

# ZUSAMMENHÄNGE UND WECHSELWIRKUNGEN IM KLIMASYSTEM

Jucundus Jacobeit, Augsburg

## 1. Einführung

Spricht man über Klimawandel, sind zunächst grundlegende Prozesse und Zusammenhänge zu klären, die zum Verständnis unseres Klimas und seiner Dynamik erforderlich sind. Dies beginnt bereits beim Begriff ‚Klimasystem‘, das nicht nur die Atmosphäre umfasst, sondern auch die weiteren Komponenten des Ozeans, der Landoberfläche, der Biosphäre und der Kryosphäre (zusammengesetzt aus Land-, Schelf- und Meereis). Abb. 1 verdeutlicht zugleich, dass dieses Klimasystem weiterhin durch variable Randbedingungen, externe Einwirkungen sowie interne Prozesse und Wechselwirkungen gekennzeichnet ist. Schon aus dieser einfachen Wahrnehmung lässt sich erschließen, dass Klima keine konstante Größe sein kann, wie es früher erschienen haben mag (bei hinreichend langer Mittelung über die kurzfristigen Wetterschwankungen

in der Atmosphäre). Vielmehr beinhalten die verschiedenen Zustandsformen des Klimasystems einen permanenten Klimawandel auf unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen, wie es sich beim Rückblick in die Erdgeschichte auch eindrucksvoll belegen lässt (siehe Kapitel 2). Klimawandel gibt es also nicht erst seit dem Eingriff des Menschen in das Klimasystem, sondern er konstituiert eine grundlegende Eigenschaft dieses Systems. Welche Momente sind dafür maßgeblich?

Zum einen ändern sich immer wieder die Randbedingungen des Systems, beispielsweise durch plattentektonische Prozesse, die die Land-Meerverteilung auf der Erde, die Beschaffenheit der Ozeanbecken, die Position der Kontinente im Gradnetz und die Entstehung von Hochgebirgen bestimmen. Letztere beeinflussen das Klima in mehrfacher Hinsicht: gelangen durch Orogenese erhebliche Teile der Erdoberfläche in eine wesentlich größere Höhenlage, kann dies auch auf das Globalklima eine abkühlende Folgewirkung hervorrufen, wie es für die jungtertiäre Heraushebung von Kettengebirgen und Hochplateaus angenommen wird (Ruddiman & Kutzbach, 1989). Darüber hinaus beeinflussen große Hochgebirgszüge, insbesondere wenn sie quer zur

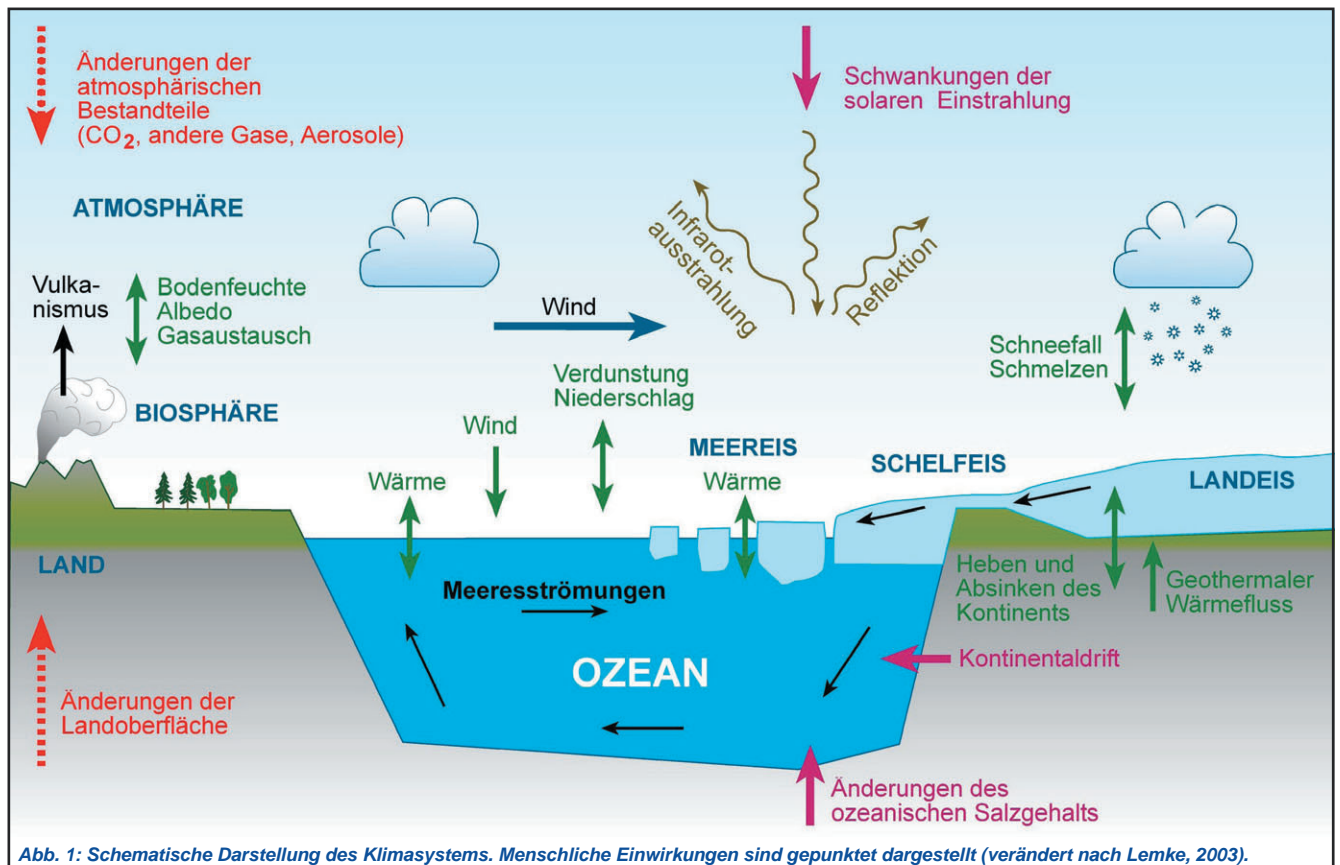


Abb. 1: Schematische Darstellung des Klimasystems. Menschliche Einwirkungen sind gepunktet dargestellt (verändert nach Lemke, 2003).

Hauptströmungsrichtung verlaufen, auch die atmosphärische Zirkulation in klimaprägender Weise: so verdanken wir etwa die Positionierung der quasi-permanenten Luftdruck-Aktionszentren Island-Tief und Azoren-Hoch dem modifizierenden Einfluss der nord-amerikanischen Kordillern auf die Höhenströmung der außertropischen Westwinddrift. Erst seit der tertiären Heraushebung der Kordillern hat sich also die uns heute geläufige Dynamik im Großraum Nordatlantik-Europa herausgebildet, die für uns klimabestimmend ist. Allerdings vollziehen sich die angesprochenen Änderungen der Randbedingungen sehr langsam, so dass auch der damit einhergehende Klimawandel auf sehr großer Zeitskala angesiedelt ist.

Ein zweiter Komplex, der Veränderungen im Klimasystem induziert, umfasst die externen Einwirkungen oder Antriebsmechanismen, die auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen wirksam sein können. Hierbei sind in erster Linie Prozesse angesprochen, die von außen die Strahlungs- und Energiebilanz des Klimasystems beeinflussen und dadurch Klimaänderungen auslösen. Dies kann durch explosiven Vulkanismus, solare Aktivitätsschwankungen, Variationen der astronomischen Erdbahnparameter, aber eben auch durch anthropogene Einwirkungen geschehen. Abb. 1 deutet bereits an, dass dabei nicht nur Änderungen in atmosphärischen Bestandteilen (Spurengase, Aerosole), sondern auch Modifikationen der Erdoberfläche zu berücksichtigen sind.

Schließlich verbleibt der Bereich von Prozessen innerhalb des Klimasystems, die selbst bei konstanten Randbedingungen und hypothetisch unterstellten gleich bleibenden externen Einwirkungen ein breites Hintergrundpotential interner Klimavariabilität konstituieren. Dies liegt an den vielfältigen Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten des Klimasystems (Abb. 1) und an deren stark differierenden Reaktionszeiten (Abb. 2). Sie bewegen sich in der Atmosphäre je nach Stockwerk zwischen einigen Tagen und wenigen Jahren, im Ozean je nach Tiefenbereich zwischen Monaten und 1.000 Jahren, bei der Inlandvereisung zwischen 1.000 und 100.000 Jahren. Durch die Verkopplung werden Stoffe, Energie und Impulse zwischen den Einzelkomponenten des Klimasystems übertragen, dies löst Reaktionen auf den unterschiedlichen Zeitskalen aus und zieht nach entsprechend unterschiedlichen Zeitspannen erneute (Rück-) Übertragungen nach sich, wodurch das Gesamtsystem kontinuierlich variable Zustandsformen durchläuft. Beispielsweise kann durch vergleichsweise kurzfristige atmosphärische Zirkulationsanomalien eine Anomalie im Verteilungsmuster der Meeres-

Klimasystem			
<b>Atmosphäre</b>		<b>Biosphäre</b>	
Stratosphäre	1-3 a	lebende Biota	h-d
Troposphäre	5-10 d	tote Biomasse	a-10 <sup>2</sup> a
bodennahe Grenzschicht		h-d	
<b>Ozean</b>		<b>Kryosphäre</b>	
Mischungsschicht	d-mon	Schneebedeckung	h-d
tiefer Ozean	10 <sup>2</sup> -10 <sup>3</sup> a	Meereis	mon-a
		Gebirgsgletscher	1-10 <sup>2</sup> a
		Inlandeis	10 <sup>3</sup> -10 <sup>5</sup> a
<b>Süßwasser-Hydrosphäre</b>		<b>Geosphäre (feste Erde)</b>	
Flüsse, Seen	d-mon	Pedosphäre	d-mon
Grundwasser	10-10 <sup>4</sup> a	Lithosphäre	10 <sup>5</sup> -10 <sup>7</sup> a

*Abb 2: Charakteristische Zeiten im Klimasystem (verändert nach Schönwiese, 2003).*

oberflächentemperaturen induziert werden, die sich auf größerer Zeitskala fortsetzt, ggf. die ozeanische Zirkulation modifiziert und nach längerer Zeit wieder zu einer spezifischen Beeinflussung der Atmosphäre (Induktion neuer Zirkulationsanomalien) führen kann. Insgesamt liegt also ein über weite Zeitskalenbereiche variiertes System vor.

Diese internen Schwankungen werden aber noch von den externen Einwirkungen überlagert, die ihrerseits spezifische Reaktionen in der internen Variabilität auslösen können. Somit ergibt sich ein Gesamteffekt, der nicht ohne weiteres auf eindeutig getrennte Verursachungsanteile zurückgeführt werden kann. Dennoch wird begrifflich zu unterscheiden versucht zwischen Klimavariabilität, Klimaschwankung und Klimaänderung. Erstere bezeichnet die kleinskalige Oszillation im Zustand des Klimasystems oder einer seiner Komponenten um einen längerfristigen Referenzwert, sie wird als Ausdruck interner Variationen im Klimasystem verstanden und häufig als bloßes Hintergrundrauschen der Klimadynamik aufgefasst (Beispiel interannuelle Klimavariabilität). Von Klimaschwankungen spricht man meist erst ab der dekadischen Zeitskala und meint damit quasi-zyklische, jedenfalls mit wechselndem Vorzeichen ablaufende Klimaentwicklungen. Sie können sowohl extern induziert (z.B. durch Solaraktivitätszyklen) als auch intern generiert sein (z.B. Atlantic Multidecadal Oscillation AMO, siehe weiter unten). Fehlt der Vorzeichenwechsel im Betrachtungszeitraum, wird von einer Klimaänderung gesprochen, die sich jedoch auf

längere Sicht wieder nur als Teil einer übergeordneten Schwankung erweisen kann (so stellt der von weiteren Schwankungen überlagerte Wechsel vom Höhepunkt der letzten Eiszeit zum holozänen Klimaoptimum in den letzten 20.000 Jahren eine markante Klimaänderung dar, die jedoch nur Teil der übergeordneten quartären Klimaschwankungen zwischen Kalt- und Warmzeiten ist). Klimaänderungen können sowohl allmählich im Sinne eines langfristigen Trends vonstatten gehen (Beispiel rezente Erwärmung) als auch vergleichsweise abrupt erfolgen, wenn kritische Schwellenwerte im Klimasystem überschritten werden und ein markanter Systemzustandswechsel eintritt. Umstellungen in der thermohalinen Ozeanzirkulation (siehe weiter unten) sind ein prominentes Beispiel dafür und haben in der erdgeschichtlichen Vergangenheit immer wieder zu kurzfristigen, großamplitudigen Klimaänderungen geführt (siehe Kap. 2).

