ist auch die Kenntnis über die Bereitstellung von Sedimentmassen sowie das Ausmaß von Mobilisation, Transport und Akkumulation des Sedimentes bei veränderten klimatischen Rahmenbedingungen von großer Wichtigkeit. Ebenso haben Überlegungen zur Frequenz und Magnitude geomorphologischer Prozesse sowie zur Sensitivität der geomorphologischen Systeme gegenüber Änderungen der klimatischen Rahmenbedingungen in diesem Zusammenhang eine hohe Bedeutung. Es zeigt sich, dass die Prozessraten geomorphologischer Prozesse oftmals starken Schwankungen unterworfen sind. Dies gilt im Besonderen für die Hochgebirgsräume der Erde, da Prozesse dort auf einem hohen energetischen Niveau operieren. Die Rahmenbedingungen und Einflussfaktoren, die für die Intensität und das Ausmaß von Prozessen ausschlaggebend sind, weisen teilweise beträchtliche räumliche und zeitliche Variabilität auf. Während die erhöhte tektonische Aktivität junger Faltengebirge, deren große Höhenunterschiede und steiles Relief als maßgebliche Einflussfaktoren auf vorwiegend gravitative Prozesse erst auf einer großen Zeitskala erkennbare Veränderungen der prozessualen Aktivität hervorrufen, können Veränderungen von klimatischen oder anthropogenen Faktoren schon auf kleiner Zeitskala direkte Wirkung zeigen. Zudem beeinflussen sich die einzelnen Prozesse gegenseitig auf komplexe Weise. So können bestimmte Prozesse einen dispositiven Charakter für andere Prozesse haben. Ebenso können sie den Auslöser für diese darstellen, sofern es zur Überschreitung eines systemspezifischen Schwellenwertes kommt. Die wechselseitige Beeinflussung der Prozesse kann dabei in Abhängigkeit oder entkoppelt von den gegebenen Rahmenbedingungen erfolgen.

Das Sedimentbudget eines Einzugsgebietes ist durch REID & DUNNE (1996: S. 3) folgendermaßen definiert:

„A sedimentbudget is an accounting of the sources and disposition of sediment as it travels from its point of origin to its eventual exit from the drainage basin.“

In dieser Definition sind Prozesse, Prozessraten sowie Quellen und Senken als die wesentlichen Aspekte des Sedimenttransfers enthalten. Die Arbeiten von JÄCKLI und RAPP stellen erste wertvolle Ansätze der Quantifizierung geomorphologischer Prozesse zur Erstellung von Sedimentbudgets in Hochgebirgsregionen dar (JÄCKLI, 1957; RAPP, 1960; SCHROTT & ADAMS, 2002). Mittlerweile spielt die Quantifizierung geomorphologischer Prozesse und Formen sowie die Ermittlung von Prozessraten in sedimenthaushaltlichen Studien eine zentrale Rolle. Von zunehmender Bedeutung ist die Betrachtung und Quantifizierung von Sedimentspeichern sowie deren Interaktionen untereinander und mit geomorphologischen Prozessen. Die räumliche Verbreitung einzelner Sedimentspeicher im Hochgebirge ist das Ergebnis von räumlich und zeitlich differenzierten geomorphologischen Prozessen (SCHROTT et al., 2003). Über die komplexen Zusammenhänge der Sedimentspeicher untereinander sowie die Beeinflussung der Speicher durch geomorphologische Prozesse, die meist eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität aufweisen, ist bisher nur wenig bekannt (DIETRICH & DUNNE, 1978; CAINE & SWANSON, 1989; TRIMBLE, 1995; SCHROTT et al., 2003). Die Untersuchung von Sedimentspeichern geomorphologischer Systeme im Hochgebirge kann einen bedeutenden Beitrag zur Verbesserung des Verständnisses der Landschaftsgenese leisten sowie neue Grundlagen zur Entwicklung von prozessbasierten Modellen liefern (CHURCH & SLAYMAKER, 1989; JORDAN & SLAYMAKER, 1991). Die Rolle der Speicher spielt vor allem bei der Betrachtung des Sedimentaustrags aus einem Einzugsgebiet und dessen zeitlicher Veränderung eine Rolle. So konnten MILLIMAN & MEADE (1983) zeigen, dass der spezifische Sedimentaustrag mit der Größe der untersuchten Einzugsgebiete abnimmt. Dies lässt sich nach RITTER et al. (1995) zum einen darauf zurückführen, dass in den oberen Bereichen der Einzugsgebiete oder in kleinen Einzugsgebieten, wie etwa im Hochgebirge, durch relativ große Hangneigungen und Höhenunterschiede ein sehr

effektiver Transport des Sediments gewährleistet ist. Dort werden zudem höhere Sedimentmengen durch die dort verstärkt stattfindenden gravitativen Prozesse bereitgestellt. Ein effektiver Transport in den oberen Einzugsgebieten wird weiterhin durch eine relativ hohe Flussdichte gewährleistet, die flussabwärts abnimmt. Mit der Ausdehnung der Einzugsgebiete setzt schließlich die Sedimentation in Auen und anderen Überflutungsbereichen ein und der spezifische Sedimentaustrag nimmt ab (RITTER et al., 1995). Mit diesem Modell lässt sich jedoch der Sedimentaustrag vergletschter Hochgebirgsräume nicht erklären (CHURCH & SLAYMAKER, 1989; JORDAN & SLAYMAKER, 1991). Zur Erklärung der in diesen Gebieten ermittelten Sedimentausträge wurde das Modell des paraglazialen Sedimentationszyklus (CHURCH & RYDER, 1972) entwickelt. Es beschreibt die Rolle von glazialen und glazifluvialen Sedimentspeichern und deren Remobilisierung durch die Deglaziation des Gebietes. Der erhöhte spezifische Sedimentaustrag ist eine in den großen Einzugsgebieten offenbar zeitlich verzögert ablaufende Reaktion auf den Rückzug von Gletschern, da deren stabilisierende Wirkung auf steile Felswände und unverfestigte Sedimente nicht mehr gegeben ist. Allerdings können geomorphologische Reaktionen auf die Deglaziation, vor allem in Form von gravitativen Massenbewegungen, im Hochgebirge auch noch mit größerer zeitlicher Verzögerung auftreten. Eine weitere wichtige Rolle für die Charakteristik des Sedimentbudgets spielen anthropogene Einflüsse auf kleinen Zeitskalen und tektonische Faktoren auf großen Zeitskalen.

Um den Sedimenttransfer im geomorphologischen Prozesssystem des Hochgebirges in einen systemaren Zusammenhang zu bringen, wurde von CAINE (1974, 1976) das Modell der alpinen Sedimentkaskaden entwickelt. Das Modell beschreibt zunächst eine logische, kaskadenartige Anordnung von Prozessstypen, ausgehend von einem idealisierten Hangprofil. Abbildung 2.9 zeigt das Sedimenttransfermodell mit den in die Bereiche Sedimenteintrag, Sedimenttransport und Sedimentaustrag untergliederten Prozessbereichen.

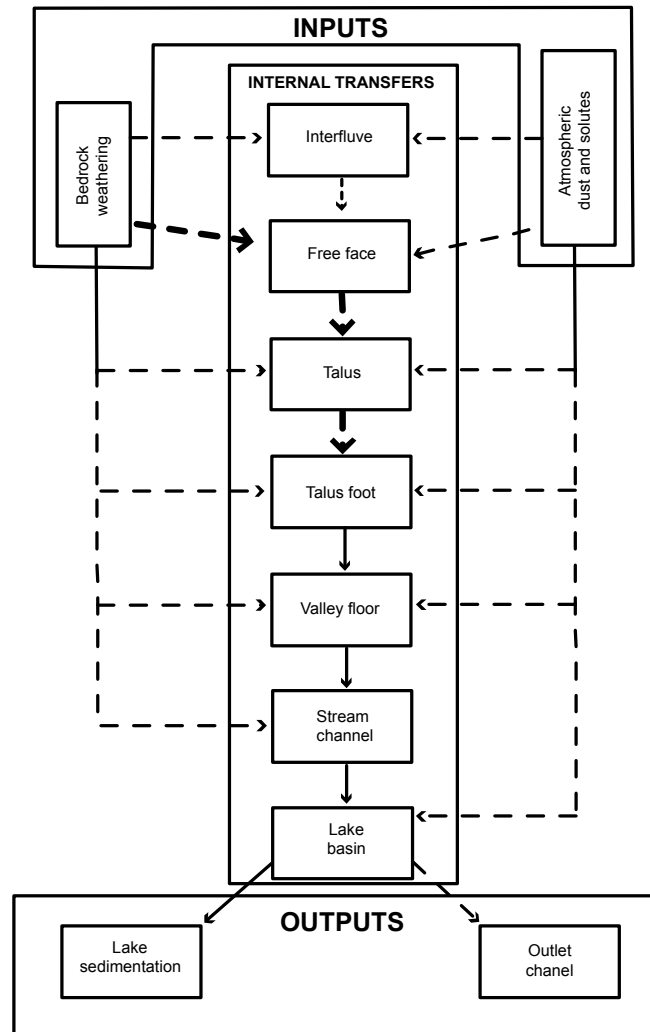


Abbildung 2.9: Alpines Sedimenttransfermodell. Die Pfeile zeigen Richtung und relative Magnitude des Transportes an. Nach CAINE (1974).

Eine Weiterentwicklung des Modells von CAINE (1974) stellt das Modell von BARSCH & CAINE (1984) dar. Dabei erfolgt eine Differenzierung der Prozesstypen in vier Subsysteme:

- Glaziales System
- Grobschuttsystem
- Feinsedimentsystem
- Geochemisches System.

Jedes dieser Teilsysteme stellt ein eigenes Kaskadensystem dar und ist durch den systeminternen Fluss von Masse und Energie gekennzeichnet. Auch Interaktionen

zwischen den einzelnen Subsystemen sowie der Transport von Sediment von einem zum anderen Subsystem sind möglich. Durch die Anwendung dieses konzeptionellen Modells lässt sich eine vergleichende Betrachtung unterschiedlicher Untersuchungsgebiete durchführen (SCHROTT & ADAMS, 2002).

Sedimenthaushaltliche Bedeutung von Blockgletschern

Blockgletscher nehmen eine bedeutende Stellung im Sedimenthaushalt der periglazialen Hochgebirgsstufe vieler alpiner Untersuchungsgebiete ein. Als Sedimentspeicher stellen sie Komponenten des Grobschutt-systems nach CAINE (1974) und BARSCH & CAINE (1984) dar. Da eine Reaktivierung des Kriechprozesses nach einer klimatisch oder geomorphologisch bedingten Inaktivierung des Blockgletschers bisher nicht nachgewiesen werden konnte (BARSCH, 1996), werden Blockgletscher als geschlossene Systeme betrachtet. Ein erneuter Transport des Sediments ist nur durch einen Vorstoß der Gletscher im Rahmen einer zukünftigen Eiszeit zu erwarten. Talus-Blockgletscher und die Schutthalden, aus denen sie sich entwickelt haben, eignen sich daher sehr gut, um Denudationsraten in alpinen Einzugsgebieten zu berechnen. Die Abschätzung der Sedimentvolumina von Schutthalden und Blockgletschern erweist sich jedoch als schwierig und stellt neben der ebenfalls problematischen Berechnung der wahren Fläche des Liefergebietes eine primäre Fehlerquelle bei der Angabe von Denudationsraten dar. Zudem ist bis heute nur wenig über die Fließdynamik des Blockgletscherprozesses sowie die Alter von aktiven, inaktiven und relik-tischen Blockgletschern bekannt. Vor allem die Reaktion des Prozesses auf veränderte klimatische oder geomorphologische Rahmenbedingungen sowie die Entwicklung der Prozessaktivität während des Holozäns sind bisher kaum erforscht. Für das Alter der aktiven Blockgletscher, das zur Berechnung von Denudationsraten notwendig ist, werden meist 3000 bis 6000 Jahre angegeben. Reliktische Blockgletscher sind vermutlich während des Übergangs vom Spätglazial zum Holozän entstanden. Die Zeit, die zu ihrer Bildung notwendig war, könnte allerdings auf Grund erhöhter Prozessraten, die sich durch ein günstigeres Schutt-Eisgemisch einstellen konnten, kürzer gewesen sein, als dies auf die im Holozän gebildeten aktiven und inaktiven Blockgletscher zutrifft. Durch das Fehlen von Angaben zur Prozessdynamik während der Blockgletscher-genese lassen sich überdies keine Angaben zur zeitlichen Verände-

rung von Denudationsraten ableiten. Schließlich wird die Berechnung von Denudationsraten auf Grund reliktscher und inaktiver Blockgletscher dadurch erschwert, dass diese oft von jüngeren Reliefformen, wie etwa aktiven Blockgletschern, bedeckt werden. Eine Abschätzung der Fläche und des Volumens derartiger Formen sowie der daraus abgeleiteten Denudationsrate stellt also lediglich eine Mindestangabe ohne Informationen zu möglichen Fehlern dar.

Da entsprechende Felddaten zum Volumen von Blockgletschern und Schutthalde im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht erhoben wurden, soll auf Grund der mit der Abschätzung der Eis- und Sedimentvolumina der Blockgletscher verbundenen Fehler eine Berechnung von Denudationsraten nicht erfolgen. Die errechneten Szenarien für die Sedimentvolumina stellen allerdings einen wichtigen Bestandteil des Blockgletscherinventars dar. Eine Beschreibung der Methodik zur Ermittlung der Mächtigkeiten und Sedimentvolumina der Blockgletscher des Untersuchungsgebietes liefert Kapitel 3.4. Die Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen zur Mächtigkeit verschiedener Sedimentmassen im Untersuchungsgebiet, die im Rahmen des Dissertationsprojektes B 1 des Graduiertenkollegs zu erwarten sind, stellen eine geeignete Grundlage zur Berechnung von Denudationsraten dar.

Auf die geomorphologische Bedeutung des Blockgletscherprozesses für den Sedimenthaushalt periglazialer Einzugsgebiete, die vor allem durch die Berechnung von Wandrückverwitterungsraten beschrieben wird, wurde durch eine Reihe von Untersuchungen hingewiesen (MESSERLI & ZURBUCHEN, 1968; GRAY, 1970; WHITE, 1971; BARSCH, 1977, 1996; HÖLLERMANN, 1983; GORBUNOV, 1983; BUCHENAUER, 1990; BARSCH & JAKOB, 1998; HUMLUM, 2000). Ausführliche Zusammenfassungen der Ergebnisse dieser Arbeiten sind bei BARSCH (1996) und HUMLUM (2000) zu finden. In Tabelle 2.1 sind die anhand von Blockgletscherdaten ermittelten Denudationsraten vergleichend gegenübergestellt.

Tabelle 2.1: Denudationsraten verschiedener Periglazialgebiete. Berechnung durch Analyse von Blockgletscherparametern .

Lokalität	Rückverwitterungsrate	Literatur
Alaska Range	1 mm / a (Holozän) 3 bis 5 mm / a (letzte 2000 - 3000 a)	WAHRHAFTIG & COX (1959)
Weissmies- und Aletschgebiet (Zentrale Schweizer Alpen)	3 mm / a	MESSERLI & ZURBUCHEN (1968)
Zentral-Yukon	0,007-0,1 mm / a (Holozän)	GRAY (1970)
Colorado Front Range	0,71 bis 1,06 mm / a	WHITE (1971)
Macun I und Murtél I (Engadin)	4,5 bzw. 4,2 mm / a (10000 a) 1,8 bzw. 0,8 mm / a (6000 a) <i>Übertragung auf Schweizer Alpen:</i> 0,8 bis 1,5 mm / a (10000 a)	BARSCH (1977, 1996)
Südtirol	0,5 mm / a	HÖLLERMANN (1983)
Sierra Nevada (Kalifornien)	0,8 bis 1,9 mm / a	HÖLLERMANN (1983)
Prijamoyshcheli (Mittelasien)	0,3 bis 0,7 mm / a	GORBUNOV (1983)
Schober (Österreich)	5 bis 6 mm / a	BUCHENAUER (1990)
Disko Island (Grönland)	<i>„Talus-derived“ Blockgletscher:</i> 2 mm / a (Holozän) 6 mm / a (letzte 4000 a) <i>„Glacier-derived“ Blockgletscher:</i> 5 mm / a (Holozän) 15 mm / a (letzte 4000 a)	HUMLUM (2000)

Die relativ hohe Variabilität der Denudationsraten ist wahrscheinlich auf unterschiedliche geomorphologische, lithologische und klimatische Rahmenbedingungen der einzelnen Untersuchungsgebiete zurückzuführen. Zudem sind unterschiedliche methodische Vorgehensweisen bei der Ermittlung der Blockgletschervolumina, des Verhältnisses zwischen Schutt und Eis sowie der Berechnung der übrigen geomorphometrischen Parameter für die Unterschiede verantwortlich. Die mittlere holozäne Denudationsrate im Bereich aktiver Blockgletscher liegt nach BARSCH (1996) und HUMLUM (2000) wahrscheinlich bei 1 bis 5 mm pro Jahr. Durch die hohe geomorphologische Effektivität des Transportprozesses kommt dem Blockgletscherprozess eine vergleichsweise hohe Bedeutung unter den Komponenten des periglazialen Sedimenthaushaltes zu. Die Untersuchungen von BARSCH (1977: 148) konnten zeigen, dass „etwa 20 % der periglazialen Massenverlagerung in den Hochregionen der zentralen Schweizer Alpen durch aktive Blockgletscher bewältigt wurde“. Nicht zu

vernachlässigen ist jedoch die Rolle des geochemischen Systems, dem mittlerweile eine höhere Bedeutung beigemessen wird (RAPP, 1960; BARSCH & CAINE, 1984).

2.4 Methoden zur Permafrostermittlung

Dieses Kapitel liefert einen kurzen Überblick über die Methoden zur Ermittlung der regionalen und lokalen Permafrostverbreitung. Nach einer Beschreibung der gebräuchlichen Feldmethoden wird auf die Entwicklung und Anwendung von computergestützten Modellen zur Simulation der regionalen Permafrostverbreitung eingegangen. Eine ausführliche Beschreibung der im Rahmen dieser Arbeit angewandten Methoden, der Vorgehensweise bei Messungen im Gelände und den Modellierungen sowie den damit verbundenen Schwierigkeiten erfolgt im Kapitel 3.

2.4.1 Feldmethoden

Direkte Aufschlüsse im Permafrost sind ausgesprochen selten. Sie ergeben sich durch natürliche Ereignisse wie Hangrutschungen, Murgänge, den Kriechprozess aktiver Blockgletscher oder im Rahmen von Bauarbeiten. Zur Ermittlung der Permafrostverbreitung greift man daher meist auf komplizierte Messtechniken zurück oder führt entsprechend aufwendige Kartierungen geomorphologischer Permafrostindikatoren durch. Auf die Kartierung und Inventarisierung von Blockgletschern als Indikatoren für Permafrost auf regionalem Maßstab wird in den Kapiteln 3.1.1 und 3.1.2 näher eingegangen.

Da es sich bei Permafrost um ein thermisches Phänomen handelt, ist die direkte Ermittlung der Bodentemperatur die sicherste Methode, Permafrost nachzuweisen. Die Möglichkeiten, die zur direkten Temperaturmessung zur Verfügung stehen, erfordern jedoch einen hohen Kostenaufwand. Eine Bohrung im Permafrost ist in der Regel nur innerhalb größerer Forschungsprojekte oder im Rahmen von Bauvorhaben realisierbar. Die Messung der Basistemperatur der hochwinterlichen Schneedecke (BTS) (HAEBERLI, 1973) stellt hingegen eine sehr zuverlässige indirekte Methode zur Ermittlung der Permafrostverbreitung in den Alpen dar. Bei einer hinreichend mächtigen Schneedecke von mindestens 80 cm reicht deren Isolations- und Schutzfunktion aus, um die Bodenoberfläche vor Schwankungen der Lufttemperatur und dem

Einfluss der Strahlung zu schützen. Unter dieser Voraussetzung stellt die BTS einen Indikator für die Temperaturverhältnisse im Untergrund dar. Auf der Grundlage der von HAEBERLI (1973) erhobenen Felddaten, repräsentiert eine BTS von $< -3\text{ °C}$ ein sicheres Zeichen für das Vorhandensein von Permafrost. In den Bereichen, in denen die Werte zwischen -3 und -2 °C liegen, ist Permafrost zwar noch möglich, allerdings ist die Wahrscheinlichkeit bereits geringer. Über permafrostfreiem Gelände befinden sich die BTS-Werte typischerweise bei -2 °C und darüber. Allerdings kann eine unregelmäßig aufgebaute Schneedecke die BTS-Werte verfälschen. So kann sich über einem grobblockigen Substrat, wie es etwa auf Blockgletschern und in den unteren Bereichen von Sturzschutthalden vorhanden ist, eine Schneedecke mit Schloten ausbilden (SUTTER, 1996). In diesen Schloten und Porenräumen kann es durch Luftzirkulation zu starken Auskühlungseffekten kommen. Zwar ist in grobblockigen Substraten mit vergleichsweise tieferen Temperaturen zu rechnen, allerdings ist auf Grund des von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlichen Aufbaus der Schneedecke keine verlässliche Aussage bezüglich der Permafrostverbreitung ableitbar. Eine hohe BTS ist hingegen ein sehr sicheres Zeichen für das Fehlen von Permafrost im Untergrund.

Neben der Messung von Temperaturen liefert die Erkundung der physikalischen Eigenschaften des Untergrundes Informationen hinsichtlich der Permafrostexistenz. Ausgangspunkt für die erfolgreiche Anwendung geophysikalischer Methoden im Permafrost ist der Umstand, dass die geophysikalischen Parameter im untersuchten Substrat signifikanten Veränderungen beim Übergang vom gefrorenen in den ungefrorenen Zustand und umgekehrt unterworfen sind (SCOTT et al., 1990). Bis zum Beginn der 1990er Jahre wurden vor allem refraktionsseismische und eindimensionale geoelektrische Verfahren eingesetzt (BARSCH, 1973; HAEBERLI, 1975; FISH et al., 1977; KING et al., 1987). In der Folge kamen weitere Methoden, wie Gravimetrie, Bodenradar (engl.: ground penetrating radar, GPR), Radiometrie oder elektromagnetische Induktion (VLF-R) hinzu (VONDER MÜHLL, 1993; BERTHLING et al., 2000; VONDER MÜHLL et al., 2001). Bis heute werden die methodischen Ansätze zur geophysikalischen Erkundung in Permafrostgebieten intensiv weiterentwickelt. Hohe Bedeutung kommt dabei der Anwendung von Inversionstechniken bei der Interpretation geoelektrischer und seismischer Daten zu. Durch zweidimensionale tomographische Verfahren ergeben sich auf diese Weise detailliertere Einblicke in die Struktur

des Untergrunds sowie seiner geophysikalischen Eigenschaften (HAUCK & VONDER MÜHLL, 2003). Bei HAUCK (2001) und HAUCK & VONDER MÜHLL (2003) finden sich ausführliche Zusammenstellungen geophysikalischer Methoden und deren jeweilige Eignung für die unterschiedlichen Fragestellungen im Permafrost.

Neue geophysikalische Methoden werden bei VONDER MÜHLL et al. (2001) vorgestellt. Die luftgestützte Ermittlung der BTS durch Radiometrie zeigte beispielsweise eine gute Übereinstimmung mit den Feldmessungen. Da geophysikalische Methoden ein vereinfachtes Bild der tatsächlichen Verhältnisse im Untergrund liefern, wird die Kombination von zwei oder mehr Methoden empfohlen (VONDER MÜHLL, 1993; VONDER MÜHLL et al., 2001; HAUCK & VONDER MÜHLL, 2003). Trotz der nach wie vor vorhandenen Unsicherheiten hat sich inzwischen gezeigt, dass die Permafrostverbreitung in Hochgebirgen durch den Einsatz geophysikalischer Methoden auf effektive Weise ermittelt werden kann. Eine Diskussion spezifischer Schwierigkeiten bei der Permafrosterkundung im Hochgebirge mittels Geophysik erfolgt in Kapitel 3.3.2 und im Ergebnisteil in Kapitel 5.2.1.

2.4.2 Numerische Modellierung der Permafrostverbreitung

Die von HAEBERLI (1975) entwickelten Faustregeln stellen einen ersten Versuch zur flächenhaften Abschätzung von alpinem Permafrost auf regionaler Skala dar. Auf Grund mehrjähriger Feldbeobachtungen, BTS-Messungen und geophysikalischer Untersuchungen in einem Gebiet in der Ostschweiz (Flüela–Grialetsch, Graubünden) konnten zehn Faustregeln zur Abschätzung der Permafrostverbreitung in den Alpen erarbeitet werden. Während es sich bei neun dieser zehn Regeln um verbal formulierte Hinweise handelt, ist eine Faustregel in Form eines numerischen topoklimatischen Schlüssels dargestellt. Dieser topoklimatische Schlüssel basiert auf umfangreichen Felduntersuchungen und wurde unter der Annahme entwickelt, dass die einfallende Strahlung, deren Ausmaß hauptsächlich durch die Exposition bestimmt wird, sowie die Jahresmitteltemperatur der Luft, dargestellt als Funktion der Höhe, die Permafrostverbreitung bedingen. Daneben übt der durch Wind und Lawinen umverteilte Schnee durch thermische Isolation und Albedoeffekte einen bedeutenden Einfluss

auf die Energiebilanz des Untergrunds aus. So wurde eine zusätzliche Unterscheidung in Hanglagen mit Neigungen von 5 bis 10° und darüber sowie Hangfußlagen vorgenommen, da sich in den zuletzt genannten Reliefpositionen vornehmlich Lawinenschnee ansammeln kann. Zu den Hangfußlagen gehören alle Bereiche unterhalb großer, steiler Hänge, die Neigungen über 20° und eine Höhendifferenz von mindestens 100 m aufweisen. Der topoklimatische Schlüssel bildet die Grundlage für die Programme PERMAKART (KELLER, 1992) und PERM (IMHOF, 1996) und kann bei hinreichender Datengrundlage regional angepasst werden.

Die Erstellung und Anwendung von computergestützten Modellen zur Ermittlung der potenziellen regionalen Permafrostverbreitung spielt seit Beginn der 1990er Jahre eine wichtige Rolle. In der vorliegenden Arbeit wird unter dem Begriff *Modell* ein Computerprogramm verstanden, welches der *Modellierung* oder *Simulation* der Permafrostverbreitung dient. Die computergestützten Modelle basieren entweder auf empirisch ermittelten Regeln und Verbreitungsmustern, statistischen Beziehungen zwischen empirisch ermittelten Parametern oder prozessbasierten Überlegungen beziehungsweise physikalischen Gesetzmäßigkeiten. Die eigentliche Modellierung erfolgt dann auf der Grundlage von digitalen Geländemodellen und liefert in Verbindung mit weiteren Felduntersuchungen einen Überblick über die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Permafrost. Zur Ermittlung der Permafrostverbreitung wurden verschiedene computergestützte Modelle entwickelt (siehe dazu NELSON & OUTCALT, 1987; JORGENSEN & KREIG, 1988; FUNK & HÖLZLE, 1992; KELLER, 1992; HÖLZLE, 1994; DOUSSE & LUGON, 1996; HAEBERLI et al., 1996; IMHOF, 1996; DELALOYE & MORAND, 1998; FRAUENFELDER, 1998; LUGON, 1998; KNEISEL & LAPPAT, 2001; STOCKER–MITTAZ et al., 2002), wobei zwischen empirischen, empirisch–statistischen und prozessorientierten Modellen unterschieden wird.

1. Bei den *empirischen Modellen* wird die im Feld ermittelte Permafrostverbreitung numerisch dargestellt. Eine Übertragung der Ergebnisse auf andere Regionen ist auf der Basis digitaler Höhenmodelle leicht möglich. Allerdings muss dabei eine Validierung und gegebenenfalls eine Anpassung der Permafrostgrenzen an die regionalen Verhältnisse erfolgen, da diese Modelle zunächst nur für die Region gültig sind, für die sie entwickelt worden sind be-

ziehungsweise aus der ihre Datengrundlage stammt. Da die Kenntnis der im System ablaufenden Prozesse für die Entwicklung empirischer Modelle nicht erforderlich ist, zielen sie nicht darauf ab, kausale Erklärungen für die modellierte Permafrostverbreitung zu liefern (HÖLZLE, 1994).

2. Zur Entwicklung *empirisch–statistischer Modelle* werden statistische Beziehungen zwischen der im Feld ermittelten Permafrostverbreitung und topoklimatischen Faktoren, wie Höhe, Exposition, Hangneigung, MAAT, oder potenzieller direkter Strahlung (engl.: potential incoming solar radiation, PISR) aufgestellt. Für die Entwicklung von Modellen dieses Typs ist ein detaillierteres Prozessverständnis notwendig. Zudem ist eine Auswahl sowie eine Gewichtung der maßgeblichen, die Permafrostverbreitung beeinflussenden Faktoren, vorzunehmen. Durch die Erstellung eines empirisch–statistischen Modells werden also gleichzeitig wichtige Angaben über systemtheoretische Hintergründe gegeben. Da eine derartige Gewichtung nur für bestimmte Regionen zutreffen kann, ist die Anwendung dieser Modelle und die Gültigkeit ihrer Aussagen jedoch ebenfalls limitiert und entsprechend anzupassen.
3. Zur Entwicklung *prozessorientierter Modelle* ist eine genaue Kenntnis der Energieflüsse zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre notwendig. Auf der Grundlage der gemessenen Energiehaushalts–Faktoren (siehe Gleichung 2.1 und Abbildung 2.2) wird die Permafrostverbreitung über die Berechnung der Bodenoberflächen- beziehungsweise Bodentemperatur ermittelt. Diese relativ komplexen Modelle erlauben auch die Berechnung von verschiedenen Klimaszenarien.

Auf Grund der Trägheit des Permafrosts sind empirische sowie empirisch–statistische Permafrostmodelle nur bedingt aussagekräftig, da nicht-stationäre Bedingungen in der Tiefe bei der Entwicklung dieser Modelle meist nicht beachtet werden. Ebenso werden Feedback–Mechanismen zwischen Permafrost, Schnee und Atmosphäre nicht in die Simulationen einbezogen. Es handelt sich um steady–state–Modelle, deren Anwendung jedoch auf Grund der relativ leicht zu erhebenden Eingangsparameter sehr schnell und effektiv erfolgen kann (ETZELMÜLLER et al., 2001).

Eine sorgfältige lokale oder regionale Kalibrierung der Modelle verbessert die Simulationsergebnisse. Extrapolationen in Raum und Zeit liefern bei diesen Modellen eher unsichere Ergebnisse. Die Validierung der Modelle wird dadurch erschwert, dass die heutigen Permafrostvorkommen sich vermutlich nicht im Gleichgewicht mit den aktuellen klimatischen Rahmenbedingungen befinden, welche die Datengrundlage der Modelle darstellt.

Der Vorteil der auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten und Zusammenhängen basierenden Modelle liegt in ihrer größeren Allgemeingültigkeit. Allerdings ist für die Entwicklung dieser Modelle ein tieferes Prozessverständnis notwendig. Die Genauigkeit der Modellierung ist daher nicht nur von der Qualität der Datengrundlage, also von der Auflösung des digitalen Geländemodells und den ermittelten Felddaten, abhängig, sondern vor allem von den theoretischen Annahmen zur Modellbildung. Diese werden sowohl von der Anzahl der eingehenden Faktoren als auch von der Kenntnis der Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Faktoren bestimmt (IMHOF, 1996).

Für die Entstehung und Verbreitung von alpinem Permafrost spielen die Energieaustauschprozesse zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche die entscheidende Rolle. Die Kenntnis der Einflussnahme einzelner Faktoren (Exposition, Neigung, Schneedecke, Vegetation, Substrat) auf die vorhandene Energie (Solarenergie, geothermale Energie, Schmelzenergie) bildet somit eine der wichtigsten Grundlagen für die prozessorientierte Modellierung der Permafrostverbreitung (HÖLZLE, 1994; MITTAZ, 1996). Neuere Ansätze zielen darauf ab, die Simulation der Permafrostverbreitung über prozessbasierte Modellierungen der oberflächennahen Energieflüsse durchzuführen (HÖLZLE et al., 2001; STOCKER–MITTAZ et al., 2002). Die Messung der meteorologischen Parameter an der Erdoberfläche und die Bestimmung der für die Permafrostentwicklung maßgeblichen Faktoren ist Ausgangspunkt für die Entwicklung prozessbasierter Modelle. Auf Grund der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität der Einflussfaktoren sind Überlegungen zu deren relativer Bedeutung für die Permafrostverbreitung allerdings an die Durchführung von detaillierten, aufwendigen Felduntersuchungen gebunden. Zwar lassen die bis heute vorhandenen theoretischen Grundlagen qualitative Aussagen zur Entstehung und Verbreitung von Permafrost

auf regionaler Skale zu. Quantitative Informationen, beispielsweise in Form von Grenzwerten für die einzelnen permafrostrelevanten Faktoren, liegen bisher nicht vor. Überdies muss für verschiedene Regionen eine unterschiedliche Gewichtung der einzelnen Faktoren vorgenommen werden. Da es sich vor allem bei den alpinen Permafrostregionen oft um in sich stark differenzierte Einheiten auf kleinem Raum handelt, erweist sich vor allem dort die Regionalisierung der Faktoren als problematisch und aufwendig. Um Prognosen über die Reaktion des Permafrosts auf Änderungen der Einflussfaktoren erstellen zu können, ist zudem die Kenntnis der dynamischen Eigenschaften des Systems notwendig. Da jedoch auf Grund der Komplexität des betrachteten Systems dieses Wissen bis heute kaum vorhanden ist, sind zeitliche Extrapolationen der Modelle noch mit großen Unsicherheiten behaftet (vgl. HÖLZLE, 1994). Aus den genannten Gründen scheint die Eignung prozessbasierter Modelle zunächst auf die lokale Skale beschränkt zu sein. So ergaben erste Simulationen, die mit einer modifizierten Form des prozessbasierten Modells PERMEBAL (STOCKER-MITTAZ et al., 2002) in steilen Felswänden durchgeführt wurden, gute Übereinstimmungen mit der durch Temperaturmessungen ermittelten lokalen Permafrostverbreitung (GRUBER et al., 2004).

Die Anwendung der derzeit verfügbaren empirischen und empirisch-statistischen Modelle ist aber aus verschiedenen Gründen auf die Meso- beziehungsweise regionale Skale beschränkt. Es erscheint wenig sinnvoll, die bestehenden Permafrostmodelle auf sehr hohen Auflösungen, wie etwa auf Rastergrößen von einem Meter, anzuwenden. Die auf einer bestimmten Raumscale erhobenen Daten eignen sich nicht dazu, auf eine kleinere Skale übertragen zu werden. Für die empirischen Modelle erscheint daher eine maximale Auflösung von 100 bis 200 m angebracht (HAEBERLI et al., 1996). Als Grundlage des empirisch-statistischen Modells PERMAMAP eignen sich hingegen digitale Höhenmodelle mit Rastergrößen von bis zu 25 m.

2.5 Forschungsbedarf

Permafrost

Da es sich bei Permafrost um einen thermischen Zustand im Untergrund handelt, ist die Erkundung seiner räumlichen Verbreitung und deren zeitliche Entwicklung meist mit großen methodischen Schwierigkeiten verbunden. Direkte Informationen über den Temperaturzustand im Untergrund oder die Existenz von Bodeneis erhält man nur über Bohrlöcher oder Aufschlüsse im Gelände. Die dadurch gewonnenen Informationen stellen Punktinformationen dar und eignen sich durch die offenbar sehr hohe räumliche Variabilität des Permafrostes nur bedingt zur Extrapolation in die Fläche. Daher werden vor allem die im vorherigen Kapitel beschriebenen indirekten Methoden sowie numerischen Modellierungen zur Permafrosterkundung eingesetzt. Die auf diese Weise gewonnenen Daten decken einen größeren Raum ab und eignen sich, um Aussagen zur lokalen oder regionalen Permafrostverbreitung abzuleiten. Die Unsicherheiten der einzelnen Verfahren sind allerdings immer noch groß. Vor allem die zur Bestimmung der regionalen Permafrostverbreitung verwendeten Methoden, wie BTS-Messungen, die Indikatormethode oder regionale Permafrostmodelle, basieren meist auf empirischen Grundlagen und sind zunächst nur für einen begrenzten Zeitraum und den Raum, für den sie entwickelt wurden, gültig. Für die Permafrostforschung spielt daher die Anwendung dieser Methoden in möglichst vielen unterschiedlichen Räumen, verbunden mit einer Validierung der Ergebnisse anhand lokaler Permafrostkartierungen zum Zwecke einer regionalen Anpassung, auch weiterhin eine wichtige Rolle. In diesem Zusammenhang kommt den geophysikalischen Methoden eine hohe Bedeutung zu. Durch die Weiterentwicklung geophysikalischer Verfahren zur langfristigen Beobachtung von Permafrostvorkommen und -gebieten lassen sich wichtige Erkenntnisse über die räumliche Variabilität sowie die zeitliche Entwicklung von Permafrost gewinnen (HAUCK, 2001). Die Erkundung großer Räume könnte durch den Einsatz geophysikalischer Geräte mit Flugzeugen oder Helikoptern sowie durch die Nutzung von Fernerkundungsdaten mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung zur Inventarisierung von Permafrostindi-

katoren in Zukunft deutlich verbessert und erleichtert werden (VONDER MÜHLL et al., 2001; NYENHUIS et al., 2005; STROZZI et al., 2004).

Die Entwicklung und Anwendung von numerischen Modellen zur Simulation der Permafrostverbreitung spielt im Rahmen der Permafrostforschung eine zentrale Rolle. Prozessorientierte Modelle stehen dabei im Zentrum des Interesses. Die Validierung dieser Modelle muss allerdings auf der Skale erfolgen, für welche die Modelle entwickelt wurden. So muss ein regionales Permafrostverbreitungsmodell anhand einer regionalen Feldmethode überprüft werden (NYENHUIS et al., 2005), da die Modelle der lokalskaligen räumlichen Differenzierung des Permafrostes bis heute nicht gerecht werden. Auf die Ursachen der Diskrepanz von Modell und Realität wird in den Kapiteln 5.2 und 6.2 näher eingegangen. In diesem Zusammenhang ergibt sich zusätzlich Forschungsbedarf an der Weiterentwicklung der Feldmethoden zur Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung, da sich für derartige Untersuchungen zunächst nur BTS- und Indikatormethode eignen. Die mit diesen Methoden verbundenen Schwierigkeiten werden in den Kapiteln 3.1 und 3.2 näher diskutiert.

Neben den methodischen Problemen ist zu beachten, dass wichtige prozessuale Grundlagen der Permafrostentwicklung noch unbekannt sind. In Abhängigkeit von der betrachteten Raumscale sind beispielsweise ganz unterschiedliche Faktoren für die Entwicklung und räumliche Differenzierung von Permafrost verantwortlich. Zudem ist die Sensitivität des Permafrostes auf Änderungen der klimatischen Rahmenbedingungen regional sehr verschieden. Die Kenntnis über die Bedeutung der einzelnen klimatischen, hydrologischen und geomorphologischen Faktoren für Permafrost ist wesentliche Voraussetzung für die Entwicklung von Permafrostmodellen und -szenarien. So kann etwa auf globaler Ebene die MAAT als ein entscheidender Parameter zur Abschätzung der Permafrostverbreitung bezeichnet werden. Im lokal- oder mikroskaligen Bereich könnte die räumliche Differenzierung des Permafrostes jedoch durch die Einbeziehung anderer Permafrostfaktoren, wie Reliefformen oder die Substratbedeckung, erklärt werden. In der vorliegenden Arbeit wird die Rolle der Reliefstruktur und des Substrattyps für die lokale Permafrostverbreitung untersucht. Zudem werden die Möglichkeiten der Nutzung dieser Beziehung für einen regionalen Modellierungsansatz geprüft. Durch die Entwicklung neuer Sensoren in der Fern-

erkundung und die Verfügbarkeit hochaufgelöster Fernerkundungsdaten ließen sich lokal- und mikroskalige Permafrostfaktoren auch für große Räume mit relativ geringem Aufwand erheben. Die Simulationsansätze zur regionalen Permafrostverbreitung könnten auf diese Weise deutlich verbessert werden.

Blockgletscher

Blockgletscher nehmen in den Permafrostregionen der Hochgebirge eine zentrale Rolle ein. Sie stellen einerseits einen Indikator für Permafrost dar und andererseits einen bedeutenden Sedimentspeicher im periglazialen Sedimenthaushalt. Allerdings fehlen bis heute wichtige empirische Daten und prozessuale Grundlagen zur internen Blockgletscherstruktur und Fließdynamik, zur Sensitivität und zum Reaktionsverhalten des Prozesses und der Form auf Änderungen der klimatischen, hydrologischen und geomorphologischen Rahmenbedingungen. In erster Linie wirkt sich diese Unkenntnis auf die Genauigkeit der Altersabschätzung von Blockgletschern aus. Genaue Altersangaben werden allerdings zur Bestimmung der reliktschen Permafrostverbreitung sowie zur Berechnung von Denudationsraten benötigt. Forschungsbedarf besteht also in einer Verbesserung des Verständnisses des Fließprozesses sowie seines Verhaltens bei sich verändernden Rahmenbedingungen. Dies setzt die genaue Kenntnis der internen Struktur von Blockgletschern voraus, die bislang nur mit erheblichem methodischem Aufwand ermittelt werden kann. Als Alternative zu kostenintensiven Bohrungen bieten sich insbesondere geophysikalische Verfahren an, wobei zwei- und dreidimensionale Messanordnungen eine wichtige Rolle spielen, da sie große Bereiche abdecken und in der Lage sind, kleinräumige Strukturen im Untergrund sehr genau zu erfassen. Weiterer Bedarf besteht an einer Verbesserung des Monitorings der rezenten Blockgletscherkinematik. Zu ihrer Erfassung eignen sich neben der terrestrischen Vermessung mittels GPS oder Tachymetrie neuere Ansätze aus dem Bereich der Fernerkundung (KÄÄB & VOLLMER, 2000; KÄÄB et al., 2002; STROZZI et al., 2004; ROER et al., 2004). Auf dem Gebiet der geomorphologischen Kartierung von Permafrostindikatoren haben sich Daten neuer, hochauflösender Technologien, wie HRSC oder Laser-Scanning bewährt (NYENHUIS et al., 2005).

Neue Ansätze zur Erkundung des Blockgletscherprozesses stellen physikalisch basierte numerische Simulationen der Blockgletscherdynamik dar (LEYSINGER & GUDMUNDSSON, 2000). Zunehmend spielen hier auch die Konzepte der internen Schwellenwerte, der Selbstorganisation des Systems sowie von sogenannten Stick–Slip–Bewegungen aus dem Bereich der Erdbebenforschung (HERGARTEN, 2002; HERGARTEN & NEUGEBAUER, 2000, 2002) eine Rolle. Dieser Fragestellung wird im Rahmen des Dissertationsprojektes C 10 des Graduiertenkollegs nachgegangen.

Blockgletscher und alpiner Sedimenthaushalt

Die Bestimmung der Sedimentvolumina von Blockgletschern und die Berechnung von entsprechenden Denudationsraten stellt, auf Grund der hohen Bedeutung der Blockgletscher für die periglaziale Hochgebirgsstufe bestimmter Gebiete, einen wesentlichen Bestandteil der Modellierung des Sedimenthaushaltes alpiner Geosysteme dar. Wie bereits in Kapitel 2.3.3 beschrieben, existieren bislang jedoch nur wenige Untersuchungen zur Quantifizierung von Blockgletschervolumina und Denudationsraten. Im Zentrum zukünftiger Forschung steht somit die Quantifizierung des Sedimentspeichers *Blockgletscher* sowie die Modellierung des Blockgletscherprozesses und des damit verbundenen Sedimentflusses. Vor allem die Rekonstruktion der zeitlichen Speicherentwicklung und der Verweildauer des Sedimentes im Blockgletscher spielt in diesem Zusammenhang eine wichtige Rolle. Im Rahmen der Entwicklung sedimenthaushaltlicher Modelle alpiner Geosysteme finden auch zunehmend qualitative Ansätze zur Erfassung der Speichertypen und ihrer Kopplung Anwendung (OTTO & DIKAU, 2004).

Neben den oben genannten inhaltlichen und theoretischen Fragestellungen besteht weiterer Forschungsbedarf vor allem an der Weiterentwicklung der methodischen Ansätze. Die Ermittlung der Mächtigkeit sowie der internen Struktur der Blockgletscher ist bis heute mit erheblichem technischen Aufwand und großen Unsicherheiten verbunden. Verlässliche Daten sind meist nur durch Bohrlöcher oder geophysikalische Messungen, die durch Bohrlochdaten ergänzt werden sollten, zu erwarten.

Zur Berechnung der Denudationsraten sind genaue Angaben über die Fläche des Liefergebietes notwendig. Die Berechnung der Fläche des Schuttliefergebietes auf regionaler Skale wird am einfachsten anhand von digitalen Höhenmodellen durchgeführt. Zwar werden Steilwände in Höhenmodellen mit sehr hoher Auflösung, wie etwa einem 1m-DHM, schon sehr detailliert dargestellt, jedoch können Bereiche mit hoher Hangneigung, bedingt durch den Prozess der Datenaufnahme aus der Luft sowie das Datenmodell eines Raster-DHM, nicht korrekt dargestellt werden. Hier besteht Bedarf an der Verbesserung der Erfassung sowie der Repräsentation steiler Hangbereiche im DHM (LÖWNER et al., 2004).

3 Methodik der Untersuchung

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit den in der vorliegenden Arbeit eingesetzten Techniken und Methoden. Nach einer Beschreibung der digitalen Datengrundlage für die einzelnen Analysen erfolgt eine Darstellung der Schritte zur Ermittlung der regionalen und der lokalen Permafrostverbreitung sowie der Sedimentvolumina des Sedimentspeichers Blockgletscher.

3.1 Die digitalen Höhenmodelle des Untersuchungsgebietes

Eine ausführliche Beschreibung der für das Untersuchungsgebiet vorliegenden digitalen Höhenmodelle sowie eine Diskussion der spezifischen Probleme der einzelnen Datensätze erfolgt in RASEMANN (2004). Es wird an dieser Stelle auf die dortige Fehlerdiskussion verwiesen, da die digitalen Höhenmodelle in der vorliegenden Arbeit lediglich zur Modellierung der Permafrostverbreitung auf regionaler Skale verwendet werden. Die in RASEMANN (2004) beschriebenen Fehler der Höhenmodelle sind bei den auf dieser Skale analysierten geomorphometrischen Parametern (Höhe, Hangneigung, Exposition) sowie den durchgeführten Modellierungsschritten zu vernachlässigen. Die auf regionaler Skale geforderte Genauigkeit war bei jedem der Berechnungsschritte gegeben. Auf die Probleme bei der Analyse komplexerer geomorphometrischer Parameter, wie beispielsweise der Wölbung als zweiter Ableitung der Höhe, die sich durch die in den digitalen Höhenmodellen enthaltenen Fehlern ergeben, geht RASEMANN (2004) entsprechend ein.

3.1.1 Das 25 m Höhenmodell DHM25

Das für das Turtmantal vorliegende digitale Höhenmodell DHM25 mit einer Auflösung von 25 m geht aus dem RIMINI-Modell des Schweizer Bundesamtes für

Landestopographie hervor. Die Datenbasis für die Interpolation bilden digitale Höhenlinien und Höhenkoten. Die Punktdichte des DHM25 liegt bei 35-1600 Punkten pro Quadratkilometer (RASEMANN, 2004). Vor allem in den Bereichen, in denen die Interpolation auf digitalen Isohypsen basiert, sind stufenförmige Artefakte oftmals deutlich zu erkennen (vgl. RASEMANN, 2004).

Das 25 m Höhenmodell des Turtmantals bildet die Basis für die Modellierung der regionalen Permafrostverbreitung durch das in Kapitel 3.2.3 beschriebene Modell PERMAMAP (FUNK & HÖLZLE, 1992; HÖLZLE, 1994). Eine Auflösung des Höhenmodells von 25 m wurde gewählt, da diese am besten der dem Modell PERMAMAP zugrunde liegenden, empirischen Datenbasis entspricht (HÖLZLE, 1994).

3.1.2 Das 1 m Höhenmodell und die Luftbilddaten der HRSC–A

Im Auftrag des Graduiertenkollegs 437 fand im September 2001 die Aufnahme des Turtmantals mit einem sogenannten „Pushbroom Scanner“ (GUPTA, 2003) des Typs HRSC–A (engl.: **H**igh resolution stereo camera – **a**irborne) durch das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) statt. Durch den Einsatz dieser hochauflösenden Kameratechnologie, ursprünglich für die russische Weltraummission Mars–96 entwickelt und für den flugzeuggestützten Einsatz modifiziert, stehen seit Mitte des Jahres 2002 panchromatische und multispektrale Luftbilddaten sowie ein hochaufgelöstes Höhenmodell zur Verfügung (vgl. RASEMANN, 2004). Die Luftbilddaten besitzen eine Auflösung von 50 cm und eine horizontale und vertikale photogrammetrische Genauigkeit von 15-20 cm (HOFFMANN et al., 2000; HOFFMANN & LEHMANN, 2000). Das auf Basis der Luftbilder berechnete, im Rasterformat vorliegende digitale Höhenmodell besitzt eine Rastergröße von einem Meter und dient der Durchführung geomorphometrischer Analysen, der Berechnung der potenziellen direkten Solarstrahlung sowie der Erstellung der in Kapitel 3.2.2 beschriebenen Modelle. Zudem wurde die geomorphologische Kartierung der Blockgletscher durch die Darstellung des Höhenmodells in dem Visualisierungsprogramm ArcScene der Firma ESRI unterstützt. Die Erstellung der im Blockgletscherinventar enthaltenen 2,5-dimensionalen Schräglichtdarstellungen der einzelnen Objekte sowie weitere 2,5D–

Visualisierungen anderer Zusammenhänge erfolgten ebenso mit diesem Programm und mit dem Geographischen Informationssystem ArcGIS der Firma ESRI.

Im 1 m Höhenmodell der HRSC–A fallen unregelmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilte, systematische Fehler auf. Der Ursprung dieser, dem tatsächlichen Relief überlagerten Strukturen ist bisher unbekannt (RASEMANN, 2004). Vermutlich sind diese Fehler jedoch bei der Zusammensetzung der einzelnen, sich teilweise überlappenden Aufnahmestreifen (Schwade) der HRSC–Daten entstanden und stellen somit Interpolationsfehler im Rahmen des Prozessierungsverfahrens dar. Für diese Erklärung spricht auch die Beobachtung, dass sich auf den zusammengesetzten Luftbildern unscharf erscheinende Bereiche befinden, die zwar im Hochgebirge schlecht zu erkennen, im Bereich von Siedlungsflächen, die sich durch relativ scharf abgegrenzte Objekte kennzeichnen, jedoch deutlich sichtbar sind. Dies ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Die Höhenausdehnung der regelhaften Strukturen im Höhenmodell liegt mit 10 bis 30 cm innerhalb der für das HRSC–Daten angegebenen Höhengenaugigkeit (RASEMANN, 2003). Wie bereits eingangs erwähnt, ist die Genauigkeit des 1 m Höhenmodells für die bei den im Rahmen der vorliegenden Arbeit erfolgten Berechnungen und Modellierungen jedoch hinreichend hoch.

