



Der Ozean – Lebensraum und Klimasteuerung

Weltweite Meeresforschung
in Bremen
und Bremerhaven

Jahrbuch 2001/2002

wittheit
ZU BREMEN

Der Ozean – Lebensraum und Klimasteuerung
Weltweite Meeresforschung in Bremen und Bremerhaven

Der Ozean – Lebensraum und Klimasteuerung

Weltweite Meeresforschung in Bremen und Bremerhaven

Jahrbuch 2001/2002
der Wittheit zu Bremen

Verlag H. M. Hauschild GmbH · Bremen

Abbildung auf dem Schutzumschlag:
FS „POLARSTERN“ (Foto: N. Mumm)

Copyright und Herausgeber: Die Wittheit zu Bremen, 2002
Verlag: H. M. Hauschild GmbH, Bremen
Redaktion: Prof. em. Dr. Dr. h.c. Gotthilf Hempel, Franca Hinrichsen
Lektorat: Gerd Hüsener, Bremen
Layout: Rolf Wernet, Bremen
Gesamtherstellung: H. M. Hauschild GmbH, Bremen

ISBN: 3-89757-147-1
ISSN: 0447-2624

Inhalt

Vorwort und Dank	7	Claudio Richter Wie ernährt sich ein Korallenriff?	133
Gotthilf Hempel Bremen/Bremerhaven – ein Zentrum der Meeresforschung	9	Ulrich Saint-Paul Mangroven – ein Forschungsschwerpunkt des Bremer Zentrums für Marine Tropenökologie . . .	137
Jörn Thiede Das Alfred-Wegener-Institut am Wissenschaftsstandort Bremerhaven	21	Autorenspiegel	145
Reinhard A. Krause Frühe Bremer Beiträge zur Polarforschung	29		
Dirk Olbers Die Erde ist ein feuchter Fußball	35		
Peter Lemke Meereis, Klima und „POLARSTERN“	51		
Monika Rhein, Dagmar Kieke Was hat der Ozean mit dem Klima zu tun?	59		
Klaus Künzi Ozeane aus der Ferne gesehen Die Fernerkundung als neues Werkzeug der Ozeanographen	65		
Gerold Wefer Das Klima der letzten zwei Millionen Jahre – die Rolle des Südatlantiks	71		
Volkhard Spieß Der Untergrund des Meeres	79		
Bo Barker Jørgensen Von Riesen und Konsortien – die Entdeckung neuer Bakteriengemeinschaften am Meeresboden	85		
Stephanie Köhler-Rink, Dirk de Beer Mikrosensoren für die Meeresbiologie	91		
Gunter Otto Kirst Meeresalgen prägen das globale Klima	99		
Victor Smetacek, Ulrich V. Bathmann, Ulf Riebesell, Volker H. Strass Experimentelle Meeresforschung: Eisendüngung im Südpolarmeer	105		
Sigrid Schiel Meereis – ein neu entdeckter Lebensraum	115		
Wilhelm Hagen Fortpflanzungsstrategien und energetische Anpassungen des polaren Zooplanktons	121		
Eike Rachor Im Fokus Bremerhavener Meeresforschung: Das Leben am Meeresboden	127		

Vorwort und Dank

Ihr erstes Jahrbuch im neuen Jahrtausend widmet die Wittheit der Meeresforschung. Das Land Bremen als mariner Wissenschaftsstandort, das ist eine neue Erfahrung für viele Bürger und Gäste.

Im Internet präsentiert sich das Land als „City of Science – Bremen_Bremerhaven“ und verweist dabei auf zwei Universitäten, fünf Fachhochschulen, zahlreiche Forschungsinstitute und private Ausbildungs- und Forschungsstätten. Die Meereswissenschaften nehmen dabei einen prominenten Platz ein.

In den vergangenen zwei Jahrzehnten hat sich hier ein umfangreiches meereskundliches Forschungs- und Lehrpotenzial entwickelt, das Bremen/Bremerhaven zu einem der wichtigsten Standorte der Meeresforschung in Europa macht. Begonnen wurde dieser Aufbau im Jahre 1980 mit der Gründung des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (AWI), 1986 wurde dieses Institut mit dem Institut für Meeresforschung verschmolzen und 1999 die Biologische Anstalt Helgoland in das AWI eingegliedert. Im Jahre 1995 gründete die Max-Planck-Gesellschaft das Institut für marine Mikrobiologie in Bremen, und im gleichen Jahr entstand das Zentrum für Marine Tropenökologie (ZMT), das die Ökologie tropischer Flachmeere in enger Partnerschaft mit Ländern der Dritten Welt untersucht. Parallel zu den Forschungsinstituten wurden an der Universität Bremen leistungsfähige marine Lehr- und Forschungsbereiche in den Geowissenschaften, in Biologie, Chemie und Physik aufgebaut. Auch die junge International University Bremen (IUB) und das Hanse-Wissenschaftskolleg widmen sich den Meereswissenschaften.

Die untereinander eng verzahnte Meeres-, Polar- und Klimaforschung bildet zur Zeit den umfangreichsten Teilbereich der bremischen Naturwissenschaften. In diesen Schwerpunkt fließen neben beträchtlichen Landesmitteln auch umfangreiche Zuwendungen Dritter. Die meereskundlichen Naturwissenschaften an der Universität Bremen haben international anerkannte Forschungserfolge erzielt. Bestätigung hierfür sind z.B. der von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) von 1989–2001 geförderte marin-geowissenschaftliche Sonderforschungsbereich 261 „Der Südatlantik im Spätquartär“ sowie zwei Graduiertenkollegs. Dank der gezielten Schwerpunktbildung in der Meeresforschung konnte die Universität Bremen eines der drei ersten DFG-Forschungszentren nach Bremen holen.

Die Meeresforscher im Land Bremen arbeiten global, mit regionalen Schwerpunkten im Atlantischen Ozean, insbesondere dessen Polargebieten. Hier steht die Rolle des Ozeans als eine Hauptkomponente des irdischen Klimageschehens im Vordergrund. In zunehmendem Maße werden im Verbund mit den anderen deutschen Küstenländern, den Niederländern und Partnern aus der Dritten Welt die wissenschaftlichen Grundlagen zum Schutz und zur Nutzung von Küstenmeeren erforscht.

Die Bremer Meereswissenschaftler beteiligen sich maßgeblich an der Gestaltung und Verwirklichung von internationalen Programmen. In fruchtbarer Zusammenarbeit mit in Norddeutschland ansässigen Firmen konnten leistungsfähige Arbeitsgruppen in der Meerestechnik entwickelt werden. Hervorzuheben sind die Fernerkun-

dung, die Meeresbodenvermessung und die Datenübertragung im Ozean.

Die weltweiten Forschungsprogramme brauchen eine gute Infrastruktur. Das Polarforschungsschiff „POLARSTERN“ des AWI ist seit 1985 unser wichtigstes Werkzeug. Den Bremer Meeresforschern stehen aber auch weitere Forschungsschiffe des AWI sowie Schiffszeiten auf anderen deutschen Forschungsschiffen, besonders FS „METEOR“, und auf dem internationalen Bohrschiff „JOIDES RESOLUTION“ zur Verfügung.

Um die meereswissenschaftliche Kooperation im Lande zu fördern, wurde der Wissenschaftsverbund MARUM (Zentrum für Marine Umweltwissenschaften) geschaffen, dem eine wichtige Rolle in der Öffentlichkeitsarbeit und bei der Verknüpfung von Universität und Schule zukommt. Das UNIVERSUM mit seinen meereswissenschaftlichen Installationen und Schülerlabors ist dafür das herausragende Beispiel. Auch im Programm der Wittheit spielen die Meereswissenschaften eine wachsende Rolle.

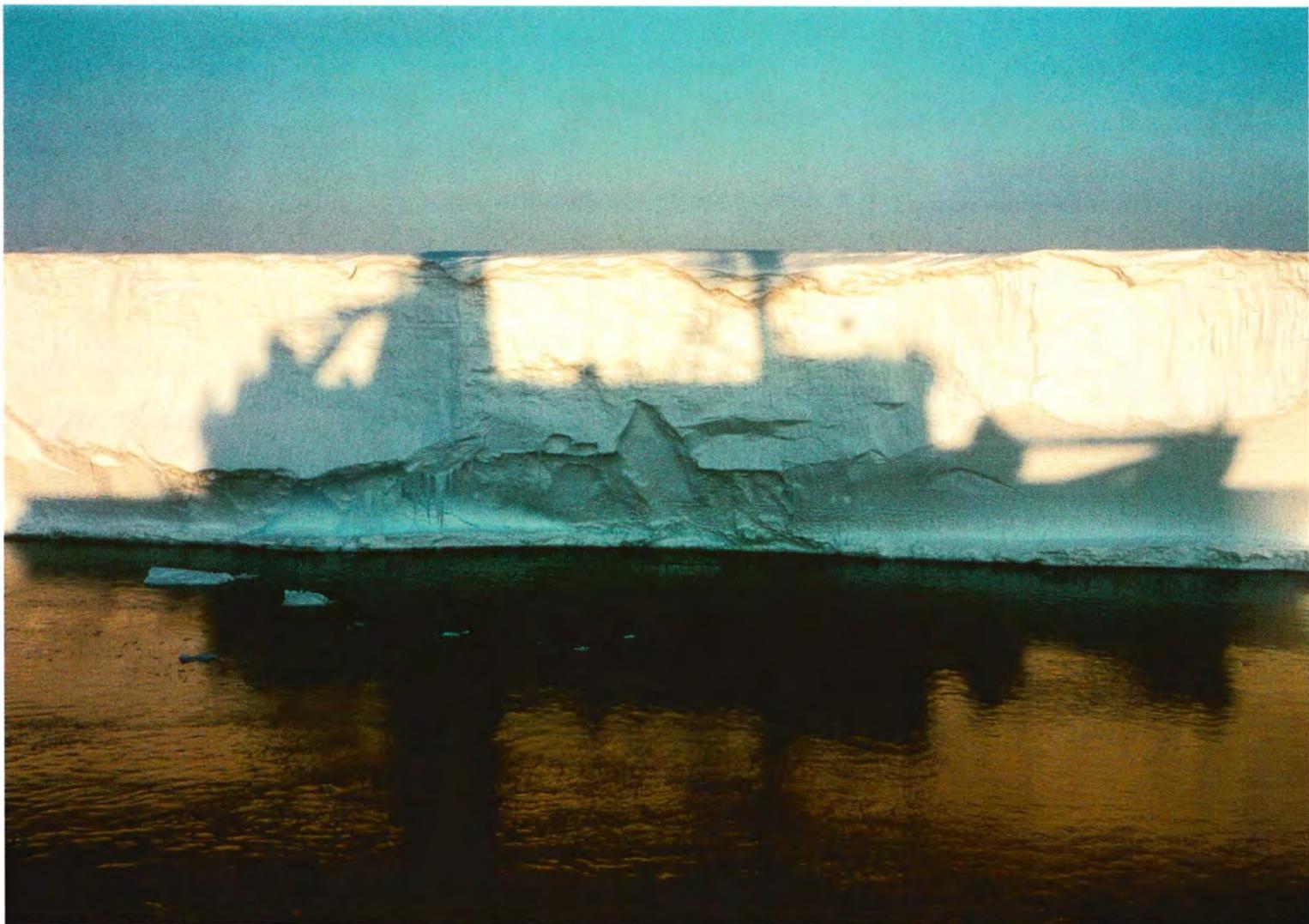
Die in diesem Jahrbuch gesammelten Beiträge stammen alle aus der Feder von Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern der Universität und der Forschungsinstitute in Bremen und Bremerhaven. Sie behandeln aus verschiedenen Gesichtswinkeln zentrale Probleme der Meeresforschung. Breit ist das Spektrum der Themen: Geographisch reichen sie vom Packeis der Polarmeere in Antarktis und Arktis bis zu den Korallenriffen und Mangroven der Tropen. Mikrosonden und Satelliten werden eingesetzt, um die Stoffflüsse in Bakterienzellen und die globalen Zirkulationssysteme zu erfassen. Die Zeitskalen reichen von Millisekunden bis Jahrmillionen. Viele Beiträge lassen erkennen, wie die Arbeiten über Fach- und Institutsgrenzen hinaus miteinander verflochten sind. Hierin liegt ein besonderer Vorzug der „City of Science – Bremen_Bremerhaven“.

Wir danken allen, die zu diesem Jahrbuch beigetragen haben: Neben den Autoren der wissenschaftlichen Beiträge gilt unser Dank besonders Franca Hinrichsen für ihre geduldige redaktionelle Arbeit sowie dem Verlag, der sich wieder einmal große Mühe mit dem Wittheit-Jahrbuch gegeben hat.

Bremen, im Oktober 2002

Gerold Wefer
Präsident der Wittheit

Gotthilf Hempel
Herausgeber



Schatten der „POLARSTERN“ auf der Schelfeiskante im Drescher-Inlet, östliches Wedell-Meer, 1989 (Foto: Høpner Petersen)

Bremen/Bremerhaven – ein Zentrum der Meeresforschung

1 Die Entwicklung der deutschen Meeresforschung

Die Deutschen sind keine kühne Seefahrer-Nation wie die Portugiesen oder die Polynesier. Als aber um 1870 die Meeresforschung in Europa und den USA feste Gestalt annahm, waren deutsche Wissenschaftler beteiligt: Gleichzeitig mit der als Anfang der Hochseeforschung gefeierten britischen „CHALLENGER“-Expedition bereiste die deutsche Korvette „GAZELLE“ (Abb. 1a) den Atlantik, Indischen Ozean und West-Pazifik. Im Vordergrund stand die Suche nach Kenntnissen, die der Schifffahrt dienen könnten: die Verbesserungen geographischer Positionsbestimmungen, Tiefenlotungen, erdmagnetische und meteorologische Beobachtungen sowie die Beschreibung der Meeresströmungen. Im Jahre 1874 richtete der Naturwissenschaftliche Verein zu Bremen eine maritime Beobachtungsstation auf dem „AUSSENLEUCHTSCHIFF WESER“ ein (Anon., 1915).

Die naturwissenschaftliche Neugierde kam später bei zwei großen deutschen Expeditionen voll zum Tragen: Auf Victor Hensens Nordatlantik-Expedition mit der „NATIONAL“ (1889) (Abb. 1b) wurde die ozeanische Planktonforschung geboren. Der dabei gewonnenen Erkenntnis von der räumlichen Veränderlichkeit in der Verteilung des Planktons und der organischen Produktion im Meer stellte Carl Chun zehn Jahre später mit der Expedition der „VALDIVIA“ (1898/99) (Abb. 1c) in den Südatlantik und den Indischen Ozean das Bild der Einförmigkeit der Besiedlung des Tiefseebodens gegenüber. Eine starke Triebfeder für die Erforschung von Nord- und Ostsee waren die fischereilichen Interessen. Der Aufbau des Eisenbahnnetzes und die neuen Möglichkeiten der Eisherstellung hatten die Ballungsräume im Binnenland mit ihrer hohen Nachfrage nach Frischfisch erschlossen, die durch eine rasch wachsende Flotte von Fischdamp-

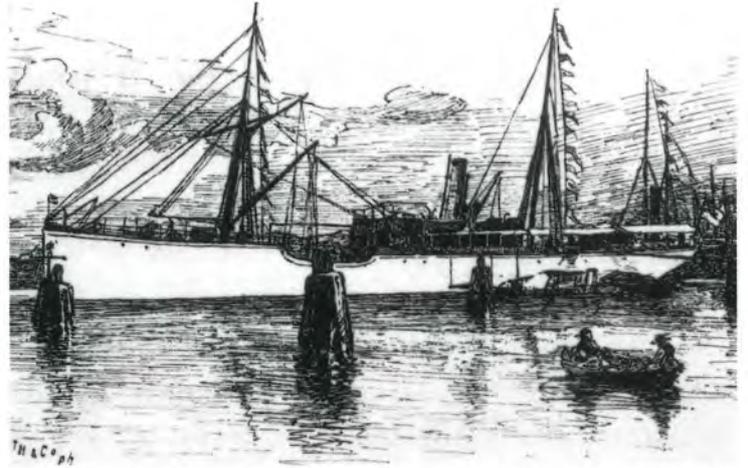
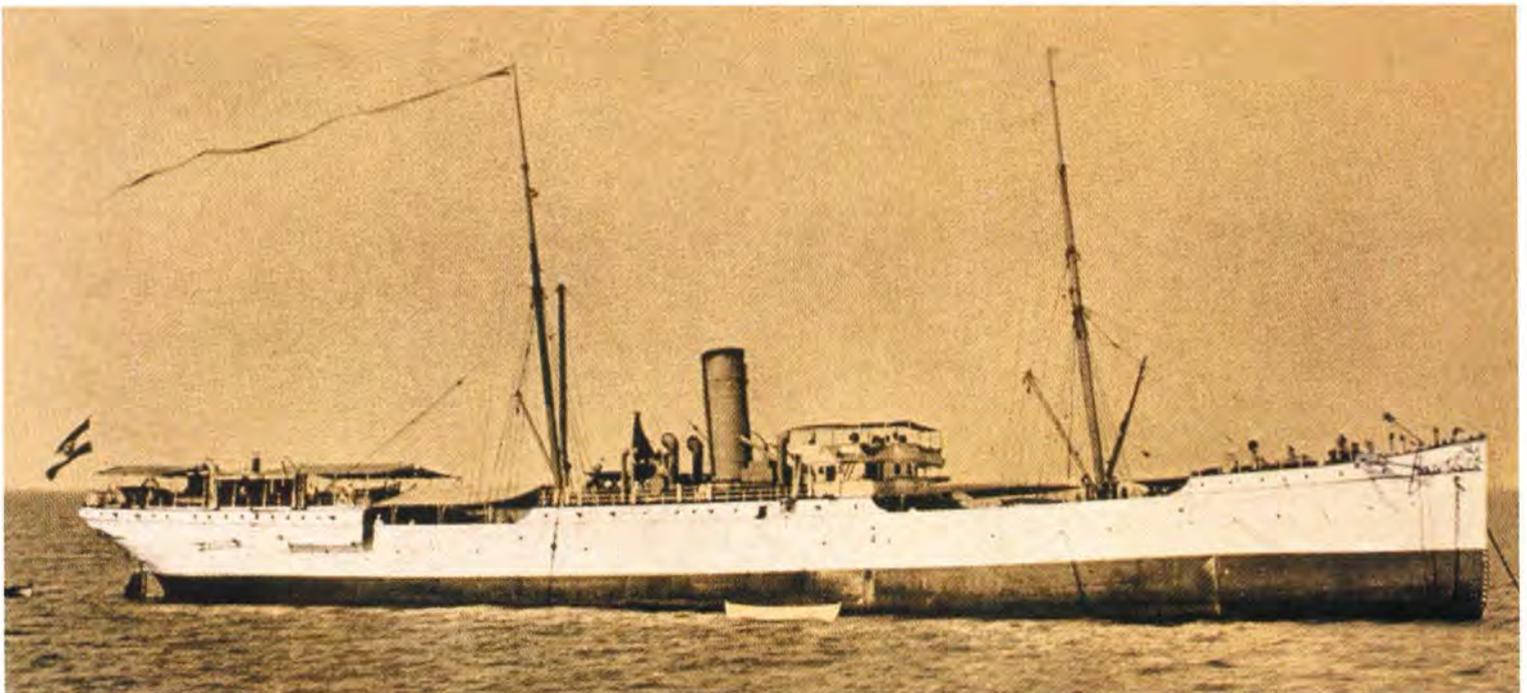


Abb. 1a-c: Die wichtigsten deutschen Forschungsschiffe des 19. Jahrhunderts: a) „GAZELLE“



b) „NATIONAL“



c) „VALDIVIA“

FORSCHUNGSSCHIFF „METEOR“ 1924 – 1944



Länge über alles	71,15 m	Geschwindigkeit	11,8 km
Breite über alles	10,90 m	Besatzung (Militär)	118
Tiefgang	4,30 m	Zwischendeckel	6
BR1	1183,66	Einschiffte	9
PS/kW	860/631		

FORSCHUNGSSCHIFF „METEOR“ 1964 – 1985



Länge über alles	82,10 m	PS/kW	3000/2208
Breite über alles	12,30 m	Geschwindigkeit	13,0 km
Tiefgang	5,50 m	Besatzung	48
BR1	2615,33	Eingeschiffte	24

FORSCHUNGSSCHIFF „METEOR“ 1986



Länge über alles	90,80 m	PS/kW	3000/2200
Breite über alles	16,70 m	Geschwindigkeit	15,0 km
Tiefgang	6,20 m	Besatzung	37
BR1	3900,00	Eingeschiffte	21

Abb. 2: Forschungsschiff „METEOR“ – drei deutsche Generationen (1924, 1964, 1986) im 20. Jahrhundert (aus: Hempel 1992)

fern und Kuttern mit Dampfwinden befriedigt wurde. Mit steigender Befischung wurden aber die Fischbestände schnell ausgedünnt. Alle Anlieger der Nordsee sahen ihre Fangertträge schrumpfen. Schon im letzten Viertel des 19. Jahrhunderts entstand aufgrund dieser besorgniserregenden Entwicklung die Fischereiforschung mit den Schwerpunkten in Kiel und auf Helgoland. Deutschland wurde 1902 einer der Gründungsväter des Internationalen Rates für Meeresforschung, der erstmalig die Forschungsarbeiten an Nutzfischbeständen und den hydrographischen Umweltbedingungen in Nord- und Ostsee zu internationalen Gemeinschaftsunternehmen bündelte. Seitdem blühten in ganz Nordeuropa die Fischereibiologie und die mit ihr zusammenhängenden ökologischen und ozeanographischen Arbeiten. Ihr Stellenwert war bei uns besonders groß in den Hungerzeiten

nach den Kriegen und während der Autarkiebestrebungen des „Dritten Reiches“.

Die ozeanische Forschung war dagegen in Deutschland seit den frühen Expeditionen von „GAZELLE“, „NATIONAL“ und „VALDIVIA“ diskontinuierlich. Zwischen den Kriegen war nur die „Deutsche Atlantische Expedition“ des „METEOR“ 1925–1927 (Abb. 2) herausragend als erste systematische Aufnahme eines großen Ozeanraumes. Auf vierzehn Ostwestprofilen wurde der Südatlantik hinsichtlich der Tiefe (s. Beiträge Spieß) und der vertikalen Temperatur- und Salzgehaltverteilung sehr genau vermessen und damit die Frage nach der Zirkulation und Schichtung der Wassermassen (s. Beiträge Olbers und Rhein) im Prinzip beantwortet. Die Expedition zeigte auch, wie die Zonierung des tierischen und pflanzlichen Planktons (s. Beitrag Smetacek), der Nährstoffe und der Sedimente den großen Stromsystemen und Klimagürteln zugeordnet ist (s. Beitrag Wefer). Die Expedition gilt als der wichtigste deutsche Beitrag zur Ozeanographie.

Von den Folgen des Zweiten Weltkrieges erholte sich die Meeresforschung in beiden Teilen Deutschlands nur langsam. Zuerst arbeitete man meereskundlich und fischereibiologisch vor allem „vor der Haustür“, dann auch in isländischen und grönländischen Gewässern und vor Westafrika. 1964 wurde eine neue „METEOR“ bei Seebeck in Bremerhaven gebaut, sie nahm noch an der Internationalen indischen Ozean-Expedition teil. Danach arbeitete sie in allen Teilen des Atlantiks von Spitzbergen bis zur Antarktischen Halbinsel sowie im Mittelmeer und Roten Meer. 1986 wurde sie durch einen Neubau ersetzt.

Im Laufe der Jahre haben sich in Deutschland immer mehr Standorte der Meeresforschung herausgebildet: Bis zum Zweiten Weltkrieg waren es Berlin, Hamburg, Kiel, Bremerhaven und Helgoland. Das große Berliner Institut für Meereskunde wurde im Krieg zerstört. In den sechziger und siebziger Jahren wuchs die deutsche Meeresforschung schnell. Warnemünde, Bremen, Sylt, Oldenburg i. O. und Wilhelmshaven kamen als neue Standorte hinzu.

Beachtlich ist die deutsche Forschungsflotte, wenn auch z.Z. überaltert. Die meisten Schiffe sind den einzelnen Instituten zugeordnet mit Ausnahme von „METEOR“ und „SONNE“. Sie gehören zwar fast alle der Bundesregierung und/oder den Sitzländern der Forschungsinstitute, sie werden aber größtenteils privat bereedert. In Bremen sind drei der vier deutschen Forschungsschiff-Reedereien beheimatet: Reedereigemeinschaft Forschungsschiffahrt GmbH (RF), Research Shipping GmbH und F. Laeisz (Bremerhaven) Reederei GmbH. Neben den Schiffen im Staatsbesitz betreiben diese Reedereien z.T. auch eigene Forschungsschiffe, die sie den Instituten und Privatfirmen für Forschungs-, Überwachungs- und Vermessungsprojekte anbieten. Am bekanntesten ist FS „SONNE“, das meist im Auftrag der deutschen geowissenschaftlichen Forschungsinstitute weltweit operiert. Mit den verschärften Umweltverträglichkeitsprüfungen für den Bau von Pipelines, Bohrplattformen und neuerdings für Offshore-Windkraftanlagen wächst das Arbeitsfeld für private Gutachterfirmen und Labors.

Einen Überblick über die Perspektiven und Bedürfnisse der deutschen Meeresforschung im Kontext internationaler Entwicklungen gibt eine Denkschrift der Deutschen Forschungsgemeinschaft (2000).

Übersichtskarte
zu
"Plan für die Deutsche Nordpolar-Expedition 1869"

A. Petermann.
Gotha, 20. Dec. 1868.

Land-Expedition (Dampfer N° 2)
See-Expedition (Dampfer N° 1)



Abb. 3: August Petermanns Vorstellungen von der Eisverteilung und Schiffbarkeit des Nordpolarmeeres sind in dieser Fahrplanweisung zu erkennen

2 Bremerhaven und Bremen: Heimat der deutschen Polarfahrt

Ein Sonderkapitel der deutschen Meeresforschung und ein frühes Ruhmesblatt Bremens ist die Polarfahrt um 1870 (s. Beitrag Krause). Der Geograph August Petermann aus Gotha vertrat in den 1860er Jahren die Auffassung, dass das Nordpolarmeer jenseits des Packeisgürtels eisfrei sei und dass sich Grönland über den Nordpol bis fast zur Beringstraße erstrecke (Abb. 3). Diese verkehrs-

politisch wichtigen Hypothesen wollte er durch Schiffs-
expeditionen prüfen lassen. In Preußen scheiterte er, in Bremen fand er dagegen offene Ohren. 1868 wurde eine erste kleine Expedition unter Kapitän Carl Koldewey mit der „nordischen Jacht GRÖNLAND“ (Abb. 4) nach Ostgrönland und Nordspitzbergen durchgeführt. Bei der Heimkehr-Feier besprach Petermann mit bremischen Kaufleuten und Reedern den Plan für eine neue größere Expedition mit zwei Schiffen. Im März 1869 wurde dafür bei Tecklenborg in Bremerhaven die eistaugliche



Abb. 4: Das älteste und das jüngste, das kleinste und das größte deutsche Polarforschungsschiff: „GRÖNLAND“ und „POLARSTERN“ auf der Unterweser (Foto: AWI-Archiv)

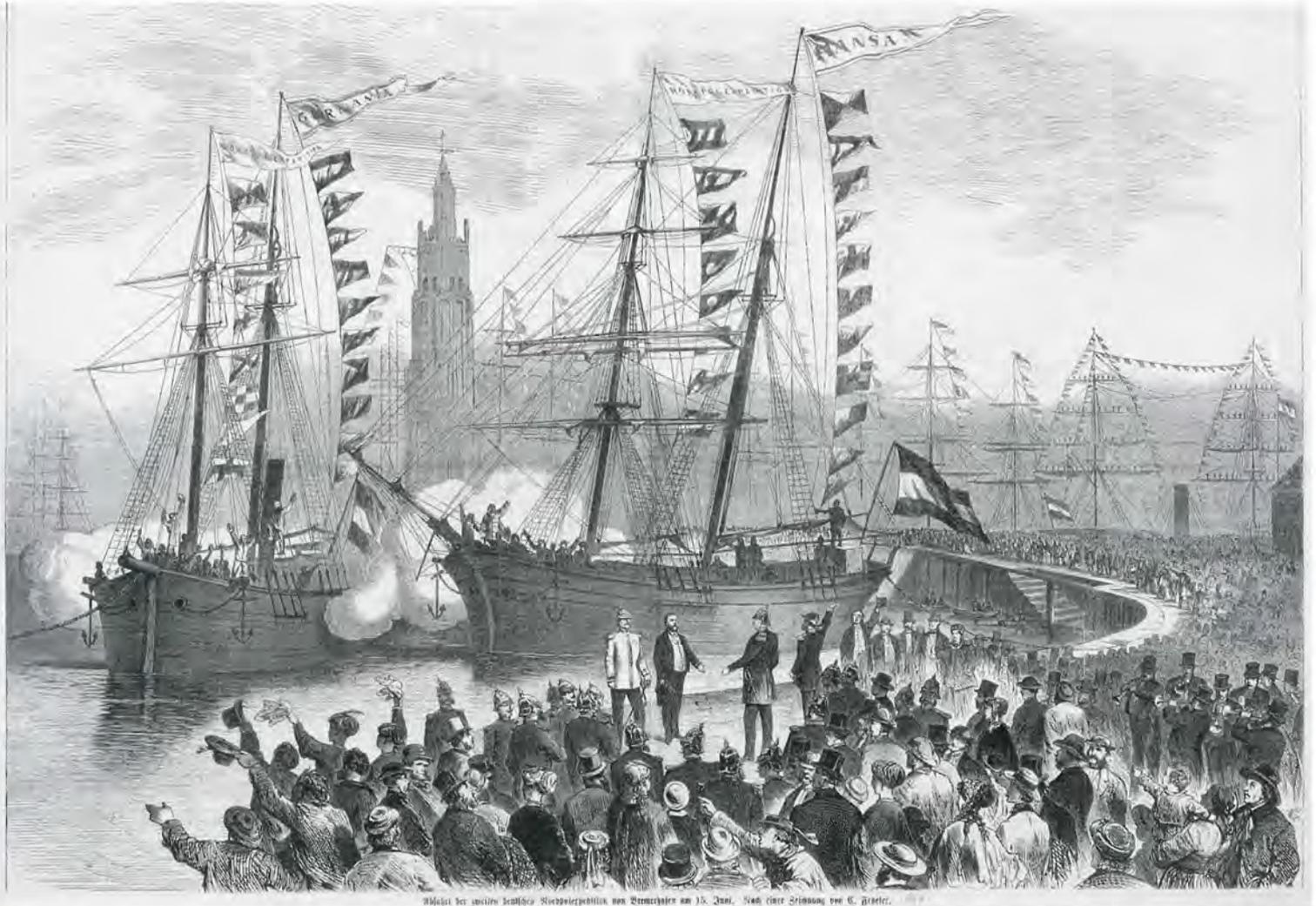
„GERMANIA“ in Auftrag gegeben, am 15. Juni verließ das Schiff gemeinsam mit der „HANSA“ Bremerhaven. Niemals wieder ist eine deutsche Expedition so triumphal verabschiedet worden: Erschienen waren der preußische König, Bismarck, Moltke und Roon, sie befanden sich auf dem Weg nach Wilhelmshaven (Abb. 5). Die „HANSA“ ging im Oktober durch Eispressung vor Ostgrönland verloren. Ihre Besatzung gelangte auf driftenden Eisschollen erst im Juni 1870 an der Südspitze Grönlands in menschliche Obhut. Die „GERMANIA“ überwinterte an der mittleren Ostküste Grönlands, die Wissenschaftler unternahmen Schlittenreisen zum Vermessen der Küsten und zum Sammeln von biologischen und mineralogischen Proben. Im folgenden Jahr kehrte die „GERMANIA“ unbeschädigt nach Bremerhaven zurück. Gleichzeitig mit dieser Expedition explorierten zwei Schiffe des Bremer Reeders Rosenthal die Gewässer Ostgrönlands, Spitzbergens und Nowaja Semljas.

Mit einer neuen „GRÖNLAND“, bei Wencke in Bremerhaven gebaut, führte Kapitän Eduard Dallmann erfolgreiche geographische Erkundungen im Bereich der antarktischen Südshetland-Inseln und später in sibirischen Gewässern durch.

In den siebziger Jahren wollte der Bremer Polarverein mit Hilfe der deutschen Reichsregierung die Ostgrönlandforschung mit Büro in Bremen etablieren. Ein wissenschaftliches Gutachten favorisierte statt der geplanten Kombination von Schiffs- und Schlittenreisen einen

„geschlossenen Kreis von Beobachtungsstationen um die arktische Zone“, wir würden heute von einem internationalen Beobachtungsnetz sprechen. Ähnlich argumentierte K. Weyprecht, der Vater des ersten Internationalen Polarjahres 1882/83. Bremen zog sich daraufhin für ein Jahrhundert aus der Polarforschung zurück. Als Gastgeber des Geographentages 1895 trat aber Bremen noch einmal in Erscheinung. Er bedeutete den Durchbruch für die deutsche Südpolarforschung, die als Teil einer internationalen Kooperation konzipiert wurde. Der Bremer Kaufmann George Albrecht beteiligte sich an der Finanzierung der Deutschen Antarktischen Expedition unter Erich von Drygalski auf FS „GAUSS“ (1901–1903). Diese Expedition war wissenschaftlich sehr erfolgreich, lieferte aber dem Kaiser keine Rekordmeldungen im Wettstreit mit den Briten. Auch Wilhelm Filchners Expedition (1912/15) war nicht Teil des Wettlaufs zum Pol. Er wollte die Verbindung zwischen Ost- und Westantarktis untersuchen, blieb aber im Eis des Weddell-Meeres stecken. Bremerhaven war der Ausgangshafen seiner Expedition.

Ein Neuanfang der Polarforschung in Bremen und zugleich der Durchbruch für die Meeresforschung im Lande Bremen kam 1980 mit der Ansiedlung des Alfred-Wegener-Instituts für Polarforschung, dem AWI, in Bremerhaven. Es legte sein Schwergewicht auf die polare Meeresforschung. Dafür wurde 1982 „POLARSTERN“ gebaut, allerdings in Kiel und Rendsburg als Trost für die



Abbild. der zweiten deutschen Nordpolarexpedition vom Bremerhaven am 15. Juni. Nach einer Zeichnung von G. Fischer.

Abb. 5: Verabschiedung der Zweiten Deutschen Nordpolarfahrt am 15. Juni 1869 in Bremerhaven durch den preußischen König und sein Gefolge

Schleswig-Holsteiner, die sich um das Polar-Institut intensiv beworben hatten. Eine stolze Tradition im Forschungsschiffbau an der Unterweser riss damit ab.

3 Die Entwicklung der Meeresforschung in Bremerhaven und Bremen

Seefahrt dient seit Jahrtausenden vornehmlich zwei Zwecken: dem Verkehr und der Fischerei. Bremen hatte daran seinen Anteil: bei den christlichen Missionen in Skandinavien, Island und Grönland, die im frühen Mittelalter zum Erzbistum Bremen gehörten, beim Handel in Europa und später in Übersee, bei der Grönlandfahrt der Walfänger von 1653 bis 1872. Seit Jahrhunderten wird von der Wesermündung aus Fischfang betrieben. Bremerhaven wurde zum größten Fischmarkt auf dem Kontinent.

Bremer Seefahrer, Fischer und Walfänger, Kaufleute und Missionare lieferten mehr oder weniger korrekte Berichte über maritime Phänomene und brachten allerhand Seegetier als Kuriosa nach Hause. Einiges davon wanderte in die Raritäten- und Naturalienkabinette und schließlich in das Übersee-Museum.

Die heutige große Ansammlung meereskundlichen Forschungspotenzials im Lande Bremen ist jung, sie hat nur in Bremerhaven Vorläufer in der Fischereiforschung. Den Anfang machte 1919 ein kleines Institut und Museum für Seefischerei, das der Fischindustrie vor allem

durch Weiterbildung und durch mikrobiologische Arbeiten diente (Behrmann et al., 1991). Mit dem Aufschwung der Stadt als Fischereistandort siedelte die Biologische Anstalt eine Außenstelle für fischereibiologische Arbeiten am Seefischmarkt an, die später von der Bundesforschungsanstalt für Fischerei, Hamburg, übernommen wurde. Die tägliche wissenschaftliche Analyse von Anlandungen und die Auswertungen der Fischereistatistiken lieferten die Grundlage zur Bewertung der genutzten Fischbestände der Nordsee und des Nordatlantiks. Von Bremerhaven führten in den sechziger und siebziger Jahren fischereibiologische Forschungs- und Erkundungsfahrten mit dem Fischereiforschungsschiff „WALTHER HERWIG“ und gecharterten Fischereifabriksschiffen in grönländische und kanadische Gewässer sowie in den Südatlantik und ins Südpolarmeer. Zwar wurde im Gefolge des Niederganges der deutschen Hochseefischerei und der Verknappung der Forschungsmittel die Außenstelle der Bundesforschungsanstalt für Fischerei geschlossen, FFS „WALTHER HERWIG“ ist aber noch in Bremerhaven stationierte. Das Bundesernährungsministerium will neuerdings das Institut für Fischereiökologie der Bundesforschungsanstalt nach Bremerhaven verlegen. Damit erhält die dort beheimatete marin orientierte Nahrungsmittelindustrie einen wichtigen Partner.

Aus dem kleinen Institut für Seefischerei der Zeit zwischen den Kriegen wurde nach dem Zweiten Weltkrieg



Abb. 6: Das Hauptgebäude (Architekt E. O. Ungers) des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven (Foto: AWI-Archiv)

schrittweise ein Institut für Meeresforschung mit wohldefinierten Schwerpunkten in der Meeresökologie und der Taxonomie ausgewählter mariner Gruppen, z.B. Kieselalgen (Diatomeen), Fadenwürmer (Nematoden) und Seeanemonen (Actininen). Die Diatomeen-Sammlung ist eine der reichsten der Welt. In der Ökologie überwog das Interesse an der Bodenfauna (s. Beitrag Rachor). Mit dem Forschungsschiff „VICTOR HENSEN“ wurde die Nordseeafauna regelmäßig und systematisch untersucht. Damit konnten lang- und kurzzeitige Veränderungen der Fauna erfasst und in Beziehung gesetzt werden zu Änderungen in den Umweltbedingungen. Früher als in anderen deutschen Meeresinstituten spielte die marine Mikrobiologie eine große Rolle. Den Anstoß dazu hatten die früheren lebensmittelhygienischen Arbeiten gegeben. Die Bedeutung der Pilze und Hefen für den Abbau organischer Substanz im Meer wurde in Bremerhaven „entdeckt“.

Bereits in den siebziger Jahren begann das Institut für Meeresforschung mit Arbeiten zur Schadstoffbelastung der Deutschen Bucht. Das Institut wurde zu einem der europäischen Zentren der Erforschung der Meeresverschmutzung. Benthos- und Planktonforscher, Mikrobiologen, Meereschemiker und Ozeanographen bildeten eine kleine, aber schlagkräftige Gruppe, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Bundesforschungsministerium personell und instrumentell gut gefördert wurde. Ein Schwerpunktprogramm der DFG

zur Biologie und Verschmutzung der Küstengewässer war hier beheimatet.

Akuter Anlass für die intensive Befassung mit den Schadstoffen in der Nordsee waren die Einleitung der Dünnsäure aus der Titanweiß-Industrie und die Verklappung von Klärschlamm. Das Institut wurde frühzeitig wegen seiner überregionalen Bedeutung in die „Blaue Liste“ der gemeinsamen Bund-Länder-Finanzierung aufgenommen. Im Jahre 1986 verlor es dann seine Selbstständigkeit: Es wurde in das AWI integriert, das in „Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“ umbenannt wurde.

4 Die Einrichtungen der Meeresforschung im Lande Bremen

Die Meeresforschung ist im Lande Bremen auf vier Typen von Einrichtungen verteilt: ein Forschungszentrum (ehemals Großforschungseinrichtung), ein Max-Planck-Institut, zwei Universitäten, ein landeseigenes Institut. Dies spiegelt die Vielfalt der deutschen Forschungslandschaft wider, die einerseits vom föderalen Prinzip der Kulturhoheit der Länder und andererseits von der zentralen Forschungsförderung des Bundes geprägt ist. In der Meeresforschung überwiegt der nationale und internationale Bezug gegenüber lokalen und regionalen Interessen, und damit ist sie – finanziell gesehen – vornehmlich Bundesangelegenheit.

4.1 Das Alfred-Wegener-Institut und FS „POLARSTERN“

Die größte marine Forschungseinrichtung im Lande Bremen ist das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) (Abb. 6 [Hempel, 1992]). Es ist als deutsches Forschungszentrum (ehem. Großforschungseinrichtung) eine zu 90 % vom Bund finanzierte Stiftung des öffentlichen Rechtes, in der das 1981 gegründete Polarinstitut 1986 mit dem Institut für Meeresforschung und 1999 mit der Biologischen Anstalt Helgoland verschmolzen wurden. Mit über 700 Mitarbeitern ist das AWI eine der größten Einrichtungen der Meeresforschung in Europa und bezogen auf die Polarmeere wahrscheinlich die wichtigste in der Welt. Im Beitrag von J. Thiede sind das Institut und seine Bedeutung für den Standort Bremerhaven ausführlich dargestellt. Über die Arbeiten des Instituts berichtet anschaulich der Band „Eiskalte Entdeckungen“ (Lange, 2001). Ich will daher vor allem auf FS „POLARSTERN“ als Rückgrat des AWI eingehen.

Zwischen Arktis und Antarktis im Wechsel der Jahreszeiten hin und her pendelnd, befährt die „POLARSTERN“ seit zwanzig Jahren die eisfreien Zonen der Nord- und Südpolarmeere, besonders im atlantischen Sektor, und dringt immer wieder tief ins Packeis vor, 1988 bis zum Nordpol. Mehrmals arbeitete sie auch im Winter im Südpolarmeer. Im Gegensatz zur „GAUSS“ (1902/03) und zur „DEUTSCHLAND“ (1912/13) lässt sie sich nicht vom Packeis viele Monate einschließen, sondern kann sich

mit ihrem breiten Bug aus bis zu 9 cm dickem Sonderstahl ihren Weg langsam aber sicher durch das Eis bahnen. Nur selten war das Schiff tagelang vom Eis gefangen und musste auf günstige Winde warten, die das Eis aufreißen und natürliche Fahrrinnen und eisfreie Flächen schaffen. Die Arbeiten mit „POLARSTERN“ im Packeis sind ungemein vielseitig; wenn sich das Schiff mit dem Bug in eine Eisscholle festrammt, ragt das Heck noch ins freie Wasser: Während dort die Ozeanographen mit Sonden, Wasserschöpfern, Vertikalnetzen und Bodengreifern operieren, können die Glaziologen über eine Gangway auf die Eisscholle gehen, Eiskerne bohren und Lichtmessungen durchführen (Abb. 7). Weiter entfernte Eisschollen sowie das hohe Schelfeis werden mit einem der beiden Hubschrauber erreicht, die das Schiff mitführt. Sie erleichtern auch die Arbeit, wenn die deutschen Polarstationen, insbesondere die Neumayerstation auf dem Ekström-Schelfeis, von „POLARSTERN“ versorgt werden.

„POLARSTERN“ ist ein schwimmendes Institut für über 50 Wissenschaftler, die an Bord fest installierte Laboratorien, Tiefgefrier- und Kühlräume und eine Daten- und Rechenanlage vorfinden, aber auch viel Stellplatz für spezielle Container-Labors, z.B. für Mikrobiologie und Spurenstoffchemie.

Für direkte Video-Beobachtungen und Fotos unter dem Eis und am Meeresboden steht ein unbemanntes Unterwasserfahrzeug zur Verfügung, das von Bord aus über ein Kabel gesteuert wird. Im Sommer 2001 wurde auf



Abb. 7: Messung der Rückstrahlung (Albedo) des schneebedeckten Meereises (Foto: N. Mumm)



Abb. 8: FS „VICTOR HENSEN“ des ehemaligen Instituts für Meeresforschung, Bremerhaven, wurde in der Nordsee und in subpolaren und tropischen Meeren eingesetzt (Foto: K. Schaumann)

„POLARSTERN“ außerdem ein französisches unbemanntes Tiefseefahrzeug eingesetzt, das in Tiefen bis 6000 m vordringen kann und nicht nur Bilder liefert, sondern auch Proben sammelt.

Für Messungen in der polaren Atmosphäre über den Eisflächen und dem offenen Meer verfügt „POLARSTERN“ über ein reiches Arsenal an Sonden, die die Luftsäule von der Meeres- und Eisoberfläche bis in die Stratosphäre physikalisch und chemisch analysieren. Unabhängig vom Schiff operieren die beiden Polarflugzeuge. Sie sind meteorologische Messplattformen, mit denen großräumig die horizontalen Verteilungen von Temperatur, Druck, Wasserdampf, Aerosol- und Spurenstoffgehalt in Abhängigkeit von der Eisbedeckung untersucht werden können.

„POLARSTERN“ war als deutscher Beitrag zur internationalen Polarforschung konzipiert. Mit ihrer Hilfe sollte die deutsche Meeresforschung von den Erfahrungen ausländischer Gruppen profitieren, die schon lange in Polarmeeren arbeiten. Andererseits sollten den neu in die Antarktisforschung eintretenden Nationen Kooperationsmöglichkeiten angeboten werden. Dieses Konzept hat sich bewährt: An allen Expeditionen nahmen ausländische Wissenschaftler teil, manchmal waren sie sogar deutlich in der Überzahl, wie z.B. im Antarktis-Unternehmen EPOS 1988/89, bei dem „POLARSTERN“ für fünf Monate auf Kosten des AWI im Dienst der European Science Foundation stand. Über die Ergebnisse der frühen „POLARSTERN“-Expeditionen berichtet ein Sammelband (Hempel & Hempel, 1995) in allgemein verständlicher Form.

Die starke Stellung der Meeresforschung im Land Bremen und ihre gute nationale und internationale Einbindung sind in großem Umfang „POLARSTERN“ zu danken. Das Schiff führt Arbeitsgruppen und Einzelforscher unterschiedlicher Disziplinen aus verschiedenen deutschen und ausländischen Instituten zusammen. In der Abgeschlossenheit und der intensiven Arbeitsatmosphäre an Bord entstehen wissenschaftliche Kooperationen und

menschliche Bindungen, die sich über die Expeditionszeit hinaus als fruchtbar und tragfähig erwiesen haben.

„POLARSTERN“ ist nicht das einzige Forschungsschiff des AWI. Das Institut für Meeresforschung hatte 1986 das kleine Forschungsschiff „VICTOR HENSEN“ eingebracht, das dem Institut weitere fünf Jahre diente, bis es nun für einen Betreiber von Windkraftanlagen fährt. Größer ist die „HEINCKE“ der Biologischen Anstalt Helgoland, der auch die „UTHÖRN“ und kleine Schiffe gehören, die von Helgoland und Sylt aus eingesetzt werden. So ist das AWI für Forschungen in den europäischen Meeren, vor allem in der Nordsee und ihren Küsten- und Wattengewässern, gut gerüstet. Diese Schiffe werden auch von den Meeresforschern in Bremen für Studentenpraktika und Forschungsvorhaben genutzt. So setzte das Zentrum für Marine Tropenökologie mehrmals FS „VICTOR HENSEN“ für lateinamerikanische Partnerschaftsprojekte (Abb. 8) ein, und das Max-Planck-Institut für marine Mikrobiologie nutzte FS „HEINCKE“ in der Nordsee und im Kattegat. „HEINCKE“ bildet zusammen mit den mittelgroßen Forschungsschiffen des Instituts für Meereskunde, Kiel, und des Instituts für Ostseeforschung, Warnemünde, einen Schiffspool, in dem die Forschungsschiffskapazitäten optimal ausgelastet werden sollen.

4.2 Universität Bremen

Der Standortentscheidung der Bundesregierung, das Alfred-Wegener-Institut im Land Bremen anzusiedeln, war die Zusage des Bremer Senats vorausgegangen, an der Universität Lehrstühle für Meeres- und Polarforschung einzurichten. Dies wurde zügig in die Tat umgesetzt. Am augenfälligsten war der Aufbau in den Geowissenschaften (Abb. 9).

Beraten durch den Braunschweiger Geophysiker Walter Kertz, entstand hier im Laufe von knapp zwanzig Jahren eine große und international angesehene Arbeitsgruppe unter Führung von G. Wefer. Sie ist besonders auf dem Gebiet der Paläozeanographie des Südatlantik engagiert und arbeitet eng mit der Industrie zusammen, wenn es gilt, neue Messmethoden zu entwickeln. Schon lange werden die national und international wohlvernetzten Projekte der Bremer Geowissenschaftler vorwiegend von außerhalb, d.h. von der Deutschen Forschungsgemein-



Abb. 9: Das Hauptgebäude des Fachbereiches Geowissenschaften der Universität Bremen (Foto: A. Gerdes, MARUM, Uni Bremen)



Abb. 10: Ausbildung im Rahmen von Forschungsprojekten ist die wichtigste Aufgabe des Zentrums für Marine Tropenökologie; meeresbiologischer Kurs in Nordbrasilien (Foto: Schories)

schaft (DFG), Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) und der Europäischen Gemeinschaft (EU), finanziert. Krönung dieser Entwicklung waren 2001 die Einrichtung des DFG-Forschungszentrums Ozeanränder und der geowissenschaftlichen Ausbildungslaboratorien der EU (s. Beitrag Wefer).

Damit wurde die Universität Bremen neben der Kieler Universität zur wichtigsten deutschen Lehr- und Forschungseinheit im Bereich der marinen Geowissenschaften. Sommerschulen, Graduiertenkollegs und ein internationaler Studiengang sollen Nachwuchskräfte nach Bremen ziehen und Beiträge zur wissenschaftlichen Aufbauarbeit in anderen Teilen der Welt leisten.

Die enge Verknüpfung von Klima und Meeresströmungen mit der biologischen Produktion und mit chemischen und geologischen Prozessen lässt in der Meeresforschung die verschiedenen Disziplinen immer mehr zusammenwachsen. Das gilt für die großen internationalen Programme, aber auch innerhalb der Universität Bremen, obwohl hier die Meereswissenschaften auf drei Fachbereiche verteilt sind: Physik/Elektrotechnik, Geowissenschaften, Biologie/Chemie. Die Gruppe der Meeresbiologen der Universität wächst langsamer als die der Geowissenschaftler. Sie befasst sich vor allem mit den Stoffwechselleistungen der einzelligen Planktonalgen und der Kleinkrebse des Planktons (s. Beiträge Kirst und Hagen). Das geschieht in enger Zusammenarbeit mit den Biologen des AWI und des Zentrums für marine Tropenökologie, mit denen auch die Studiengänge gemeinsam bestritten werden. Meeresphysik und Meereschemie sind in Bremen eng verbunden: Die Verteilungen von natürlichen und künstlichen Spurenstoffen und von Radioisotopen im Meer zeigen einerseits das Alter, die Vermischung und den Transport von Wassermassen an. Andererseits ist aus den physikalischen Schichtungs- und Transportprozessen die Verteilung lebenswichtiger Nährstoffe und Gase wie Sauerstoff und Kohlendioxid abzu-

leiten. Modellrechnungen und Fernerkundungen liefern dafür wichtige Informationen. Beispiele dazu finden sich in den Beiträgen von Künzi, Rhein und Smetacek.

4.3 Max-Planck-Institut für marine Mikrobiologie

Mikroorganismen spielen im Meer eine zentrale Rolle, indem sie organisches Material auf-, um- und abbauen. Früher kannte man nur die Ausgangs- und Endprodukte, nicht aber die Prozesse, die den Abbau abgestorbener Organismen oder den Aufbau von Bakterienmatten bewirken. Diese Prozesse werden einerseits im submikroskopischen Bereich von den Genen und Enzymen und andererseits von den Umweltbedingungen des Wasser- und Stofftransports im Sediment gesteuert. Sie beeinflussen den globalen Treibhauseffekt.

Das Max-Planck-Institut für marine Mikrobiologie – 1991 in Bremen gegründet – untersucht die Rolle der Mikroorganismen in den verschiedenen Skalen des marinen Stoffhaushalts, um die Lücke zwischen der Kenntnis molekulargenetischer Prozesse und großskaliger Phänomene zu schließen. Die Sedimentoberfläche mit ihrer oft nur hauchdünnen Übergangsschicht zwischen sauerstoffhaltiger und sauerstofffreier, ja von Schwefelwasserstoff vergifteter Zone erwies sich als besonders spannend (s. Beitrag Jørgensen). Dem reichen Angebot an toter organischer Substanz am Boden von Flachgewässern und Auftriebsgebieten entspricht ein sehr intensiver und vielfältiger mikrobieller Abbau, der mit einem Arsenal neuartiger Sonden im Mikrometerbereich untersucht wird (s. Beitrag Köhler-Rink/de Beer). Biogeochemiker studieren die Transformationsprozesse von Kohlenstoff, Schwefel, Sauerstoff und Stickstoff im Sediment und im darüber liegenden Wasser. Die Mikrobiologen des Instituts befassen sich direkt mit den Lebensleistungen der marinen Bakterien, auch solchen, die von fossilen Kohlenwasserstoffen oder anorganischen Verbindungen

leben. Eine später hinzugekommene Gruppe von Molekularbiologen ist dabei Bakterien auf der Spur, die bisher unsichtbar und nicht kultivierbar waren. Sie werden als leuchtende Kugeln, Stäbchen oder Löckchen nachweisbar und zählbar gemacht. Mit seinen rund 100 Mitarbeitern wird das Institut auch zum Kern einer internationalen Max Planck Research School for Marine Microbiology, die gemeinsam mit den beiden Bremer Universitäten und den Forschungsinstituten ein Doktoranden-Programm anbieten wird, das voll konkurrenzfähig sein soll mit den großen amerikanischen Zentren.

4.4 Zentrum für Marine Tropenökologie

Das Zentrum für Marine Tropenökologie (ZMT) ist ein Unikum im Kreise deutscher Meeresforschungsinstitute. Sein Konzept baut auf Partnerschaft mit den Meereswissenschaften in tropischen und subtropischen Küstenländern, deren Forschungspotenzial noch schwach ist. Wissenschaftliche Aufbauhilfe gehört daher zum Programm des Instituts.

Seine drei Aufgabenfelder sind eng miteinander verzahnt: Aus- und Weiterbildung von deutschen und ausländischen Studenten und Nachwuchswissenschaftlern; Forschungsarbeiten in tropischen und subtropischen Küstenzonen; nationale und internationale Kommunikation und Koordination im Bereich der marinen Tropenökologie und des Küstenzonen-Managements.

Das ZMT wurde 1991 vom Bremer Senat als selbstständiges Forschungs- und Lehrinstitut auf dem Universitäts-Campus angesiedelt. Es ist zwar organisatorisch selbstständig, sein Ausbildungsprogramm ist aber fest in die Universität integriert.

Im Verlauf eines Jahrzehnts ist das Institut von acht auf etwa 50 Mitarbeiter angewachsen. Die meisten Zuwendungen kommen vom Bundesforschungsministerium. Im Mittelpunkt des Lehrprogramms steht der internationale Master-Studiengang ISATEC. Hinzu kommen Grundvorlesungen und Spezialkurse sowie die Betreuung von Diplom- und Doktorarbeiten im Rahmen von Tropenprojekten (Abb. 10). Über solche Projekte berichten die Beiträge von Saint-Paul und Richter aus der Mangrove Brasiliens und den Korallenriffen vor Aqaba. Für die Kommunikations- und Koordinationsarbeit des ZMT mag das Rote Meer-Programm (Hempel 1998) als Beispiel dienen (s. Kasten). Das Institut betreibt im Auftrag des Bundesforschungsministeriums ein Kontaktbüro für tropische Küstenforschung und ist eng in das Netzwerk internationaler Programme und Organisationen eingebunden.

Das Rote Meer-Programm

1994 wollten die Israelis ihre Forschung im Golf von Aqaba, dem von Korallenriffen gesäumten Nordostzipfel des Roten Meeres, verstärken. Sie hofften dabei auf deutsche Unterstützung für die Beschaffung von Forschungsgeräten und für den Betrieb ihres Forschungsschiffes, aber auch auf Vermittlung bei der Erteilung von Forschungsgenehmigungen durch die ägyptischen Behörden, denn Israels Zugang zum Roten Meer ist auf 7 km Küstenstreifen bei Eilat beschränkt.

Für deutsche Wissenschaftler waren die israelischen Vorschläge attraktiv, denn der Golf von Aqaba ist ein

nährstoffarmer Mini-Ozean mit einem für warme Meere ungewöhnlichen Wechsel zwischen sommerlicher Schichtung und winterlicher Vertikalzirkulation. In Eilat und in Aqaba kann man mit kleinen Schiffen Hochseeforschung betreiben, wofür anderenorts großer logistischer Aufwand nötig ist. Die feinen Korallenriffe sind zu Fuß zu erreichen.

Das Bundesforschungsministerium war zur Förderung bereit, forderte aber, ägyptische und palästinensische Wissenschaftler mit einzubeziehen mit dem Ziel, Kontakte zwischen Meereswissenschaftlern in der Region aufzubauen und das Gefälle von dem reichen Potenzial in Israel zu den relativ bescheidenen Instituten der Nachbarländer abzubauen. Dies sollte geschehen durch Beschaffung apparativer Ausstattung, vor allem aber durch Aus- und Weiterbildung mit Hilfe von „training on the job“ und gezielten Fortbildungsmaßnahmen. Die Organisation lag beim Zentrum für Marine Tropenökologie in Bremen.

Insgesamt ca. 70 Wissenschaftler aus je drei israelischen und deutschen Universitäten und drei Max-Planck-Instituten sowie dem ägyptischen Akademie-Institut für Meeres- und Fischereiforschung, dem jordanischen Meeresforschungsinstitut in Aqaba und der palästinensischen Al Quds Universität waren von 1995 bis 2000 im „Red Sea Program“ (RSP) engagiert. Sie brachten neue Methoden und Forschungsansätze aus der Molekular- und Zellbiologie und aus der Neurophysiologie in die Meeresforschung ein.

Den Naturschutzbemühungen der Ägypter musste in sinnvoller Weise Rechnung getragen werden. Die Suche nach Naturstoffen aus Meeresorganismen hat das Misstrauen gegen Wissenschaftler verstärkt. Mancher ägyptische Beamte befürchtete, dass israelische und deutsche Wissenschaftler die Mikrobenmatten des Solar Lake und die Kegelschnecken und Steinfische der Riffe für biotechnologische Zwecke, etwa zum Wohle der Pharmaindustrie, entnehmen würden. Trotzdem durfte im Frühjahr 1999 „METEOR“ im Golf von Aqaba arbeiten. Wissenschaftler aller Teilnehmerstaaten des RSP waren gemeinsam an Bord.

Der Aus- und Weiterbildung von Studenten und jungen Wissenschaftlern dienten meeresbiologische Fortbildungskurse in Eilat und Aqaba sowie die Stipendien für Doktoranden, die jeweils in den Labors eines anderen Partnerlandes arbeiteten. Palästinensische Doktoranden waren an israelischen Universitäten eingeschrieben, Ägypter und Jordanier promovierten in Bremen, Rostock und Kiel, während fünf Deutsche in Eilat und Aqaba ihre Doktorarbeit anfertigten. Ein Dutzend deutscher und jordanischer Diplomarbeiten ist zwischen 1996 und 2001 in Aqaba entstanden, gemeinsam betreut von Professoren beider Länder.

Die Anfangsphase des RSP war von der Freude über die Fortschritte des nahöstlichen Friedensprozesses getragen. Der geriet Anfang 1996 ins Stocken, und damit wuchsen Misstrauen und Missverständnisse. Die Ägypter verweigerten zeitweilig die Forschungsgenehmigungen in ihren Seegebieten. Die Palästinenser wurden in ihrem Bewegungsfreiraum stark eingeschränkt. Ungebrochen war aber die Bereitschaft zum wissenschaftlichen Gespräch und zur – von Deutschland gestützten – Kooperation zwischen den israelischen und arabischen Teilnehmern des RSP.

4.5 International University – Hanse-Wissenschaftskolleg – MARUM

Die jüngste Einrichtung mit starken meereswissenschaftlichen Ambitionen ist die private International University Bremen (IUB). Sie ist Partner eines Konsortiums zur Erforschung der Ozeanränder, an dem die Universität Bremen und staatliche in- und ausländische Institute, aber auch die Industrie beteiligt sind. Dabei wird die IUB vor allem modellierend und experimentell forschen.

Um führende auswärtige und ausländische Wissenschaftler für einen beschränkten Zeitraum als Kooperationspartner zu gewinnen, richteten die Länder Bremen und Niedersachsen gemeinsam das Hanse-Wissenschaftskolleg in Delmenhorst ein. Mit Schwerpunkten in den Meeres- und Neurowissenschaften dient es vor allem den Universitäten in Bremen und Oldenburg als Wohn- und Arbeitsplatz für Gastforscher und als Tagungsstätte für Symposien und Arbeitstreffen.

MARUM – das Zentrum für Umweltwissenschaften – wurde von der Universität Bremen gegründet, um die Zusammenarbeit in der Meeresforschung im Land Bremen zu stärken. Seine Hauptaktivität liegt heute in der Entwicklung und im Betrieb von meeres-technischen Großgeräten (ROVs, Bohrgeräte), in der Küstenforschung und in einer breiten Öffentlichkeitsarbeit, die weit über die Betreuung der Medien hinausgeht. Die Zusammenarbeit mit Schulen wird besonders gepflegt. Das Konzept der „Expedition Erde“ als eines der drei Themen des Universum Science Center geht in seiner marin-geowissenschaftlichen Ausrichtung auf MARUM zurück. G. Wefer erhielt 2001 für seine Vermittlung von Wissenschaft in die Öffentlichkeit den Communicator-Preis des Stifterverbandes. MARUM war auch maßgeblich an der Planung des Jahres der Geowissenschaften 2002 beteiligt, in dem Bremen einer der vier nationalen Schauplätze war.

4.6 Technische Entwicklungen

Wie stark die Meereswissenschaften in allen ihren Teilen, besonders aber in der physikalischen Ozeanographie und in der marinen Geologie und Geophysik, vom Fortschritt der Technik abhängen, wird in mehreren Beiträgen dieses Bandes deutlich: Von Sonden im Mikrometer-Bereich (Köhler-Rink/de Beer, Jørgensen) über Echolote (Spieß) und Video-Systeme (Rachor, Richter) bis zu Tauchbooten und Unterwasser-Plattformen (u.a. Thiede) und Beobachtungssatelliten (Künzi, Smetacek) mitsamt ihren Software-Komponenten reicht die Skala der Geräte-Entwicklungen.

Die Universität und die Forschungsinstitute, besonders das Alfred-Wegener-Institut und das Max-Planck-Institut, entwickeln in engem Verbund mit örtlichen und auswärtigen High-Tech-Firmen maßgeschneiderte Instrumente, die vielfach über den Forschungsbedarf hinaus eine breitere Verwendung in der Umweltüberwachung haben. Kaum eine meereswissenschaftliche Arbeit kommt heute ohne Computer aus – sowohl für die Signalverarbeitung, Datengewinnung und -verwertung als auch für Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexitätsgrade bis hin zu gekoppelten, hochauflösenden Ozean-Klimamodellen.

Meist müssen in der Erdsystemforschung Rechenmodelle das reale, kontrollierte Experiment ersetzen. Das erfordert ein Arsenal von Geräten bis hin zu den jeweils größten Rechenanlagen am Markt. Darin ist die Klimaforschung teilweise mit der Astronomie und Teilchenphysik vergleichbar, deren Fortschritt unmittelbar an die Weiterentwicklung der Leistungsfähigkeit von Teleskopen und Beschleunigern gekoppelt ist.

Diesen Trend hat die Meeresforschung in Bremerhaven und in Bremen frühzeitig erkannt und sich an der Einrichtung des Rechenzentrums der Universität und der Vernetzung mit Höchstleistungsrechnern, insbesondere im Deutschen Klimarechenzentrum in Hamburg, beteiligt.

Rückblick und Ausblick

Bremen ist erst spät auf der Meeresforschungsbühne erschienen. Heute ist es aber ein wichtiger Akteur.

In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts waren Hamburg mit der Seewarte (später dem Deutschen Hydrographischen Institut, jetzt Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie), Berlin mit dem Institut und Museum für Meereskunde, Kiel mit dem Institut für Meereskunde sowie die Biologische Anstalt Helgoland die wesentlichen Zentren der deutschen Meeresforschung. Hamburg und Kiel erhielten nach dem Zweiten Weltkrieg weitere Institute. Die DDR konzentrierte ihre Meeresforschung in Warnemünde. Von den Polarfahrten des späten 19. Jahrhunderts und bescheidenen fischereibezogenen Forschungsaktivitäten zwischen den Weltkriegen abgesehen, ist die Meeresforschung im Lande Bremen nur knapp ein halbes Jahrhundert alt und hat sich erst in den letzten zwanzig Jahren rasant entwickelt. Wesentlicher Ausgangspunkt dafür war die Gründung des Alfred-Wegener-Instituts, die den Aufbau der Meeresforschung in der Universität Bremen auslöste und indirekt die Ansiedlung des Max-Planck-Instituts für marine Mikrobiologie und des Zentrums für Marine Tropenökologie beförderte. Drumherum entstand ein meeresbezogener Hochtechnologie-Park. Heute hat das Land Bremen das größte Meeresforschungspotenzial in Deutschland und wird darin nur von den wichtigsten Standorten in den USA übertroffen. Die Vielfalt der Institute bedeutet einen großen Vorteil, wenn es gelingt, durch enge interne Kooperation das Potenzial voll zu nutzen und zu steigern, durch gemeinsame Präsentation nach außen immer wieder gute Wissenschaftler und Studenten aus dem In- und Ausland anzulocken und den offenen Austausch großzügig zu pflegen. Die Meeresforschung ist das wichtigste Element des Zwillings-Wissenschaftsstandortes „City of Science Bremen-Bremerhaven“. Das große wissenschaftliche Potenzial ist ein wesentlicher Wirtschaftsfaktor aufgrund der großen von außen kommenden Fördermittel und indirekt als Motor für wirtschaftliche Entwicklungen. Der Bremer Senat hat seit Jahren erkannt: Meeresforschung zielt nicht nur das Land, sie lohnt sich auch.

Anmerkung

1 Erst ab Mitte des 20. Jahrhunderts wurden die Schiffe generell weiblich.

Literatur

Anonymus 1915: Fünfzigster Jahresbericht des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen. Franz Leuwer Bremen.

- Behrmann, G., Grotrian-Pahl, L., Timm, W. (1991): Nordsee-Museum. Nordwestdeutsche Verlagsgesellschaft, Bremerhaven, 88 pp.
- Deutsche Forschungsgemeinschaft (2000): Meeresforschung im nächsten Jahrzehnt. Wiley-VCH, DFG, Bonn, 205 pp.
- Hempel, G. (1992): The Alfred Wegner Institute, Bremerhaven. In: E. Mann Borgese (ed.), Ocean Frontiers. H. N. Abrams Inc., New York, 157-155.
- Hempel, G. (1998): Rotes Meer-Programm: Frieden für die Riffe - Riffe für den Frieden. Meer und Museum 14, 69-74.
- Hempel, L., Hempel, G. (Hrsg.) (1995): Biologie der Polarmeere. G. Fischer, Jena, 366 pp.
- Krause, R. (2001): Vom Polarverein (1869) zur Geographischen Gesellschaft in Bremen. Bremer Geographische Blätter 1, 15-28.
- Krause, R. (1995): Hintergründe der deutschen Polarforschung von den Anfängen bis heute. Deutsches Schiffsarchiv 16, 9-70.
- Lange, G. (Hrsg.) (2001): Eiskalte Entdeckungen. Delius & Klasing, Bielefeld, 560 pp.

Das Alfred-Wegener-Institut am Wissenschaftsstandort Bremerhaven

Das AWI in Bremerhaven

Das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, das von der gleichnamigen Stiftung und durch die Bundesregierung (Bundesministerium für Bildung und Forschung) sowie die Länder Brandenburg, Bremen und Schleswig-Holstein getragen wird, ist eine Besonderheit am Standort Bremerhaven. Die Stiftung ist Mitglied der Hermann von Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren (HGF) und hat sich im Laufe von zwei Jahrzehnten weit über die ursprünglich bestehenden Erwartungen hinaus entwickelt. Karl Jaspers hat einmal apodiktisch geschrieben: ZUKUNFT – DAS RAUEN DER MÖGLICHKEITEN, dieses ist ein gutes Motto für den Versuch, eine Vision für die Zukunft des Wissenschaftsstandortes Bremerhaven zu entwickeln – unter der Prämisse, dass das Alfred-Wegener-Institut (AWI) hierbei eine wichtige Rolle spielen soll.

Das AWI teilt natürlich den Wissenschaftsstandort Bremerhaven mit mehreren Partnern, und es kann diesen Wissenschaftsstandort nur beeinflussen in enger Kooperation mit den wissenschaftlichen Einrichtungen des Landes Bremen in Bremen und mit den Partner-Universitäten in unmittelbarer Nachbarschaft seiner verschiedenen Standorte (Universität Bremen, Internationale Universität Bremen, Universität Oldenburg sowie Universitäten Kiel,

Hamburg, Potsdam), vgl. Abb. 1. Das AWI teilt den Wissenschaftsstandort Bremerhaven mit dem Deutschen Schiffahrtsmuseum (DSM), mit der Hochschule Bremerhaven, mit dem Morgenstern-Museum und mit kleineren Forschungseinrichtungen der Industrie, die sich auch für die Polar- und Meeresforschung relevanten Themen der Entwicklung und der Forschung widmen. Herausragende Partner in der Kooperation im Lande Bremen sind über die Einrichtungen am Standort Bremerhaven hinaus die Universität Bremen mit ihren verschiedenen naturwissenschaftlichen Fachbereichen (Biologie/Chemie, Physik/Elektrotechnik, Mathematik/Informatik sowie vor allem Geowissenschaften mit dem 2001 neu bewilligten DFG-Forschungszentrum „Kontinentalränder“), das Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie, das Zentrum für Marine Tropenökologie (ZMT), das MARUM (Zentrum für Marine Umweltforschung als Zusammenschluss der Meeresforschung im Lande) sowie zahlreiche weitere Einrichtungen. Ein junger aufstrebender Partner im Lande Bremen ist die IUB (International University of Bremen), die unter dem Dach eines Konsortiums gemeinsam mit den Forschungseinrichtungen in Bremen und Bremerhaven, mit GEOMAR in Kiel und einer Suite von amerikanischen Forschungsinstitutionen und Universitäten einen neuen Schwerpunkt der Kontinentalrand-Forschung entwickeln will.

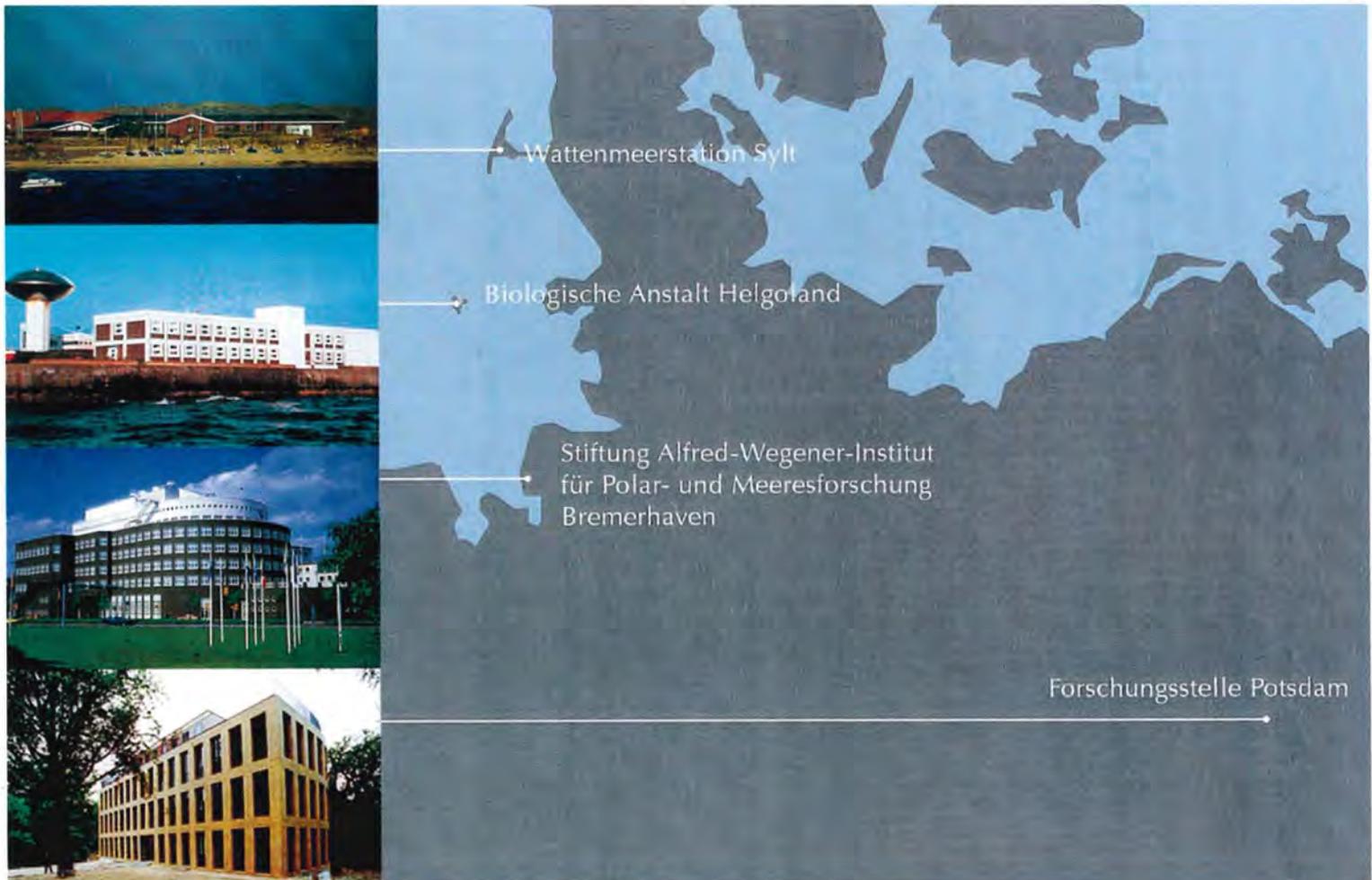


Abb. 1: Standorte der Stiftung AWI in Deutschland

Das AWI spielt heute eine zentrale Rolle am Wissenschaftsstandort Bremerhaven. Es hat sich aus den bescheidenen Anfängen im Jahre 1980 zu einem bedeutenden Arbeitgeber in Bremerhaven entwickelt. Es ist ein wichtiger Ansprechpartner für die weitere Entwicklung des meeres-technischen und meereswirtschaftlichen Profils von Bremerhaven und ein bedeutender sozialer Faktor am Standort Bremerhaven. Es prägt mit seinen Institutsgebäuden das Stadtbild und gewinnt mit seinen wirtschaftlichen Ausgründungen zunehmend auch einen Einfluss auf den Wirtschaftsstandort Bremerhaven. Das AWI war während der 22 Jahre seiner Existenz stets ein Motor der Entwicklung des Wissenschaftsstandortes Bremerhaven, und es wird es auch in Zukunft bleiben.

Die Entwicklung des AWIs seit 1980

Das AWI wurde 1980 gegründet, um Aufgaben zu erfüllen, die sich aus dem Beitritt der Bundesrepublik Deutschland (damals West-Deutschland!) zum Antarktis-Vertrag ergaben. Diese Aufgaben richteten sich zunächst vor allem auf die Erforschung der Antarktis und des Süd-Ozeans. Sie wurden schnell auf die Arktis erweitert. Dies geschah im Rahmen einer allgemeineren Betrachtung der Polarforschung und weil man erkannte, dass aus der Perspektive der Polar- und Meeresforschung wichtige Beiträge zum Verständnis der globalen Umwelt und ihrer möglichen zukünftigen Veränderlichkeit geleistet werden können. Das AWI wurde Anfang 1986 mit dem Bremer Institut für Meeresforschung in Bremerhaven zusammengelegt und erwarb damit die Fähigkeit, wichtige Forschungsperspektiven in der Nordseeforschung und den temperierten Meeresgebieten zu verfolgen. Bei der Vereinigung der Bundesrepublik Deutschland (BRD) und der Deutschen Demokratischen Republik (DDR) wurden die Arbeiten der Polarforschung der ostdeutschen Akademie der Wissenschaften in der Antarktis positiv bewertet. Die sehr erfolgreichen wissenschaftlichen Ansätze dieser Einrichtungen führten zur Gründung einer Forschungsstelle des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung auf dem Telegraphenberg in Potsdam, die die Tradition der terrestrischen Polarforschung und der meteorologischen Arbeiten der DDR-Kollegen unter neuen wissenschaftlichen Perspektiven aufgreifen sollte.

Schließlich wurde der Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung im Jahre 1998 die Biologische Anstalt Helgoland (BAH) angegliedert. Sie war damals eine nachgeordnete Behörde des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) und stellte die traditionsreichste Forschungseinrichtung der deutschen Meeresforschung mit einer über 100-jährigen Geschichte dar. Diese Angliederung führte zu einer tiefgreifenden Diskussion des wissenschaftlichen Profils der Einrichtungen unter dem Dach der Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. Es wurde schnell deutlich, dass die wissenschaftlichen Einrichtungen der BAH auf Helgoland und auf Sylt sehr wertvolle und international bedeutsame wissenschaftliche Einrichtungen für die Arbeit in temperierten Meeresgebieten darstellten. Das AWI machte sich im Rahmen seiner Möglichkeit die Aufgabe zu eigen, diese Einrichtungen der Biologischen Anstalt Helgoland zu modernisieren und für die europäische Meeresforschung weiter auszubauen,

wobei dem Angebot von Gastforschungsplätzen und Laborkursen für Studierende und Forscher aus dem In- und Ausland eine besondere Bedeutung beigemessen wurde.

Das AWI im Jahre 2002

Das Alfred-Wegener-Institut widmet sich mit seinem Beitrag zur Polar- und Meeresforschung einem großen wissenschaftlichen Thema, das einen wichtigen Beitrag zur Vorsorgeforschung in der Bundesrepublik Deutschland, in Europa und in der Welt leistet. Die Arbeitsmethoden des wissenschaftlichen Bereichs des AWIs umfassen Beobachtungen, Modellierungen und Anwendungen. Die wesentlichen Forschungsthemen im Bereich von Atmo-Hydro-Kryosphäre und Bio-Geosphäre greifen Prozesse der Dynamik und Veränderlichkeit des Klimasystems, der pelagischen und benthischen Ökosysteme und des Geosystems auf. Diesen zentralen wissenschaftlichen Themen widmen sich die Arbeiten der vier Fachbereiche des AWIs; zu ihnen gehören zur Zeit je drei Sektionen, die ausgewählte und zukunftsweisende Forschungsprobleme aufgreifen und die insgesamt das eigenständige und von allen anderen Standorten der deutschen Meeresforschung unterschiedliche Wissenschaftsprofil der Stiftung darstellen. Neue wissenschaftliche Initiativen können auch im Rahmen von interdisziplinären Projektgruppen aufgegriffen werden; zur Zeit gibt es Projektgruppen, die sich z.B. den globalen Kohlenstoffflüssen und der Tiefseeinstrumentierung sowie dem Einfluss der solaren UV-Strahlung auf terrestrische und marine Habitate widmen.

Neben den wissenschaftlichen Arbeiten erfüllt das AWI zentrale Aufgaben wie die Beratung der Bundesregierung für die Antarktisforschung, für die Umweltforschung und Langzeitaufgaben in der Meeresforschung. Von herausragender Bedeutung sind auch die wissenschaftliche technische Unterstützung der deutschen und europäischen Polar- und Meeresforschung sowie die nationale und internationale Koordination wichtiger Polar- und Meeresforschungs-Programme. Das AWI unterhält aus diesem Grunde ein enges Netzwerk von Forschungsk Kooperationen mit anderen nationalen Forschungseinrichtungen, mit vielen europäischen Partnern und mit nahezu allen wichtigen polarforschenden Nationen der ganzen Welt. Das AWI hat sich damit zum nationalen Zentrum für Polar- und Meeresforschung in Deutschland entwickelt, wobei das Forschungsthema Polar- und Meeresforschung nicht monopolisiert, sondern in seinen Einzelementen mit vielen anderen deutschen Forschergruppen geteilt wird.

Zur Erfüllung seiner Ziele betreibt das AWI stationäre und mobile Forschungsplattformen (Abb. 2), wozu die Koldewey-Station auf Spitzbergen und die Neumayer-Station, die Kohnen-Station sowie das Dallmann-Laboratorium in der Antarktis, die beiden Polarflugzeuge sowie der Forschungseisbrecher „POLARSTERN“, die Forschungsschiffe „HEINCKE“ und „UTHÖRN“ sowie mehrere Forschungskutter gehören. In Deutschland verteilen sich die wissenschaftlichen Einrichtungen der Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung auf vier Standorte (Abb. 1). Die Zentrale und der größte Teil der wissenschaftlichen Mitarbeiter und Mitarbeiterinnen des AWIs (ca. 550) sind in vier größeren Gebäu-

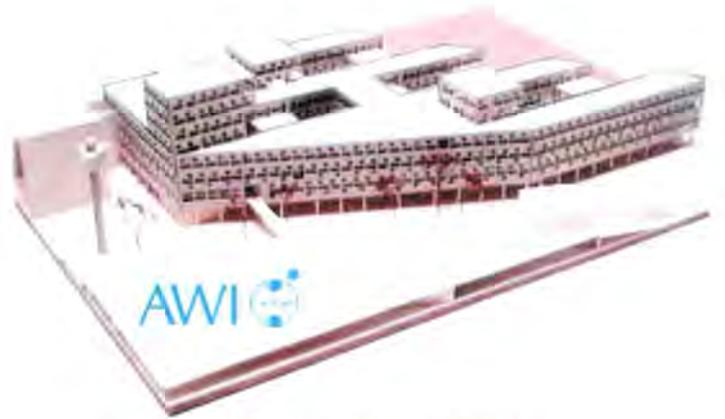


Abb. 2: Die Forschungsplattformen des AWI

den in Bremerhaven versammelt, um eine breite Palette wissenschaftlicher Arbeiten zu erledigen und um den technisch-logistischen Anforderungen der Polar- und Meeresforschung für das AWI und für unsere nationalen und internationalen Kooperationspartner Genüge zu leisten.

Die AWI-Forschungsstelle Potsdam hat Themen der terrestrischen Polarforschung aufgegriffen, die in der DDR eine Tradition hatten (etwa 80 MitarbeiterInnen). Die Biologische Anstalt Helgoland (BAH) auf Helgoland arbeitet an der Erforschung der Nordsee und der Schelfmeer-Ökologie (insgesamt etwa 50 MitarbeiterInnen), während die Wattenmeerstation List auf Sylt sich der Küstendynamik und der Ökologie von Floren und Faunen in den Küstenrandbereichen widmet (etwa 30 MitarbeiterInnen insgesamt). In Bremerhaven und auf Helgoland stellen die Einrichtungen des AWIs mit die größten Arbeitgeber vor Ort dar und haben daher einen beträchtlichen Einfluss auf die Ökonomie und die Sozialstruktur dieser Gemeinden, in denen sie angesiedelt sind.

Unter Einbeziehung der Familienmitglieder stellen die Angehörigen des AWIs in Bremerhaven zwar kein sehr großes aber doch kulturell sehr interessantes – weil internationales – und im Durchschnittsalter junges Element der Bremerhavener Bevölkerung dar. Die Öffentlichkeitsarbeit des Alfred-Wegener-Instituts für die Polar- und Meeresforschung trägt zur Sichtbarkeit des Wissenschaftsstandortes Bremerhaven bei und unterstützt die Bemühungen der Stadt zur Erhöhung ihrer Attraktivität. Darüber hinaus ist ein umfangreiches Netz von Zusammenarbeiten mit ausgewählten Schulen aufgebaut worden. Vor Ort ist in enger Abstimmung mit dem AWI ein naturwissenschaftliches Zentrum für die Bremerhavener Oberschulen eingerichtet worden, damit geeignete Schüler frühzeitig ihre Neugier für naturwissenschaftliche Themen entwickeln können. Die Aktivitäten des AWIs für Praktikanten und für Auszubildende fördern das Umfeld. Dafür ist das Institut wiederholt mit Auszeichnungen der Industrie- und Handelskammer bedacht worden.



Wissenschaft und Forschung
– Zukunft für Bremerhaven

Schwerpunktthema
Technologie / Umwelt

Abb. 3: AWI-Neubau Am Handelshafen

In Bremerhaven ist das AWI über die ganze Stadt verteilt: vom Liegeplatz der „POLARSTERN“ und dem Lagerhaus für die Expeditionsausrüstung auf dem Gelände der Lloyd-Werft im Containerhafen im nördlichen Bremerhaven (AWI-Hafenlager) bis zum Liegeplatz der „HEINCKE“ im südlichen Fischereihafen. Die Hauptstandorte der Forschungseinrichtungen liegen dabei an der Columbusstraße, an der Bussestraße und Am Handelshafen. Mit dem großen Neubau, dessen Grundstein von Bundesministerin Bulmahn am 22. Mai 2001 gelegt worden ist, und der Renovierung der Institutsgebäude Am Handelshafen wird auch architektonisch ein neuer Akzent im engeren Innenstadtbereich gesetzt (Abb. 3). Darüber hinaus bemüht sich das AWI um die räumliche Konzentration seiner Bremerhavener Forschungseinrichtungen in Bremerhaven sowie aller verwandter ortsansässiger Einrichtungen der marinen Grundlagen- und anwendungsorientierten Forschung im nördlichen Fischereihafengebiet. Dadurch sollen die möglichen Synergien zwischen den verschiedenen Einrichtungen zum Tragen kommen. Diese Schwerpunktsetzung kann optisch auch durch die gebündelte Bereitstellung von Liegeplätzen für alle Forschungsschiffe, die Bremerhaven anlaufen, unterstrichen werden.

Die zukünftige Entwicklung des wissenschaftlichen und technischen Profils des AWIs

Die festen Aufwendungen der Stiftung AWI sind seit 1980 auf etwa 90 Mio. € im regelmäßigen Haushalt gestiegen. Diese Mittel werden durch die Bundesregierung und die Sitzländer der wissenschaftlichen Einrichtungen der Stif-

tung in Deutschland aufgebracht. Sie werden ergänzt durch stetig steigende Drittmittel und Sonderprojekte wie die technische Aufrüstung der „POLARSTERN“ (ca. 25 Mio. €), den im Jahre 2001 angelaufenen Neubau (ca. 50 Mio. €) und weitere Baumaßnahmen in Bremerhaven, auf Helgoland und auf Sylt. Der Modus der Mittelvergabe verändert sich derzeit, weil die Helmholtz-Gemeinschaft und der BMBF ein neues System der programmgesteuerten und konkurrenzerzeugenden Finanzierung einführen, deren Funktionieren erst noch bewiesen werden muss, die aber auch neue Perspektiven der wissenschaftlichen Entfaltung bietet. Die neue Form der Finanzierung der Forschungsprogramme wird dazu führen, dass die Einzigartigkeit eines Forschungsprofils an einem Standort wie Bremerhaven geschärft und die wissenschaftliche Qualität der durchgeführten Programme erhöht werden können. Voraussetzung sind gut definierte Unterschiede zu den Forschungsprofilen anderer Standorte der deutschen Polar- und Meeresforschung sowie eine langfristige Planung und Definition der wissenschaftlichen Perspektiven.

Die wichtigste und vornehmste Herausforderung des AWIs besteht in der Weiterentwicklung der Forschungsthemen in der Polar- und Meeresforschung sowie der notwendigen technischen Infrastruktur. Das Forschungsprogramm des AWIs behandelt das große Thema der Polar- und Meeresforschung und zeichnet sich durch die enge interdisziplinäre Vernetzung von nahezu allen naturwissenschaftlichen Disziplinen aus; in der Helmholtz-Gemeinschaft ist das AWI die einzige Forschungseinrichtung mit diesem wissenschaftlichen Profil, die sich der globalen Vorsorgeforschung widmet. In der Zukunft werden die Aspekte der angewandten Forschung, der Modellierung und der Fernerkundung eine zunehmende Bedeutung erhalten, wobei enge Kontaktflächen zu den fachlich verwandten Mitgliedern der Helmholtz-Gemeinschaft definiert werden sollen. Viele Aspekte der Polar- und Meeresforschung werden jedoch in einer wesentlich engeren Kooperation mit anderen Forschungseinrichtungen in Deutschland und in den europäischen Nachbarländern gepflegt, die nicht der Helmholtz-Gemeinschaft angehören.

Durch die Angliederung der Biologischen Anstalt Helgoland und den Betrieb der Biologischen Anstalt auf Helgoland sowie der Wattenmeerstation auf Sylt haben sich ganz neue Forschungsperspektiven für die Erkundung von Meeres- und Küstengebieten in temperierten Breiten entwickelt. Hier werden neue fachliche Herausforderungen auf den Gebieten der marinen Naturstoffforschung, der Küstenzonenforschung sowie der Aqua- und Marikultur aufgegriffen, die in Deutschland keine lange Tradition haben, die jedoch eine große wissenschaftliche Herausforderung und viele angewandte Aspekte enthalten.

Erneuerung und Erweiterung der wissenschaftlich technischen Infrastruktur

Die genannten Perspektiven der zukünftigen Entwicklung des wissenschaftlichen Programms des AWIs erfordern eine fortlaufende Modernisierung des Betriebs und eine Erneuerung der wissenschaftlichen Infrastruktur. Darunter fallen sowohl die Baulichkeiten an den AWI-Standorten wie auch die großen „Werkzeuge“ der wis-

enschaftlichen Infrastruktur. Die räumliche Konzentration der Liegenschaften, die vom AWI betrieben werden, und das zur Zeit im Bau befindliche neue Labor- und Bürogebäude Am Handelshafen werden zahlreiche, völlig neue Arbeitsmöglichkeiten für nahezu alle fachlichen Disziplinen am AWI in Bremerhaven eröffnen; vor allem kann durch den Neubau die unhaltbare Raumsituation für die beiden Standorte an der Columbusstraße und Am Handelshafen bereinigt werden. Arbeitsgruppen, die in den veralteten Container-Komplexen untergebracht sind, werden einen adäquat modernen Arbeitsplatz erhalten. In der nahen Zukunft gilt es aber auch, einen Hörsaalneubau zu planen, um dem AWI endlich Gelegenheit zu geben, große wissenschaftliche und politische, nationale und internationale Treffen in Bremerhaven vor Ort durchführen zu können. Dieses war bisher nur unter außerordentlich schwierigen organisatorischen Bedingungen möglich und hat dazu geführt, dass das AWI nur teilweise seinem internationalen Auftrag in der Polar- und Meeresforschung nachkommen konnte. Die technische Wiederaufrüstung der Räumlichkeiten auf Helgoland sowie der Erwerb eines großen Kasernengeländes auf der Insel dienen der Linderung der Wohnungsnot für die wissenschaftlichen Mitarbeiter und Mitarbeiterinnen des AWIs auf Helgoland, die Genehmigung eines Ausbaus der Wattenmeerstation auf Sylt sowie die Planung des weiteren Ausbaus der Forschungsstelle Potsdam auf dem Telegrafenberg in Potsdam geben Hinweise darauf, dass der Polar- und Meeresforschung in Deutschland auch in Zukunft ein beträchtliches Schwergewicht zugewiesen wird.

Der Forschungseisbrecher „POLARSTERN“ hat seit seiner Inbetriebnahme im Jahre 1982 der deutschen Polarforschung ein technisches Werkzeug an die Hand gegeben, das Gelegenheit gab, einen breiten wissenschaftlichen Vorsprung vor den meisten konkurrierenden Nationen zu erreichen. Im Jahre 2002 ist die technische Wiederaufrüstung der „POLARSTERN“ (Midlife-Refit) abgeschlossen, und dieses Schiff kann für weitere 10–15 Jahre als eine leistungsfähige Forschungsplattform für die marine Polarforschung betrachtet werden. Im Zusammenhang mit dem Bau eines europäischen Forschungseisbrechers für die Arktis soll FS „POLARSTERN“ in naher Zukunft ganzjährig in den wenig erforschten Südozean verlegt werden, um gemeinsam mit anderen europäischen Partnern ein großzügiges Forschungsprogramm über Eigenschaften und Dynamik des Südozeans bearbeiten zu können (gemeinsam mit französischen, spanischen und englischen Partnern und deren Schiffen sowie in enger Zusammenarbeit mit ausgewählten Forschungseinrichtungen von Ländern der südlichen Hemisphäre).

Die jetzt 20 Jahre alte „POLARSTERN“ war bis zum letzten Jahr der einzige Forschungseisbrecher weltweit und damit Garant der Vorreiterrolle des AWIs in der internationalen Polarforschung. Durch den Bau eines amerikanischen Forschungseisbrechers (USCGC Healy) hat die „POLARSTERN“ jetzt ernst zu nehmende Konkurrenz bekommen.

Um neue Forschungskapazitäten in der Arktis zu schaffen, werden im europäischen Rahmen zur Zeit die Entwicklung, Planung und der Bau eines neuen Forschungseisbrechers betrieben, der auch Bohrungen in eisbedeckten Tiefseebecken ermöglichen soll (Projekt

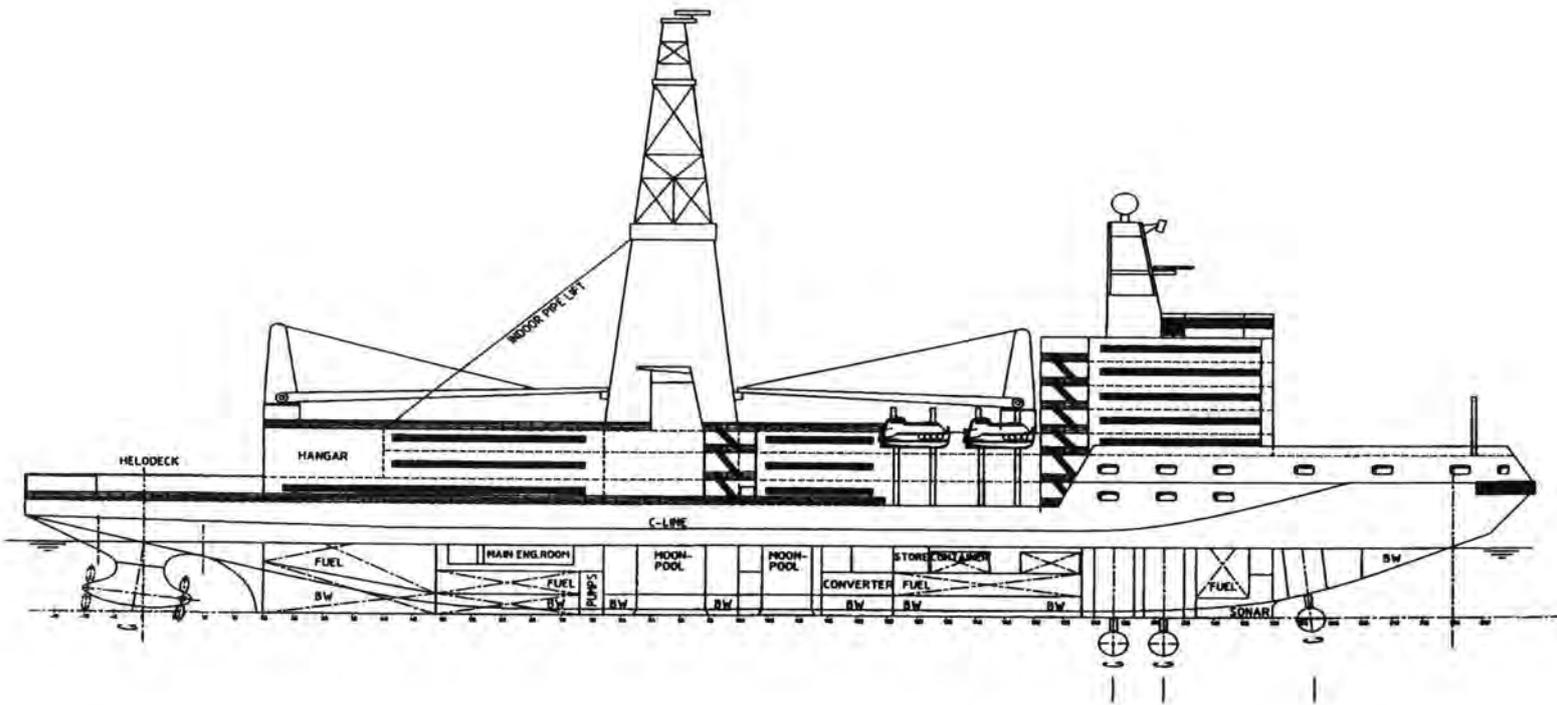


Abb. 4: „AURORA BOREALIS“, Projektplanung für einen neuen europäischen Eisbrecher

„AURORA BOREALIS“ und damit einen europäischen Beitrag zu IODP (Integrated Ocean Drilling Program) sein könnte. Dieses Schiff (Abb. 4) stellt eine technische Herausforderung dar, die sich von allen bestehenden Schiffen durch den auswechselbaren Bohrturm, die Moonpools, einem modernen Antrieb (Azypod-System), das flexible und auf spezifische Expeditionen ausgerichtete Laborsystem (Module in Standard-Containergröße, die durch ihre Unabhängigkeit in den Versorgungssystemen und durch die Klimatisierung an die extremsten Arbeitsbedingungen angepasst sind), durch die dynamische Positionierung und durch die Möglichkeit, ganzjährig (also auch in den ungünstigen Jahreszeiten) in der zentralen Arktis zu operieren, auszeichnet.

Die Koldewey-Station ist ein Teil des internationalen Ensembles von Forschungseinrichtungen in Ny Ålesund auf der Insel Spitzbergen des norwegischen Svalbard-Archipels. Die Koldewey-Station bietet eine Basis für wichtige Untersuchungen des Gasaustausches zwischen polaren Böden und der Atmosphäre sowie der atmosphärischen Zusammensetzung (Ozon-Programm), und sie dient vor allem in den Sommermonaten als Basis für die Untersuchungen umfangreicher biologischer Arbeitsgruppen in den Regionen höchster nördlicher Breiten. Durch die Einbindung in die internationale Gruppe von Forschungsstationen in Ny Ålesund und die enge Kooperation mit norwegischen Forschungseinrichtungen und dem Universitätszentrum UNIS in Longyearbyen werden sich auch in Zukunft – über die gegenwärtige Arbeitsmöglichkeit hinausreichende – wissenschaftliche Perspektiven entwickeln. Die Neumayer-Station (die 1992 nach der damals aufgegebenen Georg-von-Neumayer-Station eingerichtet wurde) erlaubt die Überwinterung von zur Zeit neun Personen und den Betrieb von 19 geophysikalischen, atmosphärischen und glaziologischen Observatorien in der Antarktis. Es besteht eine enge wissenschaftliche Zusammenarbeit mit der südafrikanischen Station SANAE IV, und es wird zur Zeit diskutiert, ob bei der in einer zeitlichen Perspektive von fünf bis

zehn Jahren notwendigen konstruktiven Erneuerung der Neumayer-Station eine noch engere Verzahnung der wissenschaftlichen Programme dieser beiden Stationen erreicht werden kann. Die Neumayer-Station zeichnet sich durch ihre hervorragende umweltfreundliche Ausrüstung und Energieerzeugung aus; sie gilt im internationalen Rahmen als beispielhaft für den Betrieb einer antarktischen Station. Ihre Arbeitsmöglichkeiten lassen die Einbindung zusätzlicher Forschergruppen anderer Nationen zu, was im Zuge unseres Programms der Intensivierung der nationalen und internationalen Zusammenarbeit in der Polarforschung in naher Zukunft angestrebt werden soll.

Die Polarflugzeuge sind inzwischen 15 Jahre alt geworden und haben sich zu erprobten Trägern von geophysikalischen und luftchemischen Messsystemen entwickelt. Sie bieten die logistische Basis für umfangreiche Messprogramme in der Antarktis und der Arktis, werden darüber hinaus aber auch zur Versorgung der Traversen zur Kohlen-Station (zentrales Dronning-Maud-Land) benutzt. Auch wenn die beiden Polar-Flugzeuge zu den am besten ausgelasteten Forschungsflugzeugen der Welt gehören, mit langen Dienstzeiten und robuster Zuverlässigkeit nach erprobten Einsätzen in der Arktis und der Antarktis, so sind sie doch 15 Jahre alt und müssen bald durch modernere Versionen dieser Geräteträger sowie durch Flugzeuge, die einen intensivierten Transport von Personen in der Antarktis erlauben, ersetzt werden. Ihre Verlegung auf den Bremerhavener Flughafen Luneort eröffnet auch neue Perspektiven für ihren Einsatz in der Nordsee.

Zur wissenschaftlichen Infrastruktur gehörten auch die Entwicklung von größeren und kleineren Einheiten der submarinen Messsysteme. Am AWI werden große Anstrengungen unternommen, in Zusammenarbeit mit der Universität Bremen ein System von kleineren und größeren ROVs (Remotely Operated Vehicles) mit den Möglichkeiten der unmittelbaren Bedienung von submarinen Labors und ausgewählten Messfeldern aufzubauen.

Durch die intensive Zusammenarbeit mit dem französischen IFREMER im Betrieb des VICTOR-6000-Systems ist hier bereits ein beträchtlicher technischer Vorsprung erreicht worden, der vor allem systematische biologische und biogeochemische Untersuchungen im sog. „Hausgarten“ in der Framstraße erlaubt. In naher Zukunft soll auch die AUV- (Autonomous Underwater Vehicles) -Technologie am AWI eingeführt werden, um systematische Messprogramme unter der permanenten Eisbedeckung der Arktis und Antarktis zu ermöglichen.

Wissenschaftliche und technische Partnerschaften

Das AWI mit seinem Schwerpunkt in Bremerhaven kann seine wissenschaftlichen Perspektiven und die fortlaufende Modernisierung der von ihm zur Verfügung zu stellenden Infrastruktur nicht ohne eine enge partnerschaftliche Zusammenarbeit mit anderen Forschungseinrichtungen vorantreiben. Diese Partnerschaften umfassen Universitäten, relevante Forschungseinrichtungen der öffentlichen und der privaten Hand sowie zahlreiche Industriebetriebe. Der Betrieb aller größeren Einheiten der Forschungs-Infrastruktur wie „POLARSTERN“, die Forschungsflugzeuge oder die Neumayer-Station und zahlreiche Arbeiten am AWI werden durch Privatfirmen im Auftrag erledigt. Die Programme des AWIs zur Einwerbung von Patenten und Ausgründungen in Privatfirmen stärken die Verbindungen zu den Kooperationspartnern in der Wirtschaft. Die mehrfache Preisverleihung an die Firma Kroon Aqua in Bremerhaven belegt den Erfolg dieser Politik. Das AWI hat daher schon heute eine hohe Bedeutung als eine der treibenden Kräfte des Wissenschafts- wie auch des Wirtschaftsstandortes in Bremerhaven. Die Ausstrahlung in die Wirtschaft vor Ort wächst durch Aufträge an lokale Unternehmen. Dazu gehört z.B. die technische Aufrüstung der „POLARSTERN“ bei der Lloyd-Werft, dazu gehörte 1992 der Aufbau der Neumayer-Station, dessen Ausführung an die Firma Kramer in Bremerhaven vergeben worden war. Seither sind immer wieder Mitglieder Bremerhavener Firmen als Monteure und Techniker in der Antarktis tätig, nicht zuletzt beim Aufbau der neuen Kohlen-Station im Donning-Maud-Land (2001) und auf den Forschungs-Traversen. Die Neumayer-Station, die langsam im Eis versinkt, wird in einigen Jahren wieder neu gebaut werden müssen, mit beträchtlichen Aufträgen für und unter Inanspruchnahme örtlicher Firmen. Die AWI-Forschungsflugzeuge sind, wie oben erwähnt, kürzlich nach Luneort verlegt worden, wo sie gemeinsam mit den Bundeswehr-Flugzeugen zur Umweltüberwachung der Nordsee von der Firma Optimare betrieben werden. Dadurch ergeben sich Synergien für den Einsatz dieser Flugzeuge und ein einzigartiges Potential wissenschaftlicher, technischer und wirtschaftlicher Entwicklungen im Raum Bremerhaven. Das AWI ist im Rahmen der HGF und gemeinsam mit dem DLR (dem Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt) bereits an Planungen für den Erwerb größerer Flugzeugtypen beteiligt. Ebenso wird zur Zeit eine Arbeitsgruppe für Methoden der Fernerkundung mit Hilfe von hoch spezialisierten Satelliten eingerichtet, die es erlauben, in bisher nicht erreichtem Detail wichtige Eigenschaften und Veränderungen der Polargebiete und der Ozeane in Echtzeit aufzunehmen. Die Partnerschaften in Bremerhaven umfassen insbeson-

dere die wissenschaftlichen Einrichtungen vor Ort. Dazu gehört das Deutsche Schiffahrtsmuseum, mit dem das AWI gemeinsam ein Archiv für Polar- und Meeresforschung gegründet hat und mit dem viele fachliche Verbindungen bestehen. Dazu gehört ferner die Hochschule Bremerhaven, mit der auf dem Gebiet der Lebensmitteltechnologie und einer ganzen Reihe von naturwissenschaftlichen Disziplinen zur Zeit ein Austausch- und Unterrichtsprogramm entwickelt wird, das zur Berufung von AWI-Spezialisten zu Lehrern an der Hochschule und zu neuen Studiengängen führen soll. Die große Konzentration der Fischindustrie in Bremerhaven bietet einzigartige Möglichkeiten der Kooperation in zahlreichen angewandten Fragen der Aqua- und Marikultur sowie des Prozessierens von lebenden Naturstoffen, wobei das Institut für Biotechnologie ein Potential für wichtige Zukunftsentwicklungen eröffnet. Die Angliederung der Biologischen Anstalt Helgoland (BAH) birgt ein bisher wenig ausgeschöpftes Potential für Arbeiten der angewandten Küstenzonenforschung und der Aqua- und Marikultur. In Bremerhaven wird sich so um das Alfred-Wegener-Institut und seine Partner herum ein Schwerpunkt meereskundlicher und meeres technischer Entwicklungen bilden können, der für die nächsten Jahrzehnte richtungsgebend für die Stadt Bremerhaven sein sollte.