Die zeitliche Klimaentwicklung setzt sich also aus Schwankungs- und Änderungsanteilen verschiedenster Zeitskalen zusammen, wobei sowohl externe Antriebsfaktoren als auch interne Wechselwirkungen beteiligt sind. Will man den anthropogenen Anteil am rezenten Klimawandel erfassen, müssen also auch die Wirkungsanteile der natürlichen externen Antriebsfaktoren und das Ausmaß der internen Variabilität bekannt sein. Letztere wiederum ist ebenfalls keine konstante Größe, sondern kann sich unter anderem auch als Ausdruck einer überlagerten Klimaänderung selbst verändern (kleinere oder größere Schwankungsamplituden um mittlere Werte entwickeln, die sich ihrerseits ebenfalls verschieben). Erst wenn eine längerfristige Veränderung sich statistisch signifikant von der hochfrequenten Klimavariabilität abhebt (beispielsweise gemessen am so genannten Signal-Rausch-Verhältnis), kann man von einem tatsächlichen Klimawandel sprechen. Damit ist gleichermaßen klar, dass Einzelereignisse – wie extrem auch immer sie sein mögen (Beispiel Hitzesommer 2003) – prinzipiell kein Beleg für einen Klimawandel sein können. Treten aber Prognosen ein, nach denen derartige Hitzesommer gegen Ende dieses Jahrhunderts ein geläufiges Phänomen werden (*Schär et al., 2004*), so manifestiert sich darin selbst bei möglicherweise zunehmender Variabilität der durchschnittlichen Sommertemperaturen ein signifikanter Klimawandel. Bevor die Zukunftsprojektionen in Kap. 3 näher behandelt werden, sollen jedoch zunächst grundlegende Kenntnisse über externe Antriebsfaktoren und interne Wechselwirkungen im Klimasystem zusammengetragen werden, um zu einem begründeten Verständnis der Klimadynamik zu gelangen. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wird dabei der externe Einfluss

des Menschen ausgegliedert und in einem eigenen Folgeabschnitt (4) behandelt.

## 2. Externe Antriebsfaktoren

Der Energieeintrag an Solarstrahlung in das irdische Klimasystem hängt auch von Position und Orientierung der Erde gegenüber der Sonne ab. Astronomische Parameter wie die Exzentrizität der Erdumlaufbahn, die Schiefe der Ekliptik sowie die Präzession der Erdrotationsachse und der Erdbahnellipse unterliegen aufgrund gravitativer Einwirkungen von Sonne, Mond und Planeten charakteristischen Variationszyklen, die mit knapp 100.000 Jahren (Exzentrizität), ca. 41.000 Jahren (Ekliptikschiefe) und knapp 22.000 Jahren (kalendarische Wanderung von Perihel und Aphel aufgrund der kombinierten Wirkung beider Präzessionsbewegungen) allerdings auf sehr großer Zeitskala angesiedelt sind. Die breiten- und saisonabhängigen Insolationsschwankungen aus diesen Milankovitch-Zyklen sind deshalb vor allem bei langfristigen Klimavariationen wirksam und werden heute als Schrittmacher der pleistozänen Eiszeitzyklen angesehen. Dies impliziert zugleich, dass für die letztlich erreichten Temperaturamplituden (4 bis 5 Grad Unterschied im globalen Mittel zwischen Warm- und Kaltzeithöhepunkt) erhebliche Verstärkungsmechanismen innerhalb des Klimasystems hinzugekommen sein müssen (Eis-Albedo-Temperatur-Rückkopplung, natürliche Schwankungen der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration, Umstellung der Ozeanzirkulation). Beim gegenwärtigen Klimawandel können die astronomisch bedingten Insolationsschwankungen vernachlässigt werden, da sie lediglich Temperaturabweichungen in einer Größenordnung von Hundertstel Grad Celsius pro Jahrhundert hervorrufen (*Cubasch & Kasang, 2000*). Langfristig bewegt sich das natürliche Klima eher wieder auf eine Kaltphase zu, die astronomischen Strahlungskurven erreichen etwa in 25.000 Jahren ein neues Minimum.

Der Strahlungsantrieb durch die Sonne selbst unterliegt ebenfalls Schwankungen aufgrund variabler Solaraktivität, die nicht nur die häufig als Maßzahl verwendeten kühleren Sonnenflecken, sondern auch die weitgehend synchron auftretenden heißeren Sonnenfackeln und sonstigen Eruptionen umfasst. Aus Satellitenmessungen wissen wir mittlerweile, dass die Energieabgabe der Sonne (abgesehen von klimatisch irrelevanten Kurzzeitfluktuationen von einigen Wochen) derzeit nur im Größenordnungsbereich von 0.1 % schwankt (Abb. 3), dabei aber signifi-



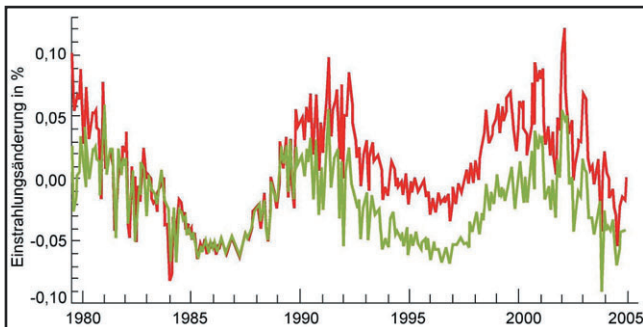


Abb 3: Prozentuale Änderung der monatlichen solaren Einstrahlung nach Willson und Mordvinov (2003, rote Linie) sowie Fröhlich und Lean (2004, grüne Linie), (verändert nach IPCC, 2007).

kant positiv mit der Sonnenfleckenaktivität korreliert ist. Bei Aktivitätsmaxima wird also die Wirkung der ausgedehnten kühleren Fleckenflächen durch die Zunahme von Fackeln und Eruptionen strahlungsenergetisch überkompensiert (Lean & Rind, 1998). Die Beobachtungsreihe der Sonnenfleckenrelativzahlen reicht bis ins 17. Jahrhundert zurück und zeigt den bekannten, im Mittel etwa 11-jährigen Zyklus (Abb. 4), dem weitere Zyklen überlagert sind wie etwa der nach Gleissberg benannte mit einer Periode von 80-90 Jahren, gekennzeichnet durch variierende Fleckenmaxima und auf niedrigeres Niveau abfallende Amplituden nach hohen Maxima wie 1787, 1871 und 1957. Basierend auf indirekten Solaraktivitätsindikatoren wie historischen Polarlicht-Beobachtungen oder atmosphärischen  $^{14}\text{C}$ -Konzentrationen (näheres siehe bei Jacobeit, 2002) kann man noch weiter in die Vergangenheit zurückblicken und dabei auffällige Aktivitätsminima von mehreren Jahrzehnten Andauer erkennen (Abb. 4). Während des so genannten Maunder-Minimums zwischen 1645 und 1715, einer Phase mit äußerst geringer und streckenweise sogar gänzlich aussetzender Fleckenaktivität, war die Solarstrahlung nach Schätzungen von Lean &

Rind (1998) gegenüber dem heutigen mittleren Niveau um 0.24 % reduziert, woraus sich ein Abkühlungseffekt in der Größenordnung von einem halben Grad Celsius ableiten lässt (nordhemisphärische Mitteltemperatur). Welche Rolle spielt die Sonne aber bei der rezenten Erwärmung?

Hierzu gibt es keine einheitlichen Aussagen. Lean & Rind (1998) schätzen den solaren Anteil an der Erwärmung in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts auf etwa die Hälfte, an der forcierten Erwärmung seit 1970 jedoch höchstens auf ein Drittel. Nach Hoyt & Schatten (1993) hat die so genannte Solarkonstante (heute bei etwa  $1.367 \text{ W/m}^2$ ) in den letzten 3 Jahrhunderten maximal um  $5 \text{ W/m}^2$  geschwankt, wovon aufgrund der Kugelgestalt der Erde und der planetarischen Albedo von 30 % nur etwa ein Sechstel, also  $0.8 \text{ W/m}^2$  die Erdoberfläche erreichen. Dies ist lediglich ein Drittel des Wertes von  $2.4 \text{ W/m}^2$ , der als Strahlungsantrieb durch den anthropogenen Treibhauseffekt für die neunziger Jahre veranschlagt worden ist (IPCC, 2001). Dementsprechend gering sind auch die solar bedingten Temperaturänderungen in den letzten 3 Jahrhunderten, die von Cubasch et al. (1997) auf  $\pm 0.2^\circ\text{C}$  beziffert werden. Latif (2006) sieht einen solaren Anteil an der Erwärmung sogar im Wesentlichen auf die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts beschränkt, und der jüngste IPCC-Sachstandsbericht von 2007 gibt den zusätzlichen solaren Strahlungsantrieb seit 1750 nur mehr mit  $0.12 \text{ W/m}^2$  an, um mehr als die Hälfte kleiner als noch 6 Jahre zuvor (begründet mit reduzierten Abschätzungen der Strahlungszunahme durch Sonnenfackeln seit dem Maunder-Minimum). Allerdings wird das Niveau des wissenschaftlichen Verständnisses beim Antriebsfaktor Solaraktivität immer noch als niedrig eingestuft (IPCC, 2007).

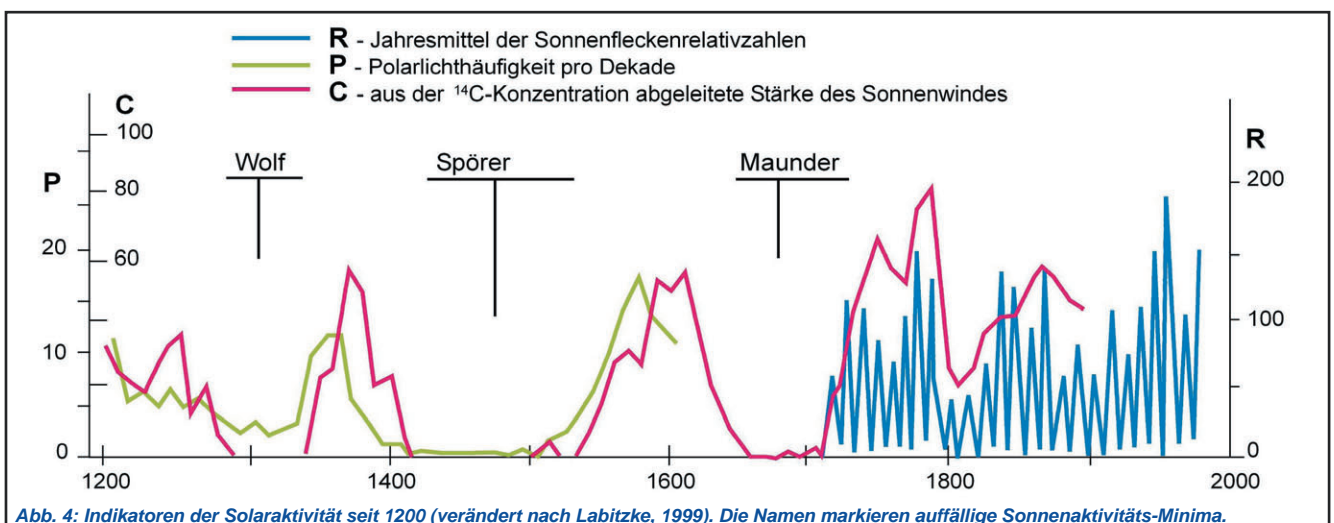


Abb. 4: Indikatoren der Solaraktivität seit 1200 (verändert nach Labitzke, 1999). Die Namen markieren auffällige Sonnenaktivitäts-Minima.

