

Typische und atypische Permafrostvorkommen - Klimatische Bedingungen, geomorphologische Indikatoren und Prospektionsmethoden

Typical and atypical permafrost occurrence - Climatical conditions, geomorphological and geophysical sounding methods

LOTHAR SCHROTT

Kurzfassung: Permafrost oder ganzjährig gefrorener Untergrund ist in polaren und subpolaren Gebieten, aber auch in Hochgebirgen ein weitverbreitetes Phänomen. Rund ein Viertel der Festlandflächen der Erde sind davon betroffen. Die Existenz von Permafrost ist primär eine Funktion der Solarstrahlung (Strahlungsdefizit), der Lufttemperatur, der Dauer und Mächtigkeit der Schneedecke und der Bodencharakteristik (thermische Eigenschaften, Feuchtegehalt). Mit dem Auftreten von Permafrost muß – stark vereinfacht ausgedrückt – in Gebieten gerechnet werden, in denen die mittlere jährliche Lufttemperatur unter -1 bis -2 °C liegt. Allerdings wird das lokale Verbreitungsmuster von Permafrost insbesondere von der Solarstrahlungsintensität sowie der Schneedeckendauer beeinflusst. Bei extremer Strahlungsarmut (dauernde Schattenlagen) oder bei entsprechender Isolationswirkung (z. B. lange liegenbleibender Lawinenschnee) können auch reliktsche Permafrostlinsen außerhalb der typischen Verbreitungsgebiete erhalten sein. Mit Hilfe von geophysikalischen Prospektionsmethoden (Bohrlochmessungen, Messungen der Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke, Seismik, Geoelektrik) ist es möglich, Rückschlüsse auf die Beschaffenheit des Untergrundes zu ziehen und somit Permafrostvorkommen zu identifizieren. Ferner bieten geomorphologische Zeigerphänomene (z. B. aktive Blockgletscher) sichere Hinweise auf Permafrostvorkommen, da ihre Genese an Permafrost gebunden ist. Andauernde Erwärmungs- oder Abkühlungstrends führen zu Reaktionen der Permafrosttemperatur, die in bestimmten Gebieten – entsprechend der Dauer und Intensität – zu nachhaltigen Veränderungen führen können (z. B. Beeinflussung der Stabilität ehemals gefrorener Schutthänge etc.).

Schlagworte: Permafrost, geomorphologische Indikatoren, Prospektionsmethoden

Abstract: Permafrost, or perennially frozen ground, is a widespread phenomenon in polar and subpolar regions as well as high mountain areas. Approximately 25 % of the world's land surface is underlain by permafrost. The existence of permafrost is mainly a function of solar radiation (radiation deficit), air temperature, duration and thickness of the snow cover and soil characteristics (thermal properties, water content). Permafrost occurs – in strongly simplified terms – in areas, where the mean annual air temperature is below -1 to -2 °C. The distribution of permafrost on a local scale however, is mainly influenced by solar radiation intensities and the duration of snow cover. Isolated permafrost lenses may also occur in areas outside the typical permafrost zones due to a lack in radiation (permanent shade) or due to the effect of isolation (e.g. long-lasting snow patches). By means of geophysical methods (borehole logging, BTS-measurements, seismic soundings, geoelectrical resistivity) it is possible to identify the occurrence of permafrost; moreover some geomorphic landforms (e.g. active rock glacier) indicate the presence of permafrost, because the appearance and evolution of those landforms is closely related to perennially frozen ground. Ongoing warming trends influence permafrost-temperature and can thus lead to environmental changes in certain areas (e.g. change of slope stability due to permafrost degradation).

Keywords: permafrost, geomorphic indicators, geophysical methods

1. Einleitung

Obwohl rund ein Viertel der Festlandfläche der Erde dem Einfluß von Permafrost unterliegt und den Einwohnern arktischer Gebiete dieses Phänomen wohl seit Jahrhunderten bekannt ist, war bis in die vierziger Jahre dieses Jahrhunderts das Vorkommen von Permafrost wissenschaftlich kaum erforscht (STÄBLEIN 1983, 1985, FRENCH 1996). Zwar wurden schon im vergangenen Jahrhundert in Sibirien Temperaturmessungen im Permafrost vorgenommen, große Fortschritte brachte jedoch erst der Bau des Alaska Highway 1942. Drei Jahre später führte der Nordamerikaner MULLER den Begriff Permafrost (abgeleitet von permanently frozen ground) in die wissenschaftliche Literatur ein (MULLER 1945). In den letzten 50 Jahren hat die Permafrostforschung eine rasante Entwicklung erfahren. Seit 1963 werden regelmäßig internationale Konferenzen durchgeführt, und im Jahre 1983 wurde die International Permafrost Association (IPA) zur Förderung weltweiter interdisziplinärer Permafrostforschung gegründet.

Permafrostgebiete weisen während der Dauer von mindestens einem Jahr Boden- oder Felstemperaturen unter 0 °C auf (HAEBERLI 1990). Das Phänomen ist auf der Basis

der Temperatur und der Zeit definiert. Andere Charakteristika (Lithologie, Eisgehalt, Mächtigkeit, Alter) können stark variieren.

In Grönland sind vermutlich nahezu 100 %, in Alaska mehr als 80 % und in den Staaten der ehemaligen Sowjetunion rund 50 % davon betroffen. Die größten Permafrostmächtigkeiten von mehreren hundert Metern sind in den hohen Breiten Sibiriens (1600 m) und Alaskas (> 600 m) zu finden, bei mittleren jährlichen Lufttemperaturen von unter $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (FRENCH 1996).

