3 Die Auswirkungen des Klimawandels auf die Polarregionen

> Die globale Erwärmung trifft die Polarregionen bislang in unterschiedlichem Maß. Während die Arktis einen fundamentalen Wandel durchläuft und ihre polaren Alleinstellungsmerkmale Stück für Stück verliert, konzentrieren sich die sichtbaren Veränderungen in der Antarktis vor allem auf zwei Regionen: die Westantarktis und die Antarktische Halbinsel. Doch auch die Ostantarktis reagiert auf die zunehmende Wärme.

Die Pfade der Wärme

> Der Klimawandel hinterlässt in den Polargebieten auffälligere Spuren als im restlichen Teil der Erde. Das liegt zum einen an der besonderen Sensibilität der Eiswelten für Wärme. Zum anderen wird die durch Treibhausgase angestoßene Erwärmung unseres Planeten vor allem in der Arktis durch so viele positive Rückkopplungen verstärkt, dass die Temperaturen im Nordpolargebiet doppelt so schnell steigen wie in der übrigen Welt.

Das neue Gesicht der Polarregionen

Die Polarregionen verändern im Zuge des Klimawandels ihr Antlitz – und das schneller und zum Teil deutlich spürbarer als in vielen anderen Gebieten der Welt. Die Folgen der Erwärmung zeigen sich bislang vor allem in der Arktis, wo das Meereis und die Schneedecke großflächig schwinden, das Meerwasser in vielen Gebieten wärmer wird, der dauergefrorene Boden immer häufiger und länger anhaltend auftaut und die Gletscher in Alaska, Kanada, Grönland, Island und Norwegen allesamt viel Eis verlieren. In der Antarktis dagegen unterscheiden sich die Trends von Region zu Region deutlich. Während Forscher zum Beispiel an der Antarktischen Halbinsel seit Jahrzehnten einen Rückzug der Schelfeise und Gletscher, abnehmendes Meereis und steigende Lufttemperaturen beobachten – Entwicklungen, auf die auch die Entstehung des Ozonlochs einen Einfluss hatte –, häufen sich in der Ostantarktis dagegen erst seit Kurzem die Anzeichen eines Wandels. Im Zentrum des Kontinents gibt es dagegen noch keine Hinweise auf eine Erwärmung. Hier sind die Temperaturen gleich geblieben oder infolge des Ozonabbaus sogar minimal gesunken.

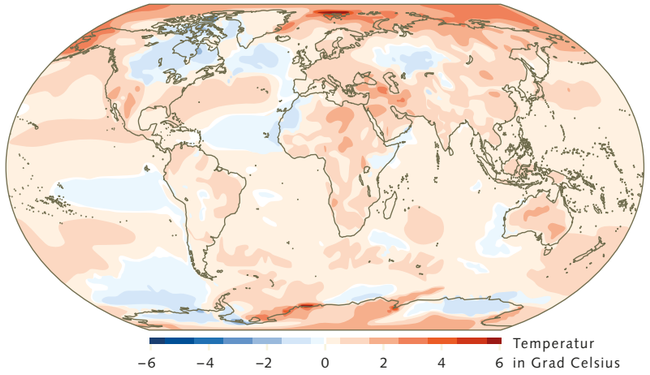
Erschwerend kommt für beide Polargebiete hinzu, dass Schnee, Eis, Meer, Land und Atmosphäre so mannigfaltig aufeinander einwirken, dass sich häufig nicht genau sagen lässt, was Ursache und was Wirkung ist. So stellt sich in der Arktis zum Beispiel die Frage: Schmilzt das Meereis, weil der Ozean wärmer geworden ist – oder nimmt das Meer mehr Wärme auf, weil die Isolation durch das Meereis fehlt? Beides spielt vermutlich eine Rolle, denn die Veränderungen in den Polargebieten verstärken sich gegenseitig, vor allem in der Arktis. Auslöser all dessen – und da besteht kein Zweifel – ist jedoch eine grundsätzliche Erwärmung der Erde, hervorgerufen durch den massiven Ausstoß von Treibhausgasen.

3.1 > Wenn Eisberge an ihrer Oberfläche schmelzen, bilden sie untrügliche Merkmale aus. Eines sind Eiszapfen, die aus wiedergefrorenem Schmelzwasser bestehen; ein anderes sind Pfützen oder Tümpel, in denen sich Schmelzwasser sammelt.

Tauwetter am Nordpol

Das Jahr 2015 endete mit einem meteorologischen Paukenschlag in der Arktis: Am 29. Dezember stieg die Oberflächentemperatur am Nordpol binnen eines Tages von minus 26,8 Grad Celsius auf minus 0,8 Grad Celsius, und das mitten im arktischen Winter. Vermutlich regnete es am Silvestervortag sogar am nördlichsten Punkt der Erde, denn meteorologische Messungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, ergaben, dass ein Sturm warme, feuchte Luft aus dem Nordatlantik Richtung Nordpol transportiert hatte. Meereisbojen, die zur selben Zeit auf Höhe des 85. Breitengrads im Arktischen Ozean trieben, bestätigten diese Beobachtung. Sie registrierten eine Durchschnittstemperatur von 0,7 Grad Celsius. Demzufolge war es am 30. Dezember 2015 am Nordpol wärmer als zur gleichen Zeit in einigen Teilen Mitteleuropas.

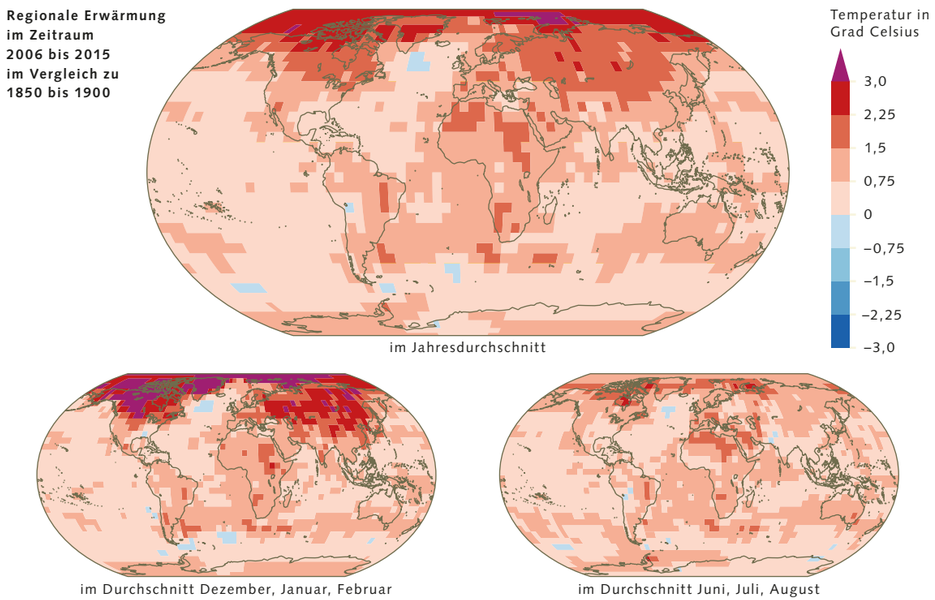
Vor zwei Jahrzehnten noch wäre ein solch bemerkenswerter Wärmeeinbruch in der Arktis eine Ausnahmeerscheinung gewesen. Heutzutage aber häufen sich die Meldungen über außergewöhnliche Wetterereignisse im hohen Norden – vor allem im Winter. Im Februar 2017 beispielsweise regnete es in Spitzbergens nördlichster Siedlung Ny-Ålesund bei einer Tagestemperatur von zwei Grad plus. Anstelle polarer Eiseskälte erlebten die Bewohner des Wissenschaftsdorfs also ein typisch norddeutsches Schmuddelwetter. Ein Jahr später, im Februar 2018, führten starke ablandige Winde sowie überdurchschnittlich warme Lufttemperaturen vor der Nordküste Grönlands zu einer Premiere. Das alte, an der Küste festgefrorene Meereis brach auf, sodass eine große Polynia entstand. Am 24. Februar 2018, als die Polynia ihre größte Ausdehnung erreichte, verzeichnete Grönlands nördlichste Wetterstation am Kap Morris Jesup eine Tageshöchsttemperatur von plus 6,1 Grad Celsius. Am Berliner Flughafen Tegel lag die Höchsttemperatur am selben Tag nur knapp über dem Gefrierpunkt.



3.2 > Die überdurchschnittliche Erwärmung der Arktis setzte sich auch im Jahr 2018 fort. Von Februar 2018 bis Januar 2019 lag die gemittelte Oberflächentemperatur in großen Teilen des Nordpolargebietes um bis zu fünf Grad Celsius über den Durchschnittswerten von 1981 bis 2010.

All diese Wetterkapriolen passen in ein Muster, welches die Meteorologen an der Polarforschungsstation AWIPEV (Deutsch-französische Arktisforschungsstation, betrieben vom Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung [AWI] und dem Polarinstitut Paul-Émile Victor [IPEV]) in Ny-Ålesund in ihren Langzeitbeobachtungen gefunden haben. Die Luft über Spitzbergen hat sich in den zurückliegenden 35 Jahren deutlich erwärmt, und das nicht nur am Boden, sondern auch in der Höhe. Besonders stark fiel die Erwärmung des atlantischen Teils der Arktis in den Wintermonaten aus: In der kalten Jahreszeit ist es auf Spitzbergen heute im Durchschnitt 3,1 Grad Celsius wärmer als noch vor zehn Jahren. Die Sommer dagegen erwärmten sich in einem geringeren Maß, sodass die Lufttemperatur in Ny-Ålesund auf das ganze Jahr gerechnet um 1,4 Grad Celsius pro Dekade gestiegen ist.

Ähnlich lautende Berichte gibt es aus nahezu allen anderen Teilen der Arktis – und ihre Kernaussage ist eindeutig: Das Nordpolargebiet hat sich in den zurückliegenden 50 Jahren mehr als doppelt so schnell erwärmt wie die restliche Welt – Trend anhaltend. Den höchsten Temperaturanstieg beobachteten Forscher dabei im Winter. Im Januar und Februar 2016 beispielsweise lag die Temperatur nördlich des 66. Breitengrads fünf Grad Celsius über dem Monatsdurchschnittswert der Jahre 1981 bis 2010. Von Oktober 2017 bis September 2018 war es arktisweit 1,7 Grad Celsius wärmer als im Vergleichszeitraum 1981 bis 2010.



3.3 > Die Erde erwärmt sich im Zuge des Klimawandels nicht gleichmäßig. Im Zeitraum von 2006 bis 2015 beispielsweise stiegen die Temperaturen in der Arktis doppelt so schnell wie in der restlichen Welt, wobei vor allem die Winter im Nordpolargebiet wärmer wurden. Ihre Durchschnittstemperatur lag bis zu mehr als drei Grad Celsius über den Vergleichswerten der Jahre 1850 bis 1900.

Treibhausgase heizen dem Planeten Erde ein

Die Erwärmung der Erde ist menschengemacht und auf den ungebremsten Ausstoß von Treibhausgasen wie Kohlendioxid, Methan und Lachgas zurückzuführen. Seit Beginn der Industrialisierung hat die Menschheit schätzungsweise 2220 Milliarden Tonnen Kohlendioxid in die Atmosphäre entsorgt (Zeitraum 1876 bis Ende 2017). Das langlebige Treibhausgas entsteht in erster Linie bei der Verbrennung fossiler Rohstoffe wie Kohle, Erdöl und Erdgas. Es wird allerdings auch freigesetzt, wenn Zement hergestellt wird, Feuchtgebiete trockengelegt oder Waldgebiete abgeholzt und als Landflächen für die Landwirtschaft und die Tierhaltung genutzt werden. Die Konzentration des Gases in der Erdatmosphäre ist auf diese Weise in den zurückliegenden Jahrhunderten um das 1,5-fache gestiegen. Im Jahr 1750 lag sie bei einem Wert von 277 parts per million (ppm), aktuelle Messungen ergeben eine Konzentration von rund 410 ppm.

Durch die Anreicherung von Kohlendioxid, Methan und Lachgas in der Atmosphäre werden die Selbstkühlungsmechanismen des Planeten ausgebremst. Das heißt, die Erdoberfläche kann große Anteile der einfallenden Sonnenenergie nicht mehr so einfach als langwellige Wärmestrahlung in das Weltall zurückstrahlen – und es kommt zu einer Art Wärmestau in Bodennähe. Dieser bringt das Klimasystem der Erde spätestens seit dem Jahr 1970 aus dem Gleichgewicht, denn der Planet nimmt seitdem mehr Strahlung auf, als er abstrahlen kann. Berechnungen zufolge beträgt das Strahlungsplus an Sonnenenergie seitdem im Mittel rund 0,4 Watt pro Quadratmeter.

Rund 93 Prozent dieser zusätzlichen Strahlungsenergie haben in den zurückliegenden Jahrzehnten die Ozeane aufgenommen und in ihren Tiefen verteilt. Die restliche Energie führte zur Erwärmung der Luft und der Kontinente, sodass die globale mittlere Oberflächentemperatur der Erde in den vergangenen 120 bis 170 Jahren um etwa ein Grad Celsius gestiegen ist. Allein das Treibhausgas Kohlendioxid verantwortet rund 50 Prozent dieser Erwärmung. Methan trägt zu 29 Prozent bei und Lachgas zu etwa fünf Prozent. Die restlichen 16 Prozent entfallen auf Stoffe wie zum Beispiel Kohlenstoffmonoxid, Halogen- und Fluorchlorkohlenwasserstoffe sowie Rußpartikel.

Zettajoule
Zettajoule ist eine Maßeinheit für besonders große Energiemengen, die sich kaum mehr in der sonst für Energie üblichen Grundeinheit Joule angeben lassen. Ein Zettajoule entspricht 10^{21} Joule.

Dabei hat sich die Welt allerdings nicht überall gleichermaßen erwärmt. Das liegt an der Verteilung der Land- und Meeresflächen. Die Sonne heizt Landflächen und die darüberliegenden Luftschichten schneller auf als große Meere. Gleichzeitig aber speichert der Erdboden weniger Energie als Meerwasser und kühlt sich demzufolge auch schneller wieder ab. Die Ozeane reagieren deshalb deutlich langsamer auf Klimaveränderungen als die Atmosphäre. Auch der kühlende Effekt der antarktischen Eismassen spielt wohl eine wichtige Rolle. Ihr weitreichender Einfluss auf das Klima der südlichen Hemisphäre könnte mit ein Grund sein, weshalb sich die Folgen des Klimawandels auf der landlastigeren Nordhalbkugel früher und deutlicher zeigten als auf der meerlastigen Südhalbkugel. Während zum Beispiel in der Arktis schon in den 1830er-Jahren erste Anzeichen auf eine Erwärmung hindeuteten, blieben die Temperaturen in Australien und Südamerika noch über die Jahrhundertwende hinweg konstant. Im Südpolargebiet dauerte es sogar bis in die 1950er-Jahre, bis Meteorologen steigende Temperaturen auf der Antarktischen Halbinsel und in der Westantarktis vermeldeten.

Leicht erhöhte örtliche Temperaturen sind allerdings noch nicht gleichbedeutend mit einem generellen Klimawandel. Von diesem sprechen Wissenschaftler erst, wenn in einer Region die Temperaturkurve deutlich und anhaltend – das heißt, über einen Zeitraum von mindestens 30 Jahren – über jene Grenzen hinausschießt, die zuvor durch die natürlich auftretenden Klimaschwankungen definiert wurden. In der Arktis passierte das bereits in den 1930er-Jahren und damit früher als in jeder anderen Region der Welt. Auf den weiteren Plätzen folgten die Tropen und die mittleren Breiten der Nordhalbkugel. In beiden Gebieten zeigte sich das deutliche Erwärmungssignal erstmals in den 1950er-Jahren, gefolgt von Australien und Südostasien, wo sich die Hinweise auf den Klimawandel vor rund 60 Jahren verdichteten.

In der restlichen Welt, mit Ausnahme der zentralen Antarktis, ist die globale Erwärmung seit Beginn des 21. Jahrhunderts in vollem Ausmaß zu spüren. Seitdem häufen sich die Temperaturrekordmeldungen, und große Klimaforschungsinstitutionen führen eine Rangliste der wärmsten Jahre. Sie wird bislang angeführt von den Jahren 2015, 2016, 2017 und 2018. Die Arktis für sich genommen erlebte ihre fünf wärmsten Jahre von 2014 bis 2018.

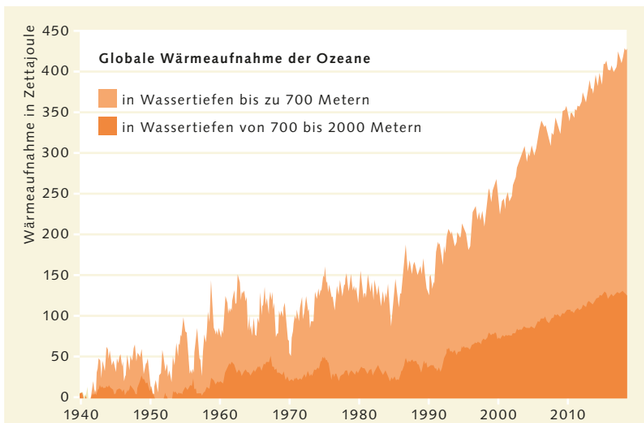
Die Ozeane werden wärmer

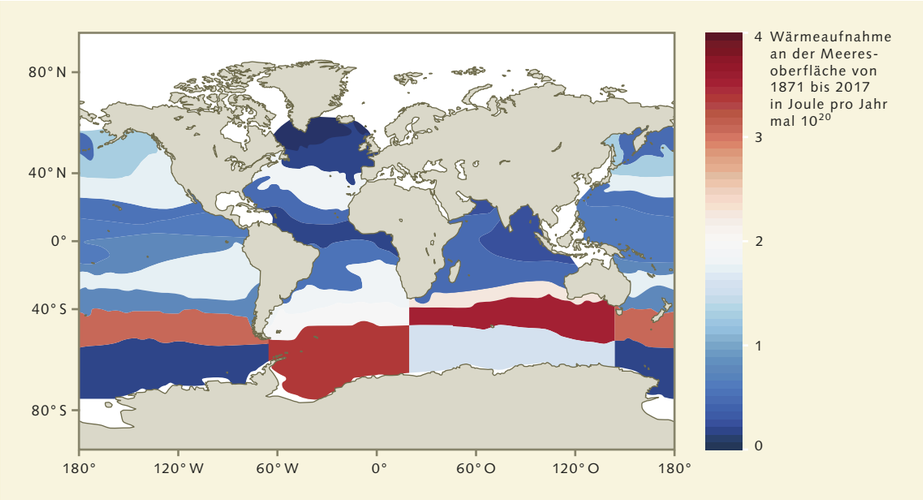
Dass die globale Erwärmung bislang mit rund einem Grad Celsius vergleichsweise moderat ausgefallen ist, liegt vor allem an den Weltmeeren. Zum einen haben die Ozeane in der Vergangenheit 30 Prozent des bislang vom Menschen freigesetzten Kohlendioxids aufgenommen und den Treibhauseffekt somit spürbar verlangsamt. Zum anderen verfügen die Weltmeere über eine enorme Wärmespeicherkapazität. Diese ergibt sich aus den physikalischen Eigenschaften des Salzwassers sowie aus der schieren Wassermenge in den Ozeanen. Ein kleines Rechenbeispiel: Erwärmen sich die Weltmeere allesamt um ein Grad Celsius, wäre dafür 1000-mal mehr Wärmeenergie notwendig, als man gebraucht hätte, um die Atmosphäre im gleichen Maß zu erwärmen.

Außerdem reagieren die Ozeane sehr träge auf Umweltveränderungen, weil ihre Wassermassen zirkulieren und sich auf dem Weg in die Polarregionen immer wieder abkühlen. In der Regel vergehen deshalb zehn Jahre, bis sich das Oberflächenwasser des Weltozeans an global steigende Lufttemperaturen anpasst. Jahrhunderte bis Jahrtausende dagegen ziehen ins Land, bis die Wärme auch die Tiefsee erreicht.

Neuen Erkenntnissen zufolge haben die Ozeane seit dem Jahr 1871 rund 436 Zettajoule an Wärmeenergie aufgenommen. Das entspricht der tausendfachen Energiemenge, welche die Menschheit heutzutage in einem Jahr

3.4 > Die Weltmeere nehmen ständig riesige Mengen an Wärmeenergie auf. Wurde diese Wärme zunächst fast ausschließlich in oberen Wasserschichten gespeichert, erreicht sie mittlerweile nachweislich auch tiefere Wasserschichten.





3.5 > Die Weltmeere nehmen nicht alle in gleichem Maß Wärmeenergie auf. Teilt man die Ozeane in mehrere Messgebiete auf, so lassen sich die Unterschiede gut erkennen. Speziell die Gebiete weit im Süden nehmen besonders viel Wärme auf.

verbraucht. Allein in den zurückliegenden 25 Jahren haben die Ozeane so viel Wärme absorbiert, dass diese Energiemenge theoretisch ausgereicht hätte, die Meere um 16,25 Grad Celsius aufzuheizen – vorausgesetzt, sie wären nur zehn Meter tief. Da die Ozeane im Durchschnitt jedoch fast 3700 Meter tief sind, beschränkt sich die Erwärmung auf das bislang beobachtete Maß.

Nichtsdestotrotz ist der Trend eindeutig. Seit Jahrzehnten wird das Wasser in allen Ozeanen kontinuierlich wärmer. Die meiste Wärmeenergie verbleibt in den oberen 700 Metern der Wassersäule, wobei erwähnt werden muss, dass die für diese Messungen eingesetzten Temperatursonden bis zum Jahr 2005 gar nicht tiefer tauchen konnten. Seitdem kommen allerdings auch autonome Treibbojen, die sogenannten ARGO-Gleiter (Array for Realtime Geostrophic Oceanography, Echtzeit-Beobachtungssystem für **geostrophische** Ozeanografie), zum Einsatz. Ihre Daten legen offen, dass sich auch die Wassermassen in einer Tiefe von 700 bis 2000 Metern flächendeckend deutlich erwärmen – mit potenziell gravierenden Folgen für das weltweite Förderband der Meeresströmungen. Die thermohaline Zirkulation kann nämlich auf zweierlei Weise durch die Meereserwärmung geschwächt werden. Zum einen verringert die Wärme die Dichte des Wassers durch thermische Ausdehnung. Das Wasser wird also leichter. Der gleiche Effekt stellt sich zum anderen ein, wenn Meerwasser durch Süßwasser verdünnt wird, weil mehr Regen fällt oder auf Grönland und in der Antarktis die Gletscher schmelzen. Beide Faktoren, sowohl der Süßwassereintrag als auch der Anstieg der Wassertemperatur, erschweren das Absinken von Wassermassen im Nordatlantik und im Südpolarmeer und können so die Motoren der thermohalinen Strömungen drosseln.

Die Spur der Wärme in den Polarmeeren

Für die Polarregionen bedeutet die Erwärmung des Weltozeans vor allem eines: Mit den polwärts fließenden Meeresströmungen erreicht heute mehr Wärme als früher die Arktis oder Antarktis. Der atlantische Einstrom in den Arktischen Ozean beispielsweise wird seit den frühen 1990er-Jahren nachweislich wärmer. Um die Wanderung der Wärme in den Arktischen Ozean nachzuverfolgen, haben deutsche und norwegische Forscher im Jahr 1997 auf Höhe des 79. Breitengrades Nord eine Kette ozeanografischer Messpunkte einmal quer über die Framstraße gezogen – von der Westküste Spitzbergens bis zur Nordostküste Grönlands. Diese sogenannte Verankerungskette erfasst an jeder ihrer 16 Messstellen die Temperatur, die Strömungsgeschwindigkeit und den Salzgehalt der ein- und ausströmenden Wassermassen über die gesamte Wassersäule. Die Messdaten zeigen: Das aus dem Nordatlantik kommende Wasser des Westspitzbergenstroms ist heute im Durchschnitt ein Grad Celsius wärmer, wenn es durch die Framstraße in den Arktischen Ozean fließt, als noch zu Beginn der Langzeitmessungen vor 20 Jahren. Die Spuren dieses wärmeren Wassers lassen sich bereits im gesamten Eurasischen Becken nachweisen.

Gestiegen ist auch die Meeresoberflächentemperatur in den meisten eisfreien Regionen des Arktischen Ozeans, weshalb das Meer heutzutage nicht nur später im Jahr gefriert; das Meereis der Arktis schmilzt auch früher im Jahr, sodass große Flächen des Nordpolarmeers im Sommer länger eisfrei sind und somit mehr Sonnenenergie absorbieren können, wodurch ihre Temperatur weiter steigt.

Der Südliche Ozean nimmt im Klimasystem der Erde eine Schlüsselposition ein, denn ohne die Abkühlung und Umwälzung der Wassermassen in den Gewässern der Antarktis wären die Ozeane gar nicht in der Lage, so viel Wärme und Treibhausgase zu speichern, wie sie es mittlerweile tun. Das Absinken schweren Wassers stellt somit die einzige Möglichkeit dar, Wärme und Kohlendioxid aus den oberen Meeresschichten für lange Zeit in die Tiefe zu verfrachten – und in der Antarktis geschieht das in einem deutlich größeren Umfang als im Nordatlantik. Forscher dokumentieren im Südpolarmeer seit den 1950er-Jahren einen flächendeckenden Anstieg der Wassertemperaturen. Sein Ausmaß deutet darauf hin, dass das Meer südlich des 40. Breitengrads deutlich mehr Wärme aus der Atmosphäre aufgenommen hat als alle anderen Meeresgebiete zusammen.

Das jahrzehntelange Einlagern großer Wärmemengen hat noch weitere Folgen. Deutsche Polarforscher konnten bei ihren Langzeitmessungen entlang des Nullmeridians feststellen, dass sich im Weddellmeer die gesamte Wassersäule, insbesondere aber die tiefste Wasserschicht, das Antarktische Bodenwasser, seit den 1990er-Jahren erwärmt. Ähnliche Beobachtungen wurden auch in anderen Meeresregionen der Antarktis gemacht, sodass die Wissenschaftler inzwischen davon ausgehen, dass sich das Südpolarmeer in den zurückliegenden drei Jahrzehnten in Tiefen von mehr als 1000 Metern schneller erwärmt hat als der Weltozean im globalen Mittel.

3.6 > Der Kran eines Forschungsschiffs hievt eine Verankerungskette aus dem Meer, an der Geräte zur Wasserprobenentnahme (oben) und zum Sammeln von Phytoplankton (unten) eingehängt sind.

Ungeklärt ist bislang die Ursache dieser Erwärmung. Wird sie in erster Linie durch die wärmer werdende Atmosphäre über dem Südpolarmeer hervorgerufen? Wenn die Lufttemperatur steigt, kann das Meer weniger eigene Wärme an die Atmosphäre abgeben. Gleichzeitig verändern sich die Windverhältnisse über dem Meer, wodurch bestimmte Strömungen zu- oder abnehmen können, die dann wiederum die Tiefenwasserbildung beeinflussen. Oder wird der Anstieg der Wassertemperatur in der Tiefe eher durch die wärmeren Einströme in das Südpolarmeer hervorgerufen? Vermutlich spielen beide Faktoren eine Rolle.

Bemerkenswert ist, dass Forscher die antarktisweite Erwärmung des Tiefenwassers mittlerweile bis über den

Äquator hinaus Richtung Norden verfolgen können. Dorthin fließen die schweren Wassermassen, nachdem sie das unterste Stockwerk des Südpolarmeers gefüllt haben.

Mehr Nebel, mehr Wolken

Der Einstrom wärmeren Wassers sowie die steigenden Lufttemperaturen führen in den Polarregionen dazu, dass sich die Meere hier verstärkt erwärmen. Und je wärmer ein Ozean wird, desto mehr Wasser verdunstet an seiner Oberfläche. Der Wasserdampfgehalt der Luft steigt und damit sowohl der Treibhauseffekt als auch die Wahrscheinlichkeit, dass sich Nebel oder Wolken bilden. Beide Phänomene behindern vor allem in der Arktis das Abstrahlen von Wärmeenergie in das Weltall und verstärken somit die Erwärmung.

Im Frühling beispielsweise schmilzt infolge hoher Luftfeuchtigkeit und Wolkenbildung die Schneedecke auf dem arktischen Meereis früher, wodurch auch die Meereisschmelze zeitiger einsetzt. Im Sommer sorgen tief hängende Wolken und Nebel dafür, dass sich die Oberfläche des verbliebenen Meereises erwärmt. Modellergebnisse deuten darauf hin, dass eine geringe Meereisbedeckung im Herbst die Wolkenbildung über dem Arktischen Ozean zu verstärken scheint – mit dem Resultat, dass das neu entstandene Eis zum Anfang des Winters dünner ist als bei weniger Bewölkung.

Ob sich die Dicke, die Höhe oder die Konsistenz der Wolkendecke über Spitzbergen verändert hat, können die Meteorologen an der AWIPEV-Polarforschungsstation in Ny-Ålesund noch nicht sagen, weil entsprechende Messungen erst seit wenigen Jahren durchgeführt werden. Von den seit 1993 täglich stattfindenden Wetterballonaufstiegen bis in 30 Kilometer Höhe aber wissen die Forscher, dass die Luft wärmer geworden ist und mehr Feuchtigkeit enthält. Das Inselklima sei heute auch im Winter eher maritim als wirklich arktisch extrem, berichten die Wissenschaftler.

Neuere Studien untermauern diesen lokalen Eindruck: Trends in der Bewölkung variieren zwar von Region zu Region, doch das Klima in der Arktis ist in vielen Gebieten nasser geworden. Die Luftfeuchtigkeit sowie die Niederschlagsmenge haben zugenommen. Forscher sehen darin Anzeichen dafür, dass heutzutage mehr Feuchtigkeit aus den mittleren Breiten in den hohen Norden gelangt. Für die Zukunft sagen sie eine weitere Zunahme voraus. Da wärmer werdende Luftmassen mehr Feuchtigkeit speichern, sei mit höheren Verdunstungsraten über den eisfreien Flächen des Arktischen Ozeans sowie mit mehr Niederschlägen zu rechnen. Letztere werden die Wasserpegel der arktischen Flüsse ansteigen lassen. Die Forscher erwarten außerdem, dass Sommerregen die Albedo des Meereises reduzieren und die Eisschmelze weiter vorantreiben werden.

Der Atlantik streckt seine Fühler aus

Besonders offensichtlich zeigen sich die wärmegetriebenen Veränderungen des Nordpolarmeers in der Barentssee, dem nordeuropäischen Eingangstor in den Arktischen Ozean. Das 1,4 Millionen Quadratkilometer große Meeresgebiet zwischen Spitzbergen, Norwegen und dem russischen Inselarchipel Nowaja Semlja lässt sich seit jeher in zwei Regionen mit gegensätzlichen Meereisbedingungen und einem unterschiedlichen Aufbau der Wassersäule einteilen.

Die Wassermassen des nördlichen Teils schichten sich in typisch arktischer Manier übereinander. Das heißt, an der Meeresoberfläche treibt Meereis auf einer Schicht aus kaltem und eher salzarmem Wasser, die Deckschicht, darunter liegt eine zweite kalte, aber salzhaltigere Schicht, die Halokline. Beide schützen die Eisschollen vor den wärmeren Strömungen in der Tiefe. Die weiße Meereisdecke ihrerseits verhindert, dass die Sonne die oberste Wasserschicht im Lauf der Sommermonate großflächig erwärmt, indem sie den größten Teil der einfallenden Strahlung reflektiert.

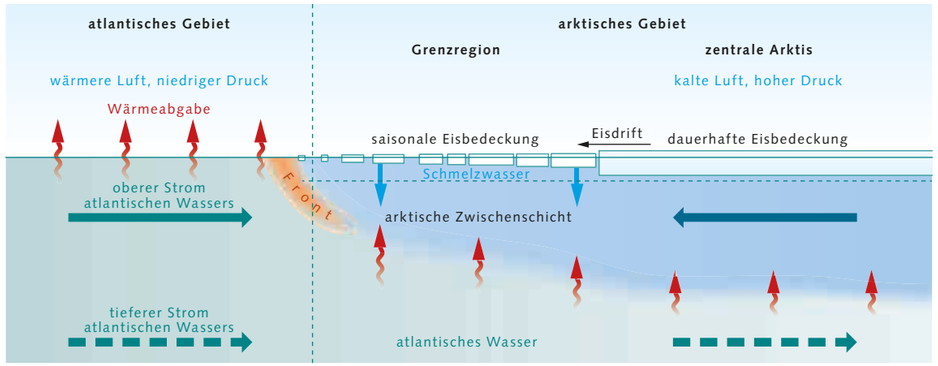
Im südlichen Teil der Barentssee dagegen fehlen sowohl das Meereis als auch die kalte Oberflächenschicht. Hier strömt warmes, salzhaltiges Wasser aus dem Atlantischen Ozean direkt an der Meeresoberfläche Richtung Norden. Es gibt seine Wärme an die Atmosphäre ab und verhindert auf diese Weise, dass sich im Winter neues Meereis bilden kann. Gleichzeitig absorbiert die eisfreie Wasseroberfläche in den Sommermonaten viel Sonnenenergie. Im August 2018 beispielsweise betrug die Wassertemperatur an der Meeresoberfläche in der südlichen Barentssee elf Grad Celsius. Sie lag damit ein bis drei Grad Celsius über dem Sommer-Temperaturdurchschnitt der Jahre 1982 bis 2010 – und diese Erwärmung hat Folgen.

Studien belegen, dass nicht nur die Temperatur und die Menge des einströmenden atlantischen Wassers in den zurückliegenden zwei Jahrzehnten zugenommen haben, es dringt auch weiter Richtung Norden vor. Begünstigt wird dieser Vorstoß durch den drastischen Rückgang des Meereises in der nördlichen Barentssee – und zwar zu allen Jahreszeiten. Da sich hier im Winter mittlerweile deutlich weniger Meereis bildet als noch zu Anfang des 21. Jahrhunderts, gelangt während der Eisschmelze im Frühjahr und Sommer weniger Süßwasser in das Meer. Infolgedessen nehmen die Temperatur- und Dichteunterschiede zwischen der Deckschicht und den darunterliegenden Schichten ab. Die einst klar voneinander getrennten Wassermassen vermischen sich immer häufiger, wodurch das warme atlantische Wasser aus der Tiefe öfter bis an die Meeresoberfläche gelangt. Dort lässt es unter anderem die Oberflächentemperatur ansteigen und verzögert oder verhindert gar die Bildung neuen Meereises. Wo im Winter Meereis fehlt, kann im Frühjahr dementsprechend weniger Eis schmelzen, was die Schichtung der Wassermassen schwächt und warmes Atlantikwasser aufsteigen lässt, welches dann wiederum im Herbst die Entstehung neuen Eises erschwert. Ein selbstverstärkender Prozess – oder wie Fachleute sagen: eine der vielen „positiven Rückkopplungen“ im Klimasystem der Arktis.