Eine weitere externe Einwirkung auf das Klimasystem kann von Vulkanausbrüchen ausgehen, wenn sie hinreichend stark sind, um Substanzen bis in die Stratosphäre (oberhalb von etwa 12 km Höhe) zu emittieren. Dort werden – im Unterschied zur raschen Auswaschung in der darunter liegenden Troposphäre – immerhin Verweilzeiten von 1 bis 4 Jahren erreicht. Allerdings sind auch nicht die direkt ausgeworfenen vulkanischen Partikel in erster Linie klimawirksam, sondern das sekundär gebildete Sulfat-Aerosol, welches aus gasförmig emittiertem Schwefeldioxid über die Gas-Partikel-Konversion entsteht und sich in der unteren Stratosphäre (Junge-Schicht) anreichert. Seine Klimawirksamkeit gründet sich auf die Beeinflussung des kurzwelligen einfallenden Sonnenlichtes: es unterliegt sowohl einer verstärkten Streuung, wodurch bestimmte Anteile nicht mehr bis in die unteren Atmosphärenschichten vordringen können, als auch einer partiellen Absorption durch die Schwefelpartikel. Als Resultat ergeben sich eine stratosphärische Erwärmung sowie eine Abkühlung in der bodennahen Atmosphäre, die vor allem in höheren geographischen Breiten festzustellen ist, da das polar konvergierende stratosphärische Zirkulationssystem die Partikel zunehmend dorthin verfrachtet und der Streuungseffekt aufgrund des flacheren Einfallswinkels der Sonnenstrahlung in höheren Breiten beträchtlich verstärkt ist. In den Folgejahren großer Vulkaneruptionen ergeben sich Abkühlungen von einigen Zehnteln Grad Celsius (*Schönwiese, 1995*), wobei allerdings durch eine Intensivierung der außertropischen Zonalzirkulation im Folgewinter der mittleren Breiten auch eine Tendenz zu höheren Temperaturen besteht (*Graf et al., 1993*). Klimatologisch bedeutsamer als Einzelereignisse (z.B. El Chichón 1982, Pinatubo 1991) sind erst länger anhaltende Phasen geringer bzw. kumulativer Vulkantätigkeit, die eine gewisse Parallelität zur historischen Temperaturentwicklung zeigen (vgl. *Jacobeit, 2002*). Auch die Erwärmungsphase in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts war von einer Periode äußerst schwacher Vulkanismuseinwirkung begleitet. Nachfolgende Einzelereignisse haben den gesamten Strahlungsantrieb des Klimasystems zwar wieder um  $1\text{-}2\text{ W/m}^2$  reduziert, allerdings jeweils nur für kurze Zeit, so dass auch der rezente Erwärmungstrend kaum beeinträchtigt worden ist.

### 3. Interne Schwankungen und Wechselwirkungen im Klimasystem

Mit numerischen Klimamodellen kann man zeigen, dass unser Klimasystem auch bei konstant gehaltenen externen Antrieben interne Schwankungen durch-

läuft (siehe etwa nach *Wagner in Jacobeit, 2002*), die sich auf ganz unterschiedlichen Zeitskalen ausbilden können. Am bekanntesten dürfte das ENSO-Phänomen (El-Niño-Southern-Oscillation) sein, bei dem sich in unregelmäßigen Abständen von einigen Jahren im äquatornahen Ostpazifik entgegen der sonstigen Situation anomal hohe Meeresoberflächentemperaturen einstellen, die mit ungewöhnlichen tropischen Niederschlagsereignissen bis an die südamerikanische Westküste verbunden sind. Gleichzeitig ergeben sich im nordaustralisch-indonesischen Raum defizitäre Niederschlagsverhältnisse. Das Phänomen ist gekoppelt mit einem unterdurchschnittlichen Luftdruckgegensatz zwischen Zentral- und Westpazifik (negativer Modus der Southern Oscillation) und einer abgeschwächten, in besonderen Fällen sogar invertierten pazifischen Walker-Zelle. Es erweist sich also als ein Ausdruck ozeanisch-atmosphärischer Wechselwirkungen und schlägt nach einiger Zeit auch in sein definitives Gegenteil um (betont kalte Meeresoberflächentemperaturen im Ostpazifik bei positiver Southern Oscillation, kräftiger Walker-Zelle und hoch entwickelter westpazifischer Konvektionsaktivität), für das sich der Begriff La Niña eingebürgert hat. Es stellt sich die interessante Frage, ob diese interne Schwankung im Klimasystem vom rezenten Klimawandel beeinflusst wird. Tatsächlich zeichnet sich in den letzten Jahrzehnten eine Intensivierung und eine gewisse Häufung von El-Niño-Ereignissen ab, für einen Fortgang der globalen Erwärmung liegen allerdings uneinheitliche Modellresultate vor (*Cubasch & Kasang, 2000*).

Im nordatlantisch-europäischen Raum ist eine andere interne Schwankung unmittelbar wirksam, die Nordatlantische Oszillation (NAO). Sie ist primär aus dem atmosphärischen Bereich bekannt als Variation des Luftdruckgefälles zwischen den Aktionszentren des Azoren-Hochs und des Island-Tiefs, zeigt aber in ihren niederfrequenten Schwankungen auch Zusammenhänge mit der Temperaturverteilung, dem Salzgehalt und der Eisbildung im Nordatlantik (*Wanner et al., 2000*). Seit Ende der sechziger Jahre bis Mitte der neunziger Jahre hat sich die NAO markant verstärkt, was mit den kräftigen westlichen Strömungen beträchtlich zur winterlichen Erwärmung in Eurasien beigetragen hat. Es ist allerdings unklar, ob diese Intensivierung ein rein systeminterner Vorgang gewesen ist – auch früher, beispielsweise in den ersten Dekaden des 20. Jahrhunderts, gab es Phasen hoher NAO-Werte (*Jacobeit et al., 2001*) – oder ob ein externer Antrieb der rezenten Erwärmung eine maßgebliche Rolle dabei gespielt hat. Für einen künftigen Fortgang der globalen Erwärmung zeigen die meisten Klimamodelle eine weitere Intensivierung

der NAO, die allerdings bisweilen auch nur moderat ausfällt (Latif, 2006). Manche Forscher rechnen sogar mit einem erneuten Rückgang, wenn sich aufgrund des beschleunigten Eisrückzugs im Arktischen Ozean die (sub-) polaren Temperaturen besonders stark erhöhen und den meridionalen Temperaturgradienten zu den (Sub-) Tropen herabsetzen. Allerdings bleibt zu berücksichtigen, dass die Zirkulationsintensität nicht allein vom Gradienten der bodennahen Lufttemperaturen bestimmt wird, sondern vom thermischen Gefälle in der gesamten Vertikalsäule der Luft; aufgrund des intensivierten hydrologischen Kreislaufs bei erhöhten Temperaturen wird sich aber in der Höhe mit verstärkter latenter Energiefreisetzung in den konvektionsaktiven Regionen der niederen Breiten eher ein stärkerer Gradient zu den hohen Breiten entwickeln. Der vertikal integrierte Gesamteffekt für die Zirkulationsintensität lässt damit noch Schwankungsspielräume offen.

Der gesamte meridionale Energietransport im Klimasystem findet aber nicht ausschließlich in der Atmosphäre statt, substantielle Anteile entfallen auf die ozeanische Komponente, deren Transportleistung in den niederen Breiten sogar diejenige der Atmosphäre übertrifft. Die ozeanischen Massen- und Energietransporte sind in einem erdumspannenden Zirkulationssystem organisiert, das häufig als „globales Förderband“ bezeichnet wird (Broecker, 1991). Angetrieben wird es durch die variablen Temperatur-

und Salzkonzentrationsverhältnisse im Ozean, weswegen wir von einer thermohalinen Zirkulation sprechen. Schlüsselregionen dieses Transportsystems sind Gebiete, in denen abgekühltes und/oder relativ salzreiches Wasser aufgrund seiner erhöhten Dichte absinkt und dadurch Tiefenwasser gebildet wird. Abb. 5 lässt erkennen, dass diese Schlüsselregionen genau in zwei Bereichen zu finden sind: zum einen in subantarktischen Gewässern (Weddell-See und Ross-See), zum anderen in Teilen des subpolaren Nordatlantiks (östlich und südwestlich von Grönland). Hier wird das zuströmende Oberflächenwasser wirkungsvoll abgekühlt und durch Ausfrieren von Meereis zusätzlich verdichtet (beim Gefrierprozess verbleibt fast der gesamte Salzgehalt im Umgebungswasser). Im nordpazifischen Ozean findet keine Tiefenwasserbildung statt, da hier der mittlere Salzgehalt nicht die einige Promille höheren Werte des Nordatlantiks erreicht (Abb. 5). Dieser charakteristische Unterschied verdankt sich im Wesentlichen der reliefbedingten negativen Wasserdampfbilanz über dem Atlantik (mehr Export als Import durch unterschiedliche Reliefverhältnisse bei den jeweiligen Wegstrecken der vorherrschenden Luftströmungen, vgl. Cubasch & Kasang, 2000). Nach dem Absinken von dichtem Oberflächenwasser in den genannten Schlüsselregionen breitet es sich als Tiefenwasser oder Bodenwasser langsam über das Weltmeer aus, gelangt an bevorzugten Stellen (etwa in Teilen des Indischen und Pazifischen Ozeans) wieder

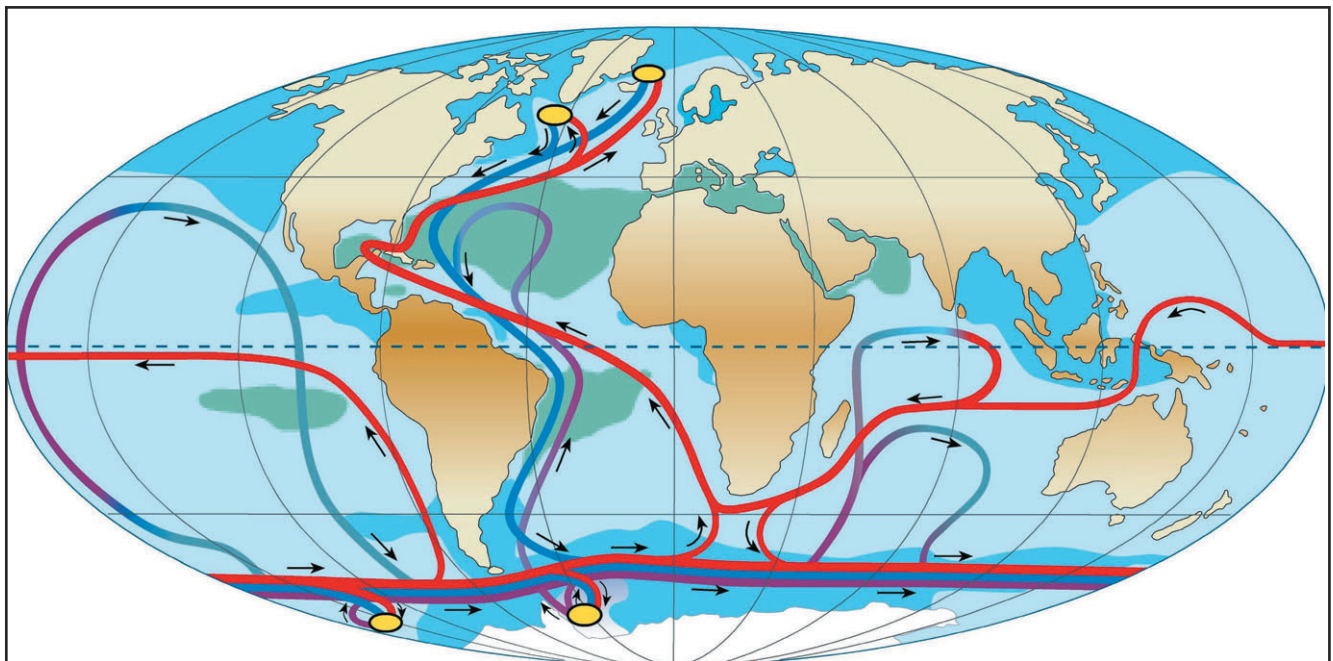


Abb. 5: Schematische Darstellung der globalen thermohalinen Zirkulation. Oberflächennahe Strömungen in rot, Tiefenströmungen in blau, Bodenströmungen in violett, gelbfarbige Ovale indizieren Regionen der Tiefenwasserbildung. Grüne Flächen markieren Salzkonzentrationen über 36 ‰, blaue Flächen solche unter 34 ‰ (verändert nach Rahmstorf, 2002).

