

INNSBRUCKER GEOGRAPHISCHE STUDIEN

IGS

Band 39



Permafrost in Südtirol

Herausgegeben von Johann Stötter und Rudolf Sailer

Das Projekt PROALP und der Druck dieses Buches wurden gefördert vom Land
Südtirol.

Die Innsbrucker Geographischen Studien werden herausgegeben vom Innsbrucker
Studienkreis für Geographie (ZVR 568774553), Innrain 52, 6020 Innsbruck

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt.

Bearbeitung und Layout: Josef Aistleitner

Druck: Steigerdruck GmbH, Axams

Innsbruck 2011

ISBN 978-3-901182-42-6



Inhaltsverzeichnis

<i>Florian Mussner</i> Vorwort	5
<i>Rudolf Sailer, Johann Stötter</i> Zum Geleit	7
<i>Volkmar Mair, Kathrin Lang, Andreas Zischg, David Tonidandel</i> PROALP und die Erforschung des Permafrosts in Südtirol	9
<i>Johann Stötter, Karl Krainer, Rudolf Sailer, Matthias Monreal</i> Grundlagen der Permafrostforschung	15
<i>Johann Stötter, Andreas Zischg, Rudolf Sailer</i> Entwicklung des Permafrosts in Südtirol	45
<i>Johann Stötter, Rudolf Sailer, Erik Bollmann, Patrick Fritzmann, Thomas Geist</i> Flugzeuggestütztes Laserscanning – ein Quantensprung in der flächigen Erfassung und Analyse von Hochgebirgspermafrost	67
<i>Karl Krainer</i> <i>Patrick Ausserer, David Bressan, Thomas Fontana, Kathrin Lang, Lukas Mussner</i> Permafrostuntersuchungen in ausgewählten Gebieten Südtirols	83
<i>Erik Bollmann, Lorenzo Rieg, Maximilian Spross, Rudolf Sailer, Kathrin Bucher, Markus Maukisch, Matthias Monreal, Andreas Zischg, Volkmar Mair, Kathrin Lang, Johann Stötter</i> Blockgletscherkataster Südtirol - Erstellung und Analyse	147
<i>Andreas Zischg, Volkmar Mair, David Tonidandel, Kathrin Lang</i> Berücksichtigung von Permafrost in der Gefahrenzonenplanung in Südtirol. (Mehrwert von PROALP für die Gefahrenzonenplanung)	173

Vorwort

Die Bedeutung des abschmelzenden Permafrosts in den alpinen und hochalpinen Gebirgsregionen als Gefahr für die bestehenden Infrastrukturen wie Straßen, Lifte, Seilbahnen und andere touristische Strukturen sowie Schutzhütten und Siedlungen wird uns immer dann bewusst, wenn diese Strukturen beschädigt werden oder auf Grund von Steinschlag oder Murabgängen nicht zugänglich sind. Dass die Auswirkungen des abschmelzenden Permafrosts jedoch weit größer sind, als allgemein angenommen, zeigen die Untersuchungen des Projekts „PROALP“, das zur Gänze von der Südtiroler Landesregierung finanziert wurde und dessen Ergebnisse nun als Basis für alpenweite Initiativen dienen sollen. Immerhin geht daraus hervor, dass etwa 6 % der Landesfläche Südtirols potentielle Permafrostareale sind. Aufsehen in der Fachwelt hat auch eine Publikation der Universität Innsbruck und des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung erregt, die nachgewiesen hat, dass der abschmelzende Permafrost für ungewöhnliche Schwermetallgehalte von Gebirgsseen und Quellen verantwortlich ist.



Die Ergebnisse des Projekts, an welchem das Amt für Geologie und Baustoffprüfung der Autonomen Provinz Bozen, die Universität Innsbruck sowie spezialisierte Firmen beteiligt sind, liefern eine wichtige Grundlage für die Gefahrenzonenplanung in Südtirol. Nur so können Strategien zum Umgang mit diesem Phänomen entwickelt werden, die eine nachhaltige und umweltsensible Bewirtschaftung und Nutzung des hochalpinen Raumes auch in Zukunft garantieren.

Dr. Florian Mussner

Landesrat für öffentliche Arbeiten, Vermögensverwaltung, ladinische Schule und Kultur der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol

Zum Geleit

“In terms of areal extent, frozen ground is the single largest cryospheric component. Permafrost also acts to record air temperature and snow cover variations, ...”. Dieses Statement aus dem IPCC Report (2007) weist zum einen auf die Bedeutung von Permafrost hin; zum anderen deutet es aber auch an, weshalb Permafrost auch in näherer Zukunft eine entscheidende Rolle als Klimaindikator in der Klimawandelforschung zukommen wird. Auch wenn der alpine Permafrost nur einen vergleichsweise geringen Flächenanteil einnimmt, ist es gerade bei Bau- und Sicherungsmaßnahmen im Hochgebirge von entscheidender Bedeutung, zu wissen, in welchen Gebieten mit Permafrost zu rechnen ist. Neben dieser Relevanz für die Praxis liefert die Erforschung des alpinen Permafrosts entscheidende Hinweise für die Entwicklung des Klimas im Hochgebirge und daraus resultierender Folgeerscheinungen. Mit Bezugnahme auf den ‚Special Report‘ der Arbeitsgruppen I und II des IPCC aus dem Jahre 2011 ist davon auszugehen, dass es zu Änderungen von Klimaextremen kommen wird. Beispielsweise ist es sowohl für Europa als auch für Nordamerika wahrscheinlich, dass die Anzahl der kalten Tage und Nächte abnehmen und im Gegenzug die Anzahl der warmen Tage und Nächte zunehmen wird [<http://ipcc-wg2.gov/SREX/>]. Derartige Änderungen beeinflussen direkt die Elemente der alpinen Kryosphäre (Permafrost, Gletscher) und wirken aller Wahrscheinlichkeit nach verstärkend auf das weitere Rückschmelzen alpiner Gletscher und die fortschreitende Degradation von Permafrostkörpern.

Das Projekt PROALP (gefördert von der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol) hat sich zum Ziel gesetzt, Permafrostphänomene – insbesondere Blockgletscher – zu erfassen und mittels Fernerkundungsmethoden sowie Messungen vor Ort zu beobachten. Details zum Projekt PROALP können dem Einleitungsbeitrag des Bandes 39 ‚PROALP und die Erforschung des Permafrosts in Südtirol‘ entnommen werden. In der Einführung zu den ‚Grundlagen der Permafrostforschung‘ werden Grundprinzipien des alpinen Permafrosts, die kausalen Zusammenhänge zwischen Klima und Permafrost sowie der Untergrenze der Permafrostverbreitung erläutert und Methoden zur Modellierung und Erfassung sowie damit zusammenhängende Begriffe definiert. Ein separater Beitrag beschäftigt sich mit der ‚Entwicklung des Permafrosts in Südtirol‘. Neben der Rekonstruktion des Permafrosts für das 19. Jahrhundert gibt dieser Beitrag auch Auskunft über eine szenarienhafte Entwicklung der Verteilung des alpinen Permafrosts ins Südtirol. Dabei werden auch die jüngsten Entwicklungen des Permafrosts im Oberen Suldental (Fallbeispiel) durch Nachmessungen im ersten Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts analysiert und bewertet. Flugzeuggestütztes Laserscanning führte in den letzten eineinhalb Jahrzehnten zu einem Quantensprung in der flächigen Erfassung und Analyse der Kryosphäre und ihrer Landschaftselemente im Hochgebirge (Gletscher, Blockgletscher, flächiger Permafrost). Die Grundlagen des Laserscannings und Anwendungsbeispiele werden in einer eigenen Arbeit schwerpunktmäßig

vorgestellt. Der Beitrag ‚Permafrostuntersuchungen in ausgewählten Gebieten Südtirols‘ zeigt die Möglichkeiten auf, wie mit geophysikalischen Methoden (Georadar), Bewegungsmessungen (mittels differentielltem GPS, dGPS), Temperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS-Messungen) und hydrochemischen Analysen das Phänomen des Permafrosts im Hochgebirge im Detail vor Ort untersucht werden kann. Ein Ziel des Projektes PROALP war die Erstellung eines digitalen Blockgletscherkatasters. Eine statistische Analyse nach Gebirgsgruppen wie auch die Darstellung der zugrunde liegenden Daten erfolgt im Aufsatz ‚Blockgletscherkataster Südtirol – Erstellung und Analyse‘, womit erstmals eine die gesamte Landesfläche Südtirols umfassende Darstellung der Zusammenhänge zwischen Höhenlage bzw. Reliefeigenschaften und der Untergrenze der Blockgletscher vorliegt. Der Mehrwert für die Gefahrenzonenplanung, der aus dem Projekt PROALP erzielt werden konnte, ist in der Zusammenfassung ‚Berücksichtigung von Permafrost in der Gefahrenzonenplanung in Südtirol‘ festgehalten. Darin werden – ausgehend von den gesetzlichen Grundlagen und den technischen Vorgaben in der Gefahrenzonenplanung – Fallbeispiele erläutert, die in Aussagen zur Erstellung von Gefahrenhinweiskarten zur Abschätzung von potentiell aus Permafrostgebieten resultierenden Gefahrenbereichen münden. Somit ergibt sich ausgehend von den Arbeiten zur Grundlagenforschung im vorliegenden Band 39 der Innsbrucker Geographischen Studien mit dem Titel ‚Permafrost in Südtirol‘ eine praxisnahe Nutzung der Erkenntnisse und Ergebnisse aus dem Projekt PROALP, das von einem inter- und transdisziplinären Projektteam mit Vertretern von öffentlichen Dienststellen, Universitätsinstituten und Unternehmen erfolgreich durchgeführt wurde. Eine wissenschaftliche wie auch praktische Nachnutzung ist durch die Integration der im Projekt PROALP gewonnenen Daten und Ergebnisse in Nachfolgeprojekten oder gefahrenzonenrelevanten Anwendungen gewährleistet und zum Teil schon realisiert worden.

Rudolf Sailer

Johann Stötter

Herausgeber

VOLKMAR MAIR, KATHRIN LANG, ANDREAS ZISCHG, DAVID
TONIDANDEL

PROALP und die Erforschung des Permafrosts in Südtirol

Die Südtiroler Landesregierung hat im Auftrag des Landtages ein umfangreiches Projekt zur Untersuchung der Permafrostphänomene in den Südtiroler Hochgebirgsregionen gestartet. In diesem Projekt wurden unter Anwendung verschiedenster wissenschaftlicher Methoden die Gebiete mit dauernd gefrorenem Boden kartiert und das aus diesen Regionen resultierende Gefahrenpotenzial erhoben.

Als Permafrost wird Festgestein oder Lockermaterial bezeichnet, das für einen Zeitraum von mehr als zwei Jahren eine Temperatur von 0° C oder weniger aufweist. Bei Lufttemperaturen, die im Jahresmittel unter -3° C liegen, ist diskontinuierlicher, unter -6° C kontinuierlicher Permafrost sehr wahrscheinlich. Im Alpenraum sind solche den Permafrost begünstigenden Bedingungen oberhalb von etwa 2200 m zu erwarten, sofern regionale Niederschlagsbedingungen und die topographischen Verhältnisse die Entwicklung von Gletschern in den betreffenden Gebieten ausschließen. In dauernd gefrorenem Lockermaterial ist mit einem Vorkommen von Eis zu rechnen. Die Mächtigkeit des Permafrosts kann einige Meter bis über hundert Meter betragen. Das Vorhandensein von Eis in Gesteinsklüften und Hohlräumen von Lockermaterial verändert die geotechnischen Eigenschaften des Untergrundes. Ständige Gefrier- und Auftauprozesse in der Oberflächenschicht, das Ausschmelzen des Eisanteils sowie dessen plastische Deformation verursachen Veränderungen an der Oberfläche und Bewegungen in Lockermaterialkörpern. In den meisten Fällen treten Veränderungen im Permafrost weit entfernt von Siedlungen und Infrastruktureinrichtungen auf. Für Bauten in Permafrostgebieten können Bewegungen im Permafrostkörper jedoch eine direkte Gefährdung bewirken. Durch die Auslösung von Sekundärprozessen wie Steinschlag, Rutschungen und Murgängen können auch Infrastruktureinrichtungen und Siedlungen in den Talböden gefährdet sein: Verschiedene wissenschaftliche Untersuchungen zeigen, dass das Lockermaterial im Hochgebirge aufgrund des Rückschmelzens der Gletscher und des Ausschmelzens des Permafrosts als Folge des globalen Klimawandels zunächst sukzessive destabilisiert wird und in Folge negative Auswirkungen durch nachfolgende Massenbewegungsprozesse erwartet werden können.

Um einerseits den Wissensstand über die alpine Umwelt in Südtirol zu vertiefen und andererseits um potenzielle Gefahren abschätzen und in der Raumplanung berücksichtigen zu können, hat die Autonome Provinz Bozen-Südtirol das Projekt PROALP zur

Einführung

Erfassung und Beobachtung der Permafrostphänomene initiiert und mit einer Summe von € 348.000,- finanziert. Im Projekt PROALP wurden

- 1) Methoden für die flächendeckende Erfassung der unterschiedlichen Phänomene, die im Zusammenhang mit Permafrost stehen,
- 2) ein System zur kostengünstigen kontinuierlichen Überwachung (Monitoring) dieser Phänomene und
- 3) der Südtiroler Blockgletscherkataster entwickelt und angewandt.

Das Monitoring-System wurde an Beispielen geeicht und überprüft, um anschließend als Grundlage für die Beurteilung potenzieller Gefahren dienen zu können.

Im interdisziplinär angelegten Projekt PROALP wurden mehrere wissenschaftliche Methoden zur Erkundung von Permafrostphänomenen angewandt und kombiniert. Dabei wurden bereits laufende Untersuchungen verschiedener Universitätsinstitute in einem Projekt zusammengefasst und durch komplementäre Aufgaben erweitert. Die Projektleitung hatten das Amt für Geologie und Baustoffprüfung und das Hydrographische Amt der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol übernommen. Ebenso am Projekt beteiligt war das Amt für Naturparke der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol. Die länderübergreifende Kooperation von öffentlichen Ämtern, wissenschaftlichen Instituten und lokalen Dienstleistungsunternehmen sowie die Kombination von verschiedensten Untersuchungsmethoden haben neue Erkenntnisse über alpinen Permafrost und damit verbundene Phänomene hervorgebracht. Mitglieder der Projektgruppe waren das Institut für Geologie, das Institut für Geographie (beide Universität Innsbruck), das Institut für Geographie der Universität Göttingen, das Institut für Geologie der Universität Modena und Reggio Emilia, die in Südtirol ansässigen Unternehmen Teledata Geoconsult und Geo Information Management sowie das in Innsbruck ansässige Unternehmen Grid-IT. Die Laufzeit des Projekts war auf drei Jahre veranschlagt und wurde aufgrund vielversprechender Zwischenergebnisse mehrfach verlängert.

Die aktuellen Südtiroler Permafrostgebiete sind aufgrund ihrer Höhenlage (über 2000 m, siehe Abb. 1) einerseits schwer zugänglich, wodurch bodengebundene Messungen relativ aufwendig sind. Die Lage des Permafrosts oberhalb der aktuellen Waldgrenze ist eine ideale Ausgangsbasis zur Kartierung und Überwachung von Permafrostphänomenen mit Fernerkundungsmethoden. Die Ergebnisse der Fernerkundung wurden durch punktuelle Geländebegehungen überprüft und durch die Kombination mit anderen Messverfahren sowie einer manuellen Kartierung von Permafrostphänomenen ergänzt. In einigen Testgebieten wurden darüberhinaus sehr detaillierte Untersuchungen einzelner Blockgletscher durchgeführt. Mittels Radaraufnahmen von europäischen und japanischen Satelliten wurden unter Anwendung differentieller Radar-Interferometrie jene Bereiche des Hochgebirges ausgewiesen, in denen Oberflächenveränderungen detektiert werden konnten. Diese innovative Technik wurde weltweit das erste Mal zur flächendeckenden Erkundung von Bodenbewegungen im Hochgebirge eingesetzt. Durch die Interpretation von Luftbildern sowie den Einsatz von Laserscandaten wurden flächendeckend für das ganze Land die Blockgletscher als die wesentlichsten geomorphologischen Formen im Permafrost kartiert. In Überlagerung

mit den Satellitendaten war es möglich, aktive (Eisanteil, Bewegung) von inaktiven (Eisanteil, keine bzw. geringe Bewegung) Blockgletschern zu unterscheiden. Darüber hinaus wurden perennierende Schneeflecken als weiterer Indikator für Permafrost multitemporal und flächendeckend aus Orthophotokarten extrahiert. Wie bereits erwähnt, wurden die Fernerkundungsdaten mittels aufwändiger Detailuntersuchungen an ausgewählten Blockgletschern überprüft. Im Vordergrund stand dabei zunächst die geologische und geomorphologische Kartierung der Blockgletscher und deren Einzugsgebiete. Zur Messung der Temperatur in verschiedenen Tiefen der aktiven Schuttlagen der Blockgletscher, der Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke auf den Blockgletschern und außerhalb, sowie der Wassertemperatur der Blockgletscherquellen wurden Temperatursonden mit zweistündlicher Datenerfassung installiert. Für die hydrologischen Untersuchungen wurden neben der Wassertemperatur auch hydrochemische Eigenschaften (v.a. elektrische Leitfähigkeit) und die Schüttungsmengen mit automatischen Pegelstationen gemessen. Darüber hinaus wurde der Gesteinsaufbau im Einzugsgebiet und die Materialzusammensetzung (Korngröße, Korngrößenverteilung, Feinanteil etc.) der Blockgletscher analysiert. Die jährlichen Bewegungsraten der aktiven Blockgletscher wurden mit einem hochauflösenden GPS-Messsystem und einem terrestrischen Lasertheodolith untersucht. Durch den Einsatz eines Georadars war es möglich, sowohl die Mächtigkeit als auch die internen Strukturen der Blockgletscher zu analysieren. Ein Großteil der Geländearbeiten und der damit verbundenen Messungen musste in der kurzen, schneefreien Zeit im Hochsommer durchgeführt werden. Lediglich die Georadmessungen wurden auch im Winter durchgeführt.

Ein Blick in die Vergangenheit

Um die Entwicklung von Permafrostgebieten im Zuge von Klimaänderungen abschätzen und interpretieren zu können, ist ein Blick in die Vergangenheit unumgänglich. Nur so können aus Analogieschlüssen mögliche Entwicklungen in der näheren Zukunft prognostiziert werden. Da die Bildung von Permafrost an das Vorhandensein von eisfreien Gebieten gebunden ist, konnte sich erst mit dem Rückzug der Gletscher aus den Tal- und Hangbereichen in Folge der Klimaerwärmung wieder ein Temperatur- und Niederschlagsregime einrichten, das die Bildung von Permafrost in Zonen unterhalb von 2.500 m ermöglichte.

Aus dem Blockgletscherkataster, welcher 1.743 Blockgletscher verzeichnet, geht hervor, dass lediglich 23 Blockgletscher unter einer Höhenkote von 2.000 m liegen (Abb. 1; tiefster Blockgletscher Stirnbereich in 1.700 m). Diese tief gelegenen Blockgletscher sind fossil und eisfrei und belegen damit, dass sie in einem kälteren Klima als heute gebildet wurden. Nachdem Blockgletscher die unterste Grenze des Permafrostvorkommens markieren, kann daraus geschlossen werden, dass die klimatischen Bedingungen immer so waren, dass eine relevante Bildung von Permafrost unter 2.000 m nicht möglich war.

Die Beobachtung der Entwicklung der Blockgletscher seit der kleinen Eiszeit (Maximum 1850) zeigt, dass sich bereits in 150 Jahren größere Blockgletscher aus den

Einführung

Abb. 1: Lediglich 23 Blockgletscher liegen unter einer Seehöhe von 2.000 m.

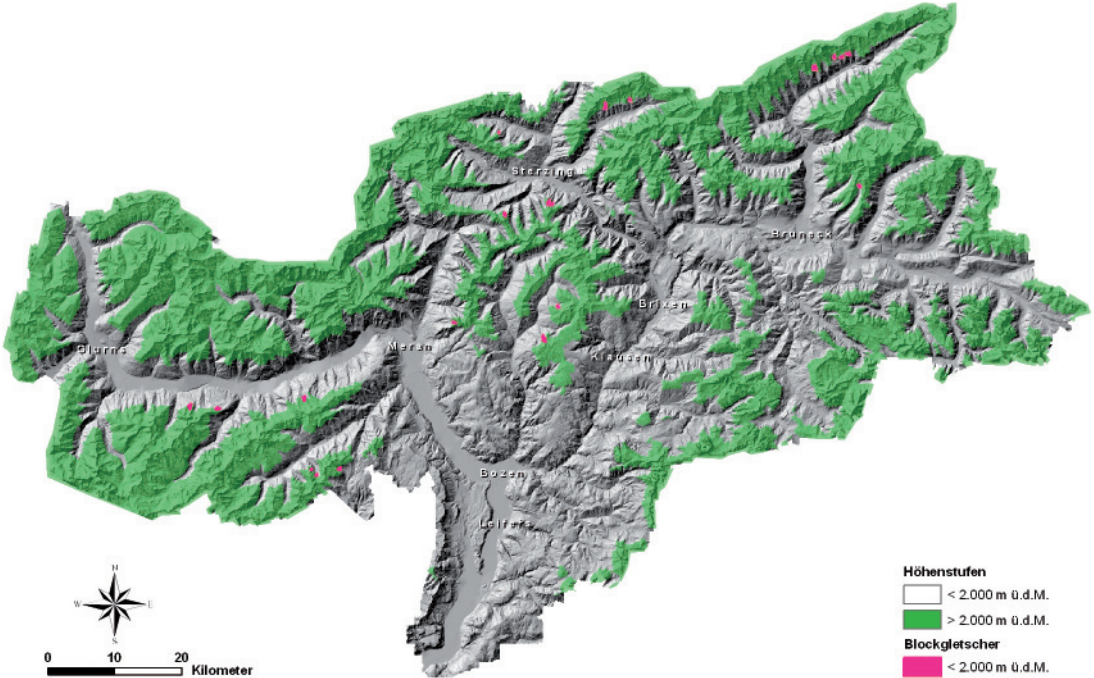
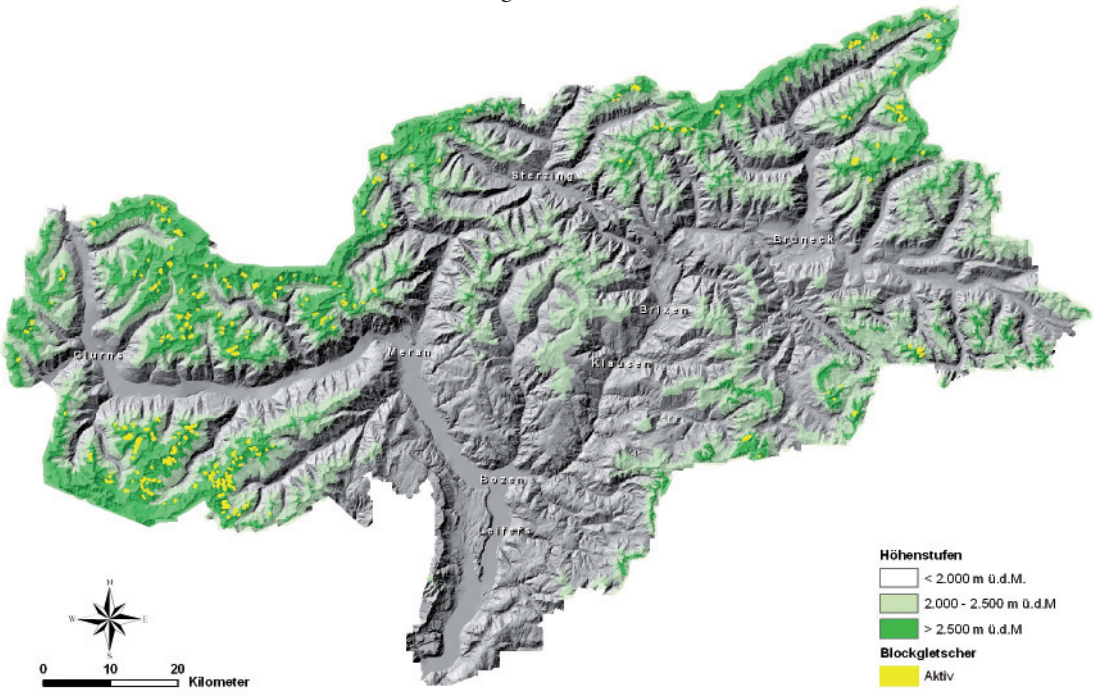


Abb. 2: Der Großteil der aktiven Blockgletscher in Südtirol befindet sich auf über 2.500 m.



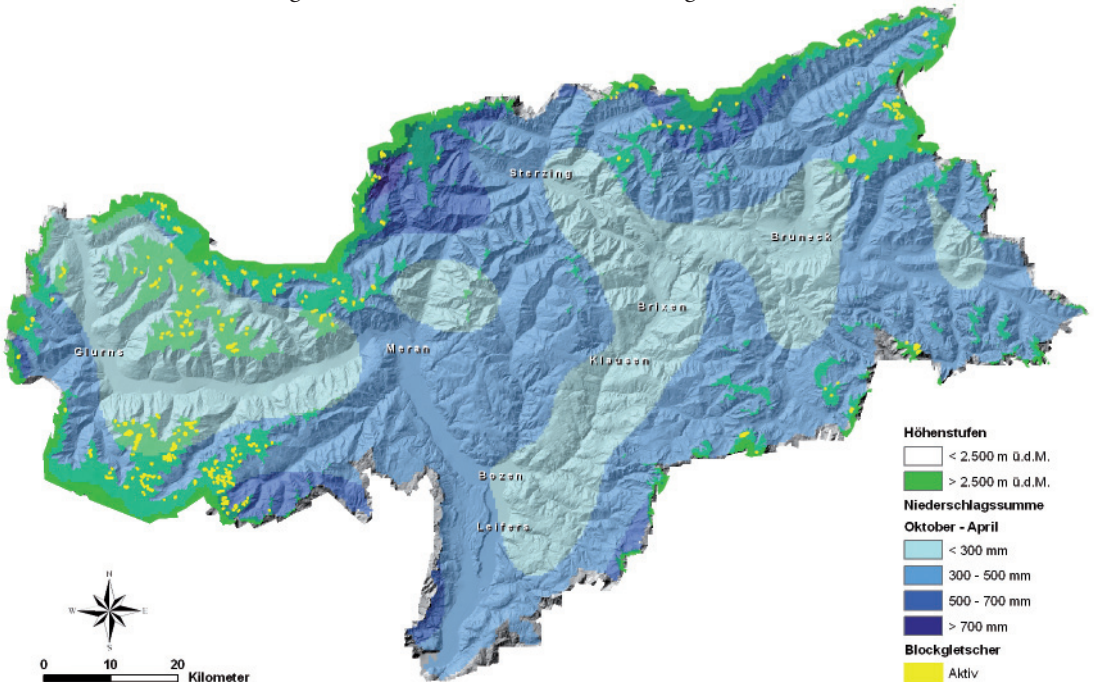
Rand- und Stirnmoränen dieses Gletschervorstoßes gebildet haben. Daraus lässt sich schließen, dass die minimale Reaktions- bzw. Bildungszeit der Blockgletscher um 100 Jahre beträgt. Die ausgedehnten und mächtigen Blockgletscher in den Höhenlagen um ca. 2.200 m lassen vermuten, dass neben einer grundsätzlichen geomorphologischen und topographischen Disposition über längere Zeit Klimaverhältnisse geherrscht haben müssen, die ideal für die Bildung von Blockgletschern gewesen sind.

Derzeit gibt es in Südtirol nur wenige aktive Blockgletscher in extrem abgeschatteten und niederschlagsreichen Gebieten, welche auf eine Höhe von 2.300 m herunterreichen (z.B. an der Laugenspitze). Die meisten aktiven Blockgletscher (vgl. Abb. 2) mit hohem Eisgehalt und Bewegungsraten von Zentimetern bis Dezimetern pro Jahr liegen über 2.500 m (300 m bis 500 m Differenz zu den fossilen Blockgletschern).

Eine detaillierte Untersuchung der Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von Blockgletschern und der Niederschlagsverteilung ergab keine Korrelation der Häufigkeit von Blockgletschern mit unterschiedlich hohen Niederschlagsmengen. Auch eine Unterteilung in Niederschläge des Winter- bzw. Sommerhalbjahres (Abb. 3, 4) und eine Unterscheidung in fossile und aktive Blockgletscher ergibt keinen statistisch signifikanten Zusammenhang.

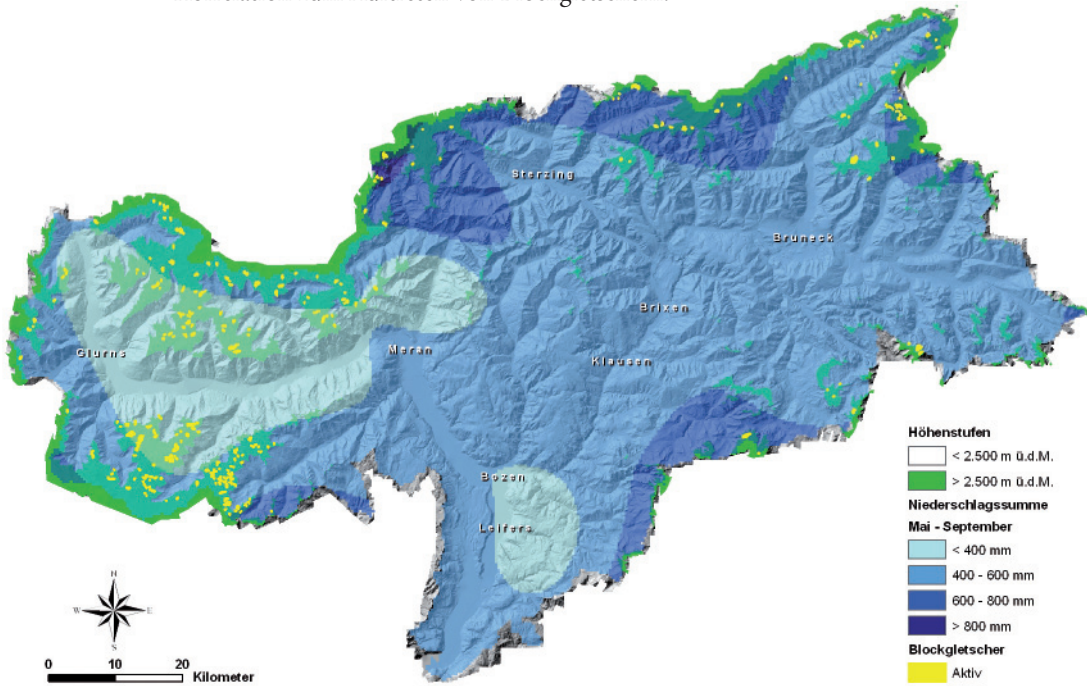
Die Exposition und Häufigkeit der Blockgletscher hängt wesentlich vom Materialangebot ab. Als Material kommt einerseits Sturzschutt und/oder Moränenmaterial und andererseits Lawinenschnee in Frage. Die Wichtigkeit des Lawinenschnees für die Bil-

Abb. 3: Es besteht keine Korrelation zwischen Niederschlagsmengen und dem Auftreten von Blockgletschern (mittlere Winterniederschlagssumme von 1981 bis 2010).



Einführung

Abb. 4: Auch die mittlere Sommerniederschlagssumme (von 1981 bis 2010) zeigt keine Korrelation zum Auftreten von Blockgletschern.



dung der Blockgletscher wird durch den signifikanten Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Blockgletscherzungen und Lawinhängen dokumentiert. Es zeigt sich, dass für die Bildung von Blockgletschern nicht nur Schuttmaterial in ausreichender Menge, sondern insbesondere die Verfügbarkeit von Lawenschnee ausschlaggebend ist. Auch wenn die Lage von Blockgletschern von der Ausrichtung der Täler bzw. der Bergkämme und somit von geologischen und morphologischen Gegebenheiten bestimmt wird, ist dennoch eine Korrelation zwischen der Untergrenze von Blockgletschern und der Himmelsrichtung gegeben.

Die Ergebnisse in diesem Band geben Aufschluss über die Entstehung und das Verhalten der intakten (aktive und inaktive) Blockgletscher (Fließbewegungen, Mächtigkeit, Aufbau, Eisanteil, Abflussverhalten), und bilden somit eine ideale Basis für die Detektion und Interpretation von durch Klimaänderungen hervorgerufenen Veränderungen in den Hochgebirgslagen Südtirols. Sie führen schließlich zu einem besseren Verständnis dieser wissenschaftlich interessanten (und vielfach auch als Leitformen des alpinen Permafrost bezeichneten) Erscheinungsformen des Hochgebirges. Die entwickelten Methoden und die in einem Geographischen Informationssystem vorgehaltenen Daten stellen eine zentrale Informationsquelle dar, die Auskunft über die Verbreitung von Permafrost und dadurch induzierte Naturgefahren gibt. Damit dienen sie den verantwortlichen Behörden als Werkzeug, um Informationen für die Raumplanung, das Ressourcen Management und die Planung von Schutzmaßnahmen abzuleiten.

JOHANN STÖTTER, KARL KRAINER, RUDOLF SAILER, MATTHIAS MONREAL

Grundlagen der Permafrostforschung

1 Hintergrund und Definition

Das Phänomen des Dauerfrostbodens ist zuerst in Bereichen der sub- und hochpolaren Klimazone erkannt worden. Bereits im 17. Jahrhundert wurde Permafrost in Sibirien und im 18. Jahrhundert in Kanada beschrieben. Dies erklärt auch seine in die wissenschaftliche Literatur eingegangenen regionalen Synonyma, wie ‚*perenne tjäle*‘ (schwedisch) oder ‚*Merslota*‘ (russisch). Der Begriff „*Permafrost*“ wurde von Müller (1945:3) geprägt. Bis in die 1960er Jahre beschränkte sich die Erforschung des Permafrosts und der damit verbundenen Phänomene rein auf Gebiete hoher Breiten. Es gab zwar schon in den 1950/60er Jahren vereinzelte Hinweise auf das Vorkommen von Permafrost im Alpenraum (Campell 1954, Furrer 1955, Jäckli 1957, Elsasser 1968), aber erst als Folgeerscheinung der Errichtung der Seilbahn auf den Corvatsch (Oberengadin) in 2700 - 3300 m ü.d.M. wurde man auf das Vorhandensein von Permafrost auch in Hochgebirgen aufmerksam (Barsch 1969a).

Seit der ursprünglichen Definition von Müller (1945:3) - „... *thickness of soil or other superficial deposits, or even of bedrock, at a variable depth beneath the surface of the earth in which a temperature below freezing has existed continually for a long time.*“ - hat das Begriffsverständnis nur einen unwesentlichen Wandel erfahren. Wichtig ist, dass sich diese Definition auf den Frost in der Lithosphäre beschränkt (siehe z. B. Embleton & King 1975, Washburn 1979).

Flächenangaben zur Verbreitung des Permafrosts sind äußerst problematisch: Da dieses Phänomen nur an wenigen Stellen direkt beobachtet werden kann und auch für den indirekten Nachweis nur vereinzelte, punktuelle Messungen vorliegen, schwanken die Aussagen beträchtlich. Sie reichen von 14,1 % (Shumskij et al. 1964) bis 23,7 % des Festlandes (Stäblein 1985). Zusätzliche Schwierigkeiten treten bei der Erfassung des submarinen Permafrosts auf, der als kaltklimatisches Relikt durch den eustatischen Meeresspiegelanstieg heute in Schelfbereichen gefunden wird (Stäblein 1979). Noch erheblicher schwanken die Angaben zum Volumen des Permafrosts (siehe z. B. Shumskij et al. 1964, Popov 1978). Trotz der großen Variabilität der Angaben kann zusammenfassend festgestellt werden, dass schmelzender Permafrost einen nicht unerheblichen Beitrag zu Meeresspiegelanstieg leisten kann (siehe Kaser et al. 2006).

2 Grundprinzipien

Das für Entstehung, Erhalt und Abbau von Permafrost verantwortliche Wirkungsgefüge ist äußerst komplex und soll hier nur in Grundzügen aufgezeigt werden. Stäblein (1985:325) schreibt hierzu: „Das Zusammenwirken der verschiedenen Einflußfaktoren, die das Auftreten von Permafrost steuern, bildet ein derart komplexes System mit Rückkopplungseffekten, dass es trotz eingehender Permafrostforschungen noch nicht gelungen ist, ein befriedigendes, quantitatives Modell der Wärme-Wasser-Bilanz in Permafrostbereichen abzuleiten.“ Im topographisch stark differenzierten Hochgebirgsraum wird das System zusätzlich durch lokale Einflüsse kompliziert. Die wichtigsten Einflußgrößen (*environmental factors* nach Washburn 1979:10) lassen sich in invariante und variante unterscheiden. Erläuterungen zu den einzelnen Faktoren beschränken sich hier auf ein logisch-deskriptives Niveau.

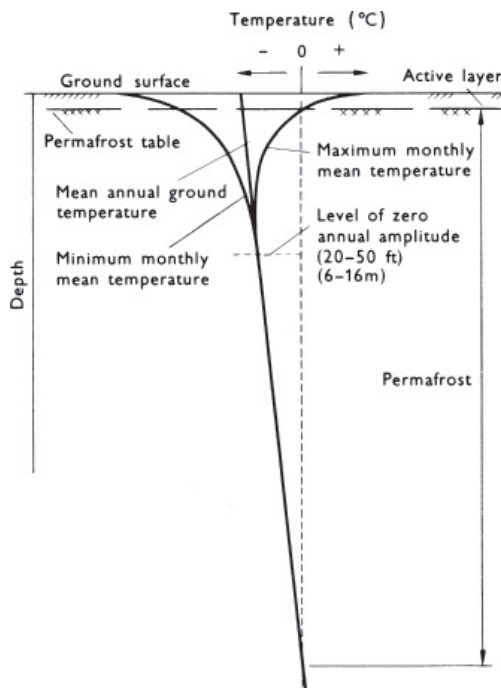
Invariante Faktoren

Zu den invarianten Faktoren gehören die geographische Lage (Breite, Länge, Höhe) und die daraus abgeleiteten Größen Neigung und Exposition, die Globalstrahlung sowie der geothermische Wärmestrom.

Die Permafrostverbreitung zeigt eine deutliche Abhängigkeit vom geographischen Formenwandel im Sinne von Lautensach (1952): Mit zunehmender geographischer Breite (planetarer Formenwandel), zunehmender Höhe (hypsometrischer Formenwandel) und zunehmender Entfernung vom Meer (peripher-zentraler Formenwandel) nimmt die Permafrostwahrscheinlichkeit zu (Karte 1979). Neigung und Exposition beeinflussen die Strahlungssituation eines Ortes und sind deshalb vor allem in Gebirgsbereichen für die reliefabhängige Permafrostverteilung wesentliche Faktoren (siehe unten).

Während ein Großteil der Einflußgrößen von der Oberfläche auf den Permafrostkörper einwirkt und damit die saisonale Lage des Permafrostspiegels steuert, wirkt der geothermische Wärmestrom als Konstante ganzjährig auf die Permafrostbasis. Aus dem ‚Kälteinhalt‘ (Wärmedefizit) des Permafrostkörpers und der geothermischen

Abb. 1: Schematisches Temperaturprofil zur vertikalen Gliederung von Permafrost im Vergleich zum jahreszeitlichen Wechselfrost (nach Brown 1970:11)



Energiezufuhr resultiert der Gleichgewichtszustand an der Permafrostunterseite (siehe Abb. 1).

Für den Einfluss des geothermischen Wärmeflusses entscheidend erachten Lachenbruch & Marschall (1969) die Wärmeleitfähigkeit, die vom Substrat und vom Aggregatzustand des Wassers im Untergrund abhängt - nach Williams et al. (1989) ist sie bei Eis bis zu dreimal höher als bei flüssigem Wasser. Weise (1983:31) relativiert die Bedeutung des geothermischen Wärmestroms mit der Feststellung, dass er „*kleiner als 1 Promille*“ der Sonneneinstrahlung ist.

Variante Faktoren

Die varianten, d.h. zeitlich abhängigen Einflußgrößen können in klimatische und aklimatische Faktoren unterteilt werden. Von vielen Autoren wird die Abhängigkeit des Permafrosts von der Lufttemperatur in den Vordergrund gestellt (z. B. Brown 1967, Washburn 1973, Ives 1974). Demzufolge bilden folgende Isothermen die äquatorwärtigen Grenzen des Permafrosts:

- -1 °C-Isotherme Grenze des sporadischen Permafrosts
- -3 °C/-4 °C-Isotherme Grenze des diskontinuierlichen Permafrosts
- -6 °C/-8 °C-Isotherme Grenze des kontinuierlichen Permafrosts

Positive Abweichungen von diesen Grenzwerten sind unter besonderen Standortgegebenheiten (z. B. besonders stark isolierend wirkenden edaphischen Bedingungen, wie unter Torfmooren) möglich. Derartig azonaler Permafrost kann auch reliktsch sein.

Die Eindringtiefe des Wärmestroms der Lufttemperatur beträgt in Abhängigkeit vom Aggregatzustand des Bodenwassers bis zu 20 m; Haeberli (1980:2) gibt für Eis „*rund 10 bis 15 m*“, Wilhelm (1993:177) für flüssiges Wasser „*15 - 20 m*“ an. Durch den Austausch der Schmelzwärme bei den Übergängen zwischen flüssigem und festem Aggregatzustand wird der Wärmefluß deutlich verlangsamt. Der Temperaturgang im Boden ist dabei ein gedämpftes und mit zunehmender Tiefe verzögertes Abbild der Variationen der Lufttemperatur. Untersuchungen von Vorndran (1979) oder Liebrecht (1983) zeigen beispielsweise die Abnahme der Frostwechselanzahl von der bodennahen Luftschicht zum Boden.

Die Wirkung der Energiezufuhr durch die Lufttemperatur lässt sich durch folgende Angaben abschätzen: Nach Haeberli (1980) ist die Erwärmung während der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts in bis zu 100 m Tiefe erkennbar; in eisreichen Sedimenten glauben Balobaev et al. (1978) allerdings, bereits in 200 m Tiefe die thermischen Schwankungen des Pleistozäns erkennen zu können.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass außer in Ausnahmefällen (z. B. Gebieten mit aktivem Vulkanismus) aufgrund der geringen Bedeutung des geothermischen Wärmestroms der Energiefluß in den obersten Metern der Lithosphäre weitgehend durch die Energiebilanz an der Erdoberfläche bestimmt wird.

Als zusätzliche, für den Permafrost besonders wichtige Faktoren nennt Washburn (1979) die Zeit sowie den Menschen. Aufgrund der thermischen Trägheit der Lithosphäre ist sowohl die Mächtigkeit des Permafrosts als auch die Ausprägung von frost-

bedingten geomorphologischen Phänomenen zeitabhängig. Durch seine vielseitigen Eingriffe in das System der Hochgebirgslandschaft modifiziert der Mensch viele ‚natürliche‘ Faktoren und wirkt so mittelbar auf die Kryosphäre ein.

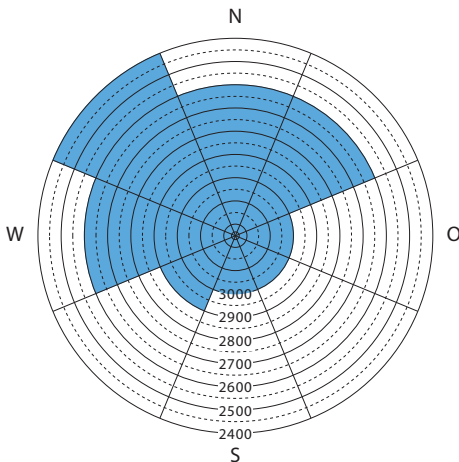
3 Hochgebirgspermafrost

Aufgrund der relativen Standortkonstanz, d.h. vergleichbarer klimatischer Bedingungen in subpolaren Breiten und der periglazialen nivalen Höhenstufe in Gebirgen, leitet Ives (1974) ab, dass in allen Hochgebirgen der Erde grundsätzlich kontinuierlicher oder diskontinuierlicher Permafrost zu erwarten ist. Diese Art des Bodenfrosts, die im Gegensatz zum klassischen, dem planetaren Klimawandel unterliegenden Permafrost von der hypsometrischen Temperaturabnahme gesteuert wird, nennt man Hochgebirgs- oder alpinen Permafrost.

Auch wenn einige Autoren (z. B. Cheng 1983, Barsch 1988) dies aus terminologischen Gründen ablehnen, ist hier auch eine Übertragung der traditionellen Differenzierung von Permafrost bei planetarer Betrachtung in die hypsometrische Dimension erfolgt: Dem sporadischen Permafrost entspricht die Klasse ‚möglicher Permafrost‘, dem diskontinuierlichen Permafrost die Klasse ‚wahrscheinlicher Permafrost‘; kontinuierlicher Permafrost bleibt terminologisch unverändert. Die Terminologie des alpinen Permafrosts bringt „gut die unscharfen und unsicheren Übergänge zwischen den einzelnen Bereichen zum Ausdruck“ (Belitz 1993:33).

Da alpiner Permafrost ein erst seit relativ kurzer Zeit bekanntes und wissenschaftlich untersuchtes sowie in der Regel ein nicht direkt beobachtbares Phänomen darstellt (Barsch 1969a), sind konkrete Angaben über das Ausmaß seiner Verbreitung immer

Abb. 2: Permafrostverteilung in den Schweizer Alpen in Abhängigkeit von Höhe und Exposition (nach Haerberli 1975, Keller 1987)



noch nicht global vorhanden (siehe z. B. Harris et al. 2001b). Am Beispiel Skandinaviens zeigt King (1986) die Wechselbeziehung des Hochgebirgspermafrosts mit der Ozeanität/Kontinentalität auf. Er weist dabei nach, dass - gegenläufig zum Verbreitungsmuster der Gletscher - die Permafrostverbreitung mit zunehmend kontinentalen Bedingungen zunimmt.

Die Kenntnisse über die großflächige Permafrostverteilung in den Alpen haben ihren Ausgangspunkt in den Schweizer Alpen genommen. Barsch (1978) beziffert beispielsweise das Volumen des Permafrosts in den Westalpen mit 5 - 10 km³. Nach Haerberli (1975) kann dort ab einer Höhe von 2200 m ü.d.M. mit Permafrost gerechnet werden, ab 2550 m ü.d.M. ist in N-exponierten Hangfußlagen, ab

3000 m ü.d.M. an Südhängen Permafrost wahrscheinlich. Kontinuierlicher Permafrost kann bereits ab Höhen über 3000 m ü.d.M. auftreten. Aufgrund dieser empirischen Angaben hat Keller (1987:67) eine sog. „Permafrostrose“ konstruiert (siehe Abb. 2), aus der sich in Abhängigkeit von Exposition und Höhenstufe die Permafrostverbreitung in den Schweizer Alpen ablesen lässt (Keller & Hölzle 1996).

Neuere Ansätze basieren auf Modellansätzen, die in vereinfachter Weise die Energiebilanz als Indikator für das Vorhandensein von Gebirgspermafrost nützen. Andere Verfahren (Hölzle et al. 2001, versuchen Blockgletscher automatisch bzw. halbautomatisch aus Fernerkundungsdaten abzuleiten (Kääb 2001) oder verwenden statistische Ansätze (Gruber & Hoelzle 2001).

Im Gegensatz zu diesen Erkenntnissen aus der Schweiz ist in Österreich, aber auch in anderen Alpenländern die geschlossene räumliche Verteilung von Permafrost noch weitgehend unklar (siehe z. B. Krainer et al. 2007; Ebohon et al. 2007), auch wenn es zahlreiche wissenschaftliche Untersuchungen zu Blockgletschern in einzelnen Teilgebieten gibt (siehe z. B. Gerhold, 1967, 1969; Haerberli & Patzelt 1982; Lieb 1991, 1996; Hausmann et al. 2006a, b, 2007; Krainer & Mostler 2000a, b, 2001, 2004, 2006; Krainer et al. 2002, 2007; Kaufmann & Ladstätter 2002, 2003; Ladstätter & Kaufmann 2005).

4 Blockgletscher

Blockgletscher sind die größte und markanteste Einzelform des Hochgebirgspermafrosts (siehe hierzu z. B. Barsch, 1996; Haerberli, 1985; Whalley and Martin, 1992; Haerberli, 2005, Haerberli et al. 2006). Schon der Terminus Blockgletscher lässt erkennen, dass sie ursprünglich, rein morphographisch für gletscherartige Gebilde gehalten wurden. So schreibt Pillewizer (1957:37): „*Sie besitzen die Gestalt von Gletscherzungen und entspringen häufig aus vollkommen eisfreien Karen, ... wobei sie weit in schuttfreies Gelände vorstoßen.*“ Erst durch Erkennen des Zusammenhangs zwischen Blockgletschern und Permafrost, der bis auf wenige Ausnahmen (z. B. Martin & Whalley 1987, Whalley & Martin 1992) generell anerkannt wird, setzte sich ein morphogenetisches Verständnis durch. Barsch (1988:72) definiert Blockgletscher als „*lobate or tongue-shaped bodies of frozen debris with interstitial ice and ice lenses, which move downslope or downvalley by deformation of the ice within them.*“

Die Entstehung von Blockgletschern ist Inhalt umfangreicher, oft sehr kontrovers geführter Diskussionen; viele entsprechende Hypothesen sind nicht allgemein anerkannt (zur Diskussion siehe z. B. Barsch 1996; Haerberli 1985, 1995; Ackert 1998; Clark et al. 1998; Humlum 1996; Johnson 1981; Potter et al. 1998; Vitek & Giardino 1987; Wahrhaftig & Cox 1959; Whalley & Martin 1992, Whalley et al. 1994; Whalley & Palmer 1998, White 1976).

So nennt Haerberli (1978:380) als entscheidende Rahmenbedingung für die Bildung von Blockgletschern „*Permafrostausbildung in mächtiger Schuttakkumulation*“, die nach Barsch (1988) mindestens 15 m mächtig sein muss. Weitere *conditiones sine qua non*

sind das weitgehende Fehlen von Gletschern (kontinentale Bedingungen) sowie eine geneigte Grundfläche. Vonder Mühl & Haeberli (1990) vermuten, dass Blockgletscher zudem aufgrund positiver, noch näher zu untersuchender Rückkopplungseffekte das Mikroklima in ihrer Umgebung permafrostbegünstigend beeinflussen können. Basierend auf Untersuchungen an schuttbedeckten Gletschern in der Nanga Parbat Region führten Shroder et al. (2000) aus, dass Blockgletscher dann aus Gletscher entstehen, wenn der Schutt durch das Schmelzwasser nicht effektiv abgeführt werden kann. In neueren Arbeiten diskutieren Etzelmüller & Hagn (2005) oder Haeberli (2005) die Beziehungen zwischen Gletschern und Permafrost in der Arktis sowie im Hochgebirge.

Die innere Zusammensetzung aus einem ungleichmäßigen Gemisch von Gesteinschutt unterschiedlicher Korngröße und Eis erklärt auch die im Vergleich zum plastischen Fließen der Gletscher äußerst langsame Bewegung der Blockgletscher. Die Schwankungsbreite der Bewegungsgeschwindigkeit von Blockgletschern reicht von wenigen dm/a bis bis zu maximal einigen m/a (Whalley & Martin 1992). Im Vertikalprofil zeigen Blockgletscher ähnlich Gletschern eine Abnahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe. Anhand eines Bohrlochs im Blockgletscher Murtèl konnte Haeberli (1990) nachweisen, dass die Bewegung nicht bis zum Grund des Blockgletschers reicht. Inwieweit dies in Zusammenhang mit der inneren Strukturierung des Blockgletschers steht - unter einer grobblockigen Deckschicht befindet sich ein eisreicher vorwiegend sandiger Feinmaterialkern, dessen Material durch Frostseparation angereichert wurde - ist aufgrund fehlender Vergleichsmessungen nicht bekannt (Barsch 1977a). Es wird vermutet, dass generell Eisübersättigung im Feinmaterialbereich die Voraussetzung für die Blockgletscherbewegung darstellt. Das Eis in Blockgletschern wird oftmals als reines Wassereis bezeichnet. Es kann aber durchaus sein, dass in der Initialphase der Blockgletscherbildung körniges, durch Metamorphose entstandenes Eis (z. B. Toteis aus großen, schuttreichen Endmoränen) vorhanden ist, an das sich durch Gefrieren Segregationseis anlagert. Auch beim Spezialfall des syndementären Permafrosts kann es zur Neubildung von körnigem Eis durch Metamorphose kommen.

Eine Klimaabhängigkeit der Geschwindigkeit lässt sich nach Barsch (1988) bisher, ebenfalls aufgrund zu geringer Messdaten, zwar nicht eindeutig erkennen, aber der interne Eisanteil und die daraus resultierende Bewegung bzw. Bewegungslosigkeit ist genetische Grundlage der Differenzierung von Blockgletschern hinsichtlich ihrer Aktivität. Nach dieser werden aktive, inaktive und fossile Blockgletscher unterschieden. Demgegenüber liegt es nahe, die Geschwindigkeit von Blockgletschern mit den topographischen Verhältnissen (vor allem der Neigung) in Verbindung zu bringen.

Aktive Blockgletscher

Aktive Blockgletscher bewegen sich aufgrund ihres hohen Eisgehalts im geneigten Gelände. Auch im Sommer liegt der Permafrostspiegel nicht tiefer als 4 - 5 m unter der Oberfläche (Haeberli 1985). Morphologisch sind sie an ihrer in der Regel konvexen Oberfläche sowie einer Blockgletscherstirn erkennbar, die den kritischen Böschungswinkel für Lockermaterial (im Mittel 35°) zumindest erreicht und oftmals überschreitet. Daraus resultiert eine extrem labile Lagerung und Instabilität des Materials an der Blockgletscherstirn und den -seiten.

Inaktive Blockgletscher

Inaktive Blockgletscher zeigen keine erkenn- bzw. messbare Bewegung, was nach Barsch (1992) entweder auf einen reduzierten Eisanteil oder zu geringen Schuttnachschub zurückzuführen ist. Ihre sommerliche Auftautiefe kann mehr als 10 m betragen (Barsch 1973). Morphologisch sind sie an der im Vergleich zu den aktiven Blockgletschern flacheren Stirn zu erkennen, deren Böschungswinkel nach Barsch (1980:129) „*deutlich unter 35°*“ liegt und die damit eine höhere Stabilität aufweist. Auch die Besiedlung durch Pioniervegetation (Haerberli 1985) sowie durch Flechten (*Rhizocarpon geographicum*) ist ein Indikator für Bewegungslosigkeit der inaktiven Blockgletscher. Nach Stötter (1994) muss man davon ausgehen, dass heute inaktive Blockgletscher während des *Little Ice Age* aufgrund der für sie ‚günstigen‘ klimatischen (thermischen) Bedingungen aktiv waren. Dementsprechend können sie als Indikator für die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts im 19. Jahrhundert gesehen werden.

Fossile Blockgletscher

Fossile Blockgletscher sind aus klimageomorphologischer Sicht Vorzeitformen. Sie besitzen keinen gefrorenen Kern mehr und bewegen sich folglich nicht. Eine Reaktivierung fossiler Blockgletscher ist aufgrund des fehlenden, durch Ausschwemmung verlagerten Feinmaterials bei entsprechenden klimatischen Rahmenbedingungen im Gegensatz zu inaktiven Blockgletschern nicht mehr möglich. Kerschner (1982, 1985) ordnet ihre Entstehung dem Ende von spätglazialen Kältephasen, wie der Jüngerer Dryas, mit kalten Jahresmitteltemperaturen und geringen Jahresniederschlägen zu (vergleiche dazu auch Sailer & Kerschner, 1999). Morphologisch unterscheiden sie sich von den aktiven und inaktiven Blockgletschern durch zumindest teilweise Boden- und Vegetationsbedeckung, die aufgrund ihrer geringen Höhenlage auch Wald sein kann.

Hinsichtlich der Morphogenese unterteilt Barsch (1969b, 1988) die Blockgletscher in

- ‚*Talus rockglaciers*‘, die sich aus Sturzhalden entwickelt haben, und in
- ‚*debris rockglaciers*‘, die unterhalb von Gletschern liegen und deren Gesteinsanteil aus Moränenmaterial besteht. Diese können aus sog. ‚ice-cored moraines‘ entstehen, wie sie von Østrem (1964, 1966, 1971) beschrieben und von Barsch (1971) diskutiert werden. King (1986:136) bezeichnet derartige Moränen als ‚*rockglacierized*‘.

In der hypsographischen Betrachtungsweise wird auch das räumliche Verhältnis zwischen Gletschern und Permafrost deutlich. Dabei gilt generell, dass die Permafrostuntergrenze (= tiefstes Vorkommen von diskontinuierlichem Permafrost in hypsometrischer Betrachtung) tiefer herabreicht als die Schneegrenze (Gleichgewichtslinie). Das erklärt zum einen das Vorkommen von Blockgletschern, als Mesoform des Permafrosts (siehe unten) in unvergletscherten Karen (die Schneegrenze liegt hier höher), zum anderen das vergesellschaftete Auftreten von Gletschern und Blockgletschern. Haerberli & Patzelt (1982) zeigen am Beispiel des Blockgletschers im Inneren Hochebenkar (Ötztaler Alpen), wie ein kleiner Gletscher auf einem Blockgletscher aufliegt. Dabei ist festzustellen, dass dieser Gletscher auch während seiner maximalen holozänen

Ausdehnung nie die Größe des Blockgletschers erreicht hat. Es zeigt sich aber auch, dass der seit dem letzten Jahrhundert durch das Abschmelzen des Gletschers eisfrei gewordene Bereich auf dem Blockgletscher keinen Permafrost enthält - entsprechend der thermischen Vorstellung über die Basis temperierter Gletscher (Paterson 1981).

Sailer & Kerschner (1999) zeigen, dass nach dem Rückzug der maximalen Ausdehnung der Gletscher der Jüngeren Dryas (Egesen I) eine ausgeprägte Blockgletscherentwicklung eingesetzt hat. Dies deutet auf den Übergang von einer niederschlagsreicheren zu einer zunehmend trockenen aber dennoch kalten Periode im ausgehenden Spätglazial hin. Dabei lag die Blockgletscheruntergrenze (und damit die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrost) etwa 400 m unter der aktuellen Blockgletscheruntergrenze. Während des Übergangs von Pleistozän zum Holozän sind diese Blockgletscher inaktiv geworden. Damit kann gezeigt werden, dass die Analyse der Entwicklung der Kryosphäre in einem definierten Raum Rückschlüsse über langfristige Klimaentwicklungen ermöglicht.

5 Permafrostverbreitung, Permafrostuntergrenze

Wie das subaerische Eis der Gletscher wird auch das Eis im Untergrund (Permafrost) wesentlich von den klimatischen Bedingungen, hier vor allem von der Temperatur, gesteuert. Da der Energietransfer aber im Gegensatz zum System Klima-Gletscher nicht direkt an einer gemeinsamen Kontaktfläche stattfindet, sondern durch ein heterogenes, zwischengeschaltetes Medium (Lockermaterialkörper der Lithosphäre) übertragen wird, treten zwischen Impuls und Reaktion längerfristige Verzögerungen bzw. Abschwächungen auf.

Als Parameter für die Erfassung des klimaabhängigen Verhaltens des Permafrosts dient in der Regel die Permafrostuntergrenze. Aufgrund der Dreiteilung der Höhenstufe des Auftretens von Permafrost in möglichen, wahrscheinlichen und kontinuierlichen Permafrost fordert die Logik eigentlich drei zugehörige Untergrenzen. Wenn man aktive Blockgletscher als die wesentliche Mesoform des alpinen Permafrosts akzeptiert, so kann man die Untergrenze ihrer Verbreitung (=Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts), die expositionsabhängig ist, als die markanteste der Permafrostuntergrenzen bezeichnen. Auch wenn Blockgletscher aufgrund ihrer Dynamik die tatsächliche Permafrostuntergrenze geringfügig unterschreiten, wird unter Permafrostuntergrenze generell die Untergrenze des diskontinuierlichen, d.h. in der alpinen Terminologie des ‚wahrscheinlichen Hochgebirgspermafrosts‘ verstanden.

Entsprechend der kurzen Forschungstradition zu den Problemen des alpinen Permafrosts gibt es auch nur vereinzelte Angaben und Überlegungen zur Verbreitung des Permafrosts und Variation der Permafrostuntergrenze. Die wesentlichen Arbeiten beziehen sich auf den Schweizer Alpenraum; sie stammen von Haerberli (1975, 1978, 1980, 1983), Barsch (1980), Haerberli & Schmid (1988) und Keller (1988). Erst in jüngsten Ansätzen wurde dabei die klimaabhängige Variation der Permafrostuntergrenze intensiver berücksichtigt (Haerberli 1990, 1991b, 1992a, 1992b, Haerberli et al. 1990, 1991, Zimmermann 1990a, 1990b, Zimmermann & Haerberli 1992). Diese

Arbeiten zeigen, dass durch den erwärmungsbedingten Anstieg der Permafrostuntergrenze Lockermaterialmassen, die ihre Armierung durch Eis im Untergrund verloren haben, einen wesentlichen Materialanteil zu den Murereignissen in den Schweizer Alpen im Sommers 1987 geliefert haben.

Da die Erfassung der Permafrostuntergrenze eine komplexe Vorgehensweise erfordert, muss sie als *Grenzsaum* verstanden werden.

6 Methoden zur Erfassung von Gebirgspermafrost

Eine Zusammenfassung der Methoden zur Erkundung von Gebirgspermafrost geben z. B. King et al. (1992), Barsch & King (1975) und Stötter (1994). Kerschner (1978b, 1985), Stötter (1994) und Lütschg & Haeberli (2005) beschreiben Methoden zur Erfassung ehemaliger Permafrostverbreitung im Hochgebirgsraum. Grundsätzlich wird dabei zwischen direkten und indirekten Methoden unterschieden. Als direkte Methoden sind die Beobachtung in Aufschlüssen oder Grabungen im Spätsommer sowie Bohrungen (Haeberli 1990) zu nennen. Sie sind generell entsprechend selten. Die Erfassung der Permafrostverteilung beruht deshalb weitgehend auf den Ergebnissen indirekter Methoden:

Geomorphologische Kartierung

Die geomorphologische Kartierung stellt eine zentrale Grundlage für die Interpretation der Verbreitung von Permafrost dar. Dabei erfolgt grundsätzlich folgende Unterscheidung in:

- Permafrostzeiger

Die markantesten geomorphologischen Zeiger für rezenten Permafrost sind aktive Blockgletscher (Frauenfelder et al., 2008; Ikeda, 2004; Imhof, 1996), während inaktive Blockgletscher als Hinweis für subrezentem, d.h. während des *Little Ice Age* aktiven Permafrost zu werten sind (siehe Stötter 1994). Die Einzelform der *protalus ramparts* (oftmals auch als Schneeschuttwall Firn- oder Firnhaldenmoräne bezeichnet) wird als Zeiger von Permafrost im Bereich von Sturzhalden gesehen (Haeberli 1985).

Permafrost kann daneben in Sturzhalden, Solifluktuionsloben oder -decken, Blockfeldern oder im Bereich von Frostmusterböden vorkommen (Schrott, 1999; Barsch, 1978), wobei aber betont werden muss, dass diese Formen auch mit saisonalem Bodenfrost in Verbindung gebracht werden können.

- Ausschlussflächen

Flächen, die Permafrost ausschließen, sind aus Gründen des Wärmeflusses temperierte Gletscher sowie Wasserflächen. Zwar kann Permafrost in extremen Ausnahmefällen z. B. in Lagen mit sehr niedriger direkter Solarstrahlung nach Funk & Hoelzle (1992), auch unter geschlossener Vegetationsdecke vorkommen, in der Regel sind aber wald-/baumbestandene Bereiche sowie Standorte alpiner Rasen als permafrostfrei zu betrachten (Kühnen 1992).

Die räumliche Aufnahme der Leitformen folgt in der Regel Kartieranleitungen, die eine systematische und differenzierte Erfassung ermöglichen, wie z. B. den „Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25000“ (Barsch & Liedtke 1980, Möller 1982, Stäblein 1990). Die sog. GMK 25 basiert auf einem Baukastensystem, bei dem die einzelnen geomorphologischen Teilaspekte als eigene Informationsschichten dargestellt, die einzeln herausgezogen und als sog. Auszugskarten kombiniert werden können (Barsch & Mäusbacher 1980, Leser & Stäblein 1980). Zur Erfassung von Gebirgspermafrost sind in der Systematik der GMK 25 zwei Ebenen relevant: Prozessbereiche, durch die „das Relief (...), vorherrschend geprägt ist“ (siehe Möller & Stäblein 1982:76, Stäblein 1978), und Einzelformen.

Bei Petermüller-Strobl (1990) und Frisch (1992) finden sich kritische Anmerkungen zum theoretischen Hintergrund und zur praktischen Umsetzung dieser geomorphologischen Kartieranleitung in glazial geprägten Landschaften und im Hochgebirge.

In jüngeren Ansätzen wird versucht, den Formenschatz anstelle der auf Erfahrung basierenden individuellen Interpretation durch numerische geomorphometrische Analysen zu differenzieren und so reproduzierbar zu machen. Pike (1998) stellt hierzu fest: „*The critical analytic tool is the geometric signature, a set of measures that describes topographic form well enough to distinguish among geomorphically disparate landscapes*“. Durch Ableitung aus DGMs lassen sich spezielle geometrische Signaturen bzw. Reliefparameter ableiten, die eine eindeutige Beschreibung periglazialer Landformen erlauben, wie z. B. Höhe, Neigung, Exposition, horizontale und vertikale Krümmung oder Varianz und Schiefe der Höhenverteilung (Etzelmüller 2001, Etzelmüller et al. 2001). In ähnlichem Ansatz wurde in Kombination spektrale Information und objektbasierte Bildanalyse (OBIA) von Schneevoigt et al. (2008) zur Differenzierung des alpinen Formenschatzes herangezogen.

Quellwassertemperaturen im Sommer

Die Temperatur von Grund- bzw. Quellwasser stellt einen Indikator für die Jahresmitteltemperatur des Bodens dar. Wenn die Verweildauer des Wassers im Untergrund genügend lange ist, weist das über den Permafrostspiegel abfließende Wasser Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt auf. Dabei spielt die Tiefe unter der Geländeoberkante eine entscheidende Rolle. So weist Wilhelm (1993) darauf hin, dass oberflächennahe Grundwasservorkommen sogar Tagesschwankungen der Temperatur aufweisen können.

Nach Haerberli & Patzelt (1982) ist der Grenzwert des typischen Temperaturbereichs für Permafrost bei etwa 1 °C anzusetzen. Ein Problem stellt sicher die mit dieser einfachen Methode schwierige Abgrenzung von Schneeschmelzwässern dar, deren Temperatur ebenfalls nahe dem Gefrierpunkt liegt. Jedoch sind gehäuft auftretende Schneeflecken im Hochsommer ebenfalls als Hinweis auf Permafrost zu sehen.

Schneefleckenkartierung

Nach Haerberli (1978:381) sind perennierende Schneeflecken „*strongly related to local permafrost occurrence*“. Zwischen Permafrost im Untergrund und perennierenden Schneeflecken an der Oberfläche treten positive Rückkopplungseffekte auf. Einerseits

begünstigt lange liegenbleibender Schnee die Erhaltung des Permafrostkörpers, da aufgrund der hohen Albedo von Schnee der Eintrag von Strahlungsenergie stark reduziert wird. Andererseits verringert ein Permafrostkörper im Untergrund den Fluß des geothermischen Wärmestroms und damit das Schmelzen an der Basis der Schneedecke.

Es muß allerdings betont werden, dass es sich bei einer einmaligen Erfassung der Schneeflecken im Hochsommer um eine Momentaufnahme handelt. Erst aus der Wiederholung einer derartigen Kartierung in verschiedenen Sommern kann daraus, zusammen mit den Ergebnissen anderer Methoden, ein eindeutiger Schluss gezogen werden (Stötter 1994).

Basistemperatur der Schneedecke im Winter

Die Messung der Basistemperatur der Schneedecke, BTS nach Haerberli (1973), im Hoch- bzw. Spätwinter (Februar, März) gilt als zuverlässigste Methode, um Permafrostverbreitung im Gelände rationell und verlässlich zu erfassen (Gruber & Hölzle 2001). Empirisch ermittelte Haerberli (1978) einen Unsicherheitsbereich der Basistemperatur für das Vorkommen von Permafrost. Bei Temperaturen $< -3\text{ °C}$ ist Permafrost wahrscheinlich, zwischen -3 °C und -2 °C möglich, während bei Temperaturen von $> -2\text{ °C}$ das Vorkommen von Permafrost als unwahrscheinlich eingestuft wird.

Obwohl Haerberli & Patzelt (1982) erstaunlicherweise keinen statistischen Zusammenhang zwischen Schneehöhe, Meereshöhe und BTS-Werten erkennen konnten, muss doch eine Mindestschneehöhe bei den Messungen vorausgesetzt werden. Nach Haerberli (1973) liegt diese zwischen 50 - 100 cm; King (1983:613) gibt sie mit etwa 80 cm an.

Die Modellvorstellung geht davon aus, dass sich am Ende des Winters quasi ein Gleichgewichtszustand einstellt, der nicht durch kurzfristige atmosphärische Einflüsse, sondern durch die konstanten Bedingungen des Untergrunds geprägt ist. An der Basis einer Schneedecke, die im sommerlich frostfreien Bereich liegt, pendelt sich die Temperatur gegen Ende des Winters auf einen nahe dem Schmelzpunkt gelegenen Wert ein (siehe Abb. 3). Über ganzjährig gefrorenem Untergrund liegt die Basistemperatur der Schneedecke dagegen deutlich unter der 0 °C -Grenze. Während der dem Temperaturgefälle folgende Wärmefluss bei ungefrorenem Boden den ganzen Winter über in Richtung Schneedecke fließen kann und deren Basis damit Energie zuführt, wird dieser Wärmestrom durch den Permafrostkörper stark reduziert bzw. verhindert.

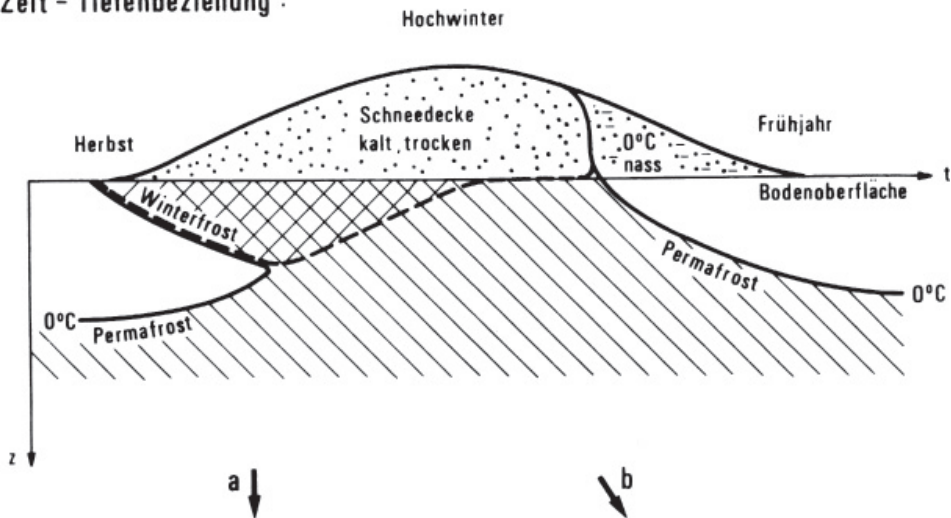
Nach Gruber & Hoelzle (2001) liegt der Vorteil der BTS-Methode in der Robustheit und der leichten Anwendbarkeit, was durch erfolgreiche Untersuchungen in den Alpen (siehe Haerberli, 1973; Haerberli & Patzelt, 1982; Hoelzle, 1992, Hoelzle et al.; 1993; Keller 1994; Vonder Mühl et al., 2001), Scandinavien (King, 1994, 1996; Ødegard et al., 1996, 1999; Kneisel, 1998) und Japan belegt wird (Ishikawa & Hirakawa, 2000; Ishikawa 2003).

Geophysikalische Methoden

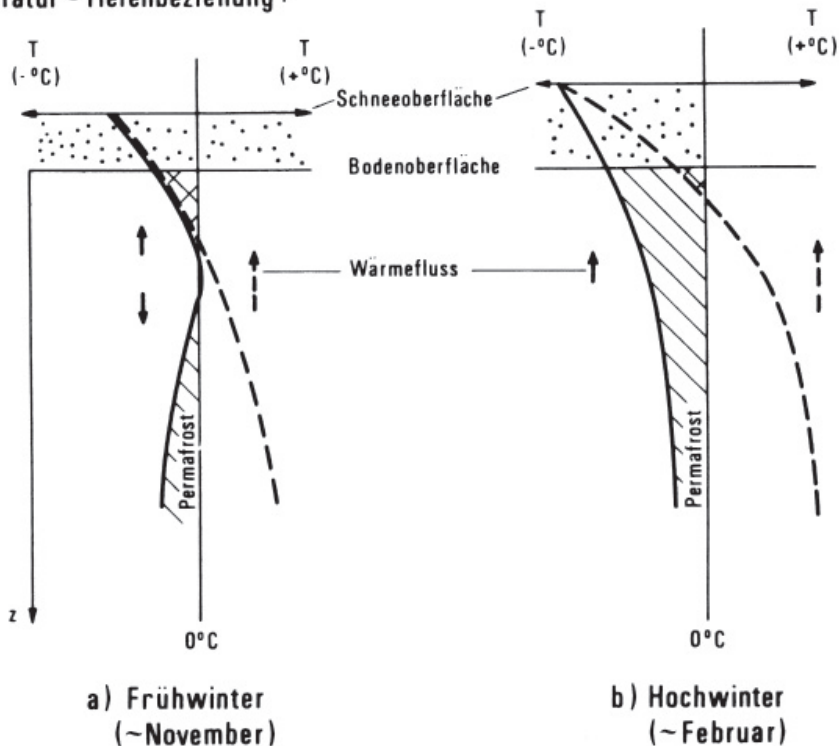
Die bisher vorgestellten Methoden, die vorwiegend dem Nachweis und der Klassifikation von Permafrost gedient haben, lassen keine Aussagen über die innere Struktur des Permafrostkörpers bzw. des Blockgletschers zu. Neben zufälligen Beob-

Abb. 3: Veränderungen des Wärmeflusses im Boden während des Winters (Haebeli & Patzelt 1982:139)

Zeit - Tiefenbeziehung :



Temperatur - Tiefenbeziehung :



Tab. 1: Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeiten in verschiedenen Medien (nach Barsch 1973:146f, Redpath 1973:40ff, Haerberli 1985:50, Haerberli et al. 1990:305)

Material	Geschwindigkeitsbereich [m/s]
Schutt, trocken	300 - 600
Moräne, feucht	800 - 2000
Firn, Lawinenschnee	2000 - 3000
Gletschereis	3300 - 3800
Permafrost	2000 - 4500
Eisgehalt 30 %	ca. 4400
Eisgehalt 70 %	ca. 3000
Eisgehalt 95 %	ca. 2600
Dolomit	5000 - 6000
Metamorphes Gestein	3050 - 7020

achtungen und wenigen gezielten punktuellen Bohrungen (z. B. Vonder Mühl & Holub, 1992; Harris et al., 2001a, Vonder Mühl et al., 2003; Arenson & Springman, 2005, Haerberli et al. 2006), erlauben geophysikalische Ansätze größerflächige Aussagen über interne Strukturen (siehe z. B. Vonder Mühl et al., 2000, Hauk et al., 2004, Maurer & Hauck 2007).

