

Alpiner Permafrost – ein Überblick

von Jeannette Nötzli und Stephan Gruber

Keywords: Permafrost, Klimaänderung, Blockgletscher, Naturgefahren

Permafrost ist ein in hohen Gebirgen wie den Alpen sehr weit verbreitetes Phänomen: in der Schweiz enthalten ca. 5% der Landesfläche wahrscheinlich Permafrost, was etwa dem Doppelten der vergletscherten Fläche entspricht.

In den Medien wird über Permafrost meist im Zusammenhang mit dessen Erwärmung infolge der Klimaänderung und den möglichen Folgen wie vermehrte Felssturz- und Murgangereignisse berichtet. Seine Bedeutung geht aber weit darüber hinaus: Er beeinflusst die Geomorphologie im Hochgebirge außerdem braucht es spezielle Anpassungen, wenn auf permafrosthaltigem Grund gebaut werden soll oder aus den Permafrosttemperaturen können Informationen über die Lufttemperaturen des letzten Jahrhunderts abgeleitet werden.

All dies macht Permafrost zu einem äusserst vielseitigen und interessanten Themengebiet, in dem erst seit relativ kurzer Zeit intensiv geforscht wird. In diesem Artikel soll ein etwas vertiefter Einblick in dieses Hochgebirgsphänomen gegeben werden.

1 Einführung

In den Medien wird über Permafrost meist im Zusammenhang mit Naturgefahren als Reaktion auf die globale Klimaveränderung berichtet. Die ausserordentliche Felssturzaktivität im Hitzesommer 2003 zum Beispiel hat dazu geführt, dass das Thema Permafrost und Naturgefahren auf Titelseiten grosser Zeitungen sowie in Nachrichtensendungen einem breiten Publikum kommuniziert wurde. Doch die Relevanz von Permafrost beschränkt sich nicht auf Naturgefahren: Er beeinflusst die Umwelt im Hochgebirge und enthält Informationen über das Klima vergangener Jahrzehnte. Eis im Untergrund verändert dessen geotechnischen Eigenschaften und damit sind viele praktische Probleme verbunden, die zum Beispiel den Bau und Unterhalt von Infrastruktur im Hochgebirge betreffen.

Trotz steigendem öffentlichen Interesse ist das Phänomen Gebirgs-Permafrost allgemein sehr wenig bekannt. Mit diesem Artikel möchten wir einen Einblick in dieses Themengebiet geben und helfen, einerseits

Medienberichte, andererseits aber auch die Natur selbst in Gebirgslandschaften besser verstehen und lesen zu lernen.

Permafrost ist unsichtbar

Permafrost (*permanenter Bodenfrost*) ist Untergrundmaterial wie Fels oder Schutt, dessen Temperatur während mindestens einem Jahr unter null Grad Celsius bleibt. Das bedeutet, dass Permafrost nur aufgrund der Bodentemperatur definiert ist und Eis zwar enthalten kann, aber nicht muss. Gletscher sind per Definition kein Permafrost. Permafrost liegt unter einer bis zu mehrere Meter mächtigen Auftauschicht, die im jahreszeitlichen Wechsel positive und negative Temperaturen aufweist. Aufgrund seiner Lage unter dieser Auftauschicht ist Permafrost an der Bodenoberfläche direkt weder sicht- noch messbar und existiert verborgen in Felswänden, ganzen Gipfelregionen oder Schutthalden (Abbildung 1). Die Verbreitung von Permafrost ist abhängig von einer Vielzahl von Faktoren, die in der komplexen Topographie von Gebirgen auf



Abb. 1: Modellierte Permafrostverbreitung im Gebiet Matterhorn-Zermatt (CH). Dunkelviolett ist das Gebiet mit wahrscheinlichem, hellviolett das mit möglichem Permafrost dargestellt. (S. Biegger und S. Gruber, Satellitenbilder: ESA/Eurimage®, CNES/Spotimage, swisstopo/NPOC. Höhenmodell: DEM25, 2003 swisstopo®)

sehr kleinem Raum stark variieren können. Aufgrund dieser beiden Eigenheiten (Unsichtbarkeit und hohe räumliche Variabilität) sind die Bestimmung seiner Existenz oder Absenz sowie das Feststellen von Veränderungen sehr schwierig und bedingen spezielle Methoden und Modelle.

Grundbegriffe

Die Existenz und Mächtigkeit von Permafrost wird durch den Wärmehaushalt von Bodenoberfläche und Untergrund bestimmt. An der Oberfläche bestimmt die Interaktion von Atmosphäre und Boden die Temperatur, die durch die Materialeigenschaften, den Was-

sergehalt, und den Wärmefluss aus dem Erdinneren im Untergrund mit zunehmender Tiefe verändert wird.

Saisonale Schwankungen der Oberflächentemperatur (Sommer/Winter) werden mit der Tiefe exponentiell abgeschwächt und sind tiefer als ca. 20 m unter der Oberfläche vernachlässigbar klein. Diese Tiefe wird *zero annual amplitude* (ZAA, Abbildung 2) genannt. Aufgrund dieser jährlichen Schwankungen taut im Sommer die oberste Bodenschicht, die Auftauschicht, auf. An deren Untergrenze, dem *Permafrostspiegel*, beginnt die Schicht mit ganzjährig negativen Temperaturen, der eigentliche *Permafrostkörper*. Die *Permafrost-*

mächtigkeit ist die Distanz zwischen dem *Permafrostspiegel* und der *Permafrostbasis*, der 0 °C-Isotherme in der Tiefe. Typische Permafrostmächtigkeiten in den Alpen betragen einige Dekameter in Schutthalden bis zu mehreren hundert Metern unter dem Fels der höchsten Gipfel. In den arktischen Gebieten von Alaska, Canada oder Sibirien kann die Permafrostmächtigkeit sogar weit über 1000 Meter betragen. Weltweit ist etwa ein Viertel der Landoberfläche im Permafrost gelegen (H. FRENCH 1996). In der Schweiz sind es ca. 5% (F. KELLER 1992), was fast der doppelten Fläche der Vergletscherung im Jahr 2000 (F. PAUL et al. 2003) entspricht.