Tabelle 1. Die Hauptverbreitungsgebiete von Permafrost (nach WASHBURN 1979, KOSTER 1994, FRENCH 1996)

	Permafrostanteil an der Gesamtfläche (%)
Staaten der ehemaligen Sowjetunion	50 %
Kanada	50 %
Alaska (USA)	82 %
Grönland	99 %
China	22 %
Antarktis	100 %
Gesamt (weltweit) ¹	20-25 %

¹ die Angaben sind Schätzwerte und variieren z.T. stark in der Literatur

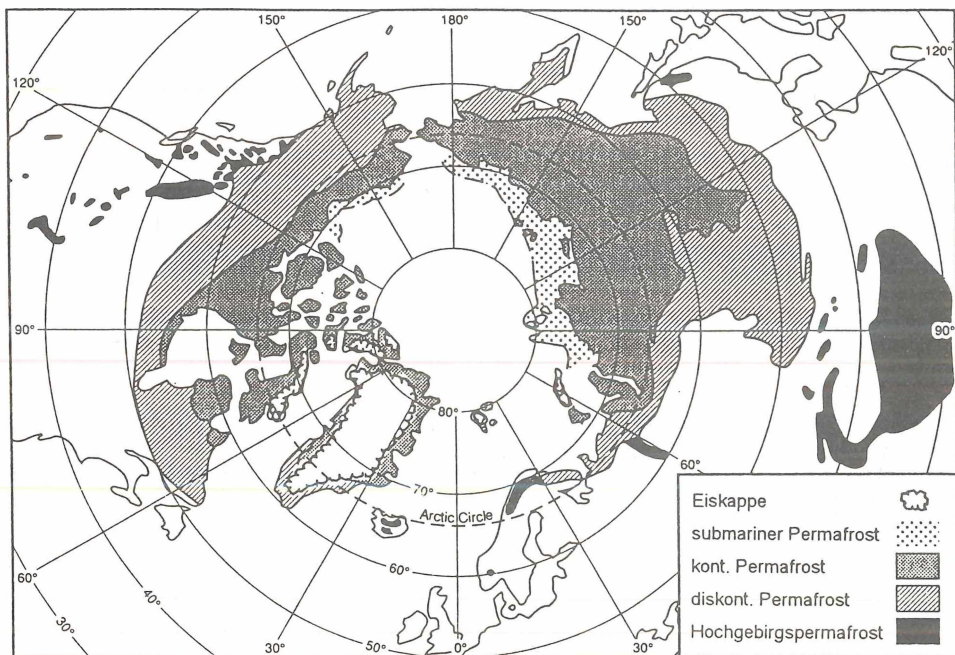


Abbildung 1. Die Permafrostverbreitung auf der Nordhemisphäre (stark generalisiert und vereinfacht; Hochgebirgspermafrost ist nicht differenziert in kontinuierlich bzw. diskontinuierlich und Permafrostgebiete der Alpen sind nicht dargestellt) (nach PÉWÉ, 1991).

Auch in den Hochgebirgsregionen der hohen und niederen Breiten sind beträchtliche Permafrostvorkommen vorhanden. In den europäischen Alpen muß beispielsweise oberhalb der natürlichen Waldgrenze mit Permafrostvorkommen gerechnet werden. Sowohl beim polaren als auch beim Hochgebirgspermafrost wird, bedingt durch klimatische und geomorphologische Einflußfaktoren, zwischen sporadischem (< 30 % der Fläche), diskontinuierlichem (ca. 30-80 % der Fläche) und kontinuierlichem (> 80 % der Fläche)

Vorkommen unterschieden. Bei einer durchschnittlichen Jahresmitteltemperatur zwischen $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ tritt Permafrost – in der Regel – diskontinuierlich und ab ca. $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ kontinuierlich auf. Diese Angaben sind jedoch nur grobe Richtwerte und lassen keine Rückschlüsse auf lokale Verbreitungsmuster zu. Neben dem polaren und alpinen Permafrost (Hochgebirgspermafrost) gibt es auch bedeutende submarine Permafrostvorkommen (sibirischer Kontinentalschelf, Beaufort See) (s. Abb. 1).

2. Einflußfaktoren

Da die Wechselwirkungen zwischen den klimatischen und geomorphologischen Faktoren die spezifischen Voraussetzungen bilden, welche die Entstehung und das Vorkommen von Permafrost bestimmen, bedarf es auch einer Betrachtung der geomorphologischen Bedingungen unter Berücksichtigung der Lithologie, Topographie und Hydrologie. Für das lokale Verbreitungsmuster ist eine Ableitung anhand der Lufttemperatur nicht ausreichend. Je nach Geländesituation können Solarstrahlungsdefizite und lokale Schneefelder (Isolationseffekt) Permafrostvorkommen auch bei positiven Jahresmitteltemperaturen bewirken (z. B. Vorkommen weit unterhalb der Baumgrenze bzw. außerhalb des polaren Bereiches).

Aufgrund der Vielfalt der Einflußgrößen auf die Permafrostverbreitung wird deutlich, daß das lokale Verbreitungsmuster von Permafrost nicht auf einfache Weise, beispielsweise mit einer Höhengrenze oder einer bestimmten jährlichen Lufttemperatur, beschrieben werden kann.

Auch der Eisgehalt kann je nach Bodenwassergehalt, Lithologie und Genese stark variieren. Es wird deshalb zwischen trockenem (z. B. Fels, Wüsten), gesättigtem (Eisgehalt = Porenvolumen des ungefrorenen Materials) und übersättigtem Permafrost (Eisgehalt > Porenvolumen des ungefrorenen Materials) unterschieden (HARRIS 1986).

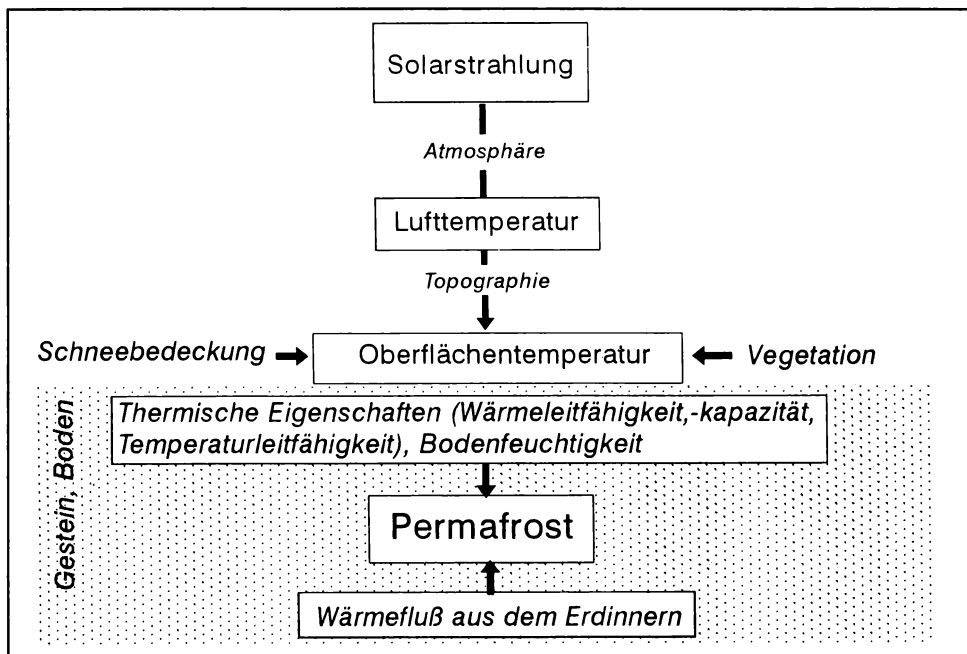


Abbildung 2. Schema qualitativer Einfluß- und Energiebilanzfaktoren auf die Existenz und Verbreitung von Permafrost.

