

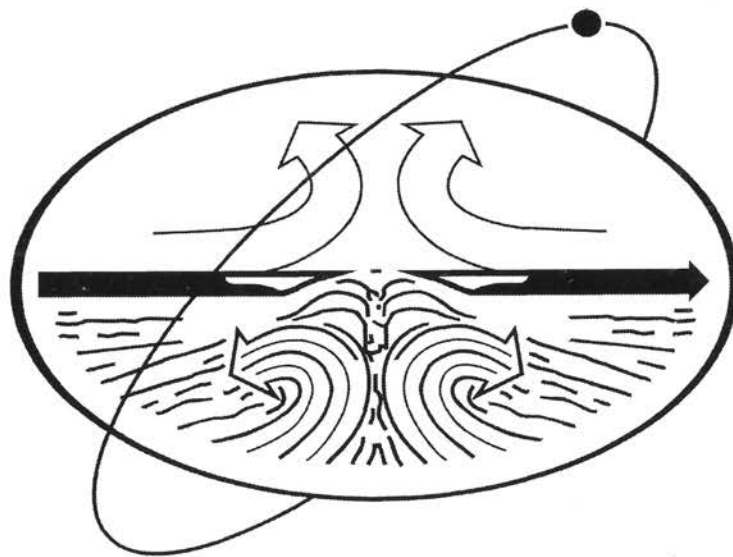
TERRA NOSTRA

Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung

99/5

Alfred-Wegener-Symposium

**„Klima
aus geowissenschaftlicher Sicht“**

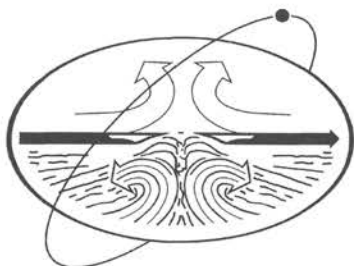


Kurzfassungen der Vorträge

11. Juni 1999, Congress Center Düsseldorf

TERRA NOSTRA

Heft 99/5: Alfred-Wegener-Symposium:
„Klima aus geowissenschaftlicher Sicht“



Herausgeber: Alfred-Wegener-Stiftung
Weyerstrasse 34-40
D-50676 Köln
Telefon 0221-921 54190 • Telefax 0221-921 8254

Schriftleitung: Prof. Dr. H. Ristedt
Institut für Paläontologie
Universität Bonn
Nussallee 8
D-53115 Bonn
Telefon 0228-732935 • Telefax 0228-733509
email pal.inst.@uni-bonn.de

Redaktion: Prof. Dr. Dieter K. Fütterer
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstrasse
D-27568 Bremerhaven
Telefon 0471-4831 200 • Telefax 0471-4831 149
email dfuetterer@awi-bremerhaven.de

ISSN 0946-8978

Selbstverlag der Alfred-Wegener-Stiftung, Köln, 1999
Printed in Germany

Alle Rechte vorbehalten

- ein Vorwort -	2
Das globale Klimasystem im erdgeschichtlichen Wandel	4
Natürliche Klimavariabilität und ihre Ursachen	7
Kohlendioxid und Kohlenstoffkreislauf: Variationen vom Erdaltertum bis heute	10
Die Bedeutung der Vegetation für die natürliche und anthropogene Klimadynamik	13
Hochaufgelöste geologische Klimaarchive: Möglichkeiten und Grenzen	14
Grenzen der Klimamodellierung	16
Die Klimadebatte - Auswirkungen auf die Energiewirtschaft	19
Die voraussichtliche Klimaerwärmung im globalen und regionalen Massstab	22
The Global Climate System in Earth History	27
Natural climate variability and its causes	30
Carbon dioxide and the carbon cycle: From early geologic times till today	33
The relevance of the vegetation for natural and anthropogenic climate changes	35
High resolution geologic climate archives – Potential and limitations	37
Limits of Climate Modelling	39
The Climate Debate – Consequences for the Energy Sector	42
Global and local climate change - what do models predict?	44

ALFRED-WEGENER-SYMPOSIUM

KLIMA AUS GEOWISSENSCHAFTLICHER SICHT

- ein Vorwort -

Der während der letzten hundert Jahre beobachtete globale Temperaturanstieg um etwa 0,7 °C und die damit verbundene Änderung des globalen Klimas beschreibt für einen Geowissenschaftler kein *a priori* beunruhigendes Szenario. Aus verschiedenen Klimaarchiven, wie z.B. Eis und Seesedimenten, ist bekannt, dass starke Klimaänderungen innerhalb von Jahrzehnten oder Jahrhunderten während der letzten zweihunderttausend Jahren wiederholt auftraten. Es ist bekannt, - nicht immer jedem bewusst - dass das Klima auf unterschiedlichen Zeitskalen starken, natürlichen Veränderungen unterliegt.

Es mehren sich jedoch die Anzeichen, dass dieser beobachtete, in den letzten Jahrzehnten zudem verstärkte, globale Temperaturanstieg nicht allein durch natürliche Klimavariabilität zu erklären ist, sondern durch menschliche Aktivität überprägt wird. Die Zunahme der Treibhausgase allgemein, ganz besonders aber des Kohlendioxids in Folge der Nutzung fossiler Brennstoffe durch den Menschen, wird als Hauptursache für den nach Modellrechnungen zu erwartenden Anstieg der globalen Mitteltemperatur bis Mitte des nächsten Jahrhunderts um $2,5 \pm 1,5$ °C gegenüber dem heutigen Wert gesehen. Offen muss dabei bleiben, welcher Anteil dabei auf die natürliche Klimavariabilität und welcher Anteil auf den anthropogenen Treibhauseffekt entfällt; was ist das "Rauschen" der natürlichen Variabilität, was ist der Trend der Änderung und was ist das - möglicherweise anthropogene - Signal? Diese Differenzierung ist zur Zeit noch nicht möglich, so dass der Unsicherheitsbereich, die künftige Klimaentwicklung zuverlässig abzuschätzen oder vorherzusagen - trotz aller Fortschritte der Klimamodellierung - weiterhin eine grosse Herausforderung für die Wissenschaft bleibt.

Hier kann die geowissenschaftliche Forschung wichtige Beiträge zur modernen Klimaforschung und insbesondere zur Abschätzung künftiger Klimaentwicklungen leisten. Über die Nutzung der geowissenschaftlichen Archive, z.B. der Eismassen, Sedimente und Fossilien, erlangt die Paläoklimaforschung einen natürlichen Zugang zur Erforschung und Rekonstruktion des komplexen Klimasystems, der wirkenden Prozesse und seiner natürlichen Variabilität auf verschiedenen Zeitskalen, jenseits der menschlichen Lebenserwartung, jenseits der historischen Überlieferung und weit darüber hinaus. In der Kombination von Paläoklimaforschung und Klimamodellierung kann die Zuverlässigkeit der Klimamodelle abgeschätzt werden, so, wie die Modelle zur Verbesserung bei der Interpretation der paläoklimatischen Daten beitragen können.

Aus der Kenntnis der Vergangenheit das Heute einschätzen und die zukünftige Entwicklung abschätzen! Hierzu soll das Symposium einige Informationen und Anregungen vermitteln.

PROGRAMM

Freitag, 11. Juni 1999

- 09.30 - 10.10** **Das globale Klimasystem im erdgeschichtlichen Wandel**
The global climate system in earth history
W.W. Hay, GEOMAR Forschungszentrum, Universität Kiel
- 10.10 - 10.50** **Natürliche Klimavariabilität und ihre Ursachen**
Natural climate variability and its causes
J.F.W. Negendank, GeoForschungszentrum Potsdam
- 10.50 - 11.20 Kaffeepause
- 11.20 - 12.00** **Kohlendioxid und Kohlenstoffkreislauf: Variationen vom Erdaltertum bis heute**
Carbon dioxide and the carbon cycle : From early geologic times till today
U. Berner, Bundesanstalt für Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover
- 12.00 - 12.40** **Die Bedeutung der Vegetation für die natürliche und anthropogene Klimadynamik**
The relevance of the vegetation for natural and anthropogenic climate changes
V. Mosbrugger, Geol.-Paläontol. Institut, Universität Tübingen
- 12.40 - 13.00** Verleihung des **GEORGI-Preises**
- 12.40 - 14.00 Mittagspause
- 14.00 - 14.40** **Hochaufgelöste geologische Klimaarchive: Möglichkeiten und Grenzen**
High resolution geologic climate archives — Potential and limitations
H. Miller, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven
- 14.40 - 15.20** **Grenzen der Klimamodellierung**
Limits of climate modelling
H. v. Storch, GKSS Forschungszentrum Geesthacht
- 15.20 - 15.50 Kaffeepause
- 15.50 - 16.30** **Die Klimadebatte - Auswirkungen auf die Energiewirtschaft**
The climate debate - Consequences for the energy sector
J. Engelhard, Direktor F&E, Rheinbraun AG, Köln
- 16.30 - 17.10** **Die voraussichtliche Klimaerwärmung im globalen und regionalen Maßstab**
Global and local climate change - What do models predict?
U. Cubasch, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg

Das globale Klimasystem im erdgeschichtlichen Wandel

Prof. Dr. William W. Hay,
GEOMAR Forschungszentrum,
Universität Kiel

Das gegenwärtige Klima der Erde ist nicht typisch für die langfristigen Klimabedingungen, die auf unserem Planeten geherrscht haben. Gegenwärtig befinden wir uns in einem Interglazial, das Holozän genannt wird. In den letzten paar Millionen Jahren hatten nur ca. 10 % der Zeit ähnliche Klimabedingungen, die dem rezenten Klima ähnelten. Momentan haben wir einen relativ stabilen Meeresspiegel, nachdem es im letzten glazialen Maximum einen schnellen Anstieg um 130 m gegeben hatte. Geophysikalische Prozesse finden heute in ungewöhnlichen Massstäben statt und ein Grossteil des geochemischen Systems befindet sich nicht im langfristigen Gleichgewicht.

Die letzten 2,5 Millionen Jahre der Erdgeschichte waren in der nördlichen Hemisphäre durch das sich Abwechseln von Glazialen und Interglazialen gekennzeichnet, mit geringeren Oszillationen auf der südlichen Halbkugel. Auf der nördlichen Halbkugel haben sich immer wieder Eisschilde über Nordamerika, Skandinavien und dem Barentsschelf aufgebaut, nur um dann sehr schnell wieder abzuschmelzen, was schliesslich zu einem Interglazial führte, wo nur der grönländische Eisschild erhalten blieb. Typisch dabei ist, dass die Länge der Zyklen ungefähr 100.000 Jahre beträgt, wobei die Akkumulation des Eises jeweils 80.000 Jahre und das Abschmelzen nur 10.000 Jahre dauerte. Diese Zyklen sind charakteristisch für die letzten 800.000 Jahre der Erdgeschichte. Die Vereisung der nördlichen Hemisphäre begann jedoch vor ca. 2,5 Mill. Jahren, wobei jedoch die Zyklen in denen die Eisschilde wuchsen und schrumpften im Zeitraum von 2,5 Mill. Jahren bis vor 800.000 Jahren nur eine Dauer von 40.000 Jahren hatten.

Die zeitlichen Veränderungen der Zyklen glazialen Wachstums und Rückgangs kor-

relieren mit den Veränderungen der orbitalen Erdparameter, der Exzentrizität (100.000 a), der Neigung der Erdachse (41.000 a) und der Präzession (20.000 a). Diese Parameter werden gewöhnlich als Milankovitch-Parameter bezeichnet. Milutin Milankovitch war ein serbischer Physiker, der in den 30er Jahren dieses Jahrhunderts die variierende Sonneneinstrahlung auf die Erde berechnete. Aus den Milankovitch-Parametern resultieren auf der nördlichen Halbkugel zum einen immer wieder kühle Sommer und warme Winter, die die Bildung von Eisschilden unterstützen und auf der anderen Seite warme Sommer und kalte Winter, die die Eisschilde schrumpfen lassen. Obwohl die jährliche Sonneneinstrahlung auf die Erde konstant bleibt, verändern die variierenden orbitalen Parameter die Menge der Strahlung, die auf bestimmte Breitengrade im Laufe eines Jahres trifft. Während des letzten Klimazyklusses änderte sich auf der nördlichen Hemisphäre die Eiszunahme und Eisabnahme mit den Variationen der Sommer-Sonneneinstrahlung auf der Breite des Polarkreises. Dort gibt es ein Minimum der Sommer-Sonneneinstrahlung, welches je nach Änderung der Neigung der Erdachse abwechselnd stärker oder schwächer ausgeprägt ist (Hay et al., 1997).

Obwohl die Veränderung der Sonneneinstrahlung das "Timing" der Glazial-Interglazial-Zyklen bestimmt, reichen diese Veränderungen allein nicht aus, um derartig grosse Klimaveränderungen hervorzurufen. Man geht davon aus, dass Rückkoppelungsprozesse das Einstrahlungssignal verstärken, was jedoch immer noch kontrovers diskutiert wird. Zudem ist die eigentliche Ursache für den Wechsel vom 40.000 Jahre- zum 100.000 Jahre-Zyklus noch immer ungewiss.

Es gab viele Vorschläge für mögliche Ursachen für die Vereisung der nördlichen Hemisphäre (Hay, 1992). Die wahrscheinlichste ist die Schliessung des zentralamerikanischen Isthmus, welcher den pazifischen und den atlantischen Ozean voneinander trennte, wodurch es zu einer veränderten Ozeanzirkulation kam. Diese resultierte in einer Umverteilung von Wärme und Feuchtigkeit und führte so zur

Vereisung der nördlichen Hemisphäre. Dies passierte jedoch nicht abrupt, weil zum Zeitpunkt der Schliessung die Konfiguration der orbitalen Parameter nur minimale Schwankungen zwischen den Jahreszeiten hervorrief. Die Eisschilde begannen erst zu wachsen, als die orbitalen Veränderungen eine grössere Amplitude erreichten (Haug & Tiedemann, 1998).

Die Antarktis ist seit dem frühen Oligozän (vor 34 Ma, Barrett, 1996) vereist. Die Vereisung in der Antarktis steht wahrscheinlich in engem Zusammenhang mit den Veränderungen der Milankovitch-Einstrahlung der südlichen Hemisphäre; jedoch nur solange bis die Eisschilde auf der Nordhalbkugel erschienen. Ab da wurden die antarktischen Eismassen von den Meeresspiegelschwankungen, die im Zusammenhang mit dem Wachstum und Schmelzen der Eisschilde der Nordhalbkugel standen beeinflusst, was zu einer Synchronität führte. Die mehr als 30 Mill. Jahre in denen nur ein Pol vereist war sind vielleicht nur auf unterschiedliche Geographien der zwei polaren Regionen (die Antarktis hat eine Landmasse und die Arktis hat einen Ozean) zurückzuführen. Der Beginn der antarktischen Vereisung ist wahrscheinlich mit der Entwicklung des zirkumpolaren Stromes verbunden, der eine thermische Isolation des Kontinentes hervorrief. Die Vereisung könnte aber auch mit einer generellen Abnahme des atmosphärischen CO₂ zusammenhängen, wie es im Känozoikum auftrat.

Mit Ausnahme für das Intervall, welches dem Impact eines Meteoriten an der Wende Kreide-Tertiär folgte (Alvarez et al., 1980; Sigurdsson et al., 1992) waren das Känozoikum und die späte Kreidezeit durch ein ausgeglichenes warmes Klima gekennzeichnet. Die polaren Regionen waren nicht nur permanent eisfrei, sondern lagen auch im Winter deutlich über der Frostgrenze. Die Ergebnisse einer spätkreidazischen (Campan, 80 Ma) Klimasimulation deuten darauf hin, dass es eine positive Rückkopplung zwischen den Treibhausgasen CO₂ und H₂O gab, wodurch die Erdtemperatur derart stark anstieg, dass latenter Wärmetransport deutlich wichtiger wurde und in allen Breiten funktionierte, als er es heute ist. Atmo-

sphärische Hoch- und Tiefdrucksysteme waren die Folge von Variationen des Wasserdampfgehaltes der Luft, sowie von Temperaturunterschieden. Die Simulation deutet darauf hin, dass die äquatorialen Temperaturen ungefähr 6 °C höher lagen als heute (DeConto et al., 1999).

Obwohl das frühe Känozoikum und die späte Kreide Zeiten mit ungewöhnlich hohen Temperaturen waren, war der Grossteil des Phanerozoikums eisfrei und der meridionale Temperaturgradient war für gewöhnlich niedriger als heute.

Die Paläogeographie spielte bei der Bestimmung des Klimas des späten Paläozoikums und des frühen Mesozoikums eine sehr grosse Rolle. Der Grossteil der kontinentalen Krustenblöcke kollidierte, wodurch sich zunächst ein nördlicher (Laurussia) und ein südlicher (Gondwana) Kontinent bildeten. Diese kollidierten im späten Paläozoikum und bildeten eine einzige riesige Landmasse, Pangäa.

Der atmosphärische Transport von Wasser in das Innere dieser grossen Landmasse wurde durch die grosse Entfernung vom Zentrum des Kontinents zum umgebenden Ozean sehr erschwert. Klimasimulationen deuten darauf hin, dass das Innere von Pangäa im Verlauf eines Jahres extremen Temperaturschwankungen unterworfen war (Crowley & North, 1991). Während des späten Paläozoikums lag Gondwana in der Nähe des Südpols und war vereist. Die Vereisung war zyklisch, genau wie die der nördlichen Hemisphäre in jüngeren geologischen Zeiten. Die Vereisung von Gondwana endete abrupt im mittleren Perm, wobei die Ursache dafür immer noch kontrovers diskutiert wird.

Ein erschwerender Faktor für das Paläoklima von Pangäa war die Evolution und Ausbreitung von Landpflanzen. Diese erschienen zuerst bei der Bildung von Pangäa. Sie verbreiteten und entwickelten sich im späten Paläozoikum und frühen Mesozoikum. Kurzfristig verändern Landpflanzen das Klima durch ihre Transpiration, welche wiederum den hydrologischen Zyklus beeinflusst. Langfristig modifizieren Landpflanzen den Kohlenstoffzyklus

und das atmosphärische CO₂ dadurch, dass sie grosse Senken für Biomasse und organischen Kohlenstoff bilden, welche dann der Oxidation widerstehen können.

Die langfristigen Faktoren, welche das Klima des Planeten beeinflussen, sind vor allem die Sonneneinstrahlung, Treibhausgase, Paläogeographie und Vegetation. Die Milankovitch-Zyklen wiederum werden durch eine generelle Zunahme der von der Sonne seit ihrer Bildung emittierten Energie gesteuert. Diese Energiezunahme beläuft sich im Laufe der Erdgeschichte auf ca. 30 %. Bedenkt man die Bedingungen auf der Erde, als die Sonne noch wesentlich schwächer war, kommt man auf die Rolle der Treibhausgase.

Der grösste Teil des Kohlenstoffs auf der Venus liegt als CO₂ in der Atmosphäre vor. Auf der Erde liegen ähnliche Mengen von Kohlenstoff in Karbonatgesteinen gebunden und als versenkter organischer Kohlenstoff vor. Es wurde vorgeschlagen, dass das Entfernen atmosphärischen CO₂s durch das Verwittern von Silikatgesteinen zu einem negativen Rückkopplungseffekt führen könnte, welches die Oberflächentemperatur der Erde während der gesamten Erdgeschichte in der kleinen Temperaturspanne zwischen dem Schmelz- und Gefrierpunkt von Wasser halten würde.

Neuere Forschungsergebnisse zeigen jedoch, dass die Erde während des späten Proterozoikums mehrmals vollständig gefroren gewesen sein könnte (die "Schneeball-Erde", Hoffman et al., 1998). Diese Episoden wären die extremsten Klimate gewesen, denen der Planet jemals ausgesetzt war, was eine entscheidende Rolle in der Entwicklung des Lebens gespielt haben dürfte.

Obwohl uns Paläoklimate erzählen können was möglich ist, können sie nicht als direkter Hinweis auf zukünftige Klimaentwicklungen benutzt werden. Um zu verstehen, was in der Zukunft passieren könnte, müssen wir zunächst mehr über die grundsätzlichen Prinzipien der Physik und der Chemie im System Erde lernen. Die fundamentalen Mechanismen des

Klimasystems lassen sich am besten am Beispiel von Simulationen extremer Klimate erforschen.

Literatur

- Alvarez, L., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H. (1980): Extra-terrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction.- *Science* 208:1094-1108.
- Barrett, P.J. (1996): Antarctic paleoenvironment through Cenozoic times - a review.- *Terra Antarctica* 3:103-119.
- Crowley, T.J. & North, G.R. (1991): *Paleoclimatology*.- Oxford University Press, New York, p 339.
- DeConto, R.M., Hay, W.W., Thompson, S.L. & Bergengren, J. (1999): Late Cretaceous climate and vegetation interactions: The cold continental interior paradox.- In: E Barrera, C Johnson (eds.), *The Evolution of Cretaceous Ocean/Climate Systems*, Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 332, Geol. Soc. Amer., Boulder, Colorado.
- Haug, G.H., Tiedemann, R. (1998): The closure history of the Panamanian gateway and orbital forcing: Effects on ocean circulation and northern hemisphere climate since 4.6 Myr.- *Nature* 393: 673-676.
- Hay, W.W. (1992): The cause of Late Cenozoic northern hemisphere glaciations: a climate change enigma.- *Terra Nova* 4: 305-311.
- Hay, W.W., DeConto, R.M. & Wold, C.N. (1997): Climate: Is the past the key to the future?- *Geol. Rundschau* 86: 471-491.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A., Halverson, G.P. & Schrag, D.P. (1998): A Neoproterozoic snowball Earth.- *Science* 281: 1342-1346.
- Sigurdsson, H., D'hondt, S. & Carey, S. (1992): The impact of the Cretaceous-Tertiary bolide on evaporite terrain and generation of major sulfuric acid aerosol.- *Earth Planet. Sci. Letters* 109: 543-559.

Natürliche Klimavariabilität und ihre Ursachen

Prof. Dr. Jörg Negendank,
GeoForschungszentrum Potsdam

Unter Klima versteht man das Langzeitverhalten atmosphärischer Grössen, d.h. der beobachtbaren Klimatelemente wie Temperatur, Niederschlag etc. in ihrer globalen Verteilung über eine längere Zeitdauer. Dabei nahm man früher eine Mittelung aller Erscheinungen über ca. 30 Jahre als Definitionsbasis. Heute versteht die Meteorologie unter Klima alle Erscheinungen jenseits der Wettervorhersage. Bis vor ca. 30 Jahren stand dabei die untere Atmosphäre im Forschungsschwerpunkt der Klimatologie.

