

3.4 Bedeutende Permafrostgebiete in den Gebirgen

CHRISTIAN HAUCK

Bedeutende Permafrostgebiete in den Gebirgen: Außer in den Polargebieten und manchen höheren mittleren Breiten tritt Permafrost auch in vielen Gebirgsregionen der Erde auf. Dabei spielt die Topographie und über sie die Globalstrahlung die dominierende Rolle. Eisgehalt und die Temperaturverteilung im Permafrost können jedoch auch aufgrund variabler Oberflächen- und Untergrundbedingungen (Schneebedeckung, Oberflächen- und Untergrundmaterial wie grober Blockschutt, Feinsediment oder anstehender Fels) sehr stark auf kleinen räumlichen Skalen schwanken. Bei steiler Hangneigung treten oft Blockgletscher (das Kriechen von Eis-Schuttmassen) auf, deren Geschwindigkeit und Form sich bei langfristiger Erwärmung der Luft stark verändern können. Eine langfristige Erwärmung kann außerdem zu einer Abnahme der Stabilität von Permafrosthängen und damit zur Auslösung von Felsstürzen und Murgängen führen. Permafrost in Gebirgsregionen wird erst seit Ende der 1980er Jahre systematisch untersucht. Reaktionen auf den beobachteten Temperaturanstieg des letzten Jahrhunderts sind bereits erkennbar, allerdings verhindern kurze Datenreihen und die thermische Modifikation des Signals durch die Oberflächencharakteristika sowie die variable Schneebedeckung bisher den Nachweis eines ähnlich klaren Trends wie bei den übrigen Elementen der Kryosphäre. Etwa seit dem Jahr 2000 liefern die zunehmend in Netzwerken organisierten Langzeitmessungen von Oberflächen- und Untergrundtemperaturen verlässliche Daten zur Permafrostentwicklung. Zusätzlich können Eis- und flüssiger Wassergehalt durch geophysikalische Methoden auch räumlich detektiert werden. Bewegungsmessungen mittels photogrammetrischen Messungen, terrestrischem Laserscanning und in-situ GPS-Messungen liefern laufend Daten zu möglichen Beschleunigungstendenzen von Blockgletschern sowie Steinschlagaktivitäten, die mit Änderungen im Permafrost in Verbindung gebracht werden können. Numerische Modellierungen der Permafrostentwicklung unter verschiedenen Klimaszenarien geben einen Einblick in die zeitliche Entwicklung der Permafrostdegradation und der potentiell damit verbundenen Destabilisierungsprozesse. Damit können die Auswirkungen des Klimawandels besser antizipiert werden.

Significant permafrost areas in the mountains: Permafrost does not only exist in polar and sub-arctic regions, but also in many mountainous regions all over the world. Topography, by way of global radiation, is playing the dominant role. Ice content and temperature distribution within the permafrost may vary strongly on small spatial scales, due to varying surface and subsurface conditions (snow cover, (sub-) surface material, e.g. coarse rubble, fine sediment, or outcropping rock). Rock glaciers (creep of ice-debris masses) may occur in case of steep topography whose velocity and shape may change greatly with long-term warming air temperatures. Along-term air temperature may also lead to a destabilization of permafrost slopes and hence may trigger rock slides and mudflows. Systematic investigation of permafrost in mountain regions did not start before the end of the 1980ies. A reaction of the permafrost to the observed atmospheric warming of the last century is visible, but a clear trend, as for the other elements of the cryosphere, cannot be proven yet due to the short time series and the thermal modification of the signal by surface characteristics and the varying snow cover. Reliable surface and subsurface temperature data from long-term monitoring networks for the study of permafrost evolution have only been available since the year 2000, approximately. In addition, the spatial distribution of ice and liquid water content can be determined by geophysical methods within the permafrost. Kinematic measurements using photogrammetry, terrestrial laser scanning and in-situ GPS-measurements, for example, are continuously providing data of possible acceleration trends of rock glaciers as well as rock fall activities that can be related to permafrost changes. Numerical modelling of the permafrost evolution under different climate change scenarios enable the assessment of permafrost degradation and the potentially resulting destabilising processes, which facilitates the anticipation of future climate change impacts.

Viele Permafrostgebiete liegen in Gebirgsregionen und besitzen Charakteristika, die sich von den großen zusammenhängenden Permafrostgebieten in Nordamerika und Sibirien sowie dem marinen Permafrost stark unterscheiden (SCHIRRMEISTER & HUBERTEN 2014, s. KUTZBACH et al. Kap. 3.3 in diesem Band). Diese Charakteristika umfassen insbesondere die große räumliche Variabilität der Oberflächen- (z.B. grobblockiger Schutt, Feinsediment, Vegetation oder Fels sowie die Schneedecke) und Untergrundeigenschaften (z.B. Porosität und Eisgehalt), sowie die steile Topographie, die alle mikroklimatischen Parameter beeinflusst (GRUBER & HAEBERLI 2009). Permafrost in Gebirgsregionen gibt es hierbei sowohl in den

Polargebieten, also in klimatischen Zonen, in denen auch auf Meereshöhe Permafrost vorkommen würde, als auch in mittleren Breiten, in denen die reduzierte Einstrahlung aufgrund der längeren Schneebedeckung im Gebirge und der Abschattung durch die steile Topographie eine notwendige Bedingung für das Auftreten von Permafrost ist. Zusätzlich kann Permafrost auch an Standorten in Mittelgebirgen auftreten, in denen das Mikroklima aufgrund einer grobblockigen Oberfläche und der dadurch erzeugten internen Luftzirkulation im Untergrund besonders kalt ist (GUDE et al. 2003).

