

Polarforschung 81 (1), 57–68, 2011 (erschienen 2012)

Neue Forschungsansätze zur räumlichen und zeitlichen Dynamik des Gebirgspermafrosts und dessen Naturgefahrenpotentials

von Michael Krautblatter¹ und Christian Hauck²

Kurzfassung: Permafrost verändert das thermische, hydraulische und mechanische Verhalten ständig gefrorener Lockermaterialien und Felsen in den Hochgebirgen. Daraus resultieren geomorphologische Prozesse wie z.B. verstärkte Segregationseisbildung und eisgestütztes Kriechverhalten, die typische Formen wie Blockgletscher und Fellsackungen hervorbringen. Diese Prozesse können in einigen Fällen auch zu Naturgefahren führen, z.B. durch schnelle Sturzprozesse und an der Stirn von Blockgletschern, durch langsame Kriechdeformationen und durch indirekte Effekte auf Murgangaktivität, Gletscherseeausbrüche und das Abflussregime von Flüssen. Der warme Permafrost in den Alpen reagiert sensitiv auf Veränderungen klimatischer Parameter wie z.B. Lufttemperatur, Strahlungshaushalt, Einschneizeitpunkt und Dauer der Schneebedeckung. Erste Anzeichen für die Reaktion der Permafrostsysteme auf Witterungsereignisse wie den warmen Sommer 2003 oder den warmen Winter 2006/2007 liefern die zunehmend in Netzwerken organisierten Langzeitmessungen von Oberflächen- und Untergrund-Temperaturen. Neue Forschungsansätze (1) zur räumlichen Charakterisierung des Permafrosts und des Eisgehalts in verschiedenen Landformen, (2) zur langfristigen Beobachtung (Monitoring) und Quantifizierung von Permafrostdynamik, Eisgehalt und des thermischen Verhaltens, (3) zur kinematischen Erfassung von instabilen Permafrost-Hängen und -Felsen und deren geomechanischen Prozessanalyse sowie (4) zur Modellierung der Permafrostentwicklung unter verschiedenen Klimaszenarien gewinnen zunehmend an Bedeutung. Ziel ist das Verständnis der zeitlichen Entwicklung der Permafrostdegradation und der damit verbundenen Destabilisierungsprozesse, um sowohl die Auswirkungen des Klimawandels als auch die damit verbundene Veränderung des Naturgefahrenpotentials besser antizipieren zu können. Forschungsansätze der alpinen und polaren Permafrostforschung könnten in Zukunft stärker vernetzt werden, um komplementäre Ansätze in verschiedenen Prozess-, Zeit und Raumskalen zusammenzuführen.

Abstract: Permafrost changes the thermal, hydraulic, and mechanic behaviour of permanently frozen debris and bedrock in high mountains. This results in a suite of typical geomorphological processes including enhanced ice segregation and ice creep, which act to generate landforms such as rock glaciers and (ice-supported) sagging rock slopes in permafrost areas. Correspondingly, there is a certain potential of natural hazards due to rapid fall processes detaching from rock walls and rock glaciers, due to continuous creep deformation and due to indirect effects e.g. on debris flow activity, glacial lake outburst floods and the flow regime of rivers. The warm permafrost in the Alps reacts sensitive to small alterations of climatic parameters such as air temperature, radiation balance, duration and timing of snow cover. First indications of the reaction of permafrost systems to the warm summer 2003 and the warm winter 2006/2007 are provided by surface and subsurface temperature measurements in the Alps, many of which are now systematically organized in monitoring networks. Besides, we identify four upcoming research approaches: (i) spatial characterization of permafrost and ice content in different landforms, (ii) (long-term) temporal monitoring and quantification of permafrost dynamics, ice content and thermal behaviour, (iii) kinematic assessment of instable permafrost slopes and rocks as well as geomechanical process analysis and (iv) modelling of permafrost evolution applying different scenarios of climate change. These research schemes aim at developing an enhanced understanding of the trajectories of permafrost degradation and the related destabilization processes, in order to better anticipate the effects of climate change and the connected changes in the hazard potential. Research approaches of polar and alpine permafrost research could be better coupled in future to combine complementary concepts in different process, time and space scales.

¹ Geographisches Institut, Universität Bonn, Meckenheimer Allee 166, D-53115 Bonn, <michael.krautblatter@giub.uni-bonn.de>

² Département de Géosciences, l'Unité de Géographie, Alpine Cryosphere and Geomorphology, Université de Fribourg, Ch. du Musée 4, CH-1700 Fribourg <christian.hauck@unifr.ch>

Manuskript eingereicht am 26. Mai 2011; überarbeitet zum Druck angenommen am 23. Dezember 2011.

EINLEITUNG

Während die Erforschung der äußerlich sichtbaren Vergletscherung der Alpen und anderer Gebirge auf eine mehr als 150jährige Geschichte zurück blickt und Veränderungen von Gletschern seit ebenso langer Zeit dokumentiert werden (Louis Agassiz 1841, James D. Forbes 1842), rückte der Permafrost, als verborgene Vereisung im Innern von Böden, Schuttmassen und Felsen der Gebirge erst seit den ausgehenden 1970er Jahren verstärkt in den Fokus und wurde wissenschaftlich dokumentiert (BARSCH 1973, BARSCH et al., 1979, FRENCH & THORN 2006). Dementsprechend gibt es über die Veränderungen von Permafrost im Hochgebirge bis auf wenige Ausnahmen erst seit den 1980er Jahren verlässliche Messreihen, was die Analyse der Auswirkungen des Klimawandels heute erheblich erschwert.

Der Permafrost manifestiert sich im Hochgebirge (a) durch seine Formen, indem z.B. meterhohe steile Wülste der Blockgletscher den inneren Eiszusammenhalt von Schuttmassen (Kohäsion) belegen, (b) durch seine Bewegungsdynamik, indem die saisonale und interannuelle Erwärmung zur Beschleunigung der eisdurchsetzten Fels- und Schuttmassen führt, (c) durch seine klimatischen Effekte, indem er die lokale Windzirkulation und Energiebilanz in Permafrostschuttmassen beeinflusst, und (d) durch die von ihm ausgehende besondere Gefahrensituation, indem an steilen Hängen aufgrund des Auftauens Fels- und Lockergesteinsmassen in Bewegung geraten können (Abb. 1). Die Verbreitung und Auftaudynamik des Gebirgspermafrosts sind stark von lokalen topographischen, klimatischen und hydrologischen Einflüssen sowie dem betroffenen Substrat abhängig. Deshalb stellt die lokale Charakterisierung und Modellierung von Gebirgspermafrost und dessen Auftaudynamik ein wichtiges Forschungsanliegen dar.

Die seit den 1980er Jahren beobachtete Veränderung des Permafrosts zieht weitreichende Konsequenzen in den Hochgebirgen, aber auch weit über die Hochgebirge hinaus nach sich – z.B. hydrologische Veränderungen von im Gebirge entspringenden Flüssen – die zunehmend in den Fokus der Forschung geraten (z.B. HARRIS et al. 2009). Aus diesem Kontext heraus entwickeln sich neue Forschungs-Fragen, -Ansätze und -Methoden, die einem prozessualen, physikalischen Verständnis der Permafrost-Entwicklung und -Degradation dienen und dadurch aus den kurzen Beobachtungszeitreihen von alpinem Permafrost belastbare Ansätze für die Prognose des zukünftigen Verhaltens zu entwickeln suchen. Gerade in den Kopplungsfragen zwischen dem atmosphärischen Antrieb und der Permafrostentwicklung sowie zwischen der Permafrostentwicklung und deren Auswir-

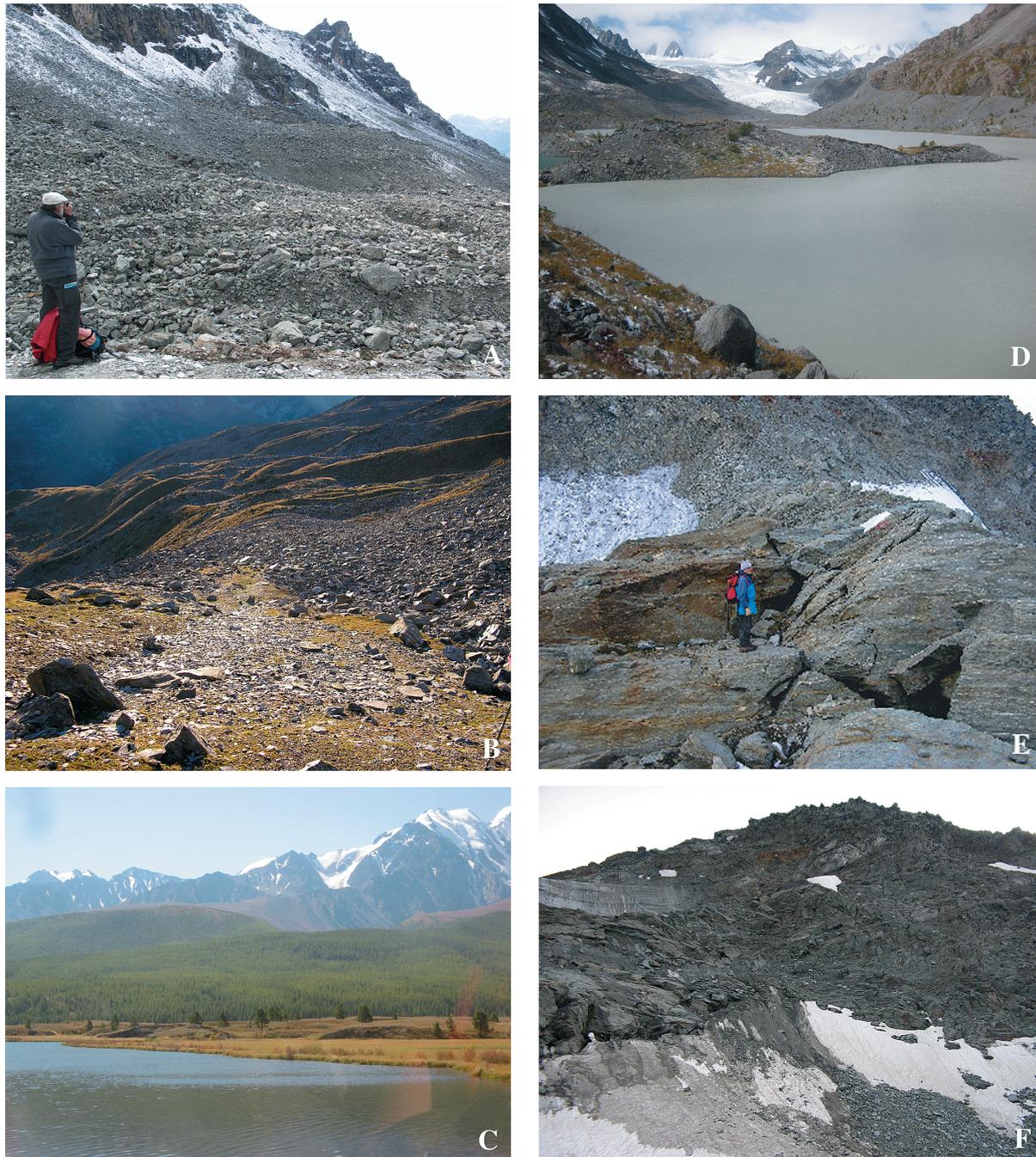


Abb. 1: Formenschatz des alpinen Permafrosts – Beispiele. A = Aktiver Blockgletscher Murtèl (Schweiz) mit typischen Kompressionsloben im Vordergrund und steiler Stirn im Hintergrund. B = Fossiler Blockgletscher durchbricht die Jüngere-Dryas-Moräne im Turtmanntal (Schweiz). C = Degradierende Frostblister mit sichtbarem Eiskern am Rande eines expandierenden Thermokarstsees (Altaigebirge, Sibirien). D = Ausbruchsgefährdeter Thermokarstsee im Vorfeld des Sofiski-Gletschers im Altaigebirge (Sibirien); durch zunehmendes Auftauen von ehemals durch Permafrost abgedämmten Moränen sind bereits mehrere kleinere Randseen ausgebrochen. E = Aktive eisgestützte Sackung in einem vor wenigen Jahrzehnten vom Gletscher freigegebenen N-S-exponierten Felsgrat im Steintälli (Mattertal, Schweiz). F = Verstärkte Sturzaktivität am selben kürzlich eisfrei gewordenen Felsgrat (alle Fotos M. Krautblatter).