Das Land Bremen bietet aber über Bremerhaven hinaus ein hervorragendes Umfeld für Kooperationen in der Meeres- und Polarforschung. Durch die schnelle und Aufsehen erregende Entwicklung der meereskundlichen Disziplin an der Universität Bremen mit ihrem Schwerpunkt in den Geowissenschaften haben sich zahlreiche Kooperationen entwickelt. Die meisten Professoren des AWIs lehren an der Universität Bremen. Sie haben dadurch einen wichtigen Einfluss auf das Forschungs- und Lehrprofil der Universität und einen erfolgreichen Austausch von Examenstudenten und Doktoranden. Die neu gegründete International University Bremen (IUB) in Grohn verspricht ein neues Potential in der Untersuchung und Qualifizierung von Prozessen und Dynamik der Kontinentalränder. Mit der Hochschule Bremen verbindet das AWI Hoffnungen auf eine intensive Zusammenarbeit in der Entwicklung anspruchsvoller meeres technischer und polartechnischer Projekte. Darüber hinaus gibt es eine Reihe von wissenschaftlichen Einrichtungen der Grundlagenforschung (z.B. das Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie) und der angewandten Forschung, die eine hervorragende Plattform für wissenschaftliche Kooperationen bieten. Mit dem ZMT (Zentrum für Marine Tropenökologie) steht ein Partner zur Verfügung, der in dem Bemühen des AWIs zur Weiterentwicklung der angewandten Küstenzonenforschung eine besondere Rolle spielen wird und der gleichzeitig den Weg in tropische Entwicklungsländer eröffnet.

Das AWI hat in der Helmholtz-Gemeinschaft viele Partnerschaften entwickelt; z.B. zum GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam sowie zur GKSS in Geesthacht, zur DLR und zu den großen Forschungszentren in Jülich und Karlsruhe. Die Bemühungen um besonders umweltfreundliche Arbeiten haben auch zu einem Austausch mit dem Umweltforschungszentrum (UFZ) in Leipzig geführt. Die anderen AWI-Standorte in Schleswig-Holstein (Helgoland, Sylt) und in Potsdam (Land Bran-

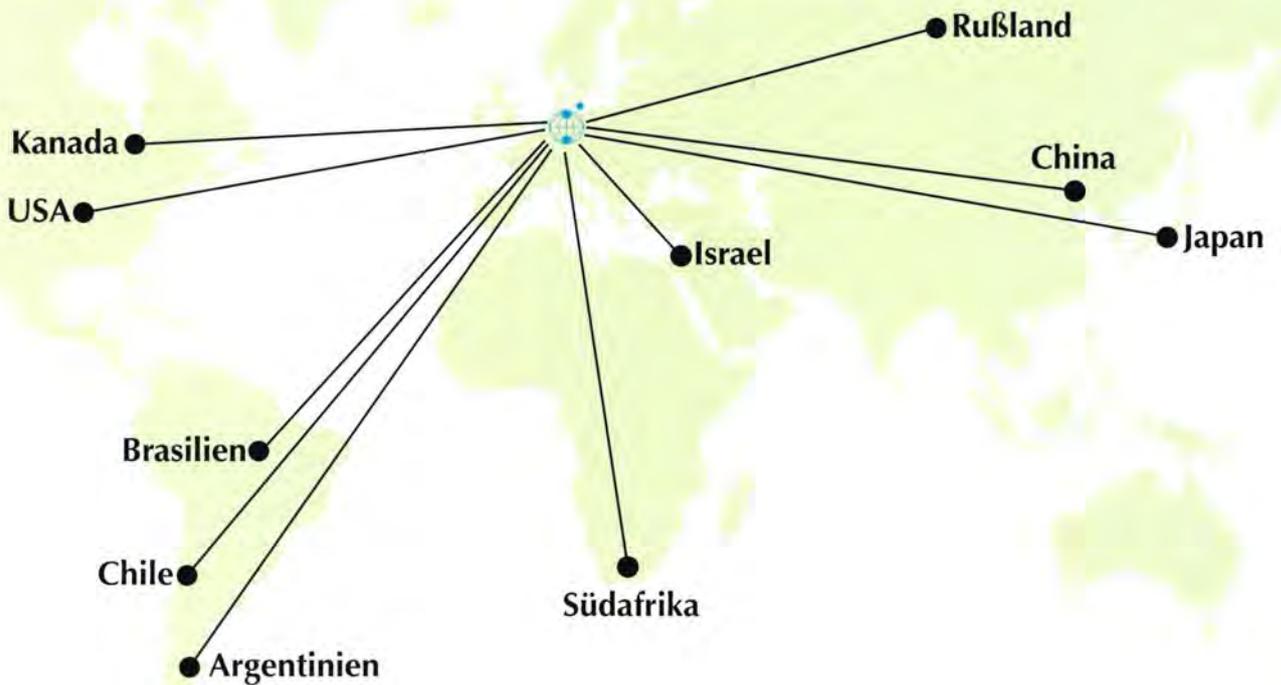


Abb. 5: Internationale Verflechtung und Schwerpunkte der AWI-Arbeiten in Außer-Europa und Europa

denburg) sowie die Nachbarschaft zur Universität Oldenburg fördern ebenfalls den akademischen Austausch in Lehre und Forschung sowie enge fachliche Kontakte mit den Universitäten Kiel, Hamburg, Potsdam, Greifswald. An einigen dieser Standorte bestehen auch außeruniversitäre marine Forschungseinrichtungen wie z.B. GEOMAR und das Institut für Meereskunde in Kiel oder das Institut für Ostseeforschung (IOW) in Warnemünde, die wichtige nationale Kooperationspartner sind.

Polar-, Meeres- und Küstenforschung sind heute international orientiert und organisiert. Dies hat dazu geführt, dass das AWI Kooperationen zu zahlreichen Forschungseinrichtungen und Universitäten in Europa sowie auf allen anderen Kontinenten entwickelt hat (Abb. 5). Besondere Schwerpunkte ergeben sich aus der Zusammenarbeit innerhalb Europas. Eine besonders enge Zusammenarbeit hat sich in der Kooperation mit Russland ergeben, wo am „Arctic-Antarctic-Research-Institute (AARI)“ das Otto-Schmidt-Labor (OSL) gegründet wurde und wo im Jahre 2001 durch die Diskussionen im Petersburger Dialog die Gründung einer deutschen Fakultät für angewandte Polar- und Meeresforschung an der staatlichen Universität St. Petersburg angeregt worden ist. Darüber hinaus pflegt das AWI zahlreiche enge Forschungskontakte mit IFREMER in Frankreich, mit dem Southampton Oceanography Center (SOC) und dem British Antarctic Survey (BAS) in Großbritannien sowie den polaren Forschungsorganisationen in den skandinavischen Ländern. Weitere Schwerpunkte der internationalen Kooperation liegen in Südafrika und einer Reihe



von südamerikanischen Ländern. Eine lange Tradition hat die Kooperation mit den polaren Forschungseinrichtungen in den USA und in Kanada, wobei ein besonders enger Austausch mit der University of Alaska in Fairbanks besteht.

Die Zukunft des AWIs in Bremerhaven

Es ist klar, dass sich die Forschungsthemen, denen sich das AWI widmet, sich inhaltlich sowie in ihren Schwerpunkten verändern und erneuern und dass vom AWI verlangt wird, dass es sich fortlaufend auf die fachlichen Inhalte und die Qualität überprüfen lässt. Marine Naturstoffforschung, Küstenforschung, Mari- und Aquakulturforschung sind Beispiele neuer fachlicher Perspektiven, und es finden fast täglich Arbeitskreise und Workshops zu diesen Themen statt. Das heißt auch, dass das AWI aktiv auf dem internationalen wissenschaftlichen Arbeitsmarkt auf Talentsuche sein muss und dass dadurch das soziale Gefüge der Stadt Bremerhaven bereichert wird. Evaluation ist ein wichtiges Element der Institutspolitik, um die Qualität der laufenden Forschung objektiv zu überprüfen und Vorsorge zu betreiben, um den erreichten hohen Qualitätsstandard zu erhalten und ggf. weiter auszubauen.

Das wissenschaftliche „Gesicht“ des Wissenschaftsstandortes Bremerhaven wird sich auch in Zukunft verändern. Die jüngste Entwicklung umfasst die in naher Zukunft zu erwartende Umsetzung des Institutes für Fischereiökologie der Bundesanstalt für Fischerei von Hamburg nach Bremerhaven (dem größten deutschen Fischereistandort). Dieses Institut wird eine Ergänzung des Forschungsprofils des Landes Bremen erlauben und wichtige neue Forschungsinitiativen auf dem Gebiet der Fischerei sowie der nachhaltigen Nutzung neuer Ressourcen ermöglichen.

Auf der Grundlage der Kooperation mit den Hochschulen in Bremerhaven und Bremen sowie mit der Fisch- und Nahrungswirtschaft kann hier das Feld einer anwendungsbezogenen Meeres-, Polar- und Küstenforschung geöffnet werden. Zusammen mit den Anstrengungen in der marinen Naturstoffforschung, der Aqua- und der Marikultur würde dadurch die Bedeutung der Meeres- und Polarforschung für die Sicherung der Lebensgrundlagen unseres Planeten deutlich sichtbar werden. Die Forschung und die Wirtschaft im Lande Bremen sind gut beraten, diese Herausforderung anzunehmen.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße
27568 Bremerhaven

Frühe Bremer Beiträge zur Polarforschung

Die erste Nordpolar-Expedition

Bremens Geschichte der Polarfahrten ist fast tausend Jahre alt. Schon für die Zeit um 1040 ist eine bremische Nordpolarexpedition mit mehreren Schiffen überliefert. Es war der Bremer Geographiehistoriker Johann Georg Kohl (1808–1878), der die Erinnerung an diese Reise wach rief. Sein Aufsatz in Petermanns Geographischen Mitteilungen (Kohl 1869) ist durch nüchterne Quellenkritik geprägt und kommt zu dem Schluss: Die Reise wurde durch „Weserfriesen“ durchgeführt und von der Stadt Bremen mit finanziert; man kann sie mit guter Begründung als die erste marine Nordpolarexpedition bezeichnen.

Die Kooperation zwischen A. Petermann und A. Breusing: Beginn der Polarforschung in Deutschland

Die Veröffentlichung von Kohl stand in direktem Zusammenhang mit einer neuen Initiative Bremens in der Polarforschung, die getragen wurde von zwei damals prominenten Personen: August Petermann (1822–1878, Geograph in Gotha, und Arthur Breusing (1816–1892), Direktor der Bremer Steuermannsschule und Mitglied der Bürgerschaft. Die Bekanntschaft zwischen den beiden war aus der navigations- und kartographiehistorischen Publikationstätigkeit Breusings hervorgegangen. Er war Autor des berühmten Lehrbuchs „Die Steuermannskunst“. Petermann, seit 1855 Herausgeber der weltweit beachteten Geographischen Mitteilungen, befasste sich ab Mitte der 1860er Jahre intensiv mit Themen der Polarforschung; der eigentliche Anlass waren diesbezügliche britische Expeditionspläne. Er selbst hat-

te neun Jahre in Schottland und England gearbeitet. Gestützt durch seine Erfahrungen, die er mit der Förderung deutscher Afrikaforscher gemacht hatte, mischte er sich zunächst mit „Sendschriften“ in die britischen Diskussionen ein. 1865, unterstützt durch Otto Volger (genannt Senckenberg, 1822–1897) und das „Freie Deutsche Hochstift“, kam es zu einer „geographischen Versammlung“ in Frankfurt/M., auf der die Durchführung einer deutschen Polarexpedition das Hauptthema war. Aber Petermann konnte sein Ziel, wenn nicht eine großdeutsche so doch eine preußische (staatliche) Polarexpedition zu initiieren, nicht durchsetzen.

Schon 1865 hatte Breusing mit Petermann wegen der Nordpolarpläne korrespondiert und eine „Voruntersuchungsfahrt“ mit einem „Gaffelschuner“ in die Diskussion geworfen. Die Bremer Ära der Polarforschung begann aber erst 1867. Mitte September war Petermann in Bremen, rückblickend auf diesen Besuch schrieb er an Breusing (27.9.1867): „Hochverehrter Gönner und Freund. Nachdem ich mit dankbarstem Gefühle für die viele Güte und Liebenswürdigkeit, mit der ich an der Unter=Weser überschüttet worden bin, nach Gotha zurückgekehrt bin ..., wende ich mich unserer ‚Bremer Nordfahrt‘ wieder zu, um dieselbe einen Schritt weitergebracht zu sehen. Von Herrn Rosenthal, der, wie Sie sich erinnern, die Sache nun weiter, eingehender und im Detail, in Erwägung ziehen will, ... habe ich bis dato nichts weiter gehört. ...“ Neben dem oben erwähnten Albert Rosenthal (1828–1882), Kapitän, Werftinhaber, Reeder aus Bremerhaven, lernte er auch den Journalisten und Stenographen der Bremer Bürgerschaft Moritz Lindeman (1823–1908) kennen, der sich später als wichtige Stütze der Bremer Polaraktivitäten erwies.



August Petermann (1822–1878), Aufnahmejahr 1855



Moritz Lindemann (1823–1908)

Das oben zitierte Schreiben beinhaltet ferner eine Einladung nach Gotha, wo mit anderen Herren über die Expeditionsausrüstung beraten werden sollte. Als Tagesordnungspunkte wurden genannt: „1, Wahl eines Dirigenten der Erforschungsgesellschaft – 2, Kosten von 2 Booten – 3, Kosten von 2 Blockhäusern – 4, Kosten der Verproviantierung auf 2 Jahre ...“

Ersichtlich wurde hier im großen Maßstab eine Expedition mit zwei Schiffen geplant. Petermann glaubte nämlich, man könne die „Flottengelder des Nationalvereins“, die nach Gründung des Norddeutschen Bundes frei geworden waren, für die Finanzierung des Unternehmens einwerben. Auch diese Hoffnung erfüllte sich nicht. Nun war guter Rat teuer. Petermann hoffte durch Vermittlung Breusings die Unterstützung prominenter Bremer Kaufleute und Reeder zu erlangen, aber im Frühjahr 1868 kristallisierte sich heraus, dass aus diesen Kreisen kurzfristig keine substantielle finanzielle Unterstützung zu erwarten war. Zwar wurde grundsätzliches Interesse versichert, aber als frühester Zeitpunkt für ein größeres Expeditionsvorhaben das Frühjahr 1869 diskutiert.

Petermann war verständlicherweise enttäuscht. Er überraschte dann mit der Nachricht, dass er eine Expedition im kleinsten Maßstab an die Ostküste Grönlands unter der Leitung des österreichischen Marineoffiziers Karl Weyprecht (1838–1881) einleiten wolle. Zwar lehnte Breusing diese Idee nicht ab, Petermann musste aber erkennen, dass er sich mit der Durchführung dieses Vorhabens zukünftige finanzielle Unterstützung aus Bremen verbauen würde.

Carl Koldewey organisiert und führt die erste deutsche Nordpolarfahrt

Als sich herausstellte, dass Weyprecht aus gesundheitlichen Gründen als Kapitän einer Expedition nicht in Frage kam, machte Petermann in den ersten Märztagen 1868 die von Breusing vermittelte Bekanntschaft des aus Bücken bei Bremen gebürtigen Carl Koldewey (1837–1908). Er war ein erfahrener Steuermann und hatte an der Polytechnischen Hochschule in Hannover und an der Universität Göttingen Mathematik, Physik und Astronomie studiert.

Koldewey war fest entschlossen, eine Fahrt nach Ostgrönland auszuführen und fand in Hamburg und Bremen breite Unterstützung. Sein zielstrebiges, erfolgreiches Vorgehen und die Tatsache, dass eine Kostendeckung des Expeditionsvorhabens durch Sammlungen erreichbar schien, ermutigte Petermann zur Aufnahme eines großen Geldbetrages, so dass Koldewey mit 3500 Talern in der Tasche schon am 3. April zum Ankauf eines Schiffes nach Norwegen abreisen konnte. Am 24.5.1868 verließ Koldewey mit zwei Steuerleuten und neun Mannschaftsmitgliedern mit der „nordischen Jacht“ „GRÖNLAND“ den Hafen von Bergen (Koldewey 1871).

Zweimal, Anfang Juni und Ende Juli, versuchte er, zwischen 75°N und 79°N vergeblich die Ostküste Grönlands anzusegeln. Auch ein Vorstoß nach Osten, zwischen der Bäreninsel und Spitzbergen, scheiterte an der Eis- und Wetterlage.

Schnell gelang dann Anfang August die nördliche Rundung Spitzbergens und das Einlaufen in die Hinlopenstraße. Die Idee, von hier aus ostwärts nach „Gillis Land“ (Kvitöya) vorzustößen, erwies sich als undurchführbar.



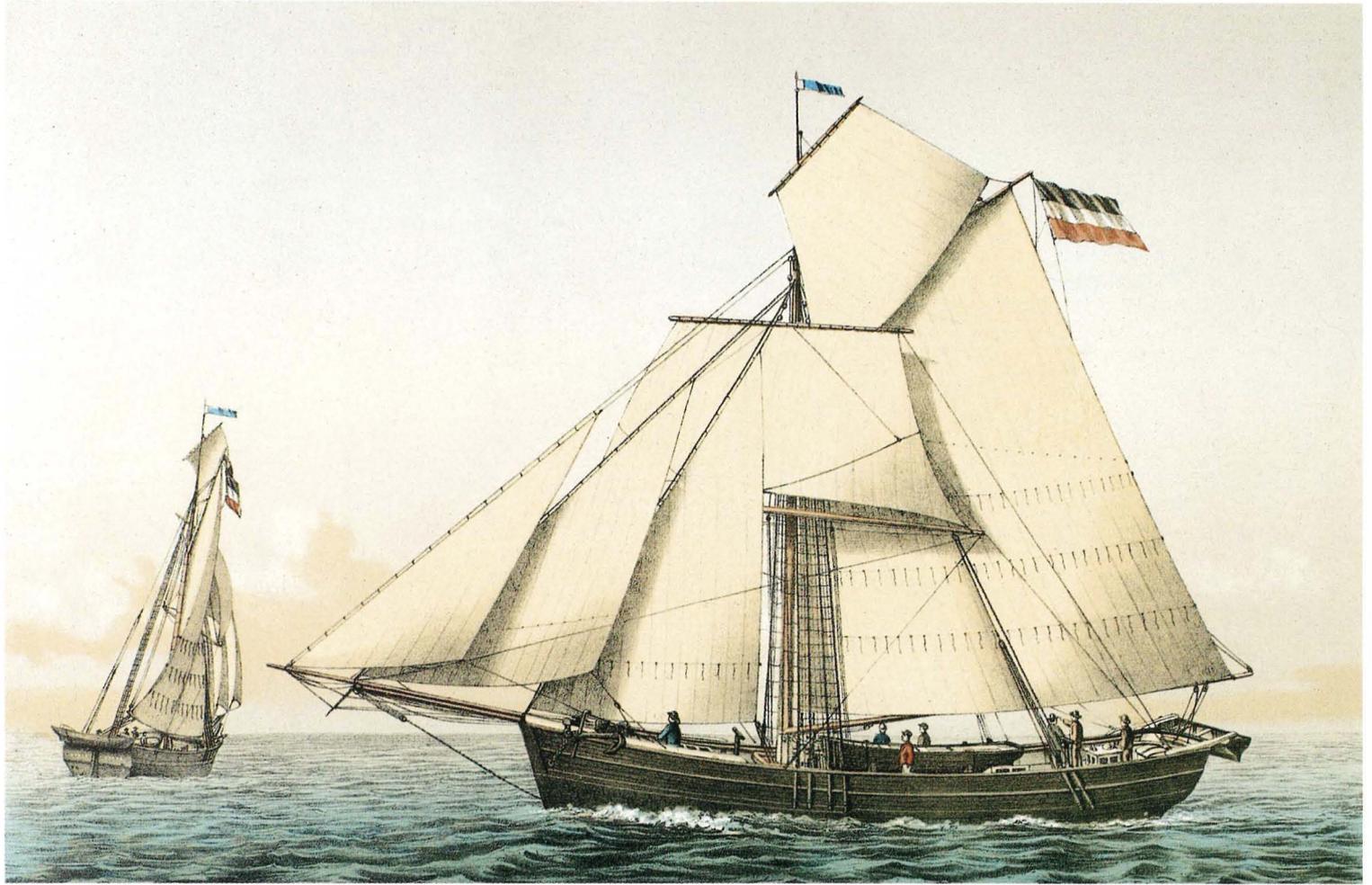
Carl Koldewey (1837–1908), Aufnahmejahr 1872

Im Zuge der Heimreise gelang es, bis zu einer Breite von 81°05'N aufzukreuzen. Als am 11. Oktober die „GRÖNLAND“ in Bremerhaven einlief, wurde den Expeditionsteilnehmern ein enthusiastischer Empfang bereitet. Noch heute liegt die GRÖNLAND segeltüchtig vor dem Deutschen Schiffahrtsmuseum in Bremerhaven.

Diese erste deutsche Nordpolarexpedition war ein Erfolg, denn man hatte wichtige Erfahrungen zu den Eisverhältnissen vor Ostgrönland gesammelt und erste Vorstellungen davon bekommen, wie eine wissenschaftliche Schiffsexpedition ausgerüstet werden müsste.

Das Bremer Comité und die zweite deutsche Nordpolarexpedition

In Bremerhaven veranstaltete der Nautische Verein ein großes öffentliches Fest anlässlich der Heimkehr der Polarfahrer, und in Bremen feierten am 24. Oktober 150 Personen, unter ihnen Prominente aus Politik, Wirtschaft und Wissenschaft. Dabei wurden zwischen dem aus Gotha angereisten Petermann und den Herren Lindeman, Breusing, Koldewey, Rosenthal und Hermann H. Meier (1809–1898) die Pläne für eine weitere Expedition im Jahre 1869 angesprochen. Diese Pläne konkretisierte Petermann umgehend: Die neue Expedition sollte aus zwei Teilen bestehen. Aus einer Landexpedition auf der Basis Ostgrönland und einer Seeexpedition zum Vordringen nach Norden über einen Kurs östlich von Spitzbergen. Zwei Schiffe waren demgemäß notwendig. Dabei dachte Petermann an die Charterung der beiden modernen Bremerhavener Fangschiffe Rosenthals. H. H. Meier



„GRÖNLAND“



Teufelsschloss



Einsegeln der Boote

wurde von Petermann als Zuwendungsgeber aufgefasst. Diese Hoffnung auf eine problemlose Finanzierung erfüllte sich nicht, aber Petermann hatte den stattlichen Betrag von 17 000 Talern aus der unerwartet erfolgreichen Sammlung für die erste Nordfahrt übrig behalten. Außerdem besaß man ja noch die „GRÖNLAND“, deren formeller Eigner Koldewey war. Auf Basis dieser Kapitaldecke beschloss Petermann, in Absprache mit Koldewey, die Bestellung eines kleinen eistauglichen, hölzernen Dampfers. Die Tecklenborg-Werft in Bremerhaven wurde am 5. März mit dem Bau des Expeditionsschiffes beauftragt, das später den Namen „GERMANIA“ erhielt.

Am 9. April tagte erstmals das bremische Comité für die zweite deutsche Nordpolarfahrt. Die Hauptarbeit der Expeditionsvorbereitung, die sich auf knappe drei Monate zusammendrängte, leisteten Moritz Lindeman (Sekretär), George Albrecht (1834–1898, Rechnungsführer) und Alexander G. Mosle (1827–1882, Vorsitzender). Über die Einzelheiten dieser Arbeit ist im Staatsarchiv Bremen noch Aktenmaterial vorhanden.

Die zweite deutsche Nordpolarexpedition verließ Bremerhaven unter großer öffentlicher Anteilnahme der Bevölkerung am 15.6.1869 mit zwei Schiffen (s. Beitrag Hempel, Abb. 5). Die Kosten der Expedition, die letztlich über 80 000 Taler betragen, waren zu diesem Zeitpunkt nur zu rund 50 % gedeckt.

An Bord der von Koldewey geführten „GERMANIA“ (ein 26 m langer Schoner mit einer 22 kW leistenden Hilfsmaschine) befanden sich neben der zwölköpfigen seemannischen Besatzung vier Wissenschaftler; an Bord der Schonerbrigg „HANSA“, befehligt von Paul Hegemann

(1836–1913), waren zwei Wissenschaftler und elf Besatzungsmitglieder. Es gab viele Probleme – der 700 Seiten starke Bericht der Expedition liest sich teilweise wie ein Abenteuerroman: Trennung der „HANSA“ von der „GERMANIA“ schon Ende Juli 1869. Zerstörung der „HANSA“ durch Eispressung vor der grönländischen Küste im Oktober. Nach einer rund 1000 sm langen Reise auf driftenden Eisschollen Ankunft der Besatzung am 13.6.1870 in Friedrichsthal westlich von Kap Farewell, Ende der Odyssee am 3. September in Kopenhagen.

Die „GERMANIA“ konnte die Küste erreichen und überwinterte südlich der Sabine-Insel auf 74°30'N. Auf einer Schlittenreise im Frühjahr 1870 wurde die Rekordbreite von 77°N erreicht. Trotz der durch die Abwesenheit der „HANSA“ stark reduzierten personellen Ressourcen der Expedition wurden umfangreiche Beobachtungen, Vermessungen, Sammlungen und Explorationen durchgeführt, von denen noch viele deutsche Namen auf der Karte Ostgrönlands zeugen.

Auswertung und Bedeutung der Daten – Zukunft der Ostgrönlandforschung

Nach Rückkehr der Expedition waren die Sicherung der Sammlungen und die Datenauswertung das vordringliche Anliegen des Bremer Comité. Dazu wurde im Herbst 1870 ein rechtsfähiger Verein gegründet, dem das Eigentum an den Messergebnissen, Sammlungen und Vermögenswerten der Expedition übertragen wurde. Dieser „Polarverein“ bemühte sich frühzeitig u.a. um Unterstützung durch die Berliner Gesellschaft für Erdkunde, mit



„GERMANIA“, zweite deutsche Nordpolarexpedition

dem Ziel der Erweiterung zu einer deutschen Nordpolar-Gesellschaft. Dies scheiterte im Wesentlichen an Streitigkeiten mit Petermann (Krause 1992). Allen Hindernissen zum Trotz wurde jedoch die Fertigstellung der insgesamt fast 1700 Seiten starken Publikation vom Polarverein weiter betrieben. Koldewey – inzwischen Assistent, später Abteilungsleiter an der Seewarte in Hamburg – war daran maßgeblich beteiligt. Dieses Werk zeigte, dass die deutsche Ostgrönlandexpedition auch im wissenschaftlichen Sinne eine bedeutende Pionierleistung war (Verein für die Deutsche Nordpolarfahrt, 1874).

Es lag auf der Hand, dass eine Fortsetzung der Arktisforschung mit Ostgrönland als Basis nützlich und erfolgversprechend war. Ein diesbezüglicher Plan – 1871 vom Polarverein durch Koldewey erstellt – beinhaltete explizit eine umfassende internationale Kooperation, um zeitgleich an verschiedenen Orten messen zu können. Die Bremer baten die Gesellschaft für Erdkunde in Berlin um eine Stellungnahme. Diese wurde ihnen im März 1872 mit dem Hinweis vorenthalten, dass man zunächst das Erscheinen der Publikation zur Ostgrönlandexpedition abwarten wolle. Als dieser Vorbehalt am Jahresende 1874 entfallen war, trat der Polarverein, angespornt durch Lindeman und Otto Finsch (1839–1917) mit einem Antrag auf Bereitstellung von 900 000 Mark zur Förderung einer Expedition nach Ostgrönland an die Reichsregierung heran. Die Bremer beanspruchten nicht die wissenschaftliche Kompetenz für die durchzuführenden Programme, hatten aber die klare Vorstellung, dass die Koordination und Organisation der Expedition verantwortlich durch ein Büro in Bremen durchzuführen seien.

Geplant war die Kooperation mit britischen Kollegen, die eine Expedition an die Westküste Grönlands vorbereiteten.

Die Reichskommission zur Begutachtung der Polarforschung

Die Bremer hatten in ihrem Antrag die Prüfung ihrer Eingabe „durch eine Commission von Fachmännern“ gefordert (3.1.1875). Das Reichskanzleramt berief tatsächlich eine „Kommission zur Begutachtung von Fragen der Polarforschung“ (1. Sitzung 4.10.1875). Dreizehn bedeutende Wissenschaftler erarbeiteten ein relativ umfassendes erstes deutsches Polarforschungsprogramm. Es empfahl eine räumliche Beschränkung der Aktivitäten auf Ostgrönland und Spitzbergen. Zwar kennzeichnet der Bericht die Polarforschung als hochwichtige wissenschaftliche Aufgabe, vermeidet aber eine explizite Äußerung darüber, welche Maßnahmen zu ihrer Etablierung ergriffen werden sollten.

Mit Beschluss des Bundesrates vom 6. März 1876 wurde der Bremer Antrag „mit Rücksicht auf den Inhalt des Kommissionsberichtes“ abgelehnt. Die Begründung der Ablehnung wirft Fragen auf, denn der Bremer Antrag stand keineswegs im Widerspruch zum wissenschaftlichen Teil des Kommissionsberichtes; speziell dann nicht, wenn man die entsprechenden Sitzungsprotokolle berücksichtigt. Das gilt auch für den Teil des Berichtes, der die Modalitäten der Durchführung berührt. Die Kommission empfahl ein gemischtes System aus festen Stationen und Forschungsfahrten (per Schiff und Schlitten)

mit Überwinterungen – wobei an die von der zweiten deutschen Polarfahrt in Ostgrönland erreichten Punkte angeknüpft werden sollte –, während die Bremer eine Schiffsexpedition mit Überwinterung und Schlittenreisen in Erweiterung der vorangegangenen Ostgrönlandexpedition vorschlugen.

Zu den Folgen des Kommissionsberichtes von 1875

Im Kommissionsbericht wird auch von Aufgaben gesprochen, deren Lösung nur durch internationale Beteiligung zu erreichen sei. Es wird empfohlen, Beobachtungsstationen um die arktische Kalotte zu verteilen. Dieses wurde von Politikern so interpretiert, dass Polarforschung nur dann wissenschaftlich sinnvoll und förderungswürdig sei, wenn sie international und simultan durchgeführt werde. Diese Einstellung war im Einklang mit der systematischen Agitation, die Weyprecht ab 1875 für feste, zirkumpolare Beobachtungsstationen betrieb. Sie führte letztlich zu dem starken Engagement deutscher Wissenschaftler für das erste „Internationale Polarjahr“ 1882/83.

Da das spezielle Bremer Anliegen – die geographische Erforschung der Ostgrönlandküste, gekoppelt mit der Bearbeitung verschiedener wichtiger wissenschaftlicher Fragestellungen – private Möglichkeiten weit überstieg und die Wirtschaft und speziell die Reedereien damals in einer Depression steckten, war der Bremer Polarverein nun am Ende mit seinem Latein. Die Umwandlung in die „Geographische Gesellschaft in Bremen“, 1876 mit allgemeineren Zielen als sie zuvor der Polarverein verfolgte, war eine konsequente Entscheidung.

Expeditionen der Geographischen Gesellschaft in Bremen

Die erste Expedition der Gesellschaft wurde durch ein russisches Mitglied, Alexander Sibiriakoff (1849–1933), gefördert. O. Finsch, der Zoologe Alfred Brehm (1829–1884) und Graf Waldburg-Zeil (1841–1890) konnten dadurch im Sommer 1876 eine Reise nach Westsibirien unternehmen (Finsch).

Erkennbar wird die gegenüber dem Polarverein geänderte wissenschaftliche Zielrichtung der Gesellschaft, die nun wirtschaftsgeographische Fragen favorisierte. Bremer Kaufleute, voran Ludwig Knoop (1821–1894), interessierten sich stark für die wirtschaftliche Erschließung Sibiriens über die Flüsse Jenissei und Ob. Knoop, Schwiegervater von Albrecht, besaß verschiedene Firmen in Russland und war Geschäftspartner von Sibiriakoff.

Unter der Leitung des in der Navigation in eisbedeckten Meeren erfahrenen Kapitäns Eduard Dallmann (1850–1896) aus Blumenthal wurden mit wechselndem Erfolg in den Jahren 1877–1883 Handelsreisen in das Mündungsgebiet des Jenissei durchgeführt. Auftraggeber waren Sibiriakoff (1877) und Knoop/Albrecht. (Abel 1978, Wieting 1993, Pawlik 1996). Briefe und Berichte Dallmanns an seine Reeder finden gelegentlich Eingang in die Publikationen der Gesellschaft. An der ersten deutschen Reise in die Antarktis, die unter Dallmanns Führung 1873/74 mit dem dampfgetriebenen Fangschiff „GRÖNLAND“ (nicht identisch mit Koldeweys „GRÖNLAND“) stattfand, hatte die Geographische Gesellschaft

in Bremen keinen Anteil. Diese Reise war durch Rosenthal initiiert, der zuvor eine „Polar-Schiffahrts-Gesellschaft“ mit Sitz in Hamburg gegründet hatte.

1877 erschien der erste Jahrgang der Zeitschrift der Geographischen Gesellschaft: „Deutsche Geographische Blätter“ (DGBI). Sie ersetzte die bis dahin erschienenen „Mittheilungen des Vereins für die deutsche Nordpolarfahrt“, eine Publikation, die sich großer Beliebtheit erfreut hatte. Schwerpunktthema der DGBI sind die Polarforschung, die wirtschaftliche Entwicklung polarer und subpolarer Gebiete, nicht selten einhergehend mit den Themen Walfang und Fischerei.

1881/82 führten die Gebrüder Arthur (geb. 1851) und Aurel Krause (1848–1908) im Auftrag der Gesellschaft Forschungsreisen nach der Tschuktschen-Halbinsel und nach Alaska aus. Neben vielen spannenden Originalberichten der Krauses, die in zwei Jahrgängen der DGBI erschienen, folgte dieser Expedition auch eine Monographie (Krause, A. u. A. 1881–1882, und Krause 1886). Die nicht unerheblichen Kosten der Forschungsreise wurden vollständig von George Albrecht übernommen.

Es gelang noch einmal, „durch Beiträge der kaufmännischen Mitglieder unserer Gesellschaft“ – wie Lindeman sich ausdrückte – eine Expedition in die eigentliche Polarregion zu entsenden. Der Zoologe Willy Kükenthal (1861–1922) und W. Walter führten im Sommer 1889 eine vielbeachtete Forschungsreise nach „Ost-Spitzbergen“ durch. Forschungsgebiete waren Nordaustlandet und andere östlich von Spitzbergen gelegene Inseln (Kükenthal 1890).

Im Laufe des Geographentages 1895 in Bremen konstituierte sich die Deutsche Kommission für Südpolarforschung, aus deren Aktivitäten die erste deutsche Antarktisexpedition 1901 hervorging. Damit bewahrheiteten sich Neumayers Worte: dass „Bremen, das in der deutschen Nord-Polar-Fahrt in den Jahren 1868–1870 die Initiative ergriffen hatte, auch mit Recht als die Ursprungsstätte für die deutsche und damit auch zu einem guten Teil für die internationale Südpolarforschung angesehen werden kann“ (Neumayer 1901, Krause 1995).

Literatur

- Abel, H., „Commerzielle Pionierfahrten“ zur westsibirischen Eismeerküste (1876–1884), Jahrbuch der Wittheit, Band 22, 1978
- Abel, H. und Jessen, H., Kein Weg durchs Packeis, Schriften der Wittheit, Band 21, 1954
- Finsch, O., Reise nach Westsibirien, Verlag E. Wallroth, Berlin 1879
- Kohl, J. G., Die erste deutsche, von der Weser aus um das Jahr 1040 veranstaltete Entdeckungsreise zum Nordpol, Mittheilungen aus Justus Perthes' Geographischer Anstalt über wichtige neue Erforschungen auf dem Gesamtgebiete der Geographie von Dr. A. Petermann, (PGM) 15. Band, 1869
- Koldewey, C., Die erste deutsche Nordpolarexpedition im Jahre 1868, PGM Ergänzungsheft 28, Gotha 1871
- Krause, A., Die Tlinkit-Indianer, Jena 1886
- Krause, A. u. A., 1881–1882, Die Expedition der Bremer Geographischen Gesellschaft nach der Tschuktschen-Halbinsel (Sommer 1881) und Alaska, Beitrag in 4 Teilen, DGBI, Bremen 1881, 1882
- Krause, R. A., Die Gründungsphase deutscher Polarforschung 1865–1875, Berichte zur Polarforschung 114, Bremerhaven 1992
- Krause, R. A., 1995, Gründerjahr der deutschen Südpolarforschung, Schiffahrtsarchiv Band 19, S. 141–162, Bremerhaven 1997
- Kükenthal, W., Forschungsreise in das Europäische Eismeer 1889, DGBI, Bremen 1890
- Neumayer, G. von, Auf zum Südpol!, Vita Deutsches Verlagshaus, Berlin 1901
- Pawlik, P.-M., Von Sibirien nach Neu Guinea, Verlag Hauschild, Bremen 1996
- Verein für Deutsche Nordpolarfahrt in Bremen (Hrsg.), Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter der Führung des Kapitäns Karl Koldewey, 2- und 4-bändige Ausg., Brockhaus, Leipzig 1874
- Wieting, L. (Hrsg. Horst Gnetner), Bremer Seeleute in Sibirien, J. H. Döll Verlag, Bremen 1995

Die Erde ist ein feuchter Fußball

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung,
Bremerhaven

Man stelle sich vor, die Erde sei ein vom Regen feuchter Fußball, der sich – mit Spin durch einen professionellen Kick – durch die Luft bewegt. Der feuchte Film auf diesem Ball, vielleicht einen Bruchteil von einem Millimeter dick, ist der Ozean. In diesem Vergleich der Größen wäre die untere Atmosphäre, die das gesamte Wettergeschehen beherbergt, nur unwesentlich dicker, und flache, aus dem Film herausragende Verbeulungen wären die Kontinente. Was hielte man von einem Wissenschaftler, der behauptet, dass in diesem Film strukturierte „großskalige“ Bewegungen existieren, die sich weit um die Rundungen des Balls erstrecken und stark vom Spin beeinflusst sind und an der Westseite der Ozeanbecken starke Strahlströmungen darstellen, dass der Film durch „globale“ Umwälzbewegungen ständig Oberflächenwasser nahe den Polen absinken lässt, in einer den gesamten Ball umspannenden Zirkulation in der Tiefe nahe der Balloberfläche zu den Antipoden und weiter führt, dort aufquellen lässt und, um die Kontinente schlingend, wieder zum Ausgangspunkt zurückführt?

In diesem Vergleich stimmen die Skalenverhältnisse – und die Behauptungen des Wissenschaftlers, wenn er denn über den Ozean auf unserer realen Erde spräche. Viele andere wichtige Sachverhalte des wirklichen Ozeans fehlen natürlich auf dem Ball, so z.B. die zentral gerichtete Schwerkraft der Erde, auf die Wasserkörper mit unterschiedlicher Dichte (Temperatur oder Salzgehalt) mit unterschiedlichem Auf- oder Abtrieb reagieren, und die Windsysteme und Wärmeverteilungen in der den Ball umgebenden Lufthülle, die ozeanische Strömungen antreiben.

Klimafaktoren

Die für menschliche Belange wichtigsten Klimavariablen Temperatur und Niederschlag werden wesentlich durch Austausch von Wärme und Feuchte mit dem Ozean und dem Land bestimmt. Da der Ozean in über 72 % der Erdoberfläche in direktem Kontakt mit der Atmosphäre steht, wird die Atmosphäre vorzugsweise von ozeanischen Bedingungen beeinflusst. Weitere eindrucksvolle Zahlen und Sachverhalte machen die bedeutsame Rolle des Ozeans im Klimageschehen auf unserer Erde offensichtlich.

Der Ozean ist für die Atmosphäre eine unbegrenzte Quelle von Wasserdampf. Er gibt über das Jahr gemittelt etwa siebenmal soviel Feuchte ab, wie über Landflächen verdunstet wird. Die Niederschlagsmenge und auch deren regionale Verteilung, d.h. die Lage der Hauptniederschlagsgebiete, sind von ozeanischen Oberflächenbedingungen und der Wasser- und Landverteilung abhängig. Zur Erhöhung der Temperatur von einem Kubikmeter Wasser um ein Grad Celsius werden etwa 4 Millionen Wattsec an Energie gebraucht – für das gleiche Volumen Luft nur tausend Wattsec. Der Wärmehalt der gesamten Luftsäule vom Erdboden bis zum äußersten Rand der



Atmosphäre (in ca. 100 km Höhe) findet sich daher schon in den obersten 3 Metern des Ozeans wieder. Der Ozean stellt somit den bedeutendsten Langzeitspeicher für Wärme auf unserem Planeten dar. Er nimmt etwa doppelt soviel Energie aus der direkten Sonneneinstrahlung 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 die wichtigste Wärmequelle der unteren Atmosphäre.

Die Wärmeabgabe geschieht über das ganze Jahr. So 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 der Atmosphäre an den Ozean bestimmt nicht nur Klimabedingungen von Saison zu Saison, sondern auch über Jahre bis zu Jahrhunderten. Diese thermische Trägheit des Ozeans zeigt sich auch in räumlichen Klimadifferenzen, z.B. in dem Unterschied zwischen See- und Landklima. Bereits zwischen Bremen und Berlin gibt es erhebliche klimatische Unterschiede. Der Ozean speichert die vergangenen Zustände der Atmosphäre in seinem ‚Langzeitgedächtnis‘ und bestimmt mit diesem Wissen die zukünftige Entwicklung des Wetters und Klimas. Die ozeanische Zirkulation hat somit eine zwiespältige Rolle im Klimasystem. Als Feuchte- und Wärmequelle ruft der Ozean einerseits Klimaschwankungen hervor, und durch sein enormes Speicherpotential von Wärme dämpft er diese wiederum. Bedingt durch die starke Kopplung der Atmosphäre an die ozeanischen Oberflächentemperaturen ist das Klimageschehen in der Atmosphäre an den Ozean gekettet und beeinflusst wiederum dessen Zirkulation durch Reibung der Winde und Wärmeaustausch an der Ozeanoberfläche.

Die großräumige, klimatisch langsam veränderliche Zirkulation in der Luft- und Wasserhülle der Erde spielt sich vorzugsweise in horizontalen und vertikalen Zirkulationszellen von globalem Maßstab ab. Ozean und Atmosphäre beeinflussen sich in diesen Zellen gegenseitig durch Übertragung von mechanischer und thermischer

Energie und von Süßwasser. Die vertikalen Zellen werden wesentlich durch thermische Unterschiede getrieben, im Ozean zusätzlich durch Kontraste im Salzgehalt der Wassermassen. In diesem Zusammenhang tritt die Bedeutung des Meereises durch seine Fähigkeit hervor, den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre zu reduzieren und durch Gefrieren salzreiches und daher schweres Wasser zu bilden, das durch Konvektion (Absinken als Folge von Dichteerhöhung) die ozeanische Tiefenzirkulation antreibt. Die Zirkulation in diesen großen Zellen trägt durch Ineinandergreifen von Konvektionsprozessen und Advektion (Transport als Folge der Strömungen) von Wärme zum polwärtigen Wärmetransport bei. Dieser wird in etwa gleichem Maße von Ozean und Atmosphäre und dort von den großräumigen Zellen und kleinräumigen Wirbelfeldern getragen. Durch die ozeanische Zirkulation werden aber nicht nur Wärme und Salz umverteilt, sondern auch Nährstoffe, Sauerstoff, Sedimente und chemische Spurenstoffe.

Fluktuationen der Intensität der Zirkulationssysteme – hervorgerufen durch die interne Dynamik des komplexen nichtlinearen Systems oder durch externe Einflüsse (wie etwa der Erhöhung von Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre) – stellen klimatische Veränderungen dar. Die enge Verknüpfung von Wärmetransport, Strömungssystemen der großen Zellen und der Wirbelaktivität ist dabei offensichtlich. Sie ist aber keineswegs so gut verstanden, dass diese Prozesse gegenwärtig in Klimamodellen zufriedenstellend repräsentiert werden können. Dies betrifft insbesondere die oben erwähnten klimarelevanten Prozesse in den Polargebieten – einerseits, weil sie für Beobachtungen schwer zugänglich sind, und andererseits, weil sie durch die Einbeziehung der Meer-, Schelf- und Landeismassen und der zirkumpolaren Gestalt des Südlichen Ozeans eine größere Komplexität besitzen als Klimaprozesse in mittleren und äquatorialen Breiten.

Antrieb

Die ozeanische Zirkulation wird durch die Struktur und Stärke der Windsysteme, der regionalen Unterschiede des Angebots von Niederschlag und der Aufnahme und Abgabe von Wärme an der Oberfläche bestimmt. Die Gestalt der Ozeanbecken – einschließlich der Tiefseetopographie – spielt ebenfalls eine bedeutende Rolle.

Für die Austauschvorgänge zwischen Ozean und Atmosphäre sind der Zustand der obersten Schicht des Ozeans, der etwa 50–200 m mächtigen Deckschicht, und die sie kontrollierenden dynamischen und thermodynamischen Prozesse von unmittelbarer Bedeutung. Deckschichtprozesse spielen sich in Zeiträumen von Tagen bis zu Monaten ab. Auf längeren Zeitskalen von Dekaden und Jahrhunderten spielt der ozeanische Transport von Wärme vom Äquator zu den Polen eine wichtige Rolle. Dieser wird nicht nur durch den thermischen Zustand der Deckschicht, sondern durch die gesamte Struktur der thermischen Schichtung und der Strömungen bestimmt. Alle diese Komponenten der ozeanischen Zirkulation – polwärtiger Wärmetransport, Schichtung und Strömung – sind entscheidend für die Bildung der tiefen ozeanischen Wassermassen und werden wiederum von diesen mitbeeinflusst. Wassermassenformation stellt die Austauschvorgänge zwischen Oberfläche und Tiefsee dar.

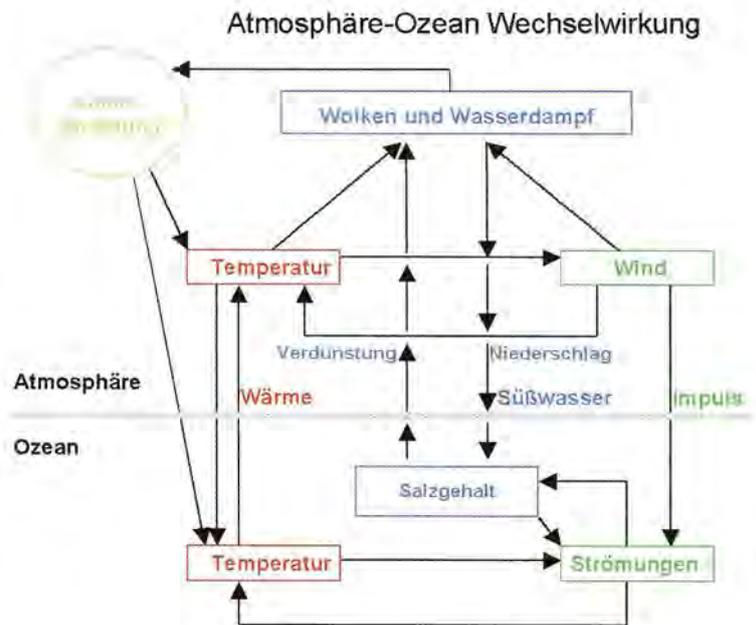


Abb. 1: Schematische Darstellung der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre. Alle Flüsse von Wärme, Süßwasser und Impuls sind Folge der solaren Einstrahlung von Wärmeenergie, die Antrieb von allen Bewegungen ist

Die daraus sich ergebende thermohaline (d.h. durch Wärme- und Salzinhalt bedingte) Tiefenzirkulation ist mit Zeitskalen von mehreren Jahrhunderten behaftet. Auf noch längeren Zeitskalen greift der Ozean in die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre ein und reguliert darüber den Strahlungshaushalt unseres Planeten und das Globalklima.

Die Antriebe der ozeanischen Zirkulation – Austausch von Impuls, Wärme- und Süßwasser mit der Atmosphäre und der Wasserabfluss von Kontinenten – sind zeitlich nicht konstant. Schwankungen der Stromsysteme und der Verteilung von Wassermassen (charakterisiert durch Temperatur und Salzgehalt) sind daher in der Regel mit Schwankungen dieser Antriebsgrößen verknüpft. Man hat allerdings auch gefunden, dass die Komplexität der ozeanischen Dynamik und Thermodynamik von sich aus Schwankungen erzeugen kann, die auch bei zeitlich konstanten äußeren Antrieben aufrecht erhalten werden können. Man unterscheidet daher zwischen interner ozeanischer Variabilität und solcher, in der die Atmosphäre über die antreibenden Flüsse aktiv beteiligt ist. Hierbei kann es sich um eine Instabilität des gekoppelten Systems handeln, d.h. Ozean und Atmosphäre agieren auf den gleichen Zeitskalen und bauen eine gekoppelte Schwingung auf. Es kann sich aber auch – im Sinne eines ‚random walk‘-Prozesses – eine niederfrequente ozeanische Variabilität durch eine stochastische Antriebskomponente, den kurzzeitskaligen Wetterschwankungen, ergeben.

Große und kleine Wirbel

Sinnvollerweise wird die Zirkulation im Ozean nach unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen eingeteilt, da die zugehörigen Bewegungsvorgänge unterschiedlicher Dynamik gehorchen und auch verschiedene Transporteigenschaften aufweisen.

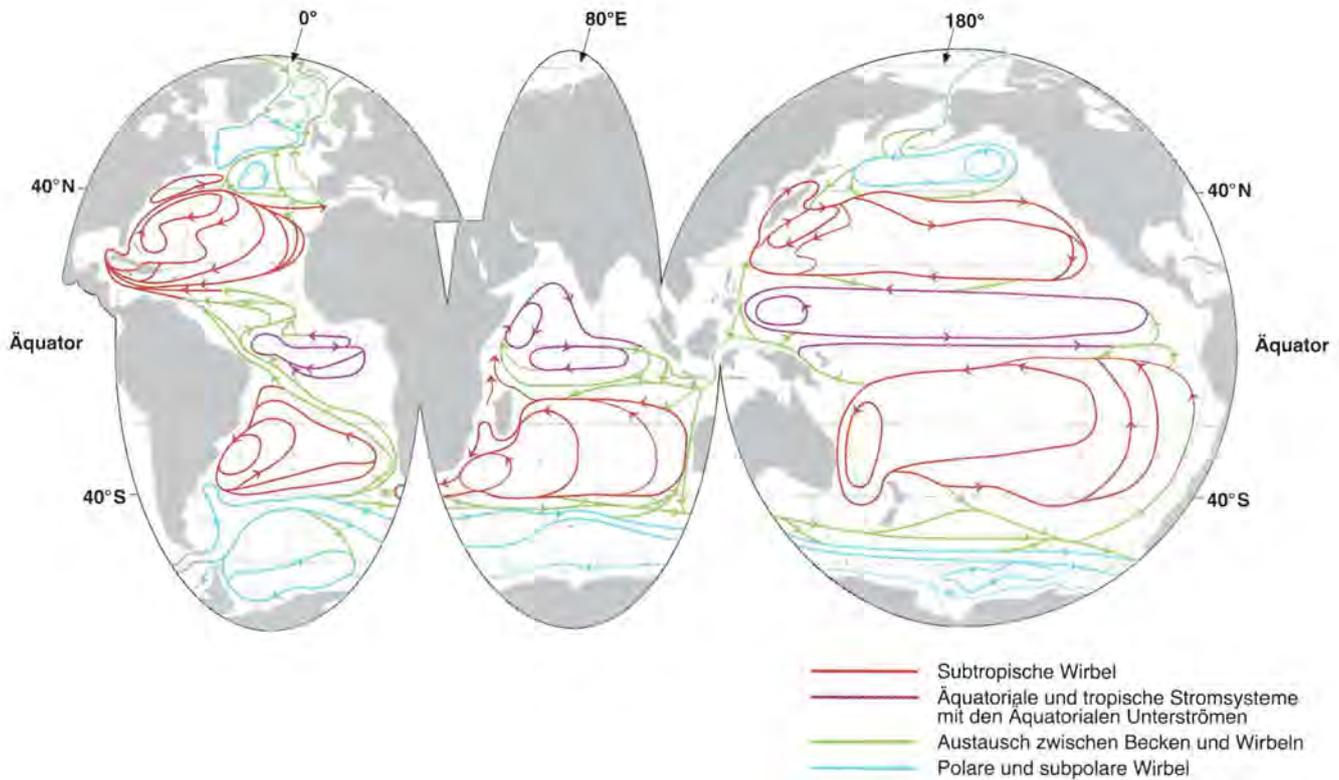


Abb. 2: Die windgetriebene Zirkulation des Weltozeans (nach Schmitz 1996). Subtropische Wirbel sind rot gezeichnet, subpolare und polare blau, äquatoriale lila, Zirkumpolarstrom (ACC) ebenfalls blau. Beachtenswert sind die schmalen westlichen Randströme in den einzelnen Ozeanbecken und die breite Sverdrup-Rezirkulation. Der graduelle südwardige Schwenk des ACC ist durch die räumliche Struktur des Windfelds bedingt

Die windgetriebene Komponente der Zirkulation ist dominant in den großen horizontalen Wirbeln, die sich über weite Teile der Ozeanbecken erstrecken und die bekannte Oberflächenzirkulation beinhalten. Abbildung 2 zeigt den windgetriebenen Transport in den Ozeanbecken. Die markantesten Erscheinungen sind die großen subtropischen Wirbel, in denen das Wasser in einem engen westlichen Bereich – dem westlichen Randstrom, wie dem Golfstrom, dem Brasilstrom und dem Kuroshio – polwärts geführt wird und auf der ganzen Breite des Ozeanbeckens in einer relativ schwachen breiten Strömung äquatorwärts rezirkuliert. Diese Asymmetrie ist durch die Rotation der Erde bedingt.

Eingebettet in der großräumigen Zirkulation sind kleinerskalige Wirbelfelder mit einer im Verhältnis zu den großen Beckenwirbeln wesentlich kürzeren räumlichen und zeitlichen Variabilität. Diese Wirbel sind im allgemeinen nicht isolierte Objekte, sie liegen in Form einer amorph Variabilität der Strömungen vor, mit einem relativ (zu den Dimensionen der Ozeane) schmalen Raum-Zeit-Spektrum von etwa 30–300 km und von Wochen bis zu Monaten. Diese Wirbelaktivität entsteht durch Instabilität der mittleren Strömung und ist daher charakteristisch für alle großen Stromsysteme. Die Wirbel erhalten ihre kinetische Energie aus der Schichtung der Wassersäule in diesen Stromsystemen, transportieren Impuls und Wärme und wirken so auf die großräumige Strömung zurück. Abbildung 3 veranschaulicht, wo diese Wirbelaktivität vorzugsweise zu finden ist. Deutlich erkennbar sind Regionen der westlichen Randströme wie der Golfstrom, der Kuroshio und der Antarktische Zirkumpolarstrom. Aber auch das äquatoriale Band weist hohe Strömungsvariabilität auf, die dort aber weniger als Folge von Instabilitäten als durch Winderzeugung und Ausbreitung schneller äquatorialer Wellen zustande kommt.

Wassermassen

Der Austausch von Wärme und Feuchte mit der Atmosphäre wird durch direkten Kontakt der beiden Medien und durch Verdunstung und Niederschlag bewerkstelligt, in polaren Regionen vorzugsweise durch Schmelzen und Frieren von Eis. Unter den mit Meereis bedeckten polaren Regionen und kalten Meeresgebieten mit hoher Verdunstung werden die Wassermassen an der Oberfläche schwerer als die darunter liegenden. Dies führt zu vertikalen Absinkbewegungen, die teilweise bis zum Meeresboden reichen. Durch diese thermohalinen Prozesse werden vertikale Umwälzungszellen der thermohalinen Zirkulation von globalen Ausmaßen erzeugt, sie „belüften“ die tiefen Wassermassen des Weltozeans.

Wassermassen stellen größere Wasserkörper mit annähernd gleichem Salzgehalt und gleicher Temperatur dar, die ihnen als charakteristische Parameter bei ihrem Bildungsprozess aufgeprägt werden. Dies geschieht vorzugsweise an der Oberfläche des Ozeans, wo Wasser durch Konvergenz von Strömungen in die Tiefe gepumpt wird oder durch Wärme- und Feuchteabgabe an die Atmosphäre schwer genug wird, um durch den Überschuss von Gewicht in die Tiefe abzusinken und die darunter liegenden leichteren Wasserelemente zu verdrängen. Aber auch durch Vermischung von Wassermassen können neue entstehen. Abbildung 4 gibt als Beispiel die Hauptwassermassen im Atlantischen Ozean wieder. Man unterteilt die tiefere Region grob in das nordatlantische Tiefenwasser (NADW), das subantarktische Zwischenwasser (SAIW) und das antarktische Bodenwasser (AABW). NADW entsteht durch Abkühlung und Verdunstung des im Nordatlantischen Strom in die Grönlandsee geführten warmen Oberflächenwassers. SAIW sinkt an der antarktischen Konvergenz ab, und AABW wird durch

Eddy Kinetic Energy (level 2, t.7.1-8all)

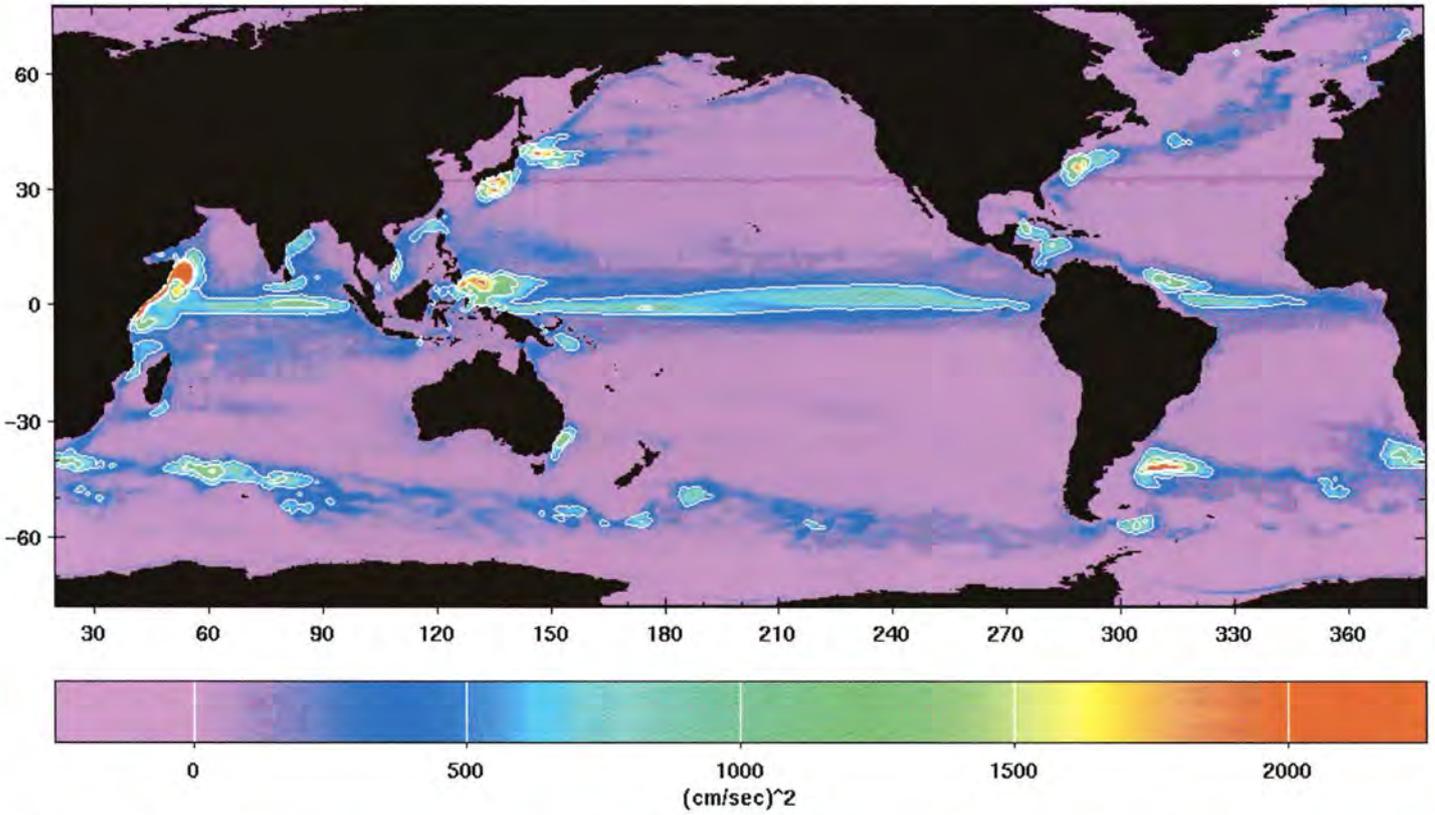


Abb. 3: Die kinetische Energie der mesoskaligen Wirbel im Weltozean (Rick Smith, pers. Mittlg.). Dies ist das Ergebnis einer 3-dimensionalen hochauflösenden Simulation mit einem numerischen Modell (POP), das weiter unten genauer vorgestellt wird. Hohe Aktivität im Mesoskalenbereich (30 bis 300 km) ist in den Regionen starker Strömungen und im äquatorialen Gürtel zu finden

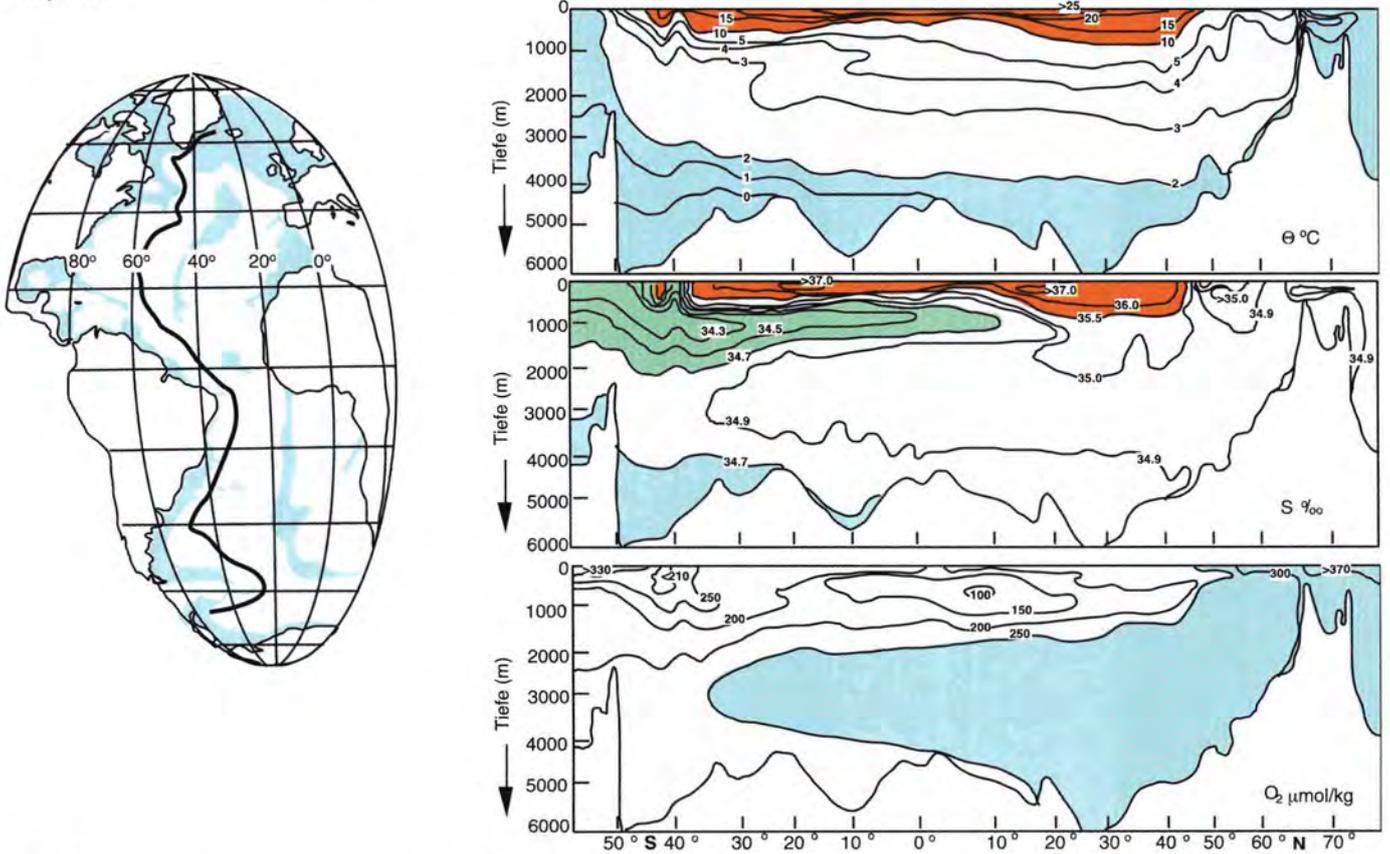


Abb. 4: Die rechte Graphik zeigt Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt entlang eines Schnitts durch den Atlantischen Ozean von der Antarktis (links) zur Grönlandsee (rechts), wie im linken Bild angedeutet. Rot gefärbt ist die Warmwassersphäre, grün (im Salzgehalt, rechts Mitte) das im Südlichen Ozean entstehende Antarktische Zwischenwasser SAIW, blau (im Sauerstoff, rechts unten) das im nördlichen Nordatlantik entstehende Nordatlantische Tiefenwasser NADW, blau (im Salzgehalt, rechts Mitte) das Antarktische Bodenwasser AABW

Abkühlung und Salzausscheidung unter den Meer- und Schelfeisgebieten rund um den antarktischen Kontinent gebildet – hauptsächlich aber im Bereich des Weddellmeers und des Rossmeers. Diese Wassermasse gehört zu den schwersten des Weltozeans und breitet sich von seinem relativ kleinen Entstehungsgebiet in die Bodenschichten aller Ozeane aus. Es ist erstaunlich, dass kleine, unwesentlich erscheinende Eigenschaften der Dichte von Meerwasser diesen vertikalen Aufbau der Wassermassen im Weltozean entscheidend regulieren. So ist z.B. das entstehende NADW noch schwerer als das AABW, wenn man den Bildungsprozess jeweils an der Oberfläche betrachtet, und erst die Kompression durch den Druck beim Absinken dreht dieses Verhältnis um. Eine minimal andere Zustandseigenschaft des Meerwassers würde ein gravierend anderes Klima auf unserem Planeten erzeugen, wenn nämlich AABW über anstatt unter dem NADW lagern würde.

Die Ausbreitung von neugeformten Wassermassen geschieht nahezu adiabatisch, d.h. durch Advektion (Verlagerung als Folge der Strömungen) unter Erhaltung von Salzgehalt und Wärme. Die Wassermassen rutschen somit auf ihren charakteristischen Dichteflächen in die Tiefe, Vermischung quer dazu ist insignifikant.

Es besteht eine enorme Größendiskrepanz zwischen den Meeresgebieten, in denen diese globale Umwälzung des Ozeans induziert wird, und dem Wasservolumen, das seine Charakteristiken – außer Temperatur und Salzgehalt auch der Gehalt an vielen Spurenstoffen – durch die thermohalinen Oberflächenprozesse aufgeprägt erhält. Atmosphärische und ozeanische Bedingungen in relativ kleinen – vorzugsweise polaren – Gebieten kontrollieren die Charakteristiken der tieferen kalten Wassermassen (circa 75 % des Volumens des Weltozeans mit Temperaturen unterhalb von 4° Celsius haben Kontakt nur zu

circa 4 % der globalen Meeresoberfläche, Wasser kälter als 2° Celsius nur zu 1 %). Dies ist in dem oberen Teil in Abbildung 4 zu sehen, der die Temperaturverteilung im Atlantischen Ozean verdeutlicht. Wasser mit der blauen Farbe ist kälter als 2° Celsius, es hat nur in Polnähe Kontakt mit der Oberfläche.

Förderbänder

Abbildung 5 zeigt im Überblick die sich daraus ergebende thermohalin getriebene Zirkulation im Weltozean. Die tiefen, schweren Wassermassen werden – wie schon gesagt – in kleinen Gebieten im nördlichen Atlantik und der Grönlandsee und in den Nebenmeeren rund um den antarktischen Kontinent, hauptsächlich im Weddellmeer, gebildet und sinken dort in die tiefen Schichten, teilweise bis zum Boden, ab. Die Tiefenzirkulation besteht aus intensiven Randströmungen an den westlichen Kontinentalabhängen und einer seichten, polwärtigen Rezirkulation in den einzelnen Ozeanbecken, in dieser Struktur wiederum durch die Erdrotation bedingt. Der Zirkumpolarstrom sorgt dabei für die Einspeisung der Wassermassen in die übrigen Ozeane. Diese tiefreichende thermohaline Zirkulation wird durch langsames Aufquellen in einigen Ozeanbecken, im Wesentlichen im Pazifischen Ozean, geschlossen und kehrt in der Oberflächenströmung in engen Wasserstraßen durch den indonesischen Archipel, den Indischen Ozean um das Kap der Guten Hoffnung in den Atlantik zurück.

Diese Komponente der Zirkulation der Ozeane ist als globale „Förderband“ (conveyor belt) bezeichnet worden, sie besorgt die Umwälzung und die Aufrechterhaltung der mittleren Schichtung der Wassermassen. Ein ähnliches Förderband wird durch das antarktische Bodenwasser im Südpolarmeer in Gang gesetzt, es ist

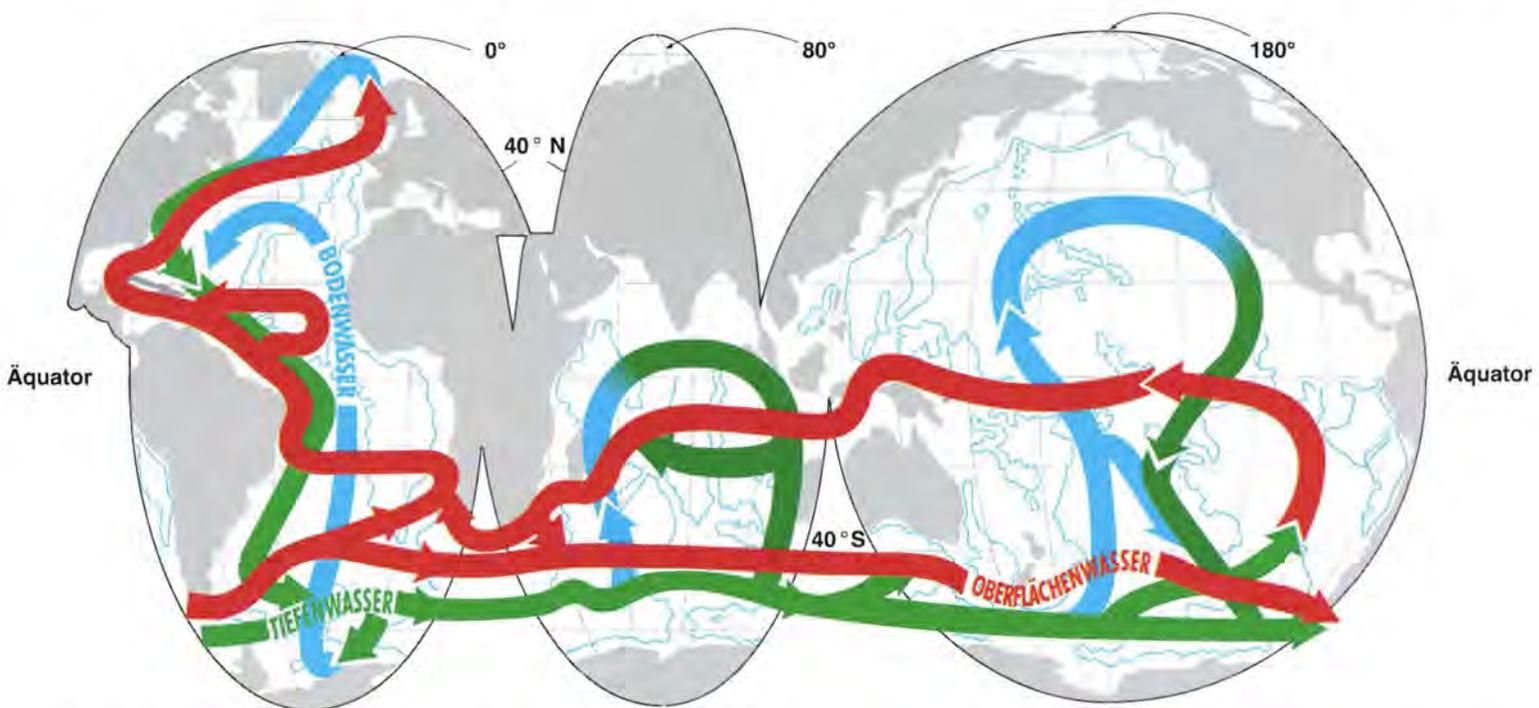


Abb. 5: Die großen Förderbänder des Weltozeans (nach Schmitz 1996). Die Oberflächenströmung ist rot, die Strömung in mittleren Tiefen grün und Bodenströmungen blau gezeichnet. Absinkregionen sind in der Grönlandsee (für das NADW) und im Weddellmeer (für das AABW) zu finden. Es gibt zwei Rückkehrrouen in den Südatlantik, die Warmwasseroute aus dem Indischen Ozean um Südafrika und die Kaltwasseroute aus dem Pazifik um Südamerika

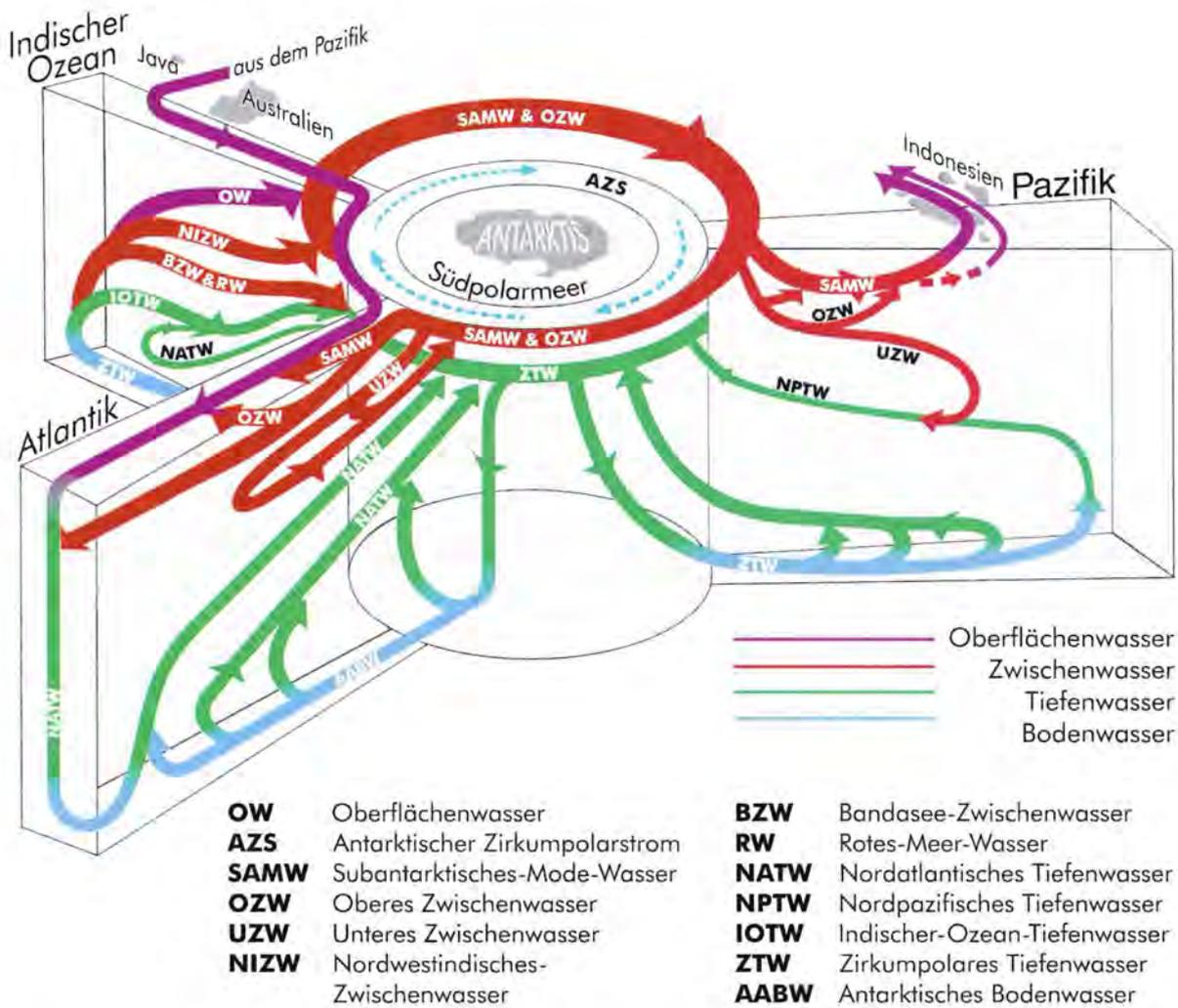


Abb. 6: Auf dieser krakenartigen Darstellung (nach Schmitz 1996) der globalen thermohalinen Zirkulation sind die beteiligten Wassermassen und ihre verschlungenen Pfade durch die Ozeanbecken etwas detaillierter dargestellt als in Abbildung 5. Die zentrale Rolle des antarktischen Wasserrings für die Umverteilung des Wassers wird deutlich

aber nicht so einfach geschlossen und auch weniger gut erforscht. 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. Auf der Abbildung 6 sind die globalen Förderbänder (die man als „Krake“ bezeichnen könnte, mit dem Zirkumpolarstrom als Zentrum) in einer schematischen Form gezeigt, die die Pfade der wichtigsten ozeanischen Wassermassen betont und so die Stockwerke des Ozeans genauer darstellt.

Das Konzept „Förderband“ ist zwar griffig, freilich aber stark vereinfacht. Ein Wasserpaket auf diesem Band 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 Horn zurück in den Südatlantik gelangen – dieser Pfad wird als Kaltwasseroute bezeichnet, im Gegensatz zur Warmwasseroute um das Kap der Guten Hoffnung. Dem Namen „Förderband“ entsprechend, transportiert diese globale Umwälzung natürlich etwas: Auf dem Abwärtsast im Nordpolarmeer werden Salz, Sauerstoff, Kohlendioxid und andere Spurenstoffe mit in die Tiefe verfrachtet, der tiefe Ozean wird hierdurch „belüftet“. Auf dem Weg durch die Weltmeere sammelt die Tiefenströmung aber auch alles auf, was von oben herabrieselt, und verbreitet dies in angrenzende Gewässer. Das ausgeschiedene und abgestorbene biolo-

gische Material von Meerestierchen und Pflanzen bildet einen kontinuierlichen Schauer von Kalkschalen, Kieselalgen und anderen Überbleibseln aus der oberflächennahen, biologisch produktiven Wasserschicht. Das Förderband hat aber selbstverständlich auch Anteil am Transport von Wärme.

Inter-Aktion

Windantrieb und thermohaline Schichtung sind in den großen Beckenwirbeln stark gekoppelt. Der dem Ozean durch Windreibung vermittelte Impuls (das Produkt aus der Masse und der Geschwindigkeit eines Wasserpakets; Änderung dieser Größe kann nach den von Isaac Newton formulierten physikalischen Gesetzen nur durch eine angreifende Kraft zustande kommen) wird durch turbulente Vermischung von der Oberfläche über eine Tiefe von 10 bis 50 Metern, der sogenannten Ekman-schicht, verteilt. Diese direkt vom Wind getriebene, oberflächennahe Strömung ist in der vertikalen Summe – dem Ekmantransport – orthogonal zum Wind. So ergibt sich im Westwindgürtel ein äquatorwärts gerichteter Ekmantransport, während die in Richtung Äquator anschließenden, subtropischen Ostwinde dort das Wasser entsprechend in Richtung Pol drängen und sich so im Zentrum des Wirbels eine Konvergenz, eine Aufwölbung der Meeresoberfläche und Abwärtsbewegung der zusammengesobenen Wassermassen, einstellt.

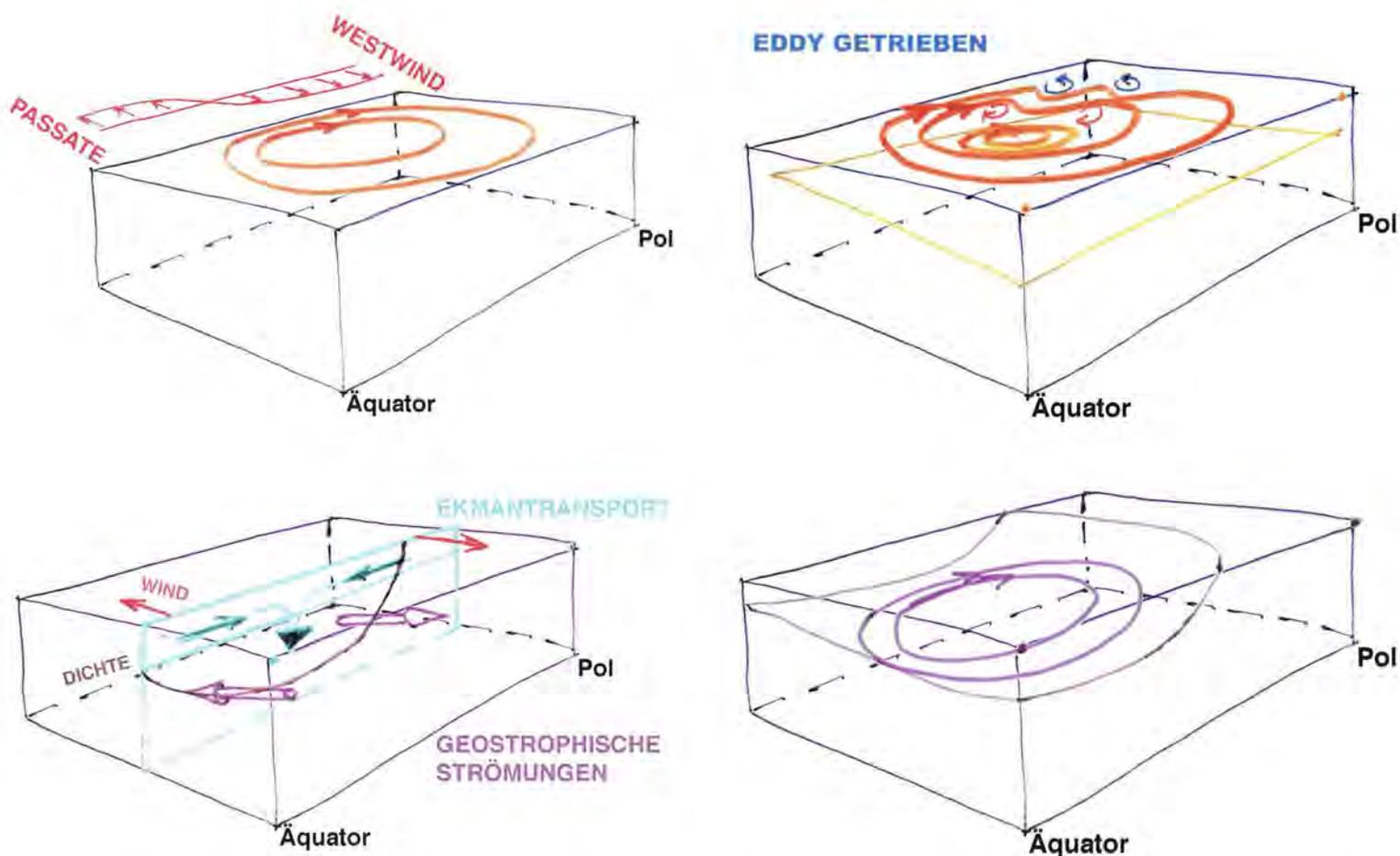


Abb. 7: Die direkt vom Wind getriebene und die indirekt durch den Wind bedingte geostrophische Zirkulation, hier dargestellt für einen subtropischen Wirbel auf der Nordhemisphäre. Oben links: die Sverdrup-Zirkulation mit westlichem Randstrom. Oben rechts: In der Regel ist der Randstrom instabil und erzeugt mesoskalige Wirbel, die wiederum tieferliegende Zirkulationszellen erzeugen. Unten ist der Mechanismus zur Einstellung der beckenweiten geostrophischen Zirkulation in mittleren Tiefen erläutert (siehe Text)

Als Folge dieser nach dem schwedischen Ozeanographen Vagn W. Ekman benannten oberflächennahen Zirkulation beulen sich die übereinandergeschichteten Dichteflächen nach unten aus und bilden eine Schüsselform, die durch die windbedingte und die thermohaline Zirkulation in der Waage gehalten wird. Die resultierenden, horizontalen Dichtegradien führen zu Druckkräften und so zu einer intensiven horizontalen, sogenannten geostrophischen Zirkulation, in der sich Druck- und Corioliskräfte balancieren und die unterhalb der Ekman-schicht die direkte windgetriebene Strömung vollständig überdeckt. In größeren Tiefen kompensieren sich die durch das Dichtefeld hervorgerufenen Druckgradienten und die durch die Schrägstellung der Ozeanoberfläche bedingten Druckgradienten weitgehend, so dass die Strömungen zum Boden sehr stark abnehmen und die Tiefsee in den Ozeanbecken im Vergleich zur Oberflächenzirkulation nahezu stromlos ist. Entsprechendes gilt – mit Auftrieb statt Abwärtspumpen in der Ekmanzirkulation – für die subpolaren Wirbel. Das Zusammenwirken dieser Prozesse ist in Abbildung 7 veranschaulicht.

Die Existenz der windgetriebenen Wirbel ist an den blockierenden Effekt der lateralen Landmassen im Osten und Westen der Ozeanbecken gebunden. Diese Barrieren halten durch Anstau des Wassers einen zonalen Druckgradienten quer über das Becken aufrecht, der den Wind-eintrag von zonalem Impuls weitgehend balanciert. So wird der seichte südwärtige Zweig der subtropischen

Zirkulationszelle, die sogenannte Sverdrupzirkulation (benannt nach dem Norweger Harald U. Sverdrup), über das geostrophische Gleichgewicht in nahezu reibungsfreier Balance ermöglicht.

Die in der oberen Darstellung vorgenommene Spaltung der ozeanischen Zirkulation in die windgetriebene und die thermohaline Komponente ist anschaulich, aber wegen der Nichtlinearität des Systems, die sich hauptsächlich in der Verfrachtung von Wärme und Salz durch die Strömung ausdrückt, nicht exakt durchführbar. Insbesondere kann man die Effekte von Wind und thermohalinem Antrieb in der meridionalen Umwälzungszelle kaum trennen.

Die ozeanische Wärmemaschine

Im langfristigen Mittel gleicht sich der Nettoenergieeintrag in den Ozean durch Einstrahlung der Sonne und der Austausch von Wärme mit der Atmosphäre aus. Letzterer wird durch Abstrahlung im Infrarotbereich (d.h. als Wärmestrahlung wie bei einem Heizkörper), turbulente Übertragung von Wärme (d.h. Austausch durch Kontakt der beiden Medien) und Wärmeübergang bei Niederschlag und Verdunstung bewirkt. Die Wärmeabstrahlung kann Energie direkt in die oberen Bereiche der Atmosphäre oder den Weltraum übertragen. Der mit dem Feuchte-austausch verbundene sogenannte latente Wärmeübergang entzieht dem Ozean durch Verdunstung

lokal die Wärme, ist aber so lange latent (verborgen), bis die im Wasserdampf gespeicherte Wärme der Atmosphäre bei der Bildung von Regentropfchen wieder 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 sogenannte Austausch von sensibler Energie hängt von der Differenz zwischen Wassertemperatur und Lufttemperatur ab und ist in den tropischen und subtropischen Regionen sehr klein. Hier dominiert der latente Wärmeübergang, dieser erbringt auch im globalen Mittel den größten Beitrag in der Wärmebilanz.

Die Benutzung des Wortes Bilanz spiegelt vor, dass Wärmeeintrag und -verlust exakt gleich sind oder sich wenigstens im zeitlichen Mittel über den Jahresgang der Sonneneinstrahlung ausgleichen. Eine solche Bilanz existiert weder lokal noch für den gesamten Ozean. Lokale Überschüsse (oder Defizite) werden durch Windturbulenz in die oberflächennahe Deckschicht des Ozeans eingemischt, dort gespeichert und durch Strömungen transportiert und stehen so zu späteren Zeiten und an anderen Orten zum Austausch mit der Atmosphäre bereit. Großräumige Imbalancen, die für lange Zeiten aufrecht erhalten werden können, stellen Klimaschwankungen dar. Prozesse, die Wärmespeicherung und -transport betreffen, sind daher grundlegende Komponenten in der Rolle, die der Ozean im Klima spielt.

Eine schematische Darstellung der ozeanischen Wärmebilanz ist in Abbildung 8 gegeben. Tropische Gebiete erfahren einen über das ganze Jahr nahezu konstanten Nettoenergieeintrag, 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. Durch vom Wind erzeugte Turbulenz ist diese Deckschicht nahezu homogen durchmischelt. Mit Einsetzen der Abkühlungsperiode im Herbst wird die

gespeicherte Wärme in die Atmosphäre entlassen, wobei der Energietransport an die Wasseroberfläche wiederum durch Windturbulenz und – als Folge der Oberflächenabkühlung – zusätzlich durch tief reichende Konvektion bewirkt wird.

In höheren Breiten hat der Ozean an der Oberfläche eine negative Energiebilanz, d.h. es wird in der Summe aller Austauschprozesse Energie an die Atmosphäre abgegeben. Das Defizit wird durch Transport von Wärmeüberschuss aus tropischen Gebieten ausgeglichen, wobei die mittleren Breiten als nahezu verlustfreie Schleuse agieren. Der Wärmetransport über einen Breitenkreis hinweg ist 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 Schichtung von der Oberfläche bis zum Boden ab. Man kann den Wärmetransport in die Anteile der mittleren, großräumigen Zirkulation (das Ozeanklima) und der mesoskaligen Turbulenz zerlegen, wobei letztere den Hoch- und Tiefdrucksystemen der Atmosphäre entsprechen, also das Wettergeschehen im Ozean darstellen. Abschätzungen aus Messungen sowie Ergebnisse numerischer Modelle deuten darauf hin, dass in den Ozeanbecken der Transport durch das Ozeanklima dominiert, während er im Südpolarmeer – ähnlich wie in der Atmosphäre – vom Ozeanwetter bewerkstelligt wird.

Ist der Golfstrom für die Erwärmung des europäischen Klimas verantwortlich? Eine solche Aussage 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

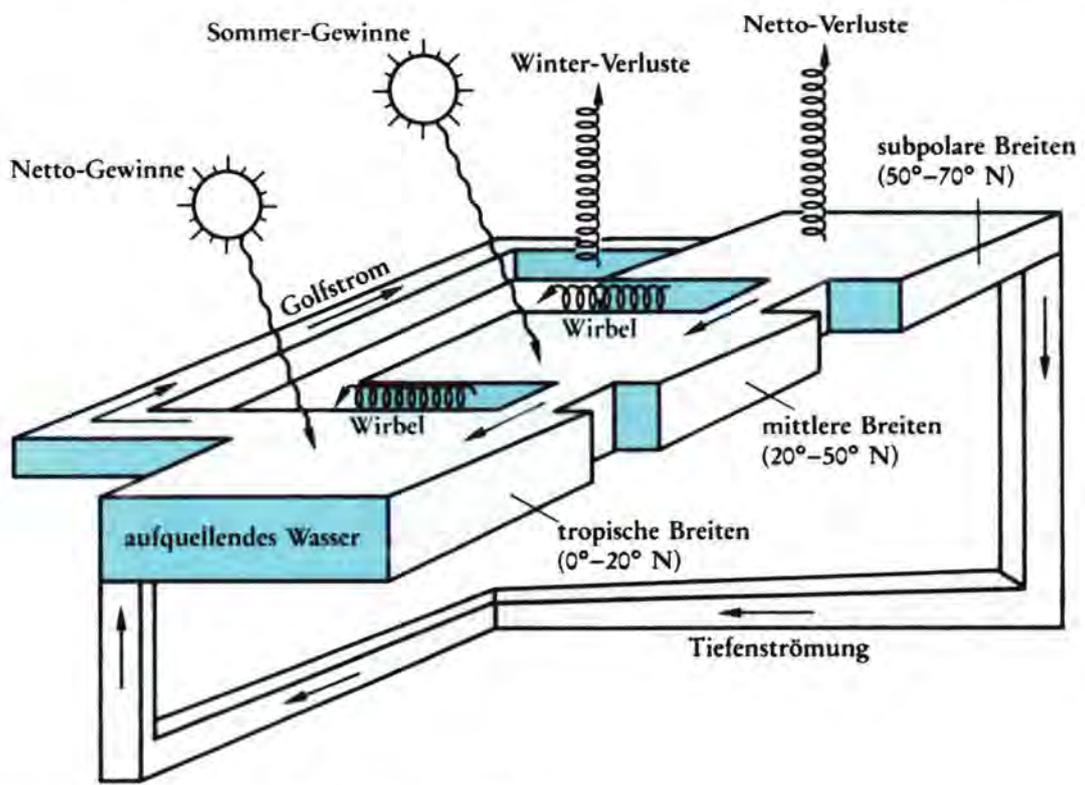


Abb. 8: Die ozeanische Wärmemaschine (nach Bryan 1978)

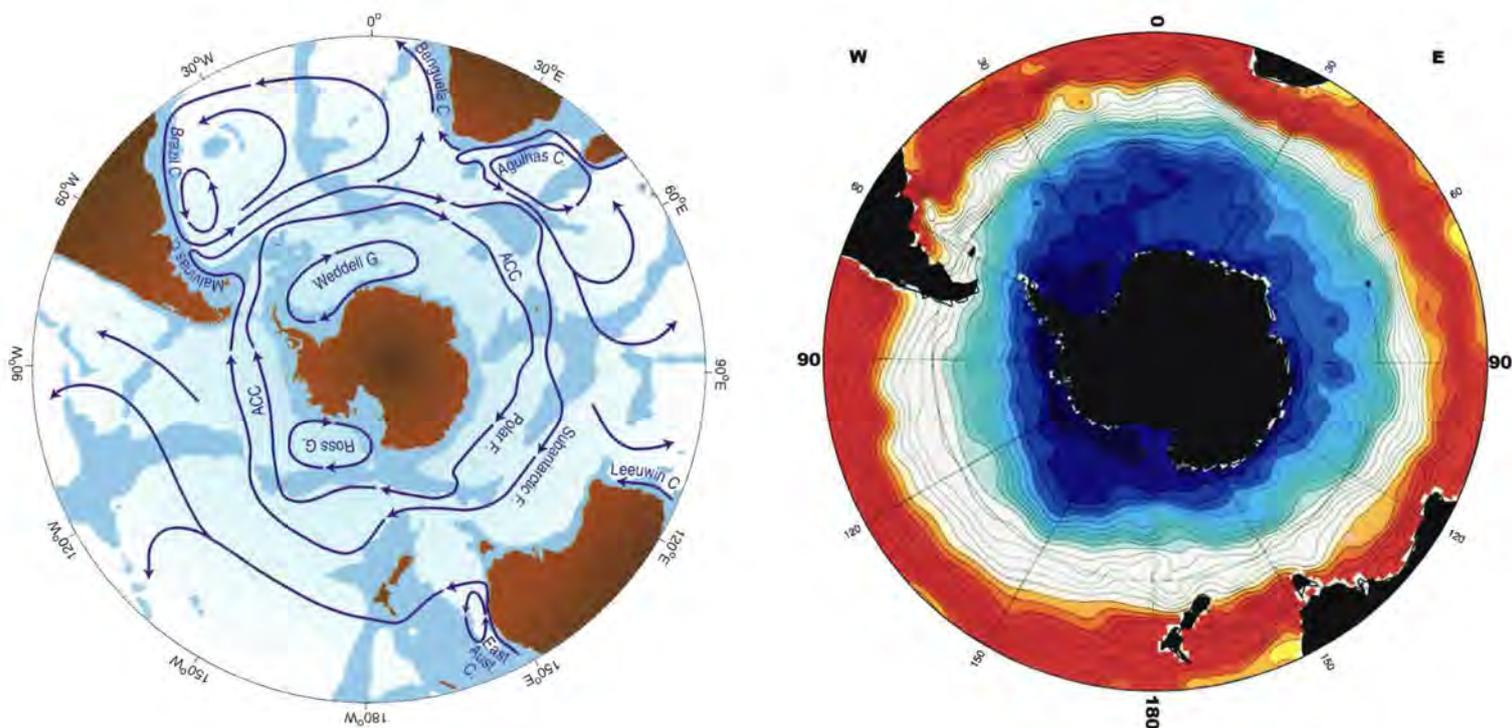


Abb. 9: Der Südliche Ozean, rechts in einem schematischen Bild mit Stromsystemen (nach Rintoul, Hughes und Olbers 2001), Fronten, Bodentopographie und links mit der Verteilung der Temperatur in 10 m Tiefe. Die Oberflächentemperatur liegt zwischen 20° Celsius (rot) und -2° Celsius (blau). Die Daten und die rechte Graphik entstammen dem Hydrographischen Atlas des Südlichen Ozeans (HASO, Olbers et al. 1992), der in einer der ersten deutsch-russischen Kooperationen zwischen dem Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, und dem Arktisch-Antarktischen Forschungsinstitut, St. Petersburg, in den Jahren 1989–1992 entstand

mittleren Breiten im beckenweiten subtropischen Wirbel rezirkulieren, wie in Abbildung 8 dargestellt. Aufgrund der Wechselwirkung mit der Atmosphäre und turbulenten Austauschvorgängen 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 zurück fließt. Das Heizungssystem eines Wohnhauses erlaubt dagegen die Bestimmung des Wärmetransports und der Heizleistung: 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 wieder in den Heizkessel zurück. Die Leistung des Heizsystems ist proportional zu dieser Temperaturdifferenz. Die Frage nach dem Beitrag zum Wärmetransport eines einzelnen Stromsystems im Ozean hat keine Bedeutung, da ihm keine eindeutige Temperaturdifferenz zugewiesen werden kann. Für den gesamten Querschnitt eines Ozeanbeckens lässt sich der Wärmetransport aber spezifizieren. Über den Äquator im Atlantik wird durch die ozeanische Zirkulation etwa eine Billion kW transportiert, eine enorme Energieleistung – mit einem kWh-Preis von 10 Cent der Gegenwert von 2½ Billionen Euro pro Tag.

Zirkumpolare Verbindungen

Der antarktische Wasserring erstreckt sich vom Antarktischen Kontinent bis etwa 50° südlicher Breite. Er ist eingebettet in den Südlichen Ozean und stellt die einzige bedeutende Verbindung zwischen dem Pazifischen, dem Atlantischen und dem Indischen Ozean dar, die Aus-

tausch von Wassermassen, Wärme, Salzen, Kohlenstoff und weiteren chemischen und biologischen Komponenten zwischen den Ozeanen erlaubt. Der Austausch wird von dem intensivsten und umfangreichsten Strömungssystem des Weltozeans, dem Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC, engl. Antarctic Circumpolar Current), getragen, der mit einem Gesamttransport von etwa 130 Millionen Kubikmetern pro Sekunde (das ist etwa das 1000-fache des Amazonasabflusses; in drei Tagen würde dieser Fluss die Ostsee entleeren) und einer Länge von etwa 20 000 km den Antarktischen Kontinent umströmt. Dieses ist die größte Wassertransportrate im Weltmeer. Sie ist nur teilweise durch die vorwiegend westlichen und sehr intensiven Winde zu erklären. Auch thermohaline Prozesse spielen eine Rolle, insbesondere der meridionale Austausch von Wärme und Salz. Aus dem Bild des globalen Förderbands (Abbildung 5) ist ersichtlich, dass die Tiefenstruktur des ACC eine Besonderheit hat: Während bei allen anderen großskaligen Strömungen die Tiefenströmung gegenläufig zur Oberflächenströmung ist, fließt der ACC von der Oberfläche bis zum Boden in eine Richtung.

Der antarktische Wasserring wird im Norden von der Antarktischen Konvergenz begrenzt, die sich als ein nahezu kontinuierlicher, etwa 50 km schmaler Wassergürtel um den Kontinent schlängelt. Es gibt weitere solche „Fronten“, die wichtigsten sind die Subantarktische und die Polar-Front, die bei circa 60° Süd liegen und den Antarktischen Zirkumpolarstrom geleiten. Der ACC ist nicht ein einzelner Strom, sondern setzt sich aus mehreren Filamenten zusammen. Die ACC-Fronten pflanzen sich von der Oberfläche bis in große Tiefen fort (daher reicht der Strom bis zum Boden). An diesen Fronten

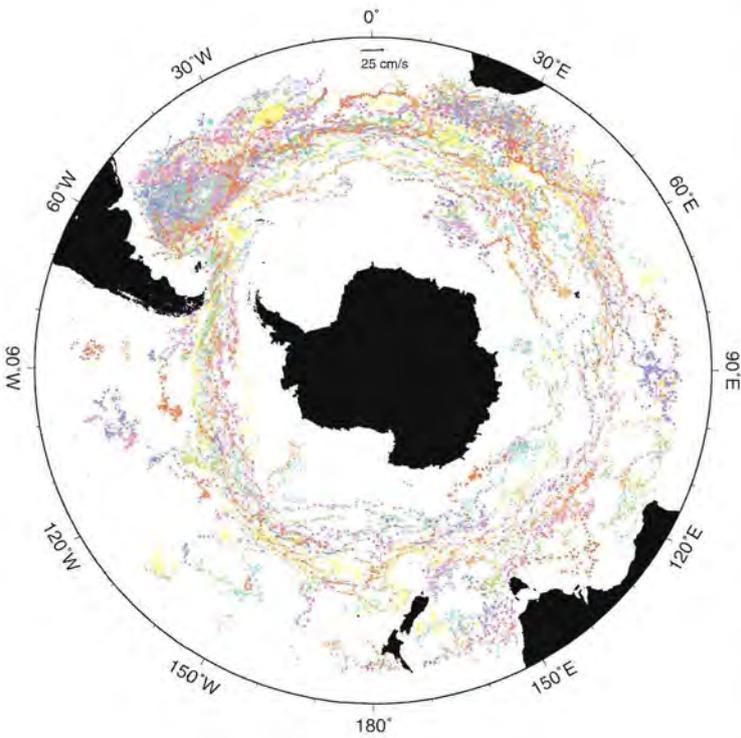


Abb. 10: Die Pfeile repräsentieren die Trajektorien von Tiefendriftern (ALACE floats) in etwa 800 m Tiefe. Die Floats sind durch die Farbe markiert, die Pfeile sind Geschwindigkeiten (siehe den Referenzpfeil am oberen Rand des Bildes). Viele der Floats sind durch den ACC advektiert (Sarah Gille, pers. Mittlg.)

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 und schnüren intensive mesoskalige Wirbel ab. Diese mesoskalige Turbulenz, das „Ozeanwetter“, begleitet den Strom und beeinflusst ihn stark.

Wie schon in Abbildung 3 zu erkennen, hat die mesoskalige Wirbelaktivität einen deutlichen Abdruck im Südpolarmeer. Abbildung 10 gibt als Beispiel die Bahnen von Tiefendriftern im Südlichen Ozean für einen Zeitraum von etwa einem Jahr wieder. Die Gesamtheit der Bahnen lässt deutlich die einzelnen Zweige des Zirkumpolarstroms erkennen, jede einzelne Bahn weist aber erhebliche Verwindungen mit Skalen von einigen 10 km auf, die durch Mitführung in den mesoskaligen Wirbeln hervorgerufen wird. Diese Wirbelaktivität ist charakteristisch für alle großen Stromsysteme. Im Zirkumpolarstrom sind sie für den vertikalen Transport von Impuls in den tiefen Ozean und den polwärtigen Wärmetransport verantwortlich.