Die Erforschung des Permafrostes in Gebirgsregionen ist vergleichsweise jung, das wissenschaftliche

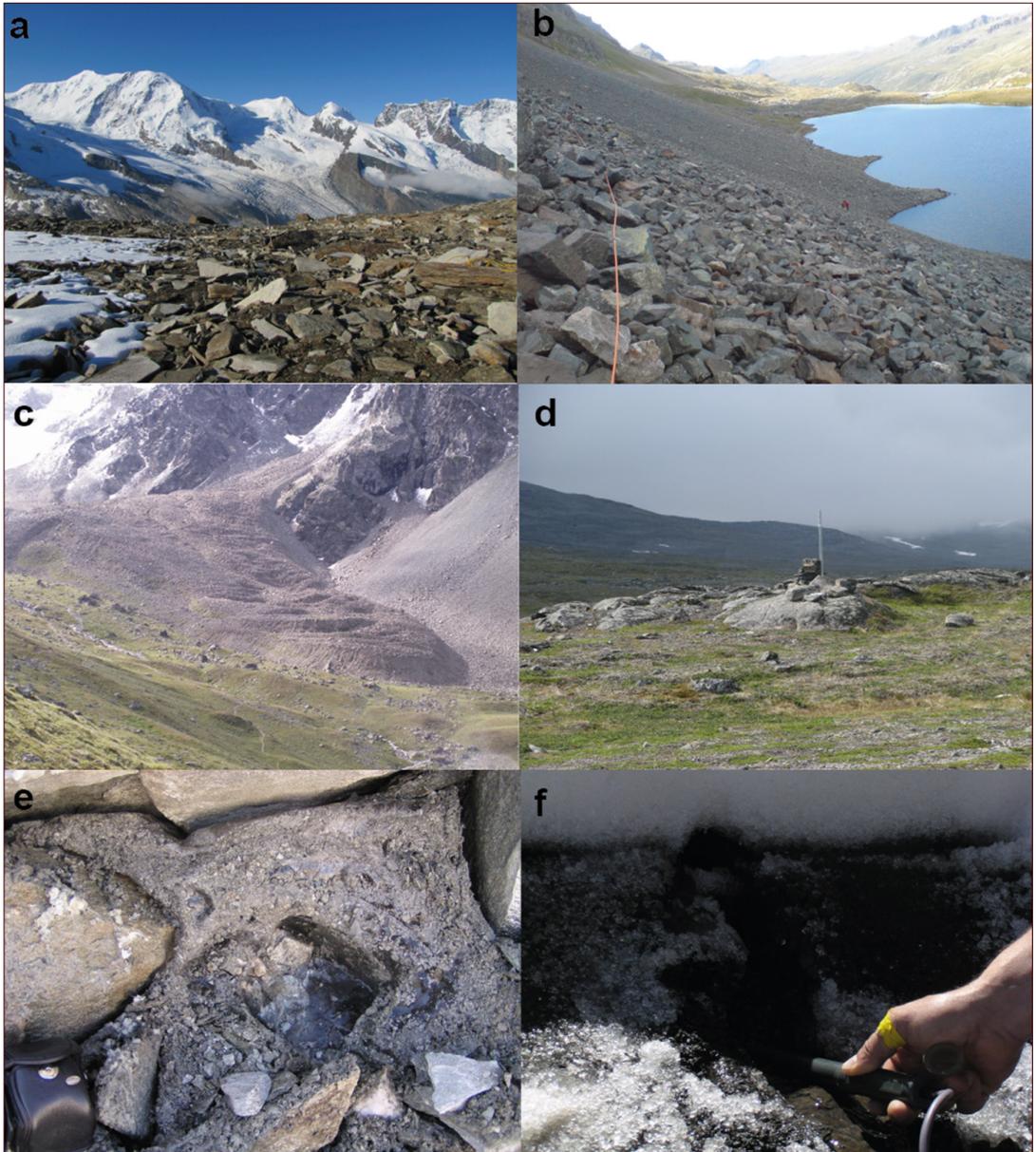


Abb 3.4-1: Permafrostformen und -prozesse in Gebirgsregionen. **a)** Felsplateau mit Schuttauflage am Stockhorn (Walliser Alpen, Schweiz), das trotz großer Höhe (3.400 m.ü.M.) aufgrund hoher Windaktivität eine interannuell stark variable Schneedecke zeigt; **b)** Schuttthalde Flüelapass (Graubünden, Schweiz) mit geoelektrischen Sondierungen zur Bestimmung des Eisgehaltes; **c)** aktiver Blockgletscher Muragl (Oberengadin, Schweiz) mit variablem Eisgehalt zwischen 0 und 100% (HAUCK et al. 2011); **d)** vegetationsbedeckter Felsstandort Guolosjavri (Nordnorwegen) mit sporadischem Permafrost je nach Schneedecke; **e)** aufgegrabener Teil eines Protalus Rampart mit Einblick in die Eis-Blockschutt-Matrix im grobblockigen Permafrost (nahe Gornergrat, Walliser Alpen, Schweiz); **f)** Schmelzwasserinfiltration unterhalb der Schneedecke am Permafroststandort Schilthorn (Berner Oberland, Schweiz) (Alle Bilder C. Hauck/C. Hilbich).

