



Modul 10

Klimasystem und Klimageschichte

Begleittext für Lehrkräfte

Dieter Kasang, Marion Heinecke-Herzog, Christiane Queisser, Frank Siemer, Marco Thiele, Rainhard Fischer, Hans Dimpfl und Sylke Hlawatsch

Dieser Text steht zusammen mit den Texten der 10 weiteren Module des Projektes „Forschungsdialog: System Erde“ auf der CD-ROM „System Erde“ als Hypertext bzw. die Materialien als pdf-Dateien, Videos, Interaktionen, Animationen usw. über ein komfortables Navigationssystem mit Suchfunktion zur Verfügung.

Mit der CD-ROM können auch eigene Materialien erstellt werden. Außerdem kann aus der CD-ROM eine Schülerversion, die für das selbst organisierte Lernen vorgesehen ist - und keine didaktischen Informationen enthält - erstellt werden.



Das Leibniz-Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften (IPN) ist eine interdisziplinär arbeitende Forschungseinrichtung mit überregionaler, gesamtstaatlicher Aufgabenstellung. Auftrag des Instituts ist es, durch seine Forschungen die Pädagogik der Naturwissenschaften weiter zu entwickeln und zu fördern. Das IPN gliedert sich in die vier Fachabteilungen Biologie-, Chemie-, Physikdidaktik und Erziehungswissenschaften (mit Pädagogisch-Psychologischer Methodenlehre). Das IPN ist Mitglied der Leibniz-Gemeinschaft. Enge Beziehungen bestehen zur Kieler Universität.

Weitere Informationen: <http://www.ipn.uni-kiel.de>

Das vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderte IPN-Projekt „Forschungsdialog: System Erde“ dient dem Ziel, das Verständnis des Planeten Erde zu fördern. Auf der Basis soliden Wissens soll die Beschäftigung und Auseinandersetzung mit der nachhaltigen Entwicklung der Erde angeregt werden. Die Materialien zum Thema „System Erde“ wurden vom IPN in enger Kooperation mit Geowissenschaftlerinnen und Geowissenschaftlern sowie Lehrkräften entwickelt und anschließend im Schulunterricht erprobt und evaluiert. Für den Unterricht in der Sekundarstufe II steht eine umfangreiche CD-ROM zur Verfügung, die u. a. Animationen, Simulationen, Informationstexte und Arbeitsblätter zu insgesamt 11 Modulen des Themas System Erde enthält. Der vorliegende Text ist Teil dieser CD-ROM, die beim IPN erhältlich ist. Für den Unterricht in der Grundschule wurde ein Sachbuch und eine beiliegende CD-ROM mit Computerspielen entwickelt. Unterrichtsmaterialien für die Hand der Lehrkräfte sind im Internet erhältlich (<http://Systemerde.ipn.uni-kiel.de>).

© 2005
Alle Rechte beim
Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften (IPN)
Olshausenstraße 62, D-24098 Kiel.



Forschungsdialog: System Erde

Kontakt:

Ulrike Gessner
Leibniz-Institut für die Pädagogik der
Naturwissenschaften an der Universität Kiel
Olshausenstr. 62
24098 Kiel

Tel: ++49 (0431) 880-3121
E-Mail: gessner@ipn.uni-kiel.de
<http://systemerde.ipn.uni-kiel.de>

Auf verschiedenen Seiten befinden sich Verweise (Links) auf Internet-Adressen. Haftungshinweis: Trotz sorgfältiger inhaltlicher Kontrolle wird die Haftung für die Inhalte der externen Seiten ausgeschlossen. Für den Inhalt dieser externen Seiten sind ausschließlich deren Betreiber verantwortlich. Sollten Sie bei dem angegebenen Inhalt des Anbieters dieser Seite auf kostenpflichtige, illegale oder anstößige Inhalte treffen, so bedauern wir dies ausdrücklich und bitten Sie, uns umgehend per E-Mail davon in Kenntnis zu setzen, damit beim Nachdruck der Verweis gelöscht wird.

Autoren dieses Moduls:

Dieter Kasang (Sachinformation), Marion Heinecke-Herzog (Materialien), Christiane Queisser (Materialien), Dr. Frank Siemer (Gesamtkonzeption, Begleittext, Materialien, Interaktion Klimasystem), Dr. Reinhard Fischer (Materialien), Marco Thiele (Baustein 8), Dr. Hans Dimpfl (Baustein 7), Dr. Sylke Hlawatsch (Baustein 9, ohne Interaktion Klimasystem)

Beratung: Geowissenschaften: Dr. Dieter Kasang (Max-Planck-Institut), Prof. Dr. Peter Lemke (Alfred-Wegener-Institut), Dr. Hans Oerter und Dr. Johannes Freitag (Baustein 7, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven); Schulpraxis: Dieter Zielinsky (Baustein 9, Toni-Jensen Schule, Kiel)

Multimediaumsetzung, Grafik und Layout:

CD-ROM, Rahmenlayout, Grafiken: MMCD GmbH interactive in science (Düsseldorf)

Texte: Päivi Taskinen (IPN)

Herausgeber:

Prof. Dr. Horst Bayrhuber, Dr. Sylke Hlawatsch,
Prof. Dr. Manfred Euler



Inhaltsverzeichnis

1 Allgemeine Zielsetzung und Begründung	4
2 Sachinformation	4
2.1 Der Klimawandel - Eine Einführung zum Thema.....	4
2.1.1 Der Temperaturanstieg.....	5
2.1.2 Szenarien und Prognosen	6
2.1.3 Ausgewählte Folgen des Klimawandels.....	8
2.2 Das Klimasystem	11
2.2.1 Elemente des Klimasystems.....	11
2.2.2 Klimageschichte.....	20
2.2.3 Modellierung	27
3 Didaktische Informationen	32
3.1 Lernziele	32
3.2 Lernvoraussetzungen	33
3.3 Hinweise zu horizontalen und vertikalen Verknüpfungen.....	33
3.4 Erläuterung und Nutzungshinweise zu den Materialien	35
4 Vorschläge für den Unterrichtsverlauf.....	37
5 Literatur.....	38
6 Unterrichtsmaterialien	42

Anhang:

Baustein 1: Klimasystem und Klimawandel

Baustein 2: Auf den Spuren der Klimageschichte

Baustein 3: Atmosphäre

Baustein 4: Bedeutung der Ozeane für das Klima

Baustein 5: Modellierung

Baustein 6: Menschlicher Einfluss

Baustein 7: Auf den Spuren der Klimageschichte: Forschungen im ewigen Eis – ein Gruppenpuzzle

Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ)

Baustein 9: Projekte zur nachhaltigen Entwicklung – Schwerpunkt Klimasystem



1 Allgemeine Zielsetzung und Begründung

Das Klimasystem lässt sich in seiner Komplexität nur durch die Betrachtung der verschiedenen Teilsysteme der Erde und ihrer mannigfaltigen Wechselbeziehungen verstehen und erklären. Dementsprechend eignet sich das Klimasystem besonders dazu, den systemischen Charakter der Erde und die Vernetzung der verschiedenen Bereiche für die Schüler/innen zu verdeutlichen.

Das Modul „Klimasystem und Klimageschichte“ versetzt die Schüler/innen in die Lage, sich an der Diskussion über die Entwicklung des globalen Klimas zu beteiligen. Zum Verständnis der Frage, inwieweit man sich den Folgen des anstehenden Klimawandels anpassen soll (Adaptation), oder gegen die Ursachen für den anstehenden Klimawandel aktiv und konsequent angehen sollte (Mitigation), benötigen die Schüler/innen fachlich fundiertes Wissen. Zu bedenken ist bei Aussagen über zukünftige Klimaänderungen und deren Bedeutung, dass das Wissen darüber im Wesentlichen auf Modellsimulationen der Großrechner beruht. Die Aussagen dieser Modelle stellen die Basis fast aller Diskussionen über (anthropogene) Klimaänderungen dar. In diesem Zusammenhang ist es wichtig, die Vorannahmen herauszustellen, die in Modellszenarien einfließen (sozioökonomische Annahmen, Emissionsszenarien, Strahlungsszenarien etc.). Dabei sollen den Schüler/innen die Grenzen der Aussagefähigkeit der Modelle verdeutlicht werden, sodass sie fähig sind, die Aussagen der Modelle auf einer fachlich fundierten Basis zu diskutieren. Für die Modellberechnungen sind aber nicht nur die Vorannahmen wichtig, sondern auch die Art der Modellkomponenten, die in die Berechnung eingehen. Zum Verständnis sind demgemäß Einblicke in wesentliche Teilsysteme des Klimasystems zu vermitteln.

2 Sachinformation

2.1 Der Klimawandel - Eine Einführung zum Thema

In Deutschland begann die öffentliche Klimadebatte mit einem Titel der Zeitschrift „Der Spiegel“ im Jahr 1986. Auf einem Bild wurde der Kölner Dom gezeigt, der halb im Meer versunken war. Der Begriff „Klimakatastrophe“ war in Deutschland geboren. Über zehn Jahre später hielt eine Hamburger Tageszeitung ein ganz anderes Szenario für möglich: Sie zeigte Eisberge, die im Hamburger Hafen schwammen. Hintergrund des Artikels war die wissenschaftliche Diskussion um eine Abschwächung des Golfstroms durch den Treibhauseffekt. In dem außerordentlich warmen Februar 2002 stellte die „Bild-Zeitung“ eine andere Frage des Treibhauseffektes heraus: Auf einer Fotomontage zum Jahr 2102 wachsen Palmen mit Papageien besetzt an der Hamburger Binnenalster in den Himmel und eine Badenixe teilt sich den Strand mit einem bengalischen Tiger. Die Leser sind irritiert: Ist es wärmer geworden oder kälter? Ist der Mensch schuld oder die Sonne? Kommt die nächste Eiszeit oder ein tropisches Klima? Inzwischen ist vom Klimabeirat der VEREINTEN NATIONEN, dem INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC), der dritte Bericht zur Frage des menschengemachten Klimawandels erschienen, der die Forschung von mehr als tausend Klimaexperten in der ganzen Welt zusammenfasst (s. IPCC, 2001b). Darin werden anhand von Messwerten der Anstieg der globalen Kohlenstoffdioxidkonzentration, der Anstieg der mittleren Temperatur der Erde, die Veränderungen der Niederschläge und der Gletscherschwund dokumentiert und Ursachen dafür diskutiert, Folgen abgeschätzt und auf der Grundlage von Computersimulationen Prognosen gewagt.

2.1.1 Der Temperaturanstieg

Unbestritten ist, dass der Planet Erde in den letzten 100 Jahren eine bemerkenswerte Erwärmung erlebt hat. Laut IPCC hat sich die globale Mitteltemperatur seit dem späten 19. Jahrhundert um 0,6 °C erhöht, mit einem besonders starken Anstieg seit Ende der 1970er Jahren (s. Abb. 1). Die 1990er Jahre sind zumindest auf der Nordhalbkugel seit Beginn der instrumentellen Messungen im Jahre 1860 wahrscheinlich das wärmste Jahrzehnt.

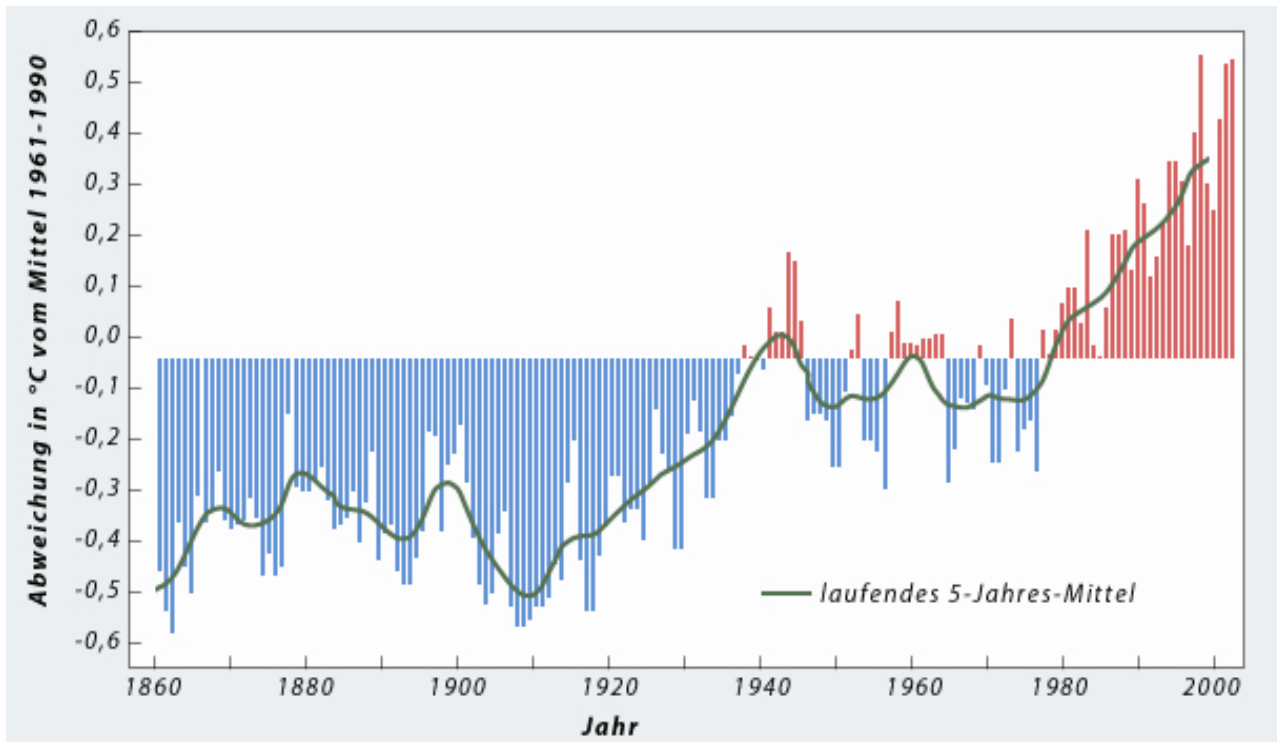


Abbildung 1: Globale Jahresmittelwerte der bodennahen Lufttemperatur 1860-2002 (nach IPCC 2001). Dargestellt wird in der Abbildung die Temperaturabweichung (in °C) vom Temperaturmittel der Jahre zwischen 1961 - 1990. Die 1990er Jahre waren das wärmste Jahrzehnt seit Beginn der Messungen im Jahre 1860. Auch wenn vereinzelte Messreihen weiter zurückreichen, z. B. aus Kiel bis 1670 oder Berlin bis 1700, liegen erst seit 1860 genügend Daten vor, um daraus globale Mittelwerte zu bilden. 1998 war das wärmste Jahr, 2002 das zweitwärmste, 2001 das drittwärmste, 1997 das viertwärmste usw. Die Erwärmung hat in zwei verschiedenen Phasen stattgefunden, von 1910 bis 1945 und seit 1976, während die Zeit von 1946 bis 1975 eine leichte Abkühlung aufweist.

Um zu beurteilen, ob die Temperaturzunahme im 20. Jahrhundert ungewöhnlich ist, muss man sie im Kontext der Klimaschwankungen über längere Zeiträume sehen. Für die letzten 150 Jahre liegen genügend direkte Messdaten vor, um globale Mittelwerte der Temperatur zu bilden. Einzelne Datenreihen reichen sogar ins 17. Jahrhundert zurück. Über die Zeit davor lassen sich klimatische Verhältnisse nur aus so genannten Proxydaten (Stellvertreterdaten) ableiten, die stellvertretend für Temperatur, Niederschlag und andere Klimagrößen aus Baumringen, Meeres- und Seesedimenten, Eisbohrkernen, Korallen, historischen Darstellungen und anderen Quellen gewonnen werden. Und da zeigt sich, dass die Stärke und das Tempo der Erwärmung im 20. Jahrhundert auch in den letzten 1.000 Jahren nach heutiger Datenlage einmalig sind (s. Abb. 2).

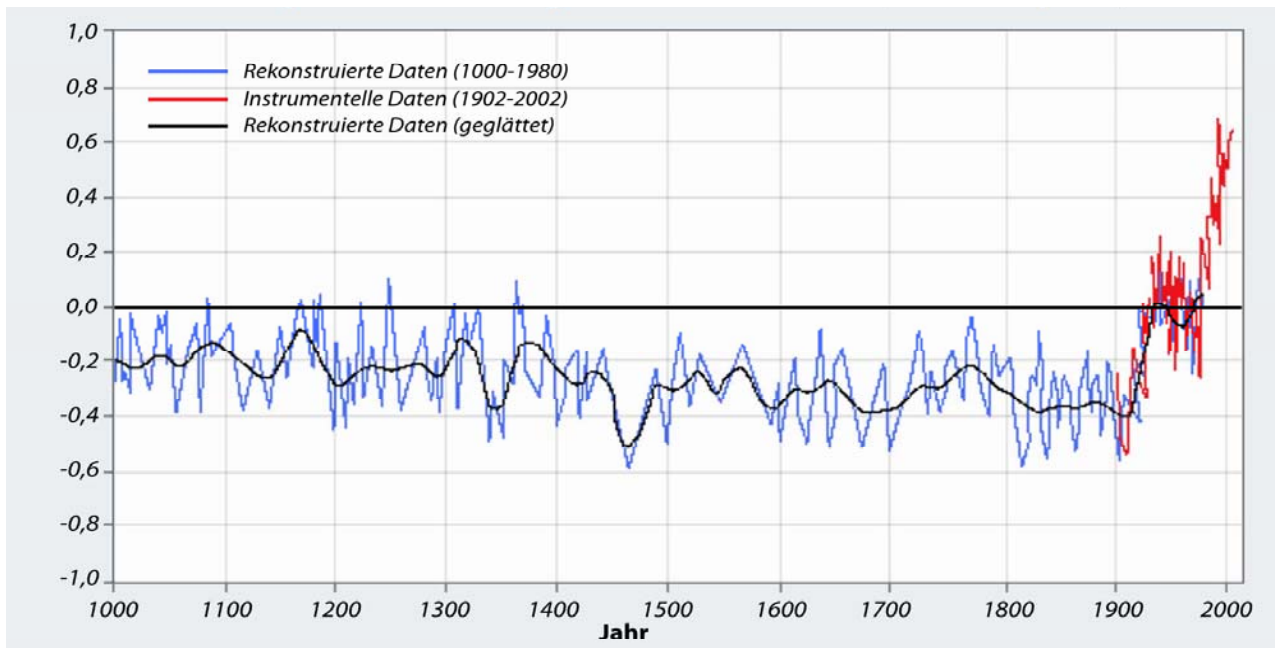


Abbildung 2: Temperaturveränderung der letzten 1.000 Jahre auf der Nordhalbkugel; die rekonstruierten Daten (Proxydaten) sind aus Baumringen, Eisbohrkernen, Korallen und historischen Zeugnissen abgeleitet (nach IPCC 2001).

2.1.2 Szenarien und Prognosen

Es gilt heute als weitgehend gesichert, dass der Temperaturanstieg im 20. Jahrhundert und vor allem in den letzten Jahrzehnten weitgehend durch die Emission anthropogener Treibhausgase wie Kohlenstoffdioxid, Methan usw. verursacht worden ist. Dadurch stellt sich die Frage nach der Klimaentwicklung der Zukunft. Die Klimaforscher/innen beschränken sich bei Aussagen über das künftige Klima meist auf die nächsten 100 Jahre und stellen sich daher die folgenden zentralen Fragen: Wie entwickelt sich das globale Klima, wenn die anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen weiter ansteigen? Welche Folgen hat der mögliche Klimawandel?

Die zukünftigen Veränderungen des Klimas sind von ökonomischen, sozialen und politischen Entwicklungen abhängig. Die Klimaforscher/innen des INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) haben dazu 40 unterschiedliche Szenarien aufgestellt, die die möglichen Entwicklungen im 21. Jahrhundert in den Bereichen Bevölkerungswachstum, ökonomische und soziale Entwicklung, technologische Veränderungen, Ressourcenverbrauch und Umweltmanagement berücksichtigen. Die 40 Szenarien werden in die vier Hauptgruppen A1, A2, B1 und B2 unterteilt. Sie bilden die Grundlage für Computersimulationen über die Klimaentwicklung der nächsten 100 Jahre (s. Abb. 3).

Die Szenarien-Familien A1 und A2 gehen von einer primär ökonomisch orientierten Welt aus, die sich bei A1 zunehmend global einheitlich, bei A2 dagegen eher heterogen und regional unterschiedlich entwickelt. Bei der A1-Gruppe wird ein die fossilen Brennstoffe weiterhin intensiv nutzender Weg (A1FI) von einem technologisch fortschrittlichen Weg (A1T) und einem Mittelweg (A1B), bei dem fossile und nichtfossile Energieträger in einem ausgewogenen Verhältnis genutzt werden, unterschieden. Bei B1 und B2 handelt es sich um Szenarien, die von einer ökologischen und nachhaltigen künftigen Entwicklung der Menschheit ausgehen, wobei wiederum eine global einheitliche (B1) von einer regional heterogenen Variante (B2) unterschieden wird.

Diese Szenarien werden den Computersimulationen über die Klimaentwicklung der nächsten hundert Jahre zugrunde gelegt. Je nach Szenario verändert sich das künftige Klima mehr oder weniger gravierend. Die globale Mitteltemperatur wird nach den Modellberechnungen von 1990 bis zum Jahre 2100 um 1,4 bis 5,8 °C ansteigen (s. Abb. 4). Der große Unterschied zwischen dem niedrigsten und dem höchsten Wert kommt sowohl durch die verschiedenen zugrunde liegenden Szenarien als auch durch die Unterschiede in den genutzten Computermodellen bei denselben Szenarien zustande.

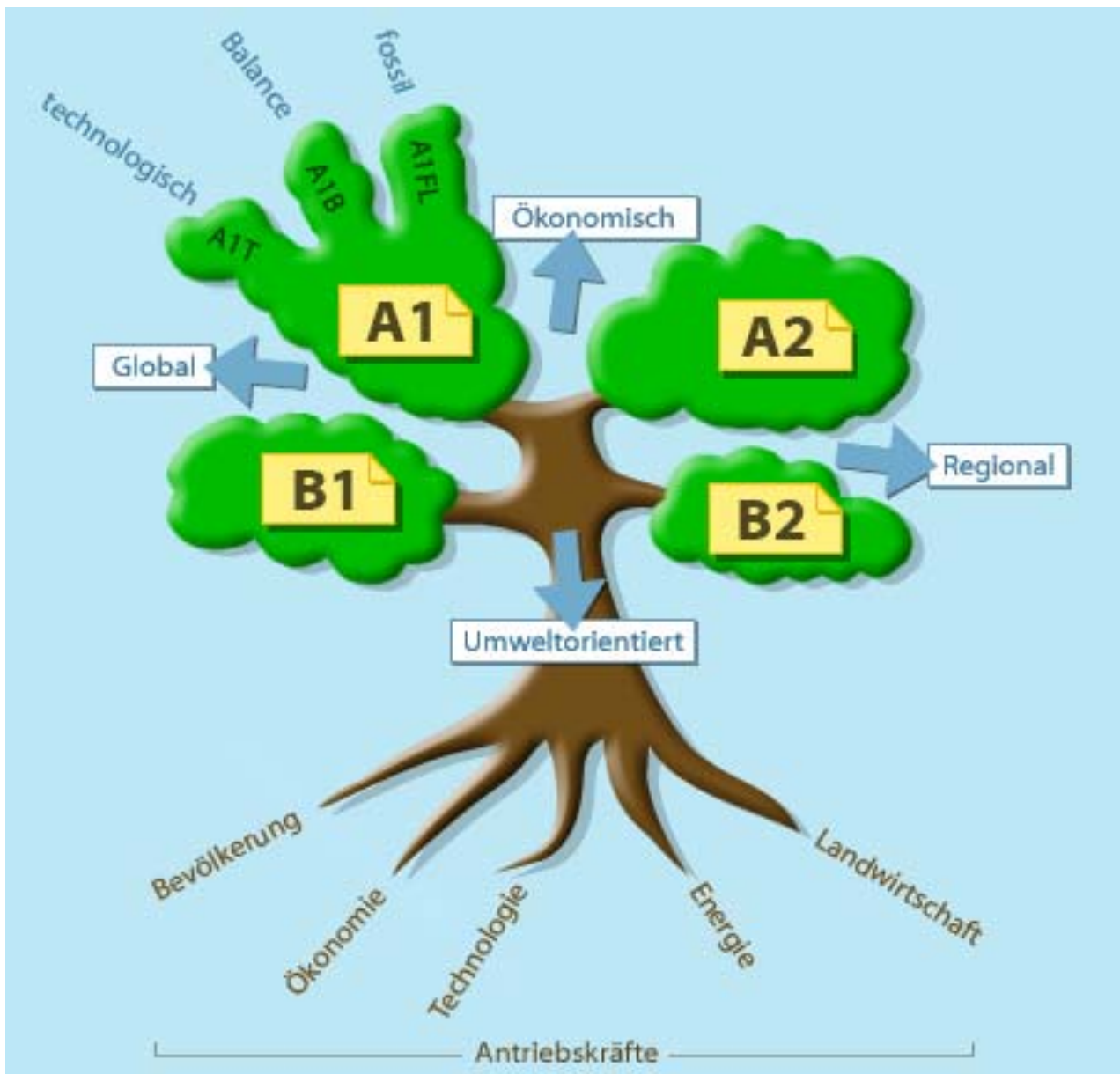


Abbildung 3: Die Szenarien des IPCC (s. Text, nach IPCC 2000).

Die Modellsimulationen bei dem „günstigsten“ Szenario B1 ergeben je nach verwendetem Modell einen Temperaturanstieg von 1,4 bis 2,4 °C. Das heißt, selbst bei Annahme einer ökologischen und nachhaltigen und global einheitlichen Entwicklung liegt der Temperaturanstieg im 21. Jahrhundert um das Zwei- bis Vierfache höher als die Temperaturzunahme im 20. Jahrhundert. Bei dem Mittelwert aller Szenarien zwischen 3 - 4 °C und den durchaus auch möglichen 5 °C liegt die Erwärmung in der Größenordnung des Unterschieds zwischen der letzten Kaltzeit und der gegenwärtigen Warmzeit. Regional wird die Erwärmung

durchaus unterschiedlich ablaufen. So nehmen bei dem Szenario A2 (mittlerer globaler Temperaturanstieg um 3,8 °C) die Temperaturen in den höheren nördlichen Breiten um über 8 °C, in Mitteleuropa um ca. 6 °C und über den Ozeanen in den mittleren südlichen Breiten um 2 °C zu.

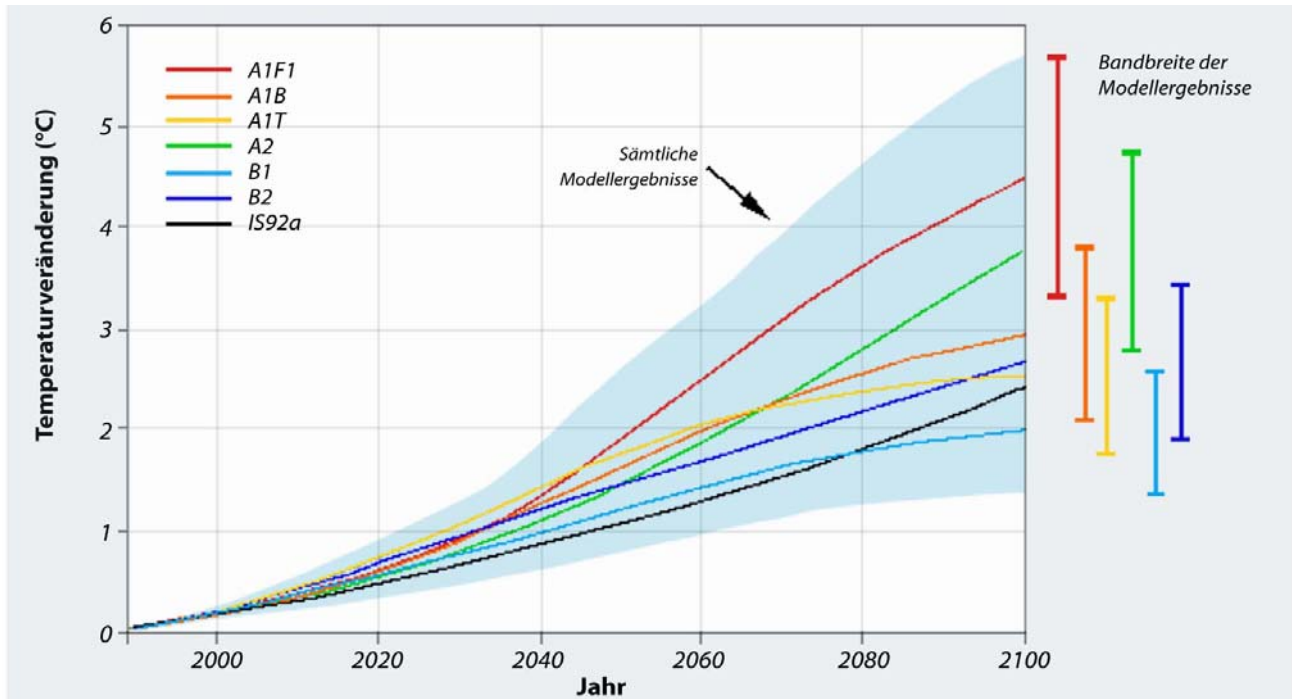


Abbildung 4: Der Anstieg der globalen Mitteltemperatur im 21. Jahrhundert (nach IPCC 2001a): Für jedes der sechs repräsentativen Emissionsszenarien wurden verschiedene Modellrechnungen durchgeführt. Die farbigen Linien geben die Mittelwerte der Modellrechnungen an, die senkrechten Balken am rechten Rand der Darstellung zeigen die Bandbreite der Modellergebnisse. Die Darstellung zeigt außerdem die Berechnung nach dem IS92a-Szenario („business as usual“) des IPCC-Berichts von 1996.

2.1.3 Ausgewählte Folgen des Klimawandels

Die globalen Durchschnittswerte des bevorstehenden Klimawandels sagen wenig über die tatsächlichen Veränderungen aus, die die Menschen in bestimmten Gebieten erfahren werden. Erst wenn die regionalen und lokalen Folgen des globalen Wandels in das Blickfeld geraten, werden die tatsächlichen Konsequenzen des anthropogenen Klimawandels deutlich.

Wetterextreme

Die regionalen Folgen des Klimawandels sind mögliche Veränderungen der Wetterextreme wie Hitzeperioden, Dürren, Starkniederschläge oder Stürme, da sie erhebliche Schäden verursachen können. In jüngster Zeit sind besonders die Versicherungsgesellschaften darüber beunruhigt, dass die Schadensbelastung durch wetterbedingte Naturkatastrophen bereits in den letzten 20 Jahren dramatisch zugenommen hat. Jüngere Datenanalysen und Modelluntersuchungen zeigen inzwischen in einigen Regionen eine zunehmende Häufung extremer Wetterphänomene, und es ergibt sich daraus, dass dafür mit hoher Wahrscheinlichkeit der anthropogene Treibhauseffekt verantwortlich ist.

Die Hochwasserkatastrophen der letzten Jahre machen deutlich, dass Veränderungen der Niederschlagsmenge und -intensität besonders ernst zu nehmen sind. Bei einer globalen Erwärmung nimmt die Wasserdampfkapazität der unteren Atmosphäre zu und Verdunstung und Niederschlag verstärken sich. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts hat der Niederschlag über dem Land global um ca. 1 % zugenommen. Auch in diesem Fall zeigen sich erhebliche regionale Unterschiede. So erhöhten sich seit Beginn des 20. Jahrhunderts die Niederschläge in den USA zwischen 5 % und 10 % und über der nördlichen Hälfte Europas, d. h. nördlich der Alpen, um 10 – 50 %.

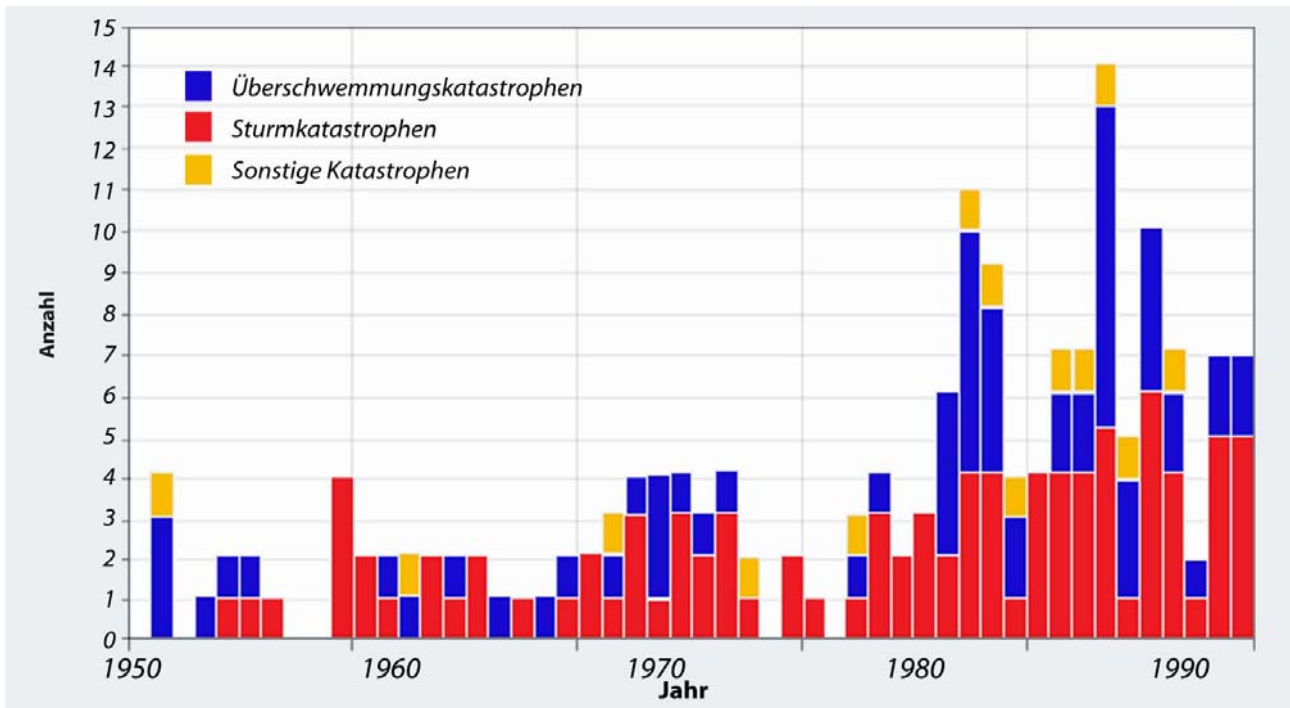


Abbildung 5: Große wetterbedingte Naturkatastrophen 1950 - 1999 (nach MÜNCHENER RÜCK 29. 2. 2000). Als „große Naturkatastrophe“ wird ein Ereignis verstanden, das die Selbsthilfefähigkeit der betroffenen Region deutlich übersteigt und überregionale oder internationale Hilfe erforderlich macht. Die deutliche Zunahme seit den 1950er und 1960er Jahren ist in erster Linie darauf zurückzuführen, dass immer mehr Menschen sich in katastrophengefährdeten Gebieten ansiedeln und moderne Gesellschaften und Technologien eine zunehmende Anfälligkeit gegenüber Störungen aufweisen. Dennoch wird von der Versicherungswirtschaft auch in der Klimaänderung eine wesentliche Ursache gesehen.

Meeresspiegelanstieg

Am Beginn der Diskussion um den anthropogenen Treibhauseffekt hat ein möglicher Anstieg des Meeresspiegelniveaus die Medien zu Katastrophenszenarien veranlasst. Tatsächlich ist bereits im 20. Jahrhundert der Meeresspiegel im globalen Mittel um 10 - 20 cm angestiegen. Die Ursache liegt vor allem in der Wärmeausdehnung des Meerwassers. Der Hauptgrund für den Meeresspiegelanstieg im 21. Jahrhundert wird wahrscheinlich ebenfalls in der Wärmeausdehnung der Ozeane liegen, erst in zweiter Linie spielt das Abschmelzen von Gebirgsgletschern und des Inlandeises auf Grönland eine Rolle. Modellrechnungen ergeben einen Meeresspiegelanstieg zwischen 14 - 80 cm von 1990 bis 2100. Am stärksten gefährdet sind flache Küsten und kleine Inseln, vor allem dann, wenn ein effektiver Küstenschutz fehlt. Besonders betroffen werden daher Entwicklungsländer mit dicht besiedelten Küstenstreifen sein. So sind etwa bei einem Anstieg um 50 cm in Bangladesch die Behausungen von über 5 Millionen, in Indien von 7 Millionen und in Vietnam von 17 Millionen Menschen bedroht. Die Bevölkerung ganzer Staaten wäre bei kleinen Inselstaaten wie den Seychellen, den Malediven oder Tuvalu gefährdet, da diese Länder sich

entweder nur wenige Meter über den Meeresspiegel erheben oder ihre Bevölkerung sich fast ganz in wenigen flachen Küstenstreifen konzentriert.

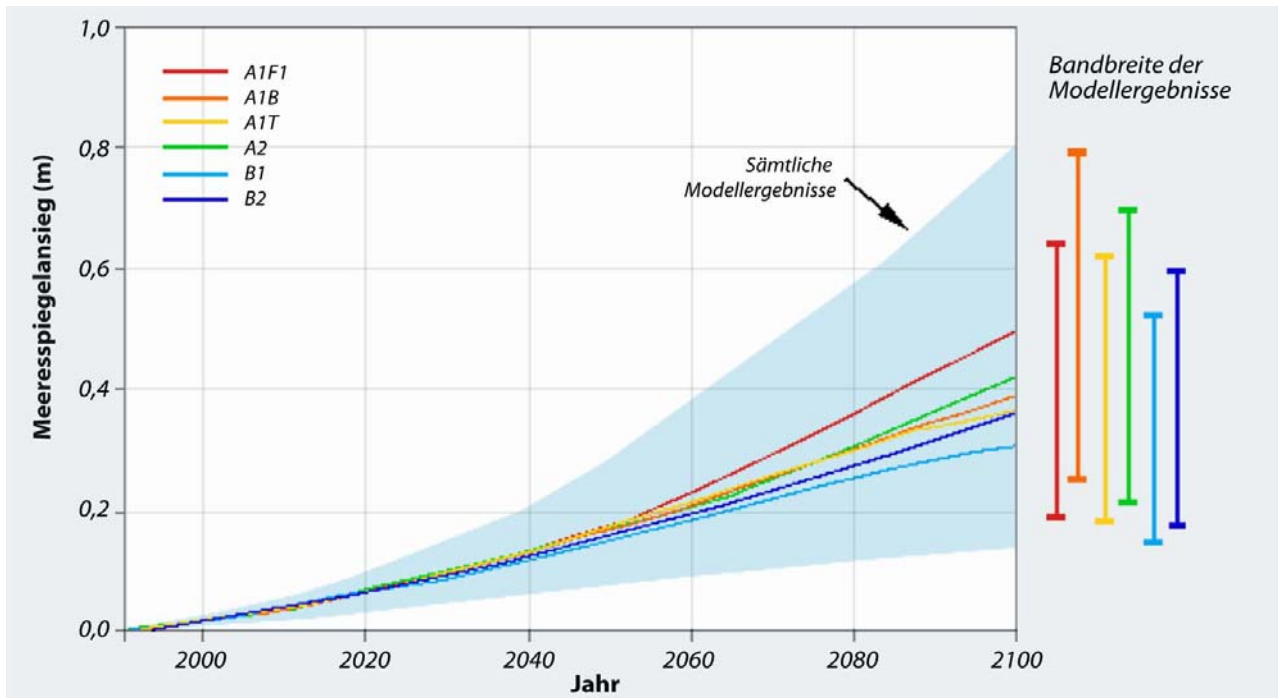


Abbildung 6: Meeresspiegelanstieg bis 2100 (nach IPCC 2001a). Die farbigen Linien geben die Mittelwerte der Modellrechnungen für die jeweiligen Szenarien an, die senkrechten Balken am rechten Rand der Darstellung zeigen die Ergebnisse verschiedener Modelle.

Landwirtschaftliche Produktion und Krankheiten

Der erwartete Klimawandel wird mit hoher Wahrscheinlichkeit auch Auswirkungen auf die Pflanzen- und die Tierproduktion haben. Dabei wird es große regionale Unterschiede geben. Vor allem die Entwicklungsländer werden mit Ernteeinbußen rechnen müssen, während die Landwirtschaft in Europa und Russland von der verlängerten Wachstumszeit und den günstigeren Klimaverhältnissen profitieren wird.¹

Einen wichtigen Einfluss wird der anthropogene Klimawandel auch auf die menschliche Gesundheit haben. Vor allem wird sich der Klimawandel auf die so genannten Vektor-Krankheiten auswirken, die durch verschiedene Überträger (Vektoren) wie Insekten oder Nagetiere verursacht werden (s. Abb. 7). Viele Vektor-Organismen regulieren ihre Körpertemperatur nicht selbst und sind deshalb in ihrer Verbreitung und Reproduktion stark von der Temperatur, aber auch von anderen klimabedingten Umweltfaktoren wie Oberflächenwasser, Feuchtigkeit, Wind usw. abhängig. In einem wärmeren Klima wird mehr Nachwuchs produziert und die Inkubationszeit der Malariaparasiten und Viren in den Mücken wird sich verkürzen. (EPSTEIN 2000)

¹ s. auch KASANG, D.: Natürliche Ökosysteme (<http://bs.hh.schule.de/klima/klimafolgen/oekosysteme/>) und Klimawandel und Landwirtschaft (<http://bs.hh.schule.de/klima/klimafolgen/landw/>) sowie die dort angegebene Literatur

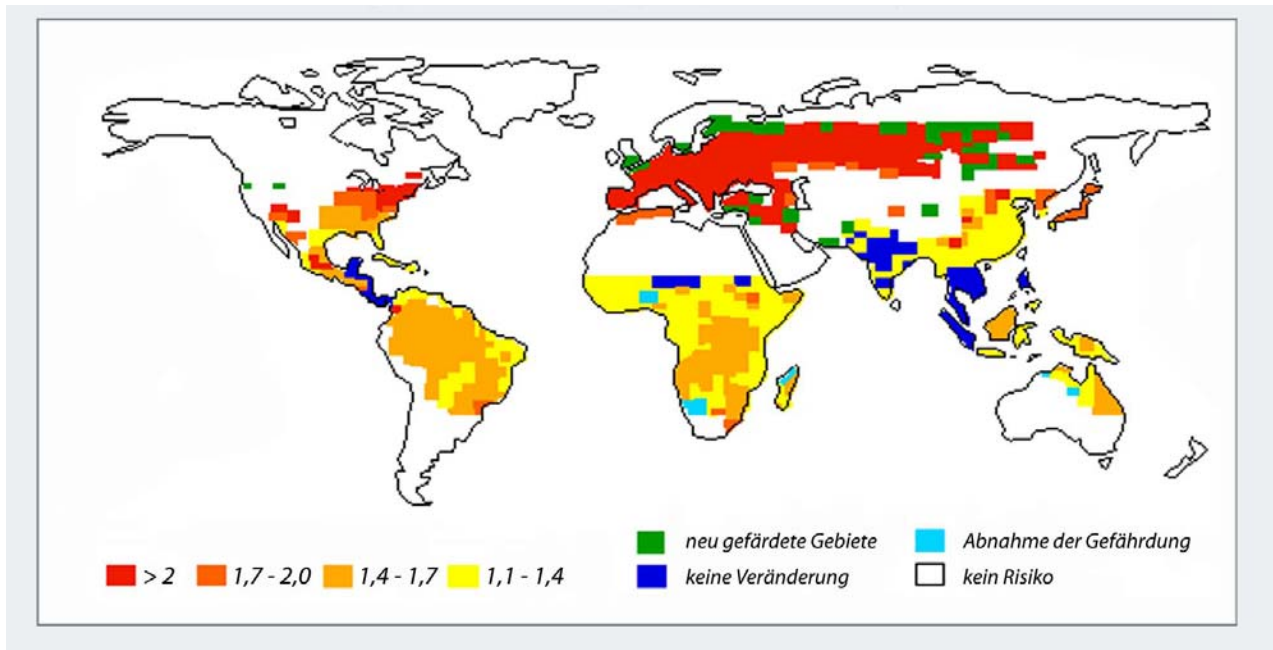


Abbildung 7: Prognostizierte Veränderung der Malaria-Übertragung 2020 gegenüber dem durchschnittlichen Risiko 1961-1990 (nach EPSTEIN 2000). Nach Modellrechnungen wird sich bei einem Temperaturanstieg um 3 - 5 °C bis zum Jahre 2100 die Übertragungsfahr von Malaria in tropischen Regionen verdoppeln und in gemäßigten Gebieten sogar mehr als verzehnfachen. Auch in Mitteleuropa muss mit einer künftigen Ausbreitung von Malaria gerechnet werden. Insgesamt wird sich in der zweiten Hälfte des nächsten Jahrhunderts der Anteil der Weltbevölkerung, der in malariagefährdeten Gebieten lebt, von gegenwärtig 45 % auf 60 % erhöhen. Im Jahre 2080 werden durch den Klimawandel in durch Malaria gefährdeten Gebieten etwa 450 Millionen mehr Menschen leben als 1990.

2.2 Das Klimasystem

2.2.1 Elemente des Klimasystems

Wetter und Klima

Das Klima der Erde ist nicht gleich bleibend, sondern ständigen Veränderungen unterworfen. Kalt- und Warmzeiten wechseln sich ab, die Mitteltemperatur der Erde steigt und fällt, Klimazonen verschieben sich. Aber warum? Welche Rolle spielt dabei der Mensch? Was ist das Klima und wie unterscheidet es sich vom Wetter?

Wetter ist der stets wechselnde Zustand der Atmosphäre, den wir tagtäglich erfahren. Er ist u. a. charakterisiert durch Temperatur, Wind, Luftfeuchtigkeit, Wolkenbedeckung und Niederschlag. Aussagen über das **Klima** erfolgen ebenfalls anhand dieser meteorologischen Daten. Solche Angaben sind aber auf einen längeren Zeitraum bezogen. Dabei kann es sich um Monate, Jahrzehnte oder noch längere Zeiträume handeln. Auch das betrachtete Gebiet kann dabei unterschiedlich ausgedehnt sein - es kann sich z. B. um eine Stadt, einen Kontinent oder die gesamte Erde handeln.

Das **Wetter** verändert sich sehr schnell, da es sich nur in der Atmosphäre abspielt. An einer Änderung des **Klimas** sind die Sonne und weitere Teilsysteme des Systems Erde beteiligt, die sich nur sehr langsam wandeln. So nimmt die Intensität der Sonneneinstrahlung seit der Entstehung der Erde vor 4,6 Milliarden Jahren zu. Die Meeresoberfläche reagiert auf Veränderungen der Atmosphäre in Zeiträumen von Wochen oder Monaten, in der Tiefsee über Jahrzehnte bis Jahrhunderte. Noch langsamer verändern sich die großen



Eisschilde der Antarktis oder Grönlands. Und auch die Lebewesen an Land und im Wasser reagieren auf Veränderungen des Klimas.

Sonne, Atmosphäre, Meere, Schnee sowie Gletscher, die Lebewesen der Erde, die Bewegung der Erdplatten und auch der Mensch wirken auf unterschiedliche Weise auf das Klima. Sie bilden die **Elemente des Klimasystems**.

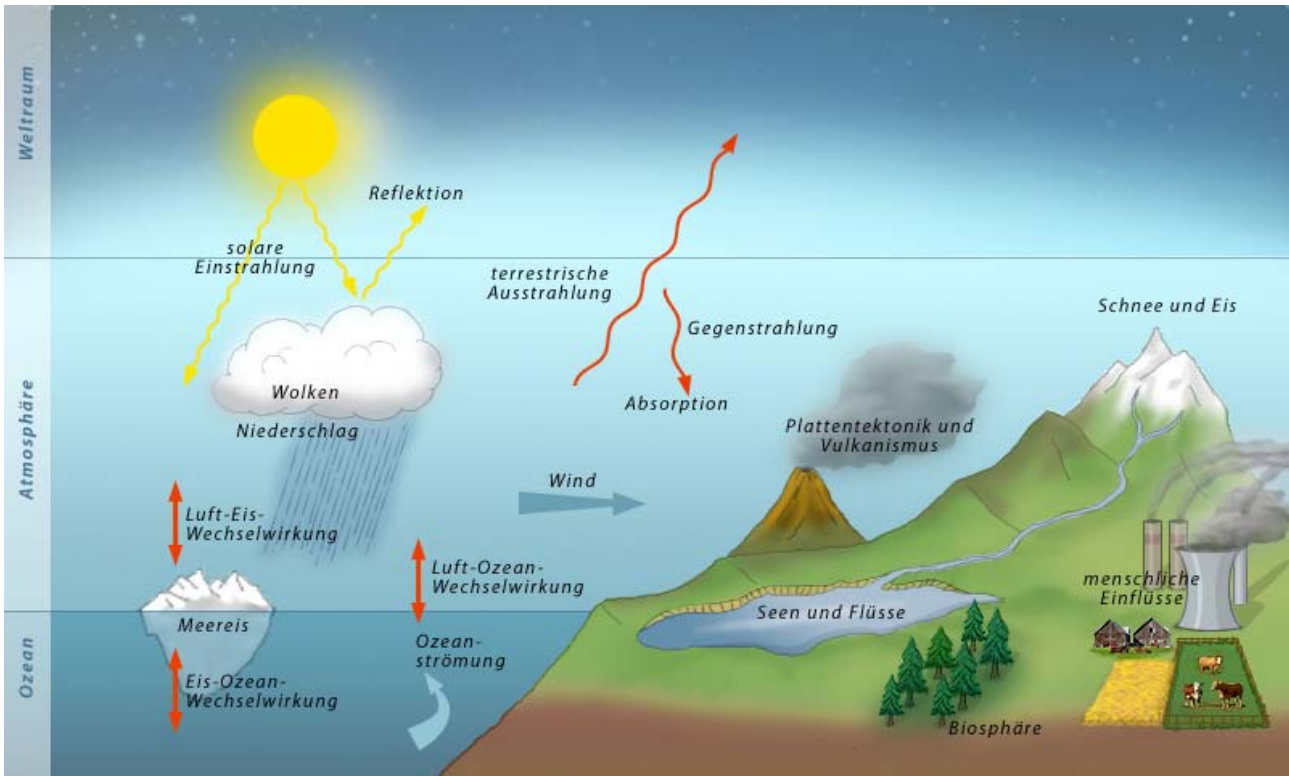


Abbildung 8: Das Klimasystem (nach MAX-PLANCK-INSTITUT FÜR METEOROLOGIE).

Die Atmosphäre

Die heutige Atmosphäre ist die dünne Gashölle der Erdkugel, die in ca. 10 km Höhe in den Weltraum übergeht. Sie ist das sich am schnellsten ändernde Element des Klimasystems und der Ort des sich rapide ändernden Wettergeschehens.

Der unterschiedliche Einfallswinkel, mit dem die Sonnenstrahlung auf die Erdkugel trifft, ist letztlich der Grund dafür, dass es verschiedene **Klimazonen** auf der Erde gibt (tropisches, subtropisches, gemäßigtes, kaltes und polares Klima). Darauf weist auch die Bedeutung des Wortes „Klima“ hin, das dem Griechischen entstammt und „ich neige“ bedeutet. In niederen Breiten ist der Neigungswinkel der Sonnenstrahlung steil, in höheren Breiten dagegen flach.

Daher empfangen die niederen Breiten beiderseits des Äquators relativ viel solare Energie pro Flächeneinheit, die höheren Breiten zu den Polen hin zunehmend weniger. Die solare Energie an der Obergrenze der Atmosphäre beträgt 420 Watt/m^2 am Äquator und 180 Watt/m^2 an den Polen. Am Erdboden ist die solare Energie bedeutend niedriger: 220 Watt/m^2 in den Tropen und 30 Watt/m^2 (Arktis) bzw. 20 Watt/m^2 (Antarktis) an den Polen. Dieses hat einen Energieüberschuss in den tropischen Regionen und ein Defizit nördlich und südlich davon zur Folge, der durch Luft- und Meeresströmungen teilweise ausgeglichen wird.

Beiderseits des Äquators steigt die erwärmte Luft auf. Daher vermindert sich am Boden die Anzahl der Luftmoleküle pro Liter Luft und der Luftdruck nimmt ab. Es bildet sich in dieser Zone ein Tiefdruckgebiet. In der Höhe dagegen erhöht sich die Anzahl der Luftmoleküle pro Volumeneinheit - ein Hochdruckgebiet entsteht. An den Polen kehrt sich diese Druckverteilung um: Dort sinkt kalte Luft ab, es bildet sich in der Höhe ein Tiefdruckgebiet und am Boden entsteht ein Hochdruckgebiet. Zwischen hohen und niederen Breiten existiert demnach ein Luftdruckgradient, der zu Winden führt.

Aufgrund der Kugelgestalt der Erde und der Erdrotation wehen die Winde nicht direkt vom Hochdruckgebiet zum Tiefdruckgebiet, sondern werden von der Corioliskraft abgelenkt: Auf der Nordhalbkugel in Windrichtung nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links. An der Erdoberfläche beeinflusst zusätzlich noch die Bodenreibung die Winde. Durch das Zusammenspiel der Wirkungen des Luftdruckgradienten, der Corioliskraft und der Bodenreibung entsteht ein komplexes Zirkulationsmuster: die **allgemeine atmosphärische Zirkulation**.

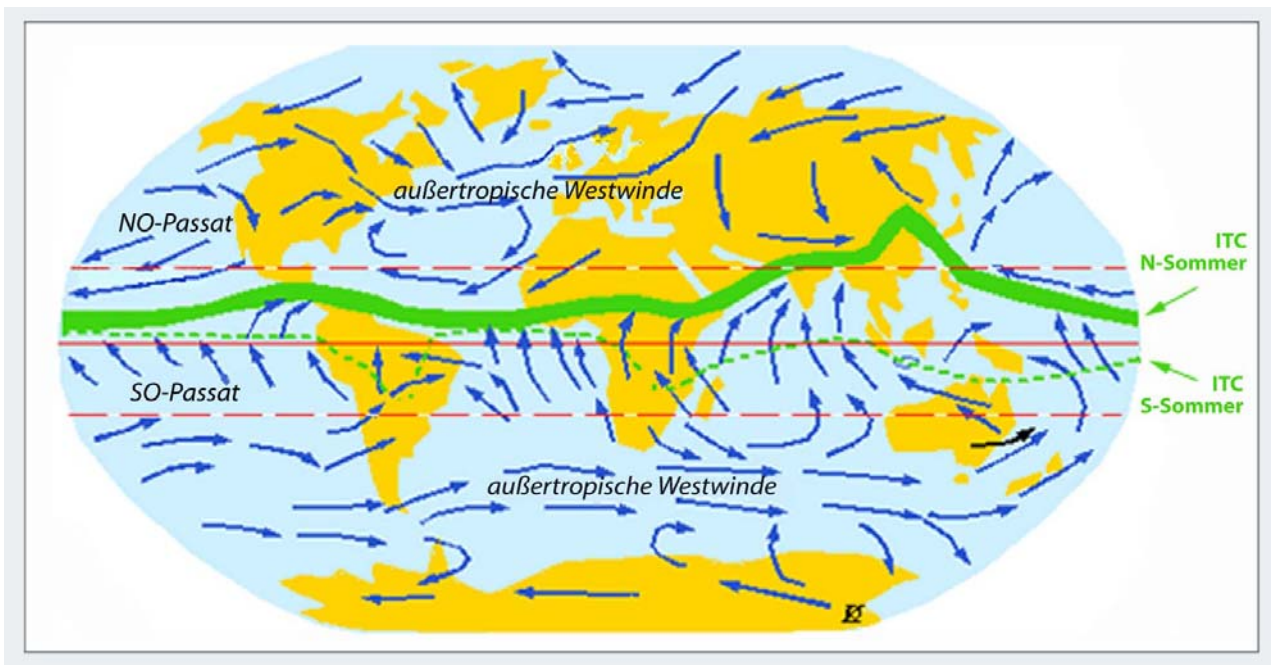


Abbildung 9: Planetarische Windverteilung im Nord-Sommer.

Ein weiteres Merkmal der Atmosphäre ist ihr vertikaler Aufbau, der einen wesentlichen Einfluss darauf hat, wie Wetter- und Klimaprozesse ablaufen. Von unten nach oben gliedert sich die Atmosphäre in verschiedene „Stockwerke“. Klimatisch bedeutsam sind allerdings nur die beiden unteren Stockwerke, da sich hier 99 % der Masse der Luft befinden.

Die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre ist ein weiterer wichtiger Klimafaktor, da sie einen entscheidenden Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre besitzt. Die Atmosphäre setzt sich hauptsächlich aus Stickstoff (78,1 %), Sauerstoff (20,9 %) und Argon (0,93 %) zusammen. Klimawirksam sind allerdings nur die so genannten **Spurengase** wie Kohlenstoffdioxid (CO₂), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O) und Ozon (O₃), deren Anteil zusammen unter 1 % liegt, sowie der Wasserdampf in der Atmosphäre, dessen Anteil an der Atmosphäre im Mittel bei 1 % liegt. Diese Spurengase sind für den so genannten natürlichen Treibhauseffekt verantwortlich, durch den die globale Mitteltemperatur von -18 °C auf +15 °C erhöht wird, wobei Wasserdampf das wichtigste natürliche Treibhausgas ist.

Zu den klimawirksamen Bestandteilen der Atmosphäre gehören auch die **Aerosole**, die kleine, in der Luft schwebende feste und flüssige Partikel sind, die aus verschiedensten Ausgangsprozessen (Vulkanausbrüchen, Verbrennungen, Gefrieren von Eiskristallen) entstehen. Sie wirken im Wesentlichen abkühlend, da sie Sonnenstrahlen reflektieren. Klimatisch von besonderer Bedeutung sind die bei Vulkanausbrüchen bis in die untere Stratosphäre geschleuderten Aerosole, die über einige Jahre durch Absorption von Solarstrahlung die Temperatur in der unteren Stratosphäre erhöhen und am Erdboden absenken können. Anthropogene Aerosole, die durch Verbrennung fossiler Energieträger entstehen, haben insgesamt einen abkühlenden Effekt, da sie Sonnenstrahlen in der Troposphäre reflektieren.

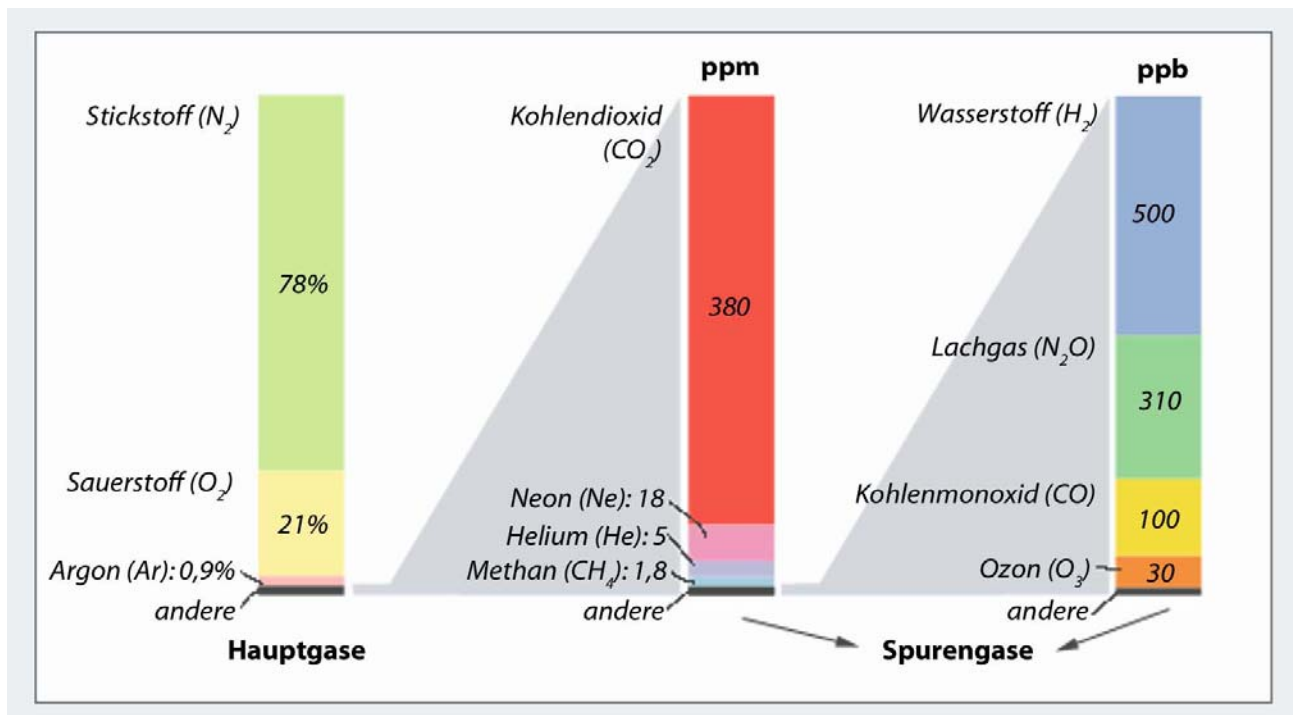


Abbildung 10: Die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre (trockene Luft) (nach <http://mpi-web.dkrz.de/de/web/education/picturedetail.php?id=5>). Die Spurengase werden in ppm (parts per million = Teile auf eine Million) und ppb (parts per billion = Teile auf eine Milliarde) gemessen.

Auch die Wolken spielen eine wichtige Rolle im Energiehaushalt der Erde und sind hochgradig klimawirksam. Sie absorbieren und reflektieren sowohl die kurzweilige Sonnenstrahlung wie die langwellige Wärmestrahlung. Ihr Nettoeffekt auf den Energiehaushalt der Erde ist eine leichte Abkühlung. Dabei wirken die niedrigen Wolken deutlich abkühlend, da bei ihnen die Reflexion der Solarstrahlung überwiegt, während die hohen Eiswolken (Cirruswolken) einen erwärmenden Effekt haben, da sie wie Treibhausgase die kurzweilige Sonnenstrahlung eher durchlassen, die Wärmestrahlung von der Erdoberfläche aber absorbieren.

Die Hydrosphäre

Die gesamte Wassermenge der Erde wird auf 1,4 Milliarden Kubikkilometer geschätzt. 96,5 % davon befinden sich in den Ozeanen und 71 % der Erdoberfläche sind von Ozeanen bedeckt. Die Ozeane machen also den größten Teil der Hydrosphäre aus und wirken daher von allen Elementen der Hydrosphäre am stärksten auf das Klima.

Die Sonneneinstrahlung besitzt auch für den Ozean eine wesentliche Bedeutung. Die Oberfläche des Meeres absorbiert einen Teil der Sonnenstrahlung, den anderen reflektiert sie. Das Verhältnis von

Absorption und Reflexion hängt vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlung ab. Dieser Winkel ändert sich aufgrund der Neigung der Erdachse mit der geografischen Breite. In hohen Breiten reflektiert das Meer einen Großteil der flach einfallenden Strahlung. In tropischen und subtropischen Meeresgebieten ist die Absorption dagegen höher und das Meerwasser nimmt mehr Energie auf. Das Oberflächenwasser dehnt sich aus und wird folglich spezifisch leichter. Aus diesem Grund bildet sich eine stabile Wasserschichtung mit spezifisch leichtem Oberflächenwasser über spezifisch schwerem Tiefenwasser. Die Bildung einer warmen Deckschicht in tropischen und subtropischen Gebieten hat zur Folge, dass sich eine stabile Wasserschichtung mit dem leichten Oberflächen- und dem schwereren Tiefenwasser ausbildet. Sie verhindert, dass Oberflächenwasser in die Tiefe absinken kann.

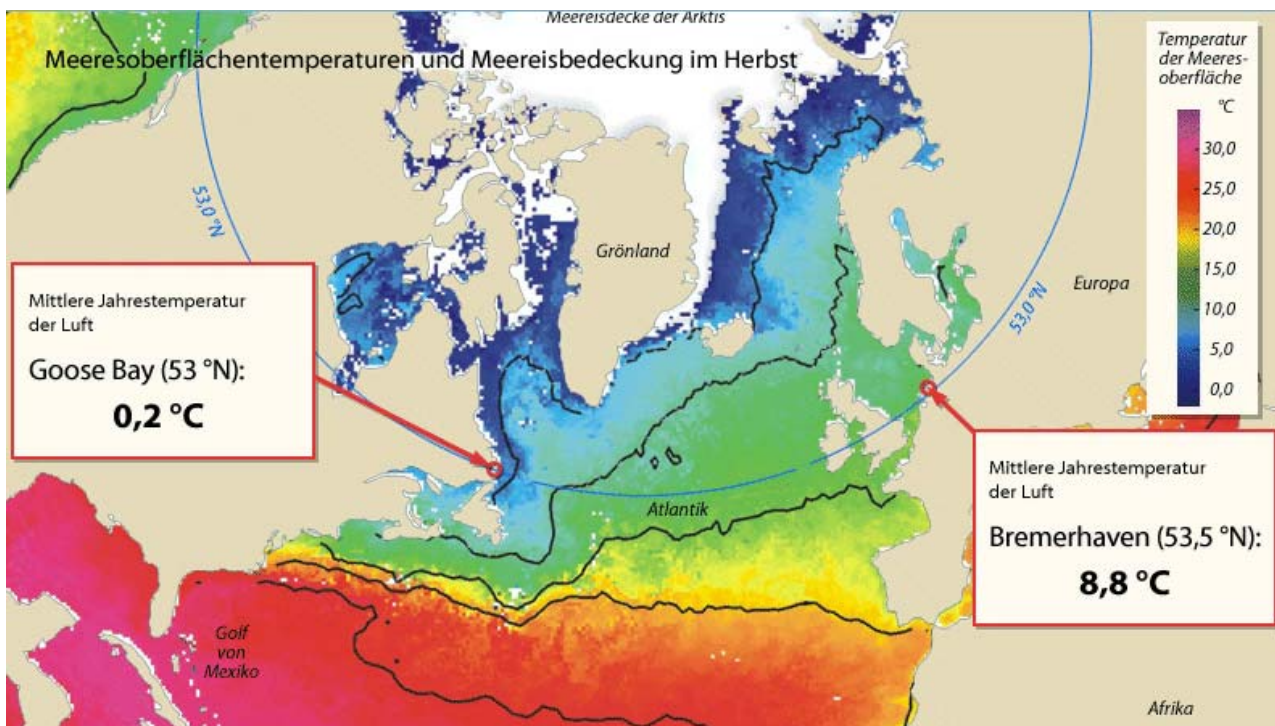


Abbildung 11: Einfluss des Nordatlantikstroms auf die Durchschnittstemperaturen in Nordwest-Europa und die Meeresoberflächentemperatur im Nordatlantik (nach Th. MARTIN, IFM Kiel).

Ein Teil des Meerwassers verdunstet. Dadurch wird dem Ozean Süßwasser entzogen und dessen Salzgehalt erhöht sich. Die ozeanische Verdunstung liefert über 80 % des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre und ist damit der Hauptantrieb für den Wasserkreislauf und insbesondere für Niederschläge auch auf dem Land. Im Atlantik strömt das warme und salzreiche Oberflächenwasser (rote Färbung) aus dem tropischen Atlantik über den Golf von Mexiko nach Norden. Man bezeichnet diesen Strom daher als **Golfstrom**. Er transportiert eine enorme Energiemenge. Diese Energie wird im Nordatlantik an die Atmosphäre abgegeben. Die mittlere Jahrestemperatur ist dadurch in Bremerhaven um ca. 9 °C höher als auf der gleichen geographischen Breite in Nordamerika (Goose Bay, Kanada). Das europäische Klima ist deshalb sehr viel milder (s. Abb. 11).