Fig. 1: Examples of landforms of high mountains permafrost. A = active rockglacier (Murtèl, Engadin, CH) showing typical compression lobes in the foreground and a steep frontal part in the background. B = A fossil rockglacier cuts through the Younger Dryas Moraine in the Turtmann Valley (Valais, CH). C = Degrading frost blisters with visible ice core at the fringe of an expanding thermokarst lake in the Altai Mountains (Siberia, Russia). D = A thermokarst lake in the forefield of the Sofiski Glacier in the Altai Mountains (Siberia, Russia) which is a potential candidate for a glacial lake outburst flood (GLOF); smaller lakes surrounding the lake have already drained through the permafrost moraine. E = Active ice-supported sagging of a N-S exposed rock crest that was released by a glacier some decades ago (Steintaelli, Matter Valley, CH). F = Enhanced rockfall activity at the same recently deglaciated crestline (all photos by M. Krautblatter).

kungen auf Hydrologie, Bewegungsdynamik und zukünftiger Formentwicklung liegen die zentralen Forschungsfragen der nächsten Jahre. Die komplexe Reaktion von Permafrostsystemen auf ihre Umwelt und ihre Naturgefahrenaspekte werden im Folgenden kurz vorgestellt, um darauf aufbauend zentrale Forschungsfragen der alpinen Permafrostforschung zu diskutieren (Abb. 2).

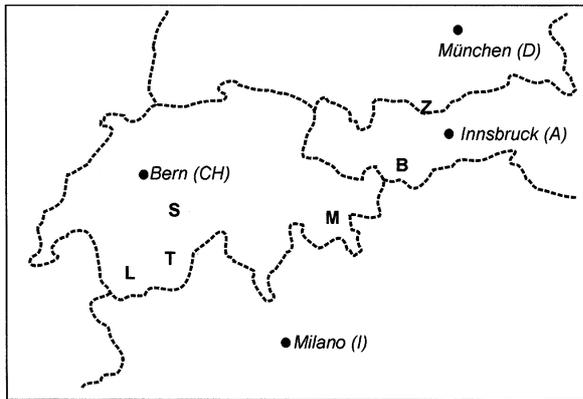


Abb. 2: Übersichtskarte der im Text beschriebenen alpinen Forschungsstandorte im Alpenraum: L = Lapies, T = Turmanntal/Steintälli, S = Schilthorn, M = Murtèl, B = Bliggspitze und Z = Zugspitze.

Fig. 2: Overview of Alpine research sites mentioned in the article: L = Lapies, T = Turmanntal/Steintälli, S = Schilthorn, M = Murtèl, B = Bliggspitze and Z = Zugspitze in Switzerland (CH), Austria (A) and Germany (D).

CHARAKTERISIERUNG UND MODELLIERUNG DER RÄUMLICHEN VERBREITUNG UND AUFTAUDYNAMIK VON GEBIRGSPERMAFROST

Der Permafrost im Gebirge zeichnet sich durch seine hohe räumliche und zeitliche Variabilität aus. An der Oberfläche kommt es zu ständigen Veränderungen der Energiebilanz und damit des Wärmeflusses in den Untergrund hinein, die über einen längeren Zeitraum hinweg das thermische Regime und damit die Degradation und Aggradation von Permafrost steuern. Der Wärmefluss an der Oberfläche wird kontrolliert durch kurz- und langwellige Ein- und Ausstrahlung, durch latente und fühlbare Wärmeströme sowie durch geothermale und transiente (also vorübergehende z.B. aus einer „kälteren“ Zeit stammende) Wärmeflüsse (HOELZLE et al. 2001). Räumliche Variationen in der kurzwelligen Einstrahlung aufgrund von Hangexposition, Hangneigung und Abschattung gehören zu den wichtigsten Ursachen für das heterogene Auftreten von Permafrost im Gebirge. Demnach liegt die Permafrostuntergrenze auf südseitigen steilen Felsen in den Alpen bis zu 1000 m höher als auf der Nordseite. Auch jährliche Schwankungen der realen kurzwelligen Einstrahlung z.B. aufgrund der veränderten atmosphärischen Bedingungen und der reduzierten Albedo im langen Hitzesommer 2003 beeinflussen erheblich die Auftautiefe oberhalb des Permafrostes (GRUBER et al. 2004). Der Einfluss der langwelligen Strahlungskomponenten und der um eine Magnitude kleineren fühlbaren und latenten Wärmeströmungen, welche starken saisonalen Schwankungen unterliegen (STOCKER-MITTAZ et al. 2002), ist deutlich weniger bekannt und v.a. im Bezug auf das turbulente Verhalten von Wärmeströmungen schwieriger zu quantifizieren. Auch in

alpinen Gebieten wird die heutige Verbreitung des Permafrostes noch von vergangenen Klimabedingungen beeinflusst. So simulierten NÖTZLI & GRUBER (2009), dass ein Berg wie das Matterhorn im Innern als Reaktion auf die letzte Kaltzeit („transient; also immer noch in Anpassung begriffen“) immer noch mehr als 1 °C kälter als die heutige theoretische Gleichgewichtstemperatur sein müsste.

Auf lokaler Skala ist die Verbreitung von Permafrost in alpinen Gebieten wesentlich komplexer. Temporäre Schneedecken isolieren je nach Dicke und Dichte, absorbieren effizient langwellige Strahlung, reflektieren kurzwellige Strahlung und verändern dadurch nachhaltig den Wärmehaushalt der Oberfläche (ZHANG 2005). Dies führt je nach Jahreszeit, Menge und den thermischen Eigenschaften (v.a. Dichte) der Schneedecke entweder zu einer Erwärmung oder Abkühlung der Oberfläche (PHILLIPS 2000, LUETSCHG et al. 2008, ENGELHARDT et al. 2010). Die räumliche und zeitliche Verbreitung von Schnee im Hochgebirge wird von Niederschlag, Wind, Temperatur, Einstrahlung und Topographie dominiert (WINSTRAL et al. 2002), wobei eine generelle Zunahme der Schneemenge (in mm Wasseräquivalenten, also der im Schnee gespeicherten Wassermenge) und Schneedauer mit der Höhe festgestellt werden kann (SCHMIDT et al. 2009). Im Zuge des Klimawandels könnten die Änderungen des räumlichen und zeitlichen Auftretens der Schneedecke zu den wichtigsten Faktoren für rasche Veränderungen des Permafrostes gehören (HANTEL & HIRTL-WIELKE 2007, LUETSCHG et al. 2008, BAVAY & 2009). Auch Faktoren wie z.B. die drei-dimensionale Topographie der Oberflächenformen (KOHL 1999, NOETZLI et al. 2007), latenter und fühlbarer Wärmeaustausch durch Wasserflüsse zwischen Gletschern und Permafrostkörpern (MOORMAN 2005) und Jahrzehnte andauernde Anpassungseffekte durch die Veränderung von Schnee- und Gletscherflächen (WEGMANN et al. 1998, KUKKONEN & SAFANDA 2001, LÜTHI & FUNK 2001, ETZELMÜLLER & HAGEN 2005, HAEBERLI 2005) beeinflussen die lokale Permafrostverbreitung nachhaltig. Gerade über diese lokalen Einflussfaktoren der Permafrostverbreitung ist der Wissensstand mangels adäquater Monitoringtechniken noch sehr begrenzt (HARRIS et al. 2009).

Einblicke in die Verbreitung und Veränderung von Permafrost im Hochgebirge bieten v.a. direkte und indirekte thermische Messverfahren (z.B. Temperaturmessungen auf Oberflächen, unter Schnee oder in Bohrlöchern), indirekte Verfahren zur Abschätzung des Permafrostes im Untergrund (z.B. Geophysik) und thermische Modellierungsverfahren. Allein in den Alpen überwachen mehr als tausend Temperaturlogger Oberflächentemperaturen von Permafrostfelsen und Permafrostkörpern im Lockergestein, eine zweistellige Anzahl von Bohrlöchern über 15 m Tiefe überwacht direkt thermische Veränderungen des Permafrostes (siehe z.B. PERMOS 2010, CREMONESE et al. 2011). 14 solcher Bohrlochstandorte in der Schweiz sind zum Monitoringnetzwerk PERMOS (PERMOS, 2010) zusammengefasst, das einzige deutsche Permafrostbohrloch befindet sich an der Zugspitze (<http://www.lfu.bayern.de>).

Neben dem Monitoring dienen die dabei gewonnenen Daten auch zum Kalibrieren und Validieren von thermischen Untergrundmodellen. Diese Modelle können inzwischen mit überwiegend physikalisch-basierten Annahmen thermische Gleichgewichtsbedingungen und Veränderungen in ein-, zwei und dreidimensionalen idealisierten Geometrien von alpinen

Felswänden und Permafrost in Schuttkörpern berechnen (WEGMANN et al. 1998, KUKKONEN & SAFANDA 2001, STOCKER-MITTAZ et al. 2002, GRUBER 2005, NOETZLI et al. 2007, ENGELHARDT et al. 2010). Auch bei der Modellierung der Schmelzwasserinfiltration (SCHERLER et al. 2010) und der Berechnung des Schneeeinflusses wurden deutliche Fortschritte gemacht (LUETSCHG et al. 2008). Allerdings werden für die größerskaligen zwei- und dreidimensionalen Modelle in Bezug auf Topographie, Einfluss des Oberflächensubstrats, Wasserflüsse, turbulente Wärme flüsse, Schneebedeckung etc. naturgemäß stark vereinfachte Annahmen getroffen; die Modelle sind daher nur bedingt von den lokale Verhältnissen einer Region auf andere Regionen im Hochgebirge übertragbar (HARRIS et al. 2009). Daraus erwächst der Bedarf für ein umfangreiches Monitoring von Permafrost in verschiedenen geomorphologischen Formen wie Blockgletschern, Solifluktionsloben, Schutthalden, Felswänden, Felsgraten und anderen im Hinblick auf die zeitliche und räumliche Variabilität des Permafrostes, um Daten für die Kalibrierung und Validierung der Modelle zur Verfügung zu stellen. Geophysikalische Verfahren nutzen Unterschiede in der seismischen Wellengeschwindigkeit, der elektrischen (Konduktivität) und dielektrischen Leitfähigkeit (Permittivität) ungefrorener und gefrorener Materialien, um die Verbreitung und Veränderung von Permafrost in verschiedenen geomorphologischen Formen zu detektieren. Tiefere Einblicke in Permafrostsysteme und deren Veränderung auf verschiedenen Skalen sind essentiell, um angewandte Aspekte wie Naturgefahren besser verstehen zu können, aber auch, um die Auswirkungen von Klimaänderungen besser antizipieren zu können.