Interesse daran verstärkte sich erst seit den 1970er Jahren. Selbst in den eigentlich gut erforschten Europäischen Alpen existieren erst seit den späten 1980er Jahren kontinuierliche Messreihen im Permafrost, mit der ältesten Bohrlochtemperaturreihe am Blockgletscher Murtèl-Corvatsch (Engadin, Schweiz) seit 1987 (PERMOS 2013). Dementsprechend sind die meisten Messreihen im Gebirgspermafrost im klimatischen Kontext noch sehr kurz (< 30 , meist < 20 Jahre), was die Analyse der Auswirkungen des Klimawandels auf den Permafrost in Gebirgsregionen heute erheblich erschwert.

Die jedoch bereits beobachtete Veränderung des Permafrostes kann zu weitreichende Folgen in den Gebirgsregionen, aber auch in den vorgelagerten Gebieten führen. In den Gebirgsregionen sind dies Destabilisierungsprozesse, wie häufigere Felssturzereignisse oder Mobilisierung größerer Lockersedimentvolumina durch Murgänge; in den vorgelagerten Gebieten z.B. ein verändertes Abflussregime von im Gebirge entspringenden Flüssen. In den letzten Jahren haben sich deshalb neue Forschungsansätze und -methoden herauskristallisiert, die sich vermehrt auf die zugrunde liegenden physikalischen Prozesse fokussieren, um aus den kurzen Beobachtungszeitreihen trotzdem belastbare Ansätze für die Prognose des zukünftigen Verhaltens des Permafrostes zu entwickeln (HARRIS et al. 2009). Dies beinhaltet auch, aber nicht ausschließlich, den Einsatz numerischer Modelle, die den Skalenübergang zwischen grob aufgelösten Klimamodellen und der kleinskaligen Topographie sowie dem heterogenen

Untergrund in physikalisch konsistenter Weise sicherstellen können (ETZELMÜLLER 2013, FIDDES et al. 2015, SCHERLER et al. 2013).

Permafrost im Gebirge - Formenschutz

Der Permafrost im Gebirge zeichnet sich durch seine hohe räumliche und zeitliche Variabilität aus. Dies wird auch durch eine Vielzahl sehr unterschiedlicher und charakteristischer Oberflächenformen deutlich – die bekanntesten sind hierbei sicher die Blockgletscher (Abb. 3.4-1c) und eishaltige Moränen, aber auch Schutthalden (Abb. 3.4-1b), die aufgrund ihres speziellen Mikroklimas sogar in sehr niedrigen Höhenlagen Permafrostbedingungen konservieren können. Die weitaus häufigsten Permafrostformen sind jedoch Felswände, -gipfel und -hänge, die aufgrund ihrer geringen Porosität zwar nur einen kleinen Eisgehalt haben, aber bei langfristigen Auftauen aufgrund abnehmender Stabilität ein erhöhtes Gefahrenpotential für Felsstürze besitzen (GRUBER & HAEBERLI 2007). Die verschiedenen Formen unterscheiden sich neben den erwähnten Kenngrößen Porosität, Eisgehalt und Oberflächencharakteristik durch eine Vielzahl weiterer Faktoren, was eine regionale Modellierung der Permafrostentwicklung erschwert (SCHERLER et al. 2013).

Während bei Permafrostvorkommen mit geringem Eisgehalt auch bei starkem Auftauen keine Veränderung ihrer Oberfläche sichtbar wird, können eisreiche Permafrostvorkommen in Gebirgsregionen, insbesondere Blockgletscher, eine starke Bewegungsdynamik zeigen, die bei saisonaler oder interannueller Erwär-

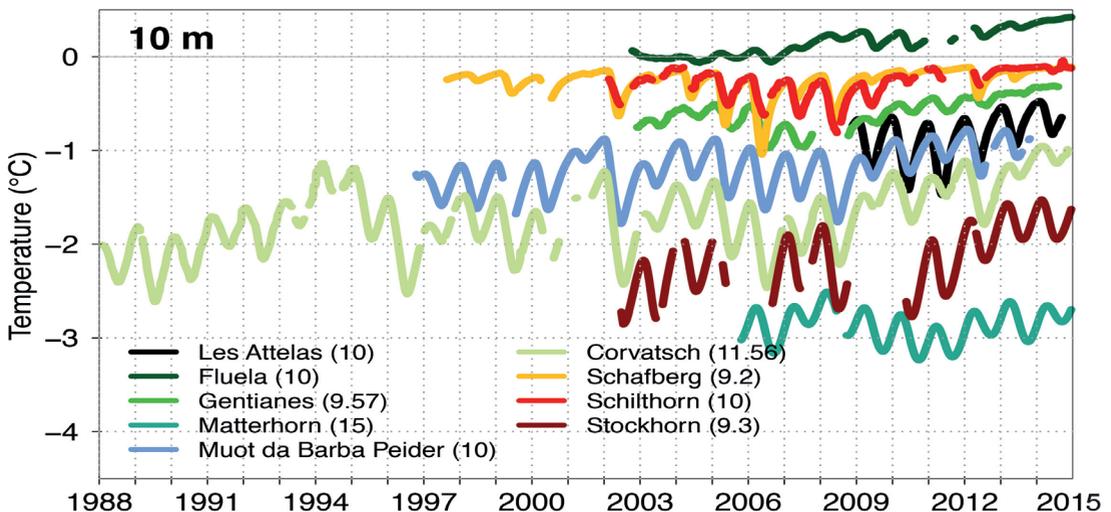


Abb. 3.4-2: Temperaturverlauf in ca. 10 m Tiefe in den Bohrlochern an den Standorten des Schweizer Permafrost-Netzwerkes PERMOS zwischen Oktober 1987 und Dezember 2013 (PERMOS 2015). Die exakte Messstiefe in Metern ist für jeden Standort in der Klammer angegeben.

