

## 1.7 Permafrost – ein weit verbreitetes Klimaphänomen der Arktis und Subarktis

LUTZ SCHIRRMEISTER & HANS-WOLFGANG HUBBERTEN

**Permafrost a common formation in the Arctic and Sub-arctic region:** As a result of the strong negative temperature balance in the Polar region, almost 25 % of the land areas of the earth are underlain by permafrost. Permafrost dominates the landscape and ecosystems of the large tundra and boreal forest areas of Northern Eurasia and North America, where it can reach thicknesses of more than 1000 m. Formed in Siberia since the Late Pliocene, permafrost has the largest extension in lowland regions non-glaciated during the Pleistocene, where permafrost never disappeared completely during last warm phases. Due to the low global sea level in glacial periods, terrestrial permafrost has been formed on the large Arctic shelf, where now submerged subsea permafrost still exists as relict of up to 400 m depth below the sea bottom. The glacial-interglacial climate dynamics during the Quaternary are mirrored in permafrost and landscape dynamics in the Arctic and Subarctic. The relief of these regions is mainly controlled by periglacial and nival processes, where periglacial landforms are strongly connected to the formation or degradation of permafrost. Especially ice-rich permafrost is very sensitive to climate warming, which results in degradation processes, such as thermokarst, thermoerosion and coastal retreat. The observed warming of the Arctic results in an increasing of the active layer thickness, a rise in permafrost temperature, and in the disappearance of discontinuous permafrost at the southern boundary. The concurrent increase in the amounts of precipitation and melt water will further intensify thermokarst processes and thaw consolidation and will result in the formation of bogs and swamps. Permafrost degradation will result in complex changes of the geocoecosystems, an increase of greenhouse gas emission due to enhanced organic matter decomposition, and a destabilization of permafrost regions, which are used by men for living and for economic use. Furthermore, anthropogenic activities lead to an additional destabilization of the thermal equilibrium of frozen ground affecting the stability of constructions and buildings.

**H**insichtlich der Auswirkungen der globalen Erwärmung auf das Erdsystem nimmt neben schmelzenden Gletschern, Meeresspiegelanstieg und zurückgehendem Meereis der Einfluss des tauenden Permafrosts auf die lokale Umwelt und auf das globale Klimasystem einen zunehmend größeren Raum ein.

Jeder Untergrund (einschließlich Eis und organischem Material), der über zwei aufeinander folgende Jahre Temperaturen  $\leq 0$  °C aufweist, wird als Permafrost bezeichnet (VAN EVERDINGEN 2002). Nach dieser Definition sind ca. 22,8 Mio. km<sup>2</sup> und damit 24% des Festlandes weltweit von Permafrost unterlagert (ZHANG et al. 1999, 2003). Nach seiner Verbreitung unterscheidet man terrestrischen Permafrost in den arktischen Tiefländern, submarinen Permafrost unter den flachen Schelfmeeren der Arktis und Gebirgspermafrost. Zudem wird die terrestrische Permafrostregion nach der Geschlossenheit der Permafrostdecke in kontinuierlichen, diskontinuierlichen, sporadischen und inselartigen Permafrost unterschieden (Abb. 1.7-1). Permafrost ist im Wesentlichen ein Klimaphänomen. Es resultiert daraus, dass bei langfristig einwirkenden extrem niedrigen Wintertemperaturen der Boden so stark und tief gefroren ist, dass während des Sommers die gesamte gefrorene Zone nicht wieder auftauen kann. Es bildet sich nur eine oberflächennahe Auftauzone aus, die je nach sommerlicher Wärmeeinwirkung und Standortbedingungen zwischen 0,3–0,5 m bis zu mehreren Metern mächtig sein kann. Daran schließt sich eine Übergangszone an, in der die Bodentemperaturen

im negativen Bereich schwanken können. Noch tiefer in der Permafrostzone finden keine saisonalen Temperaturveränderungen mehr statt. Die charakteristischen Permafrosttemperaturen für einen geographischen Punkt werden in einer Tiefe erfasst, in der keine saisonalen Temperaturschwankungen mehr auftreten. Erst in größeren Tiefen, in denen der Wärmefluss aus dem Erdinneren stärker zum Tragen kommt, wird die Kälte-Einwirkung allmählich wieder ausgeglichen (Abb. 1.7-2). In Abhängigkeit von der Art des Gesteins (Wärmeleitfähigkeit) und der darin auftretenden Porenwässer (Salzwasser, das bei negativen Temperaturen noch nicht gefriert, transportiert die Kälte weiter in die Tiefe), der Dauer und Intensität der Frosteinwirkung können Permafrostmächtigkeiten von wenigen Metern bis zu 1,5 km auftreten.

### Wo ist Dauerfrost verbreitet und warum besonders in Sibirien?

Permafrost ist am weitesten in den hohen Breiten der Nordhalbkugel verbreitet und umrahmt den gesamten Arktischen Ozean. Permafrost tritt auch in zahlreichen Hochgebirgen ab 2.500 bis 3.000 m über NN auf und bildet im Hochland von Tibet ein geschlossenes Verbreitungsgebiet. Permafrost wurde des Weiteren in den wenigen unvergletscherten Gebieten der Antarktis sowie unter so genannten kalten Gletschern nachgewiesen. Aufgrund des hochkontinentalen Klimas und des sich regelmäßig im Winter über weiten Teilen Ostsibiriens ausbildenden stabilen Hochdruckgebietes

mit extremer Kälte erstreckt sich hier der Permafrost bis 50 °N und damit zirkumarktisch wesentlich weiter nach Süden als in den anderen Regionen in Europa und Nordamerika.

