

Permafrost in den arktischen und subarktischen Tiefländern

von Torsten Sachs¹, Moritz Langer², Lutz Schirrmeister² und Dietbert Thannheiser³

Kurzfassung: Die Permafrostlandschaften in den arktischen und subarktischen Tiefländern haben in den letzten Jahrzehnten eine Erwärmung erfahren, die sich trotz gewisser Schwankungen in einem eindeutigen Trend hin zu wärmeren Bodentemperaturen niederschlagen. Eine weitflächige und vor allem eindeutige, generelle Vertiefung der Auftauschicht ist trotz dieser Erwärmung aber bisher nicht erkennbar. Gleiches gilt für mögliche Änderungen im Kohlenstoffkreislauf der Permafrostgebiete, da die vorliegenden Studien überwiegend punktueller Natur und in ihrer Anzahl noch sehr begrenzt sind. Während der quartären Umweltgeschichte der Arktis hat es in den unvergletscherten Tieflandgebieten Sibiriens immer wieder Phasen verstärkter Bildung von Permafrost und Degradation gegeben. Daher können aus Umweltindikatoren in Permafrostarchiven die an einen Klimawandel gebundenen langfristigen Prozesse der Permafrostdynamik rekonstruiert werden. Zudem belegen die im Permafrost fixierten Mengen an organischer Substanz seine Bedeutung für den globalen Kohlenstoffkreislauf. Um den gegenwärtigen Zustand der ausgedehnten Permafrostlandschaften der Nordhalbkugel hinsichtlich Temperatur, Wasserhaushalt, Treibhausgasemissionen und Landschaftsentwicklung zu erfassen, bedarf es eines umfangreichen Monitoring-Netzwerkes, in dem Fernerkundung, Modellierung, Langzeitmessungen und detaillierte Prozessstudien sinnvoll aufeinander abgestimmt sind. Erst, wenn der gegenwärtige Zustand umfassend beschrieben werden kann, können zukünftige Veränderungen sicher erkannt und eine weitere Entwicklung abgeschätzt werden, wobei Erkenntnisse aus der früheren Klimaentwicklung eine wichtige Rolle spielen.

Abstract: In recent decades permafrost landscapes in the arctic and subarctic lowlands have experienced warming resulting in a clear rising trend of permafrost temperatures despite some inter-annual variability and occasional cooling or stabilization. A widespread general deepening of the active layer, on the other hand, has not been observed. Changes in the carbon cycle of permafrost ecosystems also remain inconclusive due to a limited number of studies and their usually much localized focus. During the Quaternary environmental history of the Arctic, the non-glaciated Siberian lowlands have repeatedly experienced times of permafrost formation and permafrost degradation. Thus, the climate-change related long-term processes of permafrost dynamics can be reconstructed using environmental indicators from permafrost archives. Additionally, the amount of fossil organic material stored in the permafrost documents the permafrost's relevance for the global carbon cycle. In order to determine the current state and extent of permafrost ecosystems with regard to their thermal, hydrological, geomorphological, and carbon gas emission characteristics, a comprehensive standardized monitoring network combining remote sensing, modelling, long-term observations, and detailed process studies is urgently needed. Only if the current state of permafrost is well known, changes can be detected and future trends and developments can be predicted. That prediction in turn requires a thorough understanding of the paleoenvironmental history of permafrost landscapes.

AKTUELLE VERÄNDERUNGEN IM PERMAFROST UND IHRE AUSWIRKUNGEN

In den vergangenen Jahrzehnten hat sich der Permafrost weltweit erwärmt, wobei die Erwärmung stellenweise bis zu 2 °C erreicht (Abb. 1). Beobachtungen aus Alaska zeigen aber auch, dass der generelle Anstieg der Permafrosttemperatur von kürzeren Phasen relativer Abkühlung unterbrochen war, wie beispielsweise Mitte der 1980er Jahre, zu Beginn der 1990er Jahre und erneut zu Beginn des neuen Jahrtausends. Dies hat zur Folge, dass sich die Permafrosttemperatur in 20 m Tiefe im Verlauf dieser Phasen teilweise stabilisiert oder sogar leicht abgekühlt hat. In Alaska haben sich die Bodentemperaturen bis 2005 allerdings bereits wieder ihren Höchstständen aus der ersten Hälfte der 1990er Jahre genähert (RICHTER-MENGE et al. 2006).

Besonders warm und entsprechend empfindlich gegenüber Klimaveränderungen ist der Permafrost in den subarktischen Tiefländern Norwegisch, Schwedisch und Finnisch Lapplands, wo er am auffälligsten in bis zu 12 m hohen Palsahügeln in Erscheinung tritt. Eine Erhöhung der Jahresmitteltemperatur um ca. 1 °C und eine Zunahme der jährlichen Niederschlagsmenge um ca. 10 % gegenüber der Normalperiode von 1961-1990 hat in der Küstenregion der norwegischen Finnmark in den letzten beiden Jahrzehnten bereits zum Verschwinden der Palsas aus einigen Mooren geführt. Bei einer Zunahme der Jahresmitteltemperatur um weitere 1,5 - 2,0 °C wären auch die weitflächigen Palsamoore im Binnenland gefährdet (MEIER & THANNHEISER 2011).

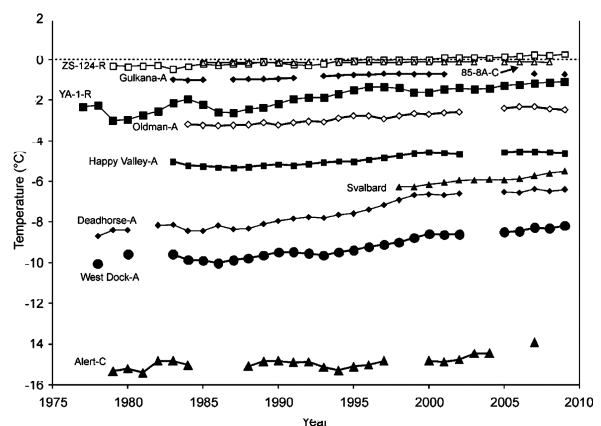


Abb. 1: Änderung der Permafrosttemperatur in Tiefen zwischen 10 und 20 m in Bohrlöchern verteilt über die zirkumpolare nördliche Permafrostregion (aus ROMANOVSKY et al. 2010).

Fig. 1: Changes of permafrost temperature at depths between 10 and 20 m for boreholes throughout the circumpolar northern permafrost regions (from ROMANOVSKY et al., 2010).

¹ Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, 14473 Potsdam; <tsachs@gfz-potsdam.de>

² Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam, Telegrafenberg, 14473 Potsdam; <moritz.langer@awi.de>, <lutz.schirrmeister@awi.de>

³ Universität Hamburg, Institut für Geographie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg; <D.Thannheiser@gmx.de>

Manuskript eingereicht am 26. Mai 2011; überarbeitet zum Druck angenommen am 27. Dezember 2011

Während in Lappland die Erwärmung seit Anfang der 1990er Jahre zu einer Vertiefung der Auftauzone (in feinkörnigen pelitischen Sedimenten am inneren Varangerfjord im letzten Jahrzehnt um bis zu 30 cm), zu verstärkter Palsadegradation und in sandig-kiesigen Sedimenten sogar weitgehendem Verschwinden des Permafrostes geführt hat (AKERMAN & JOHANSSON 2008, JOHANSSON & AKERMAN 2008), kann in anderen Regionen eine zu erwartende Vertiefung der Auftauzone aus den vorhandenen Daten nicht so klar abgeleitet werden wie die Erwärmung. Dieses liegt zum einen an der starken Variabilität zwischen einzelnen Jahren und zum anderen an der noch relativ kurzen Zeitreihe für Auftautiefendaten. Wo tiefere Auftauzonen oder Trends in den Daten erkannt wurden, gibt es meist im selben Gebiet auch wieder Gegenbeispiele – so im Mackenzie-Delta, wo sich ein erkennbarer positiver Trend (NIXON et al. 2003) zu einem leicht negativen Trend entwickelt hat (TARNOCAI et al. 2004), und in Sibirien, wo einige Beobachtungsstationen in Westsibirien eine Vertiefung der Auftauzone von ca. 20 cm gemessen haben (FRAUENFELD et al. 2004, ZHANG et al. 2005), während andere in Ostsibirien (Zentraljakutien) keine signifikante Änderung beobachten (VARLAMOV et al. 2001, 2003).

