

DER OZEAN ALS WÄRMEMASCHINE UNSERES PLANETEN

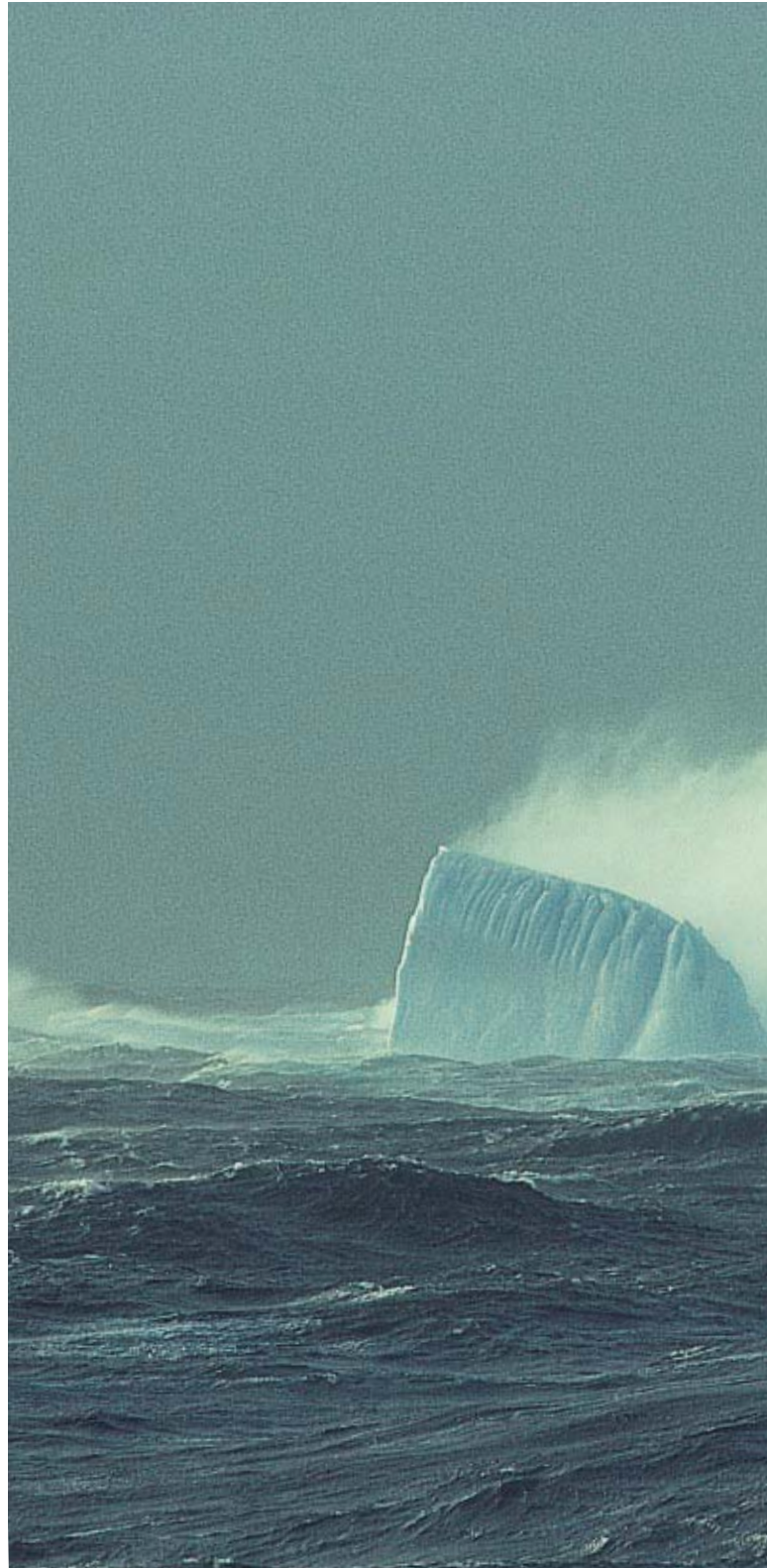
Wir haben schon in der Schule gehört, dass der Golfstrom die Zentralheizung Europas ist. In der Tat bringt der Golfstrom – genauer gesagt, das Nordatlantische Stromsystem, das den Golfstrom einschließt, aber weit in die Nordpolarregion hineinreicht – eine ungeheure Menge an Energie in die nördlichen Breiten. Über den Äquator werden durch die Meeresströmungen täglich etwa 24 Billionen Kilowattstunden transportiert. Wollten wir diesen Energiefluss mit einem KWh-Preis von zwanzig Pfennig verrechnen, ergäbe das einen Gegenwert von fünf Billionen Mark pro Tag. Dies entspricht annähernd dem Wärmestrom, den die Atmosphäre uns nach Europa liefert.

Der ozeanische Anteil an unserem vergleichsweise milden Klima – Europa liegt auf etwa derselben geographischen Breite wie Alaska! – hat aber eine noch weit gewichtigere Qualität: Der Ozean ist eine langsam arbeitende Wärmemaschine. Einmal in Gang gesetzt, ziehen seine Strömungen schwerfällig und fast unaufhaltsam ihre Bahn. Dennoch gibt es neuralgische Punkte, an denen er sehr empfindlich reagiert. Die Lufthülle unseres Planeten erscheint dagegen als seine zappelige Schwester, immer zu kurzfristigen Wetterkapriolen bereit.

