

Beitragsserie: Klimaänderung und Klimaschutz

Hrsg.: Prof. Dr. Detlev Möller, Brandenburgische Technische Universität (BTU) Cottbus, Lehrstuhl für Luftchemie und Luftreinhaltung, Volmerstr. 13, D-12489 Berlin (moe@btu-lc.fta-berlin.de; <http://www.luft.tu-cottbus.de>)

Klimaänderungen: Mögliche Ursachen in Vergangenheit und Zukunft

Martin Claussen^{1,2}

¹ Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Postfach 601203, D-14412 Potsdam (claussen@pik-potsdam.de)

² Universität Potsdam, Institut für Physik, Universität Potsdam, Postfach 601553, D-14415 Potsdam (claussen@pik-potsdam.de)

DOI: <http://dx.doi.org/10.1065/uwsf2003.02.053>

Zusammenfassung. In diesem Übersichtsartikel werden zwei Klimadefinitionen, die meteorologische und die systemanalytische, vorgestellt. Verschiedene Ursachen für Klimaänderungen werden vergleichend diskutiert: die extern angetriebene Klimavariabilität und die ohne äußeren Anstoß, aufgrund von internen Instabilitäten im System ausgelöste, freie oder interne Klimavariabilität. Sowohl die angetriebene als auch die freie Klimavariabilität kann sich durch periodische, zufällig periodische und abrupte Klimaänderungen bemerkbar machen. Abschließend werden die verschiedenen Möglichkeiten der Klimavorhersage betrachtet.

Schlagwörter: Klima; Klimaänderung; Klimaantrieb; Klimadefinition; Klimadynamik; Klimaszenarien; Klimavariabilität; Klimavorhersage; Wechselwirkungsprozesse

Abstract

Climate Change: Origins in the Past and the Future

In this overview two definitions of climate are presented, from the meteorological point of view and from the climate system's point of view. The origin of climate change is discussed, i.e., externally forced variability and free, or internal variability that is caused without external trigger by internal instabilities of the system. Both, forced and free variability can appear as periodic, randomly quasi-periodic, and abrupt climate change. Finally, various possibilities of climate forecast are considered.

(mittlere Andauer von Dürren, Surmhäufigkeit, Häufigkeit von Starkniederschlägen, ...). Da Klima sich sowohl räumlich wie auch zeitlich ändert, gehören zur Angabe der Klimaelemente auch Ort und Mittelungszeitraum, für welche die statistischen Kenngrößen gelten.

1 Was ist Klima?

1.1 Die meteorologische Klimadefinition

In der älteren Literatur wird Klima als "die Gesamtheit aller meteorologischen Erscheinungen" definiert, "die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgend einer Stelle der Erdoberfläche charakterisieren" (Hann 1883). Wenn wir den momentanen Zustand der Atmosphäre an einem Ort als Wetter bezeichnen, dann ist Klima nach dieser Definition gleichbedeutend mit mittlerem Wetter. Die World Meteorological Organization (WMO) hat für die Zeitspanne, über die der Mittelwert des Wetters berechnet werden sollte, auf 30 Jahre festgelegt. Daher werden für Klimavergleiche häufig die Zeiträume 1931–1960 bzw. 1961–1990 gewählt. Man findet in der Literatur aber auch andere Mittelungszeiträume.

Im Laufe des letzten Jahrhunderts wurde der Klimabegriff dahingehend erweitert, dass neben dem Mittelwert auch die höheren statistischen Momente in die Klimadefinition einbezogen werden. Nach der neueren Definition beschreibt Klima das "statistische Verhalten der Atmosphäre, das für eine relativ große zeitliche Größenordnung charakteristisch ist." (Hantel et al. 1987). Die Klimavariablen, auch manchmal Klimaelemente genannt, werden als statistische Kenngrößen angegeben wie zum Beispiel Jahres- oder Monatsmittel (Jahresmitteltemperatur, mittlere Jahresniederschlagssumme, ...) oder als Eintrittswahrscheinlichkeit und Häufigkeit von Ereignissen

1.2 Die systemanalytische Klimadefinition

Die meteorologische Klimadefinition – vom Autor 'meteorologisch' genannt, weil sie sich auf meteorologische Kenngrößen bezieht – hat sich in der Klimatologie, der eher beschreibenden Wissenschaft des Klimas, bewährt. Zum Verständnis der Klimadynamik, also der Prozesse, die den mittleren Zustand und die Variabilität der Atmosphäre über längere Zeiträume bestimmen, reicht die meteorologische Definition nicht aus, denn die längerfristigen Veränderungen der Atmosphäre werden wesentlich durch die Wechselwirkung der Atmosphäre mit dem Ozean, der Vegetation und den Eismassen geprägt. Aus diesem Grunde wird in der Klimadynamik, wie in den modernen Lehrbüchern der Meteorologie und der Klimaphysik nachzulesen ist (zum Beispiel Kraus 2000, Peixoto und Oort 1992), das Klima über den Zustand und das statistische Verhalten des Klimasystems definiert.

Das Klimasystem (**Abb. 1**) besteht aus verschiedenen Systemen: der Atmosphäre, der Hydrosphäre (dazu gehören Ozean, Flüsse, Seen, Regen, Grundwasser), der Kryosphäre (Inlandeismassen, Meereis, Schnee, Permafrost), der marinen und terrestrischen Biosphäre, dem Erdreich, und, wenn die Klimaentwicklung über viele Jahrtausende betrachtet wird, der Erdkruste und dem oberen Erdmantel. Diese Un-

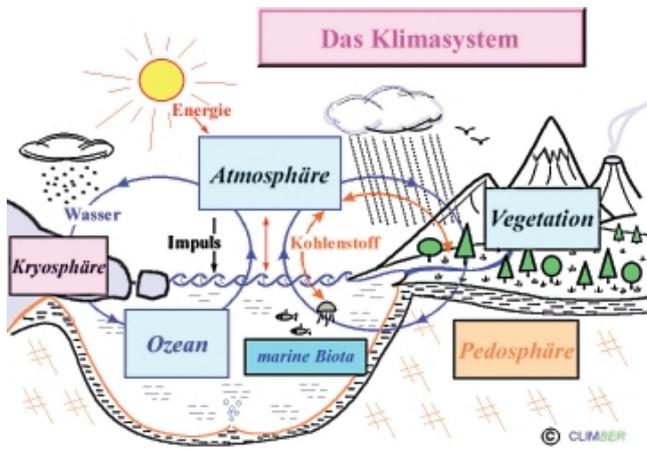


Abb. 1: Schematische Darstellung des Klimasystems und seiner Unter-systeme sowie der die Unter-systeme verbindenden Flüsse

terteilung erfolgt im Wesentlichen aufgrund der beteiligten Medien (gasförmig, flüssig, fest) und der Zeitskalen, die für typische Änderungen in den Unter-systemen beobachtet werden können. Die Unter-systeme sind über Energie-, Impuls- und Stoffflüsse miteinander gekoppelt. Zu den Stoffflüssen muss auch der Transport chemischer Substanzen und deren Umwandlungsprozesse hinzugerechnet werden, soweit diese Substanzen – wie zum Beispiel Treibhausgase oder Nährstoffe der Biosphäre – direkt oder indirekt mit dem Energiekreislauf in Verbindung stehen.

Die Definition des Klimasystems wird nicht aus übergeordneten Prinzipien abgeleitet, sondern ist als eine pragmatische Eingrenzung des zu untersuchenden Gegenstandes durch Unterteilung in System und dessen Umgebung zu interpretieren. Die Abgrenzung des Klimasystems zur Umgebung wird so vorgenommen, dass kein wesentlicher Massenfluss zwischen dem System und der Umgebung auf den für die Untersuchung relevanten Zeitskalen stattfindet.

Kraus (2000) zählt auch die Anthroposphäre, die Welt menschlichen Handels, zum Klimasystem. Dies erscheint mir unpragmatisch, da sich das menschliche Handeln, insbesondere Kultur und Psychologie, der thermodynamischen Beschreibung entzieht. Die Summe von Klimasystem und Anthroposphäre wird in der Literatur auch als Erdsystem definiert (Schellnhuber und Wenzel 1998, Schellnhuber 1999, Claussen 1998, 2001), wobei in diesem Zusammenhang statt Klimasystem synonym die Begriffe Natursphäre oder Ökosphäre gebraucht werden.

