Aus: Lozán, J.L. S.-W. Breckle, H.Graßl & D.Kasang (Hrsg.) (2021): Warnsignal Klima: Boden & Landnutzung. Mit 351 Abbildungen, 34 Tabellen & 4 Tafeln. 400 Seiten. ISBN/EAN 978-39820067-58 (Zur Zitierweise - s. letzte Seite des Artikels).

3.5 Die arktischen Permafrostböden tauen auf – Wechselwirkung mit dem Klima

Siegmar-W. Breckle, José L. Lozán & Lutz Schirrmeister

Ungefähr ein Viertel der Landoberfläche der Erde, eine riesige Fläche, weisen Dauerfrostböden, den Permafrost auf; Flächen mit dauergefrorenem Untergrund. Die sommerliche Auftauschicht ermöglicht eine dichte Vegetation, wie die Taiga in Sibirien; viele Flächen tragen jedoch aufgrund der kurzen Sommer niedrige Tundra. In den letzten Jahrzehnten hat sich die Auftauschicht im Permafrost aufgrund der Klimaerwärmung deutlich vergrößert. Die Folgen sind instabile Hänge und Böden, gestörte Vegetation und neue Seen und große Gefahren für die Infrastruktur. Außerdem werden durch die Wechselwirkungen zusätzlich Treibhausgase freigesetzt, die die Klimaerwärmung verstärken.

The Arctic permafrost is thawing - Interactions with the climate: About a quarter of the earth's land surface, a huge area, has permafrost soils; areas with permanently frozen subsoil. The summer thaw enables dense vegetation, such as the taiga in Siberia; however, many areas have low tundra due to the short summer. In the last few decades, the thawing layer in the permafrost has increased significantly due to global warming. The consequences are unstable slopes and soils, disturbed vegetation and new lakes and great danger for infrastructure. In addition, greenhouse gases are also released, which intensify global warming.

El permafrost ártico se está derritiendo - Interacciones con el clima: Aproximadamente una cuarta parte de la superficie terrestre, un área enorme, tiene suelos de permafrost; zonas con subsuelo permanentemente congelado. El deshielo de verano permite una vegetación densa, como la taiga en Siberia; sin embargo, muchas áreas tienen tundra baja debido al corto verano. En las últimas décadas, la capa de deshielo en el permafrost ha aumentado significativamente debido al calentamiento global. Las consecuencias son pendientes y suelos inestables, vegetación alterada y nuevos lagos y grandes peligros para la infraestructura. Además, también se liberan gases de efecto invernadero, que intensifican el calentamiento global.

Was ist Permafrost?

Als Permafrost oder Dauerfrostboden werden Böden definiert, die über mindestens zwei aufeinander folgende Jahre Temperaturen unter 0°C aufweisen (van Everdingen 2002). Danach ist eine Fläche von ca. 22,8 Mio. km² und damit 24% des Festlandes weltweit von Permafrost betroffen (Zhang et al. 1999, 2003).

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, die sogenannte aktive Schicht, aus, die je nach Ausprägung des sommerlichen Wärmehaushalts und der Standortbedingungen zwischen 0,3–0,5 m bis zu einigen Metern mächtig sein kann (Hubberten & Schirrmeister 2006). Daran schließt sich eine Übergangszone an, in der die Bodentemperaturen im negativen Bereich schwanken können. Noch tiefer in der Permafrostzone lässt die Wärmewirkung von der Oberfläche her völlig nach (Abb. 3.5-1). Die charakteristischen Permafrosttemperaturen für einen bestimmten Messort werden in einer Tiefe erfasst, in der keine Temperaturschwankungen mehr auftreten, im isothermen Bereich.

Erst in größeren Tiefen, in denen der Wärmefluss aus dem Erdinnern mehr zum Tragen kommt, hebt dieser die Frosteinwirkung allmählich wieder auf. Je nach Gestein (und unterschiedlicher Wärmeleitfähigkeit) und der darin auftretenden Porenwässer (Salzwasser, das erst bei Temperaturen unter 0°C gefriert, transportiert den Frost weiter in die Tiefe), der Dauer und Intensität der Frosteinwirkung können Permafrostmächtigkeiten von wenigen Metern bis zu 1,5 km auftreten. Die Permafrostuntergrenze kann also sehr unterschiedlich sein. Die Mächtigkeit der Auftauzone hängt vom sommerlichen Temperaturgang ab. Das ist der begrenzte Bereich, in dem die Vegetation ihre aktiven Wurzeln ausbilden kann und wo im Sommer aktives Bodenleben abläuft.