Auch die Mechanismen des Wärmetransports in der nassen und der luftigen Hülle unseres Planeten sind grundsätzlich verschieden. Die Atmosphäre bewerkstelligt den polwärtigen Wärmestrom mittels der schnell wechselnden

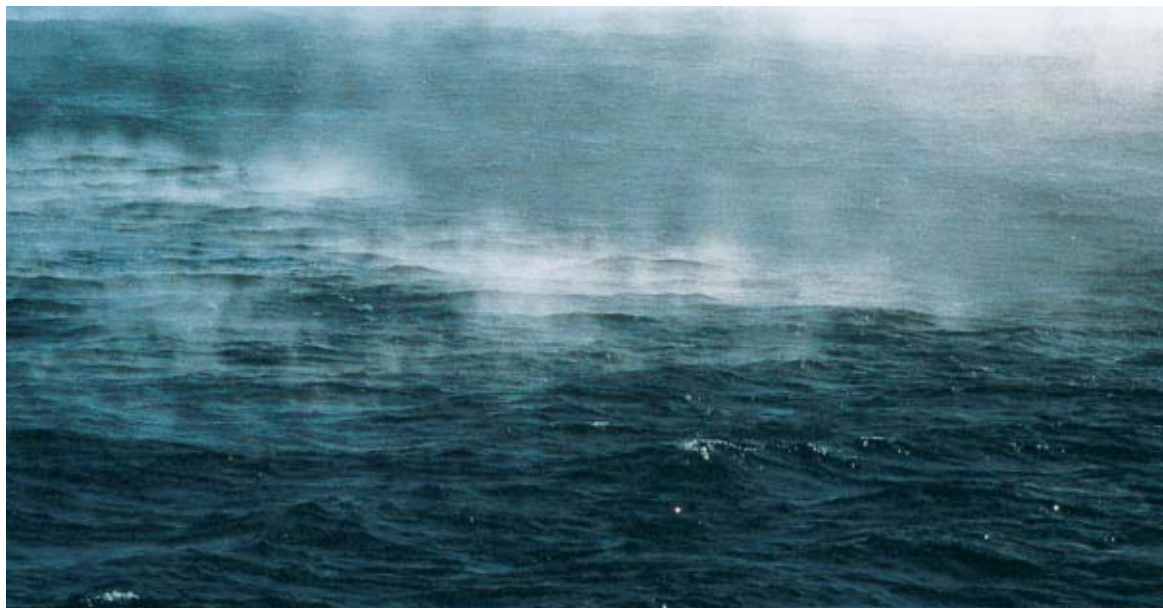
Nichts beeinflusst das Klimageschehen in der Atmosphäre so stark wie die Vorgänge an der Oberfläche der Ozeane.

Foto: G. Dieckmann





Seerauch, der sich beim Einstrom warmer Luftmassen innerhalb weniger Stunden bildet, trägt Wärme und Feuchtigkeit in die Atmosphäre.
Foto: Archiv AWI



Hoch- und Tiefdrucksysteme, die ihren Weg über den Nordatlantik nehmen und mal kaltes, mal warmes Wetter zu uns bringen, aber in der Summe eben einen Wärmeausgleich zwischen den Subtropen und den nördlichen Breiten bewirken. Der Wärmetransport im Ozean dagegen geschieht durch eine tiefreichende, langsame Umwälzbewegung des gesamten Weltmeeres. Sie umfasst die oberflächennahe, im Wesentlichen durch Winde getriebene Zirkulation und die so genannte thermohalin – das heißt durch die Wirkungen der Temperatur (»thermo«) und der Salzgehalte (»salin«) – bedingte Zirkulation.

Der Ozean ist das Schwungrad unseres Klimas

Die physikalischen Eigenschaften des Ozeans, der Atmosphäre und des Meereises bestimmen das kurzfristige Wettergeschehen und langfristig das Klimageschehen auf unserem Planeten. Sie sind die beweglichen Teile der von der Sonne angetriebenen globalen Wärmemaschine. Die für die menschlichen Belange wichtigsten Klimavariablen Temperatur und Niederschlag resultieren im Wesentlichen aus dem Austausch von Wärme und Feuchte zwischen dem Ozean

und dem Land. Da der Ozean mehr als 72 Prozent der Erdoberfläche bedeckt und in direktem Kontakt mit der Atmosphäre steht, wird der atmosphärische Zustand vorzugsweise von ozeanischen Bedingungen beeinflusst.

Einige weitere eindrucksvolle Sachverhalte machen die bedeutsame Rolle des Ozeans im Klimageschehen offensichtlich. Er ist für die Atmosphäre eine unbegrenzte Quelle von Wasserdampf. Er gibt, über das Jahr gesehen, etwa sieben Mal soviel Feuchte ab als über Landflächen verdunsten kann. Die Niederschlagsmenge und auch deren regionale Verteilung, das heißt die Lage der Hauptniederschlagsgebiete, ist von ozeanischen Oberflächenbedingungen sowie der Wasser- und Landverteilung abhängig. Des Weiteren: Um die Temperatur eines Kubikmeters Wasser um ein Grad zu erhöhen, werden etwa 1,2 Kilowattstunden benötigt, im Vergleich zur Luft das Viertausendfache. Der Wärmehalt der gesamten Luftsäule vom Erdboden bis zum äußersten Rand der Atmosphäre in etwa hundert Kilometer Höhe findet sich daher schon in den obersten drei Metern des Ozeans wieder. Der Ozean stellt somit den bedeutendsten Langzeitspeicher für Wärme auf unserem Planeten dar. Er nimmt etwa doppelt

soviel Energie von der Sonne auf wie die Atmosphäre, speichert diese Energie im Sommer und entlässt sie dann durch Abstrahlung, direkte Wärmeübertragung und Verdunstung in die Atmosphäre. Der Ozean ist damit auch die wichtigste Wärmequelle für die oberflächennahen Schichten der Atmosphäre, also für den von uns erfahrenen Teil des Klimasystems.

Die Wärmeabgabe geschieht über das ganze Jahr, der Ausgleich von anomalen Zuständen kann aber über weit längere Zeitspannen stattfinden. Dadurch wirkt der Ozean wie ein Schwungrad im Klimageschehen und mildert Klimaschwankungen der für sich allein auf kurzen Zeitskalen von Tagen und Wochen hektisch reagierenden Atmosphäre. Die Kopplung zwischen beiden bestimmt nicht nur die Klimabedingungen von Saison zu Saison, sondern auch über Jahre bis zu Jahrhunderten. Diese thermische Trägheit des Ozeans zeigt sich auch in räumlichen Klimadifferenzen. Das wird deutlich in dem weitläufig bekannten Unterschied zwischen See- und Landklima. Maximum und Minimum der oberflächennahen Lufttemperatur liegen über dem Meer nicht so weit auseinander wie über dem Land. Der Einfluss der ozeanischen Wärmespeicherung macht sich selbst noch in benachbarten Landgebieten bemerkbar, wenn die über dem Meer aufgeheizten und angefeuchteten Luftmassen dorthin verfrachtet werden.