Durch die Wärmeabgabe kühlt sich das Oberflächenwasser im Nordatlantik ab, und das Wasser wird spezifisch schwerer. Seine relativ hohe Dichte steigt im Winter bei der Eisbildung weiter an. Denn wenn Meerwasser gefriert, bildet sich Süßwassereis und die wachsenden Eisschollen geben das im Meerwasser enthaltene Salz als Lake ab. Durch die sehr hohe Dichte des kalten und salzreichen Oberflächenwassers sinken im Nordmeer vor Grönland riesige Mengen Meerwasser zum Meeresboden ab - 20mal mehr als aus allen Flüssen der Erde laufend ins Meer fließt. In der Tiefe strömt dieses Wasser sehr langsam nach Süden



zurück. An anderen Stellen, vor allem im Pazifik und Indischen Ozean, steigt das Wasser wieder an die Oberfläche auf. Durchschnittlich hat es dann 1000 Jahre in der Tiefsee hinter sich.

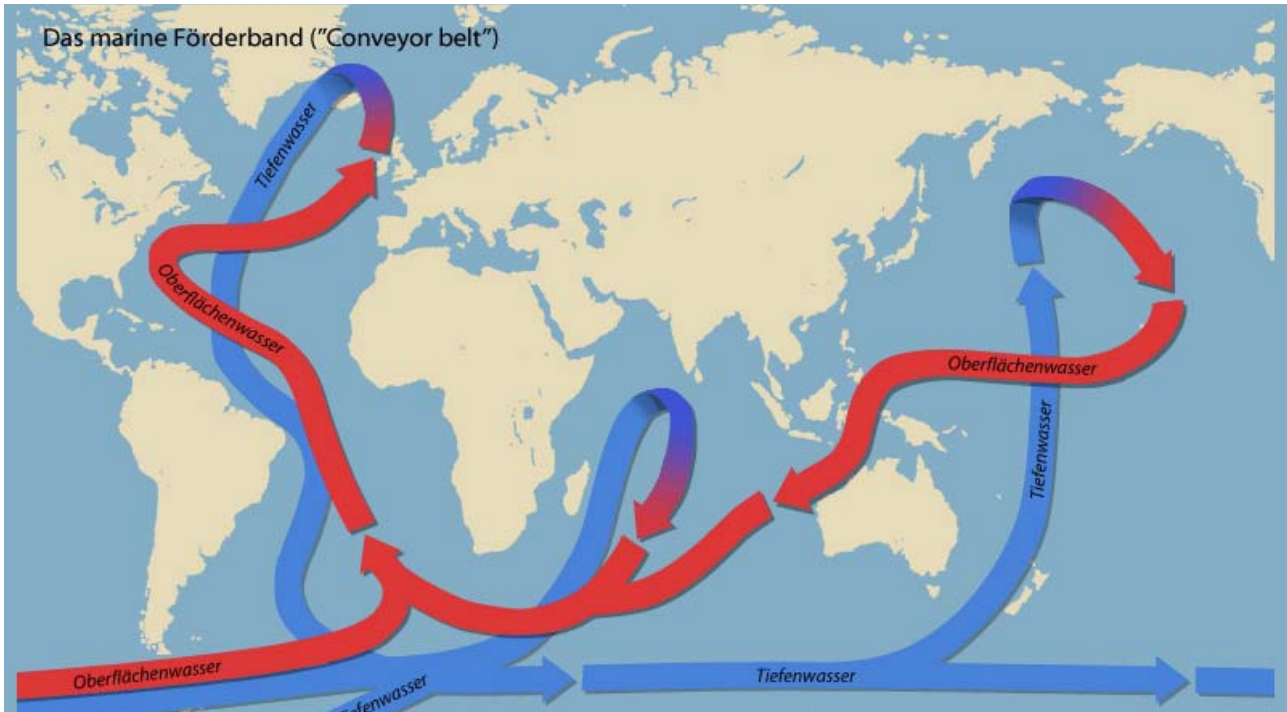


Abbildung 12: Das „große marine Förderband“ (thermohaline Zirkulation) - warme Oberflächenströmungen sind rot, kalte Tiefenströmungen blau eingezeichnet (nach NOREIKS, Max-Planck-Institut).

Das Absinken im Atlantik wirkt wie eine Umwälzpumpe, die immer wieder warmes und salzreiches Wasser von Süden her nachzieht und ein weltweites Strömungssystem in Gang hält. Es handelt sich um den **Conveyor Belt, das marine Förderband**, das durch alle Ozeane verläuft.

Die Tag- und Nacht-, Sommer- und Winterunterschiede werden von der Atmosphäre unmittelbar nachvollzogen, wirken sich aber nur gedämpft und verzögert auf die Ozeane aus. So ist das Meerwasser am Tage und im Sommer kühler als das benachbarte Land, nachts und im Winter dagegen wärmer, was auch das Klima der benachbarten Landgebiete beeinflusst (maritimes Klima). Hinzu kommt, dass der Ozean in den Absinkgebieten der thermohalinen Zirkulation Temperaturänderungen in große Tiefen weitergibt und erst nach Hunderten von Jahren wieder an die Atmosphäre abgibt.

Außer der Temperatur wird auch der Kohlenstoffdioxid-Gehalt der Atmosphäre durch die Ozeane beeinflusst: Bei niedriger Wassertemperatur kann der Ozean viel Kohlenstoffdioxid aus der Atmosphäre aufnehmen und hält den atmosphärischen Kohlenstoffdioxidgehalt relativ niedrig. Daher dämpft er die Treibhauswirkung des Kohlenstoffdioxids und damit den Anstieg der globalen Temperatur. Durch die Erwärmung des Wassers vermindert sich allerdings die Fähigkeit des Ozeans zur Kohlenstoffdioxid-Speicherung. Er gibt dann mehr Kohlenstoffdioxid an die Atmosphäre ab, als er aufnimmt. Dieses hat einen entgegengesetzten Effekt auf die Treibhauswirkung bzw. die globale Temperatur. In den tropischen Meeren wird ein Teil des Kohlenstoffdioxids wieder an die Atmosphäre abgegeben, das sich in den kühleren Meeren gelöst hat.

Die Kryosphäre

Eis und Schnee, zusammenfassend als **Kryosphäre** bezeichnet, haben eine besondere Bedeutung für die Umwandlung der einfallenden Solarstrahlung in Wärmeenergie.



Die hellen Oberflächen von Eis und Schnee reflektieren 50 – 90 % der einfallenden Sonneneinstrahlung zurück in den Weltraum. Diesen Effekt nennt man **Albedo**. Dieser Teil der Sonnenstrahlung wird also nicht von der Erdoberfläche absorbiert und in Wärme umgewandelt. Ozeane und dunkler Ackerboden können dagegen 80 – 90 % des Sonnenlichts aufnehmen, erwärmen sich dabei und geben daraufhin Wärme an die Atmosphäre ab.

Dehnen sich die Eisdecken der Erde aus, erhöht sich die globale Albedo. Die Erde nimmt dadurch weniger Wärme von der Sonne auf und kühlt ab. Dadurch wird die Abkühlung verstärkt, und die Eisdecken wachsen noch mehr. Umgekehrt setzen bei der Erwärmung der Erde die abschmelzenden Gletscher und Eisdecken die Albedo herab. Die Erwärmung nimmt weiter zu und das Abschmelzen der Gletscher wird verstärkt. Im ersten Fall verstärkt sich die Abkühlung selbstständig, im Zweiten die Erwärmung. Beide Male liegt eine positive Rückkopplung vor.

Im Eis der Pole und Gebirgsgletscher ist fast der gesamte Süßwasservorrat der Erde gespeichert. Taut dieses Eis ab, steigt der Meeresspiegel. In der letzten Kaltzeit lag der Meeresspiegel beispielsweise um 120 Meter tiefer als heute. Die Nordsee lag trocken, war aber von Eis bedeckt. Das hatte Einfluss auf den Energieaustausch zwischen Land und Meer, auf die Vegetationsbedeckung, die Albedo und den Kohlenstoffkreislauf.

Die Biosphäre

Das Leben auf der Erde hat für die Zusammensetzung der Atmosphäre eine entscheidende Bedeutung. So entziehen das Phytoplankton der Meere und die Pflanzengemeinschaften auf dem Land durch ihre Photosynthesetätigkeit der Atmosphäre und dem Meerwasser ständig Kohlenstoffdioxid. Dieses wird bei der Atmung von Pflanzen, Tieren und Menschen und der bakteriellen Zersetzung der Organismen wieder frei. Ein Teil des kohlenstoffhaltigen Materials kann auch in große Tiefen des Meeres absinken und dadurch der Atmosphäre und der Hydrosphäre entzogen werden. Dies ist z. B. dann der Fall, wenn bei einer Algenblüte im Meer plötzlich sehr viele dieser Organismen absterben. Dann verklumpen die Zellen und die entstehenden Partikel sinken in die Tiefsee. Über die Beeinflussung des Kohlenstoffdioxidgehaltes der Atmosphäre und des Gehaltes anderer Treibhausgase wirkt die Biosphäre auf den Wärmehaushalt der Atmosphäre und somit auch auf das Klima.

Die Biosphäre besitzt auch einen direkten Einfluss auf das Klima. So ist beispielsweise die Art der Bodenbedeckung mitverantwortlich für den Anteil der reflektierten Sonneneinstrahlung - die Albedo, für die Windverhältnisse und den Wasseraustausch mit der Atmosphäre. So weist z. B. ein Regenwald - wie im Amazonasgebiet - eine sehr geringe Albedo auf. Ersetzt man ihn durch Weideland, wird von dort etwa doppelt so viel Strahlung reflektiert wie zuvor.

Die Lithosphäre

Land und Meer wirken sich unterschiedlich auf das Klima aus. Die Verteilung von Land und Meer ist daher ein Klimafaktor, der sich aber nur über Zeiträume von vielen Millionen Jahren verändert.

Vor etwa 45 Millionen Jahren ging eine lange Wärmeperiode unserer Erde zu Ende. Eine Ursache dafür war nach dem heutigen Kenntnisstand die Umstellung der ozeanischen Zirkulation, weil die Kontinente ihre Lage veränderten. Der antarktische Kontinent trennte sich von Australien und Südamerika. Dadurch entstand rund um die Antarktis ein Ozeangürtel mit kalten Meeresströmungen. Dieser Kaltwasserring blockierte die Warmwasserzufuhr aus den tropischen Regionen zur Antarktis. Als Folge wuchsen die Eisschilde der Antarktis.

Nach und nach wurde auch der Ost-West-Austausch warmer tropischer Wassermassen zwischen den Weltmeeren unterbunden. Australien rückte an Südostasien heran. Auch bewegten sich Südamerika und Nordamerika langsam aufeinander zu, und die Panamastraße wurde vor etwa drei Millionen Jahren geschlossen. Dadurch wurde die Verbindung zwischen dem Atlantik und dem Pazifik unterbrochen. Der warme Golfstrom, der sich bis dahin zwischen Südamerika und Nordamerika hindurchbewegte, wurde nach Norden umgelenkt. Dieser Zustrom warmen Wassers erhöhte im Nordatlantik die Verdunstung. Die zusätzliche Feuchtigkeitszufuhr in die Atmosphäre verursachte einen verstärkten Schneefall in den hohen Breiten der Nordhalbkugel. Dadurch entstanden große Eisschilde auf der Nordhalbkugel und das Eiszeitalter begann (s. HAUG et al 2002).

Vulkanausbrüche nehmen unmittelbar Einfluss auf das Klima. Bei einer Eruption können Partikel und Gase bis zu 30 km in die Stratosphäre geschleudert werden. Dort reflektieren oder absorbieren sie das Sonnenlicht und führen zu einer Abkühlung der bodennahen Luftschichten. So bescherte der gewaltige Ausbruch des Vulkans Tambora in Indonesien im Jahr 1815 weiten Regionen der Erde im Folgejahr das „Jahr ohne Sommer“, mit sehr niedrigen Sommertemperaturen und durch Missernten verursachten Hungersnöten.

Stoffflüsse: Wasserkreislauf und Kohlenstoffkreislauf

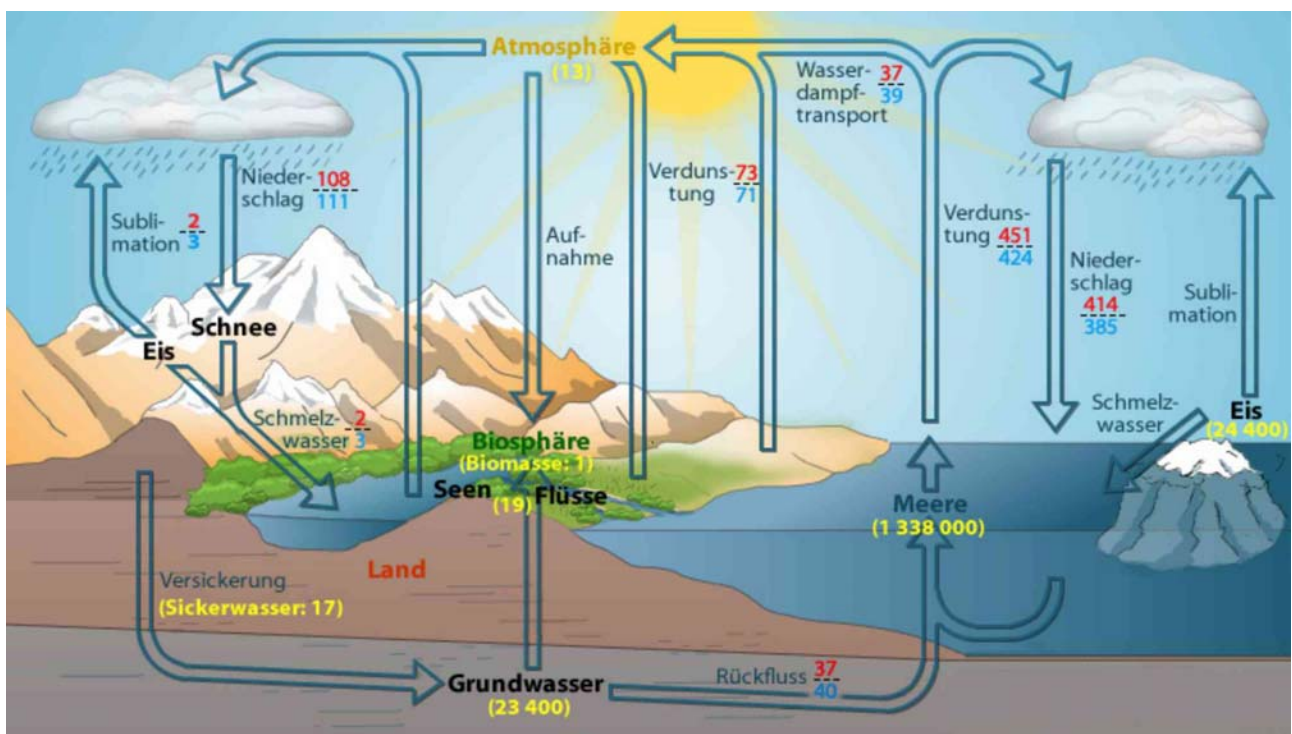


Abbildung 13: Der globale Wasserkreislauf: Reservoirs in 1.000 km³ (blau auf weißem Grund), Flüsse in 1.000 km³/Jahr (nach WISSENSCHAFTLICHER BEIRAT DER BUNDESREGIERUNG 1997).

Die Teilsysteme des Klimasystems werden durch Stoffkreisläufe miteinander verbunden, von denen der Wasserkreislauf und der Kohlenstoffkreislauf den größten Einfluss auf das Klima haben. Wasser kommt im System Erde in verschiedenen Aggregatzuständen vor, als flüssiges Wasser, als festes Eis und als Wasserdampf. Diese Aggregatzustände besitzen unterschiedliche klimatische Bedeutung: Flüssiges Wasser speichert und transportiert Energie. In den Ozeanen geschieht dieses im globalen Maßstab. Wasser beeinflusst durch seine Lösungsfähigkeit auch den Kreislauf klimarelevanter Spurengase, insbesondere des Kohlenstoffdioxids. Eis und Schnee sind klimatisch vor allem durch ihr hohes Reflexionsvermögen für die kurz-

wellige Sonnenstrahlung (Albedo) von Bedeutung. Der Wasserdampf in der Atmosphäre absorbiert die langwellige Wärmestrahlung und ist damit noch vor Kohlenstoffdioxid das wichtigste natürliche Treibhausgas.

Die gesamte Wassermenge der Erde wird auf 1,4 Milliarden km^3 geschätzt, wovon sich 96,5 % oder 1,338 Milliarden km^3 in den Ozeanen befinden. Etwas über 24 Millionen km^3 sind in den großen Eisschilden der Antarktis und Grönlands und in Gletschern gebunden, 10,8 Millionen km^3 liegen als Grundwasser vor und nur 102 000 Milliarden km^3 sind in Seen, Flüssen und Sümpfen vorhanden. Von der gesamten Wassermenge der Erde sind lediglich 2,5 % oder 35,1 Millionen km^3 Süßwasser, das zudem noch zu 69 % in Eiskappen und Gletschern gebunden ist. Die Wasserreservoirs stehen über den globalen Wasserkreislauf miteinander in Wechselwirkung (WISSENSCHAFTLICHER BEIRAT DER BUNDESREGIERUNG GLOBALE UMWELTVERÄNDERUNG 1997).

Kurzfristiger Kohlenstoffkreislauf

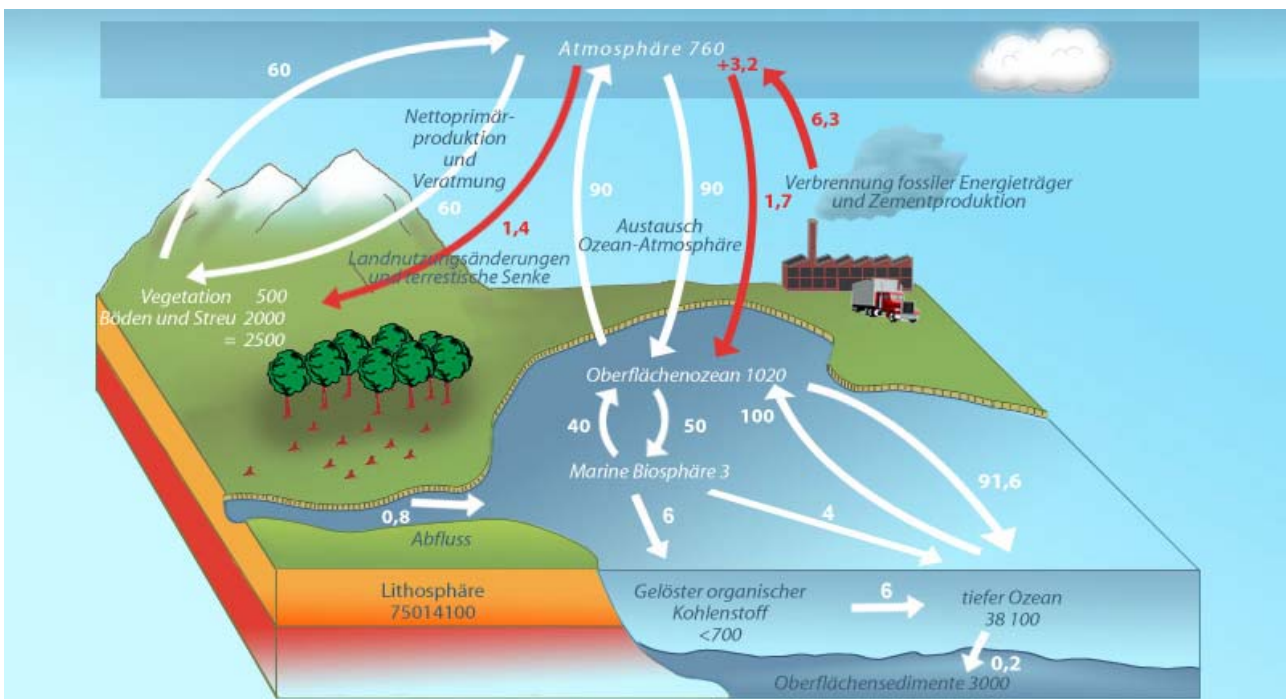


Abbildung 14: Der kurzfristige Kohlenstoffkreislauf (nach N. NOREIKS, Max-Planck-Institut für Meteorologie und IPCC 2001a). Die Abbildung zeigt die Kohlenstoffreservoirs (blau) in Gigatonnen (GtC), die natürlichen Kohlenstoffflüsse (grün) und die anthropogenen Einflüsse (rot) in GtC pro Jahr. Die anthropogenen Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean und Atmosphäre und Landvegetation sind Nettowerte für die 1990er Jahre.

Die Biosphäre, die Atmosphäre, die Hydrosphäre und die Lithosphäre sind die übergeordneten Kohlenstoffspeicher.

Die Lithosphäre ist der weitaus größte Kohlenstoffspeicher im System Erde. Etwa 99,95 % des Kohlenstoffs auf der Erde sind im Sedimentgestein enthalten, und zwar in Form von Carbonat (CO_3^{2-}) und Kerogen. Neben diesen anorganischen Verbindungen kommt Kohlenstoff in der Lithosphäre auch in organischer Form als Erdgas, Erdöl und Kohle vor. Obwohl die Lithosphäre mit ca. 75.014.100 GtC (Gigatonnen Kohlenstoff) den größten Kohlenstoffspeicher im System Erde darstellt, sind die natürlichen Freisetzungen aus diesem Speicher, z. B. durch Vulkanismus, sehr gering und der Kohlenstoff verbleibt relativ lange Zeit in dem Speicher. Die Freisetzungen beeinflussen den Kohlenstoffdioxidgehalt der Atmosphäre nur auf einer Zeitskala von Millionen von Jahren.



Nur etwa 0,05 % des Kohlenstoffes ist in den übrigen Teilsystemen des Systems Erde gespeichert. Atmosphäre, Biosphäre und Hydrosphäre stellen demnach nur sehr kleine Kohlenstoffspeicher dar. Diese kleinen Kohlenstoffspeicher spielen aber eine zentrale Rolle im kurzfristigen Kohlenstoffkreislauf, da in ihnen der Kohlenstoff nur eine relativ kurze Zeit verbleibt, die von Minuten bis zu Tagen, Jahren oder maximal einigen Tausend Jahren reicht.

Die Atmosphäre enthält Kohlenstoff hauptsächlich als anorganische Verbindungen wie Kohlenstoffdioxid (CO_2) und Kohlenstoffmonoxid (CO), sowie in organischer Form als Methan (CH_4). Nach heutigen Schätzungen sind in der Atmosphäre etwa 760 GtC gespeichert. Sie ist der kleinste Kohlenstoffspeicher unter den Sphären. Für den Kohlenstoffkreislauf spielt sie jedoch eine bedeutende Rolle. Die Flussraten zwischen der Atmosphäre und den anderen Sphären sind verhältnismäßig groß. Wegen der relativen Kleinheit dieses Speichers haben schon geringe Zuflussmengen aus anderen Speichern in die Atmosphäre eine relativ große Konzentrationsänderung zur Folge.

In der Biosphäre kommt Kohlenstoff in organischen Verbindungen, wie zum Beispiel Kohlehydraten, Proteinen, Fetten und Nucleinsäuren vor und stellt damit das Grundelement aller Organismen dar. Der Kohlenstoff der Hydrosphäre liegt vor allem in anorganischen Verbindungen als physikalisch gelöstes Kohlenstoffdioxid, Hydrogencarbonat- und Carbonat-Ionen vor. (IPCC 2001a)

Der Mensch hat seit Beginn der Industrialisierung durch Verbrennen von fossilen Brennstoffen und durch verstärkte Abholzung von Wäldern den Kohlenstoffdioxidgehalt in der Atmosphäre stark erhöht. In den letzten 400.000 Jahren schwankte der Kohlenstoffdioxidgehalt stets zwischen 180 ppm (Eiszeiten) und 280 ppm (Warmzeiten). Jetzt hat er sich auf 365 ppm erhöht und steigt weiter. Durch die Zunahme des Kohlenstoffs in der Atmosphäre diffundiert zurzeit mehr Kohlenstoffdioxid in den Ozean, bis sich ein neues Gleichgewicht der Partialdrücke von Kohlenstoffdioxid zwischen Atmosphäre und Ozean eingestellt hat. Der Ozean nimmt also im Meerwasser einen Teil des durch den Menschen freigesetzten Kohlenstoffdioxids auf.

Vergleicht man den Beitrag von Land und Meer, so wird klar, dass pro Jahr 1,7 GtC des anthropogenen Kohlenstoffs ins Meer diffundieren, eine vergleichbare Menge (1,4 GtC) wird durch Steigerung der Vegetation an Land aufgenommen und etwa 3,2 GtC pro Jahr verbleiben in der Atmosphäre und verursachen einen dauernden Anstieg des Kohlenstoffdioxidgehaltes.

2.2.2 Klimageschichte

Klimageschichte wird gewöhnlich rückwärts geschrieben. Mit zunehmendem Abstand zur Gegenwart wird die Datenlage immer schwieriger und Erklärungen für Klimaänderungen werden immer ungewisser. Für die letzten 150 Jahre liegen genügend direkte Messdaten vor, um globale Mittelwerte der Temperatur zu bilden. Einzelne Datenreihen reichen sogar ins 17. Jahrhundert zurück. Über die Zeit davor lassen sich klimatische Verhältnisse nur aus so genannten **Proxydaten** (Stellvertreterdaten) ableiten, die stellvertretend für Temperatur, Niederschlag und andere Klimagrößen aus Baumringen, Meeres- und Seesedimenten, Eisbohrkernen, Korallen, historischen Darstellungen und anderen Quellen gewonnen werden.

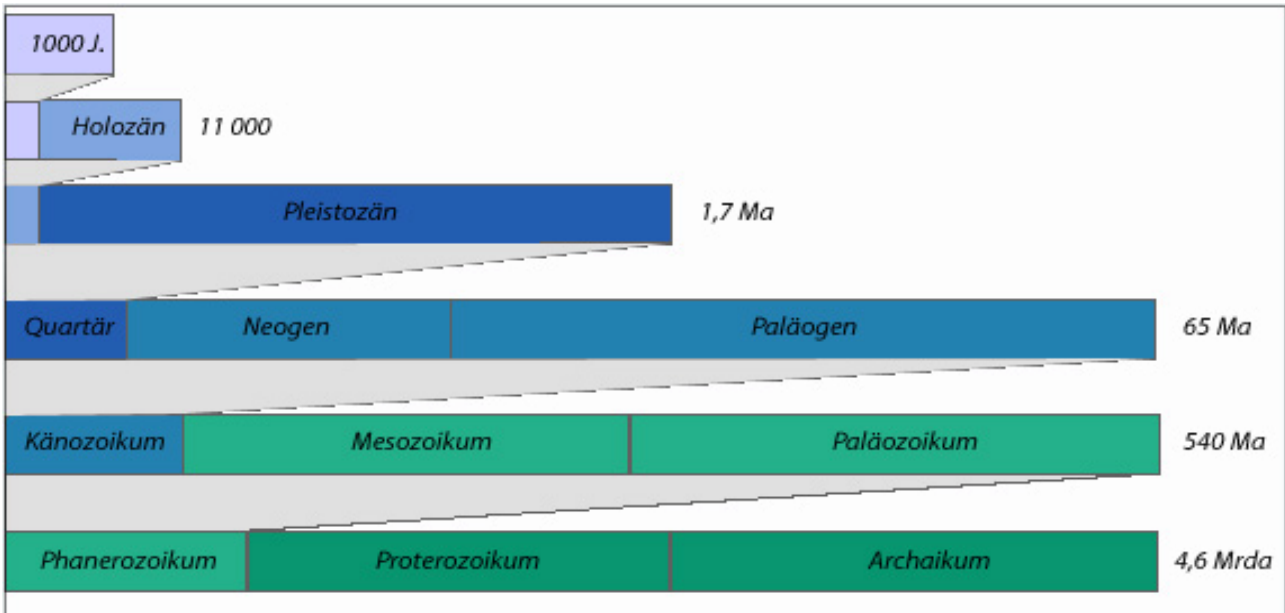


Abbildung 15: Gliederung des Erdzeitalters; Ma = Millionen Jahre vor heute. Mrda = Milliarden Jahre vor heute.

Die letzten 1000 Jahre

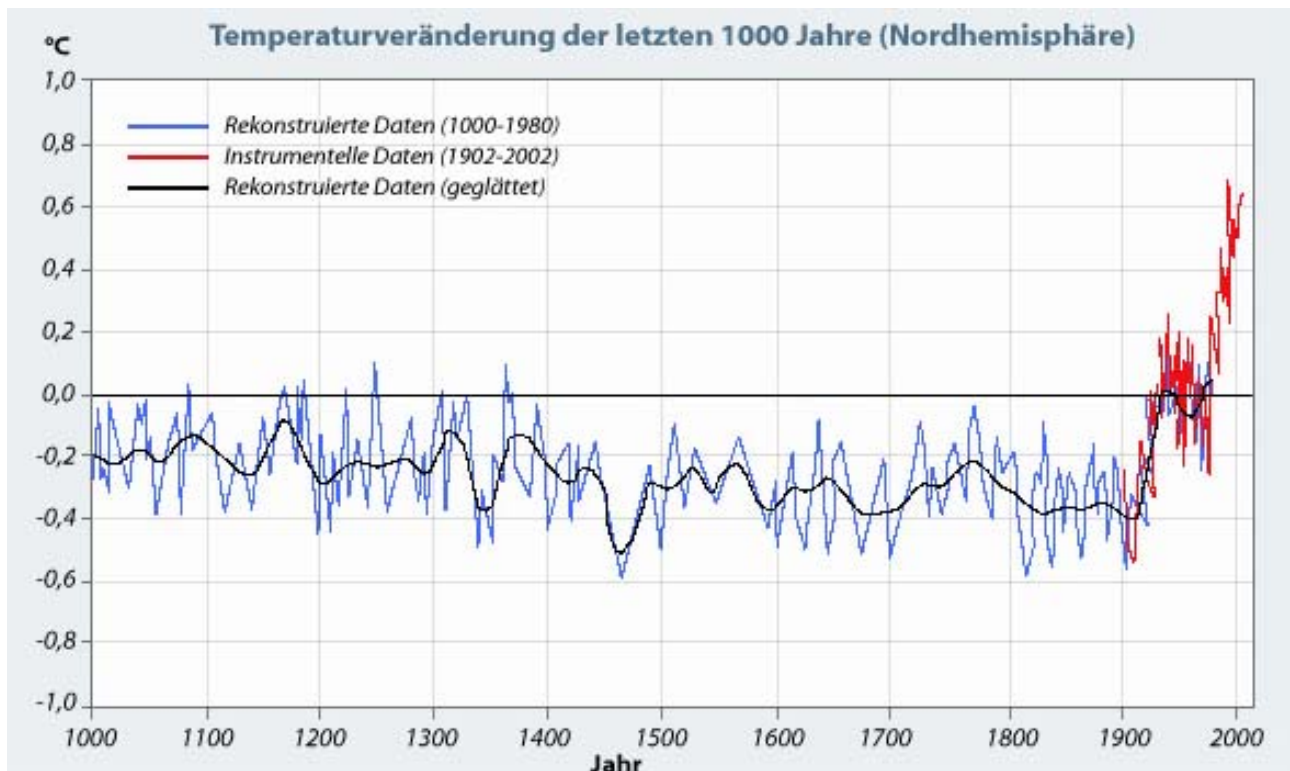


Abbildung 16: Temperaturveränderung der letzten 1000 Jahre auf der Nordhalbkugel (nach IPCC 2001a). Die rekonstruierten Daten (blaue Kurve) stammen von Proxydaten (Stellvertreterdaten) und sind aus Baumringen, Eisbohrkernen, Korallen und historischen Zeugnissen abgeleitet.

Das auffälligste Merkmal des Klimas in den letzten 1000 Jahren ist der Temperaturanstieg am Ende des 20. Jahrhunderts. Von dieser Besonderheit abgesehen schwanken die globalen Mitteltemperaturen um nicht



mehr als 0,5 °C. Das Jahrtausend beginnt mit einer relativ warmen Klimaepoche vom 11. bis zum 14. Jahrhundert, dem mittelalterlichen Klimaoptimum. In einzelnen Regionen wie etwa in England lagen die Temperaturen um 1 bis 1,5 °C höher als zu Beginn des 20. Jahrhunderts, was dort u. a. den Weinanbau ermöglichte. Auch die Besiedlung Islands und Grönlands sowie die Entdeckung Amerikas durch die Wikinger fielen in diese Zeit. (IPCC 2001a)

Zwischen 1200 und 1400 sank die durchschnittliche Temperatur rapide, und nach dieser Klimawende begann die so genannte „Kleine Eiszeit“, die bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts andauerte. Sie wurde von dem „Modernen Optimum“, d. h. der gegenwärtig noch andauernden Erwärmung, abgelöst. Der Beginn der „Kleinen Eiszeit“ war gekennzeichnet durch intensive Sturmfluten an der deutschen und holländischen Küste im 14. Jahrhundert, denen Tausende von Menschen zum Opfer fielen und die den Küstenverlauf stark veränderten. Ganz Europa war im 14. Jahrhundert von kalten Sommern und Missernten heimgesucht, sodass viele Regionen Bevölkerungsrückgänge verzeichneten, die z. B. in England sogar das Ausmaß der durch die Pest verursachten Todesfälle übertrafen (s. SCHÖNWIESE 1995). Die normannische Besiedlung Grönlands endete mit einer Klimakatastrophe.

Als Ursachen für die Klimaänderungen der letzten 1000 Jahre werden neben menschlichen Einflüssen vor allem Schwankungen der Sonneneinstrahlung und Vulkanausbrüche diskutiert (s. CROWLEY 2000 und IPCC 2001a). Die Untersuchungen der Verunreinigungen im Eis, beispielsweise des Staubes, oder der erhöhten Sulfatgehalte in grönländischen und antarktischen Eisbohrkernen haben ein ziemlich lückenloses Bild vulkanischer Eruptionen während der letzten 1000 Jahre entstehen lassen. Da durch andere Funde und historische Aufzeichnungen bekannt ist, wann der entsprechende Vulkan ausgebrochen ist, können die Forscher auf diese Weise ihre Probe datieren. In den Eisbohrkernen zeigt sich der Ausbruch des Krakatau 1883 ebenso wie der des Tambora (1815) und die wahrscheinlich größte Eruption des Jahrtausends im Jahre 1259. Die Sonneneinstrahlung weist während der letzten 1000 Jahre zwei Maxima auf, das eine im 16. Jahrhundert, das andere im 20. Jahrhundert, während sie während der „Kleinen Eiszeit“ relativ niedrig war.

Das Holozän

Das **Holozän** ist die gegenwärtig noch andauernde warmzeitliche Epoche. Sie dauert seit ungefähr 10.000 Jahren in einem Wechsel von relativ kalten (Pessima) und relativ warmen (Optima) Perioden bis zur Gegenwart an. Zu den herausragenden warmen Perioden gehören das so genannte Hauptoptimum des Holozäns zwischen 4.000 bis 5.000 und 6.000 bis 7.000 Jahren vor heute mit wärmeren Sommern als heute und recht warmen Wintern, das Optimum der Römerzeit und das mittelalterliche Optimum (SCHÖNWIESE 1995). Während des Hauptoptimums des Holozäns entstanden die ersten neolithischen Kulturen, die Menschen wurden sesshaft, betrieben Ackerbau und Viehzucht und erste Kultbauten wurden errichtet. Während des Optimums der Römerzeit waren wichtige Alpenpässe den ganzen Winter über passierbar, was etwa Hannibal den Einfall ins Römische Reich erleichterte. Während der Pessima gab es längerfristige Temperaturrückgänge ähnlich denen der „Kleinen Eiszeit“. Ausgeprägt kalt war es während der Zeit vor ca. 2.000 bis 2.500 vor heute und während der Völkerwanderungszeit (Pessimum der Völkerwanderungszeit 1.200 bis 1.600 vor heute).

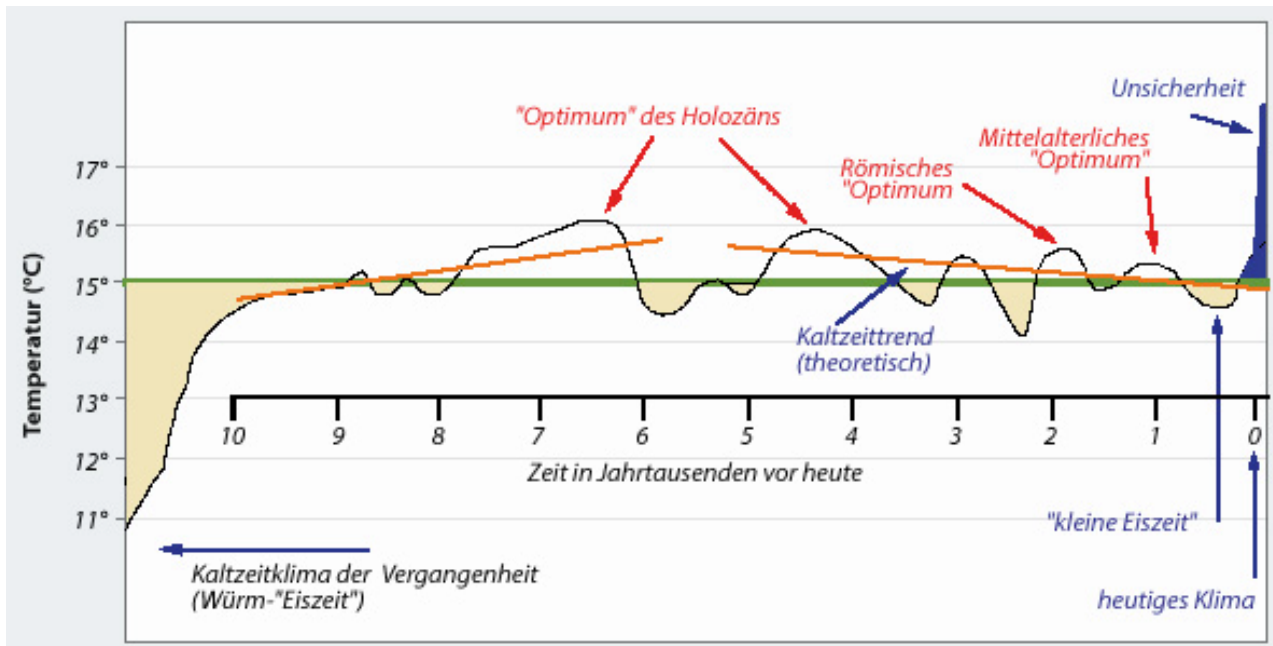


Abbildung 17: Skizze der Klimaentwicklung im Holozän (nach SCHÖNWIESE 1995). Änderungen der Mitteltemperatur der Nordhemisphäre in den letzten 10 000 Jahren, stark geglättet.

Das Quartär

Das vor ca. 1,7 Millionen Jahren einsetzende **Quartär** (Eiszeitalter) war keine lang andauernde Kälteperiode. Vielmehr wechselten sich warme und kalte Perioden in einem Zyklus von ungefähr 100.000 Jahren ab. Das Holozän der Gegenwart ist eine warme Periode des Quartärs wie vor ungefähr 130.000 Jahren das Eem und vor etwa 230.000 Jahren die Holstein-Warmzeit. Dazwischen lagen verschiedene Kaltzeiten wie die Weichsel-(Würm-), die Saale-(Riss-) oder die Elster-(Mindel-)Kaltzeit. Zusammen mit anderen Eiszeitaltern der Erdgeschichte (s. u.) zeichnet sich das Quartär dadurch aus, dass um beide Pole herum größere Eisschilde zu finden waren.

Diese Eismassen stießen in den Kaltzeiten vor allem auf der Nordhalbkugel weit nach Süden vor und banden so viel Wasser, dass der Meeresspiegel um 100 m und mehr gegenüber den Warmzeiten absank. So lag der Meeresspiegel im letzten glazialen Maximum vor etwa 20.000 Jahren um 130 m niedriger als heute.

Das Quartär umfasst nahezu 50 Kalt-/Warmzeit-Zyklen, wobei die Amplitude der früheren Zyklen wahrscheinlich geringer war, als die der späteren. Die letzte Warmzeit, das Eem, dauerte von 130.000 bis 115.000 Jahre vor heute und war um etwa 2 °C wärmer als die jetzige Warmzeit, das Holozän. Vor allem die Winter waren offensichtlich wesentlich milder.

Die eigentliche Ursache für die verhältnismäßig regelmäßigen Schwankungen zwischen Kalt- und Warmzeiten im Quartär wird in der Variabilität der Erdbahnparameter gesehen. Diese Erklärung wird nach dem Pionier der Erforschung des orbitalen Antriebs auch als **MILANKOVITCH-Theorie** bezeichnet. Der orbitale Antrieb kann jedoch nicht als alleinige Ursache für den Beginn des Eiszeitalters und das Auslösen der einzelnen Kaltzeiten gesehen werden, da es in der Erdgeschichte auch lange Perioden ohne großflächige Eisschilde gegeben hat. Die Variationen der Erdbahnparameter waren Auslöser und geeignete Randbedingungen, deren Wirkung aber noch durch andere Faktoren verstärkt wurde. So wird der Beginn sowohl der antarktischen wie der nordhemisphärischen Vereisung in tektonischen Vorgängen und deren Einfluss auf die ozeanische Zirkulation gesehen. Es gibt die atlantische thermohaline Zirkulation in der heutigen Form erst,

seit der Atlantik durch die Schließung des Isthmus von Panama vor rund drei Millionen Jahren sein heutiges Aussehen angenommen hatte. Außerdem spielte der Kohlenstoffdioxidgehalt der Atmosphäre eine wesentliche Rolle, wie eine jüngere Interpretation der antarktischen Vostok-Eiskern Daten der letzten 420.000 Jahre nahe legt. Danach soll die Konzentrationsabnahme der Treibhausgase Kohlenstoffdioxid, Methan und Distickstoffdioxid für ca. die Hälfte der Temperaturveränderung zwischen Warm- und Kaltzeit stehen. Andere positive Feedbackprozesse wie die Eis-Albedo-Rückkopplung und die Variabilität des Wasserdampfgehaltes in der Atmosphäre spielten eine zusätzliche Rolle (s. PETIT et al 1999).

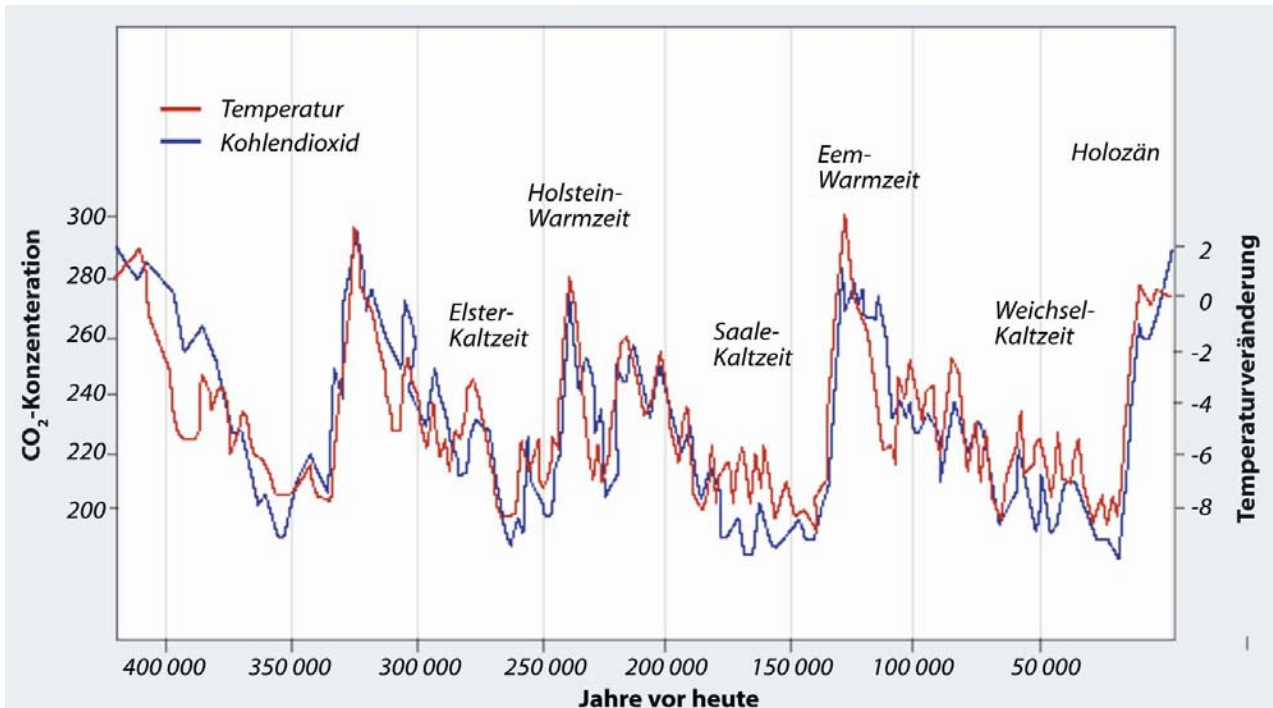


Abbildung 18: Änderung der Temperatur (Abweichung von der Mitteltemperatur des Holozäns) und der CO₂-Konzentration der Atmosphäre in der Antarktis in den letzten 420000 Jahren nach Eisbohrkernmessungen an der Antarktisstation Vostok (nach PETIT et al 1999).

Das Känozoikum

Das Känozoikum oder die Erdneuzeit setzt sich aus den Abschnitten Quartär, Neogen (Pliozän, Miozän) und Paläogen (Oligozän, Eozän, Paleozän) zusammen.² In der **Erdneuzeit**, die vor 65 Millionen Jahren begann, hat sich das globale Klima von einem sehr warmen Zustand mit eisfreien Polen in ein sehr kaltes Klima mit polaren Eiskappen und massiven kontinentalen Eisschilden verwandelt (s. ZACHOS et al 2001). Dieser Prozess verlief nicht ohne deutliche Schwankungen und war erst im Pleistozän, dem Eiszeitalter, zu dem auch das gegenwärtige Klima gehört, abgeschlossen. Es gab während des Känozoikums sowohl innerhalb des allgemeinen Abkühlungstrends besonders warme wie besonders kalte Phasen. Zu Beginn des Paläozäns stieg die Temperatur zunächst deutlich an, möglicherweise als Erholung aus den Folgen eines großen Meteoriteneinschlags, denen wahrscheinlich u.a. die Dinosaurier der Kreidezeit zum Opfer fielen, und erreichte ca. 50 Millionen Jahre vor heute seinen Höchstwert (Abb. 18). Zu Beginn des Oligozäns gab es einen gewaltigen Temperatursturz, der mit der Bildung des antarktischen Eisschildes zugleich den Beginn

² Neogen und Paläogen wurden früher als „Tertiär“ zusammengefasst. Die Bezeichnung „Tertiär“ gilt heute als wissenschaftlich veraltet.

der känozoischen Vereisung der Erde markiert. Am Ende des Oligozäns kam es dann aber wieder zu einem plötzlichen Temperaturanstieg, der bis zum mittleren Miozän die globalen Temperaturen noch einmal deutlich anhub, wodurch der antarktische Eisschild wieder teilweise abschmolz. Erst seit ungefähr 15 Millionen Jahren vor heute bewegt sich das Erdklima nahezu kontinuierlich auf die kalten Verhältnisse des Quartärs zu. Seit 7 - 8 Millionen Jahren vor heute beginnt auch die Nordhemisphäre in den nördlichen Breiten und Hochgebirgsregionen allmählich zu vereisen, beginnend mit der Bildung des grönländischen Inlandeises.

Worin liegen die Ursachen der Klimaschwankungen und besonders der allgemeinen Abkühlung des Erdklimas im Känozoikum? Im Känozoikum änderte sich das Klima auf Zeitskalen von Jahrtausenden, so zeigen sich Abkühlungstrends über 20 Millionen Jahre und mehr. Innerhalb solcher Zeitspannen gab es auch Erwärmungs- und Abkühlungsphasen, die zwischen 10.000 und 100.000 Jahre andauerten. Wie im Quartär dürften für die kürzeren Phasen orbitale Schwankungen ein entscheidender Antrieb gewesen sein. Änderungstrends über mehrere Millionen Jahre haben ihre Ursache hauptsächlich in plattentektonischen Verschiebungen von Kontinenten, die zur weiteren Öffnung des Atlantiks, die Öffnung und Erweiterung der Meeresverbindungen um die Antarktis, und zur Schließung der mittelamerikanischen Landbrücke führten. Auch Gebirgsbildungsprozesse, wie Aufwölbung des Himalajas und des tibetanischen Plateaus aufgrund der Kollision von Indien mit Asien, spielten in diesem Zusammenhang eine wesentliche Rolle. Diese tektonischen Vorgänge haben die Meeresströmungen, die Eisbildung und damit die Albedo, die atmosphärische Zirkulation und den hydrologischen Zyklus beeinflusst.

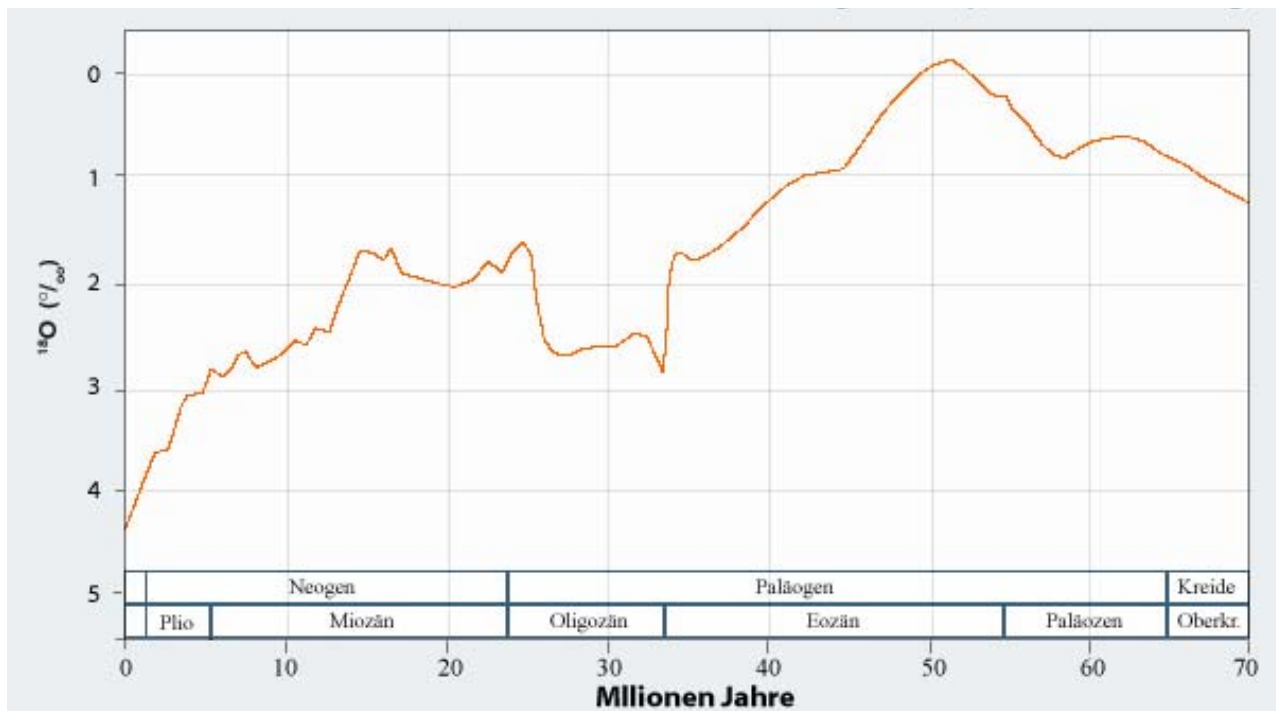


Abbildung 19: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisse in Tiefsedimenten als Abschätzung der Temperaturveränderung (nach ZACHOS 2001). Die Abbildung zeigt die Veränderung des Verhältnisses der Sauerstoffisotope $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in Tiefsessedimenten des Känozoikums. Der ^{18}O -Anteil spiegelt in einem eisfreien Klima die Temperaturveränderung wider, auf einer vereisten Erde aber außerdem die Veränderung des Eisvolumens. Bei Verdunstung von Meerwasser gelangt eher das leichtere H_2^{16}O in die Atmosphäre als das schwerere H_2^{18}O . Wird es beim Niederschlag als Eis gebunden und fließt so nicht mehr ins Meer zurück, ändert sich das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis im Meerwasser zugunsten eines höheren ^{18}O -Isotopenanteils. Höhere ^{18}O -Isotopenanteile in Tiefsessedimenten deuten dementsprechend auf eine niedrigere Temperatur hin.

Paläozoikum und Mesozoikum

Paläozoikum, Mesozoikum und Känozoikum werden als **Phanerozoikum** zusammengefasst. Dieser Zeitraum umgreift ungefähr die letzte halbe Milliarde von insgesamt 4,6 Milliarden Jahren Erdgeschichte. Das Phanerozoikum weist eine sehr wechselvolle Klimageschichte auf mit grob gesehen drei ausgeprägten warmen und drei kalten Phasen - einschließlich der gegenwärtigen Phase.

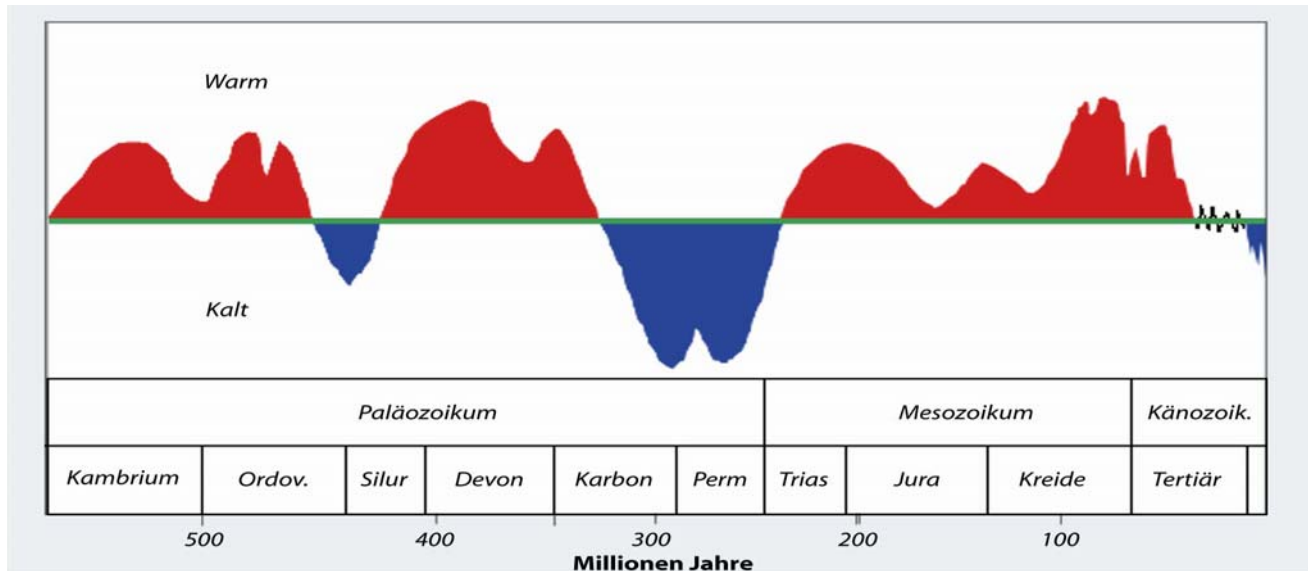


Abbildung 20: Relative Entwicklung der globalen Mitteltemperatur im Phanerozoikum (nach OSCHMANN et al 2000).

Das Paläozoikum begann mit einer lang anhaltenden warmen Phase von rund 100 Millionen Jahren. Diese wurde von der so genannten „Sahara-Eiszeit“ abgelöst, über die noch wenig bekannt ist. Darauf folgte wieder eine rund 100 Millionen Jahre dauernde warme Klimaphase, die am Ende des Paläozoikums von einer der größten Vereisungen der Erdgeschichte, der Permokarbon- oder Gondwana-Vereisung, abgelöst wurde. Während des gesamten Mesozoikums gab es nach heutiger Kenntnis auf der Erde keine Vereisung, und der Meeresspiegel lag etwa 80 m über dem heutigen Niveau. Die Temperaturen lagen in der Nordhemisphäre, wahrscheinlich aber auch im globalen Mittel, 6 bis 8 °C über den Werten der Gegenwart, gegen Ende sogar 8 bis 10 °C. Im Mesozoikum gab es riesige tropische Wälder. Große tektonische Umbrüche veränderten die Verteilung von Land und Meer und führten in der Kreidezeit (135 - 65 Millionen Jahre vor heute) zur Öffnung des Atlantiks. Das Ende der mesozoischen Warmphase haben offensichtlich Meteoriteneinschläge verursacht, die den Beginn der känozoischen Abkühlung einleiteten. Genauere Kenntnisse und differenziertere zeitliche Bestimmungen des Klimas im Erdmittelalter liegen allerdings nicht vor, da keine Proxydaten aus Tiefseesedimenten vorliegen, die älter als das Känozoikum sind.

Die langfristigen Klimaphasen des Phanerozoikums von rund 100 Millionen Jahren, die die letzten 600 Millionen Jahre der Erdgeschichte beherrschten, werden nach ihrem Entdecker als Sandberg-Zyklen bezeichnet. Sie zeigen eindeutige Zusammenhänge zwischen Plattentektonik, Kohlenstoffdioxidgehalt der Atmosphäre und Temperaturen. Bei geringen Kohlenstoffdioxidgehalten dominieren kältere Klimate („Icehouse“-Ären, nicht immer, aber oft mit Eiszeiten), bei hohen Kohlenstoffdioxidkonzentrationen wärmere Klimate („Greenhouse“-Ären). Der Kohlenstoffdioxidgehalt wurde einerseits durch vulkanische Aktivitäten bei tektonischen Umbrüchen, andererseits durch die Vegetationsentwicklung beeinflusst. So wird der starke Anstieg der Kohlenstoffdioxidkonzentration zu Beginn des Phanerozoikums durch das Auseinanderbrechen des Superkontinents Rodinia erklärt, der extreme Abfall im Karbon auf Werte unter der gegenwärtigen



Konzentration durch das Aufkommen großer Wälder. Der geringe Kohlenstoffdioxidgehalt im Karbon kann als Ursache der permokarbonen Vereisung angesehen werden.

Archaikum und Proterozoikum

Die vor ca. 4 Milliarden Jahren entstandene **Uratmosphäre** war mit ihrem hohen Kohlenstoffdioxid-, Methan- und Ammoniakgehalt und fehlendem Sauerstoff von der heutigen Atmosphäre völlig verschieden. Sie war wahrscheinlich ein „Supertreibhaus“, in dem Temperaturen bis über 50 °C geherrscht haben könnten, obwohl die Sonnenstrahlung gegenüber heute um 25 – 30 % schwächer war. Leben gibt es seit 3,5 Milliarden Jahren in Form von einzelligen Organismen ohne Zellkern, vor allem Cyanobakterien. Gegen Ende des Archaikums haben Bakterien durch Photosynthese den Kohlenstoffdioxidgehalt gesenkt und den Sauerstoffgehalt der Atmosphäre erhöht und so das Sauerstoffzeitalter eingeleitet.

Erst aus der Anfangszeit des Proterozoikums sind klimatische Ereignisse bekannt. Im Zusammenhang mit einer rapiden Abnahme des Kohlenstoffdioxidgehalts gab es zu Beginn des Proterozoikums vor 2,45 bis 2,2 Milliarden Jahre eine weltweite Vereisung, die nach dem Huron-See in Südkanada als Huron-Vereisung bekannt ist. Eine wesentlich größere Vereisung ereignete sich vor 580 - 750 Millionen Jahren, die in die wissenschaftliche Diskussion unter dem Begriff „Schneeball Erde“ eingegangen ist und mit Abstand die größte Vereisung und gewaltigste Naturkatastrophe der gesamten Erdgeschichte gewesen sein soll (s. HOFFMANN et al 1998, KERR 2000, HYDE et al 200. und LUBICK 2002). Die meisten Forscher gehen davon aus, dass es auf dem Land eine Vereisung bis zum Äquator hin gegeben hat.

2.2.3 Modellierung

Wozu Klimamodelle?

Von vielen Klimaforscher/innen wird die gegenwärtige Veränderung des globalen Klimas durch den Menschen als ein Experiment mit der Atmosphäre der Erde verstanden. Da aber in keinem Labor die Komplexität des Klimasystems herstellbar ist, bleibt nur das Experiment mit Computermodellen zu simulieren und den Ausgang des Experiments, das die Menschheit in der Realität in Gang gesetzt hat, in der Ersatzrealität der Modelle vorwegzunehmen.

Klimamodelle berechnen die Wechselwirkungen der verschiedenen Komponenten der Atmosphäre (u. a. Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchtigkeit, Wolkenbedeckung), des Ozeans (u. a. Wassertemperatur, Salzgehalt, Meeresströmungen) und des Meereises (u. a. Reflexion). Die Berechnungen basieren auf wenigen Gesetzen der klassischen Physik (Bewegungsgesetze nach Newton, 1. und 2. Hauptsatz der Thermodynamik u. a.). Zunehmend werden heute zwar weitere Subsysteme und Komponenten modelliert, z. B. die Biosphäre und Spurenstoffkreisläufe, deren Kopplung mit den Ozean-Atmosphären-Modellen steckt aber erst in den Anfängen und wird zumeist bei besonderen Fragestellungen angewandt.

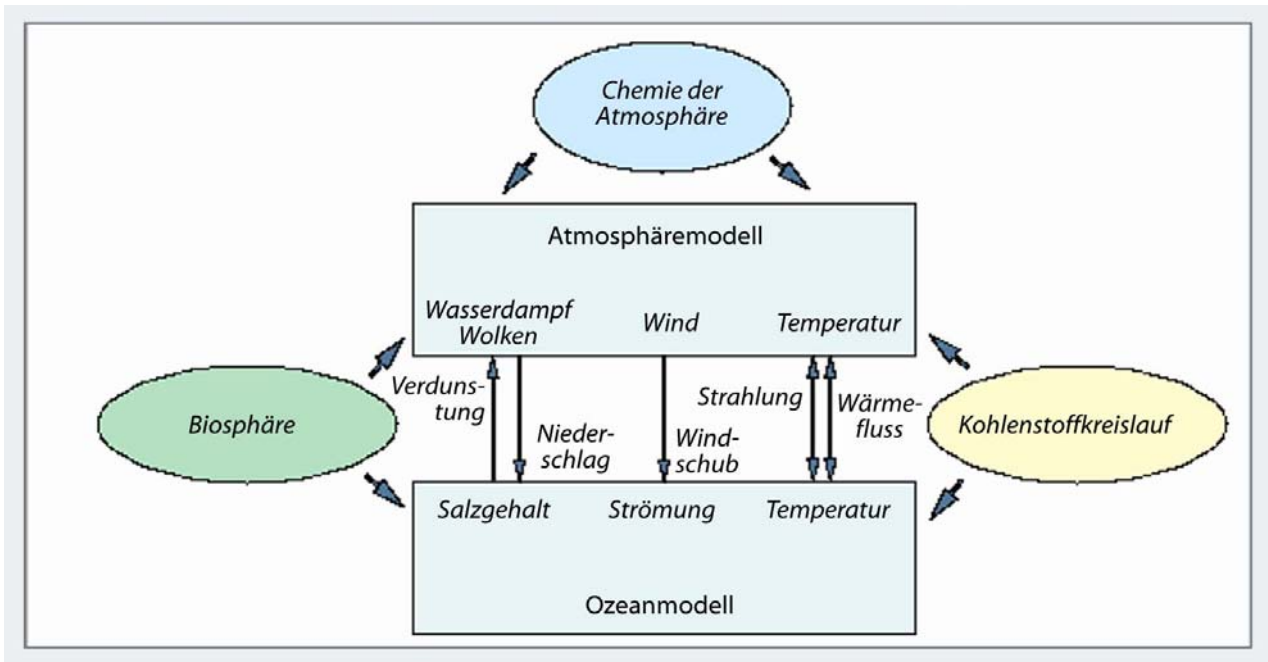


Abbildung 21: Schema eines gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modells mit angegliederten Modellen. Zunehmend werden weitere Subsysteme und Komponenten modelliert, z. B. die Biosphäre und Spurenstoffkreisläufe (Ovale), deren Kopplung mit den Ozean-Atmosphären-Modellen steckt aber erst in den Anfängen und wird zumeist bei besonderen Fragestellungen angewandt.

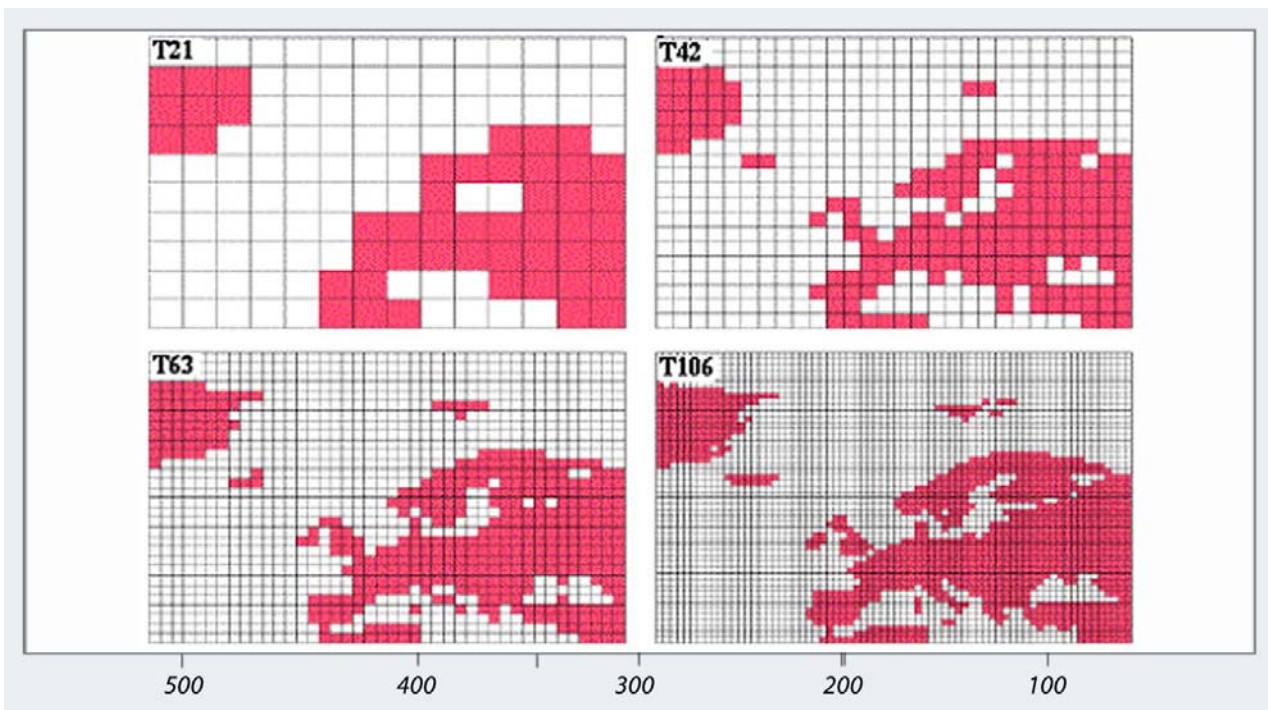


Abbildung 22: Europa und Nordatlantik bei einer unterschiedlichen Modellauflösung. Die beiden oberen Darstellungen zeigen typische Auflösungen in heutigen Klimamodellen mit ca. 500 km (T21) und ca. 250 km (T42) Maschenweite. T21 stellt die Umrisse der Kontinente nur sehr grob dar; das regionale Klima lässt sich mit dieser Auflösung nicht, mit den T42-Modellen aber auch nur begrenzt berechnen. Eine höhere Auflösung als in Klimamodellen wird für die Wettervorhersage benutzt (T63 und T106). Wettervorhersagemodelle, die den Ablauf des Wetters für eine bestimmte Region in einer begrenzten Zeit berechnen, sind die Vorläufer der heutigen allgemeinen Klimamodelle.



