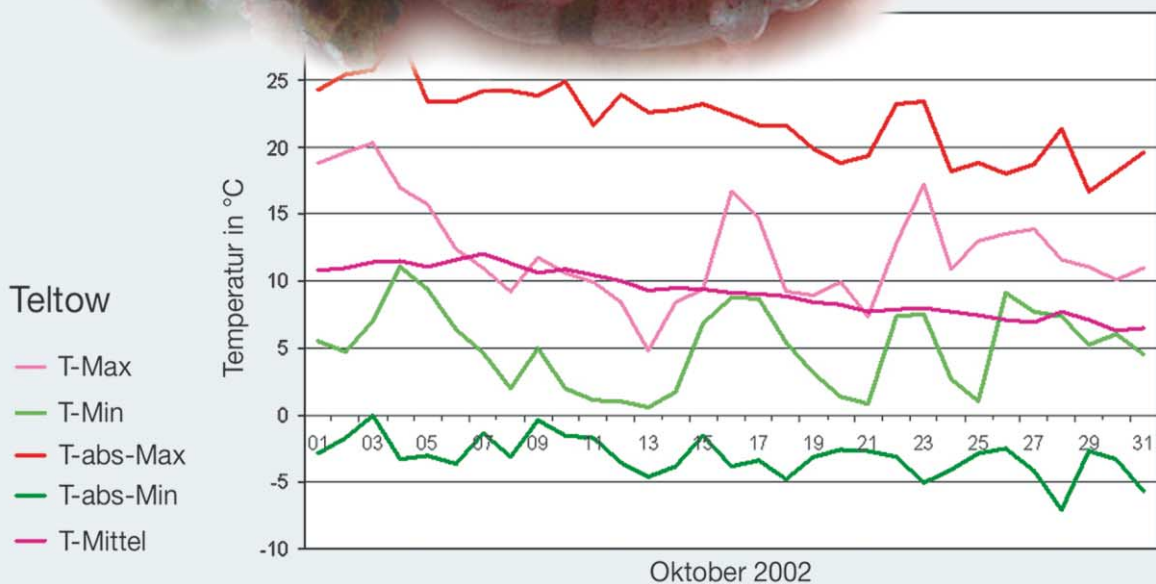


Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

Teil II: Modellierung natürlicher Klimaschwankungen



R. SCHNUR, G. HEGERL

16 Geben die gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodelle die natürliche Klimavariabilität wieder?

1 Einleitung

In den vorangegangenen Kapiteln wurden verschiedene Aspekte der Modellierung der Atmosphäre und des Ozeans mittels komplexer und einfacher numerischer Modelle diskutiert. Das Gesamtsystem Klima, das aus diesen und anderen Teilsystemen besteht, unterliegt auch ohne externe Einflüsse natürlichen Schwankungen, die durch (zum Teil nichtlineare) Wechselwirkungen zwischen diesen Komponenten verursacht werden. Zum Beispiel verwandelt der Ozean durch seine thermische Trägheit kurzfristige Wetterveränderungen in der Atmosphäre in langfristige Klimaschwankungen um (HASSELMANN 1976). Um das Klimasystem zu simulieren, ist es daher notwendig, nicht nur die einzelnen Komponenten, sondern auch die gegenseitigen Wechselwirkungen mittels gekoppelter Modelle zu modellieren. Auch externe Einflüsse können nicht ohne Betrachtung des Gesamtsystems beschrieben werden.

Historisch gesehen wurden zunächst die Atmosphäre (mit stark vereinfachten Modellen der Landoberfläche) und der Ozean gekoppelt. Ergänzt durch die MeereisKomponente bildet dieses gekoppelte Modellsystem auch heute noch die Basis für die Klimaänderungsexperimente über längere Zeiträume, mit denen der Einfluss des Menschen auf das Klima untersucht werden (z. B. HOUGHTON et al. 1996, 2001). Es wird erst in den letzten Jahren zunehmend daran gearbeitet, weitere Teilkomponenten zu implementieren (Eisschilde, Biosphäre, Kohlenstoffkreislauf, Modelle der atmosphärischen Chemie), die dann, auch bedingt durch die höheren zur Verfügung stehenden Rechenkapazitäten, in naher Zukunft für komplexere Fragestellungen bezüglich des gekoppelten Klimasystems mit berücksichtigt werden können. Zum Beispiel ermöglicht erst die Einbeziehung der dynamischen Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Vegetation die umfassende Untersuchung der Auswirkungen von historischen und zukünftigen Landnutzungsänderungen auf das Klima (s. auch Kapitel 18 in diesem Heft und Kapitel 26 im nächsten Heft). Außerdem werden versuchsweise Atmosphärenmodelle mit gut aufgelöster Stratosphäre entwickelt und angewandt. Man vermutet, dass damit die Auswirkungen des anthropogenen Antriebs auf die Dynamik in der höheren Atmosphäre, z. B. auf die Stärke des nordhemisphärischen polaren Wirbels, zuverlässiger simuliert werden können (SHINDELL et al. 1999).

Für jede glaubhafte Klimavorhersage ist es notwendig, zunächst die Brauchbarkeit der Modelle anhand von Simulationen des „ungestörten“ Klimas zu demonstrieren, und zwar auf allen Zeitskalen von Monaten bis hin zu Hunderten von Jahren. Klimamodelle sollten typische Ausprägungen von natürlicher Klimavariabilität, z. B. El Niño, richtig simulieren, siehe dazu Kapitel 17 in diesem Heft. Dazu gehört, dass das räumliche Muster z. B. der Temperaturänderung bei El Niño und dessen zeitliche Ausprägung (Länge, Stärke und

Häufigkeit von Ereignissen) mit Beobachtungen übereinstimmt. Weiterhin sollte die Klimaantwort auf El Niño-Ereignisse im tropischen Pazifik weltweit mit Beobachtungen übereinstimmen (sogenannte „Teleconnectionen“). Genauso wie El Niño sollten auch andere natürliche Klimaschwankungen von Modellen richtig simuliert werden. Nur wenn das im großen und ganzen der Fall ist, ist zu erwarten, dass die Stärke z. B. von Schwankungen in der globalen mittleren Temperatur durch intern verursachte Klimavariabilität und Klimaänderung korrekt simuliert wird.

Außer für einen solchen „Glaubwürdigkeitstest“ der Klimamodelle sind gute Abschätzungen der natürlichen Klimavariabilität auch für den Nachweis einer menschlich verursachten Klimaveränderung von entscheidender Bedeutung. Das Ziel solcher Nachweisstudien ist es, den statistischen Beweis dafür zu erbringen, dass die in den letzten Jahrzehnten beobachtete globale Klimaerwärmung stärker ist, als das allein als Folge natürlicher Schwankungen zu erwarten wäre. Dies ist also ein klassisches Problem der Trennung von Signal (der beobachteten Erwärmung) und Rauschen (der natürlichen Klimavariabilität). Das Signal ist aus Beobachtungsdaten der letzten Jahrzehnte relativ gut bekannt. Für eine statistisch robuste Behandlung des Rauschens sind jedoch sehr lange Klimazeitserien notwendig, um eine hinreichend große Stichprobenanzahl zu liefern und um ausschließen zu können, dass man mit der Erwärmung z. B. der letzten 30 oder 50 Jahre lediglich einen Ausschnitt einer sehr langwelligen natürlichen Schwankung sieht. Es wäre am besten, wenn dafür lange, zuverlässig beobachtete instrumentelle Zeitserien zur Verfügung stünden. Allerdings sind nur für die Oberflächentemperatur, mit Einschränkungen auch für Niederschlag und Luftdruck, an der Erdoberfläche Beobachtungszeitserien verfügbar, die zumindest einige Information für natürliche Klimavariabilität auf Zeitskalen über mehrere Jahrzehnte liefern. Ein weiteres Problem ist die mangelnde räumliche Dichte der Daten; die meisten dieser Datensätze dokumentieren nur einen Teil der Erdoberfläche. Außerdem repräsentieren die Beobachtungsdaten nur bedingt natürliches Klimarauschen, da sie ja schon den anthropogenen Einflüssen ausgesetzt waren und somit das Rauschen mit dem Signal kontaminiert ist. Versuche, dieses anthropogene Signal vor der Auswertung beobachteter Klimavariabilität abzuziehen, unterliegen Unsicherheiten in unserem Wissen über die Stärke und Struktur des Signals (HEGERL und JONES 1998). Folglich sind instrumentelle Beobachtungsdaten nur bedingt zur Abschätzung natürlicher Klimavariabilität zur Modellvalidierung auf längeren Zeitskalen bzw. für den Klimaänderungsnachweis geeignet.