Das Eindringen der Kälte wird durch die große Trockenheit und die nur dünne, wenig isolierende Schneedecke unterstützt. Es kommt hinzu, dass große Gebiete im Osten Sibiriens während der Eiszeiten nicht vergletschert waren und deshalb dort die isolierenden Gletscherkappen fehlten (Abb. 1.7-3). Dadurch konnte die Kälte über lange Zeiträume kontinuierlich eindringen und sich große Permafrostmächtigkeiten ausbilden.

Eines der hervorstechenden Merkmale für die Existenz von Permafrost ist das Auftreten von Eiskeilen und Eiskeilpolygonnetzen. Sie entstehen infolge der Schrumpfung des gefrorenen Bodens bei starkem Frost. Eis zieht sich bei Abkühlung zusammen (um 0,05 mm/m Eissäule bei einer Abkühlung von 1 °C.), und bei einer Abkühlung um 20 Grad bildet sich eine Frostspalte von 1 mm. Gefrorener Boden hat bis zu zehnmal

höhere Kontraktionskoeffizienten als reines Eis. Die Kontraktionsrisse fügen sich, ähnlich wie Trockenrisse zu polygonalen netzartigen Mustern zusammen. Werden die Frostspalten im Frühjahr mit Schmelzwasser gefüllt, so gefriert dieses Wasser im Permafrostboden sofort wieder und füllt die Frostspalte aus. Durch ständige Wiederholung des Frost/Tau-Prozesses bilden sich große, keilförmige Eiskörper (Eiskeile) (Abb. 1.7-4). Polygonmoore bedecken große Flächen mit 250.000 km<sup>2</sup> (MINKE et al. 2007) bis 396.000 km<sup>2</sup> (MUSTER et al. 2013) in den arktischen Tieflandsgebieten.

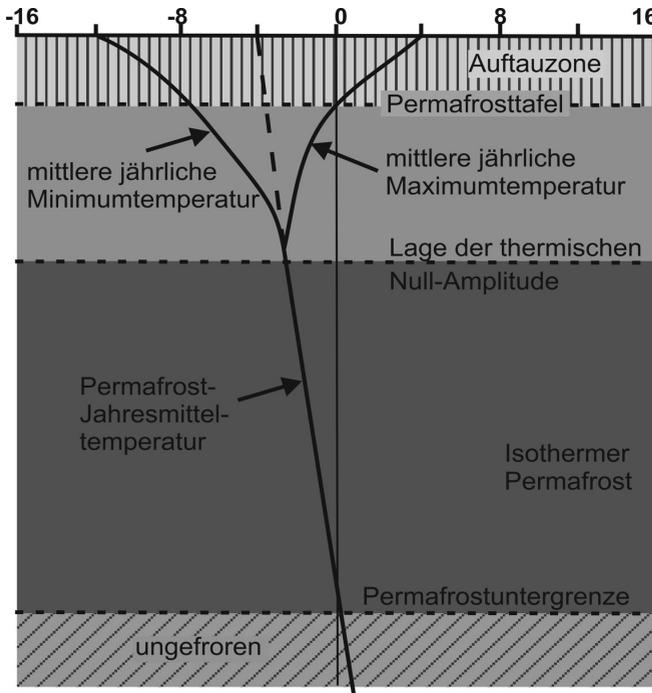
**Geschichte des Permafrostes in Sibirien, erste PF-Spuren**

Als es zum Ende des Tertiär vor ca. 5 Mio. Jahren zu einer weltweiten Abkühlung kam, veränderte sich z.B. im Norden Sibiriens die Vegetation von einer gemäßigten bis tropischen Waldflora in eine Wald-, Steppen- bzw. Tundrenflora. Dies ist durch zahlreiche Pollenanalyse aus gefrorenen Ablagerungen nachge-



*1.7-1: Permafrostverbreitung auf der Nordhemisphäre (Karte: UNEP/GRIP-Arendal IPA 1998, compiled by H. Lantuit, AWI-Potsdam).*

Quelle: Brown et al., 1998



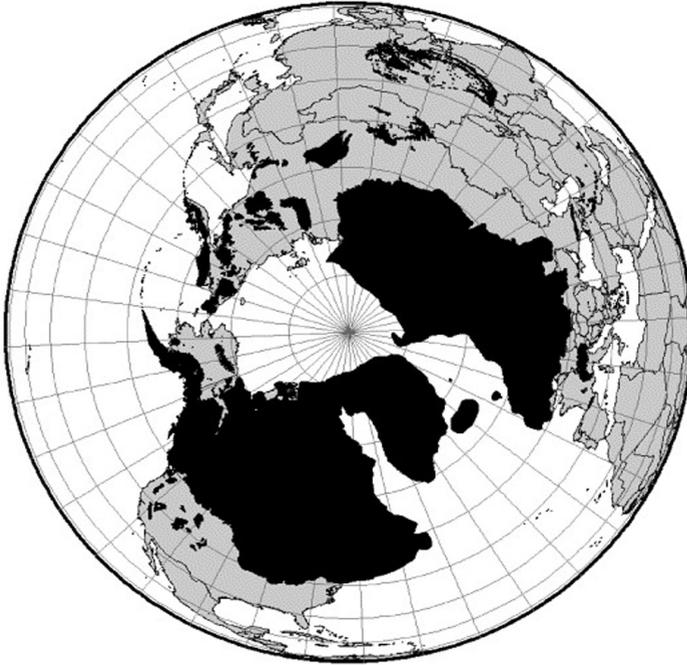
1.7-2: Schematischer Aufbau und Temperaturverlauf der Permafrostzone (nach WEISE 1983).