Bedingt durch die große Wärmekapazität und die im Verhältnis zur Atmosphäre langsame Zirkulation, ergeben sich für die Bewegungen in den oberen Schichten von etwa 1000 Metern charakteristische Zeitskalen von einigen Jahrzehnten, dagegen Zeitskalen von einigen Jahrhunderten bis zu einem Jahrtausend für die Ventilation und Umwälzung der tiefen Schichten bis zum Boden. Weil die Ereignisse in der Atmosphäre so stark an die ozeanischen Oberflächentemperaturen gekoppelt sind, ist das Klimageschehen der Atmosphäre insgesamt an den Ozean gekettet. Umgekehrt beeinflusst Letzteres dessen Zirkulation durch Reibung der Winde an der Wasseroberfläche; aufgrund von Wärmeübertragung und Niederschlag werden der oberflächennahen Ozeanschicht Dichteunter-

schiede übermittelt. Die Weltmeere speichern somit die vergangenen Zustände der Atmosphäre in ihrem »Langzeitgedächtnis« und prägen als Folge ihrer Trägheit dieses Wissen der zukünftigen Entwicklung des Wetters und Klimas auf. Die ozeanische Zirkulation hat somit eine zwiespältige Rolle im Klimasystem. Als Feuchte- und Wärmequelle ruft der Ozean einerseits Klimaschwankungen hervor, andererseits dämpft er sie wiederum durch das enorme Speicherpotenzial von Wärme.

Für den Austausch von Wärme, Impuls, Feuchte und Spurengasen (wie dem Treibhausgas Kohlendioxid) ist der Zustand der oberen Schicht des Meeres, der Deckschicht, von unmittelbarer Bedeutung. Ändert sich die Oberflächentemperatur um ein bis zwei Grad in beschränkten Gebieten des Weltmeeres, zum Beispiel dem äquatorialen Pazifik, kann dies über die daraus resultierende Störung der Wärme- und Feuchteaustauschraten die atmosphärische Zirkulation bis in die mittleren Breiten erheblich verändern. Das äußert sich dann in kleineren Schwankungen von Jahr zu Jahr oder dem alle paar Jahre wiederkehrenden El Niño-Phänomen.

Über längere Zeiträume – Dekaden und Jahrhunderte – spielt der Wärmetransport vom Äquator zu den Polen eine wichtige Rolle. Er wird nicht nur durch die Wärme in der Deckschicht bestimmt, sondern durch die gesamte Struktur des Wasserkörpers, also davon, wie die Temperatur vertikal »geschichtet« ist, und von den Strömungen. Alle diese Komponenten – polwärtiger Wärmetransport, Schichtung der Wassermassen und Strömung – sind entscheidend für die Bildung der tiefen ozeanischen Wassermassen; sie werden aber auch, rückwirkend, von dem kalten Tiefenwasser beeinflusst. Die Austauschvorgänge zwischen Oberfläche und Tiefsee nehmen mehrere Jahrhunderte bis etwa ein Jahrtausend in Anspruch. Auf noch längeren Zeitskalen von vielen Jahrtausenden greift der Ozean in die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre ein und reguliert darüber – neben anderen Bestandteilen des Klimasystems – den Strahlungshaushalt unseres Planeten.

Schematische Darstellung der globalen ozeanischen Zirkulation. Helle Pfade deuten oberflächennahe Strömungen an, dunkle sind Tiefenströmungen, die durch absinkendes Wasser im Nordatlantik und im Weddellmeer versorgt werden. (Nach W. Broecker und E. Maier-Reimer)