mung auch zu einer Beschleunigung der eisdurchsetzten Fels- und Schuttmassen führen kann (DELA-LOYE et al. 2010). Grundsätzlich können aber aufgrund des Terrains alle Permafrostformen in Gebirgsregionen zu besonderen Gefahrensituationen führen, wenn z.B. an steilen Hängen aufgrund des Auftauens Fels- und Lockergesteinsmassen in Bewegung geraten.

Verbreitung in den Verschiedenen Gebirgsregionen

Permafrost tritt in vielen Gebirgsregionen der Nord- und Südhemisphäre auf, wie zum Beispiel dem Himalaya, dem Tien Shan, den Anden, den Rocky Mountains, den Europäischen und Neuseeländischen Alpen, den Gebirgen Skandinaviens, Alaskas, Kanadas und Russlands, in Spitzbergen (Svalbard), der Antarktis sowie auf den der Antarktischen Halbinsel vorgelagerten Inseln. Hierbei bestimmen jeweils die regionalen klimatischen Bedingungen und die Höhe sowie – auf der lokalen Skala – die Energiebilanz die regionalen Verbreitungsmuster. Da für Gebirgsregionen meist nicht genügend Messdaten (Bohrlochtemperaturen, aber auch Daten bezüglich des Untergrundmaterials, Schneedecke und Strahlungsbilanz) vorliegen, werden häufig einfache Modellansätze verwendet, um die globale und regionale Permafrostverbreitung abzuschätzen (z.B. BOECKLI et al. 2012). Als ein relativ verlässlicher Indikator für Permafrost wird häufig die mittlere jährliche Lufttemperatur (mean annual air temperature, MAAT) verwendet (HAEBERLI et al. 2010, GRUBER 2012). MAAT-Werte unter $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ gelten hierbei als Indikatoren für ein signifikantes Auftreten von Permafrost, vereinzelte Vorkommen sind bei Temperaturen bis $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ möglich (z.B. in Verbindung mit grobblockigem Material an der Oberfläche, dessen Lufteinschlüsse den Untergrund gut gegen die Erwärmung im Sommer isolieren).

Neben der MAAT basieren Permafrost-Verbreitungsmodelle zusätzlich auf statistischen Zusammenhängen zwischen der potentiellen kurzwelligen Einstrahlung (abhängig von leicht zu bestimmenden Faktoren wie Höhe und Exposition) und der Bodenart auf der einen Seite, und dem beobachteten Auftreten von Permafrost auf der anderen Seite (BOECKLI et al. 2012). Räumliche Variationen in der kurzwelligen Einstrahlung aufgrund von Hangexposition und Abschattung gehören zu den wichtigsten Ursachen für das heterogene Auftreten von Permafrost im Gebirge. Demnach kann die Permafrostuntergrenze auf südseitigen steilen Felsen in den Alpen bis zu 1.000 m höher als auf der Nordseite liegen (KRAUTBLATTER & HAUCK 2012). Für diese empirisch-statistischen Modelle werden häufig Blockgletscher als Kalibrierungs- und Validierungsdaten verwendet, da sie relativ leicht aus Fernerkundungsdaten extrahiert werden können.

Allerdings muss bei all den oben erwähnten Ansätzen beachtet werden, dass Validierungsdaten in den meisten Regionen fehlen, und dass die lokalen Verhältnisse von den verwendeten statistischen Zusammenhängen stark abweichen können. Insbesondere können die zeitlich sehr variablen thermischen Eigenschaften des Untergrundes sowie der Isolationseffekt der Schneedecke zu großen und räumlich variablen Differenzen zwischen Luft- und Untergrundtemperatur führen (GUBLER et al. 2011). Verbreitungsmodelle können also nur als erste grobe Indikatoren für die reale Permafrostverbreitung im Gebirge verwendet werden.

Monitoringstrategien

Da Permafrost thermisch definiert ist (s. KUTZBACH et al. Kap. 3.3 in diesem Band) und, abgesehen von speziellen Formen wie Blockgletschern, von der Oberfläche aus nicht sichtbar ist, wurden in den letzten Jahren eine Reihe von direkten und indirekten Methoden entwickelt, mit denen Permafrostvorkommen detektiert und über lange Zeiträume beobachtet werden können. Im Gegensatz zu Permafrostvorkommen in der Arktis, bei welchen man aufgrund des aufliegenden organischen Materials leicht mithilfe einfacher Stangen die Tiefe der Auftauschicht bestimmen kann, sind aufwendige Bohrungen in Gebirgsregionen die einzige direkte Detektionsmethode, um Permafrost nachzuweisen oder die Tiefe der Auftauschicht durch kontinuierliche Temperaturmessungen in den Bohrlöchern zu bestimmen.

