

2 Die Rolle des Ozeans im Kohlenstoffkreislauf der Erde

> Der Weltozean ist der zweitgrößte Kohlenstoffspeicher der Erde. Er enthält etwa 40 000 Milliarden Tonnen Kohlenstoff. Mit diesem Reservoir übertrifft der Ozean den Kohlenstoffgehalt der Atmosphäre um mehr als das 50-Fache. Meer und Atmosphäre wiederum stehen in einem steten Kohlenstoffaustausch. Je mehr die Kohlendioxidkonzentration in der Erdatmosphäre steigt, desto mehr Kohlendioxid nimmt der Ozean auf und reduziert damit das Tempo des Klimawandels.



Wie der Ozean Kohlendioxid aufnimmt

> Der Weltozean hat in den zurückliegenden Jahrzehnten rund 25 Prozent der vom Menschen verursachten Kohlendioxidemissionen aufgenommen und den Klimawandel somit maßgeblich gebremst. Dieser Klimageschichte gelingt mithilfe dreier natürlicher Kohlenstoffpumpen, deren Funktionsweise durchaus komplex erscheinen mag. Gemeinsam aber sind sie der Grund, warum der Weltozean der zweitgrößte Kohlenstoffspeicher der Erde ist – auch wenn er mit der Ozeanversauerung einen hohen Preis dafür zahlt.

Kohlenstoff: Ein lebenswichtiges Element

Kohlenstoff ist ein essenzieller Baustein des Lebens auf unserem Planeten. Aus kohlenstoffhaltigen Verbindungen besteht alles von Lebewesen produzierte Gewebe und damit Pflanzen, Tiere und auch der Mensch. Kohlenstoff lässt tierische und pflanzliche Zellen arbeiten. Er steckt in unserer Nahrung, in Holz und Kohle, Marmor und Kalkstein sowie in erdölbasierten Kunst- und Kraftstoffen. Diese Formenvielfalt ist auf die Bindungsfähigkeit der Kohlenstoffatome zurückzuführen. Besonders häufig treten sie

in Verbindung mit Wasserstoff, Sauerstoff, Stickstoff oder Phosphor auf. Fachleute kennen mittlerweile weit mehr als eine Million verschiedene Kohlenstoffverbindungen, und mit jedem Jahr kommen neue hinzu, sodass ihre Erforschung eine eigene Fachrichtung in der Chemie bildet: die Organische Chemie.

Aufgrund seiner chemischen Eigenschaften und weiten Verbreitung wird Kohlenstoff zu jedem Zeitpunkt überall auf der Welt auf natürliche Weise aufgenommen oder freigesetzt, chemisch gebunden oder aber umgewandelt. Zudem ist er in nahezu alle biologischen Prozesse invol-

viert, in denen Energie produziert oder aber konsumiert wird. Dazu gehören zum Beispiel die Photosynthese, die Sauerstoffatmung und die Chemosynthese. Das bedeutet, Kohlenstoff ist ständig in Bewegung und wandert im Laufe der Zeit durch alle Komponenten des Erdsystems. Für jeden Schritt dieser Reise, die auch als Kohlenstoffkreislauf bezeichnet wird, benötigt der Kohlenstoff unterschiedlich viel Zeit. Mal werden er oder seine Verbindungen innerhalb weniger Minuten freigesetzt (Atmung, Verbrennung, Vulkanausbruch) oder aufgenommen (Fotosynthese, Lösung im Meerwasser); mal wird er für Jahrtausende oder Jahrmillionen an einem Ort eingelagert (Permafrost, Entstehung fossiler Rohstoffe). Dabei verändert sich auch sein Aggregatzustand: Kohlenstoff und seine Verbindungen treten in Gasform auf, zum Beispiel als Kohlendioxid und Methan, oder als Flüssigkeit sowie im festen Zustand.

Die für das Klima entscheidende Kohlendioxidkonzentration in der Erdatmosphäre wird durch verschiedene biogeochemische Prozesse an Land sowie im Meer gesteuert. Im Zuge derer wird das Treibhausgas entweder aus der Atmosphäre entnommen und eingelagert (Kohlenstoffsinken) oder aber in diese entlassen (Kohlenstoffquellen).

Kohlenstoffspeicher Ozean

Der Ozean ist nach der Gesteinshülle der Erde (Sedimentgesteine an Land und im Meeresboden) der zweitgrößte Kohlenstoffspeicher unseres Planeten. Er enthält etwa 40 000 Milliarden Tonnen Kohlenstoff, wobei der größte Teil im Meerwasser gelöst ist. Mit diesem Kohlenstoffreservoir übertrifft der Ozean den Kohlenstoffgehalt der Atmosphäre um mehr als das 50-Fache. Beide Systeme stehen in einem steten Kohlenstoffaustausch. Pro Jahr wandern mehr als 150 Milliarden Tonnen Kohlenstoff in Form des Treibhausgases Kohlendioxid zwischen Ozean und Atmosphäre hin und her. Bei einem Umrechnungsfaktor von 3,664 umfasst der jährliche globale Gasaustausch zwischen Meer und Atmosphäre demzufolge mehr als 549 Milliarden Tonnen Kohlendioxid.

Weil die Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre aufgrund der vom Menschen verursachten Emissionen steigt, absorbiert auch der Ozean mehr Kohlendioxid. Im Gegensatz zur vorindustriellen Zeit nimmt er nun mehr Kohlendioxid aus der Atmosphäre auf, als er an anderer

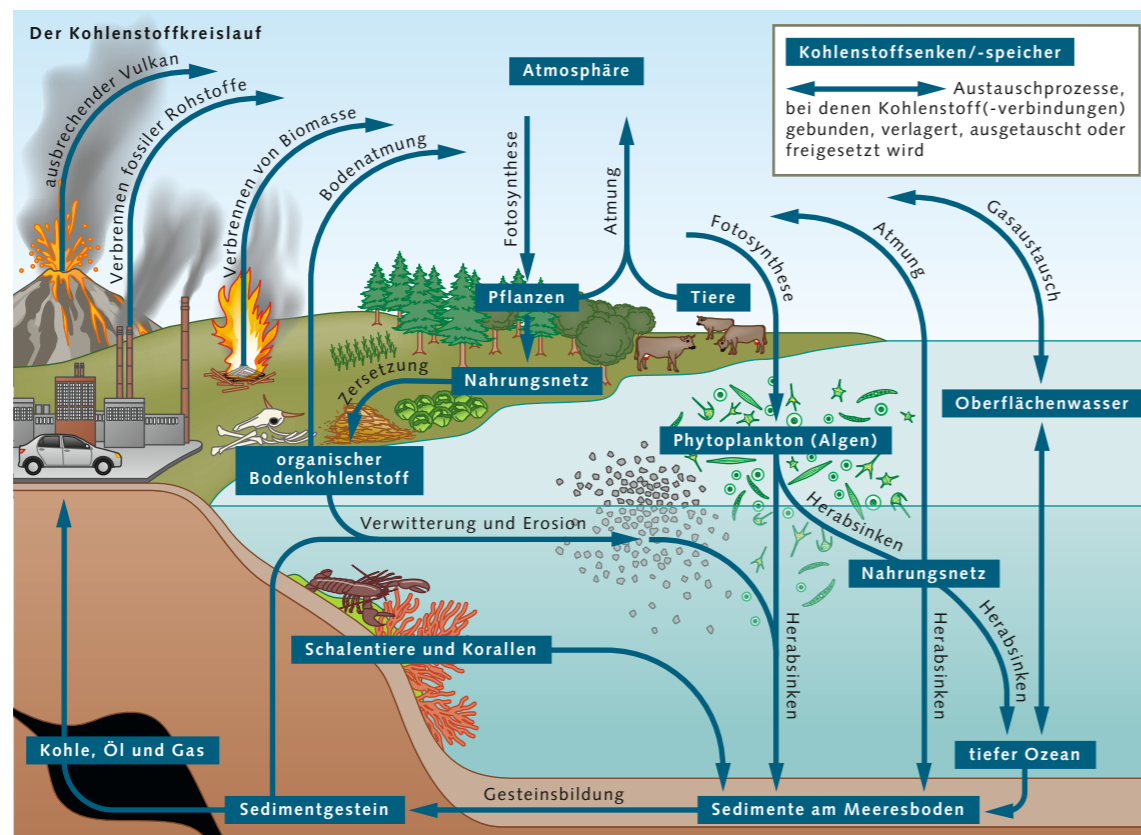


Stelle abgibt. Somit hat der Weltozean in den zurückliegenden Jahrzehnten etwa 25 Prozent der vom Menschen verursachten Kohlendioxidemissionen aus der Atmosphäre aufgenommen und so die Erderwärmung maßgeblich gebremst. Schätzungsweise 40 Prozent dieser vom Menschen verursachten Kohlendioxidemissionen im Weltozean wurden vom Südlichen Ozean absorbiert. Dessen besonders hohe Aufnahmefähigkeit unterliegt allerdings großen natürlichen Schwankungen, was eine genaue Bilanzierung der Kohlendioxidaufnahme des Weltozeans so schwierig macht.