Aufgrund u.a. der vor 150 Jahren gemachten Entdeckung von Eisvorstössen und -rückzügen in den Alpen und den Vergletscherungen z.B. in Norddeutschland wuchs in den Geowissenschaften das Bewusstsein für grossklimatische Zusammenhänge wie z.B. der Schwankung des Meeresspiegels, der Polkappenvereisung oder der Entwicklung der Zusammensetzung der Atmosphäre im Wechselspiel von Litho-, Atmo-, Hydro-, Kryo- und Biosphäre seit Beginn der Erde. Die Interaktion dieser Abläufe und Prozesse insgesamt fasst man als Klimasystem zusammen. Daraus folgt, dass das Klima ein dynamisches System einer langfristigen Entwicklung auf unterschiedlichen Zeitskalen auf der Erde insgesamt oder in den unterschiedlichen Regionen mit jeweils variierenden Randbedingungen wie z.B. einer polaren bzw. bipolaren Vereisung ist. Da Klima also eine Variable der Zeit und des Raumes ist, folgt daraus die natürliche Variabilität klimatischer Grössen auf unterschiedlichen Zeitskalen.

Klimavariabilität oder Klimaschwankungen gehen auf verschiedenste direkte oder mittelbare Ursachen zurück. Am einleuchtendsten sind die beobachtbaren, *periodischen* Variationen aufgrund des Tages- und Jahresganges (auch Gezeiten), verursacht durch die Rotation der Erde, die durch Strahlungsdifferenzen von

aussen (extern) aufgezwungen werden. Ebenso sind *nicht-periodische* Variationen festzustellen, die durch interne Vorgänge oder injizierte Einflüsse (z.B. Aerosole von Vulkanausbrüchen) angeregt werden können.

Neben diesen *kurzfristigen* müssen als *längerfristige* Schwankungen das El Niño-Southern-Ocean Oscillation-Phänomen (ENSO) mit einer Periodizität von 3–8 Jahren und die Nordatlantische Oszillation (NAO) genannt werden. Hier ist ergänzend der Zyklus der Sonnenfleckenaktivität zu nennen, der im Mittel um 11 Jahre (7–17 Jahre) schwankt. Er ist in Satellitenmessungen erst seit 15 Jahren aufgezeichnet, stimmt aber mit der historisch beobachteten Sonnenfleckenaktivität überein sowie mit statistischen Ergebnissen aus historischen Klimaaufzeichnungen und vor allem aus geobiowissenschaftlichen Archiven.

Weniger einleuchtend sind alle die Klimaschwankungen, die *langfristig* sind und nur indirekt über Proxys (Stellvertreterdaten) erschlossen werden können. Hierzu gehören als mittelbare Ursachen die sogenannten Milankovitch-Zyklen, die auf "astronomische" Strahlungsschwankungen aufgrund der Exzentrizität der Ellipsenbahn (100.000 Jahre), der Neigungsänderung der Erdrotationsachse (ca. 43.000 Jahre) und der Präzessionsbewegung (19.000 und 23.000 Jahre) zurückzugehen scheinen.

Somit sind solare und orbitale Ursachen zu identifizieren, wobei bisher im wesentlichen keine Schwankung der Solarstrahlung in der Quelle, also der Sonne selbst, angenommen wurde, die aber nun messbar ist.

Mit diesem Ursachengefüge sind aber bei weitem nicht alle geowissenschaftlich beobachtbaren Klimavariationen zu erklären. So kann die natürliche Entwicklung des Klimas über erdgeschichtliche Perioden in mehrere zyklische Phasen gegliedert werden. Insgesamt hat die Erde seit ca. 600 Millionen Jahren vier warme und vier kalte Klimazustände erlebt. Dabei ist ein wesentlicher Tatbestand von warm zu kalt die jeweilige Ver-

steilung des Temperaturgradienten vom Äquator zu den Polen. Der warme Klimazustand bzw. das sog. "Greenhouse"-Klimasystem (Treibhaus), z.B. in der Kreidezeit vor 100 Millionen Jahren, umfasst Phasen, in denen es keine polaren Vereisungen, sondern höhere globale Mitteltemperaturen und hohe atmosphärische CO₂-Konzentrationen gab. Dem steht das "Ice-house"-Klimasystem mit polaren oder bipolaren Vereisungen, niedrigen globalen Temperaturen und CO₂-Gehalten gegenüber, wie es speziell seit etwa 2,7 Millionen Jahren, dem Beginn des insgesamt ca. 50 Kaltzeiten umfassenden Eiszeitalters, vorherrscht. Diese *Ultralangzeit-Schwankungen* sind nicht linear, das heisst, schon kleine Änderungen im System können grosse Wirkungen zur Folge haben. Ursache dieser Wechsel ist vermutlich die Isolation der Pole vom ozeanischen Wärmeaustauschsystem, eine Folge der plattentektonischen Kontinentalverschiebung. Tektonisch verursachte Gebirgsbildung wird zusätzlich für Klimaschwankungen verantwortlich gemacht, wie z.B. die Hebung von Tibet, da sie die globalen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationsmuster verändern kann (Entwicklung des Monsuns in China seit Mitteloligozän), und nicht zuletzt auch die Öffnung und Schliessung von Meeresstrassen, wie z.B. die Schliessung der Strasse von Panama vor ca. 4,5 Millionen Jahren.

Der "Icehouse"-Zustand – wir leben heute in einer nur knapp über 10.000 Jahre dauernden Warmphase (Interglazial) des Eiszeitalters – wird zur Zeit am besten verstanden. Charakteristisch ist die langfristige Periodizität von Kalt- und Warmzeiten, deren Steuerung durch die genannten Erdbahnparameter (Milankovitch-Zyklen) geprägt wird. Der Nachweis dieser Orbitalzyklen an Sauerstoffsotopenkurven von marinen Sedimenten und Eiskernprofilen erbrachte einen grundlegenden Beleg für die Steuerung der Kalt- und Warmzeiten durch Veränderungen der Erdbahnparameter. Vor- und Nacheileffekte im Bereich der Milankovitch-Frequenzen lassen Rückschlüsse auf die Funktionsweise des Klimasystems zu. Rekonstruktionen des Klimas für das letzte Interglazial sind an terrestrischen Archiven vor allem mit Hilfe der Pollenanalyse

(Vegetationsgürtel) vorgenommen worden. Der Wechsel von der letzten Vereisungsphase zur gegenwärtigen Warmzeit ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen, da er innerhalb von 3.000 Jahren mit mehreren Fluktuationen zwischen warm und kalt stattfand. Der Übergang zwischen den einzelnen Phasen erfolgte innerhalb weniger Dekaden.

Mittelfristige periodische Schwankungen wurden vor allem für den letzten Glazialzyklus seit ca. 50.000 Jahren in marinen Ablagerungen und den Archiven der Eiskerne nachgewiesen. Ihre Hauptperiodizität wird heute mit 1.500 Jahren angegeben. Da diese Frequenz zu kurz für geologische und zu lang für atmosphärische Prozesse ist, wird sie auf Veränderungen der thermohalinen ozeanischen Zirkulation, vor allem durch Schmelz- bzw. Süswasserzufuhr in Folge von Eisbergausbrüchen, zurückgeführt. Die Übergänge dauerten auch hier nur wenige Dekaden.

Den *mittel- und langfristigen* Periodizitäten sind zusätzlich noch *kurzfristige* Klimaschwankungen überlagert, deren Periodizitäten u.a. den Schwankungen der Sonnenfleckenaktivität oder anderen astronomischen Einflüssen (11, 22, 88, 208, ~500, 1050 Jahre) entsprechen, wie das zuvor erwähnt wurde. Diese Variationen sind aus zeitlich hoch auflösenden geologischen, biologischen und historischen Archiven (Eiskerne, Sedimente mit Jahresschichtung, Bäume, Korallen, Höhlensinter) bekannt. El Niño-Periodizitäten, die eine Art Aufschaukelungsprozess widerspiegeln, bewegen sich im Bereich von 3 bis 8 Jahren. Zusätzlich treten *episodische* vulkanische Aktivitäten hinzu, wie z.B. der Ausbruch des Pinatubo, die das Klima über Zeitspannen von wenigen Jahren beeinflussen können.

Eine weitere Methode zur Abschätzung natürlicher Variabilität ist die Nutzung von konzeptionellen und realitätsnahen Klimamodellen, im Bewusstsein, dass Modelle vereinfachen und idealisieren. Energiebilanzmodelle zeigen dabei einen wichtigen Zusammenhang auf, dass die wesentlichen Faktoren zur Bestimmung der bodennahen Temperatur die Strah-

lungsbilanz am Boden und die Absorptionsmechanismen in der Atmosphäre sind.

Aus bisherigen Vergleichen u.a. der Klimaentwicklung der letzten 600 Jahre aus verschiedenen Archiven unter Nutzung von Modellen scheint sich abzuzeichnen, dass die solare Bedingtheit der Klimaschwankungen – wie z.B. für die Kleine Eiszeit – einen nicht unerheblichen Einfluss hatte, dass aber seit 1970 die Treibhausgase den Erwärmungstrend deutlich markieren.

Natürliche Klimavariabilität basiert also auf einem komplexen Ursachengefüge, wobei *periodische* und *aperiodische* kurz-, mittel-, lang- und *ultralangfristige* Schwankungen diskriminiert werden können, die extern aufgeprägt sowie intern angeregt sind. Die zugrundeliegenden Prozesse lassen sich aber nur entschlüsseln, wenn man z.B. die Bedeutung der heutigen, vom Menschen beobachtbaren Variabilität vor dem Hintergrund der Beobachtung einer ähnlichen Warmzeit mit vergleichbaren Randbedingungen und Variabilitäten zum Vergleich heranzieht. Die Klimaentwicklung und damit seine Variabilität ist im wesentlichen eine Variable der Zeit und des Raumes während der verschiedenen Entwicklungsstadien der Erde.

Kohlendioxid und Kohlenstoffkreislauf: Variationen vom Erdaltertum bis heute

Dr. Ulrich Berner,
Bundesanstalt für Geowissenschaften
und Rohstoffe Hannover

Einleitung

Kohlendioxid, das nach dem Wasserdampf wichtigste Treibhausgas der Erdatmosphäre, ist über komplexe Prozesse mit dem Kohlenstoffkreislauf der Erde gekoppelt. Chemische Reaktionen, biologische und geologische Prozesse tragen zur Steuerung der Kohlendioxidkonzentration in der Erdatmosphäre bei. Heute werden die natürlichen Variationen des atmosphärischen Kohlendioxids überlagert von Kohlendioxidemissionen, die der Mensch durch die Verbrennung der fossilen Energieträger Kohle, Erdöl und Erdgas der Atmosphäre zuführt. Diese zusätzlichen Emissionen haben bei Entscheidungsträgern zu Besorgnis über die mögliche Klimaentwicklung in der näheren Zukunft geführt, da mit einer Erhöhung der Konzentration des Treibhausgases Kohlendioxid auch eine Temperaturzunahme der Erdatmosphäre verbunden sein mag. Es besteht die Befürchtung, dass diese Temperaturänderung so schnell erfolgt, dass sich weder die menschliche Gesellschaft noch Ökosysteme an diese Änderung anpassen können. Aus diesem Grund kommt der Erforschung des Kohlenstoffkreislaufs mit seinen Auswirkungen auf das atmosphärische Kohlendioxid eine besondere Bedeutung in der Klimaforschung zu.

Kohlenstoffreservoirs

Die grossen Reservoirs, in denen Kohlenstoff gespeichert ist, sind die Atmosphäre, die Ozeane, die Gesteine und die Biosphäre. Kohlenstoff liegt in diesen Speichern in einer vielfältigen Form von organischen und anorganischen chemischen Verbindungen vor. Die wesentlichen Kohlenstoffkomponenten der Atmosphäre sind Kohlendioxid, Methan und Kohlenmonoxid. In der heutigen Atmosphäre

beträgt die Kohlenstoffmenge im Kohlendioxid 750×10^9 t, während im Methan 3×10^9 t und im Kohlenmonoxid nur $0,2 \times 10^9$ t C enthalten sind. Der Kohlenstoff im Ozean liegt überwiegend in gelöster Form in anorganischen (37.900×10^9 t C) oder organischen Komponenten (1.000×10^9 t C) vor. Organische Partikel, die Reste von Pflanzen und Tieren, machen heute etwa 30×10^9 t C im Ozean aus. In den Gesteinen ist die grösste Menge an Kohlenstoff gespeichert. Schätzwerte belaufen sich auf 20×10^{15} t C in Karbonatmineralen, während weiterer Kohlenstoff in der Grössenordnung von 5×10^{15} t dispers in den Gesteinen gespeichert ist. Lagerstätten von Kohlen und Öl werden auf bis zu 10.000×10^9 t C geschätzt. Im Bodenbereich macht Torf etwa 165×10^9 t C aus, während der Humus 1.500×10^9 t C enthält. Natürlicher Bioabfall macht etwa 60×10^9 t C im Boden aus. Die terrestrische Biosphäre umfasst etwa 560×10^9 t C, während die marine Biosphäre nur ca. 3×10^9 t C beinhaltet.

Kohlenstoffflüsse

Das Kohlendioxid der Atmosphäre steht mit dem Kohlenstoffsystem des Ozeans in direktem Austausch über das Oberflächenwasser. Heute werden jährlich ca. 80×10^9 t C im Kohlendioxid vom Meerwasser aufgenommen und eine gleichgrosse Menge an die Atmosphäre zurückgegeben. Die terrestrische Biosphäre nimmt heute pro Jahr etwa 120×10^9 t C aus der Atmosphäre auf und gibt ca. 60×10^9 t C über Veratmung wieder an sie zurück. Etwa 60×10^9 t C wandern jährlich aus der heutigen terrestrischen Biosphäre in den Bodenbereich der Lithosphäre, wo sie über Zersetzungsprozesse oxidiert und als Kohlendioxid der Atmosphäre wieder zugeführt werden. Der Lithosphäre werden im marinen Bereich etwa jährlich ca. $0,2 \times 10^9$ t C zugeführt, während von den Kontinenten etwa $0,9 \times 10^9$ t C pro Jahr über Flüsse ins Meer transportiert werden. Die Verwitterung von Gesteinen verbraucht Kohlendioxid aus der Atmosphäre; die jährlich von der Lithosphäre aufgenommene Menge liegt heute bei ca. $0,4 \times 10^9$ t C. Nur etwa $0,1 \times 10^9$ t C werden in Form von Vulkangasen pro Jahr aus der Lithosphäre an die Atmo-

sphäre zurückgegeben. Diese Reservoirs lassen sich weiter in kleinere Kompartimente aufgliedern, in welchen Kohlenstoff in Subzyklen ausgetauscht wird. Aus den unterschiedlichen Flussraten zwischen den einzelnen Reservoirs ergeben sich Unterschiede in den Verweilzeiten des Kohlenstoffs in den verschiedenen Speichern; sie reichen bis zu vielen Millionen Jahren, wie etwa die Verweilzeit des Kohlenstoffs in der Lithosphäre.

Rekonstruktionen und Modellrechnungen

Zum Verständnis der natürlichen Variationen im Kohlenstoffkreislauf haben Geowissenschaftler an Gesteinen Fakten zur Erstellung von Kohlenstoffbilanzen erarbeitet, da Gesteine die natürlichen Archive sind, in denen sich Informationen teilweise über viele Jahrtausende erhalten haben. Neben den Gehalten an organischem und anorganischem Kohlenstoff, werden zudem die Kohlenstoffisotopenverhältnisse ermittelt; aus diesen Einzelinformationen lässt sich über Massenbilanzen ein Bild über die Kohlenstoffmengen in den jeweiligen Reservoirs zusammenfügen und für Modellierungen des Kohlendioxidgehaltes der Atmosphäre zeitlich weit zurückliegender Epochen nutzen. Grosse Unsicherheiten existieren bei Rekonstruktionen, die weit in die Vergangenheit von mehreren Hundert Millionen Jahren zurückreichen. Die einzelnen Verfahren der Bilanzierung basieren auf unterschiedlichen Ansätzen, wie etwa Abschätzungen des atmosphärischen Kohlendioxids aus Kohlenstoffisotopenwerten aus Karbonaten von Böden oder mit Hilfe der Isotopendifferenzen zwischen Tiefseekarbonaten in Atlantik und Pazifik. Eine Vielzahl von Kohlenstoffzyklusmodellen beschreibt auf der Grundlage von geo-wissenschaftlichen Befunden und Mechanismen mit sehr grossen Unsicherheiten die Kohlendioxidvariation in der Atmosphäre von vor 570 Mio. Jahren bis heute. In diese Überlegungen gehen z.B. unter anderem die Tiefenversenkung von Gesteinen und die Aufarbeitung ihres Kohlenstoffinhaltes ein. Die Ergebnisse der Rekonstruktionen weichen teilweise aber erheblich voneinander ab. Trotzdem wird aus all diesen Berechnungen deutlich, dass die Konzentration des

Kohlendioxids im Erdaltertum wesentlich höher gewesen sein muss als heute.

Die atmosphärischen Kohlendioxidkonzentrationen lassen sich erst deutlich genauer fassen, je weiter sich die Rekonstruktionen der heutigen Zeit nähern. Untersuchungen an Eiskernen zeigen die natürliche Variabilität des atmosphärischen Kohlendioxids über die vergangenen 400.000 Jahre mit höherer Verlässlichkeit, da die im Eis eingeschlossene Luft direkt gemessen werden kann. Wie wichtig diese Rekonstruktionen auch für die Bewertung der heutigen Klimasituation sind belegt die Tatsache, dass unsere Einschätzung des Kohlendioxidanstiegs seit der Mitte des letzten Jahrhunderts wesentlich auf den Untersuchungen an Eiskernen basieren. Direkte systematische Messungen der Kohlendioxidkonzentration der Atmosphäre werden erst seit gut vierzig Jahren durchgeführt. Rekonstruktion und Messung ergänzen sich zu einem Anstieg der Kohlendioxidkonzentration von etwa 275 ppm am Beginn der Industrialisierung auf 355 ppm heute.

Anthropogene Emissionen

Wir Menschen sind an dieser Zunahme des Treibhausgases massgeblich beteiligt. Seit Mitte des letzten Jahrhunderts hat mit der globalen Industrialisierung ein Prozess eingesetzt, der über die Verbrennung von Energieträgern wie Kohle, Erdöl und Erdgas anthropogenes Kohlendioxid in die Atmosphäre entlässt. Hier werden grosse Mengen Kohlenstoff aus den Reservoirs der Erdkruste in die Atmosphäre transferiert. Basis für die Berechnung der Kohlendioxidkonzentrationen bilden wirtschaftsgeologische Datensammlungen mit ihrer Dokumentation von Produktion und Verbrauch an fossilen Energieträgern. Die Berechnungen ergeben bis zum Ende des zweiten Weltkriegs einen moderaten Anstieg der Kohlendioxidemissionen. Erst ab den fünfziger Jahren dieses Jahrhunderts haben wir einen sehr starken Anstieg der jährlichen Emissionsmengen erlebt, die heute ihren derzeitigen maximalen Wert haben. Während in früheren Zeiten Kohle den Hauptanteil der Emissionen ausmachte, sehen wir heute Erdöl an erster Stelle, gefolgt von Kohle und Erdgas. Der Anstieg des Kohlendioxids in

der Atmosphäre ist speziell in den letzten vierzig Jahren nicht im gleichen Masse erfolgt wie die anthropogenen Emissionen gestiegen sind. Dieser Befund deutet auf eine oder mehrere Senken, die das Kohlendioxid aus der anthropogenen Quelle aufnimmt. Ein deutlicher Anstieg der Senkenstärke ist im Verlauf der letzten vierzig Jahre zu beobachten. Heute wird etwa ein Drittel des emittierten Kohlendioxids über die Senken gebunden. Als Reservoir für die Aufnahme von atmosphärischem CO₂ gelten neben dem Ozean auch die Wälder der Nordhemisphäre. Derzeit lässt sich nicht sicher abschätzen ob sich dieser Trend der Senkenvergrößerung auch zukünftig fortsetzen wird und die möglichen Auswirkungen anthropogener Emissionen zumindest teilweise bremst.

Die Bedeutung der Vegetation für die natürliche und anthropogene Klimadynamik

Prof. Dr. Volker Mosbrugger,
Geologisches Institut,
Universität Tübingen

Gegenwärtig werden national und international grosse Anstrengungen unternommen, zuverlässige Voraussagen über die zu erwartenden anthropogenen Klimaveränderungen zu entwickeln. Dies setzt die Kenntnis der natürlichen Klimadynamik und der relevanten Prozesse im Klimasystem voraus. Das Klimasystem umfasst alle diejenigen Komponenten und Wechselwirkungen des Systems Erde, die unmittelbaren Einfluss auf das Klimageschehen nehmen. Hierzu gehören die Atmosphäre, die Ozeane, Flüsse und Seen (Hydrosphäre), die grossen Eismassen (Kryosphäre), die feste Erde (Geosphäre) und die belebte Umwelt (Biosphäre). Gerade die an die Biosphäre gekoppelten Prozesse sind im Vergleich zu den rein physikalisch-chemischen Reaktionen des Klimasystems noch schlecht erforscht, wobei insbesondere die Rolle der Vegetation bisher kaum quantitativ in Klimamodellen abgebildet werden kann.

Die Vegetation beeinflusst das Klima in vielfältiger Weise durch Veränderung der bodennahen Stoff-, Energie- und Impulsflüsse. Sie wirkt ein auf die Eigenschaften des Bodens, auf die Albedo (Anteil der Rückstrahlung) und „Rauhigkeit“ sowie auf den Wasser- und Kohlenstoffkreislauf. Aus verschiedenen Modellstudien über Klimate der Vorzeit ist inzwischen bekannt, dass dieser Einfluss der Vegetation auf das Klima sehr ausgeprägt sein kann. So kennt man z.B. aus der Kreidezeit (140–65 Millionen Jahre vor heute) und aus dem Eozän (55–35 Millionen Jahre vor heute) extrem warme Treibhausklimate mit gemässigten Verhältnissen bis in 75 bis 80° nördlicher oder südlicher Breite und geringer Saisonalität im Inneren der Kontinente. Derartige Verhältnisse konnten mit den gängigen Klimamodellen lange Zeit nicht adäquat simu-

liert werden. Erst die Berücksichtigung der damaligen Vegetationsverteilung und eine verbesserte Erfassung der klimarelevanten Wechselwirkungen der Vegetation führten hier neuerdings zu Erfolgen, die allerdings noch nicht befriedigen.