Aufgrund des erschwerten Zugangs und des oft steilen Terrains sind Bohrungen im Hochgebirge schwierig durchzuführen und mit hohen Kosten verbunden. Messnetze von Bohrlöchern im Gebirgspermafrost gibt es zur Zeit nur in den Europäischen Alpen (Deutschland, Frankreich, Italien, Österreich und Schweiz, CREMONESE et al. 2011), wie z.B. dem seit dem Jahr 2000 operationellen Schweizer Permafrostbeobachtungsnetzwerk PERMOS (PERMOS 2013). Zusätzliche Netzwerke in Gebirgsregionen gibt es in Norwegen und Svalbard (CHRISTIANSEN et al. 2010). In den deutschen Alpen wird Permafrost seit 2007 an der Zugspitze operationell beobachtet (ESCHER-VETTER et al. 2013, KRAUTBLATTER & HAUCK 2012). Zusätzlich zu diesen Temperaturmessungen in Bohrlöchern (bis zu 100 m Tiefe) wird an den meisten Standorten sowie in Felswänden die räumliche und zeitliche Variabilität der Oberflächentemperatur (ground surface temperature, GST) gemessen, um einerseits die räumliche Verbreitung des Permafrosts in der Nähe der Bohrlöcher abzuschätzen sowie Eingangsdaten der oberen thermischen Randbedingung für Permafrostmodelle zu Verfügung zu stellen.

Neben diesem thermischen Monitoring (und dem Monitoring der relevanten meteorologischen Varia-

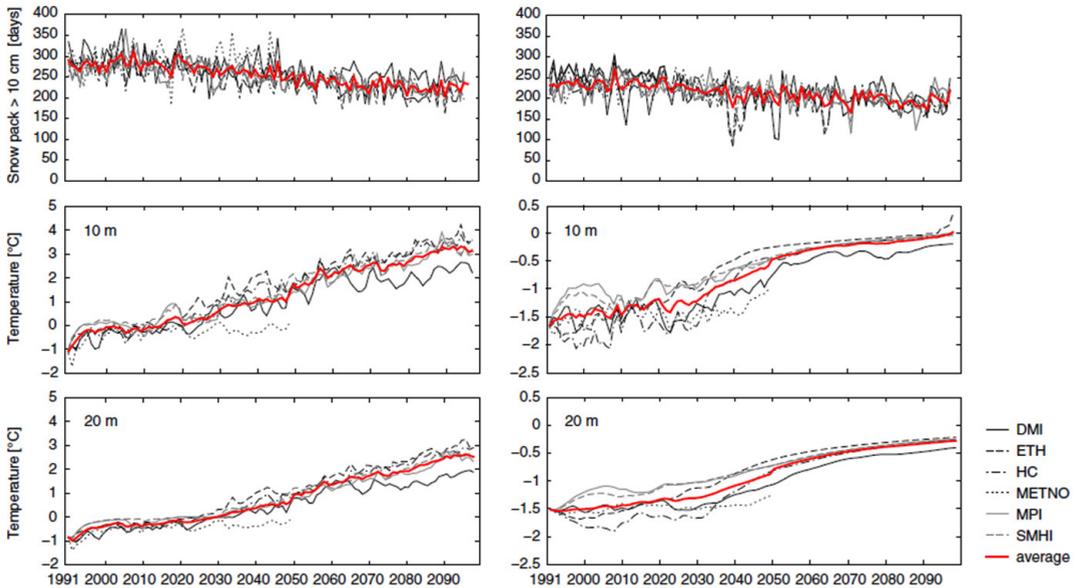


Abb. 3.4-3: (oben) Simulierte Entwicklung der jährlichen Schneebedeckung (Tage pro Jahr) sowie der Untergrundtemperatur in 10m (Mitte) und 20m (unten) Tiefe von 1991–2100 mit Hilfe des Bodenmodells COUP, angetrieben von 6 verschiedenen GCM/RCM Szenarien. **Links:** Schilthorn, Berner Oberland. **Rechts:** Blockgletscher Murtèl-Corvatsch, Oberengadin (aus SCHERLER et al. 2013).

blen wie Lufttemperatur, Strahlung und Schneedecke) werden in obigen Messnetzen meist auch kinematische (= Bewegungs-) sowie geophysikalische Messungen durchgeführt. Während erstere Informationen über mögliches Kriechen der eisgesättigten Permafrostkörper, Deformationen oder potentielle Steinschlagereignisse liefern (durch Satelliten-gestützte Radarverfahren, photogrammetrische Verfahren, terrestrisches Laserscanning oder wiederholte oder kontinuierlich messende GPS-Sensoren, siehe z.B. KENNER et al. 2014), werden geophysikalische Monitoringmethoden wie Geoelektrik oder Refraktionsseismik dazu verwendet, den Eisgehalt des Untergrundes und dessen räumliche und zeitliche Variabilität zu bestimmen (HILBICH et al. 2008, HAUCK et al. 2011). Obwohl die meisten Messreihen im Permafrost der Gebirgsregionen erst etwa 15 Jahre alt sind, wurde mit den obigen Methoden bereits ein variables aber konsistentes Auftauen (Bohrlochtemperaturen), Eisschmelze (Geophysik) und Zunahme der Kriechgeschwindigkeiten an vielen Standorten der europäischen Alpen und Skandinaviens nachgewiesen (PERMOS 2013, HILBICH et al. 2008, DELALOYE et al. 2010, ISAKSEN et al. 2011). Schliesslich kann auch die Langzeitbeobachtung von Felssturzereignissen zu einer Verbesserung des Verständnisses der Zusammenhänge zwischen Permafrostdegradation und Felsinstabilitäten führen. Erste Inventare wurden ebenfalls seit den ausgehenden 1980er Jahren in den europäischen Alpen begonnen (HAEBERLI et al. 2010).

