

Eigenschaften des antarktischen Permafrosts

von Georg Schwamborn¹, Christian Hauck² und Sebastian Zubrzycki³

Kurzfassung: Antarktischer Permafrost ist allgemein trocken und kalt und besteht – wenn er nicht im Festgestein auftritt – meist aus grobkörnigen Substraten. Im Innern des Kontinents reicht er bis zu 1000 Meter tief und weist in Bohrlöchern Minimaltemperaturen von bis zu -23 °C auf. Permafrost der maritimen Antarktis (Antarktische Halbinsel und Subantarktis) ist dagegen relativ warm und reicht bis an die 0 °C-Grenze. Typische mit Permafrost verbundene Landschaftsformen sind Toteisvorkommen vor dem Gletscherrand, Blockgletscher und sortierte Böden. Auch in der Antarktis werden Temperaturen des Permafrosts und Tiefen der Auftauschicht zunehmend als Klimaausdecker in Langzeitmessungen erfasst. Die meisten Messstellen sind dabei im Umfeld der antarktischen Forschungsstationen eingerichtet. Während Permafrosttemperaturen und Mächtigkeit der Auftauschicht in der maritimen Antarktis leicht ansteigen, gilt dies nicht für die kontinentale Antarktis mit den weitaus tieferen Temperaturen. Allgemein ist der Beobachtungszeitraum des Antarktischen Permafrosts jedoch noch relativ kurz. Einzelmessungen liegen maximal 40 Jahre zurück und Dauermessungen werden an einzelnen Standorten erst seit rund zehn Jahren betrieben. In den Talböden des Transantarktischen Gebirges finden sich polygonale Oberflächen, die an Mars-Oberflächen auf Satellitenbildern erinnern und per Analogieschluss auf extraterrestrischen Permafrost verweisen. Dieser Übersichtsartikel gibt Einblick in den gegenwärtigen Kenntnisstand zum antarktischen Permafrost und gibt Anregungen für weitere Forschungsaktivität.

Abstract: Antarctic permafrost is generally dry and cold and is placed – if not in hardrock – in coarse-grained debris. In continental Antarctica the minimum temperatures in permafrost boreholes reach down to -23 °C. In contrast, permafrost in the maritime Antarctica (Antarctic Peninsula and offshore islands) is relatively warm and extends to the 0 °C mark. The landforms in this area include dead ice bodies at the edge of glaciers, rock glaciers and patterned ground. Permafrost temperatures and active layer depths are increasingly monitored as climate indicators in the Antarctic. Most monitoring sites are set up around Antarctic research bases. While the permafrost temperatures and active layer depths in the maritime Antarctic increase slightly, this is not true for the continental Antarctic with its much lower temperatures. However, the permafrost observation period is relatively short. Individual measurements reach back 40 years at maximum and continuous measurements at individual sites have been operating only for the last ten years. In the valley bottoms of the Transantarctic Mountains polygonal surfaces are found, which are similar to Martian surfaces and which are used for analogue studies based on satellite image interpretation. This overview paper reflects on the current state of knowledge about Antarctic permafrost and suggests some future research.

PERMAFROSTVERBREITUNG IN ANTARKTIKA

Die Antarktis ist mit einer Fläche von 14 Millionen km² der fünftgrößte Kontinent und enthält etwa 90 % des irdischen Eises. Sie reguliert maßgeblich das Klima der Südhemisphäre (Fox et al. 1994) und übt damit beträchtlichen Einfluss auf globale atmosphärische und kryosphärische Systeme aus. Der Kontinent hat näherungsweise einen kreisrunden Umriss und eine Topografie, die von zwei massiven Eisschilden bestimmt

ist: dem ostantarktische Eisschild mit einer durchschnittlichen Höhe von rund 3.000 m und dem westantarktische Eisschild mit einer durchschnittlichen Höhe von etwa 1.500 m. Die Grenze zwischen beiden Eisschilden ist das sich über 3.500 km erstreckende Transantarktische Gebirge (Abb. 1). Die antarktische Halbinsel ist ein weiteres wesentliches physiografisches Element und besteht aus bis zu 2.800 m hohen Gebirgszügen. Sie ist die geologische Fortsetzung der Anden und nur durch die Drake-Passage von Südamerika getrennt. Vor allem im Transantarktischen Gebirge, in den Randlagen des Kontinents, wo die Eisränder ausdünnen oder zurückschreiten, sowie auf der antarktischen Halbinsel findet sich unvergletscheter Boden mit Permafrost. Insgesamt nimmt der Permafrost etwa 49.000 km² ein, was ungefähr 0,35 % der Landfläche des Kontinentes entspricht. (VIEIRA et al. 2010). Mit Ausnahme der Antarktischen Halbinsel ist der größte Teil des antarktischen Permafrosts trocken und kalt. Dies unterscheidet ihn deutlich vom arktischen Permafrost (vgl. Tab. 1). Das größte zusammenhängende Gebiet mit Permafrost befindet sich im Transantarktischen Gebirge (ca. 23.000 km²); es schließt die etwa 7.000 km² einnehmenden McMurdo-Trockentäler (*Dry Valleys*) ein (Abb. 1).

Die antarktische Halbinsel einschließlich der vorgelagerten Inseln (d.h. Subantarktis) weist bei Lufttemperaturen von 0 bis 4 °C an der Küste im Sommer und -10 bis -20 °C im Winter das mildeste Klima des Kontinents auf (Tab. 1). Im Wesentlichen aus diesem Grund und da sie logistisch von Südamerika gut zu versorgen ist, wurden dort die meisten Forschungsstationen errichtet. Die Aufzeichnung von Permafrosttemperaturen auf der Halbinsel zeigt, dass im Bereich der Süd-Shetland-Inseln die Temperaturen leicht unter 0 °C liegen und das küstennahe Tiefland dieser Inselgruppe heutzutage die nordwestliche Grenze des antarktischen Permafrosts markiert (VIEIRA et al. 2010). Das hügelig-bergige Terrain und die wechselnden Bodeneigenschaften führen dabei zu einer komplexen räumlichen Permafrostverteilung, ganz besonders bei niedrigen Höhen. Dieses Gebiet stellt daher eine besondere Herausforderung dar, die möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf den Permafrost und auf die terrestrische Umwelt zu studieren, denn die kleinräumig wechselhaften Permafrostbedingungen modifizieren wiederum die Dynamik der eisfreien Gebiete einschließlich seiner Ökosysteme.

Verglichen mit anderen Bestandteilen der Kryosphäre ist unser Verständnis des antarktischen Permafrosts jedoch noch immer recht dürftig, besonders in Bezug auf seinen thermischen Zustand und seine Geschichte (VIEIRA et al. 2010), seine physikalischen Eigenschaften, die Verbindungen zur Bodenbildung (z.B. NAVAS et al. 2007), die Hydrologie, seine Verbreitung unterhalb der Gletscher und der Eisschilde (NAVARRO et al. 2005, RUOTOISTENMÄKI & LEHTIMÄKI 2009). Auch die geomorphologische Dynamik und die Rückkopplung des

¹ Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam, Telegrafenberg, 14773 Potsdam; <georg.schwamborn@awi.de>

² Universität Freiburg (CH), Department Geowissenschaften, Alpine Cryosphere & Geomorphology, 1700 Fribourg; <christian.hauck@unifr.ch>

³ Universität Hamburg, Institut für Bodenkunde, Allende-Platz 2, 20146 Hamburg; <s.zubrzycki@ifb.uni-hamburg.de>

Manuskript eingereicht am 26. Mai 2011; überarbeitet zum Druck angenommen am 14. Oktober 2011.



Abb. 1: Dauermessstellen in Bohrlöchern im antarktischen Permafrost nach BROWN et al. 2001, verändert nach IPA, H. Lantuit.

Fig. 1: Overview of borehole monitoring sites in the Antarctic permafrost (BROWN et al. 2001, modified from IPA, courtesy H. Lantuit).

	Monate mit positiven mittleren Lufttemperaturen	Lufttemperaturbereich (°C)		Tage > 0°C
		Mittelwerte Winter bis Sommer	Extremwerte	
Hocharktis	2 bis 4	-34 bis +5	-60 bis +20	50-350
Subantarktis	6 bis 12	-2 bis +8	-10 bis +25	70-170
Maritime Antarktis	1 bis 4	-12 bis +2	-45 bis +15	6-100
Kontinentalantarktische Küste	0 bis 1	-30 bis -3	-40 bis +10	0
Kontinentalantarktisches Inland	0	<-50 bis -10	<-80 bis -5	0

Tab. 1: Vergleich der Lufttemperaturen in der Hocharktis und verschiedenen Bereichen der Antarktis (nach CONVEY 2006).

