

Schnee und Permafrost

Autor(en): **Keller, Felix / Gubler, Hansueli**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden**

Band (Jahr): **108 (1994-1995)**

PDF erstellt am: **20.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-594885>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Schnee und Permafrost

von Felix Keller und Hansueli Gubler

Anschrift der Verfasser:

Dr. Felix Keller
GEOalpin-Landschaftsanalysen
Academia Engiadina
7503 Samedan

Dr. Hansueli Gubler
AlpuG
Richtstattweg 2
7270 Davos Platz

felix.keller@academia-engiadina.ch

Schnee und Permafrost

Permafrost und die für Permafrostzonen oft typische Bodenstruktur haben einen Einfluss auf den Schneedeckenaufbau. Insbesondere sind davon die bodennahen Schichten der Hochwinter- und Frühlingsschneedecke betroffen. Inwieweit ein Zusammenhang mit der Lawinenaktivität besteht, ist nicht direkt erwiesen. Anhand von Schneeprofilen und zugehörigen Schnee- und Bodentemperaturmessungen wurden Standorte in- und ausserhalb der Permafrostzone untersucht. Zu den beschriebenen thermischen Eigenschaften gehören: Temperaturverlauf in der Nähe des Übergangs Untergrund / Schnee, Wärmeflüsse durch die Schneedecke und die Isolationsfähigkeit derselben. Anhand dieser Grössen und der Analyse des unterschiedlichen Schneedeckenaufbaus wurde versucht, die Auswirkungen der für die Bildung von alpinem Permafrost typischen lokalklimatischen Faktoren auf den Schneedeckenaufbau sowie die direkten Auswirkungen des Permafrostes auf den Schneedeckenaufbau zusammenzufassen.

Keywords: Permafrostverbreitung, Temperaturmessungen, Schneeprofile, GIS

1. Einleitung

In den vergangenen Jahren wurde die Erforschung des Permafrostes in den Alpen stark intensiviert. Als Folge erschienen mehrere neuere Publikationen über Untersuchungsmethoden (Vonder Mühl 1993, Haeberli et al. 1993) und Prozesse im Permafrost (Speck 1994, Stucki 1995, Wagner 1993) sowie über Zusammenhänge zwischen Gletscher und Permafrost (Hoelzle, 1994). Eine besondere Rolle spielen die Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost, welche in einer Grundlagenstudie im Oberengadin untersucht wurden (Keller & Gubler 1993, Keller 1994).

Im Zusammenhang mit der Diskussion über eine möglicherweise bevorstehende globale Erwärmung wird oft die Frage nach dem zukünftigen Verhalten des Gebirgspermafrostes gestellt. Dabei spielt die Schneedecke als wichtige Einflussgrösse der Energiebilanz an der Oberfläche eine grosse Rolle. Es ist z.B. durchaus denkbar, dass infolge sich ändernden Schneehöhen trotz einer allgemeinen Erwärmung sich lokal Permafrost bilden kann. – Neben den thermischen Auswirkungen der Schneedecke, stellt sich auch die Frage nach dem Schneedeckenaufbau im Permafrost. Gemäss einer Studie von Meister (1987) geschehen mehr als 50 % der Lawinenunglücke mit Todesfolgen oberhalb 2500 m ü. M. In diesen Höhenlagen ist generell mit Permafrost zu rechnen.

In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse der Untersuchungen von Keller (1994) zusammengefasst und die Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost diskutiert. Nach einer Einführung über den Permafrost in den Alpen (Kap. 2) und der Dokumentation der durchgeführten Schneountersuchungen am Piz Corvatsch (Kap. 3) werden ausgewählte Resultate besprochen (Kap. 4). Im letzten Kapitel wird versucht, die Auswirkungen des für alpinen Permafrost typischen Lokalklimas auf den Permafrost sowie direkte Rückwirkungen des Permafrostes auf den Schneedeckenaufbau zusammenzufassen.

2. Permafrost in den Alpen

Permafrost ist ein zeitabhängiges, thermisches Phänomen des Untergrundes, welches unabhängig von der Existenz von Eis definiert wird (Washburn, 1979):

Als Permafrost bezeichnet man Lithosphärenmaterial, das während mindestens einem Jahr Temperaturen unter 0 °C aufweist.

Die Beschränkung des Begriffes auf Lithosphärenmaterial bedeutet, dass Gletscher als Bestandteile der Hydrosphäre nicht zum Permafrostgebiet gezählt werden. Hingegen kann Toteis im Grenzbereich zwischen Lithosphäre und Hydrosphäre als spezielle Permafrostform betrachtet werden.

Solange die mittlere jährliche Bodentemperatur (MAGT = Mean Annual Ground Temperature) unter 0°C liegt, existiert Permafrost unter einer sogenannten Auftauchschiicht (active layer), welche über dem Permafrostkörper im Sommer positive Temperaturen aufweist. Die Mächtigkeit dieser Schicht beträgt im Alpenraum zwischen einem und mehreren Metern. Es ist jedoch durchaus möglich, dass die Auftauchschiicht in Gebieten mit reliktsischem Permafrost aus früheren Kaltzeiten (Eiszeiten) mehrere

Deka- bis Hektometer beträgt. Die Permafrostmächtigkeit wird oben durch den Permafrostspiegel und unten durch die Permafrostbasis bestimmt. Permafrost kann mit verschiedenen geophysikalischen Methoden, nämlich Refraktionsseismik, Geoelektrik, Gravimetrie und VLF, oder mittels Sondierbohrungen untersucht werden (Vonder Mühl, 1993). Die Permafrostkartierung erfolgt am effizientesten mit der sogenannten BTS-Methode (vgl. Kap. 4.1.).

Im Hochgebirgspermafrost kann man eine besonders auffällige geomorphologische Form beobachten: den Blockgletscher (Haberli, 1985). Als solchen bezeichnet man eine permanent gefrorene Schuttmasse, die unter dem Einfluss der Schwerkraft langsam hangabwärts kriecht. Der Wortteil «-gletscher» ist irreführend, hat doch ein

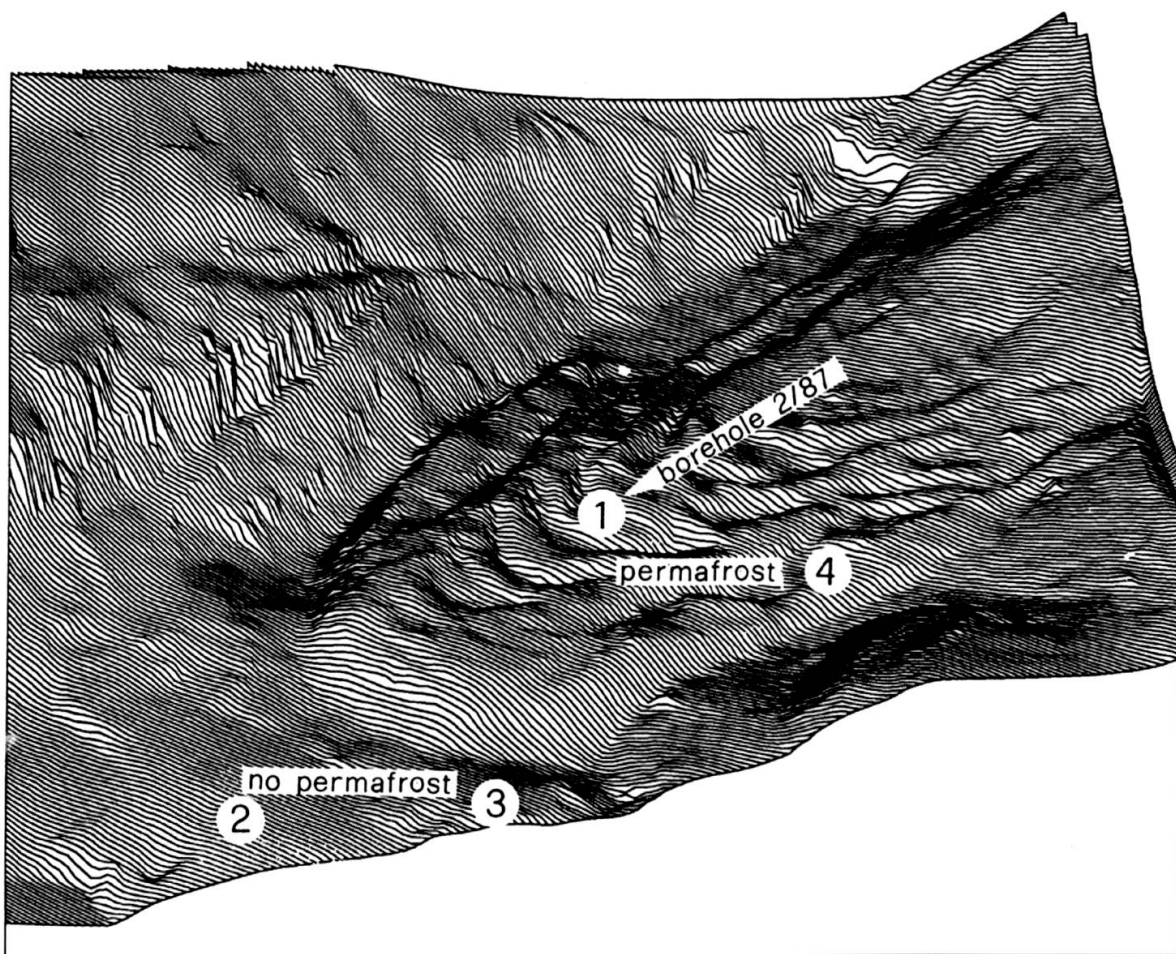


Abb. 1: Dreidimensionale Darstellung des Blockgletschers Murtèl am Piz Corvatsch (Engadin) mit den Standorten der Schneeprofile in- und ausserhalb des Permafrostgebietes.