2.1. Energiebilanzfaktoren

Die Permafrostverbreitung wird durch die räumliche und zeitliche Verteilung der Energiebilanzfaktoren an der Erdoberfläche und die zugehörigen thermischen Bedingungen des Untergrundes bestimmt. Nur eine negative Energiebilanz an der Erdoberfläche ermöglicht ein Wachstum von Permafrost.

Modifizierenden Charakter haben die Dauer und Mächtigkeit der Schneebedeckung, Vegetation, thermische Eigenschaften des Bodens, Exposition und Hangneigung. Der Wärmefluß aus dem Erdinnern begrenzt den Permafrost nach unten (s. Abb. 2 u. Abb. 3). Es besteht folglich kein einfacher Zusammenhang zwischen Luft- und Bodentemperatur. Die Energieaustauschprozesse an der Erdoberfläche sind nur zu verstehen, wenn die Komponenten der Energiebilanz und deren Einflüsse ausreichend bekannt sind.

Die an der Erdoberfläche eintreffende Energie setzt sich aus der direkten solaren Sonnenstrahlung und der diffusen oder indirekten Himmelsstrahlung zusammen. Die Summe beider kurzwelligigen Strahlungsanteile wird als Globalstrahlung bezeichnet. Die Umsetzung der Globalstrahlungsenergie an der Bodenoberfläche wird letztlich durch die Albedo (Rückstrahlvermögen) bestimmt. Deshalb ist der Einfluß der Schneebedeckung von größter Bedeutung. Für die Erfassung der gesamten Strahlungsbilanz muß auch die langwellige Ein- und Ausstrahlung erwähnt werden. Die langwellige Komponente zeigt jedoch im Vergleich zur kurzwelligigen Strahlung eine schwächer ausgeprägte räumliche und zeitliche Variabilität. Die einfallende langwellige Strahlung hängt vor allem von großräumigen atmosphärischen Bedingungen (Advektion) ab.

Die Strahlungsbilanz kann wie folgt beschrieben werden:

$$Q_R = D + H - R_k - A + G - R_l$$

wobei D die direkte Sonnenstrahlung, H die diffuse Himmelsstrahlung, R_k die kurzwellige Albedo, A die langwellige Ausstrahlung, G die langwellige atmosphärische Gegenstrahlung und R_l die langwellige Albedo ist.

Neben der Strahlungsbilanz sind noch weitere Energieflüsse zu berücksichtigen, die unter bestimmten Umständen, insbesondere bei sporadischem Permafrostvorkommen, eine wichtige Rolle spielen.

(i) Bodenwärmestrom

Bei diesem Wärmestrom zwischen dem Erdinnern und der Erdoberfläche ist zwischen dem geothermischen Wärmefluß (s. Abb. 2) und dem Wärmefluß ausgehend von der Strahlungsenergie zu differenzieren. Der Bodenwärmestrom ist deshalb v.a. von der Wärmeleitfähigkeit des Substrates abhängig. So erreicht beispielsweise eine Erdoberfläche mit geringer thermischer Leitfähigkeit sehr hohe Oberflächentemperaturen, wogegen Substrate mit hoher Leitfähigkeit zwar geringere Oberflächentemperaturen, aber eine bessere Wärmeleitung zur Tiefe hin aufweisen (WILLIAMS & SMITH 1989). Gerade in Permafrostgrenzlagen kann die thermische Leitfähigkeit ein mitverursachender Parameter für Permafrostvorkommen sein.

(ii) Latenter Wärmefluß

Der latente Wärmefluß erfolgt über die Verdunstung und wirkt praktisch nur in den Sommermonaten. Da in dieser Zeit bis zu 50 % der Nettostrahlung verbraucht werden, entspricht dies einer Energiesenke, was insbesondere im sporadischen Permafrostbereich zum Erhalt von Permafrostkörpern beitragen kann (HÖLZLE 1994).

(iii) Fühlbarer Wärmefluß

Der fühlbare Wärmefluß entsteht durch Strahlungseinflüsse bzw. latente Wärmeflüsse, die einen Temperaturgradienten zwischen der Erdoberfläche und den Luftschichten bedingen und somit einen Energieaustausch durch Luftzirkulation (Konvektion) verursachen. Diese Energiebilanzkomponente verhält sich zur Nettostrahlung quasi entgegengesetzt.

Aus dem Zusammenwirken aller Energiebilanzfaktoren nimmt die Bodenoberfläche diejenige Temperatur an, bei der die Summe aller Energieflüsse – gemäß dem Energieerhaltungssatz – ausgeglichen ist. Die Energiebilanz an der Oberfläche wird somit von der Strahlungsbilanz, den Wärmeaustauschvorgängen der Oberfläche mit der Atmosphäre und den Bodenwärmeströmen bestimmt (vgl. HÄCKEL 1985, SCHÖNWIESE 1994).

Sie kann wie folgt ausgedrückt werden:

$$Q_R \pm Q_H \pm Q_{LE} \pm Q_G = 0$$

wobei Q_R die Strahlungsbilanz, Q_H der fühlbare Wärmefluß, Q_{LE} der latente Wärmefluß und Q_G die Wärmeleitung im Boden (Bodenwärmefluß) ist.