Ein dauerhaftes Auftauen des Permafrostes beginnt aber erst, wenn die während des Sommers getaute Bodenschicht im Winter nicht vollständig wieder gefriert, wie es zum Beispiel nach dem Rekordsummer 2004 in Alaska um Fairbanks herum geschehen ist (RICHTER-MENGE et al. 2006). Außer durch höhere Temperaturen kann dies auch durch eine dickere Schneebedeckung im Winter, d.h. durch höhere Niederschlagsmengen, hervorgerufen werden, die für bessere Isolation sorgt und den Frost nicht ausreichend tief in den Boden eindringen lässt. Auch Änderungen der Oberflächenhydrologie, Überflutungen oder Wald- und Tundrabrände sowie anthropogene Störungen des thermischen Gleichgewichts im gefrorenen Boden durch Baumaßnahmen oder Spuren schwerer Fahrzeuge (siehe LANTUIT et al. 2012, dieses Heft) können zum nachhaltigen Auftauen des Permafrostes führen.

Wo Permafrost taut, entsteht so genannter Thermokarst. Das im Boden vorhandene Eis schmilzt und durch den Volumenverlust senkt sich die darüber liegende Landoberfläche und lässt charakteristische Hohlformen (Senken und Seen) entstehen. Dadurch können sich vorhandene Ökosysteme grundlegend verändern. Weitläufiges und relativ schnelles Auftauen von Permafrost kann beispielsweise nahe Fairbanks, Alaska, in der Flussaua des Tanana beobachtet werden. Hier hat sich aus Birkenwäldern durch tauenden Permafrost eine Moor- und Sumpflandschaft entwickelt (JORGENSEN et al. 2001).

Eine solche Entwicklung kann sich erheblich auf den natürlichen Kohlenstoffkreislauf auswirken und durch den Abbau vormals im Permafrost gespeicherten organischen Kohlenstoffs zu einer verstärkten Freisetzung der Treibhausgase Methan und Kohlenstoffdioxid führen (WALTER et al. 2006, 2007). Damit würde sich eine über Jahrtausende stabile alte Kohlenstoffsenke, in der Kohlenstoff festgelegt wurde und dem Kreislauf entzogen worden war, in eine Quelle verwandeln, aus der dieser Kohlenstoff wieder in die Atmosphäre gelangen kann. Aufgrund der Größe der von Permafrost beeinflussten Gebiete (24 % der Landoberfläche der Nordhemisphäre) und der großen Mengen darin gespeicherten

Kohlenstoffs – nach neuesten Schätzungen von TARNOCAI et al. (2009) fast 1700 Gt – könnte weitflächiges Tauen möglicherweise einen starken Rückkoppelungsprozess auf das Klima in Gang setzen, der sich selbst nährt und erhält.

Ob dies gegenwärtig bereits der Fall ist, ist allerdings noch unklar, da die Entwicklung von Mooren durch verstärktes Pflanzenwachstum auch eine verstärkte Aufnahme von Kohlenstoffdioxid zur Folge haben kann. Für Methan gibt es zurzeit noch kaum ausreichend Basisdaten, um überhaupt zuverlässige Mengenabschätzung für die aktuelle Emission aus den Permafrostgebieten anzugeben. Auch kann derzeit regional (d.h. auf Permafrostgebiete zurückzuführen) kaum eine Änderung der Emissionen beobachtet werden, da keine Emissionsdaten der Vergangenheit vorliegen, gegen die Veränderungen sichtbar gemacht werden könnten. Die meisten Abschätzungen basieren nur auf punktuellen Messungen, die auf große Flächen extrapoliert wurden (z.B. ROULET et al. 1994, HEIKKINEN et al. 2004, BUBIER et al. 2005, SCHNEIDER et al. 2009), oder auf globalen Messungen, die nachträglich bestimmten Gebieten zugeordnet werden müssen (DLUGOKENCKY et al. 2009). Dieses Vorgehen ist bei so heterogen verteilten Quellen und Senken wie denen des Methans nicht ausreichend und resultiert in Schätzungen, die mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sind.

Global wurde 2007 und 2008 ein erneuter Anstieg der Methankonzentration in der Atmosphäre beobachtet, nachdem über mehr als zehn Jahre stabile Konzentrationen vorherrschten (DLUGOKENCKY et al. 2009). Diese Anstiege fielen mit ungewöhnlich hohen Temperaturen in der Arktis und Rekordminima in der Meereisbedeckung zusammen; es gibt zudem Hinweise, dass zumindest ein Teil des zusätzlichen Methans aus Feuchtgebieten der hohen Breiten stammt. Nachhaltig erhöhte Emissionen aus Permafrostgebieten lassen sich aus diesen Beobachtungen bisher jedoch ausdrücklich nicht ableiten.

Hinsichtlich des Kohlendioxids in der Atmosphäre können zudem andere Entwicklungen möglicherweise zunehmenden Emissionen entgegenwirken. So wurde in den letzten Jahrzehnten eine stetige Zunahme des Pflanzenwachstums in der Tundra beobachtet (so genanntes *Greening of the Arctic*), und buschige Vegetation breitete sich deutlich nach Norden aus (STURM et al. 2001). In Russland hat sich die Baumgrenze teilweise um drei bis zehn Meter pro Jahr nach Norden verschoben (AMAP 2009). Diese Änderungen in der Vegetationszusammensetzung können der Atmosphäre durch verstärktes Pflanzenwachstum Kohlendioxid entziehen. Zwar gibt es vereinzelt Studien, nach denen in der Tundra bereits ein Wechsel von einer Senkenfunktion für Kohlendioxid hin zu einer Quelle stattgefunden haben könnte; doch das Gesamtbild ist auch hier noch immer unklar (OECHEL et al. 1993, 2000). Noch wird die Tundra überwiegend als Kohlendioxidensenke (aber für Methan als Quelle) angesehen. Aktuelle Studien aus dem nördlichen Sibirien bestätigen dies, basieren allerdings nur für die Sommermonate auf tatsächlichen Messungen (KUTZBACH et al. 2007, WILLE et al. 2008, SACHS et al. 2008, 2010).

Bevor gesicherte Angaben über die zukünftige Entwicklung der Treibhausgasemissionen aus Permafrostgebieten gemacht werden können, müssen zunächst genauere Aussagen zur

Entwicklung der Hydrologie getroffen werden. Gerade in Bezug auf Methan ist die Kenntnis darüber, ob ein tauendes Gebiet zukünftig drainiert wird und ggf. austrocknet oder sich zu einem Sumpfgebiet entwickelt, entscheidend dafür, ob Methan oder Kohlenstoffdioxid emittiert wird oder gar Kohlenstoffdioxid durch erhöhtes Pflanzenwachstum und die damit verbundene Photosyntheseleistung der Pflanzen der Atmosphäre entzogen wird.

TERRESTRISCHER PERMAFROST IN DER VERGANGENHEIT

Die Entwicklung, Stabilität und die Degradation von Permafrost war in der jüngeren Erdgeschichte der letzten 2 Mio. Jahre immer an die natürlichen Klimaschwankungen der Kalt- und Warmzeiten gebunden. Kaltzeiten waren dabei die Perioden weiträumiger Bildung und Verstärkung von Permafrost, während Warmzeiten durch flächenhafte Degradation von Permafrost gekennzeichnet waren. Diese Degradation findet ihren Ausdruck im Wesentlichen im Thermokarst, bei dem durch das Austauen von Eis im Untergrund Volumendefizite entstehen, die Erdoberfläche absinkt (Subsidenz) und zahlreiche Senken entstehen, die sich mit Wasser füllen (Thermokarstseen; Abb. 2, 3).

Die ältesten Permafrostspuren sind als Eiskeilpseudomorphosen (Abb. 4) in pliozänen Ablagerungen in Ostsibirien gefunden worden (ARKHANGELOV et al. 1996), die ca. 2,5 Mio Jahre alt sind, also noch vor der pleistozänen Eiszeitperiode entstanden sein müssen. In der kanadischen Arktis wurden fossile Eiskeile gefunden deren Alter mit ca. 740.000 ± 60.000 Jahren angegeben wird (FROESE et al. 2008).

Die großen Halbinseln Finnmarks wurden erst vor 15.000-10.000 Jahren vom weichselzeitlichen Eis frei gegeben, das Binnenland (Finnmarksvidda) noch später (vor 10.000-8.500 Jahren). Erst danach war eine Aggradation des Permafrosts im



Abb. 2: Thermokarstseen im Lenadelta (A) und in der Kolymaaue bei Tscherski (B) (Foto: G. Grosse).