Die stärkere und vor allem bis in größere Tiefen reichende Durchmischung der Wassermassen in der Barentssee hat jedoch noch einen zweiten wichtigen Effekt: Der Arktische Ozean gibt insgesamt mehr Wärme an die Atmosphäre ab, weil er durch das stete Durchmischen des Wassers bis in größere Tiefen abkühlen kann – ein Prozess, der bislang vor allem für den Nordatlantik typisch ist. Auf lange Sicht könnte diese Entwicklung sogar bedeuten, dass sich die Gebiete der nordatlantischen Umwälzbewegung nordwärts in den Arktischen Ozean verlagern und sich die Arktis noch deutlicher erwärmt als bislang.

Kein Meereis, eine Wassersäule ohne klar geschichtete Wassermassen – der Arktische Ozean verliert im Zuge des Klimawandels in der Barentssee zwei seiner markantesten Alleinstellungsmerkmale. Forscher sprechen von einer „Atlantifizierung“ der Barentssee, die einen fundamentalen Wandel der Lebensbedingungen in der Meeresregion mit sich bringt. Einige Klimasimulationen deuten darauf hin, dass die nördliche Barentssee schon zum Ende dieses Jahrhunderts vollständig auf Atlantik-Modus umgeschaltet haben könnte. Norwegische Wissenschaftler dagegen prognostizieren aufgrund von Beobachtungen, dass dieser Systemwechsel bereits viel früher erfolgen könnte. Sollte das Meereis im Tempo der zurückliegenden zwei Jahrzehnte weiter schrumpfen, wird eine so große Menge Süßwasser fehlen, dass die nördliche Barentssee bereits im Jahr 2040 keine klar voneinander getrennten Wasserschichten mehr aufweisen und damit ein vollkommen atlantifiziertes Gewässer sein wird.

Die Barentssee ist jedoch nicht das einzige Randmeer des Arktischen Ozeans, in dem das warme Wasser auf dem Vormarsch ist. Die Labradorsee vor der Ostküste



3.7 > Atlantifizierung: Infolge des Meereisrückgangs in der Barentssee drängt in diesem Randmeer des Arktischen Ozeans wärmer werdendes atlantisches Wasser immer weiter Richtung Norden vor und lässt die arktisch geprägte Meereszone schrumpfen.

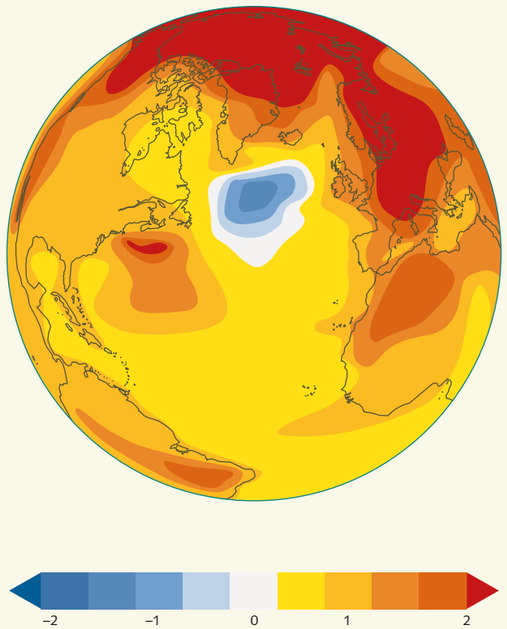
Schwächt mehr Süßwasser im Arktischen Ozean den Golfstrom?

Ein Alleinstellungsmerkmal des Arktischen Ozeans ist seine mächtige salzarme Deckschicht an der Meeresoberfläche. Forscher sprechen an dieser Stelle gern auch etwas irreführend von einer Süßwasserschicht. Sie wird seit jeher durch die vielen Flüsse und den Zufluss salzarmen Oberflächenwassers aus dem Pazifischen Ozean gespeist. Seit einigen Jahrzehnten aber beobachten Forscher eine Zunahme des Süßwasseranteils im Nordpolarmeer, während das Wasser im Nordatlantik salzreicher wird. Eine Ursache für das Aussüßen des Arktischen Ozeans könnte sein, dass es mittlerweile über Sibirien im Winter mehr schneit und die restliche Zeit des Jahres mehr regnet. Die Flüsse transportieren demzufolge mehr Schmelz- und Regenwasser in das Nordpolarmeer.

Welche Folgen die Süßwasserzunahme nach sich ziehen wird, ist noch unklar. Wissenschaftler aber vermuten, dass diese Veränderung die klimarelevante Umwälzung der Wassermassen im Nordatlantik und damit auch die Stärke des Golfstroms beeinflussen könnte. Wie alle Wassermassen des Arktischen Ozeans wird auch das salzarme Oberflächenwasser südwärts über die Davisstraße, die Framstraße oder aber das Europäische Nordmeer in den Nordatlantik transportiert und verdünnt dessen Wassermassen. Eine entsprechende Menge an Süßwasser könnte also unter Umständen dazu führen, dass das Nordatlantikwasser trotz seiner großflächigen Abkühlung nicht mehr schwer genug ist, um weit genug abzusinken und als Tiefenwasser zurück Richtung Äquator zu wandern. Der nordatlantische Motor der globalen Meereszirkulation würde also langsamer laufen und wichtige Strömungen wie der Golfstrom nachlassen.

Dass es zu einer solchen Kettenreaktion kommen kann, zeigen Beispiele aus der Klimageschichte. Als sich vor 8200 Jahren in Nordamerika der prähistorische Agassizsee plötzlich entleerte und seine riesigen Süßwassermassen über den Sankt-Lorenz-Strom in den Nordatlantik flossen, verlangsamte sich die Umwälzung der atlantischen Wassermassen. Infolgedessen kam die warme Atlantikströmung zum Erliegen oder schwächte sich ab, was dazu führte, dass sich der Nordatlantikraum innerhalb weniger Jahre deutlich abkühlte. Mittlerweile wissen Forscher auch, dass ein Stopp der nordatlantischen Wasserumwälzung über den gesamten Globus wirkt. In der Vergangenheit verlagerte sich zum Beispiel der Regengürtel über den Tropen – und das Südpolarmeer und die Antarktis erwärmten sich.

Für die Zukunft sagen Klimamodelle voraus, dass sich der Golfstrom im Zuge eines Treibhausgasanstiegs in der Atmosphäre abschwächen wird und es infolgedessen zu einer Abkühlung im Nordatlantik kommt. Genau dies passiert bereits, berichten Klimaforscher. Der subpolare Teil des Atlantischen Ozeans hat sich als einzige Meeresregion der Welt seit Anfang des 20. Jahrhunderts nicht erwärmt, sondern abgekühlt. Die Temperaturveränderungen deuten auf eine Abschwächung des Golfstroms um 15 Prozent hin.



Veränderung der mittleren Oberflächentemperatur im Zeitraum 2014 bis 2018 im Vergleich zur mittleren Oberflächentemperatur von 1880 bis 2018 in Grad Celsius

3.8 > Die sinkenden Oberflächentemperaturen in der Meeresregion südöstlich Grönlands deuten Wissenschaftler als Beleg für eine abnehmende Tiefenwasserbildung im Nordatlantik. Die Logik dahinter: Weil im Zuge der globalen Erwärmung weniger Wassermassen im Nordatlantik umgewälzt werden, hat der Nordatlantikstrom abgenommen, welcher Wärme von der US-Ostküste nach Nordeuropa transportiert. Und wo weniger Wärme ankommt, kühlt sich das Meer ab.

Kanadas sowie die Bering- und die Tschuktschensee vor der Küste Alaskas erwärmen sich in einem vergleichbaren Maß. In allen vier Meeresgebieten steigt die Oberflächentemperatur im Sommer derzeit um ein Grad Celsius pro Dekade. Gleichzeitig geht in allen vier Regionen das Meereis zurück, die eisfreien Wasserflächen nehmen mehr Sonnenenergie auf, und es drängen häufiger warme Wassermassen aus der Tiefe an die Meeresoberfläche, sodass es ausgesprochen schwerfällt, die einzelnen Prozesse und ihre Wirkungen voneinander zu trennen. Tatsache ist, dass durch die Klimaerwärmung Prozesse im Klimasystem der Erde in Gang gesetzt wurden, die sich in ihrer Wirkung gegenseitig verstärken und vor allem im Nordpolargebiet zunehmend spürbar werden.

Arktische Verstärkung – eine fatale Kettenreaktion

Welche Effekte in welchem Ausmaß zur Verstärkung beitragen, wird in der Wissenschaft kontrovers debattiert. Manche Forscher argumentieren, die drastische Erwärmung sei in erster Linie auf die schrumpfenden Schnee- und Meereisdecken in der Arktis zurückzuführen. Je weniger helle Flächen vorhanden seien, desto geringer sei die Rückstrahlkraft der Arktis und desto mehr Sonnenenergie würde im Nordpolargebiet verbleiben und Veränderungen in den Meeren und in der Atmosphäre anstoßen. Andere verweisen darauf, dass die wärmer werdende Luft über der Arktis mehr Wasserdampf aufnehme und sich demzufolge auch häufiger Wolken bildeten, die wiederum die Abstrahlung von Wärmeenergie in das Weltall behinderten. Je nach Jahreszeit und Art der Wolken könne sich dieser Effekt allerdings auch umkehren und die Wolkendecke kühlend wirken.

Jedes Argument für sich genommen stimmt und kann durch Messungen belegt werden. Die eigentliche Erklärung für die Verstärkung liegt wohl im Zusammenspiel aller Faktoren, deren Ausmaß und Wirkung nicht nur mit den Jahreszeiten variieren, sondern auch von Region zu Region unterschiedlich ausfallen. Erschwerend kommt hinzu, dass das Klimasystem nicht nur komplex ist, sondern seine einzelnen Bestandteile auch auf ausgesprochen chaotische Art und Weise miteinander wechselwirken, was die Identifizierung von Ursachen und Wirkungen enorm verkompliziert. Wissenschaftler sprechen an dieser Stelle vom Klimarauschen, von Klimaschwankungen oder der natürlichen Variabilität des Klimasystems.

Fakt ist, dass Luft- und Meeresströmungen heutzutage mehr Wärme und Feuchtigkeit in das Nordpolargebiet transportieren. Dadurch, so die weitläufige Hypothese, verringert sich der generelle Temperaturgegensatz zwischen den hohen und den mittleren Breiten. Aus diesem Gegensatz aber zieht der Polarfront-Jetstream seine Energie. Dieses leicht gewellte Starkwindband zirkuliert normalerweise zwischen dem 40. und 60. Breitengrad parallel zum Äquator um die Arktis und hält wie ein Schutzwall warme Luftmassen aus dem Süden davon ab, in die Arktis vorzustoßen.

Je wärmer aber die Arktis wird, desto weiter sinkt der Temperaturunterschied zwischen dem Nordpolargebiet und den südlicheren Gefilden. Infolgedessen nehmen auch die Westwinde ab, die den Polarfront-Jetstream ausmachen. Der Luftstrom schwächt sich ab, wird durch Hoch- und Tiefdruckgebiete aus seiner zonalen Ausrichtung abgelenkt und schlängelt sich jetzt in großen Wellen über die Nordhalbkugel (siehe Kapitel 2). Dadurch macht er den Weg frei für zwei gegensätzliche Luftmassenbewegungen. Über dem Nordatlantik und dem Westen Nordamerikas zieht warme, feuchte Luft aus dem Süden in die Arktis. Über Sibirien und dem restlichen Nordamerika dagegen stößt kalte, polare Luft aus der Arktis in die mittleren Breiten vor und sorgt dort vor allem im Winter für Eiseskälte.

In Zeiten eines schwachen Jetstreams passiert es zudem häufiger, dass wandernde Hoch- oder Tiefdruckgebiete gewissermaßen stecken bleiben und für längere Zeit in einer Region verweilen. Eine solche Blockade führt regelmäßig zu extremen Wetterereignissen wie etwa anhaltendem Regen mit anschließenden Überschwemmungen oder aber zu andauernder Wärme und Trockenheit, wie sie Mitteleuropa zum Beispiel im Sommer 2018 erlebt hat.

Die Details dieser folgenreichen Kettenreaktion haben Wissenschaftler noch nicht umfassend verstanden. Aber es gibt große Fortschritte. Neue Studien lassen zum Beispiel darauf schließen, dass der drastische Meereisrückgang in der Barentssee und der Karasee eine entscheidende Rolle bei der Schwächung des Jetstreams über Europa und Asien spielt. Vereinfacht gesagt, absorbieren die beiden Randmeere des Arktischen Ozeans im Sommer

Auf der Wind-Autobahn in die Arktis: Staub- und Rußpartikel

Ein Jetstream auf Schlängelkurs lässt nicht nur warme, feuchte Luft in die Arktis eindringen. In seinem Schlepptau können unter Umständen auch Staubwolken aus der Tausende Kilometer entfernten Sahara in den hohen Norden wandern. Einen solchen Staubeintrag aus Nordafrika beobachteten Atmosphärenforscher beispielsweise im April 2011. Damals kam es infolge des mäandrierenden Jetstreams zu einem Wirbelsturm über dem marokkanischen Teil der Sahara. Der Sturm wirbelte große Mengen Wüstensand auf und riss sie bis in eine Höhe von sechs Kilometern mit sich. Eine große Staubwolke entstand, die zunächst von nordwärts strömenden Luftmassen – später vom Jetstream selbst – über Spanien, Westeuropa und den Nordostatlantik hinweg bis in den Süden Grönlands transportiert wurde. Dort rieselte der Wüstensand dann in Schneekristalle oder Wassertropfen eingeschlossen auf den Eisschild nieder.

Staub- und Rußpartikel, die vom Wind getragen um die Welt reisen, werden von Experten als Aerosole bezeichnet. Sie sind wenige Nanometer bis mehrere Mikrometer klein und damit so leicht, dass sie – einmal aufgewirbelt – kaum mehr zu Boden sinken. Aerosole entstehen jedoch nicht nur bei Wüstenstürmen, sondern auch bei Feld- und Waldbränden, bei Vulkanausbrüchen und wenn der Mensch Öl oder Kohle verbrennt. Speziell für die Arktis sind beispielsweise auch die kargen Böden Islands eine wichtige Quelle. In der Luft schweben können zudem auch Blütenpollen, Baktieren, Viren und aufgewirbelte Meersalzpartikel.

Für das Klima der Arktis spielen Aerosole eine wichtige Rolle. Sie beeinflussen die Wärmebilanz der Nordpolarregion. Tröpfchen aus der Schwefelverbindung Sulfat zum Beispiel reflektieren das einfallende Sonnenlicht, bevor es die Erdoberfläche erreicht, und haben somit einen kühlenden Effekt. Staub- und Rußpartikel hingegen wirken wärmend, weil sie das Sonnenlicht absorbieren und damit dessen Energie in der Atmosphäre halten. In einem geringen Maß streuen und absorbieren Aerosole auch die von der Erde abgestrahlte Wärmeenergie. Das heißt, sie wirken in diesem Fall wie Treibhausgase und erwärmen die Atmosphäre. Dieser wärmende Effekt zeigt sich vor allem über Flächen mit hoher Rückstrahlkraft, wie sie Eis und Schnee besitzen. In den Polargebieten tragen Aerosole daher eher zu einer Erwärmung bei als in niedrigen Breiten. Dort wirken sie eher kühlend.

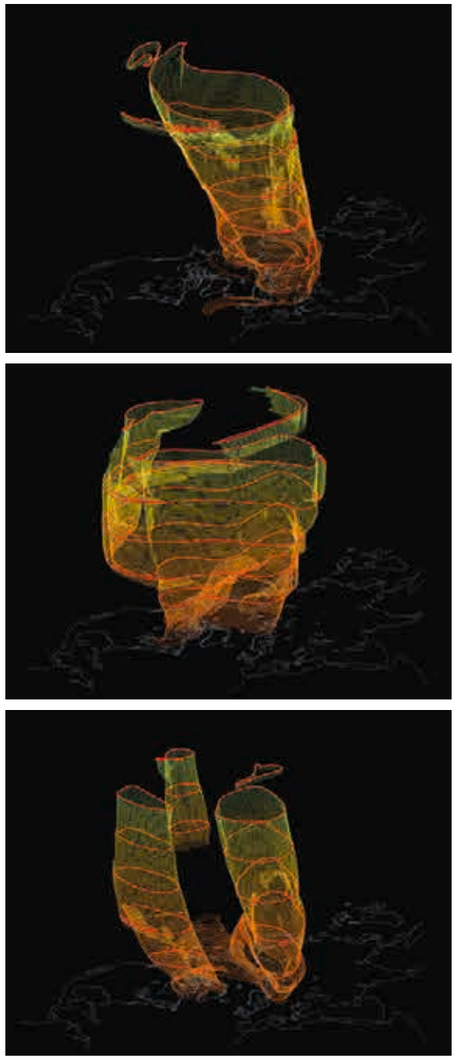
Ohne Aerosole würden sich auch keine Wolken bilden. Die winzigen Teilchen dienen als Kondensationskeime, an denen sich Wassertröpfchen oder Eiskristalle bilden, sodass Wolken entstehen können. In der Arktis verstärken diese die Sommerschmelze des Meereises. Staub- und Rußpartikel beschleunigen außerdem die Schnee- und Eisschmelze, indem sie sich irgendwann auf dem Meer- und Gletschereis absetzen, deren Oberfläche verschmutzen und so die Rückstrahlkraft des Eises beeinträchtigen. Die Albedo des Grönländischen Eisschilds beispielsweise hat in den zurückliegenden Jahrzehnten spürbar abgenommen, auch weil sich mittlerweile mehr Schwebstoffe auf dem Eispanzer ablagern.

Besonders hohe Aerosolkonzentrationen werden in der Arktis jeweils im späten Winter sowie im darauffolgenden Frühling gemessen. In dieser Zeit schweben dann so viele verschiedene Partikel in der unteren Troposphäre, dass eine weißlich bis rötlich schimmernde Nebelwolke über der gesamten Arktis liegen kann. Forscher nennen dieses Phänomen Arctic Haze (Arktischer Dunst) und sprechen in diesem Zusammenhang auch von Luftverschmutzung. Die meisten Aerosole stammen nämlich von Waldbränden oder werden von Industrieanlagen und Kohlekraftwerken in Europa, Nordamerika und Asien freigesetzt. Der Wind transportiert sie dann Richtung Arktis, wo sie sich vor allem im Winter besonders lang in der Luft halten. Denn zum einen vermischen sich in dieser Jahreszeit die Luftmassen im Nordpolargebiet kaum. Zum anderen entstehen in der kalten, spätwinterlichen Atmosphäre auch nur wenige Wolken, sodass die Schmutzpartikel so gut wie gar nicht durch Regen oder Schnee herausgewaschen werden.

Ob die Aerosolkonzentration in der Arktis künftig zunehmen wird, können Forscher noch nicht vorhersagen. Wenn der Jetstream mäandriert, gelangt auch mehr Feuchtigkeit in das Nordpolargebiet, deren Niederschlag die Schwebstoffe auswäscht. Insofern bleibt die Frage, welche Aerosole auf welchen Pfaden in die Arktis gelangen und dort das Klima beeinflussen, ein wichtiges Forschungsthema.

3.9 > Dreckiges Eis: Ruß- und Staubpartikel verdunkeln die Oberfläche des Helheimgletschers im Südosten Grönlands.

3.10 > Luftverschmutzung: Ein US-amerikanisches Forschungsflugzeug fliegt durch eine Dunstwolke über der Arktis, die sich infolge großer Staub-, Ruß- und Schwefelemissionen in Europa, Nordamerika und Asien gebildet hat.



3.11 > Im Winter 2018/2019 zerfiel der arktische Polarwirbel innerhalb von zwölf Tagen in drei kleinere Wirbel. In Nordamerika drängte daraufhin polare Luft weit Richtung Süden vor und löste eine extreme Kältewelle in Kanada und dem Nordosten der USA aus.

so viel Sonnenenergie, dass sie erst im Oktober oder November und damit relativ spät zufrieren. Bis dahin aber geben die offenen Gewässer so viel Wärme und Feuchtigkeit an die Troposphäre ab, dass über Sibirien mehr Schnee fällt. Die wachsende Schneedecke dort wiederum verstärkt die Rückstrahlkraft der Landflächen und befeuert auf diese Weise die Auskühlung und Entstehung eines Hochdruckgebiets über Sibirien.

Westlich davon jedoch bildet sich infolge der Wärmeabgabe durch das Meer eine Wärmeglocke. Der in höheren Luftschichten darüberstreichende Jetstream wird dadurch nach Süden, teils auch nach Norden abgelenkt. Außerdem stellt die Wärmeglocke ein Hindernis für die planetaren Wellen dar. Wie in einer Halfpipe schießen die aus Westen kommenden Luftpakete hier in die Höhe und erhalten genügend Auftrieb, um in die Stratosphäre aufzusteigen und den dort über der Arktis rotierenden Polarwirbel zu beschädigen. Unter bestimmten Voraussetzungen teilen sie ihn sogar.

Der Zerfall des Polarwirbels wiederum schwächt den Jetstream in der Troposphäre und lässt blockierende Hoch- und Tiefdruckgebiete über Europa und Asien verweilen. Diese lenken dann kalte Luft nach Asien und Europa sowie warme Luft Richtung Grönlandsee. Letztere führt dann in logischer Konsequenz dazu, dass die Lufttemperatur über dem Arktischen Ozean ansteigt, die Zahl der Frosttage sinkt und die Meereisdecke weniger gut gefriert oder sogar schmilzt.

Für die kommenden drei Jahrzehnte sagen Wissenschaftler der Arktis einen Anstieg der Herbst- und Wintertemperaturen von bis zu vier Grad Celsius voraus. Eine Erwärmung von solchem Ausmaß hätte zur Folge, dass weite Teile des Arktischen Ozeans länger im Jahr eisfrei wären. Es würden auch große Flächen des dauergefrorenen Bodens (Permafrost) auftauen. Beide Veränderungen zögen unmittelbare Konsequenzen für die lokalen Ökosysteme sowie für die Schifffahrt, den Rohstoffabbau und alle anderen menschlichen Aktivitäten in der Arktis nach sich.

Unterschiedliche Trends in der Antarktis erkennbar

In der Antarktis zeichnet sich im Zuge des Klimawandels kein so einheitliches Erwärmungsbild ab wie in der Arktis. Ausschlaggebend dafür sind vermutlich der kühlende Effekt der Landeismassen auf dem antarktischen Kontinent, einschließlich ihrer großen Rückstrahlkraft, sowie die isolierende Wirkung des Antarktischen Zirkumpolarstroms. Außerdem gibt es große regionale Unterschiede zwischen maritim geprägten Küstengebieten und den kontinentalen Bedingungen über der Zentralantarktis.

Im pazifischen Sektor der Westantarktis sowie im Bereich der Antarktischen Halbinsel beobachten Forscher seit Jahrzehnten, dass sich die Gletscher beschleunigen, das Meereis schrumpft, die Oberflächentemperaturen steigen und es in Teilen stärker schneit. Ausschlaggebend dafür sind sowohl Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation, wodurch mehr Wärme und Feuchtigkeit Richtung Pol transportiert werden, als auch Meeresströmungen, die wärmeres Wasser in die Küstengebiete transportieren. Für den zunehmenden Wärmetransport in der Atmosphäre sind die Westwinde über dem Südpolarmeer verantwortlich. Sie haben seit den 1970er-Jahren zugenommen und ihren Pfad polwärts verlagert – ausgelöst durch die steigende Treibhausgaskonzentration und den zunehmenden und anhaltenden Ozonabbau über der Antarktis im Frühjahr. Beide Prozesse haben dazu geführt, dass der Temperaturunterschied zwischen den Tropen und dem Südpolargebiet zugenommen hat, wodurch die Winde an Kraft gewonnen haben.

Die Verlagerung der Westwinde ist jedoch nicht die einzige Klimaveränderung im Südpolargebiet, welche durch die Entstehung des antarktischen Ozonlochs mit angestoßen wurde. Heute weiß man, dass sich der regelmäßige Abbau von Ozon über dem antarktischen Kontinent grundlegend auf das Klima der Region auswirkt.

Wie das Ozonloch das Klima in der Antarktis verändert

Die Erde besitzt ihren eigenen Sonnenschutz – einen Filter aus Ozon. Er absorbiert in der Stratosphäre die kürzesten und damit energiereichsten Strahlen des Sonnenlichts nahezu vollständig und verhindert auf diese Weise, dass diese für den Menschen nicht sichtbare ultraviolette Strahlung (UV-Strahlung) die Erdoberfläche erreicht. Ohne diese natürliche Schutzschicht wäre ein Leben auf der Erde kaum möglich, denn UV-Strahlen durchdringen Haut- oder andere Schutzschichten von Pflanzen, Tieren und Menschen und würden tief im Gewebe deren Immunsystem und Erbgut schädigen.

Ozon ist ein hochreaktives Gas, dessen Konzentration in der Erdatmosphäre ab einer Höhe von zehn Kilometern langsam zunimmt. Seine höchste Dichte erreicht es in einer Höhe von 30 bis 35 Kilometern. Dennoch ist der Gesamtanteil des Gases an der Atmosphäre verschwindend gering, wie ein kleines Rechenbeispiel zeigt. Würde man eine Luftsäule nehmen, die vom Erdboden bis ins Weltall reicht und diese Luft unter Normaldruck und einer Temperatur von null Grad Celsius zusammenpressen, so ergäbe alles enthaltene Ozon eine gerade einmal drei Millimeter dünne Schicht.

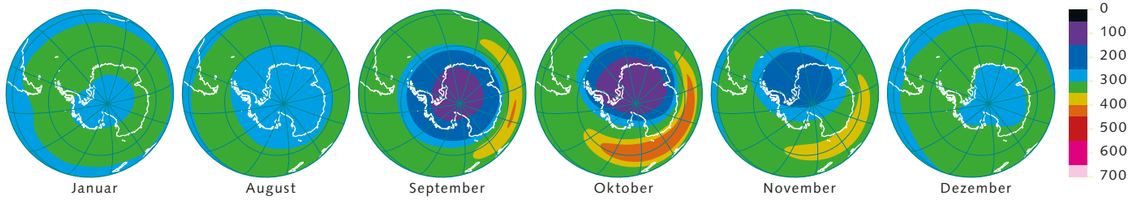
Umso bemerkenswerter ist der Einfluss der Ozonschicht auf das Klima der Erde. Ozon absorbiert nicht nur die einfallende UV-Strahlung. Je nach Höhe nimmt es als Treibhausgas auch Wärmeenergie auf, die von der Erde abgestrahlt wird. Je mehr Ozon ein Luftpaket enthält, desto mehr UV- oder Wärmestrahlung absorbiert das Gas und desto weitreichender erwärmt es Teile der Atmosphäre. Im Umkehrschluss bedeutet dies aber auch: Sollte die Ozonkonzentration in der Stratosphäre abnehmen, würden die umgebenden Luftmassen auskühlen.

Der Kriegszug der freien Radikale

Genau diese Entwicklung beobachten Wissenschaftler, seitdem die Ozonschicht über der Antarktis regelmäßig zum Ende des Winters ausdünnt und in den Monaten September und Oktober das sogenannte Ozonloch entsteht.

3.12 > Der Ozonabbau über der Antarktis konzentriert sich auf wenige Monate im Jahr. Er beginnt im August und erreicht seinen Höhepunkt im September und Oktober. Im November nimmt die Ozonkonzentration dann wieder zu, das Loch schließt sich.

Ozonausdünnung über der Antarktis im Durchschnitt 1979 bis 2018



Eisbohrkerne: So lesen Forscher im Klimatagebuch des Eises

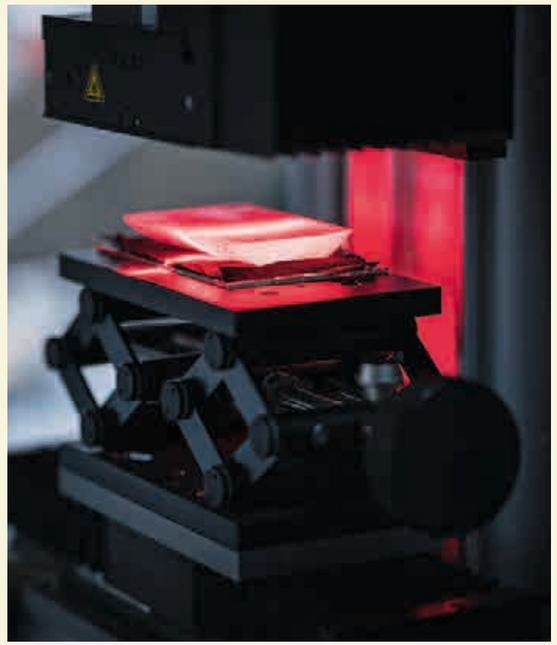
3.13 > Ein Forscher zersägt einen frisch gebohrten Eiskern. Dabei trägt der Wissenschaftler Schutzkleidung, um die Eisprobe nicht zu verunreinigen. Die Untersuchungsdaten geben wichtige Aufschlüsse über Klimaänderungen in der Vergangenheit.

Ein Großteil des Wissens über die Klimageschichte der Polarregionen stammt aus sogenannten Eisbohrkernen. Als solche werden zylinderförmige Eisproben mit einem Durchmesser von zehn bis 15 Zentimetern genannt, die Forscher mithilfe eines Hohlbohrers senkrecht aus Gletschern und Eisschilden bohren. Die Eiskerne geben einen chronologischen Einblick in das Klimatagebuch der Polargebiete. Denn jede Schneeschicht, die auf die Eisschilde und Gletscher fällt und sich im Lauf der Zeit zu Firn und Eis verdichtet, besitzt je nach Jahreszeit und Wetterlage eine spezifische Kristallstruktur und besondere chemische Eigenschaften, anhand derer Forscher noch Jahrtausende später auf die klimatischen Ausgangsbedingungen zur Zeit des Niederschlags schließen können. Wenn sich Firn zu Eis verdichtet, werden zudem Luftbläschen mit ihren jeweiligen Anteilen an Treihausgasen eingeschlossen. Gletschereis ist somit das einzige Klimaarchiv, welches Luft über sehr lange Zeiträume konserviert und mit dessen Hilfe sich die chemische Zusammensetzung der globalen Atmosphäre rekonstruieren lässt. Deutliche Spuren im Eis hinterlassen auch Vulkanausbrüche, Meteoriteneinschläge, Wald- oder Steppenbrände. Ihre Aschepartikel wurden einst durch Schnee oder Regen aus der Atmosphäre gewaschen. Im Eiskern bilden diese ehemaligen Schwebstoffe nun Schichten, die sich durch verschiedene Analysemethoden nachweisen lassen. In Ausnahmefällen kann man sie auch mit bloßem Auge erkennen. Anhand dieser Schichten können Wissenschaftler zum Beispiel Eiskerne aus verschiedenen Regionen der Welt genau datieren und sie miteinander vergleichen.

Um im Klimatagebuch des Eises lesen zu können, wird zunächst sein Alter bestimmt. Dazu suchen die Forscher unter anderem nach chemischen Indikatoren, deren Sommer- und Winterkonzentration sich klar voneinander unterscheidet, sodass Jahresschichten identifiziert werden können. Dazu gehören zum Beispiel Natrium- und Ammoniumionen, aber auch Staubpartikel und Kalziumionen. Grönländische Eiskerne weisen oft auch klar erkennbare Schmelzlagen auf. Sie verraten, wann es im Sommer an der Oberfläche des Eisschilds so warm war, dass der Schnee geschmolzen und das Schmelzwasser im Firn versickert und wieder gefroren ist. Der isländische Glaziologe Thorsteinn Thorsteinsson konnte anhand einer solchen dicken Schmelzlage belegen, dass es im Jahr 985 – als Wikinger Erik der Rote nach Grönland fuhr – tatsächlich außergewöhnlich warm war auf der Insel.

Für genauere Analysen aber werden die Eiskerne dann im Computertomografen untersucht, ihre elektrische Leitfähigkeit gemessen und kleine Eisproben für chemische Messungen geschmolzen. Dabei generieren die Wissenschaftler folgende Informationen: (1) Von der Isotopenzusammensetzung des Wassers leiten sie die Lufttemperatur zum Zeitpunkt der Niederschläge ab. (2) Die Dicke der Jahresschichten lässt Rückschlüsse auf die Niederschlagsmenge zu. (3) Anhand der in den Luftblasen enthaltenen Treibhausgase können die Forscher die chemische Zusammensetzung der damaligen Atmosphäre rekonstruieren. (4) Im Eis enthaltenes Meersalz, Sulfat und andere Chemikalien markieren Extremereignisse wie Vulkanausbrüche oder Umweltveränderungen, die auf biogeochemische Kreisläufe zurückgehen. Gleichzeitig lassen sie Rückschlüsse auf die damalige Meereisbedeckung, die Einstrahlung der Sonne, die Kraft der Winde und Extremwetterereignisse wie Dürren zu. Die im Bohrloch gemessenen Temperaturen des Eises ermöglichen Erkenntnisse zur Temperaturentwicklung in der Vergangenheit und belegen somit die Theorie der polaren Verstärkung, wonach sich die Temperaturen in den Polarregionen stets in einem größeren Ausmaß verändert haben als im globalen Durchschnitt.

Die so entstandenen Klimazeitreihen aus Eisbohrkernen reichen in der Antarktis 800 000 Jahre zurück, für Grönland sind es 128 000 Jahre. Ihre hohe Auflösung und Detailtiefe ermöglichten elementare Wissensfortschritte. So weiß man dank der Eisbohrkerne, dass die Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre seit dem 18. Jahrhundert radikal angestiegen ist – damals betrug sie gerade einmal 280 ppm, heute etwa 410 ppm. Die Klimazeitreihe aus der Antarktis zeigt außerdem, dass die Lufttemperatur in der Vergangenheit regelmäßigen Schwankungen unterlag. Diese wurden unter anderem durch wiederkehrende Veränderungen der Erdbahnparameter um die Sonne ausgelöst und haben auf der Erde zu einem Wechsel von Warm- und Kaltzeiten geführt. Ein Vergleich der Eiskerndaten aus der Antarktis und Grönland ergab zudem, dass das Klimageschehen in beiden Hemisphären eng miteinander verbunden ist. Rapide Temperaturanstiege auf der Nordhalbkugel fallen mit dem Beginn der Abkühlung im Süden zusammen und umgekehrt. Dieses Phänomen wird bipolare Wippe genannt. Aktuell suchen Forscher nach neuen Bohrstellen in der Antarktis, an denen sich bis zu 1,5 Millionen Jahre altes Eis bergen ließe. Von ihm versprechen sich die Wissenschaftler noch genauere Einblicke und Antworten auf noch viele ungelöste Fragen zum Klima der Vergangenheit.