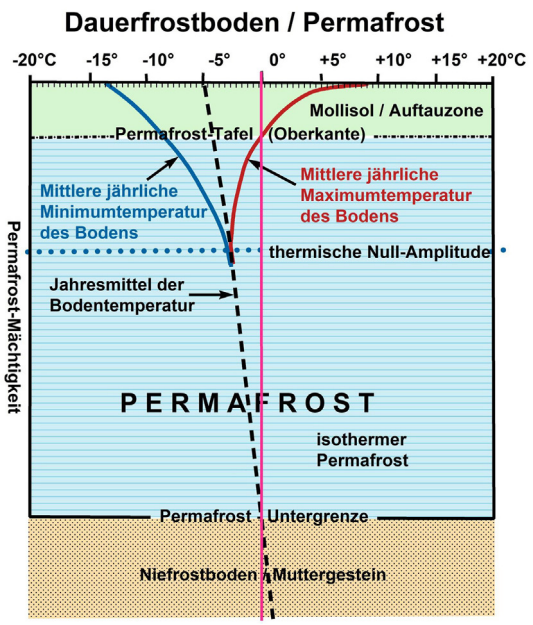

Abb. 3.5-1: *Aufbau und Temperaturverlauf in einem Permafrostboden (nach Weise 1983).*

Dieser Bereich des aufgetauten Bodens weist eine starke jahreszeitliche Dynamik auf (*Abb. 3.5-2*). Die sommerliche Auftauzeit ist vor allem vom Temperaturverlauf und damit von der Dauer der Schneebedeckung abhängig. Innerhalb des Permafrostbodens kann es aber auch Bereiche geben, die nicht gefroren sind, sog. Talike, Schichten oder Körper mit ungefrorenem Boden, der in einem Permafrostgebiet aufgrund einer lokalen Anomalie unter thermischen, hydrologischen, hydrogeologischen oder hydrochemischen Bedingungen auftritt.

Wo gibt es Permafrost?

Permafrost kommt vor allem in den arktischen und subarktischen Regionen vor. Darüber hinaus findet man Permafrost teilweise in Nord-Europa, auch in gletscherfreien Gebieten der Antarktis und in den Hochgebirgen. Im Hochland von Tibet gibt es ein geschlossenes Permafrostgebiet. Auch aus den Alpen kennt man einige Permafroststellen, die infolge der Erwärmung ständig auf Hangstabilität kontrolliert werden müssen (Günzel & Haeberli 2020). Neben dem häufigen terrestrischen Permafrost findet man auch submarinen Permafrost am Boden der Schelfmeere des Arktischen Ozeans. Die Ausdehnung der Permafrostgebiete zeigt *Abb. 3.5-3*. Man unterscheidet die terrestrischen Permafrostregionen je nach Geschlossenheit der Permafrostdecke in kontinuierlichen, diskontinuierlichen, sporadischen und inselartigen Permafrost (*Abb. 3.5-3*).

Permafrost in Sibirien

Mit einer Fläche um 31 Mio.km² (9,6 Mio. km² größer als China) ist Sibirien riesig groß. In den meisten Regionen Sibiriens kann es im Winter extrem kalt (bis -72 °C) werden. Viele Fläche können länger als ein halbes Jahr von einer Schneedecke bedeckt sein. In der arktischen Region von Sibirien herrscht die baumlose Tundra vor. Anschließend folgen nach Süden die borealen Wälder (Taiga). Dazwischen gibt es einen Übergangsbereich (Waldtundra-Zone). Die Böden der Tundra und auch teilweise der Taiga sind durch kontinuierlichen Permafrost gekennzeichnet; das ist vor allem in Jakutien (Republik Sacha) und in nordwestlichen und nordöstlichen Nachbargebieten der Fall. Der Hauptgrund für diese Bedingungen ist das sich regelmäßig im Winter über weiten Teilen Ostsibiriens ausbildende stabile Hochdruckgebiet mit extremer Kälte, wie es das Klimadiagramm von Oimjakon (*Abb. 3.5-4*) zeigt (Breckle 2021).

Der Permafrost erstreckt sich hier bis 50°N und damit wesentlich weiter nach Süden als in den anderen Regionen in Europa und Nordamerika (Schirrmeister & Hubberten 2014).

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. Dadurch konnte die Kälte über lange Zeiträume während der Eiszeiten kontinuierlich eindringen. So konnten sich große Permafrostmächtigkeiten ausbilden. Schon vor mindestens 3. Mio. Jahren trat Permafrost in Sibirien auf; dies ist durch Pollenanalysen aus gefrorenen Ablagerungen nachgewiesen. Kontinuierliche Permafrostbedingungen sind seit über 650 000 Jahren geochronologisch belegt (Murton et al. 2021).

Eines der hervorstechenden Merkmale für die Existenz von Permafrost ist das Auftreten von Eiskeilen und Eiskeilpolygonnetzen. Sie entstehen infolge der