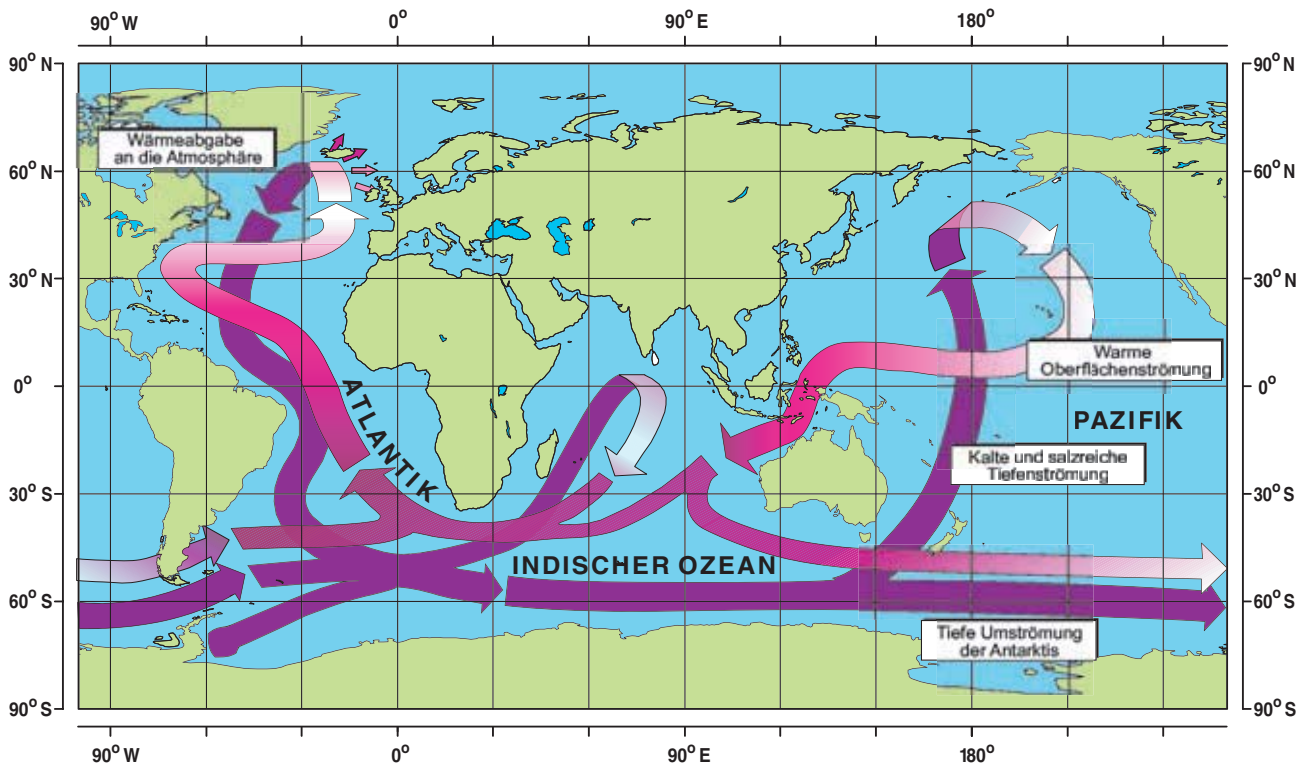
Die Bildung von Wassermassen

Was verstehen wir, ozeanographisch, unter einer »Wassermasse«? Mit diesem Begriff werden größere Wasserkörper mit annähernd gleichem Salzgehalt und gleicher Temperatur bezeichnet, die sie als charakteristische Kenngrößen von anderen Wasserkörpern abgrenzen. Wir unterscheiden grob zwischen etwa einem Dutzend Wassermassen im Weltmeer. Die Bildung spezifischer Wassermassen geschieht vorzugsweise an der Oberfläche des Ozeans, wo Oberflächenwasser durch Konvergenz, also einem Sich-Zuneigen und Ineinanderlaufen von Strömungen, in die Tiefe gepumpt wird oder durch Wärme- und Feuchteabgabe an die Atmosphäre schwer genug wird, so dass es in die Tiefe sinkt und die darunter liegenden leichteren Wasserelemente verdrängt.

Die Abbildung auf S. 35 zeigt als Beispiel die Hauptwassermassen im Atlantischen Ozean. Man unterteilt die tiefere Region grob in das

nordatlantische Tiefenwasser (NADW), das subantarktische Zwischenwasser (SIW) und das antarktische Bodenwasser (AABW). Das nordatlantische Tiefenwasser entsteht durch Abkühlung und Verdunstung des warmen Oberflächenwassers, das mit dem Nordatlantischen Strom in die Grönlandsee gelangt. Das subantarktische Zwischenwasser sinkt an der Antarktischen Konvergenz ab. Das ist jene Ringzone im Südpolarmeer, an der sich das kältere südliche Wasser unter das wärmere nördliche schiebt. Antarktisches Bodenwasser wird durch Abkühlung und Salzausscheidung unter den Meereis- und Schelfeisgebieten um den antarktischen Kontinent gebildet – hauptsächlich im Bereich des Weddellmeeres und des Rossmeeres. Diese Wassermasse gehört zu den schwersten des Weltmeeres und breitet sich von seinem relativ kleinen Entstehungsgebiet in die Bodenschichten aller Ozeane aus.

Es ist erstaunlich, dass unwesentlich erschein-



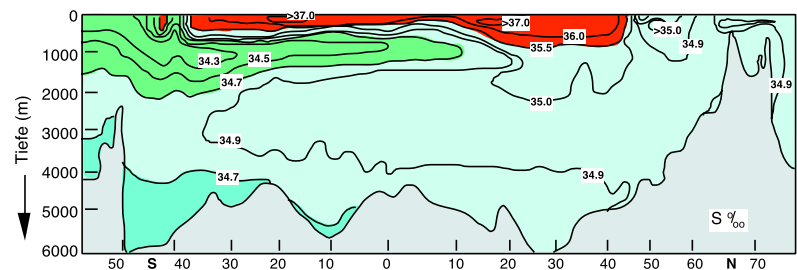


Die kompakten winterlichen Meereisflächen wirken wie eine Dämmschicht. Sie verhindern den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre und strahlen Sonnenenergie in den Weltraum zurück.
Foto: H. Grobe

In großen Wasserkörpern kann man charakteristische Wassermassen unterscheiden:

de Abweichungen in der Dichte von Meerwasser diesen vertikalen Aufbau der Wassermassen im Weltozean entscheidend regulieren. So ist zum Beispiel nordatlantisches Tiefenwasser, wenn es sich an der Oberfläche bildet, zunächst schwerer als antarktisches Bodenwasser (auf das Druckniveau der Oberfläche bezogen) und sollte sich daher in den tiefsten Horizont schichten. Beim Absinken führt aber der zunehmende Druck dazu, dass antarktisches Bodenwasser mit seiner spezifischen Temperatur-Salz-Kombination schwerer wird als nordatlantisches Tiefenwasser. Die neu geformten Wassermassen breiten sich – Salzkonzentration und Temperatur beibehaltend – fast so aus wie Strömungen: Sie rutschen auf ihren charakteristischen Dichteflächen in die Tiefe. Die Vermischung quer dazu ist unbedeutend.

Es besteht eine enorme Diskrepanz zwischen dem Volumen, das ein Wasserkörper in der Tiefe einnimmt, und der Fläche, auf der es zum Kontakt mit der Atmosphäre kommt und die damit zum Bildungsprozess beiträgt. So befinden sich die Wassermassen mit Dichten, die größer als 27,5 sind (hier ist das spezifische Gewicht von



1027,5 kg/m³ gemeint, siehe Abbildung) und zirka 75 Prozent des Volumens des Weltozeans füllen, mit nur vier Prozent der Gesamtoberfläche in Verbindung. Entsprechend haben 30 Volumenprozent des Weltozeans eine Dichte, die schwerer als 27,8 ist, und dieser Teil hat an weniger als einem Prozent der Oberfläche Kontakt zur Atmosphäre. Offensichtlich kontrollieren somit atmosphärische Bedingungen in relativ kleinen und vorzugsweise polaren Gebieten die Bildungsprozesse der tieferen Wassermassen, die thermohalin bedingte Zirkulation und damit die Schichtung von Temperatur und Salzgehalt in großen Bereichen des Ozeans.