Blockgletscher nur wenig gemeinsam mit einem Gletscher. Die minimale Hangneigung für die Entwicklung eines Blockgletschers beträgt etwa 5° , die maximale etwa $30\text{--}35^\circ$. Aktive Blockgletscher fließen hangabwärts und können aktiven oder inaktiven Permafrost enthalten. Von aktivem Permafrost spricht man, wenn die gesamte Auftauschicht im Winter gefrieren kann und somit der Permafrost «erneuert» wird. Inaktiver Permafrost liegt tiefer als die winterliche Frosteindringtiefe. Die durch die Kriechbewegung verursachte Instabilität der randlichen Böschungen verhindert das Aufkommen einer Vegetation. Inaktive Blockgletscher bewegen sich nicht mehr, enthalten aber noch Permafrost. In fossilen Blockgletscher ist das Eis geschmolzen. Sie sind kollabiert.

Blockgletscher erinnern ihrer Form nach an zähflüssige Lavaströme (vgl. Abb. 1). Sie sind durch Wälle und Gräben gegliedert. Im unteren Teil sind Blockgletscher durch steile Böschungen von der Umgebung abgegrenzt. Diese Böschungen sind meistens 10–20 m hoch und sehr steil ($30\text{--}40^\circ$ Hangneigung). Die Oberfläche eines Blockgletschers wird durch grobe Gesteinsblöcke gebildet. Blockgletscher treten in kalten, trockenen Gebirgsregionen auf. Schutt in grösserem Ausmass existiert nur unterhalb der Gleichgewichtslinie der Gletscher. Die Verbreitung der Blockgletscher ist also gegen oben begrenzt. Gegen unten wird die Verbreitung durch die Permafrostuntergrenze bestimmt, welche in etwa der -1 bis -2°C -Isotherme der Jahresmitteltemperatur folgt. An Südhängen entwickeln sich nur kleine Blockgletscher, da Permafrost in den Alpen unter 3000 m ü. M. eher im Bereich von Hangfusslagen zu erwarten ist. An Nordhängen können sich hingegen mächtige Formen entwickeln (Barsch, 1978).

2.1. Permafrostverbreitung in den Alpen

Die Permafrostverbreitung wird durch die Strahlung, Lufttemperatur und Oberflä-

chenbedeckung, insbesondere durch die Schneebedeckung bestimmt. Bereits 1975 konnte Haerberli über die Gruppierung von bestehenden Messungen nach verschiedenen Geländesituationen Erfahrungen in Form von Tips und Faustregeln zusammenfassen. Dabei wurden u. a. drei Geländesituationen, nämlich Hanglagen, Hangfusslagen und Verflachungen unterschieden und als Funktion der Meereshöhe (= Lufttemperaturfaktor) und Exposition (= Strahlungsfaktor) untersucht. Die gewählte Einteilung schematisiert die komplexen natürlichen Verhältnisse, berücksichtigt jedoch grob den zweifellos wichtigen Einfluss der Schneedecke auf die Permafrostverbreitung wie folgt:

- In Hanglagen mit Neigungen über $5\text{--}10^\circ$ spielt die Exposition wegen den Unterschieden in der Direktstrahlung eine wichtige Rolle. Auch im Winter wirken sich diese Unterschiede auf die Bodentemperaturen aus, da die isolierende Schneedecke teilweise durch Lawinen-niedergänge reduziert wird.
- Hangfusslagen unter Lawinenanrisszonen sind oft im Frühling bis in den Hochsommer hinein mit Schneeresten bedeckt. Dieser bodenabkühlende Effekt kann durch das lokale Mikroklima (Temperaturinversionen, Thermiksysteme) verstärkt werden.
- Bei Verflachungen mit einer Neigung unter $5\text{--}10^\circ$ nimmt man an, dass der Einfluss der Lufttemperatur und der Schneehöhe entscheidender ist als der expositionabhängige Strahlungsunterschied. Tallagen und Mulden weisen erfahrungsgemäss grössere isolierende Schneehöhen auf als windexponierte Gipfellagen und Gräte auf, welche jedoch weniger der Schattenwirkung der unmittelbaren Umgebung ausgesetzt sind.

Die Abb. 2 gibt mit den beiden Kreisdiagrammen und einer Tabelle die beschrie-

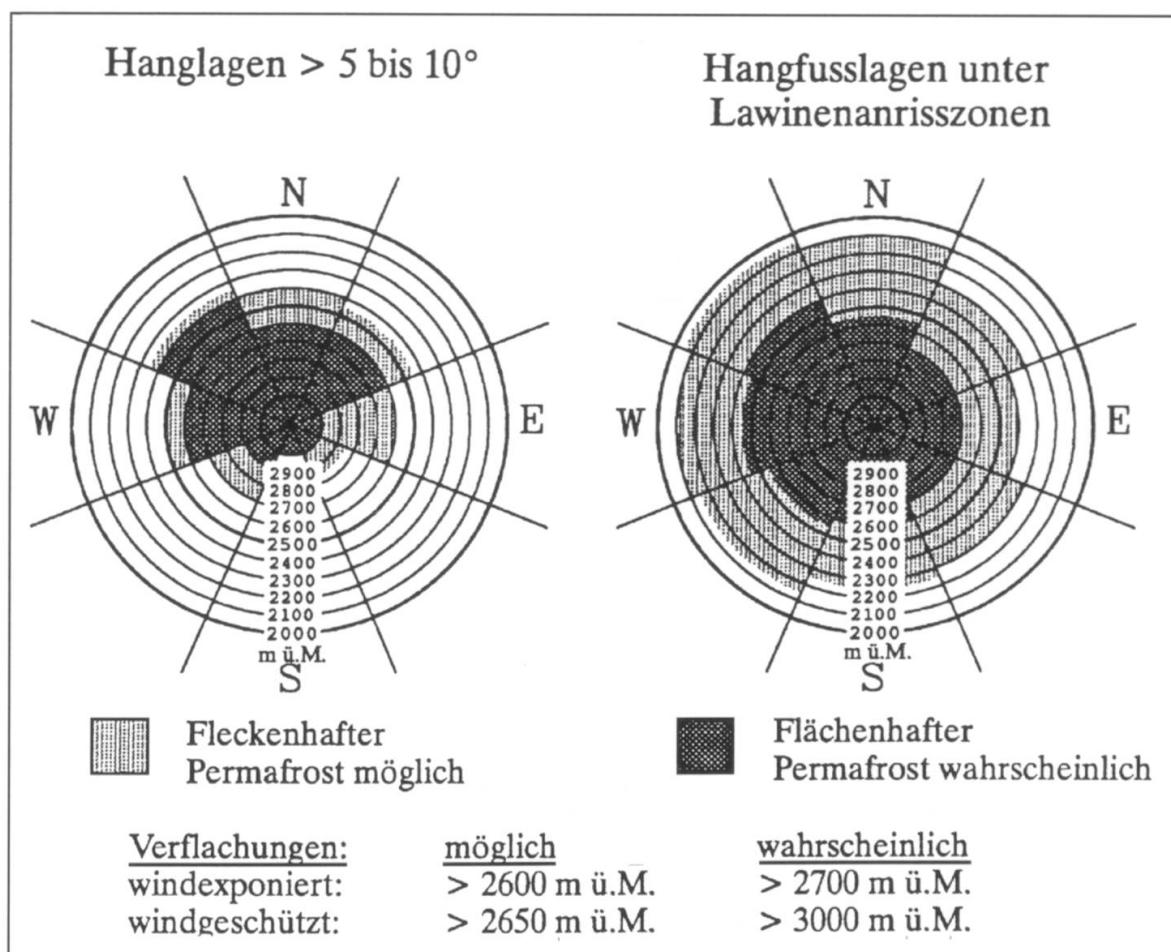


Abb. 2: Schlüssel zur Permafrostverbreitung nach Haeberli 1975.