2 Klimaantrieb

Abb. 2 zeigt skizzenhaft die Variabilität der bodennahen Lufttemperatur so, wie sie in vielen Klimaarchiven – Ablagerungen im Eis, im Erdreich oder im See- oder Meeresboden, aus denen das Klima rekonstruiert wird – zu finden ist. Eine Anzahl von Maxima ragen aus dem kontinuierlichen Spektrum, der Hintergrundvariabilität, heraus. Manche dieser Maxima können als direkte Antwort des Klimasystems auf äußere Klimaantriebe verstanden werden, als erzwungene oder ange-

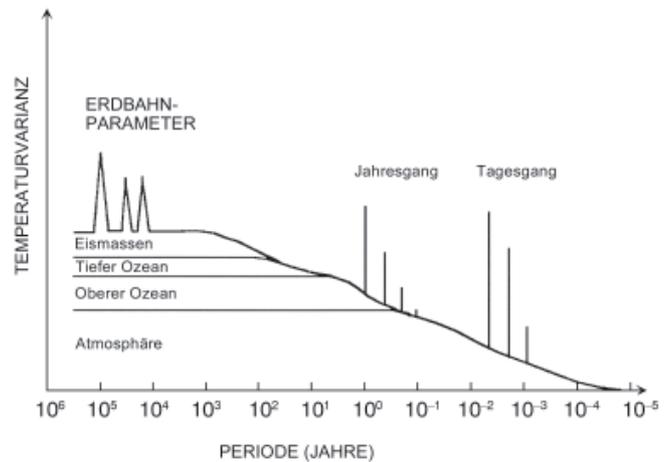


Abb. 2: Idealisierte schematische Darstellung des Spektrums atmosphärischer Temperaturvarianz nach Crowley und North (1992)

triebene Klimavariabilität. Andere Maxima entstehen durch Instabilitäten innerhalb des Klimasystems bei konstantem Klimaantrieb. Diese Art der Klimaänderungen wird freie oder interne Klimavariabilität genannt (Lorenz 1979).

Betrachten wir zunächst die bisher bekannten und vermuteten Klimaantriebe, die vom Autor in drei Gruppen unterteilt werden: astronomische, tektonische und anthropogene Antriebe.

2.1 Astronomischer Antrieb

2.1.1 Leuchtkraft der Sonne

Die Leuchtkraft der Sonne und damit der solare Energiefluss ändert sich auf nahezu allen Zeitskalen. Die Sonne wird, wie sämtliche Sterne, im Laufe ihres Lebens immer heißer, und der solare Energiefluss, der das Klimasystem der Erde erreicht, nimmt stetig zu. Vor etwa 3,5 Milliarden Jahren, als sich das Leben auf unserem Planeten zu entwickeln begann, war der solare Energiefluss etwa 35% schwächer als heute. Für die Betrachtung der Klimadynamik im Laufe der letzten Jahrtausende sind die Schwankungen der Sonne im Bereich von etwa 11, 22, 78, 211 und vermutlich auch 1500 und 2500 Jahren interessant. Der solare Energiefluss einschließlich seiner Schwankungen kann erst in den letzten etwa 20 Jahren von Satelliten aus direkt gemessen werden. Für die Zeit davor werden die solaren Schwankungen aus Beobachtungen der Änderungen der Sonnenflecken oder aus Messungen der kosmogenen Isotope ¹⁴C und ¹⁰Be, die sich in verschiedenen Klimaarchiven finden, abgeschätzt (Lean et al. 1995, Bard et al. 2000).

Wie sich die Schwankungen des solaren Energieflusses bemerkbar machen, darüber gibt es verschiedene Theorien, die im dritten Sachstandsbericht des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, Ramaswamy et al. 2001, S. 380 ff.) vergleichend bewertet werden. Die einfachste Erklärung, nach der die Schwankungen im solaren Energieangebot den Energiehaushalt der bodennahen Luftschicht direkt beeinflussen, scheint sich bei der Erklärung der Temperaturschwankungen der letzten 1000 Jahre zu bewähren (Cubasch et al. 1997, Brovkin et al. 1999, Crowley 2000, Bauer et al. 2003).

2.1.2 Kosmische Partikelstrahlung und Erdmagnetfeld

Die kosmische Partikelstrahlung hat sich im Laufe der Erdgeschichte geändert, zum Beispiel beim Ausbruch einer Super Nova oder wenn das Sonnensystem – vermutlich mit einer Periode von etwa 200 Millionen Jahren – den Spiralarm einer Galaxis kreuzt (Shaviv 2002). Bei der Betrachtung der letzten Jahrhunderte und Jahrtausende wird davon ausgegangen, dass die kosmische Partikelstrahlung konstant ist. Allerdings ändert sich der Fluss kosmischer Partikel in die Erdatmosphäre dadurch, dass Intensität und Form des Magnetfeldes der Erde, das die kosmische Partikelstrahlung abschirmt, schwanken. Dies geschieht durch solare Aktivitäten (Sonnenwind) oder durch Vorgänge im Erdinnern, die das Erdmagnetfeld induzieren (letzterer Antrieb müsste daher konsequenterweise dem tektonischen Antrieb zugeordnet werden). Die Klimarelevanz kosmischer Partikelstrahlung wird zur Zeit kontrovers diskutiert. Es gibt Untersuchungen, die eine Korrelation zwischen aus direkten Messungen – diese jedoch nur einen sehr kurzen Zeitraum – und aus indirekten Messungen mit Hilfe kosmogener Isotope abgeschätzten Schwankungen der kosmischen Partikelstrahlung und meteorologischer Parameter, wie Temperatur, Niederschlag oder Bewölkung ableiten (zum Beispiel Svensmark und Friis-Christensen 1997). Jedoch ist der physikalische Wirkungspfad bisher nicht geklärt (Kerthaler et al. 1999). Zudem haben Sun und Bradley (2002) unlängst festgestellt, dass die von Svensmark und Friis-Christensen gefundene Korrelation nicht mehr existiert, wenn Daten aus weiter zurückliegenden Zeiten in die statistische Analyse mit einbezogen werden. In manchen Fällen ist die hohe Korrelation zwischen Änderung kosmischer Partikelstrahlung und atmosphärischer Klimaelemente leider auch auf fehlerhafte, zum Teil unwissenschaftliche Behandlung der Daten zurückzuführen (Laut 2003). Interessanterweise zeigen Kristjansson et al. (2002), dass in dem Zeitabschnitt, für den eine Korrelation gefunden wurde, die Korrelation des solaren Energieflusses mit der Bewölkung deutlich größer ist, als die der kosmischen Partikelstrahlung mit der Bewölkung. Dies spricht für die im vorigen Abschnitt geäußerte Vermutung, Änderungen im solaren Energiefluss seien der wichtigere solare Klimaantrieb.

2.1.3 Asteroiden

Die Erde wurde im Laufe ihrer Geschichte häufiger von einem Asteroiden getroffen. Der Aufschlag großer extraterrestrischer Körper hinterlässt deutliche Spuren nicht nur in der Erdoberfläche, sondern auch im Klima (Gerosonde et al. 1997). Unser Erdsystem scheint allerdings stabil genug zu sein, dass selbst Einschläge größerer Asteroide von mehreren Kilometern Durchmesser, wie zum Beispiel vor gut 65 Millionen Jahren geschehen, nicht sämtliches Leben auf der Erde vernichten und unser Klima lebensfeindlich verändern. Für die gegenwärtige Klimadiskussion spielt dieser Faktor keine Rolle.

2.1.4 Die Erdbahn um die Sonne

Dynamisch betrachtet ist die Erde ein rotierender Kreisel, auf den die Anziehungskräfte der Sonne, des Mondes und der größeren Planeten wirken. Da diese Anziehungskräfte nicht im Massenmittelpunkt der Erde angreifen, entstehen Drehmomente, so dass der Erdkreisel taumelt. Dies macht

sich durch Schwankungen in der Exzentrizität ('Ellipsenförmigkeit') der Erdbahn, der Schiefe der Ekliptik (Neigung der Erdachse gegenüber der durch die Erdbahn um die Sonne aufgespannten Fläche) und der Lage der Äquinoktien (Länge des Winterhalbjahres im Vergleich zum Sommerhalbjahr und Zeitpunkt, an dem die Erde der Sonne am nächsten steht) bemerkbar. Die Schwankungen der Exzentrizität zeigen maximale Änderungen bei Perioden von 412.000 Jahren und etwa 100.000 Jahre. Die Schiefe der Ekliptik ändert sich mit einer Periode von etwa 41.000 Jahren und die Lage der Äquinoktien mit einer Doppelperiode von etwa 23.000 und 19.000 Jahren (Berger 1978).