Das Bild zeigt die Verteilung des Salzgehaltes auf einem meridionalen Schnitt durch den Atlantischen Ozean von 60° Süd bis 80° Nord und von der Oberfläche bis zum Boden. Die Tiefentopographie ist grau dargestellt. Rot: Warmes Oberflächenwasser. Grün: Antarktisches Zwischenwasser (AIW). Hellgrün: Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW). Türkis: Antarktisches Bodenwasser (AABW).

Geräte und Ausrüstungen zum Aufbau einer Eisstation im Weddellmeer sind auf dem Meereis abgesetzt worden. Links auf dem Schlitten eine Messboje für meteorologische Daten und ozeanographische Parameter in der oberflächennahen Wasserschicht.



Eis- und Wasser-Messstationen müssen in einiger Entfernung vom Forschungsschiff errichtet werden, damit die Messdaten unbeeinträchtigt bleiben. Bambusstangen markieren den sicheren Weg zum Schiff.

Das ozeanische Förderband

Stellen wir uns vor, dass Erik der Rote im Jahre 985 auf dem Weg nach Grönland mit seinem Boot ein kleines Wasserpaket an der Oberfläche des Nordpolarmeers derart durchwirbelt hat, dass es durch die kalten Winde abgekühlt wurde und so den »letzten Kick« bekam, um mit leicht erhöhter Dichte in große Tiefen zu sinken. Es macht sich damit auf den Weg der thermohalin getriebenen Tiefenzirkulation des Weltmeeres, einer alle Ozeane umspannenden Umwälzbewegung, die sich symbolisch als globales Förderband darstellt. Unser Wasserpaket würde (siehe Abb. S. 34) in der Tiefe des Atlantiks nahe dem amerikanischen Kontinent in den südpolaren Bereich getrieben. Es hat dort am Antarktischen Zirkumpolarstrom Anteil, der noch genauer zu betrachten sein wird, und kehrt dann nach Aufquellen im Nordpazifik in der Oberflächenströmung durch den indonesischen Archipel, den Indischen Ozean um das Kap der Guten Hoffnung in den Atlantik zurück. Dieses Strömungsband ist freilich stark vereinfacht;

unser Paket könnte vielen anderen, weniger prominenten Pfaden folgen, zum Beispiel sich in endlosen Schleifen am Äquator des Atlantik verfangen oder mehrmals um die Antarktis kreisen und um Kap Hoorn zurück in den Südatlantik gelangen.

Dem Namen »Förderband« entsprechend, transportiert diese globale Umwälzung natürlich etwas. Auf dem Abwärtsast im Nordpolarmeer werden Sauerstoff, Kohlendioxid und andere Spurenstoffe mit in die Tiefe verfrachtet, der tiefe Ozean wird hierdurch »belüftet«. Auf dem Weg durch die Weltmeere sammelt unser Wasserpaket aber auch alles auf, was von oben herabrieselt und verbreitet dies in angrenzende Gewässer. Herabrieselt das ausgeschiedene und abgestorbene biologische Material von Meereslebewesen, gewissermaßen ein kontinuierlicher Schauer von Kalkschalen, Kieselalgen und anderen Überbleibseln von Meerestierchen und Pflanzen in der oberflächennahen, biologisch produktiven Wasserschicht. Das Förderband befördert also die biochemischen Spurenstoffe

im Ozean, hat aber selbstverständlich auch am Transport von Wärme und Salz Anteil.

Ein ähnliches Förderband wird durch das antarktische Bodenwasser im Südpolarmeer in Gang gesetzt, es ist aber nicht so prominent in der Forschung und auch nicht so einfach geschlossen (siehe Beitrag Fahrbach/Beckmann). Es ist vielmehr ein ganzes System von Schlaufen, mit Abwärtsästen rund um den antarktischen Kontinent und tiefen Transportwegen in allen drei Ozeanen, wo die Wasserpakete dann durch Vermischung und Aufquellen ihre Identität verlieren. Ein solches Schicksal widerfährt aber auch unserem Paket, das Erik der Rote in die Tiefe gedrängt hat: Falls POLARSTERN tausend Jahre später auf einer ihrer Expeditionen ins Nordpolarmeer dieses Paket im Wasserschöpfer hätte, wäre nichts aus der Zeit Eriks des Roten verblieben, vermutlich noch nicht einmal ein Molekül Wasser des ursprünglichen Wassers und seines Spurenstoffinhalts.

Die Wärmemaschine und das Ozeanwetter

Das ozeanische Förderband ist ein wesentlicher Teil der Wärmemaschine unseres Planeten, die, wie beschrieben, den Zustand der Atmosphäre beeinflusst. Im langfristigen Mittel gleichen sich der Nettoeintrag von Energie in den Ozean durch Einstrahlung der Sonne und der Austausch von Wärme mit der Atmosphäre aus. Letzterer kann durch Wärmeabstrahlung im Infrarotbereich, ähnlich wie bei einem Radiator, geschehen, wobei Energie auch direkt in große Höhen der Atmosphäre und in den Weltraum gelangt. Der mit dem Feuchtaustausch verbundene so genannte latente Wärmeübergang entzieht dem Meer durch Verdunstung lokal die Wärme, ist aber solange verborgen (latent), bis die im Wasserdampf gespeicherte Wärme der Atmosphäre bei Regenbildung zur Verfügung gestellt wird. Der Übergang durch turbulenten Austausch erfolgt über die Grenzfläche zwischen den Medien und erwärmt oder kühlt die Luft direkt über dem Wasser. Dieser Austausch so genannter sensibler Wärme hängt von der Differenz zwischen Oberflächentemperatur und Lufttemperatur ab und ist in weiten Bereichen des Oze-



Mit Hilfe eines Laptop in einer beheizten Kiste starten Hannelore Witt und Volker Strass einen akustischen Strömungsmesser.