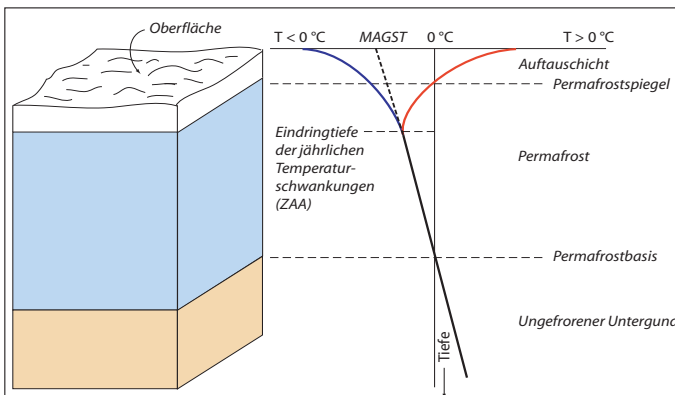


Abb. 2: Schematische Darstellung der wichtigsten Begriffe im Zusammenhang mit Permafrost sowie eines typischen Temperaturprofils. Die rote und blaue Kurve entsprechen den wärmsten Temperaturen im Sommer, respektive den kältesten im Winter. Mit MAGST wird die mittlere jährliche Oberflächentemperatur bezeichnet (mean annual ground surface temperature).

Reaktion auf Temperaturveränderungen

Als Reaktion auf eine erhöhte Oberflächentemperatur (hervorgerufen z.B. durch höhere Lufttemperaturen) nimmt als erstes und direktes Signal die Mächtigkeit der jährlichen Auftauschicht zu und verschiebt die Lage des Permafrostspiegels (vergleiche Abbildung 2). Zeitlich verzögert verändert sich das Temperaturprofil im Untergrund, bis die Permafrostbasis erreicht wird und sich schliesslich die Permafrostmächtigkeit den neuen Bedingungen anpasst und die Temperaturverhältnisse langsam ein neues Gleichgewicht erreichen (Abbildung 3). Der Permafrost-

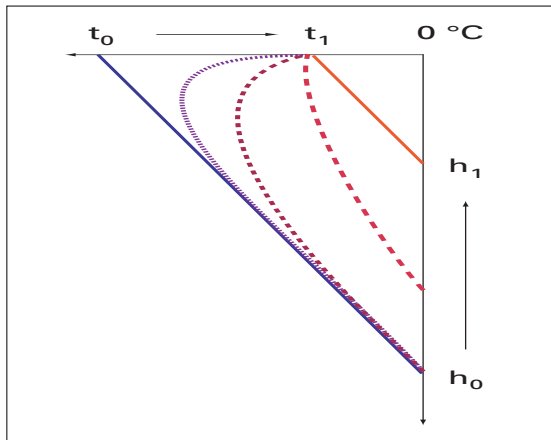


Abb. 3: Schematische Darstellung der Entwicklung eines Temperaturprofils im Permafrost als Folge einer schrittweisen Erhöhung der mittleren Oberflächentemperatur von t_0 nach t_1 (von blau nach rot). Die ursprüngliche Permafrostmächtigkeit h_0 und die neue Mächtigkeit h_1 nach vollständiger Anpassung an die neuen Temperaturverhältnisse entsprechen Gleichgewichtszuständen. Je nach Grösse der Temperaturerhöhung und Permafrostmächtigkeit dauert ein solcher Prozess Jahrzehnte bis Jahrhunderte.

körper ist dünner und wärmer geworden. Je tiefer die Veränderung in den Boden eindringt, desto grösser wird die zeitliche Verzögerung. Bis zum Erreichen eines neuen Gleichgewichts kann es je nach Permafrostmächtigkeit und Grösse der Veränderung Jahrzehnte bis Jahrhunderte dauern. Störungen im Wärmehaushalt des Permafrosts haben deshalb ausserordentlich langfristige Folgen.

Kurze Forschungsgeschichte

Bereits um 1900 wurden die Bahnlinien auf den Gornergrat (3089 m ü. M./Mattertal/Wallis) und die Bergstation auf dem Jungfrauoch (3454 m ü. M./Berne Oberland) teilweise im Permafrost gebaut und auch heute sind Kenntnisse über Permafrost bei deren Betreibern wichtig. In den 1950er Jahren traten überraschende und zunächst unverstandene Probleme mit eisübersättigtem Schutt beim Bau der Kraftwerksanlagen der Grande Dixence (2350 m ü. M./Val d'Hereance/Wallis) auf. Jedoch erst in den folgenden Jahrzehnten und mit der Erforschung von Blockgletschern (vergleiche Kapitel 2) begann sich das Wissen um die Existenz des Phänomens Permafrost schnell zu entwickeln. In den 1990er Jahren trugen unter anderem die Untersuchung der 1987er Murgänge in der Schweiz

zur Erkennung von Permafrost als potentiellm Faktor von Naturgefahren bei und mit Hilfe erster Computermodelle wurde die Ausdehnung von Permafrost in der Schweiz berechnet. Ein Teil des schweizerischen nationalen Forschungsprogramms 31 sowie das EU-Projekt PACE (Permafrost and Climate in Europe) untersuchten den Themenkomplex Klimawandel-Permafrost-Naturgefahren und etablierten neue Erkenntnisse, Mess- und Sondiermethoden. Die Permafrost-Forschung ist eine noch sehr junge, sich schnell entwickelnde Disziplin mit vielen offenen Fragen.