Das Signal der Ekliptikänderungen und der Präzession der Äquinoktien ist in den Klimaarchiven so klar zu erkennen, dass man diese präzise berechenbaren astronomischen Änderungen in vielen Fällen dazu benutzt hat, um die Klimaarchive zu datieren, also die Tiefe, in der ein Klimasignal gefunden wird, einem bestimmten Zeitpunkt zuzuordnen. Die Schwankungen der Exzentrizität erzeugen nur geringe Änderungen in der global gemittelten Einstrahlung und der geografischen Verteilung. Jedoch ist die 100.000 jährige Periode die bei weitem stärkste (Abb. 3). Warum das Klimasystem so stark disproportional (nichtlinear) auf diese eher marginale Antriebsschwankung reagiert, ist bis heute noch nicht zufriedenstellend geklärt. Eine Übersicht der gängigen Theorien zur Erklärung des 100.000-jährigen Klimazyklus bietet das Lehrbuch von Saltzman (2002).

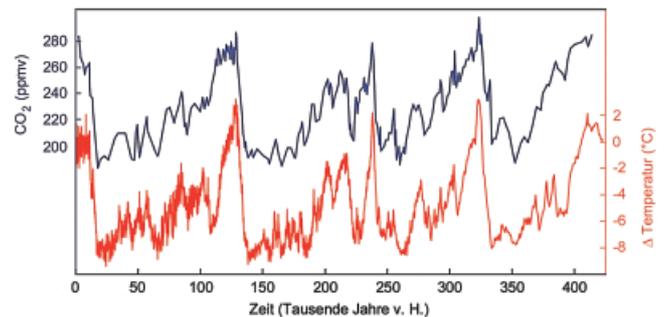


Abb. 3: Rekonstruktion der Temperaturschwankungen und Messungen der CO₂-Schwankungen in der Antarktis während der letzten 400.000 Jahre (gezeichnet nach Petit et al. 1999)

2.1.5 Änderung der Erdrotation

Um die Liste bekannter astronomischer Antriebe zu vollständigen, sei die Änderung der Erdrotation erwähnt. Die Erdrotation nimmt im Laufe der Erdgeschichte allmählich ab und damit die Tageslänge zu. Vor gut 1 Milliarden Jahre dauerte ein Tag nur etwa 21 Stunden. Die Änderung der Tageslänge beeinflusst die Struktur der großräumigen Zirkulation in der Atmosphäre und im Ozean. Allerdings spielt dieser Effekt nur bei der Betrachtung der sehr langfristigen Klimaentwicklung eine Rolle.

2.2 Tektonische Änderungen

2.2.1 Plattentektonik

Langsame Konvektionsbewegungen im Erdmantel führen zu tektonischen Prozessen, wie Kontinentaldrift, Auffaltung von Gebirgen, Änderung des Ausgasens von CO₂, Wasser und

anderen Stoffen aus dem Erdinneren. Sie spielen als langsame Prozesse für die langfristige Klimadynamik (zum Beispiel Wechsel zwischen Eiszeitalter und Heißzeiten im Laufe der Jahrtausende) eine prägende Rolle (Crowley und North 1992). Ob ein Inlandeisschild existieren kann – dies definiert eine Eiszeit – hängt wesentlich von der Größe und der Lage der Kontinente zu einem der beiden Pole ab. Die Existenz des grönländischen und antarktischen Eisschildes zeigt, dass wir uns gegenwärtig in einer Eiszeit befinden, der quartären Eiszeit, allerdings in der Warmphase der Eiszeit. Die Warmphase und die Kaltphase einer Eiszeit werden auch als Interglazial beziehungsweise Glazial bezeichnet

2.2.2 Vulkanismus

Für kurzfristige klimatische Einflüsse ist die an tektonische Prozesse gekoppelte Vulkantätigkeit mitverantwortlich. Durch Vulkanaktivität gelangen gasförmige und partikelförmige Spurenstoffe in die Atmosphäre, die den Strahlungshaushalt der Atmosphäre ändern. Die Vulkanaktivität ändert sich unregelmäßig und kann nicht vorausgesagt werden. Der Zeitpunkt einzelner Vulkanausbrüche kann anhand von historischen Aufzeichnungen oder direkt durch Ascheschichten in datierbaren marinen und terrestrischen Ablagerungen bestimmt werden (siehe in Crowley 2000). Die Rekonstruktion der Intensität eines Vulkanausbruches und der damit verbundenen Emission von Stoffen ist jedoch mit großer Unsicherheit verbunden. Der Effekt einzelner starker Vulkanausbrüche lässt sich in den Klimaarchiven als kurzfristige, nicht länger als etwa drei Jahre andauernde Abkühlung wiederfinden. Für Klimabetrachtungen ist daher nicht der einzelne Vulkanausbruch interessant, sondern ob Vulkanausbrüche gehäuft auftreten oder über eine längere Zeit ausbleiben.

2.3 Anthropogener Einfluss

2.3.1 Treibhausgasemissionen

Der Mensch hat die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre geändert, und zwar im Wesentlichen durch Emission von Treibhausgasen, Ruß und aerosolbildende Substanzen. Die Zunahme der CO₂-Konzentration in der Luft um gut 30% während der letzten etwa 150 Jahre ist zum allergrößten Teil auf die Verbrennung fossilen Kohlenstoffs zurückzuführen (Prentice et al. 2001). Zurzeit werden dadurch etwa 6 Milliarden Tonnen Kohlenstoff pro Jahr oder umgerechnet 22 Milliarden Tonnen CO₂ pro Jahr in die Atmosphäre emittiert. Damit ist die anthropogene Emission von CO₂ etwa 50 bis 100mal stärker als das natürliche Ausgasen aus dem Erdinneren. In der Tat lässt sich mindestens für die letzten 420.000 Jahre kein solch drastischer Anstieg wie der zurzeit gemessene in den Klimaarchiven nachweisen. Vermutlich gab es vor etwa 55 Millionen Jahren einen vergleichbaren CO₂-Emissionsstoß (Schrag und McCarthy 2002). Auch die atmosphärische CO₂-Konzentration ist auf Werte angestiegen, wie sie seit mindestens 420.000 Jahren vermutlich sogar der letzten 20 Millionen Jahre nicht vorgekommen sind.

Treibhausgase in der Atmosphäre absorbieren die Wärmestrahlung der Erdoberfläche und strahlen ihrerseits in den Weltraum und in Richtung Erdoberfläche aus. Letzterer Teil wird wieder von der Erdoberfläche absorbiert, so dass die Atmosphäre insgesamt wärmer ist als ohne Treibhausgase. Zwischen Treibhausgasemission und Treibhauseffekt besteht kein linearer Zusammenhang, da die meisten Absorptionsbanden der natürlichen Treibhausgase nahezu gesättigt sind. Deshalb leisten lediglich die Flügelbereiche der Absorptionsbanden natürlicher Treibhausgase und die noch nicht gesättigten Absorptionsbanden einiger anthropogener Treibhausgase (wie zum Beispiel die FCKWs) einen Beitrag. Aber dieser Beitrag hat immer noch beachtliche Auswirkungen. Der natürliche, vom Menschen unbeeinflusste Treibhauseffekt beträgt etwa 33°C (Änderung der globalen bodennahen Mitteltemperatur einer Erde mit gegenüber einer Erde ohne Treibhauseffekt), wenn man die durch den Treibhauseffekt angestoßenen Wechselwirkungen im Klimasystem (siehe Abschnitt 3.2) hinzurechnet. Der durch die anthropogene Treibhausgasemission ausgelöste 'zusätzliche' Treibhauseffekt ist dagegen gering, etwa 1°C bei einer Verdoppelung der vorindustriellen Treibhausgaskonzentration, wenn man nur die Wirkung dieses zusätzlichen Treibhauseffektes betrachtet. Wenn man die durch den zusätzlichen Treibhauseffekt angestoßenen verstärkenden und abschwächenden Wechselwirkungsprozesse im Klimasystem hinzurechnet, ergeben sich aus Klimamodellrechnungen ungefähr 3.5°C +/-1.5°C (Cubasch et al. 2001). Dies ist eine kräftige Temperaturerhöhung, wenn man bedenkt, dass der Unterschied in der globalen Mitteltemperatur zwischen dem Höhepunkt der letzten Vereisung vor gut 21.000 Jahren und dem heutigen Klima etwa 4°C bis 5°C beträgt. Betrachtet man die verschiedenen Abschätzungen möglicher CO₂-Emissionen, so ist eine Verdoppelung der vorindustriellen CO₂-Konzentration innerhalb der nächsten hundert Jahre eine eher konservative, vorsichtige Schätzung (Prentice et al. 2001).