Um die Wechselwirkungen des Meerwassers mit dem Eis zu untersuchen, wird eine zehn Meter tief reichende Verankerung auf Balken fixiert und durch ein Eisloch abgelassen. Von links: Techniker Ekkehard Schütt, die Ozeanographen Gerd Rohhardt und Andreas Wisotzki.

ans, wie den tropischen und subtropischen Regionen, sehr klein. Dort dominiert der latente Wärmeübergang, der auch im globalen Mittel den größten Beitrag in der Wärmebilanz erbringt.

Das Wort Bilanz spiegelt vor, dass Wärmeeintrag und -verlust exakt gleich sind oder sich wenigstens über einen Jahresgang der Sonneneinstrahlung ausgleichen. Eine solche stimmige Bilanz existiert weder lokal noch für den gesamten Ozean. Lokale Wärmeüberschüsse (oder Defizite) werden durch Wind, Wellen und Wirbel in die Deckschicht der Meere eingemischt, dort gespeichert und durch Strömungen transportiert. Sie gehen zu späteren Zeiten und an anderen Orten wieder in den Austausch mit der Atmosphäre ein. Großräumige Imbalancen, die für lange Zeiten aufrecht erhalten werden, stellen Klimaschwankungen dar. Prozesse, die Wärmespeicherung und Wärmetransport betreffen, sind

daher grundlegende Komponenten im Einfluss, den der Ozean auf das Klima hat.

Tropische Gebiete nehmen einen über das ganze Jahr nahezu konstanten Energiebetrag auf, während der Ozean in mittleren Breiten den Überschuss, den er im Sommer erhält, im Winter wieder abgibt. Die Wärmespeicherung erfolgt während des Sommers in den oberen 50 bis 100 Metern der Wassersäule. Die vom Wind erzeugten Turbulenzen sorgen dafür, dass diese Deckschicht nahezu homogen durchmischt ist. Mit Einsetzen der Abkühlungsperiode im Herbst wird die gespeicherte Wärme in die Atmosphäre entlassen, wobei der Energietransport von unten an die Oberfläche wiederum durch Windturbulenz und zusätzlich – als Folge der Oberflächenabkühlung – durch tief reichende Konvektion bewirkt wird.

In höheren geographischen Breiten hat der Ozean an der Oberfläche eine negative Energiebilanz, das heißt, er gibt in der Summe aller Austauschprozesse Energie an die Atmosphäre ab. Der Transport von Wärme aus den Tropen gleicht das Defizit aus, wobei die mittleren Breiten als nahezu verlustfreie Schleuse agieren. In der Sprache der Mathematik gesagt, ist der Wärmetransport über einen Breitenkreis hinweg das Produkt der meridionalen Geschwindigkeit und der Temperatur, summiert über die gesamte Beckenbreite und Tiefe des Ozeans. Er hängt somit von der Struktur der Strömung und der Schichtung von der Oberfläche bis zum Boden ab. Es ist nicht zufällig, dass wir in diesem Zusammenhang in Angleichung an die Meteorologie von einem Ozeanklima und vom Ozeanwetter sprechen, denn man kann den ozeanischen Wärmetransport in Anteile der mittleren großräumigen Zirkulation zerlegen, was dem Klimabegriff entspricht, und in Anteile der klein- und mittelskaligen Turbulenz, welche den Hoch- und Tiefdrucksystemen der Atmosphäre vergleichbar sind, also das Wettergeschehen im Ozean darstellen. Sowohl Feldmessungen als auch Ergebnisse numerischer Modelle deuten darauf hin, dass in den großen Ozeanbecken der Wärmetransport durch das Ozeanklima dominiert, während er im Südpolarmeer, ähnlich wie

in der Atmosphäre, vom Ozeanwetter bewerkstelligt wird.

Kommen wir zurück auf die Frage nach der Bedeutung des Golfstroms für den Wärmetransport im Nordatlantik. Ist der Golfstrom für die Erwärmung des europäischen Klimas verantwortlich? Eine solche Interpretation ist aus mehreren Gründen nicht möglich. Der Golfstrom ist ein Teil der auf den oberen Ozean begrenzten, windgetriebenen, beckenweiten Zirkulationszelle. Das warme Wasser, das im Golfstrom entlang der nordamerikanischen Küste nach Norden bewegt wird, teilt sich in komplexer Weise auf mehrere Strömungssysteme auf, die teilweise als Nordatlantischer Strom nach Norden bis in die Absinkgebiete der Grönlandsee führen und teilweise schon in mittleren Breiten im subtropischen Wirbel rezirkulieren (s. Beitrag R. Gerdes). Aufgrund der Wechselwirkung mit der Atmosphäre und der turbulenten Austauschvorgänge verlieren einzelne Wasserteilchen in der mittleren Zirkulation ihre Identität. So lässt sich nicht mehr feststellen, wo und mit welcher Temperatur das Wasser des Golfstroms wieder nach Süden zurückkommt. Wir dürfen uns das nicht so einfach wie beim Heizungssystem eines Wohnhauses vorstellen, wo der Wärmetransport und die Heizleistung gemessen werden können: Das Wasser wird mit einer bestimmten Temperatur eingespeist, kühlt sich auf dem Weg durch die Heizrohre ab und gelangt vollständig, aber mit einer geringeren Temperatur in den Heizkessel zurück. Die Leistung des Heizsystems ist proportional zu dieser Temperaturdifferenz. Die Frage nach dem Beitrag zum Wärmetransport eines einzelnen Stromsystems hat keine Bedeutung, weil hier keine eindeutige Temperaturdifferenz vorliegt.

