

Globale Erwärmung

Kohlenstoffpumpen im Ozean steuern das Klima

ULRICH BATHMANN | UTA PASSOW

Die global ansteigende Konzentration von Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre verändert den Säuregrad (pH) sowie das Gleichgewicht im Carbonatsystem des Meerwassers. Das hat enorme Auswirkungen auf die Artenzusammensetzung und Kohlenstoff-Transportleistung des Planktons. Wie beeinflussen diese Umweltveränderungen die Biologie der Polarmeere und welche Auswirkungen hat dies auf das Gesamtsystem Erde?

Das Klima unserer Erde verändert sich ständig. Jüngste Messungen zeigen, dass die Ökosysteme an Land und im Ozean sowie die Eismassen der Polargebiete auf die schnellen Klimaänderungen der vergangenen Jahrzehnte sehr sensibel reagieren. Wir werden sehen, welche Prozesse wichtig sind und wie mikroskopisch kleine Algen und Tiere im Ozean, das so genannte Plankton, das globale Klima beeinflussen. Bei diesem Wechselspiel stehen Algenwachstum, Artenzusammensetzung und Transportleistung von Kohlenstoff des Planktons im Mittelpunkt. Diese Prozesse werden ihrerseits von Nährstoffen und Spurenelementen gesteuert sowie von der Ozeanversauerung beeinflusst. Für die Aufklärung dieser Zusammenhänge haben die Autoren zahlreiche Schiffsexpeditionen unter anderem in die Polarmeere unternommen.

Schwankungen des CO₂ in der Erdgeschichte

In den vergangenen 800.000 Jahren schwankte die CO₂-Konzentration der Atmosphäre neun Mal ziemlich regelmäßig zwischen 180 Volumeneinheiten pro Million (ppmV) in den Eiszeiten und 280 ppmV in den Warmzeiten (Abbildung 1, [14]). Die mittlere Temperatur der Polarregionen schwankte entsprechend von -8°C bis +4°C gegenüber dem Mittelwert der vergangenen 10.000 Jahre. Auch in der derzeitigen Warmzeit lag die CO₂-Konzentration so lange bei 280 ppmV, bis sich mit der Industrialisierung alles änderte. Durch die zuneh-

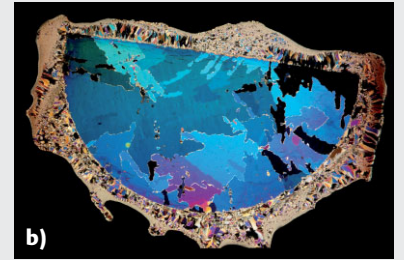
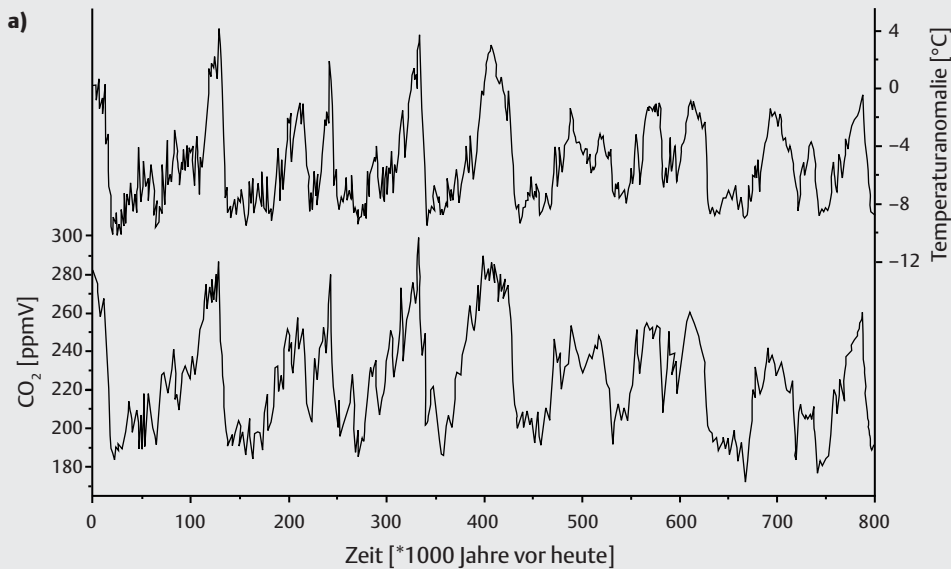
mende Nutzung fossiler Rohstoffe (Kohle, Erdöl, Erdgas) wird so viel CO₂ freigesetzt, dass die atmosphärische Konzentration heute auf über 380 ppmV angestiegen ist, also um 100 Einheiten über die maximalen Konzentrationen der letzten Jahrhunderttausende (Abbildung 2, [27]).

Eisen und CO₂ – ein überraschender Zusammenhang

Leben auf unserem Planeten begann in einer Atmosphäre ohne Sauerstoff. Die frühen Lebewesen entwickelten für ihre Stoffwechselprozesse Enzyme, die die gute Elektronentransportfähigkeit von Eisen (vor allem von Fe²⁺ und Fe³⁺) nutzen. Mit der Evolution von photosynthetisierenden Prokaryoten und Pflanzen, die Sauerstoff abgeben, verwandelte sich die reduzierende Atmosphäre in eine sauerstoffreiche oxidierende Umgebung. Rostende Eisen³⁺-Salze sind deutlich weniger wasserlöslich als reduzierte Eisen²⁺-Salze. Ein im Ozean reichlich vorhandener Stoff wurde zur Mangelware, wodurch das Wachstum und vor allem die Bildung von Enzymen von pflanzlichen Algenzellen behindert wurden. Immer wenn in Glazialperioden die Landoberfläche austrocknete, weil die Landvegetation zurückging und Wasser als Eis gebunden war, wurde eisenhaltiger Staub verstärkt über die Weiten der Ozeane geblasen. Dadurch ergrünte das Phytoplankton aufgrund der zusätzlichen Eisenzufuhr, vermehrte sich und nahm dadurch mehr CO₂ auf (Abbildung 3, [14, 25]), was zu einem weiteren Abkühlen der Atmosphäre führte.

Der Ozean im Klimageschehen

Die Konzentration von CO₂ in der Atmosphäre strebt ein Gleichgewicht an mit dem CO₂, das im Oberflächenwasser der Ozeane gelöst ist. Die molekulare Diffusion und die Löslichkeit im Wasser sind die beiden wichtigsten Prozesse, durch die CO₂ in den Ozean eingebracht wird. Dies ist beispielsweise der Fall, wenn warmes Oberflächenwasser aus den Subtropen mit dem Nordatlantikstrom (Golfstrom) in die Polargebiete transportiert wird und sich dort abkühlt; kaltes Wasser kann mehr Gas aufnehmen als warmes. Sobald sich CO₂ im Wasser löst, beginnt eine Kaskade chemischer



b) Antarktischer Eisbohrkern im polarisierten Licht. Bild: Sepp Kipfstuhl/AWI.

ABB. 1 a) Zusammenhang zwischen Temperatur und CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre. Aus Eiskernen können wir die Temperatur und die atmosphärische CO_2 -Konzentration der vergangenen 800.000 Jahre rekonstruieren. Niedrige Temperaturen während der Eiszeiten gingen mit einer geringen atmosphärischen CO_2 -Konzentration einher. Während der Warmzeiten lag die atmosphärische CO_2 -Konzentration bei 280 ppmV, heute liegt der Wert bereits über 380 ppmV. Bild: Nach Luethi et al., Nature, 2008.