Ein wesentliches Problem besteht darin, dass sich klimarelevante Parameter und Prozesse der Vegetation in Abhängigkeit vom Klima verändern. So verringern bei einer Erhöhung der atmosphärischen CO₂-Konzentration viele Pflanzen ihre Spaltöffnungs-dichte und verbessern dadurch ihre „Water Use Efficiency“ (WUE). Unter geänderten CO₂-Konzentrationen können daher die jeweiligen Pflanzen ganz neue Klimatoleranzen entwickeln und Biotope besiedeln, die sich klimatisch deutlich vom heutigen Verbreitungsareal unterscheiden. Die Vegetationsverteilung bestimmt wiederum die Albedo und andere klimarelevante Faktoren. Ebenfalls klimaabhängig verändern sich die Aderungsdichte der Blätter und die Blattflächendichte mit entsprechenden Konsequenzen etwa für die Transpiration bzw. den Wasserkreislauf und die Albedo. Auch der Kohlenstoffkreislauf und der Anteil des in der terrestrischen Vegetation gespeicherten Kohlenstoffs wird durch Klimaveränderungen beeinflusst.

Der Einfluss der Vegetation auf das Klima ist somit variabel und vom jeweiligen Klimazustand abhängig. Diese klimaabhängige Rolle der Vegetation im Klimageschehen kann an der heutigen Situation allein nicht quantitativ erfasst werden. Auch Laborexperimente geben hier keine sicheren Daten, da ganze Vegetationseinheiten unter verschiedenen Klimasituationen kaum untersucht werden können und oft signifikante Unterschiede zwischen Kurzzeit- und Langzeit-Reaktionen von Pflanzen existieren. Einen adäquaten Zugang zu diesem Problem gibt nur die Analyse der Wechselwirkungen Vegetation - Klima für verschiedene fossile Klimazustände. Ohne diese Erkenntnisse werden keine zuverlässigen Vorhersagen über künftige, anthropogen verursachte Klimazustände möglich sein, die signifikant von der heutigen Situation abweichen.

Hochaufgelöste geologische Klimaarchive: Möglichkeiten und Grenzen

Prof. Dr. Heinz Miller
Alfred-Wegener-Institut
Bremerhaven

Unsere Fähigkeit, belastbare Prognosen für mögliche künftige Entwicklungen des Erdklimas zu entwickeln wird entscheidend davon beeinflusst, wie gut unser Verständnis der klimawirksamen physikalischen, chemischen und biologischen Prozesse ausgebildet ist. Der durch direkte instrumentelle Beobachtung belegte Zeitraum von etwa 200 Jahren reicht noch nicht aus, um ein zufriedenstellendes Prozessverständnis zu erhalten, weil wir zum einen aus dieser relativ kurzen Zeitspanne heraus längerfristige Trends nicht zuverlässig abschätzen können und zum anderen auch nicht genau einordnen können, in welcher Phase einer Warmzeit wir uns befinden. Deshalb ist man bestrebt, Informationen über Klimazustände und Klimaprozesse über einen möglichst langen Zeitraum zu erhalten. Neben der historischen teilweise nur sehr schwierig zu quantifizierenden Information können wir hierfür auf geologische Archive zugreifen. Diese ermöglichen auch die Erfassung des natürlichen, vom menschlichen Einfluß völlig oder weitgehend unbeeinflussten Klimasystems.

Dabei ist es jedoch sofort einleuchtend, daß diese alten Archive lediglich ein Bild liefern, welches an Schärfe verliert je weiter wir in die Vergangenheit zurückblicken, und die Befunde beschreiben zum Teil lediglich Auswirkungen von Klimazuständen beziehungsweise Klimaänderungen. Für die weitergehende Deutung ist man daher gezwungen, Erkenntnisse über die heute gültigen Auswirkungen des Klimas auf die Klimazeugen in die Vergangenheit zu extrapolieren, um im Umkehrschluß dann Aussagen über die Vergangenheit machen zu können.

Die längsten kontinuierlichen Zeitreihen findet man in den Sedimenten der Tief-

see. In diesem relativ ruhigen Milieu sammelt sich eine ungestörte Abfolge von vielfältigen integralen Informationen an. Mit verschiedenen Verfahren können relative Alter innerhalb des Sedimentpaketes aber auch absolute Alter an bestimmten Tiefen bestimmt und eine Alters-Tiefenbeziehung abgeleitet werden. Im weiteren können eine Vielzahl von Parametern bestimmt werden wie beispielsweise die magnetische Suszeptibilität, Mikrofossilvergesellschaftungen oder Korngrößen- und Mineralgehaltsverteilung, so daß am Ende ein sich ergänzender Datensatz vorhanden ist, dessen einzelne Komponenten Stellvertreter sind für Temperatur- und Nährstoffverteilungen im Ozean, aber auch Aussagen über die Veränderung der räumlichen Meereisbedeckung oder die Veränderung des Wasserkreislaufs über den Kontinenten zulassen können.

Ähnlich wie in den Sedimenten des Meeresbodens können wir in Sedimenten von Seen der Klimageschichte nachspüren. Dort wird die Sedimentation im wesentlichen beeinflusst von lokalen Klimafaktoren und in günstigen Fällen kann auch eine sehr hohe bis hin zu jahreszeitlicher Auflösung erreicht werden. Jedoch gilt auch für diese Archive, daß die aus den Sedimenten gewonnenen Daten keine direkten Klimaanzeiger sind, sondern aus der Wechselwirkung verschiedener Faktoren resultieren. Damit besteht die Kunst darin, die gespeicherte Information in der richtigen Weise in klimatische Größen zu übersetzen.

Die großen, kalten polaren Eisschilde stellen besondere Klimaarchive dar. Sie zeichnen sich durch eine hohe zeitliche zum Teil sogar saisonale Auflösung aus und überdecken einen Zeitraum von etwa 500 000 Jahren. An ausgewählten Stellen der Inlandeis fällt aller Niederschlag in Form von Schnee, der in trockener Metamorphose und damit ungestört durch Schmelzvorgänge zu Eis umgewandelt wird. Dabei handelt es sich abgesehen von etwaigen Windverfrachtungen um eine ungestörte Deposition, die zu einer klaren stratigraphischen Abfolge führt. Die Metamorphose zu Eis ist abhängig von der Temperatur und der

Akkumulationsrate und sie ist innerhalb eines Zeitraumes von etwa 100 bis 1000 Jahren abgeschlossen. Im Zuge dieser Metamorphose wird die anfänglich zwischen den Schneeflocken oder Schneekörnern befindliche Luft eingeschlossen und findet sich im Eis in Form von Luftbläschen wieder. Die Fließbewegung des Eises, die den Massenausgleich zwischen Zutrag und Abtrag bewirkt, sorgt dafür, daß ein Eispartikel mit zunehmendem Alter in immer größere Tiefen gelangt. Somit wird eine klare Alters-Tiefenbeziehung hergestellt und an einem erbohrten Eiskern können klimarelevante Parameter altersabhängig bestimmt werden.

Am Eis zeigen die Verhältnisse der unterschiedlichen stabilen Isotope des Wassers quantitativ die Temperatur zum Zeitpunkt des Niederschlags an und in Hochakkumulationsgebieten ist es sogar möglich, saisonale Unterschiede abzuleiten. Es ist sogar möglich, über modellhafte Ansätze Aussagen über die Liefergebiete des Niederschlags und damit über die atmosphärische Zirkulation zu treffen. Neben der direkten Paläotemperaturbestimmung erlauben die chemischen Inhaltsstoffe im Eis, die ursprünglich als Aerosole eingetragen und fest in die Eismatrix eingebunden wurden, die Charakterisierung der Änderungen des atmosphärischen Zustands. Darüber hinaus ermöglicht die Aufschließung der Luftbläschen die Bestimmung der atmosphärischen Zusammensetzung und hier insbesondere der Konzentration der Treibhausgase wie CO₂ und Methan. Damit kann die Frage einer Korrelation zwischen Änderungen der Temperatur und der Änderung der Treibhausgaskonzentration näher untersucht werden.

Grenzen der Klimamodellierung

Prof. Dr. Hans von Storch,
GKSS Forschungszentrum Geestacht

Realitätsnahe Klimamodelle

Wenn wir hier von Klimamodellierung sprechen, meinen wir "realitätsnahe" Computermodelle, die unter Darstellung möglichst vieler, fast ausschliesslich physikalischer Prozesse eine detaillierte Simulation der Abläufe in der Atmosphäre, im Ozean, in der Kryosphäre und vielleicht noch andere Klimakomponenten wie den biogeochemischen Zyklen auf räumlichen Skalen von wenigen hundert Kilometern und zeitlichen Skalen von Tagen bis hin zu hunderten und (demnächst) tausenden von Jahren erlauben. Wir meinen also nicht konzeptionelle Modelle, wie die der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre oder Energiebilanzmodelle, nicht idealisierte Modelle von der Art des "Global Environment and Society-Modells" und auch nicht Prozessmodelle, die im Detail z.B. die Tag-Nacht-Zirkulation in einem Alpental, den Eintrag von vulkanischem Aerosol in die Stratosphäre oder die Entstehung von Fronten in der Nordsee beschreiben. Klimaforschung ist mehr als Meteorologie oder Ozeanographie; es ist eine interdisziplinäre Systemwissenschaft.

Realitätsnahe Modelle werden seit etwa 30 Jahren entwickelt; sie werden zusammengesetzt aus Teilmodellen der Atmosphäre, des Ozeans, der Kryosphäre etc. Diese Teilmodelle stellen sowohl die Hydrodynamik - also im Wesentlichen Prinzipien wie Impuls und Massenerhaltung - als auch die Thermodynamik - im Wesentlichen Energieumwandlungen - dar. Im Falle der Hydrodynamik gelingt diese Darstellung weitgehend dadurch, dass Grundgleichungen diskretisiert werden und somit numerisch integrierbar werden. Bei der Thermodynamik aber spielen die Quellen und Senkenthaler eine dominante Rolle, die oft bestimmt werden durch kleinräumige Prozesse, wie Konvektion, Bodenreibung, Eisbildung, Abfluss und dergleichen. Diese Prozesse, im

sprachliche Code der Klimamodelleure gern "Physik" genannt, können nicht explizit sondern nur implizit über deren Nettowirkungen dargestellt werden. Die Technik der Formulierung der Nettowirkungen als Funktion der aufgelösten Vorgänge wird Parameterisierung genannt. Diese Parameterisierungen sind in ihrer funktionalen Form in der Regel physikalisch motiviert, aber diverse numerische Konstanten werden nach empirischen Befunden und günstiger Wirkung beim Einsatz in den Klimamodellen fixiert. Praktisch alle Umweltmodelle enthalten solche Parameterisierungen; für den Puristen ist ihre Existenz unbefriedigend; allerdings sind Sie wegen der Wechselwirkung aller Skalen miteinander ein unvermeidliches Element in Umweltmodellen.

Modellanwendungen

Realitätsnahe Modelle werden zu verschiedenen Zwecken eingesetzt. Eine klassische Anwendung ist die als Ersatzlabor für den Klimaforscher, um die Sensitivität und die Dynamik des komplexen Systems Klima auf den genannten Zeit- und Raumskalen zu untersuchen. Auf diese Weise können Fragen etwa nach der Wirkung der Vegetation, dem Ausströmen riesiger Schmelzwasserreservoirs am Ende der letzten Eiszeit in den Atlantik oder der Wirkung des mittelamerikanischen Isthmus auf die ozeanische Zirkulation und dergleichen gestellt und beantwortet werden.

Auch die Vorhersagbarkeit des Klimas und seiner Teilsysteme kann untersucht werden, etwa indem zwei Simulationen mit nur geringfügig von einander abweichende Anfangszustände gerechnet werden. Nach einiger Zeit unterschieden sich die zeitgleichen Zustände der beiden Simulationen statistisch wie zwei beliebig ausgewählte Zustände - das Ende der Vorhersagbarkeit ist dann erreicht. Im Zusammenhang mit dem El Niño-Phänomen ist dies auch von grosser praktischer Bedeutung.

Neben diesen mehr akademischen Anwendungen gibt es eine Reihe von operationellen Anwendungen, zu allererst Vorhersagen von Wetter und Extremsituationen wie Sturmfluten. Routinemässig

werden realitätsnahe Modelle, vor allem Wettervorhersagemodelle, zur Bestimmung des vollständigen synoptischen Zustandes der Atmosphäre und anderer Umweltsysteme auf der Basis begrenzter Beobachtungen eingesetzt. Auf diese Weise ist es möglich, den detaillierten 3- bzw. 4-dimensionalen Zustand der Atmosphäre bzw. des Ozeans zu bestimmen und mithilfe dieser "Analysen" die Dynamik anderweitig nicht ausreichend beobachtbarer Klimaprozesse zu untersuchen. Beispiele betreffen Transporte von Energie und Feuchte in Ozean und Atmosphäre.

Die für die Öffentlichkeit derzeit wichtigste Anwendung von Klimamodellen betrifft die Entwicklung von Szenarien zukünftiger, durch menschliche Aktivitäten veränderte Klimazustände. Die bekanntesten Szenarien heben ab auf die Akkumulation von Kohlendioxid und andere strahlungsaktive Gase; in den letzten Jahren sind Aerosole in der Tropo- und Stratosphäre hinzugekommen. Andere Themen betreffen bzw. betrafen großflächige Entwaldungen, brennende Ölquellen in Kuwait, klimatische Folgen von nuklear geführten Kriegen oder Abwärme bei der Produktion von Elektrizität. Bei diesen Anwendungen ist zu beachten, dass derartige Szenarien erstens keine Vorhersagen sind und zweitens in der Regel nicht bestätigt werden können, da die für möglich gehaltenen Veränderung meist entweder gar nicht oder erst in ferner Zukunft eintreten. Dennoch durchlaufen die Modellszenarien bei ihrem Übergang zunächst in die Klimawirkungsforschung und dann, oder gleich, in den öffentlichen Meinungsbildungsprozess eine Metamorphose zu fast sicheren Vorhersagen. Bei diesem Hindurchreichen durch verschiedene Disziplinen gibt es dann auch noch das Phänomen der akkumulativen Konservativität: Jede Disziplin, seien es Volkswirtschaftler, die Emissionsszenarien bestimmen, Klimaforscher, die die klimatischen Veränderungen erforschen, oder Klimawirkungsforscher, die die ökologischen und gesellschaftlichen Reaktionen untersuchen, neigt wegen des Vorsorgeprinzips, "konservativ" zu sein. In der Summe entstehen so nicht die wahrschein-

lichsten Szenarien sondern "worst case Szenarios".

Grenzen der Klimamodellierung

Gerade weil Klimamodelle die einzigen Instrumente sind, Klimadynamik "experimentell" zu untersuchen, und detaillierte Szenarien zu entwickeln, ist es von grosser Bedeutung, eventuellen Anwendern ausserhalb der Community der Klimamodelleure die Grenzen der Klimamodellierung zu vermitteln. Zu diesen "Grenzen" gehören:

a) Modelle können falsch sein. Auch wenn andere Modelle ähnliche Effekte zeigen, ist dies wegen der sozialen Vernetzung der Klimamodelleure untereinander nur bedingt ein Hinweis auf die Zuverlässigkeit der Modelle. Dabei ist auch zu sehen, dass gewisse Modelleigenschaften sozial "belohnt" werden. Journale wie "Nature" und "Science" haben eine klare Tendenz zu öffentlich interessanten, d.h. beunruhigenden Resultaten. Auch Wiederhall in den allgemeinen Medien zahlt sich in Förderung und Anerkennung aus - und dieser Wiederhall wird eher durch Alarmierung denn durch Relativierung erzielt. Andererseits kann ein geschickter Modelleur Resultate in Grenzen durch die Spezifikation der Parametrisierungen selbst bestimmen.

b) Modelle beschreiben grundsätzlich nur einen Ausschnitt der Realität; in dem Sinne sind sie immer partiell "falsch". Klimamodelle können nicht verifiziert werden; es kann nur ihre Konsistenz mit bekannten physikalischen Vorgängen und dem bisherigen Beobachtungsrecord gezeigt werden. Inwieweit sie belastbare Resultate für bisher nicht beobachtete Phänomene geben, bleibt eine Frage der Plausibilität und subjektiver Einschätzungen.

c) Neben diesen grundsätzlichen Vorbehalten gibt es noch eine Reihe technischer Einschränkungen, von denen das Skalenproblem vielleicht das gravierendste ist: Klimamodelle geben grossskalige Strukturen wider aber keine kleinskaligen oder gar lokalen Informationen, wie von der Impaktforschung verlangt. "Grossskalig" bedeutet "räumliche Strukturen mit Ab-

messungen von vielen hundert und mehr Kilometern"; "Kleinräumig" in diesem Sinne sind Baden-Württemberg und Bayern zusammen ebenso wie die Alpen oder die Nordsee. Daher können Simulationsergebnisse von Klimamodellen in der Regel nicht unmittelbar zur Abschätzung von detaillierten wirtschaftlichen und ökologischen Klimafolgen eingesetzt werden.

d) Modelle beschreiben plausible Trajektorien, aber keine "Vorhersagen". Werden zwei gleichartige Modellrechnungen mit geringfügig verschiedenen Anfangsbedingungen integriert, so ergeben sich verschiedene Ergebnisse: die resultierenden Statistiken sind jedoch gleich. Das belastbare Ergebnis einer Klimarechnung ist also die Statistik des Geschehens, nicht die einzelne Trajektorie, die anzusehen ist als eine zufällig, plausible Realisierung der Statistik.

e) Bisweilen wird den Modellen von Kritikern vorgehalten, sie enthielten wichtige Prozesse nicht - etwa den Einfluss der Sonne - und sie enthielten künstliche Teile - die Flusskorrektur. Wenn wichtige Prozesse nicht enthalten sind, kann dies in der Logik der Klimamodelle selbst getestet werden; im Falle der Sonne ergab sich, dass die Wirkung der Variation der solaren Leistung auf das Klima gering ist. Die Diskussion über die Flusskorrektur ist überzogen; in Tests mit paläoklimatischen Bedingungen haben sich keine Hinweise ergeben, dass die Flusskorrektur wesentlichen Verfälschungen in das System bringt.

Herausforderungen für die Zukunft

Für die Zukunft ergeben sich eine Reihe von Herausforderungen an die Community der Klimamodellierer: Die Modelle müssen vervollständigt werden im Hinblick auf Prozesse - insbesondere der Biogeochemie. Und sie müssen in den Stand gesetzt werden, über noch längere Zeiten, etwa mit dem Ziel eines vollständigen Zyklus von Warm und Eiszeit, integriert werden zu können. Dazu wird die Anknüpfung realistischer Modelle der Eisschilde erforderlich. Klimamodelle werden in Zukunft auch genutzt werden, um historische und paläoklimatische Befunde systematisch in raum-zeitlich vollständige

Analysen zu überführen. Für diese "Datenassimilation" müssen die Klimamodelle vervollständigt werden durch Prozessmodelle, die großskalige klimatische Zustände in Proxydaten (z.B. Baumringdichten) überführen. Erste Ansätze dieser Art werden in einem Strategieprojekt der Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren (HGF) verfolgt.

Weiterführende Literatur

Eine für naturwissenschaftliche vorgebildete, interessierte Laien geschriebene Einführung ist die Monographie "Das Klimasystem und seine Modellierung. Eine Einführung" von von Storch, Güss und Heimann. Sie wird im Herbst 1999 beim Springer-Verlag erscheinen. Die in diesem Vortrag angeschnittenen Fragestellungen werden ausführlich in diesem Buch erörtert.

Die Klimadebatte - Auswirkungen auf die Energiewirtschaft

Dr.-Ing. Jürgen Engelhard,
Direktor Forschung und Entwicklung,
RHEINBRAUN AG Köln

Seit mehr als 10 Jahren hält die Diskussion über mögliche Klimaveränderungen als Folge der Emissionen sogenannter Treibhausgase an. Die möglichen Auswirkungen – Temperaturanstieg, Meeresspiegelanstieg, zunehmende Naturkatastrophen – erscheinen bedrohlich, es ist daher verständlich, dass die Auseinandersetzung häufig emotional geführt wird. Dies wird aber der Problemstellung, die eine langfristig angelegte globale Strategie erfordert, nicht gerecht.

Der wissenschaftliche Erkenntnisstand ist auch nach grossen Fortschritten bei der Klimamodellierung nicht so, dass belastbare Prognosen der Klimaentwicklung möglich wären. Die Temperaturanstiegsprognosen wurden in den letzten zehn Jahren deutlich nach unten korrigiert. Auch in der Bewertung durch das International Panel on Climate Change (IPCC) bestehen weiter Unsicherheiten, die sich in der Zusammenfassung des 1995er IPCC-Berichtes widerspiegeln: "Unsere Fähigkeit, den menschlichen Einfluss auf das globale Klima zu quantifizieren, ist noch beschränkt, weil das erwartete Signal immer noch im Hervortreten aus dem Rauschen der natürlichen Variabilität begriffen ist, und weil in Bezug auf Schlüsselfaktoren Unsicherheiten bestehen".

In der Systematik der deutschen Umweltgesetzgebung befindet man sich damit im Bereich der Vorsorge und nicht im Bereich der Gefahrenabwehr. Dies bedeutet, dass Klimavorsorgemassnahmen auch abgewogen werden müssen gegen die nachteiligen Auswirkungen auf Wirtschaft und Gesellschaft, die mit solchen Massnahmen verbunden sind.