Auswirkungen des Klimawandels auf den Permafrost im Hochgebirge

Der beobachtete Klimawandel in den meisten Gebirgsregionen der Erde zeigt eine überdurchschnittliche Erwärmung im Vergleich zum globalen Trend. So war z.B. der Temperaturanstieg in den europäischen Alpen vom Ende des 19. Jahrhunderts bis zum Ende des 20. Jahrhunderts fast doppelt so hoch wie im Nordhemisphärischen Mittel, er betrug ca. 0,5 °C pro Dekade seit 1980 und dies vergleichsweise homogen über dem gesamten Alpenraum (GOBIET et al. 2014). Wie HUSS Kap. 4.12 in diesem Band erläutert, führte dies zu einem markanten Eisschwund der meisten Gebirgsgletscher, und eine ähnliche Entwicklung wird für den Permafrost vermutet. Allerdings ist die längste Permafrosttemperaturreihe aus einer Gebirgsregion erst knapp 25 Jahre alt, und die meisten zusätzlichen Temperaturreihen begannen nicht vor 1999 (Abb. 3.4-2). Trotzdem lässt sich anhand der vorhandenen Daten sehen, dass die Reaktion der Permafrosttemperaturen nicht überall so gleichförmig ausfällt, wie das für die meisten Gletscher zu beobachten ist. Neben der bereits erläuterten hohen Variabilität der Permafrostformen und -substrate liegen die Hauptgründe hierfür in der Modulation des Erwärmungssignals durch den zeitlich sehr variablen Effekt der isolierenden Schneedecke (sowohl saisonal als auch interannuell) sowie im Phasenwechsel zwischen Eis und flüssigem Wasser, bei dem die Temperaturen über längere Zeit am Schmelzpunkt liegen, ohne weitere Erwärmungstendenzen zu zeigen.

Um eine Abschätzung der zukünftigen Entwicklung der Permafrostvorkommen in Gebirgsregionen zu erhalten, werden numerische Untergrundmodelle verwendet, in denen die dominanten Prozesse an der Oberfläche und im Permafrost simuliert werden (siehe z.B. FIDDES et al. 2015, SCHERLER et al. 2013, HIPP et al. 2012). Da es an der Oberfläche zu ständigen Veränderungen der Energiebilanz und damit des Wärmeflusses in den Untergrund kommt, müssen solche Modelle über einen längeren Zeitraum hinweg standortspezifisch kalibriert werden und mit vorhandenen Messdaten des Untergrundes verglichen werden. Szenarien aus globalen und regionalen Klimamodellsimulationen dienen hierbei als Antrieb des Permafrostmodells für Langfristsimulationen bis in das Jahr 2100. Die Ergebnisse solcher Simulationen zeigen für Standorte in den Alpen und Skandinavien einen Anstieg der Permafrosttemperaturen und insbesondere eine Vertiefung der Auftauschicht, die an vielen Standorten zu irreversibler Degradation bereits in der Mitte des laufenden Jahrhunderts führen würde (Abb. 3.4-3, siehe auch HIPP et al. 2012, ETZELMÜLLER et al. 2011 für Ergebnisse aus Norwegen und Svalbard). Hierbei zeigt sich, dass der dominante Effekt des prognostizierten Temperaturanstiegs in den kommenden Jahrzehnten einen unter Umständen dämpfenden Effekt durch veränderte Niederschlagsmuster und geringere Schneehöhen (und damit verbundener reduzierter Isolation des Untergrundes im Winter) deutlich übertrifft, was auch durch explizite Sensitivitätsstudien gezeigt werden konnte (MARBY et al. 2013). Für die lokale Permafrostentwicklung können jedoch auch weitere Faktoren eine Rolle spielen wie z.B. die dreidimensionale Topographie der Oberflächenformen, der Wärmeaustausch durch Wasserflüsse zwischen Schneedecke und Permafrostkörper und Jahrzehnte andauernde thermische Anpassungseffekte durch die Veränderung von Schnee- und Gletscherflächen (z.B. HARRIS et al. 2009).

Potentielle Auswirkungen einer solchen Permafrostdegradation im Hochgebirge können durch eine Destabilisierung von Hängen eintreten, z.B. in Form von häufigeren und größeren Bewegungen von Felsmassen und Lockermassen wie Steinschlag, Felsstürze, Bergstürze sowie Schuttlawinen (Muren/Murgänge). 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). Die meisten der dabei involvierten (hydro-)geomechanischen Prozesse im Permafrost sind bislang jedoch noch nicht ausreichend untersucht, so dass Prognosen über das Ausmaß einer potentiellen Zunahme solcher Permafrost-induzierter Naturgefahren für die Zukunft schwierig bleiben.