3.14 > Um Mikrostrukturen im Eis erkennen zu können, durchleuchtet ein hochauflösender Scanner diese Eisprobe.

Grund dafür sind vom Menschen hergestellte Gase (Fluorchlorkohlenwasserstoffe und bromierte Kohlenwasserstoffe), die als Treibgase, Kälte- oder Lösungsmittel verwendet wurden – oder zum Teil immer noch werden – und Chlor- oder Bromverbindungen enthalten, welche das Ozon zerstören können. Damit diese Gase jedoch ihre zerstörerische Kraft entfalten, bedarf es besonderer Voraussetzungen, die einzig und allein in den langen, dunklen Wintern der Polargebiete gegeben sind. Ozonlöcher können demzufolge nur in der Antarktis und in Ausnahmefällen auch in der Arktis entstehen.

Zuerst muss die Lufttemperatur in der Stratosphäre auf unter minus 78 Grad Celsius absinken. Solche tiefen Temperaturen werden nur im Winter erreicht – und meist auch nur im Innern des Polarwirbels. Der Polarwirbel ist ein Höhentief, welches sich aufgrund der hohen thermischen Ausstrahlung und der damit verbundenen Kaltluftansammlung im Zuge der Polarnacht über dem entsprechenden Polargebiet bildet. Es erstreckt sich von der oberen Troposphäre bis in die Stratosphäre.

Die Luftmassen in dieser Höhe enthalten nur noch wenig Wasserdampf, dafür aber Tröpfchen von Schwefelsäure, die meist durch Vulkanausbrüche in die Stratosphäre gelangt sind. Bei Temperaturen unter minus 78 Grad Celsius lagern sich Restwasser und Salpetersäure an diesen Tröpfchen ab und gefrieren. Abermillionen Säurekristalle entstehen. Vom Erdboden aus sind die Kristallansammlungen als sogenannte Polare Stratosphärenwolke zu erkennen. Umgangssprachlich wird dieses Himmelsphänomen als Perlmuttwolke bezeichnet.

Diese Wolken sind die Chemiefabriken der Stratosphäre. Auf der Oberfläche ihrer Kristalle laufen chemische Reaktionen ab, im Zuge derer sich die zunächst harmlosen Treibgase und Kühlmittel in hochreaktive Gase verwandeln. Diese sind stabil, solange es dunkel bleibt. Sowie zum Ende der Polarnacht aber die Sonne wieder über den Horizont lugt, zerfallen sie und entlassen Chlor- oder Brom-Radikale, von denen jedes einzelne Abertausende Ozonmoleküle zerstört. Brom ist dabei 60- bis 65-mal effektiver als Chlor. Der Siegeszug der Radikale erreicht seinen Höhepunkt über der Antarktis in der Regel Mitte Oktober und endet erst, wenn die Sonne die Luftmassen innerhalb des Polarwirbels wieder erwärmt, sich die Perlmuttwolken auflösen und ozonreiche Luft aus den mittleren Breiten einströmt. Die Radikale verfallen dann in eine Art Sommerruhe. Sie reagieren mit Stickstoffdioxid, welches ebenfalls in der einströmenden Luft enthalten ist, zu Chlornitrat ($ClONO_2$) oder Bromnitrat ($BrONO_2$) und warten auf den nächsten Winter.

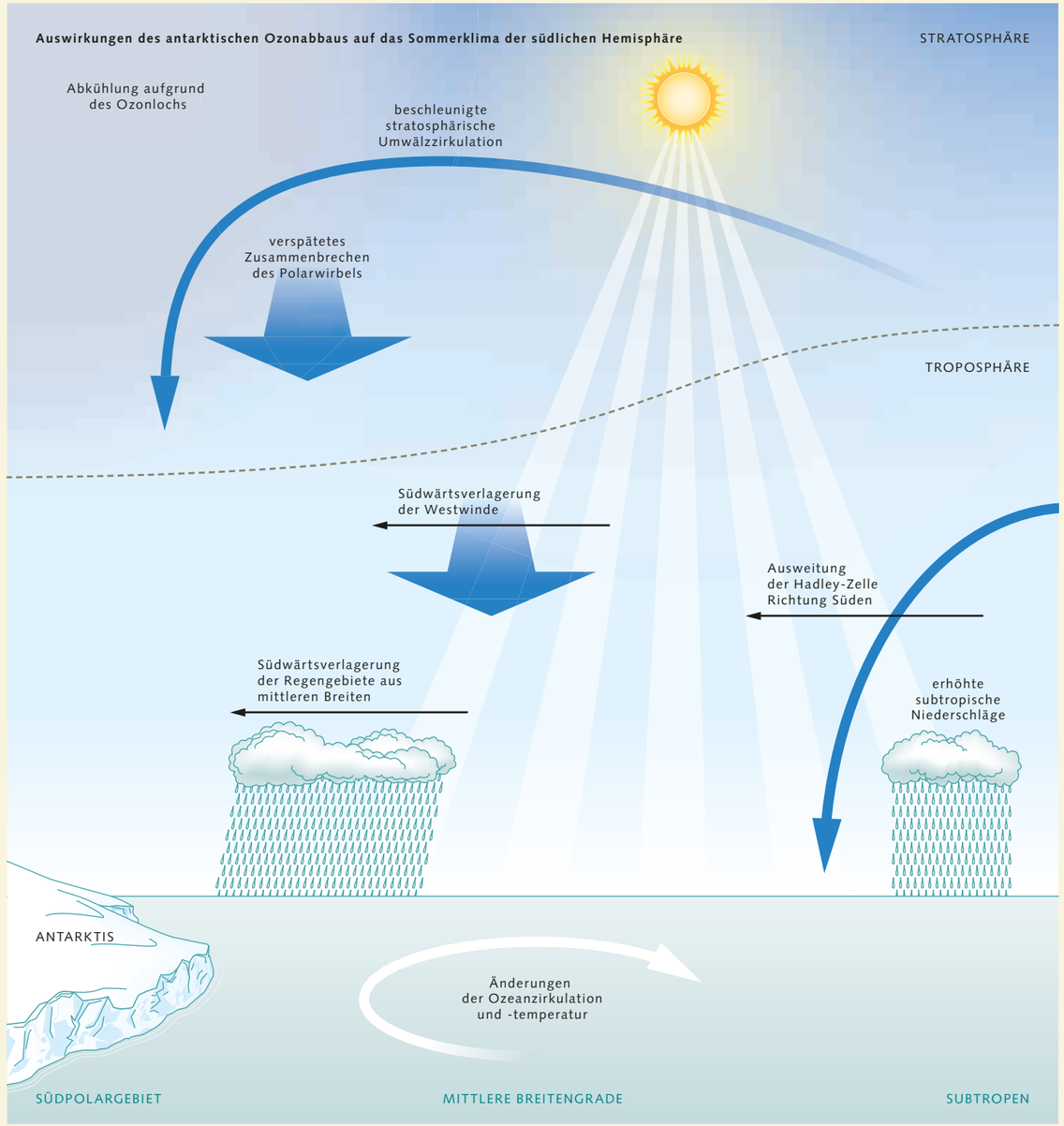
Von einem Ozonloch sprechen Forscher, wenn die Ozonkonzentration in der Stratosphäre unter den Grenzwert von 220 Dobson-Einheiten fällt. Diese nach dem britischen Physiker und Meteorologen Gordon Dobson (1889–1976) benannte Maßeinheit gibt die Gesamtheit der Ozonmoleküle in der Atmosphäre über einem Punkt der Erde an. Zum Vergleich: 220 Ozonmoleküle entsprechen 220 Dobson-Einheiten und ergäben im oben beschriebenen Rechenbeispiel eine Ozonreinschicht von 2,2 Millimetern. Vor dem ersten Auftreten des Ozonlochs betrug die durchschnittliche Ozonkonzentration in der Antarktis 250 bis 350 Dobson-Einheiten. Heutzutage sinkt sie im antarktischen Frühling regelmäßig auf einen Tiefstwert von etwa 100 Dobson-Einheiten.

Abkühlung im Zentrum, Erwärmung auf der Antarktischen Halbinsel

Wenn zum Ende der Polarnacht die Ozonschicht über der Antarktis ausdünnt, hat das unmittelbare Konsequenzen für die Temperaturentwicklung in der Stratosphäre und der darunterliegenden Troposphäre. Zunächst erwärmt sich die Luft in der unteren Stratosphäre kaum noch. Mit dem Ozon fehlt ein wichtiges Treibhausgas, welches die langwellige Wärmestrahlung der Erde absorbiert. Die Luftschichten der unteren Stratosphäre sind deshalb heutzutage bis zu zehn Grad Celsius kälter als in der Zeit vor dem Ozonloch.

Die Abkühlung der unteren Stratosphäre hat seit den 1990er-Jahren zu weitreichenden klimatischen Veränderungen in der Antarktis geführt. Der Einfluss des Ozonabbaus reicht sogar so weit, dass Wissenschaftler seit dieser Zeit einen Großteil der Veränderungen in der Temperaturkurve der Antarktis auf das Ozonloch zurückführen können – so zum Beispiel auch das leichte Absinken der Oberflächentemperatur im Innern des antarktischen Kontinents. Dazu kommt es, weil durch den Ozonmangel in der Stratosphäre auch die darunterliegende Troposphäre besser auskühlen kann.

3.15 > Perlmuttwolken schimmern in Regenbogenfarben am Himmel über der Antarktis. Die Wolken aus Säurekristallen bilden sich erst bei Temperaturen von unter minus 78 Grad Celsius und leiten dann den Ozonabbau ein.



3.16 > Der wiederholte Ozonabbau über der Antarktis beeinflusste in der jüngeren Vergangenheit das Klima des Südpolargebiets maßgeblich. Es kam zu einer Abkühlung der unteren Stratosphäre, infolge derer sich beispielsweise Wind- und Regensysteme südwärts verlagert haben.

Die anhaltende Kälte in der unteren Stratosphäre verhindert aber auch ein frühzeitiges Zusammenbrechen des polaren Wirbels. Stattdessen verlängert sich seine Lebensdauer und damit die Periode des Ozonabbaus. Gleichzeitig verstärkt die ozonbedingte Abkühlung der unteren Stratosphäre den Temperaturgegensatz zwischen der Antarktis und den Tropen. Dadurch verändern sich die atmosphärischen Zirkulationsmuster. Die Winde in der Stratosphäre nehmen zu; die Tropopause über der Antarktis senkt sich ab, was unmittelbare Veränderungen des Wettergeschehens nach sich zieht. Die Tropopause beeinflusst auch, auf welche Weise sich Hoch- und Tiefdruckgebiete aneinanderreihen und ausbreiten. So ist das Westwind-Band über dem Südpolarmeer weiter nach Süden gewandert, wodurch sich die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in manchen Küstengebieten der Antarktis verändert haben, vor allem im Sommer.

Seit der Entdeckung des Ozonlochs im Jahr 1985 sind beispielsweise die Sommertemperaturen entlang der Antarktischen Halbinsel deutlich gestiegen, bei gleichzeitigem Rückgang der Meereisbedeckung. Vor allem in der Bellingshausensee und in den Gewässern westlich und nordöstlich der Antarktischen Halbinsel verzeichnen Forscher eine deutlich verkürzte Meereisbedeckung als noch vor 30 Jahren. Wissenschaftler haben außerdem festgestellt, dass sich im Schatten der Westwinde auch Sturmpfade und Regengebiete aus den mittleren Breiten Richtung Süden verschoben haben. Beide beeinflussen die Wassertemperatur und die Strömungsverhältnisse des Südpolarmeers. Heutzutage wird zum Beispiel deutlich mehr Wasser in der Antarktis umgewälzt als noch in den 1990er-Jahren. Weiter nördlich, in den Subtropen, hat sich im Zuge des Wandels die Hadley-Zelle vergrößert. Außerdem regnet es dort mehr. Die klimatischen Auswirkungen des Ozonabbaus in der antarktischen Stratosphäre reichen demzufolge weit über die Grenzen der Antarktis hinaus.

Kaum Ozonlöcher in der Arktis

Meldungen über Ozonverluste über der Arktis gibt es nur in seltenen Fällen, weil die Stratosphäre im hohen Norden deutlich wärmer ist als in der Antarktis und der nördliche Polarwirbel eine sehr viel geringere Stabilität aufweist. Deshalb stellen sich nur in wenigen Ausnahmefällen jene superkalten Bedingungen ein, die zur Entstehung polarer Stratosphärenwolken unbedingt benötigt werden. Auffallend geringe Ozonkonzentrationen über der Arktis beobachteten Wissenschaftler beispielsweise im Frühling 2011 sowie im Januar und Februar 2016, als die Temperatur in der Stratosphäre auf bis zu minus 90 Grad Celsius sank und mehr als ein Viertel des Ozons zerstört wurde.

Ein Abkommen zeigt Wirkung

Insgesamt aber nimmt die Ozonkonzentration in der Stratosphäre seit einigen Jahren wieder zu. Diese positive Entwicklung ist auf die Unterzeichnung und Umsetzung des Montrealer Protokolls zurückzuführen, mit dem am 16. September 1987 die Produktion verschiedener ozonzerstörender Stoffe weltweit eingeschränkt oder verboten wurde. Modellsimulationen haben gezeigt, dass sich ohne dieses Produktionsverbot bereits im Jahr 2011 ein großes Ozonloch über der Arktis gebildet hätte. Kleinere Löcher in der arktischen Ozonschicht wären unter diesen Umständen zum jetzigen Zeitpunkt ein wiederkehrendes Phänomen gewesen.

Dank der internationalen Einigung aber ist die Menge ozonzerstörender Stoffe in der Atmosphäre gesunken, und die Ozonschicht der Erde erholt sich Schritt für Schritt. Außerhalb der Polarregionen sind zum Beispiel die Ozonwerte in der oberen Stratosphäre, also in einer Höhe von mehr als 40 Kilometern, seit dem Jahr 2000 um einige Prozentpunkte gestiegen. Forscher gehen bislang davon aus, dass sich die Ozonschicht über der nördlichen Hemisphäre bis zum Jahr 2030 erholen und auf das Niveau des Jahres 1980 steigen wird. Über der südlichen Hemisphäre wird dieser Prozess voraussichtlich 20 bis 30 Jahre länger dauern.

Das antarktische Ozonloch, welches sich dank des Montrealer Protokolls in den zurückliegenden Jahren nicht vergrößert hat, wird auch in den kommenden Jahren wiederkehren. Es sollte jedoch langsam kleiner werden und ab dem Jahr 2060 Geschichte sein – vorausgesetzt, alle Vorgaben des Montrealer Protokolls werden weiterhin eingehalten.

Der Rückzug des Eises

> Wo Atmosphäre und Meer stetig wärmer werden, treten Eis und Schnee den Rückzug an. Diese Logik ist schon lange nicht mehr nur ein Gedankenspiel in den Polarregionen. Sie ist tagtägliche bittere Realität, vor allem in der Arktis, wo die Schneedecke und das Meereis schrumpfen, die Gletscher sich ausdünnen und der dauergefrorene Boden immer tiefer auftaut. Der Klimawandel hat aber auch längst die Antarktis erreicht – mit Folgen, die mittlerweile an allen Küsten dieser Welt zu spüren sind.

Die bittere Wahrheit

In der Wissenschaft werden Daten und Fakten selten emotionsgeladen präsentiert. Stattdessen konzentrieren sich die Fachleute darauf, neue Erkenntnisse in der Regel möglichst sachlich und unaufgeregt vorzustellen. Umso bemerkenswerter erscheinen vor diesem Hintergrund die klaren Worte, welche Klimaforscher mittlerweile wählen, um die Klimaveränderungen in den Polarregionen zu beschreiben, denn die bittere Wahrheit lautet: Der Klimawandel hat die Polarregionen längst erreicht und wirkt sich großräumig auf alle Bestandteile der Kryosphäre – der Eiswelten – aus. Das Meereis und die Schneedecke schrumpfen; die Gletscher transportieren ihr Eis immer schneller Richtung Meer, verlieren auf diese Weise an Masse und ziehen sich zurück; die dauergefrorenen Böden tauen tiefer und länger anhaltend auf; schwimmende Landeisflächen wie die Schelfeisgebiete in der Antarktis werden von der Wärme zerfressen. Hinzu kommt, dass jede dieser Einzelveränderungen unmittelbare Folgen für die anderen Komponenten des Klimasystems hat und die Prozesse sich auf diese Weise gegenseitig verstärken.

Kryosphäre
Kryosphäre ist der Sammelbegriff für alle Komponenten des Systems Erde, die Wasser in seiner gefrorenen Form enthalten. Dazu gehören: Schnee, Eisschilde und Gletscher, die Schelfeise, das Meereis, das Eis auf Flüssen und Seen sowie Permafrost, den es sowohl an Land als auch im Meeresboden gibt.

Mit Schnee fängt alles an

In der öffentlichen Diskussion um den Klimawandel in den Polarregionen findet Schnee in der Regel geringe Beachtung. Zu Unrecht, denn Schnee besitzt nicht nur von allen natürlichen Materialien die besten Isolations- und Albedoeigenschaften. Das Ausmaß, das Volumen und die Beständigkeit der Schneedecke entscheiden zudem maßgeblich über das Schicksal aller anderen Komponenten der Kryosphäre mit Ausnahme des submarinen Permafrosts – also der dauergefrorenen Böden unter den arktischen Schelfmeeren, weil sie nicht mit Schnee in Berührung kommen.

Schnee ist der Grundbaustoff für Gletscher und Eisschilde. Wo Schneefälle ausbleiben, bildet sich weder Firn noch Gletschereis. Gleichzeitig hat die Sonne bei Schneemangel ein leichtes Spiel. Im Vergleich zu nacktem Gletscher- oder Meereis mit einer Rückstrahlkraft von 20 bis 30 Prozent reflektiert frischer Schnee nämlich 80 Prozent und mehr des einfallenden Sonnenlichts. Er schützt auf diese Weise nicht nur die Eisflächen oder den dauergefrorenen Boden unter sich vor der Sonnenwärme. Schnee trägt somit auch maßgeblich zur Selbstkühlung der Polargebiete bei.

Als luftig-fluffige Auflage isoliert Schnee zudem wie eine Daunenjacke und bewahrt von ihm bedeckte Pflanzen, Tiere und den Boden vor extremer Kälte. Diese Eigenschaft bringt aber auch Nachteile mit sich. So verhindert eine zu dicke Schneedecke unter Umständen, dass Permafrostboden, der im Sommer angetaut ist, im Winter erneut bis in große Tiefe durchfrieren kann. Fällt Schnee auf junges Meereis, bremst die isolierende Schicht den Wärmetransport vom Meer durch das Eis in die Atmosphäre und somit das Gefrieren des Eises von unten. Eisschollen mit Schnee auf ihrer Oberfläche wachsen demzufolge deutlich langsamer als nacktes Eis. In vielen Regionen der Welt, vor allem auch in der hohen Arktis, stellt Schnee zudem ein wichtiges Wasserreservoir dar. Auf den Inseln des kanadisch-arktischen Archipels beispielsweise speisen Schneebänke bis weit in den Sommer hinein kleine Tümpel und Feuchtgebiete mit Wasser.

In der Arktis bedeckt Schnee weite Landschaften bis zu neun Monate im Jahr. Die Dicke der Schneeschicht sowie ihre Verweildauer hängen vor allem von der Lufttemperatur und der Niederschlagsmenge ab. Forscher gehen deshalb davon aus, dass sich die weltweite Schneesituation im Zuge des Klimawandels grundlegend und auf sehr unterschiedliche Weise verändern wird. Um die Entwicklung genau verfolgen zu können, erfassen die Wissenschaftler drei Schneeparameter: die Größe der von Schnee bedeckten Fläche, seine Verweildauer, also die Länge der Schneesaison, sowie das sogenannte Wasseräquivalent – gemeint ist die Wassermenge, die im Schnee gespeichert ist.

Obwohl es von Jahr zu Jahr große Unterschiede in den einzelnen Parametern geben kann, beobachten die Wissenschaftler in der Arktis einige wichtige Trends, die sich in Zukunft noch verstärken werden:

Kleinere Gesamtfläche, frühere Schmelze

Als Reaktion auf die steigende Lufttemperatur schrumpft die Fläche, die heutzutage noch von Schnee bedeckt wird, denn mittlerweile fällt Schnee in weniger Regionen als noch vor 15 Jahren. Außerdem beginnt die Schneeschmelze in der nördlichen Hemisphäre heutzutage deutlich früher im Jahr und betrifft viel größere Landstriche – vor allem in der Arktis. Im Zeitraum von 1967 bis 2012 hat die Fläche der noch mit Schnee bedeckten Landstriche auf der Nordhalbkugel im Monat Juni um durchschnittlich 53 Prozent abgenommen. Das heißt, auch weite Flächen der Arktis sind auf das Jahr gerechnet länger schneefrei und damit nicht in der Lage, Sonnenstrahlung zu reflektieren. Bestätigt wird dieser Trend zusätzlich durch eine weitere Entwicklung: Die Länge der Schneesaison in der nördlichen Hemisphäre hat seit dem Winter 1972/73 im Mittel um 5,3 Tage pro Jahrzehnt abgenommen. Im Norden Europas und Asiens beträgt der Rückgang sogar 12,6 Tage pro Jahrzehnt.

Mehr Schnee in Sibirien

Im Norden Europas und Asiens fällt heutzutage deutlich mehr Schnee als in der Vergangenheit. Diese Entwicklung wirkt sich vor allem auf die Temperatur des sibirischen Permafrostbodens aus. Sie steigt langsam, weil die wachsende Schneedecke verhindert, dass der Boden im Winter kräftig durchfrieren kann.

Weniger Schnee auf dem Meereis

Auf dem arktischen Meereis nimmt die Schneedecke ab. Dieser Trend ist darauf zurückzuführen, dass das Meereis heutzutage erst deutlich später im Jahr gebildet wird. Schnee, der im Herbst fällt, landet demzufolge nicht mehr wie früher auf jungem Meereis, sondern im offenen Ozean und ist als Reflexionsschicht für junges Meereis verloren. Schneehöhenmessungen belegen, dass junges Meereis heutzutage eine dünnere Schneedecke aufweist als früher. Das heißt, die Schutzschicht schmilzt im Frühling auch schneller, wodurch das Meereis früher einer direkten Sonneneinstrahlung ausgesetzt wird. Die Folgen sind klar: Das Meereis schmilzt früher, der Ozean hat mehr Zeit, sich zu erwärmen, wodurch sich dann im Herbst die Neubildung des Eises weiter verlangsamt.

Wechsel von Regen und Schnee

Im Zuge der globalen Erwärmung erhöht sich die Wahrscheinlichkeit plötzlicher Wärmeeinbrüche und Schmelzperioden während des arktischen Winters. Niederschlag fällt dann oft in Form von Regen, was die physikalischen Eigenschaften der Schneedecke ebenso verändert wie ein wiederholtes Anschmelzen.

Klimamodellierungen zufolge werden sich die Schneebedingungen in einer wärmeren Welt deutlich ändern. In Küstengebieten wie Alaska und Skandinavien werden die Schneedecke und die Schneemenge drastisch zurückgehen. Arktisweit wird zudem die Länge der Schneesaison abnehmen. Mehr Schnee wird nur in wenigen Gebieten der Arktis fallen – vor allem in Sibirien. Als Reaktion auf die dickere Schneeauflage wird in diesen Regionen aber auch die Bodentemperatur steigen und der bislang dauergefrorene Boden bis in größere Tiefen auftauen. Pflanzen haben somit im Winter bessere Überlebenschancen, weshalb Forscher annehmen, dass die Vegetation der sibirischen Tundra künftig besser wachsen wird.

Härtere Zeiten warten dagegen auf pflanzenfressende Säugetiere wie Karibus, Rentiere und Moschusochsen, denn es wird im Winter künftig noch häufiger regnen. Fällt Regen auf Schnee, bildet sich eine Eisschicht, welche die Tiere in der Regel nur mit großer Mühe durchbrechen können. Mehrere Eisschichten in der Schneedecke verhindern vollends, dass die Tiere an ihr Winterfutter gelangen. Kurze Wärmeeinbrüche im Winter und der dazugehörige Regen können außerdem der Vegetation schaden.

Verändern wird sich auch der Wasserkreislauf in der hohen Arktis. Wissenschaftler beobachten heute schon, dass wichtige Schneebänke im Frühjahr vollständig wegschmelzen und im Sommer als Wasserspeicher fehlen. Diese Entwicklung wird zunehmen und die sommerliche

Trockenheit in den betroffenen Regionen vorantreiben. In Sibirien dagegen treten im Frühling die Flüsse immer öfter über ihre Ufer, weil die Schneemenge wächst und die Schmelze immer rasanter vonstattengeht. Die Schneebedingungen in der Arktis verändern sich also grundlegend im Zuge des Klimawandels und ziehen nachhaltige Veränderungen für das Klima, die Ökosysteme und den Menschen nach sich.

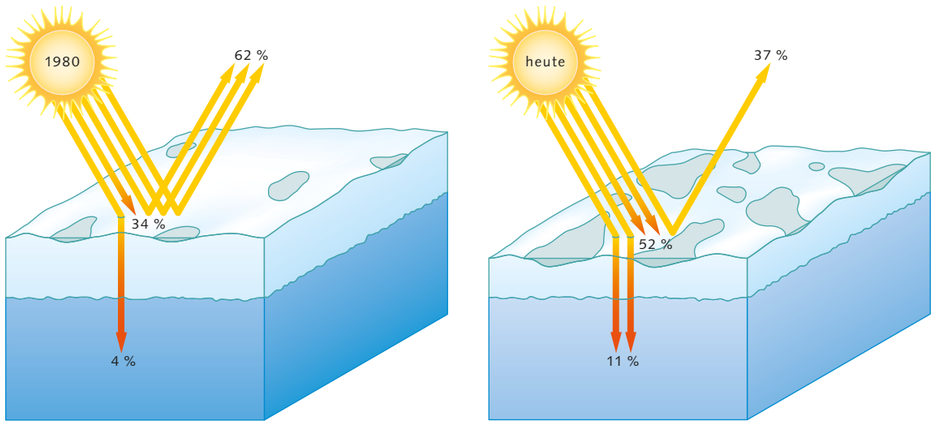
Das Meereis macht Platz

Die Meereisflächen der Polarregionen reagieren ausgesprochen empfindlich auf Klimaveränderungen. Wächst das Meereis, deutet diese Entwicklung auf eine Abkühlung des Planeten hin. Schrumpfen hingegen die Eisflächen, spricht dies für eine globale Erwärmung. Die Klimaforschung richtet aber auch deshalb ihren Fokus auf das Meereis, weil es eine Schlüsselrolle im Klimasystem der Erde einnimmt. Wo Meereis entsteht oder den Ozean bedeckt, geschieht dreierlei:

- Meereis reflektiert die einfallende Sonnenstrahlung und kühlt auf diese Weise die Erdoberfläche.
- Meereis kurbelt die Umwälzbewegung der Wassermassen an, indem bei seiner Entstehung Salzlauge freigesetzt wird, welche die Dichte der darunterliegenden Wassermassen erhöht und diese schwerer werden lässt, sodass sie absinken.
- Meereis bremst als isolierender Deckel den Gas- und Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre und verhindert, dass der Wind das Oberflächenwasser durchmischen kann und Wärme aus tieferen Schichten des Ozeans an die Atmosphäre abgegeben wird.

Regionale Veränderungen der Meereisbedeckung wirken deshalb nicht nur lokal, sondern meist auch auf globaler Ebene, indem sie eine Vielzahl von Folgeprozessen auslösen, deren Bandbreite und Komplexität die Wissenschaft noch nicht gänzlich verstanden hat.

Das Meereis der Arktis wird seit dem Jahr 1979 durch Satelliten vermessen. Als vom Meereis bedeckte Fläche gelten dabei alle Meeresregionen, deren Eiskonzentration mindestens 15 Prozent beträgt. Das heißt, auf mindestens 15 Prozent der Wasserfläche sollte Meereis treiben. Die Ausdehnung der von Meereis bedeckten Fläche variiert mit den Jahreszeiten. Zum Ende des arktischen Winters im Monat März ist die Meereisdecke in der Regel doppelt bis dreifach so groß wie zum Ende des Sommers im September. In beiden Monaten schauen die Wissenschaftler deshalb mit besonderem Interesse auf die Ausdehnung des Meereises. Die maximale Ausdehnung im Winter sowie die kleinste Eisfläche im Sommer stellen wichtige Kenngrößen dar, anhand derer sich die Entwicklung des Meereises ablesen lässt – und die ist in der Arktis durchweg negativ.



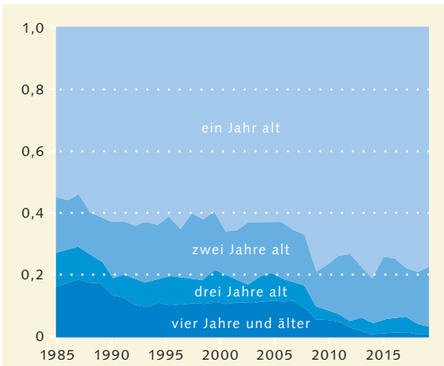
3.17 > Das Meereis der Arktis ist heutzutage dünner als noch in den 1980er-Jahren und wird großflächiger von Schmelzwassertümpeln bedeckt. Beides führt dazu, dass die Eisdecke und der Ozean darunter mehr Sonnenenergie absorbieren, wodurch sich der Meereisrückgang weiter verstärkt.

3.18 > Der Wind bläst Schnee von der Oberfläche des grönländischen Petermanngletschers auf das Meer hinaus. Vor der Abbruchkante des Gletschers staut sich derweil das Meereis und gibt der Eiszunge auf diese Weise zusätzlich Halt.

3.19 > Der europäische Erdbeobachtungssatellit CryoSat-2 ist eines der wichtigsten Instrumente der internationalen Meereisforschung. Er hat ein spezielles Radaraltimeter an Bord, welches aus einer Höhe von 700 Kilometern die Dicke des arktischen und antarktischen Meereises vermisst.

Infolge der steigenden Luft- und Wassertemperaturen in der Arktis hat die Ausdehnung des Meereises in den zurückliegenden vier Jahrzehnten um mehr als 30 Prozent abgenommen. Dieser Rückgang ist nicht nur in jeder Jahreszeit, sondern auch in allen Regionen des Arktischen Ozeans zu spüren, fällt aber im Sommer nahezu doppelt so hoch aus wie im Winter. Das großflächige Schmelzen des Eises ist vor allem auf die Temperaturveränderungen im Frühjahr und Sommer zurückzuführen. Die Schmelzsaison beginnt heutzutage etwas früher im Jahr, endet aber vor allem deutlich später. Das heißt, die Schmelzsaison verlängert sich spürbar – um fünf Tage pro Jahrzehnt. In einigen Randmeeren des Arktischen Ozeans schmilzt das Meereis inzwischen sogar elf Tage länger als noch eine Dekade zuvor.

In den zurückliegenden zwölf Sommern (2007 bis 2018) schrumpfte die Eisdecke jeweils in einem solchen Ausmaß, dass diese Jahre die Top 12 der Negativrekordliste ausmachen. In Zahlen ausgedrückt: Die September-Ausdehnung des arktischen Meereises nimmt derzeit um 12,8 Prozent pro Dekade ab. Das entsprach im Zeitraum von 1997 bis 2014 Einbußen von 130 000 Quadratkilometern pro Jahr. Damit verlor der Arktische Ozean im Durchschnitt jährlich eine Eisfläche so groß wie Griechenland. Im September 2018 betrug die verbleibende Restfläche 4,59 Millionen Quadratkilometer.



3.20 > Arktisches Packeis, das älter als vier Jahre ist, gibt es mittlerweile kaum noch.

Das Schrumpfen der Meereisdecke in der Arktis gehört damit zu den auffälligsten Veränderungen der Erdoberfläche in den zurückliegenden drei Jahrzehnten. Wissenschaftler gehen sogar so weit zu sagen, dass sich die Arktis aufgrund der globalen Erwärmung im Winter nicht mehr in jene extreme Eiswelt verwandelt, die sie einmal war. In Sachen Meereis trifft diese Aussage auf jeden Fall zu, denn der weiße Eisdeckel des Arktischen Ozeans wird nicht nur kleiner, er ist auch deutlich dünner geworden und sein Eis viel jünger als in der Vergangenheit.

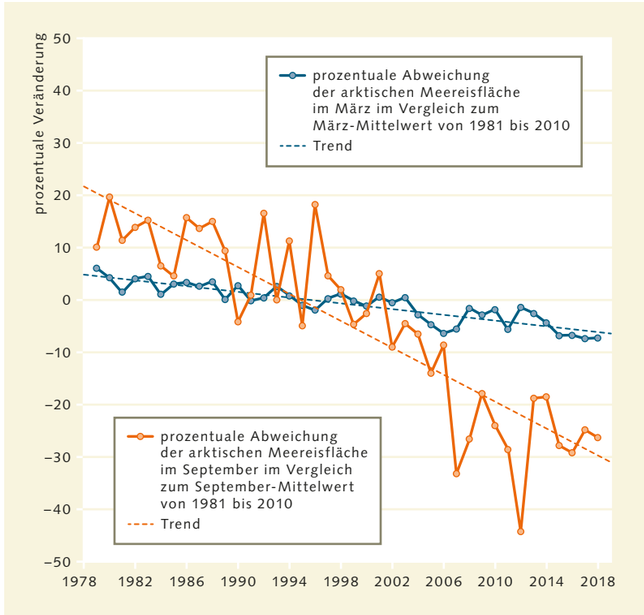
Als die Forscher im Jahr 1985 begannen, auch die Dicke und damit das Alter des arktischen Meereises zu messen, fielen zum Meereismaximum im März 2,54 Millionen Quadratkilometer oder 16 Prozent der Eisfläche in die Kategorie „mehrjähriges Eis“. Das heißt, dieses Eis hatte mehr als vier Sommer überdauert und war dementsprechend bis zu vier oder fünf Meter dick. Zur gleichen Zeit im Jahr 2018 machte der Anteil des mehrjährigen Eises nur noch 130 000 Quadratkilometer und somit 0,9 Prozent der Eisfläche aus. Das heißt, die Fläche des dicken, mehrjährigen Eises ist in 33 Jahren um 95 Prozent zurückgegangen. Das Gros des arktischen Meereises, genauer gesagt: 77 Prozent, ist heute nicht älter als einen Winter.