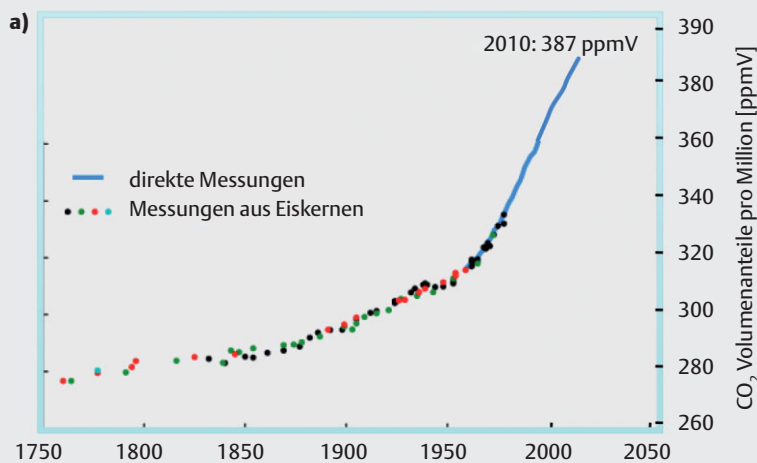


ABB. 2 a) Atmosphärische CO_2 -Konzentration der vergangenen 260 Jahre: Die Messungen aus Eisbohrkernen stimmen gut mit den direkten Messungen überein und zeigen einen klaren Anstieg [27]. **b)** Eisberg im Sturm der Antarktis. Bild: Robert Rohde, www.globalwarmingart.com

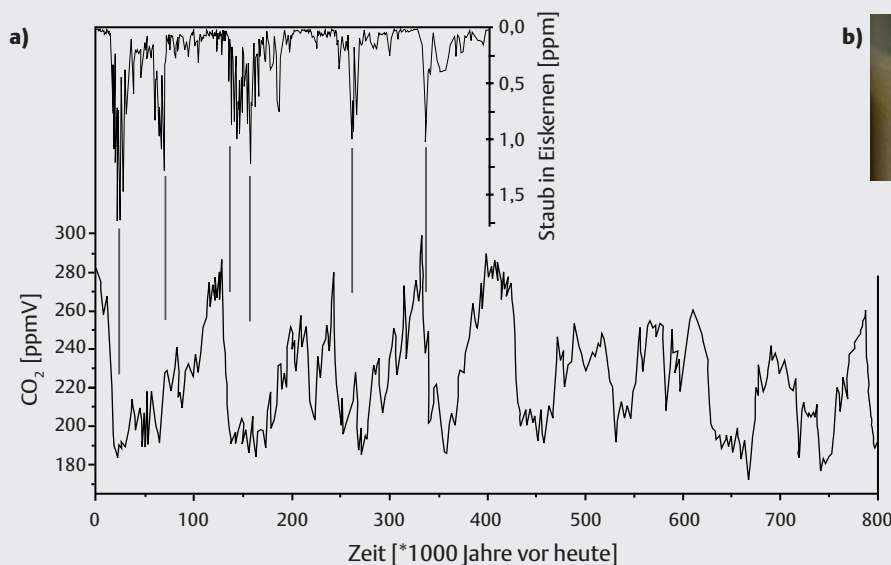
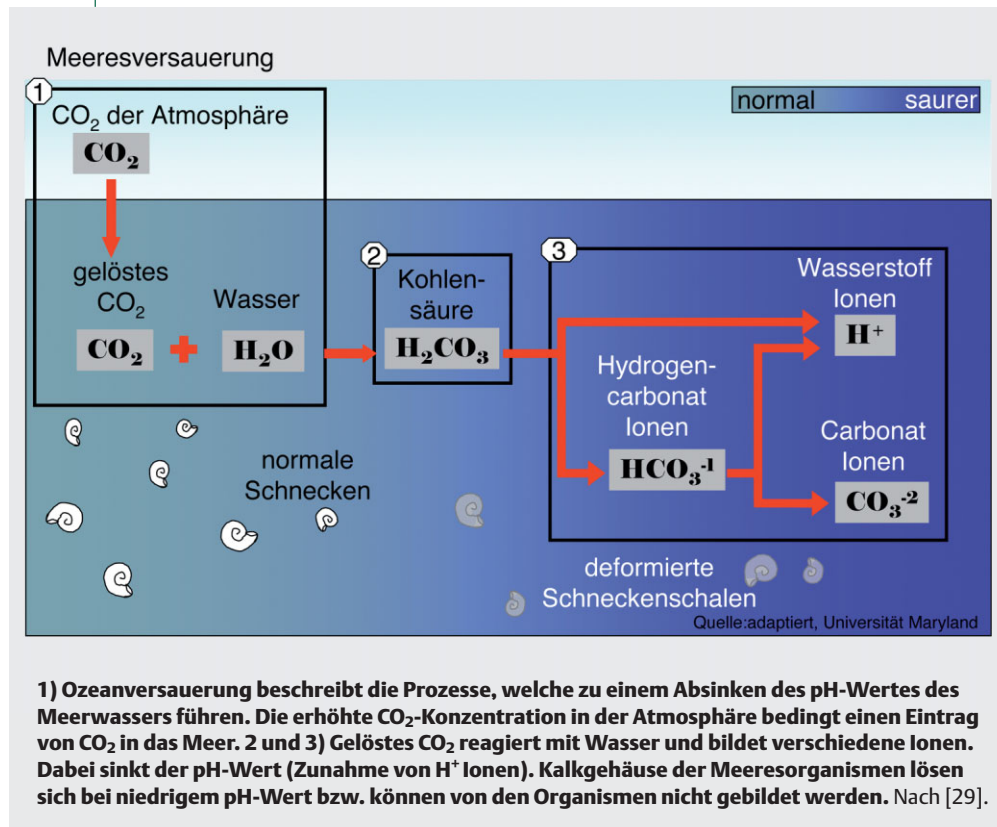


ABB. 3 a) Verstärkter Staubeintrag und der damit assoziierte zusätzliche Eintrag von Eisen in den Ozean während der Eiszeiten führten zu einer Verringerung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration. Bild: Nach Luethi et al., Nature, 2008. **b)** Sedimentkern aus 3000 m Wassertiefe, auf dem sich eine ein Zentimeter dicke Lage frisch abgesunkener Phytoplanktonaggregate abgelagert hat. Foto: Sachs/AWI.

ABB. 4 | OZEANVERSAUERUNG



Die mit einem grünen Pfeil markierten Begriffe werden im Glossar auf Seite 312 erklärt.

Gleichgewichtsreaktionen (siehe Carbonatsystem im Kasten auf Seite 311, Abbildung 4), bei denen Kohlensäure und ihre Dissoziationsprodukte Hydrogencarbonat und Carbonat beteiligt sind [11, 26]. In der Konsequenz dieser Reaktionen kann der Ozean 50mal mehr anorganischen Kohlenstoff speichern (37500 Pg CO_2 ; 1 Petagramm entspricht 10^{15} Gramm) als die Atmosphäre (750 Pg). Je mehr CO_2 sich im Ozean löst, desto saurer wird das Wasser; der pH-Wert sinkt, Abbildung 5).

Seit Beginn der industriellen Revolution vor circa 200 Jahren nahm die Konzentration von CO_2 in der Atmosphäre drastisch zu (Abbildung 2). Der Weltozean hat einen großen Anteil (circa 30%) dieses neuen „anthropogenen CO_2 “ aufgenommen; ohne den Ozean wäre die Konzentration in der Atmosphäre entsprechend höher.

Im Gegensatz zum Oberflächenwasser ist das Tiefenwasser der Ozeane (unterhalb circa 1500 m) für durchschnittlich 1000 Jahre von der Atmosphäre abgekoppelt [7]. Solange dauert es, bis durch Austauschprozesse der globalen Ozeanzirkulation dieses Tiefenwasser an die Meeresoberfläche zurück befördert wird. Windgetriebene Ozeanströmungen und absinkendes kaltes Wasser in den Polargebieten treibt dieses ozeanische Förderband (siehe unten: Löslichkeitspumpe, [7]) des Wasseraustausches an, der gleichzeitig dafür sorgt, dass die Ozeantiefen relativ gut mit sauerstoffreichem Wasser durchlüftet sind. Wichtig in unserem Zusam-

menhang ist jedoch die Tatsache, dass jedweder Kohlenstoff (ob CO_2 , dessen Dissoziationsprodukte oder organischer Kohlenstoff), der Tiefenwasser erreicht, für mehrere Jahrhunderte in den Ozeantiefen verbleibt. Die verschiedenen Transportmechanismen, die Kohlenstoff von der Ozeanoberfläche in die Tiefsee transportieren, werden unter dem Begriff „Ozeanische Kohlenstoffpumpen“ zusammengefasst.

Die Ozeanischen Kohlenstoffpumpen

Drei wichtige Transportprozesse verfrachten Kohlenstoff aus den Oberflächenschichten der Ozeane in deren Tiefen. Hierbei werden entweder gelöster Kohlenstoff des Carbonatsystems (siehe auch Kasten auf Seite 311) oder partikuläre, in Organismen gebundene Kohlenstoffverbindungen durch physikalische oder biologische Prozesse transportiert. Da die Mechanismen dieser Transportprozesse oftmals interagieren, spricht man vereinfach-

chend von Kohlenstoffpumpen (Abbildung 6), wobei der Begriff „Pumpe“ sinnbildlich zu verstehen ist. Welche Pumpen gibt es und wie wirken sie?