bene Gruppierung wieder. Das Kreisdiagramm über die mehr als 5–10° geneigten Hanglagen zeigt den Einfluss der Exposition. In NE-, N-, NW- und W-Lagen muss ab ca. 2400 m ü. M. mit möglichem und ab 2600 m ü. M. mit wahrscheinlichem Permafrost gerechnet werden. Bei den übrigen eher südlichen Lagen sind die entsprechenden Grenzen erst um 3000 m ü. M. anzutreffen. Ostlagen sind vermutlich wegen der intensiven Morgensonne bei schwacher Bewölkung eher zu den Südlagen zu zählen. Das Kreisdiagramm über die Hangfusslagen weist zwei Merkmale auf: Erstens sind Expositionsunterschiede im Vergleich zu den Hanglagen für die Permafrostuntergrenze, welche sich für den wahrscheinlichen Permafrost um 2600 m ü. M. befindet, weniger wichtig. Zweitens ist die Höhererstreckung

mit möglichem Permafrost mit fast 300 Höhenmetern gross, was mit der nicht voraus-sagbaren Existenz von langliegenbleibendem Lawinenschnee gut begründet werden kann. In der Tabelle über die Verflachungen sind die Erfahrungen bezüglich Windexposition wiedergegeben. Windexponierte Lagen sind demnach infolge Schneehöhenreduktion im Hochwinter kälter als windgeschützte Lagen mit meist späterer Ausaperung und wahrscheinlich mehr reliefbedingter Beschattung.

Mit der Programmierung dieser Kenntnisse wurde ein Instrument entwickelt, um die mögliche Permafrostexistenz rasch und grossflächig beurteilen zu können (Keller, 1992). Das dabei entstandene Programm Permakart ist innerhalb des Geographischen Informationssystems Arc / Info ge-

schrieben worden. Als einzige Eingabe wird ein digitales Höhenmodell benötigt, welches landesweit verfügbar ist. Das Ergebnis besteht aus einer digitalen Kartenebene, welche auf einer topografischen Karte ausgedruckt werden kann (vgl. Abb. 3). Innerhalb der Flächen mit wahrscheinlichem Permafrost muss mit grosser Wahrscheinlichkeit mit Permafrost gerechnet werden, während die Flächen mit möglichem Permafrost darauf hinweisen, dass unter bestimmten Voraussetzungen (kaltes Mikroklima, Schneedeckeneinflüsse) Permafrost möglich ist.

3. Untersuchungen der Schneedecke im Raum Blockgletscher Murtèl am Piz Corvatsch GR

Im Blockgletschergebiet Murtèl am Piz Corvatsch (Graubünden, Schweiz) wurden während den beiden Wintern 1989/90 und 1990/91 vier Schneemessfelder betrieben, wobei je zwei innerhalb und zwei ausserhalb des Permafrostgebietes lagen (vgl. Abb. 1). Je ein Standort war windexponiert. Die beiden Permafroststandorte weisen die permafrosttypische, grobblockige Struktur mit wenig oder gar keinem Feinmaterial auf. Beim Standort 4 füllt das Feinmaterial den Porenraum zwischen den Blöcken. Umgekehrt sind beim Permafroststandort 1 infolge fehlendem Feinmaterial Luftzirkulationen zwischen den Blöcken möglich, was eher typisch für Permafrostlokalitäten sein dürfte. Im Abstand von zwei Wochen wurde bei jedem Messfeld eine Schneeprofilaufnahme gemäss der neuen internationalen Schneeklassifikation (Colbeck, 1990) durchgeführt. Insgesamt liegen für beide Winter 90 Schneeprofile vor. Mit einem automatischen Datenerfassungssystem konnten im Intervall von drei Stunden Schnee- und Bodentemperaturen registriert werden. Im Winter 1989/90 lagen die Schneetemperaturfühler 5, 30, 60, 100 und 140 cm über der Bodenoberfläche.

Im folgenden Winter wurde statt 140 cm, 45 cm über der Bodenoberfläche gemessen. Die Bodentemperaturfühler konnten nicht überall in denselben Tiefenlagen positioniert werden. Beim Standort 1 bestand die Schwierigkeit, dass die Oberfläche wegen den grossen Blöcken schwer definierbar ist und die Fühler nur in den Porenräumen positioniert werden konnten.

4. Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost

Die Schneeuntersuchungen und Temperaturmessungen während den beiden Wintern 1989/90 und 1990/91 bilden die Grundlage, um die Schneebeziehungen über Permafrost und den Einfluss der Schneedecke auf den darunterliegenden Permafrost generell zu beschreiben. Glücklicherweise unterscheiden sich die beiden Winter wesentlich, so dass allgemeine Schlüsse eher möglich sind. Beide Winter wurden mit der 18 Jahre langen Messreihe des damaligen Messfeldes auf der naheliegenden Alp Margun des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch verglichen.

Der Winter 1989/90 kann als ein durchschnittlicher, jedoch kurzer und warmer Winter charakterisiert werden. Im Gegensatz dazu war der Winter 1990/91 überdurchschnittlich schneereich und lang. Bereits im Herbst traten massive Unterschiede in der Schneedeckenentwicklung auf. Während sich im ersten Winter im November nur eine dünne, etwa 30–40 cm dicke Schneedecke aufbauen konnte, wurden im folgenden Jahr zur gleichen Zeit nach zwei intensiven Niederschlagsperioden Schneehöhen über 100 cm gemessen. In beiden Wintern folgte im Dezember nach Schneefällen, die im Winter 1990/91 zu Schneehöhen über dem 18jährigen Maximum führten, eine Periode mit warmen Temperaturen über Weihnachten. Im ersten Winter wurden die kältesten