Messungen des Erdbeobachtungssatelliten CryoSat-2 zeigen, dass das arktische Meereis zum Ende des Winters 2017/2018 im Durchschnitt 2,14 Meter dick war. Da der Satellit jedoch erst seit dem Jahr 2010 im Einsatz ist, sind langfristige Vergleiche der Meereisdicke noch nicht möglich. Die Eisdickenspanne im bisherigen Messzeitraum lag im April zwischen 2,03 und 2,29 Meter. Der Winter 2017/2018 reiht sich also in den mittleren Bereich ein. Nichtsdestotrotz hat sich das Bild des arktischen Meereises grundlegend gewandelt. Anstelle einer mehrere Meter dicken, mehrsaisonalen und nahezu undurchdringbaren Packeisdecke treibt heute also eine fragile, dünne Eisschicht auf dem Arktischen Ozean.

Leichteres Spiel für Wind und Wellen

Die dünne Eisschicht reagiert nicht nur deutlich empfindlicher auf steigende Luft- und Wassertemperaturen. Wind und Wellen können sie auch leichter aufbrechen – ein Phänomen, das bislang eher aus der Antarktis bekannt war. Mittlerweile aber beobachten Forscher die zerstörerische Wirkung von Wind und Wellen auf das Meereis auch in der Arktis.

Im September 2009 beispielsweise wurden Wissenschaftler Zeugen, wie auf dem offenen Meer aufgetürmte Wellen bis zu 250 Kilometer weit in die Eisdecke wanderten und dort dicke, mehrjährige Schollen von etwa einem Kilometer Länge in kleinere, nur noch 100 bis 150 Meter messende Stücke zerbrachen. Diese Zerstückelung bewirkte, dass das Eis beweglicher wurde und infolgedessen wahrscheinlich auch schneller schmolz. Für die zunehmende Entfaltungsfreiheit des Windes spricht außerdem die Beobachtung, dass junges Meereis inzwischen häufiger als Pfannkucheneis auf dem Nordpolarmeer treibt. Diese von Wellen geformten Eisteller waren früher vor allem aus der Antarktis bekannt. Dort findet der Wind über dem Südpolarmeer stets ausreichend Platz und eisfreie Wasserflächen, um Wellen aufzutürmen, die anschließend im Küstenbereich die frisch entstandenen Eisplättchen und -nadeln zu Pfannkuchen



3.21 > Die arktische Meereisdecke erreicht meist im März ihre maximale Ausdehnung und vermindert sich dann bis September auf ihre kleinste Fläche. Zu erkennen ist, dass die saisonalen Meereisdecken schrumpfen. Im Sommer sind die Gesamtverluste größer als im Winter.

formen. Im Nordpolarmeer dagegen fehlten diese offenen Wasserflächen bislang. Mittlerweile aber entdecken Forscher bei Winterexpeditionen in den arktischen Gewässern immer häufiger auf diesen auffälligen Typ Eis – vor allem in der westlichen Arktis. In der Beaufortsee und der Tschuktschensee beispielsweise gefriert das Meer inzwischen einen Monat später als noch zu Beginn der Eisbeobachtungen. Der Wind hat demzufolge ausreichend Platz und Gelegenheit, das Meer in Wallung zu versetzen.

Und noch eine Entwicklung ist neu: Das junge, dünnere und damit leichtere Meereis treibt zum Teil schneller durch die Arktis als altes, schweres Packeis. Ein Grund mag sein, dass der Wind weniger Kraft braucht, um das Eis vor sich her zu schieben. Es muss allerdings noch andere Einflussfaktoren geben, denn Windgeschwindigkeit und -richtung allein reichen nicht aus, um die Eiswanderung vollständig zu erklären.

Arktisches Meereis künftig nur noch im Winter?

Wo sich Risse in der Meereisdecke öffnen, Polynien entstehen oder das Meereis großflächig schmilzt, kommen Ozean und Atmosphäre in direkten Kontakt miteinander. Wärme kann ausgetauscht werden, Wasser kann verdunsten, und der Wind kann das Meer in Wallung bringen. Wissenschaftler nehmen deshalb an, dass sich die treibenden Kräfte im Strömungssystem des Nordpolarmeers künftig zumindest im Sommer verändern werden. Bestimmten im Zuge der Meereisbildung bislang vor allem der Salzgehalt und die Temperatur der Wassermassen, wohin diese wanderten oder wie sie sich schichteten (thermohaline Zirkulation), so wird in eisfreien Zeiten künftig der Wind eine größere Rolle spielen. Er wird die oberen Wasserschichten häufiger durchmischen, Oberflächenströmungen beschleunigen und den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre zumindest in den Übergangsphasen Frühling und Herbst

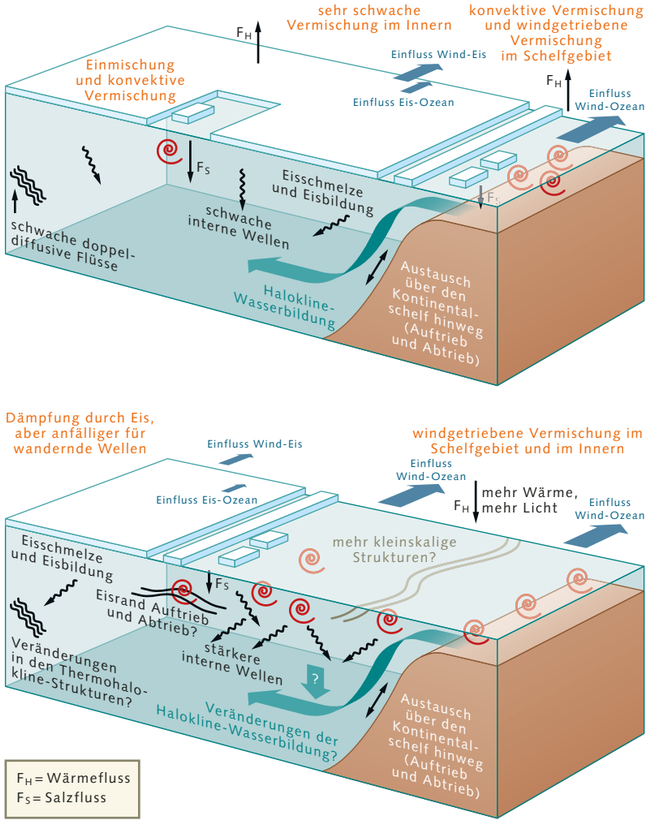
3.22 > Auf Pfannkucheneis stießen Meereisforscher früher nur in der Antarktis. Mittlerweile aber finden Wind und Wellen auch im westlichen arktischen Ozean ausreichend Platz und Gelegenheit, junges, dünnes Meereis so auffällig zu verformen.

verstärken. Im Winter aber, wenn sich das Meereis wieder ausbreitet, wird der Einfluss des Windes wieder nachlassen.

Dass sich auch künftig Meereis auf dem Arktischen Ozean bilden wird, bezweifelt niemand. Die saisonalen Unterschiede zwischen den jahreszeitlichen Meereisausdehnungen werden sich allerdings verstärken. Der Arktische Ozean wird im Winter großflächig zufrieren, im darauffolgenden Sommer jedoch wird die entstandene Eisdecke ebenso großflächig wieder schmelzen. Damit werden im Nordpolarmeer künftig ähnliche saisonale Meereisbedingungen herrschen wie im Südpolarmeer.

Wann der Arktische Ozean im Sommer zum ersten Mal eisfrei sein könnte, ist auf das Jahr genau nicht vorhersagbar. Die meisten Klimamodellierungen prognostizieren eine derart große Eisschmelze für die Mitte des 21. Jahrhunderts, wobei Polarforscher unter „eisfrei“ etwas anderes verstehen als die allgemeine Öffentlichkeit. Aus wissenschaftlicher Perspektive gilt das Nordpolarmeer als „eisfrei“, wenn die vorhandenen Eisflächen in der Summe weniger als eine Million Quadratkilometer ergeben. Diese auf den ersten Blick merkwürdig anmutende Definition hat einen guten Grund: Meereis gibt es nicht nur im zentralen Arktischen Ozean, sondern auch entlang der Küsten der Anrainerstaaten sowie in den vielen kleinen Meerengen und Seewegen des kanadisch-arktischen Archipels. Dieses küstennahe Eis ist in der Regel dicker als die Schollen auf dem offenen Ozean und wird vermutlich länger erhalten bleiben als die Eisdecke im zentralen Nordpolarmeer. Um diesem Umstand gerecht zu werden und dennoch treffende Vorhersagen machen zu können, haben die Wissenschaftler den Schwellenwert von einer Million Quadratkilometer als Kennwert für einen quasi eisfreien Arktischen Ozean gewählt.

Die Gefahr, dass diese Grenze unterschritten wird, steigt mit der globalen Durchschnittstemperatur. Der Weltklimarat kommt in seinem Spezialbericht aus dem Jahr 2018 zu dem Schluss, dass bei einer globalen Erwärmung um zwei Grad Celsius das Nordpolarmeer nach etwa zehn Jahren das erste Mal im Sommer eisfrei sein wird. Gelingt es der Menschheit jedoch, die Erwärmung auf 1,5 Grad Celsius zu beschränken, dürfte es 100 Jahre dauern, bis das Meereis in der zentralen Arktis für einen Sommer verschwindet und die Gesamtfläche unter den Grenzwert von einer Million Quadratkilometer sinkt.



Rätselraten in der Antarktis

Im Gegensatz zur Arktis hat das saisonale Meereis der Antarktis seit Beginn der Satellitenaufzeichnungen kontinuierlich zugenommen. Rekordmeldungen von einer Wintereisdecke von 20,1 Millionen Quadratkilometern machten im Jahr 2014 weltweit Schlagzeilen, gerade weil die Antarktis zu dieser Zeit einen starken Kontrast zur schrumpfenden Eisdecke der Arktis darstellte. Während der Meereisrückgang im hohen Norden damals mit der globalen Durchschnittstemperatur zunahm, stellten die gegenläufigen Entwicklungen in der Antarktis die Forscher vor ein Rätsel, und zumindest in der Öffentlichkeit keimte die Hoffnung, dass das Südpolargebiet vielleicht doch von den Folgen der Erwärmung verschont bliebe.

3.23 > Wo das arktische Meereis schmilzt, kommen Luft und Meer in Kontakt miteinander. Wärme, Wind und Wellen erhalten so die Chance, wichtige Prozesse in der Wassersäule maßgeblich zu verändern.

Dieser Optimismus erwies sich jedoch als unbegründet, denn die Eisdecke wuchs nur in bestimmten Regionen der Antarktis, unter anderem im Rossmeer, wo Forscher eine Eisflächenzunahme von 5,2 Prozent pro Jahrzehnt dokumentierten. In der Bellingshausen- und Amundsensee dagegen hatte das Meereis im selben Zeitraum um 5,1 Prozent abgenommen. Ebenso gegensätzlich entwickelte sich die Länge der Eissaison. Während das Meereis im Rossmeer deutlich später im Sommer zu schmelzen begann, zog es sich in den Meeresgebieten der Westantarktis immer früher zurück. Im Weddellmeer beobachteten die Forscher sogar beide Trends: In einigen Regionen nahm die Meereisausdehnung zu, in anderen ab. Antarktisweit reichten die Zuwäche jedoch aus, um die Gesamtbilanz bis zum Jahr 2014 ins Plus zu drehen.

Die Kehrtwende erfolgte zwei Jahre später, als das antarktische Meereis im Winter 2016 plötzlich nur noch auf eine Gesamtfläche von 18,5 Millionen Quadratkilometern anwuchs. Seitdem schrumpft die Meereisausdehnung in der Antarktis. Am 1. Januar 2019 vermeldeten Wissenschaftler sogar ein neues Rekordminus von 5,47 Millionen Quadratkilometern – die kleinste Januar-Eisfläche seit Beginn der Satellitenmessungen vor 40 Jahren. Selbst im sonst so eisstarken Rossmeer hatten sich zu diesem Zeitpunkt schon eisfreie Wasserflächen gebildet.

Warum das Meereis der Antarktis im Winter nicht mehr so große Flächen wie einst bedeckt und wieso es im Sommer inzwischen so blitzartig schmilzt, wird derzeit erforscht. Eine neue Theorie US-amerikanischer Forscher setzt auf natürliche Strömungsschwankungen im Südpolarmeer, die in einem Rhythmus von 30 Jahren auftreten. Demnach haben sich im Zeitraum von 1980 bis 2000 in einigen Regionen des Südpolarmeers die Konvektion und Tiefenwasserbildung abgeschwächt. Wärme aus dem Zwischenwasser sei dadurch in der Tiefe des Ozeans eingeschlossen worden und nicht an die Oberfläche gelangt. Gleichzeitig habe sich das Oberflächenwasser abgekühlt, wodurch beste Voraussetzungen für die Bildung von Meereis entstanden seien – ungeachtet der globalen Erwärmung.

Mittlerweile aber gibt es Hinweise darauf, dass die Umwälzung der Wassermassen im Südpolarmeer wieder zugenommen hat. Somit könnten das Zwischenwasser sowie die in der Tiefe gefangene Wärme wieder an die Meeresoberfläche gelangen und ein Grund für die Eisrückgänge sein. Sollte diese Vermutung stimmen, würde die Meereisdecke des Südpolarmeers weiter abnehmen, denn die Temperatur des Zwischenwassers steigt.

Andere Wissenschaftler argumentieren, dass man bei der Suche nach den Ursachen des Meereisrückgangs auch die Atmosphäre nicht außer Acht lassen darf. So ließen sich die Meereisverluste in der Bellingshausen- und Amundsensee sehr gut mit der Abschwächung kalter Winde erklären, die über dem Südpolarmeer wehen und einst das Oberflächenwasser weiträumig gefrieren ließen. Veränderte Winde könnten auch erklären, warum das Meereis im westlichen Teil des Rossmeers bis zum Jahr 2014 so überproportional angewachsen ist.

Diskutiert wird zudem der Einfluss der schmelzenden Gletscher und Eisschilde. Hatten sie in den zurückliegenden Jahrzehnten eventuell einen kühlenden Effekt auf das Oberflächenwasser? Wurde dieses durch ihr Schmelzwasser nachhaltig verdünnt? Welche Rolle spielte die Abnahme der Ozonkonzentration? Wie wirken atmosphärische Veränderungen in den Tropen auf die Klimaabläufe in der Antarktis?

Eindeutige Antworten fehlen bislang, auch weil die Wissenschaftler nur auf verhältnismäßig wenig Messdaten aus dem Südpolarmeer zurückgreifen können. Die Dicke des antarktischen Meereises zum Beispiel ist nur stichprobenartig bekannt. Erschwerend kommt hinzu, dass es Klimamodellen bislang nicht gelingt, die bisherige Meereisentwicklung in der Antarktis richtig zu simulieren. Aus diesem Grund gibt es auch noch keine Vorhersagen zur künftigen Entwicklung. Der Weltklimarat verzichtet deshalb in seinem Spezialbericht zum 1,5-Grad-Ziel ganz bewusst auf jegliche Prognosen zur Zukunft des antarktischen Meereises in einer zwei oder 1,5 Grad Celsius wärmeren Welt.

Solche Vorhersagen werden jedoch dringend benötigt: Zum einen, weil das Meereis auf vielfältige Weise die großen Schelfeise schützt. Zum anderen, weil es einen wichtigen Lebensraum für die tierischen Bewohner des Südpolarmeers darstellt – sowohl für Winzlinge wie den Krill, dessen Larven an der Unterseite des Eises überwintern, als auch für Riesen wie den Kaiserpinguin oder die Weddellrobben, die Meereis als natürliche Rast- und Aufzuchtplätze für ihren Nachwuchs nutzen.

Permafrost – der kalte Kitt des Untergrunds

Wenn es in der Vergangenheit etwas gab, worauf sich die Bewohner der Arktis verlassen konnten, dann auf die Tragkraft des Untergrunds. Überall dort, wo im Winter Eiseskälte herrschte und die Schneedecke zu dünn war, um das Erdreich vor Frost zu schützen, fror der Boden so tief durch, dass er auch im kurzen arktischen Sommer nur an der Oberfläche auftaute. Gebäude, Straßen und Pipelines ruhten also auf einem soliden Fundament aus Sanden, Gesteinen, Tier- und Pflanzenresten, die vom Eis zusammengehalten wurden.

Diese dauergefrorenen Böden der Polarregionen werden als Permafrost bezeichnet, wobei die wissenschaftliche Definition noch etwas spezifischer ist. Demnach gilt sämtlicher Untergrund als Permafrost, der in zwei aufeinanderfolgenden Jahren kontinuierlich Temperaturen von null Grad Celsius und kälter aufweist. Permafrost findet sich demzufolge auch in Hochgebirgen außerhalb der hohen nördlichen Breiten, zum Beispiel in den Höhenlagen der Alpen, je nach Hanglage ab einer Höhe von 2500 bis 3000 Metern. Die Bodentemperatur dieses Gebirgspermafrosts liegt in der Regel über minus drei Grad Celsius. Permafrostgebiete gibt es außerdem im Hochland von Tibet, in den Anden sowie in den unvergletscherten Regionen der Antarktis.

Experten unterscheiden dabei zwischen Regionen mit kontinuierlichem Permafrost, wie sie vor allem in der Arktis vorkommen, und Gebieten mit nicht kontinuierlichem Permafrost. Bei ersteren ist der Untergrund in einer Größenordnung von 90 bis 100 Prozent seiner Fläche gefroren. In Regionen mit nicht kontinuierlichem Permafrost sind es nur 50 bis 90 Prozent der Fläche. Und Landschaften, in denen der Permafrostanteil noch geringer ist, werden als Gebiete mit sporadischem Permafrost bezeichnet.

Als Wissenschaftler vor 20 Jahren die Fläche aller Permafrostregionen der Welt addierten, kamen sie auf eine Gesamtfläche von circa 22,8 Millionen Quadratkilometern. Das entsprach 24 Prozent des Festlands der Erde. Die Mächtigkeit der gefrorenen Bodenschichten variiert dabei bis heute weltweit zwischen weniger als einem Meter und einigen Hundert Metern. In Zentralsibirien erreicht der Permafrost im Extremfall sogar eine Dicke von bis zu etwa 1600 Metern – allerdings nur in Gebieten mit wenig Erdwärme. Die tiefsten mittleren jährlichen Bodentemperaturen im arktischen Permafrost werden mit minus 15 Grad Celisus im kanadisch-arktischen Inselarchipel gemessen.

Ein Erbe vergangener Eiszeiten

Mächtige Permafrostschichten sind ein Erbe vergangener Eiszeiten. Die entsprechenden Gebiete waren in den zurückliegenden Kaltzeiten nicht von Gletschern bedeckt, sodass ihr Boden der polaren Eiseskälte für Jahrtausende schutzlos ausgeliefert war – abgesehen von einer dünnen Schneedecke. Ihr Untergrund ist infolgedessen bis heute von tiefen Eiskeilen durchzogen. Sie entstehen, wenn sich der dauerhaft gefrorene Boden im Winter aufgrund der großen Kälte zusammenzieht und an bestimmten Stellen aufreißt. Schmilzt dann im Frühjahr der Schnee, rinnt das Schmelzwasser in diese Risse. Bei einer Bodentemperatur von etwa minus zehn Grad Celsius gefriert es dort jedoch sofort wieder und dehnt sich aus. Wiederholt sich dann dieser Prozess in den darauffolgenden Jahren, entsteht im Lauf der Zeit ein Eiskörper, der an einen riesigen Keil erinnert.

In der sibirischen Arktis wuchsen auf diese Weise bis zu 40 Meter tiefe und bis zu sechs Meter breite Eiskeile in

3.24 > Geoforscher des deutschen Alfred-Wegener-Instituts machen Mittagspause. Im Hintergrund: die von Eiskeilen durchzogene Steilküste Sibiriens.

3.25 > Wo die Winterkälte Risse im Permafrostboden Spitzbergens hinterlässt, lagern Schmelzwasserbäche im Frühjahr Wasser, Steinchen und anderes Treibgut ab. Gefriert das Wasser in den Rissen dann zu Eis, dehnt es sich aus und drückt alles Eingelagerte wieder nach außen. Auf diese Weise entstehen diese auffälligen Ringmuster.

den Untergrund, deren Eis teilweise mehr als 100 000 Jahre alt ist. Sie durchziehen den Boden wie ein Netzwerk und sind in Luftaufnahmen als netzartige Struktur sehr gut zu erkennen. In diesen Gebieten bestehen quasi 40 bis 90 Prozent des Untergrunds aus Eis. Forscher nennen Permafrost mit einem derart hohen Eisanteil im Boden Yedoma. Er ist heutzutage in den Tiefländern Sibiriens, Alaskas und im Westen Kanadas weit verbreitet, hat als submariner Permafrost aber auch in jenen arktischen Küstenregionen überdauert, die während der Eiszeiten trocken lagen und erst später wieder überflutet wurden.

Wenn Schmelzwasser im Boden zu Eis gefriert, dehnt es sich aus und vergrößert sein Volumen um etwa zehn Prozent. Auf diese Weise kann es passieren, dass das Eis in Permafrostgebieten hügelartig aus dem Boden herauswächst. Solche Eishügel werden Pingos genannt und kommen vor allem in Alaska und im Nordwesten Kanadas häufig vor. Auch sie können Tausende Jahre alt sein und existieren wie die Eiskeile gewissermaßen aufgrund des jahreszeitlichen Wechsels von Gefrieren und Auftauen in der Arktis.

So reagiert Permafrost auf Erwärmung

Wie schon angedeutet sind die Sommer in weiten Teilen der Arktis warm genug, dass der dauergefrorene Boden an der Oberfläche taut. Die Wärme breitet sich dabei abhängig von der Bodenbeschaffenheit und den lokalen Klimabedingungen bis in eine Tiefe von 20 bis 200 Zentimetern aus und taut das Erdreich auf. Diese im Sommer tauende und im Winter regelmäßig wieder gefrierende oberste Bodenschicht wird Auftauschicht genannt. Ihre Dicke hängt in der Hocharktis sowie in der Tundra in erster Linie von der Lufttemperatur und der Schneebedeckung ab. Je weniger Schnee im Winter gefallen ist, desto besser kann die kalte Winterluft den Permafrost auskühlen. Forscher sprechen deshalb von einem klimagesteuerten Permafrost. Je weiter man aber Richtung Süden reist, desto wärmer wird es – und Permafrost kann sich nur noch in jenen Gebieten halten, in denen die Vegetationsdecke oder Torfablagerungen das Eis im Boden isolieren und gegen die warme Luft abpuffern. Wie wirkungsvoll diese Schutzfunktion ist, konnten deutsche Forscher in den sibirischen Lärchenwäldern beobachten.

3.26 > Die Dahurische Lärche besitzt ein so flaches Wurzelwerk, dass sie in der dünnen Auftauschicht des Permafrosts wachsen kann.

Im Gegensatz zu Kiefern und Fichten ist die sibirische Lärche *Larix gmelinii* ein ausgesprochener Flachwurzler. Dieser Baumart genügt eine sommerliche Auftautiefe von 20 bis 30 Zentimetern, um zu gedeihen. Ihr flacher, dichter Wurzelteppich wiederum bildet eine derart wirkungsvolle Schutzschicht für den Permafrost darunter, dass es in der Vergangenheit bei einem Wechsel von einer Kalt- zu einer Warmzeit oft mehrere Jahrtausende gedauert hat, bis der Permafrost großräumig verschwunden war und sich die Vegetation Sibiriens an die wärmeren Klimabedingungen angepasst hat. Der isolierende Effekt zeigt sich aber auch heute noch: So taut der Permafrost in Regionen, in denen der Lärchenwald abgeholzt wurde, deutlich schneller als in bewaldeten Gebieten.

Wo Schnee schmilzt und der Permafrostboden taut, staut sich Schmelzwasser, weil es aufgrund des gefrorenen Untergrunds nicht versickern kann. Die entstehende Auftauschicht enthält deshalb besonders viel Wasser und ist sehr beweglich, was vor allem in der Tundra schon an kleinen Hängen zu großräumigen Bodenrutschungen und damit zur Erosion führen kann. Anderenorts fällt der Untergrund in sich zusammen oder senkt sich ab, weil das Eis im Erdreich schwindet.

Solche wärmebedingten Veränderungen des Permafrosts werden seit den späten 1960er-Jahren an vielen Stellen in der Arktis, aber auch in Hochgebirgen beobachtet. Mittlerweile gilt das großflächige Tauen des Permafrosts und sein damit verknüpfter Rückzug als eines der eindeutigsten Signale des Klimawandels. In Alaska bei-

Hocharktis
Als Hocharktis werden die polaren Wüstengebiete der Arktis bezeichnet, die vor allem auf Grönland, im hohen Norden Sibiriens sowie im kanadisch-arktischen Archipel zu finden sind. Im Gegensatz zur Tundra wachsen hier keine Sträucher mehr, sondern nur noch speziell angepasste bodenbedeckende Pflanzen. Die Mitteltemperatur für den Monat Juli liegt bei fünf Grad Celsius.

Thermoerosion
Als Thermoerosion wird ein dynamischer Prozess bezeichnet, bei dem Material zunächst durch die Wirkung von Wärme (Schmelzen von Eis) gelöst und anschließend abtransportiert wird. In den Permafrostgebieten erfolgt dieser Abtransport in der Regel durch Wasser.

spielsweise hält die Sommerwärme mittlerweile so lang an, dass die Auftauschicht zwei Monate später im Jahr wieder einfriert als noch vor 30 Jahren. In vielen Teilen der Arktis taut das Erdreich im Sommer zudem immer tiefer auf, sodass Flachwurzler wie die Lärche sich Richtung Norden ausbreiten. Im kanadischen British Columbia müssen Forscher heute den Alaska-Highway rund 25 Kilometer weiter hinauffahren als noch im Jahr 1964, bevor sie links und rechts der Strecke auf Bodeneis stoßen, denn die südliche Grenze der Permafrostzone zieht sich immer weiter Richtung Norden zurück. Neue Studien kommen deshalb auch zu dem Schluss, dass die Gesamtfläche des mit Permafrost durchsetzten Untergrunds inzwischen von knapp 23 Millionen Quadratkilometern im Jahr 1999 auf aktuelle 19,9 Millionen Quadratkilometer geschrumpft ist.

Deutliche Veränderungen zeigen sich auch im tiefen Untergrund. Langzeitmessungen des globalen Permafrostnetzwerks haben ergeben, dass in allen Gebieten mit Dauerfrostboden die Temperatur des gefrorenen Untergrunds in mehr als zehn Meter Tiefe im Zeitraum von 2007 bis 2016 um durchschnittlich 0,3 Grad Celsius gestiegen ist – in der Arktis ebenso wie in der Antarktis und in den Hochgebirgen Europas und Zentralasiens. Noch höher fiel die Erwärmung im Nordwesten Sibiriens aus. Dort erwärmte sich der gefrorene Boden in mehr als zehn Meter Tiefe an einzelnen Messstationen um nahezu ein Grad Celsius. Eine deutliche Erwärmung zeichnet sich auch in den Permafrostgebieten der Hochgebirge sowie in der Antarktis ab. Die Bodentemperatur in den Alpen, im Himalaja sowie in den Gebirgen der nordischen Länder stieg im Mittel um 0,19 Grad Celsius. In den wenigen tiefen Bohrlöchern der Antarktis verzeichneten die Forscher einen Anstieg um 0,37 Grad Celsius. Die Bodentemperatur des Permafrosts steigt demzufolge im Takt der Klimaerwärmung und verändert so nachhaltig das Gesicht der Polarregionen, vor allem in der Arktis.

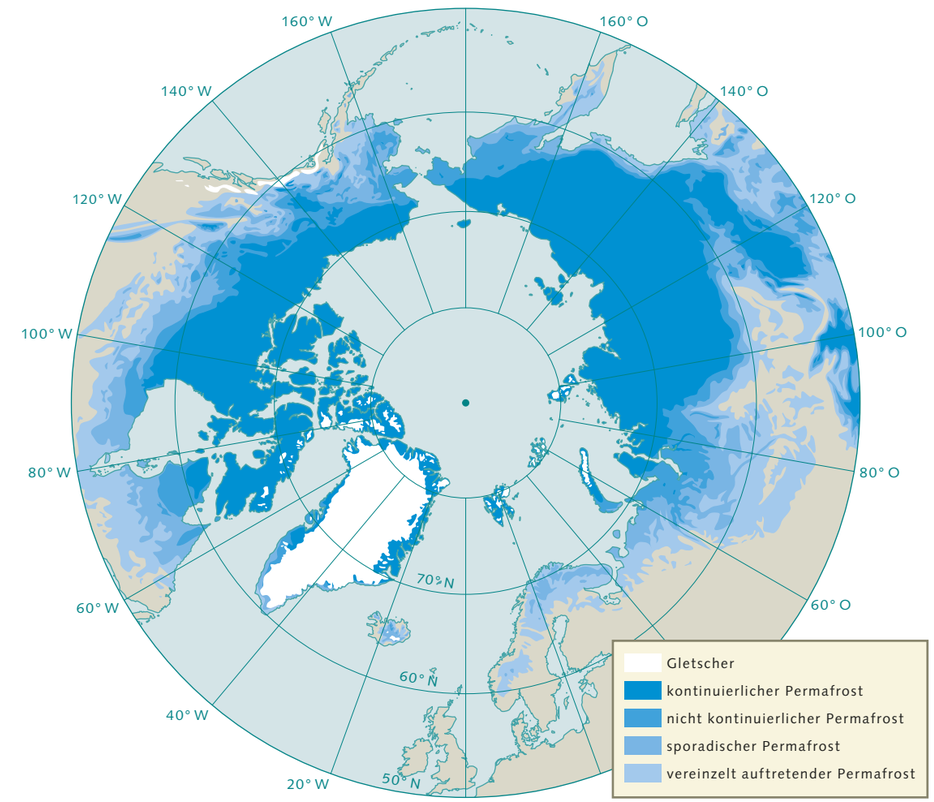
Eine Seenlandschaft auf Zeit

Tundrengebiete, in denen das Bodeneis schwindet, erkennt man unter anderem daran, dass sich dort, wo einst Eiskeile wuchsen, plötzlich Senken im Boden bilden. In diesen Vertiefungen sammelt sich dann im Winter zunächst tiefer Schnee, der den Untergrund vor tiefem Durchfrieren schützt. Im Frühling und Sommer fließt dann das Schmelzwasser aus der näheren Umgebung in diese Senke. Ein kleiner Tümpel entsteht, der aufgrund seines Wassers und der dunkleren Oberfläche mehr Sonneneinstrahlung speichert als die umgebende Landoberfläche. Die Wärme des Wassers wird am Grund des Tümpels sowie an seinen Rändern besonders effektiv an den Untergrund abgegeben. Auf diese Weise taut der Permafrost im Umfeld des Tümpels immer weiter auf.

Je eisreicher der Untergrund ist, desto wirkungsvoller ist dieser Effekt. Aus dem anfänglichen Tümpel entsteht so im Lauf der Zeit ein sogenannter Thermokarstsee, der ab einer Wassertiefe von etwa zwei Metern auch im Winter nicht mehr vollständig durchfriert. Das heißt, die Wassertemperatur am Grund des Sees bleibt das gesamte Jahr hindurch über dem Gefrierpunkt, was wiederum zur Folge hat, dass sich die Auftauzone unter dem See nochmals vergrößert.

Irgendwann ist der Boden so tief aufgetaut, dass der Untergrund das Seewasser nicht mehr zurückhalten kann. Es versickert in die Tiefe und der See läuft leer. Häufig beobachten die Forscher aber auch, dass sich am Ufer der Thermokarstseen kleine Rinnen bilden, durch die das Wasser dann nach und nach abläuft. Das fließende Wasser taut dabei den umliegenden Untergrund so nachhaltig auf, dass Erosion im großen Maßstab möglich wird. Experten sprechen an dieser Stelle von Thermoerosion. Die Wassermassen lösen Hangrutschungen aus und reißen so viel Bodenmaterial mit sich, dass die anfänglichen Rinnen schnell zu großen Tälern anwachsen und die Seen innerhalb weniger Stunden bis Tage drainieren.

Das heißt, sowohl das Entstehen von Thermokarstseen als auch ihr Verschwinden in einer Permafrostregion deutet auf grundlegende Veränderungen des dauergefrorenen Bodens hin. Ein Team deutscher und US-amerikanischer Wissenschaftler hat sich diese Effekte zunutze gemacht und auf Satellitenbildern aus den Jahren 1999 bis 2015 untersucht, wo überall in Alaska, Kanada und Sibirien die Permafrostlandschaften ihre Oberfläche verändern. Ihre Ergebnisse weisen auf eine großflächige Degeneration des Bodeneises hin – sowohl in Regionen mit kontinuierlichem Permafrost als auch in Gebieten, in denen Permafrost nicht kontinuierlich oder auch nur sporadisch vorkommt.



3.27 > Geowissenschaftler haben die Permafrostregionen der Nordhalbkugel in vier Zonen eingeteilt. Diese unterscheiden sich im Ausmaß, in dem ihr Erdreich gefroren ist.

In der ostsibirischen Region Zentraljakutien beispielsweise hat die Fläche der Thermokarstseen im untersuchten Zeitraum um 50 Prozent zugenommen – eine Beobachtung, die Wissenschaftler auch in anderen Gebieten mit kontinuierlichem Permafrost machen. Am südlichen Rand der Permafrostregion dagegen, in der Zone des sporadischen oder nicht kontinuierlichen Permafrosts, laufen mehr und mehr dieser Seen aus. Belege dafür fanden die Forscher unter anderem im Westen Alaskas. Allgemeingültige Aussagen zu einer generellen Zu- oder Abnahme der Seen sind dennoch schwierig. Das Ausmaß der Bildung von Thermokarst hängt nämlich in erster Linie von den lokalen Wetter-, Boden- und Klimabedingungen ab – und die unterscheiden sich in der Arktis von Region zu Region.