Die **Löslichkeitspumpe** transportiert gelösten, anorganischen Kohlenstoff (CO_2 und die Ionen des Hydrogencarbonats und Carbonats) in absinkendem Oberflächenwasser. Dies erfolgt in den Polargebieten, in die warmes Wasser einströmt, welches durch Wärmeverlust an die Atmosphäre abgekühlt wird und dabei mehr als doppelt so viel CO_2 aufnehmen kann. Zusätzliches Ausfrieren von Meereis salzt das Oberflächenwasser weiter auf, denn Eis enthält deutlich weniger Salz als Meerwasser. Das kalte, salzreiche und somit schwere Wasser sinkt in die Ozeantiefen und strömt von dort in alle Tiefseebereiche der Erde. In den Zentren der tropischen Ozeane taucht dieses Wasser nach 500 bis 1000 Jahren wieder auf und strömt letztendlich zurück in die Polargebiete, um den globalen ozeanischen Wasserkreislauf zu schließen. Die Tiefsee kann den zusätzlichen Kohlenstoff nur einige 100 bis 1000 Jahre zwischenspeichern, da er dann wieder durch Auftauchen des Wassers mit der Atmosphäre in Kontakt gerät.

Die **Biologische Pumpe** verfrachtet organischen Kohlenstoff in Form toter Organismen in die Tiefen der Ozeane [2]. Der organische Kohlenstoff, um den es hier vorwiegend geht, entsteht ursprünglich durch die Primärproduktion der mikroskopisch kleinen Plank-

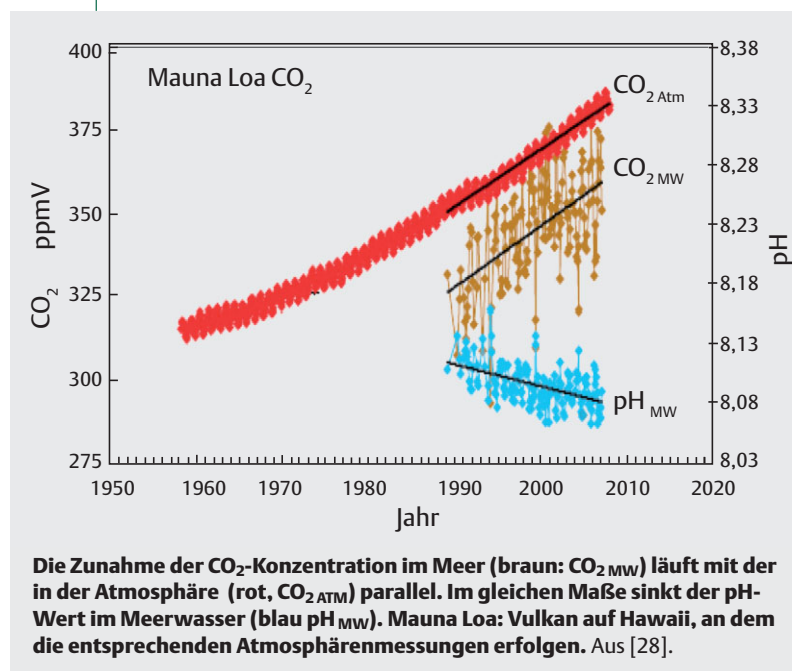
tonalgen (Phytoplankton), die bei der Photosynthese die Energie des Sonnenlichts einfangen, um den gelösten anorganischen Kohlenstoff (meist CO_2 , manchmal auch das Hydrogencarbonat) in Pflanzen(bio)masse umzuwandeln. Zooplankter, die fast ebenso kleinen Tiere im Ozean, fressen Phytoplankton, veratmen dabei einen Teil des aufgenommenen organischen Kohlenstoffes wieder und bilden mit dem Rest ihre eigene Biomasse. Bakterien veratmen ebenfalls Biomasse zu CO_2 , geben aber auch gelösten, organischen Kohlenstoff als klebrige Schleime ab. Die Gesamtmenge dieses gelösten organischen Kohlenstoffes im Meer ist etwa so groß wie die Biomasse aller Lebewesen der Erde zusammen. Die Primärproduktion des marinen Phytoplanktons entspricht etwa der Primärproduktion der gesamten Biosphäre an Land.

Ungefähr 10% des organischen Kohlenstoffs wird aus der Deckschicht auf unterschiedliche Weisen in größere Meerestiefen transportiert. Einige Zooplankter fressen in den Oberflächenschichten und wandern meist tagsüber in größere, dunklere Wassertiefen, wo sie sich vor ihren Fressfeinden verstecken und gleichzeitig verdauen. Die Abgabe von Kotballen in tiefen Wasserschichten entspricht einem Transport von Kohlenstoff aus der Oberfläche in die Tiefsee.

Quantitativ bedeutender ist das direkte Absinken partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) in tiefe Wasserschichten [22]. Die Sinkgeschwindigkeiten von Partikeln im Ozean werden durch ihr spezifisches Gewicht, ihre Größe und ihre Beschaffenheit bestimmt [10]. Einzelne Phytoplanktonzellen und kleine Kotpartikel sind zu klein, um tief genug abzusinken, da sie zuvor durch Bakterien oder Zooplankter aufgezehrt werden. Viele Planktonzellen scheiden jedoch eine durchsichtige, kohlenstoffreiche Substanz aus, so genannte transparente exopolymere Partikel (TEP), die viele kleine Planktonpartikel zu größeren Aggregaten verklebt [16]. Solche Aggregate bestehen aus Phytoplanktonzellen, Bruchstücken, Kotballen – allen kleinen Partikeln, die im Meerwasser zu finden sind. Es entstehen marine Aggregate, die größer als 1 mm werden können, der so genannte Meeresschnee, den schon viele Taucher eindrucksvoll fotografiert haben. Meeresschnee ist groß und schwer genug, um unterhalb 500 m Wassertiefe zu sinken. Zusätzlich sinken auch größere, absterbende oder tote Planktonorganismen und deren Produkte direkt Richtung Tiefseeboden. Absinken, ob einzeln oder im Aggregat, ist der wichtigste Transportmechanismus von partikulärem, organischen Kohlenstoff in die Tiefsee.

Die Effizienz, mit der diese biologische Pumpe den oberen Ozeanschichten, die mit der Atmosphäre in direktem Austausch stehen, Kohlenstoff entzieht, hängt sehr vom Meeresgebiet, seinen physikalischen Strukturen und der Struktur der Planktongemeinschaft ab (siehe unten). Verallgemeinernd gehen wir davon aus,