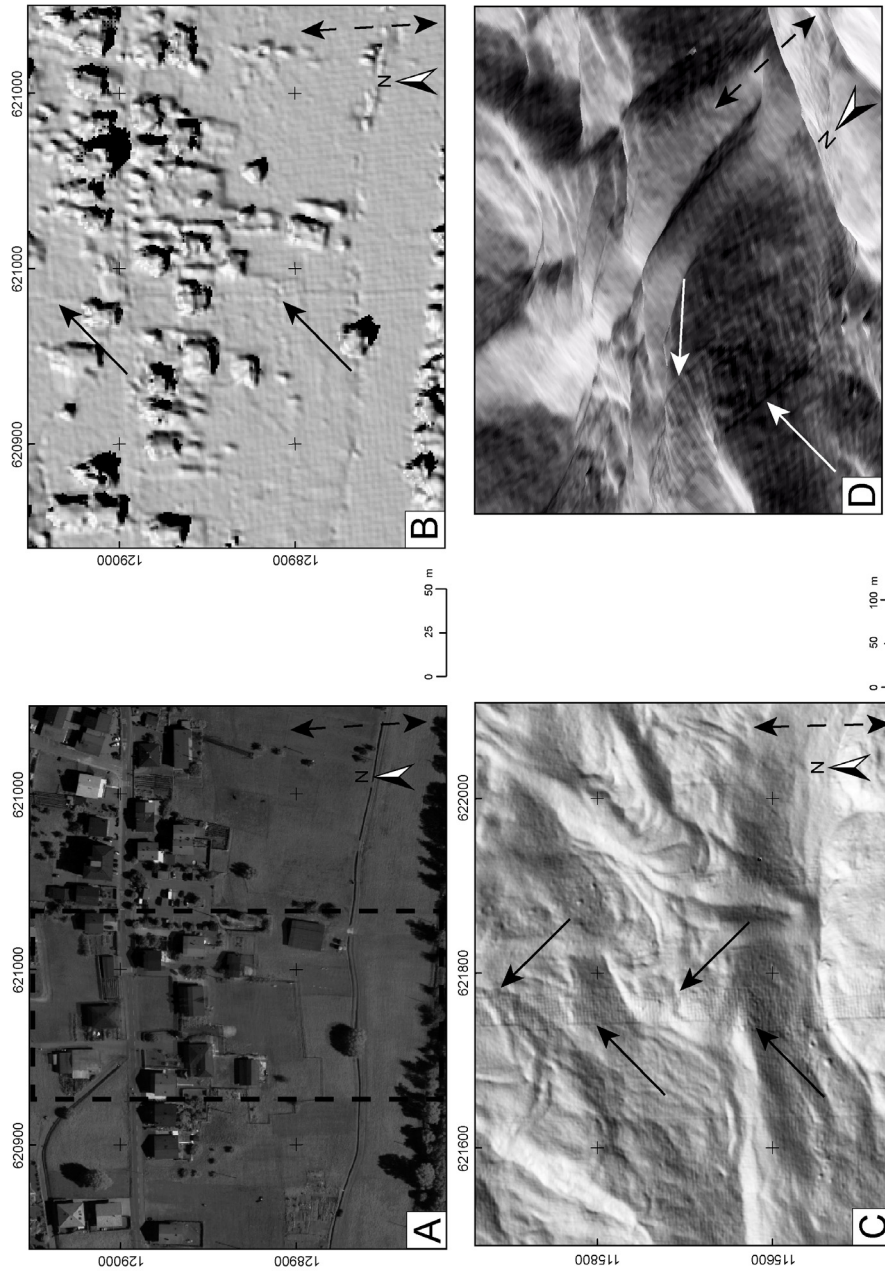


Abbildung 3.1: Ausschnitte des HRSC-Luftbildes (A) und des HRSC-DHM (B bis D). Die Flugrichtung ist mit gestrichelten Pfeilen angedeutet. A: Siedlungsgebiet mit unscharf erscheinenden Bereichen (gestricheltes Rechteck). B: Schräglichtdarstellung desselben Gebietes. Der Fehler im Bereich der Schwadüberlappung ist mit Pfeilen markiert. C und D: Schräglichtdarstellungen eines Gebietes mit reliktschen Blockgletschern. Die Pfeile markieren Fehler im digitalen Höhenmodell. Koordinatenformat: CH 1903.

3.2 Methoden zur Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung

Das folgende Kapitel enthält eine Beschreibung der zur Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung im Turtmantal durchgeführten Arbeiten. Zunächst wird die Vorgehensweise bei der Erhebung der empirischen Daten auf regionaler Skala beschrieben. Darauf folgt die Vorstellung eines numerischen Permafrostmodells zur Simulation der Permafrostverbreitung, welches auf das Untersuchungsgebiet übertragen wurde. Die im Gelände erhobenen Daten dienen sowohl zur Entwicklung eines eigenen empirisch-statistischen Ansatzes als auch zur Validierung des angewandten, numerischen Permafrostmodells.

3.2.1 Indikatormethode und Blockgletscherinventar

Erst durch die Existenz von Permafrost im Untergrund ist der Ablauf bestimmter geomorphologischer Prozesse möglich. Diese führen zur Entwicklung von Formen, die als Indikatoren für die Verbreitung von Permafrost herangezogen werden können. Die Bildung von aktiven Blockgletschern ist unter folgenden klimatologischen, geomorphologischen und hydrologischen Voraussetzungen möglich: (1) das Vorhandensein von Permafrost, (2) eine ausreichende Lieferung von Schutt, vorzugsweise in Wechsellagerung mit Eis oder Schnee und (3) eine möglichst große Hangneigung, damit periglaziales Kriechen einsetzen kann (BARSCH, 1996). Blockgletscher lassen sich durch die Analyse von Luftbildern sowie eine Begehung im Gelände kartieren. Blockgletscher sind im Untersuchungsgebiet weit verbreitet und stellen eine sehr gute Datengrundlage für die Durchführung der Indikatormethode dar. Die auf BARSCH (1978) zurückgehende Methode wird in Kapitel 3.2.2 näher beschrieben.

Neben aktiven und inaktiven Blockgletscher stellen grundsätzlich auch Stauchendmoränen Indikatoren für Permafrost dar. Diese sind jedoch oftmals schwer zu identifizieren und ein relativ seltenes Phänomen in den Alpen (IMHOF, 1996). Die wenigen Stauchendmoränen, die im Turtmantal vorkommen, sind bei VAN TATENHOVE & DIKAU (1990) beschrieben. In der vorliegenden Untersuchung werden sie allerdings nicht zur Abschätzung der Permafrostverbreitung herangezogen.

Quellwassertemperaturen, die an wenigen Stellen gemessen werden konnten, lieferten zusätzliche Hinweise auf die Existenz oder Absenz von Permafrost. Die wenigen kartierten Quellen sind aber kaum einem bestimmten Blockgletscher oder einem klar abzugrenzenden Einzugsgebiet zuzuweisen und wurden daher nicht als Permafrostindikator herangezogen. Einen weiteren Indikator stellen perennierende Schneeflecken dar, da diese aufgrund einer, durch die Existenz von Permafrost relativ geringen Bodentemperatur über den Sommer erhalten bleiben (HAEBERLI, 1975; HAEBERLI et al., 1996). Aufgrund geringer Niederschläge im Winter und relativ hoher Lufttemperaturen im Sommer konnten jedoch in den Jahren 2001 bis 2004 kaum perennierende Schneeflecken im Turtmantal kartiert werden. Zudem befinden sich die wenigen Schneeflecken in strahlungsarmen Positionen, wie etwa den Wurzelzonen aktiver Blockgletscher. Damit befinden sie sich an eindeutiger Position innerhalb der Permafrostgebiete und eignen sich nicht zur Bestimmung der Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung (vgl. IMHOF, 1996).

3.2.1.1 Geomorphologische Kartierung mit HRSC–Daten

Die hochaufgelösten Daten der HRSC–A erwiesen sich sowohl bei der Planung und Vorkartierung also auch bei der Nachbearbeitung der geomorphologischen Kartierung als überaus nützlich. Durch die Möglichkeit der 2,5-dimensionalen Visualisierung des Höhenmodells und der multispektralen Luftbilder am Computer, konnten die im Gelände erfolgten Kartierungen überprüft und in gefährlichen beziehungsweise schlecht erreichbaren Gebieten ergänzt werden. Leider lagen zum Zeitpunkt des ersten Geländeaufenthalts im Sommer 2001 die HRSC–Daten noch nicht vor, sodass wesentliche Teile der Blockgletscherkartierung auf der Grundlage der damals vorhandenen Luftbilder des Bundesamtes für Landestopographie vorbereitet wurden. Diese Luftbilder liegen in digitaler Form allerdings nur mit einer relativ geringen Auflösung vor, da das zur Orthoentzerrung der Luftbilder (HÖRSCH, 2003) notwendige Scannen mit einem entsprechenden Qualitätsverlust verbunden ist.

In Abbildung 3.2 ist eine Schräglichtdarstellung eines Seitentals des Untersuchungsgebietes auf der Grundlage der HRSC–Daten zu sehen. Markiert ist die inaktive Stirn des Blockgletschers HT02a. Diese hat eine Höhe von etwa 14 m und hebt

sich deutlich von dem den Blockgletscher umgebenden Gelände ab. Hier zeigt sich die Eignung der HRSC-Daten zur Kartierung von Blockgletschern besonders deutlich. Da diese Formen meist Stirnmächtigkeiten von mehr als 15 m aufweisen (BARSCH, 1996; HUMLUM, 2000; CALKIN et al., 1987) und durch steile Seitenwälle gegen ihre Umgebung abgegrenzt sind, lassen sie sich sehr gut im Luftbild und bei einer 2,5-dimensionalen Visualisierung im Höhenmodell erkennen. Selbst die Kartierung der Oberflächenstruktur der Blockgletscher, die Rückschlüsse auf den Aktivitätsgrad eines Blockgletschers ermöglicht, lässt sich mit der Schräglichtdarstellung des HRSC-Höhenmodells durchführen. Eine geomorphometrische Analyse der Oberflächenstruktur von Blockgletschern unterschiedlicher Aktivität wurde auf der Grundlage der HRSC-Daten bei RASEMANN (2004) durchgeführt. Die charakteristischen Rücken und Gräben an der Oberfläche der Blockgletscher traten hierbei deutlich hervor. Aussagen zum Aktivitätsstatus der untersuchten Blockgletscher konnten allerdings auf Basis der Analyse der Formelemente nicht getroffen werden, da die Unterschiede bei den einzelnen Objekten nicht groß genug waren (RASEMANN, 2004). Auf die Probleme, die mit der Bestimmung der Aktivität der kartierten Blockgletscher zusammenhängen, wird im folgenden Kapitel näher eingegangen.

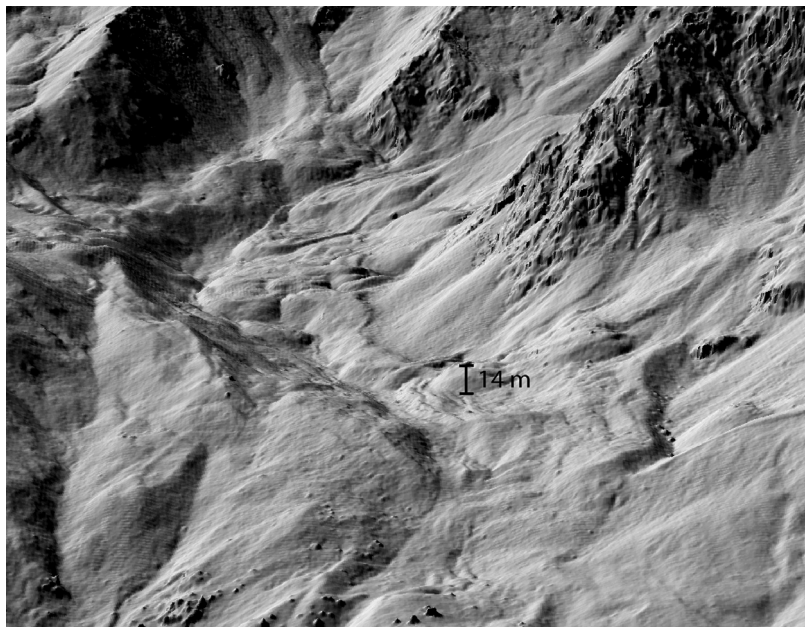


Abbildung 3.2: Schräglichtdarstellung des HRSC-Höhenmodells. Blick nach E ins Hungerlitälli, ein Seitental des Turtmantals. Die Markierung zeigt die etwa 14 m hohe Stirn des Blockgletschers HT02a.

3.2.1.2 Blockgletscherinventar

Zur Vorbereitung der Geländearbeit erfolgte die Analyse der bereits erwähnten Luftbilder des Bundesamtes für Landestopographie. Die stereoskopische Betrachtung der Luftbilder lieferte einen ersten Eindruck über die Verteilung der Blockgletscher im Untersuchungsgebiet. Die mitunter 20 m mächtigen Objekte lassen sich in den meisten Fällen sehr gut von der Umgebung unterscheiden. Obwohl sich die Blockgletscher nunmehr auch mit Hilfe der HRSC-Daten sehr gut kartieren lassen, ergeben sich dennoch vor allem in Bezug auf die Bestimmung der Aktivität der Blockgletscher folgende Probleme:

1. Blockgletscher stellen komplexe Formen dar, die oft aus mehreren Loben oder Teilen aufgebaut sind. Diese können unterschiedliche Aktivitätsgrade und Alter besitzen. Die Unterscheidung von aktiven und inaktiven Blockgletschern fällt daher alleine auf Basis der Luftbild- und Höhendaten meist schwer. Wie bereits im vorangehenden Kapitel erwähnt, lassen die erkennbaren Fließmuster an der Oberfläche keine eindeutigen Rückschlüsse auf die Aktivität von Blockgletschern zu, da sie bei allen Aktivitätsklassen vorkommen. Schlussfolgerungen aus der Vegetationsbedeckung konnten ebenfalls nicht gezogen werden, da die Bioindikation bisher nur sehr selten bei Blockgletschern angewendet wurde (FRAUENFELDER 1998, ROER 2001) und sich bisher keine klaren Unterschiede zwischen der Vegetationsbedeckung aktiver und inaktiver Blockgletscher zeigte. Reliktische Blockgletscher hingegen konnten bereits bei der Vorkartierung mit relativ hoher Sicherheit bestimmt werden, da diese Formen meist von Vegetation bewachsen sind. Diese lässt sich vor allem durch die multispektralen Luftbilder der HRSC-A sehr gut erkennen. Zudem können charakteristische geomorphologische und geomorphometrische Parameter reliktscher Blockgletscher, wie eine eingesunkene Oberfläche aufgrund von ausgeschmolzenem Eis oder geringen Stirnneigungen, durch die digitalen Höhendaten der HRSC-A sehr gut visualisiert werden (siehe Abbildung 3.3).

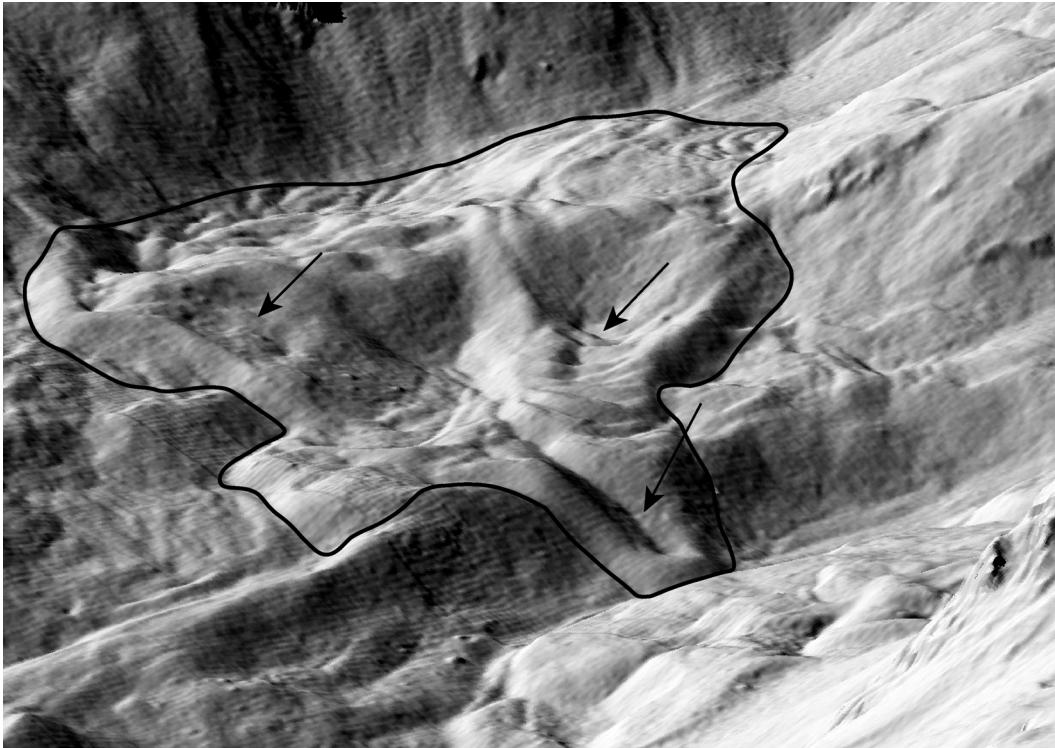


Abbildung 3.3: Schräglichtdarstellung des HRSC-Höhenmodells. Blick nach NE ins Hungerlitali. Gut zu erkennen ist die für reliktsiche Blockgletscher typische eingesunkene Oberfläche am Beispiel der Blockgletscher HT11 bis HT14.

2. Ein weiteres Problem stellen durch Steilwände verursachte Schatten dar. Zudem existierte während der Befliegung des Turtmantals mit der HRSC-A im September 2001 eine frisch gefallene Schneedecke oberhalb von etwa 2800 m ü. NN. In diesen Bereichen ist die Genauigkeit des digitalen Höhenmodells aufgrund schlechter Matching-Verhältnisse relativ gering. Zudem wird die Kartierung von kleineren oder schwächer ausgeprägten Formen entsprechend erschwert. Da sich die Wurzelzonen vieler aktiver Blockgletscher in derartigen Positionen befinden, ist eine Kartierung dieser Zone und die Abgrenzung der Objekte innerhalb des Wurzelbereichs mit einem gewissen Fehler verbunden. Durch die Kombination der Analyse von Luftbilddaten und digitalen Höhenmodellen mit intensiven Geländebegehungen beträgt Abweichung von der tatsächlichen Blockgletschergrenze maximal 10 bis 15 m. Eine klar erkenn- und kartierbare Wurzelzone, wie etwa bei HUMLUM (2000) beschrieben, zeigten die in Turtmantal kartierten Formen nicht.

Der Böschungswinkel der Blockgletscherstirn ist ein wichtiger Indikator für dessen Aktivitätsstatus. Bei aktiven Blockgletschern nimmt er aufgrund der ständigen Schuttfuhr Werte an, die meist über dem natürlichen Böschungswinkel liegen (HAEBERLI, 1985; BARSCH, 1996). Die Bestimmung der Stirnneigung erfolgte durch Mittelung der im Gelände an verschiedenen Stellen der Stirn gemessenen Neigungen. Die Stirnhöhe ist durch den Höhenwert der tiefsten zum Blockgletscher gehörenden Rasterzelle des HRSC–DHM repräsentiert. Da die Bewegung von Blockgletschern nicht alleine durch die Existenz von Permafrost bedingt ist, sondern auch stark von der Neigung des vom Blockgletscher überflossenen Reliefs bestimmt wird, wurde zusätzlich zur Stirnneigung die mittlere Neigung des Blockgletschers im Gelände gemessen. Dieser Wert liefert in Einzelfällen Hinweise auf eine geomorphologisch bedingte Aktivität oder Inaktivität des betreffenden Blockgletschers. Da die Neigung eines Blockgletschers auf kleinem Raum sehr stark schwanken kann, stellt die Angabe der mittleren Neigung in vielen Fällen nur eine grobe Abschätzung dar. Zusätzlich zu den im Gelände erhobenen Messwerten für Stirnneigung und mittlere Neigung wurden diese Werte dem HRSC–DHM entnommen. Während die Stirnneigung manuell aus dem DHM entnommen wurde, stellt die mittlere Neigung den Mittelwert der Rasterzellen des betreffenden Blockgletschers dar. Die steilen Stirnbereiche und Seitenwände der Blockgletscher wurden aus diesen Berechnungen ausgeschlossen. Zur Angabe der Exposition der Blockgletscher wurden in Anlehnung an HAEBERLI (1975) acht Klassen gewählt. In der Regel konnte bei der Messung ein Wert für die gesamte Fläche des Blockgletschers angegeben werden. In den wenigen Fällen, in denen der Blockgletscher seine Fließrichtung stark änderte und mehr als eine Expositions-klasse durchfloss, bezieht sich der Wert auf den untersten Bereich der Form.

Da die bisher beschriebenen Werte nicht zur Bestimmung des Aktivitätsstatus eines Blockgletschers ausreichen, wurden zusätzlich zu diesen Daten semi-quantitative und qualitative Aussagen zu den einzelnen Objekten notiert. Zu diesen Daten gehören unter anderem: Formtyp nach BARSCH (1996), Anzahl der Stirnen und Loben, Fließ- und Kollapsstrukturen, Blockgletschertyp nach BARSCH (1996), Aktivität der Schutthalde oberhalb der Wurzelzone und Angaben zur Vegetation. Nach der Geländearbeit erfolgte eine abschließende Sichtung der Luftbilder und des

HRSC–DHM zur Kontrolle der Blockgletscherkartierung und der Aktivitätsklassifizierung.

Die während der Geländeaufenthalte zur Ergänzung der Befunde der Luftbild- und DHM–Analyse kartierten Blockgletscher wurden zusammen mit ihren geomorphologischen und geomorphometrischen Attributen in einem Blockgletscherinventar zusammengestellt. Die Daten des Blockgletscherinventars werden in einer Microsoft Access–Datenbank und einem Geographischen Informationssystem verwaltet. Durch die Verknüpfung dieser beiden Programme sind gezielte SQL–Abfragen zu statistischen Fragestellungen möglich. Ebenso lassen sich dem Inventar jederzeit neue Attribute und Datensätze hinzufügen. Für eine Beschreibung der für die einzelnen Blockgletscher erhobenen Parameter und Informationen wird auf Kapitel 5.1.1 verwiesen.

3.2.2 Permafrostmodellierung mit Blockgletscherdaten

Auf der Basis der kartierten Blockgletscher wurden vier verschiedene Modelle der Permafrostverbreitung erstellt. Modell I, genannt ROGMOD (NYENHUIS et al., 2005), stellt die Umsetzung der klassischen Indikatormethode nach BARSCH (1978, 1996) dar, bei der die mittleren Stirnhöhen der aktiven und inaktiven Blockgletscher die Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung in den einzelnen Expositionen repräsentieren. Hinsichtlich der Modelltypologie ist ROGMOD mit dem von KELLER (1992) entwickelten und auf HAEBERLI (1975) zurückgehenden empirischen Modell PERMAKART vergleichbar. Die Modelle II bis IV basieren auf einem empirisch-statistischen Ansatz, bei dem die Blockgletscher zur potenziellen direkten Solarstrahlung und zur Lufttemperatur, repräsentiert durch die Höhe ü. NN, in Beziehung gesetzt wurden. Die einzelnen Modellierungsansätze sowie entsprechenden Validierungen der Modellierungsergebnisse werden in den folgenden Kapiteln dargestellt.

3.2.2.1 Modell I (ROGMOD)

Die im Untersuchungsgebiet kartierten Blockgletscher wurden in acht Expositionsklassen eingeordnet. Entsprechend der Methode von BARSCH (1996) wurden zur Bestimmung der Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung Mittelwerte der Stirnhöhen der aktiven und inaktiven Blockgletscher in den einzelnen Expositionsklassen gebildet. Die Umsetzung der sich daraus ergebenden Höhengrenzen in das numerische Modell ROGMOD (NYENHUIS et al., 2005) erfolgte durch das Geographische Informationssystem ArcGIS über eine einfache Konditionalabfrage. Dabei befinden sich alle Rasterzellen des DHM, die höher als der angegebene Grenzwert liegen, in dem Bereich, in dem Permafrost diskontinuierlich verbreitet ist. Die Grundlage der Modellierung bildet das digitale Höhenmodell des Turtmantals mit einer Auflösung von 25 m. Nach der Definition für den diskontinuierlichen Permafrostbereich (siehe Kapitel 2.1.1) muss hier auf 30-80 % der Fläche mit Permafrost gerechnet werden. Da es sich bei dieser Angabe um einen sehr breiten Schwankungsbereich handelt, alle kartierten Blockgletscher in die Berechnung Eingang finden und keine weiteren, geeigneten Daten auf regionaler Skala zur Verfügung stehen, ist eine skalenangepasste Validierung der Modellierungsergebnisse nur schwer möglich. Die in Kapitel 3.3 vorgestellte lokale Kartierung der Permafrostverbreitung in einem Kar eines Seitentals des Untersuchungsgebietes liefert, wie Kapitel 5.2 zeigt, ein kleinräumig stark differenziertes Bild der Permafrostverbreitung. Regionale Modelle können diesem Differenzierungsgrad jedoch nicht gerecht werden. Entsprechendes wird bei der in Kapitel 5.2.2 vorgestellten Validierung der regionalen Modelle durch die Ergebnisse der lokalen Kartierung diskutiert.

3.2.2.2 Modelle II bis IV: Logistische Regressionen

In dem von BARSCH (1996) eingeführten und im Modell I (ROGMOD) implementierten Ansatz repräsentieren die einzelnen Expositionsklassen die unterschiedlich hohe Solarstrahlung im Untersuchungsgebiet. Dies stellt jedoch nur eine grobe Annäherung an die „tatsächlichen“ Verhältnisse dar. Mit den Modellen II bis IV wird ein neuer Ansatz vorgestellt, bei dem die berechnete Solarstrahlung und die Lufttem-

peratur, die ebenfalls wie bei ROGMOD durch die Höhe repräsentiert wird, mit den kartierten Blockgletschern in Beziehung gesetzt werden. Das in dieser Arbeit verwendete Regressionsverfahren modelliert folglich die Abhängigkeit einer Responsevariablen (Präsenz und Absenz von Permafrost; Variable Z_i in Gleichung 3.4) von zwei erklärenden Variablen (Prädiktorvariablen: Solarstrahlung und Lufttemperatur; Variable X_i in Gleichung 3.4). Die Vereinfachung bei dem hier vorgestellten Modellierungsansatz besteht in der Annahme, dass die Genese der Blockgletscher lediglich von zwei Faktoren abhängig ist. Mathematisch lässt sich dies durch folgende Gleichungen darstellen:

$$(3.1) \quad B_{a, i, r} = f(\text{PISR}, \text{MAAT}), \quad \text{mit}$$

$B_{a, i, r}$	=	Blockgletscher (aktiv, inaktiv, reliktsch),
PISR	=	potenzielle direkte Solarstrahlung,
MAAT	=	mittlere jährliche Lufttemperatur.

Die komplexe Faktorenkombination, die für die Entstehung der Blockgletscher verantwortlich ist und in der theoretischen Einführung bereits ausführlich behandelt wurde, findet in dieser Gleichung somit keinen Eingang. Der Modellierungsansatz basiert weiterhin auf der Annahme, dass Blockgletscher Indikatoren für die Präsenz beziehungsweise Absenz von Permafrost sind. Gleichung 3.1 lässt sich somit in Abhängigkeit von dem Aktivitätsgrad der Blockgletscher umformulieren zu:

$$(3.2) \quad B_{a, i, r} = \text{PF}_{j, n} = f(\text{PISR}, \text{MAAT}), \quad \text{mit}$$

$\text{PF}_{j, n}$	=	Permafrost (ja, nein).
--------------------	---	------------------------

Die unterschiedlichen Modelle stellen Szenarien dar, bei denen die aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher hinsichtlich der Permafrostverbreitung unterschiedlich bewertet wurden. Im Folgenden wird beschrieben, wie die einzelnen Blockgletscheraktivitäten in die Modelle eingehen.

Modell II

Zur Berechnung der Regressionsgleichung von Modell II wurden aktive, inaktive und reliktsche Blockgletscher herangezogen. Die ersten beiden Typen stellen hier einen Nachweis für die Existenz von Permafrost, letztere einen Hinweis für fehlenden Permafrost dar. Aktive und inaktive Blockgletscher repräsentieren somit Reliefpositionen, in denen unter den gegebenen Strahlungs- und Temperaturbedingungen die Existenz von Permafrost möglich (und nachgewiesen) ist. Sowohl im Modell ROGMOD wie auch in diesem Modell werden also klimatisch und dynamisch inaktive Blockgletscher als Permafrostnachweis verstanden. In den Positionen mit reliktschen Blockgletschern die klimatischen Bedingungen für die Existenz von Permafrost nicht mehr gegeben. Die Bedeutung der unterschiedlichen Blockgletscheraktivitäten entspricht in der Regressionsgleichung des Modells II folglich dem Ansatz von ROGMOD.

Modell III

In die Berechnung des Modells III gehen lediglich die aktiven und reliktschen Blockgletscher ein. Sie werden hinsichtlich ihrer Bedeutung für Permafrost entsprechend dem Modell II bewertet. Im Modell III erfolgt allerdings ein Ausschluss der inaktiven Blockgletscher, da über den Grund für ihre Inaktivität meist keine Informationen vorliegen. So müsste ein dynamisch inaktiver Blockgletscher eigentlich als Permafrostnachweis interpretiert werden, da es keine Anzeichen dafür gibt, dass an der Position des Blockgletschers die klimatischen Verhältnisse die Existenz von Permafrost verhindern. Eine klimatisch bedingte Inaktivität hingegen, wäre ein Anhaltspunkt für ungünstige klimatische Bedingungen, welche die Erhaltung von Permafrost nicht zulassen.

Das Modell III stellt folglich ein mittleres Szenario dar, ohne die Bedeutung der inaktiven Blockgletscher hinsichtlich der Permafrostverbreitung zu über- oder unterschätzen.

Modell IV

Im Modell IV werden wieder alle drei Aktivitätsklassen berücksichtigt. Hier stellen aktive Blockgletscher einen Nachweis für Permafrost dar, während in den Positionen mit reliktschen und inaktiven Blockgletschern auf die Absenz von Permafrost geschlossen wird. Im Falle der inaktiven Blockgletscher wird dies damit begründet, dass ein klimatisch inaktiver Blockgletscher definitionsgemäß als Anzeichen dafür gesehen werden muss, dass an der entsprechenden Position die Bildung und Existenz von Permafrost aus klimatischen Gründen nicht mehr möglich ist. Alleine durch die Trägheit des Blockgletscherprozesses und die Pufferkapazität der Form ist der Erhalt von Eis im Untergrund noch möglich. In diesem Fall handelt es sich um ein passives oder inaktives Permafrostvorkommen, da die Auftauschicht im Winter nicht mehr regelmäßig durchfrieren kann. Falls also klimatisch inaktive Blockgletscher erfasst wurden, so treffen die Annahmen von Modell IV am besten zu. Bei dynamisch inaktiven Blockgletschern sind die besseren Resultate hingegen von Modell II zu erwarten.

Multiple logistische Regression

Entsprechend den soeben beschriebenen Annahmen wurde der anhand von Gleichung 3.2 beschriebene Zusammenhang für die Modelle II bis IV statistisch analysiert. Als Analyseverfahren wurde die binäre logistische Regression gewählt. Die mathematischen Grundlagen dieses Verfahrens sind ausführlich dargestellt in KLEINBAUM et al. (1998), HOSMER & LEMESHOW (2000) oder BAHRENBERG et al. (2003). Ein sehr anschauliches Anwendungsbeispiel der multiplen logistischen Regression zur Prognose von gravitativen Massenbewegungen stellt die Arbeit von OHLMACHER & DAVIS (2003) dar. Die Anwendung der logistischen Regression zur Prognose von Permafrost auf der Basis von BTS-Messungen ist in LEWKOWICZ & EDNIE (2004) dargestellt, die der multiplen linearen Regression bei GRUBER et al. (2001). LUOTO & SEPPÄLA (2002) setzten die logistische Regression zur Modellierung der Verbreitung von Palsas im finnischen Lappland ein. Einen Überblick über unterschiedliche Gütemaße und Validierungsverfahren bei logistischen Regressi-

onsmodellen aus dem Bereich der Habitatmodellierung liefern SCHRÖDER & REINEKING (2004) sowie REINEKING & SCHRÖDER (2004).

Die Regressionen wurden anhand der einzelnen, die Blockgletscher aufbauenden Zellen des Blockgletscher-Rasterdatensatzes sowie der Zellen des Strahlungs-Rasters und des digitalen Höhenmodells durchgeführt. Da es sich bei den Modellen um Ansätze auf der regionalen Skala handelt, erscheint eine Auflösung der Rasterdatensätze von 10 m als angebracht. Zu diesem Zweck wurde die Auflösung des HRSC-DHM mit dem ArcInfo-Befehl *resample [cubic]* von 1 m auf 10 m verändert. Die Strahlungsberechnung erfolgte mit dem Programm Solar Analyst, welches bei FU & RICH (1999, 2000) ausführlich beschrieben ist. Da die kurzwelligen Strahlung ihren größten Einfluss auf den Untergrund während der schneefreien Monate Juni bis Oktober ausübt (vgl. HOELZLE, 1994), wurde die mittlere tägliche Summe der potentiellen direkten Solarstrahlung innerhalb dieses Zeitraums berechnet. Im Anhang A 2 ist eine Karte der berechneten potenziellen direkten Solarstrahlung im Untersuchungsgebiet aufgeführt.

Die für die Modelle II bis IV zur Verfügung stehenden Datensätze wurden in einen Trainingsdatensatz zur Modellbildung sowie einen Testdatensatz zur Modellvalidierung unterteilt (engl.: data-splitting). Um eine möglichst große räumliche Unabhängigkeit des Trainingsdatensatzes zu gewährleisten, wurden jeweils zufällig bestimmte Stichproben der gesamten Blockgletscher-Zellen verwendet. Durch die Kartierung von einzelnen Geoobjekten ist allerdings eine gewisse räumliche Abhängigkeit der Zellen nicht zu vermeiden. Diese wurde jedoch durch den relativ geringen Umfang des Trainingsdatensatzes von jeweils 1 % der gesamten Zellen minimiert. Die logistische Regression wurde mit Hilfe der Statistiksoftware SAS, Version 8.2 für das Betriebssystem Windows, durchgeführt. Zunächst mussten dazu die im GIS vorhandenen Daten im ASCII-Format exportiert und in SAS importiert werden. Die logistische Regression erfolgt in SAS mit der Prozedur *LOGISTIC*, beschrieben bei ALLISON (1999). Anwendungsbeispiele finden sich unter anderem bei KLEINBAUM et al. (1998).

Bei den hier angewandten logistischen Regressionsmodellen werden die beobachteten Vorkommen und Nichtvorkommen von Permafrost durch eine mit 0 oder 1

kodierte Variable $Y_{0,l}$ ersetzt. Danach wird die Wahrscheinlichkeit für das Vorkommen $\{Y = 1\}$ dieser durch die Prädiktorvariablen zu erklärenden Responsevariablen nach folgender Gleichung berechnet:

$$(3.3) \quad P(Y_i = 1) = \frac{e^{Z_i}}{1 + e^{Z_i}} = \frac{1}{1 + e^{-Z_i}}, \text{ mit}$$

$$(3.4) \quad Z_i = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_m X_m, \quad i = 1, \dots, N$$

Als Methode zur Parameterschätzung verwendet SAS die Maximum-Likelihood-Methode, die beispielsweise bei ALLISON (1999) oder HOSMER & LEMESHOW (2000) ausführlich beschrieben ist. Die Entwicklung der Regressionsgleichungen, die den Modellen zugrunde liegen sowie das Vorgehen zur Berechnung der Permafrostwahrscheinlichkeiten sind in Kapitel 5.1.2 beschrieben.

3.2.3 Modellierung mit PERMAMAP

Grundsätzlich kann für die Alpen ein starker Zusammenhang zwischen der potenziellen direkten Strahlung und dem räumlichen Verbreitungsmuster von Permafrost angenommen werden. So bestätigt die von HÖLZLE (1994) ermittelte Korrelation zwischen der potenziellen direkten Strahlung und den gemessenen BTS-Werten, dass diese als Indikator für das lokale Verbreitungsmuster von Gebirgspermafrost und speziell in den Alpen als einer der entscheidenden Faktoren angesehen werden kann (HÖLZLE, 1994; KRUMMENACHER et al., 1998). Auf der Basis statistischer Beziehungen zwischen der berechneten potenziellen Sonnenstrahlung, der höhenabhängigen Lufttemperatur und den gemessenen BTS-Werten, im Detail beschrieben bei HÖLZLE (1994), wurde das Programm PERMAMAP für das Geographische Informationssystem ArcInfo entwickelt. Es errechnet in Verbindung mit einem von FUNK & HÖLZLE (1992) entwickelten Programm zur Berechnung der potenziellen direkten Solarstrahlung die vermutete Permafrostverbreitung in einem Gebiet. Grundlage für die Arbeiten von HÖLZLE stellen umfangreiche Lufttemperatur- und

BTS-Messungen, vor allem im Oberengadin, dar. Nachdem für jeden BTS-Messpunkt die MAAT errechnet wurde, konnte eine starke Korrelation zwischen der MAAT und den BTS-Werten nachgewiesen werden. Mit dem bereits erwähnten Programm von FUNK & HÖLZLE (1992) wurde der Mittelwert der potenziellen direkten Solarstrahlung für die Monate Juli bis Oktober für jeden der BTS-Standorte errechnet. Durch die Gruppierung von BTS-Werten in acht Klassen zeigte sich die eingangs erwähnte Korrelation zwischen den BTS-Klassen und den Strahlungswerten von $r^2 = 0,86$. In Abbildung 3.5 ist die Beziehung zwischen der potenziellen direkten Strahlung, der MAAT und den BTS-Werten an der Permafrostgrenze, repräsentiert durch eine BTS zwischen -2 °C und -3 °C , dargestellt.

Im Programmablauf von PERMAMAP erfolgt zunächst die Berechnung der Parameter Neigung, Exposition und Horizontlinie für jeden Rasterpunkt im Höhenmodell. Bei der Wahl des DHM-Ausschnitts, auf dem die Berechnungen durchgeführt werden, ist zu beachten, dass der topographische Horizont für jede Rasterzelle im Gebiet miterfasst wird. Nach der Berechnung der genannten Parameter wird für jede Zelle die potenzielle direkte Strahlung der Monate Juli bis Oktober berechnet und ein Mittelwert pro Zelle gebildet (FUNK & HÖLZLE, 1992). Aufgrund der ermittelten Korrelation lässt sich unter der Annahme, dass die Temperatur als Funktion der Höhe ausgedrückt werden kann, ein Höhenwert für die Untergrenze der potenziellen Permafrostverbreitung für jede Rasterzelle berechnen. Folgende lineare Gleichung liegt der Berechnung zugrunde (HÖLZLE, 1994: 85):

$$(3.3) \quad y = 95,83 \cdot x + 651,63 \quad ,$$

mit y = Höhe der Permafrostuntergrenze [m ü. NN],
 x = berechnete potenzielle direkte Solarstrahlung [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$].

Theoretisch wäre somit bei einer potenziellen direkten Strahlung von $0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ die Existenz von Permafrost oberhalb von $651,63 \text{ m}$ wahrscheinlich. In diesem Schritt ist durch den Einsatz eines Klimasimulationsparameters, der eine Temperaturveränderung simulieren kann, die Modellierung von Szenarien möglich. Derartige Szenarien sind bei HÖLZLE (1994) beschrieben. Die berechneten Höhenangaben für die Permafrostgrenze werden abschließend mit den realen Höhendaten des

Geländemodells verglichen. Ist eine Höhenangabe im Geländemodell kleiner als der Wert der berechneten Permafrostgrenze, liegt er im vermuteten Permafrostbereich. Über den Flächenanteil des Permafrostes im von PERMAMAP ausgewiesenen Permafrostbereich macht HÖLZLE (1994) allerdings Angaben. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit vorgestellten Simulationen mit PERMAMAP wurden in Zusammenarbeit mit M. HÖLZLE am Geographischen Institut der Universität Zürich auf Basis des in Kapitel 3.1.1 beschriebenen DHM25 durchgeführt.

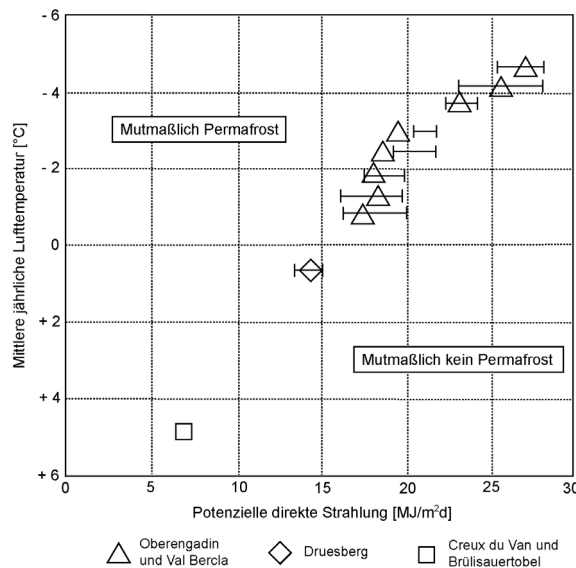


Abbildung 3.5: Beziehung zwischen der potenziellen direkten Strahlung (Mittel der Monate Juli bis Oktober) und der MAAT an der Grenze der Permafrostexistenz (BTS zwischen $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$). Die Symbole stellen Mittelwerte für die MAAT und die potenzielle direkte Strahlung in 100 m-Höhenintervallen dar. Die Balken deuten an, dass die Grenze der Permafrostverbreitung fließend ist (HÖLZLE, 1994).

3.2.4 Modellgüte und Validierung

Zur Validierung regionaler Modelle sind Daten über die Permafrostverbreitung, die auf regionaler Skala erhoben wurden, am besten geeignet (NYENHUIS et al., 2005). Durch die kleinräumige Variabilität der Permafrostverbreitung halten regionale Permafrostmodelle einer lokalskaligen Validierung nicht stand. Da neben den kartierten Blockgletschern keine weiteren Daten auf regionaler Skala vorliegen und die Stirnhöhen sämtlicher aktiven und inaktiven Blockgletscher in die Berechnung des Modells ROGMOD eingingen, erfolgte keine Validierung des Modells anhand regi-

onaler Daten. Aufgrund des Modellierungsansatzes können zudem keine Gütemaße zur Bewertung des Modells ROGMOD bestimmt werden. Das Modell wurde allerdings mit den Daten einer lokalen Permafrostkartierung im Bereich der vom Modell berechneten Permafrostgrenze verglichen. Diese Permafrostkartierung wurde in einem kleinen Kar im Hungerlitälli, einem Seitental des Untersuchungsgebietes, durchgeführt. Die für diese Kartierung eingesetzten Methoden sind im folgenden Kapitel näher beschrieben. Die Abweichungen, die sich bei dem Vergleich regionaler Modellierungen mit einer lokalen Kartierung zwangsläufig ergeben, sind nicht auf Fehler der regionalen Modelle zurückzuführen. Es muss beachtet werden, dass auf den jeweils betrachteten Skalen spezielle Faktoren für die räumliche Verbreitung von Permafrost verantwortlich sind. Das lokale Verbreitungsmuster von Permafrost ist auf Faktoren zurückzuführen, die bisher nicht in regionalen Modellierungsansätzen berücksichtigt werden konnten. Diese Zusammenhänge, die bereits im Rahmen der theoretischen Grundlagen behandelt wurden, werden im Kapitel 5.2.2 erneut aufgegriffen.

Da die Modelle II bis IV auf dem Verfahren der logistischen Regression basieren, lässt sich eine Bestimmung der Modellgüte durch die Berechnung verschiedener Gütemaße durchführen. Durch die in Kapitel 5.1.4 genannten Gütemaße sowie die Validierung anhand der Testdaten erfolgt eine Auswahl des zur Simulation der Permafrostverbreitung im Turtmantal günstigsten Modells. Zusätzlich zu dieser auf regionalen Daten (Blockgletscher) basierenden Validierung wurde das ausgewählte Modell mit den Feldbefunden der lokalen Permafrostkartierung verglichen. Das Modell PERMAMAP wurde auf unterschiedliche Weise auf seine Übertragbarkeit vom Oberengadin auf das Turtmantal getestet. Als Datensatz zur Validierung des Modells diente das Blockgletscherinventar des Turtmantals. Einerseits wurde PERMAMAP anhand der einzelnen Blockgletscher durch eine Rasteranalyse bewertet. Als Ergebnis dieser Analyse wird die Anzahl der Zellen der Blockgletscher, die vom Modell richtig klassifiziert wurden mit den falsch klassifizierten Zellen verglichen. Zudem erfolgte ein rasterbasierter Vergleich von ROGMOD sowie dem aus den Modellen II bis IV ausgewählten Modell mit PERMAMAP. Zur Beurteilung der Modellgüte des Modells PERMAMAP wird auf HÖLZLE (1994) verwiesen.

3.3 Methoden zur Ermittlung der lokalen Permafrostverbreitung

Zur Validierung der regionalen Permafrostmodelle und zur Analyse lokalskaliger Einflüsse des Reliefs auf die Permafrostverbreitung wurde eine Permafrostkartierung in einem Seitental des Untersuchungsgebietes durchgeführt. Diese lokale Permafrostkartierung basiert einerseits auf Daten zur Basistemperatur der hochwinterlichen Schneedecke. Zudem wurden an einigen Stellen des Kartiergebietes geophysikalische Messungen durchgeführt. Im Folgenden werden die Methoden der lokalen Kartierung entsprechend beschreiben.

3.3.1 Monitoring der Basistemperatur der Schneedecke (BTS)

Das Prinzip der auf HAEBERLI (1973) zurückgehenden BTS-Methode wurde bereits in Kapitel 2.4.1 erwähnt. Unter der Voraussetzung einer mindestens 80 cm mächtigen Schneedecke liefern BTS-Werte einen relativ zuverlässigen Überblick über die aktuelle Permafrostverbreitung. Da das Untersuchungsgebiet aufgrund der hohen Lawinengefahr im Winter gesperrt ist, wurden keine BTS-Messkampagnen mit entsprechenden BTS-Sonden (vgl. HÖLZLE et al., 1993, 1999) durchgeführt. Die Messung der BTS erfolgte im Rahmen eines im Winter 2001/02 gestarteten Monitorings durch den Einsatz kleiner, robuster Temperaturlogger – den sogenannten UTL-1 (engl.: universal temperature logger, Version 1). Eine technische Beschreibung dieser am Geographischen Institut der Universität Bern entwickelten Temperaturlogger findet sich bei HÖLZLE et al., 1999 und KRUMMENACHER et al., 1998. Der messbare Temperaturbereich der Geräte liegt zwischen -30 und $+40$ °C, die Genauigkeit des Thermistors wird vom Hersteller mit $0,25$ °C angegeben. Die Installation der Logger erfolgte jeweils im Spätsommer, um die Temperaturentwicklung am Boden während der kompletten Zeit von den ersten Schneefällen im Herbst bis nach der Ausaperung im Frühjahr erfassen zu können. Da innerhalb des für die Bestimmung der BTS relevanten Messzeitraums keine Informationen über die Charakteristik der Schneedecke gesammelt werden konnten, wurde im Sommer 2002 eine automatische, digitale Kamera zur Beobachtung des Messgebietes installiert. Anhand der täg-

lich erstellten Photos lassen sich Rückschlüsse auf die Entwicklung und Mächtigkeit der Schneedecke ziehen. Vom Wind freigeblasene Bereiche sowie Öffnungen in der Schneedecke, die sich oftmals in der Nähe größerer Blöcke ergeben, können auf diese Weise bestimmt und kartiert werden. Durch eine Beobachtung der Entwicklung der Schneedecke lassen sich sowohl „Ausreißer“ als auch gewisse Trends in den BTS–Daten besser erklären. Die Messpunkte, an denen die Logger installiert wurden, sind einerseits so gewählt, dass sie für bestimmte Permafrostfaktoren typische Positionen darstellen. So wurden beispielsweise einige Logger in Mulden positioniert, in denen sich typischerweise während des Winters große, durch Wind verfrachtete Mengen von Schnee ansammeln. Andere Logger wurden in feinkörnigen beziehungsweise grobblockigen Bereichen positioniert. Für die Entscheidung über die Positionierung der Logger auf zwei Blockgletschern spielten aber auch Fragestellungen des Dissertationsvorhabens B 6 (ROER, 2005) des Graduiertenkollegs eine Rolle. Das Vorgehen zur Auswertung der Loggerdaten ist in Kapitel 5.2.1 näher beschrieben.

Das mit der Messung der BTS im Winter 2001/02 begonnene Monitoring sollte in Zukunft weitergeführt werden, um eine möglichst lange Messreihe für die einzelnen Messpunkte zu erhalten. Eine erneute Auswertung der in dieser Arbeit vorgestellten BTS–Werte nach einer Messperiode von insgesamt 7 Jahren im Rahmen der dritten und abschließenden Phase des Graduiertenkollegs, ist gerade angesichts eventueller, in den Daten enthaltener „Ausreißer“ und Trends empfehlenswert.

3.3.2 Geophysikalische Messungen

Auf den Nutzen von geophysikalischen Methoden zur Erkundung der Permafrostverbreitung und der Struktur von Permafrost im Hochgebirge wurde bereits in Kapitel 2.4.1 eingegangen. Eine ausführliche Darstellung der den einzelnen Methoden zugrunde liegenden geophysikalischen Theorie ist vor allem bei KNÖDEL et al. (1997) und REYNOLDS (1997) zu finden. In diesem Kapitel werden zunächst die im Rahmen der lokalen Permafrostkartierung eingesetzten geophysikalischen Verfahren kurz beschrieben. Zudem erfolgt eine Diskussion der spezifischen Schwierigkeiten, die mit dem Einsatz dieser Techniken im Hochgebirge verbunden sind.

Zur Ermittlung der flächenhaften Verbreitung von Permafrost ist die Struktur des Permafrostkörpers von untergeordnetem Interesse. Die Messungen wurden daher mit dem Ziel durchgeführt, die Mächtigkeit der Auftauschicht zu bestimmen. Um eine möglichst vollständige Entwicklung der Auftauschicht zu gewährleisten, wurden die Messungen mindestens ein bis zwei Monate nach der Ausaperung des Gebietes durchgeführt. Im letzten Jahr der Untersuchung (2004) konnten jedoch keine weiteren Messungen durchgeführt werden, da sich die Schneeschmelze stark verzögerte und mit der kompletten Ausbildung der Auftauschicht erst gegen Ende des geplanten Geländeaufenthalts zu rechnen war. Informationen zum Eisgehalt des Permafrostkörpers sind für Fragestellungen hinsichtlich der Sensitivität des Permafrosts und seiner Entwicklung über die Zeit von besonderem Interesse. Vor allem im Rahmen eines Monitorings der Entwicklung von Permafrostvorkommen im Hochgebirge könnten derartige Untersuchungen einen wichtigen Beitrag leisten.

Im Kapitel 2.4.1 wurde bereits darauf hingewiesen, dass zur Untersuchung von Permafrostvorkommen im Hochgebirge immer mindestens zwei geophysikalische Methoden in Kombination angewendet werden sollten. In dieser Arbeit wurden refraktionsseismische und geoelektrische Messungen durchgeführt, die im Folgenden beschrieben werden.

Refraktionsseismik

Bei der Anwendung der Refraktionsseismik zur Permafrosterkundung wird das Verhalten elastischer Wellen im Untergrund genutzt, die in Abhängigkeit von der Impedanz der einzelnen Schichten, auf die sie treffen, gebrochen oder „refraktiert“ werden. Die Impedanz einer Schicht wird als Produkt aus der Wellengeschwindigkeit im Körper und der Dichte des Körpers verstanden. Die durch einen Impulsgeber künstlich erzeugten Wellen brechen sich, dem Snelliusschen Brechungsgesetz entsprechend, beim Übergang zwischen zwei Schichten unterschiedlicher Impedanz. Voraussetzung für eine refraktionsseismische Messung ist, dass von der Oberfläche ausgehend „schnellere“ auf „langsamere“ Schichten folgen, da die Welle ansonsten von der Oberfläche in Richtung Untergrund gebrochen wird und nicht mehr von den an der Oberfläche positionierten Sensoren, den sogenannten Geophonen, erfasst wer-

den kann. In einem Permafrostkörper bewegen sich seismische Wellen mit in der Regel deutlich höherer Geschwindigkeit als in der Auftauschicht, die sich oberhalb des Permafrostkörpers befindet. Die Wellen werden beim Übergang von der Auftauschicht in den Permafrostkörper in Richtung Oberfläche gebrochen und können von den Geophonen aufgezeichnet werden. Typische Geschwindigkeiten für die Auftauschicht liegen zwischen 400 und $1500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, während die seismischen Geschwindigkeiten im Permafrostkörper mit 2000 bis $4000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ deutlich darüber liegen (HAUCK, 2001). Barsch (1996) nennt Geschwindigkeiten von 2800 bis $4000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ für eisreichen Permafrost im Blockgletscher. Hier ergibt sich eine Überschneidung der Permafrostgeschwindigkeiten mit den Geschwindigkeiten von anstehendem Fels, da letztere bei etwa $2500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und darüber liegen können. Da die Geschwindigkeit des Anstehenden sehr stark von dessen Gesteinsart, Klüftung und Verwitterungsgrad abhängig ist, sollten Referenzgeschwindigkeiten für das Untersuchungsgebiet vorliegen (SCHROTT et al., 2003). Für den anstehenden Fels des Brändjitalis wurden von PFEFFER (2000) und KNOPP (2001) Geschwindigkeiten von 2600 bis $4000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ermittelt. Da es sich bei diesem Tal um das dem Kartiergebiet benachbarte Seitental handelt (vgl. Abbildung 4-1), wurden diese Angaben entsprechend übernommen.