Der Antarktische Zirkumpolarstrom ist das einzige ozeanische Strömungssystem, das eine begrenzte Ähnlichkeit mit den globalen erdumspannenden atmosphärischen Strömungen aufweist. Er stellt in vielfacher Hinsicht eine Ausnahme und eine Herausforderung für Ozeanforscher dar. Eine der grundlegenden Fragestellungen ist das Verständnis der Kräftebalance einer solchen Strömung. In

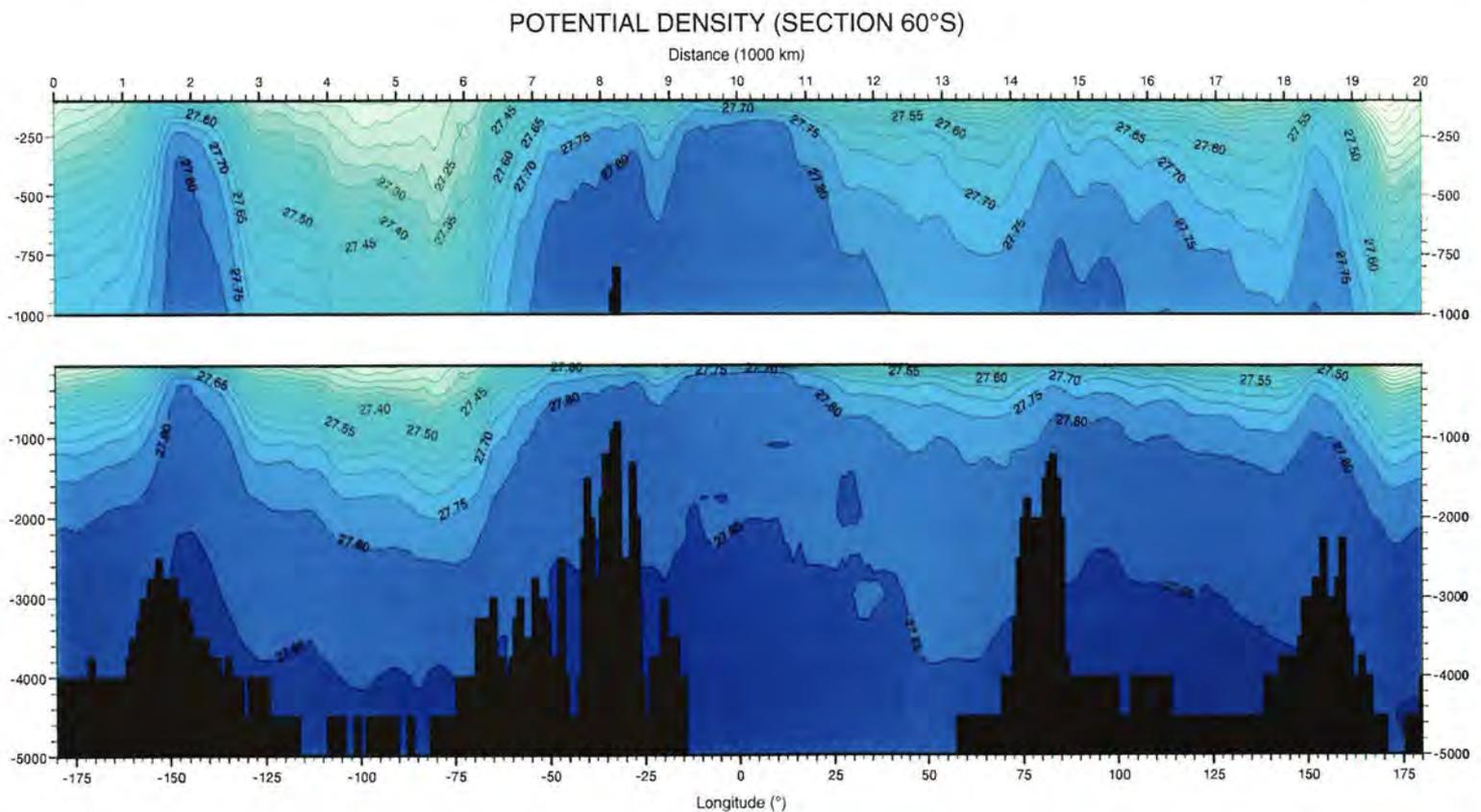


Abb. 11: Ein Dichteschnitt entlang 60° Süd durch die Drake-Passage, die etwa bei 60° West liegt. Die Daten sind aus dem HASO-Atlas (siehe Abb. 9). Die oberen 800 m sind gesondert in gestreckter Form gezeichnet. Man beachte, dass – gemäß des Vergleichs der Erde mit dem Fußball – die vertikale Überhöhung enorm ist: Die horizontale Achsenlänge entspricht etwa 20 000 km, die vertikale dagegen nur 5 km. Die Einfärbung der Dichte ist circa 1027.10 kg/m³ für hellgrün und 1027.85 kg/m³ für blau

der theoretischen Ozeanographie war die Balance des ACC in der Tat lange Zeit ein Mysterium. Hier existieren keine lateralen Barrieren durch Kontinente, der Wind Schub an der Oberfläche kann also nicht – wie in den Ozeanbecken – durch zonale Druckgradienten kompensiert werden. Der durch die intensiven Westwinde dem Ozean übermittelte Impuls wird daher durch die mesoskalige Turbulenz bis zum Boden transportiert, um der Strömung dort durch Reibung und Druckaufnahme durch die Tiefseerücken entzogen zu werden. Die Tiefseerücken spielen also die „submarine“ Rolle der Kontinentbarrieren. Somit treibt der Wind im Gürtel des Antarktischen Zirkumpolarstroms indirekt die Rotation der Erde an. Schwankung der Windintensität führt so zu messbaren Änderungen der Erdrotation.

Eine so weit gehende Kompensation der Druckgradienten und Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit mit der Tiefe wie in den Beckenwirbeln tritt im ACC also nicht ein, da der Boden als Impulssenke nicht abgekoppelt sein kann. Der Austausch von Impuls zwischen dem Wasserkörper und dem Boden geschieht über Druckdifferenzen zwischen Lee und Luv in der Anströmung einer Barriere. Eine Asymmetrie ist deutlich in der Dichtestruktur zu sehen, wie in Abbildung 11 für einen hydrographischen Schnitt durch die Drake-Passage entlang 60° S um den gesamten Globus gezeigt wird. Systematisch liegt – von Westen kommend – vor einem Tiefseerücken leichteres Wasser (kenntlich durch die grünliche Farbe) und dahinter schwereres (blau dargestellt), was einen Gradienten des Druckes am Boden in westöstlicher Richtung bewirkt. Eine genaue Analyse zeigt, dass der hieraus folgende barokline (sich aus dem Massenaufbau ergebende) Anteil des Druckes die Strömung in östliche Richtung, also in Richtung des Windes, beschleunigt und somit den Windantrieb verstärkt. Dieser Druckeffekt ist allerdings bei weitem stärker – etwa eine Größenordnung – als der Windeffekt. Der barotrope Anteil des Druckes, der durch Anstau der Meeresoberfläche zustande kommt, bremst allerdings den überwiegenden Teil des baroklinen Effekts wieder aus. Dieser barotrope Druckmechanismus kann nicht durch Messungen belegt werden, da hierzu nur sehr geringe Unterschiede in der Auslenkung der Oberflächen notwendig sind – wenige Zentimeter über Entfernungen von 1000 km. Auch hochpräzise Satellitenaltimeter, wie auf den Forschungssatelliten ERS oder TOPEX-POSEIDON installiert, erreichen heute noch nicht die notwendige Genauigkeit in der Vermessung der Meeresoberfläche, um den zonalen Druckeffekt im Antarktischen Wasserring zu erfassen. Hier helfen Modelle zum Verständnis, wie weiter unten dargelegt.

Auch die meridionalen (nordsüdlichen) Druckgradienten sind bis zum Boden ausgeprägt, wie in dem meridionalen Schnitt in Abbildung 13 (rechts) für den baroklinen Anteil zu ersehen ist. Mit leichtem, warmem Wasser im Norden und schwerem, kälterem in Süden muss der ostwärtige Strom auf der Südhemisphäre vom Boden zur Oberfläche zunehmen (dies ist die sogenannte thermische Windbalance). Auch die an die Oberflächentopographie gebundene zonale geostrophische Strömungskomponente ist ostwärts, denn an der Nordkante des ACC ist der Wasserstand höher als an der Südkante (ca. 1,5 m, siehe Abbildung 15). Dies ist die geostrophische Balance, die im Einvernehmen mit der thermischen Windbalance eine

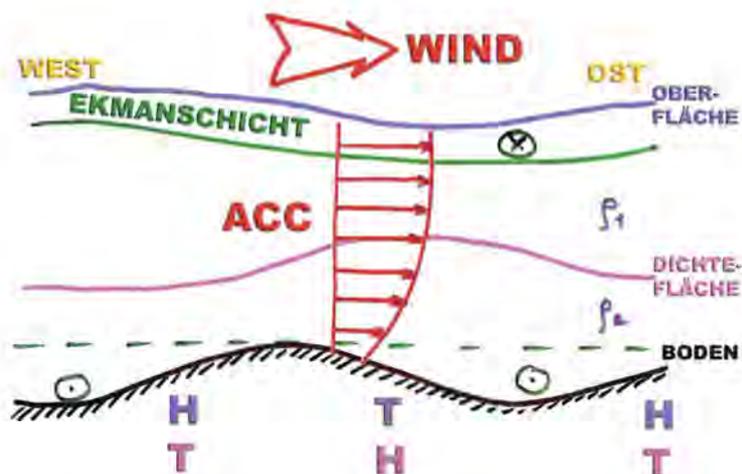


Abb. 12: Die Kräftebalance des ACC. Das Bild zeigt einen West-Ost-Schnitt. Der ACC ist als zonales Strömungsprofil angedeutet, die Wassersäule besteht aus zwei Schichten: von der Oberfläche bis zu einer oberhalb des Bodens liegenden Dichtefläche und einer darunter liegenden Schicht, die bis zum Boden reicht. Direkt unter der Oberfläche ist die sogenannte Ekman-Schicht mit einem vom Wind induzierten nordwärtigen Transport (angedeutet durch ⊗). Dieser wird durch einen geostrophischen südwardigen Transport in den Tälern zwischen den Tiefseerücken kompensiert (angedeutet durch ⊙), da in der freien Wassersäule kein Netto-Ost-West-Gradient des Druckes und damit auch kein Netto-Nord-Süd-Transport bestehen darf. Durch die Auslenkung der Oberfläche in Ost-West-Richtung wird jeweils vor den Bergen der Topographie ein Hochdruck erzeugt (blaue H) und dahinter ein Tiefdruck (blaue T). Der Massenaufbau induziert einen phasenverschobenen Druck am Boden (die lila H und T). Dieses Drucksystem balanciert den zonalen Windantrieb und führt so den Impuls in den Boden ab

ostwärts gerichtete Strömung in der gesamten Wassersäule bedingt. Im Gegensatz zur zonalen Kräftebalance arbeiten die Dichteschichtung (die barokline Komponente) und Meeresoberflächentopographie (die barotrope Komponente) in der meridionalen Kräftebalance Hand in Hand.

Neben der vorwiegend zonal orientierten Zirkulation des ACC um den Antarktischen Kontinent gibt es eine ausgeprägte Zirkulation, die Wasserpakete aus den nördlichen Ozeanbecken zur Antarktis hin und wieder zurück transportiert und dabei Wärme- und Stofftransport in meridionaler Richtung bewirkt. Dies ist schematisch in Abbildung 15 dargestellt (linkes Bild). Diese Transporte laufen im Wesentlichen auf Dichteflächen, die sich aus der Tiefe nach Süden hin aufwölben (rechtes Bild). Der nordwärtige Transport in Oberflächennähe wird durch das Windsystem erzeugt, es ist der Ekmantransport, der orthogonal zur Windrichtung (und auf der Südhemisphäre links davon) liegt. Der Transport in mittleren Tiefen hat die Ozeanographen lange beschäftigt, denn dieser kann nicht – wie die meisten großskaligen Strömungen – durch geostrophische Druckgradienten balanciert werden (dies müssten zonale Gradienten sein, die aber im Nettoeffekt, d.h. einmal um die Antarktis herum, nicht existieren können). Die Lösung des Problems ist bei der mesoskaligen Wirbelaktivität zu finden: Diese induziert eine wirbelgetriebene Zirkulation, die einerseits zonalen

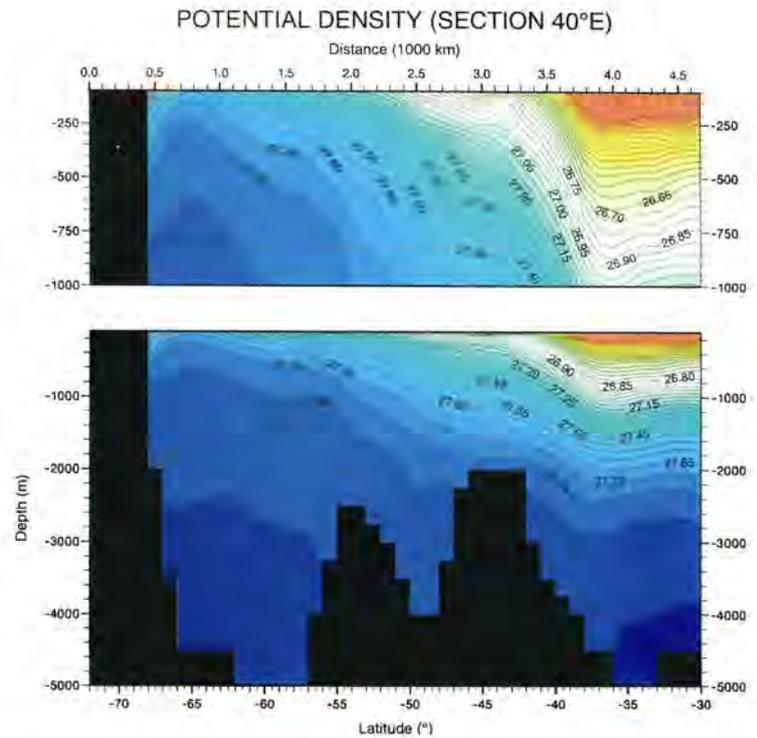
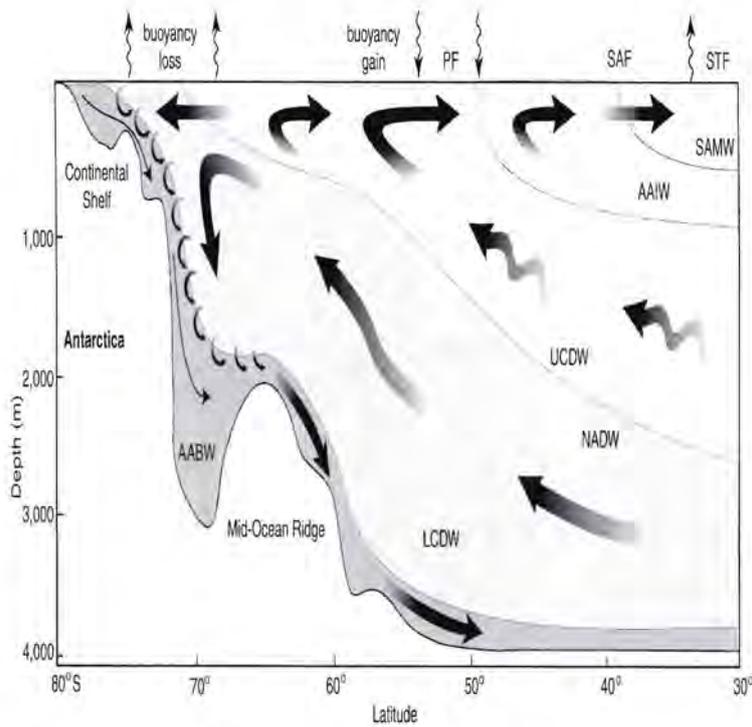


Abb. 13: Im linken Bild ist der meridionale Stofftransport zwischen dem Antarktischen Kontinent und den nördlichen Ozeanbecken, quer zum ACC, in schematischer Form gezeigt (nach Speer et al. 2000). Rechts ein Dichteschnitt entlang 40° Ost (HASO). Man erkennt deutlich die Fronten und die Aufwölbung der Dichteflächen nach Süden, die auch auf dem linken Bild mit Wassermassenbezeichnungen zu sehen sind

Impuls nach unten transportiert (wie oben erwähnt) und andererseits Spurenstoffe wie Salz, Nährsalze und auch Wärme in meridionaler Richtung. In größeren Tiefen kann der Transport dann wiederum durch druckbalancierte (geostrophische) Strömungen bewerkstelligt werden, die in den Tälern zwischen den Tiefseerücken angesiedelt sind. Auch diese sind in der Hydrographie von Abbildung 11 erkennbar und in Abbildung 12 schematisch dargestellt.

Ausgeprägte Jetströme wie den ACC gibt es in vielfacher Art in der Zirkulation der irdischen Atmosphäre, die in ähnlicher Form auch auf anderen Planeten mit Gashüllen (z.B. dem Jupiter) existieren. Solche zonalen Strahlströme gehorchen einer hochgradig nichtlinearen Dynamik. Die Ströme sind baroklin instabil, d.h. sie wandeln einen Teil ihrer potentiellen Energie, die in der Schichtung steckt, in kinetische Energie der transienten, kleinskaligen Bewegungsform (den mesoskaligen Wirbel oder „Eddies“) um. Durch Rückwirkung dieser Wirbel auf die großskalige zonale Strömung wird sie ihre Energie in die der zonal stationären Form übertragen. Wirbel sind daher ein integraler Bestandteil der zonalen Zirkulation.

Ozeanmodelle

Der Ozean ist für die Klimavariabilität im Zeitskalenbereich von Monaten bis zu einigen Jahrtausenden die bedeutsamste Komponente des Klimasystems. Die schnelleren Zeitskalen sind im Verhalten der äquatorialen Zirkulation, in der globalen Deckschicht (einschließlich des Konvektionsvorgangs) und den Rossbywellen und mesoskaligen Wirbeln verankert, die langsamen Zeitskalen sind durch die advektiven und diffusiven Umwälzungs- und Vermischungsprozesse bedingt.

Ozeanmodelle bestehen aus den in Betracht gezogenen physikalischen Prozessen und einer darauf basierenden numerischen Realisierung auf einem elektronischen Rechner. Eine Implementierung aller wesentlichen klimarelevanten Prozesse, die in diesem breiten Spektrum von Zeitskalen angesiedelt sind, in einem universellen Zirkulationsmodell des Weltozeans übersteigt die gegenwärtigen Computerressourcen um viele Größenordnungen an Rechenzeit und Speicherkapazität.

Modelle der großräumigen Zirkulation des Ozeans, die für Klimauntersuchungen eingesetzt werden können, existieren in mehreren Versionen, unterschieden durch den Inhalt an berücksichtigten physikalischen Prozessen und durch numerische Details wie Integrationsschemata und raumzeitliche Auflösung. Die in der Klimamodellierung eingesetzten ozeanischen Zirkulationsmodelle basieren zum größten Teil auf dem numerischen Code des am GFDL/Princeton entwickelten Ozeanmodells MOM. In diesen Modellen ist eine Reihe von Prozessen nur ungenügend parametrisiert, teilweise bedingt durch zu geringe Auflösung aus Gründen der Speicherkapazität der benutzten Rechner und teilweise durch mangelnde Kenntnisse der zugrunde liegenden Physik. Alle turbulenten Prozesse sind bei grober Auflösung durch lineare Diffusionsansätze für Impuls, Wärme und Salz parametrisiert, alle für eine korrekte Darstellung der Oberflächentemperatur (und damit Kopplung an die Atmosphäre) bedeutsamen thermohalinen Vorgänge in der Deckschicht und die bei instabiler Schichtung einsetzenden Prozesse der Tiefenkonvektion sind nur in sehr grob parametrisierter Form enthalten. Vorgänge in der Deckschicht des Ozeans sind nur bei hoher vertikaler Auflösung zufriedenstellend zu simulieren, und Strahlströme wie der ACC sind nur ungenügend aufgelöst und meist stark ausgeschmiert. Darüber hinaus haben die simulier-

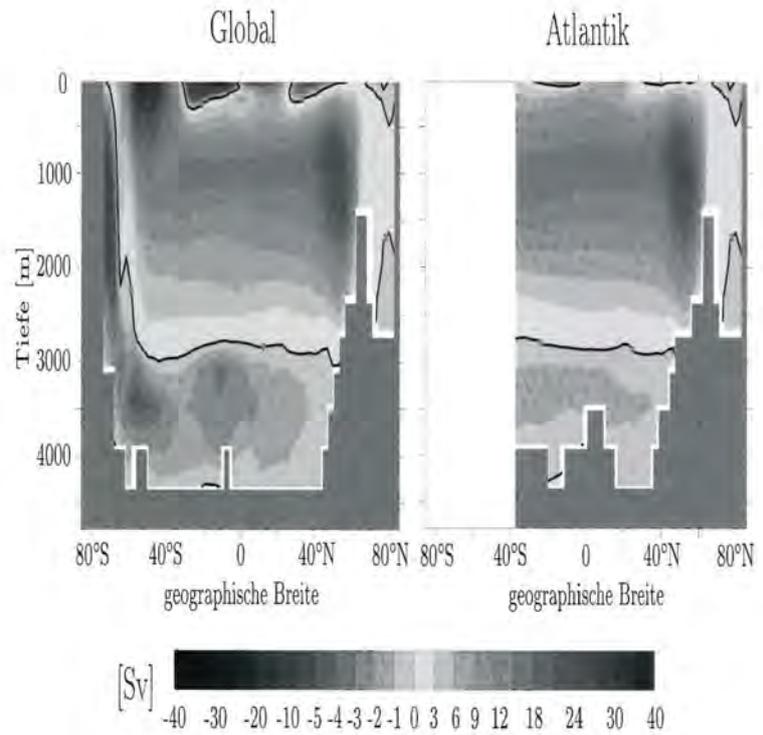
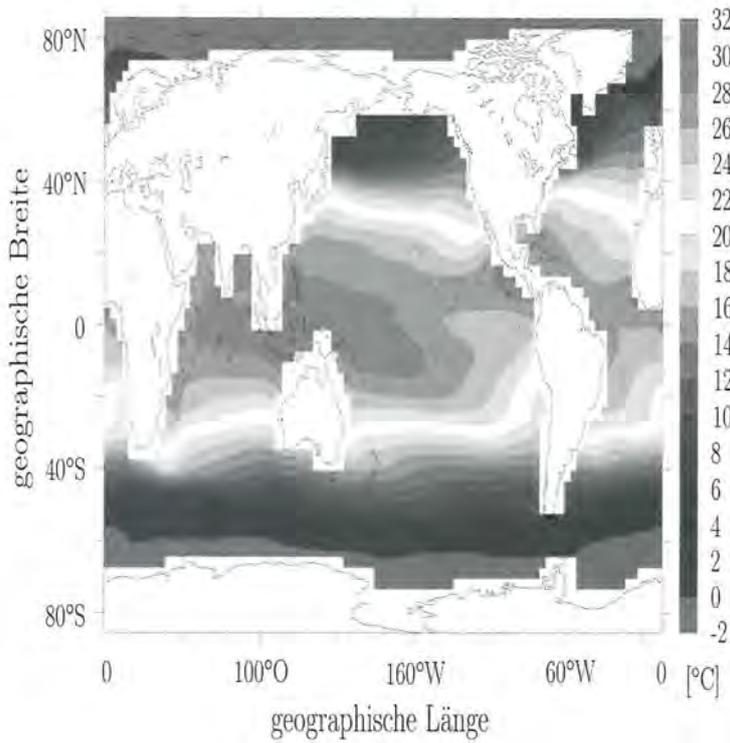


Abb. 14: Ein typisches grobskaliges Ozeanmodell (mit 4° horizontaler Gitterweite und 40 vertikalen Schichten, MOM-Code, Brix 2001). Der Antrieb erfolgte durch klimatologische Daten der Lufttemperatur, der Oberflächenwinde und des vertikalen Feuchteflusses aus der Atmosphäre. Links: die simulierte Oberflächentemperatur, rechts die Stromfunktion der vertikalen Umwälzung (links global und rechts für den Atlantik gesondert). Man erkennt das konzentrierte Absinken im Norden (wo Modell NADW südlich von Grönland gebildet wird) und im Süden (wo Modell AABW eng am Kontinent gebildet wird)

ten Zirkulationssysteme und thermohalinen Zustandsgrößen einen stark diffusiven Charakter, der durch die Stabilitätsanforderungen der groben räumlichen Auflösung hervorgerufen wird. Trotz dieser Mängel geben die Modelle den Klimazustand und die Klimavariabilität (als Antwort auf vorgegebene Antriebe durch die Atmosphäre) einigermaßen zufriedenstellend wieder. Die zu erwartende Rechnerentwicklung (massiv parallele Systeme etc.) und die Verbesserungen von Modellcodes (Parallelisierung etc.) lassen allerdings befürchten, dass Studien mit ozeanischen Zirkulationsmodellen, die die volle Einstellung des thermohalinen Zustands beinhalten, auch in den nächsten Jahren unter diesen Schwachpunkten weiterhin leiden werden.

Atmosphärische Wirbel (die Hoch- und Tiefdrucksysteme des Wettergeschehens) haben eine etwa zehnfach größere räumliche Dimension als die ozeanischen und werden daher in den globalen atmosphärischen Zirkulationsmodellen schon mit den jetzt verfügbaren Rechnerspeichern gut aufgelöst. Ozeanische Zirkulationsmodelle wie das MOM-Modell enthalten bei genügend hoher Auflösung die Physik der mesoskaligen Wirbelprozesse. Aber eine wirbelauflösende Modellierung der ozeanischen Zirkulation, erstreckt über das gesamte Spektrum der ozeanischen Zeitskalen-Tage bis zu einigen 1000 Jahren, übersteigt aber die gegenwärtigen Rechnerleistungen um ein Vielfaches. Die Rechenzeiten, die zur Erstellung der Zirkulation des Südlichen Ozeans für etwa 20 Jahre (d.h. mit vorgegebener mittlerer Schichtung) mit Wirbelauflösung (circa $1/10^\circ$ in der lateralen Gitterweite) benötigt werden, lasten den modernsten Supercomputer für Monate vollständig aus. Abgesehen von wenigen Versuchen, mesoskalige Wirbelprozesse global darzustellen (wie z.B.

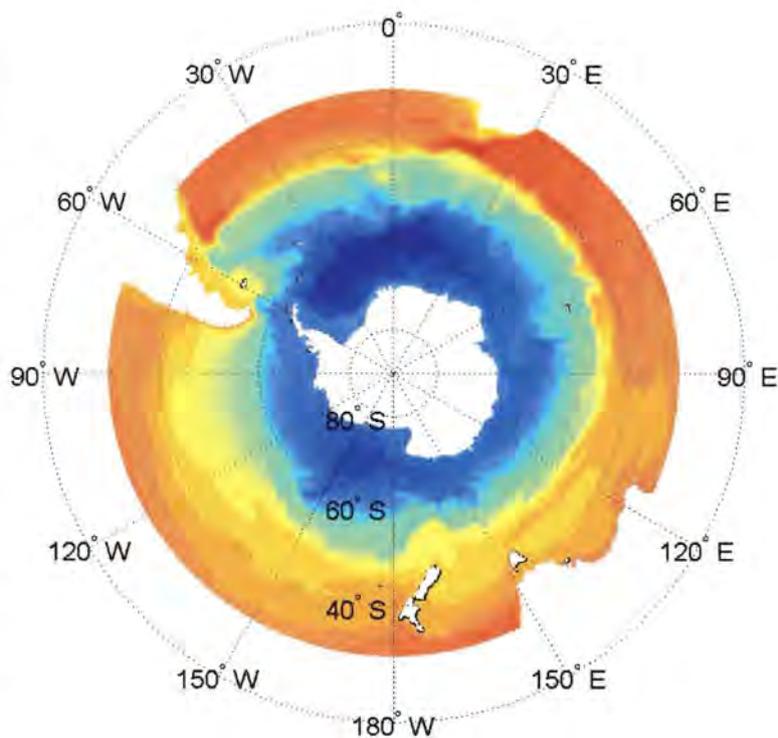


Abb. 15: Die Auslenkung der Meeresoberfläche (als Mittelwert über fünf Jahre) gemäß der Simulation des POP-Modells (horizontale Auflösung in der Drake-Passage circa 10 km, 20 Schichten). Das Bild zeigt einen Ausschnitt des globalen POP-Modells für den Südlichen Ozean (Olbers und Ivchenko 2001). Der Höhenunterschied quer zum ACC entspricht einem Abfall der Oberfläche um etwa 1,5 m nach Süden (von gelb nach blau)

das POP-Modell, siehe Abbildungen 11 und 15) – wegen der enormen Rechenzeiten muss man sich hierbei auf kleine Störungen eines vorgegebenen thermohalinen Zustands über nur wenige Jahrzehnte beschränken –, laufen gegenwärtig alle globalen Modelle mit horizontalen Auflösungen im Bereich 2 bis 4° und mit 20 bis 40 vertikalen Schichten (wie z.B. das MOM-Modell aus Abbildung 14).

Daneben gibt es aber auch eine Reihe für das Verständnis des Klimasystems wichtige Modelltypen, die auf kleineren Rechnern betrieben oder sogar vollständig analytisch – mit Papier, Bleistift und Nachdenken – konzipiert werden können. Solche Modelle sind entweder im physikalischen Gehalt „abgespeckt“ – sie enthalten nur die wichtigsten Zusammenhänge, die aber noch komplex genug sein können – oder sie sind in der Darstellung der räumlichen Struktur eingeeengt, teilweise so weit, dass die gesamte Ozeanzirkulation durch nur wenige vorgegebene Strukturfunktionen repräsentiert wird. Im Folgenden geben wir Beispiele von verschiedenen Modelltypen für das Verständnis der Prozesse, die die Zirkulation des ACC in Gang halten.

Zwei Wege zum Verständnis

Die Komplexität der ozeanischen Zirkulation hat drei Ursachen. Da sind zunächst die äußerst komplizierte Gestalt der Ozeanbecken (die eben nicht einfache „Zigarrenkästen“ sind, wie in Abbildung 7 angenommen wurde) und ferner die räumliche und zeitliche Variabilität der atmosphärischen Antriebe (der Wind über dem Ozean ist ebenfalls nicht ein einfacher ‚Schlenker‘, wie in Abbildung 7 angenommen wurde). Eine weitere, äußerst bedeutsame Eigenschaft ist in den physikalischen Grundlagen der Strömungsmechanik und Thermodynamik verborgen: Die Gleichungen sind hochgradig nichtlinear (eines der unangenehmsten aber auch interessantesten mathematischen Eigenarten der Strömungsphysik) und auch mit den ausgefeiltesten Methoden der Mathematik nicht vollständig lösbar. An diesen Problemen scheiden

sich die Geister der theoretischen Ozeanforscher. Die ‚numerischen‘ Theoretiker schöpfen ihre Hoffnung und Erkenntnisse aus der wachsenden Kompetenz der Supercomputer, denen sie die Gleichungssysteme, Antriebe und Ozeanbecken in immer größeren Details anvertrauen und mit immer ausgefeilteren Methoden numerische Lösungen produzieren. Das vorher erwähnte POP-Modell ist ein typisches Beispiel dieses Vorgehens: Hier wurden die Rechnerressourcen weitestgehend an die Grenze getrieben, um möglichst viele Prozesse und Details berücksichtigen zu können. Kann man das Ergebnis noch verstehen? Eigentlich nur durch die Arbeit der anderen theoretischen Schule, die den Weg der Vereinfachung beschreitet, um das Zirkulationsproblem auf handhabbare ‚Häppchen‘ herunterzubrechen, die dann aber mathematisch vollständig lösbar und daher verstehbar sind.

Das ‚Herunterbrechen‘ kann sehr brutal sein, das Geschick des Theoretikers liegt – wie bei Michelangelo – darin, das für bestimmte Fragen Überflüssige zu entfernen und so das Wesentliche herauszuschälen. Als Beispiel soll das in den Abbildungen 16 vorgestellte Modell dienen, das das Konzept von Abbildung 12 in ein sogenanntes ‚low-order‘-Modell des ACC verwandelt. Hier ist die Thermodynamik völlig ausgeblendet, es werden nur dynamische Prozesse in einem zonalen Zweischichtenkanal (wie in Abbildung 12 dargestellt) behandelt, und dies auch nur durch Projektion auf einfache räumliche Strukturfunktionen – man rät das Spektrum der räumlichen Abhängigkeit der Lösung durch Vorgabe weniger plausibler Muster, deren Amplituden dann mathematisch aus den Grundgleichungen bestimmt werden. Ziel dieses Modells ist es zu verstehen, wie die in Abbildung 12 erklärten Druckverhältnisse am Boden zustande kommen und wie der resultierende ACC-Transport von der Topographiehöhe abhängt. Das Modell ist nach wie vor nichtlinear aber durch die Projektion exakt lösbar. Das linke Bild zeigt, dass der Transport stark mit zunehmender Höhe abfällt und in einem gewissen Bereich sogar verschiedene Werte bei gleicher Topographie haben kann. Rechts ist der Druckmechanismus veranschaulicht

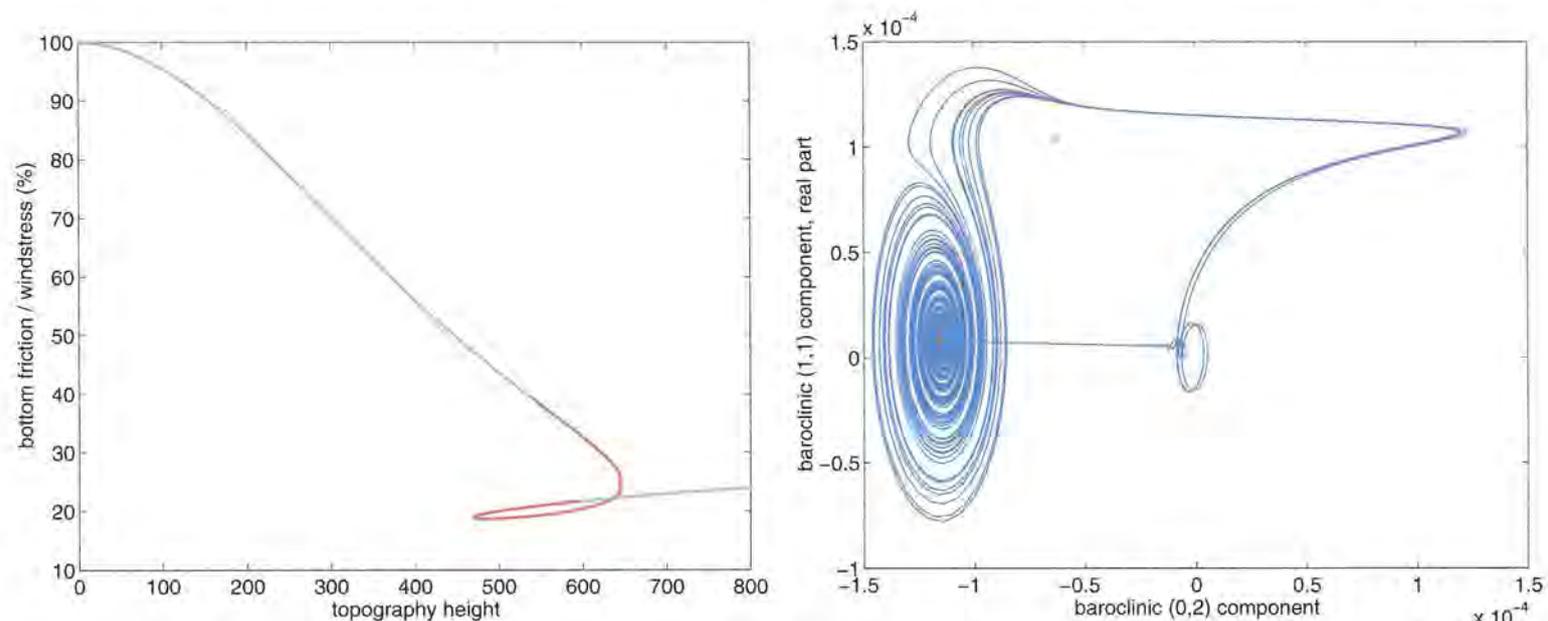


Abb. 16: Das linke Bild zeigt die Abhängigkeit des Kanaltransports von der Höhe der Topographie für ein low-order-Modell einer Kanaldurchströmung, das rechte zeigt die Trajektorie im Systemphasenraum für einen Parametersatz, der zu einer chaotischen Lösung gehört (Olbers und Völker 1996)

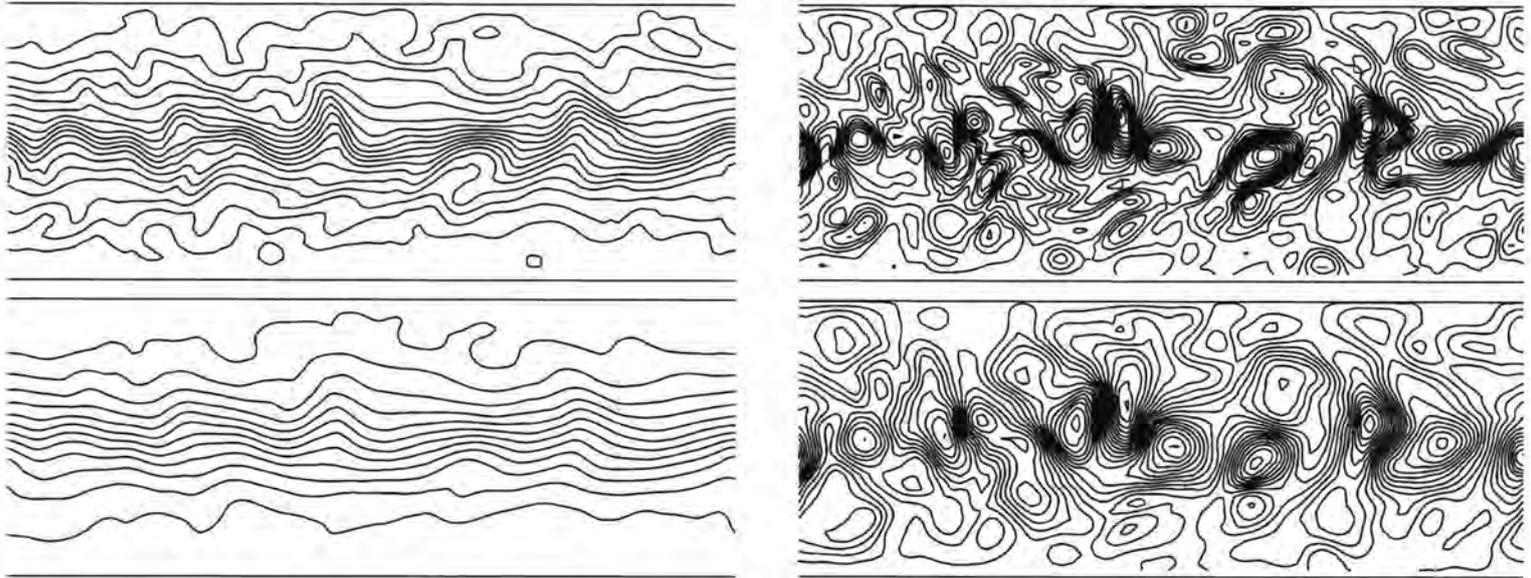


Abb. 17: Die Strömung in einem Zweischichtenkanal mit quasigeostrophischer Dynamik (Wolff et al. 1991), verschaulicht durch eine Momentaufnahme der Stromfunktion in beiden Schichten (linke Bilder; oben erste Schicht, unten zweite Schicht). Die Strömung ist jeweils von links nach rechts (ostwärts) und dort intensiver, wo der Abstand der Stromlinien enger ist. Das intensive Wirbelfeld (Differenz zwischen dem Zustand links und einem langfristigen Zeitmittel der Strömung) ist rechts dargestellt, ebenfalls eine Momentaufnahme. Der Kanal ist 4000 km lang und 1500 km breit, hat im Norden und Süden harte Wände und ist in zonaler Richtung periodisch. Er befindet sich auf einer rotierenden ‚Erde‘ mit einem Radius, der etwa ein Fünftel des Erdradius‘ ist (also eine kleine Erde oder ein sehr großer ‚Fußball‘)

licht. Der zeitliche Verlauf zweier Bestandteile des baroklinen Bodendrucks (lila H/T in Abbildung 12) ist hier gegeneinander aufgetragen. Die zeitliche Entwicklung des Modells muss man sich als Punkt auf der blauen Trajektorie vorstellen, der sich auf Endlosschleifen um zwei stationäre Lösungspunkte (rot und grün) bewegt, die aber nie erreicht werden. Von dem linken (roten) Gleichgewichtspunkt wird das System auf einer Spirale herauskatapultiert, die physikalische Interpretation ist eine lange Rossbywelle, die durch Überströmung der Topographie angeregt wird und nun mit steigender Amplitude durch den Kanal propagiert. Dabei wird der Bodendruck aufgebaut und mehr und mehr von der Windanregung der Strömung durch den in Abbildung 12 dargelegten Mechanismus balanciert. Ab einer gewissen Amplitude umkreist das System in einer extrem langen Zeitskala den zweiten Gleichgewichtspunkt (grün) und hat dabei einen durch das Drucksystem der Welle balancierten Transport.

Das zweite Modell hat das gleiche Konzept, also die durch Wind getriebene Strömung in einem Zweischichtenkanal (hier einfachheitshalber mit flachem Boden). Die Lösungsmuster werden aber nicht vorgegeben, sondern numerisch mit hoher Gitterauflösung bestimmt. Die sich einstellende Strömung kann durch physikalische Instabilität mesoskalige Wirbel entfalten. Da die zwei Schichten reibungsfrei übereinander gleiten, kann der Windimpuls aus der oberen Schicht nur durch die Wirbel in die tiefe Schicht gelangen (dort wird er durch Reibung am Boden eliminiert). Ohne die Wirbel würde die Oberflächenströmung kontinuierlich beschleunigen und nie ins Gleichgewicht kommen. Das Modell beschreibt also den Mechanismus, der für den vertikalen Impulsaustausch im ACC verantwortlich ist. Dieser Mechanismus wirkt genauso, wenn man topographische Hindernisse in die Tiefsee des Modells einbringt, und auch in komple-

xeren Modellen wie POP (er ist auch durch Messungen im realen ACC nachgewiesen worden).

Schließlich wollen wir noch auf den globalen Zusammenhang der Ozeanzirkulation zurückkommen, in der der ACC über die Wassermassenausbreitung entlang des globalen Förderbands eingebunden ist. Mit dem in Abbildung 14 dargestellten Modell wurden Experimente gemacht, in denen im eingeschwungenen Gleichgewichtszustand Störungen der Oberflächendichte in bestimmte ‚empfindliche‘ Regionen eingebracht wurden. Die Nadelöhre der Tiefenwasserbildung sind, wie beschrieben, der nördliche Nordatlantik (z.B. die Labradorsee) und das Weddellmeer. In zwei verschiedenen Experimenten wurde Salz in das Modellwasser dieser Meeresgebiete gekippt (der Oberflächensalzgehalt wurde um 1 Promille erhöht) und geschaut, wie der Ozean damit fertig wird. Wie in Abbildung 18 veranschaulicht, reagiert die Zirkulation im Fall des Weddellmeers als Salzquelle mit einer Stärkung des ACC-Transports und mit einer Schwächung im Fall der Labradorsee, und zwar in einer langsamen, über Jahrhunderte dauernden Anpassung – für thermohaline Prozesse ist die Zeitskala allerdings normal. Was passiert hier? Wie kommt das Signal über den gesamten Erdball aus der Labradorsee in den Südlichen Ozean? Der Ozean versucht, den Salzüberschuss durch Tiefenkonvektion – bildlich gesprochen – auf das Förderband zu setzen und damit abzutransportieren. Die Störung induziert allerdings auch Wellen, die in der Tiefe entlang der Küste und des Äquators nach Süden propagieren. So kommen die Störungen in den südlichen Zirkumpolarbereich, verändern die Wasserschichtung (die in den Abbildungen 11 und 13 gezeigt ist) und den Transport des ACC.

Mit dem realen Ozean kann man solche gezielten Experimente nicht durchführen, höchstens in unkontrollierter Weise wie durch Eintrag von Kohlenstoffdioxid in die

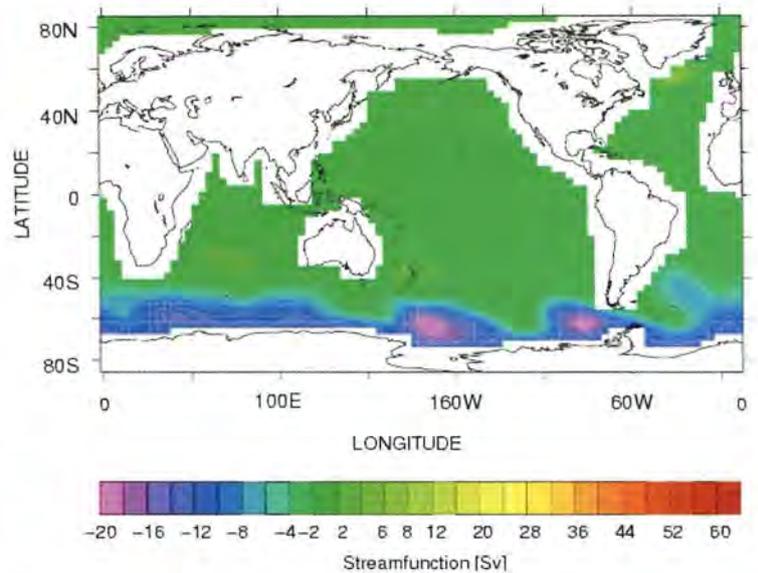
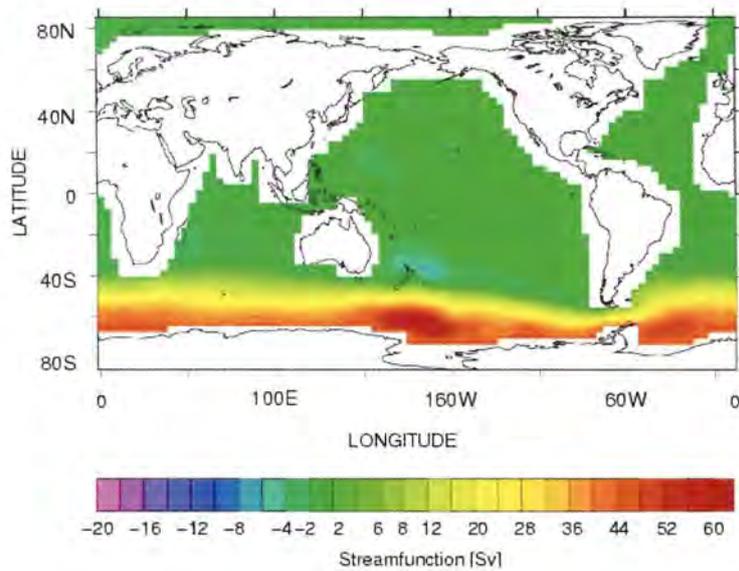


Abb. 18: Die Salzanomalie-Experimente mit dem globalen Zirkulationsmodell aus Abbildung 14 (Brix 2001). Für das linke Experiment wurde die Anomalie in das Weddellmeer geleitet, der ACC-Transport nimmt in 500 Jahren um circa 50 Millionen m^3/sec zu (das ist etwa $1/3$ des Gesamttransports). Rechts das entsprechende Experiment für die Labradorsee als Eintrittsgebiet. Der Transport nimmt nach 500 Jahren um etwa 10 Millionen m^3/sec ab

Atmosphäre während des letzten Jahrhunderts. Man muss sich aber vergegenwärtigen, dass unser Klimasystem auf der Erde auch im ‚natürlichen‘ Zustand, d.h. ohne Eingriff des Menschen, permanent ‚Experimente‘ mit der Ozeanzirkulation macht: Die Antriebe der Ozeanzirkulation sind nicht konstant, sondern schwanken auf allen Zeitskalen. So ist z.B. nachgewiesen, dass das Nadelöhr der Tiefenzirkulation erst vor etwa einem Jahrzehnt aus der Grönlandsee in die Labradorsee verlagert wurde, verbunden mit großflächigen propagierenden Salzanomalien im Nordatlantik.

Meereis, Klima und „POLARSTERN“

„Nordpol weg“ und ähnliche Schlagzeilen haben in den letzten Jahren Aufsehen erregt, scheinen sie doch darauf hinzuweisen, dass die Meereisdecke in den Polargebieten nicht mehr stabil ist, sondern drastische Änderungen aufweist. Was ist von den Meldungen zu halten? Und was haben sie für uns zu bedeuten? Welche Rolle spielt das Meereis im Klimasystem? Ist die globale Erwärmung schon in der Arktis angekommen? Sind Arktis und Antarktis gleichermaßen betroffen?

Um diese Fragen zu beantworten, soll der Blick zunächst auf die gesamte Erde und ihr Klimasystem gerichtet werden. Danach wird untersucht, welche Rolle das Meereis im Klimasystem spielt und welche seiner physikalischen Eigenschaften für Klimavariationen wesentlich sind. Schließlich wird dargestellt, mit welchen Methoden Meereisvariationen beobachtet und im Computer dargestellt werden.

Veränderungen der Packeisgrenze gehören zu den bedeutendsten Merkmalen von Klimaschwankungen in

den Polargebieten. Diese Veränderungen zu verstehen und damit auch vorherzusagen ist nicht nur von wissenschaftlichem Interesse für Fragen des regionalen und globalen Klimas, sondern hat auch große praktische Bedeutung, da die Polargebiete in zunehmendem Maße wirtschaftlich genutzt werden.

1. Das Klimasystem und seine Änderungen

Klimaschwankungen sind eine wesentliche Eigenschaft der Erdgeschichte und werden durch direkte Messungen, durch Chroniken und biologisch-geologische Archive in Baumringen, Korallen, Eis- und Sedimentkernen dokumentiert. Sie erstrecken sich auf Zeitskalen von Wochen bis zu Jahrtausenden. Klimaschwankungen sind das Resultat von externen Anregungsmechanismen und internen Wechselwirkungen im Klimasystem. Dieses System wird gebildet durch Atmosphäre, Ozean, Eis, Biosphäre und die Landoberflächen (Abb. 1).

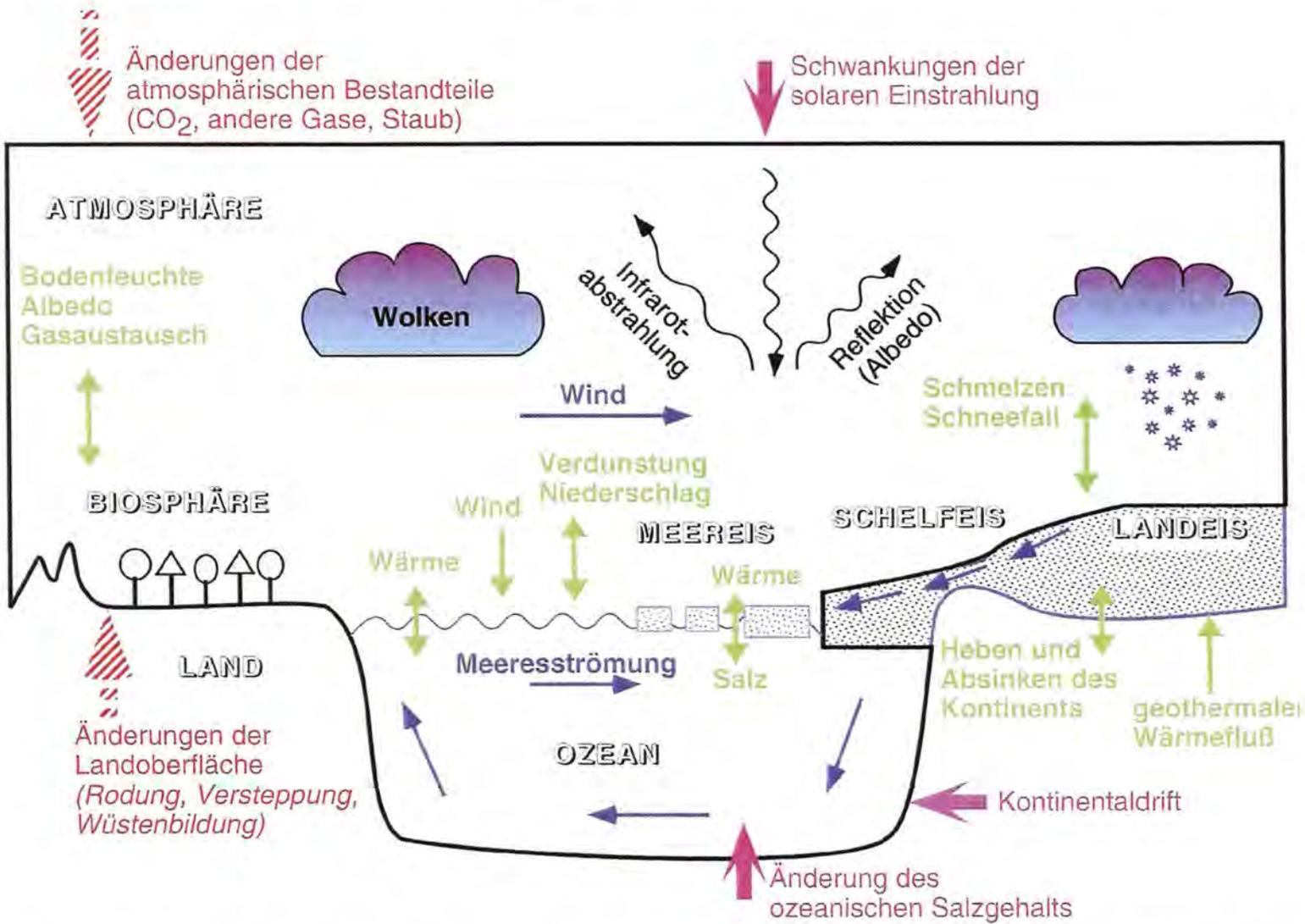


Abb. 1: Schematische Darstellung des Klimasystems. Die dünnen schwarzen bzw. blauen Pfeile zeigen Strahlungs- bzw. Bewegungsvorgänge. Die grünen Pfeile deuten Wechselwirkungen im Klimasystem an, und die fetten Pfeile stellen Veränderungen der äußeren Randbedingungen dar, dabei sind die Auswirkungen menschlicher Aktivitäten auf das Klimasystem schraffiert gezeigt

Die Komponenten des Klimasystems sind unterschiedlich träge und variieren daher auf unterschiedlichen Zeitskalen. Variationen in der Atmosphäre dauern üblicherweise einige Tage und stellen das Wetter dar. Schwankungen der Packeisgrenze und der Ozeanoberflächentemperatur zeigen Perioden von einigen Monaten, während die Umwälzzeiten des tiefen Ozeans etwa 1000 Jahre betragen. Große Änderungen der kontinentalen Eiskappen finden im Zyklus der Eiszeiten etwa alle 100 000 Jahre statt.

Klimaschwankungen werden durch das Zusammenwirken der folgenden Effekte erzeugt:

1. Die regional unterschiedliche Sonneneinstrahlung sorgt dafür, dass die Tropen mehr solare Energie als die Polargebiete empfangen. Dabei wirken die Tropen als Kollektorregion, in der die absorbierte solare Energie die thermische Ausstrahlung überwiegt, und die hohen Breiten als Radiatorregionen, wo die thermische Ausstrahlung größer als die absorbierte Solarstrahlung ist. Die Folge dieses Ungleichgewichts zwischen den niederen und hohen geographischen Breiten sind regionale Temperaturunterschiede.
2. Temperaturunterschiede erzeugen Bewegungen in Atmosphäre und Ozean (Wind, Strömung), die Energie polwärts transportieren. Der Golfstrom transportiert z.B. etwa 1 Petawatt (10^{15} Watt). Das entspricht der Leistung von etwa 1 Million Großkraftwerken.
3. Die Bewegung, d.h. der Wärmetransport in Atmosphäre und Ozean, ist nicht gleichmäßig sondern turbulent. In der Atmosphäre gibt es Hoch- und Tiefdruckgebiete und im Meer die ozeanischen Wirbel, die warme oder kalte Luft bzw. Wasser herantransportieren.
4. Der durch die Neigung der Erdachse jahreszeitliche Unterschied in der Sonneneinstrahlung sorgt für saisonale Temperaturschwankungen, die sich vorwiegend in der Temperatur der Luft und der Ozeanoberflächen sowie der Ausdehnung von Schnee und Meereis zeigen.
5. Die Änderung der Erdbahnparameter durch Gravitationseinwirkungen der anderen Planeten (Neigung und Präzession der Erdachse und Exzentrizität der ellipsenförmigen Erdumlaufbahn) sorgt für Temperaturschwankungen auf längeren Zeitskalen (MILANKOVITCH-Theorie). Die Perioden der Neigung (41 000 Jahre), der Präzession (19 000 und 23 000 Jahre) und der Exzentrizität (100 000 Jahre) findet man auch in den Zeitserien der Klimavariationen wieder.
6. Atmosphäre, Ozean, Eis und Biosphäre agieren nicht unabhängig voneinander, sondern wechselwirken miteinander und bilden zusammen das Klimasystem (Abb. 1). Sie tauschen Energie, Impuls und Stoffe aus und beeinflussen damit Bewegung, Wärmeinhalt und Stoffzusammensetzung der einzelnen Klimakomponenten.
7. Die Komponenten des Klimasystems schwanken auf unterschiedlichen Zeitskalen. Dies führt zu einem sehr komplexen Verhalten des gesamten Klimasystems.

Wechselwirkungen bzw. Rückkopplungen zwischen den Komponenten des Klimasystems sind vielfältig und können selbstverstärkend (positiv, d.h. instabil) oder selbstabschwächend (negativ, d.h. stabil) sein. Das Meereis (sowie auch der Schnee und die Landeismassen) ist an mehreren klimarelevanten Rückkopplungsmechanismen beteiligt. Ein wesentlicher Mechanismus ist die positive Temperatur-Eis-Albedo-Rückkopplung: Ein

anfänglicher Temperaturrückgang führt zu einer vergrößerten Eisfläche, die wiederum über eine erhöhte Reflexion von solarer Einstrahlung (bedingt durch die helle Farbe von Eis und Schnee) zu einem Energieverlust und daher zu tieferen Temperaturen führt.

Im Klimasystem wirken Rückkopplungsschleifen im Allgemeinen nicht separat, sondern sind durch Wechselwirkungen zu einem Netz von Rückkopplungsschleifen miteinander verbunden. Störungen des Systems werden daher auf vielfältige Weise verstärkt oder abgeschwächt. Da das Klimasystem zwar große Schwankungen aufweist, aber doch im Ganzen stabil erscheint, gleichen sich positive und negative Rückkopplungsmechanismen im Wesentlichen aus.

Klimaschwankungen sind ein wesentlicher Teil der Entwicklungsgeschichte der Erde, und sie werden uns auch in Zukunft begleiten. Anders als in der Vergangenheit wird es aber für Klimaänderungen in der Zukunft neben den natürlichen zunehmend weitere Ursachen geben: menschliche Aktivitäten, die Veränderungen der Landoberfläche und der Zusammensetzung der Atmosphäre zur Folge haben. Dadurch wird eine deutliche Erwärmung von global etwa 3°C in den nächsten 100 Jahren erwartet. Detaillierte Untersuchungen über die physikalischen Ursachen von Klimaschwankungen und die Antwort des Klimasystems auf menschliche Eingriffe sind zur Zeit Gegenstand der nationalen und internationalen Klimaforschung (siehe Internetseite des Weltklimaforschungsprogramms <http://www.wmo.ch/web/wcrp/wcrp-home.html>). Eine aktuelle Zusammenfassung des gegenwärtigen Wissens über das Klimasystem findet man im Third Assessment Report des Intergovernmental Panel on Climate Change (HOUGHTON et al. 2001). Eine Zusammenfassung kann von der IPCC-Internetseite heruntergeladen werden (<http://www.ipcc.ch>).

2. Das Meereis und das Klima

In hohen Breiten ist ein beträchtlicher Teil des Ozeans mit Eis bedeckt. Das Meereis nimmt unter Komponenten der Kryosphäre (Eissphäre) eine besondere Stellung ein, da es nicht wie alle anderen Formen von Eis aus Süßwasser entstanden ist, sondern durch das Gefrieren von Meerwasser gebildet wird. Auf der geophysikalischen



Abb. 2: Luftfotografie der arktischen Meereisdecke im Sommer: Die maximale Schollengröße beträgt einige 100 m. Im Winter frieren die Schollen zusammen und bilden Einheiten von bis zu mehreren Kilometern Größe

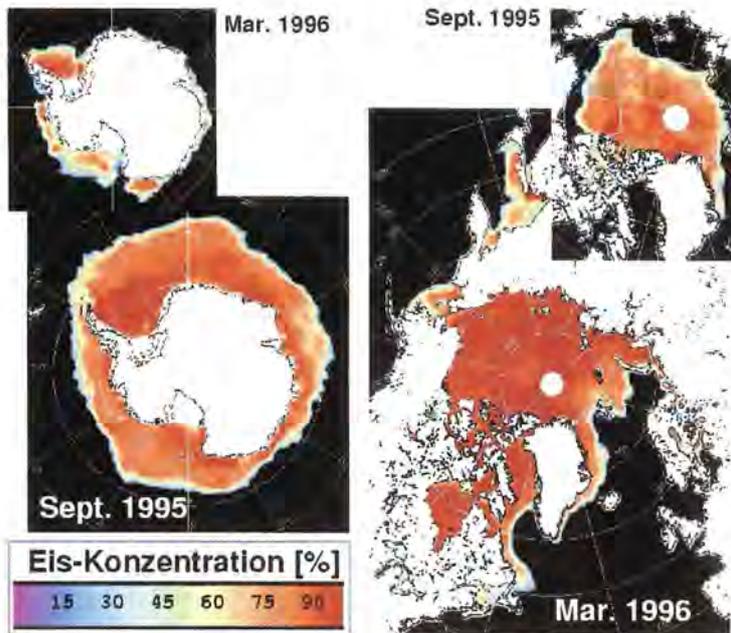


Abb. 3: Mittlere von Satelliten beobachtete Meereisausdehnung im September 1995 und im März 1996 in Arktis und Antarktis (Quelle: T. MARTIN, Kiel)

Skala ist Meereis eine dünne, von Seegang und Tiden in einzelne Schollen zerbrochene Schicht auf den polaren Ozeanen (Abb. 2), die von Wind und Meeresströmungen bewegt und von thermodynamischen Prozessen in ihrer Dicke und Ausdehnung verändert wird. Meereis bildet die Grenze zwischen den beiden viel größeren geophysikalischen Fluiden, der Atmosphäre und dem Ozean, und beeinflusst ihre Wechselwirkung in erheblichem Maße. Meereis bedeckt im März 5 % und im September 8 % der Ozeanoberfläche auf der Erde (Abb. 3). Im Arktischen Ozean ist es im Mittel 3 m und im Südlichen Ozean 1 m dick.

Da das Meereis, auch wenn es nicht von Schnee bedeckt ist, eine hohe Albedo (0.5–0.9) hat, d.h. 50 bis 90 Prozent der eintreffenden Sonnenstrahlung von der Erdoberfläche weg in den Weltraum zurückreflektiert, spielt es im Klimasystem wie auch der Schnee die Rolle einer Energiesenke. Diese Rolle wird noch dadurch verstärkt, dass es durch seine isolierende Wirkung den Wärmeaustausch zwischen dem relativ warmen Ozean (-1°C) und der kalten Atmosphäre (-50°C) behindert. Über Meereisflächen ist die Atmosphäre also deutlich kälter als über dem offenen Ozean. Durch das Auftreten des Meereises wird aber nicht nur die Luft in den Polargebieten abgekühlt, sondern auch der meridionale (Nord–Süd) Temperaturunterschied und damit die zonale (West–Ost) Zirkulation in mittleren Breiten (Westwindzone) intensiviert. Weniger Meereis bedeutet daher, dass sich die Atmosphäre in hohen Breiten erwärmt, die meridionalen Temperaturgradienten verringern und damit die westlichen Winde der gemäßigten Breiten abschwächen.

Das Meereis beeinflusst aber nicht nur die Atmosphäre, sondern auch den Ozean. Die Isolierung des Ozeans gegenüber Wärmeverlusten an die kalte Atmosphäre und die Veränderung der Schubspannung an der Meeresoberfläche durch Impulsverluste bei der Deformation der Meereisdecke sind zwei wichtige Prozesse, die durch die geringe Wärmeleitfähigkeit und durch das Verhalten des

Meereises als zwei-dimensionaler, durch Wind und Meeresströmungen angetriebener viskos-plastisch fließender Festkörper bedingt sind.

Der bedeutendste Effekt ist aber die Bildung von Tiefen- und Bodenwasser in den von Meereis beeinflussten Gebieten. Der Salzgehalt des Meerwassers beträgt im Mittel 34 PSU, der des Meereises dagegen nur etwa 5 PSU. Eine beträchtliche Menge Salz wird daher beim Gefrierprozess in den Ozean abgegeben. Dadurch wird das Oberflächenwasser schwerer, so dass Konvektion einsetzt und tiefere Ozeanschichten erreicht. Auf diese Weise wird im Winter in den Polargebieten dichtes Meerwasser erzeugt, das in tiefe Ozeanschichten sinkt und dadurch die ozeanische „thermohaline“ Tiefenzirkulation antreibt.

Da die Ozeantemperatur in den Polargebieten an der Oberfläche in der Nähe des Gefrierpunktes, in größerer Tiefe aber wärmer ist, gelangt während der Konvektion warmes Wasser an die Oberfläche. In Gebieten mit geringer Stabilität, wie z.B. im Weddellmeer in der Nähe des antarktischen Kontinents, wo die Konvektion tiefere Ozeanschichten erreicht, kann soviel Wärme an die Meeresoberfläche gelangen, dass die Bildung einer Meereisdecke verhindert wird. Auf diese Weise kann eine Polynya entstehen, d.h. eine größere eisfreie Fläche im Meereis (LEMKE 2001). Eine besonders große Polynya (1000 km lang und 350 km breit) wurde im Weddellmeer im Winter 1974 und 1975 beobachtet. Die Stabilität der Meereisdecke hängt also entscheidend von der Stabilität der ozeanischen Schichtung ab.

5. Das Meereis und seine Beobachtung

Robbenfänger waren die Ersten, die vor mehr als 200 Jahren Daten über die Lage der Packeisgrenzen notiert und gesammelt haben. Allerdings sind diese Beobachtungen räumlich sehr begrenzt. Erst seit den 1970er Jahren gibt es einen globalen Datensatz über die Ausdehnung des Meereises und seine Bewegung, der auf Satelliten-Fernerkundungsmethoden und internationalen Bojen-Programmen beruht. Die zeitliche Entwicklung der gesamten Meereisfläche in Arktis und Antarktis, die aus diesen Daten ermittelt wurde, ist in Abb. 4 dargestellt. Offensichtlich haben die beiden Polargebiete eine unterschiedliche Entwicklung durchgemacht. In der Arktis ist nach einem Anstieg in der Mitte der 1970er Jahre von 1978 bis 1990 eine deutliche Abnahme der eisbedeckten Fläche zu verzeichnen, und seitdem ist die Meereisausdehnung bis auf kleine Schwankungen konstant geblieben. In der Antarktis nimmt die Meereisfläche nach einem drastischen Rückgang in den 1970er Jahren seit 1980 langsam zu. Wie in der Arktis ist der langfristige Trend von kurzzeitigen Schwankungen überlagert. Die starke globale Erwärmung der Lufttemperaturen in den 1990ern hat sich offensichtlich nicht gleich auf die Meereisausdehnung in beiden Polargebieten ausgewirkt. Die Meereisausdehnung wird allerdings nicht nur durch die Lufttemperatur, sondern auch durch den Wind und den ozeanischen Wärmefluss beeinflusst.

Ob sich die globale Erwärmung auf andere Meereisvariablen, wie z.B. die Meereisdicke, ausgewirkt hat, lässt sich leider nicht mit Bestimmtheit sagen, da wir über Veränderungen in der Meereisdicke nur sehr wenig wissen. Der Grund liegt darin, dass die Dicke des Meereises nur mit großem Aufwand und dann auch nur lokal zu

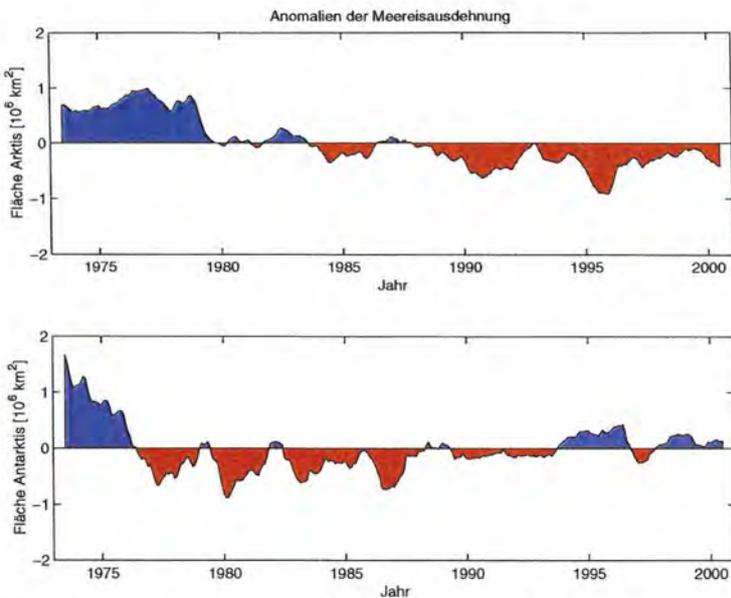


Abb. 4: Zeitliche Entwicklung der Anomalien der gesamten Meereisfläche in Arktis (oben) und Antarktis (unten) seit 1973. Gezeigt sind die Abweichungen von den langjährigen Monatsmittelwerten. Im Jahresmittel bedeckt das Meereis in der Arktis 12,35 Millionen km² und in der Antarktis 12,63 Millionen km²

messen ist. Mit dem Forschungseisbrecher „POLARSTERN“ (Abb. 5) wurde sie in den vergangenen zehn Jahren auf vielen Fahrten ins Packeis beider Polargebiete systematisch durch Bohrungen ermittelt.

Mit diesen punktuellen Bohrungen lassen sich allerdings keine großskaligen Dickenänderungen untersuchen. Dazu sind großflächige Messungen z.B. von Hubschraubern, Flugzeugen oder besser noch von Satelliten nötig.

Verfahren, die dies ermöglichen, sind inzwischen entwickelt worden, empfindliche Fernerkundungsmessungen sind allerdings noch im Experimentierstadium, zeigen aber ermutigende Resultate.

Ein schon länger erprobtes Verfahren ist die Nutzung von Eis-Echoloten, d.h. von Schallsignalen, die, von U-Booten nach oben abgestrahlt, von der Meeresoberfläche oder von der Unterseite der Eisschollen reflektiert werden. Aus den unterschiedlichen Laufzeiten vom Sensor zur Meeresoberfläche oder zur Eisscholle lassen sich der Tiefgang der Schollen und mit einigen Annahmen auch die gesamte Eisdicke auf der Fahrtroute des U-Bootes bestimmen. Ähnliche Sensoren werden auch auf ozeanographischen Verankerungen benutzt. Von diesen erhält man dann die zeitliche Entwicklung der Eisdicke über ein bis zwei Jahre an einem bestimmten Ort. Die Nutzung der Sonar-Daten ist allerdings nicht einfach wegen der vielen Störsignale und der Abhängigkeit der Schallgeschwindigkeit (und damit der Laufzeit) von Temperatur und Salzgehalt der vom Schallsignal durchlaufenen Meerwasserschichten.

Die Analyse begrenzt freigegebener Datensätze von militärischen U-Booten zeigt im Vergleich von Beobachtungen in den 1960er Jahren und Anfang der 1990er eine bis zu 40 %ige Reduktion der Eisdicke. Allerdings sind diese Daten auf den Sommer beschränkt und stammen nur aus einem engen Bereich der zentralen Arktis. Sie lassen sich also nicht auf die gesamte Arktis übertragen. Auch hier gilt: Die Messungen sind regional und zeitlich zu eng begrenzt, um Aussagen über die globale Langzeitentwicklung zu machen.

Eine globale Langzeitmessung lässt sich nur von Satelliten aus im Mikrowellenbereich durchführen. In diesem Wellenlängen-Bereich sind Luft und Wolken transparent.



Abb. 5: „POLARSTERN“ im antarktischen Packeis

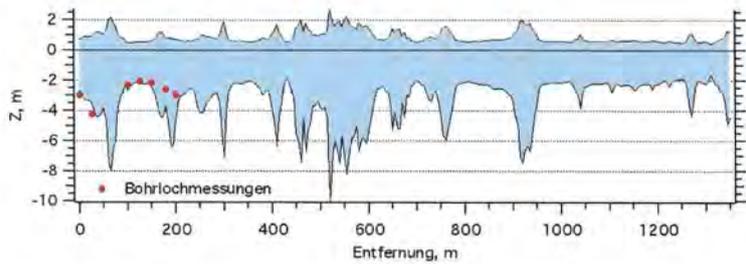


Abb. 6: Dickenprofil einer Eisscholle. Der Wasserspiegel befindet sich bei $Z = 0$ m. Die Eisdicke wurde mit Hilfe von EM-Messungen bestimmt. Die Bohrlochmessungen zeigen die hohe Genauigkeit der EM-Messungen (C. HAAS, AWI)

Technisch ist das bisher wegen der erforderlich hohen Genauigkeit noch nicht gelungen. Das Freibord der Eisschollen beträgt nur einige 10 cm, und die Rinnen zwischen den Eisschollen sind nur wenige 100 m breit. Ein abtastender Radarpuls muss also fein gebündelt sein und sehr genaue Laufzeitmessungen ermöglichen. Zur Zeit ist ein neuer Satellit (CryoSat, siehe <http://www.esa.int/export/esaLP/cryosat.html> und <http://www.cryosat.de>) in der Entwicklung und soll 2004 durch die Europäische Raumfahrtagentur ESA gestartet werden. Er wird ein neuartiges Radaraltimeter an Bord haben und soll kontinuierlich wetter- und wolkenunabhängig das Freibord der Eisschollen messen. In der Anfangsphase sind zur Kalibrierung des Altimeters und der Analyseverfahren Bodenmessungen (ground truth) notwendig. Am geeignetsten sind Messungen vom Hubschrauber oder Flugzeug aus, mit denen man größere Strecken als vom Schiff aus messen kann.

Als neuartige Möglichkeit bietet sich hier das elektromagnetische (EM) Induktionsverfahren an. Diese Methode wurde bisher in der Geophysik zur Untersuchung von Erzlagerstätten und Grundwasserreservoirs genutzt. Eine Weiterentwicklung wurde zunächst auf einem Schlitten verwendet, der über eine Eisscholle gezogen wurde (HAAS und EICKEN, 2001). Gemessen wird mit diesem Verfahren der Abstand vom Gerät zum nächstliegenden elektrisch leitenden Material, hier das salzige Meerwasser unter der Eisscholle. Ein Beispiel einer solchen Messung ist in Abb. 6 dargestellt. Deutlich wird die komplexe Dickenstruktur der Eisscholle, aber auch die gute Übereinstimmung mit den parallel durchgeführten Bohrlochmessungen.

Inzwischen ist eine weiterentwickelte Sonde während einiger „POLARSTERN“-Expeditionen auch von einer Messnadel am Bug des Schiffes und von einem Hubschrauber aus (Abb. 7) über längere Strecken eingesetzt worden. Bei diesen Anwendungen wurde parallel zu EM ein Laseraltimeter benutzt, um den Abstand der Sonde von der Eisoberfläche zu messen. Das EM misst den Abstand zum Meerwasser unter der Scholle, und aus der Differenz der beiden Messungen lässt sich die Eisdicke bestimmen (siehe Abb. 8).

Mit diesem Verfahren lässt sich die Meereisdicke über große Strecken bestimmen. Allerdings wird in der zentralen Arktis und in vielen Bereichen der Antarktis ein Eisbrecher, wie z.B. „POLARSTERN“, als Stützpunkt gebraucht, denn die Reichweite der Hubschrauber beträgt nur etwa 100 Meilen. Selbst mit einem im Tiefflug fliegenden Forschungsflugzeug wird man wohl nicht mehr als 500 Meilen durchmessen können. Alle Hoffnun-



Abb. 7: Hubschrauber mit EM-Meereisdickensensor (HEM-Bird) im Schlepptau (Foto: J. LIESER, AWI)

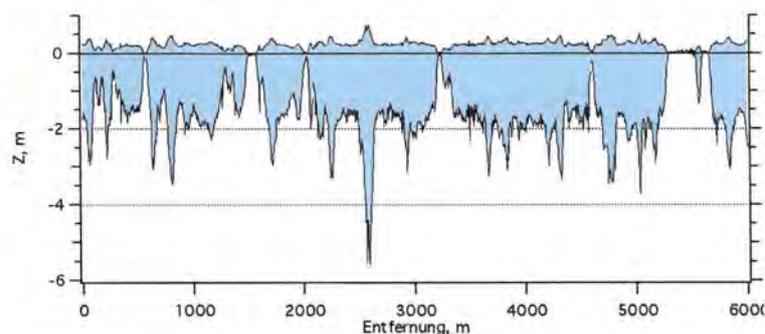


Abb. 8: Sechs Kilometer langer Ausschnitt aus einem Hubschrauber-Eisdickenprofil, das mit dem HEM-Bird vermessen wurde. Der Wasserspiegel befindet sich bei $Z = 0$ m. Die Stellen mit sehr geringer Eisdicke markieren Rinnen offenen Wassers zwischen größeren Eisschollen (C. HAAS und J. LIESER, AWI)

gen ruhen also auf dem Satelliten CryoSat, seinem erfolgreichen Start in 2004 und einer langen Messphase, um dem Problem des Langzeittrends der Meereisdicke großräumig zu Leibe zu rücken.

Inzwischen lassen sich aber auch mit Beobachtungen von Lufttemperatur und Wind durch die Wetterdienste, ein wenig Physik und einem schnellen Computer Schwankungen der Meereisdicke abschätzen und vorhersagen.

4. Das Meereis und die Physik: Dynamik und Thermodynamik

Ein Verständnis des Meereises und seiner Veränderungen setzt ein mathematisch-physikalisches Modell voraus, mit dem man die Geschichte der Meereisschwankungen nachzeichnen kann, mit dem sich aber auch Vorhersagen machen und Szenarien rechnen lassen. Was sind nun die wesentlichen physikalischen Grundlagen zur Beschreibung des Meereises? Wir betrachten das Meereis als eine Ansammlung von Schollen, die in einer dünnen Schicht den Ozean bedecken. Der Bedeckungsgrad variiert – wie auch bei der Bewölkung – zwischen 0 und 1 (oder 0 und 100 %). Die vertikale Struktur des Meereises wird vernachlässigt. Sie spielt für Klimafragen keine große Rolle. Entscheidend ist nur die Dicke des Eises. Die Meereisschicht ist also charakterisiert durch den Bedeckungsgrad (und damit auch die Ausdehnung), die Dicke und die Bewegung, d.h. den zweidimensionalen (horizontalen) Geschwindigkeitsvektor. Dies sind die wesentlichen Meereisvariablen, die in Klimamodellen beschrieben werden.

Änderungen von Ausdehnung, Bedeckungsgrad, Dicke und Drift des Meereises werden durch dynamische und thermodynamische Prozesse hervorgerufen. Dynamische Prozesse bestimmen die Bewegung des Meereises. Die Meereisdrift wird im Wesentlichen durch den Wind und zu einem geringeren Teil durch Ozeanströmungen und die Neigung der Meeresoberfläche angetrieben. Da die Drift des Meereises in einem beschleunigten Koordinatensystem beschrieben wird, das an der sich drehenden Erde festgemacht ist, muss zusätzlich die Corioliskraft, eine Scheinkraft, berücksichtigt werden. In Gebieten, in denen sich die Schollen frei bewegen können, sind dies die Kräfte, die die Meereisdrift bestimmen. Es gibt aber viele Bereiche in den Polargebieten, in denen die Schollen miteinander kollidieren, an Küsten stoßen und beim Zusammenschieben deformiert und zerbrochen werden und sich überlagern.

Jeder Festkörper, also auch das Meereis, wehrt sich mit internen Kräften gegen eine Deformation. Die Kontinuumsmechanik hat eine lange Tradition, das Deformationsverhalten von Körpern unterschiedlichster Art zu beschreiben. Es geht in jedem Fall darum, die internen Kräfte als Funktion der Deformation oder der Deformationsrate darzustellen. Beobachtungen ergeben, dass Meereis bei konvergenter Drift interne Kräfte bis zu einem Schwellenwert aufbaut, bevor die Schollen brechen und sich übereinander schieben oder Presseisrücken bilden. Bei weiterer Deformation bleiben die internen Kräfte konstant. Das Meereis verhält sich also bei Deformation wie ein plastisches Medium, wie z.B. Paraffin. Der Schwellenwert, bei dem das Eis bricht, hängt im Wesentlichen von seiner Dicke ab. Bei divergenter Drift treten keine internen Kräfte auf, da das Eis in Schollen zerbrochen ist und diese einfach auseinander treiben.

Die Beschreibung der Kräfte, die auf das Meereis einwirken, ist damit vollständig und kann mathematisch formuliert werden. Nun fehlt nur noch die Antwort des Meereises auf die angreifenden Kräfte. Diesen Zusammenhang hat schon NEWTON in seinem Zweiten Gesetz formuliert: Summe der Kräfte gleich Masse mal Beschleunigung. Das Prinzip ist einfach, im Detail ist die mathematische Umsetzung allerdings sehr schwierig.

Gefrieren und Schmelzen des Meereises werden durch thermodynamische Prozesse gesteuert. Meereis wächst, wenn die Atmosphäre so kalt ist, dass der Wärmestrom vom Ozean durch das Eis nicht ausreicht, um das Energiedefizit an der Oberseite des Meereises auszugleichen. In diesem Fall wird an der Unterseite der Schollen Eis gebildet. Dabei wird während des Phasenübergangs (latente) Wärme freigesetzt und an die Oberfläche abgeleitet. Wie viel Eis gefroren werden muss, hängt von der Temperatur an der Oberseite des Meereises ab. Diese wird aus einer Energiebilanz bestimmt, in die außer der Wärmeleitung durch das Eis noch die Strahlungsflüsse an der Oberfläche und der latente und sensible Wärmeaustausch mit der Atmosphäre eingehen. Liefert der Ozean zuviel Wärme an oder erwärmt sich die Oberflächentemperatur bis zum Schmelzpunkt, dann wird überflüssige Energie benutzt, um Eis zu schmelzen.

Sowohl Dynamik als auch Thermodynamik können eine Eisdickenveränderung bewirken. Dabei existiert über den größten Teil des Jahres eine interessante negative, d.h. stabilisierende Wechselwirkung zwischen Dynamik und Thermodynamik des Meereises. Wird in einem Bereich das Eis durch Schmelzvorgänge dünner und damit weniger widerstandsfähig, dann können wechselnde Winde das Eis leichter zusammenschieben und die Eisdicke durch Deformation erhöhen. Andererseits kann bei einer divergenten Meereisdrift, wenn das Eis in einem Bereich dynamisch ausgedünnt wird, die kalte winterliche Atmosphäre leichter Neueis bilden und damit die Eisdicke vergrößern. Die negative Wechselwirkung liegt daran, dass (bei sonst gleichen Randbedingungen) bei dünnem Eis die Gefriertrate groß, der Widerstand gegen Deformation dagegen klein sind. Umgekehrt sind bei dickem Eis die Gefriertrate klein und der Widerstand gegen Deformation groß. Diese stabilisierende Wechselwirkung macht die Meereisdicke weniger anfällig gegen atmosphärische und ozeanische Störungen.

Zusammenfassend lassen sich Meereismodelle aus vier Komponenten zusammensetzen (HIBLER und FLATO 1992):

- a) einer Oberflächen-Energiebilanz, mit der aus dem atmosphärischen Antrieb (Wind, Lufttemperatur, Feuchte, solare Einstrahlung) und der Wärmeleitung durch das Eis die Oberflächentemperatur bestimmt wird.
- b) einem Wärmeleitungsmodell, das den Wärmestrom durch das Eis bei vorgegebenen Eisoberflächen- und Ozeantemperaturen bestimmt.
- c) einer Impulsbilanz (Zweites NEWTONsche Gesetz), bestehend aus Beschleunigung, Corioliskraft, atmosphärischer und ozeanischer Schubspannung, Meeresoberflächenneigung und internen Spannungen im Eis, die durch Deformationen hervorgerufen werden. Die Impulsbilanz bestimmt die Meereisgeschwindigkeit. Die internen Spannungen im Eis werden aus einem bestimmten rheologischen Fließgesetz abgeleitet, das sie mit der Deformation (oder der Deformationsrate) verknüpft.
- d) und aus Bilanzgleichungen für Schnee- und Eismasse sowie Bedeckungsgrad. Diese Bilanzgleichungen bestimmen die neue Schnee- und Eisdicke und den Eisbedeckungsgrad für jeden Modellgitterpunkt mit Hilfe der Meereisgeschwindigkeit (aus c) und der

Gefrier- bzw. Schmelzrate, die aus dem thermodynamischen Teil des Modells (a und b) hervorgeht. Die physikalischen Gleichungen des Meereismodells bestehen im Wesentlichen aus einem System gekoppelter partieller Differentialgleichungen. Mit den entsprechenden Anfangswerten und zeitlich veränderlichen Randbedingungen lassen sich diese Gleichungen auf einem numerischen Gitter, das der betrachteten Geographie angepasst ist, mit einem Rechner zeitlich vorwärts integrieren. Die wesentlichen, täglich vorzugebenden Randbedingungen für das Meereis sind Lufttemperatur, Wind, solare Einstrahlung und der ozeanische Wärmestrom.

5. Änderungen des arktischen Meereises

Integriert man das Meereismodell mit den atmosphärischen Beobachtungen der Wetterdienste aus den letzten 50 Jahren, dann zeichnet sich in der Meereisentwicklung eine ausgeprägte Variabilität ab (HILMER und LEMKE 2000). Das gesamte Eisvolumen der Arktis ist dabei hauptsächlich durch dekadische Schwankungen gekennzeichnet (Abb. 9). Es zeigt sich, dass der Trend über die fünfzig simulierten Jahre verschwindend klein ist. Betrachtet man aber nur die letzten vierzig und insbesondere die letzten zehn Jahre, dann ist der Rückgang des Meereises sehr markant. Der Trend ist also sehr abhängig von den betrachteten Zeitskalen. Das Interessante an Abb. 9 ist demnach nicht die langfristige Entwicklung, sondern die beträchtliche Amplitude der dekadischen Variationen, deren Ursachen noch nicht im Detail verstanden sind.

Das mittlere simulierte Bewegungsfeld des Meereises (Abb. 10, links) zeigt den bekannten Beaufort-Wirbel, den Transpolaren Driftstrom und eine ausgeprägte südwärts gerichtete Strömung östlich und westlich von Grönland durch Fram-, Dänemark- und Davisstraße. Durch die

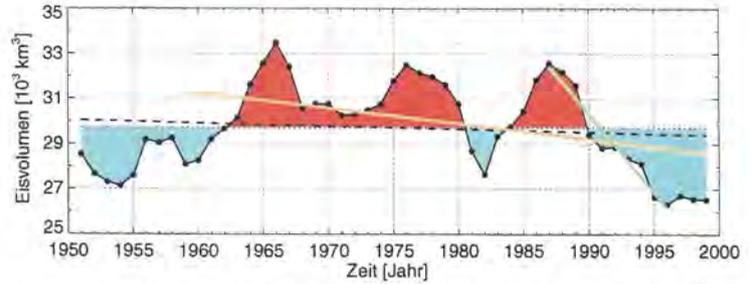


Abb. 9: Zeitserie der Jahresmittel des simulierten Meereisvolumens in der Arktis

Meereisdrift im Beaufort-Wirbel wird das Eis an der Nordküste Grönlands und Kanadas aufgestaut und erreicht dort seine größten Dicken (im Mittel bis zu 6 m), während es in der divergenten Drift in den eurasischen Schelfmeeren nur 1 bis 2 m Dicke erreicht (Abb. 10, rechts). Die modellierten Muster der Meereisdrift und -dicke stimmen gut mit den Beobachtungen überein.

Durch das prägnante Driftmuster ergeben sich im Jahresmittel Gebiete, in denen im Winter mehr Meereis gebildet als im Sommer geschmolzen wird. Diese Bereiche sind durch blaue Farben in Abb. 10 (links) unterlegt. Schmelzgebiete sind durch gelb-rote Farben gekennzeichnet. Diese so genannte Nettogefrierrate zeigt ausgeprägte Eisbildungsgebiete auf dem eurasischen Schelf und Schmelzzonen in Grönland-, Irminger- und Labradorsee. In diesen Bereichen des nördlichen Nordatlantik findet im Winter häufig Tiefenkonvektion statt, die die meridionale Tiefenzirkulation im Nordatlantik stark beeinflusst. Durch einen erhöhten Meereisexport aus der Arktis wird die Tiefenkonvektion erschwert, da beim Schmelzen des Meereises Süßwasser an der Meeresoberfläche zurück bleibt, das die ozeanische Schichtung stabilisiert. Ein geringerer Meereisexport erleichtert dagegen die ozeanische Konvektion.

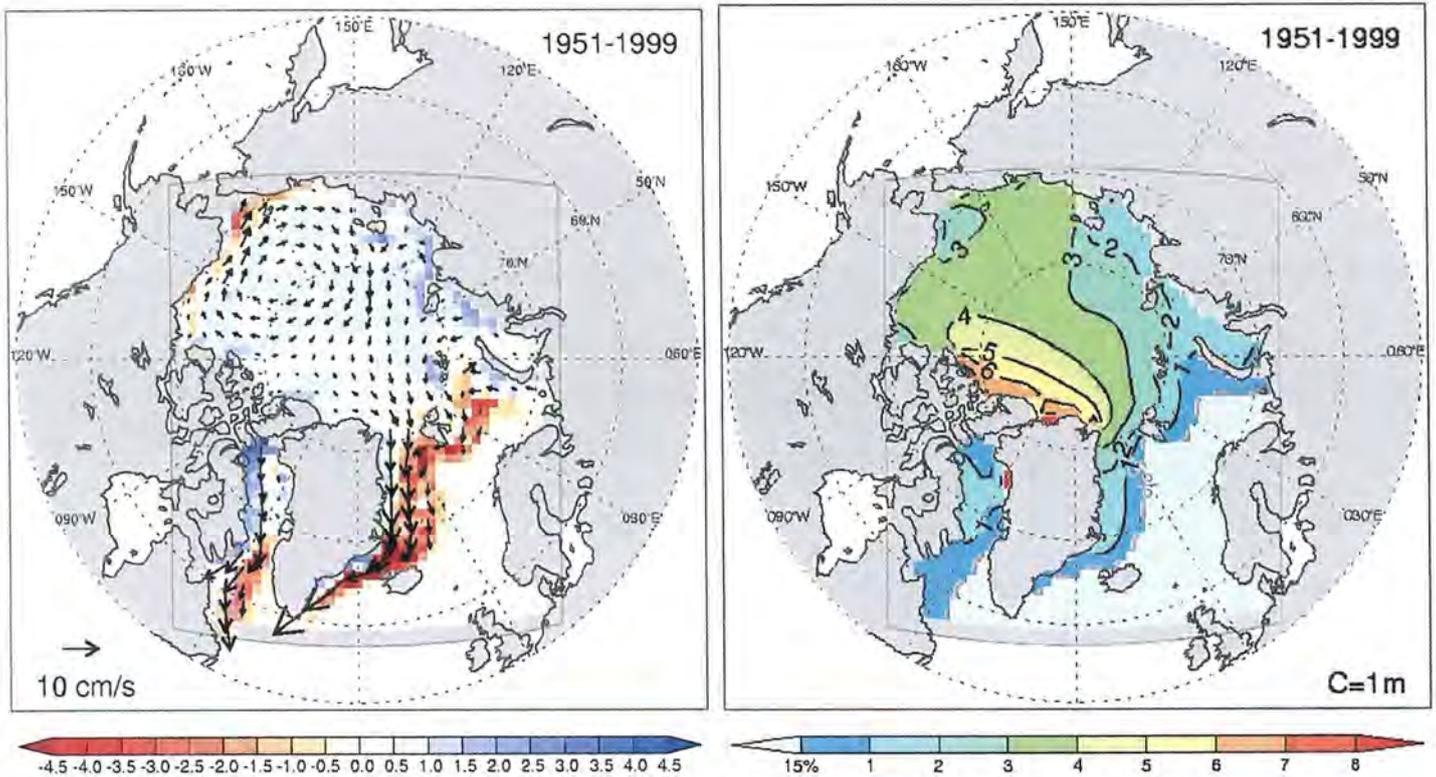


Abb. 10: Mittlere simulierte Felder der Nettogefrierrate [m/Jahr] und der Meereisdrift (links) und der Meereisdicke [m] (rechts) in der Arktis

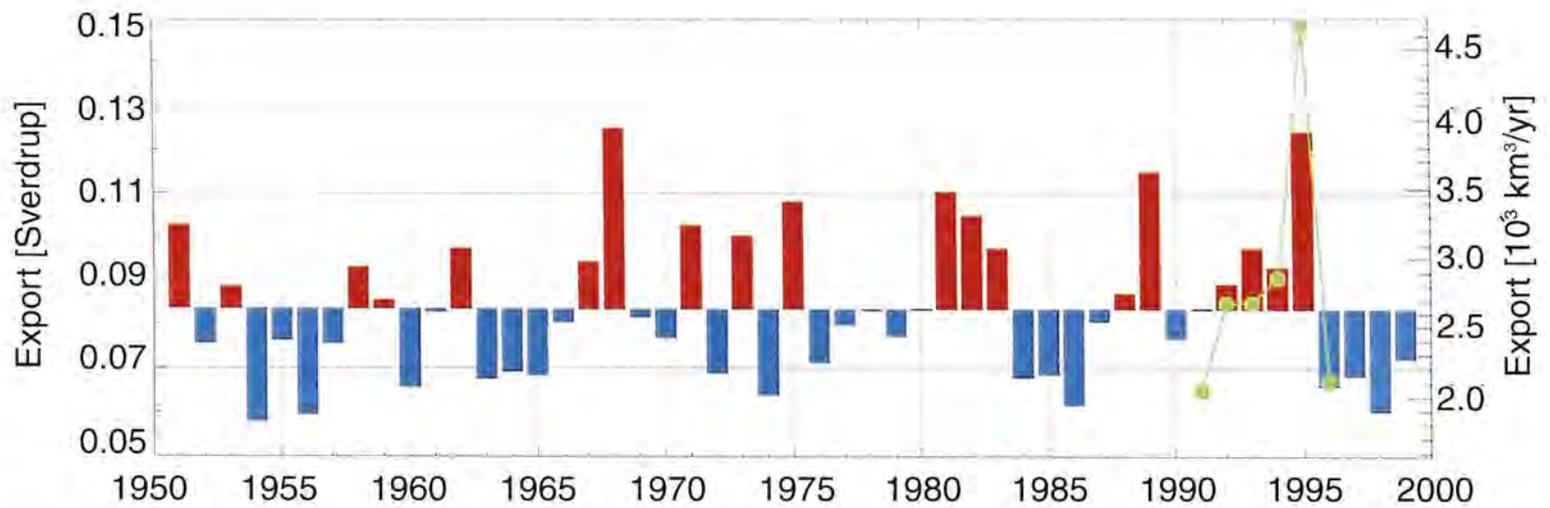


Abb. 11: Zeitserie des simulierten Meereisexports durch die Framstraße. Beobachtungen von VINJE et al. (1998) sind durch Punkte gekennzeichnet

Der Meereisexport durch die Framstraße ist zeitlich sehr variabel (Abb. 11). Folglich haben sich auch die Schmelzraten und damit der Süßwassereintrag an der Ozeanoberfläche in Grönland- und Labradorsee stark geändert, mit deutlichen Einflüssen auf die Tiefenwasserbildung im Nordatlantik. Experimente mit globalen ozeanischen Zirkulationsmodellen zeigen, dass starke Süßwassereinträge die Umwälzzelle im Nordatlantik und damit den Wärmetransport durch den Golfstrom und seine Ausläufer deutlich reduzieren können.

6. Was bringt die Zukunft?

Die Meereisfläche in der Arktis hat im Frühjahr und Sommer seit 1950 an den Rändern etwa 10–15 % abgenommen. Die Wintereisausdehnung zeigt dagegen keinen Trend. In der Antarktis hat das Meereis nach einem deutlichen Rückgang Mitte der 1970er Jahre in seiner Ausdehnung wieder zugenommen, so dass für die vergangenen 30 Jahre insgesamt kein Trend sichtbar ist. Bezüglich der Dicke des Meereises in der Arktis deuten Sommer-Daten aus den 1960er Jahren im Vergleich zur Mitte der 1990er auf eine 40 %ige Reduktion hin. Dieses Ergebnis ist allerdings mit großer Vorsicht zu betrachten, da nur wenige Bereiche der Arktis untersucht wurden. In der Tat zeigen Simulationen mit einem durch Beobachtungen optimierten und mit Daten der Wetterdienste aus den letzten 50 Jahren angetriebenen Meereismodell nur einen kleinen negativen Trend, aber starke dekadische Schwankungen mit einem Maximum in den 1960er und einem Minimum in den 1990er Jahren.

Projektionen der Klimaentwicklung für verschiedene Szenarien der Entwicklung der Weltwirtschaft (d.h. im Wesentlichen der Energieproduktion und damit der Emission von Treibhausgasen) für die kommenden 100 Jahre deuten auf eine globale Temperaturerhöhung von 1,4 bis 5,8°C hin, wobei die größten Werte im Winter auf den Kontinenten und in den Polarregionen auftreten (HOUGHTON et al. 2001). Für Deutschland werden 3–4°C berechnet und für den Bereich der Arktis 8–10°C. Die Folge sind ein weiterer deutlicher Rückgang der Gletscher und der winterlichen Schneedecke und ein starker Rückzug der Meereisgrenzen. Wegen der Temperaturerhöhung werden die Schmelzregionen des grönländi-

schen Eisschildes zunehmen und das Eisschild dadurch schrumpfen. In der Antarktis werden die höheren Temperaturen zu höheren Niederschlägen führen. Da die Temperaturen dann aber immer noch deutlich unter dem Gefrierpunkt liegen, wird das antarktische Eisschild dank verstärkter Schneefälle wachsen und damit den Meeresspiegelanstieg verlangsamen.

Projektionen mit verschiedenen Klimamodellen liefern aufgrund unterschiedlicher Parametrisierungen für ein und dasselbe Szenario unterschiedliche Werte. Betrachtet man alle 35 IPCC-Szenarien und alle verwendeten Modelle, so ergibt sich für die Vorhersage des Meeresspiegelanstiegs eine Bandbreite von 9 bis 88 cm. Der Mittelwert aller Modelle für alle Szenarien beträgt 40 cm. Davon entfällt die Hälfte auf die thermische Ausdehnung des Meerwassers. Damit wäre die Anstiegsrate des Meeresspiegels im 21. Jahrhundert etwa vergleichbar mit dem stärksten Anstieg beim Rückzug der Eiszeitschilde vor etwa 10 000 Jahren.

Literatur

- HAAS, C. und H. EICKEN: Interannual variability of summer sea ice thickness in the Siberian and Central Arctic under different atmospheric circulation regimes. *J. Geophys. Res.*, 106 (C5), 4449–4462 (2001)
- HIBLER, W. D. und FLATO, G. M.: Sea ice models. In: TRENBERTH, K. E. (Ed.): *Climate system modeling*. S. 413–436. Cambridge: Cambridge University Press 1992
- HILMER, M. und LEMKE, P.: On the decrease of Arctic sea ice volume. *J. Geophys. Res. Lett.* 27, 3751–3754 (2000)
- HOUGHTON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J. und XIAOSU, D.: *Climate Change 2001, The scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press 2001 (siehe auch <http://www.ipcc.ch>)
- LEMKE, P.: Polynyas – Open windows to the polar oceans. *Science* 292: 1670–1671 (2001)
- VINJE, T., NORDLUND, N. und KVAMBEKK, A.: Monitoring ice thickness in Fram Strait. *J. Geophys. Res.* 103, 10437–10450 (1998)

Was hat der Ozean mit dem Klima zu tun?

Bremer Ozeanographen untersuchen die Strömungen im Atlantik

Es ist in der Wissenschaftsgemeinde (fast) unumstritten, dass der verstärkte Treibhauseffekt zukünftig zu einer globalen Erwärmung führen wird. Wie sehr jedoch das Klima in Bremen und umzu betroffen sein wird, hängt stark von den ozeanischen Strömungen und ihren Schwankungen im Nordatlantik ab.

Die ozeanische Zirkulation spielt eine große Rolle bei der globalen Verteilung der eingestrahelten Sonnenenergie. In den tropischen Bereichen unserer Erde ist die Einstrahlung der Sonne am größten. Ozeanströme und atmosphärische Zirkulation teilen sich die Arbeit und schaffen etwa gleich viel Wärme von den Tropen in die gemäßigten Zone und die Polargebiete. Im Nordatlantik wird Wärme in den oberen 500 m durch den Golfstrom nach Norden transportiert. Die Wärmemenge beträgt etwa 1×10^{15} Watt, das entspricht der Leistung von 1 Million Kernkraftwerken. Die Wärme wird langsam an die Atmosphäre abgegeben, und die bei uns vorherrschenden Westwinde schaffen sie vor allem nach West- und Nordeuropa. Daher erfreuen wir uns an vergleichsweise milden Wintern, während die ostkanadische Stadt Goose Bay, die auf derselben geographischen Breite wie Bremen liegt, unter winterlichen Temperaturen um -10°C bis -20°C stöhnt.

Auf seinem Weg nach Norden kühlt die warme Strömung immer mehr ab. Daher wird das Wasser an der Meeresoberfläche dichter und sinkt in den tiefen Ozean. Das Absinken geschieht in der Labradorsee zwischen Kanada und Grönland und nördlich von Island. Von dort aus fließt das abgesunkene Wasser als kalter Tiefenstrom nach Süden. Im Südatlantik angekommen, gelangt das kalte Tiefenwasser in den Indischen und in den Pazifischen Ozean. Im Gegenzug strömt an der Oberfläche warmes Wasser aus den beiden Ozeanen in den Südatlantik und von dort aus wieder in unsere Breiten zurück. Diese globale ozeanische Umwälzbewegung wird thermohaline Zirkulation genannt, da sie von Temperatur- (thermo) und Salzgehalts- (halin) Differenzen angetrieben wird. Die Absinkeregionen in der Labradorsee und nördlich von Island haben eine Schlüsselfunktion für die Intensität der thermohalinen Zirkulation und damit für die Fähigkeit des Ozeans, Wärme zu transportieren. Sie stellen die Einfallstore dar, durch die das Oberflächenwasser und damit die Atmosphäre mit dem tiefen Ozean wechselwirken kann. In diesen Gebieten werden auch atmosphärische Gase und Schadstoffe wie CO_2 und FCKW aus der Atmosphäre in das Tiefenwasser eingetragen, da sie mit dem Oberflächenwasser absinken. Zur Zeit wird etwa die Hälfte des vom Menschen erzeugten CO_2 vom Ozean aufgenommen. Daher spielen die Mitnahme und Verteilung dieser Gase durch ozeanische Tiefenströmungen eine große Rolle in der Regulierung des Treibhauseffektes. Man kann sich gut vorstellen, dass – bedingt durch die Erwärmung der Atmosphäre durch einen verstärkten Treibhauseffekt – das Oberflächenwasser nicht mehr genug abkühlen kann, um in die Tiefe zu sinken. In die-

sem Fall würden sich auch der Zustrom von warmem Wasser in den Nordatlantik abschwächen und Westeuropa zuerst einmal für einige Jahrzehnte abkühlen, bevor die Erwärmung durch den Treibhauseffekt die Oberhand gewinnt.

Die Abteilung Ozeanographie des Instituts für Umweltphysik der Universität Bremen untersucht vor allem den kalten, tiefen Zweig der klimarelevanten thermohalinen Zirkulation. Im Mittelpunkt unseres Interesses steht die Klärung von Fragen wie: Wie wird das Tiefenwasser im Nordatlantik gebildet? Welche physikalischen Prozesse spielen dabei eine Rolle? Wieviel Tiefenwasser wird jedes Jahr gebildet? Wie schnell breitet es sich aus? Welche zeitlichen Veränderungen gibt es im Tiefenwasser? Je mehr Antworten wir auf diese Fragen finden, desto besser können wir das komplizierte Klimasystem der Erde und seine Beeinflussung durch den Ozean verstehen.

Da der tiefe Ozean seine Geheimnisse nicht ohne weiteres preis gibt, verwenden wir die verschiedensten Methoden und Messgeräte, die von Bord eines Forschungsschiffes („METEOR“, „SONNE“ oder „POLARSTERN“) aus zum Einsatz kommen. Schon lange in Bremen beheimatet ist die Messung von Spurenstoffen. Zu ihnen gehören die FCKWs und Tritium, die, wie erwähnt, in den Absinkeregionen ins Tiefenwasser eingetragen werden. Diese Stoffe führen eine Art Uhr mit sich: Wird nun ihre Verteilung im Ozean gemessen, so kann man im Prinzip für jedes Wasservolumen den Zeitpunkt bestimmen, an dem es die Meeresoberfläche verlassen hat. Die Zeitinformation für die FCKWs liefern die jährlich ansteigenden Konzentrationen und veränderlichen Verhältnisse einzelner FCKW-Komponenten. Ein Beispiel ist in Abbildung 1 zu sehen:

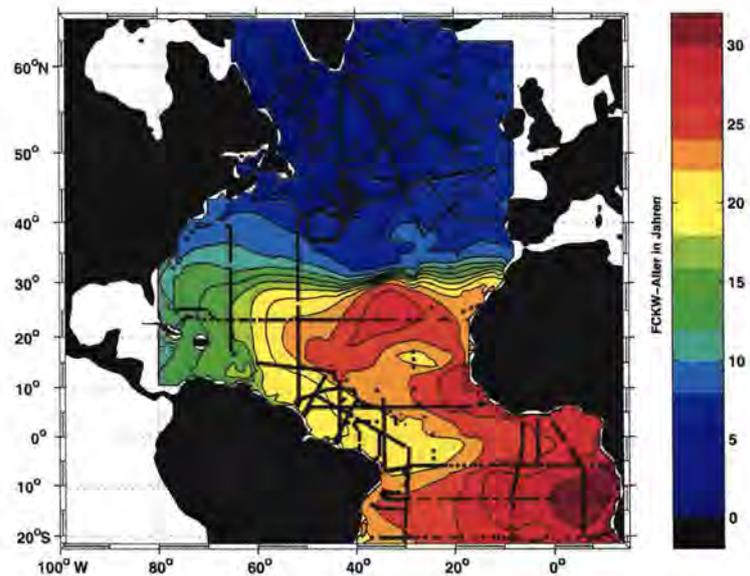


Abb. 1: FCKW-Alter des Tiefenwassers in ca. 2000 m Tiefe. Dieses Wasser wird in der Labradorsee gebildet. Ein Teil strömt in einem westlichen Randstrom entlang des amerikanischen Kontinents nach Süden, eine weitere Zunge erstreckt sich vor Brasilien entlang des Äquators. Vom Nordatlantik bis ca. 10°N braucht das Tiefenwasser demnach ungefähr 15 Jahre

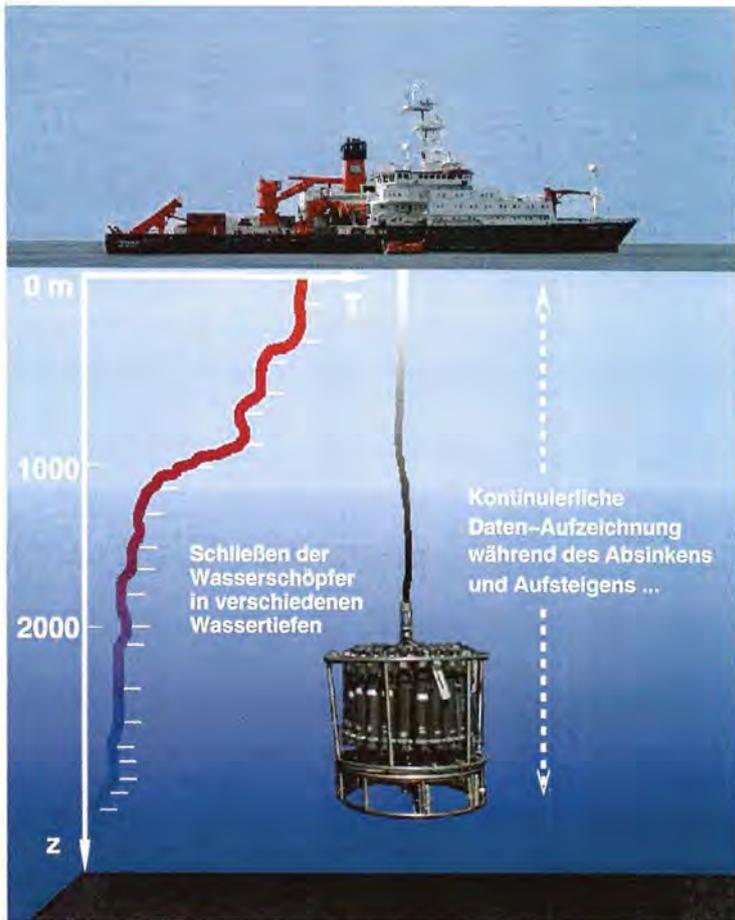


Abb. 2: Exemplarische Aufzeichnung eines Temperaturprofils durch ein Rosettensystem. Neben Temperatur wird durch verschiedene Sonden auch die vertikale Verteilung von Salzgehalt, Sauerstoff-Konzentration und horizontaler Geschwindigkeit aufgenommen. Die 22 Wassers schöpfer (Volumen je zehn Liter) werden in verschiedenen Tiefen geschlossen, und das gesammelte Wasser wird anschließend an Bord des Forschungsschiffes oder im Bremer Labor untersucht

Es zeigt die FCKW-Altersverteilung im Tiefenwasser in rund 2000 m Tiefe. Tritium hingegen ist radioaktiver Wasserstoff, der durch die Kernwaffenversuche in den 1960er Jahren in die Atmosphäre eingebracht wurde und zu einem Isotop des Helium (^3He) zerfällt. Misst man nun die Tritium- und die ^3He -Konzentration eines Wasservolumens, so kann man über die bekannte Tritium-Zerfallsrate bestimmen, seit wann es keinen Kontakt zur Oberfläche mehr hatte. Die Bremer Ozeanographie ist für diese Messungen optimal ausgerüstet und gehört international zur Weltspitze.