2.3.2 Landnutzung

Seit Jahrtausenden hat der Mensch die Landoberfläche durch Landnutzung in stetig steigendem Maße geändert. Abschätzungen zufolge sind zurzeit 1/3 bis 1/2 der gesamten Landoberfläche direkt davon betroffen (Vitousek et al. 1997). Durch die Landnutzung wird die Struktur der Landoberfläche geändert; landwirtschaftliche Flächen sind in vielen Fällen heller als Waldflächen und zeigen auch ein anderes Verdunstungsverhalten. Obwohl die Wechselwirkungsprozesse zwischen Landoberfläche und bodennahem Klima im Detail sehr komplex sind – manche Prozesse führen zur Erwärmung, manche zur Abkühlung, und in unterschiedlichen Klimazonen dominieren verschiedene Prozesse –, zeigt sich im globalen Mittel eine leichte Abkühlung der bodennahen Luftschicht, und zwar im Wesentlichen aufgrund der Zunahme des Reflexionsvermögens solarer Strahlung (Claussen et al. 2003). Klimasimulationen über die letzten 1000 Jahre zeigen, dass die kleine Eiszeit bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts andauerte, obwohl die natürlichen Antriebe wie Änderung des solaren Energieflusses und Vulkanaktivität, aber auch die anthropogene CO₂-Emission eine Erwärmung erwarten lassen

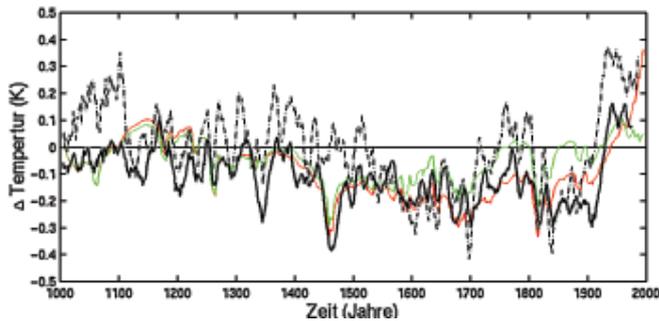


Abb. 4: Abschätzung der bodennahen Temperatur im Mittel über die Nordhemisphäre im Verlauf der letzten 1000 Jahre. Schwarze Kurve: Rekonstruktion der Temperatur aus Klimaarchiven (gepunktete Kurve: Jones et al. 1998, strichpunktete Kurve: Mann et al. 1999), grüne Kurve: Ergebnis der Modellrechnung mit natürlichem Antrieb (Änderung des solaren Energieflusses und Vulkanaktivität), rote Kurve: Ergebnis der Modellrechnung mit natürlichem und anthropogenem Antrieb (CO_2 -Emission und Landnutzung). Mit Änderungen aus Bauer et al. (2003)

(Abb. 4, Bauer et al. 2003). Dieser Effekt ist in dem Klimamodell der Landnutzung zuzuschreiben.

Neben der Änderung der Struktur der Landoberfläche trägt die Landnutzung auch zur CO_2 -Emission bei, zum Beispiel durch Brandrodung. Die derzeitige mit der Landnutzung einhergehende Kohlenstoffemission wird auf etwa 2 Milliarden Tonnen pro Jahr abgeschätzt.

2.4 Änderung der Klimaantriebe während der letzten Jahrhunderte

Aus den obigen Abschnitten wird deutlich, dass – sieht man von interner Klimavariabilität ab – im Wesentlichen nur Änderungen im solaren Energiefluss und der Vulkanaktivität sowie die menschlichen Aktivitäten die Klimaänderungen der letzten Jahrhunderte angestoßen haben können. Für den Einfluss kosmischer Strahlung fehlt ein überzeugender Beleg (statistische Zusammenhänge können Hinweise geben, aber nicht erklären). Klimasimulationen (Crowley 2000, Bauer et al. 2003), in den die verschiedenen natürlichen Antriebe aus Rekonstruktionen vorgegeben wurden, zeigen qualitativ das gleiche Bild (Abb. 4 als Beispiel): Die Klimaentwicklung der letzten 1000 Jahre lässt sich nicht ohne die Variabilität der natürlichen Antriebe reproduzieren, und ebenso die Klimaentwicklung der letzten 100 Jahre nicht ohne Hinzunahme der anthropogenen Faktoren. Mehr noch: es ist erkennbar, dass wahrscheinlich vor Beginn der industriellen Revolution vor gut 150 Jahren die natürlichen Klimaantriebe dominierten und seit gut 100 Jahren der anthropogene Antrieb. Insbesondere die Erwärmung der bodennahen Atmosphäre während der letzten Jahrzehnte ist zum größten Teil auf die anthropogene Treibhausgasemission zurückzuführen.

3 Interne Klimavariabilität und Wechselwirkungsprozesse

Auch wenn der Klimaantrieb konstant bliebe, wenn sich zum Beispiel die Erde relativ zur Sonne nicht bewegte, entstünde Klimavariabilität, die interne oder freie Klimavariabilität. Ein anschauliches Beispiel für freie Variabilität in einem

Laborexperiment ist mit Pfeffer bestreutes Öl in einer heißen Pfanne. Bei geringer Heizung der Pfanne entstehen streifenartige oder wabenförmige Muster. Bei heißerer Pfanne bewegen sich diese Muster schwingungsartig, ohne dass der Antrieb selbst schwanken würde und schließlich entsteht bei hinreichend heißer Pfanne eine turbulente Bewegung; das Öl bruzzelt. Die in der Natur beobachteten und rekonstruierten Klimaschwankungen sind im Allgemeinen eine Kombination aus beidem, aus erzwungener und freier Variabilität. Um eine Vorstellung von der freien Klimavariabilität zu bekommen, sollen hier die dynamischen Eigenschaften einzelner Klimasystemkomponenten und die beobachteten Perioden – die Zeitskalen – der Bewegungsvorgänge in den Klimasystemkomponenten skizziert werden. Diese Skizze ist eine Zusammenfassung ausführlicherer Diskussionen in Peixoto und Oort (1992) und Saltzman (2002).

3.1 Typische Zeitskalen der Bewegung der einzelnen Klimasystemkomponenten

Die Atmosphäre ist die gasförmige Komponente im Klimasystem, ein Gemisch bestehend im Wesentlichen aus Stickstoff und Sauerstoff und einem geringen Promillanteil von Spurengasen wie Argon, Kohlendioxid, Ozon. Der Wasserdampfanteil in der Atmosphäre, der räumlich und zeitlich stark variiert, beträgt wenige Volumenprozent. Der größte Teil, etwa dreiviertel der Masse der Atmosphäre befindet sich in der Troposphäre, der unteren, gut 10 km mächtigen, Schicht der Atmosphäre. Die Troposphäre wird manchmal auch als Wetterschicht bezeichnet. Relativ – im Verhältnis zum Wasser – geringe Wärmekapazität und hohe Beweglichkeit kennzeichnen die Energie- und Impulsbilanz der Troposphäre. Das Wetter – ein typisches Beispiel für interne Variabilität, da der Wetterverlauf nicht von außen taktiert wird – ändert sich innerhalb weniger Tagen, oder anders formuliert, die dominante Zeitskala der Bewegungsvorgänge in der Troposphäre liegt im Bereich von einigen Tagen. In den Tropen treten auch Wetterphänomene mit einer Zeitskala von 2 Monaten auf. In der Stratosphäre, der etwa 20 km mächtigen Schicht oberhalb der Troposphäre, liegen die Zeitskalen der im Wesentlichen wellenartigen Bewegung bei 100 Tagen bis zu etwa 2 Jahren.

Die Hydrosphäre umfasst die flüssige Wasserphase im Klimasystem, also im Wesentlichen den Ozean, aber auch Regen, Flüsse, Seen und Grundwasser. Wie die Atmosphäre, so ist auch der Ozean ein geschichtetes Medium. Die typische Zeitskala für die Wärmeausbreitung im oberen Teil des Ozeans, der so genannten etwa 100–200 Meter mächtigen Deckschicht, beträgt einige Monate. Im tropischen Pazifik treten in Schwingungen der äquatorialen Wassermassen das so genannte El-Niño-Phänomen mit einer Zeitskala von einigen Jahren auf. Um den Ozean in seiner gesamten vertikalen Mächtigkeit von der Deckschicht bis in den tiefen Ozean vollständig zu durchmischen, so dass sich ein neuer Gleichgewichtszustand einstellt, braucht es einige 1000 Jahre.

Als Kryosphäre wird die feste Wasserphase im Klimasystem bezeichnet. Dazu gehört das Meereis, das neben dem ausgeprägten Jahresgang – dies ist der erzwungene Anteil der

Variabilität – typische Zeitskalen der Bewegung, zum Beispiel der maximalen Ausdehnung des Winteres, von 5 bis 10 Jahren aufweist. Die Gebirgsgletscher und die großen Inlandeismassen sind zähfließende Medien, wobei die Gebirgs- oder Talgletscher mit Zeitskalen von 10 bis 10^4 Jahren sich rascher bewegen können als die Inlandeismassen mit Zeitskalen von 10^3 bis 10^5 Jahren. Die große Spanne der kryosphärischen Zeitskalen erklärt sich daher, dass Gletscher und Inlandeismassen langsam anwachsen, aber rasch abbrechen und abschmelzen können.

Die Biosphäre umfasst den belebten Teil im Klimasystem auf dem Land und im Wasser. Die Zeitskalen der marinen Biosphäre werden durch den Wechsel der Lichtverhältnisse und durch die Bewegung des Ozeans geprägt. In der terrestrischen Biosphäre unterscheiden wir drei Zeitskalenbereiche. Die Blattspaltöffnungen, die Stomata, über die die Pflanzen das CO_2 mittels der Photosynthese aufnehmen, können sich neuen Umweltbedingungen, insbesondere dem Wechsel des Sonnenlichts, innerhalb weniger Minuten anpassen. Ändert sich der mittlere Zustand der Atmosphäre, ändert sich zunächst die Zusammensetzung eines Pflanzenbestandes. Diese so genannte Sukzession findet innerhalb von wenigen Jahren oder Jahrzehnten statt. Bei langandauernden Änderungen der Atmosphäre bilden sich innerhalb von einigen hundert Jahren neue Makroökosysteme.

Die typischen Zeitskalen der Austauschprozesse – im Wesentlichen Erwärmung und Abkühlung des Bodens sowie Versickern von Wasser – im oberen Erdreich, der Pedosphäre, betragen für die ersten Meter etwa einige Tage bis Jahre und wachsen für die Grundwasserneubildung auf 10^4 Jahre an. Erosionsprozesse haben Zeitskalen von über 10^5 Jahre. Beim Aufbau von Inlandeismassen wird die Erdkruste in den oberen Erdmantel eingedrückt. Diese vertikale Ausgleichsbewegung der Lithosphäre verläuft auf Zeitskalen von 10^4 Jahren.

3.2 Wechselwirkung zwischen den Klimasystemkomponenten

Sämtliche Klimasystemkomponenten stehen direkt oder indirekt über den Austausch von Energie, Impuls und Stoffen miteinander in Wechselwirkung. Da die Klimasystemkomponenten deutlich unterschiedliche Zeitskalen der Bewegung aufweisen, führt diese Wechselwirkung zu einer Hintergrundvariabilität, die, wie in Abb. 2 dargestellt, mit abnehmender Frequenz kontinuierlich zunimmt. Dies geschieht durch das Aufintegrieren schneller Veränderungen in den unterschiedlich trägen Klimasystemkomponenten (Hasselmann 1976). Zum Beispiel können sich die Wetterfluktuationen über endliche Zeitintervalle zufälligerweise zu einer Anomalie addieren, die im Ozean dann eine Temperaturanomalie erzeugt, die erheblich länger andauert als die Wetterfluktuation selbst.

Eine weitere wichtige Eigenschaft der Wechselwirkungsprozesse zwischen den Klimasystemkomponenten besteht darin, einmal angestoßene Klimaänderungen verstärken oder abschwächen zu können. Hierbei spielt insbesondere der Wasserkreislauf eine bedeutende Rolle, der über die bei der

Umwandlung zwischen den drei Phasen des Wassers (Dampf, flüssiges Wasser, Eis) benötigte oder freigesetzte Energie eng mit dem Energiekreislauf verknüpft ist. Um ein Beispiel zu nennen: Jede Temperaturänderung in der Atmosphäre wirkt sich auf die Wasseraufnahmefähigkeit der Luft aus. Steigt aufgrund erhöhter CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre über den Treibhauseffekt die Temperatur der bodennahen Luftschicht, kann mehr Wasser aus dem Ozean in die Atmosphäre verdunsten. Der Wasserdampfgehalt der Luft nimmt zu. Da Wasserdampf ebenfalls ein Treibhausgas ist – das bei weitem wichtigste, natürlich vorkommende Treibhausgas –, wird der 'trockene' (durch CO_2 -Änderungen angestoßene) Treibhauseffekt noch durch den 'feuchten' (mit Wasserdampf einhergehenden) Treibhauseffekt verstärkt. Andere Prozesse des Wasserkreislaufes, wie zum Beispiel die Wolkenbildung, können Temperaturänderungen verstärken oder abschwächen. Wolken vermindern einerseits die Wärmeausstrahlung der Erdoberfläche in den Weltraum, andererseits reflektieren sie die Sonnenstrahlung. Wie bereits im Abschnitt 2.3.1 erwähnt, überwiegen die durch den anthropogenen (trockenen) Treibhauseffekt ausgelösten verstärkenden Rückkopplungsprozesse die abschwächenden, wobei der feuchte Treibhauseffekt hieran den größten verstärkenden Effekt hat.

Auch die Schwankungen der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre sind im natürlichen, vom Menschen unbeeinflussten Klimasystem als Teil des natürlichen Kohlenstoffkreislaufes, ein Produkt interner Austauschprozesse – die im Wesentlichen zwischen Atmosphäre, Vegetation und Ozean stattfinden, wenn Zeitskalen über Jahrtausende betrachtet werden – sowie der Verwitterung und dem Ausgasen aus dem Erdinneren auf längeren Zeitskalen. Die manchmal in der populärwissenschaftlichen Literatur vertretene Meinung, Klima und atmosphärische CO_2 -Konzentration seien voneinander entkoppelt, ist im Sinne der Klimadynamik ein Widerspruch in sich. Die atmosphärische CO_2 -Konzentration ist wie die Temperatur oder die Strömungsgeschwindigkeit im Ozean oder die Fläche des Meereises ein Klimatelement.

Die Änderungen der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre kann zum Teil als verstärkender Rückkopplungsprozess interpretiert werden. Eine Zunahme von CO_2 in der Atmosphäre lässt die bodennahe Temperatur ansteigen, was dazu führt, dass mehr CO_2 aus dem wärmeren Ozean entweicht und so den trockenen Treibhauseffekt verstärkt. Allerdings ist dies nur ein kleiner Teil der Rückkopplungsprozesse, denn die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre hängt auch von chemischen Umwandlungsprozessen im Ozean ab und von der Dynamik des in der terrestrischen Biomasse gebundenen Kohlenstoffs. Warum die Temperatur und die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre sich während der letzten mindestens 400.000 Jahre im großen und ganzen nahezu parallel entwickelt haben (Petit et al. 1999, siehe Abb. 3) und warum während der letzten etwa 8.000 Jahre vor der industriellen Revolution die atmosphärische CO_2 -Konzentration trotz einer allmählichen globalen Abkühlung leicht angestiegen ist, ist bis heute noch nicht vollständig verstanden (Brovkin et al. 2002).

Die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Vegetation ist – sieht man von den menschlichen Eingriffen der Landnutzung ab – ebenfalls ein natürlicher Rückkopplungsprozess, der Klimaänderungen verstärken kann. Änderungen des bodennahen Klimas beeinflussen die Wachstumsbedingungen der Pflanzen und dies führt, wie im Abschnitt 2.3.3 erwähnt, zu Änderungen der Strahlungs- und Verdunstungseigenschaften der Landoberfläche, die wiederum das bodennahe Klima bestimmen. Diese so genannte biogeophysikalische Wechselwirkung kann die Wüstenbildung in Nordafrika steuern (siehe unten). Die Verschiebung der Baumgrenze in der Arktis hat einen erheblichen Einfluss auf die Meereisbedeckung oder gar das Vordringen von Inlandeismassen (Otterman et al. 1984). Da die schneebedeckte Tundra erheblich heller ist als die schneebedeckten Waldflächen der Taiga, kann die Taiga im Frühling und Frühlommer mehr Sonnenenergie absorbieren und so ein für sich günstigeres Klima schaffen. Ein wärmeres Klima ist dagegen ungünstig für die Ausbreitung von Eismassen, die sich also zurückziehen. Umgekehrt führt eine Abkühlung zu einem Rückzug der Waldflächen und damit zu einer weiteren Abkühlung der Region.