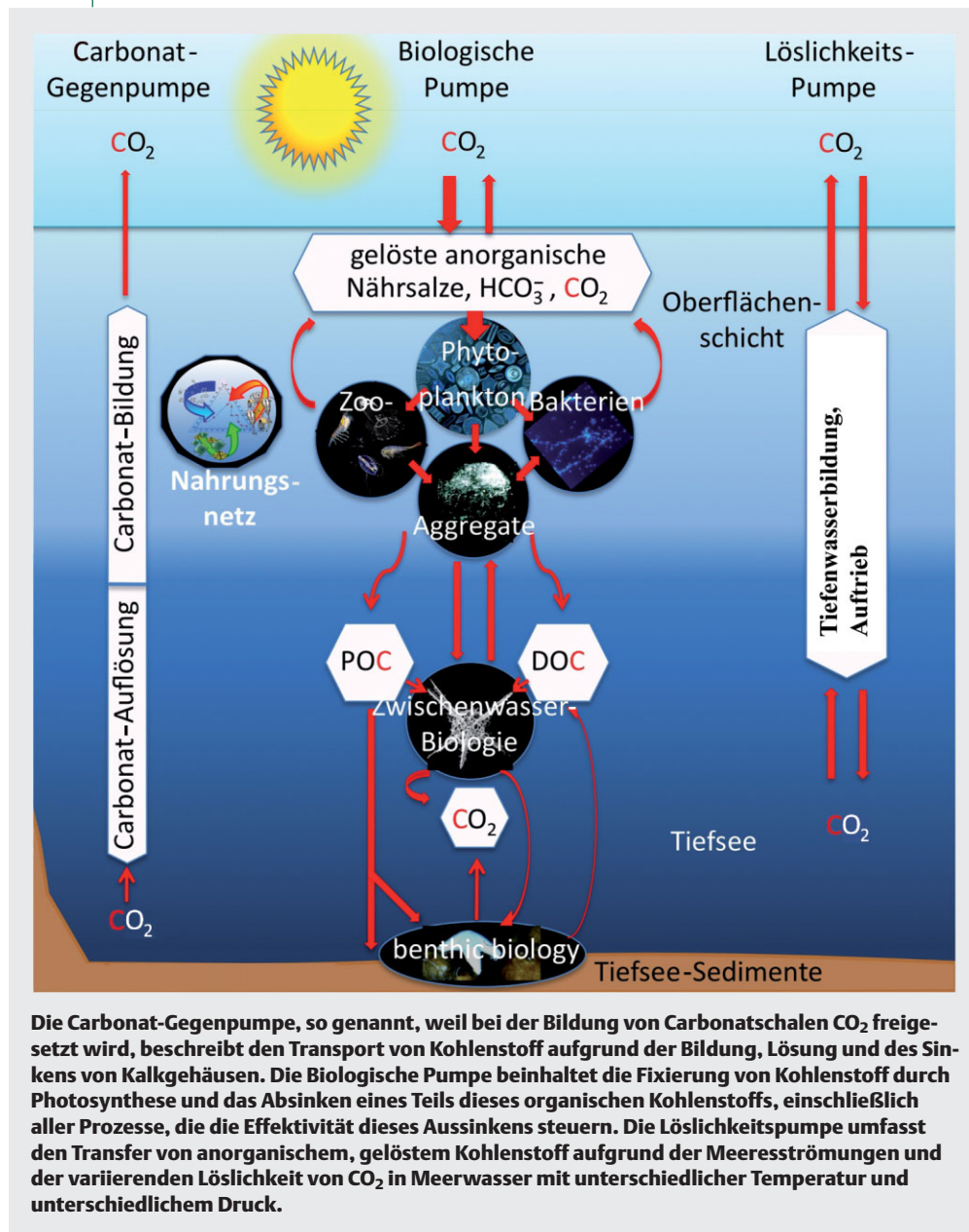
ABB. 5



dass etwa 90% des neu in den oberen Ozeanschichten produzierten organischen Kohlenstoffs innerhalb eines Jahres dort auch wieder veratmet werden. Von den 10%, die in die Tiefe sinken, kommen nur 1 bis 0,1% am Tiefseeboden in über 4000 m Wassertiefe an. Der Rest dient den Lebensgemeinschaften mittlerer und tiefer Wasserschichten als Nahrungsquelle. Die Tiefseefauna nutzt ebenfalls bis zu 90% des ankommenden Materials, sodass nur 0,1 bis 0,01% der ursprünglichen Primärproduktion eines Jahres über geologische Zeiträume gesehen in den Tiefseesedimenten eingelagert wird.

Die **Carbonat-Gegenpumpe** setzt Kohlenstoff um, wenn marine Organismen wie ►Flügelschnecken, ►Coccolithophoriden oder ►Foraminiferen ihre Schalen aus Calcium- oder Magnesiumcarbonat bilden. Die Auswirkungen der Kalkbildung auf das Carbonatsystem im Ozean sind jedoch gegenläufig zu denen der Photosynthese. Während CO_2 bei der Photosynthese dem Wasser entzogen und in organische Kohlenstoffmoleküle eingebaut wird, entsteht bei der Kalkbildung freies CO_2 . Dies scheint nur auf den ersten Blick widersprüchlich, bis man sich chemisch verdeutlicht, dass zur Bildung eines Moleküls Calciumcarbonat (CaCO_3) zwei Moleküle H_2CO_3 und ein Molekül Calciumhydroxid ($\text{Ca}(\text{OH})_2$) benötigt werden, wobei je ein Kohlenstoffatom dem Calcium anlagert, drei Wassermoleküle (H_2O) und eben ein CO_2 frei werden [11]. Vermehren sich beispielsweise die Kalkalgen (Coccolithophoriden) im Phytoplankton zuungunsten der Kieselalgen (►Diatomeen), wie es sich im Nordpolarmeer in den letzten Jahren andeutet [23, 24], wird der Tiefentrans-

ABB. 6 | DREI KOHLENSTOFFPUMPEN BEEINFLUSSEN DAS KLIMA



port von Kohlenstoff wegen einer Erhöhung der Carbonat-Gegenpumpe maßgeblich reduziert. Für eine genaue Quantifizierung dieser Effekte werden die Daten gerade erst im Rahmen deutscher und internationaler Forschungsprogramme erhoben.

Forschungsprogramme im Südpolarmeer

Die Wirkungsweise und Effektivität der Kohlenstoffpumpen in sehr unterschiedlichen Gebieten war ein Forschungsschwerpunkt von 15 international zusammengesetzten Expeditionen, die die Autoren seit 1989 mit dem deutschen Forschungseisbrecher *Polarstern* im Südpolarmeer durchführten. Ein wesentliches Ergebnis lässt sich kurz zusammenfassen: Das Ausmaß,

mit dem die Biologische Pumpe Kohlenstoff in die Ozeantiefen transportiert, hängt maßgeblich von den beteiligten Organismen ab oder, mit anderen Worten, von der Biodiversität, also der Struktur und Funktion der physikalischen, chemischen und biologischen Systeme. Die Details sind allerdings komplexer.

Die ersten Expeditionen dieser Reihe fanden im Rahmen der global angelegten, international durchgeführten Untersuchungen zum Stofffluss im Ozean (Joint Global Ocean Flux Study – JGOFS) statt [3]. An der Antarktischen Polarfront auf halbem Weg zwischen Afrika und der Antarktis treffen sich kaltes, nährsalzreiches Wasser aus dem Süden und warme, nährsalzarme Wassermassen aus den gemäßigten Breiten. Wie in einem schnell strömenden Fluss bilden sich an der Grenzfläche dieser Wassermassen Mäander und Wirbel, deren räumliche Dimensionen von 50–100 km Durchmesser am besten aus dem Weltraum erkennbar sind (Abbildung 7). Es sind gerade diese Grenzbereiche, in denen das Phytoplankton ideale Wachstumsbedingungen findet, die zu Algenblüten führen. Die Spektrolsensoren der entsprechenden Satelliten erfassen diese dichten Phytoplanktonblüten, die sich als grün-gelbe Bereiche auf den Fotos deutlich von den sie umgebenden blauen ozeanischen Wüsten abheben.

Im Südsommer 1995/96 beproben wir die oberen 1000 m der Wassersäule der Antarktischen Polarfront entlang mehrerer Nord-Süd-Transekte [21]. Dabei stellten wir fest, dass die 100 m tiefe Ozeandeckschicht an der Polarfront so reich an Phytoplankton war, dass die akkumulierte Biomasse mit über 1,5 g Kohlenstoff pro Quadratmeter die vieler produktiver Küstenmeere übertraf. Ursache dieser Planktonblüten waren komplexe, hydrographische Prozesse, insbesondere mesoskalige (20 bis 50 km) Auf- und Abtriebsgebiete. Geschichtete Wasserkörper lagen neben Gebieten mit starker vertikaler Durchmischung. Phytoplankton kann nur in lichtdurchfluteten, stabilen Wasserschichten heranwachsen, wenn eine ausreichende Versorgung an Pflanzennährstoffen wie Phosphat, Nitrat, Silikat sowie Spurenele-

menten gegeben ist. Durchmischung oder Auftrieb transportieren Nährstoffe in die belichtete Oberflächenschicht. Eine tiefe vertikale Durchmischung oder ein Absinken von Wasser bedeutet dagegen deutlich weniger Licht für die mitgerissenen Algenzellen mit entsprechend reduziertem Wachstum. Diese Erfahrungen lehrten uns, dass selbst das weite Südpolarmeer auf den zeitlichen und räumlichen Skalen der Ozeanwirbel stark strukturiert ist, mit ebensolchem Einfluss auf die Effektivität der Kohlenstoffpumpen.