Die Kohlendioxidaufnahme des Ozeans erfolgt an der Meeresoberfläche, wo sich das Kohlendioxid aus der Luft im Meerwasser löst. Ob und wie viel atmosphärisches Kohlendioxid im Wasser gelöst wird, hängt in erster Linie vom Unterschied im sogenannten Kohlendioxid-Partialdruck zwischen Meerwasser und Atmosphäre ab. Vereinfacht gesagt, handelt es sich dabei um den Druck, den das im Oberflächenwasser gelöste und das in der Atmosphäre befindliche Kohlendioxid jeweils erzeugt. Der natürliche Gasaustausch zwischen Meerwasser und Atmosphäre zielt immer auf einen Ausgleich dieser Drücke ab. Das heißt, Oberflächenwasser mit einem gerin-

2.2 > Die Kreidefelsen auf Rügen bestehen aus Karbonatgestein. Fällt kohlendioxidreiches Regenwasser auf diese Felsen, verwittert das Gestein und säurebindende Lösungsprodukte werden in die Ostsee gewaschen. Diese reagieren mit freien Protonen im Meerwasser und mindern dessen Versauerung.

2.1 > Der natürliche Kohlenstoffkreislauf der Erde: Blau hinterlegt sind Kohlenstoffsinken oder -speicher, in denen Kohlenstoff oder eine seiner vielen Verbindungen eingelagert wird. Die Pfeile stellen Austauschprozesse dar, bei denen Kohlenstoff oder eine seiner vielen Verbindungen gebunden, verlagert, ausgetauscht oder freigesetzt wird.



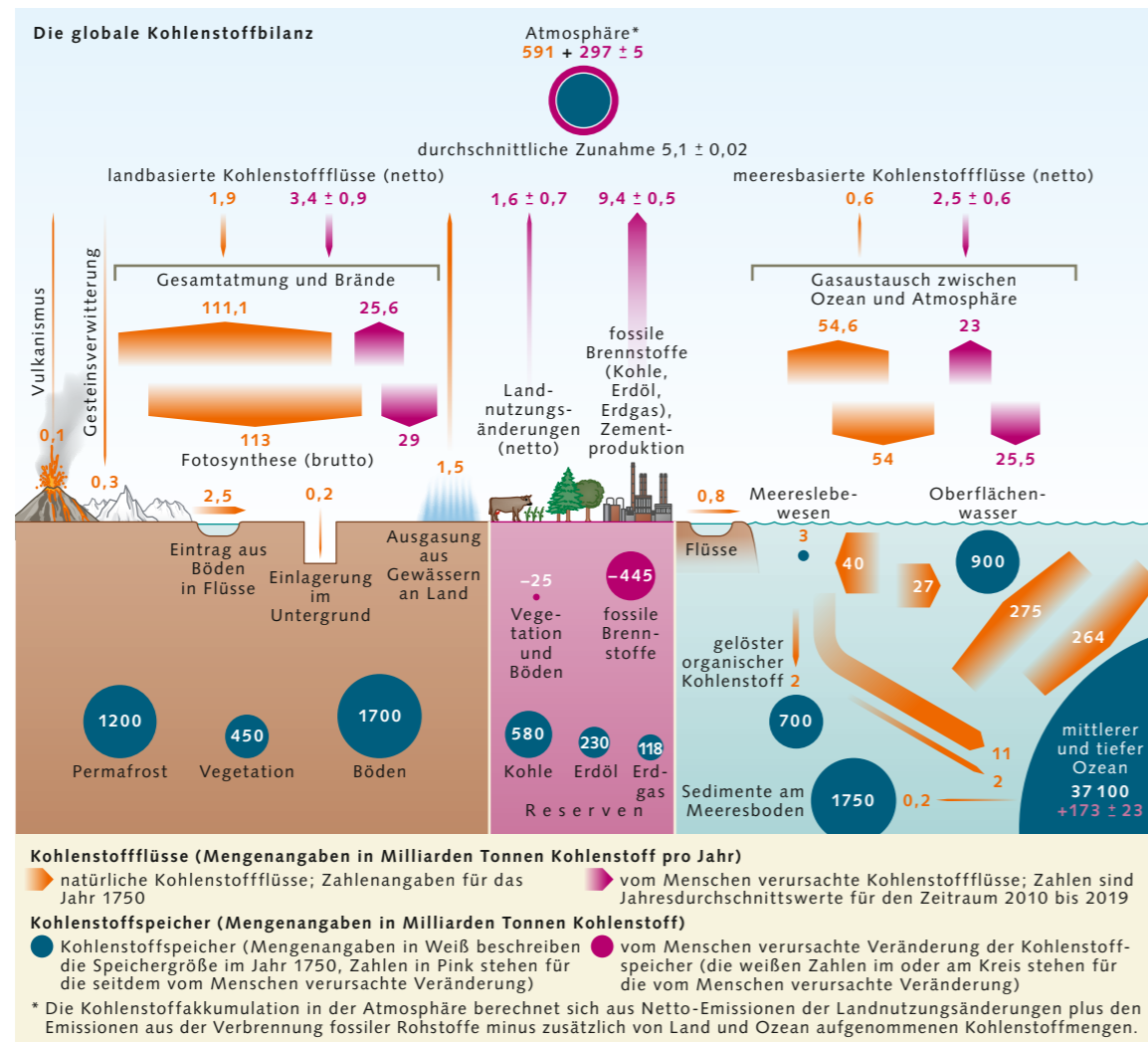
geren Kohlendioxid-Partialdruck als die darüberliegende Atmosphäre nimmt so lange Kohlendioxid aus der Luft auf, bis der Druckunterschied ausgeglichen ist. Der Druckausgleich erfolgt umgekehrt auch vom Wasser in die Atmosphäre.

Wichtig für die Kohlendioxidaufnahme des Ozeans sind zudem die Wassertemperatur sowie der Salzgehalt, Wind, Wellen und Meeresströmungen. Die Temperatur und der Salzgehalt des Oberflächenwassers beeinflussen, wie viel Gas sich im Wasser lösen kann – je wärmer und salziger das Wasser ist oder wird, desto weniger Kohlendioxid kann es aufnehmen oder speichern und desto eher gibt es auch Kohlendioxid an die Atmosphäre ab. Dieses

physikalische Gesetz erklärt unter anderem, warum der Weltozean zum Beispiel im warmen, äquatorialen Teil des Pazifiks Kohlendioxid an die Atmosphäre abgibt, während er im kühlen Südlichen Ozean sowie im Nordatlantik große Mengen an Kohlendioxid aufnimmt.

Wind und Wellen wiederum durchmischen das Oberflächenwasser und garantieren somit einen Kohlendioxid-Konzentrationsausgleich innerhalb der obersten Wasserschicht. Die Meeresströmungen halten die Wassermassen in Bewegung und sorgen dafür, dass zum Beispiel in sogenannten Auftriebszonen immer wieder neues Tiefenwasser an die Meeresoberfläche gelangt und mit der Atmosphäre in den Gasaustausch treten kann.

2.3 > Die globale Kohlenstoffbilanz in Zahlen: In Pink werden die vom Menschen verursachten Kohlenstoffflüsse dargestellt. Sie sind der Grund, warum sich Kohlendioxid in der Atmosphäre anreichert und die Temperaturen auf der Erde steigen.



Eine chemische Gleichgewichtsreaktion

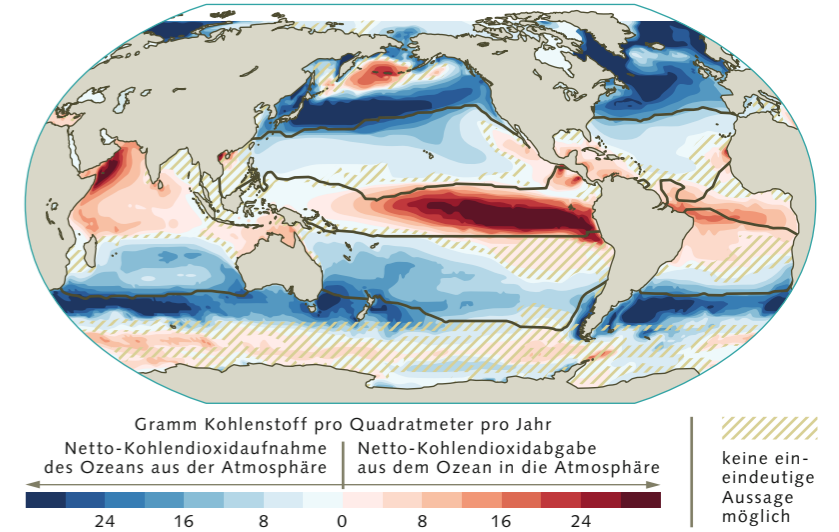
Steigt die Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre, führt das zumeist innerhalb weniger Monate zu einem Anstieg der Kohlendioxidkonzentration im Oberflächenwasser. Sowie sich Kohlendioxid im Meerwasser löst, kommt es zu einer chemischen Veränderung des Oberflächenwassers, denn anders als zum Beispiel Sauerstoff löst sich Kohlendioxid nicht einfach nur im Meer. Eine Teilmenge des Gases reagiert mit den Wassermolekülen und bildet Kohlensäure. Deren Moleküle wiederum spalten sich bis auf ganz wenige Ausnahmen sofort auf: in Hydrogenkarbonat und ein Wasserstoffkation (oftmals auch als Proton bezeichnet). Spaltet das entstandene Hydrogenkarbonat ein weiteres Proton ab, entsteht wiederum Karbonat.