Wegen der begrenzten Rechenkapazität und -geschwindigkeit von Computern und der eingeschränkten Möglichkeit genaue Messungen durchzuführen, muss das Klima vereinfacht dargestellt werden. Zu diesem Zweck wird das Klima in Klimamodellen in einem dreidimensionalen Gitter abgebildet, das um den Globus gelegt wird. Die Wirklichkeitsnähe hängt dabei u. a. von der Maschenweite der Gitterzellen ab. Heutige globale Modelle besitzen für die Atmosphäre zumeist eine Auflösung von 250 km in der Horizontalen und 1 km in der Vertikalen. Die horizontale Auflösung eines typischen Ozeanmodells beträgt 125 - 250 km und die vertikale Auflösung 200 - 400 m (s. IPCC 2001a). In der Vertikalen enthalten die Modelle für die Atmosphäre 19 übereinander liegende Schichten, die bis in eine Höhe von ca. 30 km Höhe reichen, für den Ozean 11 Schichten bis in eine Tiefe von 5.000 m, d. h. bis zum Tiefseeboden. Es wird vereinfachend angenommen, dass innerhalb einer Gitterzelle die Werte aller physikalischen Größen gleich sind. Kleinräumige physikalische Prozesse, wie z. B. die Wolkenbildung, fallen bildlich gesprochen, durch die Maschen des Gitternetzes. Um die verschiedenen Effekte dieser kleinräumigen Prozesse dennoch im Modell zu berücksichtigen, werden mit Hilfe eines genaueren, aber nicht globalen, Computermodells Einzelstudien durchgeführt. Dabei nimmt man Durchschnittswerte an und versucht einfache Zusammenhänge zu verstehen, die die betreffenden Größen (z. B. Bedeckungsgrad des Himmels durch Wolken) auf die grobskaligen Prozesse haben. Dieses Verfahren wird **Parametrisierung** genannt. Da es eine Vielzahl von Möglichkeiten einer näherungsweisen Beschreibung dieser Prozesse gibt, unterscheiden sich die jeweiligen Klimamodelle auch in diesem Punkt.

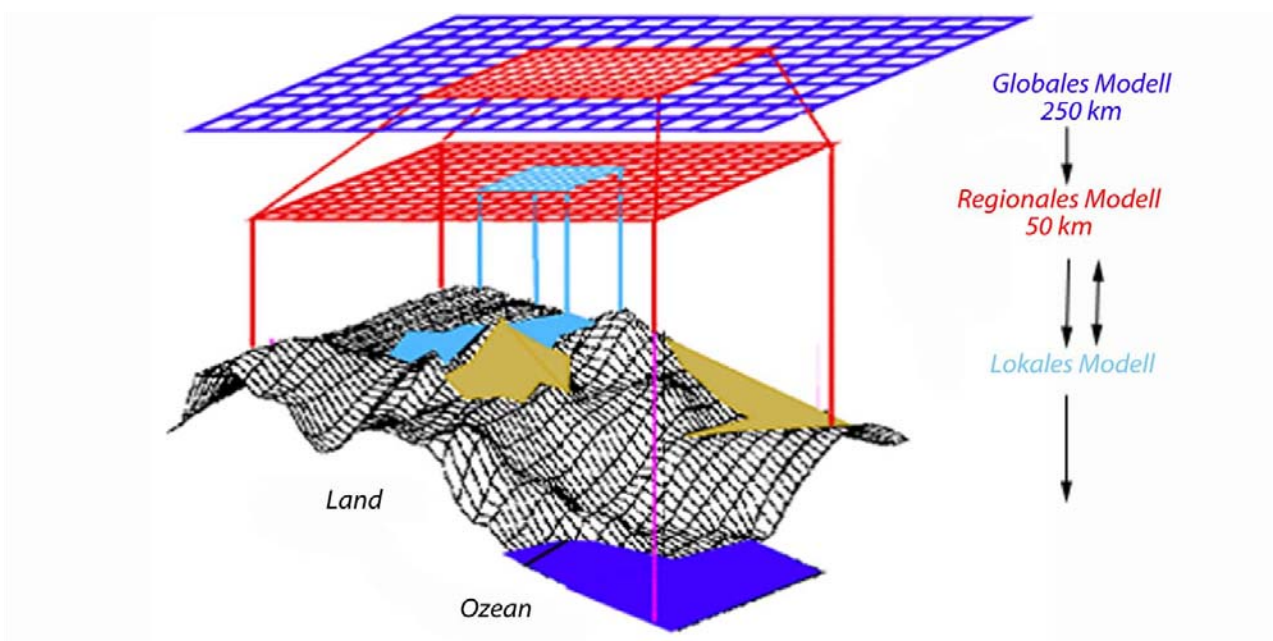


Abbildung 23: Dynamisches Downscaling. Beim dynamischen Downscaling werden hochauflösende Modelle für einzelne Regionen in ein grobes globales Modell eingebettet. So wird in ein globales T42-Modell mit einer Maschenweite von ca. 250 km für eine bestimmte Region und meistens auch für eine begrenzte Zeit (z. B. 10 oder 5 Jahre) ein Regional-Modell mit 50 km Maschenweite (T106) eingebettet, das die Daten des globalen Modells als Randbedingungen verwendet. In das Regional-Modell kann dann nach dem gleichen Prinzip noch ein lokales Modell eingefügt werden.

Globale Vorhersagen erlauben kaum Aussagen über die Klimaänderungen in Staaten oder Regionen. Für eine kleinräumige Abschätzung von Klimafolgen, wie etwa der Veränderung der Vegetationsdecke oder der Zunahme von Überschwemmungen infolge höherer regionaler Starkniederschläge, sind regionale und lokale Klimamodelle unerlässlich. Selbst die aktuellsten globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modelle besitzen aber für regionale und lokale Prognosen, die eine Auflösung von deutlich unter 100 km erfordern, immer noch eine zu große Maschenweite. Da allein eine Verdopplung der horizontalen Auflösung eine

achtfache Steigerung des erforderlichen Rechenaufwandes bedeutet, sind hier von der Computerleistung her Grenzen gesetzt. Die Modellentwicklung hat auf dieses Problem z. B. mit der so genannten dynamischen Downscaling-Methode reagiert.

Die Entwicklung von Klimamodellen

Die historische Entwicklung von Klimamodellen war immer stark abhängig vom Einsatz und der Entwicklung der Computerleistung. Bevor der Computer als Hilfsmittel zur Verfügung stand, konnte nur mit sehr einfachen Energiebilanzmodellen (EBM) gearbeitet werden. Das einfachste ist das so genannte „nulldimensionale“ Energiebilanzmodell, bei dem weder die geographische Länge und Breite noch die Höhe aufgelöst wird.

Erst mit der Entwicklung von leistungsfähigen Computern in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts konnte man zu einer dreidimensionalen Auflösung übergehen. Die ersten dreidimensionalen Klimamodelle waren allerdings nahezu reine Atmosphärenmodelle, die den Ozean nur als flachen „Sumpf“ darstellten und damit zwar Verdunstung und Niederschlag, aber nicht die Wärmespeicherung des Ozeans und den Windantrieb erfassten. Später kam dann die ozeanische Deckschicht, in der Regel von 50 - 300 m Tiefe, hinzu, die es erlaubte, den Wärmeaustausch mit der Luft und den Windantrieb darzustellen. Solche noch einfachen dreidimensionalen Klimamodelle sind hervorgegangen aus Wettervorhersagemodellen, wie sie seit Ende der 1940er Jahre entwickelt wurden.

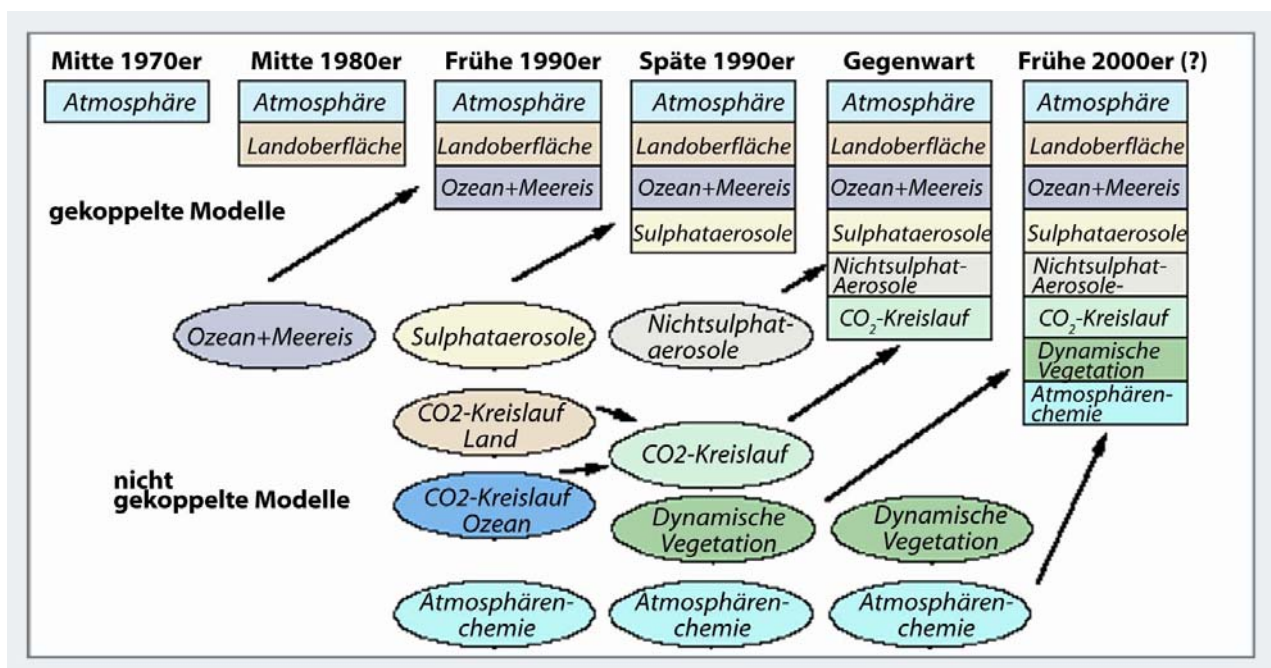


Abbildung 24: Chronologie der Klimamodellentwicklung (nach IPCC 2001b).

Der nächste Schritt war die Entwicklung von regulären Ozeanmodellen, die außer dem Austausch von Energie, Süßwasser und Bewegung mit der Atmosphäre auch die Zirkulation im tiefen Ozean berücksichtigten und außerdem ein Meereismodul enthielten, das die Meereis-Albedo und die Bedeutung von Meereisveränderungen für die ozeanische Konvektion darstellte (IPCC 2001b). Die zunächst getrennt entwickelten Atmosphären- und Ozeanmodelle wurden seit den frühen 1990er Jahren zu einem Atmosphären-Ozean-Modell (AOGCM) gekoppelt, um die wechselseitige Beeinflussung zwischen Atmosphäre und Ozean zu simulieren. Zusätzlich wurde meistens auch ein Landoberflächenmodell

integriert, das die Speicherung von Wärme und Flüssigwasser und den Transport von Flüssigwasser simulierte. Seit den 1990er Jahren wurden dann noch Teilmodelle für die Stoffkreisläufe, die Dynamik der Vegetation und die Atmosphärenchemie entwickelt, die zunehmend mit dem AOGCM gekoppelt werden.

Probleme von Klimamodellen

Ein zentrales Problem von Klimamodellen ist die von der Rechnerleistung der Computer abhängige räumliche Auflösung. Viele klimarelevante Prozesse können immer noch nicht adäquat dargestellt werden, da sie buchstäblich durch die Maschen des Gitternetzes fallen, das um die Erde gelegt wird. Besonders schwierig ist es z. B., die schnelle und kleinräumige Veränderung der Bewölkung in Computermodellen zu simulieren. Im Klimasystem sind Wolken aber wegen ihres erheblichen Einflusses sowohl auf die kurzwellige Sonnen- wie auch auf die langwellige Wärmestrahlung von großer Bedeutung.

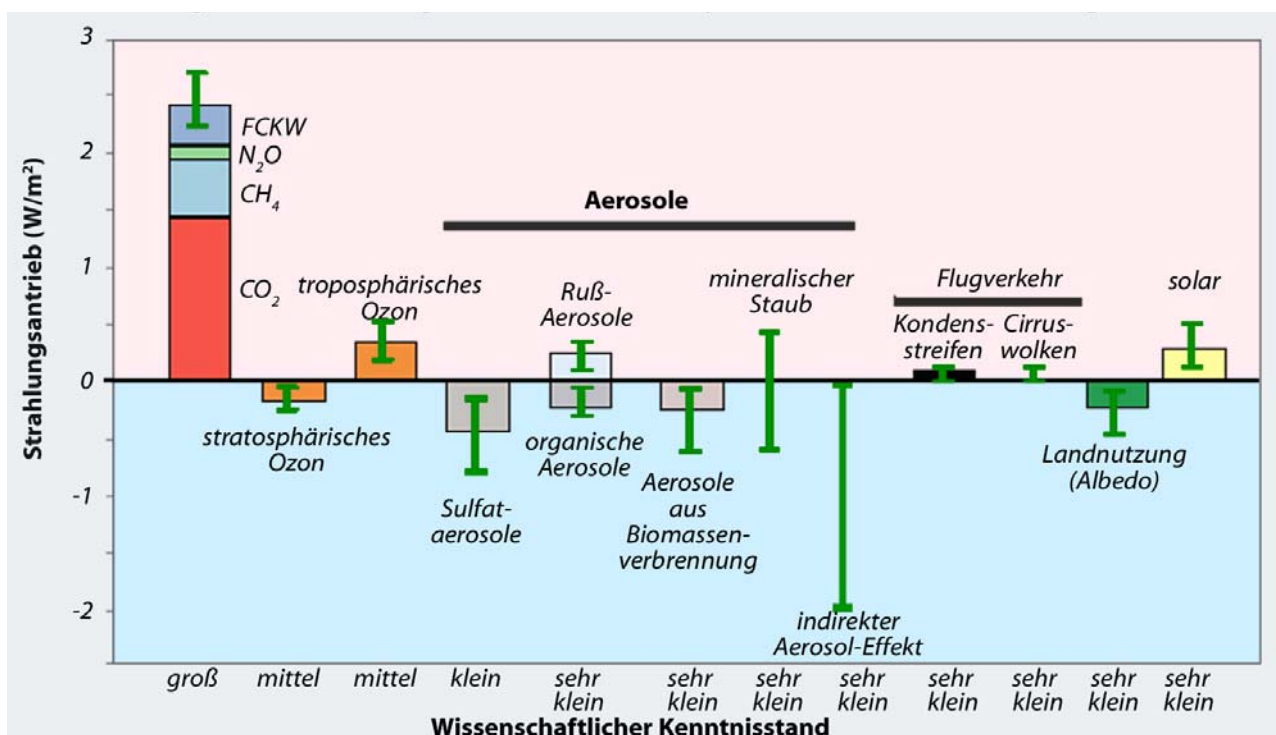


Abbildung 25: Der mittlere globale Strahlungsantrieb des Klimasystems im Jahr 2000 im Vergleich zu 1750 (nach IPCC 2001b). Strahlungsantrieb durch Treibhausgase, Aerosole und Solarvariabilität; rechteckige Balken: Schätzung der Beiträge einzelner Faktoren an der Veränderung des Strahlungsantriebs seit 1750; vertikale grüne Linien: Streubereich der Abschätzungen; unten ist das Niveau des wissenschaftlichen Kenntnisstandes angegeben. Der Strahlungsantrieb ist ein Maßstab für den Einfluss, den ein einzelner Faktor auf die Veränderung des Strahlungshaushalts der Atmosphäre hat, und wird in Watt pro m² gemessen. Er ist ein Index für die Bedeutung dieses Faktors für eine Klimaänderung. Ein positiver Strahlungsantrieb, z. B. hervorgerufen durch die zunehmende Konzentration langlebiger Treibhausgase, führt zu einer Erwärmung, ein negativer Strahlungsantrieb, z. B. durch die Zunahme von Aerosolen in der Atmosphäre, zu einer Abkühlung der bodennahen Luftschicht. Auch natürliche Faktoren, wie eine Veränderung der Solarstrahlung oder Vulkanausbrüche, können zu einem Strahlungsantrieb führen.

Ein anderes Problemfeld hängt mit den eingegebenen Daten zusammen. Zum einen geht es dabei um die Messwerte, die in die Bestimmung des Ausgangsklimas in Computersimulationen eingehen. Zwar existieren für die vergangenen ca. 200 Jahre relativ gute Aufzeichnungen meteorologischer Daten, aber Änderungen in der Qualität der Messinstrumente, den verwendeten Messtechniken sowie der Verteilung und der Umgebung der Messstandorte führen zu zahlreichen Ungewissheiten. So befinden sich viele Standorte, die früher auf



freiem Gelände lagen, heute in den Wärmeinseln von Städten. Oder ein Windmessgerät zur Bestimmung von Windgeschwindigkeiten über dem Meer, das früher auf einem kleinen Frachter angebracht war, ist heute um etliche Meter höher auf der Kommandobrücke eines Containerschiffes befestigt.

Schwierigkeiten bei der Klimamodellierung ergeben sich durch den mangelnden Kenntnisstand über zahlreiche physikalische, chemische und biologische Prozesse, die Bestandteil des Klimasystems sind. So sind bisher die Rückkopplungsmechanismen zwischen einer sich ändernden Kohlenstoffdioxidkonzentration der Atmosphäre und der Vegetation auf dem Land nur begrenzt verstanden. Auch über den Einfluss relevanter Faktoren auf die vertikale Nettoeinstrahlung an der Tropopause (dem so genannten Strahlungsantrieb), die für das Verständnis jeder Klimaänderung grundlegend sind und in jede Modellsimulation des Klimasystems und seiner Veränderung eingeht, ist der Wissensstand in vielen Fällen noch unbefriedigend. (IPCC 2001b)

Ein weiteres Problemfeld ist der Vorhersagewert von Klimamodellen. **Klimaprognosen** beruhen auf Szenarienrechnungen, denen Annahmen über die Entwicklung der menschlichen Gesellschaft zugrunde liegen. Die Annahme von Szenarien hat zur Folge, dass alle Klimaprognosen die logische Form von „Wenn-dann-Aussagen“ haben. Sie gelten daher nur unter bestimmten Bedingungen, deren Eintreten oder Nicht-eintreten jenseits der Beurteilungsmöglichkeit der Klimaforschung und der Berechnungen der Klimamodelle unterliegen. Beispielsweise entzieht sich die künftige Emissionsentwicklung der Treibhausgase einer exakten Prognose, da sie z. B. von der Entwicklung der Weltbevölkerung, des Wirtschaftswachstums, der Veränderung der Energiepreise und des Energiemix abhängt. Unterschiedlichen Klimaprognosen liegen verschiedene Szenarien zugrunde, die auf unterschiedlichen Annahmen über die demographische, wirtschaftliche und energiepolitische Entwicklung basieren. Die mögliche Prognose, dass sich die globale Temperatur in den nächsten 100 Jahren um 4,4 °C erhöhen wird, bleibt daher immer gebunden an das Eintreten bestimmter Annahmen und hat den Charakter eines möglichen Entwurfs in die Zukunft (die englischsprachige Literatur spricht daher auch von „projections“). Es handelt sich keineswegs um eine Prognose im Sinne einer Wettervorhersage.

Dennoch haben die Klimamodelle sich in vielerlei Hinsicht als nützlich erwiesen. Sie sind in der Lage, das gegenwärtige Klima weitgehend realistisch zu simulieren. So berechnen Modelle, die die Erhöhung der CO₂-Konzentration seit dem 19. Jahrhundert einbeziehen, die Temperaturveränderung der Erde aufgrund des erhöhten Treibhauseffektes richtig. Außerdem haben sich Modelle als recht brauchbare Instrumente zur saisonalen Vorhersage bestimmter Klimaereignisse wie des Phänomens El-Niño erwiesen. Das große El-Niño-Ereignis 1997/98 wie auch der schwache El-Niño 2002/03 konnten bereits sechs Monate zuvor prognostiziert werden. Mit dem Anstieg der Rechnerleistung ist es in jüngster Zeit auch möglich geworden, Klimaänderungen der Vergangenheit zu simulieren. So konnte man den Verlauf des Klimas der letzten 450 Jahre zutreffend reproduzieren, wie ein Vergleich mit Klimadaten belegt, die aus Baumringen, Sedimentkernen und anderen Quellen gewonnen wurden.

3 Didaktische Informationen

3.1 Lernziele

Die Schüler/innen sollen

- in die Lage versetzt werden, sich an der derzeitigen Diskussion über die künftige Entwicklung des globalen Klimas zu beteiligen;



- die Bedeutung wesentlicher Teile des Klimasystems und deren Wechselwirkung erklären und ein Wirkungsdiagramm erstellen können;
- Einblicke in die Problematik des Klimawandels und die menschlichen Einflüsse auf diesen Vorgang erhalten; die Zusammenhänge von Klima, Klimaschwankungen, Treibhauseffekt verstehen und die Komplexität dieser Zusammenhänge erkennen;
- den Weg von der Datensammlung zum Klimamodell und zur Prognose nachvollziehen und die prinzipielle Vorgehensweise bei der Klimamodellierung verstehen.

3.2 Hinweise zu den Lernvoraussetzungen

Für das Verständnis des Klimasystems und für die Konstruktion eines Wirkungsdiagramms im Baustein 5 „Modellierung“ (Material 1) ist es empfehlenswert den Baustein 2 der Einführungseinheit „Die Erde als System“ (Modul 1, Baustein 2, Material 1) zu unterrichten.

Für den Baustein 2 „Aus den Spuren der Klimageschichte“ (Material 1) und Baustein 4 „Die Bedeutung der Ozeane für das Klima“ (Material 1) sollten die Schüler/innen Kenntnisse über chemische Reaktionsgleichungen, des Begriffes „Isotop“ sowie über den Kohlenstoffkreislauf haben. Hier kann jedoch auch durch zusätzliches Informationsmaterial ein Ausgleich geschaffen werden (siehe z. B. Modul „Kohlenstoffkreislauf“). Die für die Behandlung dieser Themen benötigten physikalischen Kenntnisse gehen nicht über das Mittelstufenniveau hinaus und stehen auch Schüler/innen ohne besonderes physikalisches Vorwissen zur Verfügung.

Der Baustein 5 „Modellierung“ (Material 1) setzt ein größeres physikalisches Grundwissen voraus und erste Erfahrungen mit graphischer Modellierungssoftware (z. B. Colab oder Dynasis).

Für die selbstständige Erarbeitung des Themas Klimasystem und Klimawandel nach der Projektmethode, die in Baustein 9 „Nachhaltige Entwicklung“ vorgeschlagen wird, sind eine Reihe von Lernvoraussetzungen erforderlich, die ausführlich in dem Material 1 des Baustein 9 beschrieben werden.

3.3 Hinweise zu horizontalen und vertikalen Verknüpfungen

Das Klimasystem lässt sich in seiner Komplexität nur durch die Betrachtung der verschiedenen Teilsysteme der Erde und ihrer mannigfaltigen Wechselbeziehungen zwischen den physikalischen und chemischen Aspekten sowie zwischen der Biosphäre und dem übrigen Klimasystem verstehen und erklären. Dementsprechend sind eine Vielzahl von Bezügen zu weiteren Modulen der CD-ROM „System Erde“ gegeben (s. Abb. 21).

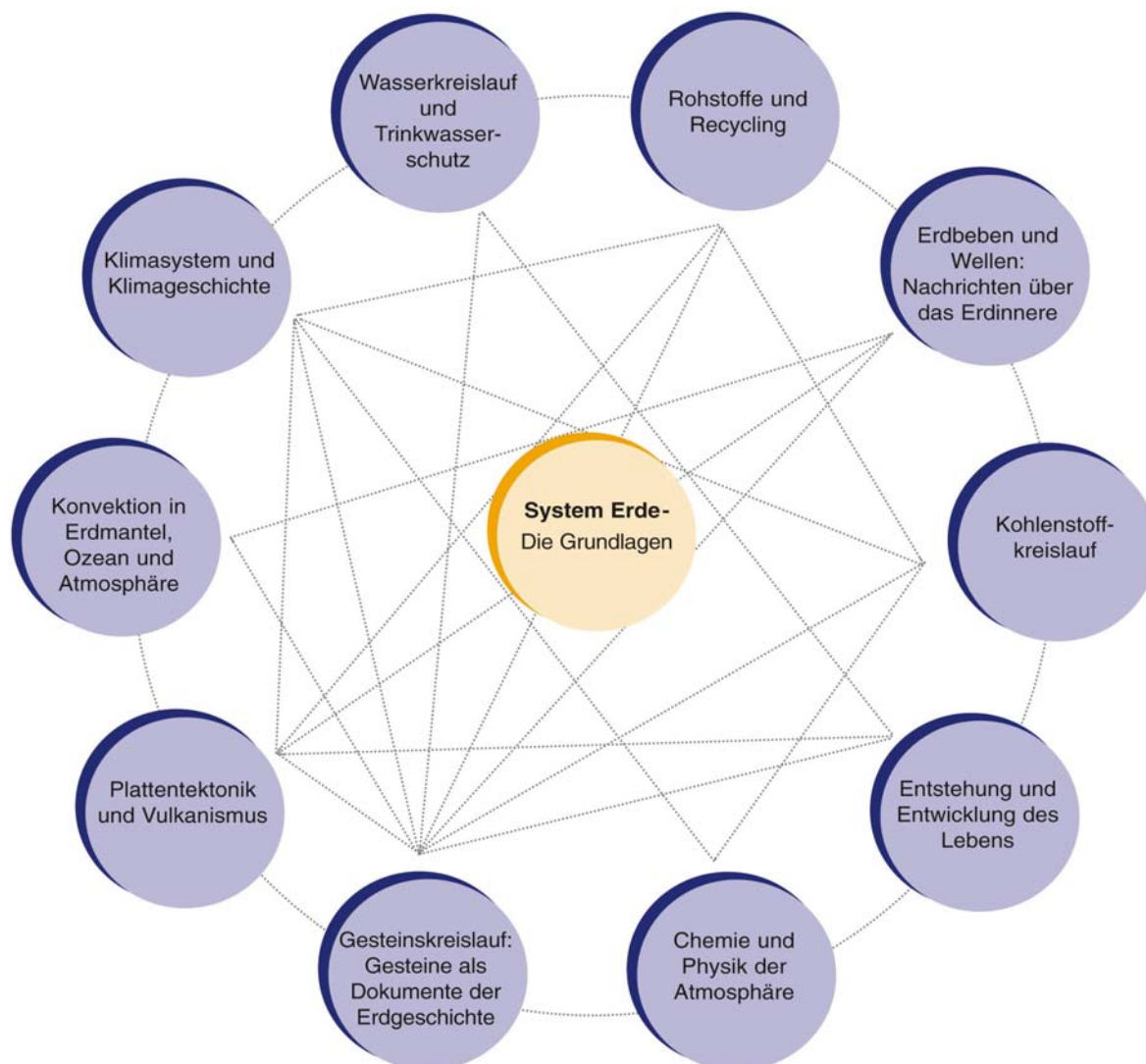


Abbildung 21: Die Verknüpfungen des Moduls „Klimasystem und Klimageschichte“ mit den anderen Modulen des Projektes „Forschungsdialog: System Erde“. Realisiert werden diese Verknüpfungen insbesondere durch eine Verlinkung der Hypertexte. Dies soll den fächerverbindenden Charakter geowissenschaftlicher Themen aufzeigen und die Planung eines fächerverbindenden Unterrichts erleichtern. Eine Sonderstellung nimmt das Modul 1 „System Erde – Die Grundlagen“ ein. Es legt die Basis für die Methode der Systemanalyse, die in fast allen weiteren Modulen vertieft wird. Das Modul „Klimasystem und Klimageschichte“ enthält einen Vorschlag für einen fächerverbindenden Kurs nach dem Konzept „Forschungsdialog: System Erde“ (s. Baustein 9, Material 1). In diesem Kurs trainieren die Schüler/innen selbst organisiertes Lernen und führen schließlich ein Projekt durch, das sich mit der nachhaltigen Entwicklung des Planeten Erde befasst.

Das Modul „Kohlenstoffkreislauf“ befasst sich mit dem Kohlenstoff im System Erde. Im Erdzeitalter Karbon wurde sehr viel Kohlenstoff der Atmosphäre und der Hydrosphäre entzogen, indem sich Kohlelagerstätten und Kalksteine bildeten (s. Modul „Entstehung und Entwicklung des Lebens“). Dieser Kohlenstoff kann für mehrere Millionen von Jahren im Erdinneren lagern. Durch plattentektonische Prozesse können kohlenstoffhaltige Gesteine an die Erdoberfläche gelangen und dort durch Verwitterung an die Atmosphäre abgegeben werden (s. Modul „Plattentektonik und Vulkanismus“). Dieser Prozess der Zersetzung und



Freigabe wird durch die menschliche Nutzung kohlenstoffhaltiger Ressourcen (Kohle, Öl usw.) stark beschleunigt (s. Modul „Rohstoffe und Recycling“).

Die physikalischen Grundlagen des Treibhauseffektes werden in dem Modul „Chemie und Physik der Atmosphäre“ näher ausgeführt. Der Baustein Treibhauseffekt (Material 1) hat eine deutlich physikalisch geprägte Sichtweise auf den Treibhauseffekt. Auch weitere Querverbindungen zur Plattentektonik lassen sich ziehen: Die Schließung des Isthmus von Panama führte zu veränderten Strömungsverhältnissen in der Karibik und zur Verstärkung des Golfstroms.

Im Zusammenhang mit den Überlegungen zur nachhaltigen Nutzung von Rohstoffen und zur Reduktion der Treibhausgasemissionen bietet sich die Beschäftigung mit dem Modul „Rohstoffe und Recycling“ an.

3.4 Erläuterung und Nutzungshinweise zu den Materialien

Der **Baustein 1 „Klimasystem und Klimawandel – Einstieg in das Thema“** (Material 1) dient zur allgemeinen Einführung in das Modul. In Deutschland wurde die Klimaforschung sehr intensiv von den Medien begleitet. Eine Fotomontage der Bildzeitung zum Klima im Jahre 2102 an der Hamburger Binnenalster, die Entwicklung der Temperaturen in den letzten 200 Jahren oder der Rückzug der meisten Hochgebirgsgletscher dient als möglicher Einstieg in die Unterrichtsreihe. Durch die Aufarbeitung eines Zeitungsartikels über den IPCC-Bericht von 2001 bekommen die Schüler und Schülerinnen einen ersten Überblick über mögliche Klimaentwicklungen und den Stand der aktuellen Klimadebatte.

Baustein 2 „Auf den Spuren der Klimageschichte“ (Material 1): Ein Test für die aktuellen Klimamodellierungen ist die Darstellung des Klimas der Vergangenheit. Dieses gibt den Anlass zu hinterfragen, welche Methoden die modernen Geowissenschaften einsetzen, um Erkenntnisse über das Klima der vergangenen Jahrzehnte und Jahrhunderte zu gewinnen. Gerade das Wissen um die prähistorischen Entwicklungen ermöglicht uns, die heutige Situation angemessener zu bewerten. Sowohl die Klimaentwicklung als auch ausgewählte Methoden der Klimaforschung sollen in diesem Abschnitt des Unterrichtsmoduls behandelt werden. Die Lernenden erhalten in diesem Baustein wesentliche Einblicke in die Nutzung von Klimaarchiven (Korallen Materialien 2 bis 7) und Sedimentbohrkernen (Material 8).

Baustein 3 „Atmosphäre“ (Material 1): Besonderen Einfluss auf das Klimageschehen haben sowohl der Aufbau als auch die Zusammensetzung der Atmosphäre. Besonders die untere Schicht - die Troposphäre - hat eine zentrale Rolle im Wettergeschehen unseres Planeten. Im Laufe der Erdgeschichte hat sich die Zusammensetzung der Atmosphäre immer wieder verändert und einen entscheidenden Einfluss auf das globale Klima gehabt.

Wesentliche Inhalte sind:

- die Evolution der Atmosphäre und ihre Wirkungen auf die klimatische Entwicklung der Erde;
- die Zusammensetzung der Atmosphäre;
- die vertikale Struktur der Atmosphäre (Temperatur, Druck);
- Dynamik der Atmosphäre

(Dieser Baustein hat starke Verknüpfungen zu dem Modul „Chemie und Physik der Atmosphäre“ und die Materialien werden dort näher ausgeführt.)

Baustein 4 „Die Bedeutung der Ozeane für das Klima“ (Material 1): Zwischen den Subsystemen Ozean/Atmosphäre bestehen die bedeutendsten Wechselbeziehungen hinsichtlich der Gestaltung der



klimatischen Bedingungen auf der Erde. Die Ozeane bekommen ihre besondere Bedeutung für die klimatische Entwicklung durch die Speicherung großer Mengen Kohlenstoffdioxids und besonders durch den Transport sehr großer Energiemengen über weite Entfernungen. In diesen Baustein werden beide Aspekte aufgegriffen und den Schüler/innen vermittelt. Die Inhalte sind:

- die Behandlung der Schichtung der Ozeane mit wesentlichen Parametern (Temperatur, Druck, Salinität);
- die Wärmekapazität und der Wärmetransport durch die Ozeanströmungen;
- die vertikale Zirkulation (great ocean conveyor) - ihr Verlauf und die Ursachen;
- der Golfstrom als Beispiel für die thermohaline Zirkulation.

Baustein 5 „Modellierung“ (Material 1): Die Grundlagen aller heutigen Klimadiskussionen und Klimaschutzstrategien sind die Aussagen von Klimaprognosen. Diese beruhen u. a. auf unterschiedlichen Szenarien, die die Emissionsentwicklung der Treibhausgase beschreiben. Nur wenn die Szenarien, die in die Modellberechnungen eingehen, korrekt sind, können auch die Prognosen brauchbare Resultate liefern. Diese Voraussetzungen sollten mit den Schüler/innen diskutiert werden.

Im Rahmen dieses Bausteins kann ein Wirkungsdiagramm zu verschiedenen Aspekten des Klimasystems erstellt werden.

Baustein 6 „Menschlicher Einfluss“ (Material 1): In diesem Baustein sollen ausgewählte Folgen des Klimawandels dargestellt werden. Auch wenn am Ende der Diskussion der Unterrichtseinheit keine klare Aussage darüber erzielt werden kann, welchen Einfluss der Mensch durch den Verbrauch fossiler Energieträger auf das Klimageschehen hat, muss auf jeden Fall darauf hingewiesen werden, dass allein schon die Endlichkeit dieser Rohstoffe zu einem schonenden Umgang mit diesen Energiereserven zwingt. Es kann nicht Ziel sein, Unsicherheiten in den Vorhersagen der Forscher zur Verharmlosung von Umweltproblemen zu benutzen.

In diesem Baustein wird auch erarbeitet, dass eine große Zahl der Klimaforscher davon ausgeht, dass eine globale Temperaturerhöhung auch durch die ambitioniertesten Klimaschutzprogramme nicht mehr zu verhindern ist. Die möglichen Konsequenzen für politische Maßnahmen wären z. B. - neben der Ausdehnung der internationalen Klimaschutzbedingungen - die verstärkte Anpassung an die Klimaänderung.

Baustein 7 „Bohrungen im Eis“ (Material 1): Die Lernenden erhalten in diesem Baustein wesentliche Einblicke in die Nutzung von Eisbohrkernen zur Rekonstruktion des Klimas der Vergangenheit. Die Materialien in diesem Baustein sind in Form eines Gruppenpuzzles angelegt.

Mit dem **Baustein 8 „Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ)“** (Material 1) sollen vor allem ein angemessenes Modellverständnis und ein Einblick in komplexe Phänomene vermittelt werden. Darüber hinaus zeigt sie Probleme und den Umgang mit diesen bei aktueller naturwissenschaftlicher Erforschung eines komplexen Forschungsgegenstandes auf und gibt einen Einblick in eine moderne Sichtweise des Klimasystems, in dem Sprünge und Multistabilitäten vorkommen.

Baustein 9 „Nachhaltige Entwicklung“ (Material 1) beschreibt einen Ansatz nach der Projektmethode mit dem die Schüler/innen sich das Thema Klimasystem und Klimawandel selbstständig erarbeiten können. Sie sollen ein Klimasystemmodell in Form eines Wirkungsdiagrammes als Poster, Wandzeitung oder interaktive Anwendung für den Computer erstellen. Jede/r Schüler/in sammelt zunächst Informationen zu einem Element des Klimasystems und verfasst einen 2 – 3-seitigen Aufsatz dazu. Dabei sollen ökologische, soziale und ökonomische Aspekte berücksichtigt werden. In einer Schlussfolgerung soll die Relevanz dieses Ele-



menten für das zukünftige Klima diskutiert werden. Nachdem diese Texte erstellt wurden, wird das Wirkungsdiagramm (Klimasystemmodell) entwickelt. Das Wirkungsdiagramm soll schließlich genutzt werden, um Maßnahmen zu identifizieren, die eine nachhaltige Entwicklung des Planeten Erde im Hinblick auf das Klimasystem begünstigen bzw. behindern. Die Bearbeitung dieser Aufgabe erfordert einige Lernvoraussetzungen, die in der Information für Lehrkräfte (Material 1) des Bausteins 9 ausführlich beschrieben sind. Angesprochen werden die, in den Bildungsabschluss für den Mittleren Schulabschluss beschriebenen Kompetenzbereiche Fachwissen, Erkenntnisgewinnung, Kommunikation und Bewertung gleichermaßen.

4 Vorschläge für den Unterrichtsverlauf

Das einleitende Modul „System Erde – Die Grundlagen“ sollte zu Beginn eines Unterrichts zum Klimasystem durchgeführt werden. Den Schüler/innen werden dort grundlegende Kenntnisse in der Systemanalyse vermittelt, die für die Erstellung von Wirkungsdiagrammen notwendig sind.

Alle Bausteine des Moduls „Klimasystem und Klimageschichte“ sind für sich einsetzbar, wobei es sinnvoll ist, dass sich die Schüler/innen vor der Durchführung des Bausteins 5 (Modellierung) mit wesentlichen

Elementen (Ozean, Atmosphäre, menschliche Eingriffe, Treibhauseffekt) und ihren Beziehungen auseinander gesetzt haben.

Sollte mit den Schüler/innen nicht modelliert werden, so bietet es sich an, das Material 2 (Erstellung eines Wirkungsdiagramms) des Bausteins 5 zu bearbeiten.

Als Abschluss einer Unterrichtsreihe kann Baustein 6 dienen, in dem die Diskussion um die menschlichen Einflüsse auf das Klimasystem dargelegt wird. Die zentrale Frage ist hier, ob der Klimawandel noch zu verhindern (Stichwort Kyoto-Protokoll) ist, bzw. sich die Menschheit an die Folgen des Klimawandels anpassen muss.

Baustein 9 kann alternativ zu den anderen Bausteinen eingesetzt werden. Die Schüler/innen sollen sich Inhalte der bereitgestellten Materialien und Sachinformationen selbstständig erarbeiten, um mittels der Projektmethode ein Wirkungsdiagramm (Klimasystemmodell) zu entwickeln.

Tabelle 1: Arbeitsformen des Moduls „Klimasystem und Klimageschichte“

Arbeitsformen	Baustein								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mind Mapping			A						
Concept Mapping			t					•	
Systemanalyse durchführen			m		•				•
Stoffflussdiagramm entwickeln			o						
Wirkungsdiagramm entwickeln			s		•			•	•
beschreibendes Beobachten		•	p	•	•				
kriterienbezogenes Vergleichen		•	h						
Demonstrationsexperiment			ä	•	•				
Schülerexperiment			r	•					
Recherche/ Informationsbeschaffung		•	e	•	•				•
Texte erfassen und bearbeiten	•	•		•	•	•	•	•	•
Interviews mit Expert/innen									•
an Exkursionen teilnehmen									
Gruppenarbeit	•	•		•	•	•	•		•
Stationsarbeit									
Gruppenpuzzle (Expertensystem)							•		
Projektarbeit									•
Filme/ Animationen ansehen				•	•				
Computerinteraktionen bearbeiten		•		•	•				
Modellsimulationen bearbeiten					•				
Internet nutzen		•		•					•
Texte verfassen	•	•		•	•	•	•		•
Referate halten					•				
Poster erstellen									
Tabelle, Diagramm, Grafik etc. aus Daten erstellen bzw. interpretieren	•	•		•	•	•	•		
bewerten									•



5 Literatur

- BERNER, U. (2000): Klimafakten. Der Rückblick – ein Schlüssel für die Zukunft. 2. Aufl., Stuttgart
- BILD ZEITUNG (12.2.2002): Ein Sommertag am Jungfernstieg 2102.
- BROECKER, W. S. et al (1985): Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? In: Nature, Heft 315, S. 21-26
- BROECKER, W. S. (1991): The great ocean conveyor. In: Oceanography 4, S. 79-91
- BROECKER, W. S. (1996): Plötzlicher Klimawechsel. In: Spektrum der Wissenschaft, Januar 1996, S. 86-92
- CLARK, P. U.; PISIAS, N. G.; STOCKER, T. F. und WEAVER, A. J. (2002): The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. In: Nature, Heft 415, S. 863-869
- CLARK, P. U.; MARSHALL, S. J.; CLARKE, G. K. C.; HOSTETLER, S. W.; LICCIARDI, J. M. und TELLER, J. T. (2001): Freshwater Forcing of Abrupt Climate Change During the Last Glaciation. In: Science, Heft 293, S. 283-287
- COBB, K., CHARLES, C. D.; CHENG, H. und EDWARDS, R. L. (2003): El Nino/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millenium. In: Nature 424, S. 271-276
- CROWLEY, T.J. (2000): Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. In: Science 2000, Heft 289, S. 270-277
- CRUCIFIX, M.; LOUTRE, M.-F.; TULKENS, P.; FICHEFET, T. und BERGER, A. (2002): Climate evolution during the Holocene: a study with an Earth system model of intermediate complexity. In: Climate Dynamics 19, S. 43-60
- CUBASCH, U. und KASANG, D. (2000): Anthropogener Klimawandel. Gotha, S. 86 ff.
- CUBASCH, U. (2002): Perspektiven der Klimamodellierung. In: HAUSER, W. (Hrsg.): Klima. Das Experiment mit dem Planeten Erde. Begleitband und Katalog zur Sonderausstellung des Deutschen Museums vom 7.11.2002 bis 15.6.2003. München, S. 151- 159
- DRISCOLL, N. W. und HAUG, G. H. (1998): A Short Circuit in Thermohaline Circulation: A Cause for Northern Hemisphere Glaciation? In: Science, Heft 282, S. 436-438
- EDWARDS, P. N. (2002): Modelle, Daten, Ungewissheit und die Politik in der weltweiten Klimawissenschaft. In: HAUSER, W. (Hrsg.): Klima. Das Experiment mit dem Planeten Erde. Begleitband und Katalog zur Sonderausstellung des Deutschen Museums vom 7.11.2002 bis 15.6.2003, München, S. 138-149
- EPSTEIN, P. R. (2000): Is Global Warming Harmful to Health? In: Scientific American, August 2000
- GANACHAUD, A. und GANACHAUD, C. W. (2000): Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. In: Nature, Heft 408, S. 453-457
- GREENPEACE (2002): „Der stille Tod der Gletscher“. Sonderdruck
- GANOPOLSKI, A. und RAHMSTORF, S. (2001): Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. In: Nature, Heft 409, S. 153-158
- HAUG, G. H. und TIEDEMANN, R. (1998): Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. In: Nature, Heft 393, S. 673-676
- HAUG, G. H.; TIEDEMANN, R. und ZAHN, R. (2002): Vom Panama-Isthmus zum Grönlandeis. In: Spektrum der Wissenschaft, Dossier 1/2002, S. 50-52



- HOFFMAN, P. F.; KAUFMAN, A. J.; HALVERSON, G. P. und SCHRAG, D. P. (1998): A Neoproterozoic Snowball Earth. In: Science, Heft 281, S. 1342-1346
- HUCH, M.; WARNECKE, G. und GERMANN, K. (2001): Klimazeugnisse der Erdgeschichte. Springer, Berlin, Heidelberg, New York
- HUPFER, P. (1998): Klima und Klimasystem. In: LOZAN, J. L.; GRAßL, H. und HUPFER, P. (Hrsg.): Warnsignal Klima. Wissenschaftliche Fakten, Hamburg 1998, S. 17-24
- HYDE, W. T.; CROWLEY, T. J.; BAUM, S. K. und PELTIER, W. R. (2000): Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. In: Nature, Heft 405, S. 425 - 429
- IPCC (2001)a: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental on Climate Change (HOUGHTON, J. T. et al., eds), Cambridge and New York 2001
- IPCC (2001)b: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report. Cambridge 2001, Summary for Policymakers
- IPCC (2000): Special Report on Emissions Scenarios (SRES). Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: NAKICENOVIC, N. and SWART, R. (Eds.), Cambridge
- JONAS, H. (1985): Technik, Medizin und Ethik. Frankfurt a. M., S.166 f.
- JONES, P. D.; OSBORN, T. J. und BRIFFA K. R. (2001): The Evolution of Climate Over the Last Millennium. In: Science, Heft 292, S. 662-667
- JOOS, F.; PLATTNER, G. K.; STOCKER, T. F.; MARCHAL, O. und SCHMITTNER, A. (1999): Global Warming and Marine Carbon Cycle Feedbacks on Future Atmospheric CO². In: Science, Heft 284, S. 264-267
- KESSLER, W. S. (2002): Is ENSO a cycle or a series of events? In: Geophysical Research 29, 40-1 – 40-4
- KERR, R. A. (2000): A Refuge for Life on Snowball Earth. In: Science, Heft 288, S. 1316
- KHODRI, M.; LECLAINCHE, Y.; RAMSTEIN, G.; BRACONNOT, P.; MARTI, O. und CORTIJO, E. (2001): Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. In: Nature, Heft 410, S. 570-574
- KIRSCHVINK, J. L.; GAIDOS, E. J.; BERTANI, L. E.; BEUKES, N.J.; GUTZMER, J.; MAEPA, L. N. und STEINBERGER, R.E. (2000): Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS) 97, 1400-1405
- KNUTTI, R. und STOCKER, T. F. (2002): Limited Predictability of the Future Thermohaline Circulation Close to an Instability Threshold In: Journal of Climate 15, S. 179-186
- KNUTTI, R. und STOCKER, T. F. (2000): Influence of the Thermohaline Circulation on Projected Sea Level Rise. In: Journal of Climate 13
- KUKLA, G. J. (2000): Paleoclimate: The Last Interglacial. In: Science, Heft 287, S. 987-988
- LANGE, G. (2001): Eiskalte Entdeckungen: Forschungsreisen zwischen Nord- und Südpol. Delius Klasing, Bielefeld
- LUBICK, N. (2002): Palaeoclimatology: Snowball fights. In: Nature, Heft 417, S. 12 - 13
- LOVELOCK, J. (1996): Gaia: Die Erde ist ein Lebewesen. Anatomie und Physiologie des Organismus Erde. München, Heyne



- LOZÁN, J. L., GRAßL, H., HUPFER, P., MENZEL, L. und SCHÖNWIESE, C.-D. (Hrsg.) (2005): Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Wissenschaftliche Fakten. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg
- MARCINEK, J. und ROSENKRANZ, E. (1996): Das Wasser der Erde. Eine geographische Meeres- und Gewässerkunde. Klett-Perthes, Stuttgart
- MCPHADEN, M. J. (1999): Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño. In: Science 283, S. 950-954
- MEINEN, C. S. und MCPHADEN, M. J. (2000): Observations of Warm Water Volume Changes in the Equatorial Pacific and Their Relationship to El Niño and La Niña. In: Journal of Climate 13, S. 3551–3559
- MENDE, W. und STELLMACHER, R. (1998): Orbitale und solare Faktoren mit Langzeitwirkung auf das Klima. In: Lozán, J.L.; Graßl, H. und Hupfer, P. (Hg.): Warnsignal Klima. Hamburg, S. 31-37
- MIKOLAJEWICZ, U. und CROWLEY, T. J. (1997): Response of a coupled ocean/energy balance model to restricted flow through the central American isthmus. In: Paleoceanography 12, S. 429-441
- MILLER, H. (2001): Die Eiskappen, der Meeresspiegel und das Klima. In: LANGE, G. (Hrsg.): Eiskalte Entdeckungen: Forschungsreisen zwischen Nord- und Südpol. Delius Klasing, Bielefeld
- MÜLLER, M. J. (1996): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. 5. Aufl., Trier.
- MÜNCHENER RÜCK (29.2.2000): Topics Geo - Jahresrückblick Naturkatastrophen 1999. Unter: <http://www.munichre.com> (letzter Abruf 1.3. 2005)
- OSCHMANN, W.; DULLO, C.; MOSBRUGGER, V. und STEININGER, F. (2000): Evolution des Systems Erde. Geobiologische und paläobiologische Prozesse als Antrieb. Kleine Senckenberg-Reihe, Nr. 35, Frankfurt, S. 1-57
- PAILLARD, D. (2001): Glacial hiccups. In: Nature 409, S. 147-148
- PETERSON, B. J.; HOLMES, R. M.; MCCLELLAND, J. W.; VÖRÖSMARTY, C. J.; LAMMERS, R. B.; SHIKLOMANOV, I. A. and RAHMSTORF, S. (2002): Increasing River Discharge to the Arctic Ocean. In: Science 298, S. 2171-2173
- PETIT, J. R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; BARKOV, N. I.; BARNOLA, J.-M.; BASILE, I.; BENDER, M.; CHAPPELLAZ, J.; DAVIS, M.; DELAYGUE, G.; DELMOTTE, M.; KOTLYAKOV, V. M.; LEGRAND, M.; LIPENKOV, V. Y.; LORIS, C.; PÉPIN, L.; RITZ, C.; SALTZMAN, E. und STIEVENARD, M (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. In: Nature, Heft 399, S. 429 - 436
- RAHMSTORF, S. und GANOPOLSKI, A. (1999): Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. In: Climatic Change, 43, S. 353-367
- RAHMSTORF, S. (2000): The Thermohaline Circulation: a System with Dangerous Thresholds? An Editorial Comment. In: Climatic Change 46, S. 247-256
- RAHMSTORF, S. (2002)a: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. In: Nature, Heft 419, S. 207-214
- RAHMSTORF, S. (2002)b: Warum das Eiszeitklima Kapriolen schlug. In: Spektrum der Wissenschaft, Dossier 1/2002, S. 48-49
- ROEDEL, W. (1994): Physik unserer Umwelt. Die Atmosphäre. Springer Verlag
- SCHMITTNER, A.; YOSHIMORI, M. and WEAVER, A. J. (2002): Instability of Glacial Climate in a Model of the Ocean- Atmosphere-Cryosphere System. In: Science, Heft 295, S. 1489-1493



SCHÖNWIESE, C. (1995): Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen. Berlin Heidelberg

SCHULZE, E.-D.; WIRTH, C. und HEIMANN, M. (2000): Managing Forests After Kyoto. In: Science 289, S. 2058-2059

STEININGER, F. F. und MARONDE D. (1997)(Hrsg.): Städte unter Wasser, 2 Milliarden Jahre Senkenberg. Naturforschende Gesellschaft, Verlag Waldemar Kramer, Frankfurt a. M.

STORCH, H.; GÜSS, S. und HEIMANN, M. (1999): Das Klimasystem und seine Modellierung. Eine Einführung. Berlin, Heidelberg, S. 81 ff.

WISSENSCHAFTLICHER BEIRAT DER BUNDESREGIERUNG GLOBALE UMWELTVERÄNDERUNG (1997): Welt im Wandel: Wege zu einem nachhaltigen Umgang mit Süßwasser. Jahresgutachten 1997

WISSENSCHAFTLICHER BEIRAT DER BUNDESREGIERUNG GLOBALE UMWELTVERÄNDERUNGEN (1998): Die Anrechnung biologischer Quellen und Senken im Kyoto-Protokoll: Fortschritt oder Rückschlag für den globalen Umweltschutz? Sondergutachten 1998, Bremerhaven

WEFER, G. (1998): Ursachen der Klimaschwankungen im Quartär. In: LOZÁN, J. L.; GRAßLUND, H. und HUPFER, P. (Hrsg.): Warnsignal Klima. Hamburg, S. 55-58

WEFER, G. und BERGER, H. (2001): Klima und Ozean. In: HUCH, M. et al (Hrsg.): Klimazeugnisse der Erdgeschichte. Springer, 2001

ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E. und BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. In: Science, Heft 292, S. 686-693



6 Unterrichtsmaterialien

Baustein 1: Klimasystem und Klimawandel – Einstieg in das Thema



Material 1: Klimasystem und Klimawandel – Einstieg in das Thema (Information)



Material 2: Klimasystem und Klimawandel – Einstieg in das Thema (Arbeitsbogen)



Material 3: Klimasystem und Klimawandel – Einstieg in das Thema (Foliensatz)

Baustein 2: Auf den Spuren der Klimageschichte



Material 1: Auf den Spuren der Klimageschichte (Information)



Material 2: Physikalische Grundlagen der Klimaforschung (Information)



Material 3: Was sind Korallenriffe? (Information)



Material 4: Korallenriffe als Klimaarchive (Arbeitsbogen)



Material 5: Korallenriffe auf Palmyra Beach (Arbeitsbogen)



Material 6: Foraminiferen (Arbeitsbogen)



Material 7: El Niño und Southern Oscillation Phänomen (ENSO) (Information)



Material 8: Auf den Spuren der Klimageschichte (Foliensatz)

Baustein 3: Atmosphäre



Material 1: Atmosphäre

Baustein 4: Bedeutung der Ozeane für das Klima



Material 1: Bedeutung der Ozeane für das Klima (Information)



Material 2: Bedeutung der Ozeane für das Klima (Foliensatz)



Material 3: Eigenschaften des Wassers (Information)



Material 4: Die Stabilität des großen marinen Förderbandes (Arbeitsbogen)



Material 5: Der Golfstrom - Modellversuch: Absinken von kaltem Wasser (Arbeitsbogen)



Material 6: Der Golfstrom - Modellversuch: Absinken von salzigem Wasser (Arbeitsbogen)



Material 7: Dichtebestimmung von festen Körpern (Arbeitsbogen)



Material 8: Versuch: Dichtebestimmung von festen Körpern (Arbeitsbogen)



Material 9: Versuch: Dichtebestimmung von flüssigen Körpern (Arbeitsbogen)



Material 10: Versuch: Leitfähigkeitsmessung bei einer Salzlösung (Arbeitsbogen)



Material 11: Versuch: Leitfähigkeitsmessungen (Arbeitsbogen)



Material 12: Rolle des Ozeans (Arbeitsbogen)



Material 13: Das große marine Förderband – der Verlauf (Arbeitsbogen)



Material 14: Das große marine Förderband – die Ursachen (Arbeitsbogen)



Material 15: Das große marine Förderband – die klimatischen Folgen (Arbeitsbogen)

Baustein 5: Modellierung



Material 1: Modellierung (Information)



Material 2: Erarbeitung eines Wirkungsdiagramms am Computer (Arbeitsbogen)



Material 3: Einsatz von Simulationen und Modellen im Modul Klimasystem und Klimageschichte (Arbeitsbogen)

Baustein 6: Menschlicher Einfluss



Material 1: Anpassung oder Vermeidung (Information)



Material 2: Emissionsszenarien und Abschätzung der globalen Erwärmung (Arbeitsbogen)



Material 3: Szenarien der möglichen Folgen der globalen Erwärmung (Arbeitsbogen)



Material 4: Anpassen – Verhindern. Möglichkeiten der Reduktion der Emissionen, Möglichkeiten der Anpassung an die Klimaveränderung (Arbeitsbogen)



Material 5: Pro und Contra: Kyoto-Protokoll (Arbeitsbogen)

Baustein 7: Auf den Spuren der Klimageschichte: Bohrungen im ewigen Eis – ein Gruppenpuzzle



Material 1: Bohrungen im „ewigen“ Eis der Antarktis und Grönlands – Ein Gruppenpuzzle (Information)



Material 2: Bohrungen im „ewigen“ Eis der Antarktis und Grönlands – Ein Gruppenpuzzle (Arbeitsbogen)

Baustein 8: Minimalmodell zur thermohalinen Zirkulation



Material 1: Informationen für Lehrkräfte und Lösungen der Aufgaben (Information)



Material 2: Die thermohaline Zirkulation – Modellierung ihrer Dynamik (Arbeitsbogen)



Material 3: Salzwasserströmungsexperiment (Arbeitsbogen)



Material 4: Computermodell 1: Modellierung des Salzwasserströmungsexperiments (Arbeitsbogen)



Material 5: Computermodell 2: Modellierung von Salzgehalt und Temperatur (Arbeitsbogen)



Material 6: Computermodell 3: Modellierung von Salzgehalt, Temperatur und Verdunstungsszenario



Material 7: Minimalmodell zur thermohalinen Zirkulation (Folie)



Material 8: Begründung für abs (m) (Information)



Material 9: Informationen zu den verwendeten Größen (Information)



Material 10: Dynasys-Modelle (Programmdateien)



Material 11: Film zum Experiment (Film)



Material 12: Modellierung des Strömungsexperiments – Modellerstellung mit Dynasys (Arbeitsbogen)

Baustein 9: Projekte zur nachhaltigen Entwicklung – Schwerpunkt Klimasystem



Material 1: Projekte zur nachhaltigen Entwicklung (Information)



Material 2: Einstiegsmöglichkeit (Arbeitsbogen)



Material 3: Projekte zur nachhaltigen Entwicklung (Arbeitsbogen)



Material 4: Klimasystem (Animation, s. CD-ROM „System Erde“)

Weitere Materialien:

SPEKTRUM DER WISSENSCHAFT: Klima. Dossier 1/2002, S. 43

SPEKTRUM DER WISSENSCHAFT: Oktober 1985, S. 87

SPEKTRUM DER WISSENSCHAFT: April 4/1998, S. 54



KASANG, D. (2004): Klima und Energie. Viele Informationen für Lehrende und Lernende zum Thema Klima auf dem **Hamburger Bildungsserver**.

Besondere Themen:

Wetterextreme und Klimawandel: <http://lbs.hh.schule.de/welcome.phtml?unten=/klima/klimafolgen/extreme/>

Natürliche Ökosysteme: <http://lbs.hh.schule.de/welcome.phtml?unten=/klima/klimafolgen/oekosysteme/>

Klimawandel und Landwirtschaft: <http://lbs.hh.schule.de/klima/klimafolgen/landw/>

Bezugsquelle: <http://lbs.hh.schule.de/welcome.phtml?unten=/klima/klimafolgen/> (letzter Abruf 01.09. 2005)

HADLEY CENTRE (2003): Monthly and Annual Regional Averages from 1870 onwards and the latest version of the gridded merged land and SST surface temperature record. **Eine Datenbank über Temperaturen.**

Bezugsquelle: http://www.met-office.gov.uk/research/hadleycentre/CR_data/Monthly/HadCRUG.txt (letzter Abruf 01.09. 2005)

INTERNATIONAL MAX PLANCK RESEARCH SCHOOLS (2002): Earth System Modelling. Eine informative Seite über den **wissenschaftlichen Hintergrund der Klimaforschung und der Klimamodellierung.**

Bezugsquelle: http://www.earthsystemschool.mpg.de/web/imprs_profile.html (letzter Abruf 01.03. 2005)

POTSDAM-INSTITUT FÜR KLIMAFOLGENFORSCHUNG. Viele Links zu Artikeln zum Thema Klimaveränderung, die eine gute Diskussionsgrundlage bieten.

Unter: <http://www.pik-potsdam.de> (letzter Abruf 01.09. 2005)

TWENTIETH CENTURY FOX (2004): The Day after Tomorrow. In diesem mit Spezialeffekten geladenen **Spielfilm** verursacht ein plötzlicher Klimawechsel veheerende Auswirkungen auf der gesamten Erde.

COLLABORATIVE LABORATORIES FOR EUROPE. Die Internetseite informiert über das Projekt **Co-Lab**. Dort kann auch das **Modellierungs-Programm** heruntergeladen werden.

Bezugsquelle: <http://www.co-lab.nl/> (letzter Abruf: 01.09. 2005)

Stella ist ein **Modellierungs-Programm** für dynamische Systeme auf der Basis von Flussdiagrammen

Bezugsquelle: <http://www.hps-inc.com/software/Education/StellaSoftware.aspx> (letzter Abruf: 01.09. 2005)

Dynasis ist ein **Modellierungs-Programm** für dynamische Systeme. Das Programm wurde speziell für schulische Zwecke entwickelt.

Bezugsquelle: <http://www.hupfeld-software.de/download.php> (letzter Abruf: 01.09. 2005)



Baustein 1: Klimasystem und Klimawandel - Einstieg in das Thema

❶ Wer im Treibhaus sitzt...¹

Das internationale Gremium der Klimaforscher IPCC hat nach sechs Jahren einen neuen Bericht ausgebrütet: Es wird heißer als gedacht.

Eigentlich kommt der neueste Zustandsbericht über unser Weltklima um gut zwei Monate zu spät. Seine Veröffentlichung hätte man sich im November vergangenen Jahres gewünscht, als Klimapolitiker aller Länder in Den Haag erfolglos über Treibhausgase und Einsparpotenziale stritten. Damals wäre dem Wissenschaftsreport des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) seine volle Sprengkraft gewiss gewesen. Doch vor der Konferenz in Den Haag wurden nur erste vorläufige Ergebnisse an die Politiker verteilt. So gesehen bestärkt die jetzige Publikation des IPCC-Berichtes nur noch einmal im Nachhinein all jene, deren Warnungen in Den Haag ungehört verhallten.

Denn in ihrer nunmehr dritten wissenschaftlichen Einschätzung des Klimawandels warnt die im IPCC geballte Kompetenz der Klimaforscher noch eindrücklicher vor einer drohenden Erderwärmung als im vorhergehenden Bericht. Prognostizierten sie etwa im zweiten IPCC-Report 1995 einen Temperaturanstieg von 1 bis 3,5 Grad, so ist nun von einer Erwärmung zwischen 1,4 und 5,8 Grad bis zum Jahr 2100 die Rede. Ebenfalls deutlicher als früher wird dem Menschen dabei die Verantwortung zugewiesen: „Es gibt neue und stärkere Belege (evidence) dafür, dass die beobachtete Erwärmung der letzten 50 Jahre zum Großteil auf menschliche Aktivität zurückzuführen ist“, heißt es in der Zusammenfassung des Berichtes, die Anfang dieser Woche im Internet publiziert wurde (www.ipcc.ch).

Die vorsichtig-abwägende Sprache ist dabei Programm. Denn letzte Gewissheiten gibt es in der Klimaforschung nicht. Zu komplex ist das Zusammenspiel der Winde und Meere, der natürlichen Variabilität und der menschlichen Einflüsse. Dazu kommt, dass an dem 1000-seitigen Mammutwerk, das in den kommenden Monaten gedruckt wird, 639 Wissenschaftler mitgeschrieben haben. Und deren Ringen um einzelne Formulierungen ist überall spürbar. „Wahrscheinlich“ sei das 20. Jahrhundert das wärmste in den vergangenen tausend Jahren gewesen, heißt es in dem IPCC-Report und „sehr wahrscheinlich“ waren die neunziger Jahre die wärmste Dekade seit Beginn der Temperaturmessungen im Jahr 1861. Eine Fußnote klärt den Leser darüber auf, dass „wahrscheinlich“ all jene Ereignisse genannt werden, die in 66 bis 90 Prozent aller Fälle auftreten, „sehr wahrscheinlich“ dagegen sind solche, denen man eine 90- bis 99-prozentige Sicherheit zuordnet.

Ähnlich lesen sich auch die Zukunftsprognosen. Wie das Klima in 10, 50 oder 100 Jahren wirklich aussieht, weiß derzeit niemand. Doch die theoretischen Modelle und Computersimulationen erlauben zumindest eine Abschätzung der möglichen Bandbreite künftiger Entwicklungen. So haben beispielsweise die Atmosphärenforscher erstaunt festgestellt, dass ausgerechnet die Erfolge bei der Luftreinhaltung den Treibhauseffekt eher ankurbeln. Denn die Schwebstoffe aus Abgasen, so genannte Aerosole, schirmen die Sonneneinstrahlung ab

¹ von Ulrich SCHNABEL 2001 (In: Die Zeit – 05/2001: U M W E L T S C H U T Z)

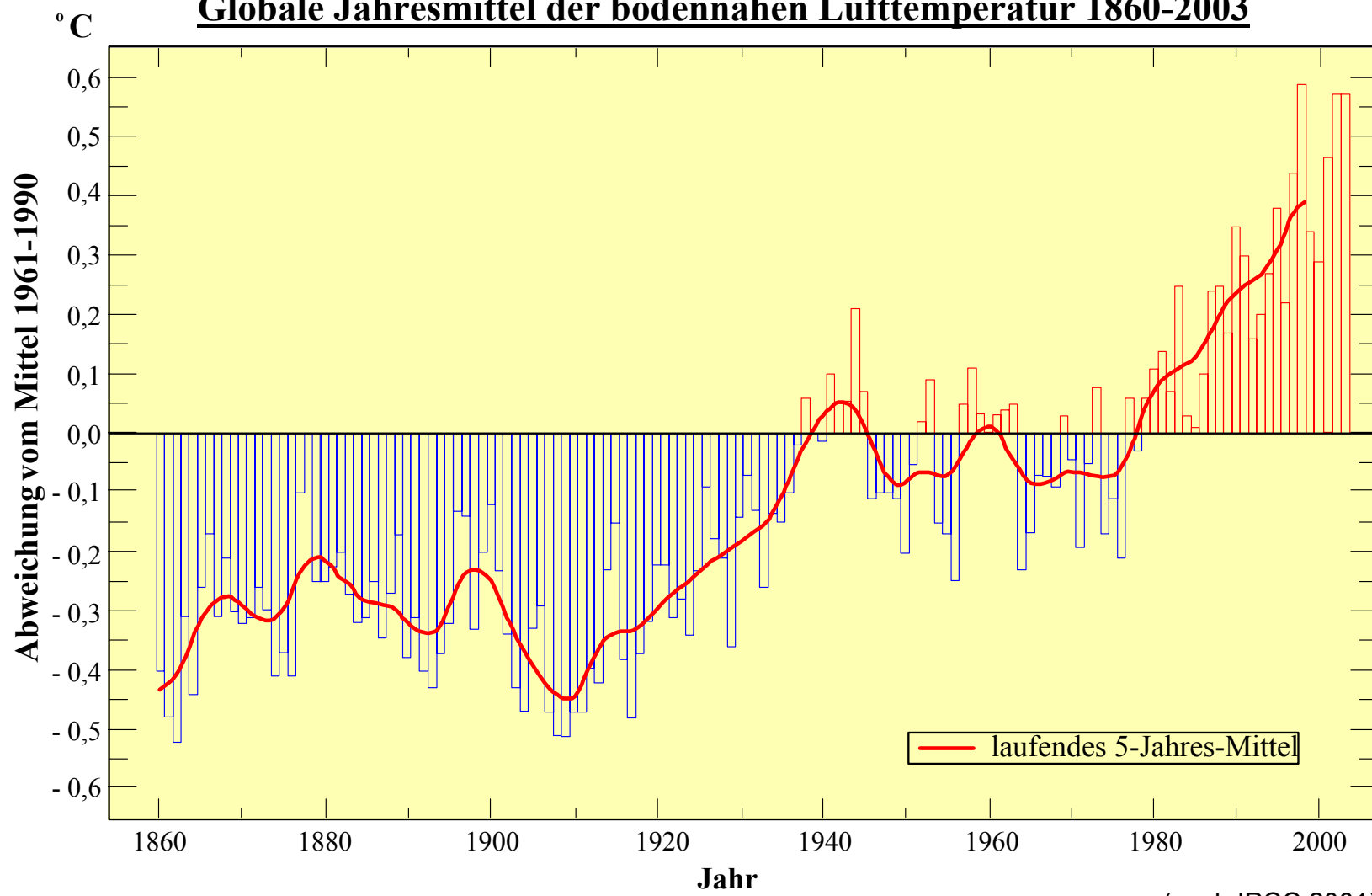


(Bild: BILD 12.2.2002)



(Bilder: GREENPEACE 2002)

Globale Jahresmittel der bodennahen Lufttemperatur 1860-2003



(nach IPCC 2001)



Baustein 2: Auf den Spuren der Klimageschichte

Physikalische Grundlagen der Klimaforschung¹

„In natürlichem Wasser kommen neben den „normalen“ Wassermolekülen H_2^{16}O auch die isotopisch schwereren Moleküle H_2^{18}O vor. Das Verhältnis der Häufigkeiten der Molekülarten beträgt ca. $[\text{H}_2^{16}\text{O}]:[\text{H}_2^{18}\text{O}] = 10^6:2000$ (Die eckigen Klammern geben die Konzentrationen an.)