NATURGEFAHREN IN FOLGE DER DEGRADATION VON GEBIRGSPERMAFROST

Degradierender Permafrost im Hochgebirge verursacht unmittelbar erkennbare Naturgefahren durch die Destabilisierung von Hängen, führt aber auch zu einer Reihe von indirekten Auswirkungen auf das Naturgefahrenpotential, wie z.B. die veränderte Wasserführung von Flüssen. Am deutlichsten wahrgenommen werden schnelle Bewegungen von Felsmassen und Lockermassen, wie Steinschlag, Felsstürze, Bergstürze (Abb. 3) und schnelle Schuttlawinen (Muren). Ein Beispiel dafür ist die Fels-Eislawine, die durch einen Bergsturz am Dzhimarai-Khokh im Russischen Kaukasus 2002 ausgelöst wurde und 140 Personen tötete (HAEBERLI 2005). Aber auch das langsame Kriechen von Felsmassen und Lockermassen z.B. in Form von Felssackungen und Blockgletschern können hohe Schäden und Mehraufwendungen verursachen (PHILLIPS 2006, BOMMER et al. 2010). Diese Aufwendungen werden voraussichtlich in Zukunft steigen im Zuge des neuerlichen Trends zur Wasserkraftnutzung im Hochgebirge (HAEBERLI et al. 1997) und dem verstärkten Nutzungsdruck auf hochgelegene Winter- und Erlebnissport-Ressorts (MESSERLI 2006). Die Vulnerabilität („Verwundbarkeit“) verändert sich also durch eine vermehrte Exposition von einer wachsenden Anzahl von Risikoelementen (Individuen und Infrastruktur) gegenüber den Gefahren des Hochgebirges. Daneben könnte sich auch die von Permafrosthängen ausgehende Gefahr an sich verändert haben. Aus geomorphologischer Sicht zeigen einige Felssturzinventare verstärkte Aktivität von Sturzprozessen seit den ausgehenden 1980er Jahren (NOETZLI et al. 2003, RAVANEL & DELINE 2008).



Abb. 3: Fels-Eislawine am 3. Juli 2007 am Bliggferner (Österreich) beim Überspringen der neuzeitlichen Moräne (Foto: G. Heißel).

Fig. 3: Rock-ice avalanche recorded at the Bliggferner at 03 July 2007. The picture shows the jump over the 19th century moraine (Photo: courtesy of G. Heißel)

Die Degradierung des Permafrostes an Hängen geht oft einher mit der Veränderung von Gletscher- und Schneeflächen, wodurch die Reaktion auf klimatische Veränderungen verstärkt und beschleunigt wird (GRUBER & HAEBERLI 2007, FISCHER & HUGGEL 2008, FISCHER et al. 2010). In den wenigen dazu existierenden Studien wurde z.T. versucht die thermischen Verhältnisse zu Beginn der Destabilisierung zu rekonstruieren. HUGGEL (2009) zeigt mehrere Beispiele für thermische Störungen zu Beginn von Fels- und Bergstürzen, die auf die Interaktion von Permafrost, Gletschern, geothermalen Effekten und Klimawandel zurück gehen. Prominente Beispiele dafür sind u.a. die Bergstürze am Kolka-Karmadon, am Mount Steller (50 mio. m³) in Alaska (HUGGEL & GRUBER 2008) und mehrere Fels- und Eisstürze im Monte Rosa Massiv in Italien (FISCHER et al. 2006). Daneben gibt es auch Anzeichen für verstärkte Felssturzaktivitäten in Reaktion auf einzelne warme Jahre (GRUBER et al. 2004) und räumliche Muster verstärkter Felssturzaktivität, die mit dem Muster der erwarteten Permafrostdegradation übereinstimmen z.B. in den europäischen (NOETZLI et al. 2003) und neuseeländischen Alpen (ALLEN et al. 2009). Während die Reaktionszeit, also die Zeit bis zur ersten Destabilisierungserscheinung in Reaktion auf die Erwärmung, relativ kurz ist, mehren sich die Anzeichen für lange Relaxationszeiten, also die Zeit in der nach dem Erwärmungsimpuls verstärkte Hanginstabilität auftritt (WEGMANN et al. 1998, SASS 2005, KRAUTBLATTER 2009).

Auch die Permafrostdegradation in Lockermaterialien zieht verschiedene Naturgefahren nach sich, direkte, wie z.B. die verstärkte Auslösung von Hangmuren (KNEISEL et al. 2006) und indirekte wie das Aufstauen und Auslaufen von temporären Seen, wie z.B. am Gruben-See in den Schweizer Alpen (KÄÄB & HAEBERLI 2001, FREY et al. 2010, NARAMA et al. 2010). Zu den indirekten Einflüssen gehört auch, dass Permafrost die physikalische Eigenschaften des aufliegenden Schnees beeinflusst und damit unter Umständen die Lawinengefährdung (KELLER 1994, LUETSCHG et al. 2003, PHILLIPS & SCHWEIZER 2007). Massive hydrologische Veränderungen werden am Qinghai-Tibetan Plateau gemessen; im 26.000 km² großen Untersuchungsgebiet Maduo County auf im Nordosten des Plateaus wurde in der letzten Dekade ein Absinken des

Grundwasserspiegels von 5 m beobachtet, seit 1970 trocknete die Hälfte der Flüsse aus und die Seespiegel sanken um 2-3 m, während sich die Anzahl der Seen von über 4000 auf 261 reduzierte (XUE et al. 2009). Direkte und indirekte Konsequenzen von degradierendem Permafrost sind bisher nur unzureichend verstanden und gerade im Bereich der Naturgefahrenforschung sind umfangreiche Forschungsbemühungen notwendig, um die Dimension der zukünftigen Veränderungen einschätzen zu können.

PERMAFROST IN DEUTSCHLAND?

Zu den wenigen aktuellen Permafrostvorkommen in Deutschland zählt die Zugspitze, mit 2962 m NN, Deutschlands höchster Berg (Übersicht Abb. 2). Direkt neben dem Gipfel hat sich vor 3700 Jahren ein 300-400 mio. m³ großer Bergsturz gelöst (Abb. 4a) und sich als Sturzstrom im heute dicht besiedelten Becken von Garmisch-Partenkirchen auf 16 km² ausgebreitet. Einige Autoren gehen davon aus, dass die Erwärmung des Permafrostes im oberen Teil der Ausbruchsnische mit einiger Reaktionszeit nach dem holozänen Klimaoptimum den Bergsturz ausgelöst haben könnte (GUDE & BARSCH 2005, JERZ & VON POSCHINGER 1995). Auch beim Bau der Zahnradbahn 1928-1930, dem Bau der Seilbahn 1960 -1962 und der Erweiterung der Zahnradbahn 1985 wurde immer wieder Permafrost auf dem Gipfel und auf dem Zugspitzplatt angetroffen, was die Bauarbeiten behinderte und z.B. aufgrund von Wassereintrüben auch zu Unterbrechungen führte. 1990 stürzte eine 30 m tiefe Eis gefüllte Höhle in der Nähe des Gipfels ein (siehe KRAUTBLATTER et al. 2010, ULRICH & KING 1993). Heute wird der Permafrost auf der Zugspitze intensiv überwacht, u.a. durch Temperaturmessungen in einem vom Bayerischen Landesamt für Umwelt im August 2007 gebohrten, 43,5 m

langen Bohrloch, welches unter der Seilbahnstation am Zugspitzgipfel verläuft (NOETZLI et al. 2010; www.lfu.bayern.de).

Die räumliche Ausbreitung des Permafrostes im Felsgelände der Zugspitze ist schwierig zu evaluieren, weil die lokale Topographie der Felsabhängen, die stark variable Schneebedeckung und Wasserflüsse entlang der Trennflächen und der Karstgefäße im Fels starken Einfluss auf die Verbreitung von Permafrost haben. Deshalb wurde das geophysikalische Verfahren der elektrischen Resistivitätstomographie (siehe unten) genutzt, um räumliche Verbreitungsmuster und Veränderungen des Permafrostes detektieren zu können. An 140 Stahlelektroden werden entlang eines 300 m langen Ganges elektrische Widerstandswerte gemessen, der vor mehr als 80 Jahren nahe der Zugspitze-Nordwand angelegt wurde (Abb. 4b,), mehr als tausend Widerstandskombinationen gemessen (KRAUTBLATTER et al. 2010). Aus den Widerstandswerten wird mit Hilfe von so genannten Inversionsverfahren eine zweidimensionale Tomographie des gefrorenen Felsens erstellt, die bis an die 30 m vom Gang entfernte Außenwand reicht (Abb. 5). Die spezifischen Widerstandswerte einer solchen Tomographie können mit Laborwerten von gefrorenem Zugspitzdolomit verglichen werden. Dabei zeigt sich auf 2800 m Höhe NN eine reliktsche Permafrostlinie mit Kerntemperaturen (Temperaturlogger siehe Abb. 3b) von -0.5 bis -1.5 °C, die sich mit dem steilen Felsbereich bei Gangfenster 2 (Abb. 5) deckt, der im Winter schneefrei bleibt und dadurch viel Wärme abgeben kann. In den im Winter schneebedeckten Nordwandbereichen ist der Permafrost weitgehend verschwunden – auch von den ehemals Hunderten von Metern ganzjährig vereisten Ganges sind nur mehr die in der Tomographie erkennbaren 50 m zurück geblieben.