Refraktionsseismik

Der Einsatz der Refraktionsseismik zur Erkundung von Permafrost beruht auf Dichteunterschieden und den damit deutlich unterschiedlichen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von Wellen in ungefrorenem und gefrorenem

Lockermaterial (Barsch 1973). Haerberli et al. (1990) zeigen die in unterschiedlichen Medien im Hochgebirge vorkommenden Geschwindigkeiten auf (siehe Tab. 1).

Im Gegensatz zu reinen Eiskörpern, wie Gletschern, streuen die Geschwindigkeitswerte in Blockgletschern relativ stark (Haerberli 1985). Dies lässt sich auf das oftmals recht inhomogene Schutt-Eis-Gemisch zurückführen, das durch Bohrungen nachgewiesen wurde (Barsch 1977a). Als Untergrenze für sicher gefrorenes Material gibt Barsch (1973:147) eine Geschwindigkeit der Wellenausbreitung von 2240 m/s, Haerberli et al. (1990) etwa 2000 m/s an; die Obergrenze der Geschwindigkeiten in Permafrostkörpern liegt bei etwa 4600 m/s.

Die Funktionsweise dieser Methode kann vereinfacht folgendermaßen erklärt werden: Die durch einen Hammerschlag auf einen stabil liegenden Block an der Oberfläche eines Blockgletschers ausgelöste Primärwelle breitet sich mit einer typischen dichteabhängigen Fortpflanzungsgeschwindigkeit kugelförmig aus. An der Oberfläche des Blockgletschers gelangt sie als direkte Welle vom Anregungspunkt zum Detektionspunkt, wo sie durch ein Geophon registriert wird.

Im Untergrund wird die Welle an der Grenze zu einem dichteren Medium (z. B. gefrorenen Schuttkörper) refraktiert bzw. reflektiert. Bei einem bestimmten Grenzwinkel (= kritischer Winkel) läuft die Welle mit der höheren Geschwindigkeit des dichteren Mediums entlang der Grenzfläche und gelangt schließlich unter demselben Brechungswinkel wieder an die Oberfläche. Ab einer bestimmten Entfernung vom Anregungspunkt kommt die refraktierte Welle somit vor der direkten Welle an. Aus den geometrischen Verhältnissen eines derartigen Zweischichtmodells lässt sich die Tiefenlage der Grenzfläche (d.h. in diesem Fall des Permafrostspiegels) ermitteln.

Die Eindringtiefe derartiger Aufnahmen liegt in der Regel bei maximal 20 m; d.h. dass bei Blockgletschern, deren minimale Mächtigkeit von Barsch (1988) mit 15 m

angegeben wird, der anstehende Fels im Liegenden mittels der Hammerschlagseismik nur in Ausnahmefällen erreicht werden kann.

Geoelektrik

Durch den Einsatz von Geoelektrik lässt sich der spezifische elektrische Widerstand, der von Porosität, Wassersättigung, Leitfähigkeit der Flüssigkeit in den Poren, der Porengeometrie, Kornform und Tongehalt abhängig ist, im Untergrund ermitteln. Unter der Annahme, dass Porosität und Tonanteil konstant sind, lassen sich aus der dreidimensionalen Verteilung des elektrischen Widerstands Bereiche vorwiegender Schmelz- bzw. Gefrierprozesse ableiten (z. B. Hauck & Kneisel 2008, Kellerer-Pirklbauer & Kühnast 2009).

Georadar

Beim Georadar werden von einem Sender elektromagnetische Wellen ausgesendet, die in den Untergrund eindringen und ähnlich wie seismische Wellen an Grenzflächen (z. B. Grenze Lockersediment-Festgestein) teilweise reflektiert werden. Laufzeit, Phase und Amplitude der reflektierten Wellen werden vom Empfänger aufgezeichnet.

Georadar wird zur Untersuchung der internen Struktur von Blockgletschern seit 1982 eingesetzt, wobei ursprünglich center frequencies von 50 bis 300 MHz verwendet wurden (Haerberli et al., 1982; Haerberli, 1985; King et al., 1987; Vonder Mühl, 1993). In letzter Zeit wurden durch center frequencies von 15 bis 50 MHz Eindringtiefen von bis zu 40 m erreicht (e.g. Berthling et al., 2000, 2003; Isaksen et al., 2000; Degenhardt, 2002; Degenhardt et al., 2003; Maurer & Hauck, 2007; Hausmann et al. 2007). Arcone et al. (1998) haben das Potential der Georadar-Methode zur Untersuchung des Permafrosts in Alaska umfassend dargestellt. Typische Werte der durchschnittlichen Wellengeschwindigkeit aktiver Blockgletscher mit höherem Eisgehalt liegen zwischen 0.14 und 0.15 m/ns (Schmöller & Fruhwirth, 1996; Wale, 1999; Isaksen et al., 2000; Lehmann & Green, 2000; Berthling et al., 2003; Hausmann et al. 2007). Degenhardt & Giardino (2003) berichten Werte von 0.12 m/ns.

Die besten Ergebnisse werden erzielt, wenn Georadar-Messungen mit anderen geophysikalischen Methoden wie Seismik, Gravimetrie (z. B. Hausmann et al. 2007) oder Geoelektrik kombiniert werden. In der Regel werden auf Blockgletschern Längsprofile (in Fließrichtung) und Querprofile (quer zur Fließrichtung des Blockgletschers) gemessen.

Gravimetrie (GPR)

Mit einem hochauflösendem Gravimeter (Auflösung 10 μ Gal) lassen sich die durch das Eis im Blockgletscher verursachten Dichteunterschiede sehr gut herausarbeiten. Wichtig dabei ist, dass am Blockgletscher sowie unmittelbar neben dem Blockgletscher möglichst viele Messpunkte (150 – 200 je nach Größe) eingerichtet werden. Diese Messpunkte müssen zunächst mit einem differentiellen GPS-Gerät genau vermessen werden (Koordinaten, Höhe). Anschließend werden dann auf diesen Messpunkten die gravimetrischen Messungen durchgeführt. Diese Methode liefert vor allem in Kom-

bination mit Seismik und Georadar einen sehr guten Einblick in die internen Strukturen und den Eisgehalt aktiver Blockgletscher (siehe Hausmann et al. 2007). Erste gravimetrische Untersuchungen auf Blockgletschern haben VonderMühl (1993), Klingele & VonderMühl (1993) und VonderMühl & Klingele (1994) durchgeführt. Einen kurzen Überblick gibt Barsch (1996).

Fernerkundung

Methoden zum Nachweis von Permafrost mittels Fernerkundung sind seit den 1990er Jahren in Erprobung. Die Ansätze, bei denen grundsätzlich zwischen terrestrischen, flugzeug- und satellitengestützten Methoden unterschieden werden muss, können in der Regel Kartierungen unterstützen, vorwiegend dienen sie aber dazu, Veränderungen von Permafrost generell oder bei Blockgletschern speziell nachzuweisen und zu quantifizieren.

Durch den Einsatz multitemporaler terrestrischer Photogrammetrie konnten Kaufmann & Ladstädter (2002a & 2002b) an verschiedenen Blockgletschern Oberflächenveränderungen nachweisen und darauf basierend Bewegungsvektoren ableiten. Methodisch neu ist Anwendung der TLS-Technologie (*Terrestrial Laser Scanning*) zur hochauflösenden quantitativen Erfassung von Oberflächendeformationen über den Vergleich multitemporaler *Digitaler Geländemodelle* bzw. *Digitaler Oberflächenmodelle* (siehe Bauer et al. 2003, Avian et al. 2008, Bodin et al. 2008). Der Vorteil dieser Technologie liegt, ähnlich wie bei ALS (*Airborne Laser Scanning*) in der hohen Informationsdichte und der Genauigkeit in der Fläche. Als Nachteil terrestrischer Fernerkundungsmethoden ist die potentielle Abschattung von Teilflächen aufgrund schleifender Schnitte zu sehen, die Informationslücken zur Folge haben können.

Luftbilder sind zwar generell eine hervorragende Grundlage für die Erfassung von geomorphologischen Formen und Oberflächeneigenschaften, v.a. aufgrund ihrer flächendeckend Anwendbarkeit, durch die maßstabsbedingte Limitierung der Genauigkeit, großflächige Abschattungseffekte aufgrund der hohen Reliefenergie des Hochgebirges sowie einer oftmals mehr zufälligen als geplanten Verfügbarkeit aber auch stark eingeschränkt. Ansätze, die Verbreitung von Permafrost mit Hilfe von Satellitenbilddaten zu erkunden gehen 20 Jahre zurück (z. B. Belanger et al. 1990).

Die Methode der differenziellen Radarinterferometrie kann Hinweise auf das Vorhandensein von Permafrost im Hochgebirge liefern (z. B. Zilger et al. 2006, Mair et al. 2008). Das Interferogramm, das aus der Kombination von zwei zu verschiedenen Zeitpunkten und von leicht unterschiedlichen Positionen aufgenommenen Radarszenen des gleichen Gebiets abgeleitet wird, erlaubt die Detektierung und Quantifizierung von Oberflächenbewegungen. Diese werden der Blockgletscherbewegung bzw. dem Ausschmelzen von Permafrost zugeordnet.

Einen Überblick über optische und Radar-Fernerkundungsverfahren gibt Käab (2008).

Bewegungsmessungen

Die Bewegung von Blockgletschern kann generell als der beste Indikator für den Aktivitätszustand verstanden werden. Erste Messungen lassen sich bis in die 1930er Jahre

zurückverfolgen (siehe Pillewizer 1957, Schneider & Schneider 2001). Es erscheint heute evident, dass die Kinematik von Blockgletschern stark durch die Luft- bzw. Bodentemperatur beeinflusst wird (siehe z. B. Delaloye et al. 2008; Kellerer-Pirklbauer et al. 2008a). Unter der Annahme, dass beispielsweise in den Alpen die Temperatur von Permafrost nahe der 0 °C-Grenze liegt, lassen sich zunehmende Geschwindigkeiten nach dem extrem warmen Sommer 2003 mit der Erwärmung in Verbindung bringen (z. B. Roer et al. 2005), ähnlich wie sich dies bei Gletschern beobachten ließ (Bucher et al. 2006). Bei der Zunahme der Bewegung sind jedoch topographische Aspekte, wie z. B. das Fließen über eine Schwelle mit Zunahme der Neigung nicht außer Acht zu lassen (siehe Avian et al. 2005).

Da einzelne Nachweismethoden oftmals unklare, d.h. nicht eindeutige Ergebnisse liefern, ist die parallele Anwendung unterschiedlicher Methoden wichtig. Aus der Summe der Ergebnisse kann in der Regel ein plausibles Ergebnis abgeleitet werden.

7 Verhältnis Klima - Permafrost

Die Untersuchung der kausalen Zusammenhänge zwischen Klima und Gletscherverhalten hat lange wissenschaftliche Tradition. Schon Walcher (1773) erklärte im Wesentlichen diesen Zusammenhang. Auch die differenzierten Zusammenhänge zwischen latenter Wärme und Strahlung beim Schmelzprozess von Eis sowie die Genese von Gletscherschwankungen wurde bereits von Pálsson (1795) beschrieben.

Seit diesen ersten Erklärungsansätzen gab es zahlreiche Forschungsarbeiten, die sich damit beschäftigten, das klimaabhängige Verhalten der Gletscher darzustellen (z. B. Matthes 1942, Ahlmann 1948, 1953, Nye 1960, 1963, Meier 1965, Hoinkes 1964, 1968 oder Hoinkes & Steinacker 1975). Die Forschungsgeschichte hierzu wird beispielsweise bei Klebelsberg (1948), Wilhelm (1975) und Benn & Evans (1997) zusammengefasst.

Als entscheidende klimatische Einflussgrößen auf den Massenhaushalt eines Gletschers erweisen sich Niederschlag und Temperatur (siehe z. B. Haefeli 1962, Hoinkes 1968, Kuhn 1980, 1983, Bader 1990). Der Niederschlag repräsentiert in vielen Modellansätzen die Akkumulation, wogegen die Temperatur stellvertretend für die Ablation bzw. die hierfür benötigte Energie steht. An der Gleichgewichtslinie herrscht definitionsgemäß ein ausgeglichenes Verhältnis zwischen Massengewinn und Massenverlust (Meier & Post 1962). Die Höhenlage der Gleichgewichtslinie kann infolgedessen vereinfacht als Funktion (Mischinformation) von Niederschlag und Temperatur verstanden werden. Diese vereinfachte Annahme darf aber nicht darüber hinwegtäuschen, dass natürlich weit mehr, differenzierte Einflussgrößen zum komplexen Massenhaushalt eines Gletschers beitragen (siehe z. B. Liboutry 1965, Hoinkes 1970, Paterson 1981).

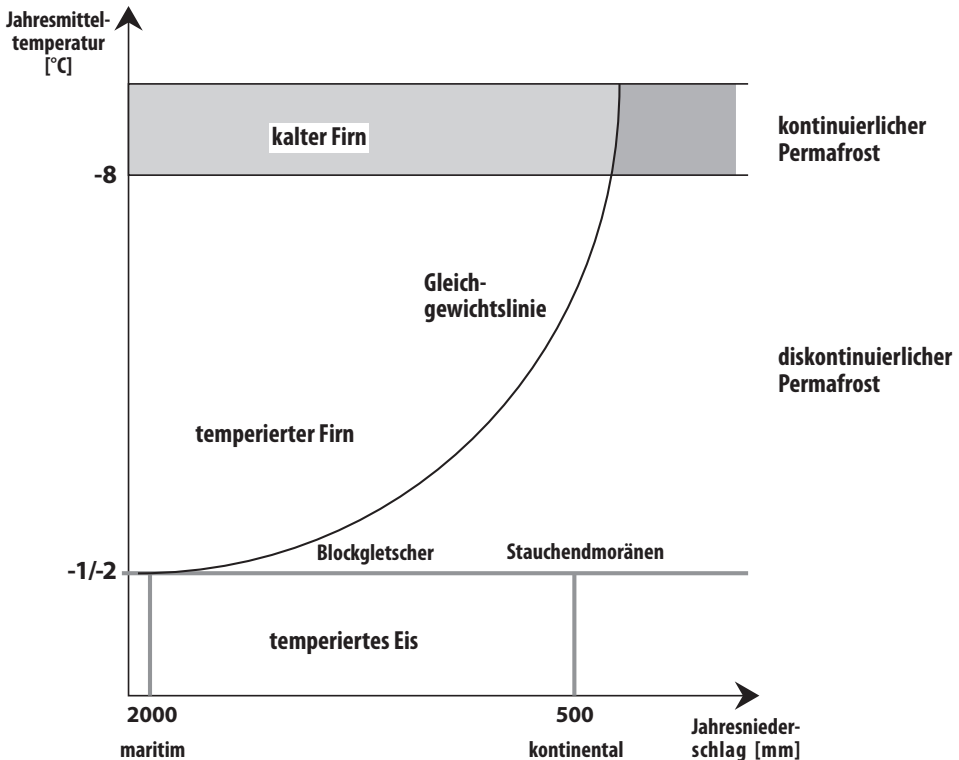
Entsprechend wird die Massenbilanz oft als mathematische Gleichung mit den Variablen Temperatur und Niederschlag dargestellt, wobei deren Wertigkeit dabei höchst unterschiedlich gesehen wird. Während Hoinkes (1966) und auch Gamper & Suter (1978) die Temperatur als den wichtigsten einen Gletscher beeinflussenden Faktor bezeichnen, warnt Kuhn (1981) vor einer Überbewertung der Temperatur. Für

Schweizer Gletscher konnte Müller (1988:145) aber statistisch nachweisen, dass „die Temperatur in allen beobachteten Zeitperioden den größten Anteil an der Erklärung des Klima-Massenbilanz-Modells besitzt“. Erste Versuche, diesen Zusammenhang als stochastische Gleichung zu formulieren, gehen bereits auf Ahlmann (1924) zurück und wurden von Hoinkes et al. (1968) für Gletscher der Alpen aufgegriffen. Weitere Ansätze stammen von Krenke (1975) und Khodakov (1975) für Gletscher in der ehemaligen Sowjetunion. Basierend auf Daten zum Massenhaushalt ozeanisch geprägter Gletscher in Norwegen (Liestøl 1967) zeigten Sutherland (1984) und Ballantyne (1990) einen engen Zusammenhang zwischen Klima und Gletscherverhalten auf. Auch Kerschner (1985) ermittelte für ausgewählte Gletscher der Ostalpen einen Zusammenhang sowohl zwischen der mittleren Sommertemperatur als auch zwischen der Jahresmitteltemperatur (in der Höhe der Schneegrenze) und dem Jahresniederschlag auf 2000 m Meereshöhe, wobei er diese Ergebnisse mit Daten aus Nordamerika, für die Brooks Range (Ellis & Calkin 1979) und die Cascades (Haerberli 1982, Tangborn 1980) verglich.

Kryosphärenmodelle nach Haerberli

Durch die Einbeziehung des Permafrosts in die Klima-Gletscher-Beziehung ging Haerberli (1982) einen Schritt weiter als die bisherigen Modellansätze. Er entwickelte

Abb. 4: Kryosphärenmodell nach Haerberli (1982)



ein konzeptionelles Modell, das die geographische Verteilung von Gletschern und Permafrost in Gebirgen hoher und niedriger Breite erklären soll (siehe Abb. 4). Dieses statische Kryosphärenmodell beruht auf der relativen Lage von Schneegrenzen (im Sinne von mittlerer Höhenlage der Gleichgewichtslinie) und Untergrenzen des Permafrosts (kontinuierlich, diskontinuierlich).

Zentraler Parameter ist dabei das Jahresmittel der Lufttemperatur an der Gleichgewichtslinie der Gletscher als Ausdruck der Distanz zwischen 0 °C-Isotherme und Schneegrenze. Eng damit zusammen hängt nach Haeberli (1991a: 411) „*die Kontinentalität des Klimas, die oberflächennahe Firn-/Eistemperatur, der Massenbilanzgradient oder Aktivitätsgradient der Gletscher und die Existenz von Permafrost im periglazialen Bereich*“.

Gletscher in hochozeanischen Gebieten mit hohem Niederschlag sind temperiert, setzen viel Masse um und enden infolge der tief liegenden Gleichgewichtslinie in einer zumindest weitgehend permafrostfreien Höhenstufe. In kontinentalen, trockeneren Gebieten sind Gletscher in der Regel zumindest teilweise kalt; der Massenumsatz ist entsprechend gering und sie enden aufgrund ihrer hoch liegenden Gleichgewichtslinie im Permafrostbereich.

Als Untergrenze des kontinuierlichen Permafrosts gibt Haeberli (1982, 1991a, 1991b) dabei die -8 °C-Isotherme an. Für die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts, der speziell in den Alpen weit verbreitet ist, gibt er wechselweise -1 °C (Haeberli 1991a, 1991b, 1991c, 1991d) oder -2 °C (Haeberli 1982, 1983, 1990) an. Beide Angaben liegen unter den Werten, die bei planetarer Betrachtungsweise für die äquatorwärtige Grenze des diskontinuierlichen Permafrosts angegeben werden). Die Wertangaben für die Permafrostuntergrenzen im Kryosphärenmodell müssen deshalb, wie es auch Maisch (1992) bemerkt, als Größenordnungen und nicht als exakte, scharfe Abgrenzungen verstanden werden.

Dieses Kryosphärenmodell bietet die Möglichkeit, Ergebnisse zur Permafrostverbreitung in bisher noch nicht untersuchten Gebieten und Erkenntnisse zur Ausdehnung der Gletscher in die Vorstellungen eines Gesamtsystems der Kryosphäre einzuordnen. Die Konfrontation mit der „empirischen Wirklichkeit“ (Maisch 1992:175) zeigt eine recht gute Übereinstimmung. Allerdings ist auch erkennbar, dass im Vergleich zur idealisierten Modellkurve das Verhältnis zwischen Niederschlag und Temperatur ein wesentlich breiteres Spektrum einnimmt. Daraus lässt sich eine größere Variation des Flächenverhältnisses zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet erkennen, als es durch das fixe 2 : 1 - Verhältnis der Modellkurve vorgegeben wird. Die Streuung der Werte für die einzelnen Gletscher um die vorgegebene Kurve belegt auch, wie von Müller (1988) nachgewiesen, dass sich Niederschlagsveränderungen wesentlich geringer auf die Höhenverlagerung der Gleichgewichtslinie auswirken als Temperaturschwankungen.

8 Modellansätze zur Permafrostverteilung

Der Zusammenhang zwischen Permafrost und klimatischen Rahmenbedingungen wird durch das komplexe Zusammenwirken vieler Elemente und Prozesse des Systems

Auftauboden gesteuert wird. Ishikawa (2003), Herz et al. (2003) und Hoelzle et al. (2003) nennen hierbei u.a. die Vegetationsbedeckung, Substrateigenschaften (z. B. Festgestein, feinkörniges oder grobblockiges Lockermaterial), die Dauer der Schneebedeckung und die Länge der Frostperiode.

Aufgrund dieser komplexen Situation wird versucht, mittels vereinfachender Modellansätze die Permafrostverteilung entweder physikalisch basiert oder mittels empirisch-statistischer Ansätze zu modellieren (Etzelmüller 2001). Da die physikalischen Modelle, die weitgehend auf der Parametrisierung der komplexen Energieflüsse in Untergrund und im Austausch mit der Atmosphäre beruhen, einen erheblichen Bedarf an physikalischen, geophysikalischen und meteorologischen Variablen aufweisen (Janke 2005), ist ihre Anwendbarkeit noch sehr begrenzt. Gruber & Hölzle (2001) bringen das zum Ausdruck, indem sie die empirisch-statistischen Modelle als „*the only viable means*“ zur praktischen Erfassung der Permafrostverteilung bezeichnen, was durch erfolgreiche Anwendungen in vielen Gebirgsräumen belegt wird. Topoklimatologische, biogeographische, geomorphologische und geologische Proxidata können nach Haeberli (1973) als Variable in solche Modelle einfließen. PERMAKART und PERMAMAP sind erfolgreiche Beispiele hierfür.

Literatur

- Ackert, R. P. (1998): A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming. – *Geografiska Annaler*, 80, 3-4, 267-276.
- Ahlmann, H.W. (1924): Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide. – *Geografiska Annaler*, VI, 223-272, Stockholm.
- Ahlmann, H.W. (1948): Glaciological research on the North Atlantic Coasts. – Royal Geographical Society, Research Series, 1, London.
- Ahlmann, H.W. (1953): Glacier variations and climatic fluctuations. – American Geographical Society, Bowman Memorial Lectures, 3, New York.
- Arcone, S.A., Lawson, D.E., Delaney, A.J., Strasser, J.C. & Strasser, J.D. (1998): Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost. – *Geophysics*, 63(5), 1573-1584.
- Arenson, L. & Springman, S. (2005): Mathematical descriptions for the behaviour of ice-rich frozen soils at temperatures close to 0 °C. – *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 431-442.
- Avian, M., Kaufmann, V. & Lieb, G.K. (2005): Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system: The example of Langtalkar (Central Alps, Austria). – *Norwegian Journal of Geography*, 59, 149-156.
- Avian, M., Kellerer-Pirklbauer, A. & Bauer, A. (2008): Remote Sensing Data for Monitoring Periglacial Processes in Permafrost Areas: Terrestrial Laser Scanning at the Hinteres Langtalkar Rock Glacier, Austria. – Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, 1, 77-82.
- Bader, S. (1990): Die Modellierung von Nettobilanzgradienten spätglazialer Gletscher zur Herleitung der damaligen Niederschlags- und Temperaturverhältnisse - dargestellt an ausgewählten Beispielen aus den Schweizer Alpen. – *Physische Geographie*, 31, Zürich.
- Ballantyne, C.B. (1990): The Holocene glacial history of Lyngshalvöya, northern Norway: chronology and climatic implications. – *Boreas*, 19, 93-117, Oslo.

- Balobaev, V.T., Devyatkin, V.N. & Kutasov, I.M. (1978): Contemporary geothermal conditions of the existence and development of permafrost. – Permafrost Second International Conference, USSR-Contribution, 8-12, Washington.
- Barsch, D. (1969a): Permafrost in der oberen subnivalen Stufe der Alpen. – *Geographica Helvetica*, 24(1), 10-12, Zürich.
- Barsch, D. (1969b): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl.-Bd. 8, 11-30, Berlin.
- Barsch, D. (1971): Rock Glaciers and Ice-Cored Moraines. – *Geografiska Annaler*, 53A, 3-4, 203-206, Stockholm.
- Barsch, D. (1973): Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9/1-2, 143-167, Innsbruck.
- Barsch, D. (1977): Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 21, 79-86, Berlin.
- Barsch, D. (1980): Die Beziehung zwischen Schneegrenze und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher. – *Arbeiten aus dem Geographischen Institut des Saarlandes*, 29, 119-133, Saarbrücken.
- Barsch, D. (1988): Rockglaciers. – in: Clark, M.J. (Hrsg.): *Advances in Periglacial Geomorphology*, 69-90, Chichester.
- Barsch, D. (1992): Permafrost Creep and Rockglaciers. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 175-188, Chichester.
- Barsch, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. – Berlin.
- Barsch, D. & King, L. (1975): An Attempt to Date Fossil Rock Glaciers in Grisons, Swiss Alps. – *Quaestiones Geographicae*, 2, 5-14, 1975.
- Barsch, D. & Liedtke, H. (1980) (Hrsg.): *Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten*. – *Berliner Geographische Abhandlungen*, 31, Berlin.
- Barsch, D. & Mäusbacher, R. (1980): Auszugs- und Auswertungskarten als nutzungsorientierte Interpretation der Geomorphologischen Karte 1:25000 (GMK 25). – *Berliner Geographische Abhandlungen*, 31, 31-48, Berlin.
- Bauer, A., Paar, G. & Kaufmann, V. (2003): Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. – *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 2003, 55-60.
- Belanger, J.R., Dallimore, S.R. & Egginton, P.A. (1990): Application of Thematic Mapper Thermal Infrared Imagery for Permafrost and Terrain Studies, Richards Island, N.W.T. - *Permafrost - Canada* – *Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference*, 231-238, Quebec.
- Belitz, K. (1993): Untersuchungen zum sommerlichen Gefahrenpotential im Bereich des Zufrittsees (Martelltal/Südtirol) - Bedeutung, Verbreitung und Veränderung des alpinen Permafrostes. – Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- 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.
- Berthling, I., Etzelmüller, B., Wale, M. & Sollid, J.L. (2003): Use of Ground Penetrating Radar (GPR) soundings for investigating internal structures in rock glaciers. Examples from Prins Karls Forland, Svalbard. – *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.*, 132, 103-121.
- Bodin, X., Schoeneich, P. & Jaillet, S. (2008): High Resolution DEM Extraction from Terrestrial LIDAR Topometry and Surface Kinematics of the Creeping Alpine Permafrost: the Laurichard Rockglacier Case Study (French Southern Alps). – *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (NICOP)*, University of Alaska, Fairbanks, June 29 – July 3, 2008, 137-142.

- Brown, R.J.E. (1967): Comparison of permafrost conditions in Canada and the USSR. – *Polar Records*, 13, 741-751, Cambridge.
- Brown, R.J.E. (1970): *Permafrost in Canada*. – Toronto.
- Campell, E. (1954): Eigenschaften und Erstellung von Trockenmauerwerk. – *Bündnerwald*, 4, 7, Chur.
- Cheng, G. (1983): Vertical and Horizontal Zonation of High-Altitude Permafrost. – *Permafrost, Fourth International Conference, Proceedings*, 136-141.
- Clark, D. H., Steig, E. J., Potter, N. & Gillespie, A. R., (1998): Genetic variability of rock glaciers. – *Geografiska Annaler*, 80 A, 3-4, 175-182.
- Degenhardt, J.J. (2002): A model for the development of a lobate alpine rock glacier in southwest Colorado, USA: Implications for water on Mars. – PhD thesis, Texas A&M University.
- Degenhardt, J.J. & Giardino, J.R. (2003): Subsurface investigation of a rock glacier using ground-penetrating radar: Implications for locating stored water on Mars. – *Journal of Geophysical Research*, 108.
- Degenhardt, J.J., Giardino, J.R. & Junck, M.B. (2003): GPR survey of a lobate rock glacier in Yankee Boy Basin, Colorado, USA. – In: Bristow C.S. & Jol H.M. (eds): *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society London, Spec. Publ., 211, 167–179.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Käab, A., Kellerer-Pirklbauer, Krainer, K., Lambiel, Ch., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I. & Thibert, E. (2008): Recent Interannual Variations of Rock Glacier Creep in the European Alps. – *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks*, 1, 343-348.
- Ebohon, E., Formayer, H. & Schrott, L. (2007): Modelling Mountain Permafrost Distribution – towards a Permafrost Map of Austria. – *Geophysical Research Abstracts*, 9.
- Ellis, J.E. & Calkin, P.E. (1979): Nature and distribution of glaciers, neoglacial moraines, and rock glaciers, east-central Brooks Range, Alaska. – *Arctic and Alpine Research*, 11, 403-420, Boulder.
- Elsasser, H. (1968): *Untersuchungen an Strukturböden im Kanton Graubünden*. – Dissertation, Zürich.
- Embleton, C., & King, C.A.M. (1975): *Periglacial geomorphology*. – New York.
- Etzel Müller, B. & Hölzle, M. (2001): Mapping and Modelling the Occurrence and Distribution of Mountain Permafrost. – *Norwegian Journal of Geography*, 55(4), 185.
- Etzel Müller, B. & Hagn, J.O. (2005): Glacier – permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. - In: Harris, C & Murton, J.B. (Hrsg.), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society London, Special Publication, 242, 11-27.
- Etzel Müller, B., Ødegård, R. S., Berthling, I. & Sollid, L. (2001): Terrain Parameters and Remote Sensing Data in the Analysis of Permafrost Distribution and Periglacial Processes: Principles and Examples from Southern Norway. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 79-92.
- Frauenfelder, R., Schneider, B. & Käab, A. (2008): Using dynamic modelling to simulate the distribution of rockglaciers. – *Geomorphology*, 93, 130-143.
- Frisch, U. (1992): Erfassung und Bewertung sommerlicher Massenbewegungen mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems als Beitrag zur Ermittlung des Gefährdungspotentials im Langtaufener Tal (Südtirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Funk, M. & Hoelzle, M. (1992): A Model of Potential Direct Solar Radiation for Investigating Occurrences of Mountain Permafrost. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 139-142, Chichester.
- Furrer, G. (1955): *Die Strukturbodenformen der Alpen*. – *Geographica Helvetica*, 4, 193-213, Zürich.
- Gamper, M. & Suter, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. – *Geographica Helvetica*, 2, 105-114, Zürich.

Grundlagen der Permafrostforschung

- Gerhold, N. (1967): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen. – Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum, 47, 5-50.
- Gerhold, N. (1969): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen unter besonderer Berücksichtigung des Blockgletscherproblems. – Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum, 49, 45-78.
- Gruber, S. & Hölzle, M. (2001): Statistical Modelling of Mountain Permafrost Distribution: Local Calibration and Incorporation of Remotely Sensed Data. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 69-77.
- Haeberli, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 1-2, 221-227, Innsbruck.
- Haeberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch. – *VAW-Mitteilungen*, 17, Zürich.
- Haeberli, W. (1978): Special Aspects of High Mountain Permafrost Methodology and Zonation in the Alps. – *Proceedings, Third International Conference on Permafrost*, 1, 379-384, Ottawa.
- Haeberli, W. (1980): Permafrost in den Alpen. – Gletscherkurs 1980 Obergurgl (unveröffentlichtes Manuskript).
- Haeberli, W. (1982): Klimarekonstruktion mit Gletscher-Permafrost-Beziehungen. – *Materialien zur Physiogeographie*, 4, 9-17, Basel.
- Haeberli, W. (1983): Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps - today and in the past. – *Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings*, 415-420, Washington.
- Haeberli, W. (1985): Creep of Mountain Permafrost, Internal Structure and Flow of Alpine Rock Glaciers. – *VAW-Mitteilungen*, 77, Zürich.
- Haeberli, W. (1990): Permafrost. in: *Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre*. – *VAW-Mitteilungen*, 108, 71-88. Zürich.
- Haeberli, W. (1991a): Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. – *Paläoklimaforschung*, 1, 409-419, Mainz.
- Haeberli, W. (1991b): Permafrost und Murgänge in der alpinen Periglazialstufe. – *Bündner Wald*, 22, 59-64, Chur.
- Haeberli, W. (1991c): Alpengletscher im Treibhaus der Erde. – *Regio Basiliensis*, 32/2, 59-72, Basel.
- Haeberli, W. (1991d): Glazialmorphologische und Palaeoglaziologische Modelle. – *Berichte und Forschungen Geographisches Institut Freiburg/CH*, 3, 7-20, Freiburg.
- Haeberli, W. (1992a): Construction, Environmental Problems and Natural Hazards in Periglacial Mountain Belts. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 111-124, Chichester.
- Haeberli, W. (1995): Permafrost und Blockgletscher in den Alpen. – *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 140, 3, 113-121.
- Haeberli, W. (2005): Investigating glacier - permafrost relationships in high-mountain areas: historical background, selected examples and research needs. – In: Harris, C & Murton, J.B. (Hrsg.): *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society London, Special Publication 242, 29-37.
- Haeberli, W. & Patzelt, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet des Hochebenkar-Blockgletschers, Obergurgl, Ötztaler Alpen. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 18, 2, 127-150, Innsbruck.
- Haeberli, W. & Schmid, W. (1988): Aerophotogrammetrical Monitoring of Rock Glaciers. – *V. International Conference on Permafrost, Proceedings*, 1, 764-768, Trondheim.
- Haeberli, W., Rickenmann, D., Zimmermann, M. & Roesli, U. (1990): Investigation of 1987 Debris Flows in the Swiss Alps: General Concept and Geophysical Soundings. – *IAHS Publication*, 194, 303-310.

- Haeberli, W., Rickenmann, D., Zimmermann, M. & Roesli, U. (1991): Murgänge. – Ursachenanalyse der Hochwasser 1987, 77-88, Bern.
- Haefeli, R. (1962): The ablation gradient and the retreat of a glacier tongue. – IAHS publications, 58, 49-59.
- Harris, C., Davies, M. C. R. & Etzelmüller B. (2001a): The Assessment of Potential Geotechnical Hazards Associated with Mountain Permafrost in a Warming Global Climate. – Permafrost and Periglacial Processes, 12, 145-156.
- Harris, C., Haeberli, W., Vonder Mühll, D. & King, L. (2001b): Permafrost Monitoring in the High Mountains of Europe: the PACE Project in its Global Context. – Permafrost and Periglacial Processes, 12, 3-11.
- Hauck, C. & Kneisel, C. (2008): Applied Geophysics in Periglacial Environments. – Cambridge.
- Hauk, C., Isaksen K., Vonder Mühll, D. & Sollid, L. (2004): Geophysical Surveys Designed to Delineate the Altitudinal Limit of Mountain Permafrost: an Example from Jotunheimen, Norway. – Permafrost and Periglacial Processes, 15, 191-205.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., & Mostler, W. (2006a): Dynamics of Alpine rock glaciers in the context of global warming. – Abstract EGU, Vienna.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., & Mostler, W. (2006b): Creep of three active rock glaciers – observation and modelling (Ötztal and Stubai Alps, Austria). – Abstract EGU, Vienna.
- Hausmann, H., Krainer, K.; Brückl, E., & Mostler, W. (2007): Internal structure, composition and dynamics of Reichenkar rock glacier (western Stubai Alps, Austria). – Permafrost and Periglacial Processes, 18, 351-367.
- Hoelzle, M. (1992): Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. – Permafrost and Periglacial Processes, 3(2), 143-147.
- Hoelzle, M., Haeberli, W. & Keller, F. (1993): Application of BTS-measurements for modelling permafrost distribution in the Swiss Alps. – In: C. Guodong (Hrsg.): 6th International Conference on Permafrost. Proceedings. South China University Technology Press, Beijing, 272-277.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. & Haeberli, W. (2001): Surface Energy Fluxes and Distribution Models of Permafrost in European Mountain Areas: an Overview of Current Developments. – Permafrost and Periglacial Processes, 12(1), 53-68.
- Hoelzle, M., Haeberli, W. & Stocker-Mittaz, C. (2003): Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. – Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 419-424, Zürich.
- Hoinkes, H. (1964): Zirkulationsbedingte Gletscherschwankungen. – Carinthia II, 24. Sonderheft, 272-280, Villach.
- Hoinkes, H. (1966): Gletscherschwankungen und Wetter in den Alpen. – Veröffentlichung der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, 4, 9-14, Zürich.
- Hoinkes, H. (1968): Glacier variation and weather. – Journal of Glaciology, 7/49, 3-49, Cambridge.
- Hoinkes, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten zu Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 6, 1-2, 37-90, Innsbruck.
- Hoinkes, H. & Steinacker, R. (1975): Zur Parametrisierung der Gletscher-Klima-Beziehung. – Rivista italiana di Geofisica e scienze affini, I, 97-104.
- Hoinkes, H., Howorka, F. & Schneider, W. (1968): Glacier mass balance and mesoscale weather in the Austrian Alps 1964 to 1966. – IAHS Publications, 79, 241-254.
- Humlum, O. (1996): Origin of Rock Glaciers: Observations from Mellemfjord, Disko Island, Central West Greenland. – Permafrost and Periglacial Processes, 7, 361-380.

Grundlagen der Permafrostforschung

- Ikeda, A. (2004): Rock Glacier Dynamics near the Lower Limit of Mountain Permafrost. - Doctoral Thesis, University of Tsukuba.
- Imhof, M. (1996): Modelling and Verification of the Permafrost Distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). – *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 267-280.
- Ishikawa, M. (2003): Thermal regime at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. – *Geomorphology*, 52, 105–120.
- Ishikawa, M. & K. Hirakawa, K. (2000): Mountain Permafrost Distribution Based on BTS-Measurements and DC Resistivity Soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 109-123.
- Ives, J.D. (1974): Permafrost. - In: Ives, J.D. & Barry, R.G. (Hrsg.): *Arctic and Alpine Environments*. 159-194, London.
- Jäckli, H. (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*. – *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie*, 36, Zürich.
- Johnson, P. G. (1981): The structure of a talus-derived rock glacier deduced from its hydrology. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1422-1430.
- Käab, A. (2001): Digitale Photogrammetrie zur Beobachtung alpiner Massenbewegungen. – *Photogrammetrie - Fernerkundung - Geoinformation*, 10, 451-458.
- Käab, A. (2008): Remote Sensing of Permafrost-related Problems and Hazards. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 107-136.
- Karte, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. – *Bochumer Geographische Arbeiten*, 35, Paderborn.
- Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M. B., Meier, M. F. & Ohmura, A. (2006): Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961-2004. – *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19501,
- Kaufmann, V. & Ladstätter, R. (2002a): Monitoring of active rock glaciers by means of digital photogrammetry. – *IAPRS*, 34, 3B, Proceedings of the ISPRS Commission III Symposium, 108-111, Graz.
- Kaufmann, V. & Ladstätter, R. (2002b): Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hochebenkar rock glaciers (Oetzal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. – *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 37, 119-140.
- Kaufmann, V. & Ladstätter, R. (2003): Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. - In: Phillips, M., Springman, S.M. & Arenson, L.U. (Hrsg.): *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, 21-25 July 2003, Vol. 1, 525-530, Zürich.
- Keller F. (1987): Permafrost im Schweizerischen Nationalpark. – *Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden*, 104, 35-53, Chur.
- Keller, F. (1988): Permafrostverteilung im Nationalpark. – *Diplomarbeit am Geographischen Institut, Universität Zürich*.
- Keller, F. (1994): *Interaktion zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie im Oberengadin*. – *Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich*, 146.
- Kellerer-Pirklbauer, A. & Kühnast, B. (2009): Permafrost at its limits: The most easterly evidence of existing permafrost in the European Alps as indicated by ground temperature and geoelectrical measurements. – *Geophysical Research Abstracts*, 11.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, V., Krobath, M., Lieb, G.K. & Avian, M. (2008): 10 Years of Monitoring the Rock Glacier Kinematic and Surface Temperature at Weissenkar Rock Glacier, Austria (1997-2007). – *EGU General Assembly 2008, Geophysical Research Abstracts*, 10.
- Kerschner, H. (1978): Paleoclimatic Interferences from Late Würm Rock Glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. – *Arctic and Alpine Research*, 10, 3, 635-644, Boulder.

- Kerschner, H. (1982): Zeugen der Klimageschichte im oberen Radurschlal. – Alpenvereinsjahrbuch, 82/83, 107, 23-26, München.
- Kerschner, H. (1985): Quantitative Paleoclimatic Inferences from Lateglacial Snowline, Timberline and Rock Glacier Data, Tyrolean Alps, Austria. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 21, 363-369, Innsbruck.
- Khodakov, V.G. (1975): Glaciers as water resource indicator of the glacial areas of the USSR. – IAHS Publ., 104, 22-29.
- King, L. (1986): Zonation and Ecology of High Mountain Permafrost in Scandinavia. – Geografiska Annaler, 68A, 3, 131-139, Stockholm.
- King, L. (1994): Geomorphological Process Areas in High Arctic Ecosystems, Liefde- and Bockfjorden, Northwest Spitsbergen. – Verhandlungsband der Tagung des Polish Polar Club, 2. - 23. September 1994, 135, Warschau.
- King, L. (1996): Dauerfrostboden im Gebiet Zermatt-Gornergrat-Stockhorn - Verbreitung und permafrostbezogene Erschließungsarbeiten. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Band 104, 73-93.
- King L., Fisch, W., Haerberli, W. & Waechter, H.P. (1987): Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rockglacier permafrost. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 23(1), 77-97.
- King, L., Gorbunov, A.P. & Evin, M. (1992): Prospecting and Mapping of Mountain Permafrost and Associated Phenomena. – Permafrost and Periglacial Processes, 3, 177-188, Chichester.
- Kleblsberg, R. v. (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. – Wien.
- Klinge, E. & Vonder Mühl, D. (1993): Gravimetrische Untersuchungen im Permafrost des Blockgletschers Murtél-Corvatsch (Oberengadin). – Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, 91(10), 575-580.
- Kneisel, C. (1998): Vergesellschaftung und Charakteristiken von Oberflächen- und Untergrundeis bzw. Permafrost in jüngst eisfrei gewordenen Gletschervorfeldern: eine Grundlagenstudie mit ersten Ergebnissen aus dem Oberengadin. - In: Vischer, D. (Hrsg.): Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie. Mitteilungen der VAW/ETH-Zürich, 158, 141-151.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000a): Reichenkar Rock Glacier: a Glacier Derived Debris-Ice System in the Western Stubai Alps, Austria. – Permafrost and Periglacial Processes, 11, 267-275.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000b): Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubaier Alpen. – Geoforum Umhausen, 1, 28-43.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2001): Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitztal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Österreich). – Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern, 6, 139-168.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2004): Ein aktiver Blockgletscher im Sulzkar, westlichen Stubaier Alpen (Tirol). – Geo.Alp, 1, 37-55, Innsbruck.
- Krainer, K., Mostler, W. & Span, N. (2002): A glacier-derived, ice-cored rock glacier in the western Stubai Alps (Austria): evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigation. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 38, 21-34.
- Krainer, K., Mostler, W. & Spötl, C. (2007): Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. – Austrian Journal of Earth Sciences, 100, 102-112.
- Krenke, A.N. (1975): Climatic conditions of present-day glaciation in Soviet Central Asia. – IAHS-AISH Publ., 104, 30-41.
- Kuhn, M. (1980): Die Reaktion der Schneegrenze auf Klimaschwankungen. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 16, 2, 241-254, Innsbruck.
- Kuhn, M. (1981): Climate and glaciers. – IAHS publication, 131, 3-20.

Grundlagen der Permafrostforschung

- Kuhn, M. (1983): Die Höhe der Schneegrenze in Tirol, berechnet aus Fliris klimatischen Profilen. - Innsbrucker Geographische Studien, 8, 85-91, Innsbruck.
- Kühnen, A. (1992): Satellitengestützte Vegetationskartierung im Südtiroler Martelltal als Grundlage geökologischer Planung. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Kath. Universität, Eichstätt.
- Lachenbruch, A.H. & Marshall, B.V. (1969): Heat flow in the Arctic. – *Arctic*, 22, 300-311, Montreal.
- Ladstätter, R. & Kaufmann, V. (2005): Studying the movement of the Outer Hochebenkar rock glacier: Aerial vs. ground-based photogrammetric methods. – 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, *Terra Nostra* 2005, 2, 97.
- Lautensach, H. (1952): *Der Geographische Formenwandel*. – Bonn.
- Leser, H. & Stäblein, G. (1980): *Legende der Geomorphologischen Karte 1:25000 (GMK 25) - 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm*. – Berliner Geographische Abhandlungen, 31, 91-100, Berlin.
- Lieb, G. K. (1991): Die horizontale und vertikale Verteilung der Blockgletscher in den Hohen Tauern (Österreich). – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., 35(3), 345-365.
- Lieb, G. K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – *Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz*, 33, 9-125.
- Liebrecht, H. (1983): *Das Frostklima Islands seit Beginn der Instrumentenbeobachtung*. – *Bamberger Geographische Schriften*, 5, Bamberg.
- Liestøl, O. (1967): *Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway*. – *Norsk Polarinstitutt skrifter* 141, 1-63, Oslo.
- Lliboutry, L. (1965): *Traité de glaciologie*. – Paris.
- Mair, V., Zischg, A., Krainer, K., Stötter, J., Zilger, J., Belitz, K., Schenk, A., Damm, B., Kleindienst, H., Bucher, K., Lang, K., Tagnin, S. & Munari, M. (2008): PROALP – Rilevamento e monitoraggio dei fenomeni permafrost. Esperienze della Provincia di Bolzano. *AINEVA*, 64, 50-59.
- Maisch, M. (1992): *Die Gletscher Graubündens*. – Zürich.
- Martin, H.E. & Whalley, W.B. (1987): *Rock Glaciers, 1: Rock Glacier Morphology: Classification and distribution*. – *Progress in Physical Geography*, 11, 260-282, Sevenoaks.
- Matthes, F.E. (1942): *Glaciers*. – in: Meinzer, O.E. (Hrsg.): *Hydrologie*. 149-219, New York.
- Maurer, H. & Hauck, C. (2007): Geophysical imaging of alpine rock glaciers. – *Journal of Glaciology*, 53(180), 110-120.
- Meier, M.F. & Post, A.S. (1962): Recent variations in the mass budget of glaciers in western North America. – *IAHS publications*, 58, 63-77.
- Meier, M.F. (1965): *Glaciers and Climate*. – in: Wright, H.E. jr. & Frey, D.G. (Hrsg.): *The Quaternary of the United States*, 795-805, Princeton.
- Möller, K. (1982): *Verzeichnis der Literatur zum GMK-Schwerpunktprogramm*. – Berliner Geographische Abhandlungen, 35, 127-130, Berlin.
- Möller, K. & Stäblein, G. (1982): *Struktur- und Prozeßbereiche der GMK 25 am Beispiel des Meißners (Nordhessen)*. – Berliner Geographische Abhandlungen, 35, 73-85, Berlin.
- Müller, P. (1988): *Parametrisierung der Gletscher-Klima-Beziehung für die Praxis: Grundlagen und Beispiele*. – *VAW-Mitteilungen*, 95, Zürich.
- Müller, S.W. (1945): *Permafrost or permanent frozen ground and related engineering problems*. – U.S. Engineers' Office (Hrsg.): *Strategic Engineering Study Special Report*, 62, Washington.
- Nye, J.F. (1960): The response of glaciers and ice-sheets to seasonal and climatic changes. – *Proceedings of the Royal Geographical Society*, A, 256/1287, 559-584, London.
- Nye, J.F. (1963): On the theory of the advance and retreat of glaciers. – *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 7 (4), 431-456, London.

- Ødegård, R.S., Hoelzle, M., Johansen, K.V. & Sollid, J.L. (1996): Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. – *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 50, 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.
- Østrem, G. (1964): Ice-Cored Moraines in Scandinavia. – *Geografiska Annaler*, 46, 3, 282-337, Stockholm.
- Østrem, G. (1966): Ice-cored moraines in the Kebnekaise area. – *Biuletyn Periglacialny*, 11, 271-278, Warschau.
- Østrem, G. (1971): Rock Glaciers and Ice-Cored Moraines. A Reply to D. Barsch. – *Geografiska Annaler*, 53A, 3-4, 207-213, Stockholm.
- Pálsson, S. (1795): Forsøg Til en Physisk, Geographisk og Historisk Beskrivelse over de islandske Iisbieærg. I Anledning af en Reise til det fornemste deraf i Aarene 1792 til 1794. - Kopen-hagen.
- Paterson, W.S.B. (1981): *The Physics of Glaciers*. – Oxford.
- Petermüller-Strobl, M. (1990): *Die Legende der Geomorphologischen Karte 1:25000 der Bundesrepublik Deutschland (GMK 25 BRD) - Bestandsaufnahme und praktische Erfahrungen*. – Dissertation, Salzburg.
- Pike, R.J. (1998): The geomorphic signature-quantifying landslide-terrain types from digital elevation models. – *Mathematical Geology*, 20, 5.
- Pillewitzer, W.P. (1957): *Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen, Geomorphologische Abhandlungen*. – *Abhandlungen des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin*, 5, 37-50, Berlin.
- Popov, A.I. (1978): Genesis, Composition and Structure of Permafrost and Ground Ice. – *Permafrost Second International Conference, USSR Contribution*, 713-724, Washington.
- Potter, N., Steig, E. J., Clark, D. H., Speece, M. A., Clark, G. M. & Updike, A. B. (1998): Galena Creek rock glacier revisited - new observations on an old controversy. – *Geografiska Annaler*, 80, 3-4, 251-265.
- Redpath, B.B. (1973): *Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigations*. Livermore.
- Roer, I., Haerberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. & Käab, A. (2008): Observations and Considerations on Destabilizing Active Rock Glaciers in the European Alps. – *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks*, 2, 1505-1510.
- Sailer, R. & Kerschner, H. (1999): Equilibrium line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, Tyrol, Austria. – *Annals of Glaciology*, 28, 141-145.
- Schmöllner, R. & Fruhwirth, R. (1996): *Komplexgeophysikalische Untersuchungen auf dem Dösenner Blockgletscher (Hohe Tauern, Österreich)*. – *Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, Graz*, 33.
- Schneevoigt, N. J., Van Der Linden, S., Thamm, H.P. & Schrott, L (2008): Detecting Alpine landforms from remotely sensed imagery. A pilot study in the Bavarian Alps. – *Geomorphology*, 93, 104-119.
- Schneider, B. & Schneider, H. (2001): Zur 60jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitschwankungen am Blockgletscher im Äusseren Hochebenkar, Ötztaler Alpen, Tirol. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 37, 1, 1–33.
- Schrott, L. (1999): Typische and atypische Permafrostvorkommen – Klimatische Bedingungen, geomorphologische Indikatoren und Prospektionsmethoden. – in: Möseler B. M. & Molenda R., (Hrsg): *Lebensraum Blockhalde*, 13-26.
- Shroder, J. F., Bishop, M. P., Copland, L. & Sloan, V.F. (2000): Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. – *Geografiska Annaler*, 82, 1, 17-31.

Grundlagen der Permafrostforschung

- Shumskij, P.A., Krenke, A.N. & Zotikov, I.A. (1964): Ice and its changes. – in: Odishaw, H. (Hrsg.): *Research in Geophysics*, 2, 425-460, Cambridge/Mass.
- Stäblein, G. (1978): Feldaufnahme zur geomorphologischen Detailkartierung. Beispiel aus dem Westhessischen Bergland. – *Berliner Geographische Abhandlungen*, 30, 21-31, Berlin.
- Stäblein, G. (1979): Verbreitung und Probleme des Permafrostes im nördlichen Kanada. – *Marburger Geographische Schriften*, 79, 27-43; Marburg.
- Stäblein, G. (1985): Permafrost, Faktor des Naturraumpotentials in den kalten Randsäumen der Ökumene. – *Geographische Rundschau*, 35, 7, 322-329, Braunschweig.
- Stäblein, G. (1990): Inventarisierung des Reliefs als eine Voraussetzung zur großräumigen geökologischen Planung. – *Geographische Rundschau*, 42/11, 613-617, Braunschweig.
- Stötter, J. (1994): Veränderung der Kryosphäre in Vergangenheit und Zukunft sowie Folgeerscheinungen – Untersuchungen in ausgewählten Hochgebirgsräumen im Vinschgau (Südtirol). – *Habilitationsschrift*, München.
- Sutherland, D.G. (1984): Modern glacier characteristics as a basis for inferring former climates with particular reference to the Loch Lomond Stadial. – *Quaternary Science Review*, 3, 291-309.
- Tangborn, W. (1980): Two models for estimating climate-glacier relationships in the north Cascades, Washington, U.S.A. – *Journal of Glaciology*, 25/ 91, 3-21, Cambridge.
- Vitek, J. D. & Giardino, J. R. (1987): Rock glaciers: a review of the knowledge base. – in: Giardino, J. R., Shroder, J. F., & Vitek, J. D. (Hrsg.): *Rock Glaciers*. London, 1-26.
- Vonder Mühl, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. – Diss. ETH No. 10107. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Zürich.
- Vonder Mühl, D. & Haerberli, W. (1990): Thermal Characteristics of the Permafrost within an Active Rock Glacier (Murtel/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). – *Journal of Glaciology*, 36, 123, 151-158, Cambridge.
- Vonder Mühl, D. & Holub, P. (1992): Borehole logging in Alpine permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 125-132.
- Vonder Mühl, D. & Klingele, E. (1994): Gravimetrical investigation of ice rich permafrost within the rock glacier Murtel-Corvatsch. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(1), 13-24.
- Vonder Mühl, D., Hauck, C. & Lehmann, F. (2000): Verification of geophysical models in Alpine permafrost using borehole information. – *Annals of Glaciology*, 31, 300-306.
- Vonder Mühl, D., Hauck, C. & Gubler, H. (2001): Mapping of mountain permafrost using of geophysical methods. – *Progress in Physical Geography*, 26, 4, 643-660.
- Vonder Mühl, D., Arenson, L. & Springman, S. (2003): Temperature Conditions in two Alpine rock glaciers. – *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, 21-25 July 2003, Zurich, 1195-1200.
- Vorndran, G. (1979): Geomorphodynamische Massenbilanzen. – *Augsburger Geographische Hefte*, 1, Augsburg.
- Wahrhaftig, C. & Cox, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. – *Geological Society of America Bulletin*, 70, 383-436.
- Walcher, J. (1773): *Nachrichten von den Eisbergen in Tyrol*. – Wien.
- Washburn, A.L. (1973): *Periglacial processes and environments*. – London.
- Washburn, A.L. (1979): *Geocryology*. – London.
- Weise, O.R. (1983): *Das Periglazial*. – Berlin.
- Whalley, W. B. & Palmer, C. F. (1998): A glacial interpretation for the origin and formation of the Marinette Rock Glacier, Alpes Maritimes, France. – *Geografiska Annaler*, 80, 3-4, p. 221-236.

- Whalley, W. B., Palmer, C., Hamilton, S. & Gordon, J. (1994): Ice exposures in rock glaciers. – *Journal of Glaciology*, 40, 135, 427-429.
- Whalley, W.B. & Martin, H.E. (1992): Rock Glaciers. Part 2: Models and Mechanics. – *Progress in Physical Geography*, 16, 2, 127-186, Sevenoaks.
- White, S.E. (1976): Rock glaciers and blockfields, review and new data. – *Quaternary Research*, 6, 77-97.
- Wilhelm, F. (1975): *Schnee- und Gletscherkunde*. – Berlin.
- Wilhelm, F. (1993): *Hydrogeographie*. – Braunschweig.
- Williams, P.J. (1989): *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*. – Cambridge.
- Zilger, J., Marks, F., Mair, V., Belitz, K & Zischg, A. (2006): PROALP - Kartierung und Überwachung von Permafrost-Phänomenen in den Alpen mit Hilfe Differentieller Radar-Interferometrie. – In: Strobl, J., Blaschke, T. & Griesebner, G. (Hrsg.): *Angewandte Geoinformatik 2006*. Beiträge zum 18. AGIT-Symposium Salzburg, Heidelberg, 783-792.
- Zimmermann, M, & Haeberli, W. (1992): Climatic Change and Debris Flow Activity in High-Mountain Areas - A Case Study in the Swiss Alps. – *Catena Supplement*, 22, 59-72, Cremlingen.
- Zimmermann, M. (1990a): Periglaziale Murgänge. – *VAW Mitteilungen der ETH Zürich* (Hrsg.), 108, 89 107, Zürich.
- Zimmermann, M. (1990b): Debris Flows 1987 in Switzerland: Geomorphological and Meteorological Aspects. – *IAHS Publications*, 194, 387-393.

JOHANN STÖTTER, ANDREAS ZISCHG, RUDOLF SAILER

Entwicklung des Permafrosts in Südtirol

1 Fragestellung

Die Elemente der Kryosphäre gelten als perfekte Indikatoren für den Globalen Klimawandel (siehe u.a. Lemke et al. 2007; UNEP & WGMS 2008). Bei der Schneedecke sind ihre räumliche Ausdehnung und ihre Dauer sichtbarer und gut quantifizierbarer Ausdruck der saisonalen Witterungsbedingungen, als direkte Folge der zeitlichen Abfolge von Großwetterlagen und als indirekte Folge der dahinterliegenden klimatischen Rahmenbedingungen. Aufgrund ihrer Reaktions- und Anpassungszeiten in der Zeitdimension von Klima spiegeln Gebirgsgletscher regionale Klimaveränderungen in idealer Weise wider (siehe u.a. Kaser et al. 2006, Zemp et al. 2006). Während Reaktionszeit in diesem Sinn den Zeitraum zwischen dem Einsetzen des thermischen Signals bzw. Impulses (Temperaturzu- oder abnahme) und der ersten davon abhängigen auftretenden Reaktion (räumliche Veränderung) des betrachteten Indikators definiert, umfasst die Anpassungszeit jenen Zeitraum, der bis zum Einstellen eines neuen, den veränderten klimatischen (thermischen) Bedingungen entsprechenden Gleichgewichtszustands des einzelnen Indikators vergeht (siehe z. B. Paterson 1981, Jóhannesson 1986).

Wie aber ist der Zusammenhang zwischen Klimawandel und Gebirgspermafrost?

Eine zeitliche Dimensionierung der Reaktionszeit fällt bei Permafrost schwer, da entsprechend deutlich sichtbare Reaktionen (wie z. B. bei Gletschern der Vorstoß oder das Zurückschmelzen der Zunge) in der Regeln nicht auftreten, sondern die Veränderungen erstmals unsichtbar im Inneren der Lithosphäre ablaufen. Aus diesem Grund wurden von Haerberli (1990:77) die Zeitskalen der Reaktion von Permafrostkörpern folgendermaßen differenziert:

- a) sofort durch Zunahme der sommerlichen Auftautiefe mit Setzungsbewegungen infolge Schmelzens von übersättigtem Material am Permafrostspiegel, Zeitskala = Jahr;
- b) verzögert über Änderungen des Temperaturprofils: Wärmeflussreduktion, Zeitskala = Jahre bis Jahrzehnte;
- c) definitiv durch Anpassung der Permafrostmächtigkeit an neue Temperaturverhältnisse infolge basalen Schmelzens, ev. auch vollständiger Abbau von oben (Permafrostspiegel) und unten (Permafrostbasis) mit Setzung im übersättigten Permafrost, Zeitskala = Jahrzehnte bis Jahrhunderte, ev. Jahrtausende“.

Die Reaktionszeit entspricht den Punkten a) sofortige und b) verzögerte Reaktion. Bedingt durch die Wärmediffusion (Osterkamp 1984) tritt eine Verzögerung des Tem-

peraturesignals auf, so dass sie im Sinne von Haeberli (1990) für alpine Bedingungen mit wenigen Jahrzehnten angegeben werden kann.

Der Zeitraum der definitiven Reaktion bei Punkt c) muss sinngemäß als Anpassungszeit bezeichnet werden, an deren Ende sich ein neues Gleichgewicht zwischen Permafrostkörper und Energiesituation im Untergrund einstellt. Insgesamt ist diesen Überlegungen zufolge die Anpassungszeit von Blockgletschern, als markanteste Form des alpinen Permafrosts, zumindest um eine Potenz größer als die alpiner Gletscher.

Erste Antworten zur Entwicklung des Permafrosts in Südtirol wurden durch detaillierte quantifizierende Untersuchungen im Oberen Suldental und im Martelltal (Lyfialm/Zufritt-Tal) gegeben (siehe Stötter 1994). Dabei stand die Veränderung der Permafrostverbreitung von einer maximalen Ausdehnung im 19. Jahrhundert bis in die 1990er Jahre im Vordergrund. Darauf aufbauend wurden durch Zischg (2004, 2006, 2007, 2008) im Untersuchungsgebiet Suldental weitere Messungen durchgeführt, die Aussagen zur Entwicklungen der Permafrostverbreitung in jüngster Zeit erlauben.

Die Frage nach dem Zusammenhang zwischen Klima und Gebirgspermafrost zielt aber in Zeiten eines Globalen Klimawandels klarerweise auch in die Zukunft. Konkret geht es dabei um Zukunftsszenarien möglicher Permafrostverteilung in der Zukunft und über das Ausschmelzverhalten und die damit verbundenen Konsequenzen z. B. im Hinblick auf Naturgefahrenprozesse. Überlegungen eines Szenarios + 1K (Stötter 1994) können in diesem Zusammenhang mit den aktuellen Messungen von Zischg (2004, 2006, 2007, 2008) in Verbindung gebracht werden, um daraus Abschätzungen zur Reaktionsgeschwindigkeit abzuleiten.

2 Untersuchungen zur Verteilung des diskontinuierlichen Permafrost in den 1990er Jahren im Oberes Suldental

Ausgehend von einer Kartierung der Blockgletscher auf der Grundlage von SW-Luftbildern aus dem Jahr 1985 wurde die Verteilung des Permafrosts in den 1990er Jahren im Oberen Suldental aus der Kombination von unterschiedlichen Prospektionsmethoden ermittelt. Geländeuntersuchungen fanden in den Sommermonaten 1992 und 1993 sowie im Hochwinter 1992/93 statt. Die am besten untersuchten Teilgebiete sind das Skigebiet Madritsch, der Blockgletscherbereich im Zaytal sowie der End der Welt-Ferner.

Neben direkten Beobachtungen (zum Beispiel ein durch den Bau einer Lifttrasse aufgeschlossener Permafrostkörper), wurden alle Blockgletscher kartiert und nach ihrem Aktivitätszustand klassifiziert. Die Einstufung der Blockgletscher hinsichtlich ihrer Aktivität wurde mit Hilfe weiterer Verfahren (Hammerschlagseismik, Messung von Quelltemperaturen sowie der Basistemperatur der Schneedecke) an ausgewählten Beispielen überprüft.

Im Oberen Suldental wurden 30 Blockgletscher kartiert, von denen in den 1990er Jahren nach geomorphologischen Indizien 14 noch als aktiv einzustufen waren; sechs wurden als inaktiv, zehn als fossil klassifiziert (siehe Stötter 1994). Für das Obere Suldental liegen bereits aus früheren Jahren Ergebnisse über Blockgletscher vor (Höllermann 1964, Grötzbach 1965, Desio 1967). Obwohl diese Arbeiten innerhalb eines relativ kurzen Zeitraums durchgeführt wurden, sind die Ergebnisse zum Teil sehr

widersprüchlich. Das betrifft sowohl die unterschiedliche Interpretation von Einzelformen, als auch die Einstufung der Aktivität der Blockgletscher. Einerseits kartierte beispielsweise Höllermann (1964) den Blockgletscher EBE4 als eine Reihe von Protales Ramparts, andererseits will er diese Formen aber nicht als Initialstadium von Blockgletscherbildung anerkennen, wie es schon Albertini (1955) im Rahmen seiner Untersuchung in der südlichen Ortlergruppe forderte.

Die Darstellungsweise der Permafrostverteilung in Form einer Permafrostrose nach Haerberli (1990), welche die Abhängigkeit des Permafrostvorkommens von Exposition und Höhenstufe zeigt, wurde für das Suldental übernommen. Die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts in den jeweiligen Sektoren fällt mit der Untergrenze der aktiven Blockgletscher zusammen.

Ergebnisse der Hammerschlagseismik

Im Oberen Suldental wurden insgesamt acht Profile mittels Hammerschlagseismik untersucht (siehe Tab. 1). Die dabei aufgezeichneten Geschwindigkeiten der Wellenausbreitung (refraktierte Wellen) liegen alle in Bereichen, die für die hier zu erwartenden Materialien bekannt sind (siehe Barsch 1973, Redpath 1973, Haerberli 1985, Haerberli et al. 1990). Für die ungefrorene Deckschicht ergaben sich Geschwindigkeiten zwischen 240 m/s und 640 m/s (im Vorfeld des End der Welt-Ferners wurden bis zu 900 m/s, in einem Firnfeld 2050 m/s) gemessen. Die Werte für die Permafrostkörper lagen alle zwischen 2050 m/s und 3700 m/s. In Fällen, in denen eine dritte Schicht im Liegenden nachgewiesen wurde, lagen dafür die Geschwindigkeiten über 4000 m/s.

Da es sich bei den meisten Profilen um sog. Zweischichtfälle (d.h. eine Deckschicht geringerer Dichte und damit langsamerer Wellenausbreitungsgeschwindigkeit und im Liegenden eine dichtere Schicht mit höher Ausbreitungsgeschwindigkeit) handelt, sind für die liegende Schicht nur Aussagen über ihre Materialeigenschaften, nicht aber über ihre Mächtigkeit möglich.

Tab. 1: Ergebnisse der Hammerschlagseismik im Oberen Suldental

Profil Nr.	Lage des Profils	Auslage [m]	v_1 [m/s]	v_2 [m/s]	v_3 [m/s]	h_{1A} [m]	h_{1B} [m]	h_{2A} [m]	h_{2B} [m]	Eisgehalt [%]
1	EBE5 quer	130	260	2350	6840	1,6	-	16,3	-	>90
1a	Gegenschlag	130	220	4480	-	-	2,4	-	-	-
2	parallel EBE5	134	640	4490	-	4,8	5,5	-	-	-
3	EBE5 quer	131	-	-	-	-	-	-	-	-
4	südlich der Schöntaufspitze	123	290	2460	4100	2,3	5,5	3,4	24,6	>90
5	EBE4	62,5	540	3700	-	1,4	3,3	-	-	ca. 60
6	ZAY5 längs	113	330	3570	-	4,6	1,7	-	-	ca. 50
7	ZAY5 quer	44	240	2050	-	0,7	1,1	-	-	> 90
8	End der Welt-Ferner	134	530	700	900	3,6	3,6	16,4	16,4	-
v_n = Wellengeschwindigkeit in der n-ten Schicht h_{nA} = Mächtigkeit der n-ten Schicht am Schlagpunkt h_{nB} = Mächtigkeit der n-ten Schicht am Gegenschlagpunkt										

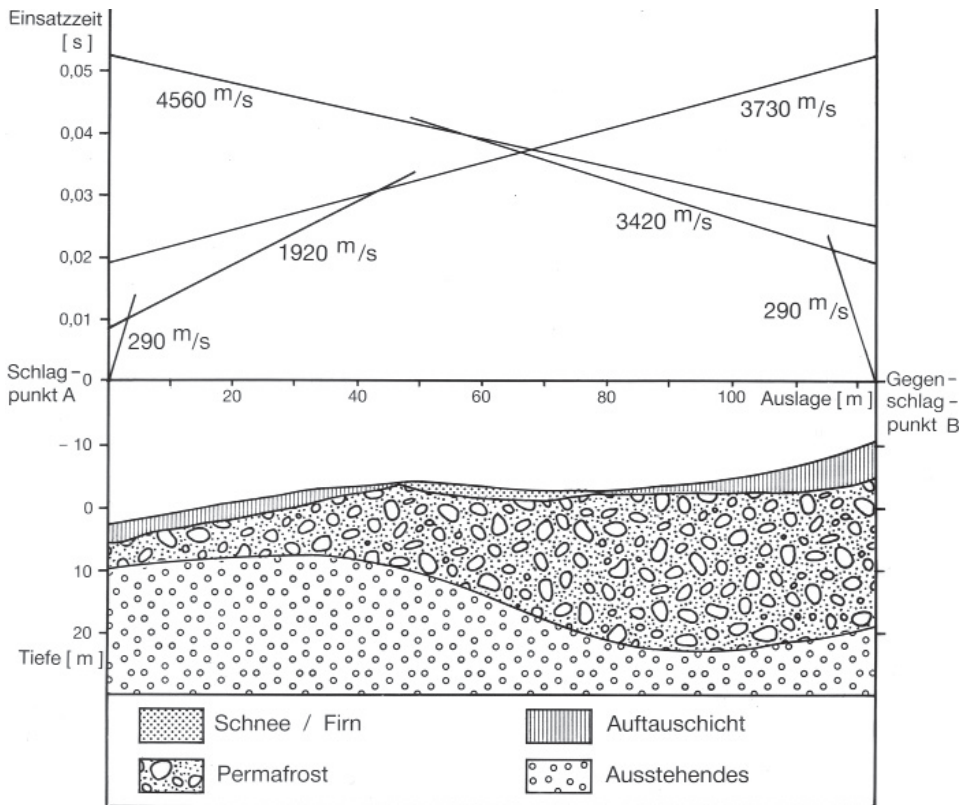
Entwicklung des Permafrosts

Der einzige Dreischichtfall (active layer - eiserfülltes Lockermaterial - Anstehendes im Liegenden) im Permafrost wurde bei einem Profil im Bereich einer Verebnung am südlichen Hangfuß der Vorderen Schöntaufspitze erfasst (Simstich 1994). Die Auswertung lässt folgende Interpretation der Situation im Untergrund zu (siehe Abb. 1). Die Mächtigkeit der Auftauschicht betrug zwischen 2 - 5,5 m; unter dem perennierenden Firnfläck im mittleren Abschnitt des Profils war das Lockermaterial wieder bis ganz oben durchgefroren. Die Zunahme der Mächtigkeit des gefrorenen Lockermaterialkörpers in Richtung hangaufwärts lässt eine Rücktiefung im Anstehenden erkennen. Dieses Übertiefungsbecken ist als Ergebnis glazialer Tiefenerosion des heute vollkommen abgeschmolzenen nördlichen Teils des Ebenwandferners zu interpretieren, der im 19. Jahrhundert diesen Bereich noch bedeckte (siehe Stötter 1994).

Ergebnisse der Messungen der Basistemperatur der Schneedecke

Im Hochwinter 1992/93 wurden in 40 Profilen mit einem Punktabstand von 50 m 320 Messungen der Basistemperatur der Schneedecke durchgeführt. Dabei wurde darauf geachtet, dass die Messungen an Stellen mit einer Mindestschneehöhe von 50 cm erfolgten (siehe z. B. Haeberli 1973, King 1983).

Abb. 1: Laufzeitdiagramm und Modell des Untergrundes im Bereich von Profil 4 (nach Simstich 1994:29)



Ein Großteil der Messungen wurde im Bereich des Skigebiets Madritsch durchgeführt. Die Messpunkte, mit permafrosttypischen Werten (< -3 °C) liegen dabei in W- bis N-Exposition über 2650 m ü.d.M.; in SW- bis SE-Exposition traten sie dagegen erst über 2900 m ü.d.M. auf. Diese Messergebnisse spiegeln sehr gut die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts wider, wie sie sich aus der Verteilung der Blockgletscher für das gesamte Untersuchungsgebiet Oberes Suldental ergibt.

Die zahlreichen Messwerte, die Permafrost ausschließen bzw. unwahrscheinlich erscheinen ließen, wurden weitgehend im Bereich der einzelnen Teilgletschervorfelder des Ebenwandferners gemessen. Sie belegen damit zum einen die Lehrmeinung, dass unter temperierten Gletschern kein Permafrost auftritt. Zum anderen zeigen diese Werte, dass seit der Mitte des letzten Jahrhunderts in diesen Bereichen keine Permafrostneubildung stattfinden konnte, wie es auch von Haerberli & Patzelt (1982) von den Blockgletschern im Öztaler Hochebenkar berichtet wird. Das kann nun einerseits an der trägen Reaktion und Anpassung des Permafrosts liegen; wahrscheinlicher war aber als Folge des Erwärmungstrends seit der Mitte des 19. Jahrhunderts keine Permafrostneubildung mehr möglich.

Die Messungen (im verdichteten 10 x 10 m-Raster) auf dem Blockgletscher EBE4 ergaben fast durchwegs BTS-Werte, die typisch für Permafrost sind. Aufgrund der Flechtenpopulation sowie der geomorphologischen Situation muss dieser Blockgletscher im unteren Bereich als inaktiv eingestuft werden. Obwohl nach Barsch (1980) bei inaktiven Blockgletschern die Auftauschicht im Winter nicht mehr vollständig durchfrieren sollte, scheint das hier doch der Fall zu sein. Dies deutet darauf hin, dass der Blockgletscher EBE4 in den 1990er Jahren einen Grenzfall zwischen noch aktivem und bereits inaktiven Blockgletscher darstellte.

Messungen der Quelltemperatur

Die Temperatur von Quellwasser wurde im Oberen Suldental an 52 Stellen mit einem Quecksilberthermometer gemessen. An 21 Quellen lagen in den Spätsommern 1992 und 1993 die Wassertemperaturen in einem Bereich von (1,5 °C, der als Hinweis für Eis im Boden zu werten ist (siehe z. B. Haerberli & Patzelt 1982). Die meisten Quellen mit Temperaturen, die auf Permafrost hinweisen, liegen am Rande von Blockgletschern, die als aktiv eingestuft wurden, bzw. Protalus Ramparts und bekräftigen somit die geomorphologische Interpretation. Generell dürfen diese Messungen der Quelltemperaturen nicht alleine, sondern nur im Zusammenhang mit anderen Nachweismethoden als Hinweise für Permafrostvorkommen gesehen werden.