Fig. 2: Thermokarst lakes in the Lena Delta (A) and on the Kolyma flood plain near Chersky (B) (Photo: G. Grosse)

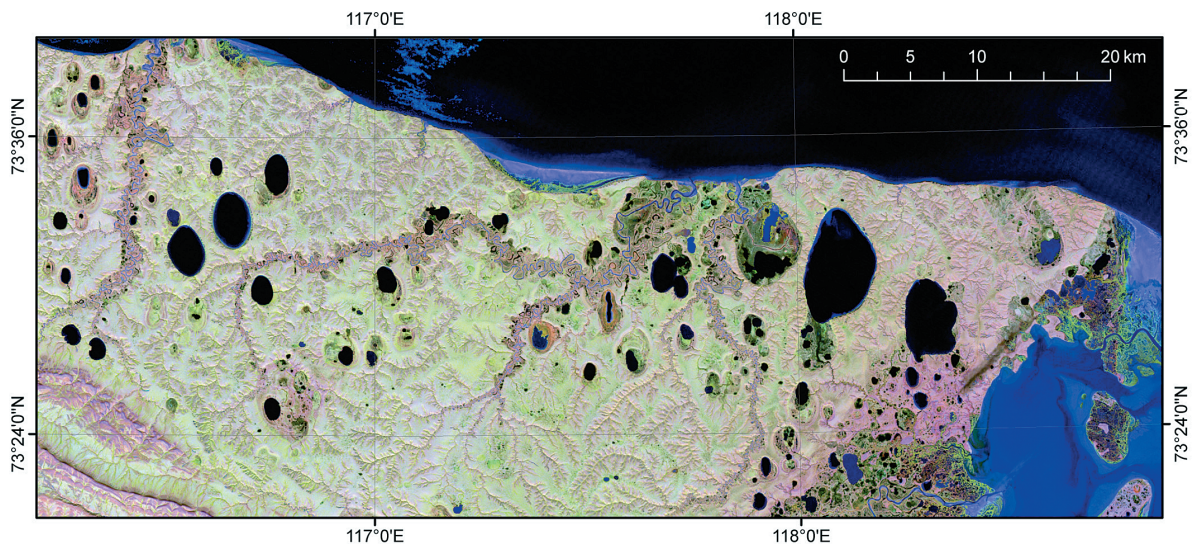


Abb. 3: Thermokarstlandschaft im Küstentiefland der westlichen Laptevwsee (nach GROSSE et al. 2007).

Fig. 3: Thermokarst landscape in the coastal lowland of the western Laptev Sea (after GROSSE et al. 2007).

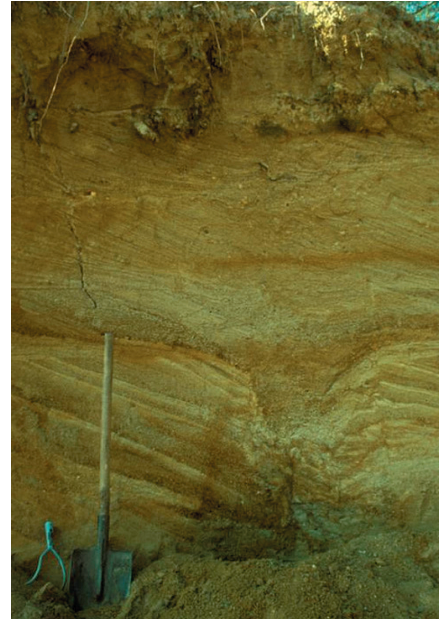


Abb 4: Spuren von Permafrostdegradation im sibirischen Permafrost. Holozäne Eiskeilpseudomorphosen an der Dmitri-Laptew-Straße (A) und pliozäne Formen in Zentraljakutien (B). Spaten als Größenvergleich.

Fig. 4: Indications of permafrost degradation in Siberian permafrost: Holocene ice wedge casts at the Dmitry Laptev Strait (A) and Pliocene structures in Central Yakutia (B). Spade as a scale.

Tiefeland möglich während in den Hochlagen bereits Permafrost unter dünnem, „kaltem“ Eis existierte. Während der Kaltphase der Jüngerer Dryaszeit kam es im bereits eisfreien Tiefeland zur Ausbildung eines kontinuierlichen Permafrostbodens, was durch die weite Verbreitung von fossilen Eiskeilen (Eiskeilpseudomorphosen) belegt ist.

Dieser geschlossene Permafrost degradierte und wurde später durch einen diskontinuierlichen Permafrost ersetzt, wobei unklar ist, ob das Gebiet jemals ganz permafrostfrei war. Die gegenwärtig in großer Zahl anzutreffenden torfbedeckten Palsas (Abb. 5) konnten erst entstehen, nachdem sich Moore mit einer hinreichenden Torfmächtigkeit entwickelt hatten. Eine Datierung der Palsas ist jedoch auf Grund der zyklischen Palsaentwicklung und der damit verbundenen Kontaminierung des organischen Materials problematisch.



Abb 5: Schnitt durch einen Kuppelpalsa mit Mineralbodenkern bei Varangerbotn (40 m ü.M.). Die Permafrosttafel befindet sich innerhalb der scharf gegen den Mineralboden abgesetzten Torfhülle (aus MEYER & THANNHEISER im Druck).

Fig. 5: Cross section trough a dome palsa with a mineral soil core near Varangerbotn (40 m a.s.l.). The permafrost table is located within the peat cover (from MEYER & THANNHEISER in press).

In einem multidisziplinären Forschungsansatz (Abb. 6) wird im Rahmen gemeinsamer deutsch-russischer Studien seit den 1990er Jahren die quartäre Permafrostdynamik und damit auch die Landschafts- und Umweltdynamik in den Tieflandsgebieten Nordjakutiens (Laptewsee, Ostsibirische See, Lena-delta, Neusibirische Inseln, untere Kolyma) rekonstruiert. Untersuchungen an den Küsten der Dmitri-Laptew-Straße in Nordjakutien belegen die Erhaltung von fossilen Eiskeilen in Horizonten, die vor der Eem-Interglazial entstanden, und auf ein Alter von ca. 200.000 Jahren datiert wurden (SCHIRRMESTER et al. 2002). Die warmzeitliche Ablagerungen des Eem (vor ca. 125.000 Jahre) werden weiträumig von eisreichen Sequenzen der Yedoma-Folge überlagert, die für das Mittelweichsel-Interstadial der Region charakteristisch sind. Ein umfangreiches Spektrum an fossilen Bioindikatoren (Abb. 7) ermöglicht sowohl die Rekonstruktion regionaler Paläoklimabedingungen und der Verschiebung von Vegetationszonen

anhand von Pollen, Insekten und pflanzlichen Großresten als auch die Ermittlung lokaler Umweltbedingungen wie Gewässergröße, Wassertemperatur oder Wasser- und Bodenchemie anhand von Wasserpflanzen, Ostrakoden, Chironomiden oder Testat-Amöben.

Temperaturrekonstruktionen anhand von Pflanzenfossilien (ILYASHUK et al. 2006, KIENAST et al. 2007, 2011, ANDREEV et al. 2004, 2011) belegen, dass die mittlere Lufttemperatur des wärmsten Monats im Eem um 5 bis 10 °C höher lag als heute. Zudem waren die Jahresniederschlagsmengen wesentlich größer (250-350 mm) und dementsprechend das Klima

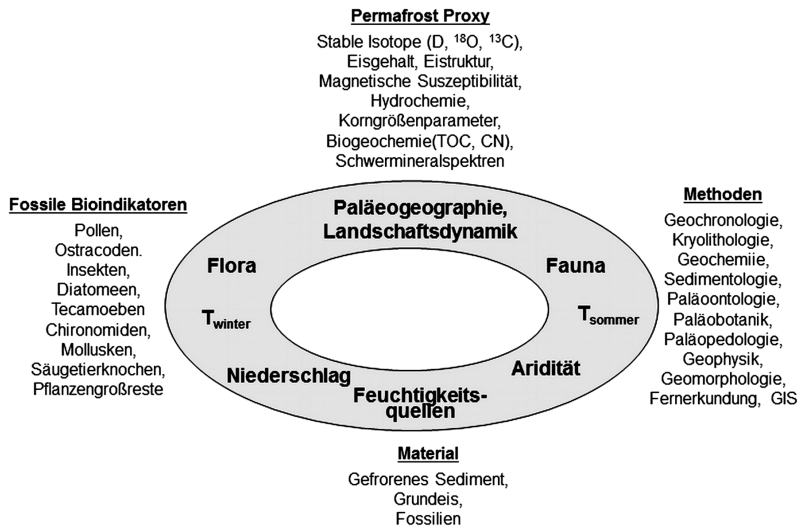


Abb 6: Schema für einen multidisziplinären Forschungsansatz zur Untersuchung von Permafrost als Paläoumweltarchiv.

Fig: 6: Scheme for a multidisciplinary approach for studying permafrost as a palaeo-environmental archive.