Das Oberflächenwasser enthält dann Kohlenstoff in drei unterschiedlichen gelösten Formen:

- als Kohlendioxid (CO_2), welches auch wieder in die Atmosphäre entweichen kann. Es macht nur rund ein Prozent des im Ozean gespeicherten Kohlenstoffs aus, bestimmt aber den Kohlendioxid-Partialdruck des Meerwassers;
- als Hydrogenkarbonat, welches etwa 90 Prozent des im Ozean gespeicherten Kohlenstoffs ausmacht;
- als Karbonat, zu dem man wissen muss, dass es nicht nur im Zuge der Kohlensäure-Kettenreaktion entsteht, sondern auch durch Gesteins- und Mineralverwitterung an Land freigesetzt wird (dazu später mehr).

Alle drei Parameter stehen in einem ausbalancierten Konzentrationsgleichgewicht zueinander, was bedeutet, dass Veränderungen eines Parameters sofort zu Ausgleichsreaktionen bei den zwei anderen führen. Ein wichtiges Beispiel: Wenn Wasser und gelöstes Kohlendioxid zu Kohlensäure reagieren, entsteht daraus Hydrogenkarbonat. Dabei sinkt der Anteil des gelösten Kohlendioxids im Meerwasser und somit dessen Kohlendioxid-Partialdruck. Als Reaktion darauf nimmt der Ozean wieder neues Kohlendioxid aus der Atmosphäre auf, um den Partialdruck zwischen Meer und Atmosphäre auszugleichen. Die che-

Netto-Kohlendioxidfluss zwischen Atmosphäre und Ozean (1994 bis 2007)



mische Reaktionskette beginnt von vorn. Dieser Prozess kann sich jedoch nicht endlos wiederholen. Durch die Kohlendioxidaufnahme verschiebt sich nämlich das Konzentrationsgleichgewicht zwischen gelöstem Kohlendioxid, Kohlensäure, Hydrogenkarbonat und Karbonat solchermaßen, dass die Kohlendioxidaufnahme des Oberflächenwassers langfristig zum Erliegen kommt, wenn nicht andere oder aber neue Prozesse das Gleichgewicht wieder stören oder verschieben.

Ozeanversauerung: Eine Frage der freien Protonen

Die bei der Kohlensäure-Aufspaltung freigesetzten Protonen treiben den Säuregehalt des Wassers in die Höhe. Nimmt der Ozean viel zusätzliches Kohlendioxid auf, läuft das Meer deshalb Gefahr zu versauern, was zur Folge hat, dass sich die Lebensbedingungen für viele Meeresorganismen verschlechtern. Wie viele Protonen jedoch tatsächlich bei der Kohlensäure-Aufspaltung freigesetzt werden, hängt vom Säurebindungsvermögen des Meerwassers ab. Dieses wird durch säurebindende Bestandteile mineralischer Herkunft im Wasser bestimmt, die ihren Ursprung vor allem an Land haben. Dort wurden sie über Jahrmillionen aus verwittertem Gestein gelöst und anschließend durch Regenwasser, Bäche und Flüsse in das Meer geschwemmt.

2.4 > Nicht überall auf der Welt nimmt der Ozean gleich viel Kohlendioxid aus der Atmosphäre auf. Diese Karte zeigt, dass die Kohlendioxidaufnahme vor allem im kalten Südozean sowie im Nordatlantik und Nordpazifik erfolgt (in Blau). In den warmen tropischen Meeresgebieten hingegen gibt der Ozean deutlich mehr Kohlendioxid an die Atmosphäre ab, als er aufnimmt (in Rot). In den schraffiert dargestellten Gebieten ist die Lage nicht eindeutig.

Ozeanversauerung: Das große Kohlendioxid-Problem

Nimmt der Ozean Kohlendioxid aus der Atmosphäre auf, kommt es zu grundlegenden Veränderungen im Karbonathaushalt des Ozeans, wie Fachleute sagen. Karbonate werden bei der Kohlendioxidbindung im Oberflächenwasser verbraucht, Wasserstoffkationen (Protonen) unter Umständen freigesetzt. Die Anzahl der freien Wasserstoffkationen wiederum bestimmt den Säuregehalt des Meerwassers. Je größer ihre Zahl ist, desto mehr Säure enthält das Wasser.

Gemessen wird die Konzentration der Wasserstoffkationen in einer Lösung mithilfe des sogenannten pH-Wertes. Er gibt an, wie sauer beziehungsweise basisch eine Flüssigkeit ist. Die pH-Wert-Skala reicht dabei

von 0 (sehr sauer) bis 14 (sehr basisch). Das bedeutet, je mehr Wasserstoffkationen in einer Lösung vorhanden sind, desto kleiner ist wiederum der pH-Wert.

Der mittlere pH-Wert der Meeresoberfläche ist seit Beginn der Industrialisierung von 8,2 auf 8,1 gesunken. Dieser vermeintlich kleine Schritt auf der logarithmischen pH-Skala entspricht einem realen Anstieg des Säuregehalts um 26 Prozent – eine Veränderung, wie sie die Weltmeere und ihre Bewohner in den letzten Jahrtausenden noch nicht erlebt haben. Mittlerweile reicht das Versauerungssignal in Tiefen von bis zu 2000 Metern, im Nordatlantik und dem Südlichen Ozean sogar darüber

hinaus. Sollte die Menschheit auch weiterhin so viel Kohlendioxid emittieren wie bisher, wird der pH-Wert der Ozeane bis zum Jahr 2100 voraussichtlich um weitere 0,44 Einheiten sinken. Das heißt nicht, dass die Ozeane tatsächlich sauer sind, denn auch bei Werten um 7,6 bis 7,7 bleiben sie chemisch betrachtet basisch, doch sind sie – relativ gesehen – saurer als zuvor.

Parallel zum pH-Wert sinkt mit zunehmender Kohlendioxidaufnahme des Ozeans auch die Karbonatkonzentration. Die Sättigung des Meerwassers mit Karbonationen wiederum ist ein überlebenswichtiger Parameter für alle Meeresorganismen, die Schalen oder Skelettstrukturen aus Kalk (Kalziumkarbonat) bilden. Kalk kommt bei Meeresorganismen vor allem in den Formen Aragonit und Kalzit vor, wobei vor allem Aragonit leicht löslich ist. Karbonatgesättigte Wassermassen besitzen einen Karbonat-Sättigungsgrad (Ω) von 1. Dieser entspricht einer Karbonatkonzentration von 66 Mikromol pro Kilogramm Wasser. Liegt die Konzentration leicht über diesem Wert, gilt das Meerwasser als übersättigt. Sinkt sie dagegen darunter, spricht man von untersättigten Wassermassen. In diesem Fall löst sich das von den Organismen gebildete Aragonit im Wasser auf.

Untersättigtes Meerwasser gibt es in allen Ozeanen, denn aufgrund der zunehmenden Löslichkeit des Kalks mit abnehmender Wassertemperatur und zunehmendem Druck sind vor allem die tieferen Meeresschichten in der Regel untersättigt. Die Grenze zwischen der untersättigten und der übersättigten Wasserschicht wird als Sättigungshorizont bezeichnet. Durch die zunehmende Einlagerung kohlenstoffreichen Oberflächenwassers in mittlerer bis großer Wassertiefe, so berichtet der Weltklimarat, verlagert sich diese Grenze, unterhalb derer sich der Kalk auflöst, immer weiter Richtung Meeresoberfläche. In einigen Regionen des westlichen Atlantischen Ozeans beispielsweise ist der Kalzit-Sättigungshorizont seit Beginn der Industrialisierung um rund 300 Meter gestiegen. Im Arktischen Ozean hat sich der tiefe Aragonit-Sättigungshorizont im Zeitraum von 1765 bis 2005 um durchschnittlich 270 Meter Richtung Meeresoberfläche verlagert. Das heißt, auch dort sind immer größere Anteile der Wassersäule von dem Karbonatmangel betroffen.

Ungewissheit über Anpassungsfähigkeiten

Die zunehmende Versauerung der Meere wirkt sich auf verschiedene biologische Prozesse aus und somit auf das Leben vieler Meeresbewohner. Durch die abnehmende Verfügbarkeit von Karbonaten fällt es vor allem kalkbildenden Organismen wie Korallen, Muscheln, Flügelschnecken und Kammerlingen schwerer, ihre Kalkschalen oder -skelette zu bauen. Diese werden dünner und zerbrechlicher. Von Stachelhäutern wie

Seeigeln und Seesternen weiß man, dass sie mit zunehmender Versauerung weniger wachsen und früher sterben.