Eine weitere Informationsquelle zur Beschreibung natürlicher Klimavariabilität sind Paläo-Rekonstruktionen. Zum Teil werden solche Rekonstruktionen aus langen historischen

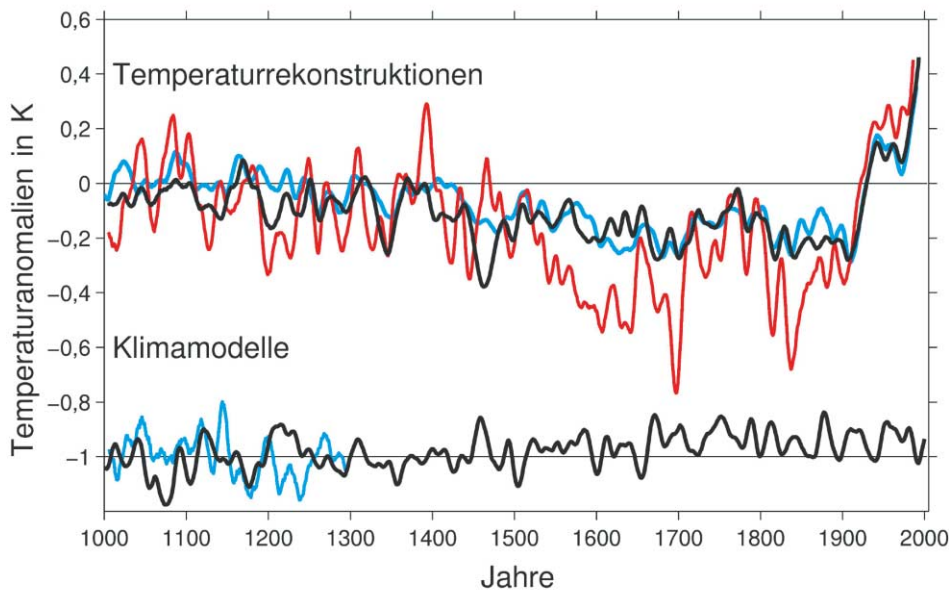


Abb. 16-1:

Vergleich von Rekonstruktionen der mittleren Temperatur der Nordhalbkugel (oben) mit der Variabilität in langen Kontrollläufen gekoppelter Klimamodelle (unten, aus Darstellungsgründen um 1 K nach unten versetzt). Die Proxy-Rekonstruktionen nach MANN et al. (1998; durchgezogene Linie) und CROWLEY und LOWERY (2000; gestrichelte Linie) stellen Jahresmittelwerte der Temperatur dar, die nach JONES et al. (1998; gepunktete Linie) Sommertemperaturen. Die Daten aus dem ECHAM3/LSG Modell (durchgezogen) und dem ECHAM4/OPYC3 Modell sind Jahresmittelwerte der Nordhalbkugeltemperatur. Alle Daten wurden durch einen Tiefpassfilter, der Variabilität auf der Zeitskala von weniger als einem Jahrzehnt unterdrückt, geglättet. Beim Vergleich von Modell- und Proxydaten ist zu bedenken, dass ein Teil der Variabilität in Proxydaten durch externe natürliche Klimantriebe verursacht wird (z. B. Vulkanausbrüche), die in Modell-Kontrollsimulationen fehlen.

Messreihen (z. B. aus Mittelengland) oder aus phänomenologischen Aufzeichnungen über Wetterbeobachtungen oder Blütezeiten (z. B. aus China oder Japan) gewonnen. Weitere indirekte („proxy“) Daten beruhen auf der Breite oder Dichte von Baumringen oder auf geochemischen Messungen von Korallen- oder Eisbohrkernen. Aus solchen Daten wurden von mehreren Arbeitsgruppen Rekonstruktionen der Temperaturentwicklung über der nördlichen Hemisphäre entwickelt. Daten für die Südhemisphäre sind bisher zu spärlich, um eine Rekonstruktion der südhemisphärischen Mitteltemperatur zu erlauben. Neueste Rekonstruktionen gehen bis zu 1000 Jahre zurück und haben eine jährliche Auflösung, manche versuchen sogar, lokale Temperaturmuster zu rekonstruieren (z. B. JONES et al. 1998; MANN et al. 1998; CROWLEY und LOWERY 2000).

Das obere Bild in Abb. 16-1 zeigt einen Vergleich von drei Rekonstruktionen, die aus sehr verschiedenen Ansätzen gewonnen wurden. Die Rekonstruktionen stimmen darin überein, dass der Temperaturanstieg im 20. Jahrhundert ungewöhnlich ist. Allerdings zeigen die Daten auch einige Unterschiede, z. B. in der Stärke interdekadischer Variabilität im vorindustriellen Zeitraum. Ein Teil dieser Unterschiede lässt sich durch verschiedene Eigenschaften der Rekonstruktionen erklären: JONES et al. (1998) rekonstruierten Sommertemperaturen, während die anderen beiden Datensätze Jahresmittelwerte darstellen. Weiterhin repräsentiert der Datensatz von JONES et al. (1998) die (stärker schwankende) Temperatur in hohen nördlichen Breiten stärker als die beiden anderen Rekonstruktionen; man kann zeigen, dass die Rekonstruktion von MANN et al. (1998) wesentlich besser mit JONES et al. (1998) übereinstimmt, wenn die hohen nördlichen Breiten ähnlich gewichtet werden (siehe HOUGHTON et al. 2001). Allerdings ist es in allen Rekonstruktionen nach wie vor fraglich, welchen Einfluss Unterschiede in der Anzahl der verfügbaren Daten über den Rekonstruktionszeitraum haben, und ob alle Daten Schwankungen über sehr lange Zeiträume gut wiedergeben. Möglicherweise unterschätzen Proxy-Rekonstruktionen, die auf Baumringbreiten beruhen, sehr niederfrequente Variabilität,

s. BRIFFA et al. 2001. Auch die begrenzte Abdeckung der Erdoberfläche schränkt die Verwendung dieser Proxydaten für die direkte Abschätzung der natürlichen Variabilität weiter ein.

Zur Abschätzung natürlicher Klimavariabilität für Nachweistudien greift man daher auf die oben erwähnten Simulationen des ungestörten Klimas mittels gekoppelter Modelle zurück. Der Vorteil dieser Vorgehensweise liegt darin, dass man so theoretisch beliebig lange Zeitreihen des Klimas erzeugen kann, die sowohl räumlich lückenlos sind als auch viele Klimavariablen enthalten, für die kaum Beobachtungen vorliegen. In der Praxis ist die Länge der Simulationen natürlich begrenzt, es liegen heute jedoch schon Daten aus diesen sogenannten Kontrollsimulationen über mehrere tausend Jahre vor. Der Nachteil der Benutzung von Modelldaten zum Nachweis einer anthropogenen Klimaänderung liegt darin, dass die Ergebnisse modellabhängig sind und es daher von entscheidender Bedeutung ist, diese Kontrolleexperimente anhand von Beobachtungsdaten und durch Vergleich verschiedener Modelle so gut wie eben möglich zu validieren. Eine detaillierte Beschreibung der Anwendung von Modelldaten zur Abschätzung natürlicher Klimavariabilität zum Nachweis anthropogener Klimaänderung findet sich im neuesten Bericht des Intergovernmental Panel of Climate Change (MITCHELL et al. 2001; in HOUGHTON et al. 2001).

Ein weiteres Problem in diesem Zusammenhang besteht darin, dass im Beobachtungszeitraum – und auch im Zeitraum, der von Paläo-Rekonstruktionen beschrieben wird – auch äußere natürliche Faktoren wie z. B. Vulkanaktivität und Änderungen in der Solarstrahlung das Klima beeinflussen haben. Beim Beantworten der Frage, ob die Klimamodelle die natürliche Variabilität wiedergeben, muss also auch unterschieden werden zwischen der internen Variabilität des Klimasystems, die bei gleichbleibenden Randbedingungen allein durch die Dynamik innerhalb (siehe Kapitel 4 im vorherigen Heft) und Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Teilsystemen resultiert, und der durch natürliche, aber äußere Einflüsse verursachten Variabilität.

2 Interne Klimavariabilität

2.1 Flusskorrektur

Selbst wenn die einzelnen Modellkomponenten (z. B. Atmosphäre, Ozean) für sich genommen das heutige Klima zufriedenstellend wiedergeben können, ist dies für das gekoppelte Gesamtsystem nicht mehr notwendigerweise richtig. Das Koppeln führt häufig zu einer sogenannten Klimadrift, wobei sich das simulierte Klima langsam von der realistischen Klimatologie entfernt. Die Parameterisierungen, die in einem Klimamodell z. B. notwendig sind, um subskalige Prozesse darzustellen, werden so gewählt, dass die Einzelkomponenten ein realistisches (Oberflächen-) Klima erzeugen, wenn außerdem an der Atmosphären-Ozean-Schnittstelle die Klimatologie der jeweils anderen Komponente vorgeschrieben wird. Dieses Gleichgewicht wird nicht mehr aufrechterhalten, wenn sich die Komponenten frei entwickeln können und an der Schnittstelle nur noch die simulierten, zeitlich veränderlichen Flüsse ausgetauscht werden. In der Vergangenheit hat man sich mit einer sogenannten Flusskorrektur beholfen, wobei das gekoppelte Klima durch eine von Jahr zu Jahr konstante Korrektur der zwischen Atmosphäre und Ozean ausgetauschten Flüsse von Wärme, Frischwasser und zum Teil Impuls in einem stabilen Zustand gehalten werden (z. B. SAUSEN et al. 1988).

Diese Korrekturen waren allerdings manchmal ebenso groß wie die mittleren Flüsse selbst. Es wurde befürchtet, dass diese zu einer Unterdrückung der internen Variabilität und einer Verzerrung der Klimaantwort auf externe Antriebe führen könnten. Da die Mehrheit der Klimamodelle eine vom Kalendermonat abhängige Flusskorrektur anwandten, könnten insbesondere Änderungen im Jahreszyklus unterdrückt werden. Da die Korrekturen außerdem „unphysikalischer“ Natur sind, zogen solche flusskorrigierten Modelle, und damit die mit ihrer Hilfe abgeleiteten Klimavorhersagen erhebliche Kritik auf sich (z. B. KERR 1994). Auch im zweiten Bericht des IPCC wurde die Notwendigkeit der Flusskorrektur noch als unzufriedenstellend hervorgehoben (HOUGHTON et al. 1996; Abschnitt 8.4.1), obwohl sie bisher das kleinere Übel gegenüber den unrealistischen Gleichgewichtszuständen darstellte, die Modelle ohne Flusskorrektur zu erzeugen.

Dies hat sich seit kurzer Zeit jedoch geändert. Etwa die Hälfte der modernsten Klimamodelle erzeugt selbst ohne Flusskorrektur mehr oder weniger realistische Oberflächenklimatologien. Der Erfolg dieser Modelle wird hauptsächlich einer verbesserten Balance zwischen den vom Atmosphärenmodell berechneten Wärmeflüssen an der Oberfläche und den Wärmetransporten im Ozean zugeschrieben (z. B. GORDON et al. 2000). DUFFY et al. (2000) verglichen 17 Klimamodelle mit und ohne Flusskorrektur und fanden keinen Hinweis dafür, dass die Flusskorrektur interne Klimavariabilität unterdrückt. Dieses Ergebnis ist besonders wichtig für Klimaänderungsnachweisstudien, die bisher ja auf der Abschätzung des Klimarauschens aus langen Kontrollexperimenten mit flusskorrigierten Modellen beruhten. COVEY et al. (2000) zeigten in einem Vergleich derselben Klimamodelle, dass sich auch der Jahresgang zwischen den beiden Modellgruppen nicht statistisch signifikant unter-

scheidet, insbesondere ist der Unterschied zwischen den Modellen mit und ohne Flusskorrektur im Mittel nicht größer als die Unsicherheiten zwischen den Modellen in jeder Gruppe. Obwohl es zum Teil noch größere Unterschiede zwischen den ohne Flusskorrektur simulierten und den mit Flusskorrektur erzeugten bzw. beobachteten Klimatologien gibt, weisen einige der neuesten Versionen der Modelle ohne Korrektur sogar Verbesserungen gegenüber denen mit Flusskorrektur auf, so dass eine Flusskorrektur in absehbarer Zukunft nicht mehr für eine realistische Modellierung der Klimavariabilität notwendig sein wird.

2.2 Variabilität in globalen und hemisphärischen Mitteltemperaturen

Ein Vergleich der global gemittelten Bodentemperatur aus Beobachtungen und Kontrollsimulationen erlaubt eine erste Einschätzung, inwieweit Klimamodelle die natürliche Variabilität auf der gesamten Bandbreite von kurzen bis langen Frequenzen wiedergeben. Dazu werden hauptsächlich zwei Methoden benutzt: der visuelle Vergleich langer Modell- und (Proxy-) Zeitserien und deren Variabilität und die formale Spektralanalyse. Ein Vergleich der Spektren der Amplitudenzeitserien der dominanten räumlichen Temperaturmuster ergab im zweiten IPCC-Bericht (Figur 8.2 in HOUGHTON et al. 1996) noch eine Unterschätzung der Variabilität auf allen Zeitskalen in den damals verfügbaren langen Kontrollsimulationen, verglichen mit einer aus Paläodaten rekonstruierten langen Zeitserie. BARNETT et al. (1996) verglichen die Struktur der Variabilität in gekoppelten Modellen und Proxy-Rekonstruktionen und fanden ebenfalls, dass die Amplitude in der Variabilität des dominanten Mode der Klimavariabilität in Modellen wesentlich geringer ist als in Proxydaten.

Der Vergleich in diesen beiden Studien ist allerdings nicht ganz fair, da, wie erwähnt, Proxy-Rekonstruktionen auch natürliche Klimavariabilität enthalten, die extern angetrieben ist (siehe Abschnitt 3). Dieser Faktor erklärt zumindest zum Teil die Unterschiede zu der Schwankungsbreite der Modellsimulationen, die im unteren Teil von Abb. 16-1 dargestellt sind und solche externen Faktoren nicht berücksichtigen. CROWLEY (2000) vergleicht die Variabilität in zwei Rekonstruktionen der nordhemisphärischen mittleren Temperatur mit Simulationen der Variabilität durch natürlichen Klimantrieb (Vulkanausbrüche und Schwankungen der solaren Einstrahlung). Er fand, dass ungefähr die Hälfte der interdekadischen Variabilität durch externen (natürlichen) Antrieb erklärt werden kann. Nach Abzug dieses externen Signals stimmen die Variabilität in den Proxy-Rekonstruktionen und verschiedenen gekoppelten Modellläufen gut überein.

ALLEN et al. 2001 vergleichen das Spektrum der global gemittelten Temperatur in einer Reihe von neueren Klimamodellen mit instrumentell beobachteten Daten der letzten 140 Jahre (Abb. 16-2). Von allen Zeitserien wurde zunächst der lineare Trend abgezogen. Es werden zwei beobachtete Spektren betrachtet: einerseits das aus den ursprünglichen globalen Mitteln abgeleitete (durchgezogene dicke Linie) und andererseits das nach Abzug einer unabhängigen Schät-

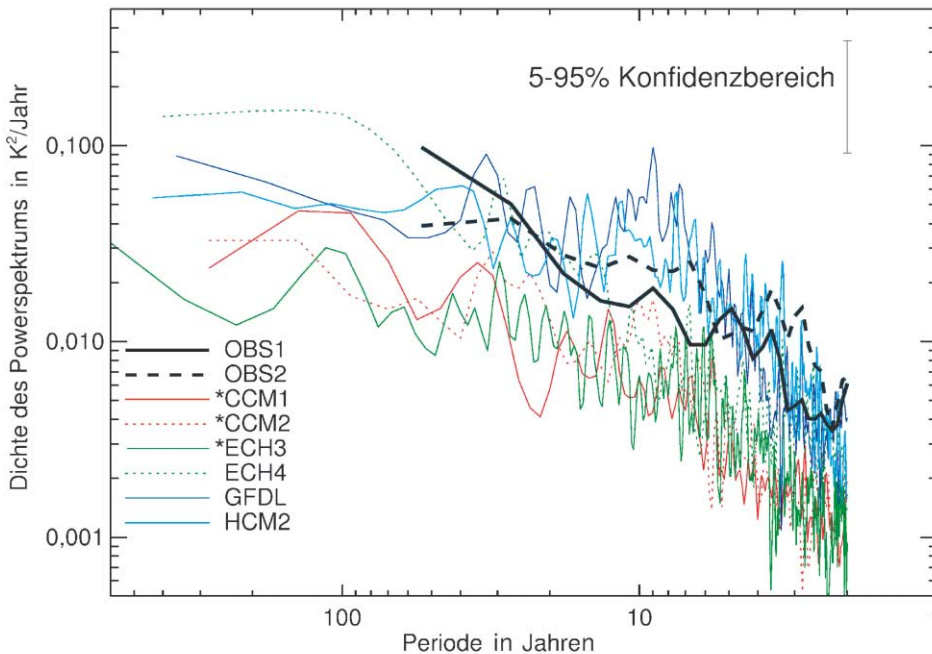


Abb. 16-2:

Dünne Linien: Varianzspektren global gemittelter Temperatur in Kontrollsimulationen mit gekoppelten Ozean-/Atmosphärenmodellen des Canadian Climate Centre (CCM), des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (ECH3 und ECH4), des Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) und des Meteorological Office (HCM); dicke Linie: Spektrum der beobachteten global gemittelten Oberflächentemperatur 1861-1998 (JONES 1994), nach Abzug des linearen Trends; dicke gestrichelte Linie: Spektrum der beobachteten global gemittelten Temperatur nach Abzug einer Schätzung des anthropogen bedingten Klimaänderungssignals nach STOTT et al. (2000). Nach Fig. 6 in ALLEN et al. (2001), siehe dort für Einzelheiten.

zung des von anthropogenen und natürlichen Antrieben verursachten Signals (STOTT et al. 2000) von den Beobachtungen abgeleitete Spektrum (gestrichelte dicke Linie). Der 5-95 % Konfidenzbereich, der sich aus der Schätzung eines Spektrums ergibt, deutet nicht auf eine signifikante Unvereinbarkeit der beobachteten und simulierten Spektren hin. Ein auf den Quotienten von beobachteter und modellierter Spektraldichte angewandter F-Test ergibt jedoch, dass drei der Modellsimulationen mit dem beobachteten Spektrum inkonsistent sind und die Variabilität unterschätzen (in Abb. 16-2 mit * gekennzeichnet). Dies muss berücksichtigt werden, wenn Kontrollsimulationen dieser Modelle in Klimaänderungsnachweisstudien benutzt werden. Die restlichen drei Modelle erscheinen unter diesem Test konsistent mit den Beobachtungen zu sein.

Allerdings führen Unsicherheiten der Stichprobenerhebung und Meßmethoden zu einer Überschätzung der Variabilität in den Beobachtungsdaten. Das in Abb. 16-2 dargestellte, von externen Signalen bereinigte Spektrum stellt daher nur eine Obergrenze des wahren Spektrums dar. Zusammenfassend sind also solche Vergleichsstudien, die auf sehr langen Beobachtungszeitreihen beruhen, nach wie vor vorläufiger Natur. Aus jetziger Sicht gibt es jedoch keine Anzeichen einer groben, systematischen Diskrepanz zwischen der internen Variabilität moderner Klimamodelle und den entweder aus Proxydaten rekonstruierten oder instrumentell gemessenen Beobachtungen. Die Daten und Methoden werden jedoch weiterhin verbessert und überprüft.

2.3 Muster der Varianz interner Klimaschwankungen

STOUFFER et al. (1999) vergleichen weitere Aspekte der Variabilität in drei langen (mehr als 1000 Jahre) Kontrollsimulationen mit verschiedenen, etwas älteren gekoppelten Modellen mit Beobachtungen. Sie stellen fest, dass die Modelle die räumliche Strukturen der Klimavariabilität gut wieder-

geben. Zum Beispiel simulieren alle Modelle Maxima in der Temperaturvariabilität über den nordhemisphärischen Kontinenten, die in etwa mit der Stärke der beobachteten Variabilität von Jahr zu Jahr übereinstimmt. Weniger gut ist die Simulation der interannualen und interdekadischen Variabilität im tropischen Pazifik. Hier werden Mängel in der Simulation des El Niño-Phänomens (siehe Abschnitt 2.4) in älteren Modellen (entstanden in den frühen bis mittleren 90ern) sichtbar. Auf sehr langen Zeitskalen (mehr als 50 Jahre) kann die Variabilität nicht mehr mit Beobachtungen validiert werden, die Lage der Regionen mit besonders hoher Variabilität in hohen Breiten (im südlichen Ozean und Nordatlantik) und die Stärke dieser sehr langfristigen Variabilität unterscheiden sich von Modell zu Modell. Weiterhin untersuchten STOUFFER et al. (1999), welche Regionen der Erdoberfläche am meisten zur globalen mittleren Temperaturvariabilität beitragen. Auch hier stimmten auf kürzeren Zeitskalen Modelle gut mit Beobachtungen überein. Keine der drei Modellsimulationen hat einen auch nur annähernd so starken Trend in der globalen Oberflächentemperatur wie die der Beobachtungen.

Verschiedene Studien haben eine „common Empirical Orthogonal Function (EOF)“ Analyse verwendet, um zusammenhängende räumliche Muster der Klimavariabilität zwischen Modellen zu vergleichen und anhand von Beobachtungen zu validieren. STOUFFER et al. (1999) analysierten die Variabilität in globaler Klimavariabilität aus über 5 Jahre gemittelten Daten verschiedener Modelle. Sie fanden, dass alle Modelle ähnliche Muster der Klimavariabilität bevorzugten. Zum Beispiel neigen auf Zeiträumen über 5 Jahre die Temperaturen auf nordhemisphärischen Kontinenten (Eurasien, Nordamerika) dazu, über nahezu der gesamten Kontinentalregion gleichzeitig zu warm (kalt) zu sein, während die anliegenden Ozeane eher zu kalt (warm) sind. Weiterhin beeinflusst interdekadische Variabilität im tropischen Pazifik die Temperatur weltweit, vor allem in einem der drei Modelle. Allerdings weicht die Amplitude dieser Muster der Variabilität von Beobachtungen bis zu einem Faktor zwei ab. Ein

Modell überschätzt z. B. die Stärke der Variabilität, die vom Pazifik ausgeht, während die beiden anderen diese deutlich unterschätzen. HEGERL et al. (2000) vergleichen die Muster natürlicher Klimavariabilität über 50 Jahre in drei Modellen und finden, dass auf solchen langen Zeitskalen die Unterschiede zwischen Modellen etwas größer sind (bis zu einem Faktor 2,5) – leider kann man auf diesen Zeiträumen Beobachtungen nicht zum Vergleich heranziehen. Bisherige Ergebnisse zeigen also, dass Klimamodelle die Temperaturvariabilität der Beobachtungen im großen und ganzen richtig wiedergeben. Die Unsicherheiten werden um so größer, je längere Zeiträume betrachtet werden und je höher die räumliche Auflösung ist, bezüglich der verglichen wird.

Wenn die Temperaturvariabilität in der mittleren und oberen Atmosphäre mit Beobachtungen verglichen wird, sind die Ergebnisse etwas problematischer. Es ist vor allem nicht klar, inwieweit die stratosphärische Variabilität von derzeitigen Klimamodellen gut simuliert wird (z. B. GILLET et al. 2000a). Hier ist der Vergleich zwischen Beobachtungen und Modellsimulationen noch schwieriger, da Beobachtungen höchstens seit 50 Jahren zur Verfügung stehen und nicht sehr genau sind. Somit ist die Trennung von interner Variabilität, natürlichen Klimaantrieben (z. B. der Ausbruch von Pinatubo 1991) und anthropogenem Klimaantrieb noch schwieriger als am Boden. Es gibt Anzeichen, dass Modelle die Variabilität zwischen der Bodentemperatur und der Temperatur der unteren und mittleren Atmosphäre, die z. B. von Satelliten gemessen wird, unterschätzen (NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES 2000).

2.4 Klimaindizes

Im folgenden werden einige Phänomene interner Klimavariabilität herausgestellt und im Hinblick auf ihre Simulation mit Hilfe von gekoppelten Klimamodellen diskutiert. Das wegen seiner weltweiten Auswirkungen wohl bekannteste Phänomen natürlicher Klimavariabilität ist die *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) bzw. ihre ozeanische Komponente *El Niño*. Dieses Muster interannualer Variabilität stellt eine Oszillation des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre dar, die ihren Ursprung im tropischen Pazifik hat. ENSO-Ereignisse (Warmphase der Oszillation) kommen etwa alle 2 bis 8 Jahre vor und dauern typischerweise 12 bis 18 Monate. Die Simulation und Vorhersage von *El Niño*-, bzw. ENSO-Ereignissen werden im Kapitel 17 in diesem Heft behandelt; es wird daher an dieser Stelle nur kurz darauf eingegangen.

Die gekoppelten Klimamodelle, die in den letzten Jahren entwickelt wurden, sind im Gegensatz zu früher in der Lage, *El Niño*-ähnliche Ereignisse zu simulieren, deren Charakteristik den Beobachtungen ähnlich ist (ROECKNER et al. 1996; MEEHL et al. 2001; COLLINS et al. 2001). Dies ist neben anderen Verbesserungen auf eine erhöhte meridionale Auflösung der Ozeankomponente in den Tropen zurückzuführen, die die äquatoriale Ozeandynamik besser auflösen kann. Allerdings ist die Zeitskala dieser *El Niño*-ähnlichen Ereignisse meist auf der hochfrequenten Seite der ENSO-typischen 2 bis 8 Jahre angesiedelt. Außerdem ist die Amplitude der simulierten Ereignisse meist zu schwach; dies hat sich gegen-

über früheren Modellen jedoch auch schon stark verbessert. Es gibt auch noch Probleme mit der realistischen Simulation der räumlichen Variabilitätsstruktur der Meeresoberflächentemperatur im tropischen Pazifik. Die neueren Modelle sind auch in der Lage, Fernwirkungen („Teleconnectionen“) von ENSO realistisch wiederzugeben, z. B. die Beziehung zwischen ENSO und dem indischen Sommermonsun und der Winterzirkulation über dem nördlichen Pazifik (PNA).

Die *Nordatlantische Oszillation* (NAO; siehe z. B. VAN LOON und ROGERS 1978) ist das wichtigste Muster der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik und wurde daher auch als nördlicher Cousin von ENSO bezeichnet. Die NAO bestimmt zu einem großen Teil die Klimavariabilität (Wind, Temperatur, Niederschlag) über dem Nordatlantik und Europa und beeinflusst somit z. B. Landwirtschaft, Wasserwirtschaft und Fischerei. Sie beschreibt eine hauptsächlich in den Wintermonaten sichtbare interannuale meridionale Oszillation der atmosphärischen Masse zwischen der Arktis (Islandtief) und dem subtropischen Atlantik (Azorenhoch) und wird meist durch die Druckdifferenz zwischen zwei Messstationen, eine auf Island und eine auf den Azoren, in Lissabon oder Gibraltar, beschrieben (NAO-Index). Obwohl die NAO selbst seit über 100 Jahren bekannt ist, bleiben die sie bestimmenden Mechanismen weitgehend im Unklaren. Erst in den letzten Jahren erfuhr die NAO wieder erhöhte Aufmerksamkeit (HURRELL et al. 2001), da während der letzten Jahrzehnte ein Anstieg des NAO-Index beobachtet wurde, der auf stärkere und häufigere Winterstürme über dem Nordatlantik, mildere Winter in Europa und strengere Winter in Nordkanada und Grönland hindeutet. Es ist Gegenstand der wissenschaftlichen Debatte, ob dieser Anstieg ein Indiz des anthropogenen Klimawandels ist oder als Teil einer interdekadischen natürlichen Klimavariabilität erklärt werden kann. Bevor diese Frage mit Hilfe von Klimamodellen geklärt werden kann, sollten diese natürlich in der Lage sein, die NAO realistisch zu simulieren.

Dies ist für die neueren Klimamodelle im Großen und Ganzen der Fall. Wird z. B. das Atmosphärenmodell ECHAM-4 für den Zeitraum 1971 bis 1994 mit beobachteten Meeresoberflächentemperaturen (SST) und Meereisverteilungen angetrieben, so stimmt der simulierte NAO-Index sehr gut mit der entsprechenden beobachteten Zeitreihe überein (POHLMANN et al. 2000). Interessanterweise zeigt diese Studie, dass die korrekte zeitliche Entwicklung der SST außerhalb des Atlantischen Ozeans hauptsächlich für dieses Ergebnis verantwortlich ist und nicht die atlantische SST, wie vielleicht zu erwarten gewesen wäre. Da die SST also einen Einfluss auf die NAO hat, ist diese offensichtlich nicht ein rein stochastisches Phänomen der Atmosphäre, wie lange Zeit geglaubt wurde, sondern ein Muster natürlicher Variabilität im gekoppelten System Ozean-Atmosphäre.

Aber auch gekoppelte Klimamodelle geben die NAO wieder. Das räumliche Muster der mit der NAO verknüpften Variabilität wird von den neueren Modellen realistisch simuliert, wenn auch Unterschiede in der Stärke und genauen Lage der Aktionszentren bestehen (OSBORN und JONES 2000).

Abb. 16-3 zeigt einen Vergleich des Spektrums des beobachteten NAO-Index mit dem aus dem ECHAM4-OPYC3 Kontrolllauf abgeleiteten. Aufgrund der verschiedenen Normierung von Modell- und beobachtetem Spektrum wird hierbei der Verlauf, nicht die Amplitude des Spektrums verglichen. Andere Studien, z. B. PAETH et al. 1999, zeigen jedoch, dass die Amplitude zwischensaisonaler Schwankungen in der NAO in diesem Modell realistisch ist. Das beobachtete Spektrum weist signifikante Spitzenwerte der Varianz bei Perioden von etwa zwei Jahren und zwischen 6 und 9 Jahren auf. Diese werden vom Modellspektrum recht gut wiedergegeben, und die Form der Spektren stimmt bis zu Perioden von etwa 10 Jahren gut überein, allerdings hat das Modellspektrum mehr Variabilität bei hohen Frequenzen. Beim Vergleich der beiden Spektren sollte beachtet werden, dass die Definition des NAO-Index im Modell nicht genau mit der des beobachteten Index übereinstimmt (s. Legende zu Abb. 16-3). Diese leichte Inkonsistenz spiegelt aber lediglich eine bekannte Unsicherheit in der Definition des Index wider, die sich aus Unterschieden in den Einzelheiten der Berechnung ergibt, jedoch keine Auswirkung auf die generellen Schlussfolgerungen hat.

Die signifikante Spitze ab Perioden von 40 Jahren in den Beobachtungen, die ein Hinweis für den oben erwähnten positiven Trend der NAO in den letzten Jahrzehnten ist, wird vom Modell nicht simuliert. Dies würde darauf hindeuten, dass dieser Trend tatsächlich nicht natürlichen Ursprungs ist. Dies ist in Übereinstimmung mit Studien die zeigen, dass die Änderungsrate des NAO-Index seit etwa 1965 signifikant größer ist als eine Stichprobe aller entsprechenden Trends in Kontrolleexperimenten mit gekoppelten Klimamodellen (OSBORN et al. 1999). Allerdings gibt es auch Studien, die eher in die Richtung der „natürlichen“ Hypothese zeigen. Auch die Interpretation des Trends im Vergleich mit Paläo-Rekonstruktionen ist noch nicht eindeutig.

Es wurde spekuliert, dass die NAO nur ein Teil eines nordhemisphärischen Modes ist, der durch eine Oszillation atmosphärischer Masse zwischen dem Nordpol und mittleren Breiten sowohl des Atlantiks auch als des Pazifischen Ozeans

charakterisiert ist (THOMPSON und WALLACE 1998). Dieser Mode entspricht einem ähnlichen Muster auf der Südhalbkugel, der Antarktischen Oszillation, und wurde *Arktische Oszillation* (AO) genannt. Diese Ausprägung der Klimavariabilität erstreckt sich über die gesamte Tiefe der Atmosphäre, von der Erdoberfläche bis in die Stratosphäre. Vor allem in der höheren Atmosphäre ist die AO nahezu ringförmig und hängt mit der Stärke des polaren stratosphärischen Wirbels zusammen. Ist die Arktische Oszillation in der positiven Phase, so steigt aufgrund verstärkter Westströmung im Inneren der Kontinente im Winter die Temperatur an. GILLETT et al. (2000b) fanden, dass sowohl die Stärke als auch das Bodendruck- und Bodentemperaturmuster der arktischen Oszillation im Klimamodell des Hadley Centre realistisch ist; Untersuchungen in anderen Gruppen haben ähnliches ergeben. Ähnlich wie die Nordatlantische Oszillation tendiert auch die Arktische (und möglicherweise die Antarktische) Oszillation in letzter Zeit zu ihrer positiven Phase. Der Anstieg der AO in den 90er Jahren ist noch ungewöhnlicher im Vergleich zum Zeitraum vorher und zu typischer Modellvariabilität als der der NAO, am stärksten in den Monaten Januar bis März, und erklärt einen bedeutenden Teil des Anstiegs der Wintertemperatur in Sibirien (THOMPSON et al. 2000). Ebenso wie für die NAO ist es gegenwärtig nicht völlig klar, ob dieser Anstieg der AO durch anthropogenen Antrieb erklärt werden kann (SHINDELL et al. 1999; FYFE et al. 1999).

3 Extern angeregte natürliche Klimaschwankungen

Wie bereits erwähnt, spielen sowohl beim Vergleich von Modellsimulationen mit Beobachtungen als auch bei der Interpretation der Klimaantwort auf anthropogene Antriebe neben der internen Variabilität des Klimasystems auch solche Schwankungen eine wichtige Rolle, die zwar extern angeregt werden, jedoch einen natürlichen Ursprung haben. Zu den wichtigsten solcher natürlichen Phänomene, die den Strahlungshaushalt der Erde beeinflussen, gehören Änderungen in der Sonnenaktivität und Vulkanausbrüche. Änderungen in der Solareinstrahlung unterliegen einem elfjährigen Zyklus, der seit Beginn der Satellitenmessungen aufgezeichnet wurde.

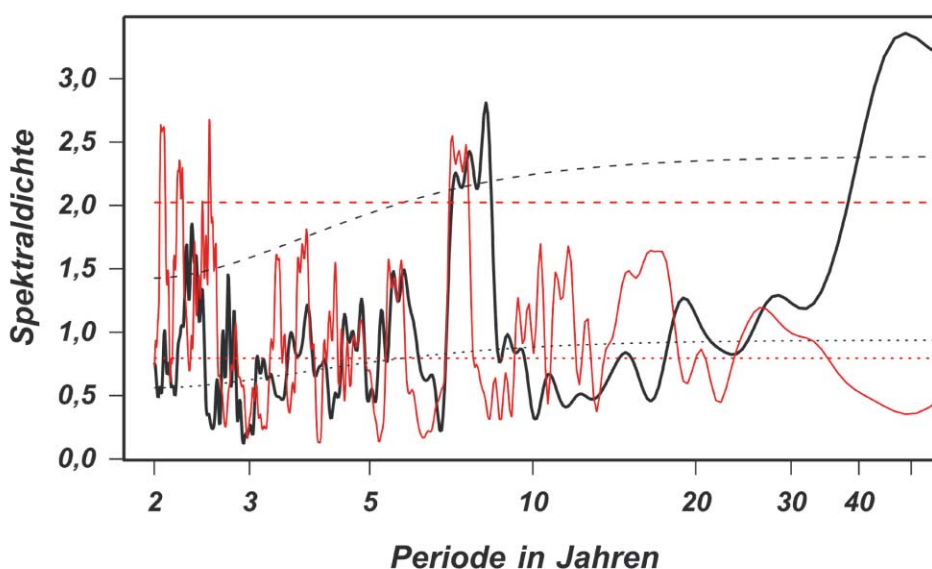


Abb. 16-3:

Varianzspektrum des beobachteten (schwarz) und von dem gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodell ECHAM4/OPYC3 simulierten (rot) NAO-Index. Der beobachtete Index stellt die Differenz des normalisierten beobachteten Meeresoberflächendrucks zwischen Gibraltar und Südwestisland dar, der modellierte Index besteht aus der Zeitkoeffizientenreihe des dominanten EOF des modellierten normalisierten Meeresoberflächendrucks in der Region 100° W – 45° E, 20° N – 90° N. Normalisierung steht hier für die Division des Drucks an jeder Station bzw. Gitterpunkt mit seiner Standardabweichung. Beide Indizes beruhen auf dem mittleren Druck im Winter (Dezember bis März). Zur Berechnung der Spektren wurde jeder NAO-Index nochmals mit seiner Standardabweichung skaliert, um eine Vergleichbarkeit der Skalen herzustellen. Die gepunkteten und gestrichelten Linien stellen das Spektrum eines an den jeweiligen Index angepassten AR(1)-Prozesses, bzw. sein 95 % Signifikanzniveau dar.

Es wird vermutet, dass es auch längerfristige Schwankungen in der Stärke der Sonneneinstrahlung gab (LEAN und RIND 1998; LOCKWOOD und STAMPER 1999). Allerdings wird der Einfluss dieser Schwankungen auf den Strahlungshaushalt der Erde zumindest auf Zeitskalen von Jahrzehnten als klein eingeschätzt (z. B. CUBASCH et al. 1997).

Vulkanausbrüche führen zu einer Klimaabkühlung über mehrere Jahre, möglicherweise im Winter auch zu lokaler Erwärmung durch ihren Einfluss auf die AO (z. B. GRAF et al. 1996). Es wird vermutet, dass mehrere Vulkanausbrüche in einem relativ kurzen Zeitraum auch längerfristige Abkühlung hervorrufen könnten (z. B. STOTT et al. 2000; FREE und ROBOCK 1999). Besonders kühle Phasen in Proxy-Rekonstruktionen (Abb. 16-1) konnten mit Vulkanausbrüchen identifiziert werden (CROWLEY et al. 2000); auch wird vermutet, dass ein Teil der kühlen Temperaturen um 1700 mit damals reduzierter Sonneneinstrahlung zusammenhängt. Dies wird mit „Maunder Minimum“ bezeichnet, in dem keine Sonnenflecken beobachtet wurden. Somit sind beide natürlichen Klimafaktoren in der Lage, langfristige Klimaschwankungen zu verursachen.

Man vermutet, dass für sich allein genommen die kombinierte Auswirkung von Schwankungen in der Solareinstrahlung und Vulkanausbrüchen in den letzten 30 Jahren zu einer Abkühlung hätte führen müssen. Kritiker einer anthropogen verursachten Klimaerwärmung haben z. B. immer wieder argumentiert, dass die Klimaerwärmung im frühen zwanzigsten Jahrhundert (gefolgt von einer Abkühlung zwischen 1945 und 1975; Abb. 16-1) vor der massiven Akkumulation von Treibhausgasen in der Atmosphäre passierte und daher Ausdruck natürlicher Variabilität sei. Die Unfähigkeit früherer Klimamodelle, diese Entwicklung korrekt zu simulieren, erzeugte weiteren Zweifel an der These einer menschlichen Mitwirkung an der in den letzten Jahrzehnten erneut beobachteten Erwärmung und an den Modellprojektionen einer zukünftigen Klimaänderung. Dieses Beispiel zeigt, wie wichtig es ist, sowohl die interne als auch die extern angeregte natürliche Klimavariabilität zu verstehen und mit Modellen zu simulieren.

Einige Studien haben vorgeschlagen, dass ein Teil dieser Klimaerwärmung im frühen zwanzigsten Jahrhundert und anschließende Abkühlung bis etwa 1975 Ausdruck solcher extern angeregter natürlicher Variabilität ist (z. B. HEGERL et al. 1997; TETT et al. 1999). Andererseits zeigten DELWORTH und KNUTSON (2000), dass diese Entwicklung in einer von 5 Ensemblesimulationen des Klimas des zwanzigsten Jahrhunderts sehr gut nachgebildet wurde. Da diese Simulationen nur Treibhausgase und keine natürlichen externen Antriebe berücksichtigten, wurde dieses Ergebnis als Indiz dafür interpretiert, dass diese frühe Erwärmung in Kombination mit der Auswirkung der Treibhausgase auch Ausdruck des zufälligen Charakters des Klimasystems sein könnte, d. h. lediglich eine, wenn auch seltene, Realisation des stochastischen Systems Klima war. Eine vollständigere Untersuchung der Klimaentwicklung der letzten 100 Jahre ist erst mit Modellsimulationen möglich, die auch externe natürliche Antriebsmechanismen berücksichtigen.

So legten STOTT et al. (2000) kürzlich zum ersten Mal eine Studie vor, in der mittels Modellsimulationen die Auswirkung sowohl natürlicher als auch anthropogener Antriebe auf das Klima des zwanzigsten Jahrhunderts systematisch untersucht wurde. Die Studie bestätigte, dass anthropogen bedingte Änderungen in den Konzentrationen von Treibhausgasen, Sulfataerosolen und Ozon die Klimaerwärmung seit etwa 1975 erklären können, nicht jedoch die Erwärmung in der ersten Hälfte des Jahrhunderts und die anschließende Abkühlung. Andererseits zeigten die Simulationen, die nur die historischen Änderungen der Sonneneinstrahlung und Vulkanaktivität berücksichtigten, eine Erwärmung bis etwa 1960 gefolgt von einer Abkühlung, die mit der Wiederaufnahme vermehrter Vulkanaktivität einher geht.

Das wichtigste Ergebnis dieser Studie ist jedoch, dass erst bei der Kombination dieser anthropogenen und natürlichen Antriebsmechanismen alle 4 Simulationen eines Ensembles von Experimenten mit nur leicht veränderten Anfangsbedingungen sehr gut mit dem zeitlichen Verlauf über das gesamte Jahrhundert übereinstimmen, sowohl die globalen Temperaturmittel als auch die großskalige räumliche Struktur betreffend. Insgesamt erklären die externen Antriebe 80 % der interdekadischen Variabilität der global gemittelten Temperatur. Trotz verbleibender Unsicherheiten bezüglich der internen Wechselwirkungen im Klimasystem und der historischen Rekonstruktionen z. B. der Sulfataerosolkonzentrationen, Solareinstrahlung und Aerosol-emissionen aus Vulkanausbrüchen, stellt diese Studie einen wichtigen Fortschritt dar und bestätigt die These eines menschlichen Einflusses auf das Klima des letzten Jahrhunderts, wobei jedoch auch natürliche Antriebsmechanismen eine Rolle spielen.

4 Zusammenfassende Wertung und Ausblick

Der Begriff der natürlichen Klimavariabilität, so wie er in diesem Beitrag benutzt wurde, umfasst Schwankungen im Klimasystem, die aus zufälligen Fluktuationen physikalischer und chemischer Faktoren, (nichtlinearen) Wechselwirkungen zwischen den Teilkomponenten des Systems sowie (quasi-)periodischen äußeren Antrieben resultieren. Diese Einflussfaktoren können entweder interner oder externer Natur sein.

Natürliche Klimavariabilität spielt auf dem Gebiet der Klimaforschung aus zwei Hauptgründen eine wichtige Rolle. Einerseits ist die realistische Simulation des vorindustriellen, bzw. heutigen Klimas mit seinen natürlichen Schwankungen eine Grundvoraussetzung für die Brauchbarkeit und Glaubwürdigkeit von Klimamodellen in der Untersuchung und Vorhersage des menschlichen Einflusses auf das Klima. Bevor nicht die Dynamik und Wechselwirkungen im ungestörten Klimasystem verstanden sind, kann auch nicht erwartet werden, dass die Auswirkungen von Störfaktoren wie erhöhter Treibhausgaskonzentrationen in der Vergangenheit nachgebildet und in die Zukunft projiziert werden können. Andererseits erfordert die Beantwortung der Frage, ob der Mensch das Klima verändert oder schon verändert hat, den Nachweis, dass die in die Zukunft projizierten, bzw. schon in der jüngeren Vergangenheit beobachteten Änderungen im Klima größer sind, als dies in einem ungestörten System der Fall wäre. Das heißt, ein

Klimaänderungssignal muss von dem Hintergrundrauschen (natürliche Variabilität), in das es eingebettet ist, unterschieden werden. Zur Abschätzung der natürlichen Klimavariabilität werden in der Regel sehr lange ungestörte Simulationen mit Klimamodellen benutzt, so dass auch hier wieder die Modellvalidierung wichtig ist.

In den letzten Jahren gab es wesentliche Fortschritte in der Fähigkeit der Modelle, die Klimavariabilität realistisch zu simulieren, z. B. bei Phänomenen wie ENSO, Nordatlantische und Arktische Oszillation. Viele der neuesten Klimamodelle kommen auch ohne Flusskorrektur aus. Es gibt keine Hinweise, dass die simulierten globalen Muster der Temperaturvariabilität grob falsch sind. Allerdings wird die Unsicherheit um so größer, je länger die betrachteten Zeiträume werden. Es gibt auch noch einige Bereiche, auf die hier nicht näher eingegangen wurde, wo wesentliche Verbesserung notwendig sind, z. B. in Bezug auf den hydrologischen Zyklus (Niederschlag, Monsun) oder Extreme, die gerade im Hinblick auf die Auswirkungen auf Mensch und Gesellschaft von besonderer Bedeutung sind. Durch verbesserte Parameterisierungen und Verbesserungen in einigen Teilkomponenten des Klimasystems (z. B. Landoberflächenprozesse) sind aber weiterhin Fortschritte zu erwarten.

Trotz der Fortschritte bestehen immer noch Unsicherheiten in der Abschätzung der natürlichen Klimavariabilität, sowohl was die Modelle als auch die Beobachtungen angeht. Rekonstruktionen des vergangenen Klimas aus Proxydaten über lange Zeiträume, die sowohl zur Validierung von Klimamodellen als auch zur Schätzung der natürlichen Variabilität sehr nützlich sind, werden schnell verbessert und somit zunehmend brauchbar. In Studien zum Nachweis der Klimaänderung versucht man, diesen Unsicherheiten entgegenzuwirken, indem Vergleichsstudien zwischen mehreren gekoppelten Modellen durchgeführt werden (HEGERL et al. 2000), mehrere Simulationen mit nur leicht veränderten Anfangsbedingungen (Ensembles) benutzt werden und statistische Tests durchgeführt werden, die vor Problemen bei der simulierten Variabilität warnen (ALLEN und TETT 1999).

Ein weiteres Problem sowohl bei der Ableitung der natürlichen Variabilität aus langen Kontrollsimulationen als auch deren Vergleich mit Paläodaten besteht darin, dass die Simulationen die Auswirkungen der natürlichen, aber extern angetriebenen Variabilität (Solarstrahlung, Vulkane) nicht berücksichtigen, diese jedoch in den Paläodaten enthalten sind. Auch hier sind weiterhin Verbesserungen bei der Rekonstruktion der Schwankungen der Solarstrahlung und Vulkanaktivität zu erwarten, die dann auch in Klimaexperimente eingehen werden, die sowohl interne als auch extern angetriebenen natürliche Variabilität berücksichtigen.

Wir schließen, dass trotz verbleibender Unsicherheiten die mit Hilfe von gekoppelten Modellen simulierte Klimavariabilität für Variablen wie Temperatur oder Luftdruck auf der Erdoberfläche recht brauchbar ist. Der starke Anstieg der globalen Temperatur gegen Ende des 20. Jahrhunderts ist mit ziemlich großer statistischer Sicherheit weder mit interner Klimavariabilität allein, noch mit rein natürlich angetriebener Variabilität zu erklären.

Literatur

- ALLEN, M. R., S. F. B. TETT, 1999: Checking for model consistency in optimal fingerprinting. *Clim. Dyn.* **15**, 419-434.
- ALLEN, M. R., N. P. GILLET, R. SCHNUR, G. S. JONES, T. DELWORTH, G. HEGERL, T. P. BARNETT, 2001: Quantifying anthropogenic influence on recent near-surface temperature change“, *Reviews in Geophysics*, im Druck.
- BARNETT, T. P., B. D. SANTER, P. D. JONES, R. S. BRADLEY, K. R. BRIFFA, 1996: Estimates of low Frequency Natural Variability in Near-Surface Air Temperature. *The Holocene* **6**, 255-263.
- BRIFFA, K. R., T. J. OSBORN, F. H. SCHWEINGRUBER, I. C. HARRIS, P. D. JONES, S. G. SHIYATOV, E. A. VAGANOV, 2001: Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *J. Geophys. Res.* **106**(D3), 2929-2941.
- COLLINS, M., S. F. B. TETT, C. COOPER, 2001: The internal climate variability of HadCM3, a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustment. *Clim. Dyn.* **17**, 61-81.
- COVEY, C., A. ABE-OUCHI, G. J. BOER, G. M. FLATO, B. A. BOVILLE, G. A. MEEHL, U. CUBASCH, E. ROECKNER, H. GORDON, E. GUILYARDI, L. TERRAY, X. JIANG, R. MILLER, G. RUSSELL, T. C. JOHNS, H. LE TREUT, L. FAIRHEAD, G. MADEC, A. NODA, S. B. POWER, E. K. SCHNEIDER, R. J. STOUFFER, J.-S. VON STORCH, 2000: The Seasonal Cycle in Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Models. *Clim. Dyn.* **16**, 775-787.
- CROWLEY, T. J., 2000: Causes of climate change over the last 1000 years. *Science* **289**, 270-277.
- CROWLEY, T. J., LOWERY, 2000: How warm was the medieval warm period? *Ambio* **29**, 51-54.
- CUBASCH, U., G. C. HEGERL, R. VOSS, J. WASZKEWITZ, T. J. CROWLEY, 1997: Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Clim. Dyn.* **13**, 757-767.
- DELWORTH, T. L., T. R. KNUTSON, 2000: Simulation of early 20th century global warming. *Science* **287**, 2246-2250.
- DUFFY, P. B., J. BELL, C. COVEY, L. SLOAN, 2000: Effect of flux adjustment on temperature variability in climate models. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 763-766.
- FREE, M., A. ROBOCK, 1999: Global Warming in the Context of the Little Ice Age. *J. Geophys. Res.* **104**, 19057-19070.
- FYFE, J. C., G. J. BOER, G. M. FLATO, 1999: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1601-1604.
- GILLET, N., M. R. ALLEN, S. F. B. TETT, 2000a: Modelled and observed variability in atmospheric vertical temperature structure. *Clim. Dyn.* **16**, 49-61.
- GILLET, N., G. C. HEGERL, M. R. ALLEN, P. A. STOTT, 2000b: Implications of observed changes in the Northern Hemispheric winter circulation for the detection of anthropogenic climate change. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 993-996.

- GORDON, C., C. COOPER, C. A. SENIOR, H. BANKS, J. M. GREGORY, T. C. JOHNS, J. F. B. MITCHELL, R. A. WOOD, 2000: The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.* **16**, 147-168.
- GRAF, H.-F., I. KIRCHNER, I. SCHULT, 1996: Modelling Mt. Pinatubo Climate Effects. NATO-ASI Series, Vol 142, The Mount Pinatubo Eruption, Fiocco G., D. Dua Hrsg., Springer, Heidelberg, 219-231.
- HASSELMANN, K., 1976: Stochastic climate models. Part 1. Theory. *Tellus* **28**, 473-485.
- HEGERL, G. C., K. HASSELMANN, U. CUBASCH, J. F. B. MITCHELL, E. ROECKNER, R. VOSS, J. WASZKEWITZ, 1997: Multi-fingerprint detection and attribution of greenhouse gas- and aerosol forced climate change. *Clim. Dyn.* **13**, 613-634.
- HEGERL, G. C., P. STOTT, M. ALLEN, J. F. B. MITCHELL, S. F. B. TETT, U. CUBASCH, 2000: Detection and attribution of climate change: Sensitivity of results to climate model differences. *Clim. Dyn.* **16**, 737-754.
- HOUGHTON, J. T., L. G. MEIRA FILHO, B. A. CALLANDER, N. HARRIS, A. KETTENBERG, K. MASKELL, 1996: Climate change 1995. The science of climate change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 572 S.
- HOUGHTON, J. T., et al. 2001: IPCC Third Assessment Report, Climate Change – The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 944 S., siehe auch: <http://www.ipcc.ch>.
- HURRELL, J. W., Y. KUSHNIR, M. VISBECK, 2001: The North Atlantic Oscillation, *Science* **291**, 603-605.
- JONES, P. D., 1994: Hemispheric Surface Air Temperature Variations: A Reanalysis and an Update to 1993. *J. Climate* **7**, 1794-1802.
- JONES, P. D., K. R. BRIFFA, T. P. BARNETT, S. F. B. TETT, 1998: High-resolution paleoclimatic records for the last millennium. *The Holocene* **8**, 467-483.
- KERR, R. A., 1994: Climate modeling's fudge factor under fire. *Science* **265**, 1528.
- LEAN, J., D. RIND, 1998: Climate Forcing by Changing Solar Radiation. *J. Climate* **11**, 3069-3094.
- LOCKWOOD, M., R. STAMPER, 1999: Long-term drift of the coronal source magnetic flux and the total solar irradiance. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 2461-2464.
- MANN, M. E., R. S. BRADLEY, M. K. HUGHES, 1998: Global scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* **392**, 779-787.
- MEEHL, G. A., P. R. GENT, J. M. ARBLASTER, B. L. OTTO-BLIESNER, E. C. BRADY, A. CRAIG, 2001: Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models. *Clim. Dyn.* **17**, 515-526.
- MITCHELL, J. F. B., D. J. KAROLY, G. C. HEGERL, F. W. ZWIERS, M. R. ALLEN, J. MARENGO, 2001: Detection of Climate Change and Attribution of Causes, in IPCC Report 2001, Houghton et al. (Hrsg), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 944 S.
- NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, 2000: Reconciling observations of global temperature change. *Nat. Acad. Press*, Washington, DC, 85 S.
- OSBORN, T. J., K. R. BRIFFA, S. F. B. TETT, P. D. JONES, R. M. TRIGO, 1999: Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Clim. Dyn.* **15**, 685-702.
- OSBORN, T. J., P. D. JONES, 2000: What do climate models tell us about the winter North Atlantic Oscillation? AGU Chapman Conference: The North Atlantic Oscillation, Ourense, Spanien, 28. Nov. – 1. Dez. 2000, <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO/poster/Osborn.pdf>.
- PAETH, H., A. HENSE, R. GLOWIENKA-HENSE, R. VOSS, U. CUBASCH, 1999: The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced regional climate change. *Clim. Dyn.* **15**, 953-960.
- POHLMANN, H., D. DOMMENGET, M. LATIF, 2000: Influence of SST on the NAO Variability. AGU Chapman Conference: The North Atlantic Oscillation, Ourense, Spanien, 28. Nov.-1. Dez. 2000, <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO/poster/Pohlmann.pdf>.
- ROECKNER, E., J. M. OBERHUBER, A. BACHER, M. CHRISTOPH, I. KIRCHNER, 1996: ENSO variability and atmospheric response in a global atmosphere-ocean GCM. *Clim. Dyn.* **12**, 737-754.
- SAUSEN, R., K. BARTHEL, K. HASSELMANN, 1988: Coupled ocean-atmosphere models with flux adjustment. *Clim. Dyn.* **2**, 145-163.
- SHINDELL, D. T., R. L. MILLER, G. SCHMIDT, L. PANDOLFO, 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature* **399**, 452-455.
- STOTT, P. A., S. F. B. TETT, G. S. JONES, M. R. ALLEN, J. F. B. MITCHELL, G. J. JENKINS, 2000: External control of twentieth century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science* **290**, 2133-2137.
- STOUFFER, R. J., G. C. HEGERL, S. F. B. TETT, 1999: A comparison of Surface Air Temperature Variability in Three 1000-Year Coupled Ocean-Atmosphere Model Integrations. *J. Climate* **13**, 513-537.
- TETT, S. F. B., P. A. STOTT, M. A. ALLEN, W. J. INGRAM, J. F. B. MITCHELL, 1999: Causes of twentieth century temperature change. *Nature* **399**, 569-572.
- THOMPSON, D. W. J., J. M. WALLACE, 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1297-1300.
- THOMPSON, D. W. J., J. M. WALLACE, G. C. HEGERL, 2000: Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II Trends. *J. Climate* **13**, 1018-1036.
- VAN LOON, H., J. C. ROGERS, 1978: The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe, part I: general description. *Mon. Weather Rev.* **106**, 296-310.