



GEOGRAPHISCHE RUNDSCHAU

www.geographischerundschau.de | November **11-2018**



Beilage:
Bevölkerung in
Deutschland –
aktuelle Daten
und Trends

Permafrost und Klimawandel

Permafrost im Klimasystem

Permafrost in den Alpen

Alpine Permafrostregionen:

Naturgefahren und Permafrostmonitoring

Leben und Bauen in Permafrostregionen

Permafrost in Argentinien's Anden –
eine bedeutende hydrologische Ressource

Permafrost in den Polarregionen

Guido Grosse, Josefine Lenz, Jens Strauss

Permafrostverbreitung und -degradation in den Polarregionen

Folgen des Klimawandels für den Permafrost und Rückkopplungen mit dem Klimasystem

In den Polarregionen wirkt sich schon jetzt der Klimawandel auf den Zustand und die Verbreitung von Permafrost aus. Die sommerliche Auftauschicht vertieft sich durch graduelles Tauen und Küstenerosion, Thermokarst, und Taurutschungen verstärken sich durch schnelles Tauen. Positive Rückkopplungen beschleunigen Tauprozesse und damit einhergehende Landformen treten gehäuft auf. Das Zusammenspiel dieser Prozesse mit dem Kohlenstoffkreislauf ist von globaler Relevanz, da Permafrostböden enorme Mengen organischer Substanz speichern, deren Freisetzung als Methan (CH_4) und Kohlenstoffdioxid (CO_2) eine Verstärkung des globalen Klimawandels bedeutet. Diese Prozesse zu verstehen, zu quantifizieren und in Klimamodelle einzubauen steht im Fokus der aktuellen Permafrost- und Klimaforschung.

Permafrost, größtenteils ein Erbe der vergangenen Eiszeiten, hat heute seine größte Ausdehnung im Norden Sibiriens, Kanadas und Alaskas. Auch in den wenigen eisfreien Gebieten Grönlands und der Antarktis findet sich Permafrost. Die tiefsten mittleren, jährlichen Bodentemperaturen im arktischen Permafrost werden

■ Textbox 1

Yedoma

Besonders anfällig für schnelles Tauen ist der pleistozäne, eisreiche Permafrost mit großen Eiskeilen, der als Yedoma bezeichnet wird (vgl. Foto 1). Yedoma ist in Sibirien, Alaska und West-Kanada weit verbreitet. In den bis zu 60 m mächtigen Yedoma-Ablagerungen wurden etwa 130 Mrd. t Kohlenstoff aus der Atmosphäre in Form von fossilen Pflanzen- und Tierresten über mehrere Zehntausend Jahre hinweg im Permafrost konserviert (Strauss et al. 2017). Diese Überreste sind nach dem Auftauen für mikrobielle Zersetzungsprozesse verfügbar.

mit -15°C im kanadischen Inselarchipel gemessen (Biskaborn et al. 2015). Besonders große Mächtigkeiten von über 1000 m erreicht der Permafrost in Nordostsibirien. Eine Klassifizierung anhand der räumlichen Verbreitung unterscheidet kontinuierlichen Permafrost, der 90–100 % eines Gebiets unterlagert und in den arktischen Regionen vorkommt, von nicht-kontinuierlichem Permafrost, der in seiner räumlichen Verbreitung nach Süden hin fragmentierter wird: diskontinuierlicher (50–90 % Abdeckung), sporadischer (10–50 %) und isolierter Permafrost (0–10 %) (Brown et al. 1997). Im kontinuierlichen Permafrost sind der Austausch zwischen Oberflächen- und Grundwasser sowie die biogeochemischen Prozesse im Boden stark limitiert.

Permafrost kann auch nach seiner Interaktion mit dem Klima- und Ökosystem klassifiziert werden (Shur und Jorgenson 2007). Der klimagesteuerte Permafrost der Hocharktis wird aufgrund der nur schwach ausgeprägten Vegetationsdecke und Bodenbildung direkt vom Klima beeinflusst. In der südlich anschließenden arktischen Zone steigt der Einfluss von Tundravegetation und -böden, da diese den Einfluss von Temperaturänderungen in der Atmosphäre auf den Untergrund puffern.