Eine Erwärmung des Permafrostes kann aber auch zu vermehrten Degradationserscheinungen an der Oberfläche führen, die zu Schäden bei Anlagen und Gebäuden im Permafrost führen können (HARRIS et al. 2009, HAEBERLI et al. 2010). Eine Zunahme dieser Schäden in der Zukunft gilt als wahrscheinlich, insbesondere auch, da sich die menschlichen Aktivitäten in die Permafrostregionen des Hochgebirges ausdehnen und somit die Vulnerabilität ansteigt.

Schlussfolgerungen und aktuelle Forschungsfragen

Permafrost in Gebirgsregionen ist charakterisiert durch eine große Heterogenität sowie große interannuelle Schwankungen aufgrund des dominierenden Einflusses der Topographie (potentielle Einstrahlung), des Substrates (Eisgehalt und thermisches Regime) sowie der Schneedecke (Isolation). Er wird zudem beeinflusst von einer Reihe verschiedener Prozesse an der Oberfläche (komplette Energiebilanz) sowie im Untergrund (z.B. Wärmeleitung, latente Wärmeprozesse aufgrund von Gefrieren/Tauen, Advektion von Luft/Wasser, Konvektion von Luft/Wasser, Strahlungsübertragung in der grobblockigen Schicht etc). Dieser Komplexität der Oberflächen- und Untergrundcharakteristika muss Rechnung getragen werden bei einer Analyse der aktuellen Permafrostverbreitung und ihrer zukünftigen Entwicklung sowie der potentiellen Auswirkungen einer Permafrostdegradation aufgrund des aktuellen Klimawandels. Hierbei stehen nicht nur die potentiell instabilen Hänge und die daraus resultierenden Schäden im Vordergrund, sondern auch die Auswirkungen des schmelzenden Permafrostes auf die Hydrologie und speziell die Wasserverfügbarkeit.

Trotz (oder wegen) dieser großen Heterogenität sind die meisten vorhandenen Studien über den Permafrost in Gebirgsregionen auf die lokalen Verhältnisse des Beobachtungsstandortes fokussiert. Ebenso überwiegen die Standort-spezifischen Modellstudien, die häufig dem Prozessverständnis dienen. Da außerdem die meisten Beobachtungszeitreihen deutlich kürzer als 30 Jahre sind, ist eine vertiefte Analyse der Auswirkungen des Klimawandels auf den Permafrost der Gebirgsregionen noch nicht möglich. Auf der anderen Seite hat das vergangene Jahrzehnt eine Vielzahl an innovativen und einfach anwendbaren Monitoring- und Modellieretechniken hervorgebracht, mit deren Hilfe die Datenverfügbarkeit und die regionale Analyse der zukünftigen Permafrostentwicklung durch Simulationen deutlich verbessert werden kann.

Die Erforschung des Permafrostes in Gebirgsregionen ist wissenschaftlich noch ein sehr junges Feld, was in starkem Kontrast steht zu den potentiellen Gefahren, die aufgrund eines auftauenden Permafrostes in diesen

Regionen in den kommenden Jahren und Jahrzehnten auftreten können. Verstärkte koordinierte und vernetzte internationale Anstrengungen in den oben genannten Forschungs- und Monitoringbereichen sind deswegen für die kommenden Jahre wünschenswert.