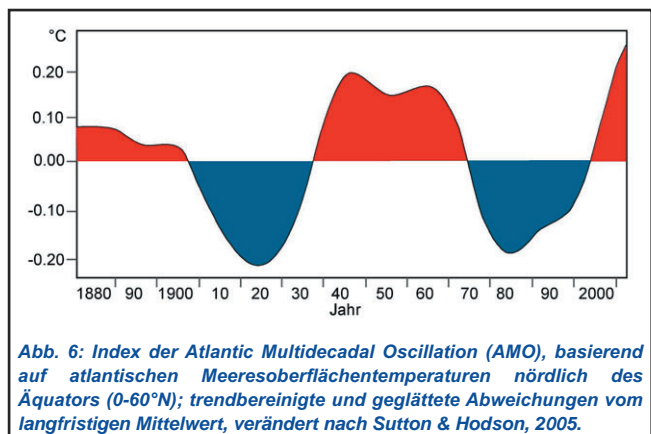


an die Oberfläche und fließt in große Warmwassersystems ein, von denen auch der Nordatlantik („Golfstrom“) und damit große Teile Europas profitieren (Abb. 5). Dieses gesamte System unterliegt klimarelevanten Schwankungen in der Meeresoberflächentemperatur, im Salzgehalt, in der Tiefenwasserbildung und im Energietransport auf unterschiedlichen Zeitskalen: (multi-)dekadische Variabilität, die von kurzfristigen Impulsen aus der Atmosphäre angeregt sein kann, wird etwa mit der NAO in Zusammenhang gebracht (Rahmstorf, 2002). Aufsehen erregt hat die „Große Salinitätsanomalie“ im nördlichen Nordatlantik um die 1970er Jahre, bei der die Tiefenwasserbildung und die gesamte thermohaline Zirkulation zwischenzeitlich retardiert waren (Dickson et al., 1988). Über derartige Schwankungen oder Modifikationen hinaus werden auch grundsätzlich andersartige Systemzustandsformen deklariert (Rahmstorf, 2002): zum einen ein kaltzeitlicher Modus, bei dem die Tiefenwasserbildung abgeschwächt und in die Region südlich von Island verlagert ist, zum anderen ein ‚Off-Modus‘, bei dem die Tiefenwasserbildung und damit auch der Zirkulationsast des Golfstroms vollständig unterbrochen sind. Dies dürfte sich z.B. am Beginn (12.700 Jahre vor heute) des letzten großen Kälterückfalls im Spätglazial abgepielt haben, als erhebliche Frischwassermassen vom abschmelzenden nordamerikanischen Inlandeis die Salzkonzentration im Nordatlantik in kurzer Zeit so stark herabgesetzt hatten, dass im spezifisch leichteren Wasser kein Absinken mehr möglich war.

Die aktuelle Bedeutsamkeit dieser Wechselwirkungen liegt nun darin, dass sich bei Überschreiten kritischer Dichteschwellenwerte ein abrupter Systemzustandswechsel vollzieht und auch der rezente Klimawandel durchaus relevante Parameter beeinflusst. So kann die Dichte in den Gebieten der Tiefenwasserbildung sowohl durch weitere Erwärmung als auch durch abnehmende Salzkonzentration herabgesetzt werden, die sich bei erhöhten Niederschlägen, steigender Frischwasserzufuhr von den Kontinenten und schmelzendem Meereis einstellt. Stocker (1999) schätzt das kritische Niveau einer weiter erwärmenden atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration, jenseits dessen mit einem Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation zu rechnen ist, im Bereich zwei- bis vierfacher Werte gegenüber vorindustriellen Zeiten. Allerdings kann – für den Fall tatsächlich zunehmender El-Niño-Ereignisse bei wärmerem Globalklima – auch gegenläufig in Rechnung gestellt werden, dass dezidiert salzreiches Wasser aus dem äquatorialen Atlantik, das sich dort aufgrund ausgedehnter Trockenperioden bildet, zum Teil nordwärts exportiert wird und zum Ausgleich des frischwasserbedingten Salinitätsrückgangs in

den subpolaren Gebieten beiträgt (Latif et al., 2000). Für die nächsten 100 Jahre wird dementsprechend nicht mit einem Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik gerechnet, eine wahrscheinliche Abschwächung dürfte 20-30% nicht übersteigen (Cubasch & Kasang, 2000). Für Europa würde dies keine Vorzeichenumkehr in der Temperaturentwicklung bedeuten, sondern lediglich eine gewisse Dämpfung bei der fortschreitenden Erwärmung.

Ein markanter regionaler Ausdruck der thermohalinen Zirkulationsschwankungen ist die Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), die eine zyklische Variation der Meeresoberflächentemperaturen im nordhemisphärischen Atlantik der niederen und mittleren Breiten beschreibt (Abb. 6). Nach zwei negativen und einer positiven Phase während des 20. Jahrhunderts befinden wir uns etwa seit Mitte der 1990er Jahre wieder in einer überdurchschnittlichen Periode, die voraussichtlich nach einem bevorstehenden Peak der thermohalinen Zirkulation in



den darauf folgenden Jahrzehnten ungeachtet der globalen Erwärmung wieder auslaufen dürfte (Knight et al., 2005). Bezeichnenderweise folgt die Häufigkeit der tropischen Wirbelstürme im nordatlantischen Bereich nach Daten der NOAA sehr deutlich den Schwankungen der AMO, so dass die jüngste Zunahme karibischer Hurricanes nicht etwa als Apokalypse des beschleunigten Klimawandels gesehen werden kann, sondern als Ausdruck einer multidekadischen Schwankung im Klimasystem. Langfristig werden sich aufgrund der globalen Erwärmung, die auch die Meeresoberflächentemperaturen einschließt, wohl die Intensitäten, nicht aber die mittleren Häufigkeiten der tropischen Wirbelstürme erhöhen, da bei verschärften energetischen Gradienten in der höheren Atmosphäre (s.o.) mit verstärkten Windscherungen zu rechnen ist, die die Ausbildung geschlossener Wirbel behindern.

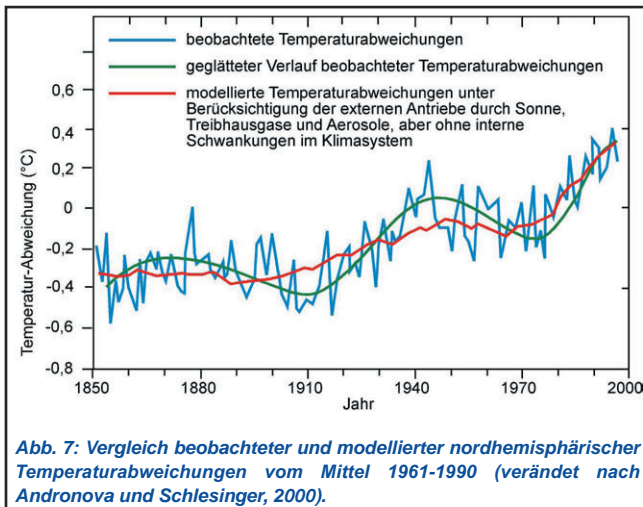


Abb. 7: Vergleich beobachteter und modellierter nordhemisphärischer Temperaturabweichungen vom Mittel 1961-1990 (verändert nach Andronova und Schlesinger, 2000).

Über den Bezug zu Hurricanes hinaus zeigt die AMO jedoch auch im atmosphärischen Temperaturverlauf ihre Spuren, und zwar sogar auf hemisphärischer Skala. Wie Abb. 7 zu entnehmen ist, ähnelt der geglättete Verlauf der nordhemisphärischen Mitteltemperaturen auffällig den Schwankungen der AMO, sieht man von verschiedenen Amplituden und dem überlagerten Erwärmungstrend ab. Weiterhin ist aus Abb. 7 auch die Diskrepanz zu dieser beobachteten Temperaturentwicklung ersichtlich, wenn man bei einer Klimamodellsimulation zwar die momentan wichtigsten externen Antriebe (Treibhausgase, Aerosole, Solaraktivität) berücksichtigt, nicht aber interne Schwankungen im Klimasystem. Offensichtlich spielt bei diesen gerade die AMO eine herausragende Rolle. Überdies wird mit der Modulation der Meeresoberflächentemperaturen insbesondere im verdunstungsintensiven randtropischen Bereich auch die positive Wasserdampf-Temperatur-Rückkopplung beeinflusst, der aufgrund der Spitzenstellung des Wasserdampfs unter den natürlichen Treibhausgasen ein prominenter Stellenwert zukommt (Flohn, 1988).

Wechselwirkungen mit der Kryosphäre sind bereits in Gestalt der positiven Eis-Albedo-Temperatur-Rückkopplung angeklungen, die initiale Temperaturänderungen – negative wie positive – eklatant zu amplifizieren vermag. Hier liegt auch ein erhebliches Potential für weitere überproportionale Erwärmungen in den hohen Breiten der Nordhemisphäre, da bei anhaltendem Klimawandel mit einem drastischen Rückgang des arktischen Meereises gerechnet wird (Hassel & Corell, 2006), das in einigen Szenarien bis Ende des 21. Jahrhunderts im Spätsommer sogar gänzlich verschwunden sein kann. Anders liegen die Verhältnisse im südpolaren Raum: hier bleiben die Temperaturen auch bei fortschreitender Erwärmung deutlich zu niedrig, um ein

generelles Abschmelzen einzuleiten (IPCC, 2007). Aufgrund steigender Niederschläge in fester Form wird die Massenbilanz des antarktischen Inlandeises wahrscheinlich sogar weiter leicht positiv bleiben (Lemke, 2003). Jedenfalls kann keine Rede von steigendem Meeresspiegel aufgrund schmelzender Polkappen sein, da bekanntlich schmelzendes Meereis wie in der Arktis spiegelneutral bleibt und am Südpol kein allgemeiner Eisrückgang zu befürchten ist. Der moderate Meeresspiegelanstieg bis Ende dieses Jahrhunderts (nach IPCC (2007) szenario-abhängig zwischen 18 und 59 cm) setzt sich vielmehr aus thermisch bedingter Ausdehnung des Meerwassers, schmelzenden Gebirgsgletschern und einem unsicheren Anteil des grönländischen Inlandeises zusammen. Letzteres würde zwar bei vollständigem Abschmelzen einen Meeresspiegelanstieg in der Größenordnung von 7 Metern herbeiführen, dies wäre jedoch ein längerfristiger Prozess von einigen Jahrtausenden, der weit über die gegenwärtigen Betrachtungszeiträume hinausreicht.