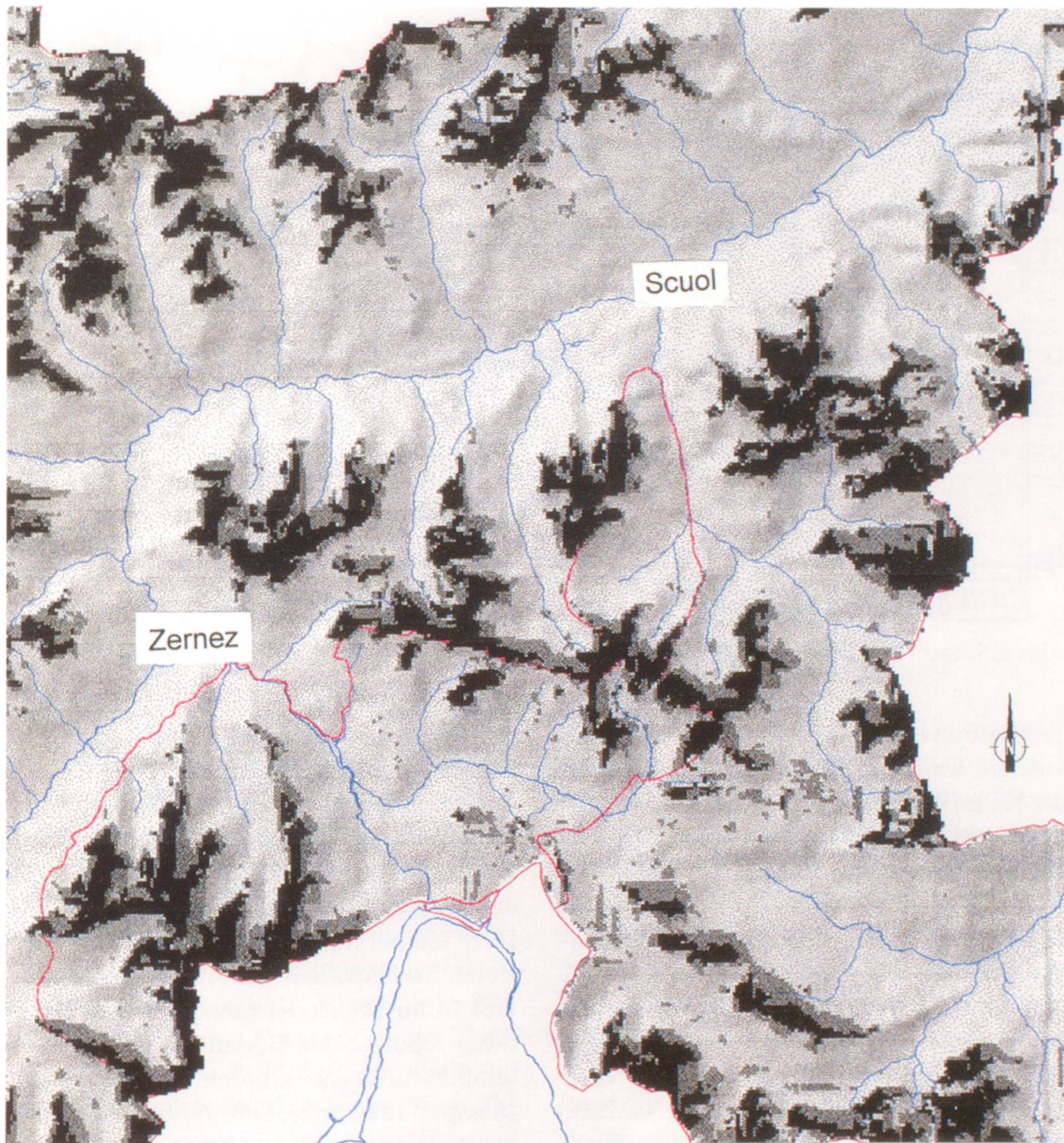


Abb. 3: Mit dem Programm Permakart auf der Basis des digitalen Höhenmodelles Rimini berechnete mutmassliche Permafrostverbreitung im Gebiet des Schweizerischen Nationalparks, Unterengadin. Schwarz: Flächenhafter Permafrost wahrscheinlich; Grau: Fleckenhafter Permafrost möglich. (Digitale Höhendaten: Bundesamt für Statistik, Abt. Geodaten).

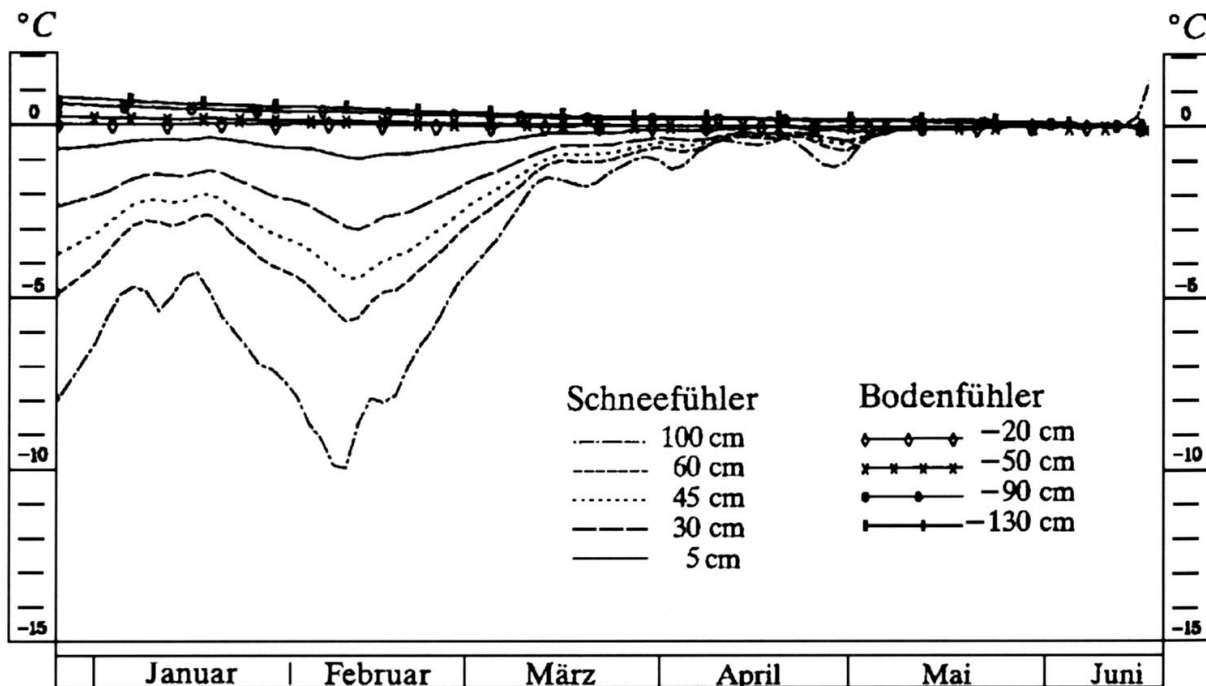


Abb. 4: Schnee- und Bodentemperaturen im Winter 1990/91 beim permafrostfreien Standort 2.

Temperaturen um den Jahreswechsel gemessen. Im folgenden Winter 1990/91 fand die Kälteperiode erst in der zweiten Januarhälfte bis anfangs Februar statt und war auch 2 Wochen länger und 10°C kälter. Bereits Mitte Februar 1991 wurden auf dem regulären Schneemessfeld auf der Alp Margun wiederum Temperaturen um -20°C registriert. Die beiden Monate März und April verliefen in den beiden Wintern im Wesentlichen ähnlich. Schneefälle, erste Schmelzprozesse und Kälteschübe wechselten sich ab. Auf dem regulären Messfeld der Alp Margun wurden jeweils Schneehöhen im Bereich des 18jährigen Mittels beobachtet. Die Schneeschmelze vollzog sich im Winter 1989/90 in den ersten beiden Maiwochen. Dagegen verschwand die Schneedecke im folgenden Jahr erst in den ersten Juniwochen nach vorangehenden Schneefällen und kalten Temperaturen im Mai. Der schneereiche Winter 1990/91 dauerte somit nach dem frühen Einschneien am 27. Oktober und verzögerter Schneeschmelze 7 Monate. Der vorangehende Winter 1989/90 war rund 1 Monat kürzer, wärmer und schneeärmer.

4.1. Temperaturen am Übergang Boden – Schnee

Die Schnee- wie auch die Bodentemperaturen unterschieden sich bei den Permafroststandorten generell von denjenigen ausserhalb der Permafrostzone.

Der Temperaturverlauf beim permafrostfreien Standort 2 ist in Abb. 4 dargestellt. Der frühe Schneedeckenaufbau Ende Oktober schützte den Boden vor kalten Lufttemperaturen. So wurden zu Beginn der Messperiode am 25. Dezember 1990 bei allen Bodenfühlern keine negativen Temperaturen registriert. Im Verlauf des Winters kühlten sich alle Bodenfühler gegen 0°C ab. Der Wärmefluss durch die Schneedecke reichte also nicht aus, um den Boden wesentlich zu gefrieren. – Der Verlauf der Schneetemperaturen der beiden permafrostfreien Standorte wies dieselben Charakteristiken auf, wobei beim windexponierten Standort 3 wegen den durchwegs kleineren Schneehöhen kältere Schneetemperaturen und grössere Temperaturgradienten gemessen wurden. Um den Jahreswechsel herum lagen alle Schnee-

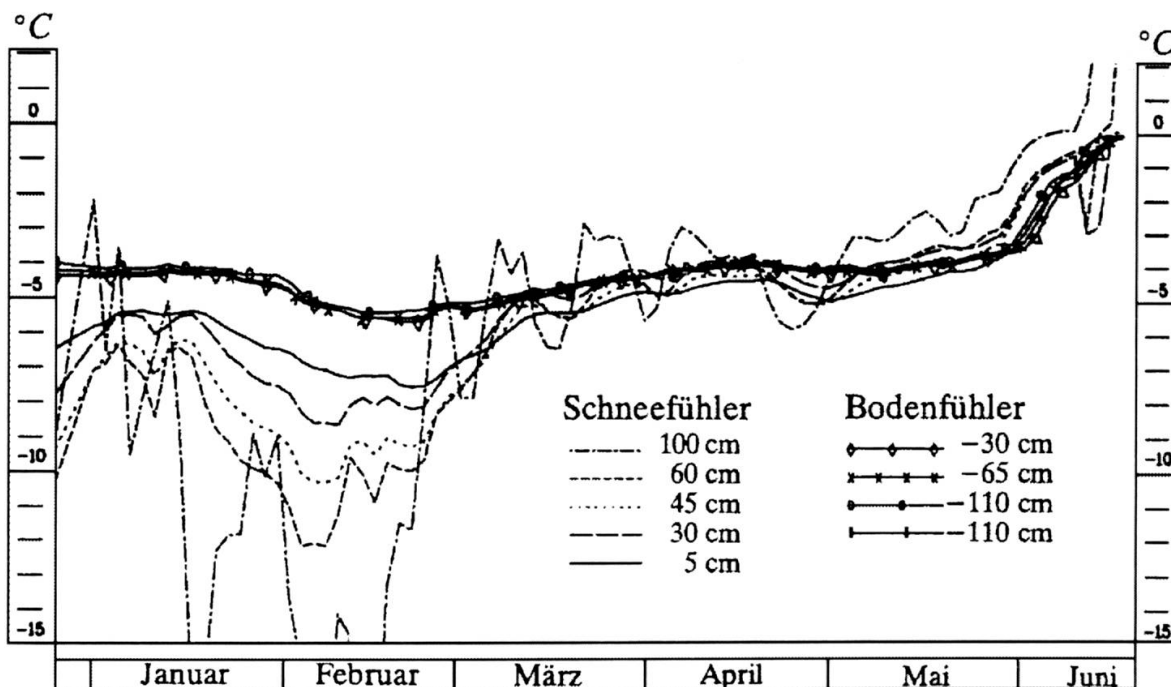


Abb. 5: Schnee- und Bodentemperaturen im Winter 1990/91 beim Permafroststandort 1.

temperaturen bei den beiden permafrostfreien Standorten zwischen 0 und -6°C . Der daraus resultierende Temperaturgradient liegt zwischen 5 und $12^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Anfangs Februar kühlte sich die Schneedecke stark ab. In Schneeoberflächennähe sanken die Temperaturen auf -15°C . Dies ergab beim Standort 3 einen Temperaturgradienten in Bodennähe von $16^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Ebenfalls in Bodennähe war beim Standort 2 der Temperaturgradient mit $8^{\circ}\text{C}/\text{m}$ nur halb so gross. Bei reiner Wärmeleitung sind die Temperaturschwankungen an der Schneeoberfläche in Bodennähe gedämpft und verzögert. So schwankte der Fühler 5 cm über dem Boden beim Standort 2 lediglich zwischen 0 und -1°C und beim Standort 3 zwischen 0 und -3°C . – Ab Mitte Februar nahmen die Schneetemperaturen abgesehen von kleinen Schwankungen kontinuierlich zu. Bereits im März lagen alle Temperaturen zwischen 0 und -2°C , und entsprechend waren die Temperaturgradienten kleiner als $2^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Die Durchnässung der Schneedecke erfolgte bei beiden Standorten nahezu gleichzeitig am 7. und 8. Mai.

Der Verlauf der Schnee- und Untergrundtemperaturen beim Permafroststandort 1 unterscheidet sich generell vom nur 200 m benachbarten permafrostfreien Standort 2 (Abb. 5). Bereits Ende Dezember wies der Untergrund bis in 110 cm Tiefe ausschliesslich Temperaturen unter -4°C auf. Somit dürfte die gesamte Auftauschicht bis in 3 m Tiefe durchgefroren sein. Der Schneefühler 5 cm oberhalb der Basis der Schneedecke ist während dem ganzen Winter bis anfangs Juni kälter als -3°C . Weiter fällt der im Vergleich zum Standort 2 grosse Temperaturunterschied zwischen diesem 5 cm Fühler und dem obersten Bodenfühler auf. Dies könnte durch kalte, advective Luftströmungen in der grobblockigen Auftauschicht über dem Permafrost erklärt werden. Der Temperaturgradient in der Schneedecke schwankt im Frühwinter zwischen 6 und $8^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Mitte März fand eine Umkehr des Temperaturgradienten statt. Offenbar konnte sich der Untergrund im Frühwinter so stark abkühlen, dass gegen Frühling Wärme von der Schneedecke in den Boden floss. Die Durchnässung der Schneedecke erfolgte im Ge-

gensatz zu den beiden 200 m entfernten permafrostfreien Standorten einen Monat später, nämlich im Juni.

Die massiven Unterschiede zwischen der Basis Temperatur der Schneedecke (BTS) in- und ausserhalb der Permafrostzonen werden in der sogenannten BTS-Methode (Haeberli, 1973) zur Kartierung von Permafrost ausgenutzt. Ab einer hochwinterlichen Schneehöhe von ungefähr 0,8 m sind tägliche Temperaturschwankungen und mehrere Tage andauernde Kälteeinbrüche an der Basis der Schneedecke so stark gedämpft, dass die BTS nur noch wenige Zehntelgrade schwankt. In solchen Situationen wird die BTS, wie oben gezeigt, in erster Linie durch die Untergrundtemperaturen bestimmt und kann deshalb als Indikator für die Existenz von Permafrost verwendet werden. Anhand von anderen geophysikalischen Messungen konnten empirische permafrosttypische BTS-Werte ermittelt werden. Demnach ist die BTS im Februar bei mehr als 80 cm Schnee über Permafrost kälter als -3°C , während BTS-Werte ohne Permafrost im Untergrund über -2°C liegen. Dazwischen liegt der Unsicherheitsbereich. Heutzutage zählt die Messung der BTS zur effizientesten und meist angewandten Untersuchungsmethode für die Kartierung von Permafrost im Hochgebirge. Allein aus dem Raum Oberengadin existieren zur Zeit über 1000 Messungen.

Bei beiden Permafroststandorten wurden im Dezember sehr tiefe Bodentemperaturen gemessen. Somit stellt sich die Frage, ob und wie stark die Schneedeckenentwicklung im Herbst für diese tiefen, jedoch unterschiedlichen Temperaturen verantwortlich sein könnte. Diese Frage führte über die Berechnung der Energieflüsse an der Oberfläche zur Postulierung eines Herbstschneeeffektes, welcher möglicherweise permafrostinduzierend wirken könnte: Ab September/Oktober ist in den Alpen oberhalb der Waldgrenze mit Schneefällen zu rechnen. Bilder einer automatischen Ka-

mera auf dem Piz Mezdi (Celerina) zeigen, dass in den Permafrostgebieten nach solchen Schneefällen oft eine dünne Schneedecke bis Wintereinbruch bestehen bleibt. Infolge der hohen langwelligen Emissivität von Schnee ($\sim 0,98$) und der damit verbundenen hohen Ausstrahlung können während klaren Herbstnächten grosse Wärme Flüsse aus dem Boden auftreten, da eine geringmächtige Schneedecke nur schwach isoliert. Die dabei entstehenden Wärme Flüsse können bis zu viermal grösser sein als im aperen Zustand. Da in den Alpen im Herbst oft länger andauernde Schönwetterperioden zu beobachten sind, könnte dieser Herbstschnee-Effekt im Hinblick auf die Existenz von Permafrost eine entscheidende Rolle spielen. Zurzeit fehlen hierzu entsprechende Messdaten. Die oben beschriebenen, kalten Untergrundtemperaturen liefern jedoch einige Hinweise.

4.2. Isolationswirkung der Schneedecke

Der Einfluss der Schneeoberflächentemperaturen auf den Bodenwärmehaushalt hängt wesentlich von der Isolationsfähigkeit der Schneedecke ab. Als geeignetes Mass kann der thermische Widerstand, welcher als Summe der Quotienten aus Schneeschichtdicken und zugehörigen Wärmeleitfähigkeiten definiert ist, verwendet werden. Anhand der aus den Schneeprofilen berechneten thermischen Widerstände der Schneedecke kann deren Isolationswirkung und mögliche Unterschiede inner- und ausserhalb von Permafrostgebieten diskutiert werden.

Mit dem Aufbau einer winterlichen Schneedecke ($> 50\text{ cm}$), d. h. sobald grössere Neuschneefälle auftreten, wächst der thermische Widerstand rasch. Neuschneesichten weisen infolge kleiner Dichten eine sehr kleine Wärmeleitfähigkeit auf und sind deshalb dafür verantwortlich, dass im Januar die Schneedecke ihre erste maximale Isolationswirkung bei einem thermischen Widerstand von $4\text{ bis }6^{\circ}\text{C m}^2/\text{W}$ erhält (Abb. 6).