Schwerpunkt von Vorsorgemassnahmen gegen einen anthropogen bedingten

Treibhauseffekt ist die Minderung der Emissionen. Die Überlegungen konzentrierten sich bis zur Konferenz von Kyoto nahezu ausschliesslich auf Kohlendioxid, eine nicht sinnvolle Einengung, weil nach den Klimamodellrechnungen CO₂ nur für etwa 50 % der Treibhausgasemissionen verantwortlich ist. Die anderen 50 % werden durch CH₄, das Methan, N₂O und andere Gase verursacht. Die Massnahmenvorschläge konzentrieren sich ausserdem auf den Einsatz von fossilen Brennstoffen in der Energiewirtschaft, weil auf diese weltweit etwa 68 % der CO₂-Emissionen und in Deutschland etwa 97 % entfallen. Letztlich ist es aber jeder einzelne Verbraucher, der mit seiner Nachfrage nach Strom, Wärme und Mobilität die Emissionen bestimmt.

Die deutsche Industrie und die Energiewirtschaft haben sich frühzeitig zum Vorsorgeprinzip in der Klimafrage bekannt. Im März 1995 - vor der Weltklimakonferenz in Berlin - haben sich mehrere Industrieverbände, darunter die Chemie- und Elektrizitätswirtschaft verpflichtet, ihren Energieverbrauch und ihre Treibhausgasemissionen deutlich zu senken; diese Erklärung wurde 1996 konkretisiert mit der Zielsetzung, die CO₂-Emissionen der deutschen Industrie bis zum Jahr 2005 um 20 % zu senken. Dieser Selbstverpflichtung haben sich inzwischen 19 Verbände angeschlossen. Als Gegenleistung ist von der Bundesregierung zugesagt worden, auf zusätzliche nationale Umweltsteuern und eine Wärmenutzungsverordnung zu verzichten. Damit wurde die wesentliche Forderung der Industrie erfüllt, dass die deutsche Wirtschaft durch Klimavorsorgemassnahmen im internationalen Wettbewerb nicht benachteiligt werden darf.

Klimavorsorge muss im internationalen Gleichschritt vorgebracht werden und muss auch den auf der 1. Weltklimakonferenz in Rio de Janeiro 1992 aufgestellten Grundsätzen einer nachhaltigen Entwicklung gerecht werden. Dies beinhaltet, dass die wirtschaftliche und soziale Entwicklung gleichrangige Ziele neben dem Umwelt- und Klimaschutz sind.

Die Bundesregierung hat 1990 ihr CO₂-Minderungsziel mit 25 % bis zum Jahr 2005

festgelegt. Bis zum Jahr 1998 wurde vor allem durch die Umstrukturierung der Industrie in Ostdeutschland eine Minderung von etwa 13 % erreicht. Die Forschungsinstitute prognostizieren, dass bis 2005 mit vertretbaren Maßnahmen 17-18 % erreicht werden können.

Das inzwischen von mehr als 50 Staaten unterzeichnete Kyoto-Protokoll und die in Europa notwendigen Vereinbarungen zum "Burden Sharing" innerhalb der Mitgliedsstaaten machen es notwendig, die deutsche Klimavorsorgepolitik im Hinblick auf das in Kyoto vorgegebene Zeitziel 2008/2012 zu überdenken. Bisher hat sich Deutschland im EU-"Burden Sharing" verpflichtet, die Emissionen der im Kyoto-Protokoll genannten Treibhausgase (CO₂, N₂O, CH₄, HFC, PFC, SFe) um 21 % zu senken. Dies benachteiligt die deutsche Wirtschaft im Vergleich zu anderen EU-Staaten stark, weil Deutschland allein rd. 70 % der EU-weiten Minderung erbringen müsste. Eine Neuverhandlung ist aus Sicht der deutschen Industrie und der Energiewirtschaft notwendig.

Eine Minderung der Treibhausgasemissionen ist nur über drei Wege denkbar:

- Energieeinsparung,
- Wechsel zu C-armen oder C-freien Energieträgern,
- Verbesserung der Energieeffizienz.

Energieeinsparung beim Verbraucher ist seit Jahren ein kontinuierlicher Prozess, der vor allem durch verbesserte Wärmeschutzstandards sowie effizientere Maschinen und Fahrzeuge bestimmt wird. Der Trend wird sich fortsetzen, auch wenn Erfolge immer schwieriger zu erzielen sind, weil insbesondere im Industriebereich bereits viel getan worden ist, während im Privatbereich noch Potentiale bestehen.

Der Energieträgerwechsel wird öffentlich am stärksten diskutiert. Der Einsatz regenerativer Energien, aber auch der Übergang von festen und flüssigen Brennstoffen auf Erdgas sind häufig geforderte Massnahmen. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass Sonne und Wind auch langfristig in Deutschland aus Preis- und Verfügbarkeitsgründen nur eine Nischenrolle spielen können. Den Verbrauch des

z. Zt. aus Preisgründen in vielen Bereichen des Energieverbrauchs vordringenden Erdgases durch fiskalische Massnahmen, z.B. durch entsprechende Ausgestaltung einer Ökosteuer zusätzlich zu fördern, hat entscheidende Nachteile: Es verändert nachteilig den für unsere Versorgungssicherheit bewährten Energiemix, macht uns stärker von Importenergie abhängig und gefährdet Arbeitsplätze in Deutschland; die starke Nachfrage wird über die Zeit zu Preissteigerungen führen.

Trotz der Ausweitung des Erdgasverbrauchs prognostiziert der Weltenergieat weltweit einen Anstieg des Kohlenverbrauchs um bis zu 60 % bis 2020. Besondere Anstrengungen zur Einschränkung des Kohleverbrauchs in Deutschland oder Europa zugunsten des Erdgaseinsatzes relativieren sich bei dieser globalen Betrachtung. Es ist für die Klimavorsorge letztlich gleichgültig, wo das Gas und wo die Kohle verbrannt werden. Auch ist zu berücksichtigen, dass Förderung und Transport von Erdgas mit Emissionen des Treibhausgases Methan verbunden sind, die z.B. bei Gewinnung und Nutzung deutscher Braunkohle nicht auftreten. Die potentielle Treibhauswirkung beider Energieträger liegt daher in einer vergleichbaren Grössenordnung.

Im Rahmen der Vorsorge muss das Hauptaugenmerk von Industrie und Energiewirtschaft bei der Effizienzsteigerung liegen. Die Wirkungsgrade fossiler Kraftwerke konnten durch die Entwicklungsarbeiten des letzten Jahrzehnts in einem nicht erwarteten Umfang gesteigert werden. Dies gilt nicht nur für die Stromerzeugung aus Erdgas, wo höchste Wirkungsgrade durch moderne Gas-Dampfturbinentechnik erreicht werden. Entwicklungssprünge sind auch bei Kohlekraftwerken zu verzeichnen. Während die in den 60er und 70er Jahren im Rheinland errichteten Braunkohlekraftwerksblöcke bei einer Leistung von 600 MW einen Netto-Wirkungsgrad von rd. 36 % aufweisen, sind im letzten Jahr in Ostdeutschland 800 MW-Blöcke mit einem Netto-Wirkungsgrad von 41-42 % in Betrieb gegangen. In Niederaussem bei Köln wird zur Zeit ein 950 MW-Block errichtet, der einen Netto-Wirkungsgrad von mehr als

43 % erreichen wird, d.h. eine Steigerung um mehr als 20 %. In der Entwicklung befinden sich für die Braunkohle Kraftwerkskonzepte, die in Zukunft Wirkungsgrade von rd. 50 % erwarten lassen.

Die voraussichtliche Klimaerwärmung im globalen und regionalen Masstab

Dr. Ulrich Cubasch,
Deutsches Klimarechenzentrum Hamburg

Zusammenfassung: Eine Reihe von Simulationen wurde mit einem globalen gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell durchgeführt, um das heutige Klima und seine internen Schwankungen, das zukünftige Klima unter dem Einfluss der anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen und Sulphat-Aerosolen, sowie die durch die Variation in der Sonnenintensität hervorgerufenen Klimaschwankungen zu untersuchen. Dieses verwendete Klimamodell ist in der Lage, das heutige Klima realistisch zu simulieren: Durch den anthropogenen Treibhauseffekt allein wird sich das globale Klima um etwa 0,35 K pro Jahrzehnt erwärmen. Berücksichtigt man den direkten Effekt der Sulfat aerosole mit, so vermindert sich dieser Anstieg auf etwa 0,25 K pro Jahrzehnt. Die Erwärmung, die im Modell von dem Anwachsen der Solarintensität hervorgerufen wird, reicht nicht aus, die beobachtete globale Erwärmung vollständig zu beschreiben.

Um regionale Klimaveränderungen detailliert analysieren zu können, sind sogenannte Zeitscheibenexperimente gerechnet worden. Bei diesen Experimenten werden Episoden aus den vorher erwähnten Experimenten mit verdoppelter horizontaler Auflösung, aber dafür ohne interaktive Berechnung der ozeanischen Vorgänge, nachgerechnet. Derartige Rechnungen wurden für den Zeitpunkt der CO₂-Verdopplung und Verdreifachung durchgeführt. Es zeigt sich, dass man ein signifikantes Klimaänderungssignal in der bodennahen Lufttemperatur nachweisen kann, in dem Niederschlag dagegen nicht.

Einführung

Etwa 65 % der von der Sonne kommenden Strahlungsenergie wird von der Atmosphäre, dem Ozean und der Erdoberfläche aufgenommen. Hierbei nehmen die tropischen Breiten wesentlich mehr solare Strahlungsenergie auf als die polaren Breiten. Durch die atmosphärische und ozeanische Zirkulation wird deshalb Energie von den tropischen Breiten polwärts transportiert. Im Mittel über die gesamte Erde wird die durch die Sonne eingestrahlte Energie durch die an den

Weltraum abgegebene langwellige Strahlung wieder ausgeglichen; man spricht von einem Strahlungsgleichgewicht. Störungen in diesem Gleichgewicht, zum Beispiel durch eine veränderte Sonneneinstrahlung oder eine Veränderung in der langwelligen Ausstrahlung, führen zu einer Änderung des Energiehaushaltes, beeinflussen somit das Klima.

Daher führt der anthropogene Anstieg der Treibhausgaskonzentration zu dem sogenannten zusätzlichen Treibhauseffekt, eine Verstärkung eines Effektes, der seit Milliarden von Jahren in der Erdatmosphäre durch die natürlich vorkommenden Treibhausgase wie Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon, Methan und Stickoxide auftritt. Dabei wird ein Teil der von der Erde abgestrahlten langwelligen Strahlung von den Treibhausgasen zurück zur Erdoberfläche gestrahlt, was zu einer Erwärmung führt. Weiterhin beeinflusst die Menschheit das Klima durch die Freisetzung von Sulphat-Aerosolen, die hauptsächlich durch die Emission von Schwefeldioxid bei der Verbrennung fossiler Brennstoffe entstehen. Diese zusätzlichen Aerosolteilchen reflektieren die Sonneneinstrahlung (sogenannter direkter Effekt) und beeinflussen die Wolkenbildung und die Reflektionseigenschaften der Wolken (indirekte Effekte).

Die Auswirkungen der anthropogenen Treibhausgasemissionen, sowie der Einfluss des direkten Effektes der Sulfataerosole auf das Klima wurde mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell simuliert. Andererseits variiert die Energie, die von der Sonne empfangen wird, an der Obergrenze der Atmosphäre um ca. 0,1 % mit einer Periode von ca. 11 Jahren, aber auch in längeren Periodenbereichen, z.B. von 80 Jahren mit einer geschätzten Variation von 0,3 %. Es stellt sich die Frage, inwieweit man die während der letzten Jahrzehnte beobachtete globale Erwärmung auf eine ebenfalls beobachtete verstärkte Sonneneinstrahlung zurückführen kann.

Eine Vielzahl von Studien versucht, die regionale Auswirkung von Klimaveränderungen aus den Modellsimulationen her-

auszufiltern [1-6]. Das Problem dabei ist, dass bei den transienten Rechnungen die Modellauflösung zu grob ist, um sinnvolle Aussagen direkt aus den Daten am Modellgitter herzuleiten. Es sind letzter Zeit Methoden entwickelt worden, mit denen man versucht, regional detailliertere Informationen zu extrahieren. Eine davon ist die sogenannte Zeitscheibenmethode.

Aerosol-Experimente

Beginnend mit den Bedingungen des Jahres 1880 wurde eine Reihe von Simulationen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell gestartet und bis zum Jahr 2050 fortgesetzt, zweimal mit und einmal ohne Berücksichtigung des direkten (Albedo) Effekts der Sulfataerosole [7]. Alle Simulationen wurden unter Anwendung der Version ECHAM3/LSG des Hamburger Klimamodelles [8-11] mit einer Auflösung von T21 (ca. 5,6°) durchgeführt. Die Aerosol-Daten basieren bis 1985 auf Beobachtungen sowie für den späteren Zeitraum auf einem vom IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) vorgegebenen Szenarium. Der Ausstoss an Treibhausgasen im historischen Zeitraum bis heute wurde den Beobachtungen entsprechend festgesetzt. Für die zukünftige Entwicklung wurde das IPCC-Szenarium A [12] herangezogen. Die direkten Auswirkungen der berechneten Aerosolkonzentrationen wurden im Klimamodell in Form einer gesteigerten effektiven Oberflächenalbedo simuliert (Abb. 1).

Die beobachtete und die modellierten Temperaturänderungskurven laufen bis etwa 1970 nah zusammen (Abb. 2) [13]. Dieses bedeutet, dass das Modell in der Lage ist, die beobachtete Temperatur zu reproduzieren und dass der direkte Aerosoleffekt bis zu diesen Jahren nicht von grosser Bedeutung war. Ab den 70er Jahren zeigt das Experiment bei einem alleinigen Anstieg der CO₂-Konzentration einen Temperaturanstieg um 0,35 K pro Jahrzehnt, die Aerosolexperimente nur ca. 0,25 K pro Jahrzehnt. Die Kurve der Beobachtungen verläuft zwischen den Kurven der Aerosolexperimente und der des reinen CO₂-Experiments. Vergleichbare Simulationen des Hadley-Zentrums in

England und anderer Forschungszentren kommen auf ähnliche Ergebnisse [14, 15].

Besonders in dem Experiment ohne Aerosoleffekt sieht man die stärksten Erwärmungen über den Landmassen und den polaren Breiten (Abb. 3). Die Aerosole haben in der Nordhemisphäre einen besonders starken Effekt, da sich hier die Hauptquellen der Aerosole befinden. Der Einfluss der Aerosole auf die indische Monsunzirkulation ist bemerkenswert: Während die meisten Modelle ohne Berücksichtigung des Aerosoleffekts eine Verstärkung des Monsuns vorhersagen [12, 15], zeigt das Aerosolexperiment eher eine Abnahme des Monsuns und des damit verbundenen Niederschlags über Indien an. Der Grund dafür ist die in dem IPCC-Szenarium angenommene starke Zunahme der Sulfatmissionen in Indien und China (vergl. Abb. 1), die im Modell zu einer Abkühlung über dem tibetischen Hochplateau führt und die Monsunzirkulation dämpft [16].

Experimente mit variabler Sonneneinstrahlung

Die mögliche Rolle der Schwankung der Solarstrahlung auf das Klima wird seit langem diskutiert [17-20] Besonders der 11-Jahreszyklus, der die Sonneneinstrahlung ungefähr um 0,1 % schwanken lässt, steht im Mittelpunkt vieler Untersuchungen. Man vermutet aber, dass die Stärke der solaren Einstrahlung auch längerperiodischen Schwankungen mit grösserer Amplitude unterliegt, die grössere und längerfristige Klimaänderungen verursachen könnten. In den letzten Jahren sind mehrere neue Abschätzungen der Schwankungen der Sonneneinstrahlung veröffentlicht worden, die auf der Jahrhundertzeitskala Schwankungen von 0,24 % bis 0,30 % angeben [21, 22]. In Hamburg wurden die Auswirkungen des potentiellen Effekts von Variationen in der Sonneneinstrahlung auf das Klima mit demselben gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell wie die Treibhausgasexperimente.

Es wurden in diesem Zusammenhang insgesamt drei Experimente durchgeführt: Das erste ist eine sogenannte Kontrollsimulation über 500 Jahre mit festgehalte-

ner Sonneneinstrahlung von 1365 W/m^2 . Weiterhin wurden zwei Modellsimulationen mit geschätzten Schwankungen der solaren Einstrahlung vom Jahr 1700 bis zum Jahr 1992 angetrieben. Die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre wurde in diesen Experimenten nach den Abschätzungen nach [15] vorgeschrieben (Abb. 4a). Diese Abschätzung der solaren Einstrahlung wurde so normalisiert, dass der Mittelwert der mittleren solaren Einstrahlung im Kontrollexperiment entspricht. Die beiden solaren Experimente unterscheiden sich dadurch, dass sie von zwei unterschiedlichen Zeitpunkten des Kontrollexperimentes gestartet wurden. Dieses wurde gemacht, um den Einfluss der Klimadrift des Kontrollexperimentes sowie den Einfluss der internen Schwankungen des System abzuschätzen [23].

Schwankungen der solaren Einstrahlung um etwa 5 W/m^2 an der Obergrenze der Atmosphäre erzeugen Änderungen der bodennahen Lufttemperatur in der Größenordnung von $0,5 \text{ K}$ für den globalen Mittelwert (Abb. 4b). Bei Vergleichen mit dem Treibhauseffekt muss man jedoch beachten, dass eine Änderung der solaren Einstrahlung von etwa 5 W/m^2 durch geometrische Einflüsse (Projektion auf eine Hemisphäre einer Kugel) und die planetarische Albedo nur etwa 16% dieses Wertes, d.h. also $0,8 \text{ W/m}^2$ den Boden erreichen, verglichen mit einem Strahlungsantrieb von $2,4 \text{ W/m}^2$ für den anthropogenen Treibhauseffekt bei einer Verdoppelung des heutigen atmosphärischen CO_2 -Gehalts.

Das Modell reagiert stärker auf ein Abschwächen der solaren Einstrahlung als auf ein Anwachsen. Dieses ist auf eine starke nichtlineare Eis-Albedo-Rückkopplung zurückzuführen [24, 25]. Die simulierte Erwärmung der letzten 100 Jahre (1893-1992) mit $0,2 \pm 0,04 \text{ K}$ entspricht nur etwa einem Drittel der beobachteten Erwärmung von $0,53 \pm 0,07 \text{ K}$ (mittlerer Anstieg). Während der letzten dreissig Jahre (1963-1992) simuliert das Modell für eine um $2,3 \text{ W/m}^2$ anwachsende solare Einstrahlung einen Temperaturanstieg von $0,16 \pm 0,08 \text{ K}$, verglichen mit $0,54 \pm 0,11 \text{ K}$ für die simulierte globale Erwärmung

durch Treibhausgase allein oder $0,4 \pm 0,12 \text{ K}$ in der Beobachtung.

Die Klimavariabilität im Modell wird durch ein Einbeziehen der Variationen der solaren Einstrahlung gegenüber der Variabilität der Kontrollsimulation erhöht, besonders für Perioden länger als 50 Jahre. Dagegen ist ein Anwachsen der Variabilität im Bereich der 11-jährigen Schwankungen nicht eindeutig festzustellen. Allerdings muss man darauf hinweisen, dass die Parameterisierung der physikalischen Prozesse in der Stratosphäre unvollständig ist und dass die Vertikalauflösung des verwendeten Modells nicht hinreicht, um die Wechselwirkung zwischen den Strahlungsflussänderungen und der Atmosphäre in diesem Periodenbereich optimal wiederzugeben.

Die räumliche lineare Regression zwischen der Solarvariabilität und der Temperaturänderung für das Mittel der beiden Experimente zeigt (Abb. 5), dass in den höheren Breiten beider Hemisphären die natürlichen Schwankungen so stark sind, dass ein signifikanter Zusammenhang zwischen der Variation der solaren Einstrahlung und einer Temperaturänderung nicht hergestellt werden kann. Insgesamt reagieren die Ozeangebiete wegen der grösseren thermischen Trägheit schwächer auf eine Änderung der Sonneneinstrahlung als Landregionen. In diesem Verhalten unterscheiden sich Treibhausgasänderungsexperimente kaum von den Solar-Variabilitätsexperimenten.

Unterteilt man jedoch in Land- und Seengebiete und analysiert die Jahreszeiten getrennt, dann findet man, dass zumindestens im Nordsommer die Muster über den Ozeanen von den Treibhausgasänderungsexperimenten und den Solarvariabilitäts-Experimenten Unterschiede zeigen. Es kann mit den vorliegenden Experimenten leider nicht festgestellt werden, wodurch diese Unterschiede hervorgerufen werden.

In der Troposphäre reagiert die Atmosphäre auf eine vermehrte Solarstrahlung ähnlich wie bei den Treibhausgas-Experimenten, d.h. es gibt eine allgemeine Erwärmung mit einem Maximum in der

oberen tropischen Troposphäre. In der Stratosphäre dagegen findet man in den Treibhausgas-Experimenten sowie in den Beobachtungen eine Abkühlung, während man in den Solarvariabilitäts-Experimenten eher eine Erwärmung sieht.

Simulation des regionalen Klimas

Die sogenannte Zeitscheibenmethode ist entwickelt worden, um Klimaänderungen auf der regionalen Skala mit dynamischen Modellen herzuleiten. Hierbei wird das hochauflösende Atmosphärenmodell (T42, d.h. ca. $2,8^\circ$) mit der Meerestemperaturänderung, die von einem grob auflösenden Klimaänderungssimulation zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdopplung sowie der CO_2 -Verdreifachung berechnet wurde, als untere Randbedingung angetrieben. Ausserdem wird die CO_2 -Konzentration angepasst. Diese Methode hat den Vorteil, dass man mehrere Jahrzehnte lang diese Episoden berechnen kann und damit eine längere Stichprobe erhält, als das in einem transienten Experiment mit dem voll gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell möglich ist.

Mit dieser Methode simuliert das Modell für die meisten Gebiete der Erde für das heutige Klima einen Jahresgang der Temperatur, der nur in Ausnahmen um mehr als 3 K von der Beobachtung abweicht. Allerdings können in einigen Regionen diese Fehler grösser sein als die durch eine Verdreifachung der CO_2 -Konzentration hervorgerufene Änderung (Abb. 6): Die Niederschlagsverteilung ist im allgemeinen nur mässig simuliert worden. Selbst bei einer veränderten CO_2 -Konzentration heben sich die Änderungen im Niederschlag nicht von den natürlichen Schwankungen ab. Der Tagesgang der Temperatur nimmt über wieten Gebieten der Erde ab, mit Ausnahme von Zentral- und Südeuropa. Die Niederschläge werden fast überall heftiger, besonders in den Tropen. In mittleren Breiten wird es zu länger anhaltenden Dürreperioden kommen [26, 27].