Tab. 1: Comparison of Antarctic and Arctic air temperatures (after CONVEY 2006).

antarktischen Permafrosts auf globale Klimaänderung sind noch sehr unzureichend verstanden (BOCKHEIM 1995, BOCKHEIM et al. 2008).

STABILITÄT DES PERMAFROSTES

Niederschlag in der Antarktis ist allgemein am höchsten in der Nähe der Küste. Hier ist auch der Feuchtigkeitsgehalt des Bodens sowohl in der Auftauschicht (bis ca. 60 cm Tiefe) als auch im darunter liegenden Permafrost am höchsten (CAMPBELL et al. 1998). In den Küstenregionen steigt der gravimetrische Feuchtigkeitsgehalt der Auftauschicht von durchschnittlich rund 5 % in der Regel mit der Tiefe langsam an und erhöht sich dann deutlich beim Übergang zur Permafrosttafel auf stellenweise bis zu über 100 % (im Verhältnis zum Trockengewicht). In der Nähe des polaren Plateaus im höheren und kälteren Landesinneren reicht der Feuchtigkeitsgehalt des Bodens von 1-3 % in der Auftauschicht bis zu <30 % im eiszementierten Permafrost. An vielen Orten ist der Wassergehalt des Bodens jedoch sehr gering (ca. 1 %) und es gibt nicht genügend Feuchtigkeit für eine Zementierung im Permafrost (BEYER et al. 1999). Eine Modellierung der möglichen

geomorphologischen Auswirkung einer globalen Temperaturerhöhung zeigt dabei, dass Hangrutschungen von schluffreichen, Eis zementierten Ablagerungen bei einem angenommenen Anstieg von 4-9 °C innerhalb des nächsten Jahrhunderts ausgelöst werden könnten (SWANGER & MARCHANT 2007).

Bei sehr niedrigen Jahresmitteltemperaturen, einem unwesentlichen effektiven Niederschlag (d.h. Regen während des Südsommers) und dem seltenen Vorkommen von Moosen und Flechten ist das Klima der Antarktis extrem. Unter diesen Bedingungen haben sich überwiegend kalte Wüstenböden ausgebildet (TEDROW & UGOLINI 1966). Ausgenommen davon ist die antarktische Halbinsel, wo Pflanzen einschließlich einiger Gräser etwas zahlreicher vorkommen. Allgemein sind die Böden sehr schwach entwickelt und bei den Boden bildenden Prozessen handelt es sich vorwiegend um die sehr langsame Oxidation von eisenhaltigen Mineralen der Ausgangsgesteine und eine evaporationsbedingte Salzanreicherung (BOCKHEIM 1979). Die grobtexturierten Böden (50 % des Kornanteils ist >2 mm) zeigen nur sehr schwache Horizontierung. Meist sind sie auf rötliche Eisenoxidbelege und Salzakkumulationen begrenzt. Neben diesen beiden Prozessen



manifestiert sich auf der Bodenoberfläche die Frostverwitterung in einer Zerkleinerung des größeren Schutts. Das Verteilungsmuster klassifizierbarer Böden zeichnet ihre Lage innerhalb der eisfreien Gebiete nach. Feuchte Böden in Küstennähe sind relativ jung und vor allem auf der antarktischen Halbinsel zu finden. Eine weitere Möglichkeit der Unterscheidung von antarktischen Böden ist die Betrachtung der 6-stufigen „Verwitterungsskala“ nach CAMPBELL & CLARIDGE (1975), die die Böden nach der Zunahme der Intensität und Tiefe der Oxidation und der Versalzung unterteilt und damit eine relative Altersskala von weniger als 50.000 bis mehr als 3,5 Millionen Jahre überdeckt.

Die eisfreien Landschaftsformen werden im Allgemeinen von glazial ausgeschürften Tälern und glazigenen Ablagerungen beherrscht. Sie zeigen den Einfluss der antarktischen Vereisungsgeschichte, die bis ins Eozän zurückreicht (DENTON et al. 1993, MARCHANT et al. 1993, ANDERSON et al. 2011). Es ist anzunehmen, dass sich zeitgleich mit dem Einsetzen der antarktischen Vereisung auch Permafrostbedingungen in den Randgebieten eingestellt haben. Die Datierung mutmaßlich tertiärer Grundeiskörper stößt jedoch noch auf Schwierigkeiten (NG et al. 2005). Zahlreiche Erscheinungsformen von Permafrost zeugen vom Wandel der Umwelt- und geomorphologischen Kräfte (LEVY et al. 2008). Auf der Antarktischen Halbinsel stehen dafür beispielsweise aktive Blockgletscher und Toteis führende Moränen (SERRANO & LOPEZ-MARTINEZ 2000, HAUCK et al. 2007, VIEIRA et al. 2008). Kreisförmig sortierte und gestreifte Frostmusterböden und Blockfelder sind typische periglaziale Landschaftselemente der maritimen Antarktis und treten zusammen mit Permafrost auf (HALL 2002).

In den letzten Jahren wurden Veränderungen der hydrologischen und geomorphologischen Prozesse infolge von lokal ungewöhnlich warmen Sommern verzeichnet. Beispielsweise lag die mittlere Sommertemperatur (Dezember und Januar) in den Trockentälern in den Jahren 1994-2003 bei $-0,19\text{ }^{\circ}\text{C}$, wobei in diesem Zeitraum an 30 Tagen pro Jahr die Tagesmitteltemperatur höher als $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ lag. Zwischen Dezember 2000 und Januar 2001 lag die Mitteltemperatur bei $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und an 43 Tagen wurde die Tagesmitteltemperatur von $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ überschritten. Diese verlängerte Wärmeperiode führte zu Flusshochständen und zur Ausdehnung von Seen aufgrund stärkeren Schmelzwasserabflusses (FOREMAN et al. 2004). In den McMurdo-Trockentälern hatten diese ungewöhnlich warmen Jahre jedoch keine direkten Umweltfolgen, da der trockene Permafrost keine Schmelzwässer freisetzt. Massenrutschungen im Umfeld von Forschungsstationen und das Einsacken von Infrastrukturen müssen dabei nicht notwendigerweise mit einer Permafrosterwärmung zusammenhängen, sondern gehen unter Umständen auf den menschlichen Eingriff in die Natur zurück.

In den borealen und arktischen Permafrostregionen geht tauender Permafrost mit der möglichen Freisetzung von Treibhausgasen einher, die beim gesteigerten mikrobiellen Umsatz von im Boden eingelagertem Kohlenstoff entstehen (SCHUUR et al. 2008). Es gibt keine Anzeichen für diesen Vorgang in der Antarktis, denn im Gegensatz zur Arktis ist in der Antarktis zum einen der Gehalt an organischem Kohlenstoff niedrig ($<0,05\%$) und der Beitrag zu den Treibhausgasflüssen auf einer globalen Skala gesehen klein (TURNER et al. 2009). Zum

anderen scheint Pflanzenwachstum in der Antarktis limitiert zu sein aufgrund der Trockenheit und nicht so sehr aufgrund der Dynamik der Auftauschicht. Es müssten demnach die Niederschlagsmengen steigen, um eine Zunahme der Biomasse durch Erstbesiedelung und Kolonisation von Vegetation und Mikrobengemeinschaften herbeizuführen. Bis zur Etablierung eines Equilibriums (einige 10er Jahre) könnte dieses Pflanzenwachstum womöglich als Kohlenstoffsenke wirken.

EXTRATERRESTRISCHER PERMAFROST: ANALOGIE ZUM MARS

Der antarktische Permafrost wird oft zu Vergleichsstudien herangezogen, um Landschaftselemente auf dem Mars zu interpretieren. Die Analogie zum Mars sind das kalte und trockene Klima und das Auftreten von Grundeis trotz herrschender Trockenheit. Analogieschlüsse stützen sich weiterhin auf vermutete Ähnlichkeiten bei periglazialen Prozessen und physikalischer Verwitterung (LEVY et al. 2009). Ebenso werden ähnliche Bildungsbedingungen für Mineralneubildungen in der Antarktis und auf dem Mars angenommen (DICKINSON & ROSEN 2003).