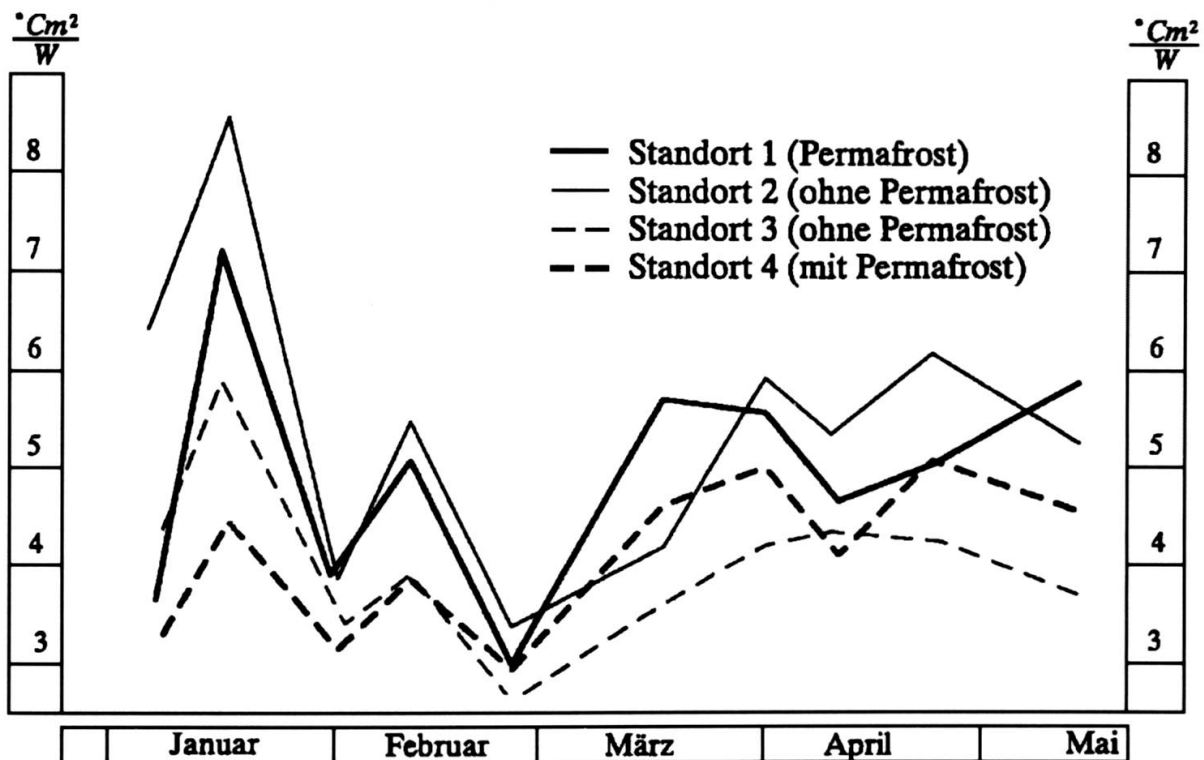


Abb. 6: Der thermische Widerstand der Schneedecke im Winter 1990/91 bei den Standorten 1–4.

Zum Vergleich: In Abb. 6 entspricht 1 m Schneehöhe einem thermischen Widerstand von $4.7^{\circ}\text{C m}^2/\text{W}$ bei einer mittleren Dichte von 250 kg/m^3 . Lokaltäten mit grösseren Windablagerungen weisen oft fast doppelt so hohe Werte (zwischen 6 und $8^{\circ}\text{C m}^2/\text{W}$) auf. Bei jedem Schneefall steigt der thermische Widerstand kurzfristig an, bis sich diese Schichten wieder gesetzt haben, d.h. die Schneedichte dieser neuen Schichten wieder zugenommen hat. Gegen Ende Februar konnte eine allgemeine Abnahme der Isolationswirkung auf Werte um $3^{\circ}\text{C m}^2/\text{W}$ beobachtet werden. Diese Periode war in beiden Wintern niederschlagsarm. Infolge Setzungen nahm die Schneehöhe ab, während gleichzeitig die Dichten zunahm. Die einzige Ausnahme bildete im Winter 1989/90 der Standort 2, welcher infolge von Windumverteilungen stets zunehmende Schneehöhen aufwies und dadurch während dem ganzen Winter durch einen thermischen Widerstand über $6^{\circ}\text{C m}^2/\text{W}$ charakterisiert wurde. Die maximalen Schneehöhen wur-

den im Frühling gemessen, wie dies während der vergangenen 50 Jahre im ganzen schweizerischen Alpenraum allgemein festgestellt werden konnte (Föhn, 1990). Diese maximalen Schneehöhen führen jedoch lediglich zu einem zweiten Maximum in denselben Größenordnungen um 4 – $6^{\circ}\text{C m}^2/\text{W}$ wie im Frühwinter, da die Wärmeleitfähigkeit des Frühlingsnees fast dreimal grösser ist als diejenige von Neuschnee. In den Permafrostzonen wächst dabei der thermische Widerstand etwas schneller, da in diesen Gebieten Frühlingsneuschnee weniger schnell in wärmeleitende Schichten aus Schmelzformen umgewandelt wird. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass sich im betrachteten Winter der thermische Widerstand der Schneedecke zwischen 3 und $8^{\circ}\text{C m}^2/\text{W}$ bewegt und dass zwei Maxima im Januar und im April auftreten. Im März scheinen die thermischen Widerstände in Permafrostzonen etwas höher zu liegen. Die Begründung hierzu könnte in der durch die unterschiedlichen Temperaturverläufe

bedingten andersartig verlaufenden Schneemetamorphose liegen. Für Permafrostzonen typische geringmächtige Herbstschneedecken mit sehr kleinen thermischen Widerständen verursachen bei starker Abstrahlung grosse Wärmeflüsse von der Bodenzur Schneeoberfläche. Dieser sogenannte Herbstschneeeffekt (Keller, 1994) könnte eine wichtige Rolle für das Permafrostverbreitungsmuster spielen.

4.3. Bodennaher Wärmefluss in der Schneedecke

Bei einer durchschnittlichen, frühwinterlichen Schneedeckenentwicklung (November, Dezember) mit Schneehöhen zwischen 80 und 100 cm bewegen sich im Januar die berechneten Wärmeflüsse zwischen 1,5 und 3 W/m² und nehmen gegen den Frühling kontinuierlich ab (Abb. 7). Sobald der thermische Widerstand der Schneedecke über 4° C m²/W (d. h. Schneehöhe > ca. 80 cm) liegt, schwankt der Wärmefluss auch bei grösseren Temperaturänderungen nur noch um etwa 0,4 W/m². In einem solchen Fall liegen somit nahezu stationäre Bedingungen vor. Bei einem thermischen Widerstand um 3° C m²/W (Schneehöhe zwischen 60 und 70 cm) kann der aus den gemessenen Schnees-temperaturen berechnete bodennahe Wärmefluss ohne weiteres 5 W/m² übersteigen. Generell ist aufgrund unterschiedlicher Temperaturgradienten in der Schneedecke bei ähnlichen Schneehöhen der bodennahe Wärmefluss über Permafrost gegenüber demjenigen über permafrostfreien Böden um 0,5 bis 1,5 W/m² kleiner.

Ausserhalb der Permafrostgebiete erreicht der Wärmefluss im Frühling Werte um 0 W/m². Über Permafrost konnte in beiden Wintern an beiden Standorten eine Umkehr des Wärmeflusses beobachtet werden. Ab März floss Wärme vom Schnee in den Boden, wobei beim grobblockigen Standort 1 mit 1 bis 2 W/m² deutlich mehr floss als beim feinkornhaltigen Standort 4. Aufgrund der jeweils im Dezember gemessenen, kalten

Bodentemperaturen kann davon ausgegangen werden, dass die Auftauschicht im Herbst und im Frühwinter so stark abkühlt, dass der Erdwärmefluss nicht ausreicht, um im Verlauf des Winters das dabei entstandene Wärmedefizit auszugleichen. Die Auftauschicht kann bereits vor der Schneeschmelze im Frühling von oben her erwärmt werden.

Aus den berechneten Wärmeflüssen wurden die durch einen Quadratmeter geflossenen Wärmemengen während den beiden Messperioden berechnet (Tab. 1). Da beim grobblockigen Standort 1 zahlreiche Indizien auf effiziente Wärmetransporte durch Luftzirkulation innerhalb des grossräumigen Porensystems vorhanden sind, werden die dort berechneten Wärmetransporte durch die Schneedecke später interpretiert. Die Grössenordnungen der bei den restlichen Standorten transportierten Wärmemengen bewegen sich zwischen 7 und 25 MJ. Diese Energien können überschlagsmässig mit der Schmelzenergie des im Boden gespeicherten Wassers verglichen werden. Standortkundliche Untersuchungen an fünf Lokalitäten im Schweizerischen Nationalpark ergaben ein Wasserspeichervermögen von leicht verfügbarem Wasser (Saugspannung zwischen 0,1 und 1 atm) von 10 bis 45 mm (Flury, 1988). Beim Gefrieren dieser 10 bis 45 l/m² Wasser werden demnach 3 bis 15 MJ frei. Dieser Vergleich zeigt, dass der Wärmetransport durch die Schneedecke nicht wesentlich mehr als das Bodenwasser gefrieren mag. Ist also ein durchschnittlich feuchter Boden vor dem Einschneien noch nicht gefroren, reichen die berechneten Wärmeflüsse nicht aus, um den Boden neben dem Gefrieren wesentlich unter 0° C abzukühlen. Permafrostoberflächen dürften wegen dem oft reduzierten Feinmaterialanteil ein kleines Wasserspeichervermögen aufweisen. So können im groben Blockschutt beim Standort 1 wohl kaum wesentliche Wassermengen gespeichert werden. Auch beim Standort 4 mit Feinmaterial je-

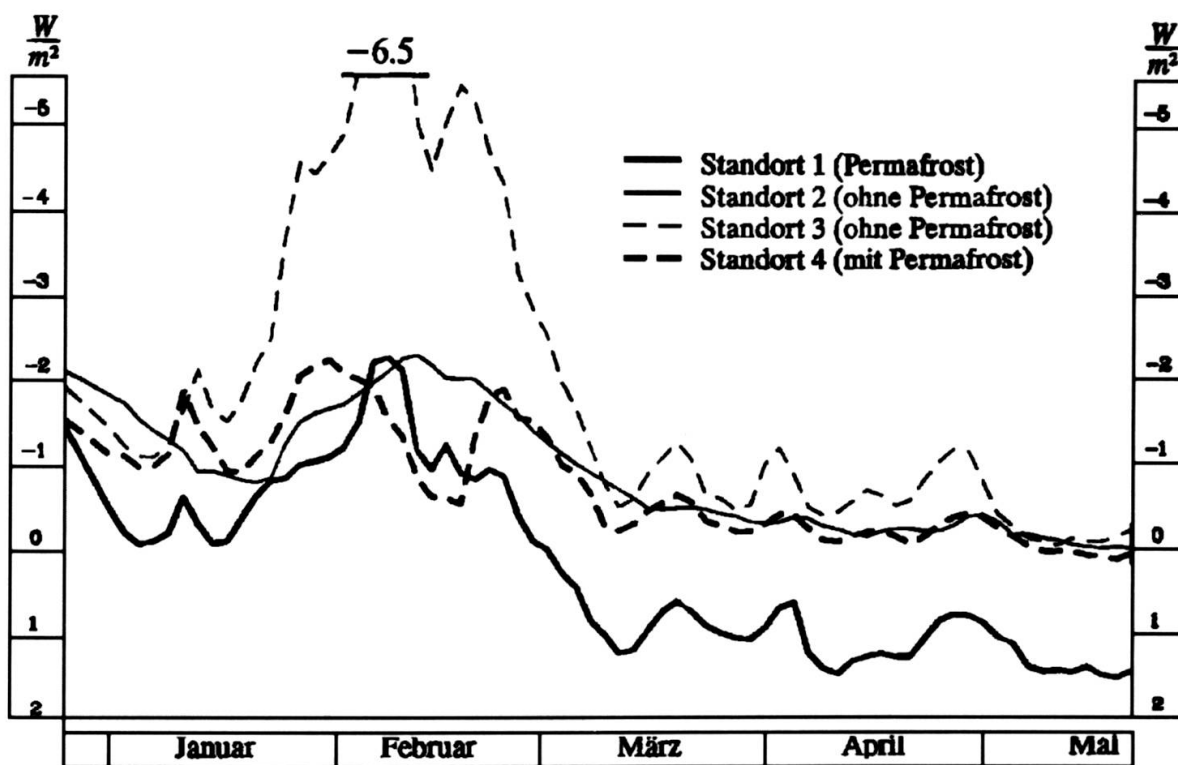


Abb. 7: Wärmeflüsse in Bodennähe im Winter 1990/91 bei den Standorten 1–4.

doch ohne Humusschicht dürfte eher ein beschränktes Wasserspeichungsvermögen vorliegen. Da unter diesen Voraussetzungen beim Gefriervorgang wenig latente Wärme abgeführt werden muss, könnte dieser Effekt wie der Herbstschneeffekt zu tiefen, frühwinterlichen Bodentemperaturen in Permafrostgebieten führen.

Tab. 1: In einem Winter (Mitte Dezember bis Ausaperung) durch einen Quadratmeter vertikal geflossene Wärme auf 15 bis 30 cm Schneehöhe

Jahr/ Standort	1 (mit Perma- frost)	2 (ohne Perma- frost)	3 (ohne Perma- frost)	4 (mit Perma- frost)
1989/90	11,4 MJ *)	9,2 MJ	17,6 MJ	7,4 MJ
1990/91	-2,2 MJ *)	11,9 MJ	25,5 MJ	10,4 MJ

*) Beim Standort 1 erfolgten wesentliche Wärmetransporte durch Luftzirkulation in der grobblockigen Auftauschicht.

Eine interessante Feststellung in Zusammenhang mit der BTS-Methode ergibt der

Vergleich des Permafroststandortes 4 mit dem Standort 2 ausserhalb der Permafrostzone. Obwohl beim Standort 2 der thermische Widerstand der Schneedecke in beiden Wintern grösser war als beim Standort 4, floss wegen den dort vorherrschenden kalten Bodentemperaturen weniger Wärme durch die Schneedecke als beim Standort 2. Der Standort 3 mit eher zum Standort 4 ähnlichen thermischen Widerständen wies beinahe doppelt so grosse Wärmefluss-Summen auf. Kalte BTS-Werte im Februar müssen demnach auf den Temperaturverlauf im Herbst zurückzuführen sein. In diesem Zusammenhang ergibt der Vergleich der beiden verschiedenartigen Winter einen weiteren Hinweis: Erstaunlicherweise floss im schneereichen, langen Winter 1990/91 generell mehr Wärme durch die untersten Schneeschichten als im kurzen Winter 1989/90 mit etwas kleineren Schneehöhen. Offenbar war die Länge (Einschneien im Herbst und Schneeschmelze) des Winters 1990/91 ent-

scheidender, als der im Vergleich zum Vorjahr grössere thermische Widerstand der Schneedecke. Auf die gleiche Art und Weise können auch die effektiven Wärmeflüsse beim grobblockigen Standort 1 interpretiert werden. In beiden Wintern wurde wahrscheinlich durch Luftzirkulation innerhalb der Blockschicht die Auftauschicht so stark abgekühlt, dass im Frühling der Wärmefluss vom Schnee in den Boden erfolgte. Dieser Vorgang verminderte in beiden Wintern die Wärmeflusssummen. Da diese Umkehr im Winter 1990/91 bereits anfangs März begann und bis anfangs Juni andauerte, flossen schlussendlich 2,2 MJ mehr in Richtung Auftauschicht als nach oben.

4.4. Schneedeckenaufbau

Der Schneedeckenaufbau über Permafrost ist in Bezug auf die Kornformenverteilung, den Rammwiderstand und die Durchnäsung deutlich andersartig als über permafrostfreien Böden. Permafrostgebiete weisen oft bereits im Herbst eine dünne Schneedecke auf. Bei ausgeprägter aufbauender Metamorphose infolge grossen Temperaturgradienten bei kleinen Schneehöhen entstehen aufgebaute Formen. In dieser Situation weist die Schneedecke bei den ersten grösseren Schneefällen ein schwaches Fundament aus Schwimmschnee auf. Eine geringmächtige Schneedecke im Herbst reduziert für den ganzen folgenden Winter vor allem in Permafrostzonen die Temperaturen und die Temperaturgradienten am Übergang Boden / Schnee. Bei solchen kalten Bedingungen mit kleinen Temperaturgradienten kann umgewandelter Herbstschnee aus aufgebauten Formen im Januar wieder abgebaut werden. Umgekehrt entstehen in diesem Zeitraum über Böden mit Temperaturen um 0°C infolge grosser Temperaturgradienten und hohem Wasserdampfdruck aufgebaute Schichten aus kantigen Formen und Becherkristallen. In beiden Wintern bestand im Februar bei beiden permafrostfreien Standorten mehr als 80% der Schneedecke aus auf-

gebauten Formen. Im Gegensatz dazu betrug bei den Permafroststandorten im Februar der Anteil Rundformen durchwegs mehr als 45%. Beim grobblockigen Standort 1 variierte der Schneedeckenaufbau bereits innerhalb von 5 m^2 . Unterschiede im Untergrund (Block oder Luftkammer) beeinflussten Schneetemperaturen und damit Umwandlungsprozesse. In beiden Wintern konnte über Permafrost eine aufbauende Umwandlung (Becherkristalle) an der Oberfläche beobachtet werden (Ausnahme: Standort 1 im Winter 1989/90), welche durch Wasserdampftransporte bei tiefen Oberflächentemperaturen verursacht wird. Starke Deckschichten aus den Schneefällen im März und April überdeckten jeweils im Frühling diese Schwachschichten. Wegen den generell kälteren Schneetemperaturen treten Schmelzformen bei den Standorten mit Permafrost später auf. Die Durchnäsung der Schneedecke erfolgte in den Permafrostgebieten bis zu 1 Monaten später als ausserhalb.

5. Bedeutung der Erkenntnisse und Ausblick

5.1. Die thermische Wirkung der Schneedecke auf den Permafrost

Die durchgeführten Schneeuntersuchungen lieferten erste Grundlagen über die Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. Der bodennahe Temperaturgradient in der Schneedecke im Permafrost ist deutlich kleiner als ausserhalb der Permafrostzonen. Die Isolationsfähigkeit der Schneedecke mit thermischen Widerständen bis $6^{\circ}\text{C m}^2/\text{W}$ wird von Permafrost nur schwach beeinflusst. Die bodennahen Wärmeflüsse erreichen Werte bis $4\text{ W}/\text{m}^2$. Die Wärmemengen, welche in einem Winter durch die Schneedecke bei mittleren Schneehöhen transportiert werden, liegen im Permafrost in der Grössenordnung von $10\text{ MJ}/\text{m}^2$, ausserhalb je nach Schneehöhe bis $25\text{ MJ}/\text{m}^2$. Die

Durchnässung der Schneedecke erfolgte in den Permafrostgebieten einen halben bis ganzen Monat später als ausserhalb. Mehrere Hinweise deuten auf einen möglicherweise permafrostinduzierenden Herbstschneeeffekt, welcher im Herbst bei kleinen Schneehöhen und guten langwelligen Ausstrahlungsbedingungen (klare Nächte) den Untergrund stark auskühlen würde. Falls infolge einer allgemeinen Erwärmung die mittleren Schneehöhen abnehmen würden, könnte an entsprechenden Lokalitäten bedingt durch den verstärkten Herbstschneeeffekt eine Permafrostbildung einsetzen.

5.2. Faustregeln über den Zusammenhang zwischen Permafrost und Schneedecke

Wie bereits erwähnt, tritt Permafrost häufig in Lawinenanrisszonen oberhalb 2500 m ü. M. auf. Es stellt sich nun die Frage nach dem Zusammenhang zwischen Permafrost und Lawinen. Prinzipiell scheint der Permafrost weder besonders lawinengünstige noch besonders lawinenungünstige Voraussetzungen zu schaffen.

Aufgrund der nun vorliegenden ersten Erkenntnissen wird versucht, die Auswirkungen der für die Bildung von alpinen Permafrost typischen lokalklimatischen Faktoren auf den Schneedeckenaufbau sowie den direkten Einfluss von Permafrost auf den Schneedeckenaufbau zusammenzufassen.

A) Effekte mit gemeinsamen lokalklimatischen Voraussetzungen, die sowohl die Bildung von Permafrost wie auch einen bestimmten Schneedeckenaufbau verursachen.

• *Tiefenreifbildung im Frühwinter*

In den Schattengebieten kann Herbstschnee oft nicht mehr schmelzen. In solchen Gebieten bildet sich oft ein schwaches Fundament aus Schwimmschnee. Bei kleinen Schneehöhen im Frühwinter ergibt dies einen ungünstigen Schneedeckenaufbau und fördert die Permafrostbildung

• *Bildung oberflächennaher Schwachschichten.*

Permafrostgebiete sind oft Schattengebiete mit grossen Strahlungsverlusten. Im Januar entstehen dadurch in Oberflächennähe aufgebauete Formen und Oberflächenreif. Diese Schichten werden im weiteren Verlauf des Winters zugedeckt und schwächen den Schneedeckenaufbau in Oberflächennähe.

B) Einflüsse von Permafrost auf den Schneedeckenaufbau

• *Verfestigung von Tiefenreifeissschichten über Permafrost im Hochwinter*

Der Permafrost reduziert den Temperaturgradienten in den untersten Schneeschichten. Die aufbauende Schneemetamorphose wechselt deshalb bei vergleichbaren Schneehöhen schneller zu abbauender Umwandlung. Dadurch entstehen bei grossen Schneehöhen im Verlauf des Winters auch in Bodennähe sehr harte Schichten aus Rundkörnern. Im Gegensatz dazu bleiben ausserhalb der Permafrostzonen oft Schwimmschneeschichten bestehen.

• *Starke Verzögerung der vollständigen Durchnässung der Schneedecke im Frühling*

Die Temperaturen am Übergang Boden/Schnee sind über Permafrost um mindestens 3 °C kälter. Der oftmals bezüglich Lawinenbildung kritische Zeitpunkt der vollständigen Durchnässung der Schneedecke kann deshalb in den Permafrostgebieten bis zu 40 Tage später als ausserhalb der Permafrostzone beobachtet werden.

5.3. Ausblick

Die präsentierten Untersuchungen führten zu ersten Erkenntnissen über bisher in den Alpen wenig untersuchte Zusammenhänge zwischen Schnee und Permafrost. Das sehr bescheidene Datenmaterial sollte im Hinblick auf die weite Verbreitung von Permafrost im Hochgebirge unbedingt erwei-

tert werden, um die allgemeine Gültigkeit der festgestellten Zusammenhänge zu analysieren. Weiter ist die bereits angelaufene Untersuchung von bestimmten Effekten (z. B. Herbstschneeeffekt) eine wichtige Voraussetzung um die im Permafrost ablaufenden Prozesse besser zu verstehen.

Im Hinblick auf die praktische Umsetzung bilden die formulierten Faustregeln über den Zusammenhang zwischen Schnee und Permafrost eine gute Ausgangslage. Durch den Einsatz der bereitstehenden Computerprogramme zur Abschätzung der mutmasslichen Permafrostverbreitung könnten über

grössere Flächen Zusammenhänge zwischen Permafrost und Lawinenanrissen untersucht werden. Solche Untersuchungen würden einen weiteren Beitrag für die Beurteilung der Lawinengefahr im Hochgebirge liefern.

5.4. Dank

Die präsentierten Untersuchungen wurden wesentlich durch die Luftseilbahn Silvaplana-Corvatsch und deren Mitarbeiter unterstützt. An dieser Stelle sei allen mit einem herzlichen «grazcha fich» gedankt.

6. Literatur

- Barsch, D. 1978:* Rock glaciers as indicators for discontinuous Alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. Proc. 3rd International Conference on Permafrost, Ottawa, 349–352.
- Colbeck, S. C. (Hrsg.) 1990:* The international classification for seasonal snow on the ground. Wallingford, Oxfordshire, IAHS und ICSI, 23 S.
- Föhn, P. 1990:* Schnee und Lawinen. In: Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. Mitteilungen der VAW*)-ETH Zürich Nr. 108, 33–48.
- Flury, M. (unpubl.) 1988:* Mikroklimatische und standortkundliche Untersuchungen in der alpinen Stufe des Schweizerischen Nationalparks. Diplomarbeit Geographisches Institut der Universität Zürich, 117 S.
- Haerberli, W. 1973:* Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band XII/2, 221–227.
- Haerberli, W. 1975:* Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Fluelapass und Piz Grialettsch GR. Mitteilungen der VAW*)-ETH Zürich Nr. 17, 221 S.
- Haerberli, W. 1985:* Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen der VAW*)-ETH Zürich Nr. 77, 142 S.
- Haerberli, W., M. Hoelzle, F. Keller, W. Schmid, D. Vonder Mühl und St. Wagner 1993:* Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. Proc. 6th International Conference on Permafrost, Beijing, July 1993, 214–219.
- Hoelzle, M. 1994:* Permafrost und Gletscher im Oberengadin: Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. Mitteilungen der VAW*)-ETH Zürich Nr. 132, 121 S.
- Keller, F. 1992:* Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO. Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 3, Nr. 2, 133–138.
- Keller, F. 1994:* Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost: Eine Grundlagenstudie im Oberengadin. Mitteilungen der VAW*)-ETH Zürich Nr. 127, 145 S.
- Keller, F. und Gubler H.U. 1993:* Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtèl / Corvatsch, Swiss Alps. Proc. 6th International Conference on Permafrost, Beijing, July 1993, 332–337.
- Meister, R. 1987:* Lawinenniedergänge mit Todesopfern in der Schweiz. In: Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen Winter 1985/86. Winterbericht des EISLF*), Weissfluhjoch / Davos Nr. 50, 195–206.
- Stucki, Th. (unpubl.) 1995:* Permafrosttemperaturen im Oberengadin. Eine Auswertung der Bohrlochtemperaturen im alpinen Permafrost des Oberengadins im Hinblick auf einen Erwärmungstrend und Schmelzwasserabfluss aus dem Permafrost. Diplomarbeit an der Abt. Erdwissenschaften der ETH Zürich, Wintersemester 1994/1995, 110 S.
- Vonder Mühl, D. 1993:* Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. Mitteilungen der VAW*)-ETH Zürich Nr. 122, 222 S.
- Washburn, A. L. 1979:* Geocryology – A survey of periglacial processes and environments. Quaternary Research Center, University of Washington, 406 S.

* EISLF: Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch / Davos.
VAW: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH-Zürich.