Im Gegensatz zu alpinem Permafrost wird arktischer Permafrost in den hohen Breitenlagen von Sibirien und der kanadischen Arktis/Alaska schon sehr lange untersucht. Durch die Ausdehnung von Infrastruktur (z.B. Verkehrswege, Rohstoffgewinnung oder Militäranlagen) in arktische Gebiete wurde die Permafrost-Forschung früh intensiv gefördert. Dieser Artikel befasst sich jedoch ausschliesslich mit alpinen oder Gebirgspermafrost, der sich in seinen Eigenschaften und typischen Phänomenen deutlich von arktischem Permafrost unterscheidet.

2 Verbreitung von alpinem Permafrost

Die wichtigsten Einflussfaktoren

An der Bodenoberfläche sind in erster Linie die *Lufttemperatur* und die direkt einfallende *Sonnenstrahlung* für die Bodentemperaturen entscheidend. Die Lufttemperatur ändert sich mit der Höhe, die Strahlung ist hauptsächlich abhängig von der Exposition und der Hangneigung. Damit wird die Permafrostverbreitung weitgehend durch die Topographie bestimmt und lässt sich relativ gut durch einfache, topographische Regeln beschreiben (siehe Faustregeln).

Zusätzlich hat die *Schneedecke* einen starken Einfluss auf die Temperaturen im Untergrund. Der Zeitpunkt des ersten grossen Schneefalls spielt eine entscheidende Rolle: Erfolgt er bereits Ende Sommer oder im Frühherbst, wirkt er isolierend gegen die Winterkälte und die Wärme bleibt im Boden gespeichert. Lässt der Schnee hingegen lange auf sich warten, kühlt der Boden im Herbst und Frühwinter stark aus. Weiter bedeutet eine grosse Schneemenge im Frühjahr ein spätes Ausapern, was die Zeit verkürzt, in der die sommerliche Wärme in den Boden gelan-

gen kann. Die Schneedecke hat damit je nach Zeitpunkt, Dauer und Mächtigkeit einen kühlenden oder wärmenden Effekt.

Auch die *Bodenart* beeinflusst die Temperaturen im Untergrund: z.B. leitet grobblockiges Oberflächenmaterial wegen der vielen Lufteinschlüsse die sommerliche Wärme schlecht in den Boden, ermöglicht im Winter aber eine effektive Kühlung des Untergrunds durch thermisch bedingten Luftaustausch zwischen den Blöcken. Diese Funktion eines thermischen Filters – kühlend im Sommer wie im Winter – begünstigt das Vorkommen von Permafrost.

Aufgrund der komplexen Topographie im Gebirge können diese Faktoren auf sehr kleinem Raum stark variieren und bedingen damit eine räumlich sehr heterogene Verteilung des Permafrostes. Dadurch ist es eine komplizierte Aufgabe, die Existenz oder Absenz von Permafrost an einem Ort – oder sogar flächenhaft – genau abzuschätzen.

Indikatoren – Anzeiger von Permafrost im Gelände

Permafrost an sich ist zwar an der Oberfläche unsichtbar, einige Phänomene im Hochgebirge sind jedoch eindeutige Anzeiger (Indikatoren) von Permafrost im Untergrund. Das Wissen um diese Indikatoren ermöglicht es, z.B. bei Wanderungen im Gebirge die Existenz von Permafrost wahrzunehmen. Aktive Blockgletscher, perennierende Schneeflecken sowie Hängegletscher und Eiswände sind sichere Anzeichen von Permafrost im Untergrund. Der Umkehrschluss ist allerdings nicht zulässig: Das Fehlen von Eiswänden, Hängegletschern und Blockgletschern ist kein sicheres Anzeichen für Untergrund ohne Permafrost.

Aktive Blockgletscher

Der Porenraum von Schutthalde im Permafrost kann Eis enthalten. Übersteigt das Eisvolumen jenes des Porenraums spricht man von Eisübersättigung. Damit ändern sich die geotechnischen Eigenschaften des Bodens: Die innere Reibung wird stark reduziert und als Folge davon verformen sich im steilen Gelände dauernd gefrorene und eisreiche Schutthalde unter dem Einfluss der Schwerkraft. Sie beginnen lang-



Abb. 4: Blockgletscher im Val Muragl, Oberengadin (CH). Schutthalde eines Blockgletschers sind Permafrost und fließen nur wenige Zentimeter pro Jahr talabwärts. Foto: R. Frauenfelder.

sam talwärts zu kriechen und nach langer Zeit entstehen Lavastrom-ähnliche Gebilde, die man Blockgletscher nennt (Abbildung 4). Aktive Blockgletscher sind die auffälligsten geomorphologischen Formen in Permafrostgebieten und ein typischer Bestandteil der Hochgebirgswelt. Sie sind meist einige hundert Meter lang, ihre Oberfläche ist mit grobem Schutt bedeckt und sie bewegen sich mit einer Geschwindigkeit von wenigen Zentimetern pro Jahr. Da diese Geschwindigkeiten zum Rand hin meist abnehmen, entstehen die an Lavaströme oder Honig erinnernden Fließmuster.

Perennierende Schneeflecken

An Stellen wie zum Beispiel am Fuss von Lawinhängen, an denen das ganze Jahr über Schnee liegt, kann die Bodentemperatur nicht über 0° C ansteigen. Damit sind ganz- oder mehrjährige (perennierende) Schneeflecken ebenfalls Indikatoren für Permafrost im Untergrund.