Literatur

- BOECKLI, L., BRENNING, A., GRUBER S. & J. NOETZLI (2012): A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere*, 6(1), 125-140.
- CHRISTIANSEN, H., ETZELMÜLLER, B., ISAKSEN, K., JULIUSSEN, H., FARBRÖT, H., HUMLUM, O., JOHANSSON, M., INGEMAN-NIELSEN, T., KRISTENSEN, L., HJORT, J., HOLMLUND, P., SANNEL, A., SIGSGAARD, C., AKERMAN, H., FOGED, N., BLIKRA, L. H., PERNOSKY, M. & R. ØDEGAARD (2010): The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007-2009. *Permafrost and Periglacial Processes*. 21: 156-181.
- CREMONESE, E., GRUBER, S., PHILLIPS, M., POGLIOTTI, P., BOECKLI, L., NOETZLI, J., SUTER, C., BODIN, X., CREPAZ, A., KELLERER-PIRKLBAUER, A., LANG, K., LETEY, S., MAIR, V., MORRA DI CELLA, U., RAVANEL, L., SCAPOZZA, C., SEPI, R. & A. ZISCHG (2011): Brief Communication: An inventory of permafrost evidence for the European Alps, *The Cryosphere*, 5, 651-657, doi:10.5194/tc-5-651-2011.
- DELALOYE, R., LAMBIEL, C., & I. GÄRTNER-ROER (2010): Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. *Geogr. Helv.*, 65, 135-145.
- ESCHER-VETTER, H., HAGG, W. & A. VON POSCHINGER (2013): Gletscher und Permafrost. In: Die deutschen Klimabeobachtungssysteme. Inventarbericht zum Global Climate Observing System (GCOS). Selbstverlag, DWD, Offenbach a.M., 72-73.
- ETZELMÜLLER, B. (2013): Recent advances in mountain permafrost research. *Permafrost & Periglacial Processes*, 24(2), 99-107.
- ETZELMÜLLER, B., SCHULER, T. V., ISAKSEN, K., CHRISTIANSEN, H. H., FARBRÖT, H. & R. BENESTAD (2011): Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*, 5(1), 67-79.
- FIDDES, J., ENDRIZZI, S. & S. GRUBER (2015): Large-area land surface simulations in heterogeneous terrain driven by global data sets: application to mountain permafrost. *The Cryosphere*, 9(1), 411-426.
- GOBIET A., KOTLARSKI S., BENISTON M., STOFFEL M., HEINRICH G. & J. RAJCZAK (2014): 21st Century Climate Change in the European Alps - A Review. *Science of the Total Environment* 493: 1138-1151.
- GRUBER, S. (2012): Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere* 6(1), 221.
- GRUBER, S. & W. HAEBERLI (2007): Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 112(F2).
- GRUBER, S. & W. HAEBERLI (2009): Mountain permafrost. In *Permafrost Soils* (pp. 33-44). Springer Berlin Heidelberg.
- GUBLER, S., FIDDES, J., KELLER, M. & S. GRUBER (2011): Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain. *The Cryosphere*, 5(2), 431-443.
- GUDE, M., DIETRICH, S., MÄUSBACHER, R., HAUCK, C., MOLENDI, R., RUZICKA, V. & M. ZACHARDA (2003): Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. In *Proceedings 8th International Conference on Permafrost*, Zürich, Vol. 1, 331-336.
- HAEBERLI, W. (2005): Investigating glacier-permafrost relationships in high-mountain area: historical background, selected examples and research needs.- In: Harris, C. & J. B. Murton (eds.), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society Special Publication, London: 29-37.
- HAEBERLI, W., NOETZLI, J., ARENSON, L., DELALOYE, R., GÄRTNER-ROER, I., GRUBER, S., ISAKSEN, K., KNEISEL, C., KRAUTBLATTER, M. & M. PHILLIPS (2010): Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043-1058.
- HARRIS, C., L. ARENSON, H. CHRISTIANSEN, B. ETZELMÜLLER, R. FRAUENFELDER, S. GRUBER, W. HAEBERLI, C. HAUCK, M. HOELZLE, O. HUMLUM, K. ISAKSEN, A. KÄÄB, M. KERN-LÜTSCHG, M. LEHNING, N. MATSUOKA, J. MURTON, J. NÖTZLI, M. PHILLIPS, N. ROSS, M. SEPPÄLÄ, S. SPRINGMAN & D. VONDER MÜHLL (2009): Permafrost and climate in Europe: monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth Science Reviews* 92 (3-4), 117-171.
- HAUCK, C., BÖTTCHER, M. & H. MAURER (2011): A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere*, 5, 453-468.
- HILBICH, C., HAUCK, C., HOELZLE, M., SCHERLER, M., SCHUDEL, L., VÖLKSCH, I., VONDER MÜHLL, D. & R. MÄUSBACHER (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.*, 113, F01S90, doi:10.1029/2007JF000799.
- HIPP, T., ETZELMÜLLER, B., FARBRÖT, H., SCHULER, T. V. & S. WESTERMANN (2012): Modelling borehole temperatures in Southern Norway—insights into permafrost dynamics during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*, 6(3), 553-571.
- ISAKSEN, K., ØDEGÅRD, R. S., ETZELMÜLLER, B., HILBICH, C., HAUCK, C., FARBRÖT, H., EIKEN, T., HYGEN, H. O. & T. HIPP (2011): Degrading Mountain Permafrost in Southern Norway: Spatial and Temporal Variability of Mean Ground Temperatures, 1999–2009. *Permafrost and Periglacial Processes* 22(4), 361-377.
- KENNER, R., BÜHLER, Y., DELALOYE, R., GINZLER, C. & M. PHILLIPS (2014): Monitoring of high alpine mass movements combining laser scanning with digital airborne photogrammetry. *Geomorphology* 206: 492-504.
- KRAUTBLATTER, M. & C. HAUCK (2012): Neue Forschungsansätze zur räumlichen und zeitlichen Dynamik des Gebirgspermafrosts und dessen Naturgefahrenpotentials. *Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research & German Society of Polar Research*, 81 (1), pp. 57-68, ISSN: 00322490. hdl:10013/epic.39229.
- MARMY, A., SALZMANN, N., SCHERLER, M. & C. HAUCK (2013): Permafrost model sensitivity to seasonal climatic changes and extreme events in mountainous regions. *Environ. Res. Lett.* 8, 035048, doi:10.1088/1748-9326/8/3/035048.
- PERMOS (2013): Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010. Noetzi, J. (ed.), *Glaciological Report (Permafrost) No. 10/11 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, 80 pp.
- PERMOS (2015): *Schnee, Gletscher und Permafrost 2013/2014*, Die Alpen/Les Alpes, 7/2015.
- SCHERLER, M., HAUCK, C., HOELZLE, M. & N. SALZMANN (2013): Modeled sensitivity of two alpine permafrost sites to RCM-based climate scenarios. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118, 780–794, doi:10.1002/jgrf.20069.
- SCHIRRMMEISTER, L. & H. HUBBERTEN (2014): Permafrost – Ein weit verbreitetes Klimaphänomen der Arktis und Subarktis. In: Lozán, J.L., H.Grassl, D.Notz & D.Piepenburg (2014): *WARNSIGNAL KLIMA: Die Polarregionen*. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg. 376 Seiten. ISBN: 978-39809668-63.

Kontakt:

Prof. Dr. Christian Hauck
Department of Geosciences
University of Fribourg, Schweiz
christian.hauck@unifr.ch

Hauck, Chr. (2015): *Bedeutende Permafrostgebiete in den Gebirgen*. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Das Eis der Erde*. pp. 87-93. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de. doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.13