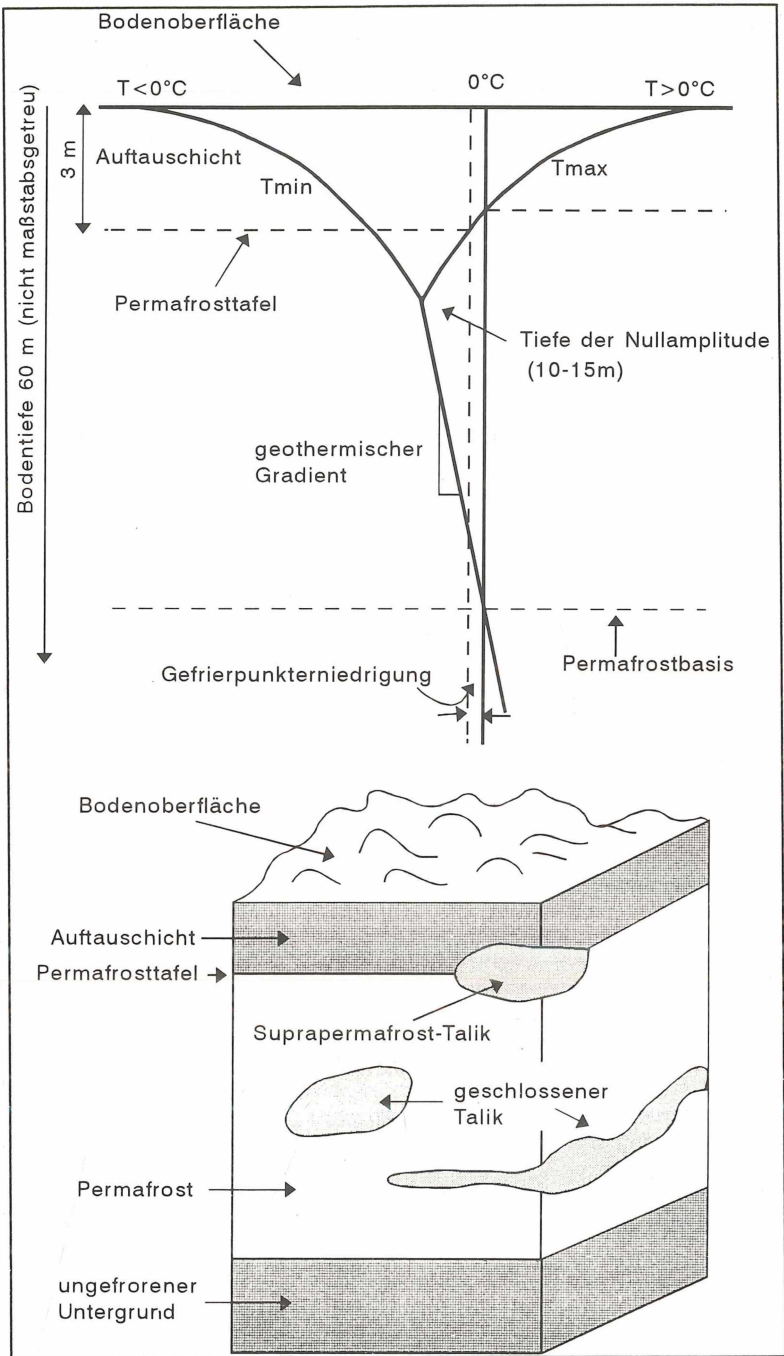


Abbildung 3. (a) Schematisches Bodentemperaturprofil eines Permafrostkörpers. Die Permafrosttafel bildet die Obergrenze des Permafrostkörpers. Durch Druckverhältnisse und Mineralsubstanzen (Salze) in der Bodenlösung kann der Gefrierpunkt geringfügig erniedrigt werden. Permafrost kann deshalb auch bei negativen Temperaturen eisfrei sein. (b) Schematisches Blockbild durch einen Permafrostkörper mit Auftauschicht und ungefrorenen Bereichen (Taliken) (nach FRENCH 1996).

Die relative Größe der verschiedenen Energiebilanzkomponenten unterliegt großen räumlichen und zeitlichen Schwankungen. So hängt die Nettostrahlung stark von der Albedo der Bodenoberfläche und der Bewölkung ab, die Verdunstung von der Wärmebilanz und der Verfügbarkeit von Wasser, die fühlbare Wärme von der Windgeschwindigkeit sowie der Oberflächenrauigkeit und der Bodenwärmefluß von der Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität des Untergrundes. Die thermischen Eigenschaften des Bodens (Wärmeleitfähigkeit, Temperaturleitfähigkeit, Wärmekapazität) bestimmen schließlich die Geschwindigkeit und Eindringtiefe der Temperaturwelle.

Strahlungsbilanz, Bodenwärmestrom, latenter und fühlbarer Wärmefluß haben somit Einfluß auf die Permafrostverbreitung. Damit wird die Interdependenz von klimatischen und ortsspezifischen Faktoren (hydrologische, lithologische und aerodynamische Verhältnisse) als spezifische Voraussetzung für die mögliche Existenz von Permafrost deutlich.

2.2. Das geothermische Regime von Permafrost

In welcher Mächtigkeit Permafrost entwickelt ist, wird durch das Verhältnis vom geothermischen Gradienten bestimmt, d.h. der internen Wärmezunahme mit der Tiefe und dem Wärmeverlust an der Erdoberfläche. Der Wärmefluß vom Erdinnern bewirkt eine durchschnittliche Temperaturzunahme von 1 °C/30-60m Tiefe und begrenzt somit die Permafrostmächtigkeit von unten (s. Abb. 3).

Oberhalb der Permafrosttafel taut und gefriert der Boden im jahreszeitlichen Wechsel. Diese Auftauschicht – auch 'active layer' genannt – variiert geringfügig von Jahr zu Jahr, abhängig von der Dauer und Mächtigkeit der Schneedecke, dem Verlauf der Lufttemperatur, der Vegetation und dem Wassergehalt des Bodens.

Ebenso haben Klimaschwankungen, unter Berücksichtigung einer entsprechenden Reaktionszeit, Veränderungen der Permafrosttemperatur und damit der Permafrostmächtigkeit zur Folge (vgl. Kap. 5).

3. Verbreitungsgebiete von Permafrost

3.1. Typische Permafrostverbreitung

Polarer Permafrost

Polarer Permafrost existiert in der Regel ab ca. dem 60. Breitengrad und in vorwiegend trockenen Klimaten. Als typische Klimakennwerte gelten

- 75 % der Jahrestage mit Temperaturen unter 0°C,
- 50 % des Jahres Temperaturen unter -10°C,
- Jahresniederschlag meist unter 500 mm.

Die Permafrostmächtigkeit nimmt äquatorwärts ab, die Tiefe der Auftauschicht dagegen zu (vgl. HARRIS 1986, FRENCH 1996).