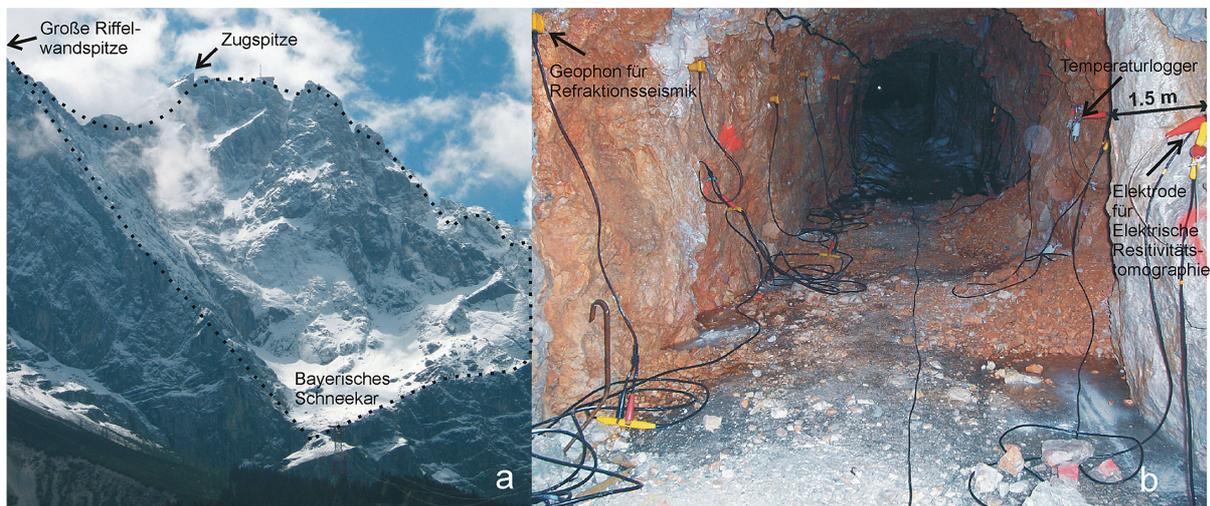


Abb 4: Der große Eibsee-Bergsturz (300-400 mio. m³), der vor ca. 3.700 Jahren z.T. aus potentiellen Permafrostfelsen an der Zugspitze abbrach. a = Die große Ausbruchsnische (punktiert) zwischen Zugspitze und Große Riffelwandspitze. b = Heutige Teststrecke in einem Stollen von 1928 an der Zugspitze-Nordwand in 2800 m Höhe, an dem mit Hilfe der elektrischen Resistivitätstomographie, Refraktionsseismik und Temperaturmessungen der Zustand der Permafrostfelsen überwacht wird (KRAUTBLATTER et al. 2010).

Fig. 4: The large Eibsee rock slope failure that comprised 300-400 mio. m³ and detached about 3,700 B.P. partly from a potential permafrost rock wall at the Zugspitze. a = The dotted line shows the large scarp between Zugspitze and Große Riffelwandspitze. b = Test transect in a gallery that was built 1928 along the Zugspitze North face in an altitude of 2800 m a.s.l.. The gallery is presently surveyed using electrical resistivity tomography, seismic refraction tomography and temperature measurements to assess the state of permafrost in the rock wall (KRAUTBLATTER et al. 2010).

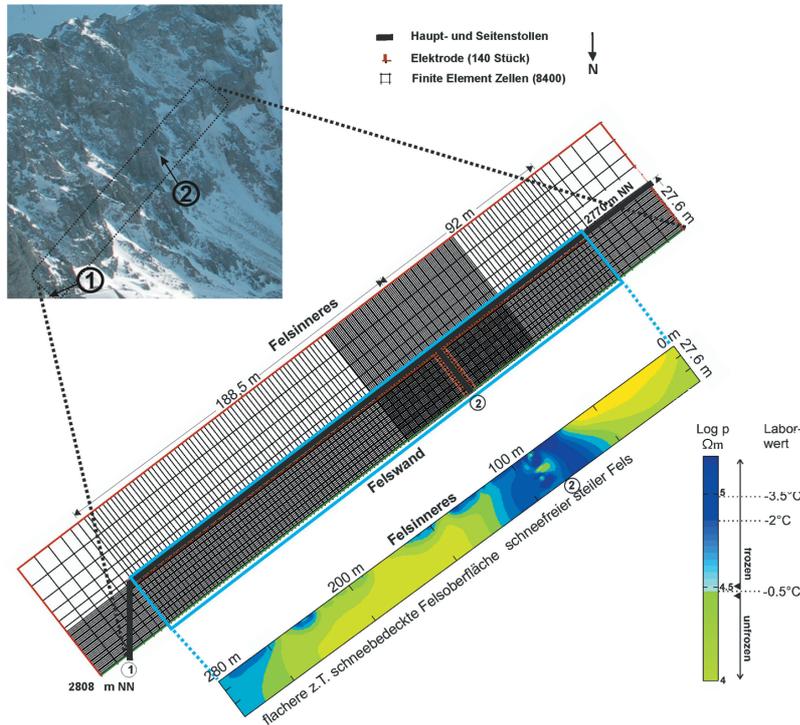


Abb 5: Hochauflösende elektrische Resistivitätstomographie entlang einer 270 m langen Teststrecke im Kammstollen der Zugspitze (Abb. 4). Spezifische Widerstände im Wertebereich von gefrorenem Zugspitzdolomit (Labormessungen) sind in blau gekennzeichnet. Gefrorene Felsbereiche im Februar 2007 bis in 27 m Felstiefe von der Wand weg sind nur im steilen schneefreien Felsbereich bei Stollenfenster 2 auszumachen; sie bilden eine Permafrostlinse mit ca. 50 m Durchmesser und Temperaturen im Kernbereich von -0.5 bis -1.5 °C (Temperaturlogger siehe Abb. 4b).

Fig. 5: High resolution electrical resistivity tomography along a 270 m long transect in the Kammstollen Gallery at the Zugspitze (Fig. 4). Resistivities in the range of frozen Zugspitze dolomite (lab-measurements) appear as blue colours. According to ERT, frozen sections of the rock wall extend up to 27 m away from the rock wall and correspond to the steep and snow free rock wall section close to window Nr. 2; the resulting permafrost lens has a diameter of ca. 50 m and measured temperatures in the core range between -0.5 to -1.5 °C.

AKTUELLE FORSCHUNGSSCHWERPUNKTE

Aktuelle Forschungsfragen im Gebirgspermafrost konzentrieren sich auf (a) die Detektion und Kartierung des Permafrosts sowie die Quantifizierung von Bodeneis in den verschiedenen Landformen, (b) die langzeitliche Beobachtung (Monitoring) des Eisgehaltes, (c) Kinematik von kriechenden Permafrosthängen, (d) Monitoring von Felsinstabilitäten sowie (e) die Modellierung der Permafrostentwicklung unter verschiedenen Klimaszenarien. Hierzu wurden in den letzten Jahren eine Reihe von Methoden entwickelt, insbesondere aus dem Bereich der angewandten geophysikalischen Verfahren, der Photogrammetrie, der hochauflösenden fernerkundlichen Verfahren sowie der numerischen Modellierung.

Geophysikalische Methodenforschung

Geophysikalische Methoden wurden bereits seit den Anfängen der Gebirgspermafrostforschung zur Detektion von Bodeneis verwendet (BARSCH 1973, FISCH et al. 1977). Während in den Anfängen vertikale 1D-Geoelektriksondierungen und refraktionsseismische Untersuchungen zur Auffindung von Bodeneis in Lockermaterial (z.B. in Blockgletschern) und zur Bestimmung der Auftautiefe verwendet wurden (EVIN et al. 1997, KNEISEL et al. 2000, VON DER MUHLL et al. 2002), wurden diese in den vergangenen 10 Jahren sukzessive weiterentwickelt und werden nun routinemäßig in 2-dimensionaler tomographischer Variante angewendet (z.B. (KNEISEL et al. 2000, HAUCK & VON DER MUHLL 2003, HAUCK et al. 2003, MARESCOT et al. 2003, KNEISEL 2006 OTTO & SASS 2006, HAUSMANN et al. 2007, KRAUTBLATTER & HAUCK 2007, HAUCK & KNEISEL 2008, HILBICH et al. 2008, HILBICH 2010).

Geoelektrische Verfahren bestimmen die Verteilung des elektrischen Widerstands (oder des Kehrwertes, der elektrischen Leitfähigkeit) im Untergrund und sind sensitiv gegenüber dem Vorhandensein von flüssigem Wasser im Permafrost. Ein hoher Widerstand deutet also auf das Vorhandensein von Bodeneis hin (Abb. 6). Im Gegensatz dazu sind seismische Verfahren sensitiv gegenüber den elastischen Eigenschaften des Untergrundes; die seismischen Wellen breiten sich also entlang des Bodeneises und nicht in der flüssigen Phase aus. In Lockersedimenten weisen erhöhte seismische P-Wellengeschwindigkeiten also auf das Vorhandensein von Bodeneis hin (Abb. 7).

Als weitere geophysikalische Verfahren werden Bodenradar (MAURER & HAUCK 2007), BERTHLING et al. 2000, OTTO & SASS 2006, HAUSMANN et al. 2007, BERTHLING & MELVOLD 2008, WESTERMANN et al. 2010) und elektromagnetische Verfahren (HAUCK 2001, HAUCK et al. 2004, INGEMAN-NIELSEN 2005, HÖRDT & HAUCK 2008) angewandt. Allerdings wird insbesondere Bodenradar wegen der oft zu großen Heterogenität in Gebirgspermafrost seltener angewandt als in polaren Permafrostgebieten. Einen umfassenden Überblick über die verschiedenen geophysikalischen Methoden und ihre speziellen Anwendungen im Gebirgspermafrost geben HAUCK & KNEISEL (2008) sowie KNEISEL et al. (2008).

Geophysikalische Anwendungen in Kartierung, Monitoring und Quantifizierung der Zusammensetzung des Untergrundes

Neueste Forschungsarbeiten im Bereich der geophysikalischen Methoden konzentrieren sich auf drei Bereiche: (a) 3-dimensionale Kartierungen, (b) Monitoring und (c) quantitative

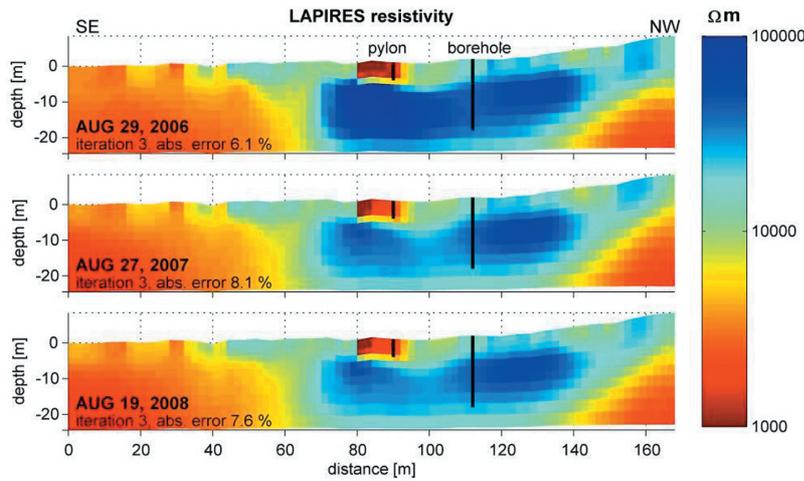


Abb. 6: Geoelektrische Tomogramme der Widerstandsverteilung des Horizontalprofils auf der Blockhalde Lapires in den Schweizer Alpen für den August der Jahre 2006-2008 (übernommen von PERMOS 2010).

Fig. 6: Geoelectrical tomograms with resistivity distribution of August for the years 2006 to 2008 of the horizontal Electrical Resistivity Tomography (ERT) profile in the Lapires talus slope in the Swiss Alps from PERMOS 2010).

