

## Das Klima von morgen – Methoden und Resultate der Klimaforschung

*Klimaforscher verwenden ihre Modelle nicht nur, um festzustellen, was die Ursache für die beobachtete globale Erwärmung ist, sondern auch, um herauszufinden, wie das Klima in Zukunft voraussichtlich aussehen wird. Solche Aussagen sind zwar immer von bestimmten Annahmen abhängig und insofern keine reinen Prognosen. Sie sind aber wichtig, damit wir wissen, worauf wir uns einstellen müssen. Der Geograph und Klimaforscher Jucundus Jacobeit und Jens Soentgen geben Antworten auf die wichtigsten Fragen zum Klima von morgen.*

Die Aussagen von Klimaforschern finden in den letzten Jahren eine immer stärkere Resonanz in den öffentlichen Arenen. Vor allem die Feststellung, dass von Menschen freigesetztes CO<sub>2</sub> und weitere sogenannte Treibhausgase die Hauptursache der gegenwärtig beobachteten globalen Erwärmung sind, bewegt viele Diskussionen. Zurecht, denn daraus können sich einschneidende praktische Konsequenzen ergeben. Andererseits ist das Klimasystem überaus komplex, und manche Wissenschaftler schreiben auch anderen Faktoren, insbesondere der Sonne oder internen Schwankungen innerhalb des Klimasystems, eine größere Rolle zu.

Welchen Weg gehen die Klimaforscher, um mögliche Verursachungsanteile verschiedener Faktoren zu differenzieren? Modelle spielen dabei eine zentrale Rolle. Sie sind vereinfachte Abbilder realer Systeme und simulieren deren Zustandsformen, gegebenenfalls auch in zeitlichen Abfolgen bei Änderungen in den Antriebsfaktoren oder Randbedingungen. In unserem Fall wird das irdische Klimasystem simuliert (Paeth 2007), das neben der Atmosphäre auch weitere Komponenten wie den Ozean, die Landoberfläche, die Biosphäre und die Kryosphäre (Land-, Schelf- und Meereis) umfasst. Ist dieses komplexe System überhaupt modellhaft zu erfassen, und woher nehmen wir die Zuversicht, dass die Modelle auch richtige Antworten auf klimatologische Fragestellungen geben? Dies soll zunächst in groben Zügen geklärt werden, bevor auf einige der wichtigsten Erkenntnisse zur aktuellen Klimaentwicklung eingegangen wird.

Ursprünglich hatte man sich ganz auf die Atmosphäre konzentriert, deren allgemeine Zirkulation seit Mitte der 1950er-Jahre in sogenannten GCMs (General Circulation Models) simuliert worden ist (zum Prinzip derartiger GCMs siehe den Beitrag von Gramelsberger in diesem Buch oder von Storch et al. 1999). Im Unterschied zu kurzfristig eingesetzten Wettervorhersagemodellen, bei denen langsam variierende Randbedingungen wie Meeresoberflächentemperaturen, Meereis, die Tiefenzirkulation im Ozean oder der Zustand der Biosphäre als konstant betrachtet werden können, bekommen diese Größen bei den längerfristig ausgerichteten Klimamodellen entscheidende Bedeutung, resultiert das Klima neben externen Antrieben (Solaraktivität, Vulkanismus, menschliche Einflüsse) doch erst aus den komplexen Wechselwirkungen zwischen allen genannten Komponenten des Klimasystems. Also stand man vor der Aufgabe, auch diese Komponenten modellhaft zu erfassen und mit den GCMs in Verbindung zu bringen. Beispielsweise entstanden so um die Mitte der 1960er-Jahre erste dreidimensionale Ozeanmodelle.

Die Integration einer immer größer werdenden Anzahl von Teilmodellen in gekoppelte Klimamodelle verlief dann in mehreren Phasen: Nach der Einbindung von Landoberfläche, Ozean und Meereis in den 1980er-Jahren folgten im anschließenden Jahrzehnt die Aerosole und der CO<sub>2</sub>-Zyklus, nochmals später Vegetationsmodelle und biogeochemische Kreisläufe. Heute arbeitet man bereits an der Entwicklung sogenannter Erdsystemmodelle, die auch die Verflechtungen mit marinen und terrestrischen Ökosystemen sowie der menschlichen Gesellschaft darstellen sollen.

Die heutigen Klimamodelle erfassen also bereits einen respektablen Teil der Komplexität unseres Klimasystems und reproduzieren das heutige und teils auch das vergangene Klima trotz verbleibender Unsicherheiten mit zunehmender Genauigkeit. Dies hängt auch mit neueren Entwicklungen zusammen, die kurz angesprochen werden sollen.

### Fortschritte in der Klimamodellierung

Hier kann man drei wichtige Gesichtspunkte nennen. *Zum Ersten* hat sich die Repräsentanz zahlreicher Klimasystemprozesse in den Modellen erheblich verbessert; genannt seien hier Austauschvorgänge zwischen Land und Atmosphäre, die Dynamik des Meereises und das Verhalten von Aerosolen.

*Zum Zweiten* können mit der gestiegenen Anzahl verschiedener Modelle und der erheblich angewachsenen Rechnerkapazität Multimodell-Ensemble-Simulationen erzeugt werden, die eine mehrfache Quantifizierung von

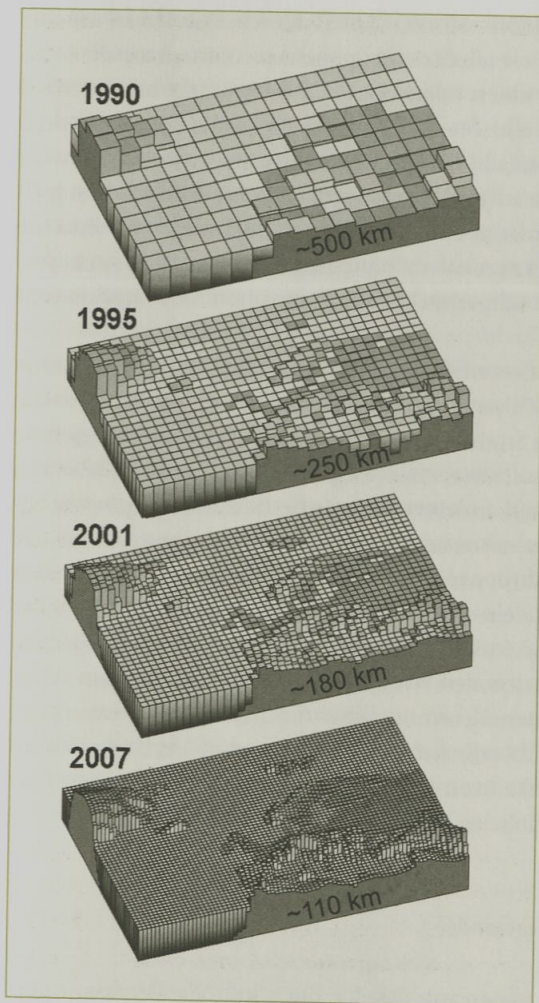
Modellunsicherheiten erlauben: einerseits für jedes einzelne Modell anhand der Ensemble-Spannbreite (mehrfache Rechnerläufe mit variierenden Anfangsbedingungen), andererseits im Ergebnisvergleich über verschiedene Modelle, die sich teilweise voneinander unterscheiden. Solche Unterschiede kann es zum Beispiel darin geben, wie Prozesse parametrisiert werden, die zu kleinräumig sind für die Maschen des Modells, aber indirekt dennoch einbezogen werden müssen. Dabei lässt sich generell feststellen, dass die Ergebnisse der Modellsimulationen zunehmend konvergieren, womit eine gesteigerte Verlässlichkeit in den Aussagen zur Klimaentwicklung erreicht worden ist.

Zum Dritten hat es beachtliche Fortschritte bei der räumlichen Auflösung gegeben: Abbildung 1 zeigt, dass diese Auflösung im Ersten Sachstandsbericht des IPCC von 1990 bei den globalen Modellen horizontal noch bei rund 500 Kilometern gelegen hat, wohingegen sie sich im vierten IPCC-Report von 2007 schon nahe an 100 Kilometer bewegt. Ergänzt wird dieser Fortschritt durch die regionale Klimamodellierung, bei der mit »genesteten« Modellen, die nur einen regionalen Raumausschnitt abdecken und von einem globalen Modell angetrieben werden, teils bereits Auflösungen von unter zehn Kilometer erreicht werden. Allerdings sind diese Regionalmodelle noch mit erheblichen Unsicherheiten behaftet (Werner/Gerstengarbe 2007).

## Der Einfluss des Menschen

Menschen sorgen dafür, dass immer mehr Kohlendioxid in die Atmosphäre gelangt. Das geschieht vor allem durch Verbrennungsprozesse, aber auch zum Beispiel durch Abholzen von Wäldern und Landnutzung. In der Klimaforschung spricht man oft auch abkürzend vom anthropogen emittierten Kohlenstoff, man betrachtet also nur das »C« im CO<sub>2</sub>. Dies geschieht, damit man die Bilanzen der Kohlenstoffkreisläufe einfacher darstellen kann.

Tatsächlich verbleibt nicht der gesamte von Menschen freigesetzte Kohlenstoff als CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre, erhebliche Teile werden von Ozean und Land-Biosphäre aufgenommen und verändern damit das Klima nicht unmittelbar. Nach dem jüngsten Sachstandsbericht des IPCC (2007) hat das System Land-Biosphäre in den ersten fünf Jahren dieses Jahrhunderts sogar rund 0,9 Gigatonnen Kohlenstoff pro Jahr mehr aufgenommen, als durch anthropogene Landnutzung (Waldrodungen, Bodenbearbeitung, spezielle Nutzungsformen) freigesetzt worden ist. In den Ozean wandern netto 2,2 Gigatonnen pro Jahr, sodass von den fossilen Kohlenstoffemissionen von 7,2 Gigatonnen pro Jahr nur circa 57 Prozent in der Atmosphäre verbleiben.



1 Horizontale räumliche Auflösung verschiedener Generationen globaler Klimamodelle (die Jahreszahlen entsprechen den Erscheinungsjahren der bisherigen IPCC-Sachstandsberichte 1-4) (nach IPCC 2007).

Dies hat jedoch bereits ausgereicht, um die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration mit heute über 380 ppm (parts per million) etwa 100 ppm über das vorindustrielle Niveau und damit auf den höchsten Wert zumindest in den letzten 650.000 Jahren ansteigen zu lassen (Latif 2007). Über die verstärkte Absorption infraroter Erdausstrahlung durch  $\text{CO}_2$  und weitere Treibhausgase in der Atmosphäre sowie die zugehörige Erhöhung der atmosphärischen Gegenstrahlung ergibt sich damit die bekannte Konsequenz des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes (Cubasch/Kasang 2000; Endlicher/Gerstengarbe 2007).

Es stellt sich jedoch die Frage, ob es nicht auch sein könnte, dass weitere anthropogene Aktivitäten den verstärkten Treibhauseffekt kompensieren? Wie man schon länger weiß, rufen zum Beispiel landnutzungsbedingte



Zunahmen der Erdoberflächen-Albedo (Anteil der reflektierten an der einfallenden Strahlung) und vor allem anthropogen emittierte Aerosole (ausgenommen Rußpartikel) einen relativen Abkühlungseffekt hervor. Wird zum Beispiel ein Wald in eine Steppe oder gar in eine Wüste verwandelt, wird das einfallende Sonnenlicht stärker zurückgeworfen und weniger Energie kann an der Oberfläche aufgenommen werden (beim Wald wird ein großer Teil der Energie allerdings zur Verdunstung und nicht zur direkten Erwärmung eingesetzt). Eine relative Abkühlung in Bodennähe tritt insbesondere auf, wenn feine Staubpartikel in der Atmosphäre Teile des Sonnenlichtes zurückwerfen.

Das Ausmaß dieser Effekte ist jedoch mit erheblichen Unsicherheiten behaftet, wie die großen Schwankungsintervalle bei den Aerosolkomponenten des mittleren globalen Strahlungsantriebs zeigen. Der Abkühlungseffekt der meisten Aerosole geht einerseits auf die partielle Reflexion einfallender Strahlung (direkter Effekt), andererseits auf die Beeinflussung optischer Eigenschaften von Wolken mit resultierender Albedo-Erhöhung zurück. In der Gesamtbilanz aller anthropogenen Komponenten im Strahlungshaushalt ergibt sich jedoch wieder ein positiver Strahlungsantrieb, das heißt, die abkühlende Wirkung von Aerosolen und Landnutzung wird eindeutig überkompensiert von der erwärmenden Wirkung vor allem der langlebigen Treibhausgase. Zudem sind unsere Kenntnisse über die Treibhausgase wesentlich genauer als unsere Daten über die Aerosole in der Atmosphäre. Deshalb kann mit sehr hoher Verlässlichkeit von einer Gesamtwirkung menschlicher Einflüsse in Richtung einer globalen Erwärmung ausgegangen werden.

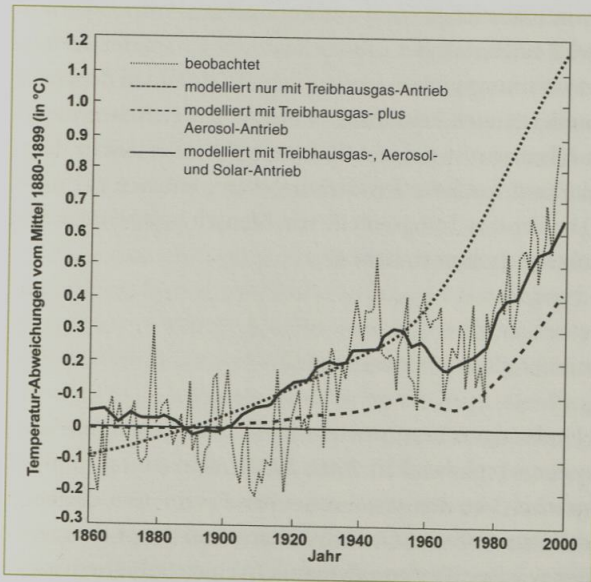
### Anteil der Sonne am Klimawandel

Aus Satellitenmessungen wissen wir, dass die Energieabgabe der Sonne derzeit nur im Größenordnungsbereich von 0,1 Prozent schwankt. Sie ist dabei signifikant positiv mit der Sonnenfleckenhäufigkeit korreliert, genau umgekehrt, wie man es angesichts der kühleren Flecken erwarten würde. Wenn es aber viele Sonnenflecken gibt, ist die Energieabgabe der Sonne deswegen besonders groß, weil die Wirkung der kühleren Fleckenflächen durch die Zunahme von heißeren Sonnenfackeln und sonstigen Eruptionen strahlungsenergetisch überkompensiert wird. Die Fleckenhäufigkeit zeigt aber auch längerfristige Schwankungen, etwa den 80- bis 90-jährigen Gleissberg-Zyklus, der durch variierende Fleckenmaxima und auf niedrigeres Niveau abfallende Amplituden nach hohen Maxima wie 1787, 1871 und 1957 gekennzeichnet ist.

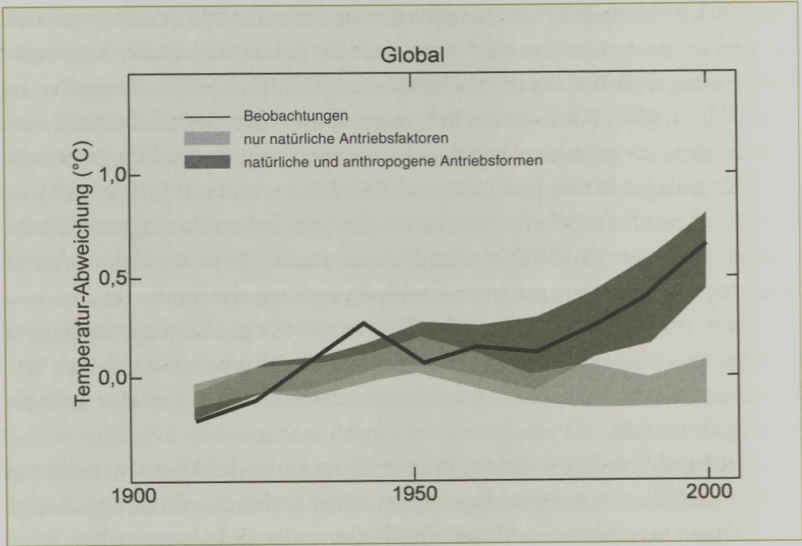
Parallel zur ersten Phase der rezenten Erwärmung in den ersten vierzig Jahren des 20. Jahrhunderts hat es auch eine Zunahme der mittleren Sonnenfleckenhäufigkeit und damit der integrierten Gesamtsolarenergie gege-

ben. Nach bisherigen Abschätzungen war sie für bis zu 50 Prozent dieser ersten Erwärmung verantwortlich, während der Solaranteil an der forcierten Erwärmung seit 1970 auf höchstens ein Drittel geschätzt worden ist (Lean/Rind 1998). Nach dem letzten Sachstandsbericht des IPCC (2007) sind sogar wesentlich geringere Werte des zusätzlichen solaren Strahlungsantriebs zu veranschlagen: Zwischen 1750 und 2005 habe er mit nur 0,12 Watt/Quadratmeter nicht einmal ein Zehntel des integrierten anthropogenen Strahlungsantriebs von 1,6 Watt/Quadratmeter betragen. Die relativ kleinen Änderungen gegenüber der mittleren Strahlungsleistung der Sonne reichen aus, um Änderungen des Klimas auf der Erde anzutreiben. Allerdings wird gerade beim Antriebsfaktor Solaraktivität das Niveau des wissenschaftlichen Verständnisses vom Vierten Sachstandsbericht des IPCC (2007) immer noch als niedrig eingestuft.

Gleichwohl bleibt es wichtig, bei der Beurteilung der Klimaentwicklung alle wesentlichen Antriebskomponenten einzubeziehen. Abbildung 2 zeigt dies anhand verschiedener Modellsimulationen der global gemittelten Temperatur: Bei alleiniger Berücksichtigung des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts erhält man ab etwa 1960 eine wesentlich massivere Erwärmung, 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 das generelle Niveau der tatsächlich festgestellten globalen Erwärmung, weitere überlagerte Fluktuationen weisen auf zusätzliche klimasysteminterne Prozesse hin.



2 Globale Temperaturabweichungen vom Mittel 1880 bis 1899 (bei den modellierten Zeitreihen jeweils mit einer Klimasensitivität von 2,5 Grad Celsius) (verändert nach Wigley 2001).



3 Dekadische Mittelwerte der beobachteten bodennahen Temperaturabweichungen vom Mittel 1901 bis 1950 (schwarze Linie) sowie 5 bis 95 Prozent-Bandbreiten für verschiedene Klimamodellsimulationen. Hellgrau: aus 19 Simulationen von fünf Modellen mit lediglich solarem und vulkanogenem Antrieb; dunkelgrau: aus 58 Simulationen von 14 Modellen mit natürlichem und anthropogenem Antrieb (nach IPCC 2007).

Bei einer direkten Gegenüberstellung von Modellensembles, die die globale Temperaturentwicklung einerseits nur aus natürlichem Antrieb, andererseits aus der Gesamtheit von natürlichem und anthropogenem Antrieb berechnen (Abbildung 3), wird nochmals der unterschiedliche Charakter der beiden rezenten Haupterwärmungsphasen verdeutlicht: Während in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts noch kein klarer Unterschied zwischen diesen Modellensembles zu erkennen ist, zeigen die letzten Jahrzehnte sehr deutlich, dass die nun markant forcierte Erwärmung rein natürlich gar nicht stattgefunden hätte. Die Verursachungsanteile von Mensch und Natur scheinen sich also drastisch verschoben zu haben!

### Wie geht es weiter mit der globalen Erwärmung?

Diese Frage ist nicht eindeutig zu beantworten, da die natürlichen Antriebsfaktoren des Klimasystems (vgl. Jacobeit 2002, 2007) nicht streng zu prognostizieren sind (abgesehen von den astronomischen Parametern, die beim rezenten Klimawandel aber nicht ins Gewicht fallen) und der anthropogene Einfluss von Größen wie Bevölkerungsdynamik, Weltwirtschaftsentwick-



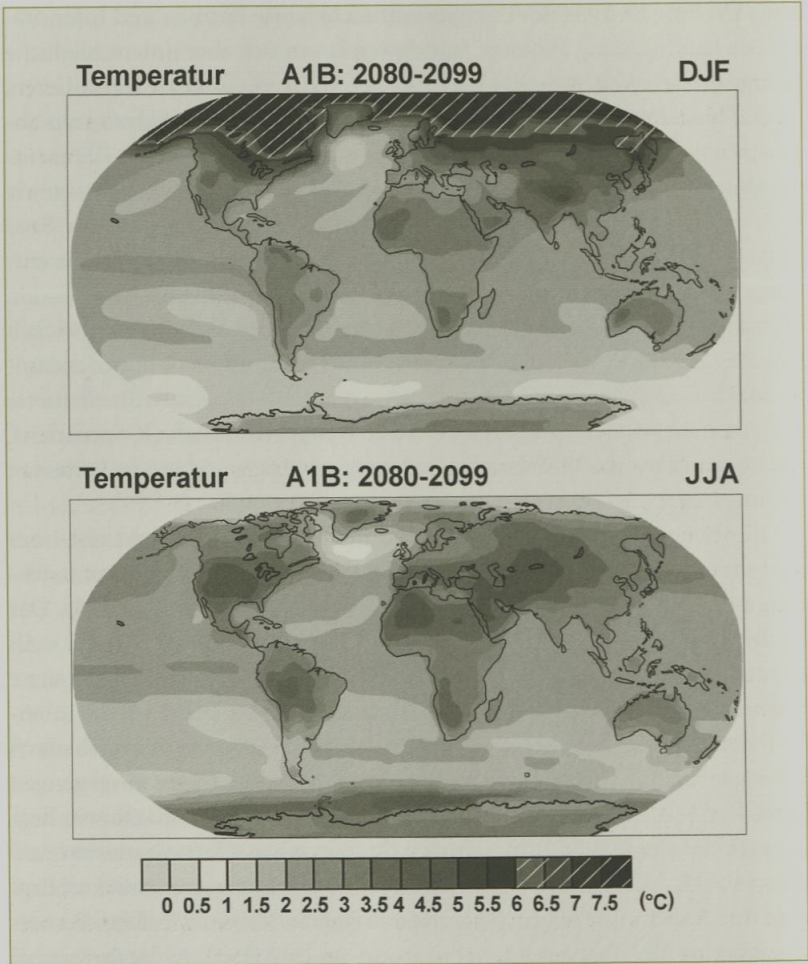
lung, Umfang und Art des Energieverbrauchs sowie Formen und Intensitäten der Landnutzung abhängt. Stattdessen lassen sich aber unterschiedliche Szenarien der Weiterentwicklung unserer Weltgemeinschaft formulieren, darauf basierend künftige Freisetzen klimawirksamer Substanzen abschätzen und damit Klimamodellsimulationen der resultierenden Klimaentwicklung berechnen. Es handelt sich dabei also nicht um Realprognosen wie etwa beim täglichen Wetterbericht, sondern um Projektionen auf der Basis unterschiedlicher Szenarioannahmen, also um bedingte Aussagen, die entscheidend von diesen Annahmen abhängen. Im Special Report on Emission Scenarios (SRES) des IPCC sind zahlreiche derartige Szenarien entwickelt worden (Nakicenovic/Swart 2000), die sich zu bestimmten Gruppen zusammenfassen lassen: eher ökonomisch- (A-Szenarien) oder umweltorientierte Varianten der Weiterentwicklung unserer Weltgemeinschaft (B-Szenarien), eher globalisierungs- (1-Szenarien) oder regionalisierungsbetonte Varianten (2-Szenarien).

In Abhängigkeit von diesen unterschiedlichen Szenarien ist mit einer steigenden Zahl von Klimamodellen die zugehörige Temperaturentwicklung bis Ende dieses Jahrhunderts simuliert worden (IPCC 2007). Der höchste Erwärmungswert von 6,4 Grad Celsius im globalen Mittel stellt dabei die unter Berücksichtigung der Modellunsicherheiten abgeschätzte wahrscheinliche Obergrenze für ein extremes Szenario (A1FI – fossil intensive) dar, bei dem von einem ungebremsten Wachstum des Energiebedarfs bei sogar noch intensivierter Nutzung fossiler Energieträger ausgegangen wird. Der Mittelwert aller Modelle selbst für dieses Extremszenario liegt dagegen bei vier Grad Celsius. Unterstellt man ein mittleres Szenario (zum Beispiel A1B – ausbalancierte Verteilung über alle Energieressourcen), liegt man im Modellmittel schon deutlich niedriger: bei 2,8 Grad Celsius. Bemerkenswert an den jüngsten Modellrechnungen ist weiterhin, dass selbst bei hypothetisch auf dem Niveau des Jahres 2000 eingefrorener Konzentration an Treibhausgasen die globale Temperatur aufgrund der Trägheit des Klimasystems immer noch um mehr als ein halbes Grad bis Ende des Jahrhunderts ansteigt.

Räumlich und saisonal aufgelöst wird die zu erwartende Erwärmung für das mittlere Szenario A1B in Abbildung 4 wiedergegeben. Man erkennt das Maximum im Winter in hohen Breiten der Nordhemisphäre mit Werten, die beträchtlich über dem zuvor genannten globalen Jahresmittel liegen.

Diese Zukunftsprojektion berücksichtigt allerdings nur den mutmaßlichen menschlichen Einfluss (hier gemäß Szenario A1B), nicht aber natürliche Fluktuationen innerhalb des Klimasystems, wie sie sich etwa aus der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean auf dekadischer Zeitskala ergeben. Eine neue Modellstudie, die auch diese Schwankungen in einfacher Form mit einbezieht (Keenlyside et al. 2008), kommt zu der be-





4 Temperaturänderungen 2080 bis 2099 gegenüber 1980 bis 1999 im Mittel über verschiedene Klimamodellsimulationen nach dem A1B-Szenario, oben für die Wintermonate Dezember, Januar und Februar (DJF), unten für die Sommermonate Juni, Juli, August (JJA) (nach IPCC 2007).

merkenswerten Schlussfolgerung, dass sich im nächsten Jahrzehnt durch die Abschwächung der Ozeanzirkulation im Nordatlantik eine kleine Temperaturdelte im benachbarten Großraum ergeben könnte, welche die anthropogene Erwärmung zwischenzeitlich aufwiegen und damit die Temperaturentwicklung in eine veränderte Verlaufsform bringen würde. Nach vorübergehender Unterbrechung könnte sich die globale Erwärmung in späteren Phasen bei wieder erstarkter Ozeanzirkulation sogar beschleunigt fortsetzen.

## Steigt der Meeresspiegel an?

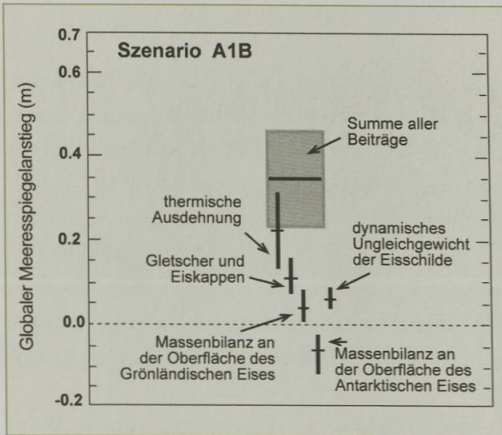
Beginnen wir beim Meereis, dessen Änderungen allerdings meeresspiegelneutral bleiben (ähnlich wie ein schmelzender Eiswürfel in einem Wasserglas dessen Wasserstand nicht ändert). Die arktische Meereisfläche ist bereits seit Mitte der 1970er-Jahre deutlich zurückgegangen, was sich bei anhaltender Erwärmung auch weiter fortsetzen wird. Nach manchen Szenarien könnte das Meereis der Arktis bis Ende des 21. Jahrhunderts im Spätsommer sogar gänzlich verschwunden sein. Beim antarktischen Meereis zeigt sich dagegen in den letzten Jahrzehnten eher wieder eine leichte Zunahme (Lemke 2003), die durch ergiebige Schneefälle bei steigenden Temperaturen erklärt werden kann.

Im Unterschied zum Meereis wirken sich Volumenänderungen beim Landeis auch auf das Meeresspiegelniveau aus. Für das 20. Jahrhundert war hier im globalen Mittel ein Anstieg um etwa 15 Zentimeter festzustellen (das heißt im Schnitt 1,5 Millimeter pro Jahr), der sich im Zeitabschnitt 1993 bis 2003 sogar auf 3,1 Millimeter pro Jahr beschleunigt hat. Nach den Zukunftsprojektionen des IPCC (2007) wird sich dies für das mittlere Szenario A1B bis zur letzten Dekade des 21. Jahrhunderts zu einem Anstieg zwischen 21 und 48 Zentimeter gegenüber 1980 bis 1999 fortsetzen (die maximale Spanne für alle Szenarien liegt zwischen 18 und 59 Zentimeter).

Fragt man nach den Ursachen für diesen Anstieg, erkennt man aus Abbildung 5 zunächst den dominanten Anteil der thermischen Ausdehnung des Ozeanwasserkörpers: Wenn Wasser sich erwärmt, dehnt es sich aus. An zweiter Stelle folgt der Beitrag durch schmelzende Gletscher und Eiskappen. Bemerkenswert ist die Rolle der beiden Inlandeisschilde: Das Grönlandeis trägt durch leichten Rückgang etwas zum höheren Meeresspiegelniveau bei, das antarktische Inlandeis wächst hingegen an und wirkt damit dem Meeresspiegelanstieg entgegen. Zwei Gesichtspunkte sind dafür maßgeblich: Zum einen bleiben in der Antarktis auch bei fortschreitender Erwärmung die Temperaturen deutlich zu niedrig, um ein generelles Abschmelzen einzuleiten; zum anderen ist in diesem Bereich bei höheren Temperaturen auch mit steigenden Niederschlägen in fester Form zu rechnen (Lemke 2003), sodass sich eine positive Massenbilanz ergibt.

Nach Abbildung 5 verbleibt als ein weiterer Einflussfaktor das dynamische Ungleichgewicht der Inlandeisschilde: Seit Mitte der 1990er-Jahre beobachtet man sowohl in Grönland als auch in der Antarktis eine erhöhte Fließdynamik bei mehreren Auslassgletschern, die Anlass zu Vermutungen eines beschleunigten Eisverlustes gegeben hat. Allerdings besteht keine Einigkeit darüber, ob es sich dabei nur um ein vorübergehendes zyklisches Phänomen handelt oder um den Beginn eines langfristigen Trends verstärkter Eisverluste (IPCC 2007). In letzterem Falle wird für das A1B-Szenario der in Abbil-





5 Global gemittelter Meeresspiegelanstieg 2090 bis 2099 gegenüber 1980 bis 1999 mit 90 Prozent-Konfidenzintervall für das A1B-Emissionsszenario einschließlich der Beiträge verschiedener Einflussfaktoren. Die Angaben für dynamisches Ungleichgewicht der Eisschilde sind aufgrund zu großer Unsicherheit in der Gesamtsumme nicht enthalten (nach IPCC 2007).

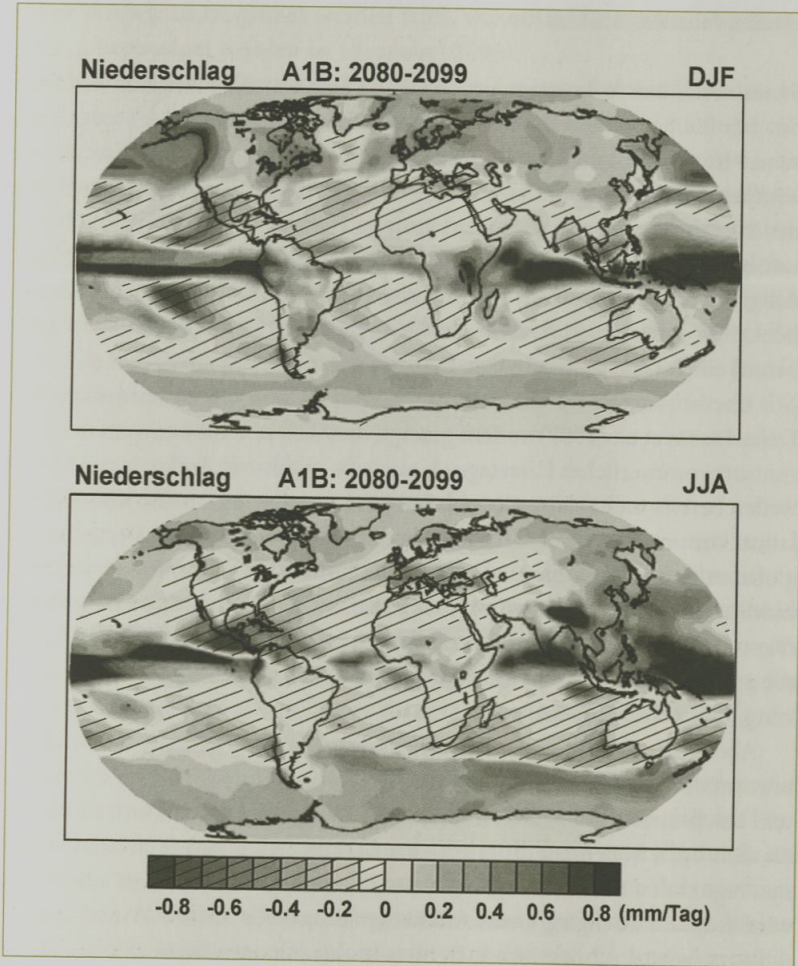
dung 5 zeigte Zusatzbetrag zum Meeresspiegelanstieg aus dynamischem Ungleichgewicht veranschlagt, der allerdings im Summenbalken nicht enthalten ist und lediglich den Eisverlusten aufgrund der jüngst beobachteten Fließdynamik entspricht (rund 0,3 Millimeter pro Jahr). Insgesamt herrscht also über das Ausmaß des Meeresspiegelanstiegs bis Ende des 21. Jahrhunderts noch erhebliche Unklarheit.

### Wie ändern sich die Niederschläge?

Bereits im 20. Jahrhundert hat es bemerkenswerte Änderungen gegeben (Gerstengarbe/Werner 2007), wobei die Gebiete mit Zunahmen deutlich überwiegen. Die weniger verbreiteten Gebiete mit Abnahmen sind jedoch insofern bedeutsam, als sie neben immer noch niederschlagsreichen Regionen wie in Teilen Indiens und Südasiens insbesondere auch Gebiete umfassen, die bereits von einer angespannten Wasserhaushaltssituation gekennzeichnet sind wie die Sahelzone, Teile des südlichen Afrikas, der Nordosten Brasiliens und der mediterrane Großraum.

Die saisonal differenzierten Zukunftsprojektionen für das mittlere Emissionsszenario A1B zeigen gegen Ende des 21. Jahrhunderts ein generell vergleichbares Bild (Abbildung 6) mit dominierenden Niederschlagszunahmen, die vor allem in den inneren Tropen am stärksten ausfallen, aber auch mit Gebieten abnehmender Niederschläge, die sich von den Rand- und Subtropen im jeweiligen Sommer noch weiter bis in mittlere Breiten ausdehnen. Unter Verwendung der regionalen Klimamodellierung, die allerdings noch mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist, lässt sich speziell für Deutschland eine jahreszeitlich unterschiedliche Niederschlagsentwicklung ausmachen, mit Zunahmen im Winter und Abnahmen im Sommer (Jacob 2007).





6 Niederschlagsänderungen 2080-2099 gegenüber 1980-1999 im Mittel über verschiedene Klimamodellsimulationen nach dem A1B-Szenario, oben für die Wintermonate Dezember, Januar und Februar (DJF), unten für die Sommermonate Juni, Juli, August (JJA) (nach IPCC 2007).

Betrachtet man speziell die Entwicklung von Starkniederschlagsereignissen, so dominiert weltweit (mit Ausnahme einiger tropischer Gebiete) eine Steigerung ihres Anteils an den Gesamtniederschlägen (IPCC 2007). Auch in Deutschland lässt sich in den letzten Jahrzehnten eine weit verbreitete Zunahme sommerlicher Starkniederschläge mit Mengen von mehr als dreißig Litern pro Quadratmeter feststellen (Kusch 2007). Dies birgt ein erhöhtes Hochwasserrisiko vor allem für kleine Flusseinzugsgebiete, die einem rasch anschwellenden Wasseraufkommen zum Teil nicht mehr gewachsen sind.

Heißer, feuchter, stürmischer?

Prominente Beispiele extremer Hitzeereignisse waren in jüngerer Zeit etwa der Juli 2006 (heißester Monat in Deutschland seit Beginn der systematischen Instrumentenaufzeichnungen) oder der Sommer 2003, für dessen Temperaturanomalie (bezogen auf Deutschland) noch in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine extrem geringe Eintrittswahrscheinlichkeit von weniger als einmal in 10.000 Jahren bestanden hat (Schönwiese et al. 2004). Aufgrund der anhaltenden Erwärmung hat sich diese Eintrittswahrscheinlichkeit in den letzten Jahrzehnten jedoch drastisch erhöht und im Jahr 2003 bereits einen Wert von einmal in 455 Jahren erreicht (Schönwiese et al. 2004). Mit überarbeiteten Datensätzen aus der westlichen Hälfte Europas haben Della-Marta et al. (2007) zudem gezeigt, dass sich seit 1880 sowohl der Prozentsatz sommerlicher Hitzetage als auch die maximale Andauer von Hitzeperioden bereits mehr als verdoppelt haben. Mit einer regionalen Klimasimulation kommen Schär et al. (2004) zu dem Ergebnis, dass bei Fortgang der globalen Erwärmung bis Ende dieses Jahrhunderts Hitzesommer wie 2003 in Mitteleuropa durchschnittlich sogar jedes zweite Jahr auftreten könnten. Dies wäre vor allem für ältere und kranke Menschen eine enorme Belastung, die geeignete Präventivmaßnahmen erfordert (effektive Raumklimatisierung, möglichst CO<sub>2</sub>-neutral).

Aber auch die Winter werden sich ändern. Beschränken wir uns auf Mitteleuropa, so dürfte sich der bereits jetzt beobachtete Trend zu wärmeren und feuchteren Wintern weiter fortsetzen. Die Erwärmung nimmt dabei von Norden nach Süden zu, differiert aber betragsmäßig zwischen verschiedenen regionalen Abschätzungen (Werner/Gerstengarbe 2007). In jedem Fall wird es einen Rückgang beim Anteil der Schneefälle an den Winterniederschlägen geben, schneesichere Gebiete in den Alpen werden erst in größeren Höhenlagen anzutreffen sein. Die Gesamtmenge der Niederschläge im Winter wird aber weiter zunehmen, wobei das Ausmaß erneut zwischen verschiedenen Abschätzungen differiert und damit unklar bleibt, ob dadurch die mutmaßlichen Niederschlagseinbußen des Sommers in der Jahresbilanz ausgeglichen werden können oder nicht (Werner/Gerstengarbe 2007).

Und wie entwickeln sich die Sturmereignisse? – Blicken wir zunächst auf die außertropischen Stürme, so kommen verschiedene Autoren hier teils zu unterschiedlichen Ergebnissen. Dementsprechend fassen Schönwiese (2007) oder Kusch (2007) zusammen, dass gegenwärtig beim Wind in Mitteleuropa noch kein eindeutiger Trend festgestellt werden kann. Aber die Intensität tropischer Sturmsysteme, die bereits jetzt eine Umverteilung von schwächeren zu stärkeren Windgeschwindigkeitsklassen erfahren haben, dürfte wohl weiter zunehmen, da mit langfristig ansteigenden Meeresoberflächentemperaturen auch der Energieumsatz tropi-

scher Wirbelstürme größer werden wird, wie es für die letzten Jahrzehnte bereits beobachtet worden ist (Emanuel 2005).

Hinsichtlich der Hurrikan-Häufigkeit ist dagegen festzustellen, dass sie eher einer multidekadischen Schwankung der Meeresoberflächentemperaturen folgt, der Atlantic Multidecadal Oscillation (Knight et al. 2005), die sich zwar seit Mitte der 1990er-Jahre in einer überdurchschnittlichen Phase befindet, in den kommenden Jahrzehnten aber wieder von einer gegenläufigen Phase abgelöst werden wird. Auch längerfristig ist im Zuge der globalen Erwärmung nicht mit einer generellen Häufigkeitszunahme tropischer Wirbelstürme zu rechnen, da sich bei verschärften Druckgegensätzen in der höheren Atmosphäre größere Windscherungen ergeben, welche die Ausbildung geschlossener Wirbel beeinträchtigen.

### Langsamer Wandel oder abrupter Wechsel?

Hintergrund dieser Fragestellung ist die Erkenntnis, dass es unter bestimmten Bedingungen nicht nur zu einem allmählichen Klimawandel kommen kann, bei dem sich klimatische Mittel- und Streuungswerte langsam verschieben, sondern das System auch an kritische Schwellenwerte (»tipping points«) gelangen kann, an denen ein markanter und abrupt verlaufender Zustandswechsel einsetzt (Stocker 1999).

Ein besonders wichtiges konkretes Beispiel in diesem Zusammenhang ist die thermohaline Zirkulation im Ozean, die häufig auch als »globales Förderband« (Broecker 1991) bezeichnet wird und ihren Antrieb durch die variablen Temperatur- und Salzkonzentrationsverhältnisse im Ozean erfährt. Dabei gelten Gebiete, in denen abgekühltes oder relativ salzreiches Wasser aufgrund seiner erhöhten Dichte absinkt und dadurch Tiefenwasser gebildet wird, als Schlüsselregionen dieses ozeanischen Zirkulationssystems. Sie sind zu finden einerseits in subantarktischen Gewässern (Weddell-Meer und Ross-Meer), andererseits 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 dagegen keine Tiefenwasserbildung statt, da hier der mittlere Salzgehalt nur einige Promille niedrigere Werte als im Nordatlantik erreicht. Nach dem Absinken von hinreichend 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 an die Oberfläche und fließt in große Warmwasser-



Transportsysteme ein, von denen auch der Nordatlantik («Golfstrom») und damit große Teile Europas profitieren.

Die fundamentale Bedeutsamkeit dieses Zirkulationssystems liegt zusätzlich auch noch darin, dass bei Überschreiten kritischer Dichteschwellenwerte ein gegebenenfalls abrupter Übergang in andere Systemzustände eintritt, bei denen mit abgeschwächter oder zusammengebrochener Tiefenwasserbildung der Energietransport (Beispiel Golfstrom) signifikant reduziert oder ganz unterbunden wird. Auch der rezente Klimawandel beeinflusst wichtige Größen in dieser Richtung: 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.

Tatsächlich wird von den meisten Modellen bis gegen Ende dieses Jahrhunderts eine Abschwächung der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik prognostiziert, laut jüngstem IPCC-Report (2007) im Schwankungsbereich zwischen 0 und 50 Prozent mit Bestwert der Schätzung bei 25 Prozent. Allerdings sagt kein einziges Modell für die nächsten hundert Jahre einen kompletten Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik vorher, ein abrupter Systemzustandswechsel scheint also absehbar nicht bevorzuzustehen. Für Europa bedeutet die wahrscheinliche Abschwächung um 25 Prozent auch keine Vorzeichenumkehr in der Temperaturentwicklung, sondern lediglich eine gewisse Dämpfung bei der fortschreitenden Erwärmung.

Unbeherrschbares vermeiden – Unvermeidbares beherrschen

Klimamodelle im Verein mit Beobachtungsdaten und statistischen Analyseverfahren liefern uns immer weitergehende Erkenntnisse über das Funktionieren des komplexen Klimasystems und die resultierende Klimaentwicklung aus der Überlagerung von natürlichen und anthropogenen Prozessen, wobei hier nur einige Aspekte kurz beleuchtet werden konnten (ausführlicher dargestellt zum Beispiel in Jacobeit 2008). Die Bedeutung der ganzen Problematik erhöht sich auch noch dadurch, dass jeder Klimawandel wiederum zahlreiche Folgewirkungen in weiten Bereichen von Natur und Gesellschaft nach sich zieht (vgl. IPCC 2007 oder Endlicher/Gerstenharbe 2007). Damit gelangt man auch auf die politische Handlungsebene, für die der Direktor des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung, Hans-Joachim Schellnhuber, die Maxime ausgegeben hat: das Unbeherrschbare vermeiden und das Unvermeidbare beherrschen. Beides wird uns große Kraftanstrengungen abverlangen.

## Literatur

- Broecker, Wallace S. (1991): The great ocean conveyor. In: *Oceanography* 4, S. 79–91.
- Cubasch, Ulrich; Kasang, Dieter (2000): *Anthropogener Klimawandel*. Stuttgart: Gotha.
- Della-Marta, Paul M. et al. (2007): Doubled length of western european summer heat waves since 1880. In: *Journal of Geophysical Research*, 112, D15103, doi:10.1029/2007JD008510.
- Emanuel, Kerry (2005): Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. In: *Nature*, 436, S. 686–688.
- Endlicher, Wilfried; Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm (Hrsg.) (2007): *Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke*. Potsdam.
- Endlicher, Wilfried (2007): Das Unbeherrschbare vermeiden und das Unvermeidbare beherrschen – Strategien gegen die gefährlichen Auswirkungen des Klimawandels. In: Endlicher, Wilfried; Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm (Hrsg.): *Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke*. Potsdam, S. 119–131.
- Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm; Werner, Peter C. (2007): *Der rezente Klimawandel*. In: Endlicher, Wilfried; Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm (Hrsg.): *Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke*. Potsdam, S. 34–43.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007): *Climate Change 2007 – The Physical Science Basis*.
- Jacob, Daniela (2007): Regionale Folgen des globalen Klimawandels. In: Müller, Michael et al. (Hrsg.): *Der UN-Weltklimareport*. Köln: Kiepenheuer & Witsch, S. 229–232.
- Jacobeit, Jucundus (1993): Möglichkeiten und Probleme der Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen. In: *Würzburger Geographische Arbeiten*, 87, S. 419–430.
- Jacobeit, Jucundus (2002): Klimawandel – natürlich bedingt, vom Menschen beeinflusst. In: Löffler, Günter; Voßmerbäumer, Herbert (Hrsg.): *Mit unserer Erde leben*. Würzburg: Königshausen & Neumann, S. 165–184.
- Jacobeit, Jucundus (2007): Zusammenhänge und Wechselwirkungen im Klimasystem. In: Endlicher, Wilfried; Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm (Hrsg.): *Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke*. Potsdam, S. 1–16.
- Jacobeit, Jucundus (2008): Neuere Perspektiven des Klimawandels. In: Külke, Elmar; Popp, Herbert (Hrsg.): *Umgang mit Risiken – Katastrophen, Destabilisierung, Sicherheit*. Bayreuth/Berlin, S. 115–155.
- Keenlyside, Noel S. et al. (2008): Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. In: *Nature*, 453, S. 84–88.
- Knight, Jeff R. et al. (2005): A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. In: *Geophysical Research Letters*, 32, L20708.
- Kusch, Wolfgang (2007): Der Klimawandel ist bei uns angekommen. In: Müller, Michael et al. (Hrsg.): *Der UN-Weltklimareport*. Köln: Kiepenheuer & Witsch, S. 132–137.
- Latif, Mojib (2007): Wie stark ist der anthropogene Klimawandel? In: Müller, Michael et al. (Hrsg.): *Der UN-Weltklimareport*. Köln: Kiepenheuer & Witsch, S. 186–189.
- Lean, Judith; Rind, David (1998): Climate forcing by changing solar radiation. In: *Journal of Climate*, 11, S. 3069–3094.
- Lemke, Peter (2003): Was unser Klima bestimmt: Einsichten in das System Klima. In: Hauser, Walter (Hrsg.): *Klima. Das Experiment mit dem Planeten Erde*, S. 160–179.

- Lorenz, Edward N. (1976): Nondeterministic theories of climatic change. In: Quaternary Research, 6, S. 495–506.
- Nakicenovic, Nebojsa; Swart, Rob (eds). (2000): Emissions Scenarios 2000. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- Paeth, Heiko (2007): Klimamodellsimulationen. In: Endlicher, Wilfried; Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Potsdam, S. 44–55.
- Schär, Christoph et al. (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. In: Nature, 427, S. 332–336.
- Schönwiese, Christian-D.; Staeger, Tim; Trömel, Silke (2004): The hot summer of 2003 in Germany. Some preliminary results of a statistical time series analysis. In: Meteorologische Zeitschrift, 13(4), S. 323–327.
- Schönwiese, Christian-D. (2007): Wird das Klima extremer? Eine statistische Perspektive. In: Endlicher, Wilfried; Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Potsdam, S. 60–66.
- Stocker, Thomas F. (1999): Abrupt climate changes: from the past to the future – a review. In: International Journal of Earth Sciences, 88, S. 365–374.
- von Storch, Hans; Güss, Stefan; Heimann, Martin (1999): Das Klimasystem und seine Modellierung. Geesthacht/Hamburg/Jena: Springer.
- Werner, Peter C.; Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm (2007): Welche Klimaänderungen sind in Deutschland zu erwarten? In: Endlicher, Wilfried; Gerstengarbe, Friedrich-Wilhelm (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Potsdam, S. 56–59.
- Wigley, Tom (2001): The Science of Climate Change. In: Claussen, Eileen (ed.): Climate Change – Science, Strategies, & Solutions. Leiden/Boston/Köln: Brill Academic Publishers, S. 6–24.