3.3 Klimasprünge

In den Klimaarchiven finden sich zahlreiche Beispiele rascher Klimaänderungen, so genannter Klimasprünge, die als interne Variabilität, angeregt durch plötzlich auftretende Instabilitäten im Klimasystem, interpretiert werden können oder als nichtlineare Reaktion auf Antriebsänderungen. Zu den ersteren zählen vermutlich die Dansgaard-Oeschger-Zyklen und die Heinrich-Ereignisse, die während des letzten Glazials auftraten (Abb. 5) und die mit Änderungen der Jahresmitteltemperatur über Grönland und Nordeuropa von mehreren Kelvin innerhalb weniger Jahre einhergingen. Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen werden als rasche Übergänge in der thermohalinen (durch Unterschiede im Salzgehalt und der Temperatur angetriebene) Ozeanzirkulation und damit des meridionalen Wärmetransports im Atlantik interpretiert (Ganopolski und Rahmstorf 2001). Als Heinrich-Ereignis wird das Kalben größerer Massen des nordamerikanischen Inlandeises in den Nordatlantik während des letzten Glazi-

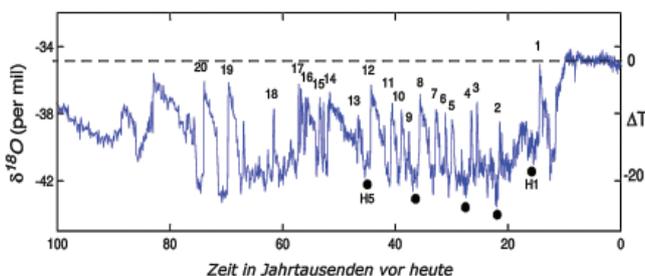


Abb. 5: Änderung der Temperatur in Grönland über die letzten 100.000 Jahre. Zu sehen sind die starken Temperaturschwankungen während der letzten Eiszeit, die um etwa 21.000 Jahren vor heute ihren Höhepunkt erreichte. Die gegenwärtige Warmphase begann etwa vor 11.500 Jahren. Die Temperaturschwankungen wurden nicht direkt gemessen, sondern anhand der atomaren Zusammensetzung des Sauerstoffs der im grönländischen Eis eingeschlossenen Wassermolekülen rekonstruiert (nach Ganopolski and Rahmstorf 2001)

als vor gut 70–20.000 Jahren bezeichnet. Die durch Abrieb ins Eis aufgenommenen größeren und kleineren Steine werden mit den Eisbergen durch die Ozeanströmung weit in den Nordatlantik hinausgetragen, wo sie auf den Ozeanboden sinken, sobald die Eisberge schmelzen. Die Schichten eisverfrachteter Sedimente werden nach ihrem Entdecker Heinrich-Schichten genannt (Heinrich 1988). Rätselhaft bleibt die Regelmäßigkeit des Auftretens der Dansgaard-Oeschger-Zyklen und Heinrich-Ereignisse.

Ein Beispiel für eine nichtlineare, abrupte Reaktion auf sich allmählich ändernde Klimaantriebe ist die Wüstenbildung in Nordafrika. Im frühen und mittleren Holozän vor gut 11.500 bis 6000 Jahren war die Sahara wesentlich grüner als heute. Während dieser Zeit und noch bis heute hat sich der externe Antrieb, im Wesentlichen die Änderung der Erdbahn um die Sonne, welche die regionale Verteilung der Einstrahlung und damit den Temperaturkontrast zwischen Kontinent und Ozean und so letztlich die Stärke des Sommermonsuns steuert, stetig und allmählich geändert. Rekonstruktionen der Vegetationszonen Nordafrikas und des Staubeintrags aus Nordafrika in den Nordatlantik (deMenocal et al. 2000) deuten jedoch darauf hin, dass sich die Vegetationsverhältnisse im frühen Holozän wenig veränderten und dass sich die Sahara vor etwa 5.500 Jahren innerhalb weniger hundert Jahren, also im Verhältnis zur Antriebsänderung abrupt, ausgedehnt hat. Dies hängt vermutlich mit einer stark nichtlinearen Wechselwirkung zwischen Monsun- und Vegetationsänderung zusammen (Brovkin et al. 1998, Claussen et al. 1999, Wang and Eltahir 2000), die – so die Theorie – dazu führt, dass die Savanne bei hinreichend feuchtem Klima einen 'grünen' Gleichgewichtszustand anstrebt. Bei zu trockenem Klima ist die Wüste der stabile Zustand. Ändert sich der Sommermonsun, so verharrt das System Vegetation-Atmosphäre in einem der Zustände, Wüste oder Savanne, bis ein Schwellenwert des Sommermonsuns erreicht wird, der das System in den jeweils anderen Zustand springen lässt.

4 Ist Klima vorhersagbar?

4.1 Die verschiedenen Arten der Klimavorhersage

Angesichts der komplexen Klimadynamik stellt sich die Frage, ob Klimaänderungen überhaupt vorhersagbar sind. Dazu muss geklärt werden, wie der Begriff 'Klimavorhersage' definiert wird.

In der Klimaphysik wird zwischen zwei Arten der Klimavorhersage unterschieden (Lorenz 1975). Zum einen kennen wir die Klimavorhersage erster Art, bei der von einem bestimmten Zeitpunkt ausgehend die weitere Klimaentwicklung berechnet wird. Diese Klimavorhersage entspricht vom Prinzip her der Wettervorhersage, nur mit dem Unterschied, dass bei der Klimavorhersage erster Art die statistischen Kenngrößen des Klimasystems für einen bestimmten Zeitpunkt in der Zukunft berechnet werden und bei der Wettervorhersage der momentane Zustand der Atmosphäre.

Bei der Klimavorhersage erster Art wird davon ausgegangen, dass die Entwicklung der Randbedingungen bekannt ist. Es wird also im Wesentlichen die interne Klimavariabilität

prognostiziert. Bei der Klimavorhersage der zweiten Art dagegen steht nicht die Klimaentwicklung oder das Klima zu einem bestimmten Zeitpunkt in der Zukunft im Vordergrund, sondern die Reaktion des Klimasystems auf Veränderungen verschiedener externer Antriebe. Es soll die dynamische Struktur des Klimasystems und die Belastbarkeit des Systems gegenüber Störungen erkundet werden. Für die Diskussion der Klimaentwicklung in diesem Jahrhundert spielt die Klimavorhersage erster Art eine untergeordnete Rolle, da eine Vorhersage der Entwicklung externer Antriebe, zum Beispiel des Vulkanismus oder der anthropogenen Treibhausgasemissionen, nur in sehr begrenztem Maße möglich ist. Selbst für die mögliche Entwicklung des vermutlich zurzeit stärksten Klimaantriebs, der anthropogenen Treibhausgasemissionen, liegen gegenwärtig nur Plausibilitätsbetrachtungen vor, aber keine Abschätzung der Eintrittswahrscheinlichkeit möglicher Emissionsszenarien. Daher wird in der Klimaforschung oft von Projektionen oder Klimaszenarien gesprochen – gemeint ist damit die Klimavorhersage zweiter Art.

4.2 Chaos und Klimavorhersage

In der Diskussion um Klimaänderungen und deren Vorhersagbarkeit hört man hin und wieder, dass das Klimasystem chaotisch und daher die zeitliche Entwicklung des Klimasystems prinzipiell nicht vorhersagbar sei. In der Tat gibt es Hinweise darauf, dass manche Klimasystemkomponenten oder Teile von Klimasystemkomponenten, wie zum Beispiel die Atmosphäre der mittleren Breiten, chaotisches Verhalten zeigt. So liefert ein Wettervorhersagemodell für einen bestimmten Ort und eine bestimmte Zeit viele Tage im Voraus deutlich unterschiedliche Prognosen, selbst wenn sich die Anfangswerte, also das Wetter des Zeitpunktes, von dem die Prognose gestartet wurde, nur minimal unterscheiden. Jedoch bedeutet das chaotische Verhalten des Wetters – bzw. das Versagen der Wettervorhersage über Zeiträume von mehr als ein paar Tagen – nicht, dass die viel langsamere Entwicklung der statistischen Parameter des Wetters, und damit des Klimas, nicht vorhersagbar wäre. Zum einen gewinnen über längere Zeiträume die Dynamik der trägeren Komponenten des Klimasystems und die Klimaantriebe gegenüber der internen Variabilität an Einfluss auf das statistische Verhalten der Atmosphäre. Zum anderen wissen wir, dass in Systemen mit vielen Komponenten, die für sich nicht vorhersagbar sind, das Verhalten der Gesamtheit dieser Komponenten sehr wohl vorhersagbar ist. Um zwei bekannte Beispiele zu nennen: In einem Gas interessiert uns nicht die Bewegung der einzelnen Moleküle, sondern die statistischen Eigenschaften wie Temperatur und Druck. Und zwischen Druck und Temperatur eines gibt es wohlbekanntes Gesetzmäßigkeiten. Auch die Bewegung eines Pfefferkörnchens in der bruzzelnden Ölpfanne des zu Anfang des Abschnitts 3 beschriebenen Laborexperimentes lässt sich nicht nur über eine sehr kurze Zeit von vielleicht einigen Millisekunden vorhersagen; das räumlich und zeitlich gemittelte vertikale Temperaturprofil sowie die Temperaturvarianz des bruzzelnden Öls, aber auch der Zeitpunkt des Auftretens der ersten Strömungsmuster und der Umschlag in die turbulente Bewegung lassen sich als Funktion der Heizrate genau vorhersagen.