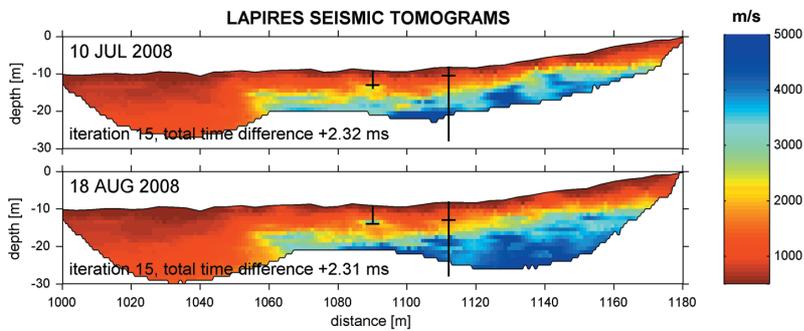


Abb. 7: Seismische Tomogramme vom 10.07. und 18.08. 2008 auf der Blockhalde Lapires, Schweizer Alpen. Die vertikalen Linien markieren die Lage zweier Bohrlöcher und die horizontalen Linien markieren die Auftautiefe zu den jeweiligen Zeitpunkten (übernommen von HILBICH 2010, siehe auch HILBICH 2009 für weitere Details).

Fig. 7: Seismic tomograms from 10 July and 18 August 2008 at Lapires talus slope, Swiss Alps. Vertical lines mark two boreholes and horizontal lines the respective thaw depths at the time of the measurement (from HILBICH 2010, see also HILBICH 2009 for details).

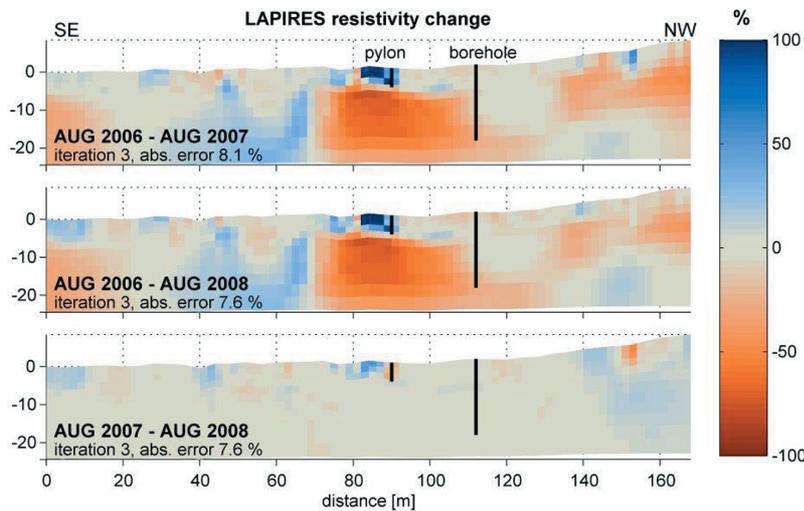


Abb. 8: Darstellung der zeitlichen Widerstandsänderung (time-lapse) der Jahre 2006 to 2008 für die in Abb. 6 dargestellten Tomogramme der Blockhalde Lapires, Schweizer Alpen (übernommen von PERMOS 2010).

Fig. 8: Time-lapse tomograms with the temporal resistivity changes for the years 2006 to 2008 of the tomograms in Fig. 6 of the Lapires talus slope, Swiss Alps (taken from PERMOS 2010).

Relationen zwischen den oben genannten geophysikalischen Zielgrößen und den für Permafrost relevanten Größen Eisgehalt und Bodentemperatur.

Für geophysikalische Monitoringansätze werden hauptsächlich geoelektrische (HAUCK 2002, HILBICH et al. 2008, KNEISEL 2010, KRAUTBLATTER & HAUCK 2007) und refraktionsseismische Verfahren (HILBICH 2010) verwendet. Mit diesen können durch regelmäßige Messungen Gefrier- und Tauprozesse auf

verschiedenen Zeitskalen beobachtet werden (Abb. 8).

HILBICH et al. (2008) konnten mit regelmäßigen geoelektrischen Messungen Permafrostdegradation am Schilthorn (Berner Oberland) während des Hitzesommers 2003 in den Alpen nachweisen. In ähnlicher Weise zeigten ISAKSEN et al. (20110) mögliche Permafrostdegradation über einen 10jährigen Zeitraum in Jotunheimen, Norwegen. Geoelektrikmonitoring ist inzwischen operationell in das Schweizer Permafrostbeobach-

tungsnetzwerk PERMOS integriert (PERMOS 2010). HILBICH et al. (2011) zeigten die Anwendbarkeit von kontinuierlichem, automatisiertem Geoelektrikmonitoring für Prozesse auf kürzeren Zeitskalen (tägliche Messungen) sowie klimatischen Fragestellungen.

Für geotechnische und klimatische Fragestellungen sind neben qualitativen Aussagen aber insbesondere auch quantitative Aussagen zum Bodeneisgehalt wichtig. Da geophysikalische Methoden den Eisgehalt, Wassergehalt oder die Temperatur nicht direkt messen können, müssen Relationen zwischen den geophysikalischen Parametern wie Widerstand und seismischer Geschwindigkeit verwendet werden, um die Bodentemperatur oder den Eisgehalt zu bestimmen. KRAUTBLATTER et al. (2010) verwenden hierzu eine laborkalibrierte Temperatur-Widerstands-Beziehung für gefrorenen Felsen, um von gemessenen Widerständen auf Felstemperaturen zu schließen. HAUCK et al. (2011) verwenden ein 4-Phasen-Modell, um aus Geoelektrik- und Seismikdaten die Eis-, Wasser- und Luft-Gehalte im Untergrund zu berechnen. Beide Ansätze zeigten vielversprechende Ergebnisse an Permafroststandorten in den Alpen und sind Schwerpunkt mehrerer aktueller Forschungsiniciativen.

Geomorphologie, Ingenieurgeologie und Geotechnik der instabilen Permafrosthänge

Zum derzeitigen Wissensstand über den Einfluss von niedrigen Temperaturen und Eis auf das Stabilitätsverhalten von Felsen und Lockergesteinen tragen die Disziplinen der Geomorphologie, Ingenieurgeologie, Glaziologie und die auf kalte Regionen spezialisierten Zweige der Geotechnik und Ingenieurwissenschaften bei. Während die (abduktive) Beobachtung von z.B. Felssturzhäufigkeiten aufgrund der kurzen Zeitreihen keine eindeutigen Schlüsse zum Zusammenhang zwischen Erwärmung und Destabilisierung zulässt, deutet unser (deduktives) Verständnis der Reaktion von Eiskriechen, Eisbruch- und Felsbruch-Verhalten auf einen starken physikalischen Zusammenhang hin.

Permafrost hat wichtige Auswirkungen auf das geotechnische Verhalten von Lockermaterialien und Felsen. Insbesondere zu den Lockermaterialien wurden in den letzten Jahren umfangreiche neue Erkenntnisse gewonnen (ARENSON et al. 2007, BOMMER et al. 2010). ARENSON & SPRINGMAN (2005a,b) untersuchten das mechanische Verhalten unter relevanten Bedingungen in Blockgletschern bis zu 70 m Tiefe und konnten zeigen, dass Temperatur, die Geschwindigkeit der Verformung und die Probenzusammensetzung (z.B. Material- bzw. Eisgehalt) wesentlichen Einfluss auf den Verformungswiderstand und das Verformungsverhalten der Proben haben; die Anfälligkeit gegenüber Kriechprozessen nimmt bis zu einem volumetrischen Eisanteil von 65% zu. Das Eis kann im Verlauf der Destabilisierung verschiedene Zustände annehmen; durch die Bindung zwischen den Partikeln ergibt sich bei niedrigen Drücken zu Beginn der Verformung ein steiferes Verhalten, bei sehr großen Verformungsraten nähert sich der Verformungswiderstand dem des ungefrorenen Lockermaterials an, um anschließend bei nachlassender Verformung durch neu entstehende Eisbindungen sich wieder selbst zu „heilen“ und den Verformungswiderstand erneut zu erhöhen (FISH & ZARETSKY 1997, ARENSON & SPRINGMAN 2005a).

In Felsen verändert die Gegenwart von Permafrost die Scherspannungen durch verstärkte Wasser- (hydrostatisch) und Eis-Drücke (kryostatisch), während tauender Permafrost die Anfälligkeit des intakten Felsens gegenüber bruchhaftem Verhalten erhöht und zu nachlassender mechanischer Festigkeit von Fels-Fels-, Fels-Eis- und Eis-Eis-Kontakten in Klüften führt (KRAUTBLATTER 2009). Insbesondere die seit den 1970er Jahren bekannten (POGREBISKIY & CHERNYSHEV, 1977) erheblich erhöhten hydrostatischen Drücke in Permafrostfelsen werden in neueren Modellierungen verstärkt aufgegriffen so z.B. für die Auslösung des $3 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ Tschierva Felssturzes 1988 (FISCHER et al. 2010). Auch das Konzept der abrupten Abnahme der Druck- und Zugfestigkeit tauender Felsen (MELLOR 1973) wurde inzwischen mehrfach experimentell bestätigt und die Implikationen wurden für verschiedene subkritische und kritische Bruchvorgänge in Felsen nachgewiesen (DWIVEDI et al. 2000, GLAMHEDEN 2001, LI et al. 2003). Diese abrupte Festigkeitsabnahme könnte anders als bei bisherigen Konzepten (DAVIES et al. 2001) entscheidend die frühen Phasen der Destabilisierung steuern (KRAUTBLATTER 2009). GUENZEL (2008) konnte zeigen, dass für den Fall von eisgefüllten Klüften in Permafrostfelsen das Stabilitätsversagen häufig an der Trennfläche zwischen Eis und Fels erfolgt.

Geomorphologisch gesehen beginnt der Destabilisierungsvorgang schon wesentlich früher. Die glaziale Übertiefung alpiner Täler führt zur Übersteilung und daher zu Spannungszuständen, die mittelfristig zur bruchhaften Ausbildung neuer Ablösungsbahnen führen, die mit erheblichen Responzeiten zu Sturzprozessen verschiedener Magnituden im Holozän führten (KRAUTBLATTER & DIKAU 2007, PRAGER et al. 2008). Allerdings wird inzwischen das traditionelle Konzept der Druckentlastung nach dem Gletscherrückgang stark hinterfragt (LEITH et al. 2010, MCCOLL et al. 2010). Ein ähnlicher Umbruch findet in der Verwitterungsforschung statt, indem das traditionelle Konzept der Frostsprengungsverwitterung mehr und mehr den Konzepten der sukzessiven Eissegregation weicht (HALL et al. 2002, MATSUOKA & MURTON 2008). Unterstützt wird diese Entwicklung durch neue Labormethoden (MURTON et al. 2006) und neue Modellierungsansätze (HALES & ROERING 2007, HALES & ROERING 2009). Gerade das Auftreten stark beschleunigter Kriechphänomene in Blockgletschern in den letzten Jahren führt auch zu einer verstärkten Aufmerksamkeit für die Kinematik und Prozessbeschreibung periglazialer Bewegungen in Lockermaterialien (KÄÄB et al. 2005, KÄÄB et al. 2007). So wurden z.B. 2009/2010 am Grabengufer Blockgletscher in den Walliser Alpen (CH) bisher nicht dokumentierte Geschwindigkeiten von 30-200 m im Jahr gemessen, verbunden mit starken Sturzereignissen an der Front (Delaloye, pers. Mitteil.).