Die Küsten bröckeln

Besonders besorgniserregend ist das Ausmaß der Thermoerosion vor allem entlang der Permafrostküsten und Flussufer. Wo sich der Permafrost im Zuge steigender Lufttemperaturen erwärmt oder sogar taut, haben Bäche und Flüsse sowie die Wellen des Meeres ein leichteres Spiel. Sie unterspülen die Ufer- oder Küstenabschnitte, transportieren alles lose Material davon und graben sich so Stück für Stück landeinwärts. An einer Steilklippe entlang des Itkillik River im Norden Alaskas dokumentierten Forscher im Zeitraum von 2007 bis 2011 Erosionsraten von 19 Metern pro Jahr. Insgesamt zog sich die rund 700 Meter lange und 35 Meter hohe Klippe in dieser Zeit um bis zu 100 Meter zurück.

Fatale Feuer in der Tundra

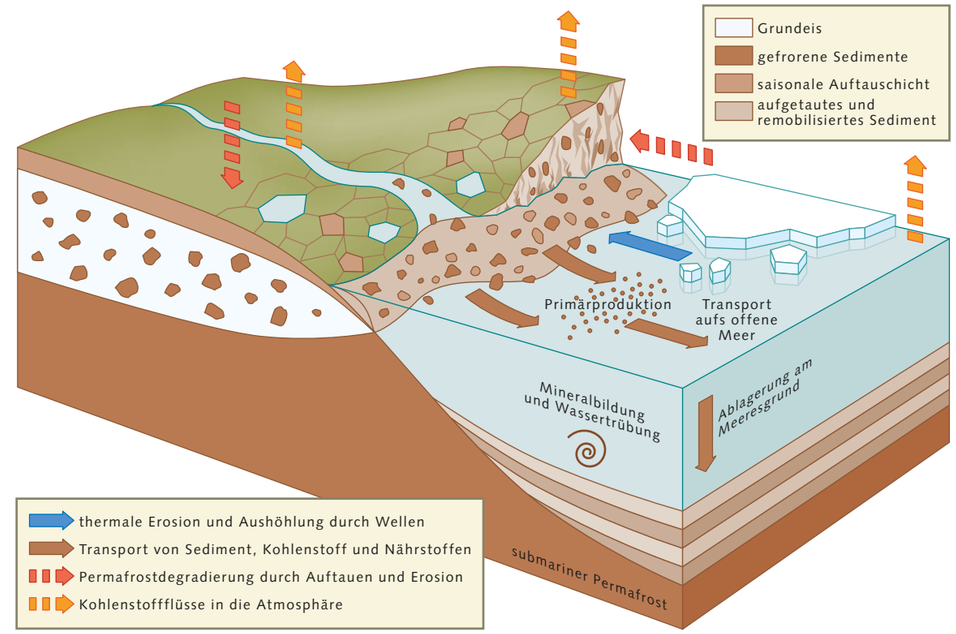
Landsenkungen (Thermokarst) und Thermoerosion können auch durch Waldbrände und Tundrenfeuer ausgelöst werden. Während solcher Brände vernichtet das Feuer die den Permafrost isolierenden Schichten aus Humus, Torf, Gras und Wurzelwerk und beschleunigt auf diese Weise langfristig sein Tauen. Im Norden Alaskas beispielsweise senkte sich nach dem großen Anaktuvuk-River-Feuer im Juli 2007 die Landoberfläche durch die Entstehung von Thermokarst innerhalb von sieben Jahren um teilweise mehr als einen Meter ab.

Das Feuer in der Tundra war im ungewöhnlich warmen und trockenen Sommer 2007 von einem Blitzeinschlag ausgelöst worden und hatte sich bis zum Einsetzen des ersten Schneefalls Anfang Oktober über eine Fläche von 1039 Quadratkilometern gefressen. Untersuchungen im Anschluss an den Brand ergaben, dass es der größte Flächenbrand in Alaskas Tundra seit 5000 Jahren war. Gewitter waren in den zurückliegenden Jahrtausenden nur selten über die North Slope gezogen, wie die Tundrenlandschaft im Norden Alaskas heißt. Die Polarluft über der Region war die meiste Zeit einfach zu kalt, als dass sich Gewitterwolken hätten bilden können. Und wenn es doch mal brannte, dann nur auf vergleichsweise kleinen Flächen.

3.28 > Rauchschwaden über dem Yukon Delta National Wildlife Refuge im Südwesten Alaskas. Im Juni 2015 wüteten gleich zwei Tundrenbrände in der Region.

Aufgrund der Wärme und Trockenheit im Sommer 2007 aber zerstörte das Anaktuvuk-River-Feuer auf einen Schlag mehr Tundra, als es alle North-Slope-Feuer in den fünf Jahrzehnten zuvor vermocht hatten. Forscher bewerteten die Ursache, das Ausmaß und vor allem auch die Dauer des Brandes als klares Signal eines Wandels in der Tundra, den sie in erster Linie auf klimatische Veränderungen zurückführen. Mit der zunehmenden Erwärmung in der Arktis steigt die Gefahr von Gewittern und somit auch die Wahrscheinlichkeit von Blitzeinschlägen, die Feuer auslösen können. In der Blitz-Statistik der US-amerikanischen Behörden war zum Zeitpunkt des Brandes bereits eine Zunahme der Blitzhäufigkeit zu erkennen. Außerdem schmilzt mittlerweile die Winterschneedecke in Alaska deutlich früher. Alaskas Feuerwehr hatte deshalb bereits im Jahr vor dem großen Tundrenbrand den Beginn der jährlichen Waldbrandsaison vom 1. Mai auf den 1. April vorverlegt.

Wald- und Tundrenfeuer, ausgelöst durch Blitzeinschläge, haben das Potenzial, die Landschaft der Hocharktis grundlegend zu verändern und eine klimatische Kettenreaktion auszulösen. Denn wenn die Tundra erst einmal brennt, werden riesige Mengen des Treibhausgases Kohlendioxid freigesetzt. Als die Flammen am Anaktuvuk River loderten, wurden mehr als zwei Millionen Tonnen Kohlendioxid emittiert. Diese Menge entspricht in etwa der Monats-CO_2-Emission einer Großstadt wie Las Vegas. Außerdem hinterließ das Feuer dunkle, verbrannte Erde, die zwischen 50 und 71 Prozent weniger Rückstrahlkraft besaß als eine ungestörte Tundra und in den Folgejahren so viel Sonneneinstrahlung absorbierte, dass der darunterliegende Permafrost tiefer auftaute und sich die Landschaft auf etwa einem Drittel der Brandfläche absenkte. Ähnlich schwerwiegende Folgen für den gefrorenen Boden beobachten Experten nach Bränden in Wäldern mit oberflächennahem Permafrost, von denen es in Alaska reichlich gibt. In diesen Gebieten stieg die Bodentemperatur nach einem Feuer in der Regel so schnell und umfassend, dass schon nach drei bis fünf Jahren kein Permafrost mehr nachweisbar war.



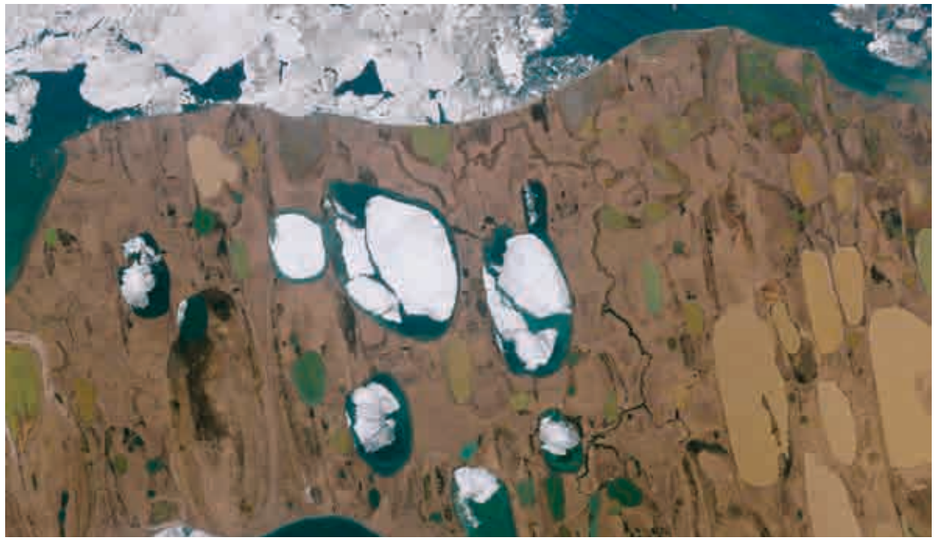
3.29 > Je schneller der Permafrost taut, desto stärker erodieren die arktischen Küsten und desto nachhaltiger verändert sich das Leben im Meer. Denn Flüsse und Wellen spülen große Mengen Schlamm ins Meer und trüben den Flachwasserbereich ein. Gleichzeitig werden Nähr- und Schadstoffe freigesetzt, die in dem Material enthalten sind. Welche langfristigen Folgen diese Entwicklung hat, ist Gegenstand aktueller Forschung.

Die Erosion der arktischen Küstenlinien beträgt durchschnittlich 50 Zentimeter pro Jahr. Dieser Wert wird aber vor allem in jenen Regionen weit übertroffen, wo sich weniger Meereis bildet, welches die Küstenabschnitte normalerweise vor der zerstörerischen Kraft von Wind und Wellen schützt, und wo aufgrund der steigenden Lufttemperatur die Auftauschicht des Permafrosts immer tiefer auftaut, sodass es gerade an Steilküsten häufiger zu Hangrutschungen kommt. An diesen Küstenabschnitten unterspülen die Wellen die Steilküste mittlerweile so wirksam, dass immer häufiger große Stücke Land von der Küste abbrechen.

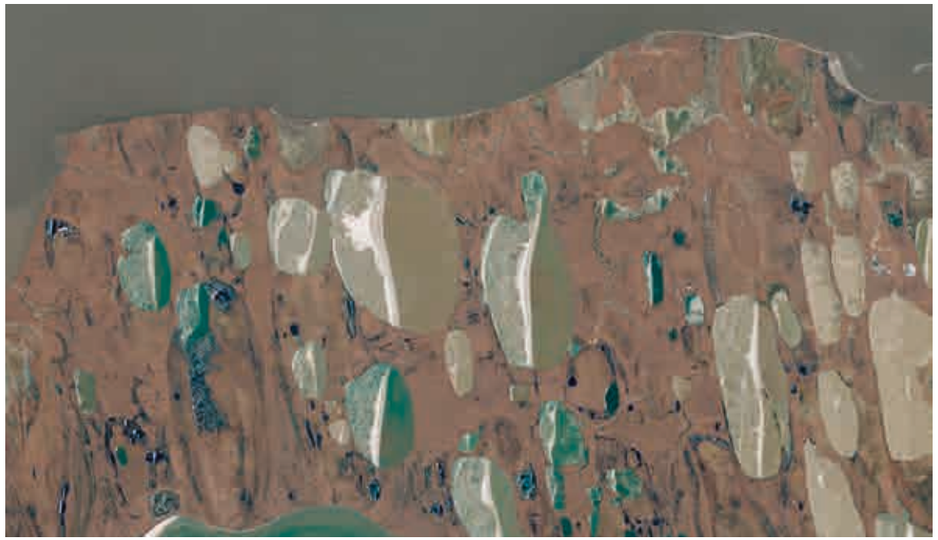
Auf diese Weise hat zum Beispiel die sibirische Permafrostinsel Muostach in den vergangenen 60 Jahren deutlich mehr als einen halben Kilometer ihrer Nord-Süd-Ausdehnung verloren und damit fast ein Viertel ihrer gesamten Fläche. Noch im Jahr 2012 erstreckte sich das vor dem Lenadelta gelegene bananenförmige Eiland über eine Länge von 7,5 Kilometern. An ihrer breitesten Stelle war sie damals 500 Meter breit. Mittlerweile aber ist sie deutlich kleiner, denn große Abschnitte der eisreichen Inselküste büßen mittlerweile pro Jahr bis zu 3,4 Meter ein. An der Nordspitze der Insel liegt die Erosionsrate sogar zwischen elf und 39 Metern. Sollte dieser Trend anhalten, wird Muostach in hundert, vielleicht auch 200 Jahren verschwunden sein.

Der Zerfall der arktischen Permafrostküsten gefährdet nicht nur Häuser, Straßen und andere Infrastrukturen, die in Küstennähe errichtet wurden. Er verändert auch die Lebensbedingungen im Meer. Denn je stärker die Erosion ausfällt, desto mehr Schlamm wird vom Land in das Meer getragen, was in den dortigen Flachwasserbereichen oftmals zu massiven Trübungen führt.

Das erodierte Material enthält außerdem jede Menge Nähr- und Schadstoffe wie Stickstoff, Phosphor oder Quecksilber. Sowie diese Stoffe in das Meer gelangen, werden sie dort weitertransportiert, abgebaut oder reichern sich an und verändern auf diese Weise nachhaltig den Flachwasserbereich. Die Folgen für das Ökosystem können Wissenschaftler derzeit noch nicht genauer abschätzen, denn aussagekräftige Langzeituntersuchungen zu diesem Thema fehlen bislang.



3.30 > Küstenerosion in Bildern: Diese Landsat-Aufnahme zeigt einen Abschnitt der US-amerikanischen Nordküste zwischen Drew Point in Alaska (kleiner Zipfel links im Bild) und einem regionalen Flugplatz (kleine Piste an der Küste rechts im Bild) am 8. Juli 1992. Meereis schützt zu diesem Zeitpunkt noch die Küste vor der zerstörerischen Kraft der Wellen.



3.31 > 26 Jahre später, am 5. Oktober 2018, fehlen nordöstlich des Flughafens und rund um Drew Point große Flächen Land. Wind und Wellen haben sie abgetragen – auch weil das Meereis in dieser Region deutlich abgenommen hat. Die Eisunterschiede in beiden Bildern sind allerdings zum Großteil jahreszeitlich bedingt.

Kohlenstoffspeicher Permafrost

Die arktischen Permafrostböden werden häufig als „gigantische Gefriertruhe“ bezeichnet. In den gefrorenen Böden lagern große Mengen an Kohlenstoff in Form fossiler Tier- und Pflanzenreste. Wissenschaftler schätzen die Gesamtmenge dieses Bodenkohlenstoffs auf 1100 bis 1500 Milliarden Tonnen. Davon sind bislang etwa 60 Prozent dauerhaft gefroren und damit dem globalen Kohlenstoffkreislauf der Erde entzogen. Nur zum Vergleich: Diese Menge tiefgefrorenen Kohlenstoffs entspricht in etwa jener Kohlenstoffmenge, die derzeit in der Erdatmosphäre vorhanden ist und in Form von Kohlendioxid und Methan die Erde aufheizt.

Tauen die im Permafrost eingelagerten tierischen und pflanzlichen Überreste auf, beginnen Mikroorganismen, diese zu zersetzen. Dabei wandeln sie den organischen Kohlenstoff entweder in Kohlendioxid oder in Methan um. Welches der beiden Treibhausgase am Ende entsteht, hängt davon ab, welche Mikroorganismen aktiv werden – einige Archaeen produzieren ausschließlich Kohlendioxid, andere nur Methan –, aber auch davon, ob ihnen bei der Zersetzung der Tier- und Pflanzenreste Sauerstoff zur Verfügung stand. Ist dies der Fall, wird er veratmet und Kohlendioxid ausgestoßen. Zersetzen die Mikroorganismen die aufgetauten Tier- und Pflanzenreste allerdings unter anaeroben Bedingungen, also in einem sauerstoffarmen Milieu wie beispielsweise am schlammigen Grund der Thermokarstseen, bauen die methanproduzierenden Gruppen der Archaeen den Kohlenstoff zu Methan um. Das ausgesprochen klimawirksame Treibhausgas steigt dann in Blasen vom Grund des Sees auf und gelangt in die Atmosphäre. Durch den Abbau von aufgetautem organischem Material könnten die Permafrostregionen der Arktis bis zum Jahr 2100 etwa 140 Milliarden Tonnen Kohlenstoff in die Atmosphäre freisetzen. Diese Emission allein würde zu einer weiteren Erwärmung der Erde um etwa 0,1 Grad Celsius führen.

Wie schnell die Tier- und Pflanzenreste von den Mikroorganismen abgebaut werden können, hängt in erster Linie von der Qualität des organischen Materials ab. Bisherige Studien zeigen, dass die Kohlenstoffqualität im Permafrost auch mit zunehmender Tiefe und zunehmendem Alter gleich bleibt. Vereinfacht gesagt bedeutet das: Ist das organische Material erst einmal aufgetaut, schmeckt den Mikroorganismen die Tiefkühlkost aus Permafrost gleich gut, egal ob sie 20 oder 20 000 Jahre lang gefroren war.

Beeinflusst wird die Methanproduktion auch von den lokalen Wetterbedingungen. Wie US-amerikanische Forscher in einer neuen Studie herausfanden, kann zum Beispiel schon ungewöhnlich früher Frühlingsregen die Methanproduktion in den Thermokarstregionen Alaskas um bis zu 30 Prozent anheben. Grund dafür ist, dass im Frühjahr die Atmosphäre und damit auch der Regen deutlich wärmer sind als der gefrorene Boden.

Regnet es nun wie im Jahr 2016 deutlich früher als in den Jahren zuvor, sammelt sich das Regenwasser in den Thermokarstsenken und taut dort den Untergrund bis in eine Tiefe von einem Meter auf. Die gesamte Senke ähnelt dann einem morastigen Feuchtgebiet im Miniformat, in dessen Schlamm nur wenig Sauerstoff zur Verfügung steht. Im Zuge dieses Auftauprozesses werden deshalb vor allem methanproduzierende Mikroorganismen im Erdreich aktiv. Sie verarbeiten das organische Material zu Methan. Außerdem setzen die Mikroben Nährstoffe frei, welche das Wachstum bestimmter Riedgräser in der Senke anregen. Wie die meisten Pflanzen nehmen auch Riedgräser Kohlendioxid aus der Luft auf und wandeln es durch Photosynthese in Zucker und Sauerstoff um. Einen Teil des Zuckers verfrachten die Pflanzen in den Wurzelbereich, wo er unter Umständen ins Erdreich gelangt und dort von den Mikroben zu Methan verarbeitet wird. Die Wissenschaftler schlussfolgern daraus: Je mehr Riedgräser in einer Thermokarstsenke wachsen und je eher im Jahr sie dies tun, desto mehr Methan wird im morastigen Untergrund dieser Senke produziert.

Bleibt die Frage, ob durch das verstärkte Pflanzenwachstum in den Permafrostgebieten eventuell mehr Kohlendioxid aus der Atmosphäre entfernt wird, als es die Bodenmikroben freisetzen. Eine klare Antwort darauf gibt es bislang nicht. Fest steht allerdings, dass die positiven Rückkopplungen zwischen Boden, Eis und Atmosphäre den Rückzug des Permafrosts in der Arktis verstärken und so wirken, als hätte jemand der Gefriertruhe den Stecker gezogen. Um genauere Vorhersagen zur Zukunft des Bodeneises treffen zu können, hat die Wissenschaft in den zurückliegenden Jahren eine Vielzahl regionaler und überregionaler Computermodelle entwickelt, die zum Teil schon in der Lage sind, Energieflüsse und Rückkopplungen zwischen Permafrost, Atmosphäre und Vegetation abzubilden. Obwohl diese Modelle im Detail noch große Unterschiede in ihren Vorhersagen aufweisen, so zeigen sie doch alle einen Trend: Die anhaltende Erwärmung der Arktis sowie die Zunahme der Schneefälle in ehemals trockenen Regionen des Nordpolargebiets werden zu einem

3.32 > Abertausende Methanblasen durchziehen das Eis auf dem Lake Minnewanka im kanadischen Banff-Nationalpark. Das klimaschädliche Treibhausgas wird freigesetzt, wenn Mikroorganismen organisches Material zersetzen, welches sich am Seeboden angesammelt hat.

großräumigen Verlust des oberflächennahen Permafrosts führen. Den Rückgang können die Wissenschaftler sogar beziffern. Demnach verliert die Arktis jedes Mal eine 0,8 bis 2,3 Millionen Quadratkilometer große Permafrostfläche, wenn die Lufttemperatur um ein weiteres Grad Celsius steigt.

Der Weltklimarat kommt in seinem 1,5-Grad-Sonderbericht zu dem Schluss, dass bei einer globalen Erwärmung von 1,5 Grad Celsius oder weniger die Fläche der Permafrostregionen im Vergleich zu heute um 21 bis 37 Prozent schrumpfen würde. Sollte sich die Welt um 1,5 bis zwei Grad erwärmen, würde sich die Fläche voraussichtlich um 35 bis 47 Prozent verringern. Bei einer Erwärmung von bis zu drei Grad Celsius wäre davon auszugehen, dass die Permafrostböden der Welt in einem noch weitaus größeren Maß auftauen würden. Klimasimulationen zur Arktis zeigen, dass es unter diesen Umständen vermutlich nur noch in wenigen Regionen Bodeneis gäbe – etwa in der Gegend des kanadisch-arktischen Inselarchipels, an der russischen Arktisküste und in den höher gelegenen Regionen Ostsibiriens.

Kostenfaktor Permafrost

Diese Zukunftsaussichten haben das Thema Permafrost zu einem der dringlichsten Handlungsfelder in den Arktisanrainerstaaten gemacht. Das wirtschaftliche und soziale Schadensrisiko für Städte, Gemeinden und Überland-Infrastrukturen wie Straßen, Schienenwege und Pipelines ist enorm – vor allem in Ländern wie Kanada, dessen Territorium zur Hälfte von Permafrost unterlagert ist. Oder auch in Russland, das auf 65 Prozent seiner Fläche Permafrost aufweist. Einer neuen Studie zufolge müsste der russische Staat mit Reparatur- und Instandhaltungskosten von bis zu 85 Milliarden US-Dollar rechnen, sollte das Worst-Case-Szenario des Weltklimarats eintreten und sich die Welt bis zum Ende des 21. Jahrhunderts um bis zu 4,9 Grad Celsius erwärmen. Die Schäden an Privatbesitz, der dann auf schwindendem Permafrost stünde, könnten sich in diesem Fall auf 53 Milliarden US-Dollar belaufen.

Beachtet werden müssen außerdem die ökologischen Veränderungen, die durch den Verlust der dauergefrorenen Böden hervorgerufen werden. Dazu zählen zum Beispiel ein veränderter Wasserkreislauf oder aber das Vordringen der Baumgrenze. Erschwerend kommt hinzu, dass sich die Umweltbedingungen in der Arktis zu einem Zeitpunkt verändern, an dem sich die ehemals nur dünn besiedelte Region kräftig weiterentwickelt und wirtschaftlich erschlossen wird. Daher steigt der Bedarf an neuen lokalen und überregionalen Beobachtungssystemen, mit denen sowohl Infrastrukturen als auch ganze Landschaften überwacht werden können. Moderne Fernerkundungsmethoden wie Einsätze von Drohnen, regelmäßige Satellitenüberwachungen sowie die lasergenaue Vermessung von Höhenveränderungen werden hier in Zukunft eine wichtige Rolle spielen. Schon heute verfolgen Forscher mithilfe von Satellitenbildern den Rückzug der Permafrostküsten und kartieren neue, durch schnelles Permafrosttauen entstandene Landschaftsformen wie Thermokarstseen und -senken oder Thermoerosionstäler. Außerdem arbeiten Expertengruppen an neuen Risikoanalyseverfahren, die den zukünftigen Klimawandel mitberücksichtigen. Dabei gehen sie auch von einer Zunahme extremer Wetterereignisse wie Starkregen, Überschwemmungen und Gewitter aus.

Wie weitreichend deren Folgen sein können, zeigte die Überschwemmung des Dalton Highways in Alaska im Frühjahr 2015. Die Straße ist die einzige Landverbindung zu Alaskas 24 Ölfeldern im hohen Norden. Parallel zum Highway verlaufen außerdem die Trans-Alaska-Pipeline und der Sagavanirktok River, der im Frühjahr 2015 den

3.33 > Auf Permafrost errichtete Straßen sacken in der Regel zuerst am Rand ab, weil der gefrorene Untergrund dort am schnellsten taut. Um das zu verhindern, werden sogenannte Ventilationsrohre am Straßenrand verlegt, die im Winter eiskalte Außenluft in den dann noch relativ warmen Untergrund führen und ihn dadurch kühlen.

Mysteriöse Krater

Im Sommer 2014 entdeckten russische Rentierhirten ein großes, kreisrundes Loch in der sibirischen Tundra der Region Jamal. Fotos des mysteriösen Kraters erregten weltweit Aufmerksamkeit und befeuerten Spekulationen über Meteoriteneinschläge oder die Machenschaften außerirdischer Lebensformen in dem Gebiet 2200 Kilometer nordöstlich von Moskau. Russische Geowissenschaftler untersuchten daraufhin das etwa 50 Meter tiefe und 30 Meter breite Loch in mehreren Expeditionen. Ihre Ergebnisse lassen darauf schließen, dass das Loch entstand, als im Zuge der Permafrosterwärmung ein sogenanntes Gashydrat, also eine große Menge gefrorenen Methans und Wassers, in großer Tiefe aufgetaut war. Das Methan war dabei vom gefrorenen in den gasförmigen Zustand übergegangen und hatte sich um das 164-Fache ausgedehnt. Anschließend war es mit einem Druck von bis zu 30 Kilogramm pro Quadratzentimeter Richtung Erdoberfläche aufgestiegen. In jenem Moment, als das Gas auf einen Schlag in die Atmosphäre entwich, muss es eine gewaltige Eruption gegeben haben. Das Erdreich aus dem Krater wurde jedenfalls mehr als 180 Meter weit durch die Luft geschleudert. Mittlerweile gehen die Forscher sogar davon aus, dass solche Methaneruptionen ein ziemlich häufig auftretendes Phänomen in der sibirischen Arktis sind. So wird unter anderem vermutet, dass durch diesen Prozess in einer zurückliegenden Warmphase viele der heute bekannten Seen auf der Halbinsel Jamal entstanden sind.

3.34 > Dieser Krater auf der Halbinsel Jamal entstand im Jahr 2014, als große Mengen Methangas explosionsartig aus dem Erdreich austraten.

Highway überflutete. Von März bis Juni stand die Straße auf einer Länge von fast 60 Kilometern bis zu 75 Zentimeter tief unter Wasser. Der nördliche Teil des Highways musste wochenlang gesperrt werden, was finanzielle Einbußen für die lokalen Transportunternehmen brachte. Die Ölfelder waren nur aus der Luft erreichbar. Alaskas Gouverneur rief in dieser Zeit zweimal den Notstand aus.

Die Flut selbst beschädigte sowohl die Straße als auch die angrenzende Permafrostlandschaft. Das oberflächennahe Bodeneis taute großflächig auf, sodass sich Thermokarstsenken bildeten, in denen auch Abschnitte des Highways versanken. Die unmittelbaren Reparaturkosten beliefen sich im Anschluss auf 27 Millionen US-Dollar. Weitere 50 Millionen US-Dollar wurden benötigt, um den Highway gegen künftige Überflutungen zu wappnen.

Wegen solcher und ähnlicher Vorkommnisse wurden unter anderem in Kanada und Norwegen neue Gesetze und Richtlinien zum Bau von Gebäuden und Infrastrukturen in Permafrostregionen eingeführt. Große Anstrengungen werden zudem unternommen, um technische Anpassungsoptionen zu entwickeln. Eine wichtige Frage lautet beispielsweise, auf welche Weise sich der Permafrost unter Straßen, Schienen und Flughäfen kühlen ließe, sodass er den wichtigen Infrastrukturen auch unter wärmeren Klimabedingungen ausreichend Halt böte.

So werden neben vielen Gebäuden und Straßen Alaskas und Kanadas seit den 1970er-Jahren sogenannte Thermosiphone errichtet, um den gefrorenen Untergrund zu kühlen. Die Anlagen bestehen aus senkrecht stehenden Stahlrohren, deren untere Enden tief in den Boden reichen, die luftdicht abgeschlossen sind, und in denen sich in der Regel Kohlendioxid in seiner gasförmigen und flüssigen Phase befindet. Die Thermosiphone kühlen den Untergrund im Winter, indem sie dem Erdreich mithilfe des Kohlendioxid-Phasenwechsels Wärme entziehen. Wenn die Luft über dem Erdboden kälter ist als die Temperatur des Bodens, kondensiert das Gas im oberen Teil des Rohres und läuft als Flüssigkeit in den unteren Teil. Aufgewärmt vom Boden verdunstet die Flüssigkeit dort wieder und steigt als Gas auf. Die für die Verdunstung notwendige Wärme nimmt es mit und gibt sie oben bei seiner Kondensation wieder an die Atmosphäre ab. Dieser Kühlungsmechanismus funktioniert, solange die Außenluft kälter ist als der Boden.

Veränderungen der Gletscher und Eisschilde

Die Antwort auf die Frage, ob ein Gletscher oder Eisschild klimabedingt wächst, schrumpft oder sich im Gleichgewicht befindet, ist das Ergebnis einer prinzipiell einfachen Massenbilanzgleichung. Fällt mehr Schnee auf den Eiskörper, als der auf verschiedene Art und Weise verliert, ist die Bilanz positiv und der Gletscher oder Eisschild wächst. Büßt er jedoch mehr Eismasse ein, als er durch Niederschlag hinzugewinnt, schrumpft der Eispanzer.

In dieser Rechnung gelten sowohl für einzelne Gletscher als auch für die größeren Eisschilde dieselben Kenngrößen. Alle Landeisflächen akkumulieren Masse durch Niederschlag. In den Polarregionen fällt dieser in der Regel als Schnee. Unter Umständen aber regnet es auch über Eisschilden und Gletschern. Dieses Regenwasser trägt ebenfalls zur Gewichtszunahme des Gletschers oder Eisschilds bei – vorausgesetzt, es versickert in der Schnee-Firn-Schicht und gefriert in der Tiefe zu Eis, was in den Polarregionen bislang häufig passiert, weil der Firn hier kalt genug ist.

Deutlich länger ist die Liste jener Prozesse, durch die Gletscher und Eisschilde Masse verlieren. Berücksichtigt werden müssen hier Verluste durch:

- Windtransport (Menge der Schneepartikel, die durch den Wind verfrachtet werden),
- Sublimation (phasenloser Übergang des Wassers vom Schneekristall zum Wasserdampf),
- Schmelzwasser, welches abfließt oder an der Gletscheroberfläche verdunstet,
- das Abbrechen von Eismassen an Land oder im Meer (Eisberge),
- basales Schmelzen im Fall schwimmender Gletscherzungen und Schelfeise.

In der Theorie mag es ein Leichtes sein, diese verschiedenen Kenngrößen in einer Gleichung anzuordnen und zu berechnen. In der Praxis aber ist es bis heute eine riesige Herausforderung, die Massenbilanz der Gletscher und Eisschilde der Polarregionen richtig zu bestimmen, weil es zu vielen der genannten Kenngrößen nur Schätzungen gibt. Eine Ausnahme bilden gut zugängliche Gletscher, bei denen Forscher seit mehr als 40 Jahren regelmäßig den Schneezutrag und die Schneedichte messen. Ihre Zahl beläuft sich weltweit auf gerade einmal 37 Gletscher, Hochgebirgsgletscher in den mittleren Breiten sind dabei mitberücksichtigt.

Die Waage aus dem Weltall

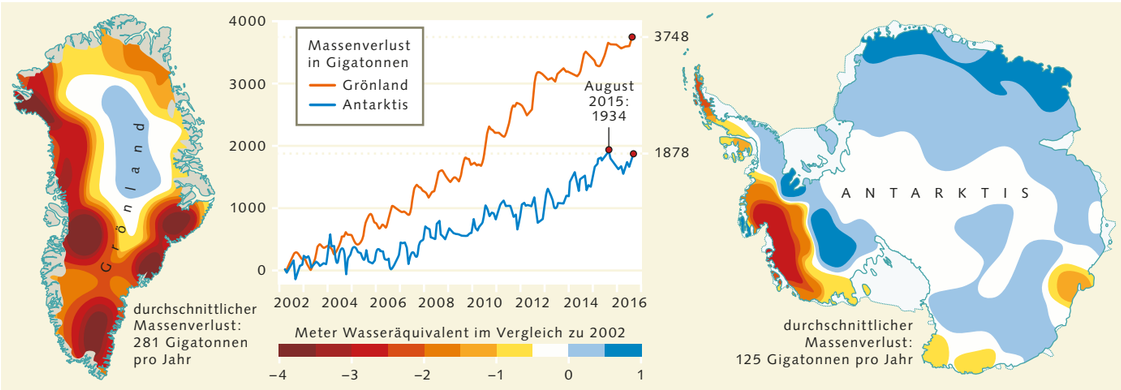
Um die Unsicherheitsfaktoren in der Massenbilanz der Gletscher und Eisschilde zu verringern, wurde im Jahr 2002 die Satellitenmission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment, Schwerefeldmessung und Klimaexperiment) gestartet. GRACE besteht aus zwei identischen Satelliten, die in 490 Kilometer Höhe auf einer nahezu polaren Umlaufbahn hintereinander die Erde umkreisen und denen gelingt, was mit irdischen Messungen unmöglich ist: Das Gespann vermisst innerhalb eines Monats das gesamte Schwerefeld des Planeten. Das heißt, die Satelliten dokumentieren flächendeckend die Massenveränderungen auf der Erde und damit in erster Linie die Umverteilung des Wassers zwischen den Weltmeeren, den Kontinenten und speziell den Eisschilden. Die Fernerkundungsdaten liefern somit Antworten auf zwei der drängendsten Fragen der Klimaforschung: Wie viel Eis verlieren die Eisschilde und Gletscher Grönlands und der Antarktis im Zuge des Klimawandels? Und in welchen Regionen der Welt steigt folglich der Meeresspiegel?

Die erste GRACE-Mission dauerte von 2002 bis 2017. Aufgrund ihres großen Erfolges brachte am 22. Mai 2018 eine Trägerrakete vom Luftwaffenstützpunkt Vandenberg

Der globale Meeresspiegelanstieg 2005 bis 2018

Ursachen	in Millimetern pro Jahr
globaler Meeresspiegelanstieg insgesamt	3,5 ±0,2
thermische Ausdehnung des Wassers	1,3 ±0,4
Schmelzen der Gebirgsgletscher	0,74 ±0,1
Schmelzen des Eisschilds in Grönland	0,76 ±0,1
Schmelzen des Eisschilds in der Antarktis	0,42 ±0,1

3.35 > Der Anstieg des globalen Meeresspiegels hat verschiedene Ursachen. Etwas weniger als zwei Drittel des Signals werden durch das Schmelzen der Gebirgsgletscher und Eisschilde ausgelöst. Ungefähr ein Drittel ist auf die wärmebedingte Ausdehnung der Weltmeere zurückzuführen.