Das Studium einfacher nichtlinearer dynamischer Systeme, die im Vordergrund der Chaostheorie stehen, hat die Klimadynamik außerordentlich befruchtet. Zum Beispiel wurde entdeckt, dass sich in chaotischen Systemen zufälliger Weise über längere Zeit periodische Bewegungen ausbilden können. Wie lange eine solche periodische Bewegung andauert, ist ebenfalls purer Zufall. Eine Vorhersage aufgrund der statistischen Analyse der Periodizität der bisher beobachteten Bewegung kann zufälligerweise funktionieren, muss aber nicht. Auch in der Klimatologie gibt es dazu einige Beispiele. Allerdings ist die Situation in der Klimadynamik erheblich komplizierter, weil es ja tatsächlich periodische Klimaantriebe gibt, die sich in der Klimavariabilität wiederfinden können, wenn sich das Klimasystem in einem bestimmten Klimazustand befindet und aus der Klimavariabilität verschwinden, sobald sich der Klimazustand ändert.

Nicht sämtliche aus der Chaostheorie bekannten Phänomene sind auf die Klimadynamik übertragbar. Das Bild des Flügelschlags eines Schmetterlings, der einen Hurrikan auslösen kann, ist ein sehr anregendes, aber für die Klimadynamik in letzter Konsequenz irreführendes Paradigma. In der Atmosphäre schlagen unzählige Schmetterlinge ihre Flügel, nicht nur einer. Oder anders ausgedrückt: Lokal kann die Atmosphäre (aber auch die anderen Klimasystemkomponenten) chaotisch erscheinen, aber insgesamt verhält sich die Atmosphäre wie ein träges Zufallssystem, also ein System, in dem unzählige Schmetterlinge für eine turbulente Bewegung sorgen. Die mittleren Eigenschaften träger Zufallssysteme lassen sich, wie bereits gesagt, durchaus vorhersagen.

5 Schlussfolgerungen

Klima ist die Statistik des Wetters, oder systemanalytisch betrachtet, die Statistik der Zustandsänderungen des Klimasystems. Daraus folgt, dass einzelne Wetterereignisse für sich genommen nicht als Signale einer Klimaänderung bewertet werden dürfen. Erst wenn eine lange Beobachtungsreihe von Wetterereignissen vorliegt, lässt sich ein Klimatrend statistisch signifikant berechnen und mit anderen Klimatrends vergleichen. Um ein aktuelles Beispiel zu nennen: Die Starkniederschläge, die im Sommer 2002 zur Hochwasserkatastrophe im Elbeinzugsgebiet geführt haben, sind, für sich betrachtet, kein Klimaänderungssignal. Allerdings ist tatsächlich eine Zunahme der Anzahl der Monate mit extremen Niederschlägen in Deutschland zu verzeichnen (Grieser et al. 2003). Auch in Brandenburg, einer Region mit zurzeit zunehmender Trockenheit während der Sommermonate, fällt der Niederschlag seit etwa 30 bis 40 Jahren kaum noch als Regen, sondern als Schauer, also als Starkniederschlag (Werner und Gerstengarbe 2003). Der Zusammenhang zwischen der Zunahme von Niederschlägen in vielen Regionen der Erde und der Zunahme von Starkniederschlägen in manchen Regionen einerseits sowie der Erwärmung der bodennahen Luftschicht andererseits erscheint physikalisch plausibel und wird von vielen Klimamodellen wiedergegeben (Stocker et al. 2001). Insofern ist die Befürchtung berechtigt, dass bei einer durch die anthropogene Treibhausgasemission angestoßenen Erwärmung der Atmosphäre die Extremniederschläge zunehmen, obgleich das einzelne Extremereignis niemals als Beweis für diese Vermutung angeführt werden kann.

Klima ist nichts Konstantes, es ändert sich ständig und auf allen Zeitskalen. Gerade die langsamen Klimaänderungen hinterlassen die deutlichsten Spuren in den Klimaarchiven. Klimaänderungen können durch Schwankungen im Klimaantrieb angestoßen werden. Da unterschiedliche Klimaantriebe auf verschiedenen Zeitskalen wirken, dürfen Klimaänderungen auf verschiedenen Zeitskalen nicht direkt mit einander verglichen werden. Der Wechsel von Warmphasen (Interglazialen) und Kaltphasen (Glazialen) im Laufe der letzten Jahrhunderttausende hat wenig zu tun mit der Erwärmung der bodennahen Luftschicht während der letzten hundert Jahre. Auch die bisher wenig verstandene, in manchen Zeiten hohe und in anderen Zeiten völlig fehlende Korrelation zwischen Temperatur und atmosphärischer CO₂-Konzentration entsteht als Wechselwirkung innerhalb des natürlichen Kohlenstoffkreislaufes und sagt wenig über die zurzeit durch die anthropogene CO₂-Emission angestoßene Erwärmung.

Klima kann sich auch bei konstantem Antrieb aufgrund von internen Instabilitäten ändern – sozusagen 'ohne ersichtlichen Grund'. Das bedeutet, dass sich nicht hinter jeder regelmäßigen Klimaschwankung eine Antriebsänderung verbergen muss. Die Trennung von angetriebener und interner Klimavariabilität sowie die Trennung des Anteils natürlicher und anthropogener Antriebsänderungen an der Klimavariabilität ist eine der großen Herausforderungen der aktuellen Klimaforschung. Nach dem gegenwärtigen Verständnis der Klimaprozesse und der Klimasystemdynamik müssen wir davon ausgehen, dass der Einfluss der Sonne und des Vulkanismus als Klimaantrieb der letzten hundert Jahre deutlich schwächer war und vermutlich in den nächsten hundert Jahren schwächer sein wird als der des Menschen.

Klima lässt sich vorhersagen – allerdings sind die Grenzen der Vorhersagbarkeit noch nicht vollständig ausgelotet. Für die Diskussion über künftige Klimaänderungen spielt die Vorhersage der tatsächlichen Klimaentwicklung (zurzeit) nur eine untergeordnete Rolle, da die Entwicklung der Klimaantriebe nicht vorhergesagt, sondern nur aus Plausibilitätsbetrachtungen als mögliche Szenarien vorgegeben werden kann. Daher geht es bei der Klimavorhersage der nächsten hundert Jahre um so genannte Klimaszenarien oder Projektionen, also mögliche Klimaentwicklungen unter verschiedenen Belastungszuständen.

Die Suche nach Klimaüberraschungen stellt eine weitere Herausforderung an die Klimaforschung dar. In den Klimaarchiven finden sich zahlreiche Anzeichen für Klimasprünge. Es gilt herauszufinden, unter welchen natürlichen und anthropogenen Belastungen und in welchen Regionen der Erde es zu Klimaüberraschungen kommen kann. Im Hinblick auf die Vermeidung von für uns und unsere nachfolgenden Generationen extrem ungünstigen Klimaentwicklungen, aber auch im Hinblick auf die Anpassung an mögliche Klimaänderungen, ist es außerordentlich wichtig, die Klimasystemdynamik und damit die Belastbarkeit des Klimasystems zu erkunden. Dies kann erfolgreich nur in interdisziplinärer Zusammenarbeit von empirisch orientierten Fachrichtungen wie Paläoklimatologie und Geologie und der theoretisch orientierten Klimamodellierung geschehen.

Da der Mensch nicht nur vom Wetter und Klima betroffen ist, sondern das Klima selbst beeinflusst, kann die umfassende Erforschung des Klimawandels nicht mehr nur eine rein naturwissenschaftliche Aufgabe sein. Sozio-ökonomische Aspekte, zum Beispiel die gesellschaftliche Wahrnehmung von und die Reaktion auf Klimaänderungen, spielen ebenfalls eine wichtige Rolle (Stehr and vonStorch 1995). Doch dies ist, wie man in Brandenburg sagt, ein weites Feld und wird in anderen Aufsätzen in dieser Reihe diskutiert werden.

Danksagung. Ein Teil dieses Übersichtsartikels entstand in der Diskussion mit Ulrich Cubasch (Freie Universität Berlin), Hans von Storch (Forschungszentrum Geesthacht), Reinhard Zellner (Universität Essen).