Weitere interne Kopplungen des Klimasystems finden sich im Kontext des globalen Kohlenstoffkreislaufs. So hat sich im Verlauf der Erdgeschichte die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration immer wieder beträchtlich geändert (zwischen bis zu 17fach höheren und etwas niedrigeren Werten als heute), gesteuert durch das jeweilige Ausmaß an  $\text{CO}_2$ -freisetzendem Vulkanismus und  $\text{CO}_2$ -verbrauchender Gesteinsverwitterung (Berner, 1994). Aber auch die pleistozänen Klimaschwankungen waren von respektablen  $\text{CO}_2$ -Schwankungen in der Atmosphäre begleitet: wie man antarktischen Eisbohrkernen entnehmen kann (Sigman & Boyle, 2000), haben die Werte zwischen warm- und kaltzeitlichen Kulminationsphasen etwa um 80-100 ppm differiert (vorindustriell-warmzeitlicher Wert um 280 ppm, anthropogen bis jetzt bereits auf über 380 ppm gesteigert). Darin kommen bedeutende (natürliche) Rückkopplungen zwischen Klima und Kohlenstoffkreislauf zum Ausdruck: zunächst ist bekannt, dass  $\text{CO}_2$  bei höheren Temperaturen in geringerem Umfang im Ozean gelöst werden kann und daher verstärkt in die Atmosphäre freigesetzt wird (ähnliches lässt sich bereits im Zusammenhang mit pazifischen El-Niño-Warmwasserereignissen feststellen). Dies macht allerdings nur den kleineren Anteil an der positiven Gesamt-rückkopplung aus. Gleichzeitig wird nämlich bei höheren Temperaturen die photosynthetische Aktivität des marinen Phytoplanktons reduziert, wodurch weniger  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre assimiliert wird. Ähnliche Folgewirkungen besitzt die stärkere Verbreitung nährstoffärmeren Wassers höherer Temperatur, während bei kälteren Verhältnissen alle genannten Prozesse



in die entgegen gesetzte Richtung wirken (Hupfer, 1996). Diese verstärkende Rückkopplung ist auch beim gegenwärtigen und zukünftigen Klimawandel in Rechnung zu stellen.

Mit dem marinen Phytoplankton ist auch bereits die Biosphäre angesprochen worden, die in zahlreichen Wechselwirkungen innerhalb des Klimasystems steht. Betrachten wir die biogeochemischen Rückkopplungen zwischen terrestrischer Biosphäre und Atmosphäre, lassen sich negative (dämpfende) wie positive (verstärkende) Vorzeichen feststellen: klassisches Beispiel für erstere ist die Kopplungsschleife mehr Biomasse – mehr CO<sub>2</sub>-Entzug aus der Atmosphäre – reduzierter Treibhauseffekt – reduzierte Biomasse usw. Das Vorzeichen der Rückkopplung kann sich aber auch umkehren, wenn im Zuge eines zu raschen erwärmungsbedingten Umweltwandels die photosynthetische Aktivität von Vegetationsformationen stärker beeinträchtigt wird als ihre respirative Kohlenstoffabgabe an die Atmosphäre. Darüber hinaus existieren auch biogeophysikalische Wechselwirkungen mit der Biosphäre (Claussen et al., 2001), die vor allem in zweierlei Hinsicht wirksam werden: zum einen in Gestalt von Albedo-Änderungen (i.d.R. größere Werte bei reduzierter Vegetationsbedeckung), die nicht nur auf den Strahlungshaushalt Einfluss nehmen, sondern auch auf die regionale Strömungsdynamik (Charney, 1975), zum anderen in Gestalt eines transpirativ veränderten regionalen Wasserhaushalts (reduziert bei eingeschränkter Transpirationsleistung), der insbesondere in Gebieten mit konvektivem Niederschlagsregime die Regenergiebigkeit maßgeblich beeinflussen kann (Paeth, 2004). Darüber hinaus existieren auch Rückkopplungen mit der Bodenfeuchte, deren Einfluss etwa auf sommerliche Hitzewellen jüngst verstärkt thematisiert wird (danach können Niederschlagsdefizite im Frühjahr zur Aufzehrung von Bodenwasservorräten und über reduzierte Verdunstungsabkühlung zu einer Verstärkung sommerlicher Temperaturextreme führen, vgl. Fischer et al., 2007). Auch in gesamtlandschaftlicher Dimension dürften bei vergleichsweise raschen Systemübergängen Rückkopplungen mit Vegetation und Wasserhaushalt eine wesentliche Rolle spielen. So scheint z.B. der Wandel von der neolithisch feuchten Sahara zur nachfolgenden Wüste unter erheblicher Beteiligung von biogeophysikalischen Rückkopplungen vonstatten gegangen zu sein (Claussen et al., 1999).

Auf grundsätzlicher Ebene steht sogar die Frage im Raum, ob unser Klimasystem bei gegebenen Randbedingungen nur eine einzige mögliche Zustandsform besitzt oder mehrere alternative, zwischen denen schon bei intermittierenden Störungen

oder gar aus der Eigendynamik des Systems selbst heraus gewechselt werden kann. Diese faszinierende Frage hat Lorenz (1976) bereits vor 50 Jahren zu beschäftigen begonnen, er hat mit möglichst einfachen nicht-linearen Rekursionsgleichungen die komplexe Systemtheorie zu illustrieren versucht. Abb. 8 zeigt auf der Basis einer Lorenz-Gleichung dritten Grades mit einem spezifischen Wert der „Systemkonstanten“  $c$  alternative Verlaufsformen eines so genannten fast-intransitiven Systems, die sich in Abhängigkeit von nur minimal differierenden Anfangsbedingungen  $y_0$  gravierend voneinander unterscheiden, was das phasenweise Verharren in einem Systemzustand (hier entweder im positiven oder im negativen Wertebereich) sowie den Zeitpunkt der Zustandsübergänge anbelangt. Derartig deterministisch-chaotisches Systemverhalten wird zumeist nur mit den kurzfristigen Wetterabfolgen in Zusammenhang gebracht, bei denen die unzureichend genaue Kenntnis der Anfangsbedingungen schon nach relativ kurzer Zeit keine verlässliche Prognose mehr zulässt. Übertragen auf die klimatische Zeitskala würde damit ein System charakterisiert werden, das schon bei gleichen Randbedingungen und konstantem externem Antrieb intern zwischen verschiedenen klimatischen Zustandsformen unregelmäßig hin- und herwechselt und in seinen konkreten Zustandsabfolgen auch schon durch kleine äußere Störungen in unvorhersehbarer Weise beeinflusst werden kann. Ob unser Klimasystem als Ganzes fast-intransitiven Charakter hat, lässt sich nicht definitiv konstatieren. Da jedoch der Systemcharakter auch von kritischen Größen abhängt (wie in Abb. 8 von der Konstanten  $c$ , die bei etwas anderen Werten auch ein nicht-chaotisches ‚System‘ konstituieren kann, vgl. Jacobeit, 1993), kann zumindest darüber spekuliert werden, ob externe Eingriffe in das Klimasystem möglicherweise einen Übergang von einem stabilen zu einem fast-intransitiven System herbeizuführen vermögen.

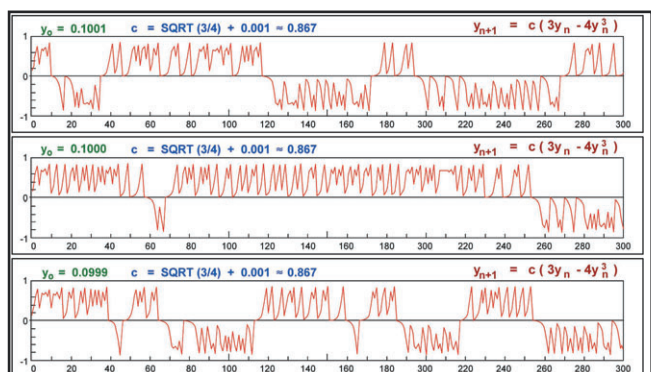


Abb. 8: Unterschiedliche Verlaufsformen eines fast-intransitiven Systems für minimal differierende Anfangswerte  $y_0$  (aus Jacobeit, 1993).

## 4. Anthropogene Eingriffe

Zu den natürlichen externen Antriebsfaktoren, die in Kap. 2 angesprochen worden sind, hat sich mittlerweile eine zusätzliche, signifikante Einflussnahme des Menschen auf das Klimasystem entwickelt, die vor allem auf folgende Aktivitäten zurückgeht:

- Freisetzung klimawirksamer Spurengase,
- Partikelemissionen,
- Veränderungen der Erdoberflächenbeschaffenheit.

Daraus resultieren klimatische Folgewirkungen, die sich in unterschiedlichen Bereichen bemerkbar machen:

- Veränderungen des Regional-, Landschafts- oder Bestandsklimas, wie sie sich beim Eingriff in Geoökosysteme auf chorischer bis topischer Maßstabsebene ergeben.
- Spezielle Klimaveränderungen im Bereich städtischer Siedlungsgebiete, die den gesonderten Typus eines urbanen Klimas generieren.
- Änderungen der Luftzusammensetzung durch umfangreiche Emissionen fester und gasförmiger Schadstoffe, die für den Menschen ein lufthygienisches, für natürliche Geoökosysteme ein Belastbarkeits-Problemfeld hervorbringen.
- Beeinträchtigung der als UV-Filter wirkenden stratosphärischen Ozonschicht mit frühjährlichen Maxima in den Polargebieten (v.a. Antarktis). Obwohl dieses Problem wegen der langen atmosphärischen Verweilzeiten der hauptsächlich verantwortlichen FCKW noch einige Jahrzehnte andauern wird, ist seit der internationalen Regelung des Montrealer Protokolls von 1987 sowie darauffolgender Verschärfungen eine Zustandsverbesserung absehbar (mit wahrscheinlichem Wiedererreichen des Ausgangszustands um die Mitte dieses Jahrhunderts).
- Änderung des globalen Strahlungs- und Energiehaushalts, wobei insbesondere der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt in den Vordergrund getreten ist.

Mit dem Begriff „Treibhauseffekt“ wird die Wirkung atmosphärischer Spurenstoffe umschrieben, die die einfallende Solarstrahlung relativ ungehindert bis zur Erdoberfläche vordringen lassen, die von dort nach Strahlungsumsatz emittierte terrestrische Infrarotausstrahlung jedoch in großem Umfang absorbieren und einen Teil davon als atmosphärische Gegenstrahlung wieder in Richtung Erdoberfläche aussenden. Dieser Effekt existiert bereits unter natürlichen Bedingungen, wobei Wasserdampf mit knapp

zwei Dritteln Anteil und (natürliches) CO<sub>2</sub> mit über 20 % Anteil die wichtigsten Substanzen sind. Insgesamt resultiert ein natürlicher Treibhauseffekt von ca. 30 bis 33 °C, der die globale Mitteltemperatur nicht bei lebensfeindlichen -15 bis -18°C, sondern bei etwa +15°C zur Ausbildung gelangen lässt.