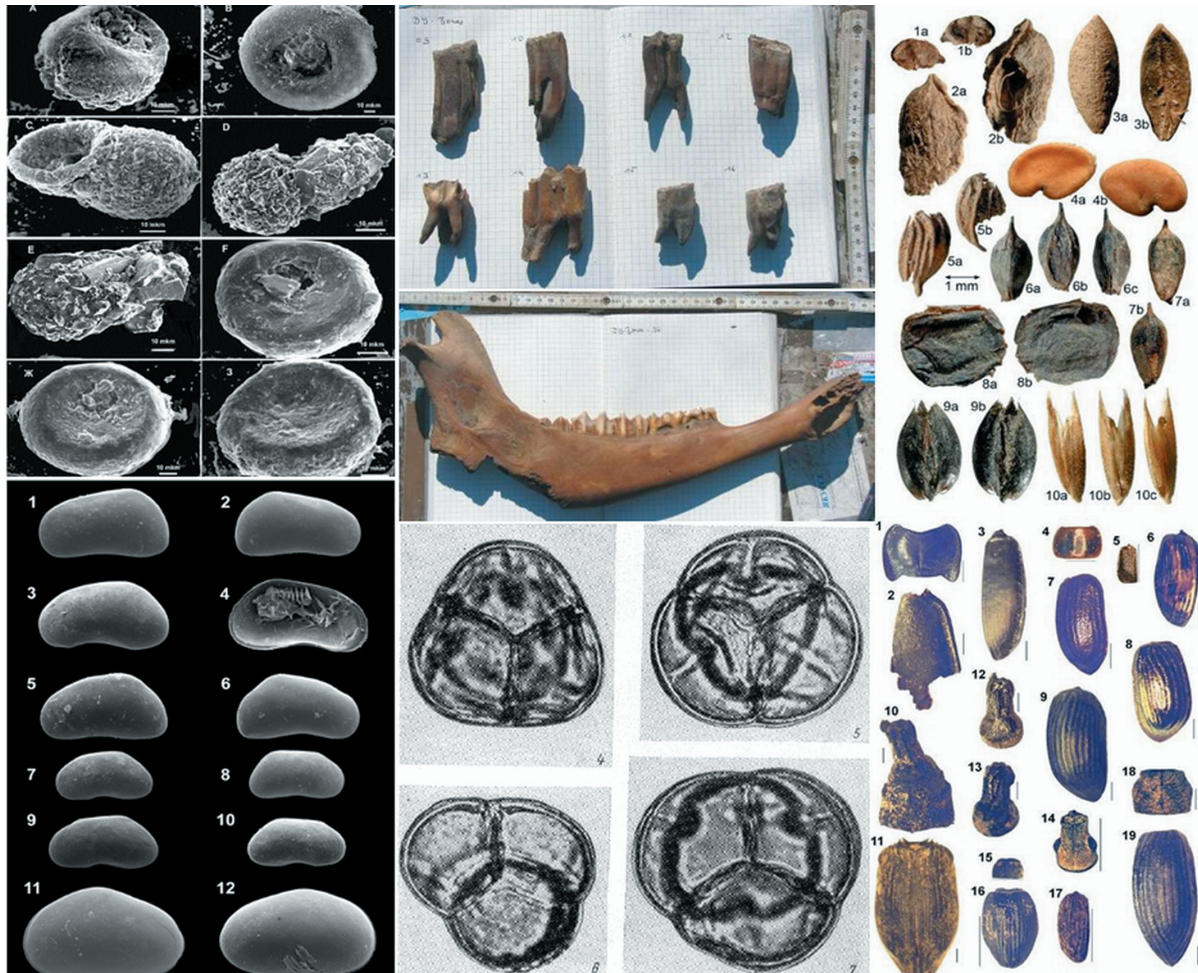


Abb. 7: Beispiele für Fossilien aus dem Umweltarchiv Permafrost (Thec-Amöben, Säugetierzähne, Pflanzensamen, Ostracoden, Pollen, Käfer).

Fig. 7: Fossil bioindicators of the permafrost archive (tec amoebas, mammal teeth, seeds, ostracods, pollen, beetles).



gemäßiger und humider als in der heutigen Zeit. Für das Klimaoptimum der holozänen Warmzeit vor ca. 8.000 bis 9.000 Jahren gelten ähnliche Rekonstruktionen (ANDREEV et al. 2009). Obwohl es in beiden Perioden zu einer weiträumigen Degradation des Permafrostes von der Oberfläche her kam und sich zudem starke Landschaftsveränderungen mit weit verbreiteten Thermokarstseen vollzogen, wurde der Permafrost nicht tiefgreifend zerstört (WETTERICH et al. 2009). Generell wurden jedoch mehrfach starke paläogeographische und hydrologische und damit einhergehende ökologische Veränderungen festgestellt, die sich mit den globalen Klimaschwankungen während des Spätquartärs korrelieren lassen und die Klimasensitivität des Permafrostsystems und der auf ihr beruhenden Landschaften und Ökosysteme belegen.

Als besonders empfindlich gegenüber Klimaerwärmung werden die spätpleistozänen eisreichen Yedoma-Ablagerungen im arktischen Sibirien eingeschätzt (GROSSE et al. 2011), da sie zu >70 % aus Eis bestehen. Sie enthalten in großem Umfang organischen Kohlenstoff in Form von schwach zersetztem Pflanzenmaterial, das nur wenige Jahre nach der Ablagerung im Permafrost konserviert wurde (SCHIRRMEISTER et al. im Druck). Das Yedoma-Verbreitungsgebiet in den arktischen und subarktischen Tiefländern Sibiriens wird auf ca. 1 Mio km² geschätzt (ZIMOV et al. 2006a,b); davon sind aber erhebliche Anteile bereits durch Thermokarst degradiert worden (GROSSE et al. 2007). Ähnliche Ablagerungen werden auch aus der Arktis in Alaska und Nordwest-Kanada beschrieben (KANEVSKY et al. 2011, SCHIRRMEISTER et al. im Druck). Generell ist die Zusammensetzung der oberen Permafrostzone, die einer

Degradation unterliegen kann, hinsichtlich ihrer Eigenschaften von Eis, organischem Material und Sediment (Tab. 1) sehr heterogen. Daher ist es bisher schwer, die darin enthaltenen Mengen an organischem Kohlenstoff für größere Gebiete zu quantifizieren (SCHIRRMEISTER et al. 2011a). Noch weniger ist bisher über die konkrete biochemische Zusammensetzung der fossilen organischen Substanz und ihrer potentiellen Zersetzbarkeit bekannt.

PROGNOSEN FÜR DIE ZUKUNFT – SIMULATIONEN UND MODELLE

Quantitative Prognosen für die weitere Entwicklung des Permafrostes beschränken sich derzeit weitgehend auf die Simulation zukünftiger Temperaturen und die Auswirkungen auf Stabilität und Verbreitung von Permafrost. STENDEL et al. (2007) errechneten beispielsweise für die IPCC Szenarien A2 und B2 einen Anstieg der mittleren Bodentemperatur um bis zu 6 Kelvin und eine Vertiefung der Auftauschicht um bis zu 2 m im Sibirischen Transekt, der im Wesentlichen von Yakutsk der Lena folgend bis an die Laptevsee reicht. Ein erheblicher Teil dieses Gebietes würde nach diesen Simulationen bis Ende des 21. Jahrhunderts von Permafrostdegradation betroffen sein.

Derzeit werden Zukunftsprognosen für Permafrost aus so genannten „Offline“ Simulationen abgeleitet. Dabei werden die Ausgaben globaler Klimamodelle (GCM's), z.B. die Entwicklung der Landoberflächentemperatur, wie sie für die