Die Eis-Ozean-Connection

Die polaren Regionen sind die größte Wärmesenke des globalen Klimasystems. Hier entweicht gewissermaßen die Wärme wieder in den Weltraum, die der Erde durch Sonneneinstrahlung in tropischen Regionen geliefert und durch ozeanische und atmosphärische Strömungen zu den Polen verfrachtet wird. Der riesige Wärmeum-

satz in der antarktischen Region äußert sich in einer ausgeprägten Wechselbeziehung zwischen den Vorgängen in der Luft, im Wasser und im Eis. Bekannterweise strahlt das Eis deutlich mehr Sonnenenergie in den Weltraum zurück als eine freie Wasserfläche; diese so genannte Albedo beeinflusst nachhaltig den Strahlungshaushalt der Erde. Im Unterschied zu gemäßigten Breiten, wo der Austausch von Feuchte und Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre direkt über Verdunstung und Niederschlag erfolgt, sorgt in den Polarregionen hierfür das im Wechsel der Jahreszeiten ablaufende Gefrieren und Schmelzen des Meereises.

Der antarktische Wasserring, auch Südlicher Ozean oder Südpolarmeer genannt, in dem sich diese Vorgänge im Wesentlichen abspielen, erstreckt sich vom Kontinent bis etwa 50° südlicher Breite. Im Norden wird er von der Antarktischen Konvergenz begrenzt, die sich als ein nahezu kontinuierlicher, etwa 50 Kilometer schmaler Wassergürtel um den Kontinent schlängelt. Es gibt weitere solche »Fronten«, die wichtigste ist die Antarktische Front, die bei zirka 60° Süd liegt und den Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC, engl. Antarctic Circumpolar Current) geleitet. An diesen Fronten erfahren die ozeanischen Wassermassen einen abrupten Übergang in ihren physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften. Wir dürfen sie uns jedoch nicht als feststehende Linien vorstellen; sie verschieben sich andauernd, dehnen sich aus, ziehen sich zurück, bilden gelegentlich Ausbuchtungen.

Südlich des Zirkumpolarstroms pulsiert im Jahresrhythmus das größte Meereisgebiet unseres Planeten. Es bedeckt eine Fläche zwischen vier Millionen Quadratkilometern im Südsommer und 20 Millionen Quadratkilometern im Südwinter. Die maximale Ausdehnung entspricht etwa fünf Prozent der Gesamtfläche des Weltozeans oder der halben Fläche des Nordatlantiks. Die Lufttemperaturen schwanken zwischen plus zwei und minus zehn Grad Celsius, und das in Breiten zwischen 50° und 60°, in denen auf der Nordhemisphäre gemäßigtes Klima herrscht. Im Inneren des Meereisgürtels können riesige



Messpause an einer Eisstation während des Winterexperiments 1989. Hinter der Kabelrolle Ekkehard Schütt, der hier u.a. die Aufgabe hat, im Stundenrhythmus einen Strömungsmesser per Hand aus dem Wasser zu ziehen und abzulassen. Links Nautiker Helmut Schiel von der POLARSTERN.

Die Datenerfassung aus allen ins Eis gebohrten Messlöchern erfolgt mit mehreren Computern in einem Zelt. Wer Computerwache hat (hier Gerd Rohardt) ist übel dran, weil er sich in der Kälte kaum bewegen kann. Fotos: E. Fahrbach

(bis zur Größe der Nordsee) eisfreie Gebiete entstehen. Die Ursachen für solche mit dem russischen Wort Polynja bezeichneten Wasserflächen sind nicht vollständig bekannt. Auch nahe der Küste gibt es häufig eisfreie Streifen, in denen kalte, vom antarktischen Eisdom herabströmende so genannte katabatische Winde das Meerwasser abkühlen und das dabei auskristallisierende Eis immer wieder von der Küste forttreiben. In den Polynjen verliert der Ozean an die Atmosphäre bis zu fünfzig Mal mehr Wärme als er in äquatorialen Breiten auf gleicher Fläche aus der Sonneneinstrahlung aufnimmt. Die Küstenpolynjen werden als Eisfabrik der Polarmeere angesehen. Durch die Eisbildung bleibt der größte Teil der gelösten Salze im Meerwasser zurück. Das dadurch entstehende schwerere Oberflächenwasser sinkt teilweise bis zum Meeresboden. Im Gegenzug steigt wärmeres Wasser aus den tieferen Schichten des Ozeans an die Oberfläche auf. (Das ist das Grundprinzip der thermohalinen Zirkulation.) Es kommt zum Austausch beziehungsweise zur Neubildung von Tiefenwasser, das man – um im Bild der Wärmemaschine zu bleiben – als den Treibstoff für das globale Förderband bezeichnen kann. Dieses polare Tiefenwasser vor allem sorgt für die Zufuhr von Sauerstoff und Nährstoffen im gesamten Weltmeer. Die Polarmeere sind also auch die »Lungen« des Weltmeeres.

Die hier nur angedeuteten Vorgänge in der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation und der Ausdehnung des Meereises weisen nun keineswegs ein reguläres zeitliches und räumliches Verhalten auf wie etwa einen sich immer wiederholenden Jahreszyklus. Es treten erhebliche nichtperiodische Schwankungen auf: in der Aktivität der um den Kontinent ziehenden Tiefdruckgebiete, der Verwirbelung der ozeanischen Ströme, der Oberflächentemperatur des Ozeans und der Eisausdehnung. So kann die Ausdehnung des Meereises im Maximum von Jahr zu Jahr bis zu zwanzig Prozent schwanken. Es ist dementsprechend schwierig, einen vermuteten langsamen Erwärmungstrend nachzuweisen.

Vergrößert sich die Eisfläche, wird die Atmosphäre zunehmend vom ozeanischen Wärmere-

servoir abgeschottet. Außerdem erhöht sich der direkt reflektierte Anteil der eingestrahnten Sonnenenergie, der dann für unser Klima ungenutzt in den Weltraum entweicht. Die Luft kühlt ab, und es ergibt sich so die Tendenz, die vorhandene Eisanomalie weiter zu vergrößern. Würden nicht andere Vorgänge im Klimasystem gegensteuern, führte diese so genannte Eis-Albedo-Rückkopplung zur totalen Vereisung der Erde. Diese Rückkopplung kann aber auch eine anfänglich nur reduzierte Eisfläche als Folge einer Klimaerwärmung, wie sie durch den Anstieg des atmosphärischen Kohlendioxids verursacht werden könnte, völlig zum Verschwinden bringen.