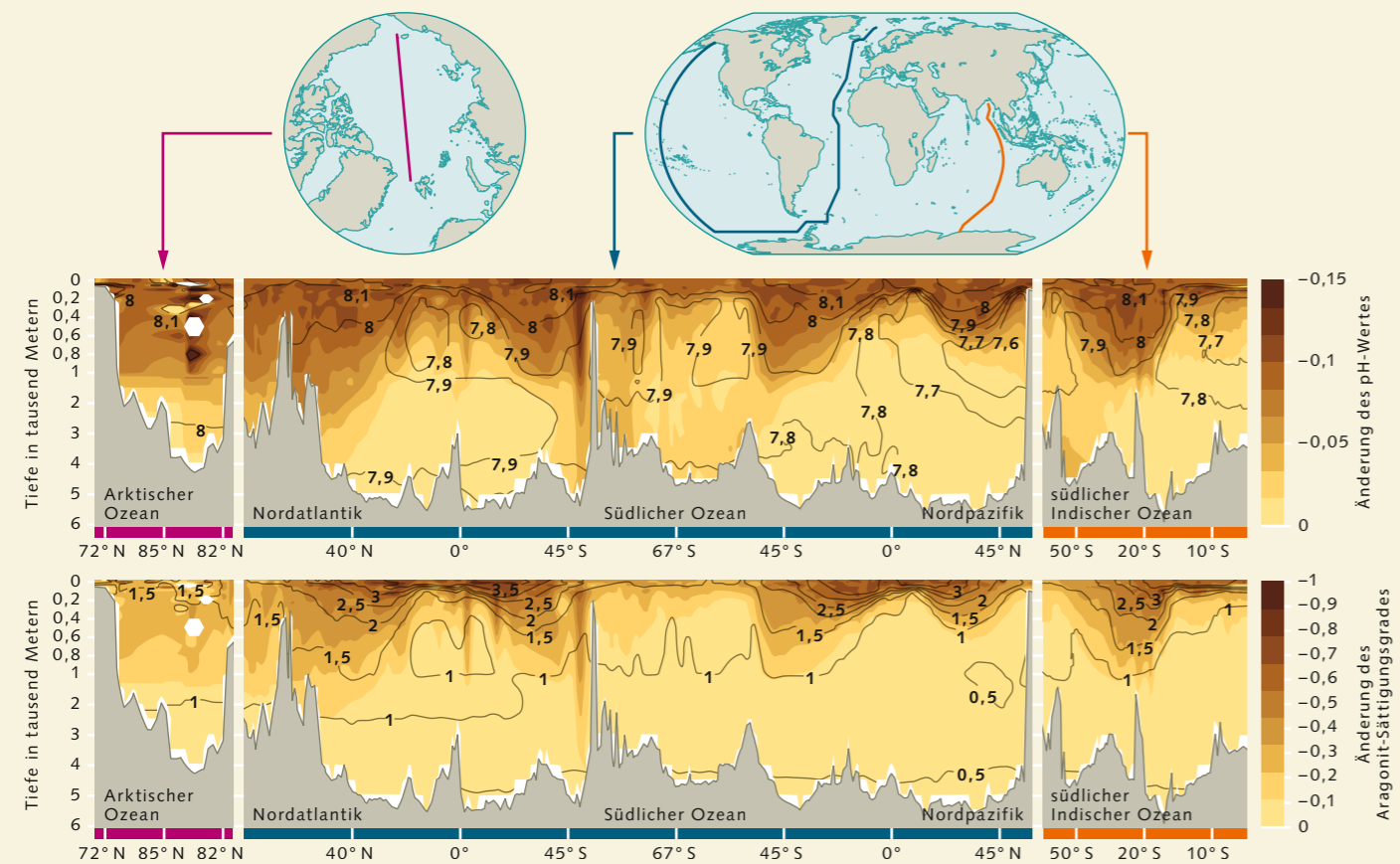
Wie stark Meeresbewohner jedoch durch die Versauerung und steigende Kohlendioxidkonzentration gefährdet sind, hängt von der Art und der Familie ab. Für Korallen, Mollusken und Stachelhäuter zum Beispiel ist das Risiko größer als für Krabben und Garnelen. Fische sind vor allem als Embryo im Ei sowie als Larve gefährdet. In beiden frühen Entwicklungsstadien besitzen die Tiere nämlich noch keine funktionierende Säure-Base-Regulation. Diese verhindert oder minimiert später Schäden, wenn im kohlendioxidreichen Wasser auch die Körperflüssigkeiten der Fische nach und nach versauern. Infolgedessen stirbt ein Teil der Jungtiere, andere wachsen schlechter oder entwickeln sich anders als gewohnt. Es gibt zudem Hinweise, dass die Ozeanversauerung das Verhalten von Meerestieren auf komplexe Weise beeinflusst, indem sie zum Beispiel neuronale Prozesse beeinträchtigt oder aber das Lern- und Sehvermögen der Organismen.

Manche Algen und Seegräser hingegen profitieren von kohlendioxidreichem Wasser. Sie können im Zuge der Fotosynthese mehr Kohlendioxid aufnehmen und in Biomasse umwandeln. Das bedeutet, die Organismen wachsen schneller und können in Einzelfällen auch Hitzestress besser bewältigen.

Fraglich ist bislang noch, in welchem Umfang sich die verschiedenen Meereslebewesen an die Ozeanversauerung anpassen können. Einzellige Algen und kleines Zooplankton mit kurzen Fortpflanzungszyklen scheinen besser gewappnet zu sein als größere Lebewesen mit langen Reproduktionszyklen. Immer mehr Forscherinnen und Forscher teilen zudem die Ansicht, dass die zunehmende Ozeanversauerung und die steigenden Sauerstoffverluste des Meeres gemeinsam einen negativen Einfluss auf die Temperaturtoleranz der einzelnen Arten haben, vor allem in tropischen und polaren Gewässern. Das heißt, das Temperaturfenster, in dem diese Arten existieren können, schrumpft mit sinkendem pH-Wert des Wassers. Diese Entwicklung wiederum wirkt sich sowohl auf die geografische Verteilung der Arten und Populationen aus als auch auf deren Überlebenschancen.

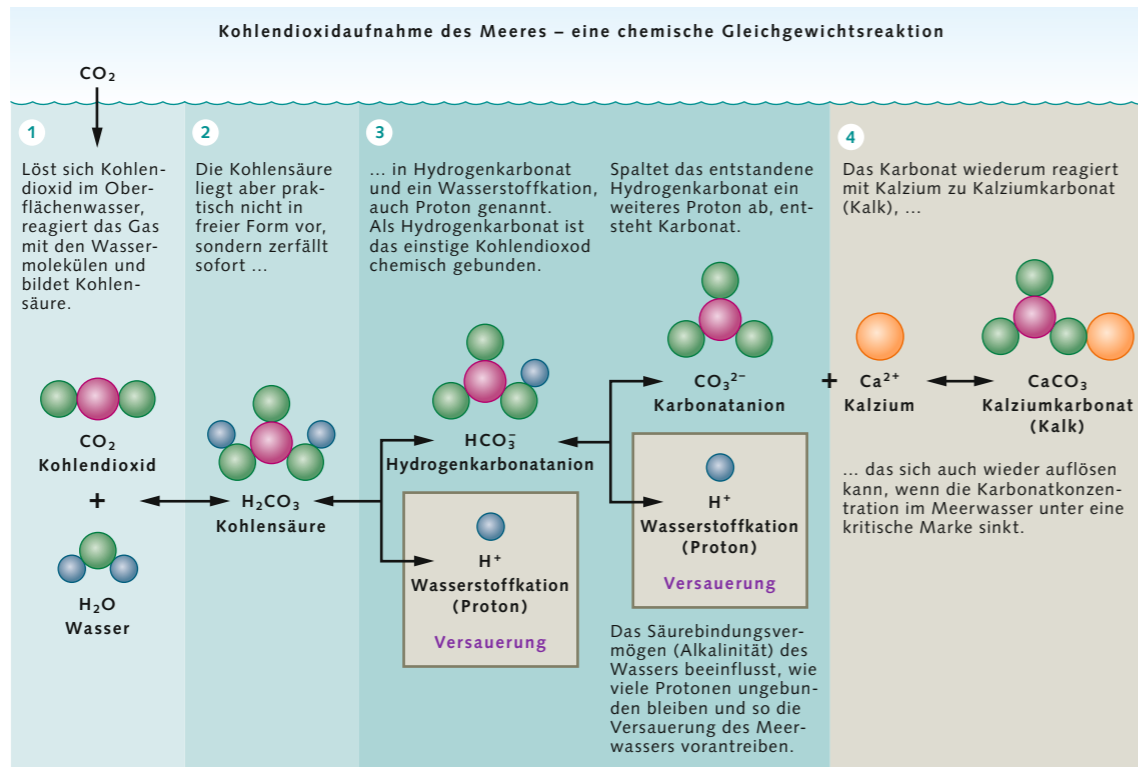
Wichtig zu wissen: Bei der Versauerung der Meere handelt es sich um einen Effekt, der ausschließlich auf den Anstieg des Kohlendioxids in der Atmosphäre zurückzuführen ist. Andere Treibhausgase spielen keine Rolle. Für einen wirksamen Meeresschutz sind die Vermeidung menschengemachter Kohlendioxidemissionen sowie eine gezielte Reduktion der Kohlendioxidkonzentration in der Erdatmosphäre deshalb doppelt wichtig. Sie würden helfen, sowohl die globale Erwärmung als auch die Ozeanversauerung zu begrenzen.