Auffällige polygonale Oberflächen auf dem Mars erinnern an polygonale Musterböden in den antarktischen Trockentälern (SLETTEN et al. 2003, LEVY et al. 2008) (Abb. 2a, 2b). Meistens werden die antarktischen Polygone von Sandkeilen aufgebaut, da weder eine Schneeschmelze noch Niederschlag nennenswerte Feuchtigkeit liefern (SLETTEN et al. 2003). Das Auftreten von Grundeis in der kontinentalen Antarktis bleibt jedoch rätselhaft und vielfältige Forschungsanstrengungen konnten diese Frage bislang nicht zufriedenstellend klären. Selbst Modellierungen von Wasserdampftransport sagen voraus, dass Eis unterhalb der Geländeoberfläche nicht länger als 1000 Jahre stabil sein sollte. Dieselben Modelle werden dabei zur Vorhersage von Grundeis auf dem Mars benutzt. Dies macht deutlich, wie groß das Interesse am Zusammenhang von physikalischen Permafrosteigenschaften und ihrer Klimaabhängigkeit in der Antarktis ist (KOWALEWSKY et al. 2006, HAGEDORN et al. 2007, MCKAY 2009, HAGEDORN et al. 2010). Aus der Existenz von Grundeis im kontinentalantarktischen Permafrost wird zudem der weitere Analogieschluss abgeleitet, dass Wasser – eine Grundvoraussetzung für biologisches Leben – auch auf dem Mars vorhanden sein sollte (GILICHINSKY et al. 2007).

TEMPERATURVERTEILUNG IM ANTARKTISCHEN PERMAFROST

Bezogen auf den Aufbau und die Temperatur herrscht für weite Bereiche des antarktischen Permafrostes noch ein Mangel an Information. Die einzige mögliche Ausnahme stellen die McMurdo-Trockentäler dar, wo bereits seit mehreren Jahrzehnten geforscht wird (z.B. MCGINNIS et al. 1973, MCKAY et al. 1998, HINDMARSH et al. 1998, BOCKHEIM 2002, BOCKHEIM et al. 2007, IKARD et al. 2009). Anderswo in der Antarktis wurde der Permafrost lange Zeit weniger systematisch studiert und ohne übergreifende Koordination. Ausgenommen hiervon sind einzelne Länder (wie z.B. Spanien) und Forscher, die Permafrosteigenschaften und das Verhalten der Auftauschicht

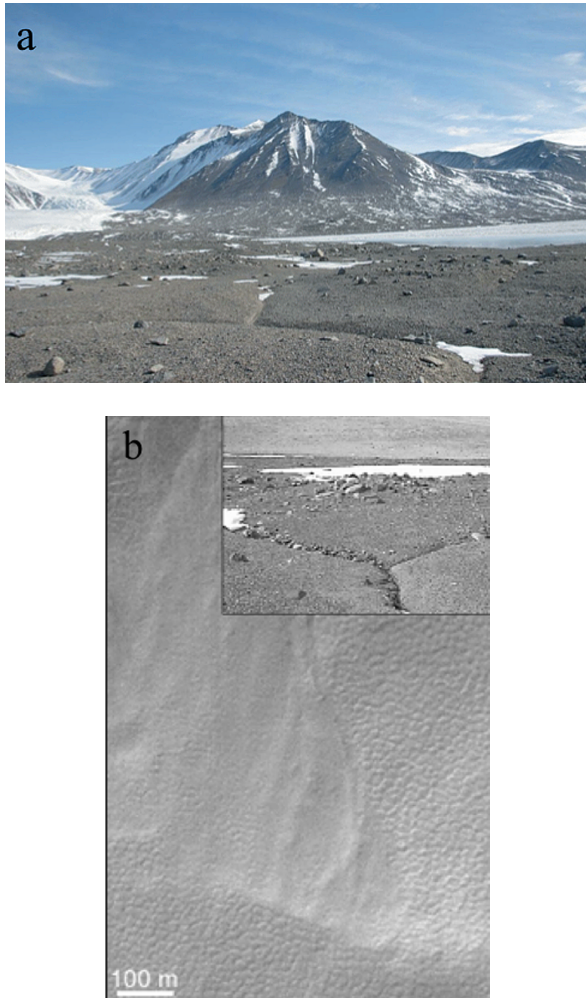


Abb. 2: Polyagonales Oberflächenmuster im antarktischen Permafrost und auf dem Mars. a = Oberflächenpolygone im Taylor Valley, Gebiet der McMurdo-Trockentäler, Antarktis (Foto: R. Sletten (2007). B = ausgedehnte Polygonoberflächen auf dem Mars (MOC Image MO300537) und ähnliche antarktische Muster (kleiner Kasten) in den Trockentälern der Antarktis (aus SLETTEN et al. 2003).

Fig. 2: Polygonal ground pattern in Antarctic permafrost and on Mars. a = polygonal ground in the McMurdo Dry Valleys, Taylor Valley (Source: R. Sletten, 2007), University Washington). b = large scale polygonal ground on Mars (MOC Image MO300537) and inset with details of similar patterned ground in the Dry Valleys (from SLETTEN et al. 2003).

in längeren Zeitreihen meistens in der Nähe ihrer Forschungsstationen erheben (z.B. RAMOS et al. 2009). Dem Mangel an Koordination begegnet seit einigen Jahren ein multidisziplinärer Zusammenschluss von Wissenschaftlern, die sich unter dem Dach der internationalen Permafrostvereinigung (IPA) in der Arbeitsgruppe *Antarctic and sub-Antarctic Permafrost, Periglacial and Soil Environments* (ANTPAS) zusammengeschlossen haben. Sie wollen das Studium des antarktischen Permafrosts besser abstimmen und streben an, Hauptforschungsrichtungen zum antarktischen Permafrost zu benennen (BOCKHEIM 2004). ANTPAS brachte sich als Kernprojekt in das Internationale Polarjahr (IPY) 2007-2008 ein und verfolgte dabei zwei Hauptziele:

(a) Integration vorhandener Datensätze zum Permafrost, zum Grundeis, zum Verhalten der Auftauschicht und zur Bodendynamik;

(b) Vernetzung von Informationen aus Dauermessstellen in Bohrlöchern und der Auftauschichtdauer sowie von periglazialen und Bodenprozessen (Abb. 3).

Diese ANTPAS-Initiative bildete die antarktische Komponente des multinationalen IPA-IPY Permafrost-Observationsprojekts *Thermal State of Permafrost* (TSP) und des Programms *Circumpolar Active Layer Monitoring* (CALM) (VIEIRA et al. 2010).

Im Folgenden wird regional gegliedert auf Ergebnisse von Temperaturmessungen eingegangen, die im Rahmen von ANTPAS erzielt wurden. Im Besonderen sei auf VIERA et al. (2010) verwiesen, wo in ausführlicher Weise Lokationen und Temperaturwerte aufgeführt sind. Den nun zur Verfügung stehenden Einblick in die Permafrosttemperaturverteilung versteht die IPA als erste Momentaufnahme (*snapshot*), da es nur wenige Orte mit längeren Zeitreihen gibt und erst durch die IPY-Aktivität das Bohrlochinventar maßgeblich vergrößert werden konnte (BROWN et al. 2010, VIEIRA et al. 2010). Es handelt sich also um Einzelbeobachtungen, die noch kaum Verallgemeinerungen zulassen. So sind 47 von insgesamt 73 Bohrlochbeobachtungen auf dem ganzen Kontinent erst während der IPY-Periode 2007/8 hinzugefügt worden und damit sehr neu (vgl. Abb. 1).



Abb. 3: Bohrung im Permafrost von Viktorialand zur Einrichtung von Dauermessstellen (Foto: M. Guglielmin 2007, ANTPAS Meeting Santa Barbara).

Fig. 3: Permafrost drilling in Victoria Land (Source: M. Guglielmin 2007, ANTPAS Meeting, Santa Barbara).