Horizont	Eisgehalt (Gew %)					TOC (Gew %)					TIC (Gew %)					Kohlenstoff / Stickstoff C/N				
	MW	STABW	min	max	n	MW	STABW	min	max	n	MW	STABW	min	max	n	MW	STABW	min	max	n
1	44,2	9,0	25,0	56,0	22	5,3	4,9	0,9	22,4	52	0,2	0,2	0,0	0,7	22	11,8	3,2	2,7	17,7	50
2	42,4	16,0	22,6	90,6	67	6,9	9,0	0,2	43,5	148	0,3	0,3	0,0	1,6	114	10,0	5,4	1,1	32,7	133
3	47,4	14,6	19,2	74,2	20	10,9	12,2	0,5	45,1	50	0,6	0,7	0,0	2,7	37	14,9	5,8	5,2	34,2	42
4	28,0	4,8	20,9	31,7	4	2,7	1,4	1,5	5,3	9	0,4	0,1	0,2	0,5	9	7,3	3,2	4,1	12,8	9
5	38,3	12,5	10,5	70,0	66	2,2	0,9	0,4	6,5	109	0,4	0,2	0,0	0,8	94	9,3	2,3	5,4	19,4	112
6	40,5	12,8	8,5	78,6	245	3,7	4,1	0,1	26,5	381	0,4	0,5	0,0	5,5	317	10,4	4,7	1,3	38,4	335
7	22,4	11,3	6,2	77,2	313	0,5	1,4	0,1	19,5	365	0,1	0,1	0,0	0,9	352	8,8	8,8	0,0	36,0	79
8	29,0	8,3	18,2	53,1	37	3,2	4,4	0,3	24,5	101	0,6	0,8	0,0	7,2	78	10,1	3,7	4,0	25,9	76
9	32,6	8,3	21,7	53,9	23	1,0	0,8	0,4	3,1	36	0,3	0,1	0,1	0,7	15	6,5	5,0	0,7	20,9	16
10	58,7	20,1	20,1	98,8	20	5,3	4,3	0,9	15,2	30	1,0	1,9	0,0	7,2	24	13,8	4,5	5,3	25,2	30

Tab. 1: Eisgehalte und Eigenschaften der fossilen organischen Substanz verschiedener Permafrosthorizonte der arktischen Tiefländer Jakutiens (nach SCHIRRMEISTER et al. 2011a). 1 = Ablagerungen in Thermoerosionstälern. 2 = Ablagerungen in holozänen Thermokarstsenken. 3 = Holozäne Decksedimente. 4 = Taberite (getaut und rückgefroren). 5 = Spätweichsel Yedoma. 6 = Mittelweichsel Yedoma. 7 = Fluviale Sand (Früh- bis Mittelweichsel). 8 = Seesedimente (Eem). 9 = Prä-Eem-Silt. 10 = Eiskomplex (Saale-Kaltzeit). MW = Mittelwert. STABW = Standardabweichung. TOC = total organic carbon, TIC = total inorganic carbon.

Tab. 1: Ice content and characteristics of fossil organic matter of different Permafrost horizons in Arctic lowlands (according to SCHIRRMEISTER et al. 2011a). 1 = Sediments in thermoerosion valleys. 2 = Sediments in Holocene thermokarst depressions. 3 = Holocene cover sediments. 4 = Taberite (thawed and refrozen). 5 = Late Weichselian yedoma. 6 = Middle Weichselian yedoma. 7 = Fluvial sand (early to mid Weichselian). 8 = Lake sediments (Eemian). 9 = Pre-Eemian silt. 10 = Ice complex (Saalian glacial period). MW = mean. STABW = standard deviation. TOC = total organic carbon, TIC = total inorganic carbon.

Szenarien des IPCC erstellt werden, für separate Simulationen des Permafrostes verwendet (z.B. ANISIMOV et al. 1997, STENDEL & CHRISTENSEN 2002, ACIA 2004, LAWRENCE et al. 2008). Um Rückkopplungseffekte zwischen Atmosphäre und Permafrostböden (z.B. Treibhausgasemissionen aus auftauendem organischem Bodenmaterial) in Klimamodellen berücksichtigen zu können, sind jedoch gekoppelte („Online“) Simulationen notwendig. Aus diesem Grund sollen in Zukunft Permafrost-Module in globale Klimamodelle integriert werden.

Die Permafrost-Modellierung ist jedoch mit unterschiedlichen Schwierigkeiten verbunden. Aufgrund der thermischen Trägheit des Bodens ist für die aktuelle und zukünftige Entwicklung des Permafrostes auch das Klima der Vergangenheit von größter Bedeutung. Um dieses thermische „Gedächtnis“ der tieferen Bodenschicht in einer Zukunftsprognose für den Permafrost berücksichtigen zu können, ist es notwendig Permafrost-Modelle zu initialisieren. Da nur an relativ wenigen Standorten die aktuelle Temperaturverteilung in den tieferen Bodenschichten bekannt ist, ist eine so genannte „Spin-Up“ Periode notwendig. Dabei versucht man die aktuelle Permafrosttemperatur zu reproduzieren, indem das Permafrost-Modell von meist synthetischen Klimadaten der Vergangenheit angetrieben wird (RISEBOROUGH et al. 2008). Mit Hilfe von Temperaturmessungen aus Bohrlöchern ist es möglich die Modellierung zu evaluieren. Allerdings stehen solche Messungen an nur relativ wenigen Standorten in der Arktis zur Verfügung.

Weitere Evaluierungsmöglichkeiten bieten Untersuchungen der Oberflächenenergiebilanz. Einerseits können direkte Messungen von Wärme- und Wasserbaustausch unmittelbar zu einem besseren Verständnis des gekoppelten Permafrost-Atmosphäre-Systems beitragen (z.B. der Einfluss der Schnee- und Wolkendecke auf die Gefrier- und Auftaudynamik; z.B. LYNCH et al. 1999, EUGSTER et al. 2000, KODAMA et al. 2007, BOIKE et al. 2008, WESTERMANN et al. 2009, LANGER et al. 2010b, LANGER et al. 2011). Andererseits ist es anhand solcher Studien möglich, einzelne Prozesskomponenten von Klimamodellen detailliert zu überprüfen und gegebenenfalls zu korrigieren (z.B. BETTS et al. 2001, 2003). Aufgrund der schwierigen logistischen Bedingungen und dem hohem messtechnischen Aufwand werden umfassende Energiebilanzstudien in Permafrostgebieten nur selten realisiert.

Die vorhandenen Permafrost-Modelle weisen sehr unterschiedliche Komplexität auf, beruhen auf unterschiedlichen Eingabegrößen und werden sowohl für globale als auch für hoch auflösende regionale Studien eingesetzt. Einen konzeptionellen Überblick zu den bestehenden Permafrost-Modellen gibt RISEBOROUGH et al. (2008). Allerdings ist es eine Grundvoraussetzung für alle Modelle, dass die Eigenschaften der Bodenoberfläche und des Untergrundes realistisch repräsentiert sind. Dazu gehören vor allem die Bodenzusammensetzung, z.B. die Anteile von Eis, Mineralboden und organischem Material sowie die Vegetationsbedeckung. Da diese Landschaftscharakteristika eine hohe räumliche Variabilität aufweisen und die Datengrundlage über Boden- und Vegetationseigenschaften in der Arktis sehr spärlich ist, ergibt sich eine hohe Unsicherheit für die Permafrost-Modellierung. Es ist daher fraglich, ob die bisher verwendeten globalen Datensätze über die Boden- und Vegetationseinheiten den

Ansprüchen der Permafrost-Modellierung genügen.

FORSCHUNGSBEDARF

Bisherige Messungen und Modellrechnungen zeigen, dass die arktischen Permafrostregionen von einer sehr kräftigen Klimaerwärmung betroffen sind (OSTERKAMP 1994, SERREZE et al. 2000, HINZMAN et al. 2005, OVERLAND et al. 2008). Das Auftauen der Dauerfrostböden ist potentiell mit klimatischen Rückkopplungsprozessen verbunden, wie einem zusätzlichen Ausstoß von Treibhausgasen und der Veränderung der hydrologischen Kreisläufe (CHRISTENSEN & COX 1995, CALLAGHAN et al. 2004, MCGUIRE et al. 2006). Diese Mechanismen können möglicherweise die zukünftigen klimatischen Entwicklungen entscheidend beeinflussen und die aktuelle Klimaerwärmung weiter verstärken. Für Klimaprognosen ist es deshalb entscheidend, (a) die momentane und die zukünftige Ausdehnung der Permafrostgebiete zu erfassen und (b) die Interaktion von Energie- und Stoff-Flüssen zwischen Permafrost und Atmosphäre besser zu verstehen.

Dazu müssen verlässliche Monitoringprogramme und Modelle entwickelt werden, die sowohl die physikalischen als auch die biologischen Prozesse in Permafrostböden repräsentativ beschreiben. Erheblicher Forschungsbedarf ergibt sich daher durch die Implementierung von Permafrost- und der damit verbundenen periglazialen Landschaftsdynamik in generelle Zirkulationsmodelle (GCM, Global Circulation Model).

Wechselwirkungsprozesse zwischen Permafrostböden und Atmosphäre sind teilweise ungeklärt und erschweren die Ankoppelung regionaler Permafrostmodelle an globale Klimamodelle. Die offenen Fragen umfassen den Einfluss der Landschaftsheterogenität – z.B. Vegetationsbedeckung, Relief und Bodensubstrat – auf den Austausch von Wärme, Wasser und Kohlenstoff zwischen Bodenoberfläche und Atmosphäre. Es stellt sich vor allem die Frage, wie Austauschprozessen, die auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen interagieren, in einem großräumigen Modell Rechnung getragen werden kann, ohne wesentliche Prozesskomponenten zu vernachlässigen.