Photogrammetrie und Fernerkundung

Wie in anderen Bereichen der Geowissenschaften führen auch in der alpinen Permafrostforschung terrestrische, luft- und weltraumgestützte Fernerkundungsverfahren zu neuen Forschungsansätzen. KÄÄB (2008) gibt einen umfangreichen Überblick über die Potenziale verschiedener Methoden und zeigt Anwendungsbeispiele bezogen auf verschiedene Naturgefahren. Weitreichende Innovationen gibt es beispielweise bei der Analyse kinematischer Bewegungsraten, hochauflösender

Abtragsraten und Schneeeakkumulationsmuster; ebenso werden Methoden zur Satelliten gestützten Abschätzung thermaler Eigenschaften erprobt.

Kinematische Analysen multipler Objekte mittels Luftbildanalysen ermöglichen die Erschließung von Bewegungsdaten z.B. von Blockgletschern über Jahrzehnte hinweg (KÄÄB et al. 2005, ROER et al. 2005). Insbesondere terrestrische Laserscanningdaten ermöglichen hochpräzise Inventare von Steinschlag, Felsstürzen und Kriechverhalten in Lockergesteinen (RABATEL et al. 2008, OPPIKOEFER et al. 2009, RAVANEL et al. 2010) und die Erhebung von stabilitätsrelevanten Strukturinformationen z.B. aus Felswänden (REID & HARRISON 2000, STURZENEGGER et al. 2007, STURZENEGGER & STEAD 2009). Terrestrisches LiDAR (Light Detection And Ranging) wird auch zunehmend für die Schneedetektion in unzugänglichen Gebieten eingesetzt (PROKOP et al. 2008). Luftgestütztes LiDAR kann zur Unterstützung in großen Felswänden eingesetzt werden, wie z.B. zur Quantifizierung von Fels- und Eisstürzen an der Monte Rosa Ostwand (Italien) (FISCHER et al. 2006). Auch der Einsatz der für den Mars entwickelten High Resolution Stereo Camera (HRSC) wurde in alpinen Permafrostgebieten erprobt (OTTO et al. 2007).

Für die großflächige Anwendung in schwer zugänglichen Gebieten werden zunehmend Satelliten gestützte Systeme eingesetzt. Insbesondere Synthetic Aperture Radar (SAR) ermöglicht dabei Auflösungen bis in den Bereich von cm- und sub-cm-Bewegungsraten (FISCHER et al. 2010). Dadurch können inzwischen auch langsame Kriechverhalten in Festgesteinen detektiert werden (KÄÄB et al. 2005). Die Abschätzung von thermalen Eigenschaften z.B. aus Radiosonden-Daten wurde z.B. in Yakutat (300 km von Mt. Steller, Alaska) genutzt um die Veränderungen monatlicher Temperaturmittelwerte in den 10 Jahren vor dem Mt. Steller Bergsturz 2005 abzuschätzen (HUGEEL 2009).

Boden- und Klimamodellierung

Neben den oben erwähnten Beobachtungsmethoden ist es ein wichtiges Ziel, die Sensitivität alpiner Permafrostregionen auf eine Klimaänderung zu untersuchen sowie deren zukünftige Entwicklung auch in Bezug auf potentielle Naturgefahren abzuschätzen. Hierzu kommen thermische Untergrundmodelle zum Einsatz, die je nach Komplexitätsgrad topographische Effekte, latente Wärmeprozesse im Untergrund, komplexe Untergrundstrukturen und Prozesse in der Schneedecke berücksichtigen (GRUBER et al. 2004a, LUETSCHG et al. 2008, NOETZLI et al. 2007b, SCHERLER et al. 2010, DALL'AMICO et al. 2010). Neuere Arbeiten versuchen zusätzlich die Spanne der zukünftigen Entwicklung der Permafrostvorkommen durch Kombination regionaler Klimasimulationen mit permafrostspezifischen Untergrundmodellen zu untersuchen (ENGELHARDT et al. 2010, ETZELMÜLLER et al. 2011).

Aufgrund des großen räumlichen Skalenunterschieds zwischen Regionalen Klimamodellen (RCM, ~10 km) und gebirgspermafrostspezifischen Untergrundmodellen (<250 m oder eindimensional) kann eine sinnvolle Verknüpfung nur durch die Entwicklung neuartiger numerischer und statistischer Verfahren für eine Kopplung von RCM Szenariozeitreihen und Permafrostmodellen erreicht werden. Die

Entwicklung geeigneter Downscaling-Verfahren beinhaltet die Analyse der dominanten meteorologischen Antriebsvariablen für die Entwicklung des alpinen Permafrostes, insbesondere Nettostrahlung, Lufttemperatur und Zeitpunkt und Dauer der Schneebedeckung, da letztere im Winter den Permafrost im Hochgebirge effektiv von atmosphärischen Prozessen entkoppelt. Folglich ist eine reine Lufttemperaturerhöhung im Hochgebirge noch kein hinreichendes Indiz für zukünftige Permafrostdegradation, da sich ändernde Schneedeckencharakteristika mindestens ebenso großen Einfluss zeigen können (LUETSCHG et al. 2008, ENGELHARDT et al. 2010). Abbildung 9 zeigt beispielhaft die modellierte Sensitivität der Auftauschicht am Schilthorn (Berner Alpen, CH) gegenüber potenziellen Temperatur- und Niederschlagsveränderungen.

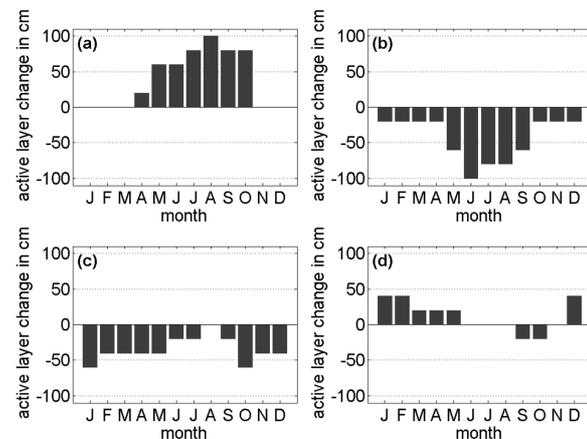


Abb. 9: Sensitivitätsstudie von modellierten Änderungen der Auftauschichttiefe aufgrund monatlicher Anomalien der Lufttemperatur (a), (b) und des Niederschlags (c), (d). Die Simulationen wurden mit dem COUP-Modell (JANSON & KARLBERG 2001) für den Permafroststandort Schilthorn, Berner Oberland, durchgeführt. Temperatur- und Niederschlagsanomalien wurden für jeden Monat separat als Antriebsvariable geändert und als relative Änderung der Auftauschichttiefe zum Referenzlauf (4.4 m Auftauschichttiefe) geplottet: (a) = +3 K Erwärmung, (b) = -3 K Abkühlung, (c) = doppelter Niederschlag, (d) = kein Niederschlag (übernommen von ENGELHARDT et al. 2010).

Fig. 9: Sensitivity studies of simulated changes in active layer depth as response to monthly anomalies in air temperature (a), (b) and precipitation (c), (d). Simulations were conducted with the COUP model for the permafrost site at Schilthorn, Swiss Alps. Temperature and precipitation were modified in each month separately and active layer changes are plotted relative to the control run (4.4 m active layer depth) for (a) = +3 K temperature increase, (b) = -3 K temperature decrease, (c) = double precipitation, (d) = no precipitation (taken from ENGELHARDT et al. 2010).

FORSCHUNGSBEDARF

Die Heterogenität und Komplexität der Oberflächen- und Untergrund-Charakteristika des Gebirgspermafrostes bedingen in der Regel einen Multimethodenansatz zur Analyse der aktuellen Permafrostverbreitung und zukünftigen Entwicklung sowie der potentiellen Auswirkungen einer Permafrostdegradation aufgrund des aktuellen Klimawandels. Die zentralen Forschungsfragen betreffen hierbei die Kopplung zwischen dem atmosphärischen „Antrieb“ und der Permafrostentwicklung und zwischen der Permafrostentwicklung und den Auswirkungen auf Hydrologie, Bewegungsdynamik und zukünftiger Formentwicklung:

- (1) Thermische Modellierungen von multidimensionalen

Temperaturfeldern auf den relevanten Skalen der Instabilitäten von 10 m bis 100 m sind essentiell und müssen sich parallel mit entsprechenden (z.B. geophysikalischen) Validierungsmethoden entwickeln.

(2) Ebenso muss eine verstärkte Kopplung von regionalen Klimamodellen und anschlussfähigen Permafrostmodellen für Lockergesteine und Felsen angestrebt werden.

(3) Dazu sind Messmethoden und Prozessmodelle nötig, die sich speziell mit bisher unzureichend quantifizierten Systemparametern wie z.B. Schneeeinfluss, advektivem Wärmetransport durch Wasser, Luft und Eis, langfristigen (transienten) Anpassungseffekten und spezifischen Oberflächen-Formen und -Eigenschaften wie z.B. grobblockiger Schuttauflage beschäftigen.

(4) Ein verstärktes Prozessverständnis der Destabilisierung von Permafrosthängen, das geomorphologische, hydraulische, mechanische und thermische Veränderungen berücksichtigt, sollte entwickelt werden. Ein solches Verständnis muss sowohl induktiv als auch deduktiv aus kombinierten Ansätzen von thermaler Modellierung, mechanischen Laborversuchen, Oberflächen- (u.a. Fernerkundung, kinematische Messungen) und Untergrundbeobachtung (Geophysik) von instabilen Hängen und mechanischer Modellierung erfolgen.

(5) Besondere Bedeutung kommt dabei der Betrachtung der räumlichen und zeitlichen Skalen zu, um relevante Aussagen auf der Skala der Instabilität (Steinschlag, Felssturz Sackung, Bergsturz) zu treffen. Generell muss ein besseres Verständnis der Zeitfäden der Permafrost-Degradierung und -Destabilisierung erfolgen, um besser die Effekte der globalen Erwärmung antizipieren zu können.

(6) Forschungsansätze der alpinen und polaren Permafrostforschung könnten in Zukunft stärker vernetzt werden, um komplementäre Ansätze in verschiedenen Prozess-, Zeit- und Raumskalen zusammenzuführen.

DANKSAGUNG

Wir bedanken uns bei den Editoren, bei D. Thannheiser und zwei anonymen Gutachtern für die hilfreichen Anregungen und die sorgfältige Durchsicht des Artikels.