Danksagung

Dieses Forschungsvorhaben wurde vom BMBF, der Max-Planck-Gesellschaft sowie der European Commission (EV5V-CT-0123; ENV4-CT-0102) gefördert. Die Aersol-

Daten wurden von dem Meteorologischen Institut der Universität Stockholm bereit gestellt. Der Verfasser dankt K. Hasselmann, L. Bengtsson, E. Roeckner sowie R. Voss für die wissenschaftliche Unterstützung.

Literatur

- [1] v. Storch, H., M. Zorita and U. Cubasch, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in winter. - *J. Climate*, 6, 1161-1171.
- [2] Grotch, S.L. & M.C. MacCracken (1991): The use of general circulation models to predict regional climate change. - *J. Climate*, 4, 286-303.
- [3] Wigley, T.M.L., P.D. Jones, K.R. Briffa & G. Smith (1990): Obtaining subgrid scale information from coarse-resolution general circulation model output. - *J. Geophys. Res.* 95: 1943-1953.
- [4] Giorgi, F. (1990): Simulations of regional climate using limited-models nested in a general circulation models. - *J. Climate* 3: 941-963.
- [5] Giorgi, F. & L. Mearns (1991): Approaches to the simulation of regional climate change: A review. - *J. Geophys. Res.* 29: 191-216.
- [6] Mearns, L.O., F. Giorgi, M. McDaniel & C. Shields (1995): Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climate model: comparison with observations and doubled CO_2 results. - *Global Planet. Change* 10: 55-78.
- [7] Cubasch, U., G.C. Hegerl & J. Waszkewitz (1996): Prediction, detection and regional assessment of anthropogenic climate change. - *Geophysica* 32: 77-96.
- [8] Voss, R., R. Sausen & U. Cubasch (1998): Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. - *Climate Dynamics* 14: 249-266.
- [9] Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B.D. Santer, & R. Sausen (1992): Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. - *Climate Dynamics* 8: 55-69.
- [10] Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz and K. Hasselmann, 1993: Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing. - *J. Phys. Oceanography* 23: 731-757.
- [11] Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert & M. Windelband, (1992): Simulation of the present-day climate

- with the ECHAM model: impact of model physics and resolution.- Report No. 93, Max-Planck-Inst. Meteorologie, Hamburg.
- [12] IPCC (1990): Climate change: The IPCC scientific assessment.- J.T. Houghton, G.J. Jenkins & J.J. Ephraums (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 364 pp.
- [13] Jones, P.D. & K.R. Briffa (1992): Global surface air temperature variations during the twentieth century: Part 1, spatial, temporal and seasonal details.- *The Holocene* 2: 165-179.
- [14] Mitchell, J.F.B., T.C. Johns, J.M. Gregory & S.B.F. Tett (1995): Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulfate aerosols.- *Nature* 376: 501-504.
- [15] IPCC (1996): Climate change 1995 - The science of climate change.- J. Houghton, L. Meira Filho, B.A. Callendar, N. Harris, A. Kattenberg & K. Maskell (Eds.), Cambridge University Press, 572 pp.
- [16] Lal, M., U. Cubasch, R. Voss & J. Waszkewitz (1995): Effect of transient increase of greenhouse gases and sulfate aerosols on Monsoon climate.- *Current Science* 69: 752-762.
- [17] Wigley, T.M.L. & P.M. Kelly (1990): Holocene climate change, ^{14}C wiggles and verification in solar irradiance.- *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)*, A330: 547-560.
- [18] Reid, G.C. (1991): Solar irradiance variations and the global sea surface temperature record.- *J. Geophys. Res.* 96: 2835-2844.
- [19] Crowley, T.J. & K.-Y. Kim (1996): Comparison of proxy records of climate change and solar forcing.- *Geophys. Res. Lett.* 23: 359-362.
- [20] Labitzke, K. & H. van Loon (1995): Connection between the troposphere and stratosphere on a decadal scale.- *Tellus* 47A: 275-286.
- [21] Hoyt, D.V. & K.H. Schatten (1993): A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992.- *J. Geophys. Res.* 98: 18895-18906.
- [22] Lean, J., J. Beer & R. Bradley (1995): Reconstruction of solar irradiance since 1600: Implications for climate change.- *Geophys. Res. Lett.* 22: 3195-3198.
- [23] Cubasch, U., G.C. Hegerl, R. Voss, J. Waszkewitz & T.C. Crowley (1997): Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate.- *Climate Dynamics* 13: 757-767.
- [24] Spelman, M.J. & S. Manabe (1984): Influence of oceanic heat transport upon the sensitivity of a model climate.- *J. Geophys. Res.* 89: 571-586.
- [25] Manabe, S., R.J. Stouffer, M.J. Spelman & K. Bryan (1991): Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO_2 : I. Annual mean response.- *J. Climate* 4: 785-818.
- [26] Cubasch, U., J. Waszkewitz, G.C. Hegerl & J. Perlwitz (1995): Regional climate changes as simulated in time-slice experiments.- *Climatic Change* 31: 273-304.
- [27] Cubasch, U., H. von Storch, J. Waszkewitz & E. Zorita (1996): Estimates of climate change in Southern Europe using different downscaling techniques.- *Climate Research* 7: 129-149.

The Global Climate System in Earth History

Prof. Dr. William W. Hay,
GEOMAR Forschungszentrum,
Universität Kiel

The present climate of the Earth is not typical of the long-term conditions on the planet. It is an interglacial, termed the Holocene. Similar climates have been characteristic of only 10 % of the last few million years. It is a time of relative sea level stability after a rapid 130 m rise from the lowstand during the Last Glacial Maximum. Physical geologic processes are operating at usual rates and much of the geochemical system is not in a steady state.

The past 2.5 million years of the Earth's history have been characterized by an alternation of glacials and interglacials in the northern hemisphere, with lesser oscillations in the southern hemisphere. In the northern hemisphere ice sheets have repeatedly built up gradually over eastern North America, Scandinavia and the Barents Shelf only to melt away suddenly leaving an interglacial in which only the Greenland ice sheet remains. Typically, the length of each cycle is about 100,000 years; the accumulation of ice takes 80,000 years, but the melting takes only 10,000 years, and the relatively ice-free interglacial lasts only 10,000 years. These cycles are characteristic of the last 800,000 years of earth history. The glaciation of the northern hemisphere began about 2.5 million years ago, but from then until 800,000 years ago the northern hemisphere ice sheets waxed and waned on a 40,000 year time scale.

The timing of the cycles of glacial growth and retreat correspond to the changes in Earth's orbit: its ellipticity (100,000 years), the tilt of the axis of rotation (41,000 years), and the precession of the orbital ellipse (20,000) years. These are commonly termed the Milankovitch parameters, after the Serbian physicist who, in the 1930's, calculated the varying insolation

reaching the Earth. The Milankovitch parameters result in cool summers and warm winters in the northern hemisphere at some times, promoting growth of ice sheets, and warm summers and cool winters at other times, promoting the melting of the ice sheets. Although the total annual insolation received by the Earth remains constant, the changes in the orbital parameters alter the amount of radiation received at different latitudes over the course of the year. During the last climate cycle, the waxing and waning of the northern hemisphere continental ice sheets closely followed the changes in summer insolation at the latitude of the northern polar circle. There is a minimum of summer insolation at the polar circle, and this minimum becomes alternately more and less pronounced as the obliquity of the Earth's axis of rotation changes (Hay et al. 1997).

Although the Milankovitch insolation changes determine the timing of the glacial-interglacial cycles, they are not alone adequate to cause such major changes in climate. It is thought that feedback processes amplify the insolation signal, but the nature of these is a matter of controversy. The cause of the change from 40,000 year to 100,000 year cycles is also uncertain.

There have been many suggestions about possible causes for the initiation of the northern hemisphere glaciation (Hay, 1992). The most likely is the closure of the Central American Isthmus, which separated the Atlantic and Pacific Oceans and changed the patterns of ocean circulation. This resulted in redistribution of heat and moisture and led to the northern hemisphere glaciation; this did not occur at once, because when the separation occurred, the configuration of orbital parameters was such that they produced only minimal insolation differences between the seasons. The northern hemisphere ice sheets began to grow once the orbital changes reached large amplitude (Haug & Tiedemann, 1998).

Antarctica has been glaciated since the Early Oligocene (34 million years ago; Barrett, 1996). The ice on Antarctica pro-

bably followed the changes in Milankovitch insolation in the southern hemisphere until the northern hemisphere ice sheets appeared. Since then the sea-level changes associated with the growth and melting of the northern hemisphere ice sheets have forced the Antarctic ice sheets to act in synchronicity. The 30 + million years of unipolar glaciation may simply be the result of the different geographies of the two polar regions, the Antarctic with a landmass, the Arctic with an ocean. The initiation of glaciation of Antarctica is thought to be associated with the development of the circumpolar current which created thermal isolation of the continent. The glaciation may also be associated with a general decline in levels of atmospheric CO₂ that occurred during the Cenozoic.

Except for the interval immediately after the catastrophic collision of a bolide with the Earth at the Cretaceous-Tertiary boundary (Alvarez et al., 1980; Sigurdsson et al., 1992), the Early Cenozoic and Late Cretaceous were characterized by warm equable climates. The polar regions were not only free of permanent ice, they were well above freezing during most of the winter. The results of a Late Cretaceous (Campanian, 80 Ma) climate simulation suggest that the positive feedback between two important greenhouse gases, CO₂ and H₂O, raised the Earth's temperature to a level where latent heat transport became much more significant than it is today, and operated efficiently at all latitudes. Atmospheric high and low pressure systems were as much the result of variations in the vapor content of the air as of temperature differences. The simulation suggests that equatorial temperatures were about 6 °C warmer than today (DeConto et al., 1999).

Although the Early Cenozoic and Late Cretaceous were times of exceptional warmth, there have been no continental ice sheets on the earth during most of the Phanerozoic, and the planet's meridional temperature gradient has usually been much less than it is today.

Paleogeography played a very large role in determining the climates of the Late Paleozoic and Early Mesozoic. Most of the continental crust blocks collided to form first a northern (Laurussia) and a southern (Gondwana) continent. These collided in the Late Paleozoic to form a single giant landmass, Pangaea. The atmospheric transport of water into the interior of this huge land area was made difficult by the great distance of the center of the continent from the shores of the surrounding ocean. Climate model simulations suggest that the interior of Pangaea was subject to extremes of heat and cold during the course of the year (Crowley & North, 1991). During the Late Paleozoic, the region of Gondwana near the South Pole, was glaciated. The glaciation was cyclic, like that affecting the northern hemisphere in young geologic times. The glaciation of Gondwana ceased abruptly in the Mid-Permian; the cause of the end of this glaciation is controversial.

One factor complicating the paleoclimate of Pangaea during its long history was the evolution and spread of land plants. Land plants first appeared as Pangaea was being assembled, and they spread and evolved during the late Paleozoic and Early Mesozoic. On the short-term, land plants modify the climate through modification of the hydrologic cycle by their transpiration. On the long term, they modify the carbon cycle and atmospheric CO₂ by providing large reservoirs of biomass and organic detritus that is resistant to oxidation.

The major factors influencing climate of the planet over the long term have been insolation, greenhouse gases, paleogeography, and vegetation. The Milankovitch cycles are superimposed on a general increase in the energy emitted by the sun since its formation. This energy increase amounts to about 30 % over the history of the Earth. Consideration of the conditions that must have existed on earth when the sun was much fainter led to investigation of the role of greenhouse gases.

Most of the carbon on Venus is present as CO₂ in the atmosphere. On the Earth similar amounts of carbon are present in carbonate rock and buried organic carbon. It has been proposed that atmospheric CO₂ and its removal by weathering of silicate rocks formed a negative feedback system that has acted to keep the surface temperature of the Earth in the narrow range between the melting and freezing points of water ever since the formation of the planet. Recently, however, evidence has been found that the Earth may have been completely frozen (the "snowball earth"; Hoffman et al., 1998) several times during the late Proterozoic. These episodes would have been the most extreme climates to which the planet has been subjected and may have played a critical role in the development of life.

Although they tell us about what is possible, the past climates of the earth cannot be used as a direct guide to what may occur in the future. To understand what may happen in the future we must learn about the first principles of physics and chemistry related to the earth system. The fundamental mechanisms of the climate system are best explored in simulations of the Earth's ancient extreme climates.

Literature

- Alvarez, L., Alvarez, W., Asaro, F. & Michel, H. (1980): Extra-terrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction.- *Science* 208:1094-1108.
- Barrett, P.J. (1996): Antarctic paleoenvironment through Cenozoic times - a review.- *Terra Antarctica* 3:103-119.
- Crowley, T.J. & North, G.R. (1991): *Paleoclimatology*.- Oxford University Press, New York, p 339.
- DeConto, R.M., Hay, W.W., Thompson, S.L. & Bergengren, J. (1999): Late Cretaceous climate and vegetation inter-actions: The cold continental interior paradox.- In: E Barrera, C Johnson (eds.), *The Evolution of Cretaceous Ocean/Climate Systems*, Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 332, Geol. Soc. Amer., Boulder, Colorado.
- Haug, G.H., Tiedemann, R. (1998): The closure history of the Panamanian gateway and orbital forcing: Effects on ocean circulation and northern hemisphere climate since 4.6 Myr.- *Nature* 393: 673-676.
- Hay, W.W. (1992): The cause of Late Cenozoic northern hemisphere glaciations: a climate change enigma.- *Terra Nova* 4: 305-311.
- Hay, W.W., DeConto, R.M. & Wold, C.N. (1997): Climate: Is the past the key to the future?-*Geol. Rundschau* 86: 471-491.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A., Halverson, G.P. & Schrag, D.P. (1998): A Neoproterozoic snowball Earth.- *Science* 281: 1342-1346.
- Sigurdsson, H., D'hondt, S. & Carey, S. (1992): The impact of the Cretaceous-Tertiary bolide on evaporite terrain and generation of major sulfuric acid aerosol.- *Earth Planet. Sci. Letters* 109: 543-559.

Natural climate variability and its causes

Prof. Dr. Jörg Neundank,
GeoForschungszentrum Potsdam

Climate is defined as the long-term behaviour of atmospheric parameters, i.e. the observable climate elements such as temperature, precipitation, etc. in their global distribution over a longer period of time. Previously mean values of all observable parameters over a period of 30 years were utilised as the basic frame for the definition of climate. Today, meteorology defines climate as the variations on time scales beyond weather prediction. Up until around 30 years ago, the lower atmosphere was the main focus for research into climatology.

As a result of the discoveries made around 150 years ago in the areas of ice advancement and recession in the Alps and glaciations, for example, in northern Germany, awareness in the field of geosciences began to grow with respect to macro-climatological connections. The interaction of sea level changes, ice formation at the polar ice caps or changes in the composition of the atmosphere since the formation of the earth and the development of lithosphere, atmosphere, hydrosphere, cryosphere and biosphere can be placed under the general term, climate system. Therefore, it can be stated that climate is a dynamic system with long-term developments which takes place on different time scales on earth as a whole or in different regions with varying boundary conditions, such as, e.g., polar and/or bipolar ice formation. Since climate can be considered a function of time and space, thus natural climate variability occurs on various time scales.

Climate variability goes back to many direct and indirect causes. The most evident of these causes are the observable, periodic variations caused by daily and annual processes (also tidal), which are, in turn, caused by changes in the rotation

of the earth and the resultant changes in external radiation. In addition, non-periodic variations can also be detected, which are stimulated by internal processes or injected influences (for example the effect of aerosols from volcanic eruptions).

In addition to these short-term changes, long-term fluctuations can also be traced, such as the El Nino-Southern Oscillation phenomenon (ENSO), with a periodicity of three to eight years and the North Atlantic Oscillation (NAO). In conjunction with these changes, the cycle of sun spot activity must also be noted, which changes roughly with a period of 11 years (7-17 years). This activity has been recorded by modern satellite measurements for the last fifteen years and the pattern agrees well with historically recorded sun spot activity and even with statistical results from historical climate measurements and from geo- and bioscientific archives.

Less obvious are the climate fluctuations which are long-term in nature and which can only be inferred indirectly through proxies (representative data). Belonging to this group are indirect causes such as the so-called Milankovitch cycle, i.e. "astronomic" fluctuations which appear to be a result of eccentricity in the elliptical orbit of the earth (100,000 years), changes in the tilt of the Earth's rotation axis (roughly every 43,000 years) and the precessional movement (19,000 and 23,000 years).

Thus solar and orbital causes can be identified, although up until now, fluctuations in solar radiation from the source, i.e. the sun itself have not been considered, although it is now possible to measure them.

Even with this causal structure, an explanation for all geoscientifically observed climate variations has, by no means, been achieved. Thus the natural development of the climate over geological periods can be divided into a series of phases. In total, the Earth has experienced four warm climate stages and four cold climate stages over roughly the last 600

million years. An important role in these transitions from warm to cold is played by the steepening of the temperature gradient between the equator and the poles. The warm climate state, the so-called Greenhouse climate system, e.g. during the Cretaceous 100 million years ago, encompassed phases in which there was no polar ice, but rather a higher global mean temperature and a higher atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentration. Contrasting is the Icehouse climate system which includes polar or bipolar ice accumulation, lower global temperatures and lower CO₂ levels. This Icehouse climate system is predominantly evident since about 2.7 million years ago, when an ice age began which consists of about fifty cold periods. These ultra long-term fluctuations are non-linear, meaning, that even small changes in the system can have large consequences as a result. The cause for these changes is probably the isolation of the poles from the oceanic heat supply system, a result of the plate-tectonic movement of continents. Tectonically induced mountain building is also held responsible for climate fluctuations, such as, for example, the uplift of Tibet, since these movements can change the global atmospheric and oceanic circulation pattern (development of the monsoon in China since the Middle Oligocene). Another significant example is the opening and closing of water ways, such as, for example, the closing of the strait of Panama around 4.5 million years ago.

The Icehouse condition (we are currently living in an interglacial warm phase which has lasted just over 10,000 years within an Ice Age) is the condition best understood by modern science. Characteristic of this condition is the long-term periodicity from cold to warm periods, which is indirectly influenced by the previously mentioned orbital parameters of the Earth (Milankovitch cycles). The discovery of these orbital cycles in the oxygen isotopes of marine sediments and ice cores provides a fundamental proof for the control of cold and warm periods by changes in the Earth's distance and orientation with respect to the sun. Lead and lag relationships in the domain of

Milankovitch frequencies allow deductions to be made regarding the functioning of the climate system. Reconstructions of the climate for the last interglacial period have primarily been undertaken through the study of terrestrial archives, in particular, with the assistance of pollen analyses (vegetation belt). The transition from the last glaciation to the current warm period is the subject of countless investigations, since this occurred over a period of 3,000 years with several fluctuations between warm and cold. The transition between individual phases occurred within a few decades.

Mid-term periodic fluctuations, primarily for the last glacial cycle, since around 50,000 years ago, have been detected through the examination of marine sediments and ice core archives. Their main periodicity is currently determined as 1500 years. Since this period is too short for geological processes and too long for atmospheric processes, it has been traced to changes in the thermohaline circulation in the oceans, in particular, changes in meltwater and freshwater influx as a result of iceberg (Heinrich-) events. The transition in these cases also occurred over a period of a few decades only.

On the middle and longer periodicities are, in addition, superimposed short-term climate fluctuations, whose periodicities are determined, amongst others, by changes in sun spot activity or other astronomical factors (11, 22, 88, 208, ~500, 1050 years), as mentioned above. These variations are known from extensively analysed geological, biological and historical archives (ice cores, sediments with annual stratification, trees, corals, speleothems in caves). El Nino periodicities, which reflect a form of cumulative process, fall in the range of three to eight years. In addition, episodic volcanic events, such as, for example the eruption of the mount Pinatubo, can also have an effect on climate over a period of a few years.

Another method for the estimation of natural variability is the utilisation of concep

tional and realistic climate models, whilst taking into account the fact that models simplify and idealise reality as part of their mode of operation. Energy balance models however, have shown an important connection, namely, that the factors which determine surface temperature are the radiation balance on the ground and the absorption mechanism in the atmosphere.

Previous comparisons, such as, for example, the climate development of the last 600 years as deduced from various natural archives appear to show a solar influence on climate fluctuations (e.g. the little ice age). Since 1970, the greenhouse gases have had a significant influence on the trend of global warming.

Natural climate variability is thus based on a complex causal structure, where periodic and aperiodic, short, mid, long and ultralong-term fluctuations can be differentiated, which can be imposed externally and stimulated by internal sources. The basic processes however can only be decoded if the significance of the variability as currently observed by mankind is placed against the larger context of observations of a similar warm period with comparable conditions and variability. The climate development and thus its variability is principally a variable of time and space within the various development stages of the Earth.

Carbon dioxide and the carbon cycle: From early geologic times till today

Dr. Ulrich Berner,
Federal Institute for Geosciences
and Natural Resources (BGR) Hannover

Introduction

Carbon dioxide is, as well as water vapor, an important greenhouse gas of the earth's atmosphere, and is linked through complex processes to the carbon cycle of the earth. Chemical reactions, biological and geological processes contribute to the steering of the carbon dioxide concentrations of the earth's atmosphere. Today, the natural variations of atmospheric carbon dioxide are influenced by carbon dioxide emissions resulting from the combustion of the fossil fuels coal, petroleum, and gas. These additional emissions are discussed by policy makers with concern in respect to probable climatic changes in the near future, for increasing concentrations of the greenhouse gas carbon dioxide may lead to an increasing temperature of the atmosphere. It is feared that the temperature increases so rapidly that neither man nor ecosystems can adapt to these changes. For this reason the investigation of the carbon cycle and its relationship to the atmospheric carbon dioxide requires specific attention in climatic research.