Antarktische Halbinsel und Subantarktis

Die Einzelergebnisse aus der IPY-Kampagne zeigen, dass die Permafrosttemperaturen im Tiefland der Süd-Shetland-Inseln bei knapp unter 0 °C liegen und bis auf 270 m ü.M. (über Meeresspiegel) bei 25 m Bohrlochtiefe bis auf -1,8 °C abnehmen. Die Küstenstreifen sind überwiegend Permafrost frei. Eine Höhengrenze zum kontinuierlichen Permafrost kann nicht mit Sicherheit angegeben werden. Feldbeobachtungen zur räumlichen Verteilung von periglazialen Ablagerungen legen nahe, dass der Permafrost in den Süd-Shetlands vor

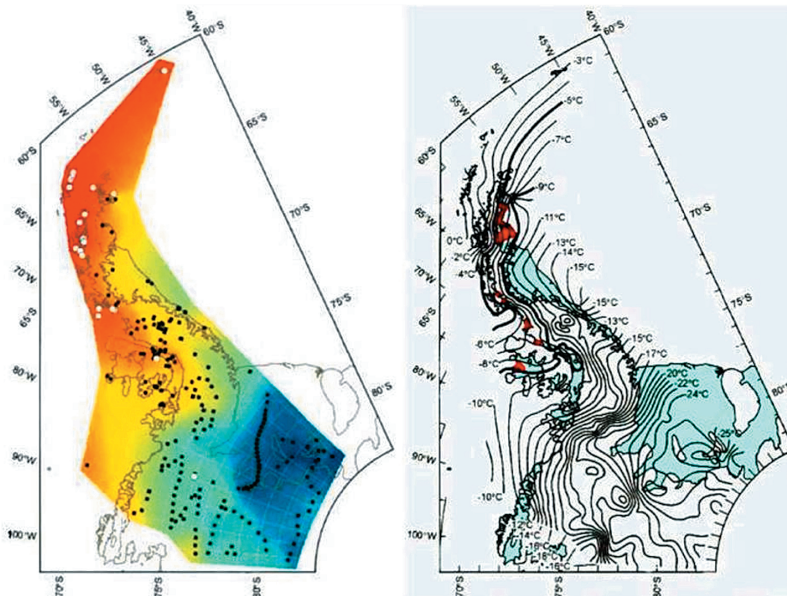


Abb 4: Übersichtskarten der Antarktischen Halbinsel mit Messpunkten der mittleren Jahrestemperatur. Links: meteorologische Stationen = weiß; weitere Temperaturmessungen = schwarz. Der farbige Hintergrund beschreibt die interpolierten mittleren Jahrestemperaturen. Rechts: Konturlinien der interpolierten Jahresmitteltemperaturen; hellblaue Bereiche = Eisschelfe; rote Bereiche = klimabedingte Verluste an Eisschelfen (aus MORRIS & VAUGHAN 2003).

Fig. 4: Overview of the Antarctic Peninsula showing measurements of the annual mean temperature. Left: meteorological stations = white dots; additional temperature measurements = black dots. The underlain colour image is based on the interpolated annual mean temperatures. Right: contour lines of the interpolated annual mean temperatures. Light blue areas indicate ice shelves; red areas indicate climate-induced loss of ice shelves (from MORRIS & VAUGHAN 2003).



Abb 5: Gletschervorfeld auf Livingston Island, Süd-Shetland-Inseln. Im küstennahen Bereich beträgt die mittlere Jahrestemperatur etwa 0 °C. Permafrost tritt hier nur sporadisch auf; Person als Maßstab (Foto: D. Wagner).

Fig. 5: Glacier forefield on Livingston Island, South Shetland Islands. In the coastal area the annual mean temperature is about 0 °C. Permafrost occurs only sporadically (person for scale, photo: D. Wagner).

allein von lokalen Faktoren wie Meeresströmungen, Schneebedeckung und Deckschichtenmaterial beeinflusst wird und weit verbreitet bis kontinuierlich erst oberhalb von ca. 30 m ü.M. anzutreffen ist (SCHWAMBORN et al. 2008, SERRANO et al. 2008, vgl. Abb. 4). Festgesteinstemperaturen auf der Hurd-Halbinsel von Livingston Island (Abb. 5) deuten darauf hin, dass die Grenze zum kontinuierlichen Permafrost noch höher, wahrscheinlich bei ca. 150 m ü.M. liegt (VIEIRA et al. 2009).

Die Permafrostverteilung in den Süd-Shetland-Inseln erscheint komplex. Die bisher vorliegenden Bohrungen in Küstennähe zeigen das fleckenhafte Auftreten von Permafrost bei Temperaturen um 0 °C, insbesondere in und unterhalb von glazigenem Diamikton oder anderen sedimentären Deckschichten (Abb. 6). Dies ist z.B. der Fall bei Bellingshausen

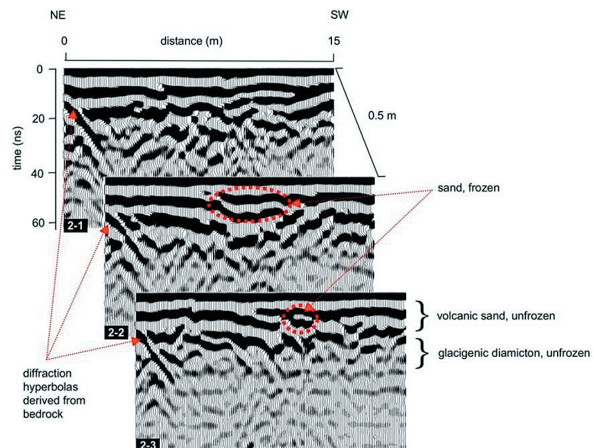


Abb 6: Georadar-Profilen illustrieren den nur fleckenhaft auftretenden Permafrost (aus SCHWAMBORN et al. 2008).

Fig. 6: Ground penetrating radar illustrates patchily occurring permafrost (from SCHWAMBORN et al. 2008).

(King George Island), auf der Byers-Halbinsel (Livingston Island) oder dem Crater Lake auf Deception Island. Aktive Blockgletscher und Toteis führende Moränen reichen bis auf Meeresspiegel-Höhe (SERRANO & LOPEZ-MARTINEZ 2000, HAUCK et al. 2007, VIEIRA et al. 2008). Dieses Grundeis ist demnach auf zurückliegende Perioden von Gletschervorstößen zurückzuführen, die in jüngerer Zeit, d.h. in den letzten Jahrzehnten (COOK et al. 2005), von Gletscherrückgängen abgelöst worden sind und begrabenes Gletschereis in den Gletschervorfeldern zurückgelassen haben.

Weiter südlich an der britischen Rothera-Station wurden bei 31 m ü.M. Temperaturen von -3,1 °C in 21 m Bohrlochtiefe gemessen, wobei 2009 die Jahresmitteltemperatur am Boden -2,8 °C betragen hat. Auf der subantarktischen Signy Island ist der Permafrost in ähnlicher Höhenlage kälter als auf den Süd-

Shetlands mit Werten nahe $-2,5\text{ °C}$ bei 90 m ü.M. (GUGLIELMIN et al. 2008). Dies stimmt überein mit der geringeren Jahresmitteltemperatur auf der östlichen Seite der Antarktischen Halbinsel (REYNOLDS 1981). Abhängig von lokalen Bodeneigenschaften variiert die Mächtigkeit der Auftauschicht im Gebiet der Antarktischen Halbinsel insgesamt stark und reicht von 0,8 bis 2,0 m.

Transantarktisches Gebirge

In den McMurdo-Trockentälern besteht die Auftauschicht überwiegend aus Sand und ist bei einem Wassergehalt von 2-3 % sehr trocken. Der Eiszement fehlt aufgrund von Sublimation. Unterhalb der Auftauschicht folgen in der Regel schlecht sortierte, Kies führende Sande, die eiszementiert sind. Neuere Permafrostbohrungen in den Trockentälern beförderten jedoch auch Kerne mit hohem Eisgehalt bis zu 50 % (GILICHINSKY et al. 2007, GILICHINSKY 2008) und korrigieren damit frühere Annahmen, die tiefgründig trockenen Permafrost abgeleitet hatten (FRIEDMANN et al. 1996, WILSON et al. 1996, 2002, SLETTEN et al. 2003).

Begrabene Eiskörper können auch im Transantarktischen Gebirge auftreten (CAMPBELL & CLARIDGE 2006). Die Permafrosttemperaturen im Viktorialand liegen zwischen -14 °C und -24 °C , wobei die höheren Temperaturen im Nordviktorialand und dem küstennahen Tiefland gemessen werden und die niedrigen in den Trockentälern und der Region um das Rossmeer (vgl. Abb. 1). Die mittlere Jahrestemperatur an der Bodenoberfläche ist ähnlich den Permafrosttemperaturen in den Trockentälern, wo -18 °C bis -30 °C gemessen wurden (BOCKHEIM et al. 2007). Die Ergebnisse von Bohrungen in den Trockentälern deuten an, dass die Permafrostmächtigkeit im Transantarktischen Gebirge annähernd 1000 m erreicht (DECKER & BUCHER 1977). Ein Jahrzehnt der Temperaturmessungen in einem 20 m tiefen Bohrloch in Beacon-Sedimenten, durchgeführt von der University of Washington, zeigt ein stabiles Temperatur-Regime ohne deutliche Veränderungstrends.