Ausbreitung der Ozeanversauerung von der Oberfläche ins Innere der Ozeane (2002) seit der vorindustriellen Zeit



2.5 > Durch die Aufnahme von CO₂ an der Meeresoberfläche verändert sich die Chemie des Wassers. Sein pH-Wert und der Aragonit-Sättigungsgrad sinken. Die Messprofile zeigen die Veränderungen beider Parameter im Zeitraum 1800 bis 2002. Die schwarzen Linien und Zahlen zeigen die Messwerte aus 2002.

2.6 > Das Meerwasser speichert Kohlenstoff in drei gelösten Formen: als Kohlendioxid, Hydrogenkarbonat und Karbonat. Diese drei Parameter stehen in einem ausbalancierten Konzentrationsgleichgewicht zueinander, was bedeutet, dass Veränderungen eines Parameters sofort zu Ausgleichsreaktionen bei den zwei anderen führen. Fachleute sprechen deshalb von einer Gleichgewichtsreaktion.



Mineral

Im Gegensatz zu Gestein (Mischung aus verschiedenen Mineralen) ist ein Mineral ein einzelnes Element oder eine einzelne chemische Verbindung, die im Allgemeinen kristallin ist und durch geologische Prozesse gebildet wurde. Bei Raumtemperatur sind Minerale in der Regel feste Stoffe, eine Ausnahme bildet Quecksilber.

Ist der Anteil dieser eingetragenen säurebindenden Lösungsprodukte der Gesteinsverwitterung hoch, besitzt das Meerwasser ein hohes Säurebindungsvermögen. Fachleute sprechen von einer hohen Alkalinität des Wassers. In diesem Fall wird eine Vielzahl der Protonen gar nicht erst freigesetzt, sondern bei der Kohlensäure-Aufspaltung sofort durch die eingetragenen Lösungsprodukte gebunden. Auch bei dieser Reaktion entsteht Hydrogenkarbonat, während Karbonat abgebaut und die Versauerung des Wassers abgepuffert wird. Enthält das Wasser jedoch nur wenige säurebindende Bestandteile mineralischer Herkunft, ist das Säurebindungsvermögen begrenzt. Die Zahl der freien Protonen steigt, und das Meer versauert zunehmend.

Über einen Zeitraum von Jahrtausenden betrachtet, gleicht der Kohlenstoffkreislauf der Erde den Kohlendioxidgehalt des Meeres über den Eintrag verwitterter säurebindender Minerale immer wieder aus. Steigt zum Beispiel die Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre und im Meer, führt die Erwärmung beider Systeme langfristig dazu, dass mehr Gestein verwittert – sowohl an Land als auch am Meeresboden. Daraus folgt, dass größere Mineral-

mengen in das Meer eingetragen werden, diese den Säuregehalt des Wassers reduzieren und der Ozean wieder neues Kohlendioxid aus der Atmosphäre aufnimmt, um das angesprochene Konzentrationsgleichgewicht wiederherzustellen. Gleichzeitig sinkt die Kohlendioxidkonzentration in der Atmosphäre, und die Erwärmung verlangsamt sich. Bis dahin vergehen jedoch mehrere Millionen Jahre.

Die drei Kohlenstoffpumpen des Meeres

Sowie die chemische Gleichgewichtsreaktion im Oberflächenwasser beendet ist und Kohlenstoff in seinen drei gelösten Formen Kohlendioxid, Hydrogenkarbonat und Karbonat vorliegt, tritt er seine Reise durch den Kohlenstoffkreislauf des Meeres an. Diese Reise kann auf drei unterschiedlichen Wegen erfolgen, die allesamt als Kohlenstoffpumpe bezeichnet werden, sich aber in ihren grundlegenden Mechanismen deutlich unterscheiden. Fachleute sprechen daher von einer „physikalischen“ Kohlenstoffpumpe sowie von zwei biologischen Kohlenstoffpumpen des Ozeans – einer „organischen“ und einer „anorganischen“ Pumpe.



2.7 Die Formenvielfalt der Foraminiferen, auch Kammerlinge genannt. Die Winzlinge gehören zu den kalkbildenden Meeresorganismen, denen die Ozeanversauerung besonders zusetzt.

Die physikalische Kohlenstoffpumpe

Die physikalische Kohlenstoffpumpe wird von den Meeresströmungen und deren Unterschieden in Temperatur und Salzgehalt angetrieben und verteilt den gelösten Kohlenstoff (Kohlendioxid, Hydrogenkarbonat, Karbonat) durch das Absinken oder Aufsteigen von Wassermassen im Ozean. Sie ist hauptverantwortlich für den Transport

Die Sonderrollen der Schelfmeere und vegetationsreichen Küstenökosysteme

An den Küsten und auf den kontinentalen Schelfen (0 bis 200 Meter Wassertiefe) wird ein großer Teil der Planktonbiomasse nicht in der Wassersäule abgebaut, sondern sinkt bis zum Meeresboden ab. Dort wird die Biomasse zum Teil im Sediment eingebettet. Die Schelfsedimente sind dabei viel größere Kohlenstoffspeicher als die Tiefseesedimente. Mehr als 90 Prozent der permanenten Kohlenstoffeinbettung findet in Schelfsedimenten statt. Aus der Biomasse in diesen Sedimenten entstehen dann auf geologischen Zeitskalen Erdöl und Erdgas. Ein großer Teil der menschlichen Treibhausgasemissionen entsteht dadurch, dass wir den dort vor langer Zeit als Öl und Gas gebundenen Kohlenstoff fördern, verbrennen und als Kohlendioxid in die Atmosphäre freisetzen.

Eine weitere Sonderrolle im Kohlenstoffkreislauf des Meeres spielen vegetationsreiche Küstenökosysteme wie Salzmarschen, Seegraswiesen und Mangrovenwälder. Sie wachsen auf weniger als einem Prozent der Meeresfläche, sind aber für einen signifikanten Teil der natürlichen Kohlenstoffeinlagerung im Meeresboden verantwortlich und somit Schlüsselakteure im Kohlenstoffkreislauf der Erde.

Ihre Pflanzengemeinschaften gedeihen im Gezeiten- und Flachwasserbereich und nehmen Kohlendioxid sowohl aus dem Oberflächenwasser als auch aus der Luft auf. Anschließend lagern sie den durch Fotosynthese gebundenen Kohlenstoff überwiegend im Untergrund ein – zum einen in ihrem dichten Wurzelwerk, zum anderen über abgestorbenes Pflanzenmaterial (Laub, Totholz etc.) direkt im Küstensediment.

Da die Meereswiesen und -wälder gleichzeitig viele Schwebstoffe aus dem Wasser filtern und diese Partikel zwischen ihren Halmen und Wurzeln ablagern, wachsen die Pflanzengemeinschaften stetig in die Höhe. Durch die Partikelablagern wird zudem viel angeschwemmtes Tier- und Pflanzenmaterial im Meeresboden eingeschlossen. Beide Prozesse führen dazu, dass die Salzmarschen, Mangroven und Seegraswiesen große Kohlenstoffmengen unter sich anhäufen. Diese Lagerstätten sind mitunter mehr als zehn Meter dick und wachsen, solange die Ökosysteme gesund sind. Im Idealfall bleiben sie über viele Jahrhunderte, mitunter sogar Jahrtausende erhalten.

menschengemachter Kohlendioxidemissionen in den tiefen Ozean.

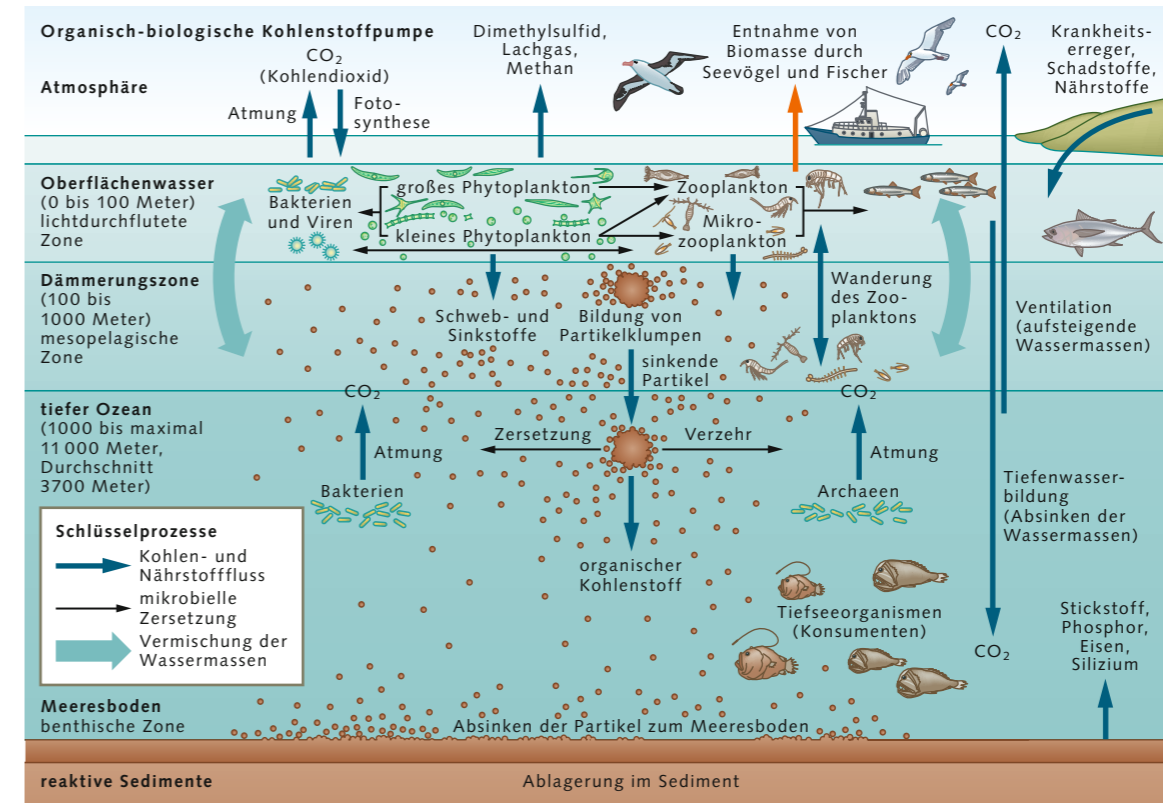
Um absinken zu können, müssen Wassermassen abkühlen, damit sie dichter und schwerer werden. Diesen Prozess beobachtet man vor allem in den Polarregionen, wo bei niedrigen Temperaturen die Löslichkeit von Kohlendioxid im Wasser besonders hoch und das Oberflächenwasser entsprechend kohlenstoffreich ist. Je kälter und salzhaltiger das Wasser ist, desto tiefer sinkt es – und nimmt den gelösten Kohlenstoff mit in die Tiefe. Von dort aus wandern die Wassermassen anschließend auf dem globalen Förderband der Meereszirkulation um den ganzen Erdball.

Bis dieses kohlenstoffreiche Tiefenwasser wieder an die Meeresoberfläche zurückkehrt und erneut in den Gasaustausch mit der Atmosphäre eintreten kann, vergehen Jahrzehnte bis Jahrhunderte. Eines Tages aber steigen die Wassermassen wieder auf – meist in einem der sogenannten küstennahen Auftriebsgebiete entlang der Westküsten Afrikas, Süd- und Nordamerikas oder aber entlang des Äquators, hier vor allem im Pazifischen Ozean. An der Meeresoberfläche angekommen, erwärmt sich das Wasser und gibt einen Teil seines gelösten Kohlendioxids wieder als Gas an die Atmosphäre ab.

Während die lange Wanderung des kohlenstoffreichen Wassers durch den tiefen Ozean aus Emissionssicht sehr erstrebenswert ist, weil sie die im Wasser gelösten Kohlenstoffmengen in der Tiefsee wegschließt, bringt sie doch einen entscheidenden Nachteil mit sich: Sollten die Wassermassen an der Meeresoberfläche versauern – eine Entwicklung, die derzeit weltweit zu beobachten ist –, so führt ihre lange Zirkulation in großer Tiefe dazu, dass diese Versauerung, auf menschlichen Zeitskalen betrachtet, unumkehrbar ist.

Die organisch-biologische Kohlenstoffpumpe

Die organisch-biologische Kohlenstoffpumpe wird durch die Lebensgemeinschaften im Oberflächenwasser des Ozeans angetrieben. Dort betreiben einzellige Algen (Phytoplankton), Makroalgen und Seegräser Fotosynthese. Das heißt, sie nutzen die Energie der Sonne um Biomasse aufzubauen. Dafür benötigen sie als Baustoff Kohlendioxid, welches sie zum Großteil in gelöster Form dem Oberflächenwasser entnehmen. Den darin enthaltenen Kohlenstoff bauen sie in ihre Biomasse ein.



Werden die Algen oder Seegräser gefressen, nehmen die Konsumenten den darin enthaltenen Kohlenstoff automatisch mit auf. Einen Teil veratmen sie: Das heißt, der Kohlenstoff wird in Form von Kohlendioxid wieder an das Meer abgegeben. Die Restmenge wird zum Beispiel in Form von Muskelmasse oder Körperfett eingelagert und ein Teil als Kotballen ausgeschieden. Den Naturgesetzen des Meeres folgend, wandert der Kohlenstoff so unter Umständen durch das gesamte Nahrungsnetz des Ozeans: von den Kleinkrebsen über verschiedene Fischarten bis hin zu Meeressäugern wie Walen und Robben – und bei jedem Schritt wird Kohlenstoff veratmet, in Biomasse umgewandelt oder in Form von Kot abgegeben.

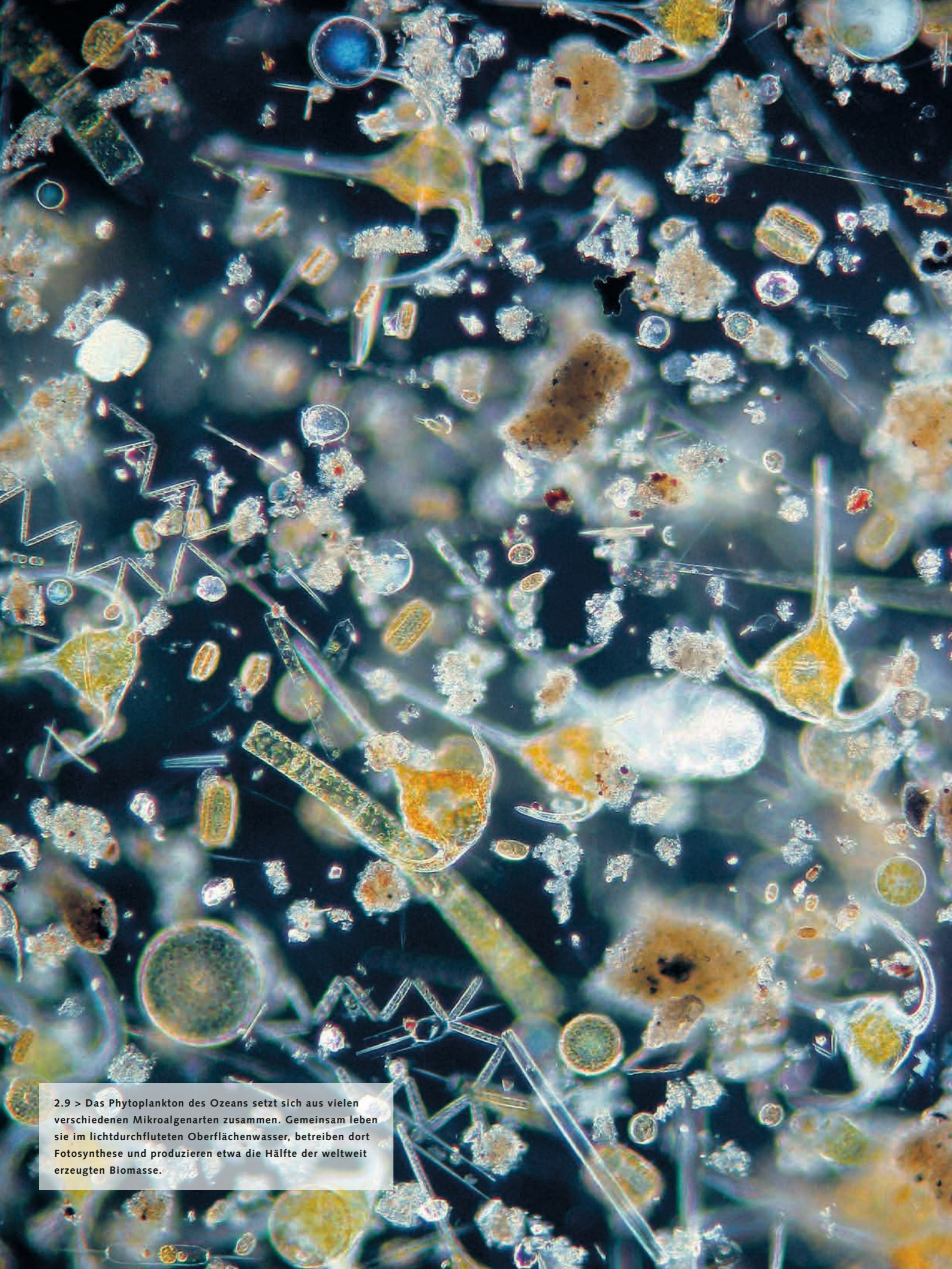
Die Pflanzen und Algen aber können auch einfach absterben. In diesem Fall sinken sie mit den sterblichen Überresten ihrer Konsumenten und den Kotballen in die Tiefe. Auf dem Weg Richtung Meeresboden stürzen sich Bakterien und andere Mikroorganismen auf die abgestorbene Biomasse und zersetzen einen großen Teil, noch bevor das Material große Wassertiefen oder den Meeres-

boden erreicht hat. Dabei wird der gespeicherte Kohlenstoff abermals in Form von Kohlendioxid an das Meerwasser abgegeben. Die verbleibenden Überreste rieseln als sogenannter „Meeresschnee“ in die Tiefsee. Schätzungen zufolge erreichen gerade einmal zehn bis 30 Prozent des in Biomasse gebundenen Kohlenstoffs eine Wassertiefe von 1000 Metern. Der Rest wird vorher konsumiert.