Hochgebirgspermafrost

Hochgebirgspermafrost (mitunter auch alpiner Permafrost genannt) ist in allen Gebirgsregionen der mittleren und niederen Breiten anzutreffen. Aufgrund der Tatsache, daß etwa ab dem 60. Breitengrad die Permafrostuntergrenze äquatorwärts mit rund 100-150 m/Breitengrad ansteigt, ist mit Permafrostvorkommen auch in subtropischen und tropischen Hochgebirgen in Höhen von über 5000 m ü.M. zu rechnen. In den siebziger Jahren entwickelte HAEBERLI (1975) sogenannte Faustregeln zur Erfassung der Permafrostverbreitung in den Alpen. Diese basieren auf folgenden Annahmen:

- Die Lufttemperatur, welche v.a. eine Funktion der Höhe ist, bestimmt die großräumige Permafrostverbreitung.
- Die Globalstrahlung, welche lokal stark variiert (Exposition, Neigung und Horizont), bestimmt die lokale Permafrostverbreitung.
- Die Schneedecke beeinflusst den Energieeintrag durch thermische Isolation und durch die hohe Albedo. Da die Schneeverteilung zudem durch Wind und Lawinen stark beeinflusst wird, kann sie als eine Funktion der Topographie beschrieben werden. Dauer und Mächtigkeit der Schneedecke bestimmen im kleinräumigen Bereich die Permafrostverbreitung maßgeblich mit.

- Schließlich übt die thermische Wärmeleitfähigkeit des Bodens einen großen Einfluß aus und bestimmt v.a. im Grenzbereich die lokale sowie mikroskalige Permafrostverbreitung mit.

Zahlreiche geomorphologische Befunde, Bodentemperaturmeßreihen und Erfahrungen führten zur Aufstellung von Faustregeln zur Abschätzung von Permafrostvorkommen, die verschiedene Geländesituationen (Hanglagen, Hangfußlagen, Verflachungen, Gipfellenlagen) als Funktion der Meereshöhe (Lufttemperaturfaktor) und der Exposition (Strahlungsfaktor) beschreiben (vgl. HAEBERLI 1985, HÖLZLE 1994, KELLER 1994):

1. Unterhalb der Waldgrenze muß nur in extremen Schattenlagen mit sporadischem Permafrostvorkommen gerechnet werden.
2. In Gebieten mit einer geschlossenen Rasen- oder Vegetationsdecke ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost sehr gering (<25 %), in unbewachsenen Schuttgebieten dagegen groß (>75 %).
3. Anhand der Topographie (Exposition, Höhe [m ü. M.], Steilhänge, Hangfußlagen, Verflachungen) kann die Permafrostverbreitung grob abgeschätzt werden.
4. Geomorphologische Zeigerphänomene für Permafrostvorkommen – wie aktive Blockgletscher (vgl. Kap. 4.1 und Abb. 7), perennierende Schneeflecken und Lawinenebenflächen, die den Sommer nahezu ganz überdauern – können mit Hilfe von Luftbildern und geomorphologischen Kartierungen identifiziert werden.

In den letzten zwei Jahrzehnten sind dank verschiedener Prospektionsmethoden (BTS, geophysikalische Sondierungsverfahren) (s. Kap. 4) die Faustregeln in verschiedenen Hochgebirgen weltweit bestätigt worden.

3.3. Atypische Permafrostverbreitung

In Ausnahmefällen kann Permafrost auch sporadisch außerhalb der typischen Verbreitungsgebiete der hohen Breiten bzw. der Hochgebirge vorkommen. Hier handelt es sich meist um reliktschen Permafrost, d.h. die Genese steht in Verbindung mit früheren, kälteren Klimaten. So erstreckt sich in Ostasien der Permafrost bis auf 45° nördlicher Breite.

Der Erhalt von Permafrost ist häufig auf vereinzelte Standorte mit einem spezifischen Mikroklima (extrem strahlungsarm) zurückzuführen und erlaubt somit Permafrostvorkommen bei positiven mittleren jährlichen Lufttemperaturen. Aus dem Schweizer Jura sind beispielsweise sporadische Permafrostvorkommen in Höhlen auf rund 1000 m ü.M. bekannt.

Denkbar wäre auch der Erhalt von einzelnen Eiskörpern in strahlungsarm exponierten, relativ kalten Blockhalden, wie sie beispielsweise von WUNDER & MÖSELER (1996) in der nordwestlichen Eifel vermutet werden. Der kombinierte Einsatz von geophysikalischen Meßverfahren (s. Kap. 4.2) könnte hier Klarheit verschaffen.

4. Identifikation und Prospektion von Permafrostvorkommen

4.1. Geomorphologische Zeigerphänomene

Viele Permafrostphänomene hängen direkt oder indirekt vom Wasser- bzw. Eisgehalt ab. Kriechbewegungen sowie Hebungs- und Senkungsprozesse führen zu vielfältigen geomorphologischen Erscheinungsformen, die Hinweise auf Permafrostvorkommen geben können. Die wichtigsten Phänomene entstehen durch Kontraktionsrisse (Eiskeile), differenzielle Frosthebung (Palsen, Pingos) und Kriechformen (Blockgletscher). Rezent aktive Eiskeile sind meist auf den kontinuierlichen polaren Permafrost beschränkt bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von < -6 bis -8°C (tiefe Wintertemperaturen bei dünner Winterschneedecke und großen Jahresamplituden) (s. Abb. 4). Die Temperaturangaben stellen jedoch nur grobe Richtwerte dar. So variiert die Eiskeilbildung in den Periglazialgebieten Sibiriens sehr stark (aufgrund der unterschiedlichen Substrate) und sollte deshalb nicht mit einer bestimmten Jahresdurchschnittstemperatur in Verbindung gebracht werden (ROMANOSVSKY 1985). Im Frühstadium der Eiskeilbildung sind die durch thermische Kontraktion entstandenen Risse mit kleinen Eisadern durchzogen. Das wiederholte Auftauen und Wiedergefrieren der Auftauschicht sowie Segregation von Bodenwasser führt zu einem z.T. beträchtlichen Wachstum der Eiskeile (s. Abb. 4). Fossile Eiskeile (Eiskeil-Pseudomorphosen) und fossile Sandkeile, wie sie beispielsweise in Mitteleuropa vorkommen (beim Schmelzen des Eises wurde der Hohlraum mit Sediment

verfüllt), sind Relikte pleistozäner periglazialer Prozesse und Indikatoren für die frühere Verbreitung von Dauerfrostboden (EHLERS 1994).