Die Mächtigkeit der Auftauschicht im Viktorialand variiert an den untersuchten Standorten zwischen 0,03 m am Mount Fleming (1800 m ü.M.) und mehr als 0,9 m bei Granite Harbour (5 m ü.M.). Werte von bis zu 1,6 m wurden 2009 in Oasi in Nordviktorialand gemessen (GUGLIELMIN 2006). Dieses Bohrloch ist in Granit abgeteufelt und aufgrund der thermischen Eigenschaften des Festgesteins ist die Auftauschicht mächtiger als an mit Lockermaterial bedeckten Standorten. Für die Trockentäler und die Rosssee-Region ergeben sich deutliche Korrelationen zwischen topografischer Höhe und Mächtigkeit der Auftauschicht sowie zwischen Breitengrad und Mächtigkeit der Auftauschicht. Dies zeigt, dass eine durchschnittliche Mächtigkeit der Auftauschicht mit Hilfe dieser beiden Variablen modelliert werden kann (ADLAM et al. 2010).

Die Mächtigkeit der Auftauschicht scheint dabei auch stark vom sommerlichen Temperaturgang abhängig zu sein und kann von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich ausfallen. GUGLIELMIN et al. (2003) und CANNONE et al. (2008) zeigen, dass im Nordviktorialand eher als geografische Höhe oder Breite die Oberflächenbeschaffenheit die Mächtigkeit der

Auftauschicht kontrolliert.

Andere Regionen der Antarktis

In Regionen außerhalb des Transantarktischen Gebirges und der Antarktischen Halbinsel gibt es nur wenige und zudem nur flache Permafrostbohrungen. Die Jahresmitteltemperaturen im Permafrost des Königin-Maud-Lands zeigen Werte zwischen $-8,3\text{ °C}$ bei Novolazarevskaya und $-17,8\text{ °C}$ an der Troll-Station bei einem starken Einfluss der topografischen Höhe auf die Abnahme der Temperatur zwischen den beiden Orten. Die Jahresmitteltemperatur am Boden zeigt niedrigere Werte bei niedrigerer Höhe. Die Mächtigkeit der Auftauschicht variiert zwischen 0,08 m bei hoher Lage an der Troll-Station (1275 m ü.M.) und 0,7 m an der Station Novolazarevskaya (80 m ü.M.).

Im Enderby-Land verzeichnete die Station Molodeznaya (Thala Hügel) eine Jahresmitteltemperatur am Boden von $-10,8\text{ °C}$ und eine Permafrosttemperatur von $-9,8\text{ °C}$. Die Jahresmitteltemperaturen am Boden zeigten dabei ein Minimum von -30 °C und Maxima bei ca. 6 °C und eine Auftauschicht, die mächtiger als 1 m werden kann. An der Station Progress in den Larsemann-Bergen (Vestfold-Gebirge) sind die Permafrosttemperaturen mit $-8,5\text{ °C}$ vergleichbar denen in der Küstenregion des Königin-Maud-Lands, wobei die Auftauschicht 0,7 m tief reicht (VIEIRA et al. 2010).

Im Marie-Byrd-Land zeigten Bohrlochmessungen an der Station Russkaja eine Permafrosttemperatur von $-10,4\text{ °C}$ und eine sehr geringmächtige Auftauschicht von 0,1 m. Die jährliche Temperaturamplitude reicht von -32 °C bis 3 °C .

DISKUSSION

Dank des Ausbaus des Globalen Terrestrischen Netzes für Permafrost (GTN-P) und des Netzes für zirkumpolare Auftauschichtmessungen in der Antarktis (CALM-S) liegt nun eine aktualisierte und kontinentweite Momentaufnahme des thermischen Zustandes des Permafrostes und der Auftauschicht vor (Tab. 2). Aufgrund der kurzen Datenreihen für die meisten Messpunkte ist es jedoch noch verfrüht, verlässliche Temperaturtrends für den Permafrost zu geben. Die Zahl der Dauermessstellen in Bohrlöchern im antarktischen Permafrost hat sich in der IPY-Phase auf 73 erhöht, wobei die meisten Dauermessstellen in den Küstengebieten in der Nähe von dort befindlichen Stationen liegen.

Die vorliegenden Daten zum Verteilungsmuster der Permafrosttemperatur spiegeln die klimatischen Eigenschaften der Antarktis wider mit den wichtigsten Steuerelementen wie Breitengrad, Höhe und Kontinentalität. Die Antarktische Halbinsel ist dabei eine der sich am schnellsten erwärmenden Regionen der Erde mit einem Anstieg der mittleren jährlichen Lufttemperatur von $0,56\text{ °C}$ pro Dekade zwischen 1950 und 2000 (TURNER et al. 2005). Die Auswirkungen auf die glaziale Umwelt sind relativ gut bekannt, die Reaktion des Permafrostes wird jedoch erst seit kurzem untersucht. Das zerklüftete Relief der Süd-Shetland-Inseln, wo heute die nordwestliche Grenze des antarktischen Permafrostes verläuft, bietet über kurze Distanz sowohl Gebiete mit saisonalem Frost als auch den Übergang in Permafrost. Dies geschieht entlang einer

Bohrlochbezeichnung	Mächtigkeit der Auftauschicht (m)	Mittlere Jahrestemperatur am Boden (°C)	Permafrost-Temperatur (°C)
Fossylryggen	ohne Angabe	ohne Angabe	ohne Angabe
Aboa	0,6	-12,2	ohne Angabe
Flarjuven Bluff	0,25	-15,0	-17,8
Veslekarvet	0,15	-16,7	-16,8
Svea	ohne Angabe	ohne Angabe	ohne Angabe
Troll	0,08	-17,9	-17,8
Novolazarevskaya	0,7	-8,7	-8,3
Molodeznaya	ohne Angabe	-10,8	-9,8
Larsemann Hills - Progress	0,7	-9,2	-8,5
Bunger Hills	ohne Angabe	ohne Angabe	ohne Angabe
Russkaya	0,1	-11,4	-10,4
Antarktische Halbinsel *	0,3 bis >4,0	0,4 bis -2,8	>0 °C bis -3,1
Transantarktisches Gebirge + Viktorialand	0,03 bis 1,6	-13,5 bis -23,5	-13,5 bis -23,6

Tab. 2: Zusammenfassung von Messungen zur Mächtigkeit der Auftauschicht und zum Temperaturregime an Bohrlochmessstellen (aus VIEIRA et al. 2010). * die Bohrlochmessstellen der Antarktischen Halbinsel befinden sich 15 m bis 200 m über Meeressniveau.

Tab. 2: Summary of active layer depths measurements and of temperatures in boreholes (from: VIEIRA et al. 2010). * note: boreholes on the Antarctic Peninsula are located between 15 and 200 m above sea level.

Grenze, die genau zu lokalisieren noch schwierig ist, da ortsspezifische Bedingungen wie Oberflächensubstrat und Schneebedeckung sehr variabel, aber wichtige Einflussfaktoren sind. Das hügelig-bergige Terrain und die wechselnden Bodeneigenschaften führen hier zu einem komplexen räumlichen Verteilungsmuster des Permafrosts.

Verschiedene Autoren gehen in der Antarktis von einer Grenze des kontinuierlichen Permafrosts zwischen 30 und 150 m ü.M. aus. Das entspricht einer Jahresmitteltemperatur in der Luft von ca. -2 °C und ist damit ein höherer Wert als für die Grenze des kontinuierlichen Permafrost in der Arktis. Es ist noch nicht bekannt, ob diese Differenz zwischen der Arktis und der Antarktis im Zusammenhang steht mit der schnellen Erwärmung der Antarktischen Halbinsel und einer zeitlichen Verzögerung der Reaktion des Permafrosts auf Klimaänderung, oder ob sie auf eine andere Ankopplung zwischen Luft und Bodenschichten zwischen den beiden Hemisphären zurückgeht, d.h. aufgrund unterschiedlicher Feuchtigkeitsgehalte und Vegetationsbedeckung.