Der Eis-Albedo-Rückkopplung wird durch die dem Südpolarmeer spezifische Schichtung der Wassermassen gegengesteuert. Hier lagert kaltes Oberflächenwasser über relativ warmen, salzarmen Schichten in der Tiefe. Aber diese Schichtung ist nicht sehr stabil. Bei Meereisproduktion wird sie durch die beschriebene Tiefenkonvektion durchbrochen; so gelangt das warme Tiefenwasser an die Oberfläche und gibt seine Wärme an die kältere polare Atmosphäre. Dieser Prozess käme in einem wärmeren polaren Klima als heute zum Stillstand, weil das geschmolzene Meereis eine ausgesüßte Oberflächenschicht hinterlässt und die Wassersäule stabiler wird. Die dem Ozean in tropischen Breiten vermittelte Wärme staut sich dann in mittleren Breiten; das führt zu einer langsamen Erwärmung der Wassermassen.

Es gibt eine Reihe anderer solcher Rückkopplungen im Klimasystem, woran polare Komponenten maßgeblich beteiligt sind. In vielen Fällen sind die möglichen Änderungen des globalen Klimas, bei denen polare Regionen eine Rolle spielen, dramatischer als solche, die in mittleren oder tropischen Breiten ausgelöst werden. Eine drastische Änderung unserer Lebensbedingungen würde wohl in der Tat das Abrutschen der westantarktischen Landeismassen in das Meer bedeuten, was sich als Folge einer generellen Klimaerwärmung in einem Zeitraum von 50 bis 200 Jahren abspielen könnte (siehe auch Beitrag H. Miller).

Untersuchungen mit globalen Zirkulationsmodellen lassen befürchten, dass klimatische Störungen in dem relativ kleinen Ventilationsfenster der tiefen Wassermassen von nur ein bis zwei Prozent der Gesamtfläche des Weltozeans zu einer drastischen Restrukturierung der ozeanischen Zirkulation mit klimatischen Auswirkungen führen. Solche Störungen könnten eintreten, wenn sich die solare Energiezufuhr ändert, wie während der Eiszeiten, oder durch den von Menschen verursachten Treibhauseffekt. Die Modelle ergeben nach nur kurzzeitigen minimalen Störungen der Süßwasserzufuhr im polaren Oberflächenwasser beziehungsweise einer äquivalenten Änderung des Salzgehalts einen totalen Zusammenbruch des globalen Förderbandes nach einer erschreckend kurzen Zeit von nur einigen Jahrzehnten. Danach würde der Aufbau einer gegenläufigen Zelle im Laufe von wenigen Jahrhunderten folgen.

Wie funktioniert der Antarktische Zirkumpolarstrom?

Der antarktische Wasserring stellt die einzige bedeutende Verbindung zwischen dem Pazifischen, dem Atlantischen und dem Indischen Ozean dar, die einen Austausch von Wassermassen, Wärme, Salzen, Kohlenstoff und weiteren chemischen und biologischen Komponenten zwischen den Ozeanen erlaubt. Der Austausch wird getragen von dem intensivsten und umfangreichsten Strömungssystem des Weltozeans, dem Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC), der mit einem Gesamttransport von etwa 130 Millionen Kubikmetern pro Sekunde und einer Länge von etwa 20000 Kilometern den Kontinent umströmt. Dies sind die größten Wassertransportraten im Weltmeer. Sie sind nur teilweise durch die vorwiegend westlichen und sehr intensiven Winde in dieser unwirtlichen Region zu erklären.

Unser theoretisches Verständnis der ozeanischen Zirkulation bezieht sich vorwiegend auf die großskaligen, windgetriebenen Strömungen in den tiefen Becken, die nur unwesentlich durch die Bodentopographie und kleinere Wirbelvariabilität – das Ozeanwetter – bestimmt

werden. Der Antarktische Zirkumpolarstrom stellt daher in vielfacher Hinsicht eine Ausnahme und eine Herausforderung für Forscher dar: Er ist das einzige Stromsystem, das unbeeinflusst von kontinentalen Barrieren in fast zonaler Richtung den ganzen Erdkreis umfließt. Ein weiteres wichtiges Merkmal ist, dass sich das gesamte Stromsystem im turbulenten mittleren Skalenbereich, das heißt in Flächen zwischen zehn und hundert Kilometern, räumlich und zeitlich extrem stark verändert.

Der Antarktische Zirkumpolarstrom ist auch das einzige ozeanische Strömungssystem, das eine begrenzte Ähnlichkeit mit den globalen atmosphärischen Strömungen aufweist. Eine der grundlegenden Fragestellungen ist das Verständnis der Kräftebalance einer solchen Strömung. In der theoretischen Ozeanographie war die Balance des ACC in der Tat lange Zeit ein Mysterium. Unsere Untersuchungen haben ergeben, dass der durch den Westwind in den Ozean eingebrachte ostwärtige Impuls durch Wirbel in die tiefen Schichten transportiert und dort dem System entzogen wird, indem die Strömung im tiefen Ozean Druckkräfte erzeugt, die den Impuls auf den Meeresboden übertragen. Somit treibt der Wind im Gürtel des Antarktischen Zirkumpolarstroms indirekt die Rotation der Erde an.

Bereits die zuvor beschriebenen Zusammenhänge haben manche Kenntnislücke offenbart. Ein besseres Verständnis des Klimasystems, insbesondere auch der polaren Komponenten, ist dringend erforderlich. Forschung in diesem Bereich benötigt ein umfangreiches Potenzial – komplizierte elektronische Messinstrumente, Forschungsschiffe, Großrechner und auch den Einsatz von Satelliten für die Fernerkundung, beispielsweise der Meereisbedeckung, Bewölkung und der Oberflächenauslenkung des Ozeans. Wesentliche Fortschritte in der Klimaforschung können daher nur in internationaler Kooperation erreicht werden.

Dirk Olbers