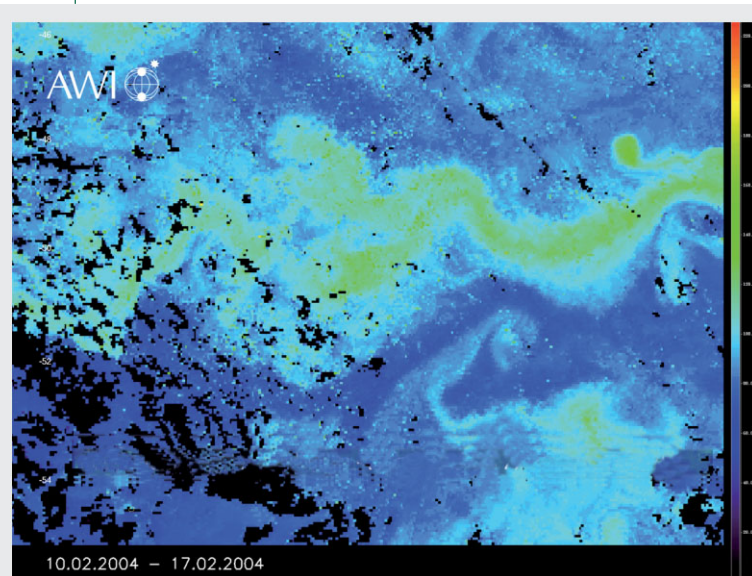
Voluminöse Kieselalgen (Diatomeen) mit langen Borsten (Abbildung 8) oder lange Zellketten stark verkieselter Diatomeen (Abbildung 9) dominieren die Artengemeinschaften dieser Planktonblüten [18]. Die Algen sind durch ihre dicken Silikatschalen gut vor ihren Fressfeinden, dem Zooplankton geschützt. Durch die durchbrochene Wabenstruktur mit den zahlreichen Querwänden und Strukturverstärkungen (Abbildung 9) und den eingelagerten organischen Schichten wird aus dem sonst so spröden Kieselsäure-Glas ein elastischer, flexibler, bruchfester Verbundbaustoff. Da sie also kaum gefressen werden, sinken die Diatomeen am Ende ihrer Wachstumsphase schnell ab. Dies scheint in der Polarfront regelmäßig vorzukommen. Entsprechend bestehen Sedimente des darunter liegenden Meeresbodens in 5000 m Tiefe zu über 95 % aus Silikat. Durch die Biologische Kohlenstoffpumpe werden die hartschaligen Diatomeen aus der Ozeandeckschicht abtransportiert, ihr Kohlenstoffgehalt aber offenbar in tieferen Wasserschichten aufgezehrt. Wir finden demnach an der Antarktischen Polarfront eher eine Silikat- als eine Kohlenstoffpumpe [17].

Das Funktionieren der Biologischen Kohlenstoffpumpe wird also unter anderem von den Lichtbedingungen, von der Durchmischungsdynamik, der Nährsalzversorgung und dem Zooplanktonfraß bestimmt. Hoher Weidedruck auf das Phyto- durch das Zooplankton bedeutet dabei, dass ein hoher Prozentsatz des organisch gebundenen Kohlenstoffs nahe der Ozeanoberfläche veratmet und somit in den anorganischen Kohlenstoffpool zurückgeführt wird. Bei gutem Lichtangebot produziert das Phytoplankton viel organischen Kohlenstoff, wenn gleichzeitig ausreichend viele Pflanzennährstoffe (Nährsalze) zur Verfügung stehen. Große Gebiete des Südozeans zeichnen sich dadurch aus, dass die Vorräte gelösten Silikats, Nitrats und Phosphats im Jahresverlauf nicht durch die Primärproduktion des Phytoplanktons aufgezehrt werden. Allerdings leiden die Phytoplankter und besonders die Diatomeen aus den anfangs beschriebenen Gründen in weiten Bereichen des Südpolarmeeres an Eisenmangel.

Das Potenzial der Biologischen Kohlenstoffpumpe

Seit über 20 Jahren wird die Hypothese diskutiert, ob durch künstliche ►Eisendüngung die Produktivität und

ABB. 7 |



Vom Satelliten aufgenommen: Chlorophyll als Maß für Phytoplankton im und um den Antarktischen Zirkumpolarstrom. Die Planktondichte ist alles andere als homogen verteilt: Gebiete hoher Biomasse wechseln sich mit sehr unproduktiven Gebieten ab.

damit die Aufnahmefähigkeit des Ozeans für Kohlenstoff erhöht werden kann [15]. Die Idee ist einfach: Wenn das Spurenelement Eisen den Pflanzen zum Wachstum fehlt, sollte in den Gebieten, in denen ausreichend Sonnenlicht und die anderen Nährsalze zur Verfügung stehen, schon eine geringe Zugabe von löslichen, reduzierten Eisen²⁺-Salzen zur Erhöhung der Primärproduktion führen. Eine höhere Produktion könnte stärkeres Absinken von Planktonmaterial bedingen, also eine Anregung der Biologischen Kohlenstoffpumpe und damit ein Abtransport von CO₂ aus der Atmosphäre.

So ein Projekt ist nicht unumstritten [8]. Außer befürchteten Nebenwirkungen im Ökosystem, wie Sauerstoffzehrung, Freisetzung schädlicher organischer Substanzen und einer unerwünschten Verschiebung im Artenspektrum wird die Gefahr gesehen, dass eine Entsorgung von CO₂ im Ozean über die biologische Pumpe die politische Diskussion zur Vermeidung oder Verringerung des CO₂-Ausstoßes, einer besseren Energienutzung und ein Ersetzen von CO₂-haltigen Energieträgern negativ beeinflussen würde [9]. Die Erhöhung der marinen Produktivität durch Eisendüngung könnte jedoch dem Zooplankton und somit Fischen, Pinguinen, Robben und Walen eine bessere Ernährungsgrundlage liefern. Die einzige Möglichkeit, die Unsicherheiten in dieser Diskussion zu reduzieren, liegt in der Durchführung seriöser, wissenschaftlicher Experimente.

Im Südpolarmeer wurden bisher vier Experimente durchgeführt, bei denen mit Forschungsschiffen künst-

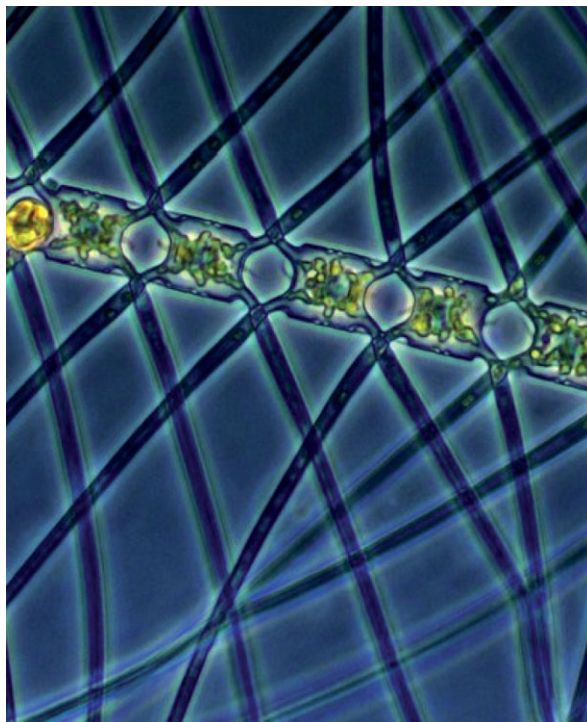


ABB. 8 Lichtmikroskopische Aufnahme einer Kette der Diatomee *Chaetoceros dicaeta*, die hier aus achteinhalb Zellen besteht. Jede Zelle hat vier lange Borsten, die es dem Zooplankton erschweren, diese Art zu fressen. In jeder Zelle sind die chlorophyllhaltigen Chloroplasten sichtbar.