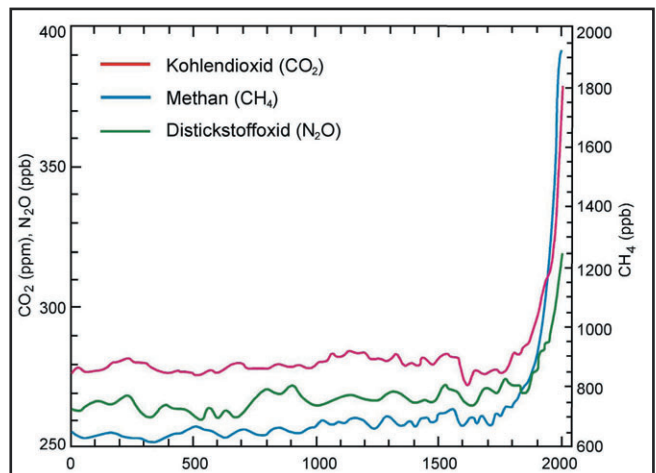
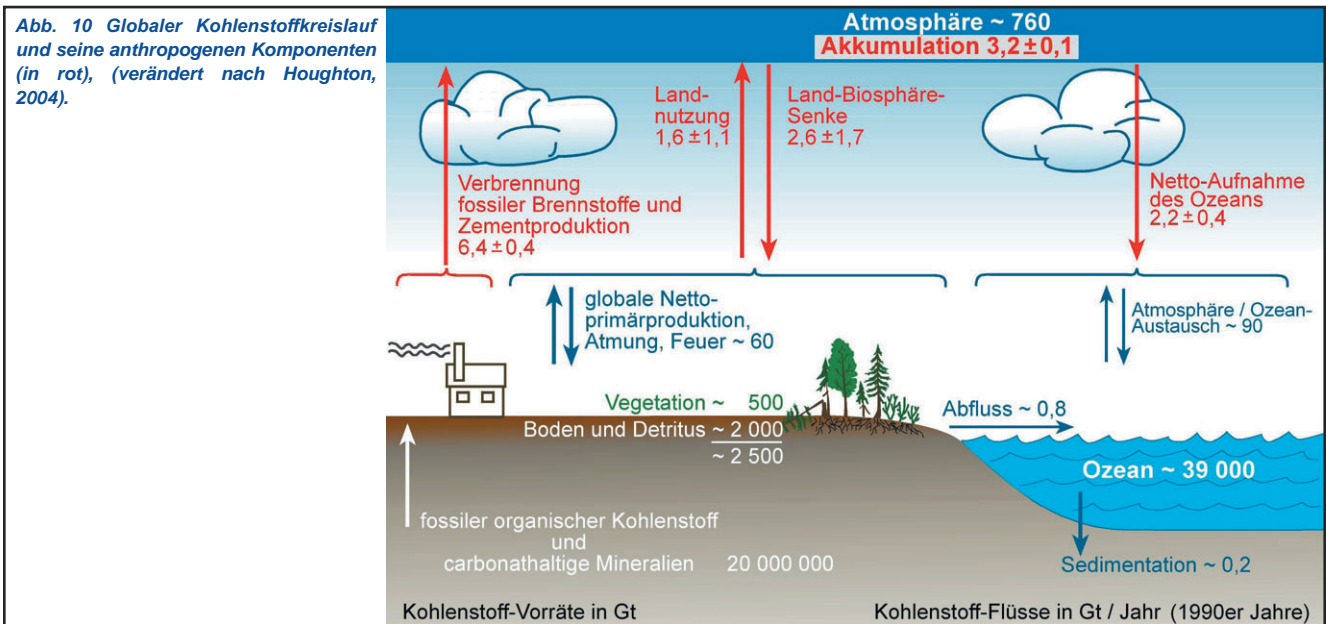


Abb. 9: Entwicklung der atmosphärischen Konzentration wichtiger Treibhausgase während der letzten 2000 Jahre (nach IPCC, 2007).

Der anthropogene Verstärkungseffekt beruht auf einem seit der Industrialisierung beschleunigt erfolgenden Anstieg der atmosphärischen Konzentration von IR-absorbierenden Spurengasen (Abb. 9), wobei neben CO<sub>2</sub>, das seinen vorindustriellen Wert von ca. 280 ppm bereits um weitere 100 ppm gesteigert hat, auch weitere Spurengase beteiligt sind. Tab. 1 listet die wichtigsten von ihnen mit einigen Kennzahlen auf. Man erkennt mit rund 60 % die Dominanz von CO<sub>2</sub> beim anthropogenen Treibhauseffekt, aber auch das z.T. wesentlich höhere relative Treibhauspotential anderer langlebiger Spurengase. Darunter finden sich trotz weitreichender Produktionsverbote immer noch die rein künstlich auftretenden FCKW, die gleichzeitig hauptverantwortlich für die Schädigung der stratosphärischen Ozonschicht sind. Von dieser zu unterscheiden ist das bodennahe Ozon, als Sekundärprodukt anthropogener

	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	FCKW	tropos. O <sub>3</sub>
Prozentanteil der anthropogenen Emissionen am gesamten Stofffluss in die Atmosphäre	5	70	40	100	?
mittlere Lebenszeit in Jahren nach anthropogener Emission	50-200	15	120	100	0,15
relatives Treibhauspotential für einen Zeithorizont von 100 Jahren	1	25	300	>4000	<2000
Prozentanteil am natürlichen Treibhauseffekt	22	2	4	—	8
Prozentanteil am anthropogenen Treibhauseffekt	60	15	4	11	8

Tab. 1: Charakteristika wichtiger Treibhausgase (nach Schönwiese, 2003 und IPCC, 2007).

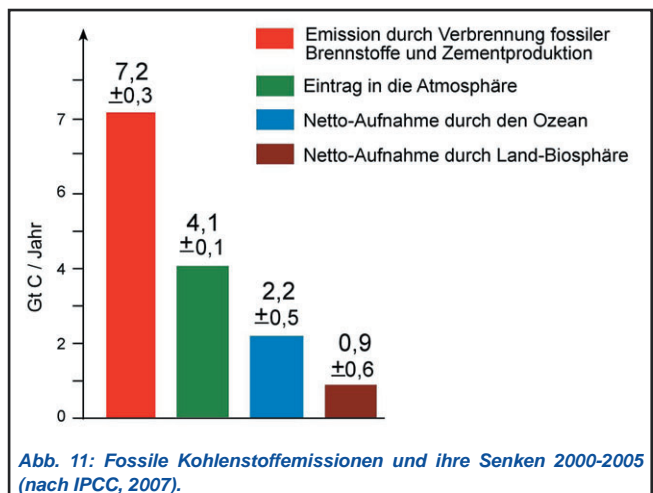


Emissionen von Stickoxiden und Kohlenwasserstoffen bei hoher Einstrahlung gebildet und ebenfalls als Treibhausgas wirksam. Die in Tab. 1 nicht aufgeführte Restgruppe enthält Verbindungen wie perfluorierte Kohlenstoffe, halogenierte Fluorkohlenwasserstoffe und Schwefelhexafluorid, von denen trotz Kyoto-Regulierung ein teils drastischer Anstieg ihrer bislang noch geringen Anteile befürchtet wird.

Der anthropogene Treibhauseffekt geht auch nicht ausschließlich auf die Verfeuerung fossiler Brennstoffe und die Zementproduktion zurück, sondern umfasst mit rund 20 % Verursachungsanteil auch die Landnutzung (Abb. 10). Bei ihr sind neben Düngereinsatz, intensiver Bodenbearbeitung und  $\text{CH}_4$ -freisetzenden Nutzungsformen wie Reiskultivierung und Großviehhaltung auch Verbrennungen von Biomasse sowie großflächige Waldrodungen zu nennen, die einerseits eine reduzierte  $\text{CO}_2$ -Assimilation bedeuten, andererseits durch Zersetzungsprozesse abgestorbener organischer Substanz und verstärkte Emission aus dem Boden erhöhte Kohlenstoffflüsse in die Atmosphäre erzeugen.

Allerdings verbleibt nicht der Gesamtbetrag von jährlich ca. 8 Gt Kohlenstoff, den der Mensch zusätzlich in den Kreislauf einbringt, in der Atmosphäre. Wie Abb. 10 zeigt, sind es nur etwa 40 %, während knapp 30 % vom Ozean aufgenommen werden und das verbleibende Drittel wieder in den Komplex Land-Biosphäre fließt. Dieser Betrag ist allerdings mit großen Unsicherheiten behaftet, sicher dürfte jedoch sein, dass in der Gesamtbilanz der anthropogen

induzierten Kohlenstoffflüsse zwischen Atmosphäre und Land-Biosphäre letztere tatsächlich eine Senke darstellt, wie auch die aktualisierten Angaben des IPCC (2007) für den Zeitraum 2000-2005 bestätigen (Abb. 11). Nachdem das aufforstungsbedingte Nachwachsen nordhemisphärischer Wälder bei dieser Bilanz nur mit wenigen Prozenten veranschlagt werden kann (Cubasch & Kasang, 2000), wird häufig der so genannte Düngungseffekt ins Spiel gebracht, der bei erhöhten atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen ein stimuliertes Pflanzenwachstum und damit eine erhöhte Assimilationsrate erzeugt. Allerdings scheint dies auch an eine günstige Wasser- und Nährstoffversorgung gebunden zu sein. Überdies gibt es Hinweise, dass dieser Effekt eine Sättigungsgrenze besitzt, ab der sich die Biosphäre aufgrund weiter steigender Bodenatmungsraten von einer Netto-Kohlenstoffsenke





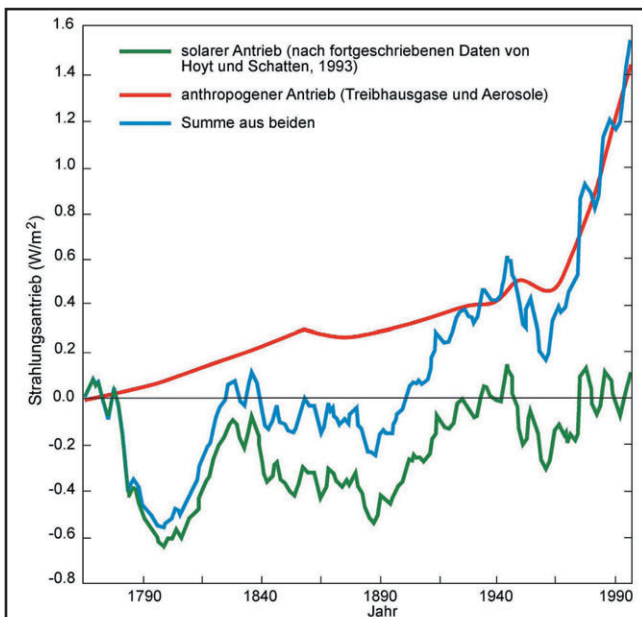


Abb. 12: Strahlungsantrieb im globalen Klimasystem 1765-2000 (künstlich auf Null gesetzt im Startjahr) (verändert nach Wigley, 2001).

zu einer -quelle verwandeln könnte (Cox et al., 2000).