Die meisten Bremer Messungen von Spurenstoffverteilungen im letzten Jahrzehnt waren Teil des deutschen Beitrags zum internationalen „World Ocean Circulation Experiment“ (WOCE), in dem eine Bestandsaufnahme des globalen Ozeans durchgeführt wurde. Das Messprogramm ging im Jahre 2000 zu Ende, die Bremer Arbeitsgruppe arbeitet jedoch weiterhin intensiv an der Interpretation der Daten und zusammen mit dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie in Hamburg an der Erstellung eines WOCE-Atlas für den Atlantik. In diesem einzigartigen Werk werden Beobachtungen aus einem Zeitraum von zehn Jahren zusammengefasst und einem breiten wissenschaftlichen Nutzerkreis für weitere Untersuchungen zur Verfügung gestellt.



Abb. 3: Die Untersuchungen der Bremer Ozeanographie finden in Gebieten statt, die für die Tiefenwasserzirkulation von Bedeutung sind

Neben den für Bremen „traditionellen“ Methoden der Spurenstoffmessung und Interpretation wird nach dem Wechsel der Abteilungsleitung von Prof. Dr. Wolfgang Roether auf Prof. Dr. Monika Rhein im August 2000 die Palette der Messmethoden wesentlich erweitert. Um die Strömungsgeschwindigkeit direkt „vor Ort“ messen zu können, wenden wir akustische Verfahren an. Sogenannte ADCPs (Akustische Doppler-Profilströmnesser) werden im Rumpf eines Forschungsschiffes eingebaut und messen dann kontinuierlich die Strömungsgeschwindigkeiten in den oberen 1400 m des Ozeans. In einer zweiten Konfiguration werden sie zusammen mit anderen Sonden an einem Draht befestigt und vom Schiff aus bis zum Ozeanboden (typischerweise zwischen 2 und 5 km tief) herabgelassen. Auf dem Weg in die Tiefe zeichnen sie die Strömungsgeschwindigkeiten von der Oberfläche bis zum Meeresboden auf. Weitere Instrumente messen

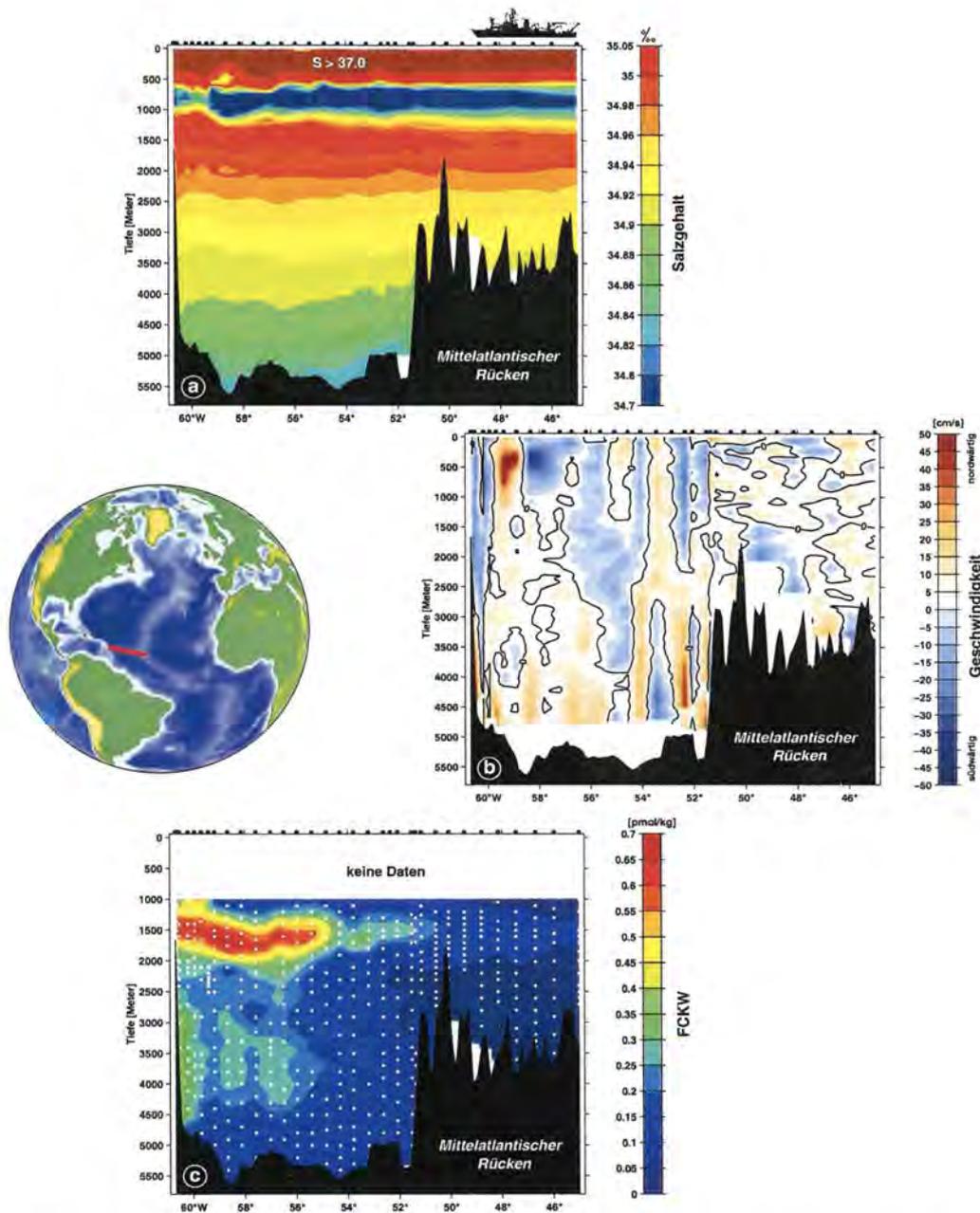


Abb. 4: Die Salzgehalts- (a), Nord-Süd-Geschwindigkeits- (b) und die FCKW-Verteilung (c) im subtropischen Westatlantik von Guadeloupe (linker Bildrand) bis zum Mittelatlantischen Rücken (rechter Bildrand) entlang 16°N zeigt unterschiedliche Merkmale der Wassermassen. Während das Tiefenwasser im Salzgehalt kein außerordentliches Signal aufweist, ist es z.B. durch die erhöhten FCKW-Konzentrationen klar identifizierbar. Die Salzgehalts- und Geschwindigkeitsverteilung wurde durch kontinuierliche Messungen erfasst, die FCKW-Verteilung hingegen durch direkte Wasserprobenanalyse. Die weißen Punkte in (c) kennzeichnen die Tiefen der Wasserschöpfer

beim Herablassen kontinuierlich Druck, Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff. Neben diesen Messgeräten werden außerdem, wie in Abbildung 2 gezeigt, 22 zehn Liter fassende Wasserschöpfer in einer sogenannten Rosette befestigt. Die Schöpfer werden in verschiedenen Tiefen geschlossen und das gesammelte Wasser dann unter anderem hinsichtlich seines Gehaltes an Spurenstoffen wie Tritium, Helium und FCKWs analysiert. Die meisten Messungen an den Wasserproben führen wir bereits an Bord des Forschungsschiffes durch und werten sie vorläufig aus. Das gilt leider nicht für die Tritium-Helium-Messungen, da diese Analysen mit einem speziellen und hochempfindlichen Massenspektrometer ausgeführt werden müssen. Dem Einsatz auf See mit den vielen Erschütterungen an Bord eines Schiffes ist dieses Gerät nicht gewachsen. Der Einsatz unserer Messgeräte und -methoden erfolgt

in den Meeresregionen, die für die Tiefenzirkulation von Bedeutung sind. Einen Überblick über die regionale Verteilung der Bremer Forschungsaktivitäten, die von den kalten, oft stürmischen polaren Gebieten bis in die heißen Tropen reicht, gibt Abbildung 3. In mehreren Regionen des Atlantiks werden im Abstand von einem bis mehreren Jahren Wiederholungsmessungen durchgeführt, um zeitliche Veränderungen in den Eigenschaften des Tiefenwassers zu erfassen. Ist es z.B. wärmer oder kälter als im Jahr zuvor? Wie sehr haben sich die Spurenstoff-Konzentrationen verändert? Wie groß sind die jährlichen Schwankungen im Wassermassentransport? Diese Fragen können wir erst dann beantworten, wenn wir über entsprechende Vergleichsmessungen verfügen.

Sind alle Daten aufgenommen worden, so erfolgen die Analyse und Interpretation der Messungen. Abbildung 4

zeigt als Beispiel die Salzgehaltsmessungen, die Nord-Süd-Komponente der Strömungsgeschwindigkeit und die FCKW-Verteilung im westlichen tropischen Atlantik. Der Schnitt führt entlang 16°N von der Karibik-Insel Guadeloupe bis zum Mittelatlantischen Rücken, einem mächtigen Unterwassergebirge, das den gesamten Atlantik von Nord nach Süd durchzieht. Die Verteilungen wurden im Dezember 2000 auf der 152. Reise des Forschungsschiffes „SONNE“ (Koordinatorin: M. Rhein) aufgenommen. Schwerpunkt dieser Reise war die Erforschung der Wechselwirkung zwischen dem Tiefenstrom am westlichen Rand des Atlantiks und dem Ozeaninneren. Auch die Ausbreitung von Klimasignalen und deren Schnelligkeit entlang des westlichen Tiefenstroms und etwaiger Ausbreitungspfade im Inneren des Ozeans wurden genauer untersucht. Die Messungen sind Teil des internationalen CLIVAR-Programms (Climate Variability and Predictability), bei dem die Rolle des Ozeans bei Klimaschwankungen im Vordergrund steht. Der deutsche Beitrag zu CLIVAR wird vom Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMBF) finanziert.

Weitere Bremer Spurenstoff-Messungen, die von Mai bis September 2001 auf vier „METEOR“-Reisen im Nordatlantik durchgeführt wurden, stehen im Zusammenhang mit dem Sonderforschungsbereich 460 des Instituts für Meereskunde an der Universität Kiel. Dieses nationale Forschungsprogramm mit dem Titel „Dynamik Thermohaliner Zirkulationsschwankungen“ untersucht die Veränderungen in der Bildung und Ausbreitung von Tiefenwasser im subpolaren Nordatlantik und die Prozesse, die für diese Schwankungen verantwortlich sind. In diesem Projekt haben wir eine Methode entwickelt, aus dem FCKW-Inhalt des Tiefenwassers das Volumen an Oberflächenwasser zu berechnen, das jährlich in der Labradorsee in die Tiefe sinkt. Dieses Verfahren brachte neue Informationen, da sich das absinkende Volumen nicht direkt messen lässt. In einem numerischen, hochauflösenden Computer-Modell des Nordatlantiks ist dies jedoch bestimmbar, so dass wir die Methode mit so einem Modell testen konnten. Bei einem Vergleich stellte sich heraus, dass die Ergebnisse des FCKW-Verfahrens mit den Modellsimulationen sehr gut übereinstimmen. Auf diese Weise haben wir die Möglichkeit, aus gemessenen FCKW-Verteilungen auch zukünftig zu berechnen, wie viel neues Tiefenwasser pro Jahr entsteht.

Für 2002 sind ebenfalls mehrere Schiffsreisen geplant. Im Juni 2002 wollen wir mit FS „METEOR“ weitere CLIVAR-relevante Messungen im subtropischen und tropischen Atlantik durchführen. Akustische Strömungsmesser sowie Temperatur- und Salzgehaltssonden sollen dabei für ein Jahr im tiefen Atlantik verankert werden, um in den tiefen Unterwasserpassagen zwischen dem West- und Ostatlantik Zeitreihen für Strömungen und Tiefenwassereigenschaften zu erhalten. Derzeit entwickeln wir einen verankerbaren FCKW-Probensammler und hoffen, das Gerät ebenfalls auf dieser Reise testen zu können.

In Zusammenarbeit mit dem Alfred-Wegener-Institut (AWI) in Bremerhaven wird auf einer „POLARSTERN“-Reise im Sommer 2002 die Rolle der vertikalen Vermischung für die Bildung des Tiefenwassers im Europäischen Nordmeer untersucht. Die Bremer Arbeitsgruppe setzt dafür ADCPs sowie sogenannte XCPs (expendable current profilers) ein. Das sind Strömungsmesser, die

hochauflösend kleinste Geschwindigkeitsänderungen messen können, aus denen sich dann die Stärke der Vermischung berechnen lässt. Wenn diese Größe bekannt ist, lassen sich Aussagen über den vertikalen Austausch von Wassermassen treffen. Außerdem werden auf dieser Fahrt die Zeitreihen der FCKW-Messungen fortgesetzt, die seit 1988 zuverlässig die Tiefe und Intensität der Tiefenwasserbildung in dieser Region anzeigen.

Neben einem umfangreichen Forschungsprogramm ist die Arbeitsgruppe auch stark in der wissenschaftlichen Lehre engagiert. Die Ozeanographie ist Teil des Wahlfachs „Physik des Ozeans und der Atmosphäre“ im Rahmen des Physikstudiums an der Universität Bremen und Teil des internationalen Masters-Studiengangs für Umweltphysik (Postgraduate Programme in Environmental Physics, PPEP).

Durch unsere wissenschaftlichen Arbeiten wollen wir dazu beitragen, die Wechselwirkung zwischen Klima und Ozeanzirkulation besser zu verstehen. Wie der Treibhauseffekt auf den Ozean und die Rückkopplung dieser Änderungen auf das Klima wirken, lässt sich bislang allerdings nicht vorhersagen. Wenn aber mit experimentellen Mitteln die Bildung von Tiefenwasser und damit die Umwälzbewegungen in den Ozeanen gemessen werden können, verbessert sich in der Zukunft als indirekte Folge auch die Klimavorhersage durch Computermodelle, und davon profitieren wir auch hier in Bremen.

Weitere aktuelle Forschungsaktivitäten der Abteilung finden sich im Internet auf unserer Webseite unter www.ocean.uni-bremen.de, Informationen zum internationalen Studiengang für Umweltphysik unter www.msc-ep.uni-bremen.de.

Institut für Umweltphysik, Abt. Ozeanographie
Universität Bremen
Otto-Hahn-Allee, Geb. NW1, 28359 Bremen
Tel. (04 21) 218 24 08
Fax (04 21) 218 70 18
Email: ocean@physik.uni-bremen.de
Web: www.ocean.uni-bremen.de

Ozeane aus der Ferne gesehen

Die Fernerkundung als neues Werkzeug des Ozeanographen

1. Einleitung

Schon immer hat man versucht, durch Messungen die komplexen Vorgänge im Ozean besser zu verstehen. Die Beschaffung der notwendigen Daten durch die Befahrung mit Schiffen ist aber sehr aufwendig und musste daher weitgehend auf Punktmessungen beschränkt bleiben. Erst die Fernerkundung unter Verwendung von satellitengetragenen Sensoren erlaubte die flächen-deckende Erfassung von ozeanischen Parametern. Die Fernerkundung bedeutet deshalb für die beobachtende Ozeanographie einen Durchbruch, der plötzlich ganz neue Möglichkeiten eröffnet, denn nun stehen globale und konsistente Datensätze zur Verfügung. Da die modernen Sensoren eine annähernd tägliche Erfassung der gesamten Erdoberfläche erlauben, werden diese Daten ständig erneuert, so dass nun auch kurzlebige Phänomene beobachtet und zeitlich und örtlich verfolgt werden können.

Wir haben jetzt die Möglichkeit, die Meeresoberfläche zu charakterisieren mit Größen wie Temperatur, Seegang, Windrichtung und die Topographie der Meeresoberfläche zu erfassen und damit die Zirkulation zu untersuchen: Das bedeutet einen unschätzbaren Informationsgewinn für den Ozeanographen. Dazu kommt, dass die Sensoren auf den Satelliten auch Messungen in der Atmosphäre erlauben wie das Temperaturprofil, die Wasserdampfverteilung und den Flüssigwassergehalt. Alles Daten, die früher über den Ozeanen äußerst spärlich

oder überhaupt nicht verfügbar waren. Nur das Innere der Ozeane ist für Sensoren auf Satelliten nicht unmittelbar erfassbar.

Ein sehr großer Erfolg für den Einsatz von Fernerkundungsdaten war die Vorhersage des sehr starken El Niño in den Jahren 1997/98. El Niño ist eine klimatische Veränderung, die alle paar Jahre stärker oder schwächer im Pazifik auftritt. Der Name bedeutet auf spanisch „Christkind“ und rührt daher, dass dieses Phänomen normalerweise zur Weihnachtszeit auftritt. Dabei werden die üblicherweise im Bereich des Äquators stark von Ost nach West wehenden Passatwinde sehr viel schwächer, was zur Folge hat, dass in den westlichen Randgebieten des Pazifik (z.B. Philippinen) sehr viel weniger Regen fällt, dagegen regnet es an der sonst trockenen Westküste von Südamerika, gleichzeitig wird das kalte, nährstoffreiche Wasser von warmem, nährstoffarmem Wasser an der Küste Südamerikas verdrängt und macht den für die Bevölkerung äußerst wichtigen Fang von Sardellen unmöglich. Es zeigte sich, dass die Daten der TOPEX/POSEIDON-Mission, die eine genaue Bestimmung der Höhe der Meeresoberfläche gegenüber einer mittleren Bezugsfläche erlauben, schon viele Monate vor dem Eintreten von El Niño eine Änderung der Ozeantemperaturen anzeigen. TOPEX/POSEIDON verwendet für diese Messungen ein RADAR-Höhenmesser, der die Meereshöhe auf wenige Zentimeter genau misst (Abb. 1). Die temperaturabhängige Ausdehnung des Meerwassers ruft Höhenunterschiede im Meeresspiegel hervor. So

Anomalie der Meereshöhe im Winter 1997/98

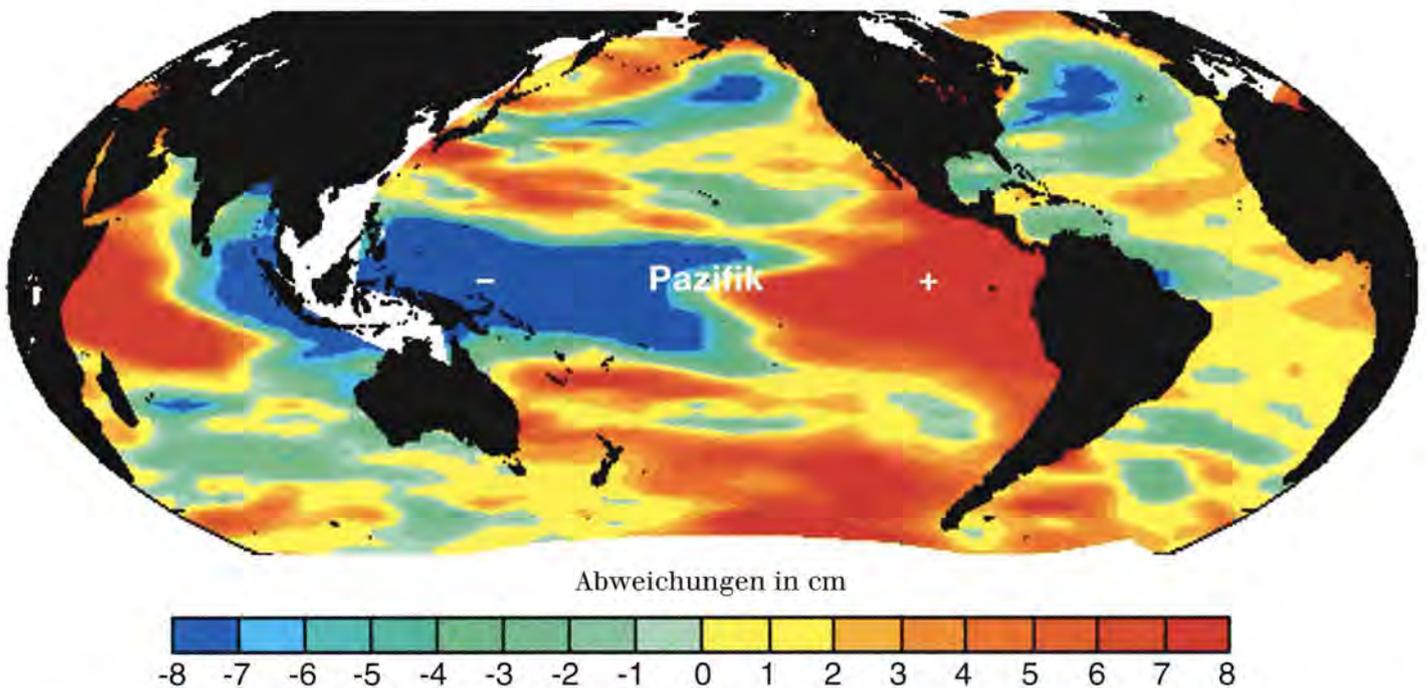


Abb. 1: Abweichungen der Meereshöhe vom Mittelwert, gut erkennbar sind die positive Anomalie im östlichen Teil des Pazifiks (rot) und eine negative Anomalie im westlichen Teil (blau). In Jahren ohne ein El Niño-Phänomen sind die Verhältnisse gerade umgekehrt. Dies weist auf eine Umkehrung der Strömung hin. Die weißen Gebiete im Ozean sind Datenlücken. (Bilder: <http://www.cls.fr/duacs/> und <http://www.pmel.noaa.gov/toga-tao/>)

kann man Bereiche mit höheren Temperaturen von Gebieten mit niedrigen Temperaturen durch entsprechende Höhenunterschiede finden. Dies stellt eine indirekte Methode dar, Information über das Innere des Ozeans zu gewinnen.

Trotz dieser Erfolge darf nicht ungesagt bleiben, dass man heute zwar die Werkzeuge besitzt, um ein Phänomen wie El Niño frühzeitig zu erkennen und den Ablauf des Prozesses zu verstehen, wir wissen aber noch nicht, wie es zu einer Auslösung solcher für die Menschheit wichtigen natürlichen Ereignisse kommt und ob der Mensch solche Prozesse beeinflusst. Es ist jedenfalls auffallend, dass in den letzten 20 Jahren die El Niño-Phänomene stärker und häufiger auftreten als früher.

Im Weiteren sollen zwei Anwendungen der Fernerkundung näher vorgestellt und diskutiert werden: zum einen die Eisbedeckung der polaren Ozeane und zum anderen die Untersuchung der Topographie des Wats im Bereich der Nordsee. Diese Beispiele sind so gewählt, dass sie einmal ein großräumiges Phänomen beschreiben, das sich erst durch die Fernerkundung untersuchen ließ, und zum anderen eine kleinräumige Anwendung vor der „Haustür“ Bremens. Beide Gebiete werden an der Universität Bremen intensiv bearbeitet und studiert. Diese Forschungsprojekte haben neben ihrem wissenschaftlichen Interesse auch eine große praktische Bedeutung für die Klimatologie und polare Meteorologie sowie für die Schifffahrt in den polaren Ozeanen, und im Falle der Watttopographie sind neben der Fischerei auch der Tourismus und der Naturschutz auf die Verfügbarkeit genauer Karten angewiesen.

2. Etwas zur Technik der Fernerkundung

Bevor wir uns jedoch mit diesen Anwendungen beschäftigen, sind noch einige grundlegende Bemerkungen über Fernerkundung angebracht. Für Fernerkundungsgeräte wird ein großer Teil des elektromagnetischen Spektrums benutzt, der vom kurzwelligen ultravioletten Licht über das sichtbare Licht zur infraroten oder Wärmestrahlung bis hin zu den Radiowellen reicht. Bei der Messtechnik unterscheiden wir zwischen passiven Sensoren, die rückgestreute natürliche Strahlung verwenden, z.B. im Bereich des sichtbaren Lichts (ein Beispiel ist der Fotoapparat), oder die thermische Eigenstrahlung messen, die jeder Gegenstand aussendet. Neben diesen passiven Sensoren werden auch aktive Geräte eingesetzt, die nach dem RADAR- (*R*adio *D*etection *A*nd *R*anging) Prinzip arbeiten. Bei diesen Sensoren werden kurze Radio-Pulse ausgesandt, und das reflektierte Signal wird gemessen. Bei dem eingangs beschriebenen RADAR-Höhenmesser wird dieses Prinzip zur Bestimmung des Abstandes zwischen der Oberfläche und dem Satelliten verwendet. Wenn diese Geräte mit Lichtpulsen arbeiten, werden sie entsprechend LIDAR (*L*ight *D*etection *A*nd *R*anging) genannt.

Ein weiteres Merkmal der Sensoren ist die Beobachtungsgeometrie, hier unterscheiden wir zwischen abbildenden Sensoren, die einen Streifen auf der Erde abtasten und die gefundenen Daten als zweidimensionales Bild der Oberfläche darstellen oder nur punktwise unterhalb des Sensors messen, im letzteren Falle haben wir es mit sogenannten „Nadir“-Messungen zu tun. Der RADAR-Höhenmesser arbeitet in dieser Nadir-Beobach-

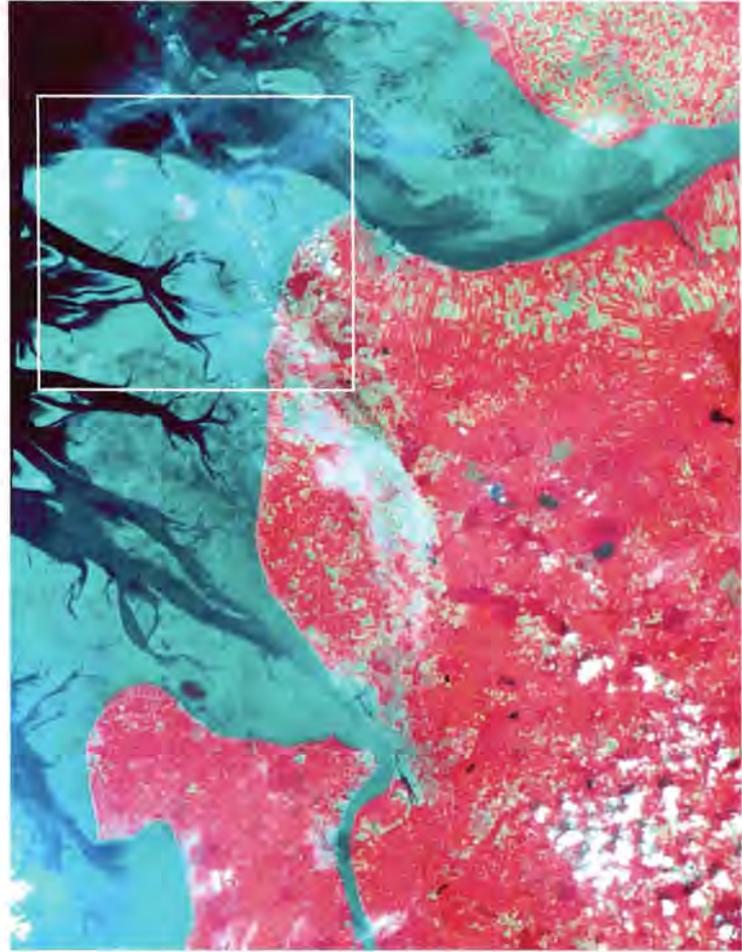


Abb. 2: Aufnahme des Wats im Bereich der Weser- und Elbe-Mündungen durch den indischen Fernerkundungssatelliten IRS-1C vom 22. August 1996. Es handelt sich um eine Falschfarben-Darstellung, den Farben rot, grün, blau sind die Spektralkanäle im infraroten, roten und grünen Spektralbereich zugeordnet.

Man erkennt in verschiedenen roten und grünen Tönen Landoberflächen mit den Strukturen von Feldern, z.B. entlang der Elbemündung, und das trocken gefallene Watt erscheint blau sowie die Meeresoberfläche in dunkelblau oder schwarz. Die weißen Flecken in der unteren rechten Ecke sind sommerliche Kumuluswolken, weiter erkennt man in der Bildmitte ein längliches Wolkenband in einer bläulichen Farbe.

Das weiße Rechteck zeigt ein Gebiet, das in Abb. 3 in höherer Auflösung nochmals gezeigt wird.

(Das Bild wurde am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen erstellt unter Verwendung von Daten von EUROMAP.)

tungsgeometrie. Bei der Bilddarstellung werden die kleinsten Bildelemente Pixel genannt (eine Zusammenfassung des Englischen: *Picture Elements*). Diese Pixel entsprechen meistens auch der bestmöglichen räumlichen Auflösung des Sensors.

Abbildende Sensoren, die also ein Bild der Oberfläche erstellen, sind für die Ozeanographie besonders wichtig, dabei kann das Bild tatsächlich eine farbige Darstellung der Meeresoberfläche bedeuten, wie sie mit einem optischen Sensor, der im sichtbaren Bereich des Spektrums arbeitet, erstellt werden kann. Es können aber auch sogenannte Falschfarben-Darstellungen gemacht werden, hier werden ausgewählte Spektralkanäle den Grundfarben im sichtbaren Spektralbereich zugeordnet.

Als Beispiel dient Abb. 2, eine Aufnahme des Weser- und Elbe-Mündungsgebietes durch den indischen Fernerkundungssatelliten IRS-1C. Die drei Grundfarben rot, grün und blau sind hier den spektralen Kanälen 4, 3, 2 zugeordnet, die im Wellenlängenbereich 0,860-0,520 μm ($1 \mu\text{m} = 0,001 \text{ mm}$) liegen. Das heißt, dass die uns vertraute Farbe „grün“, z.B. die Vegetation, als „blau“ erscheint, rötliche Flächen werden „grün“ dargestellt, und dem für das menschliche Auge unsichtbaren nahen Infrarot wird „rot“ zugeordnet. Dieses Verfahren dient dazu, dem Auge nicht zugängliche spektrale Bereiche „sichtbar“ zu machen, die Farben auf einem solchen Bild haben jedoch nichts mehr mit den uns vertrauten Farben von Objekten zu tun. Das Bild wird im Abschnitt 4 im Detail diskutiert.

Die einzelnen Spektralbereiche haben alle ihre ganz speziellen Vor- und Nachteile. Bei Wellenlängen im ultravioletten, sichtbaren bis zum infraroten Spektralbereich (Wellenlängen von einigen zehntausendstel Millimeter bis zu einigen hundertstel Millimeter) haben wir immer mit einer starken Absorption in der Atmosphäre durch Aerosole, Wolkenpartikel und Niederschlag zu rechnen. Dies beschränkt den ungehinderten Einsatz dieser Geräte auf Situationen mit klarer Sicht. Langwellige Sensoren, die mit Wellenlängen von weit mehr als ein paar zehntel Millimeter arbeiten, sind mit zunehmender Wellenlänge immer unabhängiger von den atmosphärischen Bedingungen und können durch Wolken „hindurch“ sehen. In vielen Fällen wird aber diese Fähigkeit durch eine schlechte räumliche Auflösung auf der Erdoberfläche erkauft, die durch die Abmessung der Sensoren (Antennen) beschränkt ist, welche auf Satelliten untergebracht werden können und durch welche die geometrische Auflösung bzw. die kleinst möglichen Pixel bestimmt werden.

Die räumlich beste Auflösung von weniger als einem Meter erreicht man heute mit sogenannten panchromatischen Sensoren, die im sichtbaren Bereich des Spektrums arbeiten. Panchromatisch bedeutet, dass die Intensität der zurück gestreuten Sonnenstrahlung insgesamt gemessen wird ohne spektrale Auflösung, d.h. es entsteht ein „Schwarz-Weiß“-Bild. Seit kurzem sind hoch aufgelöste Bilder verfügbar, z.B. vom IKONOS-Satelliten unter <http://www.spaceimaging.com>.

Ein Beispiel eines solchen Bildes, das eine Auflösung von weniger als 5 Metern aufweist, zeigt die Abb. 3. Dabei handelt es sich um den in Abb. 2 markierten Ausschnitt im Bereich von Cuxhaven und Neuwerk.

Wie bereits erwähnt, haben extrem langwellige Sensoren, die im Mikrowellenbereich arbeiten, den Vorteil, weitgehend unbehindert von Wolken zu sein. Ein solcher Mikrowellensensor kann z.B. dazu dienen, den Oberflächenwind über dem Ozean zu erfassen, da der Sensor empfindlich auf eine Veränderung des Seegangs durch zunehmende Winde reagiert. Die Abb. 4 zeigt eine globale Messung der mittleren monatlichen Windgeschwindigkeiten.

Eine Kombination aus hoher Auflösung und weitgehender Unabhängigkeit von atmosphärischen Störungen stellt der SAR-Sensor dar. Die Idee ist recht einfach, die Realisierung verlangt jedoch einen sehr großen technischen Aufwand. Da man von den ausgesandten Radiopulsen die Laufzeit zwischen Satellit und Erdoberfläche genau kennt und weiter die Lage des Satelliten ausrei-

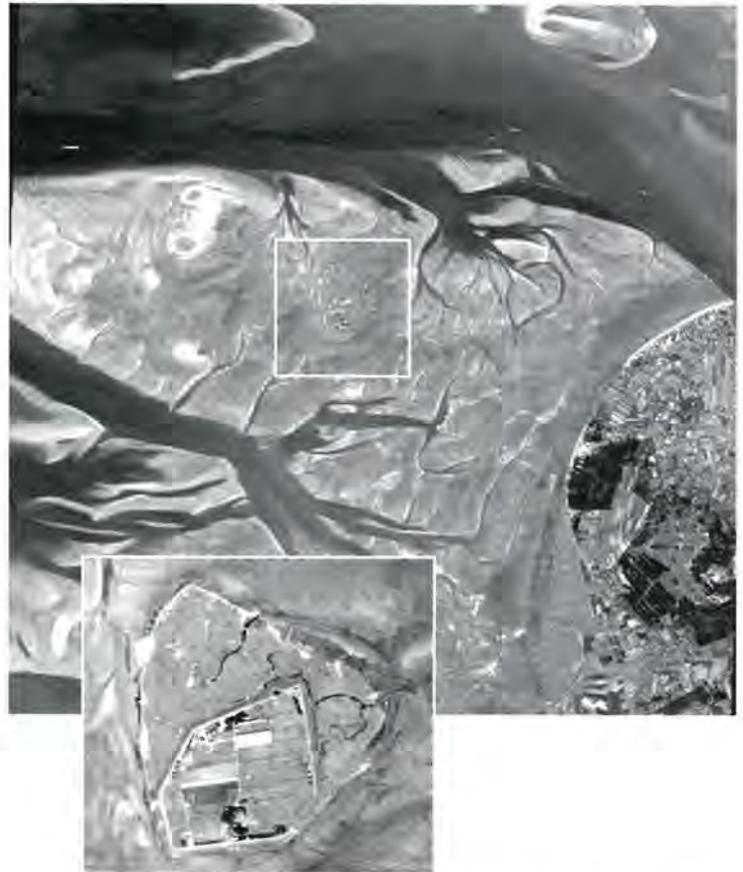


Abb. 3: Panchromatische Aufnahme des Watts im Bereich Cuxhaven und Neuwerk. Die Aufnahme stammt vom 9. Juni 2000 um 12.02 UT, ca. eine Stunde vor Niedrigwasser. Deutlich zu erkennen ist das trocken gefallene Watt mit der Insel Neuwerk (weißes Quadrat) und den Inseln Scharhörn und Nigehörn links von Neuwerk. An der rechten Seite sieht man den Küstenbereich von Cuxhaven mit einzelnen Gebäuden und Straßen. Der Ausschnitt links unten zeigt die Insel Neuwerk in der best möglichen Auflösung, gut erkennbar sind die Umrisse von Feldern, Gebäuden und Straßen.

(Das Bild wurde am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen erstellt unter Verwendung von Daten von EUROMAP.)



Abb. 4: Mittlere monatliche Windgeschwindigkeit für den Monat August an der Meeresoberfläche, die gelblichen Farben zeigen die großen Windgeschwindigkeiten, die besonders deutlich im Bereich der südlichen Ozeane zu sehen sind, die sogenannten „roaring forties“. Ebenfalls deutlich zu erkennen sind die Passatwinde in der Form gelblicher oder hellblauer Bänder, symmetrisch zu beiden Seiten des Äquators. (Abb.: http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/DATA-SET_DOCS/ssmi_pathfindr_wind.html.)



Abb. 5: SAR-Aufnahme durch den Europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-2 vom 19. März 1998. Man erkennt den Bereich des Süßwassereinstromes in der Elbemündung (helleres Grau), das unter anderem durch die geringere elektrische Leitfähigkeit (Dielektrizitätskonstante) von Süßwasser gegenüber Salzwasser bewirkt wird. Gebäude im Bereich von Cuxhaven und ein Schiff (im weißen Kreis) sind starke Reflektoren und erscheinen hell. Ebenso hell erscheinen die dem Satelliten zugewandten Erhöhungen im Watt.
(Das Bild wurde am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen erstellt unter Verwendung von Daten von EUROMAP.)

chend stabil ist auf der Umlaufbahn, wird bei diesem sogenannten synthetischen Apertur Radar (SAR) davon ausgegangen, dass es möglich ist, mit Hilfe dieser eingangs erwähnten Daten die an der Erdoberfläche reflektierten und vom Sensor empfangenen Signale so zu verarbeiten, dass sie einer räumlichen Auflösung entsprechen, die von einer sehr viel größeren Antenne erreicht würde. D.h. man „synthetisiert“ eine große Antenne, die aus vielen Einzelantennen besteht, welche durch die Eigenbewegung des Satelliten in zeitlicher Abfolge entstehen. Es gelingt dadurch, eine Auflösung von weniger als 20 Metern zu erreichen. Man zahlt für diese Vorteile allerdings einen hohen Preis durch eine sehr aufwändige Datenverarbeitung und eine komplexe Sensortechnik, die große Ansprüche an den Satelliten stellt, wie z.B. notwendige elektrische Leistung und sehr große Datenraten vom Satelliten zur Bodenstation. Deshalb können solche SAR-Geräte jeweils nur kleine Bereiche der Erdoberfläche mit einer sehr guten räumlichen Auflösung erfassen und sind nicht für eine kontinuierliche und langfristige globale Datenerfassung geeignet. Auf zukünftigen Satelliten ist mit dem SAR-Instrument ein sogenannter *Global Mode* geplant, mit dem eine nahezu komplette, tägliche Abdeckung der gesamten Erde möglich sein soll, aber mit einer vergleichbar sehr groben räumlichen Auflösung von ca. einem Kilometer.

Die Abb. 5 zeigt das schon bekannte Gebiet im Bereich von Cuxhaven und der Insel Neuwerk, aufgenommen am 19. März 1998, wenige Minuten nach Niedrigwasser, durch das SAR-Instrument auf dem Europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-2. Die Wellen im Meer erzeugen eine gleichmäßige Rückstreuung, die im Bild grau erscheint. Es ist jedoch möglich, innerhalb der verschiedenen Grautöne unterschiedliche Strömungen zu erkennen, die mit der Wassertiefe und der Topographie zusammenhängen. Flache Gebiete wie das Watt haben wenig Rückstreuung und erscheinen deshalb dunkel. Geländeerhebungen, die dem Sensor zugeneigt sind, reflektieren die Signale stark und sind entsprechend hell, ebenso sind viele Gebäude und Schiffe aus Metall starke Reflektoren.

3. Meereis

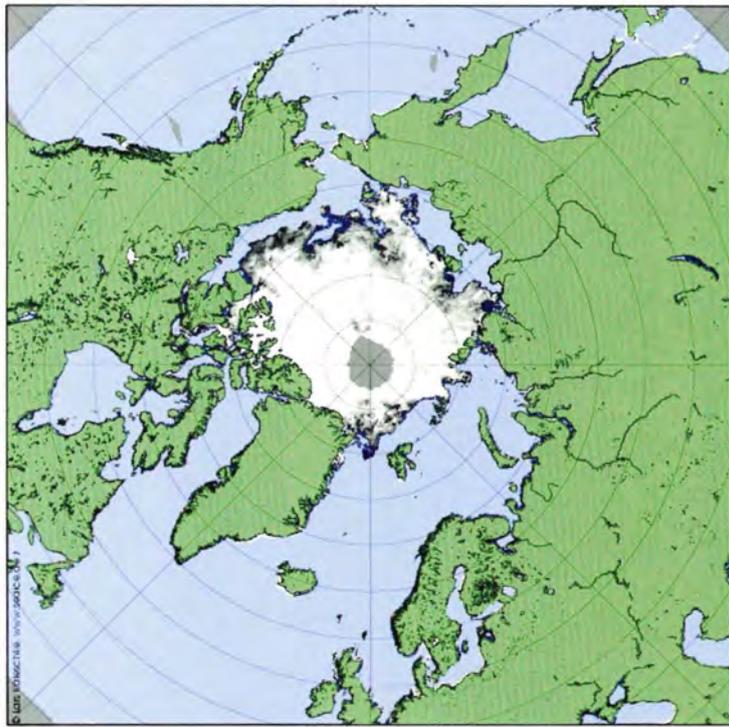
Die Bedeckung der polaren Ozeane mit Eis ist stark von der Jahreszeit abhängig, in der Arktis schwankt die von Eis bedeckte Fläche im Mittel zwischen 16 Mio km² (1 Mio km² = 10⁶ km²) und 9 Mio km² und in der Antarktis zwischen 19 Mio km² und 4 Mio km². Dies ist im Mittel über 5 % der gesamten Erdoberfläche. Die Ausdehnung des Meereises und mehr noch, wie lange Meereis an bestimmten Stellen zu finden ist, sind empfindliche Indikatoren für klimatische Veränderungen.

Daten über die Eisausdehnung und die Eiskonzentration, d.h. welcher Prozentsatz der Ozeanfläche in einem Flächenelement mit Eis bedeckt ist, sind auch wichtige Daten für die Schifffahrt, die immer häufiger in diesen Regionen operiert. Um die Betriebskosten dieser Schiffe niedrig zu halten oder ein Durchkommen überhaupt erst zu ermöglichen, sind Daten zur Eiskonzentration und Informationen über größere, eisfreie Gebiet innerhalb des Eises notwendig. Diese eisfreien Bereiche werden mit dem russischen Wort „Polynya“ (offenes Wasser) bezeichnet. Die Polynyas dominieren auch den Wärmeaustausch zwischen der Meeresoberfläche und der Atmosphäre, da über offenem Wasser wegen der fehlenden Isolationswirkung der Eisdecke der Wärmefluss aus dem Ozean in die Atmosphäre um mehr als das Zehnfache erhöht ist.

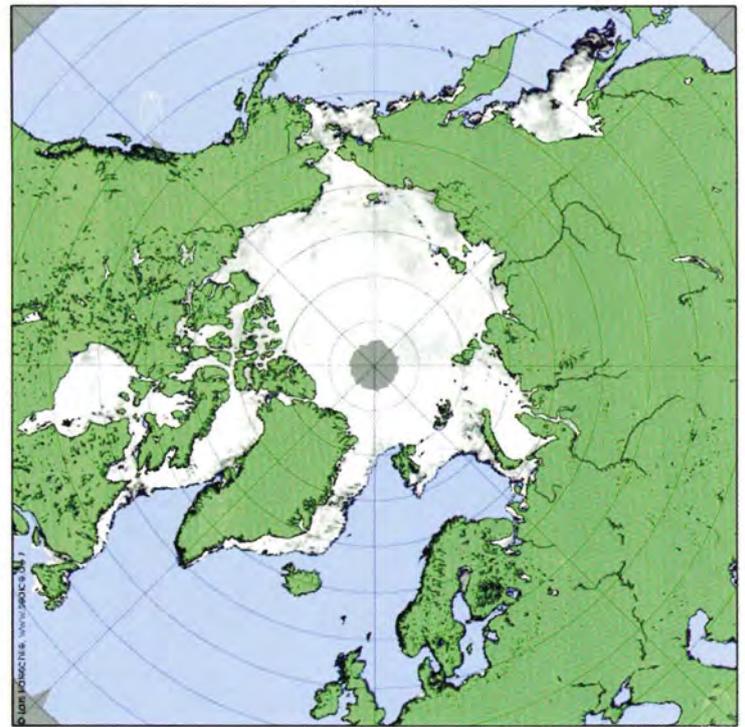
Zur zuverlässigen Beobachtung des Meereises muss ein Sensor verwendet werden, der Messungen auch in der Polarnacht zulässt, weiter sollte der Sensor weitgehend unabhängig von Bewölkung arbeiten, da sich das Meereis rasch verändert und besonders die Randgebiete des Meereises überdurchschnittlich viel Bewölkung aufweisen.

Im Bereich der Mikrowellen (Wellenlänge $\lambda > 3$ mm) ist man von Wolken weitgehend unabhängig, und es besteht ein sehr großer Kontrast zwischen dem in diesem Spektralbereich fast „schwarz“ erscheinenden Eis und dem stark reflektierenden Ozean, der deshalb nur wenig Strahlung emittiert. Die entsprechenden Sensoren werden Mikrowellenradiometer genannt. Ein seit vielen Jahren im Einsatz stehendes Gerät ist das SSMI (*Special Sensor Microwave Imager*, ein abbildender Sensor auf einer Serie von amerikanischen Wettersatelliten).

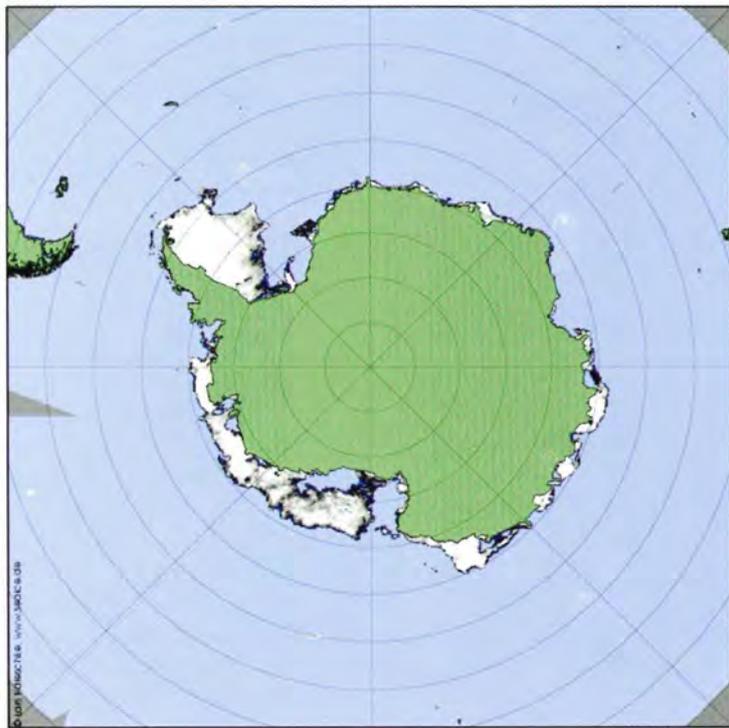
Mit diesem Sensor können sehr genaue Karten der Meereisausdehnung erstellt werden. Beispiele für die maximale und minimale Ausdehnung in beiden polaren Regionen sind in Abb. 6 gezeigt. Die Farbskala ist ein



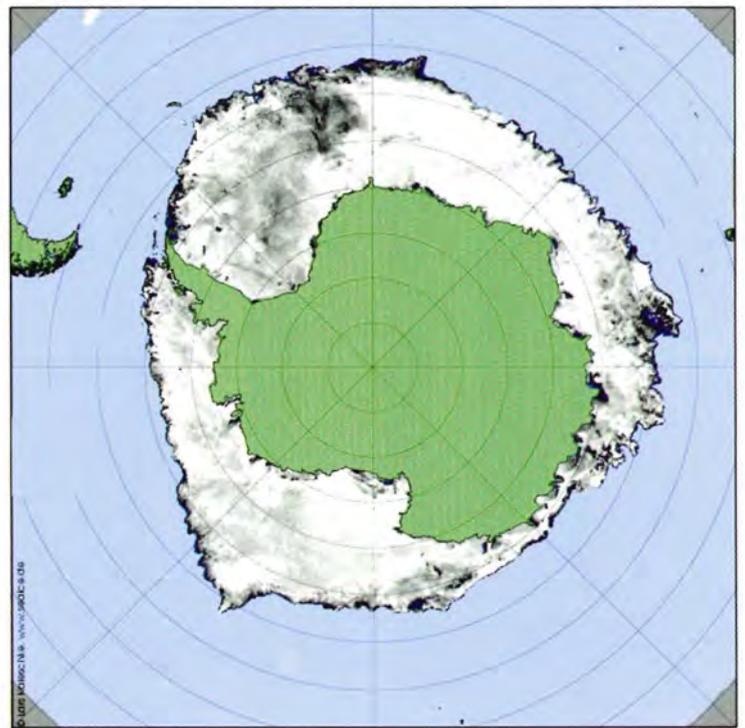
Sea Ice Concentration
ARTIST (ASI-v3.2) 5 Sep 2001 0 20 40 60 80 100 C[%]



Sea Ice Concentration
ARTIST (ASI-v3.2) Apr 19 2001 0 20 40 60 80 100 C[%]



Sea Ice Concentration
ARTIST (ASI-v3.2) Feb 22 2001 0 20 40 60 80 100 C[%]



Sea Ice Concentration
ARTIST (ASI-v3.2) Sep 14 2001 0 20 40 60 80 100 C[%]

Abb. 6: Ausdehnung des Meereises in der Arktis (oben) und Antarktis (unten). Links im Sommer und rechts im Winter. Die Meereiskonzentration, d.h. welcher prozentuale Anteil des Ozeans in jedem Pixel jeweils mit Eis bedeckt ist, wird durch die unterschiedliche Grautönung gezeigt. (Abb. siehe: <http://www.seaice.de>.)

Maß für die Eiskonzentration. Der Mikrowellensensor lässt auch eine Bestimmung des Eisalters zu, d.h. ob das Eis neu geformt wurde oder ob es sich um mehrjähriges Eis handelt. Im Internet kann auf der *Home Page* des Instituts für Fernerkundung der Universität Bremen auch der jeweils aktuelle Zustand der Eisausdehnung abgerufen werden, zusammen mit verschiedenen Zusatzinformationen (www.seaice.de). Wenn man sich die Daten in Abständen von wenigen Tagen ansieht, so erkennt man

leicht, dass das Eiswachstum ganz bestimmten Gesetzen gehorcht, die durch die Zirkulation und geographischen Bedingungen gegeben sind. Diese Daten lassen also auch eine Bestimmung der großräumigen Zirkulation in den polaren Meeren zu.

Da entsprechende Mikrowellendaten schon seit über 20 Jahren verfügbar sind, haben verschiedene Forscher versucht, einen Trend in der mittleren jährlichen Eisbedeckung festzustellen. Die exakte Messung der Eisaus-

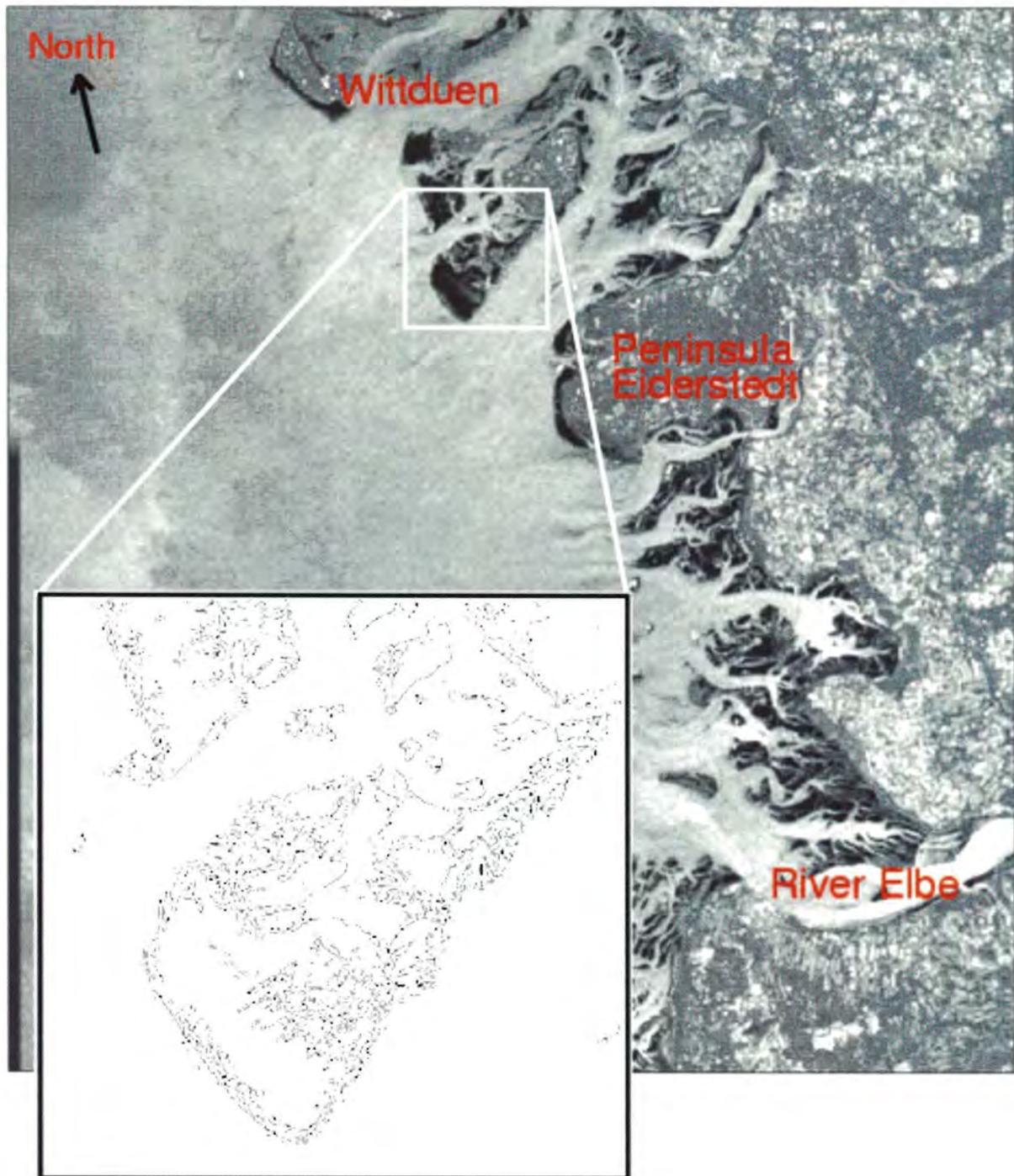


Abb. 7: SAR-Aufnahme der nordfriesischen Küste mit dem für die Wattkartierung ausgewählten Testgebiet (weißes Rechteck) und der aus den SAR-Daten hergestellte Karte mit den Grenzen des trocken gefallenen Watts von Norderoog- und Süderoog-Sand.

(Das SAR-Bild wurde am Institut für Umweltphysik der Universität Bremen erstellt unter Verwendung von Daten von EUROMAP, die Karte entstand im Rahmen der Promotionsarbeit von Frau B. Klocke am Institut für Umweltphysik, 2001.)

dehnung ist jedoch mit gewissen Fehlern behaftet, wie z.B. die nicht ganz vollständige Unabhängigkeit von meteorologischen Störungen. Ein weiterer Problembereich ist die beschränkte Vergleichbarkeit der Daten, die von technisch unterschiedlichen Instrumenten stammen, die über diese lange Zeitspanne eingesetzt wurden. Wenn man jedoch sorgfältig alle diese Fehlerquellen berücksichtigt, so ergibt sich doch eine klare Abnahme der Eisbedeckung in der Arktis von über 5 % pro Dekade. Diese Abnahme ist auch konsistent mit der heute erwarteten globalen Erwärmung und wird auch durch Modellrechnungen bestätigt. Bemerkenswerterweise ist für die Antarktis kein entsprechender Trend nachweis-

bar. Über die Gründe wird noch spekuliert, aber vermutlich hängt dies mit der ganz anderen Dynamik im antarktischen Ozean zusammen (s. Beitrag Olbers).

4. Beobachtung des Wattenmeers

Das Wattenmeer der Nordsee ist eine einzigartige Küstenlandschaft, die in dieser Ausdehnung weltweit einmalig ist. Das Watt ist ein sehr empfindliches Ökosystem, das intensiv durch die Schifffahrt, die Fischerei und den Tourismus genutzt wird. Deshalb ist eine möglichst komplette und aktuelle Kartierung wesentlich. Eine konventionelle Kartierung des Watts mit Schiffen und durch

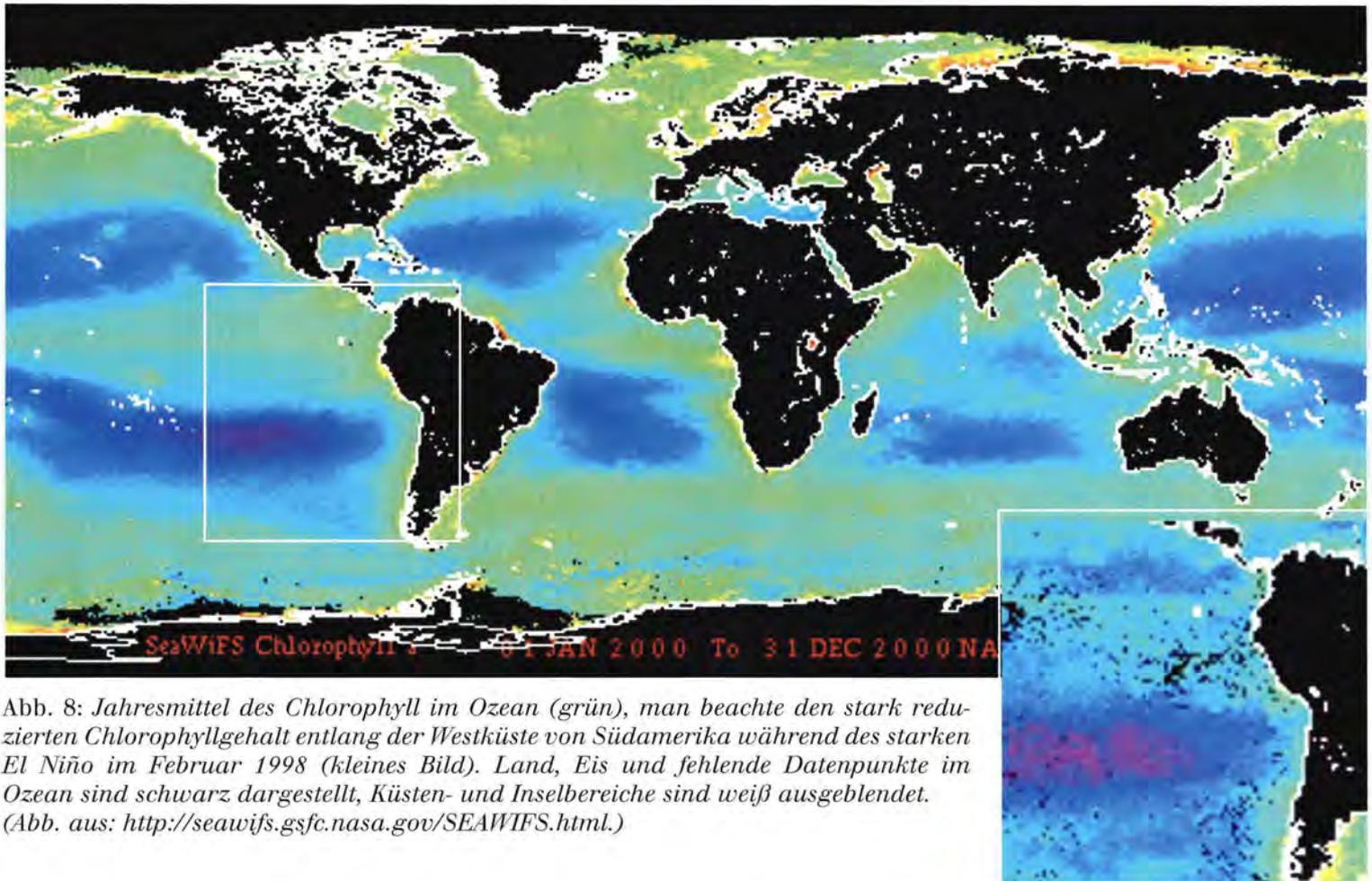


Abb. 8: Jahresmittel des Chlorophyll im Ozean (grün), man beachte den stark reduzierten Chlorophyllgehalt entlang der Westküste von Südamerika während des starken El Niño im Februar 1998 (kleines Bild). Land, Eis und fehlende Datenpunkte im Ozean sind schwarz dargestellt, Küsten- und Inselbereiche sind weiß ausgeblendet. (Abb. aus: <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.html>.)

die Begehung dauert fünf bis zehn Jahre und ist, wenn beendet, schon überholt, da sich wesentliche Änderungen in Zeiträumen von ein bis zwei Jahren ergeben können. Eine Überwachung mit einem Sensor auf einem Satelliten bietet sich deshalb an, diese Daten würden nicht nur eine viel schnellere Erfassung des gesamten Watts erlauben, sondern es ist zu erwarten, dass dadurch auch eine umständliche und aufwändige Nachbearbeitung durch spezialisiertes Personal eingespart werden kann.

Das Watt ist ein kleinräumiges Gebiet, bei dem eine Auflösung von deutlich weniger als 50 Metern notwendig ist. Daher kommen nur optische Sensoren oder SAR-Instrumente in Frage, die beide das Watt gut erfassen können, wie das in den Abb. 2, 3 und 5 gezeigt ist. Man kann die einzelnen Teile des Watts gut erkennen und sieht auch das stark verästelte System der Priele. Der große Nachteil der optischen Sensoren ist ihre starke Abhängigkeit von guten Sichtbedingungen zur Zeit von Niedrigwasser. Für operationelle Anwendungen ist deshalb eine Methode ungenügend, die sich nur auf Instrumente stützt, welche im optischen Spektralbereich arbeiten.

Für die Untersuchung eines Gebietes wie dem Wattenmeer stellt das SAR eine sehr gute Beobachtungstechnik dar. Als Beispiel soll hier die Erstellung topographischer Karten des Wattenmeers vorgestellt werden. Abb. 7 zeigt eine SAR-Aufnahme eines großen Teils des Watts in der Deutschen Bucht. Unten rechts die Mündung der Elbe und anschließend ein Teil der nordfriesischen Küste mit der Insel Pellworm und den Orten Husum (am oberen Bildrand), St. Peter-Ording in der Mitte und weiter unten Büsum.

Die Erstellung einer genauen Karte aus den SAR-Daten verlangt jedoch einen großen Aufwand in der digitalen Bildverarbeitung, da es darum geht, mit Hilfe eines automatischen Algorithmus die zusammenhängenden Flächen des Watts zu erkennen. Als Endprodukt liegt dann eine Karte vor mit den Konturen des trocken gefallenen Watts, wie das für das Testgebiet Norderoog- und Süderoog-Sand in der Abb. 7 gezeigt wird.

5. Schlussbemerkung

Zum Abschluss soll noch kurz auf eine weitere Anwendung der marinen Fernerkundung eingegangen werden. Die biologische Aktivität des Meeres kann durch eine geeignete spektrale Analyse mit Satelliten getragenen Instrumenten dargestellt werden. Dazu fliegt seit einigen Jahren ein spezieller Satellit, dessen Sensor für diese Aufgabe optimiert wurde. Die Abb. 8 zeigt eine über ein Jahr gemittelte Darstellung des Chlorophyllgehaltes im Ozean. Gut erkennbar sind die Bereiche großer Produktivität entlang den Westküsten von Südamerika und Afrika und in den polaren Meeren. Diese Information ist natürlich für die Fischerei nützlich, erlaubt aber auch Schlüsse auf die Veränderung durch Ereignisse wie El Niño, siehe dazu den Ausschnitt rechts unten, der die Daten für den Februar 1998 mit dem starken El Niño-Phänomen zeigt.

Die Fernerkundung hat für die beobachtende Ozeanographie ein neues Zeitalter eröffnet. In den letzten 30 Jahren hat unser Wissen über den Zustand und die Prozesse im Ozean durch diese verbesserte Beobachtungsmöglichkeit sehr stark zugenommen. Heute stehen ver-

schiedene Satelliten mit einer Vielzahl von Sensoren zur Verfügung und erlauben eine nahezu lückenlose Erfassung der Ozeanoberfläche. Die riesige Datenflut von den vielen Fernerkundungssensoren stellt aber auch ein Problem dar, denn die Interpretation der durch immer neue und bessere Geräte produzierten Daten hinkt der Sensortechnologie leider weit hinterher. Hier sind die Wissenschaftler und Anwender gefordert, sich noch intensiver mit diesen Daten zu beschäftigen und die Fülle der vorhandenen Informationen zu nutzen. Die Fernerkundung wird oft das „Fenster“ der Umweltforschung genannt, eine sicher richtige Bezeichnung, nur muss auch sichergestellt sein, dass die Mittel vorhanden sind, damit dieses „Fenster“ auch optimal genutzt werden kann. Hier ist auch die Politik gefordert, denn nicht nur der Bau und Betrieb teurer Satelliten sollen gefördert werden, sondern auch die Nutzer müssen ausreichend unterstützt werden.

An dieser Stelle möchte ich auch allen meinen Mitarbeitern danken, die das Manuskript kritisch durchgesehen und mich mit vielen Bildern und Vorschlägen tatkräftig unterstützt haben. Weiter danke ich dem Land Bremen, dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF), der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), der Europäischen Union (EU) und der *European Space Agency* (ESA) für die uns gewährte Unterstützung.

Das Klima der letzten zwei Millionen Jahre – die Rolle des Südatlantiks

Einleitung

Weltweit werden große Anstrengungen unternommen, die Zusammenhänge zwischen Klimaentwicklung, Wärmetransport und Materialtransport im Ozean zu analysieren. Die physikalische, chemische und biologische Ozeanographie hat in den letzten Jahrzehnten die Voraussetzungen zum Verständnis der Geschichte der Zirkulation und des Stoffhaushaltes des Ozeans geschaffen. Wegweisend waren Arbeiten zum Wärme- und Salztransport im Weltozean, insbesondere zwischen Süd- und Nordatlantik, und über die Regulierung des atmosphärischen CO_2 sowie die Bedeutung des Ozeans bei der Aufnahme und Abgabe des Kohlendioxids. Die Meeresgeologie und -klimatologie nutzt diese neuen Forschungsrichtungen für das Studium der Klimaentwicklung im Laufe der Erdgeschichte.

Im Folgenden beschränken wir uns auf die letzten zwei Millionen Jahre, also auf das Quartär. Insbesondere werden die Ergebnisse vorgestellt, die in den letzten zehn Jahren im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Sonderforschungsbereiches (SFB 261) an der Universität Bremen mit dem Thema „Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen“ erarbeitet wurden.

Warum Quartär?

Die letzten etwa zwei Millionen Jahre sind von besonderem Interesse, weil dieser Zeitraum durch den wiederholten Auf- und Abbau von riesigen Eismassen in polnahen Gebieten und damit durch große Meeresspiegelschwankungen geprägt ist. Wir leben heute in einer warmen Periode unseres Eiszeitalters. Deshalb ist unser heutiger Meeresspiegelstand extrem hoch, etwa 120 m höher als während des Vereisungsmaximums vor ca. 20 000 Jahren. Es ist jedoch nicht das gesamte Eis abgeschmolzen. Würden die Eismassen auf der Antarktis und auf Grönland abtauen, so würde der Meeresspiegel um weitere 70 m ansteigen.

Dokumentiert wird der Auf- und Abbau der Eismassen in den Tiefseesedimenten als Schwankungen in den Sauerstoff-Isotopenverhältnissen planktischer Foraminiferen. Diese einige Zehntel-Millimeter großen Protozoen speichern jeweils die Isotopenzusammensetzung des Wassers zu ihren Lebzeiten. Im Vergleich zum Meerwasser enthält Schnee mehr $\delta^{18}\text{O}$, und dasselbe gilt für das Eis auf den Polkappen. Bei der Ablagerung von Eis reichern sich im Ozeanwasser die schweren Isotope ^{18}O an, und deshalb dokumentiert das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis in den Foraminiferenschalen die Isotopenzusammensetzung des Meeres und damit indirekt die Größe der Eismassen auf den Polkappen. Für die relativ komplizierte Messung der Isotopenzusammensetzung der Foraminiferen mit Massenspektrometern wurde im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen ein Speziallabor eingerichtet.

Aufgrund der Variationen in den Sauerstoffisotopenverhältnissen kann der Klimaverlauf des Quartärs in drei

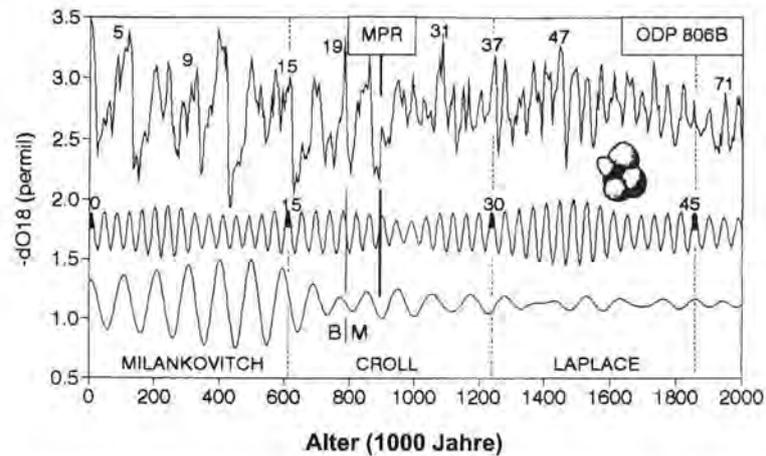


Abb. 1: Aufzeichnung der Sauerstoffisotopenwerte der planktischen Foraminifere *G. sacculifer* (Zeichnung) vom Ontong Java Plateau für das Quartär. Oben: Gemessene ^{18}O -Werte, die Meeresspiegelschwankungen anzeigen. Die Differenz zwischen den höchsten und niedrigsten Werten entspricht etwa 120 m Meeresspiegeländerung. Mitte: Erdschiefekomponente (41 000 Jahre). Unten: Exzentrizitätskomponente (100 000 Jahre). Hingewiesen wird auf die Änderung in der Amplitude der Meeresspiegelschwankungen bei etwa 70 000 Jahren; das ist der Übergang zwischen kurzzeitigeren geringeren Meeresspiegelschwankungen zu dem 100 000-Jahres-Zyklus mit großen Meeresspiegeländerungen (nach Berger & Wefer, La Jolla, Bremen)

gleich große Abschnitte eingeteilt werden (Abb. 1). Im jüngsten Abschnitt dominiert die Periode der Exzentrizität (100 000-Jahre-Zyklus), im ältesten die der Erdschiefe (41 000-Jahre-Zyklus), der mittlere zeigt den Übergang. Diese drei Abschnitte wurden von uns in Erinnerung an bedeutende Forscher benannt, die sich Gedanken über Erdschiefe und Exzentrizität der Erdbahn machten und deren Beiträge für das Verständnis der Eiszeit außerordentlich wichtig wurden. Es sind dies der französische Mathematiker und Astronom Pierre Simon Laplace (1749–1827), der schottische Geologe James Croll (1821–1890) und der serbische Astronom und Klimatologe Milutin Milankovitch (1879–1958).

Rolle des Südatlantiks im globalen Klimageschehen

Der Südatlantik spielt eine entscheidende Rolle in der Kopplung ozeanischer Prozesse zwischen Antarktis und niedrigen Breiten. Für das weltweite Klimageschehen und für den Stoffhaushalt des Meeres ist der Antarktische Ozean von entscheidender Bedeutung, da er große Gebiete des Weltozeans mit Zwischen- und Bodenwasser (Abb. 2) versorgt. Im Gegensatz zum Nordatlantik wirkt der Antarktische Ozean eher als „Informationsverteiler“ und nicht so sehr als Verstärker. Ähnlich wie der Nordatlantik vom Südatlantik durch die Zufuhr warmen Oberflächenwassers beeinflusst wird, bestimmt die Zufuhr von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) – im

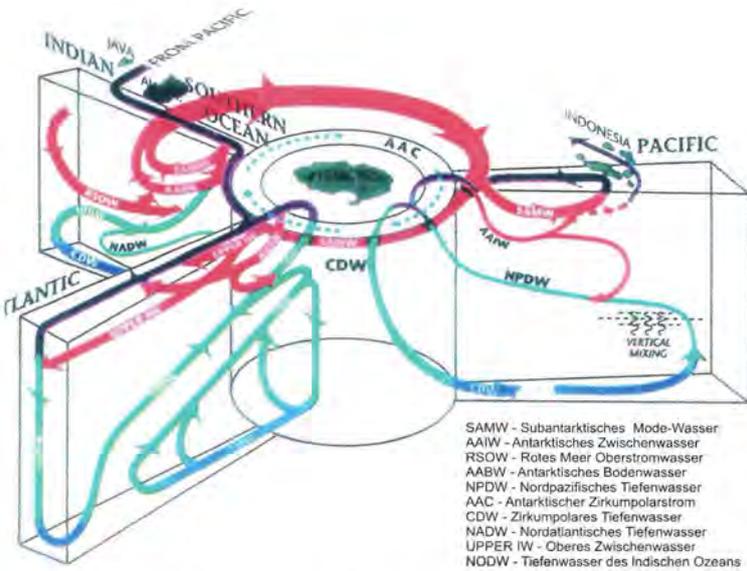


Abb. 2: Wassermassenverteilung im Antarktischen Zirkumpolarstrom. Von dort aus werden alle Ozeane mit Boden- und Zwischenwasser versorgt (nach R. Keir, Kiel, modifiziert)

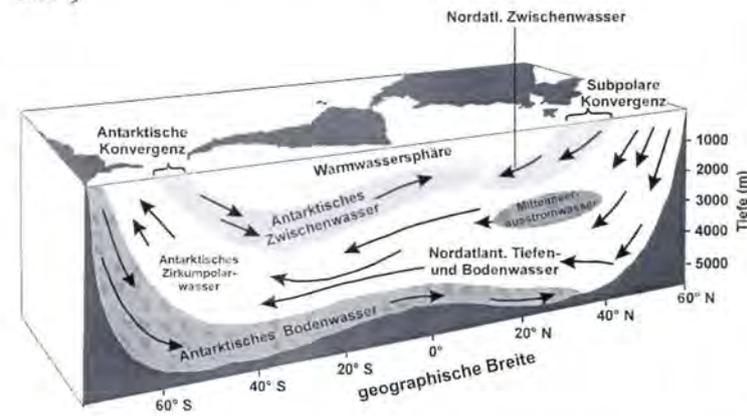


Abb. 3: Vertikale Wasserschichtung im Atlantischen Ozean

Bereich des Antarktischen Ozeans als Antarktisches Zirkumpolarwasser – die Ozeanographie der Antarktis mit (Abb. 3).

Wie oben kurz dargestellt ist, können die konkurrierenden Einflüsse aus Nord- und Südmeer auf die Strom- und Stoffhaushaltssysteme am besten im Südatlantik studiert werden. Dabei lassen sich dort nicht nur die Austauschvorgänge erfassen, sondern in dieser Region werden diese Wechselbeziehungen auch mitgestaltet. Dies gilt auch für die globale Produktivität.

Wichtige Regionen für die globale Produktion von organischer Substanz sind die Hochproduktionsgebiete an den Ostseiten der Ozeane, die ihre Nährsalze durch aufsteigende, tiefer liegende Wassermassen erhalten. Durch die hohe biologische Produktion entwickelt sich eine große Fischpopulation, und zudem werden dort große Mengen organischen Materials abgelagert, die im Laufe der Diagenese zu Energieträgern (Erdöl und Erdgas) umgewandelt werden können. Sehr schön zu sehen sind diese Hochproduktionsgebiete in der Chlorophyll-Verteilung im Oberflächenwasser (Abb. 4). Sie zeigt darüber hinaus hohe Chlorophyll-Konzentrationen an den Fronten großer Stromsysteme.

Änderungen der Strömungsverhältnisse in den Hochproduktionsgebieten betreffen nicht nur den Energietransport, sondern sie steuern auch den Nährsalzhaushalt und

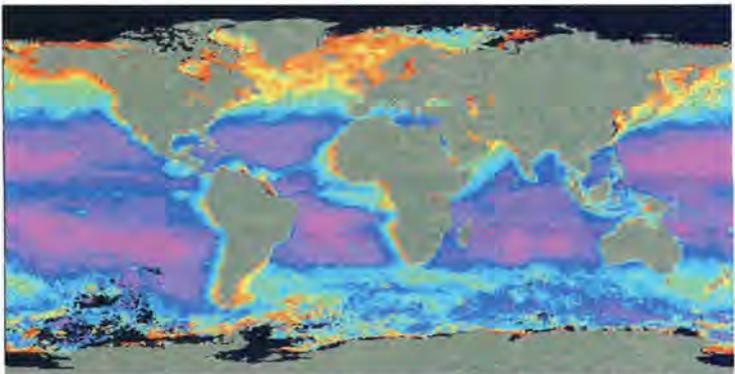


Abb. 4: Chlorophyll-Verteilung im Oberflächenwasser nach Satellitenaufnahmen (zusammengestellt von B. Davenport, Bremen)

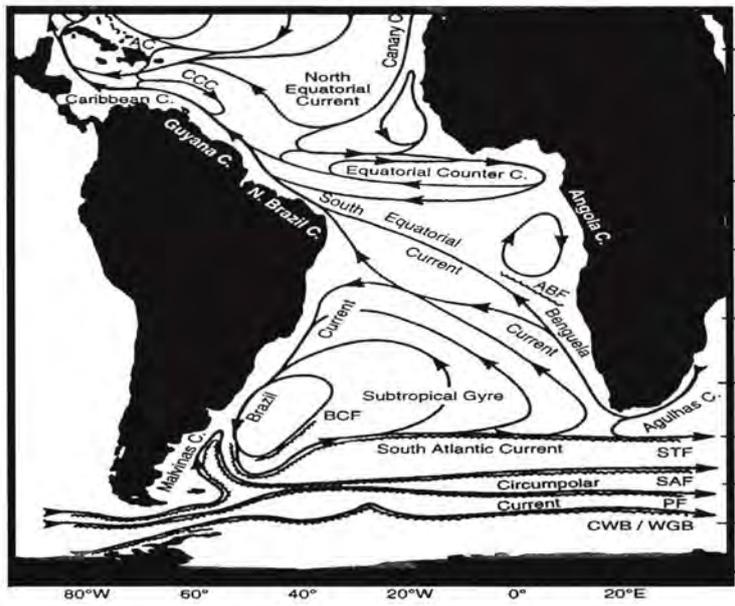


Abb. 5: Oberflächennahen Zirkulation im Atlantischen Ozean

damit den gesamten Stoffhaushalt im Ozean. Besonders die weitere Umgebung der Antarktischen Konvergenz (Polarfront) stellt in dieser Hinsicht eine wichtige Region dar, da dort das Antarktische Zwischenwasser seinen Ursprung hat (Abb. 3).

Stromsysteme

Riesige Wirbel prägen das Bild der Meeresströmungen an der Oberfläche der Ozeane (Abb. 5). Bedingt durch die Erdrotation drehen sich diese Wirbel auf der Nordhalbkugel im Uhrzeigersinn, auf der Südhalbkugel indes entgegen dem Uhrzeigersinn. Motor dieser Wasserbewegungen sind hauptsächlich die Passatwinde. Diese sehr beständigen Luftströmungen wehen jahraus, jahrein von den subtropischen Hochdruckgürteln in Richtung Äquator; in der nördlichen Hemisphäre als Nordost-Passat, auf der Südhalbkugel als Südost-Passat. Die Passatwinde treiben den westwärts gerichteten Nord- bzw. Südäquatorialstrom an.

Das Meer wird über weite Bereiche von einer dünnen, warmen, stabilisierenden Wasserschicht („Warmwassersphäre“) bedeckt, die zwischen den nördlichen und südlichen Westwindzonen das oberste Stockwerk des Ozeans bildet (Abb. 3). Darunter, von etwa 150 bis in etwa 500 Meter Tiefe reichend, befindet sich das zweite Meeres-

stockwerk, das „Zentralwasser“. Es ist von einem starken vertikalen Temperaturgradienten gekennzeichnet, der „Thermokline“ oder Temperatur-Sprungschicht. In den verschiedenen Auftriebsgebieten reicht das Zentralwasser teilweise bis an die Oberfläche, und damit gelangt nährstoffreiches Wasser in die lichtdurchflutete Zone. Es kann sich ein vielgliedriges, hochproduktives Nahrungsnetz entfalten, das auch von hohem wirtschaftlichem Interesse ist, denn hier befinden sich die weltweit ertragreichsten Fischgründe.

Das dritte Stockwerk wird vom „Zwischenwasser“ gebildet. Es zeichnet sich durch niedrige Sauerstoff- und hohe Nährsalzgehalte aus. Das vierte, unterste Stockwerk im Meer wird vom „Tiefen- und Bodenwasser“ eingenommen. Es entsteht in wenigen privilegierten Regionen, so in der Grönland- und Norwegensee und im antarktischen Weddellmeer. Dort kühlt das Oberflächenwasser im Herbst und Winter sehr stark ab; Meereis entsteht, und die wachsende Eisschollen scheidet das im Meerwasser enthaltene Salz als Lake aus. Diese schwere Salzfracht bewirkt einen „Fahrstuhleffekt“. Das kühle, salzhaltige Oberflächenwasser wird so schwer, daß es durch alle Meeresstockwerke zum Meeresboden absinkt. Durch diesen Prozeß entsteht im Weddellmeer ein großer Teil jenes Antarktischen Bodenwassers (Antarctic Bottom Water, AABW), das sich in alle drei Ozeane ausbreitet (Abb. 2). Da es von der Meeresoberfläche stammt und aufgrund der niedrigen Temperatur und der häufigen Durchwirbelung durch Stürme mit Sauerstoff angereichert ist, sorgt das Bodenwasser dafür, dass das unterste Meeresstockwerk im Südindischen, Südatlantischen und im gesamten Pazifischen Ozean ständig mit Sauerstoff versorgt, also „durchlüftet“ wird.

In den Tiefen des Nordatlantiks bewirkt das bei Grönland produzierte Tiefenwasser eine ähnliche Durchlüftung. Während das Antarktische Bodenwasser nordwärts fließt,

strömt das Nordatlantische Tiefenwasser im Schnecken-tempo gen Süden. Erst nach einem knappen Jahrtausend steigt es am zirkumantarktischen Ring wieder zur Oberfläche auf. Damit wird ein „Förderband“-Effekt in der globalen ozeanischen Zirkulation deutlich. Für diesen Ersatz des absinkenden Nordatlantischen Tiefenwassers sorgt der Richtung Norwegen und Spitzbergen fließende Nordatlantikstrom als Fortsetzung des Golfstromes. Er füllt gewissermaßen die durch das abströmende Tiefenwasser entstehende Lücke. Oberflächen- und Tiefenströmungen bedingen einander. Sollte aufgrund von wesentlichen Salzgehalts- oder Temperaturänderungen im Nordatlantik weniger Tiefenwasser produziert werden, würden unweigerlich auch Golf- und Nordatlantikstrom erlahmen.

Das Zusammenspiel zwischen Oberflächenströmungen und vertikaler Wasserschichtung wird als „Global Conveyor Belt“ (Fließband) Zirkulation bezeichnet (Abb. 6). Die Wirkung geht weit über den Atlantik hinaus. Im Ganzen exportiert der Atlantik kaltes Wasser, und er bekommt dafür warmes besonders aus dem Indischen Ozean zurück.

Im Quartär – also auch heute – wird das Klimageschehen auf der nördlichen Halbkugel und vor allem in Nordeuropa wesentlich vom Wärmetransport und Salztransport vom Südatlantik in den Nordatlantik gesteuert. Diese Transporte bestimmen, ob im Norden Eisdecken aufgebaut werden oder ihre Bildung verhindert oder zumindest zeitlich verzögert wird. Für den heutigen Ozean wird angenommen, dass ein wesentlicher Teil der Wärme der Deckschicht des Nordatlantiks aus dem Südatlantik stammt. Ein Teil dieser Wärme wird dorthin mit dem Agulhas-Strom aus dem Indischen Ozean herangeführt. Die Transporte finden nicht in fest abgegrenzten Strömungen statt, sondern in komplexen und verzweigten Systemen.

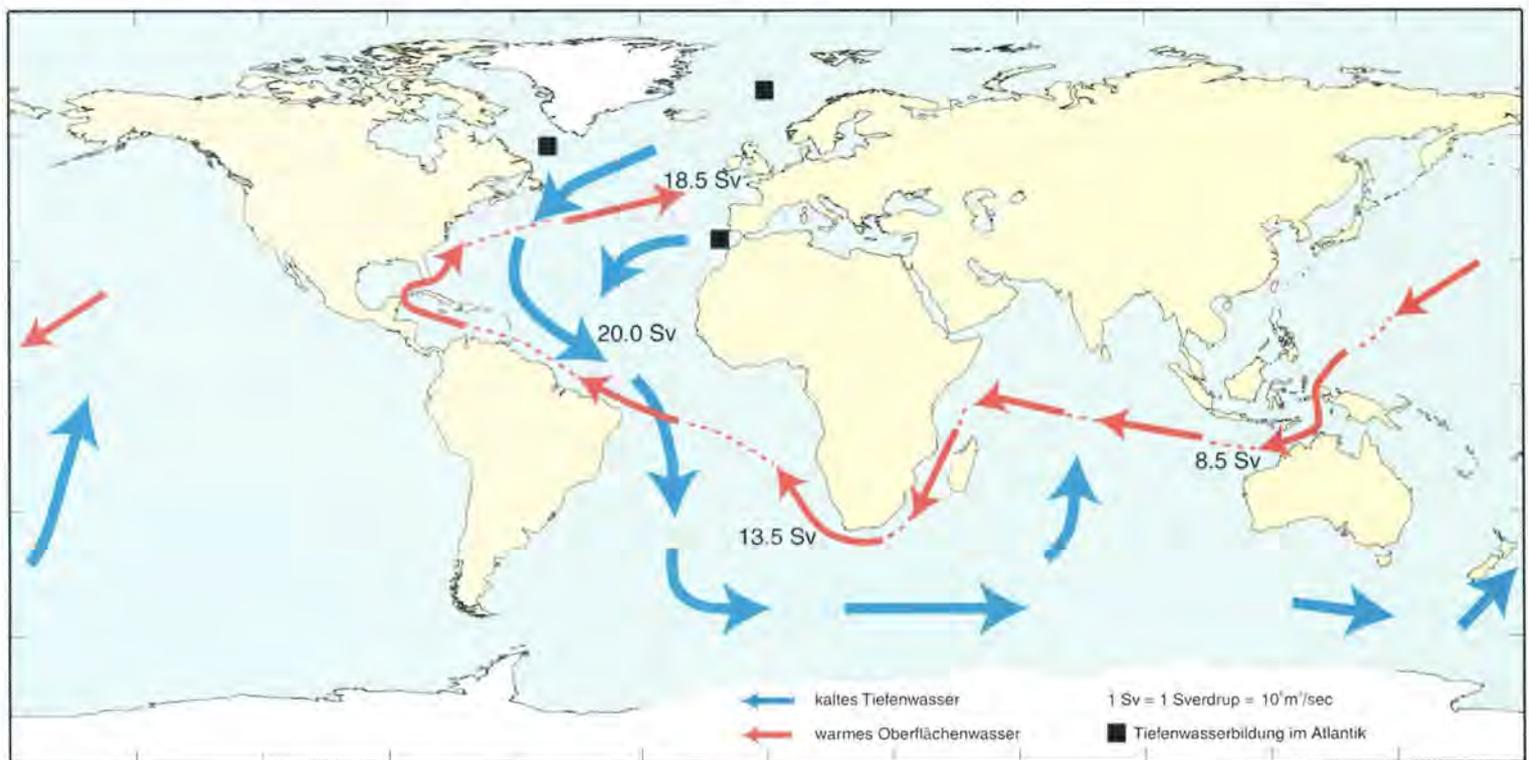


Abb. 6: Struktur der weltweiten thermohalinen Zirkulationszelle, die mit der Bildung Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) verbunden ist (sogenannte „Conveyor Belt“ Zirkulation). Die geschlossenen Pfeile zeigen den vermuteten „Warmwasserweg“, über den Wasser in den Nordatlantik zum Ausgleich des dort absinkenden NADW geführt wird

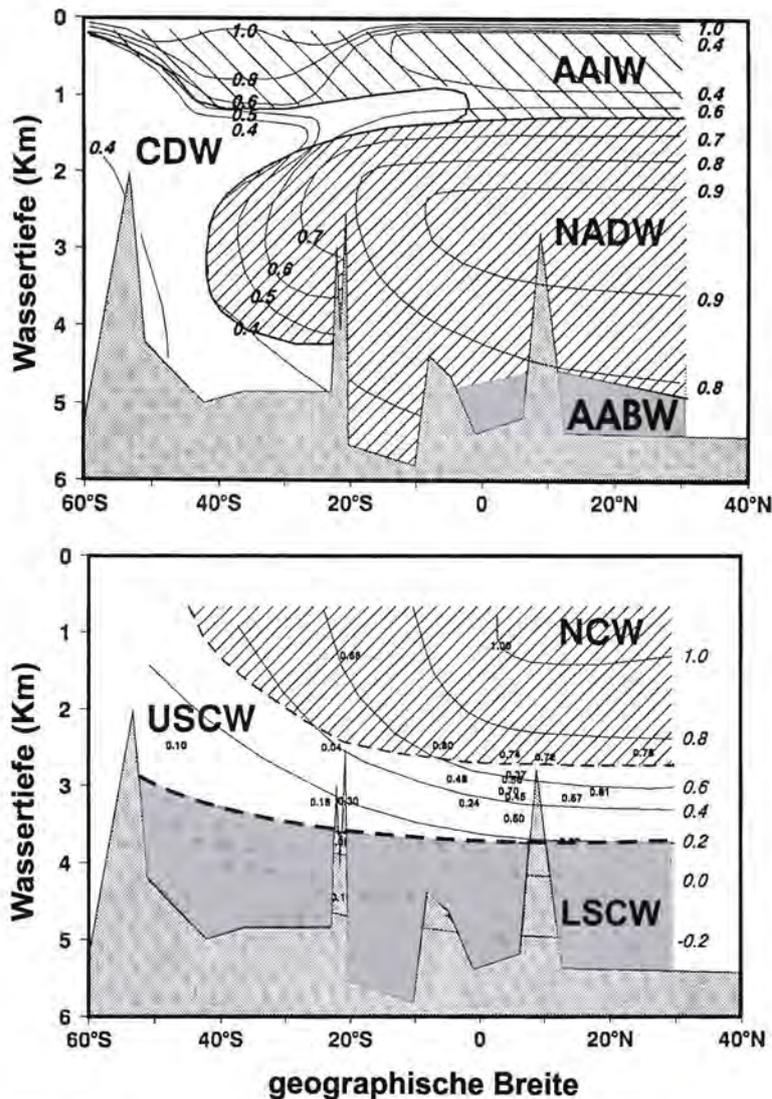


Abb. 7: Wassermassenstruktur im Atlantischen Ozean: heute (oben) und während des letzten Glazialen Maximums (etwa 20 000 Jahre v.h.), dokumentiert in $\delta^{13}\text{C}$ -Werten benthischer Foraminiferen (nach T. Bickert, Bremen)

Untersuchungen an Sedimenten haben ergeben, dass die Produktion von NADW während der pleistozänen Vereisungen geringer war und dafür wahrscheinlich mehr Zwischenwasser abgesunken ist. Dies zeigen auch Rekonstruktionen der Wassermassen zur Zeit des letzten Glazials mit Hilfe von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten benthischer Foraminiferen (Abb. 7). Danach war im Atlantik unterhalb von 3000 m der Zufluss antarktischen Wassers bedeutend höher als heute. Die verminderte oder gänzlich unterbrochene Produktion von NADW während der Glazialzeiten könnte durch eine Verringerung der Energie- und Salzzufuhr aus dem Südatlantik bedingt sein, die – wie oben diskutiert – entweder mit Veränderungen im Agulhas-Stromsystem, im Antarktischen Zirkumpolarstrom oder mit dem tropischen Monsunsystem ursächlich zusammenhängen. Der Zufluss über das Agulhas-Stromsystem war wohl variabel und während der Glazialzeiten geringer. Wahrscheinlich lagen die Frontensysteme des Antarktischen Zirkumpolarstromes weiter nördlich in Richtung Äquator. Die Variabilität der Strömungsverhältnisse im Südatlantik wirkt also auch steuernd auf das Klima des Nordatlantiks ein.

Stoffhaushalt

Der Ozean wirkt maßgeblich auf den Treibhauseffekt der Atmosphäre ein. Wasserdampf, Kohlendioxid und Methan fangen Wärmestrahlen auf dem Weg von der Erdoberfläche ins All teilweise auf und strahlen einen Teil ihrer Energie zurück. Damit wird die Erdoberfläche zusätzlich zur Sonneneinstrahlung aufgeheizt, wodurch die Erde erst lebensfreundlich wird. Ohne die Treibhausgase in der Atmosphäre wäre die durchschnittliche Temperatur an der Erdoberfläche ungefähr 30 K niedriger. Seit etwa 100 Jahren gibt der Mensch gewaltige Mengen an Kohlendioxid an die Luft ab und verstärkt den natürlichen Treibhauseffekt.

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage: „Wo bleibt eigentlich das Kohlendioxid (CO_2), das seit Anfang der industriellen Revolution durch die Verbrennung von Kohle, Öl und Gas, auch verstärkte Landnutzung und Abholzung der Wälder an die Atmosphäre abgegeben wurde?“ Zur Zeit beträgt der Zuwachs etwa 1,5 ppm CO_2 pro Jahr. Das ist jedoch nur ein Teil der produzierten Menge an CO_2 . Jedes Jahr werden ca. 7 Gigatonnen Kohlenstoff zusätzlich produziert (7 Gigatonnen = 7000 Millionen Tonnen), davon stammen 5,5 Gt aus der Verbrennung fossiler Kohlenwasserstoffe (Abb. 8). Aber nur etwa 3 Gt bleiben in der Atmosphäre. Aufgrund von Modellrechnungen nimmt man an, dass ca. 2 Gt vom Ozean aufgenommen werden. Über den Entzug von CO_2 durch planktische Algen steht die Produktivität des Ozeans in Wechselbeziehung mit dem CO_2 -Gehalt der Atmosphäre (s. Beitrag Smetacek). Der Verbleib der restlichen ca. 2 Gt wird noch diskutiert. Wahrscheinlich gibt die Landbiosphäre trotz großflächiger Waldrodungen in den Tropen und vermehrter Landnutzung weniger Kohlenstoff ab, als bisher angenommen, oder die Landbiosphäre bindet durch verstärktes Wachstum in der nördlichen gemäßigten Zone sogar zusätzlich CO_2 .

Neben dem Wärmetransport muss also auch der Stoffhaushalt des Ozeans als regulierender Faktor für die Klimasteuerung berücksichtigt werden. Dabei spielen die relativ kleinen Hochproduktionsgebiete eine wichtige Rolle. Der Südatlantik enthält als einziger Ozeanteil auf relativ engem Raum fast alle wichtigen Typen ozeanischer Produktions- und Sedimentationssysteme mit ihren

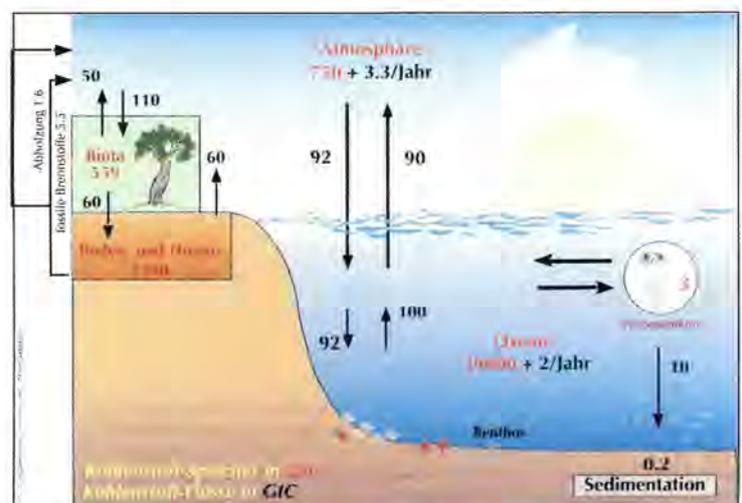


Abb. 8: Kohlenstoff-Reservoir in Atmosphäre, Ozean und an Land. Pfeile zeigen die Austauschvorgänge zwischen diesen Reservoirs

spezifischen Biotopen. Dadurch kann der Südatlantik als Modellfall für ein Studium des Stoffhaushaltes des Weltozeans einschließlich der Beziehungen zwischen Produktivität des Ozeans und CO_2 -Gehalt der Atmosphäre angesehen werden.

Marine Sedimente sind das bleibende Abbild des ozeanischen Stoffhaushaltes. Eine Erhöhung der zirkumantarktischen Produktivität während des Glazials könnte die erniedrigten CO_2 -Gehalte der Atmosphäre verursacht haben. Gleichzeitig wäre aber das Nährstoffangebot in den Küstenauftriebsgebieten zurückgegangen. Dies kann sowohl in qualitativen Änderungen der Sedimentation wie auch durch eine räumliche Einschränkung der Auftriebsedimente dokumentiert sein. Literaturdaten sowie eigene Kompilationen zeigen jedoch, dass die Produktivität im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes während der Glazialzeiten nicht ausreichend hoch war, um eine Erniedrigung des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre zu bewirken. Das antarktische Meereis hat während der Glazialzeiten im Winter wie im Sommer weitaus größere Bereiche des Südpolarmeeres bedeckt, Hinweise darauf, dass die größere Verbreitung des Meereises zu einer verringerten Abgabe von CO_2 an die Atmosphäre geführt haben könnte.

Abrupte Klimaschwankungen

Großes Interesse haben in den letzten Jahren die schnellen Klimaschwankungen in Zeitspannen von Dekaden und Jahrhunderten während der letzten ca. 100 000 Jahre hervorgerufen. Sie wurden zuerst im grönländischen Eis festgestellt, treten jedoch weltweit auf.

Die im grönländischen Inlandeis dokumentierten Klima-anomalien durchzogen den nordatlantischen Raum während des gesamten letzten Glazials und führten zu drastischen Temperaturänderungen innerhalb von zehn Jahren oder weniger. Diese als Dansgaard-Oeschger-Zyklen bezeichneten Schwankungen demonstrieren eindrucksvoll (Abb. 9), dass das Klima der letzten Kaltzeit weitaus variabler war, als anhand der bis dahin bekannten marinen Klimaserien anzunehmen war.

Diese kurzzeitigen Klimaänderungen konnten auch in Sedimentkernen aus ozeanographisch sensiblen Regionen des Nordatlantiks nachgewiesen werden. Das wiederholte Auftreten von dünnen Sedimentschichten mit erhöhten Anteilen eisverfrachteten Materials („ice-rafted detritus“, Heinrich-Ereignisse) ist ein eindrucksvolles sedimentologisches Zeugnis solch kurzfristiger Klimaumschwünge während vergangener Kaltzeiten. Diese Lagen lassen sich auf periodisch wiederkehrende Instabilitäten des Laurentidischen Eisschildes im Norden des amerikanischen Kontinents zurückführen, die verstärkte Gletscherabbrüche und damit Eisbergdriften im nördlichen Nordatlantik verursachten. Starke Gletscherkalbungen stehen am Ende mittelfristiger Abkühlungsphasen, die sich über 7000–10 000 Jahre erstreckten. In dieser Zeit nahm die Temperatur im nordatlantischen Raum kontinuierlich ab, während die Inlandeise kräftig anwuchsen. Die Sedimentkerne belegen zudem, dass Kohlenstoffisotopenwerte benthischer Foraminiferen in Perioden verstärkter Eisbergdrift deutlich verringert sind, was auf eine nur noch eingeschränkte oder sogar ganz aussetzende thermohaline Konvektion im Nordatlantik hinweist. Dokumentiert sind die schnellen Klimaänderun-

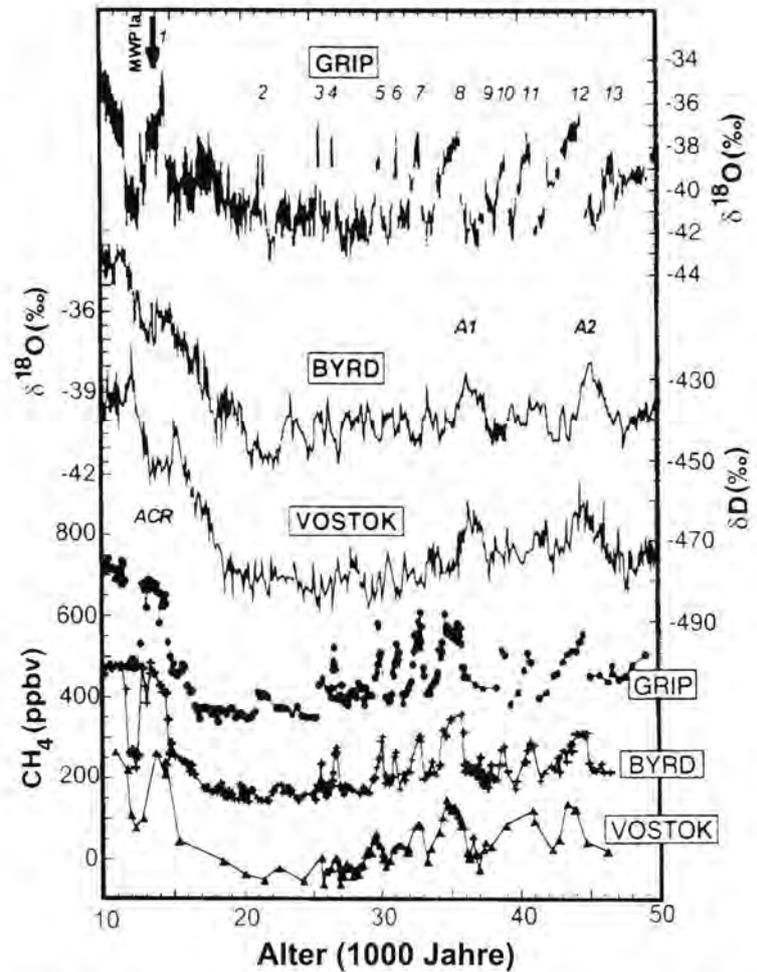
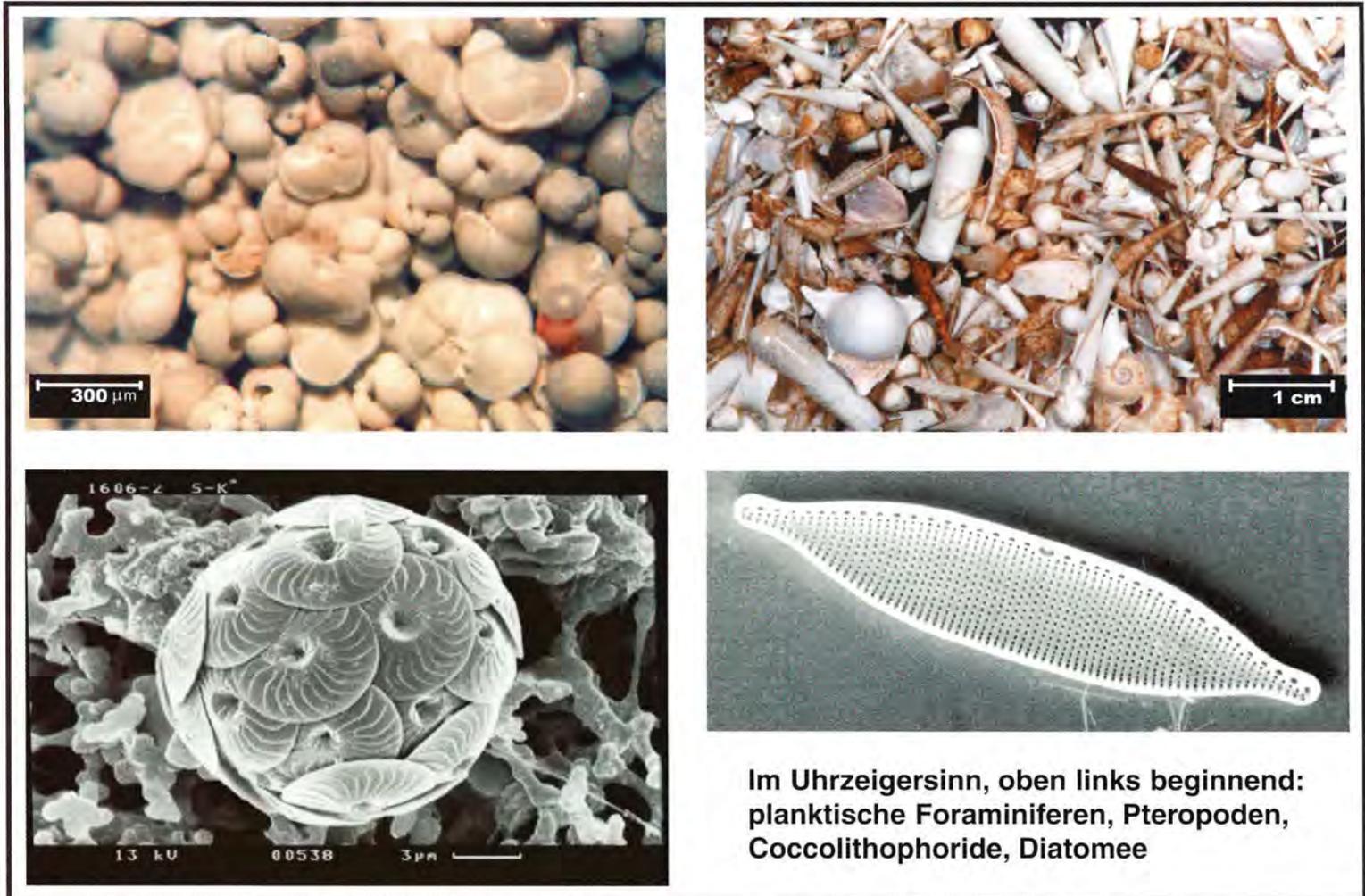


Abb. 9: Dansgaard-Oeschger-Zyklen, dokumentiert in Eiskernen von Zentral-Grönland (Summit, GRIP-Bohrung)

gen auch in Form sprunghafter Änderungen temperatursensibler planktischer Floren- und Faunengemeinschaften.

Diese schnellen Änderungen können nicht durch die zyklischen Schwankungen der orbital (extern) gesteuerten Sonneneinstrahlung hervorgerufen werden, sondern müssen ihre Ursachen in zusätzlichen Rückkopplungs- und Steuermechanismen haben, die auf Vorgängen im Ozean und in der Atmosphäre beruhen. Dabei wird dem tropischen Monsunsystem eine wichtige Rolle beigemessen. Wurde während des Glazials weniger Wärme an den Nordatlantik abgegeben, so ist zu erwarten, dass die Wassertemperatur im äquatorialen und südlichen Atlantik anstieg. Daten des SFB 261 zeigen in der Tat, dass sich die Temperaturen des Oberflächen- und Zwischenwassers im tropischen Atlantik während Kaltphasen im Nordatlantik – während des Heinrich-Ereignisses 1 und der Jüngeren Dryas – gegenläufig verhielten, die oberen Schichten des äquatorialen Atlantiks also warm waren.

Dieser Befund steht im Einklang mit Modellen, die als Reaktion auf eine schnelle Unterbrechung oder Abschwächung der thermohalinen Zirkulation einen Aufstau von Wassermassen und somit eine Erwärmung des äquatorialen Atlantiks um 2–3°C vorhersagen. Als Ursache werden eine Verstärkung der NE-Passate und eine südwärts gerichtete Verlagerung der Innertropischen Konvergenz angenommen. Im Zusammenhang mit den Änderungen im Ozean stehen auch Klimaänderungen an Land. Zeitgleich mit den Heinrich-Ereignissen (dokumentiert im Nordatlantik) treten in Nordbrasilien



Im Uhrzeigersinn, oben links beginnend:
 planktische Foraminiferen, Pteropoden,
 Coccolithophoride, Diatomee

Abb. 10: Marine Mikrofossilien; sie liefern vielfältige Informationen früherer Umweltbedingungen (Fotos: B. Donner, Bremen)

humidere, auf der anderen Seite des Atlantiks im tropischen Afrika dagegen trockenere Bedingungen auf. Diese Ergebnisse zeigen die komplexen Klimazusammenhänge zwischen Nordatlantik, äquatorialem und Südatlantik sowie den angrenzenden Landgebieten.

Arbeiten auf See und internationale Kooperation

Für das Studium der engen Wechselbeziehungen zwischen Antarktischem Wassergürtel und den Stromsystemen im Südatlantik wurde im letzten Jahrzehnt eine enge Zusammenarbeit zwischen dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bremerhaven, dem Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie (MPI) in Bremen und der Universität Bremen praktiziert. Dabei konzentrierte das AWI seine Arbeiten auf den antarktischen Bereich, während die Universität Bremen und das MPI in erster Linie den nördlichen Bereich des Südatlantiks bearbeiteten.

Die komplexen Zusammenhänge erfordern die interdisziplinäre Kooperation der verschiedenen Fachgebiete. Mikropaläontologen und Meeresgeologen legten z.B. mit detaillierten Untersuchungen zur isotopischen und chemischen Zusammensetzung von Artenvergesellschaftungen planktischer und benthischer Gemeinschaften (Abb. 10) die Grundlagen zur Ableitung früherer Umweltbedingungen. Unabdingbare Voraussetzung für die zeitlich hochauflösende Rekonstruktion früherer Umweltbedingungen ist eine sehr gute zeitliche Einstufung der Sedimente, die in Zusammenarbeit zwischen Geochemikern,

Geophysikern, Mikropaläontologen und Sedimentologen gelöst wurde.

Zusammengeführt wurden die Daten in Modellen über die Wechselbeziehungen zwischen Atmosphäre, Biosphäre und Ozean. Sie können durch die Rekonstruktion des Wasser- und Wärmetransportes im Ozean auf ihre Gültigkeit hin überprüft werden. Der geschichtliche Ansatz liefert außerdem eine Fülle von möglichen Klimazuständen, die allein durch theoretische Überlegungen nicht erfasst werden können.

Die Vorgänge im Südatlantik können natürlich nicht isoliert betrachtet werden. Deshalb fanden eine enge internationale Zusammenarbeit und gemeinsame Programmplanung statt. Die von uns verfolgten Forschungsfragen sind auch in die längerfristigen Planungen des Internationalen „Ocean Drilling Programs“ (ODP) eingeflossen. Zweimal konnte das Bohrschiff „JOIDES RESOLUTION“ (Abb. 11) bereits von uns im Südatlantik genutzt werden. Von August – Oktober 1997 fand mit „JOIDES RESOLUTION“ eine Bohrfahrt in das Gebiet vor dem Kongo sowie in das küstennahe Auftriebsgebiet vor Namibia und Angola statt (Leg 175, Fahrtleiter: W. H. Berger und G. Wefer). Die zweite Fahrt führte im Januar/Februar 1998 unter Leitung von R. Gersonde (AWI) in das Gebiet der Polarfront.

Aufgrund der Auswertung der Bohrproben aus dem Auftriebsgebiet vor Namibia und Angola konnten die Zusammenhänge zwischen Auftriebsintensität und Qualität des auftriebenden Wassers (Nährsalzgehalt) entschlüsselt werden. Ein langandauerndes Maximum in der Sedi-



Abb. 11: Bohrschiff „JOIDES RESOLUTION“ im Einsatz für das Internationale „Ocean Drilling Program“

mentation von Opal – bestehend aus Gehäusen mikroskopisch kleiner Diatomeen – im Auftriebsgebiet vor Südafrika wird auf erhöhte SiO_2 -Gehalte zurückgeführt. Ermöglicht wurde durch diese Proben auch die Erstellung der ersten längeren Temperaturkurve für das jüngere Känozoikum mit Hilfe von Alkenon-Daten. Diese Kurve zeigt eindrucksvoll den längeren Abkühlungstrend und abrupte Temperaturänderungen (Abb. 12).

Besonders günstige Bedingungen zur Erforschung der langfristigen Klimageschichte bestehen in Bremen durch das ODP-Kernlager im Schuppen 3 des Europahafens. Dort werden ca. 70 km Bohrkern gelagert, die von uns und von vielen anderen Wissenschaftlern aus aller Welt genutzt werden (Abb. 13).

Sehr förderlich für die Untersuchungen hat sich eine seit Februar 1998 erfolgreiche Kooperation mit dem Zentralen Meeresforschungsinstitut NIOZ aus Texel (Niederlande) im Rahmen der Kooperationsvereinbarung NEBROC (Netherlands Bremen Oceanography) ausgewirkt. Mit Förderung durch das Bundesforschungsministerium (BMBF), das Land Bremen und die Niederländische Regierung sollen sich längerfristig die Arbeitsgruppen in Texel und Bremen zur Erforschung des Paläoklimas, des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs und der Küstenregionen zusammenschließen. Gemeinsame Geräteentwicklungen und ein gemeinsames europäisches Doktorandenprogramm sind Bestandteil dieser Kooperation.

Die vielfältigen internationalen Kooperationen und die erfolgreichen Arbeiten des von 1989–2001 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderten SFB 261 waren auch die Grundlage für die Förderung eines der ersten drei Forschungszentren durch die DFG. Mit dem Thema „Ozeanränder“ sollen die o.g. Untersuchungen fortgeführt und neue Forschungsfelder der Bremer Meeresforschung erschlossen werden. Diese Forschungszentren sind auf zwölf Jahre angelegt. Sie sollen an den wissenschaftlichen Hochschulen Forschungs-

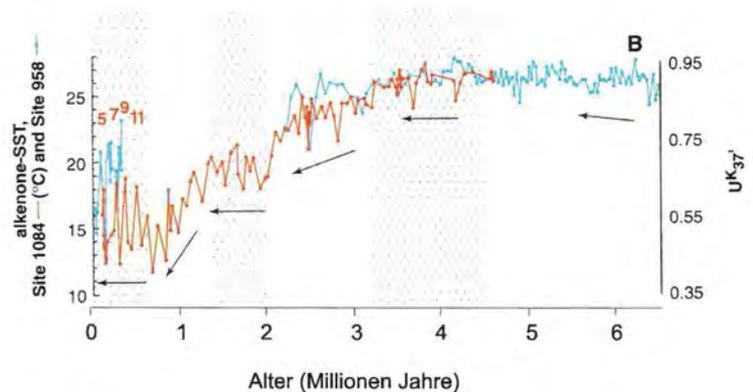


Abb. 12: Temperaturverlauf (SST, sea surface temperature) im jüngeren Känozoikum (letzte 5 Millionen Jahre) anhand von Alkenon-Werten (nach Marlow, Bristol u.a.)



Abb. 13: Bohrkernlager des Ocean Drilling Program der Universität Bremen im Schuppen 3 des Europahafens. In diesem Kernlager werden in ca. 100 000 Boxen 70 Kilometer Tiefseekerne für internationale Untersuchungen gelagert

schwerpunkte bilden und dabei im Sinne des Exzellenzgedankens eine Kooperation von Spitzenforschern personell und materiell wirksam auf längere Dauer fördern. Sie sollen als thematisch konzentrierte Einheiten Gewicht im internationalen Maßstab besitzen. Das Forschungszentrum „Ozeanränder“ mit den Forschungsschwerpunkten Paläoumwelt, Biogeochemische Prozesse, Sedimentationsprozesse und Nutzungsfolgenforschung hat folgende Ziele:

- Schaffung von Forschungsbedingungen für internationale Spitzenleistungen und Entwicklung eines Zentrums zur führenden Beteiligung an internationalen Programmen.
- Angebot eines speziellen Studienprogramms für Graduierte in den Meereswissenschaften mit Bereitstellung von Studienplätzen für auswärtige Doktoranden als Beitrag zum globalen Bildungsmarkt (Nachwuchsförderung zur Ausbildung „Internationaler Wissenschaftler“).
- Entwicklung zukunftsweisender Technologien für die Wissenschaft in Kooperation mit Industriefirmen (Public Private Partnership) und Bereitstellung von Infrastruktur für andere deutsche und europäische Arbeitsgruppen.
- Vermittlung komplexer wissenschaftlicher Zusammenhänge und Ergebnisse für eine breite Öffentlichkeit, insbesondere unter Berücksichtigung zukünftiger Entwicklungen (Global Change, Energieversorgung etc.).

Der Untergrund des Meeres

Schall breitet sich überall in unserer Umgebung beinahe ungestört aus, und wir erfahren dies tagtäglich, wenn wir sprechen oder durch Lärm gestört werden. In jedem Medium, ob in Luft, Wasser oder in Festkörpern, kann sich Schall als Druckwelle fortpflanzen und dort auch wahrgenommen oder gemessen werden. Dem Vorbild der Fledermaus folgend, lässt sich auch aus einer Zeitmessung Information gewinnen, nämlich über die vom Schall zurückgelegte Entfernung oder besser noch über den Abstand zu einem Objekt oder Hindernis. Den Erfindungen des Deutschen Alexander Behm und des Amerikaners Richard Fessenden war es dann zu verdanken, dass dieses Prinzip auch im Wasser von Schiffen eingesetzt werden konnte zur sogenannten Echolotung.

Die Entwicklung einfacher Echolote zur Tiefenmessung im Ozean mit Hilfe von Schallechos begann Anfang des letzten Jahrhunderts. Sie wurde in den zwanziger Jahren unter anderem von der Firma Atlas in Bremen vorangetrieben. Aber erst in den siebziger Jahren waren die Technik weit genug entwickelt und das wissenschaftliche Interesse hinreichend groß, um Signale auch in den Meeresboden hineinzusenden und mit hohen Frequenzen im Detail die Sedimentbedeckung oder mit tieferen Frequenzen auch den Strukturaufbau der Ozeankruste bis in große Teufen zu untersuchen.

Dieser Zweig der marinen Geophysik wurde seit der Mitte der achtziger Jahre, nach der Begründung des Fachbereichs Geowissenschaften der Universität Bremen und des Alfred-Wegener-Instituts in Bremerhaven, schrittweise zu einem wichtigen Element der hiesigen Meeresforschung ausgebaut. Die digitale Sedimentechographie wurde als eigenständiger Themenbereich etabliert, mit der Besonderheit, dass erstmals diese Daten digitalisiert und mit Computern archiviert und ausgewertet wurden, wobei die Echolotmessungen selbst unter Nutzung fest im Schiff installierter Systeme durchgeführt wurden.

Der Artikel soll einen kurzen Einblick in die Grundprinzipien der Entfernungsmessung mit Schall und der Tiefenmessung im Ozean liefern und einige Beispiele aus den Forschungsarbeiten der vergangenen zehn Jahre zeigen. Die Bremer Arbeitsgruppe wurde dabei auf dem Gebiet der Sedimentechographie zu einer der führenden in Europa. Die Projekte stehen oft in direktem Zusammenhang mit den übrigen Bremer und Bremerhavener marin-geowissenschaftlichen Aktivitäten und sind aus einer engen interdisziplinären Zusammenarbeit mit Geologen, Geochemikern, Ozeanographen oder Biologen entstanden.

Blitz, Donner und Echo:

Zur Methode der Entfernungsmessung

Wolken jagen über den Nachthimmel, ein Blitz erhellt die Landschaft. Die Bedrohlichkeit dieses Naturphänomens dokumentiert sich unüberhörbar in dem lauten Knall des nachfolgenden Donners, der das Herannahen eines gefährlichen nächsten Blitzschlags ankündigen kann.

Wir haben uns angewöhnt, nach dem Blitz die Sekunden zu zählen und ein einfaches physikalisches Gesetz anzuwenden: Die zurückgelegte Entfernung zwischen zwei Punkten errechnet sich aus dem Produkt der Schallgeschwindigkeit und der verstrichenen Zeit. Je länger es dauert, bis der Donner nach dem Blitz hörbar wird, desto größer ist die Entfernung zwischen uns und dem Blitzkanal. Unbekannt ist allerdings die Größe der Schallgeschwindigkeit – sie ist abhängig vom Ausbreitungsmedium.

Vom Luftschall wissen wir, dass er sich mit etwa 330 Metern pro Sekunde ausbreitet, je nach Temperatur auch ein wenig schneller oder langsamer. Diese Angabe genügt uns für die Beurteilung des Risikos, in Gewitternähe vom Blitz überrascht zu werden – verstreichen mehrere Sekunden, sind wir sicher, verkürzt sich die Zeit, so sollten wir schleunigst Schutz suchen. Dieses Grundprinzip lässt sich auf viele Entfernungsmessungen übertragen: Ein Signal (hier: der Donner) wird an einem Ort abgestrahlt und an einem anderen Ort empfangen (hier: gehört). Das Licht des Blitzes breitet sich so schnell aus, dass wir dessen Laufzeit gegenüber der des Schalls vernachlässigen können und so auch den Zeitpunkt der Schallerzeugung erfahren.

Noch vielseitiger lässt sich die Methode der Entfernungsmessung einsetzen, wenn die Signale am gleichen Ort erzeugt und empfangen werden. Dann muss allerdings für den Rückweg das Signal die Richtung ändern, wie es bei einer Reflexion an einem Objekt oder innerhalb eines Objekts oder durch Streuung verursacht wird. Fledermäuse haben diese Technik perfektioniert, um sich auch in völliger Dunkelheit zu orientieren und Hindernisse oder Beute zu erkennen – in schneller Folge ausgesendete Ultraschallpulse liefern die notwendigen Abstandsinformationen, wenn für jeden Puls die Laufzeit ermittelt werden kann. Fische und Delfine sowie die moderne Fischerei setzen Ultraschall zur Ortung ihrer Beute im Wasser ein.

Lot und Echo: Vermessung des Meeresbodens

Licht, Radar und andere elektromagnetische Strahlung und Wellen werden von Satelliten, Flugzeugen oder stationären Anlagen eingesetzt, um Abstände zur Landoberfläche und zu Objekten zu ermitteln oder bei der Durchschallung eines Objekts auch Variationen der Mediumeneigenschaften wie die Geschwindigkeit oder die Dichte zu bestimmen. Die geringe Dämpfung dieser Signale im Medium Luft kommt der hochgenauen Bestimmung der Laufzeiten dabei sehr entgegen. Aufgezeichnet wird dabei in aller Regel die durch Reflexion oder Beugung zurückgeworfene Welle: vom Auge, auf einem Film oder mit Hilfe eines elektronischen Sensors. Gebündelt durch ein Objektiv kann das Licht von einer größeren Fläche erfasst werden, eine ideale Möglichkeit der Fernerkundung.

Die Messung der Wassertiefe war seit jeher eine wichti-

ge Aufgabe der Seefahrer, sollte sie doch das sichere Navigieren im flachen Wasser garantieren. Den Augen des Seefahrers aber bleiben die Tiefen des Meeres weitgehend verschlossen, zu schnell wird das Licht an Partikeln im Wasser gestreut und auf dem Weg gedämpft. In klaren tropischen Gewässern blickt man zwar tiefer als in der Trübfahne eines Flusses – jedoch keinesfalls tief genug, um Hindernisse und Bodeneigenschaften klar zu erkennen. Lotschnüre mit Gewichten waren lange Zeit das einzige Instrument zur Tiefenmessung, typischerweise beschränkt auf das Flachwasser. Das Medium Wasser erweist sich für viele Wellen als nahezu undurchdringlich Barriere – nicht aber für Schall, vor allem im hörbaren Bereich. Erst zu Beginn des 20. Jahrhunderts standen Methoden zur Verfügung, die mit Hilfe von Schallsignalen und elektrischen Messgeräten in regelmäßigen Abständen von wenigen Sekunden eine Information über die Wassertiefe lieferten und auch einen mehrere tausend Meter tiefen Meeresboden erreichen konnten. Die Firma Atlas in Bremen war in den zwanziger und dreißiger Jahren ein bedeutender Hersteller solcher Echolote. Ein Atlas-Lot wurde auch auf der Südatlantik-Expedition des deutschen Forschungsschiffes „METEOR“ von 1925 bis 1926 eingesetzt und erbrachte auf dem Weg von Walvischbucht (SW-Afrika) nach Montevideo (Südamerika) einen der ersten Nachweise untermeerischer Gebirge – die wir heute als weltumspannende mittelozeanische Rückensysteme kennen.

Inzwischen ist die Technik topographischer Vermessung des Meeresbodens weiter verfeinert worden, und es können mit Hilfe von sogenannten Fächerloten auf mehreren Kilometer breiten Streifen in Echtzeit topographische Karten gewonnen werden. Mit systematisch angelegten Messnetzen lassen sich großflächige, sogenannte bathymetrische Kartierungen des Meeresbodens vornehmen, dessen Oberflächengestalt oft einen engen Bezug zu den ihn formenden geologischen Prozessen besitzt. So sind diese Daten fester Bestandteil geowissenschaftlicher Vermessungen.

Noch anspruchsvoller als die Bestimmung der Wassertiefe ist die Aufgabe, Signale in den Meeresboden hineinzusenden, um seinen internen Aufbau zu studieren. Der Übergang von einem zum anderen Medium – von Wasser zu Sediment oder Festgestein – bringt es mit sich, dass ein nennenswerter Anteil der Schallwelle an dieser Grenzfläche reflektiert wird (der vom Echolot registriert wird) und dann ein weiterer, nicht unerheblicher Anteil, auf dem Laufweg gedämpft wird. Je höher die Frequenz eines Signals ist, desto stärker wirkt sich diese Dämpfung aus. Ein Signal von 4000 Hertz – typisch für die Klasse der Sedimentecholote – schafft es oft nur 10 bis 100 Meter in den Boden, bei 400 Hertz können es schon über 1000 Meter sein, und für die Suche nach Erdöl und Erdgas in oft mehr als 5000 Meter Sedimenttiefe werden Signale von weniger als 40 Hertz erzeugt. Die hochfrequenten Signale der Sedimentecholote sind sehr kurz und bewirken ein ‚scharfes‘ Echo und detaillierte Strukturbilder des Meeresbodens, während niederfrequente Echos länger sind und ‚verschwommener‘ Bilder von Grenzschichten erzeugen.

Bremer Ingenieure der Fa. STN Atlas Elektronik, vormals Krupp Atlas Elektronik, entwickelten Mitte der achtziger Jahre ein Sedimentecholot mit einer besonders engen Schallbündelung, das parametrische *Parasound*-Echolot,

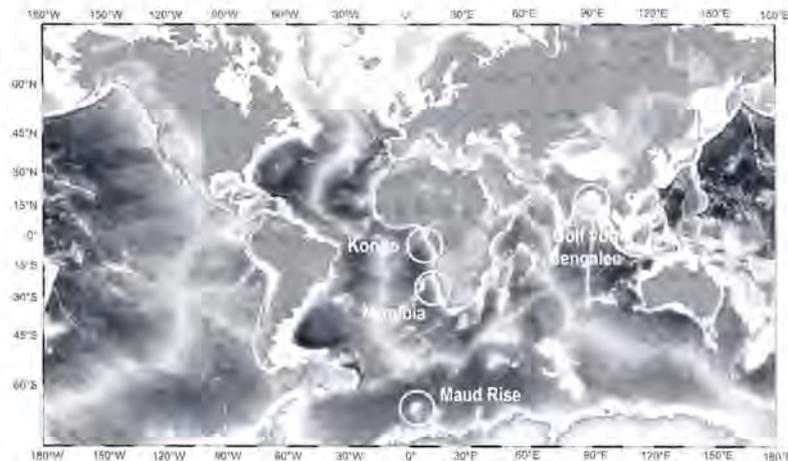


Abb. 1: *Topographie der Ozeanbecken. Die Datenbeispiele dieses Artikels stammen aus den durch Kreise markierten Regionen, die im Rahmen von Bremer Projekten und Expeditionen mit den Forschungsschiffen „METEOR“, „POLARSTERN“ und „SONNE“ besucht wurden.*

das auf allen großen deutschen Forschungsschiffen installiert ist. Daneben kommt das Fächerlot *Hydrosweep* zum Einsatz, das für einen Streifen quer zur Fahrtrichtung des Schiffes die Topographie liefert – die Streifenbreite entspricht immerhin der doppelten Wassertiefe.

Auf die Frage, was genau mit den akustischen Verfahren abgebildet wird, gibt es zunächst eine einfache Antwort: Überall dort, wo auf dem Laufweg eines Schallsignals sich entweder die Dichte des Mediums und/oder die Schallgeschwindigkeit ändern (eigentlich korrekt: das Produkt beider, die seismische Impedanz), werden Energie reflektiert und ein Echo erzeugt. Den Geowissenschaftler interessieren diese physikalischen Änderungen auf dem Laufweg des Signals im Untergrund primär als Folge von geologischen Prozessen, Änderungen im Klima, Strömungen im Ozean oder dem Transport von Partikeln, die es zu rekonstruieren gilt. Und so besteht eine wichtige Aufgabe in der Interpretation der akustischen Daten. Dazu benötigt man die genaue Kenntnis sowohl über ihre Aufzeichnung und die Bearbeitungsschritte im Computer als auch über geologische Abbilder von Prozessen. So lassen sich aus den Daten Informationen über räumliche Veränderungen und die Entwicklung der Sedimentation gewinnen. Um einen Eindruck zu vermitteln, wie komplex die Problemkreise und wie faszinierend die Bilder vom Meeresboden sein können, soll eine Reihe von Beispielen zu den Themenkreisen: Stratigraphie, Struktur, Strömungen, Hangstabilität und Fluide gezeigt werden, die wir in den vergangenen Jahren im Rahmen unserer weltweiten Untersuchungen mit den großen Forschungsschiffen „METEOR“, „SONNE“ und „POLARSTERN“ gewonnen haben (Abb. 1).

Stratigraphie

Markantes Merkmal eines Sedimentkörpers, der aus einem kontinuierlichen Partikelregen entsteht, ist seine Schichtung. Sie dokumentiert Änderungen in der Zusammensetzung und Korngröße, die oft mit Klimaänderungen, chemischen oder biologischen Prozessen oder mit Sedimenttransport in Zusammenhang stehen. Einzelne Schichten erscheinen in Echolotprofilen als Reflektoren mit erhöhter Signalstärke.

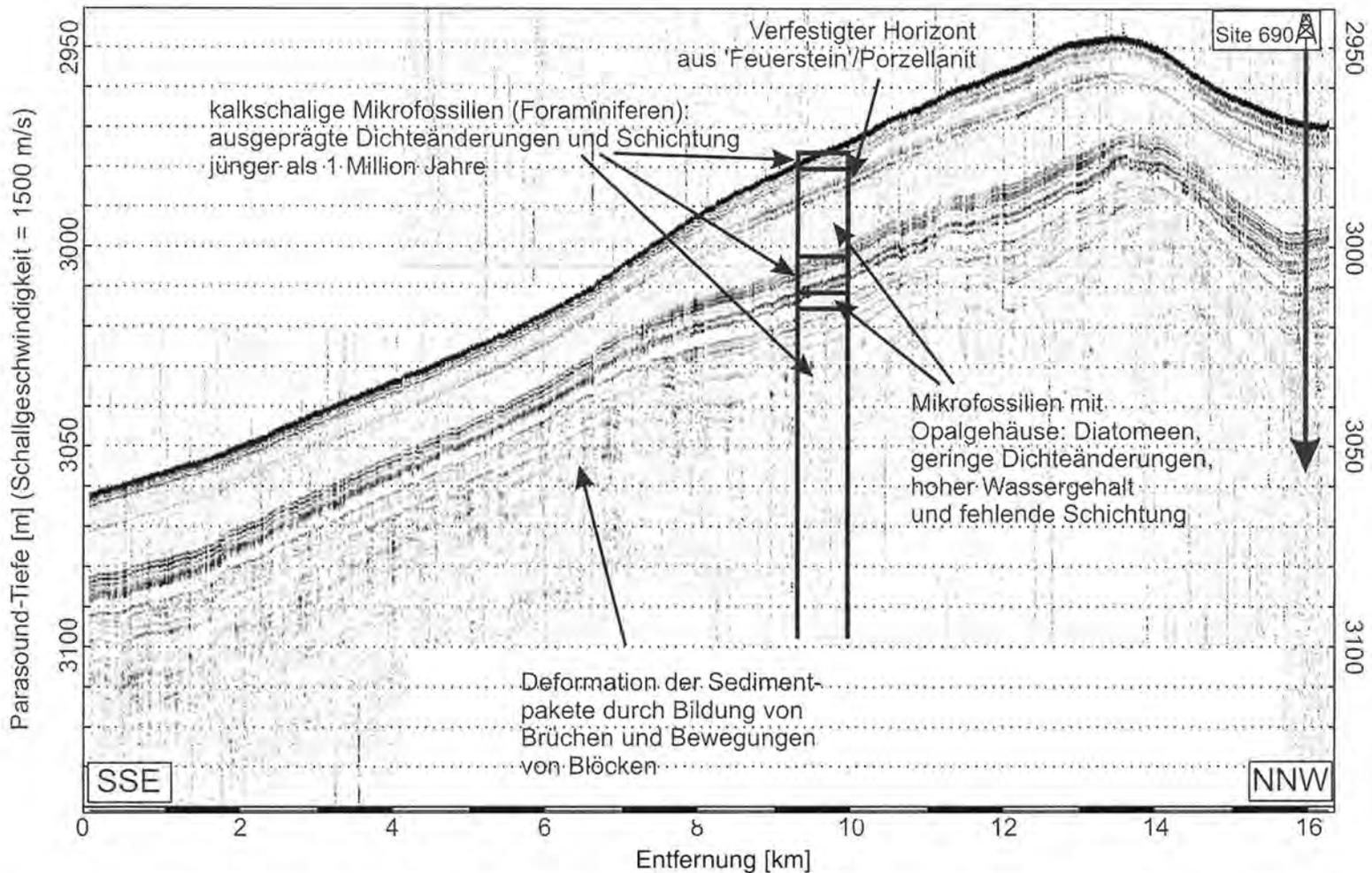


Abb. 2: Sedimentstrukturen auf dem Maud Rise im Weddell-Meer in der Nähe der wissenschaftlichen Tiefbohrung ODP 690. Das Sediment zeigt eine ausgeprägte Schichtung und eine deutliche Unterteilung mit stark und schwach reflektierenden Einheiten in den obersten etwa 30 Metern, die mit einer wechselnden Dominanz im Gehalt an Karbonat und Opal zu erklären sind. Darunter sind die (karbonatreicheren) Schichten durch kleinskalige Störungszonen gegeneinander verschoben und intern deformiert – die obere Grenze repräsentiert eine Phase starker Erosion.

Eines der ersten Beispiele digitaler Echolotdaten, die in Bremen gesammelt wurden, stammt aus dem Südozean, wohin 1987 die Bohrexpedition 113 des ‚Ocean Drilling Program‘ (ODP) führte (Abb. 1). Auf dem Maud-Rücken wurde eine ungewöhnliche Sedimentabfolge erbohrt, die in den obersten 60 Metern ausgeprägte Wechsel zwischen grobkörnigen, karbonatreichen und sehr wasserhaltigen, opalreichen Sedimenten zeigte. Drei Jahre später zeichneten wir während der „POLARSTERN“-Reise ANT VIII/6 in das gleiche Gebiet das in Abbildung 2 gezeigte digitale Parasound-Profil auf, in dem diese Sedimentformationen deutlich als reflektierende und transparente Bänder zu verfolgen sind – je dunkler die Reflektoren sind, desto stärker ist das Echo und desto größer ist die Änderung in den physikalischen Sedimenteigenschaften. Die älteren Abfolgen weisen darüber hinaus schon eine deutliche Verformung auf, die über die Jahrtausenden durch Entwässerung und Verdichtung entstanden sein dürfte.

Struktur

Es gibt viele Klassen von seismischen Beobachtungen, die eine Veränderung oder Unterbrechung von Reflektoren dokumentieren und sich oft direkt der Wirkung geologischer Prozesse zuordnen. Werden beispielsweise

mehrere Reflektoren eines Sedimentpaketes unterbrochen und reihen sich diese Punkte auf einer Linie bzw. Fläche aneinander, so spricht man von Störungen, an denen entlang ein Teil des Sedimentpakets verschoben wurde. Ein anderes Beispiel für Strukturen sind Becken, die mit Sediment verfüllt wurden und an deren Rändern die Reflektoren der Füllung abrupt enden können. Besonders komplizierte Strukturen finden sich in sogenannten Tiefseefächern, die vor den Mündungen großer Flusssysteme liegen, wie etwa vor dem Amazonas, vor dem Kongo oder im Golf von Bengalen vor dem Ganges-Brahmaputra. Die Trübefahne der Flüsse besitzt eine größere Dichte als das umgebende Wasser, weshalb sie am Boden hangabwärts fließt und dabei auch grobkörnigere Partikel mitreißt – ein Trübestrom entsteht. Er ist in der Lage, anfangs am Boden einen Kanal zu ‚graben‘, in dem er mit sehr geringer Reibung geführt wird und dadurch Entfernungen von vielen hundert bis zu mehreren tausend Kilometern zurücklegen kann. Der Kanal ist dabei einem Flussbett ähnlich, indem er Mäanderschleifen und Totarme erzeugt und Sediment von einer Flanke zur anderen verlagert. Der Trübestrom, der innerhalb des Kanals fließt, wird allerdings durch Turbulenzen hochgewirbelt, so dass Teilchen aus der Trübe über die Flanken des Kanals gelangen und dort ‚abregnen‘. Dadurch entstehen in Kanalnähe oft bis über 50 Meter

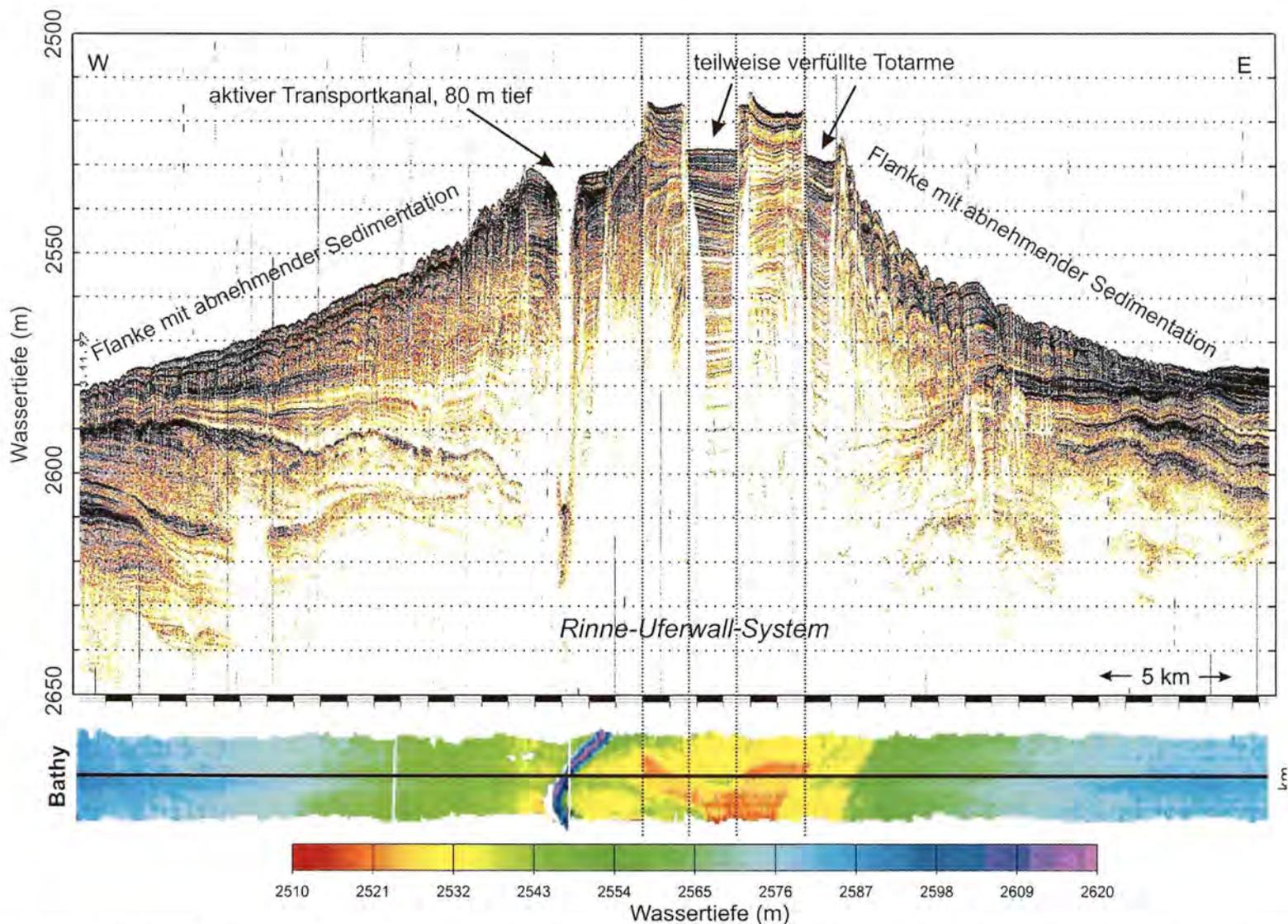


Abb. 3: Digitales Parasound-Profil der FS „SONNE“-Expedition SO 125 über einem Rinne-Uferwall-System aus dem Golf von Bengalen, Indischer Ozean. Der zentrale Abschnitt ist durch zahlreiche schmale Segmente charakterisiert, die durch Kanalerosion und anschließende Verfüllung verursacht werden. Die Sedimentationsraten sind im Zentrum am höchsten und nehmen mit dem Abstand von der Kanalachse ab. Die mächtige Sedimentabfolge von bis zu 150 Metern wurde vermutlich in nur 3000 Jahren aufgebaut. Unter dem Echolotprofil zeigt die Bathymetrie auf einem etwa 3 km breiten Streifen entlang des Schiffskurses den aktiven Kanal sowie teilweise verfüllte Kanalrelikte.

hohe sogenannte Uferwälle, deren Mächtigkeit in größerer Entfernung vom Kanal deutlich abnimmt. Solche Systeme können in wenigen tausend Jahren aufgebaut werden, bevor sie beispielsweise durch einen Kollaps der Uferwälle verlassen werden und dann in einem anderen Teil des Sedimentfächers die Bildung eines neuen Sedimentbandes um den einzigen aktiven Kanal beginnt.

Ein faszinierendes Beispiel eines solchen Rinne-Uferwall-Systems wurde 1994 und 1997 im Rahmen der „SONNE“-Expeditionen SO 95 und SO 125 im Golf von Bengalen untersucht. Das digitale Parasound-Profil (Abb. 3) zeigt im westlichen Zentralbereich einen 80 m tiefen aktiven Kanal mit mehreren, teilweise verfüllten Totarmen. Sie sind auch noch in der Bathymetrie erkennbar, die simultan zum Echolotprofil für einen etwa 3 km breiten Streifen aufgezeichnet wurde. Die welligen Flankenbereiche entstehen durch die Bodenströmungen der überquellenden Trübewolken. Das gesamte System ist hier etwa 50 km breit, in noch größerer Entfernung ist die Aktivität des Kanals kaum noch in Sedimenten dokumentiert und erkennbar.

Wie komplex die Verhältnisse im Bengalfächer sind, zeigt die bathymetrische Karte in Abbildung 4. Wie ein alter Fluss zieht sich der aktive Kanal durch das Gebiet – in seiner Nachbarschaft im Zentralbereich finden sich zahlreiche Relikte verlassener und verfüllter Totarme. Mal ist er gerade und langgestreckt, dann wieder verläuft er in so engen Schleifen, dass ein Durchbruch vielleicht nur eine Frage von Jahrzehnten oder Jahrhunderten ist. Zur Erkundung dieser Sedimentstrukturen kann mit einem einzelnen Messprofil nur wenig auszurichten sein – und auch die 7-tägigen Vermessungsarbeiten haben viele neue Fragen aufgeworfen, die uns veranlassen, die Forschung in dieser Region fortzusetzen.

Fluide

Sedimente im Ozean entstehen über sehr lange Zeiträume hinweg – oft dauert es viele tausend Jahre, bis wenige Zentimeter Sedimentdecke gewachsen sind. Dabei bestehen sie zunächst aus einem losen Verbund von Teilchen verschiedenster Art und Herkunft – Schalen von Mikrofossilien aus Karbonat oder Silikat, Verwitterungs-

reste von Land wie Quarz oder feinkörniger Ton oder aus organischen Resten der abgestorbenen Lebensformen des Ozeans. Sie alle werden in das Sediment eingebunden, miteinander verklebt und geraten durch zunehmende Auflast unter Druck, durch den sie zusammengepresst werden – das Wasser entweicht. Die organischen Reste erfahren einen weitergehenden Abbau durch Bakterien und chemische Prozesse. Unter den Endprodukten sind auch Gase wie Methan und Kohlendioxid, die ebenfalls entweichen werden. Gelangt das Sediment in immer größere Tiefen, so werden große Mengen an Wasser und Gasen mobilisiert. Sie folgen dem Druckgradienten an die Sedimentoberfläche, bevorzugt entlang von Wegsamkeiten wie porösen Lagen, Scherungen im Sedimentverband oder in direkten Aufstiegskanälen.

In besonders gasreichen Sedimenten können, wie dem Beispiel aus der Kongo-Region zu entnehmen ist (Abb. 5), ungewöhnliche Strukturen entstehen. Dort ändert sich in der Umgebung vermuteter Aufstiegszonen die akustische Signatur, wie etwa in einigen säulenförmigen Abschnitten oder durch Unterbrechungen der Schichtung und Veränderung der Echostärke von Reflektoren. Am Meeresboden entstehen auch trichterförmige Vertiefungen, sogenannte Pockmarks. Sie lassen sich entweder auf einen stetigen Flüssigkeits- und Gasaustritt zurückführen, der die Sedimentation verhindert, oder aber auf fast explosionsartige Entladungen aus einer Mischung von Gas und Sediment, gefolgt von einem Kollaps des Meeresbodens. In jedem Fall scheinen diese Trichter Oasen des Lebens im tiefen Ozean zu beherbergen.

Strömungen

Bis Sedimentpartikel ihren Weg durch das Wasser der Flüsse und Ozeane zum Meeresboden zurückgelegt haben, unterliegen sie vielfältigen Umgebungseinflüssen. Insbesondere die Bewegungen des Wasserkörpers entscheiden über den Ort der Ablagerung, und speziell die Zirkulation im Ozean, angetrieben von Wettergeschehen und Wind und den globalen Temperaturunterschieden, kann für einen Transport der Partikel über große Entfernungen verantwortlich sein. Je größer die Geschwindigkeit der Strömung ist, desto größer können auch die Partikel sein, die in der Schwebelage gehalten und mitbewegt werden. Bei großen Geschwindigkeiten von vielen Zentimetern pro Sekunde werden auch bereits am Meeresboden liegende Körner weitertransportiert – man spricht dann von Erosion. Dabei können auch mächtige Sedimentpakete abgetragen werden.

Ein besonders interessantes Phänomen kann bei mittleren Strömungsgeschwindigkeiten über einem unregelmäßig geformten Meeresboden beobachtet werden. Unter bestimmten Voraussetzungen ist die Strömung über den Bodenvertiefungen schneller als über den Hochlagen. Dort kann dann mehr Sediment abgelagert werden als in den ‚Tälern‘, und die Bodenwellen können wachsen. Wirkt die Bodenströmung gleichmäßig über längere Zeit, so baut sich auch ein regelmäßiges Wellenmuster in den Sedimentstrukturen auf, die eine, wenn auch entfernte, Verwandtschaft mit Sanddünenbildung bei starkem Wind haben. Sie dokumentieren die Existenz solcher Strömungen über geologische Zeiträume von vielen hunderttausend Jahren. Die größten bekannten

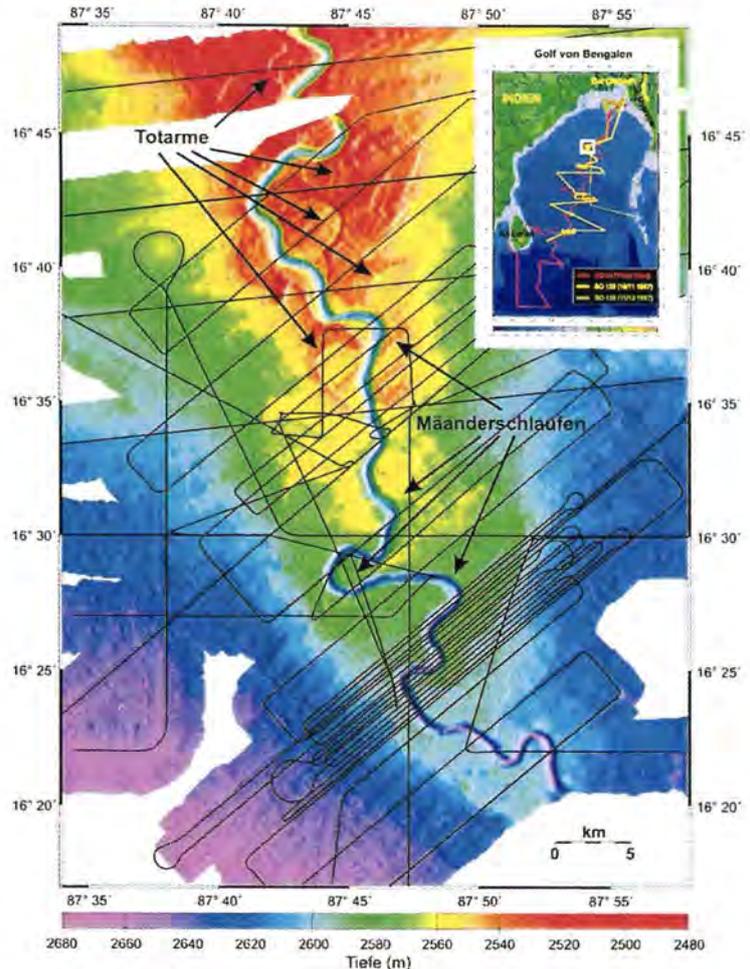


Abb. 4: Kurslinie und Bathymetrie der FS „SONNE“-Expedition SO 125 bei 16°30'N im Golf von Bengalen, Indischer Ozean. Deutlich erkennbar ist der aktive Kanal mit unterschiedlich ausgeprägten Mäandern. Totarme sind größtenteils verfüllt, aber in Einzelfällen anhand weniger Meter hoher Kanten auch in der Bathymetrie noch zu erkennen.

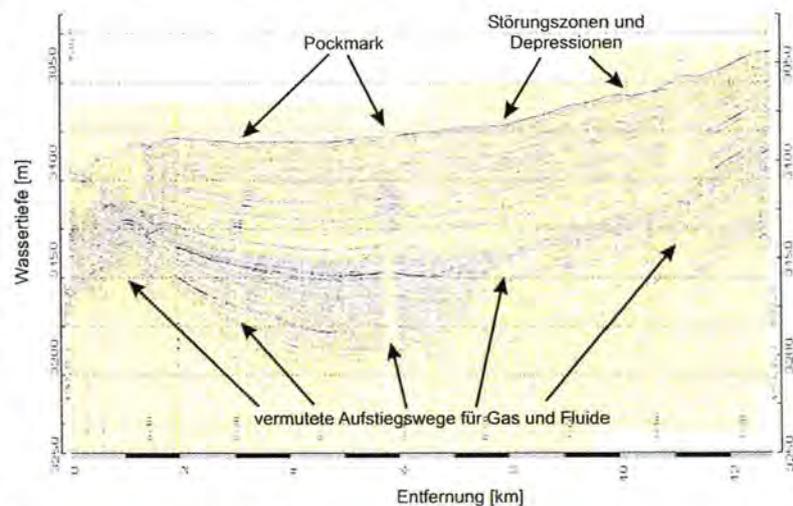


Abb. 5: Digitales Parasound-Profil der FS „SONNE“-SO-86-Expedition über Fluidaufstiegszonen am südwestafrikanischen Kontinentalrand vor der Kongomündung. In der Bildmitte ist eine vertikale transparente Zone zu erkennen, die auf einen vertikalen Transport von Fluid und Gas hindeutet. Am Meeresboden ist ein Einbruchskrater (Pockmark) erkennbar. Auf einer späteren Expedition wurden in der Umgebung des Pockmarks Karbonatkonglomerate und andere Hinweise auf heute aktive Fluidaustritte gefunden.

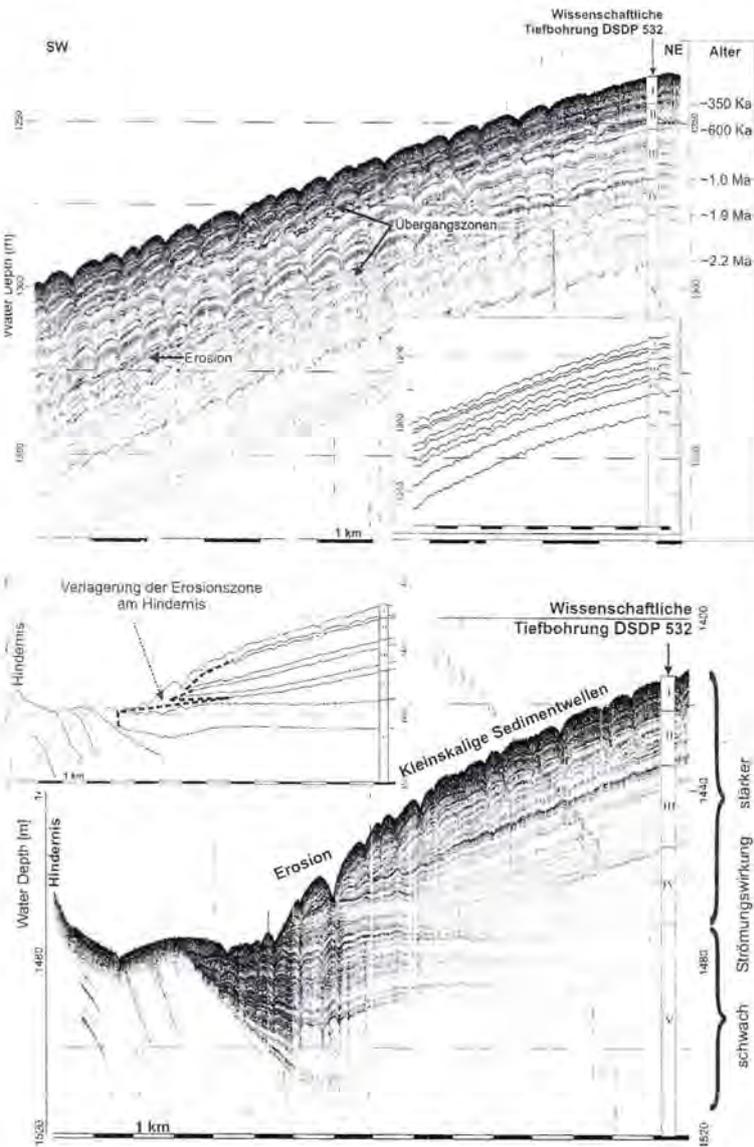


Abb. 6: Digitales Parasound-Profil der FS „SONNE“-Expedition SO 86 über ein Sedimentwellenfeld in der Nähe der DSDP-Bohrung 532 auf dem Walfisch-Rücken, Südatlantik. Im Verlauf der letzten zwei Millionen Jahre sind mehrere Wechsel in der Geometrie der Sedimentwellen und Umstellungen der Strömungssysteme dokumentiert. In der Nähe des Hindernisses verschiebt sich mit wechselnden Strömungsgeschwindigkeiten der Bereich von Erosion und Ablagerung.

Sedimentwellen finden sich im Argentinien-Becken im Südatlantik, wo sie Höhen von 50 bis 100 Meter und Wellenlängen um 10 Kilometer erreichen können. Die Wellen an den Flanken der Uferwälle im Bengalfächer haben übrigens vermutlich die gleiche physikalische Ursache. Aber auch sehr kleine Wellen haben wir auf unseren Forschungsfahrten im Südatlantik beobachtet. So findet sich vor der Küste von Namibia südlich des Walfisch-Rückens, einer großen ozeanischen Schwelle, ein ausgedehntes Wellenfeld in mittleren Wassertiefen von 1500 Metern (Abb. 6). Die Wellen sind nur wenige Meter hoch und einige hundert Meter lang. Die genaue Analyse der Wellen zeigte, dass sich ihre Form im Laufe der Zeit mehrfach geändert hat. Dazwischen liegen Übergangszonen, in denen die wellige Topographie nahezu eingeebnet ist.

Interessanterweise kreuzen die digitalen Echolotprofile die wissenschaftliche Bohrposition 532, die im Rahmen des *Deep Sea Drilling Project* Anfang der achtziger Jahre abgeteuft worden war. Mit ihrer Hilfe lassen sich den Sedimentpaketen Alter zuordnen. Und daran lässt sich erkennen, dass vor allem vor etwa 600 000 Jahren und vor 1,9 Millionen Jahren eine tiefergreifende Veränderung der Zirkulation in diesem Teil des Atlantiks stattgefunden haben muss.

Dass Bodenströmungen bei der Bildung der Sedimente wirksam sind, lässt sich auch an der Sedimentverteilung in der Umgebung einer nahe gelegenen vulkanischen Erhebung erkennen. Dort fehlen die jüngeren Sedimente vollständig, denn die Strömung muss das Hindernis umfließen und dazu die Geschwindigkeit in dessen Nähe erhöhen. Erst in größerer Entfernung können sich Partikel ablagern, wobei der Abstand, in dem Sedimentation wieder möglich ist, direkt von der Strömungsgeschwindigkeit abhängig ist. Aufweitung und Rückzug der Erosionszone sind weitere geophysikalische Indizien für zeitliche Schwankungen und speziell auch für die Intensivierung der Bodenströmungen in den letzten ein bis zwei Millionen Jahren.

Ausblick

Seit einem Jahrzehnt werden in Bremen digitale Echolotdaten gesammelt, wodurch mittlerweile ein weltweit einzigartiges Datenarchiv zur Verfügung steht. Dies war nur möglich durch ein entsprechend leistungsfähiges Echolotssystem, das von Bremer Ingenieuren für die deutschen Forschungsschiffe entwickelt worden war. Das Ergebnis ermöglicht einen präzisen Blick auf die Ablagerungen am Meeresboden, wie er zuvor nur selten möglich war. Im Rahmen moderner Erkundungsprojekte erfolgt heute eine immer engere Verknüpfung der Echolotmessungen mit anderen akustischen Vermessungsverfahren, beispielsweise der bathymetrischen Vermessung mit Fächerloten, den Aufzeichnungen von Seitensichtsonaren oder mit niederfrequenten seismischen Signalen, die noch tiefer in den Meeresboden eindringen. So lässt sich der Meeresboden in einem Detailreichtum abbilden, der die Arbeit des Meeresgeologen und Geochemikers, aber auch der marinen Biologen bei der Suche nach optimalen Sedimentproben und geeigneten Orten für wissenschaftliche Tiefbohrungen nachhaltig unterstützt. Auf diesem Wege trägt auch die geophysikalische Vermessung dazu bei, das marine Sedimentarchiv für die globale Klimaforschung und viele interdisziplinäre Forschungsthemen wie Gashydrate, Fluidmigration, geologische Geschichte der Ozeanzirkulation oder die bakterielle Besiedlung der Meeresböden zu nutzen.

Es gilt unsere immer noch sehr eingeschränkten Kenntnisse über den Ozean zu verbessern, um nicht zuletzt die Auswirkungen besser einschätzen zu können, die die Veränderungen der Landoberfläche und die menschlichen Eingriffe in die Meeresumwelt mit sich bringen.

Wer noch mehr zu dem Themenkomplex der geophysikalischen Erkundung des Meeresbodens sucht, findet viele weitere Informationen über unsere Forschungsziele, -methoden und aktuelle Projekte auf den Internetseiten des Fachgebiets „Meerestechnik mit dem Schwerpunkt Umweltforschung“:

<http://www.mtu.uni-bremen.de>

Von Riesen und Konsortien – die Entdeckung neuer Bakteriengemeinschaften am Meeresboden

Die enorme Pflanzenproduktion mikroskopischer Algenzellen im Ozean ist die Basis für Nahrungsketten, in denen das organische Material durch Einzeller und Planktonkrebse („Wasserflöhe“) bis zu den Fischen weitergegeben und umgesetzt wird. Die unverdaulichen Überreste dieser Produktion sinken als kleine Partikel in einem ständigen Regen durch die Wassersäule zum Meeresboden, wo ein kleiner Teil abgelagert wird. Das produzierte organische Material wird aber auf diesem Wege zu fast 99 % abgebaut und als Nährsalze und Kohlendioxid freigesetzt. Dieser Abbau ist die Voraussetzung für das nachhaltige Funktionieren der ökologischen Stoffkreisläufe, die die Biologie und Chemie der Ozeane prägen. Dabei spielen die Meeresbakterien eine zentrale Rolle.

Die Bakterien sind äußerlich wenig auffällig, sie besitzen aber eine größere physiologische und biochemische Diversität als Pflanzen und Tieren. Diese Diversität ist die Voraussetzung für den effektiven Umsatz der vielfältigen Substanzen im Meer. Die Bakterien sind dabei die Katalysatoren von Prozessen und sorgen weitgehend dafür, dass Naturprodukte oder anthropogene Fremdstoffe im Meer nicht ständig akkumulieren.

Auf dem Meeresboden lagern sich die organischen Partikel ab und versorgen die benthischen Tiere mit Nahrung. Wegen der hohen Respiration der Tiere und Mikroorga-

nismen wird Sauerstoff innerhalb der obersten Millimeter oder Zentimeter des Sediments verbraucht, so dass im Meeresboden unterhalb dieser dünnen Schicht eine sauerstofffreie Welt existiert. Dies ist vor allem die Welt der Bakterien, die hier ihre große physiologische Diversität voll entfalten können. Durch vielfältige Bakterientypen wird auf verschiedenen Stoffwechselwegen das organische Material abgebaut und in kleinere Moleküle zerlegt, die wiederum als Substrat für andere Mikroorganismen dienen. Im Meeresboden leben Bakterien, die statt Sauerstoff Nitrat oder Sulfat oder sogar Eisenoxide als Oxidant (Elektronenakzeptor) bei ihrer Respiration verwenden (Abb. 1). Dadurch wird z.B. Sulfat in Schwefelwasserstoff umgewandelt, der wiederum für andere Bakterien als Energiequelle dient. Die Nahrungsketten im anoxischen Meeresboden bestehen also aus diversen Bakteriengemeinschaften, bei denen das Abfallprodukt einiger Mikroorganismen anderen als Nahrung und Energiesubstrat dient. Dabei spielen die Kreisläufe von Kohlenstoff, Stickstoff, Schwefel und Eisen eine besondere Rolle, wie die folgenden Beispiele aus der Forschung am Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie zeigen, das 1992 in Bremen gegründet wurde. Rund 100 Wissenschaftler und Techniker untersuchen hier die mikrobiellen Prozesse in verschiedenen marinen Lebensräumen von den Tropen bis zu den Polargebieten und von den Küsten bis in die Tiefsee (siehe auch Beitrag von Köhler-Rink und de Beer).

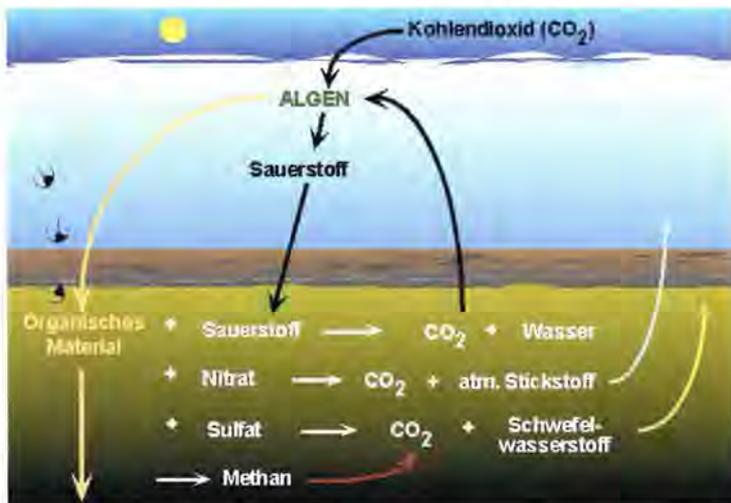


Abb. 1: Kohlenstoffkreislauf im Meer und der Abbau von abgelagertem, organischem Material im Meeresboden. Sauerstoffatmung gibt es nur in der Wassersäule und in einer dünnen Schicht an der Sedimentoberfläche. Darunter ist der Meeresboden überwiegend eine sauerstofffreie Welt, wo mit der Tiefe abwechselnd Nitratrespiration (Denitrifikation), Sulfatreduktion und Methanproduktion als terminale Abbauprozesse dominieren. Der durch Denitrifikation erzeugte atmosphärische Stickstoff entweicht in die Atmosphäre. Schwefelwasserstoff wird an oder unter der Sedimentoberfläche wieder zu Sulfat oxidiert. Methan wird tief im Meeresboden durch Bakterien-Archaeen-Konsortien zu Kohlendioxid oxidiert (Graphik: Markus Hüttl und Bo B. Jørgensen)

Neue Methoden – neue Erkenntnisse

Fast alle Bakterien im Meer sind mikroskopisch klein, ca. 1 Mikrometer (1 Tausendstel Millimeter) im Durchmesser, und viele der Arten unterscheiden sich kaum in ihrer Erscheinung. Darin liegt ein großes methodisches Problem der marinen Mikrobiologen: Obwohl viele Meeresbakterien aus Reinkulturen heute bekannt sind und auch viele Bakterienprozesse im Meer analysiert wurden, ist es meistens schwierig, den direkten Zusammenhang zwischen Organismen und Prozessen festzustellen. Man sieht den vielen ähnlichen Bakterien nicht unmittelbar an, welche Rolle sie jeweils im Stoffhaushalt des Meeres spielen. Umgekehrt sind die Methoden, womit Prozesse im Meer gemessen werden, meistens viel zu grob, um Einblick in die Mikrowelt der einzelnen Bakterienzellen zu liefern. Wichtige methodische Fortschritte in der Molekularbiologie und Sensortechnologie erschließen aber jetzt diese Mikrowelt und geben uns Einblick in das Leben in der Mikroskala.

Die Entschlüsselung vieler Gene von Mikroorganismen durch moderne molekularbiologische Methoden ist heute die Basis für eine neue Systematik und Identifizierung der Umweltbakterien. Obwohl die meisten Bakterienarten bisher nicht in Laborkulturen gezüchtet werden konnten, ermöglicht die Anwendung molekularer Sonden in marinen Standortproben die Charakterisierung der einzelnen Bakterienzellen. Die Sonden bestehen aus

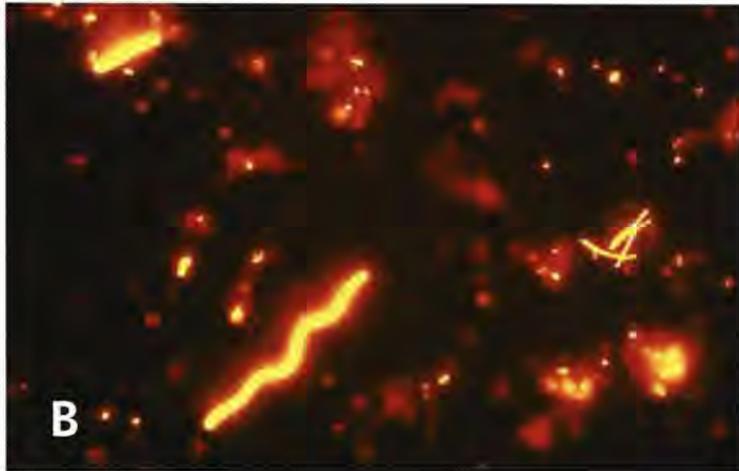
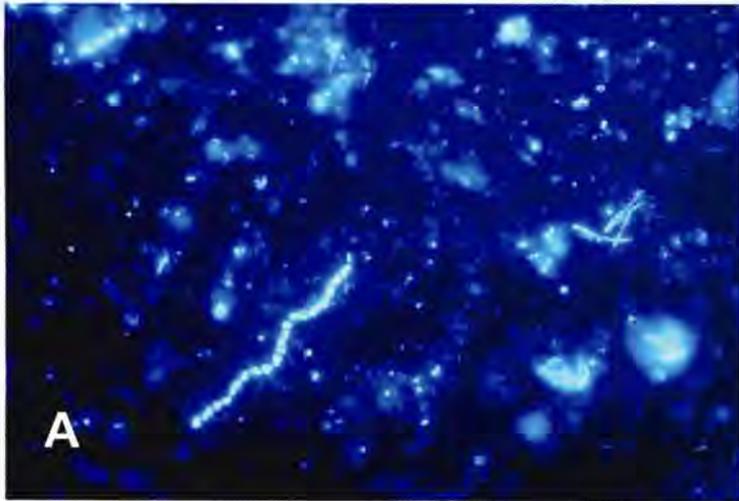


Abb. 2: Identifikation der Bakterien im Meeresboden mittels molekularer Fluoreszenzsonden. Sediment aus der Tidenzone im deutschen Wattenmeer wurde mit zwei Fluoreszenzfarbstoffen gefärbt: (A) einem blauen Farbstoff, DAPI und einer gelben molekularen Sonde. DAPI färbt das DNA in allen Zellen und gibt damit die totale Anzahl der Bakterien. (B) Die gelb-fluoreszierende Sonde war für sulfatreduzierende Bakterien spezifisch und zeigte daher nur die Zellen dieser Bakteriengruppe. In dieser Sedimentprobe konnten über 70 % der gesamten Bakterienzellen mit Fluoreszenzsonden erkannt und eingruppiert werden (Foto: Enric Llobet-Brossa)

kleinen fluoreszenz-markierten DNA-Fragmenten, die sich an ihre Zielgene in definierten Bakteriengruppen heften. Wenn Sedimentproben mit diesen fluoreszierenden Sonden gefärbt werden, leuchten nachher nur die gesuchten Bakterientypen im Fluoreszenzmikroskop auf und können so quantifiziert werden (Abb. 2; Llobet-Brossa et al., 1998).

Chemische Sensoren für die Messung von Sauerstoff, Kohlendioxid, Schwefelwasserstoff, Nitrat und vielen anderen Umweltparametern können heute so extrem miniaturisiert werden, dass der Durchmesser an der Sensorspitze nur wenige Mikrometer beträgt. Der einzelne Mikrosensor wird mit einem hochpräzisen Mikromanipulator in das Probenmaterial eingeführt, und die chemischen Gradienten können dann mit Zehntel-Millimeter Genauigkeit erfasst werden (siehe Beitrag von Köhler-Rink und de Beer). Durch den Einsatz solcher Sensoren in Feldgeräten direkt auf dem Meeresboden wissen wir heute viel darüber, wie die chemische Zonie-

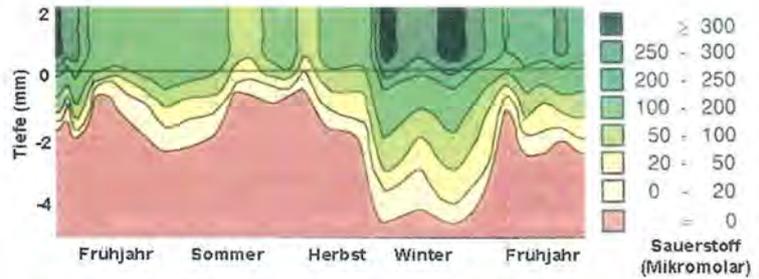


Abb. 3: Saisonale Sauerstoffverteilung im Meeresboden in der Ostsee über ein Jahr. Die Eindringtiefe von Sauerstoff ist 0,5–1 mm im Sommer und 4 mm im Winter. Die oxische Oberflächenschicht ist somit nur eine millimeter-dünne Haut, in der sich viele mikrobiologische Prozesse abspielen. Darunter ist der Meeresboden überwiegend sauerstofffrei und fast nur von Mikroorganismen bewohnt. Die Sauerstoffmessungen wurden mit Mikrosensoren direkt auf dem Meeresboden in 16 m Wassertiefe durchgeführt (Nach Gundersen et al., 1995)

rung an der Sediment-Wasser-Grenzfläche aussieht und wie gelöste Gase und Ionen zwischen Meerwasser und Meeresboden ausgetauscht werden (Abb. 3). Wir wissen auch, dass der Transport solcher gelöster Substanzen in der Mikroskala durch molekulare Diffusion gesteuert wird und dass die mikroskopische Größe der Bakterien eine notwendige Anpassung ist, um eine Diffusionsbegrenzung ihres Stoffwechsels zu vermeiden. Bakterien können nur klein-molekulare, gelöste Substanzen aufnehmen und besitzen kein internes Transportsystem, was der Zellgröße eine Maximalgrenze setzt. Große Bakterienzellen würden nicht ausreichend Nahrung durch die Diffusion erhalten und sind deshalb eine Seltenheit in der Natur.

Auf diesem Hintergrund war es eine große Überraschung, als vor ein paar Jahren „Riesenbakterien“ am Meeresboden vor der namibischen Küste entdeckt wurden. Mit einem Durchmesser von bis zu $\frac{3}{4}$ Millimeter haben sie eine Biomasse, die millionenfach höher ist als die von normalen Bakterien. So große Bakterien sollten eigentlich gar nicht existieren können. Was ist die ökologische Rolle dieser Bakterien, und warum hat die Evolution zu Riesenformen geführt, die sogar mit bloßem Auge sichtbar sind?

Riesenbakterien

Die Erklärung hängt eng mit dem Schwefelkreislauf im Meeresboden zusammen. Unter der dünnen oxidierten Deckschicht des Sediments übernimmt die Sulfatreduktion die Rolle als dominierender Respirationsprozess. Sulfat gehört zu den wichtigsten gelösten Ionen im Meerwasser und diffundiert ständig in den Meeresboden hinein. Viele Bakterien dort unten können mit Sulfat atmen und es in Schwefelwasserstoff umsetzen, während sie organische Substrate gleichzeitig abbauen. Dadurch werden im Meeresboden enorme Mengen Schwefelwasserstoff erzeugt, die unter normalen Umständen aber wieder nach oben transportiert und in Sulfat umgewandelt werden (Abb. 1). Wenn der Schwefelwasserstoff an der Sedimentoberfläche auf Sauerstoff trifft, kann diese Umwandlung oder Oxidation rein chemisch verlaufen, denn Schwefelwasserstoff ist eine sehr energiereiche und reaktive Verbindung.

Es ist für höhere Lebewesen wie Fische oder Krebse entscheidend, dass der Schwefelwasserstoff im Meeresboden wieder abgebaut wird, bevor er ins Meerwasser gelangt. Denn Schwefelwasserstoff ist ein natürliches Gift für Sauerstoff-atmende Organismen, ebenso toxisch wie Zyanid. Es gibt in der Natur viele Bakterien, die sich als Schwefelwasserstoffabbauer spezialisiert haben. Die bekanntesten davon atmen mit Sauerstoff und produzieren aus dem Schwefelwasserstoff wieder Sulfat, wobei ein geschlossener Schwefelkreislauf erreicht wird. Viele Schwefelbakterien können bei diesem energieliefernden Prozess sogar autotroph wie die Pflanzen leben, d.h. wie die Pflanzen Kohlendioxid zu Biomasse umwandeln. Statt Sonnenenergie verwenden sie die chemische Energie, die durch Schwefelwasserstoffoxidation freigesetzt wird. Sie kommen fast überall vor, im Meer, in Seen, im Erdboden, ebenso wie in den Bioreaktoren und Kläranlagen, wo Abwasser gereinigt wird.

Insbesondere in unseren Küstengewässern, wo die Einleitung von stickstoffhaltigen Nährsalzen in den letzten Jahrzehnten stark zugenommen hat, führt der erhöhte Nitratgehalt zu einer stärkeren Algenproduktion, was wiederum das Absinken der organischen Algenreste zum Meeresboden intensiviert. Das stimuliert vor allem die Sulfatatmung, und die Schwefelwasserstoffproduktion wird noch größer, bis sie kaum mehr von dem gleichzeitig sinkenden Sauerstoffgehalt im Meerwasser oxidiert werden kann. Der Meeresboden wird zur Oberfläche hin sauerstofffrei und von Eisensulfiden schwarz gefärbt („schwarze Flecken“). Dann übernehmen die Schwefelbakterien die Bühne und breiten über den schwarzen Meeresboden ein weißes Laken. Dies ist eine dünne Schicht von fadenförmigen Schwefelbakterien, mit Namen *Beggiatoa*, denen die Lichtbrechung in unzähligen Schwefeltröpfchen in ihren Zellen einen weißen Schein verleiht (Abb. 4). Sie sind die letzte Barriere gegen den Austritt vom Schwefelwasserstoff aus dem Meeresboden.

Die vor Namibia entdeckten Schwefelbakterien sind keine Fäden, sondern bilden kurze Ketten von weißen, kugelförmigen Zellen (Abb. 5). Sie sehen im Mikroskop wie kleine Perlenketten aus, und so haben sie den wis-



Abb. 4: Ein weißer Belag von Schwefelbakterien, *Beggiatoa* spp., überzieht den Meeresboden, wo kleine Stücke verfaulendes Seegrass sichtbar sind. Unzählige lichtbrechende Schwefeltröpfchen in den Bakterien verleihen dem Häutchen einen weißen Glanz. Das sichtbare Areal ist ca. 5 cm² (Foto: Bo B. Jørgensen)



Abb. 5: Eine „Perlenkette“ von riesigen weißen Schwefelbakterien, *Thiomargarita namibiensis*, aus dem Meeresboden vor der namibischen Küste. Die einzelnen Zellen sind hier ca. 1/5 mm im Durchmesser, können aber bis zu 1/4 mm groß werden (Foto: Heide Schulz)

senschaftlichen Namen *Thiomargarita namibiensis* bekommen, die „Schwefelperlen aus Namibia“. Sie besitzen eine besondere Zellstruktur, die ihre außergewöhnliche Größe ermöglicht und erklärt. Jede Zelle besteht aus einer dünnen Hülle von Zytoplasma, die eine große, kugelförmige Vakuole umschließt. Die Zytoplasmaschicht ist nur ein paar Mikrometer dick und entspricht also der Größe der normalen Bakterien, wodurch die *Thiomargarita* die Diffusionsbegrenzung vermeiden. Die Vakuole ist wie ein wassergefüllter Ballon – eine ganz einzigartige Struktur unter den Bakterien. Es war eine spannende Entdeckung, dass diese Vakuolen als Lagertanks für Nitrat dienen, womit diese Bakterien atmen. Als Atmungsmittel ist Nitrat im Prinzip genau so gut wie Sauerstoff, hat aber den zusätzlichen Vorteil, dass es hinter einer Zellmembran gespeichert werden kann, während Sauerstoff unvermeidlich entweicht, weil Zellmembranen nicht gasdicht sind. Wie ein Taucher mit Pressluftflaschen können die *Thiomargarita* Monate lang mit ihrem Nitratlager atmen, bevor sie von außen eine neue Zufuhr brauchen. Mit diesem Nitrat oxidieren die Bakterien Schwefelwasserstoff, der im umgebenden Meeresboden ständig produziert wird. Die *Thiomargarita*-Gemeinschaften im namibischen Meeresboden funktionieren damit ebenfalls als Filter gegen die Emission von Schwefelwasserstoff ins Meerwasser.

Die *Thiomargarita* haben aber enge Verwandte, z.B. die *Thioploca*, die bewegliche Fäden statt unbewegliche Kugeln sind. Sie bilden an der Pazifikküste von Südamerika die größten sichtbaren Bakteriengemeinschaften der



Abb. 6: Fadenförmige Schwefelbakterien, *Thioploca* spp., aus dem Meeresboden vor der chilenischen Küste. **Links:** Diese bis zu 7 cm langen Bakterien bilden senkrechte weiße Röhren im Meeresboden und pendeln zwischen dem Meerwasser (weiße Schicht an der Oberfläche) und dem tieferen Sediment, wo Schwefelwasserstoff produziert wird. Die Bildweite entspricht 2 cm (Foto: Markus Hüttel). **Rechts:** Ein Bündel der multizellulären *Thioploca*-Fäden streckt sich hier aus ihrer durchsichtigen Hülle. Die einzelnen Fäden sind 40 Mikrometer im Durchmesser und haben deutliche Querwände und unzählige punktförmige Schwefeltröpfchen (Foto: Bo B. Jørgensen)

Welt. An dieser Küste, unter Einfluss des Humboldt-Stroms, gibt es eine natürliche Düngung des Meeres, da nitratreiches Tiefenwasser aus dem Pazifik vom SO-Wind hochgetrieben wird (s. Beitrag von Wolff et al.). Während des ganzen Südsommers herrscht aber auch hier Sauerstoffmangel am Meeresboden. Über eine Küstenstrecke von mehreren Tausende Kilometern bilden die *Thioploca* dicke Matten auf dem Meeresboden. Die Matten werden von schleimigen Hüllen der *Thioploca* zusammengeflochten und erreichen in einigen Küstengebieten eine Masse von 1 kg Frischgewicht pro Quadratmeter. Viele Bakterienfäden leben zusammen in jeder der Hüllen, die sich wie senkrechte Röhren in den Meeresboden hinunterrecken (Abb. 6). In ihnen gleiten die Bakterien ständig auf und ab und pendeln dabei zwischen Meerwasser und Sediment. Die bis zu 7 cm langen, dünnen Bakterienfäden strecken sich aus dem Boden ins Meerwasser hoch, wo sie Nitrat für ihre Atmung aus dem Wasser holen. Wegen der unzähligen Bakterienfäden kann der Meeresboden fast wie ein weißer Rasen aussehen. Mit gefüllten Lagertanks gleiten die *Thioploca* durch ihre Röhren in den Meeresboden hinunter, wo die sulfatmenden Bakterien für eine intensive Schwefelwasserstoffproduktion sorgen. Dieser Schwefelwasserstoff ist die Energiequelle von *Thioploca* und wird von ihnen wieder in Sulfat umgesetzt.

Nicht nur an diesen, für uns exotischen Standorten kommen nitratspeichernde Schwefelbakterien vor. Nach ihrer Entdeckung vor Chile und Namibia haben wir diese Eigenschaft auch bei den heimischen *Beggiatoa* in der Ostsee gesucht und tatsächlich entdeckt. Es scheint also eine weit verbreitete Anpassung zu sein, die vermutlich in vielen Meeresgebieten gefunden werden könnte, jetzt, da wir wissen, wonach wir suchen. Kennzeichen für diese Bakterien sind enorme Zellgröße, leuchtende Schwefelkörnchen und ein scheinbar leeres Zellinnere, wo sich die Vakuole befindet (Abb. 7). Die weite Verbreitung die-

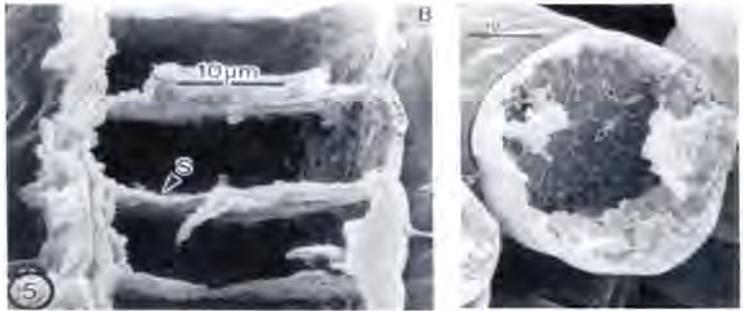


Abb. 7: Aufgebrochene Fäden der multizellulären *Beggiatoa* im Längs- und Querschnitt. Die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen zeigen die zylindrischen Bakterienfäden, die Querwände (S) und scheibenförmige, leere Zellen, die in den intakten Bakterien von Vakuolen gefüllt sind. Die Maßstäbe sind 10 Mikrometer (Nach Larkin und Henk, 1996)

ser Bakteriengruppe bedeutet, dass ihr Stoffwechsel eine entsprechend wichtige Rolle für die ökologischen Stoffkreisläufe spielen muss. Durch die Oxidation von Schwefelwasserstoff mit Nitrat in diesen Bakterien werden die Stoffkreisläufe von Schwefel und Nitrat in einer ganz besonderen Weise gekoppelt. Das Nitrat wird nicht, wie sonst normal im Meeresboden, zu atmosphärischem Stickstoff umgewandelt (denitrifiziert) und dadurch als Nährsalz aus dem Kreislauf gezogen. Die Schwefelbakterien wandeln das Nitrat in Ammonium um und bewahren dadurch den Stickstoff im marinen Ökosystem. Diese Erhaltung des Stickstoffs muß theoretisch die eutrophierende Wirkung der Stickstoffdüngung verstärken, mit negativen Konsequenzen für das Küstenökosystem. Die Ausbreitung der nitratspeichernden Schwefelbakterien und ihre quantitative Rolle für den Stickstoffhaushalt werden deshalb heute intensiv erforscht.

Konsortien

Das Sulfat, das aus dem Meerwasser ins Sediment hineindringt, erreicht meistens eine Tiefe von mehreren Metern, bevor es von den sulfatreduzierenden Bakterien völlig verbraucht ist. Noch tiefer im Meeresboden gibt es also keine weiteren Möglichkeiten für Bakterienrespiration, und der Abbau von organischem Material führt zur Bildung von Methan. Die methanproduzierenden Mikroorganismen sind keine Bakterien im engeren Sinne, sondern gehören zu den Archaeen, die im genetischen Stammbaum genau so weit von den Bakterien entfernt sind wie wir. Mit den Bakterien gemeinsam haben sie nur die mikroskopische Größe und unauffällige Erscheinung.

Obwohl der Abbau von organischem Material und die Bildung von Methan tief im Meeresboden nur sehr langsam ablaufen, werden über Jahrtausende enorme Mengen von Methan erzeugt und im Meeresboden akkumuliert. Dort, wo es zu einer besonders hohen Konzentration kommt, bildet das Methan freies Gas, das heute als Energiequelle aus dem Meeresboden gewonnen werden kann. Methangas kann aus dem Meeresboden wie eine Fontäne austreten und durch die Wassersäule in die Atmosphäre gelangen. In der kalten Tiefsee kann das Methan aber auch in eine andere Phase übergehen, indem es Gashydrat bildet, d.h. eine feste eisartige Substanz, die aus Methan- und Wassermolekülen besteht.

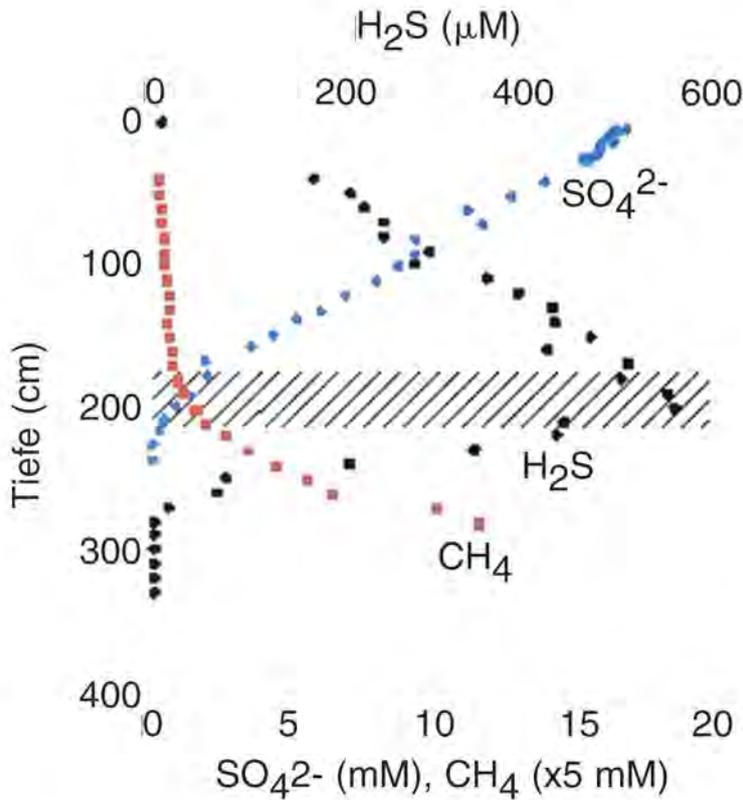


Abb. 8: Die chemische Zonierung des Meeresbodens durch Gradienten von Sulfat (SO_4^{2-}), Methan (CH_4) und Schwefelwasserstoff (H_2S) im Porenwasser. Dieses typische Beispiel aus 130 m Wassertiefe im nordwestlichen Schwarzen Meer zeigt, dass sich 2 m unter der Sedimentoberfläche eine Reaktionszone zwischen Sulfat und Methan befindet (schraffiert), wo das hochdiffundierende Methan durch Oxidation zu Kohlendioxid effektiv zurückgehalten wird (Nach Jørgensen et al., 2001)

Gashydrate sind nur unter hohem Druck, niedriger Temperatur und hoher Methankonzentration stabil und lösen sich schnell auf, wenn sie aus dem Meeresboden hochgeholt werden. Solche Gashydrate stellen große potentielle Energiereserven dar, deren Masse die der gesamten, derzeit bekannten Öl- und Kohlenreserven übersteigt.

Diese natürlichen Methanansammlungen sind potentiell von großer ökonomischer Bedeutung, sie machen aber nur einen kleinen Bruchteil der gesamten Methanproduktion aus. Der größte Anteil des im Meeresboden produzierten Methans, vielleicht über 90 %, bleibt im Porenwasser des Sediments gelöst und wird laufend in Kohlendioxid umgesetzt. Das Methan diffundiert im Meeresboden nach oben, erreicht aber nicht die Sedimentoberfläche, sondern wird in einigen Metern Tiefe am Übergang zur Sulfatzone oxidiert (Abb. 8). Diese Oxidation von Methan ist ein Schlüsselprozess im globalen Kohlenstoffkreislauf und ist auch für die Klimaentwicklung wichtig, denn Methan ist ein effektives Treibhausgas, 15-fach effektiver als Kohlendioxid. Die anaerobe Methanoxidation ist den marinen Geochemikern und Mikrobiologen lange bekannt gewesen, ohne dass es ihnen gelang, die beteiligten Mikroorganismen zu isolieren und in Laborkulturen zu studieren. Man wusste nur, dass der Prozess nicht ohne enzymatische Katalyse ablaufen könnte und dass er also von biologischer Natur war. Alle Bemühungen, aus geeigneten Standortproben

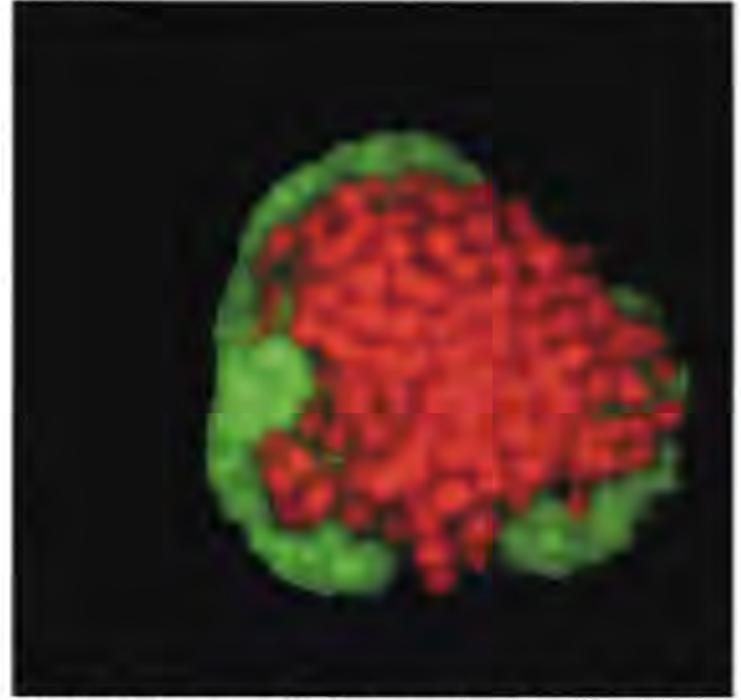


Abb. 9: Methan-oxidierende Konsortien, die alle aus einer zentralen Kolonie von Archaeen bestehen, die von sulfatreduzierenden Bakterien umwachsen sind. Durch den Stoffwechsel der beiden Organismen kann Methan in Kohlendioxid umgewandelt werden, während Sulfat zu Schwefelwasserstoff reduziert wird. Ähnliche Aggregate kommen weit verbreitet vor, wo Methan heute im Meeresboden mit hoher Geschwindigkeit oxidiert wird. Durchmesser des Aggregats: 5 Mikrometer (Nach Boetius et al., 2000)

entsprechende Reinkulturen zu gewinnen, waren aber bisher erfolglos. Erst seit ein paar Jahren wissen wir warum.

Die Aufklärung ist zunächst aus ganz anderen Ecken gekommen als erwartet. Wichtige Informationen haben die Membranlipide, sogenannte Biomarker, der beteiligten Mikroorganismen geliefert, indem verschiedene Lipide für die einzelnen Organismengruppen spezifisch sind und deshalb zu ihrer Identifikation in Umweltproben dienen können. Analysen der Kohlenstoffisotope in Biomarkern aus der Methanoxidationszone haben gezeigt, dass diese an dem leichten Kohlenstoffisotop ^{12}C genau so angereichert sind wie Methan. Die Biomarker tragen also das Isotopensignal von Methan und verraten dadurch die Kohlenstoffquelle der entsprechenden Mikroorganismen.

Eine entscheidende Entdeckung wurde kürzlich am Max-Planck-Institut in Bremen gemacht, als Proben von Gashydrat-haltigen Sedimenten aus dem nordöstlichen Pazifik mit molekularen Sonden untersucht wurden (Boetius et al., 2000). Die Proben stammten aus 700 m Wassertiefe vor der Küste Oregons, wo kalte Quellen von Methan-reichem Porenwasser auf dem Meeresboden lokalisiert sind. Analysen der Prozesse im Sediment hatten gezeigt, dass hier die Methanoxidation mit der höchsten bisher gemessenen Geschwindigkeit ablief. Durch die Kombination von zwei molekularen Sonden, wovon die erste für Archaeen und die zweite für Sulfatreduzierer spezifisch waren, wurden zum ersten Mal methanoxidierende Aggregate entdeckt (Abb. 9). Die 5 Mikrometer großen Aggregate bestanden aus einem Kern von rund hundert Archaeen, die von ein paar hundert sulfat-

reduzierenden Bakterien eng umhüllt waren. Solche Aggregate waren in den methanhaltigen Sedimenten in großer Anzahl vorhanden, und es konnte eindeutig gezeigt werden, dass sie an der Methanoxidation beteiligt waren.

Dies ist das erste Beispiel eines strukturierten Konsortiums aus Archaeen und Bakterien. Ihre Funktion ist nicht endgültig aufgeklärt worden, die Prinzipien sind aber bekannt. Die Archaeen, die normalerweise Methan bilden, können offenbar den Prozess in die Gegenrichtung steuern, wenn dies energetisch günstiger ist. Unter der Sulfatzone im Meeresboden wird Methan vor allem durch die biologische Reaktion zwischen Wasserstoff und Kohlendioxid gebildet. Diese Reaktion setzt voraus, dass die Wasserstoffkonzentration erhöht ist, denn sonst können die Archaeen durch die Methanbildung keine Energie gewinnen, und der Prozess hört auf. Die sulfatreduzierenden Bakterien sind aber in der Lage, Wasserstoff so effektiv umzusetzen, dass die Wasserstoffkonzentration extrem niedrig wird (unter 1 Nanomolar). Theoretische Berechnungen zeigen, dass dann die Umwandlung von Methan zu Kohlendioxid und Wasserstoff energetisch günstiger als die umgekehrte Methanbildung sein sollte. Wir vermuten heute, dass die Konsortien von Archaeen und Sulfatreduzierern genau diese kombinierte Funktion haben. Die Sulfatreduzierer halten die Wasserstoffkonzentration niedrig, bis die umschlossenen Archaeen die Methanoxidation katalysieren können. Die Archaeen gewinnen Energie durch die Methanoxidation, die Sulfatreduzierer durch Oxidation des von den Archaeen freigegebenen Wasserstoffs – eine echte Symbiose. Diese Symbiose erklärt jetzt, warum nie eine Reinkultur von methanoxidierenden Mikroorganismen etabliert werden konnte. Nur die Kombination von zwei Organismen macht es möglich, Methan unter anaeroben Bedingungen zu oxidieren. Versucht man die beiden Organismen zu trennen, hört die Methanoxidation auf.

Die Konsequenzen dieser Entdeckung sind weitreichend. Der syntrophische Stoffwechsel der Konsortien erklärt, warum im Meeresboden der größte Anteil des gebildeten Methans abgebaut wird, bevor es ins Meerwasser und in die Atmosphäre gelangen kann, und warum dies genau beim Erreichen der Sulfatzone passiert. Unklar ist aber noch, ob Wasserstoff wirklich das entscheidende Zwischenprodukt ist oder ob andere Produkte der Methanumwandlung, wie z.B. die kurzkettigen Fettsäuren Acetat oder Formiat, eine Rolle spielen. Auch auf diesem Gebiet wird heute intensiv weiter geforscht.

Perspektiven

Diese wenigen Beispiele aus der mikrobiologischen Meeresforschung in Bremen zeigen, wie in diesem Fachgebiet ständig neue Überraschungen auftauchen und neue Erkenntnisse gewonnen werden. Dies gilt nicht nur für die seltenen Mikroorganismen und die exotischen Stoffwechseltypen, sondern auch für die global dominierenden Lebensgemeinschaften und Prozesse. Durch die rapide wachsenden genetischen Sequenzinformationen eröffnen sich künftig ganz neue Möglichkeiten, die Diversität und Funktion der Meeresbakterien zu erforschen. Die Anzahl der Bakterienarten aus der Umwelt, die heute nicht durch Kultursammlungen, sondern nur durch ihren genetischen Code bekannt sind, übersteigt

fast 10-fach die aus Laborkulturen bekannten 5000 Arten. Die tatsächliche Artenvielfalt ist vielleicht noch 10-fach höher oder mehr. Ob alle diese unbekanntenen Mikroorganismen je in Laborkulturen isoliert und gezüchtet werden, ist zweifelhaft und auch nicht nötig, um weitere wichtige Informationen über ihre Aktivität im Meer zu gewinnen. Die molekularbiologischen Werkzeuge der Zukunft werden auch die Genexpression der Umweltbakterien erfassen können und damit ihre Aktivität im Stoffumsatz und ihre Interaktionen. Dabei bleibt aber die Arbeit der Mikrobiologen, die mit Laborkulturen die Identität und Physiologie der einzelnen Organismen untersuchen, unverändert wichtig und notwendig. Denn die Bakterien sind nicht nur genomisch gesteuerte Enzymbehälter, die für die Katalyse der Umweltprozesse automatisch vorhanden sind, sondern sie sind kleine Lebewesen, jedes für sich mit besonderen Lebensbedingungen, Anforderungen und Begrenzungen. Diese werden wir auch in der Zukunft intensiv erforschen. Wir werden dabei immer noch neue Methoden und Sensoren entwickeln, die wir im Meer und im Labor einsetzen, um die Wechselwirkungen von Mikroorganismen mit ihrer Umwelt zu erfassen. Indem wir diesen Mikrokosmos verstehen lernen, gewinnen wir neue Einsichten in globale Prozesse des Klimas und der Stoffkreisläufe unserer Erde.

Literaturzitate

- Boetius, A., K. Ravenschlag, C. J. Schubert, D. Rickert, F. Widdel, A. Gieseke, R. Amann, B. B. Jørgensen, U. Witte & O. Pfannkuche (2000), Microscopic identification of a microbial consortium apparently mediating anaerobic methane oxidation above marine gas hydrate. *Nature* 407: 625–626.
- Fossing, H., V. A. Gallardo, B. B. Jørgensen, M. Hüttel, L. P. Nielsen, H. Schulz, D. E. Canfield, S. Forster, R. N. Glud, J. K. Gundersen, J. Küver, N. B. Ramsing, A. Teske, B. Thamdrup & O. Ulloa (1995), Concentration and transport of nitrate by the mat-forming sulfur bacterium, *Thioploca*. *Nature* 374: 713–715.
- Gundersen, J., R. N. Glud & B. B. Jørgensen (1995), Oxygen transformations in the sea floor (in Danish), 156 pp. Havforskning fra Miljøstyrelsen, No. 57. Danish Ministry of the Environment, Copenhagen.
- Jørgensen, B. B. & V. A. Gallardo (1999), *Thioploca* spp.: filamentous bacteria with nitrate vacuoles. *FEMS Microbiology Ecology* 28: 501–515.
- Jørgensen, B. B., A. Weber & J. Zopfi (2001), Sulfate reduction and anaerobic methane oxidation in Black Sea sediments. *Deep-Sea Research* 48: 2097–2120.
- Larkin, J. M. & M. C. Henk (1996), Filamentous sulfide-oxidizing bacteria at hydrocarbon seeps of the Gulf of Mexico. *Microscopic Research and Technology* 55: 25–31.
- Llobet-Brossa, E., R. Rosselló Mora & R. Amann (1998), Microbial community composition of Wadden Sea sediments as revealed by fluorescence in situ hybridization. *Applied and Environmental Microbiology* 64: 2691–2696.
- Schulz, H. & B. B. Jørgensen (2001), Big bacteria. *Annual Reviews of Microbiology* 55: 105–157.
- Schulz, H., T. Brinkhoff, T. G. Ferdeman, M. Hernandez Marine, A. Teske & B. B. Jørgensen (1999), Dense populations of a giant sulfur bacterium in Namibian shelf sediments. *Science* 284: 495–495.

Mikrosensoren für die Meeresbiologie

Einleitung:

Warum studieren wir marine Mikroorganismen?

Mikroben spielen eine zentrale Rolle im irdischen Stoffkreislauf und sind damit essenziell für das Leben auf der Erde. Marine Mikrobiologen studieren, welche Mikroorganismen im Meer leben, über welche Stoffwechselwege sie verfügen und wie sie in den Zyklus der Elemente im Meer eingebunden sind. Die meisten Mikroorganismen kommen nicht ausschließlich frei im Wasser vor, sondern haften im Sediment oder in dünnen Schichten an Steinen. Besonders in den Küstenregionen ist die mikrobielle Aktivität in den Sedimenten viel höher als in der Wassersäule. Wir finden Milliarden Bakterien pro Milliliter Sediment, in der Wassersäule dagegen nur einige Tausend. Zwischen Sediment und Wasser bildet sich eine charakteristische Grenzschicht, und unterhalb der Sedimentoberfläche finden wir eine völlig veränderte Welt, in der andere Stoffwechselprozesse ablaufen als in der Wassersäule und in der höhere Organismen ohne spezielle Anpassung nicht leben können. Die Mikroorganismen in Sedimenten erfahren eine andere chemische Mikroumgebung als im Seewasser. Beispielsweise enthält nur die millimeterdicke Oberfläche des Sediments Sauerstoff, darunter sind die Mikroorganismen von anaerobem Stoffwechsel abhängig. Bakterien sind sehr vielseitig in ihrem Stoffwechsel, sie können fast alles tun, was thermodynamisch möglich ist. Sie oxidieren organisches Material mit Sauerstoff, Nitrat, Eisen, Mangan, Sulfat und CO_2 . Viele Arten leben autotroph, das heißt, sie beziehen ihre Energie durch Oxidation von anorganischen Verbindungen (z.B. Wasserstoff, Sulfid oder Eisen) und binden dabei CO_2 . Bakterien können alle natürlichen organischen Verbindungen abbauen und auch fast alle von Menschen hergestellten Verbindungen. Ohne Bakterien bräche der globale Zyklus der Elemente zusammen, es wäre das Ende allen Lebens. Einige Bakterienarten sind hoch spezialisiert auf nur eine Art Stoffwechsel. Andere können fast alle oben genannten Prozesse durchführen. Des Weiteren können Mikroorganismen sehr widerstandsfähig sein unter Bedingungen, die für höhere Lebensformen den Tod bedeuten: Bakterien leben in heißen Quellen der Tiefsee und im Polareis, d.h. sie wachsen bei Temperaturen von über 100°C , aber auch unter 0°C , in mit Salz gesättigtem ebenso wie in extrem säurehaltigem oder alkalischem Wasser.

Wie untersuchen wir marine Mikroben?

In den letzten 150 Jahren haben Mikrobiologen viele Methoden zur Untersuchung bakterieller Umwandlungsprozesse entwickelt. Sie haben gelernt Bakterien zu isolieren und zu charakterisieren. Mit Reinkulturen können sie präzise bestimmen, was verschiedene Arten unter welchen Bedingungen tun. Im letzten Jahrhundert haben wir aber auch die Grenzen der Reinkulturmethode erfahren: Durch diese unterschätzten wir die Vielfalt und auch die Menge der Bakterien. Die meisten Bakterien sind sehr schwer im Labor zu kultivieren, so haben wir

trotz großen Aufwandes in aller Welt nur ca. 4000 Bakterienarten in Reinkultur. Das sind wahrscheinlich weniger als 1 % der natürlich vorkommenden Bakterienarten und nicht die ökologisch wichtigsten Bakterien, sondern die, die im Labor gut wachsen und vielfach in der Natur sehr selten sind. Daher basiert unser Verständnis der Mikrobiologie auf Experimenten mit ausgesuchten Labor-Arten und nicht mit Bakterien, die draußen wirklich vorkommen. Vor noch nicht langer Zeit dachten einige Wissenschaftler, die Hauptfragen der Mikrobiologie seien gelöst, d.h. wir verstünden die wichtigsten Stoffwechselwege der Mikroorganismen. Erst kürzlich wurden aber wichtige neue mikrobielle Prozesse (wie anaerobe Ammonium- und Methanoxidation) und viele „neue“ Mikroorganismen mit bisher unbekanntem Eigenschaften entdeckt. Wir stehen heute am Beginn der Umwelt-Mikrobiologie.

Moderne Techniken

Bisher hatten wir keine technischen Möglichkeiten herauszufinden, was Bakterien in Sedimenten und Biofilmen leisten: Wir kannten die Bedingungen nicht, unter denen die Mikroorganismen dort leben, und wir können sie nicht kultivieren. Somit wissen wir nicht, wer sie sind und was sie tun. Um das zu erfahren, entwickeln wir seit zehn Jahren am Max-Planck-Institut für marine Mikrobiologie in Bremen neue Messinstrumente und Nachweistekniken.

Mikrosensoren

Mikrosensoren sind die idealen Messwerkzeuge, um die lokalen Bedingungen innerhalb des Sediments zu messen. Einige Sensoren haben an der Messspitze die Größe einer einzigen Bakterienzelle, d.h. etwa ein Mikrometer. Zum Vergleich, ein Haar hat einen Durchmesser von 50 Mikrometer. Ein Mikrosensor wird aus einer kleinen Glasröhre hergestellt, die mit einem erhitzten Draht zu einer feinen Spitze ausgezogen wird. Die eigentlichen Elektroden bestehen aus einem Platindraht, der durch elektrochemisches Ätzen hauchdünn gemacht wird. Die Elektroden werden in der feinen Glasröhre platziert. Die Kunst, solche Sensoren herzustellen, beherrschen nur wenige Laboratorien. Viele Sensortypen wurden entwickelt und werden nun in der marinen Forschung verwendet. Neben O_2 können wir mit jeweils spezialisierten Sonden auch pH, CH_4 , CO_2 , H_2S , S^{2-} , Ca^{2+} , NO_3^- , H_2O_2 , NO_2 im Meerwasser messen. Da sie so kleine Spitzendurchmesser haben, können wir die Mikroumgebung von aneinander liegenden Zellen erfassen, ohne die Sediment- oder Biofilmstruktur zu beschädigen. Auch sind Messungen mit hoher räumlicher Auflösung möglich. Die Funktion der Sensoren basiert auf chemischen und physikalischen Prinzipien. Das elektrochemische Prinzip ist in Abbildung 1 für einen O_2 -Sensor dargestellt. Neu sind optische Sensoren. Sie bestehen aus dünnen Glasfasern, bei denen die Spitze mit fluoreszierendem Farbstoff ummantelt ist. Die Fluoreszenzintensität hängt von der

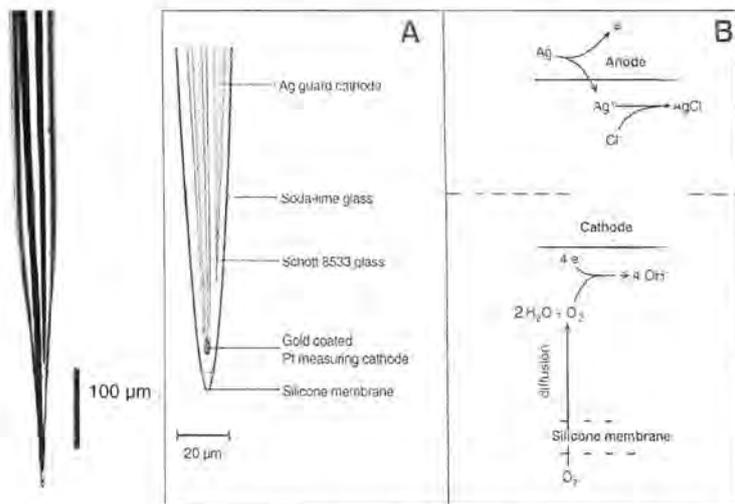


Abb. 1: Links: Sauerstoffmikroelektrode mit einem Spitzendurchmesser von ca. 5 µm, rechts: Prinzip ihrer Funktion: Sauerstoff dringt durch die Membran in die Spitze des Sensors, wo es sofort reduziert wird. Der Strom für die Reduzierung wird gemessen. Daher können wir die Sauerstoffkonzentration in einem Volumen von 10^{-12} Liter Wasser um die Sensorspitze messen

Sauerstoffkonzentration ab und wird durch die Glasfaser gemessen. Optische Sensoren sind robuster aber etwas größer (20 Mikrometer), langsamer (10 Sekunden anstatt <1 Sekunde) und weniger genau als elektrochemische Sensoren. Die Mikrosensoren werden mit motorisierten Mikromanipulatoren bis zu einer Genauigkeit von 1 Mikrometer im Sediment positioniert. Die Handhabung muss trainiert werden. Bei vorsichtigem Gebrauch sind die Sensoren erstaunlich stabil und können in Sediment eingebracht werden, dessen Körner viel größer sind als die Sensorspitze.

Die wichtigsten mikrobiellen Prozesse im Meer spielen sich in millimeter- und mikrometerdicken Bakterien-schichten auf Steinen (Biofilmen) und in der obersten Schicht von Sedimenten ab, wo Sonnenlicht und energie-reiche organische Substanzen reichlich vorhanden sind. Bis vor kurzem konnten wir nur Nettoumsatzraten in diesem System messen, d.h. die Eingangsgrößen und Endprodukte. Die sehr komplexen Prozesse selbst blieben wie in einer „black box“ verborgen. Dank der Mikrosonden können wir jetzt in diese „black boxes“ eindringen und, ohne sie zu beschädigen, die Prozesse auf Mikro-skalen messen. Damit erlauben die Mikrosonden den Schritt von der Pauschalkenntnis zum Verständnis der internen Mechanismen. Wir werden anhand einiger Bei-spiele erläutern, welchen Fortschritt diese neue Mess-technik gebracht hat.

Stofftransport und Mikroumgebungen

Die Bedingungen in Sedimenten und Biofilmen sind sehr verschieden von denen im Meerwasser. Abbildung 2 zeigt mit Mikrosensoren gemessene Konzentrationsprofile von H_2S , NO_3^- und O_2 in den oberen Millimetern eines Nordsee-Sediments. Meerwasser ist normalerweise gut gemischt durch Strömung und Wellen. Nahe der Sedi-mentoerfläche wird die Durchmischung verlangsamt und stoppt ganz innerhalb des Sediments. Deshalb werden Substanzen unmittelbar über und innerhalb des Sediments nicht durch Vermischen transportiert, sondern

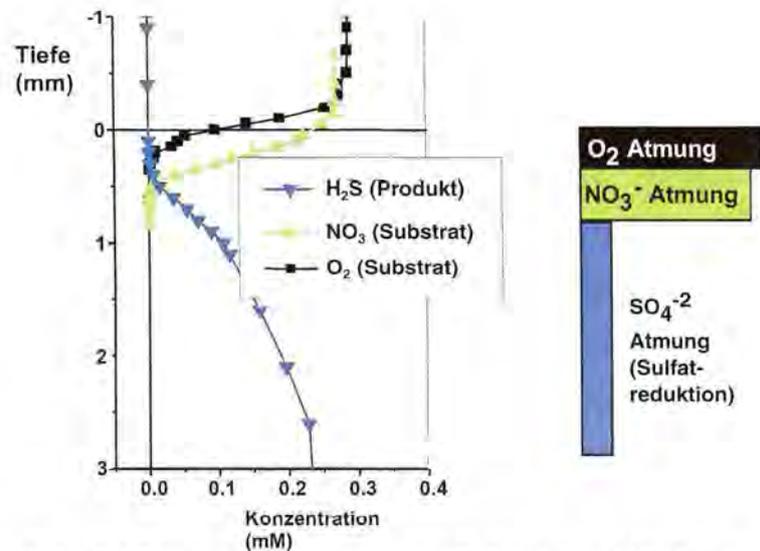


Abb. 2: Mikroprofile von Sauerstoff, Nitrat und Sulfid zeigen die Schichtenbildung verschiedener Prozesse. Sauerstoff wird aufgenommen in den oberen 0,5 mm, in den nächsten 0,5 mm verschwindet Nitrat, während in den tieferen Sedimentzonen Sulfid (das Produkt der Sulfatreduktion) aufsteigt

nur durch Diffusion, ein langsamer und viel stetiger Prozess als Vermischung. Aufgrund der reduzierten Ver-mischung nahe der Sedimentoberfläche gibt es dort eine feine unsichtbare Schicht, die die Sedimentoberfläche glättend überdeckt. In dieser viskosen Grenzschicht fließt das Wasser langsam und wird nicht mit dem da-rüber liegenden Meerwasser vermischt. Wegen der Grenzschicht ist die Konzentration von Substanzen an der Sedimentoberfläche niedriger als im Meerwasser. Da die Stoffwechselprozesse im Sediment die Substanzen schnell aufnehmen, werden diese innerhalb von Milli-metern oder Zentimetern verbraucht. Der Sauerstofffluss von der Wassersäule in das Sediment kann aus der Steilheit des O_2 -Gradienten in der Grenzschicht berechnet werden.

Die Nährstoffe für Bakterien werden vom Wasser ins Sediment transportiert, wo die Umwandlung stattfindet. Die Nährstoffkonzentrationen im Innern des Sediments sind daher niedriger als im Meerwasser. Andererseits akkumulieren die bakteriellen Stoffwechselprodukte im Sediment. Abbildung 3 zeigt dies anhand von Konzentra-tionsprofilen: Sauerstoff, der veratmet wird, verschwin-det schnell im Sediment. Die Sauerstoffkonzentration (schwarz) ist an der Sedimentoberfläche bereits viel niedriger als im Meerwasser. Nitrat (grün) wird nur in Abwesenheit von Sauerstoff schnell aufgenommen. Das blaue Profil steht für Sulfid, das als Produkt der Sulfatreduktion innerhalb des Sediments aufgebaut wird.

Solche Messungen können nur mit Mikrosensoren gemacht werden. Die Profile erstrecken sich über weni-ger als einen Millimeter für Sauerstoff und Nitrat und einige Millimeter für Sulfid. Keine andere analytische Methode liefert eine entsprechende räumliche Auflö-sung.

Molekulare Techniken

Eine wichtige neue Entwicklung kam durch die Revolu-tion der Genetik: Ohne Laborkulturen anlegen zu müs-sen, können wir heute Bakterienpopulationen durch die

Analyse ihrer genetischen Codes (DNA oder RNA) erforschen. Dadurch bestimmen wir, welche Arten es gibt und wie stark unbekannt (nicht kultivierte) Arten mit kultivierten Arten verwandt sind. Wir versuchen zu erfahren, welche ökologische Rolle die in den natürlichen Lebensräumen gefundenen Mikroorganismen spielen. Ihre Stoffwechselaktivitäten können mit Bestimmtheit jedoch nur durch in situ Experimente, d.h. Messungen im natürlichen Milieu, herausgefunden werden. Das Potenzial der molekularen Methoden in der Umweltmikrobiologie ist groß, aber die meisten Verfahren müssen noch weiter entwickelt werden. Ein neuer Forschungsansatz besteht darin, molekulare Techniken und Mikrosensoren parallel einzusetzen.

Sequenz der Elektronen-Aufnehmer

Die Remineralisierung von organischem Material kann auf verschiedenen mikrobiellen Wegen, d.h. mit verschiedenen Elektronen-Aufnehmern, erfolgen. Normalerweise gilt folgende Reihenfolge mit zunehmender Tiefe im Sediment (siehe auch Beitrag B. B. Jørgensen):

O_2	(aerobische Atmung)	↓ Tiefe
NO_3^-	(Denitrifizierung)	
SO_4^{2-}	(Sulfatreduktion)	
CO_2	(Methanogenese)	

Die Tiefensequenz reflektiert zugleich die Thermodynamik der Prozesse, sie zeigt, wieviel Energie durch Umwandlungsprozesse gewonnen werden kann und somit wie schnell Bakterien wachsen können. Oxidation mit Sauerstoff ist der thermodynamisch ergiebigste Prozess, gefolgt von der Denitrifizierung und Sulfatreduktion und schließlich von der Methanogenese. Das bedeutet, Bakterien wachsen schneller durch aerobische Atmung als durch Methanogenese.

Sauerstoff ist Gift für viele Bakterien, z.B. Sulfatreduzierer und Methanerzeuger, da ihnen die Enzyme fehlen, die zum Schutz gegen die Sauerstoffradikale nötig sind. Sauerstoff hemmt die Denitrifizierung. Daher dominiert die aerobische Atmung, falls Sauerstoff auftritt. Nitrat hemmt die Sulfatreduktion nicht, und Sulfat hemmt nicht die Methanogenese. Jedoch bleibt die Abstufung erhalten durch die Konkurrenz um organisches Material, das durch den für die Thermodynamik jeweils besten Prozess abgebaut wird, da diese Organismen schneller wachsen.

Durch die gleichzeitige Messung der verschiedenen Substanzen mit Mikrosensoren können die Sequenzen dieser Prozesse sichtbar gemacht werden. In Abbildung 2 können wir sehen, dass Sauerstoff in 0,5 mm Tiefe abnimmt und Nitrat bei 1 mm vorhanden ist. Der Sulfidgehalt ist hoch in den tieferen Zonen, hier entsteht es durch Sulfatreduktion. Somit sehen wir drei Stockwerke: oben aerobische Atmung, in der Mitte Denitrifizierung und in den tiefen Schichten Sulfatreduktion. Außerhalb des Sediments kommt kein Sulfid vor, da es in der obersten Schicht des Sediments durch Sauerstoff und Nitrat oxidiert wird. Sulfatreduktion ist sehr wichtig im marinen Stoffkreislauf. Mehr als 50 % der zerfallenden organi-



Abb. 5: Am Meeresboden in 5000 m Tiefe im Atlantischen Ozean sind verschiedene Mikrosensortypen (O_2 , pH, H_2S , CO_2 , Ca^{2+}) an einem Lander montiert. Die zusammengeführten Informationen führen zur Kenntnis von mikrobiellen Aktivitäten in der Tiefsee, die durch andere, grobere Methoden nicht erreichbar sind

schen Materie werden durch Sulfatreduzierer im Sediment oxidiert.

In situ Messungen

Der größte Teil der marinen Sedimentoberfläche liegt in der Tiefsee und ist daher für Messungen schwer zu erreichen. Wenn wir Tiefseesediment an die Oberfläche holen, wird es verändert. Der hohe Druck ist nicht mehr vorhanden, und so sind im Sediment eingeschlossene Gase ausgetreten. Während des Transports vom Meeresboden zum Schiff hat sich die Temperatur erhöht und damit die biologische Aktivität des Sediments stark vermehrt. Wir haben Methoden entwickelt, die es uns ermöglichen, die Sedimentaktivität mit Mikroelektroden am Meeresboden zu messen, ohne den Wasserfluss und die Struktur im Sediment zu zerstören. Dazu montieren wir Mikrosensoren an einen sogenannten Lander, der eine Serie von vorprogrammierten Messungen durchführen kann. Wir positionieren ihn für Stunden oder Wochen am Tiefseeboden (Abbildung 3). Dann wird er wieder an Bord genommen, mit den Daten im Computer. Diese Messungen ergeben die bisher zuverlässigsten Daten bezüglich der Aktivität des Tiefseesediments. Zusammen mit anderen Instituten kartiert das Bremer Max-Planck-Institut die Aktivität des Tiefseesediments im Atlantischen Ozean.

In Abbildung 4 geht es um den Effekt der Jahreszeiten auf die Sauerstoffverteilung in einem Küstenmeer. Im Winter ist die Primärproduktion schwach, daher sinkt sehr wenig organisches Material zu Boden. Weiterhin verlangsamt die niedrige Temperatur den mikrobiellen Abbau am Meeresboden. Deshalb dringt Sauerstoff im Winter tiefer in das Sediment ein. Die Frühlingsblüte produziert dagegen viel organisches Material, das zu Boden sinkt. Es führt zu hoher Sauerstoffaufnahme und damit geringerer Eindringtiefe.

Derselbe Tiefsee-Lander kann auch für Messungen im Wattenmeeresediment eingesetzt werden. Wattflächen unterliegen einer viel größeren Dynamik als Tiefseesedimente und sind dem Licht ausgesetzt, das Photosynthese erlaubt. Die Temperatur ist variabel über die Jahreszei-

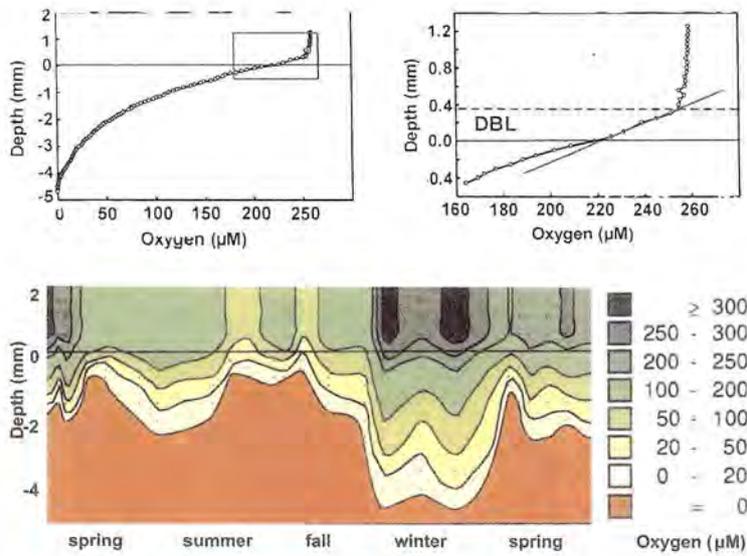


Abb. 4: Sauerstoffmikroprofile, gemessen in der Aarhus-Bucht durch einen mit Sauerstoffmikrosensoren ausgerüsteten Lander. Die obere rechte Tafel zeigt, wie der Flux vom Gradienten in der Diffusionsgrenzschicht (DGS) bestimmt wird. Die untere Grafik zeigt den Effekt der Jahreszeiten auf die Sauerstoffverteilung. Während des Winters führt die niedrige Sauerstoffaufnahme zu tiefem Eindringen des Sauerstoffs, während es in der Frühlings- und Herbstblüte weniger tief eindringt

ten. Stürme können innerhalb weniger Stunden Millionen von Tonnen Sediment bewegen. Die Gezeiten haben viele Effekte: a) die Wassertiefe verändert sich zweimal täglich von 0 auf 2 m und damit Beleuchtung und Temperatur, b) die Gezeiten transportieren Strömungen bis zu 1 m/s, dies hat große Auswirkungen auf den Stofftransport, c) die Gezeiten bringen große Mengen von Nährstoffen und setzen biologisches Material frei. Somit unterliegen Wattflächen großen Veränderungen auf der Zeitskala der Tide, des Tages und des Jahres. Schließlich ist das Wattenmeer nahrungsreich und hat eine hohe Primärproduktion im Freiwasser und am Boden. Daher gibt es auch ein reiches Vorkommen von Würmern und Muscheln, die das Sediment bearbeiten und pflügen. Da die meisten dieser Tiere ihre Nahrung einfiltern, pumpen sie mit dem Wasser viel organisches Material dezimeter-tief in das Sediment hinein. Alle diese Phänomene erschweren das Verständnis der geochemischen Prozesse im Wattenmeer. Eines ist klar: Bringt man Sediment ins Labor, verändert es seine Charakteristiken völlig. Die Wirkung von Sturm, Tide und Sonnenlicht kann kaum imitiert werden, und die Tiere werden im Labor gestört und sterben meist schnell.

Kürzlich haben wir daher mit in situ Messungen mit Tiefsee-Ländern im Wattenmeer begonnen (Abbildung 5). Sie zeigten, dass gezeitenabhängige Sandflächen ganz ungewöhnliche Sedimente sind. Da sie sehr porös sind, kann Wasser leicht hindurchfließen. Im Gegensatz zur Tiefsee ist die Sediment-Diffusion nicht mehr der vorrangige Transportprozess, sondern Advektion (Transport durch Fluss). Bei Ebbe fließt sauerstoffarmes Wasser aus den Platen. Bei Flut wird Wasser in die Platen gepumpt, dann dringt Sauerstoff sehr schnell und tief in das Sediment ein. Abbildung 6 zeigt, wie dynamisch die Sauerstoffkonzentration während des Tidenzyklus ist. Der Sand ist viel aktiver als vorher angenommen: Durch



Abb. 5: Ein Tiefsee-Lander in Einsatz im Wattenmeer. Der Lander ist programmiert für 24-Stunden-Messungen und speichert alle Messdaten

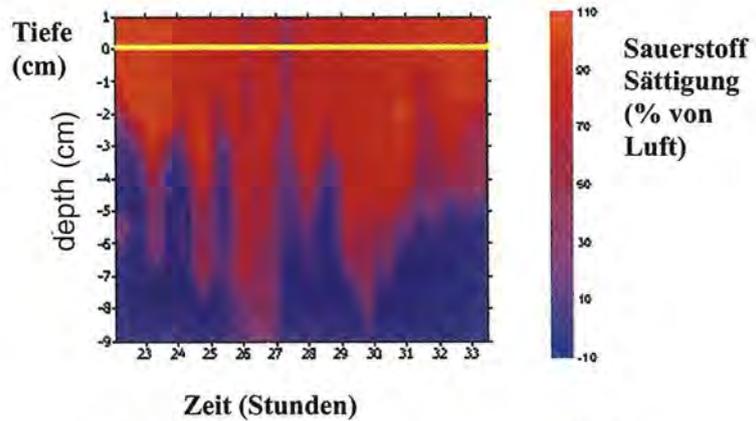


Abb. 6: Variables Eindringen von Sauerstoff in eine gezeitenabhängige Sandfläche. Horizontal ist die Zeit in Stunden angegeben, vertikal die Tiefe innerhalb des Sandes. Die gelbe Linie ist die Oberfläche. Rot heißt Sauerstoff vorhanden, Blau sauerstofffrei.

Advektion wird viel organisches Material im Sand eingeschlossen und Sauerstoff hineingepumpt. Konsequenterweise ist die aerobe mikrobielle Aktivität sehr hoch. Der Boden des Wattenmeeres ist buchstäblich ein das Meer säubernder aerobischer Sandfilter, vergleichbar einer belüfteten Kläranlage.



Abb. 7: Koralle *Galaxea fascicularis* in einer Messkammer für Mikrosensormessungen (Foto: F. Al-Horani)



Abb. 8: Planktonische Foraminifere *Orbulina universa*. Die symbiontischen Dinoflagellaten bilden einen sphärischen Schwarm um das Kalkgehäuse (Größe: ~3mm) (Foto: T. Mashiotta)



Abb. 9: Die benthische Foraminifere *Amphistegina lobiifera* lebt in Symbiose mit Diatomeen, die die braune Färbung des Zellgewebes hervorrufen (Größe: ~1mm). (Foto: S. Köhler-Rink)

Mikrosensorstudien der Kalzifikation und Photosynthese mariner Organismen

Korallenriffe zählen neben den tropischen Regenwäldern zu den artenreichsten Lebensgemeinschaften unserer Erde. Sie bilden komplexe Ökosysteme, in denen zahlreiche Fische, Krebse, Weichtiere, Pflanzen und Kleinstlebewesen in enger Gemeinschaft leben (Dubinsky 1990) (s. Beitrag Richter). Heute erstrecken sich die Korallenriffe über eine Gesamtfläche von 600 000 km² der warmen Ozeanregionen. Die wichtigsten Architekten massiver Riffe sind die Steinkorallen, deren Exoskelette aus Kalziumkarbonat (CaCO₃) bestehen (Abbildung 7).

Neben den Korallen tragen auch krustenbildende Algen und Foraminiferen zur Bildung kalkiger Substrate bei. Foraminiferen sind marine Einzeller, die ein Gehäuse aus Kalziumkarbonat bilden (Lee & Anderson 1991). Sie leben entweder in der Wassersäule (planktonisch) (Abbildung 8) oder am Meeresboden (benthisch) (Abbildung 9). Benthische Großforaminiferen mit einem Schalendurchmesser von mehreren Zentimetern leben im Flachwasser tropischer Meere, z.B. auf Korallenriffen. Auch einige Grünalgen sind in der Lage, Kalk zu bilden. Die Grünalge *Halimeda* spp., die Meerkette, wächst zwischen den Korallenstöcken und trägt wesentlich zur Bildung und Stabilität der Riffe bei, aber auch zur Primär-



Abb. 10: *Halimeda discoidea*. Zwei Mikrosensoren sind an der Oberfläche der Grünalge positioniert (Foto: G. Holst)

produktion organischer Substanz. Sie bildet Kalkkristalle in besonderen Zwischenräumen ihrer Zellwand, die mit dem Meerwasser in Verbindung stehen (Abbildung 10). In der Mikrosensorgruppe des Max-Planck-Institutes für marine Mikrobiologie wird der Prozess der Kalzifikation (Ablagerung von Kalziumkarbonat) der genannten Arten untersucht sowie die Wechselwirkungen zwischen Atmung und Photosynthese der Makroalgen und der symbiontischen Mikroalgen. Die enge Kooperation mit Wissenschaftlern in Australien, den USA, Israel und Jordanien ermöglicht uns, die Organismen direkt nach der Probenahme in den jeweiligen tropischen Forschungsstationen zu studieren.

Besonders interessiert sind wir an dem Einfluss der globalen Umweltveränderungen auf die Lebensprozesse der Organismen. Wie wird sich als Folge des wachsenden Treibhauseffektes ein Anstieg der Meerestemperatur und eine Erhöhung der CO_2 -Konzentration im Oberflächenwasser der Ozeane auf die Physiologie und das Wachstum der marinen Organismen auswirken? Die Lebensform der Symbiose ist charakteristisch für viele Riffbewohner. Korallen und Foraminiferen leben in Symbiose mit winzigen photosynthetisch aktiven Algen, den Zooxanthellen. Sie gehören der Gruppe der Panzeralgen (Dinoflagellaten) oder der Kieselalgen (Diatomeen) an. Beide Partner versorgen sich gegenseitig: Die Mikroalgen können bis zu 90 % ihrer Photosyntheseprodukte der Koralle zur Verfügung stellen. Die Koralle wiederum

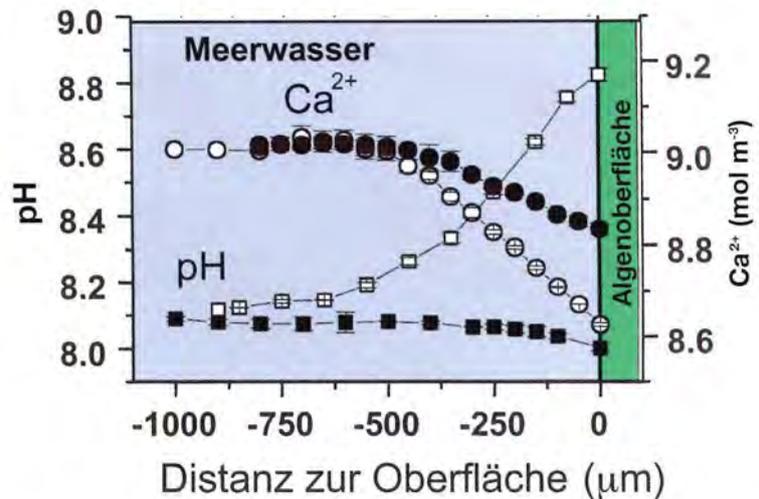


Abb. 11: Mikrosensormessung von pH (□, ■)- und Ca^{2+} (○, ●)-Profilen durch das Wasser zur Oberfläche der Grünalge *Halimeda*. Das chemische Milieu unmittelbar an der Alge unterscheidet sich bedeutend vom umgebenden Meerwasser. Die Abnahme der Ca^{2+} -Konzentration deutet auf eine Ca^{2+} -Aufnahme für die Kalzifikation hin. Im Licht werden eine pH-Zunahme sowie eine erhöhte Ca^{2+} -Aufnahme gemessen. Im Dunkeln konnten eine pH-Abnahme und verminderte Ca^{2+} -Aufnahme festgestellt werden

liefert den Symbionten lebensnotwendige Stickstoff- und Phosphorverbindungen. Korallen reagieren sehr empfindlich auf Veränderungen ihres Lebensraumes. Das Absterben von Korallenriffen, bekannt als „Coral Bleaching“, wird auf eine Erhöhung der Meerestemperatur zurückgeführt. Die Korallen verlieren dabei ihre symbiontischen Algen und sterben ab.

Marine Kalzifikation

Die biogene Mineralisation von Kalk (Kalziumkarbonat) hat einen bedeutenden Einfluss auf den Chemismus und den Karbonatkreislauf im Meer. Marine Organismen – vor allem Mikroalgen und Foraminiferen – produzieren in der Wassersäule gewaltige Mengen Kalziumkarbonat. Nach deren Absterben sinken die planktonischen Organismen aus der Ozeandeckschicht zum Meeresboden. Dort wird ein großer Teil des Karbonates akkumuliert und in Gesteine inkorporiert. Andererseits bilden auch Korallenriffe enorme Mengen an Karbonaten und sind daher ein wichtiges Reservoir für Kalziumkarbonat (CaCO_3).

Die chemische Grundlage für die Bildung von biogenem Kalk ist ein hoher Gehalt an Kalzium- (Ca^{2+}) und Karbonat-Ionen (HCO_3^-) im Meerwasser. Diese Ionen werden von den Organismen unter Energieverbrauch aufgenommen. Unter speziellen chemischen Bedingungen kommt es dann zu einer Ausfällung des Kalkes im Gewebe der Korallen und Foraminiferen. Die Mineralisation erfolgt in speziellen abgegrenzten Kompartimenten der Organismen. Hier muss eine übersättigte Lösung entstehen, aus der sich winzige Kalkkristalle bilden, die zu festen Kalkschichten zusammenwachsen. Die Organismen haben spezielle Mechanismen entwickelt, die die Kalkbildung ihrer Skelette fördern. Es wird angenommen, dass die Photosynthese der symbiontischen Mikroalgen die Kalkbildung beeinflusst und diese beiden Prozesse in enger Wechselwirkung zueinander stehen. So zeigen

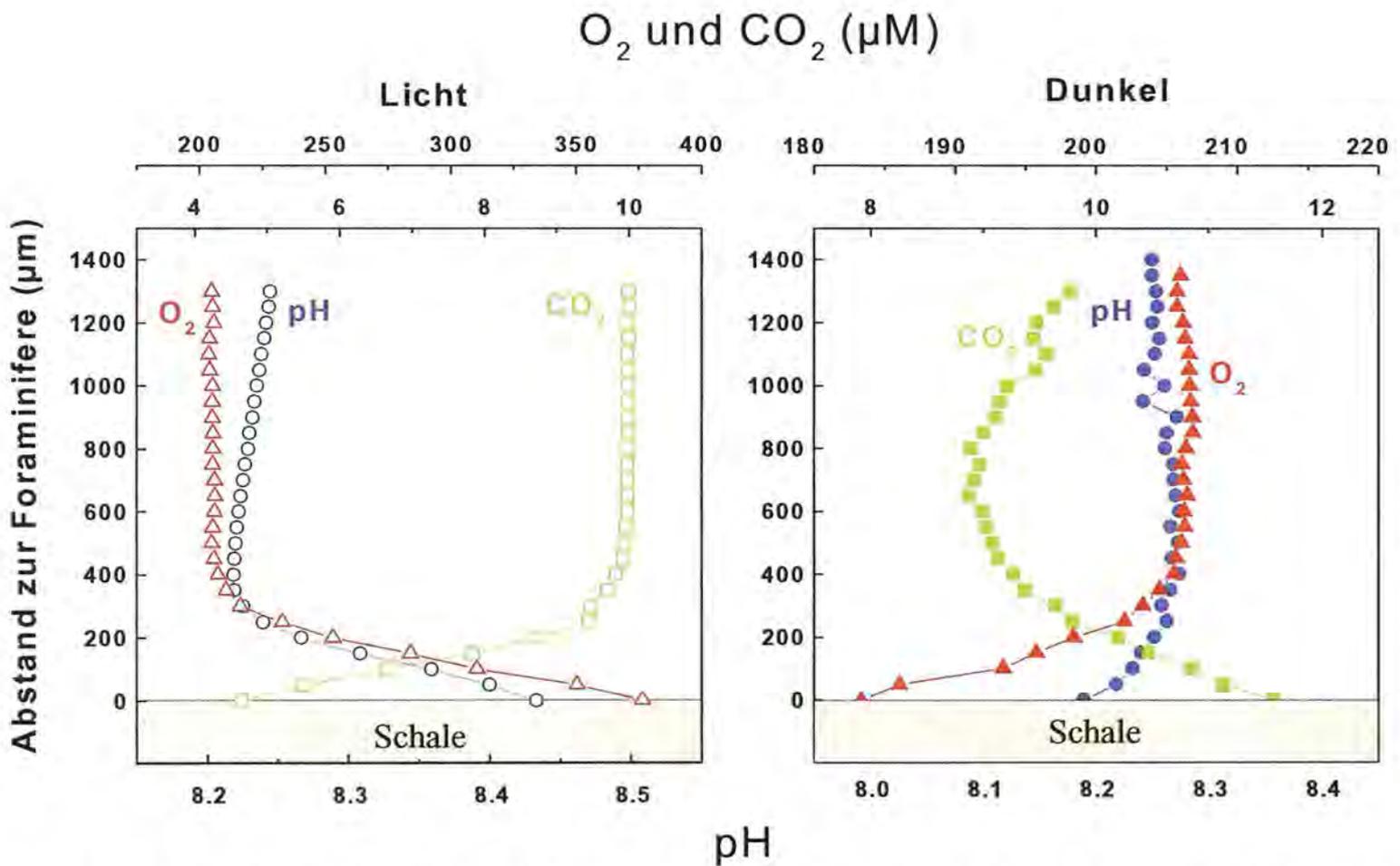


Abb. 12: Sauerstoff-, CO_2 - und pH-Mikroprofile, gemessen zur Kalkschale einer benthischen Foraminifere im Licht (A) und im Dunkeln (B). Die Stoffwechselprozesse der Foraminifere (Photosynthese, Atmung und Kalzifikation) beeinflussen die chemische Mikroumgebung nahe der Schale

symbiontenträgende Arten ein wesentlich höheres Wachstum im Vergleich zu nicht-symbiontischen Arten. Die Algen liefern Energie und fixieren CO_2 während der Photosynthese.

Die Mechanismen der Kalzifikation sowie die Wechselwirkung von Algen-Photosynthese und Kalkausfällung sind im einzelnen kaum erforscht. Mit O_2 -, CO_2 -, pH- und Ca^{2+} -Mikrosensoren studieren wir die Prozesse im mikroskopischen Maßstab und charakterisieren die chemische Mikroumwelt der Korallen, Foraminiferen und der kalkbildenden Alge *Halimeda* spp.

Unter Verwendung von Ca^{2+} -Mikrosensoren konnten wir Ca^{2+} -Profile in der Grenzschicht zwischen Wasser und Organismen messen. Diese Mikroprofile zeigen eine deutliche Konzentrationsveränderung im Vergleich zum Meerwasser (Abbildung 11). Unter Lichtbedingungen nimmt die Ca^{2+} -Konzentration zur Oberfläche ab. Im Dunkeln hingegen beobachteten wir eine Konzentrationszunahme. Die gleichzeitig durchgeführten pH-Messungen zeigten, dass durch die Photosyntheseaktivität der Alge der pH-Wert an der Oberfläche erhöht ist, dadurch wird die Ausfällung von Kalziumkarbonat ($CaCO_3$) gefördert.

Durch Kombinationsmessungen mehrerer chemischer Parameter in Korallen haben wir gefunden, dass ein spezielles Transportprotein für die Kalziumionen nur in Licht aktiv ist. Die für die Kalzifikation benötigte Energie wird durch Photosynthese und Atmung geliefert, der Prozess der Kalzifikation wird aber direkt durch Licht reguliert.

Marine Photosynthese

Für ihre Photosynthese benötigen die marinen Algenzellen das Gas CO_2 , das im Meerwasser gelöst vorkommt (Falkowsky & Raven 1997). Ein weiterer wichtiger regulierender Faktor für die Photosynthese im Meer sind die Intensität und die Wellenlänge des Lichtes. Da die oberen Wasserschichten des Ozeans und die darin schwebenden Partikel die Strahlung absorbieren, ist der Prozess der Photosynthese nur bis in eine bestimmte Wassertiefe möglich (photische Zone). Auch der Sonnenstand und die Wellenbewegung bestimmen, wieviel Licht für die Photosynthese angeboten wird. In den tropischen Regionen sind die marinen Organismen einer hohen Bestrahlung ausgesetzt. Das Meerwasser ist dort meist nährstoffarm und daher wenig durch Organismen getrübt. Ferner benötigen Algen, wie alle Pflanzen, vor allem die Nährstoffe Stickstoff (N) und Phosphor (P) für Wachstum und Vermehrung.

Mit O_2 -Mikrosensoren messen wir die Sauerstoffproduktion der Algen. Die sehr feinen Messspitzen erlauben hoch auflösende Messungen der Photosyntheseaktivität kleiner Organismen. Im Vergleich zu traditionellen Methoden bieten die Mikrosensoren zahlreiche Vorteile. Die simultane Messung von O_2 - und CO_2 -Dynamiken erlaubt z.B. einen direkten Vergleich des O_2 - und CO_2 -Gasaustausches der Photosynthese. Die Studien der Symbionten von Foraminiferen und Korallen ergaben sehr hohe Photosyntheseraten der Mikroalgen in den Tierzellen. Aufgrund der hohen Algendichte findet im Wirtsgel-

webe eine hohe O₂-Produktion statt. Die Symbionten finden für die Photosynthese optimale Bedingungen im Wirtsgewebe vor, denn Korallen und Foraminiferen setzen über ihre Atmung CO₂ frei, das von den Mikroalgen fixiert werden kann. Untersuchungen mit faseroptischen Mikrosensoren zur Lichtmessung erwiesen, dass das Kalkgehäuse der Foraminifere die Mikroalgen vor allzu intensiver Sonneneinstrahlung schützt.

Vergleichende Messungen unter Licht- und Dunkelbedingungen demonstrierten, wie die metabolischen Prozesse der symbiontischen Gemeinschaft deren Mikroumwelt verändern. Die Photosynthese der Mikroalgen im Licht führt zu einer CO₂-Abnahme sowie O₂-Zunahme an der Foraminiferenschale. Die Atmung im Dunkeln hingegen lässt die CO₂-Konzentration steigen und O₂ abnehmen (Abbildung 12). pH-Messungen an der Foraminiferenschale oder nahe am Korallengewebe zeigten deutlich, dass auch der pH-Wert im Licht ansteigt. Dies bedeutet, dass die photosynthetische CO₂-Aufnahme und die CO₂-Abgabe während der Atmung den pH-Wert in der Umgebung der Organismen kontrollieren. Die Mikrosensormessungen der Photosynthese- und Atmungsraten ergaben weiterhin eine Erhöhung der Stoffwechselaktivität der Foraminiferen und Korallen, wenn sie schnelleren Fließgeschwindigkeiten ausgesetzt waren. Die Wasserbewegung ist entscheidend für den Austausch von O₂ oder CO₂ sowie lebensnotwendiger Nährstoffe. Die Oberfläche der Foraminiferen und Korallen ist ebenso von einer diffusiven Grenzschicht umgeben (s.o.). Obwohl diese dünner als 1 mm ist, behindert sie den Stofftransport und die metabolischen Prozesse der Organismen.

Der Einsatz von Mikrosensoren ist für die Studien von mikrobiellen Matten ebenfalls von großer Bedeutung. Mikrobielle Matten sind Lebensgemeinschaften aus verschiedenen Arten von Bakterien, Kieselalgen (Diatomeen) und auch Pilzen (Stal 1993). Sie besiedeln insbesondere Standorte mit extremen Umweltbedingungen, wie z.B. heiße Quellen oder hochsaline Seen. Ein besonderes Merkmal ist ihre vertikale Zonierung, da die Organismengruppen an spezielle Stoffwechselbedingungen angepasst sind. Sie zeichnen sich vor allem durch das Vorkommen photosynthetisch aktiver Cyanobakterien und Diatomeen aus. Ein Schwerpunkt der Mikrosensorforschung dieser Gemeinschaften liegt in der Quantifizierung ihrer Photosyntheseaktivität und Biomasse (Primärproduktion) und deren Regulierung, z.B. durch Licht- und Nährstoffverhältnisse. Aufgrund der engen Wechselwirkungen zwischen den Mikroben und ihren Stoffwechselprodukten bildet eine mikrobielle Matte ein Ökosystem mit geschlossenen Stoffkreisläufen.

Durch die Stoffwechselaktivität der Organismen bilden sich charakteristische chemische Gradienten innerhalb der Matte aus, die nur mit Hilfe von Mikrosensoren erfasst werden können. Durch die photosynthetische O₂-Produktion der Cyanobakterien und Diatomeen entsteht eine sauerstoffreiche Zone in den oberen Schichten der Matte. Darunter liegt eine sauerstoffarme und schließlich anoxische Zone, in der speziell angepasste Bakterien leben (sog. Sulfatatmer). Mit H₂S- und pH-Mikrosensoren konnten die chemischen Bedingungen auch in dieser anoxischen Schicht bestimmt werden.

Die Lichtbedingungen innerhalb der Matten wurden mit faseroptischen Mikrosensoren untersucht, um die ökolo-

gische Bedeutung der spektralen Lichtanpassung der Organismen zu beschreiben. Mikrosensorstudien ergaben zudem, dass die Stoffwechselprozesse in der Mikrobenmatte durch Transportprozesse zwischen dem Meerwasser und der Matte beeinflusst werden. Der Stofftransport wird auch innerhalb der Matte durch molekulare Diffusion (s.o.) reguliert. Ein neuer Schwerpunkt liegt in der Untersuchung des Schadstoffabbaus durch mikrobielle Matten. Die hohe Anpassungsfähigkeit der Mikroorganismen an extreme Bedingungen sowie deren Diversität könnten großen Nutzen in der Umwelttechnik bringen, z.B. für den Abbau von Ölbestandteilen oder halogen-organischen Verbindungen.

Literatur

- Dubinsky, Z. (1990), Coral Reefs: Ecosystems of the world. Elsevier, Amsterdam
Falkowski, P. G. und Raven, J. A. (1997), Aquatic photosynthesis. Blackwell Science, Malden
Lee, J. J. und Anderson, O. R. (1991), Biology of Foraminifera. Academic Press, London
Stal, L. J. (1993), Mikrobielle Matten. In: Meyer-Reil, L. A., Köster, M., Mikrobiologie des Meeresbodens. Fischer, Jena

Meeresalgen prägen das globale Klima

Prolog

Die in dem nachfolgenden Beitrag geschilderten Zusammenhänge und Erkenntnisse sind keineswegs das Produkt einer einzigen Arbeitsgruppe, vielmehr ist dies ein typisches Beispiel für eine jahrelange erfolgreiche interdisziplinäre und internationale Zusammenarbeit. Aber wie so oft spielen Zufall, vorhandene „kritische Masse“ an „Geist und Material“ in Form von Wissenschaftlern und Forschungsmöglichkeiten beim Fortschritt in der wissenschaftlichen Erkenntnis eine große Rolle.

Als das Alfred-Wegener-Institut gegründet wurde, baute man gleichzeitig an der Universität Bremen die Meereswissenschaften als Schwerpunkt aus, um ein adäquates wissenschaftliches Umfeld zu bilden. So entstand auch die Arbeitsgruppe Meeresbotanik, die zusammen mit der Meereszoologie und der Meeresmikrobiologie die Meeresbiologie im Fachbereich 2 (Biologie/Chemie) repräsentiert. Einer unserer Forschungsschwerpunkte ist die Stressphysiologie, vor allem Reaktionen der Pflanzen auf Belastungen durch Änderungen der Salinität und der Temperatur. Der oben erwähnte Zufall ergab sich anlässlich einer „POLARSTERN“-Expedition.

Wir hatten herausgefunden, dass eine schwefelhaltige organische Verbindung bei einer Anzahl verschiedener Mikroalgen (Phytoplankton) unter Salzbelastung angereichert wird. Es lag nahe, die zunächst in Laboratoriumsexperimenten festgestellten Befunde unter natürlichen Bedingungen zu überprüfen. Während der Bildung des Packeises entsteht beim Ausfrieren des Wassers im Eis ein weitverzweigtes Netz von Salzlaugenkanälchen mit sehr hohen Salzkonzentrationen, in denen eine eigenständige Organismengesellschaft aus Phytoplankton und Bakterien „überwintert“ (s. *Beitrag Schiel*). Diese Organismen sollten nach unserer Hypothese einen besonders hohen Gehalt an der erwähnten Verbindung haben. Um es vorweg zu nehmen, wir konnten die These bei mehreren unabhängig durchgeführten Expeditionen bestätigen. Entscheidend für die weitere Arbeit war jedoch das Zusammentreffen während unserer ersten „POLARSTERN“-Fahrt (1987) mit einer Arbeitsgruppe des Max-Planck-Institutes für Chemie in Mainz. Mit Verwunderung stellten wir fest, dass diese Gruppe die Konzentration einer Substanz „Dimethylsulfid“ im Wasser und in der Atmosphäre untersuchte, die als typisches Spaltprodukt unseres Salzschutzstoffes Dimethylsulfoniumpropionat bekannt war. Der Ansatz für gemeinsame Forschungsarbeiten war offenkundig: Die Mainzer Atmosphärenchemiker zeigten uns, was aus einer biogenen (durch Organismen erzeugten) Substanz im globalen Kreislauf wird, und wir erklärten ihnen, unter welchen Bedingungen und wie viel davon in den Organismen produziert wird. Die Untersuchungen wurden im Laufe der Jahre ausgedehnt, weitere Arbeitsgruppen der Meteorologie, Meereschemie und Biologie kamen hinzu, ein großes europaweites Programm wurde von der EU gefördert. Inzwischen hat sich ein eigenständiger Wissenschaftszweig etabliert. Der Name „Biogeochemie“ verrät, dass interdisziplinäre Fachrich-

tungen immer mehr ein eigenständiges Gewicht erhalten.

Die Erde ist ein ungewöhnlicher Planet, weil sie Leben hervorgebracht hat. Das Leben hat wiederum den Planeten Erde entscheidend mitgestaltet und geformt. Alle Kohle- und Erdöllagerstätten entstanden aus Überresten längst vergangener Lebewesen. Ganze Gebirge wie z.B. die Kalkalpen oder die Rocky Mountains bestehen aus den Kalkschalen von Organismen, die sich auf dem Grund urzeitlicher Ozeane ansammelten.

Schon in der frühen Phase der Evolution, vor ca. 3,5 Milliarden Jahren, gab es mit dem Aufkommen der Photosynthese eine einschneidende Weichenstellung für die weitere Entwicklung sowohl für das Leben als auch für den Planeten Erde selbst. Mit Hilfe des Sonnenlichtes können Organismen aus Wasser und Kohlendioxid (Kohlensäure) organische Substanzen wie z.B. Zucker, Stärke, Eiweiße und Fette aufbauen. Damit sind sie unabhängig von komplexen Nährstoffen, sie sind die Primärproduzenten und bilden als Pflanzen die Grundlage des Nahrungsnetzes für alle anderen Organismen, insbesondere die Tiere und viele Mikroorganismen. Eine spezielle Eigenschaft der Photosynthese jedoch wirkt sich global aus: Der als „Abfallprodukt“ entstehende Sauerstoff leitete die erste globale „Umweltkatastrophe“ ein: Sauerstoff war Gift für alle Organismen, die sich bis dahin in der reduzierenden Atmosphäre der Urerde, bestehend aus Wasserstoff und Kohlendioxid, entwickelt hatten.

Aus dieser Situation gab es nur zwei Auswege. Entweder diese Organismen zogen sich in Nischen zurück, in denen kein freier Sauerstoff vorkommt, wie z.B. im Faulschlamm, in vulkanischen Schwefelquellen, tieferen Schichten der Böden usw. Oder sie passten sich der zunehmenden Sauerstoffkonzentration in der Atmosphäre an, indem sie Entgiftungsmechanismen entwickelten. Entscheidend war dann schließlich der Schritt, den Photosyntheseprozess „umzudrehen“ und die Zucker, Eiweiße und Fette mit Sauerstoff zu veratmen, d.h. zu verbrennen, und die so gewonnene Energie für den Aufbau eines körpereigenen Stoffwechsels zu nutzen. Der Energiegewinn ist dabei so groß, dass sich nun komplexe Lebensformen herausbilden konnten, vielzellige Organismen mit Geweben und Organen. Im Laufe von etwa 2,5 Milliarden Jahren änderte sich die Atmosphäre der Erde von einer heißen, wasserstoff- und wasserdampfhaltigen Kohlendioxidatmosphäre zu einer kühlen sauerstoffhaltigen Atmosphäre, die sogar mit einer Ozonschicht die Erdoberfläche vor allzu starken Einwirkungen von lebensbedrohenden UV-Strahlen schützt. Photosynthese und Atmung sind die Voraussetzung zur Entstehung der höheren Lebewesen einschließlich des Menschen.

In dieser langen Zeit der Entwicklung hat das Leben nicht nur die Atmosphäre der Erde geformt, sondern weitere Spuren hinterlassen, und auch heute ist der Einfluss ungebrochen, deutlich sichtbar und messbar, denn Evolution hat nicht irgendwann vor Jahrmillionen stattgefunden, sondern ist ein permanenter Prozess, der beständig wirkt. Natürlich haben hierbei auch menschliche

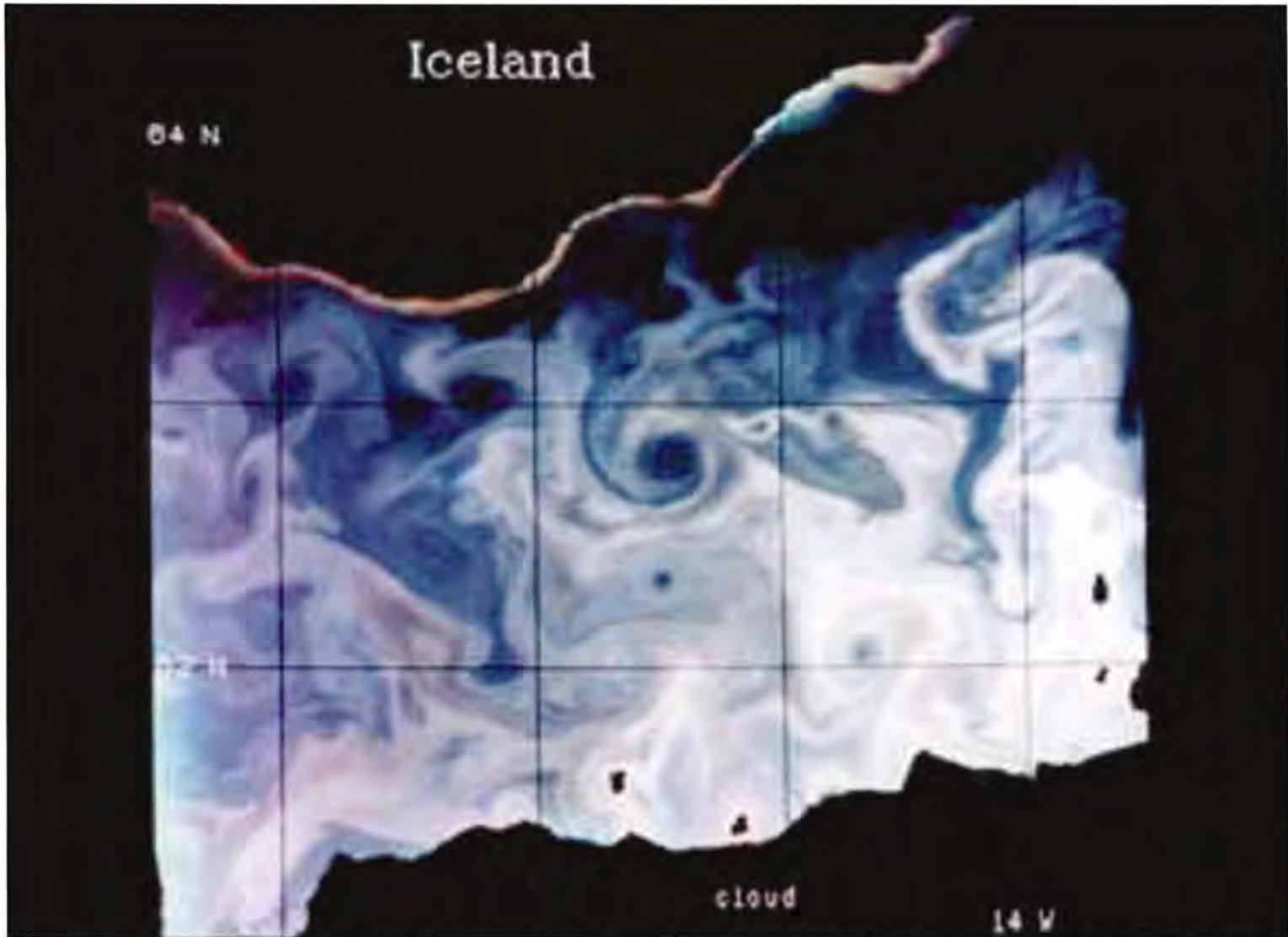


Abb. 1: Satellitenaufnahme einer Emilia-Blüte vor Island (Iceland, oben im Bild). Die riesigen Wirbel des Golfstromes sind gut zu erkennen (Durchmesser der Wirbel bis zu mehreren 100 km).

Aktivitäten schon seit der Entwicklung von „Ackerbau und Viehzucht“, d.h. nicht erst seit der Industrialisierung, sowohl regional als auch global eingegriffen.

Die Erde ist ein Wasserplanet, daher ist es nicht verwunderlich, dass die Ozeane mit ihrer gigantischen Wärmespeicherkapazität einen Haupteinfluss auf das globale und regionale Klima ausüben. Im Folgenden soll eine Lebensgemeinschaft, das Phytoplankton, vorgestellt werden, die nach unserer heutigen Erkenntnis eine maßgebliche Rolle bei der Regulation des globalen Klimas spielt, so dass sogar von einer „Phytoplankton-Klima-Beziehung“ gesprochen wird. Das Phytoplankton besteht aus mikroskopisch kleinen Algen (Pflanzen), die weltweit in den oberen, durchlichteten Schichten der Ozeane leben und zu den wichtigsten Primärproduzenten zählen.

Zunächst jedoch noch eine Vorbemerkung zum leichteren Verständnis der nachfolgenden Ausführungen: Der Wärmehaushalt der Erde wird durch die Sonneneinstrahlung bestimmt. Ohne Atmosphäre und Leben wäre die heutige Erde bezogen auf ihren Stand zur Sonne ein heißer Planet mit einer Oberflächentemperatur von 200 bis 300°C. Ein Großteil der Sonneneinstrahlung muss also wieder zurück ins Weltall gestrahlt werden. Die Rückstrahlung wird als „Albedo“ bezeichnet. Eine hohe Albedo haben z.B. Eis- und Schneeflächen oder Wolken, die ca. 80 bis 95 % der Einstrahlung zurückwerfen. Eine

niedrige Albedo haben dunkle Flächen, wie z.B. die Ozeane mit ca. 3 bis 5 %. Alles was zur Erhöhung der Albedo beiträgt, kühlt die Erdoberfläche und ist demzufolge „klimarelevant“.

Die Phytoplankton-Klima-Beziehung: Erhöhung der Albedo

Ein besonderes Phänomen des Phytoplanktons ist die von Zeit zu Zeit auftretende Massentwicklung, bei der eine oder einige Arten aufgrund günstiger Nährstoffverhältnisse, Temperaturen und Lichtbedingungen sich so stark vermehren, dass sie das Wasser färben. Sie bilden sogenannte Wasser- oder Algenblüten, je nach Farbton als „rote, weiße oder braune Tide“ bekannt. Im Vergleich zur normalen Zelldichte von einigen tausend bis zehntausend Organismen pro Liter Meerwasser steigt die Populationsdichte innerhalb weniger Tage auf über mehrere Millionen Zellen pro Liter. Solche Ereignisse sind der allgemeinen Aufmerksamkeit gewiss, wenn es sich dabei um giftige Arten handelt, die dann in sensationell aufgemachten Pressekampagnen als „Killer-Algen“ und Umweltkatastrophen beschrieben werden. Warnungen vor derartigen gesundheitsschädlichen Blüten muss man ernst nehmen. Bereits unsere Urgroßeltern wussten, dass man in den Monaten ohne den Buchstaben „r“ (Mai bis

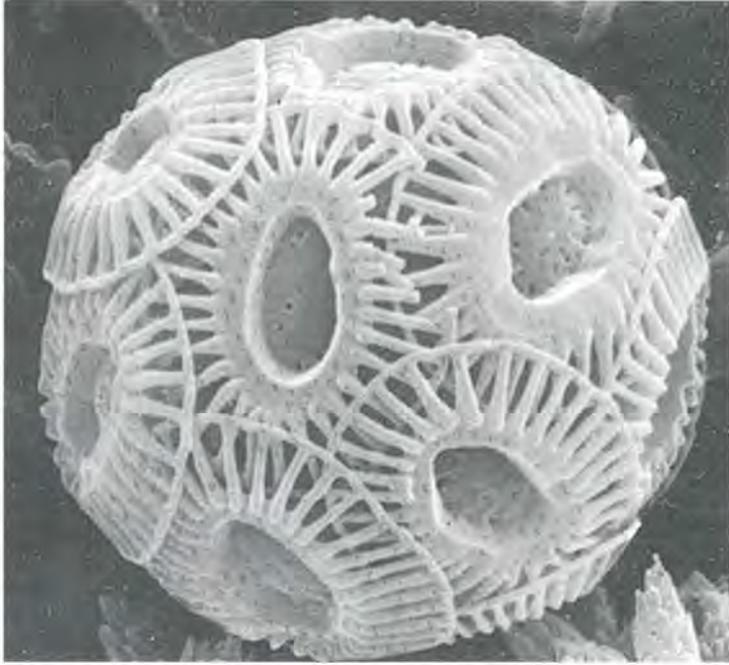


Abb. 2: *Emiliana huxleyi* mit Kalkschuppen, die teilweise bei der Zellteilung abgeworfen werden.

August) besser keine Miesmuscheln isst, weil sie das Gift der mit der Nahrung aufgenommenen Algen anreichern und im Fettkörper speichern. Der Verzehr von solchen Muscheln führt zu Übelkeit, Erbrechen, Sehstörungen und Schwindel und kann bei sehr starker Vergiftung auch tödlich sein.

Algenblüten treten in Süßgewässern und Meeren regelmäßig auf, häufig im jahreszeitlichen Rhythmus. Im Nordatlantik entwickelt sich jedes Frühjahr eine riesige, aber ungiftige Blüte, die ein Areal vom Mehrfachen der Fläche Islands bedecken kann (Abb. 1).

Diese Blüten werden hauptsächlich durch die Mikroalge *Emiliana huxleyi* verursacht, eine einzellige Art, deren Zelloberfläche mit kleinen, filigran gestalteten Kalkschüppchen besetzt ist (Abb. 2).

Bei der Vermehrung werfen die Zellen einen Teil der Schuppen ab. Die immense Masse an Kalkschuppen färbt dabei das Wasser milchig weiß. Damit kommt die „Klimarelevanz“ ins Spiel, denn die helle Wasserfarbe bringt es mit sich, dass die Albedo von ca. 3 % auf nahezu 30 % steigt. Wegen der großen Fläche wirkt sich die erhöhte Rückstrahlung in der betroffenen Region tatsächlich abkühlend auf die Atmosphäre aus und beeinflusst dadurch das Klima über dem Nord-Atlantik. Auch schon in sehr viel früheren Zeiten gab es offenbar Massenentwicklungen der *Emiliana*-Arten, davon zeugen die Kreidefelsen von Dover und Rügen. Sie bestehen im Wesentlichen aus abgelagerten Kalkschuppen.

Die Phytoplankton-Klima-Beziehung: Der globale Thermostat-Schwefelkreislauf und Wolkenbildung

Eine völlig andere Auswirkung des Phytoplanktons auf das globale Klima wurde erst in den letzten 30 Jahren erkannt und erforscht. Ausgangspunkt war ein meteorologisches Rätsel: Wie kommt die Wolkenbedeckung über den Ozeanen der Südhemisphäre zustande? Die marinen Stratus-Wolken, die zu jeder Zeit ca. 30 % der Erdoberfläche bedecken, dürften aufgrund der geringen Zahl der



Abb. 3: *Phaeocystis* sp., eine Kolonie von einzelligen Algen in einer Gallerthülle.

gemessenen Kondensationskerne, an denen sich die Wassertröpfchen der Wolken bilden, über dem südlichen Ozean gar nicht existieren. Im Gegensatz zur Nordhalbkugel mit ihrem größeren Anteil an Landmassen, Industrien und den Sand- und Staubstürmen über den Kontinenten ist die Zahl der Partikel auf der Südhemisphäre etwa um den Faktor 100 geringer. Die Lösung des Rätsels war verblüffend einfach: Auf der Südhemisphäre bilden sich die Wolken vor allem an Schwefelsäure, genauer an Ammonium-Sulfat. Aber woher stammt das Sulfat? Hier kam eigentlich nur eine Verbindung in Frage, das Dimethylsulfid (DMS), eine leicht flüchtiges Gas, das aus den Ozeanen stammt und in der Luft unter der Einwirkung von Sonnenlicht und Radikalen (Sauerstoffradikale, Nitratradikale) zu Sulfat oxidiert wird.

Der Vorläufer des DMS ist eine schwefelorganische Verbindung, das Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP), das von vielen Phytoplanktonarten in beträchtlichen Mengen gebildet und angereichert wird. Besonders starke DMSP-Produzenten sind die Coccolithen (hierzu gehören die *Emiliana*-Arten), die meisten Dinoflagellaten, einige Diatomeen (Kieselalgen) und insbesondere die Gattung *Phaeocystis*, eine koloniebildende Flagellatenart (Abb. 3), deren zerfallende Gallertklumpen bei Massenentwicklungen in der Nordsee zu den bekannten (ungiftigen!) Schaumbergen an den Stränden führen.

DMSP und DMS wurden vor etwa fünfzig Jahren von Lebensmittelchemikern isoliert, die nach dem typischen

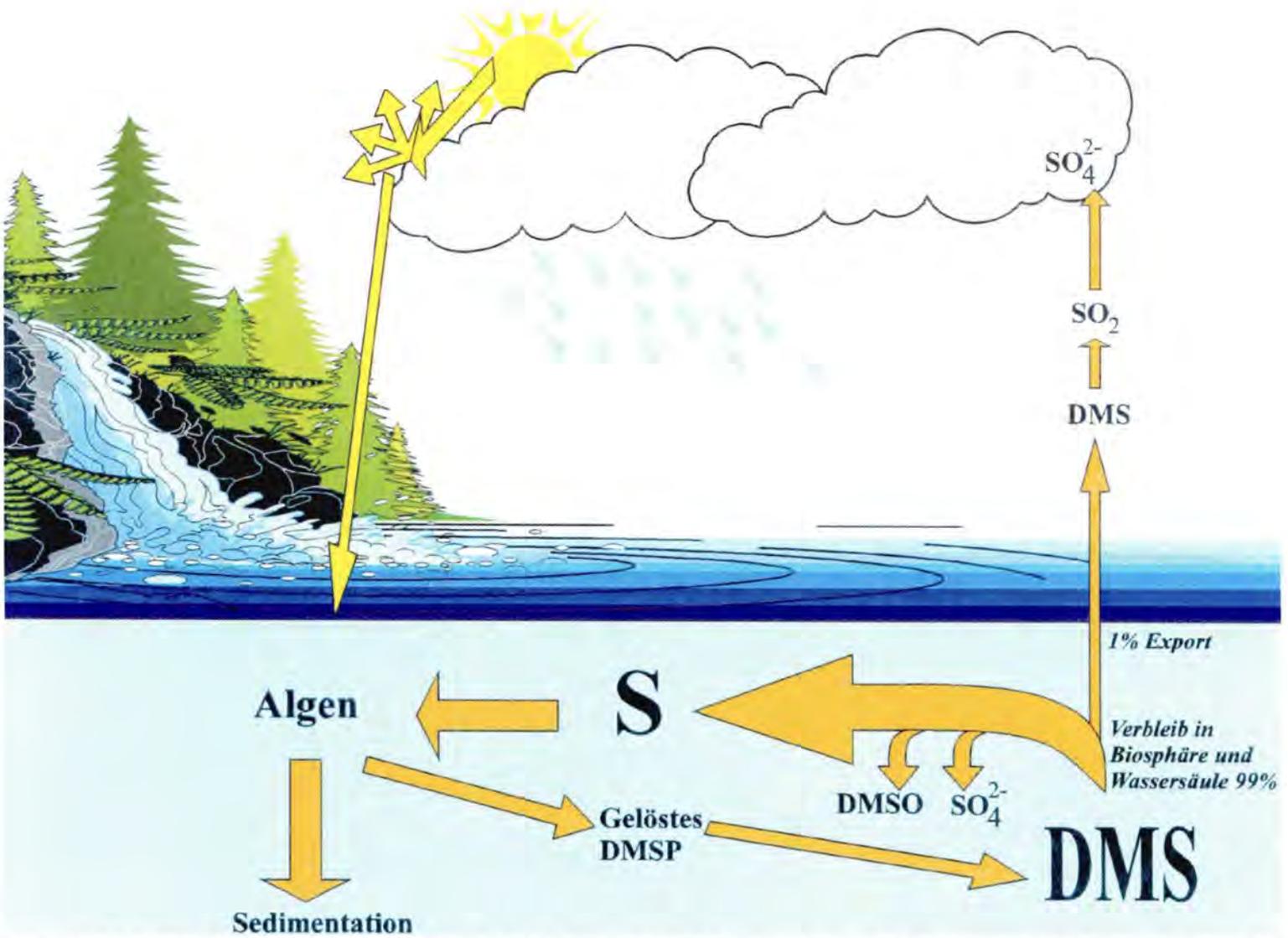


Abb. 4: DMS-Klima-Rückkopplung: Sonnenlicht fördert die Produktion von Algenbiomasse und damit auch DMSP, welches als Spaltprodukt DMS liefert. Das DMS wird in der Atmosphäre zu Sulfat oxidiert, das zu einer vermehrten Wolkenbildung führt. Die Wolken wiederum „beschatten“ die Meeresoberfläche und vermindern dadurch die biologische Produktion des DMS. Die Wolken lösen sich auf, mehr Licht heizt die Produktion erneut an, und der Prozess beginnt von vorn.

„Fischaroma“ suchten. Diese Verbindungen sind für den charakteristischen Geruch des Meeres verantwortlich. In hoher Konzentration riechen die Substanzen unangenehm nach Schwefelwasserstoff, dem Bestandteil der Faulgase, in geringeren Mengen jedoch gehören DMS und DMSP zu den typischen Aromastoffen vieler Nahrungsmittel, auch in Wein und Bier.

Das flüchtige DMS wird aus den Ozeanen und aus terrestrischen Biotopen in großen Mengen in die Atmosphäre abgegeben: Fast die Hälfte des Schwefels in der Luft stammt aus biologischen Quellen, davon wieder die Hälfte aus dem Phytoplankton: Etwa 80 bis 100 Mio. Tonnen Schwefel gelangen pro Jahr in die Atmosphäre, davon aus anthropogenen Quellen ca. 45–50 %, der biogene Anteil beträgt 35–45 % und der vulkanische 10–15 %.

Die biologische Rolle des DMSP ist noch nicht restlos geklärt. Eine durch viele Experimente wissenschaftlich gut gesicherte Funktion ist die Wirkung als Osmolyt, d.h. marine Organismen können damit einen Teil des osmotischen Salzstress im Meerwasser ausgleichen. Bei einigen Algen hat man nachweisen können, dass DMSP gegenüber Fraßfeinden als „Abschreckungsstoff“ wirkt. Noch komplexer ist die sogenannte „tritrophische“ Bezie-

hung, die über die „Zweifachbeziehung“ wie z.B. Räuber – Beute hinausgeht und kürzlich bei der Untersuchung von Signalstoffen im Gefüge von Lebensgemeinschaften aufgedeckt wurde: Viele Seevögel folgen dem Geruch des DMS, weil sie an der Quelle reiche Beute in Form von Krebsen finden. Diese wiederum haben das Phytoplankton abgeweidet und dabei aus den Algenzellen das DMS freigesetzt. Man könnte das unvermeidliche Freisetzen des Signalstoffes DMS als „Hilferuf“ der Algen verstehen, „Hilfe, wir werden gefressen, Seevögel, kommt und vertilgt unsere Fraßfeinde“. Derartige Interpretationen sind keineswegs abwegig, sondern inzwischen durch Hunderte von anderen Beispielen aus marinen und terrestrischen Ökosystemen belegt. Sie zeigen sehr deutlich, wie komplex Beziehungen innerhalb von Lebensgemeinschaften geregelt sind. Wir sind erst am Anfang, dies zu verstehen.

Das DMSP wurde für das allgemeine Interesse jedoch viel wichtiger aufgrund einer Hypothese, die den bereits erwähnten Zusammenhang zwischen dem globalen Klimageschehen und der DMS-Produktion herstellte (Lit.: Charlson et al. 1987).

In Abb. 4 ist nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse

ein Schema dargestellt, das die Phytoplankton-Klima-Beziehung und den ihr zugrunde liegenden Regulationsprozess des Systems: „DMS-Wolkenkondensationskern-Albedo“ in einer vereinfachten Form zeigt.

In Abhängigkeit von der Lichtintensität, d.h. der Sonneneinstrahlung, produziert das Phytoplankton DMSP, das ins Wasser gelangt und dort – oder schon in den Algen selbst – zu DMS gespalten wird. Das DMS wird als flüchtige Verbindung schnell in die Atmosphäre abgegeben, wo es innerhalb von 8 bis 18 Stunden unter der Einwirkung von OH- und NO-Radikalen zu Schwefeldioxid oder Methansulfonsäure oxidiert wird. Das Methansulfonat (MSA) wirkt ebenfalls als Wolkenkondensationskern, ist relativ stabil und gelangt daher bis in die Stratosphäre. Das Schwefeldioxid wird schnell weiter oxidiert zu Schwefelsäuremolekülen, die dann zusammen mit MSA und anderen Partikeln als Kondensationskerne fungieren. Dieses Sulfat wird von den Atmosphärenchemikern auch als NSS-Sulfat (Nicht-See-Salz-Sulfat) bezeichnet, zur Unterscheidung von Sulfat, das bei der Gichtbildung aus dem Meer in die Atmosphäre gelangt. Die zunehmende Wolkendecke erhöht die Albedo, was eine geringere Sonneneinstrahlung und damit eine Temperaturabnahme zur Folge hat. Als Konsequenz geht die DMSP-Produktion des Phytoplanktons zurück, was letztlich die Zahl der Kondensationskerne und die Wolkenbildung verringert. Der Gesamtprozess ist in der geschilderten Art ein gutes Beispiel für eine negative Rückkopplung, die dämpfend und stabilisierend auf ein System wirkt. Obwohl wesentliche Komponenten, wie z.B. die DMSP-Produktion durch die Algen, die DMS-Oxidation in der Atmosphäre und die Funktion als Kondensationskerne, inzwischen durch Messungen im Freiland und mit Laborexperimenten gut belegt sind, bleiben andere Glieder des DMS-Albedo-Systems noch hypothetisch. Hierzu gehört die nach diesem Modell geforderte (schnelle!) Rückwirkung sinkender Einstrahlung und Temperatur auf das Phytoplanktonwachstum, die eine Verminderung des DMS-Ausstoßes zur Folge haben müsste.

Es ist offensichtlich, dass das DMS-Albedo-System komplexer ist, als es im Rahmen dieses Beitrages dargestellt werden kann. Die wissenschaftliche Diskussion wird intensiv geführt, und einige Argumente des „Pro und Contra“ sollen kurz zusammengefasst werden.

Die Wolkenbildung durch NSS-Kondensationskerne wird für die Südhemisphäre inzwischen akzeptiert. Auf der Nordhalbkugel ist DMS aber unwirksam. Allein die industrielle Emission von Schwefeldioxid übersteigt hier bei weitem die natürliche Produktion an natürlichen Kondensationskernen.

Berechnungen mit Hilfe von Klimamodellen haben ergeben, dass die Effizienz der Rückkopplung des DMS-Albedo-Systems nicht direkt von einer Änderung der Temperatur abhängt, wie das etwa für die großen Klimarückkopplungssysteme „Temperatur – Wasserdampf“ und „Eis / Schnee – Albedo“ schon seit längerem bekannt ist. Vielmehr wird das DMS-System offenbar ausschließlich durch die Einstrahlung auf die Erdoberfläche beeinflusst. Externe Störfaktoren, wie z.B. Vulkan-Aerosole, Dunst- und Nebelfelder, Staubstürme in der Troposphäre, aktivieren das System. Nach diesen Modellrechnungen ist der Einfluss im Vergleich zu den oben erwähnten anderen Rückkopplungssystemen aber nur zu ca. 7 %

wirksam. Allerdings wird über das DMS-Albedo-System indirekt der Grad der Rückkopplung der anderen Regelsysteme modifiziert („feedback on a feedback“).

Ein indirekter Beweis für eine Beeinflussung des globalen Klimas durch eine Änderung im DMS-Fluss vom Ozean in die Atmosphäre ergab die Analyse von antarktischen Eis-Bohrkernen. Während der letzten Eiszeit lag der Gehalt von NSS-Sulfat um 20 bis 46 % höher. Methansulfonat, das andere Oxidationsprodukt von DMS, war um den Faktor zwei bis drei vermehrt. Hierzu muss man wissen, dass ein Anstieg der Wolkenkondensationskerne um 10 % über den Ozeanen eine Temperaturabnahme von 1 °C bewirkt.

Der übermäßige Massenausstoß von Schwefel aus dem Verbrauch fossiler Brennstoffe (Kohle und Erdöl) seit Beginn der Industrialisierung um 1860 kann als „unfreiwilliges“ Großexperiment angesehen werden, das die Rolle des DMS-Albedo-Systems in gewisser Weise bestätigt: Nach Berechnungen von Charlson et al. (1990) ist die Erwärmung der Nordhemisphäre durch den „Treibhaus-Effekt“, verursacht durch das Kohlendioxid, zum Teil durch die Schwefelemission ausgeglichen worden.

Die Phytoplankton-Klima-Beziehung: Die biologische Kohlenstoffpumpe und die Eisen-Düngung der Weltmeere

Der Gedanke liegt nahe, das DMS-Albedo-System durch künstliche Erhöhung der Planktonproduktion „anzuheizen“ und so dem Treibhauseffekt entgegenzuwirken. Zusätzlich würde die sogenannte „biologische Kohlenstoffpumpe“ durch die Festlegung des Treibhausgases Kohlendioxid in Biomasse während der Photosynthese die Wirkung verstärken. Über die Photosynthese wird Kohlendioxid in Organismen gebunden, zum Teil (über das Nahrungsnetz) in Form von sehr schwer abbaubaren Verbindungen, wie z.B. Chitin, Kalkschalen usw. Nach dem Tod der Organismen oder als Ausscheidungsprodukte in Form der Kotpartikel sinken die Substanzen in große Meerestiefen und werden damit dem natürlichen Kreislauf für sehr lange Zeiträume entzogen, d.h. ein Teil des Kohlendioxids wird aus der Atmosphäre entfernt.

Wie soll das funktionieren? Es gibt große Bereiche in den Weltmeeren, wie z.B. Teile des äquatorialen Pazifik oder die Meere um die Antarktis, die eine sehr gute Nährstoffversorgung aufweisen. Vor allem die für das Wachstum essentiellen Ionen Nitrat und Phosphat sind in ausreichender Menge nachzuweisen. Trotzdem kommt es in diesen Regionen nicht zu einer Massentwicklung von Phytoplankton. Man hat zunächst postuliert, dass das Ausbleiben der Planktonblüten auf einen übergroßen Fraßdruck durch Räuber zurückzuführen ist. Inzwischen wurde aber in den genannten Teilen der Ozeane nachgewiesen, dass vor allem Eisenmangel für die geringe Phytoplankton-Produktion verantwortlich ist.

Durch künstliche Zufuhr von Eisen-Ionen in den Zonen mit Mangel könnte man eine Phytoplanktonblüte induzieren, was eine Erhöhung der DMSP/DMS-Konzentrationen und eine höhere Kapazität der „biologischen Kohlenstoffpumpe“ zur Folge haben würde. Inzwischen sind mehrere derartiger Experimente bei den Galapagos-Inseln, bei Neuseeland und im Antarktischen Ozean (hier unter der wissenschaftlichen Leitung des AWI, Bremer-

haven) gemacht worden, indem eine große Menge von gelösten Eisensalzen in das Meerwasser gepumpt und anschließend über mehrere Wochen die Entwicklung des Phytoplanktons beobachtet wurden. Tatsächlich vermehrte sich das Phytoplankton und bestätigte damit die Richtigkeit der These.

Es bleibt allerdings zur Zeit noch offen, ob auf diesem Wege wirklich eine „Klimaregulation“ zu erreichen ist. Solche Großexperimente werden durchaus kontrovers diskutiert: Wegen der hohen Durchmischungstiefe vor allem in den polaren Regionen wird die Eisendüngung nicht ausreichen und das Verfahren in einem ökonomisch vernünftigen Rahmen nicht durchzuführen sein. Die Phytoplanktongesellschaften in den „Mangelgebieten“ sind an die gegebene Situation angepasst, d.h. eine Eisendüngung kann eine Verschiebung der Artenzusammensetzung mit nicht absehbaren Folgen für das Ökosystem bewirken. Wer will garantieren, dass keine unerwünschten (toxischen) Phytoplanktonarten die Blüten dominieren?

Literatur zum Vertiefen

- Bathmann, U.: Die biologische Kohlenstoffpumpe. *Bild der Wissenschaft* 5, 94–97, 1992
- Charlson, R. J., J. Langner und H. Rhode: Sulphate aerosol and climate. *Nature* 548, 22, 1990
- Charlson, R. J., J. E. Lovelock, M. O. Andreae und S. G. Warren: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate. *Nature* 548, 655–661, 1987
- Charlson, R. J.: Biogenic dimethyl sulphide, marine aerosol and climate: Evidence for and against the existence of a climate-stabilizing feedback mechanism. In: *The chemistry of the atmosphere: Its impact on global change. Chemravn VII, a world conference. Baltimore, MD (USA), 1991 (im Druck)*
- Fell, N., Liss, P.: Can algae cool the planet? In: „The climate conundrum“, *New Scientist*, 1995, 54–58
- Holligan, P. M.: Do marine phytoplankton influence global climate? In: „Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea“, eds. P. G. Falkowski & A. D. Woodhead; Plenum Press, New York, 1992, 487–501
- Kirst, G. O.: Salinity tolerance in eukaryotic marine algae. *Annu. Rev. Plant Physiol. Mol. Biol.* 41, 21–53, 1990
- Lovelock, J. E.: *Das Gaia-Prinzip. Die Biographie unseres Planeten.* Artemis Verlag, Zürich und München 1991
- Madin, G., G. O. Kirst: Algal production of dimethyl sulphide and its atmospheric role. *J. Phycol.* 53, 889–896 (1997)
- Nevitt, G. A.: Olfactory foraging by Antarctic procellariiform seabirds: Life at high Reynolds numbers. *Biol. Bull.* 198, 245–255 (2000)

Experimentelle Meeresforschung: Eisendüngung im Südpolarmeer

Einleitung

In den pelagischen Ökosystemen des offenen Ozeans leben die größten Tiere, die die Erde je hervorgebracht hat, doch die Grundlage ihrer Ernährung ist die Produktion von winzigen Organismen – den Cyanobakterien (früher Blaualgen genannt) und einzelligen Algen des Phytoplanktons. Das pelagische Reich der ozeanischen Wassermassen dehnt sich in einer durchschnittlich dreieinhalb Kilometer dicken Schicht über zwei Drittel der Erdoberfläche aus. Aufgrund der Fläche und des Volumens können somit das Pelagial und das Plankton als der typische Lebensraum bzw. die charakteristische Lebensform der Erde betrachtet werden. Auch von der Anzahl der Lebewesen her rechtfertigt das Plankton diesen Anspruch.

Die Planktonalgen im Ozean stellen nur 0,5 % der gesamten pflanzlichen Biomasse der Erde, gemessen in Tonnen Kohlenstoff. Ihr Gesamtumsatz dagegen – die durch Photosynthese jährlich erzeugte Produktion von organischer Substanz – kommt der der Landpflanzen nahe: 50 gegenüber 100 Gigatonnen Kohlenstoff (Milliarden Tonnen) pro Jahr. Der hohe Umsatz bedeutet, dass die meisten Planktonalgen ebenso schnell gefressen werden, wie sie sich teilen. Die Algenfresser – von einzelligen Winzlingen der Protozoen über knapp mückengroße Ruderfußkrebse (Copepoden) des Zooplanktons bis hin zum garnelengroßen Krill – haben größenordnungsmäßig die gleiche Gesamtbio­masse wie die Planktonalgen.

Wie hoch die Tierbiomasse im Pelagial sein kann, wird durch das Beispiel des etwa 5 cm großen 1–2 g schweren antarktischen Krills deutlich. Man schätzt, dass die großen Bartenwale vor ihrer Dezimierung jährlich 200 Millionen Tonnen Krill gefressen haben. Damals betrug der Krillbestand vielleicht eine halbe Milliarde Tonnen, verteilt auf eine Fläche um den antarktischen Kontinent so groß wie Nordamerika (ca. 20 Millionen km²). Auf Quadratmeterfläche umgerechnet kommt man auf durchschnittlich 20 Tiere. Um einen Vergleich mit den uns vertrauten Landökosystemen zu schaffen, stelle man sich 20 Grashüpfer pro Quadratmeter Wiese vor, darüber einen Schwarm von vielen Tausend Zwergmücken (die Ruderfußkrebse), und man bekommt einen ersten groben Eindruck vom Tierreichtum im Pelagial.

Um weiteren Kontext zu schaffen: Die Biomasse der gesamten Menschheit beträgt heute weniger als die Hälfte des Krills: ca. 200 Millionen Tonnen. Der jährliche Fischfang aus den Weltmeeren stagniert seit Jahren bei etwa 70 Millionen Tonnen, was 7 Millionen Tonnen Kohlenstoff und etwa 0,02 % der Algenproduktion entspricht. Offensichtlich nutzt die Menschheit nur einen winzigen Teil der marinen Produktion. Durch die herkömmliche Ausbeutung von wilden Fischbeständen lässt sich der Ertrag nicht mehr steigern, zumal die Nutzfischbestände auf begrenzte, besonders produktive Gebiete beschränkt sind. Durch nachhaltige Fischereipolitik könnten die Erträge stabilisiert und etwas erhöht werden. Auch eine große Krillfischerei würde daran nichts Wesentliches



ändern. An Land ist die Nutzung der pflanzlichen Produktion durch den Menschen für Nahrung, Tierfutter und Holz viel intensiver, weil technisch einfacher. Es liegt auf der Hand, dass neue Wege der Meeresnutzung erkundet werden müssen, die den gegenwärtigen Stand des Jäger- und Sammlertums ergänzen. Dafür ist ein besseres Verständnis der pelagischen Ökosysteme, wie wir in diesem Artikel zeigen wollen, Voraussetzung.

Plankton und Klima

Das marine Phytoplankton erzeugt nicht nur Nahrung für die Tierwelt. Es spielt auch eine entscheidende Rolle im globalen Kohlenstoffhaushalt, indem es beträchtliche Mengen von Kohlendioxid der Atmosphäre entzieht und in die tiefen Wasserschichten des Ozeans sowie ins Sediment verlagert. Der Antrieb dieser biologischen Kohlenstoffpumpe erfolgt durch das Wachstum des Phytoplanktons, das CO₂ in der lichtdurchfluteten Oberflächenschicht in Biomasse umwandelt. Hierdurch wird im Wasser ein Defizit erzeugt, das durch die Lösung von atmosphärischem CO₂ wieder ausgeglichen wird. Ein Großteil der von Algen erzeugten organischen Materie wird in der Oberflächenschicht von Bakterien und Tieren wieder zu CO₂ veratmet, aber ein Teil sinkt in tiefere Schichten oder bis zum Boden und wird erst dort abgebaut. Ein Rest verbleibt im Sediment. Der Teil, der aus der Oberflächenschicht herausfällt, ist dem Austausch mit der Atmosphäre für längere Zeit entzogen. Es verdichten sich die Hinweise, dass Schwankungen in der Leistung der biologischen Pumpe mit Klimawechseln in der Erdgeschichte einhergegangen sind.

Zurzeit werden große Anstrengungen unternommen, die jüngste Erdgeschichte detailliert zu rekonstruieren und mit den heutigen globalen Prozessen in Beziehung zu setzen. Daten aus einem Eisbohrkern aus der zentralen Antarktis, der 420 000 Jahre Erdgeschichte dokumentiert, zeigen, dass das Kommen und Gehen der Eiszeiten dieser Zeitspanne von rhythmischen Veränderungen in der Stellung der Erde zur Sonne beeinflusst wurden. Allerdings sind die Unterschiede in der Sonneneinstrahlung

zwischen Kalt- und Warmzeiten zu gering, um die großen Fluktuationen der globalen Temperatur zu erklären. Zudem sind die Klimawechsel viel schneller aufgetreten, als man dies aufgrund der allmählichen Änderungen im Verlauf der Erdbahn erwarten würde. Es muss daher Prozessketten auf der Erde geben, die die Effekte veränderter Einstrahlung verstärken. Nur wenige sind bisher hinreichend verstanden worden, um sie quantitativ zu beschreiben.

Der Eisbohrkern hat auch gezeigt, dass die globalen Temperaturänderungen mit Schwankungen in der Konzentration von Kohlendioxid in der Atmosphäre einhergegangen sind. Der CO_2 -Anteil liegt bei 0,018 % in Kalt- bzw. 0,028 % in Warmzeiten. Was dabei Ursache und was Wirkung ist und welches die Quellen und Senken des CO_2 sind, wird gegenwärtig intensiv diskutiert. Über die zahlreichen ineinander greifenden Prozesse, die für die wiederkehrenden Muster der CO_2 -Fluktuationen verantwortlich sind, sowie die Regelmechanismen, die gleichbleibende CO_2 -Konzentrationen während der jeweiligen Klimaperioden stabilisieren, werden noch Vermutungen angestellt. Vor dem Hintergrund steigender CO_2 -Konzentrationen während der letzten 100 Jahre (heute bei 0,057 %) ist die Beantwortung dieser Fragen entscheidend, um verlässliche Klimavorhersagen wagen zu können als Grundlage für politische Handlungsempfehlungen.

Der Ozean enthält fünfzigmal mehr CO_2 als die Atmosphäre (heute bei 760 Gigatonnen Kohlenstoff). Deshalb liegt die Vermutung nahe, dass Verschiebungen in der Austauschrate zwischen Wasser und Luft für die CO_2 -Zyklen verantwortlich sind. Die derzeitigen Überlegungen konzentrieren sich zunehmend auf klimabedingte Produktivitätsschwankungen im Ozean und die damit gekoppelte Leistung der biologischen Pumpe. Je mehr Phytoplanktonbiomasse in der Oberflächenschicht aufgebaut wird, desto stärker arbeitet die Pumpe. Das Wachstum von Planktonalgen wird von Lichtangebot und Nährstoffverfügbarkeit bestimmt. Die Algen sind wie die Landpflanzen auf Mineralstoffe angewiesen, vor allem auf Stickstoff- und Phosphorverbindungen, daneben in wechselndem Umfang auf Kieselsäure, Eisen und andere Spurenelemente. In den meisten Gebieten des Ozeans einschließlich der Küstenmeere begrenzt der Pflanzennährstoff Nitrat die Menge an Biomasse, die aufgebaut werden kann. Aber in drei ausgedehnten Ozeanregionen – dem äquatorialen und dem subarktischen Pazifik und dem gesamten Südpolarmeer – ist die Phytoplanktonproduktion viel geringer, als aufgrund der Licht- und Nährstoffverhältnisse zu erwarten wäre. Dieses Rätsel wurde in den letzten zehn Jahren geklärt: Eisen ist Mangelfaktor in diesen Regionen.

Die kontinentale Kruste besteht zu etwa 10 % aus Eisen. Wegen seiner geringen Löslichkeit im Meerwasser ist aber im landfernen Ozean dieses für alle Lebewesen essentielle Element Mangelware. Schon lange wurde vermutet, dass die Verfügbarkeit von Eisen das Wachstum der Planktonalgen begrenzt. Die Bestätigung wurde aber erst im Laufe des letzten Jahrzehnts durch die Entwicklung von ultrasauberen Messmethoden erbracht. Der amerikanische Meeresbiologe John Martin wies nach, dass in den landfernen, unproduktiven Ozeangebieten die Eisenkonzentrationen etwa 10 Nanogramm/Liter (entspricht 1 Gramm Eisen gelöst in

10 Milliarden kg Meerwasser) betragen. Die Eisenwerte in den produktiven Küstenmeeren liegen zehnfach höher.

Da Eisen im Meerwasser schnell zu unlöslichem Rost umgewandelt wird und aus der Wassersäule heraus-sinkt, muss stetig neues Eisen dem Ozean zugeführt werden, um den Bedarf der Organismen zu decken. Die Hauptquelle des Eisens im offenen Ozean ist der mit dem Wind heran geweht, kontinentale Staub. Staubreiche Schichten im Eisbohrkern zeigen, dass in den trockenen Eiszeiten die Zufuhr von Staub mehrere Größenordnungen höher lag als in den Warmzeiten einschließlich heute. Aus der Korrelation zwischen Staubeintrag in den Südlichen Ozean und CO_2 -Konzentrationen in der Atmosphäre formulierte John Martin die Eisenhypothese: Wenn der Südliche Ozean während der Eiszeiten ebenso produktiv war wie es der Nordatlantik dank des Sahelstaubs heute ist, dann ließe sich ein beträchtlicher Teil der CO_2 -Schwankungen zwischen Warm- und Kaltzeiten erklären. In den Kaltzeiten war die biologische CO_2 -Pumpe in diesen Regionen viel stärker als heute.

Um seine Hypothese zu testen, ließ Martin Anfang der neunziger Jahre ein Eisendüngungsexperiment (IRONEX I) im nährsalzreichen jedoch planktonarmen Wasser des Äquatorialen Pazifiks durchführen. Diese Wassermasse gilt wie der Südliche Ozean als eisenlimitiert. Eine deutliche Stimulation des Planktonwachstums wurde festgestellt, aber die durch Düngung erzeugte Planktonwolke wurde innerhalb weniger Tage von einer 30 m dicken Wasserschicht überlagert und konnte nicht mehr verfolgt werden. Bei einem zweiten Versuch (IRONEX II) wurde Eisendüngung mehrmals ausgebracht mit frappierendem Erfolg: In wenigen Tagen wuchs eine Algenblüte heran, die das klare, blaue Wasser grünlich verfärbte. Ein drittes Experiment (SOIREE) folgte im Februar 1999 (Spätsommer auf der Südhalbkugel) von einem neuseeländischen Schiff in einem verhältnismäßig ruhigen Teil des Subarktischen Südpazifik. Das Ergebnis war hier eine Phytoplanktonblüte von über 100 Quadratkilometern Ausdehnung. Bei allen diesen Experimenten konnte aus Mangel an Schiffszeit das Schicksal der Blüten nicht verfolgt werden. Dies ist aber entscheidend für den Kohlenstoffhaushalt: Verbleibt die von der Blüte erzeugte organische Materie in der Deckschicht und wird dort von Bakterien und Zooplankton abgebaut, findet keine langfristige Aufnahme des CO_2 statt. Sinkt dagegen ein Teil dieser Materie aus der Oberflächenschicht ab, entzieht die biologische Pumpe der Atmosphäre entsprechend viel CO_2 , und zwar je nach der Schicht, die erreicht wird, über Jahrzehnte, Jahrhunderte oder Jahrtausende.

Der antarktische zirkumpolare Ozean – das Südpolarmeer

Der größte Teil des Südpolarmeeres besteht aus einem breiten Wasserring – dem Antarktischen Zirkumpolarstrom (AZS) –, der den antarktischen Kontinent ostwärts umströmt. Der AZS lässt sich in mehrere Gürtel unterteilen, die jeweils durch Fronten – scharfe Temperatur- oder Salzgehaltgradienten – voneinander getrennt sind. Die Polarfront ist die markanteste Grenze und unterteilt den AZS in zwei Ringe: die Polarfrontzone (PFZ) im Norden und die Antarktische Zone (AZ) im Süden. Oberflächenwasser vom Nordrand der PFZ neigt dazu, unter

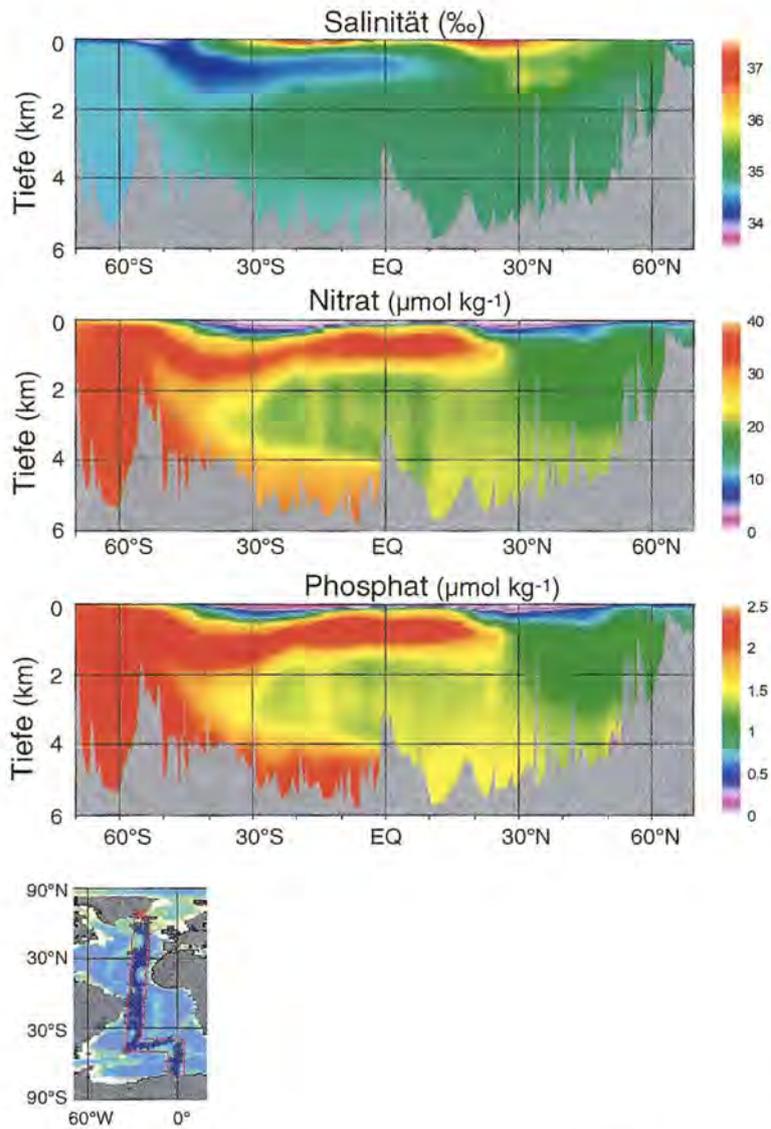


Abb. 1: Zusammen mit dem salzarmen antarktischen Zwischenwasser (oberes Bild) werden im Zirkumpolarstrom auch die Pflanzen-Nährsalze Nitrat und Phosphat (mittleres und unteres Bild) von der Oberfläche in eine Tiefe von etwa 1000 m verfrachtet, in der sie für einen Zeitraum von schätzungsweise 100 Jahren verbleiben und sich dabei im Atlantik nordwärts ausbreiten. Die gezeigten Daten wurden während des ‚World Ocean Circulation Experiments‘ auf den im Bild links unten dunkelblau markierten Positionen gewonnen und mit dem Programm ‚Ocean Data View‘ von R. Schlitzer im Alfred-Wegener-Institut visualisiert

das wärmere und daher leichtere Wasser der benachbarten subantarktischen Zone abzutauchen (Abb. 1). Da das Plankton des AZS in seinem Wachstum eisenlimitiert ist, werden große Mengen der gelösten Nährsalze Nitrat und Phosphat mit dem kalten Wasser unverbraucht in die Tiefe befördert. Wäre genug Eisen vorhanden, würden die Algen schneller wachsen, mehr Nährsalze aufnehmen und dabei auch wesentlich mehr Kohlenstoff binden, der dann mit absackendem PFZ-Wasser für einige Jahrhunderte in die Tiefen des Ozeans verschwinden würde. Einfache Rechenmodelle zeigen, dass langfristig etwa 30 – 60 Milliarden Tonnen Kohlenstoff auf diesem Weg der Atmosphäre entzogen werden könnten. Das entspricht in etwa der Menge, die durch menschliche Aktivitäten in einem Jahrzehnt in die Atmosphäre gelangt. Allerdings

beruhen die Modelle auf Annahmen, die überprüft werden müssen: Wie wir weiter unten zeigen werden, kommt es ganz auf die Algenarten an, die durch die Düngung stimuliert werden. Außerdem gehen die Modelle von einer stetigen Zufuhr von Eisen aus: der Zustand, der im Nordatlantik heute herrscht und während der Eiszeiten auch im AZS geherrscht haben soll.

Normalerweise kommen Phytoplankton-Blüten im AZS nur an relativ eng begrenzten Streifen entlang der Fronten vor. Aber mit FS „POLARSTERN“ im Südfrühjahr 1992 trafen wir ausgedehnte Planktonblüten in der gesamten etwa 600 km breiten PFZ an. Die Eisenkonzentrationen im planktonreichen Wasser lagen eine Größenordnung höher als üblich für diese Gegend. Wahrscheinlich stammte das Eisen von den vielen riesigen Eisbergen, denen wir in diesem Jahr in dem gesamten Untersuchungsgebiet begegneten. Sie stammten von einem riesigen Eisstück, das sich einige Jahre zuvor vom aufschwimmenden Schelfeis an der Innenflanke der Antarktischen Halbinsel gelöst hatte und in diesem Jahr im Zirkumpolarstrom zerfiel. Die Eisberge enthielten den Staub von Jahrtausenden und fügten diesen beim Abschmelzen der Oberflächenschicht des Meeres zu. Obwohl Eisberge über die volle Breite des AZS dümpelten, blieb das Wasser südlich der Polarfront eisen- und planktonarm, weil die Temperatur dort unter 0° C lag und die Eisberge daher nicht schmolzen. Drei getrennte, jeweils von verschiedenen Arten von Kieselalgen dominierte Blüten wurden gefunden, die sich in ihrem Absinkverhalten unterschieden. Diese Beobachtung zeigte, dass Planktonblüten auch durch natürliche Eisendüngung erzeugt werden und dass je nach Artenzusammensetzung des Planktons die Kohlenstoffpumpe unterschiedlich arbeitet.

EisenEx

Um die Eisenhypothese in dem für die Klimaforschung interessanten Gebiet der Polarfrontzone etwa in der Mitte zwischen Südafrika und dem Antarktischen Kontinent (Abb. 2) zu testen, wurde das vierte Eisendüngungsexperiment (EisenEx) von Forschern des Alfred-Wegener-Instituts an Bord von FS „POLARSTERN“ organisiert und

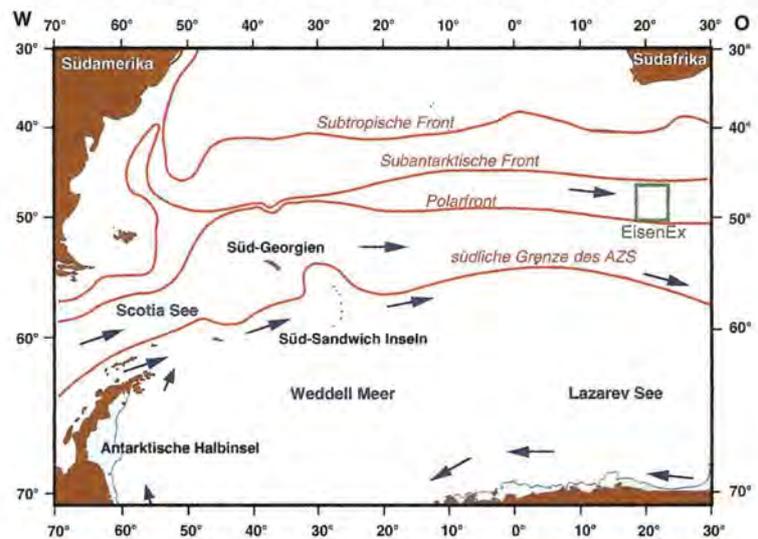


Abb. 2: Das Untersuchungsgebiet von EisenEx im November 2000 in der Polarfrontzone des Südozeans zwischen Südafrika und der Antarktis

geleitet. Das übergeordnete Ziel des Experiments, das im sturmreichen Südfrühjahr (November 2000) stattfand, war, die Wechselwirkung zwischen der Biologie des Planktons und der Physik sowie Biogeochemie des Ozeans zu erfassen und somit einen Beitrag zum Verständnis der Erde als funktionierendes Gesamtsystem zu liefern. Das Experiment wurde von 54 Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern durchgeführt, die aus 15 Ländern stammten und die Disziplinen der marinen Physik, Chemie und Biologie repräsentierten.

Das Experimentiergebiet musste sorgfältig ausgewählt werden. Der AZS ist von Fronten durchzogen, die auf Satellitenbildern wie Flüsse erscheinen, die sich durch eine breite Ebene schlängeln. Mit dem Mäandrieren der Fronten werden Wirbel abgeschnürt, die ihren sich drehenden Kern für längere Zeiträume vor der Vermischung mit Umgebungswasser bewahren. Wir planten, unser Experiment im strömungsarmen Auge eines solchen Wirbels durchzuführen.

Wirbel im offenen Ozean können vom fahrenden Schiff und bedingt auch von Satelliten geortet werden. Durch Unterschiede in Temperatur oder im Planktongehalt des Oberflächenwassers heben sie sich vom Umgebungswasser ab. Da Wirbel sich aus Fronten – definiert durch maximale Dichtegradienten – abschnüren, besitzen sie eine andere Dichte als die Umgebung, in die sie sich hinein bewegen. Wirbel mit größerer Dichte liegen zur Mitte hin tiefer und umgekehrt. Der Unterschied beträgt einige Dezimeter zwischen Wirbelmitte und -rand und kann von Satelliten mittels eines sehr fein auflösenden Höhenmessers ermittelt werden. Vom fahrenden Schiff können die Strömungsgeschwindigkeiten mit einem speziellen Echolot aufgenommen werden, das die Geschwindigkeit einzelner Partikel in verschiedenen Schichten der Wassersäule bis 300 m Tiefe durch Ausnutzung des Doppler-Effekts misst: einem sogenannten Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP).

Die Vorerkundungen in der PFZ zeigten, dass geeignete Bedingungen für das Experiment vorlagen: extrem eisenarmes Wasser im ganzen Gebiet sowie eine dünne aber artenreiche Planktongemeinschaft, deren Veränderungen im Laufe des Experimentes interessante Rückschlüsse über Auswahlprozesse in diesem Lebensraum erlauben würden. Messungen der Photosyntheseleistung der Algenzellen ergaben, dass sie nur 30 % ihres Potentials erreichte – höchstwahrscheinlich wegen Eisenmangel, denn die Lichtbedingungen waren gut. Nur die außergewöhnlich hohe Zahl der Millimeter großen Ruderfußkrebse (Copepoden) im Gebiet (mehr als 15 pro Liter) lieferte Grund zur Beunruhigung, denn sie hätten durch ihren Fraßdruck eine wachsende Blüte im Keime ersticken können.

Bereits in der ersten Woche konnte das Physikerteam einen geeigneten Wirbel ausfindig machen, vermessen und eine Treibboje in dessen strömungsarmem Auge ausbringen (Abb. 3). Der Wirbel hatte etwa 150 km Durchmesser: eine sich drehende Wasserscheibe mit einer 20 cm tiefen Delle in der Mitte. Vor der Düngung wurden die physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften des von der Boje markierten Wasserkörpers gemessen. Anschließend wurden 4 Tonnen Eisensulfat gelöst in 30 Kubikmeter Seewasser entlang einer 70 km langen Spirale mit 7 km Durchmesser um die treibende Boje durch einen 5 cm weiten Schlauch in

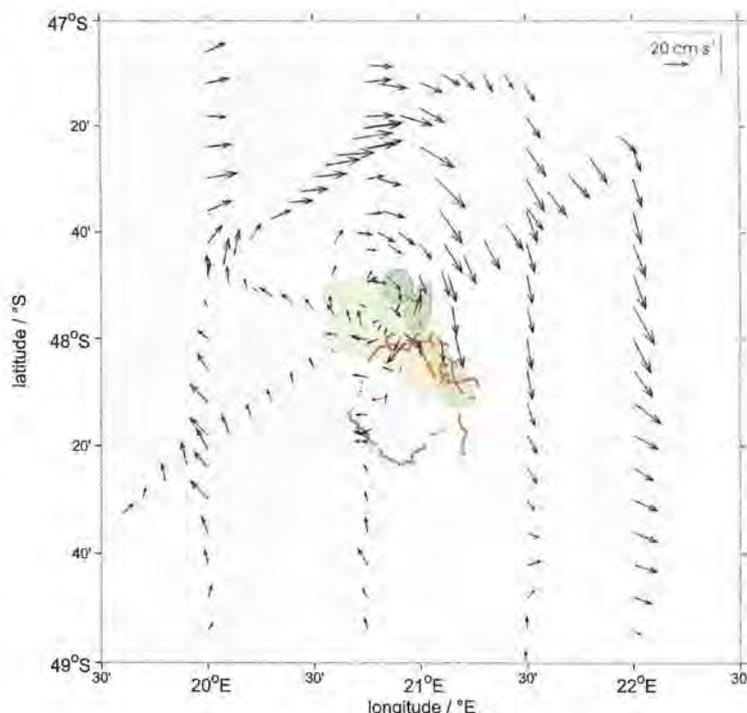


Abb. 3: Verlagerung und Ausbreitung des mit dem Spurenstoff SF_6 markierten gedüngten Flecks (Farbflächen) innerhalb des für EisenEx ausgewählten Wirbels. Die Strömungsvektoren wurden vom Schiff aus mittels eines akustischen Doppler-Stromprofilers gemessen und zeigen eine Wirbelzirkulation im Uhrzeigersinn. Die durchgezogenen Linien sind Trajektorien der Driftbojen. Während die Treibbojen mit dem gedüngten Fleck im südlichen Bereich des Wirbelauges trieben, konnte wegen widrigen Sturmwetters keine Kartierung der SF_6 -Konzentration vorgenommen werden (Unveröffentlichte Daten von V. H. Strass, B. Cisewski, M.-J. Messias und A. Watson)

die See gelassen. Die Entfernung zwischen den Spiralkursen betrug knapp einen Kilometer, und „POLARSTERN“ musste alle 5 Minuten etwas drehen, um eine allmählich zunehmende Entfernung von der Boje zu halten.

Wir verwendeten das gleiche Eisensalz, das in Gärtnereien zur Moosbekämpfung in Rasenflächen verkauft wird. Dieses Eisensulfat liegt in seiner reduzierten, löslichen Form vor und ist im angesäuerten Wasser stabil. Seewasser ist aber leicht alkalisch, so wird diese Form des Eisens nach Zugabe in die See in Minuten bis Stunden oxidiert und in unlöslichen Rost umgewandelt. Dieser Rost ist sehr fein verteilt und müsste im Wasser wenigstens für Wochen verbleiben. Allerdings verschwand in früheren Experimenten das zugeführte Eisen binnen weniger Tage, aber der gedüngte Fleck konnte auch weiterhin ‚geortet‘ werden, weil ein inerte Stoff – Schwefelhexafluorid (SF_6) – der Eisenlösung beigemischt war. Ein englisches Team, das in der Messung unglaublich geringer Konzentrationen von SF_6 versiert ist, hatte die Aufgabe, den gedüngten Fleck immer wieder aufzuspüren und „im Auge“ zu behalten. Der Leiter des Teams – Prof. Andy Watson – war an allen bisherigen Eisendüngungsexperimenten beteiligt. Nur 50 Gramm SF_6 wurde den 30 Kubikmetern Eisensulfatlösung beigemischt, und diese Menge reichte aus, um mehr als 500 Quadratkilometer Ozeanoberfläche messbar zu markieren. Die Messung

des Eisens, das unter ultrasauberer Methoden beprobt werden muss, oblag einer niederländischen Gruppe.

Nach der Düngung dampften wir zum Rand des Wirbels und führten dieselben Messungen durch wie an der Treibboje, um die Prozesse im gedüngten Fleck mit denen außerhalb zu vergleichen. Im Fleck, den wir leicht wiederfanden, stellten wir schon nach einem Tag die ersten Anzeichen erhöhter Algenaktivität fest. Das Hochgeschwindigkeits-Fluorometer, das die Photosyntheseleistung der Algen im Bereich von Millisekunden messen kann, zeigte, dass die Algen im Fleck die aufgenommene Sonnenlichtenergie effizienter zur Synthese organischer Kohlenstoffverbindungen nutzten als die außerhalb.

Der Wirbel lag bei etwa 48°S mitten zwischen den ‚Roaring Forties‘ und den ‚Furious Fifties‘, und der erste Sturm traf uns fünf Tage nach der Düngung. Glücklicherweise befanden wir uns auf der behäbigen „POLARSTERN“, die den hohen Wellen mit ziemlicher Gelassenheit trotzte. Da die See zu rau war, um Stationsarbeit zu leisten, erkundeten wir die Lage des Flecks vom fahrenden Schiff. Erfreulicherweise gehorchte der Fleck dem Strömungsmuster des Wirbels (Abb. 3) und wurde vom starken Westwind nicht „verweht“. Obwohl die Wachstumsraten der Algen sich weiterhin erhöhten, wurden die ersten Anzeichen einer deutlichen Zunahme an Algenbiomasse im Fleck erst nach einer Woche sichtbar (Abb. 4). Die „verschwundene“ Biomasse (die Differenz zwischen der täglichen Produktionsrate und der Zunahme an Algenbiomasse) war wohl ganz überwiegend vom Zooplankton aufgenommen worden, das offensichtlich mit einer Erhöhung der Fressaktivität auf das schnellere Wachstum der Algen reagierte. Sogar die Bakterien erhöhten ihre Wachstumsrate unmittelbar nach der Düngung, indem sie mehr Enzyme aktivierten.

Die nächsten zwei Wochen des Experiments verbrachten wir mit vergleichenden Beprobungen der Wasserkörper inner- und außerhalb des Flecks. Zwischendurch vermaßen wir großräumig die Lage des Gesamtflecks, der sich weiterhin im Wirbelauge drehte und ausbreitete. Das Zentrum des Flecks wurde zwei weitere Male mit Eisen gedüngt. Das Wetter blieb stürmisch, und dichte Bewölkung und Nebel hinderten das gedüngte Plankton durch Lichtmangel am schnellen Wachstum. Hinzu kam die tiefe Durchmischung, die die wachsende Algenpopulation verdünnte und Teile davon hinunter in die Dunkelheit beförderte. Nichtsdestotrotz: Drei Wochen nach der ersten Düngung, als die verfügbare Schiffszeit abgelaufen war und „POLARSTERN“ nach Norden dampfen musste, lag die höchste Chlorophyllkonzentration (ein Maß für Algenbiomasse) im Fleck bei 2,84 mg Chl/m³ (Abb. 4). Die Werte außerhalb waren bei konstant 0,5 mg Chl/m³ geblieben. In dieser Zeit hatte die Blüte etwa zwei Runden im Auge des Wirbels gedreht und sich über das gesamte Wirbelauge mit einer Ausdehnung von 900 km² ausgebreitet (Abb. 3). Die Boje hat in der Zeit etwa 120 km zurückgelegt. Ein Wasserkörper in der schnellen Strömung auf beiden Seiten des Wirbels wäre in derselben Zeit 500 km nach Osten getrieben.

In der Auswertephase nach dem Experiment wird ein Gesamtbudget des Düngeeffekts ermittelt. Durch das Wachstum der Algen werden im umgebenden Wasser Defizite in CO₂-, Nitrat-, Phosphat- und Silikatkonzentrationen erzeugt, die Biomasse anderer Ökosystemkomponenten wie Bakterien, Zooplankton und deren Abfallpro-

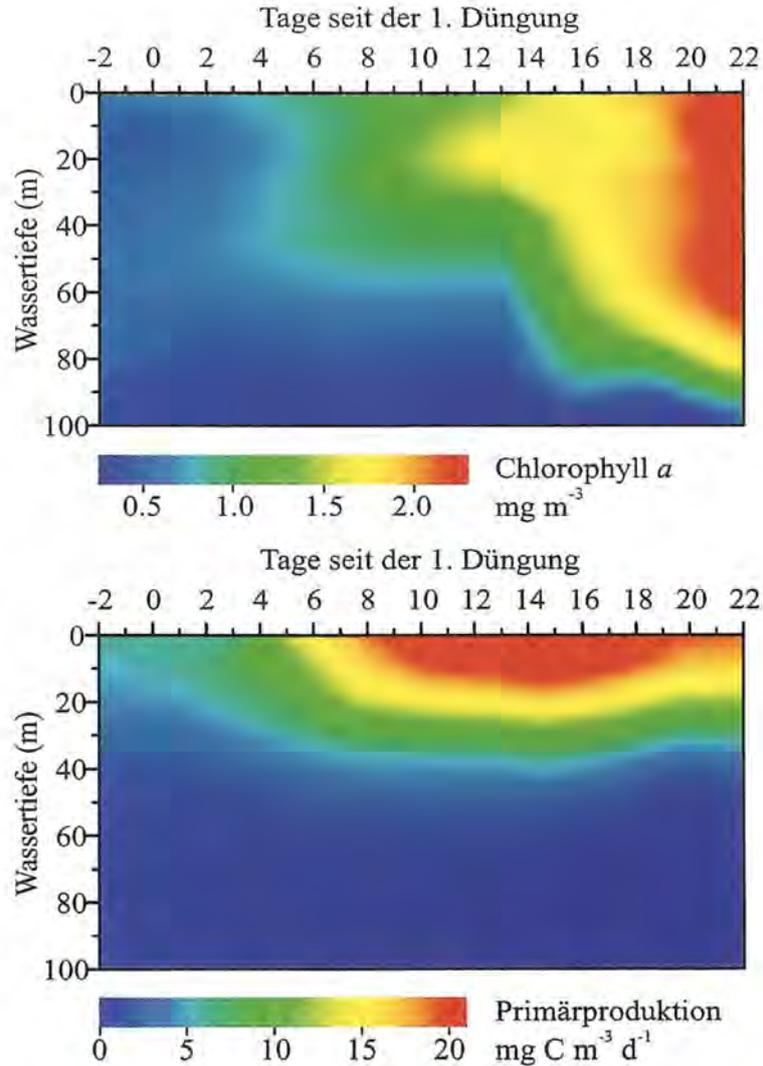


Abb. 4: Zeitlicher Verlauf der Chlorophyll-a-Konzentration (oben) und Primärproduktion (unten) im Düngungsgebiet nach der ersten Eisenzugabe (Tag 0) in den obersten 100 m der Wassersäule. Außerhalb des gedüngten Flecks traten über den Beobachtungszeitraum keine nennenswerten Änderungen gegenüber den an Tag 0 gemessenen Werten auf (Unveröffentlichte Daten von U. Riebesell und F. Gervais)

dukte (Kot) nimmt zu. In der Wassersäule mit den höchsten Chlorophyllkonzentrationen hatten Nitrat- und Phosphatgehalte um nur 10 % abgenommen, während Silikat um 30 % sank. Die niedrigsten CO₂-Konzentrationen im gedüngten Fleck (Abb. 5) entsprachen ca. 7 g/m² aufgebautem organischem Kohlenstoff. Wäre das gesamte Nitrat dank der Eisendüngung in Algenbiomasse umgewandelt worden, wären Chlorophyllkonzentrationen von 50 mg Chl/m³ zu erwarten gewesen, d.h. das zwanzigfache des durch die Eisendüngung erreichten Wertes. Die entsprechende Menge an organischem Kohlenstoff in einer 60 m tiefen Wassersäule entspräche dann etwa 100 g C/m² (etwa ein Kilogramm Biomasse, die Hälfte davon Eiweiß). Diese Zahlen spiegeln das enorme Potential dieser Gewässer für die Erzeugung von Biomasse und die entsprechende Aufnahme von CO₂ aus der Atmosphäre wider.

Während der ersten zwei Wochen nach der Düngung war es nicht klar, welche der vielen im Wirbel vertretenen Phytoplanktongruppen für die dreifache Zunahme im Chlorophyllgehalt verantwortlich waren. Es schien, als

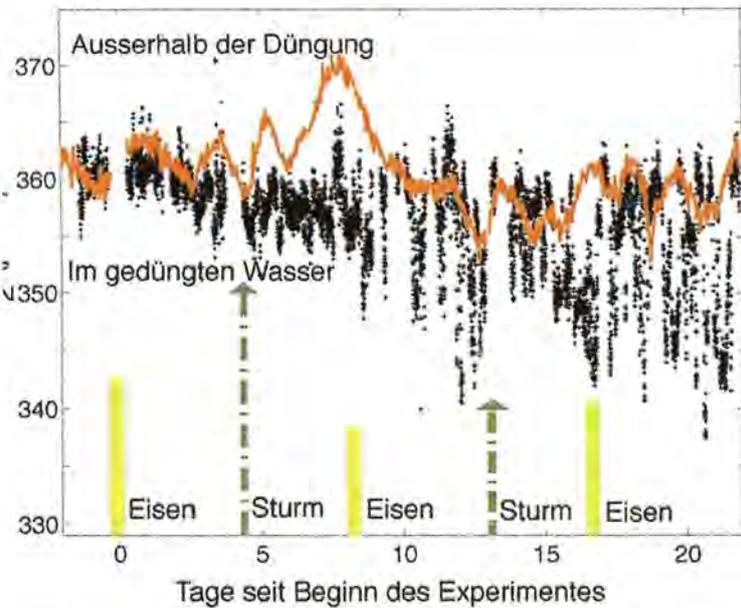


Abb. 5: Kontinuierliche Messung des CO_2 -Partialdrucks im Oberflächenwasser (schwarz) sowie in der darüber liegenden Atmosphäre (rot) im Untersuchungsgebiet. Die ausgeprägten Schwankungen im CO_2 -Gehalt des Oberflächenwassers erklären sich aus der Tatsache, dass „POLARSTERN“ im Verlauf des Experimentes fortwährend zwischen dem gedüngten Flecken und dem Umgebungsgebiet hin und her pendelte. Sinkende CO_2 -Werte innerhalb des gedüngten Fleckens (unterer Rand der Schwankungsbreite) zeigen eine vermehrte CO_2 -Zehrung nach Eisenzugabe an. Demgegenüber blieben die Werte außerhalb des Flecks nahezu konstant (oberer Rand). Grüne Balken zeigen die Zeitpunkte der Eisenzugabe an. Die zunehmende CO_2 -Zehrung innerhalb des Düngungsgebietes wurde durch heftige Stürme (gestrichelte Pfeile) wiederholt unterbrochen, trat aber im Anschluss daran schnell wieder ein (Unveröffentlichte Daten von D. Bakker und A. Watson)

hätte das Eisen zunächst alle Gruppen etwa gleichmäßig gestärkt. Die anfängliche Planktondiversität im Wirbel war außergewöhnlich hoch, weil das Wasser sich von der Polarfront im Süden abgelöst hatte und große Kieselalgenarten sowie Kolonien der Schaumalge *Phaeocystis* (Abb. 6d), die für antarktische Gewässer typisch sind, mit sich nach Norden trug. Hinzu kamen subantarktische Gruppen wie Dinoflagellaten, Coccolithophoriden (Kalkalgen) sowie winzige Cyanobakterien (Blualgen), die mit wärmerem, leichterem Oberflächenwasser aus dem Norden eingetragen und eingemischt wurden.

Die kleinsten chlorophyllhaltigen Zellen in unserer Blüte gehörten zu den Cyanobakterien und sind ein Tausendstel Millimeter im Durchmesser groß, während die längste Art eine stabförmige Kieselalge von 2 mm Länge ist. Dieser tausendfache Größenunterschied entspricht dem zwischen Moosen und Bäumen. Wachstumsraten, ökologische Präferenzen und Lebenszyklen dieser Planktonarten unterscheiden sich beträchtlich. Da das Schicksal des von der gedüngten Gemeinschaft erzeugten organischen Kohlenstoffs davon abhängt, welche Gruppe und Größenklasse die meiste Biomasse aufbaut, haben wir die Verschiebungen in der Zusammensetzung der Gemeinschaft eingehend verfolgt. Aufgrund physikali-

scher Gesetzmäßigkeiten müssten die kleinsten Zellen die höchsten Wachstumsgeschwindigkeiten aufweisen. Aber sie werden von einer großen Vielfalt von Einzellern (Protozoen) gefressen, die nur etwas größer als ihre Futterorganismen sind. Bei ausreichendem Futterangebot können Protozoen sogar schneller wachsen als die Algen, die von der Lichtzufuhr abhängig sind. Das größere Zooplankton weist sehr unterschiedliche Wachstumsraten auf. Während die Krebstiere (Copepoden und Krill) sich über Eier und Larven fortpflanzen und Monate bis Jahre für ihre Lebenszyklen benötigen, können sich die einige Zentimeter großen, aber wasserreichen Salpen durch Knospung vermehren und unmittelbar auf ein erhöhtes Nahrungsangebot reagieren. Beide Gruppen, die mit Netzen und Echolot erfasst wurden, waren in erheblicher Anzahl vertreten. Die Daten zeigen, dass im Fleck mehr kleine Larvenstadien dieser Krebse existierten als außerhalb. Diese Zooplankter führen vertikale Wanderungen während der Dämmerungen durch. Abends steigen sie auf, um in der oberflächennahen Schicht während der Nacht zu fressen; morgens tauchen sie ab, um den sich visuell orientierenden Fressfeinden zu entgehen.

Der Zirkumpolarstrom ist für seine großen Kieselalgen bekannt, deren Schalen im darunter liegenden Sediment in solchen Mengen akkumulieren, dass diese Region als die größte Senke für Silizium im Weltmeer gilt. Zu Anfang unseres Experiments wuchsen mehrere Kieselalgenarten heran, aber während der dritten Woche übernahm eine Art der kosmopolitischen Gattung *Pseudonitzschia* die Führung (Abb. 6a). Ihre Zellen sind nadelförmig und an den Spitzen miteinander zu langen Ketten verklebt. Als wir das Untersuchungsgebiet verließen, bestanden die Ketten aus mehr als 50 Zellen und hatten somit Millimeterlänge erreicht. Diese Gattung ist im Zirkumpolarstrom sehr häufig, wie auch die andere dominante Art: *Fragilariopsis kerguelensis* (Abb. 6b), die ebenfalls mit ihrem Wachstumsschub in der dritten Woche begann. Sie fällt durch ihre sehr dicken Schalen auf, besonders im Vergleich mit der zierlichen *Pseudonitzschia*. *Fragilariopsis*-Zellen sind elliptisch und mit ihren gesamten Flächen aneinander zu Ketten verklebt, die wie Patronengürtel aussehen. Am Anfang waren die Ketten kurz, aber zum Schluss tauchten Ketten mit mehr als 150 Zellen auf. *Fragilariopsis*-Schalen sind im darunter liegenden Sediment besonders häufig. Die dritte dominante Art (*Corethron*, Abb. 6c), die sich wie die vorigen Arten auch in den Eisbergblüten massenhaft vermehrt hatte, sieht ganz anders aus. Die Zellen sind groß und mit Kränzen aus langen Stacheln an beiden Enden versehen, die wie die Rippen eines Regenschirms aussehen. Die langen Stachel sind dicht mit spitzen Widerhaken besetzt. Die Zellen erscheinen sehr gut geschützt – wie Kakteen. Viele andere Algenarten trugen in kleinerer Anzahl zu der Blüte bei.

Leider war die Fahrt zu kurz, um das Schicksal der Blüte ausreichend zu verfolgen. Eine empfindliche Methode, die natürliche radioaktive Isotope verwendet, um das Aussinken von Partikeln aus der Deckschicht in die Tiefe des Ozeans abzuschätzen, zeigte nur geringfügige Unterschiede zwischen den Verhältnissen innerhalb und außerhalb der gedüngten Fläche. Dies war keine Überraschung, denn wachsende Blüten sinken erfahrungsgemäß nicht. Erst am Ende der Blüte, wenn die Nährstoffe zu Ende gehen, verkleben Algenketten miteinander

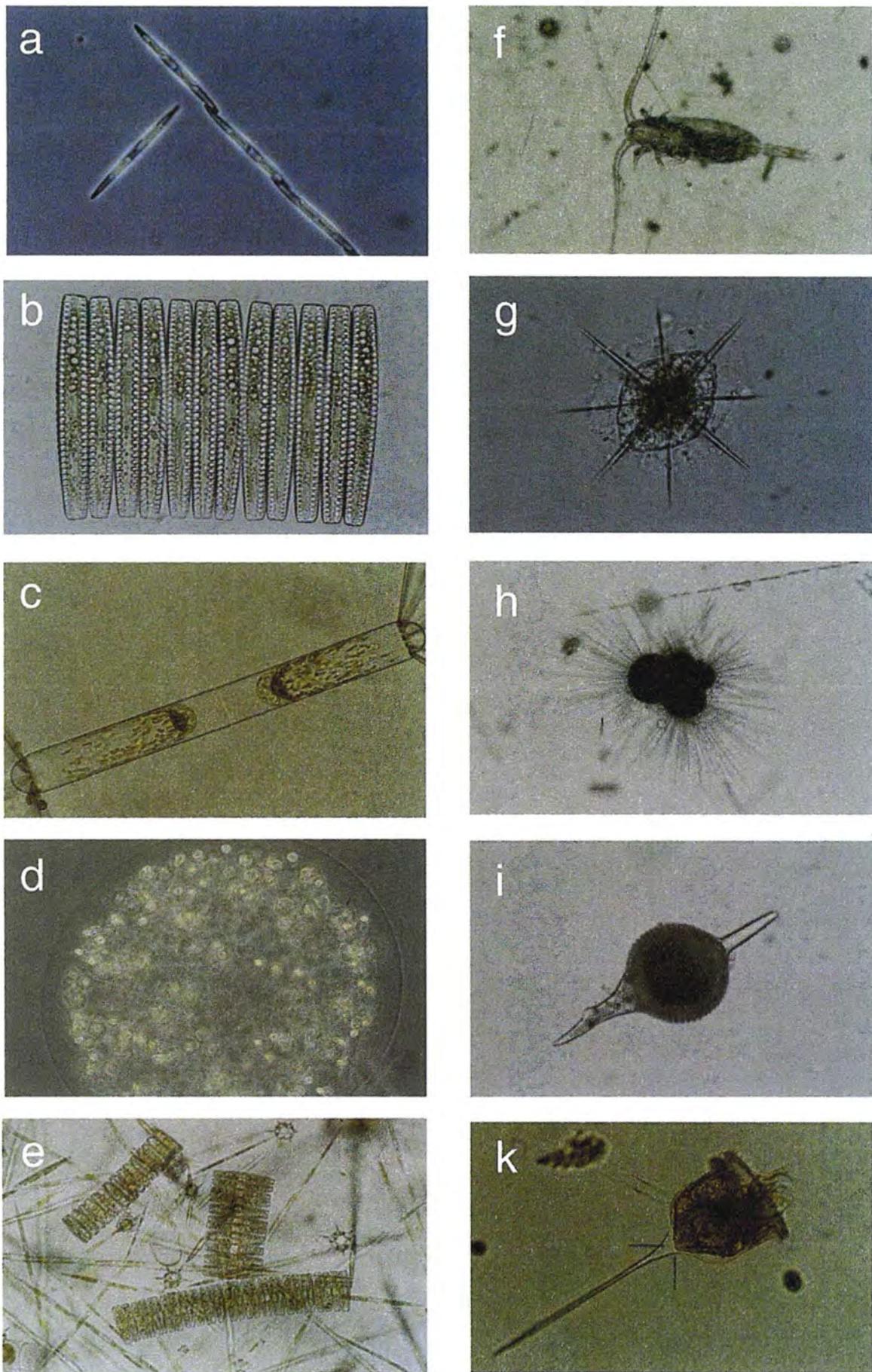


Abb. 6: Lichtmikroskopische Aufnahme der dominanten Phyto- (a-e) und Zooplanktonarten (f-k) im Düngungsgebiet: a-c: Kieselalgen; a: *Pseudonitzschia turgidula*; b: *Fragilariopsis kerguelensis*; c: *Corethron pennatum*; d: Schaumalge *Phaeocystis* sp.; e: gemischte Probe, u.a. bestehend aus *F. kerguelensis*, *P. lineola*, *P. turgidula* und *Dictyocha speculum*; f: Ruderfußkrebs *Ctenocalanus citer*; g: *Acantharie* *Gigartacon muelleri*; h: Kammerling *Globigerina bulloides*; i: Radiolarie *Protocystis swirei*; k: Tintinnide *Cymatocyclis calyciformis* (Aufnahmen von P. Assmy, J. Henjes und U. Freier)

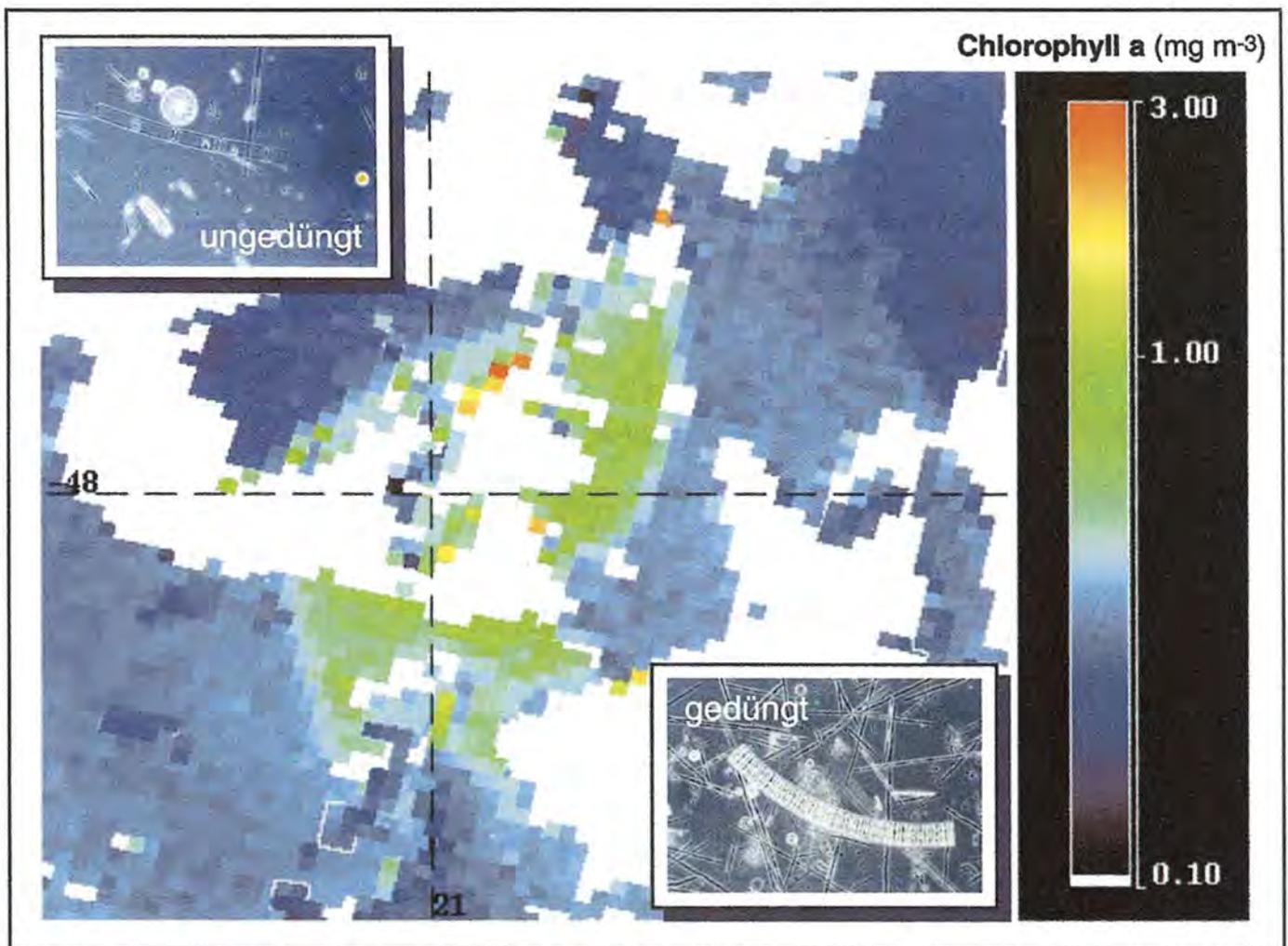


Abb. 7: Satellitenaufnahme der Chlorophyll-a-Konzentration im Untersuchungsgebiet 17–21 Tage nach der ersten Eisenzugabe (Aufnahme zusammengesetzt aus den Satellitenaufzeichnungen mehrerer Tage, weiße Flächen kennzeichnen Wolkenbedeckung). Der gedüngte Fleck, dessen Durchmesser sich mittlerweile auf 30 km ausgedehnt hat, hebt sich durch erhöhte Chlorophyllwerte deutlich vom Umgebungsgebiet ab. Mikrophotographische Aufnahmen zeigen die Planktongemeinschaften außerhalb (links oben) und innerhalb (rechts unten) des gedüngten Flecks (P. Assmy und A. Davidov)

und bilden Flocken, die wie Schnee herabsinken und große Tiefen und sogar den Boden in mehreren tausend Metern Tiefe erreichen können. Dieser Vorgang ist oft im Nordatlantik beobachtet worden.

Wir mussten unseren Wirbel verlassen, gerade als die Blüte sich noch kräftig entwickelte. Da Algen Eisenvorräte anlegen können, besteht kein Zweifel, dass noch viel mehr Algenbiomasse in den darauf folgenden Wochen aufgrund der Düngung aufgebaut wurde. Ob sie abgesunken ist, wissen wir nicht. Die neuseeländische Blüte, an der *Fragilariopsis* großen Anteil hatte, blieb, wie Satellitenaufnahmen zeigten, über einen Monat an der Oberfläche. Leider war unser Wirbel jedesmal durch Wolken bedeckt, wenn der Satellit, der die Ozeanfärbung misst, über den Fleck flog. Die Bilder, die wir an dünn bewölkten Tagen erhielten, zeigten Ausschnitte der Blüte, die durch die Wolken hindurch schimmerte (Abb. 7). Leider blieb die Wolkendecke auch in den Wochen und Monaten nach EisenEx meist geschlossen.

Obwohl die endgültige Größe und das Schicksal der gedüngten Blüte nicht bestimmt werden konnten, war EisenEx sehr erfolgreich. Wir konnten zeigen, dass das Planktonwachstum im Antarktischen Zirkumpolarstrom schon im Frühjahr durch Eisenmangel begrenzt ist und

dass die Zugabe dieses Elements zu einer Vervielfachung der Biomasse innerhalb von drei Wochen führen kann – trotz des hohen Fraßdrucks und der schlechten Lichtbedingungen, die für das Südfrühjahr charakteristisch sind. Wir haben ferner vorgeführt, dass auch im sturmreichen und durch schnelle sowie wechselhafte Strömungen gekennzeichneten Zirkumpolarstrom ein Eisendüngungsexperiment möglich ist und die wachsende Blüte über einen längeren Zeitraum verfolgt werden kann.

Weitere Fragen

EisenEx hat uns vor Augen geführt, wie wenig wir eigentlich vom Leben im Ozean verstehen. So wissen wir nicht, warum die langen Nadeln der *Pseudo-nitzschia* am schnellsten heranwuchsen, aber von den gepanzerten Ketten von *Fragilariopsis* und den stacheligen Zellen von *Corethron* mengenmäßig schließlich überholt wurden. Und was ist danach passiert? Hat es Kohlenstoff auf den Meeresboden geregnet oder nur leere Kieselalgeschalen mit wenig organischer Substanz? Und was geschah, als das gelöste Silizium – der Stoff, aus dem die Kieselalgeschalen sind – ausging? Sind dann die Kalkalgen zum Zuge gekommen oder die Schaumalgen? Blüten beider

Algengruppen kommen regelmäßig in der Nordsee vor und auch am Rande der Antarktis. Kalkalgen haben aber eine gänzlich andere Wirkung auf den Kohlenstoffhaushalt als Kieselalgen. Paradoxe Weise vermindert die Fällung von Kalk im Ozean dessen Fähigkeit, Kohlendioxid von der Atmosphäre aufzunehmen, denn für jedes Molekül Kalk, das gefällt wird, wird ein Molekül Kohlendioxid „freigesetzt“, welches über das Wasser in die Atmosphäre gelangt. Dort, wo die Kalkalgen blühen und es nur Kalkschalen regnet, wird der Ozean zur Kohlendioxidquelle. Damit wäre die Eisendüngung von Kalkalgen kontraproduktiv im Sinne der Senkung des CO_2 -Gehalts der Atmosphäre. Die Wirkung der Schaumalgen auf die Kohlenstoffpumpe ist nicht geklärt. Absinkereignisse im Anschluss an Blüten sind beobachtet worden, aber in der Nordsee bleiben die Algenreste im Oberflächenwasser und werden gelegentlich von Wellen zu meterhohen, steifen Schaumstreifen (daher der Name) geschlagen, die dann im Frühsommer den Nordseestrand säumen.

Kalk- und Schaumalgen erzeugen erhebliche Mengen eines schwefelhaltigen Moleküls (DMSP), dessen Funktion in der Zelle noch nicht geklärt ist (s. Beitrag Kirst). Beim Absterben der Algen zerfällt DMSP in Dimethylsulfid (DMS), das als Gas in die Atmosphäre entweicht und dort zu wasseranziehender Schwefelsäure oxidiert wird. Es wird vermutet, dass diese als Kondensationskeime wirken und zur Bildung von Wolken mit sehr kleinen Tröpfchen führen. Die kleineren Tröpfchen schwefelreicher Wolken lassen diese heller erscheinen als „normale“ Wolken. So werden mehr Sonnenstrahlen in den Weltraum reflektiert, und die Erdoberfläche wird um einen entsprechenden Betrag kühler. Ob diese Algen unmittelbar klimawirksam sind, ist noch zu klären. Ihr Wirken auf geologischen Zeitskalen ist unumstritten: Ihre Blüten, die regelmäßig im Frühsommer im Nordatlantik und in der Nordsee auftreten, tragen erheblich zur Versäuerung des Regens und somit zur Verwitterung von Gestein bei. Im spätsommerlich gedüngten Fleck südlich von Neuseeland wurde sehr viel mehr DMSP gebildet als im EisenEx-Fleck. Wieviel DMS an die Atmosphäre abgegeben wurde, ist wegen der Kürze des Experiments ebenso wenig bekannt wie die spätere Artenzusammensetzung im algenreichen Fleck, der vier Wochen nach dem Experiment vom Satelliten gesichtet wurde.

Hat die Algenvermehrung zu einer entsprechenden Vermehrung des algenfressenden Zooplankton geführt, und in welche Nahrungskette sind die Tierchen eingespeist worden? Im Südpolarmeer sind die häufigsten Fische die wenige Zentimeter großen, großäugigen, lichtscheuen Leuchtsardinen, die das Aussehen von grotesken Tiefseefischen haben, aber nachts nahe der Oberfläche Zooplankton fressen. Ist eine Vermehrung ihrer Bestände bei fortgesetzter Eisenzufuhr zu erwarten? Im sehr produktiven Arabischen Meer zum Beispiel sind derart hohe Dichten dieser Fische entdeckt worden, dass ihre Befischung erwogen wird. Andererseits: Wenn größere Mengen organischer Substanz herabgesunken sind, welche Organismengruppen haben in der Tiefe von diesem Leben spendenden Futterregen profitiert?

Modellberechnungen zeigen, dass bei langfristiger Düngung der Sauerstoffgehalt in mittleren Wasserschichten des AZS stark abnehmen kann, was zu einer Änderung der Chemie des Wassers führt: Im sauerstofffreien Wasser ist Eisen leicht löslich. Dieser Zustand herrscht im

Arabischen Meer, das eine bedeutende Senke für CO_2 darstellt. War der Antarktische Wasserring in den Eiszeiten ähnlich dem heutigen Arabischen Meer, dessen Staubzufuhr auch heute aus den umgebenden Wüsten gesichert ist? Noch können wir nur Vermutungen anstellen. Der Ozean birgt noch viele Überraschungen, die durch Experimente wie EisenEx genauer studiert werden können. Bisher waren die Biologische und auch die Physikalische Ozeanographie eine beobachtende Wissenschaft, die aus Zustandsbeschreibungen die entscheidenden Prozesse ableitete. Mit der Umwandlung in eine experimentelle Wissenschaft bricht eine neue Ära in der Meeresforschung an: Endlich können Hypothesen getestet und Prognosen auf fundierter Basis erstellt werden.

Manipulation im Ozean

Eile ist geboten, denn einige Firmen in den USA entwickeln zur Zeit Pläne, um den Südozean mit Eisen großräumig zu düngen und damit zur Lösung des menschengemachten Treibhausproblems beizutragen. Der finanzielle Anreiz liegt in dem im Kyoto-Protokoll vorgesehenen Zertifikathandel für die CO_2 -Entsorgung: Man rechnet mit etwa 2 US \$ pro Tonne entsorgtem CO_2 . Da der AZS das Potenzial birgt, einige hundert Millionen Tonnen CO_2 aufzunehmen, ist es kein Wunder, dass sich diese Firmen weitläufige Patente zur Eisendüngung bereits gesichert haben. Dazu gehören treibende Kugeln, die über Monate hinweg nach und nach Eisen in das Oberflächenwasser abgeben. Zwar ruht das Kyoto-Protokoll, die Firmen rechnen aber damit, dass es in nicht allzu ferner Zeit in neuer Form wiederbelebt wird. Schließlich hat sich der Zertifikathandel in den achtziger Jahren bewährt, um die Schwefelemissionen der US-Industrie einzudämmen, die für die Versäuerung der kanadischen Seen verantwortlich waren. Den Beweis für eine tatsächliche, von den USA zunächst abgestrittene Versäuerung der Seen brachten damals die Kieselalgen: Kanadische Forscher zeigten an Hand der Seesedimente, dass die ursprüngliche Flora zeitgleich mit der Zunahme der Schwefelemissionen durch Säure liebende Arten abgelöst wurde.

Zur Zeit verdichten sich die Indizien, dass der Erwärmungstrend der letzten Jahrzehnte auf die CO_2 -Zunahme in der Atmosphäre zurückzuführen ist. Wie oben schon erwähnt, waren die Kaltzeiten wesentlich trockener und staubiger als die Warmzeiten. So ist anzunehmen, dass eine weitere Erwärmung der Atmosphäre zu stärkerer Verdunstung über den Ozeanen und somit zu erhöhten Regenfällen auf den Kontinenten führen wird und – auf globaler Ebene – zu einer Zunahme der Pflanzendecke und damit zur weiteren Reduktion in der Staubzufuhr zum Ozean. Der Trend wird durch erfolgreiche Aufforstungsprogramme in Ländern wie Indien und China verstärkt. Die Verfechter der Eisendüngung weisen darauf hin, dass sich die eisenlimitierten Gebiete im Ozean ausdehnen werden, vermutlich zum Nachteil der Tierpopulationen bis hin zu den Walen.

Die Wissenschaftlergemeinschaft in den USA ist geteilter Meinung. Eine Fraktion hat sich in der Zeitschrift „Science“ vom 12. Okt. 2001 mit Nachdruck gegen den Zertifikathandel mit Eisendüngung ausgesprochen, während andere angesehene Wissenschaftler mit den Firmen zusammenarbeiten. Es ist klar, dass sich hier eine neue,

schwierige Problematik auftritt, die nicht nur wissenschaftliche, sondern auch rechtliche und nicht zuletzt ethische Fragen aufwirft. Denn wer entscheidet über eine Genehmigung zur Düngung des Südlichen Ozeans? Im gegenwärtigen Zeitgeist, der in Europa herrscht, erzeugt die Vorstellung einer großflächigen Manipulation der Ozeane spontanen Widerwillen. Setzt sich der Erwärmungstrend fort, ist mit einem Meinungsumschwung zu rechnen, spätestens dann, wenn sich die Proteststimmen in den am härtesten betroffenen Ländern des Subtropengürtels erheben.

Die Eisendüngungsproblematik muss dringend wissenschaftlich untersucht werden. Im Rahmen des neuen internationalen Programms SOLAS (Surface Ocean – Lower Atmosphere Study) werden z.Zt. Pläne entwickelt, um eine Serie von Eisendüngungsexperimenten mit mehreren Schiffen einschließlich FS „POLARSTERN“ durchzuführen. Die Experimente sollen in verschiedenen Wassermassen zu unterschiedlichen Jahreszeiten über längere Zeit erfolgen, um verlässliche Antworten auf die oben skizzierten grundsätzlichen Fragen zu erhalten. Das Alfred-Wegener-Institut nimmt eine führende Rolle bei dieser Planung ein.

System Erde

Eine Lehre hat die Forschung der letzten Jahre erbracht: Die Biosphäre des Planeten Erde funktioniert als zusammenhängendes System, das in der jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit zwischen zwei unterschiedlichen Zuständen – Warm- und Eiszeiten – oszilliert hat. Dass wir auf dem besten Wege sind, uns aus diesem Kreislauf heraus zu bewegen, ist wahrscheinlich. Es ist damit zu rechnen, dass ein wärmerer Ozean weniger produktiv sein wird. Allerdings lässt unser Kenntnisstand viel zu wünschen übrig.

Die bisherigen Vorstellungen von simplen Nahrungsketten, die von Kieselalgenblüten über die Krebstierchen des Zooplanktons bis hin zu den Fischen und Walen führen, sind durch viele neue Entdeckungen der letzten Jahre revidiert worden. Das sich häufende Wissen lässt sich aber noch nicht zu einem kohärenten Bild der Wechselwirkungen im Plankton zusammenfügen. Pelagische Ökosysteme sind mit unseren Messmethoden leicht zu quantifizieren, aber die neuen Erkenntnisse zeigen, dass sie schwer zu verstehen sind.

Es fällt uns leichter, die Funktionsweise von terrestrischen Ökosystemen zu verstehen, weil sie für unsere Sinnesorgane unmittelbar wahrnehmbar sind. Andererseits sind sie wegen ihrer räumlichen Heterogenität schwer zu quantifizieren. Um das Plankton zu erfassen, sind wir dagegen auf Instrumente angewiesen, deren Ergebnisse gedeutet werden müssen. Die neuen Erkenntnisse zeigen, dass das Plankton grundsätzlich anders funktioniert und anderen evolutionären Trends gefolgt ist als die Landlebewesen. Langfristige Düngungsexperimente werden weitere Überraschungen mit sich bringen, die zur Entwicklung und Festigung einer neuen Vorstellung von der Funktionsweise pelagischer Systeme führen werden. Erst mit diesem Wissen als Grundlage können wir es wagen, an neue Formen der Nutzung der Ozeane zu denken. In diesem Punkt zumindest ist sich die Forschergemeinde einig.

Literatur

- Boyd, P. W. und 54 Ko-Autoren (2000), A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization. *Nature* 407, 695–702.
- Chisholm, S. W., Falkowski, P. G., Cullen, J. J. (2001), Dis-crediting ocean fertilization. *Science* 294, 509–510.
- Falkowski, P. G., Barber, R. T., Smetacek, V. (1998), Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* 281, 200–206.
- Falkowski, P. G., Scholes, R. J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Gruber, N., Hibbard, K., Höglberg, P., Linder, S., Mackenzie, F. T., Moore III, B., Pedersen, T., Rosenthal, Y., Seitzinger, S., Smetacek, V., Steffen, W. (2000), The Global Carbon Cycle: A test of our knowledge of earth as a system. *Science* 290: 291–296.
- Smetacek, V. (2001), A watery arms race. *Nature*, 411: 745.
- Watson, A. J., Bakker, D. C. E., Ridgwell, A. J., Boyd, P. W. & Law, C. S. (2000), Effect of iron supply on Southern Ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂. *Nature* 407, 730–733.

Meereis – ein neu entdeckter Lebensraum

1. Die Polarmeere

Warum interessiert uns das Meereis in den Polargebieten so sehr, dass wir in diesen unwirtlichen Regionen intensive Meereis-Forschung seit nun fast 20 Jahren betreiben? Die Ökologie der riesigen Polarmeere ist ohne die Berücksichtigung des Meereises nicht zu verstehen.

Tab. 1: *Eisausdehnung, -alter und -dicke in den Polargebieten*

	Eisausdehnung (10 ⁶ km ²)		Alter (hauptsäch- lich)	mittlere Eisdicke in Metern
	Sommer	Winter		
Antarktis	4	20	einjährig	0,5 – 1,5
Arktis	7	14	mehrfährig	2,5 – 4,0

Die Ausdehnung des Meereises (Tab. 1) unterliegt besonders im Südpolarmeer großen saisonalen Schwankungen: 50 % des Südpolarmees sind am Ende des Winters mit Eis bedeckt, im Herbst sind es dagegen nur etwa 10 %. Die winterliche Eisdecke des Südpolarmees entspricht dem Vierzigfachen der Fläche der Nordsee.

Die wechselnde Eisbedeckung ist ein wichtiger Faktor im regionalen aber auch globalen Klimageschehen. Eine Eisdecke hat eine hohe Albedo: 50 bis 85 % der Sonneneinstrahlung werden von der Oberfläche zurückgestreut (im Vergleich: nur etwa 10 % im eisfreien Ozean). Dementsprechend schränkt die Meereisdecke eine Aufheizung des Polarmees durch die Sonne ein, andererseits reduziert sie als ein Deckel die Wärmeabgabe aus dem Ozean an die kalte Atmosphäre (s. Beitrag Lemke). Lange Zeit wurde das Meereis als lebensfeindlich angesehen, obwohl schon 1841 der deutsche Zoologe Ehrenberg Kieselalgen (Diatomeen) im arktischen Eis gefunden hatte. Die Bedeutung des Meereises für die Biologie der Polarmeere ist aber erst in den letzten zwei Jahrzehnten offensichtlich geworden. Das Leben in, unter und auf dem Meereis wurde zu einem zentralen Thema innerhalb der biologischen Forschung am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven.

2. Bildung und Wachstum des Meereises

Durch die im Meerwasser gelösten Salze gefriert Meerwasser erst bei Temperaturen unterhalb von $-1,8^{\circ}\text{C}$. Kleine Süßwassereiskristalle entstehen, die sich, bedingt durch ihre geringe Dichte, an der Wasseroberfläche sammeln. Bei unruhigem Wetter bildet dieses sogenannte Körncheneis durch Wellenbewegung einen Eisbrei, der sich langsam verdichtet, größere, kompakte, tellerartige Eisplatten, das Pfannkucheneis, entstehen (Abb. 1). Wind und Wasserbewegung schieben die Eispannkuchen übereinander. Es entstehen große Eisschollen, die sich zu einer geschlossenen Eisdecke zusammenlagern. Die Eisdecke verringert die Einwirkung des Windes auf die Wasseroberfläche und dämpft die Wasserbewegungen.



Abb. 1: *Pfannkucheneis. (Photo Niehoff)*

Die Eisdecke wird langsam immer dicker, denn lange, nadelförmige, senkrecht ins Wasser ragende Eiskristalle, das Säuleneis, wachsen an der Schollenunterseite. Nahe am antarktischen Kontinent kann sich Wasser beim Unterströmen der Schelfeise stark abkühlen, und es bilden sich in größerer Tiefe Eisplättchen. Diese treiben auf und sammeln sich in einem lockereren, mehrere Meter mächtigen Eisbrei unter dem Meereis.

Beim Gefrieren des Meerwassers werden Salzionen und andere gelöste Stoffe nicht in das Eis eingeschlossen, sondern verbleiben in Salzlaugenkanälen. Je kälter es wird, desto höher ist der Salzgehalt in dem verdrängten Wasser. Durch ihre hohe Dichte sickert die Lauge teilweise aus dem Eis in das darunter liegende Wasser. Im Winter können die Kanäle in den oberen Schichten des Eises zufrieren, mit Beginn der Eisschmelze im Frühjahr weiten sich die Laugenkanäle zu größeren Taschen und Poren. Innerhalb des Meereises entsteht so ein vielfach miteinander verbundenes Netzwerk von mit Sole gefüllten Hohlräumen, die Bruchteile von Millimetern bis hin zu einigen Zentimetern Durchmesser haben (Abb. 2). Dieses Lakunensystem ist der Lebensraum spezialisierter Meereisorganismen.

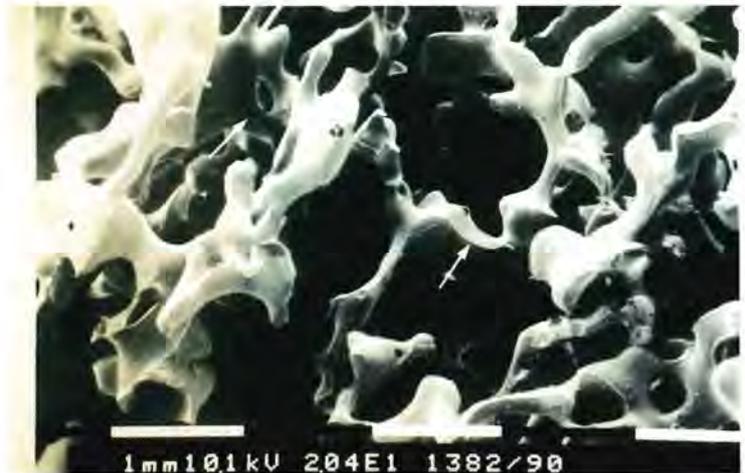


Abb. 2: *Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme eines mit Kunstharz ausgegossenen Salzlaugenkanalsystems im antarktischen Meereis. (Photo Weissenberger)*



Abb. 3: Das eisbrechende Forschungsschiff „POLARSTERN“. (Photo Schiel)

3. Lebensbedingungen im Meereis

Die mit Sole gefüllten Poren und Kanäle im Eis sind extreme Lebensräume. Im Winter können die Temperaturen in den Kanälchen der oberen Eisschichten bis auf -15°C absinken und die Salzgehalte über 100 PSU (PSU = practical salinity units, entspricht der Promille-Skala) ansteigen. Die niedrigen Temperaturen und hohen Salzgehalte erfordern von den Meereisorganismen spezielle Anpassungen. Ein weiterer wichtiger Umweltfaktor ist das Lichtregime im Eis. In den oberen 25 cm des Eises nimmt die Lichtmenge um etwa 90 % ab. Schnee verstärkt diese Abnahme, denn bei einer Schneeeauflage von etwa 20 cm werden zwischen 80 und 90 % des einstrahlenden Lichtes bereits an der Schneeoberfläche reflektiert.

Das Hohlraumssystem innerhalb der Eisschollen bietet aber auch wesentliche Vorteile gegenüber dem Leben in der Wassersäule. Das Lichtangebot innerhalb des Eises, obwohl sehr niedrig, ist dennoch höher und stabiler als in der darunter liegenden Wassersäule, wo die Algenzellen leicht in extrem lichtarme Tiefenzonen geraten. Damit können sich im Eis hohe Algenbiomassen bilden. Tiere finden so im Eis Nahrung auf engem Raum und außerdem in den Kanälen und Poren Schutz vor größeren Fressfeinden.



Abb. 4: Arbeiten auf dem Meereis. (Photo Schiel)

4. Forschung

Arbeiten im Meereis erfordern einen hohen logistischen Aufwand. Von Forschungsstationen aus lässt sich zwar unmittelbar das küstennahe Eis untersuchen, das küstenferne ist aber nur mit Eisbrechern und Hubschraubern zu erreichen. Mit der Indienststellung des Forschungseisbrechers „POLARSTERN“ 1982 (Abb. 3) begannen intensive systematische Untersuchungen zur Physik, Chemie und Biologie des Meereises in beiden Polargebieten (s. Beitrag Hempel).

Für die Untersuchungen der Eiskristallstruktur und der chemischen und biologischen Zusammensetzung des Eises werden Eiskerne mit Hilfe von Hohlbohrern gewonnen (Abb. 4) und die Lichtintensität in und unter dem Eis gemessen. Die Temperaturverteilung innerhalb des Eiskernes wird mit einer nadelförmigen Sonde erfasst. Anschließend werden die Kerne in kleine Abschnitte zersägt, in Plastikdosen verpackt und zur weiteren Bearbeitung tiefgefroren. Für die Analyse der Feinstruktur werden vertikale Dünnschnitte von etwa 0,5 mm Dicke im Kaltlabor bei -30°C angefertigt. Unter einem Polarisationsmikroskop erscheinen die unterschiedlichen Interferenzfarben der Eiskristalle und damit der Aufbau des Eises aus Plättchen und Säulen (Abb. 5). Für die Untersuchungen der Lebensgemeinschaften müssen



Abb. 5: Dünnschnitt eines antarktischen Meereiskernes im polarisierten Licht. Der obere Teil besteht aus Körncheneis, darunter schließt sich Säuleneis an. (Photo Eicken)



Abb. 6: Von Algen braun gefärbtes Meereis in der Antarktis. (Photo Dieckmann)

die Kerne aufgetaut werden. Um einen osmotischen Schock der fragilen Eisorganismen zu vermeiden, geschieht dies in großen Mengen von filtriertem Seewasser. So wird die Reduzierung des Salzgehaltes durch das Schmelzen des ausgesüßten Eises abgeschwächt.

5. Die Bewohner des Meereises

Das Meereis der Polargebiete wird von vielen Organismen des freien Wassers und des Meeresbodens besiedelt. Allerdings ist die Artenvielfalt besonders der im Meereis lebenden Tiere – bedingt durch die extremen Lebensbedingungen (niedrige Temperaturen, hohe Salzgehalte, kleine Dimensionen) im Laugenkanalsystem – sehr viel geringer als in der Wassersäule oder am Boden, und nur wenige Arten dominieren. Einige verbringen ihren ganzen Lebenszyklus im oder dicht unter dem Eis und vermehren sich auch dort (autochthone Eisorganismen) oder aber sie kommen dort nur zeitweise vor (allochthone Eisorganismen).

Kieselalgen (Diatomeen) stellen die artenreichste und häufigste Gruppe im Meereis dar, allen voran stäbchenförmige (pennate) Arten. Pro Liter können sie in dicht besiedelten Eisabschnitten mit bis zu mehreren hundert Millionen Zellen vorkommen und eine pflanzlichen Biomasse bis zu 2 mg Chlorophyll *a* aufbauen. Dies ist eine etwa 1000-fache Anreicherung gegenüber dem darunter liegenden Wasser. Besonders an der Eisunterseite ist ihre Konzentration stellenweise so hoch, dass das Eis braun gefärbt ist (Abb. 6).

Andere autotrophe Meereisbewohner sind die Geißelalgen (Flagellaten und Dinoflagellaten). Zusammen mit den Diatomeen, Bakterien und niedrigen Pilzen stellen sie die Nahrungsgrundlage für eine Reihe von tierischen Meereisorganismen. Dominante Gruppen sind hier Einzeller wie heterotrophe Dinoflagellaten, Wimpertierchen (Ciliaten) und Kammerlinge (Foraminiferen), aber auch größere mehrzellige Tiere wie Ruderfußkrebse (Copepoden), Strudelwürmer (Turbellarien), Fadenwürmer (Nematoden) und Rädertierchen (Rotatorien). Die letzte Gruppe wurde bis jetzt nur im Nordpolar-Eis gefunden. Wie die Organismen in das Meereis gelangen, ist noch nicht vollständig geklärt. Diatomeen, Flagellaten und Protozoen können schon bei der Entstehung des Eises an

die Eiskristalle angeheftet und im Eisbrei inkorporiert werden. Bei turbulentem Wasser ist die Anreicherung an die Eiskristalle um so stärker. Auch kann die wellenbedingte Wasserströmung Planktonorganismen in den Eisbrei hineinpumpen. Größere Tiere scheinen aktiv ins Meereis zu wandern.

Das Vorkommen und die Verteilung der Meereisorganismen ist sehr fleckenhaft und schwankt erheblich von Scholle zu Scholle aber auch innerhalb einer Scholle, sei es wegen Unterschieden in der Eisstruktur oder im Salzgehalt des Hohlraumsystems. Die Bewohner sind hervorragend an ein Leben im Eis angepasst, zeigen aber Unterschiede in ihrem Toleranzbereich gegenüber dem Salzgehalt.

Als besonders widerstandsfähig erwiesen sich Diatomeen. 20 Tage Hälterung in einer Salzlake von 150 PSU beeinträchtigte sie nicht: Sofort nach der Rückführung in Meerwasser mit 34 PSU setzte die Zellteilung wieder ein.

Wie die Organismen in der Lage sind, ihr osmotisches Potenzial zu erhöhen, um diese hoch konzentrierte Salzlösung zu überleben, und welche zellulären Vorgänge dafür verantwortlich sind, ist noch unbekannt. Unter anderem können Glycerin, Prolin (Aminosäuren) sowie anorganische Ionen den Verlust von Zellflüssigkeit und die Eisbildung in der Zelle verhindern.

Ein Ausbreitungshindernis in der Verbreitung stellt für die Meereistiere der Durchmesser der Laugenkanäle dar. Turbellarien (Strudelwürmer) können allerdings ihre Körperdimensionen abhängig vom Salzgehalt verändern: Mit zunehmendem Salzgehalt verringert sich ihr ursprünglicher Durchmesser um bis zu 70 %. Diese Tiere sind so in der Lage, auch in sehr schmale Eisgänge vorzudringen.

Sehr häufig ist der Großteil der Organismen in den unteren Eisschichten zu finden (Abb. 7a). Dort ist zwar das Lichtangebot für die Algen niedriger im Vergleich zur Eisoberfläche, und Fressfeinde, die dicht unter dem Eis leben, haben einen leichteren Zugriff, aber Temperatur und Salzgehalt werden durch das nahe Meerwasser in einem erträglichen Maß gehalten. Außerdem sind durch die höhere Temperatur die Kanäle breiter und erlauben daher eine Besiedlung durch größere Tiere. Im Spätsommer, wenn das Eis meist porös und brüchig ist, kommen

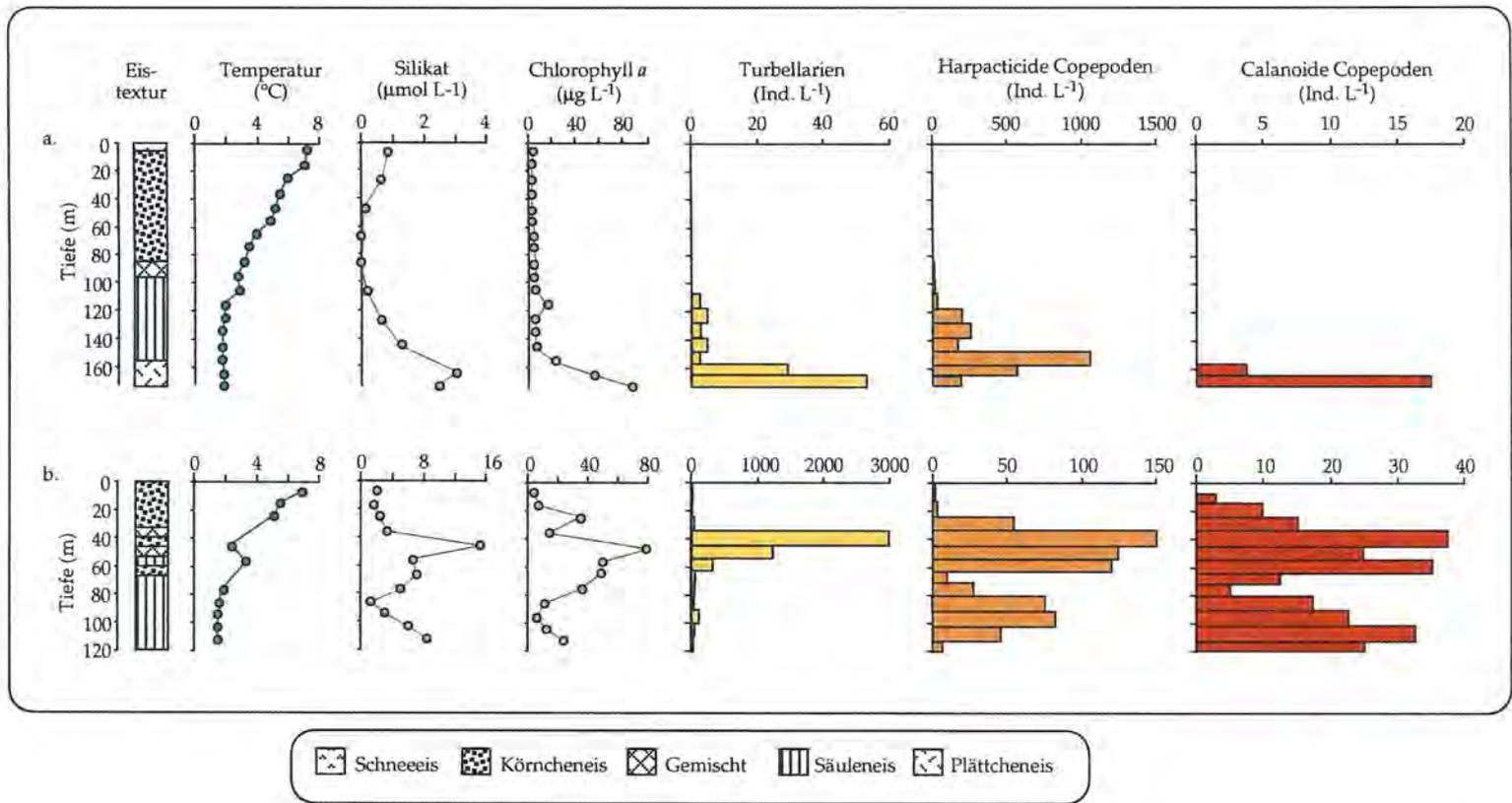


Abb. 7: Verteilung von Temperatur, Silikat, Algenbiomasse (in Chlorophyll a $\mu\text{g L}^{-1}$), Turbellarien, harpacticiden und calanoiden Copepoden in antarktischen Eiskernen. Eiskern (a) bestand zum größten Teil aus Körncheneis mit einer Plättcheneisschicht darunter; Körncheneis bildeten auch die oberen 40 cm des Eiskerns (b), Säuleneis dagegen die unteren 50 cm. Dazwischen liegt eine Mischung aus beiden Eistypen, die einen erhöhten Silikatgehalt aufweisen. Dies deutet auf eine Zufuhr von Meerwasser hin.

die Eisbewohner vermehrt auch in den mittleren und oberen Schichten des Eises vor (Abb. 7b).

In der Grenzschicht zwischen Meereis und Wasser leben an der zerklüfteten Eisunterseite auch größere Tiere wie die Leuchtgarnele *Euphausia superba* (antarktischer Krill), verschiedene Flohkrebs-Arten (Amphipoden) und Fische. Diese mit dem Meereis assoziierten Tiere haben spezielle und komplexe Anpassungen entwickelt, um in einem Biotop mit variierenden Salzgehalten und nahe am Gefrierpunkt zu leben. Sie sind in der Lage, den Gefrierpunkt ihrer Körperflüssigkeit herabzusetzen, um einer Eisbildung zu entgehen. Bei polaren Fischen konnte ein Gefrierschutz in Form von verschiedenen großmolekularen Glykoproteinen nachgewiesen werden.

6. Nahrung, Kinderstube und Schutz

Die großen Mengen von Algen im Eis dienen nicht nur den tierischen „Mitbewohnern“ des Kanalsystems als Nahrung, sondern auch Tieren des freien Wassers, die aktiv an die Unterseite des Eises schwimmen, um dort zu weiden. Sie finden zudem in den Höhlen und Spalten Schutz vor Räubern. Beispiele sind der antarktische Krill und mehrere Amphipoden-Arten. Diese dienen wiederum Fischen als Nahrung. So verbringt der arktische Polardorsch seine ersten beiden Lebensjahre direkt unter dem Meereis, das ihm Nahrung und Schutz bietet. Erst danach wandert er in größere Tiefen ab. Die Organismen des Meereises spielen somit eine bedeutende Rolle im Nahrungsgefüge eisbedeckter Ozeane, besonders während der dunklen Jahreszeit, wenn die Konzen-

trationen an Phyto- und Zooplankton in der Wassersäule äußerst gering sind.

Wenn im späten Frühjahr/Sommer die Temperaturen steigen, beginnt das Eis zu schmelzen, und die Eisdecke zerbricht in einzelne Schollen. Eine Vielzahl von Organismen wird während des Schmelzprozesses in die Wassersäule abgegeben. Dies ist besonders in der Antarktis von großer Bedeutung, da dort das Meereis in den meisten Gebieten nur einjährig ist. Eisalgen setzen im Wasser ihre Vermehrung fort und dienen als Saatpopulation für Massenvermehrungen an der Wasseroberfläche. Solche Phytoplanktonblüten bilden sich entlang der Meereisgrenze und locken Zooplankton, Krill, Fische, Pinguine, Seevögel, Wale und Robben an. Eisorganismen, die den Winter nicht überlebt haben, sinken nach der Schmelze in die Wassersäule und manchmal bis auf den Meeresgrund. Sie dienen planktischen und benthischen Tieren als Nahrung.

7. Meereis und Krill

Der Krill, eine bis 5 cm lange Leuchtgarnele, ist die wichtigste Nahrungsgrundlage antarktischer Warmblüter. Im Sommer durchstreifen große Krillschwärme die oberflächennahen Wasserschichten auf der Suche nach Algenblüten. Wenn sich Meereis bildet und die Nahrung in der Wassersäule knapp wird, kommt der erwachsene Krill hauptsächlich nahe dem Eisrand vor, Larven und Jungtiere dagegen unter dichtem Packeis vorwiegend an den Unterseiten von Presseisrücken. In der Eis/Wassergrenzschicht ernähren sie sich von Eisalgen. Der Jung-



Abb. 8: Krill unter dem Packeis des Weddell-Meer. (Photo Bergström)

krill ist nicht in der Lage, im Sommer genügend Reservestoffe aufzubauen und kann nur für kurze Zeit hungern. So sind die Eisalgen als Nahrungsquelle im Winter lebensnotwendig.

Im Gegensatz zu den Jungtieren haben erwachsene Tiere verschiedene Möglichkeiten, den Winter zu überdauern. Tief in der Packeiszone findet man sie vorwiegend im Spätwinter, wenn das Meereis zu schmelzen beginnt (Abb. 8). Sie weiden die Eisalgen vom Eis ab und ziehen Nutzen aus den großen Konzentrationen von Phytoplankton dicht unter dem Eis nach der Schmelze. Die adulten Tiere sind in der Lage, sich nicht nur filtrierend und weidend, sondern auch räuberisch zu ernähren. Sie fressen ein weites Spektrum von Partikeln von kleinen Flagellaten über Copepoden bis zu Artgenossen (Abb. 9). Auch können sie zum Meeresboden wandern und dort über Monate hungern, indem sie ihren Stoffwechsel drosseln. Dementsprechend sind die Adulten nicht in dem gleichen Ausmaß wie ihre Jugendstadien für das Überleben während der dunklen Jahreszeit von Eislagen abhängig. Eine ganzjährige Ernährung sowohl aus Eisrandblüten und Phytoplanktonblüten im offenen Ozean als auch aus Eisalgen scheint aber eine Voraussetzung für eine hohe Reproduktionsrate der Weibchen zu sein.

8. Welche Bedeutung hat Meereis für die polaren Ökosysteme?

Die saisonale Meereiszone ist ein ungewöhnlicher Lebensraum, geprägt vom saisonalen Wechsel zwischen Eisbedeckung und offenem Wasser. Eine Vielzahl an

Kleinstlebewesen wächst und vermehrt sich im Eis, größeres Zooplankton und Fische leben unmittelbar unter dem Eis. Diese Eislebensgemeinschaft trägt wesentlich zur Gesamtproduktivität der Polarmeere bei. Untersuchungen in der Antarktis haben gezeigt, dass der Anteil der Eisalgen an der Gesamtproduktion von Biomasse bis zu 30 % betragen kann. Viele polare Tiere ernähren sich direkt bzw. indirekt von der Eisgemeinschaft. So ist der Krill zumindest in seiner Jugend auf Eisalgen als Futter im Winter angewiesen, wie wiederum Fische, Pinguine, Seevögel, Robben und Wale auf den Krill.

Zwei klimatische Veränderungen beschäftigen die Meereis-Biologen in den letzten Jahren: die Erwärmung der Atmosphäre und die Zunahme der ultravioletten Strahlung, hervorgerufen durch den Ozonabbau in der Stratosphäre. Welche Folgen könnten diese Veränderungen für das Meereis und seine Bewohner haben? Am Beispiel des antarktischen Krills, dem Schlüsselorganismus der saisonalen Packeiszone, soll kurz darauf eingegangen werden.

Auf lange Sicht haben sicherlich die Erwärmung der Atmosphäre und folglich die Erhöhung der Oberflächen-Wassertemperatur und die Reduktion der Eisbedeckung einen Einfluss auf die Bestandsgröße des Krills. Lange, kalte Winter haben eine ausgedehnte Eisbedeckung zur Folge, diese wiederum hohe Konzentrationen von Eisalgen. So ist die verfügbare Nahrung für den Krill höher nach Wintern mit großer Ausdehnung und langer Dauer der Meereisbedeckung. Ein weiterer Grund für eine höhere Überlebensrate des Krills in Wintern mit großer

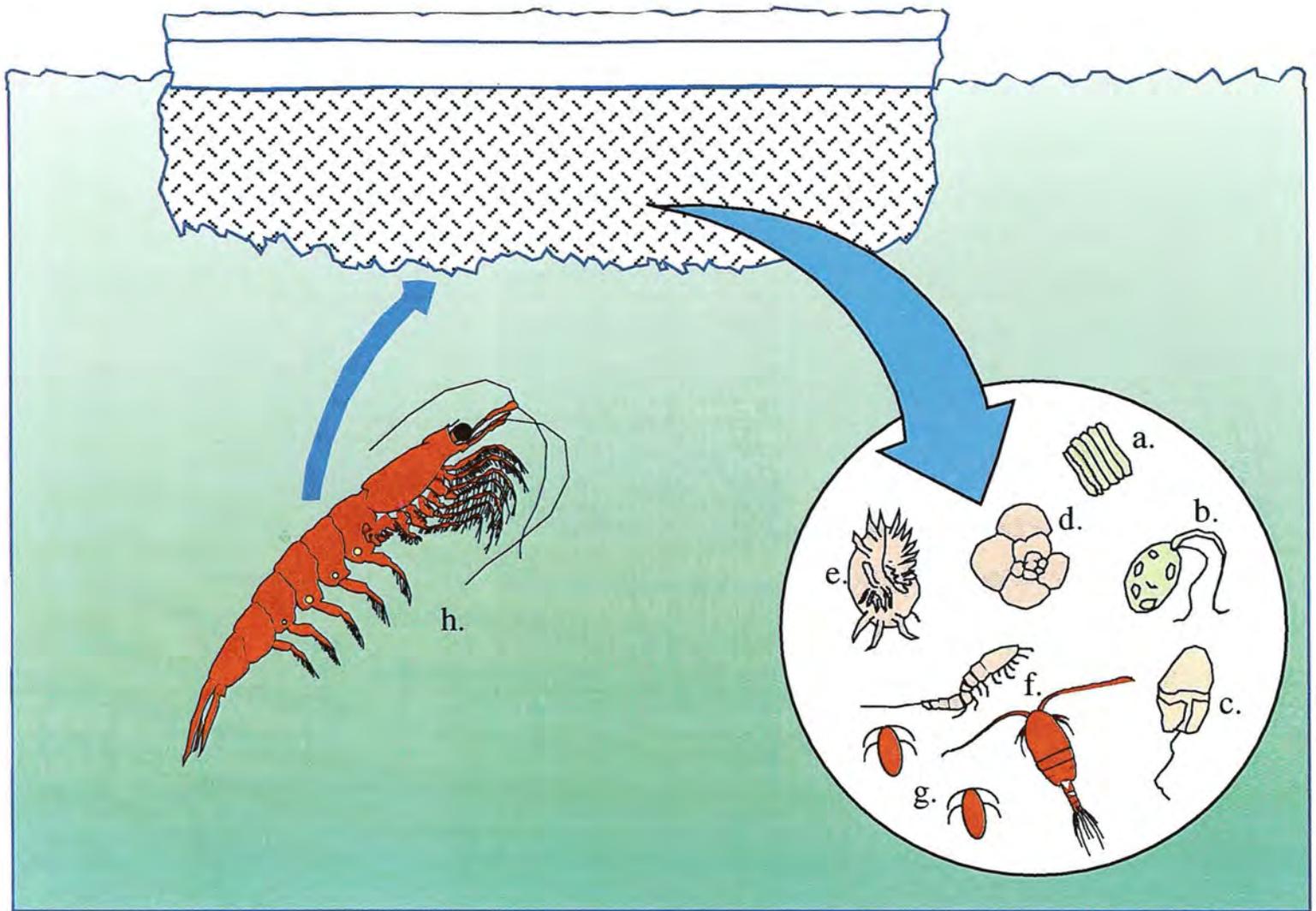


Abb. 9: Der antarktische Krill (h) und seine Nahrung im Meereis: a. Pennate Diatomeen, b. Autotropher Flagellat, c. Heterotropher Dinoflagellat, d. Foraminifere, e. Ciliat, f. Copepode, g. Junges Entwicklungsstadium eines Copepoden

Eisbedeckung ist sicherlich der Schutz vor Feinden unter zerklüftetem Eis. Ein Winter mit geringer Eisbedeckung bedingt einen niedrigen Krillbestand aber ein Massenaufreten von Salpen (Tunikaten). Salpen werden nicht von den „Krillräubern“, d.h. den Warmblütern und Fischen, gefressen. Dies hat natürlich auch eine Auswirkung auf deren Bestände.

Die Zunahme an ultraviolettem Licht führt sehr wahrscheinlich zur Schädigung sensibler Planktonalgen und damit zu einer Verschiebung in der Zusammensetzung des oberflächennahen Planktons zu Gunsten von UV-B toleranteren Arten. Das Nahrungsspektrum des Krill wird damit kleiner, auch das kann für den Krill von großer Bedeutung für das Überleben sein.

Literatur

- Brierley, A. S., Thomas, D. N. (2002), On the ecology of Southern Ocean pack ice. *Advances in Marine Biology*, im Druck
- Hempel, I. & Hempel, G. (1995), *Biologie der Polarmeere: Erlebnisse und Ergebnisse*. Gustav Fischer Verlag, 566 Seiten
- Loeb, V., Siegel, V., Holm-Hansen, O., Hewitt, R., Fraser, W., Tivelpiece, W., Trivelpiece, S. (1997), Effects of sea-ice extent and krill or salp dominance on the Antarctic food web. *Nature* **387**: 897–900
- Schnack-Schiel, S. B., Dieckmann, G. S., Gradinger, R., Melnikov, I. A., Spindler, M., Thomas, D. N. (2001), Meiofauna in sea ice of the Weddell Sea (Antarctica). *Polar Biology* **24**: 724–728
- Spindler, M. (1990), A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. In: Bleil, U., Thiede, J. (eds), *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*. Dordrecht, Kluwer Academic Publ., pp 175–186

Fortpflanzungsstrategien und energetische Anpassungen des polaren Zooplanktons

Einleitung

Im Zooplankton tropischer Meere überwiegen die räuberischen Kleinkrebse, Pfeilwürmer und Medusen. In den Polarmeeren wird die Zooplanktonbiomasse dagegen von „Vegetariern“ dominiert, die sich von Mikroalgen (Phytoplankton) ernähren. Pflanzenfressende Copepoden (Ruderfußkrebse) und Euphausiaceen (Krill, Leuchtgarnelen) spielen hier die wichtigste Rolle (Abb. 1). Dies ist erstaunlich, da im Vergleich zu den Tropen die sommerliche Produktionsperiode der Algen in Polnähe sehr viel kürzer ist, die unproduktive Dunkelphase im Winter dagegen deutlich länger. In Bezug auf Energieversorgung und Fortpflanzung ist das herbivore (pflanzenfressende) Zooplankton der Polarmeere also mit zwei Hauptproblemen konfrontiert:

1. Sie müssen eine ausgedehnte Hungerphase überstehen, sie benötigen daher spezielle Anpassungen für eine erfolgreiche Überwinterung.
2. Die Fortpflanzungsaktivitäten sind in der Regel auf die kurze Sommerzeit beschränkt, das „Timing“ der Eiablage ist also entscheidend, damit die Nachkommen sich in der kurzen, aber nahrungsreichen Zeit bis zum Winter zu überlebensfähigen Stadien entwickeln können, trotz eisiger Temperaturen und niedriger Stoffwechselraten.

Im Gegensatz dazu ist der Lebenszyklus der räuberischen Arten weniger abhängig von saisonalen Produktionsabläufen.

Dieser Aufsatz befasst sich mit den Fortpflanzungsstrategien und energetischen Anpassungen dominanter Zooplanktongruppen der Arktis und der Antarktis.

Seit Beginn der Polarforschung haben Studien zur Lebensgeschichte einzelner dominierender Arten, sog. Schlüsselarten, erheblich zum Verständnis der Ökosysteme in hohen Breiten beigetragen. Aufgrund der extremen klimatischen Bedingungen waren solche Untersuchungen bis in die frühen 1980er auf die Sommermonate beschränkt. Erst durch moderne eisbrechende Forschungsschiffe wie „POLARSTERN“ ist es möglich, zu allen Jahreszeiten Expeditionen in die Polarmeere durchzuführen. Deutsche Polarökologen in Bremerhaven, Bremen und Kiel haben daran großen Anteil (s. Beiträge Schiel und Hempel). Diese Fahrten haben uns völlig neue Erkenntnisse über die faszinierenden Lebensstrategien polarer Organismen beschert, z.B. beim antarktischen Krill, *Euphausia superba* (Marschall 1988, Smetacek et al. 1990, Hagen et al. 2001). Die seit einigen Jahren etablierten internationalen GLOBEC-Programme („Global Ocean Ecosystem Dynamics“) beschäftigen sich intensiv mit den Lebensstrategien des Zooplanktons als wichtigem Bindeglied zwischen der Algenproduktion und den höheren Ebenen der marinen Nahrungspyramide (Fische, Warmblüter). GLOBEC hat Schwerpunkte in verschiedenen Ozean-Regionen einschließlich der Polarmeere. Im Rahmen dieses Programms entstand ein Gemeinschaftsprojekt zwischen

Meeresbiologen im Alfred-Wegener-Institut und der Universität Bremen.

Copepoden (Ruderfußkrebse)

Calanoide Copepoden stellen den größten Anteil der polaren Zooplankton-Biomasse. In der Arktis heißen die Schlüsselarten *Calanus hyperboreus*, *C. glacialis* und *C. finmarchicus*. Sie sind vergleichsweise riesig und entwickeln sich in ihrer langen Jugendphase über sechs Nauplius- und fünf Copepoditstadien zu den erwachsenen (adulten) Weibchen oder Männchen, die eine Größe zwischen 5–10 mm erreichen. Die drei Arten weisen teils große Ähnlichkeiten, teils erhebliche Unterschiede in ihren Lebenszyklen auf. Sie sind primär herbivor und überwintern in großer Tiefe in einem Ruhestadium, genannt Diapause. Sie speichern enorme Mengen an Energiereserven in Form spezieller Fette (Lipide), den sogenannten Wachsestern (Abb. 2).

Die größte der drei *Calanus*-Arten, *C. hyperboreus*, hat einen für Planktonorganismen sehr langen Lebenszyklus von drei bis vier Jahren. Mit Hilfe körpereigener Fettreserven erfolgt die Eiablage deutlich vor der Frühjahrsalgenblüte in großer Tiefe, also völlig unabhängig von der Nahrungssituation. Die wachsesterreichen Eier steigen zur eisbedeckten Meeresoberfläche auf. Bei optimalem „Timing“ profitieren die fressfähigen Jugendstadien sofort von der im Frühjahr einsetzenden Eisalgenblüte. So können sie die kurze Phase der Algenproduktion voll nutzen und im Spätsommer mit „vollen Tanks“ (dicken Ölsäcken) zur erfolgreichen Überwinterung wieder in die Tiefe abwandern (Hirche 1997).

Calanus glacialis kommt nur in der Arktis vor (endemisch). Seine Fortpflanzungsbiologie ist sehr gut an den arktischen Jahreszyklus angepasst: Nach der Winter-Diapause werden die Eier mit Hilfe körpereigener Energiereserven, ebenfalls Wachsester, gebildet, also wie bei *C. hyperboreus* unabhängig von der aktuellen Nahrungssituation (Smith und Schnack-Schiel 1990). In Experimenten konnten Hirche und Kattner (1993) jedoch zeigen, dass unter optimalen Nahrungsbedingungen die Weibchen fünfmal mehr Eier produzieren können als unter den natürlichen Verhältnissen im Winter. Das Eierlegen aus eigener Kraft ist also eher eine Notlösung und dient der Risikominimierung, damit bei ungünstigen Futterbedingungen nicht ein ganzer Jahrgang ausfällt.

Die täuschend ähnliche Art *Calanus finmarchicus* ist in gemäßigten Breiten zu Hause, wird aber mit nordatlantischen Wassermassen in die Arktis verdriftet. Ihre Eiproduktion ist abhängig von den Nahrungsbedingungen, also direkt von der Algenblüte. Im Vergleich zu den beiden anderen *Calanus*-Arten laicht *C. finmarchicus* daher erst später im Frühjahr ab. Ihre Nachkommen können in verschiedenen Regionen der Arktis zwar einige Zeit leben, aber es gelingt ihnen nicht, die für eine erfolgreiche Überwinterung erforderliche Körpermasse zu bilden. *C. finmarchicus* ist demnach eine sogenannte expatriate



a.



b.



c.



d.



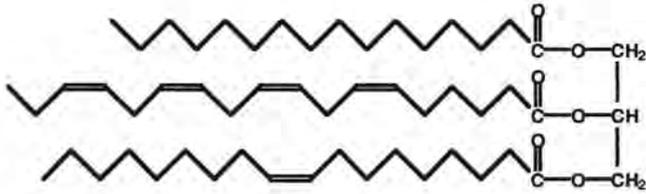
e.



f.

Abb. 1: Einige typische Formen des arktischen Zooplanktons: a. *Euphysa flammea* (Hydromeduse, 6 mm); b. *Pareuchaeta polaris* (Ruderfußkrebs, Weibchen mit Eiern, 6 mm); c. *Calanus glacialis* (Ruderfußkrebs, adultes Weibchen und Copepodit V, ca. 4–5 mm); d. *Themisto abyssorum* (Flohkrebs, 10 mm); e. *Clionelimaquina* (Flügelnschnecke, 25 mm); f. *Heterokrohnia longicaudata* (Pfeilwurm, Kopf mit Fangapparat, Gesamtlänge 13 mm)

TRIACYLGLYCERIN



WACHSESTER

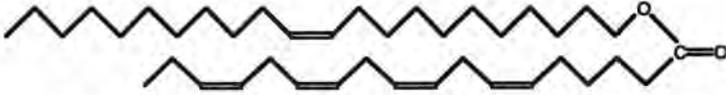


Abb. 2: Strukturformeln von Wachsestern und Triacylglycerinen

Art in der Arktis, die dort keine eigenständige Population aufrecht erhält.

Auch im Südpolarmeer dominieren calanoide Copepoden die Zooplanktonbiomasse, wichtige Arten sind hier u.a. die Algenfresser *Calanoides acutus* und *Calanus propinquus* sowie die große räuberische Art *Pareuchaeta antarctica*. Die Lebensgeschichte von *C. acutus* ähnelt der der arktischen Art *C. glacialis* in vieler Hinsicht (Lipidspeicherung, Tiefenwanderung, Diapause). Wie die arktischen *Calanus*-Arten speichert auch *C. acutus* Wachsester mit langkettigen Fettsäuren und -alkoholen (mit 20 oder 22 Kohlenstoffatomen und einer Doppelbindung). In höheren Breiten werden diese ungewöhnlichen Verbindungen von vielen herbivoren Copepoden synthetisiert, und wir vermuten, dass sie quasi als „Superkraftstoff“ für eine sehr effiziente Energieausnutzung bei Mangelzeiten entscheidend sind (Kattner und Hagen 1995).

Von *Calanus propinquus* wurde angenommen, dass ihr Lebenszyklus dem der arktischen *Calanus*-Arten und bei *Calanoides acutus* sehr ähnlich ist. Unsere Untersuchungen lassen jedoch die Lebensstrategien dieser Art in einem neuen Licht erscheinen (Hagen 1995). So zeigt *C. propinquus* gewöhnlich keine ausgeprägten saisonalen Wanderungen. Während der dunklen Jahreszeit verbleibt ein großer Teil der Population an der Oberfläche, wo die Tiere weiterhin fressen, bevorzugt vielzellige und eisassoziierte Organismen. Trotz dieser Fressaktivitäten im Winter speichern die älteren Stadien von *C. propinquus* am Ende des Sommers enorme Lipidreserven. Im Spätwinter/Frühjahr geht die Gonadenentwicklung bei den Weibchen mit einer deutlichen Lipidzehrung einher. Dies deutet auf eine nahrungsunabhängige Reifeentwicklung hin, möglicherweise kann sogar die Eiablage vor der Frühjahrsalgenblüte stattfinden.

Interessanterweise bestehen die Lipidspeicher von *Calanus propinquus* nicht aus Wachsestern, wie sie für Copepoden mit Diapause typisch sind, sondern aus großen Mengen von Triacylglycerin (Abb. 2), die ebenfalls ungewöhnlich langkettige, einfach ungesättigte Fettsäuren als Hauptkomponenten aufweisen (Hagen et al. 1995). Wir haben bisher noch keine wirklich überzeugende Erklärung dafür, warum Wachsester vorzugsweise von den Diapause-Arten synthetisiert werden, während die winteraktiven Arten Triacylglycerine speichern.

In diesem Zusammenhang ist es interessant, dass der etwa 1 cm große, ganzjährig aktive räuberische Copepode *Pareuchaeta antarctica* ebenfalls große Mengen von Wachsestern produziert. Im Gegensatz zu den anderen Copepoden dienen diese Speicher bei *Pareuchaeta* jedoch nicht primär als Energiereserve, sondern wahrscheinlich als Auftriebshilfe, um die Masse des dicken Chitinpanzers zu kompensieren. Wachsester ($0,86 \text{ g/cm}^3$) werden möglicherweise deshalb bevorzugt synthetisiert, weil sie eine noch geringere Dichte als Triacylglycerine ($0,92 \text{ g/cm}^3$) aufweisen und im Meerwasser ($1,026 \text{ g/cm}^3$) etwa 30 % mehr Auftrieb verleihen.

Abgesehen von diesen energetischen Anpassungen weicht *Pareuchaeta* auch in ihren Reproduktionsstrategien von den anderen Arten ab. Sie laicht vor allem im Spätsommer und Winter. Während die herbivoren Arten Hunderte von Eiern produzieren, die ins freie Wasser entlassen werden, ist die Reproduktion der polaren *Pareuchaeta*-Arten auf wenige Dutzend Eier beschränkt, die von den Weibchen bis zum Schlupf in einem Sack an der Geschlechtsöffnung mitgeführt werden, man könnte hier fast von Brutpflege sprechen.

Euphausiaceen (Leuchtgarnelen)

Der arktische Ozean ist in Bezug auf die Biomasse klar von den calanoiden Copepoden beherrscht, während der Krill im Norden nur eine untergeordnete Rolle spielt. In der Antarktis stellen die Euphausiaceen (zusammen mit den Copepoden) den Hauptteil des Zooplanktons. Die vorherrschenden Arten in der saisonalen Packeiszone sind der bis zu 6 cm lange antarktische Krill *Euphausia superba* und die kleinere Art *Thysanoessa macrura*. In den ganzjährig eisbedeckten Regionen rings um den antarktischen Kontinent dominiert der Eiskrill *Euphausia crystallographias*. Jede dieser Arten hat ein ganzes Spektrum verschiedener energetischer Anpassungen und Fortpflanzungsstrategien entwickelt, die es ihnen ermöglichen, im Südpolarmeer mit seinen extremen Umweltbedingungen (ganzjährig niedrige Temperaturen, starker Jahresgang des Lichtes, der Eisbedeckung und des Futterangebotes) zu gedeihen.

Mit seiner enormen Biomasse von mehreren Hundert Millionen Tonnen ist *Euphausia superba* eine Schlüsselart des marinen antarktischen Ökosystems (s. Beiträge Smetacek und Schiel) und hat bereits seit den britischen „DISCOVERY“-Expeditionen in den zwanziger und dreißiger Jahren des 20. Jahrhunderts das wissenschaftliche Interesse auf sich gezogen. Die Kenntnisse der Lebensgeschichte des Krill waren jedoch lange Zeit auf die Sommermonate beschränkt, bis sich in den 1980er Jahren „POLARSTERN“ auch im Winter den Weg durch das Meereis bahnte und eröffnete.

Euphausia superba ist ein Pflanzenfresser, der im Sommer in riesigen Schwärmen umherwandert und mit seinem Fangkorb Massen von Mikroalgen aus dem Wasser filtriert. Diese Nahrungsquelle fehlt im Winter weitgehend. Wie überwintert der antarktische Krill? Hierzu wurde eine ganze Reihe sich zum Teil widersprechender Hypothesen formuliert: Winterruhe, Eiweiß- bzw. Fettabbau oder die Nutzung alternativer Ressourcen anstelle des Phytoplanktons (z.B. Quetin et al. 1994, Hagen et al. 2001). Untersuchungen mit Hilfe von Tauchern und fern-

gesteuerten Unterwasserfahrzeugen konnten zeigen, dass *E. superba* von einer pelagischen Lebensweise im Sommer zu einer pseudobenthischen Existenz im Winter wechselt: Während der dunklen Jahreszeit findet er Zuflucht in den zerklüfteten Spalten und Nischen unter dem Meereis, dort ernährt er sich von kleinsten Algen, die er von der Eisunterseite abkratzt (Marschall 1988). Quetin et al. (1994) betrachten jedoch die Reduzierung der Stoffwechselaktivitäten als wichtigsten Überwinterungsmechanismus des Krill. Basierend auf Winter-Stoffwechselraten konnten wir außerdem zeigen, dass ausgewachsener Krill fünf Monate ohne Nahrung überleben könnte, wenn er sich nur von seinen Fettreserven ernährt. Mit diesen unterschiedlichen Überlebensstrategien ist *E. superba* eine extrem anpassungsfähige Art. Daraus erklärt sich möglicherweise auch ihre Dominanz im Südpolarmeer.

Nach der Überwinterungsperiode sind die Energievorräte verbraucht, und der Krill benötigt zunächst ausreichend Algennahrung für seine Gonadenentwicklung. Erst im Sommer entlassen die Weibchen ihre befruchteten Eier ins Oberflächenwasser. Innerhalb weniger Tage sinken diese Eier in große Tiefen unter 1000 m, wo die frühen Nauplien schlüpfen und sich über Wochen bis zum ersten sogenannten Calyptopis-Stadium weiterentwickeln, während sie zur Oberfläche emporstrampeln (Hempel und Hempel 1986). Die frühen Entwicklungsstadien sind noch völlig von inneren Reserven abhängig, erst ab dem ersten Calyptopis-Stadium können die Tiere Nahrung aufnehmen. Während dieser kritischen Phase, wenn die Energiereserven weitgehend erschöpft sind, müssen die frühen Larven innerhalb von ein bis zwei Wochen ausreichend Nahrung in Form geeigneter Mikroalgen finden. In der komplizierten weiteren Larvalentwicklung der Leuchtgarnelen folgen auf die drei Calyptopis-Stadien sechs Furcilia-Stadien. Frühe Furcilien erscheinen am Ende des Sommers, wachsen während der dunklen Jahreszeit weiter und häuten sich vor Dezember zu juvenilem Krill.

Die Furcilien stellen wahrscheinlich das am stärksten gefährdete Überwinterungsstadium des Krill dar. Im Gegensatz zu den älteren Artgenossen, die umfangreiche Fettreserven aufbauen, hauptsächlich Triacylglycerin und Lecithin, haben die Furcilien bis zum Zusammenbruch der Primärproduktion im Herbst kaum Zeit, Vorrat anzulegen. Sie müssen statt dessen einen Großteil der Nahrungsenergie in Körperwachstum und Häutungsprozesse investieren. Im Vergleich zu älteren Individuen sind sie also weniger gut auf den Winter vorbereitet und damit während der Überwinterung viel stärker auf Eisalgen und andere Nahrungsquellen angewiesen (Hagen et al. 2001).

Smetacek et al. (1990) diskutierten die positive Beziehung zwischen der winterlichen Eisbedeckung und der nachfolgenden Rekrutierung von *Euphausia superba*. Harte Winter mit dichter und ausgedehnter Eisdecke können eine kräftige Eisalgenproduktion bewirken, diese wiederum ermöglicht eine frühe Gonadenreife und zeitiges Abläichen des Krill, wodurch sich die nahrungsreiche Sommerperiode für die Larven verlängert. Wenn der nächste Winter ebenfalls extrem lang ist, wird die Rekrutierung weiter verbessert, und die Larven finden reichlich Eisalgen als Nahrung. Allerdings sind die Wachstumsraten im Winter aufgrund der suboptimalen

Ernährungsbedingungen viermal geringer als im Sommer (Quetin et al. 1994).

Im Vergleich zu *Euphausia superba* sind unsere Kenntnisse von den beiden anderen dominanten antarktischen Leuchtgarnelen *E. crystallophias* und *Thysanoessa macrura* recht lückenhaft, dies gilt insbesondere für das Winterverhalten. Auch diese Arten ernähren sich im Sommer hauptsächlich von Phytoplankton, wobei ältere Individuen auch tierische Nahrung aufnehmen. Sie haben jedoch eine andere Überwinterungsstrategie entwickelt als *E. superba*, denn nie wurde beobachtet, dass *E. crystallophias* oder *T. macrura* zu einer kryopelagischen Lebensweise im Eis wechseln und sich dort von Eisalgen ernähren. Das Abläichen erfolgt vor *E. superba* im Spätwinter/Frühling. Dabei spielen die Lipide, insbesondere Wachsester, als Energiequelle für die Eiproduktion eine wichtige Rolle.

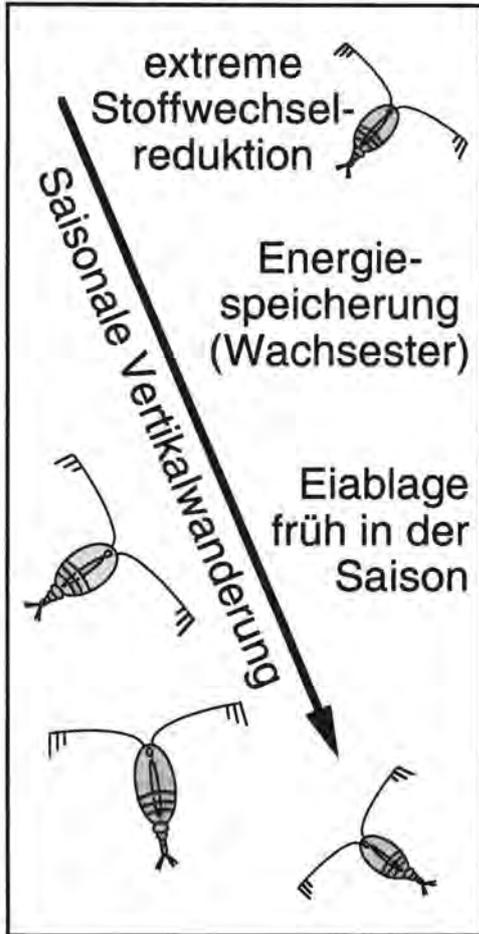
Anderes Zooplankton

Nicht alle Planktontiere sind auf Fettspeicher angewiesen, um den polaren Winter zu überstehen. Fast lipidfrei sind die tonnenförmigen, gelatinösen Salpen. Vor allem die mehrere Zentimeter große Art *Salpa thompsoni* ist ein wichtiger circumpolarer Bestandteil des antarktischen Zooplanktons. Sie bestehen zu mehr als 95 % aus Meerwasser. Beim Schwimmen filtern sie mit Hilfe eines im Körperinneren gebildeten Schleimnetzes eine Vielzahl unterschiedlicher Partikel von Mikro- bis Millimetergröße aus dem Wasser. Ihre Ernährungsweise ist opportunistisch und besser geeignet für nahrungsarme Meeresgebiete, da hohe Phytoplanktondichten ihren Filterapparat verstopfen.

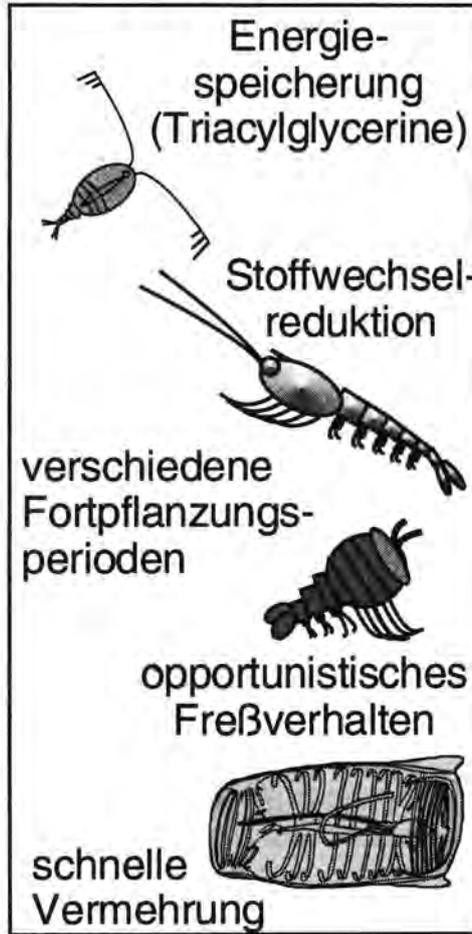
Salpen zeigen ungewöhnliche Anpassungen in ihrer Fortpflanzungsbiologie, die es ihnen erlauben, mit der ausgeprägten Saisonalität des Nahrungsangebots zurecht zu kommen. Die Populationen überwintern in tieferen Schichten als asexuelle Einzeltiere, sogenannte Oozoide. Mit dem Einsetzen der Algenproduktion produzieren diese Oozoide im Oberflächenwasser durch ungeschlechtliche Vermehrung (Knospung) sogenannte Kettentiere oder Blastozooide. Während der produktiven Sommerzeit entstehen schnell enorme Anzahlen dieser Salpenketten. Mit abnehmender Algenproduktion gegen Ende der Produktionsperiode kollabieren die Salpenbestände. Die Blastozooide bilden Eier, und nach der Befruchtung entwickeln sich die Embryos. Diese werden schließlich von den Kettentieren entlassen und überwintern als Einzeltiere in größeren Tiefen.

Die Pfeilwürmer oder Chaetognathen sind eine weitere wichtige Komponente des polaren Zooplanktons, hauptsächlich repräsentiert durch die Gattungen *Sagitta* (bis 12 cm lang) und *Eukrohnia* (bis 5 cm). Auch sie sind gelatinös und haben einen hohen Wassergehalt. Im Gegensatz zu den herbivoren Salpen sind Chaetognathen allgegenwärtige Räuber im polaren Zooplankton. Saisonalität ist für diese Beutegreifer kein großes Problem, denn Zooplanktonnahrung ist das ganze Jahr über verfügbar – wenn auch in wechselnder Menge. Während des Winters folgen die Chaetognathen ihren Beutetieren auch in größere Tiefen. Entsprechend ist die Fortpflanzungsperiode recht ausgedehnt und über das ganze Jahr verteilt, zumindest bei den dominanten antarktischen Arten *S. gazellae* und *E. hamata*. Diese zwittrigen Arten

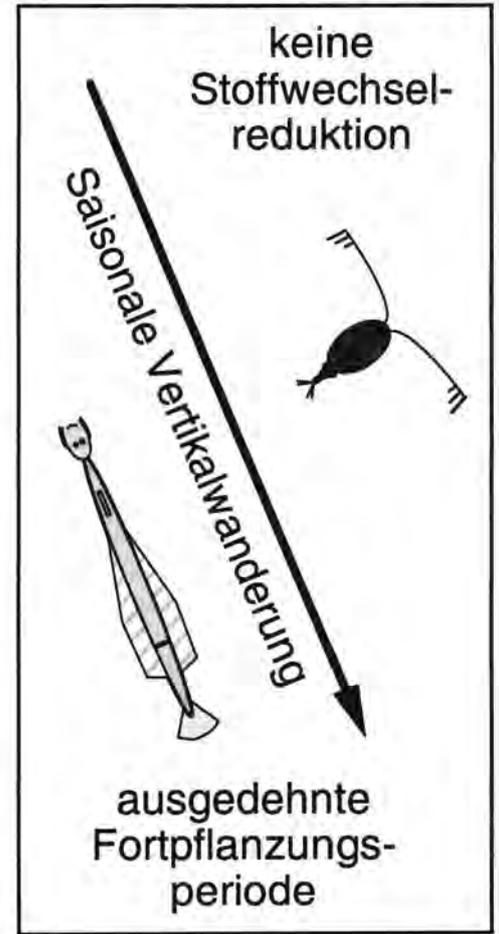
Diapause



Flexibilität



"Business as usual"



- herbivore Copepoden (*Calanus*, *Calanoides*)

- *Calanus propinquus*
- Euphausiaceen
- hyperiide Amphipoden
- Salpen

- carnivore Copepoden (*Pareuchaeta*)
- Decapoden
- Mysidaceen
- gammaride Amphipoden
- Chaetognathen

Abb. 3: Schematische Zusammenfassung der Reproduktionsstrategien und energetischen Anpassungen des polaren Zooplanktons

machen eine Laichwanderung in große Tiefen (>1000 m), bei diesem Abstieg reifen die Gonaden heran. Die befruchteten Eier werden in der Tiefe abgelegt und steigen zur Oberfläche auf, wo die jungen Individuen in der Regel günstige Nahrungsbedingungen vorfinden. Dagegen entlässt die permanent in der Tiefsee lebende und im Nord- und Südpolarmeer vorkommende *E. bathypelagica* ihre Eier nicht einfach ins Wasser. Diese Art hat eine spezielle Form der Brutpflege entwickelt: Sie funktioniert ihre Flossen zu zwei Bruttaschen um, in denen sich die Eier und die Jungen entwickeln.

Zusammenfassend kann man sagen, dass die verschiedenen hier vorgestellten dominanten Zooplanktonarten, insbesondere die herbivoren Krebse und die Salpen, eine große Vielfalt an energetischen Anpassungen entwickelt haben, um die ausgedehnte und nahrungsarme

Dunkelphase in den Polarmeeren zu überleben. Zu den wichtigsten Adaptationen der Herbivoren gehören Tiefenwanderung, Winterruhe (Dormanz), Lipidnutzung und flexibles Fressverhalten (Abb. 3). Außerdem zeigen diese Arten faszinierende Fortpflanzungsstrategien, die das Überleben der nachwachsenden Generationen gewährleisten. Dagegen sind die Lebenszyklen der räuberischen Copepoden und Chaetognathen nicht durch starke saisonale Unterschiede gekennzeichnet.

Literatur

- Gonover, R. J. and Huntley, M. E. (1991): Copepods in ice-covered seas – distribution, adaptations to seasonally limited food, metabolism, growth patterns and life cycle strategies in polar seas. *J. Mar. Syst.*, 2, 1–40.
- Hagen, W. (1995): Ökosystem Polarmeere – ohne Fett kein Überleben? In: *Biologie der Polarmeere – Erlebnisse und Ergebnisse*, 180–186 (I. Hempel & G. Hempel, Hrsg.). Gustav Fischer Vlg., Jena, 355 S.

- Hagen, W., Kattner, G. and Graeve, M. (1995): *Calanoides acutus* and *Calanus propinquus*, Antarctic copepods with different lipid storage modes via wax esters or triacylglycerols. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 97, 135–142.
- Hagen, W., Kattner, G., Terbrüggen, A., Van Vleet, E. S. (2001): Lipid metabolism of the Antarctic krill *Euphausia superba* and its ecological implications. *Mar. Biol.*, 139, 95–104.
- Hempel, I. and Hempel, G. (1986): Field observations on the developmental ascent of larval *Euphausia superba* (Crustacea). *Polar Biol.*, 6, 121–126.
- Hirche, H.-J. (1997): Life cycle of the copepod *Calanus hyperboreus* in the Greenland Sea. *Mar. Biol.*, 128, 607–618.
- Hirche, H.-J. and Kattner, G. (1995): Egg production and lipid content of *Calanus glacialis* in spring: indication of a food-dependent and food-independent reproductive mode. *Mar. Biol.* 117, 615–622.
- Kattner, G., Hagen, W. (1995): Polar herbivorous copepods – different pathways in lipid biochemistry. *ICES J. Mar. Sci.*, 52, 529–535.
- Marschall, H.-P. (1988): The overwintering strategy of Antarctic krill under the pack-ice of the Weddell Sea. *Polar Biol.*, 9, 129–155.
- Quetin, L. B., Ross, R. M. and Clarke, A. (1994): Krill energetics: seasonal and environmental aspects of the physiology of *Euphausia superba*. In: *Southern Ocean ecology: the BIOMASS perspective*, El-Sayed, S.Z., ed., Univ. Press, Cambridge, pp. 165–184.
- Smetacek, V., Scharek, R. and Nöthig, E.-M. (1990): Seasonal and regional variation in the pelagial and its relationship to the life history cycle of krill. Antarctic ecosystems. Ecological change and conservation. In: Kerry, K. R. and Hempel, G., eds., Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 105–114.
- Smith, S. L. and Schnack-Schiel, S. B. (1990): Polar zooplankton. In: *Polar oceanography. Part B: Chemistry, biology and geology*. Smith, W. O., ed., Academic Press, N.Y., pp. 527–598.

Im Fokus Bremerhavener Meeresforschung: Das Leben am Meeresboden

Einführung

Die größte aller belebten Grenzflächen unserer Welt ist der Meeresboden. Zahlreiche Organismen in unermesslicher Vielfalt sind in die hier zwischen Wasser und Boden ablaufenden Prozesse eingeschaltet und gestalten sie aktiv. Tot erscheinende Meeresböden wie im Schwarzen Meer sind zwar frei von Sauerstoff und damit von höher entwickelten Tieren; aber eine riesige Zahl von Mikroorganismen führt auch hier zu Stoffumsätzen und dabei auch zur Remineralisation organischer Substanzen. Selbst die Randbereiche von kochend heißen mineralischen Quellen an den vulkanischen mittelozeanischen Rücken sind von Mikroorganismen besiedelt, die an uralte Stadien in der Entwicklung des Lebens auf der Erde erinnern und durch Chemosynthesen die Nahrungsgrundlage schaffen für Tiere, die es sonst nirgendwo auf der Erde gibt.

Benthosforschung im Lande Bremen

Forschungen über das Leben am Meeresboden (die Organismengemeinschaften am und im Meeresboden werden Benthos genannt) haben vor allem in Bremerhaven eine gute Tradition. Ferdinand Pax, Hermann Friedrich, Willy Höhnk und Sebastian Gerlach gaben als Leiter des ehemaligen Instituts für Meeresforschung in Bremerhaven den biologischen Forschungen über den Meeresboden zwischen 1947 und 1980 wichtige Impulse. In dieser Tradition arbeiten heute verschiedene Arbeitsgruppen des AWI, vor allem im von Wolf Arntz geleiteten Fachbereich „Benthische Ökosysteme“.

Ein großer Schritt von der mehr beschreibenden zur stärker prozessorientierten und damit oft experimentellen Forschung wurde durch die Einrichtung des Max-Planck-Instituts für Marine Mikrobiologie getan (Bo Barker Jørgensen). Auch in Bremerhaven waren inzwischen Umsatz-, Austausch-, Wachstums- und Sukzessionsprozesse stärker in den Mittelpunkt der benthologischen Arbeiten gerückt; hinzu ist die Untersuchung physiologischer Fähigkeiten und Anpassungen gekommen. Verschiedene Arbeitsgruppen an der Universität Bremen hatten sich inzwischen ebenfalls Fragestellungen über das Leben am Meeresgrund zugewendet, oft in Zusammenarbeit mit den Bremerhavener Gruppen besonders die Meeresbotanik (Gunter-Otto Kirst und Christian Wiencke). Andere untersuchten Belastungen und Prozesse in der Wesermündung (Michael Schirmer). Die geologischen Arbeiten sind immer wieder mit den Einflüssen der Bodenorganismen „konfrontiert“, wie z.B. die Verwühlung des Meeresgrundes durch Tiere und die damit gegebenen Störungen in den als „geologische Archive“ betrachteten Bodenablagerungen; Umwandlung der organischen Substanz am und im Meeresboden; Mitwirkung von Mikroorganismen bei der Sediment- und Gesteinsumbildung (Diagenese).

Das Benthos

Das tierische Benthos umfasst nahezu alle Tiergruppen, z.B. große bodenlebende Fische und Kraken sowie zahllose wirbellose Tiere aus fast allen Tierstämmen:

Chordatiere mit Manteltieren und dem Lanzettfischchen, „Hemichordaten“, Stachelhäuter, Gliederfüßer (vor allem Krebstiere, aber auch Milben und die „Asselspinnen“), Ringelwürmer, Weichtiere, Moostierchen, Schlauch-, Schnur-, Saug- und Plattwürmer, Nesseltiere, Schwämme



Abb. 1a: *Prächtig gefärbte Seanelken (Metridium senile, aus der Nesseltiergruppe der Blumenpolypen, Anthozoa) auf dem Steingrund (Moränenrest) bei Helgoland. Auf den Steinen sind die Kalkröhren des Dreikant-Ringelwurmes (Pomatoceros triqueter) zu erkennen. (Unterwasserphoto J. Krause & P. Hübner, BfN Vilm)*



Abb. 1b: *Bodenfauna auf verdecktem Hartsubstrat (Stein auf einer Sandbank) auf dem Borkum-Riffgrund in der Deutschen Bucht: Seanelken (Metridium senile), vergesellschaftet mit kleineren Polypentieren und festsitzenden Ringelwürmern. (Unterwasserphoto J. Krause & P. Hübner, BfN Vilm)*



Abb. 2a: Bodenfauna auf Steinen am Osthang des Elbe-Urstromtales in der Deutschen Bucht: Essbarer Seeigel (*Echinus esculentus*) und fast durchsichtige Seescheiden-Kolonie (*Clavelina*) aus dem Stamm der Chordatiere, vergesellschaftet mit Seeselken. (Unterwasserphoto J. Krause & P. Hübner, BfN Vilm)



Abb. 2b: In den Nischen und Höhlen zwischen den Steinen verstecken sich bewegliche Tiere wie hier der Taschenkrebs (*Cancer pagurus*) unter überhängenden Seescheiden (*Clavelina*). (Unterwasserphoto J. Krause & P. Hübner, BfN Vilm)



Abb. 3: Typische Sandboden-Lebensstätte vom Borkum-Riffgrund. Die meisten Benthostiere leben im Boden verborgen. Sichtbar ist hier die Sandröhre des Bäumchen-Röhrenringelwurmes (*Lanice conchilega*), auf dessen verzweigtem, quer zur Strömung gestelltem Ende der Wurm mit seinen Tentakeln Nahrung aus dem Wasser auf fängt. (Unterwasserphoto J. Krause & P. Hübner, BfN Vilm)

sowie eine beachtliche Anzahl kleinerer Tierstämme (wie die Bärtierchen oder die als Fossilien gut bekannten Armfüßer – Brachiopoden) (Abb. 1–3). Bis auf wenige küstennahe Lebensstätten fehlen am Meeresboden die sonst auf unserer Erde so erfolgreichen Insekten. Überall am und im Meeresboden leben zudem zahlreiche sehr verschiedenartige einzellige Tiere. Am Boden flacher Gewässer wachsen Seegräser, Tange und einzellige Algen sowie Pilze und Bakterien.

Auf einem Quadratmeter Bodenfläche der sehr produktiven küstennahen Schelfmeere existieren über 1000 größere, gut sichtbare Tiere (Makrofauna). Jungtieransiedlungen von Muscheln, Würmern und Krebsen können einige zigtausend Tiere umfassen. So wurden 2001 von der eingewanderten amerikanischen Messerscheidenmuschel auf der Amrumbank 140 000 Jungtiere von 0,5 cm Länge pro m² ermittelt. Zu dieser Makrofauna gesellen sich pro Quadratmeter über 1 Mio. kleinere mehr-

zellige Tiere (Meiofauna) – in der Deutschen Bucht würden diese Tierchen, hintereinander gereiht, einen mehrere Kilometer langen „Wurm“ pro Quadratmeter ergeben. Und für die Siedlungsdichten von Einzellern und Bakterien ist diese Meiofauna-Zahl noch einmal mit wenigstens 1000 zu multiplizieren. Alle diese Organismen beanspruchen nicht nur Raum, sondern müssen sich ernähren, wachsen, fortpflanzen sowie kommunizieren und auf verschiedene Weise interagieren. Dabei werden große Stoff- und Energiemengen umgesetzt. Manche dieser Lebewesen sind zudem nicht auf den Meeresboden als Aktionsraum beschränkt, etwa die bodenlebenden Fische; einige sind nur zeitweise am Boden, schwimmen z.B. nachts oder im Wechsel von Ebbe und Flut zur Nahrungssuche, zur Fortpflanzung und zur Ausbreitung vom Boden auf oder leben als Jungtiere oder als Erwachsene im freien Wasser.

Forschungsschwerpunkte

Der Kieler Naturforscher Karl Möbius beschrieb 1871 die Austernbänke an der nordfriesischen Küste und definierte die in bestimmten Lebensräumen zusammenlebenden und interagierenden Organismen als Biozönose. Viele spätere Arbeiten der Bremerhavener Wissenschaftler sind der Biozönoseforschung gewidmet. Umfassende Beschreibungen der Makrofauna der Deutschen Bucht lieferten z.B. Stripp (1969) und Salzwedel et al. (1985). Sie beschrieben die Verbreitung und Produktionsleistung der Bodenorganismen und damit vor allem ihre Funktion als Nahrungsgrundlage bodenlebender Fische und halfen damit die zunehmenden Einflüsse des Menschen auf die Lebensgemeinschaften des Meeres vor unserer Haustür besser beurteilen zu können. Folgerichtig bildeten dann Forschungen über mögliche Auswirkungen der Meeresverschmutzung ab Ende der 1960er Jahre einen Schwerpunkt der Arbeiten in Bremerhaven. Das Institut für Meeresforschung wurde sogar zu einem der Vorreiter in diesem neuen Forschungsgebiet.

Aufgezeigt wurden u.a. die großen natürlichen Schwankungen der Lebensgemeinschaften in der südlichen Nordsee, aber auch Veränderungen durch gestiegene

Eutrophierung („Düngung“), Sauerstoffmangel und intensive Bodenfischerei. Heute sind auch klimabedingte Veränderungen stärker ins Blickfeld gekommen. Dazu gehört auch die Wirkungsforschung. Sie zeigt, wo z.B. Temperaturveränderungen in das Körpergeschehen eingreifen, dass Organismen an ihre Leistungsgrenzen kommen. Angesichts des wachsenden Druckes durch neue Meeresnutzungen wie Windparks und Kies- und Sandabbau rücken Erfordernisse und konzeptionelle Arbeiten zum Meeresnaturschutz stärker in das Interesse (s. Rachor & Günther, 2001).

Generell bedeutsam bleibt die Frage nach Störungen in Ökosystemen und nach der Empfindlichkeit bestimmter Lebensgemeinschaften gegenüber solchen Störungen. So wie der begrenzte Windwurf in naturnahen Wäldern oder ein Brand in der Steppe Licht und Raum für neue Entwicklungen und eine insgesamt große Artenvielfalt schafft, so gibt es auch im Meer systemtypische Störungen, die die Biodiversität positiv beeinflussen. Dazu untersuchen AWI-Mitarbeiter in der Antarktis Auswirkungen von Eisbergen durch Umpflügen des Meeresgrundes (z.B. Gutt et al., 1998), in der nahrungsarmen Tiefsee die Bedeutung größerer, plötzlicher Nahrungseinträge (z.B. durch große Kadaver) und in der Deutschen Bucht Auswirkungen mechanischer Störungen, wie sie – neben orkanbedingten Grundseen – Schleppnetzfisherei, Kies- und Sandabbau, Baggerarbeiten, Bau von Plattformen und Pipelines mit sich bringen.

Methoden

Das Leben am Meeresboden wird heute mit einer Vielzahl von Methoden erforscht. Waren es anfangs geschleppte Rahmennetze, kamen um die vorige Jahrhundertwende kleinen Baggern ähnelnde Bodengreifer hinzu, die quantitative Probennahmen zuließen. Stechrohre und Kastengreifer sowie saugende Pumpen und mit Schließmechanismen ausgestattete Schleppgeräte (Dredschen) bereichern heute dieses vom Schiff eingesetzte Sammelrepertoire. Zur größeren Effektivität werden auch Mehrfachprobennehmer eingesetzt.

Hinzu kommen störungsarme Untersuchungsmethoden, etwa durch Tauchbeobachtungen, Photographie und Film sowie die Möglichkeiten, mit unbemannten oder auch bemannten Tauchbooten Beobachtungen, gezielte Messungen und Probennahmen sowie Experimente selbst am Tiefseeboden durchzuführen.

Prozesse am Meeresgrund werden auch durch autonome Landegeräte („Lander“) studiert, die am Boden abgesetzt werden (oder frei zum Boden absinken können) und nach einiger Zeit wieder aufschwimmen (s. Beitrag von Köhler-Rink und de Beer).

Indikatoren

Bodenlebewesen sind gut geeignet, Veränderungen im Meer anzuzeigen und zu studieren. Das Pelagial, der Lebensraum des freien Wassers, ist in weit stärkerem Maße als das Benthos (der Boden-Lebensraum) Veränderungen unterworfen. Wassermassen unterliegen meistens starken Bewegungsprozessen (Turbulenz, Gezeiten, dichtebedingten Bewegungen und großräumigen Strömungen). Am Boden sind diese Einflüsse geringer. Nur im Flachwasser wird das Substrat durch diese Effekte

umgelagert und nennenswert verfrachtet. Hier sind viele Organismen an solche Veränderungen angepasst, z.B. indem sie sich fest am Boden verankern (Makroalgen, festsitzende Tiere, aber auch viele Kleinstlebewesen) oder sich bei starker Störung eine Zeitlang tief in den schutz bietenden Boden hinein verziehen.

Bodenorganismen sind also den sich im Wasser abspielenden dauernden Veränderungen weniger unterworfen und spiegeln aufgrund ihrer großen Ortstreue regelmäßige oder andauernde Störungen und Belastungen für einen beschränkten Raum gut wider (sie können sich ihnen ja kaum entziehen). Mehrere Jahre alt werdende ortstreue Tiere und Tange unterliegen z.B. lokalen Schadstoffeinflüssen, die bei einmaliger Einwirkung noch unschädlich sein können, über längere Zeiträume aber gefährlich werden. Diese Organismen – sofern sie die Schadstoffe einlagern – können damit als Indikatoren und sogar als „sammelnde Messinstrumente“ für stoffliche Belastungen genutzt werden (z.B. Miesmuscheln, Ringelwürmer). Das gilt nicht für wandernde Tiere des Pelagials, denn sie können sehr unterschiedlichen Einflüssen ausgesetzt sein, so dass es in der Regel nicht möglich ist, chronische Schädigungen auf bestimmte, lokal begrenzte Einflüsse zurückzuführen.

Gibt es nachhaltige, trendartige Veränderungen der Bodenfauna in der Deutschen Bucht?

Die Makrofauna in der offenen See zeigt jahreszeitliche Schwankungen mit Zunahmen im Sommer und Abnahmen im Winter. Schon Hagmeier, früherer Direktor der Biologischen Anstalt Helgoland, wies 1950 darauf hin, dass bei vielen wirbellosen Bodentieren auch langjährige Bestandsschwankungen vorkommen. Bei der Trogmuschel *Spisula* fand er an unterschiedlichen Stellen gelegentlich auftretende Massenentwicklungen und begründete sie mit Unregelmäßigkeiten in der Fortpflanzung und unterschiedlichen Verfrachtungswegen der planktischen Muschellarven. Heute wissen wir, dass *Spisula*-Bestände darüber hinaus in kalten Wintern dezimiert und lokal ausgelöscht werden können und dass es dann mehrere Jahre dauert, bis wieder eine gleichmäßigere Verteilung in der Deutschen Bucht erreicht ist. Ziegelmeier (1964) hat als einer der Ersten umfassend beschrieben, wie nicht nur die extremen Temperaturen ausgesetzte Wattenmeerfauna, sondern auch die bis ca. 35 m Tiefe vor der Küste lebende Sublitoralfauna in kalten Wintern dezimiert wird. Im Bremerhavener Institut für Meeresforschung verfolgte Buhr (1981) den Zusammenbruch einer Massensiedlung des Bäumchenröhrenwurmes *Lanice conchilega* im kalten Winter 1978/79 im Detail. Laboruntersuchungen zeigten, dass dieser Ringelwurm sich bei Temperaturen dicht über 0° C in seine Röhre zurückzieht und kaum noch aktiv ist. Erst bei Temperaturen dicht am Gefrierpunkt (das salzhaltige Meerwasser im Küstenbereich der inneren Deutschen Bucht gefriert erst unterhalb von -1,5° C) sterben Tiere ab. So verlief wohl auch die Entwicklung in der Außenweser (von Mitte Januar bis Anfang März 1979 lagen die Bodentemperatur-Temperaturen unter 0°, erreichten sogar Werte bis -1,6°), bis sich der Absterbeprozess durch Fäulnis, Sauerstoffverbrauch und Schwefelwasserstoff-Bildung so aufschaukelte, dass die gesamte Tiergemeinschaft im April zusammengebrochen war. Erste Wiederbesiedlung

gen durch robuste Arten waren erst nach Monaten möglich, und *Lanice* selbst blieb jahrelang verschwunden, auch weil der Boden nur sehr langsam wiederbelüftet wurde. Dieses Beispiel macht deutlich, dass massenhafte Tiervorkommen (hier mit bis zu 20 000 *Lanice*-Würmern pro m²) besonders empfindlich sein können, da sich Störungen und Belastungen dann schnell zur Katastrophe für die Population entwickeln.

Die mehrere Jahre andauernden Auswirkungen kalter Winter sind inzwischen recht gut untersucht und am AWI für *Lanice* sogar modelliert worden. Besonders empfindlich scheinen bei uns mehrere Muschelarten zu sein, die auch kommerziell genutzt werden: die Herzmuschel im Wattenmeer und die oben erwähnten Trogmuscheln im Sublitoral.

Rachor & Gerlach diskutierten 1978 weitere natürliche Störeinflüsse, die Veränderungen z.B. in den Lebensgemeinschaften der Sandböden nördlich von Helgoland bedingen können. Neben Temperatureinflüssen und Änderungen im Nahrungsangebot wiesen sie auf die Bedeutung schweren Seegangs bei Stürmen hin, der selbst bei 25 m Wassertiefe den Meeresgrund aufwühlen und Tiere mechanisch schädigen und für beutesuchende Fische freilegen oder auch weit weg verfrachten kann. Sie gingen davon aus, dass langfristig stabile Zustände in unseren küstennahen Bodentier-Lebensgemeinschaften („Klimaxstadien“) kaum erreicht werden können, da natürliche Störungen recht regelmäßig auftreten und damit die Tiergemeinschaften immer wieder auf „jüngere“ Sukzessionsstadien zurückgeworfen werden.

1977 war aus Bremerhaven anhand der verarmten Bodenfauna im Schlickgebiet zwischen Weser- und Elbemündung und Helgoland vorausgesagt worden, dass es in der von Gezeiten und Wind an sich gut durchmischten Deutschen Bucht dennoch bei längeren Hochsommer-Wetterlagen nach intensivem Algenwachstum zu Sauerstoffmangel im Bodenwasser kommen könne und damit zu weitergehenden Schädigungen. Diese Annahme wurde von einigen Meeresforschern für äußerst unwahrscheinlich gehalten, doch schon wenige Jahre später (ab 1981) kam es sogar in der äußeren Deutschen Bucht nördlich von Helgoland zu großflächigen Sauerstoffverknappungen, die das Bodenleben stark schädigten. Fortan wurde intensiv diskutiert, inwieweit landbürtige Eutrophierung bei besonderen Witterungsbedingungen zu solchen Sauerstoffproblemen beitragen könne. Die zusätzliche Düngung der Küstengewässer durch Phosphate und Stickstoff-Verbindungen ließ sich aus Flussfrachten und auch aus den Helgoländer Langzeituntersuchungen über Nährstoffgehalte und Phytoplanktonentwicklungen ableiten. Schon anfangs der 1970er Jahre hatten Rosenberg und Pearson in Anlehnung an bekannte Phänomene im Süßwasser Modellvorstellungen darüber publiziert (Zusammenfassung in Pearson & Rosenberg, 1978), wie sich eine marine Bodenfauna bei Anreicherung organischer Substanzen am Meeresboden entwickelt. Dieses Modell gilt auch für Anreicherungen infolge Eutrophierung und wurde in leicht abgewandelter Form auf die Deutsche Bucht angewendet.

Dass es in der Deutschen Bucht selten zu großräumigen Schädigungen kommt, ist den im Gegensatz zur Ostsee günstigen hydrographischen Bedingungen zu verdanken, die immer wieder eine gute vertikale Wasserdurchmi-

schung und damit Belüftung sowie Verfrachtungen von Nährstoffen aus der Bucht heraus gewährleisten. Inzwischen wurden zudem die Phosphateinträge vom Lande reduziert. Allgemein wird jedoch davon ausgegangen, dass die Lebensgemeinschaften vor unserer Küste durch Eutrophierung verändert sind, was sich vor allem in generell gesteigerter Biomasse und in der Zunahme kleiner, schnellwüchsiger „Opportunistenarten“ ausdrückt. Langsamwüchsige (große) Tiere geraten bei solchen Entwicklungen ins Hintertreffen. In die gleiche Richtung wirken die regelmäßigen starken mechanischen Störungen des Meeresgrundes, wie sie (außer durch Sturmbedingungen schweren Seegang) vor allem durch Bodenfisherei mit schwerem Schleppnetz-Geschirr herbeigeführt werden. Viele langsamwüchsige, große und sich nicht tief eingrabende Bodentiere sind dementsprechend in der Deutschen Bucht selten geworden und tauchen deshalb in „Roten Listen“ gefährdeter Arten auf. In der Umgebung von Wracks, Plattformen oder in Findlingsfeldern, „Steingründen“, wo schwere Fischerei nicht möglich ist, findet man solche Tiere jedoch.

Andere Veränderungen sind weniger auffällig, teilweise auch umstritten, unzureichend untersucht oder betreffen nur einzelne Arten und können durch Krankheiten oder spezifische Schadstoffe bedingt sein. Rückgänge bestimmter zwitteriger Schnecken sind aus Gebieten belegt, die stark mit Tributylzinn (TBT) belastet sind. Tributylzinn, das bislang als Gift in Schiffsfarben zum Schutz gegen Bewuchs eingesetzt wurde, entfaltet hormonartige Wirkungen und kann damit die Ausreifung weiblicher Geschlechtsorgane bei Schnecken verhindern.

Auch Effekte von Klimaverschiebungen lassen sich inzwischen in der südlichen Nordsee aufzeigen. Allerdings werden sie bislang nicht immer als Warnsignale für den Treibhauseffekt wahrgenommen, sondern mit „normalen“ klimatischen Schwankungen im Nordatlantikraum in Zusammenhang gebracht (North Atlantic Oscillations, NAO, z.B. Kröncke et al., 1998). Ob diese Oszillationen „normal“ ablaufen oder seit den 1970er Jahren durch einen Trend genereller Erwärmung überlagert sind, wird zunehmend diskutiert. Immerhin gibt es eine Reihe von Hinweisen auf Zuwanderung und Etablierung wärmebedürftiger Arten in der Nordsee; einige kältebedürftige wie auch der Kabeljau scheinen dagegen in der südlichen Nordsee rar zu werden.

Weltweite Benthosforschung

Die bremischen Forschungen über das Leben am Meeresboden sind schon lange nicht mehr auf das Meer vor unserer Tür, die Nordsee, beschränkt, sondern erfolgen weltweit und in Kooperation mit vielen Ländern. So beschrieb Gerlach schon 1958 die Lebensgemeinschaft der brasilianischen Mangroven und später auch die Meiofauna anderer tropischer Gewässer. Umfangreiche Studien sind in den 1970er Jahren in der iberischen Tiefsee bei Madeira mit dem Forschungsschiff „METEOR“ durchgeführt worden. Seit der Indienstellung der eisbrechenden „POLARSTERN“ kamen zahlreiche Arbeiten in antarktischen und arktischen Gewässern hinzu. In südamerikanischen Gewässern sind die Analysen der El-Niño-Effekte an der pazifischen Küste von besonderer Bedeutung, u.a. weil sie die wiederkehrenden Veränderungen von einem sauerstoff-defizitären zu einem gut

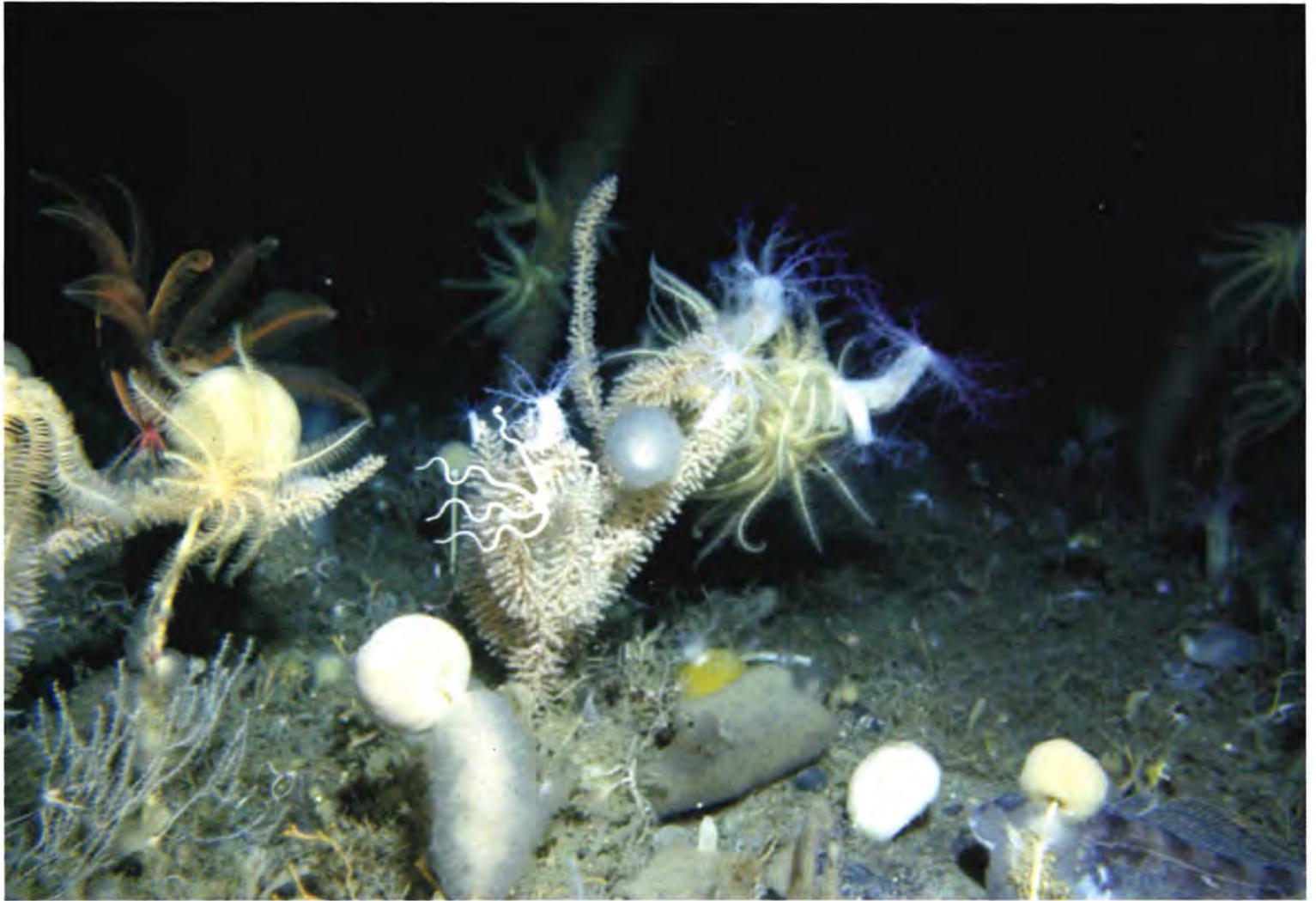


Abb. 4: Artenreiche Lebensgemeinschaft am Boden des Weddell-Meer (Antarktis) mit Schwämmen (z.T. gestielt), Weichkorallen und darauf sitzendem Schlangensterne sowie Haarsterne und Seegurken. (Photo J. Gutt, AWI, Bremerhaven, gewonnen mit Unterwasserfahrzeug [ROV] während einer „POLARSTERN“-Expedition im Jahre 1998)

sauerstoffversorgten benthischen Systemzustand dokumentieren und auch Prognosen über kommende Niño-Auswirkungen erlauben.

Sodann wurden biogeographische Zusammenhänge zwischen Südamerika und Antarktischer Halbinsel umfassend untersucht, wozu das kleine Bremerhavener Forschungsschiff „VICTOR HENSEN“ bis in die Magellanstraße fuhr. Die reiche Fauna auf den antarktischen Schelfen ist darüber hinaus Ziel weiterer zoogeographischer und produktionsbiologischer Arbeiten und dient als Modell für Überlegungen zur Bedeutung von natürlichen (systemtypischen und räumlich begrenzten) Störungen bei der langfristigen Aufrechterhaltung einer hohen Diversität (s.o.) (Abb. 4). Die Dallmann-Station des AWI auf King George Island bildet dafür die logistische Basis.

In der Arktis wurde u.a. der Frage nachgegangen, welche Bedeutung die Produktionsverhältnisse auf den im Sommer regelmäßig eisfreien Schelfmeeren Eurasiens für die Besiedlung des zentralen, stets eisbedeckten tiefen Arktischen Ozeans haben. Entlang des zentralarktischen Lomonossowrückens wurde dabei gezeigt, dass mit den Strömungen von der Laptewsee organische Nahrungspartikel bis in die Nordpolregion transportiert werden, so dass die Bodenfauna auf dem Rücken allmählich nach Norden hin ärmer wird, vor allem auch im Vergleich mit den angrenzenden tiefen Becken. Westlich von Spitzber-



Abb. 5: Unterwasserfahrzeug (ROV) vor der Antarktischen Halbinsel, mit dem Video- und Standbilder (s. Abb. 4) aus 600 m Wassertiefe gewonnen werden können. Das Gerät hängt an einem Windenkäfig, mit dem es vom Schiff bis in die gewünschte Wassertiefe gefiert wird, um dort an einem dünnen Kabel frei im Wasser mit eigenem Antrieb arbeiten zu können. (Photo A. Buschmann, AWI, Bremerhaven)



Abb. 7: Meeresboden in 2400 m Tiefe westlich von Spitzbergen. Mit einem auf schlickigem Boden sitzenden Schwamm leben Garnelen vergesellschaftet. (Photo M. Klages, AWI, Bremerhaven, gewonnen mit Hilfe des französischen ROV „Victor“)



Abb. 6: Unterwasserfahrzeug „Victor“ des französischen Meeresforschungsinstituts IFREMER beim Einsatz während einer „POLARSTERN“-Expedition in der Arktis. Das ROV kann bis in 6000 m Wassertiefe tauchen und mit Hilfe von Manipulatoren Experimente und Probenahmen am Meeresboden durchführen. (Photo M. Klages, AWI, Bremerhaven)

gen wurde inzwischen ein „Hausgarten“ eingerichtet, wo alle Jahre wieder mit Hilfe von unbemannten Tauchbooten (ROVs) (Abb. 5 u. 6), Landern und anderen modernen Geräten experimentelle Untersuchungen, Messkampagnen und (Video-)Beobachtungen am 2500 m tiefen Meeresgrund durchgeführt werden (Abb. 7).

Diese neuen Möglichkeiten eröffnen faszinierende Perspektiven für Forschungen auch über Fragen, die bislang nicht genügend intensiv angegangen werden konnten. Neben Untersuchungen im Labor, an der Küste, ja sogar im offenen Ozean können nun Forschungshypothesen experimentell selbst in der Tiefsee oder unter dem Packeis überprüft und bessere Einsichten in ökosystemare, aber auch physiologische Prozesse gewonnen werden. Angesichts der dabei noch besser sichtbar werdenden Diversität an Arten und Lebensprozessen wächst auch die Verantwortung, sich um den Schutz dieses Reichtums vermehrt zu kümmern.

Wie ernährt sich ein Korallenriff?

Als Charles Darwin in den 50er Jahren des 19. Jahrhunderts auf der „BEAGLE“ die Welt umsegelte, entwickelte er neben seiner Evolutionstheorie auch eine Hypothese über die Entstehung tropischer Korallenriffe, die weithin Gültigkeit bewahrt hat. Darwin war verblüfft über die außerordentliche Fülle und Vielfalt der Lebewelt im Korallenriff, stand sie doch in krassm Gegensatz zu der Armut an Organismen im angrenzenden Ozean. Das als *Darwin's Paradoxon* in die wissenschaftliche Literatur eingegangene Rätsel, wie Riffe quasi als *Oasen in der Meeres-Wüste* unter extremer Nährstoff-Armut zu gedeihen vermögen, beschäftigt die Riffökologen bis heute.

Die hohe Produktivität von Korallenriffen (4–7 g Kohlenstoff pro Quadratmeter und Tag gegenüber 20-fach geringeren Werten im offenen Wasser) scheint sich dabei im Wesentlichen auf drei Pfeiler zu stützen: (1) die hohe Photosyntheseleistung einer vielfältigen bodenlebenden (benthischen), teils endosymbiontisch, endolithisch oder frei lebenden Algengemeinschaft; (2) die sehr effiziente Nutzung der knappen stofflichen Ressourcen und (3) die Fähigkeit des Riffbenthos, über seine große äußere und innere Oberfläche Partikel und gelöste und partikuläre Stoffe aus dem Umgebungswasser aufzunehmen.

Endosymbiosen – die Protagonisten

Beispielhaft für die Kopplung von Photosyntheseleistung und Stoffaustausch sind die in der Stammesgeschichte mehrfach entstandenen Endosymbiosen von einzelligen Algen mit Wirtstieren, wobei die Partner sich aus unterschiedlichen Gruppen des Pflanzen- und Tierreiches rekrutieren können – z.B. Blaualgen, Grünalgen oder Panzeralgen (Dinoflagellaten) auf der einen, Schwämme, Korallen, Plattwürmer oder Weichtiere auf der anderen Seite (Abb. 1). Am bekanntesten ist die Endosymbiose von Korallen mit Zooxanthellen, ca. 10 µm (µm: Mikrometer, d.h. tausendstel Millimeter) großen intrazellulär lebenden Dinoflagellaten. Die bereits im Larvenstadium der Korallen inkorporierten Einzeller sind hierbei in der

Lage, mit Hilfe von Sonnenlicht die Stoffwechsel-Abbauprodukte des Wirtstieres zum Aufbau neuer organischer Substanzen zu nutzen. Sie fungieren damit gleichzeitig als Solarzellen und Nieren des Wirts. Dieser profitiert damit nicht nur von den essentiellen Aminosäuren, Fettsäuren und Kohlenhydraten, die seine winzigen Lebensgefährten ihm liefern, sondern darüber hinaus von der Entsorgung gefährlicher Stoffwechselgifte wie Ammonium. Für die Algen ist das reichhaltige intrazelluläre Nährstoff-Angebot angesichts der extremen Nährstoff-Armut des Umgebungswassers ein Schlaraffenland, darüber hinaus profitieren sie von dem Schutz Nesselkapsel-bewehrter Tentakel und einem gleichbleibend lichtexponierten Umfeld.

Endosymbiosen – die Wirtsfaktoren

Allerdings ist dieser Wohlstand teuer erkaufte: Durch sogenannte Wirtsfaktoren unterdrückt die Koralle nämlich die Eigenvermehrung der Zooxanthellen auf weniger als $\frac{1}{60}$ der potentiell möglichen Teilungsrates, um das Gros der Photosyntheseleistung der mit 10^6 Zellen/cm² dichtgedrängten Untermieter für sich selber abzuschöpfen. Ähnlich einem milchwirtschaftlichen Massenbetrieb ist die gesicherte Grundversorgung der Algen mit der Abtretung aller Produktionsrechte an den Wirt gekoppelt.

Störungen des labilen Gleichgewichtes zwischen den Korallenzellen und ihren Zooxanthellen führen zu z.T. erheblichen Fluktuationen in den natürlichen Zooxanthellendichten. So können bereits im Jahresverlauf die natürlichen Zooxanthellenbestände mehrere Zehnerpotenzen von den o.g. Normdichten abweichen. Offenbar gelingt es den Endosymbionten – vor allem bei erhöhten Nährstoffkonzentrationen im Umgebungswasser –, sich der Kontrolle durch den Wirt zu entziehen: Ihre Teilungsrates und Dichten nehmen zu; die Koralle verfärbt sich zusehends dunkler. Am Ende werden die überschüssigen Algen ausgestoßen.

Endosymbiosen – Partner unter Stress

Aber auch in anderen Stress-Situationen wird das Zusammenspiel von Wirt und Symbionten gestört: Bei hoher Temperatur, Sonneneinstrahlung oder Süßwasser-einfluss werden die Zooxanthellen ausgestoßen, und die Koralle erscheint aufgrund des nun durchschimmernden weißen Kalkskeletts bleich; man spricht von *coral bleaching* (Abb. 2). Wenngleich auch völlig ausgebleichte Korallen noch einige hundert bis tausend Zooxanthellen/cm² Korallengewebe aufweisen, entsprechen die Verluste dennoch 99,9 % ihrer vorgenannten Funktionen als Energielieferant und „Niere“ des Wirtes. Es ist daher nicht verwunderlich, dass nach intensiven und ausgedehnten Bleiche-Perioden die Korallen großflächig absterben – wie dies 1998 im Zuge einer extremen Erwärmung der tropischen Meeresoberflächen-Temperaturen vor allem im Indischen Ozean zu beobachten war. Große Korallenbestände in den Malediven oder auf

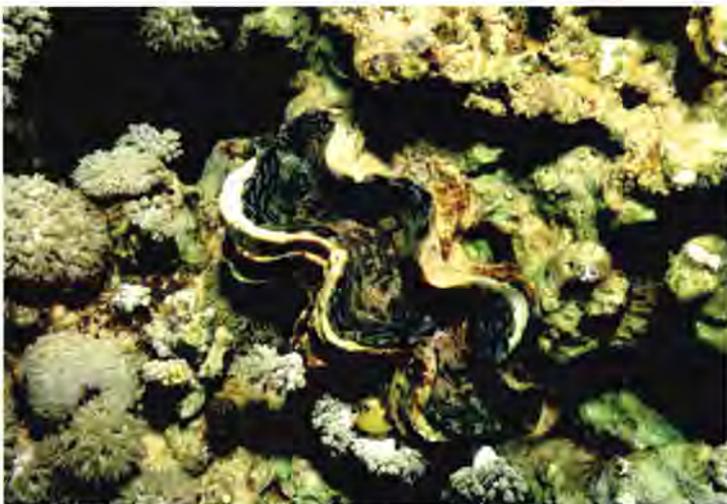


Abb. 1: Korallen und Riesenmuscheln beherbergen symbiotische Mikroalgen (Zooxanthellen) und sind als „solare“ Tiere funktional phototroph. (Photo: © M. Wunsch)

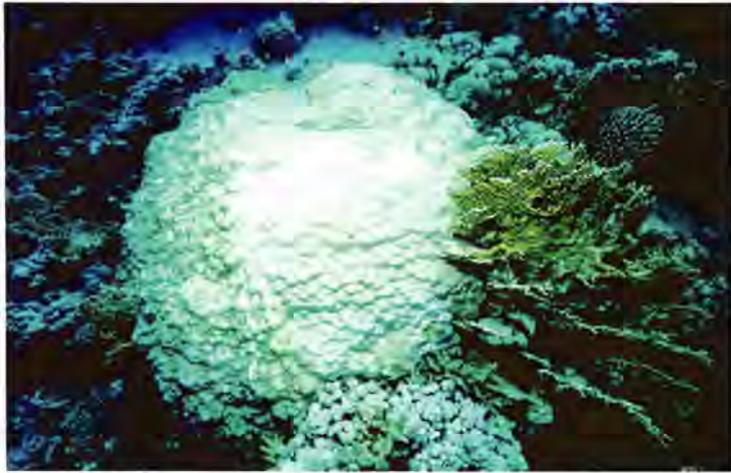


Abb. 2: Unter Stress können Korallen ihre Zooxanthellen verlieren und bleichen aus. (Photo: © M. Wunsch)

den Seychellen sind mittlerweile abgestorben, die Korallenskelette von Algenrasen und anderem Aufwuchs überzogen. Riffbildende Steinkorallen wachsen nur langsam. Die Prognosen für eine rasche Erholung der Korallenriffe nach verheerenden Bleiche-Ereignissen sind daher schlecht. Der zunehmende Treibhauseffekt, der sich in Übereinstimmung bisheriger Beobachtungen und Modelle in einer Erhöhung der Wassertemperaturen in den Tropen bemerkbar macht, lässt eine Häufung dieser Katastrophen erwarten. Noch ist nicht abzusehen, ob die Wirts-Algen-Assoziationen in der Lage sein werden, sich an den mit 2°C pro Jahrhundert extrem raschen Temperatur-Anstieg in den tropischen Meeren anzupassen, z.B. durch Selektion temperatur-resistenter Zooxanthellen-Stämme.

Die Auswirkungen von *bleaching* sind auf organismischem Niveau für Steinkorallen, Weichkorallen, Riesenschnecken und andere symbiotische Organismen bereits recht gut untersucht. Weniger bekannt sind die Auswirkungen von *bleaching* auf das Gesamtsystem Korallenriff.

Endolithische und epibenthische Algen und ihre Konsumenten

Ein enger Stoffaustausch besteht auch zwischen Korallen und endolithischen Bohralgen, die in der Oberflächenschicht des Kalkskeletts, gewissermaßen im Souterrain der Korallen-Zooxanthellen-Assoziation, leben und als Schwachlicht-Spezialisten im Schutze des Korallenkalks von dem relativ hohen Nährstoffgehalt des Porenwassers profitieren. Diese Grün- und Rotalgen tauschen in Tuchfühlung mit dem nur Bruchteile von Millimeter dicken Überzug am Korallengewebe ebenfalls organische Substanzen gegen weitere Nährsalze ein.

Andere wichtige Primärproduzenten im Korallenriff sind freilebende, vielzellige Großalgen, die vor allem die in den Spalten des Korallenstocks und den Lücken des Korallensands regenerierten Nährstoffe nutzen. Dies sind u.a. kalkige Überzüge bildende, blattförmige oder fädige Formen. Kalkrotalgen spielen besonders an brandungsexponierten Stellen oder in Schwachlicht-Bereichen des Riffes eine wichtige Rolle für die Stabilisierung und Verfestigung des Korallenstocks. Fadentalgen erscheinen als dünne flaumige Überzüge auf den ersten Blick zunächst unbedeutend, tragen aber mit hohen

Wachstumsraten in starkem Maße zur Primärproduktion der Riffe bei.

Die Gesamtheit all dieser Phototrophen im Korallenriff ernährt ein weites Spektrum von bohrenden, raspelnden, zupfenden und nagenden Weidegängern, die ihrerseits von einer vielfältigen Gemeinschaft von Räubern genutzt werden. Die Stoff-Flüsse sind hier naturgemäß weit offener als im engen Stoff-Kreislauf einer Endosymbiose.

Stoffkreislauf und -verluste

Der Stoffwechsel und die mechanische Einwirkung weidender Organismen setzen erhebliche Mengen organischen und anorganischen Materials frei, die zu Anreicherungen von Nährstoffen und Detritus über dem Riff führen. Die größeren Partikel sedimentieren größtenteils über dem Riff bzw. den Korallensanden und dienen Detritivoren wie Seegurken als Nahrung. Ein Teil der gelösten Stoffe und der langsamer sinkenden kleinen Partikel kann in Riffnähe über photosynthetische Algen, Filtrierer und Schleimnetzfünger wieder dem Korallenriff zurückgeführt werden. Wir haben es also mit einem weitgehend geschlossenen System zu tun, das seine Energie über die Photosynthese aus der Sonnenstrahlung bezieht und den Kohlenstoff letztlich aus dem CO₂ der Atmosphäre gewinnt. Limitierend sind auch hier die mineralischen Nährstoffe, vor allem Stickstoff- und Phosphorverbindungen und Spurenmetalle.

Dem System geht im Laufe der Zeit aber Substanz verloren – durch Brandung und Strömung und die damit einhergehende Verfrachtung von Nährstoffen, Verdriftung von Larven, Abwanderung von Elterntieren usw. Die Kompensation dieser chronischen Stoff-Verluste ist für das Gesamtsystem Korallenriff lebensnotwendig, um es vor einem Ausbluten zu bewahren. Nachschub muss von außen erfolgen. Darwins Paradoxon, d.h. die Vorstellung, dass das Korallenriff als einer der diversesten und Biomasse-reichsten Lebensräume am Tropfen des angrenzenden extrem oligotrophen Ozeans hängt, stellte Riff-ökologen lange Zeit vor große konzeptionelle Probleme: Wie kann ein unproduktives Meer ein blühendes Korallenriff am Leben erhalten?

Importwege ins Riff

Das Repertoire an Antworten in der Literatur ist ebenso vielfältig wie unbefriedigend: Die Fixierung atmosphärischen Stickstoffs durch Mikroorganismen erklärt zwar die Kompensation der Stickstoff-Verluste, lässt aber offen, über welchen Mechanismus die ebenso wichtigen Phosphor-Verluste ausgeglichen werden. Der Eintrag von N und P durch das Grundwasser ist in manchen kontinentalen Saumriffen von Bedeutung, erklärt aber nicht die Existenz ozeanischer Korallenatolle. In jüngerer Zeit setzt sich die Überzeugung durch, dass für die Lösung des Darwin-Paradoxons nicht die Stoff-Konzentrationen, sondern die Stoff-Ströme berücksichtigt werden müssen. Zwar sind die Konzentrationen an gelösten und suspendierten Stoffen im tropischen Ozeanwasser äußerst gering. Bei ausreichender Strömung und hinreichend großer resorbierender Oberfläche kann jedoch pro Zeiteinheit ebenso viel Material eingefangen werden wie in einem System mit hohen Konzentrationen aber geringer Strömung und kleiner resorbierender Oberfläche. Ent-



Abb. 3: Die mit Nesselzellen bewehrten und oftmals gefiederten Tentakel sind tödliche Plankton-Fallen – hier eine Nahaufnahme der Hornkoralle *Acabaria* sp. im Roten Meer. (Photo: © M. Wunsch)

scheidend ist also weniger die Stoffkonzentration als vielmehr die Transportrate und die Größe und Fängigkeit des Filters. In der Tat weist das Korallenriff aufgrund seiner morphologischen Komplexität eine enorme Oberfläche auf, die sich aufgrund der Fraktal-ähnlichen Struktur der Korallen mit ihren Zweigen, Ästen, Polypen, oftmals noch fiedrig verästelten Tentakeln nur schwer quantifizieren lässt (Abb. 3).

Die Frage nach dem Eintrag allochthonen Materials ins Korallenriff war auch Thema des internationalen *Red Sea Program for Marine Science*, an dem mehrere Institute aus Bremen und Bremerhaven beteiligt waren. Im Rahmen von Expeditionen und längeren Forschungsaufenthalten untersuchten gemischte Teams arabischer, israelischer und deutscher Forscher und Studenten die Rolle planktonfressender Organismen im Stoffhaushalt des Korallenriffs. Bremen wurde damit zu einem neuen Zentrum der traditionsreichen deutschen Korallenforschung.

Zooplankton-Fänger

Korallen sind in der Lage, neben Nährstoffen auch Plankton und Detrituspartikel aus dem vorbeiströmenden Wasser herauszufangen (Abb. 3). Da sich ihre Ernährungsweise – wie die vieler anderer wirbelloser Zooplanktonfänger – darauf beschränkt, die Fangtentakel in den Wasserstrom zu halten und zur Mundöffnung zu führen, werden sie zu den *passiven* Suspensionsfressern gerechnet. Als sessile Tiere sind sie darauf angewiesen, ihre Beute schnell festzuhalten, damit sie bei dem nur Bruchteile von Sekunden währenden Auftreffen nicht verloren geht. Korallen verfügen hierzu über ein reiches Arsenal von Nesselkapseln – Volventen, Glutinanten und Penetranten –, die dazu dienen, die nur Millimeter großen Beutetiere – meist Planktonkrebse – zu verhaken, zu verleimen und zu harpunieren. Diese mit lähmenden Giften ausgestatteten mikroskopisch kleinen Zellorganellen gehören zu den komplexesten Gebilden, die das Tierreich hervorgebracht hat.

Anders als die festsitzenden Korallen sind die mobilen Haarsterne in der Lage, besonders gut umströmte Fressplätze aufzusuchen. Im Schutze der Nacht verlassen sie ihre Verstecke, klettern auf Riff-Vorsprünge und breiten



Abb. 4: Haarsterne wetteifern mit tonnenförmigen Schwämmen um die besten Plätze im Planktonstrom eines karibischen Korallenriffs vor Curaçao. (Photo: © M. Wunsch)



Abb. 5: Wachsame Fischaugen und hungrige Mäuler kontrollieren das flache Vorriff eines Korallenriffes im nördlichen Golf von Aqaba, Rotes Meer. (Photo: © M. Wunsch)

ihren Tentakelkranz aus, um das vorbeitreibende Plankton einzufangen (Abb. 4).

Die meisten Fische hingegen, die sich auf den Zooplankton-Fang spezialisiert haben, sind für die visuelle Ortung ihrer Beute auf Tageslicht angewiesen (Abb. 5). Sie verlassen im Morgengrauen ihre Schlafplätze im Korallenfels und steigen – meist im Schutze größerer Gruppen oder auch ausgedehnter Schwärme – zum Fressen in der Wassersäule auf. Sie stehen dann als *walls of mouths* (Wände aus Mündern) in der Strömung und schnappen dort unentwegt nach ihrer mikroskopisch kleinen Beute. Die Kotschnüre, die aus den Schwärmen auf das Riff niederregnen, sind eine wichtige Nahrung für Kot- und Sediment-fressende Organismen.

Filtrierer

Auf den Fang noch kleinerer Planktonorganismen haben sich *aktive* Suspensionsfresser – oder Filtrierer – spezialisiert, vor allem Schwämme, Muscheln und Seescheiden (Abb. 4 und 6). Sie pumpen mit Hilfe kleiner Geißeln oder Zilien Wasser durch ihre Körperhöhlungen und sind in der Lage, oftmals nur Mikrometer große Partikel aus dem Wasserstrom herauszufiltern. Die enorme Pumpleistung – bei Schwämmen z.B. wird alle vier Sekunden



Abb. 6: In den Katakomben eines Korallenriffs verstecken sich ungeahnte Schätze – hier krustenbildende Schwämme und Seescheiden in einer Riffhöhle vor Ras Mohammad, Rotes Meer. (Photo: © M. Wunsch)

eine dem Körpervolumen äquivalente Menge an Wasser ausgetauscht – scheint auf den ersten Blick ein kostspieliges Unterfangen. Tatsächlich aber verbrauchen diese Spezialisten hierfür nur 0,3–0,4 % ihres Stoffwechsel-Grundumsatzes. Im Gegenzug erhalten sie Zugang zu der zwar kleinsten aber an Biomasse dominierenden Planktonfraktion: das Pikoplankton. Diese nur < 2 µm kleinen Algen und Bakterien machen oftmals > 95 % des Planktonangebots aus. Dass sich der Fang fein partikulärer und gelöster organischer Substanz lohnt, zeigen die mit aktiven Suspensionsfressern vergesellschafteten Assoziationen von Mikroorganismen, die von dem steten Futterstrom profitieren. So finden sich im lockeren Mesenchym von Schwämmen oft bedeutende Mengen von Bakterien und Blaualgen. Auch im Mantelsaum von Riesenschwämmen leben symbiontische Algen. Ähnlich wie die mixotrophen (d.h. sowohl photo- als auch heterotrophen) Korallen leben sie an der belebten Kreuzung zweier Stoff- und Energieströme durch Plankton und Sonnenlicht.

Vor dem Hintergrund der Versorgung des Korallenriffs mit allochthonem Material erhebt sich die Frage, warum Korallen das Rennen um die besten Plätze an der Sonne gewonnen haben, obwohl mit Algensymbionten ausgestattete Schwämme als Pikoplankton-Filterierer den zooplanktivoren Korallen überlegen sein müssten. Tatsächlich ist die heutige Dominanz der Steinkorallen eine erdgeschichtlich relativ junge Erscheinung. In weiten Teilen des Paläozoikums und Mesozoikums dominierten aktive Suspensionsfresser wie Schwämme (*Archaeocyatha*, *Stromatopora*) oder Muscheln (*Rudista*). Wir wissen aber nicht, in welchem Maße diese Gruppen Endosymbionten enthielten. Schwämme treten in modernen Riffen äußerlich kaum in Erscheinung.

Kryptische Filterierer

Neueste endoskopische Untersuchungen, die von Wissenschaftlern aus dem Bremer Zentrum für Marine Tropenökologie und ihren jordanischen Kollegen der Aqaba Marine Science Station im Roten Meer durchgeführt wurden, zeigen jedoch große Bestände von kryptischen Schwämmen in den engen Spalten des Riffkörpers (Abb. 6). Sie überziehen mosaikartig in einer dünnen, von

anderen Tieren, Mikroorganismen und Rotalgen unterbrochenen Schicht die Wände eines wahren Labyrinths von Höhlungen. Diese inneren Flächen sind weit größer als die sichtbare äußere Oberfläche (2–7 m² pro Quadratmeter Riff) und bieten Lebensraum für eine große Zahl von z.Z. noch unbeschriebenen Arten. Gut geschützt vor Räubern, profitieren die Höhlenschwämme vom steten Durchstrom an Plankton. Das Wasser wird dabei durch Kamineffekte durch die Riffspalten getrieben und verliert auf seinem Weg z.T. über 70 % seiner Pikoplankton-Fracht an die wegelagernden Filterierer. Durch die Remineralisierung dieser größtenteils aus dem angrenzenden Ozean stammenden Bakterien und Piko-Algen gelangen neue Nährstoffe ins Korallenriff. Sie decken über ein Fünftel des Gesamtbedarfs der Korallenriff-Produzenten an Nährsalzen.

Veränderungen der Stoff-Flüsse

Die zunehmende Eutrophierung tropischer Küstengewässer, die damit einhergehende Verstärkung der Stoffflüsse und Erhöhung der pelagischen Primärproduktion führen zu tiefgreifenden Veränderungen in der Kopplung der pelagischen und benthischen Prozesse, die auch das Gleichgewicht der Riff-aufbauenden und -abbauenden Kräfte negativ beeinflussen.

Kryptische Filterierer, die an extrem niedrige Nahrungsbedingungen angepasst sind, werden von schnellwüchsigen Opportunisten verdrängt. Zu diesen gehören Makroalgen, die das erhöhte Nährsalzangebot zu nutzen vermögen. Sie überwuchern die Korallen, beschatten und ersticken sie und unterbinden damit die weitere Kalkbildung. Durch das Absterben der Korallen bieten sich weitere Angriffsflächen für Bohrschwämme oder Bohrmuscheln. Die Folge ist eine zunehmende Erosion des Riffs.

Neben diesen *bottom-up*-Effekten, die sich über die Primärproduzenten auf die höheren Glieder der Nahrungskette ausbreiten, gibt es auch Verschiebungen des Nahrungsgefüges, die von oben nach unten durchschlagen (*top-down*). Störungen des empfindlichen Gleichgewichts zwischen Produzenten und Konsumenten können dramatische Veränderungen in der Riffgemeinschaft hervorrufen – z.B. durch Überfischung von Raubfischen kommt es zur Massenentfaltung von weidenden Seeigeln, die ganze Riffareale einschließlich der Korallen kahlfressen können. Umgekehrt kann es durch Einbrüche in Seeigel-Populationen zur Verschiebung des ökologischen Gleichgewichts von Korallen zu Algen-dominierten Riffen kommen. Die Beispiele zeigen, wie eng Struktur und trophische Prozesse im Korallenriff zusammenhängen. Die Frage der *Ernährung* eines Korallenriffs ist daher für den Erhalt seiner Gemeinschaftsstruktur unerlässlich.

Weiterführende Literatur

- Erez, J. (1990), On the importance of food sources in coral reef ecosystems. In: Dubinsky, Z. (ed.), *Coral Reefs*, Elsevier Science Publishing, New York, 411–418.
- Richter, C. (1998), Das Riff als Planktonfilter. *Meer und Museum*, 14: 28–53.
- Richter, C., Wunsch, M., Rasheed, M., Kötter, I. und Badran, M. I. (2001), Endoscopic exploration of Red Sea coral reefs reveals dense populations of cavity-dwelling (coelobite) sponges. *Nature*, 415: 726–730.
- Schlichter, D. (1998), Ernährung und Karbonatproduktion zooxanthellater Steinkorallen. *Meer und Museum*, 14: 15–27.
- Sorokin, Y. I. (1995), *Coral reef ecology*. Springer, Berlin, 465 S.

Mangroven – ein Forschungsschwerpunkt des Bremer Zentrums für Marine Tropenökologie

Claus Bantzer zum 60. Geburtstag gewidmet

Einleitung

1991 wurde an der Universität Bremen das Zentrum für Marine Tropenökologie (ZMT) gegründet. Lagen die Schwerpunkte der Forschungstätigkeit in den Anfangsjahren vor allem in Latein- und Südamerika, so ist das Institut inzwischen weltweit in partnerschaftliche Projektvorhaben in den Tropen eingebunden, wobei die ökosystemare Erforschung von Mangroven und Korallenriffen zu den Hauptaufgaben des Institutes gehören (s. hierzu auch den Beitrag von Richter).

Mangroven sind baumbestandene Feuchtgebiete in der Gezeitenzone tropischer und subtropischer Küsten. Sie wachsen beidseits des Äquators, wo die mittlere jährliche Wassertemperatur über 20° C liegt (Abb. 1). In kälteren Gewässern jenseits der Wendekreise treten Salzwiesen an die Stelle von Mangroven. Angaben zur weltweiten Gesamtfläche der Mangroven sind widersprüchlich, da diese Gebiete einerseits einer großen natürlichen und anthropogenen Dynamik unterliegen, andererseits nicht von allen betroffenen Ländern entsprechendes Datenmaterial vorliegt. Heute nimmt man eine Gesamtfläche von 18 Millionen Hektar an, davon rund 40 % in Süd- und Südostasien. Indonesien verfügt mit 45 000 km² über die weltweit größte Mangrovenfläche.

In ihrer ökologischen und wirtschaftlichen Bedeutung unterschätzt, fanden Mangroven in der Vergangenheit nur wenig Beachtung. Erst in jüngster Zeit lenkte die Wissenschaft ihre Aufmerksamkeit auf diese charakteris-

tischen Ökosysteme, deren weltweite Zerstörung durch den Menschen offensichtlich mit erheblich negativen Auswirkungen auf die umgebenden Küsten- und Meeresregionen, aber auch auf das weltweite Klimageschehen verbunden ist. Will man die fortgesetzte Zerstörung von Mangroven aufhalten, müssen nachhaltige Bewirtschaftungsformen gefunden werden, die einerseits das Ökosystem Mangrove schützen und andererseits der von ihr lebenden Bevölkerung eine dauerhafte Lebensgrundlage sichern.

Die folgenden Publikationen zum Thema Mangrove vermitteln einen informativen Überblick zum gegenwärtigen Forschungsstand. Bibliographische Übersichten findet man bei Schaeffer-Novelli (1986), Mastaller (1990), Schwamborn & Saint-Paul (1996) sowie Ellison & Farnsworth (2000). Li & Lee (1997) fassen die in den Jahren 1950 bis 1995 erschienenen chinesischen Arbeiten zusammen. Die Studie von Snedaker & Snedaker (1984) befasst sich mit Mangrovenforschung und den daraus abzuleitenden Managementempfehlungen. Die Arbeit von Tomlinson (1986) ist auf die Grundzüge der Mangrovenbotanik spezialisiert. Die Publikation von Robertson & Alongi (1992) beruht auf australischen Ergebnissen und verschafft einen Überblick zur Gemeinschaftsökologie von Mangroven. Ein reich illustrierter, populärwissenschaftlicher Text- und Bildband wurde von Mastaller (1997) vorgelegt. Allgemein verständlich und gut informierend ist auch eine jüngst erschienene deutschsprachige Ausgabe von Wolanski (2001).

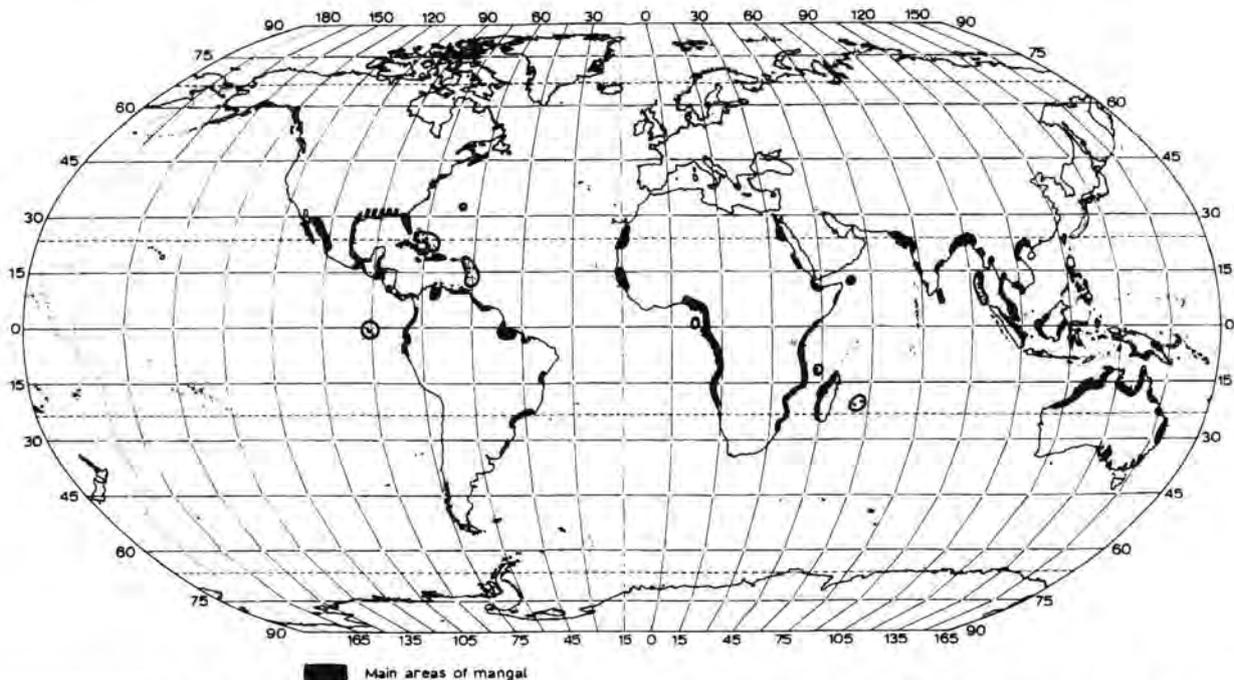


Abb. 1: Mangrovenwälder säumen tropische Küsten beidseits des Äquators im Bereich zwischen dem Wendekreis des Krebses und des Steinbocks (gestrichelte Linie). Eingetragen ist die 20° C-Isochryme, eine Linie gleicher winterlicher Jahresmittelwerte der Meerestemperatur (Nach Glaubrecht, 1999)



Abb. 2: Die Sämlinge der Rhizophora-Mangrove keimen bereits an der Mutterpflanze und wachsen dort zu speerförmigen Sprösslingen heran. Der reife Sprössling fällt von der Mutterpflanze ab und bohrt sich in den weichen Schlamm, wo er an Ort und Stelle wurzelt und Blätter treibt

Der Mangrovenwald

Mangrovenbäume wachsen im Gezeitenbereich auf der Grenzlinie zwischen Land und Meer. Sie wurzeln in schlammigen, sauerstoffarmen Böden und sind einem extremen Gezeitenwechsel mit hohen Salzgehaltsschwankungen und starken Winden ausgesetzt. In Flussmündungen, wo sie am häufigsten anzutreffen sind, entsteht durch die Mischung von Süß- und Salzwasser ein Brackwassersystem, das durch den Salzgehalt und die vorherrschenden Strömungsmuster die Struktur der Vegetation bestimmt. Durch ihre biologischen und physiologischen Anpassungsmechanismen wird den Mangrovenbäumen das Überleben an der Flachwasserküste ermöglicht. So sind die meisten Baumarten durch Viviparie gekennzeichnet, d.h. die Sämlinge werden bereits am Baum gebildet, fallen reif als speerartiger Spross vom Mutterbaum ab und bohren sich in den weichen Schlamm, wo sie an Ort und Stelle wurzeln und Blätter treiben, ohne zuvor von Wind und Wellen verdriftet worden zu sein (Abb. 2). Die junge *Rhizophora*-Pflanze bildet später bizarre Stelzwurzeln und verschafft sich damit im Schlick den erforderlichen Halt (Abb. 3). Diese Wurzeln sind mit zahlreichen Luftporen und -kanälen bestückt, durch die der Sauerstoffmangel im Schlick ausgeglichen wird. Mit besonderen Drüsen ausgestattet, können bei-



Abb. 3: Wurzelgeflecht der Mangrovenart *Avicennia rhizophora*. Durch die reichlich mit Luftporen und -kanälen bestückten freiliegenden Wurzeln gelangt der Sauerstoff auch in die vom Schlamm und Salzwasser bedeckten Wurzeln

spielsweise die *Avicennia*-Bäume die mit dem Wasser aufgenommenen Salze über ihre wachsartig überzogenen Blätter wieder ausscheiden. Gleichzeitig dienen die bei einigen Mangrovenarten in großer Menge auftretenden Luftwurzeln mit ihrer dichten Behaarung als ausgezeichnete Sedimentfänger.

Rund 70 Arten von Bäumen, Sträuchern, Palmen und Farne aus 20 Familien sind typische Mangrovenpflanzen. Im indo-malayischen Gebiet erreichen Mangroven mit etwa 40 Arten ihren größten biologischen Reichtum. In Südamerika kommen häufig nicht mehr als acht Arten vor. Verglichen mit dem Amazonas-Regenwald, in dem pro Hektar über 500 Pflanzenarten gezählt werden, ist die Mangrove also ein relativ artenarmer Tropenwald. Das läßt sich mit den besonderen Anpassungsmechanismen an die extremen physikalischen Bedingungen im Litoralbereich erklären. Sie gehören zu den wenigen Landpflanzen, die sich dem Salzwasser anpassen (= Halophyten) und damit im Gezeitenbereich konkurrenzlos gedeihen können.

Fischereiliche Nutzung der Mangrove

Unserem heimischen Wattenmeer vergleichbar bietet die Mangrove für viele, im Küstenbereich lebende Fischarten Lebensraum und Nahrung und spielt eine wichtige Rolle als Kinderstube. Im dichten Wurzelgeflecht der Mangroven finden aber nicht nur Larven und Jungtiere bei der Nahrungssuche Schutz vor Räubern, sondern auch die bei Hochwasser in die Mangrovenpriele eindringenden adulten Fische und Garnelen.

Die periodischen Überschwemmungen und die stark schwankenden Salzgehalte wirken sich auf die Zusammensetzung der Fischfauna aus. Da die Mangrovenwälder im Übergangsbereich vom Süß- zum Salzwasser liegen, sind die meisten Tiere euryhalin, d.h. sie vertragen unterschiedliche und stark schwankende Salzgehalte.

Viele wirtschaftlich interessante Fischarten wie beispielsweise der Milchfisch *Chanos chanos*, der heringsartige Schwarmfisch *Hilsa* sp. und die meerbrassenähnlichen Schweinsfische der Gattung *Pomadasy* sp., aber



Abb. 4: Das *Vierauge* (*Anableps anableps*), eine dem asiatischen Schlammpringer ähnliche lebende Art, kommt in der Mangrove Mittel- und Südamerikas vor. Die bis zu 30 cm lang werdenden Vieraugen leben beutelauernd auf Schlammböden direkt unterhalb der Wasseroberfläche. Die Augen sind durch ein horizontales Gewebeband in eine untere und eine obere Hälfte geteilt, einem Wasser- und einem Luftauge, mit eigener Retina, so dass die Tiere gleichzeitig über- und unterhalb des Wasserspiegels sehen können.

auch die Meeräsche *Mugil* sp. wachsen in der Mangrove heran. Diese Arten bedienen sich, oftmals sehr spezialisiert, der verschiedenen Nahrungsquellen, von Kieselalgen über Zooplankton, benthischen Invertebraten bis zu anderen kleineren Fischarten.

Die zu den Grundeln gehörenden Schlammpringer (*Periophthalmus chrysospilus*) sind in besonderer Weise an den amphibischen Lebensraum angepasst. Die Augen sind für ein Sehen über Wasser eingerichtet. Diese Fische können das Wasser verlassen und bewegen sich am Ufer mit Hilfe ihrer armartig verlängerten Brustflosse. Auf dem Lande atmen sie mit Hilfe von Aussackungen der Mund- und Kiemenhöhle, die reichlich mit Blutgefäßen versorgt werden (Abb. 4).

Die Garnelenfischerei ist in der Mangrove wirtschaftlich am bedeutsamsten. Die adulten Garnelen sind vor allem auf dem Schelf tropischer Flachmeere zu finden, wo auch die Eiablage erfolgt und sich die Larven entwickeln, die dann in ihrem Zwischenstadium (Megalopa) bei nächtlichen Springfluten in die Mangrovenästuarie einwandern, dort zu juvenilen Garnelen heranwachsen und vor ihrer Geschlechtsreife wieder seewärts auf den Schelf ziehen. Allerdings ist noch nicht geklärt, weshalb Garnelen meist an Mangrovenwälder assoziiert sind, möglicherweise profitieren sie von der hohen Primärproduktion in diesen Gebieten.

Obwohl die Küstenfischerei auf Garnelen durch die Shrimp-Zucht im Küstenbereich in wirtschaftliche Bedrängnis geraten ist, ist der Fang penaeider Garnelen (Krabben) nach wie vor aufgrund des hohen Preisniveaus lohnend (Abb. 5). Laut offizieller Fangstatistik stammten 1999 ca. 2,9 Mio. t Garnelen aus Wildfängen und 865 000 t aus der Aquakultur (FAO, 2001; Rosenberry, 2000). Für große Teile der Bevölkerung tropischer Küstengebiete ist sowohl die artisanale (handwerkliche) als auch die industrielle Garnelenfischerei u.a. als



Abb. 5: Der Export von Garnelen (*Penaeus*) ist für viele tropische Küstenländer zu einem wichtigen ökonomischen Faktor geworden. Deshalb wird ihre Zucht vielerorts in künstlich angelegten Aquakulturanlagen kommerziell betrieben.

bedeutende Devisenquelle die wichtigste Lebensgrundlage. Garnelen werden in ihren unterschiedlichen Entwicklungsstadien befishet. Dabei unterliegen Juvenile und Subadulte einer hohen Mortalität durch artisanale Fischerei. Insbesondere die aus Mangrovenästuarie und aus Lagunen einwandernden Subadulten werden mit verschiedensten Stell- und Schleppnetzen gefangen. In Südostasien und Ecuador werden juvenile Garnelen intensiv zum Besatz von Zuchtteichen in Küstennähe befishet.

In tropischen Küstengebieten spielt die artisanale Fischerei auf Mangrovenfische für die Bevölkerung eine wichtige Rolle und führt dort zu guten Erträgen, wo der Lebensraum nicht durch menschliche Eingriffe gestört ist (Abb. 6). Allein in den Sunderbans (Bangladesh) leben ca. 260 000 registrierte Fischer von der Fischerei (Siddiqi, 1994). In Malaysia ist ca. ein Drittel der Fischerei mit einem jährlichen Ertrag von ca. 250 Mio US \$ direkt von den Mangroven abhängig (Clough, 1993).



Abb. 6: In der Mangrove Nordbrasilens werden die Fische mit Hilfe großer Reusen gefangen, die auf den Sandbänken aufgestellt werden.



Abb. 7: Die Landkrabbe *Ucides cordatus* bewohnt Erdhöhlen in der Mangrove. In Brasilien durchwaten Krabbersammler bei Ebbe den Schlick im Mangrovengestrüpp und ergreifen die Krabben blind in ihren tief sitzenden Höhlen

In vielen Mangrovegebieten ist die Sammelfischerei auf Großkrebse lokal von erheblicher Bedeutung. Geschickte Krebsfänger greifen blind in tiefliegende Schlickhöhlen, wo sich die Tiere versteckt halten (Abb. 7). Allein in der Sepetiba-Bucht in Südostbrasilien werden auf diese Weise jährlich ca. 10 t Krebse gefangen. In der traditionellen Sammelfischerei Nordbrasilien wird versucht, eine nachhaltige Nutzung dieser Ressource dadurch zu erreichen, dass lediglich männliche Krebse gefangen werden. Weibliche Krebse werden trotz des mühsamen Fangaufwandes wieder ausgesetzt. Im indopazifischen Raum von Ostafrika bis Ozeanien ist die Fischerei auf den Schwimmkrebse *Scylla serrata* (Fam. Portunidae) von großer ökonomischer Bedeutung. Schließlich sei erwähnt, dass Mangroven auch als Muschelproduzenten intensiv genutzt werden, vor allem die Mangrovenauster (*Crassostrea* spp.) ist eine beliebte Speisemuschel.

Zerstörung und Schutz der Mangrove

Bisher bot die Mangrove Lebensraum für alteingesessene, soziologisch und ökonomisch an die Lebens- und Ertragsbedingungen angepasste Bevölkerungsgruppen, deren Lebensgrundlage überwiegend auf Fischerei beruhte. Nun dringen in diesen Lebensraum fremde Bevölkerungsgruppen mit neuen Nutzungsformen und -interessen ein, die sich auf die traditionellen Lebensformen und die Umweltansprüche der alteingesessenen Bevölkerung negativ auswirken. Das Potenzial der Mangrove wird rücksichtslos ausgebeutet und durch konkurrierende Nutzung von Fischerei und Holzwirtschaft, durch bauliche Maßnahmen, Industrie und Schifffahrt zerstört. Die derzeit größte Bedrohung von Mangrovegebieten besteht in der Abholzung zur Gewinnung von Brennholz und Wohnraum für die rasch wachsende Bevölkerung. Das World Resources Institute (1992) ermittelte eine Bevölkerungszunahme in Küstennähe für

den Zeitraum 1980 bis 2000 von ca. 600 Millionen auf ca. 1 Milliarde Menschen und macht diesen enormen Bevölkerungsdruck für die weltweite Abnahme der Mangroveflächen auf derzeit 56 % ihrer auf ca. 30 Millionen Hektar geschätzten ehemaligen Fläche verantwortlich. Millionenstädte wie Bangkok, Bombay, Jakarta, Kalkutta, Miami, Rio de Janeiro, Sidney und Singapur stehen in ehemals von Mangroven bedeckten Gebieten. Mangrove-reste am Rande der Megastädte fallen der Immobilienspekulation zum Opfer, werden durch weitläufige Slums zerstört oder wie in Indien zur Ansiedlung von Flüchtlingen abgeholt.

Zu den Hauptverursachern der Mangrovenzerstörung zählt auch der Tourismus. In der Karibik führen Landgewinnung und Aufschüttung für den Bau von Tourismusanlagen zur Zerstörung der Mangrove. Auf den Kaiman-Inseln wurden seit 1977 über 95 % der Überschwemmungswälder für die Anlage von Ferienwohnungen, Straßen, Marinas (Bootsstege) und Golfplätzen aufgeschüttet (Bacon, 1993). In Brasilien verschlang die Anlage von Feriensiedlungen und Marinas in der Ilha Grande-Bucht zwischen Rio de Janeiro und São Paulo seit 1980 80 % der dortigen Mangrovefläche (Lacerda, 1994).

Ein weiterer Hauptverursacher sind Aquakulturanlagen, deren Bau zu erheblichen Verlusten an Mangrovefläche geführt hat (Abb. 8). Shrimps sind eine beliebte Delikatesse auf den Tischen der industriellen Wohlstandsgesellschaft. Die steigende Nachfrage danach hat in den Tropenländern zu einem expandierenden Ausbau intensiver Shrimpzuchten geführt. Kamen 1970 ca. 6 % der weltweit produzierten Shrimps aus Aquakulturanlagen, so sind es heute knapp 30 %, in den Tropen sogar bis zu 65 %. Durch Aquakulturanlagen sind weltweit ca. eine Million Hektar Mangrovefläche zerstört worden, besonders betroffen sind Länder wie Ecuador, die Philippinen oder Thailand. Für die Einheimischen bedeuten die zum Teil riesigen Aquakulturanlagen den Verlust ihrer traditionellen Lebensgrundlage und lösen damit soziale Konflikte aus. Hinzu kommt die mit der intensiven Hälterung



Abb. 8: In vielen Tropenländern – wie hier in Ecuador – werden Mangroven weitflächig zur Anlage von Aquakulturanlagen gerodet



Abb. 9: Diese großflächige Aquakulturanlage zur Garnelenzucht liegt in der Provinz Phu Khan im Süden Vietnams

verbundene chemische Belastung durch Desinfektionsmittel, Pestizide und Dünger, deren Rückstände sich im Gewässer und Sediment anreichern (Abb. 9).

Welche Gründe auch immer den Verlust der Mangroven verantworten – ob städtebaulicher Expansionsdrang, der Bau von Tourismuszentren oder die Anlage von Aquakulturanlagen –, will man die noch vorhandenen Mangrovegebiete vor ihrer Zerstörung bewahren, dann müssen Mittel und Wege für ihren Schutz gefunden werden. Voraussetzung ist dabei, in die Problemlösung die lokale Bevölkerung einzubinden, um die gegenseitigen Interessen in Einklang zu bringen und Planungs- und Managementkonzepte zu erstellen, die eine nachhaltige Nutzung der vorhandenen Ressourcen gewährleisten. Ein effizientes Management von Mangrovenökosystemen hängt von einer guten Kenntnis der Ökologie des Systems und seiner sozioökonomischen Nutzungsformen ab. Erst durch eine fächerübergreifende Zusammenarbeit von Natur- und Sozialwissenschaftlern und Ökonomen sowie durch die Kooperationsbereitschaft der örtlichen Gemeinschaften lassen sich Pläne zum Schutz des Systems entwickeln und umsetzen. Hierfür wurde international der Begriff „Integrated Coastal Zone Management – ICZM“ (= integriertes Küstenzonenmanagement) geprägt. Das ICZM soll ein Küstensystem umfassend beschreiben und bewerten sowie Schutz- und Bewirtschaftungsmaßnahmen zum Erhalt seiner Ressourcen formulieren. Das Bewusstsein für den Wert und die Bedeutung der Küstenzonen hat in den vergangenen Jahren deutlich zugenommen, ausgelöst auch durch das düstere Bild des prognostizierten Klimageschehens. Nicht nur Wissenschaftler und Wissenschaftsmanager in betroffenen Ländern, sondern auch einflussreiche internationale Einrichtungen wie die „Organization for Economic Cooperation and Development“ (OECD), die „Intergovernmental Oceanographic Commission“ (IOC) und der „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (IPCC) bemühen sich darum, das Konzept des ICZM politisch umzusetzen.

MADAM – ein Mangrovenprojekt des Zentrums für Marine Tropenökologie (ZMT)

Vor dem o.g. Hintergrund untersucht das ZMT seit 1995 in seinem Verbundprojekt „Mangrove Dynamics and



Abb. 10: In dem von Bremen aus untersuchten Mangrovegebiet im Nordosten Brasiliens leben die Fischer in einfachen Strohhütten, die wegen der Gezeiten auf Stelzen stehen. Die gefangenen Fische werden gesalzen und auf Holzgestellen anschließend zum Trocknen ausgelegt

Management – MADAM“ ein Mangrovegebiet im Nordosten Brasiliens mit dem Ziel, die wissenschaftlichen Grundlagen für einen integrierten Managementplan zu erarbeiten.

Das für das MADAM-Projekt ausgewählte Untersuchungsgebiet liegt 150 km südlich des Amazonasdeltas und weist ein noch relativ intaktes Mangrovensystem auf. Diese Ursprünglichkeit ist eine wichtige Voraussetzung für die Erforschung der wissenschaftlichen Grundlagen. Andererseits kündigen sich Tendenzen zur Ausweitung des Tourismus, zur Intensivierung der Fischerei und zur Urbanisierung dieses Gebietes an, die rasches Handeln zu seinem Schutz und der Bewahrung seiner Ressourcen erfordern. Durch den Bau einer Straße wurde schon ein Stück der Mangrove vom Gezeitenwechsel abgeschnitten.

Brasilien verfügt nach Indonesien über die weltweit größten Mangrovegebiete, eines davon wird auf eine Gesamtfläche von 1,38 Millionen Hektar geschätzt und erstreckt sich über ca. 6800 km entlang der brasilianischen Küstenlinie (Kjerve & Lacerda, 1995). Das MADAM-Untersuchungsgebiet – ein Mangrovenwald mit dörflichen Siedlungen – ist Teil davon. Es umfasst mit einer Fläche von 310 km² das Caeté-Ästuar mit einer zur Nordwestseite anschließenden mangrovenbedeckten Halbinsel mit etwa 85 000 Einwohnern. Knapp 70 % der Haushalte leben direkt oder indirekt von den natürlichen Produkten der Region. Die Mangrovenbäume liefern das Brennholz für den Betrieb von Ziegeleien und Bäckereien. Die Priele und der Küstenbereich werden intensiv für den Verkauf und Eigenbedarf befischt (Abb. 10). Das wirtschaftlich wichtigste Produkt der Region ist eine im Mangrovensumpf lebende Landkrabbe *Ucides cordatus*, mit deren Vermarktung man gute Gewinne erzielt, deren Bestände aber durch unkontrollierte Sammelaktionen unter Druck geraten (Abb. 11).

MADAM ist ein auf zehn Jahre angelegtes Gemeinschaftsunternehmen des ZMT in Bremen und der brasilianischen Bundesuniversität Universidade Federal do Pará (UFPA) mit Standort in Belém und Bragança. Auf deutscher Seite wird das Projekt vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie



Abb. 11: Die Landkrabbe *Ucides cordatus* gehört zu den wichtigsten Ressourcen im Untersuchungsgebiet des MADAM-Projektes. Sozioökonomische Erhebungen haben gezeigt, dass nahezu die Hälfte der Landbevölkerung vom Fang dieser Krabbe lebt. Die gesammelten Krabben werden zu Bündeln zusammengebunden und auf den lokalen Märkten lebend verkauft

(BMBF), auf brasilianischer Seite von dessen Forschungsrat, dem Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, gefördert. Etwa 70 brasilianische und deutsche Wissenschaftler und Techniker sind in die Beantwortung grundsätzlicher Fragen der Ökologie und Sozioökonomie des untersuchten Gebietes eingebunden, für das sie die wissenschaftlichen Grundlagen zu seinem Schutz und seiner Nutzung erarbeiten sollen.

Das ZMT stellt zur Durchführung des Projektes das wissenschaftliche und technische Personal und koordiniert und verwaltet die Projektaktivitäten. Die brasilianische Seite stellt die Infrastruktur vor Ort mit moderner Informationstechnik ausgerüsteten Büro- und Laborräumen der Universität von Pará in Belém und Bragança bereit. Über die bilaterale Projektdurchführung hinausgehend, sind von Bremer Seite der Fachbereich 2 der Universität, das Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie und das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung sowie weitere deutsche Institutionen im MADAM-Projekt involviert.

Die Geographen erarbeiten die räumlichen Gegebenheiten

des Untersuchungsgebietes. Die Biogeochemiker analysieren die Stoffflüsse im System. Die Biologen befassen sich mit den Tier- und Pflanzengemeinschaften, wobei die Fischereibiologen die ökonomisch wie ökologisch wichtigen Fische und die Landkrabbe (*Ucides cordatus*) intensiv untersuchen. Die Sozioökonomien liefern ein Bild der einheimischen Bevölkerung, ihrer Gesellschaftsform und ihrer Wirtschaft. Die Modellierer sammeln alle gewonnenen Daten und errechnen Modelle zukünftiger Szenarien, z.B. welche Auswirkungen eine Bevölkerungszunahme oder der Ausbau von Tourismus mit sich bringen könnten.

In einer ersten Projektphase (1995–1999) konnten anhand der gewonnenen biologischen, physikalischen, ökonomischen und sozialen Untersuchungsergebnisse die Schlüsselprozesse erarbeitet werden, die für das Verständnis von Funktionszusammenhängen in dem System wichtig sind und die wissenschaftliche Basis liefern, das Verhalten des Caeté-Mangrovenästuars unter sich ändernden Umweltbedingungen und Nutzungsszenarien erklären zu können.

In der zweiten Projektphase müssen nun die wissenschaftlichen Kenntnisse über die im System wirkenden natürlichen und anthropogen beeinflussten Prozesse vertieft werden. Diese Erkenntnisse dienen der Modellierung, die das Verhalten des Systems unter spezifischen Szenarien beschreibt und damit später zur Erarbeitung von Managementempfehlungen für eine nachhaltige Nutzung des Caeté-Mangrovenästuars und seiner Ressourcen beitragen wird.

MADAM liefert aber nicht nur ein Beispiel für ein erfolgreiches Kooperationsprojekt zum integrierten Küstenzonenmanagement, sondern es zeigt auch, wie erfolgreich der Aufbau partnerschaftlicher Nord-Süd-Zusammenarbeit und damit verbundener Kapazitätenbildung sowohl auf deutscher als auf brasilianischer Seite sein kann. Dies ist wichtig, denn in Deutschland fehlt es an guten jungen Tropenökologen, und in Nordbrasilien ist die Forschungskapazität unterentwickelt. Das ZMT hat im Laufe der Jahre sowohl auf der Grundlage der Anforderungen internationaler Programme als auch den praktischen Erfahrungswerten einen bestimmten Kriterienkatalog entwickelt, der bei der Planung und Durchführung von Kooperationsprojekten verfolgt wird (Hempel 1998). Diese „Bremer Kriterien“ sind inzwischen zur Richtschnur für die „Gesellschaft für Tropenökologie e.V.“ und darüber hinaus für viele staatlich finanzierte Partnerschaftsprojekte geworden:

Nord-Süd-Partnerschaftsvorhaben in der Meeresforschung sollen

- einen guten Beitrag zu einem wissenschaftlich und auch entwicklungspolitisch interessanten Thema leisten,
- gemeinsam auf der Basis der wissenschaftlichen und politischen Wünsche der Gastgeber geplant sein,
- durch bilaterale Arbeitsgruppen unter finanzieller Beteiligung der Gastgeber geleitet und durchgeführt werden,
- langfristig auf fünf bis zehn Jahre mit gemeinsamen Zwischenbegutachtungen angelegt sein,
- in die Wissenschaftsstrukturen des Gastlandes eingebettet sein und Bezug zu regionalen und/oder globalen Programmen haben,



Abb. 12: Im Rahmen seiner Kooperationsvereinbarungen lehren die deutschen Wissenschaftler des MADAM-Projektes an der brasilianischen Universität von Pará in Belém und Bragança. Hier nehmen Studenten eines fischereibiologischen Seminars an praktischen Übungen in Magrove teil

- einen Beitrag zur wissenschaftlichen Kapazitätenbildung im Gastland leisten und nachhaltige bilaterale wissenschaftliche Kontakte fördern,
- einen uneingeschränkten bilateralen Datenaustausch gewährleisten und zugleich die Daten in internationale Systeme einbringen,
- ermöglichen, dass das Belegmaterial entsprechend der gesetzlichen Regelung des Gastlandes hinterlegt wird,
- die gemeinsame Veröffentlichung und Teilnahme an Kongressen sicherstellen.

Am Beispiel von MADAM bedeuten die „Bremer Kriterien“, dass deutsche Wissenschaftler und Techniker, Doktoranden und Diplomanden ihre zum Teil langjährigen Feldstudien in Brasilien durchführen. Mit ihren brasilianischen Kollegen arbeiten sie in der Mangrove, und sie lernen die einheimische Bevölkerung kennen, mit der man sich arrangieren muss, nicht nur, weil ihr Wohlwollen bei der Umsetzung praktischer Studien erforderlich ist, sondern weil sie integraler Bestandteil des Gesamtprojektes ist. Die deutschen Wissenschaftler unterrichten an den brasilianischen Universitäten und betreuen brasilianische Doktoranden und Diplomanden, die für ihr Literaturstudium nach Bremen ans ZMT kommen und dabei Einblicke in die Strukturen eines deutschen For-

schungsinstitutes und seiner Universität gewinnen (Abb. 12). Umgekehrt werden die deutschen Diplomanden und Doktoranden während ihrer Feldstudien von den brasilianischen Wissenschaftlern fachlich begleitet und logistisch unterstützt. Ein wesentliches Element dieser partnerschaftlichen Projektstätigkeit sind schließlich gemeinsame Publikationen.

Das ZMT und der Fachbereich Biologie der Universität Bremen richteten 1999 einen internationalen Studiengang ISATEC (International Studies in Aquatic Tropical Ecology) ein. Innerhalb von vier Semestern können ausländische und deutsche Studenten in Bremen ihren Master of Science in aquatischer Tropenökologie erwerben. Die Studienzeit beinhaltet jeweils ein Semester an einer Partneruniversität in den Tropen, z.B. an der im Rahmen von MADAM mit dem ZMT kooperierenden Universität von Pará.

Das MADAM-Projekt liefert Erkenntnisgewinn, bereitet Managemententscheidungen vor und trägt zur Kapazitätenbildung bei dem wissenschaftlichen Nachwuchs bei. Damit liefert es einen wesentlichen Beitrag zur Verwirklichung internationaler Programme zum Schutz der Umwelt, und Mangrovenforschung gewinnt in der Politik zur nachhaltigen Entwicklung zunehmend an Bedeutung.

Literatur

- Bacon, P. R. (1995): Conservation and utilization of mangroves in the Lesser Antilles, Jamaica and Trinidad and Tobago. In: Lacerda, L. D. (Hrsg.), Conservation and sustainable utilization of mangrove forests in Latin America and Africa regions – Part I – Latin America. International Tropical Timber Organization/International Society for Mangrove Ecosystems (ITTO/ISME) Project PD114/90(F), 2, 154–210.
- Clough, B. F. (1995): The status and value of mangrove forests in Indonesia, Malaysia and Thailand: A summary. In: Clough, B. F. (Hrsg.), Technical report of the project: The economic and environmental values of mangrove forests and their present state of conservation in the South-East Asia/Pacific region. International Tropical Timber Organization/International Society for Mangrove Ecosystems (ITTO/ISME) Project PD71/89 Rev. 1 (F) 1–10.
- Ellison, A. M. & E. J. Farnsworth (2001): Mangrove communities. In: Bertness, M. D., S. D. Gaines & M. E. Hay (Hrsg.), Marine Community Ecology, Sinauer Associates, Sunderland, MA, USA.
- FAO (2001): Yearbook fishery statistics – capture production, Vol. 88/1 (1999). United Nations Food and Agriculture Organization, Rom, 752 S.
- Glaubrecht, M. (1999): Mangrove – tropische Gezeitenwälder. Nat. Rdsch. 52, 264–271.
- Hempel, G. (1998): Partnerschaft in der internationalen Meeresforschung. Entwicklung + ländlicher Raum 2, 25–27.
- Kjerfve, B. & L. D. Lacerda (1995): Mangroves of Brazil. In: Lacerda, L. D. (Hrsg.), Technical report of the project: Conservation and sustainable management of mangrove forests in Latin America and Africa regions – Part I – Latin America. International Tropical Timber Organization/International Society for Mangrove Ecosystems (ITTO/ISME) Project PD114/90(F), 2, 245–272.
- Lacerda, L. D. (1994): Conservation and sustainable utilization of new world mangroves. In: International Society for Mangrove Ecosystems (Hrsg.), Proceedings of the VII Pacific Science Inter-Congress Mangrove Session, Okinawa, Japan, July 1995. International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa, Japan, 77–85.
- Li, M. S. & S. Y. Lee (1997): Mangroves of China: a brief review. Forest Ecology and Management 96, 241–259.
- Mastaller, M. (1990): Resumo da literatura sobre conceitos do uso de áreas do mangue com referência especial para aquicultura artesanal. IBAMA, Brasília, 79 S.
- Mastaller, M. (1997): Mangroves: The forgotten forest between land and sea. Art Printing Works Sdn. Bhd., Kuala Lumpur, 189 S.
- Rasolofo, V. M. (1995): Mangroves of Madagascar. In: Diop, E. S. (Hrsg.), Technical report of the project: Conservation and sustainable management of mangrove forests in Latin America and Africa regions – Part II – Africa. International Tropical Timber Organization/International Society for Mangrove Ecosystems (ITTO/ISME) Project PD114/90(F), 3, 245–260.
- Rosenberry, R. (2000): World shrimp farming 2000. Shrimp News International, San Diego, 524 S.
- Schaeffer-Novelli, Y. (Hrsg.) (1986): Manguezais Brasileiros: Uma bibliografia (1614–1986). São Paulo Univ. (Brasil), Inst. Oceanográfico, 59 S.
- Schwamborn, R. & U. Saint-Paul (1996): Mangroves – Forgotten Forests? Natural Resources and Development 45/44, 15–56.
- Siddiqi, N. A. (1994): The importance of mangroves to the people in coastal areas of Bangladesh. In: International Society for Mangrove Ecosystems (Hrsg.), Proceedings of the VII Pacific Science Inter-Congress Mangrove Session, Okinawa, Japan, July 1995. International Society for Mangrove Ecosystems, Okinawa, Japan, 5–10.
- Snedaker, S. C. & J. G. Snedaker (1984): The mangrove ecosystem: research methods. In: S. C. Snedaker & J. G. Snedaker (Hrsg.), The mangrove ecosystem: research methods, UNESCO, Paris, 251 S.
- Tomlinson, P. B. (1986): The Botany of mangroves. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 413 S.
- Wolanski, E. (Hrsg.) (2001): Mangroven. Lebensräume zwischen Land und Meer. Filander Verlag, Fürth.
- World Resources Institute (1992): World Resources 1992–1995 – A report by the World Resources Institute in collaboration with The United Nations Environment Programme and The United Nations Development Programme. Oxford University Press, New York, Oxford, 385 S.

Autorenspiegel

Prof. Dr. Ulrich V. Bathmann, geb. 1954, 1978–1984 Studium der Biologischen Meereskunde in Kiel, dort 1986 Promotion. 1984/85 Studien- und Forschungsaufenthalt in Halifax, Kanada. Seit 1984 wissenschaftlicher Mitarbeiter am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven (AWI). Ab 1990 Lehrtätigkeit in Biologischer Meereskunde an der Universität Bremen, 1994 dort Habilitation. Seit 1992 Projektleiter im Internationalen Geosphären-Biosphären-Programm IGBP, Sektionsleiter im AWI und Vorsitzender des Wissenschaftlichen Rates des AWI. Sechs Antarktisexpeditionen und zahlreiche Veröffentlichungen in der allgemeinen und polaren Meeresforschung.

Dr. Dirk de Beer, geb. 1956 in Amsterdam. 1975–1985 Biologiestudium an der Reichs-Universität Groningen mit Spezialisierungen in der Mikrobiologie, Pflanzenphysiologie und mikrobiellen Epidemiologie. 1990 Promotion in Chemischer Technologie an der Universität von Amsterdam. Postdoc in den USA, in Belgien und in Bremen. Seit 1999 Leiter der Mikrosensor-Gruppe am Max-Planck-Institut für marine Mikrobiologie. Ca. 50 Veröffentlichungen in internationalen Fachzeitschriften über Themen der Umwelt-Mikrobiologie und mikrobiellen Ökologie.

Prof. Dr. Wilhelm Hagen, geb. 1955 in Emden, dort Schulbesuch und 1974 Abitur. 1975–1976 Sozialer Friedensdienst in den USA (Resozialisierungsprojekt), 1976–1983 Biologiestudium an den Universitäten Berlin und Kiel. 1983–1987 Mitarbeiter des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven, Promotion an der Universität Kiel. 1988–1989 Postdoc als Stipendiat der „National Science Foundation“ in den USA, 1989–1998 Wissenschaftlicher Assistent und Oberassistent am Institut für Polarökologie in Kiel, 1996 Habilitation, seit 1998 Professor für Marine Zoologie an der Universität Bremen. Mehrere Expeditionen mit „POLARSTERN“ und „METEOR“ in die Polarmeere und ins Rote Meer. Zahlreiche Veröffentlichungen zur Ökologie und Physiologie des marinen Zooplanktons und Nektons.

Prof. em., Dr. Gotthilf Hempel, geb. 1929, aufgewachsen in Göttingen und Berlin. Studium der Biologie in Mainz und Heidelberg. 1952 Promotion. Wechsel von der Zoologie zur biologischen Meeresforschung. Assistentenjahre in Wilhelmshaven, Hamburg und Helgoland, Forschungsaufenthalte Schottland, Skandinavien und USA. 1964–1966 Mitarbeiter bei UNESCO, Paris, und FAO, Rom. 1967 Professor für Meeres- und Fischereibiologie in Kiel. Gründungsdirektor des Alfred-Wegener-Instituts, Bremerhaven (1981), des Instituts für Ostseeforschung, Warnemünde, und des Zentrums für Marine Tropenökologie, Bremen. Mitarbeit in internationalen und nationalen (Wissenschaftsrat, DFG, DBU, LEOPOLDINA) Organisationen. Zahlreiche Meereseexpeditionen in alle Regionen des Atlantiks. Förderung der internationalen Zusammenarbeit in der Umweltforschung (EU, Dritte Welt). Jetzt Berater des Bürgermeisters für den Wissenschaftsstandort Bremen-Bremerhaven.

Prof. Dr. Bo Barker Jørgensen, geb. 1946 in Kopenhagen, Biologiestudium in Kopenhagen und Aarhus, Dänemark. Master of Science 1973, Ph. D. 1977 und D. Sc. 1979 an der Universität Aarhus. Senior lecturer an der Universität Aarhus 1975–1987, Forschungsprofessor dort 1987–1992. Direktor am Max-Planck-Institut für Marine Mikrobiologie seit 1992, Professor im Fachbereich Geowissenschaften an der Universität Bremen und Adjunct Professor am Institut für Biologie der Universität Aarhus seit 1993. Zahlreiche Veröffentlichungen über marine Biogeochemie und Mikrobiologie. Forschungsaufenthalte u.a. in Eilat/Israel, Chile, Spitzbergen, Namibia und Mexiko. Expeditionen in die Auftriebsgebiete, Schwarzes Meer, Nord- und Ostsee zum Thema mikrobielle Prozesse an Grenzschichten und Schwefelkreislauf.

Dagmar Kieke, geb. 1969, Diplom-Ozeanographin, studierte 1991–1997 Ozeanographie in Kiel und fertigte ihre Diplomarbeit dort im Institut für Meereskunde an. Von 1997 bis 2000 war sie wissenschaftliche Mitarbeiterin und Doktorandin am Institut für Meereskunde und im DFG-Sonderforschungsbereich 460 „Dynamik thermohaliner Zirkulationsschwankungen“. Seit 2001 arbeitet sie im Institut für Umweltpolitik der Universität Bremen, wo sie demnächst über Wassermassenanalysen in der Labradorsee promovieren wird.

Prof. Dr. Gunter Otto Kirst, geb. 1941 in Frankfurt am Main, 1961 bis 1967 Studium der Biologie, Chemie und Physik für das Lehramt in Marburg und an der TU Darmstadt, dort Staatsexamen und 1971 Promotion in Botanik/Pflanzenphysiologie und anschließend Wissenschaftlicher Mitarbeiter bis zur Habilitation. Von 1977 bis 1980 als Research Fellow an der University of Sydney. 1981 bis 1983 Referent für Biotechnologie am BMFT (heute BMBF) in Bonn. Ab 1983 Professor für Marine Botanik im FB2 (Biologie und Chemie) der Universität Bremen. Dekan des Fachbereichs von 1997 bis 2001. Forschungsinteressen: Ökophysiologie mariner Mikro- und Makroalgen; Biogene Schwefelverbindungen und Schwefelkreislauf Ozean Atmosphäre (Biogeochemie); Algen polarer Meere, Algen als Nutzpflanzen; Massenkultur von Mikroalgen.

Dr. Stephanie Köhler-Rink, geb. 1969 in Bremerhaven, Studium der Biologie von 1990–1996 an den Universitäten Hannover und Bremen mit Schwerpunkten in der marinen Mikrobiologie, Molekularbiologie und Meeresbiologie. 1996–1999 Doktorarbeit am Max-Planck-Institut für marine Mikrobiologie über Mikrosensor-Studien an symbiontischen Foraminiferen. 1999–2001 Postdoc am Max-Planck-Institut für marine Mikrobiologie in Bremen.

Dr. Reinhard A. Krause, geb. 1945 in Hamburg, bis 1973 zur See gefahren, Kapitänspatent. Bis 1981 Studium der Physik in Hamburg. Ab 1984 am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bremerhaven tätig, davon acht Jahre als Mitarbeiter der Logistik. 1992 Promotion an der Universität Hamburg. Die Dissertation behandelt die Gründungsphase der deutschen Polarforschung in den Jahren 1865–1875. Derzeit mit dem Aufbau

einer Zentralstelle für Archivalien zur Meeres- und Polarforschung (Kooperation AWI/Deutsches Schifffahrtsmuseum) befasst.

Prof. Dr. Klaus Künzi, geb. 1959 in Thun, Schweiz. Schulbesuch und Matura (1959) in Bern, Schweiz. 1960–1970 Studium in den Fächern Physik, Mathematik, Astronomie und Chemie an der Universität Bern. 1971–1974 Tätigkeit am Massachusetts Institute of Technology (MIT) in den USA. Leiter der Fernerkundung an der Universität Bern am Institut für angewandte Physik von 1976–1988. 1983 Gastprofessor an der Technischen Universität von Dänemark in Lyngby. Seit 1988 Professor an der Universität Bremen im Fachbereich Physik und Elektrotechnik. Mitbegründer des Instituts für Umweltphysik (IUP) der Universität Bremen und Leiter der Abteilung für Erdfernerkundung am IUP. Mitarbeit an nationalen und internationalen Projekten der terrestrischen und marinen Fernerkundung. Über 250 Veröffentlichungen in Zeitschriften und Büchern.

Prof. Dr. Peter Lemke, geb. 1946 in Soltau, Physiklabo-
ranten-Lehre bei Bayer-Leverkusen, 1968 Abitur am
Hessenkolleg Kassel, 1969–1975 Physik-Studium in Ber-
lin und Hamburg, 1980 Promotion und 1988 Habilitation
an der Universität Hamburg (Max-Planck-Institut für
Meteorologie), 1981–1985 Gastwissenschaftler an der
Princeton University (USA), 1989 bis 2002 Professuren
an den Universitäten Bremen und Kiel. Seit 2001 Pro-
fessor für Physik von Atmosphäre und Ozean an der
Universität Bremen und Sektionsleiter (Regionale Zirku-
lation) am Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. Mehrere
„POLARSTERN“-Expeditionen in Arktis und Ant-
arktis. Seit 1980 Mitglied einer Vielzahl nationaler
und internationaler wissenschaftlicher Gremien, gegen-
wärtig Chairman des World Climate Research Program-
me.

Prof. Dr. Dirk Olbers, geb. 1944, Studium der Physik und
Mathematik in Hamburg. Promotion 1973 und Habilita-
tion 1981 in Hamburg, 1971–1978 Wissenschaftlicher Mit-
arbeiter am Institut für Geophysik, Universität Hamburg,
1978–1979 Institut für Meereskunde an der Universität
Kiel, 1979–1985 Max-Planck-Institut für Meteorologie in
Hamburg und Dozent an der Universität Hamburg, seit
1985 Berufung zum Professor am Fachbereich Physik/
Elektrotechnik der Universität Bremen und ans Alfred-
Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bre-
merhaven, dort Aufbau der Sektion für theoretische
Ozeanographie, jetzt Leitung des Fachbereichs Klima-
system. Wissenschaftliche Interessen: Datenorientierte
Modellierung, Inversmodelle, Theorie und numerische
Modellierung, Ozeanische Zirkulation, Klimaphysik.
Beiträge zum interdisziplinären Dialog in den Meeres-
wissenschaften.

Dr. Eike Rachor, geb. 1959 in Berlin; Schulbesuch in
Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen und Hamburg; dort
1960–1966 Studium von Biologie, Chemie und Geogra-
phie. 1969 Promotion. Dann wissenschaftlicher Mitarbei-
ter am Institut für Meeresforschung (IfM), Bremerhaven.
Arbeiten zur Veränderlichkeit der Fauna am Meeresbo-
den im Hinblick auf anthropogene Belastungen in der
Deutschen Bucht. Weitere Forschungen in der iberischen

Tiefsee und, nach Übernahme des IfM ins Alfred-Wege-
ner-Institut für Polar- und Meeresforschung, vor allem
im eurasischen Nordmeer mit russischen Partnern. Seit
1999 verstärkte Arbeiten zur Konzeption von Meeres-
Naturschutzgebieten. Mitherausgeber der Buchreihe
„Warnsignale“ (aus der Nordsee, dem Wattenmeer, der
Ostsee).

Prof. Dr. Monika Rhein, geb. 1956 in Heidenheim/
Brenz, Studium der Physik in Ulm und Heidelberg, 1986
Promotion in Heidelberg über Messung der Ventilation
im tiefen Ozean anhand radioaktiver Isotope, 1988–1998
Institut für Meereskunde, Kiel, 1994 Habilitation in Kiel,
1995–1998 Heisenberg-Stipendiatin. Mehrere Expedi-
tionen mit „POLARSTERN“, „METEOR“ und „SONNE“ im
subpolaren und tropischen Atlantik. 1998 Institut für Ost-
seeforschung, Warnemünde. Professur in Rostock, 2000
Professur für physikalische Ozeanographie an der Uni-
versität Bremen.

Dr. Claudio Richter, geb. 1964 in Guatemala, Schulbe-
such in New York, Madrid, Bonn und Kairo, dort 1983 Abi-
tur. 1983–1990 Studium der Biologie und Meereskunde in
Würzburg, Kiel und Brest mit Abschluss Maîtrise (1987)
und Diplom (1990). Promotion am Institut für Polaröko-
logie (IPÖ) an der Universität Kiel (1994), Dissertation
über Zooplankton des Nordpolarmeeres. 1994 wissen-
schaftlicher Angestellter am IPÖ, seit 1995 am Bremer
Zentrum für Marine Tropenökologie (ZMT). Projektsek-
retär des internationalen Red Sea Program und Leiter der
riffökologischen Arbeitsgruppe des ZMT. Forschungs-
schwerpunkt: Nahrungsökologie in Korallenriffen.

Dr. Ulf Riebesell, geb. 1959, Biologe am Alfred-Wegener-
Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bre-
merhaven. 1981–1985 Studium der Biologie in Kiel, 1985–
1988 Studium der Biologischen Ozeanographie in Seattle
und Rhode Island, USA. 1988 Master of Science in Biolo-
gischer Ozeanographie, University of Rhode Island. 1991
Promotion an der Universität Bremen, 1992–1994 Gast-
wissenschaftler an der University of California Santa Bar-
bara, USA. Seit 1994 Forscher am AWI. Mehrere Publika-
tionen im Rahmen der Joint Global Ocean Flux Study des
International Geosphere/Biosphere Programme. For-
schungsschwerpunkt: Biogeochemische Kreisläufe und
Primärproduktion im offenen Ozean.

Prof. Dr. Ulrich Saint-Paul, geb. 1948 in Elmshorn, Stu-
dium der Biologie mit Hauptfach Hydrobiologie und
Fischereiwissenschaften in München und Hamburg.
Diplom 1976. Dann Leiter der Aquakulturabteilung des
nationalen Amazonasforschungsinstituts (INPA) in Mana-
us, Brasilien, von 1976–1980. Promotion 1981. Von 1982–
1988 Hochschulassistent am Institut für Hydrobiologie
und Fischereiwissenschaft in Hamburg. Habilitation
1988. Danach wissenschaftlicher Mitarbeiter der Arbeits-
gruppe für Tropenökologie des MPI für Limnologie in
Plön und Leiter der Außenstelle am INPA in Manaus. Seit
1995 Professor für reine und angewandte marine Ökolo-
gie der Universität Bremen und stellvertretender Direk-
tor des Zentrums für Marine Tropenökologie. Seit 1995
Koordinator des bilateralen deutsch-brasilianischen Ver-
bundprojektes MADAM (Mangrove Dynamics and Mana-
gement).

Priv.-Doz. Dr. Sigrid Schiel, geb. 1946 in Jena, 1951 Übersiedlung nach Berlin, dort Schulbesuch und Abitur, 1966–1969 Studium in den Fächern Biologie, Chemie und Geographie an der FU Berlin, zum WS 1969/70 Wechsel an die Christian-Albrechts-Universität zu Kiel mit Studienschwerpunkt in Biologischer Meereskunde. 1976 Promotion. 1975 bis 1981 wissenschaftliche Angestellte im DFG-Schwerpunktprogramm „Auftriebsphänomene im Meer“, seit Mai 1981 als wissenschaftliche Angestellte am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, dort 1998 Habilitation in Kiel, seit 2000 Leiterin der Sektion „Vergleichende Ökosystemforschung“ im Alfred-Wegener-Institut. Teilnahme an mehreren Forschungsfahrten in die Antarktis und in subtropische Meeresgebiete. Zahlreiche Veröffentlichungen zur Ökologie des marinen Zooplanktons, speziell der Copepoden (Ruderfußkrebse).

Prof. Dr. Victor Smetacek, geb. 1946 in Kalkutta, Indien, Schulbesuch und B. Sc. in Biologie in Nainital (Westhimalaja), 1964–1969 Studium der Meeresbiologie in Kiel, ab 1971 wissenschaftlicher Angestellter im Sonderforschungsbereich „Wechselwirkung Meer-Meeressboden“ im Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, dort 1975 Promotion und 1978–1986 Hochschulassistent. Seit 1986 Sektionsleiter am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), Bremerhaven, und Professor der Biologischen Meereskunde an der Universität Bremen. Aufbau der Biologischen Ozeanographie am AWI und von internationalen Gemeinschaftsunternehmen. Zahlreiche Veröffentlichungen über Planktonökologie und Stoffkreisläufe in der Ostsee sowie im Südpolarmeer.

Prof. Dr. Volkhard Spieß, geb. 1957 in Velbert/Rheinland, dort Schulbesuch und 1975 Abitur. 1975–1981 Studium in den Fächern Geophysik, Physik, Geologie und Mineralogie in Bochum, anschließend Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter. 1985 Promotion im Fach Geophysik. Ab 1985 zunächst wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Universität Bremen, von 1986 bis 1992 Hochschulassistent, im Anschluss bis 1994 wissenschaftlicher Mitarbeiter und Hochschuldozent. 1994 Berufung durch die Universität Bremen als Hochschullehrer auf ein neues Fachgebiet Meerestechnik mit dem Schwerpunkt Umweltforschung im Fachbereich Geowissenschaften/Studiengang Geophysik. Forschungsthemen aus den Bereichen Hydroakustik und marine Mehrkanal-seismik, zu wissenschaftlichen Tiefbohrungen und physikalischen Sedimentuntersuchungen. Expeditionen u.a. mit „METEOR“ und „SONNE“.

Dr. Volker H. Strass, geb. 1954 in Stolzenau (Niedersachsen), Schulbesuch in Stolzenau und Nienburg, 1976–1989 Studium der Ozeanographie mit Abschluss Diplom und Promotion an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 1988–1990 Nachwuchswissenschaftler am Institut für Meereskunde in Kiel im Sonderforschungsbereich „Warmwassersphäre des Atlantiks“, seit 1990 wissenschaftlicher Angestellter am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven; Forschungsthemen: Wassermassenmodifikation, Wechselwirkung Meereis/Ozean, Dynamik des oberen Ozeans, mesokale Dynamik ozeanischer Fronten/Wirbel, Ein-

fluss physikalischer Prozesse im Ozean auf Phytoplankton und biogeochemische Stoffkreisläufe.

Prof. Dr. Jörn Thiede, geb. 1941 in Berlin, 1948–1960 Schulbesuch in Schleswig-Holstein, abschließend Abitur an der Kieler Gelehrten-Schule, 1962–1967 Studium der Geologie und Paläontologie in Kiel, Wien und Buenos Aires. 1967–1982 Akademische Stellungen an den Universitäten Aarhus (Dänemark), Bergen (Norwegen), Corvallis/Oregon (USA) und Oslo (Norwegen). 1982–1987 Lehrstuhl für Historische Geologie an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 1987–1997 Gründungsdirektor und Abteilungsleiter Paläo-Ozeanologie am GEOMAR-Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften. Seit 1997 Direktor des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven. Zahlreiche Veröffentlichungen über paläozeanographische und meeresgeologische Themen.

Prof. Dr. Gerold Wefer, geb. 1944 in Jaderberg, dort acht Jahre Volksschulbesuch, 1958–1964 Lehrling und Beamter bei der Deutschen Bundesbahn, 1964–1966 Oldenburg-Kolleg, Abitur; nach der Bundeswehr 1968–1972 Studium Geologie-Paläontologie in Kiel, Diplom; 1975 Promotion in Kiel, anschließend wiss. Assistent, 1979/80 und 1985 Stipendiat am Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, USA, 1985 Habilitation, Anfang 1985 Professor Universität Kiel, ab Oktober 1985 Professor für Allgemeine Geologie an der Universität Bremen. Expeditionen besonders in den Südatlantik. Zahlreiche wissenschaftliche Veröffentlichungen. Bemühungen um die Vermittlung von Wissenschaft in der Öffentlichkeit. Seit 2002 Präsident der Wittheit zu Bremen.

Jeder Meeresforscher sieht das Meer durch eine andere Brille, und entsprechend vielfältig sind die Beiträge zu diesem Buch über die junge Meeresforschung im Lande Bremen. Das Spektrum reicht vom Packeis der Polarmeere bis zu den tropischen Korallenriffen, vom Wattenmeer bis in die Tiefsee, von Satellitenbildern bis zu Mikrostrukturen der Bakterien, von erdumspannenden Zirkulationssystemen zu Stoffwechselprozessen in Einzellern. Meeresforscher denken in Jahrmillionen oder in Millisekunden. Bremen und Bremerhaven wurden gemeinsam innerhalb von zwei Jahrzehnten zu einer City of Science der Meeresforschung.

ISBN 3-89757-147-1
ISSN 0447-2624