Literatur

- Allen, S.K., Gruber, S. & Owens, I.F. (2009): Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand.- *Permafrost Periglac. Process.* 20: 345-356.
- Arenson, L., Springman, S. & Sego, D.C. (2007): The rheology of frozen soils.- *Applied Rheology* 17: 1-14.
- Arenson, L.U. & Springman, S. (2005a): Triaxial constant stress and constant strain rate test on ice-rich permafrost samples.- *Can. Geotech. J.* 42: 412-430.
- Arenson, L.U. & Springman, S.M. (2005b): Mathematical descriptions for the behaviour of ice-rich frozen soils at temperatures close to 0 °C.- *Can. Geotech. J.* 42: 431-442.
- Barsch, D. (1973): Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen.- *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* 9(1-2): 143-167.
- Barsch, D., Fierz, H. & Haeblerli, W. (1979): Shallow core drilling and borehole measurements in the permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps.- *Arctic Alp. Res.* 11(2): 215-228.
- Bavay, M., Lehning, M., Jonas, T. & Löwe, H. (2009): Simulations of future snow cover and discharge in Alpine headwater catchments.- *Hydrol. Process.* 23(1): 95-108.
- Beniston, M. (2004): The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations.- *Geophys. Res. Lett.* 31: L02202.
- 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 Periglac. Process.* 11(4): 357-369.
- Berthling, I. & Melvold, K. (2008): Ground penetrating radar.- In: C. HAUCK & C. KNEISEL (eds), *Applied Geophysics in Periglacial Environments*, Cambridge University Press, Cambridge, 81-97.
- Bommer, C., Phillips, M. & Arenson, L.U. (2010): Practical recommendations for planning, constructing and maintaining infrastructure in mountain permafrost.- *Permafrost Periglac. Process.* 21: 97-104.
- Davies, M.C.R., Hamza, O. & Harris, C. (2001): The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities.- *Permafrost Periglac. Process.* 12: 137-144.
- Davies, M.C.R., Hamza, O., Lumsden, B.W. & Harris, C. (2000): Laboratory measurements of the shear strength of ice-filled rock joints.- *Annals Glaciol.* 31: 463-467.
- Delaloye, R., Morard, S., Abbet, D. & Hilbich, C. (2010): The slump of the Grabengüfer Rock Glacier (Swiss Alps), 3rd European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway: 157.
- Dwivedi, R.D., Soni, A.K., Goel, R.K. & Dube, A.K. (2000): Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions.- *Internat. J. Rock Mech. & Mining Sci.* 37: 1267-1275.
- Engelhardt, M., Hauck, C. & Salzmann, N. (2010): Influence of atmospheric forcing parameters on modelled mountain permafrost evolution.- *Meteorol. Z.* 19(5): 491-500.
- Etzelmüller, B. & Hagen, J.O. (2005): Glacier permafrost interaction in arctic and alpine environments. Examples from southern Norway and Svalbard.- In: C. Harris & J.B. Murton (eds), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 242: 11-27.
- Etzelmüller, B., Schuler, T.V., Isaksen, K., Christiansen, H.H., Farbrot, H., & Benestad, R. (2011): Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century.- *The Cryosphere* 5: 67-79.
- Evin, M., Fabre, D. & Johnson, P.G. (1997): Electrical resistivity measurements on the rock glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon.- *Permafrost Periglac. Process.* 8(2): 181-191.
- Fisch, W. & Haeblerli, W. (1977): Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland.- *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* 13(1/2): 239-260.
- Fischer, L., Amann, F., Moore, J.R. & Huggel, C. (2010): Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierwa rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland).- *Engin. Geol.* 116(1-2): 32-43.
- Fischer, L. & Huggel, C. (2008) Methodical design for stability assessments of permafrost-affected high-mountain rock walls.- In: D.L. KANE & K.M. HINKEL (eds), 9th Internat. Conf. Permafrost. INE-UAF, Fairbanks, Alaska: 439-444.
- Fischer, L., Kääh, A., Huggel, C. & Noetzi, J. (2006): Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face.- *Nat. Hazards Earth System Sci.* 6: 761-772.
- Fish, A.M. & Zaretsky, Y.K. (1997): Ice strength as a function of hydrostatic pressure and temperature.- *CRREL Rep.* 97-6: 1-13.
- French, H. & Thorn, C.E. (2006): The changing nature of periglacial geomorphology.- *Géomorphol. Relief Processus Environnement* 3: 1-13.
- Frey, H., Haeblerli, W., Linsbauer, A., Huggel, C. & Paul, F. (2010): A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials.- *Nat. Hazards Earth System Sci.* 10(2): 339-352.
- Glamheden, R. (2001): Thermo-mechanical behaviour of refrigerated caverns in hard rock.- PhD Thesis Chalmers Univ. Technology, Göteborg.
- Gruber, S. (2005): Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing.- PhD Diss., Dpt. Geography, Univ. Zürich, Switzerland.
- Gruber, S. & Haeblerli, W. (2007) Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change.- *J. Geophys. Res. - Earth Surface* 112(F2): F02S13.
- Gruber, S., Hoelzle, M. & Haeblerli, W. (2004): Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003.- *Geophys. Res. Lett.* 31(13): L15054.
- Gude, M. & Barsch, D. (2005): Assessment of the geomorphic hazards in connection with permafrost occurrence in the Zugspitze area (Bavarian Alps, Germany).- *Geomorphol.* 66(1-4): 85-93.
- Guenzel, F. (2008): Shear Strength of Ice-Filled Rock Joints.- In: D.L. Kane & K.M. Hinkel (eds), 9th Internat. Conf. Permafrost. INE-UAF, Fairbanks, Alaska, US: 581-586.
- Haeblerli, W., Huggel, C., Kääh, A., Zraggen-Oswald, S., Polkvoj, A., Galushkin, I., Zotikov, I. & Osokin, N. (2004). The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002: an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia, Russian Caucasus.- *J. Glaciol.* 50(171): 533-546.
- Haeblerli, W. (2005): Investigating glacier-permafrost relationships in high-mountain area: historical background, selected examples and research needs.- In: C. HARRIS & J.B. MURTON (eds), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 242: 29-37.
- Haeblerli, W., Wegmann, M. & Vonder Mühl, D. (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps.- *Eclogae Geol. Helvetiae* 90(3): 407-414.

- Hales, T.C. & Roering, J.J. (2007): Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes.- *J. Geophys. Res. Earth Surface* 112(F2), F02033, doi:10.1029/2006JF000616.
- Hales, T.C. & Roering, J.J. (2009): A frost "buzzsaw" mechanism for erosion of the eastern Southern Alps, New Zealand.- *Geomorphol.* 107(3-4): 241-253.
- Hall, K., Thorn, C.E., Matsuoka, N. & Prick, A. (2002): Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives.- *Progr. Phys. Geogr.* 26(4): 577-603.
- Hantel, M. & Hirtl-Wielke, L.M. (2007): Sensitivity of Alpine snow cover to European temperature.- *Internat. J. Climatol.* 27(10): 1265-1275.
- Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeblerli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Käbb, A., Kern-Lütschg, M.A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S.M. & Vonder Mühll, D. (2009): Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses.- *Earth-Sci. Rev.* 92(3-4): 117-171.
- Hauck, C. (2001): Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains.- Ph.D. Thesis, ETH Zurich, Zurich, 1-204.
- Hauck, C. (2002): Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography.- *Geophys. Res. Lett.* 29(21): 2016.
- Hauck, C., Böttcher, M. & Maurer, H. (2011): A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets: A new model for quantifying subsurface ice content based on geophysical data sets.- *The Cryosphere* 5: 453-468. Discussion 4: 787-821.
- Hauck, C., Isaksen, K., Vonder Mühll, D.V. & Sollid, J.L. (2004) Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway.- *Permafrost Periglac. Process.* 15(3): 191-205.
- Hauck, C. & Kneisel, C. (eds) (2008): *Applied Geophysics in Periglacial Environments*.- Cambridge University Press, Cambridge, 1-256.
- Hauck, C. & Vonder Mühll, D. (2003): Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions.- *Permafrost Periglac. Process.* 14(4): 305-318.
- Hauck, C., Vonder Mühll, D. & Maurer, H. (2003): Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost.- *Geophys. Prospect.* 51(4): 273-284.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Mostler, W. (2007): Internal structure and ice content of the Reichenkar Rock Glacier (Stubai, Alps, Austria).- *Permafrost Periglac. Process.* 18(4): 351-367.
- Hilbich, C. (2009): Geophysical monitoring systems to assess and quantify ground ice evolution in mountain permafrost.- Ph.D. Thesis, Univ. Jena, 1-173.
- Hilbich, C. (2010): Time-lapse refraction seismic tomography for the detection of ground ice degradation.- *The Cryosphere* 4(3): 243-259.
- Hilbich, C., Fuss, C. & Hauck, C. (2011): Automated time-lapse ERT for improved process analysis and monitoring of frozen ground.- *Permafrost Periglac. Process.* 22(4), 306-319, DOI: 10.1002/ppp.732.
- Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Völksch, I., Vonder Mühll, D. & Mäusbacher, R. (2008): Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps.- *J. Geophys. Res. Earth Surface* 113(F1): F01590.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. & Haeblerli, W. (2001): Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments.- *Permafrost Periglac. Process.* 12(1): 53-68.
- Hördt, A. & Hauck, C. (2008): Electromagnetic methods.- In: C. Hauck & C. Kneisel (eds), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press, Cambridge: 28-56.
- Huggel, C. (2009): Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation.- *Quat. Sci. Rev.* 28(11-12): 1119-1130.
- Huggel, C. & Gruber, S. (2008): The 2005 Mt. Steller, Alaska, Rock-Ice Avalanche: A large slope failure in cold permafrost.- In: D.L. KANE & K.M. HINKEL (eds), 9th Internat. Conf. Permafrost, INE-UAF, Fairbanks, Alaska, US: 747-752.
- Ingeman-Nielsen, T. (2005): Geophysical techniques applied to permafrost investigations in Greenland.- Ph.D. Thesis, Techn. Univ. Denmark, Copenhagen, 1-179.
- Isaksen, K., Ødegård, R.S., Etzelmüller, B., Hilbich, C., Hauck, C., Farbrøt, H., Eiken, T., Hygen, H.O., Hipp, T. (2011): Degrading mountain permafrost in southern Norway: spatial and temporal variability of mean ground temperatures, 1999-2009.- *Permafrost Periglac. Process.* 22(4), 361-377.
- Jansson, P.E. & Karlberg, L. (2001): Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems.- Royal Inst. Techn. Dpt. Civil and Environm. Engin., Stockholm.
- Jerz, H. & von Poschinger, A. (1995): Neuere Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau.- *Geologica Bavarica* 99: 383-398.
- Käbb, A. (2008): Remote sensing of permafrost-related problems and hazards.- *Permafrost Periglac. Process.* 19: 107-136.
- Käbb, A., Frauenfelder, R. & Roer, I. (2007): On the response of rockglacier creep to surface temperature increase.- *Global Planet. Change* 56(1-2): 172-187.
- Käbb, A. & Haeblerli, W. (2001): Evolution of a high-mountain thermokarst lake in the Swiss Alps.- *Arctic Antarct. Alpine Res.* 33(4): 385-390.
- Käbb, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, S., Paul, F., Roer, I., Salzmann, N., Schlaefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozzi, T. & Weidmann, Y. (2005): Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview.- *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 5(4): 527-554.
- Keller, F. (1994): Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost: Eine Grundlagenstudie im Oberengadin.- *Mitteil. Versuchsanstalt Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH-Zürich*, 127: 1-145.
- Kneisel, C. (2006) Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging.- *Geomorphol.* 80(1-2): 32-44.
- Kneisel, C. (2010): The nature and dynamics of frozen ground in alpine and subarctic periglacial environments.- *Holocene* 20(3): 423-445.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R. & Moorman, B. (2008): Advances in geophysical methods for permafrost investigations.- *Permafrost Periglac. Process.* 19(2): 157-178.
- Kneisel, C., Hauck, C. & Vonder Mühll, D. (2000): Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, eastern Swiss Alps.- *Permafrost Periglac. Process.* 11(4): 295-304.
- Kneisel, C., Rothenbühler, C., Keller, F. & Haeblerli, W. (2006): Hazard assessment of potential periglacial debris flows based on spatial modelling and geophysical field surveys: a case study in the Swiss Alps.- *Permafrost Periglac. Process.* 18: 259-268.
- Kohl, T. (1999): Transient thermal effects below complex topographies.- *Tectonophysics* 306(3-4): 311-324.
- Krautblatter, M. (2009): Detection and quantification of permafrost change in alpine rock walls and implications for rock instability.- Ph.D. Thesis, Univ. Bonn.
- Krautblatter, M. (2010): Patterns of multiannual aggradation of permafrost in rock walls with and without hydraulic interconnectivity (Steintälli, Valley of Zermatt, Swiss Alps).- *Lecture Notes Earth Sci.* 115: 199-219.
- Krautblatter, M. & Dikau, R. (2007): Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply.- *Geografiska Annaler* 89 A(1): 21-40.
- Krautblatter, M. & Hauck, C. (2007): Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls.- *J. Geophys. Res. Earth Surface* 112(F2): F02S20.
- Krautblatter, M., Heißel, G., Moser, M., Nittel, P. & Verleysdonk, S. (2009): Bliggferner - Tomographie einer Massenbewegung im Permafrostbereich zur Einschätzung des Gefährdungspotentials.- In: G. HEISSEL (ed), 11. Geoforum Umhausen: 10-12.
- Krautblatter, M., Verleysdonk, S., Flores-Orozco, A. & Kemna, A. (2010): Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugs Spitze, German/Austrian Alps).- *J. Geophys. Res. Earth Surface* 115: F02003.
- Kukkonen, I.T. & Safanda, J. (2001): Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene.- *Global Planet. Change* 29: 259-274.
- Leith, K., Amann, F., Moore, J., Kos, A. & Loew, S. (2010): Conceptual modelling of near-surface extensional fracture in the Matter and Saas Valleys, Switzerland.- In: A.L. WILLIAMS, G.M. PINCHES, C.Y. CHIN, T.J. MCMORRAN & C.I. MASSEY (eds), *Geologically Active, Proceedings 11th IAGG Congress*, Auckland Taylor & Francis: 363-371.
- Li, N., Zhang, P., Chen, Y. & Swoboda, G. (2003): Fatigue properties of cracked, saturated and frozen sandstone samples under cyclic loading.- *Internat. J. Rock Mech. & Mining Sci.* 40: 145-150.
- Luetschg, M., Bartelt, P., Lehning, M. & Stoeckli, V. (2003): Numerical simulation of the interaction processes between snow cover and alpine permafrost.- In: M. PHILLIPS, S. SPRINGMAN & L. ARENSON (eds), 8th Internat. Conf. Permafrost, Proc., Swets & Zeitlinger, Lisse, Zürich: 697-702.
- Luetschg, M., Lehning, M. & Haeblerli, W. (2008): A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps.- *J. Glaciol.* 54(187): 696-704.
- Lüthi, M.P. & Funk, M. (2001): Modelling heat flow in a cold, high altitude glacier: interpretation of measurements from Colle Gnifetti, Swiss Alps.- *J. Glaciol.* 47: 314-324.
- Marescot, L., Loke, M.H., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C. & Reynard, E. (2003): Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method.- *Near Surface Geophys.* 1(2): 57-67.
- Matsuoka, N. & Murton, J. (2008). Frost weathering: Recent advances and future directions.- *Permafrost Periglac. Process.* 19(2): 195-210.
- Maurer, H. & Hauck, C. (2007): Geophysical imaging of alpine rock glaciers.- *J. Glaciol.* 53(180): 110-120.
- McCull, S.T., Davies, T.R.H. & McSaveney, M.J. (2010): Glacier retreat and rock-slope stability: debunking debuttering.- In: A.L. WILLIAMS,