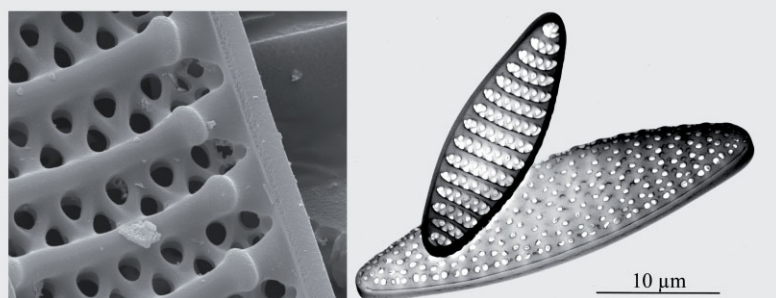
lich mit Eisensulfat gedüngt wurde. Beim neuseeländischen Experiment SOIREE verdriftete die Ozeanströmung den Dünger so stark, dass das wachsende langgestreckte Band von Planktonalgen zwar vom Satelliten aus sichtbar, aber so schmal war, dass es mit dem Forschungsschiff nicht sauber vermessen werden konnte [6]. Beim deutsch-niederländisch-britischen Experiment EisenEx düngte man im Jahre 2000 in einem geschlossenen Ozeanwirbel [19], der den heranwachsenden

Planktongarten gut beisammen hielt. Die Zeitdauer des Experimentes war mit drei Wochen allerdings so kurz, dass nur der Beginn einer Planktonblüte aus Diatomeen erfasst werden konnte, bevor das Forschungsschiff die Untersuchungsgegend wieder verlassen musste [1]. In dem deutschen Experiment EIFEX düngte man vier Jahre später wieder ein kleines Areal innerhalb eines Ozeanwirbels [20]. Nach vier Wochen wurde das erste Absinken von Phytoplanktonaggregaten beobachtet, wieder dominiert von Diatomeen. Nach sechs Wochen lag auf dem 3000m tiefen Ozeanboden eine 1,5 cm dicke Matte grüner Phytoplankter, durchsetzt mit vielen weiteren Partikeln, die sich auf dem Weg von der Meeresoberfläche zum Sediment verfangen hatten [17]. Dies war der erste Nachweis, dass im Südpolarmeer die Biologische Kohlenstoffpumpe innerhalb weniger Tage bis Wochen frischen Planktonkohlenstoff in die Tiefsee transportiert hatte.

Ein entgegengesetztes Resultat ergab im Frühjahr 2009 das indisch-deutsche Experiment LOHAFEX [13]. Die Eisendüngung, die wie bei EIFEX und EisenEx inmitten eines geschlossenen Ozeanwirbels erfolgte, ließ keine Diatomeen wachsen. Es fehlte ein wichtiger Nährstoff der Diatomeen, die Kieselsäure (Silikat), die eine vorangegangene Blüte bereits aufgezehrt hatte. Stattdessen vermehrten sich Verwandte der aus der Deutschen Bucht bekannten Schaumalge *Phaeocystis*. Diese Phytoplanktonart hat keine schützende Glas-hülle wie die Diatomeen und ihre Zellen wurden eifrig von den zahlreichen Ruderfußkrebse (Copepoden) des Zooplanktons abgeweidet. Trotz gutem Wachstum entwickelte sich folglich keine Phytoplanktonblüte. Diesem hohen Fraßdruck entkam nur eine andere Algenart, die eine aus dem All erkennbare Planktonblüte bildete. Die wenige Mikrometer kleinen, begeißelten Grünalgen wurden durch die Fangborsten der Mundwerkzeuge dieser Copepoden hindurchgespült und konnten von ihnen nicht gefressen werden. Auf die Copepoden stürzten sich größere räuberische Zooplankter, besonders die Schwimmkrebse (Amphipoden), die gern von den Walen im süd-westlichen Südatlantik gefressen werden. Daher wurde der Kohlenstoff bei diesem Eisendüngungsexperiment LOHAFEX durch die Interaktion der beteiligten Organismen weitgehend im pelagischen Nahrungsnetz gehalten, was zu einer geringen Effizienz der Biologischen Pumpe führte [13].

Eine Eisendüngung des Südpolarmeer, ob natürlich oder künstlich, kann nach heutiger Erkenntnis dann die marine Primärproduktion intensivieren, wenn stabile hydrographische Bedingungen, ausreichende Konzentrationen aller benötigten Nährsalze und die richtige Artenzusammensetzung im Phytoplankton vorherrschen. Es wird aber nur dann auch organisch gebundener Kohlenstoff mit der Biologischen Pumpe in größere Ozeantiefen transportiert, wenn TEP bildende, schnell sinkende Phytoplankter (Diatomeen)

ABB. 9



Elektronenmikroskopische Aufnahmen der sehr stark verkieselten Diatomee *Fragilariopsis kerguelensis*. Die verkieselten Schalen sind für die meisten Zooplankter nicht zu knacken.

und ein geringer Fraßdruck der Herbivoren dominieren. Andernfalls verbleibt der Kohlenstoff weitgehend in pelagischen Nahrungsnetzen [4].

Eisendüngung als Klimaschutz?

Ob Eisendüngung der Ozeane zum Klimaschutz beitragen kann, ist diesen Ergebnissen zufolge zweifelhaft. Nach bisherigem Kenntnisstand lassen sich derzeit folgende Hypothesen rechtfertigen [20]:

i) In der jüngsten Erdgeschichte der vergangenen 800.000 Jahre wechselten sich trockene Perioden in Eiszeiten mit niederschlagsreichen Warmzeiten ab (Abbildung 1). Während ersterer dominierten ausgedehnte Steppengebiete mit entsprechend viel Staubfracht (Eisen) in der Atmosphäre sowie gut gedüngte Ozeanregionen mit hoher Primärproduktion und starker Biologischer Pumpe. In den Warmzeiten war es umgekehrt, das Land ergrünte und weite Ozeanbereiche wandelten sich in blaue Wüsten. Es existieren typische Planktongemeinschaften für beide Systemzustände.

ii) Die Effekte einer dauerhaften Eisendüngung in nährstoffreichen, eisenarmen Ozeanregionen hängen wesentlich von den jeweilig dominierenden Artengemeinschaften ab.

iii) Diatomeen, die heimisch in Küstengebieten sind und somit angepasst an natürliche Eiseneinträge, tragen deutlich mehr zur Biologischen Kohlenstoffpumpe bei als langsam wachsende, stark verkieselte Diatomeen der offenen Ozeane.

iv) Eine Auswirkung ozeanischer Eisendüngung zeigt sich im Biomassezuwachs des gesamten pelagischen Nahrungsnetzes. Spitzenkonsumenten, wie Wale, erfahren durch nachhaltige Eisendüngung verbesserte Nahrungsbedingungen.

Demzufolge müssen zahlreiche Fragen erst wissenschaftlich solide geklärt werden, bevor Eisendüngung im Ozean ernsthaft als Maßnahme zur Klimaregulation in Betracht gezogen werden kann.

Ausblick

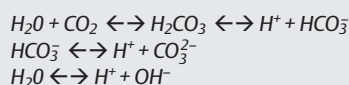
Die offenen Fragen, die mit einer möglichen nachhaltigen Eisendüngung im industriellen Großmaßstab verbunden sind [9], lassen sich im Rahmen dieses Artikels nur anreißen. Wie LOHAFEX zeigte, können verschiedene Algenarten von der Eisendüngung profitieren – mit weitgehend unbekannten Effekten im pelagischen Nahrungsgefüge. Wirklich schädliche Algen wurden allerdings bisher bei keiner der untersuchten natürli-

DAS CARBONATSYSTEM IM MEERWASSER – EINE KURZE EINFÜHRUNG

Kohlenstoffdioxid liegt im Meerwasser in drei Formen vor, die zusammen den gelösten, anorganischen Kohlenstoff bilden. Es sind das im Wasser gelöste Kohlenstoffdioxid (CO_2) selbst und die Ionen Hydrogencarbonat (HCO_3^-) und Carbonat (CO_3^{2-}). International wird die Summe dieser anorganischen Kohlenstoffkomponenten auch DIC (dissolved inorganic carbon) genannt.

$$\text{DIC} = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$$

Wenn wir die chemischen Gleichgewichte dieser drei Substanzen im Wasser H_2O betrachten, sollten wir noch dessen Ionen H^+ und OH^- hinzuziehen.



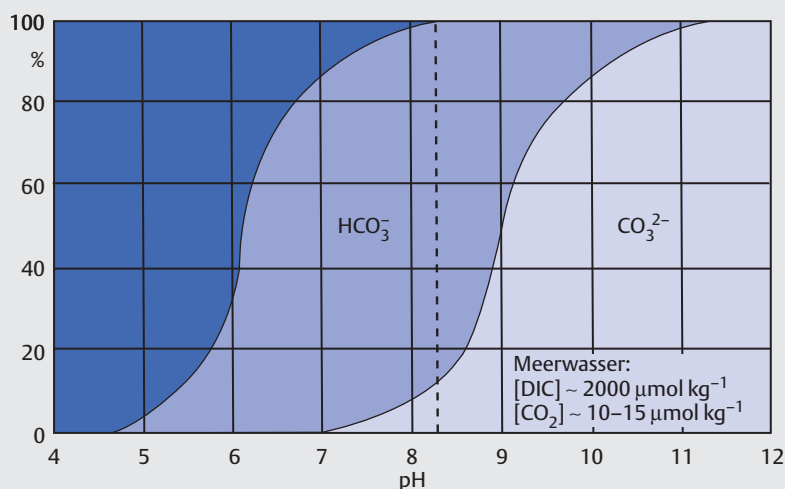
Als Vereinfachung betrachten wir die Wasserkonzentration als konstant und berücksichtigen auch nicht die Interaktion mit anderen An- und Kationen.