Die refraktionsseismischen Messungen wurden mit einer 24-Kanal Seismik der Firma Geometrics durchgeführt. Das *Geode* genannte System erwies sich als überaus robust und daher bestens geeignet für den Einsatz im Hochgebirge. Es besteht aus einer Messeinheit, die über ein handelsübliches Notebook gesteuert werden kann. Um Ausfälle zu vermeiden, wird allerdings der Einsatz eines entsprechenden geländetauglichen, d.h. robusten, wasser- und staubdichten Notebooks empfohlen. Die Stromversorgung der *Geode* erfolgt über eine 12V-Stromquelle. Als seismischer Impulsgeber diente ein Vorschlaghammer (5 kg), an dem ein Triggerkabel zur Auslösung der Messung angebracht war. Als Schlagpunkte dienten bei allen Messungen gut im Substrat eingebettete Felsblöcke. Eine Metallschlagplatte wurde lediglich in feinkörnigem Substrat benutzt. Für eine Beschreibung der Schwierigkeiten, die mit der Ankopplung der Geophone im grobblockigen Gelände verbunden sind, wird auf die Arbeiten von VONDER MÜHLL (1993) und HAUCK (2001) verwiesen. Vor allem die grobblockige Oberfläche von Blockgletschern erschwert die Ankopplung der Geophone stark. Hier erwies sich der Versuch, die Geophone in eigens dafür auf gut

eingebetteten, großen Blöcken gebohrten Löchern (10 mm Durchmesser) unterzubringen, als praktisch. Die für den Aufbau der Profilstrecke erforderliche Zeit konnte deutlich verringert werden, da das ansonsten sehr zeitaufwendige „Stecken“ der Geophone wesentlich erleichtert wurde. Durch eine sorgfältige Markierung der Bohrlocher wird zudem der erneute Aufbau einer Profilstrecke zum Zwecke einer wiederholten Messung auf derselben Messstrecke erleichtert. Zur Verringerung von Störsignalen sollten die Geophone fest im Substrat beziehungsweise Bohrloch „gesteckt“ werden. Auf diese Weise ist eine direktere Übertragung der seismischen Welle auf das Geophon gewährleistet, womit die Störsignale verringert werden. Durch die oftmals sehr grobblockige Oberfläche alpiner Permafrostgebiete und eine relativ geringe Lagerungsdichte der Substrate lassen sich gewisse Störsignale jedoch nicht vermeiden. Diese Störsignale sowie das Rauschen sind hauptsächlich für die Unsicherheit bei der Datenauswertung verantwortlich (siehe Kapitel 5.1.2). Die Auswertung der seismischen Daten erfolgte mit dem Programm *ReflexW*, Version 2.5.5, der Firma Sandmeier Software.

2D–Goelektrik

Der elektrische Widerstand eines Permafrostkörpers hebt sich deutlich von dem anderer, nicht gefrorener Sedimentkörper im Hochgebirge ab. So erfährt der an der Oberfläche messbare elektrische Widerstand des Untergrunds bei Temperaturen unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ einen signifikanten Anstieg (HAUCK, 2001). Typischerweise liegen die Widerstandswerte alpiner Permafrostkörper im Bereich von 10^4 bis $10^6\ \Omega\text{m}$, während die Widerstände ungefrorenen Lockermaterials in Abhängigkeit von Korngrößenzusammensetzung und Wassergehalt zwischen wenigen Ωm und $10^4\ \Omega\text{m}$ liegen (HAUCK, 2001). Im Turtmantal liegen die Widerstände von anstehendem Fels mit Temperaturen über $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ nach PFEFFER (2000) und KNOPP (2001) etwa zwischen 2 und $10\ \text{k}\Omega\text{m}$. Bei tieferen Temperaturen sind die Widerstände im Fels entsprechend höher. Eine Unterscheidung zwischen permanent gefrorenem Lockermaterial und „Permafrost–Fels“ ist ohne zusätzliche Informationen nicht möglich.

Die Widerstände im Untergrund lassen sich durch die Messung mit einer sogenannten „Gleichstrom–Goelektrik“ bestimmen. Bei der Messung baut sich durch den mittels zweier Elektroden in den Boden induzierten Strom ein elektrisches Feld

auf. Die Charakteristik dieses Feldes wird mit Hilfe von zwei weiteren Elektroden, den Potentialelektroden, gemessen. Bei dem an der Oberfläche gemessenen Wert handelt es sich allerdings nur um einen „scheinbaren Widerstand“, der sich aus der Kombination der spezifischen Widerstände der Schichten des in der Regel nicht homogen aufgebauten Untergrunds ergibt. Die Berechnung der tatsächlichen Widerstände der einzelnen Schichten oder Bereiche im Untergrund erfolgt über ein tomographisches Inversionsverfahren mit dem Programm *Res2dinv* der Firma Geotomo Software (GEOTOMO SOFTWARE, 2001). Eine ausführliche Diskussion der mathematischen und physikalischen Grundlagen des Inversionsverfahrens findet sich bei HAUCK (2001). Das Verfahren wird eingesetzt, um ein Modell des Untergrunds zu finden, das die an der Oberfläche gemessenen geophysikalischen Parameter am besten repräsentiert. Die mathematischen Grundlagen der im Programm *Res2dinv* verwendeten Inversionsroutine gehen auf DEGROOT-HEDLIN & CONSTABLE (1990) und SASAKI (1992) zurück.

Die zweidimensionalen geoelektrischen Messungen wurden mit einem System der Firma ABEM durchgeführt. Es besteht aus dem eigentlichen Messgerät (Terra-meter SAS 300) und einem sogenannten Elektrodenselektor, der für das Ansteuern der Elektroden verantwortlich ist. Diese sind durch maximal vier Elektrodenkabel mit den Messgeräten verbunden. Um das Gesamtgewicht der Elektroden möglichst gering zu halten, wurden etwa 80 cm lange Stahlrohre mit einem Durchmesser von 10 mm und einer Wandstärke von 3 mm benutzt. Die Steuerung der Messung erfolgt, wie im Falle der Refraktionsseismik, über ein separates Notebook. Die Installation der Messgeräte, beziehungsweise der Elektroden, ist ähnlich aufwendig, wie bei der Refraktionsseismik. Zudem sind zur Verringerung des Übergangswiderstands zwischen Elektrode und Untergrund besondere Schritte notwendig. Um eine möglichst gute Ankopplung der Elektroden zu gewährleisten, wurden sie, ähnlich wie bei VONDER MÜHLL (1993) und HAUCK (2001) bereits beschrieben, mit handelsüblichen Großflächenschwämmen ausgestattet, die vor und während der Messung intensiv gewässert wurden. Aufgrund der Trockenheit und des meist sehr hohen Porenvolumens des Substrats, wurden für jede Messung in grobblockigem Gelände etwa 20 bis 40 Liter Wasser benötigt. In Gebieten mit einem höheren Feinmaterialanteil, wie beispielsweise auf Moränenrücken, sowie etwa zwei bis fünf Stunden nach Nieder-

schlagereignissen, konnte auf das Wässern der Elektroden während der Messung nahezu verzichtet werden.

Die geoelektrischen Messungen wurden mit zwei Elektrodenkabeln und 42 Elektroden durchgeführt. Als Messanordnung wurde „Wenner“ gewählt, da diese sich im grobblockigen Gelände als günstigste Anordnung erwiesen hat (HAUCK, 2001). Bei der Wenner–Anordnung befinden sich die Potentialelektroden außen und die Messelektroden dazwischen (siehe Abbildung 3.6). Der Abstand zwischen den vier Elektroden ist bei jedem Messungsschritt ein vielfaches des minimalen Elektrodenabstands. Die Wenner–Anordnung eignet sich besonders gut, um horizontal geschichteten Untergrund zur erfassen. Weitere Vorteile liegen in der im Vergleich zu anderen Anordnungen kurzen Zeit, die für die gesamte Messung notwendig ist und in der relativ hohen Signalstärke (HAUCK, 2001). Einer hohen vertikalen Auflösung steht allerdings eine geringe laterale Auflösung gegenüber.

3.4 Sedimentspeicher Blockgletscher

Die Ermittlung sedimenthaushaltlicher Parameter der einzelnen Blockgletscher dient vor allem der Beschreibung der Blockgletscher als Reliefformen und Sedimentspeicher. Aus der genauen Beschreibung der Formen und den Charakteristika des Liefergebietes lassen sich wichtige Rückschlüsse auf die Genese der Blockgletscher und die Ursachen für die im Untersuchungsgebiet vorliegende, räumliche Verbreitung der Formen ziehen. Zudem dient das Sedimentvolumen eines Blockgletschers als zusätzliche Information, um Aussagen zur Sensitivität und Reaktionszeit der Form auf klimatische Veränderungen treffen zu können. Zur Interpretation der Blockgletscher hinsichtlich ihrer Funktion als Indikatoren für die regionale Permafrostverbreitung ist die Kenntnis über deren Sensitivität eine entscheidende Voraussetzung. Die heute vorgefundene, räumliche Verbreitung der Blockgletscher ist von der Reliefstruktur des Untersuchungsgebietes stark abhängig. Dieser Zusammenhang wird hinsichtlich der Übertragbarkeit des mit den Modellen II bis IV vorgestellten Modellierungsansatzes auf andere Gebiete im Ergebnisteil entsprechend diskutiert.

Blockgletschermächtigkeit

Die Ermittlung der Untergrenze von Sedimentkörpern stellt vor allem in hochalpinen Räumen bis heute ein großes methodisches Problem dar. Aufgrund des oftmals in den Körpern enthaltenen hohen Felsanteils sind Bohrungen mit großen logistischen Schwierigkeiten und hohen Kosten verbunden. Der Einsatz geophysikalischer Methoden erlaubt hingegen eine effizientere und kostengünstigere Möglichkeit der Ermittlung der Mächtigkeit von Sedimentkörpern. Der in Blockgletschern enthaltene Eisanteil erschwert jedoch sowohl Bohrungen als auch geophysikalische Messungen. Hinzu kommt, dass Genese, Fließverhalten und interne Struktur von Blockgletschern noch weitgehend unbekannt sind. Folglich sind auch die geomorphologischen und geophysikalischen Eigenschaften von Blockgletschern an deren Untergrenze kaum bekannt. So konnten direkte Informationen über die Mächtigkeit von Blockgletschern durch Bohrungen (HAEBERLI, 1989; HAEBERLI et al., 1988; VONDER MÜHLL

& HOLUB, 1992; WANGER, 1992; DRAMIS et al, 1997) und geophysikalische Messungen (POTTER, 1972; BARSCH, 1973; BARSCH & HELL, 1975; KING et al., 1987; VONDER MÜHLL & HUGGENBERGER, 1997) bisher nur von wenigen Blockgletschern gewonnen werden.

Aufgrund dieser methodischen und die Geomorphologie der Blockgletscher betreffenden Probleme erfolgte eine Ermittlung der Blockgletschermächtigkeit nicht im Gelände. In der vorliegenden Arbeit wurde ein semiquantitativer Ansatz verfolgt, bei dem die Mächtigkeiten und Sedimentvolumina der Blockgletscher auf Grundlage des hochaufgelösten HRSC–DHM manuell und näherungsweise bestimmt wurden. Es werden zwei Szenarien für die Mächtigkeiten und Sedimentvolumina der Blockgletscher vorgeschlagen:

- (1) Das erste Szenario basiert auf dem einem von CALKIN et al. (1987) und HUMLUM (2000) durchgeführten Ansatz, die Mächtigkeit des Blockgletschers anhand der Stirnmächtigkeit zu ermitteln. Diese Mächtigkeit wurde in einem GIS über eine manuelle Zellenabfrage des digitalen Höhenmodells ermittelt. Die auf diese Weise ermittelten Mächtigkeiten werden, entgegen der Annahme von BARSCH (1996), als maximale Mächtigkeiten verstanden (siehe Kapitel 5.3).
- (2) Zur Berechnung des zweiten Szenarios wurden die Mächtigkeiten der einzelnen Blockgletscher an verschiedenen Stellen im Bereich der Stirnen und Seitenwände, also entlang der Blockgletschergrenzen (siehe Abbildung 2-8), bestimmt und gemittelt. Ein indirekter Ansatz zur Bestimmung der Blockgletschermächtigkeit, beispielsweise über eine Beziehung zwischen Fläche und Mächtigkeit (BARSCH, 1977), wurde in der vorliegenden Arbeit nicht verfolgt (vgl. Kapitel 5.3).

Sedimentvolumina der Blockgletscher

Die interne Struktur eines Blockgletschers kann vereinfacht durch ein Modell mit drei verschiedenen Schichten beschrieben werden (HAEBERLI, 1985; WANGER, 1992; BARSCH, 1996; HAEBERLI & VONDER MÜHLL, 1996; HUMLUM, 1996, 1998, 2000): Die oberste, ein bis drei Meter mächtige Schicht besteht aus großen Blöcken, die oft eine Größe von mehreren Kubikmetern besitzen. Von dieser ersten Schicht wird eine zweite Schicht bedeckt – der sich deformierende, eisübersättigte Permafrostkern. Dieser bewegt sich fließend hangabwärts und bedeckt dabei die dritte, unterste Schicht, die aus von der Stirn des Blockgletschers herabgestürzten Blöcken besteht, die durch den aktiven Blockgletscher überflossen werden.

Nach bisheriger Erkenntnis liegt der Sedimentanteil in Blockgletschern zwischen 30 und 50 % (HAEBERLI, 1989; BARSCH, 1996; HUMLUM, 2000). Daher wurden die oben beschriebenen Szenarien jeweils mit bis zu drei verschiedenen Sedimentanteilen berechnet. Bei aktiven Blockgletschern wurden 30, 40 und 50 % Sedimentanteil angenommen, da bei diesen Formen mit einer großen Variabilität der Sedimentanteile zu rechnen ist. Ein Schuttgehalt von 30 % erscheint jedoch bei inaktiven Blockgletschern zu gering. Daher wurden die Sedimentvolumina dieser Formen mit 40 und 50 % Sedimentanteil berechnet. In reliktschen Blockgletschern ist das gesamte Eis ausgeschmolzen und die dadurch entstandenen Porenräume wurden vermutlich durch Setzungsvorgänge der Formen und feineres Material zu einem großen Teil verfüllt. Sedimentanteile von 50 und 60 % stellen daher eine realistische Annahme dar. Zur Berechnung der Sedimentmassen wurde eine Dichte des Schutts von $2,6 \text{ g cm}^3$ angenommen.

4 Untersuchungsgebiet

Das in Abbildung 4.1 dargestellte Turtmantal befindet sich im Schweizer Kanton Wallis und mündet als Hängetal orographisch links in das Rhônetal. Der Ort Turtmann auf etwa 620 m ü. NN stellt den nördlichsten Punkt des Untersuchungsgebietes dar. Der höchste Punkt des etwa 110 km² großen Einzugsgebietes ist das Bisorn mit einer Höhe von 4153 m ü. NN. Die westliche Begrenzung des Tals wird durch die Gipfel Bella Tola (3025 m ü. NN), Turtmannspitze (3080 m ü. NN) und Les Diablons (3609 m ü. NN) gebildet. Im Osten befinden sich die Gipfel Ginalshorn (3027 m ü. NN), Schwarzhorn (3201 m ü. NN) und Äussers Barrhorn (3610 m ü. NN). Die höchsten Punkte des Tals bilden die Gipfel Brunegghorn (3833 m ü. NN) und Bishorn im Süden. Auf der Trogschulter des Rhônetals befinden sich die größten Siedlungen des Turtmantals, Unter- und Oberems. Die steilen Talhänge im nördlichen Bereich des Turtmantals, der deutlichen Kerbtalcharakter aufweist, sind weitgehend unbewohnt. Etwa 8 km südlich von Turtmann beginnt der bewohnbare Teil des Tals, das sich dort zu einem Muldental ausweitert. Die wenigen Siedlungen sind aufgrund kaum vorhandener Lawinenschutzanlagen nur während der Sommermonate bewohnt. Es befinden sich keine Seilbahnen, Wintersporteinrichtungen oder sonstige touristische Infrastruktur im Tal. Die wenigen Wanderwege, Gast- und Wohnhäuser sowie Almhütten im Bereich der alpinen Mattenstufe lassen das Turtmantal als vergleichsweise schwach anthropogen beeinflusst erscheinen. Wie in den meisten Gebieten der Alpen hat sich allerdings die Almwirtschaft auf die Vegetationsverbreitung im Tal ausgewirkt und zu einer anthropogen bedingten Erniedrigung der Waldgrenze geführt. Durch die geringe anthropogene Beeinflussung, die auch in Zukunft durch ein vollständiges Bauverbot aufrecht erhalten werden soll, eignet sich das Turtmantal besonders gut zu Untersuchungen der Sensitivität hochalpiner Geoökosysteme.

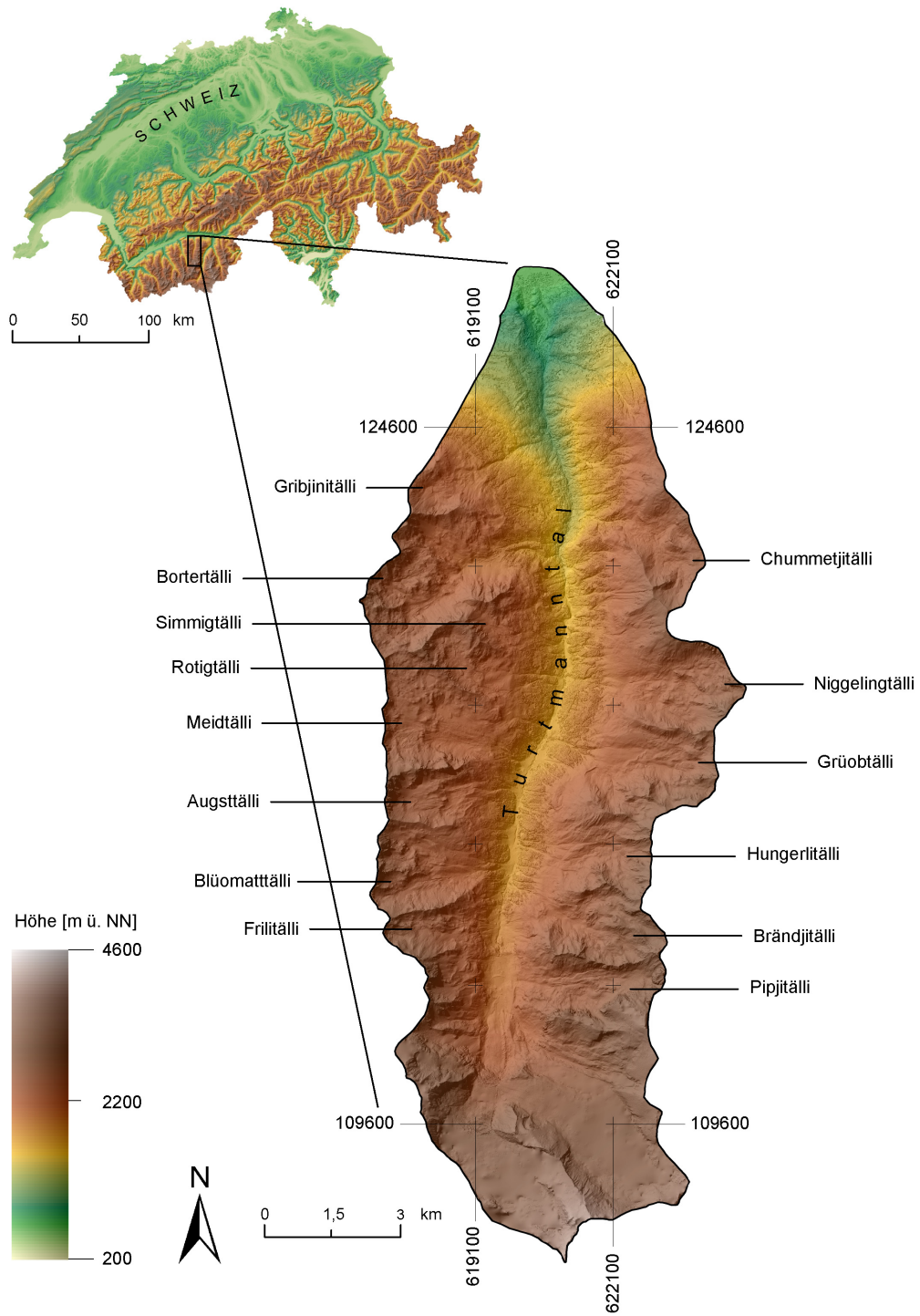


Abbildung 4.1: Lage des Turtmantals in der Schweiz.

4.1 Klima

Die klimatische Situation im Turtmanntal wird maßgeblich durch die topographischen Verhältnisse der Region bestimmt. Die hohen Berge, die das Rhône-tal und seine Seitentäler umgeben, schirmen es vor den vornehmlich aus Westen und Südwesten kommenden Niederschlägen effektiv ab. Besonders die südlichen Hängetäler weisen daher ein Klima mit deutlich kontinentalem Charakter auf. Das Zusammenspiel von geringen Niederschlägen und vergleichsweise hohen Temperaturen bewirkt einen Anstieg der klimatischen Schneegrenze im Wallis auf etwa 3450 m ü. NN für die Periode von 1959 bis 1966 (ESCHER, 1970). Nach VAN TATENHOVE & DIKAU (1990) liegen die Gleichgewichtslinien der Gletscher des Turtmanntals zwischen 2900 und 3260 m ü. NN.

Da im Turtmanntal bisher keine Klimadaten erhoben wurden, müssen die Daten von benachbarten Klimastationen in Visp, Grächen, Zermatt, Sion und Evolène auf das Tal übertragen und entsprechend angepasst werden. Aufgrund der topographisch bedingten Unterschiede zwischen den Tälern muss jedoch für jedes Tal ein eigenes Regionalklima angenommen werden, dessen Charakteristik nur über eigene Klimastationen zu ermitteln ist. Die im folgenden genannten Werte stellen Abschätzungen für die klimatischen Verhältnisse im Turtmanntal dar. Tabelle 4.1 zeigt die Temperatur- und Niederschlagsdaten von fünf Klimastationen. Im Turtmanntal liegen die Niederschlagssummen auf 2000 m ü. NN zwischen 600 und 900 mm a⁻¹ (VAN TATENHOVE & DIKAU, 1990).

Tabelle 4.1: Klimadaten ausgewählter Stationen im Wallis. Es handelt sich um 30-jährige Mittel aus dem Zeitraum von 1901-1960 - mit Ausnahme der Station in Evolène, die erst 1987 errichtet wurde. Mit Genehmigung der SMA von 1999.

Klimastation	Höhe [m ü. NN]	Niederschlag [mm]	Jahresmitteltemperatur [°C]
Visp	640	710	8,2
Grächen	1617	611	4,6
Zermatt	1638	694	3,5
Sion	482	575	8,5
Evolène	1825	k. A.	3,6

Eine vergleichende Anwendung der Temperaturgradienten der Region auf das Turtmantal hat ergeben, dass der Gradient zwischen Visp und Zermatt die Verhältnisse am realistischsten wiedergibt (OTTO, 2001; ROER, 2001; VON ELVERFELDT, 2001). Unter der Annahme, dass die Jahresmitteltemperatur von Visp (640 m ü. NN) auf das ca. 20 km westlich gelegene Turtmann (620 m ü. NN) übertragen werden kann, ergibt sich bei Anwendung eines Temperaturgradienten von $0,47\text{ °C} / 100\text{ m}$ die Lage der -1 °C Jahresisotherme bei 2577 m ü. NN, die der -2 °C Jahresisotherme bei 2854 m ü. NN. Ungeachtet lokalklimatischer Einflüsse ist im Höhenbereich der -1 bis -2 °C Jahresisotherme die Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung zu vermuten. Die Validierung dieser berechneten Werte wird durch die im Sommer 2002 errichtete Klimastation des Graduiertenkollegs erfolgen. Dazu sollten allerdings die Klimadaten von mindestens drei bis fünf Jahren herangezogen werden.

4.2 Geologie

Der Deckenbau der Alpen geht auf die Kollision afrikanischer und europäischer Krustenstücke im Tertiär zurück. Dabei wurden Sediment- und Kristallingesteine deckenartig aufeinandergeschoben. Nach ihren Herkunftsgebieten teilt man die alpinen Decken in drei Haupteinheiten auf:

- Helvetische Decken (Sedimentgesteine)
- Penninische Decken (Sediment- und Kristallingesteine)
- Ostalpine Decken (Sediment- und Kristallingesteine).

Das kristalline Grundgebirge tritt nur an den Stellen zutage, wo die hangenden Decken bereits erodiert wurden. Die Schweiz lässt sich zudem nach geologischen und geographischen Kriterien in drei Einheiten unterteilen:

- Schweizer Juragebirge (gefaltete mesozoische Sedimente)
- Mittelland (tertiäres Molassebecken)
- Schweizer Alpen.

Südlich des Rhônetals sowie im Nordtessin und im westlichen Teil Graubündens befinden sich die Einheiten des Penninikums, die auch den geologischen Untergrund des Turtmantals bilden. Bei der Faltung der penninischen Decken wurde der kristalline Untergrund miterfasst und auf die helvetischen Decken aufgeschoben. Die tektonischen Vorgänge in der Kreidezeit und im Tertiär stellt Abbildung 4.2 dar. Das Gebiet des südlichen Wallis zwischen Großem St. Bernhard, Rhônetal und Simplon wird vom penninischen Monte Rosa-Bernhard-Komplex gebildet (LABHART, 1998). Die Bernharddecke ist eine SW-NE-streichende Mulde, auf welche sich die südlich gelegene unterostalpine Dent Blanche-Decke, eine vor allem aus Gneisen und Gabbros aufgebaute Kristallplatte, aufgeschoben hat.

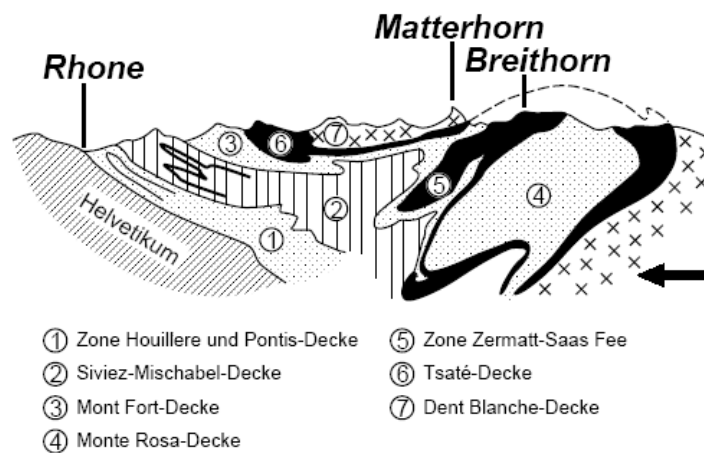


Abbildung 4.2: Geologischer Untergrund der südlichen Walliser Alpen (LABHART, 1998).

Die Gesteine des Turtmantals gehören im wesentlichen zur Siviez-Mischabel-Decke, wobei Zweiglimmergneise und Muskowitschiefer überwiegen (BEARTH, 1980). Diese Gesteine werden von den Sedimenten der Barrhorn-Serie überlagert, die aus hellen und dunklen Kalken, Marmoren und Sandsteinen bestehen und im Süden des Turtmantals anstehen. Die Kalke der Barrhorn-Serie stellen zusammen mit den im Nordwesten des Turtmantals anstehenden Quarziten, Marmoren und Kalken der Frilihorn-Serie die hellsten Gesteine des Untersuchungsgebietes dar.

4.3 Geomorphologie

Das Turtmantal mündet als Hängetal von Süden in das Rhônetal. Der Talboden ist hauptsächlich von glazifluvialen Material bedeckt, in das sich die Turtmänna fluvial einschneidet. Daneben befinden sich zahlreiche Schuttkegel an den Talhängen, entstanden durch das Zusammenwirken unterschiedlicher geomorphologischer Prozesse. In dem Bereich, in dem die Morphologie des Turtmantals vom Muldenbeziehungsweise Trogtalcharakter zum Kerbtalcharakter übergeht, bedeckt eine Bergsturzmasse den Talboden. Im Turtmantal befinden sich vierzehn kleinere, als *Tällis* bezeichnete Hängetäler. Im südlichen Teil des Turtmantals erstrecken sich die Tällis vom Niveau der Trogschulter auf etwa 2300 m ü. NN bis zu den Grat-schneiden auf ca. 2900 bis 3000 m ü. NN, wobei der tiefste Pass mit 2874 m ü. NN auf der westlichen Talseite liegt. Die Tällis im nördlichen Turtmantal beginnen bei etwa 2200 m ü. NN. Einige der Tällis werden von Felsriegeln oder durch Moränenmaterial vom Turtmantal abgetrennt. Die Grate zwischen den Hängetälern liegen zwischen 2600 und 2900 m ü. NN. Die Seitentäler der orographisch rechten Talseite sind westwärts orientiert, die der linken Talseite ostwärts. Daraus ergibt sich, dass die Hänge der Tällis überwiegend nord- beziehungsweise südexponiert sind. Die wenigen Gletscherflächen beschränken sich auf den südlichen Bereich des Turtmantals, der sich im Windschatten der großen Bergmassive südlich des Tals befindet. Die beiden größten Gletscher des Turtmantals sind der Turtmann-gletscher und der benachbarte Bruneggletscher mit einer Gesamtfläche von 13,19 km². Etwa 14 % der Fläche des Turtmantals wird von Gletschern und wenigen perennierenden Schneeflecken eingenommen (OTTO, 2001). Durch die geringe Ausdehnung der Gletscher umfasst die subnivale Stufe einen sehr großen Bereich. Durch die Existenz von Permafrost und durch spezifische geomorphologische Voraussetzungen konnte sich im Turtmantal ein ausgeprägter periglazialer Formenschatz ausbilden. Vor allem die Entstehung von Blockgletschern wird durch die geomorphologischen und klimatischen Gegebenheiten der Region begünstigt. Das Turtmantal zählt zu den Gebieten in den Alpen mit der höchsten Blockgletscherdichte und eignet sich daher sehr gut für die Anwendung der Indikator-methode zur Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung.

4.4 Vorarbeiten und laufende Studien

Erste Untersuchungen zur Permafrostverbreitung im Turtmantal stellen die Arbeiten von DIKAU (1978) sowie das Blockgletscherinventar von VAN TATENHOVE & DIKAU (1990) dar. Im Rahmen einer geomorphologischen Kartierung des Turtmantals beschäftigte sich BROCCARD (1998) auch mit der Frage der Permafrostverbreitung, wobei tiefliegende Permafrostvorkommen in einem Seitental des Turtmantals (Grüobtälli) untersucht wurden. Im geomorphologischen Kontext sind auch die glazialgeomorphologischen Arbeiten über Stauchendmoränen (engl.: push moraines) im Vorfeld des Turtmanngletschers von EYBERGEN (1986) und die Untersuchungen an spätglazialen Drumlins durch VAN DER MEER & VAN TATENHOVE (1992) zu nennen.

Im folgenden werden die einzelnen Diplomarbeiten, die in der Arbeitsgruppe von Professor R. Dikau am Geographischen Institut der Universität Bonn seit dem Jahr 2000 durchgeführt wurden, genannt:

So untersuchte PFEFFER (2000) die Permafrostverbreitung in einem Seitental des Turtmantals (Brändjitälli) mit Hilfe geophysikalischer Methoden. Im selben Gebiet wurde von KNOPP (2001) versucht, die einzelnen Sedimentspeicher durch geophysikalische Messungen zu erfassen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden auf der Grundlage von Szenarien der Sedimentmächtigkeit unterschiedliche Denudationsraten für das Untersuchungsgebiet berechnet. Die Erstellung einer geomorphologischen Karte des Turtmantals erfolgte durch OTTO (2001). Die dort verwandte Legende stellt eine speziell an die Verhältnisse des Turtmantals angepasste Version der Legenden der GMK 25 (GÖBEL et al., 1973; LESER & STÄBLEIN, 1975) und der GMK 25 *Hochgebirge* (KNEISEL et al., 1998) dar. Der Zusammenhang von Vegetation und Blockgletscheraktivität wurde von ROER (2001) im Hungerlitälli untersucht. Eine Methode zur Erfassung der Blockgletscherkinematik anhand hochgeflogener Luftbilder wurde von VON ELVERFELDT (2001) an verschiedenen Blockgletschern im Turtmantal getestet. Die Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung durch die Erstellung eines Blockgletscherinventars und durch die Anwendung verschiedener, für die Ostschweiz entwickelter Permafrostmodelle erfolgte durch NYENHUIS (2001). Die vorliegende Arbeit beinhaltet eine Überarbeitung und Erweiterung der ursprünglichen

Version des Blockgletscherinventars. Schließlich untersuchte von Witsch (2001) die Permafrostverbreitung in zwei Seitentälern des Turtmantals anhand von Messungen der Basistemperatur der Schneedecke (BTS).

Im Rahmen des Alpinen Clusters des Graduiertenkollegs 437 sind folgende Dissertationen zu erwähnen:

Im Vordergrund der Arbeit von HÖRSCH (2002) stand die Beziehung zwischen der Reliefstruktur und der Vegetationsverbreitung. Hier erfolgte eine vergleichende Betrachtung des Turtmantals und des Lötschentals, eines nördlichen Seitentals des Rhône­tals. RASEMANN (2003) untersuchte durch geomorphometrische Analysen und die Erstellung eines geomorphologisch-geomorphometrischen Kataloges der Relief­formen die geomorphographische Struktur des Turtmantals. Anhand terrestrischer Vermessungen und photogrammetrischer Analyse untersucht ROER (2005) die Kinematik einiger Blockgletscher des Turtmantals. Eine Weiterentwicklung der bereits erwähnten Geomorphologischen Karte von OTTO (2001) stellt das Projekt B 1 des Graduiertenkollegs dar, bei der eine Quantifizierung der Sedimentspeicher des Turtmantals sowie die Visualisierung der dreidimensionalen Speicher geplant ist. Im Rahmen eines dem Graduiertenkolleg angegliederten Projektes untersucht B. SCHREINER den Sedimentspeicher *Schutthalde* durch den Einsatz hochaufgelöster multispektraler Luftbilddaten und eines 1 m-DHM.

5 Ergebnisse

5.1 Regionale Permafrostverbreitung

Im Folgenden werden die Ergebnisse der mittels unterschiedlicher Methoden durchgeführten Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung vorgestellt. Das Blockgletscherinventar des Turtmantals dient sowohl der geomorphologischen und geomorphometrischen Beschreibung der einzelnen Formen als auch der Entwicklung eines neuen Simulationsansatzes zur Modellierung der regionalen Permafrostverbreitung.

5.1.1 Blockgletscherinventar

Im Rahmen der Geländeaufenthalte in den Jahren 2000 bis 2004 wurden nahezu 80 der 83 Blockgletscher im Gelände geomorphologisch kartiert und ihrem Aktivitätsstatus entsprechend klassifiziert (NYENHUIS et al., 2005). Die Geländearbeit umfasste geomorphologische und geomorphometrische Analysen der Blockgletscher selbst sowie ihrer direkten Nachbarschaft.

Das Blockgletscherinventar des Turtmantals setzt sich aus einer Microsoft Access-Datenbank und einem GIS-Projekt zusammen, das auf dem Programm ArcGIS basiert. Eine Verknüpfung beider Programme erlaubt es, den einzelnen Blockgletschern beliebig viele Attribute zuzuordnen, neue Datensätze mit den Blockgletscherdaten zu verknüpfen und diese bei Bedarf zu aktualisieren. Zudem lassen sich gezielte SQL-Abfragen, beispielsweise zu statistischen Fragestellungen, durchführen. Für jeden Blockgletscher liegen folgende Daten vor:

- i. Allgemeine Angaben:
 - a. Name und ID des Blockgletschers

- b. Koordinaten: Xmin, Ymin, Xmax, Ymax
- ii. Geomorphometrische Daten:
 - a. Höhe über NN von Stirn und Wurzelzone
 - b. Überwundene Höhe
 - c. Stirnneigung und mittlere Neigung des Blockgletschers
 - d. Mittlere Exposition
 - e. Länge, mittlere Breite, planimetrische und reale Fläche
 - f. Formtyp nach BARSCH (1996): zungenförmig, lobenförmig, komplex (mit vier Subtypen)
 - g. Anzahl der Loben und Stirnen
- iii. Geomorphologische Daten:
 - a. Aktivitätsstatus: aktiv, inaktiv, reliktsch
 - b. Geomorphologische Beschreibung des Blockgletschers und seiner Umgebung; Informationen über Wurzelzone und Schuttliefergebiet
 - c. Zusätzliche Informationen hinsichtlich der Aktivitätsklassifikation, wie etwa Vegetationsverbreitung, visueller Eindruck der Stirn, Stabilität der Blöcke an Oberfläche und Stirn, Existenz von Eis oder Kollapsstrukturen, Quellwassertemperaturen, perennierende Schneeflecken
 - d. Blockgletschertypisierung nach Materialherkunft (BARSCH, 1996): Talus-Blockgletscher oder Debris-Blockgletscher
 - e. Blockgletschermächtigkeit und -volumen

Jeder Blockgletscher ist mit seinen wichtigsten geomorphologischen und geomorphometrischen Eigenschaften in katalogisierter Form in der Beilage zur vorliegenden Arbeit enthalten. Der Blockgletscherkatalog ist nach den 13 Seitentälern des Turtmantals untergliedert. Als Überblick über die geomorphologische Situation sowie die Verteilung der Blockgletscher in den Seitentälern enthält jeder der 13 Katalogteile eine Blockgletscherkarte sowie eine Schräglichtdarstellung des digitalen Höhenmodells des entsprechenden Seitentals. Als Auszug aus dem Blockgletscherkatalog ist in Abbildung 5.1 das Datenblatt des aktiven Blockgletschers HT05 dargestellt.

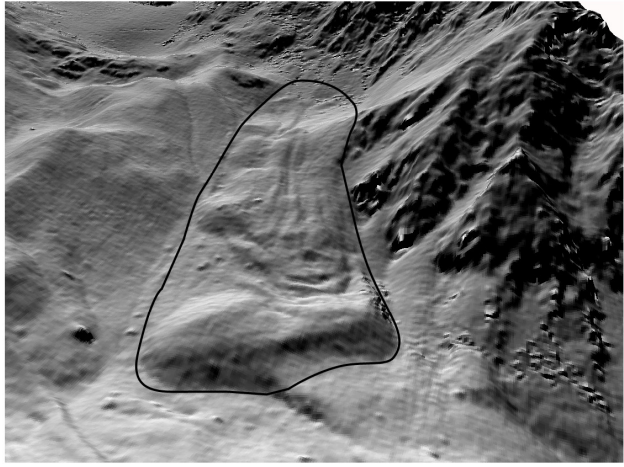
Name	Aktivitätsstatus	Seitentäl
HT05	aktiv	Hungerlitälli
Länge [m]: 310	Stirnhöhe [m ü. NN]: 2629	Xmin: 621926
Breite [m]: 105	Stirneigung [°]: 38	Xmax: 622167
Fläche (plan.) [10 ² m ²]: 470	Exposition: N	Ymin: 114960
Höhe der Wurzelzone [m ü. NN]: 2825	Mächtigkeit 1 [m]: 10	Ymax: 115352
Blockgletschertyp: Talus-Blockgletscher	Mächtigkeit 2 [m]: 8,5	Blatt Nr. LK 25: 1308
		Volumen 1 [m ³]: 535319
		Volumen 2 [m ³]: 455021
		
<p>Geomorphologische Beschreibung; Besondere Bemerkungen:</p> <p>Die Wurzelzone befindet sich in einem gut abgeschatteten Teil des Rothornkars. Die Schuttfuhr erfolgt durch eine Schutthalde unterhalb einer Steilwand mit hoher Steinschlagaktivität. Lawinenschnee in der Wurzelzone geht in Form von Eis in den Blockgletscher ein. Die Oberfläche weist ausgeprägte Fließstrukturen (Längsstrukturen im oberen und Querstrukturen im unteren Teil) und mehreren Loben teils unterschiedlicher Aktivität auf.</p>		

Abbildung 5.1: Auszug aus dem Blockgletscherkatalog (siehe Beilage zur Arbeit). Dargestellt ist das Datenblatt des aktiven Blockgletschers HT05.

Die Namen der Blockgletscher richten sich primär nach der Lage der Formen in den einzelnen Seitentälern des Turtmantals und stellen eine Kombination von Buchstaben und Zahlen dar. Die Buchstaben bezeichnen das Seitentäl, in dem sich der Blockgletscher befindet. Innerhalb der Seitentälern wurden die einzelnen Formen fortlaufend nummeriert. Die Datenblätter des Katalogs, der dieser Arbeit beiligt, enthalten zusätzlich zu einer Auswahl der wichtigsten Eigenschaften der Blockgletscher eine Schräglichtdarstellung jedes Blockgletschers sowie seiner näheren Umgebung. Diese Darstellung dient der Veranschaulichung der geomorphologischen Beschreibung der Form und soll das Auffinden des Blockgletschers im Gelände erleichtern. Schließlich enthält der Katalog die Ergebnisse der in Kapitel 3.4 und 5.3 beschriebenen

nen Szenarien zur Berechnung der Mächtigkeiten und Volumina der einzelnen Blockgletscher als sedimenthaushaltliche Information.

Zur Erstellung des Katalogs wurde ein Programm entwickelt, das direkt auf eine MySQL-basierte Version der Datenbank zurückgreift. Daher ist eine bedarfsorientierte Anfertigung von Katalogblättern, etwa vor einer neuen Geländebegehung, jederzeit möglich.

Räumliche Verbreitung der Blockgletscher im Turtmannal

Die Kartenbeilage 1 stellt die 83 inventarisierten Blockgletscher des Turtmannals im Maßstab 1 : 35000 dar. Die größte Klasse wird von den aktiven Blockgletschern mit 46 % aller Blockgletscher gebildet. Inaktive und reliktsche Blockgletscher sind mit 29 % beziehungsweise 25 % vertreten. Den Hintergrund der Kartenbeilage 1 bildet eine Schräglichtdarstellung des HRSC-DHM des Turtmannals. In den tieferen, mit Wald bewachsenen Regionen des Tals zeigt sich deutlich, dass nicht die Oberfläche des Georeliefs, sondern die Vegetationsoberfläche im digitalen Höhenmodell repräsentiert ist. In den vegetationsfreien Gebieten oberhalb der Baumgrenze stellt das Modell allerdings eine gute Datengrundlage für geomorphometrische Analysen und Modellierungsansätze zur Permafrostverbreitung dar.

Im Folgenden wird die Verteilung aller kartierten Blockgletscher, gegliedert nach Exposition und Höhe, betrachtet. Danach erfolgt eine Diskussion der Verteilung der einzelnen Aktivitätsklassen, ebenfalls gegliedert nach Exposition und Höhe. Abbildung 5.2 zeigt, dass sich 53 % aller Blockgletscher in nördlichen Expositionen (N, NW und NE) befinden, wobei der Schwerpunkt der Verteilung mit 28 % der Blockgletscher im NW liegt. Ähnlich hohe Anteile wie die Expositionen N und NE besitzen die Expositionen W und SW. Im E, SE und S sind die geringsten prozentualen Anteile zu verzeichnen. In den südlichen Expositionen (S, SW und SE) befinden sich 24 % der Blockgletscher. Die Verteilung der Blockgletscher des Turtmannals in den acht Expositionsklassen zeigt demnach ein für viele Blockgletscherinventare der Alpen charakteristisches Bild (PARSONS & ZHANG, 2003).

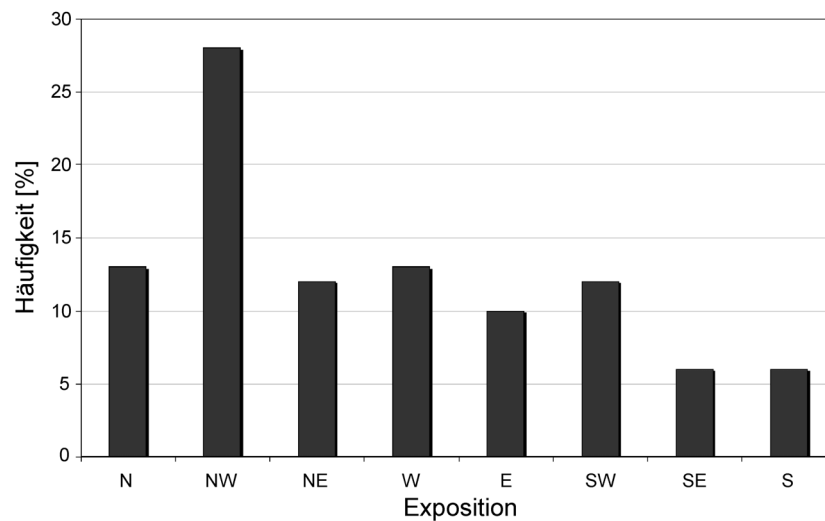


Abbildung 5.2: Prozentuale Verteilung der Blockgletscher nach Expositionsklassen.

In Abbildung 5.3 ist die Verteilung der Blockgletscher auf sieben Höhenstufen zwischen 2200 und 2900 m ü. NN dargestellt. Der Schwerpunkt der Verteilung liegt mit 88 % aller Blockgletscher zwischen 2400 und 2800 m ü. NN. Mit 56,6 % befindet sich mehr als die Hälfte aller Blockgletscher im Höhenbereich von 2500 bis 2700 m ü. NN. Auf die beiden benachbarten Höhenbereiche von 2400 bis 2500 m ü. NN beziehungsweise 2700 bis 2800 m ü. NN entfallen jeweils 15,7 % der Blockgletscher. In den restlichen Höhenstufen von 2200 bis 2400 m ü. NN beziehungsweise 2800 bis 2900 m ü. NN liegen insgesamt nur 12 % der Blockgletscher.

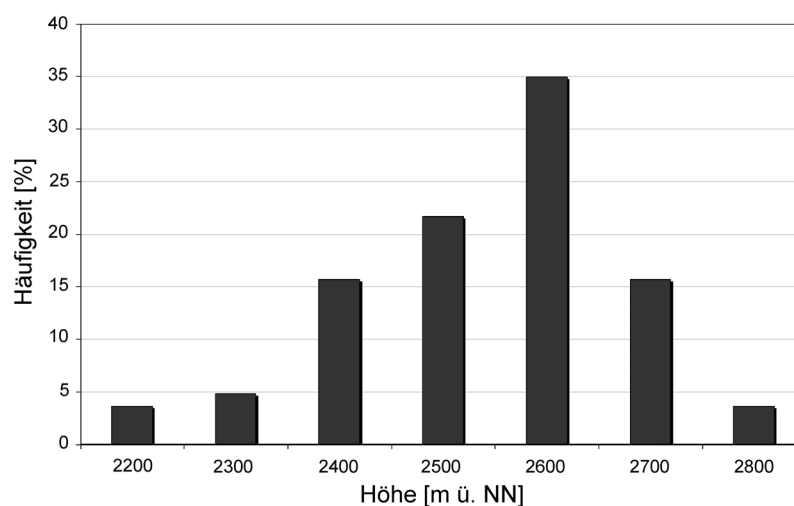


Abbildung 5.3: Prozentuale Verteilung der Blockgletscher nach Höhenstufen.

In den Abbildungen 5.4, 5.5 und 5.6 ist die prozentuale Verteilung der aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher in den einzelnen Expositionsklassen dargestellt. Wie in Abbildung 5.4 zu erkennen ist, befindet sich der Schwerpunkt der 38 aktiven Blockgletscher mit 60,5 % oder 23 der aktiven Formen in nördlichen Expositionen (NW, N, NE). Auf die Expositionen NW und N entfallen bereits 50 % der aktiven Blockgletscher (19 von 38). Ein sekundäres Maximum der Verteilung liegt im W und SW mit 26,3 % oder zehn Formen. Es existieren keine südexponierten aktiven Blockgletscher im Turtmanntal.

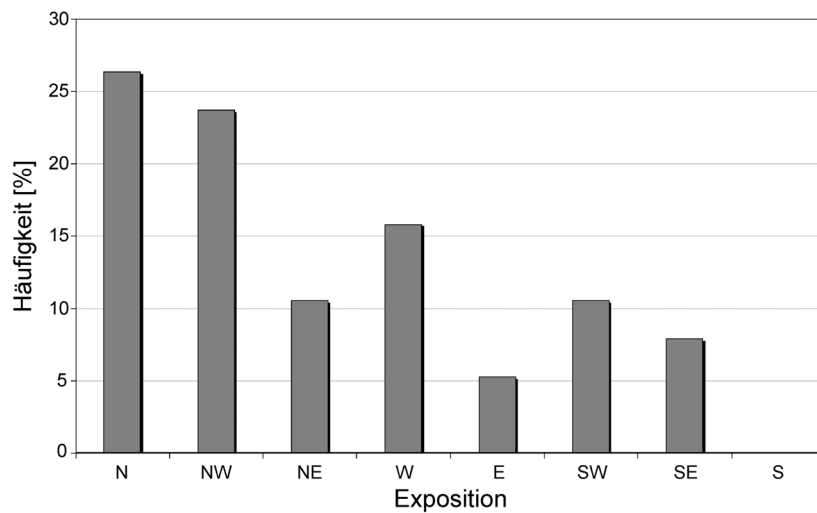


Abbildung 5.4: Prozentuale Verteilung der aktiven Blockgletscher nach Exposition. Anzahl der Blockgletscher: 38.

Abbildung 5.5 zeigt die prozentuale Verteilung der 24 inaktiven Blockgletscher auf die einzelnen Expositionsklassen. Der Schwerpunkt der Verteilung liegt deutlich in der Exposition NW, dort befinden sich 50 % oder 12 der inaktiven Blockgletscher. Die restlichen Formen sind relativ gleichmäßig auf die anderen Expositionen verteilt.

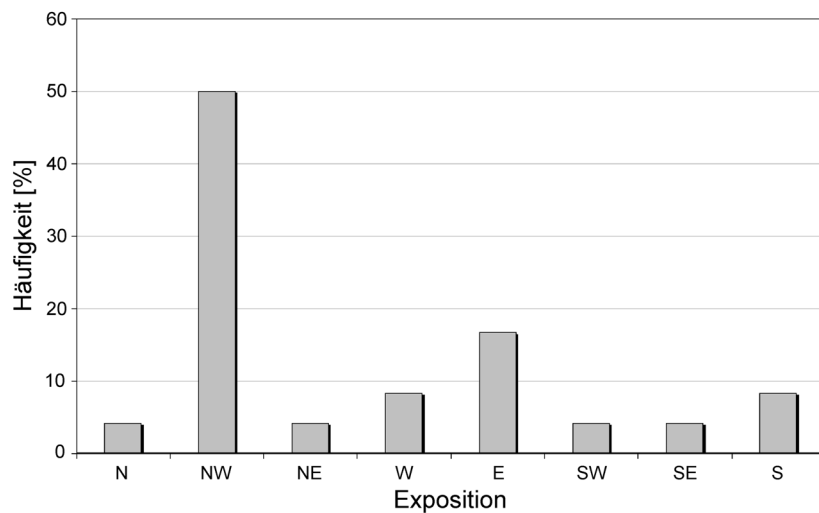


Abbildung 5.5: Prozentuale Verteilung der inaktiven Blockgletscher nach Exposition. Anzahl der Blockgletscher: 24.

Wie in Abbildung 5.6 zu erkennen ist, besitzt die Verteilung der 21 reliktschen Blockgletscher keinen eindeutigen Schwerpunkt. Es fällt jedoch auf, dass nordost- und südwestexponierte Blockgletscher am häufigsten sind. Auf diese beiden Expositions-klassen entfallen jeweils 23,8 % oder 5 Blockgletscher. Zusammen liegen also mit 47,6 % nahezu die Hälfte der reliktschen Blockgletscher in diesen Expositionen. Zum direkten Vergleich der absoluten Werte beinhaltet Abbildung 5.7 die Anzahl der Blockgletscher der einzelnen Aktivitätsklassen pro Expositions-klasse.

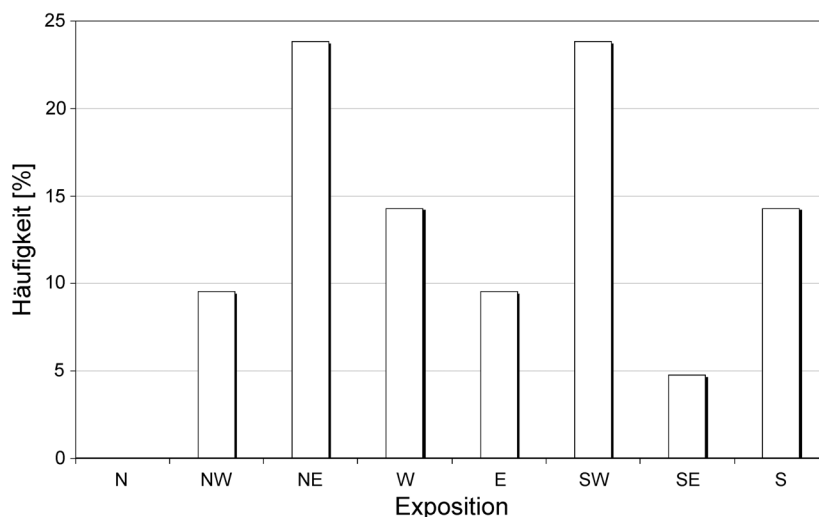


Abbildung 5.6: Prozentuale Verteilung der reliktschen Blockgletscher nach Exposition. Anzahl der Blockgletscher: 21.

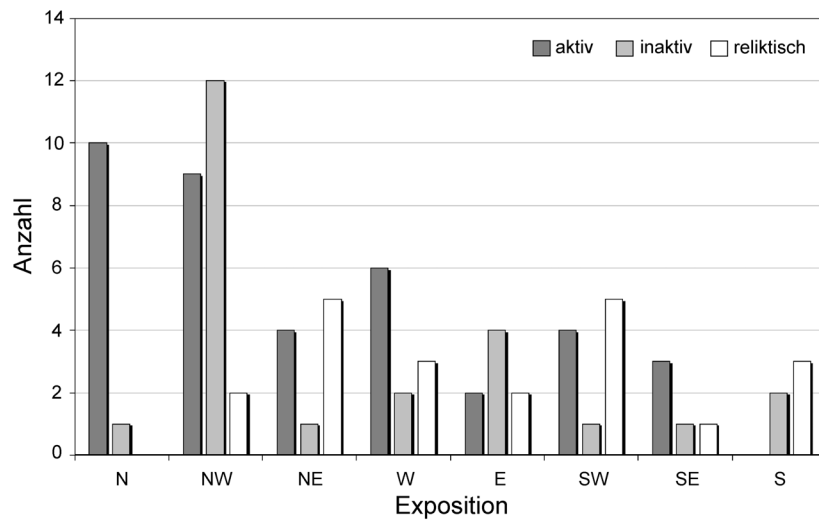


Abbildung 5.7: Anzahl der aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher in den acht Expositionsklassen.

In den Abbildungen 5.8, 5.9 und 5.10 ist die prozentuale Verteilung der aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher in den einzelnen Höhenstufen dargestellt. Wie in Abbildung 5.8 zu erkennen ist, befinden sich 32 der 38 aktiven Blockgletscher und damit 84,1 % der aktiven Formen im Höhenbereich von 2500 bis 2800 m ü. NN. Auf die Höhenstufen 2600 bis 2700 m ü. NN entfallen bereits 65,7 % oder 25 der aktiven Blockgletscher. Der Blockgletscher GT01 im Grüobtälli besitzt die tiefste aktive Blockgletscherstirn auf einer Höhe von 2419 m ü. NN. Dieser Blockgletscher zeichnet sich durch eine besonders aktiv erscheinende Stirn aus. Zudem weist seine Oberfläche tiefe Gräben und Risse auf, die den Anrissen von Rotationsrutschungen sehr ähnlich sind. Durch das Monitoring der Oberflächengeschwindigkeit des Blockgletschers konnte eine deutliche Beschleunigung des Kriechprozesses im Zeitraum von 1993 bis 2001 festgestellt werden (ROER, 2005). Da ähnliche Erhöhungen der Fließgeschwindigkeit in den letzten Jahren auf anderen Blockgletschern der Alpen beobachtet werden konnten, wird eine klimatische Ursache vermutet (ROER, 2005; vgl. FRAUENFELDER et al., 2004).

Die höchste aktive Blockgletscherstirn befindet sich im Hungerlitälli auf einer Höhe von 2892 m ü. NN. Diese Stirn gehört zum Blockgletscher HT09, einem der kleinsten Blockgletscher des Turtmantals.

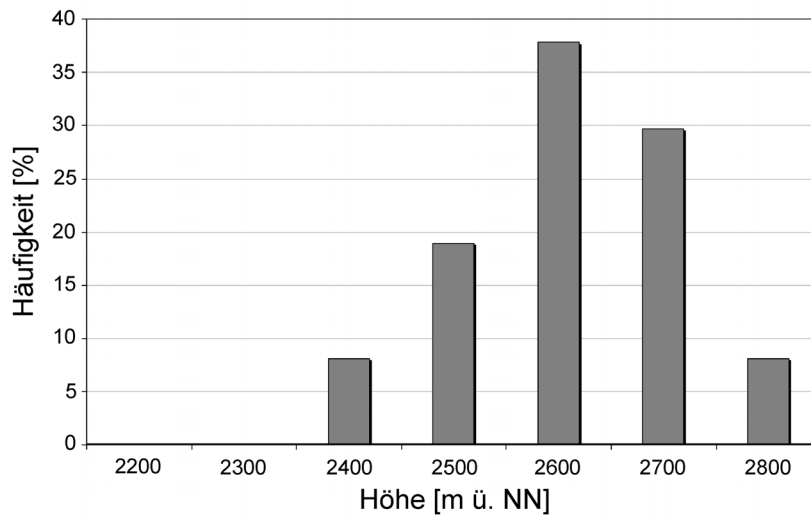


Abbildung 5.8: Prozentuale Verteilung der aktiven Blockgletscher nach Höhenstufen. Anzahl der Blockgletscher: 38.

Abbildung 5.9 zeigt die prozentuale Verteilung der 24 inaktiven Blockgletscher auf die einzelnen Höhenstufen. Der Schwerpunkt der Verteilung liegt im Höhenbereich zwischen 2400 und 2700 m ü. NN. Dort befinden sich 87,5 % oder 21 der inaktiven Blockgletscher. Die restlichen Blockgletscher verteilen sich auf die Höhenstufen 2300 bis 2400 m ü. NN und 2700 bis 2800 m ü. NN mit insgesamt 12,5 % oder drei Formen.

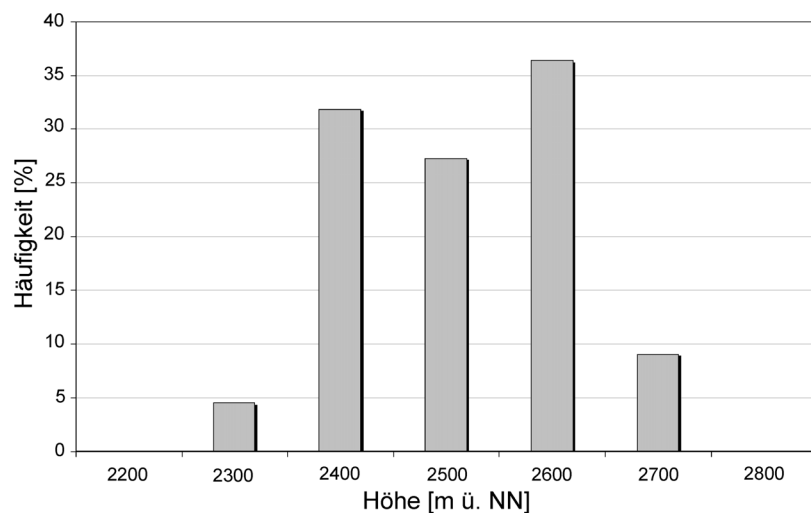


Abbildung 5.9: Prozentuale Verteilung der inaktiven Blockgletscher nach Höhenstufen. Anzahl der Blockgletscher: 24.

Wie in Abbildung 5.10 zu erkennen ist, sind die 21 reliktschen Blockgletscher relativ gleichmäßig auf die tieferen und mittleren Höhenstufen (2200 bis

2700 m ü. NN) verteilt. Einen Schwerpunkt besitzt die Verteilung in den Höhenlagen von 2500 bis 2700 m ü. NN, in denen sich 57,1 % der reliktschen Blockgletscher befinden. Die restlichen 42,9 % sind gleichmäßig auf den Höhenbereich von 2200 bis 2500 m ü. NN verteilt. Zum direkten Vergleich der absoluten Werte beinhaltet Abbildung 5.11 die Anzahl der Blockgletscher der einzelnen Aktivitätsklassen pro Höhenstufe.

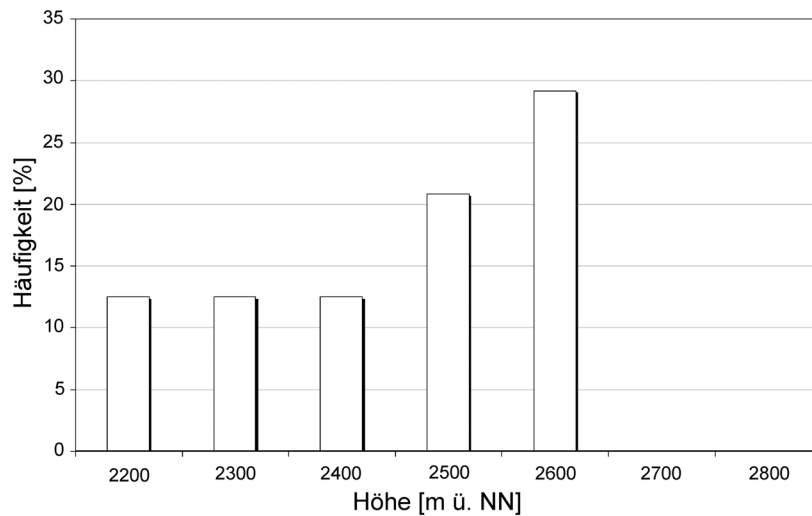


Abbildung 5.10: Prozentuale Verteilung der reliktschen Blockgletscher nach Höhenstufen. Anzahl der Blockgletscher: 21.

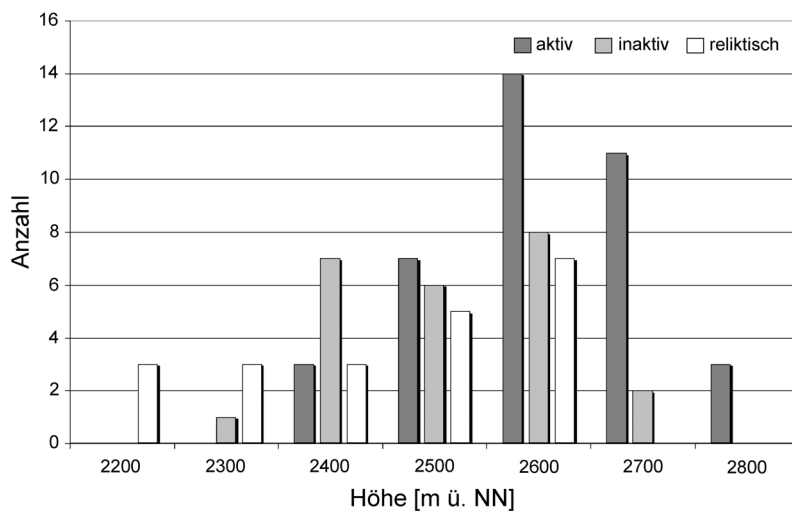


Abbildung 5.11: Anzahl der aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher nach Höhenstufen.

Eine zusammenfassende Darstellung der Verteilung der Blockgletscher auf die einzelnen Expositionsklassen und Höhenstufen liefert Abbildung 5.12. Hier zeigt sich nochmals, dass bestimmte Höhenbereiche und Expositionen von den aktiven,

inaktiven beziehungsweise reliktschen Blockgletschern bevorzugt werden. Die Verteilung der Blockgletscher auf die einzelnen Expositionen erscheint gleichmäßiger, als ihre Verteilung auf die Höhenstufen. Eine Ausnahme stellen die höheren Anteile aktiver Blockgletscher mit den Expositionen N und NW, inaktiver mit NW und reliktscher mit NE, W und SW dar. Bei diesen aktiven und inaktiven Blockgletschern handelt es sich um Blockgletscher in den Karen der Seitentäler des Turtmantals. Der hohe Anteil der Blockgletscher mit nordwestlicher Fließrichtung spiegelt die Konzentration der aktiven und inaktiven Blockgletscher in den Karen der östlichen Talseite des Turtmantals wider. Die reliktschen Blockgletscher mit vorwiegend westlicher und östlicher Exposition befinden sich meist auf den Talböden der Seitentäler, die vorwiegend west- und ostexponiert sind (siehe Kartenbeilage 1). Hier zeigt sich der Einfluss der Reliefstruktur des Turtmantals sehr deutlich.

In diesem Zusammenhang ist auch von Interesse, dass es sich bei den reliktschen Blockgletschern überwiegend um Debris-Blockgletscher handelt. So sind vermutlich 47,6 % der reliktschen Blockgletscher aus Moränenmaterial entstanden. Dieser Anteil sinkt auf 25 % bei den inaktiven und auf 10,5 % bei den aktiven Blockgletschern. Für die im Bereich der Talausgänge der Seitentäler liegenden Blockgletscher stellt dies die wahrscheinlichste Erklärung ihrer Genese dar, da ihre Entfernung von den potenziellen Liefergebieten meist zu groß ist und eine Schuttlieferung nur durch einen Gletscher erfolgen konnte. Obwohl nicht explizit nach Anzeichen dafür gesucht wurde, ob es sich bei manchen der reliktschen Blockgletscher um glazigene Formen, d.h. schuttbedeckte Gletscher handelt, sei an dieser Stelle gemäß der im Kapitel 2.2.3 geführten Diskussion auf diese Möglichkeit hingewiesen. Hinsichtlich der Verwendung reliktscher Blockgletscher zur Rekonstruktion historischer Klimabedingungen oder Permafrostverhältnisse spielt die Kenntnis über die Genese der jeweiligen Blockgletscher jedoch eine wichtige Rolle. Da weder die rheologischen Eigenschaften von Blockgletschern genau bekannt sind, noch ausreichende Kenntnisse über das Fließverhalten schuttbedeckter Gletscher existieren, lassen sich bisher kaum Aussagen zur Sensitivität von Blockgletschern auf Veränderungen klimatischer Parameter beziehungsweise zur Trägheit des Prozesses ableiten. Diese Informationen sind allerdings wesentliche Voraussetzung, um die Bedeutung von reliktschen Blockgletschern als Indikatoren für vergangene Klimabedingungen beurteilen zu können. Unter den aktiven und inaktiven Blockgletschern konnten an-

hand des Feldbefunds keine Formen bestimmt werden, bei denen von einer glazialen Genese auszugehen ist. Daher wurden alle aktiven und inaktiven Blockgletscher in die in den folgenden Unterkapiteln beschriebenen Modelle einbezogen. Zur Analyse ihrer Genese sollte der Ursprung des in den Blockgletschern enthaltenen Eises durch die Durchführung detaillierter geophysikalischer Messungen untersucht werden.

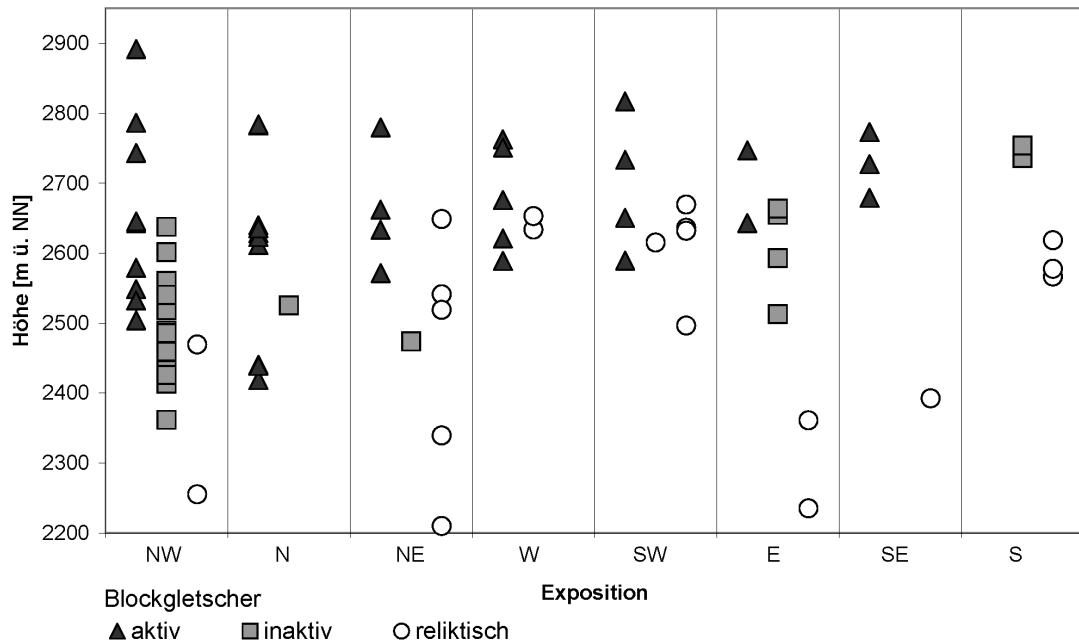


Abbildung 5.12: Höhenverteilung der aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher nach Exposition.

Betrachtet man die Höhenverteilung der Blockgletscher in Abbildung 5.12, so zeigt sich eine klare Bevorzugung bestimmter Höhenlagen durch die Blockgletscher der einzelnen Aktivitätsklassen. Inaktive Blockgletscher befinden sich in mittleren (2400 bis 2700 m ü. NN) bis hohen (oberhalb 2700 m ü. NN) Lagen während von den aktiven Blockgletschern eher die hohen Lagen eingenommen werden. Reliktische Blockgletscher befinden sich sowohl in den tiefen als auch in mittleren Lagen. Im Blockgletscherkatalog (Beilage 1) zeigt sich am Beispiel der Blockgletscher GT05a und GT06 im Grüobtälli allerdings auch, dass sich inaktive Blockgletscher nicht automatisch in tieferen, strahlungsreicheren Positionen befinden als aktive Blockgletscher. Neben geomorphologischen Ursachen basiert ein weiterer möglicher Erklärungsansatz auf postulierten historischen Klimaschwankungen im Untersuchungsgebiet. So könnte eine „Klimaerwärmung“ zunächst zur Inaktivierung von

aktiven Blockgletschern geführt haben. Diese inaktiven Formen wurden bei einer erneuten, mit tieferen Temperaturen verbundenen Klimaveränderung vermutlich nicht reaktiviert. Hingegen wurde die Bildung neuer, aktiver Blockgletscher ermöglicht, deren Wurzelzonen sich bis heute in anderen, für die Entwicklung von Blockgletschern günstigen Positionen befinden. Bei entsprechenden lokalklimatischen Voraussetzungen ließe sich somit das Vorstoßen aktiver Blockgletscher in tiefe Reliefpositionen und in die Umgebung inaktiver Blockgletscher erklären. Auch das Überfließen inaktiver durch aktive Blockgletscher kann auf diese Weise erklärt werden. Beispiele für diese Situation stellen die Blockgletscher BT01a und BT01b im Brändjitalli, HT02a und HT02b im Hungerlitalli sowie GT05a und GT05b im Grüböbitalli dar (siehe Kartenbeilage 1 und Blockgletscherkatalog, Beilage).

Im Allgemeinen befinden sich vor allem die aktiven Blockgletscher in den Reliefpositionen, in denen die Existenz von Permafrost durch ein geringes Strahlungsangebot und eine nicht zu hohe Lufttemperatur begünstigt ist. Bei diesen Positionen handelt es sich um nord- und nordwestexponierte Gebiete in mittleren (2500 bis 2700 m ü. NN) bis hohen (oberhalb 2700 m ü. NN) Lagen. Eine große Zahl der aktiven Blockgletscher befindet sich in Karen unterhalb steiler Felswände. Diese Positionen sind sehr gut abgeschattet und zeichnen sich durch eine hohe Verfügbarkeit von Schutt aus. Im Rahmen der Diskussion der ungleichmäßigen Verteilung der Blockgletscher auf die beiden Talseiten des Turtmantals wird dieser Aspekt im folgenden Unterkapitel erneut aufgegriffen.

Spezielle Aspekte der Blockgletscherverbreitung im Turtmantal

Die Blockgletscherkarte (Kartenbeilage 1) zeigt, dass die Verteilung der Blockgletscher auf beide Talseiten nicht gleichmäßig ist. So befinden sich 63 % (Anzahl = 52) der Formen beziehungsweise 58 % der Fläche der Blockgletscher auf der östlichen Talseite. Auf die westliche Teilseite entfallen die restlichen 37 % (Anzahl = 31) der Blockgletscher beziehungsweise 42 % der Fläche der Formen. Die Ursachen für dieses Ungleichgewicht sind vielfältig. Im Allgemeinen spielt die primär von geologischer Struktur, Lithologie und Verwitterungsintensität im Liefergebiet abhängige Bereitstellung von Schutt eine entscheidende Rolle für die Entwicklung von Block-

gletschern. Mit Ausnahme des Pipji- und Meidtällis zeichnet sich das Turtmantal allerdings durch eine verhältnismäßig homogene geologische und lithologische Basis aus. Geologisch-lithologische Ursachen für die beobachtete Asymmetrie können somit zunächst nicht genannt werden. Über komplexe Rückkopplungsmechanismen mit klimatischen und hydrologischen Faktoren übt daneben allerdings die geomorphometrische Struktur des Turtmantals einen wesentlichen Einfluss auf die Verwitterungsintensität und die Bereitstellung von Schutt aus. Um einen kausalen Zusammenhang zwischen der beobachteten Verteilung und den geomorphometrischen sowie geomorphologischen Charakteristika des Turtmantals zu beschreiben, bedarf es jedoch detaillierter geomorphometrischer Analysen der Liefergebiete und Wurzelzonen der kartierten Blockgletscher sowie weiterer potenzieller Liefergebiete und Wurzelzonen.

Da ein derartiger Ansatz über den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinausgeht, soll an dieser Stelle lediglich eine kurze Darstellung eventueller topoklimatischer Ursachen für die asymmetrische Verteilung der Blockgletscher erfolgen. So existieren Hinweise darauf, dass die unterschiedlich starke Konzentration der Blockgletscher auf den beiden Talseiten auf unterschiedliche Temperatur- und Strahlungsverhältnisse zurückzuführen ist. Wie bereits bei RASEMANN (2004) gezeigt wurde, liegen die Seitentäler der östlichen Talseite etwas höher, als die Täler der westlichen Talseite. Somit sind auf der östlichen Talseite geringfügig tiefere Lufttemperaturen zu erwarten, als auf der westlichen Talseite (siehe Tabelle 5.1).

Tabelle 5.1: Geomorphometrische Parameter der Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher sowie maximale Höhen der Seitentäler der beiden Talseiten des Turtmantals. Maximum der Höhe der Seitentäler aus RASEMANN (2004).

	Seitentäl	Aktive Blockgletscher				Seitentäl	
		Anzahl der Blockgletscher	Minimum [m ü. NN]	Maximum [m ü. NN]	Mittel [m ü. NN]	Standardabweichung	Maximum [m ü. NN]
Östliche Talseite	Chummetjtälli	3	2757	2857	2816	52,16	3026
	Niggelingtälli	5	2745	2880	2816	52,80	3200
	Grüobtälli	8	2592	2968	2814	137,72	3141
	Hungerlitälli	5	2672	2968	2843	112,45	3267
	Brändjtälli	2	2710	2833	2771	87,33	3350
	Pipjtälli	2	2755	2835	2795	56,85	3601
	Gesamt	25	2592	2968	2815	95,59	3601
Westliche Talseite	Gribjinitälli	2	2510	2523	2516	9,40	2859
	Bortertälli	2	2698	2739	2719	29,13	3014
	Simmigtälli	0	--	--	--	--	2842
	Rotigtälli	3	2639	2824	2727	92,42	2947
	Meidtälli	5	2675	2848	2769	66,02	3077
	Augsttälli	0	--	--	--	--	3074
	Blüomatttälli	0	--	--	--	--	3074
	Frilitälli	1	2932	2932	2932	--	3145
	Gesamt	13	2510	2932	2725	120,76	3145

In Tabelle 5.1 zeigt sich, dass die maximalen Höhen der westlichen Seitentäler tiefer liegen, als diejenigen der östlichen Seitentäler. Während die maximalen Höhen der östlichen Seitentäler zwischen 3141 und 3601 m ü. NN variieren, liegt die maximale Höhe der westlichen Seitentäler im Minimum bei 2842 m ü. NN und im Maximum bei 3145 m ü. NN. Die östliche Talseite zeichnet sich zudem durch höher gelegene, gut abgeschattete Kare aus. In diesen Bereichen ist der Erhalt und die Bereitstellung von Schnee außerhalb des Winters begünstigt. Wie in Kapitel 2.1.2 bereits erwähnt, erfolgt in dieser Zeit die Umbildung von Schnee zu Schmelzwasser und Eis, welches unter günstigen geomorphologischen Voraussetzungen zur Bildung von Blockgletschern beiträgt. Tabelle 5.1 stellt die minimale, maximale und mittlere Höhenlage der Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher sortiert nach den einzelnen Seitentälern der östlichen und westlichen Talseiten dar. Im Vergleich zu den inaktiven und reliktschen Blockgletschern sind die Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher eindeutig zu bestimmen und repräsentieren im Turtmantal die tatsächlichen Ursprungsbereiche für die Entwicklung der Formen. Bei den Wurzelzonen der inaktiven und reliktschen Blockgletscher handelt es sich oftmals um die Grenze zu anderen Blockgletschern, von denen sie überflossen wurden. Die Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher stellen hingegen eine Annäherung an die Reliefpositionen des Turtmantals dar, in denen die aktuellen geomorphologischen, klimatischen und hydrologischen Bedingungen für die Entwicklung von Blockgletschern am günstigsten sind. Diese Annahme gilt allerdings nur unter der Voraussetzung, dass ein kausaler Zusammenhang zwischen den für die Bildung der Blockgletscher notwendigen Faktoren und dem Auftreten des formbildenden Prozesses besteht. Sollte das hier betrachtete geomorphologische System selbstorganisiertes oder nichtlineares Verhalten aufweisen, so ließen sich die Reliefpositionen der Blockgletscher nicht alleine auf die für ihre Genese notwendigen Faktoren zurückführen.

Die Höhen der Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher liegen auf der östlichen Talseite tendenziell höher, als auf der westlichen Talseite (siehe Tabelle 5.1 und Abbildung 5.13). So besteht eine geringe Differenz zwischen der mittleren Höhe der Blockgletscherwurzeln der östlichen und westlichen Talseite von 90 m. Die maximale Höhe liegt auf der östlichen Talseite etwa 36 m, die minimale Höhe etwa 82 m höher als auf der westlichen Talseite. Betrachtet man die Standardabweichung der Höhe der Wurzelzonen, so fällt auf, dass deren Wertebereich für die Seitentäler auf

der östlichen Talseite von 52,8 m im Niggelingtälli bis 137,72 m im Grüobtälli reicht. Auf der westexponierten Seite wird ein ähnlich großer Wertebereich abgedeckt. Hier schwankt die Standardabweichung zwischen 9,4 m im Gribjinitälli und 92,42 m im Rotigtälli. Insgesamt ist die Standardabweichung auf der westlichen Seite jedoch mit 120,76 m höher als auf der östlichen Seite mit 95,59 m. Abbildung 5.13 veranschaulicht diese Unterschiede durch eine Gegenüberstellung der Anzahl der Wurzelzonen aktiver Blockgletscher in den einzelnen Höhenstufen nochmals graphisch. Während die Wurzelzonen auf der östlichen Talseite größtenteils im Höhenbereich von 2700 bis 3000 m ü. NN mit einem Maximum bei 2800 bis 2900 m ü. NN liegen, befinden sich die Wurzelzonen auf der westlichen Talseite hauptsächlich zwischen 2600 und 2900 m ü. NN. Das Maximum auf der westlichen Talseite liegt bei 2700 bis 2800 m ü. NN. Das größere Angebot von höherliegenden, gut abgeschatteten Bereichen auf der östlichen Talseite mit tendenziell tieferen Temperaturen und geringerer Solarstrahlung begünstigt in diesem Teil des Turtmantals die Entwicklung von Blockgletschern. Dies zeigt sich in der soeben beschriebenen Höhenverteilung der Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher.

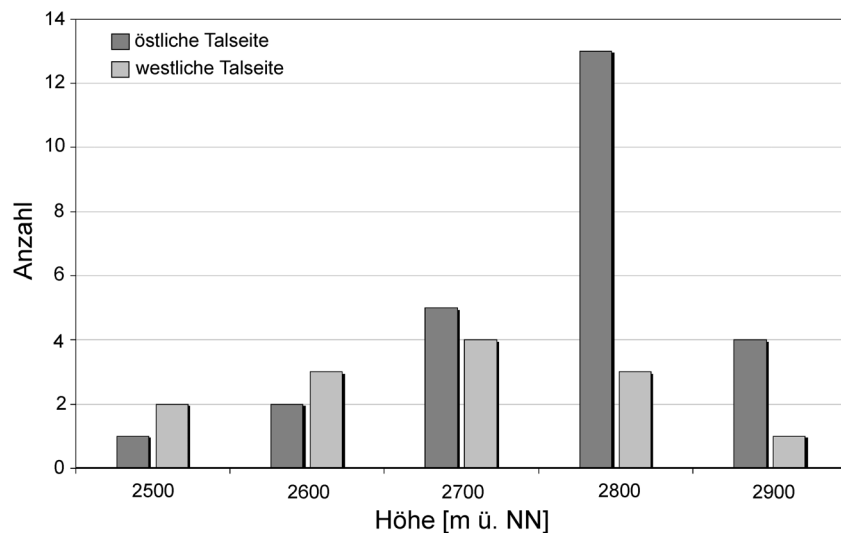


Abbildung 5.13: Höhenlage der Wurzelzonen aktiver Blockgletscher der beiden Talseiten des Turtmantals.

In Abbildung 5.14 sind die maximalen Höhen der Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher den maximalen Höhen der Seitentäler gegenübergestellt, in denen sich die Blockgletscher befinden. Auf der westlichen Talseite ist ein linearer Zusammenhang zwischen diesen beiden geomorphometrischen Parametern gut zu er-

kennen. Mit zunehmender maximaler Höhe des Untersuchungsgebietes nimmt auch die maximale Höhe der Wurzelzonen der aktiven Blockgletscher zu. In Karte 1 ist zu sehen, dass sich die aktiven Blockgletscher der westlichen Talseite vorwiegend nahe der Grate und höchsten Punkte der Seitentäler befinden. Dies ist im östlichen Turtmanntal nicht zu erkennen. Ein derartiger linearer Zusammenhang besteht zwischen den Parametern der östlichen Talseite nicht. Der kaum vorhandene Zusammenhang wird hier durch eine polynomische Anpassung zweiten Grades veranschaulicht.

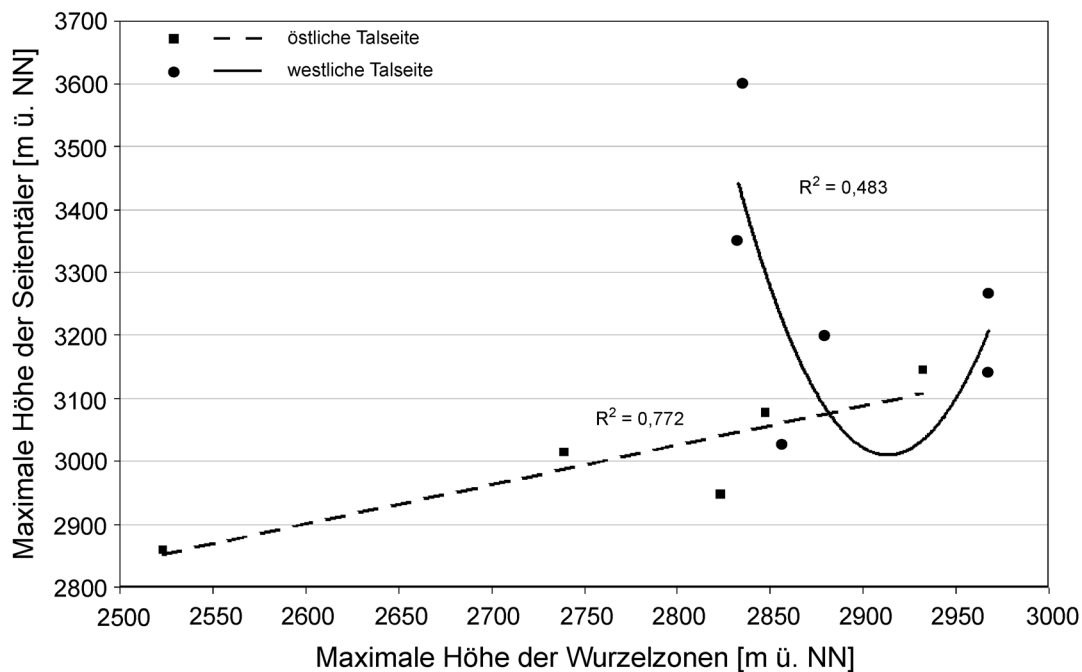


Abbildung 5.14: Maximale Höhe der Seitentäler in Abhängigkeit von der maximalen Höhe der Wurzelzonen aktiver Blockgletscher in den Seitentälern.

Durch diesen Vergleich zeigt sich, dass die Höhe der Blockgletscherwurzel nicht automatisch mit der Höhe des umgebenden Reliefs beziehungsweise des Liefergebietes korreliert. Die Ursache für diesen schwach ausgeprägten Zusammenhang im östlichen Turtmanntal liegt vermutlich an der großen Zahl relativ hoher Steilwände. Diese stellen zwar relativ hohe Reliefpositionen dar und weisen verhältnismäßig tiefe Temperaturen auf, eine Entwicklung von Blockgletschern ist in diesen Positionen jedoch nicht möglich. Allerdings ist die potenzielle Fläche der schuttliefernden Gebiete vergleichsweise groß, wodurch die Bildung von Blockgletschern begünstigt wird. Eine genaue Analyse der Liefergebiete der aktiven Blockgletscher würde zur Klärung dieses Zusammenhangs einen wichtigen Beitrag leisten. Darüber hinaus

muss die glaziale Geschichte des Turtmantals als zusätzlicher Erklärungsansatz für die aktuelle Blockgletscherverbreitung herangezogen werden. Insofern sollte einem glazialen Einfluss auf die Genese der Blockgletscher des Turtmantals im Rahmen einer glazialgeomorphologischen Kartierung des Tals sowie der Datierung der unterschiedlichen glazigenen Formen des Spätpleistozäns und Holozäns nachgegangen werden.

Betrachtet man die räumliche Verbreitung der aktiven, inaktiven und reliktischen Blockgletscher, so zeigt sich in vielen Seitentälern eine charakteristische Anordnung von Reliefformen unterschiedlichen Aktivitätsgrades. Dies lässt sich besonders gut im Hungerlitälli und Rotigtälli nachvollziehen (siehe Kartenbeilage 1). Hier befinden sich die aktiven Blockgletscher in den höchsten und strahlungsärmsten Reliefpositionen. Die Liefergebiete dieser Formen sind die Steilwände und Schutthalden der kleinen Kare in den obersten Talbereichen. Hangabwärts folgen inaktive Blockgletscher, die von den aktiven Formen teilweise überflossen werden. Diese Formen befinden sich in flacheren Bereichen der Seitentäler. Die tiefsten Positionen werden schließlich von reliktischen Blockgletschern eingenommen. Diese konnten sich unter den klimatischen Bedingungen des frühen Holozäns, die für die Entwicklung von Blockgletschern offenbar günstig waren, bis in Lagen unterhalb der heutigen Baumgrenze bewegen. Zu beachten ist, dass diese grundlegende strukturelle Anordnung durch den Einfluss der Solarstrahlung, die einen maßgeblichen Faktor für die Entwicklung von Permafrost und für die Prozessaktivität von Blockgletschern darstellt, beeinflusst wird. Wie sich im Hungerlitälli zeigt, fließt der aktive Blockgletscher HT02b sowohl auf den inaktiven Blockgletscher HT02a als auch auf den reliktischen HT01. Die reliktischen Blockgletscher HT11, HT12, HT13 und HT14 befinden sich sogar in höheren Reliefpositionen als die inaktiven Blockgletscher im Zentrum des Seitentals. Grundsätzlich zeigt sich allerdings ein deutliches klimatisches Signal in der Verteilung der Blockgletscher, da sich die jüngsten Formen in den klimatisch günstigsten Positionen befinden. Die älteren Formen existieren in den Bereichen, die für die Entwicklung von Blockgletschern ungünstige klimatische Voraussetzungen bieten.

5.1.2 Permafrostmodellierung mit Blockgletscherdaten (Modelle I bis IV)

Im Folgenden werden unterschiedliche Ansätze zur Modellierung der regionalen Permafrostverbreitung auf der Basis von kartierten Permafrostindikatoren vorgestellt. Während das Modell I eine „klassische“ Simulation der Permafrostverbreitung nach BARSCH (1978) darstellt, wird mit den Modellen II bis IV ein neuer Ansatz vorgestellt. Aufgrund der empirischen Natur der Modelle ist eine direkte Übertragung der Modellgleichungen auf andere Regionen jedoch nicht möglich. Vielmehr wird hier der weiter unten beschriebene Ansatz der Modelle II bis IV zur Diskussion gestellt. Voraussetzung zur Anwendung dieses Ansatzes in einer anderen Region ist die Kartierung von Permafrostindikatoren und die Berechnung der Regressionsgleichungen auf der Grundlage dieser Kartierung.

5.1.2.1 Modell I (ROGMOD)

Die Abschätzung der Permafrostverbreitung erfolgt bei diesem Modell auf der Basis der Stirnhöhen der aktiven und inaktiven Blockgletscher in den einzelnen Expositionen. Tabelle 5.2 stellt die mittleren Stirnhöhen der aktiven und inaktiven Blockgletscher, sowie die auf der Basis der Stirnhöhen der intakten Blockgletscher ermittelte Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung in den Expositionsklassen des Turtmantals dar.

Tabelle 5.2: Mittelwerte der Stirnhöhen der aktiven und inaktiven Blockgletscher. Die Höhenangaben für die intakten Blockgletscher stehen für die Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung im Turtmannal.

Exposition	Stirnhöhe [m ü. NN]		
	aktive Blockgletscher	inaktive Blockgletscher	intakte Blockgletscher
NW	2653	2494	2562
N	2600	2525	2593
NE	2662	2474	2624
W	2700	2584	2661
SW	2658	2615	2647
E	2695	2606	2636
SE	2727	2650	2707
S	--	2745	2745
gesamt	2671	2587	2647

Mit Ausnahme der Expositionsklasse Süd wurden die mittleren Stirnhöhen der intakten Blockgletscher entsprechend in das Modell übernommen. Da im Turtmannal lediglich zwei südexponierte, inaktive Blockgletscher mit einer Stirnhöhe von jeweils 2745 m ü. NN existieren, basiert die Untergrenze für diese Expositionsklasse nicht ausschließlich auf den erhobenen Felddaten. Eine leichte Anpassung dieser Grenze in Richtung auf die üblicherweise für südexponierte Lagen in den östlichen und westlichen Schweizer Alpen angenommene Untergrenze von 3000 m ü. NN (HAEBERLI, 1975; KELLER, 1992; HÖLZLE, 1994; IMHOF, 1996) erscheint hier sinnvoll. Daher wurde die Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung in dieser Expositionsklasse auf 2800 m ü. NN festgelegt. Die mittlere Höhenangabe der Untergrenze der Permafrostverbreitung für alle Expositionen von 2647 m ü. NN entspricht nahezu dem bei VAN TATENHOVE & DIKAU (1990) genannten Wert.

Nach der Festlegung der Höhengrenzen erfolgte die Simulation der Permafrostverbreitung mit dem Geographischen Informationssystem ArcGIS über eine einfache Konditionalabfrage (siehe Kapitel 3.2.2). Die Ergebnisse des Modells ROGMOD (NYENHUIS et al., 2005) sind in Tabelle 5.3 und Abbildung 5.15 dargestellt. Die prozentualen Flächenangaben in Tabelle 5.3 beziehen sich auf die Fläche

des Einzugsgebietes von ungefähr 112 km². Eine Aussage über den Flächenanteil von Permafrost innerhalb der Klasse „diskontinuierlicher Permafrost wahrscheinlich“ kann nicht getroffen werden. Entsprechend der in Kapitel 2.1.1 genannten Definition für diskontinuierlichen Permafrost kann dieser Flächenanteil zwischen 30 und 80 % schwanken. Zur Überprüfung des Modells I sowie der weiteren drei Modelle wurde eine lokale Kartierung der Permafrostverbreitung in einem Kar eines Seitentals des Turtmantals durchgeführt. Die Kartierung dient zur Abschätzung des zu erwartenden Flächenanteils innerhalb der Klasse „diskontinuierlicher Permafrost wahrscheinlich“.

Gemäß der Simulation durch ROGMOD ist die Existenz von Permafrost auf 33,5 km² des Turtmantals wahrscheinlich. Wie Abbildung 5.15 zeigt, wird die Permafrostverbreitung in erster Linie durch die Variation der Höhe beeinflusst. Aufgrund der Berücksichtigung von acht Expositionsklassen tritt der Einfluss der mittels diesem Parameter repräsentierten Solarstrahlung in den Hintergrund. Grundsätzlich zeigt sich jedoch, dass die Permafrostverbreitung in nördlichen Expositionen in tieferen Lagen reicht, als in südlichen. Mit zunehmender Höhe nimmt allerdings der Einfluss der Exposition ab. So fällt auf, dass eine räumliche Differenzierung der Permafrostverbreitung oberhalb von etwa 2650 m ü. NN kaum noch zu erkennen ist. Dies zeigt sich besonders deutlich auf der östlichen Talseite, da sich dort ein größerer Flächenanteil oberhalb dieser Höhe befindet. Oberhalb 2700 m ü. NN erfolgt eine Differenzierung nur noch in den Expositionen Süd und Südost. Den stärksten Einfluss auf die räumliche Verbreitung von Permafrost besitzt die Exposition im Höhenbereich von 2550 bis 2650 m ü. NN.

Tabelle 5.3: Fläche der durch Modell I (ROGMOD) simulierten diskontinuierlichen Permafrostverbreitung im Turtmantal.

	Modell I (ROGMOD)	
	%	km ²
Kein Permafrost	57,6	64,6
Diskontinuierlicher Permafrost wahrscheinlich	29,8	33,5
Gletscher	12,6	14,1

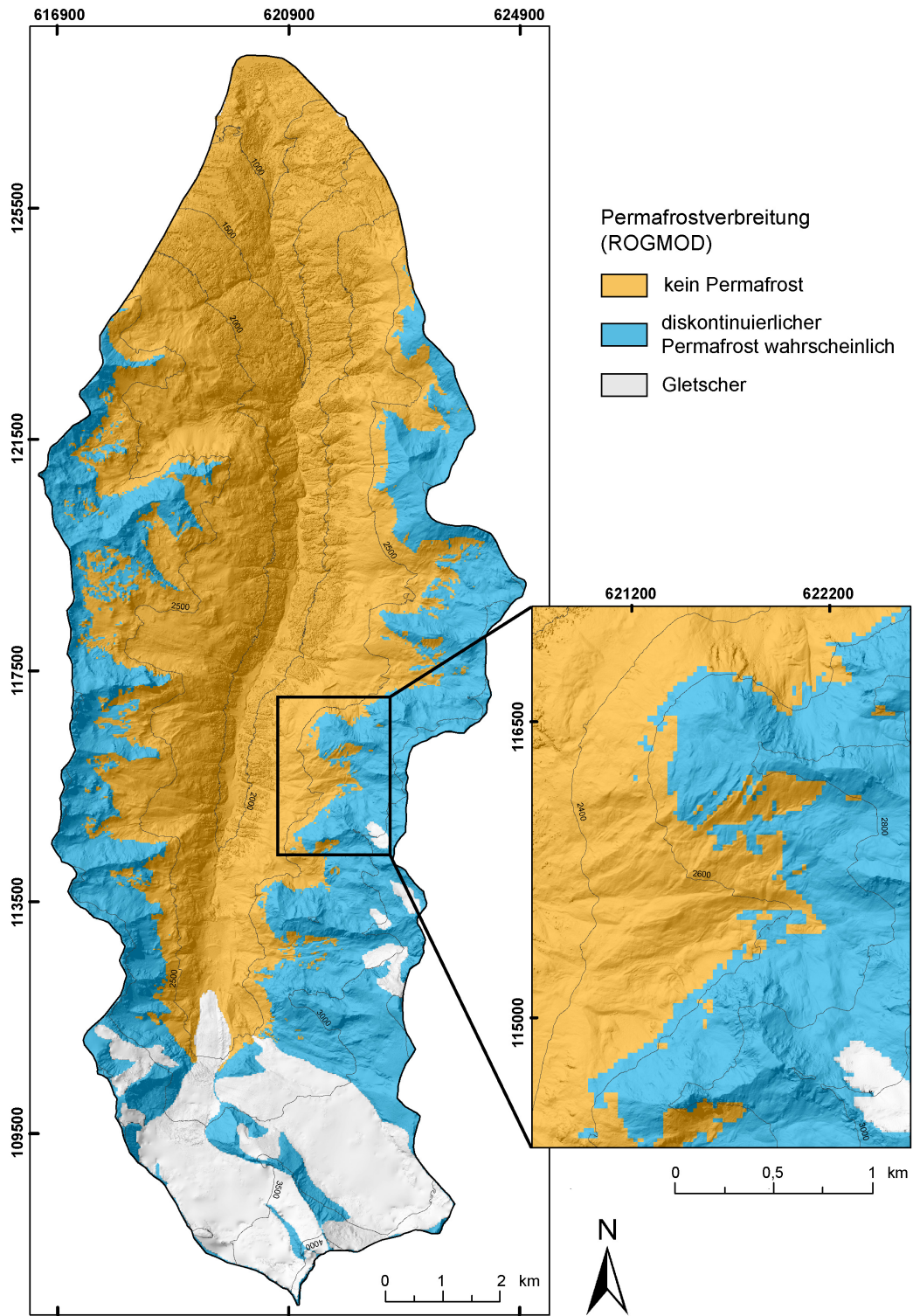


Abbildung 5.15: Durch Modell I (ROGMOD) simulierte diskontinuierliche Permafrostverbreitung im Turmanntal.

5.1.2.2 Modelle II bis IV

Ein wesentliches Ziel der Modelle II bis IV besteht darin, die Permafrostsimulation im Bereich der Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung im Vergleich zu ROGMOD zu verbessern. Zu diesem Zweck wurde die potenzielle direkte Solarstrahlung als einer der wichtigsten Faktoren für die Permafrostverbreitung in den Alpen in die Berechnung der Regressionskoeffizienten aufgenommen. Der Rasterdatensatz der Strahlung bildet somit eine wichtige Datengrundlage zur Durchführung der Simulation.

Durch die Berücksichtigung der räumlichen Differenzierung der potentiellen direkten Solarstrahlung, welche direkt von den geomorphometrischen Eigenschaften des Reliefs bestimmt wird, werden die Modelle II bis IV der Rolle der Reliefstruktur für die Permafrostverbreitung in stärkerem Maße gerecht als das Modell ROGMOD. Tabelle 5.4 stellt die Regressionskoeffizienten der Modelle II, III und IV, deren Standardfehler und Signifikanzen dar. Die Regressionsgleichungen der einzelnen Modelle ergeben sich durch das Einsetzen der in Tabelle 5.4 aufgeführten Werte für die Koeffizienten in der allgemeinen Form der Regressionsgleichung (vgl. Gleichung 3-4). Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost errechnet sich schließlich durch Einsetzen der Z_i von Gleichung 3-4 in Gleichung 3-3. Dieser Vorgang erfolgt durch die Formulierung einer einfachen, zellenbasierten Abfrage auf Grundlage der Gleichungen 3-3 und 3-4 im Geographischen Informationssystem ArcGIS.

Tabelle 5.4: Regressionskoeffizienten $\beta_{0, 1, 2}$ und statistische Maße der Modelle II, III und IV.

n	DF	Konstante		Solarstrahlung		Höhe		Standardfehler	Signifikanz	p - Wert
		β_0	p - Wert	β_1	p - Wert	β_2	p - Wert			
Modell II	451	1	-33,7475	3,9298	< 0,001	-0,6046	0,0655	0,0171	0,00176	< 0,001
Modell III	388	1	-39,3085	4,8314	< 0,001	-0,5199	0,0714	0,0186	0,00205	< 0,001
Modell IV	451	1	-37,7089	3,9907	< 0,001	-0,3833	0,0470	0,0167	0,00164	< 0,001

Abbildung 5.16 stellt die Ergebnisse der Permafrostsimulation für das Turtmantal durch die Modelle II bis IV dar. Die Werte repräsentieren die Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten von Permafrost. Beim optischen Vergleich der Modellierungsergebnisse zeigen sich zunächst nur geringfügige Unterschiede zwischen den Modellen. Für viele Bereiche des Modellierungsgebietes wurden ähnliche Permafrostwahrscheinlichkeiten simuliert. Unterschiede ergeben sich allerdings in den Bereichen, wo die Permafrostgrenze zu vermuten ist. Dieser Bereich ist in Abbildung 5.16 durch den Übergang von blauen zu roten Farbtönen dargestellt. Gemäß den in Kapitel 3.2.2 beschriebenen Modellannahmen simuliert Modell II in diesem Bereich die höchsten und Modell IV die geringsten Wahrscheinlichkeiten. Die von Modell III prognostizierten Wahrscheinlichkeiten liegen zwischen denen der beiden anderen Modelle.

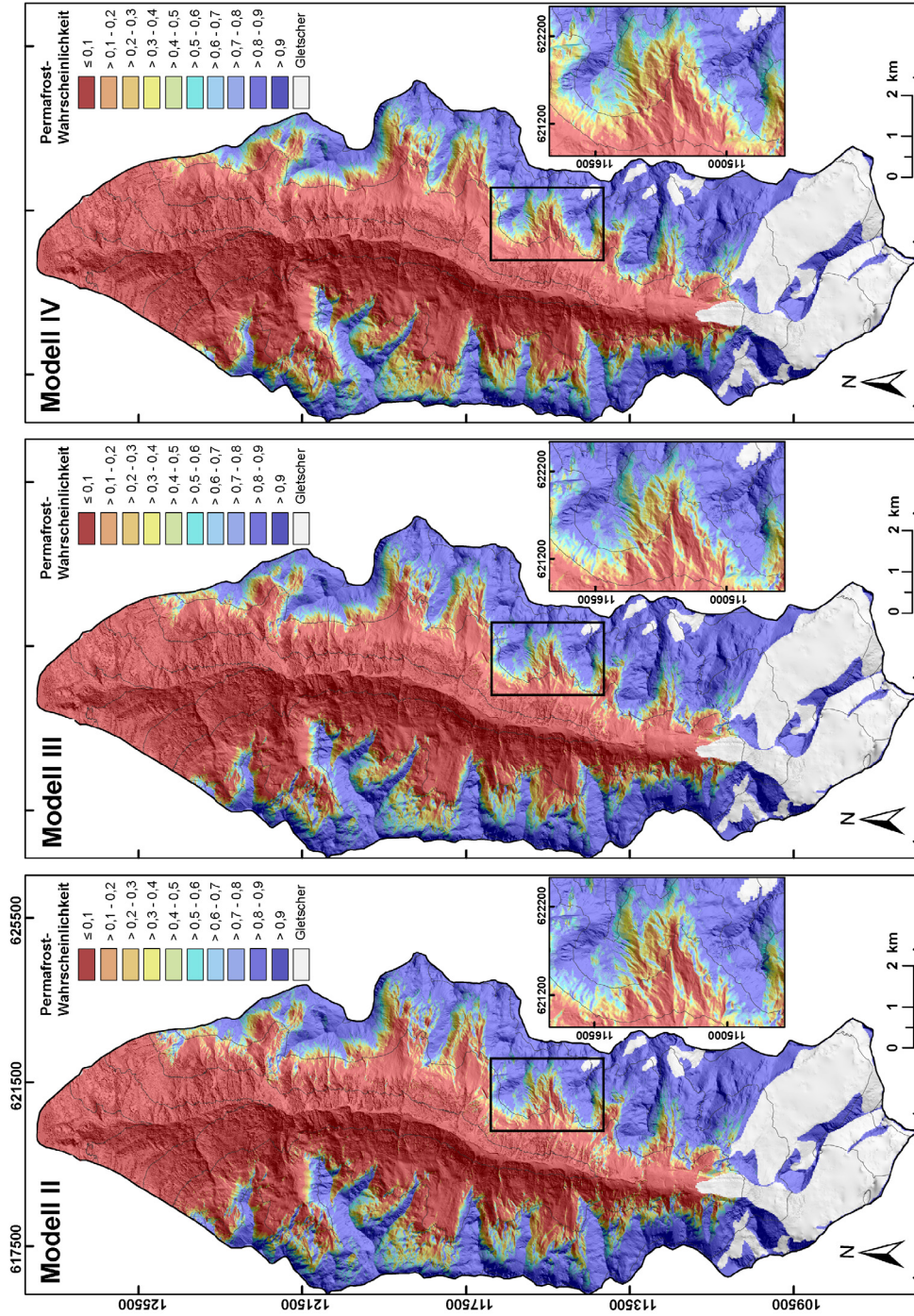


Abbildung 5.16: Mit den Modellen II, III und IV simulierte Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten von Permafrost im Turmtal. Die vergrößerten Ausschnitte zeigen das Gebiet des Hungeritälles.

Gütemaße und Validierung der Modelle II bis IV

Zur Validierung der Modelle wurde eine Schätzung der Modellgüte anhand des Datensatzes vorgenommen, der nicht zur Modellbildung verwendet wurde (Testdaten). Dieser Testdatensatz besteht aus den einzelnen Rasterzellen, aus denen die 83 Blockgletscher des Turtmantals aufgebaut sind, abzüglich der Rasterzellen des Trainingsdatensatzes. Bei der Validierung von Regressionsmodellen wird zunächst zwischen Verfahren zur Bestimmung (1) der Kalibrierung und (2) der Diskriminanz der Modelle unterschieden (SCHRÖDER & REINEKING, 2004). Während die Kalibrierung eines Modells die Übereinstimmung zwischen den beobachteten Vorkommen und den vorhergesagten Vorkommenswahrscheinlichkeiten beschreibt (engl.: goodness-of-fit), versteht man unter Diskriminanz die Fähigkeit des Modells, zwischen Vorkommen und Nichtvorkommen zu unterscheiden (SCHRÖDER & REINEKING, 2004). Da die hier vorgestellten Modelle lediglich mit zwei Prädiktorvariablen berechnet werden, erfolgt jedoch keine „Kalibrierung“ des Modells im eigentlichen Sinne.

Weiterhin werden im Folgenden zwei unterschiedliche Arten von Gütekriterien unterscheiden: (1) Kriterien, die auf Grundlage der vorhergesagten Wahrscheinlichkeiten berechnet werden und (2) Kriterien, die nach einer Diskretisierung der Wahrscheinlichkeiten durch einen Klassifikationsschwellenwert bestimmt werden. Als Gütekriterien der ersten Gruppe werden der Pseudo- R^2 -Wert nach NAGELKERKE (1991), im Folgenden bezeichnet als R^2_N , und die Fläche unter der ROC-Kurve (engl.: area under curve, AUC; receiver-operating-characteristic, ROC) aufgeführt (HANLEY & MCNEIL, 1982; HOSMER & LEMESHOW, 2000). Zur Berechnung der Gütekriterien der zweiten Gruppe wurde zunächst der optimale Klassifikationsschwellenwert P_{opt} des jeweiligen Modells bestimmt. Als optimaler Schwellenwert wurde die Vorhersagewahrscheinlichkeit gewählt, bei der Sensitivität und Spezifität den gleichen Wert annehmen. Unter der Sensitivität wird der Anteil der korrekt vorhergesagten, tatsächlichen Vorkommen verstanden. Die Spezifität ist ein Maß für die korrekt vorhergesagten Nichtvorkommen. Danach wurden die entsprechenden Klassifikationsmatrizen für die drei Modelle entwickelt. Auf der Basis dieser Matrizen konnten schließlich folgende Gütekriterien bestimmt werden: Anteil erfolgreicher

Vorhersagen (engl.: correct classification rate, CCR), Prävalenz, Vorhersageprävalenz, Sensitivität und Spezifität. Während die R^2_N -Werte mit dem Programm SAS 8.2 berechnet wurden, erfolgte die Erstellung der Klassifikationmatrizen sowie die Berechnung aller übrigen Gütemaße mit dem frei verfügbaren Programm ROC_AUC (SCHRÖDER, 2003).

Gütekriterien auf Grundlage der Vorhersagewahrscheinlichkeiten

Entsprechend dem Determinanzkoeffizienten R^2 der linearen Regression quantifizieren die Pseudo- R^2 -Maße nach NAGELKERKE (1991) und COX & SNELL (1989), im Folgenden bezeichnet als R^2_{CS} , den Anteil der durch das logistische Regressionsmodell repräsentierten Varianz. R^2_{CS} berechnet sich durch:

$$(5.1) \quad R^2_{CS} = 1 - \left(\frac{L(0)}{L(\hat{\beta})} \right)^{\frac{2}{N}}$$

In dieser Definition bezeichnet $L(0)$ die Likelihood (Wahrscheinlichkeit) des Basis- oder Nullmodells und $L(\hat{\beta})$ die Likelihood des Modells mit den geschätzten Koeffizienten β_0 (siehe Gleichung 3-3). Durch die Division von R^2_{CS} mit dem maximal möglichen R^2_{CS} erreicht man, dass die Werte von R^2_N zwischen 0 und 1 liegen:

$$(5.2) \quad R^2_N = \frac{R^2_{CS}}{R^2_{CS_{\max}}}$$

Je höher R^2_N , desto besser ist die Kalibrierung des Modells und dessen Fähigkeit, zwischen Vorkommen und Nichtvorkommen zu unterscheiden. R^2_N stellt also ein Gütemaß für die Diskriminanz des Modells dar. So würde ein $R^2_N = 1$ erreicht, wenn das Modell ausschließlich Wahrscheinlichkeiten von 0 und 1 berechnet und alle Beobachtungen korrekt vorhergesagt werden (REINEKING & SCHRÖDER, 2004). Tabelle 5.5 zeigt die R^2_N -Werte sowie das im Folgenden beschriebene Gütemaß AUC für die Modelle II bis IV.

Der AUC-Wert wird als Wahrscheinlichkeit dafür interpretiert, dass bei einem zufällig bestimmten Paar von Beobachtungen, von denen die eine ein Vorkommen und die andere ein Nichtvorkommen ist, das Modell eine höhere Vorkommenswahrscheinlichkeit für das tatsächliche, beobachtete Vorkommen vorhersagt (FIELDING & BELL, 1997; REINEKING & SCHRÖDER, 2004). Somit stellt der AUC-Wert ein Kriterium für die Diskriminanz der Modelle dar. Zur Erstellung von ROC-Kurven erfolgt zunächst die Berechnung von Sensitivität und Spezifität für alle möglichen Klassifikationsschwellenwerte (HOSMER & LEMESHOW, 2000). Die Konstruktion der ROC-Kurve erfolgt schließlich durch das Auftragen der Sensitivitätswerte gegen „1 – Spezifität“ (HANLEY & MCNEIL, 1982; HOSMER & LEMESHOW, 2000). Die Werte für die AUC liegen zwischen 0 und dem bestmöglichen Wert 1, der bei perfekter Trennung von Vorkommen und Nichtvorkommen erreicht wird. Abbildung 5.17 stellt die ROC-Kurven der einzelnen Modelle dar. Die AUC-Werte der Modelle II bis IV sind zusammen mit den R^2_N in Tabelle 5.5 aufgeführt.

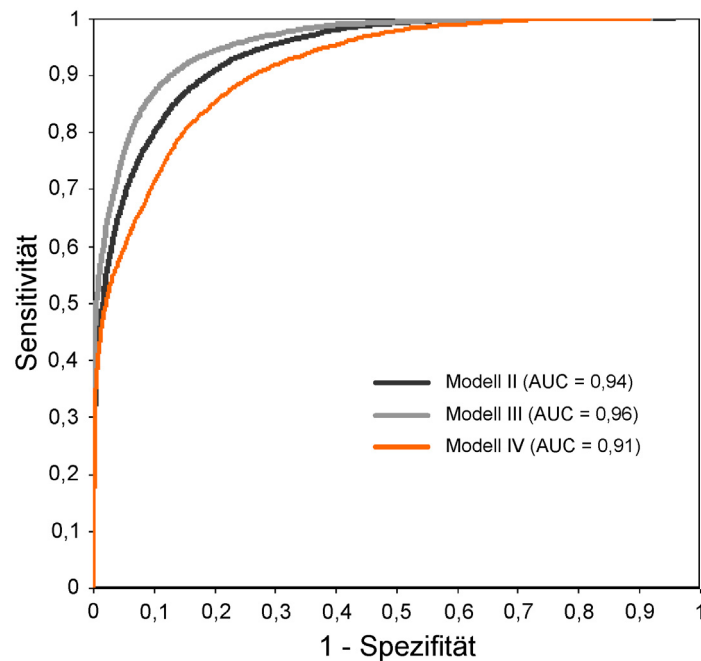


Abbildung 5.17: ROC-Kurven der Modelle II, III und IV.

Tabelle 5.5: Gütemaße der Modelle II, III und IV auf Grundlage der Wahrscheinlichkeiten.

	R^2_N	AUC
Modell II	0,672	0,940
Modell III	0,740	0,957
Modell IV	0,625	0,915

Tabelle 5.5 zeigt, dass sich die Gütekriterien der einzelnen Modelle nur geringfügig voneinander unterscheiden. Eine allgemeine Bewertung der AUC–Werte nennen HOSMER & LEMESHOW (2000: 162):

„ $0,7 \leq \text{AUC} < 0,8$: acceptable discrimination
 $0,8 \leq \text{AUC} < 0,9$: excellent discrimination
 $0,9 \leq \text{AUC}$: outstanding discrimination.“

Der Vergleich der beiden Gütekriterien zeigt, dass die beste Simulation durch das Modell III erfolgte, da sowohl R^2_N als auch AUC die höchsten Werte bei Modell III aufweisen. Nach der Beurteilung der Modellgüte durch die auf den vorhergesagten Wahrscheinlichkeiten basierenden Kriterien wird die Modellgüte im Folgenden durch die unterschiedlichen Gütemaße nach einer Diskretisierung der Vorhersagewahrscheinlichkeiten beurteilt.

Gütekriterien auf Grundlage diskretisierter Wahrscheinlichkeiten

Die Tabellen 5.6, 5.7 und 5.8 beinhalten die nach der Festlegung der jeweiligen Klassifikationsschwellenwerte berechneten Klassifikationsmatrizen sowie verschiedene auf den Matrizen basierende Gütemaße der Diskretisierung der Modelle II, III und IV. Zur Berechnung der Klassifikationsmatrizen werden die vorhergesagten Wahrscheinlichkeiten $P(Y_i = 1)$ in dichotome Prognosenwerte $P(Y_i = 1)_{0,1}$ für das Vorkommen von Permafrost nach folgender Regel umgewandelt: liegt der Wert der vorhergesagten Wahrscheinlichkeit über dem Schwellenwert, so nimmt der Prognosewert 1 an, ansonsten 0. Folglich erweist sich die Klassifikationsmatrix als sehr

stark abhängig von dem gewählten Schwellenwert (HOSMER & LEMESHOW, 2000). Als wichtigste Kriterien zur Beurteilung der Modellgüte sind der Anteil der erfolgreichen Vorhersagen (CCR), Sensitivität und Spezifität zu nennen. Die CCR muss allerdings immer im Zusammenhang mit der Prävalenz (Häufigkeit der tatsächlichen Vorkommen; $Y_i = 1$) betrachtet werden. Sensitivität und Spezifität geben schließlich Auskunft über das Verhältnis korrekt vorhergesagter Vorkommen und Nichtvorkommen.

Tabelle 5.6: Klassifikationsmatrix mit berechneten Gütekriterien für Modell II.

Modell II (Schwellenwert = 0,56)		Prognose		Beobachtete Anzahl der Fälle	Anteil der Fälle
		0	1		
Beobachtung	0	$S_{00} = 13581$	$S_{01} = 2244$	15825	0,355
	1	$S_{10} = 4033$	$S_{11} = 24773$	28806	Prävalenz = 0,645
Vorhergesagte Anzahl		$S_{+0} = 17614$	$S_{+1} = 27017$	$S_{++} = 44631$	1
Vorhergesagter Anteil		$S_{+0} / S_{++} = 0,395$	Vorhersage- prävalenz = $S_{+1} / S_{++} = 0,605$	1	
Anteil erfolgrei- cher Vorhersagen		$S_{00} / S_{+0} = 0,771$	$S_{11} / S_{+1} = 0,917$	CCR = $(S_{00} + S_{11}) / S_{++} =$ 0,859	
Spezifität / Sensi- tivität		Spezifität = 0,858	Sensitivität = 0,86		

Tabelle 5.7: Klassifikationsmatrix mit berechneten Gütekriterien für Modell III.

Modell III (Schwellenwert = 0,6)		Prognose		Beobachtete Anzahl der Fälle	Anteil der Fälle
		0	1		
Beobachtung	0	$S_{00} = 14036$	$S_{01} = 1817$	15853	0,413
	1	$S_{10} = 2551$	$S_{11} = 20027$	22578	Prävalenz = 0,587
Vorhergesagte Anzahl		$S_{+0} = 16587$	$S_{+1} = 21844$	$S_{++} = 38431$	1
Vorhergesagter Anteil		$S_{+0} / S_{++} = 0,432$	Vorhersageprävalenz = $S_{+1} / S_{++} = 0,568$	1	
Anteil erfolgreicher Vorhersagen		$S_{00} / S_{+0} = 0,846$	$S_{11} / S_{+1} = 0,917$	CCR = $(S_{00} + S_{11}) / S_{++} = 0,883$	
Spezifität / Sensitivität		Spezifität = 0,885	Sensitivität = 0,887		

Tabelle 5.8: Klassifikationsmatrix mit berechneten Gütekriterien für Modell IV.

Modell IV (Schwellenwert = 0,46)		Prognose		Beobachtete Anzahl der Fälle	Anteil der Fälle
		0	1		
Beobachtung	0	$S_{00} = 18246$	$S_{01} = 3792$	22038	0,494
	1	$S_{10} = 3925$	$S_{11} = 18666$	22591	Prävalenz = 0,506
Vorhergesagte Anzahl		$S_{+0} = 22171$	$S_{+1} = 22458$	$S_{++} = 44629$	1
Vorhergesagter Anteil		$S_{+0} / S_{++} = 0,432$	Vorhersageprävalenz = $S_{+1} / S_{++} = 0,503$	1	
Anteil erfolgreicher Vorhersagen		$S_{00} / S_{+0} = 0,823$	$S_{11} / S_{+1} = 0,831$	CCR = $(S_{00} + S_{11}) / S_{++} = 0,827$	
Spezifität / Sensitivität		Spezifität = 0,828	Sensitivität = 0,826		

Auf der Grundlage der in den Tabellen 5.6, 5.7 und 5.8 dargestellten Gütekriterien wird deutlich, dass die vorhergesagten Wahrscheinlichkeiten für das Vorkommen von Permafrost am besten durch das Modell III simuliert werden. Abbildung 5.18 zeigt eine Karte der in den Tabellen aufgeführten Prognosefehler der einzelnen Modelle. Korrekte Vorkommens- und Nichtvorkommensprognosen sind in grün abgebildet (S_{11} und S_{00} in Tab. 5.6, 5.7 und 5.8), falsche Prognosen (S_{10} und S_{01}) in rot. Der Anteil der falschen Vorhersagen ergibt sich jeweils aus der Differenz von 100 % minus CCR. Die Trainingsdaten, die bei der Validierung der Modelle nicht berücksichtigt wurden, sind als schwarze Pixel dargestellt.

Bei der vergleichenden Betrachtung der Modelle zeigt sich zunächst, dass sich die wenigsten Prognosefehler bei Modell III ergeben haben. Hier werden sowohl die aktiven als auch die reliktschen Blockgletscher (siehe Kartenbeilage 1), also die beobachteten Vorkommen und Nichtvorkommen, am besten prognostiziert. Die wenigen Prognosefehler sind zu 58 % auf reliktschen Blockgletschern lokalisiert. Etwa 42 % der falschen Vorhersagen entfällt auf Flächen der aktiven Blockgletscher. Daneben fällt auf, dass die Positionen der Prognosefehler auf reliktschen und aktiven Blockgletschern bei den Modellen II und III im Wesentlichen identisch sind. Da inaktive Blockgletscher im Modell III nicht berücksichtigt werden, ist der insgesamt geringfügig höhere Anteil der Prognosefehler bei Modell II folglich auf die Berücksichtigung der inaktiven Blockgletscher zurückzuführen. Die Summe der Prognosefehler des Modells II ist jedoch bei den inaktiven Blockgletschern gering. Die größten Abweichungen von den beobachteten Vorkommen und Nichtvorkommen ergeben sich schließlich bei Modell IV. Während die Prognosefehler bei reliktschen Blockgletschern gering ausfallen, sind die Abweichungen bei den inaktiven und aktiven Blockgletschern relativ hoch. Dies ist hauptsächlich auf die Klassifizierung der inaktiven Blockgletscher als beobachtete Nichtvorkommen von Permafrost bei der Berechnung der Regressionsgleichung zurückzuführen.

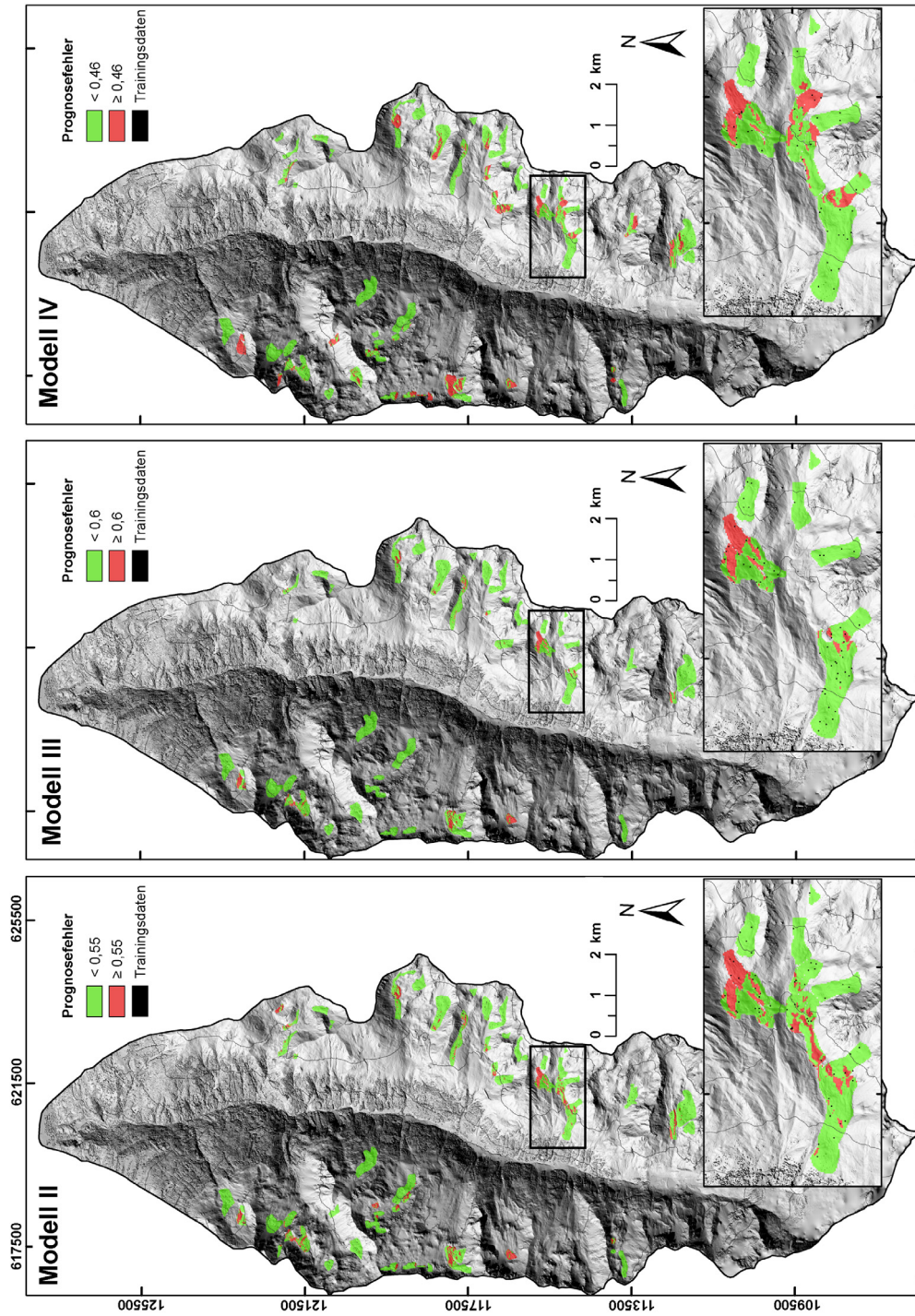


Abbildung 5.18: Prognosefehler der Modelle II, III und IV. Die vergrößerten Ausschnitte zeigen das Gebiet des Hungerlittälis.

Die Validierung der drei Permafrostmodelle bestätigt die Eignung aller drei Modelle zur Übertragung der jeweiligen Regressionsgleichungen auf das Gebiet der Testdaten. Sowohl die Kriterien R^2_N und AUC als auch die Gütemaße nach Diskretisierung der Vorkommenswahrscheinlichkeiten sprechen für die Gültigkeit der einzelnen Modelle. Die Auswahl eines geeigneten Modells hängt jedoch letztlich vom Anwendungskontext ab (vgl. REINEKING & SCHRÖDER, 2004). Da ohne weitere Untersuchungen keine Aussage über die Ursache für die Inaktivität der kartierten inaktiven Blockgletscher abgeleitet werden kann, fiel die Entscheidung für das Modell zur Simulation der regionalen Permafrostverbreitung im Turtmanntal auf das Modell III. Dieses Modell stellt – wie in Kapitel 3.2.2 erwähnt – ein mittleres Szenario dar, ohne die Bedeutung der inaktiven Blockgletscher hinsichtlich der Permafrostverbreitung zu über- oder zu unterschätzen. Im Folgenden wird das Modell III als PSIM (Permafrost-Simulation nach Indikatormethode) bezeichnet.

In Kartenbeilage 2 ist die mit PSIM modellierte Permafrostverbreitung im Turtmanntal dargestellt. Um einen Vergleich von PSIM mit PERMAMAP zu ermöglichen, wurden alle Zellen, die eine Permafrostwahrscheinlichkeit größer 0,6 aufweisen, als „Permafrost wahrscheinlich“ klassifiziert. Auf allen Zellen, deren Vorkommenswahrscheinlichkeit unter 0,6 liegt, wird die Existenz von Permafrost folglich ausgeschlossen. Es sollte jedoch beachtet werden, dass die Aussage „Permafrost wahrscheinlich“ keine Information über den Flächenanteil von Permafrost beinhaltet und sogar das Nichtvorkommen von Permafrost erlaubt. Zur besseren Beurteilung der Permafrostsituation im Untersuchungsgebiet sind demzufolge auch die prognostizierten Permafrostwahrscheinlichkeiten in Kartenbeilage 2 enthalten. Die in Kapitel 5.2 vorgestellte lokale Permafrostkartierung eines Kares im Hungerlitalli liefert eine Einschätzung der in der Klasse „Permafrost wahrscheinlich“ zu erwartenden lokalen Permafrostverbreitung. Zur besseren Beurteilung dieser Klasse beziehungsweise der modellierten Wahrscheinlichkeiten sind weitere lokale Permafrostkartierungen erforderlich.

Tabelle 5.9 stellt die durch PSIM modellierten Flächenanteile von Permafrost im Turtmanntal dar. Demnach ist auf einer Fläche von 37,2 km² beziehungsweise auf 33,1 % der Fläche des Turtmanntals mit Permafrost zu rechnen.

Tabelle 5.9: Fläche der durch PSIM modellierten Permafrostverbreitung im Turtmantal.

	PSIM	
	%	km ²
Kein Permafrost	54,3	60,9
Permafrost wahrscheinlich	33,1	37,2
Gletscher	12,6	14,1

Die Verteilung dieser Gebiete im Untersuchungsgebiet zeigt Kartenbeilage 2. Der vergrößerte Ausschnitt stellt die simulierte Permafrostverbreitung im Hungerlitalli dar. Es ist zu erkennen, dass Permafrost ab einem Bereich von 2500 bis 2600 m ü. NN weit verbreitet ist, vor allem in nördlichen Expositionen. Viele der südexponierten Hänge der Seitentäler sind bis in eine Höhe von etwa 3000 m ü. NN frei von Permafrost. In den Seitentälern des südlichen Turtmantals liegt diese Höhengrenze allerdings tendenziell etwas tiefer. In einigen südlich exponierten Reliefpositionen wurde das Vorkommen von Permafrost mit hoher Wahrscheinlichkeit modelliert. Bei diesen Positionen handelt es sich meist – wie beispielsweise in einem kleinen Kar südöstlich des Gigigrates (Hungerlitalli) zu erkennen – um strahlungsgeschützte Lagen. Hier zeigt sich ein wesentlicher Vorteil von PSIM gegenüber ROGMOD, der darin besteht, dass PSIM lokale Abschattungseffekte berücksichtigt. Während bei ROGMOD die Solarstrahlung des Untersuchungsgebietes durch die Einteilung des Gebietes in Expositionsklassen nur annähernd berücksichtigt wird, erfolgt die Simulation von PSIM auf der Grundlage der berechneten potenziellen direkten Solarstrahlung. Auf diese Weise geht die Variabilität des Hochgebirgsreliefs in die Modellierung ein. Durch eine Auflösung von 10m werden auch solche Reliefpositionen erfasst, die durch Reliefformen der Objektskale (Mikrorelief-B nach DIKAU, 1989; vgl. RASEMANN, 2004) abgeschattet werden. Durch den geringeren Strahlungsgenuss dieser Positionen wird die Energiebilanz an der Erdoberfläche verändert und die Bildung von Permafrost begünstigt. Bei ausreichend geringen Lufttemperaturen, die im Modell durch die Höhe ü. NN repräsentiert sind, modelliert PSIM folglich an diesen Reliefpositionen eine erhöhte Permafrostwahrscheinlichkeit. Die tatsächliche Existenz von Permafrost an diesen Positionen sollte jedoch durch lokale Kartierungen überprüft werden.

5.1.3 Modellierung der Permafrostverbreitung mit PERMAMAP

Die Ergebnisse der Simulation der Permafrostverbreitung im Turtmanntal mit PERMAMAP sind in Tabelle 5.10 dargestellt. Demnach ist die Existenz von Permafrost auf 28,8 km² oder 25,7 % des Turtmanntals wahrscheinlich. Auch PERMAMAP trifft keine Aussage über den Flächenanteil von Permafrost innerhalb der Klasse „Permafrost wahrscheinlich“. In Abbildung 5.19 sind die Resultate der einzelnen Modellierungen für das Turtmanntal dargestellt. Die durch PERMAMAP simulierte Permafrostverbreitung beschränkt sich im Wesentlichen auf die höheren Gebiete der Seitentäler des Turtmanntals. Permafrost wird dort vornehmlich in den Expositionen N, NW, und NE simuliert. Südexponierte Lagen sind im Gegensatz zu PSIM im gesamten Untersuchungsgebiet bis in Höhen von etwa 3000 m ü. NN frei von Permafrost. Bei der Modellierung von PERMAMAP fällt zudem auf, dass tief-liegende Permafrostvorkommen unterhalb der Waldgrenze simuliert wurden. Bei der Anwendung von PERMAMAP in anderen Gebieten konnte gezeigt werden, dass die dort kartierten tiefliegenden Permafrostvorkommen von PERMAMAP ziemlich gut erfasst wurden (KNEISEL, HAUCK & vorder Mühl, 2000; KNEISEL & HAUCK, 2003; NYENHUIS et al., 2005). Die Eignung von PERMAMAP zur Übertragung auf das Turtmanntal wurde zunächst durch einen objektbasierten Vergleich der Simulation mit den kartierten Blockgletschern überprüft. Schließlich erfolgt ein Vergleich von PERMAMAP mit PSIM und ROGMOD in Kapitel 5.14.

Tabelle 5.10: Fläche der durch PERMAMAP modellierten Permafrostverbreitung im Turtmanntal.

	PERMAMAP	
	%	km ²
Kein Permafrost	61,7	69,3
Permafrost wahrscheinlich	25,7	28,8
Gletscher	12,6	14,1

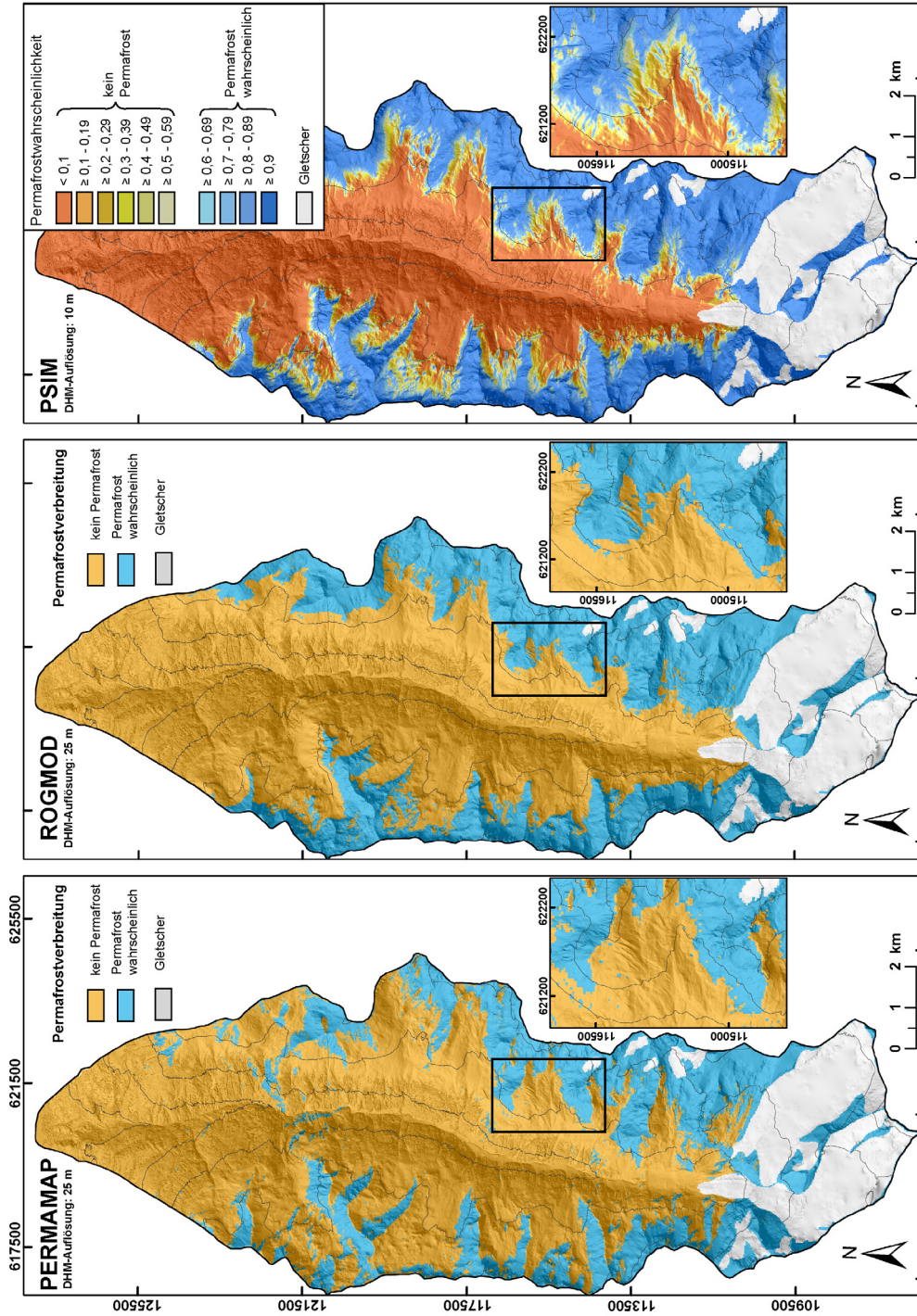


Abbildung 5.19: Vergleichende Darstellung der Simulationsergebnisse der Modelle PERMAMAP, ROGMOD und PSIM.

Bei dem Vergleich der PERMAMAP–Simulation mit den kartierten Blockgletschern ergab sich eine hohe Übereinstimmung mit den aktiven Blockgletschern und der Klasse „Permafrost wahrscheinlich“ (NYENHUIS et al., 2005). Etwa 70 % der aktiven Blockgletscher befinden sich demnach innerhalb dieser Klasse. Die Übereinstimmung mit den inaktiven Blockgletschern ist weniger gut – hier liegt nur etwa 39 % der Fläche der Formen innerhalb der Klasse „Permafrost wahrscheinlich“. Zurückzuführen ist dies vermutlich auf die Lage der inaktiven Blockgletscher an der Grenze der Permafrostexistenz. Die Fläche der reliktschen Blockgletscher befindet sich schließlich zu 95,3 % innerhalb der als permafrostfrei modellierten Gebiete. Bei diesem Vergleich ist jedoch zu beachten, dass die Existenz von Blockgletschern zwar an Permafrost gebunden sind, ihre räumliche Verbreitung jedoch von weiteren, vor allem geomorphologischen Ursachen abhängig ist. Dies dürfte einen Großteil der Abweichungen zwischen der Verbreitung der kartierten Blockgletscher und der simulierten Permafrostverbreitung erklären. Die Prozessaktivität der Blockgletscher und deren Sensitivität gegenüber klimatischen Faktoren könnten in diesem Zusammenhang eine wichtige Rolle spielen (vgl. Kapitel 3.2.2).

Darüber hinaus verdeutlichen die Abweichungen die Problematik der regionalen Übertragbarkeit von Modellen, die ursprünglich für andere Regionen entwickelt wurden. Um die Eignung von PERMAMAP zur Permafrostsimulation im Turtmantal genauer testen zu können, müsste eine detaillierte Kartierung der regionalen Permafrostverbreitung im Untersuchungsgebiet erfolgen. Neben der Inventarisierung von Permafrostindikatoren, die durch den Aufbau des Blockgletscherinventars bereits erfolgte, stellt die Messung der BTS bisher allerdings die einzige auf regionaler Skala durchführbare Methode dar. Eine BTS–Kartierung des Turtmantals wäre einem erheblichen zeitlichen Aufwand verbunden gewesen und wurde daher in der vorliegenden Arbeit nicht durchgeführt.

5.1.4 Vergleich der Modellierungsergebnisse

Abbildung 5.19 zeigt einen Vergleich der von ROGMOD, PSIM und PERMAMAP simulierten Permafrostverbreitung im Turtmantal. Es wird deutlich, dass sich die Flächenanteile, auf denen die Modelle Permafrost simulieren, nur wenig voneinander unterscheiden. Die geringste Permafrostverbreitung wird durch

PERMAMAP und ROGMOD simuliert (siehe Tabellen 5.3, 5.9 und 5.10). Die Fläche, auf der Permafrost modelliert wurde, beträgt durchschnittlich etwa 33 km². Bei dem Vergleich der Modelle ist zu beachten, dass die Permafrostfläche bei PSIM entscheidend von der Wahl des Klassifikationsschwellenwertes abhängig ist. In Tabelle 5.11 erfolgt ein Kreuzvergleich der Modelle ROGMOD und PSIM mit PERMAMAP. Der Vergleich der Modelle ROGMOD und PERMAMAP erfolgt bei NYENHUIS et al. (2005). Dort zeigt sich, dass der Unterschied zwischen den Modellen gering ist. Etwa 85 % der Fläche des Modellierungsgebietes wird übereinstimmend modelliert. Da die beste Simulation der Permafrostverbreitung im Turtmantal auf PSIM zurückgeht, soll jedoch an dieser Stelle keine weitere Betrachtung des Vergleichs von ROGMOD und PERMAMAP erfolgen. Einen genauen Überblick über die räumliche Verteilung der abweichend modellierten Flächen beider Modelle liefert NYENHUIS et al. (2005).

Tabelle 5.11: Kreuzvergleiche der Modelle ROGMOD und PSIM mit PERMAMAP.

	PERMAMAP	
	Permafrost wahrscheinlich	kein Permafrost
ROGMOD		
Permafrost wahrscheinlich	23,9 km ²	9,6 km ²
kein Permafrost	4,9 km ²	59,7 km ²
PSIM		
Permafrost wahrscheinlich	26,8 km ²	10,5 km ²
kein Permafrost	2 km ²	58,8 km ²

Der Vergleich von PSIM und PERMAMAP zeigt, dass die Modelle insgesamt 85,6 km² der Fläche des Turtmantals übereinstimmend modellieren – dies sind etwa 87 % der modellierten Fläche. Im Folgenden sollen die unterschiedlich modellierten 12,5 km² des Turtmantals genauer betrachtet werden. Abbildung 5.20 zeigt eine Karte dieser Flächen.

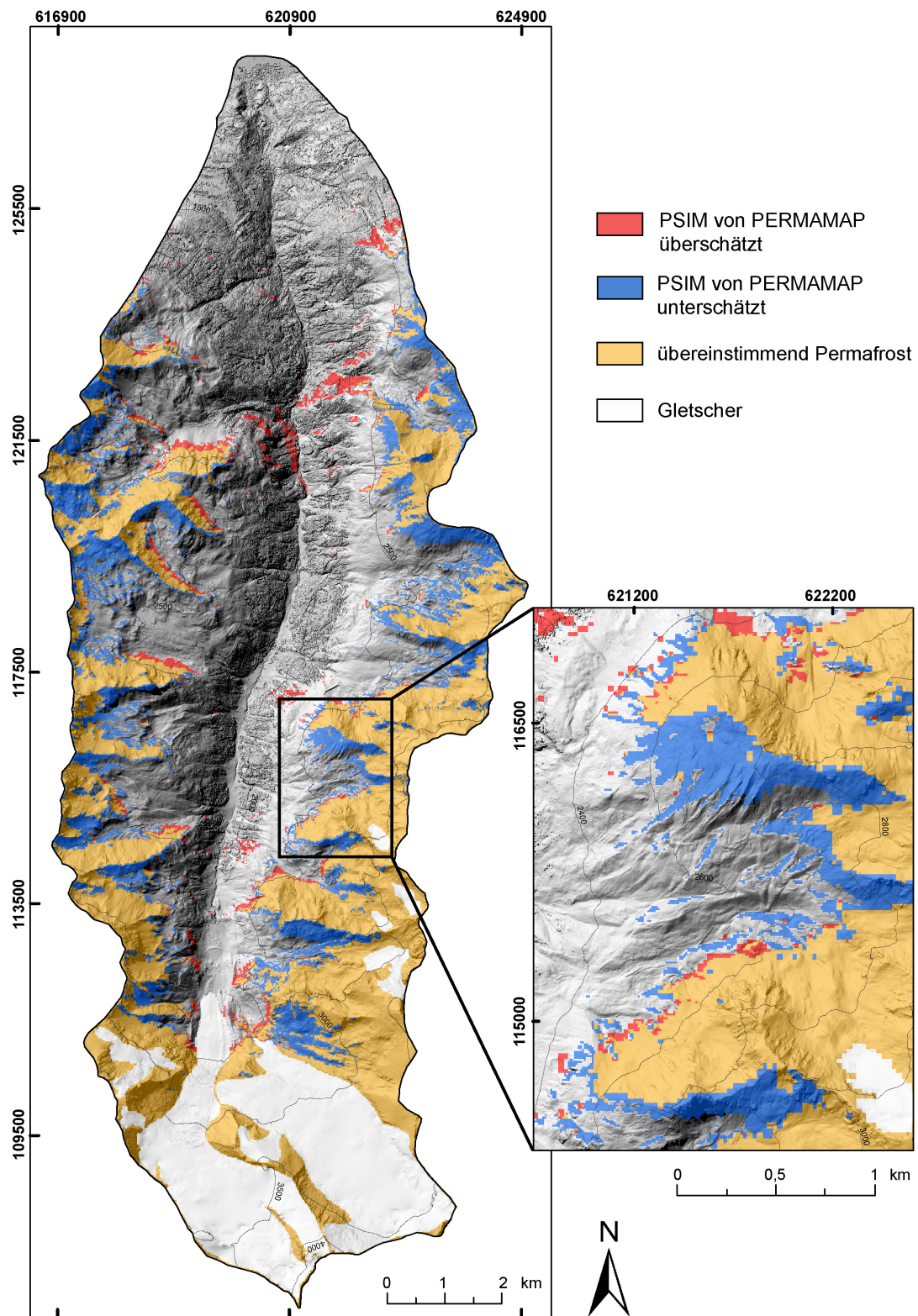


Abbildung 5.20: Vergleich von PSIM und PERMAMAP: durch PERMAMAP über- beziehungsweise unterschätzte Flächen.

Diese Flächen sind in Abbildung 5.21 als durch PERMAMAP über- beziehungsweise unterschätzte Bereiche, nach Expositionsklassen untergliedert, dargestellt. Die von PERMAMAP unterschätzten Flächen überwiegen mit $10,5 \text{ km}^2$ deutlich. Die Bereiche, die von PERMAMAP überschätzt wurden, nehmen lediglich 2 km^2 der modellierten Fläche ein. Abbildungen 5.20 und 5.21 zeigen, dass diese Bereiche sich vor allem in den Expositionen NW, N und NE befinden. Dagegen lässt sich bei den von PERMAMAP unterschätzten Flächen kein eindeutiger Schwerpunkt in der Flächenverteilung bestimmen. Es fällt allerdings auf, dass in den Expositionen SW, SE und S die von PERMAMAP unterschätzte Fläche deutlich größer ist, als die von PERMAMAP überschätzte Fläche. Zudem befinden sich die von PERMAMAP überschätzten Flächen hauptsächlich (78 %) unterhalb 2500 m ü. NN (59 % unterhalb 2400 m ü. NN) und stellen somit tiefliegende Permafrostvorkommen dar, die von PSIM nicht modelliert wurden.

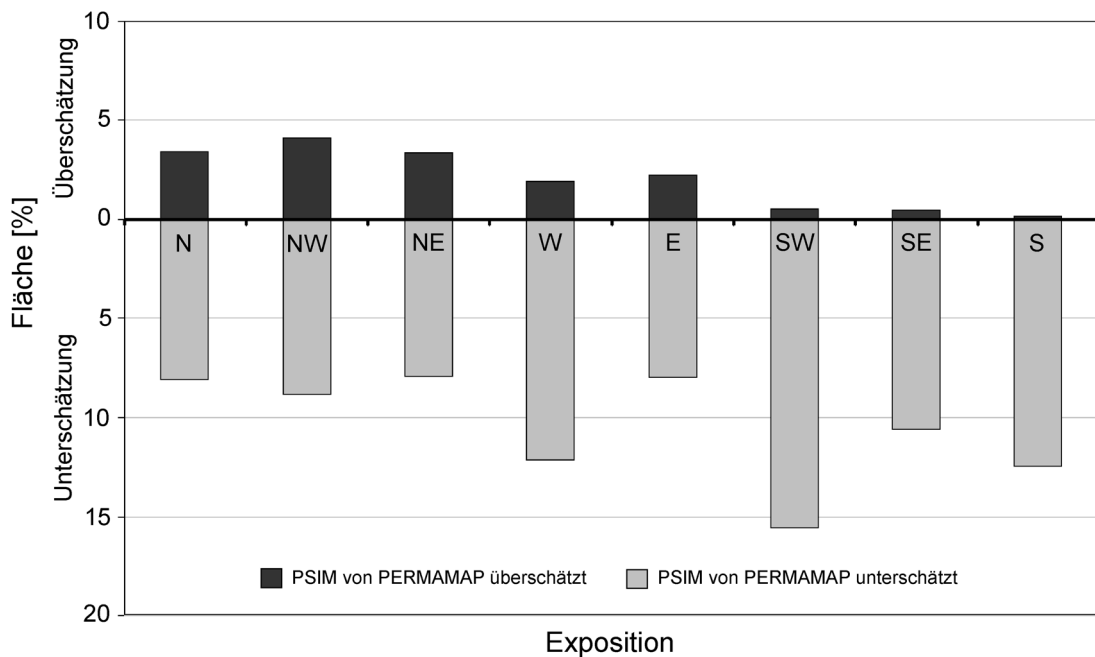


Abbildung 5.21: Vergleich von PSIM und PERMAMAP: durch PERMAMAP über- beziehungsweise unterschätzte Flächen, nach Expositionsklassen untergliedert.

Vermutlich sind die beobachteten Abweichungen hauptsächlich darauf zurückzuführen, dass sich die empirischen Grundlagen beider Modelle wesentlich unterscheiden. Während bei PSIM Blockgletscher als Indikatoren beziehungsweise indirekte Informationen für die Permafrostverbreitung herangezogen wurden, liefern die

BTS-Messungen, auf denen PERMAMAP basiert, direkte Hinweise auf die Existenz von Permafrost. Schließlich spielt die Tatsache eine Rolle, dass PERMAMAP ursprünglich für eine Region in den östlichen Schweizer Alpen entwickelt und auf das Turtmantal übertragen wurde. Über die genauen Ursachen für die Abweichungen zwischen den Modellen lassen sich jedoch im einzelnen keine Aussagen machen. Auf regionaler Skala liefern die Modelle ROGMOD, PSIM und PERMAMAP allerdings grundsätzlich ähnliche Ergebnisse, mit einer leichten Tendenz zur Unterschätzung der Permafrostverbreitung durch PERMAMAP.

5.1.5 Zusammenfassung

Die Ergebnisse der Blockgletscherinventarisierung und der Modellierung der regionalen Permafrostverbreitung können wie folgt zusammengefasst werden:

1. Mit einer hohen Konzentration aktiver und inaktiver Blockgletscher in den Expositionsklassen N, NW und NE zeigt die räumliche Verteilung der Blockgletscher des Turtmantals ein Bild, das für viele Gebiete in den Alpen charakteristisch ist (vgl. PARSONS & ZHANG, 2003).
2. Die aktuelle räumliche Verteilung der Blockgletscher ist das Produkt klimatologischer, geomorphologischer und hydrologischer Faktoren, die auf unterschiedlichen Skalen wirksam sind. So beeinflusst auch die Reliefstruktur des Turtmantals die Verteilung der Blockgletscher auf unterschiedlichen Skalen.
3. Das auf einen Ansatz bei BARSCH (1978) zurückgehende empirische Permafrostmodell ROGMOD liefert einen schnellen Überblick über die zu erwartende regionale Permafrostverbreitung in einem Gebiet. Allerdings stellt die Einteilung des Modellierungsgebietes in einzelne Expositionsklassen nur eine grobe Annäherung an die kleinräumig stark differenzierten Strahlungsverhältnisse dar.
4. Das Modell PSIM berücksichtigt die berechnete potenzielle Solarstrahlung als hauptsächlichem Faktor für die Permafrostverbreitung in den Alpen (vgl. HÖLZLE, 1994) und liefert Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten von Permafrost.

5. Gemäß der Ergebnisse der Modellierungen ist im Turtmantal auf einer Fläche von durchschnittlich etwa 30 % mit Permafrost zu rechnen. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellierungen sind im Allgemeinen gering und vermutlich auf die unterschiedlichen empirischen Grundlagen zurückzuführen. Bei der Modellierung mit PERMAMAP ist zu beachten, dass dieses Modell ursprünglich für eine andere Region entwickelt wurde. Die dennoch recht hohe Übereinstimmung mit PSIM (unterschiedlich klassifizierte Bereiche: 12,5 %) und ROGMOD (NYENHUIS et al., 2005) bestätigt jedoch die Eignung von PERMAMAP zur Permafrostsimulation im Turtmantal.

5.2 Lokale Permafrostverbreitung

Dieses Kapitel beschreibt die lokale Permafrostkartierung, die im südöstlichen Hungerlitälli durchgeführt wurde. Das Ziel dieser Kartierung bestand zunächst darin, eventuelle Abweichungen des regionalen Permafrostmodells PSIM von der lokalen Permafrostverbreitung zu untersuchen. Zudem wird die Rolle von speziellen reliefbedingten Faktoren der lokalen Skala für die Differenzierung der Permafrostverbreitung diskutiert.

5.2.1 Lokale Permafrostkartierung im südöstlichen Hungerlitälli

Die lokale Permafrostkartierung wurde im Rothornkar im südöstlichen Teil des Hungerlitällis durchgeführt (siehe Abbildung 4.1). In Abbildung 5.22 ist dieses Kar, in dessen oberem Bereich sich der etwa 0,1 km² große Rest des Rothorngletschers befindet, zu sehen.



Abbildung 5.22: Kartiergebiet im südöstlichen Hungerlitälli: Blick ins Rothornkar mit einem kleinen Rest des Rothorngletschers. Foto: Stefan Rasemann.

Im Zentrum des Kares ist eine Seitenmoräne des Rothorngletschers zu erkennen. Vermutlich handelt es sich um die orographisch rechte Seitenmoräne des Gletschers, die während des Spätglazials gebildet wurde. Für diese Theorie spricht vor allem die Position des aktiven Blockgletschers HT05, der sich orographisch links der Seitenmoräne befindet. Für die heute aktiven Blockgletscher in den Alpen werden meist Alter von etwa 3000 bis 6000 Jahren angenommen. Ein Vorstoß des Gletschers während der kleinen Eiszeit hätte zwar zur Bildung der Moräne im Zentrum des Kares führen können, die Bildung des Blockgletschers HT05 nach dem Rückzug des Rothorngletschers ab etwa 1850 erscheint jedoch ausgesprochen unwahrscheinlich. Ferner besitzt diese Seitenmoräne keinen scharfen Grat, wie bei Seitenmoränen des 1850er Gletscherhochstandes in den Alpen häufig zu beobachten ist. Die Formeigenschaften der Seitenmoräne im Rothornkar deuten somit auf ein höheres Alter der Form hin. Im oberen Bereich des Kares befindet sich ein Karriegel, der vermutlich während der kleinen Eiszeit vom Rothorngletscher überflossen wurde. Unterhalb des Karriegels besitzt die spätglaziale Seitenmoräne eine plateauähnliche Verflachung, die wahrscheinlich den Hochstand des Gletschers um 1850 markiert. In diesem Bereich existieren Formen in der Größenordnung des Mikroreliefs–A (DIKAU, 1989), bei denen es sich wahrscheinlich um schwach ausgeprägte Endmoränen des Rothorngletschers handelt. Im orographisch rechten Teil des Kares befinden sich aktive Schutthalden, die eine typische Fallsortierung aufweisen. Diese Schutthalden liegen auf einem Grund- oder Seitenmoränenkomplex des Rothorngletschers, in dessen unterem Bereich mehrere inaktive Blockgletscher existieren (siehe Beilage, Hungerlitali–Kapitel).

Einen Eindruck von der Schneesituation im Kartiergebiet während des Winters 2003/04 vermittelt Abbildung 5.23. Zu sehen sind mehrere Aufnahmen einer automatischen digitalen Kamera, die im Rahmen der Geländearbeiten des Graduiertenkollegs installiert wurde. In diesem Winter konnte sich erst relativ spät eine geschlossene Schneedecke ausbilden. In Abbildung 5.23A ist deutlich zu erkennen, dass der Rücken der Seitenmoräne sowie Bereiche mit grobblockiger Oberfläche nur eine geringmächtige Schneebedeckung aufweisen. Bei einer komplett ausgebildeten Schneedecke im Hochwinter (siehe Abbildung 5.23B) sind auch diese Bereiche mit Schnee bedeckt. Während der im Frühjahr einsetzenden Schneeschmelze beginnt die

Ausaperung in grobblockigen Bereichen und konvexen Reliefpositionen (siehe Abbildung 5.23C). Im Frühjahr 2004 setzte die Schneeschmelze erst relativ spät ein, so dass eine nahezu geschlossene Schneedecke bis Ende Mai vorhanden war. Die Bild-daten der automatischen Kamera verdeutlichen den Einfluss von Formen des Mikro-reliefs–A und B nach DIKAU (1989) auf die Entwicklung der Schneedecke und dienen somit der Interpretation der UTL–Daten.

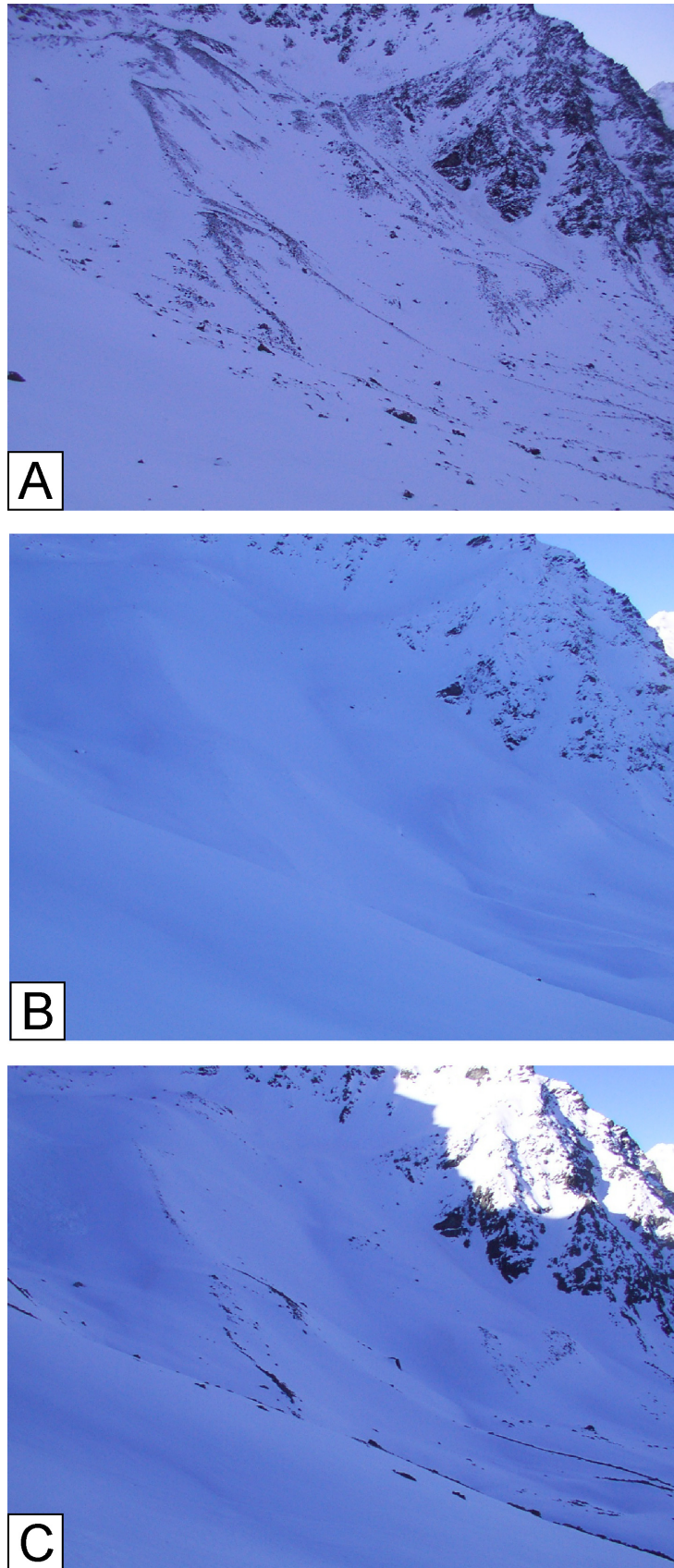


Abbildung 5.23: Aufnahmen der automatischen Kamera zur Beobachtung der Entwicklung der Schneedecke. Blickrichtung: SW. Aufnahmedaten: (A) 18.12.03 (B) 11.04.04 (C) 23.05.04.

5.2.1.1 Monitoring der Basistemperatur der Schneedecke (BTS)

Die Messung der BTS erfolgte durch den Einsatz von Temperaturloggern des Typs UTL-1. Das Monitoring der Bodentemperatur beziehungsweise der BTS wurde im Winter 2001/02 durch den Einsatz von 18 UTL begonnen. Im Winter 2002/03 wurden weitere neun, im Winter 2003/04 insgesamt 46 Temperaturlogger eingesetzt. Während als Standorte der Logger im ersten Winter fast ausschließlich die Blockgletscher HT02a, HT02b, HT05 und HT06 ausgewählt wurden, befanden sich im darauffolgenden Winter zusätzliche Logger auf den Blockgletschern HT03, HT04, HT08 sowie auf dem Moränenrücken im zentralen Bereich des Kares. Im Winter 2003/04 wurden die meisten dieser Standorte beibehalten und durch zusätzliche Logger auf dem Moränenrücken sowie im Übergangsbereich zu den Schutthalden im orographisch rechten Teil des Kares ergänzt. In Abbildung 5.24 sind die Standorte aller Temperaturlogger im südöstlichen Hungerlitalli in den Wintern 2001/02, 2002/03 und 2003/04 sowie die Loggernummern dargestellt. Die Abbildung liefert zudem bereits die Interpretation der Messwerte aus dem BTS-Zeitraum der Messperiode hinsichtlich der lokalen Permafrostverbreitung. Zunächst soll jedoch der Vorgang der Datenauswertung kurz beschrieben werden. Eine Diskussion der lokalen Permafrostverbreitung im Rothornkar erfolgt im Zusammenhang mit der Vorstellung der Ergebnisse der geophysikalischen Messungen.

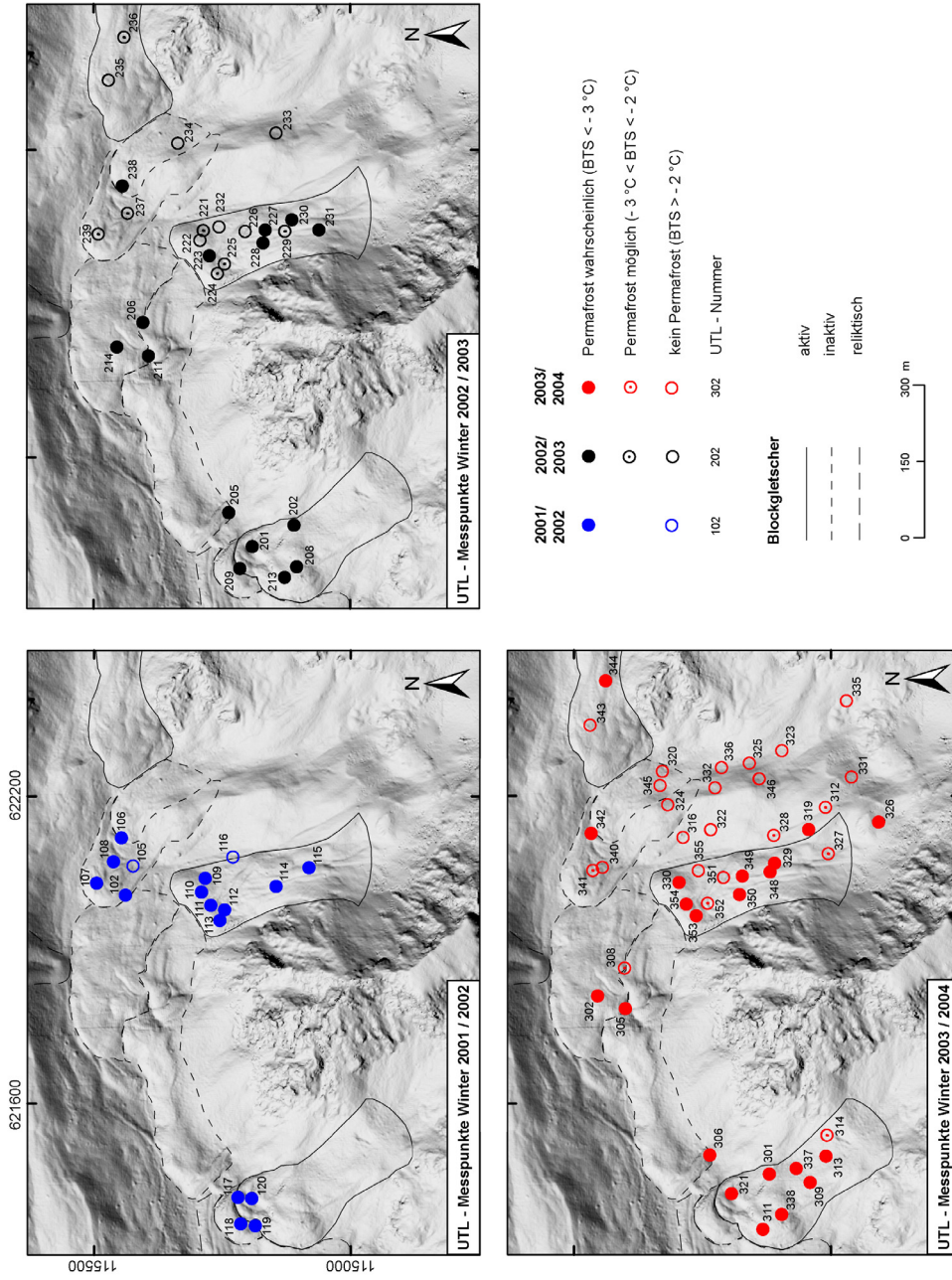


Abbildung 5.24: Standorte der UTL-Temperaturmessungen im südöstlichen Hungeritälili in den Wintern 2001/02, 2002/03 und 2003/04.

In Abbildung 5.25 sind die Temperaturkurven der Logger 201, 211 und 234 aus dem Winter 2002/03 stellvertretend für typische Temperaturverläufe dargestellt. Bei allen drei Temperaturkurven ist der Zeitpunkt des Einschneiens und des Ausaperns deutlich zu erkennen. Schwankungen der Lufttemperatur werden mit dem Aufbau einer geschlossenen Schneedecke deutlich abgeschwächt und beeinflussen die Bodenoberflächentemperatur ab einer Schneedeckenmächtigkeit von etwa 80 bis 100 cm nicht mehr. Am Standort des Loggers 234 ist eine ausreichende Isolationswirkung der Schneedecke bereits Mitte November 2002 erreicht, bei Logger 201 jedoch erst ab Mitte Februar 2003. Die Zeitspanne, in der die Temperaturschwankungen auf minimale Werte sinken, wird als BTS-Zeitraum bezeichnet und ist in Abbildung 5.25 entsprechend markiert. Die Daten des Loggers 211 eignen sich nur bedingt zur Bestimmung der BTS, da sich in diesem Fall offenbar keine ausreichend mächtige, beziehungsweise gleichmäßig aufgebaute Schneedecke ausbilden konnte. Bei diesem Logger ergab die statistische Analyse (s.u.) eine verhältnismäßig tiefe BTS von $-4,7\text{ °C}$, die als Anzeichen für Permafrost interpretiert werden kann. Aufgrund der hohen Schwankungen, die in den Daten vorhanden sind, ist allerdings nicht auszuschließen, dass sich Öffnungen in der Schneedecke befanden, die das Eindringen von kalter Luft ermöglichten. Vor allem in Bereichen mit grobblockiger Oberflächenbedeckung, wie dies am Standort von Logger 211 der Fall ist, stellt die Messung einer tiefen BTS zu einem bestimmten Zeitpunkt im Hochwinter nicht automatisch einen Nachweis für die Existenz von Permafrost dar. Erst durch den Einsatz von Temperaturloggern lässt sich somit die Variabilität der Bodenoberflächentemperatur während des gesamten Winters erfassen und die Interpretation der Daten wesentlich verbessern (vgl. KRUMMENACHER et al., 1998). Die Temperaturdaten der Logger 201 und 234 eignen sich durch ausgeprägte Perioden mit geringen Temperaturschwankungen im Hochwinter sehr gut zur Bestimmung der BTS. Logger 201 befindet sich auf der grobblockigen Oberfläche des aktiven Blockgletschers HT02b und weist während des BTS-Zeitraums eine BTS von etwa $-6,6\text{ °C}$ auf, welche einen sicheren Nachweis für Permafrost darstellt. Am Standort des Loggers 234 zeigen sich über einen langen Zeitraum kaum Schwankungen der gemessenen Temperaturen. Voraussetzung für einen derartigen Temperaturverlauf ist die Ausbildung einer gleichmäßig aufgebauten Schneedecke mit ausreichender Mächtigkeit. Durch

eine BTS von $-0,5\text{ °C}$ ist an dieser Position die Existenz von Permafrost mit Sicherheit auszuschließen.

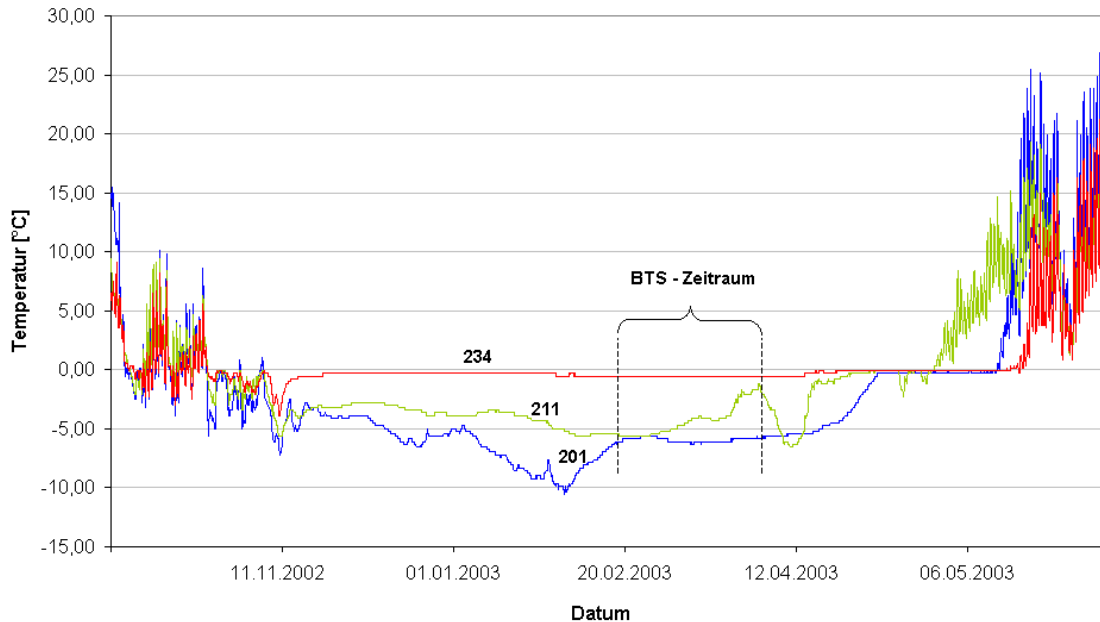


Abbildung 5.25: Temperaturkurven der Logger 201, 211 und 234. In der Zeit vom 20. Februar bis 01. März repräsentieren die Temperaturdaten die BTS.

Zur Bestimmung der BTS wurde zunächst der BTS-Zeitraum des jeweiligen Winters bestimmt und die gemessenen Temperaturen statistisch analysiert. Bei ausreichend geringer Standardabweichung ($< 0,2$) der Daten repräsentiert der Mittelwert dieses Zeitraums die BTS am Standort des entsprechenden Loggers. Bei einer zu hohen Standardabweichung wurde die BTS manuell bestimmt. In diesem Fall eignet sich eine Zeitspanne innerhalb des BTS-Zeitraums, in der die Temperaturkurve einen möglichst gleichmäßigen Verlauf aufweist zur Bestimmung des BTS-Wertes. Demnach ist die BTS bei der manuellen Bestimmung durch einen einzelnen Messwert gegeben. In den im Anhang A 3 enthaltenen Tabellen sind die BTS-Werte der Temperaturlogger aus den Wintern 2001/02, 2002/03 und 2003/04, statistische Kennwerte des BTS-Zeitraums sowie die Bedeutung der Messwerte hinsichtlich der Permafrostverbreitung aufgeführt. Die anhand der BTS ermittelte lokale Permafrostverbreitung im südöstlichen Hungerlitalli ist in Abbildung 5.24 entsprechend dargestellt.

Über die gesamte Messperiode von drei Wintern konnten 89 BTS–Werte im Hungerlitalli ermittelt werden. Die längsten Messreihen befinden sich auf den Blockgletschern HT02a, HT02b, HT05 und HT06. An diesen Standorten wurden seit dem Winter 2001/02 Bodenoberflächentemperaturen gemessen. Die Variabilität der Messwerte während des BTS–Zeitraums ist bei allen Loggern im Winter 2001/02 relativ hoch, da sich diese Logger mit Ausnahme von Logger 116 auf grobblockigen Blockgletscheroberflächen befinden. Eine hohe Variabilität der Messwerte kann jedoch auch durch eine geringere Mächtigkeit der Schneedecke hervorgerufen werden. Da die automatische Kamera erst im Sommer 2002 installiert wurde, liegen jedoch für den ersten Winter keine Informationen über die Entwicklung der Schneedecke vor. Die im Winter 2002/03 auf grobblockigen Oberflächen eingesetzten Logger weisen ähnlich hohe Schwankungen auf. Allerdings sind die Standardabweichungen einiger Logger im Winter 2002/03 geringer. Bei diesen Loggern handelt es sich im Wesentlichen um die neu eingesetzten Logger auf dem Moränenkomplex im Zentrum des Kares. Ausnahmen bilden die Logger 235 und 236 auf dem vom Jungpass kommenden aktiven Blockgletscher HT07, die Logger 226 und 230 auf dem aktiven Blockgletscher HT05 und der Logger 214 auf dem inaktiven Blockgletscher HT04. Obwohl diese Logger zwischen großen Blöcken positioniert sind, ist die Variabilität ihrer Werte sehr gering. Offenbar konnte sich in diesen Positionen eine gleichmäßig aufgebaute Schneedecke ausbilden, welche die Logger vor atmosphärischen Temperaturschwankungen schützte.

Die Daten des Winters 2003/04 zeichnen sich durch sehr geringe Variabilität während des BTS–Zeitraums aus. Verantwortlich dafür ist wahrscheinlich die relativ mächtige und gleichmäßig ausgebildete Schneedecke im Hochwinter. Wie in Abbildung 5.23B zu sehen ist, konnte sich Anfang April 2004 nahezu im gesamten Rothornkar eine geschlossene Schneedecke ausbilden. Der Block unterhalb der Stirn des Blockgletscher HT05 hat eine Höhe von etwa 2,50 m und ist fast komplett mit Schnee bedeckt. Mit Ausnahme der Logger 319 und 328 befinden sich alle Logger, die eine verhältnismäßig hohe Variabilität aufweisen, auf grobblockigen Oberflächen.

Die Übereinstimmung der BTS–Werte der Winter 2001/02, 2002/03 und 2003/04 ist hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Permafrostverbreitung in den meis-

ten Bereichen sehr gut. Dies trifft vor allem auf die Daten der Logger auf den Blockgletschern HT02a und HT02b zu, die in allen Wintern auf wahrscheinlichen Permafrost hinweisen. Eine etwas zu hohe BTS zeigt lediglich Logger 314. Auch der Standort auf den inaktiven Blockgletschern HT04 und HT03 scheint sich im Permafrost zu befinden. Die BTS-Werte der Logger auf den Blockgletschern HT06 und HT07 weisen relativ große Unterschiede über die drei Winter auf. Eindeutige Rückschlüsse auf die Permafrostverbreitung können daher an diesen beiden Standorten nicht gezogen werden. Zur genaueren Untersuchung dieser Standorte bietet sich die Durchführung geophysikalischer Messungen an. Auf dem Blockgletscher HT05 fallen die hohen BTS-Werte im orographisch rechten Teil der Form auf. Die Werte der übrigen Logger lassen jedoch tendenziell auf Permafrost schließen. Die Temperaturdaten der Logger aus dem Bereich der Moräne sowie orographisch rechts davon zeigen über die drei Winter ein sehr homogenes Bild. Hier kann die Existenz von Permafrost mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Eine genauere Diskussion dieser Werte erfolgt nach der Vorstellung der Ergebnisse der geophysikalischen Messungen.

5.2.1.2 Geophysikalische Messungen

Als Ergänzung zum UTL-Monitoring wurden an ausgewählten Reliefpositionen geophysikalische Messungen durchgeführt. Zur Absicherung der Interpretation der Messwerte wurden sowohl refraktionsseismische als auch geoelektrische Messungen durchgeführt. Die Geophysik wurde an vier unterschiedlichen Positionen eingesetzt: (1) auf dem aktiven Blockgletscher HT05 an der Untergrenze der von PSIM modellierten Permafrostexistenz, (2) auf dem feinkörnigen Moränenrücken, ebenfalls im Bereich der modellierten Permafrostgrenze, (3) in der Wurzelzone des Blockgletschers HT05 und (4) im oberen Bereich des Kares auf einer Höhe von etwa 2700 m ü. NN. An den drei letzten Standorten wurde die Wahrscheinlichkeit von Permafrost durch PSIM mit über 90 % simuliert. Die Standorte der Geophysik-Profile stellt Abbildung 5.26 dar.

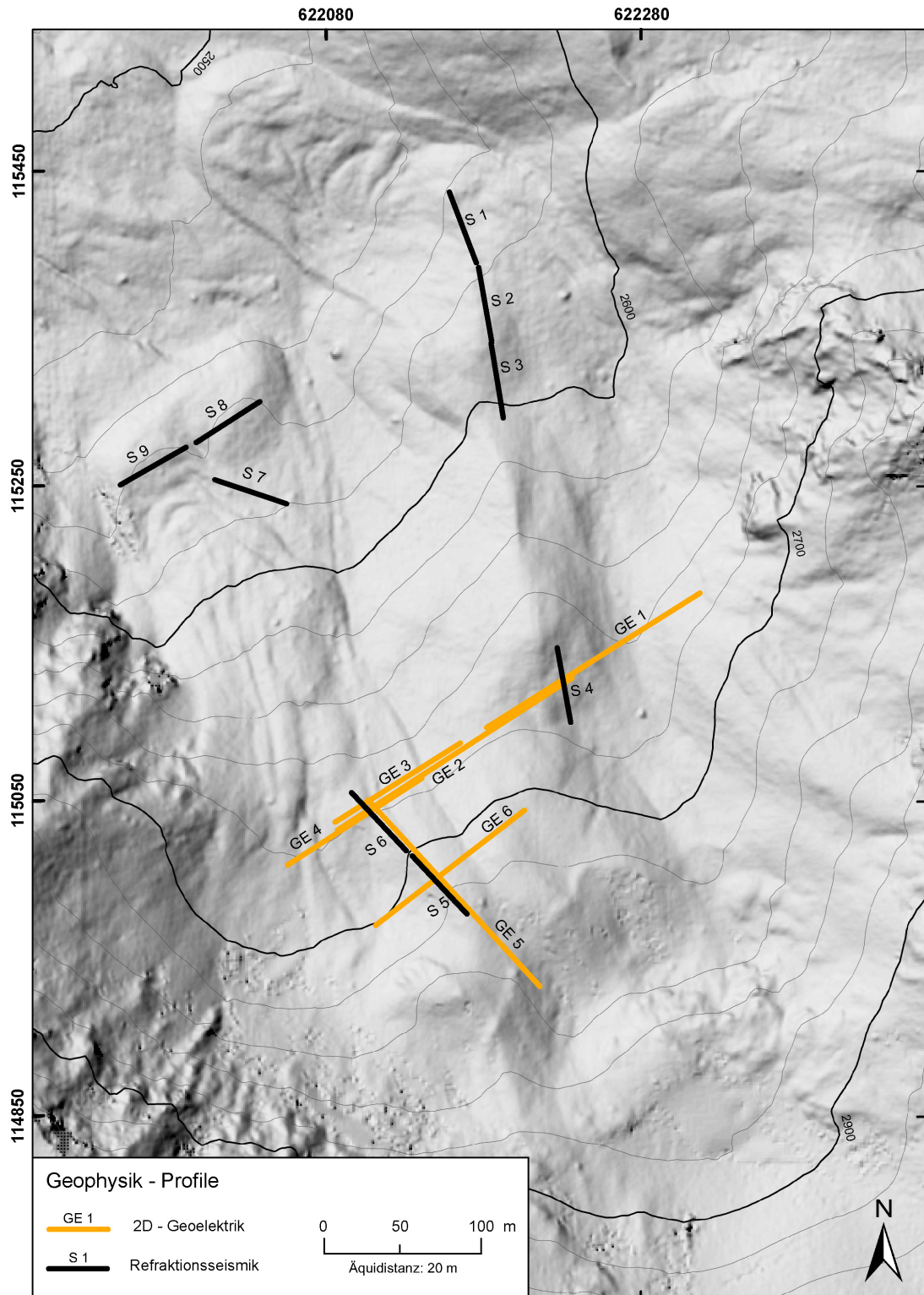


Abbildung 5.26: Positionen der Geophysik-Profile im Rothornkar.

Refraktionsseismische Messungen

An den Standorten der Profile S7, S8 und S9 wurde von der Existenz von Permafrost ausgegangen. Diese Profile sollten somit eine Referenz für die im Permafrost zu erwartenden Geschwindigkeiten der seismischen Wellen bilden. Weiterhin ist zu erkennen, dass sich die Profile S1, S2, S3 und S4 auf dem Rücken der Seitenmoräne befinden. Gemäß der in Kapitel 2.1.2.3 geführten Diskussion ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost in einer derartigen Reliefposition unter den dort gegebenen klimatischen Rahmenbedingungen sehr wahrscheinlich. Bei der Auswahl der Standorte der Geophysik-Profile wurde angenommen, dass im unteren Bereich des Kares der Moränenrücken nach dem aktiven Blockgletscher die günstigste Position für die Existenz von Permafrost darstellt. Auf der Höhe der Blockgletscherwurzel wurden zudem Messungen auf der gesamten Breite des Kares, mit Ausnahme der durch Steinschlag stark gefährdeten Bereiche nahe der Felswände, durchgeführt. Schließlich erfolgten weitere Messungen auf einem Rücken nahe der Wurzelzone des Blockgletschers HT05.

In Tabelle 5.12 sind die Ergebnisse der Seismikmessungen aufgeführt. Auf Grund der schlechten Qualität der Seismikdaten wurden die Profile nach dem Interzeptverfahren ausgewertet. Ein objektives „Picken“ der Ersteinsätze war leider bei keinem der Profile möglich. Die anhand der Interzeptmethode gewonnenen Informationen reichen allerdings aus, um eine Aussage über Vorkommen beziehungsweise Nichtvorkommen von Permafrost zu treffen. Eine bessere Datenlage würde einen genaueren Einblick in den strukturellen Aufbau des Untergrunds bieten und zu einer besseren Validierung der Ergebnisse der geoelektrischen Messungen beitragen. Durch die Kombination von Refraktionsseismik, 2D-Geoelektrik und BTS-Messungen sind die Aussagen zur Permafrostverbreitung im Rothornkar jedoch hinreichend abgesichert.

Tabelle 5.12: Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen: Schichtgeschwindigkeiten und -tiefen. Deutung der Geschwindigkeiten [m s^{-1}]: Permafrost bei $2800 < v < 4000$; Permafrost möglich bei $2000 < v < 2800$; kein Permafrost bei $v < 2000$; anstehender Fels möglich bei $2500 < v < 4000$.

Profil - Nr.	Profillänge [m]	Schicht- geschwindigkeit		Refraktortiefe		Refraktor- neigung [°]	Anstehender Fels	Permafrost	Mittlere Tiefe des Permafrostpiegels [m]
		v_1 [ms^{-1}]	v_2 [ms^{-1}]	r_{1A} [m]	r_{1B} [m]				
S 1	46	474	748	5,1	3,0	2,4	nein	nein	--
S 2	46	572	805	2,4	2,4	- 0,7	nein	nein	--
S 3	46	394	653	2,2	1,8	0,2	nein	nein	--
S 4	46	555	1919	6,7	4,9	1,6	nein	nein	--
S 5	46	299	2726	2,4	2,6	0,4	nein	möglich	2,5
S 6	46	424	3205	4,0	3,1	0,6	möglich	ja	3,6
S 7	46	362	2533	3,2	2,9	- 0,2	nein	möglich	3,1
S 8	46	368	3165	2,1	2,5	0,0	nein	ja	2,3
S 9	46	543	3876	3,4	3,0	- 1,1	nein	ja	3,2

Wie Tabelle 5.12 zeigt, liefern die Messungen im unteren Bereich der Seitenmoräne eindeutige Ergebnisse. Nach den Profilen S1, S2 und S3 ist die Existenz von Permafrost und anstehendem Fels auf diesem Moränenrücken nicht möglich. Die Profile S8 und S9, die sich unter vergleichbaren (regional-)klimatischen Bedingungen im Stirnbereich des Blockgletschers befinden, weisen deutlich auf Permafrost hin. Durch die BTS–Werte der dort positionierten Logger wird dies bestätigt. Die Schichtgeschwindigkeit der zweiten Schicht bei Profil S7 ist allerdings mit 2533 ms^{-1} relativ gering und zeigt nur möglicherweise Permafrost. Dies entspricht auch den Ergebnissen der BTS–Messungen, die in den Wintern 2002/03 und 2003/04 an dieser Position möglichen beziehungsweise keinen Permafrost ausweisen. Auf Grund der relativ hohen Geschwindigkeiten der zweiten Schicht bei Profil S4 konnte Permafrost hier zunächst nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Die Ergebnisse der geoelektrischen Messungen und die BTS–Werte sprechen jedoch eindeutig gegen Permafrost (s.u. und Abbildung 5.24). Die beiden am höchsten gelegenen Seismikprofile S5 und S6 weisen jeweils hohe Geschwindigkeiten in der zweiten Schicht auf. Wie sich bei der Interpretation der geoelektrischen Messungen zeigen wird, ist die Existenz von Permafrost in dieser Reliefposition durchaus möglich. Die BTS–Werte in der Nähe der Profile, die im Winter 2003/04 gemessen wurden, weisen tendenziell auf die Existenz von Permafrost hin.

2D–geoelektrische Messungen

In Abbildung 5.27 sind die Ergebnisse der zweidimensionalen geoelektrischen Messungen GE1 bis GE3 dargestellt. Die Positionen der Profile sind in Abbildung 5.26 zu sehen, wobei die überlappenden Profilstrecken GE1 bis GE4 leicht versetzt gezeichnet sind.

5 Ergebnisse

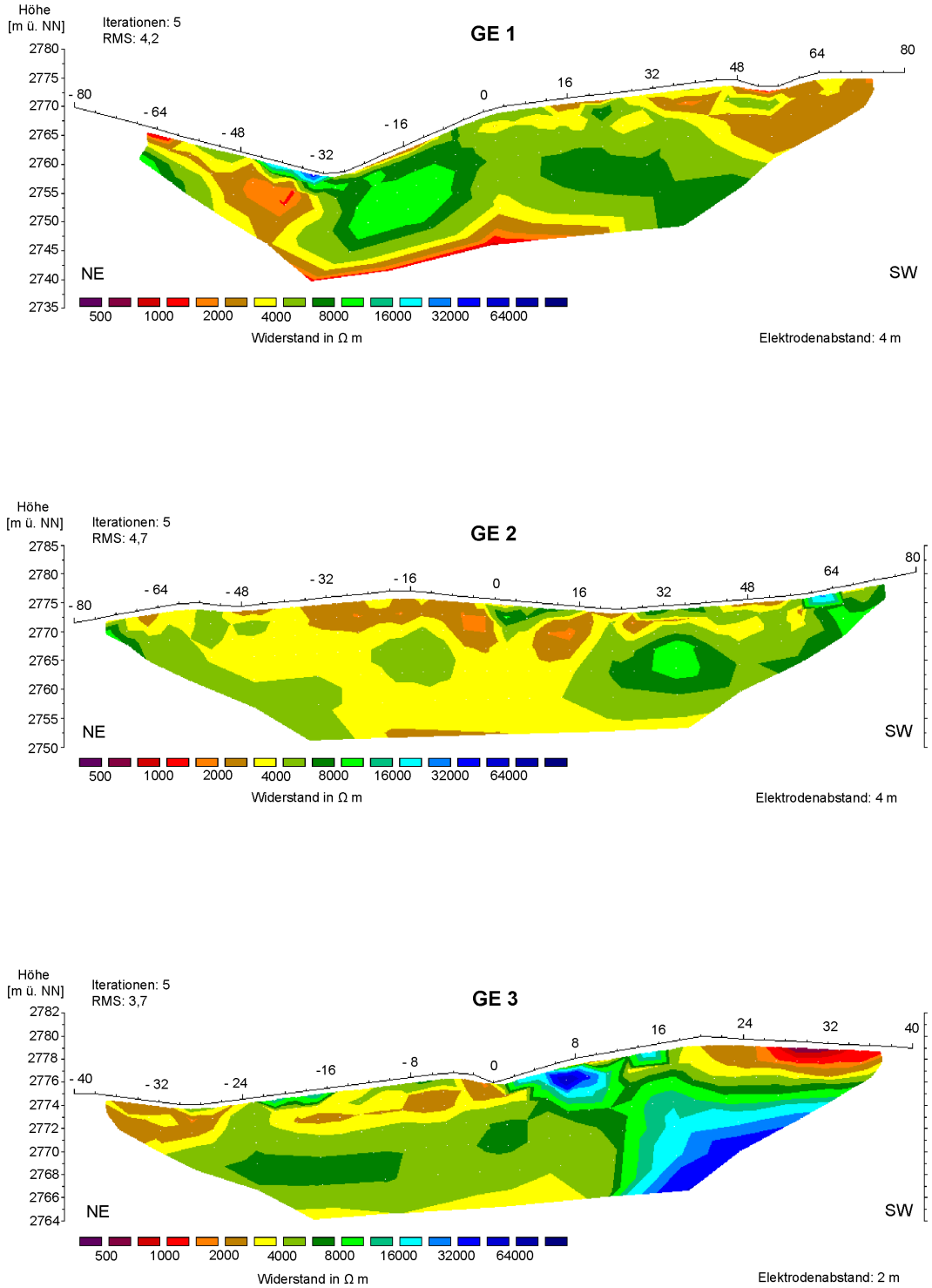


Abbildung 5.27: 2D-Tomogramme der Geoelektrik-Profile GE1, GE2 und GE3.

Die gemessenen Widerstände des Profils GE1 zeigen, dass dort vorwiegend kein Permafrost vorhanden ist. Zwischen den Positionen -28 und -8 m ist allerdings in

einer Tiefe von etwa 5m ein Bereich zu erkennen, in dem die Widerstände wenig über 10 k Ω m liegen. An dieser Stelle handelt es sich vermutlich um ein räumlich eng abgegrenztes Permafrostvorkommen. Die gemessenen Widerstände sind jedoch relativ gering und lassen auf Permafrost schließen, dessen Temperatur sich nahe dem Gefrierpunkt befindet und der einen erhöhten Wassergehalt aufweist. Dieser schmelzende Permafrostrest befindet sich wahrscheinlich nicht mehr im Gleichgewicht mit den aktuellen klimatischen Rahmenbedingungen. Als Ursache für die Existenz von Permafrost an dieser Reliefposition ist vor allem die Schneeverteilung zu nennen. Auf Grund der Leelage des Standortes bildet sich dort häufig eine Wächte, die bis weit in den Sommer hinein erhalten bleibt und den Untergrund vor der eintreffenden Solarstrahlung und steigenden Lufttemperaturen schützt. Die in Abbildung 5.28 dargestellten Aufnahmen der automatischen Kamera aus dem Winter 2002/03 zeigen diese Situation sehr deutlich.

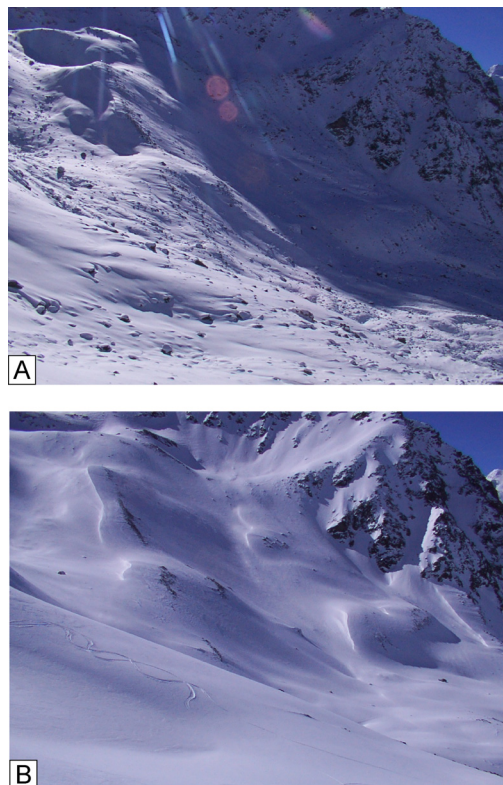


Abbildung 5.28: Aufnahmen der automatischen Kamera vom 05.11.2002 und 16.03.2003. Die zum Zeitpunkt der zweiten Aufnahme noch ca. 3m mächtige Wächte an der Leeseite der Moräne ist deutlich zu erkennen.

Die sehr hohen Widerstände nordöstlich dieser Permafrostlinse stellen mit hoher Wahrscheinlichkeit Fehler in den Messwerten dar oder sind auf Luft zurückzuführen, die zwischen den groben Blöcken des Substrates eingeschlossen ist. Profil GE2 ist zwar weitgehend als permafrostfrei zu interpretieren, weist jedoch im Bereich zwischen 28 und 80m leicht erhöhte Widerstände auf. Durch die geringe Ausdehnung der Bereiche mit Widerständen über $10 \text{ k}\Omega\text{m}$ zwischen 32 und 37m in einer Tiefe von etwa 6m beziehungsweise der Lage im unsicheren Randbereich des Profils um 64m, werden diese Messwerte nicht als Nachweis für Permafrost verstanden. Die Widerstände des Profils GE3 weisen hingegen deutlich auf isolierte Bereiche mit Permafrost hin. Vor allem die hohen Widerstände von bis zu 40 bis $50 \text{ k}\Omega\text{m}$, die in einer Tiefe von etwa 3 bis 5m im südwestlichen Drittel des Profils gemessen wurden, sprechen für die Existenz von eisreichem Permafrost. Für die oberflächennah gemessenen, hohen Widerstände bei 8m kommen luftgefüllte Porenräume oder extrem trockenes Substrat in Betracht. Ein oberflächennahes Vorkommen von hochohmigem Eis kann jedenfalls zum Zeitpunkt der Messung im August 2003 ausgeschlossen werden.

Die südwestliche Hälfte von Profil GE3 überlappend schließt sich Profil GE4 in Richtung der Wurzelzone des aktiven Blockgletschers HT05 an (siehe Abbildungen 5.26 und 5.29). Die hohen Widerstände an der Oberfläche (8m bei Profil GE3) sind bei etwa -7m zu erkennen. Profil GE4 bestätigt den hochohmigen Permafrostkörper im SW nochmals. Da die Messwerte deutlich über $2000 \text{ k}\Omega\text{m}$ liegen, handelt es sich bei diesem Material nach ASSIER et al. (1996) um Sediment mit einem Eisanteil über 40 %. Da es sich bei diesem Bereich um die Wurzelzone eines Blockgletschers handelt, erscheinen die gemessenen Werte plausibel. Auffällig ist das schnelle Abtauchen der hochohmigen Schicht an der orographisch rechten Grenze des Blockgletschers. Offenbar ist das Gelände in unmittelbarer Nachbarschaft des Blockgletschers bei durchaus vergleichbaren klimatischen Rahmenbedingungen frei von Permafrost.

5 Ergebnisse

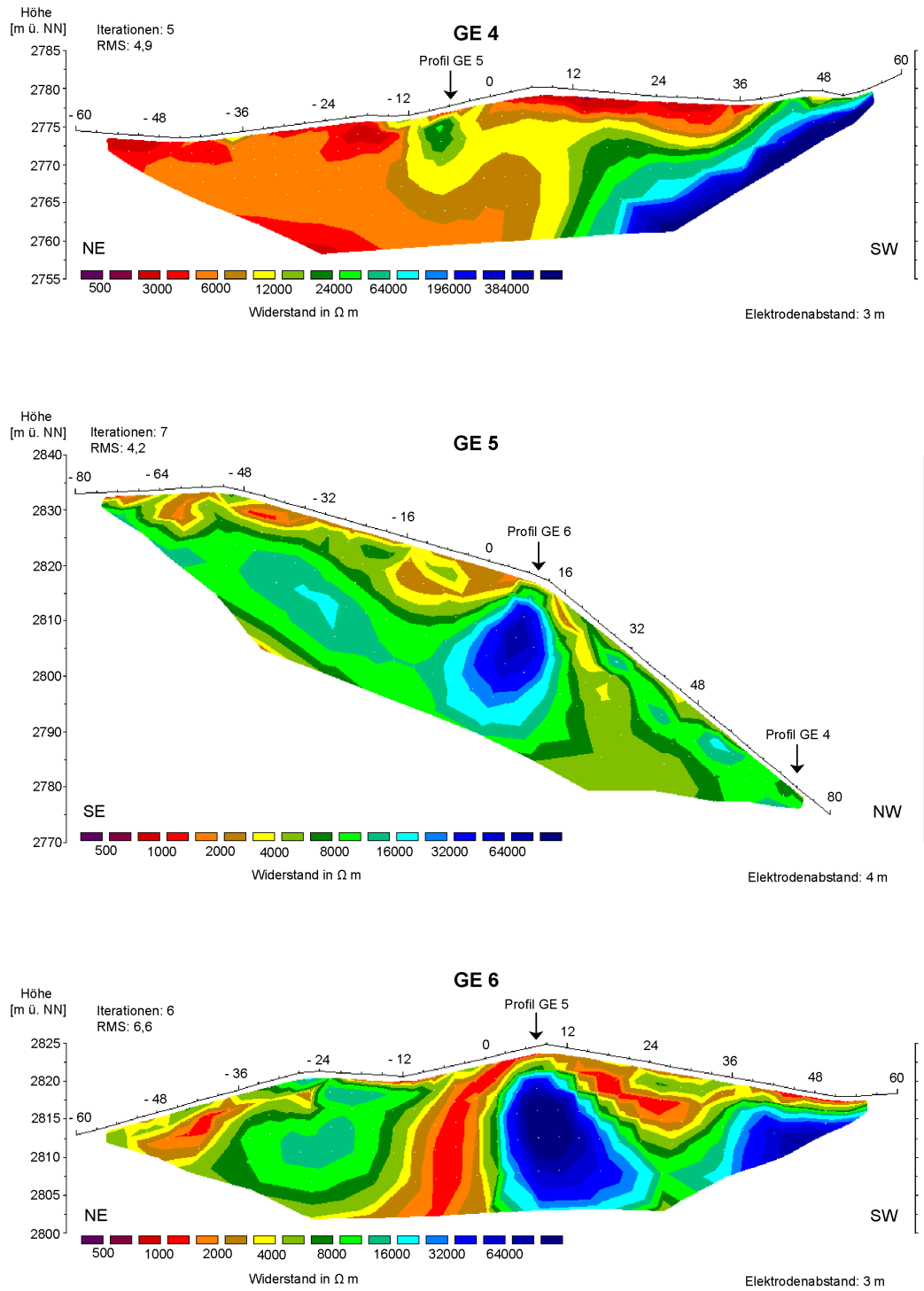


Abbildung 5.29: 2D-Tomogramme der Geoelektrik-Profile GE4, GE5 und GE6.

Da sich der Bereich zwischen dem Rücken der Seitenmoräne und dem Blockgletscher HT05 durch den Befund der Geoelektrik und der BTS-Messungen als weitgehend permafrostfrei erwiesen hatte, wurden weitere Geoelektrik-Messungen

auf einem Rücken oberhalb der Blockgletscherwurzel durchgeführt, da die Voraussetzungen für die Entwicklung von Permafrost in dieser Reliefposition am günstigsten erschienen. Zur Verdeutlichung der geomorphologischen Situation an der Position der Profile, zeigt Abbildung 5.30 ein Foto des Messstandortes. Wie in Abbildung 5.29 zu erkennen ist, weist das Profil GE5 hangaufwärts von 24 m hohe bis sehr hohe Widerstände auf. Die hohen Widerstände hangabwärts von 24 m befinden sich einer Tiefe von etwa 2,5 bis 5 m. Die Existenz eines möglichen Permafrostkörpers wird an dieser Position durch die Ergebnisse der Refraktionsseismik (Profil S6) tendenziell bestätigt, obwohl die Daten der Seismik nur eine Annäherung an die tatsächliche Situation darstellen. Der Refraktor liegt nach den Seismikdaten in einer mittleren Tiefe von 3,6 m. Die höchsten Widerstände des Profils GE5 befinden sich am Schnittpunkt dieses Profils mit dem Profil GE6 und liegen deutlich über 40 k Ω m. In Profil GE5 ist zu erkennen, dass sich der hochohmige Bereich den Rücken hinauf fortsetzt und sich seine Oberfläche in einer Tiefe von 7 bis 14m befindet. Wie Profil GE6 zeigt, ist dieser Bereich allerdings im Wesentlichen auf den Rücken beschränkt, setzt sich im SW der Profilstrecke jedoch in der Tiefe in Richtung auf die Wurzelzone des Blockgletschers fort. Im Bereich eines zweiten Rückens bei -12 bis -32 m (Profil GE6) deutet sich ein weiterer Bereich mit Widerständen über 10 k Ω m an. Die hochohmigen Bereiche beider Profile können in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Refraktionsseismik (Profile S5 und S6) als Permafrost interpretiert werden. Vermutlich handelt es sich bei den Bereichen mit weniger als etwa 20 k Ω m allerdings um relativ warmen Permafrost, dessen Auftauschicht im Winter nicht mehr komplett gefrieren kann. Um diese Annahme zu überprüfen, bietet sich die Durchführung eines längerfristigen Monitorings der Gefrier- und Tauprozesse der oberen Bodenschichten in dieser Position an. Der bei Profil GE6 zu erkennende niederohmige Bereich zwischen den beiden Rücken könnte auf den Einfluss von Wasser zurückzuführen sein, das zu einer Verringerung des elektrischen Widerstands führt und gleichzeitig die Erwärmung des Untergrunds hervorruft. In Abbildung 5.30 ist der formbildende Einfluss fluvialer Prozesse im Bereich der Messstrecke von Profil GE6 deutlich zu erkennen. Daneben zeigt das Foto, dass sich in direkter Nachbarschaft zu den Profilstrecken anstehender Fels befindet. Eine Fortsetzung des Anstehenden unter den Profilen muss daher in Betracht gezogen werden. Dennoch konnte die Existenz

von Permafrost, welcher entweder in Form von permanent gefrorenem Lockermaterial oder gefrorenem Fels vorliegt, an dieser Position nachgewiesen werden.



Abbildung 5.30: Messstandort der Profile GE5 und GE6. Deutlich zu erkennen sind die Rücken und Gräben im Bereich der Profilstrecken sowie die Wurzelzone des aktiven Blockgletschers HT05 (rechts im Bild). Blickrichtung nach Süden. Foto: Stefan Rasemann.

Lokale Permafrostverbreitung im Rothornkar

Das Rothornkar stellt durch seine überwiegend nord- bis nordwestexponierte Lage oberhalb etwa 2650 m ü. NN eine ausgesprochen günstige Reliefposition für die Entwicklung von Permafrost dar. Die Befunde des BTS-Monitorings und der geophysikalischen Messungen ergaben allerdings eine deutlich geringer ausgedehnte Permafrostverbreitung als erwartet. Zudem wurde eine starke, kleinräumige Differenzierung der ermittelten Permafrostvorkommen beobachtet. Es lassen sich jedoch drei Bereiche mit unterschiedlichem Permafrostanteil im Rothornkar ausweisen, die auf Basis der für die Permafrostverbreitung relevanten Faktoren charakterisiert werden können: (1) der Blockgletscher HT05 mit aktivem Permafrostkern, (2) die weitgehend permafrostfreie Seitenmoräne im Zentrum des Kares und (3) die permafrosthaltigen Rücken im oberen Bereich der Kares, nahe der Wurzelzone des Blockgletschers.

Auf dem aktiven Blockgletscher HT05, der einen geomorphologischen Nachweis für kriechenden Permafrost darstellt, konnte die Existenz von aktivem Permafrost durch die oben beschriebenen Messungen mit Ausnahme eines kleinen Bereichs im orographisch rechten unteren Teil des Blockgletschers nachgewiesen werden. In diesem Bereich deuten die Messwerte auf schmelzenden Permafrost hin, dessen Erhalt offenbar unter den gegebenen klimatischen Bedingungen nicht mehr möglich ist. Betrachtet man die Oberfläche des Blockgletschers, so fällt das Fehlen von Fließstrukturen in diesem Bereich auf. Dies deutet auf verringerte Prozessaktivität beziehungsweise langsamere Fließgeschwindigkeiten des Blockgletschers hin. In den Bereichen, in denen Permafrost nachgewiesen werden konnte, sind die für Blockgletscher typischen Fließstrukturen allerdings deutlich zu erkennen. Für die Erhaltung von Permafrost scheint die zunächst Charakteristik der Oberfläche des Blockgletschers maßgeblich verantwortlich zu sein, da dessen grobblockige Oberfläche auf den Aufbau der Schneedecke einwirkt und während der schneefreien Zeit den Untergrund isolierende Eigenschaften besitzt. Zudem scheint die Existenz von Permafrost aber auch durch die Trägheit des Blockgletscherprozesses bedingt zu sein. In Kombination mit der grobblockigen Oberfläche der Form wird somit die Erhaltung von Permafrost in Bereichen ermöglicht, in denen unter den gegebenen klimatischen Bedingungen offenbar kein Permafrost vorkommt (s.u.). Hinsichtlich der Funktion von Blockgletschern zur Indikation von Permafrost ist dieses Erkenntnis von hoher Bedeutung. So markieren aktive und inaktive Blockgletscher zwar die Untergrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung, stellen jedoch möglicherweise Permafrostvorkommen dar, die sich nicht mehr im Gleichgewicht mit den lokalklimatischen Rahmenbedingungen befinden. Wie Kartenbeilage 3 zeigt, wird die „tatsächliche“ Permafrostverbreitung in weiten Bereichen des Rothornkares durch das regionale Permafrostverbreitungsmodell PSIM überschätzt. Da sich die simulierte Untergrenze für Permafrost im Rothornkar nach den Modellen ROGMOD und PERMAMAP an ähnlicher Position befindet, liegt eine grundsätzliche Überschätzung der lokalen Permafrostverbreitung im Rothornkar durch die regionalen Modelle vor. Wie die BTS-Werte der UTL-Logger auf den inaktiven Blockgletschern HT02a, HT03, HT04 und HT06 zeigen, kann ein genereller Trend zur Überschätzung der lokalen Permafrostverbreitung durch die regionalen Modelle allerdings nicht bestätigt werden. Durch die Messungen konnte Permafrost in Bereichen nachgewiesen

werden, in denen nach dem Modell PSIM kein Permafrost existiert. Durch weitere lokalskalige Kartierungen sollte nun überprüft werden, ob regionale Modelle die Permafrostverbreitung tendenziell über- oder unterschätzen und ob sich die erfassten Abweichungen in speziellen Reliefpositionen ergeben.

Die Seitenmoräne im zentralen Bereich des Rothornkares erweist sich als weitgehend permafrostfrei. Nachdem auf dem Rücken der Seitenmoräne durch die refraktionsseismischen Messungen im Sommer 2002 kein Permafrost nachgewiesen werden konnte, sprechen auch die BTS–Werte der Winter 2002/03 und 2003/04 mit Sicherheit gegen die Existenz von Permafrost. Die in Kartenbeilage 3 dargestellte Kartierung der Lockersubstrate des Kares zeigt, dass die Oberfläche des Moränenkörpers im Wesentlichen aus einem Substrat mit Korngrößen kleiner als 50 cm besteht. Im Gegensatz zu den hauptsächlich im Kar vorhandenen groben Blöcken erweist sich dieser Substrattyp unter den gegebenen lokalklimatischen Bedingungen offensichtlich als ungünstig für die Entwicklung von Permafrost. Die relativ hohe Lufttemperatur und hohe Solarstrahlungswerte im Turtmantal können das feinkörnige Substrat offenbar sehr effektiv erwärmen. Erste Anzeichen von Permafrost unter feinkörnigem Substrat ergaben sich erst oberhalb einer Höhe von etwa 2750 m ü. NN auf dem weiter unten beschriebenen, windexponierten Rücken.

Im orographisch rechten Teil des Rothornkares fallen einige hohe BTS–Werte aus dem Winter 2003/04 auf. Auf Grund der grobblockigen Oberfläche wurde in diesem Bereich eigentlich die Existenz von Permafrost vermutet. Zum anderen wurden in diesem Bereich durch die automatische Kamera häufig Akkumulationen von Lawinenschnee aufgezeichnet. Dieser Schnee blieb meist bis weit in den Sommer hinein liegen und isolierte auf diese Weise die Bodenoberfläche gegen die eintreffende Solarstrahlung und steigende Lufttemperaturen. Die Existenz von Lawinenschneeakkumulationen besitzt jedoch an diesem Standort offenbar keine vergleichbar hohe Bedeutung wie in anderen Gebieten der Alpen (vgl. Kapitel 2.1.2). Das Fehlen von Permafrost in diesem Bereich ist vermutlich auf eine Kombination von mehreren Ursachen zurückzuführen. Einerseits wurde im oberen Bereich der Moräne, unterhalb des Karriegels, eine starke Durchfeuchtung des Substrats beobachtet. Das vom Rothornletscher stammende Wasser versickert größtenteils unmittelbar unterhalb des Karriegels, fließt jedoch an einigen Stellen orographisch rechts der Moräne auch

oberflächlich ab, um auf einer Höhe 2765 m ü. NN erneut zu versickern. Der Hungerlibach tritt erst an der Stirn des Blockgletschers HT03 auf einer Höhe von 2500 m ü. NN wieder zu Tage. Durch dieses Wasser könnte eine Energiezufuhr erfolgen, die eine Existenz von Permafrost im Untergrund verhindert. Eine andere Ursache wird in der ständigen Schutzzufuhr durch die Felswände oberhalb der Schutthalden vermutet. Unter der Annahme, dass bei den aktuellen klimatischen Bedingungen eine Bildung von Permafrost in den neu akkumulierten Sedimenten nicht möglich ist, würde dies zu einem fortwährenden Anwachsen der Mächtigkeit der Auftauschicht führen. Ein Nachweis von Permafrost anhand der BTS-Methode wäre dadurch ausgeschlossen. Schließlich kommt grundsätzlich auch ein glazialer Einfluss auf die Energiebilanz der Untergrunds in Betracht, da durch einen temperierten oder polythermalen Gletscher eine effektive Erwärmung des Gletscherbettes erfolgen kann. Wie bei der Vorstellung des Rothornkares bereits erwähnt, wird die Position des Rothorngletschers zur Zeit des 1850er Gletscherhochstandes allerdings direkt unterhalb des Karriegels vermutet. Das Fehlen von Permafrost wird somit in diesem Fall nicht auf die Erwärmung des Untergrunds durch den Rothorngletscher zurückgeführt.

Der dritte charakteristische Permafrostbereich befindet sich auf einem mit Feinmaterial bedeckten Rücken in der Umgebung der Wurzelzone des Blockgletschers HT05. Dort konnte durch die geophysikalischen Messungen die Existenz von Permafrost in bestimmten Bereichen nachgewiesen werden. Vermutlich ist die Bildung von Permafrost an dieser Position durch ein Energiedefizit bedingt, welches durch die windexponierte Lage des Rückens hervorgerufen wird (siehe Abbildungen 5.23C und 5.29). Offenbar tritt also der Einfluss des feinkörnigen Substrats ab einer bestimmten Höhe beziehungsweise Lufttemperatur in den Hintergrund und die Bildung von Permafrost ist auch unter feinkörnigem Substrat möglich.

5.2.2 Zusammenfassung

Die wesentlichen Ergebnisse der lokalen Permafrostkartierung sind:

1. Die lokale Permafrostkartierung zeigt ein kleinräumig stark differenziertes Bild der Permafrostverbreitung. Anders als erwartet erwiesen sich ausgedehnte Bereiche innerhalb des nordwestexponierten Rothornkares als permafrostfrei.
2. Die Kartierung des Rothornkares ergab drei verschiedene Bereiche, innerhalb derer die Permafrostverbreitung ein relativ einheitliches Bild besitzt: (1) der Blockgletscher HT05 mit aktivem Permafrostkern, (2) die weitgehend permafrostfreie Seitenmoräne im Zentrum des Kares und (3) die permafrosthaltigen Rücken im oberen Bereich des Kares, nahe der Wurzelzone des Blockgletschers.
3. Grundsätzlich zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Korngröße des oberflächennahen Substrats und der Permafrostverbreitung. Feinkörniges Substrat erwies sich als permafrostungünstig, während bei groben Substrat nahezu ausschließlich Permafrost nachgewiesen werden konnte. Im Rothornkar befinden sich die tiefsten Permafrostvorkommen unter feinem Substrat auf einer Höhe von 2750 bis 2800 m ü. NN, also 150 bis 200 m höher als von den regionalen Permafrostmodellen simuliert.
4. Im Einzelnen erweist sich die lokale Permafrostverbreitung als ein Resultat einer komplexen Faktorenkombination, in der neben der Korngröße des oberflächennahen Substrats vermutlich auch Reliefelemente des Mikroreliefs–B (DIKAU, 1989) eine zentrale Rolle spielen.
5. Blockgletscher stellen Sonderfälle lokaler Permafrostvorkommen dar. Hier ist neben der Korngröße des oberflächennahen Substrats und der Reliefstruktur wahrscheinlich auch der Prozess des Permafrost–Kriechens für die Erhaltung von Permafrost verantwortlich.

5.3 Sedimentspeicher Blockgletscher

Die periglaziale Stufe des Turtmantals umfasst durch den geringen Vergletscherungsgrad eine relativ große Ausdehnung. Auf Grund der weiten Verbreitung periglazialer Prozesse und Formen spielt deren Beitrag an der Verlagerung von Sediment innerhalb dieses alpinen Geosystems im Holozän vermutlich eine zentrale Rolle.

Im Folgenden werden die Blockgletscher des Turtmantals als Ergebnis eines permafrostbedingten Sedimenttransportprozesses und als charakteristische Sedimentspeicher des Periglazials näher analysiert. Angaben zum Sedimentvolumen und der Masse des in den Blockgletschern gespeicherten Sedimentes stellen einen Bestandteil des Blockgletscherinventars dar und bilden eine wichtige Grundlage zur Entwicklung empirischer Sedimenthaushaltsmodelle des Untersuchungsgebietes. Die Entwicklung derartiger Modelle wird durch eine Zusammenführung der Ergebnisse der Projekte B 6, B 1 und eines weiteren, externen Projektes des Graduiertenkollegs erfolgen.

Grundlage der Berechnung der Blockgletschervolumina sowie der Sedimentvolumina und -massen der Blockgletscher bilden die im Kapitel 3.4 beschriebenen Ansätze zur Bestimmung der Blockgletschermächtigkeit. Während die Mächtigkeit der Blockgletscher zur Berechnung von Szenario 1 an deren Stirn ermittelt wurde, basiert Szenario 2 hingegen auf dem Mittelwert der an verschiedenen Stellen der jeweiligen Blockgletscher bestimmten Mächtigkeit. Wie in Kapitel 3.4 beschrieben, erfolgte die Ermittlung der Mächtigkeiten bei beiden Szenarien auf der Grundlage des hochaufgelösten HRSC–DHM. Der Fehler der Höhenangaben des DHM wird mit 50 cm angegeben. Es wird angenommen, dass die Genauigkeit der Mächtigkeitsbestimmung bei 1 bis 2 m liegt.

Bei Betrachtung der Blockgletschermächtigkeiten zeigt sich eine relativ gleichmäßige räumliche Verteilung der Mächtigkeitswerte auf die Blockgletscher des Turtmantals. Wie in Abbildung 5.31 zu erkennen ist, existieren keine Gebiete im Untersuchungsgebiet, die durch besonders große oder besonders geringe Mächtigkeiten zu gekennzeichnet sind. Eine Ausnahme stellt lediglich das Pipjitälli dar, in dem

sich die Blockgletscher mit den größten Mächtigkeiten und Volumina des Turtmann-
tals befinden.

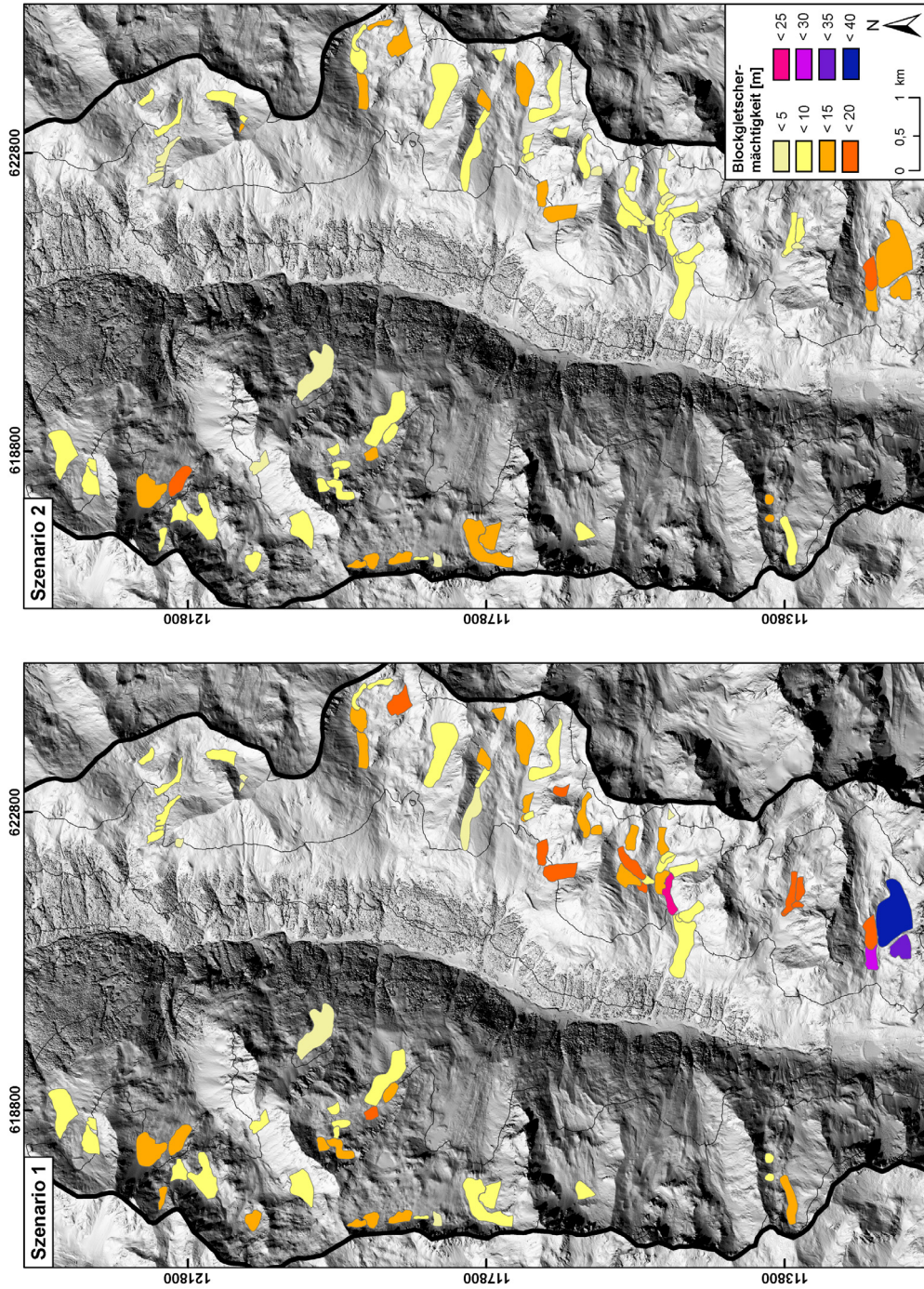


Abbildung 5.31: Blockglacierschermächtigkeiten im Turtmannal.

Ein offensichtlicher Unterschied existiert indessen zwischen den beiden Szenarien: die für Szenario 1 berechneten Mächtigkeiten liegen tendenziell über denen von Szenario 2. Wie Abbildung 5.31 zeigt, führt dies zwar bei vielen Blockgletschern noch nicht zu einer Gruppierung in eine andere Mächtigkeitsklasse, folgende Blockgletscher weisen jedoch im Szenario 2 um mehr als zwei Klassen erhöhte Mächtigkeiten auf: PT01, PT02, PT04, HT03. Der einzige Blockgletscher, der im Szenario 2 eine um eine Klasse verringerte Mächtigkeit besitzt, ist der Blockgletscher CT03. Da es sich bei den Stirnmächtigkeiten der Blockgletscher des Turtmantals offenbar um die maximalen Mächtigkeiten der einzelnen Formen handelt, repräsentiert Szenario 1 eine Maximalabschätzung für die Volumina der Blockgletscher. Grundsätzlich ist jedoch zu beachten, dass die an der Stirn ermittelte Mächtigkeit auch zu einer Unterschätzung des Volumens führen kann. Dies zeigt sich besonders deutlich am Beispiel des Blockgletschers GT08 (siehe Beilage, Grüobtälli-Kapitel). Da dieser Blockgletscher im unteren Drittel über eine Stufe im Relief fließt, ist seine Stirn stark verstürzt und nur schwer zu identifizieren. In diesem Fall wurde die „Stirnmächtigkeit“ an einer anderen Stelle der Form im Bereich oberhalb der Stufe ermittelt, da die Mächtigkeit an der eigentlichen Stirn weniger als zwei Meter beträgt. Ein Blockgletscher kann auch mehrere Bereiche besitzen, in denen seine Mächtigkeit „maximale“ Werte annimmt. Diese Bereiche sind meist auf kompressives Fließverhalten des Blockgletschers zurückzuführen und bilden sich oberhalb von Hindernissen beziehungsweise unterhalb von Kanten im Relief. Genauere Angaben zu den ermittelten Mächtigkeiten sind dem Blockgletscherkatalog zu entnehmen, der dieser Arbeit beiliegt.

Abbildung 5.32 zeigt einen Vergleich der Fläche der Blockgletscher mit deren Mächtigkeit. Demnach konnte ein Zusammenhang zwischen der Fläche und der Mächtigkeit der Blockgletscher für das Turtmantal nicht nachgewiesen werden. Dies steht im Gegensatz zu den Ergebnissen von BARSCH (1977), der die Mächtigkeit der Blockgletscher der Schweizer Alpen auf Basis eines beobachteten Zusammenhangs zwischen diesen beiden geomorphometrischen Parametern bestimmte. Betrachtet man die Verteilung der Mächtigkeitswerte in Abbildung 5.32, so zeigt sich zunächst, dass die Streuung der Werte bei Szenario 1 etwas größer ist, als bei Szenario 2.

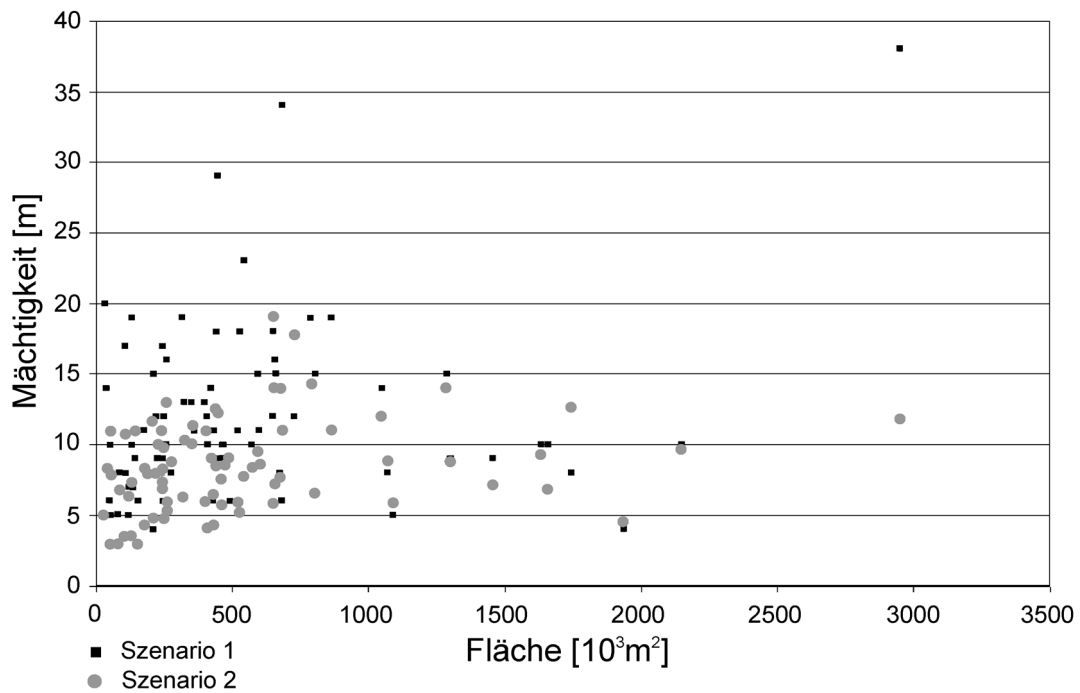


Abbildung 5.32: Blockgletschermächtigkeit in Abhängigkeit von der Fläche der Blockgletscher.

Tabelle 5.13 zeigt des Weiteren, dass keine grundlegenden Unterschiede zwischen den Mächtigkeiten der Blockgletscher aus den einzelnen Aktivitätsklassen bestehen. Dies verwundert zunächst, da der Eisgehalt der Blockgletscher bei der Erfassung der Mächtigkeiten nicht berücksichtigt wird. Da bei reliktschen Blockgletschern nicht mehr von der Existenz von Eis ausgegangen wird, sind bei diesen Formen tendenziell geringere Mächtigkeiten zu erwarten.

Tabelle 5.13: Statistische Kennwerte der nach Szenario 1 und Szenario 2 ermittelten Blockgletschermächtigkeiten.

	Anzahl	Szenario 1			Szenario 2		
		Mittel	Median	Standardabweichung	Mittel	Median	Standardabweichung
Aktive Blockgletscher	38	12,4	11	6,9	8,8	8,8	2,7
Inaktive Blockgletscher	24	11,5	10	5,2	7,6	6,3	3,7
Reliktische Blockgletscher	21	11,1	10	5,5	8,7	8	3,6

Die Ursachen für die hohe Übereinstimmung der Mächtigkeiten sind wahrscheinlich vielfältig. Zunächst liegt ein wesentliches Problem in der Methode der Mächtigkeitsbestimmung an sich begründet. Da diese im DHM an der Grenze der Form gemessen wird, können die typischen Kollapsstrukturen reliktscher Blockgletscher nicht erfasst werden. Dies führt zu einer Überschätzung der Mächtigkeit dieser Blockgletscher. Daneben erschwert die hohe Standardabweichung allgemeine Aussagen über die Mächtigkeiten der aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher des Turtmantals. Schließlich können auch geomorphologische Ursachen für die beobachtete Mächtigkeitsverteilung genannt werden. Sofern die reliktschen Blockgletscher während ihrer Bildungszeit mächtiger waren oder einen höheren Sedimentanteil besaßen, als bei den heute aktiven Blockgletschern zu beobachten ist, würde sich dies in einer höheren Mächtigkeit der kartierten Formen widerspiegeln. Nach dem Ausschmelzen des Eises der heute aktiven Blockgletscher würden sich zukünftig reliktsche Blockgletscher mit geringerer Mächtigkeit ausbilden, als bei den heutigen reliktschen Formen zu beobachten ist. Schließlich spielt die Kenntnis über den Konsolidierungsgrad der reliktschen und inaktiven Blockgletscher sowie über den Eisgehalt der inaktiven und aktiven Formen in diesem Zusammenhang eine wichtige Rolle. Zur Diskussion dieser Aspekte ist die Messung geomorphologischer Parameter mittels geophysikalischer Methoden zu empfehlen.

In Tabelle 5.14 sind die berechneten Volumina der Blockgletscher sowie die daraus abgeleiteten Sedimentvolumina und -massen dargestellt. So beträgt das Gesamtvolumen der Blockgletscher des Turtmantal etwa $0,07 \text{ km}^3$ bei Szenario 1 und $0,05 \text{ km}^3$ bei Szenario 2. Daraus ergibt sich pro Blockgletscher ein mittleres Volumen von $0,79 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Szenario 1) beziehungsweise $0,55 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Szenario 2) bei einer mittleren wahren Fläche von $0,06 \text{ km}^2$. Im Durchschnitt beträgt das Sedimentvolumen eines aktiven Blockgletschers im Turtmantal $0,41 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Szenario 1) beziehungsweise $0,26 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Szenario 2) bei einer wahren Fläche von $0,07 \text{ km}^2$ pro Blockgletscher. BARSCH (1977) nennt für aktive Blockgletscher ein durchschnittliches Sedimentvolumen von $0,66 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ bei einer Fläche von $0,03 \text{ km}^2$. Die deutlich geringeren Sedimentvolumina der Blockgletscher im Turtmantal sind im Wesentlichen auf die geringeren ermittelten Mächtigkeiten der Formen zurückzuführen. Die typische Blockgletschermächtigkeit schwankt im Turtmantal zwischen 3 und 38 m

(Szenario 1) beziehungsweise 3 und 19 m (Szenario 2), bei Mittelwerten von etwa 12 m (Szenario 1) und 8,4 m (Szenario 2). Nach BARSCH (1996) variieren die typischen Mächtigkeiten von Blockgletschern zwischen 30 und 50 m, nach HUMLUM (2000) zwischen 15 und 80 m und liegen demnach deutlich höher als im Turtmann-tal.

Tabelle 5.14: Berechnete Blockgletschervolumina sowie Sedimentvolumina und -massen der Blockgletscher bei verschiedenen Sedimentanteilen: Szenarien 1 und 2.

Szenario 1	Anzahl	Wahre Fläche [km ²]	Volumen [10 ⁶ m ³]	Sedimentgehalt 30 %		Sedimentgehalt 40 %		Sedimentgehalt 50 %		Sedimentgehalt 60 %	
				Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]	Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]	Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]	Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]
Aktive Blockgletscher	38	2,54	39,0	11,71	30,45	15,6	40,56	19,5	50,7	--	--
Inaktive Blockgletscher	24	0,68	8,73	--	--	3,49	9,07	4,37	11,35	5,24	13,62
Reliktische Blockgletscher	21	1,73	17,7	--	--	--	--	8,85	23,01	10,62	27,61
Summe	83	4,95	65,5	--	--	--	--	32,72	85,06	--	--

Szenario 2	Anzahl	Wahre Fläche [km ²]	Volumen [10 ⁶ m ³]	Sedimentgehalt 30 %		Sedimentgehalt 40 %		Sedimentgehalt 50 %		Sedimentgehalt 60 %	
				Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]	Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]	Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]	Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]
Aktive Blockgletscher	38	2,54	24,86	7,48	19,4	9,94	25,94	12,43	32,32	--	--
Inaktive Blockgletscher	24	0,68	5,79	--	--	2,32	9,03	2,9	7,54	3,74	9,72
Reliktische Blockgletscher	21	1,73	15,1	--	--	--	--	7,55	19,63	9,06	23,56
Summe	83	4,95	45,7	--	--	--	--	22,88	59,49	--	--

Die in Tabelle 5.15 aufgeführten Minimal- und Maximalabschätzungen der Sedimentvolumina und -massen für beide Szenarien gehen jeweils vom geringsten beziehungsweise höchsten möglichen Schuttgehalt der einzelnen Blockgletscherklassen aus. So stellt beispielsweise die Minimalabschätzung für das Szenario 1 die Summe der Sedimentvolumina und Sedimentmassen mit folgenden Sedimentanteilen dar: aktive Blockgletscher 30 %, inaktive Blockgletscher 40 % und reliktsche Blockgletscher 50 % Sedimentanteil. Die ermittelten Werte bilden einen wesentlichen Bestandteil für die Entwicklung empirischer Sedimenthaushaltsmodelle, welche unter anderem die Bedeutung der Blockgletscher für den Sedimenthaushalt der periglazialen Stufe des Turtmantals darlegen sollen.

Tabelle 5.15: Minimal- und Maximalabschätzung der Sedimentvolumina und -massen der Blockgletscher des Turtmantals.

	Szenario 1		Szenario 2	
	Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sedimentmasse [10 ⁶ t]	Sedimentvolumen [10 ⁶ m ³]	Sedimentmasse [10 ⁶ t]
Minimum	24,05	62,53	17,33	45,06
Maximum	35,36	91,93	25,23	65,6

Im Anhang A 4 ist eine Tabelle mit den Summen der Sedimentvolumina und Sedimentmassen der Blockgletscher in den einzelnen Seitentälern des Turtmantals bei einem Schuttgehalt von 50 % aufgeführt. Die Gesamtvolumina der Blockgletscher in den Seitentälern sind in Abbildung 5.33 graphisch dargestellt. Die Seitentäler sind nach der Gesamtfläche der in ihnen befindlichen Blockgletscher sortiert. Erwartungsgemäß zeigt sich ein eindeutiger Zusammenhang zwischen Fläche und Volumen der Blockgletscher. Es existieren nur wenige Ausnahmen von dem grundsätzlichen Trend, dass das Volumen mit der Fläche der Blockgletscher zunimmt. So fällt bei Szenario 1 das Blockgletschervolumen des Pipjitällis deutlich auf, welches mehr als doppelt so hoch ist als bei Szenario 2. Das Gesamtvolumen der Blockgletscher des Hungerlitällis entspricht als einziges nicht dem generellen beobachteten Trend des Szenarios 2.

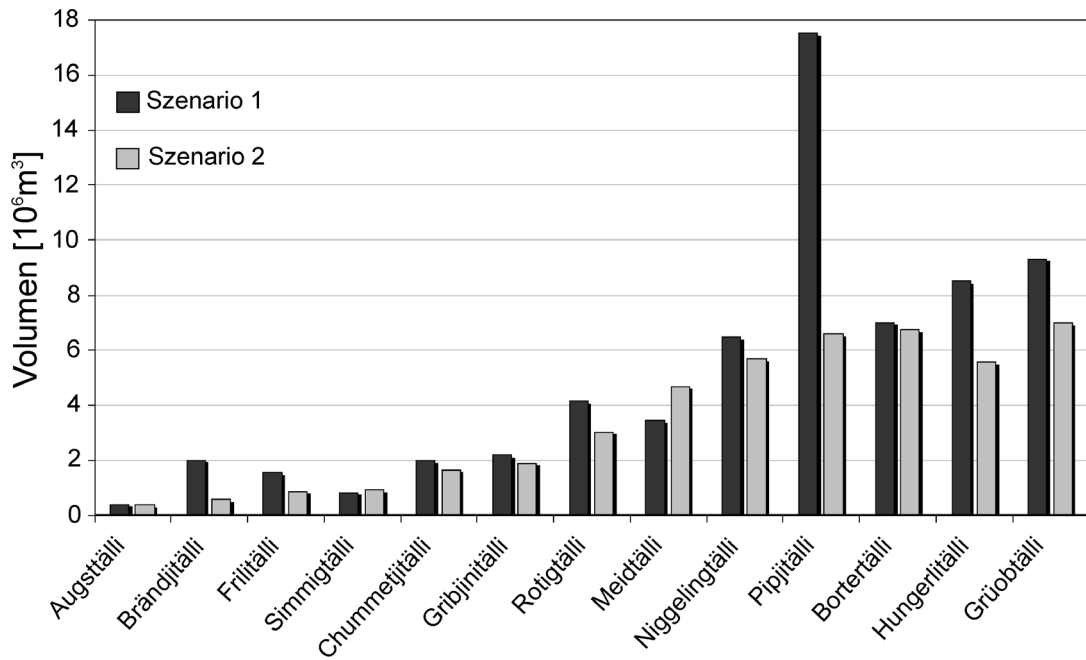


Abbildung 5.33: Blockgletschervolumina der einzelnen Seitentäler des Turtmanntals.

5.3.1 Klimatische und geomorphologische Bedeutung von Blockgletschern

Die ermittelten Gesamtvolumina, Sedimentvolumina und Sedimentmassen der Blockgletscher stellen wichtige Größen zur Beschreibung der Formen sowohl im Zusammenhang mit sedimenthaushaltlichen Fragestellungen als auch in einem klimatischen Kontext hinsichtlich der Permafrostindikation dar.

Das Volumen eines Blockgletschers ist im Hinblick auf die Sensitivität des Prozesses gegenüber Veränderungen der prozesssteuernden Faktoren von großer Bedeutung. Es wird analog zu „echten“ Gletschern vermutet, dass Blockgletscher mit geringem Volumen tendenziell eine höhere Sensitivität gegenüber Veränderungen der klimatischen und geomorphologischen Faktoren aufweisen, als größere Blockgletscher. Da es sich bei den im Turtmanntal kartierten Blockgletschern um relativ kleine Formen mit geringen Volumina handelt, erfolgt deren Reaktion auf eine Störung vermutlich entsprechend schnell. Folglich stellen die Blockgletscher des Turtmanntals gute Indikatoren für die zu ihrer Bildung erforderlichen Faktoren dar. Einen besonders deutlichen Hinweis liefern sie für die Existenz von Permafrost, da dieser die wichtigste Voraussetzung für die Entwicklung von Blockgletschern darstellt. In

diesem Zusammenhang sind jedoch weitere Untersuchungen zum Prozessverhalten der Blockgletscher erforderlich.

Die Blockgletscher des Turtmantals stellen neben ihrer Funktion als Indikator für Permafrost einen Indikator für hohe Schuttproduktions- und Sedimentationsraten dar. Wie in Abbildung 5.34 zu sehen ist, befinden sich die Wurzelzonen der Talus-Blockgletscher vorwiegend in Reliefpositionen, in denen die Akkumulation von Sediment durch die geomorphometrischen Eigenschaften des Reliefs begünstigt wird. Da sich das Turtmantal mit Ausnahme von Pipjitälli und Meidtälli durch eine relativ einheitliche Lithologie auszeichnet, ist nur mit geringen räumlichen Unterschieden in der Verwitterungsintensität zu rechnen. Die vorhandenen Unterschiede sind vermutlich in erster Linie auf lokal- und mikroklimatische sowie hydrologische Ursachen zurückzuführen. Zur Genese von Blockgletschern sind hohe Sedimentationsraten und ein ausreichender Anteil großer Blöcke notwendig. Auf Grund des Prozesses der Fallsortierung ist die Ansammlung von großen Blöcken in den unteren Bereichen meist gewährleistet. Hohe Sedimentationsraten ergeben sich vorwiegend in Reliefpositionen mit konkaver Horizontalwölbung und konkaver oder gestreckter Vertikalwölbung (AHNERT, 1996). In diesen Positionen verlaufen die Transportwege des Schutts konvergierend und führen zur höheren Sedimentationsraten als in Bereichen mit konvexer oder gestreckter Horizontalwölbung. Eine Ausnahme bildet der Blockgletscher PT01 im Pipjitälli, welcher sich in einer horizontal und vertikal konvexen Position befindet. Der Input von Sediment erfolgt durch einen Kamin in der Felswand oberhalb des Blockgletschers, der sich durch eine extrem hohe Stein-schlagaktivität auszeichnet. Eine weitere Ausnahme bilden die Debris-Blockgletscher, deren Sediment aus Moränen stammt. Wie sich zeigt, befinden sich diese Formen meist in größerer Entfernung von den steilen Felswänden der Seitentäler, die im Fall der Talus-Blockgletscher die ursprünglichen Speicher des Sediments darstellen. Anhand von Abbildung 5.34, die eine Kombination der Schräglichtdarstellung des HRSC-DHM und der Hangneigung des Untersuchungsgebietes darstellt, soll dies veranschaulicht werden.

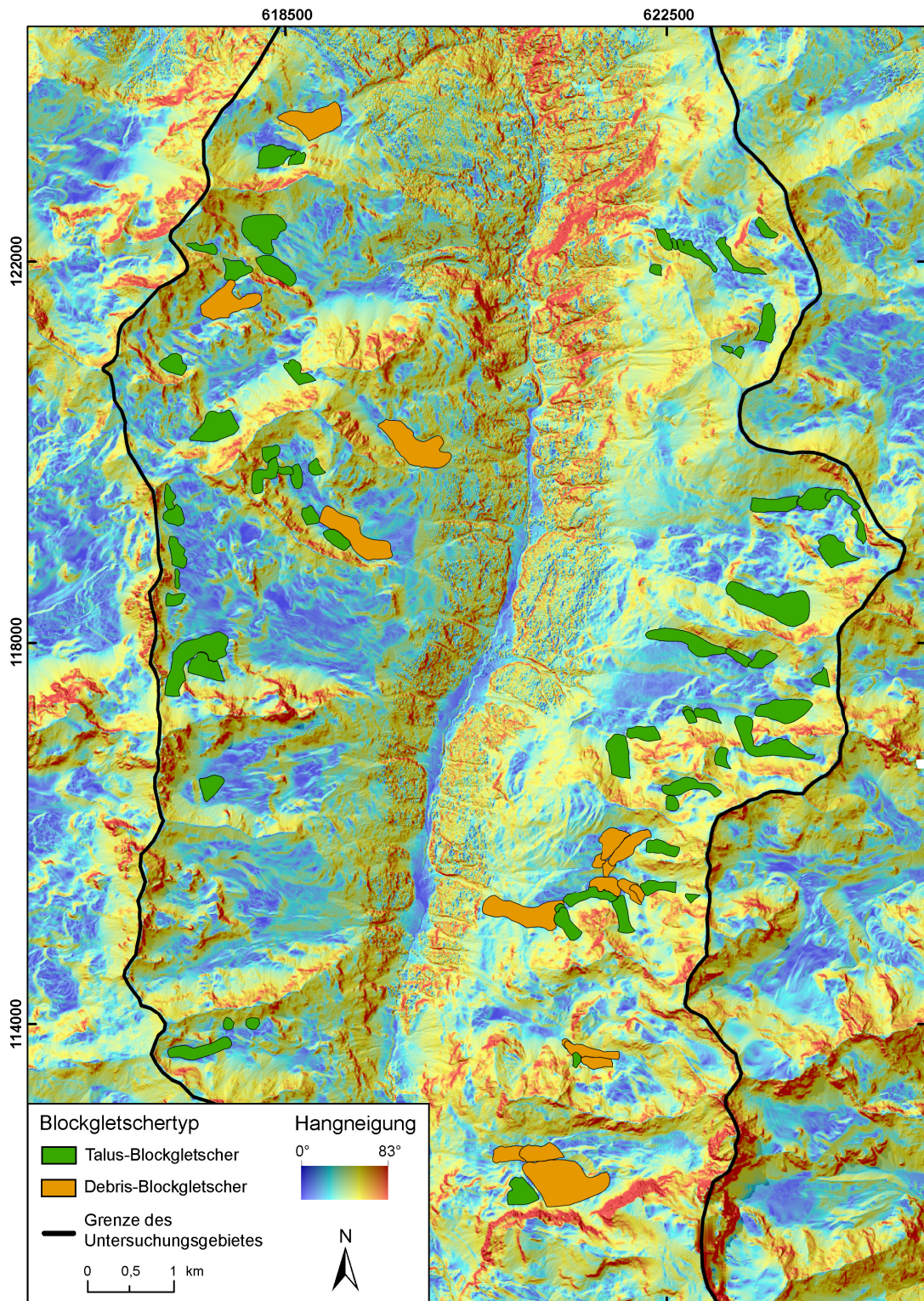


Abbildung 5.34: Blockgletscherverteilung und Hangneigung im Turtmantal.

Die Analyse komplexerer geomorphometrischer Parameter wie vor allem der Wölbung der Liefergebiete der Blockgletscher gehen jedoch über den Rahmen dieser Arbeit hinaus. Bei einer von FRAUENFELDER et al. (2003) durchgeführten Analyse

unterschiedlicher geomorphometrischer Parameter von Blockgletschern und deren Liefergebiet ergaben sich keine eindeutigen Zusammenhänge zwischen den Parametern. Genese und räumliche Verbreitung der untersuchten Blockgletscher konnten somit nicht erklärt werden.

Talus–Blockgletscher stehen in unterschiedlicher Weise in Beziehung zu den Schutthalden des Turtmantals. Einerseits sind sie räumlich benachbart und befinden sich, dem Modell der Sedimentkaskade entsprechend, unterhalb der Schutthalden (vgl. RASEMANN, 2004). Zum anderen besteht eine funktionale Beziehung zwischen Talus–Blockgletschern und Schutthalden, da der Sedimentspeicher *Schutthalde* den Input für den Blockgletscher darstellt. Unter ansonsten gleichen Rahmenbedingungen wird der Bedeckung der schuttliefernden Felswand durch eine kontinuierliche Leerung des Schutthaldenspeichers entgegengewirkt. Dies führt dazu, dass die Lieferung von Sediment in die Schutthalde nicht abnimmt, wie bei zunehmender Bedeckung der Felswand zu erwarten wäre. In Reliefpositionen ohne Blockgletscher wird die Steilwand hingegen sukzessive durch die Schutthalde bedeckt und die Lieferung von Schutt in den Speicher *Schutthalde* verringert sich entsprechend. Blockgletscher unterhalb von Schutthalden besitzen somit indirekt eine verstärkende Wirkung auf die Produktionsrate von Sediment in steilen Felswänden (vgl. HUMLUM, 2000).

Da die Aktivität von Blockgletschern sehr stark von der Existenz von Permafrost abhängig ist, und der Prozess des Permafrost–Kriechens im Gebirge unterhalb einer bestimmten Höhengrenze nicht mehr möglich ist, stellen die Blockgletscher des Turtmantal unter heutigen Bedingungen geschlossene Subsysteme des Grobschutt-systems nach BARSCH & CAINE (1984) dar (vgl. BARSCH, 1996; HUMLUM, 2000). Sie repräsentieren jedoch auf lokaler Skala einen äußerst effektiven Sedimenttransportprozess. Zudem erweisen sich Blockgletscher als sehr persistente Reliefformen, die eine Lebensdauer von mehreren tausend Jahren besitzen. Ein erneuter Transport des Sediments ist nur im Rahmen eines Gletschervorstoßes zu erwarten (BARSCH, 1996).

Eine Störung der Prozesse der in Abbildung 5.35 dargestellten Sedimentkaskade *Felswand-Schutthalde-Blockgletscher* ist entweder bei geringerer Verwitterungsintensität oder verringerter Blockgletscheraktivität, beispielsweise in Folge veränderter klimatischer Rahmenbedingungen, zu erwarten. Es handelt sich allerdings um ein

sehr komplexes System, bei dem sowohl geomorphologische als auch klimatische Regler eine Rolle spielen. Zur Analyse dieser Sedimentkaskade wird das im Rahmen eines dem Graduiertenkolleg angegliederten Projektes (B. SCHREINER) entwickelte Schutthaldeninventar des Turtmantals sowie die im Rahmen des Projektes B 1 weiterentwickelte Geomorphologische Karte des Turtmantals einen wichtigen Beitrag leisten. Die Messungen der Kinematik der Blockgletscher, welche im Rahmen des Projektes B 6 erfolgen, liefern wichtige Hinweise über das zeitliche und räumliche Prozessverhalten der untersuchten Blockgletscher.

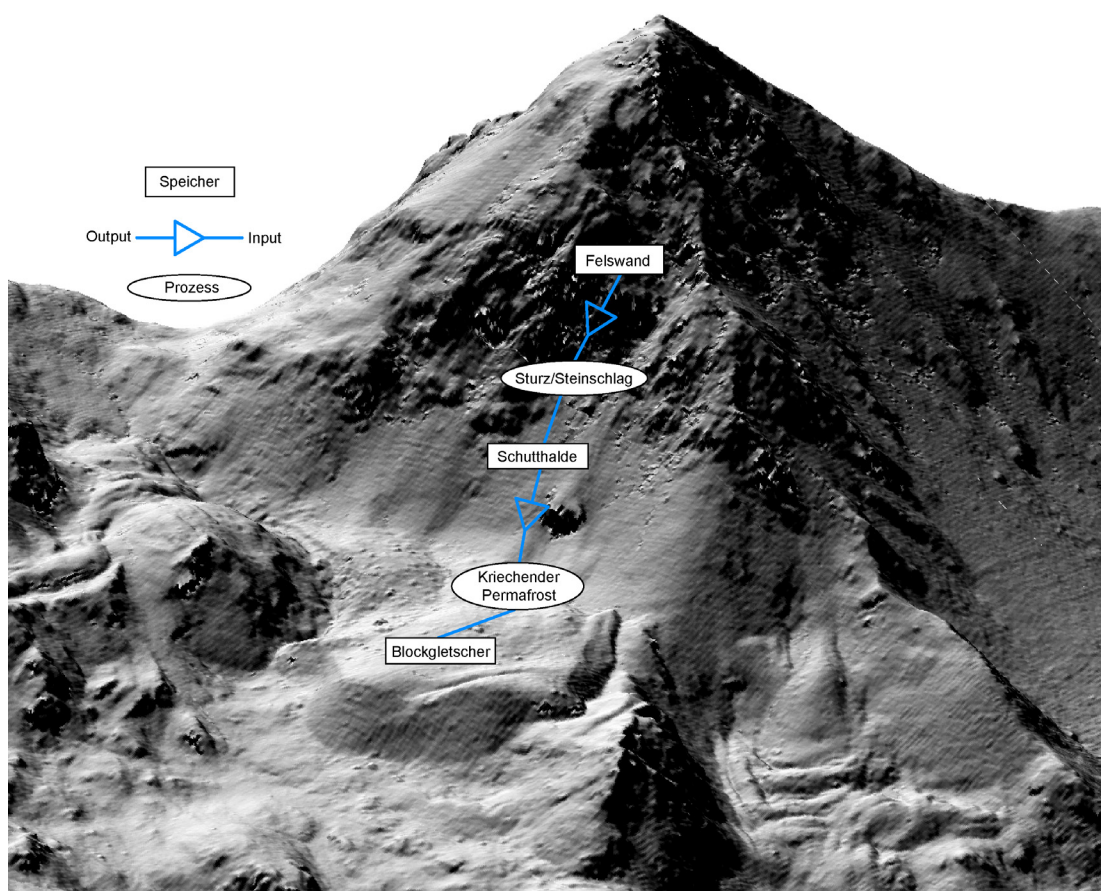


Abbildung 5.35: Sedimentkaskade des Prozesssystems *Felswand-Schutthalde-Blockgletscher* an einem Beispiel aus dem Niggelingtäli. Symbolik nach CHORLEY & KENNEDY (1971).

5.3.2 Zusammenfassung

Im Turtmantal spielt der Sedimentspeicher *Blockgletscher* für den Sedimenthaushalt der periglazialen Stufe eine zentrale Rolle. Aktive Blockgletscher stellen auf lokaler Skala einen sehr effektiven Sedimenttransportprozess dar, dessen Aktivität an die Existenz von Permafrost gebunden ist. Im Turtmantal ist die Zone, in der die Existenz von aktiven Blockgletschern ermöglicht wird, räumlich eng begrenzt. Eine Verlagerung der Permafrostgrenze um wenige Höhenmeter reicht vermutlich aus, um zu einer Inaktivierung der heute aktiven Blockgletscher zu führen. Ein erneuter Transport des Sediments ist erst im Rahmen eines ausgedehnten Gletschervorstoßes zu erwarten.

Als wesentliche Ergebnisse des Kapitels sind festzuhalten:

1. Die auf der Grundlage der Stirnmächtigkeiten der Blockgletscher ermittelten Volumina liefern eine Abschätzung des maximal möglichen Volumens der einzelnen Blockgletscher. Szenario 2 stellt vermutlich die realistischere Abschätzung der Blockgletschervolumina dar.
2. Die Verteilung der nach Szenario 1 und Szenario 2 ermittelten Blockgletschermächtigkeiten zeigen keinen räumlichen Trend. Weiterhin existieren keine deutlichen Unterschiede zwischen den Mächtigkeiten der aktiven, inaktiven und reliktschen Blockgletscher.
3. Eine Beziehung zwischen der Fläche der Blockgletscher und deren Mächtigkeit im Sinne von BARSCH (1977) konnte für die Blockgletscher des Turtmantals nicht ermittelt werden.
4. Das Gesamtvolumen der Blockgletscher beträgt etwa $0,07 \text{ km}^3$ (Szenario 1) beziehungsweise $0,05 \text{ km}^3$ (Szenario 2) bei einer Gesamtfläche von $4,51 \text{ km}^2$. Das durchschnittliche Sedimentvolumen eines aktiven Blockgletschers liegt bei $0,41 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Szenario 1) beziehungsweise $0,26 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Szenario 2) bei einer wahren Fläche von $0,07 \text{ km}^2$. Diese Werte liegen deutlich unter den bei BARSCH (1996) und HUMLUM (2000) genannten Werten und sind im Wesentlichen auf die geringe Mächtigkeit der Blockgletscher im Turtmantal zurückzuführen.

5. Talus–Blockgletscher stellen Indikatoren für Bereiche mit hoher Schuttproduktion dar. Sie befinden sich in den Reliefpositionen des Turtmantals, in denen eine konkave Horizontalwölbung und eine konkave oder gestreckte Vertikalwölbung existiert. Wie bereits bei HUMLUM (2000) gezeigt wurde, besteht ein funktionaler Zusammenhang zwischen Schutthalden und Talus–Blockgletschern, da ein aktiver Blockgletscher den Abtransport von Schutt gewährleistet und einer Bedeckung der Felswand entgegenwirkt.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die im Turtmantal auf unterschiedlichen räumlichen Skalen untersuchte Permafrostverbreitung erweist sich als Resultat einer komplexen Kombination klimatologischer, geomorphologischer und hydrologischer Faktoren. Das Relief spielt für die Variabilität der räumlichen Verbreitung von Permafrost eine zentrale Rolle, da die klimatischen Rahmenbedingungen maßgeblich durch das Relief beziehungsweise dessen Struktur beeinflusst werden. In Abhängigkeit von den betrachteten Raum- und Zeitskalen besitzen die einzelnen reliefbedingten Faktoren eine unterschiedliche Bedeutung für das entsprechende Verbreitungsmuster von Permafrost.

Die Existenz von Permafrost stellt die Voraussetzung für die Bildung von Blockgletschern dar, die einen wesentlichen Bestandteil des Sedimenthaushaltes der periglazialen Stufe des Tals bilden. Zudem sind vor allem aktive Blockgletscher als deutlicher Nachweis für die Existenz von Permafrost zu bewerten und bilden in dieser Arbeit neben den inaktiven und reliktschen Blockgletschern die Datengrundlage zur Modellierung der regionalen Permafrostverbreitung.

Die Blockgletscherkartierung stellt eine relativ kostengünstige und schnelle Methode dar, um einen Überblick über die regionale Permafrostverbreitung in einem Gebiet zu bekommen. Zur Vorbereitung der Geländearbeit ist eine Analyse von Luftbilddaten dringend erforderlich. Der hochaufgelöste Datensatz der HRSC-A erwies sich dabei als überaus geeignet für die Kartierung und Digitalisierung der Blockgletscher des Turtmantals. So konnte auch in schlecht erreichbaren Gebieten des Turtmantals die Kartierung von Blockgletschern durchgeführt werden. Auf Basis des hochaufgelösten DHM bietet sich zudem eine Analyse der geomorphometrischen Eigenschaften der Oberfläche der Blockgletscher und deren Liefergebiet an (vgl. RASEMANN, 2004). Ferner stellt das digitale Höhenmodell eine sehr gute Datengrundlage zur Untersuchung von speziellen Einflüssen der Reliefstruktur des Turt-

manntals auf die räumliche Verbreitung der Blockgletscher dar. Darüber hinaus ist die glaziale Geschichte des Untersuchungsgebietes als zusätzliche Information zur Erklärung für die aktuelle Blockgletscherverbreitung zu berücksichtigen. Eine Bestimmung des glazialen Einflusses auf die Genese der Blockgletscher des Turtmannals erfordert eine glazialgeomorphologische Kartierung des Tals sowie die Datierung unterschiedlicher spätpleistozäner und holozäner Gletscherstände.

Auf Grund der geringen Größe der Blockgletscher im Turtmannal wird angenommen, dass diese relativ empfindlich auf Klimaveränderungen reagieren. Daher stellen sie auf regionaler Skala vermutlich gute Indikatoren für die Permafrostverbreitung dar. Allerdings sind vor allem die geomorphologischen Faktoren, die für die Aktivität der Blockgletscher verantwortlich sind, noch nicht hinreichend erforscht. Zur Überprüfung der Annahme ist daher die Durchführung weiterer Analysen hinsichtlich des Zusammenhangs von Blockgletscherkinematik, interner Struktur und Rheologie der Blockgletscher erforderlich.

Die Messungen der Kinematik der Blockgletscher, welche im Rahmen des Projektes B 6 des Graduiertenkollegs erfolgen, liefern wichtige Informationen über das zeitliche und räumliche Prozessverhalten der untersuchten Blockgletscher und ermöglichen die Validierung der Aktivitätsklassifizierungen eines Teils des hier untersuchten Blockgletscher.

Da die Modellierung mit ROGMOD auf einer Einteilung des Untersuchungsgebietes in acht verschiedene Expositionsklassen basiert, wird die räumliche Variabilität der Solarstrahlung, die einen wesentlichen Faktor für die regionale Permafrostverbreitung in den Alpen darstellt (HÖLZLE, 1994), nicht ausreichend berücksichtigt.

Ein wesentliches Ziel der vorliegenden Arbeit bestand in der Entwicklung eines neuen Modellierungsansatzes zur Ermittlung der regionalen Permafrostverbreitung unter besonderer Berücksichtigung reliefbedingter Einflüsse. Da die Solarstrahlung an der Erdoberfläche maßgeblich durch das Relief beeinflusst wird, stellt sie einen wichtigen Bestandteil des neu entwickelten Modells PSIM dar. Zur besseren Beurteilung der Klasse „Permafrost wahrscheinlich“, beziehungsweise der modellierten Wahrscheinlichkeiten, sind allerdings weitere lokale Permafrostkartierungen erforderlich. Hier bietet es sich an, die Permafrostverbreitung in speziellen Reliefpositio-

nen zu kartieren. Vor allem die von PSIM modellierten, durch lokale Abschattungseffekte bedingten Permafrostvorkommen sind auf diese Weise zu überprüfen.

Durch die in dieser Arbeit erfolgten lokalskaligen Messungen konnte in bestimmten Bereichen kein Permafrost nachgewiesen werden, in denen nach den Modellen ROGMOD, PERMAMAP und PSIM Permafrost existieren soll. Durch weitere lokalskalige Kartierungen sollte nun überprüft werden, ob die regionalen Modelle die Permafrostverbreitung tendenziell über- oder unterschätzen und ob sich die erfassten Abweichungen in speziellen Reliefpositionen ergeben.

Da der Modellierungsansatz von PSIM auf kartierten Permafrostindikatoren basiert, ist zudem die Berechnung entsprechender Regressionsgleichungen in anderen Gebieten, auch unter Einbeziehung anderer Permafrostindikatoren, wie beispielsweise perennierender Schneeflecken, möglich. Allerdings ist zu beachten, dass die räumliche Verteilung der Indikatoren einen entscheidenden Einfluss auf die Güte des Modells ausübt. Bei einer Übertragung des Modellierungsansatzes auf andere Gebiete muss daher die räumliche Verteilung der Indikatoren entsprechend berücksichtigt werden.

Bisher beruhen empirisch–statistische Permafrostverbreitungsmodelle auf den Faktoren Lufttemperatur und potenzieller direkter Solarstrahlung, welche auf regionaler Skala hauptsächlich für die Verbreitung von alpinem Permafrost verantwortlich sind. Eine Verbesserung der Auflösung der Permafrostsimulationen könnte durch die Erweiterung der regionalen Modellierungsansätze mit lokalskaligen Faktoren, wie etwa der Korngröße der oberflächennahen Substratbedeckung, erreicht werden. Neuartige hochauflösende Fernerkundungstechniken können die dazu notwendigen Informationen auch für größere Untersuchungsgebiete liefern. Voraussetzung ist jedoch der Nachweis einer statistisch signifikanten Beziehung zwischen der Permafrostverbreitung und den betreffenden lokalskaligen Faktoren.

Die lokale Permafrostkartierung ergab ein kleinräumig stark differenziertes Bild der Permafrostverbreitung im Rothornkar. Anders als erwartet erwiesen sich große Bereiche innerhalb des Kares als permafrostfrei. Die Ursachen für die vorgefundene Verbreitung sind vermutlich komplex. Eine zentrale Rolle spielen jedoch die Korngrößenzusammensetzung des oberflächennahen Substrats und Reliefelemente der Mikroskala (vgl. Tabelle 1.1 und Abbildung 1.1). Die Untersuchung dieses Zusam-

menhangs könnte durch die Analyse der thermischen Eigenschaften unterschiedlicher Oberflächenbedeckungen sowie des Einflusses des Reliefs auf den Aufbau und die Entwicklung der Schneedecke fortgesetzt werden.

Die hier vorgestellten Sedimentvolumina und -massen der Blockgletscher bilden eine Grundlage für weitere Forschung zum Sedimenthaushalt des Turtmantals. Im Rahmen folgender Arbeiten ließe sich durch einen Vergleich mit anderen Sedimentspeichern des Periglazials die Bedeutung der Blockgletscher für den Sedimenthaushalt der periglazialen Stufe des Turtmantals bestimmen. Dies erfordert eine integrative Betrachtung der Sedimentspeicher, deren Quantifizierung sowie die Erfassung der räumlichen und prozessualen Kopplung der Speicher. In diesem Kontext spielt auch die Rekonstruktion der zeitlichen Speicherentwicklung und die Frage nach der Verweildauer des Sediments im Speicher eine wichtige Rolle. Die im Projekt B 6 gemessenen Fließgeschwindigkeiten der Blockgletscher während der letzten etwa 30 Jahre könnten eine Grundlage für die weitere Analyse dieses Zusammenhangs bilden. Die Rekonstruktion holozäner Denudationsraten der Liefergebiete der Blockgletscher erfordert allerdings ein tieferes Verständnis der Blockgletscherdynamik sowie des Systems *Felswand-Schutthalde-Blockgletscher*.

7 Zusammenfassung

Große Teile alpiner Permafrostgebiete liegen in einer klimatischen Grenzlage, in der bei fortschreitender Temperaturerhöhung mit dem sukzessiven Abschmelzen der Permafrostvorkommen zu rechnen ist. Die Ermittlung der Empfindlichkeit hochalpiner Geosysteme gegenüber dem globalen Klimawandel steht im Zentrum vieler Forschungsarbeiten im alpinen Raum. Jedoch fehlen bis heute wesentliche prozessuale Grundlagen zum Verständnis der komplexen Interaktionen zwischen Klima, Relief und Permafrost.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Rolle des Reliefs als Produkt und Regler in einem alpinen Geosystem untersucht, welches durch die Existenz von Permafrost und von periglazialen Prozessen gekennzeichnet ist. Als Teilprojekt C 7 war sie in das interdisziplinär angelegte DFG–Forschungsprojekt „Graduiertenkolleg 437: Das Relief – eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche“ eingebunden. Die im „Alpinen Cluster“ des Graduiertenkollegs zusammengefassten Teilprojekte befassen sich vor allem mit der Analyse der Wechselwirkungen zwischen geomorphologischen Formen und Prozessen im Hochgebirge.

Das Relief beeinflusst die klimatischen Faktoren auf unterschiedlichen räumlichen Skalen und prägt die Permafrostverbreitung in einem Gebiet maßgeblich. Die Existenz von Permafrost ermöglicht wiederum den Ablauf charakteristischer geomorphologischer Prozesse, die zur Bildung bestimmter Sedimentspeicher führen. Eine wesentliche Komponente des Sedimenthaushaltes der periglazialen Stufe stellen Blockgletscher dar, die einen zentralen Untersuchungsgegenstand der Arbeit bilden.

In der vorliegenden Arbeit wurde der Einfluss des Reliefs auf die Permafrostverbreitung auf regionaler und lokaler Skala untersucht. Dementsprechend wurden skalenabhängige Messverfahren und Methoden angewandt.

Auf regionaler Skale erfolgte zunächst die Kartierung von Blockgletschern als Permafrostindikatoren. Die erhobenen Daten dienten sowohl zur Entwicklung eines eigenen empirisch-statistischen Ansatzes zur Modellierung der Permafrostverbreitung als auch zur Validierung eines auf das Turtmantal übertragenen numerischen Permafrostmodells.

Zur Validierung der regionalen Permafrostmodelle und zur Analyse lokalskaliger Einflüsse des Reliefs auf die Permafrostverbreitung wurde eine Permafrostkartierung in einem Seitental des Untersuchungsgebietes durchgeführt. Diese lokale Permafrostkartierung basiert einerseits auf Daten zur Basistemperatur der hochwinterlichen Schneedecke. Zudem wurden an einigen Stellen des Kartiergebietes geophysikalische Messungen durchgeführt.

Die Ermittlung sedimenthaushaltlicher Parameter der einzelnen Blockgletscher dient vor allem der Beschreibung der Blockgletscher als Reliefformen und Sedimentspeicher. Aus der genauen Beschreibung der Formen und den Charakteristika des Liefergebietes lassen sich wichtige Rückschlüsse auf die Genese der Blockgletscher und die Ursachen für die im Untersuchungsgebiet vorliegende, räumliche Verbreitung der Formen ziehen. Zudem dient das Sedimentvolumen eines Blockgletschers als zusätzliche Information, um Aussagen zur Sensitivität und Reaktionszeit der Form auf klimatische Veränderungen treffen zu können.

Die Ermittlung der Untergrenze von Sedimentkörpern stellt vor allem in hochalpinen Räumen bis heute ein großes methodisches Problem dar. Überdies sind auch die geomorphologischen und geophysikalischen Eigenschaften von Blockgletschern an deren Untergrenze kaum bekannt. In der vorliegenden Arbeit wurde daher ein semiquantitativer Ansatz verfolgt, bei dem die Mächtigkeiten und Sedimentvolumina der Blockgletscher auf Grundlage des hochaufgelösten HRSC–DHM manuell und näherungsweise bestimmt wurden. Es wurden zwei Szenarien für die Mächtigkeiten, Sedimentvolumina und -massen der Blockgletscher entwickelt.

8 Literaturverzeichnis

- AHNERT, F. (1988): Modelling landform change. In: ANDERSON, M. G. (Hrsg.): Modelling geomorphological systems. 375-400.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Stuttgart. 440 S.
- ALLISON, P. D. (1999): Logistic regression using the SAS system: theory and application. 288 S.
- ASSIER, A., FABRE, D. & EVIN, M. (1996): Prospection électrique sur les glaciers rocheux du cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). – Permafrost and Periglacial Processes 7. 53-67.
- BADER, S. & KUNZ, P. (1998): Klimarisiken – Herausforderung für die Schweiz. Wissenschaftlicher Schlussbericht im Rahmen des NFP 31.
- BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (2003): Statistische Methoden in der Geographie, Bd. 2. Stuttgart. 415 S.
- BALCH, E. S. (1990): Glaciers or freezing caverns. Philadelphia. 337 S.
- BARSCH, D. (1973): Refraktionsseismische Bestimmungen der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Schuttkörpern Graubündens. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 9. 143-167.
- BARSCH, D. (1977): Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 28. 148-160.
- BARSCH, D. (1978): Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. In: National Research Council of Canada (Hrsg.): 3rd International Conference on Permafrost, Proceedings. Edmonton. 349-352.
- BARSCH, D. (1988): Rockglaciers. In: CLARK, M. J. (Hrsg.): Advances in periglacial geomorphology. 69-90.
- BARSCH, D. (1992): Permafrost Creep and Rockglaciers. – Permafrost and Periglacial Processes 3. 175-188.
- BARSCH, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. Heidelberg. 319 S.

- BARSCH, D. & CAINE, N. (1984): The nature of mountain geomorphology. – *Mountain Research and Development* 4. 287-298.
- BARSCH, D. & HELL, G. (1975): Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtèl I Oberengadin, Schweizer Alpen. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 11. 111-142.
- BARSCH, D. & JAKOB, M. (1998): Mass transport by active rock glaciers in the Khumbu Himalaya. – *Geomorphology* 26. 215-222.
- BEARTH, P. (1980): Erläuterungen zum Atlasblatt 71 (1308 St. Niklaus). In: Schweizer geologische Kommission (Hrsg.): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000*.
- BENN, D. I. & EVANS, J. A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. London. 734 S.
- BERTHLING, I., ETZELMÜLLER, B., ISAKSEN, K. & SOLLID, J. L. (2000): Rock glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR soundings and the development of internal structures. – *Permafrost and Periglacial Processes* 11. 357-369.
- BRUNSDEN, D. (1996): Geomorphological events and landform change. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 40. 273-288.
- BUCHENAUER, H. W. (1990): Gletscher- und Blockgletschergeschichte der Westlichen Schobergruppe (Osttirol). – *Marburger Geographische Schriften* 117. 376 S.
- BURN, C. R. & SMITH, C. A. S. (1988): Observations of the „thermal offset“ in near surface mean annual ground temperatures at several sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. In: *Arctic*, Vol. 41, No. 2. S. 99-104.
- BUWAL (1992): *Hydrologischer Atlas der Schweiz, Landeshydrologie und -geologie*. Bern.
- CAINE, N. (1974): The geomorphic processes of the Alpine environment. In: IVES, J. D. & BARRY, R. G. (Hrsg.): *Arctic and Alpine environments*. London. 721-748.
- CAINE, N. (1976): A uniform measure of subaerial erosion. – *Geological Society of America Bulletin* 87. 137-140.
- CAINE, N. & SWANSON, F. J. (1989): Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in small mountain basins. – *Zeitschrift für Geomorphologie* 33. 189-203.
- CALKIN, P. E., HAWORTH, L. A. & ELLIS, J. M. (1987): Rock glaciers of central Brooks Range, Alaska, USA. In: GIARDINO, J. R., SHRODER, J. F. & VITEK, J. D. (Hrsg.): *Rock glaciers*. London. 65-82.
- CHORLEY, R. J. & KENNEDY, B. A. (1971): *Physical geography – a systems approach*.
- CHORLEY, R. J., SCHUMM, S. A. & SUGDEN, D. E. (1984): *Geomorphology*. London. 605 S.
- CHURCH, M. & RYDER, J. M. (1972): Paraglacial sedimentation, a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. – *Geological Society of America Bulletin* 83. 3059-3071.

- CHURCH, M. & SLAYMAKER, O. (1989): Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. – *Nature* 337. 452-454.
- COX, D. R. & SNELL, E. J. (1989): *The analysis of binary data*. London.
- DEGROOT-HEDLIN, C. & CONSTABLE, S. (1990): Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. – *Geophysics* 55. 1613-1624.
- DELALOYE, R. & MORAND, S. (1998): Les glaciers rocheux de la région d' Entremont (Alpes Valaisannes): Inventaire et analyse spatiale à l'aide d'un SIG. – *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich* 158. 75-86.
- DELALOYE, R., REYNARD, E. & LAMBIEL, C. (2000): Pergélisol et construction de remontées mécaniques: l'exemple des Lapires (Mont Gelé, Valais). – *Réunion de la Société Suisse Mécanique des Sols et des Roches*, Thoune.
- DIETRICH, W. E. & DUNNE, T. (1978): Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* 29. 191-206.
- DIKAU, R. (1988): Entwurf einer geomorphographisch–analytischen Systematik von Reliefeinheiten. *Heidelberger Geographische Bausteine*, 5.
- DIKAU, R. (1989): The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In: RAPER, J., (Hrsg.): *Three dimensional applications in Geographic Information Systems*. 51-77.
- DOUSSE, J.-P. & LUGON, R. (1996): Analyse spatiale numérique du perigélisol alpin dans les Alpes valaisannes. In: HAEBERLI, W., HÖLZLE, M., DOUSSE, J. P., EHRLER, C., GARDAZ, J. M., IMHOF, M., KELLER, F., KUNZ, P., LUGON, R. & REYNARD, E. (1996): *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Schweizerischer Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Zürich. 19-24.
- DRAMIS, F., HAEBERLI, W., VONDER MÜHLL, D., KÄÄB, A., PHILLIPS, M., WEGMANN, M., KRUMMENACHER, B., MITTAZ, C., MATSUOKA, N., GUGLIELMIN, M., CANNONE, N. & SMIRAGLIA, C. (1997): Mountain permafrost and slope stability in the periglacial mountain belt of the Alps. Field guide, 4th International Conference on Geomorphology, Italy. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria Suppl. III*. 181-203.
- ESCHER, H. (1970): Bestimmung der klimatischen Schneegrenze in den Schweizer Alpen. In: *Geographica Helvetica*, Bd. 25. S. 35-43.
- ETZELMÜLLER, B., BERTHLING, I. & SOLLID, J. L. (1998): The distribution of permafrost in southern Norway – a GIS approach. – *7th International Conference on Permafrost, Proceedings*. Yellowknife. 251-258.

- ETZELMÜLLER, B. & HÖLZLE, M., HEGGEM, E. S. F., ISAKSEN, K., STOCKER-MITTAZ, C., ØDEGÅRD, R. S., HAEBERLI, W. & SOLLID, J. L. (2001): Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost. In: Norsk Geografisk Tidsskrift 55 (4), 186-194.
- FAROUKI, O. (1981): Thermal properties of soils. – U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Monograph 81-1.
- FIELDING, A. H. & BELL, J. F. (1997): A review of methods for the assessment of prediction errors in conservation presence/absence models. – Environmental Conservation 24. 38-49.
- FISCH, W. SEN., FISCH, W. JUN. & HAEBERLI, W. (1977): Electrical soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 13. 239-260.
- FRAUENFELDER, R. (1998): Permafrostuntersuchungen mit GIS. Eine Studie im Fletschhorngebiet. – Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 158. 55-68.
- FRAUENFELDER, R., HAEBERLI, W. & HOELZLE, M. (2003): Rockglacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. In: PHILLIPS, M., SPRINGMAN, S. & ARENSON, L. (Hrsg.), 8th International Conference on Permafrost, Proceedings. Zurich: 253-258.
- FRAUENFELDER, R., HAEBERLI, W., HÖLZLE, M. & MAISCH, M. (2001): Using relict rockglaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. – Norsk Geografisk Tidsskrift 55. 195-202.
- FRAUENFELDER, R. & KÄÄB, A. (2000): Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation in the Alps. – Annales of Glaciology 31. 281-286.
- FRENCH, H. M. (1970): Soil temperatures in the active layer, Beaufort Plain. – Arctic 23.
- FRENCH, H. M. (1996): The periglacial environment. Essex. 341 S.
- FU, P. & RICH, P. M. (1999): Design and implementation of the Solar Analyst: an ArcView extension for modelling solar radiation at landscape scales. – Proceedings of the 19th Annual ESRI User Conference. San Diego.
<http://www.esri.com/library/userconf/proc99/proceed/papers/pap867/p867.htm>
- FU, P. & RICH, P. M. (2000): Helios Environmental Modeling Institute (HEMI): The Solar Analyst 1.0 – User Manual. <http://www.hemisoft.com>
- FUNK, M. & HÖLZLE, M. (1992): A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost. – Permafrost and periglacial processes 3. 139-142.
- GEOTOMO SOFTWARE (2001): Res2Dinv ver. 3.4 for Windows. Rapid 2-D resistivity and IP inversion using the least-squares method. 96 S.
- GORBUNOV, A. P. (1983): Rock glaciers of the mountains of Middle Asia. In: PEWE, T. L. & BROWN, J. (Hrsg.): 4th International Conference on Permafrost, Proceedings. 359-362.

- GORBUNOV, A. P. (1993): Vechanya merzlota i perelekti v lesnom poyase Tian Shanya. (Permafrost and pereletoks in the permafrost belt of the Tien Shan). – Studies of alpine permafrost in Central Asia. Permafrost Institute SB RAS. Yakutsk. 17-22.
- GORBUNOV, A. P., MERCHENKO, S. S. & SEVERSKY, E. V. (2004): The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia. – Permafrost and periglacial processes 15, short communication. 95-98.
- GRAY, J. T. (1970): Mass wasting studies in the Oglivie and Wernecke Mountains, Central Yukon Territory. – Geological Survey of Canada Papers 70-1(A). 192-195.
- GRUBER, S., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2004): Rock wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. – Permafrost and Periglacial Processes 15. 299-307.
- GUDE, M., DIETRICH, S., MÄUSBACHER, R., HAUCK, C., MOLENDI, R., RIZICKA, V. & ZACHARDA, M. (2003): Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine slopes in Central Europe. In: PHILLIPS, M., SPRINGMAN, S. & ARENSON, L. (Hrsg.): 8th International Conference on Permafrost., Proceedings. Zürich. 331-336.
- HAEBERLI, W. (1973): Die Basistemperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, Bd. IX, Heft 1-2. 221-227.
- HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass in Piz Grialetsch (GR). – Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 17. 221 S.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of Mountain Permafrost: Internal structure and flow of Alpine rock glaciers. – Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 77. 139 S.
- HAEBERLI, W. (1989): Pilot analysis of permafrost cores from the active rockglacier Murtel I, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. – VAW-ETH Zürich, Arbeitsheft 9. 38 S.
- HAEBERLI, W. (1990): Permafrost. In: Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. Internationale Fachtagung der VAW. – Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 108. 71-88.
- HAEBERLI, W. (1992): Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. – Permafrost and Periglacial Processes 3. 111-124.
- HAEBERLI, W. (1996): Die Faustregeln – einige grundsätzliche Bemerkungen. In: HAEBERLI, W., HÖLZLE, M., DOUSSE, J. P., EHRLER, C., GARDAZ, J. M., IMHOF, M., KELLER, F., KUNZ, P., LUGON, R. & REYNARD, E. (1996): Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen. Schweizerischer Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Zürich. 13-18.

- HAEBERLI, W., HÖLZLE, M., DOUSSE, J. P., EHRLER, C., GARDAZ, J. M., IMHOF, M., KELLER, F., KUNZ, P., LUGON, R. & REYNARD, E. (1996): Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen. Schweizerischer Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Zürich. 58 S.
- HAEBERLI, W., HUDER, J., KEUSEN, H. R., PIKA, J. & RÖTHLISBERGER, H. (1988): Core drilling through rock glacier permafrost. – 5th International Conference on Permafrost, Proceedings. Trondheim. 937-942.
- HAEBERLI, W. & VONDER MÜHL, D. (1996): On the characteristics of possible origins of ice in rock glacier permafrost. – Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd. 104. 43-57.
- HANLEY, J. A., & MCNEIL, B. J. (1982): The meaning and use of the area under a ROC curve. – Radiology 143. 107-122.
- HARRIS, S. A., FRENCH, H. M., HEGINBOTTOM, J. A., JOHNSTON, G. H., LADANY, B., SEGO, R. O. & VAN EVERDINGEN, R. O. (1988): Glossary of permafrost and related ground-ice terms. National Research Council Canada, Technical Memorandum No. 142. 156 S.
- HARRIS, S. A. & PEDERSEN, D. E. (1998): Thermal regimes beneath coarse blocky materials. – Permafrost and periglacial processes 9. 107-120.
- HAUCK, C. (2001): Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. – Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 171. 204 S.
- HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (2003): Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Vol. 132. 161-190.
- HERGARTEN, S. (2002): Self-organized criticality in earth systems. 272 S.
- HERGARTEN, S. & NEUGEBAUER, H. J. (2000): Self-organized criticality in two-variable models. – In: Physical Rev. E, 61. 2382-2385.
- HERGARTEN, S. & NEUGEBAUER, H. J. (2002): Foreshocks and aftershocks in the Olami-Feder-Christensen model. Phys. Rev. Lett., 88. 238501.
- HÖLLERMANN, P. (1983): Blockgletscher als Mesoformen der Perglazialstufe. – Bonner Geographische Abhandlungen 67. 73 S.
- HÖLZLE, M. (1994): Permafrost und Gletscher in Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. – Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 132. 121 S.
- HÖLZLE, M., HAEBERLI, W. & KELLER, F. (1993): Application of BTS measurements for modeling mountain permafrost distribution. – In: xxx (Hrsg.): 6th International Conference on Permafrost, Proceedings. Peking. 272-277.

- HÖLZLE, M., MITTAZ, C., ETZELMÜLLER, B. & HAEBERLI, W. (2001): Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. – *Permafrost and Periglacial Processes* 12. 53-68.
- HÖLZLE, M., WEGMANN, M. & KRUMMENACHER, B. (1999): Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experiences from the Swiss Alps. – *Permafrost and Periglacial Processes* 10. 113-124.
- HÖRSCH, B. (2003): Zusammenhang zwischen Vegetation und Relief in alpinen Einzugsgebieten des Wallis (Schweiz). Ein GIS- und Fernerkundungsansatz. Dissertation, Geographisches Institut, Universität Bonn. – *Bonner Geographische Abhandlungen* 110. 270 S.
- HOFFMANN, A. & LEHMANN, F. (2000): Vom Mars zur Erde: Die erste digitale Orthobildkarte Berlin mit den Daten der Kamera HRSC-A. – *Kartographische Nachrichten* 50. 61-71.
- HOFFMANN, A., VAN DER VEGT, J.W. & LEHMANN, F. (2000): Towards automated map updating: is it feasible with new digital data-acquisition and processing techniques? – *IAPRS* 33.
- HOSMER, D. W. & LEMESHOW, S. (2000): *Applied logistic regression*. New York. 375 S.
- HUMLUM, O. (1982): Rock glacier types on Disko, Central West Greenland. – *Norsk Geografisk Tidsskrift* 82. 59-66.
- HUMLUM, O. (1996): Origin of rock glaciers: observations from Mellemfjord, Disko Island, central West Greenland. – *Permafrost and Periglacial Processes* 7. 361-380.
- HUMLUM, O. (1998): The climatic significance of rock glaciers. – *Permafrost and periglacial processes* 9. 375-395.
- HUMLUM, O. (2000): The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier volumes and headwall recession rates in West Greenland. – *Geomorphology* 35. 41-67.
- IMHOF, M. (1996): PERM – ein Programm für die automatisierte Kartierung von Permafrost in den Schweizer Alpen. In: HAEBERLI, W., HÖLZLE, M., DOUSSE, J. P., EHRLER, C., GARDAZ, J. M., IMHOF, M., KELLER, F., KUNZ, P., LUGON, R. & REYNARD, E. (1996): *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Schweizerischer Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Zürich. 25-33.
- IPA (1998): CAPS - Circumpolar active layer permafrost system v. 1.0. International Permafrost Association, Data and Information working group, NSIDC. CD-ROM.
- IPCC (1996): *Climate change 1995. Impacts, adaptations and mitigation of climate change. Scientific-technical analysis*.
- ISAKSEN, K., HAUCK, C., GUDEVANG, E., ØDEGÅRD, R. S. & SOLLID, J. L. (2001): Mountain permafrost distribution on Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. – *Norsk Geografisk Tidsskrift* Vol. 56. 122-136.

- ISAKSEN, K., HOLMLUND, P., SOLLID, J. L. & HARRIS, C. (2001): Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. – *Permafrost and Periglacial Processes* 12. 13-25.
- IVES, R. L. (1940): Rock glaciers in the Colorado Front Range. – *Geological Society of America Bulletin* 51. 1271-1294.
- JACKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes – ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. – *Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie* 36. 136 S.
- JOHNSON, P. G. (1974): Mass movement of ablation complexes and their relation to rock glaciers. – *Geografiska Annaler* 56A. 93-101.
- JORDAN, P. & SLAYMAKER, O. (1991): Holocene sediment production in Lillooet River basin, British Columbia, a sediment budget approach. – *Géographie Physique et Quaternaire* 45. 45-57.
- JORGENSEN, M. T. & KREIG, R. A. (1988): A model for mapping permafrost distribution based on landscape component maps and climatic variables. – *5th International Conference on Permafrost, Proceedings*. Trondheim. 176-182.
- KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADSTÄDTER, R. & EIKEN, T. (2003): Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. – *8th International Conference on Permafrost, Proceedings*. Zürich. 501-506.
- KÄÄB, A. & VOLLMER, M. (2000): Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. – *Permafrost and Periglacial Processes* 11. 315-326.
- KARTE (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. – *Bochumer Geographische Arbeiten* 35. 211 S.
- KELLER, F. (1992): Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ArcInfo. – *Permafrost and Periglacial Processes* 3. 133-138.
- KELLER, F. (1994): Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie im Oberengadin. – *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich* 127. 145 S.
- KING L. (1984): Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane. – *Heidelberger Geographische Arbeiten* 76. 178 S.
- KING, L., FISCH, W., HAEBERLI, W. & WAECHTER, H. P. (1987): Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rock glacier permafrost. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 23. 77-97.
- KLEINBAUM, D. G., KUPPER, L. L., MULLER, K. E. & NAZIM, A. (1998): Applied logistic regression and other multivariable methods. Belmont. 798 S.

- KNEISEL, C., HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (2000): Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, eastern Swiss Alps. – *Permafrost and Periglacial Processes* 11. 295-304.
- KNEISEL, C. & HAUCK, C. (2003): Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 132. 145-159.
- KNEISEL, C. & LAPPAT, M. (2001): Modelling permafrost distribution in northern Sweden: first results with PERMASIM – a radiation based model. – 1st European Conference on Permafrost, abstracts. Rom.
- KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. (1997): *Geophysik. – Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten.* Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe. Berlin.
- KNOPP, F. (2001): Untersuchungen zum Sedimenthaushalt eines hochalpinen Hängetales im Turtmantal, Wallis, Schweiz. Unveröffentl. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- KRUMMENACHER, B., BUDMINGER, K., MIHAJLOVIC, D. & BLANK, B. (1998): Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentältli, Gemmipass. – *ESLF Mitteilungen* 56. 245 S.
- LABHART, T. P. (1998): *Geologie der Schweiz.* Thun. 211 S.
- LACHENBRUCH, A. (1968): Permafrost. In: R. W. FAIRBRIDGE (Hrsg.): *Encyclopedia of geomorphology.* New York. 833-838.
- LEDREW, E. F. & WELLER, G. (1978): A comparison of the radiation and energy balance during the growing season for Arctic and Alpine tundra. – *Arctic and Alpine Research*, 10 (4). 665-678.
- LERJEN, M., KÄÄB, A., HÖLZLE, M. & HAEBERLI, W. (2003): Local distribution of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. In: PHILLIPS, M. SPRINGMAN, S. & ARENSON, L. (Hrsg.): *8th International Conference on Permafrost, Proceedings.* Zürich. 667-672.
- LEWKOWICZ, A. G. & EDNIE, M. (2004): Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. – *Permafrost and Periglacial Processes* 15. 67-80.
- LEYSINGER, G. J.-M. & GUNDMUNDSSON, G. H. (2000): Numerical flow modelling of rock glacier fronts. – *Geophysical Research Abstracts* 2.
- LÖWNER, M.-O., DÖRSCHLAG, D. & PLÜMER, L. (2004): Improving free face mapping by the use of high resolution terrestrial photos merged on demand. *Geophysical Research Abstracts* 6.
- LUGON, R. (1998): Evolution du perigélisol alpin face aux changements climatiques, études de cas dans les Alpes valaisannes (Suisse). Unveröffentlichte Dissertation, Universität Fribourg.

- LUOTO, M. & SEPPÄLA, M. (2002): Modelling the distribution of palsas in Finnish Lapland with logistic regression and GIS. – *Permafrost and Periglacial Processes* 13. 17-28.
- MESSERLI, B. & ZURBUCHEN, M. (1968): Blockgletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung. – *Die Alpen* 3. 139-152.
- MITTAZ, C. (1996): Energiebilanz über alpinem Permafrost. – *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich* 158. 152-167.
- MULLER, S. (1945): Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. – United States Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report No. 62. 136 S.
- NAGELKERKE, N. J. D., (1991): A note on a general definition of the coefficient of determination. – *Biometrika* 78. 691-692.
- NELSON, F. E & OUTCALT, S. I. (1987): A computational method for prediction and regionalisation of permafrost. – *Arctic and Alpine Research*, Vol. 19, No. 3. 279-288.
- NYENHUIS, M., HÖLZLE, M. & DIKAU, R. (2005): Rock glacier mapping and permafrost distribution modelling in the Turtmantal, Valais, Switzerland. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 49, 3. 275-292.
- OHLMACHER, G. C. & DAVIS, J. C. (2003): Using multiple logistic regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas, USA. – *Engineering Geology* 69. 331-343.
- OSTERKAMP, T. E. (1983): Response of Alaskan permafrost to climate. In: PEWE, T. L. & BROWN, J. (Hrsg.): 4th International Conference on Permafrost, Proceedings. 145-152.
- OSTERKAMP, T. E. & ROMANOVSKY, V. E. (1997): Freezing of the active layer on the Coastal Plain of the Alaskan Arctic. – *Permafrost and Periglacial Processes* 8. 23-44.
- OSTERKAMP, T. E. & ROMANOVSKY, V. E. (1999): Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. – *Permafrost and Periglacial Processes* 10. 17-38.
- OTTO, J.-C. (2001): Das geomorphologische System des Turtmantals (Wallis, Schweiz). Formen, Substrate, Prozesse. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- OTTO, J.-C. & DIKAU, R. (2004): Geomorphologic system analysis of a high mountain valley in the Swiss Alps. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* Vol. 48. 323-341.
- PARSONS, M. & ZHANG, T. (2003): International Permafrost Association Standing Committee on Data Information and Communication: Circumpolar Active-Layer Permafrost System, Version 2.0. National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Boulder. CD-ROM.
- PFEFFER, G. (2000): Untersuchungen zur Permafrostverbreitung mit geophysikalischen Methoden im Turtmantal, Wallis, Schweiz. Unveröffentl. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.

- PIKE, R. J. & DIKAU, R. (1995): Advances in geomorphometry – Proceedings of the Walter F. Wood Memorial Symposium. – Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Bd. 101.
- POTTER, N. JR. (1972): Ice-cored rock glacier, Gelena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. – Geological Society of America Bulletin 83. 3025-3057.
- RAPP, A. (1960): Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings – Geografiska Annaler 42A. 65-200.
- RASEMANN, S. (2004): Geomorphometrische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems. Dissertation, Universität Bonn. Bonner Geographische Abhandlungen 111. 240 S.
- REID, L. M. & DUNNE, T. (1996): Rapid evaluation of sediment budgets. Reiskirchen.
- REINEKING, B. & SCHRÖDER, B. (2004): Gütemaße für Habitatmodelle. – In: DORMANN, C.F., BLASCHKE, T., LAUSCH, A., SCHRÖDER, B. & SÖNDGERATH, D. (Hrsg.): Habitatmodelle – Methodik, Anwendung, Nutzen. Tagungsband zum Workshop vom 8. – 10. Oktober 2003 am UFZ Leipzig. UFZ-Berichte 9/2004. 27-37.
- REYNARD, E., LAMBIEL, C., & DELALOYE, R. (2001): DC resistivity prospecting in rock glaciers and talus slopes in the discontinuous permafrost belt of Western Swiss Alps. – 1st European Conference on Permafrost, Proceedings. Rom. 60-61.
- REYNOLDS, J. M. (1997): An introduction to applied and environmental geophysics. New York.
- RITTER, D. F., KOCHER, R. C. & MILLER, J. R. (1995): Process Geomorphology. London.
- ROER, I. (2001): Bioindikation von Blockgletschersystemen in einem hochalpinen Tal (Turtmanntal, Wallis, Schweiz). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- ROER, I. (2005): Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem. – Dissertation, Geographisches Institut, Universität Bonn. http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2005/roer_isabelle
- ROER, I., KÄÄB, A. & DIKAU, R. (2005): Rockglacier kinematics derived from small-scale aerial photogrammetry and digital airborne pushbroom imagery. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 49, 1. 73-87.
- ROMANOVSKY, N. N., TYURIN, A. I. & SERGEEV, D. O. (1989): Kurumy gol'tsovogo poyasa gor. (Kurums of bald-mountain belt). Nowosibirsk Nauka. 152 S.
- SASAKI, Y. (1992): Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. – Geophysical Prospecting 40. 453-464.
- SCHRÖDER, B. (2003): ROC & AUC-calculation – evaluating the predictive performance of habitat models. <http://brandenburg.geoecology.uni-potsdam.de/users/schroeder/download.html>.

- SCHRÖDER, B. & REINEKING, B. (2004): Validierung von Habitatmodellen. – In: DORMANN, C.F., BLASCHKE, T., LAUSCH, A., SCHRÖDER, B. & SÖNDGERATH, D. (Hrsg.): Habitatmodelle – Methodik, Anwendung, Nutzen. Tagungsband zum Workshop vom 8. – 10. Oktober 2003 am UFZ Leipzig. UFZ-Berichte 9/2004. 47-56.
- SCHROTT, L. (1994): Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). Heidelberg Geographische Arbeiten 94. 199 S.
- SCHROTT, L. (1999): Typische und atypische Permafrostvorkommen – Klimatische Bedingungen, geomorphologische Indikatoren und Prospektionsmethoden. – Decheniana 37. 13-26.
- SCHROTT, L. & ADAMS, T. (2002): Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an Alpine basin, Dolomites, Italy. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 128. 129-145.
- SCHROTT, L., HUFSCHEIDT, G., HANKAMMER, M., HOFFMANN, T. & DIKAU, R. (2003): Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. – Geomorphology 55. 45-63.
- SCOTT, W., SELLMANN, P. & HUNTER, J. (1990): Geophysics in the study of permafrost. In: WARD, S. (Hrsg.): Geotechnical and environmental geophysics. Tulsa. 355-384.
- SHUMSKII, P. A. (1964): Principles of structural glaciology. New York. 380 S.
- STOCKER-MITTAZ, C., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2002): Permafrost distribution modelling based on energy-balance data: a first step. – Permafrost and Periglacial Processes 13. 271-282.
- STROZZI, D., KÄÄB, A. & FRAUENFELDER, R. (2004): Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. – International Journal of Remote Sensing 10. 2919-2931.
- SUTTER, F. (1996): Untersuchung von Schloten in der Schneedecke des Blockgletscher Murtèl am Corvatsch. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Zürich.
- THALPARPAN, P., PHILLIPS, M. & AMMAN, W. (1998): Snow supporting structures in steep permafrost terrain in the Swiss Alps. – In: LEWKOWICZ, A.G. & ALLARD, M. (Hrsg.): 4th International Conference on Permafrost, Proceedings. Yellowknife. 1049-1056.
- TRIMBLE, S. W. (1995): Catchment sediment budgets and change. In: GURNELL, A. & PETTS, G. (Hrsg.): Changing river channels. London. 247 S.
- TYRIN, A. I. (1983): Classification of rock streams. In: PEWE, T. L. & BROWN, J. (Hrsg.): 4th International Conference on Permafrost, Proceedings. 1283-1285.
- TYRIN, A. I., ROMANOVSKY, N. N. & POLTEV, N. F. (1982): Merzlotno-facialnyi analiz kurumov. (The frost-facial analysis of rock streams). Moskau Nauka.

- VAN TATENHOVE, F. & DIKAU, R. (1990): Past and present permafrost distribution in the Turtmanntal, Wallis, Swiss Alps. – *Arctic and Alpine Research*, Vol. 22, No. 3. 302-316.
- VONDER MÜHLL, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. – *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich* 132. 221 S.
- VONDER MÜHLL, D., HAUCK, C., GUBLER, H., McDONALD, R. & RUSSILL, N. (2001): New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques. – *Permafrost and Periglacial Processes* 12. 27-38.
- VONDER MÜHLL, D. & HUGGENBERGER, P. (1997): Georadarmessungen auf kriechendem Permafrost des Blockgletscher Murtèl – Corvatsch. – *VAW-ETH Zürich, Arbeitsheft* 19. 50-52.
- VON ELVERFELDT, K. (2001): Analyse der Blockgletscher-Kinematik im Turtmanntal (Wallis, Schweiz) mittels digitaler Photogrammetrie. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- WAHRHAFTIG, C. & COX, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. – *Geological Society of America Bulletin* 70. 383-436.
- WAKONIGG, H. (1996): Unterkühlte Schutthalden. – *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Universität Graz* 33. 209-223.
- WANGER, S. (1992): Creep of alpine permafrost, investigated on the Murtel Rock Glacier. – *Permafrost and Periglacial Processes* 3. 157-162.
- WEGMANN, M. & KEUSEN, H. R. (1998): Recent geophysical investigations at a high alpine permafrost construction site in Switzerland. In: LEWKOWIICZ, A. G. & ALLARD, M. (Hrsg.): *7th International Conference on Permafrost, Proceedings*. Yellowknife. 1119-1123.
- WHALLEY, W. B. (1974): Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris transport system. – *Geographical Papers, Department of Geography, University of Reading*. 24 S.
- WHALLEY, W. B. & MARTIN, H. E. (1992): Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris transport system. – *Geographical Papers, Department of Geography, University of Reading*. 24 S.
- WHITE, S. E. (1971): Rock glacier studies in the Colorado Front Range, 1961 to 1968. – *Arctic and Alpine Research* 3. 43-64.
- ZHANG, T., BARRY, R. G. & HAEBERLI, W. (2001): Numerical simulations of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high latitudes. – *Norsk Geographisk Tidsskrift* 55 (4). 261-266.
- ØDEGÅRD, R. S., HÖLZLE, M., JOHANSEN, K. V. & J. L. SOLLID (1996): Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. – *Norsk Geografisk Tidsskrift*. Vol. 50, No. 1. 41-53.

- ØDEGÅRD, R. S., ISAKSEN, K., MASTERVIK, M., BILLDAL, L., ENGLER, M. & SOLLID, J. L. (1999):
Comparison of BTS and Landsat TM data from Jotunheimen, southern Norway. – Norsk
Geografisk Tidsskrift 53. 226-233.

A Anhang

A 1 Erläuterungen zum Formenkatalog (RASEMANN, 2004)

<i>Synonym / Übersetzung:</i>	Soweit vorhanden, synonyme Bezeichnungen für die beschriebene Form, englischsprachige Bezeichnungen und Hinweise auf die Herkunftssprache der Bezeichnung.
<i>Perzeption:</i>	Der visuelle Eindruck auf den Betrachter, ohne Interpretation zur Geomorphogenese oder Geomorphodynamik.
<i>Attribute:</i>	Aufzählung der Formeigenschaften der betrachteten Form als Zwischenschritt nach der Perzeption, aber vor der Parametrisierung.
<i>Nachbarschaft:</i>	Die räumliche Position der Form in der übergeordneten Reliefeinheit, die äußere Topologie, ausgedrückt durch die Nennung benachbarter Reliefformen. Das Symbol ↑ kennzeichnet die oberhalb gelegene, ↓ die unterhalb gelegene, benachbarte Reliefform. Laterale Nachbarformen sind mit einem ↔ gekennzeichnet.
<i>Parametrisierung:</i>	Geomorphometrische Parameter und Methoden, die sich zur quantitativen Charakterisierung der Reliefform eignen.

A 2 Strahlungsberechnung Turtmantal

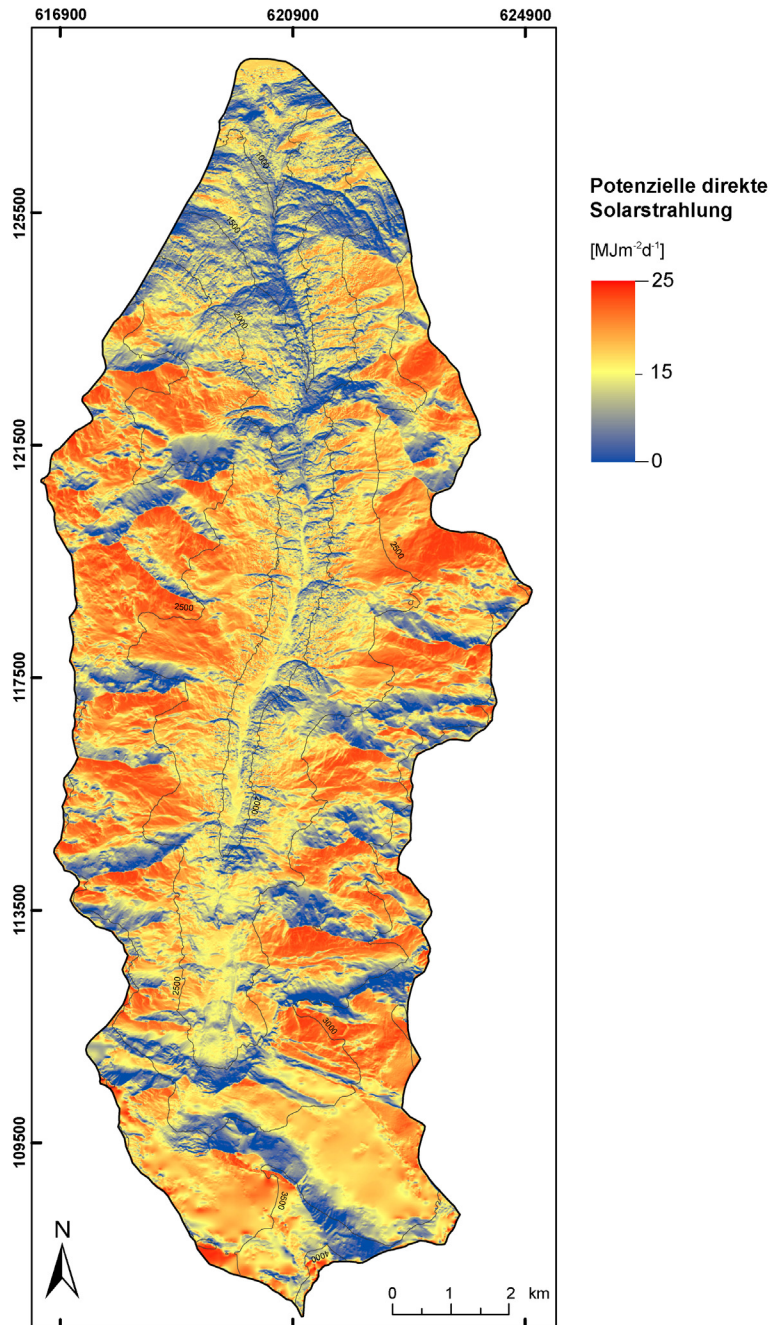


Abbildung A.1: Potenzielle direkte Solarstrahlung im Turtmantal. Mittelwerte der Monate Juli bis September.

A 3 BTS-Daten

Tabelle A.1: BTS-Daten des Winters 2001/02 und Interpretation hinsichtlich Permafrostexistenz.

	UTL - Nummer	Höhe [m ü. NN]	BTS (Mittelwert)	BTS (manuell)	Permafrost
Winter 2001 / 2002 BTS-Zeitraum: 01.02. bis 31.03.2002	102	2620	-3,80	-3,77	ja
	105	2630	-2,93	-2,93	vielleicht
	106	2640	-6,23	-6,23	ja
	107	2620	-3,73	-2,53	vielleicht
	108	2630	-6,66	-6,66	ja
	109	2640	-3,84	-3,87	ja
	110	2650	-5,80	-5,41	ja
	111	2640	-6,48	-5,86	ja
	112	2650	-4,71	-4,53	ja
	113	2640	-5,11	-4,75	ja
	114	2690	-6,68	-6,08	ja
	115	2750	-7,09	-5,41	ja
	116	2680	-1,48	-1,2	nein
	117	2500	-5,09	-5,63	ja
	118	2500	-5,77	-5,86	ja
	119	2500	-6,57	-6,75	ja
120	2500	-6,78	-7,86	ja	

Tabelle A.2: Statistische Kennwerte der BTS-Daten des Winters 2001/02.

	UTL - Nummer	Median	Standardabweichung	Minimum	Maximum
Winter 2001 / 2002 BTS-Zeitraum: 01.02. bis 31.03.2002	102	-3,91	0,46	-4,52	-3,05
	105	-3,05	0,45	-4,03	-2,03
	106	-6,52	0,79	-8,08	-5,19
	107	-3,87	0,79	-5,41	-2,53
	108	-6,75	1,19	-9,21	-4,75
	109	-3,87	0,51	-4,97	-2,98
	110	-5,41	0,85	-7,42	-4,53
	111	-6,52	0,75	-8,31	-5,19
	112	-4,53	0,47	-6,08	-4,09
	113	-5,19	0,32	-5,86	-4,53
	114	-6,52	0,75	-8,53	-5,63
	115	-7,08	0,60	-8,53	-5,63
	116	-1,42	0,40	-2,31	-0,97
	117	-5,41	0,67	-6,30	-3,87
	118	-5,86	0,38	-6,75	-5,19
	119	-6,75	0,49	-7,42	-5,63
	120	-6,75	0,64	-7,86	-5,86

Tabelle A.3: BTS–Daten des Winters 2002/03 und Interpretation hinsichtlich Permafrostexistenz.

	UTL - Nummer	Höhe [m ü. NN]	BTS (Mittelwert)	BTS (manuell)	Permafrost
	201	2517	-6,59	-6,60	ja
	202	2565	-2,89	-3,10	ja
	205	2513	-3,50	-3,50	ja
	206	2602	-3,07	-3,40	ja
	208	2553	-4,21	-4,20	ja
	209	2511	-4,94	-4,90	ja
	211	2582	-4,70	-5,63	ja
	213	2537	-3,41	-3,87	ja
	214	2588	-3,53	-3,50	ja
	221	2662	-2,24	-2,53	vielleicht
	222	2662	-1,75	-2,31	vielleicht
	223	2660	-5,24	-5,2	ja
	224	2660	-2,60	-3,21	ja
	225	2663	-2,11	-2,76	vielleicht
	226	2693	-0,92	-0,90	nein
	227	2715	-5,89	-6,30	ja
	228	2706	-3,82	-4,31	ja
	229	2731	-2,79	-3,42	ja
	230	2739	-3,06	-3,21	ja
	231	2767	-4,71	-4,70	ja
	232	2671	-0,82	-0,90	nein
	233	2769	-0,25	-0,30	nein
	234	2691	-0,52	-0,50	nein
	235	2737	-1,12	-1,10	nein
	236	2770	-2,32	-2,30	vielleicht
	237	2628	-2,43	2,31	vielleicht
	238	2641	-3,30	-3,30	ja
	239	2625	-2,28	-2,30	vielleicht

Winter 2002 / 2003
 BTS–Zeitraum: 01.02. bis 31.03.2003

Tabelle A.4: Statistische Kennwerte der BTS-Daten des Winters 2002/03.

	UTL - Nummer	Median	Standardabweichung	Minimum	Maximum
Winter 2002 / 2003 BTS-Zeitraum: 01.02. bis 31.03.2003	201	-6,08	1,21	-10,58	-5,63
	202	-3,05	0,21	-3,05	-2,54
	205	-3,53	0,23	-4,03	-3,05
	206	-3,21	0,65	-4,31	-2,09
	208	-4,31	0,56	-5,19	-2,98
	209	-4,97	0,38	-5,63	-4,09
	211	-5,19	1,10	-5,63	-1,64
	213	-3,64	0,42	-4,09	-2,31
	214	-3,42	0,18	-4,09	-3,42
	221	-2,31	0,25	-2,53	-1,87
	222	-1,87	0,36	-2,31	-1,2
	223	-5,19	0,46	-6,3	-4,31
	224	-2,31	0,53	-3,42	-1,87
	225	-2,09	0,38	-2,76	-1,42
	226	-0,97	0,09	-0,97	-0,75
	227	-6,3	0,64	-6,52	-4,31
	228	-3,87	0,42	-4,31	-2,98
	229	-2,76	0,48	-3,42	-1,87
	230	-3,21	0,18	-3,21	-2,53
	231	-4,75	0,21	-5,19	-4,09
232	-0,75	0,10	-0,97	-0,75	
233	-0,31	0,10	-0,31	-0,08	
234	-0,53	0,03	-0,53	-0,31	
235	-1,2	0,13	-1,42	-0,97	
236	-2,31	0,18	-2,76	-1,87	
237	-2,53	0,21	-2,76	-2,09	
238	-3,21	0,20	-3,64	-2,98	
239	-2,31	0,34	-2,98	-1,42	

Tabelle A.5: BTS-Daten des Winters 2003/04 und Interpretation hinsichtlich Permafrostexistenz. Logger 301 bis 340.

	UTL - Nummer	Höhe [m ü. NN]	BTS (Mittelwert)	BTS (manuell)	Permafrost
	301	2561	-3,5	-3,5	ja
	302	2588	-4,03	-4,03	ja
	305	2580	-3,68	-3,68	ja
	306	2515	-3,51	-3,51	ja
	308	2602	-2,86	-2,86	vielleicht
	309	2584	-3,95	-3,89	ja
	311	2531	-3,41	-3,21	ja
	312	2813	-2,3	-2,3	vielleicht
	313	2610	-3,88	-3,70	ja
	314	2630	-2,82	-3,40	ja
	316	2673	-0,85	-0,85	nein
	319	2786	-3,46	-3,65	ja
	320	2696	-1,42	-1,42	nein
	321	2517	-5,73	-5,73	ja
	322	2702	-0,51	-0,51	nein
	323	2778	-1,99	-1,99	nein
	324	2697	-0,42	-0,42	nein
	325	2758	-0,79	-0,79	nein
	326	2842	-3,13	-3,13	ja
	327	2784	-2,09	-2,09	vielleicht
	328	2746	-1,61	-1,93	nein
	329	2739	-3,85	-3,85	ja
	330	2662	-3,26	-3,44	ja
	331	2833	-0,97	-0,97	nein
	332	2735	-0,54	-0,54	nein
	335	2855	-0,83	-0,83	nein
	336	2734	-0,74	-0,74	nein
	337	2577	-3,39	-3,39	ja
	338	2554	-2,61	-3,75	ja
	340	2628	-1,48	-1,70	nein

Winter 2003 / 2004
BTS-Zeitraum: 15.03. bis 15.04.2004

Tabelle A.6: BTS-Daten des Winters 2003/04 und Interpretation hinsichtlich Permafrostexistenz. Logger 341 bis 355.

	UTL - Nummer	Höhe [m ü. NN]	BTS (Mittelwert)	BTS (manuell)	Permafrost
Winter 2003 / 2004 BTS-Zeitraum: 15.03. bis 15.04.2004	341	2625	-2,03	-2,09	vielleicht
	342	2639	-3,05	-3,05	ja
	343	2738	-1,20	-1,20	nein
	344	2771	-3,41	-3,30	ja
	345	2693	-0,53	-0,53	nein
	346	2770	-0,31	-0,31	nein
	348	2738	-3,61	-3,64	ja
	349	2711	-6,01	-5,75	ja
	350	2700	-4,6	-4,75	ja
	351	2690	-0,98	-0,97	nein
	352	2668	-2,31	-2,31	vielleicht
	353	2660	-3,58	-3,44	ja
	354	2656	-4,15	-4,09	ja
	355	2670	-1,32	-1,2	nein

Tabelle A.7: Statistische Kennwerte der BTS-Daten des Winters 2003/04. Logger 301 bis 340.

	UTL - Nummer	Median	Standardabweichung	Minimum	Maximum
Winter 2003 / 2004 BTS-Zeitraum: 15.03. bis 15.04.2004	301	-3,42	0,12	-3,64	-3,21
	302	-4,03	0,00	-4,03	-4,03
	305	-3,79	0,98	-5,51	-1,55
	306	-3,42	0,11	-3,64	-3,42
	308	-2,76	0,11	-2,98	-2,76
	309	-3,87	0,35	-4,75	-3,42
	311	-3,42	0,29	-4,09	-2,98
	312	-2,31	0,17	-2,76	-2,09
	313	-3,87	0,50	-4,75	-3,21
	314	-2,76	0,23	-3,21	-2,53
	316	-0,75	0,14	-1,2	-0,75
	319	-3,42	0,34	-4,09	-2,76
	320	-1,42	0,14	-1,64	-1,2
	321	-5,63	0,12	-6,08	-5,41
	322	-0,53	0,06	-0,53	-0,31
	323	-2,09	0,11	-2,09	-1,87
	324	-0,53	0,11	-0,53	-0,31
	325	-0,75	0,09	-0,97	-0,75
	326	-3,21	0,11	-3,21	-2,98
	327	-2,09	0,00	-2,09	-2,09
	328	-1,64	0,22	-2,09	-0,53
	329	-3,87	0,08	-4,09	-3,64
	330	-3,21	0,20	-3,64	-2,98
	331	-0,97	0,00	-0,97	-0,97
	332	-0,53	0,06	-0,75	-0,53
	335	-0,75	0,11	-0,97	-0,75
	336	-0,75	0,01	-0,75	-0,53
	337	-3,42	0,07	-3,42	-3,21
	338	-2,53	0,38	-3,64	-2,09

Tabelle A.8: Statistische Kennwerte der BTS-Daten des Winters 2003/04. Logger 341 bis 355.

	UTL - Nummer	Median	Standardabweichung	Minimum	Maximum
Winter 2003 / 2004 BTS-Zeitraum: 15.03. bis 15.04.2004	340	-1,42	0,31	-2,31	-1,2
	341	-2,09	0,30	-2,76	-1,64
	342	-2,98	0,19	-3,42	-2,53
	343	-1,20	0,16	-1,42	-0,97
	344	-3,42	0,37	-4,09	-2,98
	345	-0,53	0,00	-0,53	-0,53
	346	-0,31	0,00	-0,31	-0,31
	348	-3,64	0,13	-3,87	-3,42
	349	-6,08	0,33	-6,52	-5,63
	350	-4,75	0,18	-4,97	-4,31
	351	-0,97	0,05	-1,2	-0,97
	352	-2,31	0,02	-2,53	-2,31
	353	-3,64	0,21	-4,09	-3,21
	354	-4,09	0,18	-4,75	-3,87
	355	-1,2	0,14	-1,64	-1,2

A 4 Sedimentvolumina der Blockgletscher

Tabelle A.9: Sedimentvolumina der Blockgletscher in den Seitentälern des Turtmantals. Szenario 1.

	Anzahl der Blockgletscher	Planimetrische Fläche der Blockgletscher [10 ³ m ²]	Szenario 1		
			Volumen [10 ⁶ m ³]	Sedimentvolumen bei 50 % Sedimentgehalt [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]
Augsttälli	1	443	0,42	0,21	0,54
Brändjitälli	4	982	2,02	1,01	2,62
Frilitälli	3	1057	1,56	0,78	2,02
Simmigtälli	1	1934	0,84	0,42	1,09
Chummetjtälli	9	2266	2,00	1,00	2,61
Gribjinitälli	3	2314	2,20	1,10	2,86
Rotigtälli	8	3583	4,15	2,07	5,39
Meidtälli	7	3664	3,44	1,72	4,48
Niggelingtälli	6	4702	6,49	3,25	8,44
Pipjtälli	4	4729	17,51	8,75	22,76
Bortertälli	8	5928	7,02	3,51	9,12
Hungerlitälli	15	6448	8,52	4,26	11,08
Grüobtälli	14	7063	9,33	4,66	12,13
Summe	83	45113	65,50	32,75	85,15

Tabelle A.10: Sedimentvolumina der Blockgletscher in den Seitentälern des Turtmantals. Szenario 2.

	Anzahl der Blockgletscher	Planimetrische Fläche der Blockgletscher [10 ³ m ²]	Szenario 2		
			Volumen [10 ⁶ m ³]	Sedimentvolumen bei 50 % Sedimentgehalt [10 ⁶ m ³]	Sediment- masse [10 ⁶ t]
Augsttälli	1	443	0,39	0,20	0,51
Brändjitälli	4	982	0,59	0,30	0,77
Frilitälli	3	1057	0,88	0,44	1,15
Simmigtälli	1	1934	0,95	0,47	1,23
Chummetjtälli	9	2266	1,67	0,84	2,18
Gribjinitälli	3	2314	1,90	0,95	2,48
Rotigtälli	8	3583	3,04	1,52	3,96
Meidtälli	7	3664	4,69	2,35	6,10
Niggelingtälli	6	4702	5,69	3,30	8,57
Pipjtälli	4	4729	6,59	3,30	8,57
Bortertälli	8	5928	6,75	3,38	8,78
Hungerlitälli	15	6448	5,57	2,79	7,25
Grüobtälli	14	7063	6,97	3,49	9,07
Summe	83	45113	45,71	23,31	60,60

Dank

Der ausgesprochen spannende Themenkreis von *Hochgebirgsgeomorphologie* und *Permafrost* sorgte bei mir immer für ein Höchstmaß an Motivation, jedoch reichte so manches Mal aller Enthusiasmus nicht aus, um die vorliegende Arbeit ohne fremde Hilfe zu bewerkstelligen.

An erster Stelle danke ich Prof. Dr. Richard Dikau für die Betreuung des Dissertationsvorhabens, sein Interesse an meiner Arbeit und die vielseitige Unterstützung „im Gelände und am Schreibtisch“ ganz herzlich. Ein Dank gilt auch Dr. Martin Hölzle für die Bereitstellung und Anwendung seines Permafrostmodells.

Einen besonderen Dank den Korrektoren meiner Arbeit, Dr. Stefan Rasemann und Gero Steup. Während der Geländeaufenthalte standen mir Raphael Holland, Ingo Wolff sowie die Stipendiaten/innen und Kollegiaten des GRK 437 tatkräftig zur Seite. Ihnen danke ich für gute die Zusammenarbeit, Hilfsbereitschaft, kritische Anregungen und gesellige Stunden.

Durch die freundliche Bereitstellung ihrer Almhütte waren Rosmarie und Volker Teuffel aus Visp eine sehr große Hilfe. Auch für die schönen Stunden auf dem Brändji-Stafel danke ich ihnen herzlich. Ein Dank gilt auch den Vermietern unserer Ferienwohnung, Priska und Marcel Bregy. Vor allem möchte ich aber Wilhelm Berkum aus Oberems für seine große Hilfsbereitschaft danken. In vielen „ausweglosen“ Situationen war er eine große Stütze für mich.

Schließlich gilt ein ganz besonderer Dank meiner lieben Frau Ulrike und meinen lieben Eltern, die mich während der Zeit meiner Doktorarbeit in vielfacher Weise unterstützt haben und mir immer großes Verständnis entgegenbrachten.

Die Arbeit wurde als Teilprojekt des Graduiertenkollegs 437 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.