Da die genannten verschiedenen Wasserspezies etwas verschiedene Dampfdrucke und etwas verschiedenen Diffusionsgeschwindigkeiten haben, können bei der Verdampfung und bei der Kondensation Verschiebungen in den Verhältnissen der Isotopenhäufigkeiten eintreten; z. B. werden bei der Verdunstung aus einem hinreichend großen Wasserreservoir die schwereren Moleküle im Dampf abgereichert, der Wasserdampf ist etwas leichter als das Ausgangswasser.

Der Grad der Verschiebung der Isotopenhäufigkeiten kann von verschiedenen Parametern wie Temperatur, Luftfeuchte etc. und nicht zuletzt von der Vorgeschichte abhängen. Die Effekte erlauben deshalb in gewissem Maße Rückschlüsse auf die meteorologische oder klimatische Situation bei der Bildung von Luftwasserdampf und Niederschlag.

Damit ermöglicht die Untersuchung der Isotopenverhältnisse, unter bestimmten Umständen, Aussagen über Details des atmosphärischen Wasserkreislaufs und Aussagen über das Klima der Vorzeit, das Paläoklima, und über die Klimageschichte (z. B. anhand von fossilen Grundwässern oder anhand von Gletscherbohrkernen).

Die Isotopenverhältnisse in einer Wasserprobe sollen mit $R_{18\text{O}} = [\text{H}_2^{18}\text{O}] : [\text{H}_2\text{O}]$ bezeichnet werden.

Wegen der Kleinheit der Zahlen und aus messtechnischen Gründen ist es üblich, nicht die absoluten Massen- bzw. Zahlenverhältnisse der isotopisch verschiedenen Wassermoleküle zu betrachten, sondern die relativen Abweichungen von einem Standard.

Als international vereinbarter Standard wird ein mittleres Ozeanwasser definiert, unter der Bezeichnung „SMOW“ (standard mean ocean water). Das als Standard benutzte SMOW hat das Isotopenverhältnis

$$R_{18\text{O}} = 2000,5 \cdot 10^{-6}.$$

Als relative Abweichung (in Promille) werden dann die so genannte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte definiert mit

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \cdot \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}}$$

Positive δ -Werte entsprechen in dieser Definition einem Wasser, das isotopisch schwerer ist als das Standardwasser, negative δ -Werte einem isotopisch leichterem Wasser.“

¹ nach ROEDEL, W. (1994): Physik unserer Umwelt, Die Atmosphäre. Springer Verlag

Baustein 2: Auf den Spuren der Klimageschichte

Was sind Korallenriffe?

❶ Klimaarchive:

Leben wir - erdgeschichtlich betrachtet - in einem klimatischen Ausnahmezustand? Oder hat es eine Klimasituation, wie sie sich heute mit menschlichem Zutun entwickelt, auch schon in der geologischen Vergangenheit gegeben?

Die Milliarden Jahre währende Entwicklungsgeschichte der Erde und des Lebens ist auch eine Geschichte des stetigen und manchmal katastrophalen Klimawandels. In jüngerer Zeit haben die geowissenschaftlichen Disziplinen zunehmend besser gelernt, die vielfältigen Klimaarchive zu lesen und daraus das Klimageschehen der Vergangenheit in seiner Variabilität, seinen Abläufen und Ursachen auch im Detail zu rekonstruieren. So wissen wir heute, dass sich das irdische Klimasystem in sehr kurzen Zeiträumen dramatisch ändern kann, und auch, wie das Leben auf der Erde auf einen solchen Klimawandel reagiert. Das Studium des Klimas der Vergangenheit (Paläoklima) kann deshalb entscheidend zum Verständnis des menschlichen Einflusses auf das heutige globale Klimasystem sein und in seiner Prognose der damit verbundenen Auswirkungen auf das Leben beitragen.

Nutzbare Klimaarchive zur Rekonstruktion befinden sich im Gletschereis sowie in marinen und terrestrischen Sedimenten. Als Zeitzeugen werden in diesem Baustein exemplarisch Korallen und Foraminiferen dargestellt.

❷ Korallenriffe:

Seeleute bezeichneten als Riffe eine Untiefe im Meer, durch die ein Schiff behindert werden kann. Biolog/innen und Geolog/innen verstehen unter dem Begriff „Riff“ eine untermeerische Erhebung von biogenem (durch lebende Organismen aufgebaut) Gestein bis nahe dem Meeresspiegel.



Abbildung 1: Korallenstrand (links) und Napoleonsfisch unter Steinkoralle (rechts). (Bilder: M. TEUCHER, www.palaeo.de/edu)

Riffe gibt es seit etwa 3,8 Milliarden Jahren. Zunächst durch Bakterien und Algen, später von Schwämmen, Kalkalgen, Korallenpolypen und anderen festsitzenden Organismen gebildet, stellen heute die Korallenriffe zusammen mit einer Vielfalt von tierischen und pflanzlichen Organismen die Oasen in der tropischen Wasserwüste dar.

③ Bedeutung von Korallenriffen:

Korallenriffen sind von Bedeutung für Menschen: Als Wellenbrecher dienen sie dem natürlichen Küstenschutz, sie sind eine Kinderstube für Fische und somit Voraussetzung für einen guten Fischfang, sie stellen eine biologische Ressource für pharmazeutische Produkte dar und verzaubern Touristen durch klares Wasser, weiße Strände und den Formen- und Farbenreichtum ihrer Bewohner. Fossile Riffe verraten viel über die Zustände vergangener Zeiten und erlauben den Test heutiger Klimamodelle.

④ Lebensgemeinschaft von Tier und Pflanze:

Korallenriffe gibt es seit 500 Millionen Jahre, sie sind die vorherrschenden Riffe der Gegenwart und werden durch bestimmte skelettbildende Blumen- oder Hohltiere, den Korallen aufgebaut.



Abbildung 2: Korallenpolyp (durchsichtig) mit seinen Zooxanthellen (gelbbraun). (Bild: www.palaeo.de/edu)

Steinkorallen bestehen aus Kolonien von kleinen Tieren, den Korallenpolypen. Diese fangen mit ihren Tentakeln kleine Partikel im Wasser, z. B. Planktonorganismen. Da jedoch nicht ausreichend Nahrung zur Verfügung steht, halten sie sich als „Untermieter“ einzellige Algen, sog. Zooxanthellen, die als Pflanzen aus



Kohlenstoffdioxid und Wasser mit Hilfe des Sonnenlichts Nährstoffe herstellen. Diese geben sie teilweise an ihren Wirt ab und erhalten im Gegenzug wertvolle Mineralstoffe (Stickstoff- und Phosphorverbindungen), die sie zum Aufbau weiterer organischer Stoffe (z. B. Proteine) benötigen. Nur durch diese Lebensgemeinschaft (Symbiose) können Steinkorallen so rasch in die Höhe wachsen (von ca. 20 bis zu 250 mm pro Jahr) und gedeihen nur in gut durchlichteten Bereichen bis ca. 50 m Tiefe optimal. Außerdem benötigen sie eine ganzjährige Wassertemperatur zwischen 25 °C und 29 °C, nur von speziellen Arten werden Temperaturen zwischen 19 °C und 30 °C ertragen, daher liegen die Hauptverkommen der Korallen zwischen 32° nördlicher und südlicher Breite.

Baustein 2: Auf den Spuren der Klimageschichte

Korallenriffe als Klimaarchive

❶ Bildung des Kalkskelettes:

Die Kalkbildung in den Steinkorallen ist eine chemische Gleichgewichtsreaktion. Bei der Lösung von CO_2 in Wasser entstehen Hydrogencarbonat-Ionen (HCO_3^-) ($2\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{HCO}_3^- + \text{H}_3\text{O}^+$).

Die Bildung von Kalk (Calciumcarbonat) aus dem im Meerwasser vorhandenen Ca^{2+} -Ionen und HCO_3^- verläuft nach folgendem Schema:



Korallenpolypen leben mit Algen (Zooxanthellen) in Symbiose. Diese können das CO_2 , welches bei der Kalkbildung entsteht, in der Fotosynthese nutzen, und dies begünstigt aufgrund des chemischen Gleichgewichts wiederum die Bildung von Kalk, der nach unten abgeschieden wird. Die lebenden Korallenpolypen sitzen nur in der obersten Schicht. Das biogene (durch Lebewesen erzeugte) Kalkgestein kann so bis zu 1000 m Mächtigkeit erreichen, Einzelkolonien können es auf 100 t Gewicht bringen.



Abbildung 1: Lebende Korallen der Gattung *Porites*.
(Foto: Dr. M. PFEIFFER, LEIBNIZ-INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN)

❷ Informationen im Kalk:

Jedes moderne Riff ist gleichzeitig auch ein fossiles Riff, die Ursprünge der heute bedrohten Malediven-Riffe liegen fast 50 Millionen Jahre zurück.

Die von den Organismen abgeschiedenen Kalke oder andere Mineralien zeichnen kontinuierlich Umweltveränderungen im jährlichen Rhythmus auf. Durch Röntgenaufnahmen lassen sich Phasen unterschiedlichen Wachstums (Calcifizierung) ablesen, da bei schnellerem Wachstum weniger Kalk (Calciumcarbonat) eingelagert wird als bei langsamerem. Man erhält in den tropischen Trockenzeiten bei schnellem Wachstum ein „low density band“ (hell), da mehr Licht zu Verfügung steht. In der Regenzeit, bei langsamerem Wachstum, erhält man ein „high density band“ (dunkel). Ähnlich, wie in der Dendrologie die Jahreswachstumsringe von Baumstammquerschnitten oder Bohrkernen gezählt werden, so werden bei Korallen die Wachstumsbänder gezählt.

In jedem Wachstumsband werden anhand chemischer Verhältnisse auch die Wassertemperaturen überliefert. Die Temperaturaufzeichnung basiert auf unterschiedlichen Verhältnissen der stabilen Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O . Der Einbau dieser Sauerstoffisotope in das Korallenskelett erfolgt in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur des Meeres und dem Verhältnis von Verdunstung und Niederschlag sowie der Salinität (Salzgehalt) am Ort der Koralle.

Wenn das Wasser der Meeresoberflächen aufgrund steigender Temperaturen stärker verdunstet, geht auch das schwerere Sauerstoffisotop vermehrt in die Gasphase über, d. h., im Meerwasser nimmt der Gehalt an ^{18}O im Verhältnis zu ^{16}O ab. Dies wird durch einen kleineren bzw. negativeren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert angegeben, der



auf eine warme Oberflächentemperatur des Ozeans (SST = sea surface temperature) hinweist. Umgekehrt verbleibt bei niedrigen Wasseroberflächentemperaturen im Verhältnis mehr schweres ^{18}O im Meerwasser. So zeigen höhere bzw. positivere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte eine kühle SST an.

Massive Korallen sind das einzige Klimaarchiv, welches zugleich eine hohe zeitliche Auflösung (monatlich bis jährlich) und lange Zeitreihen von mehreren hundert Jahren liefert, somit sind Einblicke in die Zeit vor der Industrialisierung möglich. Das Altersmodell ist sehr akkurat (plus/minus 1 Monat) und erlaubt einen Vergleich mit instrumentellen Daten (z. B. Temperatur, Salzgehalt).

Die tropischen Ozeane spielen im Klimageschehen eine wichtige Rolle, da sie durch den Wärmeaustausch mit den höheren Breiten den globalen Energiehaushalt beeinflussen. Somit hängen die klimatischen Variablen Luftfeuchte, Lufttemperatur, Wolkenbedeckung, Niederschlag sowie ozeanische und atmosphärische Zirkulation direkt oder indirekt von der Oberflächentemperatur des Ozeans (SST) ab; sie kontrolliert die Bedingungen an der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre. Es besteht daher ein starkes Interesse, die SST und den hydrologischen Kreislauf der Vergangenheit – insbesondere der Tropen – zu rekonstruieren.

③ Aufgaben:

- 1) Die Bilder in der Abbildung 2 zeigen Röntgenbilder eines Korallenbohrkernes. Er umfasst die Zeit von ca. 1995 bis 1840, also ca. 160 Jahre. Es handelt sich um eine Koralle der Gattung *Porites* von La Reunion. Zählen Sie die Wachstumsbänder in der Abbildung 2 dargestellten Probe (links).
- 2) In den Bildern der Abbildung 2 sind schwarze Streifen erkennbar, die senkrecht zur Bandstruktur verlaufen. Hier wurden Proben zur $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmung senkrecht zur Wachstumsachse entnommen. Begründen Sie, wie ^{18}O in das Korallenskelett gelangt.
- 3) In der Excel-Datei „Temperatur.xls¹“ ist der mittlere Jahresgang der Oberflächentemperatur des Ozeans (SST) in Abhängigkeit von der Zeit in Monaten dargestellt. Erstellen Sie mit Hilfe der Exeldatei (Temperatur.xls) eine Graphik zur SST (sea surface temperature) und ordnen Sie dem Kurvenverlauf einen Jahresgang zu. Wann treten die niedrigsten Temperaturen auf?
- 4) In der Excel-Tabelle „La_Reunion_18O.xls¹“ werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Abhängigkeit zur Bohrkerntiefe dargestellt. Dem Maximalwert eines jeden Jahres wird eine Jahreszahl zugeordnet, die übrigen werden dann interpoliert. Stellen Sie ebenfalls für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (La_Reunion-Daten) eine Graphik dar und versuchen Sie, die niedrigsten Temperaturen zu markieren. Wie wirken sich niedrige Temperaturen auf $\delta^{18}\text{O}$ aus? Wie viele Jahre können Sie erkennen?

¹ Die Excel-Dateien liegen auf der CD-ROM „System Erde“ unter .SystemErde\Exeldateien\ vor.

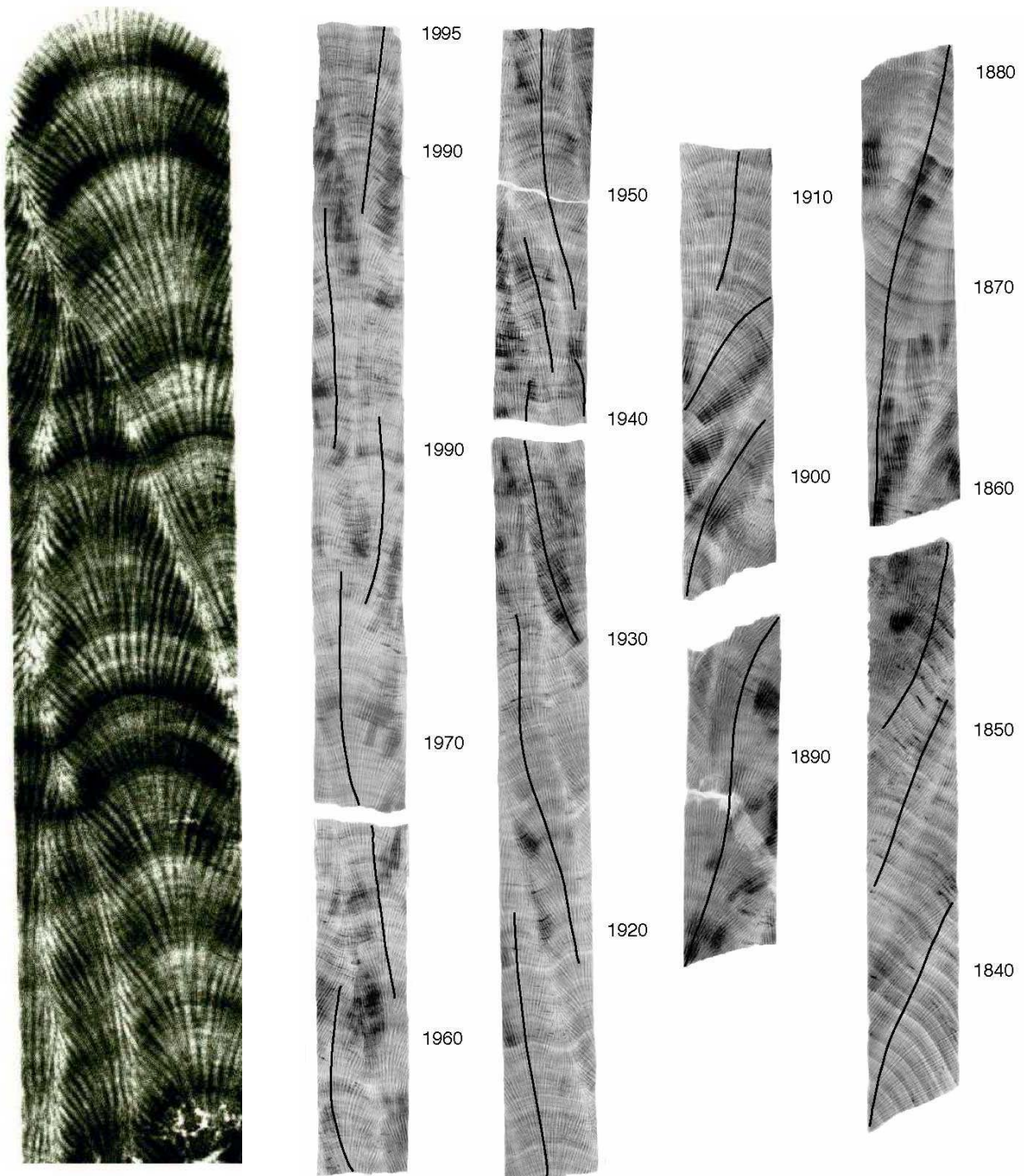


Abbildung 2: Links; Stück eines Bohrkernes, Radiographie. Rechts; Gesamtansicht des Bohrkernes über 160 Jahre. (Bilder: Dr. M. PFEIFFER, LEIBNIZ-INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN)

Baustein 2: Auf den Spuren der Klimageschichte

Korallenriffe auf Palmyra Beach

❶ Botschaften von Korallen:

Alle drei bis sieben Jahre um die Weihnachtszeit wehen die Passatwinde im äquatorialen Pazifik ohne offensichtlichen Anlass besonders schwach und vermögen den Strom warmen Wassers aus dem Westen nicht aufzuhalten. Dann erwärmt sich das Meer im Ostpazifik, vor den Küsten Südamerikas, stark und katastrophale Unwetter verwüsten ganze Landstriche - während Australien und Südostasien unter monatelangen Dürren aufgrund sehr geringer Niederschläge leiden. Mitunter reichen die Folgen einer solchen *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) bis weit in unsere Breiten, und insbesondere, wenn das Klimaphänomen in unregelmäßigen Abständen besonders heftig zuschlägt, kostet es Menschenleben und die Volkswirtschaften Milliarden. Dies war z. B. 1982/83 und 1997/98 der Fall, weshalb viele Forscher einen Zusammenhang mit dem menschgemachten Treibhauseffekt vermuteten (siehe auch Material „El Niño und Southern Oscillation-Phänomen“ (Modul 10, Baustein 2, Material 7).

❷ Palmyra Beach:

Die Insel Palmyra liegt mitten im tropischen Pazifik (ca. 6° Nord, 162° West) und damit im Einflussbereich vom El Niño. Neben rezenten Korallen wurden hier auch fossile gefunden, die durch Stürme in den letzten Tausend Jahren vom Riff losgerissen und auf die Insel gespült worden waren. Aus den 100 bis zu 2 m langen Bohrkernen bestimmte Kim Cobb vom *California Institute of Technology* in Pasadena zusammen mit ihren Kollegen alle paar Zentimeter das Isotopenverhältnis und erhielten so die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für einen Zeitraum vom Jahr 928 bis 1998.

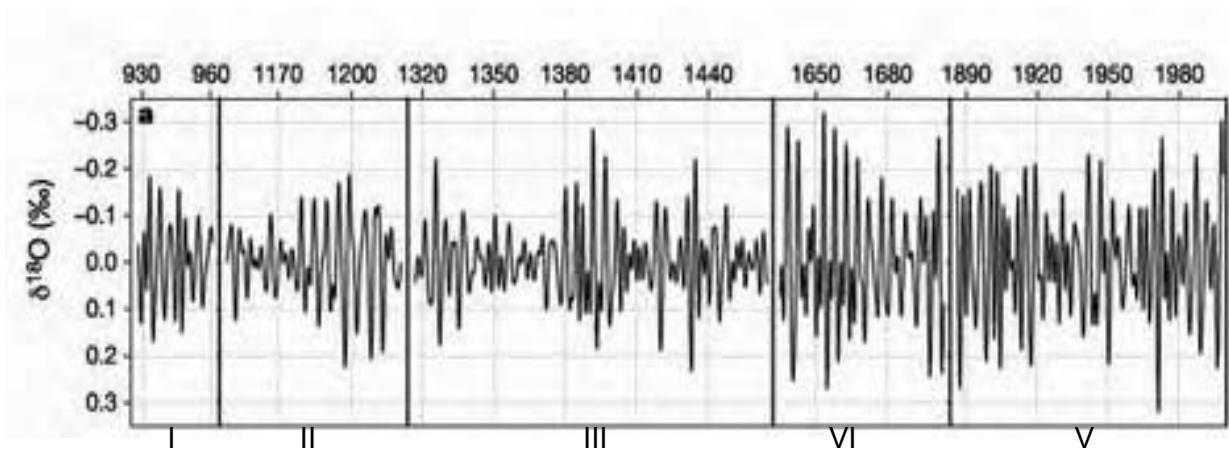


Abbildung 1: Der relative Gehalt des schweren ^{18}O -Isotops in fünf „Zeitfenstern“ (röm. Zahlen) (nach COBB et al.2003)



③ Aufgaben:

- 1) Erläutern Sie zunächst die Temperaturverhältnisse in den einzelnen Zeitfenstern in der Abbildung 1. Vergleichen Sie danach die Zeitfenster I - III mit IV bzw.V. Ziehen Sie mit einem Farbstift eine Hilfslinie bei $\delta^{18}\text{O} = 0$. Was bedeuten positive/negative Werte für die SST?

- 2) In welchem Zeitfenster könnte der anthropogene Treibhauseffekt eine Rolle spielen?

- 3) Beurteilen Sie jetzt durch Vergleich, ob der anthropogene Treibhauseffekt El Niño-Ereignisse verstärkt.

- 4) Informieren Sie sich unter www.palaeo.de/edu im HTML Vortrag von Reinhold Leinfelder „Riffe unter Stress – „früher und heute“ und „Jurassic Reef Park“ über Riffe aus der Jurazeit. Stellen Sie tabellarisch die Bedingungen für heutige und jurassische Riffe zusammen. Versuchen Sie Rückschlüsse über das „Aussterben“ und eine „Neubildung“ von Riffen zu ziehen, berücksichtigen Sie dabei auch die heutige Situation unserer geschädigten Riffe nach El Niño 97/98.

Baustein 2: Auf den Spuren der Klimageschichte

Foraminifern

❶ Was sind Foraminifern?

Foraminiferen oder Porentierchen sind eine artenreiche marine Gruppe der Wurzelfüßer. Die einzelligen Tiere sind seit dem Karbon verbreitet. Sie besitzen meist vielkammerige Gehäuse mit Poren zum Durchtritt der Wurzelfüße, zur Fortbewegung und Nahrungsaufnahme. Das Gehäuse besteht aus einer organischen Grundsubstanz mit verklebten Fremdkörpern oder Calciumcarbonat (Kalk). Die Größe der Gehäuse beträgt je nach Art 0,002 bis zu 100 µm. Die meisten Foraminiferen leben am Meeresboden, nur zwei Familien leben planktonisch, deren Gehäuse den Hauptbestandteil des grauen Tiefseeschlammes bilden.



Abbildung 1: Eine häufige tropische Art von planktonischen Foraminiferen ist *Globorotalia menardii*, sie kommt in Kaltzeiten (Glazial) überhaupt nicht vor. Unterseite (li), Oberseite (re). (Bilder: www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/images/fora/fora009.gif bzw. [fora008.gif](http://www.ucl.ac.uk/GeolSci/micropal/images/fora/fora008.gif))

❷ Bedeutung planktonischer Foraminiferen:

Gerade diese planktonischen Foraminiferen sind für Untersuchungen besonders interessant:

Sie lassen sich unter dem Mikroskop leicht erkennen, haben eine weite geographische und geologische Verbreitung, treiben als Plankter über weite Bereiche der Meere und werden so in unterschiedlichsten Sedimentationsräumen abgelagert, zudem reagieren sie empfindlich auf Umwelteinflüsse (z. B. Temperatur). Da sie in den obersten Wasserschichten leben und dort ihr Gehäuse aufbauen, kann man an ihnen die Oberflächenbedingungen des Ozeans studieren. Sterben die Individuen, so sinken ihre Gehäuse zu Boden und bleiben aufgrund ihrer hohen geologischen Lebensdauer im Sediment erhalten.



③ Stratigraphie:

Grundlage der Stratigraphie oder Schichtenkunde ist die Tatsache, dass in der Abfolge von Sedimenten/Gesteinen die jeweils höhere Schicht jünger ist, als die darunter liegende. Die Altersangaben erhält man, indem man den Zerfall bestimmter radioaktiver Isotope in Gesteinen untersucht. Beide Methoden ergänzen einander.

Inzwischen hat die Biostratigraphie, die Methode, Schichtenfolgen nach den enthaltenen Fossilien zu gliedern, ein Zeitgerüst für die ca. 545 Millionen Jahre zurückreichende Erdgeschichte erarbeitet.

Die einfachste Form der Biostratigraphie ist die Auszählung von Foraminiferegehäusen aus einem Bohrkern, dabei kann man sich auf wenige Arten beschränken. Hier erhält man einen Eindruck vom Alter des Kernes, den man zeitlich einstufen will, und der Sedimentationsrate während der Kalt-/Warmzeiten. Dies vermittelt jedoch nur einen ersten Eindruck. Um das Ergebnis zu verifizieren, müssen im Anschluss daran alle existierenden Foraminiferenarten ausgezählt und berücksichtigt werden. So erhält man eine Faunenvergesellschaftung.

Mit Hilfe der Statistik wird zunächst die heutige Artenverteilung im Ozean den heutigen Temperaturbedingungen zugeordnet. Im Sediment bestimmt man dann die Artengemeinschaft, die z.B. während des betroffenen Glazials abgelagert wurde. Durch Vergleich der Temperaturverteilung des letzten glazialen Maximums mit der heutigen, findet man geringere Änderungen in den tropischen, gravierende in den mittleren und hohen Breiten. Während heute salzreiches, warmes Wasser bis ins europäische Nordmeer fließt, war dieser Zufluss während der letzten Eiszeit praktisch abgestellt. Warmes Golfstromwasser wurde damals Richtung Portugal abgelenkt.

Einen Einblick in die Methode gibt die Auszählung des *Globorotalia menardii* –Komplexes in einem Bohrkern aus dem Atlantik. Alle Arten haben sich im Quartär (von 1,6 Millionen Jahre bis heute) nicht verändert. Zu dem Komplex gehören fünf Arten, die nur in Warmzeiten vorkommen, nicht oder nur in geringem Umfang in den Kaltzeiten.

Aufgrund verschiedenster Rekonstruktionen erhält man dann Ergebnisse über die SST in Abhängigkeit vom Erdzeitalter.

④ Aufgaben:

- 1) In der Exeldatei „stratjufo.xls“¹ finden Sie Auszählungsergebnisse. Es handelt sich um einen Bohrkern aus 3.700 m Wassertiefe im äquatorialen Ost-Atlantik. Stellen Sie eine Grafik her, indem Sie die Anzahl von „G.menardi Komplex“ auf der Y-Achse und die Kerntiefe in cm auf der X-Achse auftragen.
- 2) Die Exeldatei „specmapalter.xls“¹ Eichkurve beinhaltet $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Abhängigkeit von der Zeit. Erstellen Sie auch hier eine Grafik, hierbei sollten die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte umgekehrt (von 2,5 nach -2,5 als Maximum) auf der Y-Achse angeordnet werden. Ziehen Sie Vergleiche zwischen beiden Darstellungen.

¹ Die Excel-Dateien liegen auf der CD-ROM „System Erde“ unter .SystemErde\Exeldateien\ vor.

Baustein 2: Auf den Spuren der Klimageschichte

El Niño und Southern Oscillation-Phänomen (ENSO)

❶ ENSO:

Das El Niño/Southern Oscillation-Phänomen (ENSO) ist die stärkste natürliche Klimaschwankung auf Zeitskalen von einigen Monaten bis zu mehreren Jahren. Obwohl ENSO seinen Ursprung im tropischen Pazifik hat, beeinflusst es nicht nur das tropische Klima, sondern auch das Weltklima. Außerdem besitzt ENSO weitreichende Auswirkungen auf die tropischen Ökosysteme und auf die Volkswirtschaft verschiedener Staaten.

Mit El Niño bezeichnet man eine großskalige Erwärmung der Deckschicht des gesamten tropischen Pazifiks, die etwa alle 3-7 Jahre auftritt. Das Wort "El Niño" stammt aus dem Spanischen (El Niño: Das Christkind) und wurde von den peruanischen Küstenfischern bereits im letzten Jahrhundert geprägt. Zur Weihnachtszeit stieg die Meeresoberflächentemperatur an, was das Ende der Fischfangsaison markierte. In einigen Jahren allerdings kehrten die Fische auch nicht wie sonst üblich am Ende des Frühjahrs wieder. Diese besonders starken Erwärmungen dauern typischerweise etwa ein Jahr lang an. Darüber hinaus verändert sich aber auch die Meeresoberflächentemperatur in anderen Regionen, z. B. wird es im tropischen Indischen Ozean wärmer, im Nordpazifik kälter.

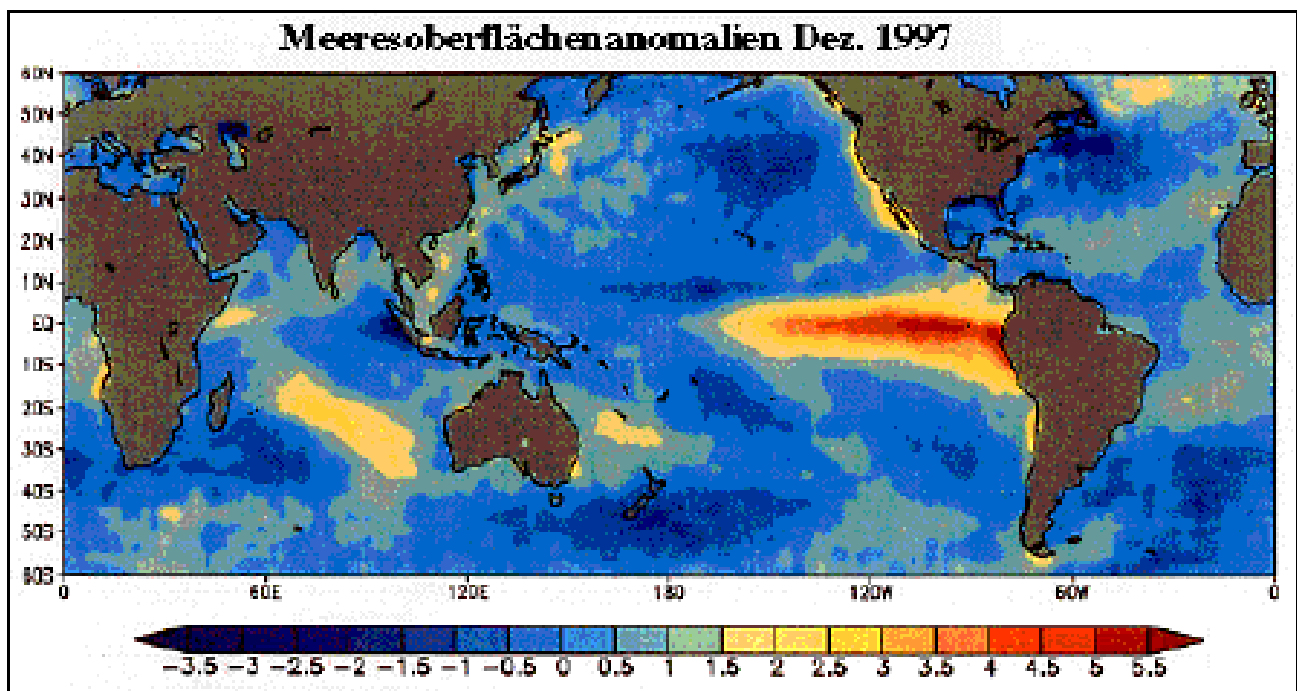


Abbildung 1: Die (anomale) Meeresoberflächentemperatur, wie sie im Dezember 1997 während des letzten El Niños beobachtet wurde. Im äquatorialen Ostpazifik liegen die stärksten Temperaturerhöhungen vor, mit bis über 5 °C vor der Küste Südamerikas. (Grafik: <http://www.dkrz.de/klima/elnino/enso.html>)

Die Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre werden zusammenfassend als ENSO bezeichnet, sie bestimmen die Ereignisse des tropisch-pazifischen Wettergeschehens, zu denen El Niño, La Niña (siehe unten) und die sogenannten „normalen“ Zwischenphasen gehören. Grundlegend sind die Zirkulationsverhältnisse von Atmosphäre und Ozean beiderseits des Äquators. Angetrieben durch die hochstehende

Sonne kommt es hier zu der sogenannten Hadley-Zirkulation, bei der am Äquator erwärmte Luftmassen aufsteigen, sich in der Höhe polwärts bewegen, über den Wendekreisen wieder absinken, zum Äquator zurückströmen, hier konvergieren und wieder aufsteigen. Aufgrund der unterschiedlichen Land-See-Verteilung auf der Nord- und der Südhalbkugel ist die Zirkulation nicht ganz symmetrisch, so dass die innertropische Konvergenzzone (ITC) nicht genau am Äquator, sondern bei 8-10°N liegt. Die durch die Erddrehung bedingte Corioliskraft lenkt die von den Wendekreisen zum Äquator strömende Luft nach Westen ab, woraus auf der Nordhalbkugel der Nordost-Passat und auf der Südhalbkugel der Südost-Passat entstehen.

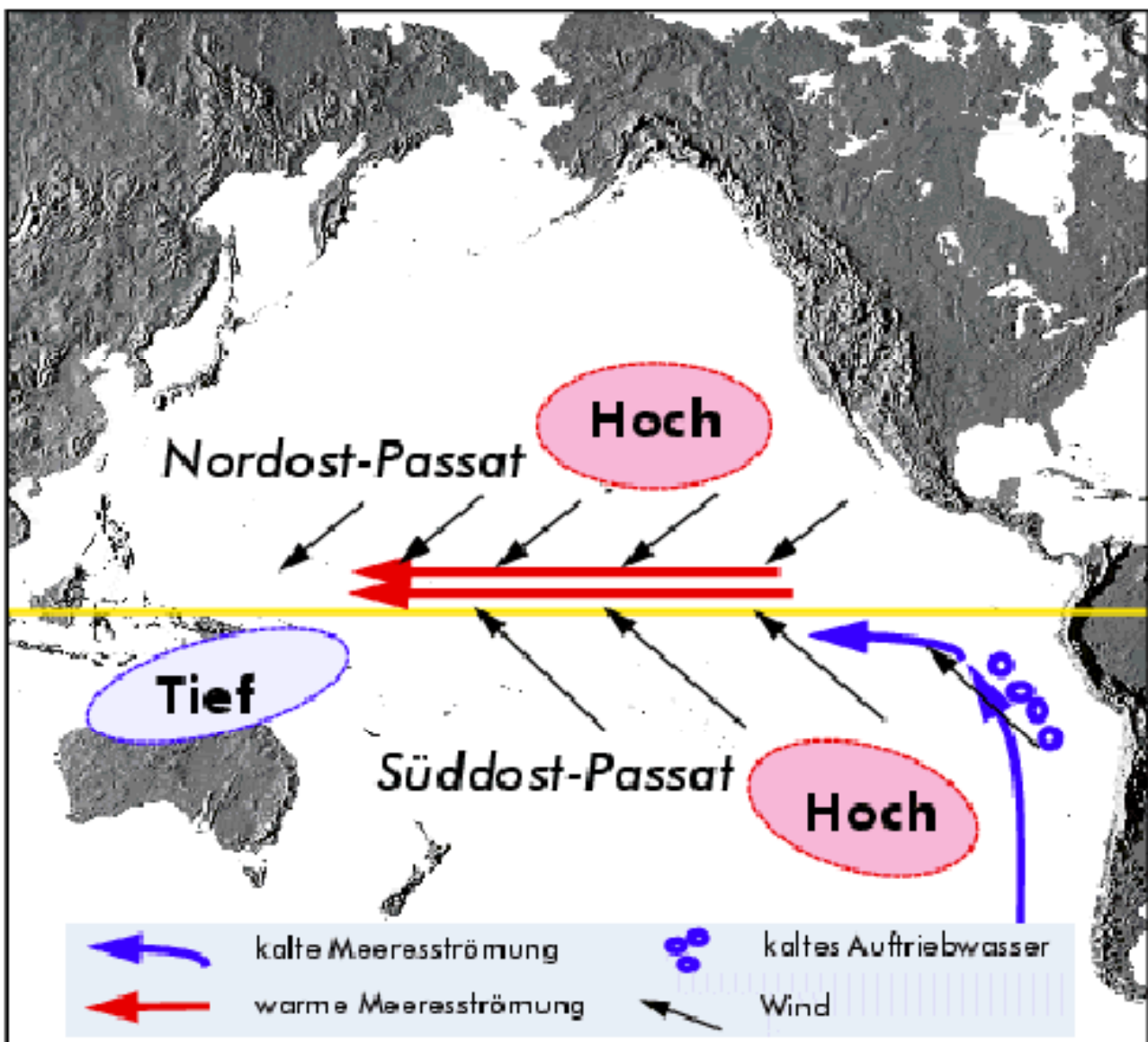


Abbildung 2: Die „normalen“ Zirkulationsverhältnisse im äquatorialen Pazifik. Die Verteilung der Hoch- und Tiefdruckzellen treiben die Nordost- und Südost-Passate an, die wiederum kalte und warme Meeresströmungen erzeugen. (Grafik: N. NOREIKS, MAX-PLANCK-INSTITUT FÜR METEOROLOGIE, Hamburg)

Die Passate treiben wiederum Meeresoberflächenströmungen an, die durch weitere Ablenkung in Äquatornähe als Nord- und Süd-Äquatorialstrom in Ost-West-Richtung fließen. Vor der südamerikanischen



Westküste entsteht aus dem Süd-Äquatorialstrom der Humboldtstrom, der aus höheren Breiten kaltes Wasser mitführt, zunächst küstenparallel strömt und dann unter dem Einfluss des Südost-Passats nach Westen abdriftet. Diese Westdrift bewirkt, dass vor der Küste Perus aus der Tiefe kaltes Auftriebswasser nachströmt, das aufgrund seines hohen Nährstoffgehalts und der dadurch erhöhten Primärproduktion für den Fischreichtum in den peruanischen Küstengewässer verantwortlich ist. Das nach Westen geschobene Oberflächenwasser erwärmt sich zunehmend, und die Luft darüber nimmt durch Verdunstung Feuchtigkeit auf. Dadurch entsteht zum einen ein Temperaturunterschied in der Wasseroberflächentemperatur von nahezu 10 °C, zum anderen kommt es zu starken Niederschlägen über dem australisch-indonesischen Raum, da die warmen und feuchten Luftmassen, die über dem Westpazifik aufsteigen dort abregnen. In der Höhe strömt diese Luft wieder nach Osten zurück, sinkt über dem Ostpazifik ab und fließt dann wieder nach Westen. Die über dem Ostpazifik absinkende Luft bewirkt hier ein sehr trockenes Klima bis hin zur Ausbildung von Wüsten im südamerikanischen Küstenstreifen. Diese quer zur Hadley-Zirkulation liegende atmosphärische Zirkulationszelle längs des Äquators wird als „Walker-Zelle“ bezeichnet.

Der Wassertransport durch die Passate nach Westen staut das Oberflächenwasser am pazifischen Westrand auf, wodurch der Meeresspiegel hier einen halben Meter höher liegt als vor der südamerikanischen Ostküste. In der Tiefe kommt es zu einer Schrägstellung der Thermokline (Sprungschicht: schnelle Temperaturabnahme von warmen Oberflächenwasser zu kaltem Tiefenwasser). Diese liegt im Osten dicht unterhalb der Meeresoberfläche bei 30 m Tiefe, im Westen dagegen bei 150 m Tiefe.

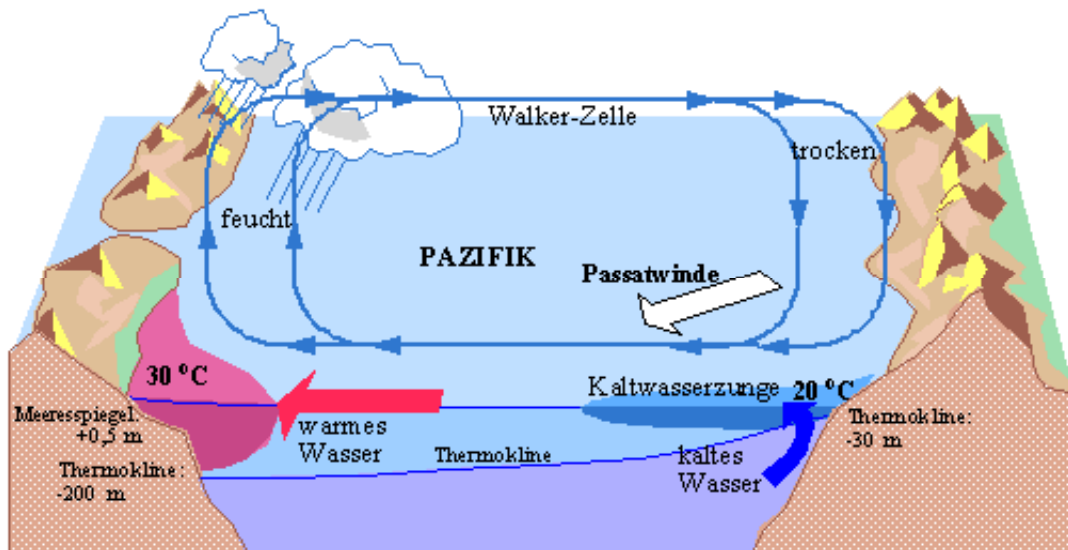
Während eines El-Niños ändern sich die Zirkulationsverhältnisse im äquatorialen Pazifik grundlegend. Der Luftdruckgegensatz zwischen dem Tief über Indonesien und dem Hoch im südöstlichen Pazifik schwächt sich ab bzw. kann sich sogar umkehren. Infolgedessen flauen die Passatwinde ab oder verschwinden völlig und werden durch Westwinde ersetzt. Die Abschwächung der Passatwinde setzt eine positive Rückkopplung in Gang. Durch den verringerten Windschub wird weniger Oberflächenwasser aus dem Ostpazifik nach Westen gedrückt und der Auftrieb des kalten, nährstoffreichen Wassers vor der peruanischen Küste reduziert.

Die Folge ist eine Erwärmung der Kaltwasserzunge, die normalerweise von der südamerikanischen Westküste weit nach Westen reicht, um über 5 °C, wodurch der Temperaturgegensatz zwischen West- und Ostpazifik deutlich verringert wird und die Passate sich noch weiter abschwächen bzw. ganz aufhören zu wehen. Durch die Erwärmung hebt sich der Meeresspiegel im östlichen Pazifik um 20 cm an, und die Thermokline senkt sich um 50 m ab.

Auf dem Höhepunkt der Entwicklung kommt es zu einer Umkehr der Walker-Zirkulation. Durch die Erwärmung der Meeresoberflächentemperatur über dem Ostpazifik steigt feuchte Luft auf und bewirkt hier und über der südamerikanischen Küstenregion starke Niederschläge. Über dem Westpazifik, Australien und Indonesien dagegen bilden sich absinkende Luftmassen, die zu starker Trockenheit und Dürren führen.

Nach einer Übergangsphase folgt auf ein El-Niño-Ereignis gewöhnlich eine La Niña. Dieses kalte Ereignis ist im wesentlichen durch eine Verstärkung des „normalen“ Zustands charakterisiert. Der Luftdruckgegensatz und der Gradient der Meeresoberflächentemperatur zwischen Ost- und Westpazifik verstärken sich, dies treibt die Passatwinde an, wodurch wiederum eine positive Rückkopplung in Gang gesetzt wird, mit weiter absinkender Meeresoberflächentemperatur vor der Ostküste Südamerikas, noch stärkeren Passatwinden usw.

„Normale“ Wetterlage



El-Niño-Wetterlage

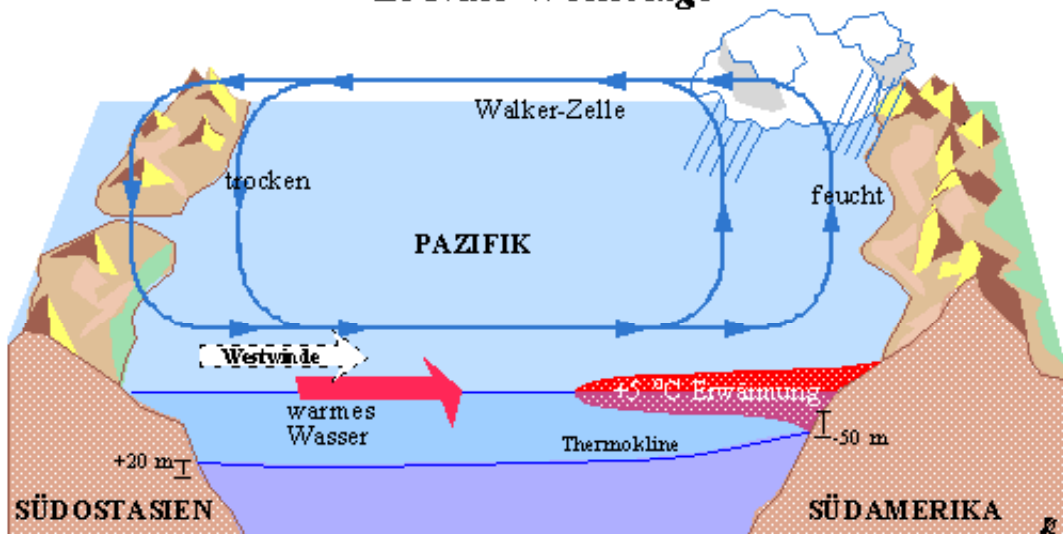


Abbildung 3: Die Zirkulationsverhältnisse bei „normaler“ und El-Niño-Wetterlage. Bei „normaler“ Wetterlage liegt der aufsteigende Ast der Walker-Zelle über dem Westpazifik und sorgt hier für reichlich Niederschläge, bei El-Niño-Wetterlage liegt er über dem Ostpazifik (nach PHADEN 1999).

Korallenstrand



(Bild: www.palaeo.de/edu)

Korallenpolyp (durchsichtig) mit seinen Zooxanthellen (gelbbraun)



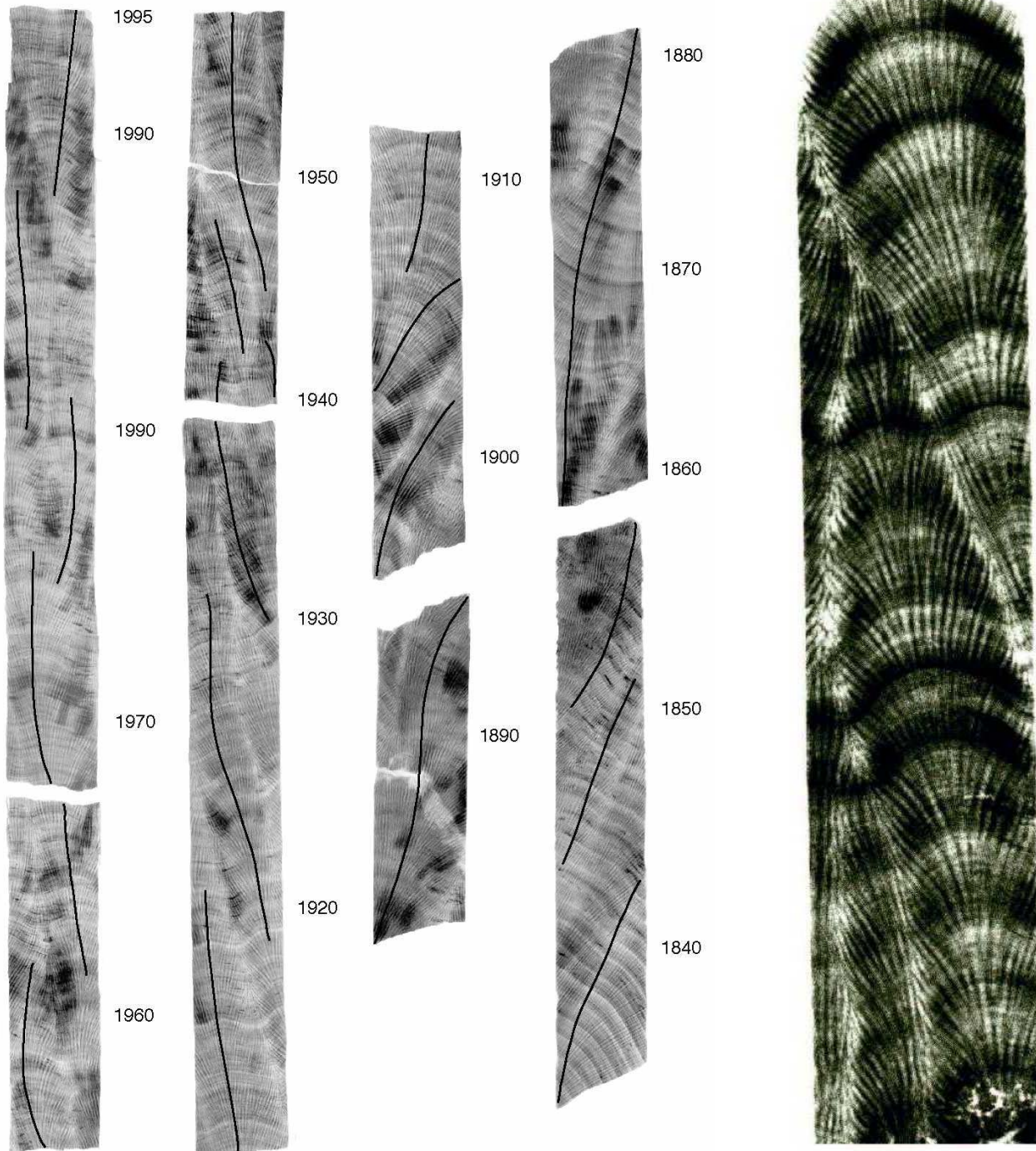
(Bild: www.palaeo.de/edu)

Napoleonsfisch unter Steinkoralle



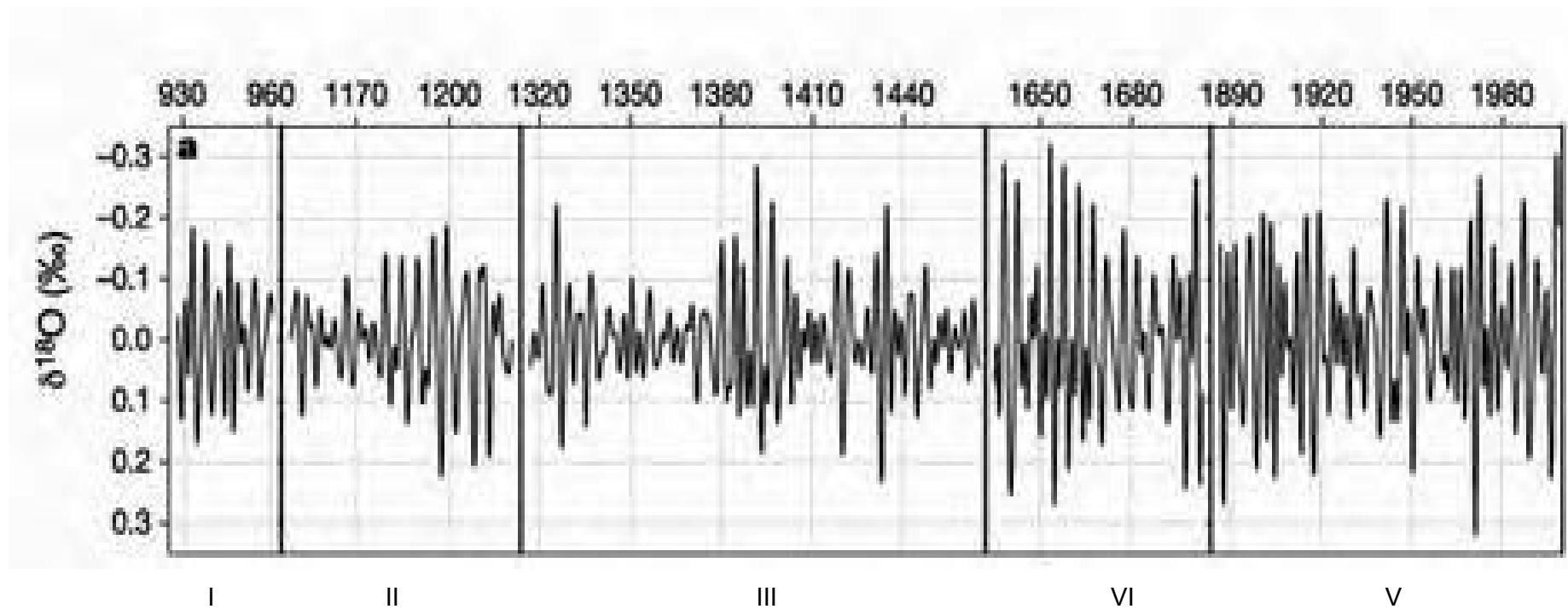
(Bild: M. TEUCHER)

Gesamtansicht des Bohrkernes über 160 Jahre (links) und Stück eines Bohrkerns, Radiographie (rechts)



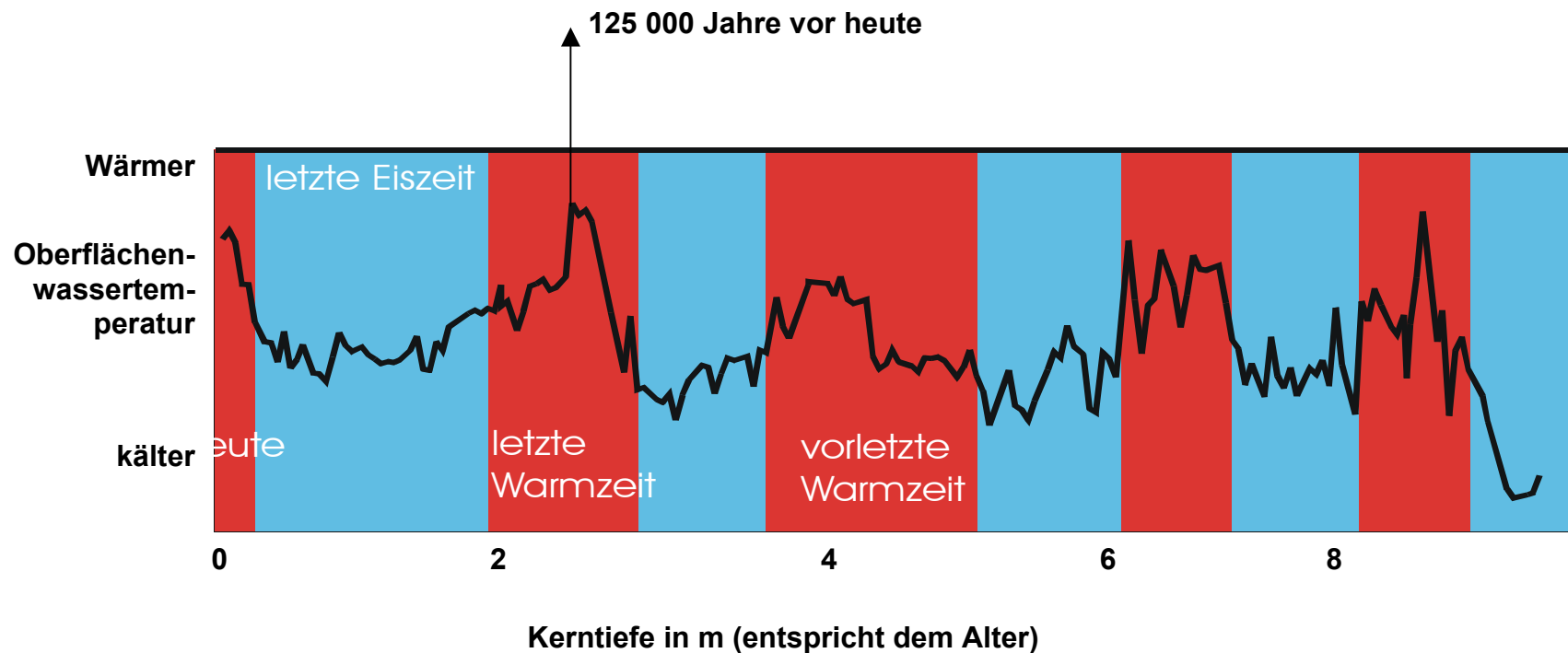
(Bilder: Dr. M. PFEIFFER, LEIBNIZ-INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN)

Der relative Gehalt des schweren ^{18}O -Isotops in fünf „Zeitfenstern“ (röm. Zahlen)



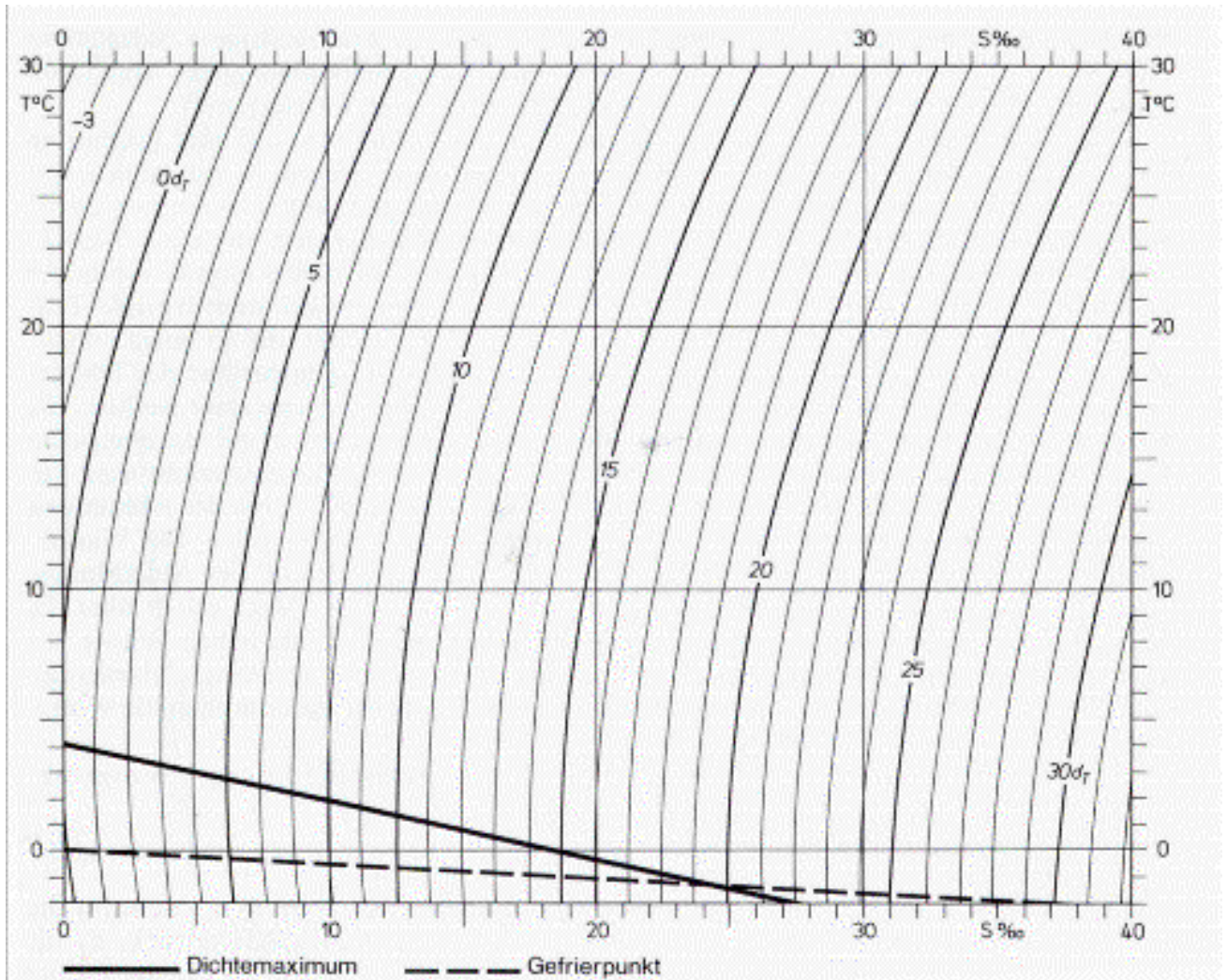
(nach COBB et al. 2003)

Rekonstruierte Oberflächenwassertemperaturen eines Bohrkernes



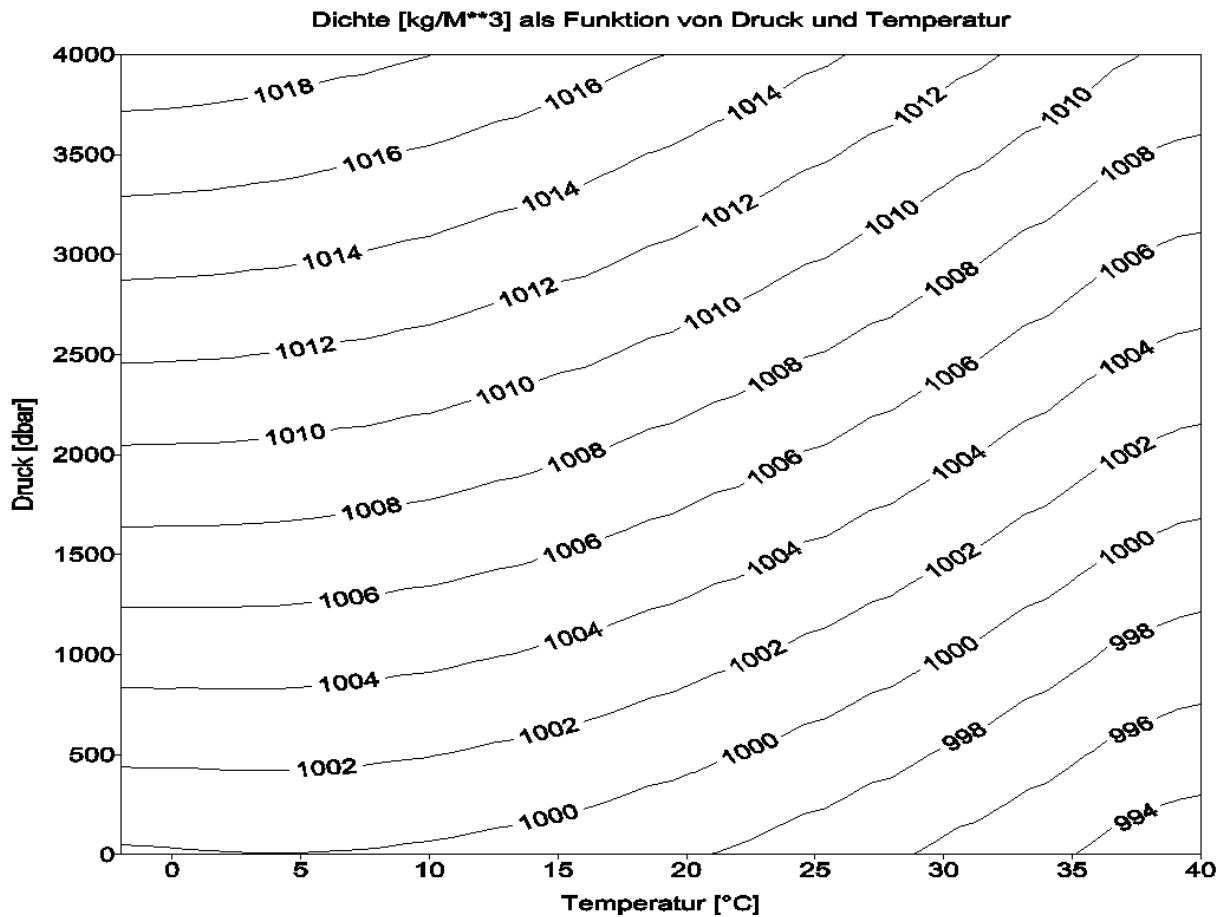
(Grafik: Dr. B. DONNER, RCOM, Uni Bremen)

Meerwasserdichte



(Quelle: DIETRICH et al 1992)

Dichte als Funktion von Druck und Temperatur



(Quelle: DIETRICH et al 1992)

Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Eigenschaften des Wassers

Wasser, chemisch H_2O , ist ein Oxid des Wasserstoffs. Flüssiges Wasser ist farblos, geruch- und geschmacklos. Bei Abkühlung erstarrt flüssiges Wasser zu Eis. Der Schmelzpunkt des Eises - 273,15 Kelvin - ist der Nullpunkt der Celsius-Temperaturskala.

Das **Wassermolekül** besteht aus einem Sauerstoff- und zwei Wasserstoffatomen und ist gewinkelt gebaut (Bindungswinkel H-O-H $104,5^\circ$, Atomabstand 96 pm). Die Bindungspolarität (Elektronegativitätsdifferenz zwischen den Elementen $O\delta^-$ - $H\delta^+$) ermöglicht die Ausbildung stabiler Wasserstoffbrückenbindungen zwischen H_2O -Molekülen. Diese zwischenmolekularen Wechselwirkungen bestimmen die Struktur des festen und flüssigen Wassers.

Das Grund- und Oberflächenwasser enthalten stets gelöste Salze, deren Zusammensetzung und Konzentration von der Herkunft des Wassers abhängt und welche die Härte des Wassers verursachen. Der Salzgehalt des **Meerwassers** liegt durchschnittlich bei 3,5 %, davon entfallen 2,7 % auf Natriumchlorid. Wasser mit einem Eindampfrückstand von weniger als 0,1 % wird als **Süßwasser** bezeichnet. Auch zahlreiche Minerale enthalten Wasser als Kristallwasser.