Eiswände und Hängegletscher

Eiswände und Hängegletscher sind – anders als Blockgletscher – kein Permafrost, sind aber weitere deutliche Indikatoren dafür (Abbildung 5). Wäre die Basis von Hängegletschern und Eiswänden nicht ständig unter dem Gefrierpunkt, wären sie in steilen Felswänden nicht stabil und würden somit nicht existieren. Untersuchungen zu diesen Phänomenen sind aber noch rar.



Abb. 5: Eiswände und Hängegletscher am Piz Roseg, Berninagruppe, Oberengadin (CH). Eiswände und Hängegletscher sind Anzeiger von Permafrost im Untergrund.
Foto: Ch. Rothenbühler.

Einfache Faustregeln

Da Indikatoren in vielen Gebieten mit Permafrost fehlen oder nur vereinzelt vorhanden sind, helfen einfache Regeln (vereinfacht nach W. HAEBERLI 1975), in den Alpen die Existenz von Permafrost abzuschätzen:

Generell muss bereits oberhalb der Waldgrenze mit Permafrost gerechnet werden. Es wird unterschieden zwischen diskontinuierlichem (nicht flächenhaftem) und kontinuierlichem (flächenhaftem) Permafrost. Mit den topographischen Faktoren Höhe und Exposition lässt sich die Permafrostverbreitung grob abschätzen: Aufgrund des massgebenden Einflusses der direkten Strahlung auf die Permafrostverbreitung tritt Permafrost in nordexponierten Hängen in tieferen Höhenlagen auf als an südexponierten Hängen. In NE-, N-, NW- und W-Lagen muss ab ca. 2400 m ü. M. mit diskontinuierlichem und ab 2600 m ü. M. mit kontinuierlichem Permafrost gerechnet werden. In den südlichen Lagen sind die entsprechenden Grenzen erst um 3000 m ü. M. anzutreffen.

In flachen Hangfusslagen können Lawinenablagerungen bis in den Hochsommer liegen bleiben. Dieser bodenabkühlende Effekt führt zu lokal tieferen Permafrostvorkommen als in Hanglagen entsprechender Meereshöhe. Tallagen und Mulden weisen erfahrungsgemäss grössere Schneehöhen auf als windexponierte Gipfellagen und Grate und sind deshalb generell wärmer. Grobblockiges Oberflächenmaterial hat einen

kühlenden Einfluss auf den Boden, im Gegensatz zu feinkörnigem Material oder Fels. In unbewachsenen Schuttgebieten ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost gross, im Gebiet der geschlossenen Rasen dagegen klein.

Wie misst man Permafrost?

Ein Nachweis und eine genaue Charakterisierung von Permafrost können nur direkt erfolgen und erfordern z.B. einen Aufschluss oder eine Bohrung. Bohrungen ermöglichen es, die Temperaturen im Untergrund direkt zu messen, sind allerdings sehr teuer und mit grossem Aufwand verbunden (Abbildung 6). Deshalb können nur an wenigen Standorten Bohrungen gemacht werden. Sie geben nur Auskunft über das nähere Messfeld und die Resultate können nur bedingt auf andere Gebiete übertragen werden. In den Schweizer Alpen gibt es ein Netz von ca. 30 Bohrlöchern, in welchen Temperaturen im Rahmen eines nationalen Permafrostmonitoring Programms (PERMOS, D. VONDER MÜHLL et al. 2004) gemessen werden.

Mit geophysikalischen Methoden wie Geoelektrik, Seismik oder Georadar kann die Struktur des Untergrundes untersucht werden. Da damit nicht direkt im Boden gemessen wird, nennt man diese Methoden indirekte Methoden. Sie basieren auf den unterschiedlichen Werten physikalischer Parameter für verschiedene Materialien im Untergrund, wie z.B. der



Abb. 6: Bohrung eines 100 m tiefen Bohrlochs nahe dem Stockhorn (CH, 3400 m ü. M.) oberhalb von Zermatt. Die Bohrung wurde 2000 im Rahmen des EU-Projekts PACE erstellt und seither werden darin kontinuierlich die Temperaturen des Untergrunds gemessen. Im Hintergrund sind der Grenzgletscher und der Lyskamm sichtbar.
Foto W. Haeberli.

spezifischen Dichte oder der elektrischen Leitfähigkeit und erlauben eine Lokalisierung von Permafrostkörpern (D. VONDER MÜHLL 1993, C. HAUCK 2001). Eine weitere solche indirekte und sehr häufig angewandte Methode ist die Messung der Bodenoberflächentemperatur (BTS, W. HAEBERLI 1973) unter einer ca. 1 m dicken Schneedecke in den Frühlingsmonaten. Im Winter wird durch eine dicke isolierende Schneedecke der Einfluss kurzfristiger Witterungsverhältnisse herausgefiltert und damit wird der Wärmefluss an der Bodenoberfläche im Frühling massgeblich durch die Temperaturverhältnisse im Untergrund bestimmt. Die Temperatur unter der Schneedecke ist zu dieser Zeit ein Indikator für die Temperaturverhältnisse im Untergrund. Die grosse Zahl der mit dieser (bei gutem Pulverschnee äusserst attraktiven) Methode gesammelten Feldmessungen hat entscheidend zur Entwicklung, Verbesserung und Zuverlässigkeit der rechnergestützten Simulationen und Modellierungen beigetragen (M. HOELZLE et al. 1993, M. HOELZLE & W. HAEBERLI 1995).