3.36 > Mithilfe der Schwerefeldmessungen des GRACE-Satellitengespanns konnte die Massenbilanz der Eisschilde in Grönland und der Antarktis erstmals verlässlich gemessen werden. Beide Eispanzer haben im Untersuchungszeitraum mehr Eis verloren als gewonnen. Sichtbar wurden zudem jene Regionen, in denen die Gletscher das meiste Eis ins Meer transportieren.

im Santa Barbara County in Kalifornien das Nachfolge-Satellitengespann GRACE-FO (Follow-on, Nachfolgemission) ins Weltall. Es soll mindestens zehn Jahre lang, bei idealen Sonnenbedingungen und demzufolge guter Energieversorgung vielleicht sogar 30 Jahre lang, Klimaforschern aus der ganzen Welt verlässliche Daten zum Wachsen und Schrumpfen der Eisschilde liefern.

Ausgewertet wurden bislang vor allem die Messungen der ersten Mission. Demnach haben der Eisschild in Grönland und die dazugehörigen Gletscher seit 2002 im Durchschnitt jährlich 286 Milliarden Tonnen Eis verloren. Diese Massenverluste kommen vor allem dadurch zustande, dass die Luft über Grönland wärmer wird und dadurch die Intensität und Dauer der Schmelzsaison zunehmen, berichten Wissenschaftler. Die Eiskappe Grönlands verliert heute fast doppelt so viel Eis durch Schmelzprozesse an der Oberfläche als noch im Zeitraum von 1960 bis 1990. Wie nachträglich durchgeführte Modellberechnungen zeigen, waren die Eiszuwächse und -einbußen damals nahezu ausgeglichen. Die Massenverluste durch das Abbrechen von Eisbergen haben bis heute um etwa ein Viertel zugenommen. Grönland liefert mittlerweile den größten Schmelzwasserbeitrag zum Anstieg des globalen Meeresspiegels. Dieser beträgt aktuell 3,34 Millimeter pro Jahr, Grönlands Anteil beläuft sich derzeit auf ungefähr 0,7 Millimeter.

Die Massenbilanz der beiden Eisschilde in der Antarktis ist ebenfalls negativ, obwohl pro Jahr etwa 2000 Gigatonnen Schnee auf die antarktischen Gletscher und Eisschilde fallen. Etwa zehn Prozent dieses Schnees gehen durch Oberflächenschmelze, Windverwehung, Verdunstung und Sublimation verloren. Die verbleibenden 90 Prozent verdichten sich zu Firn und später zu Eis. Wissenschaftler aus den USA und Europa haben in einer Studie aus dem Jahr 2018 GRACE-Daten, Altimetermessungen zur Höhenveränderung der Eisschilde sowie Modellierungsergebnisse zusammengefasst und die Massenbilanz des West- und Ostantarktischen Eisschildes für den Zeitraum von 1992 bis 2017 bestimmt. Demzufolge verlor die Antarktis bis zum Jahr 2011 pro Jahr etwa 76 Gigatonnen Eis – eine Menge, die den globalen Meeresspiegel um jährlich 0,2 Millimeter ansteigen ließ. Seit dem Jahr 2012 aber hat sich der jährliche Eisverlust der Antarktis mit 219 Gigatonnen fast verdreifacht.

Die deutlichsten Veränderungen dokumentierten die Forscher in der Westantarktis. In den ersten fünf Jahren des Beobachtungszeitraums (1992 bis 1997) transportierten deren Gletscher und Eisströme noch durchschnittlich 53 Gigatonnen mehr Eis pro Jahr in das Südpolarmeer, als sich durch Niederschlag über dem Eisschild neu bildete. Im Zeitraum 2012 bis 2017 waren es dann 159 Gigatonnen, also die dreifache Menge. Auffallend viel Eis verliert die Westantarktis seit den späten 2000er-Jahren. Damals begannen vor allem der große Pine-Island-Gletscher und der Thwaitesgletscher schneller zu fließen. Beide Ströme münden in die Amundsensee, wo warme Meeresströmungen die den Gletschern vorgelagerten Schelfeise verstärkt von unten schmelzen.

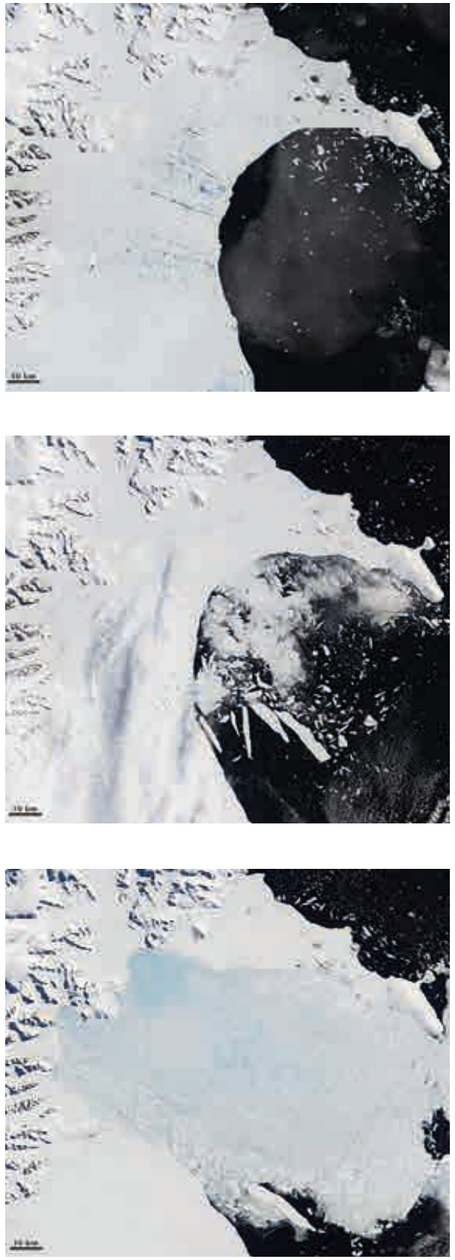
Im nördlichsten Gebiet der Antarktis, der Antarktischen Halbinsel, zerfielen in den zurückliegenden Jahrzehnten vier von zwölf Schelfeisen, drei verloren bis zu 70 Prozent ihrer Eisfläche. Zusammen beschleunigten sie auf diese Weise den Eismassenverlust auf der Halbinsel auf mittlerweile 25 Gigatonnen pro Jahr. Im Gegensatz dazu hielten sich Eisverluste und -zuwächse in der Ostantarktis in den 25 Jahren in etwa die Waage. Den Daten zufolge wuchs die Masse des Ostantarktischen Eisschilds sogar um fünf Gigatonnen pro Jahr. Da der Fehlerquotient jedoch bei plus/minus 46 Gigatonnen liegt, ist das Ergebnis mit einer ziemlich großen Unsicherheit belastet.

Analysiert man nur die GRACE-Daten aus der Antarktis, dann verliert der Kontinent derzeit pro Jahr 127 Gigatonnen Eis. Die größten Einbußen verzeichnen der Westen der Antarktischen Halbinsel, die Küstenregion der Westantarktis sowie in der Ostantarktis die Küstengebiete des Wilkeslands und des Adélielands. Im südlichen Teil der Westantarktis sowie im nördlichen Teil des Königin-Maud-Landes dagegen wächst der Eispanzer.

Schwachstelle Schelfeis

Die zunehmenden Eisverluste in der Antarktis sind in erster Linie auf das Ausdünnen oder sogar den Zerfall der Schelfeisgebiete zurückzuführen. Je schmaler, leichter und kürzer die einst mächtigen Eiszungen werden, desto weniger sind sie in der Lage, das Nachrutschen des dahintergelagerten Inlandeises zu bremsen. Die zunehmende Instabilität der Eisschilde wird durch zwei Prozesse hervorgerufen: zum einen durch basales Schmelzen infolge warmer Meeresströmungen, die an der Unterseite der Schelfeise wirken; zum anderen durch Schmelzprozesse an der Eisoberfläche, in erster Linie ausgelöst durch warme Luftmassen. Dieses Schmelzwasser sammelt sich dann in Rissen und Spalten des Eiskörpers, vertieft diese und erhöht somit die Wahrscheinlichkeit eines Eisbergabbruchs. In welchem Ausmaß beide Prozesse wirksam werden, hängt von den regionalen Gegebenheiten ab, wie ein Vergleich der Geschehnisse in der Westantarktis und entlang der Antarktischen Halbinsel zeigt.

Im antarktischen Sommer 2002 warteten Polarforscher in den USA und Europa mit Spannung auf die täglich neuen Satellitenaufnahmen vom Larsen-B-Schelfeis im



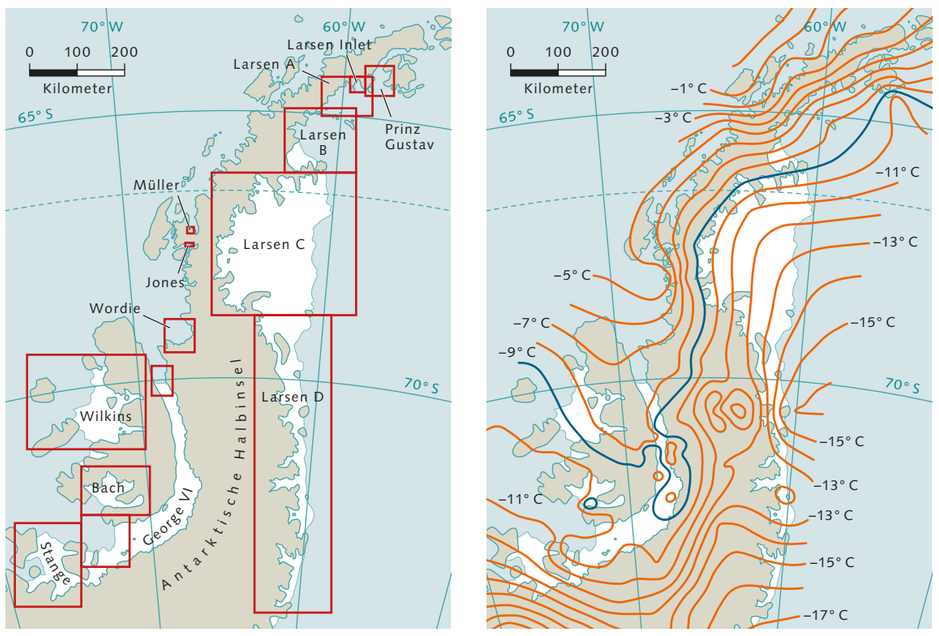
3.37 > Das Larsen-B-Schelfeis an der Ostküste der Antarktischen Halbinsel zerfiel im Südsommer 2002 in weniger als sechs Wochen. Die obere Aufnahme (31. Januar 2002) zeigt die noch intakte Eisfläche und die vielen Schmelzwasserseen, welche sich auf der Oberfläche gebildet haben. Auf der zweiten Aufnahme (23. Februar 2002) treiben bereits Hunderte Eisberge vor der Abbruchkante. Knapp zwei Wochen später (7. März 2002) hat das Schelfeis eine Eisfläche von insgesamt 3250 Quadratkilometern verloren.

Larsenschelfeis
Das Larsenschelfeis, welches in die vier Abschnitte A, B, C und D unterteilt wird, ist nach dem norwegischen Walfänger und Antarktisforscher Carl Anton Larsen (1860–1942) benannt. Er war im Dezember 1893 mit seinem Schiff „Jason“ an dem Schelfeis im westlichen Weddellmeer entlanggesegelt.

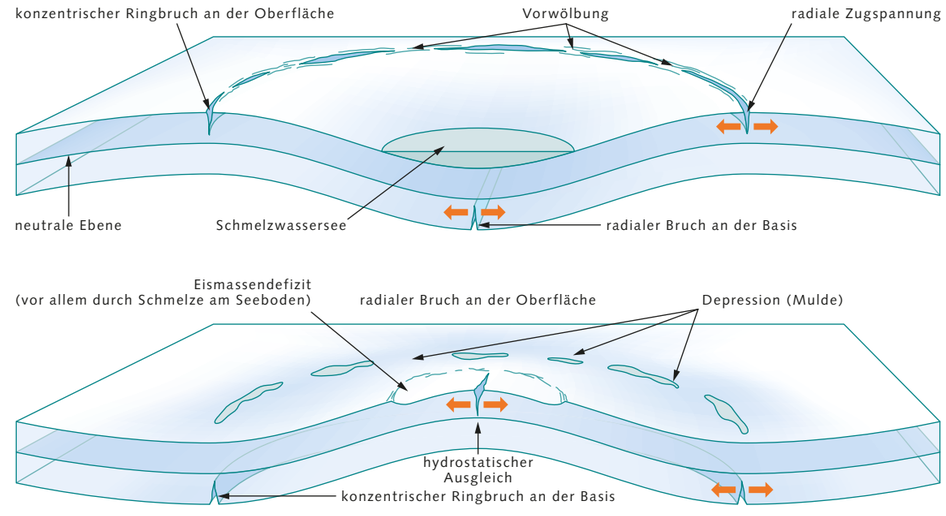
nordwestlichen Weddellmeer. Aus der Ferne wurden die Wissenschaftler Zeugen, wie innerhalb eines Monats eine 3250 Quadratkilometer große, schwimmende Eisfläche in Abermillionen Einzelteile zerfiel und sich quasi auflöste. Das Larsen-B-Schelfeis gehörte bis in die 1990er-Jahre zu einem Ensemble aus fünf nahezu zusammenhängenden Schelfeisen, die sich von der Ostküste der Antarktischen Halbinsel aus bis zu 200 Kilometer weit (Larsen C) auf das Weddellmeer hinausschoben. Im Jahr 1996 zerfielen dann mit dem Prinz-Gustav-Schelfeis und dem Larsen-A-Schelfeis die zwei nördlichsten Eisflächen. Larsen B folgte sechs Jahre später. Die beiden südlichsten, Larsen C und D, existieren bis heute, wobei im Juli 2017 ein Eisberg mit einer Gesamtfäche von rund 5800 Quadratkilometern vom Larsen-C-Schelfeis abbrach. Das Schelfeis verlor damit auf einen Schlag eine Eisfläche, die fast siebenmal so groß war wie die Stadtfläche Berlins.

Die ehemals zwölf Schelfeise entlang der Antarktischen Halbinsel speisen sich aus den Gletschern, die in den Gebirgslagen der Halbinsel entstehen. Ihre Eismassen entstehen einzig und allein aus Schnee und Regen, die über der Halbinsel fallen. Die Gletscher stehen in keinerlei Verbindung mit dem West- oder Ostantarktischen Eisschild. Mit einer durchschnittlichen Dicke von 200 Metern sind die Schelfeise der Antarktischen Halbinsel auch deutlich dünner als das bekannte Ross- oder Filchner-Ronne-Schelfeis, die beide Eis aus dem Innern der Antarktis führen.

Die Antarktische Halbinsel ist zudem die nördlichste und damit wärmste Region der Antarktis. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts sind die Lufttemperaturen über dieser lang gezogenen Berg- und Inselregion um durchschnittlich 3,5 Grad Celsius gestiegen. Seit den 1950er-Jahren wirkt sich diese regionale Erwärmung auf die Stabilität der Schelfeise auf beiden Seiten der Halbinsel aus. Diese, so erkannte der britische Glaziologe John H. Mercer bereits in den 1970er-Jahren, kommen nur in jenen Regionen der Antarktis vor, in denen die Jahresdurchschnittstemperatur minus fünf Grad Celsius nicht überschritt. Wie die 10° C-Juli-Isotherme für Baumwuchs in der Arktis gab es also lange Zeit auch eine minus 5° C-Isotherme für Schelfeise in der Antarktis.



3.38 > Seit den 1960er-Jahren haben sieben der zwölf Schelfeise entlang der Antarktischen Halbinsel große Eisverluste verzeichnet. Vier von ihnen sind komplett zerfallen (Jones, Wordie, Prinz Gustav, Larsen A). Ausgelöst wurde dieser Rückzug unter anderem durch den Anstieg der Lufttemperaturen um bis zu drei Grad Celsius. Seitdem kommen Schelfeise der Antarktischen Halbinsel nur noch in jenen Regionen vor, deren Jahresdurchschnittstemperatur bei minus neun Grad Celsius und darunter liegt.



3.39 > Sammelt sich Schmelzwasser auf einem Schelfeis, bildet sich ein Tümpel oder See, unter dessen Gewicht die Eisfläche langsam nachgibt – eine Delle bildet sich. Sowie dieser Schmelzwassersee dann aber ausläuft, etwa durch einen Riss im Eis, springt die Delle zurück. Dabei entstehen ringförmige Risse am Rand des Sees, die langfristig zum Zerfall des Schelfeises führen.

Deren Position an der Antarktischen Halbinsel aber verlagerte sich in den zurückliegenden Jahrzehnten im Zuge der Erwärmung immer weiter Richtung Süden – mit gravierenden Folgen für die nun nördlich der Isotherme gelegenen Schelfeisgebiete. Sie begannen aufgrund der steigenden Sommertemperaturen und warmer Föhnwinde wiederholt in großem Ausmaß zu schmelzen. Das dabei entstehende Schmelzwasser sammelte sich in den Spalten und Rissen der Schelfeise. Durch das Gewicht des Wassers stieg der hydrostatische Druck am unteren Ende der einzelnen Spalten, was wiederum zur Folge hatte, dass sich die Risse vertieften. Ähnliche Kräfte wirkten, wenn das Schmelzwasser im Winter wieder gefror und sich in den Spalten ausdehnte. Sowie die Risse durch das gesamte Schelfeis verliefen, stieg entsprechend die Gefahr von Eisbergabbrüchen.

Die Stabilität der Schelfeise litt aber auch unter der Last stetig wiederkehrender Schmelzwasserseen. Sammelt sich Schmelzwasser in einer Vertiefung auf dem Schelfeis, verbiegt sich das Eis darunter aufgrund der hohen Last des Wassers um bis zu einen Meter, wie Messungen auf dem McMurdoschelfeis im Rossmeer ergaben. Das Schelfeis beult gewissermaßen aus. Läuft dieser See dann im Lauf des Sommers plötzlich aus, schnellt das ausgebeulte Stück Eisschelf in seine Ausgangsposition zurück.

Durch diese Bewegung wiederum entstehen kleine, ringförmige Risse im Eis um den See herum sowie in seinem Zentrum. Sickert dann im Anschluss Wasser aus angrenzenden Seen in diese neu entstandenen Risse, wachsen diese weiter und erhöhen somit die Zerfallsgefahr. Eine solche Kettenreaktion aus Schmelzen, Verbiegen, Zurückschnellen, Aufreißen und Vertiefen hat vermutlich im antarktischen Sommer 2001/2002 zur Drainage von über 2000 dicht nebeneinanderliegenden Schmelzwasserseen auf dem Larsen-B-Schelfeis geführt. Kontrovers diskutiert wurde in der Wissenschaft auch die Rolle von Schmelzprozessen an der Unterseite der Schelfeise. Warmes Meerwasser könnte demzufolge durchaus einen kleinen Beitrag zum Zerfall der Schelfeise geleistet haben.

Die Grundursache für den Zerfall der Schelfeise an der Antarktischen Halbinsel aber war der Anstieg der Lufttemperatur. In ihrem Zuge zogen sich die im nördlichen Teil der Halbinsel gelegenen Schelfeise zunächst über mehrere Jahrzehnte hinweg zurück, später zerfielen sie nacheinander – zuerst das Wordieschelfeis an der Westküste der Halbinsel (1980er-Jahre), dann das Prinz-Gustav-Schelfeis an der Ostküste (1995), gefolgt von dem Larsen-A- (1995) und Larsen-B-Schelfeis (2002), dem Jonesschelfeis bei der Arrowsmith-Halbinsel (2003) und großen Teilen des Wilkinsschelfeises (2008).

Den Zusammenhang zwischen wärmerer Luft und zerberstenden Schelfeisen bestätigen auch jene Satellitenbilder, welche das Larsen-B-Schelfeis kurz vor seinem Zerfall zeigen. Darauf erkennt man deutlich zahllose Reihen blauer Schmelzwassertümpel. Als Wissenschaftler ein Jahr nach dem Zerfall von Larsen B die damaligen Temperaturdaten entlang der Antarktischen Halbinsel auswerteten, stellten sie fest, dass nur noch jene Schelfeise keine großflächige Oberflächenschmelze und somit auch keine auffälligen Veränderungen aufwiesen, die südlich einer Isotherme von minus neun Grad Celsius lagen. Alle nördlich gelegenen Schelfeise waren bis dahin entweder großflächig geschrumpt oder sogar ganz zerfallen. Die Isotherme von minus neun Grad Celsius Jahresmitteltemperatur gilt seitdem als neue Temperaturgrenze für die Existenz von Schelfeisen entlang der Antarktischen Halbinsel.

Der Zerfall des Larsen-B-Schelfeises hatte Konsequenzen für die Gletscher, die einst das Schelfeis speisten. Innerhalb kurzer Zeit verdoppelte bis versechsfachte sich die Fließgeschwindigkeit der vier betroffenen Gletscher, da die Rückhaltekräfte des ehemals vorgelagerten Schelfeises fehlten. Drei der Ströme büßten außerdem an Höhe ein – das bedeutet, ihre Eiszunge wurde aufgrund der erhöhten Fließgeschwindigkeit flacher. Auf diese Weise beeinträchtigte der Zerfall eines Schelfeises die Massenbilanz der Gletscher und Eischilde also weit über den eigentlichen Zeitpunkt des Auseinanderbrechens hinaus.

Die Wege des Schmelzwassers

Dass die Schelfeise und Gletscher der Antarktis gelegentlich an ihrer Oberfläche schmelzen, ist keine neue Erkenntnis. Schon Ernest Shackletons Nimrod-Team vernahm im Jahr 1908 bei seinem Weg über das Nansenschelfeis das Rauschen von Schmelzwasserbächen. Vier Jahre später beschwerten sich Teilnehmer der britischen Expedition unter der Leitung von Robert Falcon Scott, dass sie beim Kartieren des Nansenschelfeises wiederholt durch Schmelzwasserbäche waten mussten und ihre Zelte mehr als einmal geflutet wurden.

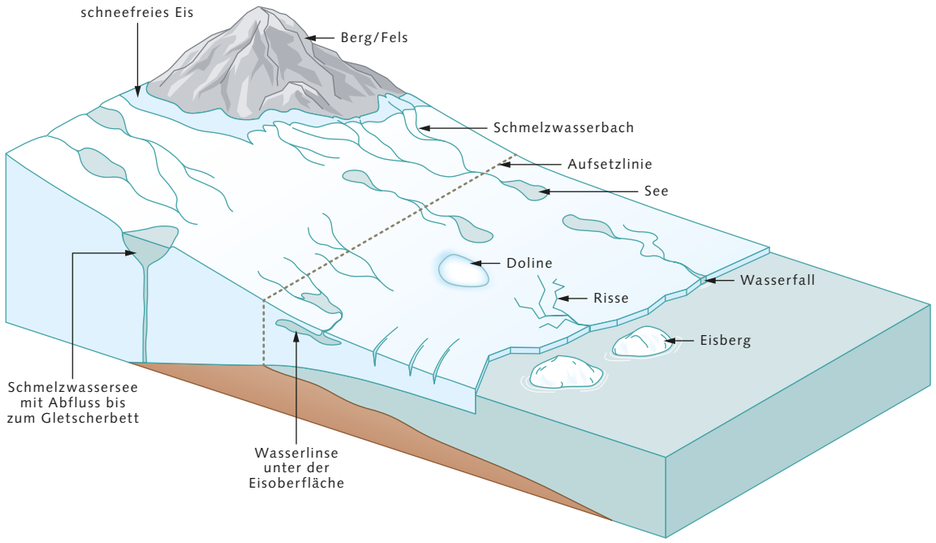
Neue Satellitenbeobachtungen sowie Luftaufnahmen und Modellierungen der Massenbilanz deuten darauf hin, dass das Ausmaß und die Bedeutung der schmelzbedingten Eisverluste für die Massenbilanz in der Antarktis größer sind als angenommen. Im Jahr 2017 zählten Wissenschaftler nahezu 700 verschiedene Netzwerke aus Schmelzwasserseen und -bächen, die flüssiges Wasser über alle Schelfeise der Antarktis transportieren.

3.40 > Die Wassermassen eines großen Schmelzwasserflusses auf dem Nansenschelfeis stürzten im April 2016 etwa 200 Meter tief in das westliche Rossmeer.

Die größten Oberflächenschmelzraten beobachten Forscher derzeit auf den noch bestehenden Schelfeisen entlang der Antarktischen Halbinsel, hier vor allem auf dem Larsen-C-, dem Wilkins- und dem George-VI.-Schelfeis. Schmelzwasser bildet sich aber auch auf den noch südlicher liegenden Schelfeisen der Ostantarktis, dort beispielsweise auf dem West- und dem Shackletonschelfeis. Auf dem Amery- und dem Roi-Baudouin-Schelfeis fällt die Sommerschmelze sogar so stark aus, dass sich weithin sichtbare Netze aus Schmelzwasserseen und -bächen bilden. Das Ross- und das Filchner-Ronne-Schelfeis hingegen erleben bisher nur kleinere Schmelzereignisse. Antarktisweit schmelzen bislang nur jene Eisflächen an der Oberfläche, die in einer Höhe von bis zu 1400 Metern über dem Meeresspiegel liegen. In allen höher gelegenen Regionen ist es noch zu kalt.

Besonders häufig schmelzen Eisflächen, die keine Schnee- oder Firnauflage besitzen und deshalb als nacktes Eis der Sonne ausgesetzt sind. Wegen seiner Farbe absorbiert dieses nackte Eis mehr Sonneneinstrahlung als schneeweiße Flächen. Hohe Schmelzraten messen Wissenschaftler außerdem in der Nähe von Bergen oder Felsen, die aus den Eisflächen herausragen. Auch sie nehmen mehr Sonnenenergie auf und erwärmen so das angrenzende Eis. Über die Netzwerke aus Schmelzwasserseen und -bächen wird das Wasser unter Umständen mehrere Hundert Kilometer weit abtransportiert – in der Regel direkt zur eigentlichen Schwachstelle des Eisschildes, den Schelfeisen. Der bislang größte bekannte Schmelzwassersee liegt auf dem Ameryschelfeis. Er ist rund 80 Kilometer lang. An der Abbruchkante des Nansenschelfeises rinnt im Sommer ein Großteil des Oberflächenschmelzwassers über einen 130 Meter breiten Wasserfall in das Rossmeer – und das mindestens seit 1974. Ähnliche Wasserfälle hatten Wissenschaftler auch am Larsen-B-Schelfeis entdeckt, bevor es zerfallen ist. Es wird sogar angenommen, dass Schelfeise, deren Schmelzwasser über ein Netzwerk aus Bächen oberflächlich abfließt, seltener Gefahr laufen auseinanderzubrechen als jene Schelfeise, deren Wasser sich in den Spalten und Rissen ansammelt und diese vertieft.

Während Wissenschaftler auf Grönland regelmäßig beobachten, dass Schmelzwasserseen nahezu senkrecht in das Innere des Eisschilds in sogenannte Gletschermühlen drainieren und ihre Wassermassen anschließend an der Unterseite des Eispanzers Richtung Meer fließen, fehlen bislang gleichlautende Berichte aus der Antarktis. Leerlaufende Schmelzwasserseen kennt man hier bisher



3.41 > Im Zuge des Klimawandels nimmt die Oberflächenschmelze in der Antarktis zu. Das dabei entstehende Schmelzwasser verändert die Gletscher und Schelfeise nachhaltig. Mehr Seen, Bäche, Dolinen und Wasserlinsen entstehen. Außerdem steigt die Gefahr, dass Schmelzwasserseen künftig wie in Grönland Richtung Gletscherbett drainieren und auf diese Weise die Fließgeschwindigkeit der Eismassen beschleunigen.

nur von den Schelfeisen, also vom schwimmenden Eis. Ihre leergelaufenen Becken sehen teilweise aus wie große Krater. Man bezeichnet die typisch geformten Vertiefungen auch als Dolinen. Schmelzwasserseen, die sich direkt auf den Gletschern bilden – also auf Eis, das noch auf dem Land aufliegt –, gefrieren in der Regel im Winter wieder und werden von Schnee bedeckt. Wird es kalt ge-nug, kann es sogar sein, dass die verborgenen Seen vollständig durchfrieren und mächtige Eislinsen formen.

Angesichts der weltweit steigenden Lufttemperaturen gehen Forscher davon aus, dass sich bis zum Jahr 2050 zwei- bis dreimal so viel Schmelzwasser auf den Gletschern und Schelfeisen der Antarktis bilden wird wie heute. Diese Mengen flüssigen Wassers werden die Massenbilanz der antarktischen Eisschilde, Gletscher und Schelfeise sehr wahrscheinlich auf dreierlei Weise beeinflussen:

- Schmilzt eine Eisfläche an ihrer Oberfläche, rinnt das Wasser häufig von dieser Eisfläche, wodurch der Eiskörper insgesamt dünner wird. In der Antarktis werden die so entstehenden Eismassenverluste durch Oberflächenschmelze zunehmen.
- Oberflächenschmelzwasser kann unter Umständen in der Schnee-Firn-Schicht eines Eisschilds versickern und auf diese Weise Wasserlinsen unter der Eisoberfläche bilden. Im Zuge der Erwärmung steigt nach Ansicht der Wissenschaft außerdem die Wahrscheinlichkeit, dass auch in der Antarktis Schmelzwasserseen durch sogenannte Gletschermühlen im Eis leerlaufen und über Risse und Spalten im Eiskörper bis zum Felsbett des Gletschers oder Eisschilds vordringen und dort entweder Seen unter dem Eis bilden oder aber als Wasserfilm das Gleiten der Eismassen beschleunigen. Solche Injektionen von Oberflächenschmelzwasser ins Innere oder sogar bis unter den Eispanzer würden die Dynamik der antarktischen Eisschilde und Gletscher fundamental verändern.
- Mehr Schmelzwasser auf den Schelfeisen wird deren Stabilität in einem noch größeren Ausmaß als bislang gefährden und auch in südlicheren Regionen der Antarktis zu Zusammenbrüchen von Schelfeis führen. Grundlegende Prozesse werden dabei erneut das Vertiefen von Rissen durch die Konzentration des Schmelzwassers in Spalten sowie die Rissbildung durch das wiederholte Verbiegen der Eisfläche sein. Forscher gehen zudem davon aus, dass sich infolge einer zunehmenden Erwärmung auch auf bislang wenig betroffenen Schelfeisen mehr Schmelzwasser bilden wird – vor allem, weil davon auszugehen ist, dass die lokalen Winde wärmer werden.

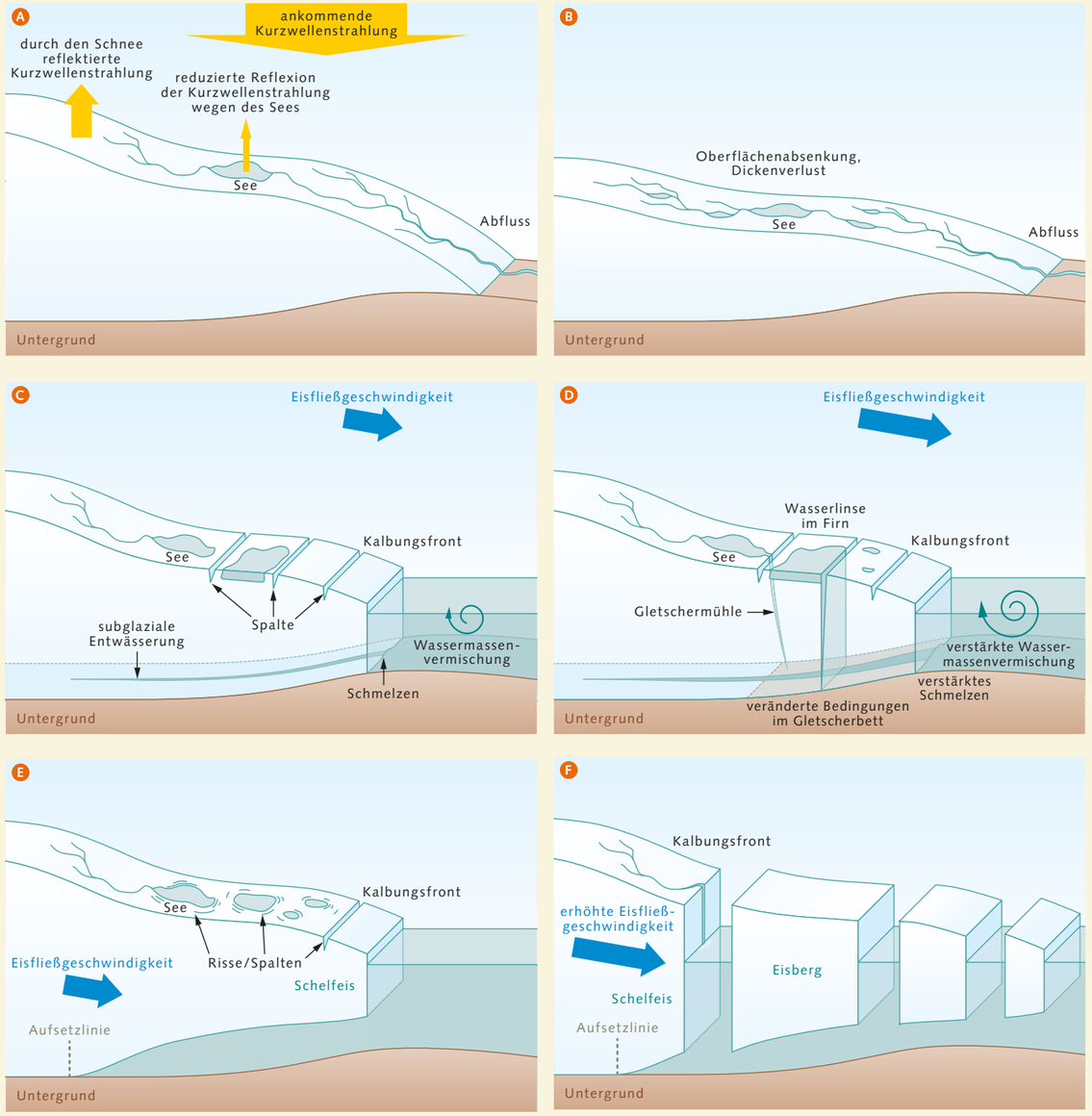
Langfristig wird also nicht nur die Gesamtmenge des Schmelzwassers in der Antarktis zunehmen, sondern auch seine Bedeutung für die Massenbilanz der antarktischen Eisschilde. Deren ohnehin schon negative Bilanz wird also noch größer ausfallen.

Wärmeeinbruch in der Amundsensee

Während der Zerfall der Schelfeise an der Antarktischen Halbinsel vor allem durch die Erwärmung der Atmosphäre ausgelöst wurde, gefährdet in anderen Küstengebieten des Kontinents die Wärme des Ozeans die Schelfeise, genauer gesagt Wassermassen aus dem verhältnismäßig warmen Küstenstrom. Ihnen gelingt es in einigen Regionen immer häufiger, auf die Kontinentalschelfe vorzudringen und von dort unter die Schelfeise zu kriechen. Was folgt, ist eine fatale Kettenreaktion, wie man sie seit einigen Jahrzehnten in der Westantarktis und der angrenzenden Amundsensee beobachten kann.

Große Teile des Westantarktischen Eisschilds gründen auf Land, das nicht nur unterhalb des derzeitigen Meeresspiegels liegt, sondern auch Richtung Süden in die Tiefe abfällt. Das heißt, sollte sich das Südpolarmeer erwärmen, kämen seine Wassermassen sofort mit den auf dem Meeresgrund aufliegenden Eismassen in Kontakt und könnten diese so lange schmelzen, bis der Eisschild vollständig in sich zusammenfiele.

Es wäre in gewissem Sinn also so, als würde warmes Wasser ohne Unterlass in eine gigantische Schüssel laufen, in der ein großer Eisblock liegt. Dieser Umstand macht den Eispanzer der Westantarktis besonders empfindlich gegenüber klimatischen Veränderungen im Allgemeinen und Veränderungen der Meeresströmungen im Besonderen. Sollten die Eismassen der Westantarktis komplett abschmelzen, würden sie den globalen Meeresspiegel um bis zu 4,3 Meter steigen lassen.



3.42 > Schmelzen Gletscher und Schelfeise an ihrer Oberfläche, verstärkt das Schmelzwasser auf dreierlei Weise den Eismassenverlust. A/B: Die dunklere Oberfläche der Seen und Bäche absorbiert mehr Sonnenenergie als weißes Eis. Das Wasser erwärmt sich und treibt die Eisschmelze an der Gletscheroberfläche voran. Die Eismassen dünnen von oben her aus. C/D: Schmelzwasser, welches unter den Gletscher gelangt, erhöht die Fließgeschwindigkeit der Eismassen. E/F: Schmelzwasseransammlungen auf dem Schelfeis vertiefen vorhandene Risse und rufen neue hervor, sodass Eisbergabbrüche zunehmen.

3.43 > Warme Wassermassen können dem Westantarktischen Eisschild deshalb so gefährlich werden, weil der Untergrund unter dem Eisschild in die Tiefe abfällt und mehrere Becken bildet. Sollten die warmen Wassermassen den Rand dieser Becken erst einmal überschritten haben, bahnen sie sich quasi ungehindert den Weg unter den Eispanzer.

Als Achillesferse der Region gelten die in die Amundsensee mündenden Gletscher und Eisströme – zum einen, weil die Eismassen hier in einer großen Wassertiefe auf dem Meeresboden aufliegen; zum anderen, weil es keine großen Schelfeise mehr gibt, die das Nachrutschen der Eismassen aus dem Innern der Westantarktis großflächig behindern. Dabei fließt über diese Gletscher ein Fünftel der westantarktischen Eismassen Richtung Meer. In den zurückliegenden Jahrzehnten haben sich die Gletscher dieser Region enorm beschleunigt. Der Pine-Island-, Thwaites-, Haynes-, Smith-, Pope- und Kohlergletscher gehören mittlerweile zu den am schnellsten fließenden Gletschern der Antarktis. Gemeinsam transportieren sie in etwa so viel Eis in das Südpolarmeer, wie auf Grönland alle Gletscher zusammen in die angrenzenden Meere entlassen. Der alleinige Anteil der Gletscher der Amundsensee am weltweiten Meeresspiegelanstieg macht inzwischen zehn Prozent (etwa 0,28 Millimeter pro Jahr) aus. Angenommen, diese sechs Gletscher würden allesamt schmelzen, würde daraus ein globaler Meeresspiegelanstieg von 1,2 Metern resultieren.

Die in die Amundsensee mündenden Gletscher fließen aber heutzutage nicht nur schneller, ihre Eiszungen sind auch deutlich dünner geworden, und ihre Aufsetzlinie – jener Punkt, an dem die Eiszungen aufschwimmen und den Kontakt zum Untergrund verlieren – zieht sich pro Jahr um bis zu einen Kilometer weit landeinwärts zurück. Damit handelt es sich um eine der schnellsten Rückzugsraten der Welt.

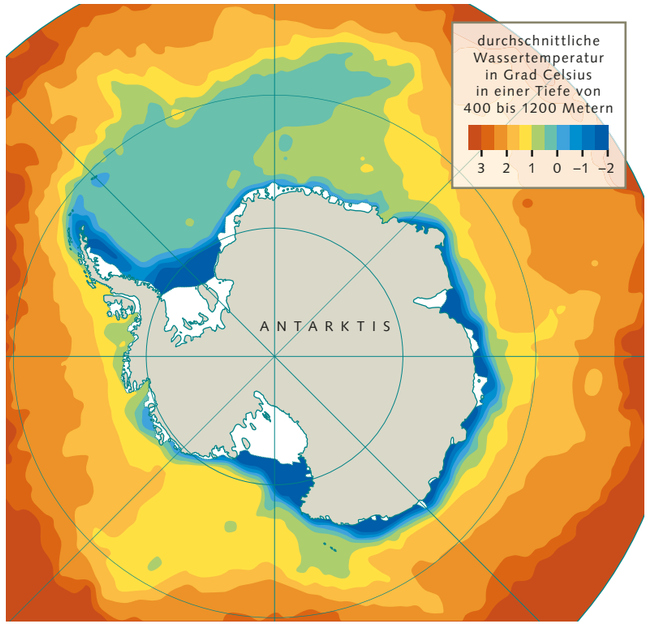
Da die Lufttemperatur im Küstengebiet der Amundsensee bislang überwiegend im Minusbereich bleibt, können Schmelzprozesse an der Gletscheroberfläche als Auslöser der Veränderungen ausgeschlossen werden. Stattdessen sind die Ursachen wohl eher in der Amundsensee selbst zu suchen. An deren Grund, so wissen Forscher heute, verlaufen mehrere tiefe Gräben von der Küstenregion des Schelfmeers über den Schelf hinweg bis zum Rand des Festlandsockels, also bis zu jenem Punkt, wo der Kontinent endet und der Meeresboden in sehr große Tiefen abfällt. Die Gräben sind im Lauf zurückliegender Kaltzeiten von mächtigen Eisströmen in den Untergrund gepflügt worden. Zu Zeiten des letzten glazialen Maximums beispielsweise, also vor etwa 22 500 Jahren, reichten die Eismassen der Region nachweislich bis zum Rand des Kontinentalschelfs und lagen vermutlich auch über große Teile der Strecke auf dem Meeresboden auf.

Wanderung durch die Gräben

Die beiden größten Gräben im Kontinentalschelf der Amundsensee sind der Pine-Island-Graben und der Dotson-Getz-Graben. Sie spielen eine entscheidende Rolle, denn in ihnen fließt salziges, knapp über ein Grad Celsius warmes Tiefenwasser aus dem Antarktischen Zirkumpolarstrom über den Kontinentalschelf direkt bis unter die schwimmenden Gletscherzungen. Wenn das warme Wasser unter die Eismassen kriecht, beträgt seine Temperaturdifferenz zum Schmelzpunkt des Eises aufgrund des erhöhten Drucks oftmals 3,5 bis vier Grad Celsius. Das heißt, das Wasser beginnt sofort, die Eismassen von unten zu schmelzen.

Seine größte Wirkung entfaltet das warme Tiefenwasser dabei vor allem in Nähe der sogenannten Aufsetzlinie. Schätzungen zufolge verlieren der Pine-Island-Gletscher und der Thwaitesgletscher auf diese Weise im Mittel zwischen 15 bis 18 Meter Eisdicke pro Jahr. Das heißt, die Eiszungen werden zum einen immer dünner, zum anderen verlieren sie immer weiter Richtung Küste die Bodenhaftung – ein Prozess, den Experten als „Rückzug der Aufsetzlinie“ bezeichnen.

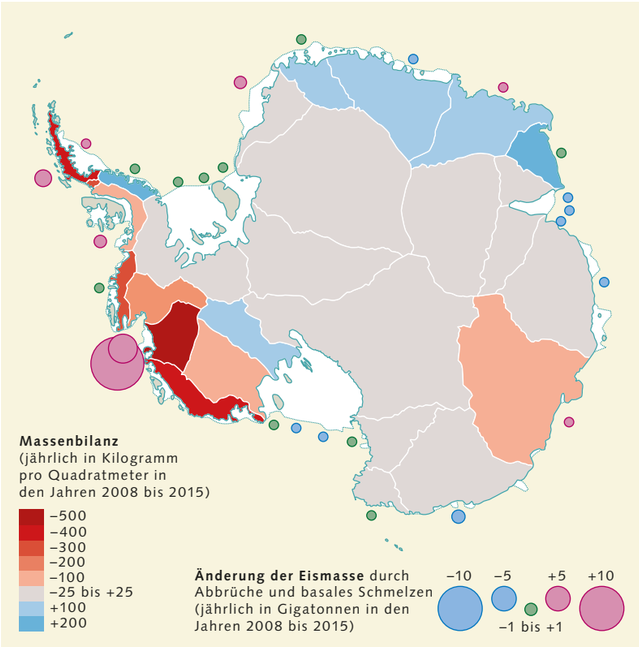
Der Einstrom des warmen Tiefenwassers unter die Eismassen der Amundsensee konnte im Jahr 1994 erstmals durch umfassende Messungen vor Ort nachgewiesen werden. Mittlerweile weiß man auch, dass Wirbel das Wasser entlang der Gräben über den Kontinentalschelf führen. Über die Gräben im östlichen Teil der Amundsensee wandert das warme Wasser ein, über die Gräben im westlichen Teil fließt anschließend das frische, kalte Schmelzwasser wieder ab. Geologische Daten lassen zudem darauf schließen, dass es das warme Tiefenwasser vermutlich infolge eines El-Niño-Ereignisses im Zeitraum von 1939 bis 1942 erstmals schaffte, den Kontinentalhang der Amundsensee zu erklimmen. Zuvor hatte vermutlich schweres, salzreiches Schelfwasser wie eine Barriere dieses Vordringen verhindert.



Heutzutage wird die Menge des einströmenden Tiefenwassers unter anderem durch die Winde über der Amundsensee beeinflusst. Dominieren die Westwinde das Geschehen, strömt viel warmes Wasser ein; herrschen dagegen die östlichen Küstenwinde vor, nimmt der Einstrom ab. Über atmosphärische Fernwirkungen kommt sogar der Einfluss des El-Niño-Phänomens im südlichen Pazifik wiederholt zum Tragen. Vereinfacht gesagt bilden sich während eines El Niños über der Amundsensee häufiger blockierende Wettersysteme, welche die Westwinde anfachen und entsprechend den Einstrom auf den Kontinentalschelf verstärken.

Für die kommenden Jahrzehnte prognostizieren Forscher eine weitere Zunahme der Westwinde sowie eine fortschreitende Verlagerung dieser Luftströmungen Richtung Süden. Außerdem soll die Wassertemperatur steigen. Für die Amundsensee würde diese Entwicklung bedeuten, dass noch öfter jene Umweltbedingungen vorherrschen, unter denen viel warmes Tiefenwasser auf den Kontinentalschelf strömt. Die Reaktion der Gletscher vorherzusagen, gestaltet sich schwierig, weil noch nicht rich-

3.44 > Ein Ring aus kaltem, sehr salzigem Eisschelfwasser bildete noch im Jahr 2005 eine wirksame Schutzbarriere für die Schelfeise im Weddellmeer, in der Ostantarktis und im Rossmeer. Mittlerweile aber bekommt dieser Kaltwasserwall Lücken. In der Westantarktis ist er bereits vor Jahrzehnten zusammengebrochen. Hier gelangt wärmeres Wasser aus dem Zirkumpolarstrom ungehindert auf den Kontinentalschelf und unter die schwimmenden Eiszungen.



3.45 > Zweigeteilte Antarktis: Während die Gletscher und Schelfeise der Westantarktis im Zeitraum von 2008 bis 2015 große Mengen Eis durch den Abbruch von Eisbergen oder aber durch basales Schmelzen verloren haben, fällt die Bilanz im ostantarktischen Teil nicht ganz so negativ aus. In einigen Regionen fiel sogar mehr Schnee, als Eis durch Abbrüche oder Schmelze verloren ging. Die einzige Ausnahme bildet die Region um den Tottengletscher.

tig verstanden wird, ob der derzeitige Rückzug der Eismassen einzig und allein auf das basale Schmelzen zurückzuführen ist – oder ob nicht auch dynamische Prozesse im Eis eine Rolle spielen.

Klimasimulationen deuten jedoch darauf hin, dass sich zum Beispiel die Aufsetzlinie des Pine-Island-Gletschers noch viel weiter zurückziehen könnte, sollte das Schmelzen durch warmes Meerwasser anhalten. Erkenntnisse über die Zukunft des Thwaitesgletschers erhoffen sich US-amerikanische und britische Wissenschaftler von einem neuen, fünfjährigen Forschungsprojekt, das im Januar 2019 begann. Im Rahmen dieses Projekts wollen die Forscher Verankerungen vor und unter dem Gletscher aussetzen, um den Ein- und Ausstrom der Wassermassen zu überwachen. Sie werden Robben mit Messinstrumenten in die Tiefe schicken, die Forscher selbst werden mit geophysikalischem Gerät über den Gletscher ziehen, jede Menge Fernerkundungsdaten erheben und am Ende hoffentlich besser verstehen, ob der Rückzug des Thwaitesgletschers bereits unaufhaltsam ist.

Düstere Zukunftsaussichten für das Filchner-Ronne-Schelfeis

Während sich die Schelfeisgebiete und Gletscher der Westantarktis auf dem Rückzug befinden, zeigen die größten Schelfeise der Antarktis, das Rossschelfeis im gleichnamigen Rossmeer sowie das Filchner-Ronne-Schelfeis im Weddellmeer, bislang keine besonders auffälligen Veränderungen. Das liegt vor allem an der weiträumigen Meereisbildung in beiden Regionen. Im südlichen Weddellmeer beispielsweise bildet sich während der Herbst- und Wintermonate so viel Meereis, dass die dabei freigesetzte Salzmenge ausreicht, die Wassermassen vor und unter dem 450 000 Quadratkilometer großen Filchner-Ronne-Schelfeis in ein hydrografisches Bollwerk zu verwandeln. Diese Barriere aus sehr salzreichem und etwa minus zwei Grad Celsius kaltem Wasser schützt bislang das Schelfeis vor dem Einstrom 0,8 Grad Celsius warmer Wassermassen, welche der Weddellwirbel an der Kante des Kontinentalsockels entlang transportiert.

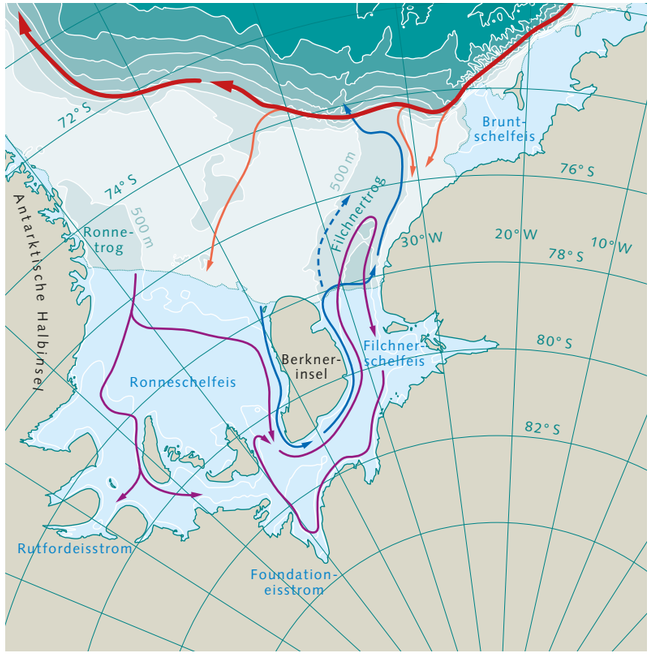
Modellberechnungen deutscher Polarforscher zeigen jedoch, dass diese Kaltwasserbarriere vor dem Filchner-Ronne-Schelfeis in den kommenden Jahrzehnten unwiderruflich zusammenbrechen könnte. Auslöser werden steigende Lufttemperaturen über dem Weddellmeer sein. Die ersten Anzeichen dieser Entwicklung sehen die Forscher schon heute. Zum einen entsteht weniger Meereis in der Region; zum anderen belegen ozeanografische Messungen an der Schwelle des Filchnertrogs, einem tiefen Graben vor und unter dem Filchnerschelfeis, dass es wärmeren Wassermassen aus dem Weddellwirbel bereits gelingt, durch diesen Graben auf den Kontinentalschelf vorzudringen. Bis zum Jahr 2016 beobachteten deutsche und norwegische Forscher diese Vorstöße des etwa minus 1,5 Grad warmen Tiefenwassers nur im antarktischen Sommer, phasenweise schaffte es der Einstrom sogar bis zum Schelfeis. Im Winter aber dominierte damals weiterhin das kalte, hochsaline Schelfwasser. Aktuelle Messreihen aus dem Jahr 2017 aber zeigen nun einen Einstrom, wie ihn die Forscher im Weddellmeer bislang noch nicht erlebt haben. Die Messgeräte am Eingang des Filchnergrabens waren erstmals das gesamte Jahr hindurch von warmem Wasser umgeben – und dessen Temperatur lag deutlich oberhalb von minus einem Grad Celsius.

Diese Veränderungen im Kleinen markieren möglicherweise den Anfang eines grundlegenden und unumkehrbaren Wandels im südlichen Weddellmeer, der vermutlich ab der Mitte des 21. Jahrhunderts einsetzen wird. Sollten die warmen Wassermassen erst einmal unter das Schelfeis gelangen, wird es vermutlich kein Zurück mehr geben, denn ihre Wärme wird das Schmelzen an der Eisunterseite stark beschleunigen. Das dabei entstehende Schmelzwasser wiederum verstärkt dann eine Umwälzbewegung, die weiteres warmes Wasser aus dem Weddellwirbel unter die Eisplatte saugen wird.

Infolge der dramatischen Schmelze an der Schelfeisunterseite wird sich die Aufsetzlinie der Eisplatte weiter nach Süden verlagern und das Eis damit nach und nach den Kontakt zum Meeresboden verlieren. Die Reibung auf dem Untergrund hatte bislang das Fließen der Eisströme gehemmt. Fällt diese Bremse weg, beschleunigt sich das Abfließen des Eises aus dem Ostantarktischen Eisschild. Der Kreislauf aus Wärme und Schmelzwasser unter dem Schelfeis wird erst dann an Kraft verlieren, wenn das Schelfeis zerfallen ist oder kein Gletschereis mehr aus dem Landesinnern nachfließt. Das heißt, die Prozesse würden mehrere Jahrhunderte lang andauern.

Um den prognostizierten Einstrom des warmen Wassers unter das Filchnerschelfeis messen zu können, haben deutsche, britische und norwegische Wissenschaftler im antarktischen Sommer 2016 an sieben Positionen durch die Eisplatte des Filchnerschelfeises gebohrt und ozeanografische Messgeräte unter der Eiszunge verankert. Die Messdaten zur Temperatur, zum Salzgehalt und zur Strömungsgeschwindigkeit und -richtung der Wassermassen im Filchnergraben werden nun täglich nach Europa gefunkt und erlauben es den Wissenschaftlern, in Echtzeit völlig neue Einblicke in das Geschehen unter dem Schelfeis zu bekommen.

Ersten Erkenntnissen zufolge stammte das hier strömende Eisschelfwasser bis zum Jahr 2017 entweder aus der Polynia vor dem Ronneschelfeis, in Nähe der Antarktischen Halbinsel, oder aber es wurde vor dem Filchnerschelfeis gebildet, auf dem sogenannten Berknerschelf mit der gleichnamigen Insel. Die erstgenannte Strömung kam stets aus dem Westen, kroch südlich von der Berknerinsel unter dem Schelfeis entlang und strömte dann durch den Filchnergraben in Richtung Norden – also gewissermaßen



unter dem Schelfeis hervor. Die zweite Strömung verlief in umgekehrter Richtung. Sie strömte durch den Filchnergraben unter das Schelfeis.

Im Jahr 2017 haben die Forscher festgestellt, dass sich diese beiden Strömungen anscheinend nicht mehr abwechseln. Derzeit fließt nur noch aus dem Westen kommendes Ronneschelfwasser durch den Filchnergraben, was unter anderem zur Folge hat, dass das Filchnerschelfeis von unten schmilzt. Darauf lassen Änderungen der Schelfeisdicke schließen, welche die Wissenschaftler aus Satellitendaten ableiten. Warum aber schmilzt das Filchner-Ronne-Schelfeis in der tiefen Kaverne stärker? Seit Beginn der Messungen haben sich die Wassermassen in Bodennähe dort um 0,1 Grad Celsius erwärmt. Das mag nicht viel klingen, ist aber angesichts der Größe des Schelfeises und der darunter strömenden Wassermassen enorm und kann zu erheblichen Schmelzprozessen an der Unterseite des Schelfeises sowie an seiner Aufsetzlinie führen. Wie das Ronneschelfwasser gebildet wird und wie es sich im Verlauf von Jahrzehnten verändert hat, wollen

3.46 > Unter dem Filchner- und dem Ronneschelfeis im Weddellmeer verlaufen zwei Gräben, in denen Wassermassen zirkulieren und bis weit unter die beiden Eisflächen gelangen. Derzeit dominiert das aus dem Westen kommende Ronneschelfwasser (violett). Es hat sich in den zurückliegenden Jahren um 0,1 Grad Celsius erwärmt und schmilzt mittlerweile die Schelfeise nachweislich von unten.

die Forscher im antarktischen Sommer 2021 untersuchen. Dann werden sie mit dem deutschen Polarforschungsschiff „Polarstern“ in die Ronne-Region fahren und umfangreiche ozeanografische Messungen vom Schiff aus vornehmen.

Trügerische Ruhe in der Ostantarktis

Im Osten der Antarktis halten sich die Massenzuwächse und -verluste bislang in etwa die Waage. Erste Anzeichen für klimabedingte Veränderungen gibt es dennoch. So transportieren beispielsweise der große Tottengletscher und seine Nachbarn ihr Eis heute deutlich schneller ins Meer als noch vor 20 Jahren. Wissenschaftler beobachten diese Gletscher ganz besonders aufmerksam, weil ihr Einzugsgebiet so groß wie Frankreich ist und damit weite Regionen des Ostantarktischen Eisschilds einschließt. Ein vollständiges Abschmelzen dieser Eismassen würde den globalen Meeresspiegel um 3,5 Meter erhöhen. Daher wird vor allem der große Tottengletscher als Signalgeber für klimabedingte Veränderungen in der Ostantarktis bezeichnet.

Der Tottengletscher fließt durch einen tiefen, langen Fjord, dessen Grund in einigen Passagen wie der Meeresboden in der Westantarktis Richtung Süden abfällt. Der vordere Teil der Eiszunge schwimmt auf und bildet das Tottenschelfeis, welches bislang in einer Tiefe von etwa 500 bis 800 Metern auf einem sehr zerklüfteten Untergrund aufliegt. Im antarktischen Sommer 2014/2015 gelang es australischen Wissenschaftlern erstmals, mit einem Forschungsschiff direkt bis vor die Abbruchkante des Tottengletschers zu fahren und dort ozeanografische Messungen in der Wassersäule vorzunehmen sowie den Meeresboden genau zu vermessen. Dabei entdeckten sie in etwa 600 Meter Wassertiefe einen etwa zehn Kilometer breiten und bis zu 1097 Meter tiefen Graben im Meeresboden an der westlichen Seite des Gletschers. Durch diesen Graben strömten zum Zeitpunkt der Messungen Wassermassen mit einer Temperatur von minus 0,41 bis minus 0,57 Grad Celsius unter das Schelfeis.

Die Wissenschaftler identifizierten das einströmende Wasser als warmes, salzhaltiges und relativ sauerstoffarmes Tiefenwasser, das aus dem Zirkumpolarstrom stammte. Was die Brisanz dieses Einstroms erhöht, ist die Tatsache, dass der Tottengletscher stellenweise in einer so großen Wassertiefe auf dem Meeresboden aufliegt, dass der Gefrierpunkt des Wassers aufgrund des hohen Wasserdrucks weit unter den sonst üblichen Werten liegt. Die Wissenschaftler berechneten, dass das einströmende Wasser mit seiner Temperatur von rund minus 0,5 Grad Celsius etwa drei Grad Celsius wärmer war als der Schmelzpunkt an der Aufsetzlinie. Das bedeutet, die Schmelzkraft des Tiefenwassers war fast so groß wie jene des warmen Einstroms in der Amundsensee. Schätzungen zufolge verliert der Tottengletscher pro Jahr zwischen 60 und 80 Gigatonnen Eis durch basales Schmelzen. Diese Eismenge entspricht einem mittleren Dickenverlust von etwa 9,9 bis 10,5 Metern pro Jahr, wobei das Schelfeis insgesamt zwischen 200 und 1000 Meter dick ist.

Damit bestätigt sich, dass auch am größten Gletscher der Ostantarktis warmes Meerwasser bis an die Aufsetzlinie vordringt und dort zu abrupten Massenverlusten führen kann. Der Tottengletscher besitzt also eine größere Dynamik als bislang angenommen. Das heißt, er reagiert viel deutlicher auf klimabedingte Veränderungen und könnte infolge des basalen Schmelzens großflächig den Kontakt zum Meeresboden verlieren. Sollte das passieren, verlöre er damit aber auch seine Funktion als Bremsklotz für die dahinterliegenden Eismassen aus dem Innern der Ostantarktis.

3.47 > Der Tottengletscher ist der mächtigste Gletscher der Ostantarktis, verliert allerdings auch mehr Eis als die benachbarten Gletscher.

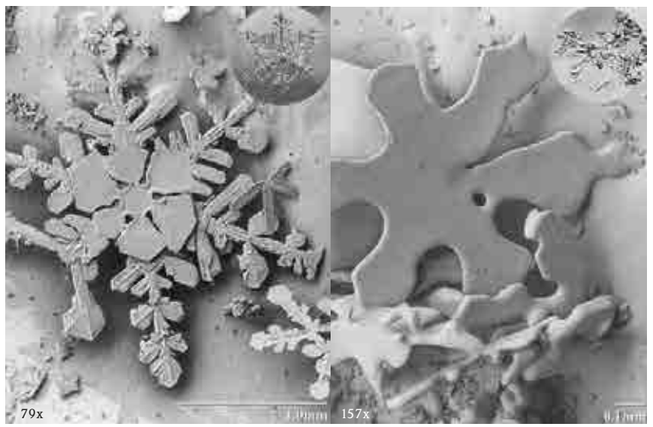
Grönland – Hotspot der Erwärmung

Während Eismassenverluste in der Antarktis vor allem auf Eisbergabbrüche und Schmelzprozesse an der Schelfeisunterseite zurückzuführen sind, schrumpft Grönlands Eiskappe seit den 1990er-Jahren vor allem von oben – durch die Schmelze an der Oberfläche des Eisschilds. Sie macht 61 Prozent der erhöhten Eisverluste aus. Die restlichen 39 Prozent werden durch ein verstärktes Gletscherkalben hervorgerufen. Ausgelöst wurde die verstärkte Oberflächenschmelze durch einen Anstieg der Sommertemperaturen seit den frühen 1990er-Jahren um etwa zwei Grad Celsius.

Extrem hohe Schmelzraten registrierte das Satellitengespann GRACE im Sommer 2012. Damals ließen außergewöhnlich warme Luft und ein anhaltend wolkenloser Himmel Grönlands Eispanzer auf 97 Prozent seiner Oberfläche schmelzen. Der Eispanzer verlor allein im Juli 2012 etwa 400 bis 500 Milliarden Tonnen Eis, was zu einem globalen Meeresspiegelanstieg von mehr als einem Millimeter führte. Das Schmelzwasser rauschte in jenem Sommer sturzflutartig vom Eisschild und beschädigte im Westen Grönlands sogar Brücken und Straßen, die dort in den 1950er-Jahren errichtet worden waren und bis dato noch nie Schaden genommen hatten. Schmelzereignisse dieses Ausmaßes hatte es zuvor nur zweimal in der jüngeren Klimageschichte Grönlands gegeben, wie Daten aus Eisbohrkernen belegen – einmal 1889 und ein zweites Mal sieben Jahrhunderte zuvor während der Mittelalterlichen Warmzeit (auch Mittelalterliche Klimaanomalie genannt).

Zur Überraschung der Wissenschaftler folgte auf den extremen Schmelzsommer 2012 ein kaltes Jahr, in dem die Gesamtmenge des Neuschnees nahezu genauso groß war wie der Eisverlust durch Schmelze und Eisbergabbrüche. Allerdings ist der Trend seit 1990 eindeutig – Grönland erwärmt sich und verliert dabei mehr und mehr Eis. Die GRACE-Daten zeigen aber auch, dass die Massenbilanz des Eisschilds stark variiert. Von extremer Schmelze bis hin zu Jahren mit viel Schneefall und wenig Schmelzverlusten ist inzwischen alles möglich, berichten Forscher.

Dass es im Sommer in Grönland nun immer wärmer geworden ist, liegt an der zunehmenden Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre. Sie führt dazu, dass seit dem Jahr 2003 immer häufiger warme Luft aus dem Süden



3.48 > Frisch gefallene Schneekristalle besitzen eine Vielzahl an Flächen und Kanten, die Sonnenlicht reflektieren. Wärme aber lässt diese Mikrostrukturen miteinander verschmelzen. Die Kanten werden runder, die Kristalle klumpen zusammen, sodass die Schneedecke insgesamt eindunkelt und mehr Sonnenenergie absorbiert wird.

nach Grönland einwandert und dort vor allem den Westen der Insel erwärmt. Wissenschaftler machen dafür unter anderem den Jetstream verantwortlich. Schwächelt der Starkwind infolge der abnehmenden Temperaturgegensätze zwischen der Arktis und den mittleren Breiten, kann sich ein blockierendes Hochdruckgebiet über Grönland festsetzen, welches für wolkenlosen Himmel, hohe Sonneneinstrahlung, wenig Schneefall und Luftströmungen aus dem Süden sorgt.

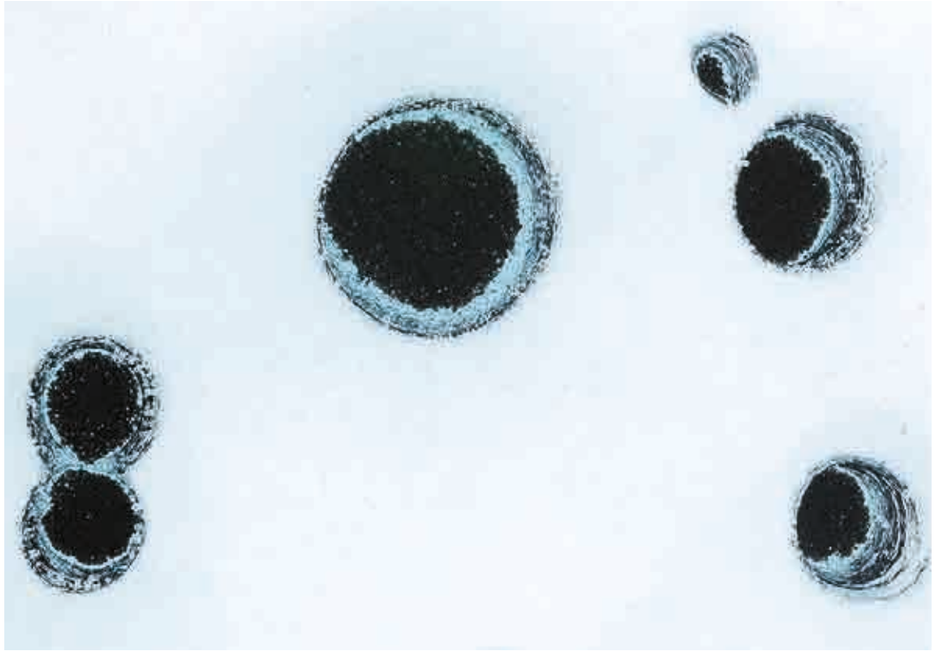
Das Ausmaß der Oberflächenschmelze wird jedoch auf komplexe Art und Weise zusätzlich auch durch Wolken beeinflusst. Messungen auf dem höchsten Plateau des Grönländischen Eisschilds haben beispielsweise gezeigt, dass selbst die Schneeauflage in diesen Höhenlagen gelegentlich schmilzt, wenn im Sommer Wolken aus einem bestimmten Mix aus Wassertropfen und Eiskristallen über das Plateau ziehen. Diese erhöhen die optische Dicke und Absorption der Atmosphäre und verstärken dann die langwellige Wärmestrahlung auf den Eisschild, was die Oberflächenschmelze in Gang setzt. Gleichzeitig deuten neuere Studien darauf hin, dass die Sommerbewölkung über Grönland insgesamt abgenommen hat, weil sich inzwischen häufiger das blockierende Hochdruckgebiet über der Insel ausbildet. Und wo Wolken fehlen, erreicht die Sonnenstrahlung nahezu ungebremst den Eisschild, was insbesondere in den Randzonen mit niedriger Albedo das Schmelzen verstärkt.