wiesen. Seit ca. 3 Mio. Jahren am Ende des Pliozäns trat Permafrost in Sibirien auf. Anzeichen von altem Permafrost sind ausgetaute und verfüllte Eiskeile, sogenannte Eiskeil-pseudomorphosen in Ablagerungen des oberen Pliozäns. Seit Beginn des Eiszeitalters vor ca. 1,5 Mio. Jahren existierte in großen Teilen Sibiriens zumindest zeitweise Dauerfrost. Kontinuierliche Permafrostbedingungen sind seit ca. 600.000 Jahren nachgewiesen. In den Kaltzeiten verstärkten sich die Entstehung von Permafrost und seine Ausbreitung nach Süden. In Warmzeiten kam es zu einer Verschiebung der südlichen Permafrostgrenze nach Norden und zu großflächiger Degradierung der geschlossenen Permafrostdecke durch Auftauen von der Oberfläche her. Das Eis im Permafrostboden schmolz, der Boden senkte sich ab (Subsidenz) und es entstanden Senken, in denen sich Regen und Schmelzwasser sammelte. Im Ergebnis dieses Auftauens bildeten sich zuerst kleine Gewässer. Da der Boden in der Tiefe noch gefroren war, konnte das Wasser nicht versickern. Ab einer Wassertiefe von 2 m frieren Süßwasserseen nicht mehr bis zum Boden durch und es bleibt eine Wassersäule mit positiven Temperaturen über dem Seeboden bestehen. Der Prozess des Austauens verstärkt sich, und es kann sich ein größerer See bilden. So entstandene Seegebiete kennzeichnen heute noch die Ebenen in arktischen Tieflandgebieten. Die Degradierung von eisgesättigtem Gestein von der Oberfläche her wird als Thermokarst bezeichnet.

### Permafrost als Umweltarchiv

Über die Jahrzehntausende bildeten sich bis zu 80 m mächtige eisreiche Ablagerungen, so genannte Eiskomplexe, in denen bis zu 5 m breite Eiskeile vorkommen (Abb. 1.7-4). Innerhalb der polygonalen Eiskeilnetze entstehen im kurzen arktischen Sommer durch das saisonale Auftauen kleine feuchte oder mit Wasser gefüllte Senken in denen Pflanzen, aquatische Kleinstlebewesen und Mikroben aktiv werden, die dann beim Gefrieren im Winter wieder fixiert und später im Permafrost konserviert werden. Der zusätzliche Eintrag von terrigenem Material durch zeitweilige Überflutung und durch Windtransport führt zu einer kontinuierlich wiederholten Erhöhung der Oberfläche. Durch die Kombination von jährlichen Klimainformationen einzelner Jahre aus den Eisadern der Eiskeile mit den chronologisch angeordneten Umweltinformationen aus den sie umgebenden Sedimentsequenzen stellen die Eiskomplexe ein ideales Archiv zur Rekonstruktion der Reaktion vergangener polarer Ökosysteme auf Klimaänderungen dar. Sedimentzusammensetzungen können z.B. darüber informieren, wie sich die Permafrostablagerungen gebildet haben. Die zahlreichen Eiskeile, können uns etwas über die Zusammensetzung der Winterniederschläge vor tausenden oder zehntausenden von Jahren sagen.

Aus der Kombination fossiler Bioindikatoren (Abb. 1.7-5) lassen sich Rückschlüsse auf die Lebensbedingungen der quartären Flora und Fauna ziehen. Pollen und Samen der Pflanzen geben uns Auskunft über die



1.7-3: Maximale pleistozäne Vereisung der Nordhemisphäre (EHLERS & GIBBARD 2007).

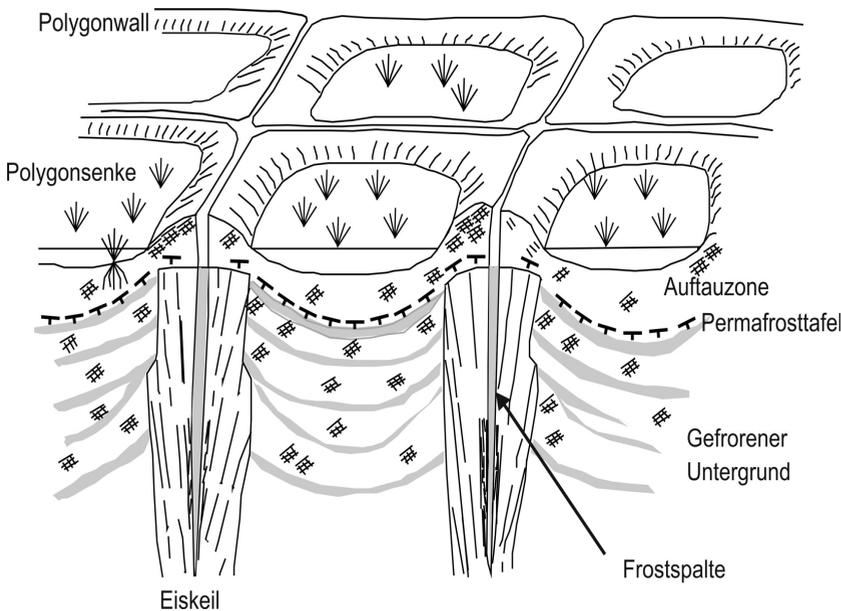
Veränderungen der Vegetation in Abhängigkeit von Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen. Aus Käferreste und Resten von Säugetieren (z.B. Mammut, Wollnashorn, Pferd), aus Algenresten, die aus Siliziumoxid bestehen (Diatomeen), aus Kalkschalen kleiner Krebse (Ostrakoden), Muscheln oder Schnecken lassen sich die vergangene Umwelt und ihre Veränderungen rekonstruieren, da viele der Lebewesen sich an spezielle Bedingungen angepasst haben.

In einem multidisziplinären Forschungsansatz wird in gemeinsamen deutsch-russischen, deutsch-kanadischen und deutsch-amerikanischen Projekten seit zwei Jahrzehnten die Permafrostdynamik und die quartäre Umweltdynamik zirkumparktisch untersucht. Forschungen an den Küsten der Dmitri-Laptew-Straße in Nordjakutien belegen die Erhaltung von fossilen Eiskeilen in Horizonten, die vor dem Eem-Interglazial entstanden, und auf ein Alter von ca. 200.000 Jahren datiert wurden (SCHIRRMUSTER et al. 2002). 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.