Rechnergestützte Modellierung

Eine flächenhafte Abschätzung der Permafrost-Verbreitung ist nur mit Hilfe von Computermodellen möglich. Die Umsetzung der oben beschriebenen Faustregeln in einem Geographischen Informationssystem (GIS) mit dem Programm PERMAKART erlaubte erstmals eine flächendeckende Abschätzung der Permafrostverbreitung in den Schweizer Alpen (F. KELLER 1994). Später kamen Modelle hinzu, die anstelle der Exposition und Höhe direkt die Lufttemperatur und Sonnenstrahlung berechneten (PERMAP, M. HOELZLE 1994).

Die neusten Ansätze basieren allerdings nicht mehr auf einzelnen Faktoren sondern berechnen aufgrund von meteorologischen Daten die Energiebilanz an der Oberfläche, mit deren Hilfe schliesslich die Temperaturen von Oberfläche und Untergrund bestimmt werden (C. STOCKER-MITTAZ 2002, S. GRUBER 2005). Die Prozesse des Wärmeaustausches zwischen Boden und Atmosphäre werden im Modell mathematisch formuliert und simuliert. Im Gegensatz zu den frühen Modellen, die auf empirischen Beobachtungen, Mes-

sungen und statistischen Beziehungen basieren und deren Gültigkeit sich meist auf ein Gebiet und die momentan herrschenden Bedingungen beschränkt, erlauben solche Modelle Extrapolationen in eine Zukunft mit veränderten Umweltbedingungen. Weiter ermöglichen sie auch eine Kopplung mit anderen Prozessmodellen, zum Beispiel Klimamodellen. Dies ist eine der grossen Herausforderungen der aktuellen Forschung und entscheidend für das Rechnen von Szenarien.

Extremstandorte in tiefen Lagen

Sehr lokal kann Permafrost auch weit unter 2000 m ü. M. vorkommen: In tief und schattig gelegenen Blockhalden kommt z.B. im Creux du Van im Schweizer Jura auf 1200 m ü. M. noch Permafrost vor. Höhlen im Karst können aufgrund besonderer Ventilationssysteme ganzjähriges Eis und damit Permafrost enthalten. Im Jura, den Alpen und dem kroatischen Velebit zum Beispiel kommen solche Eishöhlen in Lagen zwischen 1000 und 2000 m ü. M. vor.

Dreidimensionale Effekte im Hochgebirge

Die Hochgebirgstopographie hat einen grossen Einfluss auf die Permafrostverbreitung. Sie lässt nicht nur die Oberflächenbedingungen stark variieren, sondern verändert das Temperaturregime im Untergrund. So werden zum Beispiel die Temperaturen unter der Nordseite eines steilen Grates stark von der viel wärmeren Südseite beeinflusst (Abbildung 7). In solchen Lagen wird das Temperaturregime im Berg weitgehend durch die Topographie bestimmt: es besteht ein lateraler Wärmefluss von der Süd- zur Nordseite, der Einfluss der Wärme aus dem Erdinnern wird sehr klein. Die Isothermen (Linien gleicher Temperatur) sind nicht mehr horizontal wie dies in flachen Gebieten der Fall ist, sondern gekrümmt und stellenweise fast vertikal. Das bedeutet, dass Untergrundtemperaturen in einem Berg sich nicht in erster Linie mit der Tiefe, sondern vor allem mit der Position zwischen Nord- und Südseite verändern.

Für Untersuchungen der Permafrostverbreitung und Eigenschaften im Untergrund reicht es in alpinen Gebieten also nicht, nur die Energieflüsse an der Oberfläche zu kennen. Es ist oft essentiell, auch die dreidimensionalen Effekte im Gebirge in Betracht zu ziehen.

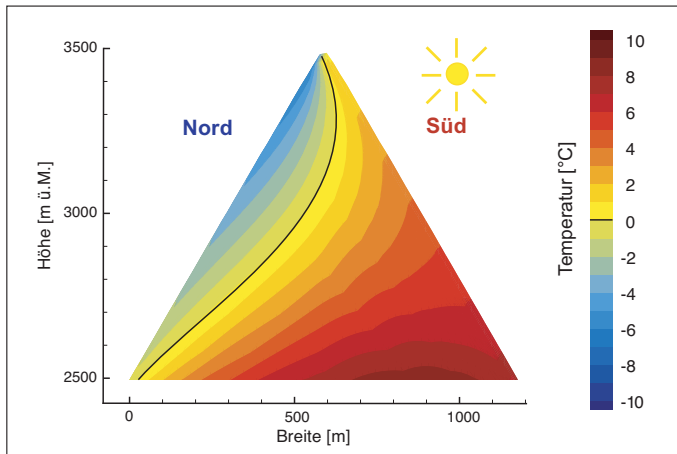


Abb. 7: Querschnittsansicht einer Modellierung der Temperaturverhältnisse im Untergrund eines von West nach Ost verlaufenden Grates. Die Temperaturen im Untergrund werden entscheidend durch die lateralen Wärme-flüsse von der warmen Süd- zur kälteren Nordseite geprägt.

Zum Beispiel die Anrisszonen von Felsstürzen müssen in diesem Kontext beurteilt werden. Der Felssturz am Hörnligrat des Matterhorns auf einer Höhe von ca. 3500 m ü. M. im Sommer 2003 ist ein Beispiel für eine solche Situation.

3 Relevanz von Permafrost

Permafrost ist rein thermisch definiert. Der Eisgehalt spielt allerdings für die meisten praktischen Probleme die entscheidende Rolle. Die geotechnischen und hydrologischen Verhältnisse werden durch Eis im Untergrund stark beeinflusst.

Geomorphologie

Die Geomorphologie im Hochgebirge wird stark von Permafrost geprägt. Die auffälligsten Formen sind dabei die in den Alpen weit verbreiteten Blockgletscher, Eiswände und Hängegletscher.