Am tiefen Meeresboden angekommen, werden die kohlenstoffhaltigen Partikel, ob Einzeller, Kotpartikel oder Walkadaver, nahezu vollständig von den Tiefseebewohnern verzehrt. Übrig bleibt eine Restmenge von deutlich weniger als einem Prozent des ursprünglich von den Algen aufgenommenen Kohlenstoffs. Stammt der Kohlenstoff aus anderen Quellen (Holz, Walknochen etc.) mag der Anteil höher sein. Die Restmengen werden im Sediment eingelagert, und der enthaltene Kohlenstoff dem natürlichen Kreislauf auf diese Weise für sehr lange Zeit entzogen.

Die Einlagerung im Sediment ist eine entscheidende Größe, wenn man den Kohlenstoffkreislauf über geolo-

2.8 > Als organisch-biologische Kohlenstoffpumpe des Meeres werden jene Prozesse bezeichnet, bei denen Algen und Pflanzen CO₂ aus dem lichtdurchfluteten Oberflächenwasser aufnehmen und in Biomasse umwandeln, die im Anschluss eine Reise Richtung Meeresboden antritt. Entscheidend für die globale Emissionsbilanz und den weiteren Verlauf des Klimawandels ist dabei, wie viel der Biomasse in Wasserschichten unterhalb der von Wind und Wellen durchmischten Deckschicht sinkt. Im Zwischen- und Tiefenwasser (Dämmerungszone/tiefer Ozean) sind nämlich sowohl das organische Material als auch der in ihm enthaltene Kohlenstoff für Jahrzehnte bis Jahrhunderte eingeschlossen, ganz gleich, ob die Biomasse gefressen und veratmet wird – oder weiter Richtung Meeresboden sinkt.



2.9 > Das Phytoplankton des Ozeans setzt sich aus vielen verschiedenen Mikroalgenarten zusammen. Gemeinsam leben sie im lichtdurchfluteten Oberflächenwasser, betreiben dort Fotosynthese und produzieren etwa die Hälfte der weltweit erzeugten Biomasse.

gische Zeiträume betrachtet, das heißt über Jahrtausende. Für die aktuelle Entwicklung des Klimawandels ist jedoch schon entscheidend, wie viel des von Algen und Pflanzen gebundenen Kohlenstoffs in Wasserschichten unterhalb der sogenannten durchmischten Deckschicht sinkt. Als solche wird jene Wasserschicht an der Meeresoberfläche bezeichnet, deren Wassermassen regelmäßig von Wind und Wellen durchmischt werden.

Haben kohlenstoffhaltige Partikel die Deckschicht erst einmal verlassen, vergehen Jahrzehnte oder gar Jahrhunderte, bis sie oder ihre veratmeten Restprodukte wieder an die Meeresoberfläche zurückkehren und erneut als Kohlendioxid in die Atmosphäre entweichen können. Die Wissenschaft bezeichnet daher allen Kohlenstoff als sequestriert (aufgenommen und gespeichert), den die biologisch-organische Kohlenstoffpumpe in Tiefen verfrachtet, die nicht mehr von Wind und Wellen durchmischt werden.

Die anorganisch-biologische Kohlenstoffpumpe

Neben der Fotosynthese gibt es einen zweiten Prozess, mit dem Meeresorganismen im Wasser gelösten Kohlenstoff biologisch binden und am Ende in die Tiefe transportieren – gemeint ist der Aufbau kalkhaltiger Schalen oder Skelette. Kalkbildende Organismen wie zum Beispiel Kalkalgen, Muscheln, Korallen, Flügelschnecken oder aber auch Kammerlinge entnehmen dem Meerwasser dazu das in gelöster Form vorliegende Hydrogencarbonat, wandeln es in Kalziumkarbonat um und verwenden dieses als Baustoff für die genannten Strukturen. Sterben die Organismen ab, sinken die Kalkgehäuse auf den Meeresboden und werden dort im Sediment eingelagert. Auf diese Weise wird der enthaltene Kohlenstoff dem natürlichen Kreislauf für Jahrtausende entzogen.

Im Hinblick auf die Kohlendioxidbilanz der Atmosphäre fällt die anorganisch-biologische Kohlenstoffpumpe des Ozeans jedoch negativ aus. Die Erklärung dafür ist, dass bei der Kalkbildung dem Wasser Hydrogencarbonat entnommen wird. Als ein Produkt der entsprechenden chemischen Reaktion entsteht im Wasser dabei gelöstes Kohlendioxid. Dieses wiederum erhöht den Kohlendioxid-Partialdruck des Meeres und fördert auf diese Weise die Ausgasung von Kohlendioxid in die Atmosphäre. Löst sich Kalk dagegen auf – was unter bestimm-



2.10 > Salpen sind tonnenförmige Manteltiere, die oftmals in Kolonien leben. Dabei bilden die Tiere eine lange Kette, in der sie gemeinsam auf die Jagd nach Plankton gehen.

ten chemischen Bedingungen im Meer durchaus geschieht –, wird Kohlensäure verbraucht, und das Meerwasser neigt dann dazu, mehr Kohlendioxid aus der Atmosphäre aufzunehmen.

Bremsfaktor Klimawandel

Mit zunehmendem Klimawandel und der dadurch bedingten Meeressenerwärmung wird die Kohlendioxid-Aufnahme- und -Speicherkapazität des Ozeans abnehmen. Ausschlaggebend dafür sind zwei Gründe. Der erste ist physikalischer Natur: Warmes Wasser kann weniger gelöstes Kohlendioxid speichern als kälteres. Der zweite Grund betrifft die biologische Kohlenstoffpumpe. Im Zuge des Klimawandels nimmt die dichtebedingte Schichtung der Wassermassen im oberen Teil der Wassersäule zu. Infolgedessen vermischt sich das warme, leichte und oftmals nährstoffarme Oberflächenwasser immer weniger mit dem darunterliegenden nährstoffreicheren Zwischen- und Tiefenwasser. Es wird gewissermaßen von der Nährstoffversorgung aus der Tiefe abgeschnitten. Aufgrund der fehlenden Nährstoffe wachsen im lichtdurchfluteten Oberflächenwasser anstelle vieler großer produktiver Kieselalgen nun eher kleinere Algenarten. Diese produzieren weniger Biomasse als die Kieselalgen und binden demzufolge auch weniger Kohlenstoff.

Hinzu kommt: Steigende Wassertemperaturen beschleunigen die Stoffwechselprozesse der Meeresorganismen.

men. Sie alle benötigen mehr Nahrung, was bedeutet, dass organisches Material schneller und zumeist in geringerer Wassertiefe gefressen, zersetzt und recycelt wird. Das dabei frei werdende Kohlendioxid geben die Lebewesen wieder an das umgebende Meerwasser ab. Dessen Kohlendioxid-Partialdruck steigt und mit ihm die Wahrscheinlichkeit, dass Kohlendioxid vom Meer in die Atmosphäre entweicht.

Außerdem kann sich auch der klimabedingte Artenwandel negativ auf den Kohlenstoff-Transport in die Tiefe auswirken. Forschung vor der Küste der Antarktischen Halbinsel beispielsweise zeigt, dass die Kotballen des Antarktischen Krills (*Euphausia superba*) zumeist in größere Wassertiefen hinabsinken als die Exkremente von Salpen. Letztere dringen im Zuge der Meerereswärmung immer weiter in die Heimatgewässer des Krills vor, während sich die Krebstiere Richtung Süden zurückziehen.

Im Gegensatz zum Krill aber verpacken Salpen ihre vergleichsweise großen Kotballen nicht in einer schützenden Membran. Anderes Zooplankton und Mikroorganismen haben so ein leichtes Spiel. Im Untersuchungs-

zeitraum hatten sie rund 80 Prozent der kohlenstoffreichen Salpenexkremente konsumiert, noch bevor diese eine Wassertiefe von 300 Metern erreichten. Von den gut verpackten Krilllexkrementen hingegen kamen im Laufe der Studie 72 Prozent wohlbehalten in gleicher Wassertiefe an. Die Forschenden schlussfolgerten daher: Sollte sich der Rückzug des Antarktischen Krills fortsetzen und Salpen flächendeckend zur dominierenden Art aufsteigen, werden die Gewässer entlang der Antarktischen Halbinsel künftig deutlich weniger Kohlenstoff in ihren Tiefen einlagern als bisher.