Für den chemischen Gleichgewichtszustand ergeben sich also drei Gleichungen, die sich aus den Bedingungen des Massenwirkungsgesetzes ergeben:

$$\begin{aligned} [\text{H}^+] \cdot [\text{HCO}_3^-] &= K_1 \cdot [\text{CO}_2] \\ [\text{H}^+] \cdot [\text{CO}_3^{2-}] &= K_2 \cdot [\text{HCO}_3^-] \\ [\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] &= K_w \end{aligned}$$

Die beiden Konstanten K_1 und K_2 sind druck-, salz- und temperaturabhängig. Bei 10°C und 35 Salinität gilt $-\log K_1 = 6,10$ und $-\log K_2 = 9,33$. Für Meerwasser gilt $-\log K_w = 14,53$.

Meerwasser hat einen typischen pH-Wert von 8,2 und dabei liegen die Konzentrationen von CO_2 , HCO_3^- und CO_3^{2-} bei 1%, 91% bzw. 8% vom DIC (siehe Abbildung). Aus der Abbildung wird aber auch deutlich, dass pH-Änderungen zwischen 6 und 10 diese Verhältnisse erheblich verschieben können.



Die prozentualen Anteile der drei chemisch stabilen Formen gelösten, anorganischen Kohlenstoffs im Meerwasser sind gegen den pH-Wert aufgetragen. Bei einem durchschnittlichen pH-Wert von 8,2 ist das Verhältnis $\text{CO}_2 : \text{HCO}_3^- : \text{CO}_3^{2-} = 1\% : 91\% : 8\%$ [26].

chen oder stimulierten Eisenzugaben im Ozean nachgewiesen. Bei erhöhter Transportleistung der Biologischen Pumpe könnte es zu verstärkter Aktivität abbaubarer Organismen (beispielsweise Bakterien, Zooplankter, Fische) mit einhergehendem, erhöhtem Verbrauch von Sauerstoff kommen. Sub- oder anoxische Schichten in Gebieten von künstlicher oder natürlicher Eisendüngung sind unbekannt, allerdings sind solche Zonen typisch beispielsweise in Auftriebsgebieten mit hohem, vertikalem Fluss organischen Kohlenstoffs. Einige Phytoplankter produzieren stark klimarelevante Gase wie Methan oder Dimethylsulfid. Bisher wurde weder eine Massenentwicklung solcher Algenarten noch eine Erhöhung der entsprechenden Gaskonzentrationen im Zusammenhang mit Eisendüngung gemessen; weitere Prozessstudien zu diesem Themenkomplex stehen allerdings noch aus. Marine Wirbeltiere von Fischen bis zu Großsäugern wurden bisher nicht in die Untersuchungen zur Eisendüngung einbezogen; entsprechend fehlen die wissenschaftlichen Daten. Die mathematischen Modelle, die all diese Szenarien auf den relevanten Skalen der einzelnen Planktonblüten bis hin zur ozeanischen Zirkulation umfassen, stecken in den Anfängen [12], da nicht nur die physikalisch-chemischen Prozesse adäquat implementiert, sondern auch die wichtigsten biologischen Reaktionen auf den relevanten Skalen identifiziert und berücksichtigt werden müssen. Hier wird derzeit intensiv geforscht [5].

Zusammenfassung

Dieser Artikel thematisiert, wie mikroskopisch kleine Meeresalgen und -tiere das Klima beeinflussen und wie die ansteigende Konzentration des klimarelevanten Gases Kohlenstoffdioxid (CO_2) den Säuregrad (pH) und das Carbonatsystem des Meerwassers verändert. Drei Transportprozesse verfrachten Kohlenstoff aus den Oberflächenschichten der Ozeane in deren Tiefen: Die **Löslichkeitspumpe** transportiert anorganischen, gelösten Kohlenstoff. Die **Biologische Pumpe** befördert Kohlenstoff in seinen partikulären, organischen Verbindungen. Die **Carbonat-Gegenpumpe** beschreibt die Bildung und das Absinken von Kalkschalen, wobei es zu einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration in den Oberflächenschichten des Ozeanes kommt. Auf geologischen Zeitskalen hat die erhöhte Eisenzufuhr während der Eiszeiten zu einer Kräftigung der Biologischen Pumpe und demzufolge zu einer weiteren Abkühlung des Klimas geführt. Daher wird seit über 20 Jahren diskutiert, ob sich durch künstliche Düngung mit Eisen die Produktivität und damit die Aufnahmefähigkeit des Ozeans für Kohlenstoff erhöhen lässt.

Summary

Here we describe how microscopic marine algae and animals, the plankton impact global climate and how the changing concentration of the climate relevant gas carbon dioxide (CO_2) result in shifts in the marine carbonate system, including a drop in the pH (ocean acidification). Three processes, summarily called the carbon pumps transfer car-

GLOSSAR

Amphipoden: Die Flohkrebse (Amphipoda) sind eine Ordnung der Krebstiere. Der Name „Amphipoda“ geht auf die gegensätzliche Stellung der Brustbeine zurück, von denen vier Paar nach vorne und drei Paar nach hinten abgewinkelt sind.

Coccolithophoriden: sind einzellige Algen des Phytoplanktons. Coccolithophoriden umgeben sich selbst mit winzigen Plättchen aus Kalk. Diese kleinen Plättchen werden Coccolithen genannt, sie sind oft scheibenförmig und haben einen Durchmesser von nur wenigen Mikrometern (oft nur 3–5 Tausendstel eines Millimeters).

Copepoden: Ruderfußkrebse sind kleine Krebstiere, die Ozeane, Flüsse und Seen besiedeln. Sie sind die artenreichste Gruppe (13.000 Arten) der Krebstiere und stellen den größten Anteil des marinen Zooplankton dar. Sie sind daher ein sehr wichtiges Element der marinen Nahrungskette.

Diatomeen: Die Kieselalgen oder Diatomeen (Bacillariophyta) verdanken ihren deutschen Trivialnamen der Zellschale, die überwiegend aus Siliziumdioxid (Summenformel SiO_2) besteht, dem Anhydrid der Kieselsäure (vereinfachte Summenformel: $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$).

Dissoziation: Unter Dissoziation versteht man in der Chemie den Vorgang der Zerlegung einer chemischen Verbindung in zwei oder mehrere Moleküle, Atome oder Ionen. Als Maß für die Dissoziation wird der Dissoziationsgrad oder die Dissoziationskonstante verwendet. Der Dissoziationsgrad gibt den Anteil der ursprünglichen Teilchen an, der dissoziiert ist.

Eisendüngungsexperimente im Südozean: SOIREE: Southern Ocean Iron Enrichment Experiment im Februar 1999 mit der R.V. Tangaroa.

EisenEx: ist der Name des Eisen-Experimentes, welches mit dem Forschungsschiff Polarstern des Alfred-Wegener-Instituts im November 2000 im antarktischen Zirkumpolarstrom durchgeführt wurde.

EIFEX: European Iron Fertilization Experiment mit Polarstern im Februar 2004.

LOHAFEX: ist ein deutsch-indisches Experiment zur Meeresdüngung im Südatlantik im Februar 2009. Das Wort selbst ist gleichzeitig ein Akronym und Kofferwort, zusammengesetzt aus dem indischen Wort LOHA für Eisen und FEX für „Fertilization Experiment“.

Flügelschnecken: sind eine Familie mariner, pelagischer Schnecken mit Kalkgehäuse (Aragonit).

Foraminiferen: Die einzelligen Foraminiferen, selten auch Kammerlinge genannt, sind zumeist gehäusetragende Einzeller. Sie umfassen rund 10.000 rezente und 40.000 fossil bekannte Arten. Die Mehrheit aller Foraminiferen zeichnet sich durch ein Kalk-Gehäuse aus. Die außerordentlich formenreiche Gruppe ist fossil seit dem Kambrium (vor rund 560 Millionen Jahren) nachgewiesen, Untersuchungen der molekularen Uhr verweisen jedoch auf ein deutlich höheres Alter von 690 bis 1150 Millionen Jahren.