In extrem trockenen Gebieten, wie beispielsweise den Anden, kann im Sommer schmelzendes Bodeneis für die Wasserversorgung wichtig sein, ähnlich wie in den Alpen das Gletschereis. In vielen Gebieten Asiens spielt Permafrost für die Vegetation eine wichtige Rolle: Da das Wasser am undurchlässigen Permafrostspiegel gestaut wird und damit nicht versickern kann, wird ein angehobener Grundwasserspiegel ermöglicht und die Bodenfeuchtigkeit erhöht.

Bauwerke

Das Bauen auf dauernd gefrorenem Untergrund erfordert spezielle Techniken und ist meist teurer als auf permafrostfreiem Boden. Mögliche Probleme sind: Instabilität durch Auftauen des Bodens (z.B. aufgrund eines geheizten Bauwerks), Belastungen der Bauwerke durch Permafrostkriechen, Gefrieren von Wasser in Leitungen oder Änderung des Bodentemperaturregimes wegen lokal veränderter Schneeverhältnisse. Die meisten Probleme ergeben sich aus der Interaktion zwischen Permafrost und Infrastruktur, sie können allerdings durch Klimaänderung verstärkt werden. In den Alpen betrifft dies einen grossen Teil der Infrastruktur im Hochgebirge, wie zum Beispiel Seilbahnstationen, Berggasthäuser oder Lawinenverbauungen (Abbildung 8).

Naturgefahren

Permafrost hat eine stabilisierende Wirkung auf steile Hänge im Hochgebirge (W. HAEBERLI et al. 1997). Erwärmung oder Schmelze von Eis in Klüften von Felswänden kann zu vermehrter Felssturzaktivität führen (vergleiche Kapitel 4, Abbildung 9). Auch in steilen Schutthalden wird das Lockermaterial durch den Dauerfrost zusammengehalten und vor Erosion geschützt. Schmilzt das Eis, steht mehr erodierbares Material zur Verfügung, das in der Form von Murgängen ins Tal transportiert werden kann. Weiter ist auch die Stabilität von Hängegletschern u.a. abhängig von der Temperatur des darunter liegenden Permafrostes, denn diese sind nur stabil, wenn sie kalt und am Untergrund angefroren sind.

Klimageschichte

Da in alpinen Permafrostgebieten meist sowohl Vegetation als auch im Untergrund zirkulierendes Wasser minimal sind, ist die Temperatur im Untergrund durch die Temperaturgeschichte an der Oberfläche bestimmt. Deshalb beinhalten Temperaturprofile aus Bohrlochern im Permafrost wertvolle Informationen zur Klimageschichte. In einem Bohrloch von ca. 100 m Tiefe ist ein Klimasignal der vergangenen 50-80 Jahre enthalten. Die Beobachtung und Inversion von Tempera-



Abb. 8: Lawinenverbauungen bei Wisse Schijen oberhalb von Randa im Mättertal (CH). Die Deformation der Strukturen durch die Kriechbewegungen des Hanges sind deutlich sichtbar: ca. 1,5 m in 5 Jahren. Die Verbauungen wurden unterdessen entfernt und an anderer Stelle neu aufgestellt. Foto: Stefan Margreth (SLF).

turprofilen aus Bohrlöchern ist ein vielversprechendes, aber im Gebirge gleichzeitig äusserst schwieriges Unterfangen (K. ISAKSEN 2000, S. GRUBER et al. 2004).

4 Klimawandel und Permafrost

Erwärmung im 20. Jahrhundert

Im 20. Jahrhundert hat sich die mittlere Lufttemperatur um 0.6 ± 0.2 °C erwärmt, internationale Expertengremien prognostizieren eine weitere Erwärmung der Erdoberfläche von 2-5 °C bis zum Jahr 2100 (IPCC 2001). Auf Landgebieten und speziell in Gebirgen ist eine deutlich stärkere Erwärmung zu erwarten als dieser globale Mittelwert (M. BENISTON et al.

1997). Aller Wahrscheinlichkeit nach wird diese Erwärmung nicht uniform wirken, sondern stärkere und häufigere Extremwerte (wie den Hitzesommer 2003, C. SCHAER et al. 2003) hervorbringen und sich unterschiedlich auf Tag-/Nacht- sowie Sommer-/Winter-Temperaturen auswirken. Neben Temperaturen sind auch Niederschlagsmengen und deren räumlich-zeitliche Verteilung bzw. die Anteile von festem und flüssigem Niederschlag betroffen.

Gletscher reagieren äusserst sensitiv auf solche Klimaveränderungen. Die Analyse von multispektralen Satellitendaten für 930 Alpengletscher zeigte eine Reduktion der Gletscherfläche um 18% für die Periode 1985 bis 1999 (F. PAUL et al. 2004). Dies entspricht einer 7mal höheren Verlustrate als das Mittel 1850 bis 1973. Die Resultate deuten weiter auf einen noch schnelleren Gletscherschwund als bisher angenommen.

Während der Rückzug der Gletscher in den Alpen direkt sichtbar ist, bleiben die Änderungen in der Permafrostverbreitung dem Auge weitgehend verborgen. Auf der Basis von Messungen in tiefen Bohrlöchern im Rahmen des Europäischen Programms zur Permafrostbeobachtung PACE 21 wird eine Erwärmung des Permafrosts in Europa im letzten Jahrhundert um etwa 0.5 bis 0.8 °C geschätzt (C. HARRIS et al. 2003). Der Einfluss auf relativ warme und dünne Permafrostkörper ist dabei wahrscheinlich am grössten und damit sind Gebiete nahe der Untergrenze der Permafrostverbreitung am stärksten betroffen (W. HÄBERLI et al. 1999).