Grundlegende Fragen zu den Austauschmechanismen in den untersten Atmosphärenschichten – speziell unter den extrem stabilen atmosphärischen Bedingungen des lang anhaltenden arktischen Winters – sind noch nicht hinreichend verstanden (BOER et al. 1992, RANDALL et al. 1997). Des Weiteren werden die Wolkenbildung und die damit verbundenen Niederschläge in den arktischen Regionen noch ungenügend von den globalen Klimamodellen beschrieben (ROSSOW et al. 1993, TAO et al. 1996, WALSH et al. 2002). Diese haben jedoch einen entscheidenden Einfluss auf den Energie- und Wasserhaushalt von Permafrostböden.

Eine Grundvoraussetzung für die Beurteilung der zukünftigen Entwicklung des Permafrostes ist eine umfassende Feststellung des momentanen Zustands. Bislang sind weite Regionen des arktischen und subarktischen Permafrostes noch nicht in Beobachtungsnetzen erfasst. Dies liegt zum einen an der geringen Anzahl von Messstandorten aufgrund der schwierigen Zugänglichkeit der Arktis, zum anderen an bislang

fehlenden standardisierten globalen Beobachtungsnetzen.

Der Ausbau eines globalen Netzwerkes zur Beobachtung des Permafrosts gehört daher in den nächsten Jahren zu den wichtigsten Schwerpunkten der internationalen Permafrostforschung, wobei die Entwicklung eines Monitoringkonzepts basierend auf Fernerkundungsdaten ein integraler Bestandteil eines solchen globalen Beobachtungsnetzes ist. Permafrost ist als thermischer Zustand der tieferen Bodenschichten zwar nicht unmittelbar durch Satellitensensoren erfassbar; die Möglichkeiten der indirekten Permafrostdetektion reichen jedoch von Vegetationsindikatoren über geomorphologische Indikatoren bis hin zu Messungen der Bodenabsenkung durch die Auftaudynamik.

Ein erster Schritt in diese Richtung ist z.B. das ESA DUE (European Space Agency Data User Element) Permafrost-Projekt (<http://www.ipf.tuwien.ac.at/permafrost/>), in welchem Fernerkundungsprodukte aufbereitet und der Permafrost- und Modellierungs-Gemeinde zur Verfügung gestellt werden. Einen viel versprechenden Ansatz bietet die Messung der Landoberflächentemperatur mit Hilfe von Satelliten (HACHEM et al. 2008, LANGER et al. 2010a, WESTERMANN et al. 2011). In Kombination mit Wärmetransportmodellen können diese Messungen zur Berechnung von Permafrosttemperaturen genutzt werden (MARCHENKO et al. 2009).

Treibhausgaskonzentrationen lassen sich mit den derzeit verwendeten Satelliten gestützten passiven Beobachtungssystemen ebenso unzureichend bestimmen wie mit den vereinzelt vorhandenen lokalen Messstationen. Als Brückentechnologie könnte hier verstärkt der Einsatz flexibler Hubschrauber oder Flugzeug getragener Instrumente (Abb. 8) dienen, die räumlich hoch aufgelöste Beobachtungen über ausgedehnten Gebieten mit zeitlich hoch aufgelösten Messungen aus Monitoringstationen und Modellsimulationen koppeln könnten.

Da die Degradation von Permafrost durch Thermokarst, Thermoerosion sowie Küsten- und Ufererosion sowohl in der Vergangenheit als auch in der Zukunft zur Freisetzung und Transformation von organischem Kohlenstoff geführt hat und führen wird, ist eine Kartierung von sensiblen Arealen sowie die Erfassung bereits veränderter Gebiete erforderlich. Das betrifft vor allem eine genaue Kartierung der Verbreitung eisreicher Permafrostablagerungen des Yedoma-Typs mit viel organischem Material wie auch die Erfassung der bereits durch Thermokarst veränderten Regionen. Eine zirkumarktische Thermokarst- und Yedomakarte würde eine genauere Bilanzierung des Kohlenstoff-Bestandes (C-inventory) ermöglichen und diese Bilanzen für globale Klimamodelle nutzbar machen. Die Entwicklung eines langfristigen globalen Permafrost-Beobachtungsnetzes (Monitoring) berührt daher eine Vielzahl aktueller Forschungsfragen im Bereich der Fernerkundung und Modellierung.



Abb. 8: (A) Hubschrauber getragenes Messsystem „Helipod“ zur großflächigen Erfassung von Energie- und Stoffflüssen mittels Eddy Kovarianz (Foto: TU Braunschweig). (B) Mit dem Forschungsflugzeug Polar-5 des Alfred-Wegener-Instituts, hier mit einem Nasenmast zur Bestimmung der Turbulenz, können Energie- und Methanflüsse, ebenfalls mittels Eddy Kovarianz, über noch größeren Gebieten ermittelt werden (Foto: T. Sachs)

Fig. 8: (A) Helicopter-based measurement system „Helipod“ for large-scale determination of energy and matter fluxes by eddy covariance (Photo: TU Braunschweig). (B) The research aircraft Polar-5 of the Alfred Wegener Institute, shown here with its nose boom for turbulence measurements, can be used to determine eddy covariance fluxes of energy and methane over even larger areas (Photo: T. Sachs)

DANKSAGUNG

Die Autoren danken L. Kutzbach und einem anonymen Gutachter für wertvolle Hinweise zu einer früheren Version des Manuskripts sowie allen an Diskussionen während der Entstehungsphase des Artikels beteiligten Kollegen und Kolleginnen.

Literatur

- ACIA (2004): Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment.- Cambridge University Press, Cambridge, 1-140. <http://www.acia.uaf.edu>
- Akerman, J. & Johansson, M. (2008): Thawing Permafrost and Thicker Active Layers in Subarctic Sweden.- Permafrost Periglac. Process. 19: 279-292.
- AMAP (2009): AMAP 2009 Update on Selected Climate Issues of Concern.- Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, v+15.
- Andreev, A.A., Grosse, G., Schirrmeister, L., Kuzmina, S.A., Novenko, E.Yu., Bobrov, A.A., Tarasov, P.E., Kuznetsova, T.V., Kirbitschek, M., Meyer, H. & Kunitsky, V.V. (2004): Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia).- Boreas 33(4): 319-348.