Carbon reservoirs

The large reservoirs in which carbon is stored are the atmosphere, the oceans, the lithosphere and the biosphere. Carbon occurs in these reservoirs in many different organic and inorganic chemical compounds. The important carbon components of the atmosphere are carbon dioxide, methane and carbon monoxide. Today's atmosphere contains 750×10^9 t of carbon as carbon dioxide, whereas the amount of carbon bound to methane and carbon monoxide is only 3×10^9 t and 0.2×10^9 t, respectively. The carbon of the oceans occurs largely as dissolved inorganic ($37\,900 \times 10^9$ t C) or

organic compounds ($1,000 \times 10^9$ t C). Organic particles (relicts of plants and animals) make up about 30×10^9 t of C of today's oceans. The largest amount of carbon is stored in the lithosphere. Estimates suggest 20×10^{15} t C to be bound in carbonate minerals, whereas additional carbon of about 5×10^{15} t C occurs as dispersed carbon in rocks. Reserves of coals and petroleum Petroleum and coal reserves are estimated to amount to $10,000 \times 10^9$ t C. In soils peat make up 165×10^9 t C, whereas humus contains $1,500 \times 10^9$ t C. Natural litter amounts to approximately 60×10^9 t C in the soils. The terrestrial biosphere contains 560×10^9 t C, whereas the marine biosphere only amounts to 3×10^9 t C.

Carbon fluxes

The carbon dioxide of the atmosphere directly exchanges with the carbon system of the ocean via the surface waters. Today, 80×10^9 t C per year of carbon dioxide are absorbed through sea water and a similar amount is emitted back into the atmosphere. The terrestrial biosphere absorbs today 120×10^9 t C per year from the atmosphere and returns 60×10^9 t C via respiration. Approximately, 60×10^9 t C per year flow from today's terrestrial biosphere into the soil of the lithosphere where they are oxidized and are returned to the atmosphere as carbon dioxide. The lithosphere receives 0.2×10^9 t C per year from the marine environment, whereas 0.9×10^9 t C per year are transported through rivers into the sea. Weathering of rocks consumes atmospheric carbon dioxide; the amount of carbon dioxide absorbed by the lithosphere is estimated to be in the order of 0.4×10^9 t C per year. Only 0.1×10^9 t C per year are released as volcanic gases from the lithosphere and remitted into the atmosphere. These reservoirs may again split into smaller compartments in which carbon is exchanged in sub-cycles. From the different flux rates it is obvious that different residence times must exist for different carbon pools which may amount up to millions of years as for example the residence time of carbon in the lithosphere.

Reconstruction and modeling

For a better understanding of the natural variations of the carbon cycle, geoscientists have linked their rock analyses with carbon balances, as rocks function as natural archives that are able to store information since millions of years. Additionally to the analyses of the contents of organic and inorganic carbon also carbon isotope ratios have been determined on rock samples. From these individual pieces of information a general picture of the carbon amounts of the different reservoirs can be created via mass balances which then can be used in modelling the atmospheric carbon dioxide concentration of the past. Significant uncertainties exist with reconstructions that reach back several millions of years into the past. The individual balancing methods are based on different approaches, like, for example, the estimation of atmospheric carbon dioxide from isotope ratios of soil carbonates or employing the carbon isotopic difference of deep sea carbonates from the Atlantic and Pacific Oceans. Numerous carbon cycle models based on geoscientific facts and mechanisms describe with enormous uncertainties the variation of carbon dioxide in the atmosphere from 570 mil. years ago to the present. In these considerations are incorporated, for example, the deep burial of rocks and the recycling of their carbon inventory. The results of these reconstructions deviate partly to a large extent. Nevertheless, it can be deduced from all these calculations that the concentrations of carbon dioxide during the earth's early history must have been significantly higher than those of present day.

The atmospheric concentrations of carbon dioxide can be better described by the reconstructions approaching the present day. Investigations on ice cores show the natural variability of atmospheric carbon dioxide of the last 400,000 years with a higher reliability, as the air enclosed by the ice can be exactly analyzed. How important such a reconstruction for the assessment of the present climatic situation is, proves the fact that our estimates of the increase of carbon dioxide since the middle of the last century is based largely on the analyses on

ice cores. Direct and systematic measurements of carbon dioxide concentrations of the atmosphere have existed since approximately forty years. Reconstruction and measurements complement each other to an increase of carbon dioxide concentrations from 275 ppm at the onset of industrialization to 355 ppm today.

Anthropogenic emissions

Human society has significantly contributed to the increase of greenhouse gases. At the middle of the last century industrialization has initialized a process which has released carbon dioxide from the combustion of the fossil fuels coal, petroleum, and gas into the atmosphere. Huge amounts of carbon are transferred from the reservoirs of the crust of the earth to the atmosphere. The base for the calculation of the carbon dioxide concentrations are the data bases of Economic Geology, their documentation on production and consumption of fossil fuels. The calculations show a moderate increase of carbon dioxide emissions until the end of World War II. Since the 1950s we have experienced a significant increase of the emissions per year which today have reached their present maximum. During historical times, coal made up the major part of the emissions, however, today petroleum is the main fuel, followed by coal and gas. The increase of carbon dioxide in the atmosphere especially during the last forty years does not show the same magnitude as the anthropogenic emissions. The analysis of this observation points to the existence of one or more sinks which absorb the carbon dioxide of anthropogenic sources. A significant increase of the sink strength during the last forty years can be observed. Today one third of the emitted carbon dioxide is fixed through the sinks. As reservoirs for the uptake of atmospheric carbon dioxide the oceans and the forests of the northern hemisphere are envisaged. Presently, it cannot be foreseen if this trend of growing sinks will continue into the future and minimize the effects of anthropogenic emissions at least partially.

The relevance of the vegetation for natural and anthropogenic climate changes

Prof. Dr. Volker Mosbrugger,
Geologisches Institut und Museum,
Universität Tübingen

Presently, considerable efforts are made on a national and international level to develop reliable predictions of the expected anthropogenic climate change. This endeavour requires an understanding of the natural climate dynamics and of all relevant processes of the climate system. The climate system comprises those components and processes of the Earth System which influence the climate. It includes the atmosphere, the oceans, rivers and lakes (hydrosphere), the ice masses (cryosphere), the solid earth (geosphere) and the living world (biosphere). Particularly the processes linked to the biosphere are still poorly understood as compared to the physical and chemical processes of the climate system. With respect to the vegetation it is still not possible to simulate quantitatively its complex role within the climate system.

The vegetation influences the climate in various ways by altering the momentum, material and energy fluxes near the ground. It may change the properties of the soils, the albedo (proportion of the incoming radiation which is back-scattered) and the "roughness" of the surface as well as the water and the carbon cycle. From several modelling studies regarding the climate of the past we know that the influence of the vegetation on the climate can be very significant. For instance, an extremely warm greenhouse world is known from the Cretaceous (140–65 million years before present) and the Eocene (55–35 million years before present), characterised by temperate conditions up to 75°–80° latitude north or south and by low seasonality in the interior of the continents. For a long time such climate situations could not be represented by the available climate models. Only recently some progress has

been made in this respect by considering in these models the ancient vegetation distribution and by more realistically implementing into the climate models the vegetation – climate interaction. Although encouraging, the results obtained are still not satisfying.

A major obstacle to the adequate representation of the vegetation – climate interactions in climate models is due to the fact that this interaction varies with the climate. In many plants an increase in the atmospheric CO₂ content leads to a reduction of their stomatal densities and thus to an increase in their water use efficiency (WUE). Hence, under different CO₂ concentrations many plants may acquire new climatic tolerances and may occupy biotopes which climatically differ considerably from their present-day distribution area. Such a change in the distribution of plants will influence the albedo and other climate relevant parameters. Similarly, the leaf venation density and the leaf area density also vary with the climate and correspondingly affect the transpiration, the water cycle and the albedo. The carbon cycle and the proportion of carbon stored in the terrestrial vegetation is also influenced by climatic changes.

Thus the influence of the vegetation on the climate is variable and depends on the climate conditions. Consequently, the climate-dependent role of the vegetation for the (natural or anthropogenic) climate changes cannot be understood from the present-day situation alone. Laboratory experiments also cannot give the relevant information because it is hardly possible to study entire vegetation units under different (experimental) climatic conditions. Moreover, short-term and long-term responses of the vegetation to climate change may differ considerably. An adequate approach to this problem, however, is provided by the analysis of the vegetation – climate interaction for different fossil climates. Without this understanding of the climate-dependent vegetation – climate interaction it will not be possible to develop reliable predictions of future man-

made climate conditions which differ significantly from today.

High resolution geologic climate archives – Potential and limitations

Prof. Dr. Heinz Miller
Alfred-Wegener-Institut
Bremerhaven

Our ability to predict possible future climate developments is determined by the degree of our understanding of climate related processes, be they of physical, chemical or biological nature. Direct instrumental and thus quantitative measurements are available for some 2000 years and this time span is not sufficiently long to determine longterm trends accurately. We also do not know in which phase of a warm interglacial period we presently are. Therefore, it becomes necessary to obtain information on climate states and climate processes for as long a time as possible. Next to the historical record, which is mostly difficult to quantify exactly we can study geologic archives. Because of their longterm nature they allow to study the climate system free of any anthropogenic influence.

It is quite evident, that these old archives only yield information which becomes more fuzzy the further back in time we go and the evidence gathered only describes the effects of climate states or climate changes. For a deeper interpretation one is therefore forced to study present effects of climate on climate proxies in order to deductively reach conclusions on past climate from such proxies.

Marine sediments yield the longest continuous time series. The relatively quiet deep sea environment is conducive to the undisturbed accumulation of multifold integral informations. A variety of methods allows the determination of relative age within the sedimentary sequence but also absolute age at specific depths and the derivation of an age-depth relationship.

Furthermore, a large number of parameters can be determined such as magnetic susceptibility, microfossil assemblages

or granulometric and mineral assemblage values. The individual parameters are proxies for climate parameters such as the distribution of temperature and nutrients within the ocean but also features like sea-ice coverage or changes of the hydrologic regime over continental areas.

Lake sediments will record climate history similarly to marine sediments. However, sedimentation in lakes will be mainly influenced by local climate factors and can under favourable circumstances yield up to seasonal and therefore very high resolution. But these archives are also characterized by the fact that the data extracted are only indirect climate indicators because they are the result of multiple interaction and in some way it is an art to deduce proper indicators for climate.

The large and permanently cold polar ice sheets are climate archives of a very special nature. They are first of all characterized by a very high resolution in time and cover a maximum time span of some 500 000 years. In the interior parts of the ice sheets all precipitation falls in the form of snow which by a process of dry metamorphism and unchanged by melt processes is transformed into ice. With the exception of some influence by wind action on the surface this is an undisturbed deposition leading to a clear stratigraphic sequence. The transition from snow to ice is dependent on temperature and accumulation rate and takes anywhere between 100 and 1000 years. During metamorphism the air which initially resides between snow flakes and grains becomes enclosed in the ice and is trapped in the form of air bubbles within the otherwise impermeable ice matrix. Flow of ice, which takes care of mass balance between mass gain by accumulation and mass loss by melt or calving, takes an initial surface volume to increasing depths with time. This process ensures in the absence of turbulent flow a clear cut age-depth relationship and allows the determination of climate parameters with age from an ice core.

Stable isotope fractions for the water molecules allow to quantitatively determine air temperature at the time of the precipitation events and in areas of high accumulation it is even possible to determine the seasonality of temperature for some ten thousand years. Furthermore, model studies of stable isotope fractions can aid in describing the source regions of precipitation and hence atmospheric patterns. Next to this direct determination of paleotemperatures chemical analysis will yield information on past atmospheric states and events such as volcanic eruptions because atmospheric aerosols are preserved in the ice matrix. The extraction and analysis of the air entrapped within the air bubbles yields past atmospheric composition specifically the concentration of greenhouse gases such as carbon dioxide and methane. Therefore, it is possible to study the question of a direct correlation between temperature change and changing greenhouse gas concentrations.

Limits of Climate Modelling

Prof. Dr. Hans von Storch,
GKSS Forschungszentrum Geesthacht

Quasi Realistic Models

When we refer to climate modeling in this discourse, we mean "quasi-realistic models". Such models attempt to account for as many as possible, mostly physical processes, in order to simulate the detailed evolution in the atmosphere, the ocean, the cryosphere and perhaps some other climate components such as biogeochemical cycles. They resolve spatial scales of a few hundred kilometers and more, and temporal evolutions ranging from days to several hundred and (in near future) thousand years. Thus, we do not refer to conceptual models, for instance explaining the general circulation of the atmosphere, or idealized models such as energy balance models or "Global Environment and Society" models. Also process models, dealing with, for instance with the diurnal circulation in an Alpine valley, the injection of volcanic aerosol into the stratosphere or the formation of fronts in the North Sea, are not the object of this discussion. Indeed climate research is more than meteorology or oceanography; it is an interdisciplinary systems analysis approach.

"Quasi-realistic" climate models are since about 30 years under construction; they are assembled from sub-models of the atmosphere, the ocean, the cryosphere and so on. These sub-models represent hydrodynamics - mostly the fundamental principles of conservation of momentum and mass - and thermodynamics - mostly energy conversions. The hydrodynamics are delineated with differential equations, which after discretization can be integrated on computers. In case of thermodynamics, however, the source and sink terms become dominant; these sinks and sources are often small scale processes, such as convection, surface friction, ice formation, run-off and the like. Labeled "physics" in the slang of climate

modelers, they can not explicitly be described but only indirectly through their net effect on resolved processes and scales. The technique is named "parameterization". The functional form of parameterizations is mostly physically motivated, but the choice of crucial parameters depends on empirical findings and on the "success" of the scheme when implemented into a climate model. Practically all environmental models feature parameterizations; for the purist this is somewhat dissatisfying; however because of interactions among all scales they are indispensable building element in such models.

Modell Applications

Quasi-realistic models are used for a number of purposes. A classical application is that of a substitute laboratory which is otherwise unavailable. In this substitute laboratory the researcher can investigate the sensitivity and the dynamics of the complex climate system on the said spatial and temporal scales. Typical problems dealt with in this manner are the effect of vegetation, of the release of large volumes of melt water into the Atlantic at the end of the last glacial or the barrier effect of the American Isthmus on the global oceanic circulation.

Also the predictability of the climate and its components can be investigated, for instance with the help of two identical simulation which have been initialized with two slightly different states. After a while, the concurrent states in the two runs differ like any two randomly selected states - then the limit of predictability has passed. These studies are of great practical importance in case of the El Niño phenomenon.

Apart of these more academic applications, there are a number of operational applications, first of all forecasts of weather and extreme situations such as storms urges. Quasi-realistic models are used routinely for the construction of complete synoptic representations of the atmosphere and other environmental systems from a limited number of observations. In this way, detailed 3- or 4-dimensional analyses of the atmosphere

or the oceans are derived; with such analyses the dynamics of processes not directly observable can be studied, for instance global meridional transports of heat and water in ocean and atmosphere.

For the public the most important applications of quasi-realistic climate models is the design of scenarios of plausible ongoing and future climatic changes caused by human actions. The best known case refers to the accumulation of carbon dioxide and other greenhouse gases; in the last few years scenarios also describe the effect of changing loads of aerosols in the tropo- and stratosphere. Other scenarios have dealt with large-scale deforestation, burning oil-wells in Kuwait, climatic impact of nuclear war or waste, heat from power plants. A common aspect of all these scenarios is that firstly they are not forecasts and second are usually not confirmed, because either the event do not take place at all or only in the far future. Nevertheless, on their march from economic science, climate science, to climate impact research to the public the scenarios undergo a metamorphosis from something plausible and possible to something certain. An unfortunate property of this metamorphosis is that each participating discipline is employing the precautionary principle; concatenating conservative estimates of risks, however, does not result in realistic analyses of risks but in unlikely worst case scenarios.

Limits of Climate Modeling

Quasi realistic climate models are the only tool for investigating the dynamics of climate and for deriving detailed scenarios. Thus it is of utmost importance for the users of information provided by climate models to be aware of the limits of such models. Such limits are:

- Models may be wrong. Even if different models perform similarly, this is no proof of validity because of the social network comprising almost all modelers of a given (sub)discipline. Indeed, certain properties of models are "socially favored", for instance high sensitivity. Journals like "Nature" and "Science" prefer "interesting" ar-

ticles, i.e. disquieting or exciting scientific news. Also response in the general media is advantageous for funding and recognition of the researcher - and such a response is easier triggered by alarming results, than by reassuring results. Whether a model is sensitive to changes in forcing and configuration is for the most part a matter of the system, but can in part be controlled by a skillful modeler.

- Models represent only part of reality; being incomplete, they are in a sense always "wrong". Climate models, as all models of "open" systems can not be verified, i.e. be demonstrated that they produced the right numbers for the right reasons. Only the consistency of the results with observations can be shown; to what extent their extrapolations to phenomena not observed so far are valid, is a matter of plausibility and subjective assessments.

- Apart of these more philosophical questions, there are some technical problems, of which the scale problem may be most important. Climate models simulate well-resolved phenomena fine, but fail for processes and patterns hardly or not resolved. "Well resolved" refers to spatial dimensions of several hundred and more kilometers, whereas "hardly or not resolved" are the Islands of Hawaii, Israel and the North Sea. On the other hand, the modeling of the detailed ecological and economical impacts of climate change requires information on small scales. Climate models do not forecast; they simulate plausible realizations of a random process; different initial conditions lead to different trajectories but identical statistics.

- Sometimes, models are criticized that they would fail to take into account all relevant processes or contain artificial "non-physical" components. An example of the former is the effect of variable solar output, for the latter the "flux correction". Whether a process is relevant or not can be tested within the logic of the models with sensitivity experiments; for instance, a sensitivity simulation with and without solar variability revealed a small influence. The critique concerning the flux

correction is exaggerated; tests using paleoclimatic conditions indicated that the flux correction would function as devised and not induce artificial signals in the simulation

Challenges for the Future

There is a number of challenges for the climate modeling community in the future; the range of processes in climate models needs to be completed - in particular with respect to biogeochemistry. They should be enabled to be simulated over longer times such as a full glacial/interglacial cycle. For that purpose they must contain modules for ice sheets and vegetation. Future climate models will also be used for the systematic interpretation and extrapolation of paleoclimatic evidence; for such "data assimilation" applications models must contain "observation models", which map model states on local climate indicators such as tree ring densities. A first approach of this sort is attempted in a Strategic Project of the Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren (HGF).

The Climate Debate – Consequences for the Energy Sector

Dr.-Ing. Jürgen Engelhard,
Direktor Forschung und Entwicklung
RHEINBRAUN AG Köln

For more than 10 years, the discussion about possible climate changes caused by so-called greenhouse gas emissions has been going on. The possible consequences - temperature rise, sea level rise, increased natural disasters - seem to be alarming; it is therefore understandable that the debate is often emotional. However, this does not do justice to the problem that requires a longterm global strategy.

Even after considerable progress in climate modelling, the status of scientific knowledge does not allow reliable forecasts of climate developments to be made. The forecasts of temperature rises have been significantly revised downward in the last 10 years. Also, the evaluation by the International Panel on Climate Change (IPCC) now as before involves uncertainties that are reflected in the summary of the 1995 IPCC Report: "Our ability to quantify the human influence on global climate is currently limited because the expected signal is still emerging from the noise of natural variability, and because there are uncertainties in key factors."

In German environmental legislation systematics, this means that we are now in the field of preventive protection and not in the field of defence. This implies that preventive climate protection measures also have to be weighed against the adverse consequences on economy and society that are associated with such measures.

The preventive protection measures taken to counteract an anthropogenic greenhouse effect are focused on emission reductions. Until the Kyoto meeting, the considerations had nearly exclusively centred round carbon dioxide, hardly a

useful restriction, as climate model calculations only indicate CO₂ as the cause of some 50 % of greenhouse gas emissions. The other 50 % are produced by CH₄, methane, N₂O and other gases. Moreover, the proposed measures are concentrated on the use of fossil fuels in the energy sector as it accounts for around 68 % of global CO₂ emissions and around 97 % of German CO₂ emissions. However, it is ultimately each individual consumer who determines the emissions through his demand for electricity, heat and mobility.

At an early stage, German industry and the energy economy have professed the prevention principle in the climate issue. In March 1995 - prior to the World Climate Conference in Berlin - several industrial associations including the chemical and electricity industry have undertaken to cut their energy consumption and greenhouse gas emissions decisively; in 1996, this declaration was concretised with the objective to curb CO₂ emissions of German industry by 20 % by 2005. Meanwhile, 19 associations have subscribed to this voluntary commitment. The Federal Government has promised in return to dispense with additional national green taxes and a heat utilization ordinance. In doing so, it fulfilled the main demand of industry which claimed that the German economy must not be placed at a disadvantage in international competition by preventive climate protection measures.

Preventive climate protection must be advanced in world-wide cadence and comply with the principles of sustainable development set up at the first World Climate Conference in Rio de Janeiro in 1992. This means that economic and social developments and environmental and climate protection are equal-ranking goals.

In 1990, the German government has defined its CO₂ reduction target as 25 % to be achieved by the year 2005. Thanks to the restructuring of Eastern German industry, in particular, a decrease of some 13 % was achieved by 1998. Research institutes forecast a decline of 17-18 % by

2005 that can be reached by justifiable measures.

The Kyoto Protocol that has meanwhile been signed by more than 50 countries and the agreements on burden sharing between the member states that are necessary in Europe require reconsidering German preventive climate protection policy with a view to the 2008/2012 deadline stipulated in Kyoto. Germany has so far committed itself within the scope of the EU burden sharing to cut the emissions of the greenhouse gases mentioned in the Kyoto Protocol (CO₂, N₂O, CH₄, HFC, PFC, SF₆) by 21 %. This presents a serious disadvantage to the German economy compared with other EU countries, as Germany alone would have to bear some 70 % of the EU-wide reduction. Therefore, the German industry and energy economy consider new negotiations to be indispensable.

Greenhouse gas emission reductions are only conceivable to be reached by three ways:

- Energy savings,
- Changeover to low-C or C-free energy sources,
- Improvement in energy efficiency.

For years now, energy saving by consumers has been a continuous process that is above all determined by improved heat protection standards and more efficient machines and vehicles. This trend will continue even if it becomes increasingly difficult to achieve success because much has already been done in the industrial area while there is still potential in the private sector.

Public discussion is focusing on the change of energy sources. The use of regenerative energies but also switching from solid and liquid fuels to natural gas are frequently claimed measures. However, it has to be borne in mind that, for reasons of price and availability, sun and wind can only play a niche role in Germany. To additionally promote consumption of natural gas, a fuel that is currently penetrating into many energy consumption areas due to its low price, by fiscal policies, e.g. by giving an eco-

tax the appropriate structure, has decisive drawbacks: The energy mix that has proved successful in ensuring our security of supply will be changed adversely, we will become more dependent on imported energy, jobs in Germany will be threatened and, over time, the strong demand will lead to price increases.