Sonneneinstrahlung gefährdet einen Eispanzer kaum, solange auf diesem eine frische Schicht aus trockenem, feinkörnigem Schnee liegt, denn dieser reflektiert bis zu 85 bis 90 Prozent der einfallenden kurzwelligen Sonnenenergie. Beginnt der Schnee jedoch nur im Ansatz zu schmelzen und nasser zu werden, kommt ein sich selbst verstärkender Prozess in Gang, der insbesondere auf Grönland eine wichtige Rolle spielt, weil das Eis der Insel auf 90 Prozent seiner Fläche von Schnee bedeckt ist. Schneekristalle verklumpen, wenn sie nasser werden, und wachsen. Dadurch verändern sich ihre optischen Eigenschaften, die Rückstrahlkraft der Schneedecke insgesamt sinkt. Das heißt, anstatt die einfallende Strahlung weiterhin nahezu vollständig zu reflektieren, absorbieren die Schneekörner nun mehr und mehr Licht, vor allem im langwelligen Infrarotbereich. Reduziert sich beispielsweise die Albedo einer Schneedecke von 85 Prozent auf 70 Prozent, heißt das, dass der Schnee nun doppelt so viel Strahlung absorbiert wie zuvor. Diese aufgenommene Energie wiederum treibt die Verklumpung der Schneekristalle voran, wodurch der Schnee dunkler wird und die Absorption und damit auch die Schmelze weiter verstärkt werden. Irgendwann ist die Schneedecke vollständig geschmolzen. Zurück bleibt nacktes Eis, dessen Oberfläche ein holpriges Mosaik aus Pfützen, Rinnsalen und zahllosen Eishöckern darstellt. Graue Trübsal statt weißer Pracht, wie man es im Sommer vor allem im westlichen Randbereich des Grönländischen Eisschilds findet.

In der dunklen Randzone

Die graue Farbschattierung des Eises wird durch Eisalgen hervorgerufen, die in der oberen Eisschicht überwintern und große Algenblüten formen, wenn der Schnee an der Oberfläche schmilzt. Aus diesem Grund bezeichnen Wissenschaftler den schneefreien Rand des Eisschilds auch als „dark zone“ – als dunkle Zone. Dass Schnee nicht immer nur weiß ist, sondern sich unter Umständen auch mal grün oder rötlich einfärbt, hat schon der griechische Gelehrte Aristoteles (348–322 vor Christus) berichtet. Um jedoch herauszufinden, dass Organismen für diese ungewöhnlichen Farbtöne verantwortlich sind, bedurfte es zunächst der Erfindung des Mikroskops. Allerdings ist bis heute unklar, wie viele Eis- und Schneealgenarten die Gletscher und Eisschilde dieser Welt besiedeln und wie sie überleben. Antworten fehlen bislang auch auf die Frage, wie stark ihre Blüten die Schmelze des Grönländischen Eisschilds vorantreiben.

Man weiß mittlerweile, dass Schneealgen je nach Ort ihres Vorkommens ungefähr sechs Monate lang im Sporenstadium überwintern. Erst im Frühjahr und Sommer, wenn der Schnee zu schmelzen beginnt, wachsen und teilen sich die Einzeller, denn sie benötigen flüssiges Wasser, um Photosynthese zu betreiben. Im Sommer bilden sie außerdem Pigmente, sogenannte Karotinoide, die sie als Sonnenschutz um ihren Chloroplasten und Zellkern herum platzieren. Junge Schneealgen schimmern aufgrund ihres Chlorophylls zunächst in einem grünen Farbton. Je älter die Einzeller jedoch werden, desto mehr Karotinoide lagern sie ein und desto mehr verfärben sie sich ins Orangefarbene oder Rötliche. Schneealgen speichern im Lauf des Sommers auch Fette in ihrer Zelle und verstärken ihre Zellwand, um im Ernstfall dem Druck der Schneemassen standzuhalten und um gegen Fressfeinde gewappnet zu sein. Gleichzeitig verdrängen sie Wasser aus ihrer Zelle, damit sie bei Frost nicht Gefahr laufen, dass das Wasser gefriert, sich dabei ausdehnt und die Alge zerstört.



3.49 > Wo sich Staub, Asche oder andere Partikel auf dem Eis ablagern, entstehen solche fingerdicken, zylindrischen Vertiefungen, Kryokonitlöcher genannt. Sie sind Lebensraum für viele Mikroorganismen, verdunkeln den Eisschild aber zusätzlich und treiben somit die Oberflächenschmelze des Eises voran.

Dagegen sind Eisalgen, von denen man bisher drei Arten kennt, weniger komplex als Schneealgen. Die häufig in Ketten vorkommenden Einzeller schützen sich mit einem bräunlichen Pigment vor der Sonneneinstrahlung, weshalb sie dem Eis den typischen grauen Farbton verleihen. Im Gegensatz zu Schneealgen verstärken Eisalgen auch ihre Zellwände nicht. Bekannt ist bislang nur, dass die Zellen in einer Art Ruhezustand überwintern und erst im Sommer, wenn der Schnee an der Gletscheroberfläche geschmolzen ist, sich kontinuierlich teilen und wachsen.

In den zurückliegenden zwei Jahrzehnten haben die Forschungsarbeiten zu den Auswirkungen der Algengemeinschaften auf die Oberflächenschmelze des Grönländischen Eisschilds und anderer Gletscher zugenommen. Heute weiß man, dass Schneealgen, deren Vorkommen von sechs Arten dominiert wird, im Zuge ihrer Wachstumsphase die Rückstrahlkraft eines Gletschers deutlich verringern. Rötlich verfärbter Schnee reflektiert nur noch etwa 49 Prozent des einfallenden Sonnenlichts, grünlich schimmernder Schnee sogar nur 44 Prozent. Nacktes, von Eisalgen verfärbtes Eis kommt auf eine Albedo von lediglich 35 Prozent.

Noch weniger Rückstrahlkraft besitzt nur noch Eis, dessen Oberfläche von einem Biofilm aus Algen und mineralischem Staub oder von sogenannten Kryokonitlöchern überzogen ist. Als Kryokonit werden vom Wind verfrachtete Partikel aus organischem (Algen, Bakterien) oder mineralischem Material (Staub, Wüstensand, Aschepartikel) bezeichnet, die sich auf dem Eis abgelagert haben. Als dunkle Flecken oder Staubauflage auf hellem Eis absorbieren sie mehr Wärme als die restliche Umgebung, sodass das Eis in unmittelbarer Nähe der Verschmutzungen schmilzt und sich nach und nach zylindrische Vertie-

3.50 > Schmelzwasser strömt unter dem grönländischen Russellgletscher hervor. Es stammt unter anderem aus Seen auf dem Gletscher, die infolge von Rissen im Eis leergelaufen sind.

fungen bilden. In diesen Löchern sammeln sich dann Wasser, Algen sowie weiteres organisches und anorganisches Material, sodass kleine Mikrohabitate entstehen, in denen vor allem Bakteriengemeinschaften, Viren, Bärtierchen, Wimperntierchen, Rädertierchen, Eiswürmer und Mückenlarven gedeihen. Die Rückstrahlkraft der mit Löchern gespickten Gletscheroberfläche für einfallendes Sonnenlicht beträgt allerdings nur noch knapp 23 Prozent.

Mit dem Klimawandel vergrößert sich der Wirkungsbereich der Schnee- und Eisalgen auf dem Grönländischen Eisschild. Zum einen beginnt die Schneeschmelze früher im Jahr – das heißt, die Algenblüte setzt eher ein, wodurch die Einzeller mehr Zeit haben, sich auszubreiten. Zum anderen zieht sich die Schneegrenze aufgrund der Erwärmung kontinuierlich ins Landesinnere zurück. Unter diesen Voraussetzungen können vor allem einzelne Eisalgen, getragen vom Wind, auch entlegene oder zentrale Bereiche des Eisschilds erreichen und dort eine neue Blüte starten. Extreme Schmelzereignisse wie im Sommer 2012 verstärken somit die Verbreitung und die Dauer der Algenblüten und treiben die Oberflächenschmelze des Grönländischen Eisschilds voran.

Eislinsen, Wasserspeicher und türkisblaue Seen

Wie in der Antarktis rinnt auch in Grönland nicht alles Schmelzwasser vom Eisschild herunter. Vor allem in den höher gelegenen Regionen der Insel versickern bis zu 45 Prozent des Schmelzwassers in der porösen Firnschicht des Eisschilds und gefrieren dort zum Großteil wieder. Bei diesem Gefriervorgang gibt das Schmelzwasser latente Wärme an seine Umgebung ab, die langfristig zur Erwärmung der Firnschicht beiträgt. Außerdem gefriert das Schmelzwasser zu einer dichten Eisschicht oder -linse, die im Gegensatz zur Firnschicht keine Poren aufweist.

Sollte also im Folgesommer erneut Schmelzwasser versickern, kann dieses nur bis zum Schmelzwasserhorizont aus dem Vorjahr vordringen. Auf diese Weise nimmt im Lauf der Zeit die Aufnahmekapazität der Firnschicht für Schmelzwasser ab, was zur Folge hat, dass mehr Schmelzwasser an der Eisoberfläche verbleibt und sich dort in Schmelzwasserseen oder -bächen sammelt. Im Südosten und Nordwesten Grönlands führten starker Schneefall im Winter und hohe Schmelzraten im Sommer sogar dazu, dass sich Wasserlinsen im Firn bildeten. Diese Wasseransammlungen können mehrere Jahre überdauern, bevor sie über Risse und Spalten im Eis in die Tiefe sickern und wenig später als Schmelzwasserstrom an der Unterseite des Gletschers hervortreten.

Schmelzwasser, das nicht versickert, sammelt sich in der Regel in Vertiefungen an der Eisschildoberfläche. Auf diese Weise entstanden früher vor allem in der flachen Randzone des Eischilds auffällige Schmelzwasserseen. Mittlerweile aber kommen diese Seen auch in höheren Lagen vor. Im Südwesten Grönlands beispielsweise ist die Höhengrenze, bis zu der Schmelzwasserseen vorkommen, in den zurückliegenden 40 Jahren um 53 Kilometer landeinwärts und damit den Eisschild hinaufgewandert. Bis zum Jahr 1995 vollzog sich diese Verlagerung in kleinen Schritten. Die Höhengrenze wanderte damals nur etwa 500 Meter pro Jahr landeinwärts. Seitdem aber ist die Sommertemperatur in der Region um 2,2 Grad Celsius gestiegen. Es schmolzen im Sommer mehr Schnee und Eis, sodass sich die Höhengrenze der Schmelzwasserseen mittlerweile in manchen Jahren bis zu drei Kilometer landeinwärts verlagert hat.

Und dieser Trend wird anhalten. Klimamodellierungen zeigen, dass sich im Südwesten Grönlands ab dem Jahr 2050 auch in Regionen oberhalb von 2200 Meter Höhe Schmelzwasserseen bilden werden. Die Höhengrenze der Seen wird dann mehr als 100 Kilometer landeinwärts und mehr als 400 Meter den Eisschild hinaufgewandert sein. Gleichzeitig wird sich dann im Vergleich zu heute die Eisfläche, auf der Schmelzwasserseen entstehen können, verdoppelt haben.

Diese Seen sind jedoch nicht für die Ewigkeit geschaffen. Viele von ihnen laufen schon nach wenigen Tagen aus, wenn sich das Eis unter ihnen bewegt und im Zuge dieser Bewegung Risse oder Spalten entstehen. Reicht ein solcher Riss von der Eisschildoberfläche bis zum Boden unter dem Gletscher, wird er als Gletschermühle bezeichnet. Durch diesen Abfluss hindurch rinnt dann das gesamte Wasser des Sees unter den Eispanzer – ein Vorgang, der oft nur wenige Stunden dauert und bei dem das Wasser Wärme an den Eispanzer abgibt. Im Felsbett angekommen, erhöht das Seewasser unter Umständen den Wasserdruck unter dem Eisschild oder Gletscher und ver-

3.51 > Schmelzwasserseen absorbieren einen Großteil der einfallenden Sonnenenergie und tauen tiefe Höhlen in das Eis. Stoßen sie dabei auf einen tiefer liegenden Riss oder eine Spalte, kann der See innerhalb kurzer Zeit leerlaufen.

größert den Wasserfilm, auf dem die Eismassen gleiten, und beschleunigt das Fließtempo des Gletschers zumindest für eine kurze Zeit.

Rückzug aus dem Meer

Bei aller Bedeutung der Oberflächenschmelze darf man nicht vergessen, dass Grönlands Gletscher auch an Masse verlieren, indem Eismassen an Land abbrechen und schmelzen oder aber die Gletscher ihre Eiszunge auf das Meer hinausschieben und Eisberge kalben. Wobei das Wort „Meer“ an dieser Stelle nicht ganz passend ist. In der Regel münden die Gletscher in Fjorde, was durchaus Einfluss auf ihr Fließtempo und ihre Stabilität nehmen kann. Solange die Eismassen nämlich an den Felswänden des Fjordes entlangschaben, reiben sie sich an dem Felsen und werden wie von Bremsbacken gebremst. Je kürzer aber die Strecke ist, auf der die Gletscherzunge die Felsen berührt, desto weniger Bremswirkung entfaltet sich an den Seitenrändern und desto schneller fließen die Gletscher. Das haben unter anderem Studien am Petermanngletscher gezeigt, dessen Eiszunge in den Petermannfjord ragt. Der große Auslassgletscher im äußersten Nordwesten Grönlands hatte im Jahr 2012 ein großes Stück seiner schwimmenden Eiszunge durch den Abbruch eines Eisbergs verloren. Infolgedessen verringerte sich die Bremswirkung der Felsen auf den Gletscher und der Strom beschleunigte seinen Eistransport um zehn Prozent.

Der Petermanngletscher ist einer von nur noch drei grönländischen Gletschern, die als sogenannte Auslassgletscher über eine schwimmende Eiszunge verfügen. Alle anderen früheren Gletscher dieses Typs haben ihre schwimmenden Eismassen bereits eingebüßt. Sie liegen nun vollständig auf dem Meeresgrund auf oder haben sich ganz auf das Land zurückgezogen. Die einst schwimmenden Eisflächen sind der Wärme des Meeres gewichen. Strömungen mit einer Wassertemperatur von bis zu vier Grad Celsius haben die Eisflächen großflächig von unten geschmolzen, sie ausgedünnt und das Abbrechen von Eisbergen auf diese Art forciert – so geschehen vor allem im Südosten und Südwesten Grönlands. Als beispielsweise der Jakobshavn Isbræ (Jakobshavngletscher) an der Westküste Grönlands nach 2001 ein 15 Kilometer langes Stück seiner schwimmenden Eiszunge verlor, waren zuvor die Wassertemperatur um ein Grad Celsius und infolgedessen die Schmelzrate an der Unterseite der schwimmenden Eisfläche um 25 Prozent gestiegen. Schmelzprozesse unterhalb der Wasseroberfläche tragen außerdem dazu bei, dass sich die Aufsetzlinie der Gletscher landeinwärts verlagert und die Bremswirkung des Meeresbodens – in diesem Fall die Reibung auf dem Fjordgrund – ebenfalls nachlässt.

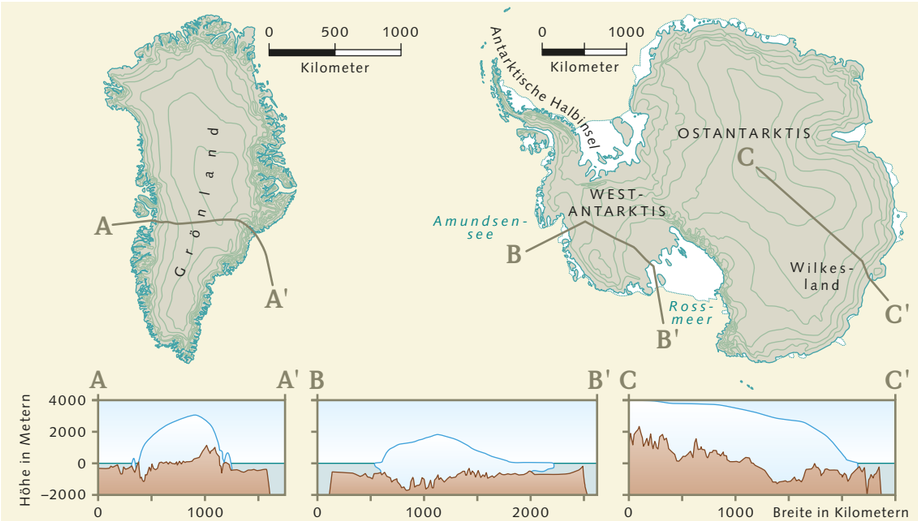
Auf Grönland sind nur 15 von 13 880 Gletschern für die Hälfte aller Massenverluste verantwortlich, die durch Eisbergabbrüche oder basales Schmelzen entstehen. Von Forschern werden diese Einbußen auch als dynamische Eisverluste bezeichnet. Fünf dieser Gletscher machen zusammen mehr als 30 Prozent aus. Dazu zählen der Jakobshavngletscher an der Westküste Grönlands sowie der Kangerlussuaqgletscher, der Koge-Bugt-Gletscher, der Ikertivaqgletscher und der Helheimgletscher, die allesamt in enger Nachbarschaft an der Südostküste der Insel liegen. Großen Anteil an den aktuellen Verlusten haben aber auch der Upernavikeisstrom und der Steenstrupgletscher an der Westküste sowie der Zachariaseisstrom im Nordosten Grönlands.

Obwohl sich die Fließgeschwindigkeit der meisten Gletscher Grönlands erhöht hat, fallen die Zahl der Eisbergabbrüche und damit auch der Rückzug der Eiszungen sehr unterschiedlich aus. Während einige Gletscher nahezu stabil erscheinen, verkürzt sich die Eiszunge anderer im Eiltempo, so beobachtet unter anderem beim Zachariaseisstrom und seinem Nachbarn, dem Nioghalvfjerdsfjordgletscher, auch 79°-Nord-Gletscher genannt. Derart gegensätzliches Verhalten wird meist durch die Topografie des jeweiligen Fjordes sowie des Gletscherbetts hervorgerufen. Verlaufen Fjord und Gletscher beispielsweise durch eine sehr enge oder flache Passage oder liegt eine Insel mitten im Fjord, kann ein solches Hindernis Eisabbrüche durchaus verhindern und auf diese Weise die Stabilität des Gletschers für mehrere Jahrzehnte aufrechterhalten. In jenem Moment aber, wo ein solcher Gletscher dann den Kontakt zu diesem Bremsklotz verliert, dünnt er sich unter Umständen abrupt aus und tritt schnell den Rückzug an.

Einen solchen plötzlichen Rückzug seiner Eiszunge erlebte der Zachariaseisstrom, nachdem er in einer flachen Passage seines Fjordes den Kontakt zum Boden verloren hatte und anschließend mit seiner Eiszunge in dahintergelagertem, tieferem Wasser auflag. Das warme Meerwasser kam nun großflächig mit dem Eis in Kontakt und ließ dieses schmelzen. Im Gegensatz dazu fließt der 79°-Nord-Gletscher durch einen Fjord, dessen Profil landeinwärts über eine Strecke von 150 Kilometern langsam ansteigt und somit beste Voraussetzungen für einen verzögerten Rückzug des Gletschers bietet.

Eine weitere entscheidende Größe der Gletscherstabilität ist die Menge und Temperatur des Schmelzwassers, das an der Unterseite des Eisstroms Richtung Meer rinnt. Auf Sonaraufnahmen von den Gletschern Westgrönlands entdeckten Wissenschaftler, dass diese subglazialen Schmelzwasserströme Kanäle und Höhlen von unten in die Gletscher schmelzen. Auf diese Weise verliert der Eisstrom nicht nur den bremsenden Kontakt zum Untergrund, an diesen ausgedünnten Stellen steigt auch die Gefahr von Eisbergabbrüchen. Schießt das Schmelzwasser auf breiter Fläche unter dem Gletscher hervor, kann es die basale Schmelzrate an der Abbruchkante unter Umständen sogar verfünffachen. Welches Ausmaß diese Schmelzwasserströme unter dem Eis ein-

3.52 > Sedimentbeladenes Schmelzwasser tritt unter der schwimmenden Eiszunge eines grönländischen Gletschers hervor und färbt das Meer braun.



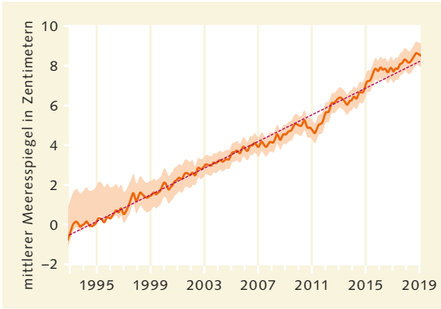
3.53 > Während in der Antarktis weite Teile beider Eisschilde auf Landflächen unterhalb des Meeresspiegels ruhen und somit für warme Wassermassen erreichbar wären, gilt das in Grönland nur für Bereiche, in denen die Eismassen tiefe Gletschergräben füllen. Der restliche Untergrund Grönlands ragt bislang noch über die Meeresoberfläche hinaus.

nehmen, lässt sich mit Blick von oben oft nur erahnen. Am Humboldtgletscher im Nordwesten Grönlands beispielsweise fließt so viel Schmelzwasser an der Unterseite des Gletschers in das Meer, dass es große Mengen an Sediment mit sich reißt und das Wasser vor der Abbruchkante kaffeebraun färbt.

Zu guter Letzt hängt die Stabilität der Eismassen an der Abbruchkante auch von der Dichte des Meereises ab, das sich vor der Kalbungsfront drängt und den Gletschereismassen Rückhalt bietet. Im Winter, wenn das Meer gefroren ist und sich die Eisschollen vor dem Gletscher übereinanderstapeln, brechen nur wenige Eisberge ab. Im Sommer aber, wenn sich die Melange aus Eisschollen und Eisbergresten auflöst, steigt die Zahl der Abbrüche wieder an. Der Rückgang des arktischen Meereises beeinflusst somit unmittelbar die Massenverluste der grönländischen Gletscher und langfristig auch den Anstieg des globalen Meeresspiegels.

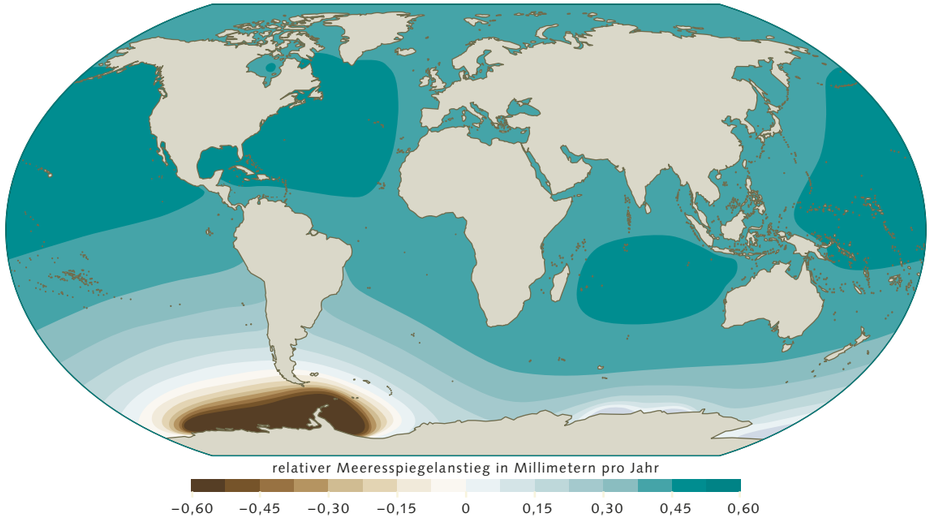
Der Meeresspiegel steigt immer schneller

Der globale Meeresspiegel steigt seit rund 21 000 Jahren. Damals, zum Höhepunkt der letzten Eiszeit, lagen die Pegel etwa 123 Meter tiefer als heute. Der Blick in die jüngere Klimavergangenheit aber zeigt auch: Seitdem die Menschen sesshaft geworden sind, ist der Meeresspiegel noch nie so schnell gestiegen wie derzeit. Seit Beginn der satellitengestützten Altimetermessung im Januar 1993 übertraf die jährlich gemessene Anstiegsrate bis 2017 sage und schreibe 22-mal die Rate des Vorjahrs. Aktuell steigt der globale Pegel um 3,34 Millimeter pro Jahr. Zu Beginn der Satellitenmessungen im Jahr 1993 waren es noch 1,7 Millimeter; um das Jahr 1900 herum betrug der Anstieg nur etwa 1,2 Millimeter.



3.54 > Der globale Meeresspiegel steigt kontinuierlich an. Seit 1993 ist er um etwas mehr als acht Zentimeter gestiegen.

Eisverluste in der Westantarktis und ihr Einfluss auf den Meeresspiegel



3.55 > Schrumpft das Eigengewicht eines Eisschilds, reduziert sich auch seine Anziehungskraft auf die Wassermassen in den Ozeanen. Diese werden nun von schwereren Landmassen angezogen und über den Erdball umverteilt. Aus diesem Grund führt die Eisschmelze in der Westantarktis dazu, dass vor allem die Pegel auf der Nordhalbkugel steigen, während sie in der Antarktis sinken.

Dieser besorgniserregend hohe Anstieg wird vor allem durch zwei Prozesse hervorgerufen. Zum einen verlieren die Eisschilde und Gletscher der Welt große Mengen Eis, die als Schmelzwasser entweder direkt in den Weltozean gelangen oder aber von Flüssen eingetragen werden. Zum anderen steigt die Wassertemperatur der Weltmeere – und wärmer werdendes Wasser dehnt sich aus und beansprucht mehr Raum als kaltes Wasser. Außerdem wird heutzutage weniger Wasser an Land gespeichert. Aufgrund des hohen Wasserverbrauchs durch den Menschen enthalten Seen, Flüsse, Talsperren, Stauseen, Grundwasserreservoirs und Feuchtgebiete heutzutage deutlich weniger Wasser als früher. Das Brauchwasser – auch als Betriebs- oder Nutzwasser bezeichnet – endet stattdessen ebenfalls zum Großteil im Meer und trägt, wenn auch nur zu einem kleinen Teil, zum Anstieg der Pegel bei.

Welchen Anteil aber machen die Wärmeausdehnung und der Schmelzwassereintrag aus? Bis vor zehn Jahren trugen beide im gleichen Maß zum Anstieg des Meeresspiegels bei. Seitdem aber haben die Eismassenverluste der Eisschilde und Gletscher weltweit zugenommen. Mittlerweile trägt der Schmelzwassereintrag nahezu zu zwei Dritteln zum Anstieg bei, die wärmebedingte Ausdehnung des Meerwassers etwa zu einem Drittel.

Der Meeresspiegelanstieg fällt dennoch an jedem Küstenabschnitt der Welt anders aus: In manchen Bereichen liegt er weit unter dem Durchschnitt – etwa in der Antarktis und an der US-amerikanischen Westküste. In anderen Regionen steigt er deutlich stärker als im globalen Mittel, so zum Beispiel im Südosten Asiens, in Indonesien und den Philippinen. Diese regionalen Unterschiede sind auf drei Ursachen zurückzuführen:

Lokale, postglaziale Landhebungen oder -senkungen
Das Land ist keine feste, unveränderliche Größe in der Berechnung des Meeresspiegelanstiegs, denn Küstengebiete können sich anheben oder absenken. Solche Prozesse kann man auf der Nordhalbkugel vor allem in jenen Regionen beobachten, die während der letzten Eiszeit von großen Eisschilden bedeckt waren – so zum Beispiel der Nordwesten der USA. Derartige Landflächen waren unter der Last des Eises eingesunken, während die Gebiete am Rand der Eismassen automatisch angehoben wurden. Als die Eisschilde dann nach und nach verschwanden, kehrten sich diese Bewegungen um. Küstenabschnitte in North Carolina oder entlang der deutschen Nordseeküste sinken bis heute wieder ab, während ehemals eingesunkene Regionen wieder an Höhe gewinnen.

Umverteilung des Wassers durch die Schwerkraft
Alles Schmelzwasser, das aufgrund der Eismassenverluste der Eisschilde und Gletscher in das Meer gelangt, verbleibt nicht an Ort und Stelle, sondern wird durch die Schwerkraft der Erde umverteilt. Regionen mit geringem Schwerefeld und demzufolge wenig Anziehungskraft bekommen weniger Wasser ab, Regionen mit großer Anziehungskraft dagegen mehr. Und da sowohl Grönland als auch die Antarktis aufgrund ihrer Eismassenverluste Anziehungskraft einbüßen, sammelt sich das Wasser heutzutage vor allem in den mittleren Breiten.

Umverteilung der Wärme in den Meeren
Warmes Wasser dehnt sich aus und nimmt mehr Platz ein als die gleiche Menge kaltes Wasser. Regionale Unterschiede im Meeresspiegelanstieg werden deshalb auch von der Wärmeverteilung im Weltozean hervorgerufen. Je nachdem, wie die Meeresströmungen die Wärme über den Erdball verteilen, beeinflusst dieser Wärmetransport auch die lokalen Pegelstände. Eine ebenso wichtige Rolle spielt der Wind. Er kann Wassermassen von der Küste wegdrücken oder aber sie bei umgekehrter Windrichtung vor der Küste auftürmen und auf diese Weise die Pegel maßgeblich verändern.

Der Anstieg des globalen Meeresspiegels ist eine der schwerwiegendsten Folgen des Klimawandels und betrifft in erster Linie niedrig gelegene Inseln sowie die dicht besiedelten Küstengebiete der Welt. Im Fall einer weltweiten Erwärmung von vier Grad Celsius würde der Meeresspiegel so weit steigen, dass Gebiete überschwemmt werden würden, in denen heute 470 bis 760 Millionen Menschen leben. Der Weltklimarat prognostiziert bis zum Jahr 2100 einen Anstieg von 0,3 bis zu einem Meter – je nachdem, wie schnell sich die Erde erwärmt. Ungewiss ist dabei allerdings, wie schnell die Eisschilde und Gletscher auf die Erwärmung reagieren werden und der Meeresspiegel dementsprechend ansteigen wird. Derzeit sieht alles danach aus, als würde sich der Wandel schneller vollziehen als von vielen erwartet.

3.56 > Manche Eisberge bestehen aus marinem Eis, welches sich einst an der Unterseite eines Schelfeises gebildet hat, keine Luftbläschen enthält und zunächst klarer und blauer als normales Gletschereis ist. Friert zudem rötlich-gelbbraunes Eisenoxid mit ein, kann sich durchaus auch eine leuchtend grünliche Färbung ergeben.

Conclusio

Mehr Wärme – viel weniger Eis

Aufgrund steigender Treibhausgasemissionen und des Treibhauseffekts erwärmen sich die Atmosphäre und vor allem der Weltozean, der bislang 93 Prozent der zusätzlichen Wärme aufgenommen hat. Die steigenden Luft- und Wassertemperaturen führen insbesondere in den Polarregionen zu grundlegenden Veränderungen, die in der Arktis allerdings früher und spürbarer einsetzten als in der Antarktis. Die Arktis erwärmt sich doppelt so schnell wie die restliche Welt im Durchschnitt, weil Eis, Land, Meer und Atmosphäre in den Polarregionen so eng miteinander verzahnt sind, dass Veränderungen einer dieser Klimakomponenten auf die anderen zurückwirken und die Prozesse sich gegenseitig verstärken. Forscher sprechen deshalb auch von „arktischer Verstärkung“. Wärmer werden vor allem die Winter. Daher fällt in vielen Regionen der Arktis deutlich weniger Schnee. Gleichzeitig gefriert nicht mehr so viel Meereis. Die Eisdecke des Arktischen Ozeans hat seit dem Jahr 1979 mehr als 30 Prozent ihrer Fläche eingebüßt. Außerdem ist das Meereis heute jünger und damit dünner, zerbrechlicher und beweglicher.

Die zunehmende Wärme setzt zudem den dauergefrorenen Böden der Arktis zu. Der Permafrost erwärmt sich bis in große Tiefen und taut im Sommer immer tiefer und großflächiger auf. Infolgedessen erodieren Teile der Küsten Alaskas und Sibiriens, ganze Landstriche senken sich ab und der einst gefrorene Untergrund verliert seine Tragkraft, sodass Gebäude, Straßen und andere Infrastrukturen substanziell Schaden nehmen.

Deutliche Veränderungen zeigen auch die Landeismassen der Arktis. Sowohl der Grönländische Eisschild als auch die Gletscher Alaskas und Kanadas verlieren mittlerweile mehr Eis, als sich neues durch Schneefall bildet. Verantwortlich dafür sind Schmelzprozesse an ihrer Oberfläche sowie an der Unterseite der Eiszungen, sofern diese in Kontakt mit dem Meer stehen.

In der Antarktis hat sich die Atmosphäre bis zum Ende des 20. Jahrhunderts nur an der Antarktischen Halbinsel deutlich erwärmt, was zum Zerfall der nördlichen Schelfeise sowie zu einem Rückgang des Meereises im Westen der Halbinsel geführt hat. In allen anderen Regionen ist die Lufttemperatur nur wenig oder gar nicht gestiegen – eine Entwicklung, die Forscher auch auf die kühlende Wirkung des antarktischen Ozonlochs zurückführen. Das wärmer werdende Südpolarmeer aber verändert die Antarktis nachhaltig, je nach Region allerdings auf unterschiedliche Weise. So sind die Eisverluste in der Westantarktis geradezu besorgniserregend. In der Amundsensee gelangt seit mehreren Jahrzehnten warmes Wasser aus dem Zirkumpolarstrom bis weit unter die Schelfeise und schmilzt diese von unten. Die Eismassen ziehen sich daher im Rekordtempo zurück – ein Prozess, der vermutlich erst enden wird, wenn der auf dem Meeresboden aufliegende Westantarktische Eisschild ganz zerfallen ist.

Anzeichen für eine ähnliche Entwicklung gibt es mittlerweile auch in der Ostantarktis, wo der Tottengletscher an Bodenhaftung verliert, sowie aus dem Weddellmeer, wo warme Wassermassen das zweitgrößte Schelfeis der Antarktis gefährden.

Insgesamt haben sich die Eismassenverluste der Antarktis seit 2012 verdreifacht. Gestiegen ist somit auch ihr Anteil am globalen Meeresspiegelanstieg. Er fällt heute mit 3,34 Millimetern pro Jahr doppelt so hoch aus wie noch im Jahr 1990, wobei der Anstieg in erster Linie auf die Eismassenverluste Grönlands und der Gletscher außerhalb der Antarktis sowie auf die wärmebedingte Ausdehnung des Wassers zurückzuführen ist. Fakt aber ist dennoch: Der Rückzug des polaren Eises gefährdet aufgrund der steigenden Wasserpegel Küstenregionen auf der gesamten Welt.