- Andreev, A., Grosse, G., Schirrmeister, L., Kuznetsova, T.V., Kuzmina, S.A., Bobrov, A.A., Tarasov, P. E., Novenko, E. Yu., Meyer, H., Derevyagin, A. Yu., Kienast, F., Bryantseva, A. & Kunitsky, V.V. (2009): Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovskiy Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia.- *Boreas* 38(1): 72-110.
- Anisimov O.A. & Nelson F.E. (1997): Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere: results from transient general circulation models.- *Climatic Change* 35(2): 241-258.
- Arkhangelov, A.A., Mikhalev, V.I. & Nikolaev, V.I. (1996): Former periods of permafrost formation in North Yakutia and the age of old relicts of buried glaciers.- In: A.A. Velichko, A.A. Arkhangelov, O.K. Borisova et al. (eds), *Development of the permafrost region and the periglacial zone in North Euroasia and the conditions of the distributions of prehistoric men*, Institute of Geography Moscow RAS, 103-109 (in Russian).
- Betts, A., Viterbo, P., Beljaars, A. & Van den Hurk, B. (2001): Impact of BOREAS on the ECMWF forecast model.- *J. Geophys. Res.* 106: 148-227.
- Betts, A., Ball, J. & Viterbo, P. (2003): Evaluation of the ERA-40 surface water budget and surface temperature for the Mackenzie River basin.- *J. Hydromet.* 4: 1194-1211.
- Boike, J., Wille, C., & Abnizova, A. (2008): Climatology and summer energy and water balance of polygonal tundra in the Lena River Delta, Siberia.- *J. Geophys. Res.* Biogeo. 113: G03025, doi:10.1029/2007JG000540.
- Bubier, J., Moore, T., Savage, K. & Crill, P. (2005): A comparison of methane flux in a boreal landscape between a dry and a wet year.- *Global Biogeochem. Cycles* 19: GB1023, doi:10.1029/2004GB002351.
- Callaghan, T.V., Björn, L.O., Chernov, Y., Chapin, T., Christensen, T.R., Huntley, B., Ims, R.A., Johansson, M., Jolly, D., Jonasson, S., Matveyeva, N., Panikov, N., Oechel, W., Shaver, G., Schaphoff, S. & Stich, S. (2004): Effects of changes in climate on landscape and regional processes, and feedbacks to the climate system.- *AMBIO* 33: 459-468.
- Christensen, T. & Cox, P. (2009): Response of methane emission from Arctic tundra to climatic change: Results from a model simulation.- *Tellus B* 47: 301-309.
- Dlugokencky, E.J., Bruhwiler, L., White, J.W.C., Emmons, L.K., Novelli, P.C., Montzka, S.A., Masarie, K.A., Lang, P.M., Crotwell, A.M., Miller, J.B. & Gatti, L.V. (2009): Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH₄ burden.- *Geophys. Res. Letters* 36: L18803, doi:10.1029/2009GL039780.
- Eugster, W., Rouse, W., Pielke sr., R., McFadden, J., Baldocchi, D., Kittel, T., Chapin, F., Liston, G., Vidale, P., Vaganov, E., & Chambers, S. (2000): Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: available data and feedbacks to climate.- *Glob. Change Biol.* 6: 84-115.
- Frauenfeld, O.W., Zhang, T., Barry, R.G. & Gilchinsky, D. (2004): Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia.- *J. Geophys. Res.* 109: D05101, doi:10.1029/2003JD004245.
- Froese, D.G., Westgate, J.A., Reyes, A.V., Enkin, R.J. & Preece, S.J. (2008): Ancient permafrost and a future, warmer Arctic.- *Science* 321: 1648.
- Grosse, G., Schirrmeister, L., Siegent, C., Kunitsky, V.V., Slogoda, E.A., Andreev, A.A. & Derevyagin, A.Y. (2007): Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in northeast Siberia during the Late Quaternary.- *Geomorphology* 86: 25-51, doi:10.1016/j.geomorph.2006.08.005.
- Grosse G., Romanovsky, V., Jorgenson, T., Walter, K., Brown, J. & Overduin, P. (2011): Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change.- *Eos* 92(9): 73-74.
- Hachem, S., Allard, M. & Duguay, C. (2009): Using the MODIS land surface temperature product for mapping permafrost: An application to northern Québec and Labrador, Canada.- *Permafrost Periglac. Process.* 20: 407-416.
- Heikkinen, J.E.P., Virtanen, T., Huttunen, J.T., Elsakov, V. & Martikainen, P.J. (2004): Carbon balance in East European tundra.- *Global Biogeochem. Cycles* 18: GB1023, doi:10.1029/2003GB002054.
- Hinzman, L., Bettes, N., Bolton, W., Chapin, F., Dyurgerov, M., Fastie, C., Griffith, B., Hollister, R., Hope, A., Huntington, H., Jensen, A., Jia, G., Jorgenson, T., Kane, D., Klein, D., Kofinas, G., Lynch, A., Lloyd, A., McGuire, A., Nelson, F., Oechel, W., Osterkamp, T., Racine, C., Romanovsky, V., Stone, R., Stow, D., Sturm, M., Tweedie, C., Vourlittis, G., Walker, M., Walker, D., Webber, P., Welker, J., Winker, K., & Yoshikawa, K. (2005): Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions.- *Climatic Change* 72: 251-298.
- Ilyashuk, B., Andreev, A., Bobrov, A., Tumskoy, V. & Ilyashuk, E. (2006): Interglacial history of a palaeo-lake and regional environment: a multi-proxy study of a permafrost deposit from Bol'shoy Lyakhovskiy Island, Arctic Siberia.- *J. Paleolimnol.* 35(4): 855-872, doi 10.1007/s10933-005-5859-6.
- Johansson, M. & Akerman, J. (2008): Increasing Permafrost Temperatures in Subarctic Sweden.- *Proc. 9th Internat. Conf. Permafrost, Fairbanks, Alaska, Vol.1*: 851-856.
- Jorgensen, M.T., Racine, C.H., Walters, J.C. & Osterkamp, T.E. (2001): Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska.- *Climatic Change* 48(4): 551-571.
- Kienast, F., Tarasov, P., Schirrmeister, L., Grosse, G. & Andreev, A.A. (2007): Continental climate in the East Siberian Arctic during the last interglacial: implications from palaeobotanical records.- *Global Planet. Change* 60: 535-562, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.07.004.
- Kanevskiy, M., Shur, Y., Fortier, D., Jorgenson M.T. & Stephani, E. (2011): Cryostratigraphy of late Pleistocene syngenetic permafrost (yedoma) in northern Alaska, Itkillik River exposure.- *Quaternary Res.* xx: xx-xx, doi:10.1016/j.yqres.2010.12.003
- Kodama, Y., Sato, N., Yabuki, H., Ishii, Y., Nomura, M., & Ohata, T. (2007): Wind direction dependency of water and energy fluxes and synoptic conditions over a tundra near Tiksi, Siberia.- *Hydrol. Process.* 21: 2028-2037.
- Kutzbach, L., Wille, C. & Pfeiffer, E.-M. (2007): The exchange of carbon dioxide between wet arctic tundra and the atmosphere at the Lena River Delta, Northern Siberia.- *Biogeosci.* 4(5): 869-890.
- Langer, M., Westermann, S. & Boike, J. (2010a): Spatial and temporal variations of summer surface temperatures of wet polygonal tundra in Siberia - implications for MODIS LST based permafrost monitoring.- *Remote Sensing Environm.* 114: 2059-2069.
- Langer, M., Westermann, S., Muster, S., Piel, K. & Boike, J. (2010b): Permafrost and surface energy balance of a polygonal tundra site in Northern Siberia - Part 2: Winter.- *Cryosphere Discussions* 4: 1391-143.
- Langer, M., Westermann, S., Muster, S., Piel, K. & Boike, J. (2011): The surface energy balance of a polygonal tundra site in northern Siberia - Part 1: Spring to fall.- *The Cryosphere* 5: 151-171.
- Lawrence, D., Slater, A., Romanovsky, V. & Nicolovsky, D. (2008): Sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and representation of soil organic matter.- *J. Geophys. Res.*, 113, F02011, doi:10.1029/2007JF000883.
- Lynch, A., Chapin, F., Hinzman, L., Wu, W., Lilly, E., Vourlittis, G., & Kim, E. (1999): Surface energy balance on the arctic tundra: Measurements and models.- *J. Climate* 12: 2585-2606.
- McGuire, A., Chapin, F., Walsh, J. & Wirth, C. (2006): Integrated regional changes in Arctic climate feedbacks: implications for the Global Climate System.- *Annu. Rev. Env. Resour.* 31: 61-91.
- Marchenko, S., Hachem, S., Romanovsky, V. & Duguay, C. (2009): Permafrost and active layer modeling in the northern Eurasia using MODIS Land Surface Temperature as an input data.- *Geophys. Res. Abstr.* 11: EGU2009-EGU11077.
- Meier, K.-D. & Thannheiser, D. (im Druck): Permafrosthügel in Lappland (Schwedisches Hochgebirge, norwegische Eismeerküste) und Spitzbergen (Nordenskiöldland) im Klimawandel (1960-2010).- *Norden* 20: xx-xx.
- Nixon, F.M., Tarnocai, C. & Kutny, L. (2003): Long-term active layer monitoring: Mackenzie Valley, northwest Canada.- In: M. PHILLIPS, S. SPRINGMAN & L.U. ARENSON (eds), *Permafrost, Swets & Zeitlinger*, Lisse, 821-826.
- Oechel, W., Vourlittis, G., Hastings, S., Zulueta, R., Hinzman, L. & Kane, D. (2000): Acclimation of ecosystem CO₂ exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming.- *Nature* 406: 978-981.
- Oechel, W., Hastings, S., Vourlittis, G., Jenkins, M., Riechers, G. & Grulke, N. (1993): Recent Change of Arctic Tundra Ecosystems from a Net Carbon-Dioxide Sink to a Source.- *Nature* 361: 520-523.
- Osterkamp, T. (2005): The recent warming of permafrost in Alaska.- *Global Planet. Change* 49: 187-202.
- Overland, J., Wang, M. & Salo, S. (2008): The recent Arctic warm period.- *Tellus A60*: 589-597.
- Randall, D., Curry, J., Battisti, D., Flato, G., Grumbine, R., Hakkinen, S., Martinson, D., Preller, R., Walsh, J. & Weatherly, J. (1998): Status of and outlook for large-scale modeling of atmosphere-ice-ocean interactions in the Arctic.- *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 79:197-219.
- Richter-Menge, J., Overland, J., Proshutinsky, A., Romanovsky, V., Bengtsson, L., Brigham, L., Dyurgerov, M., Gascard, J.C., Gerland, S., Graversen, R., Haas, C., Karcher, M., Kuhry, P., Maslanik, J., Melling, H., Maslowski, W., Morison, J., Perovich, D., Przybylak, R., Rachold, V., Rigor, I., Shiklomanov, A., Stroeve, J., Walker, D. & Walsh, J. (2006): State of the Arctic Report.- NOAA OAR Special Report, NOAA/OAR/PMEL, Seattle, WA, 1-36.
- Riseborough, D., Shiklomanov, N.I., Eitzelmüller, B., Gruber, S. & Marchenko, S. (2008): Recent advances in permafrost modeling.- *Permafrost Periglac. Process.* 19: 137-156.
- Romanovsky, V.E., Smith, S.L. & Christiansen, H.H. (2010): Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: a Synthesis.- *Permafrost Periglac. Process.* 21: 106-116. DOI: 10.1002/ppp.689
- Romanovsky, V.E., Gruber, S., Instanes, A., Jin, H., Marchenko, S.S., Smith, S.L., Trombotto, D. & Walter, K.M. (2007): Chapter 7 - Frozen Ground.- In: *Global Outlook for Ice & Snow* (UNEP), 181-200.
- Rossow, W.B., Walker, A.W. & Garder, L.C. (1993): Comparison of ISCCP and other cloud amounts.- *J. Climate* 6: 2394-2418.
- Roulet, N., Jano, A., Kelly, C., Klinger, L., Moore, T., Protz, R., Ritter, J. & Rouse, W. (1994): Role of the Hudson-Bay Lowland as a source of atmos-