Literatur

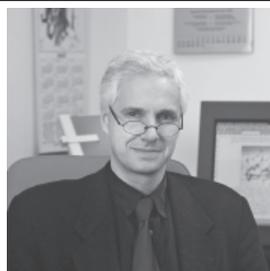
- Bard E, Raisbeck G, Yiou F, Jouzel J (2000): solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus* 52B, 985–992
- Bauer E, Claussen M, Brovkin V (2003): Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *Geophys Res Lett*, angenommen
- Berger A (1978): Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic change. *J Atmos Sci* 35, 2362–2367
- Brovkin V, Claussen M, Petoukhov V, Ganopolski A (1998): On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. *J G R* 103 (D24), 31,613–31,624
- Brovkin V, Ganopolski A, Claussen M, Kubatzki C, Petoukhov V (1999): Modelling climate response to historical land cover change. *Global Ecol Biogeogr* 8 (6) 509–517
- Brovkin V, Bendtsen J, Claussen M, Ganopolski A, Kubatzki C, Petoukhov V, Andreev A. (2002): Carbon cycle, Vegetation and Climate Dynamics in the Holocene: Experiments with the CLIMBER-2 Model. *Global Biogeochem Cycles*, 16 (4), 1139, doi:10.1029/2001GB001662
- Claussen M (1998): Von der Klimamodellierung zur Erdsystemmodellierung: Konzepte und erste Versuche. *Ann Meteorol (NF)* 36, 119–130
- Claussen M, Kubatzki C, Brovkin V, Ganopolski A, Hoelzmann P, Pachur HJ (1999): Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation at the end of the mid-Holocene. *Geophys Res Lett* 24 (14) 2037–2040
- Claussen M (2001): Earth system models. In: Ehlers E, Krafft T (eds): *Understanding the Earth System: Compartments, Processes and Interactions*, Springer-Verlag Heidelberg, 145–162
- Claussen M (ed) (2003): Does land surface matter in weather and climate? In: Kabat P, Claussen M, Dirmeyer P, Gash JHC, Guenni L, Meybeck M, Pielke RA, Vörösmarty CJ, Lütkemeier S (eds) (2002): *Vegetation, Water, Humans and the Climate: A New Perspective on an Interactive System*. Springer-Verlag Heidelberg, im Druck
- Crowley T, North G (1991): *Paleoclimatology*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 18. New York: Oxford University Press, 339 pp
- Crowley TJ (2000): Cases of climate change over the past 1000 years. *Science* 289, 270–277
- Cubasch U, Hegerl GC, Voss R, Waszkewitz J, Crowley T (1997): Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate. *Clim Dyn* 13, 757–767
- Cubasch U, Meehl GA, Boer GJ, Stouffer RJ, Dix M, Noda A, Senior CA, Raper S, Yap KS (2001): Projections of Future Climate change. In: Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden P, Dai X, Maskell K, Johnson CI (eds.): *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 881p
- Ganopolski A, Rahmstorf S (2001): Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409, 153–158

- Gersonde R, Kyte FT, Bleil U, Diekmann B, Flores JA, Gohl K, Grahl G, Hagen R, Kuhn G, Sierro FJ, Völker D, Abelman A, Bostwick JA (1997): Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean. *Nature* 390, 357–363
- Grieser J, Schönwiese C-D, Trömel S (2002): Secular change of extreme precipitation months in Europe. *Theor Appl Climatol*, submitted
- Hann J (1883): *Handbuch der Klimatologie*. Engelhorn, Stuttgart
- Hantel M, Kraus H, Schönwiese C-D (1987): Climate definition. In: Fischer G (Hrsg.): *Climatology. Landolt-Börnstein, Functional Relationships in Science and Technology V/4/c1*. Springer, Berlin
- Hasselmann K (1976): Stochastic models. I. Theory. *Tellus* 28, 473–485
- Heinrich H (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat Res* 29 (2) 142–152
- Jones PD, Briffa KR, Barnett TP, Tett SFB (1998): High resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene* 8 (4) 455–471
- Kernthaler SC, Toumi R, Haigh JD (1999): Some doubts concerning a link between cosmic ray fluxes and global cloudiness. *Geophys Res Lett* 26 (7) 863–865
- Kraus H (2000): *Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig / Wiesbaden
- Kristjansson JE, Staple A, Kristiansen J, Kaas E (2002): A new look at possible connections between solar activity, clouds and climate. *Geophys Res Lett* 29 (23) 2107, doi:10.1029/2002GL015646
- Laut P (2003): Solar activity and terrestrial climate: some dubious correlations. *J Atmos & solar Terrest Phys*, angenommen
- Lean J, Beer J, Bradley R (1995): Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophys Res Lett* 22, 3195–3198
- Lorenz EN (1975): Climatic predictability. In: WMO-ICSU Joint Organizing Committee: *The physical basis of climate and climate modelling*. GARÜ Publ Ser No 16, Appendix 2.1
- Lorenz EN (1979): Forced and free variations of weather and climate. *J Atmos Sci* 36, 1367–1376
- Otterman J, Chou M-D, Arking A (1984): Effects of nontropical forest cover on climate. *J Climate Appl Met* 23, 762–767
- Mann ME, Bradley RS, Hughes MK (1999): Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys Res Lett* 26, 6, 759–762
- deMenocal PB, Ortiz J, Guilderson T, Adkins J, Sarnthein M, Baker L, Yarusinski M (2000): Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quat Sci Rev* 19, 347–361
- Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola J-M, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman B, Stievenard M (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436
- Peixoto JP, Oort AH (1992): *Physics of Climate*. New York: American Institute of Physics, 111–125
- Prentice IC, Farquhar GD, Fasham MJR, Goulden ML, Heimann M, Jaramillo VJ, Khesghi HS, Le Quééré C, Scholes RJ, Wallace DWR (2001): The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. In: Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden P, Dai X, Maskell K, Johnson CI (eds) (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 881 p
- Ramaswamy Y, Boucher O, Jaigh J, Hauglustaine D, Haywood J, Myhre G, Nakajima T, Shi GY, Solomon S (2001): Radiative Forcing of Climate Change. In: Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden P, Dai X, Maskell K, Johnson CI (eds) (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 881 p
- Saltzman B (2002): *Dynamical Paleoclimatology*. Academic Press, San Diego, 354 S
- Schellnhuber H-J, Wenzel V (eds) (1998): *Earth System Analysis – Integrating science for sustainability*. Heidelberg: Springer, 530 pp
- Schellnhuber H-J (1999): 'Earth system' analysis and the second Copernican revolution. *Nature* 402, C19–C26
- Schrag DP, McCarthy JJ (2002): Biological-physical interactions and global climate change: some lessons from Earth history. In: Robinson AR, McCarthy JJ, Rothschild, BJ (eds): *The Sea*. John Wiley & Sons Inc, New York, 605–619
- Shaviv NJ (2002): Cosmic ray diffusion from the galactic spiral arms, iron meteorites, and a possible climatic connection. *Phys Rev Lett*, 89(5), doi: 10.1103/PhysRevLett.89.051102
- Stehr N, von Storch H (1995): The social construct of climate. *Clim Res* 5, 99–105
- Stocker T, Clarke GKC, LeTreut H, Lindzen RS, Meleshko VP, Mugara RK, Palmer TN, Pierrehumbert RT, Sellers PJ, Trenberth KE, Willebrand J (2001): Physical Climate Processes and Feedbacks. In: Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden P, Dai X, Maskell K, Johnson CI (eds) (2001): *The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 881 p
- Sun B, Bradley RS (2002): Solar influences on cosmic rays and cloud formation: a reassessment. *J Geophys Res* 107 (D14), 10.1029/2001JD000560
- Svensmark H, Friis-Christensen E (1997): Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage – A missing link in solar-climate relationships. *J Atmos & solar Terrest Phys* 59, 1225–1232
- Vitousek PM, Mooney HA, Lubchenco J, Melillo JM (1997): Human domination of Earth's ecosystems. *Science* 277 (5325) 494–499
- Wang G, Eltahir EAB (2000): Biosphere-atmosphere interactions over West Africa. 2. Multiple Equilibria. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, 126, 1261–1280
- Werner PC, Gerstengarbe F-W (2002): Visual meteorological observations as indicators of climate change signals. *Meteorol Z*, angenommen

Eingegangen: 3. Februar 2003

Akzeptiert: 5. Februar 2003

OnlineFirst: 5. Februar 2003



Professor Dr. Martin Claussen ist amtierender Direktor des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung und Vorsitzender der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft (Amtsperiode 2003–2005). Sein aktuelles Forschungsgebiet umfasst die Klimasystemmodellierung einschließlich der Paläoklimamodellierung, wobei die Wechselwirkung zwischen dem physikalischen Klimasystem und der Biosphäre im Vordergrund der Forschung steht. Professor Claussen ist ausgebildeter Meteorologe und lehrt zurzeit Klimaphysik an der Universität Potsdam.