Palsen und Pingos sind Hügel mit eisreichen Permafrostkernen, wobei die deutlich größeren Pingos Durchmesser von mehreren hundert Metern und Höhen von über 50 m erreichen können und in der Regel auf Gebiete mit kontinuierlichem Permafrost beschränkt sind (s. Abb. 5). Die deutlich kleineren Palsen sind an Moore gebunden, und die Aufwölbung entsteht durch 2-15 cm mächtige Eislagen im Torf. Sie erreichen in der Regel Höhen zwischen 1 und 7 m bei Durchmessern von unter 100 m (s. Abb. 6). Ihr Verbreitungsgebiet liegt im sporadischen und im diskontinuierlichen Permafrostbereich (WASHBURN 1979, STÄBLEIN 1985, EHLERS 1994, FRENCH 1996). Indikatoren für Permafrost in Gebirgsräumen sind aktive Blockgletscher. Sie bewegen sich unter plastischer Deformation als loben- oder zungenförmige Schutt-/Eiskörper (Eisgehalt zw. 50 und 70 Vol. %) hangabwärts. Aktive Blockgletscher markieren häufig die Untergrenze diskontinuierlichen Permafrostes (vgl. BARSCH 1978, 1992, 1996; SCHROTT 1996) (s. Abb. 7).



Abbildung 4. Eiskeil im polaren kontinuierlichen Permafrostbereich im Adventdal, Spitzbergen (Photo: B. ETZELMÜLLER).

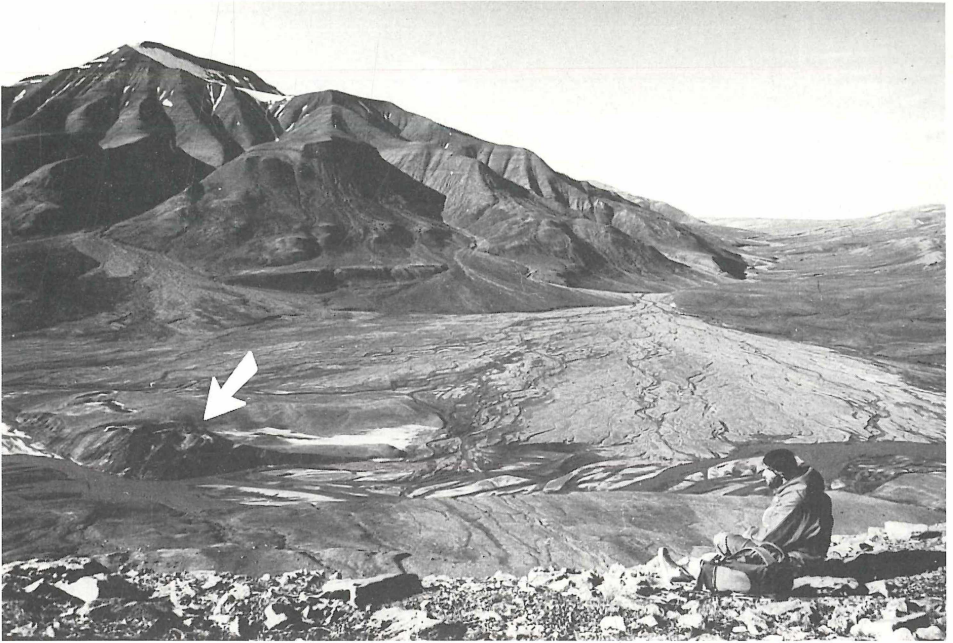


Abbildung 5. Pingo im Adventdal (kontinuierlicher Permafrost), Spitzbergen. Der Pingo hat einen Durchmesser von rund 100 m bei einer Höhe von 50 m (Photo: B. ETZELMÜLLER, s. Pfeil).



Abbildung 6. Palsa im Bereich von sporadischem Permafrost in Karlebodden, Sør-Varanger, Finnmark, Norwegen



Abbildung 7. Blockgletscher im Bereich von diskontinuierlichem Permafrost am Piz da l'Aqua in Graubünden (Schweizer Nationalpark).



Abbildung 8. Steinziirkel im Bereich von kontinuierlichem Permafrost in Kvadehuken, Spitzbergen (Photo: B. ETZELMÜLLER).

4.2. Bohrungen und geophysikalische Methoden

Neben indirekten Methoden wie geomorphologischen Zeigerphänomenen oder Faustregeln (vgl. Kap. 3.2 und 4.1) müssen häufig Bohrungen und geophysikalische Meßverfahren zur Prospektion herangezogen werden (KING 1984, BARSCH & KING 1989, VONDER MÜHLL & HAEBERLI 1990, VONDER MÜHLL 1993). Anhand von Grabungen oder Bohrungen kann Permafrost direkt aufgeschlossen werden, und es lassen sich wertvolle Informationen über stratigraphischen Aufbau, Temperaturverläufe, Eis- und Fels-/Bodencharakteristika gewinnen. Jedoch sind v.a. Bohrungen in der Regel schwierig vorzunehmen und äußerst kostspielig. In der Praxis haben sich deshalb kostengünstigere und relativ einfach anzuwendende Methoden bewährt, die durch Oberflächensondierungen Rückschlüsse auf die physikalischen Eigenschaften des Untergrundes zulassen.

(i) Basis-Temperatur der Winterschneedecke (BTS)

Mit Messungen der Basis-Temperatur einer trockenen Winterschneedecke (BTS) kann auf die Existenz bzw. Absenz von Permafrost geschlossen werden.

Durch die geringe Wärmeleitfähigkeit der isolierenden Schneedecke sind gegen Ende des Hochwinters (Alpen: Februar/März) die Temperaturschwankungen an der Basis der Winterschneedecke bei einer Mindestmächtigkeit von 0,8-1 m auf wenige Zehntelgrade abgedämpft. Die Temperatur bleibt in dieser Zeit fast konstant und wird vorwiegend durch den Wärmefluß der obersten Bodenschichten bestimmt. Anhand zahlreicher Untersuchungen, v.a. in den ALPEN (HAEBERLI 1973, HAEBERLI & PATZELT 1982, HÖZLE 1992) und in Skandinavien (ØDEGARD et al. 1997, KING 1984) wurde dies mehrfach bestätigt, und es konnten permafrosttypische BTS-Werte empirisch ermittelt werden. Unter Berücksichtigung einer ausreichend mächtigen Schneedecke und Messungen ab dem Hochwinter ist bei BTS-Werten von unter -3 °C das Auftreten von Permafrost wahrscheinlich, zwischen -3 ° bis -2 °C möglich und bei über -2 °C unwahrscheinlich.