- pheric methane.- *J. Geophys. Res.* 99(D1): 1439-1454.
- Sachs, T., Wille, C., Boike, J. & L. Kutzbach (2008): Environmental controls on ecosystem-scale CH₄ emission from polygonal tundra in the Lena river delta, Siberia.- *J. Geophys. Res.*, 113: G00A03, doi:10.1029/2007JG000505.
- Sachs, T., Giebels, M., Boike, J. & Kutzbach L. (2010): Environmental controls on CH₄ emission from polygonal tundra on the microsite scale in the Lena river delta, Siberia.- *Global Change Biol.* 16(11): 3096-3110, doi: 10.1111/j.1365-2486.2010.02232.x
- Serreze, M., Walsh, J., Chapin, F., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W., Morison, J., Zhang, T. & Barry, R. (2000): Observational evidence of recent change in the northern highlatitude environment.- *Climatic Change* 46: 159-207.
- Schirrmester, L., Özzen, G. & Geyh, M.A. (2002): 230Th/U dating of frozen peat, Bol'shoy Lyakhovskiy Island (North Siberia).- *Quat. Res.* 57: 253-258.
- Schirrmester, L., Grosse, G., Wetterich, S., Overduin, P., Strauss, J., Schuur E.A.G. & Hubberten, H.-W. (2011a): Fossil organic matter characteristics in permafrost deposits of the Northeast Siberian Arctic.- *J. Geophys. Res.* 116: G00M02, doi:10.1029/2011JG001647.
- Schirrmester, L., Froese, D., Tumskoy, V., Grosse, G. & Wetterich, S. (im Druck) Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia.- *Encyclopedia of Quaternary Science.* Elsevier, xx-xx.
- Schirrmester, L., Grosse, G., Schnelle, M., Fuchs, M., Krubetschek, M., Ulrich, M., Kunitsky, V., Grigoriev, M., Andreev, A., Kienast, F., Meyer, H., Klimova, I., Babiy, O., Bobrov, A., Wetterich, S. & Schwamborn, G. (2011b): Frozen paleoenvironmental records from the western Lena Delta: Periglacial landscape dynamics in northern East Siberia during the Late Quaternary.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 299: 175-196, doi 10.1016/j.quascirev.2009.11.017.
- Schneider, J., Grosse, G. & Wagner, D. (2009): Land cover classification of tundra environments in the Arctic Lena Delta based on Landsat 7 ETM+ data and its application for upscaling of methane emissions.- *Remote Sensing of Environment* 113: 380-391, doi:10.1016/j.rse.2008.10.013.
- Stendel, M. & Christensen, J. (2002): Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM.- *Geophys. Res. Lett.* 29: 1632, doi:10.1029/2001GL014345.
- Stendel, M., Romanovsky, V.E., Christensen, J.H. & Sazonova, T. (2007): Using dynamical downscaling to close the gap between global change scenarios and local permafrost dynamics.- *Global Planet. Change* 56: 203-214, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.014
- Sturm, M., Racine, C. & Tape, K. (2001): Climate change - Increasing shrub abundance in the Arctic.- *Nature* 411: 546-547.
- Tao, X., Walsh, J.E. & Chapman, L. (1996): An assessment of global climate simulations of Arctic air temperatures.- *J. Climate* 9: 1060-1076.
- Tarnocai, C., Kettles, I.M. & LeCelle, B. (2004): Peatlands of Canada database, digital database, Research Branch, Agriculture and Agrifood Canada, Ottawa, ON, Canada.
- Tarnocai, C., Canadell, J.G., Schuur, E.A.G., Kuhry, P., Mazhitova, G., Zimov, S. (2009) Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region.- *Global Biogeochem. Cycles* 23: GB2023, doi:10.1029/2008GB003327.
- Varmalov, S.P., Skachkov, Yu.B., Skryabin, P.N. & Shender, N.I. (2001): Thermal response of the lithogenic base of permafrost landscapes to recent climate change in central Yakutia.- *Proc. Internat. Conf. Role of Permafrost Ecosystems in Global Climate Change*, 3-5 May 2000, Yakutsk, Russia, 44-45.
- Varmalov, S.P. (2003): Variations in the thermal state of the lithogenic base of landscapes in central Yakutia.- *Proc. 2nd Internat. Conf. Role of Permafrost Ecosystems in Global Climate Change*, 12-17 August 2002, Yakutsk, Russia: 52-56.
- Walsh, J.E., Kattsov, V., Chapman, W., Govorkova, V. & Pavlova, T. (2002): Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models.- *J. Climate* 15:1429-1446.
- Walsh, J.E., Anisimov, O., Hagen, J.O.M., Jakobsson, T., Oerlemans, J., Prowse, T.D., Romanovsky, V., Savelieva, N., Serreze, M., Shiklomanov, A., Shiklomanov, I. & Solomon, S. (2005): Chapter 6 - Cryosphere and Hydrology.- In: *ACIA, Arctic Climate Impact Assessment*, Cambridge University Press, 183-242, <http://www.acia.uaf.edu>
- Walter, K.M., Zimov, S.A., Chanton, J.P., Verbyla, D. & Chapin F.S. (2006): Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming.- *Nature* 443: 71-75, doi:10.1038/nature05040.
- Walter, K.M., Edwards, M.E., Grosse, G., Zimov, S.A. & Chapin, F.S. (2007): Thermokarst lakes as a source of atmospheric CH₄ during the Last Deglaciation.- *Science* 318: 633-636, doi: 10.1126/science.1142924.
- Westermann, S., Lüers, J., Langer, M., Piel, K. & Boike, J. (2009): The annual surface energy budget of a high-arctic permafrost site on Svalbard, Norway.- *The Cryosphere* 3: 245-263.
- Westermann, S., Langer, M. & Boike, J. (2011): Spatial and temporal variations of summer surface temperatures of high-arctic tundra on Svalbard - Implications for MODIS LST based permafrost monitoring.- *Remote Sensing Environment* 115: 908-922.
- Wetterich, S., Schirrmester, L., Andreev A.A., Pudenz, M., Plessen, B, Meyer, H. & Kunitsky, V.V. (2009): Eemian and Late Glacial/Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (NE Siberia, Russia).- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 279: 73-95, doi:10.1016/j.palaeo.2009.05.002.
- Wille, C., Kutzbach, L., Sachs, T., Wagner, D. & Pfeiffer, E.-M. (2008): Methane emission from Siberian arctic polygonal tundra: eddy covariance measurements and modelling.- *Global Change Biol.* 14(6): 1395-1408, doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01586.x.
- Zhang, T., Frauenfeld, O.W., Serreze, M.C., Etringer, A., Oelke, C., McCreight, J., Barry, R.G., Gilichinsky, D., Yang, D., Ye, H., Ling, F. & Chudinova, S. (2005): Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin.- *J. Geophys. Res.* 110: D16101.
- Zimov, S.A., Schuur, E.A.G. & Chapin, F.S. (2006a): Permafrost and the global carbon budget.- *Science* 312 (5780): 1612-1613, doi:10.1126/science.1128908.
- Zimov, S.A., Davydov, S.P., Zimova, G.M., Davydova, A.I., Schuur, E.A.G., Dutta, K. & Chapin, F.S. (2006b): Permafrost carbon: stock and decomposability of a globally significant carbon pool.- *Geophys. Res. Lett.* 33: L20502, doi:10.1029/2006GL02748