- G.M. PINCHES, C.Y. CHIN, T.J. MCMORRAN & C.I. MASSEY (eds), Geologically Active, Proceedings 11th IAEG Congress, Auckland. Taylor & Francis, London: 467-474.
- Mellor, M. (1973): Mechanical properties of rocks at low temperatures.- 2nd Internat. Conf. Permafrost, Yakutsk, Russia: 334-344.
- Messerli, B. (2006): From nature-dominated to human-dominated global environmental change in the mountains of the world.- In: M.F. PRICE (ed), Global Change in Mountain Regions., Sapiens Publishing, Duncow: 3-5.
- Moorman, B.J. (2005): Glacier-permafrost hydrological interconnectivity: Stagnation Glacier, Bylot Island, Canada.- In: C. HARRIS & J.B. MURTON (eds), Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost, Geol. Soc. London Spec. Publ. 242: 63-74.
- Murton, J.B., Peterson, R. & Ozouf, J.-C. (2006): Bedrock fracture by ice segregation in cold regions.- Science 314: 1127-1129.
- Narama, C., Duishonakunov, M., Kääh, A., Daiyrov, M. & Abdrakmatov, K. (2010): The 24 July 2008 outburst flood at the western Zyndan glacier lake and recent regional changes in glacier lakes of the Teskey Ala-Too range, Tien Shan, Kyrgyzstan.- Nat. Hazards Earth System Sci. 10(4): 647-659.
- Noetzli, J. & Gruber, S. (2009): Transient thermal effects in Alpine permafrost.- The Cryosphere 3: 85-99.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. & Haeberli, W. (2007): Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography.- J. Geophys. Res. Earth Surface 112(F2), doi: 10.1029/2006JF000545.
- Noetzli, J., Gruber, S. & von Poschinger, A. (2010): Modellierung und Messung von Permafrosttemperaturen im Gipfelgrat der Zugspitze, Deutschland.- Geograph. Helvetica 65(2): 113-123.
- Noetzli, J., Hoelzle, M. & Haeberli, W. (2003): Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors.- In: M. PHILLIPS, S. SPRINGMAN & L. ARENSON (eds), Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, Swets & Zeitlinger, Zürich, 2, 827-832.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Blikra, L., Derron, M.H. & Metzger, R. (2009): Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning.- Nat. Hazards Earth System Sci. 9(3): 1003-1019.
- Otto, J.C., Kleinod, K., König, O., Krautblatter, M., Nyenhuis, M., Roer, I., Schneider, M., Schreiner, B. & Dikau, R. (2007): HRSC-A data: a new high-resolution data set with multipurpose applications in physical geography.- Progr. Phys. Geogr. 31(2): 179-197.
- Otto, J.C. & Sass, O. (2006): Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps).- Geomorphol. 76(3-4): 257-272.
- PERMOS, 2010. Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008.- In: NOETZLI, J. & VONDER MUEHLL, D. (eds), Glaciological Report (Permafrost) No. 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 1-68.
- Phillips, M. (2000): Influences of snow supporting structures on the thermal regime of the ground in alpine permafrost terrain.- PhD Thesis, Eidgenöss. Inst. Schnee- & Lawinenforsch. Davos, 1-146.
- Phillips, M. (2006): Avalanche defence strategies and monitoring of two sites in mountain permafrost terrain, Pontresina, Eastern Swiss Alps.- Nat. Hazards 39(3): 353-379.
- Phillips, M. & Schweizer, J. (2007): Effect of mountain permafrost on snowpack stability.- Cold Regions Sci. Technol. 47(1-2): 43-49.
- Pogrebiskiy, M.I. & Chernyshev, S.N. (1977): Determination of the permeability of the frozen fissured rock massif in the vicinity of the Kolyma Hydroelectric power station.- Cold Regions Res. Engin. Lab. - Draft Translation 634: 1-13.
- Prager, C., Zangerl, C., Patzelt, G. & Brandner, R. (2008): Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas.- Nat. Hazards Earth System Sci. 8(2): 377-407.
- Prokop, A., Schirmer, M., Rub, M., Lehning, M. & Stocker, M. (2008): A comparison of measurement methods: terrestrial laser scanning, tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes.- Annals Glaciol. 49(1): 210-216.
- Rabatel, A., Deline, P., Jaillet, S. & Ravello, M. (2008): Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial lidar measurements: A case study in the Mont Blanc area.- Geophys. Res. Lett. 35(10): L10502.
- Ravello, M., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S. & Ravello, M. (2010): Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008.- Landslides 7(4): 493-501.
- Ravello, M. & Deline, P. (2008) : La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc). Évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire.- Geomorphol. 4: 261-272.
- Reid, T.R. & Harrison, J.P. (2000): A semi-automated methodology for discontinuity trace detection in digital images of rock mass exposures.- Internat. J. Rock Mechan. Mining Sci. 37(7): 1073-1089.
- Roer, I., Kääh, A. & Dikau, R. (2005): Rockglacier kinematics derived from small-scale aerial photography and digital airborne pushbroom imagery.- Z. Geomorphol. 49(1): 73-87.
- Sass, O. (2005): Spatial patterns of rockfall intensity in the northern Alps.- Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 138: 51-65.
- Scherler, M., Hauck, C., Hoelzle, M., Stähli, M. & Völksch, I. (2010): Melt-water infiltration into the frozen active layer at an alpine permafrost site.- Permafrost Periglac. Process. 21: 325-334.
- Schmidt, S.B.W. & Winiger, M. (2009): Analyses of seasonal snow disappearance in an alpine valley from micro- to meso-scale (Loetschental, Switzerland).- Hydrol. Process. 23(7): 1041-1051.
- Stocker-Mittaz, C., Hoelzle, M. & Haeberli, W. (2002): Modelling alpine permafrost distribution modeling based on energy-balance data: a first step.- Permafrost Periglac. Process. 13(4): 271-282.
- Sturzenegger, M., Sartori, M., Jaboyedoff, M. & Stead, D. (2007): Regional deterministic characterization of fracture networks and its application to GIS-based rock fall risk assessment.- Engin. Geol. 94(3-4): 201-214.
- Sturzenegger, M. & Stead, D. (2009): Close-range terrestrial digital photogrammetry and terrestrial laser scanning for discontinuity characterization on rock cuts.- Engin. Geol. 106(3-4): 163-182.
- Ulrich, R. & King, L. (1993): Influence of mountain permafrost on construction in the Zugspitze mountains, Bavarian Alps, Germany.- Proc. 6th Internat. Conf. Permafrost, Beijing: 625-630.
- Vonder Mühl, D., Hauck, C. & Gubler, H. (2002): Mapping of mountain permafrost using geophysical methods.- Progr. Phys. Geogr. 26(4): 643-660.
- Wegmann, M., Gudmundsson, G.H. & Haeberli, W. (1998): Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach.- Permafrost Periglac. Process. 9: 23-33.
- Westermann, S., Wollschläger, U. & Boike, J. (2010): Monitoring of active layer dynamics at a permafrost site on Svalbard using multi-channel ground-penetrating radar.- The Cryosphere 4: 475-487, doi:10.5194/tc-4-475-2010.
- Winstral, A., Elder, K. & Davis, R. (2002): Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain-based parameters.- J. Hydrometeorol. 3: 524-538.
- Xue, X., Guo, J., Han, B., Sun, Q. & Liu, L. (2009): The effect of climate warming and permafrost thaw on desertification in the Qinghai-Tibetan Plateau.- Geomorphol. 108(3-4): 182-190.
- Zhang, T. (2005): Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview.- Rev. Geophys. 43(4): RG4002. doi:10.1029/2004RG000157.