Konsequenz der anthropogenen Kohlenstofffreisetzung ist eine Veränderung des troposphärischen Strahlungshaushalts, die als zusätzlicher Strahlungsantrieb wirksam wird und den Gesamtantrieb allmählich immer stärker von den natürlichen Fluktuationen um den mittleren solaren Antrieb abweichen lässt (Abb. 12). Der anthropogene Strahlungsantrieb in Abb. 12 enthält allerdings nicht nur die Wirkung der Treibhausgase, sondern auch diejenige der Aerosole, die insgesamt mit negativem Vorzeichen einget (also relative Abkühlung bzw. Teilkompensation der treibhausgasbedingten Erwärmung bedeutet). Abb. 13 zeigt in genauere Differenzierung die einzelnen Komponenten des Strahlungsantriebs, wobei erkennbar wird, dass auch die landnutzungsbedingte Zunahme der Erdoberflächen-Albedo (Beispiel Waldrodung, Vegetationsdegradation) mit negativem Vorzeichen einget. Der Einfluss anthropogener Aerosole ist vielgestaltig: zum einen wirken sie, ähnlich wie vulkanogene

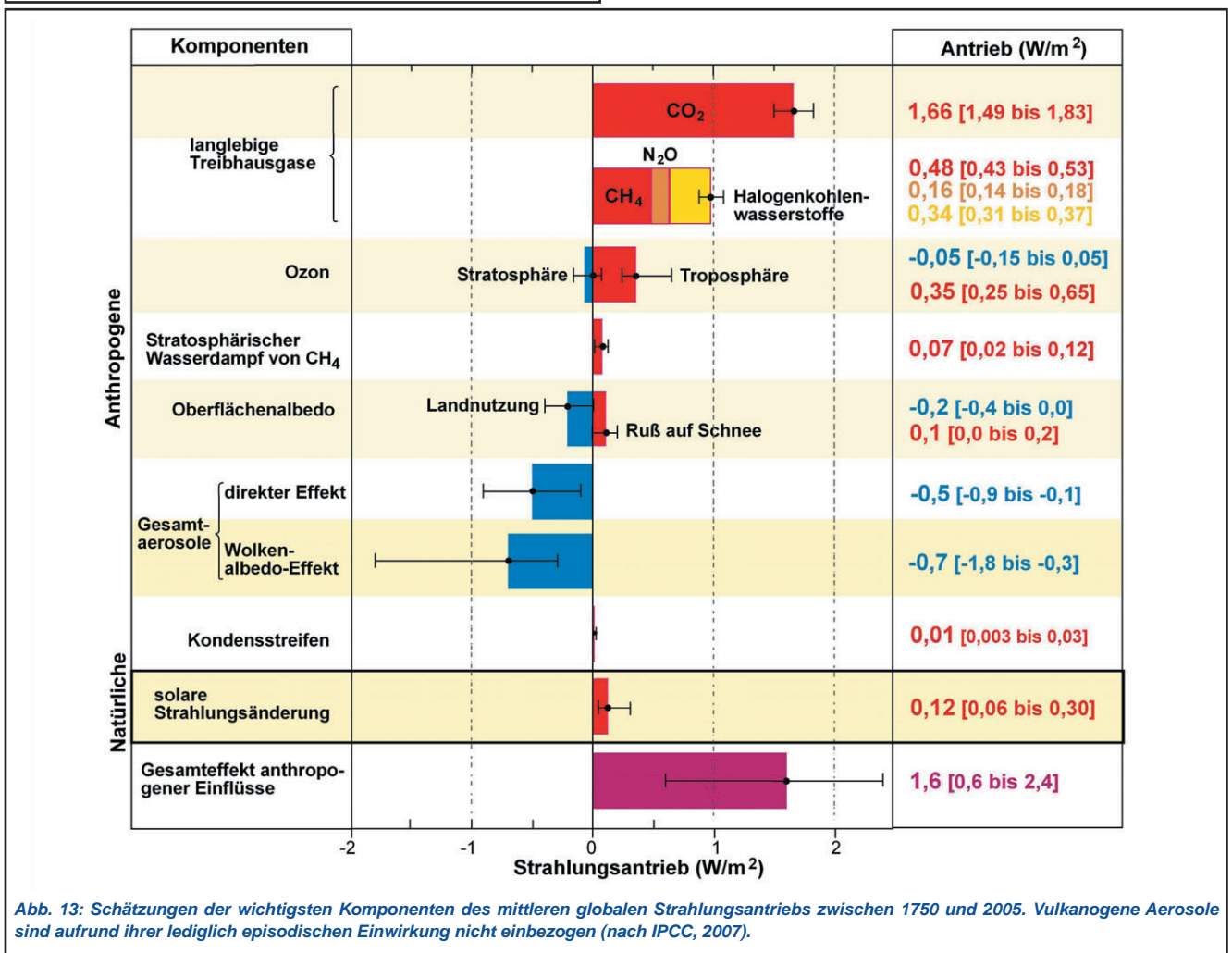
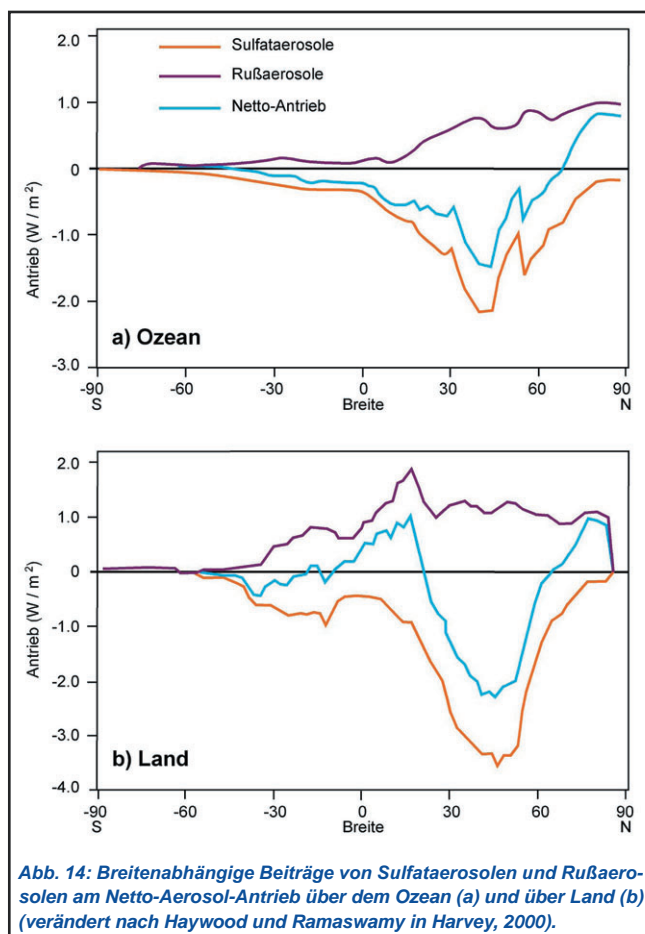
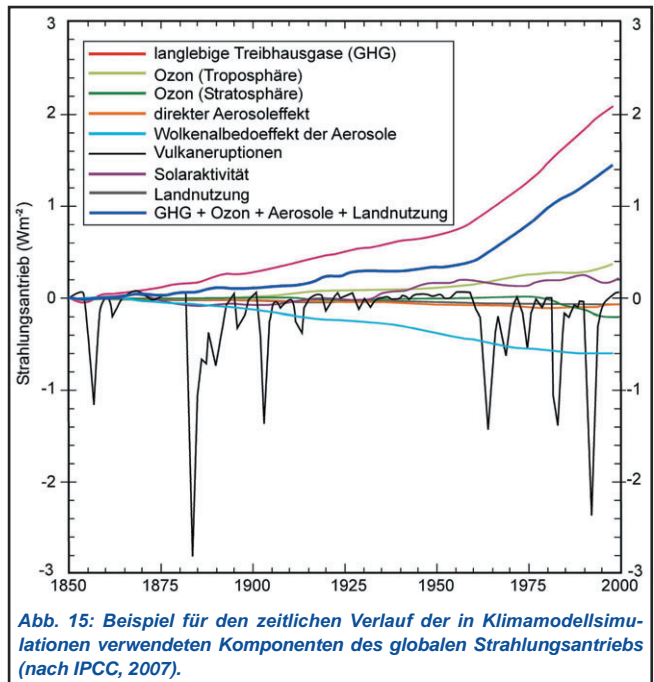


Abb. 13: Schätzungen der wichtigsten Komponenten des mittleren globalen Strahlungsantriebs zwischen 1750 und 2005. Vulkanogene Aerosole sind aufgrund ihrer lediglich episodischen Einwirkung nicht einbezogen (nach IPCC, 2007).

Partikel, direkt durch partielle Reflexion einfallender Strahlung abkühlend auf die bodennahe Atmosphäre, zum anderen beeinflussen sie optische Eigenschaften von Wolken und erhöhen deren Albedo. Lediglich Rußpartikel wirken aufgrund ihrer Strahlungsabsorption wieder erwärmend, wie auch in Abb. 14 zu erkennen ist. Die breitendifferenzierte Darstellung zeigt überdies den industriell bedingten Schwerpunkt der Sulfataerosole über den nordhemisphärischen Mittelbreiten sowie den brandbedingten Peak der Rußpartikel über dem Festland der nordhemisphärischen Tropen, wo der Nettoeffekt sogar positiv wird wie sonst nur über dem albedoreduzierten Nordpolargebiet.



Nach IPCC (2007) aggregieren sich alle anthropogenen Einzeleinflüsse unterschiedlichen Vorzeichens zu einem positiven Strahlungsantrieb von  $1,6 \text{ W/m}^2$ , dem nach der Rückstufung des solaren Einflusses (s. Kap. 2) nur mehr ein marginaler natürlicher Zusatzantrieb von nicht einmal einem Zehntel dieses Betrages gegenübersteht. Selbst dieser Befund berechtigt jedoch noch nicht zu der Aussage, mehr als 90 % des rezenten



Klimawandels seien anthropogen verursacht, denn es bleiben die internen Schwankungen im Klimasystem (Kap. 3) zu berücksichtigen, die insbesondere eine Überlagerung aus Eigenschwingungen und extern angeregten Variationen sein können.

Abb. 15 zeigt zusätzlich den zeitlichen Verlauf der externen Strahlungsantriebe, wobei nun auch die episodisch wirksamen vulkanogenen Aerosole einbezogen sind. Erneut kommt die Reduzierung der Treibhauswirkung durch weitere gegenläufige Prozesse zum Ausdruck, bei denen der aerosolinduzierte Wolkenalbedo-Effekt die größte Bedeutung hat. Dennoch ergibt sich in den letzten Jahrzehnten beim gesamten anthropogenen Strahlungsantrieb (dicke blaue Linie in Abb. 15) ein fortschreitender Anstieg, der die menschliche Klimabeeinflussung immer stärker über das Niveau der natürlichen externen Steuerung hinaus gelangen lässt.

## 5. Gesamtbetrachtung

Welche Auswirkungen auf das Klima hat nun dieser Strahlungsantrieb in seiner differenzierten Zusammensetzung? Abb. 16 zeigt es am Beispiel der globalen Temperaturentwicklung in den letzten 140 Jahren (der zugrundeliegende Wert der Klimasensitivität bezeichnet dabei die Gleichgewichts-Erwärmung im Modell bei einer Verdoppelung der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration). Man erkennt, dass die bloße Berücksichtigung des verstärkten Treibhauseffekts

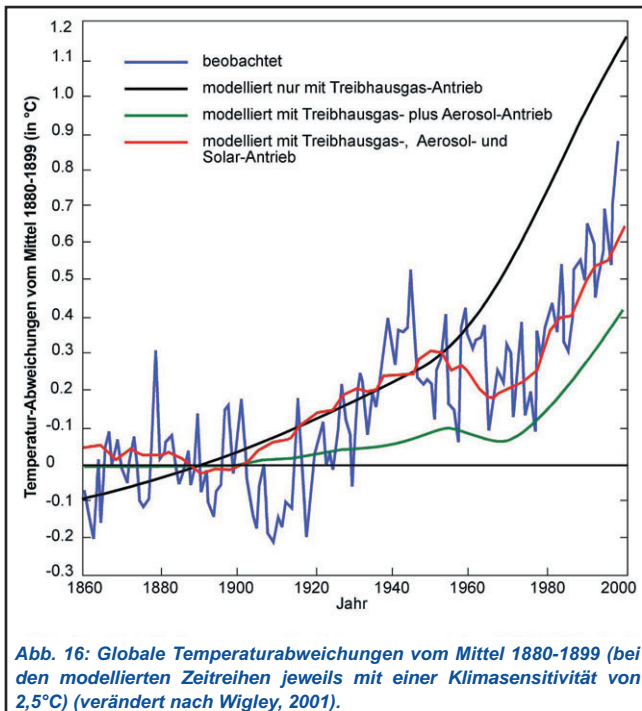


Abb. 16: Globale Temperaturabweichungen vom Mittel 1880-1899 (bei den modellierten Zeitreihen jeweils mit einer Klimasensitivität von 2,5°C) (verändert nach Wigley, 2001).

eine massivere Erwärmung hervorbringt als tatsächlich beobachtet. Bei zusätzlicher Berücksichtigung des gegenläufigen Aerosoleffekts landet man dagegen bereits unterhalb der beobachteten Temperaturreihe. Erst die zusätzliche Einbeziehung des solaren Antriebs trifft – abgesehen von überlagerten internen Schwankungen – das Niveau der tatsächlich festgestellten globalen Erwärmung. Es sind also stets vielfältige, sich überlagernde Einflüsse zu berücksichtigen sowie zusätzliche systeminterne Reorganisationsprozesse, die nicht nur interannuelle Variabilität erzeugen, sondern auch auf längeren Zeitskalen wirksam sein können (vgl. das Beispiel aus Abb. 7). Gleichwohl lässt sich

bei Gegenüberstellung von Modellensembles, die die globale Temperaturentwicklung einerseits nur aus natürlichem Antrieb, andererseits aus der Gesamtheit von natürlichem und anthropogenem Antrieb berechnen, deutlich erkennen, dass die forcierte Erwärmung der letzten Jahrzehnte rein natürlich gar nicht stattgefunden hätte, also von einem dominanten Einfluss des Menschen ausgegangen werden muss (Abb. 17).