Es ist schwierig, die zukünftige Reaktion des eisfreien Festlandes und der Landschaftsformen auf Erwärmung zu prognostizieren. Auf der topografisch variablen antarktischen Halbinsel ist von lokal sehr unterschiedlichen Auswirkungen eines Temperaturanstiegs auszugehen, so dass die Untersuchungen zur geomorphologischen Dynamik kleinräumig und in Verbindung mit Klimadatenreihen und Bodentemperatur durchgeführt werden müssen (SERRANO et al. 2008). In vielen Gebieten gibt es noch keine Messkontrolle oder sie befindet sich erst in einem frühen Stadium. Dies hat Auswirkungen auf den zukünftigen Aufwand, mit dem kleinräumig und mit dem lokalen geomorphologischen Formenschatz verknüpft Permafrost kartiert werden kann.

Das Transantarktische Gebirge ist die Region mit den derzeit am besten untersuchten Permafrostmerkmalen und -temperaturen. Diese Region wird bereits seit mehreren Jahrzehnten intensiv untersucht und erste Dauermesseinrichtungen sind dort in den späten 1990er Jahren etabliert worden (CAMPBELL & CLARIDGE 2006, GUGLIELMIN 2006, BOCKHEIM et al. 2007, BOCKHEIM & McLEOD 2008, GORDON & BALKS 2008, ADLAM et al. 2010). Angesichts der aufgezeichneten niedrigen Temperaturen ist es unwahrscheinlich, dass der Permafrost in dieser Region auftauen könnte ähnlich dem sich erwärmenden Permafrost auf der Antarktischen Halbinsel. Allerdings verdecken die gemittelten Temperaturdaten die saisonalen Schwankungen und vor allem den Einblick in die Empfind-

lichkeit der Auftauschicht, wo sich möglicherweise hydrologische und ökologische Bedingungen verändern (TURNER et al. 2009). Die ungewöhnlich warmen Sommer in den letzten Jahren in den McMurdo-Trockentälern sind ein Beispiel, einschließlich des „feuchten“ Südsommers 2000/2001 (DORAN et al. 2008, TURNER et al. 2009, ADLAM et al. 2010).

Insgesamt ist die Spannbreite an Permafrosttemperaturen der Antarktis groß und übersteigt die der Arktis (z.B. ROMANOVSKY et al. 2010, SMITH et al. 2010). Dies liegt v.a. an den sehr niedrigen Werten, die auf Höhenlagen im Inneren des Kontinents gemessen werden.

Die Gesamtheit der Daten zeigt, dass die Antarktis gegenwärtig den kältesten Permafrost der Erde hat, mit der möglichen Ausnahme hoher Gebirgszüge wie dem Himalaya. Die Auftauschicht reicht typischerweise tiefer als 0,9 m gemäß den Bohrlochmessungen auf den Süd-Shetland-Inseln. In der kontinentalen Antarktis liegen die Wertebereiche in der Regel bei 0,2-0,7 m, gelegentlich bei >0,9 m in Küstengebieten und bei <0,1 m an höher gelegenen Standorten. Im Viktorialand wurde bei einer Bohrung in granitischen Untergrund eine Auftauschicht von 1,6 m gemessen. Die großen Unterschiede spiegeln die verschiedenen thermophysikalische Bodeneigenschaften wider und veranschaulichen die räumliche Komplexität, die selbst in der Kälte auftritt.

FORSCHUNGSBEDARF

Grundsätzlich bleibt festzustellen, dass trotz des großen Fortschritts in der Vernetzung von Bohrloch- und Auftauschicht-Zeitreihen immer noch große geografische Beobachtungslücken bestehen. Um das Messnetz sinnvoll zu verdichten, wären z.B. Standorte in Coats-Land, im Wilkes-Land, im Marie-Byrd-Land, im Ellesworth-Gebirge, im Graham-Land, auf der Alexander-Insel und dem Königin-Maud-Gebirge nötig (VIEIRA et al. 2010). Die Errichtung von Dauermessstellen in oft blockigem und steinigem Gelände bleibt dabei eine dauernde Herausforderung.

Neben Temperaturmessungen im Untergrund, an der Oberfläche und in der Luft, sind insbesondere Messungen der Schneedecke, ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität und des Eisgehaltes notwendig (z.B. durch geophysikalische Messungen) sowie des Niederschlages (Halbinsel und vorgelagerte Inseln), da die An- bzw. Abwesenheit einer Schneedecke den Wärmefluss aus der Atmosphäre in den Boden direkt

beeinflusst und um Modellrechnungen der zukünftigen Entwicklung des Permafrostes an Beobachtungsdaten zu überprüfen.

Aus praktischen Erwägungen heraus sollte Dank der Verfügbarkeit neuerer Sensortechnologie und kostengünstiger und längerlebiger Datenlogger eine Langzeitstrategie umgesetzt werden können, die nicht mehr unbedingt jährliche Besuche der Messstellen nötig macht. Dies mag stellenweise die Messüberwachung per Satellit einschließen. Allerdings bleibt die Finanzierung eine Dauerherausforderung, denn die vorhandenen Bohrlochinstrumentierungen müssen betreut und u.U. alte Bohrlöcher wieder reaktiviert werden.

Satellitenfernerkundung, besonders im Bereich der passiven und aktiven Mikrowellenanwendung und der Thermalsensoren, könnte genutzt werden, um regional Gefrier-/Tauzyklen zu verfolgen. Dies würde Dauermessungen im Rahmen des CALM-Programms ergänzen und könnte zumindest in Regionen mit sommerlich feuchten Böden erwogen werden (z.B. Antarktische Halbinsel, Subantarktis). Zur Abschätzung von Nutzen und Grenzen dieser Technik würden Entwicklungs- und Validierungskampagnen durchgeführt werden müssen.

Die rechnergestützte Modellierung der Permafrostverbreitung könnte Nutzen daraus ziehen, dass die Anzahl der Beobachtungspunkte und Bohrlöcher stetig steigt. Dies sollte mittel- bis langfristig die Perspektive eröffnen, von lokaler Kenntnis auf regionale Verteilungsmuster zu extrapolieren. Ebenfalls könnte in den dynamischen Randlagen von antarktischen Gletschereis Untersuchungen zur Biomassenzunahme durch Erstbesiedelung und Kolonisation von Vegetation und Mikrobengemeinschaften durchgeführt werden.

DANKSAGUNG

Die Autoren bedanken sich herzlich für die kenntnisreichen Kommentare zum Manuskript von B. Hagedorn, D. Thanneiser und eines anonymen Gutachters im Vorfeld zu dieser Publikation.

Literatur

- Adlam, L.S., Balks, M.R., Seybold, C.A. & Campbell, D.I. (2010): Temporal and spatial variation in active layer depth in the McMurdo Sound Region. *Antarctica*.- *Antarctic Sci.* 22: 45-52.
- Anderson, J.B., Warrny, S., Askin, R.A., Wellner, J.A., Bohaty, S.M., Kirshner, A.E., Livsey, D.N., Simms, A.R., Smith, T.R., Ehrmann, W., Lawver, L.A., Barbeau, D., Wise, S.W., Kulhenek, D.K., Weaver, F.M. & Majewski, W. (2011): Progressive Cenozoic cooling and the demise of Antarctica's last refugium.- *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*: www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1014885108
- Beyer, L., Bockheim, J.G., Campbell, I.B. & Claridge, G.G.C. (1999): Review - Genesis, properties and sensitivity of Antarctic Gelisols.- *Antarctic Sci.* 11: 387-398.
- Bockheim J. (1979): Relative age and origin of soils in eastern Wright Valley, Antarctica.- *Soil Sci.* 128: 142-152.
- Bockheim, J.G. (1995): Permafrost distribution in the Southern Circumpolar Region and its relation to the environment: a review and recommendations for further research.- *Permafrost Periglac. Proc.* 6: 27-45.
- Bockheim, J.G. (2002): Landform and soil development in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica: a regional synthesis.- *Arctic Antarctic Alpine Res.* 34: 308-317.
- Bockheim, J.G. (2004): International Workshop on Antarctic Permafrost and Soils, November 14-18, 2004, University of Wisconsin, Madison, WI. Final report.- Office of Polar Programs, Antarct. Sec., NSF Project OPP-0425692; http://erth.waikato.ac.nz/antpas/pdf/FIN_REP_Ant_Wk3.pdf.
- Bockheim, J.G., Campbell, I.B. & McLeod, M. (2007): Permafrost distribution and active-layer depths in the McMurdo Dry Valleys.- *Antarctica*.- *Permafrost Periglac. Proc.* 18: 217-227.
- Bockheim, J.G., Campbell I.B., Guglielmin, M. & Lopez-Martinez, J. (2008): Distribution of permafrost types and buried ice in ice-free areas of Antarctica.- 9th Internat. Conf. Permafrost, Proceed. Univ. Alaska Press, Fairbanks, 125-130.
- Bockheim, J.G. & McLeod M. (2008): Soil distribution in the McMurdo Dry Valleys. *Antarctica*.- *Geoderma* 144: 43-49.
- Brown, J., Ferrians, O.J.Jr., Heginbottom, J.A. & Melnikov, E.S. (1998, revised Febr. 2001): Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions.- Boulder, CO, National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, digital media.
- Brown, J., Kholodov, A., Romanovsky, V., Yoshikawa, K., Smith, S.L., Christiansen, H.H., Vieira, G. & Noetzi, J. (2010): The Thermal State of Permafrost: the IPY-IPA snapshot (2007-2009).- Proceed. Geo 2010 Calgary (Canada), September 12-16, 2010, 63rd Canadian Geotech. Conf. & 6th Canadian Permafrost Conf. 1228-1234.
- Campbell, I. & Claridge, G. (1975): Morphology and age relationships in Antarctic soils.- In: R.P. SUGGATE & M.M. CRESSWELL (eds), Quaternary studies.- *Royal Soc. New Zealand Bull.* 13: 83-88.
- Campbell, I.B. & Claridge, G.G.C. (2006): Permafrost properties, patterns and processes in the Transantarctic Mountains region.- *Permafrost Periglac. Proc.* 17: 215-232.
- Campbell, I., Claridge, G., Campbell, D.I. & Balks, M.R. (1998): The soil environment of the McMurdo Dry Valleys.- *Antarctic Res. Ser.* 72: 297-322.
- Camnone, N., Wagner, D., Hubberten, H.-W. & Guglielmin, M. (2008): Biotic and abiotic factors influencing soil properties across a latitudinal gradient in Victoria Land, Antarctica.- *Geoderma* 144: 50-65.
- Convey, P. (2006): Antarctic climate change and its influences on terrestrial ecosystems.- In: D.M. BERGSTROM et al. (eds), Trends in Antarctic Terrestrial and Limnetic Ecosystems, Springer, Heidelberg, 253-272.
- Cook, A.J., Fox, A.J., Vaughan, D.G. & Ferrigno, J.G. (2005): Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century.- *Science* 308: 541-544.
- Decker, E.R. & Bucher, G.J. (1977): Geothermal studies in Antarctica.- *Antarctic J. U.S.* 12: 103-104.
- Denton, G.H., Sugden, D.E., Marchant, D.R., Hall, B.L. & Wilch, T.I. (1993): East Antarctic Ice Sheet Sensitivity to Pliocene Climatic Change from a Dry Valleys Perspective.- *Geografiska Annaler. Ser. A, Phys. Geography* 75: 155-204.
- Dickinson, W.W. & Rosen, M.R. (2003) Antarctic permafrost: An analogue for water and diagenetic minerals on Mars.- *Geology* 31: 199-202.
- Doran, P.T., McKay, C.P., Fountain, A.G., Nysten, T., McNight, D.M., Jaros, C. & Barrett, J.E. (2008): Hydrologic response to extreme warm and cold summers in the McMurdo Dry Valleys, East Antarctica.- *Antarctic Sci.* 20: 499-509.
- Foreman, C.M., Wolf, C.F. & Priscu, J.C. (2004): Impact of episodic warming events on the physical, chemical and biological relationships of lakes in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica.- *Aquatic Geochem.* 10: 239-268.
- Fox, A.J., Paul, A. & Cooper, R. (1994): Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR digital database.- *Polar Record* 30: 201-206.
- Friedmann, E.I., Gilichinsky, D., Wilson, G., Ostroumov, V., Vorobyova, E., Soina, V., Shcherbakova, V., Vishnivetskaya, T., Chanton, J., McKay, C. & Rivkina, E. (1996): Viable bacteria, methane and high ice content in Antarctic permafrost: relevance to Mars.- *Origins Life and Evolution Biosphere* 26: 303.
- Gilichinsky, D. (2008): Permafrost Analogues of Martian Habitats.- 9th International Conf. Permafrost, Proceed., Univ. Alaska Press, Fairbanks, 517-522.
- Gilichinsky, D., Wilson, G., Friedmann, E.I., McKay, C., Sletten, R., Rivkina, E., Vishnivetskaya, T., Erokhina, L., Ivanushkina, N., Kochkina, G., Shcherbakova, V., Soina, V., Spirina, E., Vorobyova, E., Fyodorov-Davydov, D., Hallet, B., Ozerskaya, S., Sorokovikov, V., Laurinavichyus, K., Shatilovich, A., Chanton, J., Ostroumov, V. & Tiedje, J. (2007): Microbial populations in Antarctic permafrost: biodiversity, state, age, and implication for Astrobiology.- *Astrobiology* 7: 275-311.
- Gordon, S. & Balks, M.R. (2008): The Latitudinal Gradient Project (LGP): Summary of progress to date and proposed activities.- Proceed. 10th Internat. Sympos. Antarctic Earth Sci., Antarctica: A Keystone in a Changing World, August 26 to September 1 2007, Santa Barbara, California, Extended Abstracts, Cooper, A.K., Barrett, P.J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E., Wise, W., 10th ISAES editorial team (eds). The National Academy Press: Washington, DC; USGS OF-2007-1047.
- Guglielmin, M. (2006): Ground surface temperature (GST), active layer, and permafrost monitoring in continental Antarctica.- *Permafrost Periglac. Proc.* 17: 133-143. DOI: 10.1002/ppp.553.
- Guglielmin, M., Balks, M. & Paetzold, R. (2003): Towards an antarctic active layer and permafrost monitoring network.- In: M. PHILLIPS, S.M.

- SPRINGMAN & L.U. ARENSEN (eds), Proc. 8th Internat. Conf. Permafrost, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, Vol. 1, Balkema Publishers, Lisse, 367-372.
- Guglielmin, M., Boschi, D., D'Agata, C., Ellis-Evans, C. & Worland, M.R. (2008): Periglacial and Permafrost Map of Signy Island, South Orkneys Islands, Maritime Antarctica.- In: D. KANE & K. HINKEL (eds), Proceed. 9th Internat. Conf. Permafrost, 29 June-3 July 2008, Fairbanks, Alaska, Extended Abstracts, Vol. 1, Univ. Alaska Press, Fairbanks, 569-574.
- Hagedorn, B., Sletten, R.S. & Hallet, B. (2007): Sublimation and ice condensation in hyperarid soils: modeling results using field data from Victoria Valley, Antarctica.- *J. Geophys. Res., Earth Surface* 112 (F3). doi: 10.1029/2006JF000580 F03017.
- Hagedorn, B., Sletten, R.S., Hallet, B., McTigue, D.F. & Steig, E.J. (2010): Ground ice recharge via brine transport in frozen soils of Victoria Valley, Antarctica: Insights from modeling $\delta^{18}O$ and δD profiles.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 74: 435-448.
- Hall, K. (2002): Review of present and Quaternary periglacial processes and landforms of the maritime and sub-Antarctic region.- *South African J. Sci.* 98: 71-81.
- Hauck, C., Vieira, G., Gruber, S., Blanco, J.J. & Ramos, M. (2007): Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, Maritime Antarctica.- *J. Geophys. Res.* 112: F02S19. doi:10.1029/2006JF000544.
- Hindmarsh, R.C.A., van der Wateren, F.M. & Verbers, A.L.L.M. (1998): Sublimation of ice through sediment in Beacon Valley, Antarctica.- *Geograf. Annaler Ser. A - Physic. Geogr.* 80A: 209-219.
- Ikard, S.J., Gooseff, M.N., Barrett, J.E. & Takacs-Vesbach, C. (2009): Thermal characterisation of active layer across a soil moisture gradient in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica.- *Permafrost Periglac. Proc.* 20: 27-39, doi: 10.1002/ppp.634
- Kowalewski, D.E., Marchant, D.R., Levy, J.S. & Head, J.W. (2006): Quantifying low rates of summertime sublimation for buried glacier ice in Beacon Valley, Antarctica.- *Antarctic Sci.* 18: 421-428.
- Levy, J.S., Head, J.W. & Marchant, D.R. (2008): The role of thermal contraction crack polygons in cold-desert fluvial systems.- *Antarctic Sci.* 20: 565-579.
- Levy, J.S., Head, J.W. & Marchant, D.R. (2009): Cold and dry processes in the Martian Arctic: Geomorphic observations at the Phoenix landing site and comparisons with terrestrial cold desert landforms.- *Geophys. Res. Lett.* 36, L21203, doi:10.1029/2009GL040634.
- Marchant, D.R., Swisher, C.C. III, Lux, D.R. & West, D.P. jr. (1993): Pliocene paleoclimate and east Antarctic ice-sheet history from surficial ash deposits.- *Science* 260: 667-670.
- McGinnis, L.D., Nakao, K. & Clark, C.C. (1973): Geophysical identification of frozen and unfrozen ground, Antarctica.- *Proceed. 2nd Internat. Conf. Permafrost, Yakutsk, Russia*: 136-146.
- McKay, C.P., Mellon, M.T. & Friedmann, E.I. (1998): Soil temperatures and stability of ice-cemented ground in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica.- *Antarctic Sci.* 10: 31-38.
- McKay, C.P. (2009): Snow recurrence sets the depth of dry permafrost at high elevations in the McMurdo Dry Valleys of Antarctica.- *Antarctic Sci.* 21: 89-94.
- Morris, E.M. & Vaughan, D.G. (2003): Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves.- In: E. DOMACK et al. (eds), *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Palaeoenvironmental*, Antarctic Res. Ser. 79: 61-68, AGU Washington, DC.
- Navarro, F.J., Macheret, Y.Y. & Benjumea, B. (2005): Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers.- *J. Appl. Geophys.* 57: 193-211.
- Navas, A., López-Martínez, J., Casas, J., Machin, J., Durán, J.J., Serrano, E., Cuchi, J.-A. & Mink, S. (2007): Soil characteristics on varying lithological substrates in the South Shetland Islands, maritime Antarctica.- *Geoderma* 144: 123-139.
- Ng, F., Hallet, B., Sletten, R.S. & Stone, J.O. (2005): Fast-growing till over ancient ice in Beacon Valley, Antarctica.- *Geology* 33: 121-124.
- Ramos, M., Hasler, A., Vieira, G., Hauck, C. & Gruber, S. (2009): Drilling and installation of boreholes for permafrost thermal monitoring on Livingston Island in the maritime Antarctic.- *Permafrost Periglac. Proc.* 20: 57-64.
- Reynolds, J.M. (1981): The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula.- *Brit. Ant. Surv. Bull.* 80: 21-49.
- Romanovsky, V.E., Drozdov, D.S., Oberman, N.G., Malkova, G.V., Kholodov, A.L., Marchenko, S.S., Moskalenko, N.G., Sergeev, D.O., Ukrainitseva, N.G., Abramov, A.A., Gilichinsky, D.A. & Vasiliev, A.A. (2010): Thermal state of permafrost in Russia.- *Permafrost Periglac. Proc.* 21: 136-155.
- Ruotoistenmäki, T. & Lehtimäki, J. (2009): Geophysical and Geodetic Studies of Bedrock, Permafrost and Continental Ice in Queen Maud Land, Antarctica.- *Geophysica* 45: 63-76.
- Schuur, E.A.G., Bockheim, J., Canadell, J.G., Euskirchen, E., Field, C.B., Goryachkin, S.V., Hagemann, S., Kuhry, P., Laflour, P., Lee, H., Mazhitova, G., Nelson, F.E., Rinke, A., Romanovsky, V., Shiklomanov, N., Tarnocai, C., Venevsky, S., Vogel, J.G. & Zimov, S.A. (2008): Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle.- *BioSci.* 58: 701-714.
- Schwamborn, G., Wagner, D. & Hubberten, H.-W. (2008): The use of GPR to detect active layer in young periglacial terrain of Livingston Island, Maritime Antarctica. Near Surface.- *Geophysics* 6: 327-332.
- Serrano, E. & Lopez-Martinez, J. (2000): Rock glaciers in the South Shetland Islands, Western Antarctica.- *Geomorphology* 35: 145-162.
- Serrano, E., Lopez-Martinez, J., Cuchi, J.A., Duran, J.J., Mink, S. & Navas, A. (2008): Permafrost in the South Shetland Islands (maritime Antarctica): spatial distribution pattern.- In: D. KANE & K. HINKEL (eds), *Proceed. 9th Internat. Conf. Permafrost, 29 June-3 July 2008, Fairbanks, Alaska, Ext. Abstr.*, Vol. 1, Univ. Alaska Press, Fairbanks, 1621-1625.
- Sletten, R., Hallet, B. & Fletcher, R. (2003): Resurfacing time of terrestrial surfaces by the formation and maturation of polygonal patterned ground.- *J. Geophys. Res.* 108(E4): 8044. doi:10.1029/2002JE001914.
- Smith, S.L., Romanovsky, V.E., Lewkowicz, A.G., Burn, C.R., Allard, M., Clow, G.D., Yoshikawa, K. & Throop, J. (2010): Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the International Polar Year.- *Permafrost Periglac. Proc.* 21: 117-135.
- Swanger, K.M. & Marchant, D.R. (2007): Sensitivity of ice-cemented Antarctic soils to greenhouse-induced thawing: are terrestrial archives at risk?- *Earth Planet. Sci. Lett.* 259: 347-359.
- Tedrow, J. & Ugolini, F. (1966): Antarctic soils.- In: J.C.F. TEDROW (ed), *Antarctic soils and soil forming processes*, Vol 8. Amer. Geophys. Union, Washington DC, 161-171
- Turner, J., Colwell, S.R., Marshal, G.J., Lachlan-Cope, T.A., Carleton, A.M., Jones, P.D., Lagun, V., Reid, P.A. & Iagovkina, S. (2005): Antarctic climate change during the last 50 years.- *Internat. J. Climatol.* 25: 279-294.
- Turner, J., Bindschadler, R., Convey, P., di Prisco, G., Fahrbach, E., Gutt, J., Hodgson, D., Mayewski, P., Summerhayes, C. (2009): Antarctic Climate Change and the Environment.- Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR): Cambridge: 526 S.
- Vieira, G., Lopez-Martinez, J., Serrano, E., Ramos, M., Gruber, S., Hauck, C. & Blanco, J.J. (2008): Geomorphological observations of permafrost and ground-ice degradation on Deception and Livingston Islands, Maritime Antarctica.- In: D.K & K. HINKEL (eds), *Proceed. 9th Internat. Conf. Permafrost, 29 June-3 July 2008, Fairbanks, Alaska, Ext. Abstr.*, Vol. 1, Univ. Alaska Press, Fairbanks, 1839-1844.
- Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A.A., Boel-houwens, J., Cannone, N., Ganzert, L., Gilichinsky, D., Goryachkin, S., López-Martínez, J., Meiklejohn, I., Raffi, R., Ramos, M., Schaefer, C., Serrano, E., Simas, F., Sletten, R. & Wagner, D. (2010): Thermal State of Permafrost and Active-layer Monitoring in the Antarctic: Advances during the International Polar Year 2007-2009.- *Permafrost Periglac. Proc.* 21: 182-197.
- Wilson, G., Braddock, P., Foreman, S., Friedmann, E.I., Rivkina, E., Gili-chinsky, D., Fedorov-Davydov, D., Ostroumov, V., Sorokovikov, V. & Wizevich, M. (1996): Coring for microbial records of Antarctic climate.- *Antarctic J. U.S.* 31: 83-86.
- Wilson, G., Barron, J., Ashworth, A., Askin, R., Carter, J., Gurren, M., Dalhuisen, D., Friedmann, E.I., Fyodorov-Davydov, D., Gilichinsky, D., Harwood, D., Hiemstra, J., Janecek, T., Licht, K., Ostroumov, V., Powell, R., Rivkina, E., Rose, S., Stroeven, A., Stroeven, P., Meer, J. & Wizevich, M. (2002): The Mount Feather Diamicton of the Sirius Group: an accumulation of indicators of Neogene Antarctic glacial and climatic history.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 182: 117-131.