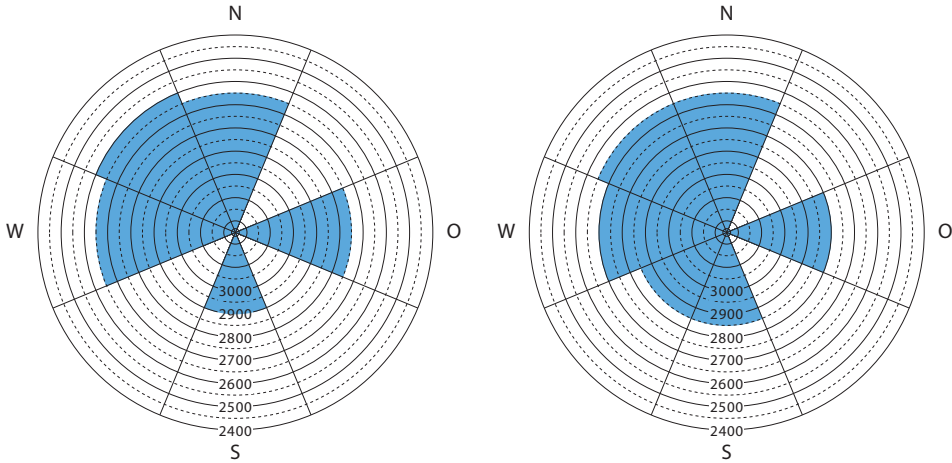
Kartierung von perennierenden Schneeflecken

Die Kartierung perennierender Schneeflecken erfolgte aus SW-Luftbildern mit einem mittleren Bildmaßstab von 1 : 35000. Bei Geländebegehungen im Spätsommer 1992 und 1993 zeigte sich prinzipiell ein entsprechendes Ausaperungsmuster, wenngleich in diesen Jahren ein im Vergleich zum Sommer 1985 verstärktes Abschmelzen zu beobachten war und folglich die Schneeflecken kleiner waren.

In Abhängigkeit von Höhenstufe und Exposition zeigen die perennierenden Schneeflecken eine Verteilung, die jener der aktiven Blockgletscher sehr ähnlich ist (siehe Abb. 2). Auch hierbei fällt grundsätzlich der starke N-S-Gegensatz auf. In W- und

Entwicklung des Permafrosts

Abb. 2: Vergleich der Verteilung der aktiven Blockgletscher (links) und der perennierenden Schneeflecken (rechts) in Abhängigkeit von Höhenstufe und Exposition (nach Simstich 1994)



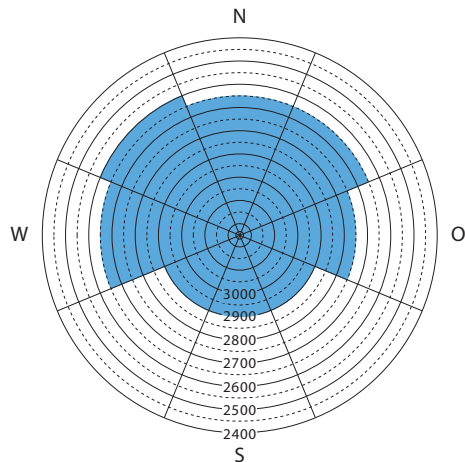
NW-Exposition lag die Untergrenze der perennierenden Schneeflecken im Mittel um 50 m oberhalb der Untergrenze der aktiven Blockgletscher, in S- und E-Exposition dagegen um 50 m unterhalb.

Dieser expositionsabhängige Höhenunterschied der Untergrenze der perennierenden Schneeflecken von maximal bis zu 200 m wird als lokalklimatischer Unterschied der Energiebilanz zwischen Sonn- und Schattseite im Hochgebirgsraum interpretiert

Verteilung des diskontinuierlichen Permafrosts in den 1990er Jahren

In Anlehnung an Barsch (1980) und Harris (1988) wurde die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts mit der Untergrenze der aktiven Blockgletscher gleichgesetzt. Aufgrund der limitierten Zahl der Blockgletscher ergab sich daraus kein geschlossenes Verteilungsmuster, die drei Sektoren NE, SE und SW blieben unbesetzt. Die Permafrostverteilung in den nicht belegten Sektoren konnte durch die Ergebnisse der anderen Nachweismethoden interpoliert werden. Das daraus resultierende Verteilungsmuster des diskontinuierlichen Permafrosts zeigt einen deutlichen N-S-Gegensatz (siehe Abb. 3).

Abb. 3: Verteilung des diskontinuierlichen Permafrosts im Oberen Suldenal in Abhängigkeit von Höhenstufe und Exposition in den 1990er Jahren (nach Simstich 1994:48)



Insgesamt ließ sich daraus unter Berücksichtigung der Ausschlussflächen (Gletscher, Seen, neuzeitliche Gletschervorfelder, anstehender Fels) für das Obere Suldental eine Gesamtfläche des von Permafrost unterlagerten Lockermaterials von etwa 5,6 km² ermitteln (siehe Tab. 2). Dies entspricht in etwa 10 % der Fläche des untersuchten Gebiets. Die relative Verteilung in den einzelnen Sektoren spiegelt nicht nur die thermischen Bedingungen (Energiebilanz) wider, sondern ist auch von den topographischen Verhältnissen und vor allem von der räumlichen Verteilung der Ausschlussflächen abhängig. Dabei ist folgendes zu berücksichtigen:

- In einem nach N geöffneten Tal (wie dem Oberen Suldental) herrschen W- und E-Expositionen vor. N-Expositionen gibt es im Talschlussbereich und in den Seitentälern, in denen auch S-Expositionen vorkommen.
- Die Ausschlussflächen der anstehenden Felsbereiche sind teils expositionabhängig (siehe Theorien zur Wandbildung), in erster Linie aber gesteinsabhängig. So ist der Flächenanteil von Ausschlussflächen auf der W-Seite des Oberen Suldentals aufgrund der im Dolomit angelegten Felswände deutlich höher als auf der östlichen Talseite.
- Die Ausschlussflächen Gletscher weisen ein deutliches Maximum in N-Expositionen auf.

Das über die Flächenanteile der einzelnen Sektoren gewichtete Mittel der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts ergibt für das Obere Suldental eine Höhenlage von etwa 2730 m ü.d.M.. Nach dem Kryosphärenmodell von Haeberli (1992a) und Barsch (1977) ist diese Grenze mit der -1 °C/-2 °C-Jahresisotherme gleichzusetzen. Unter Verwendung des Gradienten der Jahresmitteltemperatur für den Vinschgau von 0,55K/100 m (siehe Stötter 1994) und einer Jahresmitteltemperatur von 2,9 °C, die im Zeitraum 1924 - 1986 an der Station Sulden (1845 m ü.d.M.) gemessen wurde (Amt für Hydrographie 1987), liegen die beiden für diskontinuierlichen Permafrost typischen Isothermen in einem Höhenbereich etwa zwischen 2550 - 2740 m ü.d.M. (siehe Stötter 1994). Unter Berücksichtigung der dieser Modellierung zugrunde liegenden Höhenintervalle von $\Delta h = 50$ m zeigt sich also eine gute Übereinstimmung zwischen der in der Natur beobachteten Permafrostverteilung und den Überlegungen des Kryosphärenmodells nach Haeberli (1992a). Die mittlere Höhenlage der Permafrostuntergrenze entspricht im Oberen Suldental somit etwa der -2 °C-Isotherme, wobei in Abhängigkeit von der Exposition ein Schwankungsbereich auftritt, der sich zwischen etwa 1 °C und -3 °C bewegt. Die Höhenlage der -8 °C-Jahresisotherme, die der Untergrenze des kontinuierlichen Gebirgspermafrosts entspricht (Haeberli 1992b), liegt diesem Ansatz zufolge bei etwa 3830 m ü.d.M.. Damit kommt im Vinschgau (und den gesamten Ostalpen) kontinuierlicher Permafrost praktisch nicht vor.

3 Rekonstruktion des diskontinuierlichen Permafrosts für das 19. Jahrhundert

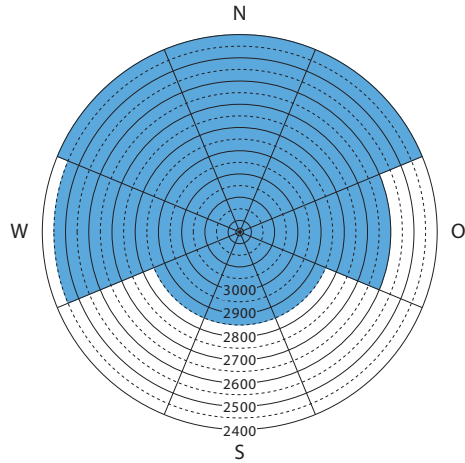
Da direkte Messergebnisse und Beobachtungen aus dem 19. Jahrhundert fehlen, erfolgte die Rekonstruktion der Verteilung des diskontinuierlichen Permafrosts für diesen Zeitraum rein auf der Basis geomorphologischer Befunde. Als Leitform hier-

für dienen nach Barsch (1977) inaktive Blockgletscher.

Aufgrund der geringen Anzahl inaktiver Blockgletscher im Oberen Suldental ließ sich so nur ein recht lückenhaftes Verteilungsmuster rekonstruieren. Die flächige Rekonstruktion der Untergrenze in den Sektoren ohne inaktive Blockgletscher wurde durch Interpolation mit den benachbarten Sektoren sowie Vergleich mit der heutigen Verteilung durchgeführt. Daraus ergibt sich ein Verteilungsmuster des Permafrosts im 19. Jahrhundert, das einen noch stärkeren N-S-Gegensatz aufweist als die gegenwärtige Verteilung diskontinuierlichen Permafrosts (siehe Abb. 4). Dies muss auf die Selbstverstärkungseffekte zurückgeführt werden, die bei größeren Blockgletschern intensiver wirken. Die maximale Höhendifferenz zwischen der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts in den N- und den S-Sektoren beträgt 450 m.

Die aufgrund dieser Höhen- und Expositionsabhängigkeit im GIS berechnete Verbreitung des diskontinuierlichen Permafrosts war im 19. Jahrhundert mit fast 8 km² deutlich größer als in den 1990er Jahren (siehe Tab. 2). Die positiven Flächenänderungen im S- und SW-Sektor hängen damit zusammen, dass die aktiven Blockgletscher ZAY14 und ZAY15 im Bereich des neuzeitlichen Gletschervorfeldes liegen. Dieses Vorkommen von aktiven Blockgletschern und damit Permafrost in Bereichen, die eigentlich als Ausschlussflächen definiert sind, muss als eine Ausnahme gesehen werden. Insgesamt aber ließ sich seit dem 19. Jahrhundert eine Abnahme der Permafrostflächen um etwa 30 % errechnen.

Abb. 4: Verteilung des diskontinuierlichen Permafrosts im Oberen Suldental im 19. Jahrhundert in Abhängigkeit von Höhenstufe und Exposition (nach Simstich 1994:48)



Tab. 2: Flächenveränderung des von diskontinuierlichem Permafrost unterlagerten Lockermaterials im Oberen Suldental zwischen dem 19. Jahrhundert und den 1990er Jahren

Exposition	Fläche im 19. Jahrhundert		Fläche 1990er Jahre		Flächenveränderung	
	absolut [km ²]	relativ	absolut [km ²]	relativ	absolut [km ²]	relativ
N	1,12	100%	0,60	53,6%	-0,52	-46,4%
NE	0,70	100%	0,22	31,4%	-0,48	-68,6%
E	0,42	100%	0,22	52,4%	-0,20	-47,6%
SE	0,41	100%	0,43	104,9%	+0,02	+4,9%
S	0,61	100%	0,66	108,2%	+0,05	+8,2%
SW	0,80	100%	0,85	106,3%	+0,05	+6,3%
W	2,39	100%	1,48	61,9%	-0,91	-38,1%
NW	1,51	100%	1,12	74,2%	-0,39	-25,8%
Gesamtfläche	7,96	100%	5,58	70,1%	-2,38	-29,9%

Im Vergleich zu den Gletschern im Suldental sowie anderen Regionen der Alpen zeigt der Flächenverlust des diskontinuierlichen Permafrosts eine ähnliche Dimension. Hierbei muss allerdings berücksichtigt werden, dass die Flächenangaben für den diskontinuierlichen Permafrost modellierte Werte sind, während die Gletscherflächen exakt kartiert oder zumindest mit relativ hoher Genauigkeit rekonstruiert wurden (Stötter 1994).

Die mittlere Höhenlage der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts im Oberen Suldental im 19. Jahrhundert lässt sich rechnerisch (als flächengewichtetes Mittel) auf etwa 2530 m ü.d.M. festlegen. Im Vergleich mit der Lage der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts in den 1990er Jahren in einer Höhe von etwa 2730 m ü.d.M. ergibt sich daraus ein Anstieg von etwa 200 m. Aufgrund der ungleichen Flächenverteilung in den einzelnen Sektoren ist dieser Wert höher als die reine Differenz der Untergrenzen von inaktiven und aktiven Blockgletschern, die etwa 160 m beträgt. Auch die Höhenveränderung der Untergrenze der perennierenden Schneeflecken zwischen den 1990er Jahren und etwa 1890 (Fritzscht 1898) ist mit etwa 100 m deutlich geringer.

In Anbetracht dieser unterschiedlichen Ergebnisse kann somit der Anstieg der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts seit dem 19. Jahrhundert bis in die 1990er Jahre mit etwa 150 - 200 m angegeben werden. Dies liegt im Rahmen des von Haerberli (1990) für den gesamten Alpenraum angegebenen Anstiegs von 100 - 250 m.

Am Beispiel des Blockgletschers ZAY4 lässt sich nachweisen, dass die Reaktionszeit eines Blockgletschers etwa 100 Jahre dauern kann. Anfang der 1960er Jahre hat Höllermann (1964) bei Bewegungsmessungen an diesem Blockgletscher noch Fließgeschwindigkeiten von bis zu 1 m/a festgestellt; heute - rund 30 Jahre später - deutet die eingesunkene Form der Blockgletscherstirn sowie die beginnende Ansiedlung von Pioniervegetation auf Bewegungslosigkeit hin. Dieses Beispiel zeigt deutlich, wie sich im Zuge der klimatischen Erwärmung der Übergang von Aktivität zu Inaktivität (und damit von Reaktionszeit zu Anpassungszeit) vollzogen hat.

4 Beziehung Klima - Permafrost

Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts

Die Untergrenze (mittlere Höhenlage) des diskontinuierlichen Permafrosts in den Untersuchungsgebieten lag in den 1990er Jahren mit 2760 m ü.d.M. um gut 100 m höher als sie vergleichsweise von Barsch (1977, 1980) für die östlichen Schweizer Alpen angegeben wird (2640 m ü.d.M.). Der Vergleich mit den Untersuchungen von Nicolussi (1986) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der Werte aus den hier untersuchten Gebieten mit der durchschnittlichen Untergrenze der Blockgletscher im Matscher Tal (2745 m ü.d.M. in N-Exposition; 2835 m ü.d.M. in S-Exposition), während deren untere Grenzen im Kühtal und Sulztal deutlich (etwa 200 m) tiefer liegen. Dies verdeutlicht den markanten Anstieg der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts zum zentralen Alpenbereich hin, wie er auch von Barsch (1980)

und Höllermann (1983) gezeigt wird. Dabei wird ein stärkerer Anstieg auf der N-Seite beobachtet, was mit einem generellen Ansteigen vorwiegend thermisch induzierter Höhengrenzen (z. B. Waldgrenze, Schneegrenze) mit abnehmender geographischer Breite auf der S-Seite begründet werden kann.

Die in den Untersuchungsgebieten auftretenden Höhendifferenzen der Untergrenzen aktiver Blockgletscher zwischen N- und S-Exposition von bis zu 300 m (im Oberen Suldental), werden durch die Ergebnisse von Barsch (1977) und Nicolussi (1986) bestätigt, die Amplituden von 150 - 250 m (Barsch 1977) bzw. 200 - 350 m angeben. Als außergewöhnlich hoch muss jedoch die Höhendifferenz bezeichnet werden, die im Oberen Suldental zwischen den einzelnen inaktiven Blockgletschern beobachtet werden kann (etwa 450 m).

Im Mittel entspricht die Untergrenze der aktiven Blockgletscher ziemlich gut der Höhenlage der -2 °C -Jahresisotherme, die im Vinschgau in etwa 2750 m ü.d.M. liegt (siehe Stötter 1994). Die Untergrenze der einzelnen Blockgletscher lag innerhalb eines Schwankungsbereichs der Jahresmitteltemperatur von etwa $\pm 1\text{K}$, d.h. in einem Bereich zwischen der -1 °C - und der -3 °C -Jahresisotherme.

Während nach Barsch (1977) die Untergrenze aktiver Blockgletscher gut mit der -2 °C Jahresisotherme zusammenfällt, zeigt Nicolussi (1986) deutlich den Schwankungsbereich auf, der mit dieser Angabe verbunden sind. Demzufolge können die in N-Exposition am tiefsten herabreichenden aktiven Blockgletscher mit der -1 °C -Isotherme zusammenfallen, wie das Beispiel des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar (Haeberli & Patzelt 1982) zeigt. In S-Exposition können sie sich auch der -3 °C -Isotherme annähern (Blockgletscher im Matscher Tal nach Nicolussi 1986). Explizit wird von Nicolussi (1986:57) die Gültigkeit des Kryosphärenmodells von Haeberli bestätigt, indem er zusammenfassend feststellt: "Die tiefsten Blockgletscher-Stirnen liegen ... überall zwischen den -1 °C und -2 °C -Isothermen".

Veränderung der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts

Basierend auf flächengewichteten Mittelwerten lässt sich der Anstieg der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts zwischen dem 19. Jahrhundert und den 1990er Jahren im Suldental auf 200 m beziffern. Dieser Wert korrespondiert sehr gut mit Vergleichsuntersuchungen im Martelltal (siehe Stötter 1994). In den einzelnen Sektoren schwanken die Werte für den Anstieg zwischen 50 - 300 m. Dieses unterschiedliche Verhalten ist in erster Linie auf die topographischen Verhältnisse zurückzuführen, die Voraussetzung für die Entwicklung so großer Blockgletscher in diesen Lagen sind. Nicolussi (1986) beschreibt im Kühtai, Sulztal und Matscher Tal sogar Extremwerte für den Höhenunterschied zwischen inaktiven und aktiven Blockgletschern von etwa 400 m. Verglichen mit dem zeitgleichen mittleren Anstieg der Schneegrenze von 110 m (siehe Stötter 1994) erscheint dieser Wert relativ hoch, zumal ja flächenmäßig die Gletscher stärker zurückgeschmolzen sind. Untersuchungen aus Nordtirol (Sailer und Kerschner, 1999) zeigen, dass ein Temperaturanstieg vom ausgehenden Spätglazial bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts von 3 °C eine Erhöhung der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrost um ca. 350 bis 400 m nach sich zog.

In Anlehnung an die vereinfachte Modellvorstellung, dass das Verhalten von Permafrost in erster Linie durch die Jahresmitteltemperatur gesteuert wird, lässt sich aus dem mittleren Höhengradienten der Jahrestemperatur im Vinschgau von $-0,55\text{K}/100\text{ m}$ und dem Anstieg der Permafrostuntergrenze von 190 m ein zugehöriger Anstieg der Jahresmitteltemperatur von etwa $1 - 1,1\text{K}$ errechnen. Dieser abgeleitete Wert stimmt sehr gut mit der Entwicklung der Jahresmitteltemperatur der Österreicheihe seit dem 19. Jahrhundert (1850er bzw. 1890er Jahre) überein, die ebenfalls eine Zunahme um etwa 1K erkennen lässt.

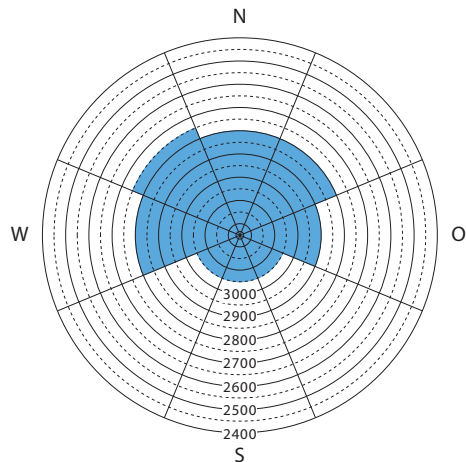
Daraus errechnet sich ein Zusammenhang zwischen Jahresmitteltemperatur und der Höhenveränderung der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts von $\sim 180\text{ m}/1\text{K}$ (siehe Stötter et al. 1996).

5 Verteilung des Permafrosts unter Annahme eines Szenarios +1K

Die Modellierung der Verbreitung des diskontinuierlichen Permafrosts im Oberen Suldental, die sich unter Annahme eines Szenarios einer weiteren Erwärmung von 1K einstellen wird, beruht auf folgenden Prämissen (Stötter 1994):

- Entsprechend dem Höhengradienten der Jahresmitteltemperatur muss mit einem Anstieg der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts um 180 m im Vergleich zu heute gerechnet werden. Da die Berechnung der Permafrostverbreitung aber in Höhenstufen von 50 m erfolgt, wird die Extrapolation mit einem Anstieg von 150 m im GIS modelliert. Es handelt sich also um eine vorsichtige Modellierung, deren Ergebnis als maximal mögliche Verbreitung des diskontinuierlichen Permafrosts infolge einer Erwärmung um 1K zu interpretieren ist.
- Die Modellierung der potentiellen Fläche des diskontinuierlichen Permafrosts erfolgt rein rechnerisch im GIS in Teilquadraten von 100 m^2 . Dabei werden alle Flächen selektiert, die über den ermittelten Untergrenzen des Permafrosts im jeweiligen Expositionssektor liegen und nicht von den definierten Ausschlussflächen besetzt sind.
- Im Gegensatz zur Modellierung der gegenwärtigen Permafrostfläche bzw. jener des 19. Jahrhunderts können Einzelformen, wie Blockgletscher oder Protalus Ramparts, nicht berücksichtigt werden, da ihre zukünftige Ausdehnung (als Einzelformen) nicht vorhergesagt werden kann.

Abb. 5: Verteilung des diskontinuierlichen Permafrosts im Oberen Suldental in Abhängigkeit von Höhenstufe und Exposition beim Zustand +1 K



Entwicklung des Permafrosts

In jedem Sektor wurde die Untergrenze entsprechend dieser Prämissen um 150 m angehoben, so dass sich folgendes Verbreitungsmuster ergibt (siehe Abb. 5).

Unter Berücksichtigung definierter Ausschlussflächen (Gletscher, Seen, neuzeitliche Gletschervorfelder, anstehender Fels) errechnet sich für das Obere Suldental eine Gesamtfläche des Permafrost enthaltenden Lockermaterials von knapp über 2,1 km² (siehe Tab. 3). Im Vergleich zur Ausgangssituation des diskontinuierlichen Permafrosts in den 1990er Jahren von fast 5,6 km² bedeutet dies einen Rückgang um etwa 62 %. Die nach einer Erwärmung um 1 K verbleibende Permafrostfläche entspricht etwa noch 4 % des untersuchten Gebiets im Oberen Suldental.

Größere zusammenhängende Permafrostareale konzentrieren sich dabei auf die Lockermaterialbereiche südlich und westlich der Vertainspitze, zwischen den Gletschervorfeldern des abgeschmolzenen Plattenferners und des kleinen Eisrestes des Rosimferners sowie westlich und östlich der Vorderen Schöntaufspitze. Ansonsten handelt es sich nur noch um kleine Restflächen des diskontinuierlichen Permafrosts, die reliktiertig verstreut sind.

Tab. 3: Flächenveränderung des von diskontinuierlichem Permafrost unterlagerten Lockermaterials im Oberen Suldental zwischen den 1990er Jahren und dem Szenario +1 K

Exposition	Fläche 1990		Zustand +1 K		Flächenveränderung	
	absolut [km ²]	relativ	absolut [km ²]	relativ	absolut [km ²]	relativ
N	0,60	100%	0,09	15,0%	-0,51	-85,0%
NE	0,22	100%	0,04	18,2%	-0,18	-91,8%
E	0,22	100%	0,05	22,7%	-0,17	-77,3%
SE	0,43	100%	0,06	14,0%	-0,37	-86,0%
S	0,66	100%	0,27	40,9%	-0,39	-59,1%
SW	0,85	100%	0,39	45,9%	-0,46	-54,1%
W	1,48	100%	0,70	47,3%	-0,78	-52,7%
NW	1,12	100%	0,53	47,3%	-0,59	-52,7%
Gesamtfläche	5,58	100%	2,13	38,2%	-3,45	-61,8%

Die Entwicklung des Permafrosts zeigt eine deutliche Zunahme der Ausschmelztendenz (siehe Tab. 4). Während im 19. Jahrhundert unter den extremen Temperaturbedingungen des Little Ice Age fast 15 % der Fläche des Oberen Suldentals diskontinuierlichen Permafrost aufwies, war bis in die 1990er Jahre fast ein Drittel ausgeschmolzen. Bei Annahme einer weiteren Erwärmung (Szenario +1 K) wird nur noch knapp ein Viertel der ursprünglichen Permafrostfläche erhalten bleiben. Seit dem 19. Jahrhundert werden dann fast 6 km² an Lockermaterialflächen ihren armierenden Zusammenhalt und damit ihren Erosionsschutz verloren haben.

Die Degradation des Permafrosts zeigt damit im Oberen Suldental deutlich stärkere relative Veränderungen als das Abschmelzen der Gletscher. Das hängt damit zusammen, dass die Tal- und Karschlüsse nach oben weitgehend durch die per definitionem ausgeschlossenen Flächen der Gletscher und anstehender Felsbereiche abgeschlossen werden. In diesem Zusammenhang kann man fast von einer "Obergrenze des permafrosterfüllten Lockermaterials" sprechen. Diese Obergrenze ist jedoch nicht thermisch bedingt, sondern hängt mit topographischen Faktoren sowie der Konkurrenz Gletscher -Permafrost zusammen.

Tab. 4: Flächenveränderung des von diskontinuierlichem Permafrosts unterlagerten Lockermaterials im Oberen Suldental vom 19. Jahrhundert bis zu einem zukünftigen Zustand (Szenario +1K)

Exposition	Fläche im 19. Jahrhundert		Fläche 1990		Fläche entsprechend einer Erwärmung um 1 K	
	absolut [km ²]	relativ	absolut [km ²]	relativ	absolut [km ²]	relativ
N	1,12	100%	0,60	53,6%	0,09	8,0%
NE	0,70	100%	0,22	31,4%	0,04	5,7%
E	0,42	100%	0,22	52,4%	0,05	11,9%
SE	0,41	100%	0,43	104,9%	0,06	14,6%
S	0,61	100%	0,66	108,2%	0,27	44,3%
SW	0,80	100%	0,85	106,3%	0,39	48,8%
W	2,39	100%	1,48	61,9%	0,70	29,3%
NW	1,51	100%	1,12	74,2%	0,53	35,1%
Gesamtfläche	7,96	100%	5,58	70,1%	2,13	26,8%

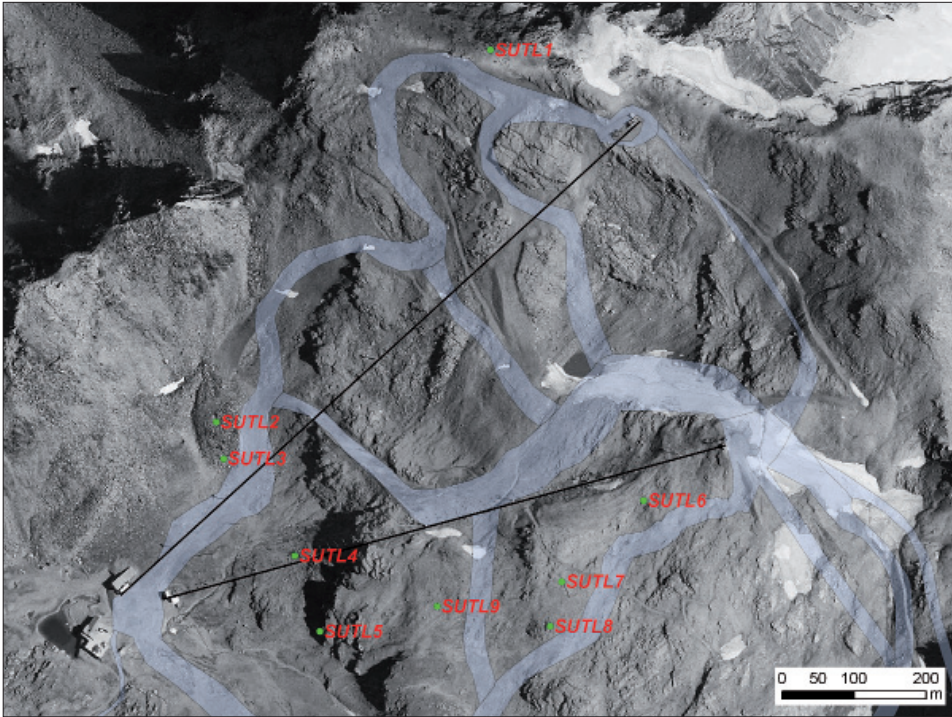
6 *Jüngste Entwicklungen – Nachmessungen im ersten Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts*

Im Rahmen des Projekts PROALP wurden die in den frühen 1990er Jahren in Sulden begonnenen Messungen weitergeführt. Basierend auf den BTS-Messungen 1991/1992 und 1995/1996 wurden in den Wintern 2003/2004, 2005/2006, 2006/2007 sowie 2007/2008 im Bereich des Skigebiets Madritsch Nachmessungen durchgeführt (Zischg et al. 2004, 2006, 2007, 2008). Seit dem Winter 2005/2006 wurden die BTS-Messungen, die immer eine punktuelle Erfassung des Zustands widerspiegeln, durch Ergebnisse von jeweils zehn Datenloggern unterstützt, durch welche die Temperaturentwicklung über den gesamten Winter kontinuierlich aufgezeichnet wurde (siehe z. B. Abb. 6). Das Gebiet wurde sukzessive etwas ausgedehnt.

Zusätzlich zu den BTS-Messungen in Sulden wurden im Winter 2007-2008 fünf BTS-Logger am Blockgletscher „Steinernes Meer“ am Westfuß der Tschenglser Hochwand ausgelegt und am Rossbänk-Blockgletscher in Ulten sowie am Blockgletscher Lazaun im Schnalstal punktuelle BTS-Messungen mit der Sonde durchgeführt.

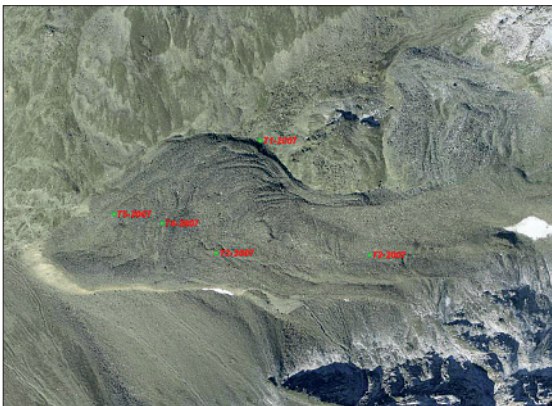
Auch wenn aufgrund zum Teil zu geringer Schneemächtigkeiten bzw. homothermer Bedingungen nicht alle Messungen eindeutig interpretierbar waren, so zeigte die Entwicklung des Permafrosts zusammenfassend doch einen relativ klaren Trend. Bereits die ersten Nachmessungen im März und April 2004 ließen trotz der geringen Anzahl an Messpunkten auf wesentliche Veränderungen der Bodentemperaturen schließen. Im Bereich zwischen Madritsch-Hütte und Madritschjoch wurden im Frühjahr 2004 höhere BTS-Temperaturen als im Frühjahr 1992 festgestellt. Auch wenn die Frage, ob dies als mittelfristige Folge einer generellen Erwärmung, oder aber eine kurzfristige Reaktion auf die extremen Temperaturen im Sommer 2003 (siehe Schär et al. 2004) zu werten ist, zulässig ist, kann dennoch mit einem deutlichen Anstieg der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts im Untersuchungsgebiet Sulden gerechnet werden.

Abb. 6: Position der zehn Temperatur-Datenlogger im Skigebiet Madritsch im Winter 2005/2006



Aufgrund des späten Zeitpunkts der BTS-Messungen hatten sich im Bereich der tiefer gelegenen Messpunkte bereits homotherme Bedingungen in der Schneedecke eingestellt, so dass eine eindeutige Interpretation der Ergebnisse nicht möglich war (Zischg

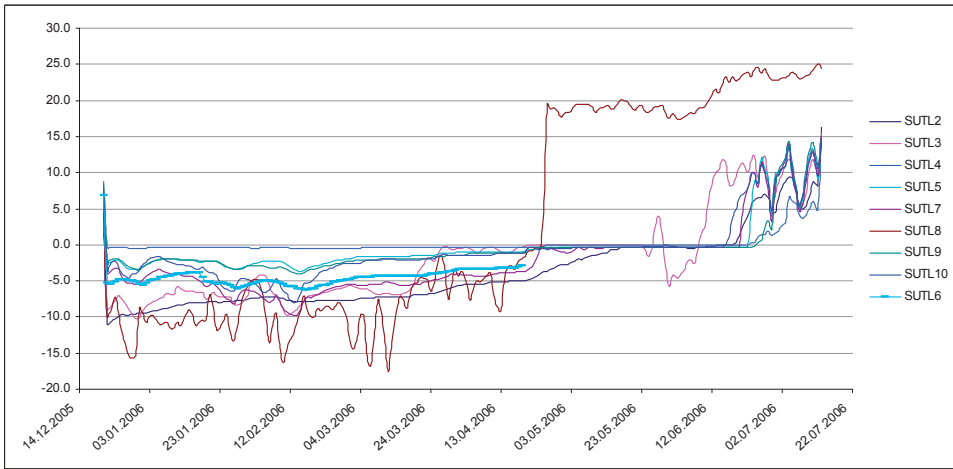
Abb. 7: Standorte der im Herbst 2007 ausgelegten UTL-1 Temperatur-Datenlogger, Sulden Steinernes Meer.



2006). Die höher gelegenen Punkte wiesen aber wie bereits im Winter 2003/2004 deutlich höhere Temperaturen als in den 1990er Jahren auf (Abb. 9).

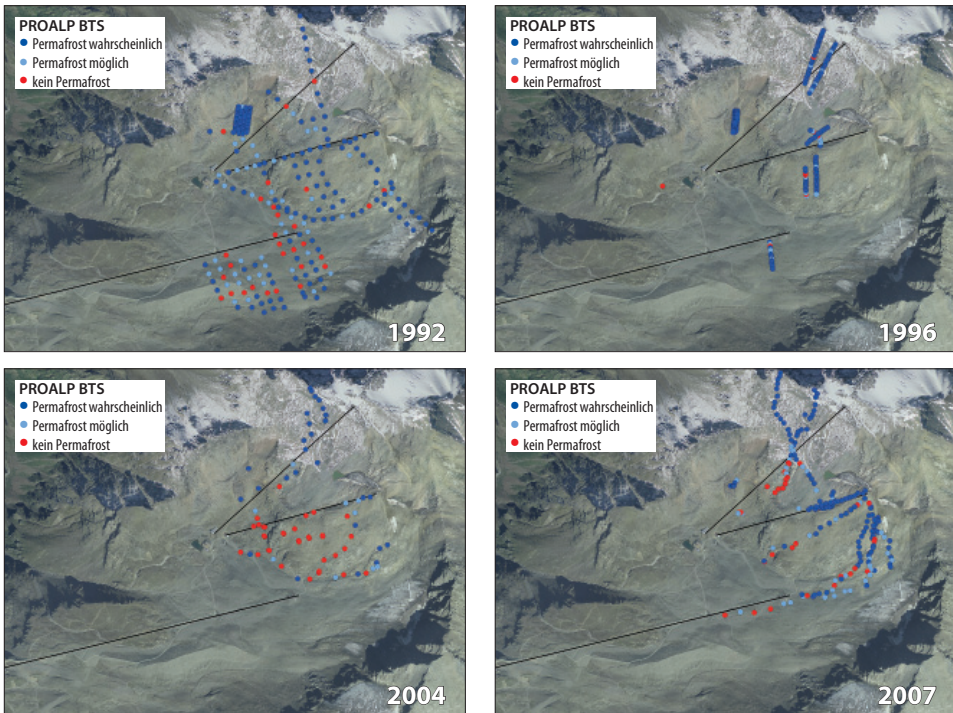
Die geringe, sehr ungleichmäßige Schneebedeckung im überdurchschnittlich warmen Winter 2006/2007 erschwerte die Messungen bzw. ließ teilweise aufgrund fehlender Isolierung keine eindeutige Interpretation zu. Dies belegt die Tatsache, dass nur die drei höchst gelegenen Temperaturlogger klare Hinweise für möglichen Permafrost gegeben

Abb. 8: Gemessene Temperaturen an den UTL Dataloggern. Winter 2005/2006

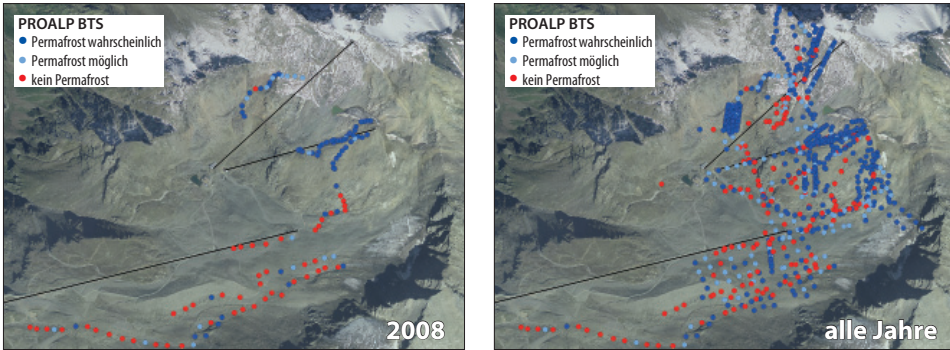


haben (Zischg 2007). Ähnlich war die Befundsituation auch bei den Messungen zum Ende des Winters 2007/2008, wo wiederum die geringe Schneemächtigkeit ein umfangreiches Messprogramm verhinderte. Erneut zeigten nur Messungen in größerer Höhenlage Temperaturverhältnisse, die als Indikator für Permafrost gesehen werden

Abb. 9: BTS Messungen im Skigebiet Madritsch, Oberes Suldental



Entwicklung des Permafrosts



können (Zischg 2008). Die Abfolge der Messungen zeigen einerseits die inter-annuale Variabilität, andererseits lassen sie trotzdem Rückschlüsse auf die Veränderungen ziehen. Im Bereich der Liftrasse zum Madritschjoch des Skigebietes Madritsch zeigten die mehrjährigen BTS-Messungen eine hohe Korrelation mit den beobachteten Veränderungen an der Oberfläche. In mittleren Bereich der Liftrasse oberhalb des Felsbandes musste eine Liftstütze mehrmals nachjustiert und schlussendlich neu fundiert werden. In näherem Umkreis zeigen sich deutlich Ausschmelzphänomene wie Thermokarsterscheinungen (Abb. 10). Periodische terrestrische Vermessungen der Liftrasse durch die Seilbahngesellschaft weisen in diesem Bereich Setzungen von bis zu 4 m auf. Diese Setzungen der Oberfläche sind durch das Ausschmelzen des Bodeneises bedingt. Die Vermessungen korrelieren kleinräumig recht gut mit jenen Bereichen,

Abb. 10: An der Oberfläche sichtbare Erscheinungen des Ausschmelzens von Bodeneis.



Abb. 11: Oberflächliche Rutschungen im übersättigten Lockermaterial im Hangbereich nordöstlich der Madritschhütte.



in denen die BTS Temperaturen im Vergleich zu 1992 keine Werte mehr aufzeigen, die für Permafrost typisch sind.

Die Messungen im oberen Einzugsgebiet des Tschenglser Baches in der Gemeinde Laas zeigten Temperaturen zwischen - 2 und -1 °C. In den übersteilten Schutthalden am Fuss der Nordwand der Tschenglser Hochwand sind frische Ausschmelzphänomene und Rutschungsprozesse im übersättigten Lockermaterial zu beobachten (Abb. 12). Die Hangschuttbereiche bilden relevante Geschiebepotenziale für den Tschenglser Bach.

7 Erste Ergebnisse zur Quantifizierung der Veränderungen des diskontinuierlichen Permafrosts

Seit 2001 werden im Grenzgebiet Rofental-Schnalstal (Hintereiserner Region) jährlich Laserscannbefliegungen (ALS; Airborne Laserscanning) durchgeführt. Neben den standardmäßigen Flügen zum Ende eines jeden hydrologischen Jahres (30. September) fanden auch Messungen mit kürzeren Zeitintervallen statt. Daher beinhaltet die gesamte Datenreihe nunmehr 18 Einzelflüge. Zunächst blieb die Analyse dieses weltweit einzigartigen Datensatzes auf glaziologische Fragestellungen beschränkt. Detaillierte Fehleranalysen zeigen, dass der Datensatz durch eine sehr hohe innere Genauigkeit gekennzeichnet ist, so dass die Analyse der Daten auch auf jene Bereiche ausgedehnt werden konnte, die durch geringe jährliche Änderungsraten gekennzeichnet sind. Darunter fallen sowohl gravitative, fluviale wie auch Permafrost bedingte Veränderungen der Oberfläche.

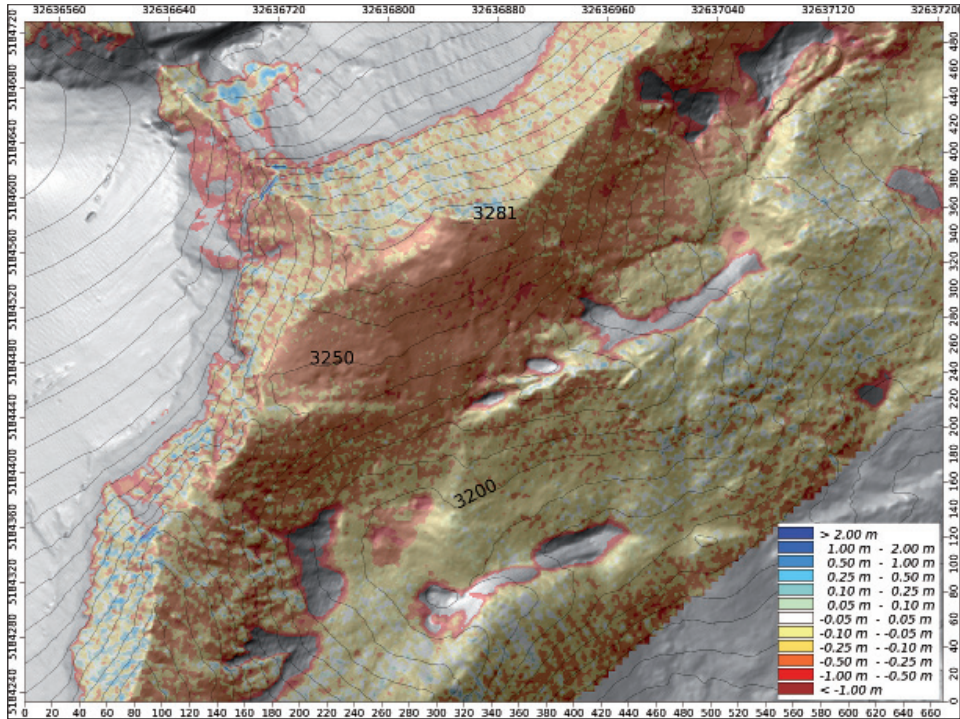
Abb. 12: Oberflächliche Rutschungen im übersättigten Lockermaterial im Hangfussbereich nördlich der Tschengler Hochwand.



Insbesondere die durch Permafrostdegradation bedingten Oberflächenänderungen weisen geringe bis sehr geringe jährliche Höhenunterschiede auf (Abb. 13). Dennoch ist es aufgrund der sehr hohen erzielten ALS-Messgenauigkeit ($\pm 0,10$ m für Bereiche mit Neigungen $< 60^\circ$; Bollmann et al., in Druck) eine Interpretation der jährlichen Oberflächendifferenzen möglich. Die dabei verwendete punktbasierte Methode schließt Interpolationsfehler, die im allgemeinen durch die Konvertierung von ALS Punkten zu Rastern hervorgerufen werden, aus.

Die Höhenänderungen an einem zufällig gewählten Punkt (Referenzpunkt) im Permafrostbereiche im Grenzgebiet Schnalstal-Rofental zeigt, dass die jährlichen Änderungsraten nahe dem ALS Messfehler liegen. Die jährlichen Änderungen an diesem Punkt liegen im Minimum nahe bei Null und erreichen den maximalen Änderungswert bei etwa $-0,30$ m. Der Maximalwert der Höhenänderung wird zwischen Herbst 2002 und Herbst 2003 erreicht. Der Sommer 2003 ist aufgrund der hohen Temperaturen und der ausbleibenden Sommerschneefälle durch hohe Abschmelzraten an allen Alpengletschern gekennzeichnet. Dies unterstreicht die Annahme, dass dieser Temperaturanstieg auch ein verstärktes Abschmelzen von Permafrosteis verursacht hat. Im Sommer 2003 haben zwei ALS Befliegungen stattgefunden. Daraus lässt sich ableiten, dass ein Großteil (etwa 20 cm) der Permafrostschmelze im Zeitraum 12.8. bis 26.9. stattgefunden hat. Eine ähnlich temperaturbedingte Entwicklung zeigen die Differenzen der Jahre 2006 auf 2007 und 2007 auf 2008, wobei der August 2007 durch positive Temperaturabweichungen vom langjährigen Trend gekennzeichnet war. Im Sommer 2008 haben wie im Sommer 2003 zwei Befliegungen stattgefunden, wobei die größte

Abb. 13: Höhenänderungen zwischen den Jahren 2002 und 2008 im Bereich des Hinteren Eises (Grenzbereich Süd- zu Nordtirol); die rot gefärbten Flächen weisen auf eine Abnahme der Höhe hin, die mit großer Wahrscheinlichkeit auf Permafrostdegradationsprozesse zurückzuführen ist; Gletscherflächen und perennierende Schneefelder (Hinweis auf möglichen Permafrostuntergrund) sind transparent gehalten

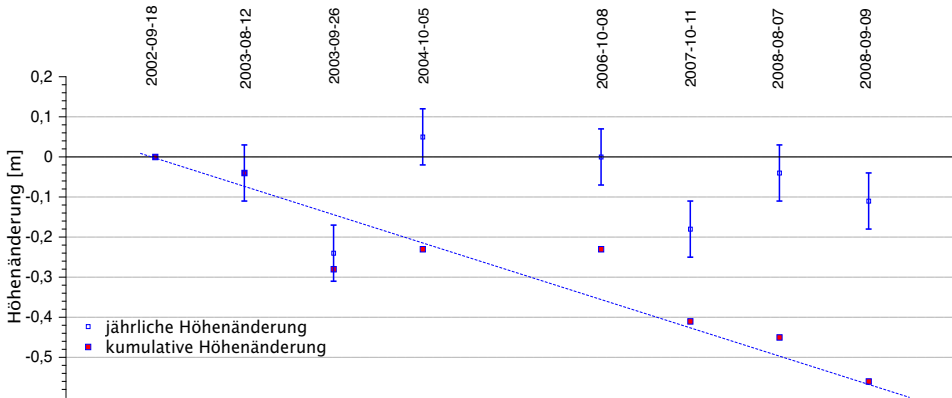


Abschmelzrate – verbunden mit gering überdurchschnittlichen Augusttemperaturen – in die zweite Sommerhälfte fällt (Messung zwischen 7.8.2008 und 9.9.2008).

Während des Herbstfluges 2005 war in höheren Lagen bereits eine geringmächtige Schneedecke vorhanden, so dass diese Befliegung nicht in die Permafrostanalysen mit einbezogen werden konnte. Daher wurde die Höhendifferenz von 2006 auf 2004 gebildet. Trotz des Vergleichs von ALS Messungen, die in einem Abstand von zwei Jahren aufgenommen wurden, bleibt die absolute Höhe am Referenzpunkt annähernd unverändert. Die Ursache dafür liegt möglicherweise in den unterdurchschnittlich kühlen Augustmonaten der Jahre 2005 und 2006.

Die kumulative Höhenänderung am Referenzpunkt zeigt einen eindeutigen negativen Trend (Abb. 14). Zudem beträgt die absolute Höhenabnahme zwischen 2002 und 2008 mehr als 50 cm und übersteigt somit eindeutig den Messfehler, der in diesem leichtgeneigten Gelände $\pm 0,07$ m nicht übersteigt. Sowohl der eindeutig negative Trend als auch die absolute Höhendifferenz unterstreichen die Hypothese, dass die gemessene Oberflächenänderung auf Permafrostdegradationsprozesse zurück zu führen ist.

Abb. 14: Höhenänderung an einem zufällig gewählten Punkt im Grenzgebiet Schnalstal-Rofental; die jährlichen Änderungsraten liegen nahe dem Messfehler; die kumulative Änderung zeigt einen eindeutig negativen Trend und Änderungsraten, die den Messfehler übersteigen



8 Zusammenfassung und Ausblick

Die Untersuchungen zur Entwicklung des Permafrosts in Südtirol zeigen ohne Zweifel, dass infolge der globalen Erwärmung deutliche Veränderungen in der räumlichen Verteilung des Permafrosts in Südtirol erkennbar sind. Auf der Grundlage von Indikatoren, wie dem Aktivitätszustand von Blockgletschern, der Verteilung von perennierenden Schneeflecken oder BTS-Messungen lassen sich die komplexen Systemzusammenhänge stark vereinfacht modellieren. Hieraus lassen sich Aussagen zur Abnahme der von Permafrost unterlagerten Flächen ableiten.

Auch wenn diese Ergebnisse vor dem Hintergrund eines energetischen Impulses im Zuge des generellen Erwärmungstrends plausibel sind, muss doch klar festgestellt werden, dass es sich nicht um direkt gemessene, sondern um modellierte Resultate handelt, denen ein stark vereinfachtes Systemverständnis zugrunde liegt. Bedingt durch das Methodenspektrum, das zur Permafrosterkundung eingesetzt wurde, war bisher die Kalibrierung und Verifizierung der Modellergebnisse nur punktuell bzw. äußerst kleinflächig möglich. Die in Kapitel 7 vorgestellten ersten Ergebnisse der flächigen und über die Einbeziehung der Höhenänderung auch volumensmäßigen Quantifizierung des Rückgangs der Permafrostverteilung mittels multitemporaler ALS-Daten scheint hier neue Möglichkeiten zu eröffnen. Vor dem Hintergrund weiterer potentieller zukünftiger Erwärmung kann sich daraus erstmals die Möglichkeit ergeben, dass auf der Grundlage des ausgeschmolzenen Eisinhalts auch eine flächige Aussage zur Zunahme der Wärmeflüsse (die zum Schmelzen des Permafrostinhalts notwendig sind) getroffen werden kann. Damit ist vielleicht auch eine Kopplung an die Zunahme der Energie im atmosphärischen System denkbar.

9 Literatur

- Albertini, R. (1955): Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale. - Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane, 11, 5-90.
- Barsch, D. (1973): Refraktionseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9/1-2:143-167, Innsbruck.
- Barsch, D. (1977): Alpiner Permafrost - ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. - Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, 3, 31, 118-141, Göttingen.
- Barsch, D. (1980): Die Beziehung zwischen Schneegrenze und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher. - Arbeiten aus dem Geographischen Institut des Saarlandes, 29, 119-133, Saarbrücken.
- Bollman, E., Sailer, R., Briese, Ch., Stötter, J. & Fritzmann, P. (im Druck): Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. - Zeitschrift für Geomorphologie.
- Desio, A. (1967): I Ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale (Alpi Centrale). - Turin.
- Fritzsch, M. (1898): Berichte über die wissenschaftlichen Unternehmungen des D.u.Oe.A.-V. - XVI: Gletscherbeobachtungen in der Ortlergruppe. - Mitteilungen des Deutsch-Österreichischen Alpenvereins, 2, 247-249, 259-261, Wien.
- Grötzbach, E. (1965): Beobachtungen an Blockströmen im afghanischen Hindukusch und in den Ostalpen. - Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, 50, 175-201, München.
- Haerberli, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9, 1-2, 221-227, Innsbruck.
- Haerberli, W. (1985): Creep of Mountain Permafrost, Internal Structure and Flow of Alpine Rock Glaciers. - VAW-Mitteilungen, 77, Zürich.
- Haerberli, W. (1990): Permafrost. in: Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. - VAW-Mitteilungen, 108, 71-88. Zürich.
- Haerberli, W. (1992a): Construction, Environmental Problems and Natural Hazards in Periglacial Mountain Belts. - Permafrost and Periglacial Processes, 3, 111-124, Chichester.
- Haerberli, W. (1992b): Possible Effects of Climatic Change on the Evolution of Alpine Permafrost. - Catena Supplement, 22, 23-35, Cremlingen.
- Haerberli, W. & Patzelt, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet des Hochebenkar-Blockgletschers, Obergurgl, Ötztaler Alpen. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 18, 2, 127-150, Innsbruck.
- Haerberli, W., Rickenmann, D., Zimmermann, M. & Roesli, U. (1990): Investigation of 1987 Debris Flows in the Swiss Alps: General Concept and Geophysical Soundings. - IAHS Publication, 194, 303-310.
- Harris, S.A. (1988): The alpine periglacial zone. - in: Clark, M.J. (Hrsg.): Advances in Periglacial Geomorphology, 369-413, London.
- Höllermann, P. (1964): Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenbildung im oberen Suldental. - Dissertation, Göttingen.
- Höllermann, P. (1983): Blockgletscher als Mesoform der Periglazialstufe. - Bonner Geographische Abhandlungen, 67, Bonn.
- Jóhannesson, T. (1986): The response time of glaciers in Iceland to changes in climate. - Annals of Glaciology, 8, 100-101, Cambridge.
- Kaser, G., J.G. Cogley, M.B. Dyurgerov, M.F. Meier & A. Ohmura (2006): Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004. - Geophysical Research Letters, 33, L19501.

Entwicklung des Permafrosts

- King, L. (1983): High Mountain Permafrost in Scandinavia. - Permafrost, Fourth International Conference on Permafrost, Proceedings, 612-617, Washington.
- Lemke, P.J., Ren, R., Alley, B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P.W., Thomas, R.H. & Zhang, T. (2007): Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. - in: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. & Miller H.L. (eds.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel Climate Change.* - Cambridge, 337-383.
- Nicolussi, K. (1986): Höhengrenzen im Nord-Süd-Profil über die Stubai- und Ötztal- Alpen. - unveröffentlichte Hausarbeit am Institut für Geographie, Innsbruck.
- Osterkamp, T.E. (1984): Response of Alaskan permafrost to climate. - Permafrost Fourth International Conference, Final Proceedings, 145-152.
- Paterson, W.S.B. (1969): *The Physics of Glaciers.* - Oxford.
- Redpath, B.B. (1973): *Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigations.* - Livermore.
- Sailer, R. & Kerschner, H. (1999): Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. - *Annals of Glaciology*, 28, 141-145.
- Schär, C., Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M.A. & Appenzeller, C. (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. - *Nature*, 427, 332-336.
- Simstich, J. (1994): Murgefährdung im Oberen Suldental/Südtirol. Untersuchungen der Veränderung der Kryosphäre (Gletscher und Permafrost) seit dem 19. Jahrhundert. - unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Stötter, J. (1994): Veränderungen der Kryosphäre in Vergangenheit und Zukunft sowie Folgeerscheinungen - Untersuchungen in ausgewählten Hochgebirgsräumen im Vinschgau (Südtirol). - unveröffentlichte Habilitationsschrift, Fakultät für Geowissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Stötter, J., Maukisch, M., Simstich, J. & Belitz, K. (1996): Auswirkungen des zeitlich/räumlichen Wandels der Permafrostverteilung im Suldental (Ortlergebiet) auf das Gefährdungspotential durch Erosionsprozesse im Lockermaterial. - *INTERPRAEVENT*, 1, 447-457, Klagenfurt.
- UNEP & WGMS (2008): *Global Glacier Changes: facts and figures.* - Zürich.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M. & Paul, F. (2006): Alpine glaciers to disappear within decades? - *Geophysical Research Letters*, 33, L13504.
- Zischg, A., Keiler, M., Fuchs, S., Geist, T., Hama, M. & Stötter, J. (2004): Bericht über die BTS - Messungen im Frühjahr 2004 Madritsch-Sulden, Gemeinde Stilfs, Autonome Provinz Bozen-Südtirol.
- Zischg, A. (2006): Bericht über die BTS - Messungen im Frühjahr 2006 Madritsch-Sulden, Gemeinde Stilfs, Autonome Provinz Bozen-Südtirol.
- Zischg, A. (2007): Bericht über die BTS - Messungen im Frühjahr 2007 Madritsch-Sulden, Gemeinde Stilfs, Autonome Provinz Bozen-Südtirol
- Zischg, A. (2008): Bericht über die BTS - Messungen im Frühjahr 2008 Madritsch-Sulden und Steirnes Meer - Gemeinde Stilfs und Rossbänk Blockgletscher - Gemeinde Ulten, Autonome Provinz Bozen-Südtirol.

JOHANN STÖTTER, RUDOLF SAILER, ERIK BOLLMANN, PATRICK FRITZMANN, THOMAS GEIST

Flugzeuggestütztes Laserscanning – ein Quantensprung in der flächigen Erfassung und Analyse von Hochgebirgspermafrost

1 Einleitung

Seit ersten methodischen Anfängen in den 1990er Jahren hat sich flugzeuggestütztes Laserscanning (ALS = Airborne Laser Scanning) zu einer operationell eingesetzten Methode zur effizienten Erfassung topographischer Daten in Form von 3D-Koordinaten entwickelt. Synonym wird in der wissenschaftlichen Literatur hierfür auch oft der Begriff LiDAR (= Light Detection And Ranging) verwendet. Folgende Vorteile von ALS gegenüber traditionellen bildbasierten Photogrammetrie-Verfahren sind hervorzuheben:

1. Da das Lasersignal Vegetationsdecken teilweise durchdringen kann, erhält man auch in bewaldeten Gebieten Information über die reale Erdoberfläche.
2. Aufgrund des hohen Automatisierungsgrads von der Datenerfassung über deren Prozessierung bis hin zu den finalen Modellen sind die effektiven Kosten relativ gering.
3. Durch die extrem hohe Punktdichte (in der Regel ein Punkt pro m² oder mehr) wird die gescannte Oberfläche in großer Detailschärfe wiedergegeben.
4. Die hohe Dichte der Messungen (in Abhängigkeit von den Neigungsverhältnissen in der Dimension: vertikal ±10cm, horizontal ±25cm) erlaubt quantitative Analysen in bisher in der Fläche nicht erreichter Auflösung und Genauigkeit.
5. Als aktives Fernerkundungssystem erlaubt ALS auswertbare Aufnahmen der Erdoberfläche auch in Bereichen mit geringer Textur (z.B. Schnee oder abgeschattete Areale), was gerade beim Einsatz im Hochgebirge extreme Bedeutung hat.

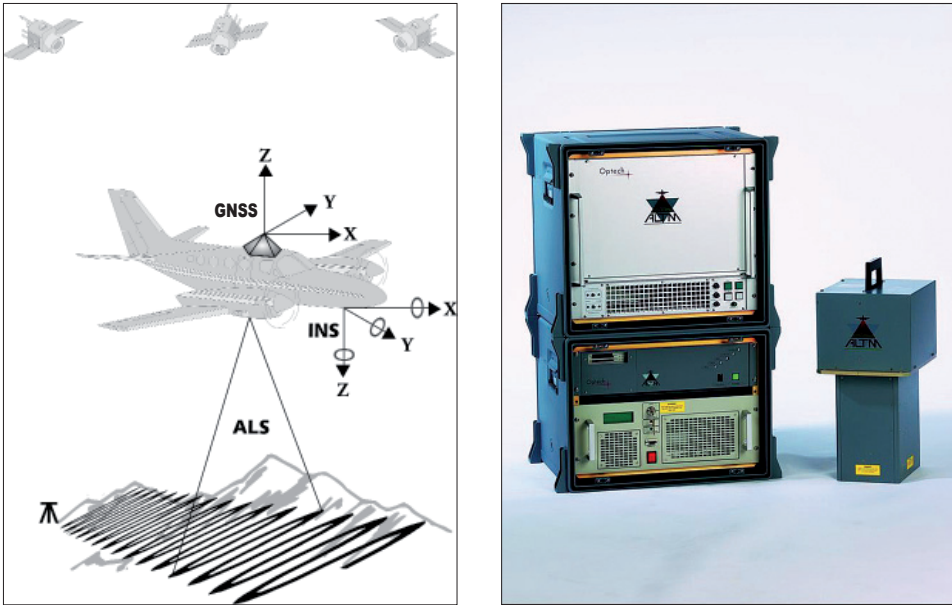
2 Laserscanning-Technik

Ein ALS-System kann als Multisensorensystem bezeichnet werden, bei dem folgende Sensoren als Subeinheiten zusammenspielen (siehe z.B. Wehr and Lohr, 1999; Baltsavias, 1999):

1. Der Laserscanner selbst, der aus einem Laserentfernungsmesser, der die Entfernung von der Laserquelle zur beobachteten und reflektierenden Oberfläche ermittelt, und einer Vorrichtung (z.B. einem Spiegel), die den Laserstrahl meistens rechtwinklig zur Flugrichtung ablenkt (Abb. 1, rechts)

2. der GNSS-Empfänger (Global Navigation Satellite System) zur Ortsbestimmung des Laserscanners bzw. zur Bestimmung des Flugwegs mit einer Messfrequenz von z.B. 1Hz, der in Kombination mit den Ergebnissen einer Feststation hohe Genauigkeiten ermöglicht (d-GNSS-Verfahren) (Abb. 1, links)
3. dem INS (Inertial Navigation System) oder IMU (Inertial Measurement Unit), durch Ermittlung der drei Raumwinkel die genaue Richtung des Laserstrahls hochfrequent (1kHz) definiert.

Abb. 1: ALS-System: schematisch (links), Laserscanner (rechts)



Die Messung der Entfernung geschieht mittels eines gepulsten Signals (heute bis zu 100 kHz), das auf der beobachteten Oberfläche in Abhängigkeit vom Öffnungswinkel des Laserstrahls und der Entfernung eine Fläche von einigen Zenti- bis Dezimetern Durchmesser aufweist, dem sog. footprint. Wenn das Signal auf eine Oberfläche trifft kann es nach Rees (2001) in Abhängigkeit von den Oberflächeneigenschaften und dem Winkel der Fläche zur Strahlrichtung entweder zur a) Absorption (da keine Energie zurückgestrahlt wird, gibt es kein Signal), b) spiegelnden Reflektion (die Energie wird im gleichen Winkel als enger Strahl reflektiert) oder c) diffusen Reflektion (Lambert-Streuung der Energie in „alle“ Richtungen) kommt, so dass auch am Empfänger im Flugzeug ein Signal aufgezeichnet werden kann. Als Standard werden dabei pro emittiertem Lasersignal jeweils die erste und die letzte Reflektion (first echo, last echo), sowie als ein Maß für die reflektierte Energie die Intensität aufgezeichnet. Daneben kommen in zunehmendem Maße Systeme zum Einsatz, die in der Lage sind Mehrfachpulse (multi-pulse systems) bzw. das gesamte reflektierte Signal (full waveform systems) aufzuzeichnen. Bei letzteren liegt der Vorteil darin, dass das Signal die

Ableitung von Information über die vertikale Verteilung des Reflektors (Wagner et al., 2006) erlaubt.

Die Scanfrequenz des Lasers, der Ablenkungswinkel des Strahles quer zur Flugrichtung, die Höhe des Flugzeugs über Grund, die Fluggeschwindigkeit, die Überlappung zwischen zwei Flugstreifen sowie die Reflektionseigenschaften der Oberfläche bestimmen die Punktdichte. Die originalen Punktinformationen werden vom Laserscanner System als Polarkoordinaten aufgezeichnet, die mit Hilfe der zeitsynchronen GNSS-Daten in Punktkoordinaten im WGS84-System (World Geodetic System 1984) umgewandelt werden. Für die weitere Transformation in nationale oder regionale Koordinatensysteme (z.B. Gauss-Boaga) werden Informationen über die Undulationen des Geoids benötigt. Als primäres Endprodukt liegen die Punkte dann in Form einer sogenannten Punktwolke vor, welche die unregelmäßigen Aufnahme- und Reflektionsverhältnisse widerspiegelt. Mit Hilfe standardisierter Interpolationsalgorithmen werden daraus Produkte im Rasterformat gerechnet. Die gängigen Produkte sind DGM (Digitales Geländemodell), als Repräsentant der realen Erdoberfläche und DOM (Digitales Oberflächenmodell), als Abbild der Oberfläche unter Einbeziehung von Objekten mit einer vertikalen Dimension, wie z.B. Häuser oder Bäume. In der subalpinen Stufe von Hochgebirgen sind die Z-Werte der Koordinaten DGM und DOM weitgehend identisch. Ein sehr diffiziler Schritt in der Prozessierungskette ist die Separierung der Bodenpunkte von den Nichtbodenpunkten. Hierzu kommen verschiedene Filteralgorithmen zur Anwendung (siehe z.B. Sithole & Vosselman 2004).

Neben der durch die hohe Punktdichte ermöglichten hervorragenden Repräsentanz der untersuchten Oberfläche, ist vor allem die absolute Messgenauigkeit ein zentrales Argument, das für den Einsatz von ALS spricht. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Genauigkeit eines DGMs viel besser sein kann als die Genauigkeit eines einzelnen Punktes, da durch den Interpolationsprozess Unschärfen ausgeglichen werden.

Rein theoretisch wird die Messgenauigkeit durch das Zusammenspielen der oben aufgezeigten Subsysteme des ALS-Systems determiniert (Baltsavias 1999, Filin 2001), woraus sich für einen einzelnen Punkt eine Höhengenaugkeit in der Dimension von $\pm 10\text{cm}$ ergibt. Diese als systematische Fehler zu bezeichnenden Ungenauigkeiten werden im Bereich sich überlappender Messstreifen sichtbar und können mit neuen Ansätzen minimiert werden (siehe z.B. Karger, 2004; Ressel et al., 2009). Weiterhin ist die Genauigkeit u.a. von der Oberflächenbeschaffenheit (je geringer die Rauigkeit, desto bessere Messergebnisse sind möglich) und von der Neigung der gescannten Fläche zum Laserstrahl abhängig, wobei mit zunehmendem Winkel die Genauigkeit abnimmt (siehe Kraus 2004; Bollmann et al. im Druck).

Der Vergleich von ALS-Daten mit Vermessungsdaten lässt eine Quantifizierung der Genauigkeiten zu. Tab. 1 gibt einen Überblick über Genauigkeiten, die bei verschiedenen im Hochgebirge durchgeführten ALS-Projekten erzielt wurden. Vergleichbare Genauigkeiten für die Z-Werte von Koordinaten sind mittels photogrammetrischer Auswertung nur zu erzielen, wenn Bildmaßstäbe von 1:4000 oder größer gegeben sind, wobei dies nur für optimale Bildbereiche gilt, die nicht abgeschattet sind oder geringen Kontrast aufweisen.

Tab. 1: Überblick über Höhengenaugigkeiten bei ALS-Messungen

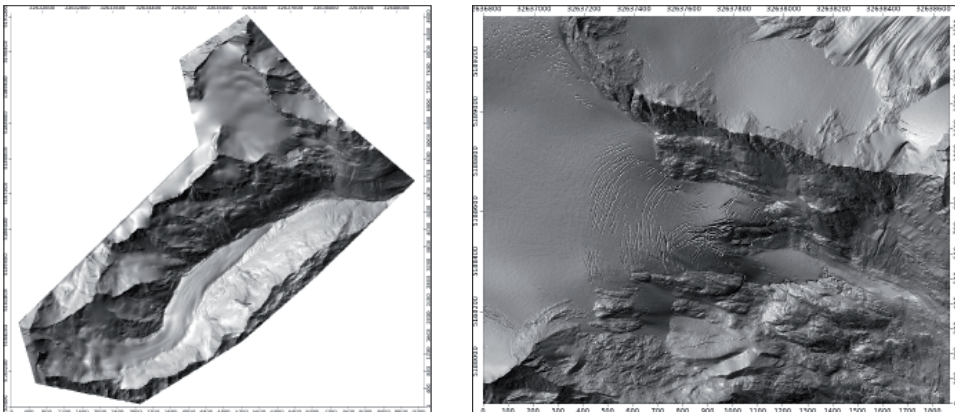
Autoren	Region	Höhengenaugigkeit
Krabill et al. (2002)	Grönland	8,5 / 7,1 cm
Echelmeyer et al. (1996)	Alaska	0,3 m
Spikes et al. (2003a)	Westantarktik	0,09-0,22 m
Arnold et al. (2006)	Svalbard	0,05-0,15 cm
Geist et al. (2005)	Engabreen	± 30cm (99,99 % der Einzelpunkte)
Geist & Stötter (2008)	Hintereisferner	± 30cm (99,99 % der Einzelpunkte)
Bollmann et al.	Hintereisferner	Höhengenaugigkeit im selben Bezugs- und ALS-System (Neigung < 65 °) < +/- 10 cm

3 ALS-Anwendungsmöglichkeiten für glaziologische Fragestellungen

Aufgrund der geschilderten Vorteile im Vergleich zu bisher bevorzugten Methoden zur Ermittlung der Topographie von Gletschern wurde im letzten Jahrzehnt ALS zunehmend zur Erfassung von vergletscherten Arealen in Gebirgs- und Polarräumen eingesetzt (eine Zusammenstellung siehe bei Geist & Stötter 2009). So wurde ein auf Lasermessverfahren beruhendes grobmaschiges Messnetz (mittlerer Punktabstand 20 km) für das Grönländische Inlandeis eingerichtet, das im Hinblick auf die Ermittlung des Beitrags zum globalen Meeresspiegelanstieg die Abgrenzung von Gletscherarealen mit unterschiedlichem Verhalten (Abnahme, Zunahme oder ausgeglichene Situation) erlaubt (siehe Abdalati et al. 2001, 2002, Garvin & Williams 1993, Thomas et al. 1995, 2003, Krabill et al. 1995, 1999, 2000, Csatho et al. 1996, Christensen et al. 2000). Ein ähnlicher Ansatz wurde auch in der Westantarktis (Spikes and others 1999, 2003a, 2003b) und Alaska (Arendt et al., 2002) angewendet.

Neben diesen großräumigen Anwendungen haben Untersuchungen, bei denen ALS an kleinen Eiskappen oder Gebirgsgletschern in hoher räumlicher Auflösung eingesetzt wurde, immer mehr an Bedeutung gewonnen. Erste Ansätze gehen hier auf Echel-

Abb. 2: Hillshade aus ALS-DGM generiert: links - Hintereisferner, rechts - Detail der Gletscherzunge des Kesselwandferners

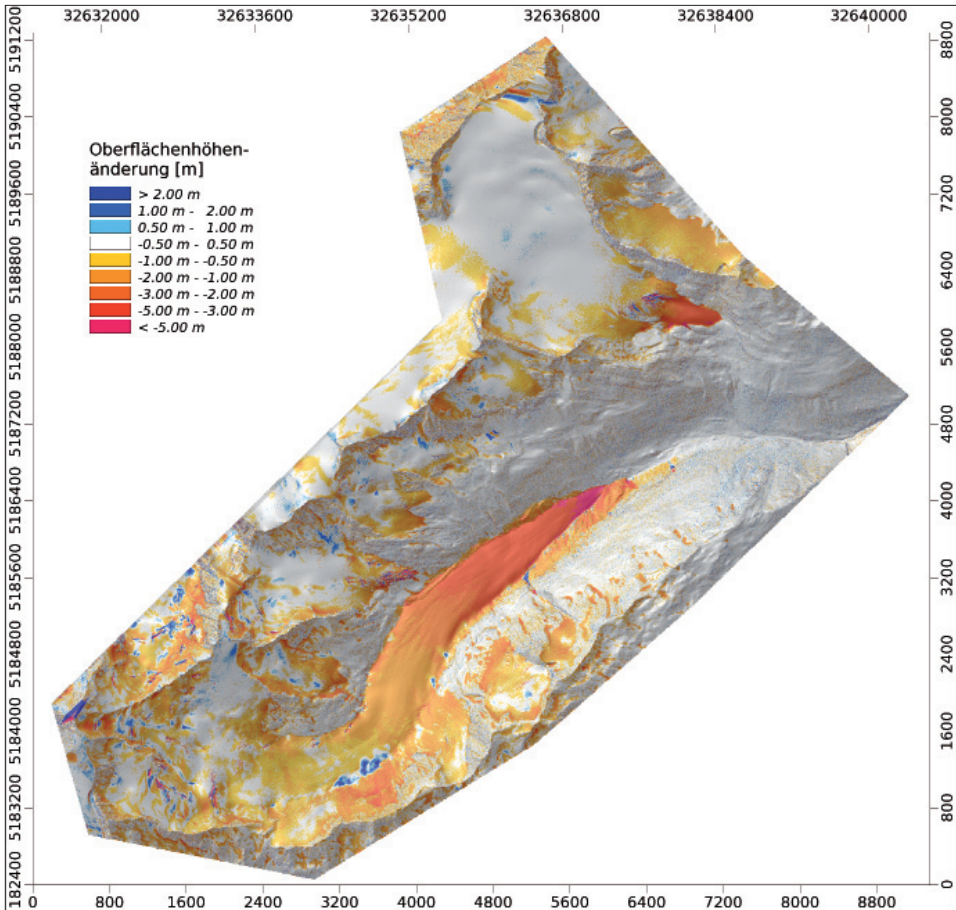


meyer et al. (1996), Aðalgeirdottir et al. (1998) sowie Sapiano et al. (1998) zurück, die Höhenänderungen an Gletschern in Alaska entlang von Laserprofilen untersuchten. Am Unteraargletscher (Favey et al. 1999, Baltsavias et al. 2001) und am Hardangerjøkulen in Norwegen (Kennett & Eiken 1997) fanden erste flächige Erkundungen von Gletscherarealen statt. Durch das von der EU finanzierte OMEGA Projekt begann die systematische Forschung zu operationellen Einsatzmöglichkeiten von ALS für glaziologische Fragestellungen (siehe Geist & Stötter 2003). Aus diesen Untersuchungen entstand die weltweit einzigartige Datenreihe, die seit Sommer 2001 bis heute 18 Flüge am Hintereis- und Kesselwandferner aufweist (siehe Abb. 2).