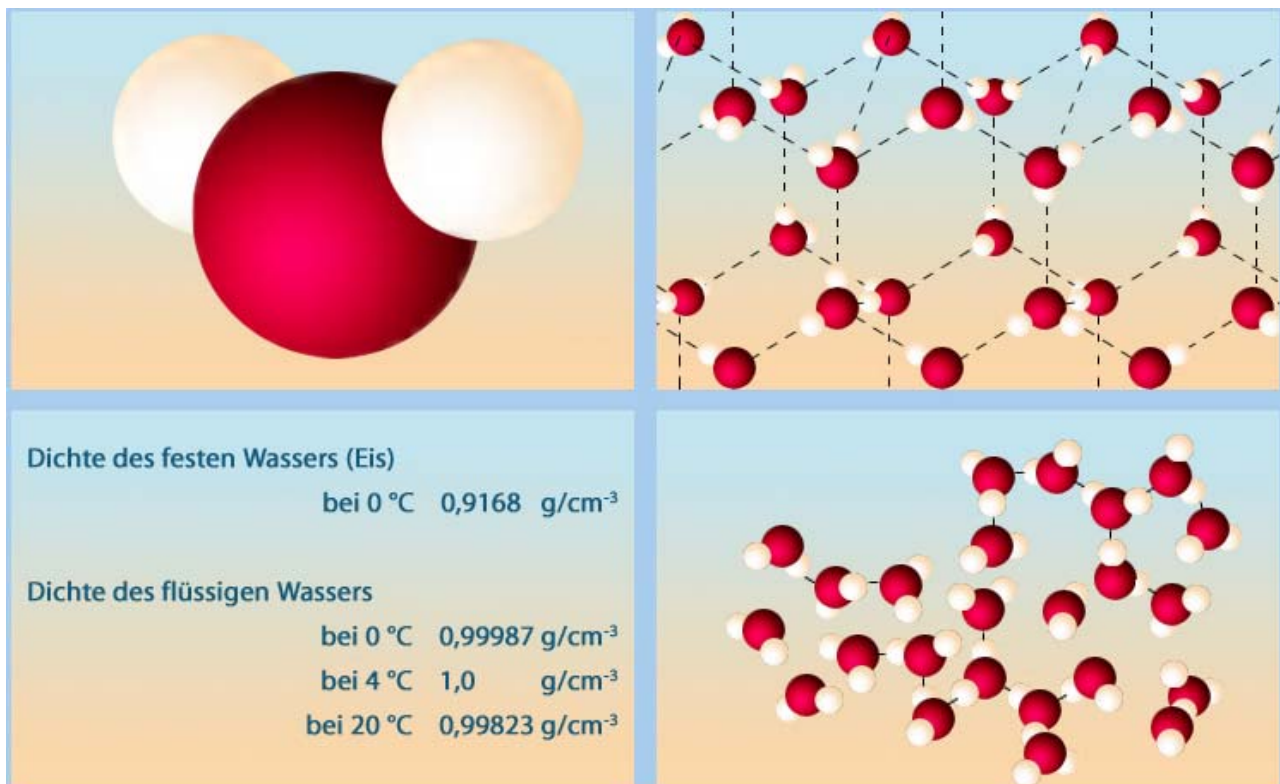


Abbildung 1: Räumliche Strukturen von Wasser in Abhängigkeit von der Dichte (nach KARCHER 2003). Oben links ist die räumliche Struktur eines Wassermoleküls dargestellt (Kalottenmodell). Die Darstellung oben rechts zeigt typische hexagonale Gitterstrukturen gefrorenen Wassers. Unten rechts sind Molekülaggregate flüssigen Wassers abgebildet. Beim Übergang von der festen Phase in die flüssige werden die Gitterstrukturen aufgegeben; die Dichte des Wassers erhöht sich aufgrund der größeren Packungsdichte der Moleküle.

Im Gegensatz zu anderen Stoffen, hat Wasser seine größte Dichte nicht im festen Zustand sondern im flüssigen. Diese Erscheinung bezeichnet man auch als die **Dichteanomalie des Wassers** (s. Abb. 1). Bei Normaldruck kristallisiert Wasser in einem Gitter. Am Schmelzpunkt des Eises bricht diese relativ sperrige Struktur weitgehend zusammen und die Packungsdichte der H₂O-Moleküle erhöht sich. Damit ist ein Dichteanstieg beim Übergang in die flüssige Phase verbunden. Auch oberhalb des Schmelzpunktes sind noch Bruchstücke des Eisgitters erhalten, die allmählich durch die Zunahme der Wärmebewegung der H₂O-Moleküle abgebaut werden. So entsteht ein Dichtemaximum bei 4 °C. Aber auch im flüssigen Wasser ist eine gewisse Struktur nachweisbar. H₂O-Moleküle treten durch Wasserstoffbrückenbindungen zu größeren Aggregaten zusammen (s. Abb. 1).

Die Dichteanomalie des Wassers hat insbesondere für das biologische Geschehen auf der Erde wesentliche Konsequenzen. Beim Abkühlen natürlicher Gewässer sinkt das kältere und damit dichtere Wasser bis zu einer Temperatur von 4 °C nach unten. Bei weiterer Abkühlung verbleibt das kältere Wasser an der Oberfläche und erstarrt zu Eis, welches infolge der Volumenzunahme bzw. Dichteabnahme auf dem flüssigen Wasser schwimmt. Dieser Umstand und die wärmedämmende Wirkung der Eisschicht verhindern ein Gefrieren tieferer Gewässer bis zum Grund auch bei strengem Frost, was für das Leben in Flüssen und Seen von ausschlaggebender Bedeutung ist. Infolge der Volumenzunahme beim Erstarren des Wassers können gefrierende Wasserleitungen platzen oder Gesteine mit Wassereinschlüssen gesprengt werden.

Auch in den Ozeanen hat die temperaturbedingte stabile Schichtung der Wassermassen große Wirkung. Oberflächenströmungen transportieren unablässig enorme Mengen warmen Oberflächenwassers vom Äquator polwärts. Dabei kühlt das Wasser ab und sinkt aufgrund der höheren Dichte schließlich in die Tiefe. Die Oberflächenströmungen sorgen ganzjährig für einen globalen Temperatenausgleich. Dieses marine Förderband zeigt die Abbildung 2.

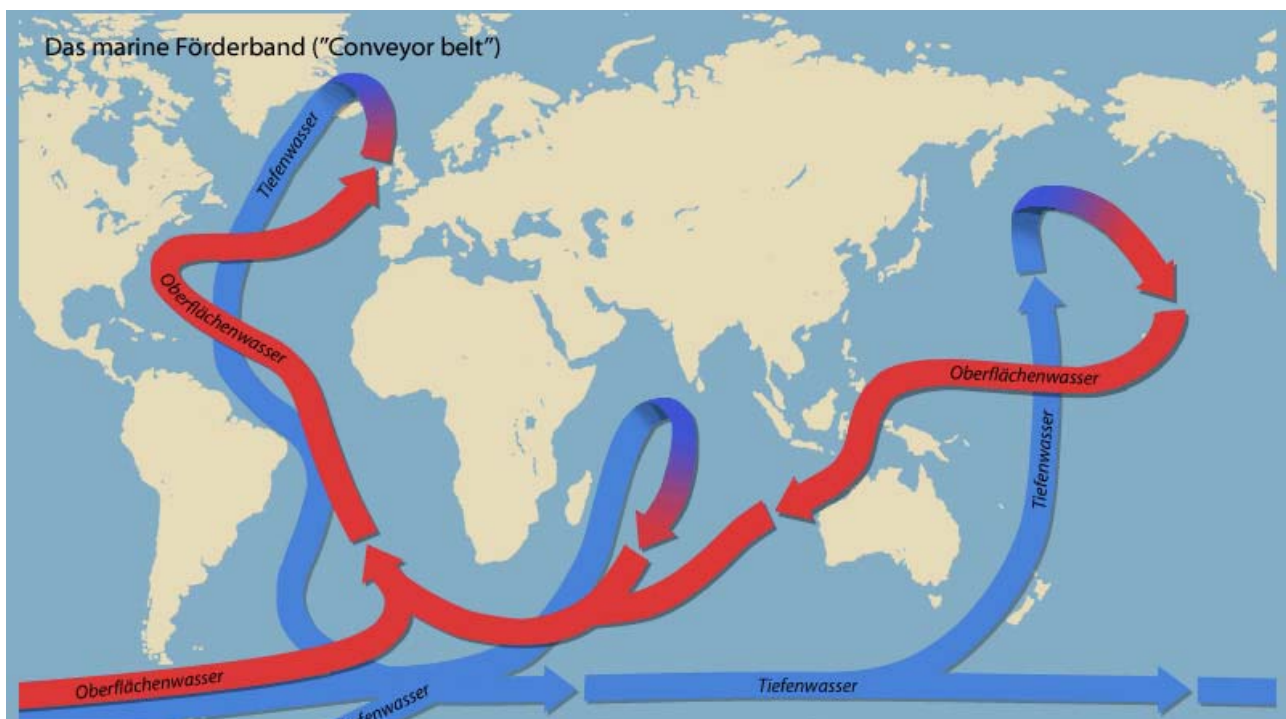


Abbildung 2: Das marine Förderband durchzieht alle Ozeane (nach NOREIKS, Max-Planck-Institut). Warmes Oberflächenwasser wird vom Äquator polwärts transportiert. Dabei gibt es seine Wärmeenergie ab, sinkt schließlich aufgrund der höheren Dichte kälteren Wassers wieder ab und strömt am Meeresgrund zurück.

Aufgrund der starken Vernetzung der H_2O -Moleküle im festen und flüssigen Wasser ist für das Schmelzen von Eis und das Verdampfen von Wasser relativ viel Energie erforderlich. Die hohe Schmelz- und Verdampfungsenergie haben ihrerseits wesentlichen Einfluss auf die Klimaverhältnisse der Erde. Auch die hohe spezifische Wärme des Wassers trägt zum klimatischen Ausgleich bei.

Wasser kommt auf der Erde in allen drei Aggregatzuständen vor:

- in festem Zustand als Festlandeis (Antarktis), Gletschereis (z. B. Alpen) und als Meereseis (z. B. Arktis);
- in flüssigem Zustand als Oberflächenwasser, zu dem man u. a. das Wasser der Meere, Flüsse, Seen, Talsperren sowie das Grundwasser zählt;
- in gasförmigem Zustand als Wasserdampf.

Der Wechsel der Aggregatzustände des Wassers ist mit fortgesetzten Energieumsätzen verbunden (s. Abb. 3). Für die Verdunstung wird Energie benötigt, die bei der Kondensation von Wasserdampf wieder freigesetzt wird. Ebenso wird beim Tauen Energie verbraucht, die beim Gefrieren wieder freigesetzt wird.

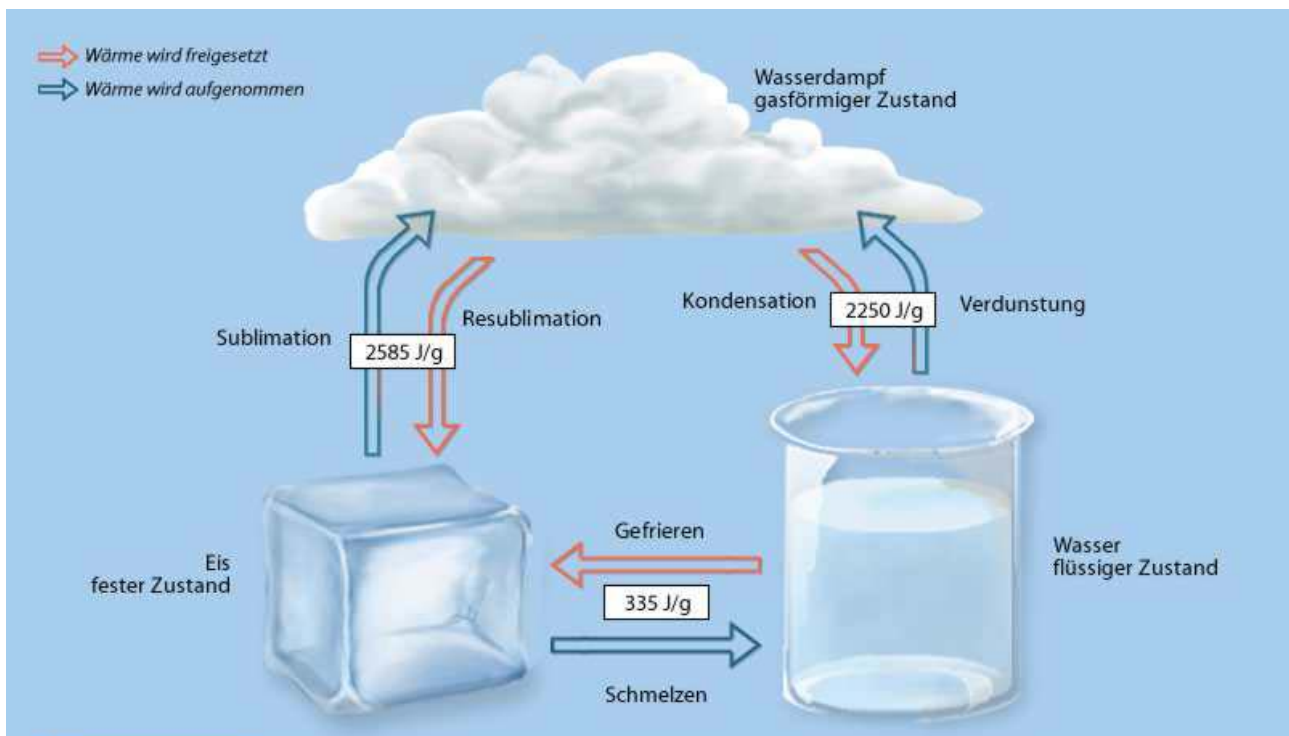


Abbildung 3: Wechsel der Aggregatzustände von Wasser und die damit verbundenen Energieumsätze (Energieumsätze nach KARCHER 2003).

Literatur:

KARCHER, R. (Red.)(2003): Lexikon der Chemie: A bis Z. Spektrum akad. Verlag, Heidelberg, Berlin

Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Die Stabilität des großen marinen Förderbandes¹

❶ Ozean und Klima:

Die Ozeane haben eine enorme Bedeutung für das Klima auf der Erde. Sie speichern große Mengen der von der Sonne kommenden Energie und wirken damit Temperatur ausgleichend. Sie verteilen über die Meeresströmungen den „Überschuss“ an Strahlungsenergie, den die äquatorialen Breiten erhalten, auf „Energimangelgebiete“ der höheren Breiten. Das für Westeuropa wichtigste Beispiel ist der Golfstrom und sein Ausläufer, der Nordatlantikstrom, der hier für ein wesentlich mildereres Klima sorgt, als es allein dem Breitengrad gemäß wäre.

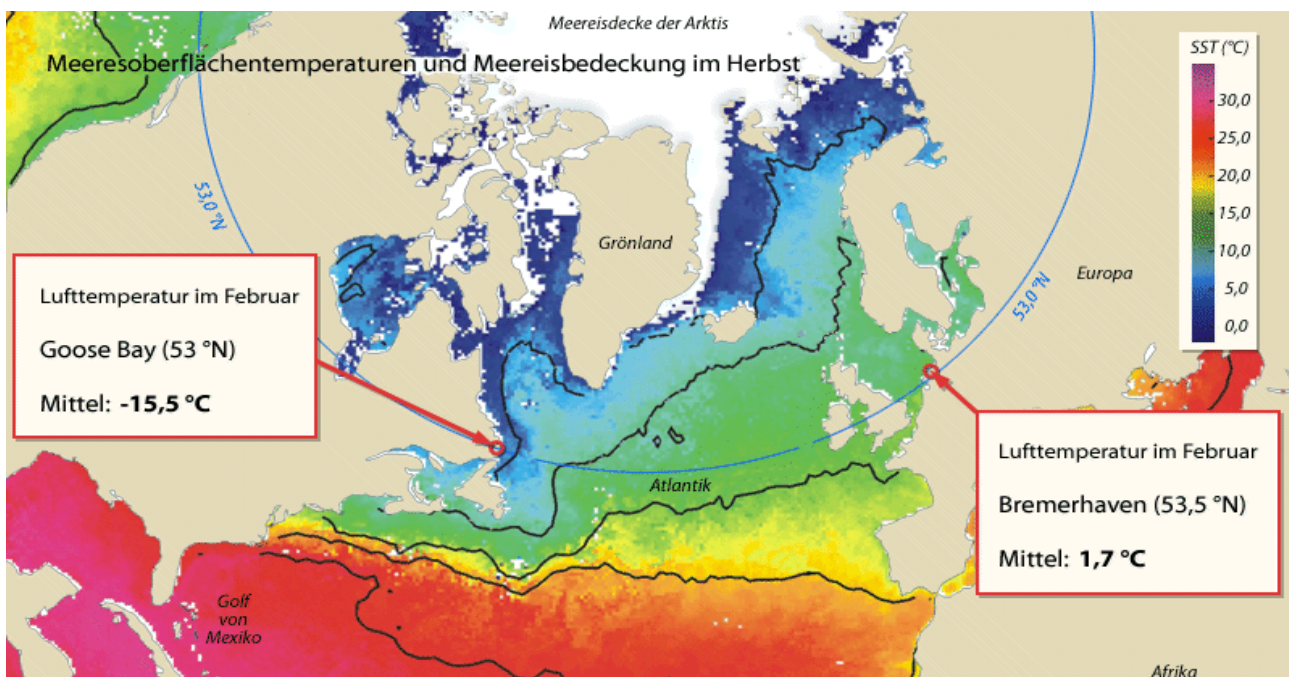


Abbildung 1: Meeresoberflächentemperatur im Nordatlantik (nach Th. Martin, IFM Kiel).

Der Golfstrom und sein Ausläufer, der Nordatlantikstrom sind ein Teil des weltumspannenden marinen Förderbandes (engl.: conveyor belt oder great ocean conveyor), das für die Umwälzung großer Wassermassen sorgt. Die Ursache für die Entstehung des Golfstroms sind die Passatwinde, Antriebsmotor für das Absinken großer Wassermassen und deren Umwälzung in den höheren Breiten sind im Wesentlichen temperatur- und salinitätsbedingte Dichteunterschiede der verschiedenen Wassermassen, man spricht von der **thermohalinen Zirkulation**.

❷ Das Jüngere Dryas-Ereignis:

Ein Beleg dafür, dass die thermohaline Zirkulation auch gänzlich anders als gegenwärtig aussehen kann, ist das so genannte Jüngere Dryas-Ereignis am Ende der letzten Kaltzeit vor rund 11.000 Jahren. Es ist heute

¹ Nach: DKRZ; EuK (<http://www.dkrz.de/schule/>), D. KASANG



weitgehend gesichert, dass der Wechsel von Warm- und Kaltzeiten durch Veränderungen der Erdbahnparameter, die die Sonnenstrahlung beeinflusst haben, verursacht wurde. Die starken Temperaturveränderungen in z. T. sehr kurzen Zeitabschnitten, die mit diesem Wechsel einhergingen, lassen sich jedoch durch eine Zu- und Abnahme der Solarstrahlung allein nicht erklären. Hier ist anzunehmen, dass Rückkopplungsprozesse im Klimasystem selbst, z. B. ein Feedback durch eine zu- oder abnehmende Albedo oder durch das Zusammenspiel zwischen Ozean und Atmosphäre, den Antrieb durch die Solarstrahlung erheblich verstärkt haben.

Vor ca. 12.000 Jahren schien die letzte Kaltzeit ihrem Ende entgegenzugehen, und die globalen Temperaturen kletterten fast auf das nacheiszeitliche Niveau. Zumindest im Nordatlantik-Raum wurde die nacheiszeitliche Erwärmung jedoch in wenigen Jahrzehnten für fast 1.000 Jahre von einem erneuten Rückfall in eiszeitliche Verhältnisse abgelöst, durch die die Grenze der Vereisung nochmals weit nach Süden vorrückte. Den Beleg dafür findet man in der Verbreitung fossiler Pollen der arktischen Silberwurz, die mit lateinischem Namen Dryas heißt. In jüngster Zeit haben auch Eiskerndaten aus Grönland einen Temperatursturz von 5 °C bis 8 °C in wenigen Jahrzehnten belegt. Die Ursache für den klimageschichtlich sehr starken und plötzlichen Temperaturabfall lag nach heutiger Erkenntnis in einem Aussetzen oder einer deutlichen Schwächung der Tiefenkonvektion im Nordatlantik, die die am Ende der letzten Kaltzeit gerade wieder belebte Warmwasserheizung durch den Golfstrom abstellte. Als Grund für das Aufhören der Tiefenkonvektion wird eine plötzliche und gewaltige Schmelzwasserzufuhr über die Labradorsee in das Absinkgebiet der thermohalinen Zirkulation angenommen. Auf dem nordamerikanischen Kontinent zogen sich aufgrund der Erwärmung vor Beginn der Jüngeren Dryas-Zeit die Eismassen in dem Gebiet der heutigen Hudsonbay allmählich zurück. Das Schmelzwasser sammelte sich in einer großen Senke, die das Gewicht der Eismassen zuvor in die Kontinentalkruste gedrückt hatte. Der Abfluss erfolgte zunächst nach Süden. Vor 12.000 Jahren aber schmolz auch das Eis, das bis dahin einen Abfluss nach Osten durch das Tal des heutigen St.-Lorenz-Stroms versperrt hatte, und gab den Weg in den Nordatlantik frei.

Der plötzliche Frischwasserstoß verringerte rapide den Salzgehalt und die Dichte im Oberflächenwasser des Nordatlantiks und brachte die Tiefenkonvektion zum Erliegen. Die Rückkehr eiszeitlicher Verhältnisse im nordatlantischen Raum war die Folge. Sie währten solange, bis die Frischwasserzufuhr aufhörte und sich durch erhöhten Salzgehalt und Dichte die Tiefenwasserbildung der thermohalinen Zirkulation in der Form einstellte, wie wir sie bis heute kennen.

Die Ereignisse in der Jüngeren Dryas-Zeit lehren zweierlei: Die Tiefenwasserbildung im Nordatlantik, die Europa sein mildes Klima beschert, ist störungsanfällig. Sie ist sozusagen die „Achillesferse“ des „großen marinen Förderbandes“. Die kritische Größe ist der Salzgehalt des Meerwassers, auf den eine Vielzahl von Faktoren in dem Zusammenspiel zwischen Ozean und Atmosphäre einwirken.

Die Unterbindung der Tiefenkonvektion in der Jüngeren Dryas-Zeit war die Folge einer gewaltigen Frischwasserzufuhr. Nach neueren Modellberechnungen ist eine Frischwasserzufuhr von mindestens 0,38 Sv (1 Sv = 1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$) nötig, um die Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser zum Erliegen zu bringen. Mit einer solchen Menge ist durch erhöhte Niederschläge und verstärktes Abschmelzen von Eis in einem vom Menschen verursachten Treibhausklima nicht zu rechnen. Die nordatlantische Warmwasserheizung wird daher durch den anthropogenen Klimawandel nicht abgestellt. Es ist aber nicht auszuschließen, dass sie schwächer wird.



③ Rückkopplungs-Prozesse:

Will man dem Verhalten der thermohalinen Zirkulation (THC) im Nordatlantik bei sich ändernden Randbedingungen auf den Grund gehen, müssen vor allem Rückkopplungsprozesse zwischen Ozean und Atmosphäre berücksichtigt werden. Da Daten über Strömungsveränderungen im Nordatlantik nur über einige Jahrzehnte zurückreichen und recht lückenhaft sind, stellen Klimamodelle heute das eigentliche „Untersuchungs“-Instrument dar. Die Ergebnisse sind allerdings stark abhängig von der Qualität der Modelle. Für weniger aufwendige Klimamodelle, die den Ozean nur mit einer passiv reagierenden Atmosphäre koppeln, ist die gegenwärtige Zirkulation des großen marinen Förderbandes sehr instabil und kann durch einen relativ geringen Frischwassereintrag dauerhaft in einen gänzlich anderen Zustand übergehen. In den vollständig gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen, die sowohl den tiefen Ozean wie eine aktive Atmosphäre mit einbeziehen, zeigt sich dagegen, dass die Tiefenwasserbildung der THC im Nordatlantik der bevorzugte und stabilere Modus ist. Der Grund liegt in der Auslösung von Rückkopplungsprozessen zwischen Ozean und Atmosphäre bei einer Störung des Systems durch eine Frischwasserzufuhr.

Bei einem über 150 Jahre sich allmählich auf 0,38 Sv steigenden Frischwassereintrag - das entspricht etwa dem Jüngerer Dryas-Ereignis - kommt nach neueren Berechnungen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell die THC zwar vollständig zum Erliegen. Gleichzeitig werden in dem Zusammenspiel zwischen Ozean und Atmosphäre aber auch Prozesse ausgelöst, die dem neuen Modus entgegenwirken und bei einem Nachlassen oder Aussetzen der Frischwasserzufuhr den alten Zustand der Tiefenkonvektion wieder herstellen.

Ein wichtiger negativer Rückkopplungseffekt ist die Abkühlung, die durch eine Unterbindung des nordwärtigen Wärmetransports verursacht wird. Ein Aussetzen der Tiefenkonvektion wird die Temperatur des Oberflächenwassers in der GIN-See um 5 - 8,5 °C senken. Der Dichteverlust durch die Frischwasserzufuhr wird dadurch teilweise wieder aufgehoben. Eine andere negative Rückkopplung ist mindestens ebenso wichtig. Das Ausbleiben der Tiefenkonvektion und des nordwärtigen Wärmetransports bewirkt in der bodennahen Atmosphäre eine Abkühlung von über 20 °C im nordatlantischen Raum, im Winter sogar von 33 °C, da das Eis die Atmosphäre vom wärmeren Ozean isoliert und die Albedo verstärkt. Durch die starke Abkühlung der Luft wird aber auch die allgemeine Zirkulation der nördlichen Hemisphäre verändert. Der erhöhte meridionale Temperatur-Gegensatz hat stärkere Luftdruckgegensätze und in mittleren und höheren Breiten stärkere Westwinde zur Folge.

Das führt an der Ostküste Grönlands zu ablandigen Winden, zum Auftrieb von Tiefenwasser und zu einer Intensivierung des Ostgrönland-Stroms. Hierdurch wird das leichtere Frischwasser der Deckschicht weggetrieben und durch salzhaltigeres Wasser von unten ersetzt und damit die Dichte in der GIN-See erhöht.

Aufgrund dieser negativen Rückkopplungseffekte stellt sich bei einem Nachlassen der Störung durch die Frischwasserzufuhr die THC mit Tiefenwasserbildung im Nordatlantik als der bevorzugte Modus des Gesamtsystems wieder ein.

④ Der Golfstrom im Treibhausklima:

Auch wenn das Jüngere Dryas-Ereignis und Modellexperimente, die es simulieren, die grundsätzliche Möglichkeit eines Ausbleibens des Golfstroms im Nordatlantik belegen, ist damit über das Verhalten der thermohalinen Zirkulation (THC) in einem vom Menschen verursachten Treibhausklima nur wenig gesagt. Schließlich geht es im 21. Jahrhundert nicht um den Golfstrom in einer endenden Kaltzeit, in der große

Eismassen über den Kontinenten am Rande des Nordatlantiks lagen und die Treibeisgrenze weit nach Süden reichte, sondern um die Golfstromzirkulation in einer wärmeren Welt. Die Randbedingungen der THC im Nordatlantik werden also gänzlich andere sein als in der Jüngeren Dryas-Zeit. Während ein Klima mit einer bis in mittlere Breiten reichenden Vereisung das Golfstromwasser schon auf der Höhe Südeuropas so weit abkühlen kann, dass es die zum Absinken nötige Dichte erhält, ist ein solcher Fall unter klimatischen Bedingungen mit einer um 2 – 3 °C wärmeren Atmosphäre völlig undenkbar. Das ja ebenfalls erwärmte Wasser aus dem Golf von Mexiko würde - auch bei etwas erhöhtem Salzgehalt (s. Abb. 2.) - die von der atmosphärischen Veränderung unberührten tieferen und deutlich kälteren Wasserschichten niemals durchstoßen können.

Eine Schwächung der Golfstromzirkulation durch den anthropogenen Klimawandel ist damit aber nicht ausgeschlossen. Es ist aber auch möglich, dass die Tiefenwasserbildung im Nordatlantik in einem wärmeren Klima intensiviert wird.

Die folgende Darstellung verdeutlicht, warum bei einer Temperaturerhöhung beide Möglichkeiten denkbar sind:

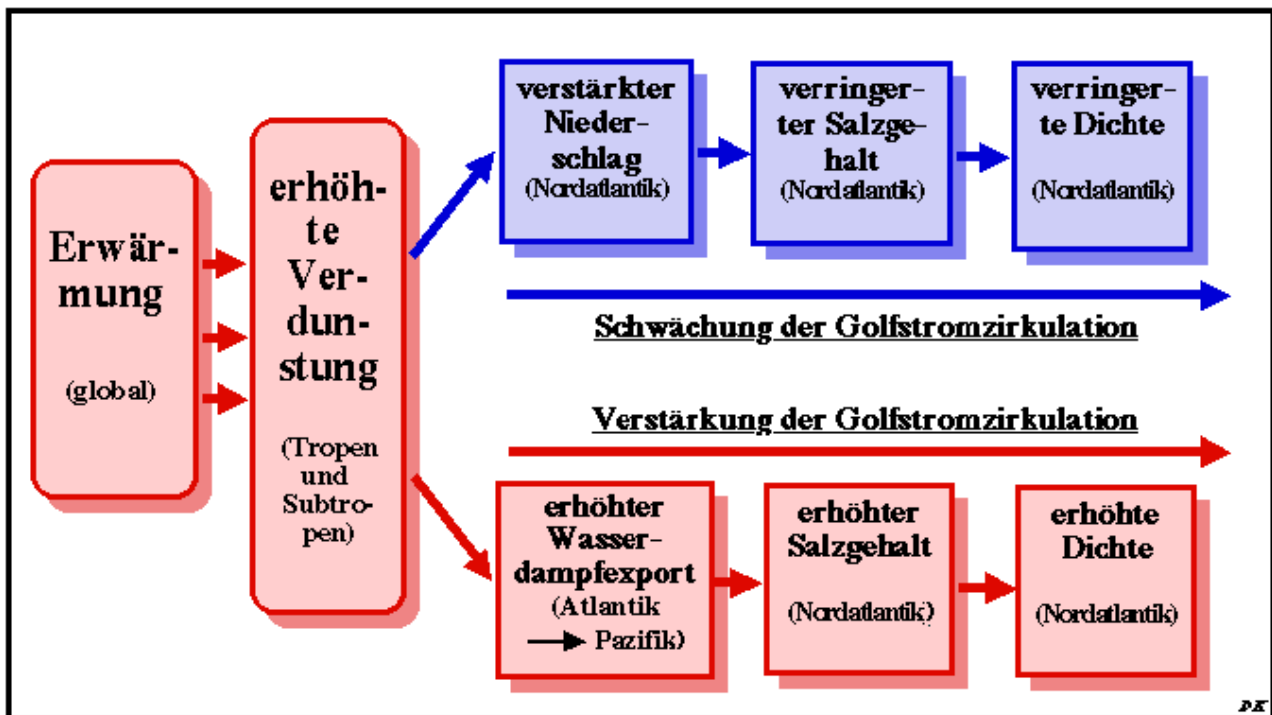


Abbildung 2: Treibhauseffekt und thermohaline Zirkulation (Grafik: DKRZ).

Die Zunahme der atmosphärischen Konzentration von Kohlendioxid und anderen Treibhausgasen führt zu einer globalen Temperaturerhöhung, die wiederum, vor allem in den Tropen und Subtropen, die Verdunstung verstärkt. Die höhere Verdunstungsrate löst über dem Atlantik zwei Prozesse aus, die für die Dichte in den Absinkregionen der THC im Nordatlantik genau entgegengesetzte Auswirkungen haben. Zum einen verstärkt sich der Wasserdampftransport in die höheren Breiten, wodurch es hier zu höheren Niederschlägen kommt, die den Salzgehalt und die Dichte und auf diese Weise die Tiefenkonvektion verringern, d.h. die Golfstromzirkulation schwächen. Eine Erniedrigung der Dichte wird außerdem und wahrscheinlich in noch höherem Maße durch die treibhausbedingte Temperaturerhöhung bewirkt, die bei einer CO₂-Verdoppelung einen Wärmefluss von 1-3 W/m² von der Atmosphäre in den Ozean auslöst. Dieser



Vorgang würde zu einer Abkühlung der Atmosphäre über dem Atlantik und seinen Randgebieten führen, die dann allerdings der Dichteverringerung durch die Temperaturerhöhung entgegengewirkt. Andererseits hat die verstärkte Verdunstung in den Tropen und Subtropen aber auch eine Erhöhung des Wasserdampfverlustes des Atlantiks gegenüber den anderen Ozeanen, besonders gegenüber dem Pazifik, zur Folge. Der gegenwärtige Netto-Verlust des Atlantiks von 0,4 - 0,8 Sv Wasserdampf zwischen 30° S und 60° N könnte sich nach Modellrechnungen um 50 % bis zum Jahre 2100 erhöhen. Dadurch würde der Salzgehalt des Golfstroms deutlich steigen, die Dichte im Nordatlantik zunehmen und die Tiefenwasserbildung verstärkt werden. Auf diese Weise würden durch eine intensivierete Golfstromzirkulation die Wasser- und Luft-Temperaturen im Nordatlantik-Raum ansteigen.

Ob nun der verstärkte Wasserdampftransport in die höheren Breiten (einschließlich der Treibhauserwärmung) oder der verstärkte Wasserdampfexport vom Atlantik in den Pazifik einen größeren Einfluss auf die Dichte des Oberflächenwassers der GIN-See haben wird, kann nach heutigem Kenntnisstand nicht entschieden werden. Möglicherweise bleibt die Dichte gleich und an der Golfstromzirkulation ändert sich nichts.

Ein Weg zur Lösung des Problems könnte die Untersuchung der Temperaturen des Nordatlantiks in den letzten Jahrzehnten sein. Die deutliche Erhöhung der globalen Mitteltemperatur in diesem Zeitraum ist nach Auffassung der meisten Klimaforscher anthropogen bedingt. Die Temperaturzunahme ist jedoch nicht gleichmäßig über den Globus verteilt, sondern regional differenziert, wobei die Nordatlantik-Region eine leichte Abkühlung aufweist.

Diese Abkühlung wird von einigen Klimaforschern bereits als Anzeichen einer anthropogenen Schwächung der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik interpretiert. Es ist jedoch ebenso gut möglich, dass sich hier lediglich eine natürliche Variabilität der thermohalinen Zirkulation auswirkt, die Schwankungen in Zeitperioden von einigen Dekaden unterliegt. Allerdings ist diese Variabilität noch nicht gründlich erforscht.

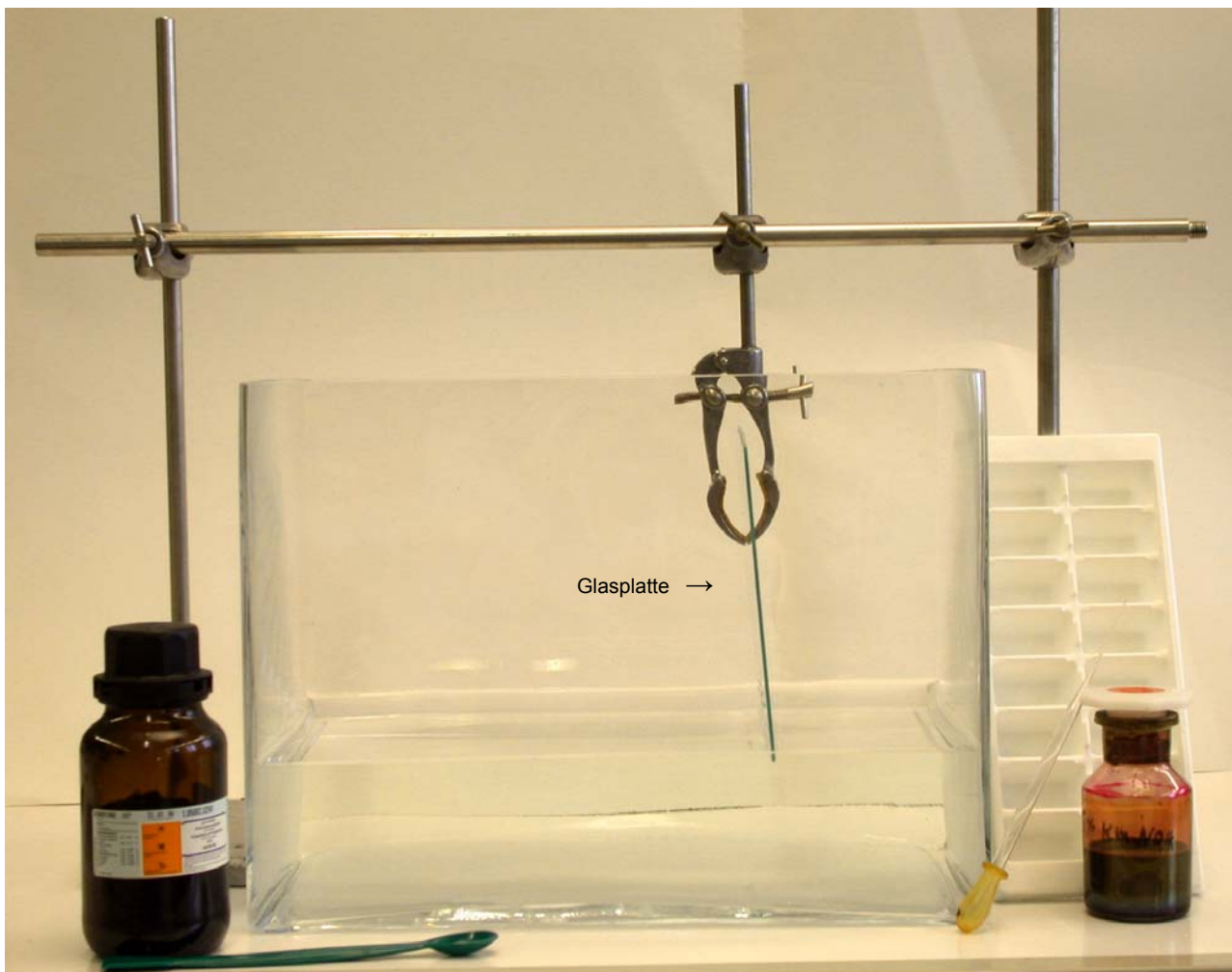
Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Der Golfstrom – Modellversuch: Absinken von kaltem Wasser

❶ Materialien:

- 1 Glaswanne 30 x 15 x 20 cm (oder größer)
- Leitungswasser
- Eiswürfel
- Absperrvorrichtung (z. B. direkt auf der Wasseroberfläche verlaufendes Klebeband, das an den Glaswänden befestigt wird oder 1 Glasscheibe mit einem Stativ)
- Kaliumpermanganat KMnO_4 (5 %ige Lösung in Aquadest)
- Tropfpipette

❷ Versuchsaufbau:



Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Der Golfstrom – Modellversuch: Absinken von salzigem Wasser

❶ Materialien:

- 1 Glaswanne ca. 30 x 15 x 20 cm
- Leitungswasser
- Kochsalz, Teefilter, Teelöffel
- Stativmaterial zum Aufhängen des Teefilters
- Kaliumpermanganat KMnO_4 (5 %ige Lösung in Aquadest)
- Tropfpipette
- Teelöffel

❷ Versuchsaufbau:



Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Dichtebestimmung von festen Körpern

❶ Materialien:

- (Quaderförmige) Holzklötze
- Metallklötze
- Lineal (Schieblehre)
- Waage

❷ Durchführung:

- I. Bestimmen Sie mit der Waage die Masse der Holz- und Metallklötze.
- II. Messen Sie Höhe, Breite und Länge des Klotzes aus und berechnen Sie sein Volumen.
- III. Bestimmen Sie die Dichte des Klotzmaterials.

Klotz Nr.	Masse in g	Höhe in cm	Breite in cm	Länge in cm	Volumen in cm ³	Dichte in g / cm ³
1:						
2:						
3:						
4:						
5:						

❸ Aufgabe:

- 1) Vergleichen Sie die in der Literatur angegebenen Dichtewerte mit den Werten Ihrer Exponate. Aus welchem Material könnten die jeweiligen Stücke bestehen?

Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Versuch: Dichtebestimmung von festen Körpern

1 Materialien:

- Steine
- Faden
- Waage
- Überlaufgefäß
- Messzylinder

2 Durchführung:

- I. Bestimmen Sie die Masse des Steins mit der Waage.
- II. Bestimmen Sie das Gewicht des Steins mit der Federwaage.
- III. Bestimmen Sie mit dem Überlaufgefäß und dem Messzylinder das Steinvolumen, indem Sie den Stein vollständig in das randvoll gefüllte Überlaufgefäß tauchen. Das Steinvolumen ist gleich dem Volumen des verdrängten Wassers.
- IV. Bestimmen Sie die Dichte des Steins.
- V. Bestimmen Sie das Gewicht des verdrängten Wassers.

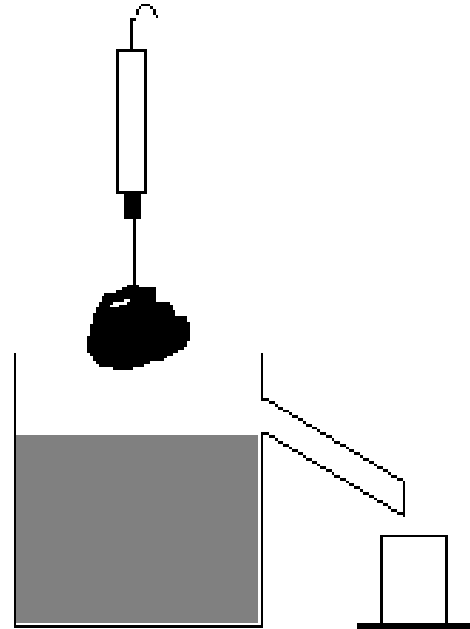


Abbildung 1: Skizze zur Dichtebestimmung von Gesteinen

Stein Nr.	Masse in g	Volumen in cm ³	Dichte in g / cm ³	Gewicht des Steins in N	Gewicht des verdrängten Wassers in N

3 Aufgabe:

- 1) Vergleichen Sie die in der Literatur angegebenen Dichtewerte mit den Werten Ihrer Exponate. Um welche Gesteinstypen handelt es sich hier?

Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Versuch: Dichtebestimmung von flüssigen Körpern

❶ Materialien:

- Reagenzglas
- Messzylinder
- Sand
- wasserfester Stift
- verschiedene Flüssigkeiten

❷ Versuchsaufbau:

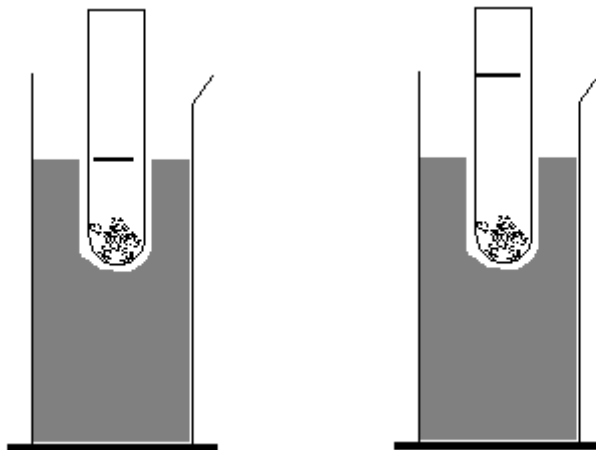


Abbildung 1: Verschiedene Arten, die Eintauchtiefe zu markieren. Bei dem rechten Beispiel tritt ein systematischer Fehler auf, da sich auch die Höhe des Wasserspiegels im Messzylinder ändert.

❸ Durchführung:

- I. Füllen Sie in ein Reagenzglas so viel Sand, dass es in Wasser etwa zu 2/3 eintaucht.
- II. Markieren Sie die Eintauchtiefe des Reagenzglases mit einem wasserfesten Stift. (Wenn dies wegen der Enge des Messzylinders nicht möglich ist, dann markieren Sie die Stelle, bis zu der das Reagenzglas in den Messzylinder eintaucht.)
- III. Hängen Sie das Reagenzglas nun in verschiedenen Flüssigkeiten, z. B. in Wasser mit unterschiedlichem Salzgehalt.



④ Aufgaben:

1) Notieren Sie Ihre Beobachtung!

2) Wie können Sie Ihre Beobachtungen erklären?

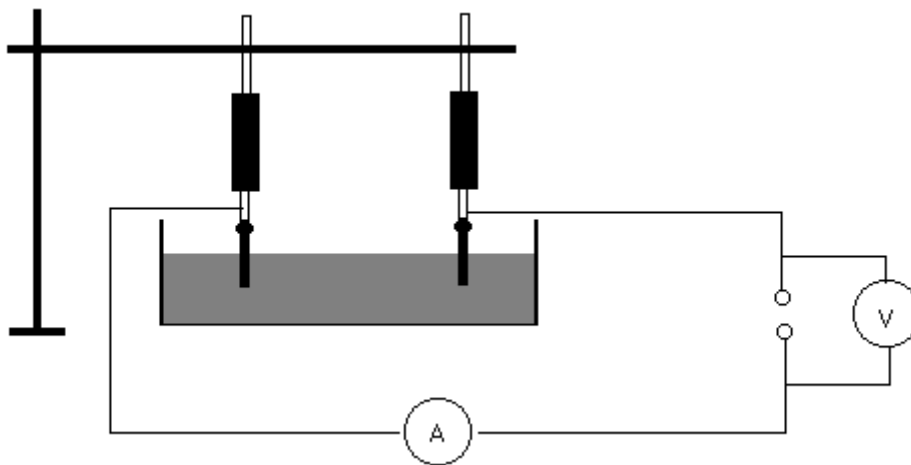
Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Versuch: Leitfähigkeitsmessungen bei einer Salzlösung

❶ Material:

- Wanne (ca. 20 cm x 20 cm Grundfläche)
- Netzgerät (z. B. Leybold)
- Volt- und Amperemeter
- Elektroden (Kupfer und Graphit, aus der Chemie-Sammlung)
- Isolierstützen
- Kabel, Stativmaterial
- Salz (ca. 1 dl)

❷ Versuchsaufbau:



❸ Durchführung und Aufgaben:

- 1) Bauen Sie die Versuchsanordnung gemäß der oben stehenden Skizze auf. Füllen Sie die Wanne ca. 3 bis 5 cm hoch mit Wasser, tauchen Sie die Elektroden ca. 1 cm tief in das Wasser, legen Sie eine Spannung von 3 V an und messen Sie die Stromstärke I . Geben Sie schrittweise immer mehr Salz in das Wasser (evtl. Umrühren).

Wie verändert sich die Stromstärke?

- 2) Tauchen Sie die Elektroden schrittweise tiefer in die Salzlösung. Wie verändert sich die Stromstärke?



- 3) Vergrößern Sie schrittweise den Abstand der Elektroden. Wie verändert sich die Stromstärke?

- 4) Vergrößern Sie schrittweise die Spannung U zwischen den Elektroden. Wie verändert sich die Stromstärke?

- 5) Verwenden Sie statt Gleichspannung Wechselspannung der gleichen Größe. Wie verändert sich die Stromstärke?

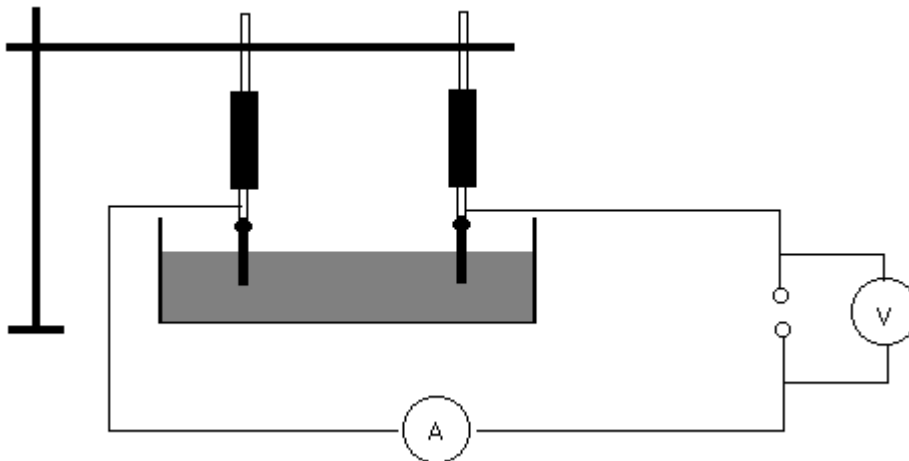
Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Versuch: Leitfähigkeitsmessungen

❶ Material:

- Salzlösungen verschiedener Konzentration
- Leitfähigkeitsmessgerät „All – Che – misst“ (W. Reiss & Co, Hamburg Laborbedarf, Lehrmittel aus der Chemiesammlung)
- Thermometer

❷ Versuchsaufbau:



❸ Durchführung:

- I. Stellen Sie eine 0,1 %-ige Kochsalzlösung her und bestimmen Sie mit dem Leitfähigkeitsmessgerät ihren Leitwert. Geben Sie schrittweise so viel Salz zu der Lösung hinzu, dass die Lösung die in der Tabelle angegebenen Konzentrationen hat.
- II. Bestimmen Sie nach jedem Schritt den Leitwert. Bestimmen Sie bei allen Leitfähigkeitsmessungen die Temperatur.



Konzentration der Lösung (Gewichtsprozent)	Leitwert G	Temperatur in °C
0,1		
0,2		
0,3		
0,4		
0,5		
1		
1,5		
2		
2,5		
3		
3,5		
4		
4,5		
5		
10		

④ Aufgaben:

- 1) Tragen Sie die gemessenen Leitwerte in Abhängigkeit von der Konzentration der Salzlösung auf.



Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Rolle des Ozeans

❶ Die Rolle des Ozeans im Klimasystem¹

Die Oberfläche der Erde wird zu 71 % vom Ozean eingenommen: Die Erde ist also ein Wasserplanet. Im Klimasystem kommt schon daher dem Ozean eine entscheidende Rolle zu. Im Tages- und Jahresgang der Temperaturen besitzt der Ozean eine ausgleichende Wirkung. Das Klima von Orten in Meeresnähe ist im Sommer kühler und im Winter wärmer als das von Orten derselben Breite im Landesinnern (maritimes und kontinentales Klima). In der Klimageschichte haben die Ozeane aber umgekehrt auch eine Verstärkung von Temperaturänderungen bewirkt. So wird der plötzliche Temperaturabfall und -wiederanstieg am Ende der letzten Eiszeit (in der Jüngeren Dryas-Zeit) auf drastische Veränderungen in der ozeanischen Zirkulation zurückgeführt.

Worin ist die besondere Rolle des Ozeans begründet? Physikalisch grundlegend ist der asymmetrische Aufbau des Wassermoleküls, der die Ursache für die eigenartigen Volumenänderungen des Wassers bei Änderungen der Temperatur zur Folge hat. Bei einer Abkühlung bis auf +4 °C bilden die Moleküle von Süßwasser immer dichtere „Packungen“, wodurch das Volumen abnimmt und die Dichte des Mediums Wasser zunimmt. Bei fortgesetzter Abkühlung wird nun aber die Dichte des Wassers wieder verringert. Beim Gefrieren nimmt die Dichte sogar sprunghaft um 9 % ab, da die Moleküle einen Kristallgitterverband eingehen. Die Folge ist, dass bei einer Temperatur unter dem Dichtemaximum von +4 °C kälteres (Süß-) Wasser über wärmerem liegt und Eis, das erheblich leichter als Wasser ist, auf dem Wasser schwimmt.

Bei Temperaturen über dem Dichtemaximum verhält sich Wasser allerdings „normal“. In den Ozeanen der niederen und mittleren Breiten treibt daher eine wärmere Deckschicht über kälterem Tiefenwasser. Bei einer Klimaänderung reagieren Deckschicht und Tiefenwasser wie zwei verschiedene Medien auf völlig unterschiedlichen Zeitskalen. Das Oberflächenwasser steht in unmittelbarem Austausch mit der Atmosphäre und nimmt Temperaturveränderungen der Atmosphäre in zeitlicher Verzögerung auf. Bei einer Abkühlung der Atmosphäre kann es eine höhere Dichte als das Tiefenwasser erreichen und absinken und durch wärmeres Wasser von unten ersetzt werden. In diesem Fall wird das Tiefenwasser in die Klimaänderung mit einbezogen. Die beteiligten Austauschprozesse dauern in der Regel sehr lange, wodurch eine klimatische Abkühlung stark gedämpft wird. Allerdings kann eine Eis-Albedo-Rückkopplung den Abkühlungsprozess auch beschleunigen. Dabei reflektiert eine wachsende Eisschicht zunehmend die Sonnenstrahlung, was zu einer verstärkten Abkühlung und damit zu einem weiteren Anwachsen der Eisschicht führt usw. Eine ganz andere Rolle spielt der Ozean bei einer extern angetriebenen Erwärmung. In diesem Fall wird nur die Deckschicht einbezogen, die das Tiefenwasser vor der Temperaturveränderung abschirmt, wodurch die klimatische Veränderung viel schwächer durch den Ozean gedämpft wird.

Neben dem asymmetrischen Molekülaufbau weist Wasser noch eine weitere Besonderheit auf: Es ist ein extrem gutes Lösungsmittel. Der Salzgehalt der Weltmeere beträgt im Mittel 34,7 ‰. Durch den Salzgehalt werden nun aber die Dichteigenschaften des Wassers deutlich verändert. Im Ozean liegt das Dichtemaximum nicht bei +4 °C, sondern (theoretisch) unter dem Gefrierpunkt, der aufgrund des Salzgehaltes nicht bei 0 °C, sondern bei -1,9 °C liegt. Das Dichtemaximum wird also vor dem Gefrieren nicht

¹ Nach: DKRZ, EuK (<http://www.dkrz.de/schule/>), D. Kasang, Chemie heute Sek II, Schroedel '88



erreicht. D. h., dass das Oberflächenwasser bei Abkühlung bis zum Gefrierpunkt ständig absinkt und durch wärmeres Tiefenwasser ersetzt wird. Diese bis zur Temperatur des Dichtemaximums ablaufende thermische Konvektion von Meerwasser bedingt, dass zur Eisbildung eine viel stärkere Wärmeabgabe an die Atmosphäre nötig ist als bei Süßwasser. Nicht nur der durch den Salzgehalt bedingte niedrige Gefrierpunkt, sondern auch die thermische Konvektion bietet also einen Schutz vor dem Gefrieren.

Ein wichtiger Klimafaktor sind außerdem die Strömungssysteme der Weltmeere, die entscheidend zum Ausgleich des Strahlungsgegensatzes zwischen höheren und niederen Breiten durch die Sonneneinstrahlung beitragen. Die Oberflächenströmungen der Meere werden durch die großen Windsysteme angetrieben. Wo sich windgetriebenes Wasser an den Küsten staut (z. B. in der Passatregion vor den Ostküsten der Kontinente), kommt es zu einer Anhebung des Meeresspiegels und zu Niveau-Ausgleichs-Strömungen. Wird durch Wind Oberflächenwasser von der Küste weggetrieben (z. B. vor der Küste Perus durch den vom SO-Passat nach Westen getriebenen Humboldt-Strom), wird es durch Auftriebswasser aus der Tiefe ersetzt.

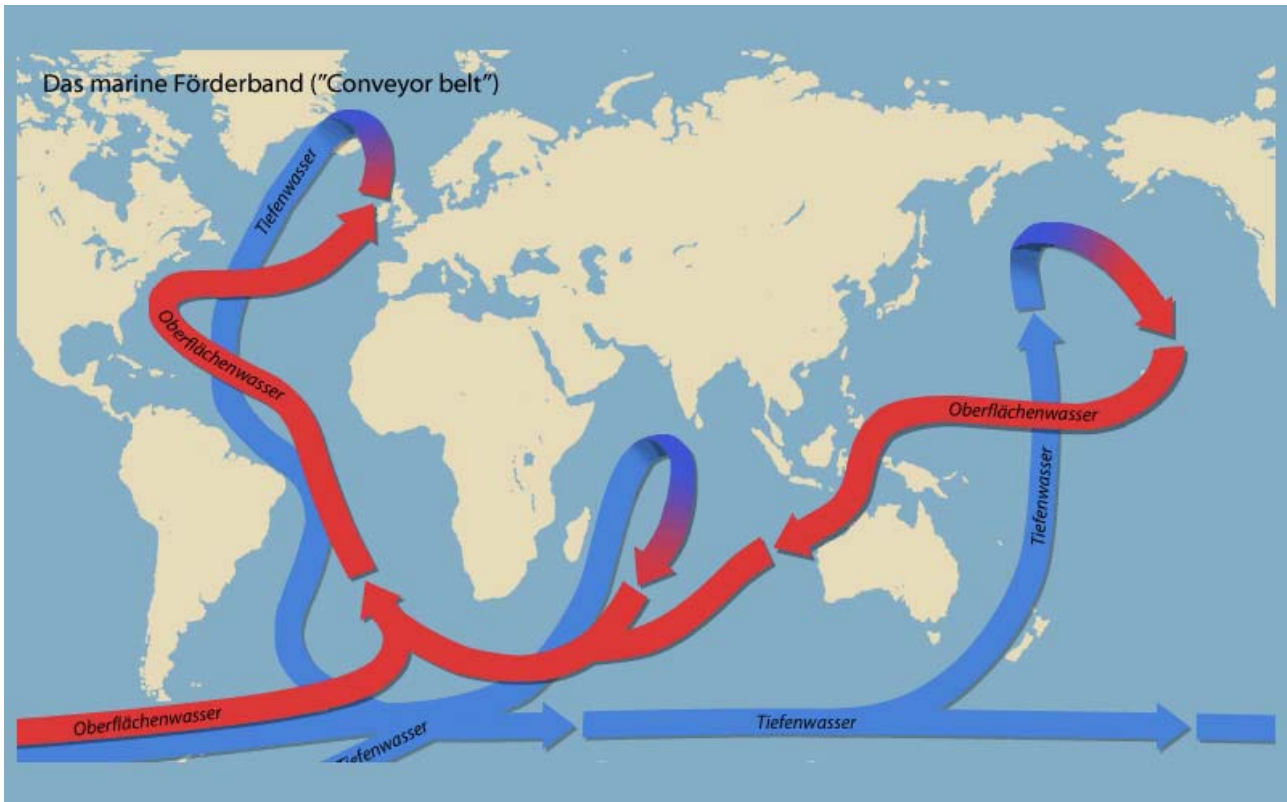
Die direkt windgetriebenen Strömungen tragen allerdings wenig zum Energie-Ausgleich zwischen niederen und höheren Breiten bei, da sie im Wesentlichen breitenparallel verlaufen: die O-W-Gerichteten Äquatorialströme und die W-O verlaufenden Strömungen um die Antarktis. Nur die Niveau-Ausgleichs-Ströme reißen sich z. T. in jenes weltweite Strömungssystem ein, das entscheidend am globalen Energieausgleich beteiligt ist: in die thermohaline Zirkulation der Weltmeere, das durch Dichteunterschiede angetriebene große marine Förderband.

② Aufgaben:

- 1) Arbeiten Sie den Text durch und fassen Sie folgende Aspekte stichwortartig zusammen:
 - hervorzuhebende Eigenschaften des Wassers.
 - Austauschprozesse im Ozean (vertikal und horizontal).
- 2) Beschreiben Sie mit wenigen Sätzen, was man in der Physik unter „thermischer Konvektion“ versteht.

Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Das große marine Förderband – der Verlauf¹



Das „große marine Förderband“ (englisch: the great ocean conveyor) zieht sich wie ein gedrehtes Band von M.C. Escher durch alle drei Ozeane. Anfang und Ende können überall sein. Dennoch ist es sinnvoll, die Betrachtung im N-Atlantik beginnen zu lassen. Der nördliche Atlantik, in den der Golfstrom mündet und Europa ein außerordentlich mildes Klima beschert, ist nicht nur am besten untersucht. Er ist auch insofern hervorzuheben, als das nur hier zwischen 50° N und 80° N gewaltige Absinkbewegungen von Oberflächenwasser in tiefere Ozeanschichten vorherrschen. Es gibt zwar noch eine Zone im Welt-Ozean mit vergleichbaren Absinkbewegungen, nämlich das Weddell- und Rossmeer am Rand der Antarktis. Dieses Gebiet ist jedoch Teil einer großen Mischzone, des Antarktischen Zirkumpolarstroms, in dem aufsteigende, absinkende und horizontale Strömungen und Wassermassen verschiedener Herkunft vermengen und wieder neu verteilen.

Im Nordatlantik wird das absinkende Oberflächenwasser von Süden durch den Golfstrom und zu einem geringeren Teil aus dem Nordpolarmeerboder ersetzt. Die abgesunkenen Wassermassen strömen als Nordatlantisches Tiefenwasser nach Süden. Bei 30° N liegt die nach Süden fließende Wassermenge in der Größenordnung von etwas über 20 Sv (1 Sv = 1 Sverdrup = 10⁶m³/sec).

¹ nach DKRZ; EuK (<http://www.dkrz.de/schule/>); Dieter Kasang 4. März, 1997



Das sind etwa 20-mal so viel wie der Abfluss aller Flüsse der Erde und einiges mehr als die gesamte globale Niederschlagsmenge. Ein Teil des nordatlantischen Tiefenwassers steigt auf diesem Weg nach Süden wieder auf und fließt nach Norden zurück. Etwa 14 Sv verlassen den Atlantik über den Antarktischen Zirkumpolarstrom, der sie dann an den Indischen und Pazifischen Ozean verteilt.

Im Indik und Pazifik steigt das einströmende Tiefenwasser auf dem Weg nach Norden wieder auf. Dabei wird im Indischen Ozean aus dem Tiefenwasser an den Kontinentalrändern Afrikas, S-Asiens und Australiens Zwischenwasser, das in einigen 100 m Tiefe wieder nach Süden fließt und über den Antarktischen Zirkumpolarstrom durch die Drake-Passage um Südamerika herum - zum kleineren Teil auch um Südafrika - wieder in den Atlantik einströmt. Der andere Teil des einst atlantischen Tiefenwassers strömt bis in den nördlichen Pazifik und steigt hier im Gegensatz zum Indischen Ozean weitgehend bis in die oberen Schichten auf.

Aufgrund der Windverhältnisse fließt das neu entstandene Oberflächenwasser dann zum größten Teil durch die indonesische Passage und über den Indischen Ozean und den Antarktischen Zirkumpolarstrom durch die Drake Passage - zum geringeren Teil wiederum auch um Südafrika - wieder in den Atlantik.

Im S-Atlantik steigt ein Teil des Zwischenwassers aus dem Indischen Ozean in die Deckschicht auf und strömt zusammen mit dem Oberflächenwasser aus dem Pazifik nach N. Diese Wassermassen ersetzen zu 95 % die 16 Sv, die der Atlantik als Tiefenwasser an den Indischen und Pazifischen Ozean verloren hat. Die restlichen 5 % strömen über die Beringstraße und das Nordpolarmeer ein.

Damit ist der Kreislauf geschlossen. Dem Nordatlantik fällt dabei die Rolle des Tiefenwasserproduzenten zu. Indischer und Pazifischer Ozean wandeln dagegen Tiefenwasser in Zwischen- und Oberflächenwasser um. Über den großen „mix-master“ des Antarktischen Zirkumpolarstroms laufen die Verbindungen zwischen den Ozeanen und ihren Wasserschichten.

Das beschriebene Bild des großen marinen Förderbandes ist erst in den letzten Jahren entwickelt worden. Mit ihm verknüpfen sich für das Klimasystem weit reichende Fragen: Wodurch wird dieses Förderband angetrieben? Worin liegt seine Bedeutung für das Klima? Ist seine Zirkulation stabil?

Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Das große marine Förderband – die Ursachen¹

Auch wenn das große marine Förderband in seinen Oberflächenströmungen z. T. windgetrieben ist, ist es insgesamt als eine thermohaline Zirkulation zu verstehen. D. h., es wird durch Dichteunterschiede zwischen verschiedenen Wassermassen angetrieben, die durch unterschiedliche Salzgehalte und Temperaturen bedingt sind.

Grundlegend ist der großräumige Dichteunterschied, der zwischen dem Wasser des Atlantik und dem der beiden anderen Ozeane besteht. Er ist bedingt durch einen höheren mittleren Salzgehalt des Atlantik, der im Durchschnitt 1 ‰ über dem des Pazifischen bzw. N-Pazifischen Ozeans liegt. 1 ‰ Salzgehalt mehr hat dieselbe Erhöhung der Dichte zur Folge wie eine Abkühlung um 3 – 4 °C. Die höhere durchschnittliche Dichte des Atlantik-Wassers bewirkt, dass, grob gesehen, in der Tiefe Wasser aus dem Atlantik in den Indischen und Pazifischen Ozean ausströmt und an der Oberfläche wieder einströmt.

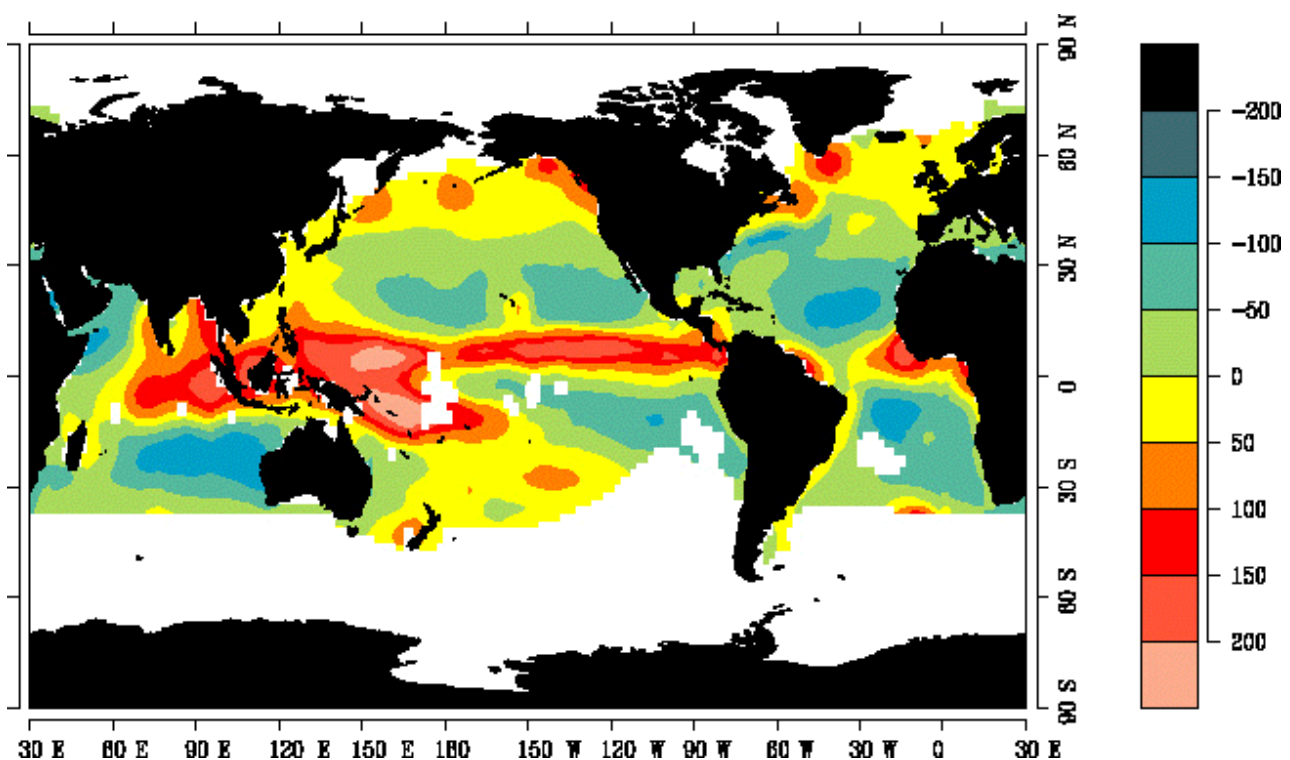


Abbildung 1: Niederschlag - Verdunstung in mm pro Monat. Quelle: DKRZ

Ursache für den höheren Salzgehalt im Atlantik ist der Wasserhaushalt der Atmosphäre im Bereich des Atlantischen Ozeans und seines Einzugsgebietes. Der Export des über dem Atlantischen Ozean verdunsteten Wasserdampfes in die beiden anderen Ozeane ist größer als der Import an Wasserdampf aus deren Gebiet.

¹ Nach DKRZ; EuK (<http://www.dkrz.de/schule/>); D. KASANG



Dieses hat folgenden Grund: In der Westwind-Zone der Nordhemisphäre gelangt relativ wenig Wasserdampf vom Pazifik über die Rocky Mountains in das atlantische System, während der Atlantik vergleichsweise mehr Wasserdampf über den relativ flachen eurasischen Kontinent in den Pazifik exportiert. Vor allem aber verliert der Atlantik in der Passat-Region beiderseits des Äquators über die schmale mittelamerikanische Landbrücke Wasserdampf an den Pazifik, ohne dass ein ähnlicher Transport über den afrikanischen Kontinent stattfindet. Lediglich der Südatlantik weist im Wasserdampf-Austausch mit dem Indischen und Pazifischen Ozean einen geringen Gewinn auf. Insgesamt beträgt die Nettoverlustrate für den Atlantischen Ozean 0,4 - 0,8 Sv. Das ist mehr als der doppelte Durchfluss des Amazonas. Im Laufe eines Jahres würde dieser Verlust von verdunstetem Wasser zu einer Absenkung des Meeresspiegels im Atlantik um mehr als 15 cm führen - wenn es nicht durch einströmendes Wasser ersetzt würde.