Beobachtung und Monitoring

Um die Veränderungen von Permafrost über längere Zeit zu beobachten, wurden verschiedene Projekte zur langfristigen, beobachtenden Messung (Monitoring) initiiert. So gibt es auf europäischer Ebene das bereits erwähnte Projekt PACE 21. Im Rahmen dieses Projekts wurden entlang eines Europäischen Transekts von Spitzbergen bis zur spanischen Sierra Nevada acht 100 m tiefe Bohrlöcher installiert, in welchen langfristig die Bodentemperaturen gemessen, dokumentiert und interpretiert werden. In den Alpen befinden sich 4 dieser 8 Bohrlöcher: beim Blockgletscher Corvatsch-Murtèl (2670 m ü. M.) im Unterengadin (CH), auf dem Schilthorn (2910 m ü. M.) im Berner Oberland

(CH), auf dem Stockhorn (3410 m ü. M.) im Mattertal (CH, Abbildung 6) und beim Stelviopass (2900 m ü. M.) im Veltlin (I).

Diese Bohrlöcher sind zusätzlich Teil des erst kürzlich aufgebauten Permafrost Monitoring Network Switzerland (PERMOS). Im Rahmen dessen werden 3 Komponenten systematisch beobachtet und dokumentiert: (1) ein Netzwerk von ca. 30 Bohrlöchern, (2) Messungen von Bodenoberflächentemperaturen und (3) Luftbilder, aus denen sich Änderungen der Oberflächen sichtbar werden und die zusätzlich photogrammetrisch ausgewertet werden können. Das Ziel dieses Projekts ist es, in der Schweiz die langfristige Reaktion von Permafrost auf den Klimawandel zu dokumentieren und verstehen zu können.

Stabilität von Felswänden

Felsstürze gehören zu den natürlichen geologischen Prozessen im Hochgebirge und eine Vielzahl von Faktoren wie zum Beispiel Lithologie, Schichtung oder Klüftung des Gesteins spielen entscheidende Rollen, damit es zu einem Ereignis kommt. Wegen der stabilisierenden Wirkung von eisgefüllten Klüften auf steile Felswände kann Permafrostdegradation zu einer Zunahme von Felsstürzen im entsprechenden Höhenbereich führen.

Resultate aus Experimenten und Simulationen weisen darauf hin, dass die Stabilität von eisgefüllten Klüften mit steigender Eis-/Festemperatur abnimmt und im Bereich von ca. -1.5 bis 0 °C ein Minimum erreicht (M. DAVIES et al. 2001). Dies dürfte primär darauf zurückzuführen sein, dass bei Temperaturen wenig unter dem Gefrierpunkt speziell reibungsarme Fels-/Eis-/Wassergemische entstehen können. Die meisten Instabilitäten werden deshalb im Bereich von warmem Permafrost erwartet und dies wurde auch durch Untersuchungen von Felstemperaturen von verschiedenen Anrisszonen im Permafrost bestätigt (J. NOETZLI et al. 2003).

Spricht man vom Einfluss der Permafrostdegradation auf steile Felswände, muss man zwischen den Folgen einer langfristigen Erhöhung der Lufttemperatur, wie sie sich in den letzten ca. 150 Jahren einstellte und für die Zukunft in beschleunigter Weise prognostiziert wird, und den Effekten von kurzfristigen, saisonalen

Temperaturschwankungen unterscheiden. Wie oben erläutert spielt sich die thermische Reaktion von Permafrost auf die Erwärmung der Atmosphäre in verschiedenen Skalen- und Zeitbereichen ab. Diese wiederum widerspiegeln Zeitpunkt und Grösse eines möglichen Sturzereignisses. Da steile Felswände keine Schuttbedeckung und im Winter keine wesentliche Schneedecke haben, sind sie an der Oberfläche direkt mit der Atmosphäre gekoppelt. Ihre Reaktion auf veränderte Temperaturbedingungen – zum Beispiel auf eine Hitzewelle wie sie 2003 in Europa herrschte – erfolgt fast unverzüglich (S. GRUBER 2004). Es gelangt neues Felsvolumen in einen kritischen Temperaturbereich was zu Instabilitäten führen kann. Die aussergewöhnliche Felssturz-Aktivität des Sommers 2003 bestätigt dies: dokumentiert sind im Wesentlichen oberflächennahe Abstürze von vergrösserten Permafrost-Auftauschichten.

Längerfristige Temperaturänderungen können allerdings zu stark verzögerten und tiefgreifenden Instabilitäten führen. Die Fels-/Eislawine in der Brenva-Flanke des Mont Blanc von 1997 aus einer Höhe von über 3700 m ü. M. (P. DELINE 2001) oder der grosse Felssturz von der Punta Thurwieser (3600 m ü. M.) im Veltlin im Herbst 2004 werden beispielsweise im Zusammenhang mit einer langfristig-tiefgreifenden Veränderung der thermischen Bedingungen gesehen.



Abb. 9: Ein Beispiel eines Felssturzes im heissen Sommer 2003, als im Alpenraum ausserordentlich viele Felsstürze aus den Höhenlagen des Permafrosts beobachtet wurden. Dieser Felssturz ereignete sich am 2. August am Mont Velan im Wallis (CH). Foto D. Kaufmann.

Felsstürze, die im Zusammenhang mit Permafrost stehen, ereignen sich in erster Linie in Gebieten über 3000 m ü. M. und betreffen zum Beispiel alpine Wege oder Hochgebirgsinfrastruktur. Täler und Dörfer werden nur von weitreichenden Grossereignissen erreicht. Durch eine Änderung der Temperaturverhältnisse können sich die Häufigkeit und die Grösse von solchen Instabilitäten verändern. Solche Ereignisse können damit auch in historisch als sicher bekannten Räumen auftreten, da die derzeitige atmosphärische Erwärmung historische Werte zu überschreiten beginnt. Da die gängigen Methoden zur Gefahrenbeurteilung vorwiegend auf Erfahrungswerten und statistischen Beziehungen beruhen, ist die Abschätzung zukünftiger Entwicklungen deshalb eine grosse Herausforderung für die Wissenschaft.

5 Schluss

Permafrost ist ein faszinierendes und in den Alpen wichtiges und weit verbreitetes Phänomen. Er ist zwar an der Oberfläche unsichtbar, sein Vorkommen kann aber anhand von einfachen Indikatoren oder Faustregeln abgeschätzt werden. Für eine detaillierte Charakterisierung existieren spezielle Methoden und Modelle, an denen intensiv geforscht wird.

Vor allem im Licht der kontinuierlichen Expansion von Infrastruktur im Hochgebirge und dem derzeitigen und prognostizierten Klimawandel wird Permafrost in der Zukunft zunehmend zu einem "heissen Thema" werden. Als Autoren dieses Artikels hoffen wir, zum besseren Verständnis von Permafrost und der noch recht jungen Forschung auf diesem Gebiet beizutragen.

Schrifttum

BENISTON, M., H.F. DIAZ und R.S. BRADLEY (1997): Climate change at high elevation sites: An overview. *Climatic Change*, 36(2): 233-251.

DAVIES, M. C. R., O. HAMZA und C. HARRIS (2001): The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1): 137-144.

DELINE, P. (2001): Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story? *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*: 55-63.

FRENCH, H. M. (1996): *The periglacial environment*, Longman, Essex.

GRUBER, S. (2005): *Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*. Doktorarbeit, Universität Zürich, Zürich.

GRUBER, S., M. HOELZLE und W. HAEBERLI (2004): Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31: doi:10.1029/2004GL0250051.

GRUBER, S., L. KING, T. KOHL, T. HERZ, W. HAEBERLI und M. HOELZLE (2004): Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: The Alpine permafrost boreholes at Stockhorn Plateau, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15: 349-357.

HAEBERLI, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*: 221-227.

HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich*, Zürich.

HAEBERLI, W., M. WEGMANN und D. VONDER MÜHLL (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90: 407-414.

HAEBERLI, W., A. KÄÄB, M. HOELZLE, H. BÖSCH, M. FUNK, D. VONDER MÜHLL und F. KELLER (1999): *Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge*. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich, Zürich.

HARRIS, C. (2001): Permafrost and Climate in Europe (PACE), *Permafrost and Periglacial Processes*, 12: 156.

C. HARRIS, D. VONDER MÜHLL, K. ISAKSEN, W. HAEBERLI, J.L. SOLLID, L. KING, P. HOLMLUND, F. DRAMIS, M. GUGLIELMIN und D. PALACIOS (2003): Warming permafrost in European mountains, *Global and Planetary Change*, 39: 215-225.

HAUCK, C. (2001): Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains, PhD thesis, ETH-Zürich, Zürich.

HOELZLE, M. (1994): Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich, Zürich.

HOELZLE, M & W. HAEBERLI (1993): Application of BTS-measurements for modelling permafrost distribution in the Swiss Alps. Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, South China University Technology Press, Beijing.

HOELZLE, M. & W. HAEBERLI (1995): Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size. An example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 21: 400-405.

IPCC (2001): Third assessment report, Working Group 1. Cambridge University Press, Cambridge.

ISAKSEN, K., D. VONDER MÜHLL, H. GUBLER, T. KOHL und J.L. SOLLID (2000): Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard, *Annals of Glaciology*, 31: 287-294.

KELLER, F. (1992): Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 133-138.

KELLER, F. (1994): Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost – Eine Grundlagenstudie im Oberengadin. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich, Zürich.

NÖTZLI, J., M. HOELZLE und W. HAEBERLI (2003): Mountain permafrost and recent Alpine rockfall events: a GIS-based approach to determine critical factors. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Swets & Zeitlinger, Lisse, Zürich.

PAUL, F. (2003): The new Swiss Glacier Inventory 2000. Application of Remote Sensing and GIS. Doktorarbeit, Universität Zürich, Zürich.

PAUL, F., A. KÄÄB, M. MAISCH, T. KELLENBERGER und W. HAEBERLI (2004): Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 31: doi:10.1029/2004GL020816.

SCHAER, C., P.L. VIDALE, D. LÜTHI, C. Frei, C. Haeberli, M.A. LINIGER und C. APPENZELLER (2003): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427: 332-336.

STOCKER-MITTAZ, C. (2002): Permafrost distribution modeling based on energy balance data, Doktorarbeit, Universität of Zürich, Zürich.

VONDER MÜHLL, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich, Zürich.

VONDER MÜHLL, D., J. NÖTZLI, K. MAKOWSK u. R. DELALOYE (2004): Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002. Glaciological Report (Permafrost) No 2/3. Permafrost Monitoring Switzerland.

Anschrift der Verfasser:

Dipl. Geogr. Jeannette Nötzli
Dr. Stephan Gruber
Glaciology and Geomorphodynamics Group
Physische Geographie
Geographisches Institut
Universität Zürich
Winterthurerstrasse 190
CH-8057 Zürich
jnoetzli@geo.unizh.ch
stgruber@geo.unizh.ch

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt](#)

Jahr/Year: 2005

Band/Volume: [70_2005](#)

Autor(en)/Author(s): Nötzli Jeannette, Gruber Stephan

Artikel/Article: [Alpiner Permafrost – ein Überblick 111-122](#)