Weitere Hinweise liefert die so genannte Fingerabdruck-Methode (Hasselmann, 1997). Dabei vergleicht man das Verteilungsmuster der beobachteten Erwärmung mit den räumlichen Mustern der Erwärmung, die verschiedene externe Einflussfaktoren hervorbringen. Diese spezifischen Fingerabdrücke lassen sich noch optimieren, indem die natürliche Variabilität herausgerechnet wird, die aus Kontrollsimulationen ohne externe Antriebe abgeschätzt wird. Es zeigt sich deutlich, dass der anthropogene Fingerabdruck besser mit dem Muster der beobachteten Erwärmung übereinstimmt als der solare Fingerabdruck (Cubasch et al., 1997): die strahlungsreichen Subtropen würden sich bei primär solarer Steuerung stärker erwärmen mit Maximum im Sommer, während wir in Übereinstimmung mit dem anthropogenen Fingerabdruck die stärkste Erwärmung in den höheren nördlichen Breiten im Winter beobachten (Grieser et al., 2000). Auch würde eine markant erhöhte Solarstrahlung die Stratosphäre erwärmen, während wir dort eine mit dem verstärkten Treibhauseffekt kompatible Abkühlung vorfinden. Allerdings spielt dabei auch der nicht unerhebliche stratosphärische Ozonschwund eine Rolle, der ebenfalls primär anthropogen bedingt ist. Schließlich bleibt die größte Unsicherheit die klimasysteminterne natürliche Variabilität, die auch von verschiedenen Modellen unterschiedlich abgeschätzt wird (Latif, 2006).

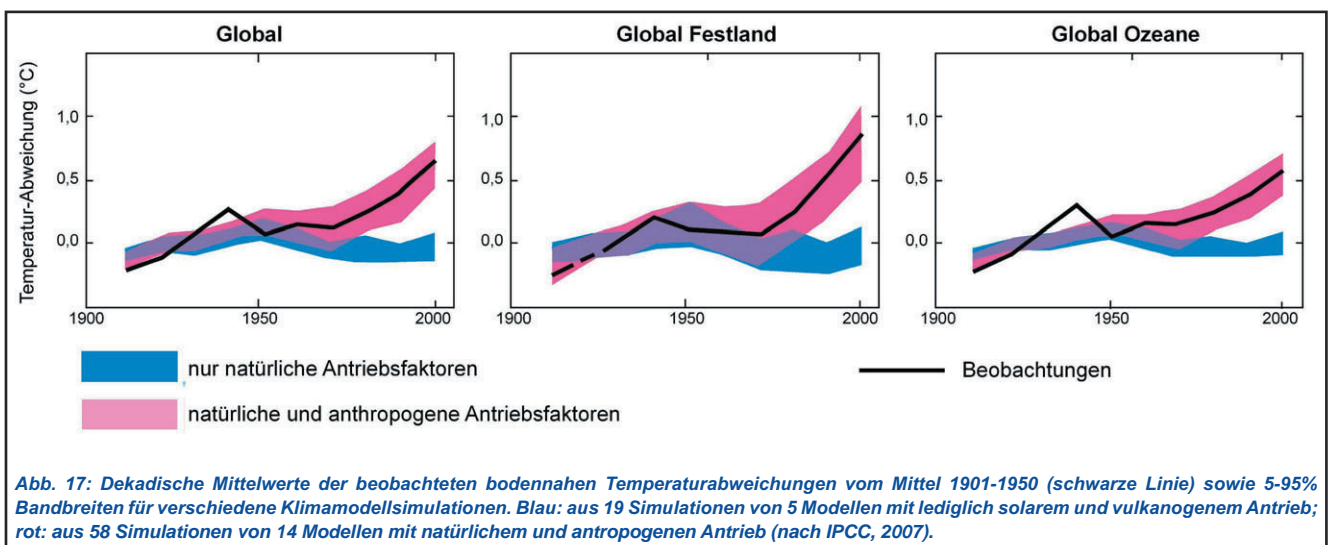



Abb. 17: Dekadische Mittelwerte der beobachteten bodennahen Temperaturabweichungen vom Mittel 1901-1950 (schwarze Linie) sowie 5-95% Bandbreiten für verschiedene Klimamodellsimulationen. Blau: aus 19 Simulationen von 5 Modellen mit lediglich solarem und vulkanogenem Antrieb; rot: aus 58 Simulationen von 14 Modellen mit natürlichem und anthropogenem Antrieb (nach IPCC, 2007).



Wir leben also in einem hochkomplexen Klimasystem, das trotz enormer Kenntnisfortschritte in den letzten Jahrzehnten nach wie vor nicht umfassend verstanden ist und in seinen nicht-linearen Reaktionen auch immer wieder zu einer unerwarteten Dynamik führen kann.

## Literatur

- Andronova, N.G. & M.E. Schlesinger (2000): Causes of global temperature changes during the 19th and 20th centuries. In: *Geophysical Research Letters*, 27, 2137-2140.
- Berner (1994): Geocarb II: a revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. In: *Amer. J. Sci.*, 294, 56-91.
- Broecker, W.S. (1991): The great ocean conveyor. In: *Oceanography*, 4, 79-91.
- Charney, J.G. (1975): Dynamics of deserts and drought in the Sahel. In: *Quart. J. R. Met. Soc.*, 101, 193-202.
- Claussen M. et al. (1999): Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. In: *Geophysical Research Letters*, 26, 2037-2040.
- Claussen, M. et al. (2001): Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change. In: *Geophysical Research Letters*, 28, 1011-1014.
- Cox, P.M. et al. (2000): Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. In: *Nature*, 408, 184-187.
- Cubasch, U. et al. (1997): Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. In: *Climate Dynamics*, 13, 757-767.
- Cubasch, U. & D. Kasang (2000): *Anthropogener Klimawandel*. Gotha/Stuttgart, 124 pp.
- Dickson, R.R. et al (1988): The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic, 1968-1982. In: *Progr. Oceanogr.*, 20, 103-151.
- Fischer, E.M. et al. (2007): Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. In: *Geophysical Research Letters*, 34, L06707.
- Flohn, H. (1988): *Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft*. Darmstadt, 228 pp.
- Graf, H.F. et al. (1993): Pinatubo Eruption Winter Climate Effects – Model versus Observations. In: *Climate Dynamics*, 9, 81-93.
- Grieser, J., T. Staeger & Ch.-D. Schönwiese (2000): *Statistische Analyse zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffekts*. Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main, 103, 228 pp.
- Harvey, D. (2000): *Global Warming - The Hard Science*. Harlow et al., 336 pp.
- Hasselmann, K. (1997): Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. In: *Climate Dynamics*, 13, 601-612.
- Hassol, S.J. & R.W. Corell (2006): *Arctic Climate Impact Assessment*. In: Schellnhuber, H.J. et al. (Eds.): *Avoiding Dangerous Climate Change*, 205-213.
- Houghton, J. (2004): *Global Warming*. Cambridge, 351 pp.
- Hoyt, D.V. & K.H. Schatten (1993): A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. In: *Journal of Geophysical Research*, 98, 18 895-18 906.
- Hupfer, P. (1996): *Unsere Umwelt: Das Klima – Globale u. lokale Aspekte*. Stuttgart/Leipzig, 335 S.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2001): *Climate Change 2001 – The Scientific Basis*.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007): *Climate Change 2007 – The Physical Science Basis*. 996 pp.
- Jacobeit, J. (1993): Möglichkeiten und Probleme der Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen. In: *Würzburger Geographische Arbeiten*, 87, 419-430.
- Jacobeit, J. et al. (2001): Zonal indices for Europe 1780-1995 and running correlations with temperature. In: *Climatic Change*, 48, 219-241.
- Jacobeit J. (2002): Klimawandel – natürlich bedingt, vom Menschen beeinflusst. In: Löffler, G. & H. Voßmerbäumer (Hrsg.): *Mit unserer Erde leben*. Würzburg, 165-184.
- Knight, J.R. et al. (2005): A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. In: *Geophysical Research Letters*, 32, L20708.
- Labitzke, K.G. (1999): *Die Stratosphäre*. Berlin/Heidelberg, 177 pp.
- Latif, M. et al. (2000): Tropical stabilisation of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. In: *Journal of Climate*, 13, 1809-1813.
- Latif, M. (2006): *Klima*. Frankfurt a.M., 128 pp.
- Lean, J. & D. Rind (1998): Climate forcing by changing solar radiation. In: *Journal of Climate*, 11, 3069-3094.
- Lemke, P. (2003): Was unser Klima bestimmt: Einsichten in das System Klima. In: Hauser, W. (Hrsg.): *Klima. Das Experiment mit dem Planeten Erde*, 160-179.
- Lorenz, E.N. (1976): Nondeterministic theories of climatic change. In: *Quaternary Research*, 6, 495-506.
- Paeth, H. (2004): Key factors in African climate change evaluated by a regional climate model. In: *Erdkunde*, 58, 290-315.
- Rahmstorf, S. (2002): Ocean circulation and climate during the past 120.000 years. In: *Nature*, 419, 207-214.
- Ruddiman, W.F. & J.E. Kutzbach (1989): Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere Climate by Plateau Uplift in Southern Asia and the American West. In: *Journal of Geophysical Research*, 94 (D15), 18 409-18 427.
- Schär, Ch. et al. (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. In: *Nature*, 427, 332-336.
- Schönwiese, Ch.-D. (1995): *Klimaänderungen*. Berlin/Heidelberg, 224 S.
- Schönwiese, Ch.-D. (2003): *Klimatologie*. Stuttgart, 440 pp.
- Sigman, D.M. & E.A. Boyle (2000): Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. In: *Nature*, 407, 859-869.
- Stocker, T.F. (1999): Abrupt climate changes: from the past

- 
- to the future – a review. In: International Journal of Earth Sciences, 88, 365-374.
- Sutton, R.T. & L.R. Hodson (2005): Atlantic forcing of North American and European summer climate. In: Science, 309, 115-118.
- Wanner, H. et al. (2000): Klimawandel im Schweizer Alpenraum. Zürich, 283 pp.
- Wigley, T. (2001): The Science of Climate Change. In: Claussen, E. (Ed.): Climate Change – Science, Strategies, & Solutions, 6-24.