Hydrogencarbonat: veraltet auch Bicarbonate oder saure Carbonate, sind die Salze der Kohlensäure.

Phaeocystis: Die Einzelzellen von *Phaeocystis globosa*, der „Schaumalge“, können kugelförmige Kolonien bilden. Nach einer Algenblüte bilden die abgestorbenen Algen auffälligen Schaum an den Stränden.

bon between the surface and the deep ocean: The **solubility pump** moves inorganic, dissolved carbon to depth. The **biological pump** transports organic, particulate carbon downward. The **carbonate counter pump** describes the formation and sedimentation of carbonate tests, whereby CO_2 is released into the surface ocean. On geological timescales the biological pump was strengthened during glacial times due to an increase in the iron supply, which lead to a (continued) decline in temperatures. Hence, the idea to fertilize the ocean with iron thereby strengthening the biological pump and mediating today's climate change has been discussed for the past 20 years.

Schlagworte

Klimawandel, Ozean, Kohlenstoffpumpe, Eisendüngung, Klimaschutz, Südpolarmer, Meeresversauerung

Literatur

- [1] P. Assmy, J. Henjes, C. Klaas, V. Smetacek, Mechanisms determining species dominance in a phytoplankton bloom induced by the iron fertilization experiment EisenEx in the Southern Ocean, Deep-Sea Research I 2007, 54, 340–362.
- [2] U. Bathmann, Abiotic and Biotic Forcing on Vertical Particle Flux in the Southern Ocean, in Particle Flux in the Ocean, V. Ittekkot et al. (Hrsg.), John Wiley & Sons Ltd., 1996, 243–250.
- [3] U. Bathmann, Ecology and biogeochemistry in the Atlantic sector of the Southern Ocean during austral spring: the first JGOFS expedition aboard RV 'Polarstern', Journal of Marine Systems 1998, 17, 77–85.
- [4] U. Bathmann, Ecological and biogeochemical response of Antarctic ecosystem to iron fertilization and implications on global carbon cycle, Ocean and Polar Research 2005, 27, 231–235.
- [5] U. Bathmann, Wasser: Die Bedeutung der Meere im Klimawandel. Bundeszentrale für politische Bildung, 30.3. 2009 http://www.bpb.de/popup/popup_druckversion.html?guid=QRHEDK
- [6] P. W. Boyd, C. S. Law, The Southern Ocean Iron Release Experiment (SOIREE)-introduction and summary, Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 2001, 48, 2425–2438.
- [7] W. S. Broecker, The great ocean conveyor, Oceanography 1991, 4, 79.
- [8] H. Browman, P. W. Boyd, Implications of large-scale iron fertilization of the ocean, Marine Ecology Progress Series 2008, 364, 213–309 (12 paper).
- [9] K. O. Buesseler, S. C. Doney, D. M. Karl et al., Ocean Iron Fertilization – Moving Forward in a Sea of Uncertainty. Science 2008, 319, 162.
- [10] C. De La Rocha, U. Passow, Factors influencing the sinking of POC and the efficiency of the biological carbon pump, Deep Sea Research II 2007, 54, 639–658.
- [11] A. Körtzinger, Der globale Kohlenstoffkreislauf im Anthropozän. Chem. Unserer Zeit 2010, 44, 118–129.
- [12] S. Kräfersky, U. Bathmann, V. Strass, D. Wolf-Gladrow, Response of small copepods to an iron-induced phytoplankton bloom – a model to address the mechanisms of aggregation, Marine Ecology Progress Series 2009, 374, 181–198.
- [13] LOHAFEX, <http://www.awi.de/de/startseite/lohafex/>
- [14] D. Lüthi, M. L. Floch et al., „High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present“, Nature 2008, 453, 379–382.
- [15] J. H. Martin, R. M. Gordon, S. E. Fitzwater, Iron in Antarctic waters, Nature 1990, 345, 156–158.
- [16] U. Passow, A. L. Alldredge, B. E. Logan, The role of particulate carbohydrate exudates in the flocculation of diatom blooms. Deep-Sea Research I 1994, 41, 335–357.
- [17] O. Sachs, Benthic organic carbon fluxes in the Southern Ocean: Regional differences and links to surface primary production and carbon export. Reports on Polar and Marine Research. 2008, 578, 158 pp., <http://hdl.handle.net/10013/epic.30856>.
- [18] V. Smetacek, H. J. W. de Baar, U. Bathmann, K. Lochte, M. M. Rutgers van der Loeff, Ecology and biogeochemistry of the Antarctic Circumpolar Current during austral spring: a summary of Southern Ocean JGOFS cruise ANT X/6 of R.V. Polarstern, Deep Sea Research Part II, Topical Studies in Oceanography 1997, 44, 1–21
- [19] V. Smetacek, EisenEx: International Team Conducts Iron Experiment In The Southern Ocean, US JGOFS Newsletter, 2001, 4048
- [20] V. Smetacek, S. W. A. Naqvi, The next generation of iron fertilization experiments in the Southern Ocean, Phil. Trans. R. Soc. A 2008, 366, 3947–3967.
- [21] V. H. Strass, U. Bathmann, M. M. Rutgers van der Loeff, V. Smetacek, (2002) Mesoscale physics, biogeochemistry and ecology of the Antarctic Polar Front, Atlantic Sector: An Introduction to and summary of cruise ANT-XIII/2 of RV Polarstern, Deep-Sea Research II 2002, 49(18), 3707–3711.
- [22] E. Suess, „Particulate organic carbon flux in the oceans-surface productivity and oxygen utilization“, Nature 1980, 288, 260–262.
- [23] P. Wassmann, E. Bauerfeind, M. Fortier, M. Fukuchi, B. Hargrave, B. Moran, T. Noji, E.-M. Nöthig, K. Olli, R. Peinert, H. Sasaki, V. Shevchenko, Particulate Organic Carbon Flux to the Arctic Ocean Sea Floor, Springer Verlag, Berlin 2004, 363, 101–138.
- [24] P. Wassmann, T. J. Symth, T. Tyrell, B. Tarrant, Time series of coccolithophore activity in the Barents Sea, from twenty years of satellite imagery, Geophys. Res. Letters 2004, 31, L11302. 2004.
- [25] A. J. Watson, D. C. E. Bakker et al., „Effect of iron supply on Southern Ocean CO_2 uptake and implications for glacial atmospheric CO_2 “, Nature 2000, 407, 730–733.
- [26] R. Zeebe, D. Wolf-Gladrow, CO_2 in seawater – equilibrium, Kinetics, Isotopes. Elsevier Oceanographic Series, Elsevier, Amsterdam, 2001.
- [27] M. Bruno, F. Joos, Terrestrial carbon storage during the past 200 years: A Monte Carlo Analysis of CO_2 data from ice core and atmospheric measurements, Global Biochemical Cycles 1997, 11, 111–124.
- [28] S. C. Doney, W. M. Balch, V. J. Fabry, R. A. Feely, Ocean acidification. A critical emerging problem for the ocean sciences, Oceanography 2009, 22, 16–25.
- [29] S. Doney, The Dangers of ocean acidification, Scientific American 2006, 294, 58–65.

Die Autoren



Ulrich Bathmann, geb. 1954, Professor für Biologische Meereskunde am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bremerhaven. Er lehrt an der Universität Bremen. Arbeitsschwerpunkte: Die Wechselwirkungen der Biologischen Meereskunde in den Polargebieten mit dem globalen Klima; der Beitrag spezieller Planktongruppen am Kohlenstofffluss in Polarmeeren; die Veränderungen im physiko-chemischen Umfeld der polaren Ozeane und deren Auswirkungen auf die Biologie.



Uta Passow, geb. 1958, forscht derzeit sowohl am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bremerhaven als auch an der University of California, Santa Barbara, USA. Seit Jahren ist es ihr Forschungsziel, das Funktionieren der Biologischen Pumpe in verschiedenen Meeresgebieten im Detail zu verstehen. Neuerdings untersucht sie insbesondere potenzielle Auswirkungen der Meeresversauerung auf die Biologische Pumpe.

Korrespondenz:

Prof. Dr. Ulrich Bathmann
Biosciences, Polar Biological Oceanography
Alfred-Wegener-Institute Polar and Marine Research
27515 Bremerhaven
Email: ulrich.bathmann@awi.de