(ii) Refraktionsseismik

Bei dieser geophysikalischen Sondiermethode werden durch Sprengung oder Hammerschläge künstliche seismische Wellen im Untergrund erzeugt, die – gemäß dem physikalischen Grundprinzip der Refraktionsseismik – mit zunehmender Härte oder zunehmendem Verfestigungsgrad eine erhöhte Ausbreitungsgeschwindigkeit aufweisen. Aufgrund der unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen sowie deren Brechung (Refraktion) im Untergrund kann auf verschiedene – in der Regel horizontal – verlaufendene Schichten und Schichtgrenzen-Tiefenlagen geschlossen werden. Dies erlaubt Aussagen zum Vorkommen von Permafrostkörpern und zur Mächtigkeit der Auftauschicht. Im einfachen Zweischichtfall (z. B. ungefrorenes Moränenmaterial über Permafrost) unterscheidet sich der eisfreie, nicht gefrorene Blockschutt vom Permafrostkörper durch deutlich geringere seismische Geschwindigkeiten der Primärwellen (trockener Blockschutt: 300-600m/s; Permafrostmaterial: 2000-3500 m/s) (vgl. KING 1984, VONDER MÜHLL 1993). Die seismische Sondierung hat sich vielfach zur Kartierung von Permafrost und zur Bestimmung der Auftaumächtigkeiten bewährt (KING 1984, BARSCH & KING 1989, TATENHOVE & DIKAU 1990, HAEBERLI & PATZELT 1982, VONDER MÜHLL 1993, SCHROTT 1994).

(iii) Geoelektrik

Aufgrund der verschiedenen spezifischen elektrischen Widerstände der Gesteine bzw. deren Schichtung ist es möglich, mit Hilfe von geoelektrischen Sondierungen Rückschlüsse über die Untergrundsverhältnisse zu ziehen. Die typische Schichtenverteilung von ungefrorenem (geringer Widerstand) über gefrorenem Material (hoher Widerstand) ermöglicht eine schnelle und relativ sichere Permafrostprospektion insbesondere wenn sie in Kombination mit den o.g. Methoden angewandt wird. Der Vorteil der Geoelektrik – im Gegensatz zur Hammerschlagseismik – liegt in der weitaus mächtigeren Tiefensondierung. Dies bedeutet, daß nicht nur Permafrostobergrenzen, sondern auch Permafrostmächtigkeiten ermittelt werden können.

In Alaska haben sich geoelektrische Sondierungen im Permafrost seit über 50 Jahren bewährt (MACKKAY 1969), aber auch in den Anden (BARSCH & KING 1989), den Alpen (VONDER MUEHLL 1993, EVIN & FABRE 1990) und in Skandinavien (KING 1984, ØDEGARD et al. 1996) wurde dieses Verfahren vielfach erfolgreich eingesetzt.

5. Permafrost und Klimaschwankungen

Ein Temperaturanstieg führt in Gebieten mit Permafrostvorkommen – entsprechend der Intensität und Dauer des Erwärmungstrends – zu entsprechenden Reaktionen. So kommt es beispielsweise nach einem überdurchschnittlich warmen Jahr unmittelbar zu einem Anwachsen der sommerlichen Auftauschicht. Der beobachtete Temperaturanstieg – insbesondere in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts – hat nicht nur ein Zurückschmelzen der Gletscher zur Folge, sondern vermutlich ebenso eine Verschiebung der Untergrenze alpinen Permafrostes. Ehemals gefrorene Schutthänge und Moränenwälle können dadurch erheblich an Stabilität verlieren (HAEBERLI 1990). Gleichzeitig kann es in bestimmten Höhenstufen und Expositionslagen durch das Zurückschmelzen der Gletscher zu Permafrostneubildungen kommen (KEUSEN & WEGMANN 1997). Seit 1987 belegen kontinuierliche Bohrlochtemperaturmessungen im Permafrost der Schweizer Alpen, daß die außerordentlich warmen Jahre bis 1994 zu einem Anstieg der Permafrosttemperatur führten (VONDER MÜHLL & HAEBERLI 1990, HAEBERLI et al. 1993b). Interessanterweise zeigen neueste Ergebnisse, daß dieser Anstieg der Permafrosttemperatur von rund 1 °C/Dekade durch zwei kalte und schneearme Winter 1994/95 und 1995/96 nahezu kompensiert wurde (VONDER MÜHLL et al. 1998).

Mit einer Verzögerung von wenigen Jahren bis Jahrzehnten erfolgt bei anhaltendem Erwärmungstrend eine Änderung des Temperaturprofils. Von einer Anpassung der Permafrostverbreitung respektive -mächtigkeit an neue Temperaturverhältnisse kann jedoch erst dann gesprochen werden, wenn beispielsweise aufgrund eines anhaltenden Erwärmungstrends basales Schmelzen einsetzt, d.h. neben dem Abbau von oben (Zunahme der Auftaumächtigkeiten) auch ein Auftauen von unten stattfindet. Dazu sind jedoch mindestens Jahrzehnte, eher Jahrhunderte bis Jahrtausende notwendig (vgl. LACHENBRUCH et al. 1988, HAEBERLI 1994).

6. Schlußbetrachtung und Ausblick

Der aktuelle Wissensstand über das Phänomen Permafrost basiert vorwiegend auf Kenntnissen, die empirisch gewonnen wurden. In den letzten Jahren sind mehrere Methoden entwickelt bzw. verfeinert worden, um zuverlässige Aussagen zum Verbreitungsmuster von Permafrost machen zu können (VONDER MÜHLL 1993, HÖLZLE 1994, KELLER 1993). Dagegen ist das Prozeßverständnis trotz einiger quantitativer Ansätze nach wie vor qualitativ geprägt, weshalb Untersuchungen zur vergangenen wie zukünftigen Permafrostverbreitung bislang kaum erfolgt sind. Fundiertere Kenntnisse über gegenwärtige, holozäne oder gar pleistozäne Permafrostveränderungen könnten jedoch dazu beitragen, zukünftige Entwicklungen besser abzuschätzen. Tragfähige Prognosen müssen sich an verbesserten statistisch-empirischen Grundlagen über die Klima – Permafrost Beziehung orientieren. Langfrist – Meßnetze von Permafrosttemperaturen sind erforderlich, um frühzeitig Erwärmungs- bzw. Abkühlungstendenzen zu erkennen.

Danksagung

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie für die Bereitstellung einiger Photos danke ich BERND ETZELMÜLLER, Geographisches Institut, Universität Oslo, herzlich.

Literatur

- BARSCHE, D. (1978): Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost - an example from the Swiss Alps. - Third International Conference on Permafrost, Proceedings **1**, 348-353
- BARSCHE, D. (1992): Permafrost creep and rockglaciers. - Permafrost and Periglacial Processes, **3**, 175-188
- BARSCHE, D. (1993): Periglacial geomorphology in the 21st century. - Geomorphology, **7**, 141-163
- BARSCHE, D. (1996): Rockglaciers: indicators for the present and former geocology in high mountain environments. - Berlin (Springer), 331 S.
- BARSCHE, D. & KING, L. (1989): Origin and geoelectrical resistivity of rockglaciers in semi-arid subtropical mountains (Andes of Mendoza, Argentina). - Zeitschrift für Geomorphologie N.F. **33**, 151-163
- EHLERS, E. (1994): Quartärgeologie. - Stuttgart (Enke), 358 S.
- EVIN, M. & FABRE, D. (1990): The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). - Geomorphology **3**, 57-71
- FRENCH, H. (1996): The periglacial environment. - Essex (Longman), 2nd Edition, 341 S.
- HÄCKEL, H. (1985): Meteorologie. - Stuttgart (UTB), 382 S.
- HAEBERLI, W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **9** (1-2), 221-227

- HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich **17**, 221 S.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich **77**, 142 S.
- HAEBERLI, W. (1990): Permafrost. Internationale Fachtagung über Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich Nr. **108**, 71-88
- HAEBERLI, W. (1994): Accelerated glacier and permafrost changes in the alps. -In: BENISTON, M. (ed.): Mountain environments in changing climates. - London (Routledge), 91-107
- HAEBERLI, W. & PATZELT, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **18**, 127-150
- HAEBERLI, W., GUODONG, C., GORBUNOV, A. P. & HARRIS, S. A. (1993): Mountain Permafrost and Climatic Change. Permafrost and Periglacial Processes. Vol. **4**, 165-174
- HAEBERLI, W., HÖLZLE, M., KELLER, F., SCHMID, W., VONDER MÜHLL, D. & WAGNER, S. (1993): Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. Proceedings Sixth International Conference **1**, 214-219
- HAEBERLI, W., HUDER, J., KEUSEN, H.-R., PIKA, J. & RÖTHLISBERGER, H. (1988): Core drilling through rock glacier-permafrost. - Proceedings Fifth International Conference on Permafrost, Vol. **2**, Trondheim (Tapir Publishers), 937-944
- HARRIS, S. A. (1986): The permafrost environment. - London (Croom Helm), 276 S.
- HÖLZLE, M. (1992): Permafrost occurrence from BTS-measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. - Permafrost and Periglacial Processes **3**, 2, 143-149
- HÖLZLE, M. (1994): Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, **132**, 132 S.
- KELLER, F. (1994): Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie im Oberengadin. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, **127**, 145 S.
- KEUSEN, H.-R. & WEGMANN, M. (1997): Permafrostuntersuchungen im Fels beim Jungfraujoch. - in: VONDER MÜHLL, D. (Hrsg.) Aktuelle Beiträge laufender Projekte zum Thema Permafrost. - Arbeitsheft der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, **19**, 41-44
- KING, L. (1984): Permafrost in Skandinavien: Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre / Rondane. - Heidelberger Geographische Arbeiten **76**, 174 S.
- KING, L. (1996): Dauerfrostboden im Gebiet Zermatt - Gornergrat - Stockhorn: Verbreitung und permafrostbezogene Erschließungsarbeiten. - Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband **104**, 73-93
- KOSTER, E. A. (1994): Global warming and periglacial landscapes. - in: ROBERTS, N. (Hrsg.) The changing global environment. - Oxford (Blackwell), 127-149
- LACHENBRUCH, A., CLADOUHOUS, T. T. & SALTUS, R. W. (1988): Permafrost temperature and changing climate. - Proceedings, 5th International Conference on Permafrost, Vol. **3**. Trondheim, 9-17
- MULLER, S. W. (1945): Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. - U.S. Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report No. **62**, 136 S.
- ØDEGARD, R. S., HÖLZLE, M., JOHANSEN, K. V. & SOLLID, J. L. (1996): Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. - Norsk Geogr. Tidssk., Vol. **50**, 41-53
- PEWE, T. L. (1991): Permafrost. - in: KIERSCH, G. A. (ed.) The heritage of engineering geology: the first hundred years. Geological Society of America Centennial Special Volume **3**, Boulder, Colorado, 277-298
- SCHÖNWIESE, C. D. (1994): Klimatologie. - Stuttgart (UTB), 436 S.
- SCHROTT, L. (1994): Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentina). - Heidelberger Geographische Arbeiten **94**, 199 S.
- SCHROTT, L. (1996): Some geomorphological-hydrological characteristics of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). - Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband **104**, 161-173
- STÄBLEIN, G. (1983): Polarer Permafrost - Klimatische Bedingungen und geomorphologische Auswirkungen. - Geoökodynamik, **4**, 227-248
- STÄBLEIN, G. (1985): Permafrost. Faktor des Naturraumpotentials in den kalten Randsäumen der Ökumene. - Geographische Rundschau **37**, 7, 322-329.
- ROMANOVSKY, N. N. (1985): Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. - in: CHURCH, M. & SLAYMAKER, O. (eds.): Lectures in Geocryology, Vancouver (British Columbia Press), 154-165
- TATENHOVE, F. VAN & DIKAU, R. (1990): Past and present permafrost distribution in the Turtmanntal, Wallis, Swiss Alps. - Arctic and Alpine Research, **22**, 302-316
- VONDER MÜHLL, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, **122**, 222 S.
- VONDER MÜHLL, D. & HAEBERLI, W. (1990): Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). - Journal of Glaciology **36**, 151-158.
- VONDER MÜHLL, D., STUCKI, T. & HAEBERLI, W. (1998): Borehole temperatures in alpine permafrost: a ten years series. - 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife Proceedings (in press)

WASHBURN, A. L. (1979): *Geocryology: a survey of periglacial processes*. - London, 406 S.

WILLIAMS, P. J. & SMITH, M. W. (1989): *The frozen earth. Fundamentals of Geocryology*. - Cambridge, 305 S.

WUNDER, J. & MÖSELER, B. M. (1996): Kaltluftströme auf Basaltblockhalden und ihre Auswirkung auf das Mikroklima und die Vegetation. - *Flora* **191**, 335-344

Anschrift des Autors: Dr. LOTHAR SCHROTT, Geographisches Institut, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Meckenheimer Allee 166, D-53115 Bonn, BR Deutschland

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1999

Band/Volume: [BH_37](#)

Autor(en)/Author(s): Schrott Lothar

Artikel/Article: [Typische und atypische Permafrostvorkommen - Klimatische Bedingungen, geomorphologische Indikatoren und Prospektionsmethoden 13-26](#)