Temperaturrekonstruktionen anhand von Pflanzenfossilien (KIENAST et al. 2008, 2011, ANDREEV et al. 2004, 2011) belegen, dass die mittlere Julitemperatur im Vergleich zu heute im Eem 5 bis 10 °C höher, die Jahresniederschlagsmengen größer (250-350 mm) waren und somit das Klima gemäßigter und humider war. Für das holozäne Klimaoptimum vor ca. 8.000 bis 9.000

Jahren gelten ähnliche Rekonstruktionen (ANDREEV et al. 2009). Obwohl es während beider Warmzeiten zu einer weiträumigen Degradation des Permafrostes kam und sich zudem starke Landschaftsveränderungen vollzogen, wurde der Permafrost nicht tiefgreifend zerstört (WETTERICH et al. 2009). Jedoch wurden mehrere Phasen mit starken geographischen und hydrologischen und dadurch auch ökologische Veränderungen festgestellt, die sich mit globalen Klimaschwankungen parallelisieren lassen. Sie beweisen die Klimasensitivität des Permafrostsystems und der auf ihm beruhenden Ökosysteme.

Andere langfristige Klima- und Umweltarchive wie polare Eiskappen, marine oder limnische Sedimentabfolgen stehen in den riesigen Gebieten arktischen Festlandes nicht zur Verfügung. Daher sind dort Permafrostabfolgen die einzigen weit in die eiszeitliche Vergangenheit reichenden Sequenzen, die zugänglich sind und das weltweite Netz der Umweltarchive ergänzen. In großen Umfang finden sich fossile Reste einer eiszeitlichen Tierwelt, die als Mammutfauna bezeichnet wird und die in dieser Zusammensetzung heute nicht mehr existiert. Die im Permafrost erhaltenen Floren- und Faunenreste der Arktis belegen vor allem auch, dass in den großen nordostsibirischen Tieflandsgebieten und der sich nördlich anschließenden arktischen Schelfebene keine ausgedehnten Eiskappen wie im Westen Eurasiens und in Nordamerika existiert haben (HUBBERTEN et al. 2004). Es lässt sich erkennen, wie die empfindlichen arktischen Landschaften und die darin



1.7-4: Blockschema zur Bildung eisreicher Permafrostablagerungen (Eiskomplex) (nach ROMANOVSKII 1977).

lebenden Pflanzen, Tiere und Mikroorganismen auf Klimaerwärmungen und Abkühlungen der Vergangenheit reagiert haben. So ergibt sich ein Mosaik an Informationen unterschiedlicher Genauigkeit, zeitlicher und räumlicher Auflösung, das es ermöglicht, zum einen aus den Umweltreaktionen auf die klimatischen Verhältnisse zu schließen, und zum anderen die Reaktionen der arktischen Umwelt auf globale Klimavariationen zu beobachten. Daraus lassen sich Schlussfolgerungen für die zukünftig zu erwartenden Veränderungen ziehen, wenn z.B. die heute erkennbaren Trends der globalen Erwärmung anhalten.

### Klimabedingte Veränderungen

Geländebeobachtungen und Modellrechnungen zeigen, dass die über Jahrhunderttausende entstandenen Permafrostabfolgen Sibiriens auch während vergangener Warmzeiten nie vollständig auftauten selbst wenn, wie z.B. in der Eem-Warmzeit vor ca. 120.000 Jahren, die Temperaturen höher waren als heute. Während der letzten Eiszeit vor ca. 15.000–40.000 Jahren lagen die arktischen Schelfgebiete der Laptev-, Ostsibirischen-, und Tschukschen-See trocken und bildeten damit Festland, da riesige Wassermassen in den großen Gletschern Nordamerikas und Eurasiens gebunden waren. Somit stand in der Arktis ein wesentlich größerer Lebensraum für eine Tier- und Pflanzenwelt zur Verfügung, die es in dieser Ausprägung heute nicht mehr gibt (Abb. 1.7-5). Dieses hunderte Kilometer weiter nach Norden reichende Festland Beringias war ebenfalls von Permafrost geprägt. Es ist anzunehmen, dass sich eine mehrere Zehner Meter mächtige Schicht von

eisreichen Permafrostablagerungen auf dieser Schelfebene bildete. Mit der globalen Erwärmung am Ende der Eiszeit wurden diese Gebiete der Arktis überflutet und der Permafrostboden taute zum Teil auf. Dieser kolossale natürliche Umweltbruch vollzog sich vor ca. 10.000–2.000 Jahren.

In den zirkumarktischen Permafrostgebieten werden schon seit einigen Jahrzehnten Untersuchungen zu klimabedingten Veränderungen des Permafrosts durchgeführt. Dabei zeigte sich, dass der beobachtete Anstieg der Lufttemperatur auch eine Erhöhung der Bodentemperatur zur Folge hat (Abb. 1.7-6). Entsprechend des jüngsten IPCC Berichtes haben sich die Permafrosttemperaturen in den meisten Regionen seit den frühen achtziger Jahren um bis zu 2°C erhöht, wobei die Erhöhungsraten regional variieren (VAUGHAM & COMISO 2013). Zudem kann die Degradierung insbesondere von eisreichem Permafrost zu einer bedeutenden Veränderung des Kohlenstoffhaushaltes durch CO<sub>2</sub>- und CH<sub>4</sub>-Freisetzung führen.

Langjährige Messungen der Lufttemperatur an über 20 Stationen in Russland ergaben einen Erwärmungstrend während der letzten 30 Jahre von 0,02–0,3 °C/Jahr für den europäischen Norden Russlands, 0,03–0,07 °C/Jahr für den Norden Westsibiriens und 0,01–0,08 °C/Jahr für Jakutien (PAVLOV 1994). Diese spiegelten sich in einer Temperaturerhöhung von 2–2,5 °C und 1 °C im Permafrost in Tiefen von 3 bzw. 10 m wider. Eine ähnlich starke Temperaturerhöhung von 2–4 °C konnte auch in Bohrungen entlang der Alaska-Pipeline für die letzten Jahrzehnte nachgewiesen werden. Einzelne, isolierte Vorkommen von Permafrost im Süden Alaskas

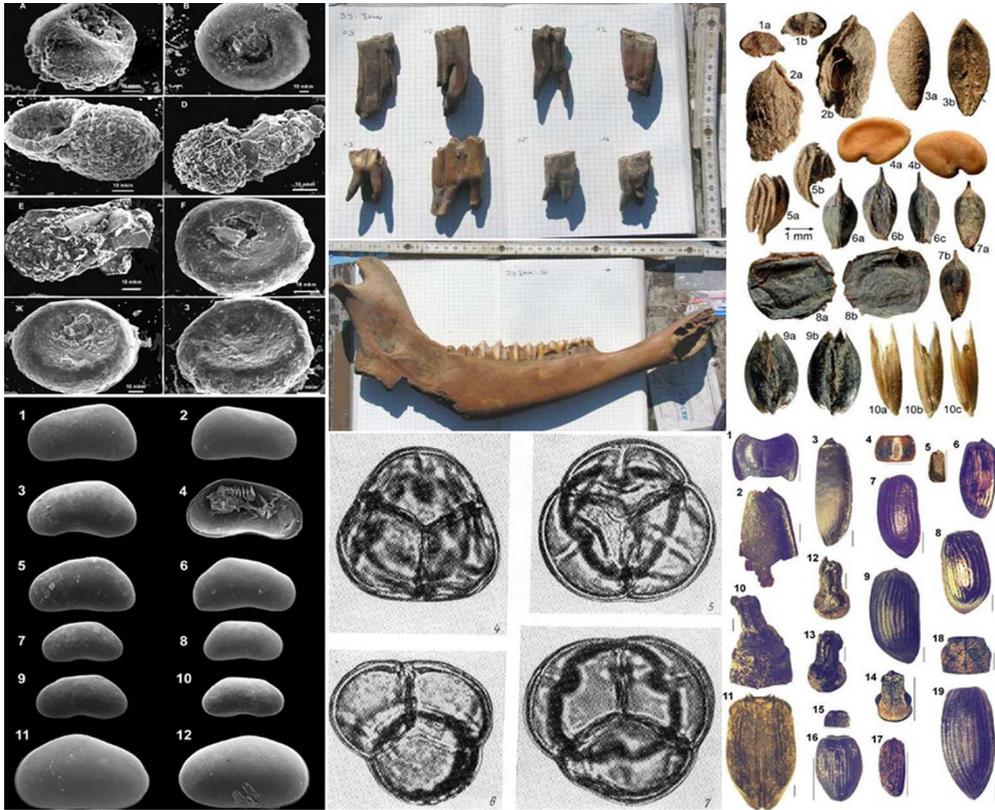


Abb. 1.7-5: Fossile Bioindikatoren aus dem Umweltarchiv Permafrost (im UZS: Schalen von Bodenamöben, Säugetierzähne, Pflanzensamen, Pollen, Käferreste, Ostracodenschalen).

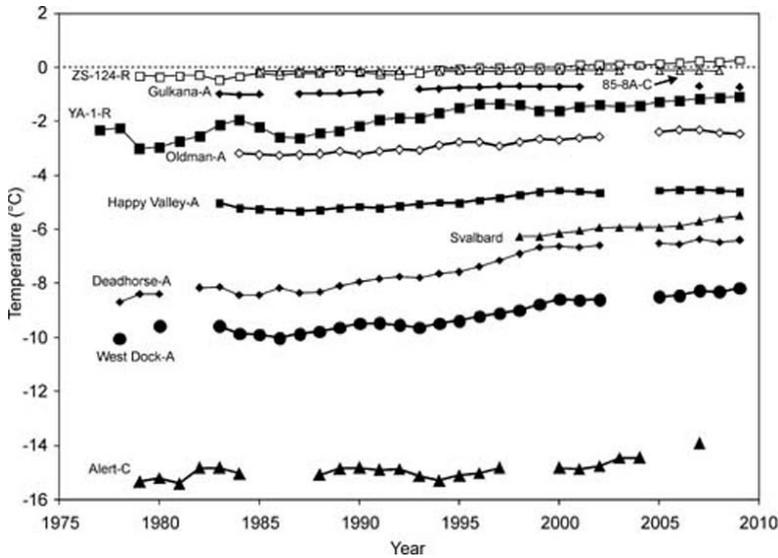
sind daher in jüngster Vergangenheit vollkommen aufgetaut (LACHENBRUCH & MARSHALL 1986). Neben der Erhöhung der Permafrosttemperatur und dem Abtauen in verschiedenen Regionen zeigen Untersuchungen des CALM-Projektes (Circum Arctic Active Layer Monitoring) auch eine Tendenz zu einer Erhöhung der saisonalen Auftautiefe (NELSON et al. 2001).

### Prognosen für die Zukunft

Eine substantielle Degradation des oberflächennahen Permafrostes (2–3 m tief) und eine Vertiefung der sommerlichen Auftauschicht wird für den Zeitraum 2016 bis 2035 anhand von Modelrechnungen prognostiziert (KIRTMANN & POWER 2013). Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wird eine Verringerung der Fläche des oberflächennahen Permafrostes um 37% modelliert. Allerdings fehlt in den aktuellen globalen Klimamodellen eine Integration der Permafrostkomponente und der mit Permafrostdynamik zusammenhängenden Umweltprozesse (COLLINS & KNUTTI 2013). Die erwarteten Veränderungen im Permafrost sind nicht nur eine Reaktion auf die globale Erwärmung sondern auch auf die Veränderungen der Schneebedingungen. Es wird

vermutet, dass sich die Rolle der Permafrostregion von einer Kohlenstoffsenke (in der organischer Kohlenstoff im gefrorenen Zustand fixiert ist) zu einer Kohlenstoffquelle (aus der Kohlenstoff freigesetzt wird) verschiebt. Allerdings sind die Prognosen dafür auf Grund der schwachen Datenlage und des noch zu geringen Prozessverständnisses äußerst unsicher.

Für den Fall einer angenommenen Klimaerwärmung von 2 °C bis zum Ende dieses Jahrhunderts werden sich Veränderungen im Permafrost vollziehen, die mit denen im holozänen Klimaoptimum, der wärmsten und niederschlagreichsten Periode der letzten 10.000 Jahre, verglichen werden können. In Analogie zu dieser Zeit kann eine grundlegende Veränderung der natürlichen und technogenen Landschaften postuliert werden. Die raschesten Reaktionen auf wechselnde Klimabedingungen werden an den Grenzschichten Permafrost – Atmosphäre ablaufen, wobei es bei einer Erwärmung vor allem zu einer Erhöhung der saisonalen Auftautiefe kommen wird. STENDEL et al. (2007) errechneten beispielsweise für die IPCC-Szenarien A2 und B2 einen Anstieg der mittleren Bodentemperatur um bis zu 6 Grad und eine Vertiefung der Auftauschicht



1.7-6: Zeitreihe der mittleren jährlichen Permafrosttemperatur in 10 bis 20 m tiefen Bohrlochern in der nördliche Permafrostregion (aus ROMANOVSKY et al. 2010).

um bis zu 2 m entlang eines Transekts, von Yakutsk bis zur Laptewsee. Große Teile dieses Gebietes würden demnach bis Ende des 21. Jahrhunderts von Permafrostdegradation betroffen sein. Dies hat unter anderem einen starken Einfluss auf das Verhalten des organischen Kohlenstoffs der in großen Mengen in arktischen und subarktischen Böden gebunden ist. Im Sommer wird organische Substanz in der Auftauzone mikrobiell zersetzt und in  $\text{CH}_4$  und  $\text{CO}_2$  umgewandelt. Eine Erhöhung der Bodentemperatur und Auftautiefe wird mit einer verstärkten Methanfreisetzung aus Tundraböden einhergehen (Abb. 1.7-7), wobei genauere Bilanzen heute noch nicht gerechnet werden können. Wichtig ist dabei noch zu wissen, dass  $\text{CH}_4$  ein ca. fünfundzwanzigfach höheres globales Erwärmungspotential hat als  $\text{CO}_2$ .

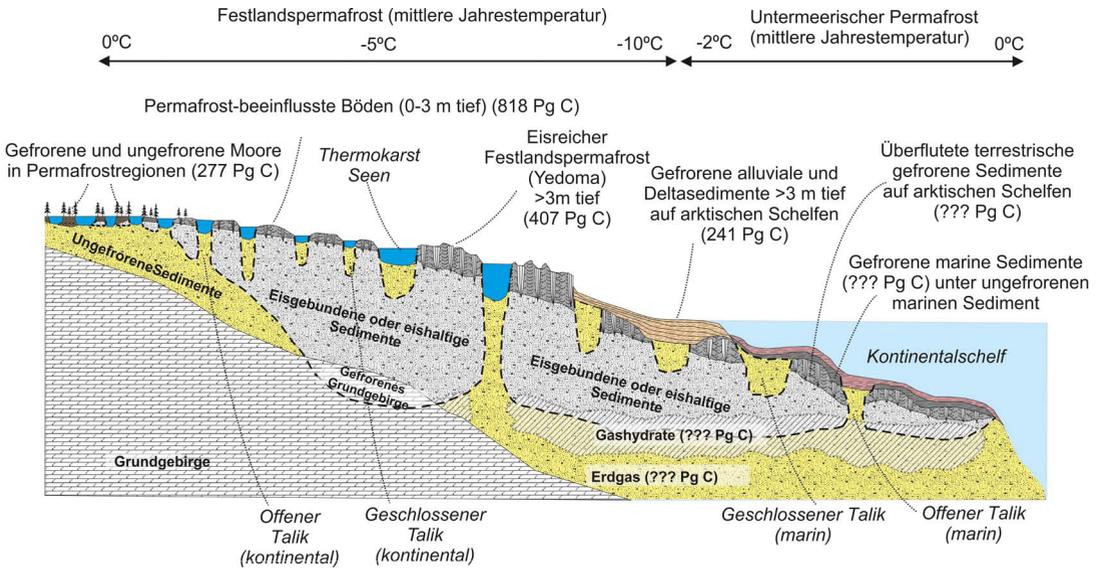
Bei ausreichend langen Klimaänderungen wird parallel zu einer signifikanten Vergrößerung der Auftautiefe oder der Degradation von Permafrostmassiven eine grundlegende Veränderung von Vegetation und Bodenbildung einsetzen. Die entstehenden Ökosysteme werden sich wesentlich von den heute existierenden unterscheiden. Je nach Eisgehalt des Untergrundes wird es zu unterschiedlich starker Thermokarstbildung kommen, bei der durch das Ausschmelzen des Grundeises Senken entstehen, die zu einer nachfolgenden Seenbildung und Vertorfung führen. Ein Tauen des Grundeises und eine Erhöhung der Auftautiefe der oberflächennahen Schicht führen zu einer Intensivierung von Solifluktion und anderen Relief bildenden Prozessen und können in dramatischen großräumigen Hangrutschungen münden. In den arktischen Küstengebieten hat eine Degradation des Permafrosts weit reichende Auswirkungen, die sich in einer Zunahme der Küstenerosion und erhöhtem Materialeintrag in den arktischen Ozean äußern.

Dadurch werden auch zahlreiche Infrastrukturanlagen wie Häfen, Förderanlagen und Pipelines für Erdöl und Erdgas in Alaska, Nordkanada und Sibirien stark gefährdet. Nach Modellprognosen gehören weite Teile der arktischen Küste zu den Hochrisikogebieten (NELSON et al. 2001).

In den Schelf- und Tieflandsgebieten Eurasiens und Nordamerikas treten im Permafrost selbst oder im Untergrund hohe Methankonzentrationen in Form von Gashydraten auf, deren Erschließung als Energiequelle der Zukunft ein zunehmendes Interesse gilt. Vor allem in der Region der Beaufort See und des Mackenzie-Deltas aber auch in der Kara-See wurden in den letzten Jahren Explorationsbohrungen abgeteuft. Es ist zu erwarten, dass die beobachtete Klimaerwärmung zu einer Destabilisierung der im Untergrund auftretenden Gashydrate führen wird, die zu einem derzeit nicht abschätzbaren zusätzlichen Methan-Eintrag in die Atmosphäre führen kann (Abb. 1.7-7). In der Region der Laptew-See wurden in jüngster Zeit schon große Mengen  $\text{CH}_4$  beobachtet, das von dem tauenden submarinen Permafrost in die Wassersäule strömt (SHAKHOVA et al. 2010a-c).

### Zusammenfassung

Die Permafrostdynamik ist stark mit der globalen Klimaentwicklung verbunden, und die arktischen Permafrostlandschaften sind durch klimabedingte morphologische Veränderungen geprägt mit zahlreichen Wechselwirkungen und Effekten. Verschiedene Landschaftsformen sind eng mit der Bildung von Permafrost und andere mit der Zerstörung von Permafrost verbunden. In Gebieten, die von eisreichem Permafrost dominiert werden, wirken sich Klimaerwärmungen verstärkend auf Degradationsprozesse wie Thermo-



**Abb. 1.7-7:** Idealisierter Querschnitt durch ein arktisches Permafrostgebiet mit den wichtigsten bekannten und angenommenen Kohlenstoffspeichern und den entsprechenden Kohlenstoffmengen (nach GROSSE et al. 2011). Angaben in Petagramm ( $1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ g} = 1 \text{ Mrd. Tonnen}$ ).

karst, Thermoerosion und Küstenrückgang aus. Das hat Landverluste, Absenkungen der Oberfläche und erhöhte Wasseransammlung in Senken und eine weitere Verstärkung der Permafrostdegradation zur Folge. Aktivitäten des Menschen führen zusätzlich zu einer stärkeren Störung des thermischen Gleichgewichts im gefrorenen Boden, in deren Folge Bauwerke zerstört werden können. Die für die Zukunft prognostizierte und bereits eingesetzte Klimaerwärmung bewirkt generell die Erhöhung der Bodentemperatur und eine Vergrößerung der Auftautiefe. Bei gleichzeitig erhöhten Niederschlägen und/oder Schmelzwasseransammlungen wird es zur Intensivierung von Thermokarstprozessen, weiteren Oberflächenabsenkungen und zu einer weit reichenden Versumpfung von Permafrostgebieten kommen.

Die Kombination der Ergebnisse von Paläoumweltforschung, Beobachtung und Messung der heutigen Prozesse und Simulation der zukünftigen Entwicklung ist eine der wichtigsten Aufgaben für die Permafrostforschung. Noch sind die zeitlichen und räumlichen Skalen sehr verschieden, noch sind nicht alle physikalisch-chemischen Wechselbeziehungen verstanden, noch fehlen darüber hinaus exakte Bilanzen, um den globalen Einfluss der Permafrostveränderungen abschätzen zu können. Es ist jedoch gesichert, dass ein Auftauen des Permafrostes dramatische Änderungen des Ökosystems, der Landschaft und der Infrastruktur der jeweiligen Region bewirken wird. Zudem könnten die in den ausgedehnten Permafrostgebieten Sibiriens

und Nordamerikas eingefrorenen großen Mengen an Kohlenstoff, Treibhausgasen und Süßwasser freigesetzt werden und somit z.B. die globalen hydrologischen und Kohlenstoffkreisläufe beeinflussen. Die klimatischen Folgen von Veränderungen z.B. der sibirischen Permafrostgebiete für die gesamte Nordhemisphäre sind heute kaum abzuschätzen.

## Literatur

- ANDREEV, A., G. GROSSE, L. SCHIRRMEISTER, T.V. KUZNETSOVA, S.A. KUZMINA, A.A. BOBROV, P.E. TARASOV, E.YU. NOVENKO, H. MEYER, A.YU. DEREVYAGIN, F. KIENAST, A. BRYANTSEVA & V.V. KUNITSKY (2009): Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia. - *Boreas* 38(1): 72-110.
- ANDREEV, A. A., GROSSE, L. SCHIRRMEISTER, S. A. KUZMINA, E.YU. NOVENKO, A. A. BOBROV, P. E. TARASOV, T. V. KUZNETSOVA, M. KRBETSCHKEK, H. MEYER & V. V. KUNITSKY (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. A., L. SCHIRRMEISTER, P. E. TARASOV, A. GANOPOLSKI, V. BROVKIN, C. SIEGERT & H.-W. HUBBERTEN (2011): Vegetation and climate history in the Laptev Sea Region (Arctic Siberia) during late Quaternary inferred from pollen records. *Journal of Quaternary Science Reviews*. 30, 2182-2199 DOI:10.1016/J.QUASCIREV.2010.12.026.
- COLLINS, M. & R. KNUTTI (2013): Chapter 12: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. Working group i contribution to the IPCC fifth assessment report (AR5), Climate Change

- 2013: The physical science basis. <http://www.climatechange2013.org>
- EHLERS, J. & P. L. GIBBARD (2007): The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International* 164–165: 6–20.
- GROSSE, G., V. E. ROMANOVSKY, T. JORGENSON, K. M., WALTER ANTHONY, J. BROWN & P. P. OVERDUIN (2011): Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change. *Eos Trans. AGU.* 92(9): 73–74.
- HUBBERTEN, H.-W., A. A. ANDREEV, V. I. ASTAKHOV, I. DEMIDOV, J. A. DOWDESWELL, M. HENRIKSEN, C. HJORT, M. HOUMARK-NIELSEN, M. JAKOBSSON, E. LARSEN, J. P. LUNKKA, A. LYSÄ, J. MANGERUD, P. MÖLLER, M. SAARNISTO, L. SCHIRRMEISTER, A. V. SHER, C. SIEGERT, M. SIEGERT, & J. I. SVENDSEN (2004): The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation (LGM). *Quaternary Science Reviews* 23, 1333–1357.
- KIENAST, F., S. WETTERICH, S. KUZMINA, L. SCHIRRMEISTER, A. ANDREV, P. TARASOV, L. NAZAROVA, A. KOSSLER, A. FROLOVA & V. V. KUNITSKY (2011): Paleontological records indicate the occurrence of open woodlands in a dry inland climate at the present-day Arctic coast in western Beringia during the last interglacial. *Quaternary Science Reviews* 30: 2134–2159, doi:10.1016/j.quascirev.2010.11.024.
- KIRTMAN, B. & S. POWER (2013): Near-term Climate Change: Projections and Predictability.- Working group I contribution to the IPCC fifth assessment Report (AR5). *Climate Change 2013: The physical science basis.* <http://www.climatechange2013.org>
- LACHENBRUCH, A. H. & B. V. MARSHALL (1986): Changing climate geothermal evidence from permafrost in Alaska. *Science* 234. 689–696.
- MINKE, M., N. DONNER, N. KARPOV, P. DE KLERK & JOOSTEN H. (2007): Distribution, diversity, development and dynamics of polygon mires: examples from Northeast Yakutia (NE Siberia). *Peatlands International*, 1: 36–40.
- MUSTER, S., B. HEIM, A. ABNIZOVA & J. BOIKE (2013): Water body distributions across scales: A remote Sensing based comparison of three arctic tundra wetlands. *Remote Sensing*, 5: 1498–1523.
- NELSON, F. E., O. A. ANISIMOV & N. I. SHIKLOMANOV (2001): Subsidence risk from thawing permafrost.- *Nature* 410, 889–890.
- PAVLOV, A. V. (1994): Current changes of climate and permafrost in the Arctic and Sub-Arctic of Russia, *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, 101–110.
- ROMANOVSKII, N. N. (1977): Formation of polygonal wedge structures (Formirovanie poligonal'no-zhil'nykh struktur). Academy of Science USSR, Institute of Permafrost Research, Publishing house "Nauka", Novosibirsk. 213 S.
- ROMANOVSKY, V. E., S. L. SMITH & H. H. CHRISTIANSEN (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: 10.1002/689 S.
- SCHIRRMEISTER, L., D. OEZEN & M. A. GEYH (2002): 230Th/U dating of frozen peat, Bol'shoy Lyakhovskiy Island (North Siberia). *Quaternary Research* 57, 253–258.
- SHAKHOVA, N., I. SEMILETOV, A. SALYUK, V. JOUSSUPOV, D. KOSMACH & O. GUSTAFSSON (2010a): Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf. *Science*. 327(5970):1246–1250.
- SHAKHOVA, N., I. SEMILETOV & O. GUSTAFSSON (2010b): Methane from the East Siberian Arctic Shelf—Response. *Science*. 329(5996):1147–1148.
- SHAKHOVA, N., I. SEMILETOV, I. LEIFER, P. REKANT, A. SALYUK & D. KOSMACH (2010c): Geochemical and geophysical evidence of methane release from the inner East Siberian Shelf. *Journal of Geophysical Research*. 115 C08007, DOI:10.1029/2009JC005602, 2010A.
- STENDEL, M., V. E. ROMANOVSKY, J. H. CHRISTENSEN & T. SAZONOVA (2007): Using dynamical downscaling to close the gap between global change scenarios and local permafrost dynamics.- *Global and Planetary Change* 56: 203–214. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.014.
- WEISE, O. (1983): *Das Periglazial. Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen.* Bornträger, Berlin Stuttgart, 199 S.
- WETTERICH, S., L. SCHIRRMEISTER, A. A. ANDREEV, M. PUDENZ, B. PLESSEN, H. MEYER & V. V. KUNITSKY (2009): Eemian and Late Glacial/Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (New Siberia, Russia).- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 279: 73–95, DOI:10.1016/J.PALAEO.2009.05.002.
- VAUGHAM, D. V. & J. C. COMISO (2013): Chapter 4: Observations: Cryosphere. Working group I contribution to the IPCC fifth assessment Report (AR5), *Climate Change 2013: The physical science basis.* <http://www.climatechange2013.org>
- VAN EVERDINGEN, R. (ed.) (1998, revised May 2005): Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Available online at <http://nsidc.org/fgdc/glossary/>.
- ZHANG, T., R. G. BARRY, K. KNOWLES, F. LING & R. L. ARMSTRONG (2003): Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the Northern Hemisphere.- In: Phillips, M., S.M. Springman, and L.U. Arenson (eds.) *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, 21–25 July 2003, Zurich, Switzerland. A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands, 1289–1294.
- ZHANG, T., R. G. BARRY, K. KNOWLES, J. A. HEGINBOTTOM & J. BROWN (1999): Statistics and charac-

**Kontakt:***Dr. Lutz Schirrmeister**Prof. Dr. Hans-Wolfgang Hubberten**Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für**Polar- und Meeresforschung, Potsdam**lutz.schirrmeister@awi.de*