Die Abbildung macht den Unterschied im Wasserhaushalt zwischen Atlantischem und Pazifischem Ozean deutlich. Die gelben bis roten Zonen zeigen Gebiete mit einem Niederschlagsüberschuss, die grünen bis blauen Zonen Gebiete mit einer höheren Verdunstung. Im Atlantik dominieren eindeutig die Gebiete mit überwiegender Verdunstung, im Pazifik die mit überwiegendem Niederschlag. Besonders auffällig ist dieser Unterschied in den Tropen und Subtropen.

Der Wasserdampf-Verlust des Atlantiks hätte ohne Ausgleich auch eine stetige Erhöhung des Salzgehaltes um 1,4 ‰ in 1.000 Jahren zur Folge. Den Ausgleich schafft jedoch der Ausstrom von atlantischem Tiefenwasser mit einem relativ hohen Salzgehalt von 34,9 ‰, das durch einen Oberflächen-Einstrom mit einem etwas geringeren Salzgehalt von 34,3 ‰ ersetzt wird. Diese Differenz von 0,6 ‰ Salzgehalt verhindert im Atlantik eine zunehmende Salzgehalts-Erhöhung durch den Wasserdampf-Export.

Der Wasseraustausch im Südatlantik zwischen den verschiedenen dichten Wassermassen der großen Ozeane ist der eine Motor der thermohalinen Zirkulation des großen marinen Förderbandes. Der andere befindet sich im Nordatlantik, wo das eingeströmte Oberflächenwasser in Tiefenwasser umgewandelt wird. In der Passat-Region nimmt das nach Norden strömende Oberflächenwasser eine große Menge an Wärmeenergie durch Einstrahlung auf und erhöht seinen Salzgehalt durch Verdunstung. Als salzreiches Golfstromwasser erreicht es schließlich den Nordatlantik und wird im Gebiet zwischen Grönland, Island und Norwegen, der sog. GIN-See, durch arktische Luftmassen von 10 °C auf 3 °C und weniger abgekühlt. Diese Abkühlung und z. T. auch das Ausfrieren von Eis erhöht merklich die Dichte des Oberflächenwassers, so dass es bis auf 2.000 m absinkt und als Nordatlantisches Tiefenwasser nach Süden strömt. Die absinkenden Wassermassen wirken als Sog, wodurch das Golfstrom-Wasser weit nach Norden gelangt.

Entscheidend für die Produktion von Tiefenwasser im Nordatlantik ist der hohe Salzgehalt des Atlantischen Wassers. Der um 2 – 3 ‰ niedrigere Salzgehalt im Nordpazifik würde selbst bei einer Abkühlung bis auf den Gefrierpunkt von hier -1,8 °C nicht genügend Dichte ermöglichen, um das Wasser tiefer als wenige 100 m absinken zu lassen.

Im Pazifik kann schon aufgrund des niedrigeren Salzgehaltes kein Tiefenwasser gebildet werden. Hinzu kommt, dass der Pazifische Ozean auch weniger weit nach Norden reicht als der Atlantik. Die entscheidende Ursache für die Tiefenwasser-Produktion im Nordatlantik liegt also in dem Wasserdampf-Export in die Regionen der anderen Ozeane!



Aufgaben

- 1) Fassen Sie stichwortartig zusammen:
 - Gründe für den höheren Salzgehalt des Nordatlantiks
 - Wieso kommt es nicht zu einer stetig zunehmenden Versalzung des Atlantiks?
- 2) Beschreiben Sie aus physikalischer Sicht (d. h. unter Benutzung von physikalischen Denkmodellen und angemessener Verwendung der Fachbegriffe) die prinzipielle Arbeitsweise des so genannten Klimamotors (Tiefenwasserproduktion im Nordatlantik).
- 3) Woher nimmt der Klimamotor eigentlich seine zum Betrieb notwendige Energie?

Baustein 4: Die Bedeutung der Ozeane für das Klima

Das große marine Förderband - die klimatischen Folgen¹

Ohne das „große marine Förderband“ in seiner heutigen Gestalt hätten wir in Europa ein gänzlich anderes Klima. Vor allem würde es die für die Breitenlage überraschend milden Winter in Westeuropa und Skandinavien nicht geben. Man macht sich selten bewusst, dass etwa die Hansestadt Hamburg auf der Breite von Labrador liegt (ca. 54° N), wo die Januar-Temperaturen im Mittel bei –15 °C und die Juli-Werte bei +10 °C liegen, während es in Hamburg im Januar im Mittel +0,2 °C und im Juli +17,3 °C warm ist (s. Abb. 1). Zwar ist die Ostküsten-Lage Labradors durch den kalten Labrador-Strom benachteiligt, aber auch Orte an der Westküste des nordamerikanischen Kontinents weisen vor allem im Winter deutlich niedrigere Temperaturen auf als Stationen auf derselben Breite an der europäischen Westküste. So zeigt das südliche Alaska, das ebenfalls auf der Breite Hamburgs liegt, im Januar –10 °C und im Juli 10 – 15 °C. Selbst das knapp nördlich des Polarkreises gelegene Bodö in Norwegen hat mit etwa –2 °C für die Breitenlage noch sehr milde Wintertemperaturen, während etwa Nome in Alaska wenig südlich des Polarkreises trotz der Westküsten-Lage Januar-Werte von durchschnittlich –15 °C besitzt.

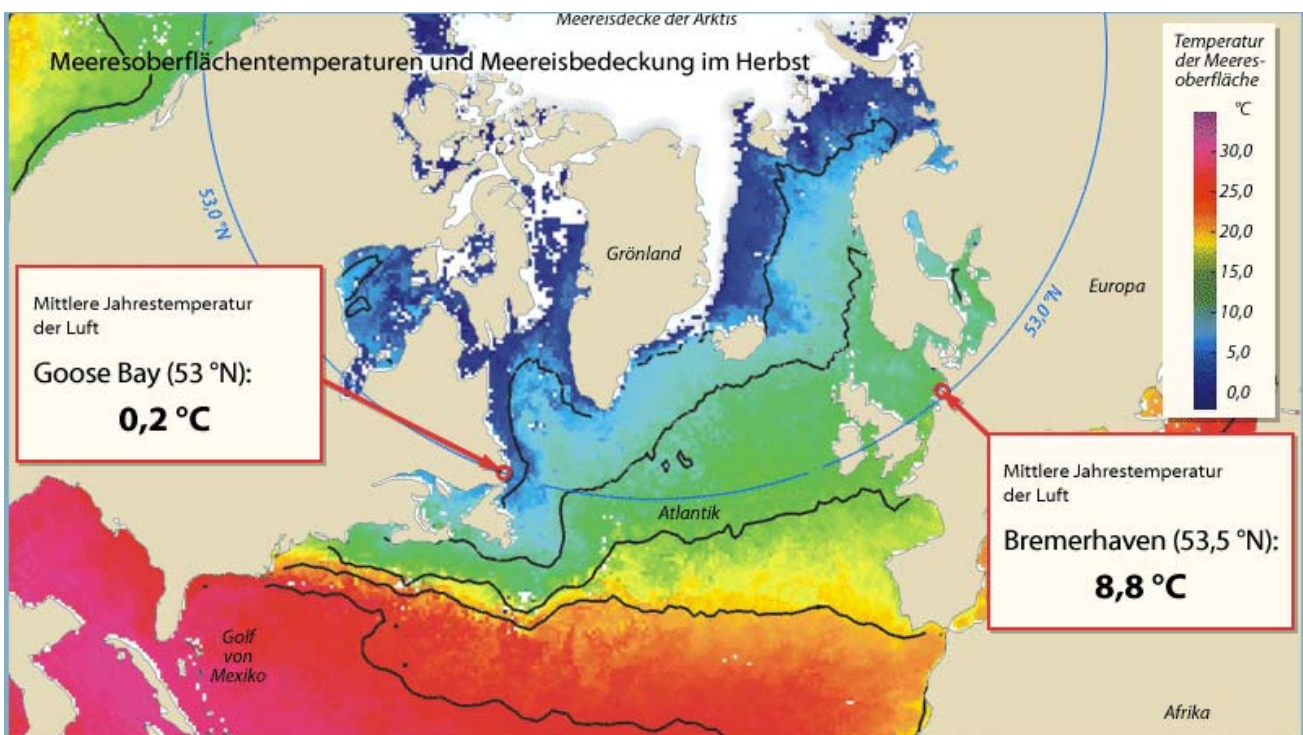


Abbildung 1: Meeresoberflächentemperatur im Nordatlantik im Herbst (nach T. MARTIN, IFM Kiel)

Verantwortlich für die warmen europäischen Winter ist die Wärmeabgabe des großen marinen Förderbandes über dem Nordatlantik. Der Atlantik nimmt in niederen Breiten große Wärmemengen aus der Atmosphäre auf und transportiert sie mit dem Golfstrom und dessen nordatlantischen Ausläufern bis in die sogenannte GIN(Grönland-Island-Norwegen-)-See. Hier wird das stark salzhaltige Wasser des Golfstroms abgekühlt und seine Dichte soweit erhöht, dass es absinkt und dabei seine Wärme wieder an die Atmosphäre abgibt.

¹ Nach DKRZ; EuK (<http://www.dkrz.de/schule/>); D. KASANG

Die ozeanische und die atmosphärische Zirkulation gleichen durch polwärtigen Wärme-Transport je zur Hälfte den Energie-Gegensatz aus, der durch die unterschiedliche Sonneneinstrahlung in niederen und höheren Breiten entsteht. Die durch das Absinken großer Wassermassen im Nord-Atlantik bedingte starke Oberflächenströmung hat zur Folge, dass der größte Teil des nordwärtigen gesamt-ozeanischen Wärmetransports durch den Atlantik erfolgt. Bei 24° N beträgt er etwa 1 PW (1 Petawatt = 10^{15} Watt). Zwar ist an diesem Wärmetransport auch der Wind beteiligt, der besonders in den Subtropen die Oberflächenströmung antreibt, größtenteils wird er aber durch die thermohaline Zirkulation geleistet, bei 36° N etwa zu 80 %.

Die Wärmemenge, die das Golfstrom-Wasser bei seinem Absinken im Nord-Atlantik abgibt, entspricht dem Temperatur-Verlust bei der Konvektion. Das Oberflächenwasser in der GIN-See hat eine Temperatur von ca. +10 °C, das nordatlantische Tiefenwasser hat in 2 - 3 km Tiefe dagegen nur noch +3 °C. Jeder cm^3 des Oberflächenwassers gibt bei seinem Absinken ca. 29 Joule Wärme an die Atmosphäre ab. Bei einer Wasserzufuhr von 20 Sv durch die thermohaline Zirkulation sind das etwa 17×10^{21} Joule pro Jahr. Das sind 35 % der Energie, die der Atlantik nördlich von 40° N durch die Sonne erhält.

Die Folge ist ein gegenüber vergleichbaren Gebieten im Pazifik um 4 °C wärmerer Nordatlantik und eine Verschiebung der Klimazonen nach Norden um 1.500 km im Vergleich zum globalen Mittel.

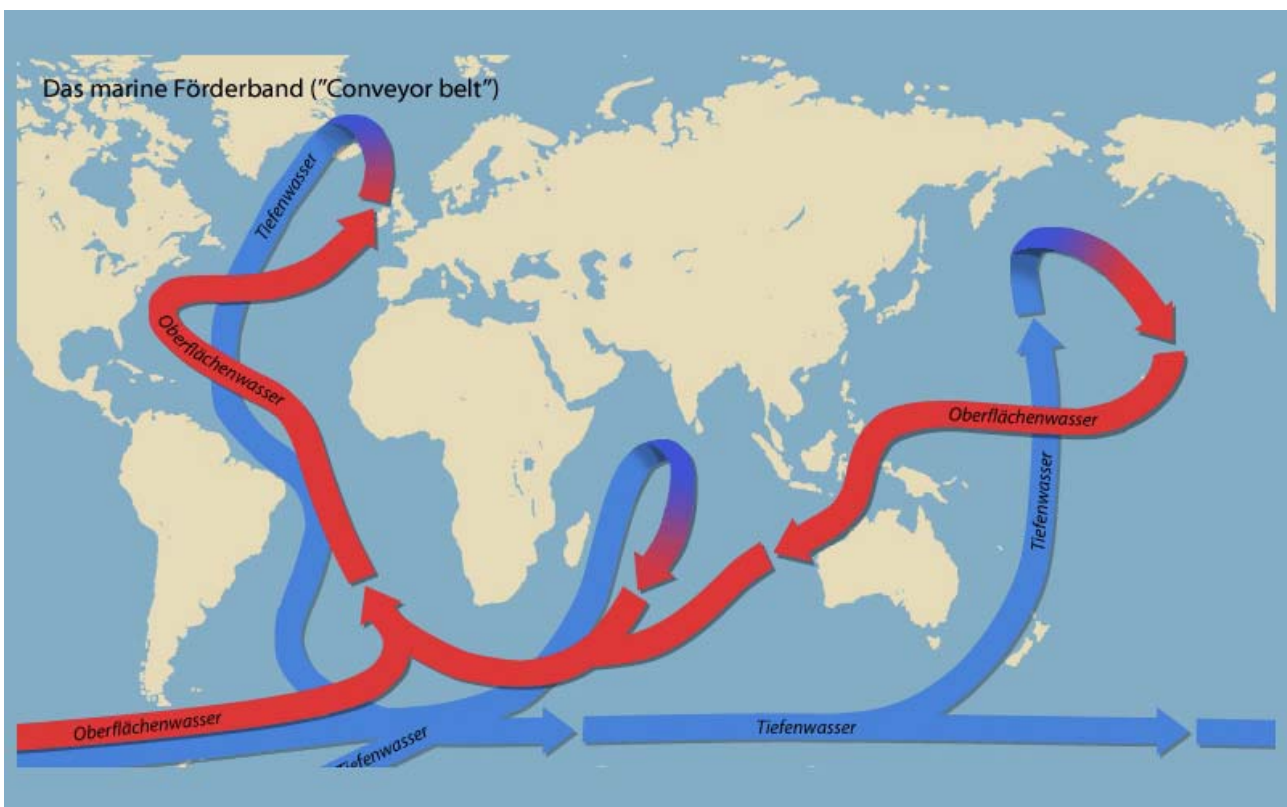


Abbildung 2: Das marine Förderband.



Baustein 5: Energiebilanz Modell

Erarbeitung eines Wirkungsdiagramms am Computer

❶ Materialien:

- Computer, auf den die CD-ROM „System Erde“ gespeichert wurde. Benötigt wird die Animation „Klimasystem“.
- Headset
- Information „Einsatz von Simulationen und Modellen im Modul Klimasystem und Klimageschichte“ (Modul 10, Baustein 5, Material 2)

❷ Aufgaben:

- 1) Öffnen Sie die Animation und erarbeiten Sie mit dem Zeichentool im unteren linken Bildschirmrand ein Wirkungsdiagramm zum Klimasystem. Informieren Sie sich zunächst über die Elemente des Klimasystems.
- 2) Identifizieren Sie die in der Animation präsentierten wichtigen Elemente des Klimasystems und fügen Sie diese in die Graphikoberfläche ein.
- 3) Verbinden Sie die Elemente mit Pfeilen und beschriften Sie diese mit einem „+“ für positive Rückkopplung oder mit einem „-“ für eine negative Rückkopplung. Die Pfeile zeigen dabei in Richtung der Wirkung. Mit Hilfe der Funktion „Zeiger“ können Sie Systemelemente verschieben, bearbeiten oder auch wieder entfernen.
- 4) Erläutern Sie, wie die Größen aufeinander wirken und welche Bedeutung die von Ihnen herausgearbeiteten Wirkungen für das (globale) Klima haben?



Baustein 5: Modellierung

Einsatz von Simulationen und Modellen im Modul Klimasystem und Klimageschichte

Modelle sind Hilfsmittel zum Umgang mit der Realität. Menschen haben vermutlich schon von Anbeginn mit Denkmodellen gearbeitet und diese später auch in Nachbauten umgesetzt und anschließend geprüft und verändert.

Modelle können dabei in vielfältiger Form vorliegen - z. B. als verkleinerte Abbilder des Originals, als mathematische Funktion oder als Computerprogramm. Die Entwicklungen in der elektronischen Datenverarbeitung erlauben es neuerdings, viele natürliche und technische Systeme nachzustellen und zu simulieren.

Da es sich aus nahe liegenden Gründen verbietet, ein geophysikalisches Experiment mit der Erde durchzuführen, existiert zu der Modellierung des Klimasystems im Rechner keine Alternative. Mit Klimamodellen versucht man dabei der realen Gegebenheit so nahe wie möglich zu kommen. Das Hauptziel ist, die Wahrscheinlichkeit zu ermitteln, in welchen Bahnen sich das Klima in den nächsten Jahrzehnten oder Jahrhunderten entwickeln wird.

Es gibt eine Vielzahl von verschiedenen Computermodellen einzelner Teile des Klimasystems. Gemeinsam haben sie alle eine sehr große Komplexität - ein Charakteristikum, was die detailliertere Behandlung oder gar Erstellung von Klimamodellen in der Schule ausschließt.

Komplexe und dynamische Prozesse wie z. B. die Vorgänge im Klimasystem oder der Treibhauseffekt sind für Schüler/innen relativ schwer zu verstehen. In diesem Zusammenhang können Modelle und Simulationen von verschiedenen Teilaspekten des Erdsystems dazu beitragen, ein Verständnis zu erzeugen, wie sich diese komplexen Systeme verändern und Rückkopplungseffekte das Verhalten des gesamten Systems beeinflussen. Das zentrale Konzept des Modellierens ist hierbei die Verdeutlichung und das Verständnis für die Wechselwirkung der Systemobjekte miteinander. Hierbei erlaubt eine eigenständige Modellerstellung den Schüler/innen zu erkennen, welche Veränderungen an welchen Parametern Sinn machen und welche nicht. Auf diesem Wege können Modelle Werkzeuge sein, um das Wissen über ein System zusammenzufassen, Inter- und Extrapolationen durchzuführen sowie alternative Entwicklungen zu bewerten.

Eigenschaften und auch das Verhalten eines Systems sind durch seine Struktur definiert. Besonders die Feedback-Loops geben einem System einen nichtlinearen Charakter und seine eigene Dynamik. Zum Verständnis dieser Beziehungen und Rückkopplungseffekte im System können die dahinter stehenden Differentialgleichungen betrachtet werden. Die Modellstruktur kann aber weitaus anschaulicher in entsprechenden Simulationsdiagrammen dargestellt werden.

Mit Hilfe interaktiver grafischer Simulationsumgebungen können Strukturdiagramme des jeweiligen Systems am Rechner erstellt werden. Es werden bestimmte Strukturen des Systems parametrisiert und ihre Wirkungsbeziehungen untersucht. Dabei können die Hypothesen in einem permanenten Prozess erweitert und verändert werden.

Sonnenlicht reflektieren und daher einen Abkühlungseffekt besitzen. Der große Unterschied zwischen dem niedrigsten und dem höchsten Wert kommt sowohl durch die verschiedenen zugrundeliegenden Szenarien wie durch die abweichenden Modellergebnisse bei denselben Szenarien zustande.

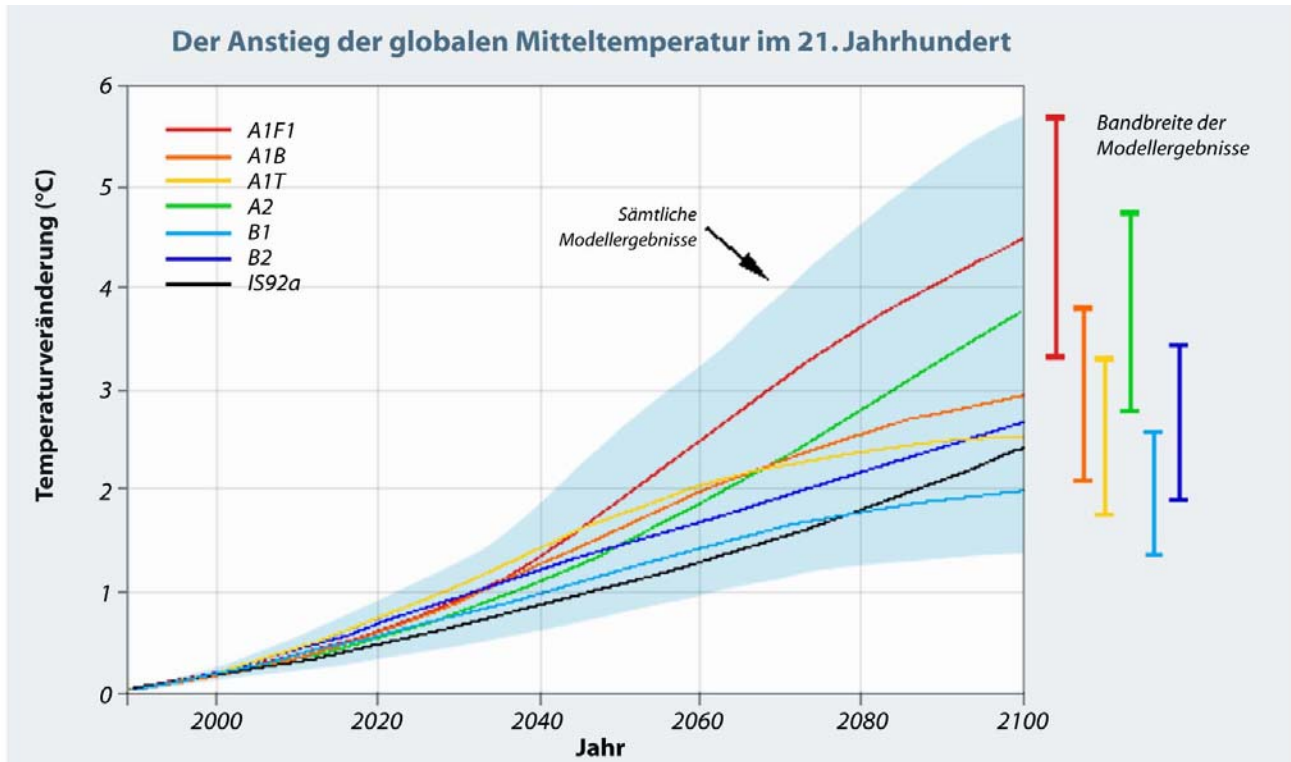


Abbildung 2: Der Anstieg der globalen Mitteltemperatur im 21. Jahrhundert (nach IPCC 2001a). Für jedes der sechs repräsentativen Emissions-Szenarien wurden verschiedene Modellrechnungen durchgeführt. Die farbigen Linien geben die Mittelwerte der Modellrechnungen an, die senkrechten Balken am rechten Rand der Darstellung zeigen die Spannweite der Modellergebnisse. Die Darstellung zeigt außerdem die Berechnung nach dem IS92a-Szenario („business as usual“) des IPCC-Berichts von 1996.,

Die Modellsimulationen bei dem „günstigsten“ Szenario B1 ergeben einen Temperaturanstieg von 1,4 bis 2,4 °C. D.h., selbst bei Annahme einer nachhaltigen und global einheitlichen Entwicklung liegt der Temperaturanstieg im 21. Jahrhundert um das Zwei- bis Vierfache höher als die Temperaturzunahme im 20. Jahrhundert. Bei dem Mittelwert aller Szenarien zwischen 3 - 4 °C und den durchaus auch möglichen 5 °C liegt die Erwärmung in der Größenordnung des Unterschieds zwischen der letzten Kaltzeit und der gegenwärtigen Warmzeit. Das bedeutet, dass der Mensch in 100 Jahren das Klima möglicherweise ebenso einschneidend verändern wird, wie es in der Vergangenheit durch die Variation der Erdbahnparameter in Zeitskalen von mehreren zigtausend Jahren verändert wurde.

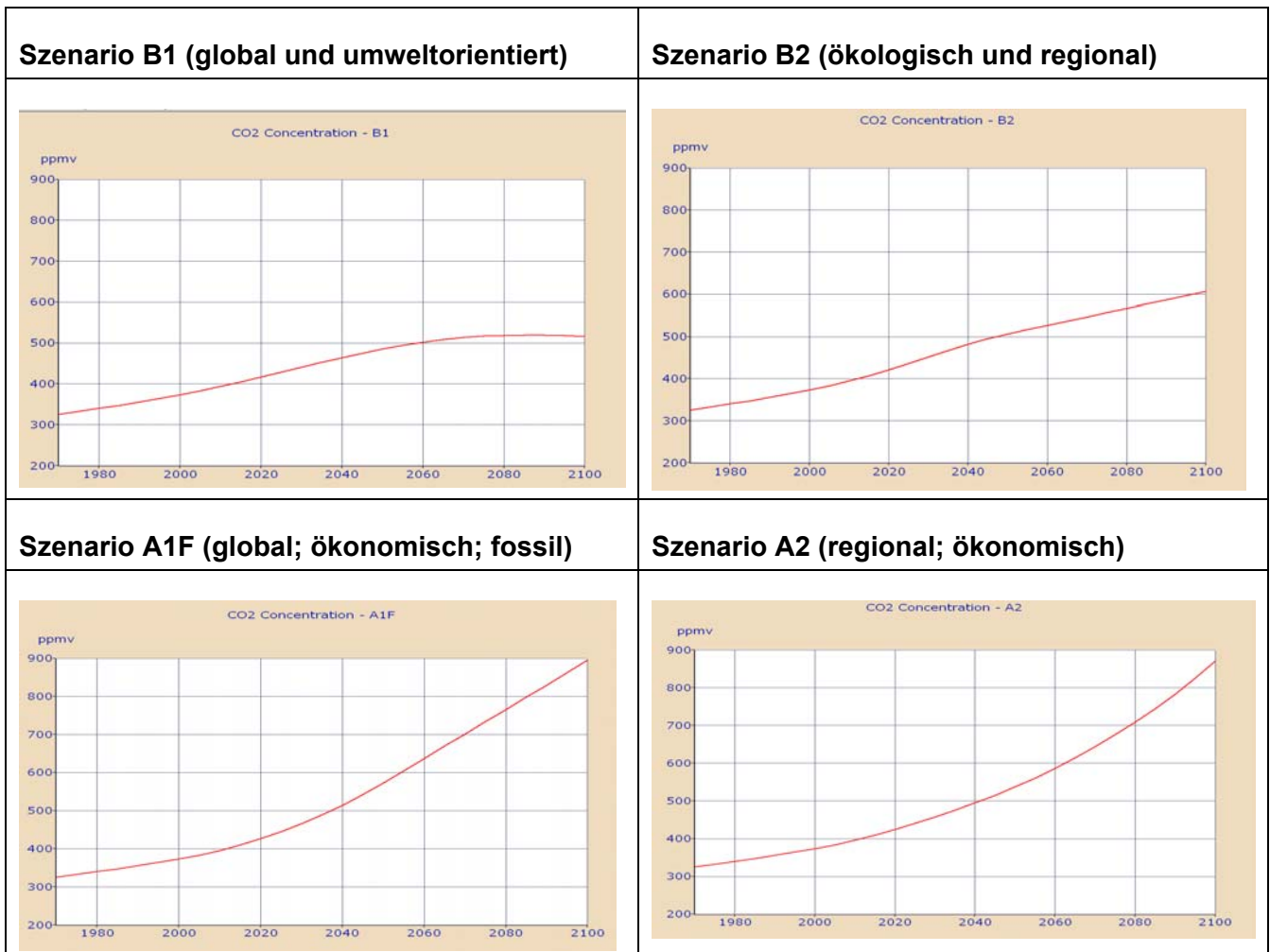


Abbildung 3: Veränderung der Kohlenstoffdioxidkonzentration in ausgewählten Szenarien.

🔗 Aufgaben:

- 1) Informieren Sie sich über den Unterschied „Szenario“ und „Prognose“ (s. Abb. 1).
- 2) Betrachten Sie die Szenarien über die Entwicklung der Kohlendioxidkonzentration (s. Abb. 3)! Um wie viel ppm steigt die Kohlendioxidkonzentration in jedem Szenario? Betrachten Sie dabei besonders die Zeitspanne von 1980 bis 2060!
- 3) Der IPCC Bericht 2001 (s. Abb. 2) zeigt für die unterschiedlichen Szenarien zur ökonomischen und politischen Entwicklung verschiedene Modellergebnisse zum Temperaturanstieg in den nächsten Jahrzehnten. Erläutern Sie dabei die Ergebnisse.
- 4) Erläutern Sie die Beschriftung „Bandbreite der Modellergebnisse“ in der Abbildung 2.

Baustein 6: Menschlicher Einfluss

Szenarien der möglichen Folgen der globalen Erwärmung

❶ Folgen der globalen Erwärmung:

Wetterextreme

Für die regionalen Folgen des Klimawandels von besonderer Bedeutung sind mögliche Veränderungen von Wetterextremen wie Hitzeperioden, Dürren, Starkniederschlägen oder Stürmen, da sie Naturkatastrophen mit erheblichen Schäden verursachen können. In jüngster Zeit sind besonders die Versicherungsgesellschaften darüber beunruhigt, dass die Schadensbelastung durch wetterbedingte Naturkatastrophen in den letzten 20 Jahren dramatisch zugenommen hat. Jüngere Datenanalysen und Modell-Untersuchungen zeigen inzwischen in einigen Regionen eine zunehmende Häufung extremer Wetterphänomene und eine größere Wahrscheinlichkeit, dass dafür der anthropogene Treibhauseffekt verantwortlich ist.

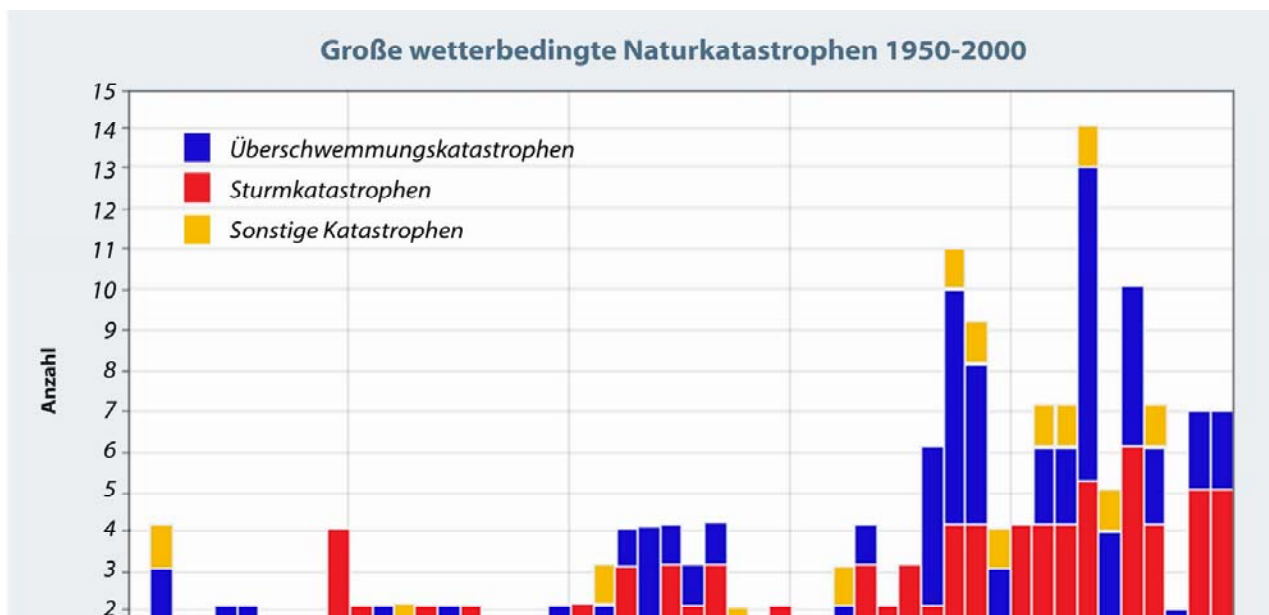


Abbildung 1: Große wetterbedingte Naturkatastrophen 1950-1999 (nach Münchener Rück 2000). Als „große Naturkatastrophe“ wird ein Ereignis verstanden, das die Selbsthilfefähigkeit der betroffenen Region deutlich übersteigt und überregionale oder internationale Hilfe erforderlich macht. Die deutliche Zunahme seit den 1950er und 1960er Jahren ist in erster Linie darauf zurückzuführen, dass immer mehr Menschen sich in katastrophengefährdeten Gebieten ansiedeln und moderne Gesellschaften und Technologien eine zunehmende Anfälligkeit gegenüber Störungen aufweisen. Dennoch wird von der Versicherungswirtschaft auch in der Klimaänderung eine wesentliche Ursache gesehen.

Die Hochwasserkatastrophen der letzten Jahre haben bewusst gemacht, dass Veränderungen der Niederschlagsmenge und -intensität besonders ernst zu nehmen sind. Bei einer globalen Erwärmung nimmt die Wasserdampfkapazität der unteren Atmosphäre zu, und Verdunstung und Niederschlag verstärken sich. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts hat der Niederschlag über dem Land global um ca. 1 % zugenommen. Dabei zeigen sich allerdings erhebliche regionale Unterschiede. So erhöhten sich die Niederschläge in den USA zwischen 5 % und 10 % und über der nördlichen Hälfte Europas, d .h. nördlich der Alpen, um 10 - 50 % seit

Beginn des 20. Jahrhunderts. Im Allgemeinen kann davon ausgegangen werden, dass in Gebieten mit ansteigender Niederschlagstendenz auch die Starkniederschläge zunehmen.

Auch das Auftreten von starken Stürmen sowohl in den mittleren Breiten wie in den Tropen wird mit dem anthropogenen Treibhauseffekt in Beziehung gebracht. Für das Sturmklima im Winter über Westeuropa sind Schwankungen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) verantwortlich, einer Art Luftdruckschaukel zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch. Einige Modelle, die das Verhalten der NAO bei einer steigenden Konzentration von Treibhausgasen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts untersucht haben, zeigen eine Intensivierung der Nordatlantischen Oszillation bei einer Verstärkung des anthropogenen Treibhauseffekts und lassen vermuten, dass auch die NAO-Intensivierung der letzten drei Jahrzehnte bereits eine Folge des anthropogenen Klimawandels ist. Angesichts der großen Schäden, die tropische Wirbelstürme anrichten können, ist die Frage, ob ihre Häufigkeit oder Intensität durch eine globale Erwärmung beeinflusst wird, für viele Regionen der Erde von elementarer Bedeutung. Eine sichere Prognose über das Verhalten tropischer Zyklonen in einem wärmeren Klima ist zur Zeit nicht möglich. Aktuelle Untersuchungen mit einer verbesserten Modellauflösung haben allerdings eine Verstärkung der Windgeschwindigkeit und eine deutliche Zunahme der sturmnahen Niederschläge ergeben.

Meeresspiegelanstieg

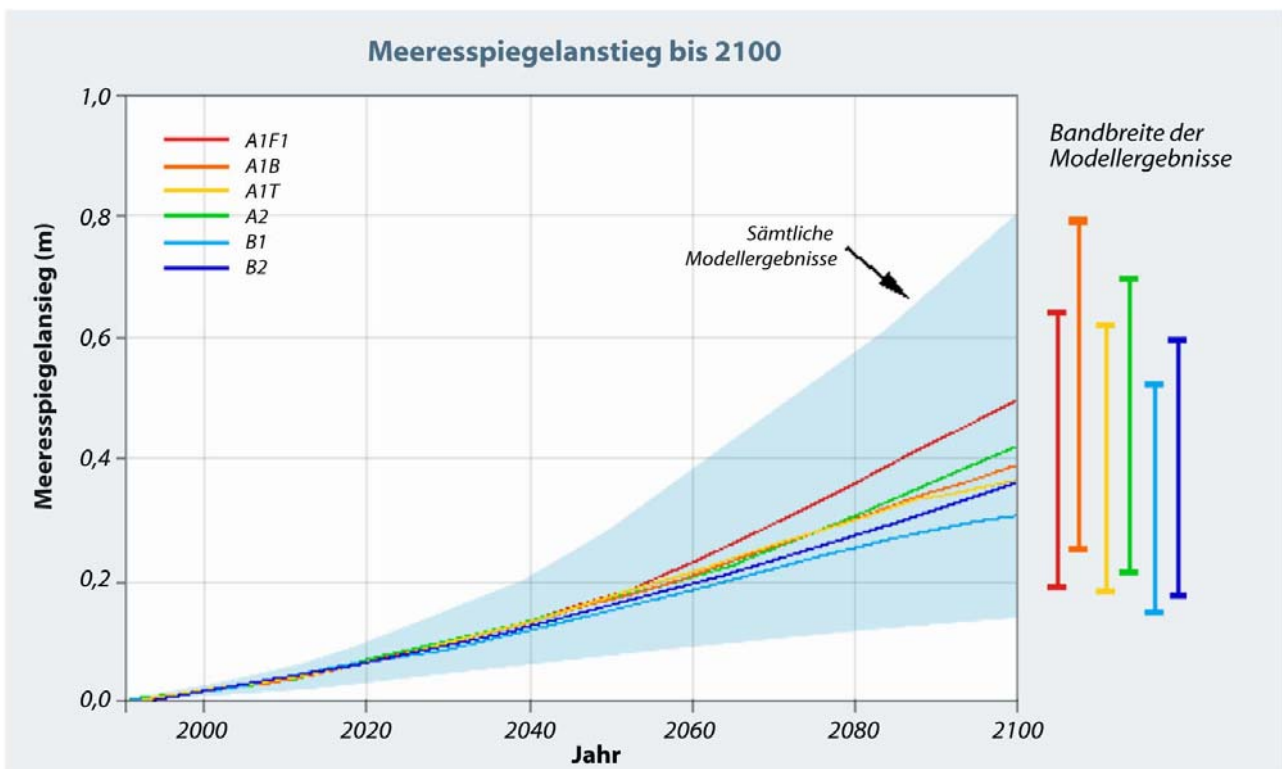


Abbildung 2: Meeresspiegelanstieg bis 2100 (nach IPCC 2001a). Die farbigen Linien geben die Mittelwerte der Modellrechnungen an, die senkrechten Balken am rechten Rand der Darstellung zeigen die Spannweite der Modellergebnisse.

Am Beginn der Diskussion um den anthropogenen Treibhauseffekt hat gerade eine mögliche Anhebung des Meeresspiegelniveaus die Medien zu Katastrophenszenarien veranlasst. Tatsächlich ist bereits im 20. Jahrhundert der Meeresspiegel im globalen Mittel um 10 - 20 cm angestiegen. Die Ursache liegt vor allem in der thermischen Ausdehnung des Meerwassers. Der Hauptgrund für den Meeresspiegelanstieg im 21.



Jahrhundert wird wahrscheinlich ebenfalls in der Wärmeausdehnung des Ozeans liegen, erst in zweiter Linie spielt das Abschmelzen von Gebirgsgletschern und des Inlandeises auf Grönland eine Rolle. Das Volumen des antarktischen Eisschildes wird dagegen aufgrund der erhöhten Niederschläge wahrscheinlich geringfügig wachsen. Modellrechnungen ergeben einen Meeresspiegelanstieg von 14 - 80 cm zwischen 1990 und 2100 mit einem Mittelwert von 47 cm¹.

Am stärksten gefährdet durch den Anstieg des Meeresspiegels sind flache Küsten und kleine Inseln, vor allem dann, wenn ein effektiver Küstenschutz fehlt. Besonders betroffen werden daher Entwicklungsländer mit dicht besiedelten Küstenstreifen sein. So sind etwa bei einem Anstieg um 50 cm in Bangladesch die Behausungen von über 5, in Indien von 7 und in Vietnam von 17 Millionen Menschen bedroht. Die Bevölkerung ganzer Staaten wäre bei den sogenannten Kleinen Inselstaaten wie den Seychellen, den Malediven oder Tuvalu gefährdet, da diese Länder sich entweder nur wenige Meter über den Meeresspiegel erheben oder ihre Bevölkerung sich fast ganz in wenigen flachen Küstenstreifen konzentriert.

Natürliche Ökosysteme, Landwirtschaft, Krankheiten

Weitere wichtige Bereiche, auf die sich eine Klimaänderung gravierend auswirken könnte, sind die Verbreitung und das Verhalten von Tier- und Pflanzengemeinschaften, die Tier- und Pflanzenproduktion in der Landwirtschaft, Verbreitung und Auswirkungen von Krankheiten bei Pflanzen, Tier und Mensch und nicht zuletzt in der menschlichen Wirtschaft.

Heute sind fast alle Ökosysteme durch Veränderungen in der Landnutzung, die Ausbreitung von Siedlungen und Verkehrswegen, die Ablagerung von Schadstoffen oder die Einführung neuer Arten stark belastet. Der durch den Menschen verursachte Klimawandel ist ein weiterer Faktor einer globalen Umweltveränderung, der bisherige Gefährdungen noch verstärkt. So ist zu erwarten, dass manche Arten, die bereits als „kritisch gefährdet“ gelten wie z. B. Korallenriffe, durch das Zusammenwirken von Klimawandel und Veränderungen in der Land- und Meeresnutzung aussterben und Arten, die als „gefährdet und störanfällig“ eingeordnet sind, an den Rand des Aussterbens geraten. Andere Arten können aber auch zunehmend günstigere Lebensbedingungen vorfinden. So wird in Eurasien mit einer Ausbreitung der Waldvegetation in die heutigen Tundragebiete gerechnet, wobei die Migrationsraten allerdings deutlich hinter der klimatischen Veränderung hinterhinken werden. Auch die Wachstumsraten werden vielerorts durch eine Verlängerung der Wachstumszeit und günstigere klimatische Bedingungen zunehmen, wie sich schon heute beobachten lässt. Die differenzierte Reaktion der Arten wird wahrscheinlich zu starken Veränderungen der heutigen Ökosysteme vor Ort führen. Einige Arten werden auch unter den neuen klimatischen Bedingungen überleben können, andere werden geschädigt, ohne aber in neue Gebiete ausweichen zu können (z. B. weil sie an bestimmte Lichtverhältnisse angepasst sind), weitere werden in klimatisch geeignetere Räume migrieren und dort die Zusammensetzung bestehender Ökosysteme verändern.

Der erwartete Klimawandel wird mit hoher Wahrscheinlichkeit auch Auswirkungen sowohl auf die Pflanzen- und Tierproduktion wie auf den Wasserhaushalt, die Verbreitung von Krankheitserregern und andere Faktoren des landwirtschaftlichen Systems haben. Die Art dieser Auswirkungen sowie die der menschlichen Reaktionen darauf ist jedoch hoch komplex und daher schwer zu bestimmen und vorherzusagen. Weltweit wird sich nur durch den Klimawandel die Getreideproduktion nach mit großen Unsicherheiten behafteten

¹ Ausführlicher zum Meeresspiegelanstieg s. KASANG, D.: Der globale Meeresspiegelanstieg und seine Folgen (<http://lbs.hh.schule.de/klima/klimafolgen/meeresspiegel/>) und die dort angegebene Literatur.

Modellberechnungen um ca. 160 Millionen t oder ca. 4 % reduzieren. Die Anzahl der durch Hunger bedrohten Menschen wird um ca. 125 Millionen höher liegen als ohne eine Änderung des Klimas durch den Menschen. Negativ betroffen sind vor allem die Entwicklungsländer mit Ausnahme von China. Dabei wird es große regionale Unterschiede geben. Vor allem die Entwicklungsländer werden mit Ernteeinbußen rechnen müssen, während die Landwirtschaft in Europa und Russland von der verlängerten Wachstumszeit und den günstigeren Klimaverhältnissen in höheren Breiten profitieren wird.

Einen wichtigen Einfluss wird der anthropogene Klimawandel auch auf die menschliche Gesundheit haben. Einerseits wird die allgemeine Erwärmung in manchen Regionen die Zahl kältebedingter Krankheiten und Todesfälle verringern, andererseits in anderen Regionen die hitzebedingten Belastungen aber erhöhen. Vor allem wird sich der Klimawandel auf die sogenannten Vektor-Krankheiten auswirken, die durch verschiedene Überträger (Vektoren) wie Insekten oder Nagetiere verursacht werden. Viele Vektor-Organismen regulieren ihre Körpertemperatur nicht selbst und sind deshalb in ihrer Verbreitung und Reproduktion stark von der Temperatur, aber auch von anderen klimabedingten Umweltfaktoren wie Oberflächenwasser, Feuchtigkeit, Wind, Bodenfeuchte, Waldverbreitung usw. abhängig. In einem wärmeren Klima wird mehr Nachwuchs produziert und die Inkubationszeit der Malariaparasiten und Viren in den Mosquitos verkürzt sich. Auch höhere Niederschläge können die Anzahl und Qualität der Brutplätze für Vektoren steigern, abnehmende Niederschläge erschweren dagegen deren Überleben.

Nach Modellrechnungen wird sich bei einem Temperaturanstieg um 3 - 5 °C bis zum Jahre 2100 die Übertragungsgefahr von Malaria in tropischen Regionen verdoppeln und in gemäßigten Gebieten sogar mehr als verzehnfachen. Auch in Mitteleuropa muss mit einer künftigen Ausbreitung von Malaria gerechnet werden. Insgesamt wird sich in der zweiten Hälfte des nächsten Jahrhunderts der Anteil der Weltbevölkerung, der in malariagefährdeten Gebieten lebt, von gegenwärtig 45 % auf 60 % erhöhen. Im Jahre 2080 wird es durch den Klimawandel etwa 450 Millionen Menschen mehr in durch Malaria gefährdeten Gebieten als 1990 geben.

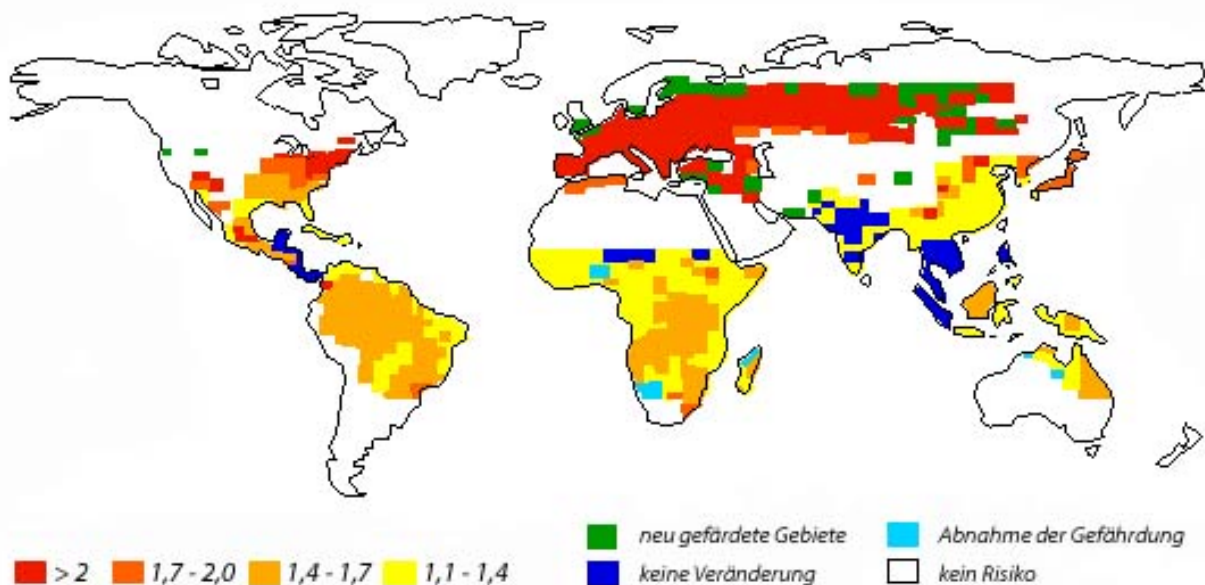


Abbildung 3: Prognostizierte Veränderung der Malaria-Übertragung 2020 gegenüber dem durchschnittlichen Risiko 1961-1990 (nach EPSTEIN 2000)



In Mittel- und Nordeuropa stellt als klimaabhängige Vektor-Krankheit die Zeckenzephalitis zwar immer noch ein seltenes, aber zunehmend ernsthaftes Problem dar, da sie tödlich wirken kann. In manchen Gebieten sind 1 - 4% der Zecken infiziert. Die milden Winter der letzten Jahre haben die Überlebenschancen von Zecken und ihren Wirtstieren (kleineren Waldnagern und Rotwild) stark begünstigt. Dadurch konnte die Übertragungsintensität in den jeweils folgenden Jahren auf einem sehr viel höheren Niveau ansetzen, da nicht erst entsprechend neue Populationen aufgebaut werden mussten.

② Aufgaben:

- 1) Fassen Sie die möglichen Folgen einer globalen Klimaerwärmung zusammen. Diskutieren Sie welche der erwähnten Folgen für die gegenwärtige Entwicklung eher zutreffen.
- 2) Können Sie noch weitere mögliche Folgen des prognostizierten Klimawandels nennen? Informieren Sie sich.



Baustein 6: Menschlicher Einfluss

Anpassen – Verhindern. Möglichkeiten der Reduktion der Emissionen, Möglichkeiten der Anpassung an die Klimaveränderung

Vermeiden oder Anpassen

Die Zeit 11/2001

K L I M A F O R S C H U N G

"Baut Dämme auf!"

Der jüngste Weltklimareport liegt vor: Es wird wärmer, die Meeresspiegel steigen. Was ist zu tun? Ein Gespräch mit dem Hamburger Klimaforscher Guy BRASSEUR

Das Gespräch führten Hans SCHUH und Andreas SENTKER.

Am Montag dieser Woche veröffentlichte die internationale Expertengruppe IPCC den dritten Teil ihres aktuellen Klimareports. Während im ersten Teil der Klimawandel skizziert und im zweiten Teil seine Folgen beschrieben werden, befasst sich die aktuelle Publikation mit politischen und wirtschaftlichen Handlungsoptionen. Die Empfehlungen der Experten sind nicht neu: Energie sparen, alternative Energieformen fördern. Die Techniken sind da. Sie sind inzwischen nach Ansicht des IPCC oft auch ökonomisch sinnvoll. Aber noch bestehen politische Hürden, die es zu beseitigen gilt.

DIE ZEIT: Nun liegt der dritte Bericht des IPCC zum globalen Klimawandel fast vollständig vor. Verglichen mit dem ersten Bericht von 1990, hat sich wenig geändert: Der Meeresspiegel steigt in hundert Jahren maximal um einen Meter, die globale Durchschnittstemperatur um ein bis sechs Grad. Auch politisch hat sich wenig bewegt. Viel Lärm um nichts?

GUY BRASSEUR: Nein, vordergründig mag das so erscheinen. Tatsächlich hat sich enorm viel bewegt, in der Wissenschaft wie in der Politik. Früher schauten alle vorwiegend auf den weltweiten Anstieg des Treibhausgases Kohlendioxid, über das CO₂ wurde auch hauptsächlich in Kyoto verhandelt. Bald merkte man aber, dass auch andere Gase wie Methan, also Erd- oder Biogas, dass Stickoxide oder die ozonzerstörenden Fluorchlorkohlenwasserstoffe FCKW wichtige Rollen im Treibhaus spielen. Sogar das Ozon, das in den unteren Luftschichten deutlich zugenommen hat, trägt spürbar zur Erwärmung bei.

ZEIT: Es wurden aber auch zunehmend kühlende Faktoren gefunden.

BRASSEUR: Exakt, etwa Aerosole, fein verteilte Nebeltröpfchen, die überwiegend aus der Verbrennung von Kohle stammen. Sie lenken Sonnenlicht zurück ins All und bewirken regional eine Abkühlung, die etwa zehnmal stärker ist als der Treibhauseffekt durch Kohlendioxid. Regional bedeutend sind auch Ruß oder Staub. Aerosole, Ruß und Staub fördern außerdem die Wolkenbildung. Die Wolken wiederum haben je nach Dicke und Höhe, in der sie entstehen, gegensätzliche Wirkung. Weiße Wolken kühlen, schwarze hingegen wärmen. Insgesamt erweist sich das Klima als viel komplexer, als angenommen. Wenn wir derzeit eine Summe aus allen wärmenden und kühlenden Klimafaktoren bilden, dann resultiert am Ende eine positive Zahl, plus/minus eine größere Zahl für den möglichen Fehlerbereich unserer Berechnungen.



ZEIT: Diese Unsicherheit steht in scharfem Kontrast zur Botschaft vieler Forscher an die Öffentlichkeit, am Treibhauseffekt und seinen verheerenden Folgen könne niemand mehr zweifeln.

BRASSEUR: Das IPCC hat die großen Unsicherheiten nie verschwiegen. Wichtig ist, dass das komplexere Klimabild mit deutlich verbesserten Klimamodellen einhergeht. Wir können heute sehr gut für die vergangenen hundert und mehr Jahre nachvollziehen, warum sich die Temperaturen so entwickelt haben.

ZEIT: Mit wachsender Erfahrung kann man fast alles im Computer simulieren.

BRASSEUR: Trotzdem wächst unser Vertrauen in die Klimamodelle. Es ist aber richtig, dass sich die Temperaturprognose des IPCC in den vergangenen zehn Jahren kaum verändert hat. Schon vor rund hundert Jahren hat der Schwede Svante ARRHENIUS berechnet, die Erde werde sich um etwa fünf Grad erwärmen.

ZEIT: Wozu dann all die Klimawarnungen?

BRASSEUR: Weil wir inzwischen wissen, dass die Erde ähnlich kompliziert ist wie unser Körper. Beide sind nichtlineare, rückgekoppelte Systeme mit Fernwirkungen und empfindlichen Druckpunkten. Auch unsere Körpertemperatur bleibt dank aufwändiger Regelung meist stabil. Aber dann kommt eine Infektion, und hopp, schnellt das Fieber hoch.

ZEIT: Wie übersetzen Sie die Medizin in die Klimaforschung?

BRASSEUR: Wir wissen aus Eisbohrungen an den Polen oder aus Meeressedimenten, dass unser Klima in den vergangenen 400.000 Jahren recht stabil war. Aber zwischendurch kam es in den Eis- und Zwischeneiszeiten immer wieder zu heftigen Temperatursprüngen. Wahrscheinlich war eine relativ kleine Änderung der Sonneneinstrahlung der Auslöser. Weniger Sonne bedeutete mehr Kälte, die Eisflächen wuchsen. Diese spiegeln zunehmend das Sonnenlicht, es wird noch kälter. Kaltes Meerwasser entzieht der Luft Kohlendioxid, die Methanproduktion aus Biomasse schrumpft. Es wird noch kälter, die Abkühlung verstärkt sich immer mehr.

ZEIT: Manche Klimaforscher warnen, wir befänden uns am Ende einer ungewöhnlich langen Warmperiode, die nächste Eiszeit drohe. Die könnte man mit Treibhausgasen abfedern.

BRASSEUR: Ich halte solche Klimaexperimente für unverantwortlich. Wir wissen nicht genau, wie Eiszeiten entstehen. Das Risiko ist zu groß, die Katastrophe zu verstärken oder auszulösen. Plötzlich verlagert sich der Golfstrom Richtung Grönland, und Europa friert.

ZEIT: Die Verlagerung des Golfstroms wurde oft beschworen. Aber Rechnungen hier im Max-Planck-Institut zeigen, dass sich in den nächsten hundert Jahren wenig ändert.

BRASSEUR: Hoffentlich. Sicher wissen wir nur, dass wir den Strahlungshaushalt der Erde ähnlich verändern, wie sich die Sonneneinstrahlung bei den Übergängen zwischen Eiszeiten und Warmzeiten veränderte. Noch wissen wir nicht, welche Kettenreaktion wir damit auslösen.

ZEIT: Wie könnte die Reaktion aussehen?

BRASSEUR: Das IPCC warnt vor Veränderungen der Niederschläge, etwa des Monsuns. In den Tropen könnten mehr Hurrikans auftreten.

ZEIT: Die weitaus größten Temperaturänderungen werden im Norden erwartet. Stimmt es, dass die armen Länder im Süden von den negativen Folgen am stärksten betroffen sein werden?



BRASSEUR: Mit einem Grad mehr hier in Hamburg könnte ich gut leben. Aber die Temperaturveränderungen sind nicht das Wichtigste. Vieles spricht dafür, dass der Meeresspiegel steigt und die Hurrikans zunehmen. Für Bangladesch oder Indien kann das verheerend sein. Wir greifen mit unseren Emissionen ins Klima ein und riskieren damit auf Dauer, dramatische Fernwirkungen auszulösen. Zehntausend Hurrikanopfer, das ist fast wie ein Atombombenabwurf. Es ist inakzeptabel, weiterzumachen wie bisher.

ZEIT: Alle Versuche, über das Kyoto-Protokoll weltweit die Kohlendioxidemissionen zu bremsen, sind jedoch politisch gescheitert.

BRASSEUR: Besonders frustrierend ist, dass man über das Scheitern des Kyoto-Protokolls gar nicht traurig sein muss. Es hätte kaum etwas gebracht. Selbst wenn wir uns einigten, die CO₂-Emissionen auf dem aktuellen Stand einzufrieren, ginge der Klimawandel weiter. Wollten wir nämlich den jetzigen CO₂-Gehalt der Luft beibehalten, dann müssten wir die Emissionen um 90 Prozent radikal absenken. Das ist unmöglich.

ZEIT: Was tun?

BRASSEUR: Wir brauchen eine Mehrfachstrategie. Erstens die Emissionen senken. Zweitens müssen wir uns auf wachsende Klimaschäden einrichten, Dämme erhöhen oder sturmsicherer bauen, auch wenn wir nicht jedem Inder ein solides Steinhaus errichten können. Drittens sind kulturelle Änderungen notwendig, etwa beim wahllosen Verbrennen von Biomasse, das in Asien verbreitet ist. Viertens benötigen wir alternative Energiequellen und neue Techniken wie Brennstoff- und Solarzellen. Fünftens wäre die Forschung zu intensivieren.

ZEIT: Die neue US-Regierung wird das Kyoto-Protokoll kaum ratifizieren.

BRASSEUR: Langfristig bin ich gar nicht so pessimistisch. Der Vater von George Bush setzte auf Forschung, so brauchte er umweltpolitisch nicht zu handeln. Auch die jetzige Administration dürfte die Forschung stärken. Das Kyoto-Protokoll basierte hauptsächlich auf europäischer Wissenschaft. Es wäre gut, wenn der nächste IPCC-Bericht stark von den Amerikanern mitgeprägt wäre. Dann wird der Druck auf die US-Politik steigen. Und die hat inzwischen begriffen, dass sie in der Klimaforschung auch technisch ins Hintertreffen geraten ist.

ZEIT: Sie meinen die Entwicklung von Supercomputern zur Berechnung der Klimamodelle?

BRASSEUR: Genau. Die Amerikaner haben ihre Spitzenstellung verloren. Derzeit bauen die Japaner in Yokohama einen „Erdsimulator“, eine fußballfeldgroße Anlage für eine halbe Milliarde Dollar, die etwa 100-mal leistungsfähiger ist als unsere Maschinen in Europa.

ZEIT: Hat Europa nichts Vergleichbares?

BRASSEUR: Nein, solche Maschinen bräuchten wir dringend, auch für bessere Wetterprognosen.

ZEIT: Setzen Sie also darauf, dass der wissenschaftliche Fortschritt die Amerikaner irgendwann zur Vernunft bringt?

BRASSEUR: Nicht nur die wissenschaftliche Entwicklung. In Europa und vielen anderen Ländern haben Politiker und Öffentlichkeit weitgehend akzeptiert, dass sich das Klima ändert und der Mensch daran beteiligt ist. Der Bewusstseinswandel in den vergangenen zehn Jahren ist enorm. Und wenn ich mir die Parallelen bei der Bekämpfung der Ozonzerstörung im Montrealer Protokoll ansehe, dann bin ich optimistisch, dass auch die Industrie mitziehen wird, sobald sie ein Geschäft wittert. Damals gingen die Amerikaner voran, und die Europäer bremsen, vor allem die Briten. Als die Industrie begriff, dass sich mit FCKW-Ersatzstoffen Geld verdienen lässt, ging alles ganz plötzlich voran.



ZEIT: Wo sind die Parallelen zur Klimapolitik?

BRASSEUR: Die großen Automobilfirmen sehen, dass sich mit sparsamen Modellen prächtig verdienen lässt. Fast alle großen Firmen entwickeln Brennstoffzellen. Shell hat sich den Bau von Solarzellen auf die Fahnen geschrieben, BP interpretiert den Firmennamen neuerdings mit „Beyond Petroleum“, jenseits vom Öl. Wenn wissenschaftlicher, politischer und wirtschaftlicher Druck zusammenspielen, dann kann ganz schnell ein Umschwung kommen. Auf diesen Wandel müssen wir hinarbeiten.

Aufgaben:

- 1) Erwärmende und kühlende Faktoren spielen in dem Interview um die zukünftige Klimaentwicklung eine wesentliche Rolle. Erläutern Sie diese Faktoren.
- 2) „Vermeiden und Anpassen“ ist das Interview überschrieben. Welche Aussagen von Herrn BRASSEUR würden Sie jeweils den Begriffen zuordnen? Erörtern Sie diese und setzen Sie sich kritisch damit auseinander.
- 3) Zur Beibehaltung des heutigen CO₂-Gehaltes müssten die CO₂-Emissionen radikal abgesenkt werden. Erläutern Sie, welche gesellschaftlichen bzw. wirtschaftlichen Folgen damit verbunden wären.



Vermeiden oder Anpassen

Die Zeit 15/2001

Klima für Angepasste

Das Kyoto-Protokoll wird das Weltklima nicht retten. Die Menschen müssen Energie sparen und Dämme bauen

Von Ulrich Schnabel

Politisch gesehen ist der Rückzug der USA aus den internationalen Klimavereinbarungen ein Desaster. Doch wissenschaftlich betrachtet spielt es kaum eine Rolle, ob das umstrittene Kyoto-Protokoll nun umgesetzt wird oder nicht. Denn die 1997 vereinbarte Reduzierung der Treibhausgase dürfte an der künftigen Entwicklung des Weltklimas kaum etwas ändern.

Einige nüchterne Zahlen machen das deutlich: Wollte man den Trend zur globalen Erwärmung stoppen, müsste der Gehalt des Klimagases Kohlendioxid (CO₂) in der Luft auf dem jetzigen Stand stabilisiert werden. Dies würde eine radikale Absenkung des CO₂-Ausstoßes um 90 Prozent erfordern, wie Guy Brasseur, der Direktor des Max-Planck-Institutes für Meteorologie, kürzlich vorrechnete (*ZEIT* Nr. 11/01). In Kyoto haben jedoch lediglich 38 Industriestaaten versprochen, die Emission von Treibhausgasen um 5,2 Prozent zu verringern (in den Jahren 2008 bis 2012 im Vergleich zu den Werten von 1990). Ob die Vereinbarung in Kraft tritt oder nicht - der Klimawandel wird nahezu ungebremst weitergehen.

Freilich wäre es verkehrt, mit diesem Argument die internationalen Klimaschutzbemühungen für obsolet zu erklären. Denn auch wenn das Kyoto-Protokoll nur ein winziger Schritt ist, so führt er doch in die richtige Richtung. Und nur mit solchen Trippelschritten kommt schließlich Weltpolitik voran.

Ob das nach dem erklärten Ausstieg der USA noch gelingen kann, ist unklar. Damit das Kyoto-Protokoll überhaupt in Kraft tritt, müssen es 55 Unterzeichnerstaaten ratifizieren. Bislang haben es zwar 84 Vertragsparteien unterschrieben, aber nur 33 ratifiziert - Staaten wie Bolivien, die Fidschiinseln, Jamaika, Mikronesien, Rumänien oder Usbekistan. Die Industrieländer (auch die Europäer) hielten sich vornehm zurück. Dazu kommt eine weitere Regelung: Die ratifizierenden Staaten müssen zusammen mindestens 55 Prozent der CO₂-Emissionen ausstoßen - allein die USA sind für ein Drittel aller Emissionen der Industrieländer verantwortlich. Würde noch ein zweiter großer Emittent wie etwa Russland ausscheren, wäre die notwendige Zustimmungsquote auf keinen Fall mehr zu schaffen.

Wie man es auch dreht und wendet: Es scheint unvermeidlich, sich Gedanken darüber zu machen, wie der Erderwärmung zu begegnen ist. So plädiert etwa der Soziologe Nico STEHR vehement „für politische Maßnahmen, die sich vorrangig der Frage der Anpassung widmen“. Schließlich sei es nicht in erster Linie eine Frage der Physik, sondern der sozialen Verhältnisse und der politischen Ökonomie, „ob ein Naturereignis zur Katastrophe führt - oder nicht“. Als Beleg führt STEHR eine Hitzewelle an, die im Jahr 1995 Chicago heimsuchte. Die Temperaturen kletterten eine Woche lang auf über 40 Grad Celsius, der Hitzeindex (die Kombination von Temperatur und Luftfeuchtigkeit) sogar auf über 48 Grad. In dieser Zeit starben 739 Personen mehr als sonst im selben Zeitraum. Eine Untersuchung kam zu dem Schluss, dass über 500 Personen unmittelbar Opfer der Hitzewelle wurden.

Doch die wahren Ursachen, meint STEHR, seien nicht etwa die Temperaturen, sondern die gewachsene Isolation älterer Menschen und die gestiegene Armut in Chicago. „Erst das soziale Konstrukt der



Verletzlichkeit transformiert natürliche Wetterextreme in Katastrophen.“ Andere Städte wie Philadelphia kamen mit der Hitzewelle nämlich sehr viel besser zurecht. Dort hatte man in den vorangegangenen heißen Jahren ein Warnsystem und soziale Netzwerke etabliert, die älteren und gefährdeten Personen halfen.

Wie STEHR beschäftigt sich eine wachsende Zahl von Forschern mit der Frage, wie künftig veränderten Klimaverhältnissen zu begegnen sei. „Vor drei, vier Jahren war das noch ein Thema, das nicht als *politically correct* galt“, erzählt Richard KLEIN vom Potsdamer Institut für Klimafolgenforschung. „Denn es galt manchen als Eingeständnis des Scheiterns einer Klimapolitik. Doch jetzt wächst die Disziplin allmählich.“ Bei seinen Untersuchungen stützt sich Klein vorrangig auf die Szenarien, die das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) entwirft. In seinem jüngsten Bericht sagt das internationale Forschergremium bis zum Jahr 2100 einen Temperaturanstieg zwischen 1,4 und 5,8 Grad voraus, eine Zunahme von Wetterextremen wie Dürren oder Überschwemmungen und ein Steigen des Meeresspiegels um bis zu 88 Zentimeter (ZEIT Nr. 5/01).

„Die Industrieländer werden mit diesem Klimawandel vermutlich einigermaßen zurechtkommen“, prognostiziert Richard KLEIN. „Doch viele Entwicklungsländer werden sich kaum dagegen schützen können.“ Denn die seien schon heute mit dem Katastrophenmanagement bei Überschwemmungen oder anderen Naturdesastern überfordert.

Was etwa ein Anstieg des Meeresspiegels um einen halben Meter für eine Küstenlandschaft bedeutet, haben kürzlich Landschaftsökonominnen der TU Berlin am Beispiel Sylt auszurechnen versucht. Bis zum Jahr 2050, so ihr Szenario, seien auf der Westseite der Insel zwei Millionen Quadratmeter gefährdet, Häuser, Äcker, Wege und Strandabschnitte im Wert von 2,44 Milliarden Mark. Um das zu verhindern, sind „Sandvorspülungen“ und andere Investitionen von insgesamt 91 Millionen Mark notwendig. Fazit der Studie: Die Klimaänderung sei auf Sylt „beherrschbar“, der Nutzen der Schutzmaßnahmen übersteige bei weitem die Kosten. Für die Sylter ein erfreuliches Ergebnis. Doch die Einwohner von Mikronesien oder der Malediven dürften angesichts solcher Investitionssummen verzweifeln.

Der Klimawandel ist eine Chance für neue Märkte

Ohne internationale Solidarität werden daher auch Anpassungsstrategien das globale Ungleichgewicht nur weiter verschärfen. Doch moralische Appelle an die reichen Staaten helfen da kaum weiter. Klimafolgenforscher wie Richard Klein beschwören lieber die Möglichkeiten, die sich angesichts der Herausforderung gerade den Industrieunternehmen eröffnen. Schließlich hätten die Autofirmen, die als erste Katalysatoren entwickelten, auch einen Wettbewerbsvorteil gehabt, als diese flächendeckend eingeführt wurden.