Despite the extension of natural gas consumption, the World Energy Council forecasts a rise of up to 60 % in world-wide coal consumption by the year 2020. Considered on a global scale, particular efforts made in Germany or Europe to limit coal consumption in favour of natural gas use are qualified. For preventive climate protection, it is ultimately unimportant where gas and where coal are burned. Moreover, it has to be taken into account that extraction and transport of natural gas also involve the emission of the greenhouse gas methane that is not produced in mining and using German lignite, for example. The order of the potential greenhouse effect of both energy sources is therefore comparable.

Within the scope of prevention, industry and the energy sector have to concentrate on efficiency increases. Thanks to the development activities undertaken in the last decade, the efficiency of fossil fuel-fired power plants was increased to an unexpected extent. This does not only apply to natural gas-based power generation where highest efficiencies are ensured by advanced gas/steam turbine technology. Leaps in development were also recorded for coal-fired power plants. While the 600 MW power plants units built in the Rhineland in the 60s and 70s have a net efficiency of some 36 %, 800 MW units with a net efficiency of 41-42 % have been commissioned in Eastern Germany in the last year. In Niederaußem near Cologne, a 950 unit is currently being erected that will achieve a net efficiency of more than 43 %, i.e. an increase of more than 20 %. For lignite, power plant concepts with expected future efficiencies of some 50 % are being developed.

Global and local climate change - what do models predict?

Dr. Ulrich Cubasch,
Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg

Summary: Many transient numerical experiments have been performed with a globally coupled ocean-atmosphere model simulating the present-day climate and its internal variability, the future climate influenced by the anthropogenic emissions of greenhouse gases and sulfate aerosols, as well as the variations introduced by the variability of the solar intensity. The climate models are able to realistically represent the present-day climate. The global climate will warm by about 0.35 K per decade as a consequence of an projected increase (IPCC scenario A, "business as usual") of the anthropogenic greenhouse gases. If the effect of the sulfate aerosols is taken into consideration as well, the global temperature rise is reduced to 0.25 K per decade. The warming which has been simulated as a consequence of the increased solar intensity during the last 100 years is not sufficient to explain the observed global warming.

In order to study this climate change in more regional detail, time-slice simulations with doubled horizontal resolution (T42) have been run with an atmosphere-only model. In this experimental technique the uncoupled atmosphere model is forced by the sea-surface temperature and sea-ice distribution calculated by the transient simulations with the coarse resolution globally coupled ocean-atmosphere model at the time of CO₂ doubling and tripling, and by the corresponding changed greenhouse gas concentration. It can be found with this technique that the near surface temperature changes significantly; the precipitation, however, does not change significantly under future enhanced greenhouse gas conditions.

Introduction

About 65 % of the energy coming from the sun is absorbed by the atmosphere, the oceans and the surfaces; the rest is reflected into space. The tropical latitudes absorb more solar energy than the polar latitudes. In the earth climate system, this differential heating is balanced by atmospheric and oceanic circulation, which transport heat from the tropical

belts to the poles. In a long term average, the amount of solar energy absorbed by the earth is radiated into space, i.e. the earth is in radiative balance. Perturbations of this balance - for example, by a changed solar radiation or by changes to the emission of longwave radiation due to an enhanced concentration of greenhouse gases- lead to changes in the energy balance and thus influence the climate.

One anthropogenic perturbation is generated by the emission of CO₂ and other greenhouse gases as a result of the burning of fossil fuel. Additionally, mankind influences the climate by sulfate aerosols which are indirectly generated by the burning of fossil fuels as well. These additional aerosol particles reflect the solar radiation ("direct effect") and influence the formation of clouds and reflective properties of clouds ("indirect effect").

The impact of the anthropogenic greenhouse gas emissions as well as the influence of the direct effect of the sulfate aerosols on the climate has been simulated with a globally coupled ocean-atmosphere model. The results of these simulations are described below.

Energy emitted by the sun varies at the top of the atmosphere by ca. 0.1 % with a period of about 11 years, and with longer periods of around 80 years by an amplitude of 0.3 %. The question has been raised as to what extent the global warming observed during the last decades can be attributed to the increase of solar radiation.

A number of studies have been carried out to predict regional climate changes. These studies have attracted much criticism, since it was felt that the model resolution was too coarse and the model performance was too poor to allow for a regional interpretation of the results [1, 2, 3]. Various techniques are currently being employed to overcome this problem. Statistical downscaling methods [1] use an empiric statistical relationship between large-scale circulation patterns, which are reliably simulated by climate models, and regional climate; this relationship

onship is used for predicting regional climate change. In this case it is assumed that the empirical relationship also holds for a changed climate. Dynamical regional high resolution models have been nested into global models; see: [4, 5, 6]. These regional models have the advantage that affordable very high resolution simulations can be performed for a certain region of interest for a particular time, but have the disadvantage that they are currently coupled only one way, i.e., an interaction of the regional scale with the global scale is not possible. They therefore act only as a high resolution interpreter of the coarse information fed in at the boundaries. An alternative strategy using dynamical models is the so-called "time slice" method using a global atmosphere model, which will be discussed later.

Anthropogenic Climate Change (2)

Starting with the conditions of the year 1880, many simulations have been performed with the coupled global ocean-atmosphere model. They have been carried out up to the year 2050, with (CO₂+aerosol) and without (CO₂-only) consideration of the direct (albedo) effect of the sulfate aerosols [7]. All simulations have been performed with the version ECHAM3/LSG of the Hamburg climate model [8, 9, 10, 11] with a resolution of T21 (around 5.6°). The emissions of greenhouse gases and aerosols for the historic period until now have been prescribed according to observations. For future evolution of the greenhouse gas concentrations, the IPCC scenario A [12] has been used. The direct effects of the aerosol concentration have been introduced in the climate model in the form of an enhanced effective surface albedo (Fig. 1).

Figure 2 shows the temporal evolution of the global mean of the near-surface temperature for the CO₂+aerosol, the CO₂-only experiment, and the observations [13]. The model curve and the observations run parallel until about 1970. This means that the model is capable of reproducing the observed temperature and that the direct aerosol effect did not have much effect during the first dec-

ades of this century. From the seventies onwards, the experiment CO₂-only shows a temperature rise of 0.35 K per decade and the CO₂+aerosol experiment, about 0.25 K per decade. The curve representing the observations runs between the curve of the CO₂+aerosol experiment and the CO₂-only experiment. The equivalent simulations of the Hadley Center [14] and of other coupled models give comparable temperature rises [15].

The regional change of the near-surface temperature averaged for the years 2041 to 2049 for the CO₂+aerosol experiment and the CO₂-only experiment is shown in Figure 3. Particularly in the CO₂-only experiment, one finds the strongest warming over the land areas and the polar latitudes. The impact of aerosols is particularly visible in the northern hemisphere where the main sources of aerosols can be found. The influence of aerosols on the Indian monsoon circulation is remarkable. While most model simulations show an increase of the summer monsoon [12, 15] if aerosols are not taken into consideration, the aerosol experiment shows rather a decrease of the monsoon circulation and of the precipitation over India. The reason for this increase is that the strong increase of sulfate aerosols over India and China (Fig. 1) which has been assumed in the IPCC scenario leads to a cooling of the Tibetan plateau and diminishes the monsoon circulation [16], because of a reduced temperature contrast between the Indian Ocean and the Tibetan Plateau.

Solar Induced Climate Variability

The potential role of the variations of solar radiation on climate has been discussed for a long time. In particular, the 11-year cycle in which solar radiation varies by about 0.1 % has been the focus of a number of studies [c.g. 17, 18, 19, 20]. The strength of solar radiation has a larger amplitude in the longer periods, which might be responsible for larger and longer periodic climate changes. In recent years a number of new estimates of solar radiation have been derived through models of the sun which, on a time scale of centuries, give variations of 0.24 - 0.30 % [21, 22]. The effects of the

variation of solar intensity on climate have been simulated with a coupled ocean-atmosphere model. For this study the same ECHAM3/LSG model with a resolution of T21 and 19 layers in the vertical has been used, as in similar the climate change experiments described above.

Three experiments have been carried out; The first is a so-called control simulation over 500 years with fixed solar radiation of 1365 W/m^2 . Two model simulations have been performed with estimated variability of solar radiation from the year 1700 until the year 1992 as input parameter. The solar intensity at the top of the atmosphere has been prescribed according to the estimates of [15]. These estimates of the solar variability have been normalized so that the mean of variable solar radiation equals one of the control experiments. Both solar experiments differ by being started from different points of the control experiment. This has been done to eliminate the effect of the climate drift of the control experiment and to estimate the influence of natural variability in comparison to the induced variability by the solar constant (see [23]).

The change of the near-surface temperature as a consequence of the changes in solar radiance is shown in Figure 4. Variations of solar variability of about 5 W/m^2 at the top of the atmosphere generate temperature changes in the order of 0.5 K in the global near-surface temperature. Comparing this value with the greenhouse effect, one has to realize that a change of the solar irradiance by about 5 W/m^2 is reduced to 0.8 W/m^2 by geometrical effects (projection of one hemisphere of the globe) and by the planetary albedo. Therefore, only 16 % of this value actually reaches the ground, i.e., ca. 0.8 W/m^2 compared to 2.4 W/m^2 for the anthropogenic effect by a doubling of the present-day atmospheric CO_2 .

The model reacts faster to a weakening of the solar irradiation than to an increase. This can be attributed to a strong non-linear ice albedo feedback, which

has been found in other simulations as well [24, 25]. The simulated warming during the last 100 years (1893-1992) with $0.2 \pm 0.04 \text{ K}$ represents only one-third of the observed long warming of $0.53 \pm 0.07 \text{ K}$. During the last thirty years (1963-1992) the increasing solar radiation (2.3 W/m^2) causes the model to simulate a temperature rise of $0.16 \pm 0.08 \text{ K}$, compared to $0.54 \pm 0.11 \text{ K}$ for the observed global warming via greenhouse gases alone or by $0.4 \pm 0.12 \text{ K}$ in the observations.

The variability of the modeled climate is raised by the introduction of variability of the solar irradiance particularly in a period range of longer than 50 years. On the other hand, the 11-year cycle found in the solar radiance cannot be identified in the model simulations. This might be caused by the poor parametrization of the physical processes in the stratosphere and by the fact that the vertical resolution in the stratosphere is too coarse to respond adequately to the 11-year cycle.

The spatial distribution of the regression between solar variability and temperature change for the average of both experiments is displayed in Figure 5. In the higher latitude of both hemispheres the natural variability is so weak that a significant connection between the variation of the solar radiation and the temperature change cannot be identified. On the whole, the ocean areas respond to a change of solar radiation less than do land regions, because of the larger thermal inertia of the water masses. In this respect the greenhouse gas simulations and the solar variability simulations give a comparable result.

If one separates the response pattern for land and sea and analyzes additionally the seasons separately, one finds that at least in summer in the Northern Hemisphere the patterns from the greenhouse gas experiments and from the solar variability experiments are quite different over the oceans.

In the troposphere, the atmosphere reacts to the increased solar radiation similar to the findings of the greenhouse gas experiments, i.e. with a warming of

the troposphere with a maximum in the upper tropical troposphere. In the stratosphere, on the other hand, one finds that the solar variability experiments simulate a warming while the greenhouse gas experiments display a cooling. This cooling has been observed.

Simulation of the Regional Climate Change

The so called "time slice" method has been developed to simulate climate change on a regional scale with dynamical models. In this technique, the high resolution atmosphere model (T42, i.e. a Gaussian grid of 2.8°) is forced by the sea surface temperature (SST), and sea ice distribution is taken from a transient simulation with a coarse resolution (T21, i.e. a Gaussian grid of 5.6°), and globally coupled ocean-atmosphere model at the point of CO_2 doubling ($2\cdot\text{CO}_2$) and tripling ($3\cdot\text{CO}_2$), and by the changed greenhouse gas concentration. This method has the advantage that the model can be integrated for several decades around the time of interest to give a large statistical sample of the changed climate similar to equilibrium experiments with mixed-layer models. Additionally, it has a more credible distribution of the SST than the mixed layer models.

The model (version ECHAM3) simulates in most regions the annual mean temperature climatology realistically with deviations rarely exceeding 3 K and with a realistic phase of the seasonal cycle. In some regions, however, the model deviations are larger than the simulated change for the climate change scenarios (Fig.6).

The weaker forcing of the $2\cdot\text{CO}_2$ experiment does not allow the changes to emerge as clearly as in the $3\cdot\text{CO}_2$ experiment. A change in the seasonal cycle is frequently not yet visible in the $2\cdot\text{CO}_2$ experiment, but it becomes distinct in the $3\cdot\text{CO}_2$ experiment. The temperature change for the $2\cdot\text{CO}_2$ experiment is only 30 % to 40 % of the change of the $3\cdot\text{CO}_2$ experiment ("cold start"). A comparison with mixed-layer model results shows that the $3\cdot\text{CO}_2$ experiments resemble the results of the equilibrium

$2\cdot\text{CO}_2$ experiments rather than the $2\cdot\text{CO}_2$ time-slice runs.

The precipitation is simulated very poorly, and changes due to the increase of CO_2 can hardly be separated from the natural variability. The daily temperature contrast decreases over wide areas of the globe with the exception of Central and Southern Europe. The intense precipitation increases over many regions of the globe, particularly the tropics. In the mid-latitudes a general trend to longer dry spells emerges [26, 27].

Summary and conclusions

With the global coupled ocean-atmosphere model ECHAM3/LSG a number of simulations have been performed which simulate the present-day climate and its internal variability, the future climate under the influence of anthropogenic emissions of greenhouse gases and sulfate aerosols (only the direct effect), as well as the variations of solar intensity.

The coupled model is capable of simulating the present-day climate realistically. Because of the anthropogenic increase of greenhouse gases, the global climate will warm by about 0.35 K per decade for the IPCC scenario A ("business as usual"). If the direct effect of sulfate aerosols is taken into account as well this rise is reduced to 0.25 K per decade. However, sulfate aerosols should not be considered as a feasible measure against the warming greenhouse gases because they are, for example, responsible for "acid rain"

The results of two simulations in which the variation of solar irradiance has been prescribed show that the near-surface temperature is influenced by the long periodic variations of solar radiation and that temperature variations of up to 0.5 K are induced. The size of the warming which is modeled as a response to the recently observed increase of solar radiation years is not sufficient to explain the observed global warming completely.

The time-slice method provides means of assessing the regional climate change

with higher resolution and with a statistical sufficient sample, because it operates at an equilibrium state. The temperature significantly changes regionally at doubling and tripling of the atmospheric CO₂ concentrations, while the precipitation changes are less clearly determined or, are not statistically significant. It has to be stressed that the time-slice experiments do not yet take the direct effect of aerosols into consideration, not because this effect is not important but because, due to limitations of the computing resources, they have not yet been run.

Acknowledgments

The authors thank K. Hasselmann, L. Bengtsson, and E. Roeckner for scientific support during this project. The aerosol data have been provided by the Meteorological Institute of the University of Stockholm. The calculations had been carried out by A. Hellbach and J. Waszkewitz; I. Jarchau typed the manuscript. The simulations have been sponsored by the Ministerium für Bildung, Wissenschaft Forschung und Technologie (BMBF), the Max-Planck-Gesellschaft, and the European Commission (EVSU-CT92-0123; ENV4-CT95-0102).

References

- [1] v. Storch, H., M. Zorita and U. Cubasch, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime.- *J. Climate*, 6, 1161-1171.
- [2] Grotch, S.L. & M.C. MacCracken (1991): The use of general circulation models to predict regional climate change.- *J. Climate*, 4, 286-303.
- [3] Wigley, T.M.L., P.D. Jones, K.R. Briffa & G. Smith (1990): Obtaining subgrid scale information from coarse-resolution general circulation model output.- *J. Geophys. Res.* 95: 1943-1953.
- [4] Giorgi, F. (1990): Simulations of regional climate using limited-models nested in a general circulation models.- *J. Climate* 3: 941-963.
- [5] Giorgi, F. & L. Mearns (1991): Approaches to the simulation of regional climate change: A review.- *J. Geophys. Res.* 29: 191-216.
- [6] Mearns, L.O., F. Giorgi, M. McDaniel & C. Shields (1995): Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climate model: comparison with observations and doubled CO₂ results.- *Global Planet. Change* 10: 55-78.
- [7] Cubasch, U., G.C. Hegerl & J. Waszkewitz (1996): Prediction, detection and regional assessment of anthropogenic climate change.- *Geophysica* 32: 77-96.
- [8] Voss, R., R. Sausen & U. Cubasch (1998): Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG.- *Climate Dynamics* 14: 249-266.
- [9] Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B.D. Santer, & R. Sausen (1992): Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model.- *Climate Dynamics* 8: 55-69.
- [10] Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz and K. Hasselmann, 1993: Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing.- *J. Phys. Oceanography* 23: 731-757.
- [11] Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert & M. Windelband, (1992): Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: impact of model physics and resolution.- Report No. 93, Max-Planck-Inst. Meteorologie, Hamburg.
- [12] IPCC (1990): Climate change: The IPCC scientific assessment.- J.T. Houghton, G.J. Jenkins & J.J. Ephraums (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 364 pp.
- [13] Jones, P.D. & K.R. Briffa (1992): Global surface air temperature variations during the twentieth century: Part 1, spatial, temporal and seasonal details.- *The Holocene* 2: 165-179.
- [14] Mitchell, J.F.B., T.C. Johns, J.M. Gregory & S.B.F. Tett (1995): Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulfate aerosols.- *Nature* 376: 501-504.
- [15] IPCC (1996): Climate change 1995 - The science of climate change.- J. Houghton, L. Meira Filho, B.A. Callendar, N. Harris, A. Kattenberg & K. Maskell (Eds.), Cambridge University Press, 572 pp.
- [16] Lal, M., U. Cubasch, R. Voss & J. Waszkewitz (1995): Effect of transient increase of greenhouse gases and sulfate aerosols on Monsoon climate.- *Current Science* 69: 752-762.
- [17] Wigley, T.M.L. & P.M. Kelly (1990): Holocene climate change, ¹⁴C wiggles and verification in solar irradiance.- *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)*, A330: 547-560.
- [18] Reid, G.C. (1991): Solar irradiance variations and the global sea surface tempera-

- ture record.- *J. Geophys. Res.* 96: 2835-2844.
- [19] Crowley, T.J. & K.-Y. Kim (1996): Comparison of proxy records of climate change and solar forcing.- *Geophys. Res. Lett.* 23: 359-362.
- [20] Labitzke, K. & H. van Loon (1995): Connection between the troposphere and stratosphere on a decadal scale.- *Tellus* 47A: 275-286.
- [21] Hoyt, D.V. & K.H. Schatten (1993): A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992.- *J. Geophys. Res.* 98: 18895-18906.
- [22] Lean, J., J. Beer & R. Bradley (1995): Reconstruction of solar irradiance since 1600: Implications for climate change.- *Geophys. Res. Lett.* 22: 3195-3198.
- [23] Cubasch, U., G.C. Hegerl, R. Voss, J. Waszkewitz & T.C. Crowley (1997): Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate.- *Climate Dynamics* 13: 757-767.
- [24] Spelman, M.J. & S. Manabe (1984): Influence of oceanic heat transport upon the sensitivity of a model climate.- *J. Geophys. Res.* 89: 571-586.
- [25] Manabe, S., R.J. Stouffer, M.J. Spelmann & K. Bryan (1991): Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂: I. Annual mean response.- *J. Climate* 4: 785-818.
- [26] Cubasch, U., J. Waszkewitz, G.C. Hegerl & J. Perlwitz (1995): Regional climate changes as simulated in time-slice experiments.- *Climatic Change* 31: 273-304.
- [27] Cubasch, U., H. von Storch, J. Waszkewitz & E. Zorita (1996): Estimates of climate change in Southern Europe using different downscaling techniques.- *Climate Research* 7: 129-149.

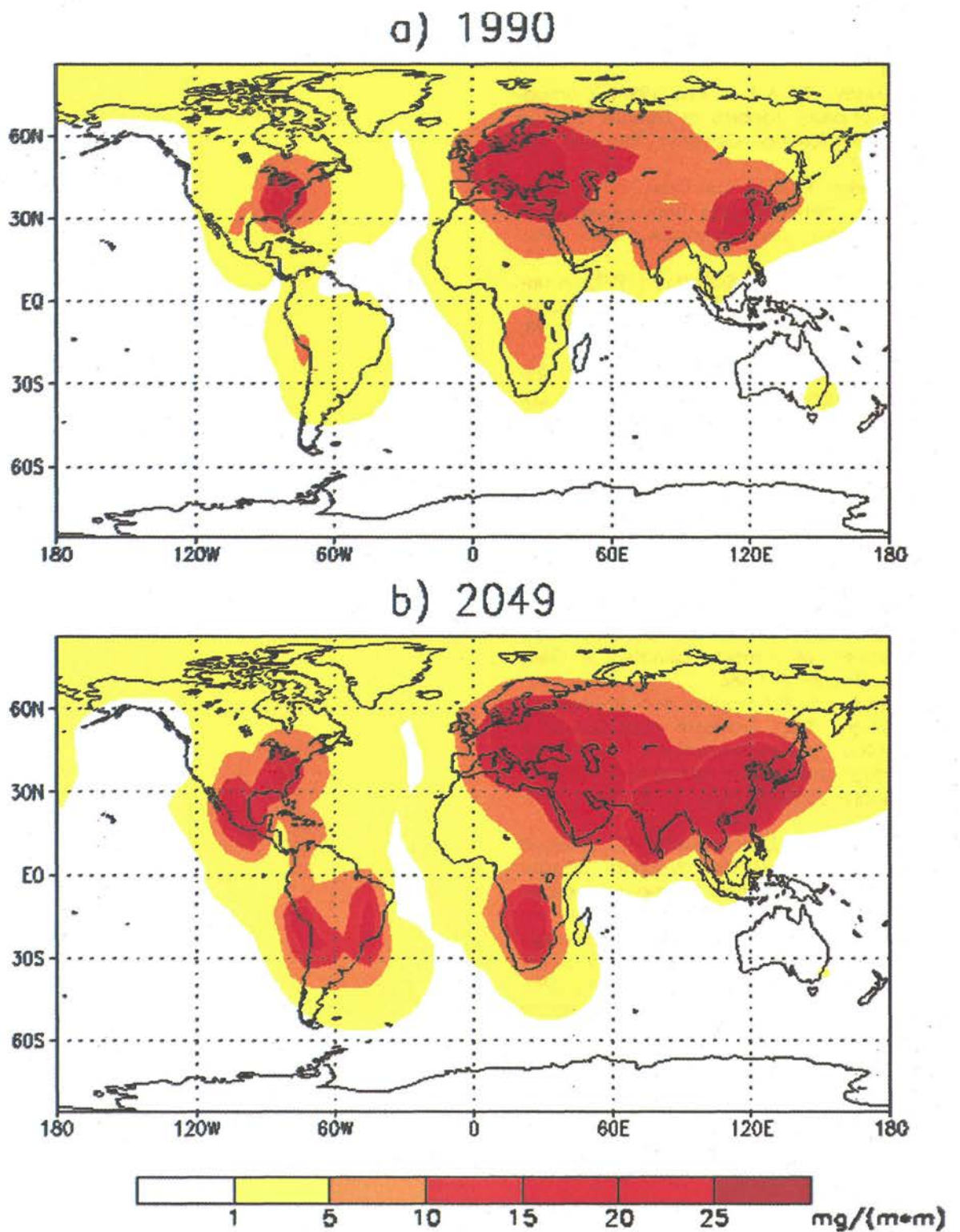


Fig. 1: The sulfate aerosol loading for the decade 1981-1990 (top) as well as for the decade 2040-2049 (bottom) [mg/m^2]; source: [7].