Höhenänderung der Gletscheroberfläche

Auf der Basis von zwei ALS-DGMs, die zu unterschiedlichen Zeiten aufgenommen wurden, können Höhenänderungen für die gesamte Gletscheroberfläche quantifiziert

Abb. 3: Höhenänderungen von Hintereisferner und Kesselwandferner im glaziologischen Jahr 2001/2002



werden. Die resultierende Volumendifferenz korreliert mit der Gletschermassenbilanz und ist somit eine aus glaziologischer und hydrologischer Sicht wichtige Kenngröße für ein vergletschertes Einzugsgebiet. In den Ötztaler Alpen konnten Geist & Stötter (2008) die Entwicklung von vier Gletschern in Zeiten wärmerer Temperaturen über mehrere Jahre aufzeigen (siehe als Beispiel Abb. 3).

Dabei muss aber klar festgehalten werden, dass Höhen- bzw. Volumenänderungen nicht mit der Massenbilanz gleich gesetzt werden können, lassen doch ALS-Aufnahmen keine eindeutigen Aussage über die Dichte des Materials (Eis, Firn, Altschnee oder Neuschnee) an der untersuchten Oberfläche oder die vertikale Komponente der Gletscherbewegung zu. Betrachtungen über längere Zeiträume (mehr als fünf Jahre) gleichen jedoch die dichte- und dynamikbedingten Differenzen zwischen glaziologischer und ALS-Massenbilanz aus (siehe Bollmann 2010). Über einen Zeitraum von sieben Jahren (2001-2008) wurde für den Hintereisferner im Mittel über die gesamte Gletscherfläche eine Oberflächenhöhenabnahme von -12,5 m erkannt. Im unteren Bereich der Gletscherzunge beträgt die Abnahme der Gletscheroberfläche mehr als 30 m. Die Oberflächenhöhenabnahme korrespondiert mit einem Volumenverlust von 0,09 km³. Das gesamte Eisvolumen des Hintereisfernens wurde von Kuhn (2007) auf etwa 0,5 km³ bestimmt (Stand etwa 2000). Somit verlor der Gletscher in weniger als 10 Jahren ca. 18 % seines Gesamtvolumens was den enormen Einfluss der überdurchschnittlich warmen Jahre dieses Zeitraums auf die Abschmelzraten der Alpengletscher verdeutlicht.

Gletscherbewegung und Ableitung der Fließgeschwindigkeit

Anhand der Positionsänderung von Strukturelementen an der Gletscheroberfläche konnten Abdalati & Krabill (1999) in Grönland erstmals die Möglichkeiten aufzeigen, die Laserscan-Daten zur Erfassung und Quantifizierung der Oberflächengeschwindigkeiten bieten. Von Bucher et al. (2006) wurde am Hintereisferner ein auf dem Softwarepaket IMCORR beruhendes Verfahren entwickelt, das basierend auf der Verwendung von Hillshades aus zwei zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommenen DGMs die Ableitung der Oberflächengeschwindigkeit über die gesamte Gletscherfläche erlaubt. Neben der reinen Darstellung der Geschwindigkeitsverteilung konnte als zusätzlich interessantes Ergebnis gezeigt werden, wie die Geschwindigkeiten im extrem warmen Sommer 2003 deutlich zugenommen haben.

Oberflächenklassifikation

Neben den rein topographischen Anwendungen ermöglicht die Einbeziehung der Information zur Intensität des rückgestrahlten Signals Aussagen über die Oberflächenbeschaffenheit der untersuchten Areale. Dabei lässt sich die Differenzierbarkeit zwischen einzelnen Oberflächen durchaus mit jener, passiver optischer Sensoren vergleichen. Aufgrund des aktiven Charakters des Fernerkundungssystems und wegen der verwendeten Wellenlänge im nahen Infrarot (meist 1064nm) lassen ALS-Intensitäten oft sogar eine Oberflächenidentifikation zu, wo optische Systeme keine Texturunterschiede mehr erkennen lassen. Aufgrund des differenzierten Reflektionsverhaltens

Abb. 4: Intensitätsbilder Hintereisferner, Befliegung 9.9.2008, links - unkorrigiert, rechts - korrigiert (ALS-Wellenlänge: 1064 nm)

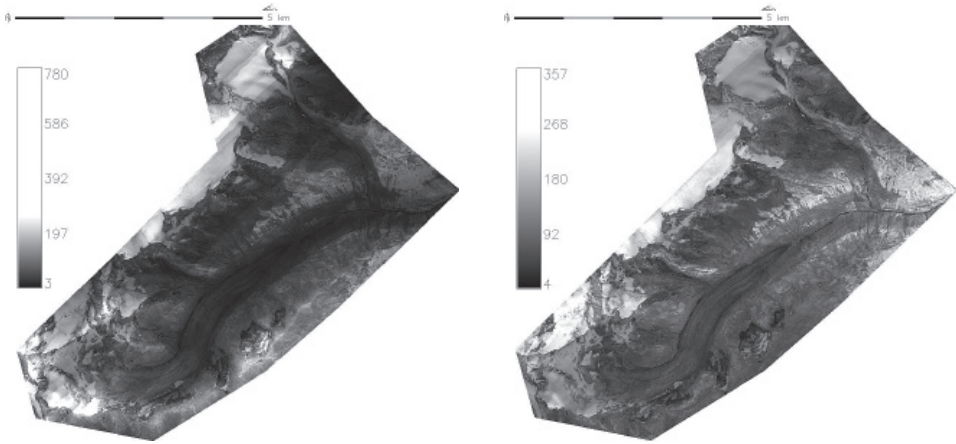
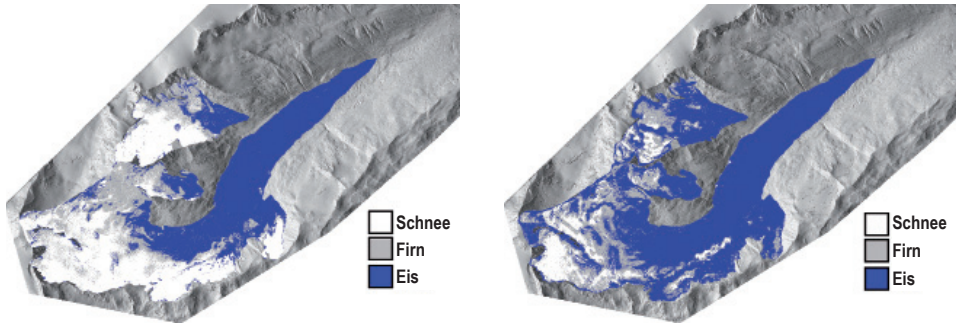


Abb. 5: Oberflächenklassifikation der Gletscheroberfläche des Hintereisferners, links - Stand September 2002, rechts - Stand August 2003

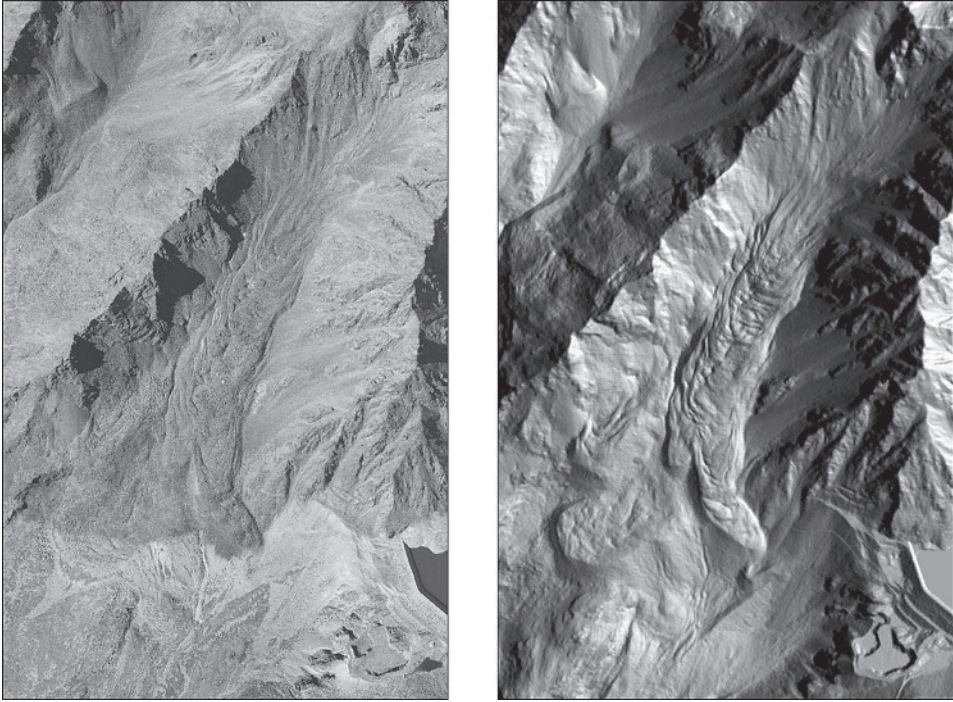


konnten Lutz et al. (2003) am Beispiel des Svartisheibreen (Norwegen) eindeutig zwischen Eis, Schnee und Moräne bzw. Festgestein unterscheiden. Detaillierte Analysen des multitemporalen Hintereisferner ALS-Datensatzes zeigen, dass sowohl eine Korrektur der Intensitätswerte (siehe Abb. 4 und Abb. 5) als auch eine Homogenisierung der einzelnen Befliegungsdaten die Aussagegenauigkeit deutlich verbessert und zudem Vergleiche klassifizierter Flächen über längere Zeiträume möglich sind (Höfle et al., 2007; Fritzmann 2010 und 2011).

Ableitung der Gletscherabgrenzung und morphologischer Formen

Als weiteres Potential der ALS-Daten für Fragestellungen in der Glaziologie sind Verfahren zu sehen, die eine automatische Abgrenzung der Gletscherfläche gegenüber dem unvergletscherten Umland erlauben. Zum einen ist hier ein Ansatz zu nennen, der auf der Varianz der Oberflächenrauigkeit beruht (Kodde, 2006). Durch die zusätzliche Anwendung eines morphological closing-Filters lässt sich eine geschlossene, von

Abb. 6: Blockgletscher im Ultental: links - Vergleich Orthophoto, rechts – ALS-Hillshade



Unregelmäßigkeiten bereinigte Gletscheroberfläche modellieren, aus der sich durch Differenzbildung mit der realen DGM-Oberfläche die Spalten und andere morphologische Formen ableiten lassen.

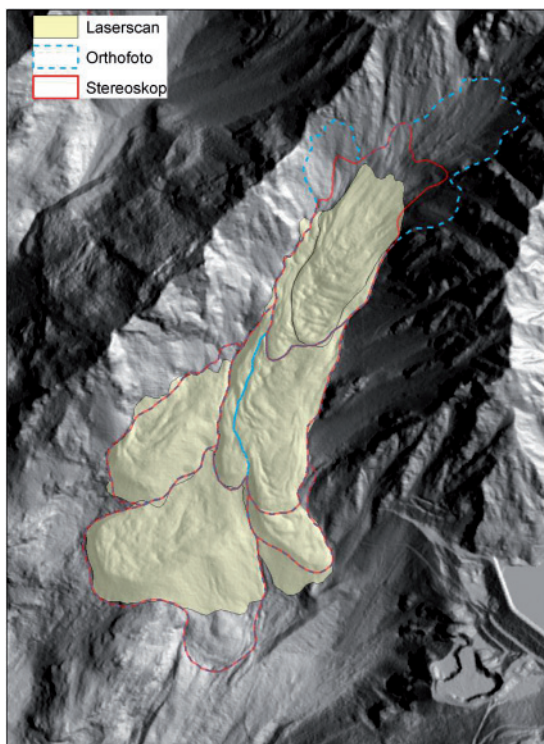
Diese Ansätze eröffnen völlig neue Möglichkeiten im Hinblick auf die Erstellung und Analyse nationaler und regionaler Gletscherinventare. Beispielsweise ist das Südtiroler Gletscherinventar mit Unterstützung ALS-basierter Abgrenzungsroutinen erstellt worden (Knoll & Kerschner, 2009).

4 ALS-Anwendungen zur Erkundung von Permafrostarealen

Kartierung und Bewertung von Blockgletschern als Leitformen des alpinen Permafrosts

Die Kartierung der Gletscher und der Permafrostverbreitung in den Europäischen Alpen hat in den letzten Jahrzehnten große Fortschritte gemacht und mündet in äußerst effizienten Gletscher- und Blockgletscherinventaren. Neben den traditionellen Methoden gewinnen Fernerkundungsmethoden zur flächenhaften Erfassung von Permafrost- und Blockgletscheränderungen zunehmend an Bedeutung (Kääb et al., 2006). Hoch aufgelöste, aus LiDAR Messungen abgeleitete Digitale Geländemodelle, eröffnen in Bezug auf die Erfassung klimabedingter Oberflächenänderungen (Volumenverlust, Deformation, Verlagerungen) ein großes Potential.

Abb. 7: Blockgletscher im Ultental: Vergleich der Kartierergebnisse auf der Grundlage von Farbornthophotos, panchromatischen Stereoluftbildern sowie einem ALS-Hillshade



Im Rahmen des Forschungsprojekts ProAlp wurden ALS-Methoden erstmals auf Permafrostgebiete übertragen. Primär stand dabei die Kartierung von Blockgletschern im Vordergrund. Gegenüber traditioneller Kartierung auf der Grundlage von Orthophotos oder Stereoluftbildern, weisen Hillshades, die aus ALS-DGMs abgeleitet wurden, wesentliche Vorteile auf. Zum einen gibt es durch den aktiven Charakter des Laserscanning-Verfahrens keine reliefbedingte Abschattung von Teilen des Geländes. Zum anderen kann durch die frei wählbare Position der Lichtquelle der Kontrast und die Beschattung so optimiert werden, dass jeweils der beste Reliefeindruck entsteht und damit klare Abgrenzungen möglich sind (siehe Abb. 6).

Abb. 7 zeigt die Auswirkungen bei der Kartierung von Blockgletschern aus unterschiedlichen Bildarstellungen. Dieses Beispiel soll nicht im Hinblick auf eine Bewertung der Kartierergebnisse

in Kategorien wie „richtig“ oder „falsch“ diskutiert werden, sondern das Bewusstsein dahingehend schärfen, dass mit jeder Kartiermethode individuelle Möglichkeiten verbunden sind. Demzufolge hat ein Blockgletscherkataster, der auf Farbornthophotos beruht, andere Eigenschaften, als ein Blockgletscherkataster auf der Grundlage von panchromatischen Stereoluftbildern. In diesem Sinne ist diese Metainformation äußerst wichtig.

Von Bucher (2008) wurden Vor- und Nachteile der unterschiedlichen Datengrundlagen im Rahmen des ProAlp-Projekts bewertet (siehe Tab. 2).

Aufgrund der aktiven Gestaltungsmöglichkeit der Licht- und Schattenverhältnisse bei der Kartierung lassen sich durch den Einsatz von ALS-Hillshades hervorragende Genauigkeiten erzielen, die einer Überprüfung im Gelände standhalten.

Erfassung und Quantifizierung von Ausschmelzbereichen im Hochgebirgspermafrost

Die hochgenaue flächige Erfassung von Oberflächenhöhenänderungen stellt ein völlig neues Potential im Hinblick auf die Ausweisung von Permafrostarealen sowie die

Quantifizierung von ausschmelzendem Permafrost bzw. Toteis in Hochgebirgen dar (Abb. 8 und 9).

Tab. 2: Vor- und Nachteile von ALS-Hillshades im Vergleich zu anderen Datengrundlagen (nach Bucher 2008)

Datenquelle	positiv	negativ
Orthophoto 2000	Farbbilder gute Erkennbarkeit von Blockgletschern	teilweise schneebedeckt Bildqualität nicht hochwertig kein 3D-Eindruck
Orthophoto 2003	klare Abgrenzung möglich gute Bildqualität (größtenteils)	teils starke Abschattung Bildqualität teil beeinträchtigt (NE des Landes) kein 3D-Eindruck
Luftbilder	3D-Eindruck	zeitaufwändige Auswertung relativ kleiner Bildmaßstab keine digitale Auswertung
ALS-Hillshades	keine störende Vegetationsbedeckung 3D-Eindruck keine störende Abschattung (durch gezielte aktive Beleuchtung)	geringe Bildauflösung (Punktdichte)

Durch den Einsatz von multitemporalen hoch genauen ALS-Messungen wurde erstmals die als Folgeerscheinung des Klimawandels räumlich stark variable Permafrostdegradation flächenhaft nachgewiesen (ALS-X, 2009a). Die Voraussetzung, dass dieses Verfahren funktioniert, ist dann gegeben, wenn die Veränderungen in der Z-Koordinate den zu erwartenden absoluten Standardfehler beim direkten Vergleich zweier LiDAR Kampagnen, die mit denselben Postprocessing-Verfahren durchgeführt wurden, überschreiten. Veränderungsdaten unterhalb dieses Schwellwertes, der mit ± 5 cm angegeben werden kann, müssen als ‚Messrauschen‘ bezeichnet werden. Nur jene Oberflächenänderungen, die den Schwellwert übersteigen, werden einem verursachenden Prozess zugeordnet, z.B. Auftauprozessen in Permafrostgebieten (Bollmann et al. 2011).

Abb. 8: Höhenänderungen verschiedener geomorphologischer Einheiten (F ... fluviale Erosion und Akkumulation bzw. Umlagerung, DI und DII ... Toteiskörper, S ... Rutschung am Toteiskörper, R ... Felssturzgebiet)

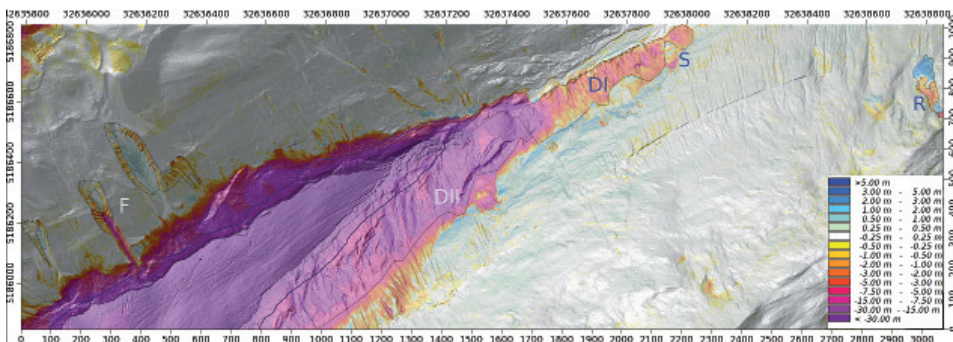


Abb. 9: Differenzkarten zeigen kumulative (2002 auf 2008) Höhenänderungen der Oberfläche welche mit großer Wahrscheinlichkeit einer Permafrostdegradation zuzuordnen sind; Untersuchungsgebiet Hintereisferner (Öztzaler Alpen); die Karte wurde auf Rasterbasis erstellt; die Berechnungen mit Punktdaten („nearest neighbour“ Routinen) zeigen vergleichbare Ergebnisse (die maximal erlaubte Distanz zwischen den Punkten, für welche Differenzen gebildet werden, beträgt 30 cm)

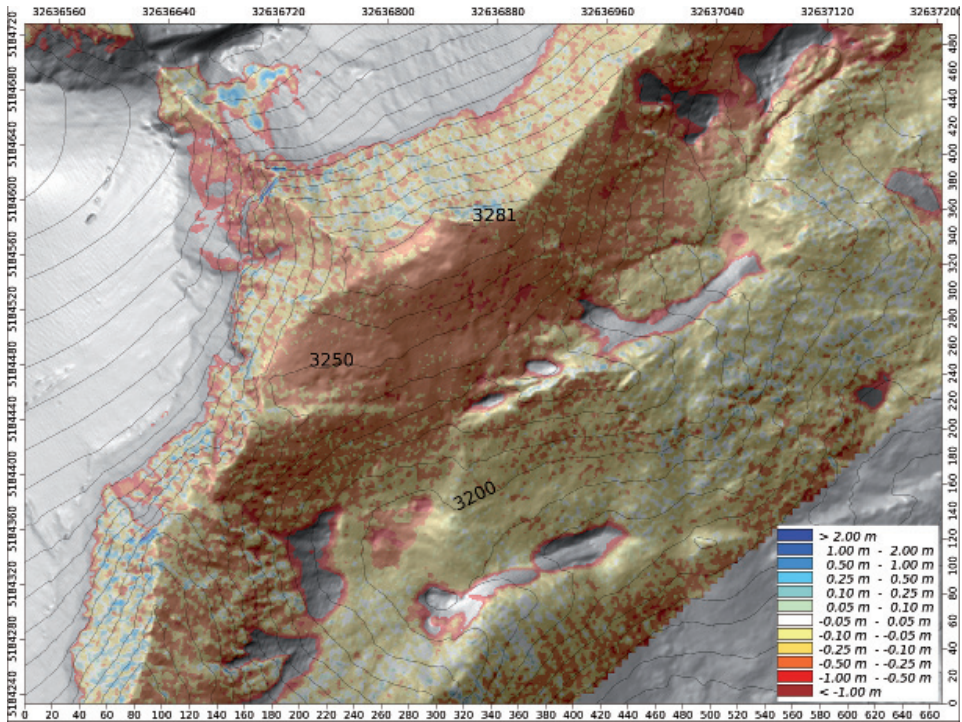
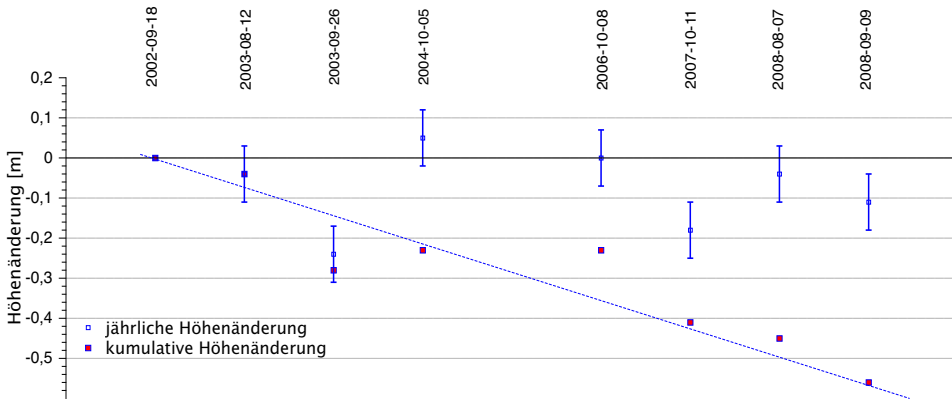


Abbildung 10 zeigt sowohl die jährlichen wie auch die kumulativen Höhenänderungen an einem Punkt im Permafrostgebiet (Im Hintereis) im Bereich des Hintereisferners von 2002 bis 2008. Bei den am Institut für Geographie der Universität Innsbruck adaptierten und weiterentwickelten Routinen werden die Punktdaten (Rohdatensatz) in ein PostGRESQL/PostGIS basiertes Datenbank-Informationssystem (LIS) integriert. Um Interpolationsfehler zu vermeiden, werden alle Postprocessing Schritte und Differenzbildungen mit eigens entwickelten „nearest neighbour“ Routinen durchgeführt. Diese Methoden werden im Speziellen für die Quantifizierung der Änderungsraten herangezogen (ALS-X, 2009a).

Die jährlichen Ausschmelzraten sind demnach relativ gering und nahe dem Messfehler. Allerdings ist zum Einen die Differenz zwischen dem ersten und letzten ALS-DGM eindeutig über dem Grundrauschen der Messungenuigkeit, zum Anderen zeigen die über die gesamte Periode (2002 bis 2008) kumulierten Jahreswerte eine deutlich negative Tendenz (Abb. 10). Dies lässt den Schluss zu, dass die gemessenen Höhenänderungen auf das Ausschmelzen von Permafrosteis zurückzuführen sind. Die Temperaturentwicklung im betreffenden Zeitraum unterstützt diese Annahme (Lemke et al., 2007).

Abb. 10: Oberflächenveränderungen zwischen 2002 und 2008 am Rofenberg (Hintereisferner Region; Ötztaler Alpen); die jährlichen Veränderungsrate sind sehr nahe am Messfehler, zeigen aber eine eindeutige negative Tendenz; diese Aussage ist nur aus Multitemporaldaten ableitbar



Die ALS-Technik liefert damit wertvolle ergänzende Informationen zu bewährten direkten (Bohrungen), semi-direkten (BTS Messungen, Seismik, GPS) und indirekten (Kartierung, Modellierung) Methoden. Die Ausweitung der Methode auf Toteis-Auftauprozesse im Randbereich von Gletschern ist ohne Adaptierungsaufwand möglich. Aufgrund der als konstant anzunehmenden Dichte von Toteis und fehlender dynamischer Eisbewegungen ist eine Quantifizierung der Massenverluste mit großer Präzision möglich.

Zukünftige Potentiale

Die hier aufgezeigten Methoden und Ergebnisse eröffnen vielfältige Anwendungsmöglichkeiten zum standardisierten Monitoring von Permafrost, Toteis und Gletschern. Dies inkludiert auch die Inwertsetzung bereits vorhandener LiDAR Messungen, die in der Autonomen Provinz Bozen vorhanden sind.

Eines der größten ingenieurtechnischen Probleme in Verbindung mit Gebirgspermafrost sind Frosthebung und Frostsenkung, die große Kräfte auf Infrastruktureinrichtungen ausüben können. Der zunächst gefrorene Boden kann relativ großen Belastungen standhalten. Tritt jedoch ein Ausschmelzprozess ein, kann es zu erheblichen Schäden an Gebäuden, Straßen und anderen Infrastrukturen kommen. Die extrem warmen Sommer der letzten Jahre führten zu einem verstärkten Schmelzen des Bodeneises und einem Rückgang der Permafrostuntergrenze. Diese hat zum Teil zu ingenieurtechnischen Problemen vor allem in hoch gelegenen Skigebieten geführt. Aus diesem Grund sind für die Planung und Konstruktion von Verkehrswegen und anderen Infrastruktureinrichtungen oder sonstigen technischen Einrichtungen (beispielsweise zur Wasserkraftnutzung) in diesen Höhen exakte Kenntnisse über die Verteilung bzw. Form der Bodeneiskörper und die Charakteristik der Permafrostdegradationsprozesse von besonderer Bedeutung.

Darüber hinaus sind Blockgletscher und mit Einschränkungen auch Toteiskörper Langzeit-Wasserspeicher mit variablen Schmelzraten im Jahresverlauf. Es ist durchaus möglich, dass dieses Schmelzwasser in subglazialen Reservoirs gespeichert wird und die Gefahr von sporadischen Wasserausbrüchen besteht. Haerberli (1990, 1992) weist auf die durch Blockgletscher hervorgerufenen bautechnischen und umwelttechnischen Probleme und die damit zusammenhängenden Gefahrenpotentiale hin. Aus diesem Grund ist es erforderlich Modelle zu entwickeln, die eine Vorhersage zulassen, wie Permafrost und damit zusammenhängende Phänomene kurzfristig auf Klimaänderungen reagieren. Zudem erlaubt ein verbessertes Monitoring auch ein effizienteres und zielorientiertes Management zukünftiger Entwicklungsstrategien im Hochgebirge.

Permafrost ist somit ein in der Planung (Hydrologie, Naturgefahren) nicht zu vernachlässigender Faktor in Südtirol. Das Ausmaß der Permafrostflächen (ausgenommen Blockgletscher) ist nicht bekannt. Modellrechnungen (PERMAKART) schätzen, dass die von Permafrost eingenommene Fläche ein Vielfaches der Blockgletscherfläche beträgt. Eine Fortsetzung der hier aufgezeigten Forschungstätigkeiten ist ein wertvolles Instrument für die zukünftige Planung in Alpenin Regionen der Autonomen Provinz Bozen.

5 *Abschließende Bemerkung*

Zusammenfassend muss ALS nicht nur als eine weitere Fernerkundungstechnik zur Erstellung von DGMs sondern als Methode gesehen werden, die neue Dimensionen in der Erforschung der Elemente der Kryosphäre ermöglicht. Dies gilt aufgrund der schon größeren Erfahrung zum einen für Gletscher, aber wie der in diesem Band vorgestellte Blockgletscherkataster Südtirols und die ersten Ergebnisse zum Ausschmelzen von Bodeneis auch für den Permafrost.

Weitere Untersuchungsmöglichkeiten deuten sich zum einen durch den Einsatz neuer Sensoren (z.B. full wave form Laser) oder durch Verschneidung mit anderer, z.B. bildgebender Rauminformation in Form von Attributen, die mit den Punkten verbunden werden, an.

6 *Literatur*

- Abdalati, W. & Krabill, W. (1999): Calculation of ice velocities in the Jakobshavn Isbrae area using airborne laser altimetry. - *Remote Sensing of Environment*, 67, 194-204.
- Abdalati, W., Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W. & Yungel, J. (2001): Outlet glacier and margin elevation changes: near-coastal thinning of the Greenland ice sheet. - *Journal of Geophysical Research*, 106(D24), 33729-33741.
- Abdalati, W., Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W. & Yungel, J. (2002): Airborne laser altimetry mapping of the Greenland ice sheet: application to mass balance assessment. - *Journal of Geodynamics*, 34, 391-403.
- Aðalgeirsdóttir, G., Echelmeyer, K.A. & Harrison, W.D. (1998): Elevation and volume changes on the Harding Icefield, Alaska. - *Journal of Glaciology*, 44(148), 570-582.

- ALS-X Project (2009a): Kombination und Bewertung von flugzeuggestützten Laserscannerdaten und TerraSAR-X Daten für glaziologische und schneehydrologische Fragestellungen. - Intermediate Report. Institute of Geography, University of Innsbruck, unpublished.
- ALS-X Project (2009b): Kombination und Bewertung von flugzeuggestützten Laserscannerdaten und TerraSAR-X Daten für glaziologische und schneehydrologische Fragestellungen. - Final Report. Institute of Geography, University of Innsbruck, unpublished.
- Arnold, N., Rees, W., Devereux, B. & Amable; G. (2006): Evaluating the potential of high resolution airborne LiDAR data in glaciology. - *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 27, 6, 1233-1251.
- Baltsavias, E. (1999): Airborne laser scanning: basic relations and formulas. - *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54 (2/3), 199-214.
- Baltsavias, E., Favey, E., Bauder, A., Bösch, H. & Pateraki, M. (2001): Digital surface modelling by airborne laser scanning and digital photogrammetry for glacier monitoring. - *Photogrammetric Record*, 17(98), 243-273.
- Bollmann, E. (2010): Airborne laser scanning glacier mass balance. Diplomarbeit. Institut für Geographie, Universität Innsbruck.
- Bollman, E., Sailer, R., Briese, Ch., Stötter, J. & Fritzmann, P. (2011): Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, 55 (Suppl. 2), 83-104.
- Bucher, K., Geist, T. & Stötter, J. (2006): Ableitung der horizontalen Gletscherbewegung aus multitemporalen Laserscanning-Daten Fallbeispiel: Hintereisferner/Ötztaler Alpen. - In: Strobl, J. et al. (eds.): *Angewandte Geoinformatik 2006 – Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg*, 277-286.
- Bucher, K. (2008): Kartierung und Überwachung von Permafrost - Phänomenen in den Alpen. – Projektbericht ProAlp. – Innsbruck.
- Christensen, E.L., Reeh, N., Forsberg, R., Jörgensen, J.H., Skou, N. & Woelders, K. (2000): A low-cost glacier-mapping system. - *Journal of Glaciology*, 46(154), 531-537.
- Csatho, B., Schenk, T. Thomas, R. & Krabill, W. (1996): Remote sensing of polar regions using laser altimetry. *Int. Arch. - Photogramm. Remote Sensing*, 31(B1), 42-47.
- Echelmeyer, K.A., Harrison, W.D., Larsen, C.F., Sapiano, J., Mitchell, J.E., Demallie, J., Rabus, B., Adalgeirsdottir, G. & Sombardier, L. (1996): Airborne surface elevation measurements of glaciers: a case study in Alaska. - *Journal of Glaciology*, 42(142), 538-547.
- Favey, E., Geiger, A., Guðmundsson, G.H. & Wehr, A. (1999): Evaluating the potential of an airborne laser-scanning system for measuring volume changes of glaciers. - *Geografiska Annaler* 81A (4), 555-561.
- Filin, S. (2001): Recovery of systematic biases in laser altimeters using natural surfaces. - *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, Volume XXXIV-3/W4, Annapolis, Maryland, USA.
- Fritzmann, P. (2010): Surface Classification of High Mountain Environments. Diplomarbeit. - Institut für Geographie, Universität Innsbruck.
- Fritzmann, P., Höfle, B., Vetter, M., Sailer, R., Stötter, J. & Bollmann, E. (2011): Surface classification based on multi-temporal airborne LiDAR intensity data in high mountain environments. A case study from Hintereisferner, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 55(2), 105-126.
- Garvin, J.B. & Williams, R.S. (1993): Geodetic airborne laser altimetry of Breiðamerkurjökull and Skeiðarárjökull, Iceland and Jakobshavns Isbræ, West Greenland. - *Annals of Glaciology*, 17, 379-385.
- Geist, T., & Stötter, J. (2003): First results of airborne laser scanning technology as a tool for the quantification of glacier mass balance. - *EARSel workshop on Observing our Cryosphere from Space: techniques and methods for monitoring snow and ice with regard to climate change*.

- Geist, T. & Stötter, J. (2008): Documentation of glacier surface elevation change with multi-temporal airborne laser scanner data – case study: Hintereisferner and Kesselwandferner, Tyrol, Austria. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 41, 77-106.
- Geist, T., Elvehøy, H., Jackson, M. & Stötter, J. (2005): Investigations on intra-annual elevation changes using multi-temporal airborne laser scanning data: case study Engabreen, Norway. - *Annals of Glaciology* 42, 195-201.
- Geist, T. & Stötter, J. (2009): Airborne laser scanning in laser studies in glacier studies. In: Pellikka, P. and Rees, W.G. (eds.): *Remote Sensing of Glaciers. Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers*, 179-194.
- Haerberli, W. (1990): Scientific, environmental and climatic significance of rock glaciers. - *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 45, 823-831.
- Haerberli, W. (1992): Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 111-124.
- Höfle, B., Geist, T., Rutzinger, M. & Pfeifer, N. (2007): Glacier surface segmentation using airborne laser scanning point cloud and intensity data. - *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XXXVI (Part 3/W52), 195-200.
- Kääh, A., Huggel, C. & Fischer, L. (2006): Remote sensing technologies for monitoring climate change impacts on glacier- and permafrost-related hazards. - 2006 ECI Conference on Geohazards, Paper 2.
- Karger, A. (2004): Discrepancies Between Overlapping Laser Scanning Strips- Simultaneous Fitting of Aerial Laser Scanner Strips. - *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. 35, Istanbul, Turkey.
- Kennett, M. & Eiken, T. (1997): Airborne measurement of glacier surface elevation by scanning laser altimeter. - *Annals of Glaciology* 24, 293-296.
- Knoll, C. & Kerschner, H. (2009): A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. - *Annals of Glaciology* 50 (53), 46-52.
- Kodde, M. (2006): Glacier surface analysis. Airborne laser scanning for monitoring glaciers and crevasses. – M.Sc. Thesis, Delft University of technology.
- Krabill, W., Thomas, R., Jezek, K., Kuivinen, K. & Manizade, S. (1995): Greenland ice sheet thickness changes measured by laser altimetry. - *Geophysical Research Letters*, 22(17), 2341-2344.
- Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W. & Yungel, J. (1999): Rapid thinning of parts of the southern Greenland ice sheet. - *Science*, 283(5407), 1522-1524.
- Krabill, W., Abdalati, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W. & Yungel, J. (2000): Greenland ice sheet: high elevation balance and peripheral thinning. - *Science*, 289(5478), 428-430.
- Kraus, K. (2004): *Photogrammetrie, Band 1: Geometrische Informationen aus Photographien und Laserscanneraufnahmen*. - Berlin.
- Kuhn, M. (2007): OMEGA: using glaciers as indicators of climate change. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, 41:7-28.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R.H. & Zhang, T. (2007): Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. - In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, K.B., Averyt, K.B., Tignor, M. & Miller, H.L. (eds): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York.
- Lutz, E., Geist, T. & Stötter, J. (2003): Investigations of airborne laser scanning signal intensity on glacial surfaces – utilising comprehensive laser geometry modelling and orthophoto surface modelling. - *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*, Vol. XXXIV, part 3/W13, 143-148.

- Rees, W.G. (2001): Physical principles of remote sensing. - Cambridge.
- Ressl, C., Mandlbürger, G. & Pfeifer, N. (2009): Investigating Adjustment Of Airborne Laser Scanning Strips Without Usage Of GNSS/IMU Trajectory Data. - „ISPRS Workshop Laserscanning '09“, IAPRS, Vol. XXXVIII, Part 3/W8 (2009), 195 – 200.
- Sapiano, J., Harrison, W. & Echelmeyer, K. (1998): Elevation, volume and terminus changes of nine glaciers in North America. - *Journal of Glaciology* 44(146), 119-135.
- Sithole, G. & Vosselman, G. (2004): Experimental comparison of filter algorithms for bare-Earth extraction from airborne laser scanning point clouds. - *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 59 1-2, 85 –101.
- Spikes, V.B., Csatho, B. & Whillans, I.M. (1999): Airborne laser profiling of Antarctic ice streams for change detection. - *Int. Arch. Photogramm. Remote Sensing*, 32(3-W14), 169-175.
- Spikes, V.B., Csatho, B. & Whillans, I.M. (2003a): Laser Profiling over Antarctic ice streams: methods and accuracy. - *Journal of Glaciology* 49 (165), 315-322.
- Spikes, V.B., Csatho, B., Hamilton, G.S. & Whillans, I.M. (2003b): Thickness changes on Whillans Ice Stream and Ice Stream C, West Antarctica, derived from laser altimeter measurements. - *Journal of Glaciology* 49 (165), 223-230.
- Thomas, R., Krabill, W., Frederick, E. & Jezek, K. (1995): Thickening of Jakobshavns Isbrae, West Greenland, measured by airborne laser altimetry. - *Annals of Glaciology* 21, 259-262.
- Thomas, R., Abdalati, W., Frederick, E., Krabill, W., Manizade, S. & Steffen, K. (2003): Investigation of surface melting and dynamic thinning on Jakobshaven Isbrae, Greenland. - *Journal of Glaciology* 49 (165), 231-239.
- Wagner, W., Ullrich, A., Ducic, V., Melzer, T. & Studnicka, N. (2006): Gaussian decomposition and calibration of a novel small-footprint full-waveform digitising airborne laser scanner. - *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 60(2), 100-112.
- Wehr, A. & Lohr, U. (1999): Airborne laser scanning – an introduction and overview. - *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. 54, 68-82.

KARL KRAINER

PATRICK AUSSERER, DAVID BRESSAN, THOMAS FONTANA,
KATHRIN LANG, LUKAS MUSSNER

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Permafrostuntersuchungen in ausgewählten Gebieten Südtirols

1 Einleitung

Geophysikalische Erhebungen

Zur Untersuchung der Mächtigkeit und internen Strukturen der einzelnen Blockgletscher (Hohe Gaisl, Sella Nordseite, Rossbänk/Ultental, Lazaun/Schnalstal und Napfen/Rieserfernergruppe) wurden Georadar-Messungen durchgeführt. Wir verwendeten das Ground Penetrating Radar GSSI SIR System 2000 ausgestattet mit Niedrigfrequenz-Antennen. Es wurden sowohl Längsprofile (in Fließrichtung der Blockgletscher) als auch Querprofile gemessen. Die Messungen wurden mit 35 MHz und 15 MHz-Antennen durchgeführt, und zwar bei konstantem Antennenabstand im point mode (constant-offset profiling). Die Messdaten wurden durch fixed-offset reflection profiling gewonnen. Der Abstand zwischen Sender und Empfänger betrug 4 - 5 m, die einzelnen Messungen entlang der Profile wurden im Abstand von 1 m durchgeführt. Dabei waren die Antennen quer zur Profilrichtung orientiert. Die Messungen wurden unter folgenden Parametereinstellungen durchgeführt: 1000 ns time range, 1024 samples/scan, 16 bits/sample, und 32-fold vertical stacking. Die Daten wurden durch automatic gain control (AGC) function, bandpass-filter, migration velocity analyses, migration, time to depth conversion und elevation correction prozessiert. Beim Auftreten von air wave events (z. B. Reflexion durch steile Felswände) wurde ein F-K Filter eingesetzt um diese Signale zu unterdrücken (Hausmann et al. 2007, Krainer et al. 2010).

Auf den grobblockigen Blockgletschern Napfen, Rossbänk und Lazaun wurden die Messungen im Spätwinter durchgeführt, als die Blockgletscher von einer dicken Schneedecke bedeckt waren, wodurch Oberflächenreflexionen durch die großen Blöcke vermieden wurden. Auf den etwas feinkörnigeren Blockgletschern in den Dolomiten (Hohe Gaisl und Sella) wurden die Messungen im Spätherbst durchgeführt.

Bewegungsmessungen (dGPS)

Die Fließbewegung wurde auf mehreren Blockgletschern mit differentiellem GPS gemessen. Dabei wurde ein Empfänger (Referenz-Station) auf einem Fixpunkt außer-

halb des Blockgletschers positioniert, während mit dem zweiten Empfänger (Rover) die Messpunkte auf dem Blockgletscher mit „Real Time Kinematik“ (RTK) eingemessen wurden. Vorteil der GPS-Methode: die Messungen können rasch durchgeführt werden, es ist zwischen Referenz-Station und Rover kein Sichtkontakt notwendig (nur Funkkontakt), und die Genauigkeit ist hoch, liegt im Bereich von 1 cm (siehe Hofmann-Wallenhof et al. 1994, Eiken et al. 1997, Little et al. 2003, Lambiel & Delaloye 2004, Fontana 2008)

Die Messungen wurden mit folgenden Geräten durchgeführt: Thales z-MAX (Rossbänk, Hohe Gaisl), Trimble 5700 mit „Zephyr Geodetic“-Antenne (Lazaun, Napfen) und Trimble TSC 1 (Sella). Auf allen Blockgletschern wurden Messpunkte eingerichtet, dazu wurden große Felsblöcke am Blockgletscher ausgewählt, auf denen eine Messmarke eingemeißelt und mit Farbe markiert wurde. Zusätzlich wurden außerhalb der Blockgletscher möglichst auf Festgestein Fixpunkte eingerichtet.

Hohe Gaisl (Gletscherkar): 50 Messpunkte am BG entlang von 4 Profilvereihen, 2 Fixpunkte außerhalb des BG. Nullmessung am 6.8.2004, Folgemessungen am 19.9.2005, 11.8.2006 und 12.7.2007.

Rossbänk (Ultental): 35 Messpunkte entlang von 4 Profillinien am BG, 5 Fixpunkte außerhalb des BG.

Langsee (Ultental): 13 Messpunkte am BG (Stirnbereich), 6 Fixpunkte außerhalb.

Die Nullmessung auf den BG Rossbänk und Langsee erfolgte im September 2005 mittels Theodolit Nikon D-50, die Folgemessungen am 25.7.2006 und 7.7.2007.

Lazaun (Schmalstal): 53 Messpunkte entlang von 4 Profillinien im unteren Bereich des Blockgletschers, 7 Fixpunkte außerhalb. Die Nullmessung erfolgte am 26.8.2006, die Folgemessung am 10.7.2007.

Napfen (Rieserfernergruppe): 90 Messpunkte am Blockgletscher in mehreren Profillinien, 5 Fixpunkte außerhalb. Die Nullmessung erfolgte am 27.8.2006, die Folgemessung am 4.7.2007.

Sella-Nordseite (Dolomiten): 80 Messpunkte am Blockgletscher, und zwar hauptsächlich im Stirnbereich, 4 Fixpunkte außerhalb des Blockgletschers. Die Nullmessung erfolgte am 12.7.2007, die Folgemessungen am 12.9.2007, 23.7.2008 und 8.9.2008.

BTS-Messungen

Einen wichtigen Hinweis auf das Vorhandensein von Eis im Untergrund (aktive Blockgletscher) liefern die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS-Temperaturen = Bottom Temperature of Winter Snowcover). Generell sind die BTS-Temperaturen auf aktiven Blockgletschern deutlich niedriger als auf permafrostfreiem Untergrund (Haerberli 1973).

Zur Messung der BTS-Temperaturen wurden auf den Blockgletschern sowie auf permafrostfreien Stellen neben den Blockgletschern (Hohe Gaisl, Sella, Rossbänk und

Lazaun) im Herbst Temperatursonden installiert. Zusätzlich wurden im Spätwinter auf den Blockgletschern Rossbänk und Lazaun mit einer BTS-Sonde an zahlreichen Stellen die Temperaturen an der Basis der Schneedecke gemessen.

Auf den Blockgletschern im Gletscherkar und Gaislkar (Hohe Gaisl) wurde an je einer Stelle die Temperatur in der ungefrorenen Schuttlage in Tiefen von 10, 50, 100 und 150 cm gemessen. Dazu wurde ein 150 cm langes perforiertes PVC-Rohr eingegraben. An einer Holzstange wurden die Temperaturlogger im Abstand von 50 cm befestigt. Der Bereich zwischen den Temperaturloggern wurde mit Schaumstoff ausgefüllt, um Luftzirkulation im PVC-Rohr zu vermeiden. Durch diese Methode konnten die Temperatursonden zum Herunterladen der Daten einfach und rasch aus dem PVC-Rohr entfernt und wieder installiert werden.

Die Temperaturmessungen wurden mit „Optic Stow Away Temperature Logger“ (Hohe Gaisl, Ulten und Lazaun) und „Hobo U22 Water Temp Pro v2“ von Onset Computer Corporation, USA gemessen. Die Messgenauigkeit liegt bei beiden Typen bei $\pm 0,2$ °C. Das Messintervall betrug 2 Stunden. Insgesamt waren 30 Optic Stow Away Temperature Logger und 10 HOBO Logger im Einsatz (jeweils 10 Temperatursonden auf und neben den Blockgletschern Hohe Gaisl, Sella, Rossbänk und Lazaun).

Hydrologie und Wasserchemie

An allen Blockgletschern wurden umfangreiche hydrologische Untersuchungen durchgeführt. Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit an den Quellen (insbesondere Blockgletscherquellen) wurden mit einem WTW Leitfähigkeitsmessgerät gemessen. An den Blockgletscherquellen im Gletscherkar und Gaislkar (Hohe Gaisl) wurden zusätzlich Temperatursonden (Optic Stow Away Temperature Logger) installiert, die während der Schmelzperiode alle 2 Stunden die Wassertemperatur aufgezeichnet haben.

Zur Messung der Abflussmenge wurde an den Blockgletschern Lazaun, Napfen und Rossbänk knapp unterhalb der Blockgletscherquellen im Bachgerinne Pegelmessstellen installiert. In einem PVC-Rohr wurden Druckpegelsonden (Micro von Logotronic) installiert, die automatisch die Höhe der Wassersäule im Pegelrohr (Wasserstand) und die Wassertemperatur mit einem Messintervall von 1 Stunde aufgezeichnet haben. Die Durchflussmenge bei verschiedenen Wasserständen wurde mit der Salzverdünnungsmethode (Messgerät Qtrace von Logotronic) gemessen. Als Tracer wurde Kochsalz verwendet, das in einem Eimer in Wasser aufgelöst und ca. 30 - 40 m oberhalb der Meßstelle in den Bach geleert wurde. Die Salzmenge betrug je nach Durchflussmenge 0,1 bis 1 kg pro Messung. Aus den Durchflussmengen und den entsprechenden Wasserständen wurde eine Eichkurve ermittelt, aus der Eichkurve konnten die Wasserstände in Durchflussmengen umgerechnet werden.

An den Blockgletschern im Gletscherkar und Gaislkar konnten keine Pegel installiert werden, da aufgrund der starken Verkarstung fast die gesamten Schmelzwässer über Karstsysteme unterirdisch abfließen und die Quellschüttung maximal bei wenigen l/s liegt. Am Blockgletscher an der Sella Nordseite schütten die Quellen etwas mehr, allerdings sind die Quellen Murfreit I und II aufgrund des steilen Geländes nicht zugänglich, die Quelle Culea schüttet maximal 10 - 20 l/s, die Einrichtung einer Pegelmessstelle war nicht möglich.

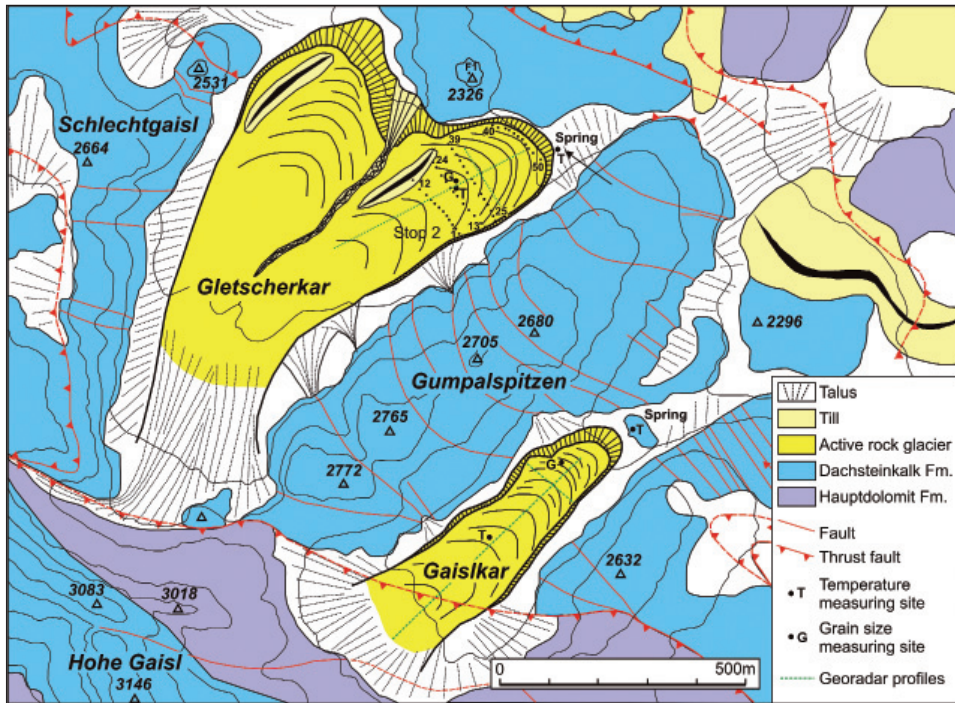
An den Quellen und dem Gletscherbach im Lazaunkar wurde aufgrund der bereits bekannten hohen Nickelkonzentration im Wasser einer gefassten Quelle neben dem Blockgletscher die chemische Zusammensetzung des Wassers (Anionen/Kationen Cl, NO₃, SO₄, Na, NH₄, K, Mg, Ca sowie die Spurenelemente Ag, Al, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, Si, Sr, V, Zn) analysiert und der Ph-Wert bestimmt. Dazu wurden an den Quellen und dem Gletscherbach im Lazaunkar im Laufe des Sommers (Mai bis Oktober) mehrmals Wasserproben genommen. Vergleichsweise wurden auch Wasserproben an den Blockgletscherquellen der Blockgletscher Rossbänk, Napfen und Sella Nordseite beprobt und analysiert. Die Spurenelemente wurden mittels ICP-OES gemessen (R. Tessadri), die Anionen/Kationen mittels Ionenchromatograph (U. Nickus).

2 Untersuchungen im Bereich der Hohen Gaisl

Lage

Die beiden untersuchten aktiven Blockgletscher liegen im Gletscherkar (Cadin del Ghiacciaio) und Gaislkar (Cadin di Croda Rossa) auf der Nordost- und Ostseite der Hohen Gaisl (Croda Rossa) in den östlichen Dolomiten im Fanes-Sennes-Prags Naturpark (Abb. 1). Details siehe auch in Lang (2006), Krainer & Lang (2007), Krainer et al. (2010).

Abb. 1: Geologisch-geomorphologische Karte der Nordostseite der Hohen Gaisl mit den beiden aktiven Blockgletschern im Gletscherkar und Gaislkar.



Geologie

Die Festgesteine des Hohen Gaisl Massivs und des Einzugsgebietes der beiden Blockgletscher bestehen aus Karbonatsedimenten (Hauptdolomit und Dachsteinkalk Formation) der Obertrias (Nor-Rhät) sowie des unteren Jura (Graukalk-Gruppe) (Abb. 1).

Der bis zu 1000 m mächtige Hauptdolomit (*Dolomia Principale*) ist eine gut gebankte, zyklische Abfolge aus intertidalen stromatolithischen Bänken und dickeren, subtidalen Mudstonebänken, die lokal gehäuft Megalodonten und Gastropoden enthalten.

Der Dachsteinkalk ist bis zu 300 m mächtig und besteht aus dickbankigen grauen Kalken mit Megalodonten und zwischengeschalteten dünnen Black Pebble Breccien. Stellenweise ist der Dachsteinkalk dolomitisiert. Typisch für den Dachsteinkalk ist die intensive Verkarstung mit charakteristischen Karstformen an der Oberfläche wie Rillen, Karren, Schlucklöcher bis hin zu kleinen Dolinen.

Die Graukalk-Gruppe (*Calcarei Grigi*) stellt eine 300 m mächtige Abfolge aus gut gebankten, flachmarinen Kalken dar, die aus Grain-, Pack- und Wackestones zusammengesetzt sind und lokal massenhaft Ooide und Crinoidenreste enthalten. Die Grenze zwischen Dachsteinkalk und Graukalk-Gruppe ist nicht scharf und im Gelände oft schwer zu definieren (siehe Bosellini 1998, Keim 1995).

Der tektonische Block des Hohe Gaisl Massivs besteht aus flach lagerndem Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Dieser Block wurde im Neogen an zwei steilen Störungen

Abb. 2: Blick von der Schlechtgaisl auf den aktiven Blockgletscher im Gletscherkar (Blickrichtung nach Süden).



Abb. 3: Die Stirn des Blockgletschers im Gletscherkar mit teilweise erkennbaren transversalen Loben (Bildmitte).



herausgehoben und stellt eine positive Flower Structure dar. Die Gesteine, die den Rücken des Cime Campale östlich der Hohen Gaisl aufbauen, sind stark verfaltet und gestört. Die Orientierung der Falten deutet darauf hin, dass sie im Zuge der Dinarischen Kompression (top SW) entstanden sind (Lang 2006).

Blockgletscher Gletscherkar (Cadin del Ghiacciaio)

Der Blockgletscher liegt im Gletscherkar an der Nordostseite der Hohen Gaisl (Croda Rossa; 3146 m) (Abb. 1, 2), umgeben von steilen Felswänden, die aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk (Obertrias) sowie aus Grauen Kalken (Lias) aufgebaut werden. Der Blockgletscher wird hauptsächlich von einer markanten, NW-SE-verlaufenden Störung, entlang der die Gesteine intensiv deformiert und zerlegt sind, mit Schutt beliefert.

Der Blockgletscher ist 850 m lang, 300 bis 550 m breit und bedeckt eine Fläche von 0,3 km². Die Stirn endet auf ca. 2340 m Seehöhe, der Blockgletscher erstreckt sich bis auf eine Seehöhe von ca. 2500 m (Wurzelzone). Die mittlere Neigung der Oberfläche beträgt 5°. Der Blockgletscher besitzt zwei Zungen wobei auf der östlichen Zunge transversale Loben ausgebildet sind (Abb. 3). Die Korngröße an der Oberfläche variiert von sehr feinkörnig bis grobblockig. Die Stirn ist sehr steil (35 - 40°), bis zu 30 m mächtig, besteht aus frischem, rötlichem Sediment mit einem hohen Feinanteil und ist frei von Vegetation.

Abb. 4: Eisaufschluss im oberen Abschnitt des Blockgletschers im Gletscherkar. Das Eis ist ziemlich rein mit nur vereinzelt eingeschlossenen größeren Gesteinsfragmenten, grobkörnig und deutlich gebändert.



Zwischen den beiden Zungen des Blockgletschers ist ein kleiner alluvialer Schuttfächer ausgebildet. Entlang der Depression zwischen den beiden Zungen führten intensive Niederschläge zur Ablagerung von Murschuttsedimenten und Sieve Deposits an der Oberfläche des Blockgletschers.

In den Sommermonaten tritt im oberen Abschnitt des Blockgletschers an mehreren Stellen unter einer oft weniger als 1 m mächtigen Schuttlage massives Eis zum Vorschein. Stellenweise ist die Schuttlage nur ca. 10 cm dick. Das darunterliegende Eis ist sehr grobkörnig, deutlich gebändert und enthält zahlreiche, feinkörnige dünne Schuttlagen, die parallel zur Bänderung verlaufen. Nur selten sind im Eis auch größere Gesteinsbrocken zu beobachten (Abb. 4).

Im Sommer war im oberen Abschnitt des Blockgletschers auch ein kleiner Thermokarstsee vorhanden (Abb. 5). Ebenso sind auch kleine Schmelzwasserrinnen an der Oberfläche des Eises zu beobachten, die über einige Zehnermeter zu verfolgen sind und dann im Schutt verschwinden. Im mittleren und unteren Abschnitt des Blockgletschers sind an der Oberfläche keine Schmelzwässer zu beobachten.

Blockgletscher Gaislkar (Cadin di Croda Rossa)

Ein weiterer aktiver Blockgletscher liegt im Gaislkar (Cadin di Croda Rossa), einem nach Osten ausgerichteten, von steilen, 200 - 600 m hohen Felswänden begrenzten

Kar an der Ostseite der Hohen Gaisl (Abb. 1, 6). Der Blockgletscher ist zungenförmig, 650 m lang, 125 - 195 m breit und bedeckt eine Fläche von 0,1 km². Die Stirn endet auf 2425 m Seehöhe, die Wurzelzone des Blockgletschers liegt auf 2525 m. Die durchschnittliche Neigung der Oberfläche des Blockgletschers beträgt 9°. Die Stirn ist bis zu 50 m mächtig, die Neigung der Stirn beträgt 35 - 40°. An der Oberfläche sind transversale Loben ausgebildet. In der Wurzelzone befindet sich eine leichte Depression. Eisaufschlüsse, oberflächliche Schmelzwasserrinnen oder Thermokarstseen wie sie am Blockgletscher im Gletscherkar zu beobachten sind, fehlen im Gaislkar.

Korngrößen

Beide Blockgletscher werden aus den steilen Felswänden der Hohen Gaisl mit Verwitterungsschutt beliefert, insbesondere aus den Störungen und Störungszonen oberhalb der Wurzelzonen der Blockgletscher, entlang der die Kalke und Dolomite intensiv tektonisch zerlegt sind und entsprechend stark verwittern. Von den steilen Felswänden, die die beiden Blockgletscher seitlich begrenzen, werden die Blockgletscher dagegen nicht mit Schutt beliefert.

Die ungefrorene Schuttlage ("active layer") der beiden Blockgletscher besteht entsprechend aus Verwitterungsschutt aus Hauptdolomit, Dachsteinkalk und untergeordnet

Abb. 5: Kleiner Thermokarstsee im oberen Abschnitt des Blockgletschers im Gletscherkar. Am Rande des Sees ist unter einer dünnen Schuttdecke massives Eis aufgeschlossen.



Abb. 6: Der aktive Blockgletscher im Gaislkar mit steiler Stirn, steilen Flanken und transversalen Loben auf der Oberfläche.



Grauen Kalken. Die Schuttlage ist bis zu mehrere m mächtig und setzt sich aus einer grau gefärbten, grobkörnigeren Lage an der Oberfläche zusammen, die bis zu 1 m mächtig ist und kaum Feinmaterial enthält. Unter dieser grobkörnigen grauen Lage folgt eine rötlich gefärbte Lage mit einem hohen Anteil an Feinmaterial.

Die Korngröße der grobkörnigen Lage an der Oberfläche variiert, grobkörnige Bereiche liegen neben feinkörnigeren Bereichen

Entsprechend der vorherrschenden Korngröße zählen beide Blockgletscher zu den "pebbly rock glaciers" von Matsuoka et al. (2005) und Ikeda & Matsuoka (2006).

Am Blockgletscher im Gletscherkar überwiegen auf grobkörnigen Flächen Korngrößen von 11 - 22 cm, häufig sind auch Klasten mit Korngrößen von 1 - 10 cm und 21 - 30 cm. Klasten mit Korngrößen > 50 cm sind selten, solche > 1 m sehr selten. Auf feinkörnigen Flächen liegen 80 - 90 % aller Klasten im Korngrößenbereich von 1 - 10 cm. Klasten mit Korndurchmesser von 11 - 20 cm sind nur untergeordnet vorhanden, Klasten > 20 cm Korndurchmesser sind selten.

Im oberen, steileren Abschnitt des Blockgletschers wurde lokal der oberflächliche Schutt durch starke Niederschlagsereignisse umgelagert und in Form von Murschuttlagen und selten Sieve Deposits wieder abgelagert.

Die östliche Stirn des Blockgletschers ist steil, frei von Vegetation und besteht aus Schutt mit einem hohen Feinanteil. Siebanalysen ergaben, dass Silt und Ton (<0,063 mm) 6 - 16 % ausmachen, Sand 10 - 28 % und Kies 65 - 83 %. Das Material ist schlecht sortiert, die Sortierung, berechnet nach Folk & Ward (1957) liegt zwischen 2,4 und 3,8 („inclusive graphic standard deviation“).

Der Blockgletscher im Gaislkar zeigt an der Oberfläche der Schuttlage eine ähnliche Korngrößenverteilung wie jener im Gletscherkar. Auf grobkörnigen Flächen sind Komponenten mit einem Durchmesser von 11 - 30 cm am häufigsten. Größere Komponenten sind selten, Blöcke mit Korndurchmesser > 1 m sind sehr selten.

Auf feinkörnigen Flächen weisen fast 90 % aller Klasten Korndurchmesser von 1 - 10 cm auf, wobei Korngrößen von 4 - 7 cm dominieren. Klasten mit > 20 cm Korndurchmesser sind sehr selten.

Bodentemperaturen, BTS

Im Sommer wird das thermische Verhalten der Schuttlage (active layer) vor allem durch die Lufttemperatur (Wettergeschehen), von der Mächtigkeit des gefrorenen Körpers, der Eistemperatur, der Mächtigkeit und Korngröße (Porosität und Permeabilität) der Schuttlage bestimmt.

Bis in eine Tiefe von etwa 1 - 1,5 m wird die Temperatur der Schuttlage vor allem vom lokalen Wettergeschehen beeinflusst und ist auf beiden Blockgletschern durch ausgeprägte tageszeitliche und saisonale Temperaturschwankungen gekennzeichnet. Kaltwetterphasen verursachen einen starken Temperaturrückgang in der Schuttlage, was zu einer Temperaturinversion in der Schuttlage von 2 - 3 Tagen führen kann. Nahe der Oberfläche der Schuttlage wurden die höchsten Temperaturen meist in den Abendstunden zwischen 18 und 20 Uhr, und die tiefsten Temperaturen vormittags zwischen 6 und 12 Uhr gemessen. Diese Zeitverzögerung hängt mit der Permeabilität und Porosität der Schuttlage zusammen und nimmt mit zunehmender Tiefe zu. Ausgeprägte Tageszyklen im Temperaturgang sind vor allem an warmen, sonnigen Tagen zu beobachten.

Am Blockgletscher im Gletscherkar verblieb die Temperatur in 150 cm Tiefe den gesamten Sommer 2004 unter 2 °C, bewegte sich meist zwischen 0,4 und 1,3 °C. In einer Tiefe von 100 cm blieb die Temperatur den ganzen Sommer hindurch unter 7 °C, in 50 cm Tiefe ständig unter 10 °C und nahe der Oberfläche unter 15 °C.

Im Sommer 2005 waren die Temperaturen etwas höher, blieben aber immer unter 3 °C in 150 cm Tiefe, unter 9 °C in 100 cm Tiefe, unter 17 °C in 50 cm Tiefe und unter 21 °C nahe der Oberfläche (Abb. 7).

Im Winter wird das thermische Verhalten der Schuttlage zusätzlich von der Mächtigkeit der Schneedecke und Dauer der Schneebedeckung beeinflusst. Eine dicke Schneedecke (0,8 - 1 m) besitzt eine geringe thermische Leitfähigkeit und wirkt daher wie ein Filter auf kurzfristige Schwankungen der Lufttemperatur (Haeberli 1985).

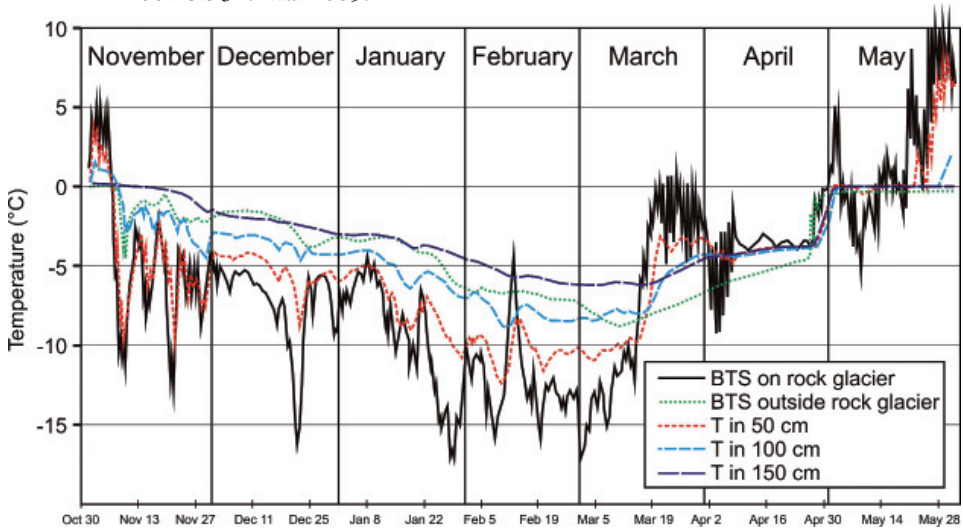
Daher werden an der Basis der winterlichen Schneedecke keine Tagesschwankungen im Temperaturgang beobachtet.

In den Wintermonaten ist an beiden Blockgletschern innerhalb der Schuttlage eine Temperaturinversion zu beobachten. Die tiefsten Temperaturen werden nahe der Oberfläche der Schuttlage, an der Basis der Schneedecke erreicht und steigen mit zunehmender Tiefe in der Schuttlage leicht an.

Obwohl eine dickere Schneelage als Isolierschicht wirkt, werden auch im Winter durch Wetterumschwünge verursachte Temperaturschwankungen an der Basis der Schneedecke beobachtet. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Schneedecke am Blockgletscher unterschiedlich dick ist. Vor allem auf den Rücken ist der Schnee häufig abgeweht und daher die Schneedecke sehr dünn oder gar nicht vorhanden, sodass an diesen Stellen auch im Winter die Außenluft in die Schuttlage eindringen kann. Dies wurde auch auf anderen Blockgletschern beobachtet (z. B. Berger et al. 2003; Krainer & Mostler, 2000, 2001, 2004).

Am Blockgletscher im Gletscherkar bewegten sich im Winter 2004/2005 in einer Tiefe von 150 cm die Temperaturen zwischen 0 °C und -6,2 °C, in 100 cm Tiefe zwischen

Abb. 7: Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke und in der Schuttlage sowie außerhalb des Blockgletschers im Gletscherkar für den Zeitraum 1. November 2004 bis 31. Mai 2005.



1,3 und $-8,8$ °C. Noch stärkere Schwankungen wurden in 50 cm Tiefe und nahe der Oberfläche gemessen. Diese Daten zeigen, dass im Winter 2004/2005 die Schneedecke im Bereich des Messpunktes dünn war und aufgrund der Permeabilität der Schuttlage auch im Winter die Außenluft in die Schuttlage eindringen und zirkulieren konnte.

Im Winter 2005/2006 schwankte die Temperatur in 150 cm Tiefe zwischen 0 °C und $-5,6$ °C, in 100 cm Tiefe zwischen $0,2$ °C und $-8,0$ °C und in 50 cm Tiefe zwischen 0 °C und $-13,9$ °C. Bis 21. Februar wurden starke Temperaturschwankungen registriert, was darauf hinweist, dass bis zu diesem Zeitpunkt die Schneedecke zu dünn war um als Isolierschicht wirksam zu sein.

Im Winter wurden auf den beiden Blockgletschern an der Basis der Schneedecke deutlich tiefere Temperaturen gemessen als außerhalb. Teilweise wurden auch außerhalb der Blockgletscher sehr tiefe Temperaturen gemessen, was möglicherweise auf die Eisbildung in Karsthöhlräumen zurückzuführen ist.

Zwischen Februar und Mai 2006 bewegten sich die BTS-Temperaturen außerhalb des Blockgletschers (im Bereich der Quelle) zwischen $-5,5$ und $-2,9$ °C und zwischen $-14,5$ und $-4,5$ °C am Blockgletscher.

Auch am Blockgletscher im Gaislkar wurden im Winter 2004/2005 und 2005/2006 sowohl in der Schuttlage als auch an der Basis der winterlichen Schneedecke tiefe Temperaturen gemessen, die eindeutig auf das Vorhandensein von Eis im Untergrund hinweisen.

Hydrologie

Bei beiden Blockgletschern entspringt am Fuß der steilen Stirn eine Blockgletscherquelle, an der während der Schmelzperiode ein geringer Teil des Schmelzwassers von

den Blockgletschern wegfließt. Die Schüttung liegt unter 1 l/sec, ab August sind die Quellen meist trocken. Die Wassertemperatur an den beiden Blockgletscherquellen liegt konstant knapp unter 1 °C.

Das Schmelzwasser, das an beiden Quellen entspringt, fließt nur einige m oberflächlich im Schutt dahin und versickert dann entlang von Karsthohlräumen des stark verkarsteten Dachsteinkalkes, der typische Karsterscheinungen wie Karren, Schlucklöcher (Ponore) und kleine Dolinen aufweist.

Bewegungsmessungen

Im Gaislkar wurden die Fließbewegungen an der Oberfläche photogrammetrisch durch den Vergleich der Orthophotos aus den Jahren 1992 und 2003 ermittelt. Auffallende, große Blöcke an der Oberfläche zeigen jährliche Bewegungsraten von 11 - 21 cm, die durchschnittliche jährliche Fließbewegung liegt bei 15 cm.

Am Blockgletscher im Gletscherkar nimmt die Fließbewegung an allen 4 Profillinien von der Mitte zu beiden Rändern des Blockgletschers ab (Abb. 8). Von August 2004 bis September 2005 wurde die höchste Bewegungsrate mit 22 cm am Messpunkt 32 der Profillinie 3 gemessen, was eine tägliche Fließbewegung von 0,54 mm ergibt. Die horizontalen Bewegungsraten entlang der Achse betragen 14 - 22 cm und nahmen zu beiden Rändern hin auf 5 - 15 cm ab. Die geringsten Horizontalbewegungen wurden im Bereich der nördlichen Stirn mit 2 - 7 cm gemessen.

Von September 2005 bis August 2006 betrug die höchste horizontale Bewegung 17 cm, gemessen am Punkt 18, was eine durchschnittliche tägliche Fließbewegung von 0,52 mm ergibt. Die Horizontalbewegungen lagen bei 9 - 17 cm entlang der Achse und bei 4 - 7 cm an den Rändern.

Von August 2006 bis Juli 2007 wurde die höchste Bewegungsrate mit 25 cm am Punkt 5 der Profillinie 1 gemessen, was eine tägliche Bewegungsrate von 0,75 mm ergibt. Geringe Bewegungsraten von 1 - 7 cm wurden im nördlichen Bereich der Stirn an den Punkten 40 - 46 der Profillinie 4 gemessen. Dagegen zeigten die Punkte 47 - 50 der Profillinie 4 im südlichen Bereich der Stirn deutlich höhere Bewegungsraten von 9 - 17 cm.

Im Zeitraum 2004 bis 2007 haben sich die durchschnittlichen täglichen Bewegungsraten nicht wesentlich verändert. Die täglichen Bewegungsraten der Punkte der Profillinien 1 - 3 liegen meist im Bereich von 0,3 mm/Tag, jene der Profillinie 4 im Bereich von 0,2 mm/Tag.

Georadar

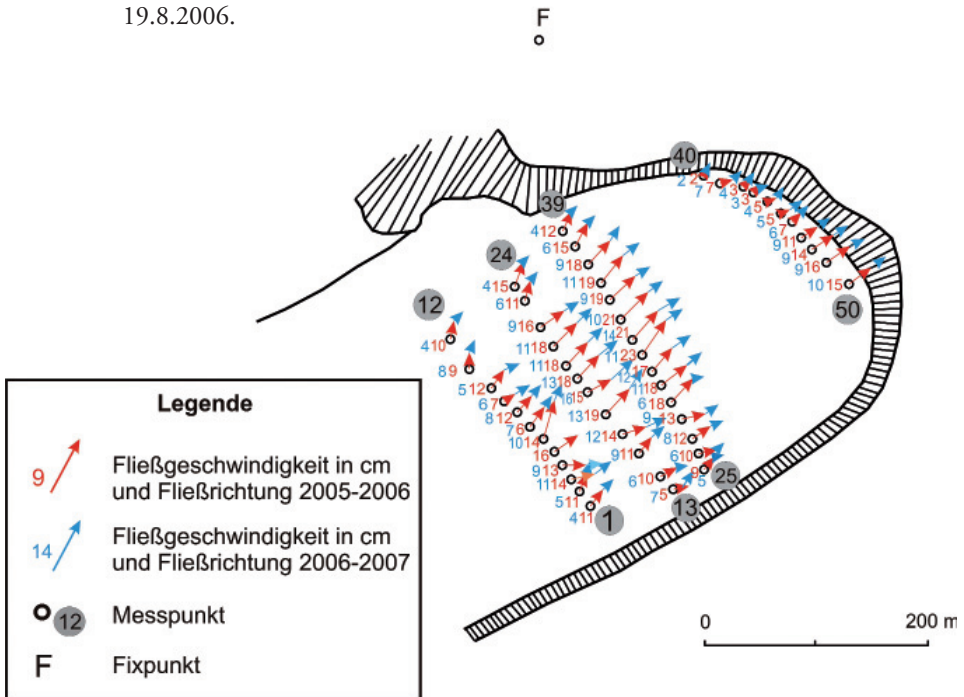
Am Blockgletscher im Gletscherkar wurden im Herbst 2004 bei 20 cm Schneebedeckung auf der östlichen Zunge ein 450 m langes Längsprofil und ein 150 m langes Querprofil gemessen.

Das Längsprofil zeigt einen deutlich erkennbaren basalen Reflektor in einer Tiefe von 26 ± 6 m sowie zahlreiche, deutlich erkennbare konkave Reflektoren über dem basalen Reflektor (Abb. 9). Im zentralen Bereich des Profils zeigen die Reflektoren geringere Amplituden als im Stirnbereich oder im oberen Bereich des Blockgletschers.

Nahe der steilen Stirn zeigen die geländekorrigierten Daten ein Set von durchgehenden Reflektoren mit hoher Amplitude, die parallel zum Basisreflektor verlaufen. Im Querprofil konnten der Basalreflektor und die konkaven Reflektoren deutlich erkannt und im Schnittpunkt der beiden Profile auch gut mit den Reflektoren des Längsprofils korreliert werden. Im Querprofil liegt der basale Reflektor in einer durchschnittlichen Tiefe von $29 \pm 4,5$ m. Da die Oberfläche des basalen Reflektors in der Verlängerung der Oberfläche des Festgesteins im Bereich der Stirn und am nördlichen Rand des Blockgletschers liegt, wird dieser als Grenze zwischen Permafrost und Festgestein interpretiert. Bei beiden Profilen liegt die Explorationstiefe bei 40 m. Die Migrationsgeschwindigkeitsanalyse und direkte Messungen der Diffraktionshyperbeln ergaben eine durchschnittliche Wellengeschwindigkeit von 0,15 - 0,16 m/ns. Daher interpretieren wir den Bereich mit den markanten konkaven Reflektoren als den gefrorenen Kern des Blockgletschers. Der starke Kontrast in der dielektrischen Durchlässigkeit und die Form der konkaven Reflektoren sprechen dafür, dass der gefrorene Kern des Blockgletschers aus massiven, gebänderten Eis mit dünnen Lagen von feinkörnigen Sedimenten besteht. Dies wird durch Eisaufschlüsse im oberen Teil des Blockgletschers bestätigt. Hohe Wellengeschwindigkeit, gute Eindringtiefe und die internen Strukturen weisen ebenfalls auf das Vorhandensein eines massiven Eiskernes.

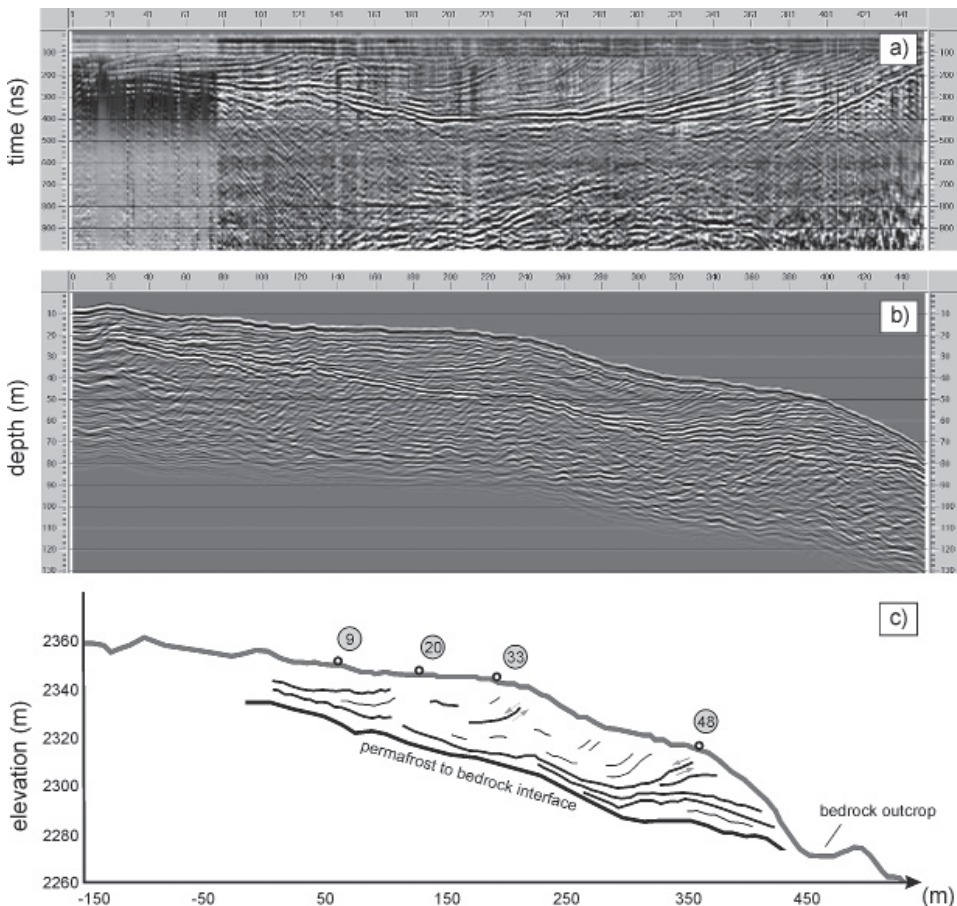
Im Frühjahr 2005 wurden auf dem Blockgletscher im Gaislkar bei 1-2 m Schneebedeckung ein 550 m langes Längsprofil und ein 135 m langes Querprofil gemessen. Beide Profile zeigen deutliche lineare Interspersionen von Luftwellenevents, die aufgrund

Abb. 8: Mit GPS gemessene Bewegungsraten an der Oberfläche des Blockgletschers im Gletscherkar für den Zeitraum 6.8.2004 bis 19.9.2005 und 19.9.2005 bis 19.8.2006.



ihrer hohen Frequenzen und Neigung interpretiert wurden. Das migrierte und F-K-gefilterte Längsprofil zeigt einen gut ausgebildeten Reflektor, der von der Oberfläche bis in eine Tiefe von ~ 15 m verfolgt werden kann. Darunter wurde in einer Tiefe von ca. 25 m ein kontinuierlicher Reflektor identifiziert, der parallel zur Oberfläche verläuft. Im mittleren Abschnitt des Profils dominieren Reflexionen mit niedriger Amplitude, während konkave Reflektoren wie im Gletscherkar nicht beobachtet wurden. Im Bereich der Stirn wurden mehrere undeutliche, diskontinuierliche Reflektoren mit höherer Amplitude registriert. Das Querprofil zeigt diskontinuierliche Reflektoren in einer Tiefe von ca. 30 m. Die Daten zeigen im Gegensatz zum Gletscherkar eine geringere Eindringtiefe, weshalb der in einer Tiefe von ca. 45 m zu erwartende basale Reflektor nicht erreicht wurde.

Abb. 9: Georadar-Längsprofil gemessen am Blockgletscher im Gletscherkar mit 35 MHz-Antenne: a) Rohdaten (constant gain), b) Signal-prozessierte Daten (AGC, Bandpassfilter, F-K-Filter) nach Migration, Zeit-Tiefen-Umwandlung und Höhenkorrektur, c) Interpretation der Hauptreflektoren und Scherzonen. Symbole mit Nummern am Blockgletscher markieren GPS-Messpunkte (siehe Abb. 8).



Schlussfolgerungen

Beide Blockgletscher sind zungenförmig und zeigen eine typische, aber weniger deutlich ausgeprägte Oberflächenmorphologie aus transversalen Rücken und Vertiefungen. Lokal sind an der Oberfläche des Blockgletschers im Gletscherkar auch Sedimente zu finden, die während starker Niederschlagsereignisse umgelagert und als Murschuttablagerungen, selten auch als Ablagerungen mit Siebeffekt sedimentiert wurden. Beide Blockgletscher werden aus den steilen Felswänden oberhalb der Wurzelzonen, vor allem aus den intensiv deformierten Störungszonen mit großen Mengen an Gesteinschutt aus Kalk und Dolomit versorgt.

Da beide Blockgletscher im Bereich der Hohen Gaisl aus Karbonatschutt bestehen, unterscheiden sie sich deutlich von Blockgletschern, die aus Kristallinschutt aufgebaut werden: Die Schuttlage der beiden Blockgletscher ist deutlich feinkörniger und die Oberflächenmorphologie ist weniger deutlich ausgebildet.

Da der Felsuntergrund beider Blockgletscher stark verkarstet ist, verlässt fast das gesamte Schmelzwasser die Blockgletscher über unterirdische Karstsysteme und der Oberflächenabfluss ist sehr gering.

Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) zeigen für beide Blockgletscher Permafrostbedingungen. Das thermische Regime in der Schuttlage wird vor allem vom lokalen Wettergeschehen gesteuert.

Im Vergleich zu anderen Blockgletschern sind die jährlichen Fließbewegungsraten (meist 5 - 20 cm) gering.

Die durch Georadar-Messungen festgestellten internen Strukturen (Scherbahnen), Fließbewegungen und vor allem die Eisaufschlüsse im oberen Bereich des Blockgletschers weisen eindeutig darauf hin, dass sich der aktive Blockgletscher im Gletscherkar aus einem schuttbedeckten Kargletscher im Zuge des Gletscherrückganges gebildet hat.

Der Blockgletscher im Gaislkar, der keinerlei Eisaufschlüsse aufweist und auch deutlich andere interne Strukturen zeigt, ist vermutlich als „ice-cemented“ rock glacier, d.h. als aktiver Blockgletscher mit Eiszement zu klassifizieren (siehe Lang, 2006; Krainer et al. 2010).

3 Untersuchungen am Blockgletscher Rossbänk, Ultental

Lage

Der Blockgletscher „Rossbänk“ ist einer von insgesamt 17 Blockgletschern (9 aktiv, 4 inaktiv, 4 fossil), die im hinteren Ultental im Bereich Oberweissbrunn (westlicher Talschluss des Ultentales) kartiert wurden (Abb. 10, 11). Der gesamte Bereich liegt im Nationalpark Stilfser Joch.

Der Blockgletscher „Rossbänk“ liegt in einem nach Osten ausgerichteten Kar, das von steilen Felswänden mit der Vorderen Eggenspitze (3348 m) als höchster Erhebung umrahmt wird.

Geologie

Die Bergkämme, die das Kar mit dem Blockgletscher „Rossbänk“ umrahmen, bestehen im wesentlichen aus granatführenden Paragneisen mit geringmächtigen Tonalit-

gängen. Die Paragneise gehören zur Pejo-Einheit des Ortler-Campo-Kristallins. Die Gesteine zeigen eine variszische Metamorphose in Amphibolitfazies und eine eoalpine Überprägung in Grünschieferfazies. Im Liegenden intrudierten im Perm granitische Schmelzen (Marteller Granit, 274 ± 3 Ma; Mair & Schuster 2003). Zusätzlich werden die Gesteine von zahlreichen oligozänen Gängen (Tonalit) durchschlagen.

Morphologie, Korngröße

Der Blockgletscher „Rossbänk“ ist 1700 m lang, 200 - 600 m breit, erstreckt sich von 2310 m (fossile Stirn) bis auf eine Seehöhe von 2840 m (Wurzelzone) und bedeckt eine Fläche von 55 ha (Abb. 10). Es ist ein komplex aufgebauter, zungenförmiger Blockgletscher. Die aktive Stirn endet auf 2470 m und überfährt 2 inaktive Zungen, die auf 2375 m enden und auf einem fossilen Blockgletscher liegen, dessen Zunge auf 2310 m Seehöhe endet. Die Neigung der Stirn sowohl des aktiven als auch des inaktiven und fossilen Blockgletschers beträgt bis zu 40° .

Der Blockgletscher wird mit Verwitterungsschutt aus der Wand der Vorderen Eggen Spitze beliefert. Im Bereich der Wurzelzone sind leichte Depressionen ausgebildet, die im Sommer mit Schmelzwasser gefüllt sind.

Abb. 10: Blockgletscher Rossbänk im hinteren Ultental mit steiler aktiver Zunge (Blickrichtung SSW).



Die Oberfläche des Blockgletschers ist sehr grobkörnig, der Durchmesser der Blöcke bewegt sich meist zwischen 0,3 und mehreren Metern, vereinzelt sind hausgroße Blöcke mit Durchmessern von über 10 m zu beobachten.

Im oberen Teil sind deutliche longitudinale Rücken und Vertiefungen ausgebildet, im mittleren und unteren Teil transversale Rücken und Vertiefungen (Loben). Die Stirn des aktiven Blockgletschers ist nicht sehr deutlich ausgebildet, weist eine maximale Neigung von 40° auf.

Bodentemperaturen, BTS

Im Winter 2005/2006 wurden insgesamt 7 Temperatursonden installiert: 4 am Blockgletscher Rossbänk (2 unmittelbar oberhalb der aktiven Stirn, 2 weitere ungefähr in der Mitte, einer davon auf einem Rücken, einer in einer Mulde). Eine Temperatursonde wurde am fossilen Blockgletscher positioniert.

Zwei weitere Temperatursonden wurden im Bereich des Blockgletschers Langsee installiert: einer neben dem Blockgletscher auf permafrostfreiem Untergrund, einer auf der Zunge des aktiven Blockgletschers.

Im November sanken die Temperaturen aufgrund der fehlenden Schneedecke bis auf -16 °C und waren durch ausgeprägte Tagesschwankungen gekennzeichnet.

Abb. 11: Kleine aktive, Nord-exponierte Hangschutt-Blockgletscher südlich des Langsees (Blickrichtung SSE).



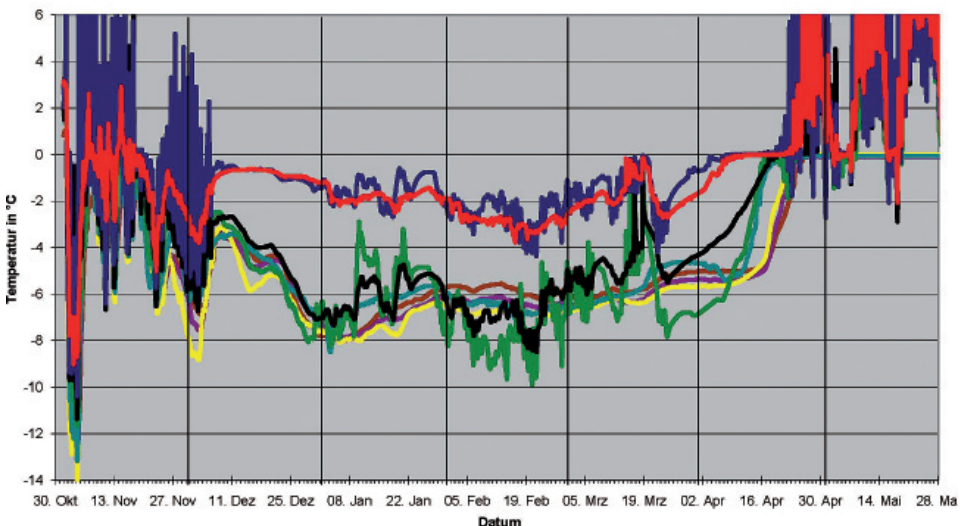
Mit dem Aufbau einer Schneedecke Anfang Dezember wurden die Temperaturschwankungen geringer, bis Ende Februar bewegten sich die BTS-Temperaturen am Blockgletscher zwischen -10 °C und -7 °C , Tagesschwankungen waren kaum zu beobachten. Außerhalb der Blockgletscher sank die Temperatur auf maximal -4 °C . Mit Einsetzen der Schneeschmelze Anfang Mai stieg die Temperatur rasch auf 0 °C an, verblieb bei diesem Wert bis der Messpunkt ausgeapert war.

Innerhalb der Schuttlage waren in 50 und 100 cm Tiefe keinerlei Tagesschwankungen zu erkennen. Die Temperaturen lagen von Ende Dezember bis Mitte April zwischen -5 °C und -8 °C , wobei die tiefsten Temperaturen jeweils an der Basis der Schneedecke gemessen wurden, während in 100 cm Tiefe die Temperaturen geringfügig höher waren. Auch im Winter 2006/2007 wurden am Blockgletscher deutlich tiefere Temperaturen gemessen als außerhalb (Abb. 12). BTS-Temperaturen wurden auch im März 2009 gemessen (Abb. 13).

Hydrologie

Am aktiven Blockgletscher Rossbänk wurden an der Quelle mehrmals Wassertemperaturmessungen durchgeführt. Die Wassertemperatur lag immer unter 1 °C ($0,4 - 0,7\text{ °C}$), was auf das Vorhandensein von Permafrost hinweist. Auch bei den Quellen der Blockgletscher Nr. 6, 8, 9 und 12 lag die Wassertemperatur meist unter 1 °C , stieg auf maximal $1,8\text{ °C}$ bei Blockgletscher Nr. 12 und max. $1,4\text{ °C}$ bei Blockgletscher Nr. 6 (Juni 1999, 2000). Auch bei diesen Blockgletschern ist das Vorhandensein von Permafrost sehr wahrscheinlich. Bei Blockgletscher Nr. 2 bewegten sich die Temperaturen zwischen $1,2$ und $1,9\text{ °C}$, auch hier könnte noch etwas Eis im Blockgletscher enthalten

Abb. 12: BTS-Temperaturen im Winter 2006/2007 am Blockgletscher Rossbänk und außerhalb. Am Blockgletscher wurden deutlich tiefere Temperaturen (Jänner bis März meist tiefer als -5 °C) als außerhalb des Blockgletschers (meist zwischen -1 und -3 °C) gemessen.

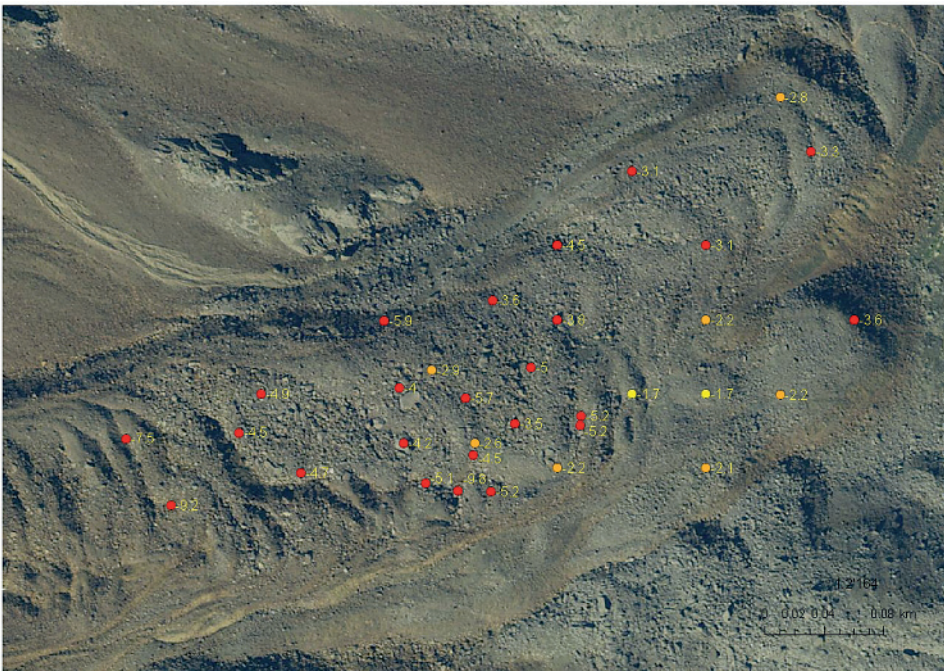


sein. Deutlich höhere Wassertemperaturen von 2,3 - 5,1 °C wurden an der Pegelmessstelle vor der Stirn des fossilen Blockgletschers Nr. 4 gemessen. Der Pegel wurde ca. 30 m von den Quellen entfernt eingerichtet. Die Tagesschwankungen zeigen, dass an warmen Tagen auf dieser kurzen Strecke die Wassertemperatur um bis zu über 1 °C ansteigt. Im Mai betrug die Quelltemperatur (mehrere Quellaustritte) 0,2 - 0,8 °C.

An den Quellen der Blockgletscher 4, 6, 8 und 12 wurde mehrmals die elektrische Leitfähigkeit gemessen. Die niedrigsten Werte (86 - 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$) wurden jeweils kurz nach Einsetzen der Schneeschmelze im Mai und Juni gemessen und stiegen bis zum Herbst auf über 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ an. Der höchste Wert wurde mit 360 $\mu\text{S}/\text{cm}$ Mitte September an der Quelle des Blockgletschers Nr. 12 gemessen.

Vor der fossilen Stirn des Blockgletschers Rossbänk war vom Mitte Mai bis Mitte Oktober 2007 ein Pegel installiert. In diesem Zeitraum war der Abfluss durch starke saisonale Schwankungen, im Mai und Juni auch durch deutliche Tagesschwankungen charakterisiert. Bedingt durch die Schneeschmelze ist der Abfluss im Mai, Juni und Juli am höchsten. Kaltlufteinbrüche führten jeweils zu einem starken Rückgang des Abflusses auf < 20 l/s, während Niederschlagsereignisse kurzfristige Abflussspitzen von knapp über 100 l/s verursachten. Ein stärkeres Niederschlagsereignis führt im August zu einer extremen Abflussspitze von > 200 l/s. Ansonsten ist im August und September ein deutlicher Rückgang im Abfluss zu beobachten, unterbrochen von einigen kleineren, niederschlagsbedingten Abflussspitzen. Im September lag der Abfluss zwi-

Abb. 13: BTS-Temperaturen gemessen am 14. März 2009 durch Andreas Zischg am Blockgletscher Rossbänk.



schen 13 und 28 l/s, im Oktober führte ein Niederschlagsereignis nochmals zu einer Abflussspitze von ca. 60 l/s, anschließend ging der Abfluss kontinuierlich auf < 20 l/s zurück, gegen Ende November versiegen die Quellen vollständig (Abb. 14).

Bewegungsmessungen

Im oberen Abschnitt nahe der Wurzelzone wurden 16 Punkte vermessen. Im Zeitraum 2005 - 2006 (316 Tage) wurden Horizontalbewegungen von 13 - 29 cm gemessen, was durchschnittlichen täglichen Bewegungsraten von 0,41 - 0,91 mm entspricht. Nur an einem Punkt (Z 1) war die Bewegung mit 3 cm (0,1 mm/Tag) deutlich geringer. Die höchsten Bewegungsraten wurden in der Mitte gemessen, zu den Rändern hin nahmen die Bewegungsraten ab.

Im darauffolgenden Jahr 2006 - 2007 (Messzeitraum 347 Tage) waren die Bewegungsraten höher, betragen 18 - 32 cm was durchschnittliche tägliche Bewegungsraten von 0,52 - 0,92 mm ergibt. Auch am Punkt Z 1 wurde mit 5 cm (0,14 mm/Tag) ein höherer Wert gemessen als im Jahr davor.

Im mittleren Bereich des Blockgletschers betragen die Bewegungsraten für den Zeitraum 2005 - 2006 (316 Tage) 18 - 28 cm bzw. 0,57 - 0,89 mm/Tag und für den Zeitraum 2006 - 2007 (347 Tage) 21 - 37 cm bzw. 0,60 - 1,07 mm/Tag. Auch hier waren die Bewegungsraten 2006 - 2007 höher als im Jahr davor.

Die geringsten Bewegungsraten wurden an den 13 Messpunkten im Stirnbereich gemessen, sie lagen im Zeitraum 2005 - 2006 zwischen 0 und 5 cm bzw. 0 - 15 mm/Tag und im darauffolgenden Jahr 2006 - 2007 zwischen 2 und 11 cm bzw. 0,06 - 0,32 mm/Tag. Auch im Stirnbereich wurden im Zeitraum 2006 - 2007 höhere Bewegungsraten gemessen als im Jahr davor.

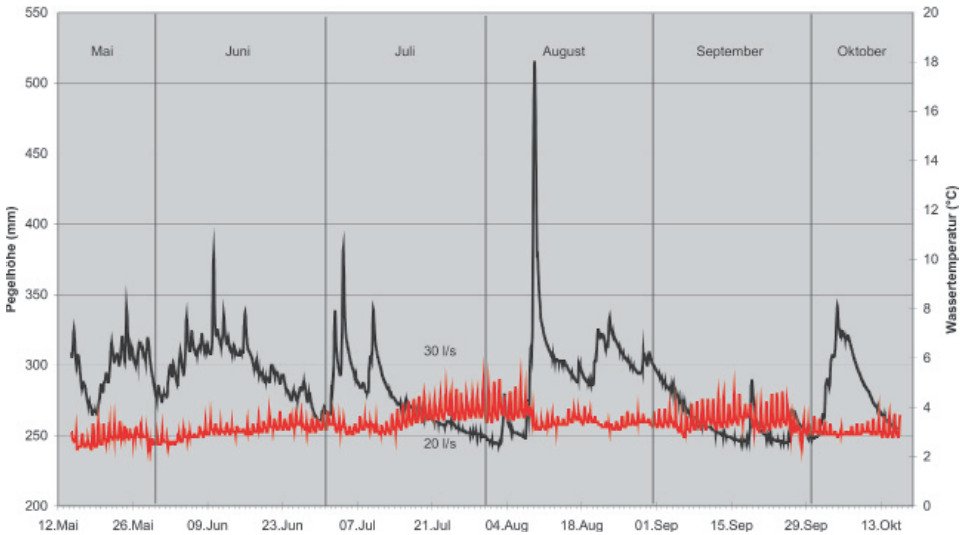
Georadar und Geoelektrik

In mehreren Messkampagnen in den Jahren 2006 und 2008 wurden mehrere Längs- und Querprofile sowohl am aktiven als auch am fossilen Blockgletscher durchgeführt. Die Messungen wurden meist auf einer Schneedecke (März und April 2006, Mai 2008), im Oktober 2006 im Bereich der Stirn des aktiven Blockgletschers und am fossilen Blockgletscher ohne Schneebedeckung durchgeführt. Bei einer Eindringtiefe von ungefähr 25 m wurde der Felsuntergrund nur im Bereich der Wurzelzone in Form eines deutlichen Reflektors angetroffen. Der Reflektor verschwindet in Fließrichtung nach etwa 150 Profilm Metern. Bis in eine Tiefe von ca. 20 m konnten sowohl im Längs- als auch im Querprofil immer wieder Reflektoren festgestellt werden, die allerdings schwierig zu interpretieren sind. Da der aktive Blockgletscher einen inaktiven überfährt und der inaktive Blockgletscher wiederum auf einer fossilen Zunge liegt, ist im mittleren und vor allem unteren Bereich des Blockgletschers aufgrund der großen Mächtigkeit der Felsuntergrund erst in Tiefen von mindestens 60 m zu erwarten.

Im August 2005 wurden von Ribolini (Università degli Studi di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra) zwei Geoelektrik-Profile gemessen (Querprofile im unteren und mittleren Abschnitt, siehe Ausserer 2009).

Im oberen Profil wurden oberflächennah (bis in 4 m Tiefe) unterschiedlich hohe Widerstände gemessen, dieser Bereich wird als „active layer“ interpretiert. Darunter

Abb. 14: Abflußganglinie für den Zeitraum 12. Mai bis 16. Oktober 2007. Schwarz = Abfluß, rot = Wassertemperatur an der Pegelmeßstelle. Im Mai und Juni ist der Abfluß aufgrund der Schneeschmelze relativ hoch (meist 30-40 l/s), unterbrochen durch Schlechtwettereinbrüche (kurzfristig < 20l/s) und einzelne, durch Niederschlagsereignisse ausgelöste Abflußspitzen. Eine extreme Abflußspitze von weit über 100 l/s, ausgelöst durch starke Niederschläge, ereignete sich um den 9. August. Ein weiterer Peak wurde Anfang Oktober verzeichnet, anschließend ging der Abfluß stark zurück.



wurden bis in eine Tiefe von ca. 15 m teilweise sehr hohe Widerstände festgestellt. Diese Bereiche werden als eisreicher Schutt bzw. in den Kernzonen als massiver Eiskörper gedeutet. Bereiche mit mittleren bis hohen Widerständen werden als Schutt mit wenig Eis interpretiert, wobei das Vorhandensein von Wasser nicht ausgeschlossen werden kann.

Im unteren Profil wurden im Schuttmantel große Unterschiede im elektrischen Widerstand festgestellt. Oberflächennahe Bereiche bis 10 m Tiefe mit hohen Widerständen werden als Bereiche mit einem hohen Eisanteil im Schutt gedeutet. Dazwischenliegende Bereiche mit niedrigerem Widerstand könnten Abflusskanäle für Schmelzwasser darstellen. Ab einer Tiefe von ca. 20 m nehmen Widerstand und somit auch Eisgehalt ab (siehe Ausserer 2009).

Schlussfolgerungen

Der Blockgletscher „Rossbänk“ zählt zu den größten Blockgletschern in Südtirol. Es ist ein zungenförmiger, aktiver Blockgletscher mit einer steilen Stirn und einer typischen Oberflächenmorphologie aus transversalen Rücken und Vertiefungen im unteren Bereich. Die Depression in der Wurzelzone weist auf das Abschmelzen von massiven Eis im Untergrund hin. Die Schuttlage ist ausgesprochen grobkörnig, wobei einzelne Blöcke Durchmesser von bis zu über 10 m aufweisen. Die Messdaten (BTS, Geophysik, Bewegungsmessungen) weisen den Blockgletscher eindeutig als aktiv aus.

Der heute aktive Blockgletscher überfährt einen älteren, inaktiven Blockgletscher, dieser wiederum liegt auf einem noch älteren, fossilen Blockgletscher. Entsprechend wird das Kar aus sehr mächtigem Blockgletschermaterial aufgefüllt, mit dem Georadar konnte daher der Felsuntergrund nicht erfasst werden.

Im oberen Abschnitt des Blockgletschers weist die Oberflächenmorphologie auf extensives Fließen hin, während im unteren Bereich die z.T. ausgeprägten transversalen Loben kompressives Fließen anzeigen.

Die jährlichen Bewegungsraten sind typischerweise im zentralen Bereich am höchsten und nehmen zu den Rändern des Blockgletschers, auch zur Stirn hin, kontinuierlich ab.

Die BTS-Daten sind am Blockgletscher deutlich niedriger als außerhalb des Blockgletschers und weisen eindeutig auf das Vorhandensein von Eis im Untergrund hin.

Die Schmelzwässer des aktiven Blockgletschers treten erst am Fuße der Stirn des fossilen Blockgletschers zutage, wobei die auffallend niedrige Quelltemperatur (1,4 °C) ebenfalls auf das Vorhandensein vom Eis im Untergrund hinweist. Dabei ist zu berücksichtigen, dass das Schmelzwasser noch eine beträchtliche Strecke durch den fossilen, eisfreien Blockgletscher fließt, bevor es an der Quelle zutage tritt.

Das Abflussverhalten des Blockgletschers ist, ähnlich wie bei anderen Blockgletschern, charakterisiert durch deutliche saisonale und während der Schneeschmelze auch durch tägliche Schwankungen. Starkniederschläge im Sommer und Frühherbst führen zu extremen Abflussspitzen. Die elektrische Leitfähigkeit des Quellwassers ist typisch für Blockgletscher mit metamorphen Gesteinen (hpts. Paragneis), am niedrigsten während der Schneeschmelze (Verdünnungseffekt durch das Schmelzwasser) und steigt zum Herbst hin kontinuierlich an, was auf den zunehmend höheren Anteil an höher mineralisiertem Grundwasser bzw. Bergwasser zurückzuführen ist (Ausserer 2009).

4 Untersuchungen am Blockgletscher Lazaunkar, Schnalstal

Lage

Im Lazaunkar, ein nach N-NE offenes Gletscherkar im hinteren Schnalstal westlich von Kurzras, befinden sich mehrere fossile und drei aktive Blockgletscher (Abb. 15). Der Karschluss wird vom Lazaunferner - Vedretta di Lazaun unterhalb der Saldur Spitze, zwischen 3400 und 2800 m, eingenommen. Von dieser zweigt nach Osten ein um 300 m niedrigerer Grat ab, der nach seiner höchsten Stelle (2887 m) als Stotz bezeichnet wird. Die nördliche Begrenzung wird ebenfalls von einem durchschnittlich 2900-2600 m hohen Grat gebildet, der allgemein als Frischtele und am östlichen Ende Roßkoffl bezeichnet wird (Abb. 15). Nach Norden schließt das Langgrubtal (Fossalunga) Kar an, in dem ebenfalls zwei aktive Blockgletscher liegen.

Geologie

Petrographisch bestehen die Gesteine im Bereich des Lazaunkares aus einer Wechselfolge von Paragneisen und Glimmerschiefern. Im Saldurkamm bauen die Paragneise

den Zentralkamm bzw. die Gipfel auf (Lazaunspitze-3313 m, Schwemser Spitze-3459 m), während die E-W gerichteten Kämmen (Stotz 2887 m) und N-S verlaufenden Jöcher (Langgrubjoch 3017 m) dazwischen aus Glimmerschiefern aufgebaut werden (Abb. 15). Der Mineralbestand der Biotit-Plagioklasgneise umfasst Quarz, Plagioklas (Albit bis Oligoklas), Biotit und untergeordnet Muskovit.

Im Handstück präsentierte sich das Gestein als stark geschiefertes, glimmerreiches, rötlichbraun anwitterndes Gestein. In der Literatur werden zwei Typen unterschieden (je nach Auftreten von Sillimanit - Tropper & Hoinkes 1996): mineralarmer bzw. mineralreicher (stärker porphyroblastisches Gefüge) Paragneis, wobei im Lazaunkar nur ersterer gefunden wurde. In den Gesteinen können postdeformative, dm-große Quarzknauern und -spindeln mit bläulicher Farbe auftreten (Purtscheller 1971).

Die Glimmerschiefer umfassen Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit, Plagioklas (An 20-30 %), Granat, Staurolith, Andalusit und Disthen. Akzessorisch treten Zirkon, Titanit, Turmalin und Apatit auf. Je nach Mineralgehalt werden verschiedene Varietäten unterschieden, wobei im Untersuchungsgebiet Granatglimmerschiefer und Staurolith-Muskovitschiefer nachgewiesen werden konnten (Umgebung Stotz).

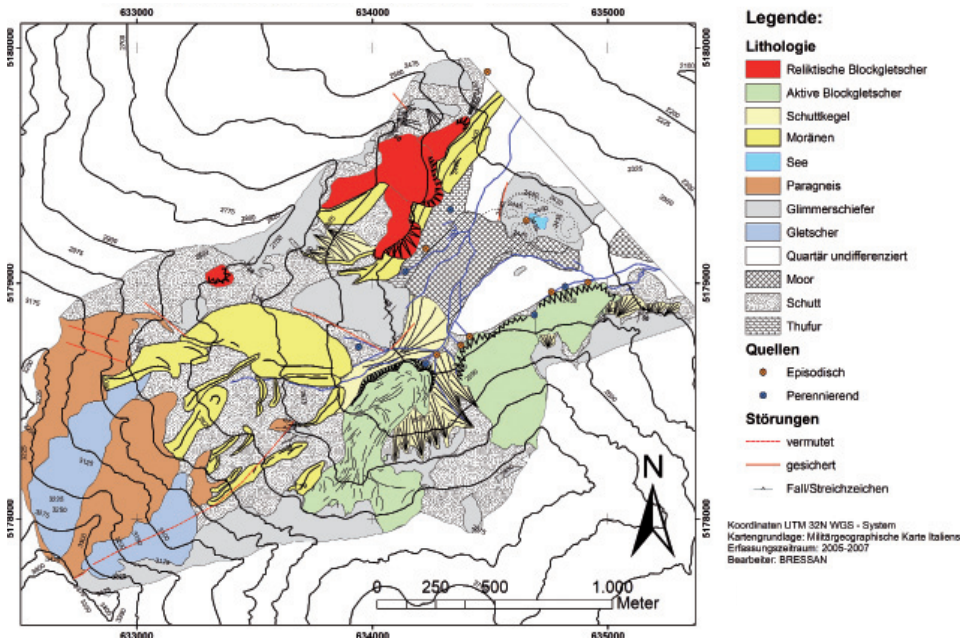
Van Gool et al. (1987) unterscheiden mindestens drei duktile (D1-D2-D3) und eine spröde (D4) Deformationsphase. D1 ist nur noch durch reliktsche Schieferungsspuren in Granatkernen nachweisbar, während D2 und D3 die dominierende Schieferungs- und Faltenstrukturen darstellen. Die Schieferung zeichnet die Großstrukturen der Schlingen nach, die, trotz fehlender Markerhorizonte, bis in den Bereich des Venter Tales (Venter-Schlinge) und Vernagtstausees (Vernagt-Schlinge) nachzuweisen sind. Im Bereich zwischen diesen Schlingen und dem Umbiegen der Schieferung im Bereich des Jaggl-Fensters dominiert eine SW-NE streichende Schieferung (nachgewiesen im Bereich von Kurzras bis zum Gepatschstausee), jedoch ist eine E-W Richtung am ausgeprägtesten, die wahrscheinlich durch die Überprägung des D2-Ereignisses durch D3 verursacht wurde. Westlich des Vernagtstausees formt D3 eine Synklinale (?) mit osteinfallender Faltenachse.

Innerhalb dieser verlaufen im Saldurkamm mindestens zwei Paar untergeordnete, aufeinander folgende E-W streichende Syn- und Antiformen, wobei der Bereich der Lazaunalm aufgrund des generellen Einfallens der Schieferung nach SE wahrscheinlich im Schenkel der Antiform zu liegen kommt. Die Schieferung ändert erst im Bereich des Stotz ihr Streichen nach E, möglicherweise aufgrund des Umbiegens der Antiform. Die Faltenachsen im Bereich Lazaunalm streuen zwar stärker, verlaufen aber größtenteils in W-E-Richtung.

Die im Gebiet beobachteten Störungen werden als alpidische Ereignisse gedeutet (D4 und jüngere Phasen) und im Zusammenhang mit der Aufschubung des Ötztal-Stubai-Kristallins (ÖSK) auf die austroalpinen Decken gebracht, auch aufgrund der Zunahme der Spröddeformation Richtung Schlingig-Linie, die in der oberen Kreide aktiv war (Froitzheim et al. 1997, Tropper 1993).

Innerhalb des ÖSK können laut Van Gool et al. (1987) westgerichtete Auf- und Überschiebungen gefunden werden, wie auch möglicherweise die Paragneissserie des Saldurkammes von Glimmerschiefern östlich davon überschoben wurde. Hinweise darauf liefern die durch die Verwitterung herausgearbeitete Einsenkung (Störungsfläche?) unterhalb der Lazaunspitze und der plötzliche Wechsel der Lithologien.

Abb. 15: Geologisch-geomorphologische Karte der Lazaunalm.



Störungssysteme kleineren Maßstabes prägen das gesamte Kar, vor allem im Gletschervorfeld des Lazaunferners.

Im Bereich des Lazaunkares können drei Störungssysteme unterschieden werden, die beinahe senkrecht aufeinander stehen und im Paragneis blockförmigen Schutt liefern. Die N-S verlaufenden Störungen stehen meist steil (80-90°). Dominierend sind WSW-ENE verlaufende steile Störungen (70-90°). Flache Störungflächen streuen stärker und fallen nach E bis S ein, mit einem mittleren Fallwinkel von 20-30°. Letztere Störungflächen fallen auch mit der Hauptschieferung zusammen und schneiden diese in flachem Winkel, wobei dieser Effekt vor allem im stark geschieferten Glimmerschiefer plattige Bruchstücke liefert.

Morphologie

Das Lazaunkar wird im hinteren Abschnitt vom Lazaun-Blockgletscher ausgefüllt, der sich durch seine unverwitterte, hellgraue Farbe vom Moränematerial und dem bewachsenen Almboden deutlich abhebt (Abb. 15, 16).

Der aktive Blockgletscher Lazaun besitzt eine zungenförmige Form ist 660 m lang und bis zu 200 m breit. Der Blockgletscher bedeckt eine Fläche von 0,203 km². Er zieht an der Nordflanke des Stotzgrates (Durchschnittshöhe 2830 m) entlang. Seine Wurzelzone liegt auf ungefähr 2700 m, die Stirn endet auf 2480 m. Der Blockgletscher wird aus der Felswand des westlichen Stotzgrates mit Verwitterungsschutt aus Glimmerschiefer und untergeordnet Paragneis versorgt. Diese Felswand erstreckt sich von 2750 m bis zum Grat auf 2900 m SH und ist stark aufgelockert.

Der südliche Rand des Blockgletschers zeigt nur eine schwach geneigte Böschung, begrenzt aber klar den Blockgletscher gegenüber mehreren kleinen Schuttkegeln. Die nördliche Seitenflanke ist stärker geneigt, verliert aber Richtung Wurzelzone an Höhe, bis sie in die Moränenkanel des Gletschervorstoßes von 1850 übergeht. Die Stirn ist durch eine Depression in der Mitte in zwei Loben gespalten, die Neigung der Stirn beträgt 35-45°. Die Stirn ist ca. 29 m mächtig. Die Stirn des Blockgletschers überfährt eine alpine Rasenvegetation, am nördlichen Rand einen Murschuttfächer. Von der Wurzelzone aus bewegt sich der Blockgletscher zunächst in nordöstliche Richtung, biegt bei 2600 m SH nach Osten um und überfährt das sanft geneigte Gelände des Murkegels. Die Oberfläche des Blockgletschers weist eine ausgeprägte Morphologie aus longitudinalen und transversalen Rücken und Vertiefungen auf. Longitudinale Rücken und Vertiefungen sind im oberen Bereich ausgebildet, während die transversalen Loben im unteren Bereich, vor allem nahe der Stirn, deutlich zu erkennen sind.

Korngröße

Die Oberfläche des Blockgletschers ist grobblockig und besteht aus kantigen Blöcken mit offenem Porenraum. Sand- und Siltfraction findet sich nur untergeordnet, Tonfraction fehlt. Feinmaterial wird offensichtlich von den oberflächennahen Bereichen durch Tauprozesse und Auswaschung in tiefere Lagen transportiert, und lässt die grobblockige, klastengestützte Schuttschicht übrig. Blockdurchmesser schwanken zwischen 0,2 und 1,5 m, vereinzelt kommen auch mehrere m große Blöcke vor. Die Blockgröße ist abhängig von der Lithologie im Wurzelbereich und deren tektonischer Beanspruchung, wobei letztere nicht unbedingt die Blockgröße beeinflusst, sondern die allgemeine Verwitterbarkeit des Gesteins (Ikeda & Matsuoka 2005). Über Steinschlag und Lawinenabgänge gelangt das Lockermaterial in die Wurzelzone und somit auf die Oberfläche des Blockgletschers. Teilweise findet hier weitere Verwitterung des Materials statt, wie Grusmaterial in Spalten und Nischen von größeren Blöcken beweist.

Bodentemperaturen, BTS

Messperiode Winter 2005/2006

Insgesamt wurden am 15.11.2005 vor Schneebedeckung im Bereich des Blockgletschers 7 Temperaturlogger („Optic Stow Away Temperature Logger“) installiert. Eine Temperatursonde, die außerhalb des Blockgletschers installiert war, ging leider im Frühjahr 2006 verloren.

Zwei Sonden wurden auf permafrostfreiem Boden vor der Blockgletscherstirn installiert. Fünf Sonden wurden auf dem Blockgletscher verteilt. Zwei Sonden (T 15 und TS 18) wurden in der Depression, die den Blockgletscher teilt, installiert. Direkt oberhalb der Mulde wurde eine Sonde auf einem Rücken positioniert (TS 15). Eine Sonde wurde im oberen Bereich eines Wulstes an der orographisch rechten Blockgletscherseite installiert (TS 19). Ebenfalls auf einem Rücken im zentralen Bereich des Blockgletschers wurde eine weitere Sonde positioniert (TS 20). Erst ab dem 18.06.2006 konnten alle Sonden am Blockgletscher gefunden und die Daten ausgelesen werden. Zum Vergleich standen die Klimadaten der Station Kurzras auf 2012 m SH (Lufttemperatur in halbstündigem Messintervall) und der Station Vernagt-Finailspitze

Abb. 16: Blick auf den aktiven Blockgletscher Lazaun (Blickrichtung SSW).



(Schneehöhe als Tagesmittel), freundlicherweise vom Amt für Meteorologie der Provinz Bozen bereitgestellt, zur Verfügung.

Ergebnisse BTS Winter 2005/2006

Alle Temperatursonden zeigen eine deutliche und rasche Temperaturabnahme von knapp 0 °C zu Beginn der Messung am 15.11.2005 auf bis zu -15 °C (TS 19 am 29.11.2005) innerhalb kurzer Zeit. Schwankungen der Lufttemperatur wirkten sich rasch und deutlich bei allen Sonden aus (z. B. 21. und 22.11.2005). Diese tiefen Werte blieben bis Anfang Dezember konstant bei den Sonden TS 19 und TS 20, während bei den restlichen Sonden eine Erwärmung auf -3 bis -5 °C zu erkennen ist. Bei den Sonden TS 19 und 20 stieg die Temperatur etwas später bis auf -10 °C und blieb in den darauf folgenden Wochen konstant. Mit den ersten Schneefällen Anfang Dezember beginnt sich eine Schneedecke aufzubauen, die erst Anfang März ihre maximale Mächtigkeit von ca. 100 cm erreicht. Vom 10.12.2005 bis 18.02.2006 verlaufen Temperaturänderungen an der Basis der Schneedecke nur mit geringen Amplituden von wenigen °C, ganz im Gegensatz zur Lufttemperatur. Temperaturänderung an der Basis der Schneedecke (BTS) sind um mehrere Tage gegenüber der Lufttemperatur außerhalb verzögert. Tagesschwankungen sind an der Basis der Schneedecke keine zu erkennen.

Mit zunehmender Schneedecke (ab ca. 80 cm) werden die Temperaturschwankungen immer schwächer, und die Temperaturen liegen zwischen -8 bis -10 °C am Blockglet-

scher (gesamter Februar), außer die Sonde S 16, die vor dem Blockgletscher positioniert war, die im selben Zeitraum Werte um -1 °C aufzeichnete.

Mit Beginn der Schneeschmelze Ende April stiegen die Werte auf dem Blockgletscher innerhalb weniger Tage auf 0 °C an.

Kälteeinbrüche verursachen in der ersten Winterhälfte bis Mitte Februar größere Temperaturschwankungen in der Schuttschicht als Wärmephasen, die im Untersuchungsgebiet durch Nordstaulage und Föhnwinde verursacht werden.

Die Temperaturen blieben auf dem Blockgletscher von Beginn der Messreihe (15.11.2005) bis Anfang Mai (05.05. bis 19.05.2006) unter 0 °C , während sie außerhalb des Blockgletschers diesen Wert Ende März erreichen (um den 29.03.2006). Die Temperaturen bleiben also am Blockgletscher fast um zwei Monate länger unter dem Gefrierpunkt.

Die Temperaturänderungen an der Basis der Schneedecke erfolgen zunächst rasch und verlaufen synchron mit der Lufttemperatur, nehmen jedoch dann an Amplitude ab und pendeln sich auf einen konstanten Wert ein.

Mit Beginn der Schneeschmelze steigen die Temperaturen innerhalb weniger Tage kontinuierlich bis auf 0 °C . Mit dem vollständigen Abbau der Schneedecke registrieren die Sonden wieder die typischen Tagesschwankungen der Lufttemperatur.

Messperiode Lazaun BTS Winter 2006 /2007

In der Messperiode Winter 2006-2007 wurden 7 Sonden am Blockgletscher und 3 außerhalb des Blockgletschers installiert. Sonde BTS 1 wurde in einer Mulde direkt oberhalb GPS-Punkt 54 installiert, BTS 2 direkt bei Messpunkt 54. Die Sonden BTS 3-4-5 wurden in Form eines 1 m tiefen Profils ca. 30 m oberhalb GPS-Punkt 40 installiert, BTS 6 in einer Mulde über diesem Punkt und BTS 7 wiederum direkt am Punkt 40. BTS 8 wurde außerhalb des Blockgletschers, an einem nördlich gelegenen Rücken installiert, BTS 9 und 10 schließlich direkt vor der Blockgletscherstirn.

Ergebnisse Lazaun BTS Winter 2006 /2007 (Abb. 17)

Auch hier sind zu Beginn der Messperiode die tiefsten Temperaturen gemessen worden, bis zu -12 °C am Blockgletscher, und -8 bis -10 °C außerhalb (um den 3.11.2006). Danach kam es wieder zu einer Schönwetterphase mit höheren Lufttemperaturen, die von den Sonden ebenfalls aufgezeichnet wurden.

Tägliche Temperaturschwankungen werden von den Sonden BTS 1, 2, 3, 8, 9 und 10 zunächst mit 2 Stunden (bis zum 9.11), später mit 4 Stunden (bis zum 14.11) Verzögerung gegenüber der Außentemperatur noch bis zum 17.11 aufgezeichnet, danach bleiben die Temperaturen außerhalb des Blockgletschers konstant bei ca. 1 °C bis Anfang April (erster Schnee bei Messstation Vernagt um den 26.11.). Die Sonden BTS 4, 6, 7 und besonders 5 zeigen dagegen keine Tageszyklen, sondern nur langfristige Temperaturtrends über mehrere Tage (BTS 4 und 5 bildeten das Profil in ca. 60 und 100 cm Tiefe).

Die Temperaturen am Blockgletscher weisen noch deutliche langfristige Temperaturschwankungen zwischen 9. November (Höchstwerte um -3 bis -4 °C) und 29. Dezember (Tiefstwerte um $-5,5$ bis $-8,5\text{ °C}$) auf. Im Jänner 2007 treten Schwankungen zwischen -7 und -5 °C auf, im Februar Schwankungen zwischen $-5,5$ und -8 °C .

Ab März pendelten sich die Temperaturen auf dem Blockgletscher auf konstante Werte um $-5,5\text{ °C}$ ein. Um den 15. April herum kam es dann zu einer raschen Temperaturzunahme von -4 °C auf 0 °C zu Beginn der Schneeschmelze (14. bis 26.04), wobei einige Schneeflecken bis Juni überdauerten.

Die Temperaturen innerhalb und außerhalb des Blockgletschers blieben ungefähr gleich lang unter 0 °C (1.11.2006-24.04.2007) im Unterschied zur Messung im Winter 2005-06.

Die Sonden im Bereich des Temperaturprofils BTS 3, 4 und 5 ermöglichten es, den Temperaturgang im Schuttmantel auch in den ersten Sommermonaten zu dokumentieren. Mit zunehmender Tiefe verringern sich die täglichen Amplituden, die dem Tagesgang der Lufttemperatur folgen. Die Sonde BTS 5 in ca. 1 m Tiefe zeigte nur noch Reaktion auf den langfristigen Temperaturgang, Tagesschwankungen fehlen völlig.

Im Winter dagegen zeigten die 3 Sonden keine Tagesrhythmen im Temperaturgang, allerdings waren die Temperaturen mit zunehmender Tiefe (100 cm) um bis zu $1,5\text{ °C}$ wärmer (Monat Februar), am 3. November, beim schnellen Temperaturabfall sogar um 3 °C . Die Beobachtung, dass mit zunehmender Tiefe die Temperaturen auf einem Blockgletscher wieder relativ steigen wurde auch von Berger (2002) und Berger et al. (2004), Figl (2004), Krainer und Mostler (2000, 2001 und 2005) und Piccolruaz (2004) gemacht. Alle Sonden des Profils erreichen ab Anfang März (02.03.2007) bis Mitte April (12.04.2007) eine relativ konstante Temperatur ohne langfristige Schwankungen, aber mit langsamen Anstieg der Temperaturen von $-5,2\text{ (März)}$ bis $-7,2\text{ °C (April)}$. Ab dem 13.04. bis einschließlich 16.04. kommt es zu einem raschen Temperaturanstieg bis auf 0 °C , eine Temperatur die bis zum 23.05. konstant bleibt (Schneeschmelze).

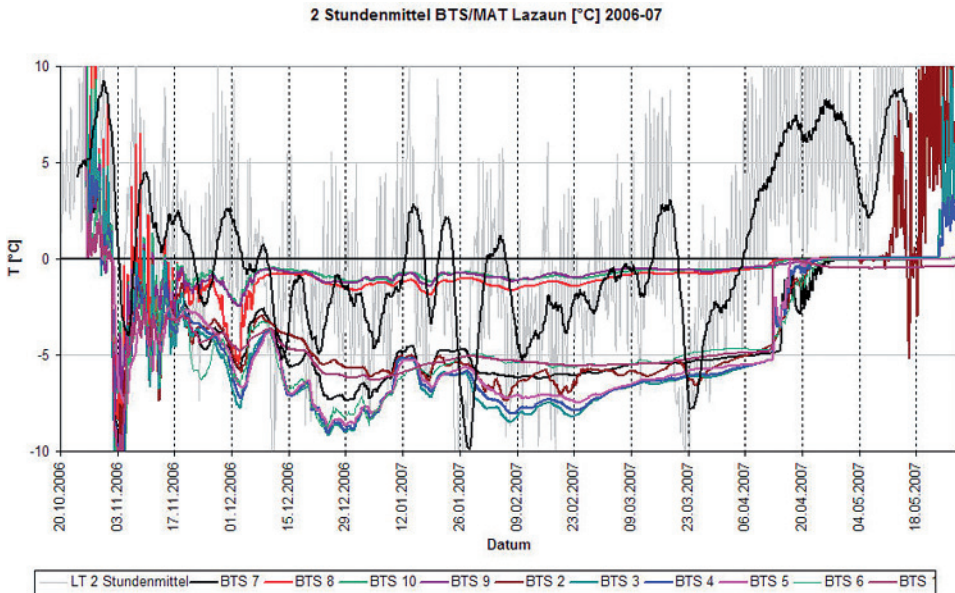
Werden mit den durchschnittlichen BTS- Werten (-9 bis -5 °C) die Auftautiefen des Permafrost abgeschätzt, nach der Formel von Haeberli & Patzelt (1982) „ $\text{Auftautiefe}=6,59-0,69\cdot\text{BTS}$ “, gelangt man beim Blockgletscher Lazaun auf Werte zwischen 0,4 m (BTS -9 °C) und 3,2 m (-5 °C). Oberflächlich konnte zwar am gesamten Blockgletscher kein Eis gefunden werden, beim Messpunkt BTS 1 Punkt lag jedoch wahrscheinlich massives Eis dicht unter der Oberfläche. GeoRADAR-Befunde lassen massives Eis ab einer Tiefe von 4 bis 6 m vermuten. Haeberli & Patzelt (1982) errechnen beim Hochebenkar-Blockgletscher durchschnittliche Werte von 2 bis 4 m.

Hydrologie

Die Installation der Pegel erfolgte kurz vor dem Einsetzen der verspäteten Schneeschmelze Mitte Juni 2006. In diesem Zeitraum sind auch bei allen Pegeln die täglichen Mengen und Schwankungen des Abflusses am größten (Abb. 18). Ab dem 20.06. nimmt die Schüttung und deren Amplitude ab (vergleiche BTS-Werte die ab 15.06. auf oberflächliche Schneefreiheit hinweisen).

Um den 24.06. und 29.06. führten starke Niederschläge zu den höchsten Abflussspitzen der gesamten Messperiode am Blockgletscher. Danach nahmen ab Anfang Juli die Abflüsse bei allen Pegeln kontinuierlich ab, die Amplitude der Tagesschwankungen

Abb. 17: BTS im Winter 2006/2007 am Blockgletscher Lazaun mit deutlich tieferen Temperaturen am Blockgletscher (Jänner - März meist zwischen $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$) als außerhalb (meist zwischen $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$).



nahmen beim Blockgletscher stark ab, während sie beim Abfluss des Lazaunferners und im Langgrubtal ausgeprägt blieben. Nur im Zeitraum vom 06. bis 09.07. kam es aufgrund von erneuten Niederschlägen zu einer geringen Erhöhung des Abflusses. In der Nacht vom 28. zum 29.07. führten weitere leichtere, aber langandauernde Niederschläge möglicherweise in Verbindung mit hohen Temperaturen zu einem außergewöhnlich hohen Abfluss, die zweithöchsten Werte im Sommer 2006. Danach nahmen die Abflusswerte langsamer, aber kontinuierlich ab, Tagesschwankungen waren zumindest am Abfluss des Blockgletschers kaum mehr zu beobachten. Eine leichte Erhöhung des Abflusses erfolgte am 03. bis 06.09. Da Niederschläge fehlten, spielt hier eher die Schönwetterlage mit ihren hohen Temperaturen, vergleichbar mit jenen im Juli, eine Rolle (Abb. 18).

Der kühle August war durch hohe, aber zeitlich verteilte Niederschläge geprägt. Allerdings konnte ein typisches Gewitter am 20.08.2006 beobachtet werden. Es zog um 14.43 auf und dauerte ca. 45 Minuten. Die Pegel des Lazaunferners und des Langgrubtales reagierten sehr rasch auf den heftigen Platzregen und erreichten beim maximalen Niederschlag um 14-15.00 ihr Maximum. Der Pegel am Blockgletscher dagegen reagierte langsamer, und erreichte sein Maximum erst um 17.00.

Diese Verzögerung von 2 bis 3 Stunden konnte bei fast allen Niederschlagsereignissen im Sommer 2006 beobachtet werden.

Der ungewöhnlich kühle August zeichnet sich kaum im Abfluss des Blockgletschers ab. Die Vermurung des Pegels am Lazaunfernerabfluss am 07.08. macht einen Vergleich des Abflussgeschehens ab diesem Zeitpunkt schwierig, aber es scheint, dass erst

die Kältewelle Ende August (ab 27.08.) einen verminderten Abfluss bewirkt, ähnlich auch das Geschehen im Langgrubtal.

Die anschließende Wärmephase um den 07.09. zeigt einen geringen Anstieg des Abflusses am Blockgletscher, und einen nur undeutlich Anstieg an den anderen zwei Pegeln.

Niederschlagsereignisse, die auf die sonst glatt verlaufende Pegelkurve noch Auswirkungen zeigen, erfolgten am 16.09. und 05.10. Der Niederschlag am 15.10. wirkte sich nicht auf den Abfluss aus, am 24.10. jedoch schon. Während das erste Ereignis durch die kühlen Temperaturen wahrscheinlich bereits als Schnee fiel (erster Schnee in Südtirol bereits um den 05.10.), kam es Ende Oktober zu einem Hochdruckgebiet mit ungewöhnlich milden Temperaturen.

Der Abfluss des Blockgletschers reagiert sehr rasch auf Niederschlagsereignisse, während die Rückkehr zum Grundabfluss („Base-flow“) langsam erfolgt.

Die Abflüsse der zwei weiteren Pegelstationen wiesen auch im Hochsommer noch tägliche starke Abflussschwankungen auf, im Gegensatz zum Blockgletscher, der ab Anfang Juli nur noch schwache Schwankungen zeigte. Im Spätsommer, ab August sind keine Schwankungen mehr erkennbar.

Das Abflussmaximum tritt gegenüber dem Maximum der Lufttemperatur verzögert auf. Im Juni erreicht die Lufttemperatur um 14.00-15.00 ihr Maximum, der Abfluss des Blockgletschers dagegen seinen Höhepunkt erst um 18.00-20.00, beim Abfluss des Lazaunferners zwischen 17.00-19.00 und im Langgrubtal zwischen 16.00-18.00 (Abb. 19).

Die täglichen Schwankungen der drei Gewässer sind während der Schneeschmelze am deutlichsten ausgeprägt (Abb. 18). Gletscher zeigen eine Zeitverzögerung des Abflussgeschehens gegenüber der Lufttemperatur und des Sonnenhöchststandes (Weber 2003). Dies ist auch beim Lazaunferner der Fall, wobei die lange Zulaufstrecke zum Pegel berücksichtigt werden muss. Der Pegel des Blockgletschers steht zu diesem in unmittelbarer Nähe, trotzdem erreicht der Blockgletscherabfluss weitaus später seinen Höchstwert, etwa drei Stunden, wobei die Kurven ähnlich verlaufen. Dies lässt vermuten dass die nötigen Temperaturen (Strahlung kann wahrscheinlich durch die Abschirmung der Schuttschicht vernachlässigt werden) für das Schmelzen des Eises im Blockgletscher gegenüber der Außentemperatur verzögert erreicht werden. Der Abfluss des Blockgletschers ist während der Schneeschmelze (Juni) am höchsten, mit Spitzen bis zu 138 l/s und nimmt über den Sommer hinweg bis Herbst kontinuierlich ab, um in den Wintermonaten ein Minimum von 9 l/s zu erreichen. Der durchschnittliche Sommerabfluss (Juli bis Oktober) liegt bei ca. 26 l/s.

Wasserchemie

Da das Gesundheitsamt der Provinz Bozen Wasserproben der Quellsfassung im Vorfeld des Lazaunferners aufgrund hoher Nickelwerte beanstandet hatte (die offizielle Obergrenze für den Nickelgehalt im Trinkwasser von 20 µg/l gemäß Leg. Dekr. 02-02-2001 Nr.31. wurde um das 3 bis 4 fache überschritten - mündl. Mitt. Dr. Antonella Veneri,

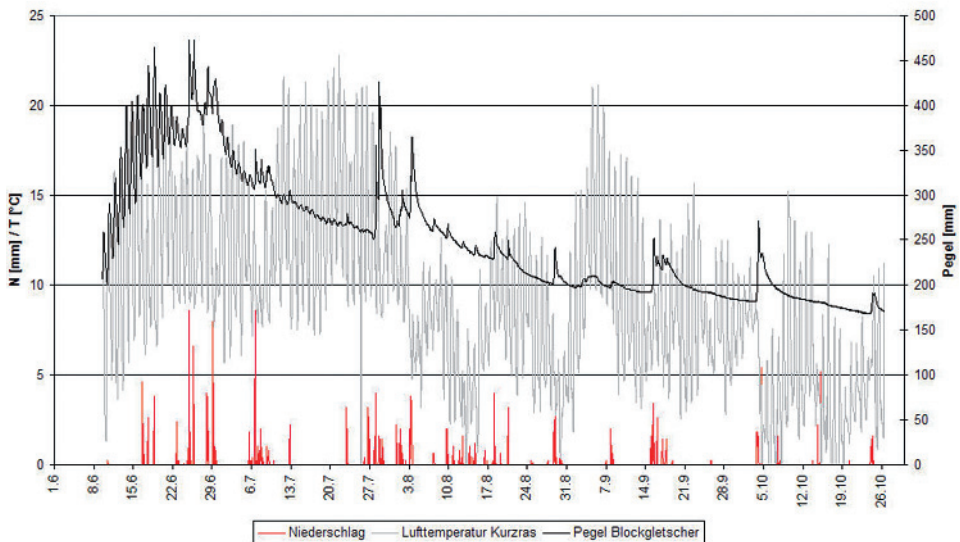
„Labor für Wasseranalysen“ - Autonome Provinz Bozen - Südtirol) wurden die Quellen des Lazaunkares und der Gletscherbach hinsichtlich ihres Elementgehaltes analysiert.

- Blockgletscherquelle (BG)
- Quelfassung der Lazaunhütte (QF) vor der 1850-Moräne,
- Gletscherbach mit verschiedenen Seitenarmen des Lazaunferners (GB)
- Quelle am Moränenabhang (Q1)
- Quelle vor einer fossilen Blockgletscherstirn (Q2) am südlichen Hang (Frischtele)
- Blockgletscherquelle (Schuttlobus Stotz) (Q 3)
- Lazaunsee (LZ).

Alle Wasserproben wurden in 250 ml fassende PET-Flaschen eingesammelt, und dankenswerter Weise von Herrn Tessadri (Institut Für Mineralogie und Petrographie Innsbruck), mittels Atom Adsorption Spektrometrie auf Hauptkationen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), Si und Spurenelemente (P, Al, Ag, Ti, Fe, Mn, Sr, Ba, Rb, Co, Cu, Cr, Cd, Ni, Pb, Zn und V) hin untersucht.

Die Wässer im Bereich des Gletschervorfeldes und des Blockgletschers wiesen konstant höhere Leitfähigkeitswerte als die südexponierten Quellen oder der niederschlagsgepeiste Lazaunsee auf, somit können zwei Großgruppen von Quellen unterschieden werden: Quellen mit Leitfähigkeitswerte von 10-50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und Quellen mit Werten von 100-275 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Erstere Gruppe zeigt auch geringere Schwankungen der Messwerte den ganzen Sommer hindurch.

Abb. 18: Abflussganglinie des Blockgletscherbaches Lazaun (schwarz) mit Niederschlag (rot) und Lufttemperatur Kurzras (grau). Der Abfluss ist im Juni aufgrund der Schneeschmelze hoch und weist ausgeprägte Tagesschwankungen auf. Ab Juli geht der Abfluss kontinuierlich zurück, unterbrochen nur durch einzelne Abflussspitzen, ausgelöst durch Niederschlagsereignisse.

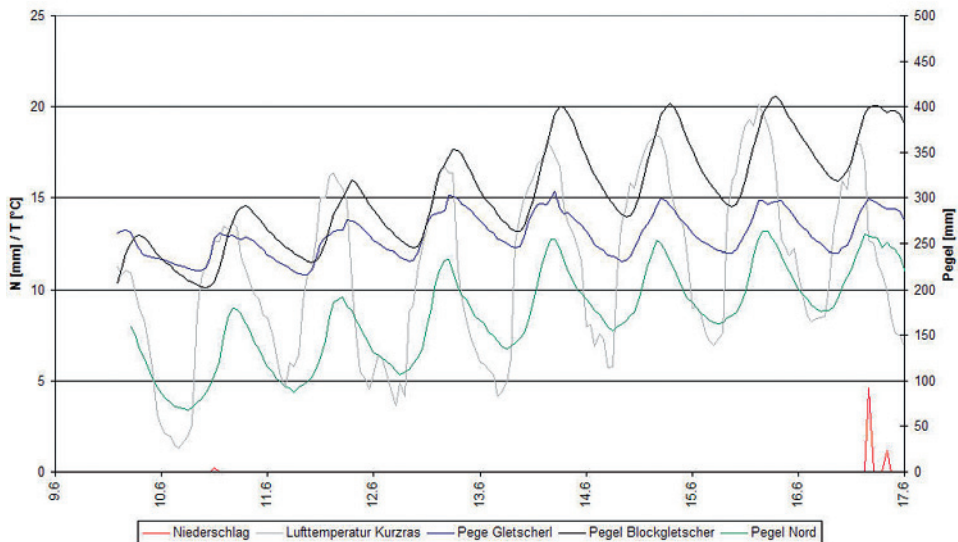


In die zweite Gruppe fallen die Abflüsse des Gletschers, des Blockgletschers und der Quellfassung. Von diesen drei zeigte die Quellfassung durchschnittlich die geringste Leitfähigkeit ($\sim 190 \mu\text{S}/\text{cm}$) und die geringsten Schwankungen. Die stärksten Schwankungen zeigte der Gletscherabfluss mit Werten im Frühsommer um $100 \mu\text{S}/\text{cm}$, und im Spätsommer um $250 \mu\text{S}/\text{cm}$. Der Blockgletscherabfluss zeigte geringe Werte mit $80\text{-}160 \mu\text{S}/\text{cm}$ zu Beginn der Messungen im Juni 2006, die bis August-September auf einen relativ konstanten Wert von $250 \mu\text{S}/\text{cm}$ stiegen, um in den Wintermonaten geringfügig auf $200 \mu\text{S}/\text{cm}$ abzunehmen.

Die Wassertemperaturen des Blockgletschers blieben den ganzen Sommer hindurch bei durchschnittlich 1°C . Nur während der Schneeschmelze im Juni und in den Wintermonaten war die Temperatur tiefer, während der Wintermessung sogar um 0°C (die Messung erfolgte allerdings nicht direkt an der Stirn). Alle anderen Probenstellen zeigen dagegen starke Schwankungen, vor allem die Temperatur des Lazaunsees folgt den Tagestemperaturen.

Auch die Quellfassung zeigt ein ähnliches Muster wie der Temperaturgang, allerdings stark gedämpft. Die Temperaturen der Quellfassung liegen auch stets über jenen des Blockgletschers. Stark an die atmosphärischen Temperaturschwankungen gebunden ist auch der Gletscherbach, wobei hier allerdings aufgrund der langen Fließstrecke davon ausgegangen werden muss, dass die Temperaturen ausschließlich die Erwärmung während des Abflusses widerspiegeln. Auch die südexponierte Quelle 1 am Frischtele-Hang weist Lufttemperatur - gekoppelte Schwankungen auf. Im Gegensatz dazu weist Quelle 2 zu Beginn der Messungen im Juni hohe Temperaturen auf, die über den Temperaturgang von Kurzras liegen. Vielleicht spielt hier der schutt-dominierte Quellbereich eine Rolle (Erwärmung des Gesteins durch Strahlung).

Abb. 19: Ausgeprägte Tageszyklen im Abfluss, aufgezeichnet im Zeitraum vom 10. Bis 17. Juni 2006. Die Abflussmaxima werden am Blockgletscher deutlich später erreicht als an den beiden Gletscherbächen



Betreffend Wasserchemie soll hier nur die auffallend hohe Konzentration an Ni in den vom Gletscher und den beiden aktiven Blockgletschern gespeisten Quellen kurz eingegangen werden (Quellen GB, QF, BG, Q 3)

Die Konzentration von Nickel in der Quellfassung (QF) übersteigt die gesetzliche Obergrenze für Trinkwasser um beinahe das 3 fache, mit im Schnitt 0,06-0,07 mg/l. Die Werte sind generell bei allen vier Quellen sehr hoch, durchgehend am höchsten jedoch in der Quellfassung. Im Zeitraum August bis Oktober kommt es auch bei diesem Element zu einer signifikanten Zunahme am Gletscher- und Blockgletscherabfluss. Während bei der Quellfassung die Zu- und Abnahme langsam und regelmäßig erfolgt, steigen die Werte am Blockgletscher sprunghaft kurz nach der Schneeschmelze (von 0,02 auf 0,06 mg/l), und stark, aber gleichmäßiger, von September bis Anfang Oktober (von 0,05-0,07 auf 0,08 mg/l, und damit das 4fache über den gesetzlichen Maximalwert für Trinkwasser). Ab Ende Oktober fällt der Wert auf die Anfangskonzentration des Sommers auf 0,035 mg/l zurück. Auch der Gletscherabfluss zeigt eine überraschend schnelle Zunahme, von 0,03mg/l auf 0,08mg/l während des Überganges September-Oktober, und danach eine ebenso rasche Abnahme. Damit ähnelt das Verhalten von Nickel auch den meisten anderen untersuchten Elementen, mit einer markanten Zunahme in den wärmeren Monaten nach der Schneeschmelze.

Die Herkunft des Nickels ist unklar. Gesteinsanalysen zeigen, dass das Ni nicht aus dem Festgestein stammt. Die Zunahme der Ni-Konzentration mit abnehmendem Abfluss zum Herbst hin (abnehmender Schneeschmelze und damit zunehmendem Anteil an Eisschmelze) weist darauf hin, dass das Ni möglicherweise aus dem Eis des Gletschers und der beiden Blockgletscher freigesetzt wird.

Bewegungsmessungen

Aufgrund der Morphologie des Blockgletschers wurde bereits vor den GPS-Messungen vermutet, dass die Bewegungen in der Mitte und im hinteren Bereich, sowie an der nördlichen Blockgletscherstirn am größten sind. Die Messungen bestätigten im Wesentlichen diese Beobachtungen.

Die nach Nordosten gerichtete Fließgeschwindigkeit erreichte an der nordöstlichen Stirn die höchsten Werte mit bis zu 80 cm/Jahr, im Schnitt betrug sie 50 cm/Jahr in der Blockgletschermitte. Gegen die nordwestliche Flanke hin nehmen die Beträge kontinuierlich ab, von über 20 cm/Jahr in 25 m Entfernung von Blockgletscherrand auf 0 cm direkt am Blockgletscherrand. Markanter ist die Geschwindigkeitsänderung gegen die südöstliche Flanke hin, auf einer Entfernung von nur 20 m nahmen die Fließbewegungen von 40-50 cm/Jahr auf 20-0/Jahr cm ab (Abb. 20, 21).

Die Bereiche des Blockgletschers mit den höchsten Bewegungsraten fallen mit den Verflachungszonen und den ausgeprägten Querwülsten zusammen.

Gemessene Höhendifferenzen am Blockgletscher Lazaun zeigten eine Mächtigkeitabnahme von bis zu 30 cm auf der nordöstlichen Stirn, in der Mitte geringere Werte um 20-5 cm. Mächtigkeitzunahme konnte nicht beobachtet werden. Unterschiedliche Beträge innerhalb desselben Querprofils lassen vermuten, dass diese Werte nicht allein die Topographie des Hanges nachzeichnen (mit einer durchschnittlichen Nei-

gung von 20°), sondern auch zu einem gewissen Anteil tatsächlich die Mächtigkeitsabnahme des Blockgletschers nachzeichnen.

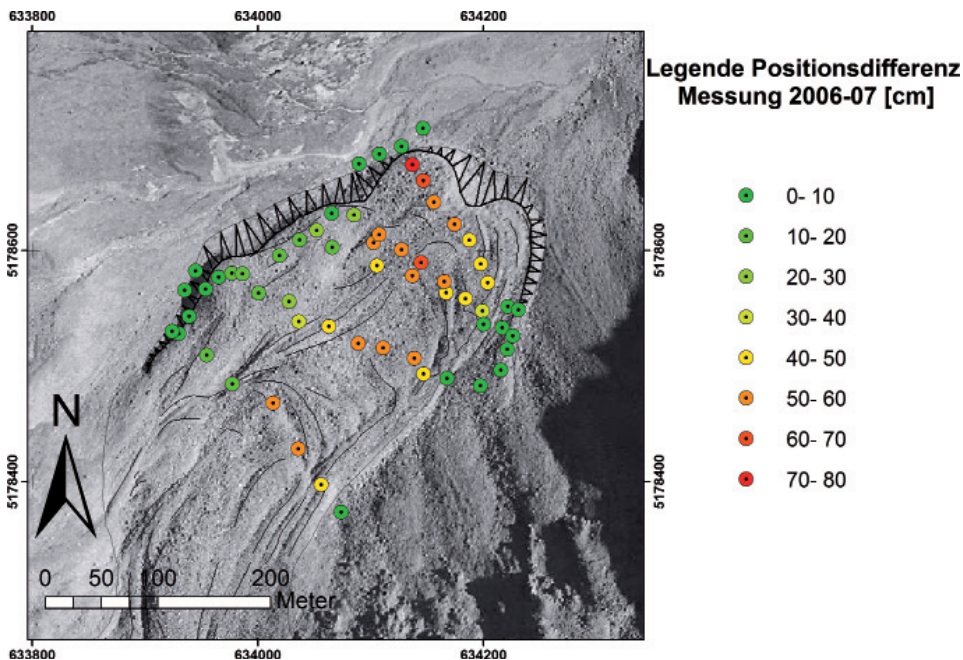
Die Messpunkte mit den ausgeprägtesten Beträgen bei der vertikalen Komponente waren auch jene mit der größten horizontalen Bewegung, das Muster der Bewegung war bei beiden Komponenten ähnlich.

Georadar

Am Blockgletscher Lazaun wurden am 25. März 2006, bei genügend mächtiger Schneedecke Längs- und Querprofile gemessen: Profil A-B mit einer Länge von 550 m umfasst die gesamte Länge des Blockgletschers, von seiner Wurzelzone bis zur Stirn. Das Querprofil C-D ist 200 m lang und liegt senkrecht zum ersten Profil, ungefähr in der Mitte des Blockgletschers.

Ein zusätzliche Profile F-I, bestehend aus drei Teilstücken mit einer Gesamtlänge von 550 m und wurde am 26.10.2006 außerhalb des Blockgletschers, entlang des Felskontaktes mit einem Murschuttkegel angelegt, um die Fortsetzung des anstehenden Felsen und die quartäre Bedeckung abzuschätzen. Vom anstehenden Felsen aus wurde ein 200 m langes Profil nach Osten gelegt, von dessen Endpunkt aus wurde mit einem scharfen Knick das Profil nach NE um 350 m verlängert.

Abb. 20: Mit GPS gemessene oberflächliche Bewegungsraten am Blockgletscher Lazaun für den Zeitraum 26.8.2006 - 10.7.2007. Die höchsten Fließbewegungen wurden im zentralen Bereich und nahe der Stirn gemessen (meist 40 - 50 cm, maximal knapp 80 cm), zu den beiden Rändern des Blockgletschers nahmen die Bewegungsraten kontinuierlich ab.



Aufgrund der zu geringen Eindringtiefe von 25 m wurde die Basis des Blockgletschers, ähnlich wie im Ultental, leider nicht erreicht. Vom Startpunkt des Profils in der Mulde der Wurzelzone zieht sich in 20 m Tiefe ein markanter Reflektor mit 20° Einfallen (mit der Topographie korrigiert ca. 35-40°) nach Norden, bis in einer Tiefe von ca. 30 m, wo das Signal aufgrund der gewählten Frequenz nicht mehr auflösbar ist.

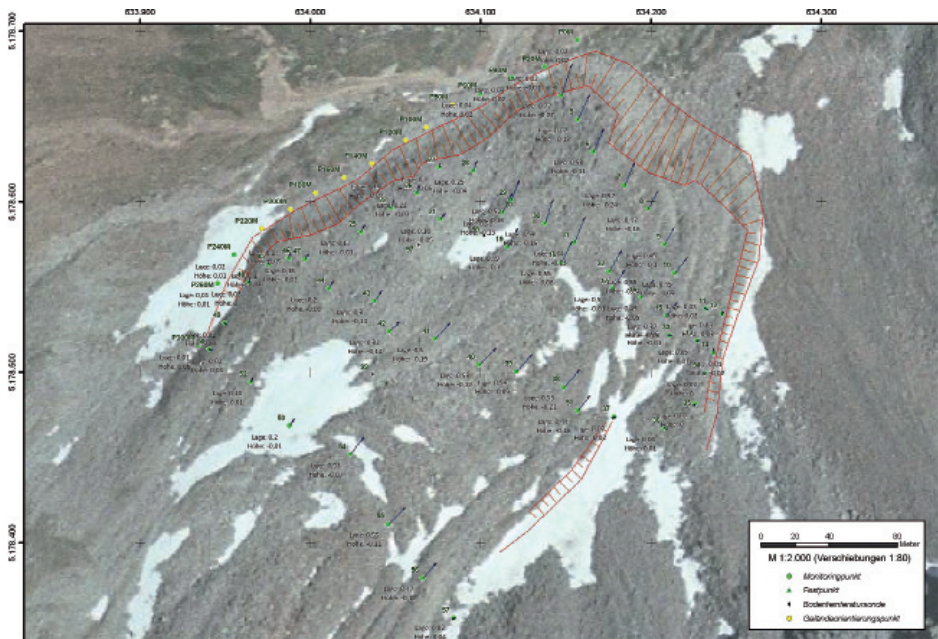
In einer Tiefe von 4 bis 6 m ist ein markanter Reflektor zu erkennen. Zu diesem hin verlaufen in Blockgletscherfließrichtung steilstehende Reflektoren. Nur bei ungefähr Profilmeter 200 ist ein einzelner, undeutlicher zur Oberfläche parallel verlaufender Reflektor von ungefähr 75 m Länge erkennbar. Im unteren Abschnitt verläuft ein deutlicher Reflektor nach unten, bis zur Auflösung des Signals.

Die scheinbar parallel verlaufenden Reflektoren in den obersten Meter des Blockgletschers (bis 4-6 m Tiefe) sind nur die Signale, die über die Luft und Schnee direkt an den Empfänger geleitet wurden, und stellen keine Strukturen dar (Neal 2004).

Die darunterliegende, fast strukturlose Fläche dagegen wird nach oben hin von einem markanten, durchgehenden Hauptreflektor abgegrenzt. Diese Fläche stellt ein homogenes, durchgehendes Material dar, das mindestens bis in eine Tiefe von 30 m reicht. Nur vereinzelt sind meist steilstehende Reflektoren zu erkennen, die in einem Winkel von 30-40° zum Hauptreflektor nach Norden einfallen. Zwischen 100 und 200 Profilmeter liegt ein einzelner Reflektor parallel zur Blockgletscheroberfläche.

Das anschließende Profil des vorderen Abschnitts des Blockgletschers weist nur den Horizont in 4-6 m Tiefe auf, ab dem das homogene Material ansetzt, sonst sind keinerlei Strukturen zu erkennen.

Abb. 21: GPS-Bewegungsmessungen am Blockgletscher Lazaun für den Zeitraum 26.8.2006 bis 10.7.2007, dargestellt in Form von Bewegungsvektoren.



Das 200 m lange und quer zur Fließrichtung des Blockgletschers angelegt Profil C-D weist ebenfalls einen Reflektor in 20 m Tiefe am Beginn des Profils auf, der nach NW mit weniger als 20° (mit der Topographie korrigiert weniger als 35-40°) einfällt. Auch hier konnte aufgrund der Mächtigkeit des Blockgletschers der Untergrund nicht ermittelt werden. An Strukturen ist nur der Hauptreflektor in 4-6 m Tiefe erkennbar.

Ein insgesamt 550 m langes Profil (F-I) wurde im Oktober 2006 ohne Schneebedeckung auf dem Murkegel und der Lazaunalm in unmittelbarer Nähe der Blockgletscherstirn gemessen. Versucht wurde, vom anstehenden Felsen aus die quartäre Bedeckung zu messen, um abzuschätzen zu können, auf welche Weise und wie tief die Felsunterkante unter dem Blockgletscher durchzieht. Hier ist ein deutlicher Hauptreflektor erkennbar, der flach nach Osten einfällt, von einer durchschnittlichen Tiefe von 4 m zu 10 m (Profil H-I). Zu diesem Hauptreflektor bilden zahlreiche, lagenweise angeordnete untergeordnete Reflektoren einen „Onlap“, nur in den letzten 200 m liegen diese parallel zur Geländeoberfläche. Dieses Profil ist insofern von Interesse, da der Gletscherbach, der das Lazaunmoor durchfließt, in der Nähe des Endpunktes I einen bis zu drei Meter tiefen Aufschluss geschaffen hat. Somit können die Befunde des GeoRADAR-Profiles mit den tatsächlichen Aufschlussverhältnissen verglichen werden.

Schlussfolgerungen

Der aktive Blockgletscher Lazaun weist eine unverkennbare zungenförmige Form auf, mit einer steilen Stirn zwischen 30-50°. Die ausgebildete Depression an der Wurzelzone des Blockgletschers Lazaun spricht dafür, dass eine beträchtliche Eismenge (massiver Eiskern) an dieser Stelle abgeschmolzen sein muss. Die markanten Abgrenzungen dieser Mulde gegenüber den anstehenden Felsen, und der weitere steile Verlauf unter dem Schutt, wie im GeoRADAR Profil A-B erkennbar, lassen vermuten, dass es sich um ein glazial erodiertes Kar handelt. Die Messdaten (Bewegungsmessungen, BTS, Quelltemperatur), steile Stirn und Oberflächenmorphologie zeigen, dass es sich um einen aktiven Blockgletscher handelt, der möglicherweise (zumindest im oberen Bereich) einen massiven Eiskern besitzt.

Die GeoRADAR-Profile unterstützen auch durch die Abbildung von vermuteten Scherbahnen im inneren des massiven Eiskerns die Gletscherhypothese (vergleiche auch Lang 2006).

Die Beobachtungen sprechen dafür, dass ein Teil der beobachteten Bewegungen am Blockgletscher Lazaun entlang von Scherflächen erfolgt, in der Steilstufe möglicherweise entlang einer einzelnen, bis zu 75 m langen Scherfläche in 12 bis 14 m Tiefe.

Blockgletscher weisen ein saisonales Abflussgeschehen auf, vergleichbar jenem von Gletschern, jedoch mit geringeren kurzfristigen Schwankungen. Die Wintermonate (Oktober-Mai) sind durch geringen bis fehlenden Abfluss mit hoher Leitfähigkeit und geringen Temperaturschwankungen gekennzeichnet (Piccolruaz 2004, Berger et al. 2004, Krainer & Mostler 2005). Mit Einsetzen der Schneeschmelze kommt es zu rascher (innerhalb weniger Tage) starker Schüttung, wahrscheinlich wird in dieser Phase das Drainagenetzwerk des Blockgletschers angelegt.

Nachdem die oberflächliche Schneeaufgabe meist Juni-Anfang Juli abgeschmolzen ist, setzen warme Lufttemperaturen dem Eis im Inneren zu. Mit abnehmenden Temperaturen über den Spätsommer-Frühherbst nimmt der Abfluss konstant ab. Nur noch sehr warme Schönwetterphasen, und vor allem Niederschläge, haben einen Einfluss auf das Abflussgeschehen. Ab Oktober kommt es meist im Bereich der Ötztaler Alpen zu einem starken Temperaturabfall, und somit zu einem Ende des Abschmelzens des Eises. Beobachtbare Abflüsse stammen jetzt nur noch vom Grundwasser.

Im Gegensatz zu Beobachtungen durch Berger et al. (2004) schienen Schlechtwetterphasen am Blockgletscher Lazaun kaum den Abfluss zu beeinflussen. Ausgeprägte Tagesschwankungen des Pegels konnten bis Juni beobachtet werden.

Maxima des Abflusses fanden während des Junis meist in den frühen Abendstunden um ca. 20.00 Uhr statt (Höchstwert Lufttemperatur Kurzras 14.00), im Juli verschoben sie sich um einigen Stunden bis auf 23.00 Uhr (Höchstwert Temperatur 15.00-16.00). Zwei Arten von Abfluss können unterschieden werden, Basis- und Direktabfluss (Krainer & Mostler 2002). Der Direktabfluss setzt sich hauptsächlich aus den oberflächlichen Niederschlägen zusammen, der Basisabfluss aus der Ablation des inneren Eises und aus Grundwasser. Mengenmäßig macht der Basisabfluss nur einen geringeren Teil des jährlichen Gesamtabflusses aus.

Die Abflussdynamik ähnelt vor allem während der Schneeschmelze dem Abflussverhalten von Eisgletschern. Allerdings weisen die Abflüsse im Spätsommer - Herbst deutliche Unterschiede auf. Tägliche starke Amplituden fehlen im Gegensatz zu Gletschern bei Blockgletschern. Auch die Abflussmenge ist meist geringer als bei Gletschern vergleichbarer Größe. Die Leitfähigkeit ist während der Schneeschmelze am geringsten und steigt danach, um im Winter Höchstwerte zu erreichen.

Aufgrund der Hydrochemie kann ein ähnliches Abflussmodell wie von Krainer & Mostler (2002) postuliert werden.

Während der Schneeschmelze dringt Niederschlagswasser mit einer geringen Leitfähigkeit und Anteil gelöster Ionen in den Blockgletscher ein und verdünnt die Konzentrationen eventueller Schmelzwässer des internen Blockgletschereises. Zu Anfang der Ablationsperiode des Blockgletschers, während hoher Temperaturen (Messung 09.07.2006) steigt die Konzentration der Elemente rasch an.

Die hohen Konzentrationen von Schwermetallen während des Sommers können fast nur mit abschmelzendem Eis mit Verwitterungsrückständen von Gestein erklärt werden, die südseitigen, grundwassergespeisten Quellen und der niederschlagsgespeiste Lazaunsee wiesen nämlich keinerlei erhöhte Konzentrationen oder Konzentrationschwankungen auf.

Die Schuttschicht des Blockgletschers wirkt als Pufferzone und aktive Schicht und spielt eine wesentliche Rolle beim Energiehaushalt des Blockgletschers. Messungen von Berger et al. (2004) zeigen, dass bereits in einer 1-2 m tiefen Schuttschicht nur noch geringe Temperaturschwankungen auftreten, und es konstant um oder wenige Grad über 0 bleibt.

Nur zu Beginn des Winters, vor der Schneebedeckung, findet ein rascher und zeitgleicher Austausch der Luft der aktiven Schicht mit der Umgebung statt (Phase 1), vor allem im obersten Bereich der Schuttschicht, mit großen und kommunizierenden Hohlräumen. Sobald im Herbst die Temperaturen abnehmen, sammelt sich zunehmend kalte Luft an der Oberfläche und in den Hohlräumen der aktiven Schicht. Die Temperaturen nehmen stark ab. Die erste Schneeauflage verstärkt diesen Effekt sogar (Phase 2).

Da wärmere Luft aufgrund der geringeren Dichte nicht eindringen kann, beeinflussen Wärmephasen des Wetters kaum den Temperaturgang in der Schuttlage.

Kältere Luft dagegen kann eindringen, deshalb verursachen Schlechtwettereinbrüche eine Temperaturveränderung. Da diese langsam und über mehrere Tage stattfinden, erscheint ein Kamineffekt als Hauptursache des Temperaturtransports in der Schuttschicht unwahrscheinlich.

Ist die Schneedecke mächtig genug, isoliert sie die aktive Schicht von der Umgebung, und der „Wärmefluss“ aus dem Inneren des Blockgletschers kommt zum Tragen. Die Temperaturen erreichen ein thermisches Gleichgewicht bei -7 bis -10 °C beim Blockgletscher Lazaun (Phase 3). Außerhalb des Blockgletschers waren es nur -3 bis -1 °C. Der ungewöhnlich milde Winter 2006-07 wies im Schnitt um 3 bis 5 °C höhere Temperaturen an der Schneedeckenbasis als der Winter 2005-2006 auf.

Während der Schneeschmelze dringt Schmelzwasser ein, und „erwärmt“ das Innere bis auf 0 °C (Phase 4).

5 Untersuchungen am Blockgletscher Murfreit, Sella Nordseite

Lage

Der Blockgletscher „Murfreit“ sowie ein weiterer Blockgletscher („Sas dala Luesa“) liegen in der nördlichen Sellagruppe auf der sogenannten „Mittelterrasse“ (Meisules), südlich des Grödner Joches bzw. westlich der Pisciadú-Hütte auf einer Seehöhe von ca. 2670 m (siehe Karte Abb. 22).

Geologie

Die „Raibler Terrasse“, auf der die Blockgletscher liegen, ist an der Nordseite der Sellagruppe am deutlichsten ausgeprägt („Mittelterrasse“). Diese Terrasse liegt im Niveau der Raibl-Gruppe, die in der Sellagruppe in Form der Pordoi-Formation abgeschlossen ist. Die Terrasse entstand durch die stärkere Verwitterung der Gesteine der Pordoi Formation.

Die Pordoi Formation wird vom Cassianer Dolomit unterlagert und von Hauptdolomit überlagert.

Der Cassianer Dolomit (Karn) setzt sich aus beigen bis hellgrauen Dolomiten zusammen, die aus kalkigen Plattformsedimenten entstanden sind. Die ursprüngliche Plattformgeometrie ist im Bereich der Sellagruppe mit 30 - 35° steilen Klinoförmigkeiten an den

Flanken, einem massig ausgebildeten Plattformrand mit teilweise Großoolithen und horizontal geschichteten Dolomitbänken im Inneren der Plattform noch gut erkennbar (Keim & Schlager 2001).

Die Pordoi-Formation (oberes Karn) ist an der Nordseite der Sellagruppe großteils von Schutt und Blockgletschern bedeckt und nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Die Abfolge erreicht eine Mächtigkeit von ca. 30 m und besteht im unteren Abschnitt aus bräunlichen, arenitischen Dolomiten, die vereinzelt Crinoidenstielglieder enthalten. Ungefähr 10 m über der Basis ist ein 5 cm dicker grünlicher Dolomitarenit eingeschaltet, der auch etwas Feldspat und Chlorit enthält, die möglicherweise vulkanischer Herkunft sind. Im oberen Abschnitt dominieren helle stromatolithische Dolomite mit LF-Gefügen. Vereinzelt sind Fossilien enthalten (u.a. die Foraminifere *Trocholina procera* und das Mikroproblematikum „Ladinosphäre“, das nur aus dem Cordevol bekannt ist. Zwischen den Dolomitbänken sind teilweise dünne mergelige Lagen ausgebildet.

Die Sedimente der Pordoi-Formation werden als Ablagerungen eines flachen Meeres mit zeitweise erhöhter Salinität interpretiert (Keim 2000, Mussner 2010).

Synsedimentäre Extensionstektonik im Karn wird durch grabenartige Strukturen (am Westende des Masores de Murfreit, an der Basis des Piz Pisciadú), Abschiebungen und brecciösen Spaltenfüllungen angezeigt (Mussner 2010).

Der Hauptdolomit (Nor) stellt eine zyklische Abfolge aus meterdicken Bänken mit Bivalven (v.a. Megalodonten) und Gastropoden (*Worthenia*) sowie dünnen Bänken aus Stromatolithen dar. Vereinzelt sind auch Breccien und dünne mergelige Lagen eingeschaltet. Im Einzugsgebiet der untersuchten Blockgletscher ist der Hauptdolomit stark geklüftet und wird vor allem von NNE-SSW sowie NNW-SSE bis NW-SE streichenden Störungen durchzogen. Entlang dieser Störungen ist der Hauptdolomit stark zerlegt und die Blockgletscher werden hauptsächlich von diesen Störungszonen mit Verwitterungsschutt beliefert (siehe Karte Abb. 22).

Morphologie

In der nördlichen Sellagruppe konnten insgesamt 10 Blockgletscher lokalisiert werden. Davon wurden vier als aktiv, fünf als inaktiv und einer als fossil eingestuft. Die Blockgletscher bedecken eine Fläche von insgesamt 53,5 ha (siehe Mussner, 2010).

Der Blockgletscher „Murfreit“ ist der weitaus größte Blockgletscher. Es ist auch gleichzeitig der aktivste Blockgletscher. Unmittelbar östlich liegt der Blockgletscher Sas dala Luesa. Beide Blockgletscher liegen auf der „Mittelterrasse“ westlich der Pisciadú-Hütte.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf den Blockgletscher Murfreit, der im Detail untersucht wurde.

Es handelt sich um einen lappenförmigen, aktiven Blockgletscher mit einem massiven Eiskern. Der Blockgletscher ist 420 m lang und 1100 m breit und bedeckt eine Fläche von 33,6 ha. Die Stirn endet auf einer Seehöhe von 2590 m, die Wurzelzone liegt auf 2770 m. Der Blockgletscher ist nach Norden bis Nordwesten ausgerichtet und wird

im Süden von einer steilen Felswand mit Gipfelhöhen von knapp 3000 m begrenzt (Abb. 23, 24). Diese steile Felswand besteht aus Hauptdolomit, der von zahlreichen, steil stehenden Störungen durchzogen wird. Vor allem aus diesen Störungszonen, entlang welcher der Hauptdolomit stark tektonisch zerlegt ist, wird der Blockgletscher mit Verwitterungsschutt versorgt. Aber auch neben den Störungen ist in den steilen Felswänden mitunter starke Steinschlagaktivität zu beobachten. Entsprechend besteht der Blockgletscher ausschließlich aus Hauptdolomitschutt unterschiedlicher Korngröße. Die im Westabschnitt bis zu $> 40^\circ$ steile Stirn endet stellenweise direkt an der Abbruchkante der Terrasse (Abb. 23, 24). Die steile Stirn und auch die Oberfläche des Blockgletschers sind frei von Vegetation. Im Bereich der Stirn ist der Blockgletscher meist um die 20 m, im westlichen Bereich bis zu 40 m mächtig.

Die Schuttlage („active layer“) ist im Bereich der Wurzelzone oft nur 10 - 15 cm dick und wird zur Stirn hin zunehmend dicker, erreicht eine Mächtigkeit von mehreren Metern. Am Wandfuß, im Bereich der Wurzelzone, ist stellenweise eine deutliche Depression ausgebildet (Abb. 25).

In den Sommermonaten ist am Blockgletscher meist ein Thermokarstsee vorhanden („Drachensee“; „Lech di Dragon“), der seit 1899 durch Fotos dokumentiert ist. Dieser Thermokarstsee hat seine Form ständig verändert und ist in den letzten Jahrzehnten auch mehrmals ausgebrochen. Zeitweise (in den 50er Jahren) wurde der Drachensee von einer bis zu 25 m hohen Wand aus gebänderten Eis begrenzt. Im Jahr 2004

Abb. 22: Geologisch-geomorphologische Karte des Blockgletschers Murfreit an der Nordseite der Sellagruppe.

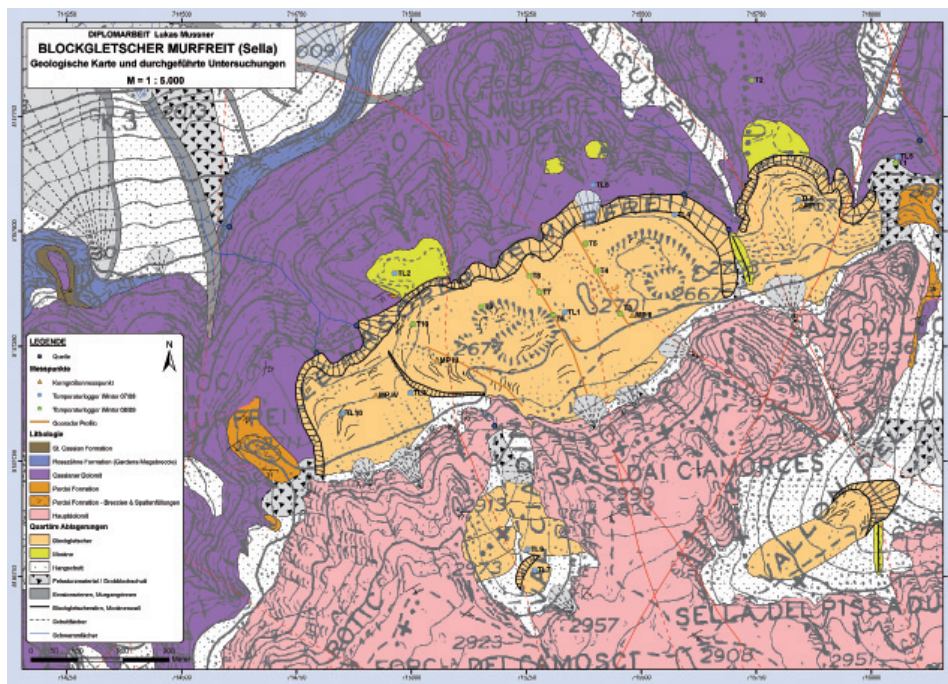


Abb. 23: Blick auf den Blockgletscher Murfreit (Blickrichtung nach Norden)



bedeckte der See eine Fläche von ca. 1000 m². Im Sommer 2006 hat sich westlich des Drachensees ein weiterer Thermokarstsee gebildet, der im darauf folgenden Jahr

Abb. 24: Westlicher Teil des Blockgletschers Murfreit mit der sehr steilen Stirn, die stellenweise direkt an der Abbruchkante endet. Blickrichtung nach Osten.



ebenfalls ausgebrochen ist und eine bis zu ca. 12 m tiefe trichterförmige Senke hinterlassen hat (Abb. 26).

Im Bereich der Thermokarstseen ist die Schuttlage 0,8 bis 1 m dick, darunter ist bis zu > 10 m mächtiges, grobkörniges, gebändertes Gletschereis aufgeschlossen. Entlang der Bänderung (Scherflächen) sind dünne, feinkörnige Schuttlagen im Eis sichtbar, selten sind im Eis auch größere Gesteinsblöcke eingeschlossen (Abb. 27, 28, 29).

An den Rändern der Thermokarstseen ist deutlich zu erkennen, dass der über dem Eiskörper liegende Schuttmantel aus zwei Lagen besteht: eine Lage mit einem hohen Feinanteil direkt über dem Eiskörper wird von einer grobblockigen Lage mit wenig, stellenweise auch fehlendem Feinanteil überlagert.

Im westlichen Teil des Blockgletschers sind an der Oberfläche deutliche transversale Loben ausgebildet (Abb. 30).

Korngröße

Die Korngröße der oberflächlichen Schuttlage wurde auf vier verschiedenen Flächen von 4 x 4 m an ca. 200 Geröllen gemessen (längster Korndurchmesser). Zusätzlich

Abb. 25: Kleine Depression im Bereich der Wurzelzone des Blockgletschers nahe dem Wandfuß mit kleinem Schmelzwassersee. Die teilweise mit Schutt bedeckten steilen Schneefelder (Lawinkegel) dokumentieren die ständige starke Schuttanlieferung aus den steilen Felswänden.



wurden im Stirnbereich aus der feinkörnigeren Lage insgesamt 5 Proben von je 3 - 5 kg für Siebanalysen entnommen.

Die oberflächliche Schuttlage ist im östlichen Bereich etwas feinkörniger als im westlichen Bereich. Generell variiert die Korngröße, grobkörnigere Bereiche wechseln mit feinkörnigeren Bereichen. Die Korngröße liegt meist < 1 m, lokal liegen am Blockgletscher auch Felsblöcke mit einem Durchmesser von bis zu mehreren Metern, die auf kleine Felssturzereignisse hinweisen.

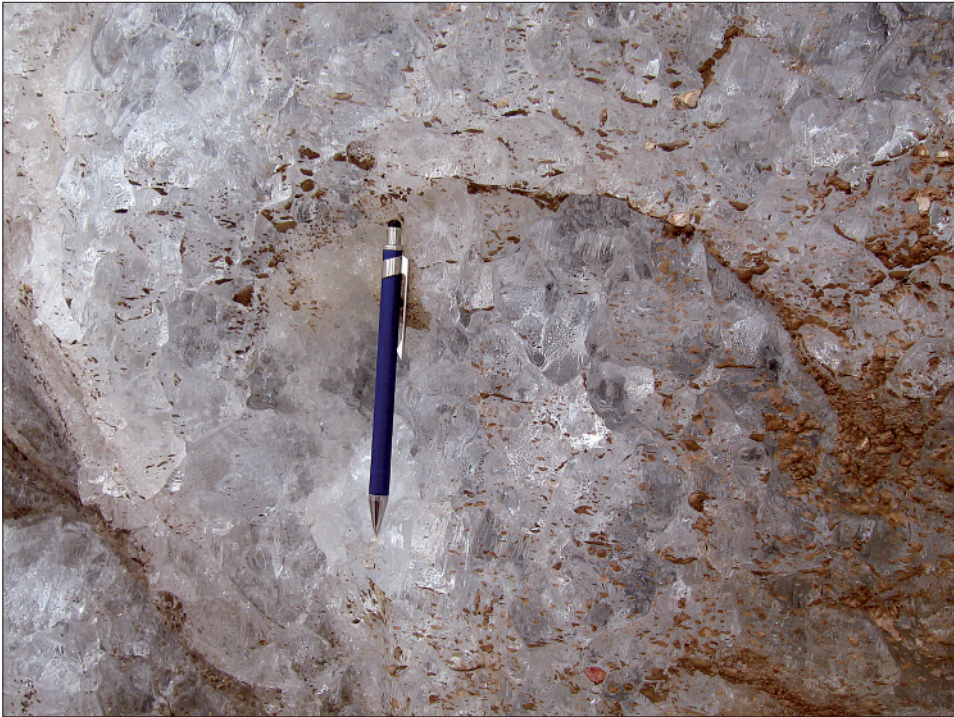
In der oberflächlichen Schuttlage dominieren Korngrößen von 1 - 10 cm und 11 - 20 cm, auch Korngrößen von 21 - 30 cm und 31 - 40 cm sind stellenweise noch häufig vertreten. Korngrößen > 60 cm sind selten, > 100 cm sehr selten (Abb. 31). Die Korngrößen sind sehr ähnlich wie am Blockgletscher im Gletscherkar und Gaislkar (Hohe Gaisl), am Blockgletscher Murfreit sind allerdings größere Blöcke (> 60 cm) etwas häufiger vertreten.

Die Kornsummenkurven der fünf feinkörnigen Proben zeigen einen ähnlichen Verlauf und somit eine ähnliche Korngrößenverteilung, die vergleichbar sind mit den Kornsummenkurven anderer Blockgletscher (Abb. 32). Alle Proben zeigen eine sehr schlechte Sortierung, bestehen vor allem aus Kies mit einzelnen größeren Geröllen und Grobsand. Feinsand, Silt und Ton sind mit weniger als 10 Gewichtsprozent beteiligt.

Abb. 26: Thermokarstsee im westlichen Teil des Blockgletschers Murfreit. Am Rande des Sees ist unter einer dünnen Schuttlage massives Eis aufgeschlossen.



Abb. 27: Grobkörniges Gletschereis aus cm-großen Eiskristallen, aufgeschlossen am Rande des Drachensees.



Bodentemperaturen, BTS

Im Winter 2007/2008 wurden am Blockgletscher Murfreit vier Temperatursonden, auf den zwei kleinen Blockgletschern im Ciadin-Tal je eine Temperatursonde, am Blockgletscher Sas dala Luesa eine Temperatursonde und vor der Stirn des Blockgletschers Murfreit, auf permafrostfreiem Boden, insgesamt drei Temperatursonden installiert.

Dieser Winter war sehr schneearm, die Schneedecke war stellenweise sehr dünn, entsprechend haben einige Temperatursonden deutliche Temperaturschwankungen an der Basis der winterlichen Schneedecke aufgezeichnet.

Während eine Sonde am BG Murfreit (T 1) von Anfang Jänner bis Ende April meist nur Temperaturen zwischen -2 und -1 °C aufzeichneten, bewegten sich die BTS-Temperaturen der anderen drei Sonden meist zwischen -5 und -9 °C. Ähnlich tiefe Werte zeigten auch die Sonden auf den beiden Blockgletschern im Ciadin-Tal und am Blockgletscher Sas dala Luesa (Abb. 33).

Aufgrund der geringen Schneelage lag die BTS-Temperatur auch außerhalb der Blockgletscher von Jänner bis Ende Februar meist zwischen -4 und -5 °C, stieg anschließend bis Ende April auf Werte zwischen -2 und -3 °C an und waren damit auch relativ tief aber doch deutlich „wärmer“ als auf den Blockgletschern.

Abb. 28: Oberhalb des Drachensees kommt unter einer dünnen Schuttlage massives Eis zum Vorschein.



Der Winter 2008/2009 war sehr schneereich, bereits bei der Installation der Temperatursonden am 11. Oktober war die Schneedecke 30 - 60 cm dick und erreichte Anfang Dezember bereits eine Mächtigkeit von > 1 m. Entsprechend waren die Temperatursonden ab Dezember durch eine dicke Schneedecke von den Außentemperaturen gut isoliert und zeigten auch sehr konstante Temperaturen, die sich auf den Blockgletschern durchwegs zwischen -3 und -4 °C bewegten. Außerhalb der Blockgletscher wurden deutlich höhere Temperaturen mit einem Temperaturminimum von -1,5 °C gemessen.

Die Schneeschmelze setzte in der ersten Maihälfte ein, an den einzelnen Messpunkten stieg die Temperatur innerhalb von wenigen Tagen auf 0 °C und verblieb bei diesem Wert bis zum völligen Abschmelzen der Schneedecke an der Messstelle.

Hydrologie

Am Fuße der Stirn des Blockgletschers Murfreit entspringen mehrere Quellen: Culea und Culea II im östlichen Bereich, Murfreit I und II im westlichen Bereich. Von diesen vier Quellen ist allerdings nur die Quelle Culea leicht zugänglich, alle anderen sind nur sehr schwer oder überhaupt nicht zugänglich. Die Installation einer Pegelmessstelle war nicht möglich. An der Quelle Culea, die am östlichen Ende des Blockgletschers auf 2640 m Seehöhe entspringt, wurden regelmäßig Wassertemperatur

Abb. 29: Am Rande des ausgeflossenen Thermokarstsees im westlichen Teil des Blockgletschers ist unter einer 0,8 - 1 m mächtigen Schuttlage massives Eis aufgeschlossen, das deutliche, zur Oberfläche auskeilende Scherflächen aufweist. Diese Scherflächen kommen auch in den Radargrammen deutlich zum Vorschein (Abb. 38).



und elektrische Leitfähigkeit gemessen. Die Quellschüttung ist durch starke saisonale und im Frühsommer auch durch tägliche Schwankungen charakterisiert. Im Sommer liegt die Schüttung meist bei ca. 10 - 20 l/s, die höchsten Schüttungsmengen werden jeweils am frühen Nachmittag erreicht. Nach Niederschlagsereignissen sind die Schüttungsmengen kurzfristig deutlich höher. Ab Ende Juli geht der Abfluss stark zurück, auch Kaltlufteinbrüche im Sommer führen kurzfristig zu einem starken Rückgang im Abfluss. Ab Mitte September schüttet die Quelle nur mehr ganz wenig Wasser um dann im Laufe des Novembers völlig zu versiegen.

Die Wassertemperatur an der Quelle liegt den ganzen Sommer über deutlich unter 1 °C, meist um 0,3 °C. Als Vergleich dazu schwankt die Wassertemperatur der Setus-Quelle, einer Kluftquelle im Setus Tal auf 2550 m Seehöhe gelegen, zwischen 2,3 und 4,9 °C. Im Einzugsgebiet der Setus-Quelle befindet sich kein aktiver Blockgletscher.

Die Wassertemperatur im Drachensee ist den ganzen Sommer über auch sehr niedrig und bewegt sich zwischen 0,4 und 1,5 °C.

Die elektrische Leitfähigkeit der Blockgletscherquelle ist im Frühjahr mit 82 - 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am niedrigsten und steigt zum Herbst hin kontinuierlich auf bis zu 162 $\mu\text{S}/\text{cm}$ an. Im Drachensee liegt die elektrische Leitfähigkeit bei 83 - 99 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Abb. 30: Aktive Zunge im Westabschnitt des Blockgletschers Murfreit mit deutlich erkennbaren transversalen Loben an der Oberfläche. Die steile Zunge endet direkt an der Felskante. Am Bild ist auch die trichterförmige Depression des ausgeflossenen Thermokarstsees erkennbar.



Im Vergleich zur Culea-Quelle schütten die Murfreit-Quellen etwas mehr Wasser, sind aber aufgrund der Steilheit des Geländes nicht zugänglich.

Insgesamt ist der Gesamtabfluss des Blockgletschers Murfreit deutlich höher als jener der beiden aktiven Blockgletscher im Bereich der Hohen Gaisl.

Bewegungsmessungen

Am Blockgletscher Murfreit wurden insgesamt 80 Messpunkte für Bewegungsmessungen eingerichtet. 49 Messpunkte liegen entlang der Stirn, nur wenige m von der Stirnkante entfernt. Im westlichen Bereich des Blockgletschers wurden zusätzlich noch drei Profilreihen eingerichtet (Abb. 34).

Von September 2007 bis September 2008 lagen die Bewegungsraten im östlichen Abschnitt im Bereich der Stirn durchwegs < 5 cm, meist bei 0 cm, während im westlichen Bereich im steileren Abschnitt des Blockgletschers die jährlichen Bewegungsraten meist zwischen 5 und 10 cm, vereinzelt auch zwischen 10 und 30 cm lagen. An einem Punkt wurde eine horizontale Bewegungsrate von 49 cm gemessen (Abb. 34).

Im Zeitraum von September 2007 und Juli 2008 waren die Bewegungen im westlichen Abschnitt deutlich geringer (meist < 10 cm, z.T. < 5 cm) als im deutlich kürzeren Zeitraum von Juli 2008 bis September 2008 (Abb. 35).

Abb. 31: Korngrößenverteilung der grobkörnigen oberflächlichen Schuttlage am Blockgletscher Murfreit auf vier verschiedenen Flächen. Als Vergleich werden auch Daten vom Blockgletscher im Gletscherkar (Hohe Gaisl) dargestellt. Es dominieren Korngrößen im Bereich von 1 - 10 und 11 - 20 cm. Korngrößen > 50 cm sind selten, > 100 cm sehr selten.

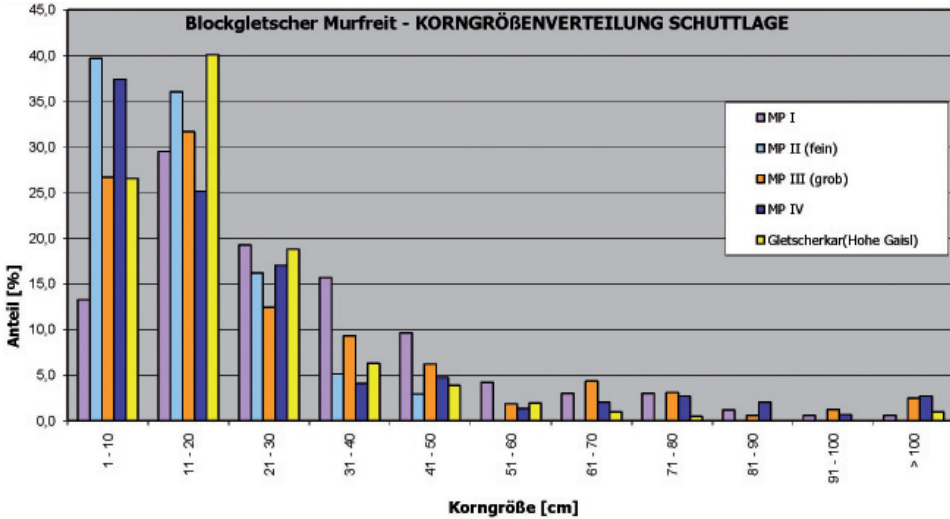


Abb. 32: Kornsummenkurven von drei Sedimentproben, die im Stirnbereich des Blockgletschers entnommen wurden und einen höheren Feinanteil enthalten. Die Korngrößenverteilung zeigt eine schlechte Sortierung und ist sehr ähnlich wie jene anderer Blockgletscher.

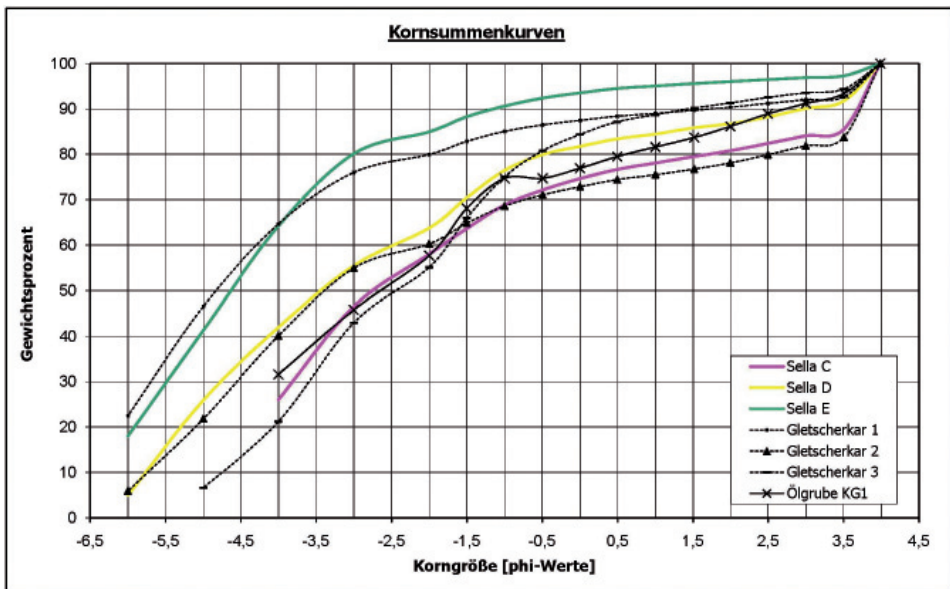


Abb. 33: BTS-Daten für den Zeitraum 1.12.2007 - 20.6.2008 mit Schneehöhen der Station Sasdala Luesa und Lufttemperatur der Station Piz Pisciadu. Die Temperaturen außerhalb des Blockgletschers sind deutlich höher als jene am Blockgletscher, die im Zeitraum Jänner - März meist zwischen $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$, zeitweise sogar noch tiefer lagen.

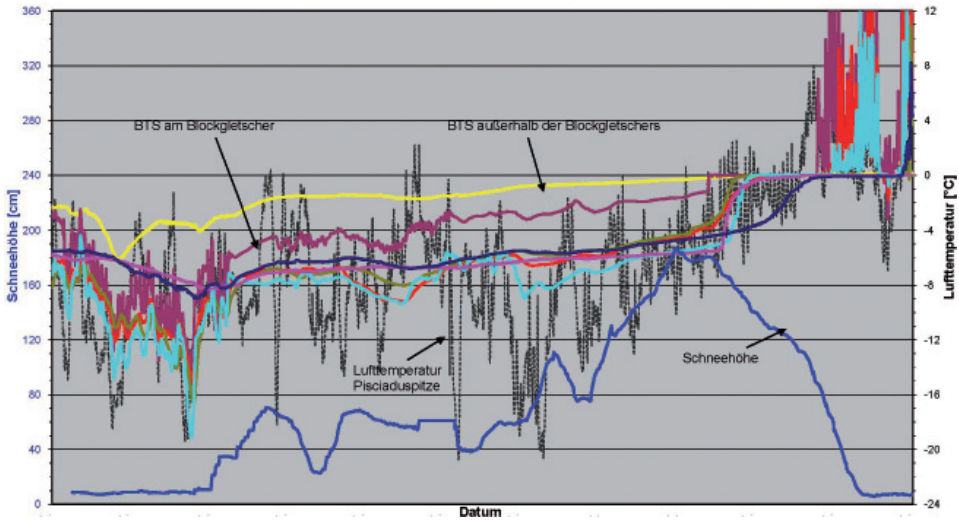


Abb. 34: Horizontale Bewegungen (GPS-Messungen) am Blockgletscher Murfreit für den Zeitraum September 2007 bis September 2008. Während die Stirn des östlichen Teiles kaum mehr horizontale Bewegungen zeigt, ist der westliche Teil noch deutlich aktiv mit Bewegungsraten von meist $5\text{ - }20\text{ cm}$, teilweise auch darüber.

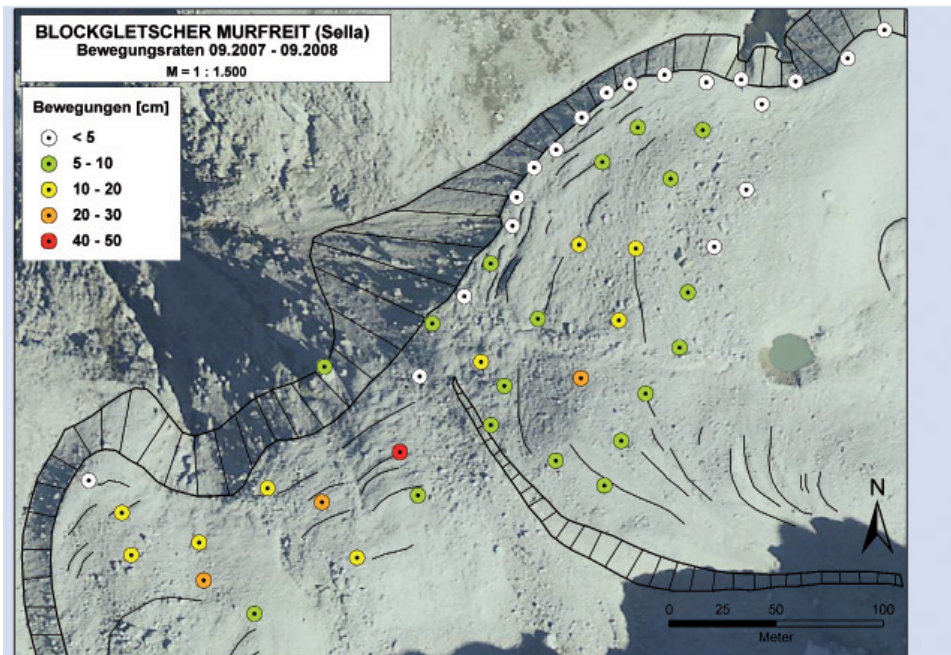
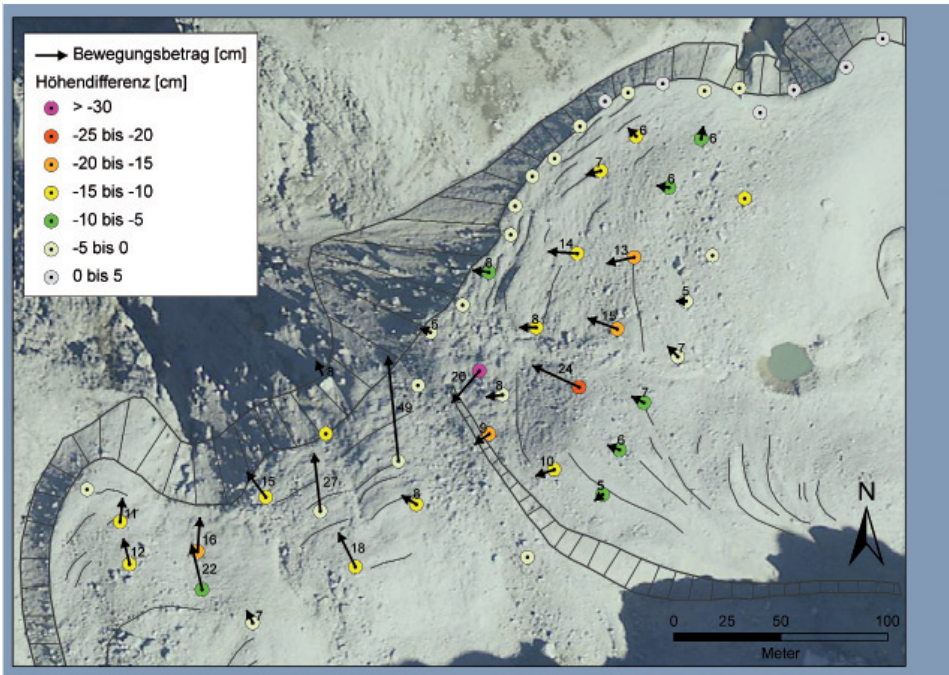


Abb. 35: Horizontale Bewegungsraten (Pfeile) und vertikale Höhenänderungen im westlichen, aktiven Stirnbereich des Blockgletschers Murfreit für den Zeitraum September 2007 bis September 2008.



Ein Vergleich der Orthophotos aus den Jahren 1953 und 2009 ergab für markante größere Felsblöcke im westlichen Stirnbereich horizontale Bewegungsraten von 3,9 bis 10,9 m, was durchschnittlichen jährlichen Bewegungsraten von 7 bis 20 cm entspricht (Abb. 36). Diese Bewegungsraten stimmen sehr gut mit den mittels GPS gemessenen Bewegungsraten überein.

Im Zeitraum 1953 bis 2009 ist die Stirn im westlichen, aktivsten Teil des Blockgletschers um bis zu 6 m vorgestoßen.

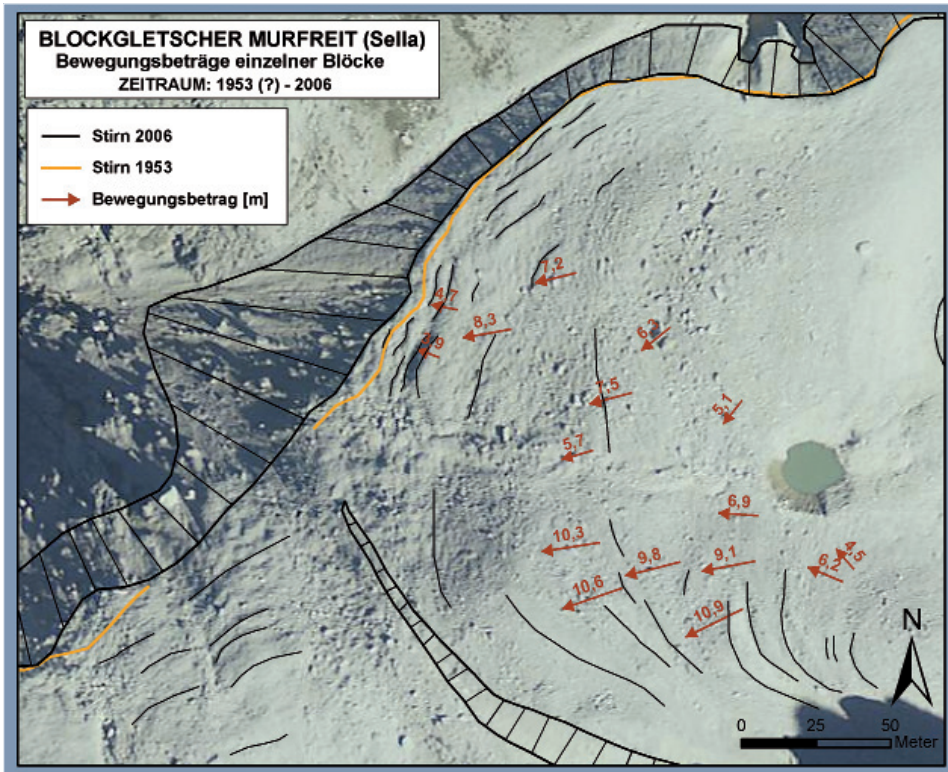
An den Messpunkten wurden auch deutliche Vertikalbewegungen festgestellt die meist zwischen -5 und -15 cm/Jahr liegen. Fotovergleiche von 1899 und 2004 zeigen auch, dass in diesem Zeitraum die Vergletscherung im Bereich des Wandfußes stark zurückgegangen ist.

Der Vergleich absoluter Höhenangaben am Blockgletscher selbst zeigt, dass die Oberfläche des Blockgletschers in den letzten 100 Jahren sehr stark eingesunken ist. Die Höhenveränderungen zwischen 1904 und 2008 betragen für 5 ausgewählte Punkte -3 bis -20 m, was jährlichen Einsinkraten von -2,9 bis -19,6 cm entspricht. Diese Werte stimmen auch sehr gut mit den GPS-Daten überein.

Georadar

Am Blockgletscher Murfreit wurden insgesamt 3 Längsprofile gemessen mit einer Länge von 250, 335 und 250 m (35 MHz, 5 m Antennenabstand)(Abb. 37).

Abb. 36: Horizontale Bewegungsraten im westlichen Stirnbereich des Blockgletschers Murfreit für den Zeitraum 1953 (?) bis 2006, ermittelt aus Luftbildvergleichen. Pfeile zeigen die Bewegungsrichtung, die Bewegungsraten sind in m angegeben.



Die Messungen lieferten ähnliche Ergebnisse wie am Blockgletscher im Gletscherkar (Hohe Gaisl). Der Blockgletscher ist maximal etwa 30 m, meist um die 25 m mächtig. Im oberen Profilabschnitt treten innerhalb des Blockgletschers zahlreiche Reflektoren auf, die aufgrund der Eisaufschlüsse in diesem Bereich als Scherbahnen im massiven Eiskörper interpretiert werden. Im unteren Profilabschnitt sind dagegen keine deutlichen Reflektoren innerhalb des Blockgletschers erkennbar, hier ist der massive Eiskern offensichtlich bereits weitgehend geschmolzen. Auch der Felsuntergrund macht sich in den Profilen in Form eines deutlichen Reflektors bemerkbar (Abb. 38).

Naturgefahren

Im extrem heißen Sommer 2003 wurden an der Nordseite der Sellagruppe durch Starkniederschläge mehrere Murschuttströme ausgelöst, die z.T. die Staatsstraße von Wolkenstein zum Grödner Joch erreicht und verschüttet haben.

Am 21. Juli hat sich um 14:00 Uhr über der Sellagruppe ein starkes Gewitter ereignet. Während des Gewitters wurde durch Niederschlagsradar eine Niederschlagsmenge von 9 - 17 mm in 24 min festgestellt. Ungefähr 20 min nach Beginn des Gewitters

Abb. 37: Lage der Georadar-Profile am Blockgletscher Murfreit.



ist im Bereich der steilen Stirn im westlichen Abschnitt des Blockgletschers Murfreit ein Murschuttstrom ausgelöst worden, der erst im Bereich der Straße zum Grödner Joch zum Stillstand gekommen ist und diese verschüttet hat (Abb. 39). An diesem Tag kam es noch zu weiteren Murabgängen, die die Straße zum Grödner Joch jedoch nicht erreicht haben.

Am 23. Juli 2003 ist um 04:00 Uhr morgens, ausgelöst durch die starken Niederschläge, im Bereich des Cuela-Tales eine weitere Mure abgegangen, die ebenfalls die Straße zum Grödner Joch erreicht und verschüttet hat. Durch dieses Ereignis wurden ca. 500 - 600 m³ Lockermaterial mobilisiert, ein Teil stammt von der steilen Stirn des Blockgletschers Sas dala Luesa.

Zu weiteren kleinen Murabgängen kam es auch am 24. Juli 2003, diese haben teilweise ebenfalls die Straße erreicht.

Schlussfolgerungen

Der Blockgletscher Murfreit an der Nordseite der Sella zeigt eine lobate Form und für aktive Blockgletscher typische morphologische Erscheinungsformen wie steile und meist unbewachsene Stirn, steile Flanken, im westlichen Teil ausgeprägte transversale

Abb. 38: Georadar-Profil (Längsprofil Nr. 1) durch den westlichen Teil des Blockgletschers mit zahlreichen, deutlich erkennbaren Reflektoren im mittleren Profilabschnitt, die zur Oberfläche hin auskeilen und als Scherflächen im massiven Eiskern interpretiert werden.

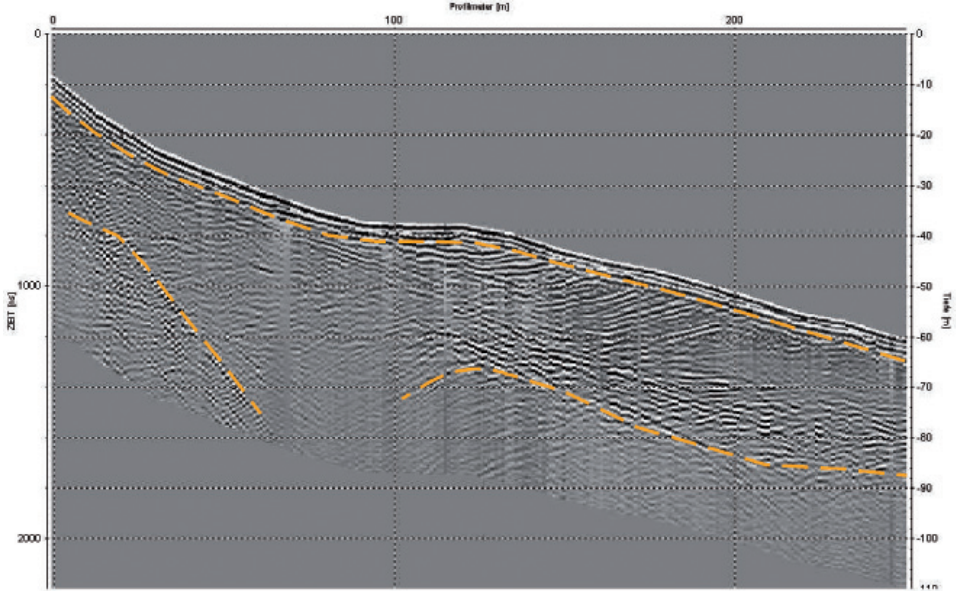


Abb. 39: Eine Mure, die im Bereich der steilen, aktiven Stirn im westlichen Abschnitt des Blockgletschers Murfreit mobilisiert wurde, hat am 21.7.2003 die Straße zum Grödner Joch verschüttet.





Abb. 40: Auch im östlichen Abschnitt des Blockgletschers Murfreit endet die steile Stirn stellenweise direkt an der Abbruchkante der Terrasse. Deutlich erkennbar ist ein kleiner frischer Anriss in der Stirn. Hier könnten durch Starkniederschläge auch größere Schuttmengen mobilisiert werden.

Abb. 41: Dreidimensionale Ansicht der steilen, aktiven Stirn im Westabschnitt des Blockgletschers Murfreit mit den gemessenen Bewegungsraten. Im Sommer 2003 wurde durch ein starkes Niederschlagsereignis in der steilen Stirn ein Murgang mobilisiert, der die darunterliegende Straße zum Grödner Joch verschüttet hat (Abb. 39).

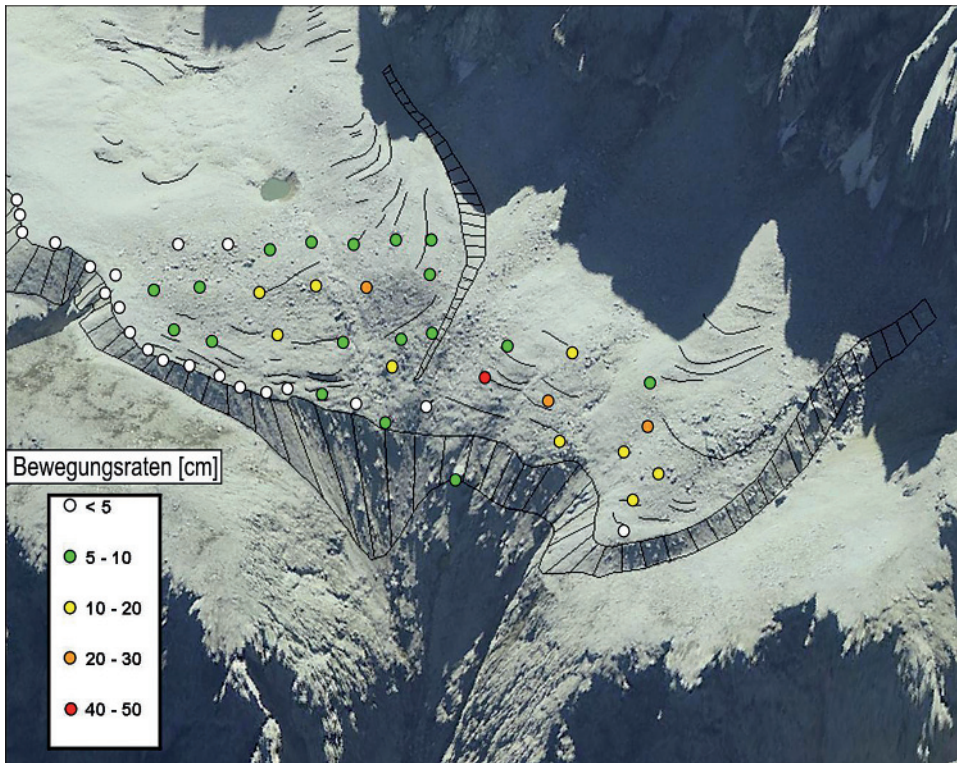
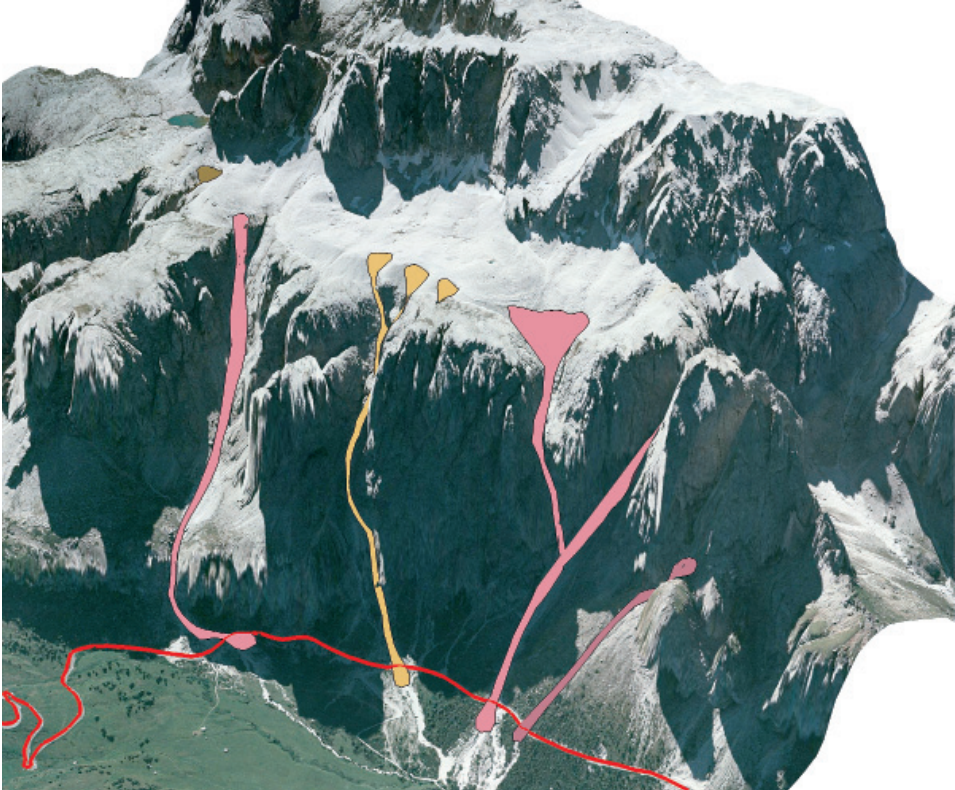


Abb. 42: Die Sella-Nordseite (Blickrichtung nach SE) mit den Blockgletschern Murfreit und Sas dala Luesa auf der markanten Terrasse. Die Muren wurden an der steilen, direkt an der Abbruchkante endenden Stirn der Blockgletscher mobilisiert. Dargestellt sind auch weitere potentielle Bereiche der steilen Stirn, an denen Murgänge ausgelöst werden könnten.



Rücken und Vertiefungen (Loben) sowie eine Depression im Wurzelbereich. Außerdem sind im Sommer an der Oberfläche ein, zeitweise auch zwei Thermokarstseen entwickelt, an deren Rändern unter einer dünnen Schuttdecke massives Eis aufgeschlossen ist. Das Eis ist ziemlich rein, grobkristallin und deutlich gebändert (Gletschereis mit Scherbahnen). Der Blockgletscher wird aus den steilen Felswänden oberhalb der Wurzelzone mit Hauptdolomitschutt beliefert. Die Korngröße der oberflächlichen Schuttlage ist ähnlich wie bei den beiden Blockgletschern im Bereich der Hohen Gaisl. Es überwiegen Gerölle mit Korndurchmessern von 1 - 10 und 11 - 20 cm, Gerölle mit Durchmessern von > 60 cm sind selten.

Die Wassertemperaturen der Blockgletscherquellen (< 1 °C), BTS-Messungen und Bewegungsmessungen bestätigen, dass der Blockgletscher Eis enthält.

Im Gegensatz zu den beiden Blockgletschern im Bereich der Hohen Gaisl fließt beim Blockgletscher Murfreit ein Großteil der Schmelzwässer oberflächlich ab, der Abfluss zeigt starke saisonale und tägliche Schwankungen.

Abb. 43: Die steile Stirn der östlichen Zunge des Blockgletschers Napfen. Am Fuß der Zunge sind Quellaustritte erkennbar (Bildmitte und rechts im Bild). Blickrichtung nach Südosten mit Graunockscharte im Hintergrund.



Georadar-Messungen zeigen, dass der Blockgletscher bis zu ungefähr 30 m mächtig ist, wobei im oberen Abschnitt ähnliche Strukturen wie am Blockgletscher im Gletscherkar (Hohe Gaisl) auftreten, die auf einen massiven Eiskern mit Scherbahnen im Eis hinweisen.

Bewegungsmessungen zeigen, dass derzeit der westliche Abschnitt des Blockgletschers noch aktiv ist mit jährlichen Bewegungsraten von meist 5 - 10 cm, stellenweise bis zu 40 cm. Die Stirn des Blockgletschers ist meist um die 20 m, im westlichen, aktiven Teil bis zu 40 m mächtig. Die steile Stirn reicht lokal bis an die Abbruchkante der Terrasse (Abb. 40, 41). Dadurch konnten im Jahr 2003 Starkniederschläge auch Teile der steilen Stirn mobilisieren und damit Murgänge auslösen, die z.T. die ca. 600 Höhenmeter tiefer gelegene Straße von Wolkenstein zum Grödner Joch vermurrt haben (Abb. 42). Vor allem die immer noch aktive und entsprechend steile westliche Stirn des Blockgletschers stellt nach wie vor ein Gefahrenpotential dar, Starkniederschläge können hier jederzeit weitere Murgänge auslösen (Details in Mussner, 2010).

6 Untersuchungen am Blockgletscher Napfen bei Rein in Taufers

Lage

Der Blockgletscher Napfen I liegt im Napfenkar nördlich der Dreieckspitze (3029 m) südlich des Klammljochs (Abb. 48) in der Rieserferner Gruppe (siehe Damm, 1996).

Abb. 44: Die westliche Zunge des Blockgletschers Napfen mit steiler Stirn und steilen Flanken.



Geologie

Die Festgesteine bestehen aus Paragneis und Glimmerschiefer.

Morphologie

Der Blockgletscher Napfen I ist bis zu 1140 m lang und 590 m breit und besitzt zwei Zungen. Die östliche Zunge (Abb. 43) hat ihre Wurzelzone im Bereich Graunockscharte - Graunock, die westliche Zunge (Abb. 44) am Fuße der steilen Nordwand der Dreieckspitze (siehe auch Damm 1996).

Die Stirn ist bis zu 45° geneigt, die Oberfläche des Blockgletschers ist sehr grobblockig und zeigt besonders im Stirnbereich der beiden Zungen ausgeprägte transversale Rücken und Vertiefungen (Loben). Im Wurzelbereich der westlichen Zunge befindet sich eine deutliche Depression (Abb. 45).

Der Blockgletscher erstreckt sich von 2560 m (Fuß der Stirn) bis auf ca. 2800 m (Wurzelzone).

Am Fuße der östlichen und westlichen Stirn entspringen mehrere Blockgletscherquellen.

Über Korngrößen und Korngrößenverteilung des Blockgletschers liegen keine Daten vor.

Abb. 45: Depression mit kleinem Schmelzwassersee in der Wurzelzone der westlichen Blockgletscherzunge.



Bodentemperaturen

Die am Blockgletscher Napfen durchgeführten Bodentemperaturmessungen (BTS) zeigen Werte wie sie für aktive Blockgletscher typisch sind: Die Werte liegen von Jänner bis März zwischen -3 und -8 °C (Damm & Langer 2006).

Hydrologie

An den beiden Blockgletscherzungen entspringen mehrere Quellen. Die elektrische Leitfähigkeit der Quellen ist am höchsten an der östlichsten Quelle (76 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am 8.6.2007, 139 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am 14.10.2008) und am niedrigsten an der Quelle der westlichen Zunge (28 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am 8.6.2007 und 77 $\mu\text{S}/\text{cm}$ am 14.10.2008). An allen Quellen sind die Werte der el. Leitfähigkeit während der Schneeschmelze am niedrigsten und steigen zum Herbst hin an. Die im Herbst gemessenen Quelltemperaturen waren durchwegs unter 1 °C. Nach Damm & Langer (2006) liegt die Quelltempertaur beim Blockgletscher Napfen konstant bei $0,1 - 1,1$ °C.

Am 8. Juni wurde am Bach, der den östlichen Teil des Blockgletschers entwässert, eine Pegelmessstelle eingerichtet, welche bis Anfang September in Betrieb war (Abb. 46). An der Pegelmessstelle wurden ca. 80 % des Abflusses erfasst, die dem östlichen Teil des Blockgletschers und dessen Einzugsgebiet entspringen.

Abb. 46: Pegelmessstelle im Vorfeld des Blockgletschers Napfen. Der Pegel erfasst ca. 80 % des Gesamtabflusses des östlichen Teiles des Blockgletschers Napfen.



Die Abflussganglinie zeigt einen typischen Verlauf mit hohen Abflüssen während der Schneeschmelze im Mai und Juni und einem kontinuierlichen Rückgang zum Herbst. Im Mai und Juni liegt der durchschnittliche Abfluss bei ca. 70l/s. Kaltwetterphasen führen zu einem deutlichen Rückgang im Abfluss, während Niederschlagsereignisse Abflussspitzen von teilweise deutlich über 100 l/s führen. Im September geht der Abfluss stark zurück und erreicht im Oktober nur mehr Werte von wenigen l/s (Abb. 47).

Im Mai, Juni und Juli sind während der Schneeschmelze an Schönwettertagen auch deutliche Tageszyklen im Abfluss erkennbar. Die Abflussspitzen werden jeweils in den späten Abendstunden erreicht, während um die Mittagszeit die geringsten Abflusswerte gemessen wurden. Dies bedeutet eine Verzögerung von ca. 6-7 Stunden (maximale Schneeschmelze gegen 15 - 16 Uhr).

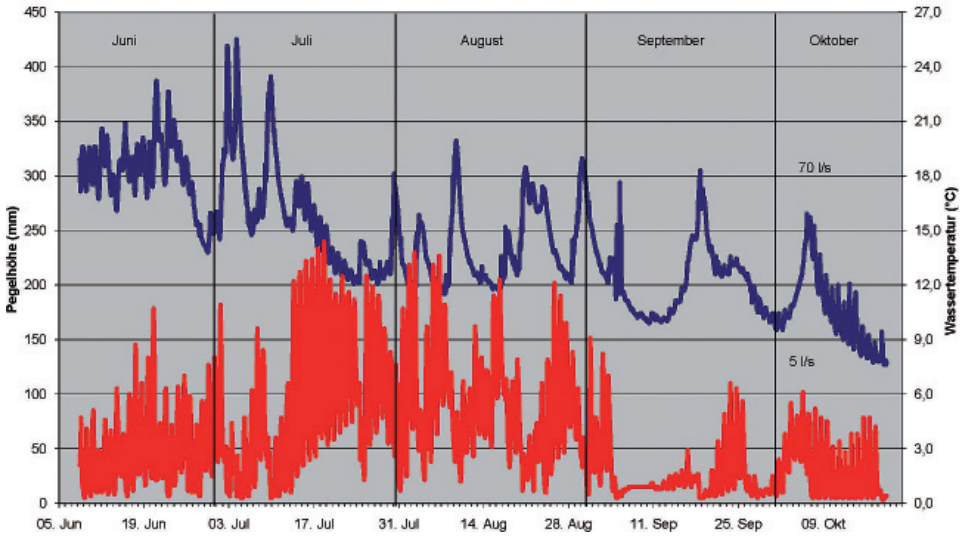
Bewegungsmessungen

Es wurde am Blockgletscher ein Messnetz aus 90 Punkten eingerichtet, davon liegen die Punkte 1 - 78 in Form von 12 Querprofilen auf der westlichen Zunge und die Punkte 79 - 90 im Stirnbereich der östlichen Zunge. Außerhalb des Blockgletschers wurden 5 Fixpunkte eingerichtet.

Die Nullmessung erfolgte am 27.8.2006, die Punkte wurden am 4.7.2007, also nach 311 Tagen nachgemessen.

Permafrostuntersuchungen in ausgewählten Gebieten

Abb. 47: Abflussganglinie des Pegels Napfen für den Zeitraum Anfang Juni bis Mitte Oktober 2007 mit hohen Abflusswerten während der Schneeschmelze im Juni. Ab Juli geht der Abfluss kontinuierlich zurück, wird nur durch einzelne, durch Niederschlagsereignisse ausgelöste Abflussspitzen unterbrochen.



Auf der westlichen Zunge wurden die höchsten Bewegungsraten im zentralen Bereich gemessen (max. 39 cm , entspricht 1,25 mm/Tag; Punkt 46), geringere Bewegungsraten waren an den Rändern zu beobachten (zwischen 18 und 26 cm bzw. 0,58 und 0,84 mm/Tag).

Abb. 48: Blockgletscher Napfen mit Lage der Georadar-Profile

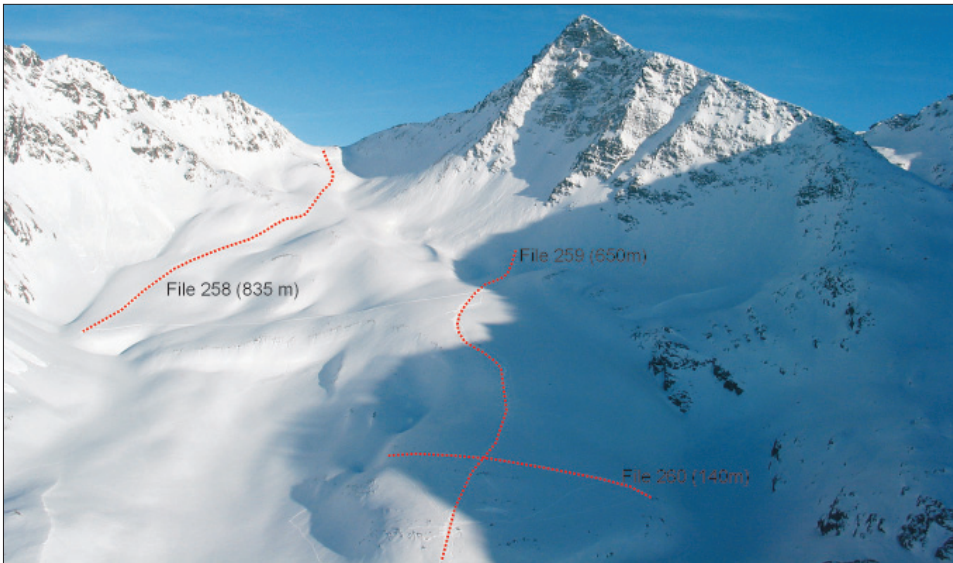
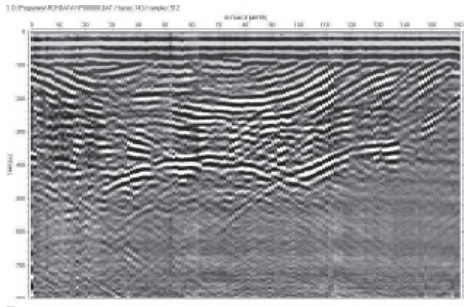


Abb. 49: Das Georadar-Querprofil (File 260 auf Abb. 48) im Zungenbereich des Blockgletschers zeigt deutliche Internstrukturen (?Scherflächen) und den Felsuntergrund in ca. 20 m.



Im Stirnbereich lagen die Bewegungsraten zwischen 21 und 24 cm (0,67 - 0,77 mm/Tag). Auf der östlichen Zunge wurden im Stirnbereich Bewegungsraten von 16 - 36 cm (0,51 - 1,15 mm/Tag) gemessen.

Die Vertikalbewegungen (Einsinkbeträge) liegen meist < 10 cm, maximal bei 22 cm (Punkt 45).

Die Bewegungsraten sind somit recht ähnlich jenen der anderen Blockgletscher (Gletscherkar, Sella, Rossbänk), lediglich am Blockgletscher Lazaun wurden etwas höhere Bewegungsraten gemessen.

Georadar

Die ersten Georadar-Messungen erfolgten am 30. Oktober 2006 (ein Querprofil mit 150 m Länge und ein Längsprofil mit 385 m Länge). Das Querprofil brachte gute Ergebnisse, der Felsuntergrund und damit die Mächtigkeit des Blockgletschers konnte gut erfasst werden.

Die zweite Messung erfolgte am 4. April 2007 bei Schneebedeckung und besten Bedingungen. Es wurden zwei Längsprofile (835 und 650 m lang) und ein Querprofil (140 m lang) gemessen werden (Abb. 48). Die Messungen brachten ebenfalls gute Ergebnisse, wurden aber im Detail noch nicht ausgewertet. Die Daten zeigen aber, dass der westliche Teil des Blockgletschers bis zu maximal 25 m, meist um die 20 m mächtig ist (Abb. 49). Stellenweise treten innerhalb des Blockgletschers deutliche Reflektoren auf, deren Entstehung noch unklar ist (?Scherflächen im Eiskörper).

Literatur

- Ausserer, P. (2009): Geologie des hintersten Ultentales unter besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher. - Unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Innsbruck.
- Berger, J. (2002): Aufbau und Dynamik aktiver Blockgletscher am Beispiel der Blockgletscher in der Inneren Ölgrube und dem Kaiserbergtal (Öztaler Alpen / Tirol). - Unveröffentlichte Diplomarbeit, Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck
- Berger, J., Krainer, K. & Mostler, W. (2004): Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). - *Quaternary Research* 62: 233-242.
- Bosellini A. (1998): Geologie der Dolomiten. - Bozen.
- Damm, B. (1996): Gletscher-, Landschafts- und Klimaentwicklung in der Rieserfernergruppe (Tirol) seit dem Spätglazial. - *Göttinger Geogr. Abhandlungen*, Bd. 104.
- Damm, B. & Langer, M. (2006): Auswirkungen von Permafrostdegradation und Gletscherschwund im Naturpark Rieserferner - Ahrn. Teilstudie 1, Kartierung und Monitoring von Permafrost als Grundlage einer Gefahrenanalyse in der Rieserfernergruppe. - Unveröff. Bericht Autonome Provinz Bozen-Südtirol.

Permafrostuntersuchungen in ausgewählten Gebieten

- Eiken, T., Hagen, J.O. & Melvold, K. (1997): Kinematic GPS survey of geometry changes on Svalbard glaciers. - *Annals of Glaciology*, 24, 157-163.
- Figl, T. (2004): Die Quartärgeologie des hinteren Sulztales in den westlichen Stubai Alpen (Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher. - Unveröffentlichte Diplomarbeit an der Erdwissenschaftlichen Fakultät - Universität Innsbruck.
- Folk R.L. & Ward W.C. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Fontana, T. (2007): Bewegungsmessung von Blockgletschern mit GPS. - Diplomarbeit Fak. für Bauingenieurwissenschaften, Univ. Innsbruck.
- Froitzheim, N., Conti, P. & Van Daalen, M. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schling fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. - *Tectonophysics*, 280, 267-293.
- Haerberli, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 221-227.
- Haerberli, W. & Patzelt, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Öztalener Alpen. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 18(2), 127-150.
- Haerberli, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. - *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich*, 77, 1-142.
- Hausmann H, Krainer K, Brückl E, Mostler W. (2007): Internal Structure and Ice Content of Reichenkar Rock Glacier (Stubai Alps, Austria) Assessed by Geophysical Investigations. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, 351-367.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. & Collins, J. (1994): *GPS Theory and Practice*. - New York.
- Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2006): Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. - *Geomorphology*, 73(3-4), 279-296.
- Juen, I. (1999): Blockgletscheruntersuchungen im hintersten Ultental. - Diplomarbeit, Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck.
- Juen, I. (2000): Blockgletscher im hintersten Ultental, nördliche Ortlergruppe (Südtirol). - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 36, 171-185.
- Keim, L. (1995): Stratigraphische und strukturelle Entwicklung im Gebiet Fanes-Sennes (O.-Trias - Oligozän, Östliche Dolomiten). - Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geologie und Paläontologie, Univ. Innsbruck.
- Keim, L. (2000): Facies analysis and stratigraphic evolution of steeply flanked carbonate platforms (Triassic of the Dolomites, Carboniferous of Asturias). - Unveröffentlichte Doktorarbeit, Univ. Innsbruck.
- Keim, L. & Schlager, W. (2001): Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). - *Sed. Geol.*, 139, 261-283.
- Krainer, K. & Lang, K. (2007): Active rock glaciers at Hohe Gaisl (Eastern Dolomites). - *Geo.Alp*, 4, 127-131.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000): Reichenkar Rock Glacier: a Glacier Derived Debris - Ice System in the Western Stubai Alps\ Austria. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 267-275.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2001): Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitz Tal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern). - *Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern*, 6, 139-168.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2002): Hydrology of Active Rock Glaciers: Examples from the Austrian Alps. - *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34(2), 142-149.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2005): Aufbau und Entstehung des aktiven Blockgletschers im Sulzkar, Westliche Stubai Alpen (Tirol). - *Geo.Alp*, 1, 37-55.

- Krainer, K. & Mostler, W. (2006): Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. - *Geografiska Annaler*, 88A(4), 267-280.
- Krainer, K., Lang, K. & Hausmann, H. (2010): Active rock glaciers at Croda Rossa/Hohe Gaisl, eastern Dolomites (Alto Adige/South Tyrol, northern Italy). - *Geogr.Fis.Dinam.Quat.*, 33.
- Krainer, K., Mostler, W. & Span, N. (2002): A glacier-derived, ice-cored rock glacier in the western Stubai Alps (Austria): evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigation. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 38(1), 21-34.
- Lambiel C. & Delaloye, R. (2004): Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: Examples from the Western Swiss Alps. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 229-241.
- Lang, K. (2006): Geologie des Hohe Gaisl Massives (Pragser - und Ampezzaner Dolomiten) unter besonderer Berücksichtigung der aktiven Blockgletscher. - Unveröffentlichte Diplomarbeit, Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck.
- Little, J.D., Sandall, H., Walegur, M.T. & Nelson, F.E. (2003): Application of differential global positioning systems to monitor frost heave and thaw settlement in Tundra environments. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 349-357.
- Mair, V. & Schuster, R. (2003): New geochronological data from the austroalpine Ortler crystalline in the Martell Valley (Südtirol, Italien). - PG 46, Salzburg.
- Matsuoka, S.I., Ikeda, A. & Date, T. (2005): Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. - *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, 99-113.
- Mussner, L. (2010): Die Geologie der Sella-Nordseite (Dolomiten - Südtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher. - Unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Innsbruck.
- Neal, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. - *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.
- Piccolruaz, C. (2004): Zur Quartärgeologie des Kaunergrates im Bereich östlich des Gepatsch-Stausees in den westlichen Ötztaler Alpen. - Unveröffentlichte Diplomarbeit, Univ. Innsbruck.
- Purtscheller, F. (1971): Ötztaler und Stubai Alpen. - Sammlung Geologischer Führer, 53, Berlin.
- Shroder, J.F.; Bishop, M.P.; Copland, L. & Sloan, V.F. (2000): Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. - *Geografiska Annaler*, 82(A), 17-31.
- Tropper, P. (1993): Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal). - Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Graz.
- Tropper, P. & Hoinkes, G. (1996): Geothermobarometry of Al₂SiO₅-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. - *Mineralogy and Petrology*, 58, 145-170.
- Vangoöl, J.A.M., Kemme, M.M.J. & Schreurs, G.M.M.F. (1987): Structural Investigations along an E-W cross-section in the Southern Ötztal Alps. - In: Flügel, H.W. & Faupl, P. (Hrsg.): *Geodynamics of Eastern Alps*. Wien, 272-281.
- Weber, M. (2003): Gletscherschwund und Klimawandel an der Zugspitze und am Vernagtferner (Ötztaler Alpen). Informationen zum Gletscherschwund - Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, 1-10.

ERIK BOLLMANN, LORENZO RIEG, MAXIMILIAN SPROSS, RUDOLF SAILER, KATHRIN BUCHER, MARKUS MAUKISCH, MATTHIAS MONREAL, ANDREAS ZISCHG, VOLKMAR MAIR, KATHRIN LANG, JOHANN STÖTTER

Blockgletscherkataster Südtirol - Erstellung und Analyse

1 Einleitung

Im Rahmen des Projekts PROALP (mapping and monitoring of permafrost-phenomena in the Alps) wurde ein GIS-basierter Blockgletscherkataster der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol erstellt. Dabei finden sowohl aktive als auch inaktive und fossile Blockgletscher Berücksichtigung. Der Aktivitätszustand von Blockgletschern kann als gute Näherung für die Verbreitung bzw. Untergrenze von Permafrost gesehen werden. Aktive und inaktive Blockgletscher, die auch als intakte Blockgletscher zusammen gefasst werden können, gelten als Indikatoren für rezente diskontinuierlichen Permafrost, wohingegen fossile, oftmals auch als reliktsch bezeichnete Blockgletscher als Repräsentanten für die frühere Ausdehnung der Permafrostverbreitung zu sehen sind.

Aufgrund des höhenabhängigen Vorkommens dieser Leitformen des Permafrosts beschränkten sich die Untersuchungen in dieser Studie auf die Höhenstufe oberhalb 2000 m ü.d.M., so dass das untersuchte Gebiet eine Fläche von etwa 1800 km² (siehe Abb. 1) umfasst.

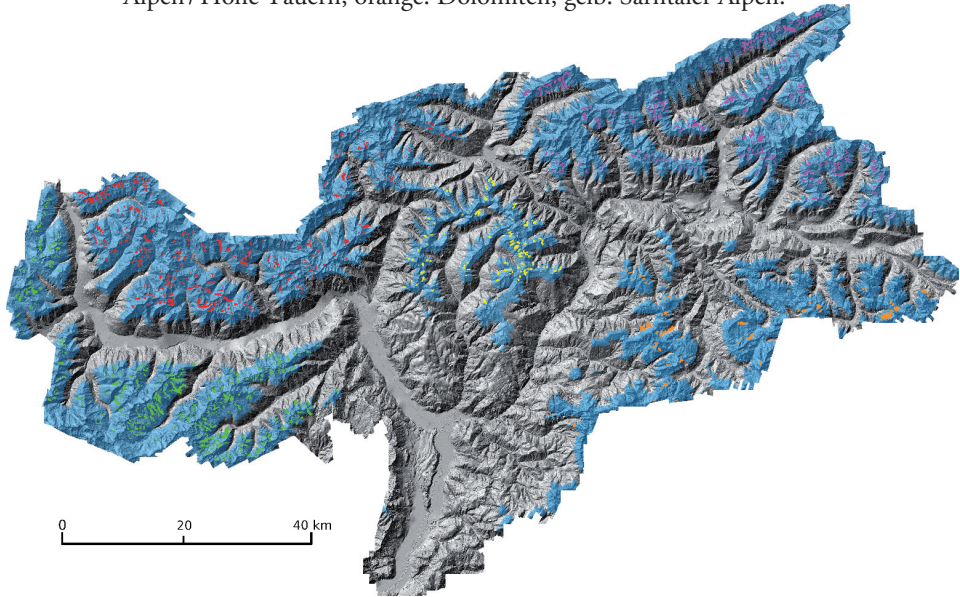
2 Datengrundlagen

Der Blockgletscherkataster der Autonomen Provinz Bozen Südtirol ist das Ergebnis der Zusammenführung verschiedener Quellen:

- Geologische Karte (CARG)
- Kartierung auf der Grundlage von Orthophotos aus den Jahren 2000 (Farbbilder) und 2003 (Schwarz-Weiß-Bilder)
- Stereoauswertung von Luftbildern
- Auswertung von Hillshades. Hillshades wurden aus digitalen Geländemodellen (DGMs), basierend auf flugzeuggestützten Laserscanning Daten (ALS), mit 1,5 m Auflösung generiert.

Abb 2. zeigt, wie derselbe Blockgletscher in unterschiedlichen Datenquellen bildlich wiedergegeben wird und erkennbar ist. Dieser Methodenvergleich zeigt deutlich die Vor- und Nachteile der jeweiligen Datengrundlagen (Tab. 1).

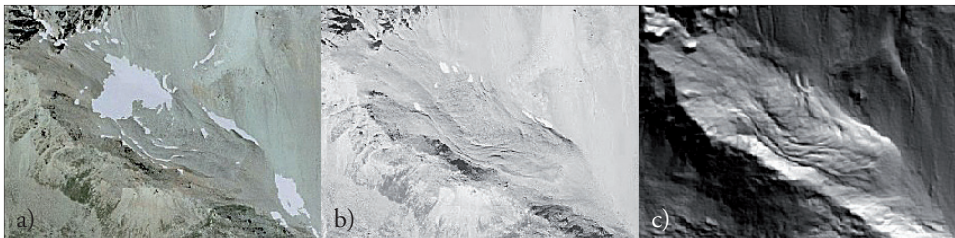
Abb. 1: Untersuchungsgebiet in der Autonomen Provinz Bozen Südtirol. Blau schattiert sind Höhenstufen oberhalb 2000 m. Farblich dargestellt sind die detektierten Blockgletscher in fünf ausgewiesenen Südtiroler Gebirgsgruppen; grün: Ortler/ Unterengadiner Dolomiten, rot: Stubaier- /Ötztaler Alpen, magenta: Zillertaler Alpen /Hohe Tauern, orange: Dolomiten, gelb: Sarntaler Alpen.



Ein wesentlicher Nachteil von Orthophotos sowie der Stereo-Luftbilder (beides Produkte passiver Fernerkundungssysteme) liegt in der für Hochgebirgsräume typischen Abschattung von nord- und nordostexponierten steilen Hang- bzw. Wandbereichen. Im Gegensatz dazu können durch die Erfassung der Erdoberfläche mit einer aktiv gesteuerten Lichtquelle im nahen Infrarotbereich und der nachfolgend künstlich erzeugten Beleuchtung bei den ALS-Hillshades für jede Reliefsituation optimale Kartierbedingungen geschaffen werden (siehe auch Stötter et al. dieser Band).

Durch die Kombination der beiden Methoden ist es möglich, die jeweiligen Vorteile additiv zu einer Verbesserung der Qualität des gesamten Datensatzes zu nutzen. Nach Bucher (2008) lassen sich aus der Kombination der Orthophotos und den ALS-Hillshades die besten Resultate zur Abgrenzung von Blockgletschern erzielen.

Abb. 2: Blockgletscher in der Gemeinde Taufers im Münstertal a) Orthophoto 2000 b) Orthophoto 2003 and c) ALS-Hillshade.



Tab. 1: Vor- und Nachteile von ALS-Hillshades im Vergleich zu anderen Datengrundlagen (nach Bucher 2008)

Datenquelle	positiv	negativ
Orthophoto 2000	Farbbilder gute Erkennbarkeit von Blockgletschern	teilweise schneebedeckt Bildqualität nicht hochwertig kein 3D-Eindruck
Orthophoto 2003	klare Abgrenzung möglich gute Bildqualität (größtenteils) Schwarzweiß-Bilder	teils starke Abschattung Bildqualität teils beeinträchtigt (NO des Landes) kein 3D-Eindruck
Luftbilder	3D-Eindruck	zeitaufwändige Auswertung relativ kleiner Bildmaßstab keine digitale Auswertung
ALS-Hillshades	keine störende Vegetationsbedeckung 3D-Eindruck keine störende Abschattung (durch gezielte aktive Beleuchtung)	geringe Bildauflösung (Punktdichte)

3 Datenverwaltung

Der Blockgletscherkataster ist in ein Blockgletscher-Informationssystem integriert. Die darin beinhaltete PROALP-Datenbank wird vom Amt für Geologie und Baustoffprüfung gewartet und bei weiteren Detailuntersuchungen sowie neuen Erkenntnissen amtsseitig ergänzt. Als Basis für die Kartierung der Blockgletscher wurde in einem ersten Schritt ein GIS-gestütztes Datenmodell entwickelt. Dieses Datenmodell lehnt sich sowohl an die Taxonomie von Burger et al. (1999) als auch an weitere vergleichbare Inventare im Alpenraum an (Carton et al. 1988, 1993; Frauenfelder 1997; Guglielmin & Smiraglia 1997; Imhof 1994, Juen 1999).

Im Datensatz werden die kartierten Blockgletscher als Polygone abgebildet. Dabei besitzt jeder Blockgletscher eine eigene Identifikationsnummer (RG_ID), wobei komplexe Blockgletscher eine gemeinsame ID-Nummer (RG_ID_COMP) haben. Größere Blockgletscher mit einem eindeutig inaktiven, tiefer gelegenen, und einem aktiven höher gelegenen Teil, werden in diesem System als zwei Teilflächen dargestellt. Die charakterisierenden Eigenschaften der Blockgletscher werden als Attribute im Polygon-Shapefile verwaltet (Tab. 2).

Bei jedem Blockgletscher wird festgehalten, auf welcher Grundlage er kartiert wurde bzw. welche sonstigen Quellen (z.B. Vorarbeiten im Rahmen anderer wissenschaftlicher Untersuchungen) herangezogen wurden. Wenn es lokale Flurnamen gibt, so werden diese aufgeführt. Die Höhenausdehnung der Blockgletscher wird durch die Höhenangabe des am tiefsten und am höchsten gelegenen Punktes des Blockgletscherpolygons angegeben. Durch die Verbindung des jeweils höchsten und tiefsten Punktes wurde, unter Berücksichtigung der Oberflächenform des Blockgletschers, die zentrale Fließlinie (central flow line) erstellt und die Exposition daraus abgeleitet.

Obwohl ohne detaillierte Geländeuntersuchungen Aussagen zu Genese und Substrat eines Blockgletschers oftmals mit Unsicherheiten behaftet sind, wurde versucht, hinsichtlich der Herkunft des Blockmaterials (dessen mittlere Blockgröße ebenfalls archiviert ist) zwischen Sturz- und Moränenmaterial zu unterscheiden.

Tab. 2: Datenmodell für die Kartierung der Blockgletscher

Column Name	Data Format	Values/Units	Description
RG_ID (Primary Key)	AutoValue (unique)		Fortlaufende Nummerierung aller Blockgletscher
RG_ID_COMP	Long Integer		Fortlaufende Nummerierung der komplexen Blockgletscher
Shape	geometry		Geometrie
Shape_Length	Double	[m]	Länge
Shape-Area	Double	[m ²]	Fläche
material	Char(50)	0-nn 1-Sturzmaterial 2-Moränenmaterial	Herkunft des Materials
grain size	Integer	0-nn 1-grobkörnig (>1 m) 2-feinkörnig (<1 m)	Korngröße des Blockgletschermaterials
activity	Char(25)	0-nn 1-aktiv 2-inaktiv 3-fossil 4-aktiv und inaktiv	Aktivitätszustand
interpretation	Integer	0-nn, 1-Orthophoto, Stereoluftbild 2-ALS-Hillshades 3-topographische Karte 4-DGM 5-Felddaten 6-Fotographie 7-Dokumentation 8-Kombination von Methoden	Datengrundlage zur Blockgletscherkartierung
source	Char(100)		Nennung existierender Arbeiten zum Blockgletscher
editor	Char(100)		Name des Bearbeiters
locName	Char(100)		Name des Blockgletschers
altitude	Double	[m]	Untergrenze der Blockgletscherstirn
exposit	Char(2)	N-Nord NO-Nord-Ost O-Ost SO-Südost S-Süd SW-Süd-West W-West NW-Nord-West	Durchschnittliche Exposition entlang der Fließlinie
genesis	Integer	0-nn 1-debris-covered glacier 2-ice-cored rock glacier 3-ice-cemented rock glacier	Typ der Blockgletscherentstehung
surfrel	Char(50)	0-nn 1-sehr gut entwickelt 2-mäßig bis gut entwickelt 3-keine Furchen und Rücken	Oberflächenrelief

form	Char(50)	0-nn 1-einfach 2-complex	Formttyp
RGshape	Char(50)	0-nn 1-lobenförmig (Breite \geq Länge) 2-zungenförmig (Breite \leq Länge) 3-piedmontförmig (Länge \leq Breite)	Beschreibung der Blockgletscherform
interstr	Char(50)	0-nn 1-Eis in Hohlräumen 2-massives Eis	Innere Struktur
width	Double	[m]	max. Breite des Blockgletschers
length	Double	[m]	max. Länge des Blockgletschers
length complex	Double	[m]	max. Länge des gesamten Blockgletschers
notes	Char(250)		Anmerkung des Bearbeiters

4 Bestimmung der Aktivität von Blockgletschern durch satellitengestützte Radarinterferometrie

Die Zuweisung der Information über die Aktivität der einzelnen Blockgletscher erfolgte neben der visuellen Interpretation der Formfaktoren und der Orthophotos mit Hilfe radarinterferometrischer Analysen. Aufgrund der Lage der Blockgletscher oberhalb der Höhenstufen mit dichten Vegetation eignet sich diese Technik sehr gut für die Analyse von Hangbereichen, die Lageveränderungen unterliegen (Zilger et al. 2006).

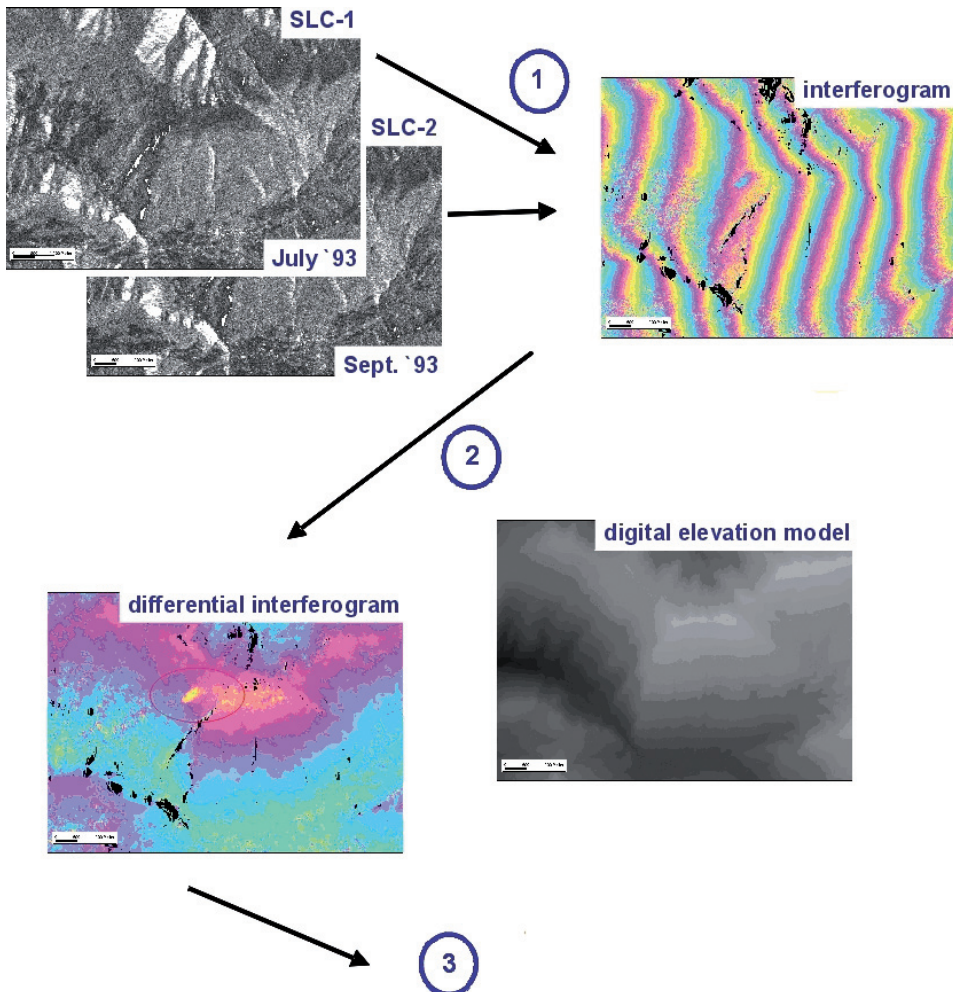
Grundprinzipien

Das Grundprinzip der differentiellen Radarinterferometrie beruht auf der Kombination von zwei Radarszenen des gleichen Gebiets, die zu zwei verschiedenen Zeitpunkten und somit von zwei leicht unterschiedlichen Positionen des Radarsensors aufgenommen wurden (Zilger et al. 2006, Mair et al. 2008). Im Rahmen des PRO-ALP-Projektes kamen Radarszenen der Erdbeobachtungssatelliten ERS-1/-2 und ENVISAT (Europa) sowie JERS und ALOS-PALSAR (Japan) zum Einsatz. Das Ergebnis der Kombination der Radarszenen ergibt ein Interferogramm, das charakteristische Phasendurchgänge (*fringes*) zeigt. Diese Phaseninformation besteht aus den Komponenten Topographie, Deformation der Oberfläche und Phasen-Rauschen. Für die auf Interferogrammen beruhende Detektierung von Oberflächenbewegungen, wie sie von Permafrostphänomenen hervorgerufen werden können, ist keine Information über die Topographie notwendig, so dass diese Komponente aus dem Interferogramm unter Verwendung eines externen Höhenmodells entfernt werden kann. Hierzu wurde das Höhenmodell der Autonomen Provinz Bozen – Südtirol mit einer Auflösung von 20 m verwendet. Nach der Subtraktion der topographischen Komponenten liegt das differentielle Interferogramm vor, welches nur noch Informationen zur Deformation der Oberfläche sowie des Phasenrauschens enthält.

Anwendung

Für die flächige Detektierung von Permafrosterscheinungen im Gebiet der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol werden differenzielle Interferogramme der Satelliten ERS-1/-2 sowie JERS verwendet. Die Erfassung erfolgt aufgrund von Signalen in den differenziellen Interferogrammen, die sich von ihrer Umgebung abheben und in den Bereich der möglichen Permafrostverbreitung fallen. Überflüge der ERS-1/-2 Satelliten (Mission von 1991 – 2000) erfolgten alle 35 Tage, sowie während der sog. Tandem-Mission mit einem 1-Tages-Abstand. JERS-Aufnahmen sind alle 44 Tage im Zeitintervall 1993 – 1998 verfügbar. Aus den für beide Missionen verfügbaren 41 ERS-1/-2 Szenen, sowie 19 JERS-Szenen, werden differenzielle Interferogramme erstellt, die verschiedene zeitliche Beobachtungsintervalle abdecken.

Abb. 3: Arbeitsablauf bei der differentiellen Interferometrie (nach Zilger et al. (2006)).

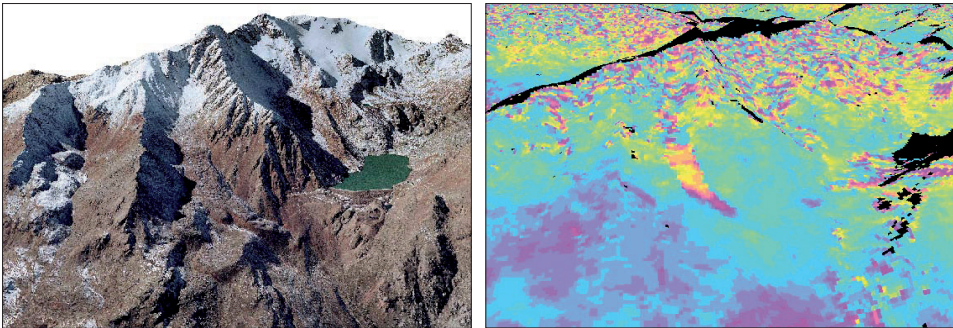


Die vorhandenen Datensätze werden mit Hilfe des differentiell-interferometrischen Prozessierungsverfahrens unter Nutzung des Modularen SAR-Prozessors von GAMMA ausgewertet. Die eingesetzten Routinen und Filter werden an die spezielle Fragestellung, die morphologischen Gegebenheiten und den jeweiligen Datensatz angepasst. Das prinzipielle Vorgehen ist in Abb. 3 bildhaft an einem Beispiel aus der Gegend von St. Ulrich/Gröden dargestellt.

Aus zwei nacheinander aufgenommen Radaraufnahmen – hier im Falle von JERS-Daten im Abstand von 44 Tagen – wird ein Interferogramm berechnet, welches die Höhenunterschiede im Gelände als Phasenunterschiede zeigt (1). Mit Hilfe eines Digitalen Höhenmodells werden die geländebedingten Phasenunterschiede aus dem Interferogramm subtrahiert (2), so dass Bereiche, in denen zwischenzeitlich Verformungen der Oberfläche stattgefunden haben, gut erkennbar werden (rote Ellipse). Die resultierenden Bewegungsflächen können dann in einem weiteren Bearbeitungsschritt, dem „*phase-unwrapping*“, der quantitativen Analyse zugeführt werden (3).

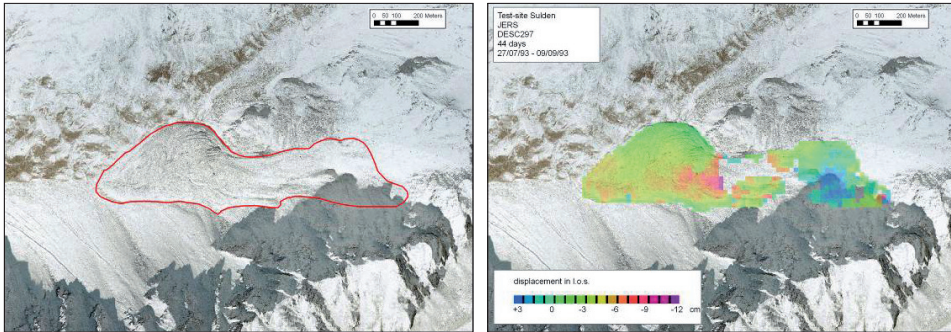
Die verfügbaren Radardaten wurden nach dem beschriebenen Verfahren ausgewertet, wobei eventuelle Veränderungen nicht nur im einfachen Zeitintervall – bei ERS 35 Tage und bei JERS 44 Tage – sondern auch in mehrfachen wie 70 bzw. 88 Tage und 105 bzw. 132 Tage analysiert werden. Eine beispielhafte Analyse mittels DiffSAR im Ultental ist in Abb. 4 dargestellt. Deutlich können in der Zeit Juli - August 1997 Bewegungsaktivitäten identifiziert werden (Abb. 4 rechts). Weitere Aktivitätsbereiche sind am Rande des Sees und an den steilen Hängen unterhalb des Sees zu erkennen.

Abb. 4: Ergebnisse der differentiellen Radarinterferometrie in perspektivischer Ansicht am Beispiel des Blockgletschers Rossbänk/Ultental (nach Zilger et al. 2006) - links: Geländeansicht; rechts: Interferogramm 8/7/97 – 9/8/97 – 38 Tage – ERS-2 – asc – Track 172. (violett: große Änderungsrate, blau: kleine Änderungsrate)



Die differentielle Radarinterferometrie erlaubt zwei Detaillierungsstufen: Erstens Interferogramme, die qualitativ die Bereiche mit Bewegungen der Oberflächen aufzeigen, und zweitens vertiefende Analysen, welche die Bewegungsvektoren in Sichtrichtung berechnen. Im Falle des Blockgletscherkatasters wird eine rein qualitative aber flächendeckende Analyse durchgeführt. Für die im Detail untersuchten Gebiete werden die Geschwindigkeiten der Bewegung berechnet. In Abb. 5 ist der Informationsgehalt der quantitativen Analyse bildhaft dargestellt.

Abb. 5: Ergebnisse der quantitativen Untersuchungen der Bewegungsraten von Blockgletschern mit Hilfe der differentiellen Interferometrie (nach Zilger et al. 2006)



Für alle verfügbaren Datensätze des Landesgebiets wird eine qualitative DiffSAR-Analyse durchgeführt, auf deren Basis die Aktivität der Blockgletscher bestimmt wird. Alle Blockgletscher oder deren Teilflächen, die in den untersuchten Zeitschritten (ein differentielles Interferogramm) Oberflächenveränderungen aufweisen, sind als aktiv klassifiziert. Die Ergebnisse der Radarinterferometrie zum Aktivitätszustand der Blockgletscher werden als Metainformation im Blockgletscherkataster gespeichert.

5 Analyse des Blockgletscherkatasters

Modifikationen am Datensatz des Blockgletscherkatasters

Für die statistische Analyse sind zunächst Ergänzungen und Modifikationen am Datensatz des Blockgletscherkatasters erforderlich. Zunächst wird die Polygonstruktur bei großen Blockgletschern mit Teilen unterschiedlicher Aktivitätszustände geändert. Polygone fossiler Blockgletscher enthalten nun auch die als inaktiv und aktiv klassifizierten Areale desselben Blockgletschers, Polygone inaktiver Blockgletscher auch den angrenzenden aktiven Teil. Dadurch kommt es zur Überlappung von Polygonen verschiedener Aktivitätsklassen. Die für die statistische Analyse notwendigen Parameter wie Umfang, Fläche oder Länge der fossilen sowie inaktiven Blockgletscher wurden daher neu berechnet.

Für jeden Blockgletscher, dem eine Fließlinie zugeordnet ist, wird die durchschnittliche Neigung entlang dieser Fließlinie ermittelt. Zudem erfolgt aus der Verschneidung des Anfangs- und Endpunktes der Fließlinien mit dem DGM (Auflösung 10 m) die Ableitung der Höhendifferenz ΔZ . Sowohl ΔZ als auch die aus der Länge der Fließlinie und ΔZ errechnete durchschnittliche Neigung wird dem vorhandenen Datensatz als Attribut hinzugefügt.

Des Weiteren wird jeder Blockgletscher einer der fünf Regionen Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten, Ötztaler- und Stubai Alpen, Dolomiten, Zillertaler Alpen und Hohe Tauern sowie Sarntaler Alpen zugewiesen (siehe Abb. 1 und Abb. 6 bis Abb. 10).

Abb. 6: Region Dolomiten. Blau schattiert sind Höhenstufen oberhalb 2000 m. Gelb dargestellt sind die detektierten Blockgletscher.

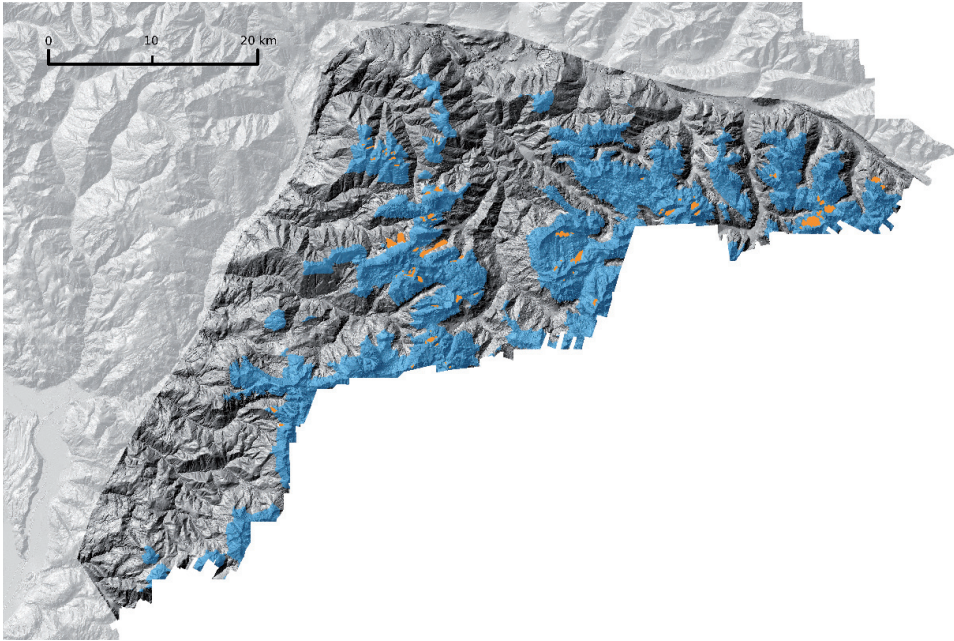


Abb. 7: Region Ötztaler- und Stubai Alpen. Blau schattiert sind Höhenstufen oberhalb 2000 m. Rot dargestellt sind die detektierten Blockgletscher.

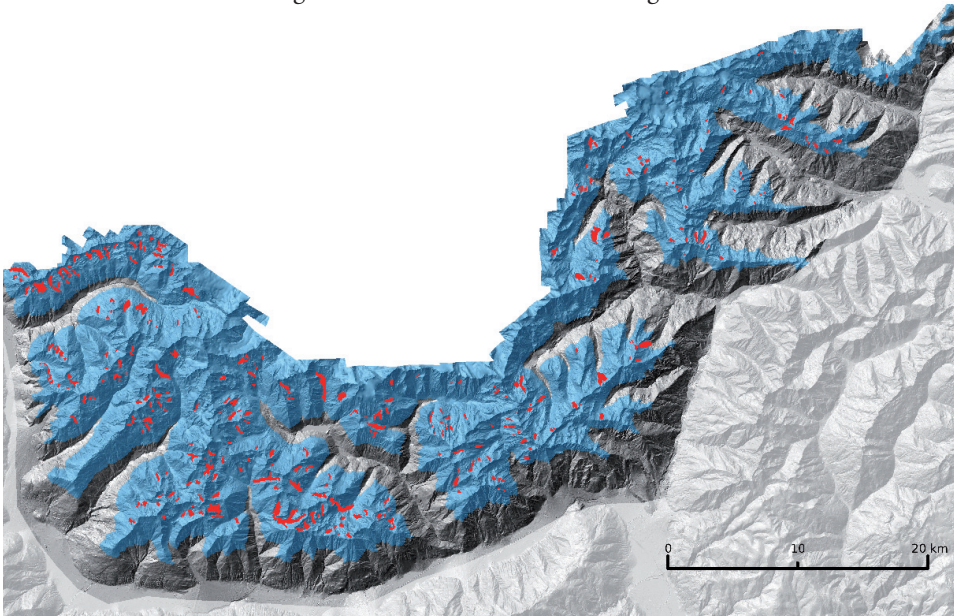


Abb. 8: Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten. Blau schattiert sind Höhenstufen oberhalb 2000 m. Grün dargestellt sind die detektierten Blockgletscher.

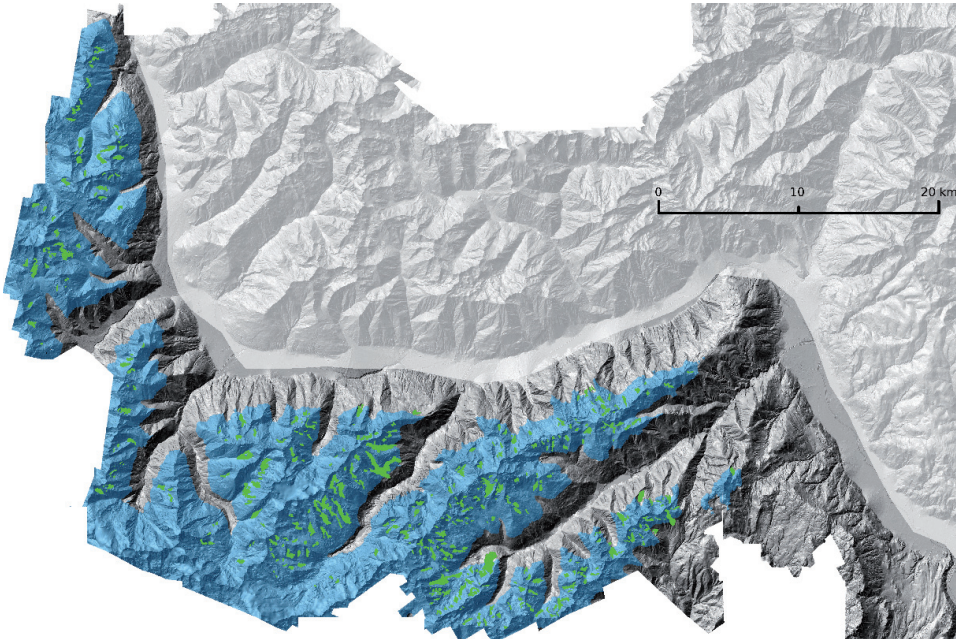


Abb. 9: Sarntaler Alpen. Blau schattiert sind Höhenstufen oberhalb 2000 m. Gelb dargestellt sind die detektierten Blockgletscher.

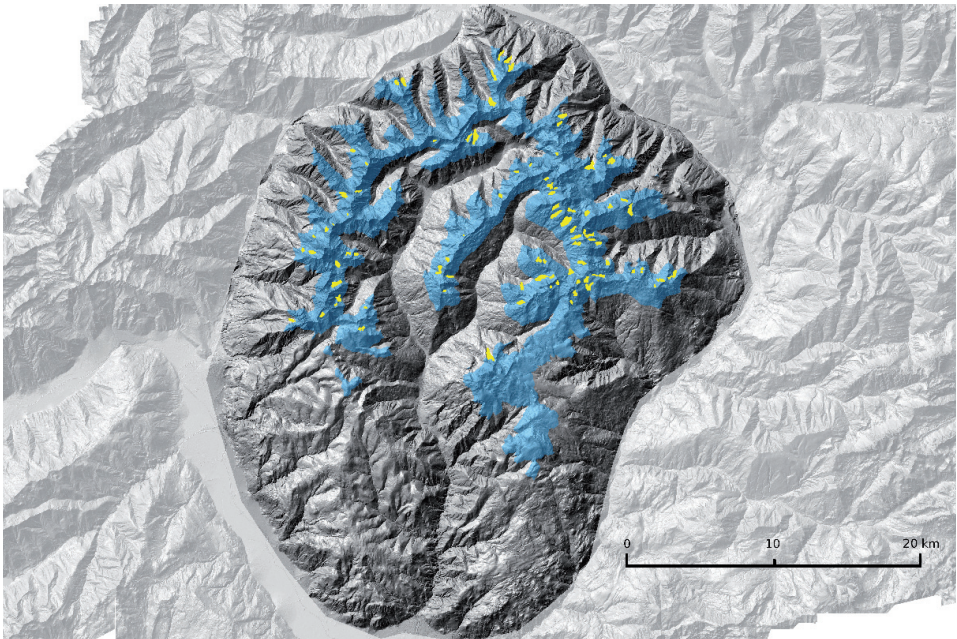
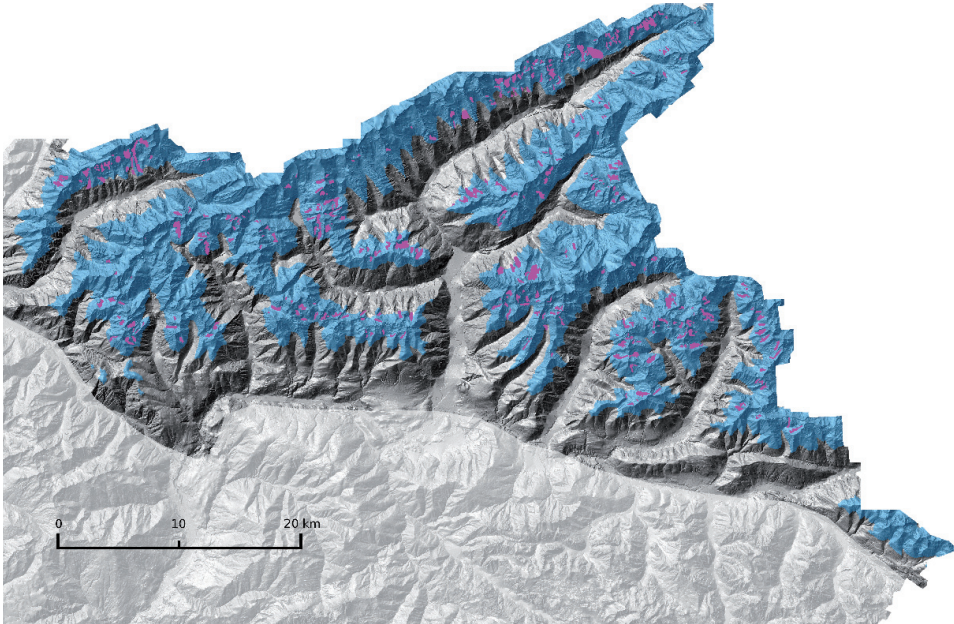


Abb. 10: Zillertaler Alpen und Hohe Tauern. Blau schattiert sind Höhenstufen oberhalb 2000 m. Violett dargestellt sind die detektierten Blockgletscher.



Verteilungsmuster

Insgesamt sind in der Datenbank des Blockgletscherkatasters 1697 Blockgletscher erfasst, von denen einige komplexen Formationen angehören. 235 Blockgletscher sind als aktiv, 59 als inaktiv sowie 1171 als fossil klassifiziert. Bei 230 Blockgletschern ist eine eindeutige Aktivitätsklassifikation nicht möglich, weshalb diese Blockgletscher in weiteren Analysen nicht berücksichtigt werden. Die folgenden statistischen Aussagen beziehen sich deshalb immer auf eine reduzierte Grundgesamtheit von 1467 Blockgletschern.

Etwa ein Drittel der Blockgletscher sind in der Region Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten zu finden. Auch in den Stubai- und Öztaler Alpen sowie den Zillertaler Alpen und Hohen Tauern befinden sich zahlreiche Blockgletscher (siehe Tab. 3). Gebiete mit vielen Blockgletschern sind somit der Vinschgau, sowie das Gebiet um das Tauferer- und Ahrntal. In den Sarntaler Alpen und Dolomiten, also südöstlich von Etsch-, Passeier- und Pustertal sind dagegen nur relativ wenige Blockgletscher zu finden.

Anders sieht das Verteilungsmuster der heute noch aktiven Blockgletscher aus. Fast die Hälfte der aktiven Blockgletscher befindet sich in der Region Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten und ein weiterer großer Teil in den Öztaler-/Stubai-er Alpen. In diesen beiden Regionen sind 22 % bzw. 23 % aller Blockgletscher aktiv

Tab. 3: Verteilung der Blockgletscher: Vergleich zwischen den verschiedenen Regionen

Region	Blockgletscher gesamt	Aktive	Inaktive	Fossile
Dolomiten	87 (6 %)	9 (4 %)	5 (8 %)	73 (6 %)
Ötztaler und Stubai Alpen	369 (25 %)	84 (36 %)	22 (37 %)	263 (22 %)
Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten	491 (33 %)	109 (46 %)	20 (33 %)	362 (31 %)
Zillertaler Alpen und Hohe Tauern	422 (29 %)	34 (14 %)	13 (22 %)	375 (32 %)
Sarntaler Alpen	98 (7 %)	0	0	98 (9 %)
Gesamt	1467 (100 %)	236 (100 %)	60 (100 %)	1171 (100 %)

Tab. 4: Verteilung der Blockgletscher: Vergleich innerhalb der verschiedenen Regionen

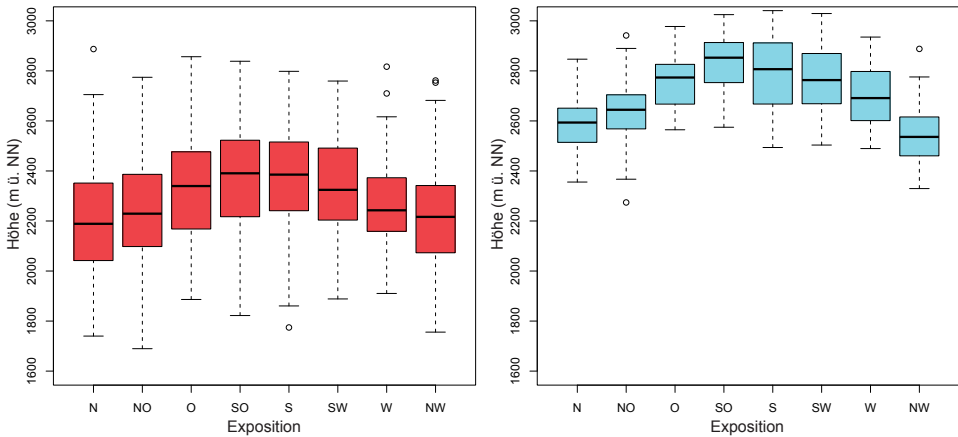
Region	Blockgletscher gesamt	Aktive	Inaktive	Fossile
Dolomiten	87 (100 %)	9 (10 %)	5 (6 %)	73 (84 %)
Ötztaler und Stubai Alpen	369 (100 %)	84 (23 %)	22 (6 %)	263 (71 %)
Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten	491 (100 %)	109 (22 %)	20 (4 %)	362 (74 %)
Zillertaler Alpen und Hohe Tauern	422 (100 %)	34 (8 %)	13 (3 %)	375 (89 %)
Sarntaler Alpen	98 (100 %)	0	0	98 (100 %)
Gesamt	1467 (100 %)	236 (16 %)	60 (4 %)	1171 (80 %)

(siehe Tab. 4). In den Zillertaler Alpen und Hohen Tauern sinkt der Anteil aktiver Blockgletscher auf 8 % (weniger als 20 % der aktiven Blockgletscher Südtirols). In den Dolomiten (mit einer generell geringen Anzahl von Blockgletschern) sind noch 10 % der Blockgletscher aktiv. In den Sarntaler Alpen ist kein Blockgletscher als aktiv klassifiziert (siehe Tab. 4). Die Verteilung der aktiven Blockgletscher und ihr prozentueller Anteil hängt in erster Linie mit den Höhenverhältnissen der Teilregionen zusammen (siehe Abb. 6 bis 10). So zeigen beispielsweise Regionen mit relativ großer Vertikalerstreckung eine hohe Anzahl von aktiven Blockgletschern.

Zusammenhang zwischen Untergrenzen der Blockgletscher und Exposition

Erwartungsgemäß hat die Exposition einen deutlichen Einfluss auf die Untergrenze von Blockgletschern. Dies gilt sowohl für die aktiven als auch für die fossilen Blockgletscher (siehe Abb. 11). Wie bereits in anderen Untersuchungen aufgezeigt (vergleiche z.B. Haerberli 1975, Keller 1987, Stötter 1994, Lieb 1996), liegen für beide Aktivitätsgruppen die Blockgletscheruntergrenzen im Nord- bzw. Nordwestsektor am tiefsten. Die höchstgelegenen Blockgletscherstirnen befinden sich auf Grund des höheren Energieangebotes in den Sektoren Südost bzw. Süd.

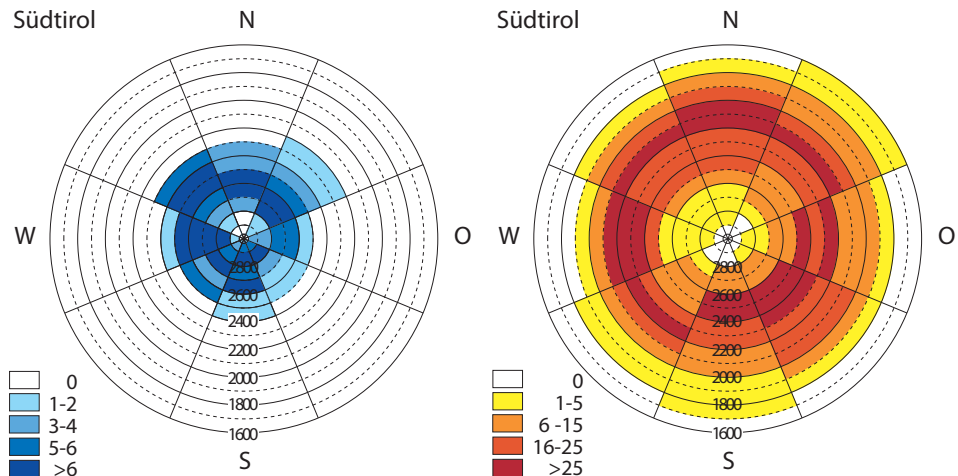
Abb. 11: Boxplotdarstellung (Median, Q1, Q3) der Untergrenze der aktiven und fossilen Blockgletscher in Südtirol in Abhängigkeit von der Exposition (blau: aktive Blockgletscher, rot: fossile Blockgletscher).



Die Variabilität der aktiven und fossilen Blockgletscheruntergrenzen in den verschiedenen Expositionssektoren weist ähnliche Verteilungsmuster auf. Absolut gesehen ergibt sich jedoch ein deutlicher Unterschied zwischen der Untergrenze von aktiven zur Untergrenze fossiler Blockgletscher. Die Untergrenze der aktiven Blockgletscher liegt im Untersuchungsgebiet im Mittel ca. 400 m höher als jene der fossilen Blockgletscher.

Die Streuung der Untergrenze der aktiven Blockgletscher aller Expositionsklassen ist im Vergleich zur Untergrenze fossiler Blockgletscher relativ gering. Im Gegensatz zu fossilen Blockgletschern, mit unterschiedlichen Aktivierungs- bzw. Deaktivierungszeiträumen während des Holozäns oder ausklingenden Spätglazials (siehe z.B. Kerschner 2009), spiegeln die rezent aktiven Blockgletscher lediglich den Aktivitätsstatus eines

Abb. 12: Untergrenze und Anzahl der aktiven und fossilen Blockgletscher in Südtirol nach Exposition und Höhenlage: aktive Blockgletscher (blau), fossile Blockgletscher (rot).



kurzen zeitlichen Abschnittes wider. Somit weisen die Auswertungen des Südtiroler Blockgletscherarchives ebenfalls darauf hin, dass sich seit dem ausgehenden Spätglazial mehrere zeitlich voneinander entkoppelte Blockgletschergenerationen entwickelt haben, die in unterschiedliche Höhenstufen vorgedrungen sind.

Die tiefstgelegenen aktiven Blockgletscher in Südtirol reichen bis in eine Höhe von etwa 2.200 m hinab, wohingegen die tiefste Untergrenze aller fossilen Blockgletscher bei 1.600 m liegt (siehe Abb. 12). Die Untergrenze der Blockgletscher erreicht im NO Sektor ein absolutes Minimum. 50 % der aktiven Blockgletscher befinden sich in der Höhenstufe zwischen 2.500 m und 2.800 m. Bei den fossilen Blockgletschern ist der Bereich, innerhalb dessen 50 % der Blockgletscher liegen, um etwa 400 m nach unten verschoben.

Interessante Erkenntnisse zur Verteilung der Blockgletscher pro Expositionsklasse und Höhenlage lassen sich aus dem Vergleich der fünf Südtiroler Gebirgsgruppen ziehen (Abb. 13 bis 17). Die Untergrenze der fossilen Blockgletscher liegt in allen Gebirgsgruppen zwischen 1.600 m und 1.800 m, wobei generell die tiefstgelegenen Untergrenzen in den N- oder NO-Sektoren zu finden sind. Nur in den Zillertaler Alpen/Hohe Tauern weichen die Ergebnisse von diesem Muster ab (siehe Abb. 13 Zillertaler).

Durch die Grenze am Alpenhauptkamm, sowie die vorwiegend N-S ausgerichteten Täler sind die Blockgletscher mehrheitlich nach W oder SO ausgerichtet (siehe erhöhte Anzahl von Blockgletschern in diesen Sektoren). So ist auch zu verstehen, dass hier die tiefstgelegenen Blockgletscher im S-Sektor liegen.

Bei den fossilen Blockgletschern lassen sich unterschiedlich große Schwankungsbereiche der Untergrenzen erkennen. Während in den Zillertaler Alpen/Hohe Tauern (Abb. 13) und dem Gebiet Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten (Abb. 14) relativ kleine Schwankungen von 200 m bzw. 300 m zu beobachten sind, ergeben sich für die Dolomiten (Abb. 15) Höhenunterschiede der Blockgletscheruntergrenzen von 700 m.

Abb. 13: Untergrenze und Anzahl der aktiven und fossilen Blockgletscher in den Zillertaler Alpen/Hohen Tauern nach Exposition und Höhenlage: Aktive Blockgletscher (blau), fossile Blockgletscher (rot).

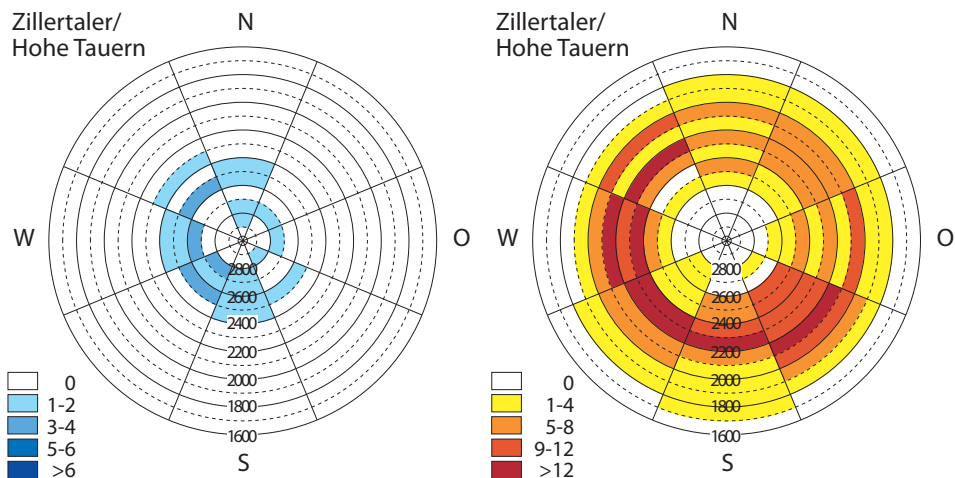
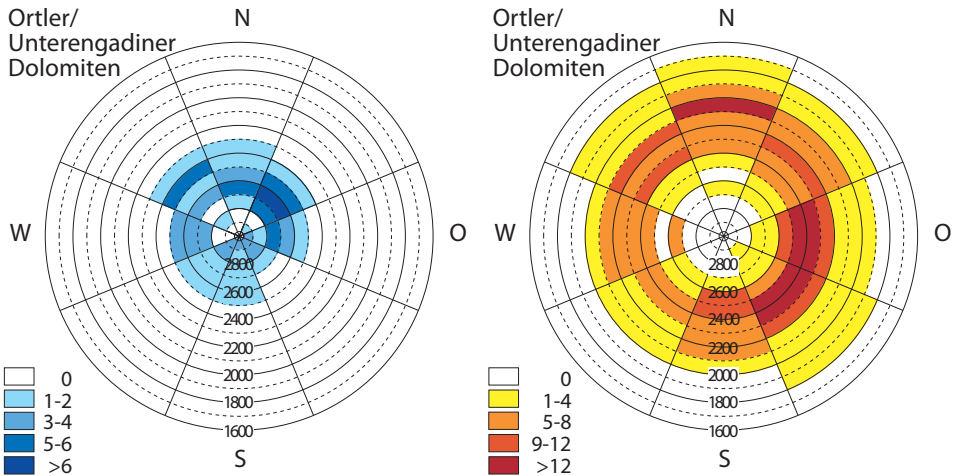


Abb. 14: Untergrenze und Anzahl der aktiven und fossilen Blockgletscher im Gebiet Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten nach Exposition und Höhenlage: aktive Blockgletscher (blau), fossile Blockgletscher (rot).



In den Dolomiten finden sich Blockgletscherstirnen in Nordwestlagen bis in 1.600 m, im Südsektor bis zu einer Höhe von 2.300 m. Es ist keine Konzentration von fossilen Blockgletschern in bestimmten Höhenlagen erkennbar. Dennoch ist auch in den Dolomiten eine klare Expositionsabhängigkeit der Blockgletscherverteilung gegeben (siehe Abb. 15).

Im Gebiet der Ötztaler-/Stubai Alpen liegen die Untergrenzen der fossilen Blockgletscher bei 1.800 m (N Sektor). Insgesamt sind im N Sektor die meisten fossilen Blockgletscher zu finden. Die höchstgelegenen Blockgletscheruntergrenzen liegen, wie in allen anderen Gebieten, im S Sektor bei 2.200 m. Daraus ergibt sich eine Schwankungsbreite der Untergrenzen von 400 m (siehe Abb. 16).

Abb. 15: Untergrenze und Anzahl der aktiven und fossilen Blockgletscher in den Dolomiten nach Exposition und Höhenlage: aktive Blockgletscher (blau), fossile Blockgletscher (rot).

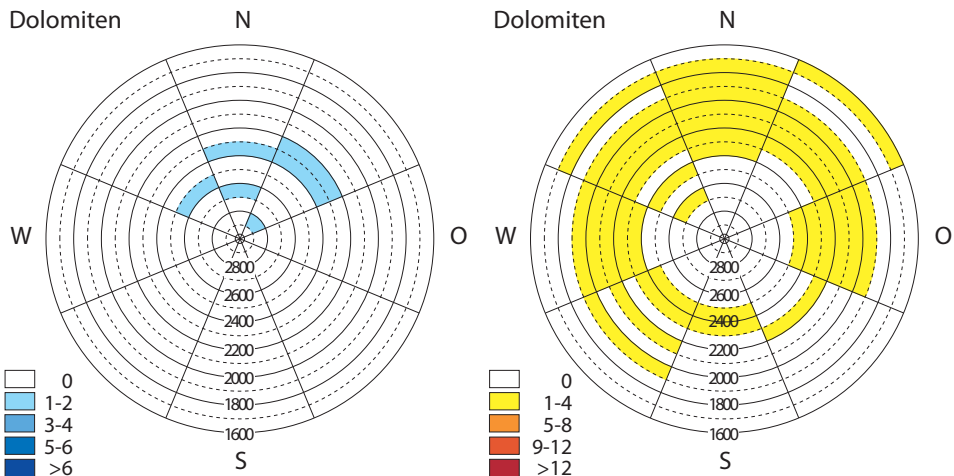
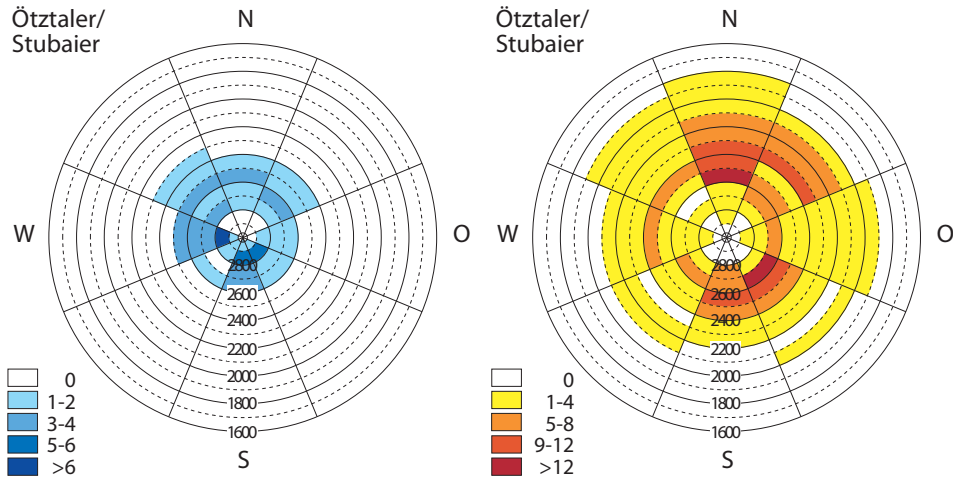


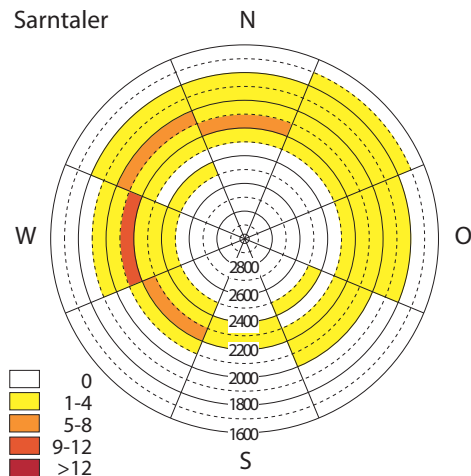
Abb. 16: Untergrenze und Anzahl der aktiven und fossilen Blockgletscher in den Stubai-/Ötzaler Alpen nach Exposition und Höhenlage: aktive Blockgletscher (blau), fossile Blockgletscher (rot).



Die Sarntaler Alpen weisen, ähnlich den Dolomiten, fossile Blockgletscher nur bis in Höhen von 2.500 m auf, was durch das Fehlen höherer Erhebungen zu erklären ist. Die tiefst gelegenen Blockgletscheruntergrenzen liegen bei 1.700 m im Sektor NO. In den Sektoren S und SO befinden sich generell sehr wenige fossile Blockgletscher (siehe Abb. 17).

Aktive Blockgletscher treten mit Ausnahme der Sarntaler Alpen in allen Gebieten auf. In der Regel finden sich die aktiven Blockgletscher verteilt über alle Expositionen. Eine Ausnahme stellen die Dolomiten dar, in denen aktive Blockgletscher nur in den Expositionen NW bis NO vorkommen und dabei Untergrenzen von 2.200 m bis 2.300 m erreichen (Abb. 15). Die tiefste Untergrenze aller aktiven Blockgletscher in Südtirol liegt mit 2.200 m im NW-Sektor (Abb.12). Diese tiefliegende Untergrenze ist sehr wahrscheinlich nicht durch klimatische Bedingungen, sondern vor allem durch eine optimale topographische Gesamtsituation erklärbar ist (vgl. Lieb 1996). Hohe, steile Felswände und Rinnen bewirken in darunterliegenden Schutthalden große abgeschattete Bereiche, die sich begünstigend auf die Ausbreitung von Blockgletscher in tiefere Lagen auswirken.

Abb. 17: Untergrenze und Anzahl der fossilen Blockgletscher in den Sarntaler Alpen nach Exposition und Höhenlage. Aktive Blockgletscher sind nicht vorhanden.



In Höhenlagen über 2.800 m treten in den N Sektoren kaum noch aktive Blockgletscher auf. Die Dominanz von Gletschern verhindert hier die Entstehung von Blockgletschern. In südexponierten Lagen liegt die Gleichgewichtslinie der Gletscher und somit die Untergrenze der Vergletscherung höher, so dass sich, wie das Inventar zeigt, aktive Blockgletscher bis in Höhenlagen von über 3000 m ü.d.M. entwickeln können.

Neben der Untergrenze der aktiven Blockgletscher kann auch die Obergrenze der fossilen Blockgletscher in die Analyse einbezogen werden. Diese Obergrenze bzw. dieser Grenzsäum markiert in vielen Fällen den Übergangsbereich von fossilen zu aktiven Blockgletschern und ist besonders schön im Vergleich der jeweils korrespondierenden aktiven und fossilen Blockgletscherrosen (Abb. 12-17) der fünf Südtiroler Gebirgsgruppen zu sehen. Die Höhenerstreckung, in welcher aktive und fossile Blockgletscher gemeinsam auftreten umfasst dabei 200-300m. Die Obergrenze der fossilen Blockgletscher in den Sarntaler Alpen stellt hierbei einen Sonderfall dar. Hier ist die Obergrenze nicht durch das verstärkte Auftreten von aktiven Blockgletschern an der Obergrenze der fossilen Blockgletscher zu erklären, sondern durch das Fehlen flächenmäßig größerer Erhebungen über 2.500 m

Statistische Analyse des Zusammenhangs zwischen Untergrenze der aktiven Blockgletscher und Exposition

Mit Hilfe weiterführender statistischer Analysen lässt sich der Zusammenhang zwischen Höhe der Untergrenze und Exposition genauer quantifizieren. In weiterer Folge ergibt sich daraus eine relativ genaue Ableitung der Untergrenze von Blockgletschern aus einer oder mehreren erklärenden Variablen. Dies wird am Beispiel der als aktiv ausgewiesenen Blockgletscher im Ortlergebiet / Unterengadiner Dolomiten demonstriert. In den anderen vier Untersuchungsgebieten sind gleiche – aber weniger deutlich ausgeprägte – Trends der Korrelation zwischen Höhe der Untergrenze und Exposition erkennbar.

Der Analyse liegt ein auf den geometrischen Daten des Blockgletscherkatasters basierendes, nichtlineares Regressionsmodell zugrunde, das folgende Arbeitsschritte aufweist:

1. Festlegung aller in die Analyse einbezogenen Variablen und Benennung der abhängigen Variable, sowie der möglichen erklärenden Variablen/Prädiktoren.
2. Prüfung der für das Modell notwendigen Bedingungen (Metrisches Datenniveau, Normalverteilung, Korrelation / lineare oder nichtlineare Beziehung) für jede Variable
3. Endgültige Auswahl, und gegebenenfalls Transformation der in das Modell aufzunehmenden Variablen
4. Anpassung des nichtlinearen Regressionsmodells
5. Prüfung der Güte der Anpassung und Interpretation der Ergebnisse

In die Untersuchung fließen nur geometrischen Parameter aus dem Blockgletscherkataster ein, die nach derzeitigem wissenschaftlichen Kenntnisstand einen maßgeblichen Einfluss auf die Höhenlage der Blockgletscheruntergrenze haben. Um mögliche

Abhängigkeiten innerhalb aller einbezogenen Variablen aufzudecken, werden die Variablen (siehe Tab. 5) mittels Streudiagrammen und Korrelationsmatrix untersucht.

Tab. 5: Deskriptive Statistik der einbezogenen Variablen der 81 aktiven Blockgletscher im Gebiet Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten

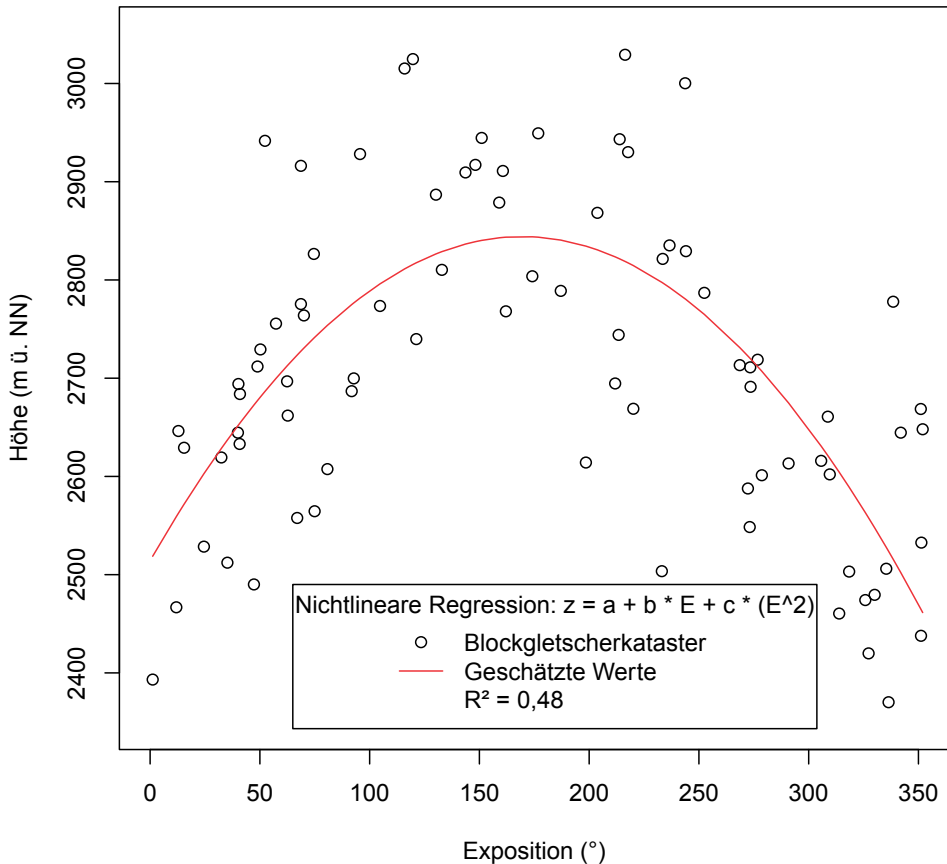
Variable	Min	Max	Ø	Median
Höhe Untergrenze	2370	3029	2705	2695
Breite	63,03	631	192,61	167,91
Exposition	1,17	351,93	176,45	174,1
Umfang	383,4	3490,6	1124,5	959,8
Fläche	7813	391750	60953	46450
Länge	101,9	1281,4	369,2	332,7
Neigung	6,31	29,36	19,76	19,96
Höchster Punkt	2441	3294	2844	2827
Niedrigster Punkt	2369	3047	2712	2700
Δz	17,14	353,55	132,11	122,46

Abb. 18 zeigt das Verteilungsmuster der Untergrenze der aktiven Blockgletscher in Abhängigkeit von der Exposition (ψ) und die Kurve des angepassten Regressionsmodells. Die errechnete Blockgletscher Untergrenze (BG_U) ist mit $BG_U = 2515 + 4,1 \psi - 0,12 \psi^2$ [m] relativ gut an die Gesamtverteilung der Blockgletscheruntergrenzen angepasst. Einzelne Blockgletscher, deren Untergrenzen z.B. in südlich exponierten Lagen über 2900 m bzw. teilweise bei ca. 2500 m liegen sind als statistische Ausreißer zu bewerten und stellen Sonderfälle dar. Sie beeinflussen die Güte des Modells negativ ($R^2 = 0,48$).

Neben einer natürlich bedingten Streuung ist für einzelne Blockgletscher anzunehmen, dass sich in Einzelfällen topographische Einflüsse überdurchschnittlich stark auf die Höhe der Untergrenze auswirken. So kann beispielsweise das Weiterfließen eines Blockgletschers durch eine Verflachung im Bereich der Blockgletscherstirn reduziert oder gar gestoppt werden, während bei einer Versteilung der gegenteilige Effekt auftreten kann. Damit wird die Höhenlage der Blockgletscheruntergrenze nicht allein durch die vorherrschenden klimatischen Rahmenbedingungen gesteuert bzw. determiniert.

Um eine verbesserte Aussage über die Permafrostuntergrenze, die mit der Blockgletscheruntergrenze gleichgesetzt wird, machen zu können, wird eine statistische Filterung der Ausreißer durchgeführt. Unter der Annahme einer Normalverteilung der Werte, kann der Datensatz regelbasiert ausgedünnt werden, um daraus ein weiter entwickeltes Modell ableiten zu können, welches verbesserte Aussagen über den statistischen Zusammenhang zwischen der Untergrenze der Blockgletscher und ihrer durchschnittlichen Exposition bzw. Neigung erlaubt. Um den Datensatz von Ausreißern zu bereinigen, wird folgendes Kriterium angewandt: Alle Werte, außerhalb eines Schwankungssaums um den Graphen der Regressionsgleichung, der \pm dem 1,5-Fachen der Standardabweichung entspricht, werden aus dem Datensatz eliminiert und im zweiten Schritt der Modellanpassung nicht mehr berücksichtigt (Abb. 19).

Abb. 18: Verteilungsmuster der Untergrenze der aktiven Blockgletscher (z) in Abhängigkeit von der Exposition (E), und die Kurve des angepassten nichtlinearen Regressionsmodells.

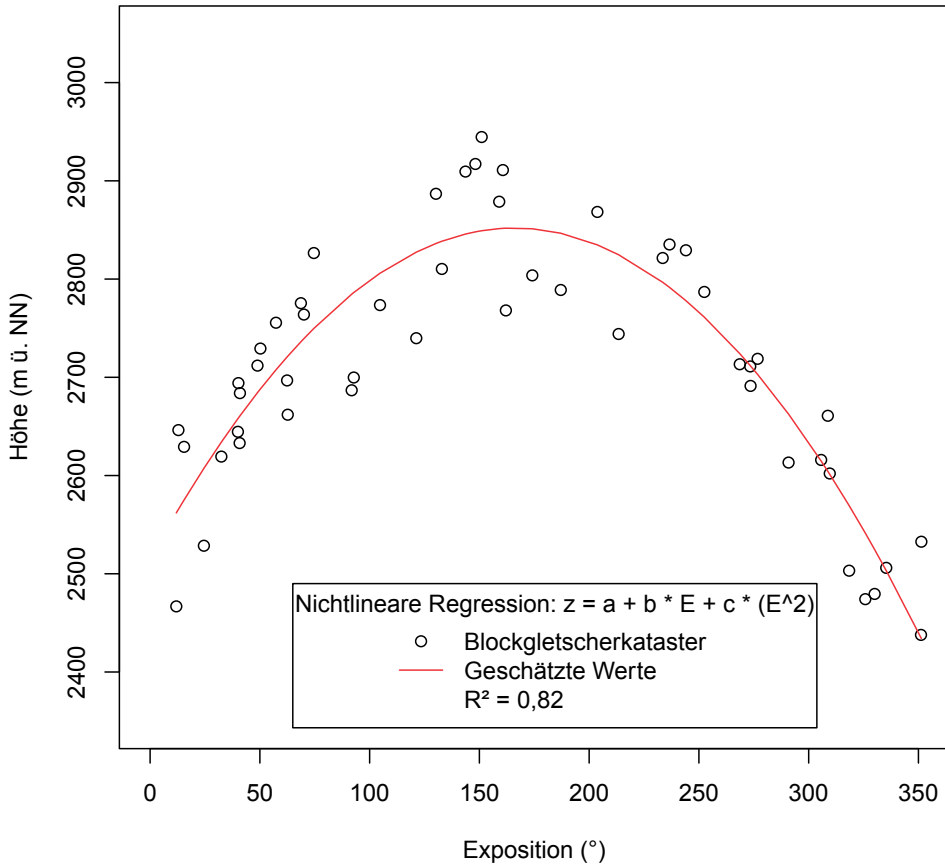


Nach dem Herausfiltern der Ausreißer werden 51 aktive Blockgletscher aus dem Ortlergebiet/Untergadiner Dolomiten in die finale Analyse einbezogen. Das Ergebnis der zweiten Schätzung zeigt eine deutlich verbesserte Anpassung der Kurve an die Ausgangsverteilung (Abb. 19). Dies drückt sich quantitativ durch einen deutlich verbesserten Zusammenhang zwischen Untergrenze und Exposition der aktiven Blockgletscher aus ($R^2 = 0,82$). Dieses statistisch hoch signifikante Ergebnis bestärkt die Darstellung des räumlichen Verbreitungsmusters von Gebirgspermafrost in Form von Permafrost- bzw. Blockgletscherrosen.

Statistische Analyse des Zusammenhangs zwischen vertikaler Ausdehnung der Blockgletscher (Δz) und Neigung

Die Analyse der Korrelationsmatrix sowie der Streudiagramme aller ursprünglich einbezogenen Variablen deckt eine weitere interessante Beziehung auf. In der Region

Abb. 19: Verteilungsmuster der Untergrenze der aktiven Blockgletscher (z) in Abhängigkeit von der Exposition (E) und die Kurve des angepassten nichtlinearen Regressionsmodells nach der Ausreißerreduktion.

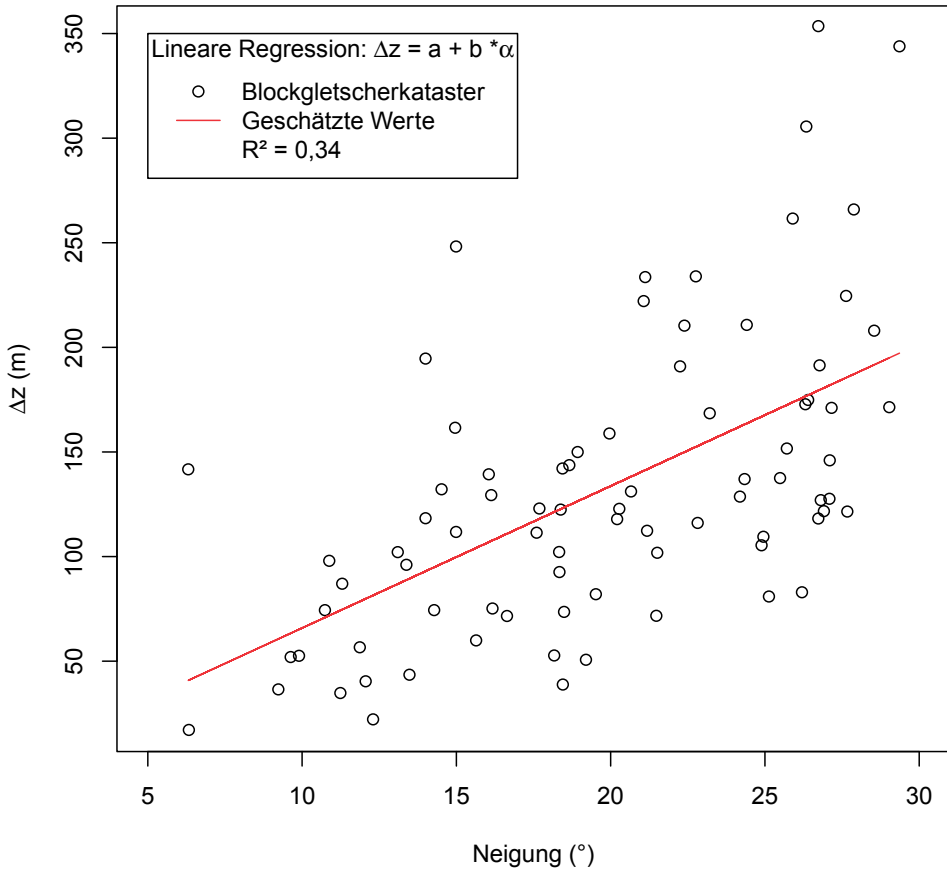


Ortlergruppe/Untereingadiner Dolomiten sind Blockgletscher mit einer größeren Durchschnittsneigung durch eine größere Höhenausdehnung gekennzeichnet. Unter Einbeziehung aller 81 aktiven Blockgletscher ergibt sich ein mäßig starker statistischer Zusammenhang (Korrelationskoeffizient nach Pearson: $r = 0,58$) der durchschnittlichen Neigung der Blockgletscher und ihrer Untergrenze (siehe Abb. 20).

Das relativ geringe Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0,34$ bringt zum Ausdruck, dass bei diesem Modell die Qualität der Anpassung nicht zufriedenstellend ist. Daher wird der Datensatz erneut um die Ausreißer reduziert. Der dadurch erzielte verbesserte Zusammenhang $BG_H = -2,2 + 6,8 \psi$ ($R^2 = 0,68$) zwischen durchschnittlicher Blockgletscherneigung (ψ) und Höhererstreckung (BG_H) ist in Abb. 21 dargestellt.

In diesem Fall werden durch die abgeleitete Funktion 68 % der Varianz von BG_H (Höhenausdehnung) erklärt. Die mit Hilfe der Gleichung gefundene Funktion gestattet es, aus beliebigen vorgegebenen Werten der unabhängigen Einflussgröße x (Neigung - α) die abhängige Zielgröße y (Höhenausdehnung - Δz) zu schätzen (Sachs &

Abb. 20: Verteilungsmuster der Höhengausdehnung (Δz) der aktiven Blockgletscher in Abhängigkeit von der Neigung (α) und die Gerade des angepassten linearen Regressionsmodells.

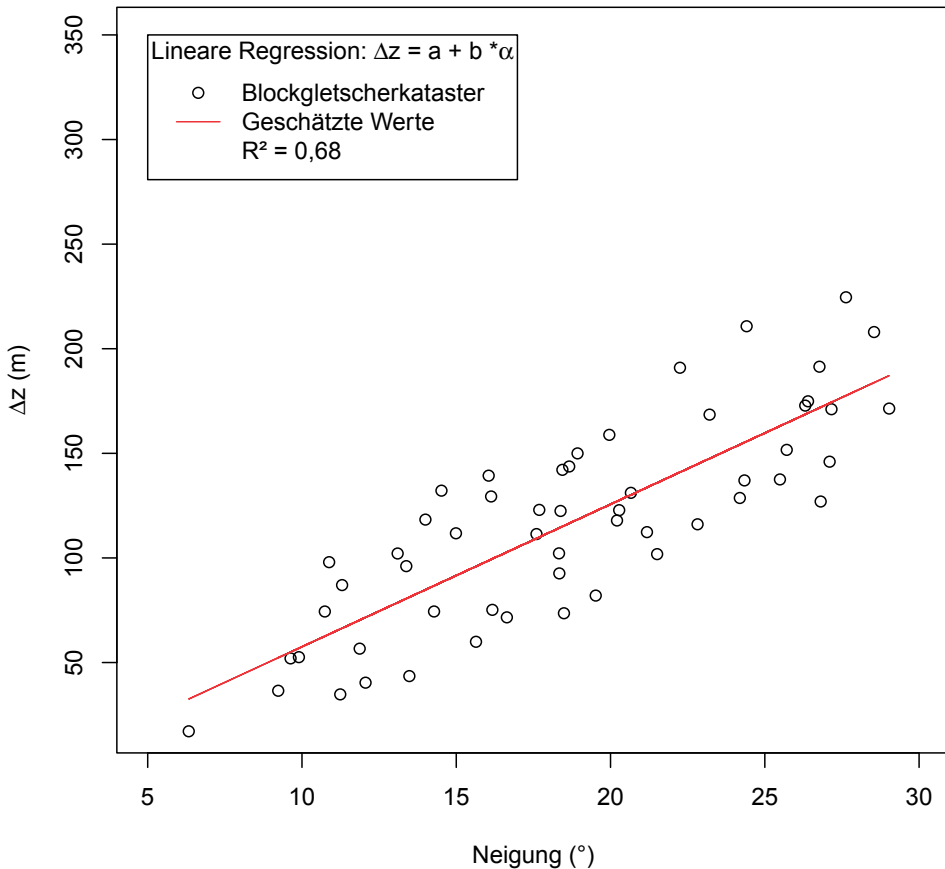


Hedderich, 2006). Da die Abstände zwischen der Regressionsgeraden, als Repräsentant für modellierte Werte und den ursprünglichen Werten gleichmäßig gering sind und zudem das Bestimmtheitsmaß mit 0,68 relativ hoch ist, liefert die Modellanpassung ein annehmbares Ergebnis.

Entwicklung der Permafrostuntergrenze

Aufgrund der Abhängigkeit der Permafrostuntergrenze von der Jahresmitteltemperatur und ihrem Zusammenfallen mit der subnivalen Höhenstufe erlauben die verschiedenen Aktivitätsstadien der Blockgletscher Rückschlüsse auf Paläotemperaturen bzw. die vertikale Verschiebung der geoökologischen Höhenstufen in der Vergangenheit. Das Zusammenfallen fossiler Blockgletscher mit der alpinen oder subalpinen Höhenstufe sowie inaktiver Blockgletscher mit der Grenze zwischen alpiner und subnivaler Höhenstufe (Lieb, 1996) markiert deshalb nur einen Augenblickszustand.

Abb. 21: Verteilungsmuster der Höhenausdehnung (Δz) der aktiven Blockgletscher in Abhängigkeit von der Neigung (α) und die Gerade des angepassten linearen Regressionsmodells nach der Ausreißerreduktion.



Unter der Annahme, dass eine maximale Ausdehnung mehr oder weniger einen Gleichgewichtszustand markiert, stellt die Gleichsetzung Permafrostuntergrenze mit der Untergränze der aktiven Blockgletscher ein Problem dar. Die Tatsache, dass aktive Blockgletscher sich weiter talwärts bewegen, zeigt klar das Nichterreichen des Gleichgewichts zwischen dem thermischen Signal und der Blockgletscherdynamik. Die eigentliche Permafrostuntergrenze muss deshalb tiefer angesetzt werden - in einer Höhenlage zwischen der Untergränze der aktiven und der inaktiven Blockgletscher, wenn nicht sogar die inaktiven Blockgletscher im Sinne des Sammelbegriffs intakte Blockgletscher als Indikator dafür herangezogen werden.

Da durchaus davon ausgegangen werden kann, dass auch in früheren und anderen klimatischen Phasen die damals aktiven Blockgletscher nicht genug Zeit hatten, um einen Gleichgewichtszustand zu den herrschenden Temperaturverhältnissen einnehmen zu können, kann die Differenz der Höhenlage der Untergränzen von aktiven und fossilen Blockgletschern daher als Maß für die klimatisch bedingte Veränderung der Permafrostuntergränze verwendet werden. Die am Beispiel der Blockgletscher in Süd-

tirol dokumentierte Differenz von rund 400 m zwischen den Mittelwerten der Untergrenzen von fossilen (2295 m) und aktiven (2690 m) Blockgletschern (siehe Tab. 6) spiegelt demzufolge die thermischen Veränderungen seit dem Spätglazial wider. Unter Annahme eines mittleren Temperaturgradienten von 0,65K/100m lässt sich eine Veränderung der Temperatur um knapp über 2,5 K errechnen, was in etwa der angenommenen Temperaturänderung seit dem ausgehenden Spätglazial entspricht. Ähnliche Werte der Permafrostdepression, basierend auf dem Vergleich von Blockgletscheruntergrenzen, wurden auch in anderen Untersuchungsgebieten festgestellt. In Österreich ermittelte Lieb (1996:81) 403m für die östlichen Österreichischen Alpen, Sailer & Kerschner (1999) für das Ferwall 400m, wobei dort deutlich weniger Blockgletscher untersucht wurden. Fraunfelder et al. (2001) kommen bei einer Untersuchung im Err-Julier-Gebiet in der Schweiz hingegen auf eine Temperaturänderung von mehr als 3K. Alle diese Werte weisen auf eine Entstehung der heute fossilen Blockgletscher während der Jüngeren Dryas hin.

Tab. 6: Durchschnittswerte für die Höhenlagen der Blockgletscheruntergrenzen von aktiven, inaktiven und fossilen Blockgletschern in Südtirol und den einzelnen Untersuchungsgebieten, sowie die Differenz zwischen durchschnittlicher Untergrenze der aktiven und fossilen Blockgletscher.

	Aktive	Inaktive	Fossile	Differenz Aktive Fossile
Gesamt	2691 m	2580 m	2294 m	397 m
Dolomiten	2505 m	2494 m	2167 m	338 m
Öztaler und Stubai Alpen	2720 m	2594 m	2455 m	265 m
Ortlergruppe und Unterengadiner Dolomiten	2706 m	2592 m	2307 m	399 m
Zillertaler Alpen und Hohe Tauern	2622 m	2587 m	2235 m	387 m
Sarntaler Alpen			2139 m	

Aus der regional differenzierten Analyse der Blockgletscher Südtirols zeigt sich, dass die mittlere Untergrenze der fossilen Blockgletscher in den Öztaler und Stubai Alpen nur knapp über 250 m unterhalb der mittleren Untergrenze der aktiven Blockgletscher liegt. Als Ursache hierfür wird vor allem die stärkere Vergletscherung dieser Gebirgsgruppen während der Jüngeren Dryas gesehen (siehe z.B. Patzelt & Bortenschlager 1978). Durch die ausgedehnten Gletscherflächen im ausklingenden Spätglazial blieb weniger Raum für die Entstehung von Blockgletschern. In den Dolomiten, wo die Differenz etwa 340 m beträgt, dürften sich eher Unterschiede im Gestein sowie des lokal geprägten Klimas auswirken.

6 Zusammenfassung

Blockgletscher sind in einzelnen Gebirgsgruppen Südtirols aufgrund ihrer großen Fläche und ihres häufigen Vorkommens markante das Landschaftsbild prägende Erscheinungen. Während die wissenschaftliche Auseinandersetzung mit Gletscher schon eine

sehr lange Tradition hat und sich in entsprechenden wissenschaftlichen Darstellungen niedergeschlagen hat, erlaubt das hier vorgelegte Blockgletscherinventar erstmals eine umfassende Betrachtung und Analyse dieser Landschaftsformen.

Basierend auf der Erkenntnis, dass Blockgletscher Permafrostphänomene sind, lassen die gefundenen Zusammenhänge zwischen der Höhenlage, Exposition bzw. Reliefeigenschaften und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher nun flächendeckende Aussagen, nicht nur über die Verbreitung von Blockgletschern, sondern auch über die Lage des diskontinuierlichen Permafrosts in Südtirol zu. Die gewonnenen Informationen erlauben die Quantifizierung der Permafrostflächen in der Autonomen Provinz Südtirol. Neben dem reinen Zugewinn neuer wissenschaftlicher Erkenntnisse zur Kryosphäre in regionaler Betrachtung haben diese Ergebnisse weitere Bedeutungen, die hier nur ansatzweise aufgezeigt werden sollen.

In Zusammenschau mit dem Gletscherkataster von Südtirol ermöglichen die Analysen des Blockgletscherkatasters erstmals eine Gesamtdarstellung der Kryosphäre in Südtirol. Vor dem Hintergrund global induzierter Klimaveränderungen ist diese Bestandsaufnahme von höchstem Interesse, stellt doch das Eis im Hochgebirge aufgrund des engen kausalen Zusammenhangs mit der Lufttemperatur einen fast perfekten Indikator für Temperaturveränderungen dar.

Einen wichtigen Aspekt im Zusammenhang Klima-Kryosphäre stellt auch der Rückblick dar. Durch die Erfassung inaktiver Blockgletscher wird die Voraussetzung geschaffen, die Verbreitung von Permafrost in der Vergangenheit zu rekonstruieren. Gerade der Zeitraum seit Mitte des 19. Jahrhunderts bietet hierbei interessante Möglichkeiten, die es erlauben, das Ausschmelzen des Permafrosts mit der markanten Erwärmung in alpinen Regionen in Relation zu setzen.

Zusammen bilden die letzten beiden Aspekte die Voraussetzung für zukunftsorientierte Betrachtungen. Auf der Grundlage der hieraus gewonnenen Erkenntnisse lassen sich durch die Verknüpfung mit regionalen Klimaszenarien die Folgen für den Gebirgspermafrost modellieren und somit aufzeigen, wie sich im 21. Jahrhundert der Permafrost in Südtirol unter gewissen Annahmen verändern kann.

Gerade im Hinblick auf die Dynamik von Naturgefahrenprozessen spielen die in Folge der Erwärmung eisfrei gewordenen ehemaligen Permafrostareale sowie die Randbereiche aktiver Permafrostkörper eine wichtige Rolle. Wie z.B. von Stötter et al. (1996) für das obere Suldental gezeigt werden konnte, sind Lockermaterialdecken, die ihre Eisarmierung verlieren, prädestinierte Gebiete für Muranrisse. Das damit einhergehende Gefährdungspotential für Infrastruktur und Menschen zeigt die Notwendigkeit einer exakten Erfassung der Verbreitung des diskontinuierlichen Permafrost auf, um gegebenenfalls Planungen und Maßnahmen gegenüber zukünftig zu erwartenden Naturgefahren treffen zu können.

7 *Literatur*

Bucher, K. (2008): Kartierung und Überwachung von Permafrost - Phänomenen in den Alpen. – Projektbericht ProAlp, Innsbruck.

Burger, K.C., Degenhardt, J.J. & Giardino, J.R. (1999): Engineering geomorphology of rock glaciers. - *Geomorphology*, 31, 93-132.

- Carton, A., Dramis, F. & Smiraglia, C. (1993): Distribution of permafrost, glaciers and rock glaciers in the Italian mountains and correlation with climate. An attempt to synthesize. -Proceed. VI Intern. Conf. on Permafrost, Peking, July 1993, 36-41.
- Carton, A., Dramis, F. & Smiraglia, C. (1988): A first approach to the systematic study of the rock glaciers in the Italian Alps. - Proc. Fifth Intern. Conf. on Permafrost, Trondheim, 1988, 712-717.
- Dramis, F., Giraudi, C. & Guglielmin, M. (2003): Rock glacier distribution and paleoclimate in Italy. - ICOP 2003, 199-204.
- Dramis, F. & Smiraglia, C. (1986): I rock glaciers. Problemi e metodi di studio. Rassegna bibliografica. - Riv. Geogr. Italiana, 93(2), 209-228.
- Frauenfelder, R. (1997): Permafrostuntersuchungen mit GIS. – unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Zurich, Zurich.
- Frauenfelder, R., Haerberli, W., Hoelzle, 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 - Norwegian Journal of Geography, 55: 4, 195 - 202
- Guglielmin, M. & Smiraglia, C. (1997): Rock Glacier Inventory of the Italian Alps. - Italian Glaciological Committee Archive 3, Torino.
- Haerberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch. – VAW-Mitteilungen, 17, Zürich.
- Imhof, M. (1994): Die Verbreitung von Permafrost in den Berner Alpen. - University of Bern, Bern.
- Juen, I. (1999): Blockgletscheruntersuchungen im hinteren Ultental. - Diplomarbeit an der Universität Innsbruck, Innsbruck.
- Keller F. (1987): Permafrost im Schweizerischen Nationalpark. - Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft. Graubünden, 104, 35-53, Chur.
- Kerschner, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpen Spätglazial und frühen Holozän. - Alpine Space – Man & Environment, 6: Klimawandel in Österreich
- Lieb, G. K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. - Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz. Bd. 33
- Mair, V., Marks, F., Zilger, J. & Zischg, A. (2006): Rilevamento e monitoraggio dei fenomeni permafrost sulla base di interferometria differenziale. - Proceedings ASITA 2006.
- Mair, V., Zischg, A., Krainer, K., Stötter, J., Zilger, J., Belitz, K., Schenk, A., Damm, B., Kleindienst, H., Bucher, K., Lang, K., Tagnin, S. & Munari, M. (2008): PROALP – Rilevamento e monitoraggio dei fenomeni permafrost. Esperienze della Provincia di Bolzano. AINEVA, 64: 50-59.
- Maukisch, M. (1994): Murgefährdung im Oberen Suldental/Südtirol unter Berücksichtigung der Gletschervariationen und der Entwicklung des Dauerfrostes seit dem 19. Jahrhundert. - Universität München, München.
- Patzelt, G. & Bortenschlager, S. (1978): Zur Chronik des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). – in: Frenzel, B. (Hrsg.): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73, 1/24, 185-197.
- Sachs, L. & Hedderich, J. (2006): Angewandte Statistik. Methodensammlung mit R. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg
- Sailer, R. & Kerschner, H., (1999): Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. - Annals of Glaciology, 28: 141-145.
- Simstich, J. (1994): Murgefährdung im oberen Suldental/Südtirol. Untersuchungen der Veränderungen der Kryosphäre (Gletscher und Permafrost) seit dem 19. Jahrhundert. - Universität München, München.
- Teledata Geoconsult (2008): Kartierung und Überwachung von Permafrost - Phänomenen in den Alpen mit Hilfe Differentieller Radar-Interferometrie. – Endbericht der fernerkundlichen Untersuchungen auf der Basis differentieller Radar-Interferometrie, Bozen.
- Zilger, J., Marks, F., Mair, V., Belitz, K. & Zischg, A. (2006): PROALP - Kartierung und Überwachung von Permafrost-Phänomenen in den Alpen mit Hilfe Differentieller Radar-Interferometrie. - In: Strobl, J., Blaschke, T. & Griesebner, G. (Hrsg.): Angewandte Geoinformatik 2006. Beiträge zum 18. AGIT-Symposium Salzburg. Heidelberg, 783-792.

ANDREAS ZISCHG, VOLKMAR MAIR, DAVID TONIDANDEL,
KATHRIN LANG

*Berücksichtigung von Permafrost in der
Gefahrenzonenplanung in Südtirol
(Mehrwert von PROALP für die Gefahrenzonenplanung)*

1. Gesetzliche Grundlagen und technische Vorgaben

Im Jahre 2007 wurde im Rahmen der Anpassung des Südtiroler Landesraumordnungsgesetzes, Landesgesetz Nr. 13 vom 11. August 1997, durch Einfügen des Artikels 22-bis die Gefahrenzonenplanung zum Schutz der Bevölkerung vor Naturgefahren juristisch verankert. Die Richtlinien sowie die Durchführungsverordnung betreffend die Erstellung der Gefahrenzonenpläne wurden mit Beschluss der Landesregierung vom 28.07.2008, Nr. 2741 genehmigt und am 26.08.2008 im Amtsblatt veröffentlicht. Die Planungshoheit wurde an die Gemeinden übertragen. Diese sind somit dafür verantwortlich, den Gefahrenzonenplan für das jeweilige Gemeindegebiet ausarbeiten zu lassen.

Die Gefahrenzonenplanung in Südtirol beschränkt sich auf die urbanisierten Gebiete, sprich die Ortszentren, einen 300 Meter breiten Streifen um diese Ortszentren, auf die Gebäude im landwirtschaftlichen Grün (Bauernhöfe und Einzelhäuser) sowie auf wichtige Infrastrukturen. Untersucht werden die Naturgefahrenstypen Massenbewegungen (Sturz, Rutschung, Einbruch, Hangmure), Wassergefahren (Überschwemmung, Übersarung, Vermurung, Erosion) und Lawinen (Fließlawine, Staublawine, Gleitschnee).

Permafrost wird als eigener Typ angeführt, bei dem verschiedene Prozesse möglich sind, fällt aber im weitesten Sinn unter die Massenbewegungen. Nachdem man Permafrost meist außerhalb der besiedelten Gebiete antrifft, ist dieses Phänomen vor allem für Infrastrukturen wie höher gelegene Straßen, Schutzhütten und Lifтанlagen von Bedeutung. Die Richtlinien haben festgelegt, dass Permafrostphänomene nur in der so genannten Karte der Phänomene aufscheinen, nicht aber in der Gefahrenzonenkarte. Dies lässt sich folgendermaßen erklären:

- 1) Permafrostphänomene treten im Allgemeinen über einer Quote von 2300 m SH auf, wo es keine urbanistisch relevanten Strukturen wie Siedlungen und lebenswichtige Infrastrukturen gibt;
- 2) Prozesse, welche sekundär aus Permafrostgebieten entstehen, wie z.B. Stein-schlag, Rutschungen oder Murgänge werden bereits als solche in der Gefahrenzonenkarte verzeichnet.

Um die für die Gefahrenzonenplanung relevanten Prozesse, welche von Permafrostarealen ausgehen können, zu dokumentieren, sind im Folgenden drei Fallbeispiele angeführt. Sie zeigen, dass die Gefährdung nicht nur eine theoretische Möglichkeit ohne besondere Auswirkung auf die Sicherheit der Menschen und die wirtschaftliche Tätigkeit im Hochgebirge darstellt, sondern explizit vorhanden ist. Die Ereignisse der vergangenen Jahre und gut fundierte Statistiken der französischen Kollegen aus dem Bereich Chamonix zeigen darüber hinaus, dass die Häufigkeit solcher Ereignisse mit zunehmender Temperatur infolge der Klimaerwärmung ansteigt.

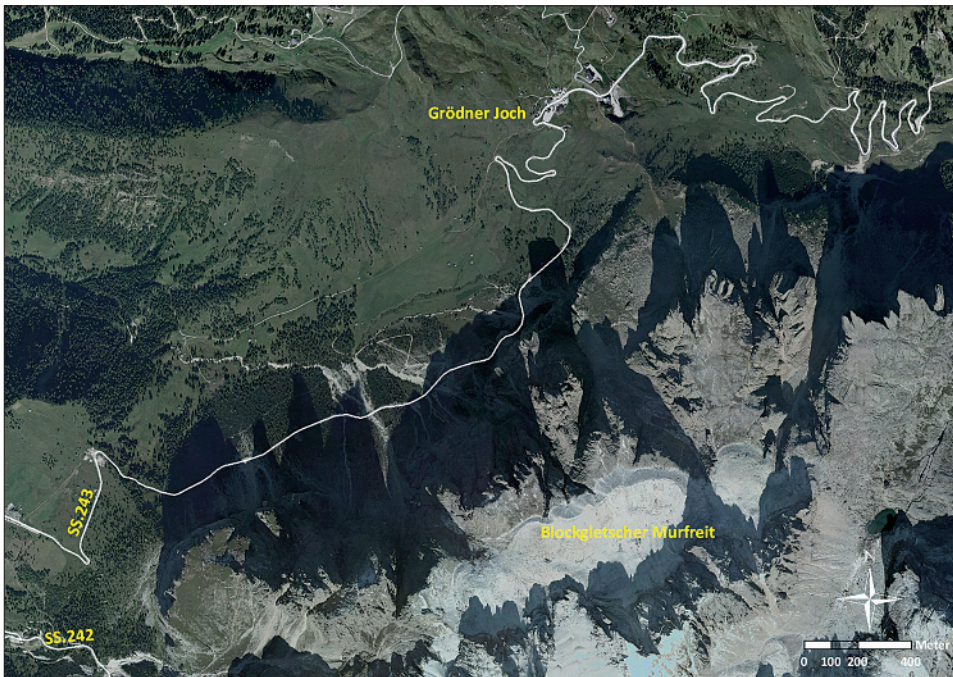
2. Fallbeispiele

a. Murgänge:

Blockgletscher Murfreit, Sella Nordseite: Murenabgänge auf die SS 243, die Grödner Joch-Straße.

Die Grödner Joch-Straße verläuft von km 2,5 bis km 4 unterhalb der Nordseite des Sella Massivs. Oberhalb der ersten Steilstufe (ca. 500 m hohe, vertikale Dolomithfelswand) befindet sich der Blockgletscher Murfreit. Es handelt sich hierbei um einen aktiven Eiskern Blockgletscher, welcher eine maximale Breite von 1.100 m und eine maximale Länge von 420 m (Gesamtfläche von 33,6 ha) erreicht und eine Expositi-

Abb. 1: Orthophoto mit der Grödner Joch-Straße (SS 243) unterhalb des Blockgletschers Murfreit.



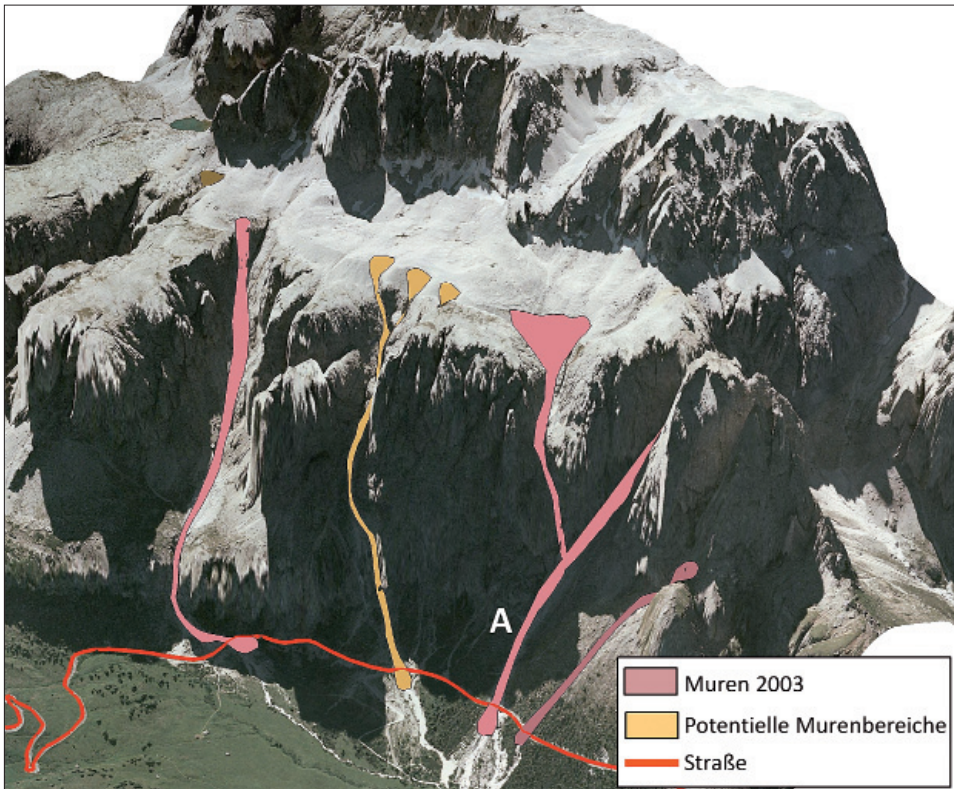
tion nach NW-N aufweist. Der Blockgletscher erstreckt sich von einer minimalen Höhe von 2.590 m bis zu einer maximalen Höhe von 2.770 m. Die Stirn des Blockgletschers hat eine Neigung von 35° bis 40° und reicht an einigen Stellen bis an den Felsabbruch (Mussner 2009). Die Steilheit der Stirn ist ein Zeichen für die Aktivität des Blockgletschers.

Nach einer längeren Trockenperiode sind am Nachmittag des 21. Juli 2003 innerhalb von 24 Minuten fast 15 mm Niederschlag (in Form von Hagel und Regen) im beschriebenen Bereich niedergegangen. Etwa 20 Minuten nach Beginn des Gewitters ist eine Mure (Abb. 2, Mure A) abgegangen und hat die etwa 600 Höhenmeter tiefer gelegene Grödner Joch-Straße im Bereich von km 3,170 zugeschüttet.

Der Anrissbereich befand sich an der Stirn des Blockgletschers Murfreit, wo sich Lockermaterial infolge des Niederschlages lösen konnte und über den Wasserfall Murfreit abwärts gestürzt ist. Das Gesamtvolumen der Mure betrug ca. 500 m^3 .

In den darauf folgenden 72 Stunden wurden zwei weitere Murgänge von geringerem Ausmaß in diesem Bereich verzeichnet.

Abb. 2: Dreidimensionale Ansicht der Sella Nordseite mit den eingezeichneten Muren vom Sommer 2003 im Bereich des Blockgletschers Murfreit.



GEWITTER / Schäden

Gleich zwei Muren am Grödner Joch

Urlauber von sechs Tonnen schwerem Felsbrocken erfasst und schwer verletzt

Grödner Joch (ih) – Der heftige Regen hat gestern am frühen Abend zwei Muren am Grödner Joch ausgelöst. Auf dem Weg von der Pisciadü-Hütte durch das Setus-Tal wurde ein italienischer Urlauber von einem großen Felsbrocken erfasst; er erlitt schwere Verletzungen.

Auf dem Weg durch das Setus-Tal zur Pisciadü-Hütte donnerten mit der Erde auch große Felsbrocken zu Tal und verlegten den Weg. Dabei wurde der 44-jährige R.C. von mehreren großen Steinen erfasst. Ein sechs Tonnen schwerer Felsbrocken begrub das Bein des Mannes unter sich.

Sofort wurde Alarm ausgelöst. Mit einem Wirbelsäulen- und Beckentrauma sowie einem gebrochenen Oberschenkel wurde der Urlauber von den Helfern des Aiut Alpin mit dem Hubschrauber in das



Die Straße zum Grödner Joch wurde von der Mure verlegt und musste aus Sicherheitsgründen gesperrt werden. RA

Bozner Krankenhaus ge-unverletzt geblieben war, brachten die Bergretter zusammen mit zwei weiteren Per-

sonen hinter die Mure, so dass sie zu Fuß weiter konnten. Die anderen durch die Mure vom Abstieg abgehaltenen Wanderer kehrten zu der Hütte zurück, wo sie übernachteten.

Eine weitere Mure verlegte die Straße von Wolkenstein hinauf zum Grödner Joch. Entgegen ersten Befürchtungen war kein Auto unter die 40 Meter lange Mure geraten. Jedoch musste die Passstraße gesperrt werden.

Mit schwerem Gerät von Gemeinde, Land und einigen privaten Unternehmen wurden die Geröllmassen mit Unterstützung der Freiwilligen Feuerwehr Wolkenstein beseitigt. Kurz vor Mitternacht war die Straße wieder passierbar, allerdings nur auf eigene Gefahr. Offiziell wieder für den Verkehr freigegeben werden soll sie im Laufe des heutigen Tages.

b. Steinschlag aus Lockermaterial:

Stein- und Blockschlag von der übersteilten Stirn des aktiven Blockgletschers an der Westflanke der Vertainspitze oberhalb des Dorfes Suldén verlegten mehrfach einen viel begangenen Wanderweg.

Der Steig Nr. 12, welcher von der Bergstation des Kanzelliftes zur Düsseldorf Hütte führt, musste im Sommer der Jahre 2003 und 2004 aufgrund von Steinschlaggefahr gesperrt werden. Infolgedessen wurde der Steig weiter talwärts verlegt, damit eine sichere Trasse für die Wanderer und Bergsteiger, welche ins Zaytal und vor allem zur Düsseldorf Hütte wollen, garantiert werden konnte.

Die geographische und morphologische Situation ist auf dem Orthophoto aus dem Jahr 2008 gut erkennbar (Abb.4). Zur Düsseldorfhütte führen zwei Wege. Im Bereich des Blockgletschers an der Westflanke des Zaytales wurde der alte Weg (rot) gesperrt. Ein neuer Steig (weiß) wurde weiter westlich angelegt, um eine größere Distanz zum Stirnbereich des Blockgletschers zu gewährleisten. Der zweite Steig (gelb) führt hingegen über die Ostflanke des Zaytales zur Düsseldorfhütte.

Abb. 4: Orthophoto mit der Lokalisierung der Wege und des Blockgletschers (blau).

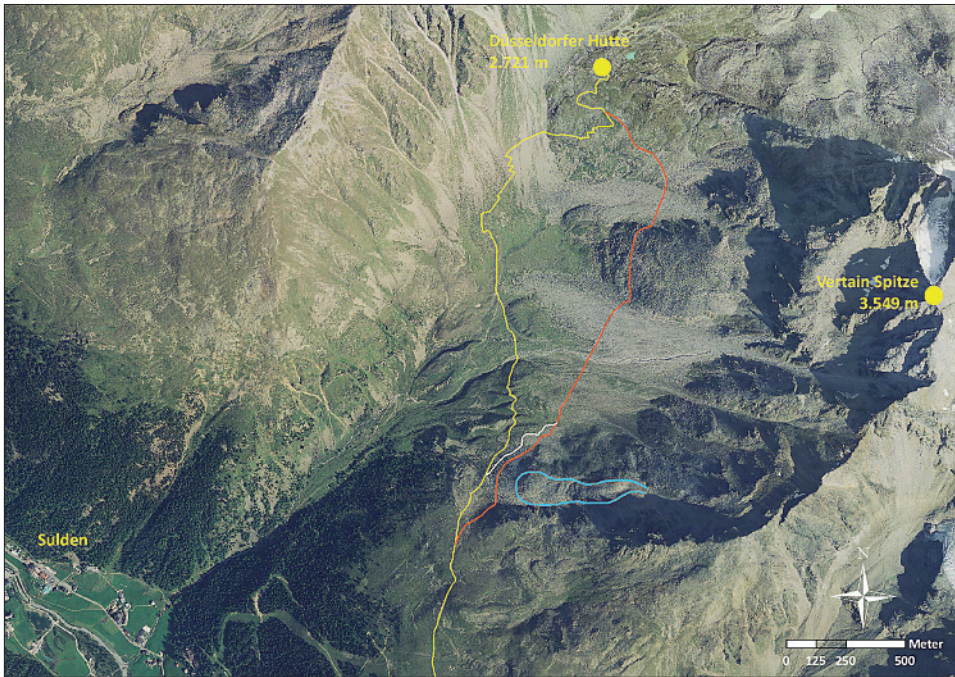


Abb. 5: Das Zaytal mit dem alten und neuen Weg zur Düsseldorfer Hütte.

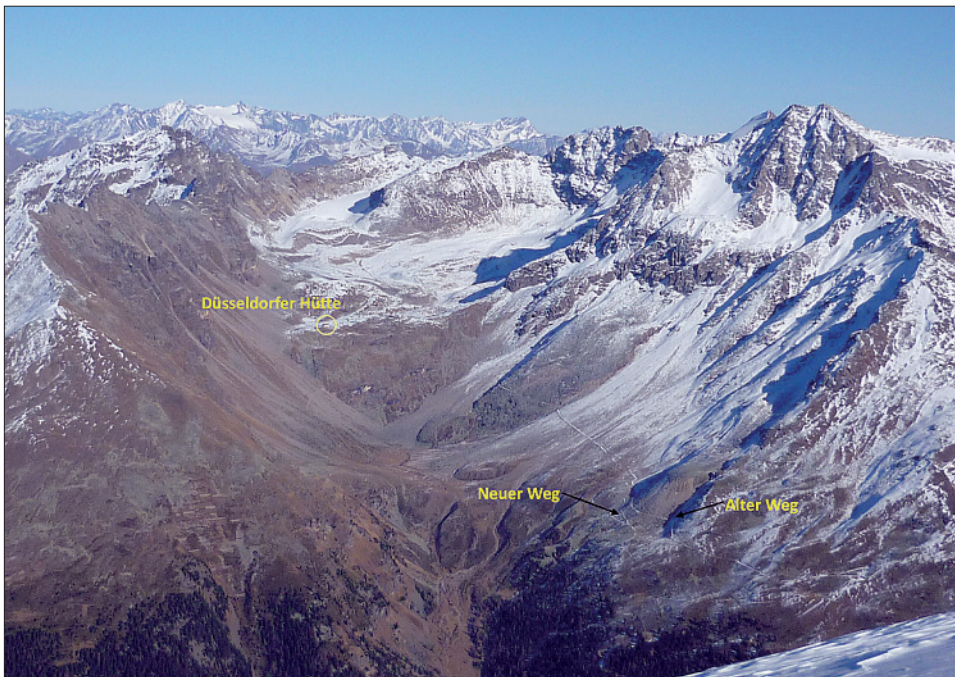


Abb. 6: Der Blockgletscher unter der Vertain Spitze von Sulden gesehen: deutlich erkennbar die aktive Stirn des Blockgletschers, aus welcher häufig Stein- und Blockschlag den viel begangenen Weg von der Kanzel zur Düsseldorfer Hütte bedroht.



c. Felsstürze und Steinschlag aus Felsbereichen:

Am 19. August 2010 hat sich im oberen Bereich des Plattkofels, auf einer Seehöhe von 2.650 m, oberhalb des Oskar Schuster Klettersteiges ein Felssturz ereignet.

Um die 700 m³ Dolomitgestein sind um 15 Uhr aus der nach Nordosten exponierten Gesteinswand ausgebrochen und haben den Steig teilweise zugeschüttet. Im Bereich des Ausbruches, welcher eine Fläche von ca. 700 m² aufweist, wurde das Stahldrahtseil samt Verankerungen beschädigt.

Zwei Tage später wurde während eines Lokalaugenscheines festgestellt, dass ein Teil der Ausbruchsfläche mit Eis bedeckt war: ein klares Zeichen, dass die Ursache des Felssturzes auf das Vorhandensein von Permafrost zurückzuführen ist. Das angetroffene Eis war durch Feinmaterial verunreinigt.

Weitere Permafrost Indikatoren in diesem Gebiet sind kleinere Blockgletscher und perennierende Schneeflecken.

Abb. 7: Orthophoto mit der Lokalisierung des Felssturzes am Plattkofel.

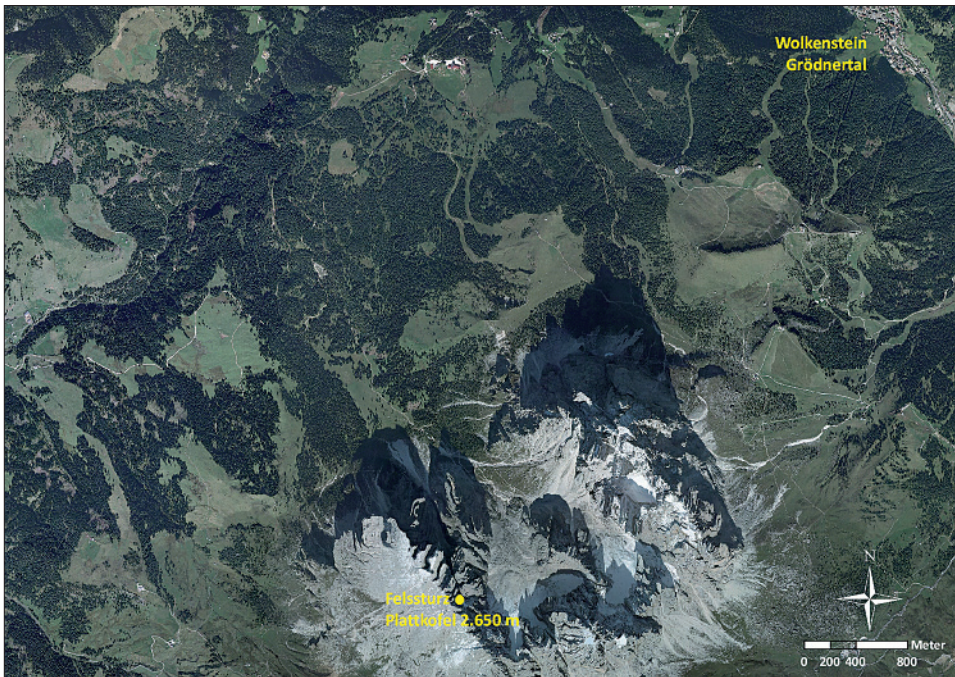


Abb. 8, 9: Die Ausbruchfläche, die Route des Oskar Schuster Klettersteiges am Plattkofel (links) und das Eis im Bereich der Ausbruchfläche, zwei Tage nach dem Ereignis (rechts).



3. Die Erstellung von Gefahrenhinweiskarten zur Abschätzung der potentiellen Gefahrenbereiche aus Permafrostarealen

Aus verschiedenen Gründen konzentriert sich die Gefahrenzonenplanung in Südtirol insbesondere auf die urbanistisch relevanten Zonen und auf die wichtigsten Infrastrukturen. Dies führt zwangsläufig dazu, dass die Areale über 2000 m kaum untersucht werden und daher keine Grundlage zur Beurteilung der Gefahren aus diesen Bereichen vorliegt. Um dieses Problem zu lösen, wurde im Rahmen von PROALP eine Entscheidungsgrundlage erstellt, die für das gesamte Landesgebiet jene potentiellen Sturz- und Murgangbereiche aufzeigen soll, deren Aktivität möglicherweise auf die Entwicklung des Permafrosts - Ausschmelzen von Eis oder andere Permafrostphänomene – zurückgeführt werden kann. Die aufgezeigten potentiell gefährdeten Gebiete werden in einer Gefahrenhinweiskarte dargestellt und müssen in der Folge im Rahmen der Erstellung der Gefahrenzonenpläne auf Gemeindeebene im Detail näher untersucht werden.

Die Erstellung der Gefahrenhinweiskarte für Sturz- und Murgangprozesse aus Permafrostbereichen erfolgte auf Basis der Überlagerung von bestehenden Datensätzen. In einem ersten Schritt werden die bestehenden Daten zu den Permafrostphänomenen zu einer Synthesekarte zusammengeführt. In einem weiteren Schritt werden die Startpunkte der Gefahrenhinweiskarte Sturzprozesse des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung ausgewählt, die in Permafrostbereichen liegen. Ausgehend von diesen potentiellen Sturzabbruchgebieten in Permafrostbereichen werden die zugehörigen Sturztrajektorien berechnet. In einem weiteren Schritt werden die Startpunkte für Murgangprozesse der Gefahrenhinweiskarte Murgang der Abteilung Wasserschutzbauten ausgewählt, die in Permafrostbereichen liegen. Ausgehend von diesen potentiellen Murganganrissbereichen werden die zugehörigen Trajektorien selektiert. Ergebnisse dieses Vorgehens sind eine synthetische Karte der Permafrostareale, eine Gefahrenhinweiskarte für Sturzprozesse aus Permafrostgebieten und eine Gefahrenhinweiskarte für Murgangprozesse aus Permafrostgebieten.

A Abgrenzung der Permafrostgebiete

Für die Abgrenzung der Permafrostgebiete wurden die folgenden Datensätze aus dem PROALP-Projekt verwendet (Zischg 2006):

- Inventar der perennierenden Schneeflecken aus den Orthofotokarten 1996
- Inventar der perennierenden Schneeflecken aus den Orthofotokarten 1999
- Inventar der perennierenden Schneeflecken aus den Orthofotokarten 2003
- Inventar der Blockgletscher
- Modellierung der potentiellen Permafrostverbreitung nach Stötter (1994)

In einem ersten Schritt wurden die drei Inventare der Perennierenden Schneeflecken miteinander verschnitten. Dieser Verschnitt und die Perennierenden Schneeflecken aus den Jahren 1996 und 1999 wurden in einen Rasterdatensatz umgewandelt. Aufgrund der Übereinstimmung mit den bestehenden Gefahrenhinweiskarten und der Karte der Permafrostverbreitung wurde für diesen Schritt das Digitale Geländemodell mit einer

Abb. 10: Kartierung aus den Orthophotokarten 1996. Beispiel aus dem Schnalstal.

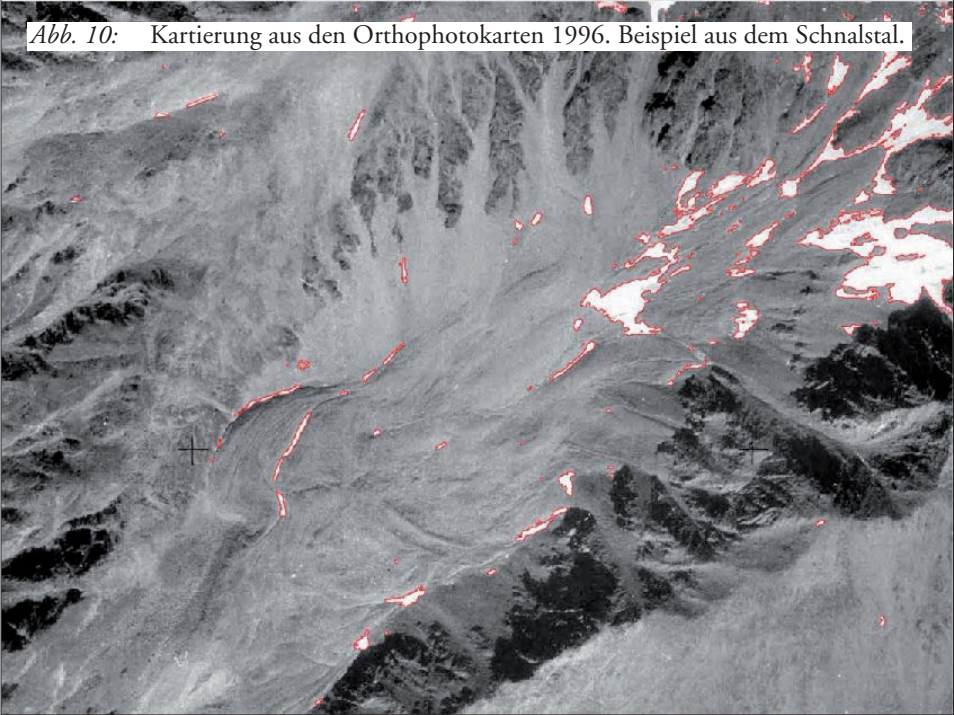


Abb. 11: Kartierung aus den Orthophotokarten 1999. Beispiel aus dem Schnalstal.

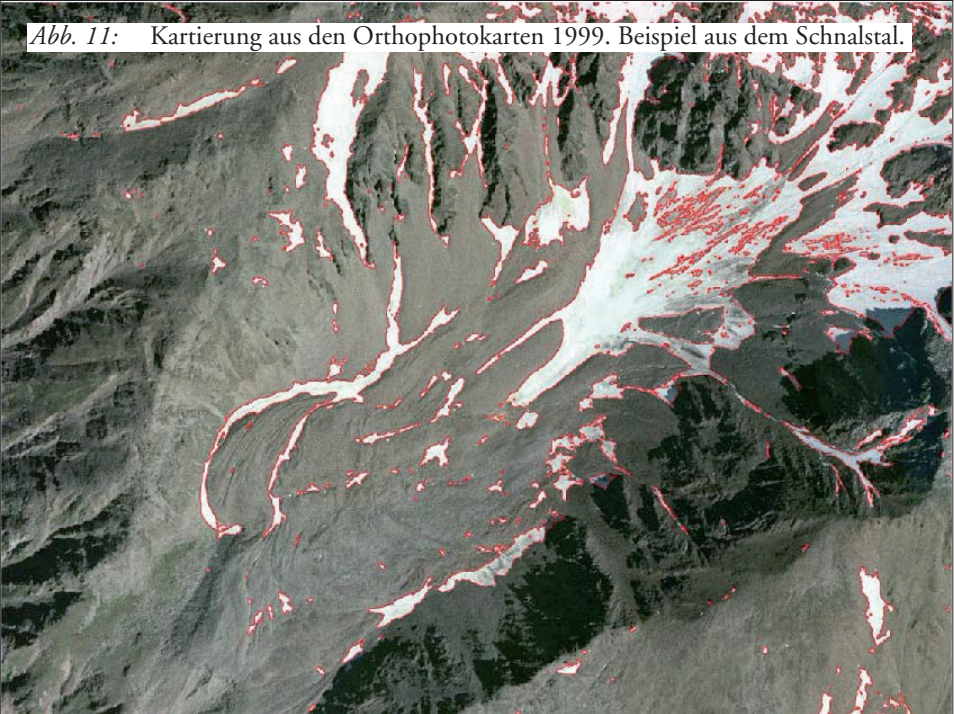


Abb. 12: Kartierung aus den Orthophotokarten 2003. Beispiel aus dem Schnalstal.



räumlichen Auflösung von 20 m verwendet. Die Perennierenden Schneeflecken aus dem Jahr 1999 wurden nur indirekt berücksichtigt, da die Orthophotokarten dieses Jahres im Ortlergebiet einen hohen Neuschneeanteil aufweisen.

Abb. 13: Synthetische Karte der Permafrostverbreitung in Südtirol.

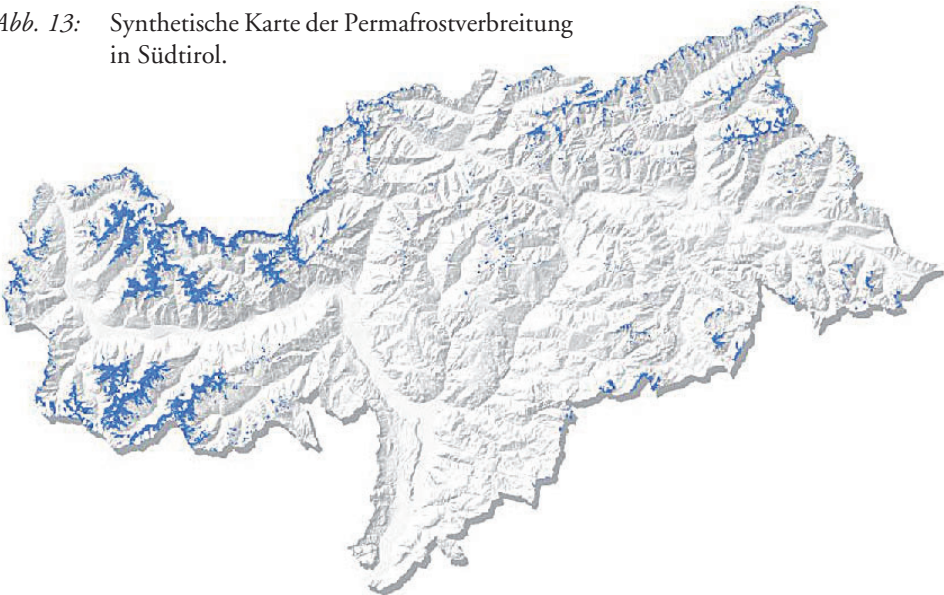
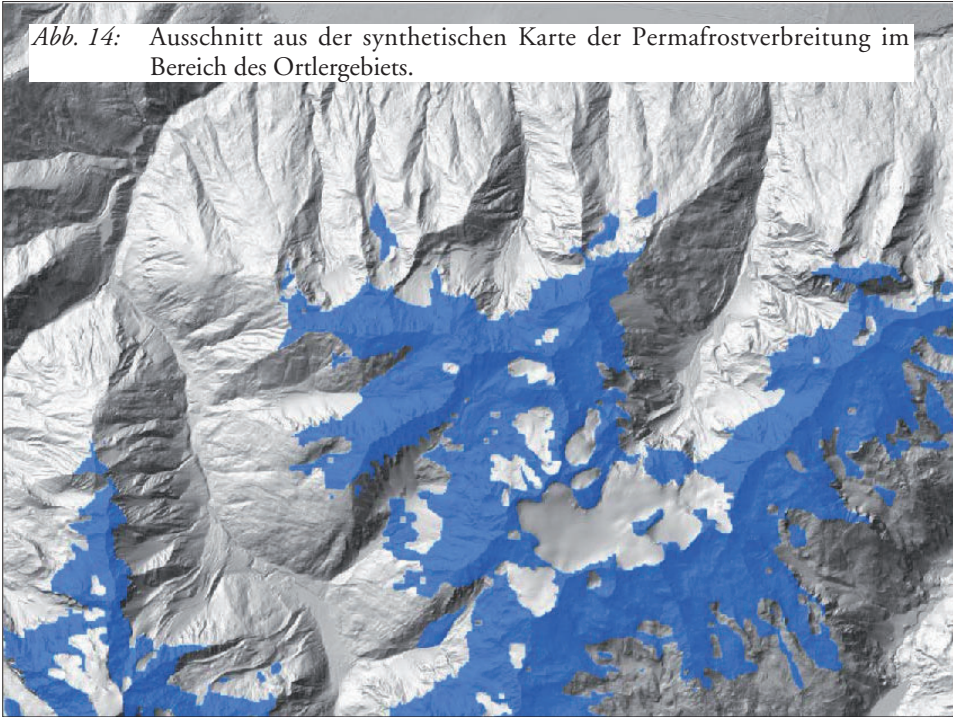


Abb. 14: Ausschnitt aus der synthetischen Karte der Permafrostverbreitung im Bereich des Ortlergebiets.

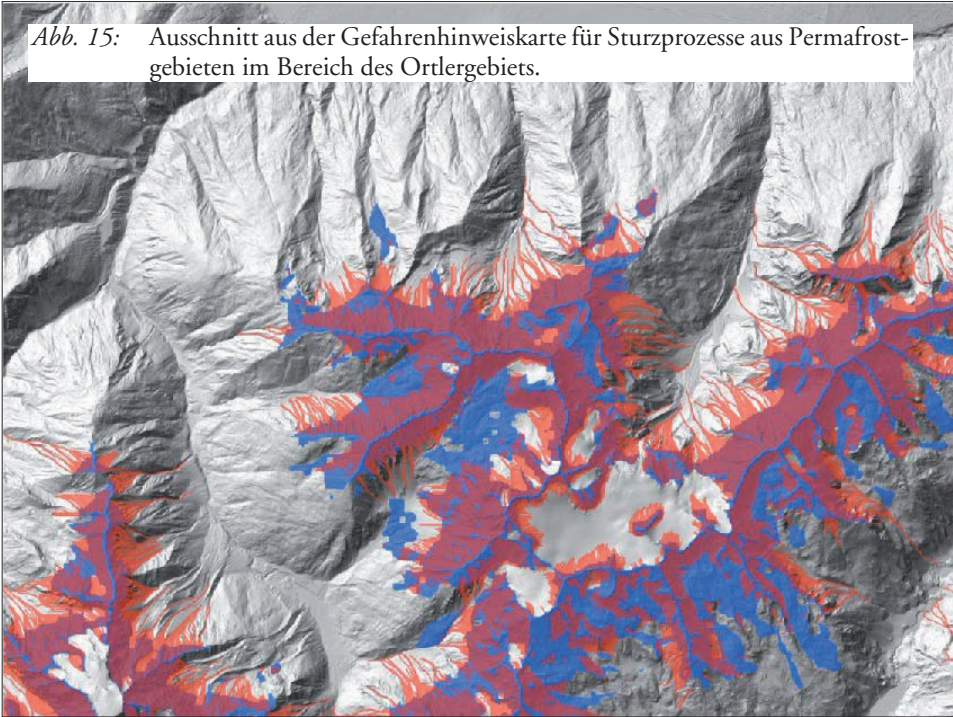


Die in dieser Weise kombinierten Inventare der Perennierenden Schneeflecken wurden mit dem Inventar der Blockgletscher und mit der Permafrostmodellierung ergänzt. Von diesem Datensatz wurden die Gletscherflächen aus der Realnutzungskarte und aus dem Gletscherkataster des Hydrographischen Amtes abgezogen. Ergebnis dieser Kombination von verschiedenen Datengrundlagen ist eine synthetische Karte der Permafrostverbreitung. Sie gibt sowohl die potentiellen (Modellierung) als auch die evidenten Permafrostbereiche wieder.

B Gefahrenhinweiskarte Sturzprozesse aus Permafrostgebieten

Die bestehende Gefahrenhinweiskarte für Sturzprozesse des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung liegt im Rasterformat vor. Deshalb können nicht die einzelnen Sturzbahnen von bestimmten Abbruchpunkten zurückverfolgt werden. Ausgehend von den Sturzabbruchpunkten der bestehenden Gefahrenhinweiskarte die Sturzbahnen wurden im Rahmen von PROALP die Sturzbahnen in Vektorformat gerechnet. Für die Berechnung der Sturzbahn wurde das Trajektorienmodell D16 von Meissl (1998) mit einem random-walk Ansatz zur Berücksichtigung von mehreren möglichen Sturzbahnen je Abbruchgebiet implementiert (Zischg 2008). Für die Berechnung der Reichweite wurde der Pauschalgefälleansatz mit dem selben Winkel angewandt, wie er für die Berechnung der Gefahrenhinweiskarte Sturzprozesse verwendet wurde (33° , siehe Amt für Geologie und Baustoffprüfung 2006).

Abb. 15: Ausschnitt aus der Gefahrenhinweiskarte für Sturzprozesse aus Permafrostgebieten im Bereich des Ortlergebiets.



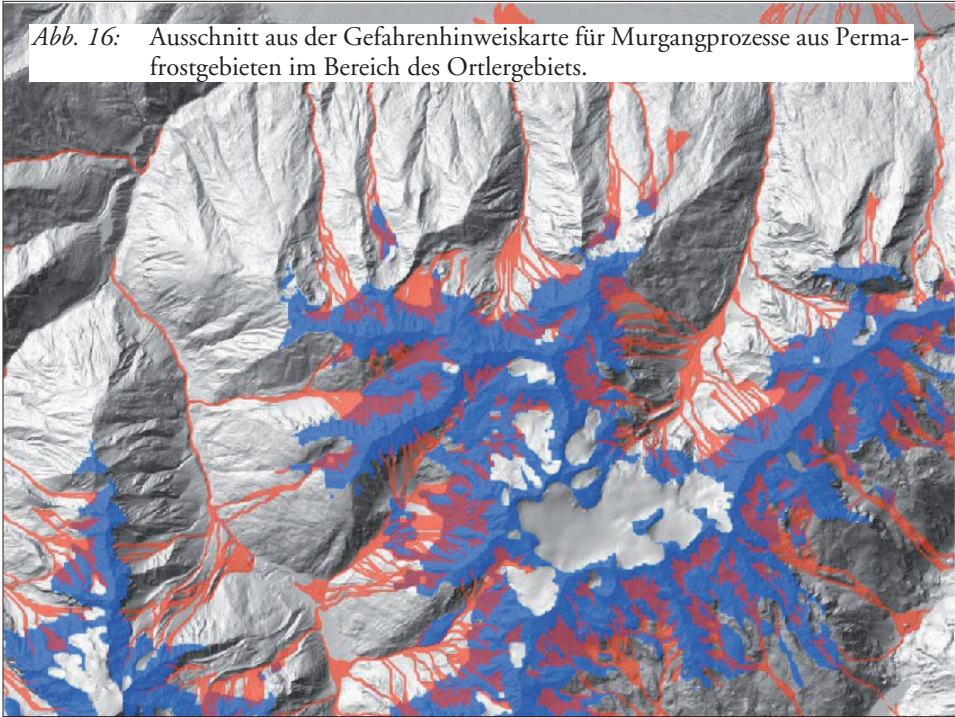
Im Rahmen von PROALP wurden die Sturzabbruchpunkte der Gefahrenhinweiskarte extrahiert, die in Permafrostgebieten liegen. Anschliessend wurden die zugehörigen Trajektorien selektiert und in einen Polygon-Datensatz umgewandelt. Die Gefahrenhinweiskarte Sturzprozesse aus Permafrostgebieten stellt einen Extrakt aus der bestehenden Gefahrenhinweiskarte für Sturzprozesse dar. Sie zeigt jene potentiellen Sturzbereiche auf, deren Abbruchgebiete in Permafrost liegen. Der resultierende Datensatz liegt in Form von Linien oder in Form von Polygonen vor.

C Gefahrenhinweiskarte Murgangprozesse aus Permafrostgebieten

Im Rahmen des Interreg IIIA-Projektes „Informationssystem Hydrogeologische Risiken“ (Italien-Schweiz) wurde eine GIS-basierte Gefahrenhinweiskarte für Murgänge nach der Methode von BUWAL (1998) für das gesamte Landesgebiet erstellt. Die Gefahrenhinweiskarte ermöglicht eine generelle Charakterisierung von Wildbacheinzugsgebieten bezüglich der geomorphologischen und hydrogeologischen Prozesse. Die bestehenden Schutzbauten werden dabei nicht berücksichtigt, sofern sie im digitalen Höhenmodell nicht abgebildet werden.

Diese bestehende Gefahrenhinweiskarte wurde im Rahmen von PROALP folgendermassen ausgewertet. In einem ersten Schritt wurden aus den Murgangtrajektorien die Startpunkte berechnet. Aus diesem Datensatz wurden jene Startpunkte ausgewählt, die in Permafrostgebieten liegen. Anschliessend wurden die zugehörigen Trajektorien

Abb. 16: Ausschnitt aus der Gefahrenhinweiskarte für Murgangprozesse aus Permafrostgebieten im Bereich des Ortlergebiets.



selektiert und in einen Polygon-Datensatz umgewandelt. Die Gefahrenhinweiskarte Murgangprozesse aus Permafrostgebieten stellt einen Extrakt aus der bestehenden Gefahrenhinweiskarte für Murgangprozesse dar. Sie zeigt jene potentiellen Murgangbereiche auf, deren Anrissgebiete in Permafrost liegen. Der resultierende Datensatz liegt in Form von Linien oder in Form von Polygonen vor.

D Auswertung der Ergebnisse

Die Synthesekarte zur Permafrostverbreitung stellt die potentiellen und evidenten Permafrostgebiete in Südtirol dar. In Südtirol sind ca. 438 km² oder ca. 6 % der Landesfläche von Permafrost betroffen.

- ca. 20 % der Wildbacheinzugsgebiete sind im Oberlauf von Permafrost beeinflusst
- ca. 1,4 % der Siedlungsfläche ist Murgangprozessen ausgesetzt, die von Permafrost beeinflusst sind
- 973 Gebäude und ca. 4000 Personen sind von Murgängen aus Permafrostgebieten potentiell betroffen
- 12 Gebäude und ca. 50 Personen sind von Sturzprozessen aus Permafrostgebieten potentiell betroffen
- ca. 2,5 km Straßenabschnitte sind von Sturzprozessen aus Permafrostgebieten potentiell betroffen.

Permafrost in der Gefahrenzonenplanung

Abb. 17: Durch Sturzprozesse aus Permafrost gefährdete Straßenabschnitte in Südtirol (Hellblaue Markierung).

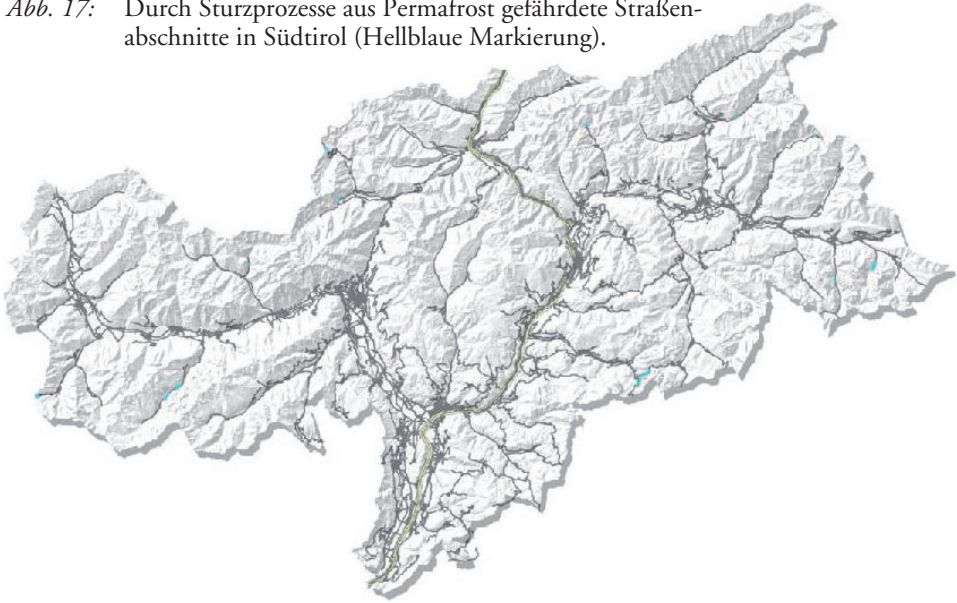


Abb. 18: Beispiel für einen Straßenabschnitt im Permafrost. Das Bild zeigt den oberen Bereich der Straße auf das Timmelsjoch, die Linienführung der Straße quert einen aktiven Blockgletscher.



4. Literatur

- Amt für Geologie und Baustoffprüfung (2006): Gefahrenhinweiskarte Sturzprozesse. Endbericht IHR. Bozen
- Meissl, G. (1998): Modellierung der Reichweite von Felsstürzen - Fallbeispiele zur GIS-gestützten Gefahrenbeurteilung aus dem Bayerischen und Tiroler Alpenraum. Innsbrucker Geographische Studien, 28.
- Mussner, L. (2009): Die Geologie der Sella-Nordseite (Dolomiten - Südtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher. Innsbruck.
- Zischg, A. (2006): WP4: Kartierung der Perennierenden Schneeflecken aus den Orthofotokarten der Jahre 1996, 1999, 2003. Technischer Bericht Projekt PROALP. Bozen.
- Zischg, A. (2008): Schutzwald-Hinweiskarte Südtirol. Endbericht Projekt APB Schutzwald, Amt für Forstplanung, Bozen.

Band

- 38 *Coy, Martin/Neuburger, Martina (Ed.): Global Change: Herausforderungen für Lateinamerika.* 2011, 184 S. ISBN 978-3-901182-41-9
- 37 *Coy, Martin (Ed.): Städtische Armut im südlichen Afrika. Durban und Maputo.* 2010, 184 S. ISBN 978-3-901182-40-2
- 36 *Keller, Lars: Lebensqualität im Alpenraum.* 2009, 336 S. ISBN 978-3-901182-39-6
- 35 *Keiner, Marco: Planungsinstrumente einer nachhaltigen Raumentwicklung, Indikatorenbasiertes Monitoring und Controlling in der Schweiz, Österreich und Deutschland.* 2005, 228 S. ISBN 978-3-901182-38-9
- 34 *Hagen, Günter: Hall in Tirol - Stadtentwicklung im Spannungsfeld von Altstadterneuerung und Ausländersituation.* 2003, 228 S. ISBN 978-3-901182-37-2
- 33/4 *Steinicke, Ernst (Ed.): Spezialexkursionen im Trentino und in Ladinien.* Geographischer Exkursionsführer Europaregion Tirol - Südtirol - Trentino, Bd. 4. 2005, 423 S. ISBN 978-3-901182-36-5
- 33/3 *Steinicke, Ernst (Ed.): Spezialexkursionen in Südtirol.* Geographischer Exkursionsführer Europaregion Tirol - Südtirol - Trentino, Bd. 3. 2003, 352 S. ISBN 978-3-901182-35-8
- 33/2 *Steinicke, Ernst (Ed.): Spezialexkursionen im Bundesland Tirol.* Geographischer Exkursionsführer Europaregion Tirol - Südtirol - Trentino, Bd. 2. 2002, 225 S. ISBN 978-3-901182-34-1
- 33/1 *Steinicke, Ernst (Ed.): Übersichtsrouten von Kufstein bis Ala.* Geographischer Exkursionsführer Europaregion Tirol - Südtirol - Trentino, Bd. 1. 2002, 329 S. ISBN 978-3-901182-33-4
- 32 *Borsdorf, Axel (Ed.): Lateinamerika im Umbruch. Geistige Strömungen im Globalisierungsstress.* 2001, 169 S. ISBN 978-3-901182-32-7
- 31 *Fuchs, Sven/Keiler, Margreth/Zischg, Andreas: Risikoanalyse Oberes Suldental, Vinschgau - Konzepte und Methoden zur Erstellung eines Naturgefahrenhinweis-Informationssystems.* 2001, 182 S. vergriffen!
- 30 *Schwaller, Gabriele: Das GIS als Werkzeug für wasserwirtschaftliche Planungsaufgaben - Untersuchungen zur Koppelung mit 2d-Abflußmodellierungen am Beispiel der Rahmenuntersuchung Salzach.* 2000, 206 S. ISBN 978-3-901182-30-3
- 29 *Vogt, Christine: Guatemalas verbotene Ressourcen - Eine handlungstheoretische Untersuchung.* 1999, 174 S. ISBN 978-3-901182-29-7

Das gesamte Verlagsprogramm und aktuelle Informationen finden sie im Internet:
www.uibk.ac.at/geographie/shop/igs/



Geographie Innsbruck
SELBSTVERLAG

Innsbrucker Geographischen Studien, herausgegeben vom
 Innsbrucker Studienkreis für Geographie (ZVR 568774553).

Bestellanschrift: Innrain 52, 6020 Innsbruck

Fax: ++43-512-507-2895 Tel. ++43-512-507-5431 Mail: igs@uibk.ac.at