Foto und Grafik: J. Straus

Foto 1: Beprobung von Yedoma-Permafrost an einem Erosionsufer des Itkillik-Flusses in Nord-Alaska. Die Ablagerungen sind bis zu 45 000 Jahre alt

Man spricht hier von klimagesteuertem, aber ökosystemmodifiziertem Permafrost. In der Subarktis folgt die Zone des klimagesteuerten, aber ökosystemgeschützten Permafrosts. Hier haben Vegetation und ausgedehnte Torfgebiete einen deutlichen Einfluss auf Permafrostverbreitung und -temperatur. In der borealen Zone ist das gegenwärtige Klima für Permafrostentstehung oft nicht mehr ausreichend, aber Permafrost kann sich dort erhalten, wo dicke Torfablagerungen eine Isolierung des Untergrundes verursachen und den Permafrost trotz relativ warmer Klimabedingungen stabilisieren.

Darüber hinaus wird Permafrost durch verschiedene Arten und Mengen von Bodeneis charakterisiert, das Permafrostlandschaften sehr anfällig für dramatische Veränderungen durch Auftauen macht. Eisreicher Permafrost enthält Bodeneis weit über das Porenvolumen des Sediments hinaus (40–90%). Das Bodeneis, das sich zuweilen über Zehntausende von Jahren in der Form von Eiskeilen (vgl. Foto 1), Eislinsen und massiven Eiskörpern gleichzeitig mit der Sedimentation oder erst nach der Sedimentablagerung gebildet hat, stellt mancherorts den größten Anteil im Untergrund dar. In Regionen, die während der letzten Eiszeit vergletschert waren, wie z. B. in Nordwest-Kanada, finden sich zudem bis heute Überreste von Gletschereis im Untergrund, die beim Rückzug des Inlandeises von Sedimenten verschüttet und im Permafrost konserviert wurden.

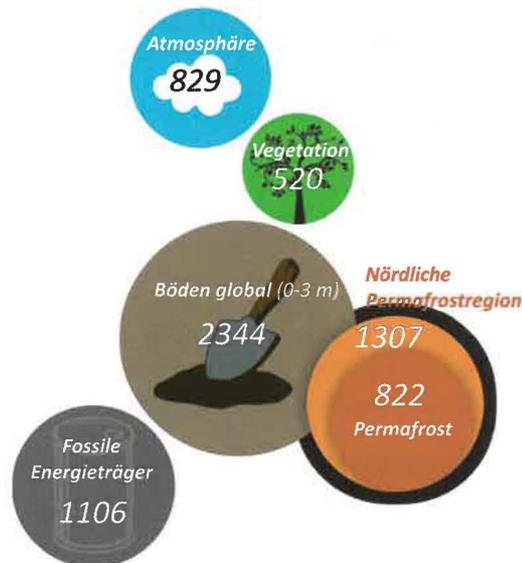


Abb. 1: Globale Kohlenstoffspeicher in Milliarden Tonnen. Die Werte außerhalb des Permafrosts stammen aus dem Bericht des Weltklimarates IPCC von 2013

Bedeutung von Permafrost für arktisch-boreale Ökosysteme

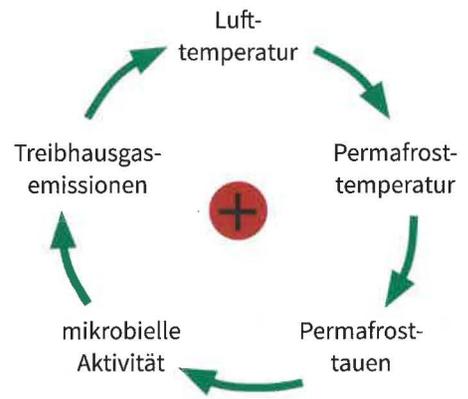
Permafrost hat eine enorme Bedeutung für die Prozesse und Ökosysteme polarer Landschaften. Saisonale Gefrier- und Tauprozesse an der Oberfläche ergeben eine sommerliche Auftauschicht im Boden von 20–200 cm Mächtigkeit. In dieser dünnen Schicht finden Pflanzen und Nährstoffe Halt und es laufen saisonal hydrologische und biogeochemische Prozesse ab. Wegen der kalten und oft wassergesättigten Böden, die nur kurze Zeit im Sommer auftauen, haben sich hier speziell an solche Extrembedingungen angepasste Vegetationsgemeinschaften entwickelt. Der darunter liegende Permafrost ist wasserundurchlässig, weshalb Tiefländer trotz der geringen Nieder-

schläge in der Arktis reich an Seen und Flüssen sind. Grundwasser spielt in der Arktis eine untergeordnete Rolle, wird aber nach Süden hin in diskontinuierlichem Permafrost bedeutender. Ständige Gefrier- und Tauprozesse unter arktischen Klimabedingungen führen zu starker Frostverwitterung von Gesteinen sowie zur Sedimentumlagerung durch Solifluktion und Kryoturbation.

Kohlenstoffspeicher Permafrost

Die nördlichen Permafrostregionen leisten wichtige Funktionen für das Klimasystem der Erde: Neben der effektiven Rückstrahlung von Sonnenenergie durch schneebedeckte Tundra, speichert Permafrost große Mengen Kohlenstoff in Form von fossilen Tier- und Pflanzenresten. In Nordost-Sibirien und Alaska finden sich mächtige Permafrostablagerungen, die reich an organischen Überresten und Bodeneis sind, sogenannter Yedoma (vgl. Textbox 1). Schätzungen des Bodenkohlenstoffs in Permafrostregionen gehen von 1100–1500 Mrd. t aus (Hugelius et al. 2014) (vgl. Abb. 1). Davon sind etwa 60% dauerhaft gefroren, d. h. etwa 822 Mrd. t sind dem heutigen Kohlenstoffkreislauf entzogen. Dies entspricht in etwa der Kohlenstoffmenge, die derzeit in der globalen Atmosphäre vorhanden ist.

Wie genau kommt der Kohlenstoff in den Permafrost? Das Einfrieren ging z. T. so schnell, dass im Permafrost eingefrorene Mammuts und andere eiszeitliche Säugetiere die Jahrtausende sehr gut erhalten überdauert haben und mit Haut und Haaren wieder ausgegraben werden können. Tauen solche tierischen und pflanzlichen Überreste auf, wandeln Mikroorganismen den organischen Kohlenstoff in Treibhausgase wie CO₂ und CH₄ um. So gelangen diese Klimaantrie-



Grafik: J. Strauss

Abb. 2: Schema der sich verstärkenden positiven Rückkopplung zwischen Klimaerwärmung und Permafrosttauen durch Freisetzung von Treibhausgasen aus mikrobiell zersetztem Kohlenstoff

be wieder in die Atmosphäre, was dazu führt, dass noch mehr Permafrost taut. Dieser positive Rückkopplungseffekt wirkt sich verstärkend auf die globale Erwärmung aus (vgl. Abb. 2). Für den Prozess ist aber nicht nur die Kohlenstoffmenge im Permafrost wichtig, sondern auch, von welcher Qualität die organische Substanz ist. Die Qualität entscheidet darüber, wie schnell der Kohlenstoff von Mikroorganismen verwertet werden kann. Dies wiederum bestimmt, wie viel und wie schnell CO₂ oder CH₄ in die Atmosphäre freigesetzt wird.

Bisherige Studien zeigten, dass die Kohlenstoffqualität im Permafrost im Gegensatz zu anderen Regionen auch mit zunehmender Tiefe und zunehmendem Alter der organischen Substanz gleich bleibt (Strauss et al. 2017). Das Alter des Permafrosts sagt also nicht unbedingt etwas über dessen Kohlenstoffqualität aus. Dies hebt



Foto 2: Thermoerosion an der Küste Nordwest-Kanadas

Foto: J. Lenz

die Bedeutung des raschen Einfrierens der organischen Überreste in den Permafrost und damit die Funktion des Permafrosts als global wirksame Gefriertruhe hervor. Einfach ausgedrückt: Nach dem Auftauen schmeckt den Mikroorganismen die „Tiefkühlkost aus Permafrost“ gleich gut, egal ob sie 20 oder 20 000 Jahre gefroren war.

Das große Tauen in der Arktis

Was sind die Konsequenzen, wenn die globale Permafrost-Gefriertruhe samt der „mikrobiellen Tiefkühlkost“ auftaut? Mit Seesedimenten und anderen geologischen Archiven lässt sich untersuchen, wie sich Permafrost seit dem Ende der letzten Eiszeit entwickelt hat und ob es Auswirkungen auf den globalen Kohlenstoffkreislauf gab. In Sibirien und Alaska begann der Permafrost aufgrund der wärmeren Bedingungen am Übergang vom Pleistozän zum Holozän stark zu tauen. Erwärmungsimpulse vor 14 600 Jahren und während des holozänen thermalen Maximums vor 11 000–5 000 Jahren resultierten in Tauen und Absenken der eisreichen Permafrostlandschaften um bis zu über 30 m. Untersuchungen von Seesedimenten zeigen, dass in diesen Phasen gehäuft Thermokarstseen entstanden, die in diesem Zeitraum bis zu 87 % der gesamten CH_4 -Emissionen aus den Polargebieten beigetragen haben (Walter et al. 2007).

Die Temperatur und Stabilität von Permafrost wird hauptsächlich vom Energie- und Wasseraustausch zwischen Atmosphäre, Gewässern und dem Untergrund bestimmt. Wird der Wärmehaushalt im Boden nachhaltig gestört, steigen die Temperaturen über den Gefrierpunkt von Wasser (0°C) und der Permafrost taut. Natürliche oder vom Menschen gemachte Prozesse kön-

■ Textbox 2

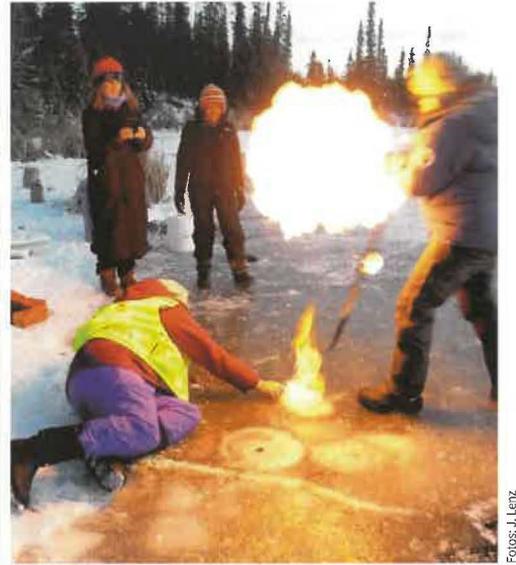
Thermokarst und Thermoerosion

Thermokarst bezeichnet sowohl den Prozess als auch die Landform, die durch Austauen von Bodeneis und Absenkung der Landoberfläche entsteht (vgl. Fotos 2 und 3). Je eisreicher der Untergrund, desto stärker der Effekt. Das Tauen von Eiskeilnetzen ist ein typischer Auftakt für die Entstehung von Thermokarstseen, die sich rasch ausdehnen oder auch wieder auslaufen. Durch von fließendem Wasser verstärktes Tauen, sogenannte Thermoerosion, lässt aus kleinen Rinnen schnell größere Täler entstehen und verursacht Taurutschungen, die ganze Hänge destabilisieren. Besonders beeindruckend ist Thermoerosion entlang von Permafrostküsten und Flussufern, wo Wellenerosion und strömungsgetriebener Abtransport von Sediment die Entstehung von steilen Permafrostkliffs und Erosionsnischen verursachen (Lantuit et al. 2013). Alle diese Prozesse wirken sich stark auf Vegetation, Schneebedeckung, Hydrologie, Böden und biogeochemische Kreisläufe aus.

nen die Boden- und Landschaftseigenschaften so verändern, dass Permafrost lokal taut. Auch der heutige Klimawandel verändert den Wärmehaushalt der Landoberfläche in der Arktis. Stark erhöhte Jahresniederschläge oder Jahresmitteltemperaturen können zu Thermokarst oder Thermoerosion führen (vgl. Textbox 2). Waldbrände und Tundrafeuer verbrennen die den Permafrost isolierenden Schichten aus Vegetation und Torf. So senkte sich nach dem auf einer Fläche von 1000 km^2 ausgebrochenen Anaktuvuk-Feuer in Nord-Alaska 2007 die Landoberfläche durch Thermokarst innerhalb weniger Jahre um teils mehr als 1 m ab (Jones et al. 2015). Zunehmend bedeutend ist Thermokarst als Folge wachsender Besiedlung und Nutzung der Arktis.



Foto 3:
Thermokarstsee in
West-Alaska



Fotos: J. Lenz

Fotos 4 und 5: CH_4 -Ausgasungen können in der winterlichen Eisdecke von Seen kartiert werden. Das unter den Seen entstehende CH_4 ist mit einem einfachen Feuerstest nachweisbar

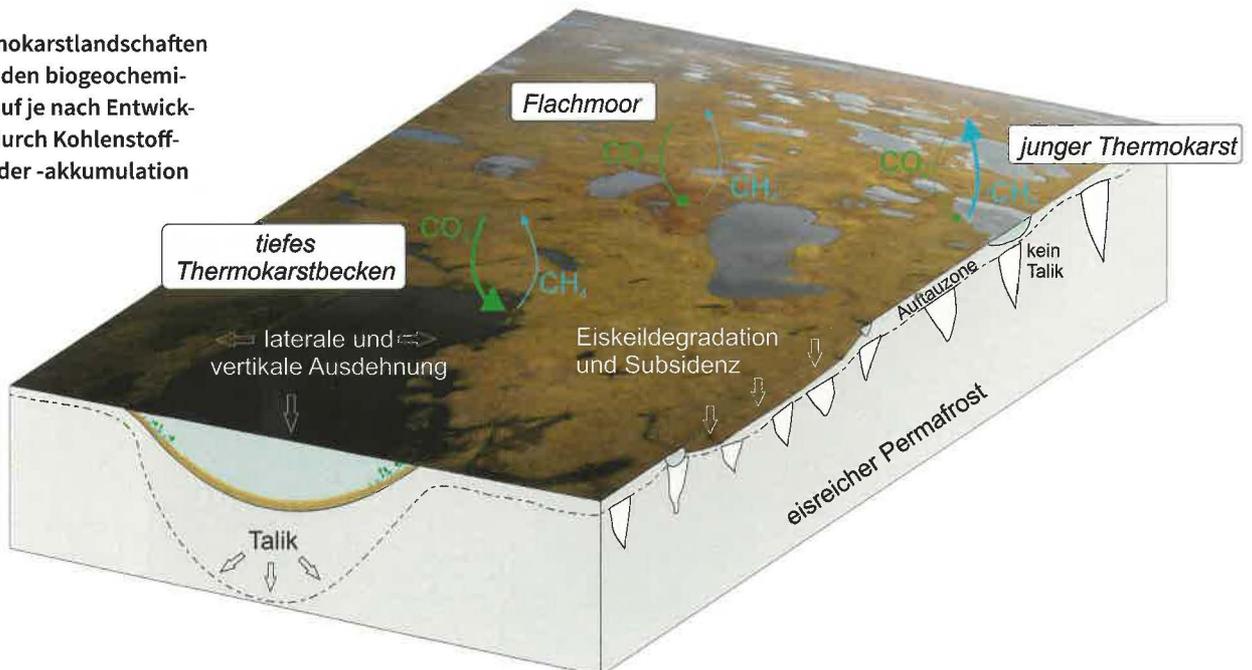
Thermokarstseen sind zum einen Ausdruck eines Ungleichgewichts im ökologischen System, zum anderen verstärken sie selbst das Schwungrad der Klimaerwärmung, da sie ein besonders tiefes Tauen ermöglichen (Grosse et al. 2013). Das Tauen von Bodeneis führt zu Volumenverlust und zur Absenkung des Bodens. In den Senken sammelt sich im Winter tiefer Schnee, der den Untergrund vor tiefem Durchfrieren schützt und im Sommer Schmelzwasser, das eine höhere Wärmekapazität gegenüber der umgebenden Landoberfläche hat. Unter den Tümpeln wird Wärme besonders effektiv in den Untergrund abgegeben und taut den Permafrost auf. Wachsende Tümpel bilden nach und nach einen neuen Thermokarstsee, der bei Wassertiefen von 2 m auch im Winter nicht mehr durchfriert. Ganzjährig positive Tem-

peraturen am Seegrund führen zur Entstehung einer tiefen Auftauzone (ein sogenannter Talik), in dem Mikroorganismen den aufgetauten Kohlenstoff unter anaeroben Bedingungen zu CH_4 umbauen (vgl. Abb. 2, Fotos 4 und 5). Das CH_4 kann in Blasen aus dem Talik in die Wassersäule aufsteigen und in die Atmosphäre entweichen.

Thermokarst kann in der wärmer werdenden Arktis wieder intensiviert werden. So konnte mit Landsat-Satellitendaten für 1999–2015 eine Abnahme von Thermokarstseeflächen in West-Alaska um 2,8% festgestellt werden, während in Zentral-Jakutien eine Zunahme von fast 50% zu verzeichnen war (Nitze et al. 2017). Thermokarstlandschaften sind dementsprechend dynamisch (vgl. Abb. 3). Nicht selten folgt der Seeentwicklung ein teilweises oder vollständiges Auslaufen

Abb. 3: Thermokarstlandschaften beeinflussen den biogeochemischen Kreislauf je nach Entwicklungsphase durch Kohlenstoffumsetzung oder -akkumulation

Grafik: J. Lenz



des Sees. Dadurch kann in Permafrostregionen der Untergrund wieder gefrieren und ein neues Feuchtbiotop entstehen, das Kohlenstoff in neuem Torf bindet. Organische Substanz kann mehrfach von aufeinanderfolgenden Seegenerationen umgelagert und mikrobieller Zersetzung ausgesetzt werden (Lenz et al. 2016). Thermokarstseen sind aber nicht nur CH₄-Quellen, sondern werden nach den ersten Jahrtausenden ihrer Existenz wieder zu Kohlenstoffsinken, indem vermehrt Kohlenstoff in Seesedimenten akkumuliert und damit der Atmosphäre entzogen wird.

Blick in die Zukunft

Wurde Permafrosttauen bisher mit gleichmäßigem Tauen von oben her gleichgesetzt, zeigen neue Untersuchungen mit einem Modell die Bedeutung von schnellen Tauprozessen und dass auch tief im Permafrost liegender Kohlenstoff in der nahen Zukunft auftauen kann (Schneider von Deimling et al. 2015). Die natürliche Maschine der Kohlenstoffspeicherung in Permafrost beginnt sich mit der Klimaerwärmung in rasantem Tempo umzukehren. Demnach könnte die Permafrostregion bis zum Jahr 2100 etwa 140 Mrd. t Kohlenstoff in die Atmosphäre freisetzen. Dies allein wiederum würde zu einer Erwärmung der Erde von bis zu ~0,1 °C bis 2100 führen. Für die angestrebte Begrenzung der globalen Erwärmung auf 1,5 °C ist das ein beträchtlicher Beitrag, den die bisherigen Klimamodelle des Weltklimarats IPCC nicht einbeziehen. Die Notwendigkeit, den Faktor Permafrost künftig in Klimaforschung und -politik mit zu berücksichtigen, liegt damit auf der Hand.

LITERATUR

- Biskaborn, B. K., Lanckman, J. P., Lantuit, H., Elger, K., Dmitry, S., Cable, W. und V. Romanovsky (2015): The new database of the Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P). *Earth System Science Data* 7, S. 245–259
- Brown, J., Ferrians, Jr. O. J., Heginbottom, J. A. und E. S. Melnikov (Hrsg.) (1997): *Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions*. U.S. Geological Survey and Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources (Circum-Pacific Map Series CP-45). Washington DC
- Grosse, G., Jones, B. und C. Arp (2013): Thermokarst Lakes, Drainage, and Drained Basins. In: Shroder, J. F. (Hrsg.): *Treatise on Geomorphology* (Vol. 8). San Diego, S. 325–353
- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J., Schuur, E. A. G., Ping, C.-L., Schirmermeister, L., Grosse, G., Michaelson, G., Koven, C., O'Donnell, J., Elberling, B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J. und P. Kuhry (2014): Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences* 11, S. 6573–6593
- Jones, B. M., Grosse, G., Arp, C. D., Miller, E., Liu, L., Hayes, D. J. und C. F. Larsen (2015): Recent Arctic tundra fire initiates widespread thermokarst development. *Scientific Reports* 5, S. 15865
- Lantuit, H., Overduin, P. und S. Wetterich (2013): Recent Progress Regarding Permafrost Coasts. *Permafrost and Periglacial Processes* 24 (2), S. 120–130
- Lenz, J., Wetterich, S., Jones, B. M., Meyer, H., Bobrov, A. und G. Grosse (2016): Evidence of multiple thermokarst lake

generations from an 11 800-year-old permafrost core on the northern Seward Peninsula, Alaska. *Boreas* 45 (4), S. 584–603

- Nitze, I., Grosse, G., Jones, B. M., Arp, C. D., Ulrich, M., Fedorov, A. und A. Veremeeva (2017): Landsat-Based Trend Analysis of Lake Dynamics across Northern Permafrost Regions. *Remote Sensing* 9 (7), S. 640
- Schneider von Deimling, T., Grosse, G., Strauss, J., Schirmermeister, L., Morgenstern, A., Schaphoff, S., Meinshausen, M. und J. Boike (2015): Observation-based modeling of permafrost carbon fluxes with accounting for deep carbon deposits and thermokarst activity. *Biogeosciences* 12, S. 3469–3488
- Shur, Y. L. und M. T. Jorgenson (2007): Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes* 18, S. 7–19
- Strauss, J., Schirmermeister, L., Grosse, G., Fortier, D., Hugelius, G., Knoblauch, C., Romanovsky, V., Schädel, C., Schneider von Deimling, T., Schuur, E. A. G., Shmelev, D., Ulrich, M. und A. Veremeeva (2017): Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability. *Earth-Science Reviews* 172, S. 75–86
- Walter, K. M., Edwards, M. E., Grosse, G., Zimov, S. A. und F. S. Chapin (2007): Thermokarst lakes as a source of atmospheric CH₄ during the last deglaciation. *Science* 318 (5850), S. 633–636

AUTOREN

Prof. Dr. Guido Grosse, geb. 1976
Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Potsdam sowie Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Universität Potsdam
guido.grosse@awi.de
Schwerpunkte: Permafrost im Erdsystem, Fernerkundung von Permafrostregionen

Dr. Josefine Lenz, geb. 1985
Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Potsdam sowie Water and Environmental Research Center, Universität von Alaska Fairbanks
josefine.lenz@awi.de
Schwerpunkte: Thermokarstseen, Paläo-Umweltarchive

Dr. Jens Strauss, geb. 1984
Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Potsdam
jens.strauss@awi.de
Schwerpunkte: Kohlenstoff im Permafrost, Biogeochemische Kreisläufe

Summary

Permafrost distribution and permafrost degradation in the polar regions

Guido Grosse, Josefine Lenz, Jens Strauss

Climate change is clearly impacting the state and distribution of permafrost in the polar regions. Gradual thawing through deepening of the seasonally active layer as well as rapid thawing through coastal erosion, thermokarst, and thaw slumping is intensifying. Thawing processes are accelerated by positive feedbacks, and associated landforms are becoming more abundant. The interaction of these processes with the carbon cycle is of global relevance since polar permafrost stores enormous amounts of organic matter. Release of carbon as CO₂ or CH₄ accelerates global climate change. A priority of current permafrost and climate research is to understand and quantify these processes and to integrate them into climate models.