Abb. 1: Die Sulphat-Aerosol-Verteilung für das Jahrzehnt 1981-1990 (oben) sowie für das Jahrzehnt 2040 bis 2049 (unten) [mg/m^2]; nach [7].

Change of 2m Temperature [K]

5 Year Running Mean Global Mean

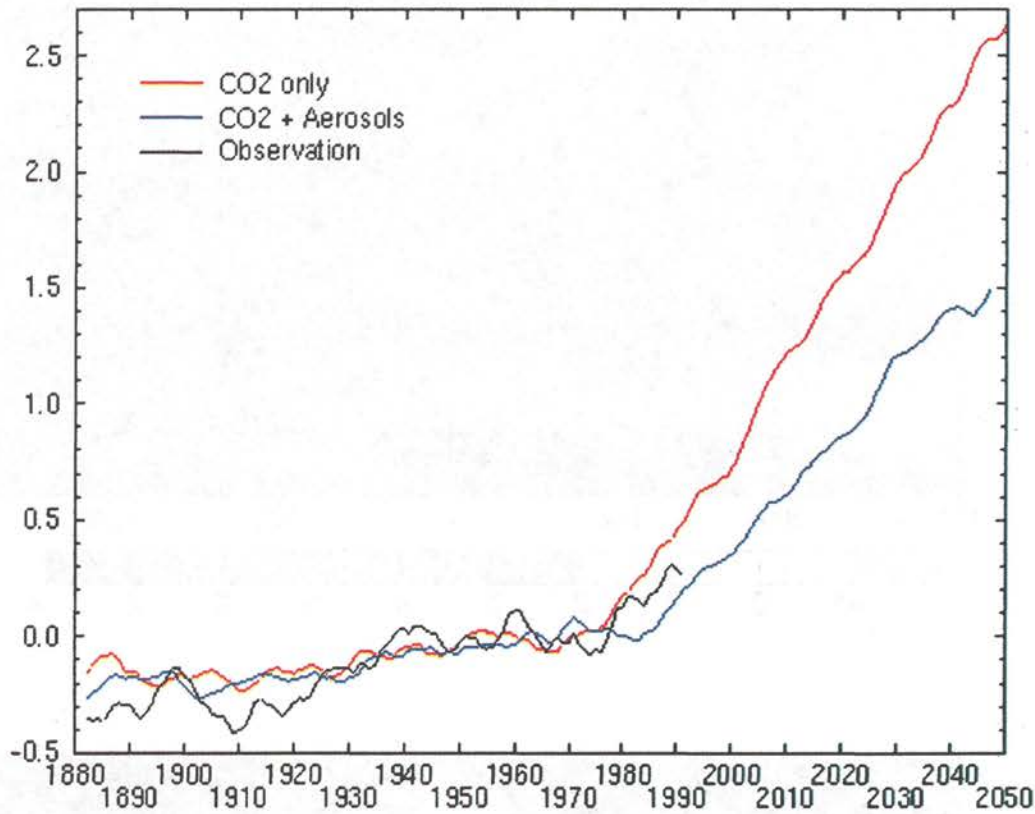


Fig. 2: The temporal evolution of the average of the near-surface temperature in the experiments with consideration of CO₂ effect alone (dotted), for the aerosol experiment (dashed; average from two experiments) as well as for the observations (solid line). On the x-axis one can find the years, on the y-axis the relative temperature change against the average temperature of the years 1951 to 1980. Source: [7].

Abb. 2: Die zeitliche Entwicklung der mittleren bodennahen Lufttemperatur für das Experiment zum Treibhauseffekt (punktirt), für das Experiment mit Treibhausgasen und Sulphat-Aerosolen (gestrichelt) sowie für die Beobachtung (durchgezogen). x-Achse: Jahre; y-Achse: die relative Temperaturänderung gegenüber dem Zeitraum 1951-1980; nach [7].

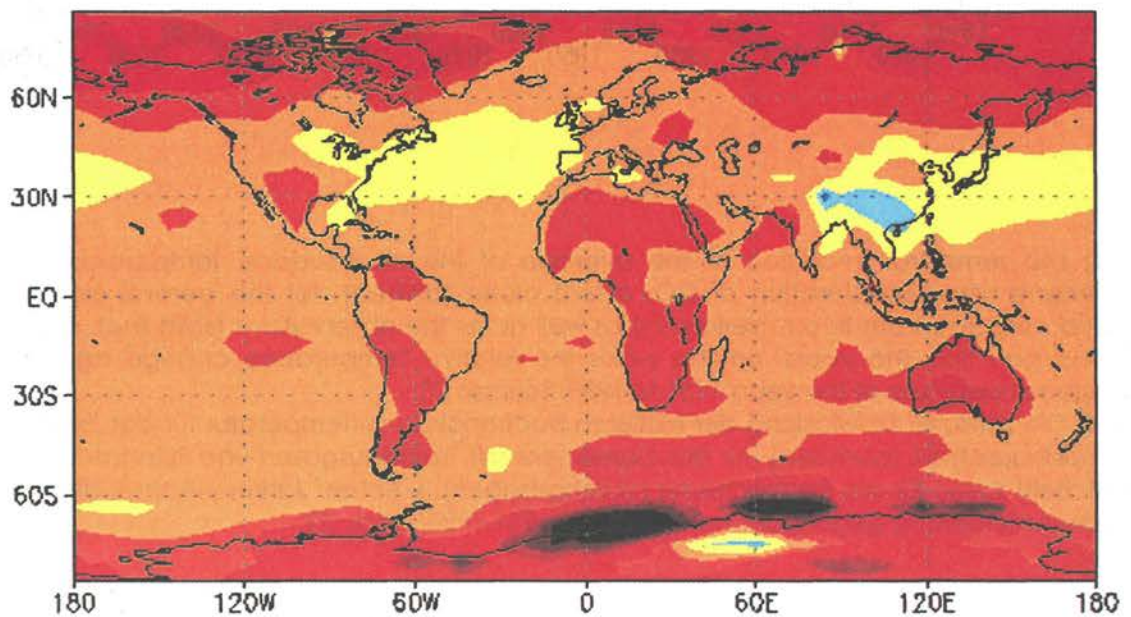
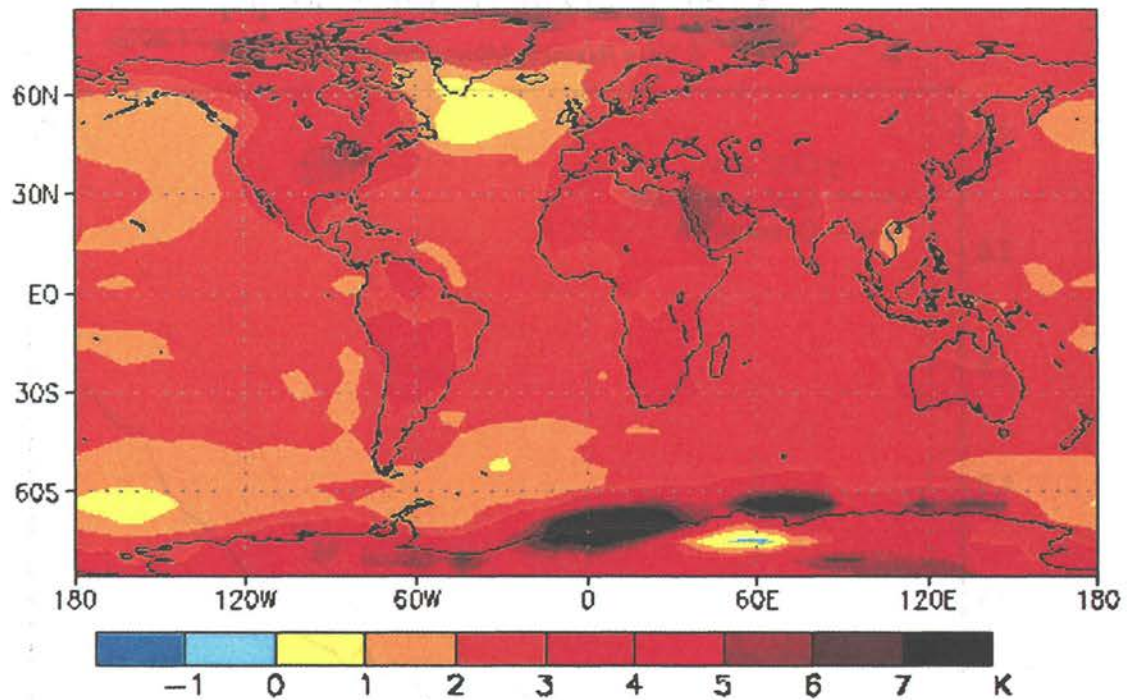


Fig. 3: The change of the near-surface air temperature in the experiment without (top) and with (bottom) consideration of the sulfate aerosol effect in the annual mean for the decade 2040-2049 in comparison to the first decade of the experiment 1880-1889. Source: [7].

Abb. 3: Die Änderung der bodennahen Lufttemperatur in dem Experiment mit den Treibhausgasen (oben) sowie in dem Experiment mit Treibhausgasen und Sulphat-Aerosolen (unten) als Änderung für das Jahrzehnt 2040-2049 im Vergleich zu den Jahrzehnt 1880-1889; nach [7].

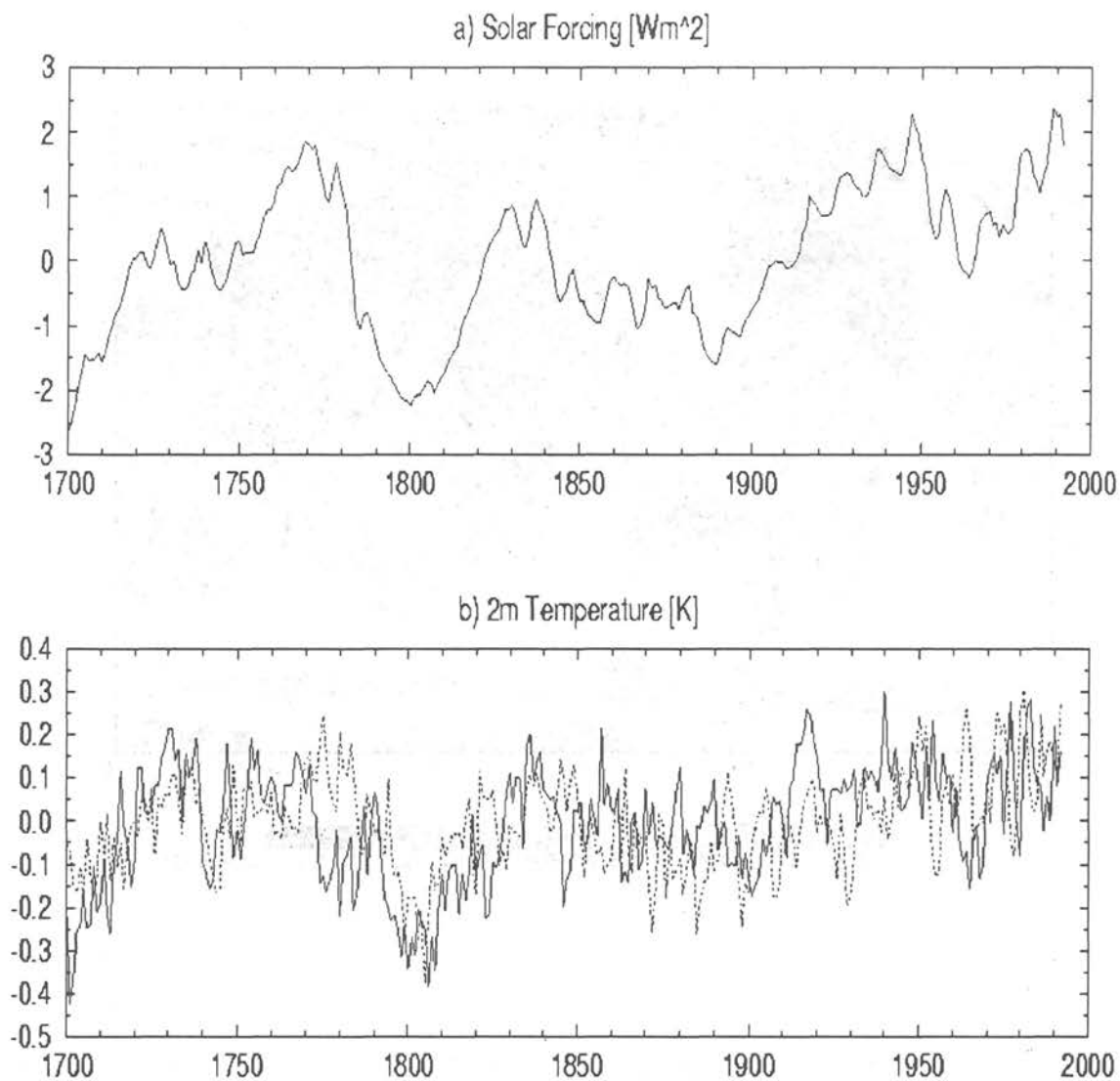


Fig. 4: a) Temporal evolution of the solar irradiance after [15]), normalized to an average value of 1365 W/m^2 , b) Change of the global average near-surface temperature by the variation of the solar irradiance for both experiments (x-axis: year; y-axis, top: solar irradiance in W/m^2 , below: temperature change in K). Source: [23].

Abb. 4: a) Die zeitliche Entwicklung der Sonneneinstrahlung nach [15]), normiert auf einen Wert von 1365 W/m^2 , b) die Änderung der bodennahen Lufttemperatur durch die Variation der Sonneneinstrahlung für zwei Experimente. (x-Achse: Jahr; y-Achse, oben: Sonneneinstrahlung in W/m^2 , unten: Temperaturänderung in K); nach [23].

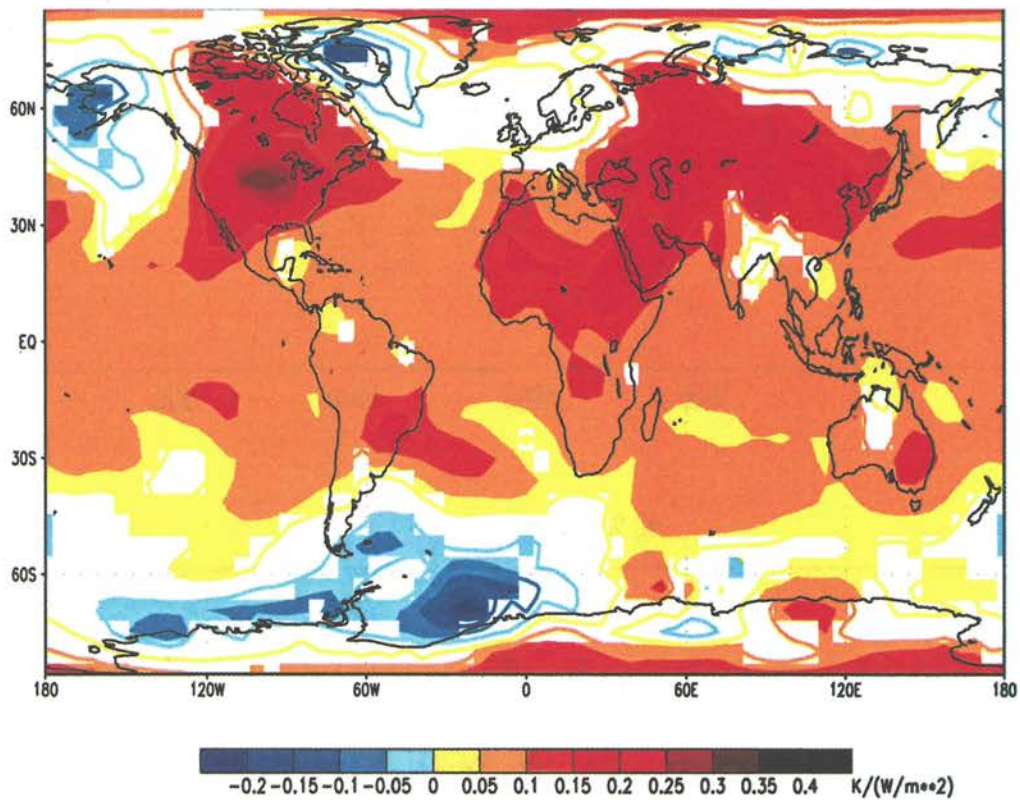


Fig. 5: The pattern of the horizontal climate change in the near-surface temperature which is caused by changes in solar variation. White areas indicate regions which are not significant. Source: [23].

Abb. 5: Das Muster der durch Schwankungen in der Sonnenintensität erzeugten Temperaturvariationen. Weiße Flächen sind Gebiete mit nicht-signifikanter Änderung; nach [23].

2m Temperature

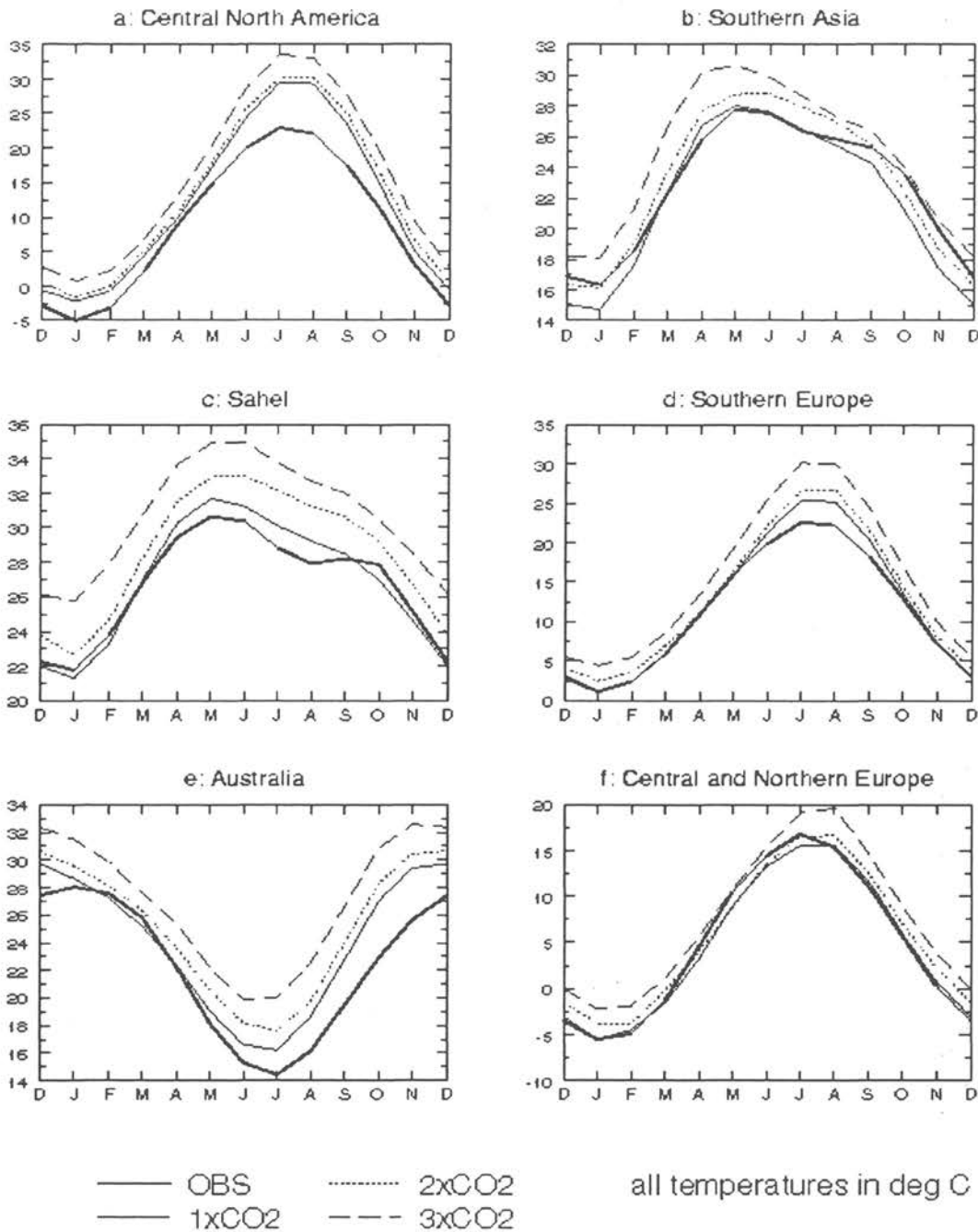


Fig. 6: The annual cycle of the near surface temperature [°C] for the observations, the control, 2•CO₂ and 3•CO₂ integrations for the five IPCC 1990 regions, and Central and Northern Europe. Source [7].

Abb. 6: Der Jahresgang der bodennahen Lufttemperatur [°C] für die Beobachtung, das Kontrollexperiment (control), das CO₂-Verdopplungs (2•CO₂) und das CO₂-Verdreifachungsexperiment (3•CO₂) für die fünf IPCC 1990 Gebiete sowie Zentral- und Nordeuropa; nach [7].