Ähnlich argumentieren erfahrene Umweltpolitiker wie Klaus TÖPFER. „Die Abwehr des Klimawandels bietet die Chance, neue Technologien und Märkte zu erschließen“, sagt der Leiter des Umweltprogramms der Vereinten Nationen. TÖPFER setzt auf den so genannten Clean Development Mechanism, der den Transfer von modernen, sauberen Energietechniken von Industriestaaten in Entwicklungsländer vorantreiben soll. Dieser Teil des Kyoto-Protokolls sieht vor, dass Industrieländer für ihre Treibhausgas-Emissionen Ausgleichszahlungen leisten, die Entwicklungsländern zugute kommen, um Umwelttechniken finanzieren zu können. Diese Vereinbarung ist nicht nur klima-, sondern auch entwicklungspolitisch sinnvoll. Schon allein deshalb lohnt es sich also, die Verhandlungen um das Protokoll von Kyoto auch nach dem Rückzug der USA weiterzuführen.



Aufgaben:

- 4) In dem Artikel wird ein Unterschied zwischen „Naturereignis“ und „Naturkatastrophe“ gemacht. Diskutieren Sie diesen Unterschied.
- 5) „Die Menschen müssen Energie sparen und Dämme bauen“ - mit dieser Zeile ist der Zeit-Artikel überschrieben. Erläutern Sie den Zusammenhang zwischen diesen beiden Handlungsstrategien.
- 6) Erläutern Sie die im Text aufgeführten Zusammenhänge zwischen Klimawandel, Abwehr des Klimawandels und die Folgen für die industrialisierten Staaten und die Entwicklungsländer.



Baustein 6: Menschlicher Einfluss

Pro und Contra: Kyoto-Protokoll

Die Zeit 30/2001

K L I M A K O N F E R E N Z

Fair oder untauglich?

Der Streit um das Kyoto-Protokoll sorgt auch bei Umweltschützern für Kontroversen

Von Udo E. SIMONIS

Das Kyoto-Protokoll ist, nach erfolgter Ratifizierung, ein völkerrechtlich verbindlicher Vertrag zu einer international koordinierten Klimapolitik. Es enthält gemeinsam vereinbarte, wenn auch bescheidene Ziele, wenige, aber potenziell effektive Instrumente und innovative institutionelle Regelungen für die friedliche Kooperation der Staaten zu einem global signifikanten Thema - der sich rasch beschleunigenden Klimaveränderung. Wir brauchen diese Internationalisierung des Rechts und der Politik, weil sonst alles beim Alten bleibt: bei der nationalstaatlichen Verfolgung von ökonomischen Partialinteressen, bei der Zerschneidung von ökonomisch-ökologischen Zusammenhängen, bei der Verfestigung der Spaltung der Welt in Arm und Reich, in Gewinner und Verlierer.

Das Klimaproblem ist per se ein globales, ein langfristiges und ein hoch komplexes Problem. Und das Kyoto-Protokoll ist genau darauf angelegt. Seine Grundprinzipien heißen Partizipation, Solidarität und Differenzierung: Die ganze, die Eine Welt sitzt am Tisch, die Entscheidungsverfahren wurden zugunsten des Südens ausgelegt, die Pflichten zulasten des Nordens differenziert, und an die Zukunft wurde auch gedacht, zunächst nur für eine Dekade, im Grunde aber auf ewig. Das alles ist nicht wenig. Es zu erreichen hat Jahre der intellektuellen Auseinandersetzung und der geschickten Diplomatie erfordert.

Dass es nicht genug ist, dass ehrgeizigere Ziele vereinbart und zusätzliche Instrumente bereitgestellt werden müssen, sei aber gleich angefügt: Wenn die globalen CO₂-Emissionen zur Stabilisierung des Klimasystems binnen weniger Dekaden um 50 bis 60 Prozent reduziert werden müssen, dann sind die für 2008 bis 2012 vereinbarten 5,2 Prozent höchst bescheiden und nur ein erster Schritt; wenn die Mehrkosten für den Umbau der Energiestrukturen in den Entwicklungsländern übernommen werden müssen, dann braucht man dafür mehr Finanzmittel, als den Vereinten Nationen bisher zur Verfügung stehen. Und schließlich: Eine klimapolitisch faire und gerechte Welt muss über den Status quo des Emissionsniveaus der Staaten (Basisjahr 1990) hinausgehen und letztlich gleiche Pro-Kopf-Emissionsrechte für alle Erdenbewohner beinhalten.

All dies, und was an sonstigen konzeptionellen Defiziten oder Schlupflöchern des Kyoto-Protokolls noch beklagt werden mag, bleibt nur auf der politischen Agenda, wenn man es nicht bei einem lokal begrenzten oder regional verbesserten Klimaschutz belässt, sondern wenn es zu einer in Bezug auf Nachhaltigkeit, Gerechtigkeit und Kosteneffektivität koordinierten, das heißt wahrhaft internationalen Klimapolitik kommt. Es sind Zyniker, die da sagen, das Klimaproblem sei ohne internationale Kooperation lösbar. Deshalb muss das Kyoto-Protokoll ratifiziert werden, von Deutschland, von Europa, von Japan - von möglichst vielen der Staaten, die den Vertrag mit ausgehandelt haben.



Wenn dies geschieht, dann wird auch die US-Regierung, irgendwann, zur Besinnung kommen. Die größten Probleme der heutigen Welt ergeben sich nämlich, wie der Ökophilosoph Gregory Bateson treffend bemerkt hat, aus dem Unterschied in der Art, wie die Natur funktioniert, und der Art, wie der Mensch denkt. Angesichts der bedrohlichen, längst in Gang befindlichen Klimadynamik kann man die Nachwelt und die Mitwelt auf Dauer nicht aus der Politik verbannen. Zukunftsvergessenheit und Opferleugnung sind kein Programm.

Udo E. Simonis ist Professor für Umweltpolitik am Wissenschaftszentrum Berlin und Mitglied des Committee for Development Policy der Uno

Dürftig und untauglich

Von Hermann SCHEER

Selbst wenn die Staatenmehrheit für das Kyoto-Protokoll zustande käme: Es wäre höchstens ein symbolischer Gewinn. Längst ist nämlich die Grenze zwischen Kompromiss und Kompromittierung bei Zielen und Maßnahmen überschritten. Sie sind so dürftig und so widersprüchlich, dass sie kaum noch zum Weltklimaschutz taugen. Höchste Zeit, diese Art von Klimapolitik hinter sich zu lassen.

Wo es dringend um die globale Einführung umweltschonender neuer Energiequellen und -techniken geht, erscheint es per se fragwürdig, die Lösungen allein einem politischen Entscheidungsprozess zu überlassen, bei dem die zögerlichste Regierung das Tempo bestimmt. Die Weltklimakonferenzen sind zudem Opfer ihrer falschen Prämisse geworden: Danach gilt die breite Einführung energieeffizienter Techniken und erneuerbarer Energien als volkswirtschaftliche Last. Tatsächlich hätten vor allem die Kohle- und Ölunternehmen den Schaden - in Form wachsender Umsatzverluste. Für die Volkswirtschaften insgesamt aber wäre der Umstieg eine umfassende Chance, die zu ergreifen keineswegs zwingend ein internationales Abkommen notwendig macht. Gilt Klimaschutz aber dennoch als Last, führt der Weg schnurstracks in den Basar der Lastenverteilung. Dort wird dann um Abzüge von den CO₂-Reduktionsverpflichtungen gefeilscht: vom länderübergreifenden Ankauf erteilter Emissionsrechte über das Anpflanzen CO₂-bindender Gewächse bis zum Export von Kraftwerken, die dem Stand der Technik entsprechen - erlaubt ist alles, was das eigene Klimakonto schöner aussehen lässt.

So tappten die Urheber des Kyoto-Protokolls in die Schlupflochfalle, aus der sie nur herauskommen, wenn sie sich in die Komplexitätsfalle uferloser, internationaler, bürokratischer Kontrollen begeben. Wahrscheinlich ist, dass sie in beiden Fallen zugleich stecken. Die Umweltökonomien, die mit ihren globalen Verrechnungsmodellen die Interessenwiderstände überlisten wollten, haben kräftig daran mitgewirkt. Außerdem verengten sie das wirtschaftliche Bewertungsspektrum allein auf die Investitionskosten für CO₂-Minderung. Andere ökonomische Aspekte - Vermeidung von Umweltschäden und von Energieimporten, neue Industrien und neue Arbeitsplätze - fallen unter den Tisch.

Trotz dieser unübersehbaren kontraproduktiven Effekte fordern selbst die meisten Umweltverbände das Inkrafttreten des Kyoto-Protokolls; schließlich habe sich auch das Montreal-Protokoll nach mühsamen Anfängen zu einem erfolgreichen Instrument zum Schutz der Ozonschicht entwickelt. Doch dabei mussten nur die Interessen einiger Kühlmittelhersteller gebändigt werden. Beim Klimaschutz geht es dagegen um eine wesentlich breiter angelegte industrielle Revolution: um die Mobilisierung ökologischer Energietechniken.



Genau die wird durch die Fortsetzung des Verhandlungsmarathons zwecks weiterer Verschlimmbesserung des Kyoto-Protokolls aber eher verhindert. Viel sinnvoller sind überzeugende Modelle, beispielsweise das deutsche Erneuerbare-Energien-Gesetz, das längst international Neugierde weckt. Auch die Einführung der Mikroelektronik wurde nicht von einer internationalen Konvention mit nationalen Quoten abhängig gemacht, um so den Strukturwandel abzufedern. Bei jeder anderen Technik, aktuell bei der Biotechnik, heißt es: schneller sein als andere, weil das der künftigen Wettbewerbsfähigkeit nützt. Diese Einstellung zu ökologischen Energietechniken ist ansteckender als ein internationaler Kompromiss auf dem kleinsten gemeinsamen Nenner.

Hermann SCHEER ist SPD-Bundestagsabgeordneter und Präsident der Europäischen Vereinigung für Erneuerbare Energien, Eurosolar

Aufgaben:

- 1) Fassen Sie die Pro- und Contra Argumente zusammen.
- 2) Informieren Sie sich über das Kyoto-Protokoll. Versuchen Sie einen eigenen Standpunkt zu beziehen.
- 3) Informieren Sie sich im Internet über wichtige internationale Konferenzen zum Schutz der Atmosphäre.



Baustein 7: Auf den Spuren der Klimageschichte

Bohrungen im „ewigen“ Eis der Antarktis und Grönlands– Ein Gruppenpuzzle

❶ Gruppenpuzzle zur Klimageschichte

Die **Eismassen der Polarzonen** sind im letzten Jahrzehnt in das Blickfeld der Öffentlichkeit gerückt, da ihre Erforschung wesentliche Beiträge zum Klima der Eiszeiten, der Jetztzeit und möglicherweise auch der Zukunft liefern kann. Die bisherigen Forschungen und Ergebnisse können als spektakulär bezeichnet werden.

Materialien zu Forschungen im Eis der Antarktis und Grönlands stehen für vier Themenbereiche zur Verfügung:

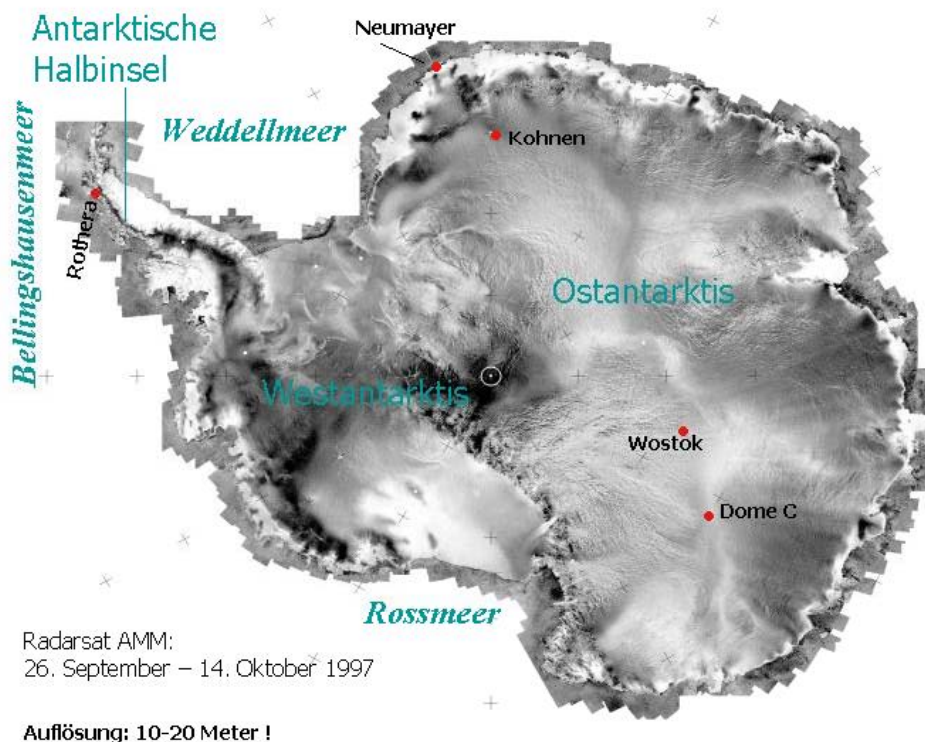
- Gruppe 1: Vorerkundung und Bohrung eines tiefen Eiskernes
- Gruppe 2: Datierung von Eiskernen
- Gruppe 3: Das Eis als Temperaturarchiv
- Gruppe 4: Das Eis als Atmosphärenarchiv

❸ Aufgaben:

- 1) Bestimmen Sie eine/n Moderator/in, der/die die Erfüllung des Arbeitsauftrages in der vorgegebenen Zeit überwachen soll. Nutzen Sie das Material „Arbeitsbericht für Gruppen“ (Modul 3, Baustein 6, Material 3).
- 2) Erarbeiten Sie sich Wissen zum Thema Klimageschichte in **Expertengruppen**. Verteilen Sie hierfür die diesem Material beigefügten Texte in Ihrer Gruppe.
- 3) Führen Sie das Datenmaterial der Gruppen B, C und D in Ihrer **Stammgruppe** zusammen und interpretieren Sie die dokumentierten Zeitreihen.
- 4) Abschließend soll die Gruppenarbeit reflektiert werden. Hierfür sollen Sie das Material „Bewertungsbogen“ (Modul 3, Baustein 6, Material 3) verwenden.

Gruppe 1: Vorerkundung und Bohrung eines tiefen Eiskerns

Einführung: Die Menschen versuchen mit Hilfe von Klimamodellen, die zukünftige Entwicklung des Klimas auf der Erde vorherzusagen. Die Modelle gründen auf dem bisherigen Wissenstand über die komplexe Wechselwirkung klimarelevanter Größen und Prozesse (solare Einstrahlung, Temperatur, Rückstrahlungsfähigkeit der Erde, globale Atmosphären- und Ozeanzirkulationen, Wasserkreislauf, Kohlenstoffkreislauf, Biosphäre etc.). Die Überprüfung der Modelle erfolgt mit Hilfe von Klimazeitreihen aus vergangener Zeit. Der Mensch verfügt über direkte Messreihen einzelner Zustandsgrößen nur aus den letzten Jahrhunderten und nur für räumlich sehr begrenzte Gebiete. Es besteht deshalb ein starkes Interesse, mehr Informationen aus der Natur selbst über das Klimasystem und das Klima vergangener Zeiten zu erhalten. In den letzten Jahrzehnten wurde eine Vielzahl von sogenannten „natürlichen Klimaarchiven“ entdeckt und versucht diese Archive zu interpretieren. Darunter fallen Baumringe, Meeresboden- und Seesedimente, Korallen, Schwämme, Fossilien und polares Eis. Meistens ist die Klimainformation nur indirekt gespeichert, so dass zuerst die Aussagefähigkeit der sogenannten „Proxy- oder Stellvertreterdaten“ im Hinblick auf eine klimarelevanten Zustandsgröße oder einem klimarelevanten Prozess ermittelt werden muss.



Tiefbohrprojekte:

2001-2004	EPICA-DML Dronning Maud Land (Kohnen)	75°S ,0°O 2565m (2004)
1998-2003	EPICA-Dome C Ostantarktis	75°S, 123°O 3233m Endtiefe
19xx-1998	Wostok Ostantarktis	78°S,106°O 3623m

Abbildung 1: Antarktis mit der Eintragung verschiedener Tiefbohrprojekte (Daten: JEZEK, K. und RAMP PRODUCT TEAM 2002. Bild: RAMP AMM-1 SAR image mosaic of Antarctica).

Welche Informationen könnte uns das Eis der Erde liefern? Notwendige Voraussetzung für ein Archiv ist, dass die gespeicherten Informationen über längere Zeit erhalten bleiben. Für das Eis (bzw. den Schnee)

bedeutet dies, dass es die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen übersteht. Dafür eignen sich im besonderen sogenannte „trockene“ Schneezonen, in denen auch im Sommer kein Schmelzen stattfindet. Die „trockenen“ Schneezonen befinden sich auf der Erde in der Antarktis und im Zentralbereich Grönlands. Viele alpine Gletscher sind dagegen ungeeignet. Aus elektromagnetischen Messungen wurden die mittleren Eisdicken in Grönland (bis zu 3.500 m) und der Antarktis (bis zu 4.500 m) indirekt bestimmt. Das Eis wird aus Niederschlag gebildet. In jedem Jahr fällt neuer Schnee, der sich auf den alten Schnee setzt. Die Schwerkraft der Schneemassen sorgt für eine Fließbewegung des Eises. Das Eis bewegt sich vom Inneren des Eisschildes zum Rand hin, wo es in Form von Eisbergen abbricht und im warmen Meerwasser schmilzt. Die Fließbewegung wird beschleunigt, so fern sich ein Wasserfilm zwischen dem Eis und dem Untergrund gebildet hat. Dieser bildet sich in Bereichen mit erhöhten Wärmeströmen aus der kontinentalen Erdkruste. Durch die Fließbewegung findet ein permanenter Austausch des Eises statt, und es ist nicht zu erwarten, beliebig altes Eis auf der Erde zu finden. Bei Kenntnis der jährlichen Schneefallmenge kann aus der Eisdicke und unter Vernachlässigung der Ausdünnung das ungefähre Eisalter abgeschätzt werden.



Abbildung 2: Eisstation Kohlen DES ALFRED-WEGENER-INSTITUTS FÜR POLAR- UND MEERESFORSCHUNG (AWI), Dronning Maud Land, Antarktis (2003). Die Station ist auf Stahlträgern eingehangen und kann je nach Schneezutrag angehoben werden. (Bild: AWI)

Für die Auswahl einer Bohrposition spielt in erster Linie eine Rolle, dass das Eis dort gleichmäßig geschichtet ist und es keine Deformationen zeigt, die die jährliche Abfolge der Schneeschichten zerstören. Dafür eignen sich Bereiche der höchsten Erhebung (Dome, Summit) oder die Bereiche der sogenannten Firnscheiden. Hier findet man die niedrigsten horizontalen Fließbewegungen und somit eine ungestörte Schichtung. Weiterhin ist man sehr daran interessiert, möglichst lang zurückreichende Zeitreihen zu bekommen, so dass man auf dem Eisschild Bereiche sucht, in dem einerseits die Eisdicke maximal und andererseits die jährliche Schneefallmenge minimal ist. Andere spezifische Auswahlkriterien können auch lokaler Art sein. So ist man für Fallstudien auch an einer hohen jährlichen Auflösung interessiert oder an den Einfluss verschiedener Ozeane auf das Klimasystem (an die Antarktis grenzen sowohl Atlantik, Pazifischer als auch Indischer Ozean). Ist eine Bohrposition gefunden, so wird dort ein sogenanntes Bohrcamp errichtet. Wegen der niedrigen Temperaturen und dem Lichtangebot ist es bislang nur möglich in den jeweiligen Sommermonaten zu bohren. Zu einem Camp gehören ein Bohr-Trench, ein Science-Trench, ein Lagerraum, mehrere Raupenfahrzeuge, eine Flugzeuglandebahn sowie zahlreiche Container und Zelte für das ca. 20-köpfige Bohr- und Wissenschaftlerteam. Der erbohrte Eiskern hat ein Kerndurchmesser von ca. 10 cm

und wird meterweise aus dem Bohrloch gefördert. Der Bohrer besteht aus einem Hohlzylinder mit Außenwindungen, an dessen Stirnseite mehrere Schneidmesser angebracht sind. Der Bohrer wird an einer Stahlwinde geführt und besitzt eine Antiverdrehungseinheit. Nach einem Bohrfortschritt von 1 - 3 m wird mit Hilfe von sogenannten Kernfängern (Widerhaken) der Kern an der Stirnseite abgebrochen und über die Winde nach oben befördert. Für die Bohrung eines 3.000 m langen Eiskerns werden 2 - 4 Jahre Bohrzeit benötigt. Damit das Kernloch durch den Eisdruck nicht deformiert wird, muss zum Druckausgleich das Loch mit einer Bohrflüssigkeit aufgefüllt werden, die ungefähr der Dichte des Eises entspricht und auch bei den niedrigen Temperaturen nicht friert.

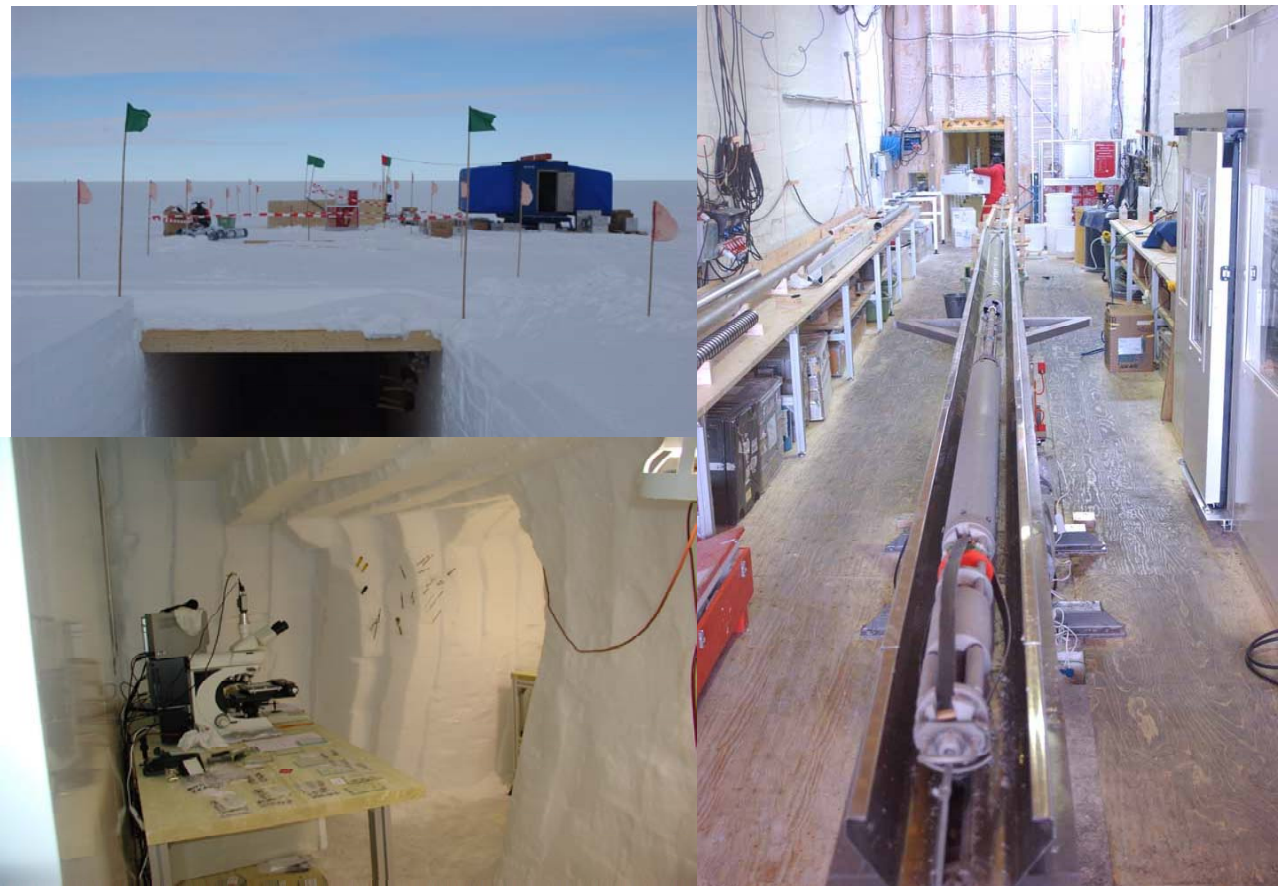


Abbildung 4: Eingang zum Bohr- und Science-Trench unter Tage, Eiskernbohrer mit erbohrtem Kernstück im Bohr-Trench (Bilder: AWI).

Kontrollaufgaben:

- 1) Warum werden natürliche Klimaarchive untersucht?
- 2) Erläutern Sie die Voraussetzungen, die erfüllt sein müssen, damit das Eis als Klimaarchiv interpretierbar ist.
- 3) Beschreiben Sie den Aufbau eines Eisschildes.
- 4) Welches ist die „perfekte“ Bohrposition auf einem Eisschild?
- 5) Schildern Sie das Prinzip einer Eiskernbohrung.

Gruppe 2: Datierung von Eiskernen

Grundvoraussetzung für die Interpretation von polaren Eiskernzeitreihen ist die Datierung des Kerns, d. h. die Zeit- bzw. Alterszuordnung jeder einzelnen Schichttiefe im Kern. Diese kontinuierliche Skala legt die Zeit (bzw. das Alter) aller Klimaparameter fest, die direkt aus dem Eis abgeleitet werden. Für die Datierung des Eiskerns stehen verschiedene Methoden zur Verfügung:

1. Fließmodell

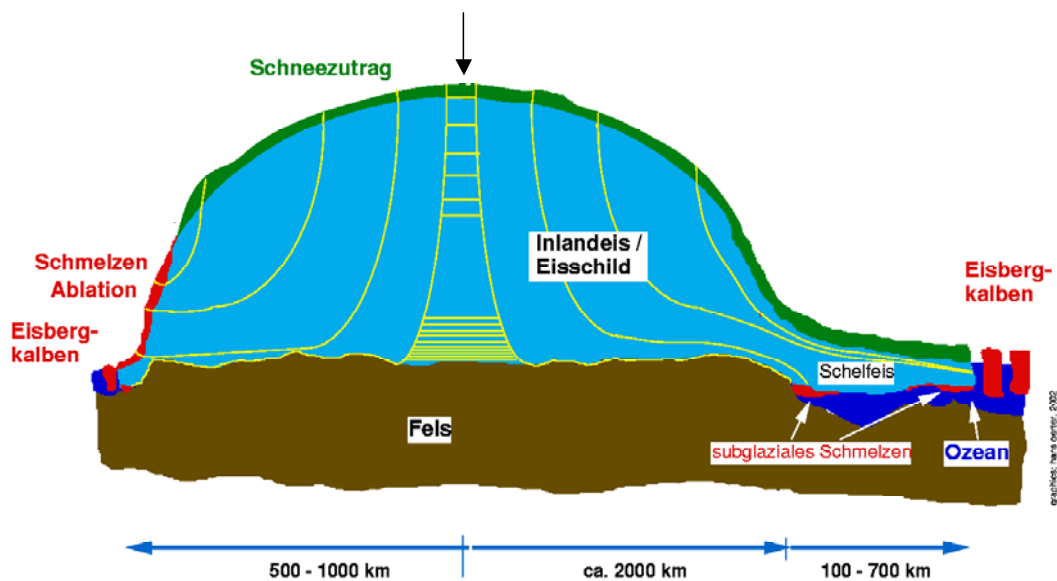


Abbildung 1: Schematischer Querschnitt durch ein Eisschild inklusive Fließlinien (Grafik: H. OERTER, AWI).

Eine erste Altersabschätzung ergibt sich aus der Fließmodellierung für das polare Eisschild. Es wird angenommen, dass sich das Eisschild im Fließgleichgewicht befindet: der durch den jährlichen Schneefall auf das Eisschild gewonnene Massenzutrag wird durch die allgemeine Fließbewegung des gesamten Eispanzers zu den Randgebieten (mit der Folge des Eisabbruchs oder des Schmelzens) ausgeglichen. Dabei wird das Eis als plastisches Medium angesehen. Die jährliche Niederschlagsmenge sei dabei bekannt und zeitlich konstant. Man nimmt an, dass das Eis aus horizontal gelagerten Jahresschichten besteht, die sich mit der Tiefe aufgrund der Eislast kontinuierlich verdünnen. Die Ausdünnungsrate wird als konstant angenommen. Es folgt daraus, dass das Alter des Eises überproportional mit der Tiefe abnimmt.

Das Eisalter (t) aus der Tiefe (z) ist gegeben durch:

$$t(z) = H \frac{H}{A} \ln\left(\frac{H-z}{H}\right) \quad (\text{Nye-Formel})$$

A: Akkumulationsrate (z. B.. für Antarktis bei Wostok ungefähr 0.02 m/Jahr)

H: Dicke des Eisschildes (z. B.. für Antarktis bei Wostok ungefähr 3300 m)

2. Abzählen von Jahresschichten

Der jährliche Schneezutrag kann anhand von saisonal variierenden Eisparametern, wie z. B. Aerosole, Sauerstoff- oder Wasserstoffisotope des Wassers oder der schwankende Staubeintrag identifiziert und

abgezählt werden. Diese Abzählmethode funktioniert vor allem in den obersten Kern-tiefen. Aufgrund von Diffusionsprozessen im Eis können die jährlichen Schwankungen in den Isotopen aber schon unterhalb von 100 m nicht mehr eindeutig bestimmten Jahren zugeordnet werden. Die saisonalen Zyklen einzelner Aerosolkomponenten sowie Staubeinträge können weitaus tiefer bestimmten Jahren zugeordnet werden, da sie sich nur geringfügig durch Diffusion verändern. Das Abzählen wird an Eiskernen mit niedrigem Schneezutrag und fortgeschrittener Ausdünnung in tiefen Schichten stark beeinträchtigt. Für große Tiefen muss das Alter berechnet werden.

3. Absolute Zeitmarker

Zur Überprüfung der Datierung können die Sulfateinträge durch Vulkanereignisse herangezogen werden. Sie sind unabhängige Zeitmarken. Doch setzen sie voraus, dass aus anderen Archiven bereits die Vulkanchronologie bekannt ist. Andere bekannte Methoden zur absoluten Datierung können bislang nicht auf das Eis angewendet werden, wie beispielsweise die in der Geologie weitverbreitete Altersbestimmung mit Hilfe des radioaktiven Zerfalls von ^{14}C am CO_2 der eingeschlossenen Luft. Der Grund dafür ist die fortwährende Produktion von ^{14}C im Eis durch die kosmische Höhenstrahlung, die im Medium Eis nicht abgeschirmt werden kann.

Eine Sonderrolle spielt die Datierung der eingeschlossenen Luft im Eis. Da der Luftraum im Schnee und den oberen 50 – 100 m des Eiskerns noch mit der Atmosphärenluft über der Schneeoberfläche verbunden ist und im Austausch steht, ist die eingeschlossene Luft in einer Eisschicht jüngerer Datums als das sie umgebene Eis. Die Altersdifferenz ergibt sich ungefähr aus dem Alter des Eises in der sogenannten Einschlusstiefe, d.h. derjenigen Tiefe, in der die Luft in Blasen eingeschlossen wird. Für die Antarktis kann die Luft bis zu 5.000 Jahre jünger sein als das sie umgebene Eis. In Grönland ist die Luft bis zu 1.000 Jahre jünger.



Abbildung 2: Vulkanaschenlage im Eiskern (zwischen der Skaleneinteilung 7 und 9) aus Dronning maud Land (Kohnen, Antarktis) in 810 m Tiefe (ca. 20.000 Jahre alt). (Bild: AWI)

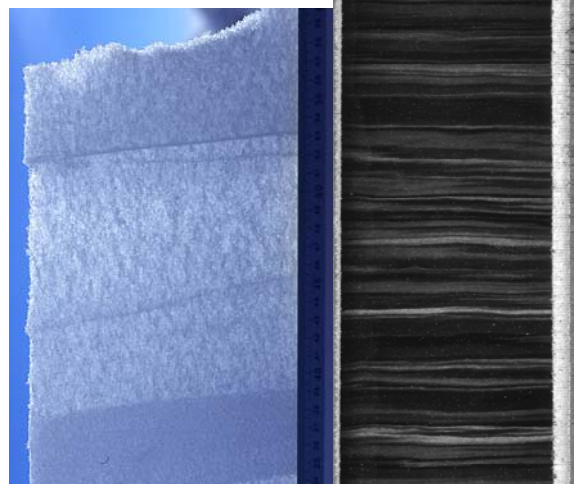


Abbildung 3: Jahressichtungen im Oberflächenschnee (Dronning Maud Land, Antarktis) (links) und Eislage aus 2.700 m Tiefe im NGRIP-Eiskerns (Nordgrönland), ca. 50.000 Jahre alt (rechts). (Bilder: AWI)



Tabelle 1: Datenmaterial aus Eisbohrkernen an der Station Wostok (Antarktis). (Die Daten stammen aus einer Veröffentlichung von PETIT et al. 1999 (in: Nature, 399, S. 429-436) und wurden im Umfang reduziert und neu zusammengestellt.)

<u>Tiefe (m)</u>	<u>Eisalter (Jahre)</u>	<u>Luftalter (Jahre)</u>
7	129	0
97	3289	0
185	7413	4303
249	10515	7604
304	13539	10199
358	17139	12821
882	60007	55221
1470	105055	101419
1547	111078	106466
1627	117016	112494
1710	122006	118929
1820	128012	125446
1918	134005	130930
1959	138078	133588
2395	190092	184537
2513	204049	200844
2645	220023	217087
2698	229165	224627
2728	234122	229740
2749	237043	233852
2780	241048	238619
2886	265055	259592
3044	305171	301946
3080	315194	312186
3113	323057	320850
3145	333106	329263
3202	362503	358049
3259	394935	390887
3274	403276	400505
3288	410483	408243
3306	420281	418085

Kontrollaufgaben:

- 1) Erstellen Sie aus den Werten der Tabelle eine Graphik.
- 2) Erläutern Sie die Bestimmung des Alters des polaren Eises.
- 3) Welche absolute Datierungsmethode gibt für das Eis und welche schlägt fehl? Begründen Sie ihre Aussagen.
- 4) In welchen Regionen der Antarktis müssen Sie suchen, um sehr altes Eis zu finden? Erläutern Sie den Zusammenhang.
- 5) Warum hat die eingeschlossene Luft ein anderes Alter als das sie umgebene Eis?



Gruppe 3: Das Eis als Temperaturarchiv

Die Isotopenhäufigkeit bestimmter Elemente bietet Wissenschaftlern die Möglichkeit, Klimadaten aus vergangenen Zeiten zu erhalten.

Isotope eines Elements haben dieselbe Anzahl von Protonen im Kern, also die gleiche Ordnungs- oder Kernladungszahl. Sie stehen an derselben Stelle im Periodensystem der Elemente und die verschiedenen Isotope des selben Elements zeigen die selben chemischen Eigenschaften. Sie unterscheiden sich in der Zahl der Neutronen im Kern und somit in der Massenzahl (Summe der Zahl der Protonen und Neutronen). Daraus resultieren unterschiedliche physikalische Eigenschaften. Bei bestimmten Prozessen, wie z. B. der Diffusion oder Phasenübergängen, verhalten sich die Isotope unterschiedlich.

Das Verhältnis verschiedener Isotope eines Elements in einer Probe kann mit Hilfe eines **Massenspektrometers** bestimmt werden. Dabei werden Teilchen der Probe zunächst elektrisch aufgeladen, also ionisiert, dann in einem Beschleuniger auf große Geschwindigkeiten gebracht, im folgenden Schritt in einem Magnetfeld abgelenkt und die abgelenkten Teilchen schließlich mittels Detektoren gemessen. Es gilt: Je größer die Masse eines Teilchens, desto geringer seine Ablenkung.

Sauerstoff hat die Kernladungszahl 8, also 8 Protonen im Kern. Hinzu kommen z. B. 8 oder 10 Neutronen. Es ergeben sich dementsprechend verschiedene Sauerstoff-Isotope: eines mit der Masse 16 (^{16}O), eines mit der Masse 18 (^{18}O). Im natürlichen Sauerstoff ist ^{18}O nur zu 0,20 % vertreten, ^{16}O dagegen zu 99,76 %. Das Verhältnis der beiden Isotope zueinander heißt R-Wert (von engl. ratio = Verhältnis) und liegt etwa bei 1:500.

Wasser hat die chemische Formel H_2O . Das Sauerstoffatom im Wasser kann als ein ^{16}O - oder ^{18}O -Isotop vorliegen. Das Wassermolekül mit dem ^{18}O -Isotop ist rund 10 % schwerer als das Wassermolekül mit dem ^{16}O -Isotop.

Beim **Verdunsten** von Wasser gelingt den leichteren Wassermolekülen der Übertritt vom flüssigen in den gasförmigen Zustand eher als den schwereren. Letztere bleiben also vermehrt in der flüssigen Phase zurück und reichern sich dort an. Entsprechend ist der Dampf ärmer an schwereren Wassermolekülen. Diesen Effekt nennt man Auftrennung oder **Fraktionierung**. Sie hängt von der mittleren Geschwindigkeit der Moleküle und damit von der Temperatur ab. Der Anteil der schwereren Wassermoleküle im Wasserdampf ist deshalb umso geringer, je tiefer die Temperatur sinkt.

Bei der **Wolkenbildung** tritt ein ähnlicher Effekt auf. Die ^{18}O -Isotope im Wasserdampf werden in den Wassertröpfchen angereichert und fallen als Niederschläge zu Boden. Mit zunehmender Entfernung der Luftmassen bzw. der Niederschläge vom Meer nimmt der Anteil an ^{18}O immer mehr ab.

In **Eisbohrkernen** ist das Isotop ^{18}O gegenüber dem Wert im Meerwasser in geringerer Konzentration vorhanden, da das Eis aus Niederschlägen entstanden ist. Beim Verdunsten aus dem Meer wurden die schwereren Moleküle „abgereichert“. Dagegen reichern sich die ^{18}O -Isotope im Oberflächenwasser der Meere an, weil mehr ^{16}O verdunstet.

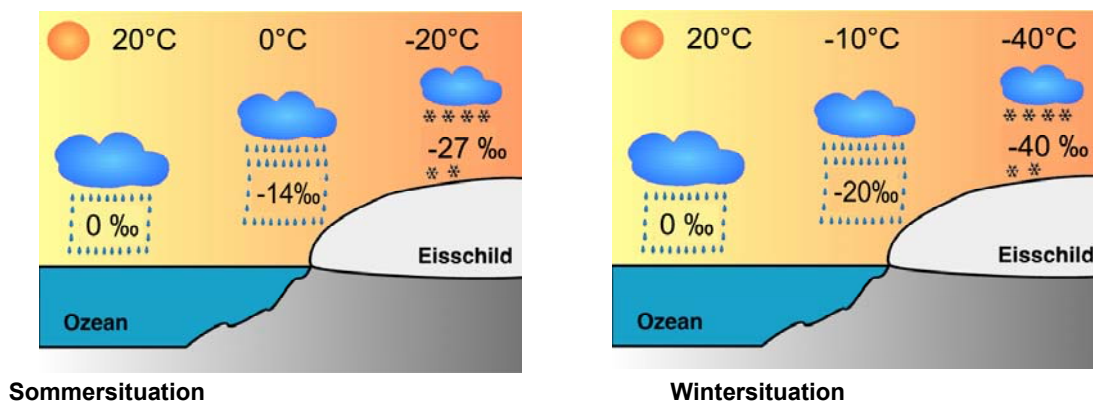


Abbildung 1: Schema der sukzessiven Anreicherung des schweren Sauerstoffisotops des Wassers im Niederschlag und Wasserdampf bei fortschreitender Entfernung von der Verdunstungsquelle für typische Sommer- und Winterbedingungen. Ozeanwasser, das bei 20 °C verdunstet und zu Dampf wird, hat einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von rund -10‰ (siehe Text). Kondensiert Wasser aus diesem Dampf, werden mehr Wassermoleküle mit $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen in den Wolken angereichert und das Wasser hat einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von rund -0‰ . Bei kälteren Temperaturen über dem Eisschild und dem Ozean verbleibt dementsprechend weniger Wasser mit den schweren Isotopen in der Luft – diese schweren Isotope sind abgereichert. (nach STAUFFER, 2001, AWI).

Quantitative Aussagen über Klimaverhältnisse in früheren Zeiten sind vor allem aufgrund der durch diese Isotopenfraktionierung hervorgerufene Änderung des Isotopenverhältnisses möglich. Als Standard hat man sich auf heutiges Meerwasser in großer Tiefe geeinigt. Darin ist das Verhältnis ^{18}O zu ^{16}O wie 1 zu 500. Man gibt das Isotopenverhältnis einer Probe als Abweichung relativ zu diesem Standard an und nennt den Wert $\delta^{18}\text{O}$ (sprich „delta-O-achtzehn“). Es gilt:

$$\delta^{18}\text{O} = 1000\text{‰} \cdot [\text{Konzentration(Probe)} : \text{Konzentration (Standard)} - 1]$$

$$\text{dabei gilt: } R(\text{Standard}) = 1:500 = 2 \cdot 10^{-3} = 2 \text{‰}$$

Im Schnee der Antarktis oder Grönlands liegt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bei etwa -30‰ . Im Oberflächenwasser der Meere liegt er bei ungefähr $+10 \text{‰}$, schwankt aber relativ stark, sodass er als Standard nicht in Frage kam.

Auch **Kalkschalen** mariner Organismen sind mit ^{18}O -Isotopen angereichert. Die Erklärung dafür liegt in den Gleichgewichtsreaktionen zwischen Wasser, Kohlenstoffdioxid, Hydrogencarbonat- und Carbonat-Ionen. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert der Carbonat-Ionen hängt einerseits von der Temperatur, andererseits vom $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Meerwassers ab. In den sedimentierten Schalen der Organismen ist dieser Wert gespeichert.

Auch auf die **Lufttemperaturen** kann in einem komplizierten Verfahren aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Kalkschalen und des Polareises geschlossen werden.



Tabelle 1: Datenmaterial an der Eisstation Wostok (Die Daten stammen aus einer Veröffentlichung von PETIT et al. 1999 (in: Nature, 399, S. 429-436) und wurden im Umfang reduziert und neu zusammengestellt.) Die Daten geben die Tiefe des Eisbohrkerns und den Anteil des schweren Wasserstoffs ^2H (Deuteriums) im Eis an. Die dritte Spalte zeigt die daraus errechnete Temperaturdifferenz zu heute.

Tiefe (m)	δ Deuterium	Temperaturdifferenz zu Heute ($^{\circ}\text{C}$)
7	-438	0
97	-438	0
185	-439.7	-0.58
249	-436	-0.77
304	-453.9	-4.02
358	-476.4	-7.6
882	-472	-6.53
1470	-463	-4.66
1547	-471	-5.88
1627	-445	-1.44
1710	-437.2	0.11
1820	-423.2	2.26
1918	-459.5	-4.89
1959	-483.8	-8.89
2395	-473	-6.49
2513	-453.5	-3.1
2645	-459.1	-4.31
2698	-476.9	-7.19
2728	-452.3	-2.78
2749	-434.2	0.1
2780	-457.1	-4.17
2886	-479.4	-7.85
3044	-461.6	-4.32
3080	-443	-0.97
3113	-416.2	3.08
3145	-479.4	-7.86
3202	-469.1	-5.9
3259	-460.3	-4.23
3274	-443.3	-1.01
3288	-426.4	2.13
3306	-435.2	0.54

Kontrollaufgaben:

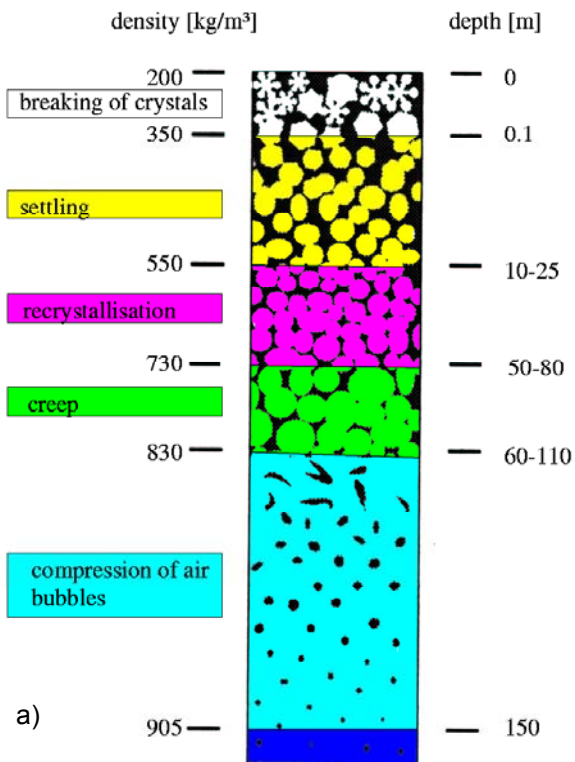
- 1) Erstellen Sie aus den Werten der Tabelle eine Grafik.
- 2) Erläutern Sie, was man unter dem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert versteht und um welche Werte er in der Natur schwankt.
- 3) Begründen Sie eingehend, warum sich die Isotop-Zusammensetzung von flüssigem Wasser und Wasserdampf unterscheidet.
- 4) Zeigen Sie auf, warum mit zunehmender Entfernung vom Meer sich die Zusammensetzung von Schnee immer mehr ändert.
- 5) Legen Sie dar, dass der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert nicht nur im polaren Eis für die Klimaforschung von Bedeutung ist.



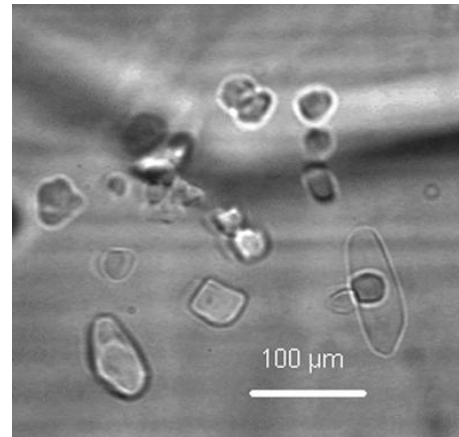
Gruppe 4: Das Eis als Atmosphärenarchiv

Luft einschließen im polaren Eis bilden ein auf der Erde einzigartiges Archiv für die Atmosphärenluft in vergangener Zeit. Sie bilden sich bei der Kompaktion von Schnee zu Eis. Die Umwandlung von Schnee zu Eis wird als Drucksinterung beschrieben und vollzieht sich auf polaren Eisschilden innerhalb der obersten 60 bis 110 m der Schneeschichten. Für die Umwandlung werden je nach Schneeeintrag zwischen 200 und 2.000 Jahre benötigt. Dabei wird ein Schneepaket von frisch gefallenen Neuschnee fortlaufend überschichtet. Das Eigengewicht der wachsenden Schneesäule drückt den Schnee immer stärker zusammen. Die Sinterung vollzieht sich in drei Phasen. In der ersten Phase verbinden sich die Eiskörner über Kornbrücken miteinander. Der Schnee gewinnt sofort an Festigkeit. Dieser „alte“ Schnee wird als Firn bezeichnet. Die Lufträume zwischen den Eiskörnern sind noch vollständig miteinander verbunden. Eine Verdichtung wird durch den Prozess der Setzung erreicht. Dabei brechen einzelne Kornbrücken aufgrund der Auflast durch Neuschnee auf, und größere Lufträume werden mit Eiskörnern aufgefüllt. Die Dichte nimmt von 200 - 400 kg/m³ auf ca. 550 kg/m³ zu. Hier erreicht der Firn die dichteste Kugelpackung, so dass ein einfaches Aufbrechen der Kontaktbrücken und ein damit mögliches Verschieben der Körner nicht mehr zur Erhöhung der Dichte beitragen kann. In der zweiten Phase der Sinterung wird die Verdichtung über eine Umkristallisation einzelner Eiskörner erreicht. Damit wird die Kornform den Lufträumen angepasst, auch kleinere Körner werden von größeren Körnern für ihre Verformung genutzt. In Folge dieser Umkristallisation wachsen die Kontaktflächen zwischen den Eiskörnern. Die Dichte steigt weiter an. Über plastische Deformation auch innerhalb der Körner werden dann Dichten von 830 kg/m³ erreicht. An dieser kritischen Dichte ist der Firn so stark verdichtet, dass die Lufträume beginnen sich zu einzelnen Blasen zu isolieren und nicht mehr im Kontakt zu dem gesamten Luftporenraum der Schneesäule stehen. Mit der Isolation der Lufträume in einzelne Blasen beginnt die dritte Phase der Sinterung, in der eine weitere Verdichtung nur durch die Kompression der Luft in den isolierten Blasen zu erhalten ist. Definitionsgemäß spricht man am Abschluss der Isolation der Blasen nicht mehr von Firn sondern von Eis, das abgeschlossene Luftblasen enthält. Das sogenannte Blaseneis wird durch die Auflast des bis zu 3.000 m mächtigen Eispanzers der polaren Eisschilde weiter verdichtet. Die Blasen werden zunehmend kleiner. Ab einem bestimmten Druckpunkt unterhalb einer Tiefe von ca. 500 m (was ungefähr einem Druck von 50 Atmosphären entspricht) verschwinden die Luftblasen sogar vollständig. Dabei wandern die Gasmoleküle in die Kristallebenen des Eises, und es werden sogenannte Klathrate gebildet. Damit erreicht das polare Eis mit 917 kg/m³ die theoretisch maximale Dichte von reinem Eis. Bei Druckentlastung können die Klathrate aufbrechen. Schmilzt man das Eis auf, erhält man die dort eingeschlossene Luft.

Die Luft aus dem Eis wird benutzt, um die Atmosphärenzusammensetzung der vergangenen Zeit zu bestimmen. Besonderes Interesse hat man an den sogenannten Treibhausgasen Kohlendioxid (CO₂) und Methan (CH₄).



b)



c)

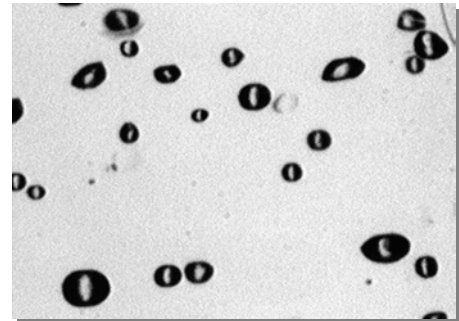


Abbildung 2a: Schematische Darstellung der Verdichtung von Schnee zu Eis in Polargebieten (Grafik: AWI).

Abbildung 2b: Eingeschlossene Luftblasen in 300 m tiefem Eis, ca. 300 µm im Durchmesser (Bild: AWI).

Abbildung 2c: In Klathrate umgewandelte Luftblasen in 600 m tiefem Eis, ca 50 µm im Durchmesser (Bild: AWI).

Tabelle 1: Datenmaterial aus Eisbohrkernen an der Station Wostok (Antarktis).

Tiefe (m)	CO ₂ (ppmv)
7	280
97	280
185	268
249	255
304	262
358	238
882	195
1470	237
1547	231
1627	266
1710	274
1820	274
1918	240
1959	224
2395	200
2513	243
2645	252
2698	235
2728	245
2749	239
2780	264
2886	199
3044	257
3080	260
3113	273
3145	240
3202	202
3259	255
3274	278
3288	283
3306	286

Kontrollaufgaben:

- 1) Erstellen Sie aus den Werten der Tabelle eine Grafik.
- 2) Erläutern Sie die Entstehung von Eis aus Schnee.
- 3) Im tiefen Eis kann man immer noch eingeschlossene Luft finden. Erklären Sie dies!
- 4) Hat die Luft das gleiche Alter wie das sie umgebene Eis?

Baustein 8 Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ)

Die Thermohaline Zirkulation - Modellierung ihrer Dynamik

1 Temperaturveränderungen in der Klimageschichte:

Die Klimageschichte nicht nur auf der Nordhalbkugel ist geprägt von einer Reihe von Eis- und Warmzeiten. Darüber hinaus gab es noch einige kleinere Temperaturschwankungen, wie zum Beispiel die „kleine Eiszeit“, die ungefähr vom 15. bis 19. Jahrhundert stattfand. Insgesamt gingen die Wissenschaftler noch vor wenigen Jahrzehnten von relativ langsamen Temperaturveränderungen aus. Der Übergang von einer Eis- zu einer Warmzeit würde demzufolge in Hunderten oder Tausenden von Jahren stattfinden. Neuere Temperaturrekonstruktionen, die aufgrund genauerer Messverfahren als „hochauflösend“ bezeichnet werden, zeigen ein detaillierteres Bild der Vergangenheit (s. Abb. 1). Hier entdeckte man zum Teil sehr abrupte, plötzliche Temperatursprünge. So fanden starke Temperaturänderungen anscheinend innerhalb von wenigen Jahrzehnten statt.

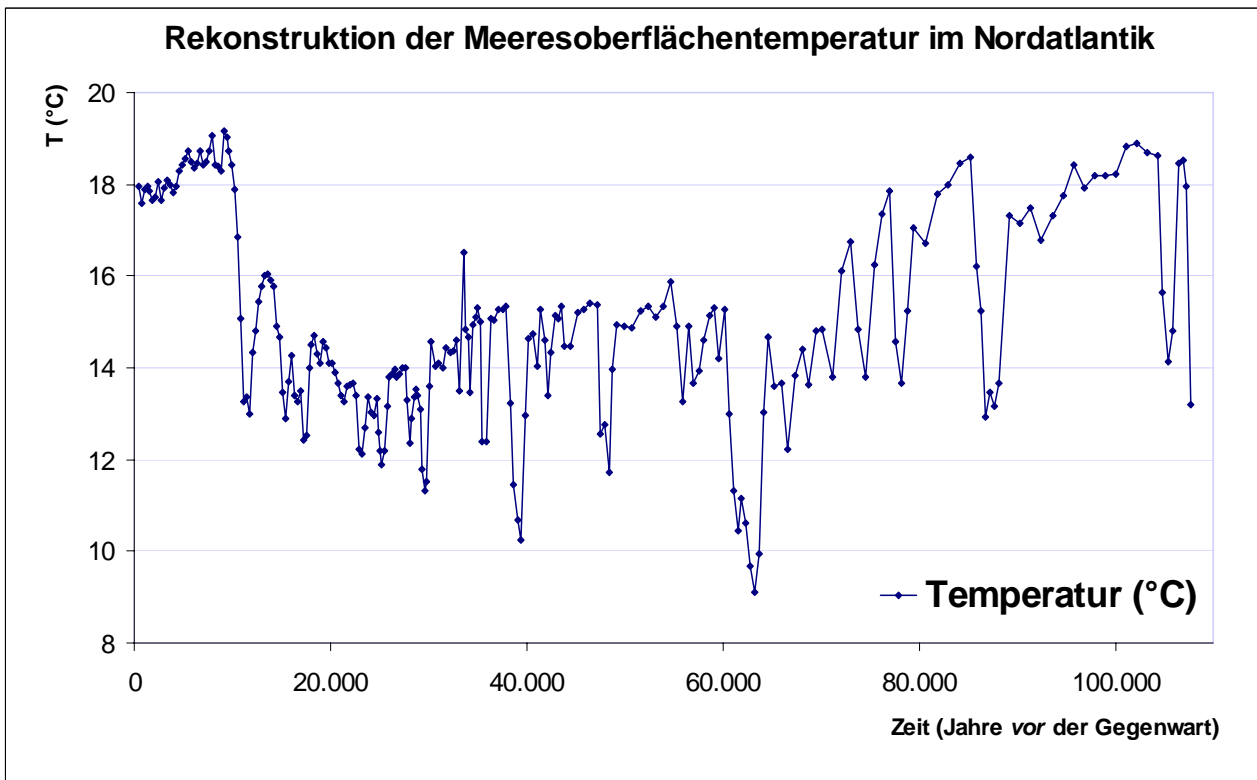


Abbildung 1: Rekonstruktionen der Meeresoberflächentemperaturen der letzten 105.000 Jahre im Nordatlantik (37° W, 10° N) (nach BARD 2003).

Die Jüngere Dryaszeit ist nur ein Beispiel dafür, wie beim Übergang von der Kalt- zur Warmzeit die Temperaturen nach einem Anstieg in einem sehr kurzen Zeitraum von 10 - 50 Jahren um 5 – 10 °C sanken. In dem rekonstruierten Temperaturverlauf der letzten 100.000 Jahre hat man mehr als 20 solche Anomalien gefunden, an denen die Temperaturen im Nordatlantikraum innerhalb weniger Jahrzehnte um mehrere Grad anstiegen bzw. abfielen. Diese abrupten Veränderungen werden nach ihren Entdeckern Dansgaard-Oeschger-

bzw. Heinrich-Ereignissen genannt. Es stellt sich die folgende Frage: Wie kann es zu solch plötzlichen Temperaturänderungen kommen?

② Wie kommt es zu plötzlichen Temperaturveränderungen?

Der Faktor, der die Temperaturen im Nordatlantikbereich stark beeinflusst, ist der Golf- oder Nordatlantikstrom. Diese Strömung ist Teil eines globalen Strömungssystems, der Thermohalinen Zirkulation (s. Abb. 2). Durch die Thermohaline Zirkulation wird der Nordatlantikraum mit einer gigantischen Leistung, der Leistung von etwa einer halben Million Kernkraftwerken, „geheizt“. Würde diese Strömung aufhören, würde es vor allem in Nordeuropa um bis zu 10 °C kälter werden. Wenn die Strömung wieder einsetzt, wäre hingegen ein Temperaturanstieg zu verzeichnen. Bei einer plötzlichen Veränderung der wärmenden Ozeanströmung kann man eine ebenfalls sehr rasche Temperaturänderung in dem Gebiet erwarten. Man kann die Frage nach der Ursache der Temperatursprünge also auf folgende Problemstellung zurückführen: Wie kann es zu plötzlichen Veränderungen bei der THZ (im Nordatlantik) kommen?

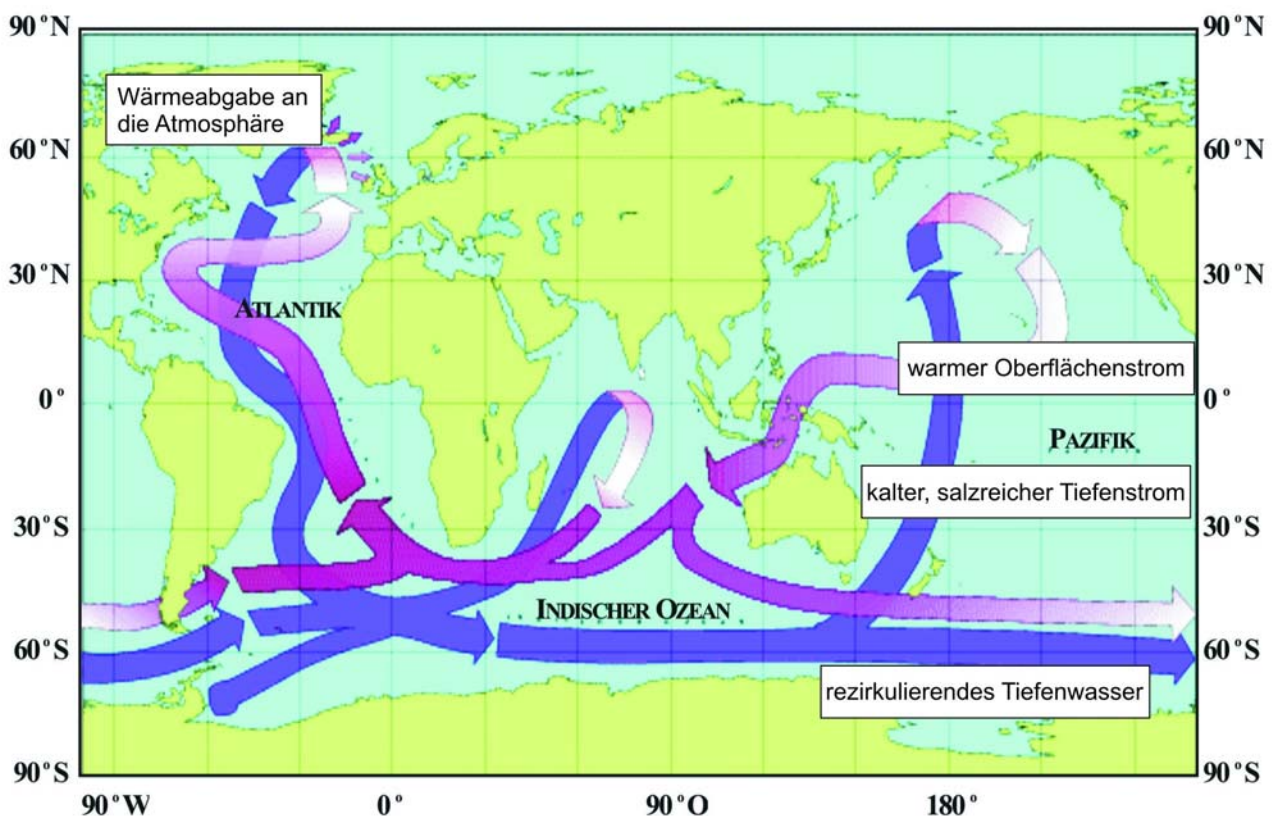


Abbildung 2: Die Thermohaline Zirkulation: Warme Oberflächenströmungen sind rot, kalte Tiefenströmungen blau eingezeichnet (Grafik: NOREIKS, MAX-PLANCK-INSTITUT)

Um diese Frage zu beantworten, ist eine genauere Untersuchung der THZ und insbesondere ihrer Dynamik erforderlich. Die Thermohaline Zirkulation ist ein großes, weltumspannendes Strömungssystem (s. Abb. 2). Dieses Strömungssystem ist sehr komplex. Es wird von vielen Gegebenheiten beeinflusst, z.B. durch Winde oder durch die Formen der Ozeanbecken. Außerdem hat die Corioliskraft einen Einfluss auf die Wasserströmungen (ebenso wie das bei Strömung von Luftmassen der Fall ist). Der wesentliche Antriebsfaktor für diese Ozeanströmung sind jedoch Dichteunterschiede zwischen dem Wasser in den verschiedenen Meeres-



regionen. Die Dichte des Meerwassers wird dabei zum einen durch die Temperatur und zum anderen durch den Salzgehalt bestimmt.

In der Abbildung 2 kann man erkennen, dass der Nordatlantik das einzige Gebiet der Weltmeere ist, in dem das Wasser in große Tiefen absinkt. Im Indischen Ozean und im Pazifik steigt das Wasser auf. Das liegt daran, dass der Nordatlantik das Wasser eine höhere Dichte als in anderen Meeresregionen hat. Wie kommt es dazu?

Der Atlantik besitzt insgesamt einen höheren Salzgehalt als die anderen Meere. Bedingt wird dies durch die Topographie der umgebenden Kontinente. Dort sorgen u.a. Gebirgsketten für Wettermuster, bei denen die Luftmassen, die den Atlantikraum verlassen, mehr Wasserdampf aufgenommen haben als die einströmenden. Dies sorgt netto für einen Verlust von Süßwasser und damit für einen höheren Salzgehalt des Oberflächenwassers vor allem in tropischen und subtropischen Bereich des Atlantiks. Dieses besonders salzhaltige Wasser wird durch die Thermohaline Zirkulation nach Norden transportiert. Messungen des Salzgehaltes zeigen, dass im Nordatlantik der Salzgehalt bis zu 3 Promille höher ist als in anderen Meeresregionen.

Dieser höhere Salzgehalt bleibt bestehen, obwohl man annimmt, dass etwa 0,1 bis 0,3 Sverdrup ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) Süßwasser durch Regen oder Flüsse in den nördlichen Teil des Atlantiks gelangen bzw. in der Vergangenheit dorthin gelangt sind¹. Eine solche Menge kann sich z. B. durch Schmelzen von Eismassen oder durch Veränderungen im Wasserhaushalt verändern. Durch eine Erhöhung des Süßwassereintrages würde sich die Dichte im Nordatlantik verringern.

Ein weiterer wichtiger Faktor ist die Temperatur. Die salzhaltigen, aus den Tropen stammenden Wassermassen werden im Nordatlantik durch Wärmeabgabe an die Atmosphäre massiv abgekühlt, wodurch die Dichte steigt. Im Vergleich zu den Aufstiegsgebieten im Pazifik oder Indischen Ozean liegen die Absinkregionen im Nordatlantik weiter nördlich. Das Wasser ist dort also kälter.

Die niedrige Temperatur und der hohe Salzgehalt sind also die beiden wesentlichen Faktoren, die zu dem Absinken des Wassers im Nordatlantik führen. Es gibt aber weitere Einflussfaktoren, die die Temperaturen und den Salzgehalt verändern.

Ein Zusammenhang zwischen Temperatur und Salzgehalt ergibt sich bei der Eisbildung. Wenn sich Meereis bildet, gefriert vor allem der Süßwasseranteil. Dies geschieht durch einen Prozess, bei dem die Salzionen „ausfrieren“ und damit sehr salzarmes Eis entsteht. Dadurch erhöht sich der Salzgehalt des umgebenden Wassers. Umgekehrt wird beim Schmelzen von Eis der Salzgehalt in diesem Bereich wieder reduziert.

Im Gegensatz zum Meereis entsteht Festlandeis aus Niederschlägen und erhöht somit bei der Entstehung den Salzgehalt nicht. Das Schmelzen des Festlandeises kann aber z. B. über Flüsse einen Süßwassereintrag ins Meer bewirken. Wenn das Süßwasser in einer Region ins Meer gelangt, kann es durch eine funktionierende Zirkulation wegtransportiert werden. Ist eine entsprechende Zirkulation allerdings nicht vorhanden bzw. zum Erliegen gekommen, sammelt sich immer mehr Süßwasser an der Oberfläche an. In diesem Fall kann die THZ erst wieder durch z. B. einen sehr kalten Winter oder Winde, die oberflächliches Süßwasser wegtransportieren, in Gang kommen.

Man erkennt also, dass die THZ ein sehr kompliziertes System ist, bei dem viele Einflüsse eine Rolle spielen. Bei einigen der Einflüsse ist es umstritten, wie sie sich auf die THZ auswirken und welche anderen Aus-

¹ Unter bestimmten Umständen sind unter Umständen sogar kurzzeitig recht große Wassermassen durch das Ausfließen von Schmelzwasserseen in die nordatlantische Region gelangt.



wirkungen sie haben. Man geht zum Beispiel heute davon aus, dass es bei einem Temperaturanstieg durch den Treibhauseffekt zu verstärktem Süßwassereintrag in den Nordatlantik kommen wird. Ob die Menge zu vernachlässigen ist, oder ob es eine starke Vergrößerung der heutigen Menge bedeutet, ist noch unklar.

Wodurch können die Klimasprünge in der Klimageschichte hervorgerufen sein? Wie kann man überhaupt ein so kompliziertes System verstehen und untersuchen? Dazu müssen wir dieses komplexe System besser verstehbar und handhabbar machen. Wir können uns dafür eine künstliche Repräsentation schaffen, ein Modell von dem wirklichen Ozean. Diese ist wesentlich einfacher und in diesem Falle auch kleiner als das Original, so dass wir damit besser umgehen können. Doch welche Elemente des Klimasystems nehmen wir in unser Modell auf, welche vernachlässigen wir? Wenn wir zu viele Elemente modellieren, wird das Modell zu komplex. Berücksichtigen wir zu wenig Elemente, können wir keine Erklärung für die abrupten Veränderungen finden. In welcher Form formulieren wir überhaupt das Modell? Die Modellkonstruktion ist also ein Prozess, bei dem man das Modell immer wieder verändern muss und die Auswirkungen dieser Veränderungen überprüfen muss. Am Ende steht jedoch (hoffentlich) ein tragfähiges Modell.