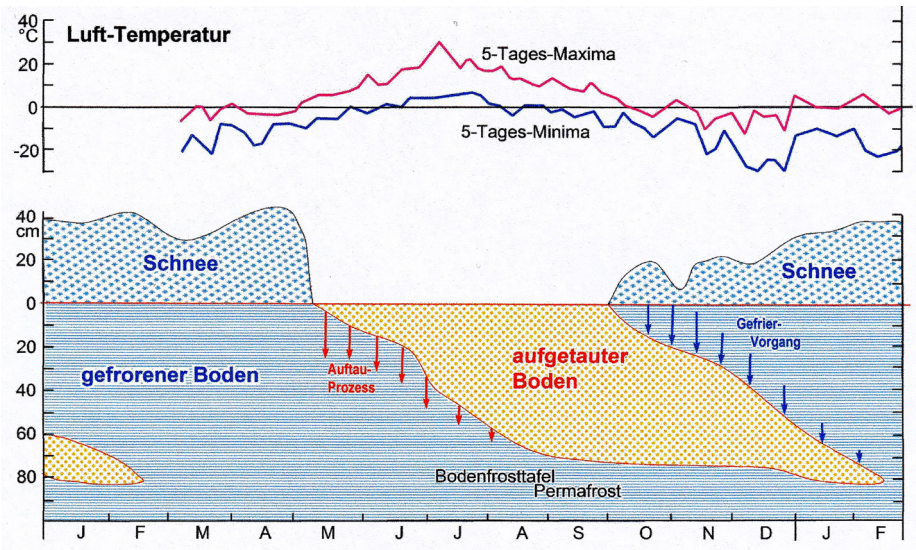

Abb. 3.5-2: *Die jahreszeitliche Dynamik bei Permafrostböden ist gekennzeichnet durch Auftauen des Oberbodens im Frühsommer von oben her und Gefrieren des Oberbodens im Herbst ebenfalls von oben her, entsprechend des Jahresgangs der Lufttemperaturen. Es kann daher sein, dass bis in den Winter hinein im Unterboden nicht gefrorene Bereiche vorkommen (aus Breckle 2021).*

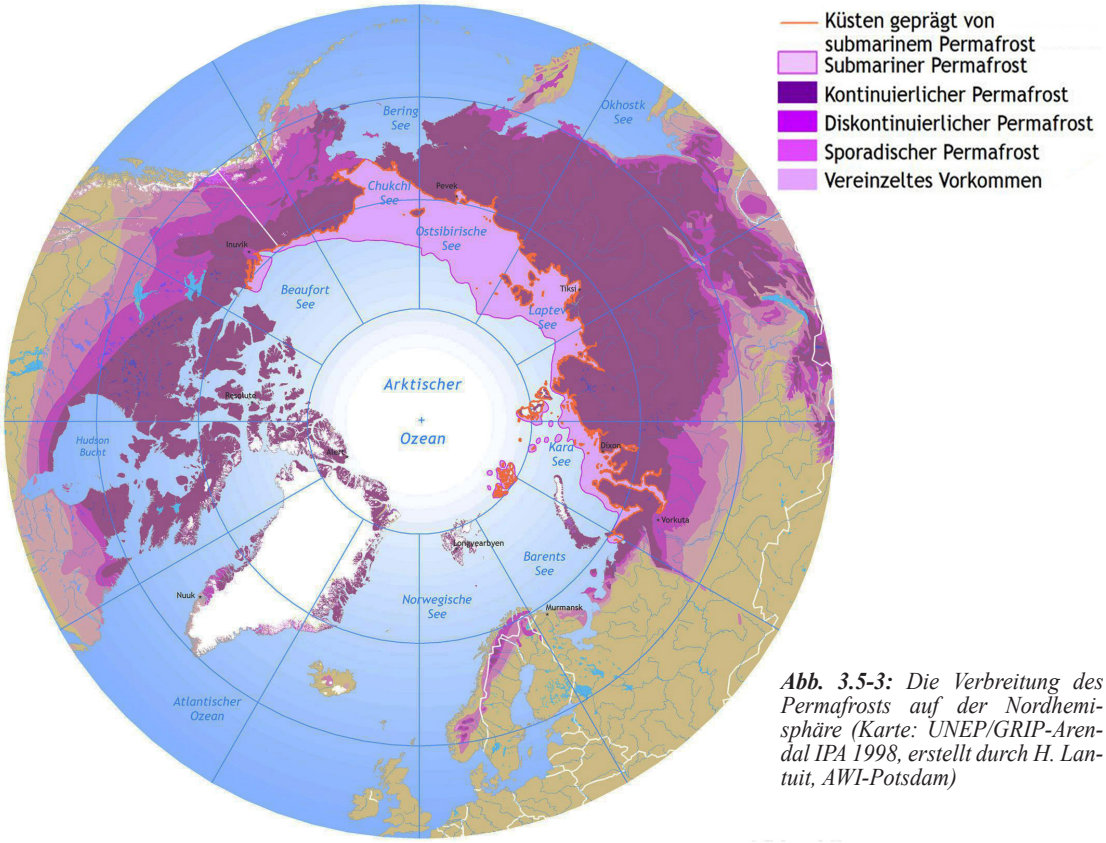

Abb. 3.5-3: *Die Verbreitung des Permafrosts auf der Nordhemisphäre (Karte: UNEP/GRIP-Arendal IPA 1998, erstellt durch H. Lantuit, AWI-Potsdam)*

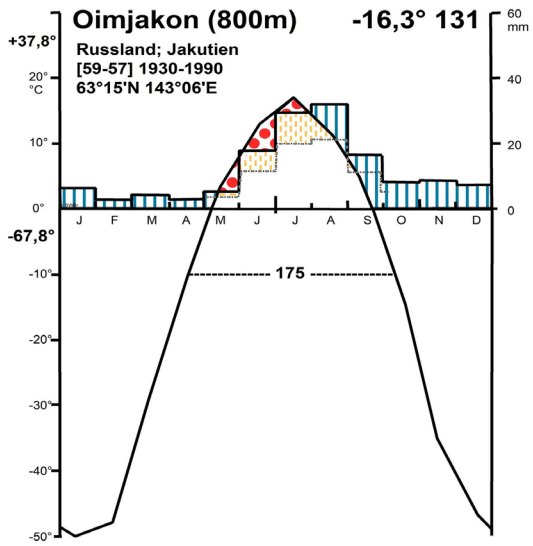

Abb. 3.5-4: *Ökologisches Klimadiagramm der Station Oimjakon in Jakutien mit extrem kontinentalem Temperaturjahresgang und sehr trockenem Sommer (aus* Breckle *2021). Die Schwankung zwischen wärmstem und kältestem Monatsmittel liegt bei etwa 63 K, die Schwankung der Absoluttemperaturen sogar über 100 K.*

Schrumpfung des gefrorenen Bodens bei starkem Frost. Eis zieht sich bei Abkühlung zusammen (um 0,05 mm/m Eissäule bei einer Abkühlung von 1 K), und bei einer Abkühlung um 20 K 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 (*Abb. 3.5-5*).

Werden die Frostspalten im Frühjahr mit Schmelz-

Abb. 3.5-5: *Polygon-Moore in Nord-Jakutien im Bereich des Lena-Deltas (Photo: M. Succow)*

wasser 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. 3.5-6* und *-7*). Polygonmoore bedecken große Flächen mit 250.000 km² (Minke et al. 2007) bis 396.000 km² (Muster et al. 2013) in den arktischen Tieflandsgebieten.

In den Glazialzeiten verstärkte sich die Entstehung von Permafrost und seine Ausbreitung nach Süden. In den Interglazialen 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 oberen Bereich des Permafrostbodens schmolz, der Boden senkte sich ab; es entstanden Senken, in denen sich Regen und Schmelzwasser sammelten. Als 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, so kann sich ein größerer See bilden. Derart entstandene Seegebiete kennzeichnen heute noch die weiten Ebenen in den arktischen Tieflandsgebieten. Die Degradierung von eisgesättigtem Gestein von der Oberfläche her wird als Thermokarst bezeichnet.

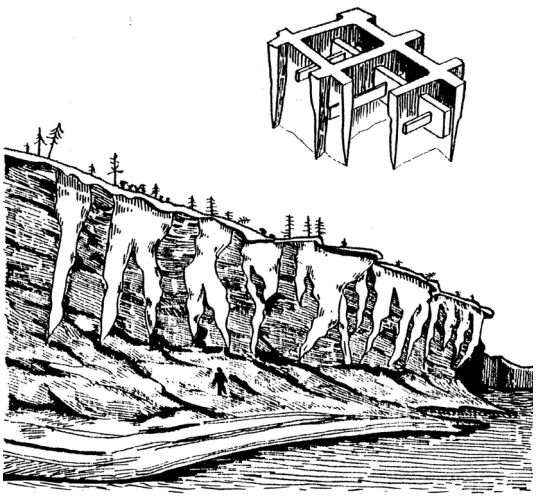

Abb. 3.5-6: *Schematische Illustration der Eiskeile (oben) als strukturelle Grundlage für polygonale Gangeis-Strukturböden und Gangeis-Anschnitte in den Yedoma-Hängen des Yanatales (aus Breckle 2021, nach Parmusin 1979).*

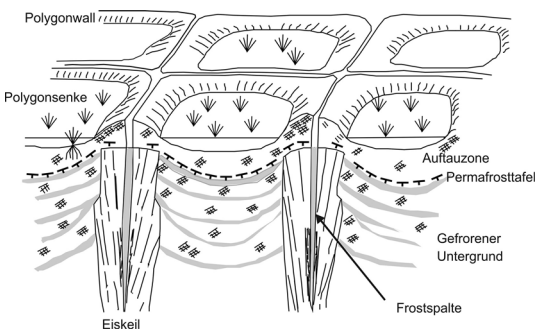

Abb. 3.5-7: *Blockschema zur Bildung eisreicher Permafrostablagerungen (Eiskomplex) mit polygonalen Senken, die bewachsen sein können (aus Hubberten & Schirrmeister 2006).*

Permafrost in Gebirgen

Während im Tiefland feinkörnige Böden das Permafrost-Eis in ihren Poren und als Eislinsen enthalten, sind im Fels der Gebirge meist die Klüfte mit Eis gefüllt. In den Alpen gibt es Permafrost vor allem oberhalb der Waldgrenze. Die Flächen mit Permafrost sind deutlich größer als die Flächen der heute verbliebenen Gletscher (Günzel & Haeberli 2020).

Bei steigenden Temperaturen verringert sich die mechanische Festigkeit des Eises in den Felsklüften. Es kann zu Kriechbewegungen kommen. Hinzu kommt Schmelzwasser und das Gewicht der Felsmassen, die destabilisierend wirken. Fels- und Bergstürze aus Bergflanken können in dicht besiedelten Tallagen große Schäden anrichten, manchmal auch kombiniert mit Seeausbrüchen (Breckle & Mergili 2020). Die Häufigkeit und Größe von Felsstürzen im Hochgebirge hat über die letzten Jahrzehnte bereits deutlich zugenommen und wird mit großer Wahrscheinlichkeit noch weiterhin zunehmen, auch in Gebirgslagen und Tälern, die bisher als sicher galten (weitere Details im Band: Warnsignal Klima: Hochgebirge im Wandel).

Gefrorene Felswände sind nicht die einzigen Permafrost-Phänomene im Hochgebirge. Gefrorene Schuttmassen (Moränen, Sand und Grus, eingefrorene Felsblöcke) auch Blockgletscher genannt, zeigen Kriechphänomene von 0,1 bis mehrere Meter pro Jahr. Gefährlich sind die heute meist schneller fließenden Blockgletscher nur, wenn sie an stark geneigten Hangpartien liegen; dann kann es zu Murgängen kommen.

Permafrost und die vergangene Umwelt

Über Jahrzehntausende bildeten sich mächtige eisreiche Ablagerungen, so genannte Eiskomplexe, in denen bis zu 5 m breite Eiskeile vorkommen (*Abb. 3.5-6* bis *3.5-8*). Innerhalb polygonaler 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 Material durch zeitweilige Überflutung und Windtransport führt zu einer kontinuierlich wiederholten langsamen 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.

Aus der Kombination fossiler Bioindikatoren lassen sich Rückschlüsse auf die Lebensbedingungen der quartären Flora und Fauna ziehen. Pollen und Samen der Pflanzen geben uns Auskunft über die Klimabedingungen der Vergangenheit. Aus Käferresten und Resten von Säugetieren (z.B. Mammut, Wollnashorn, Pferd), aus Algenresten, die aus SiO_2 (Diatomeen) bestehen, aus Kalkschalen kleiner Krebse (Ostrakoden), Muscheln oder Schnecken lassen sich die vergangene Umwelt und ihre Veränderungen rekonstruieren, da sich viele der Lebewesen an spezielle Bedingungen angepasst haben.

In Permafrostböden sind nicht nur größere "Fossilreste“ konserviert, auch liegen historische Viren und Bakterien seit Jahrtausenden im Winterschlaf. Permafrostböden sind ideale Konservatoren für solche Krankheitserreger. Kein Sauerstoff, eiskalt und dunkel – genau diese Umgebung brauchen Mikroben, um zu überdauern. Der Klimawandel könnte sie freilegen; ob von ihnen womöglich Gefahren ausgehen, ist völlig unbekannt.

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 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 künftig zu erwartenden Veränderungen ziehen, wenn z.B. die heute erkennbaren Trends der globalen Erwärmung anhalten.

Weiterhin wurden vor allem in den letzten Jahren verstärkt Forschungen betrieben, um die Qualität und Quantität der im Permafrost gespeicherten organischen Substanz besser zu verstehen und abschätzen zu können (Strauss et al. 2017).

Permafrost und klimabedingte Veränderungen

In den arktischen 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. Entsprechend des jüngsten IP-

Abb. 3.5-8: *Eisreiche Permafrostböden (Yedoma) auf Bol'shoy Lyakhovsky, Neusibirische Inseln. Die einzelnen Eiskeile in diesem Bild sind bis zu 12 m tief (Phooto: AWI, G. Schwamborn 2014).*

CC-Berichtes haben sich die Permafrosttemperaturen in den meisten Regionen seit den frühen Achtziger Jahren um bis zu 2 K erhöht, einschließlich des jüngsten Anstiegs um 0,29 ± 0,12 Kvon 2007 bis 2016 (IPCC 2019), wobei die Erhöhungsraten regional variieren (Vaugham & Comiso 2013). Zudem führt Degradierung insbesondere von eisreichem Permafrost zu einer bedeutenden Veränderung des Kohlenstoffhaushaltes durch CO_2- und CH_4 -Freisetzung.

Zwischen 2007 und 2016 stieg die Bodentemperatur in der Nähe der Null-Amplitude in der kontinuierlichen Permafrostzone um 0,39 ± 0,15 K. Der diskontinuierliche Permafrost erwärmte sich um 0,20 ± 0,10 K. Permafrost in Gebirgen erwärmte sich um 0,19 ± 0,05 K und in der Antarktis um 0,37 ± 0,10 K. Der beobachtete Trend folgt der arktischen Verstärkung des Lufttemperaturanstiegs in der nördlichen Hemisphäre (Biskaborn et al. 2019).

Diese spiegelten sich in einer Temperaturerhöhung von 2–2,5 K und 1 K im Permafrost in Tiefen von 3 bzw. 10 m wider. Darüber hinaus wurde festgestellt, dass in bewaldeten Permafrostgebieten die Rhizosphäre eine Beschleunigung des Auftauvorgangs und Freisetzung von Treibhausgasen verursacht, angetrieben durch eine intensivierte Bodenatmung der Wurzeln und Mikro-Organismen und einem größer werdenden Bewurzelungsvolumen (Keuper et al. 2020).

Eine ähnlich starke Temperaturerhöhung von 2–4 K konnte auch in Bohrungen entlang der Alaska-Pipeline für die letzten Jahrzehnte nachgewiesen werden. Einzelne, isolierte Vorkommen von Permafrost im Süden Alaskas sind daher in jüngster Vergangenheit vollkommen aufgetaut (Lachenbruch & Marshall 1986). Neben der Erhöhung der Permafrosttemperatur wurde auch eine Tendenz zur Erhöhung der saisonalen Auftautiefe (Nelson et al. 2001) gefunden.

Eis im Permafrost bindet Bodenpartikel wie Zement. Wenn der Permafrost weiter auftaut, werden Gebäude, Straßen und andere Infrastruktur beschädigt oder zerstört. Permafrost ist hart, dicht und erosionsbeständig, aber wenn der Permafrost auftaut, verwandelt sich das Eis in Wasser und der Permafrost in Schlamm, wodurch Gebäude mit bemerkenswerter Geschwindigkeit destabilisiert werden und einstürzen können (*Abb. 3.5-9*).

Die Zukunft der Permafrostgebiete

Die erwarteten Veränderungen im Permafrost sind nicht nur eine Reaktion auf die globale Erwärmung, sondern auch auf die Veränderungen der Schneebedingungen. Es wird anhand von Modellrechnungen vermutet, dass sich die Rolle der Permafrostregion von einer Kohlenstoffsenke (organischer Kohlenstoff ist in gefrorenem Zustand fixiert) zu einer Kohlenstoffquelle (aus der Kohlenstoff freigesetzt wird) verschiebt. Allerdings sind die Prognosen dafür noch äußerst unsicher (s. Kap. 4.5).

Für den Fall einer angenommenen Klimaerwärmung von 2 K 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

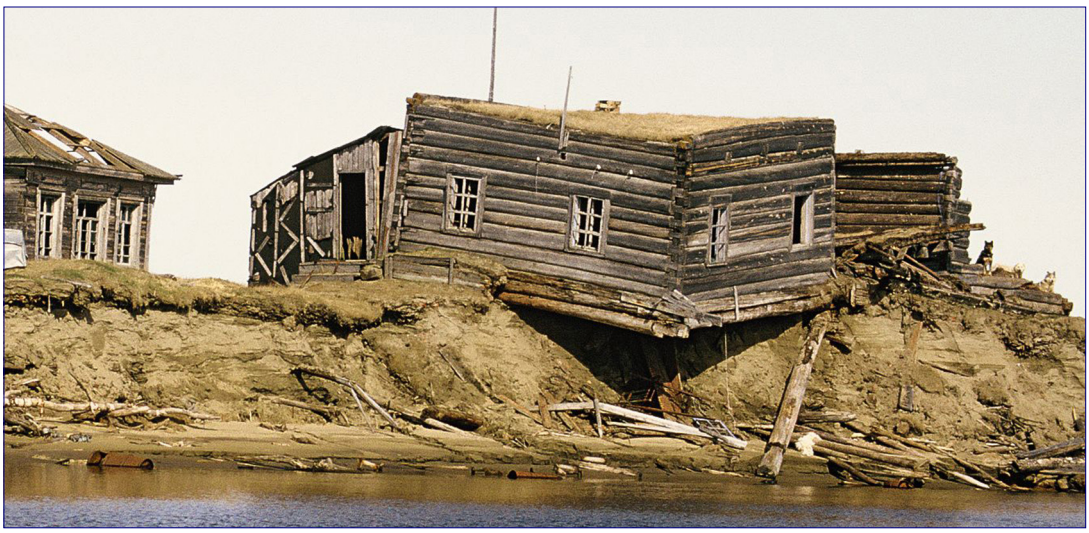

Abb. 3.5-9: *Gebäudezerstörung durch Permafrost in einem früheren sibirischen Dorf. Quelle: Flickr (2015): Remnants of a village and former Stalin camp, Siberia, https://www.flickr.com/photos/gridarendal/31942305172/. GRID-Arendal http://www.grida.no/resources/3576. Lizenz: CC BY-NC-SA (siehe auch Tafel 4 im Klappentext und https://www.google.com/search?q=Tscherski&source=lnms&tbm=isch&sa=X&ved=2ahUKEwj255uS6-jzAhXRzIUKHW0pAR4Q_AUoAnoECAEQBA&biw=1536&bih=850&dpr=1.25#imgrc=IUC73U_2nmVKDM.*

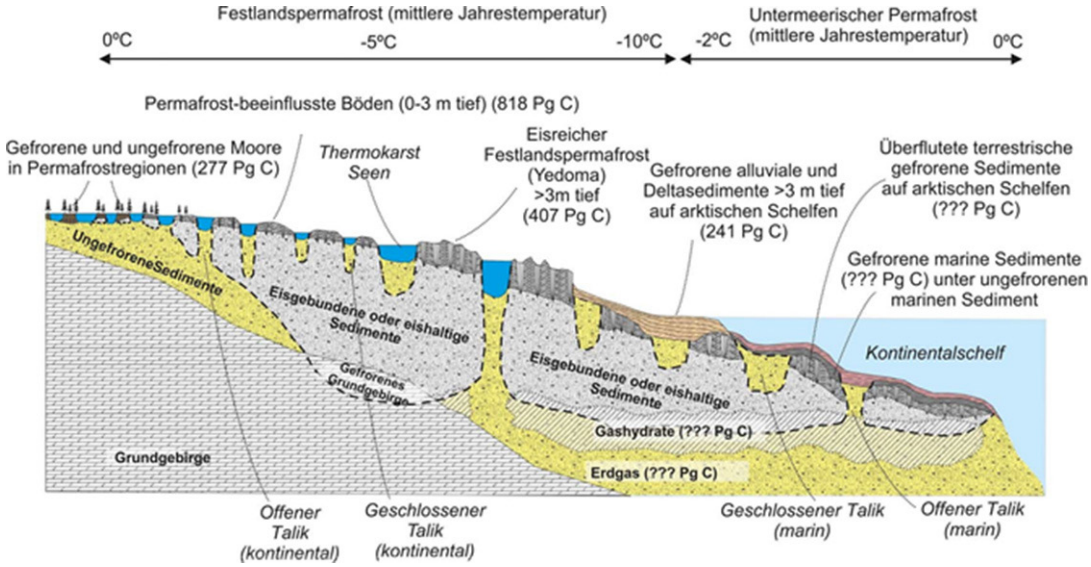

Abb. 3.5-10: *Schematischer Profilschnitt nach* Grosse *et al. (2011) durch ein arktisches Permafrostgebiet mit den wichtigsten bekannten und angenommenen Kohlenstoffspeichern (Mengenangaben in Petagramm, 1 Pg = 1 Mrd. Tonnen).*

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 bestimmte IPCC-Szenarien einen Anstieg der mittleren Bodentemperatur um bis zu 6 K und eine Vertiefung der Auftauschicht um bis zu 2 m im nördlichen Jakutien. 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 CH_4 und CO_2 umgewandelt. Eine Erhöhung der Bodentemperatur und Auftautiefe wird mit einer verstärkten CH_4-Freisetzung auch aus Tundraböden (*Abb. 3.5-10*) einhergehen (CH_4 ist 25-30 mal klimawirksamer als 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 neu 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 führen. Ein Tauen des Grundeises und eine Erhöhung der Auftautiefe der oberflächennahen Schicht führen zu einer Intensivierung der Solifluktion und können zu dramatischen großräumigen Hangrutschungen führen. Auch zahlreiche Infrastrukturanlagen wie Häfen, Förderanlagen und Pipelines für Erdöl und Erdgas in Alaska, Nordkanada und Sibirien sind jetzt schon stark gefährdet. Nach Modellprognosen gehören weite Teile der arktischen Küste zu den Hochrisikogebieten (Hjort et al. 2018).

In den Schelf- und Tieflandsgebieten Eurasiens und Nordamerikas treten im Permafrost selbst oder im Untergrund hohe Methankonzentrationen in Form von Gashydraten auf, deren Erschließung gewinnt als Energiequelle der Zukunft zunehmendes Interesse. 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 mit einem sich selbst verstärkenden Effekt führen kann. In der Laptew-See wurden schon große Mengen CH_4 beobachtet, das von dem tauenden submarinen Permafrost im Flachwasser ausströmt (Shakhova et al. 2010a-c). Die jeweiligen ungefähren Kohlenstoffspeicher im Permafrostgebiet sind in Abb. 3.5-10 gekennzeichnet.

Fazit

Die Permafrostdynamik ist stark mit der globalen Klimaentwicklung verbunden. Die arktischen Permafrostlandschaften sind durch klimabedingte morphologische Veränderungen geprägt, mit zahlreichen Wechselwirkungen und Effekten.

Klimaerwärmungen wirken sich verstärkend auf Degradationsprozesse wie Thermokarst, Thermoerosion und Küstenrückgang aus. Das hat Landverluste, Absenkungen der Oberfläche und erhöhte Wasseransammlung in Senken und eine weitere Verstärkung der Permafrostdegradation zur Folge, in deren Folge auch Bauwerke zerstört werden können.

Ein Auftauen des Permafrostes hat dramatische Änderungen des Ökosystems, der Landschaft und der Infrastruktur der jeweiligen Region zur Folge. Darüber hinaus nimmt in Gebirgen mit Permafrost die Stabilität gefrorener Bergflanken weltweit und langfristig ab und die Gefahr großer Felsstürze deutlich zu. Es ist zu befürchten, dass die in den ausgedehnten Permafrostgebieten Sibiriens und Nordamerikas eingefrorenen großen Mengen an organischem Kohlenstoff, Treibhausgasen (Gashydrate) und Süßwasser freigesetzt werden und somit z.B. die globalen Kohlenstoff- und Wasserkreisläufe erheblich beeinflussen. Die klimatischen Folgen von Veränderungen der Permafrostgebiete für die gesamte Erde werden zunehmend besser erfasst (Strauss et al. 2021). Aber die finanziellen und ökonomischen Folgen des weiteren Auftauens von Permafrost sind bisher dramatisch ignoriert worden (Lantuit & Schirrmeister 2011).

Literatur

BISKABORN, B. K., S. L. SMITH, J. NOETZLI, H. MATTHES et al. (2019: Permafrost is warming at a global scale. Nature communications, 10 (1). 1-11. doi:*https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4*

BRECKLE, S.-W. (ed.) (2021): Ökologie der Erde. Band 3. Spezielle Ökologie der Gemäßigten und Arktischen Zonen Euro-Nordasiens. 3. Aufl. Schweizerbart/Stuttgart 804 pp.

BRECKLE, S.-W. & M. MERGILI (2020): Bergstürze, Seeausbrüche und Muren im Pamir.- In: Lozan, J. L., S.-W. Breckle, H. Escher-Vetter, H. Grassl et al. (eds.) Warnsignal Klima: Hochgebirge im Wandel. Wiss. Auswertungen, GEO/Hamburg 343-350

BRECKLE, S.-W. & M. D. RAFIQPOOR (2019): Vegetation und Klima. Springer 484 pp.

GROSSE, G., V. E. ROMANOVSKY, T. JORGENSON et al. (2011): Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change. Eos Trans. AGU. 92(9): 73-74.

GÜNZEL, F. & W. HAEBERLI (2020): Einfluss der Permafrostdegradation auf Hangstabilität. In: Lozan, J. L., S.-W. Breckle, H. Escher-Vetter, H. Grassl et al. (Hrsg.). Warnsignal Klima: Hochgebirge im Wandel. 310-316. www.warnsignal-klima.de. doi:10.25592/warnsignal.klima.hochgebirge-im-wandel

HJORT, J., O. KARJALAINEN, J. AALTO et al. (2018): Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century. Nat Commun 9, 5147 (2018). https://doi.org/10.1038/s41467-018-07557-4

HUBBERTEN, H.-W., A. A. ANDREEV, V. I. ASTAKHOV et al. (2004): The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation (LGM). Quaternary Science Reviews 23: 1333-1357.

HUBBERTEN, H.-W. & L. SCHIRRMEISTER (2006): Rolle des Permafrosts bei der Landschaftsbildung in der Arktis und Subarktis. In: Lozán, J. L., H. Grassl, H.-W. Hubberten, P. Huper et al. (eds.) Warnsignale aus den Polarregionen. Wissenschaftliche Auswertungen & in Kooperation mit GEO-Hamburg. 48-53.

IPCC (2019): Summary for Policymakers. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [Pörtner, H.-O., D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai et al. (eds.).

KEUPER, F., B. WILD, M. KUMMU et al. (2020): Carbon loss from northern circumpolar permafrost soils amplified by rhizosphere priming. Nature geoscience 13: 560-565.

LACHENBRUCH, A. H. & V. MARSHALL (1986): Changing climate geothermal evidence from permafrost in Alaska. Science 234: 689-696.

LANTUIT, H. & L. SCHIRRMEISTER (2011): Permafrost und Mensch. Polarforschung 81: 69-75.

MINKE, M., N. DONNER, N. KARPOV et al. (2007): Distribution, diversity, development and dynamics of polygon mires: examples from Northeast Yakutia (NE Siberia). Peatlands International 1: 36-40.

MURTON J. B., T. OPEL, P. TOMS, A. BLINOV et al. (2021): A multimethod dating study of ancient permafrost, Batagay megaslump, east Siberia. Quaternary Research 1–22. https://doi.org/10.1017/qua.2021.27

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 per-mafrost.- Nature 410: 889-890.

PARMUSIN J. P. (1979); Waldtundra in der USSR. Mysl/Moskau (Rss.) 295 S.

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.

SCHIRRMEISTER, L. & H.-W. HUBBERTEN (2014): Permafrost – Ein weit verbreitetes Klimaphänomen der Arktis und Subarktis. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Notz et al. (eds.): Warnsignal Klima: Die Polarregionen. Wissenschaftliche Auswertungen & in Kooperation mit GEO-Hamburg, 53-61.

SHAKHOVA, N., I. SEMILETOV, A. SALYUK et al. (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 et al. (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

STRAUSS, J., L. SCHIRRMEISTER, G. GROSSE, D. FORTIER et al. (2017): Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability , Earth-Science Reviews, 172 , pp. 75-86 . doi: 10.1016/j.earscirev.2017.07.007.

STRAUSS, J. , B. ABBOTT, G. HUGELIUS, E. A. G. SCHUUR et al. (2021): Permafrost / (. Food and Agriculture Organization of the United Nations and (. Intergovernmental Technical Panel on Soils (editors) , Recarbonizing global soils – A technical manual of recommended management practices, Rome, Food and Agriculture Organization of the United Nations, 251 p., ISBN: 978-92-5-134837-6 . doi: 10.4060/cb6378en

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. *http://nsidc.org/fgdc/glossary/.*

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

WEISE, O. (1983): Das Periglazial. Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen. Bornträger, Berlin Stuttgart, 199 S.

ZHANG, T., R. G. BARRY, K. KNOWLES et al. (1999): Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the northern hemisphere. Polar Geography 23: 132-154

ZHANG, T., R. G. BARRY, K. KNOWLES et al. (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

Kontakt:

Prof. i. R. Dr. Siegmar-W. Breckle (sbreckle@gmx.de)
Ökologie, Bielefeld

Dr. José L. Lozán
Wissenschaftliche Auswertungen (JL-Lozán@t-online.de)

Dr. Lutz Schirrmeister (Lutz.Schirrmeister@awi.de)
Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Potsdam

Breckle, S.-W., J. L. Lozán & L. Schirrmeister (2021): Die arktischen Permafrostböden tauen auf – Wechselwirkung mit dem Klima. In: Lozán J. L., S.-W. Breckle, H. Graßl, D. Kasang (Hrsg.). Warnsignal Klima: Boden & Landnutzung. S. 117-124. www.warnsignal-klima.de. DOI:10.25592/warnsignal.klima.boden-landnutzung.16