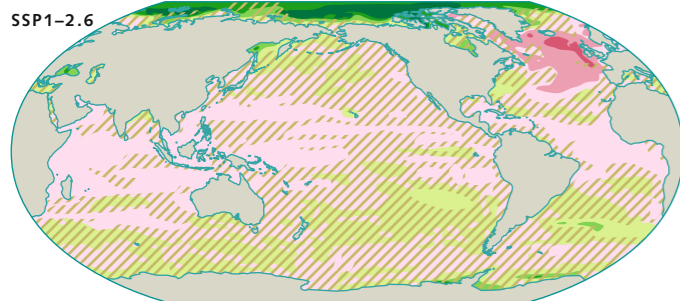
Anders aussehen könnte es in Meeresregionen, in denen in den kommenden Jahrzehnten sowohl die Biomasseproduktion des Phytoplanktons als auch das Zooplanktonaufkommen klimabedingt steigen werden. Nach Aussage des Weltklimarates wäre dies zum Beispiel im Arktischen Ozean der Fall. Global betrachtet aber geht die Wissenschaft davon aus, dass die Biomasseproduktion des Phytoplanktons infolge des Klimawandels in den meisten Teilen des Weltozeans abnehmen wird und mit ihr der Kohlenstoff-Transport in die Tiefe.

2.11 > Infolge des Klimawandels werden sich die Menge und Verteilung des Phyto- und Zooplanktons verändern. In tropischen und subtropischen Meeresgebieten werden sie abnehmen, in den gemäßigten und polaren Breiten zunehmen.

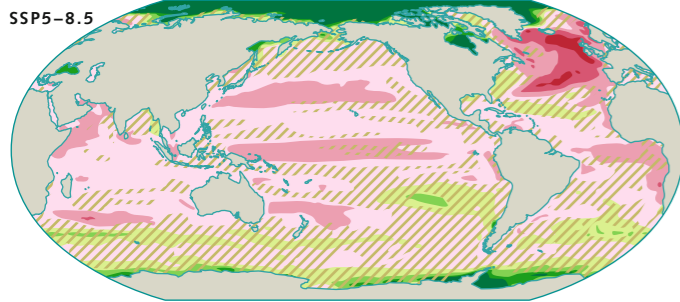
Berechnete Veränderung der Biomasse des marinen Phytoplanktons

Durchschnittliche Veränderung im Zeitraum der Jahre 2090 bis 2099 im Vergleich zum Zeitraum 1995 bis 2014

SSP1-2.6



SSP5-8.5

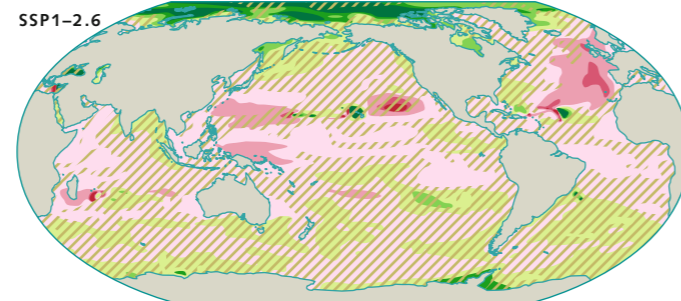


-40% -20% 0% 20% 40%

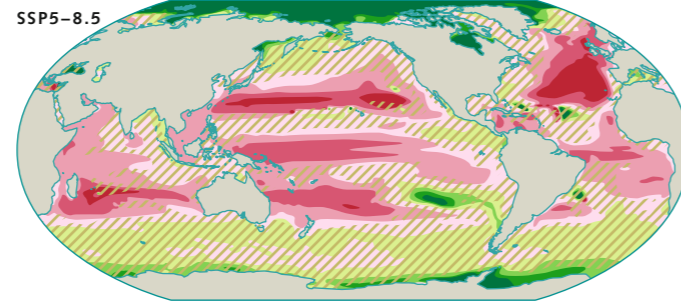
Berechnete Veränderung der Biomasse des marinen Zooplanktons

Durchschnittliche Veränderung im Zeitraum der Jahre 2090 bis 2099 im Vergleich zum Zeitraum 1995 bis 2014

SSP1-2.6



SSP5-8.5



Bereiche, wo die zugrunde liegenden Modelle keine übereinstimmenden Ergebnisse aufweisen

CONCLUSIO

Kohlenstoffspeicher Ozean: Riesig, effizient und in Gefahr

Das Klimasystem der Erde nutzt physikalische, chemische und biologische Prozesse, um Kohlendioxid (CO_2) aus der Atmosphäre zu entfernen und an Land, im Meer oder im geologischen Untergrund einzulagern. Der Weltozean bedient sich dieser Prozesse in so umfassendem Maß, dass er im Laufe der Erdgeschichte schon große Veränderungen der atmosphärischen CO_2 -Konzentration abgefedert hat. Allerdings dauern solche Ausgleichsprozesse Jahrtausende.

Aufgrund seiner natürlichen Kohlendioxid-Aufnahmefähigkeit ist der Ozean ein Hauptakteur im globalen Kohlenstoffkreislauf. Er enthält etwa 40 000 Milliarden Tonnen Kohlenstoff, wobei der größte Teil im Meerwasser gelöst ist. Damit stellt der Ozean den zweitgrößten Kohlenstoffspeicher unseres Planeten dar. Sein Kohlenstoffreservoir übertrifft jenes der Atmosphäre um mehr als das 50-Fache.

Ozean und Atmosphäre stehen in einem steten Kohlenstoffaustausch. In jedem Jahr wandern mehr als 150 Milliarden Tonnen Kohlenstoff in Form des Treibhausgases CO_2 zwischen Ozean und Atmosphäre hin und her. Weil die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre aufgrund der anthropogenen Emissionen steigt, absorbiert auch der Ozean mehr CO_2 . So hat der Weltozean in den zurückliegenden Jahrzehnten etwa 25 Prozent der vom Menschen verursachten CO_2 -Emissionen aus der Atmosphäre aufgenommen und so die Erderwärmung maßgeblich gebremst.

Die CO_2 -Aufnahme des Ozeans erfolgt an der Meeresoberfläche, wo sich das CO_2 aus der Luft im Meerwasser löst. Infolgedessen wird eine chemische Gleichgewichtsreaktion im Oberflächenwasser angestoßen, die dazu führt, dass der im Kohlendioxid enthaltene Kohlenstoff größtenteils chemisch gebunden wird. Das Oberflächenwasser enthält dann Kohlenstoff in drei gelösten Formen: als Kohlendioxid, als Hydrogencarbonat und als Karbonat.

Anschließend tritt der Kohlenstoff seine Reise durch das Meer an und wird dabei unter Umständen für Tausende Jahre in großer Wassertiefe eingelagert. Diese Reise kann auf unterschiedlichen Wegen erfolgen: über die Meeresströmungen (physikalische Kohlenstoffpumpe), über das Nahrungsnetz (organisch-biologische Kohlenstoffpumpe) oder über die Bildung von Kalkschalen und Skeletten (anorganisch-biologische Kohlenstoffpumpe). Bei den letzten beiden wird ein Teil des Kohlenstoffs sogar in den Sedimenten am Meeresboden eingelagert, was bedeutet, dass er für Jahrtausende weggeschlossen wird.

Der Kohlenstoffkreislauf des Meeres ist aber keine Einbahnstraße, denn alle drei Formen des im Wasser gelösten Kohlenstoffs stehen in einem ausbalancierten Konzentrationsgleichgewicht zueinander. Veränderungen eines Parameters führen sofort zu Ausgleichsreaktionen bei den zwei anderen.

Eine der wichtigsten chemischen Veränderungen im Zuge der steigenden Kohlendioxidaufnahme des Weltozeans ist die zunehmende Versauerung. Seit Beginn der Industrialisierung ist der Säuregehalt des Ozeans um 26 Prozent gestiegen – eine Veränderung, wie sie die Weltmeere in den vergangenen Jahrtausenden noch nicht erlebt haben. Mittlerweile reicht das Versauerungssignal in einigen Meeresregionen in Tiefen von mehr als 2000 Metern und beeinträchtigt die Lebensbedingungen vieler Meeresorganismen. Noch ist nicht eindeutig geklärt, in welchem Umfang sich diese an die Ozeanversauerung anpassen können.

Fest steht jedoch, dass mit zunehmendem Klimawandel die CO_2 -Aufnahme- und -Speicherkapazität des Ozeans abnehmen werden: zum einen, weil wärmeres Wasser weniger gelöstes CO_2 speichern kann als kälteres; zum anderen verstärkt die steigende Wassertemperatur die Schichtung der Wassermassen und die Stoffwechselrate der Meeresorganismen. Beide Prozesse beeinträchtigen die biologische Kohlenstoffpumpe, sodass diese weniger Kohlenstoff in großen Tiefen einlagern kann.