Zunächst gilt es, die wesentlichen Elemente und einige Beziehungen zwischen ihnen zu identifizieren. Dazu bearbeiten Sie die folgenden Aufgaben.

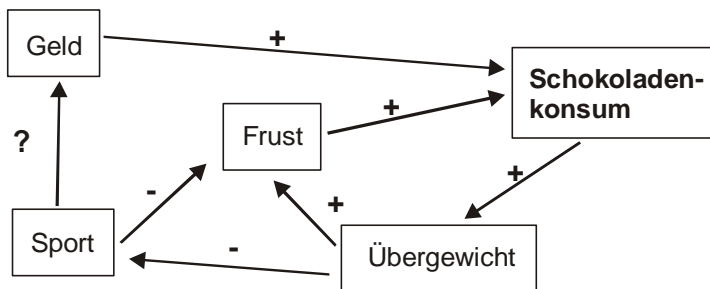
③ Aufgaben:

- 1) Die Dichte des Meerwassers hängt von zwei wesentlichen Größen ab. Welche sind das?
- 2) Wie ist der Zusammenhang zwischen diesen Größen und der Dichte? Stellen Sie Sätze der folgenden Form auf: "Je größer / kleiner desto höher / niedriger die Dichte".
- 3) Zeichnen Sie ein Wirkungsdiagramm der THZ! Berücksichtigen Sie dabei möglichst viele Einflüsse.

Ein Beispiel für ein Wirkungsdiagramm finden Sie in der Abbildung 3 „Schokoladenkonsum“. Auch bei der Thermohalinen Zirkulation gibt es solche Kreisläufe, zu denen auch der Text Hinweise gibt. Konstruieren Sie zwei in ihren Auswirkungen grundsätzlich unterschiedliche, konkrete Wirkungskreise. Diskutieren Sie die möglichen Folgen.

Sie können bei Ihrem Diagramm u.a. die folgenden Ausdrücke benutzen:

- Abtransport von Oberflächenwasser (Nordatlantik)
- Dichte (Nordatlantik)
- Süßwasser an der Oberfläche (Nordatlantik)
- Transport von salzhaltigem Wasser aus den Tropen in den Nordatlantik



+ : gleichsinnige Beziehung –

je mehr Frustr desto mehr Schokoladenkonsum

je weniger Frustr desto weniger Schokoladenkonsum

- : gegensinnige Beziehung –

je mehr Sport desto weniger Frustr

je weniger Sport desto mehr Frustr

? : unklare Beziehung –

Abbildung 3: Wirkungsdiagramm am Beispiel Schokoladenkonsum. Sport kann einen vielfältigen Einfluss auf den Geldbeutel haben, das kommt auch auf die Sportart an. Ins Fitnesscenter zu gehen ist teuer, im Wald laufen nicht. Wenn man ein sehr guter Sportler ist, verdient man damit vielleicht sogar Geld. Beim Beispiel „Schokoladenkonsum“ kann man mindestens einen Aufschaukelungskreislauf entdecken: Je mehr Schokoladenkonsum, desto mehr Übergewicht, je mehr Übergewicht desto mehr Frustr, je mehr Frustr, desto mehr Schokoladenkonsum. Demnach sollte der Schokoladenkonsum, wenn man erst einmal damit angefangen hat, immer größer werden.

- 4) Im Nordatlantik, im Absinkgebiet der THZ, soll ein großer Hollywood-Film gedreht werden, bei dem ein gigantischer (!) Eisberg als Kulisse gebraucht wird. Im Verlaufe des Filmdrehs schmilzt diese. Sie sind Mitglied einer Umweltschutzorganisation und müssen die Filmproduzenten beraten. Diese möchten aus Rücksicht auf die öffentlich Meinung möglichst keinen bleibenden Einfluss auf die Thermohaline Zirkulation ausüben. Die Techniker schlagen zwei Alternativen vor, entweder das Eis vor Ort herzustellen (und es im Laufe der Dreharbeiten wieder schmelzen zu lassen) oder einen vorhandenen Eisberg zu benutzen, den es nach dem Schmelzen wieder herzustellen gilt. Wie groß müsste die Eisscholle sein, um während der zweimonatigen Dreharbeiten einem Süßwassereintrag von 0,1 Sverdrup zu entsprechen? Ist eine solche Größe für Hollywood-Filme realistisch?

Gibt es einen Unterschied zwischen diesen Vorgehensweisen? Wenn ja, welcher beeinflusst das Klimasystem und die Umwelt weniger? Diskutieren Sie mit Ihren Kollegen von der Umweltschutzorganisation!

**Exkurs: Wie misst man eigentlich Temperaturen von vor 10.000 Jahren?****- Man muss nur die Temperatur von den Paläothermometern ablesen (können).**

Lange vergangene Temperaturen kann man heute nicht mehr direkt messen, das ist klar. Man kann die Temperaturen aber indirekt aus einer Reihe von Messdaten rekonstruieren. Dies funktioniert zumindest, wenn ein gewisser Zusammenhang zwischen Messdaten und der früheren Temperatur besteht. Die Temperaturmessung mit einem „normalen“ Thermometer beruht auch auf einem Zusammenhang zwischen Messdaten (in diesem Fall z.B. das Volumen einer Flüssigkeit) und der Temperatur. Man kann also analog von "Paläothermometern" sprechen, die einem helfen, die einem helfen, das Paläoklima zu rekonstruieren.

Eine Möglichkeit ist es, das Verhältnis der Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O in Eisbohrkernen zu bestimmen. Wasser mit dem schwereren Sauerstoffisotop ^{18}O verdunstet nämlich bei niedrigeren Temperaturen zu einem geringeren Anteil als bei höheren. Somit ist das Verhältnis der beiden Sauerstoffisotope ein indirekter Hinweis auf die Temperatur, die zu dem Zeitpunkt herrschte, als das Wasser in Form von Schnee herabgefallen ist.

Außerdem können die Gaszusammensetzung eingeschlossener Luftbläschen, Schneefallmengen, Pflanzenpollen, Staubpartikel, Ablagerungen von Steinen, die von Gletschern transportiert wurden, Dicke der Jahresringe in Bäumen etc. zu einer Temperaturrekonstruktion führen.

Keine solche Rekonstruktion ist aber perfekt. Die Paläothermometer zeigen die vergangenen Temperaturen nicht so genau an, wie ein herkömmliches Thermometer. Die einzelnen Abschnitte eines Eisbohrkerns muss man zunächst datieren, d.h. einen Abschnitt einer bestimmten Zeit zuordnen. Oberflächliches Eis kann aber auch geschmolzen sein. Und Eismassen können in Jahrtausenden auch fließen, so dass das Datieren schwerer wird. Luftbläschen können im Eis durch hohen Druck auch „wandern“, sodass sie in die „falsche“ Schicht gelangen. Außerdem ergeben die Messwerte nicht direkt Temperaturen. Das $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Verhältnis hängt nicht nur von der Temperatur ab. Auch Winde oder Vorgänge im Eis können das Verhältnis beeinflussen. Verdunstetes Meerwasser oder auf dem Land entstandener Wasserdampf haben unterschiedliche $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Gehalte.

Es ist also wie ein Detektivspiel. Bei dem werden die Temperaturen auf vielen Paläothermometern abgelesen und miteinander verglichen. Dadurch ergibt sich ein relativ stimmiges Bild. Dieses Bild ist natürlich nicht so genau, wie eine direkte Temperaturmessung, jedoch würde sozusagen jeder Geschworene den vorgelegten Indizien Glauben schenken.

Da niemand von uns Zeuge war, bleibt der Menschheit auch (bis zur Erfindung der Zeitmaschine) nichts anderes übrig, als diesen indirekten Zugang zu benutzen.

BARD, E. (2003): North-Atlantic Sea Surface Temperature Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology, Data Contribution Series #2003 - 026



Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ) Salzwasserströmungsexperiment

❶ Strömungen als Folge eines Dichteunterschieds?

Wir haben gelernt, dass Veränderungen in den Ozeanströmungen die Temperaturen im Nordatlantikraum beeinflussen können. Plötzliche Änderungen in der Zirkulation verursachen also höchstwahrscheinlich plötzliche Temperaturänderungen.

Die Thermohaline Zirkulation (THZ) wird durch Dichtedifferenzen angetrieben. Damit wir die Zirkulation besser verstehen können und möglicherweise eine Ursache für die plötzlichen Veränderungen finden können, müssen wir durch Dichteunterschiede verursachte Strömungen in einem Modell genauer untersuchen. Das können wir in einem (Modell-)Experiment machen. Zunächst einmal wollen wir ein Strömungsexperiment mit Salzwasser verschiedenen Salzgehaltes durchführen. Kann das die plötzlichen Veränderungen erklären?

❷ Begriffsdefinition Modell:

Modelle spielen in den Naturwissenschaften bei der Erkenntnisgewinnung und -vermittlung eine wichtige Rolle. Es sind künstliche Konstruktionen, mit denen man die Wirklichkeit abzubilden versucht. Dabei kann man unterschiedliche Ziele verfolgen.

Der **Zweck** eines Modells kann z. B. sein,

- viele Einzelfälle in einem „Gesetz“ zusammenzufassen,
- unanschauliche Dinge zu veranschaulichen,
- komplexe Dinge zu vereinfachen, um sie besser verstehen bzw. berechnen zu können,
- Vorhersagen zu generieren,
- usw.

Die **Darstellung** von Modellen kann sehr unterschiedlich sein, z. B.

- mathematisch (z. B. als Formel)
- bildlich (z. B. als Bild, Skizze, Zeichnung)
- konkret (z. B. Modell eines Moleküls aus Kugeln, Modell eines Flugzeuges)
- als Computermodell (z. B. Wetter- oder Klimamodelle, Modelle für Crashtests)
- als Funktionsmodell (z. B. Modell eines Motors oder eines Kniegelenkes mit beweglichen Teilen)
- als Modellexperiment

Alle Modelle haben jedoch bestimmte typische **Eigenschaften**:

- Das Modell besitzt gewisse Elemente, die die Wirklichkeit auch besitzt.
- Dabei werden aber nicht alle Elemente der Wirklichkeit abgebildet, das Modell ist im Allgemeinen eine Vereinfachung.

Ein Modell ist nie richtig oder falsch. Es ist nur mehr oder minder tragfähig, um den Zweck, der mit diesem Modell verfolgt wurde, zu erfüllen. Es kann dabei für den einen Zweck tragfähig sein, für einen anderen Zweck jedoch überhaupt nicht.

3 Materialien:

- Zwei durchsichtige PET-Plastikflaschen
- Dichtungsmasse
- ca. 40 cm Plastikschauch (Durchmesser ca. 3 - 7 mm)
- Schere, Nagel und Zange
- Kerze
- zwei Schlauchklemmen
- Salzwasser verschiedener Konzentration
- Tinte
- Rührstab und Trichter

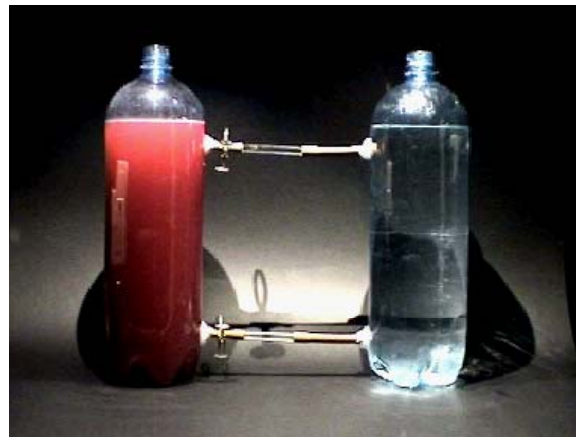


Abbildung 1: Fertig aufgebauter Versuch vor Öffnung der Schlauchklemmen.

4 Bau des Modells:

Erhitzen Sie den Nagel mit einer Zange über der Kerzenflamme und bohren Sie so zwei übereinander liegende Löcher in die Plastikflaschen. Die Löcher sollten in beiden Flaschen auf gleicher Höhe liegen, eines oben und eines möglichst nahe am Boden der Flaschen.

Der Lochdurchmesser sollte so groß sein, dass der Schlauch gerade eben hindurch passt. Schneiden Sie den Schlauch in zwei gleich lange Stücke. Verbinden Sie mit diesen die beiden Flaschen. Benutzen Sie die Dichtungsmasse zur Abdichtung.

5 Durchführung:

- I. Stellen Sie Salzwasser mit deutlich unterschiedlichem Salzgehalt her (z. B. 5 %ige und 10 %ige Lösung). Sie können auch Salzwasser und Wasser ohne Salz benutzen. Das salzhaltigere Wasser färben Sie mit Tinte an, so dass es deutlich gefärbt ist.
- II. Nachdem sie die Verbindungsschläuche mit je einer Schlauchklemme abgeklemmt haben, können Sie nun in die eine PET-Flasche das salzhaltigere, angefärbte Wasser, in die andere das weniger salzhaltige Wasser einfüllen. Der obere Verbindungsschlauch muss vollständig unter Wasser liegen. Achten Sie auf möglichst

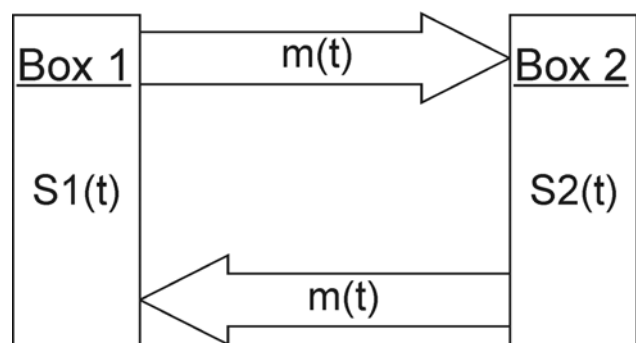


Abbildung 2: Schematische Zeichnung des Experimentes. In den Wasserbehältern befinden sich unterschiedliche zeitabhängige Salzkonzentrationen $S_1(t)$ und $S_2(t)$. Unterschiedliche Salzkonzentrationen rufen eine zeitabhängige Strömung $m(t)$ zwischen den Behältern hervor.



gleiche Füllhöhen. Öffnen Sie nun die Schläuche und beobachten Sie!

Praktische Tipps:

- Sie können die Schläuche auch zudrücken, anstatt Schlauchklemmen zu benutzen.
- Je größer der Schlauchdurchmesser, desto schneller läuft das Experiment ab. Bei einem zu schnellen Ablauf bleibt zu wenig Zeit für die Beobachtung.

⑥ Aufgaben:

- 1) Notieren Sie Ihre Versuchsdurchführung und Ihre Beobachtung.

- 2) Erklären Sie die beobachteten Phänomene! Gehen Sie dabei insbesondere auf die Ursache der Strömung ein. Benutzen Sie dabei die Begriffe, die in der „Begriffsdefinition Gleichgewicht“ vorkommen: „statisch“, „dynamisch“, „Gleichgewicht“ und „Einschwingen“.
 - Wieso tritt eine Strömung ein?
 - Wieso hört die Strömung auf?
 - Wie hoch ist der Salzgehalt am Anfang und am Ende des Versuches in den jeweiligen Flaschen?

- 3) Kann dieses Modellexperiment die Temperatursprünge erklären?

- 4) Notieren Sie Aspekte der THZ, die in diesem Modell nicht berücksichtigt worden sind!



- 5) Fertigen Sie eine Tabelle nach dem untenstehenden Muster an und füllen Sie die Kästchen. Lassen Sie Platz für weitere Einträge, das Ziel ist ja ein tragfähiges Modell!

Modell	Zweck	abgebildete Elemente	nicht abgebildete Elemente	Tragfähigkeit (betreffend Zweck)



Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ)

Computermodell 1: Modellierung des Salzwasserströmungs-experiments

❶ Warum führen Wissenschaftler, die mit dem Klima zu tun haben, Computersimulationen durch?

Wir haben ein Modellexperiment zu Strömungen, wie sie bei der Thermohalinen Zirkulation stattfinden könnten, durchgeführt. Dabei haben wir herausgefunden, dass zwischen zwei verbundenen Wasserreservoirs, in denen sich Wasser mit unterschiedlichem Salzgehalt befindet, eine Ausgleichsströmung entsteht. Wir konnten beobachten, dass diese Ausgleichsströmung mit der Zeit immer schwächer wird und schließlich ganz aufhört. Der Endzustand, ein statisches Gleichgewicht, hat jedoch wenig mit der bestehenden Strömung im Ozean gemein, da der Ozean von permanenter Strömung geprägt ist. Wir müssen daher unser Modell verändern, so dass es ein dynamisches Verhalten zeigt und zudem eine Erklärung für plötzliche Veränderung des Strömungszustandes liefert.

Bei der weiteren Vorgehensweise sollen uns die Wissenschaftler etwas helfen, indem wir uns von ihnen etwas abschauen. Diese benutzen heutzutage immer mehr Computermodelle, um das Klima zu untersuchen. Wieso machen die das überhaupt?

Nicht nur in der Physik spielen theoretische Überlegungen zusammen mit Experimenten eine große Rolle bei der Erkenntnisgewinnung. Klimatologen hingegen führen heutzutage kaum noch Experimente durch, sondern verwenden stattdessen fast ausschließlich Computermodelle. Dafür gibt es viele Gründe.

Experimente mit dem Klimasystem selbst durchzuführen verbietet sich durch die starke Abhängigkeit von uns Menschen von diesem System. Davon abgesehen, sind sie aber auch gar nicht durchführbar.

- Viele Elemente des Klimasystems lassen sich gar nicht verändern (z. B. Sonneneinstrahlung).
- Die Messung bestimmter Größen ist in diesem System schwer, wie z. B. die Bestimmung der Stärke von Meeresströmungen oder der Menge des in die Tiefsee transportierten Kohlenstoffes.
- Auswirkungen von Veränderungen können unter Umständen erst nach Jahrhunderten auftreten oder beobachtbar werden.
- Zum Experimentieren steht nur ein Objekt zur Verfügung. Das ist ein Nachteil, wenn man viele Experimente durchführen will.

Aber auch Modellexperimente, wie in unserem Fall das Strömungsexperiment, sind nicht die beste Wahl.

Diskutieren Sie, welche Auswirkungen hat das auf **Ihre** Untersuchung der Temperatursprünge, welche Probleme können bei einer genaueren Untersuchung des Experimentes zur Thermohalinen Zirkulation auftreten? Auf welche Probleme können Sie bei einer Erweiterung des Modells stoßen, welche Vorteile hat ein Computermodell?

- Die quantitative Messung z. B. der Strömung ist mit Schulmitteln relativ schwierig. Ein Strömungsmesser beeinflusst wiederum die Strömung. Im Computermodell kann auf alle Größen jederzeit zugegriffen werden.

- Die Einführung weiterer Elemente ist im Experiment im Vergleich zum Computermodell wesentlich schwerer, wenn nicht z. T. unmöglich. Da das Modellexperiment noch keine Erklärung für die Erklärung der Temperatursprünge liefert, also das Modell noch nicht tragfähig im Hinblick auf diesen Zweck zu sein scheint, müssen wohl noch weitere Elemente hinzugefügt werden.
- Die Größenordnungen des Ozeans können nur im Computermodell benutzt werden.

Wir wollen also die weitere Veränderung unseres Modellsystems an einem Computermodell durchführen. Dazu werden wir zunächst das Modell-Experiment in ein Computermodell „übersetzen“. Diese Übersetzung scheint dann sinnvoll zu sein, wenn das Computermodell die wesentlichen Verhaltensweisen des Experimentes gut wiedergibt! Eine wesentlich genauere Übereinstimmung ist erst bei einem aufwendigen Modell zu erwarten.

In diesem einfachen Modell entspricht Box 2 dem Absinkgebiet im Nordatlantik. Der obere Teil der Strömung würde u.a. den Golfstrom abbilden, die untere den Tiefenstrom. Die Box 1 kann man u. a. als Aufstiegsgebiet interpretieren.

Eine Rohversion des Modells soll Ihnen zur Verfügung gestellt werden. Lesen Sie die Erklärung genau durch und ergänzen Sie das Modell mit den fehlenden "Features".

Wenn Sie mit Modellierungsprogrammen schon einige Erfahrung haben, können Sie das Modell auch mithilfe des Materials 12 selber erstellen.

2 Aufgaben:

- 1) Computermodell - Modellierung des Salzwasserströmungsexperimentes:

Öffnen Sie das Modell m1.dyn mit dem Programm Dynasys und nehmen es genauer unter die Lupe. In dieser Modellierungsumgebung können keine Einheiten angegeben werden. Lesen Sie sich zu den verwendeten Einheiten Material 9 durch.

Die Variablenbenennung im Dynasysmodell weicht u. a. aus technischen Gründen von der aus der Schemazeichnung ab. Da die Strömung m zweimal in unterschiedlichen Richtungen vorkommt

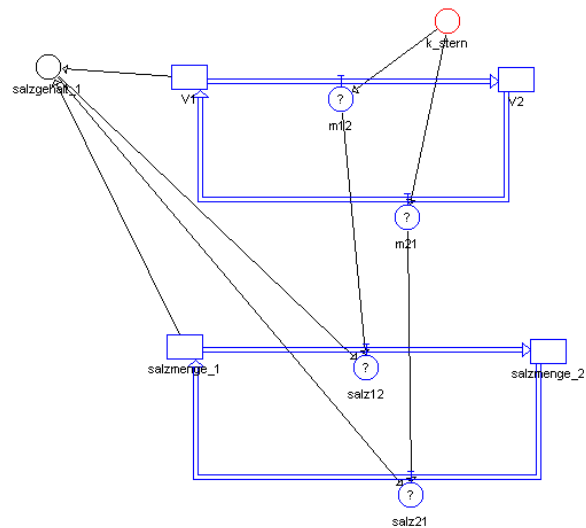


Abbildung 1: Unfertiges Dynasys-Modell zur Modellierung des Strömungsexperimentes.

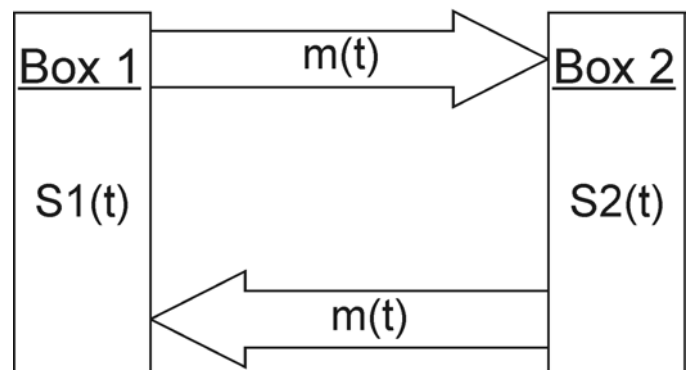


Abbildung 2: Schematische Zeichnung des Experimentes. In den Wasserbehältern befinden sich unterschiedliche zeitabhängige Salzkonzentrationen $S1(t)$ und $S2(t)$. Unterschiedliche Salzkonzentrationen rufen eine zeitabhängige Strömung $m(t)$ zwischen den Behältern hervor.



und verschiedene Variablen im Computerprogramm nicht möglich sind, heißen sie dort m12 bzw. m21. Abweichende Bezeichnungen findet man auch bei S1 und S2, die mit *Salzgehalt_1* bzw. *Salzgehalt_2* bezeichnet sind.

Ergänzen Sie das unvollständige Dynasys-Modell m1_half.dyn. Fügen Sie die fehlenden Elemente ein!

Entscheidend ist der Wert *Diff_sg2_sg1*, dieser treibt die Strömung an. Was steckt dahinter? Machen Sie sich auch Gedanken über das Vorzeichen: eine Zirkulation im Uhrzeigersinn soll ein positives Vorzeichen besitzen!

2) Sverdrup ist eine Einheit für eine gewaltige Wassermenge. Beim Golfstrom strömen, so schätzt man, etwa 18 Sverdrup. Wie viel Liter Wasser sind das pro Jahr? Wieso ist es günstiger, diese Einheit bei Ozeanströmungen anstatt von Litern pro Jahr zu gebrauchen?

3) Formulieren Sie Hypothesen über das Modellverhalten. Simulieren Sie das Modell. Achten Sie auf eine günstige Wahl der Zeitkonstanten. Wichtig bei der Simulation ist, dass man den Gleichgewichtszustand erreicht und nicht nur einen Teil des Einschwingvorganges, der stark von den Startbedingungen abhängt, erkennen kann. Die Strömung wird anfangs stark (~exponentiell) abnehmen und langsam einen stationären Zustand erreichen.

Vergleichen Sie das Modellverhalten mit den Beobachtungen aus dem Experiment. Wo gibt es Gemeinsamkeiten, wo Unterschiede?

4) Wie sieht es mit der „wirklichen“ Ozeanzirkulation aus, lassen die Rekonstruktionen der Klimageschichte und die heutigen Beobachtungen darauf schließen, dass dieses Modell den Ozean hilfreich abbildet?

5) Führen Sie die Tabelle aus Material 3 mit diesem Modell (Computermodell 1) fort. Überlegen Sie, welche wichtigen Elemente man hinzufügen könnte.

Modell	Zweck	abgebildete Elemente	nicht abgebildete Elemente	Tragfähigkeit (betreffend Zweck)



Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ) Computermodell 2: Modellierung von Salzgehalt und Temperatur

❶ Zielsetzung:

Wir haben ein Computermodell erstellt, das qualitativ sehr ähnliches Verhalten wie das Salzwasserströmungsexperiment (in Material 3) gezeigt hat. Allerdings hatten wir schon festgestellt, dass dieses Modellexperiment wenig mit der im wirklichen Ozean beobachteten Dynamik zu tun hat, die wir eigentlich erklären wollen. Es müssen also noch weitere Systemelemente beachtet und hinzugefügt werden.

Dies wollen wir nicht im Experiment, sondern im Computermodell machen. Das Computermodell zeigt ähnliches Verhalten wie das Experiment und kann viel leichter verändert und modelliert werden. Wir müssen nun unser Modell verändern, es simulieren und daraufhin überprüfen, ob dieses veränderte Modell die Klimasprünge erklären kann.

❷ Vorgehensweise:

- I. Ein wichtiger weiterer Faktor für die Thermohaline Zirkulation ist die Temperatur im Nordatlantik. Die Temperatur ist in den polnahen Regionen durch die geringere Einstrahlung niedriger. Wenn Sie diese modellieren, muss die Temperatur T_2 in der Box 2 also niedriger sein.

Modellieren Sie also die Temperaturen des Wassers in den beiden Bereichen. Diese sollen vereinfacht als konstant angenommen werden. Die absolute Temperatur ist dabei nicht wichtig, es kommt vor allem auf die Temperaturdifferenz $\text{Diff_T2_T1} := T_2 - T_1$ an. Fügen Sie diese also in das Modell ein. Wenn es im Behälter 2, der dem Nordatlantik entsprechen würde, kälter sein soll, muss die Temperaturdifferenz negativ sein! Als Zahlenwert wird in der Literatur eine Differenz von $-3,5 \text{ }^\circ\text{C}$ zwischen den Aufstiegsgebieten und dem Absinkgebiet im Nordatlantik angegeben.

- II. Achten Sie auf das Vorzeichen! Ein **höherer** Salzgehalt erhöht die Dichte im rechten Behälter. Somit verstärkt dies die Strömung (in positiver Richtung). Eine **niedrigere** Temperatur erhöht ebenso die Dichte auf der rechten Seite und führt zu einer stärkeren Strömung. Somit muss im Modell zu $m_{12} = k_{\text{stern}} \cdot \text{Diff_sg2_sg1}$ der Term $- k_{\text{2stern}} \cdot \text{Diff_T2_T1}$ hinzugefügt werden. Der Zusammenhang zwischen Temperaturdifferenz und Strömung wird gut mit der empirischen Konstanten $k_{\text{2stern}} = 12,4 \text{ Sv}/^\circ\text{C}$ beschrieben.
- III. Für den Rückstrom m_{21} müssen diese Änderungen auch übernommen werden. Am einfachsten ist es, wenn man $m_{21} = m_{12}$ setzt. Vergessen Sie dabei die Wirkungspfeile nicht.

❸ Aufgaben:

- 1) Formulieren Sie Hypothesen, wie sich das Modell verhalten wird! Simulieren Sie das Modell und notieren Sie die Beobachtungen. Diskutieren Sie, ob dieses Modell zum Erklären der Temperatursprünge taugt. Überlegen Sie, ob man dieses Modell als richtig oder falsch bezeichnen kann. Kann man so etwas bei dem vorigen Modell sagen?



2) Führen Sie die Tabelle aus Material 3 mit diesem Modell (Computermodell 2) fort.

Modell	Zweck	abgebildete Elemente	nicht abgebildete Elemente	Tragfähigkeit (betreffend Zweck)

3) Falls das Modell nicht zur Erklärung der abrupten Klimaänderungen beiträgt, überlegen Sie, wie man das Modell verändern könnte. Gehen Sie z. B. auf den Einfluss des Salzgehaltes im Gleichgewichtszustand in diesem Modell ein. Inwiefern wäre ein Modell mit Verdunstung interessant?

4) Überlegen Sie, wie man dieses Modell (mit Salzgehalts- und Temperaturunterschieden) in einem Experiment realisieren könnte. Diskutieren Sie eventuell auftauchende Probleme und den Aufwand im Vergleich zu dem Computermodell. Machen Sie Vermutungen über die Beobachtungen bei der Durchführung des Experiments. Ein solches Experiment können Sie natürlich auch aufbauen und die Beobachtungen mit den Simulationen des Computermodells vergleichen.

Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ)

Computermodell 3: Modellierung von Salzgehalt, Temperatur und Verdunstungsszenario

❶ Zielsetzung:

In dem letzten Computermodell konnten wir ein permanentes Strömen beobachten. Dies wurde durch den permanenten Temperaturunterschied zwischen den Behältern verursacht. Wir konnten allerdings keine plötzlichen Veränderungen im Strömungsverhalten ausmachen. Wir ergänzen also nun unser Modell mit einem Verdunstungsszenario, simulieren es und überprüfen es darauf hin, ob dieses Modell die beobachteten Klimasprünge erklären kann.

❷ Vorgehensweise:

- I. Fügen Sie in das Modell einen Süßwasserstrom vom linken in den rechten Behälter ein.
- II. Dies ist die einfachste Realisierung eines Süßwasserstromes, Box 1 entspricht damit dem tropischen Atlantikbereich, in dem besonders viel Süßwasser verdunstet. Darüber hinaus ist die Box 1 auch ein Aufstiegsgebiet, das sich in Wirklichkeit im Indischen Ozean oder im Pazifik befindet. Aufstiegsgebiet und tropischer Atlantik sind bei diesem Modell also der Einfachheit halber „zusammengefasst“.
- III. Nehmen Sie für den Süßwasserstrom einen Zahlenwert ab, der Ihnen nach dem Material aus der Einführung plausibel erscheint (in Sverdrup).
- IV. Was passiert, wenn Sie nur einen Strom von dem einen zum anderen Behälter eingerichtet haben? Verhindern Sie ein „Überlaufen“ bzw. ein „Trockenfallen“ der Behälter!

Hier muss auch an den Rückfluss des Wassers in der Richtung von rechts nach links gedacht werden.

- V. Manche Wissenschaftler erwarten, dass steigende Temperaturen als Folge des Treibhauseffektes zu einer Erhöhung des Süßwassereintrages in den Nordatlantik führen werden. Ob es dabei nur zu einer kleinen Erhöhung im Bereich von wenigen Prozent oder letztendlich zu einer Verdoppelung kommen könnte, ist dabei sehr schwer abzuschätzen. Für eine genaue Vorhersage ist das Klimasystem zu komplex.
- VI. Was bedeutet der Süßwassereintrag im Modell? Simulieren Sie!

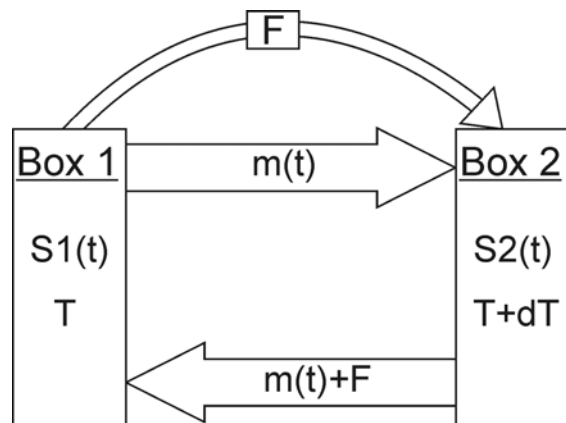


Abbildung 1: Schematische Zeichnung des Modells. Zwischen Box 1 und Box 2 ist nun als Parameter ein Süßwasserstrom F eingefügt. Durch diesen Wasserstrom wird kein Salz transportiert.


3 Aufgaben:

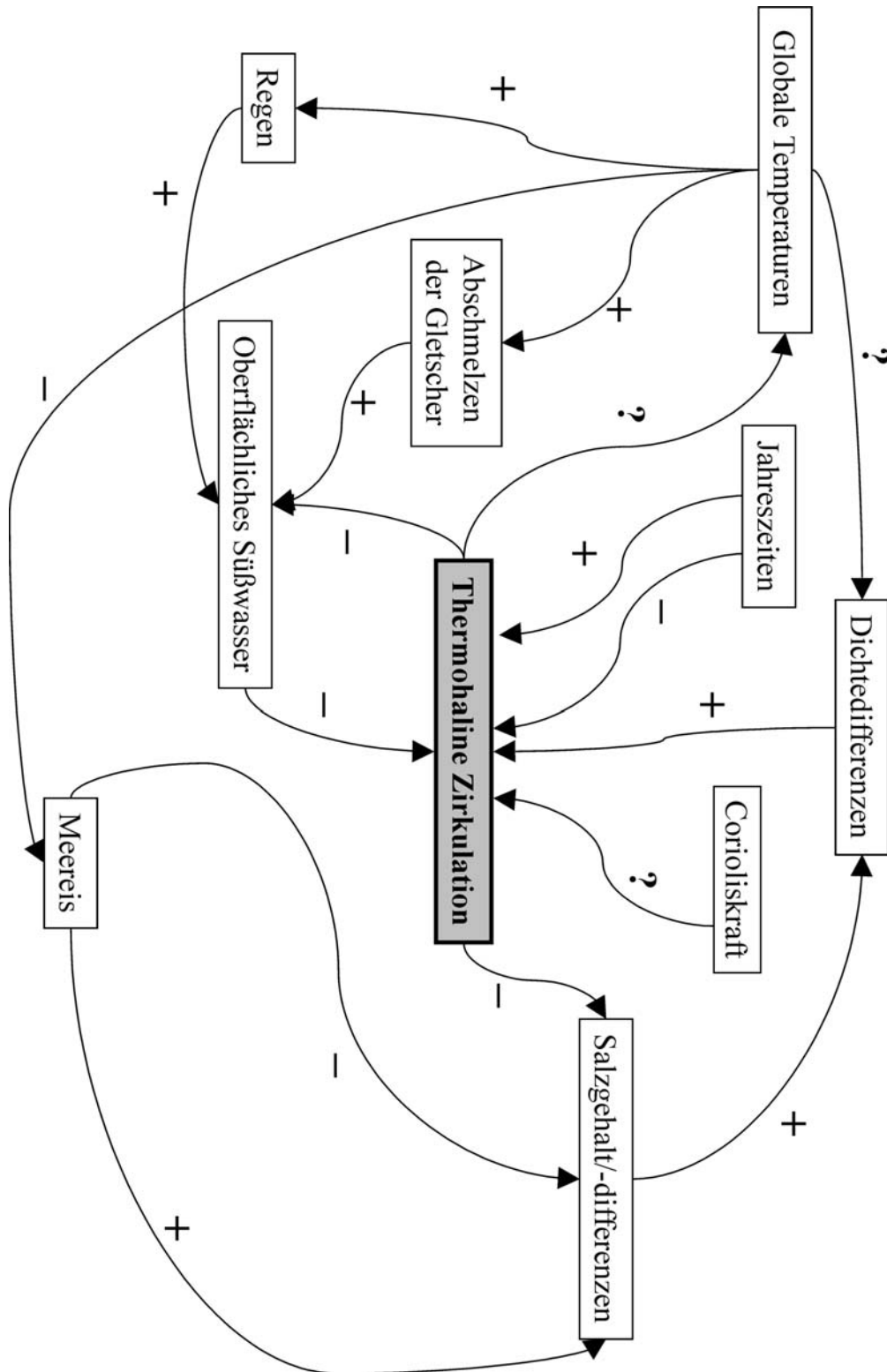
- 1) Formulieren Sie Hypothesen, wie sich das Modell verhalten wird! Welchen Einfluss hat dabei der Süßwasserfluss F ? Diskutieren Sie: Können in einem so einfachen System überhaupt solche plötzlichen Veränderungen im Strömungsverhalten auftreten, wie sie in der Klimageschichte beobachtet wurden? Simulieren Sie das Modell und notieren Sie die Beobachtungen. Untersuchen Sie ggf. systematisch das Modell. Fertigen Sie z. B. ein $m12(F)$ -Diagramm mithilfe von einem Tabellenkalkulationsprogramm (z. B. Excel) an. Diskutieren Sie, ob dieses Modell zum Erklären der Temperatursprünge taugt. Überlegen Sie, ob man dieses Modell als richtig oder falsch bezeichnen kann. Kann man so etwas bei dem letzten Modell sagen?

- 2) Führen Sie die Tabelle aus Material 3 mit diesem Modell (Computermodell 3) fort.

Modell	Zweck	abgebildete Elemente	nicht abgebildete Elemente	Tragfähigkeit (betreffend Zweck)

- 3) Falls das Modell nicht zur Erklärung der abrupten Klimaänderungen beiträgt, überlegen Sie, wie man das Modell verändern könnte.
- 4) Sie stellen Ihr Modell einigen Ozeanografen vor, die sich eingehend mit den Temperaturen im Ozean beschäftigt haben. In der Diskussion bezeichnen diese Ihr Modell und die Simulationsergebnisse als Blödsinn. Der Temperaturunterschied zwischen Aufstiegs- und Absinkgebiet hätte früher mindestens 5°C betragen. Wie reagieren Sie darauf?

Beispiel für ein Wirkungsdiagramm der Thermohalinen Zirkulation



Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ)

Begründung für $\text{abs}(m)$

In dem Modell wird bei der Berechnung des transportierten Salzes der Betrag der Strömung $\text{abs}(m_{12})$ bzw. $\text{abs}(m_{21})$ verwendet. Diese kleine aber wichtige Besonderheit wird im Folgenden erklärt.

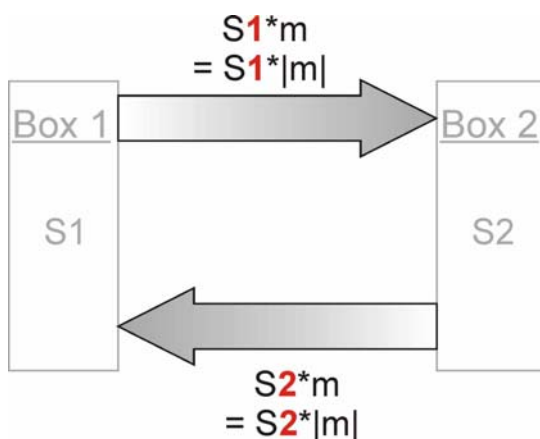
Hier seien mit $S_1 := \text{Salzgehalt}_1$ und $S_2 := \text{Salzgehalt}_2$ die Salzgehalten in den verschiedenen Boxen bezeichnet.

- Fall:** Fließt in einer bestimmten Zeit ein Wasservolumen m im Uhrzeigersinn (also in positiver Richtung), wird bei der oberen Strömung die Salzmenge $S_1 \cdot m$ transportiert, die untere transportiert $S_2 \cdot m$. Da $m > 0$ ist, ist auch $S_1 \cdot m = S_1 \cdot |m|$ und $S_2 \cdot m = S_2 \cdot |m|$.
- Fall:** Betrachten wir den Fall der Umkehrung der Strömung, bei dem die Strömung entgegen dem Uhrzeigersinn fließt ($m < 0$). Dies bedeutet, dass Wasser in die entgegengesetzte Richtung strömt. Also kann man auch den Betrag $|m|$ benutzen und die Pfeilrichtungen umkehren (s. Abb. 1 rechts). Dann erkennt man, dass das Wasser beim oberen Pfeil (nicht wie im 1. Fall bei $m > 0$) aus Box 2 kommt, somit den Salzgehalt S_2 hat. Im unteren wird entsprechend Wasser mit dem Salzgehalt S_1 transportiert.

Vergleicht man nun die rechte und linke Seite in Abbildung 1, erkennt man, dass durch den oberen Pfeil auf der rechten Seite genau der Salztransport angedeutet ist, der auf der linken Seite durch den unteren Pfeil angedeutet ist. Entsprechend verhält es sich mit den anderen Pfeilen. Für die Entwicklung der Salzgehalte ist es nun aber unbedeutend, ob eine Salzmenge „oben“ oder „unten“ transportiert wird. Es wird also **in jedem Fall** $S_1 \cdot |m|$ von der Box 1 in die Box 2 und in umgekehrter Richtung $S_2 \cdot |m|$ transportiert¹.

Salztransport

1. Fall: $m > 0$



2. Fall: "Umkehr", $m < 0$

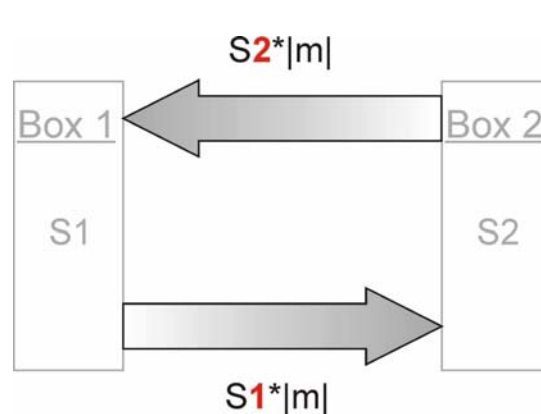


Abbildung 1: Salztransport.

¹ Da im 1. Fall $m > 0$ ist, gilt auch $m = |m|$.



Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ) Informationen zu den verwendeten Einheiten und Größen

❶ Information zu den Einheiten:

Um bei der Klimamodellierung Rückschlüsse vom Modell auf die Wirklichkeit machen zu können, muss man im Modell versuchen, die Größenordnungen der modellierten Wirklichkeit nachzubilden. Manche Größen lassen sich allerdings nur sehr schwer messen. Bei manchen ist die genaue Kenntnis für das Modellverhalten nicht bedeutend, bei anderen sehr.

Bei den Computermodellen muss man zudem mit den Einheiten aufpassen, da Computer im Allgemeinen nicht automatisch mit Einheiten rechnen, sondern nur mit Zahlen umgehen können. Über die Einheiten muss sich also der Modellierer im Klaren sein.

In dem Computermodell wollen wir ozeanische Größenordnungen verwenden. Die Klimatologen benutzen besondere Einheiten. Der Fluss von Wasser im Ozean wird nicht, wie z. B. bei einem Wasserhahn im Haushalt in Litern pro Minute, sondern in Sverdrup (Sv) gemessen. Die Einheit Sverdrup ist bei den Größenordnungen, mit denen man im Ozean oder bei großen Flüssen konfrontiert ist, angebrachter. Diese Einheit

ist definiert als gleich 1 Millionen Kubikmeter Wasser pro Sekunde ($1 \text{ Sv} = \frac{10^6 \text{ m}^3}{\text{s}}$). Es ist sehr schwer, die

Ozeanströmung genau zu messen, man schätzt die Umströmung der THZ derzeit auf etwa 18 Sv. Zum Vergleich, im Amazonas, dem größten Fluss der Erde, fließen etwa 0,9 Sv.

Um eine einfache Umrechnung zu ermöglichen, soll in unserem Modell das *Wasservolumen* 10^6 m^3 angegeben werden. Diese Einheit ergibt sich bei der Multiplikation von der Strömung m , die in Sverdrup angegeben ist, mit einer Zeiteinheit (Sekunde).

Da der *Salzgehalt* sich durch starken Austausch in der Weltmeeren nur sehr wenig unterscheidet, wird er in der Ozeanographie in *psu* (practical salinity unit, entspricht **Promille**) gemessen. Ein Promille Salzgehalt ist ein Gramm pro Liter Wasser. Das entspricht (in Größenordnungen des Ozeans) 1.000 Tonnen pro 10^6 m^3 Wasser. Der Salzgehalt liegt in den Weltmeeren zwischen etwa 32 und 37 psu^1 .

Für die Salzmenge werden 1.000 Tonnen verwendet. Damit ist: Salzmenge = Salzgehalt * Wassermenge.

Wassermenge pro Zeit: in Sverdrup ($1 \text{ Sv} = \frac{10^6 \text{ m}^3}{\text{s}}$)

Wasservolumen: in 10^6 m^3

Salzgehalt: in psu ($1 \text{ psu} = 1 \frac{\text{g}}{\text{l}} = 1 \frac{1.000 \text{ t}}{10^6 \text{ m}^3}$)

Salzmenge: in 1.000 t

¹ Eine Karte mit der Verteilung der Salinität ist z. B. unter <http://www.meeresgeo-online.de/salinity.php> im Internet zu finden.



Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ) Dynasys-Modelle

Für die Bearbeitung dieses Bausteins wird spezielle Software benötigt. Das Programm Dynasys (Freeware), können Sie unter <http://www.hupfeld-software.de/download.php>) herunterladen.

Die Modelle können aber auch mit der CoLab Software, Stella oder ähnlichen graphischen Programmierumgebungen erstellt werden

Die Dynasys-Modelle zur thermohalinen Zirkulation, die in diesem Baustein bearbeitet werden, liegen in fertiger Form auf der CD-ROM „System Erde“ vor. Sie finden sie unter:



Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ)

Film zum Experiment

Das Experiment zur Salzwasserströmung kann mithilfe des Arbeitsbogens „Salzwasserströmungsexperiment“ behandelt werden. Das Experiment wurde gefilmt, sodass es auch am Computer vorgeführt werden kann. Der Film befindet sich auf der CD-ROM „System Erde“ im Ordner Videos.



Baustein 8: Minimalmodell zur Thermohalinen Zirkulation (THZ) Modellierung des Strömungsexperimentes - Modellerstellung mit Dynasys

❶ Anleitung zur Modellerstellung mit Dynasys:

Das Modell zur Modellierung des Strömungsexperimentes können wir auch selber erstellen. Das geht z. B. mit dem Modellierungsprogramm Dynasys.

Da das eigentliche Ziel die Erklärung der Temperatursprünge in der Klimageschichte ist, wollen wir in dem Modell die Größenordnungen des Ozeans benutzen. In dem Modellierungsprogramm können nur Zahlenwerte ohne Einheiten verwendet werden, so dass Sie sich über die dahinterstehenden Einheiten im Klaren sein sollten. Weitere Informationen liefert der Informationstext Material 9.

In dem experimentell untersuchten Strömungsmodell fließen zwei verschiedene Stoffe, Wasser und Salz, in einem Kreislauf. Dabei ist das Salz im Wasser gelöst. Im Computermodell sollen die beiden Stoffe getrennt in jeweils einem eigenen Stoffkreislauf modelliert werden. Ein Kreislauf besteht dabei aus zwei Reservoiren, die der Stoffmenge in den beiden Flaschen entsprechen würde, und zwei Flüssen zwischen den Reservoiren in verschiedene Richtungen.

Ein Wassertransport im Wasserkreislauf bewirkt dabei einen Salztransport, der abhängig ist vom Salzgehalt des strömenden Wassers.

- I. Erstellen Sie zunächst den Wasserkreislauf, bestehend aus zwei Bestandsgrößen für die Wassermenge in den Reservoiren. Verbinden Sie diese mit zwei Flusspfeilen, einen für den Hin- und einen für den Rückstrom (Da keine gleichen Namen bei Dynasys möglich sind, müssen Sie die beide Ströme unterschiedlich benennen, beispielsweise m_{12} und m_{21} , auch wenn sie immer gleich groß sind.). Benutzen Sie als Wasserbestandsgrößen bzw. Volumina $V_1 = 1.000.000.000 = V_2$. Die strömende Wassermenge hängt von der Differenz zwischen den Salzgehalten ab und wird später in dem Modell bestimmt.
- II. Erstellen Sie auch einen entsprechenden Kreislauf für das Salz.
- III. Eine wichtige Zwischengröße ist der Salzgehalt. Er berechnet sich über Salzmenge/Volumen. Fügen Sie diese Größe im Modell für beide Wasserbehälter ein. (Verwenden Sie das Kreissymbol für diese Zwischengröße und „deklarieren“ Sie die bei der Berechnung eingehenden Variablen mithilfe der einfachen Pfeile.)
- IV. Diese Salzgehalte verursachen die Strömung nicht direkt. Wichtig ist stattdessen die Differenz zwischen beiden Salzgehalten. Fügen Sie also eine neue Zwischengröße $Diff_sg2_sg1$ ein, welche die Differenz der Salzgehalte ($Salzgehalt_2$ minus $Salzgehalt_1$) angibt (Achtung: Sie müssen nach der absoluten Salzmenge (angegeben in 1.000 Tonnen) und dem Salzgehalt (angegeben in psu bzw. Promille) unterscheiden!).
- V. Diese Salzgehaltsdifferenz bestimmt nun die Dichtedifferenz zwischen den Behältern und damit die Stärke der Umströmung. Je größer die Dichteunterschiede sind, desto stärker wird die Umströmung sein. Der genaue Zusammenhang wird auch durch z.B. den Aufbau (z. B. die Dicke des Schlauches) im Experiment bzw. die topographischen Gegebenheiten usw. im realen Ozean bestimmt. In der Ozeanographie wird hierfür z. B. $k_stern = 58,3 Sv/psu$ benutzt. Demnach gilt $m_{12} = m_{21} = k_stern * Diff_sg2_sg1$.



- VI. Im Dynasys-Modell muss nun die Beziehung zwischen Wasserfluss und Salzfluss ergänzt werden. Wenn das (Salz-)Wasser fließt, wird auch Salz transportiert. Bei den hier gewählten Einheiten entspricht der Transport von einem Volumen x mit dem Salzgehalt y dem Transport von der Salzmenge $x \cdot y$. Fügen Sie entsprechende Berechnungen für $salz_{12}$ und $salz_{21}$ ein. Welchen Salzgehalt hat das transportierte Wasser jeweils? Damit das Modell auch für Strömungen in umgekehrter Richtung gilt, müssen Sie bei der Berechnung des transportierten Salzes den Betrag der Strömung, $abs(m_{12})$ bzw. $abs(m_{21})$, benutzen (für eine genaue Erklärung siehe Material 8).



Baustein 9: Projekte zur Nachhaltigen Entwicklung – Schwerpunkt Klimasystem

Einstiegsmöglichkeit

❶ Materialien:

- DIN - A0 Papier, gelbe selbstklebende Zettel und dicke Filzstifte.

❷ Baut Dämme auf!

Ein Gespräch mit dem Hamburger Klimaforscher GUY BRASSEUR. Das Gespräch führten Hans SCHUH und Andreas SENTKER (Die Zeit 11/2001, vollständige Fassung Modul 10, Baustein 6, Material 2).

DIE ZEIT: Nun liegt der dritte Bericht des IPCC zum globalen Klimawandel fast vollständig vor. Verglichen mit dem ersten Bericht von 1990, hat sich wenig geändert: Der Meeresspiegel steigt in hundert Jahren maximal um einen Meter, die globale Durchschnittstemperatur um ein bis sechs Grad. Auch politisch hat sich wenig bewegt. Viel Lärm um nichts?

GUY BRASSEUR: Nein, vordergründig mag das so erscheinen. Tatsächlich hat sich enorm viel bewegt, in der Wissenschaft wie in der Politik. Früher schauten alle vorwiegend auf den weltweiten Anstieg des Treibhausgases Kohlendioxid, über das CO₂ wurde auch hauptsächlich in Kyoto verhandelt. Bald merkte man aber, dass auch andere Gase wie Methan, also Erd- oder Biogas, dass Stickoxide oder die ozonzerstörenden Fluorchlorkohlenwasserstoffe FCKW wichtige Rollen im Treibhaus spielen. Sogar das Ozon, das in den unteren Luftschichten deutlich zugenommen hat, trägt spürbar zur Erwärmung bei.

ZEIT: Es wurden aber auch zunehmend kühlende Faktoren gefunden.

BRASSEUR: Exakt, etwa Aerosole, fein verteilte Nebeltröpfchen, die überwiegend aus der Verbrennung von Kohle stammen. Sie lenken Sonnenlicht zurück ins All und bewirken regional eine Abkühlung, die etwa zehnmal stärker ist als der Treibhauseffekt durch Kohlendioxid. Regional bedeutend sind auch Ruß oder Staub. Aerosole, Ruß und Staub fördern außerdem die Wolkenbildung. Die Wolken wiederum haben je nach Dicke und Höhe, in der sie entstehen, gegensätzliche Wirkung. Weiße Wolken kühlen, schwarze hingegen wärmen. Insgesamt erweist sich das Klima als viel komplexer, als angenommen. Wenn wir derzeit eine Summe aus allen wärmenden und kühlenden Klimafaktoren bilden, dann resultiert am Ende eine positive Zahl, plus/minus eine größere Zahl für den möglichen Fehlerbereich unserer Berechnungen. (...)

ZEIT: Wozu dann all die Klimawarnungen?

BRASSEUR: Weil wir inzwischen wissen, dass die Erde ähnlich kompliziert ist wie unser Körper. Beide sind nichtlineare, rückgekoppelte Systeme mit Fernwirkungen und empfindlichen Druckpunkten. Auch unsere Körpertemperatur bleibt dank aufwendiger Regelung meist stabil. Aber dann kommt eine Infektion, und hopp, schnellt das Fieber hoch.

ZEIT: Wie übersetzen Sie die Medizin in die Klimaforschung?

BRASSEUR: Wir wissen aus Eisbohrungen an den Polen oder aus Meeressedimenten, dass unser Klima in den vergangenen 400000 Jahren recht stabil war. Aber zwischendurch kam es in den Eis- und Zwischeneiszeiten immer wieder zu heftigen Temperatursprüngen. Wahrscheinlich war eine relativ kleine Änderung der Sonneneinstrahlung der Auslöser. Weniger Sonne bedeutete mehr Kälte, die Eisflächen wuchsen. Diese spiegeln zunehmend das Sonnenlicht, es wird noch kälter. Kaltes Meerwasser entzieht der



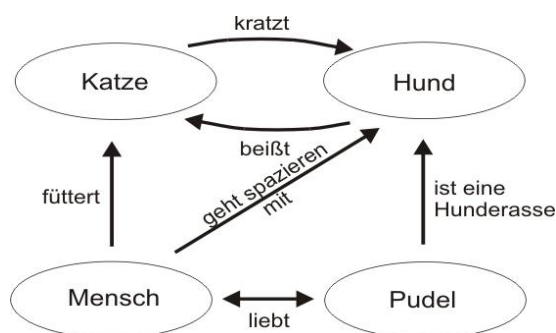
Luft Kohlendioxid, die Methanproduktion aus Biomasse schrumpft. Es wird noch kälter, die Abkühlung verstärkt sich immer mehr. (...)

ZEIT: Was tun?

BRASSEUR: Wir brauchen eine Mehrfachstrategie. Erstens die Emissionen senken. Zweitens müssen wir uns auf wachsende Klimaschäden einrichten, Dämme erhöhen oder sturmsicherer bauen (...). Drittens sind kulturelle Änderungen notwendig, etwa beim wahllosen Verbrennen von Biomasse, das in Asien verbreitet ist. Viertens benötigen wir alternative Energiequellen und neue Techniken wie Brennstoff- und Solarzellen. Fünftens wäre die Forschung zu intensivieren. (...)

3 Aufgabe:

Zeichnen Sie, wie nach Ihrer Meinung im Artikel genannte Vorstellungen und Begriffe zum Themenbereich „Klimasystem“ in Beziehung zueinander stehen. Orientieren Sie sich an dem Beispiel der Beziehungen zwischen den Begriffen Katze, Hund, Pudel und Mensch. Berücksichtigen Sie, dass es verschiedene Möglichkeiten der Begriffszusammengehörigkeit gibt, die gleichzeitig „richtig“ sein können. So lassen sich mit den Begriffslandkarten die unterschiedlichen Vorstellungen der befragten Personen oder Personengruppen erfassen und miteinander vergleichen.



1) Zeichnen Sie die Landkarte zum „Klimasystem“ in folgenden Schritten:

- Notieren Sie „Klimasystem“ als Leitbegriff auf der Mitte des Arbeitsbogens;
- verteilen Sie Begriffe, die Sie aus dem Artikel notiert haben, auf diesem Arbeitsbogen um den Leitbegriff herum. Legen Sie diejenigen enger zusammen, zwischen denen ein Zusammenhang besteht;
- zeichnen Sie die Linien mit Pfeilspitzen zwischen den Begriffen, um zu zeigen, wie diese miteinander in Beziehung stehen;
- erläutern Sie durch eine kurze Notiz an den Verbindungslinien, worin die Beziehung zwischen den Begriffen besteht.

2) Präsentieren Sie Ihre Begriffslandkarte (auch Concept Map genannt) der Klasse bzw. dem Kurs.

Hinweis: Es gibt nicht eine allein richtige Begriffslandkarte. Je nach Begriffsauswahl kommt es zu verschiedenen Ergebnissen.



Baustein 9: Projekte zum Thema „Nachhaltigen Entwicklung“

❶ Materialien:

- Papier DIN - A4 oder Arbeitsheft und Schreibgerät für jede/n Schüler/in
- Papier DIN - A6 (z. B. selbstklebende), Edding, Papier (DIN - A0) oder Stück Tapete
- Erläuterung zum Concept Mapping und zur Interpretation von Begriffslandkarten im Hinblick auf die Systemtheorie (Modul 1, Baustein 2, Material 2 und 3), Arbeitsbericht für Gruppen (Modul 3, Baustein 6, Material 3)
- CD-ROM „System Erde“ auf jederzeit für die Schüler/innen zugänglichen Computern (Computerraum, Schulbibliothek), oder ausreichend Kopien zum Ausleihen für die Arbeit zu Hause sowie die Möglichkeit mit Textverarbeitungsprogrammen zu arbeiten und im Internet zu recherchieren.
- Zugang zu fachwissenschaftlicher Originalliteratur (als Kopien oder in Fachbibliotheken)
- Videokamera und/oder Mikrofon für Experteninterviews

❷ Nachhaltige Entwicklung (Sustainable Development)

Auf der UN-Konferenz von Rio de Janeiro 1992 wurde mit der „Agenda 21“ ein weltweites Aktionsprogramm für eine dauerhaft zukunftsfähige, umweltgerechte Entwicklung verabschiedet. Ziel ist es, die Bedürfnisse der gegenwärtig lebenden Menschen zu befriedigen ohne zu riskieren, dass zukünftige Generationen ihre Bedürfnisse nicht mehr befriedigen können. 178 Staaten, darunter die Bundesrepublik Deutschland, haben dieses Aktionsprogramm unterzeichnet. Es steht für die Verbindung ökonomischer Beständigkeit, den Erhalt der ökologischen Funktionsfähigkeit des Naturhaushaltes und soziale Gerechtigkeit.

Bildung und Erziehung gelten in der „Agenda 21“ als zentrale Faktoren für eine nachhaltige Entwicklung. Auf der UN-Konferenz von Johannesburg 2002 wurde die Bedeutung von Bildung und Erziehung noch einmal bekräftigt. 2005 begann die weltweite Dekade „Bildung für eine nachhaltige Entwicklung“. Nähere Informationen gibt es im Internet unter:

[HTTP://www.nachhaltigkeit.aachener-stiftung.de/2000/Definitionen.htm](http://www.nachhaltigkeit.aachener-stiftung.de/2000/Definitionen.htm).

Dort findet man in der linken Menüleiste unter „Definitionen“ den Punkt „Agenda 21“, der wiederum zu dem vollständigen Originaltext der Agenda 21 führt.

Beitrag der Geowissenschaften zu einer nachhaltigen Entwicklung des Planeten Erde

Die Geowissenschaften erforschen den Planeten Erde in Projektteams mit Wissenschaftler/innen, die Fächer wie Geologie, Biologie, Chemie, Geophysik oder Informatik studiert haben und z. B. aus Europa, den USA, Japan oder Russland stammen. Gemeinsam haben sie sich in den vergangenen Jahrzehnten ein neues Verständnis von der Funktionsweise der Erde erarbeitet. Sie betrachten den Planeten Erde heute als dynamisches System, das sich ständig weiterentwickelt. Aktuelle Kenntnisse zu geowissenschaftlichen Sachverhalten sind wichtiger Bestandteil einer Sachkompetenz, die notwendig ist, wenn Strategien für eine dauerhaft nachhaltige Entwicklung formuliert werden sollen. Nur auf der Basis dieses Wissens können die Auswirkungen, die einzelne Maßnahmen auf die zukünftige Entwicklung des Planeten Erde haben können, kompetent eingeschätzt werden.



③ Aufgaben:

Als übergeordnetes Ziel erstellen Sie mit Ihren Mitschüler/innen ein gemeinsames Klimasystemmodell in Form eines Wirkungsdiagramms als Poster, Wandzeitung oder interaktive Anwendung für den Computer. Vielleicht haben Sie schon im vergangenen Unterricht eine einfachere Form entwickelt, die Sie nun ergänzen können.

Jede/r Schüler/in sammelt Informationen zu einem Element des Klimasystems und verfasst einen 2 – 3 seitigen Aufsatz dazu. Dabei sollen ökologische, soziale und ökonomische Aspekte berücksichtigt werden. In einer Schlussfolgerung soll die Relevanz dieses Elementes für das zukünftige Klima diskutiert werden. Nachdem diese Texte erstellt wurden, wird das Wirkungsdiagramm (Klimasystemmodell) erstellt.

1) Wählen Sie z. B. aus der Presse oder von der CD-ROM „System Erde“ ein aktuelles Thema aus dem Bereich Klimasystem bzw. -wandel aus, für das ökonomische, ökologische und soziale Aspekte bedeutsam sind. Eignen würden sich z. B. folgende Themen:

- Ozeane als Element des Klimasystems
- Regenwälder als Element des Klimasystems
- neue Technologien (Wasserstoffautos, Solarenergie etc.)
- Ökosteuer
- internationale Programme

Besprechen Sie Ihre Themenwahl mit den anderen Mitgliedern Ihrer **Arbeitsgruppe** und stimmen Sie die Themen gegebenenfalls aufeinander ab.

2) Arbeiten Sie sich gründlich in Ihr Thema ein (**Einzelarbeit**). Nutzen Sie die Sachinformationen der CD-ROM „System Erde“, Fachliteratur aus Bibliotheken und das Internet.

3) Erstellen Sie in Absprache mit Ihrer **Lehrkraft** und Ihrer **Arbeitsgruppe** einen Zeit- und Arbeitsplan mithilfe der Tabelle 1 „Arbeits- und Zeitplanung“.

4) Erstellen Sie in **Einzelarbeit** eine Inhaltsangabe (nähere Informationen s. Tab. 1)

5) Präsentieren Sie Ihre Inhaltsangabe Ihren **Arbeitsgruppenmitgliedern** und stimmen Sie die einzelnen Themen weiter aufeinander ab.

6) Erstellen Sie in **Einzelarbeit** einen 2 – 3 seitigen Text nach wissenschaftlichen Kriterien (nähere Informationen s. Tab. 1).

7) Erstellen Sie mit Ihrer **Arbeitsgruppe** ein Wirkungsdiagramm. Hierfür wird für jedes Thema der Gruppenmitglieder ein typischer Begriff eingetragen, der dann ein Element des Klimasystems repräsentiert. Tragen Sie die Beziehungen, die die Elemente zueinander haben, ein.

8) Präsentieren Sie Ihr Arbeitsergebnis der **Klasse/dem Kurs** und diskutieren Sie gemeinsam, welche sinnvollen Maßnahmen im Sinne einer nachhaltigen Entwicklung des Systems Erde ergriffen werden könnten.



Tabelle 1: Arbeits- und Zeitplanung sowie Kriterien für die Texterstellung

Datum	Projektphase	Anweisung für das Erstellen der Dokumentationen
	Initiativphase: Themenwahl	
	Zielklärung: Inhaltsangabe in <i>Einzelarbeit</i> erstellen, der Arbeitsgruppe präsentieren und diskutieren.	Die <i>Inhaltsangabe</i> soll bereits folgende Gliederung enthalten. 1. Einleitung (Begriffsklärung, Rahmen, gesellschaftliche Bedeutung) 2. Hauptteil 2.1 Ökologische Aspekte (Natur- bzw. geowissenschaftlicher Kenntnisstand) 2.2 Ökonomische Aspekte 2.3 Soziale Aspekte 3. Schlussfolgerung zur möglichst nachhaltigen Entwicklung
	Arbeitsphase und Dokumentation (Teil 1): Literaturrecherche und Experteninterview Erstellen des Textes in <i>Einzelarbeit</i>	Erweitern Sie Ihre Inhaltsangabe zu einem vollständigen 2 - 3 seitigen Text. <i>Format für den Text:</i> Titel (14 Punkt), Text (Arial 12 Punkt), Zeilenabstand (1,25), nach Absatz (Leerzeile), Überschriften Fett (Leerzeile vor und nach), Abbildungsunterschriften und Tabellenüberschriften (8 Punkt, Fett), Seitenränder (links, rechts, oben unten 2,5 cm.) <i>Zitieren im Text:</i> (Bahlburg und Breitzkreuz, 1998). <i>Format für Angaben im Literaturverzeichnis:</i> BAHLBURG, H. UND BREITKREUZ, C. (1998): Grundlagen der Geologie. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart ENGELN, H. (2000): Erste Zellen – echt oder vorgetäuscht. In: Spektrum der Wissenschaften, Band 8, S. 16 – 22 MUSTERMANN (2004): Wirkungsdiagramme. http://www.usw . NACHNAME EXPEPTE, VORNAME. Beruf. Institut, Ort, Datum
	Arbeitsphase und Dokumentation (Teil 2): Erstellen eines Wirkungsdiagramms in <i>Gruppenarbeit</i>	Erstellen des <i>Wirkungsdiagramms</i> als Poster, Wandzeitung oder interaktive Anwendung für den Computer. Für jeden Text wird ein Begriff gewählt, der das Klimasystemelement repräsentiert, zu dem der Text erstellt wurde. Weisen die Elemente eine Beziehung zueinander auf, werden sie mit einem Pfeil verbunden. Der Pfeil wird je nach Art der Wirkung mit einem "+" oder einem "-" und einem kurzen Text beschriftet (s. Modul "System Erde – Die Grundlagen").
	Reflexion der Projektarbeit	s. Tabelle 2


Tabelle 2: Bewertung

Name:

Gruppe:

Was	Sehr gut	Gut	Befriedigend	Ausreichend	Mangelhaft	Ungenügend
Termingerechte Abgabe der Gliederung						
Qualität der Gliederung						
Termingerechte Abgabe des Textes						
Gliederung des Textes schlüssig und korrekt nummeriert?						
Einleitung (inkl. Begriffsklärung, Einführung in das Thema, Problemstellung)						
Hauptteil: Soziale Auswirkungen						
Hauptteil: Ökonomische Auswirkungen						
Hauptteil: Ökologische Auswirkungen						
Schlussfolgerung						
Vielfalt und Güte der Quellen bzw. der Quellenangaben ⇒ Erwähnung im Text ⇒ Erwähnung im Literaturverzeichnis • Internet: Autor, Webadresse; Abrufdatum • Fachbuch: Autor/in, Jahr, Titel, Verlag • Fachartikel: Autor/in, Jahr, Titel, Zeitschrift, Ausgabe, Seitenzahl • Experteninterview: Name, Datum; Institution						
Bezug zur Agenda 21 hergestellt?						
Layoutvorgaben eingehalten						
Ausdruck, Rechtschreibung, Tippfehler						
Abbildungen (inkl. Abbildungsunterschriften und Erwähnung im Text)						
Tabellen (inkl. Tabellenüberschriften und Erwähnung im Text)						

Bemerkungen:

Note:

Datum:

Unterschrift Lehrkraft: