

Wilfried Endlicher und Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe (Hrsg.)

Der Klimawandel

– Einblicke, Rückblicke und Ausblicke –



Potsdam 2007

VORWORT

Die Forschungsergebnisse der vergangenen Jahre haben nachdrücklich bestätigt, dass der Klimawandel real ist und durch die Aktivitäten des wirtschaftenden Menschen ausgelöst wird. Es wurde aber auch immer deutlicher, dass ein ungebremster Klimawandel gefährliche Folgen haben würde und dass seine Beherrschung die vielleicht größte umweltpolitische Herausforderung des 21. Jahrhunderts darstellt. Dies ist eine Herausforderung für die ganze Menschheit. Nach den politischen Absichtserklärungen der vergangenen Monate ist nun eine konkrete Umsetzung der für erforderlich gehaltenen Klimaschutzziele gefragt. Eine wichtige Voraussetzung für die Akzeptanz der notwendigen Maßnahmen ist dabei eine solide Information der Bürger über Zusammenhänge und Hintergründe des Klimawandels.

Geographen und Meteorologen aus Deutschland und der Schweiz haben sich deshalb zusammen getan, um in dieser Broschüre den aktuellen Forschungsstand zu dokumentieren. Die Autoren haben dabei die Hoffnung, dass die Broschüre insbesondere im Erdkundeunterricht Verwendung findet, da künftige Generationen sicher noch viel stärker von den Auswirkungen des Klimawandels betroffen sein werden als wir es schon heute sind.

Die Herausgeber sind dabei vielen Personen und Institutionen zu Dank verpflichtet. Stellvertretend seien die Deutsche Gesellschaft für Geographie, das Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. und das Geographische Institut der Humboldt-Universität genannt, welche die Finanzierung dieser Broschüre ermöglichten. Für technische Unterstützung im Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung und in der Humboldt-Universität zu Berlin danken wir den Herren Gerd Schilling, Matthias Grätz, Matthias Baumann und Martin Wodinski sowie Frau Ursula Werner.

Berlin und Potsdam im Sommer 2007

Wilfried Endlicher

Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einblicke

ZUSAMMENHÄNGE UND WECHSELWIRKUNGEN IM KLIMASYSTEM	1
Jucundus Jacobeit, Augsburg	

2. Rückblicke: Was wissen wir?

NATÜRLICHE KLIMAÄNDERUNGEN IM LAUFE DER ERDGESCHICHTE	17
Olaf Bubenzer und Ulrich Radtke, Köln	

DER KLIMAWANDEL IN HISTORISCHER ZEIT.....	27
Heinz Wanner, Bern	

DER REZENTE KLIMAWANDEL	34
Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe und Peter C. Werner, Potsdam	

3. Ausblicke: Was können wir wissen?

KLIMAMODELLSIMULATIONEN	44
Heiko Paeth, Würzburg	

WELCHE KLIMAÄNDERUNGEN SIND IN DEUTSCHLAND ZU ERWARTEN?	56
Peter C. Werner und Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe, Potsdam	

WIRD DAS KLIMA EXTREMER? EINE STATISTISCHE PERSPEKTIVE.....	60
Christian-D. Schönwiese, Frankfurt/M.	

4. Auswirkungen des aktuellen Klimawandels

REGIONALE AUSWIRKUNG DER KLIMAÄNDERUNG AUF DIE WASSERVERFÜGBARKEIT IN KLIMASENSITIVEN GEBIETEN	67
Harald Kunstmann, Garmisch-Partenkirchen	

FOLGEN DES KLIMAWANDELS FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT	75
Frank-Michael Chmielewski, Berlin	

FOLGEN DES KLIMAWANDELS FÜR OZEANE UND KÜSTEN	86
Horst Sterr, Kiel	
KLIMAWANDEL IM HOCHGEBIRGE	98
Wilfried Haerberli und Max Maisch, Zürich	
FOLGEN DES KLIMAWANDELS FÜR DIE GESUNDHEIT	108
Gerd Jendritzky, Freiburg	

5. Fazit: Was bleibt zu tun?

DAS UNBEHERRSCHBARE VERMEIDEN UND DAS UNVERMEIDBARE BEHERRSCHEN – STRATEGIEN GEGEN DIE GEFÄHRLICHEN AUSWIRKUNGEN DES KLIMAWANDELS	119
Wilfried Endlicher, Berlin	
VERZEICHNIS DER AUTOREN	132
IMPRESSUM	134

Die einzelnen Beiträge können auf einer Internetseite der Humboldt-Universität zu Berlin unter <http://edoc.hu-berlin.de/miscellanies/klimawandel/> heruntergeladen werden

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

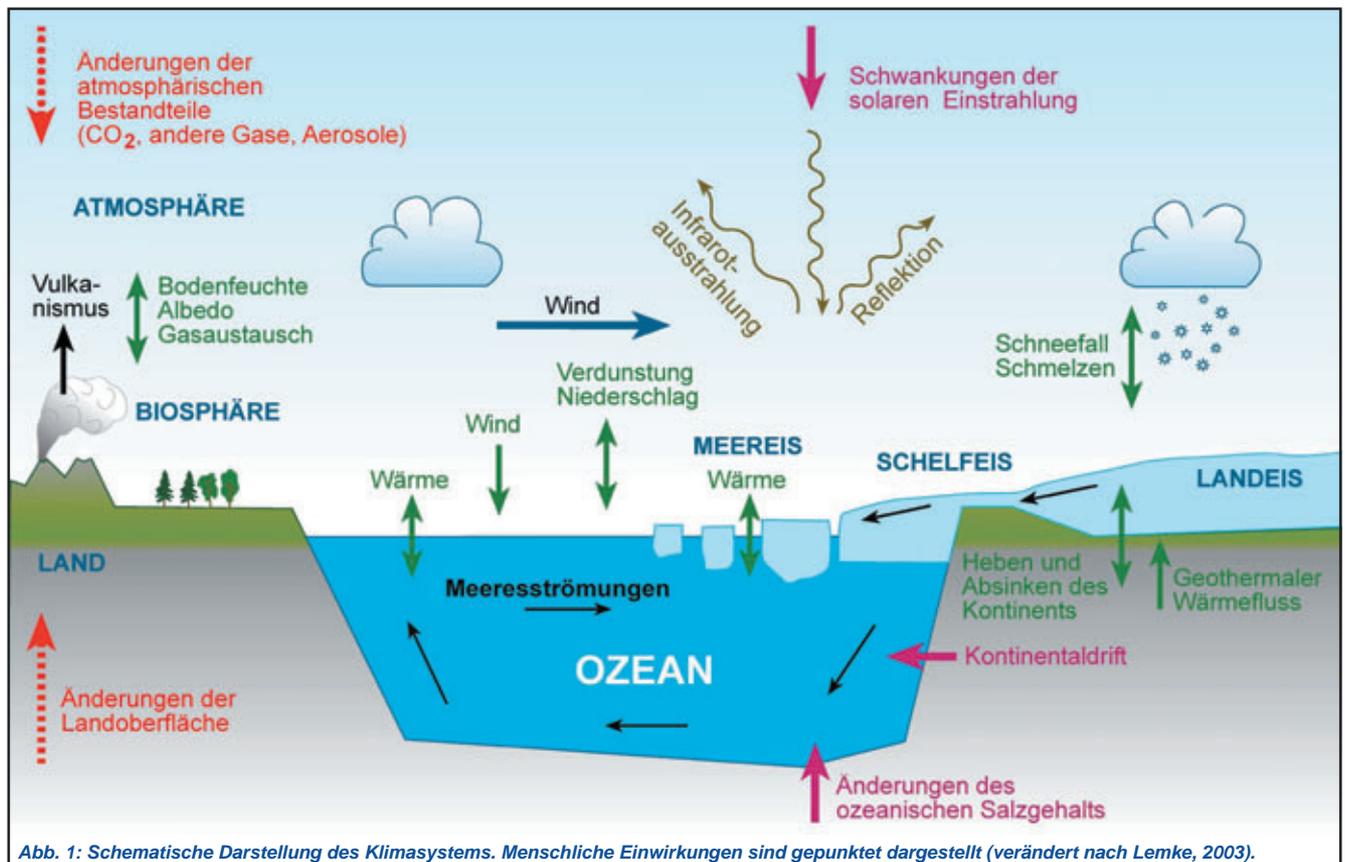


Abb. 1: Schematische Darstellung des Klimasystems. Menschliche Einwirkungen sind gepunktet dargestellt (verändert nach Lemke, 2003).

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			
Atmosphäre		Biosphäre	
Stratosphäre	1-3 a	lebende Biota	h-d
Troposphäre	5-10 d	tote Biomasse	a-10 ² a
bodennahe Grenzschicht		h-d	
Ozean		Kryosphäre	
Mischungsschicht	d-mon	Schneebedeckung	h-d
tiefer Ozean	10 ² -10 ³ a	Meereis	mon-a
		Gebirgsgletscher	1-10 ² a
		Inlandeis	10 ³ -10 ⁵ a
Süßwasser-Hydrosphäre		Geosphäre (feste Erde)	
Flüsse, Seen	d-mon	Pedosphäre	d-mon
Grundwasser	10-10 ⁴ a	Lithosphäre	10 ⁵ -10 ⁷ 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 (kalendrische 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 CO₂-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-

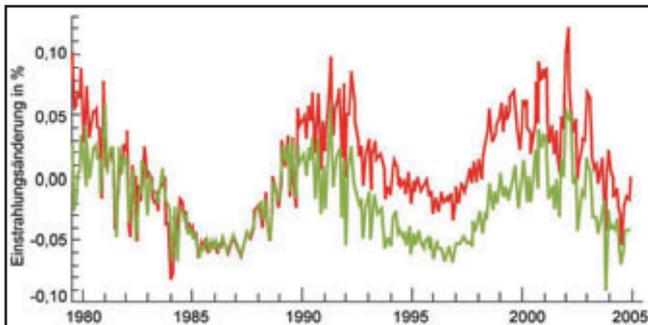


Abb 3: Prozentuale Änderung der monatlichen solaren Einstrahlung nach Willson und Mordvinov (2003, rote Linie) sowie Fröhlich und Lean (2004, grüne Linie), (verändert nach IPCC, 2007).

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}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 W/m^2) in den letzten 3 Jahrhunderten maximal um 5 W/m^2 geschwankt, wovon aufgrund der Kugelgestalt der Erde und der planetarischen Albedo von 30 % nur etwa ein Sechstel, also 0.8 W/m^2 die Erdoberfläche erreichen. Dies ist lediglich ein Drittel des Wertes von 2.4 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 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).

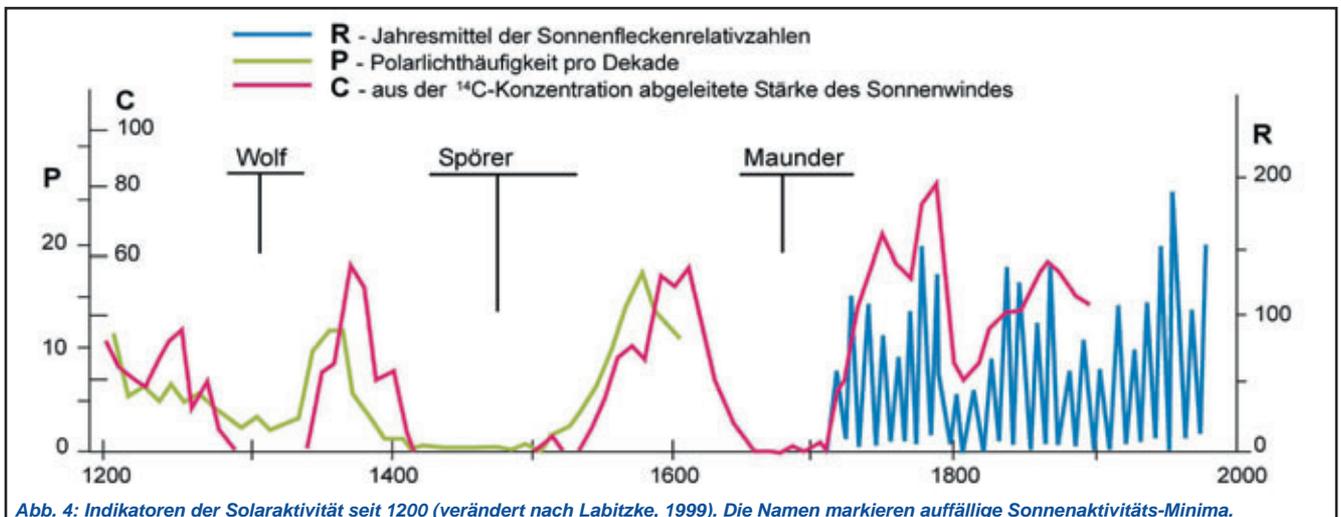


Abb. 4: Indikatoren der Solaraktivität seit 1200 (verändert nach Labitzke, 1999). Die Namen markieren auffällige Sonnenaktivitäts-Minima.

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

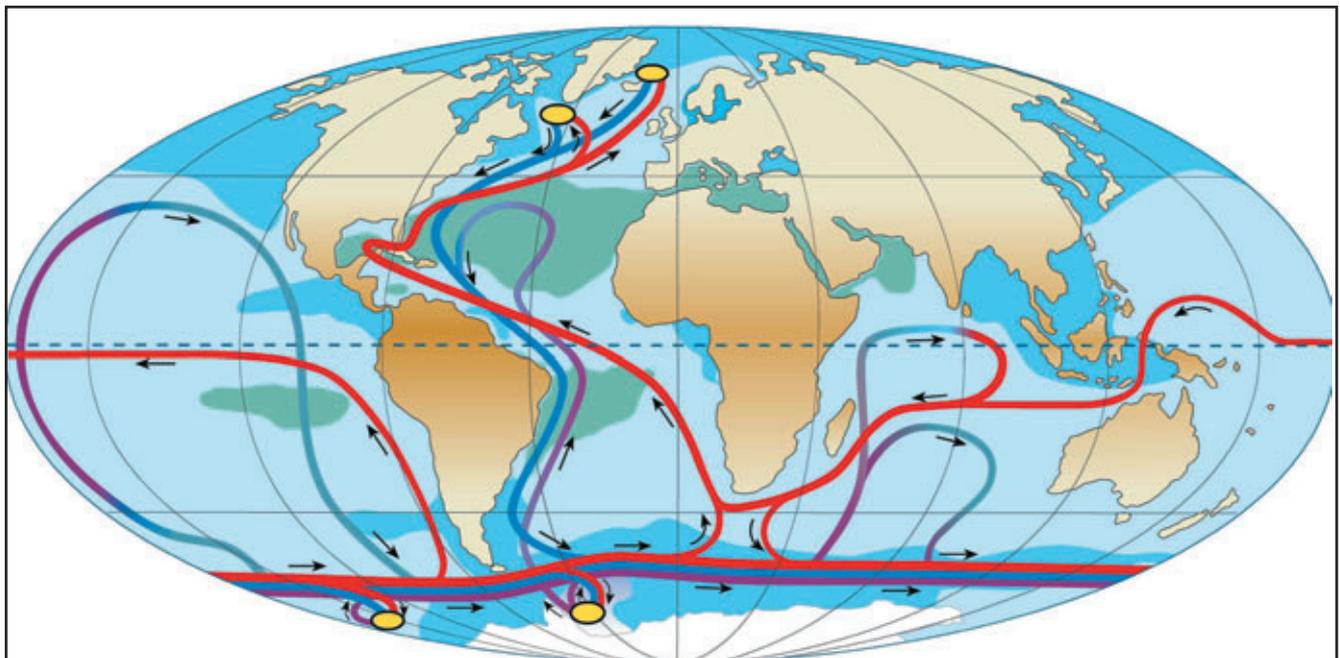


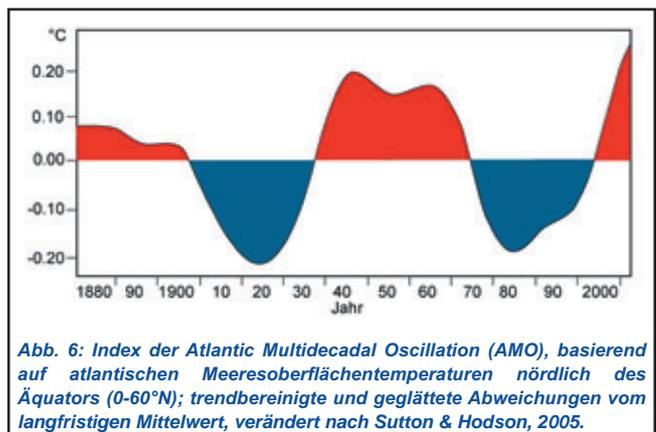
Abb. 5: Schematische Darstellung der globalen thermohalinen Zirkulation. Oberflächennahe Strömungen in rot, Tiefenströmungen in blau, Bodenströmungen in violett, gelbfarbige Ovale indizieren Regionen der Tiefenwasserbildung. Grüne Flächen markieren Salzkonzentrationen über 36 ‰, blaue Flächen solche 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 abgespielt 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 CO₂-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.

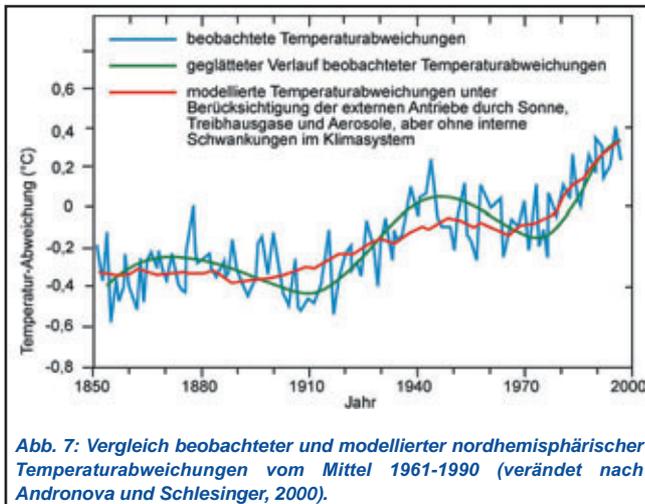


Abb. 7: Vergleich beobachteter und modellierter nordhemisphärischer Temperaturabweichungen vom Mittel 1961-1990 (verändert nach Andronova und Schlesinger, 2000).

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 CO_2 -Konzentration immer wieder beträchtlich geändert (zwischen bis zu 17fach höheren und etwas niedrigeren Werten als heute), gesteuert durch das jeweilige Ausmaß an CO_2 -freisetzendem Vulkanismus und CO_2 -verbrauchender Gesteinsverwitterung (Berner, 1994). Aber auch die pleistozänen Klimaschwankungen waren von respektablen 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 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 Gesamtrückkopplung aus. Gleichzeitig wird nämlich bei höheren Temperaturen die photosynthetische Aktivität des marinen Phytoplanktons reduziert, wodurch weniger 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 CO₂-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.

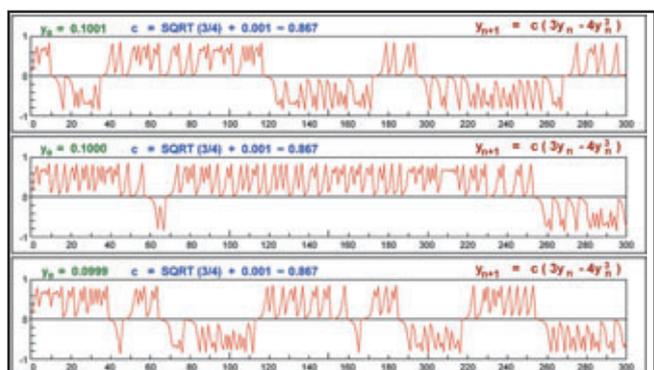


Abb. 8: Unterschiedliche Verlaufsformen eines fast-intransitiven Systems für minimal differierende Anfangswerte y_0 (aus Jacobeit, 1993).

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) CO₂ 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.

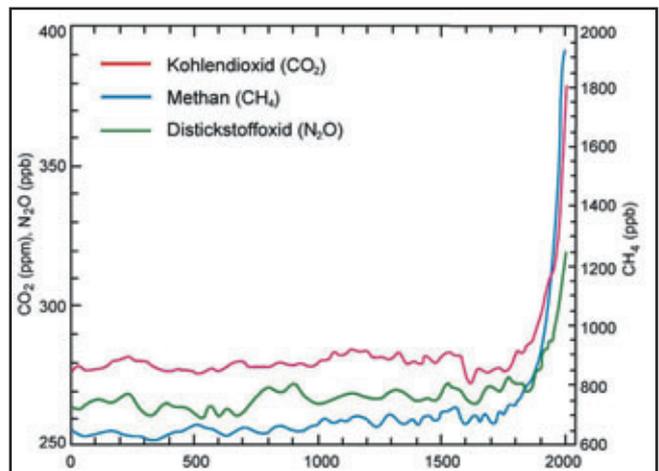


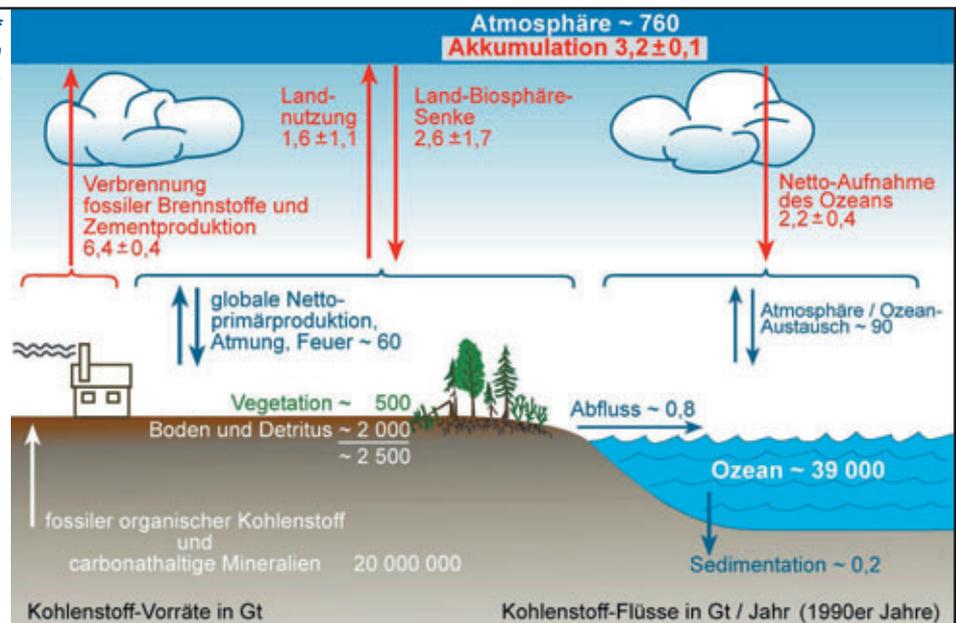
Abb. 9: Entwicklung der atmosphärischen Konzentration wichtiger Treibhausgase während der letzten 2000 Jahre (nach IPCC, 2007).

Der anthropogene Verstärkungseffekt beruht auf einem seit der Industrialisierung beschleunigt erfolgenden Anstieg der atmosphärischen Konzentration von IR-absorbierenden Spurengasen (Abb. 9), wobei neben CO₂, 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 CO₂ 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 ₂	CH ₄	N ₂ O	FCKW	tropos. O ₃
Prozentanteil der anthropogenen Emissionen am gesamten Stofffluss in die Atmosphäre	5	70	40	100	7
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).

Abb. 10 Globaler Kohlenstoffkreislauf und seine anthropogenen Komponenten (in rot), (verändert nach Houghton, 2004).



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 CH_4 -freisetzenden Nutzungsformen wie Reiskultivierung und Großviehhaltung auch Verbrennungen von Biomasse sowie großflächige Waldrodungen zu nennen, die einerseits eine reduzierte 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 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

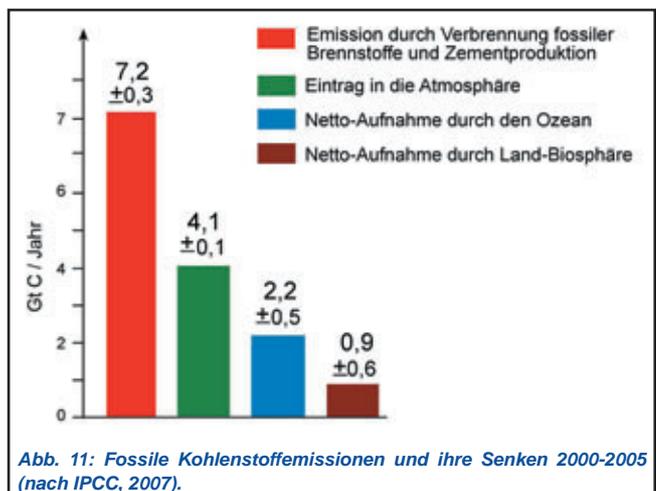


Abb. 11: Fossile Kohlenstoffemissionen und ihre Senken 2000-2005 (nach IPCC, 2007).

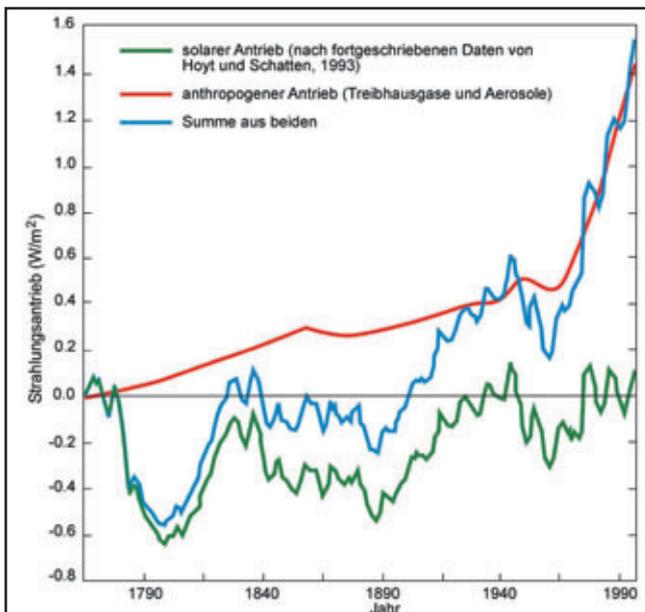


Abb. 12: Strahlungsantrieb im globalen Klimasystem 1765-2000 (künstlich auf Null gesetzt im Startjahr) (verändert nach Wigley, 2001).

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 genauerer 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

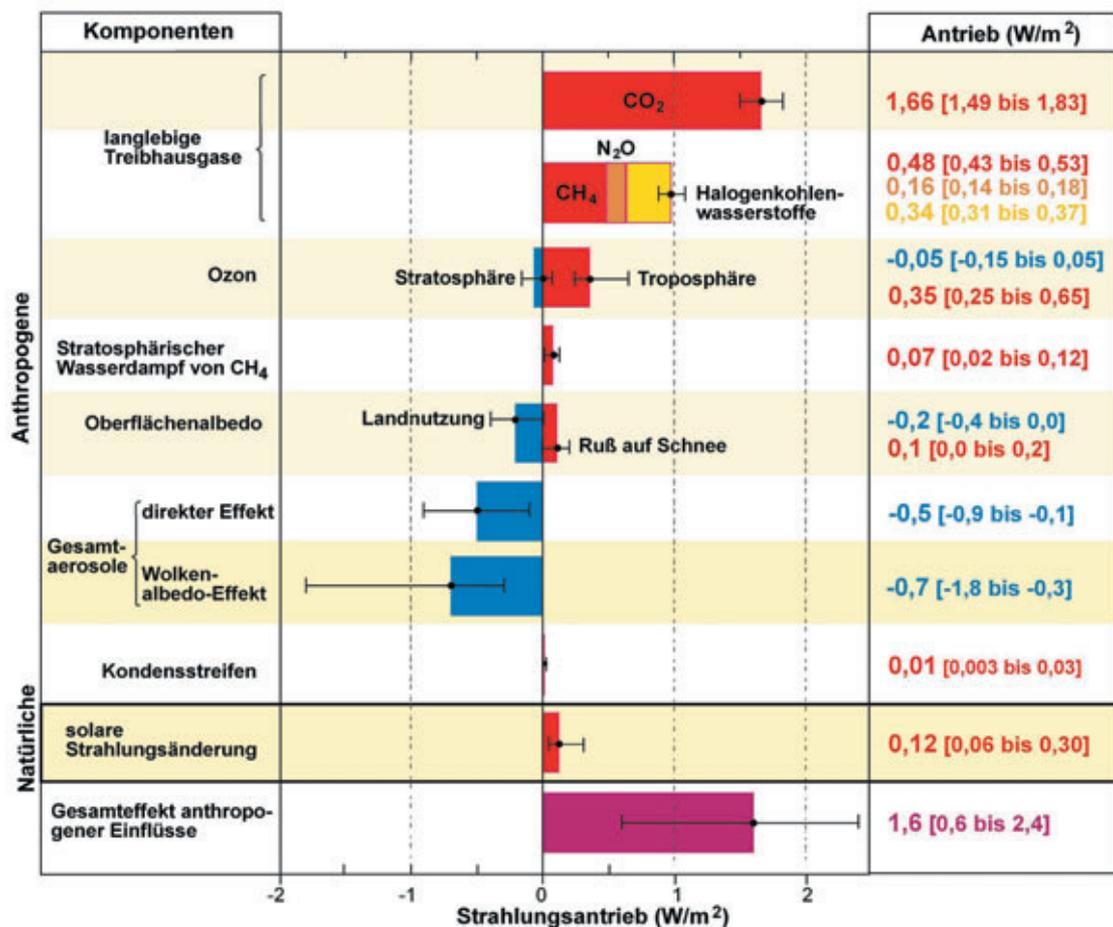
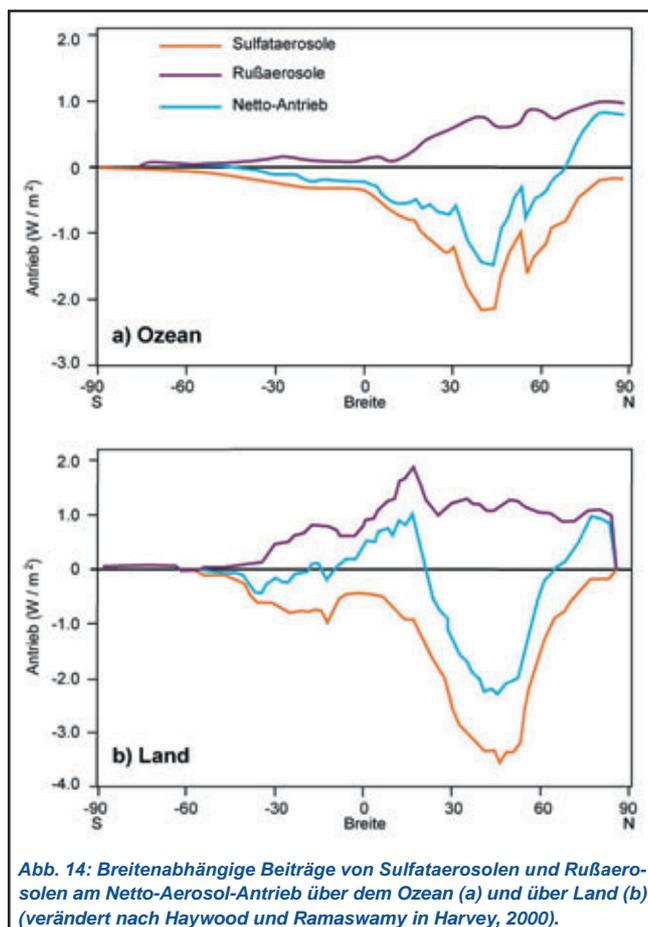
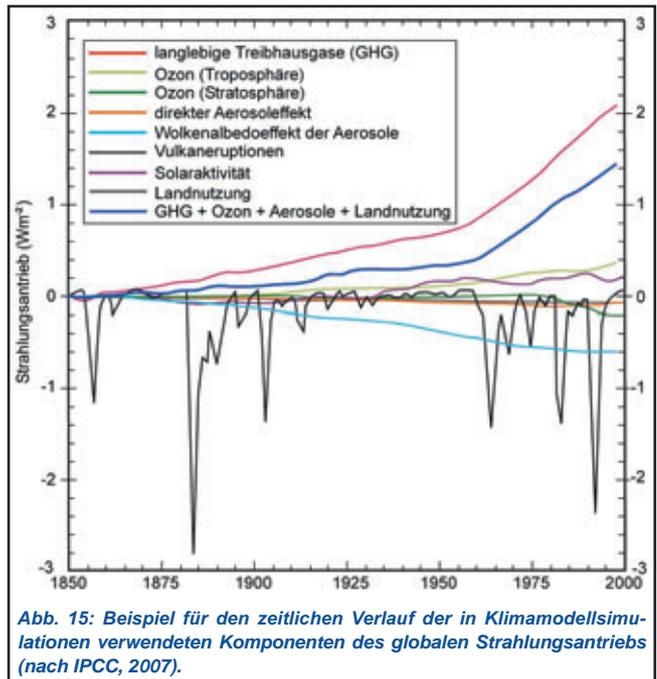


Abb. 13: Schätzungen der wichtigsten Komponenten des mittleren globalen Strahlungsantriebs zwischen 1750 und 2005. Vulkanogene Aerosole sind aufgrund ihrer lediglich episodischen Einwirkung nicht einbezogen (nach IPCC, 2007).

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 CO_2 -Konzentration). Man erkennt, dass die bloße Berücksichtigung des verstärkten Treibhauseffekts

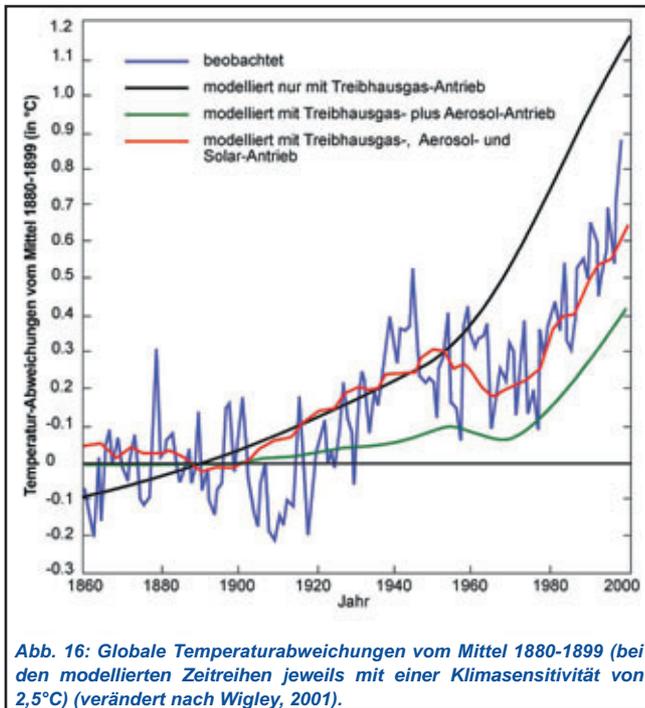


Abb. 16: Globale Temperaturabweichungen vom Mittel 1880-1899 (bei den modellierten Zeitreihen jeweils mit einer Klimasensitivität von 2,5°C) (verändert nach Wigley, 2001).

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).

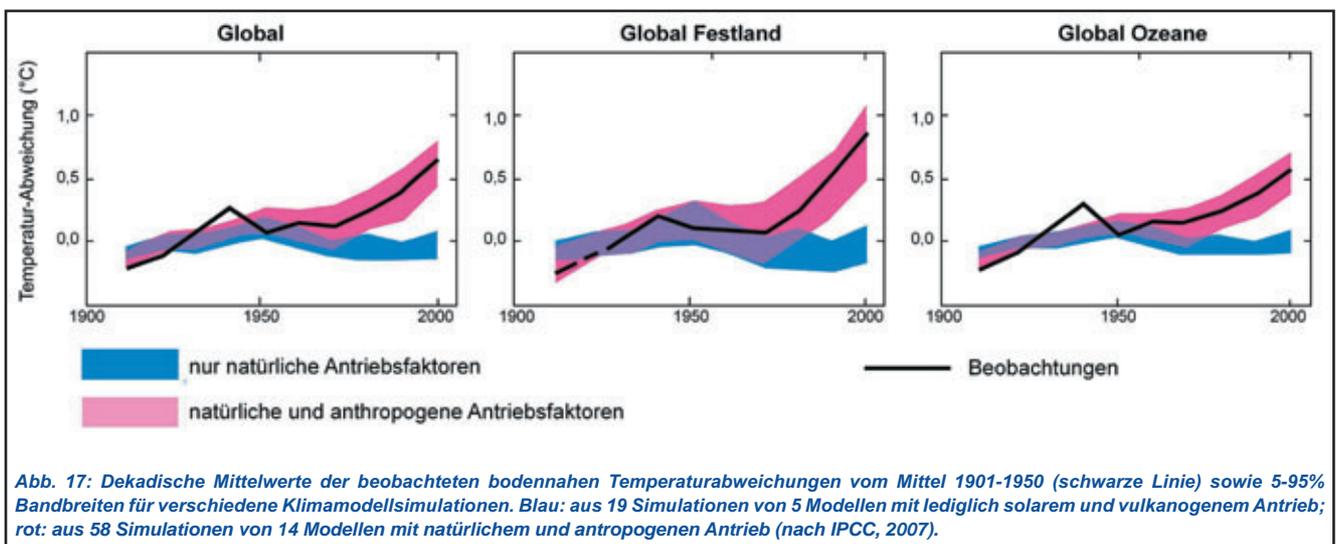


Abb. 17: Dekadische Mittelwerte der beobachteten bodennahen Temperaturabweichungen vom Mittel 1901-1950 (schwarze Linie) sowie 5-95% Bandbreiten für verschiedene Klimamodellsimulationen. Blau: aus 19 Simulationen von 5 Modellen mit lediglich solarem und vulkanogenem Antrieb; rot: aus 58 Simulationen 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 CO₂ 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.

NATÜRLICHE KLIMAÄNDERUNGEN IM LAUFE DER ERDGESCHICHTE

Olaf Bubbenzer und Ulrich Radtke, Köln

1. Einleitung

Das Klimasystem der Erde ist komplex, und die Energieverteilung in der Atmosphäre und den Ozeanen wird von vielen Faktoren beeinflusst. Klimaänderungen, das heißt über mehrere Jahre bis Jahrtausenden andauernde Abweichungen vom langjährigen Mittelwert, sind immer die Folge von Änderungen in der Energiebilanz der Erde.

Ein Blick zurück in die etwa 4,6 Milliarden Jahre alte Erdgeschichte offenbart in vielfältiger Weise, dass es immer wieder zum Teil extreme natürliche, das heißt vom Menschen nicht beeinflusste, Klimaänderungen gab. Beispiele hierfür finden sich weltweit und für annähernd jede erdgeschichtliche Epoche. So zeugen in Nord- und Süddeutschland Endmoränen und Findlinge von der Existenz des letzten Eiszeitalters, das erst gegen 11.000 Jahren vor heute zu Ende ging. Forschungen in der Sahara haben gezeigt, dass es dort im Zeitraum zwischen etwa 11.000 und 6.000 Jahren vor heute große Seen gegeben hat. Und im Erdmittelalter, dem so genannten Mesozoikum zwischen etwa 250 und 65 Millionen Jahren, herrschten bis in die aktuellen arktischen Breiten subtropische Verhältnisse, die zum Beispiel den Sauriern Lebensräume boten. Natürliche Klimaänderungen beeinflussten zweifellos maßgeblich die Evolution und damit auch unsere heutige Existenz. Der Rückblick in die Erdgeschichte und das Verständnis der Rahmenbedingungen und Ursachen des natürlichen Klimawandels bilden eine wesentliche Basis zur Einschätzung der aktuellen und zukünftig prognostizierten Klimaänderungen, insbesondere auch zur Beantwortung der Frage nach der Stärke des anthropogenen Einflusses (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007*).

2. Klimaarchive: zeitliche Auflösung und räumliche Aussagekraft

Um natürliche Klimaänderungen in der erdgeschichtlichen Vergangenheit rekonstruieren zu können, müssen „Datenspeicher“ gefunden werden, so genannte Klimaarchive. Die oben genannten Findlinge bilden zum Beispiel ein solches Archiv. Jedoch können sie nur grundsätzlich darüber Auskunft geben, dass in Norddeutschland irgendwann größere eiszeitliche Gletschermassen gelegen haben müssen, weil nur Gletscher solche bis zu mehrere Tonnen

wiegende Blöcke aus Skandinavien herbewegt haben können. Günstiger sind solche Speicher, die längere Zeitabschnitte und damit auch Klimaschwankungen möglichst detailliert erfassen und sich gut zeitlich einordnen (datieren) lassen.

Daten von Klimamessungen, zum Beispiel der Klimaelemente Temperatur und Niederschlag, liegen erst seit etwa 300 Jahren für einzelne Stationen und seit wenigen Dekaden weltweit und flächendeckend vor. Man benötigt für die Klimarekonstruktion früherer Zeitabschnitte daher andere Archive. Diese liefern keine unmittelbaren Messwerte, sondern nur indirekte Hinweise, so genannte „Proxies“, die unterschiedliche Genauigkeiten, zeitliche Auflösungen und räumliche Aussagekraft zur Abschätzung ehemaliger Klimabedingungen aufweisen. Auch historische Aufzeichnungen, zum Beispiel Berichte über mittelalterlichen Weinbau in Großbritannien, zählen zu diesen Klima-proxies.

Aus Tabelle 1 wird deutlich, dass es sehr verschiedene Klimaarchive gibt, die verschiedene Zeiträume erfassen können und unterschiedliche Rückschlüsse erlauben. Diese sind häufig nur mit großem labortechnischem Aufwand zu ermitteln und geben dann nur annäherungsweise über die Klimabedingungen während ihrer Bildung Auskunft.

Archiv	Minimal erfassbarer Zeitraum (in Jahren)	Maximal erfassbarer Zeitraum (in Jahren)	Informationen über
Eis	1	10 ⁶	T, N, C _L , B, V, E, S
Marine Sedimente	10	10 ⁸	T, C _W , B, E, M, N
Limnische Sedimente	< 1	10 ⁵	T, B, E, N, V, C _W
Terrestrische Sedimente und Bildungen	Löß	10 ²	N, B, E, V
	Dünen	10 ²	N, B
	Böden	10 ²	N, B
	Sinter (Tropfsteine)	10 ²	C _W , T, N
	Fluviale Ablagerungen	10 ²	N, B
Biologische Bildungen	Baumringe	< 1	T, N, B, V, E, S
	Pollen	1	T, N, B
	Korallen	1	C _W , M, T, N
	Torf/Moore	10 ²	B
Historische Archive	< 1	10 ⁴	T, Z, N, B, V, E, M, S, C _{LW}

T - Temperatur
 N - Niederschlag
 B - Biomasse und Vegetationszusammensetzung
 V - Vulkanausbrüche
 E - Veränderungen im Erdmagnetfeld
 M - Meeresspiegelschwankungen
 C - Chemische Zusammensetzung von Luft (C_L) und Wasser (C_W)
 S - Schwankungen in der Sonneneinstrahlung

Tab. 1: Archive zur Rekonstruktion von Klimawandel und deren Aussagekraft (ergänzt nach Bradley 1999).



Im Idealfall lassen sich, und dies gilt zum Beispiel für limnische Sedimentarchive (Seesedimente), sogar jahreszeitliche Schwankungen über mehrere Jahrtausende ableiten. Diese Klimarekonstruktionen gelten dann aber häufig nur für begrenzte Regionen, etwa das Einzugsgebiet des untersuchten Sees. Im offenen Ozean erbohrte marine Sedimente repräsentieren dagegen meist größere Gebiete, weil im Ozean der Sedimenteintrag über eine große Fläche verteilt wird. Sie erlauben sogar Rückschlüsse auf globale Klimaänderungen seit mehreren hundert von Millionen Jahren. Jedoch ist ihre Aussagekraft bezüglich der Auswirkungen dieser Klimaänderungen auf die Landoberflächen begrenzt. Dies gilt verständlicherweise insbesondere für die Erfassung von Feuchteschwankungen.

Die polaren Eismassen bieten neben den marinen und limnischen Sedimenten die besten und vollständigsten Klimaarchive. Neben einer sehr guten zeitlichen Auflösung beinhalten Eisbohrkerne auch noch eingeschlossene Luftblasen und damit unmittelbare „Proben“ aus den jeweiligen Zeiten der Eisbildung. Lange Zeitreihen von mehreren Jahrhunderttausenden konnten durch Tiefbohrungen in den Kontinentaleismassen in Grönland und in der Antarktis gewonnen werden. Im „European Project for Ice Coring in Antarctica“ wurden sogar fast eine Million Jahre alte Eisschichten erreicht. Solche weit zurückreichenden und detaillierten Informationen lassen sich aus den Gebirgsgletschern nicht gewinnen, weil sie deutlich jünger sind und sich schneller bewegen als die Kontinentaleismassen. Um auch in Landgebieten ohne Gletscher- und Seenarchive sowie für ältere erdgeschichtliche Abschnitte klimatische Hinweise erhalten zu können, werden in den letzten Jahren weltweit, oft unter Federführung oder Beteiligung von Geographen, verstärkt so genannte terrestrische Archive untersucht. Häufig lassen sich die dort gewonnenen, auf Grund von Sedimentationslücken und Abtragungsphasen unvollständigen und nicht soweit zurückreichenden, Klimaproxies mit den oben genannten genauen und vollständigeren marinen und glazialen Daten korrelieren. Somit können Lücken geschlossen und die Daten verdichtet werden. Darüber hinaus ermöglichen terrestrische Archive meist auch Hinweise auf die jeweils herrschenden ökologischen Verhältnisse, weil sie häufig organische Bestandteile wie Knochenfragmente oder Vegetationsreste enthalten. Diese biologischen Archive, zu denen abgestorbene Bäume mit ihren Wachstumsringen und Pflanzenpollen gehören, zählen, wenn sie in stärkerer Verbreitung bzw. größeren Mächtigkeiten wie etwa in Mooren auftreten, zu den besten terrestrischen Archiven.

Zur zeitlichen Einordnung ehemaliger Klimaänderungen

werden in der Paläoklimatologie, also der Wissenschaft des Vorzeitklimas, verschiedene Datierungsverfahren genutzt. Ihre Einsatzmöglichkeiten richten sich vor allem nach dem zu untersuchenden Material (organisch oder mineralisch) sowie nach dem zu datierenden Altersbereich. In der Quartärforschung, die vor allem von Geographen, Archäologen, Botanikern und Geologen betrieben wird, kommen neben der Dendrochronologie (Baumringuntersuchung) und der Pollenanalyse z.B. die Radiokarbon- und die Lumineszenzmethode zum Einsatz. Für ältere erdgeschichtliche Abschnitte benutzt man die langen Zerfallsreihen radioaktiver Isotope. Neben diesen werden im Rahmen der Paläoklimatologie weitere Datierungsmethoden genutzt (vgl. z.B. Bradley 1999).

Grundsätzlich lässt sich sagen, dass die Aussagekraft von Proxies bezüglich der Dauer und Stärke von Klimaänderungen, je weiter man in die Vergangenheit zurückgeht, schlechter wird. Dieser Umstand sowie die oben genannten und in Tabelle 1 aufgeführten archivabhängigen Rahmenbedingungen müssen bei jeder Interpretation und bei Vergleichen bedacht werden. So lassen sich etwa kurzfristige, nur wenige Jahrzehnte bis Jahrhunderte währende Klimaänderungen, wie sie für das Eiszeitalter (Pleistozän, 2,6 Millionen bis 11.000 Jahre vor heute) und die Nacheiszeit (Holozän, seit 11.000 Jahren) belegt sind, für die langen Zeiträume davor nur in glücklichen Ausnahmefällen finden. Dies heißt aber nicht, dass es sie nicht häufiger gegeben hat.

3. Ursachen für natürliche Klimaänderungen

Klimaänderungen sind die Folge von Änderungen in der Energiebilanz der Erde. *Rahmstorf und Schellnhuber (2007)* unterscheiden drei Möglichkeiten:

1. Änderungen in der Umlaufbahn der Erde um die Sonne oder in der Sonne selbst mit zyklisch ablaufenden Schwankungen (Abb. 1).
2. Änderungen der planetarischen Albedo, das heißt des von der Erde in den Weltraum zurück gespiegelten Teils der Sonnenenergie. Dieser Wert hängt im Wesentlichen von der Bewölkung und der Helligkeit der Erdoberfläche ab, also vor allem von der Eisbedeckung und, seit dem Auftreten des Menschen, von der Landnutzung. Heute beträgt die Erdalbedo etwa 30%.
3. Änderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre, vor allem an Treibhausgasen (vor allem Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan und Lachgas) oder in der Menge von Feinstaub (Aerosole). Diese beiden Stoffgruppen beein-

flussen die Absorption und Reflexion der von der Erd- und Meeresoberfläche abgehenden Wärmestrahlung.

Einmal angestoßen von einem oder mehreren dieser Faktoren lassen sich häufig Selbstverstärkungseffekte erkennen, die auch als positive Rückkopplungen bezeichnet werden. Sie wirken in unterschiedlicher Stärke und zeitlichen Dimensionen. Sehr effektiv und schnell wirksam ist die so genannte Eis-Albedo-Rückkopplung: Führt eine Abkühlung zu einer vermehrten Eisbildung, so vergrößert sich dadurch die Albedo, was die Abkühlung weiter verstärkt.

Blickt man unter Berücksichtigung der jeweiligen Auflösungsmöglichkeiten in die Archive und damit in die Erdgeschichte, so dominieren für natürliche Klimaänderungen in unterschiedlichen Zeitskalen grob folgende Ursachen:

- Kurzfristig auftretende Ereignisse können langfristige Klimaänderungen hervorrufen. Hierzu gehören Meteoriteneinschläge, kurz andauernde Vulkanausbrüche und kürzere zyklische Meeresströmungsänderungen wie das El Niño-Phänomen. Der ursächliche Impuls dauert dabei nur Sekunden bis Jahre.
- Jahrzehnte andauernde Vulkanausbrüche und Variationen in der Solarstrahlung, z.B. der Sonnenfleckenzyklus (ca. 11 Jahre), Änderungen in Teilgliedern der Ozeanzirkulation (z.B. der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik) und kürzere Schwankungen in der Erdumlaufbahn, z.B. die Nutation (eine der Präzession überlagerte Pendelbewegung, Zyklus ca. 19 Jahre).
- Jahrtausende bis Jahrhunderttausende andauernde Orbitalvariationen (Abb. 1). Diese als Milankovitch-Zyklen bekannten Variationen sind vor allem:
 - a. Die Kreiselbewegung der Erdachse (Präzession, Zyklus ca. 23.000 Jahre, untergeordnet auch 19.000 Jahre), die zwar die globale Energiebilanz nicht verändert, aber dazu führt, dass sich der Termin des sonnennächsten Punktes der Erde zur Sonne (Perihel) zeitlich verändert und so zeitweise die Nord- und zeitweise die Südhalbkugel mehr Strahlung empfangen. Aufgrund der global unterschiedlichen Land-Meer-Verteilung entstehen so Schwankungen in der Energieumsetzung.
 - b. Die Änderung der Erdachsneigung (Schiefe der Ekliptik oder Obliquität, Zyklus ca. 41.000 Jahre) gegenüber ihrer Umlaufbahn um die Sonne. Sie schwankt zwischen 21,5° und 24,5°. Bei einer Zunahme der Obliquität verringern sich die Unterschiede zwischen den Klimazonen, d.h. in den Polbereichen wird es im Mittel etwas wärmer und am Äquator etwas kälter.
 - c. Die Änderungen der Ellipsenform der Erdbahn

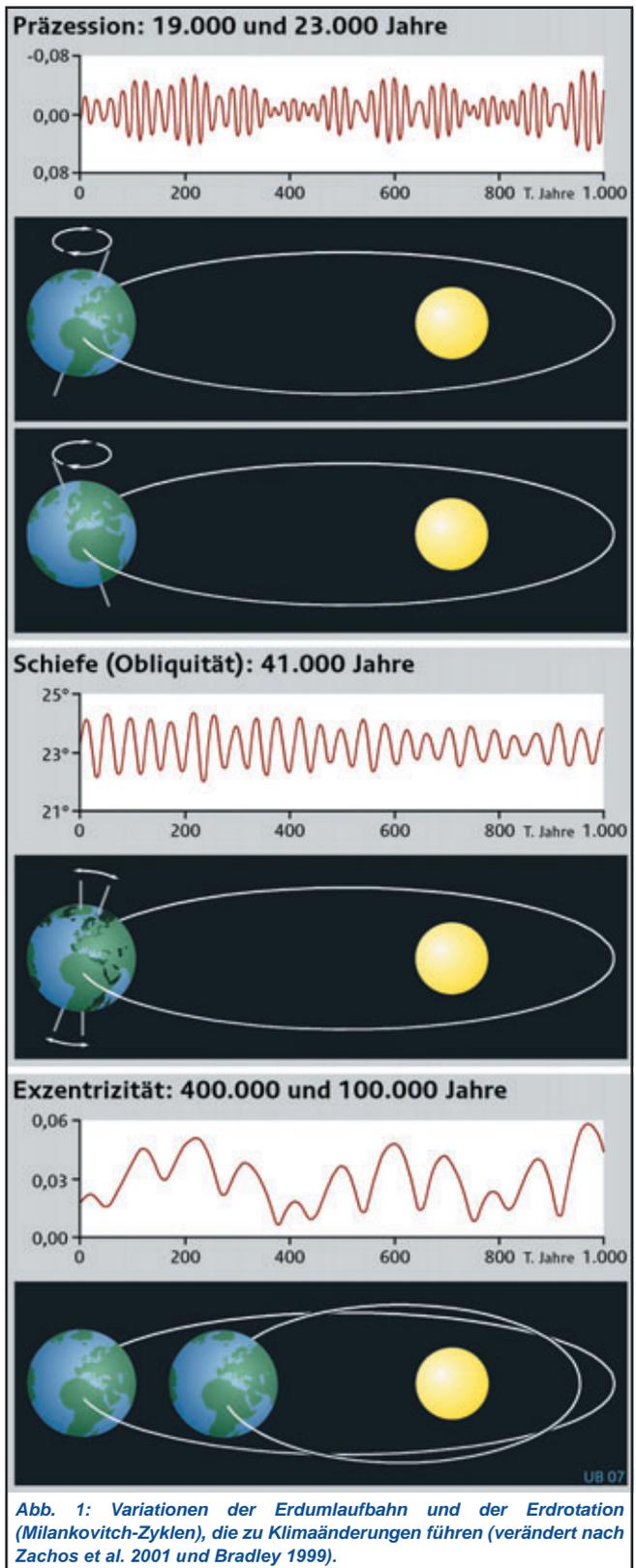
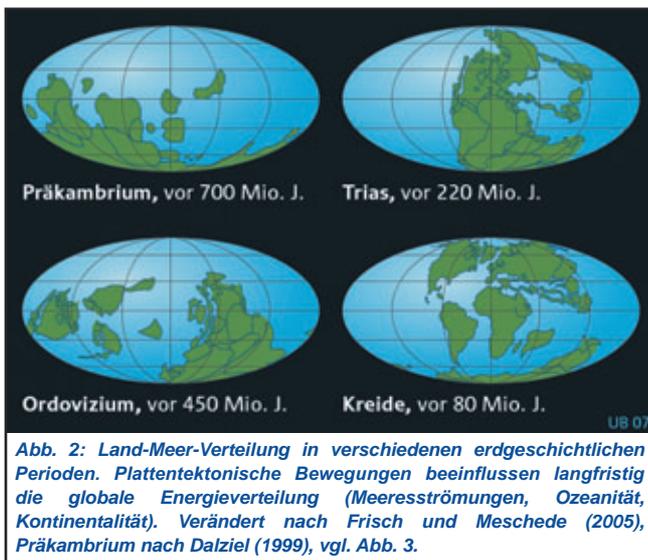


Abb. 1: Variationen der Erdumlaufbahn und der Erdrotation (Milankovitch-Zyklen), die zu Klimaänderungen führen (verändert nach Zachos et al. 2001 und Bradley 1999).

um die Sonne (Exzentrizität, Zyklen von ca. 100.000 und 400.000 Jahren). Im komplexen Zusammenspiel der Erdbahnparameterschwankungen ergeben sich Klimazyklen von ca. 19.000, 23.000, 41.000 und 100.000 Jahren (Bradley 1999).

- Jahrhunderttausende bis Jahrhundertmillionen andauernde Klimaschwankungen, die vor allem von plattentektonischen Prozessen gesteuert werden (Abb. 2): In der Folge kommt es zu Änderungen in der Ozeanzirkulation und zur Beeinflussung des sehr langsam ablaufenden Kohlenstoffkreislaufs.



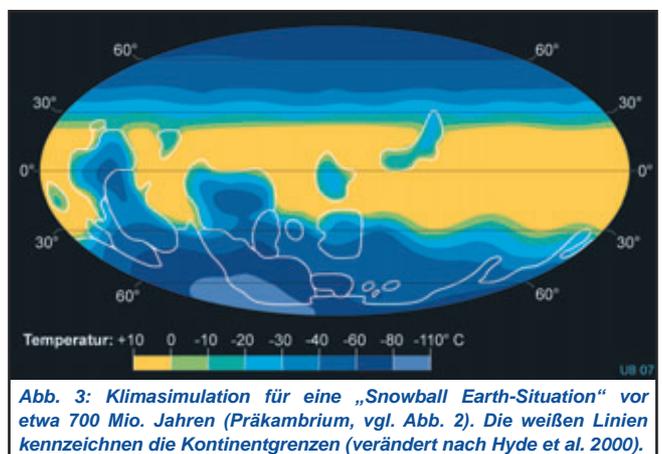
4. Klimageschichte und Klimawandel

Was wissen wir über vorgeschichtliche Klimaschwankungen? Sicher ist, dass es bereits in der Frühzeit der Erdgeschichte extreme Klimaänderungen gegeben hat, unter denen es ein Leben, wie wir es heute kennen, nicht hätte geben können. Im Folgenden machen wir eine Zeitreise. Berücksichtigen müssen wir dabei, dass gerade für die älteren erdgeschichtlichen Epochen viele Zusammenhänge noch ungewiss, nicht vollständig verstanden sowie zeitlich schlecht auflösbar und räumlich schwer einzuordnen sind.

4.1 Der Zeitraum 4,6 Milliarden bis 542 Millionen Jahre vor heute (Präkambrium)

Über die Klimaentwicklung in der lang andauernden Frühgeschichte der Erde ist nur relativ wenig bekannt. Nachdem eine erste Uratmosphäre wieder in den Weltraum diffundiert war, bildete sich unter Einwirkung der kurzweiligen Sonnenstrahlung vermutlich ab etwa

4 Milliarden Jahren vor heute eine, aufgrund des Fehlens von pflanzlichem Leben und damit auch von Sauerstoff, stark mit Kohlendioxid und Methan angeereicherte Atmosphäre. Obwohl die Sonnenstrahlung in der Frühzeit der Erde um ca. 25-30% geringer war als heute, gibt es bereits für die Zeit um 3 Milliarden Jahre Hinweise auf das Vorkommen von flüssigem Wasser. *Rahmstorf und Schellnhuber (2007)* folgern daraus, dass der extrem starke Treibhauseffekt die schwächere Strahlung ausgeglichen hat. Mit dem Aufkommen des ersten pflanzlichen Lebens um etwa 3,5 Milliarden Jahren sank nach und nach der Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre und es kam zu einer langsamen Abkühlung, die in einem ersten Eiszeitalter zwischen etwa 2,4 und 2,2 Milliarden Jahren gipfelte. Über eventuell mitwirkende plattentektonische Prozesse (s.u.) aus dieser Zeit lassen sich keine Aussagen machen. Für die nachfolgenden rekonstruierbaren langen Klimazyklen gegen Ende des Präkambriums gibt es dagegen diese Hinweise. So vermuten *Raymo et al. (1988)* einen globalen Regelkreis, der sich zyklisch in Jahrillionen aus dem Zusammenspiel zwischen plattentektonischer Bewegung, Verwitterung und Abtragung und der damit in Verbindung stehenden Kohlendioxidbindung wiederholte: Während stärkerer plattentektonischer Aktivität führte das Auseinanderbrechen ehemaliger Superkontinente und Hebungsphasen demnach zu stärkerer Verwitterung und Abtragung. Die Folge war eine Verringerung des atmosphärischen Kohlendioxids durch dessen Bindung in Sedimenten. Dies führte, insbesondere in Zeiten, in denen sich größere Landmassen in Pollage befanden, zu einer sich über den oben beschriebenen Eis-Albedo-Effekt selbstverstärkenden Abkühlung und damit zu einem extremen Eiszeitalter mit globalen Mitteltemperaturen von bis zu -50°C (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007*). Abbildung 3 zeigt eine solche aus Modellierungen rekonstruierte „Snowball Earth-Situation“. Nachdem vermutlich



alle Kontinente und auch weite Teile der Ozeane mit Eis bedeckt waren, nahm in Zeiten geringerer tektonischer Aktivität das Ausmaß der Verwitterung und Kohlendioxidbindung wieder ab. Der jedoch immer noch andauernde vulkanische Ausstoß von Kohlendioxid führte zu einem verstärkten Treibhauseffekt und damit zu einer Erwärmung auf bis zu +50° C. Für den Zeitraum zwischen 750 und 580 Millionen Jahren vor heute lassen sich so zwei bis vier starke glaziale Perioden, auf die jeweils extreme Warmphasen folgten, vermuten (Hoffman et. al 1998). „Manche Biologen sehen in dieser Klimakatastrophe die Ursache für die dann folgende Evolution der großen Vielfalt moderner Lebensformen...“ (Rahmstorf und Schellnhuber 2007: 15-17).

4.2 Der Zeitraum 542 bis 65,5 Millionen Jahre vor heute (Paläozoikum und Mesozoikum)

Im so genannten Erdaltertum (Paläozoikum, 542-251 Millionen Jahre) herrschte wärmeres Klima vor, das jedoch im Übergang vom Ordovizium zum Silur von einem schwächeren und vom Karbon zum Perm von einem stärkeren Eiszeitalter unterbrochen wurde (Abb. 4). Letzteres wird auch als Gondwana-Vereisung bezeichnet, weil es weite Teile des damaligen auf der Südhalbkugel gelegenen Großkontinents betraf, wie noch heute sichtbare Gletscherschrammen in Südafrika beweisen. Insgesamt scheinen auch im Paläozoikum die Klimaschwankungen von plattentektonischen Bewegungen und dem langsamen Kohlenstoffkreislauf verursacht worden zu sein, denn es gibt für beide Vereisungsphasen Hinweise auf verringerte

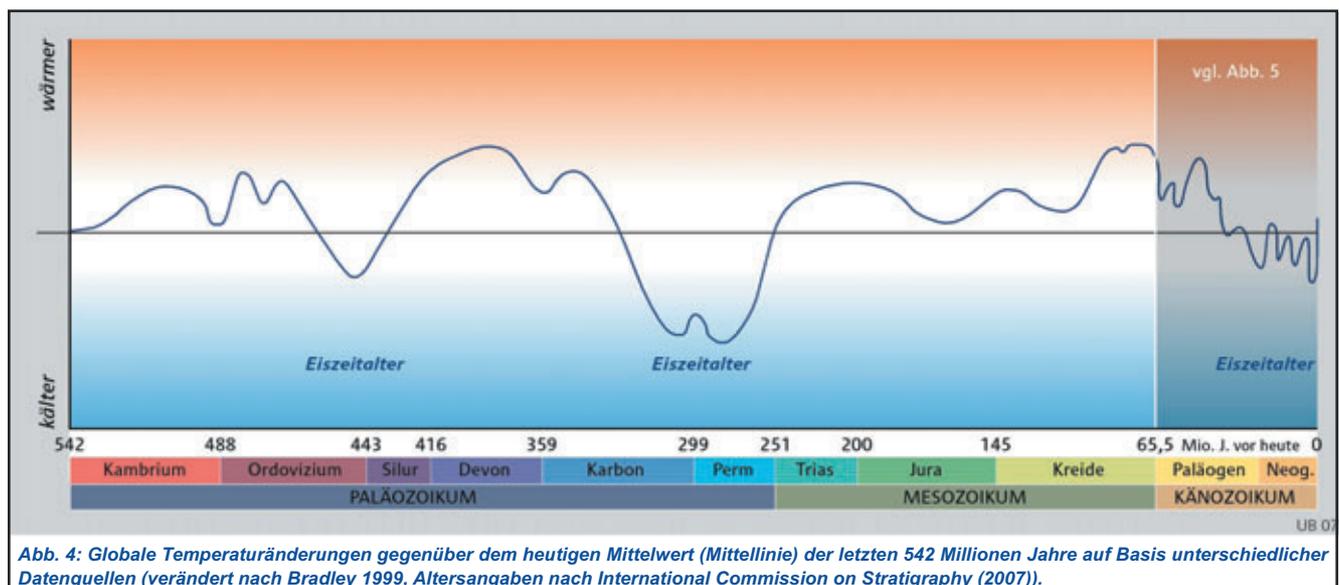
Kohlendioxidgehalte (Royer et al. 2004). Ansonsten lag der CO₂-Gehalt der Atmosphäre mit Werten von mehr als 1000 ppm zumeist wesentlich höher als heute (ca. 380 ppm) und die Erde war eisfrei.

Im Erdmittelalter (Mesozoikum, 251-65,5 Millionen Jahre) war die Erde vollständig ohne Eis. Daher lag der Meeresspiegel etwa 80 m höher als heute, und die Temperaturen überstiegen die heutigen um 6-8°C (Royer et al. 2004). Die Welt war beherrscht von tropischen Wäldern und Dinosauriern. Das Ende der mesozoischen Warmphase und der Dinosaurier wurde vermutlich von einem oder mehreren katastrophalen Meteoriteneinschlägen verursacht. Der in die Atmosphäre katapultierte Staub schwächte die einkommende Sonnenstrahlung, und damit kam es zur Abkühlung (Pálffy 2005).

Abschließend muss betont werden, dass bis heute genauere Aussagen über das Ausmaß und den zeitlichen Ablauf des Klimageschehens unseres Planeten vor der Erdneuzeit (Känozoikum, s.u.) schwierig zu machen sind und daher oft noch hypothetisch bleiben. Dies liegt vor allem auch an der Tatsache, dass für den Zeitraum keine detaillierten Tiefseesedimentkerne vorliegen und die Datierungsmöglichkeiten begrenzt sind.

4.3 Der Zeitraum 65,5 bis 2,6 Millionen Jahre vor heute (Tertiär)

Am Beginn der Erdneuzeit (Känozoikum ab 65,5 Millionen Jahre) „erholte“ sich das Klima zunächst wieder, so dass die Temperaturen bis vor etwa 52 Millionen Jahren anstiegen (s. Abb. 5). Danach sanken die Temperaturen zunächst langsam, um dann zum Beginn des Oligozäns (ca. 34 Millionen Jahre) deutlich



abzufallen (Zachos et al. 2001). Für die Antarktis, die nach dem Zerfall des Superkontinents Gondwana in Richtung Südpol driftete, ist eine erste Vereisung nachweisbar, die bis heute andauert. Trotzdem kam es am Ende des Oligozäns zu einem Temperaturanstieg, der bis ins mittlere Miozän (ca. 15 Millionen Jahre) anhielt. Erst danach sanken die Temperaturen kontinuierlich, so dass es ab ca. 7-8 Millionen Jahren vor heute zu ersten Vereisungen in den höheren Breiten (z.B. Grönland) und den Hochgebirgen der Nordhalbkugel kam. Für die sich über Millionen Jahre erstreckenden Klimaänderungen sind die Ursachen immer noch primär in plattentektonischen Verschiebungen zu suchen. Sie erzeugten Veränderungen in den Kontinentalgrenzen, Meeresströmungen und Gebirgsbildungsprozessen.

Im Gegensatz zu den vorherigen erdgeschichtlichen Phasen sind diese nun aber besser zeitlich fassbar. Zu nennen sind hier zum Beispiel die weite Öffnung des Atlantiks, die Öffnung und Erweiterung der Meeresverbindung um die Antarktis, die Schließung der mittelamerikanischen Landbrücke sowie die Auffaltung des Himalayas auf Grund der Kollision Indiens mit Asien. Mit Sicherheit gab es in diesem Zeitabschnitt auch Klimazyklen, die auf orbitale Schwankungen oder andere, kürzer wirkende Ursachen zurückzuführen sind. Hierzu zählen etwa vulkanische Aktivitäten und deren Auswirkungen auf den Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre oder die Bildung von Tiefenwasser und nährstoffreichem Auftriebswasser mit einer daraus resultierenden höheren biologischen Produktivität

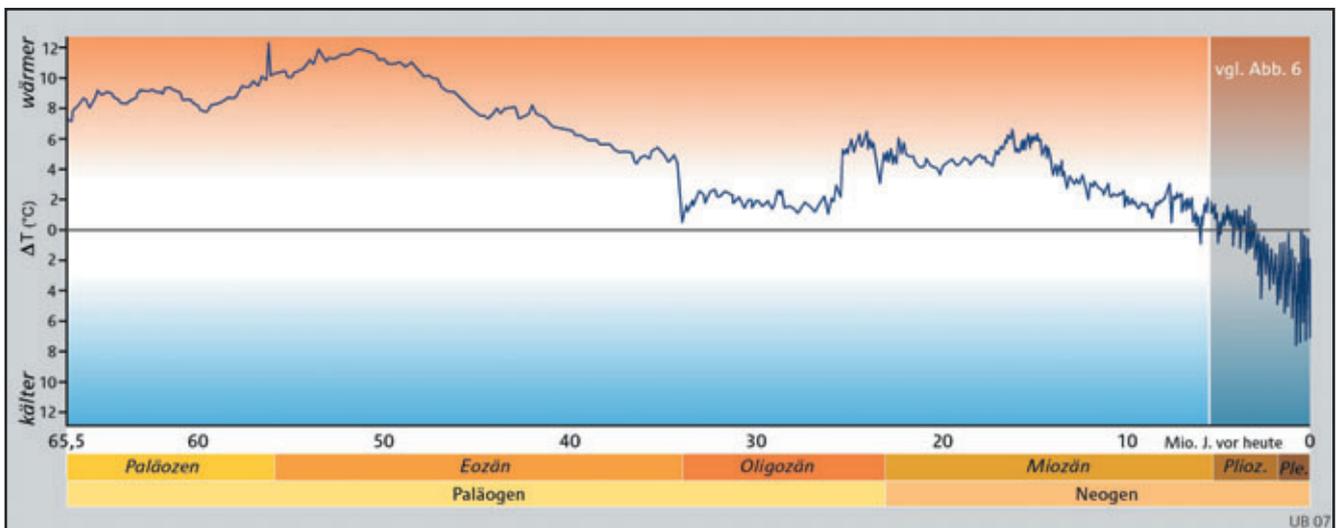


Abb. 5: Globale Temperaturänderungen gegenüber dem heutigen Mittelwert (Mittellinie) der letzten 65,5 Millionen Jahre auf Basis von Tiefseesedimentdaten (nach Zachos et al. 2001).

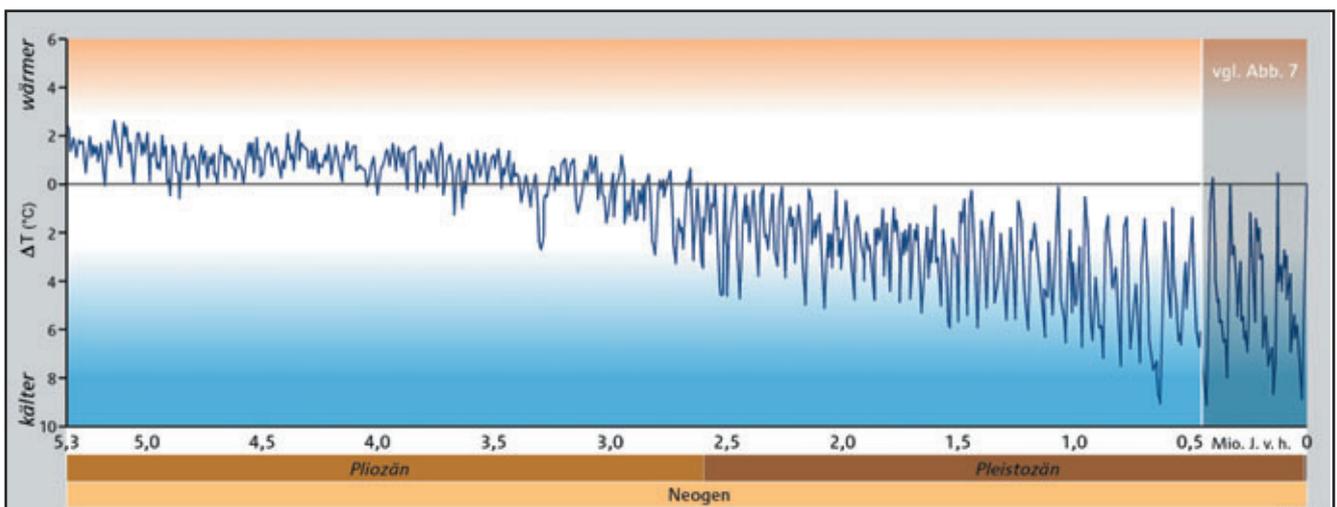


Abb. 6: Globale Temperaturänderungen gegenüber dem heutigen Mittelwert (Mittellinie) der letzten 5,3 Millionen Jahre auf Basis von Tiefseesedimentdaten (nach Lisiecki und Raymo 2005).

(Kasang 2007).

Nachgewiesen ist darüber hinaus eine vor etwa 55 Millionen Jahren aufgetretene und relativ kurzfristige, etwa 100.000 Jahre dauernde positive Klimaschwankung um +5 bis +6°C, die vermutlich aus einer großen Methanfreisetzung (einem starken Treibhausgas) vom Meeresboden her resultierte (Zachos et al. 2001).

Für den Zeitraum der letzten etwa 5 Millionen Jahre liegen detaillierter erfassbare marine Sedimentbohrkerne vor (s. Abb. 6). Sie zeigen, dass es eine Vielzahl kürzerer Klimaschwankungen gab und verdeutlichen den generellen Abkühlungstrend.

4.4 Der Zeitraum 2,6 Millionen Jahre bis 11.000 Jahre vor heute (Pleistozän)

Für den Zeitraum der letzten 2,6 Millionen Jahre existiert eine große Zahl regionaler Studien, aus denen wir wissen, dass die Klimaverschlechterung am Ende des Tertiärs weltweit nicht einheitlich verlief, womit die zeitliche Abgrenzung des Quartärs schwierig wird. Viele Wissenschaftler benutzen daher eine weltweit auffindbare Umpolung des Erdmagnetfeldes vor etwa 2,6 Millionen Jahren. Das Quartär ist jedoch nicht nur für die Paläoklimatologie interessant. Vielmehr liefern in ihm auch die wichtigsten Phasen der Menschheitsentwicklung ab. So scheint es nicht unbegründet zu sein, anzunehmen, dass die deutlichen quartären Klimaschwankungen sich auch auf die Entwicklung des *Homo sapiens* ausgewirkt haben.

Tiefseesedimente, und für die letzte Million Jahre auch Eisbohrdaten, zeigen für den Zeitraum zwischen 2,6 Millionen Jahre vor heute bis zum Beginn der derzeitigen Warmphase, dem Holozän (11.000 Jahre), stärker werdende zyklische Kalt-Warm-Schwankungen (s. Abb.

7). Zusammen mit den anderen beschriebenen Glazialen zeichnet sich das quartäre Eiszeitalter (Pleistozän) dadurch aus, dass um beide Pole herum größere Eisschilde auftraten. Vor allem auf der Nordhalbkugel stießen dabei die kontinentalen Inlandeisgletscher weit nach Süden vor. Das auf dem Land gebundene Wasser führte zu einer Meeresspiegelabsenkung von jeweils bis zu etwa 130 m. Zunächst herrschte ein Zyklus von 41.000 Jahren, ab einer Million Jahren vor heute ein ca. 100.000 Jahre dauernder Zyklus vor. Die letzte Kaltzeit, die in Norddeutschland als Weichsel- und in Süddeutschland als Würmkaltzeit bezeichnet wird, dauerte zum Beispiel von 115.000 Jahren bis 11.000 Jahre vor heute. Die Temperaturen lagen im Mittel 7-10°C unter den heutigen, und aufgrund der größeren Kälte fielen nur etwa zwei Drittel des heutigen Niederschlags. Davor, im Zeitraum zwischen 130.000 und 115.000 Jahren, lag die Eem-Warmzeit. Sie wies um etwa 2°C höhere Mitteltemperaturen als heute auf, wobei vor allem die Winter wärmer waren. Somit betrug die Temperaturschwankungen zwischen den Glazialen (Kaltzeiten) und Interglazialen (Warmzeiten) in Mitteleuropa im Mittel bis zu etwa 10-12°C. Maximal traten Schwankungen von deutlich mehr als 20°C auf. Auch in den meisten anderen Regionen der Welt konnten deutliche Temperaturschwankungen nachgewiesen werden, sogar in den Tropen.

Für das nördliche Mitteleuropa sind drei bis vier große Eisvorstöße nachgewiesen: Elster, Saale (mit dem Drenthe- und dem Warthevorstoß) und Weichsel (Maximum um 20.000 J.v.h., Abb. 8). Zwischen ihnen lagen die Interglaziale Holstein und Eem (s.o.).

In Süddeutschland lassen sich mindestens fünf Vereisungsphasen nachweisen, die als Günz,

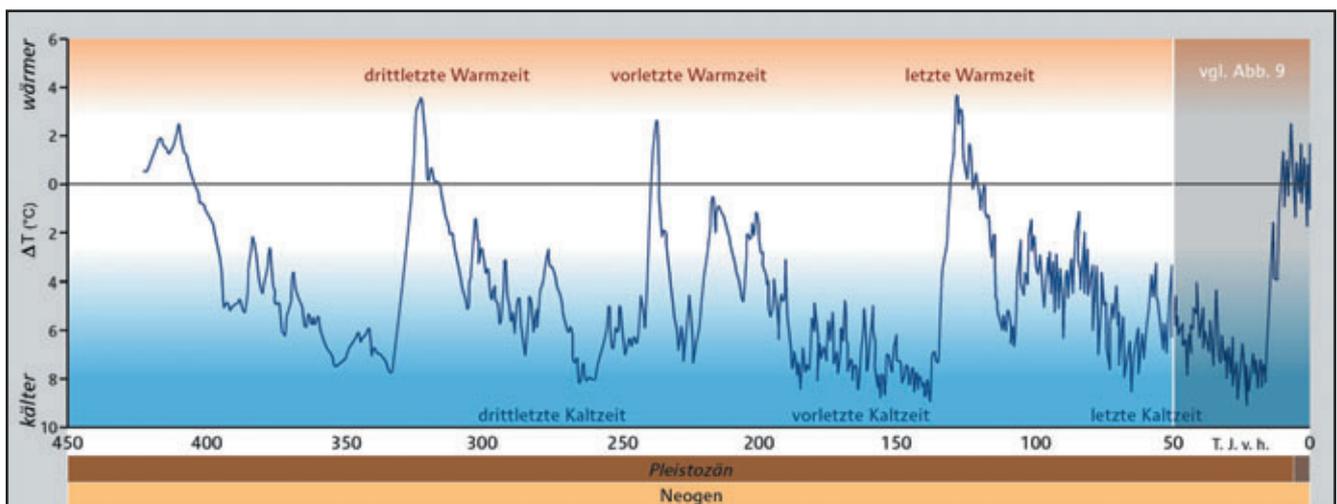
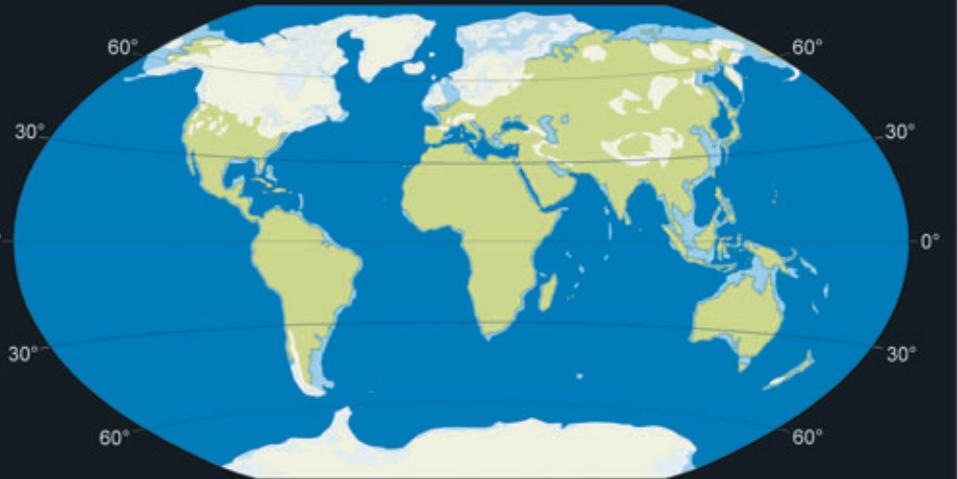


Abb. 7: Temperaturänderungen in der Antarktis (Eisbohrkern Vostok) gegenüber dem heutigen Mittelwert (Mittellinie) der letzten 420.000 Jahre (nach Petit et al. 1999).

Abb. 8: Eisbedeckung während des Maximums der letzten Kaltzeit (Weichsel/Würm) vor etwa 20.000 Jahren (zusammengestellt nach verschiedenen Quellen). Die hellblauen Flächen kennzeichnen Flachmeerbereiche, die aufgrund der hochglazialen Meeresspiegelabsenkung zum Teil trocken lagen.

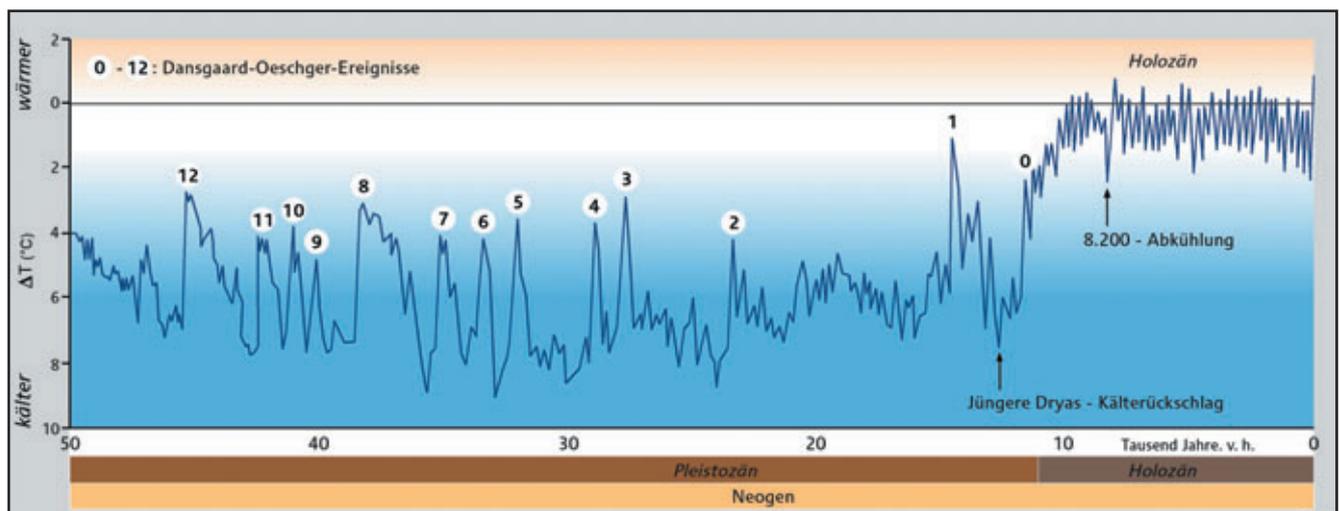


UB 07

Haslach, Mindel, Riss und Würm bezeichnet werden und in denen Talgletscher bis ins Alpenvorland hinein reichten. Über ältere Kaltzeiten ist aufgrund schlechter Datierungsmöglichkeiten nur wenig bekannt. Während das Weichsel- bzw. das Würmglazial zeitlich gut zu korrelieren sind, gibt es diesbezüglich bei den älteren Glazialen noch Schwierigkeiten, weshalb auch darüber von geographischer Seite (z.B. in der Geomorphologie) intensiv geforscht wird.

Die Ursachen der nun erstmals in der Erdgeschichte fassbaren kürzeren quartären Klimazyklen liegen somit vor allem in den in Kapitel 2.1.2 beschriebenen Schwankungen der Erdumlaufbahn um die Sonne (Rahmstorf und Schellnhuber 2007). Sie führten zu Änderungen der eingestrahelten Gesamtenergiemenge,

aber in viel stärkerem Maße der Energieverteilung auf der Erde. So kam es dann zu einem Eiswachstum, wenn die Sonneneinstrahlung im Sommer und Herbst über der nördlichen Halbkugel schwächer wurde. In der Folge taute die Schneedecke des vorherigen Winters nicht mehr vollständig ab und vergrößerte sich von Jahr zu Jahr. Hinzu kam die bekannte Eis-Albedo-Selbstverstärkung. Über die Abnahme des globalen atmosphärischen Kohlendioxidgehalts kühlte sich schließlich auch die Südhalbkugel ab. Noch nicht endgültig erforscht ist die gegenseitige Beeinflussung und Rückkopplung von Kohlendioxid und Temperatur, lassen sich doch auch Phasen nachweisen, in denen zunächst die Temperaturen und erst danach die Kohlendioxidgehalte anstiegen.



UB 07

Abb. 9: Temperaturänderungen in Grönland (Eisbohrkerne) gegenüber dem heutigen Mittelwert (Mittellinie) während der letzten 50.000 Jahre (nach Rahmstorf und Schellnhuber 2007).

Neben dem Wechsel zwischen Glazialen und Inter-glazialen sind für das Pleistozän auch abrupte Klima-wechsel bekannt, davon allein mehr als 20 für die letzte Kaltzeit (Weichsel/Würm). Sie werden auf sprunghafte Änderungen der Meeresströme, vor allem der thermohalinen Zirkulation (s.u.) im Nordatlantik zurückgeführt (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007*).

Auch die heftigen Klimaänderungen in der letzten Kaltzeit beruhen auf diesen Änderungen. Unterscheiden lassen sich Dansgaard/Oeschger-Ereignisse, Bond-Zyklen und Heinrich-Lagen (Abb. 9). Betrachtet man die Sauerstoffisotopenverteilung in Eisbohrkernen, so erkennt man zum Beispiel aus dem Kern „NGRIP“ (North Greenland Ice Sheet Project), dass jedes D/O-Ereignis mit einer abrupten Erwärmung startete (Abb. 8). Darauf folgte eine allmähliche Abkühlung über einige Jahrhunderte, die mit einem Rückfall in sehr kalte Verhältnisse endete. Sequenzen von D/O-Ereignissen können zu längerperiodischen Bond-Zyklen von etwa 7.000 bis 15.000 Jahren Dauer zusammengefasst werden. Die Heinrich-Lagen wurden auf zirka 14.000(H1), 20.500(H2), 27.000(H3), 35.000(H4), 52.000(H5) und 69.000 Jahre(H6) datiert und markieren besonders kalte Phasen mit starker Eisbergablösung von den grönländischen und ostkanadischen Gletschern. Bei starken Abschmelzvorgängen wurde die thermohaline Zirkulation (THZ) des Meereswassers unterbrochen, da sich das leichte „süße“ Schmelzwasser über das schwere „salzige“ Meerwasser legte und somit die Tiefenwasserbildung, den Motor für die nordatlantischen Meeresströmungen, unterband. Auch im Übergang vom Spätpleistozän zum Holozän gab es noch deutliche klimatische Schwankungen. Sie werden ebenfalls mit Umbrüchen in der thermohalinen Zirkulation in Verbindung gebracht. Der letzte deutliche Kälterückschlag geschah im Zeitraum von etwa 12.950 bis 11.800 Jahren vor heute und wird als Jüngere Dryas-Zeit bezeichnet. Im nordwestlichen Europa erzeugte er Abkühlungen von 10-15°C im Winter und 5-7°C im Sommer. Als Ursache wird die Entleerung des riesigen spätglazialen Agassiz-Eisstausees im Zentrum des nordamerikanischen Kontinents südwestlich der heutigen Hudson Bay gesehen. Dessen Wasser flossen in den Atlantik südwestlich von Grönland und unterbrachen die thermohaline Zirkulation aufgrund der eingeflossenen enormen Süßwassermengen für eine bestimmte Zeit. In der Folge kam es zu einem zeitweiligen Aussetzen des Wärmetransportes nach Nordwest- und Westeuropa durch den Golfstrom, weshalb sich diese Kälteschwankung auch dort besonders stark auswirkte (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007, Radtke und Schellmann 2007*).

4.5 Die letzten 11.000 Jahre (Holozän)

Folgt man den Ergebnissen, die anhand der grönländischen Eisbohrkerne, kalibrierter Radiokarbon-daten oder laminiertes Seesedimente gewonnen wurden, liegt die Pleistozän-Holozän-Grenze im Zeitraum zwischen 10.800 und 11.650 Jahren vor heute. Im beginnenden Holozän wurde es rasch wärmer (Abb. 9). Insgesamt herrschen seit mehr als 10.000 Jahren sehr stabile Klimaverhältnisse. Eine gewisse Ausnahme bildet eine relativ schwache, nicht überall nachweisbare und nur wenige Grad Celsius betragende Temperaturdepression um 8.200 Jahre vor heute, die ebenfalls auf einen Schmelzwasserausfluss zurückgeführt wird (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007*). Die übrigen rekonstruierten geringen und kurzfristigen natürlichen Klimaänderungen werden vor allem auf Schwankungen der Sonneneinstrahlung oder auf Vulkanausbrüche zurückgeführt.

Die Ursache für den generellen Umschwung von der letzten Kaltzeit zum Holozän findet sich wiederum in Veränderungen der Erdbahnparameter, die sich insbesondere auf der Nordhalbkugel mit ihren großen Landmassen auswirkten. So führte die Kreiselbewegung der Erdachse (Präzession) bereits im Spätglazial dazu, dass der sonnennächste Punkt der Erde nicht wie heute im Januar, sondern in den Herbstmonaten auf der Nordhalbkugel lag. Zudem war die Neigung der Erdachse (Obliquität) zu dieser Zeit um etwa 1° größer als heute. In der Summe führten beide Effekte zum Beispiel in 65° nördlicher Breite zu einer gegenüber heute um etwa 10% höheren Einstrahlung. Die Folge war ein Abschmelzen der Eis- und Schneemassen. Hinzu kam der nun umgekehrt ablaufende Eis-Albedo-Selbstverstärkungseffekt, da immer mehr dunkle schneefreie und mit Vegetation bedeckte Flächen entstanden (*Crucifix et al. 2002*). Auch in anderen Erdregionen lassen sich die frühholozäne Erwärmung und das darauf folgende Klimaoptimum nachweisen. In der Sahara gab es zum Beispiel neben einer Temperatur- auch eine deutlichen Niederschlagszunahme (*Claussen et al. 2003*).

5. Fazit und Ausblick

Um die heute ablaufenden Klimaänderungen verstehen und deren anthropogenen Anteil abschätzen zu können, ist ein Verständnis natürlicher Klimaänderungen notwendig. Ein Blick zurück in die Erdgeschichte vor dem Einwirken des Menschen auf das Klima ist die einzige Möglichkeit zur Erlangung dieses Wissens. Da großräumige Klimamessnetze erst seit wenigen Jahrzehnten existieren, müssen Stellvertreterdaten Hinweise auf das Klima der Vergangenheit geben.

Um diese zu gewinnen, sind weiterhin große wissenschaftliche Anstrengungen notwendig. So können neue Eis- und Tiefseebohrkerne das Bild verfeinern oder ganz neue Erkenntnisse bringen. Aber auch alle anderen genannten Archive müssen, z.T. mit neuen Techniken und Methoden, möglichst genau untersucht werden, um Ursachen, Stärke, räumliche Wirksamkeit und zeitliche Abläufe natürlicher Klimaänderungen besser verstehen zu können. Dies gilt insbesondere für Feuchteschwankungen, die sich in vielen Regionen der Erde vermutlich stärker auf die Umwelt ausgewirkt haben als die Temperaturschwankungen. Diese sind jedoch meist nur durch vernetzte Lokal- und Regionaluntersuchungen erfassbar.

Obwohl bereits viele Paläoklimadaten existieren, sind die meisten jedoch bezüglich ihrer klimatischen, räumlichen und zeitlichen Aussagekraft begrenzt und müssen daher vorsichtig interpretiert werden. In ihrer Zusammenschau zeigt sich jedoch, dass es in der Erdgeschichte immer wieder bedeutende, zum Teil sogar katastrophale natürliche Klimaänderungen gegeben hat. Die sie auslösenden Ursachen und Kräfte existieren heute noch, und auch in Zukunft ist mit natürlichen Klimaänderungen zu rechnen. So ist die heutige orbitale Situation vergleichbar mit der, die vormals in Richtung Eiszeit führte. Würde man allein auf Basis der Milankovitch-Theorie eine Vorhersage wagen, wäre in den nächsten 6.000 Jahren mit einer Abkühlung zu rechnen, und eiszeitliche Temperaturen würden in ca. 55.000 Jahren erreicht (*Williams et al. 1998*). Jedoch wirkt neben den natürlichen Einflüssen heute auch der Mensch auf das Klima ein. Letztendlich wird klar, dass die möglichst genaue Kenntnis über das Paläoklima eine grundlegende Vorbedingung für die Abschätzung der zukünftigen Entwicklung ist. Gerade hier können Geographen wichtige Beiträge leisten!

Literatur:

- Bradley, R.S. (1999): Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary. 2nd. Edition, Vol. 68 in the International Geophysics Series. 613 p., London (Academic Press).
- Claussen, M., Brovkin, V., Ganopolski, A., Kubatzki, C. und Petoukhov, V. (2003): Climate Change in northern Africa: The past is not the future. – *Climatic Change*, 57: 99-118.
- Crucifix, M.F., Loutre, M.-F., Tulkens, P., Fichet, T. und Berger, A. (2002): Climate evolution during the Holocene: a study with an Earth system model of intermediate complexity. – *Climate Dynamics*, 19: 43-60.
- Dalziel, I. W. D. (1997): Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. – *Geol. Soc. of America Bulletin*, 109(1): 16–42.
- Frisch, W. und Meschede, M. (2005): Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. 196 S., Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- Hoffman, P.F., Kaufmann, A.J., Halverson, G.P. und Schrag, D.P. (1998): A Neoproterozoic snowball earth. - *Science*, 281: 1342-1346.
- Hyde, W.T., Crowley, T.J., Baum, S.K. und Peltier, W.R. (2000): Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. – *Nature*, 405: 425-429.
- International Commission on Stratigraphy (2007): Geological Time Scale 2004. <http://www.stratigraphy.org>, 01.06.2007.
- Kasang, D. (2007): Klimageschichte. - In: Hamburger Bildungsserver, <http://lbs.hh.schule.de/welcome.phtml?unten=/klima/infothek.htm>, 01.06.2007.
- Lisiecki, L.E. und Raymo, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. – *Palaeoceanography* 20: PA1003: 17p.
- Pálffy, J. (2005). Katastrophen der Erdgeschichte – globales Artensterben? 245 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, Y.V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. und Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – *Nature*, 399: 429-436.
- Radtke, U. und Schellmann, G. (2007): Quartärforschung. - In: Gebhardt, H., Glaser, R., Radtke, U. und Reuber, P. (2007): Geographie. Physische Geographie und Human-geographie: 538-547. München (Elsevier, Spektrum Akademischer Verlag).
- Rahmstorf, S. und H.J. Schellnhuber (2007): Der Klimawandel. Diagnose, Prognose, Therapie. 144 S., München (Beck).
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F. und Froehlich, P.N. (1988): Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. – *Geology*, 16: 649-653.
- Royer, D.L., Berner, R.A., Montañez, I.P., Tabor, N.J. und Beerling, J. (2004): CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. – *GSA Today*, 14,3: 4-10.
- Williams, M., Dunkerley, D., De Dekker, P., Kershaw, P. und Chappell, J. (1998): Quaternary Environments. 352 p., London (Arnolds).
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. und Billups, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. – *Science*, 292: 686-693.

DER KLIMAWANDEL IN HISTORISCHER ZEIT

Heinz Wanner, Bern

1. Einleitung

Zu Beginn soll der Begriff „historisch“ eingegrenzt werden. Wir verstehen ihn hier als die Zeitperiode, in der sich die Randbedingungen des Klimasystems nicht mehr dramatisch verändert haben. Abbildung 1 zeigt die Meeresspiegelveränderungen in der südlichen Nordsee während der letzten 10 000 Jahre, wie sie von Karl-Ernst Behre vom Niedersächsischen Institut für Küstenforschung ermittelt wurden. Daraus ist ersichtlich, dass die Abschmelzprozesse im Bereich der großen Eisschilder, vor allem auf den Nordkontinenten Amerika und Eurasien, um zirka 6000 Jahre vor heute zum größten Teil abgeschlossen waren. Damit haben wir die Gewähr, dass größere Reorganisationen im Klimasystem, vor allem in Form von Veränderungen der thermohalinen Zirkulation im Ozean, bisher ausgeblieben sind. In diese Phase der letzten 6000 Jahre fällt zudem der starke Wandel mit dem Übergang von den Jägern und Sammlern zur Sesshaftigkeit und schließlich zum modernen Gesellschaftssystem. Wir beschränken uns deshalb auf diesen Zeitabschnitt, der neben der historischen auch einen Teil der prähistorischen Zeitskala umfasst.

Durch welche dynamischen Vorgänge wurde die Klimadynamik dieser letzten 6000 Jahre bestimmt? Abbildung 2 versucht, das Zusammenwirken der wichtigsten Prozesse in Form eines heuristischen Wirkungsgefüges darzustellen. Die obersten zwei Felder enthalten einerseits die wichtigen Antriebs- oder Störfaktoren der Erdenergiebilanz, eingeteilt in natürliche und anthropogene Einflüsse, sowie die zwei wichtigsten Modi der internen Systemvariabilität (El Niño Southern Oscillation ENSO, Nordatlantische Oszillation NAO). Mit dem mittleren Balken soll dargestellt werden, dass die Schwankungen der Antriebsfaktoren zu komplexen Wechselwirkungen zwischen den Teilsystemen des Klimasystems, aber auch mit den Elementen der internen Systemdynamik führen. Die daraus resultierenden Prozesse sind es dann, die insgesamt die Zirkulationsmuster und die individuellen Wetterabläufe erzeugen, deren Summeneffekt oder deren Integral dann das Klima einer Region oder des ganzen Globus darstellt. Wir möchten uns in der Folge an diesem Schema orientieren. Im Vordergrund steht zuerst die Diskussion des Einflusses der natürlichen Antriebsfaktoren sowie der internen Systemvariabilität

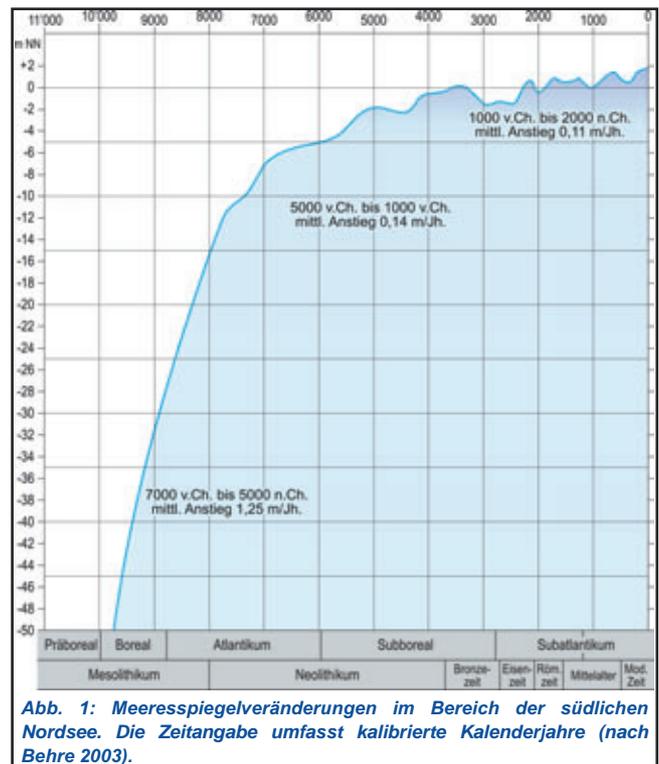


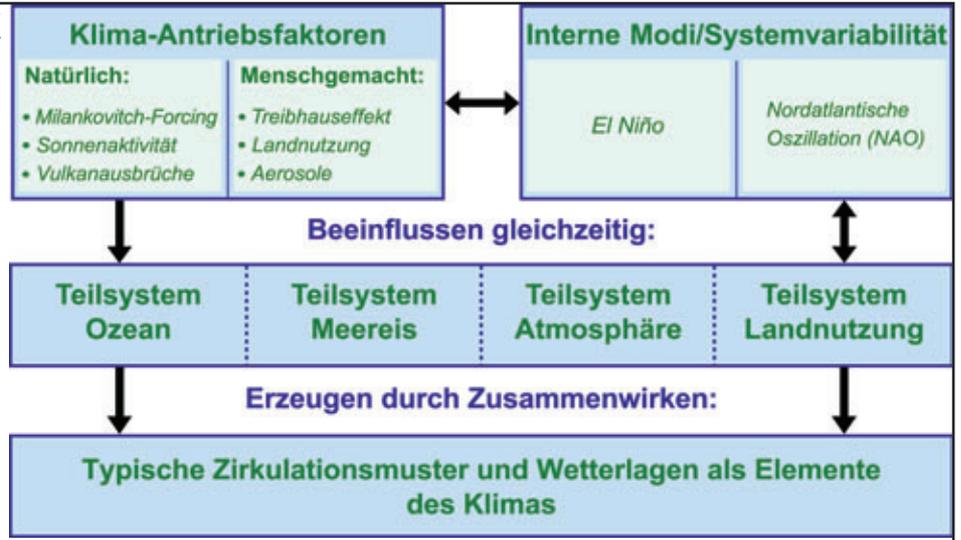
Abb. 1: Meeresspiegelveränderungen im Bereich der südlichen Nordsee. Die Zeitangabe umfasst kalibrierte Kalenderjahre (nach Behre 2003).

auf den Zeitskalen von Tausenden von Jahren bis Dekaden. Erst am Schluss wird im Sinne einer Überleitung zu den nächsten Abschnitten die Frage nach der Bedeutung der menschgemachten Faktoren gestellt.

2. Der globale Klimawandel auf der Skala von Jahrtausenden

Auf der längeren Zeitskala von Jahrtausenden wird der Klimawandel, abgesehen von internen Systemschwankungen, stark durch die Veränderung der Erdbahnelemente Exzentrizität, Schiefe der Erdachse und Präzession bestimmt, auch bekannt unter dem Begriff Milankovitch-Forcing (Abbildung 2). Weil diese Schwankungen aus quantitativer Sicht vor allem durch die Sommermonate bestimmt werden und weil die Festlandgebiete thermisch rascher reagieren als die trägen Ozeane, werden in Abbildung 3 die Insolationswerte des borealen Sommers (also des Sommers der kontinental dominierten Nordhalbkugel) mit denjenigen des australen Sommers (Sommer der südlichen oder Ozeanhalbkugel) verglichen. Wir erkennen, dass das Strahlungsangebot bis etwa 5000 Jahre vor heute während der Südhalbkugelsommer größer war als im Norden. Anschließend kreuzen sich die Kurven, das heißt, die Verhältnisse kehrten sich gerade um. Zudem waren die jahreszeitlichen

Abb. 2: Wirkungsgefüge: Darstellung des Klimawandels in der Form der Veränderungen des Strahlungsantriebes, der internen Systemdynamik, der Beeinflussung des Klimasystems (inkl. seiner Teilsysteme) sowie der daraus resultierenden Entstehung von Regional- und Lokalklimaveränderungen.



Schwankungen auf der Nordhalbkugel sehr groß.

Sowohl aus Klimaarchiven wie Pollen, Sedimenten, Eisbohrkernen, Baumringen, Stalagmiten, usw. als auch aus Modellrechnungen von globalen Klimamodellen können wir ableiten, dass diese Umverteilung des Energieangebots zu einer Verschiebung der Zirkulationssysteme und zu Veränderungen des Wärme- und Feuchteregimes geführt haben. In Abbildung 4 wird versucht, diese Veränderungen aufgrund der verfügbaren Klimaarchive für die Zeit vor etwa 6000 Jahren und für das Ende der vorindustriellen Periode darzustellen (Wanner et al. 2007). Die Abbildung wurde aufgrund der verfügbaren Klimaarchive sowie der existierenden Modellrechnungen entworfen. Die Bilder stellen deshalb eine erste Näherung dar und sind diskutierbar. Abbildung 4a stellt die Situation des Mittelholozäns um 6000

Jahre vor heute dar. Das höhere Insolationsangebot der Nordhalbkugel bewirkte vor allem im Sommer eine markante Erwärmung der Nordkontinente. Damit verbunden war eine Ausdünnung und Verkleinerung der Fläche des arktischen Meereises, was aufgrund der verminderten Reflexion der Solarstrahlung zu einer zusätzlichen Erhöhung der Mitteltemperaturen führte (Eis-Albedo-Wechselwirkung). Die mittlere Position der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) hatte sich nach Norden verschoben. Dies ermöglichte eine Verstärkung der Monsune der Nordhalbkugel, vor allem in Afrika und in Asien. Die Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen des Pazifiks zeigten eher positive Werte im westpazifischen und negative im südostpazifischen Raum. Dies trug mit dazu bei, dass die Frequenz des El Niños vor 6000 Jahren wahrscheinlich relativ tief war und anschließend

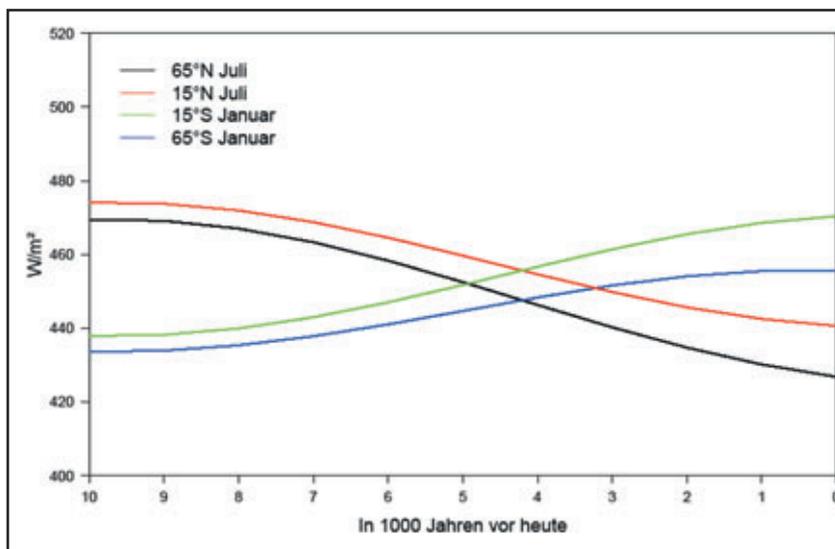


Abb. 3: Erdbahnbedingte Veränderung der Einstrahlung durch die Sonne (sogenanntes Milankovitch-Forcing) während der letzten 10 000 Jahre. Dargestellt sind die Kurven für 65° Nord und 15° Nord und Süd, jeweils für die Sommermonate der entsprechenden Halbkugel.

sukzessive anstieg. Damit verbunden waren negative Anomalien des Feuchtefeldes im Südwesten Nordamerikas und entlang einer trockenen Diagonale vom Nordwesten zum Südosten Südamerikas sowie positive Feuchteanomalien in Südafrika. Im Raum des Nordatlantiks stellt sich die Frage, ob die Indizes

der Nordatlantischen Oszillation 6000 Jahre vor heute tatsächlich positivere Werte annahmen wie dies von Norel Rimbu und Kollegen von der Universität Bremen postuliert wird. Damit wären erhöhte Niederschläge und Abflüsse im Norden Eurasiens verbunden gewesen. In Abbildung 4b wird versucht, die Verhältnisse am

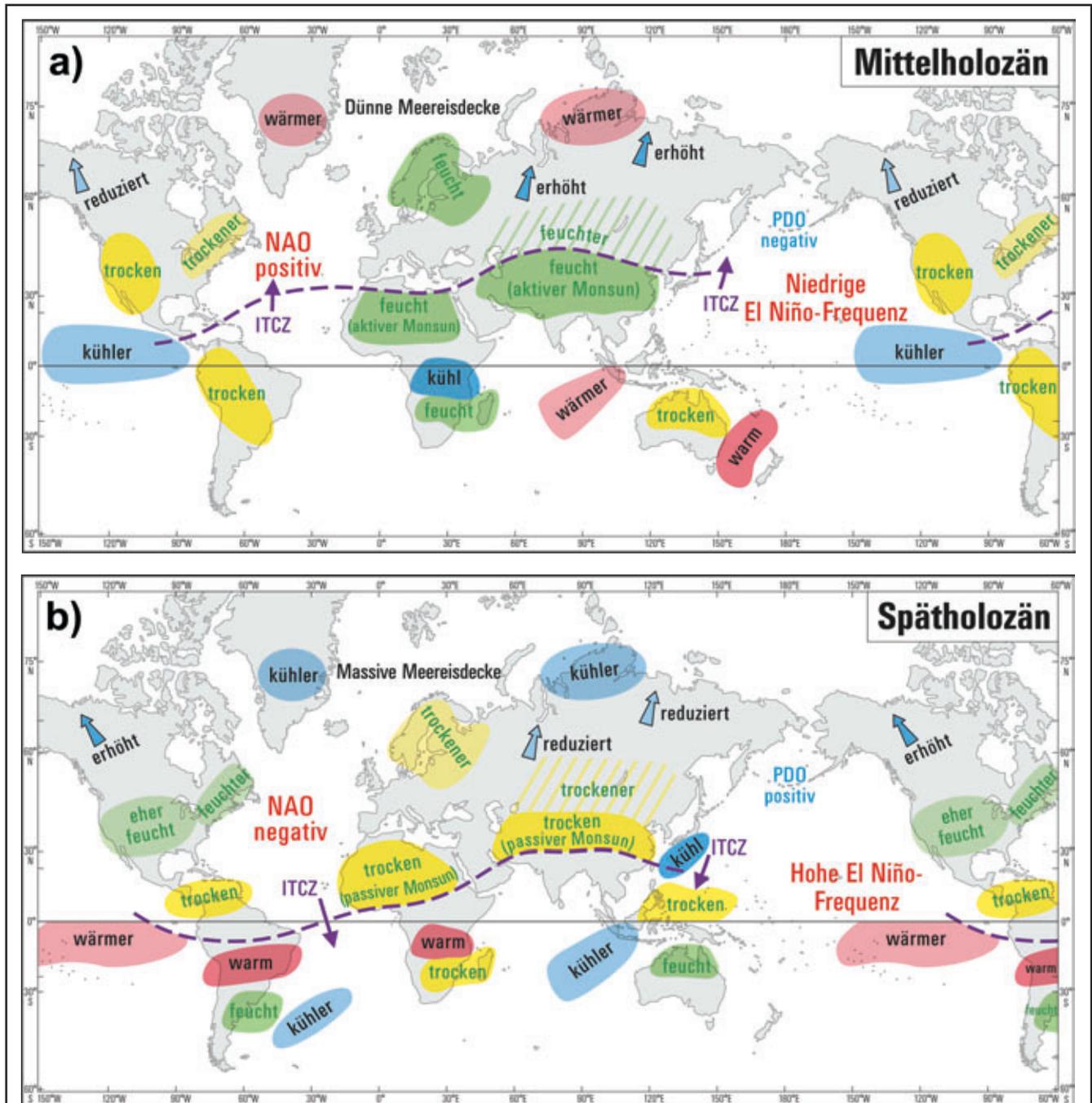


Abb- 4: Wichtigste, aufgrund von Proxydaten aus Klimaarchiven oder Modellrechnungen ermittelte Abweichung der globalen Temperatur- und Feuchtefelder im Mittelholozän um 6000 Jahre vor heute (Abb. a) und im Spätholozän kurz vor Beginn des industriellen Zeitalters (Abb. b). Zusätzlich werden Angaben zur Meereisdicke im Nordpolarmeer, zum Abflussgeschehen in Nordeurasien und Nordamerika (hellblaue Pfeile: schwacher Abfluss, dunkelblaue Pfeile: verstärkter Abfluss) sowie zur Dynamik von El Niño und NAO gemacht.

Ende der vorindustriellen Zeit darzustellen, als die Sommerinsolation auf der Südhemisphäre höhere Werte annahm. Entsprechend verschob sich die mittlere Position der ITCZ nach Süden, was zu einer Abschwächung der Monsune auf der Nordhalbkugel, zu Niederschlagseinbrüchen in Lateinamerika und zu einem verstärkten Feuchtetransport in Kontinentalgebieten der Südhalbkugel (u. a. im Bereich des australischen Sommermonsuns) führte. Die mit der stärkeren Insolation der Südhalbkugel verbundene Erhöhung der südostpazifischen Meeresoberflächentemperaturen führte zu oben erwähnten aktiveren El-Niño-Tätigkeit. Diese war verbunden mit feuchteren Phasen im Südwesten der USA und im Süden Südamerikas sowie mit Trockenheit in Südafrika. Im nordatlantischen Raum sanken die Mitteltemperaturen, und das Meereis dehnte sich aus. Die Indizes der Nordatlantischen Oszillation nahmen eher negativere Werte an, über Skandinavien und möglicherweise auch östlich davon nahmen die Niederschläge ab, was auch zu einer Verminderung der Abflüsse der nach Norden entwässernden Flusssysteme Eurasiens führte.

Mit diesen auf langer Zeitskala betrachteten Strukturen und Prozessen des mittel- bis spätholozänen Klimawandels wurde sozusagen der Hintergrund oder die Kulisse für den Klimawandel auf der höherfrequenten Zeitskala von Dekaden bis Jahrhunderten geschaffen. Dieser soll im nächsten Abschnitt diskutiert werden.

3. Der globale Klimawandel auf der Skala Dekaden bis Jahrhunderte

Ein wichtiges Ziel von Klimarekonstruktionen besteht

nicht nur darin, eine möglichst hohe Präzision der geschätzten Klimaparameter Geopotenzial, Temperatur oder Niederschlag zu erzielen. Erwünscht ist auch eine möglichst hohe zeitliche Auflösung. Im optimalen Fall wäre dies jährlich bis jahreszeitlich. Je kleiner die betrachtete Region ist, umso größer wird in der Regel auch die Amplitude der geschätzten Klimaschwankungen. Zielen wir darauf ab, Schwankungen auf der dekadischen bis hundertjährigen Skala zu erkennen, so bieten sich unter anderem die Veränderungen der Massenbilanz oder der Längenausdehnung von Gletschern an. Allerdings müssen wir uns bewusst sein, dass die Gletscher individuell unterschiedlich auf die Summeneffekte der Temperatur- und Niederschlagsschwankungen reagieren, und dass je nach Größe des Eismassenstromes und der Geometrie des Untergrundes ganz unterschiedliche Zeitverzögerungen auftreten können.

Abbildung 5 zeigt ein grobes Abbild der Zungenlängenänderungen wichtiger Gletscher im europäischen Alpengebiet. Sie wurde aufgrund verschiedener Rekonstruktionen in den Ost- und Zentralalpen erstellt (siehe Figurenlegende). Die Abbildung liefert ein ungefähres Bild der abgelaufenen Prozesse und kann die Veränderungen der Massenbilanz nur grob andeuten. Anhand der grauen Felder, die in Rückschmelzphasen größere Flächen einnehmen, lassen sich die wärmeren oder die für die Massenbilanz ungünstigen Perioden wie zum Beispiel die spätneolithische Warmzeit oder die Bronze-, die Eisen-Römer- und die Mittelalter-Warmzeit abgrenzen. Die weißen Flächen markieren gletschergünstige, in der Regel kühlere und schneereichere Vorstoßphasen. Sie werden gegen das Spätholozän immer markanter. Als besonders deutliche Phasen mit Gletscherwachstum zeichnen sich die Völkerwanderungszeit sowie die Kleine Eiszeit ab.

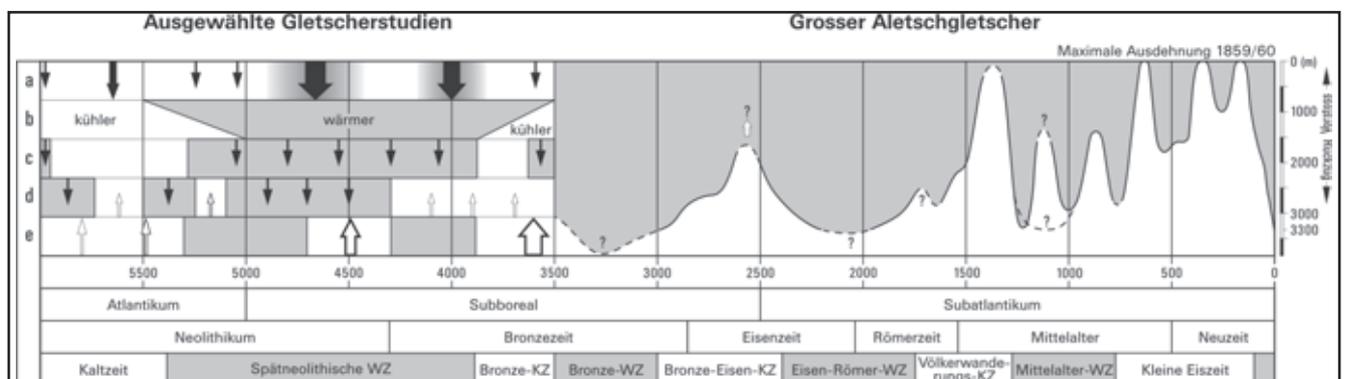


Abb. 5: Darstellung der Schwankungen alpiner Gletscherzungen in den Ost- und Zentralalpen während der letzten 6000 Jahre. Für den Zeitraum der letzten 3500 Jahre werden die Resultate der Forschungen am Grossen Aletschgletscher von Holzhauser et al. (2005) übernommen. Die Rekonstruktionen der Periode von 6000 bis 3500 Jahren vor heute wurden den folgenden fünf Arbeiten entnommen: a) Jörin et al. 2006; b) Trachsel 2005; c) Hormes et al. 2001; d) Furrer 2001; e) Nicolussi/Patzelt 2000. Dargestellt wurden gesicherte Feldbefunde. Nach oben gerichtete weiße Pfeile und weiße Flächen stellen Vorstoßphasen, nach unten gerichtete schwarze Pfeile jedoch Rückzugsphasen dar. Zudem wurde eine grobe Einteilung in potenziell wärmere (grau) und kühlere (weiß) Phasen vorgenommen.

In Abbildung 6 wird versucht, die verantwortlichen Antriebs- oder Betragsschwankungen der Erdoberflächenenergiebilanz innerhalb der Mittelbreiten der Nordhalbkugel in ihrer zeitlichen Abfolge während der letzten 6000 Jahre darzustellen. Dabei werden positiv gerichtete Energiebilanzanomalien oder erwärmende Einflüsse in roter, negative jedoch in blauer Farbe dargestellt. Die Milankovitch-Kurve lässt sich mit Software von André Berger von der Université catholique in Louvain (Belgien) berechnen. Die Gliederung der Solaraktivität basiert auf einer neuen Analyse von Jürg Beer von der ETH Zürich. Sie ist wie andere Kurven eine Schätzung. Grosse tropische Vulkanexplosionen sind als schwarze Linien eingetragen. Die von einem Team um Tom Crowley von der Duke University in Durham (USA) aufgrund von Eisbohrkernen in Grönland und in der Antarktis ermittelten Ereignisse sind noch relativ unsicher und werden hinterfragt. Was sich klar bestätigt hat ist, dass solche Vulkanereignisse für eine Periode von wenigen Jahren zu einem Rückgang der bodennahen Jahresmitteltemperatur führen können. Für Europa haben in unserer Berner Forschungsgruppe Erich Fischer und Kollegen in einer Studie über die letzten 500 Jahre zeigen können, dass diese Temperaturabnahme vor allem im Sommer deutlich wirksam wird. Die Winter sind nach Vulkanausbrüchen jedoch gekennzeichnet durch eine Verstärkung der Westwinde und zeigen – möglicherweise auch infolge der Strahlungswirkung des Vulkanaerosols – eine leichte Erwärmung.

Vergleichen wir die Abnahme der erdbahnbedingten Insolation in Abbildung 3 mit den in den Abbildung 5 stärker werden Gletschervorstößen des Spätholozäns, so darf auch aufgrund von Modellrechnungen

angenommen werden, dass die Alpengletscher zunächst deutlich auf die dadurch erzeugten positiven Temperaturanomalien reagiert haben, und dass der Similaunmann Ötzi vor grob 5000 Jahren am Ende dieser wärmeren Phase zu Tode kam und anschließend im Eis konserviert wurde. Betrachten wir jedoch in Abbildung 6 die möglichen Ursachen der kurzfristigeren Temperaturschwankungen auf der dekadischen bis säkularen Skala, so erkennen wir, dass die wärmeren und kühleren Zeitabschnitte sehr wohl einige Jahrhunderte dauern konnten. Der australische Forscher Barrie Hunt hat im Hinblick auf die Untersuchung derartiger Ereignisse eine Simulation über 10 000 Jahre durchgeführt, bei der er eine CO₂-Konzentration von 330 ppm (heute stehen wir knapp über 380 ppm) vorgab und bei der die solare Aktivität konstant gehalten und keine Vulkaneruptionen vorgegeben wurden. Interessanterweise ergaben sich in der Simulation zwar regelmäßig Warm- und Kaltphasen. Das Modell war jedoch ohne die Störungen durch eine heruntergesetzte solare Aktivität (zum Teil erkennbar in einer tiefen Sonnenfleckenzahl) oder durch Vulkaneruptionen nicht in der Lage, Warm- oder Kaltphasen mit den beobachteten Phasen und Amplituden oder, einfacher ausgedrückt, der Intensität, Ausdehnung und der Länge der Eisen-Römer-Warmzeit oder der Kleinen Eiszeit zu reproduzieren. Auch aufgrund anderer Modellsimulationen müssen wir annehmen, dass diese über Jahrhunderte andauernden Ereignisse zumindest in spezifischen Fällen im Zusammenhang mit Einbrüchen der Solaraktivität und mit der Existenz von Gruppen mehrerer großer, tropischer Vulkanexplosionen stehen. Wenn wir diese Ereignisse in Abbildung 6 verfolgen, so stellen wir fest,

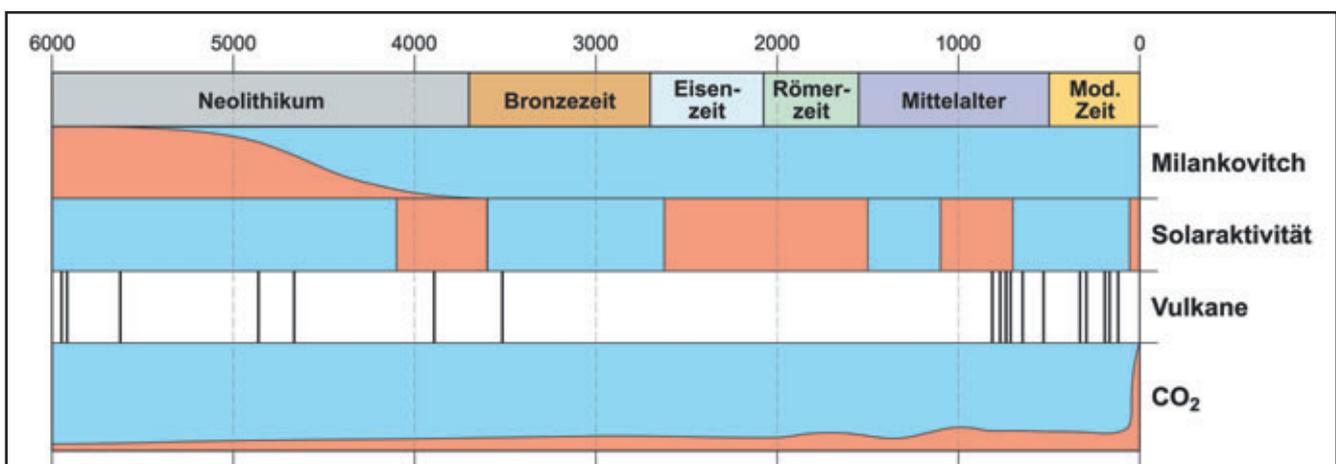


Abb. 6: Versuch einer Darstellung der für den Klimawandel mitverantwortlichen Antriebs- oder Schwankungseinflüsse aufgrund des momentanen Wissensstandes. Dargestellt sind (von oben nach unten): die prähistorisch-historische Zeitskala von Mitteleuropa, die solare Einstrahlungsintensität (Milankovitch-Forcing), die Perioden höherer (rot) und schwächerer (blau) Solaraktivität, die stärksten tropischen Vulkanexplosionen sowie die Mittelkurve der globalen CO₂-Konzentration.



dass zur Zeit des Aletschgletscher-Rückzuges während der Eisen-Römer-Warmzeit (Abbildung 5) bei hoher Solaraktivität keine tropischen Vulkanexplosionen auftraten. Die Kleine Eiszeit des Mittelalters fiel jedoch nicht nur in die Periode eines erdbahnbedingten Insolationsminimums. Vielmehr traten in dieser markanten Kaltphase zusätzlich vier deutliche solare Aktivitätsminima (Wolf-, Spörer-, Maunder und Dalton-Minimum genannt) und eine Reihe von gewaltigen tropischen Vulkanexplosionen auf. Im Vordergrund standen die Eruptionen um 1258, 1600 und nach 1809 AD. Wir müssen uns deshalb die Frage stellen, ob die Kleine Eiszeit – zumindest in Europa – die kälteste Klimaphase der letzten 8000 Jahre darstellte.

Aus globaler Sicht besteht das Problem, dass wir vor allem in der Südhemisphäre nur über sehr wenig langfristige und hochaufgelöste Datenreihen verfügen. Die Frage, ob sich die oben genannten Warm- und Kaltphasen global ausgewirkt haben, ist deshalb schwierig zu beantworten. Für die Kleine Eiszeit scheint sich dies zu bestätigen. Bereits bezüglich der Mittelalter-Warmzeit (oder Mittelalterliche Wärmeperiode) herrschen Zweifel. Zumindest haben Ray Bradley aus Amherst (USA) und Kollegen zeigen können, dass die Spitzen dieser Erwärmung nicht überall zur gleichen Zeit aufgetreten sind. Wir überprüfen deshalb zurzeit in einem größeren Team des „Past Global Changes“-Programms (PAGES) einige interessante Hypothesen: Sind eventuell die dekadischskaligen bis mehrere hundert Jahre dauernden Warmphasen der Klimageschichte das Ergebnis einer relativ konstanten Solaraktivität auf hohem Aktivitätsniveau, gekoppelt mit einer Phase ausbleibender tropischer Vulkanexplosionen? Sind diese wärmeren, ruhigen Phasen so etwas wie Normalperioden des Klimageschehens und weisen diese aufgrund der relativ schwachen Störung der Erdenergiebilanz komplexere Verteilungsmuster der wichtigen Klimaparameter auf als etwa die Kaltphasen? Sind die Letzteren das Ergebnis von Gruppen starker Vulkaneruptionen, die zudem mit solaren Aktivitätsminima gekoppelt sind? Zeigen diese Kaltphasen eventuell klarer strukturierte räumliche Muster als die Warmphasen? Die Kleine Eiszeit lässt zumindest eine solche Vermutung zu.

Der kürzlich verstorbene Klimaforscher Gerard Bond vom Lamont Doherty Earth Observatory in New York hatte aufgrund von Sedimentrückständen im Nordatlantik bereits in den 90er-Jahren postuliert, dass die Eisberge Grönlands in Kühlphasen wie der Kleinen Eiszeit weit nach Süden driften und dort beim Schmelzen Gesteinsspuren des grönländischen Untergrundes ablagern. Verschiedene Forscherinnen und Forscher

der ganzen Erde haben dann in ihren Zeitreihen solche „Bondzyklen“ mit einer Periode von etwa 1500 Jahren gefunden und mit den Temperaturschwankungen im Nordatlantik korreliert. Wir haben diese Zeitreihen überprüft und herausgefunden, dass sich eine generelle globale Übereinstimmung kaum finden lässt (Wanner et al. 2007). Ist es vielleicht so wie die Gruppe um Hans Renssen und Hugues Goosse aus den Niederlanden und aus Belgien mit einem einfacheren Klimamodell aufgezeigt hat? In ihren Simulationen zeigt sich, dass die Kleine Eiszeit sehr wohl „ein Kind“ schwacher Insolation auf der Nordhemisphäre, gekoppelt mit solaren Aktivitätsminima und mehreren großen Vulkanexplosionen war. Mit ihnen können wir spekulieren, dass sich solche Muster über ein Anwachsen der Fläche des arktischen Meereises und die damit verbundene Reduktion der nordatlantischen Tiefenwasserbildung auch global niedergeschlagen haben. Allerdings stellen sich auch hier schwierige Fragen. Führt eine reduzierte Wärmezufuhr Richtung Nordatlantik nicht zu einer stärkeren Erwärmung des tropischen Atlantiks, und wie wirkt sich diese großräumig aus? Oder: Wie lange dauert es, bis sich eine Abkühlung aufgrund des arktischen Meereiswachstums und der damit verstärkten Reflexion der Solarstrahlung global niedergeschlagen hat? Oder: Muss der Auslöser für globale Abkühlungen tatsächlich immer in der Nordhemisphäre und damit im Nordatlantik gesucht werden?

Schließlich verbleibt gemäß Abbildung 2 die Frage nach der Bedeutung der internen Systemvariabilität in Form von ENSO (El Niño Southern Oscillation), NAO (Nordatlantische Oszillation) und andern internen Modi des Klimasystems. Diese beeinflussen mit ihren Quasi-Periodizitäten von 3 bis 7 Jahren beim ENSO und 2,5 sowie 6 bis 10 Jahren beim NAO im kontinentalen (NAO) bis globalen (ENSO) Ausmaß die Temperatur- und Niederschlagsfelder. So werden die stark positiven Anomalien der Erdmitteltemperatur des Jahres 1998 von verschiedenen Forschern zu einem erheblichen Teil dem ENSO zugeschrieben.

4. Der menschliche Fingerprint im Klimasystem

Die Frage nach dem Beginn des menschlichen Fingerprints, das heißt erkennbarer Klimaänderungen aufgrund menschlicher Aktivitäten, hat die Menschheit seit langem beschäftigt. Bill Ruddiman von der Universität Virginia (USA) hat die provozierende Hypothese aufgestellt, ohne die Treibhausgase infolge der Aktivitäten von Bauern der Steinzeit hätte sich

mit Beginn vor etwa 8000 Jahren eine Abkühlung und sukzessive eine neue Eiszeit eingestellt. Diese Hypothese wird von vielen Wissenschaftlern, unter anderem auch von meinem Kollegen Thomas Stocker, bestritten. Modellsimulationen „sehen“ keinen Aufbau kontinentaler Eisschilder. Eine Betrachtung von Abbildung 6 deutet vielmehr darauf hin, dass die globalen Mitteltemperaturen der letzten Jahrzehnte trotz der relativ tiefen, erdbahnbedingten Einstrahlung zur Zeit des borealen Sommers vor allem wegen der stark zunehmenden Treibhausgase (auf Abbildung 6 ist das CO₂ dargestellt) sukzessive zunehmen. Interessant ist dabei auch die Beobachtung, dass – möglicherweise entgegen früherer Zeiten – positive Indizes der Nordatlantischen Oszillation (d. h. starke Winterwesterlies) gleichzeitig mit einer verstärkten ENSO-Aktivität auftreten.

5. Schlussfolgerungen

Wir haben gezeigt, dass der Klimawandel der letzten 6000 Jahre auf der Zeitskala von Jahrtausenden stark durch die Schwankungen der Erdbahnparameter Exzentrizität, Schiefe der Erdachse und Präzession (sogenanntes Milankovitch-Forcing) mitbestimmt wird. Das sommerliche Einstrahlungsmaximum hat sich in dieser Zeit von der Nord- auf die Südhalbkugel verlagert, was zu einer Verschiebung der Zirkulations- und Klimagürtel führte. Auf der dekadischen bis säkularen Skala sind in den rekonstruierten Datenreihen gewisse Quasiperiodizitäten erkennbar. Diese sind jedoch zeitlich und räumlich selten gleichläufig. Damit muss die Existenz globalkaliger Warm- oder Kaltzeiten von der Dauer von mehreren Jahrhunderten in Frage gestellt werden. Modellrechnungen lassen es als möglich erscheinen, dass der starke Einfluss zum Beispiel von solaren Aktivitätsminima, kombiniert mit Gruppen von tropischen Vulkanexplosionen, zu längeren Abkühlungsphasen in Form der Kleinen Eiszeit zwischen 1350 und 1860 AD führen kann. Wärmere Phasen können in Einzelfällen eventuell der Ausdruck einer höheren Solaraktivität und ausbleibender Vulkaneruptionen sein. Das anthropogene Signal wird nach der Meinung vieler Experten erst in den letzten Dekaden mit dem deutlichen Anstieg der Treibhausgase klar sichtbar.

Literaturverzeichnis

- Behre, K.-E. (2003): Eine neue Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee. Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 28, 63 S.
- Furrer, G. (2001): Alpine Vergletscherung vom letzten

Hochglazial bis heute. Abhandlungen der Math.-naturw. Klasse der Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz, Nr. 3, 49 S.

- Hormes, A. et al. (2001): The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene* 11, 255-265.
- Jörin, U. et al. (2006): Multi-century glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16, 697-704.
- Nicolussi, K. und Patzelt, G. (2000): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 36, 1-87.
- Trachsel, M. (2005): Das Klima der Alpen 4000 bis 1000 BC. Seminararbeit Geographisches Institut Bern.
- Wanner, H. et al. (2007): Mid to late Holocene climate change – a comprehensive review. In revision.

Verdankungen

Ich bedanke mich ganz herzlich bei

- Andreas Brodbeck und Marcel Küttel für die Reinzeichnung der Figuren
- Marco Stössel für Korrekturlesung und Layout

DER REZENTE KLIMAWANDEL

Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe und Peter C. Werner,
Potsdam

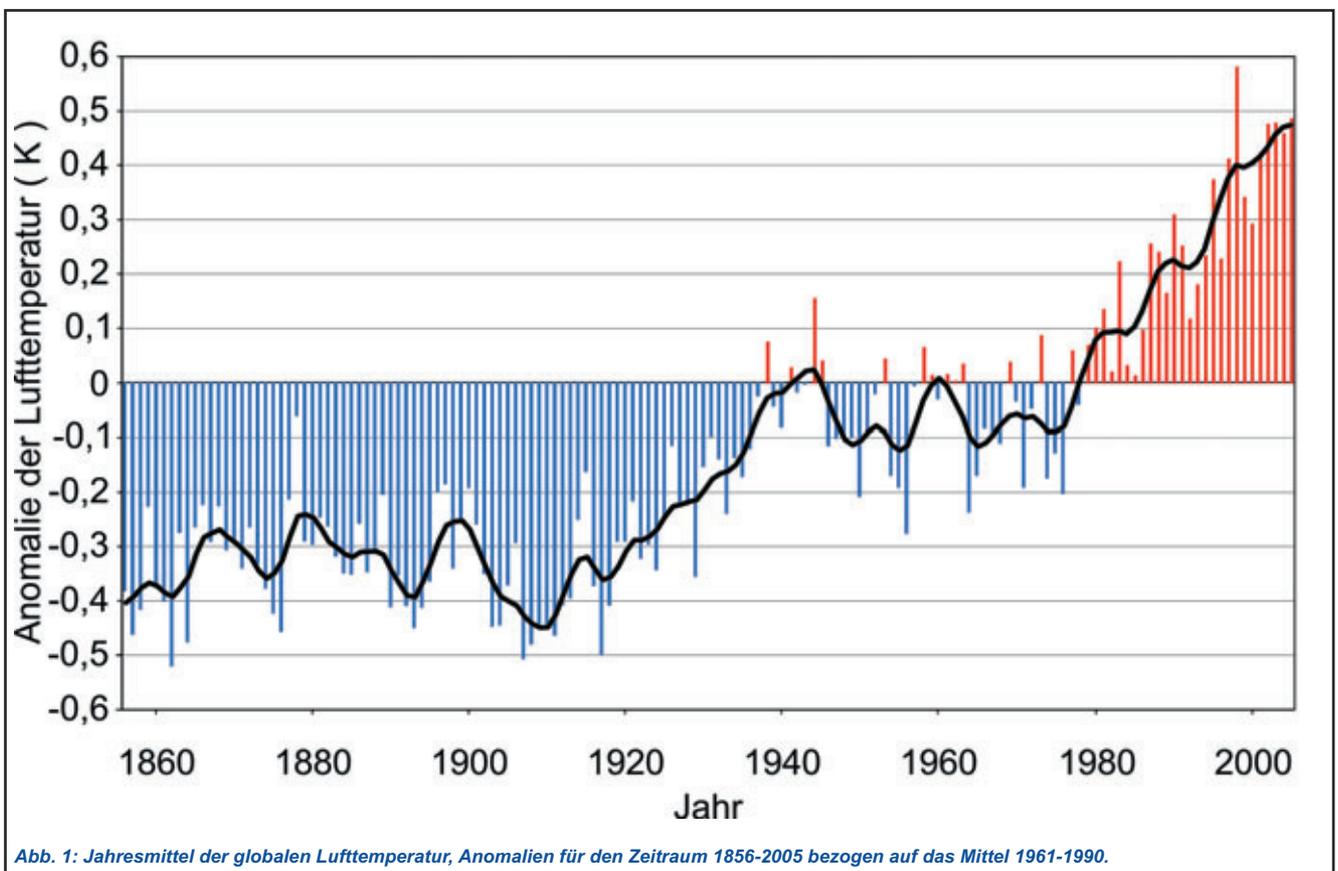
1. Einleitung

Unter Klima versteht man die raum-zeitliche Gesamtheit der möglichen momentanen Zustände der Atmosphäre unter Berücksichtigung des Maßstabes der zugrunde liegenden Prozesse. Das heißt, dass zum Beispiel die oft zitierte Entwicklung der globalen Mitteltemperatur (s. Abb. 1) allein nicht ausreicht, um das Spektrum der tatsächlich ablaufenden Klima-Veränderungen zu beschreiben. Man muss, um das Klima und seine Veränderungen möglichst vollständig zu erfassen, verschiedene meteorologische Größen bzw. daraus abgeleitete Parameter in die Betrachtungen einbeziehen. In der Regel werden dazu Temperatur- und Niederschlagsparameter eingesetzt und deren Klimatologie bewertet. In den Anfängen der Klimaforschung wurde das Klima selbst als quasi-konstante Größe angesehen, die nur geringe Schwankungen auf großen Zeitskalen aufweisen sollte.

Entsprechend dieser Grundaussage wurden zum Beispiel Klimaklassifikationen entwickelt, bei denen Tatsachenmaterial (Messungen) in ein bestimmtes Ordnungssystem eingeordnet wurden. (Liebscher, 1978). Die Festlegung von Klimatypen erfüllte zwar die Bedingung einer komplexen Betrachtungsweise des Klimas, berücksichtigte aber nicht, dass das Klima, entgegen der damaligen Lehrmeinung, einen instationären Prozess darstellt. Das heißt, dass auch die zeitliche Entwicklung in die Analysen einbezogen werden muss (Fraedrich et al., 2001). Diese Vorgehensweise wird auch in den folgenden Untersuchungen unter Einbeziehung moderner statistischer Verfahren verfolgt.

2. Methodik

Das übliche Vorgehen bei einer Klimaklassifikation besteht darin, Einzelklimate nach geeigneten Gesichtspunkten zu typisieren, um dann deren Verbreitung in einer Region oder auch auf der ganzen Erdoberfläche festzustellen. Ein Beispiel für dieses Vorgehen ist die auch noch heute häufig eingesetzte Klimaklassifikation nach Köppen (Hupfer, 1991). Dieses Verfahren ist grundsätzlich subjektiv, da zuerst die Kriterien für einen

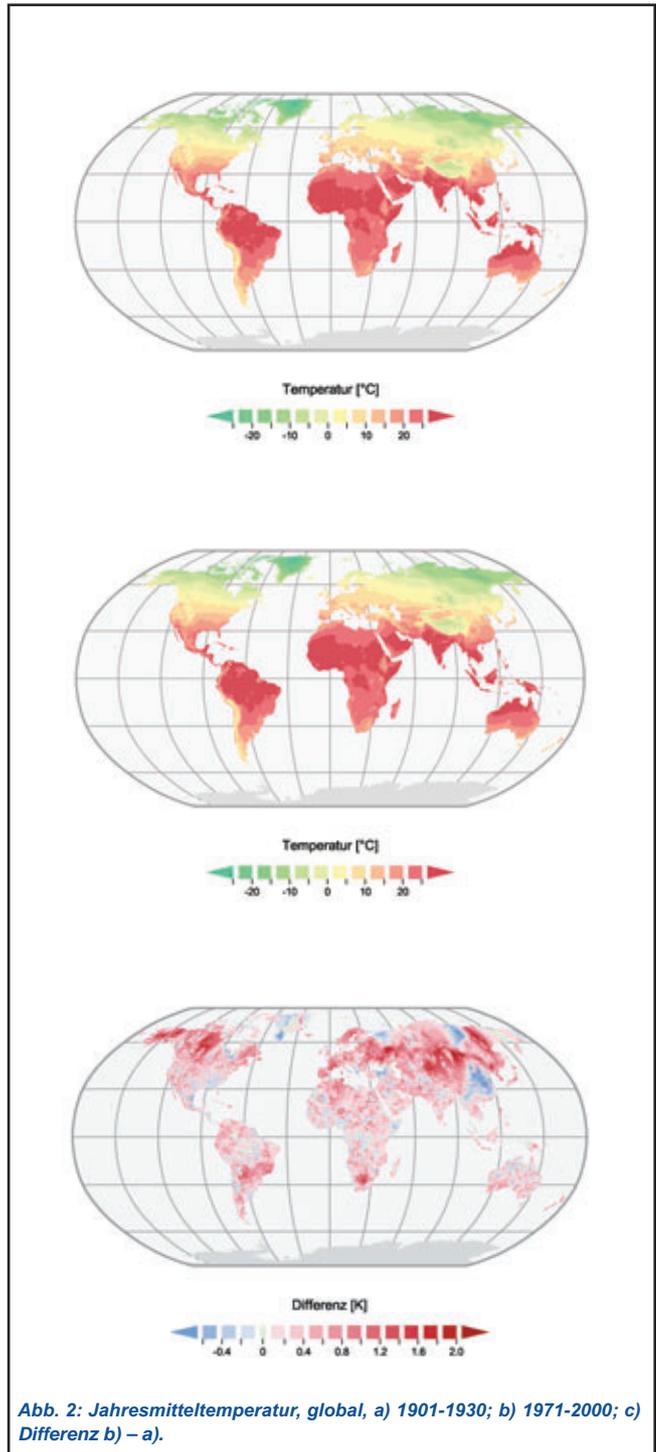


Klimatyp festgelegt werden, und dann für diesen Typ das Gebiet in der Region oder auf der Erdoberfläche abgegrenzt wird. Mittlerweile ist man in der Lage die Klimaklassifikation zu objektivieren. Ursache dafür ist zum einen die vorhandene Datengrundlage, zum anderen aber auch Möglichkeit der Anwendung moderner statistischer Verfahren, die in der Regel mit einem sehr hohen Rechenaufwand verbunden sind. Dabei wird das bisher übliche Klassifikationsprinzip umgekehrt: Zuerst werden mittels einer (objektiven) statistischen Methode die Klimatypen in der Region oder auch global festgelegt. Danach kann man dann anhand der für jeden Klimatyp vorhandenen Informationen (Daten) Grenzwerte, Schwellenwerte etc. festlegen.

Auf dieser Idee basiert die folgende Methodik. Das hier verwendete statistische Verfahren gehört zur Gruppe der multivariaten statistischen Methoden. Mit ihnen kann man Datensätze statistisch analysieren, die aus mehr als einem Parameter bestehen. Eine häufig eingesetzte Methode ist die Cluster-Analyse (*Gerstengarbe, et al., 1999*), die es ermöglicht, typische Muster sichtbar zu machen. Diese Muster entsprechen in der vorliegenden Untersuchung den Klimatypen. Das Verfahren erlaubt es bei gleichzeitiger Optimierung der Anzahl der Klimatypen, diese sauber (statistisch gesichert) voneinander zu trennen. Dadurch wird es möglich, Regionen als Klimatypen zu definieren, die jeweils durch ähnliche Temperatur- und Niederschlagsparameter charakterisiert sind. Dies ist, wie bereits erwähnt, eine objektive Vorgehensweise, da die einen Klimatyp beschreibenden Charakteristika erst nach der Typbestimmung festgelegt werden.

3. Globale Klimaänderungen

Um die genannten Verfahren anwenden zu können, werden möglichst viele Daten benötigt. Diese wiederum erhält man durch den Aufbau und die Pflege eines weltweiten Stationsmessnetzes. Seit etwa 150 Jahren gibt es genügend Messungen, um die zeitliche Entwicklung der globalen Temperatur bestimmen zu können. Eine räumlich detailliertere Darstellung der Temperatur und anderer meteorologischer Größen, insbesondere auf den Kontinenten mit Ausnahme der Antarktis, ist etwa ab Beginn des 20. Jahrhunderts möglich. Zur Beschreibung des Klimas im großräumigen Maßstab muss die zeitliche Skala entsprechend gewählt werden. Die Meteorologische Weltorganisation hat dafür einen Zeitraum von 30 Jahren festgelegt. Deshalb wurden im Rahmen dieser Untersuchungen für die Temperatur die 30jährigen Mittelwerte einmal für 1901/1930 (Abb. 2a) und einmal für 1971/2000 (Abb. 2b) berechnet.



Es ist mittlerweile allgemein bekannt, dass es eine globale Erwärmung gibt. Sie beginnt, wie aus Abbildung 1 zu ersehen ist, um 1910 mit einem deutlichen Anstieg der Temperatur bis in die 40er Jahre des vorigen Jahrhunderts. Danach ist bis in die Mitte der 70er Jahre kein Trend zu beobachten. Seit dieser Zeit nimmt die Temperatur wieder deutlich zu. Nicht abgeschätzt wer-

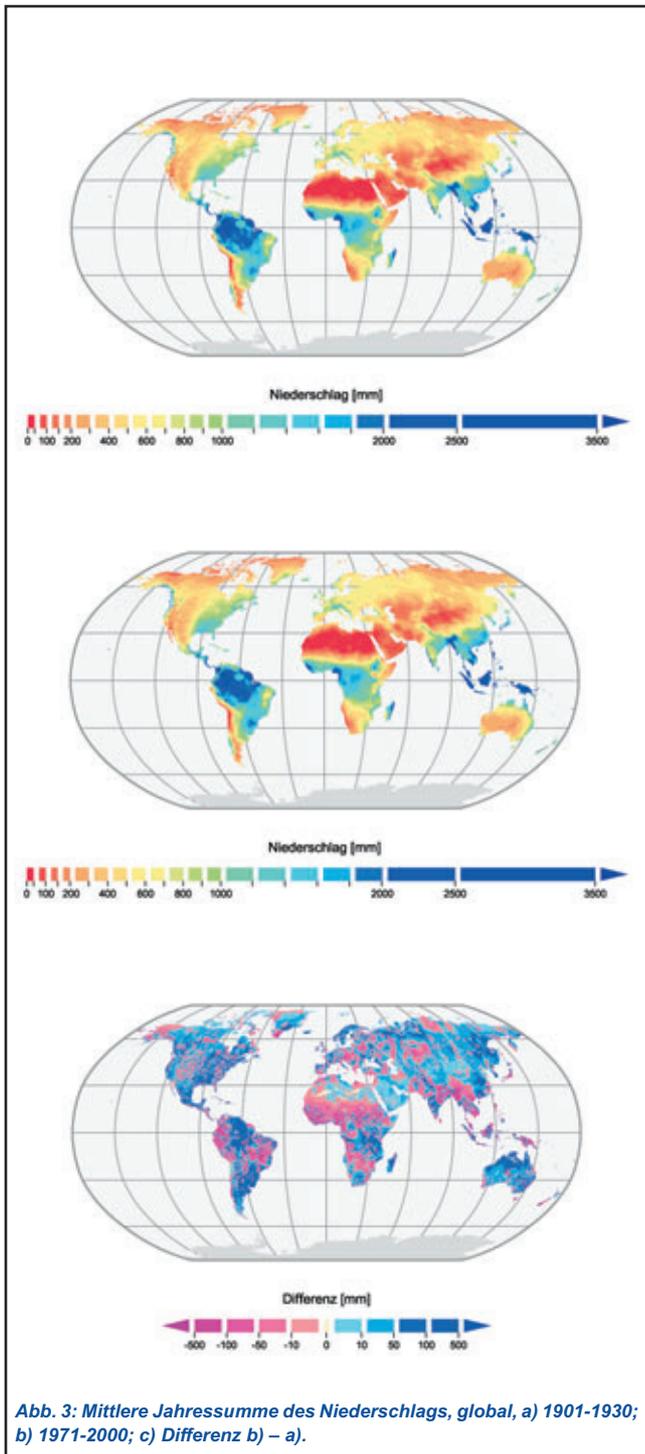


Abb. 3: Mittlere Jahressumme des Niederschlags, global, a) 1901-1930; b) 1971-2000; c) Differenz b) – a).

den kann aus dieser Entwicklung, wie sich das Klima in den einzelnen Regionen der Erde in dieser Zeit verhalten hat. Beim Vergleich der Abbildungen 2a und 2b sind auf Grund des räumlichen Maßstabes und der gewählten Temperaturklassen keine Unterschiede zu erkennen. Was zu sehen ist, ist die bekannte globale Temperaturverteilung mit den höchsten Werten in den

Tropen und den niedrigsten in den Nordpolargebieten. Von Interesse ist aber die Temperaturentwicklung innerhalb der letzten 100 Jahre. Hier kommt man zu einer Aussage, wenn man die Differenz zwischen den beiden Zeiträumen 1971/2000 – 1901/1930 bildet. Das Ergebnis ist in Abbildung 2c dargestellt. Wie auf Grund der Temperaturentwicklung (s.a. Abbildung 1) zu erwarten ist, trat in den meisten Regionen eine Erwärmung auf, die deutlich stärker ausfällt als die wesentlich geringeren Temperaturabnahmen in den wenigen Abkühlungsgebieten.

Mit der somit nachgewiesenen globalen Erwärmung stellt sich die Frage nach der Entwicklung der Niederschlagsverhältnisse. Diese ist von besonderem Interesse, da das Wasser die Grundlage allen Lebens auf den Kontinenten ist. Aus diesem Grund wurden genau wie bei der Temperatur Niederschlagskarten der mittleren Jahressummen für die ersten und letzten 30 Jahre des vorigen Jahrhunderts erstellt (Abb. 3a u. 3b). Man erkennt die sehr niederschlagsreichen Zonen um den Äquator herum und in den Monsunregionen Asiens, die mittlere Niederschlagsverhältnisse aufweisenden gemäßigten Zonen sowie die niederschlagsarmen Wüsten-, Steppen- und Tundragebiete. Auf Grund des Maßstabes ist es ähnlich wie bei der Temperatur schwer, größere Unterschiede im Niederschlagsverhalten zwischen beiden Zeiträumen auszumachen. Hier hilft wieder die Differenzenkarte (Abb. 3c) weiter. Wegen der steigenden Lufttemperatur ist die Atmosphäre in der Lage, mehr Wasserdampf aufzunehmen. Außerdem wird mehr Wasser verdunstet, da sich die Land- und Wasserflächen ebenfalls erwärmen. Es ist also generell in der globalen Summe mit mehr Niederschlag zu rechnen. Über Land beträgt dieser Anstieg 11 mm innerhalb der letzten 100 Jahre. Über den Ozeanen liegt dieser sicher höher, kann aber nicht exakt angegeben werden, da dazu die nötigen gemessenen Daten fehlen. Betrachtet man die Abbildung 3c so kann festgestellt werden, dass die blauen Flächen (Niederschlagszunahme) tatsächlich einen deutlich größeren Anteil aufweisen als die roten Flächen (Niederschlagsabnahme). Bei der Interpretation der Änderung ist allerdings Vorsicht geboten. So beträgt die Niederschlagszunahme in einigen Teilen der Sahara (blaue Fläche) weniger als 10 mm in der Jahressumme, hat also keinerlei klimatische Wirkung. Ebenfalls ohne größere klimatische Wirkung ist der Niederschlagsrückgang in Teilen Indiens und Südasiens, weil die Abnahme, (z.T. bis zu 500 mm) von einem sehr hohen allgemeinen Niederschlagsniveau aus zu betrachten ist. Ein klimawirksamer Rückgang des Niederschlags, der auch schon Auswirkungen auf die wirtschaftlichen und sozialen Strukturen hat, findet man u.a. in den Regionen

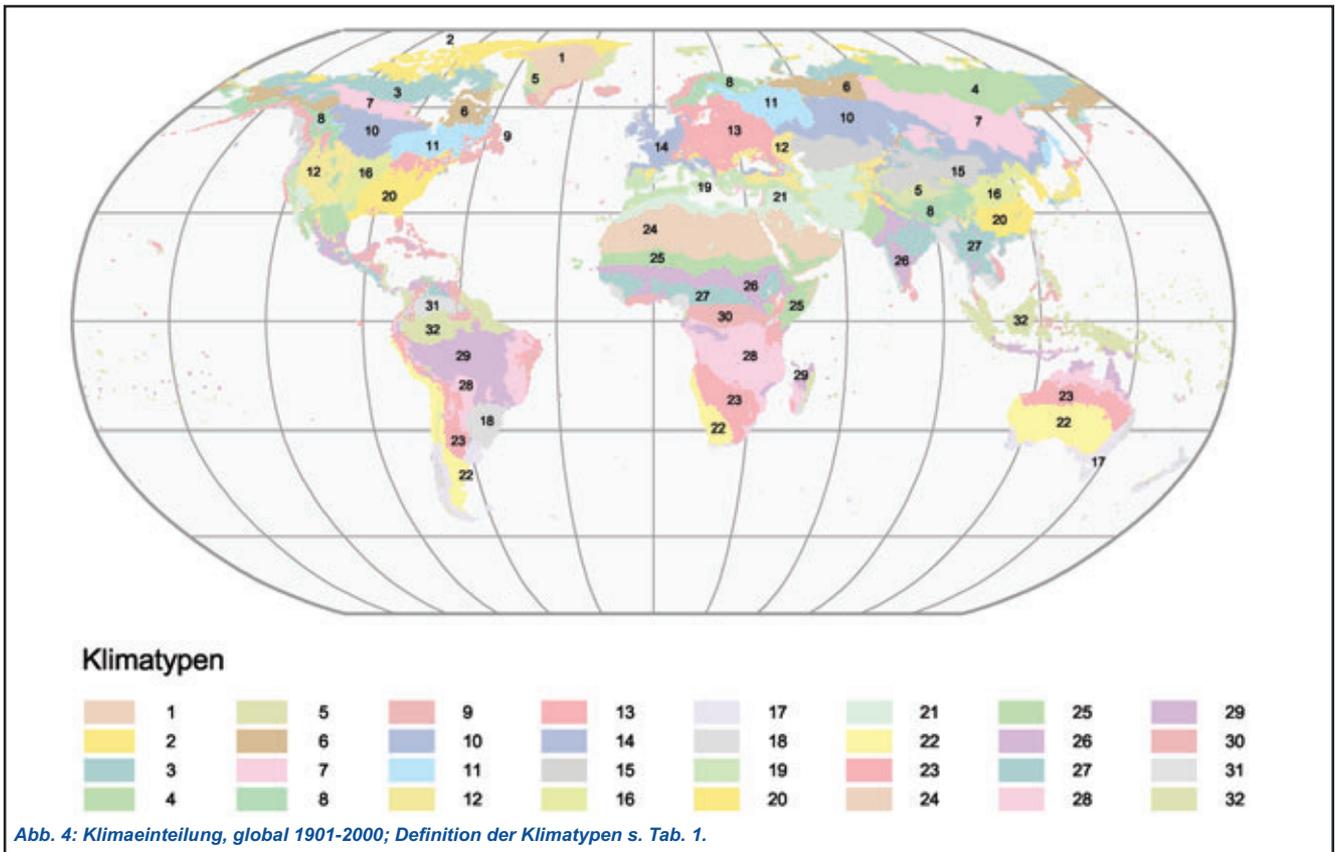


Abb. 4: Klimaeinteilung, global 1901-2000; Definition der Klimatypen s. Tab. 1.

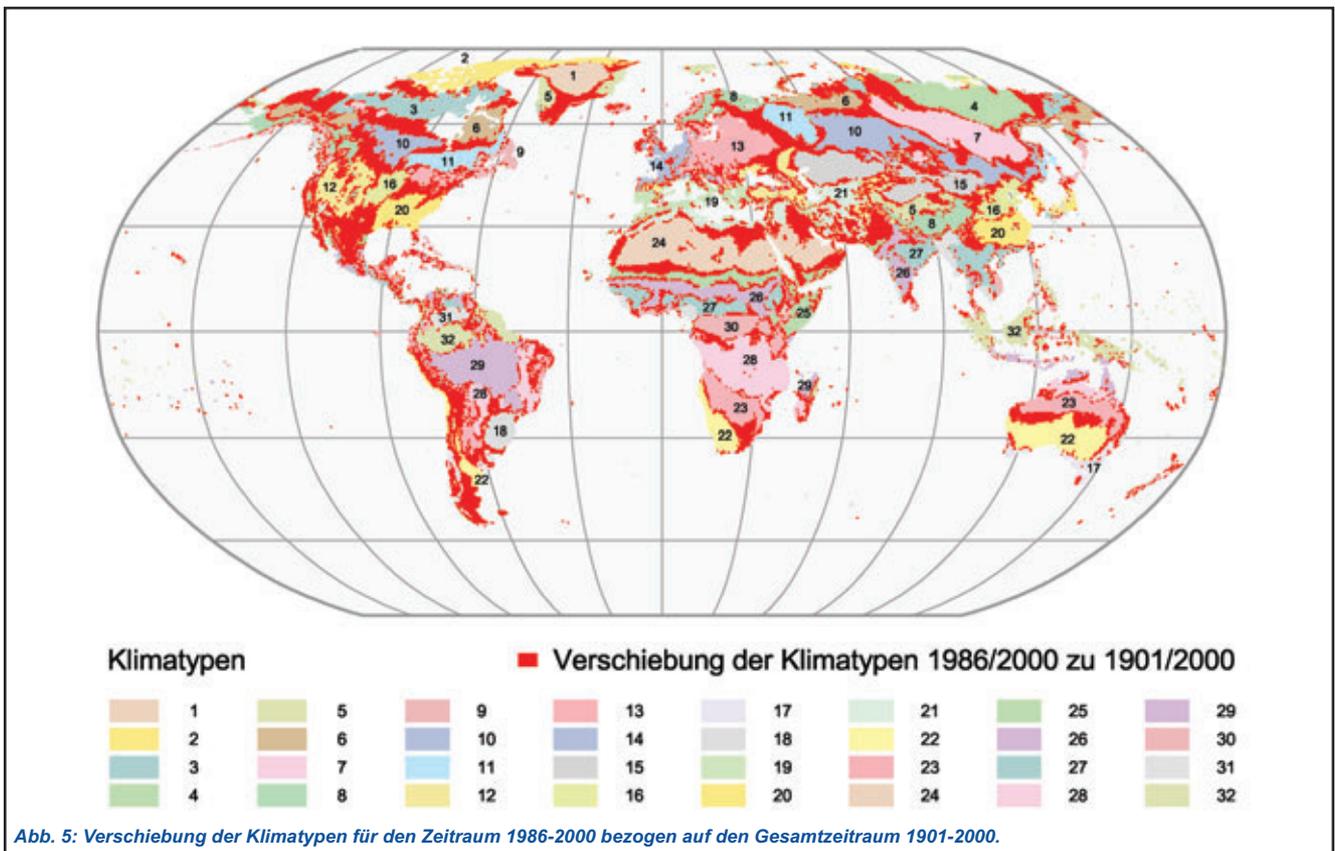


Abb. 5: Verschiebung der Klimatypen für den Zeitraum 1986-2000 bezogen auf den Gesamtzeitraum 1901-2000.

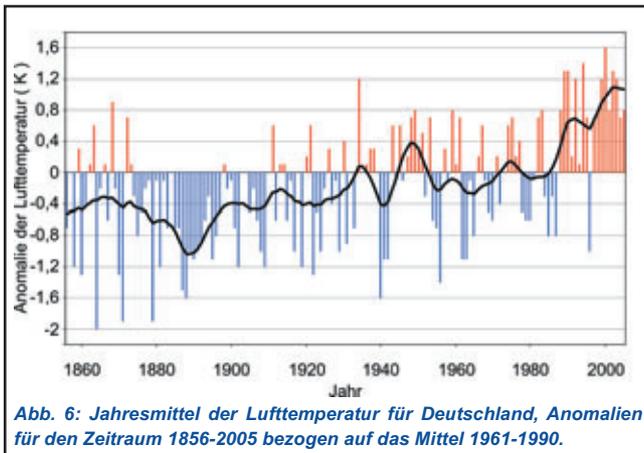
Parameter	Sehr kalt	Kalt	Kühl	Gemäßigt	Warm	Heiß
Temperatur (°C)	Sehr kalt	Kalt	Kühl	Gemäßigt	Warm	Heiß
Jahresmittel	< -10.0	< -5.0	< 5.0	< 12.0	< 22.0	> 22.0
Sommermittel	< 0.0	< 8.0	< 12.0	< 20.0	< 26.0	> 26.0
Wintermittel	< -20.0	< -5.0	< 0.0	< 10.0	< 20.0	> 20.0
Amplitude	Sehr klein	Klein	Mittel	Groß	Sehr groß	Extrem groß
	< 5.0	< 10.0	< 20.0	< 30.0	< 40.0	> 40.0
Niederschlag (mm)	Sehr trocken	Trocken	Gemäßigt trocken	Gemäßigt feucht	Feucht	Sehr feucht
Jahressumme	< 50	< 300	< 600	< 1000	< 2000	> 2000
Sommersumme	< 60	< 200	< 300	< 500	< 1000	> 1000
Wintersumme	< 10	< 50	< 100	< 150	< 350	> 350

Klimatyp	Temperatur				Niederschlag		
	Jahresmittel	Sommermittel	Wintermittel	Amplitude	Jahressumme	Sommersumme	Wintersumme
1	Sehr kalt	Sehr kalt	Sehr kalt	Groß	Gem. trocken	Trocken	Gem. trocken
2	Sehr kalt	Kalt	Sehr kalt	Sehr groß	Trocken	Sehr trocken	Trocken
3	Sehr kalt	Kalt	Sehr kalt	Sehr groß	Trocken	Trocken	Trocken
4	Sehr kalt	Kühl	Sehr kalt	Extr. groß	Trocken	Trocken	Trocken
5	Kalt	Kalt	Kalt	Groß	Trocken	Trocken	Gem. trocken
6	Kalt	Kühl	Sehr kalt	Sehr groß	Gem. trocken	Trocken	Gem. trocken
7	Kalt	Gemäßigt	Sehr kalt	Extr. groß	Gem. trocken	Gem. trocken	Trocken
8	Kühl	Kühl	Kalt	Groß	Gem. trocken	Gem. trocken	Gem. trocken
9	Kühl	Kühl	Kalt	Mittel	Feucht	Gem. trocken	Feucht
10	Kühl	Gemäßigt	Kalt	Sehr groß	Gem. trocken	Trocken	Gem. trocken
11	Kühl	Gemäßigt	Kalt	Sehr groß	Gem. feucht	Gem. trocken	Gem. feucht
12	Gemäßigt	Gemäßigt	Kühl	Groß	Gem. trocken	Trocken	Gem. trocken
13	Gemäßigt	Gemäßigt	Kühl	Groß	Gem. feucht	Gem. trocken	Gem. feucht
14	Gemäßigt	Gemäßigt	Gemäßigt	Mittel	Gem. feucht	Trocken	Feucht
15	Gemäßigt	Warm	Kalt	Sehr groß	Trocken	Sehr trocken	Trocken
16	Gemäßigt	Warm	Kühl	Groß	Gem. feucht	Gem. trocken	Trocken
17	Gemäßigt	Gemäßigt	Gemäßigt	Mittel	Gem. feucht	Trocken	Feucht
18	Warm	Gemäßigt	Warm	Mittel	Feucht	Gem. feucht	Feucht
19	Warm	Warm	Gemäßigt	Mittel	Gem. trocken	Sehr trocken	Feucht
20	Warm	Warm	Gemäßigt	Groß	Feucht	Gem. feucht	Feucht
21	Warm	Heiß	Gemäßigt	Groß	Trocken	Sehr trocken	Gem. trocken
22	Warm	Warm	Warm	Mittel	Trocken	Trocken	Gem. trocken
23	Warm	Warm	Warm	Mittel	Gem. trocken	Gem. trocken	Trocken
24	Heiß	Heiß	Warm	Mittel	Sehr trocken	Sehr trocken	Sehr trocken
25	Heiß	Ganzjährig heiß		Mittel	Trocken	Trocken	Trocken
26	Heiß	Ganzjährig heiß		Klein	Gem. feucht	Gem. feucht	Trocken
27	Heiß	Ganzjährig heiß		Klein	Feucht	Feucht	Trocken
28	Heiß	Ganzjährig heiß		Klein	Feucht	Gem. feucht	Trocken
29	Heiß	Ganzjährig heiß		Sehr klein	Feucht	Feucht	Gem. feucht
30	Heiß	Ganzjährig heiß		Sehr klein	Feucht	Gem. feucht	Feucht
31	Heiß	Ganzjährig heiß		Klein	Sehr feucht	Sehr feucht	Gem. feucht
32	Heiß	Ganzjährig heiß		Sehr klein	Sehr feucht	Feucht	Sehr feucht

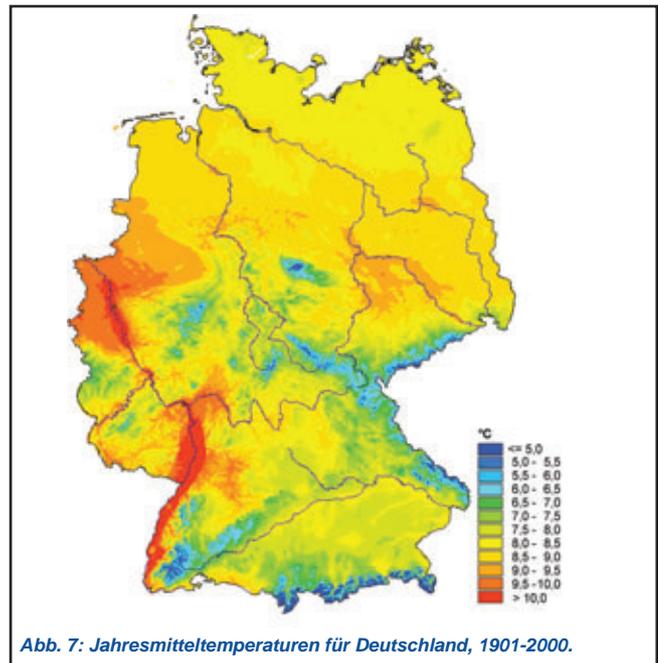
Tab. 1: Charakteristik der Klimatypen für die globale Klimaeinteilung 1901-2000.

rund um das Mittelmeer, in der Sahelzone, in Teilen des südlichen Afrikas und im Nordosten Brasiliens. Mit dem Nachweis der Änderungen der Temperatur und des Niederschlags stellt sich die Frage, inwieweit diese zu Verschiebungen der Klimazonen führen.

Entsprechend der oben angeführten Methodik wurden 32 Klimatypen für die Erde bestimmt, deren mittlere Lage im 20. Jahrhundert aus Abbildung 4 ersichtlich ist. Die Charakterisierung der zur Beschreibung eingesetzten meteorologischen Parameter ist aus Tabelle 1



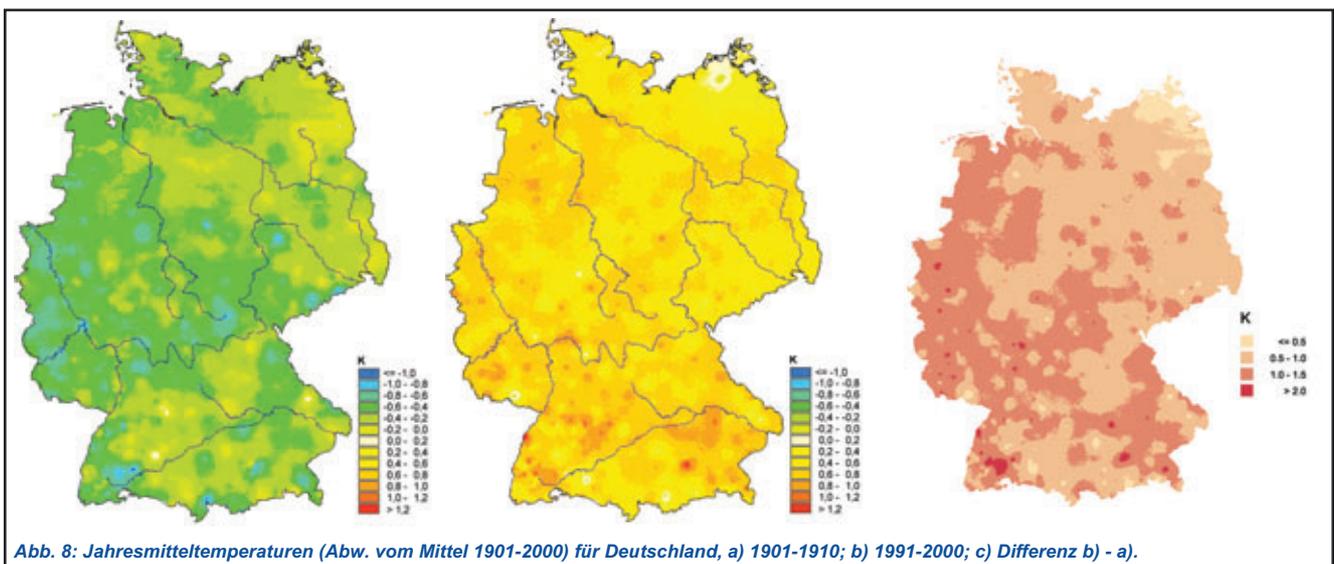
zu entnehmen. Um einen Klimatyp zu charakterisieren, benötigt man Beobachtungsdaten über mindestens 15 Jahre. Deshalb wurden die Klimatypen nochmals bestimmt, diesmal aber für den Zeitraum 1986/2000. Da wo die Klimatypen des Gesamtzeitraumes nicht deckungsgleich mit denen des Teilzeitraumes sind, hat eine Klimatypänderung stattgefunden. Die roten Flächen in Abbildung 5 weisen diese Regionen aus. Diese Änderungen entsprechen rund 5% der Gesamtkontinentalfläche. (Es ist zu beachten, dass die nicht flächentreue Darstellung in Abbildung 5 eine größere Änderung vortäuscht, als sie tatsächlich stattgefunden hat.) Diese Änderung ist, bezogen auf den nur kurzen Teilzeitraum, dennoch beträchtlich. Für einzelne Klimatypen fallen diese Änderungen sogar noch deutlicher aus. Zum Beispiel haben im Teilzeitraum 1986/2000 die Wüstengebiete um ca. 240 km² pro Tag zugenommen, die Tundragebiete dagegen haben sich um 325 km² pro Tag verringert.



Zusammenfassend muss festgestellt werden, dass die Klimaänderungen in den letzten Jahrzehnten global ein beträchtliches Ausmaß angenommen haben.

4. Klimaänderungen in Deutschland

Im vorhergehenden Kapitel konnte gezeigt werden, dass die Klimaentwicklung regional unterschiedlich verläuft. Deshalb wird im Folgenden Deutschland diesbezüglich speziell betrachtet, wobei methodisch in gleicher Weise vorgegangen wird. Der Zeitverlauf für das Jahresmittel der Lufttemperatur



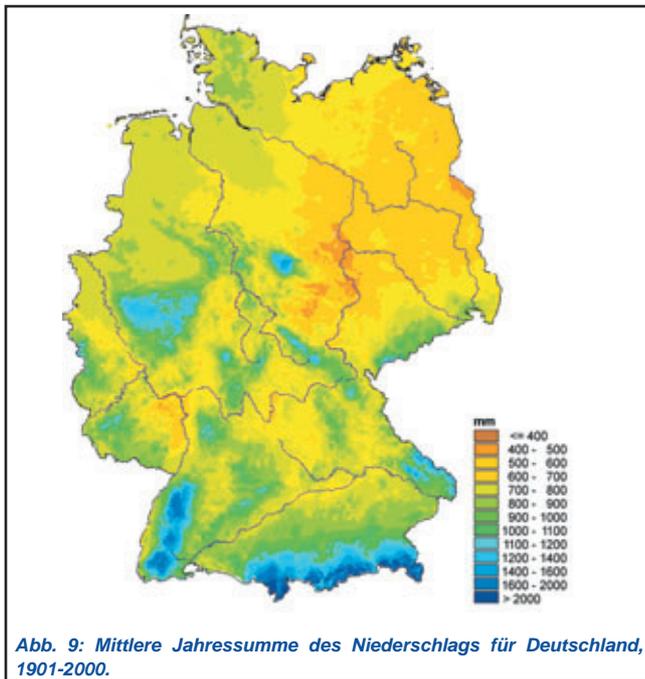


Abb. 9: Mittlere Jahressumme des Niederschlags für Deutschland, 1901-2000.

in Deutschland ist in Abbildung 6 dargestellt. Obwohl dieser Verlauf dem der globalen Mitteltemperatur ähnlich ist, weist er doch eine wesentlich unruhigere Struktur auf. Außerdem reicht die Schwankungsbreite von -2.0K bis $+1.6\text{K}$ und eine klare dreiperiodische Unterteilung wie im globalen Fall ist nicht erkennbar. Zur Interpretation der räumlichen Struktur von Temperatur und Niederschlag wurden Untersuchungen des Deutschen Wetterdienstes herangezogen (Müller-Westermeier und Kreis, 2001). Bei der Temperatur zeigt sich im Mittel über die 100 Jahre die allseits bekannte und im wesentlichen durch die Orographie bedingte

Struktur (Abb. 7). Man erkennt die Küstenregionen einschließlich des Binnentieflandes, die Mittelgebirge, die Alpen und als Besonderheit die wärmebevorzugten Gebiete entlang des Rheins.

Die globale Erwärmung spiegelt sich auch in der Temperaturentwicklung in Deutschland wider. Vergleicht man die mittlere Temperaturverteilung der ersten Dekade des Jahrhunderts (Hier Abweichungen zum 100jährigen Mittelwert) mit der letzten (Abb. 8 a,b), weist schon der deutliche Farbunterschied auf eine markante Temperaturerhöhung hin. Noch deutlicher wird diese Entwicklung, wenn man die Differenzkarte (Abb. 8c) betrachtet, für die von der letzten Dekade die Mittelwerte der ersten abgezogen wurden. Man erkennt, dass die Erwärmung zwischen 0.0 und $+2.3\text{K}$ je nach Region liegt. Im Mittel für ganz Deutschland beträgt dieser Wert $+1.2\text{K}$. Er liegt damit deutlich über dem der globalen Erwärmung.

Auch die Struktur der Niederschlagsverteilung hängt in Deutschland im wesentlichen von der Orographie ab (Abb. 9). Zwei Effekte sind zu beobachten: Zum einen die hohen Niederschlagssummen in den Hochlagen der Gebirge, zum anderen die Abnahme des Niederschlages von West nach Ost. Letzteres ist bedingt durch die vorwiegend im Westen liegenden Mittelgebirge, die größere Entfernung vom Atlantik und dem damit nach Osten hin zunehmenden kontinentalen Einfluss.

Zur Analyse der Niederschlagsentwicklung wurden wie bei der Temperatur die erste und letzte Dekade des Jahrhunderts sowie die entsprechende Differenzkarte analysiert (Abb. 10 a,b,c). Während der Nordosten in der ersten Dekade mehr Niederschlag erhält als der Süden, kehrt sich diese Entwicklung am Ende des

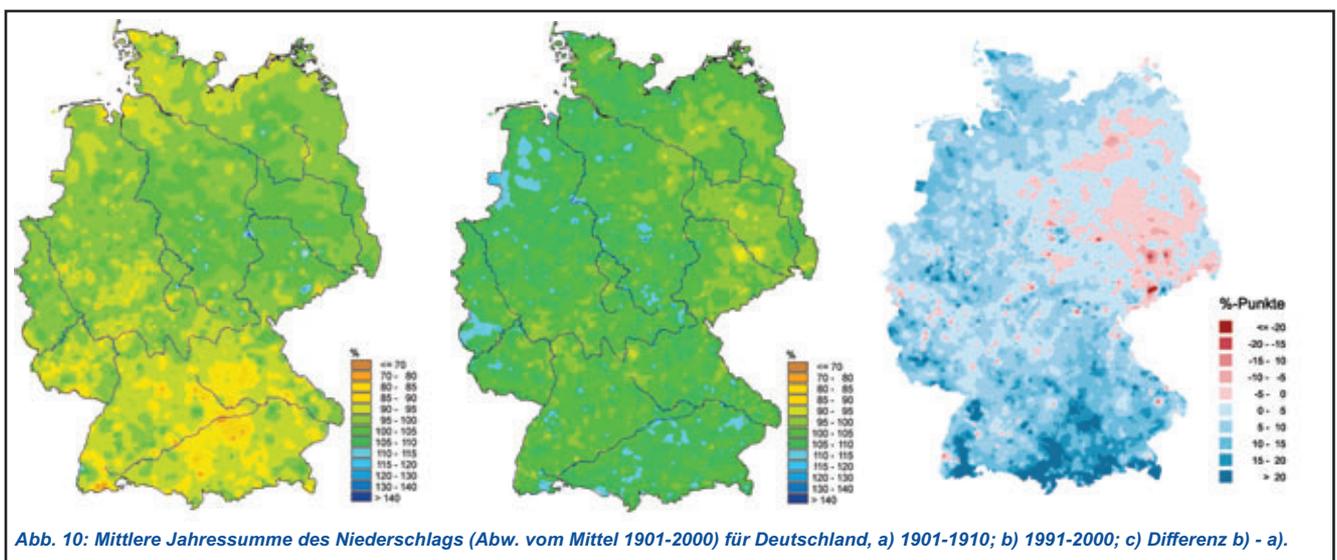


Abb. 10: Mittlere Jahressumme des Niederschlags (Abw. vom Mittel 1901-2000) für Deutschland, a) 1901-1910; b) 1991-2000; c) Differenz b) - a).

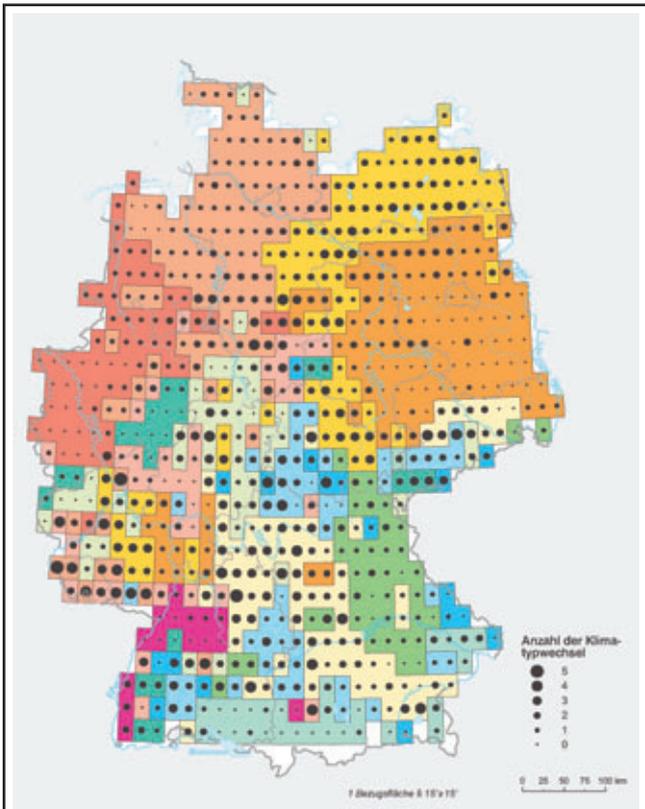


Abb. 11: Regionale Klimatypen für Deutschland und Klimatypwechsel, 1901-2000; Definition der Klimatypen s. Tab. 2.

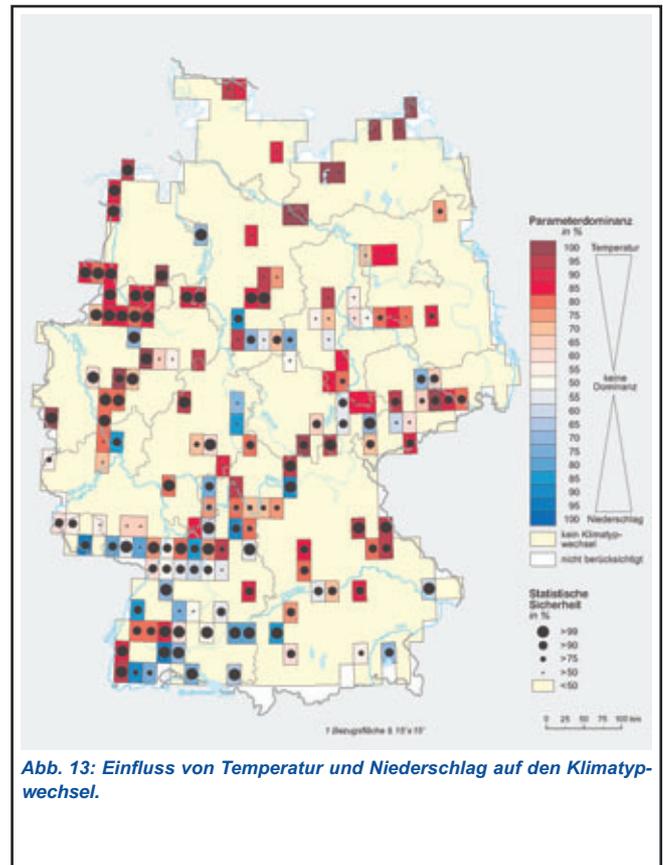


Abb. 13: Einfluss von Temperatur und Niederschlag auf den Klimatypwechsel.

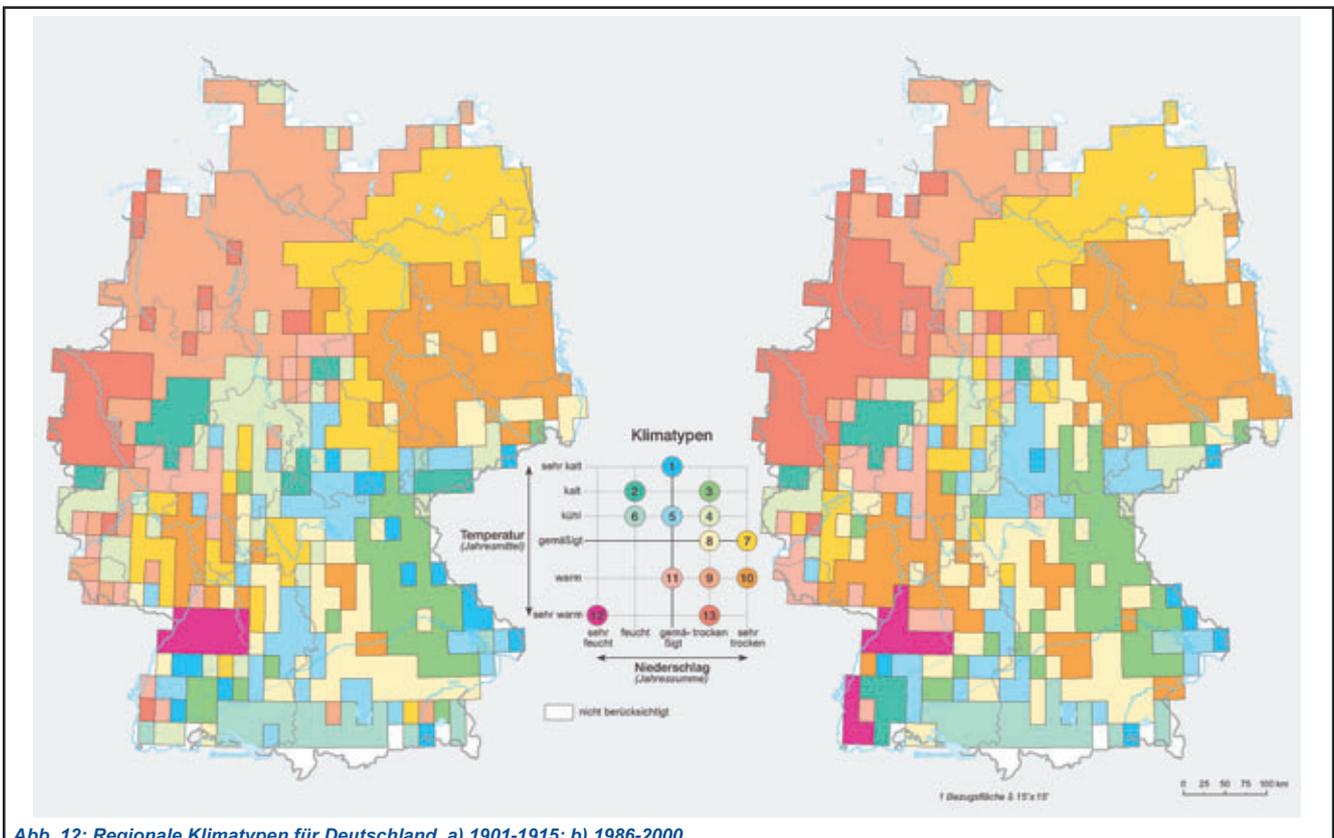


Abb. 12: Regionale Klimatypen für Deutschland, a) 1901-1915; b) 1986-2000.



Parameter							
Temperatur (°C)	Sehr kalt	Kalt	Kühl	Gemäßigt	Warm	Heiß	
Jahresmittel	< 6.0	< 7.0	< 8.0	< 8.5	< 9.0	>= 9.0	
Sommermittel	–	< 15.0	< 16.0	–	< 17.0	>= 17.0	
Wintermittel	< -2.0	< -1.0	–	< 0.0	Mild < 2.0	Sehr mild >= 2.0	
Amplitude	Sehr niedrig < 16.0	Niedrig < 17.0	Mittel < 18.0	Hoch < 19.0	Sehr hoch >= 19.0		
Niederschlag (mm)	Sehr trocken	Trocken	Gemäßigt	Feucht	Sehr feucht		
Jahressumme	< 600	< 800	< 1100	< 1300	>= 1300		
Sommersumme	< 200	< 250	< 300	< 400	>= 400		
Wintersumme	< 150	< 200	< 300	< 400	>= 400		

Klimatyp	Temperatur			Amplitude	Niederschlag		
	Jahresmittel	Sommermittel	Wintermittel		Jahressumme	Sommersumme	Wintersumme
1	Sehr kalt	Kalt	Sehr kalt	Groß	Gemäßigt	Feucht	Gemäßigt
2	Kalt	Kalt	Gemäßigt	Klein	Feucht	Feucht	Feucht
3	Kalt	Kühl	Kalt	Sehr groß	Trocken	Trocken	Sehr trocken
4	Kühl	Kühl	Gemäßigt	Mittel	Trocken	Trocken	Trocken
5	Kühl	Kühl	Kalt	Groß	Gemäßigt	Feucht	Gemäßigt
6	Kühl	Kühl	Kalt	Groß	Sehr feucht	Sehr feucht	Gemäßigt
7	Gemäßigt	Warm	Mild	Mittel	Sehr trocken	Sehr trocken	Sehr trocken
8	Gemäßigt	Warm	Gemäßigt	Groß	Trocken	Gemäßigt	Trocken
9	Warm	Warm	Mild	Klein	Trocken	Trocken	Trocken
10	Warm	Heiß	Mild	Groß	Sehr trocken	Sehr trocken	Sehr trocken
11	Warm	Warm	Mild	Mittel	Gemäßigt	Gemäßigt	Gemäßigt
12	Heiß	Heiß	Mild	Mittel	Sehr feucht	Sehr feucht	Sehr feucht
13	Heiß	Warm	Sehr mild	Sehr klein	Trocken	Trocken	Trocken

Tab. 2: Charakteristik der Klimatypen für die Klimateilung Deutschlands 1901-2000.

Jahrhunderts um, wobei anzumerken ist (hier nicht dargestellt), dass die räumliche Niederschlagsverteilung von Dekade zu Dekade starken Schwankungen unterliegt. Die Differenzkarte gibt wieder Aufschluss über die abgelaufenen Niederschlagsänderungen. Fast der gesamte Westen und Süden Deutschlands weist am Ende des Jahrhunderts mehr Niederschlag als am Anfang auf, während große Teile des Nordostens einen Rückgang des Niederschlags verzeichnen.

Die Bestimmung der Klimatypen (ohne die Alpen) basiert auf den Daten des Zeitraums 1901 – 2000 (s.a. Gerstengarbe und Werner, 2003). Es wurden die Daten von 100 Stationen für die Temperatur und 800 Stationen für den Niederschlag auf ein Gitter von 0.25° x 0.25° unter Berücksichtigung der geographischen Gegebenheiten interpoliert. Die für die Klimatypbestimmung (Cluster-Analyse) eingesetzten Parameter sind Jahres-, Sommer- und Wintermittel der Lufttemperatur sowie die Summen des Niederschlags für das Jahr, den Sommer und den Winter. Hinzu kommt die mittlere Jahresamplitude der Lufttemperatur. Für Deutschland wurden 13 Klimatypen bestimmt,

deren Charakteristika in Tabelle 2 angegeben sind. Die räumliche Verteilung ist der Abbildung 11 zu entnehmen. Der Norden, Nordwesten und Nordosten sind mild bis sehr warm und trocken bis sehr trocken (Klimatypen 7, 9, 10 und 13). In der Mitte und im Südwesten Deutschlands lösen sich die großflächigen Strukturen der Klimagebiete auf Grund der Mittelgebirge auf. Parallel dazu erhöht sich die Variationsbreite der Klimatypen. Die sehr feuchten Klimatypen (6, 12) finden sich im Südwesten Deutschlands und in einigen Hochlagen der Mittelgebirge. Nach Südosten wird das Klima trocken und kühl bis kalt, es dominieren die Klimatypen 3, 5 und 8. Die Änderungen des Klimas während des letzten Jahrhunderts werden durch die Klimatypwechsel bestimmt (schwarze Punkte). Die Wechsel wurden durch eine gleitende Verschiebung eines 15jährigen Zeitraums über die gesamte Periode bestimmt und ausgezählt. Die häufigsten Wechsel beobachtet man entlang eines Streifens von Nordosten nach Südwesten, der nach Köppen den Übergang zwischen ozeanisch und kontinental temperiertem Klima markiert. Einen weiteren

Hinweis zur Klimaänderung liefert die unterschiedliche Klimatypverteilung zwischen Anfang (Abb. 12a) und Ende (Abb. 12b) des 20. Jahrhunderts. Dass eine Reihe dieser Änderungen auch statistisch signifikant ist, zeigt Abbildung 13. Neben den statistisch signifikanten Änderungsgebieten liefert die Abbildung auch noch eine Aussage, welche meteorologische Größe mit welcher Intensität am Klimatypwechsel beteiligt ist. So werden die Änderungen im Südwesten und in den Hochlagen einiger Mittelgebirge durch Niederschlagsänderungen dominiert, in den anderen Gebieten dagegen häufiger durch Temperaturänderungen. Die Sicherheit der Aussagen ist im Nordosten am geringsten, im Westen und Südwesten am höchsten.

Damit bestätigen sich die schon für die globale Skala nachgewiesenen Klimaänderungen auch in der regionalen Skala, wobei die zeitliche Entwicklung und räumliche Differenzierung deutlich ausgeprägter sind.

Literatur

- Fraedrich, K., Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C. (2001): Climate shifts during the last Century. *Climatic Change*, 50, 405-417
- Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C., Fraedrich, K. (1999): Applying non-hierarchical cluster analysis algorithms to climate classification: some problems and their solution. *Theor. Appl. Climatol.*, 64, 143-150
- Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C. (2003): Klimaänderungen zwischen 1901 und 2000. In: *Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 3, Klima, Pflanzen- und Tierwelt*, Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg/Berlin, 58-59
- Hupfer, P. (Hrsg.) (1991): *Das Klimasystem der Erde*. Akademie Verlag Berlin, 464 S.
- Liebscher, H. (1978): *Systematisches Wörterbuch Philosophie und Naturwissenschaften*. Berlin, 881-886
- Müller-Westermeier, G., Kreis, A. (2001): Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten. In: *Klimastatusbericht 2001*, DWD, Offenbach, 12-19

Danksagung:

Die Autoren danken dem Deutschen Wetterdienst für die Bereitstellung der Daten und Abbildungen.

KLIMAMODELLSIMULATIONEN

Heiko Paeth, Würzburg

1. Einleitung

Neben den beobachteten Indikatoren des Klimawandels kommt seit ca. 30 Jahren den Klimamodellen eine zentrale Bedeutung in der Klimaänderungsforschung zu. Viele Fragen hinsichtlich der mutmaßlichen anthropogenen Klimaänderungen können sogar nur auf der Grundlage von Klimamodellen beantwortet werden. Dabei ist jedoch zu bedenken, dass Klimamodelle nur ein stark vereinfachtes Abbild der Realität darstellen können und somit diversen Unsicherheiten unterliegen. Im folgenden Beitrag wird die Notwendigkeit der Klimamodellierung erläutert, die Funktionsweise eines Klimamodells beleuchtet, und es werden neueste Ergebnisse der internationalen Klimamodellierungsaktivitäten im Kontext des vierten Sachstandsberichtes des IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) vorgestellt. Anschließend

wird auf die Nachweisproblematik des anthropogenen Klimawandels eingegangen.

2. Warum Klimamodelle?

Eine wichtige wissenschaftliche Ausgangsbasis für die Klimadiskussion ist die wegen ihrer Form als *Hockey-Schläger* bezeichnete Temperaturkurve von *Mann et al. (1998)*. Diese Kurve beschreibt die zeitliche Entwicklung der nordhemisphärisch gemittelten bodennahen Temperatur über die letzten ca. 1000 Jahre (vgl. Abbildung 1, Mitte). Als Informationsquellen dienen überwiegend indirekte Klimazeugen wie Baumringe, Sedimente, Eisbohrkerne und schriftliche Aufzeichnungen sowie seit ca. 1850 direkte klimatologische Messwerte. Die Temperaturwerte sind als Anomalien gegenüber der Klimanormalperiode 1961 bis 1990 zu verstehen. Es zeigt sich, dass die Temperatur über die vergangenen Jahrhunderte überwiegend kälter war als im 20. Jahrhundert. Es zeichnen sich auch einige Minima ab, beispielsweise um das Jahr 1350, gegen Ende des 15. und 17. Jahrhunderts

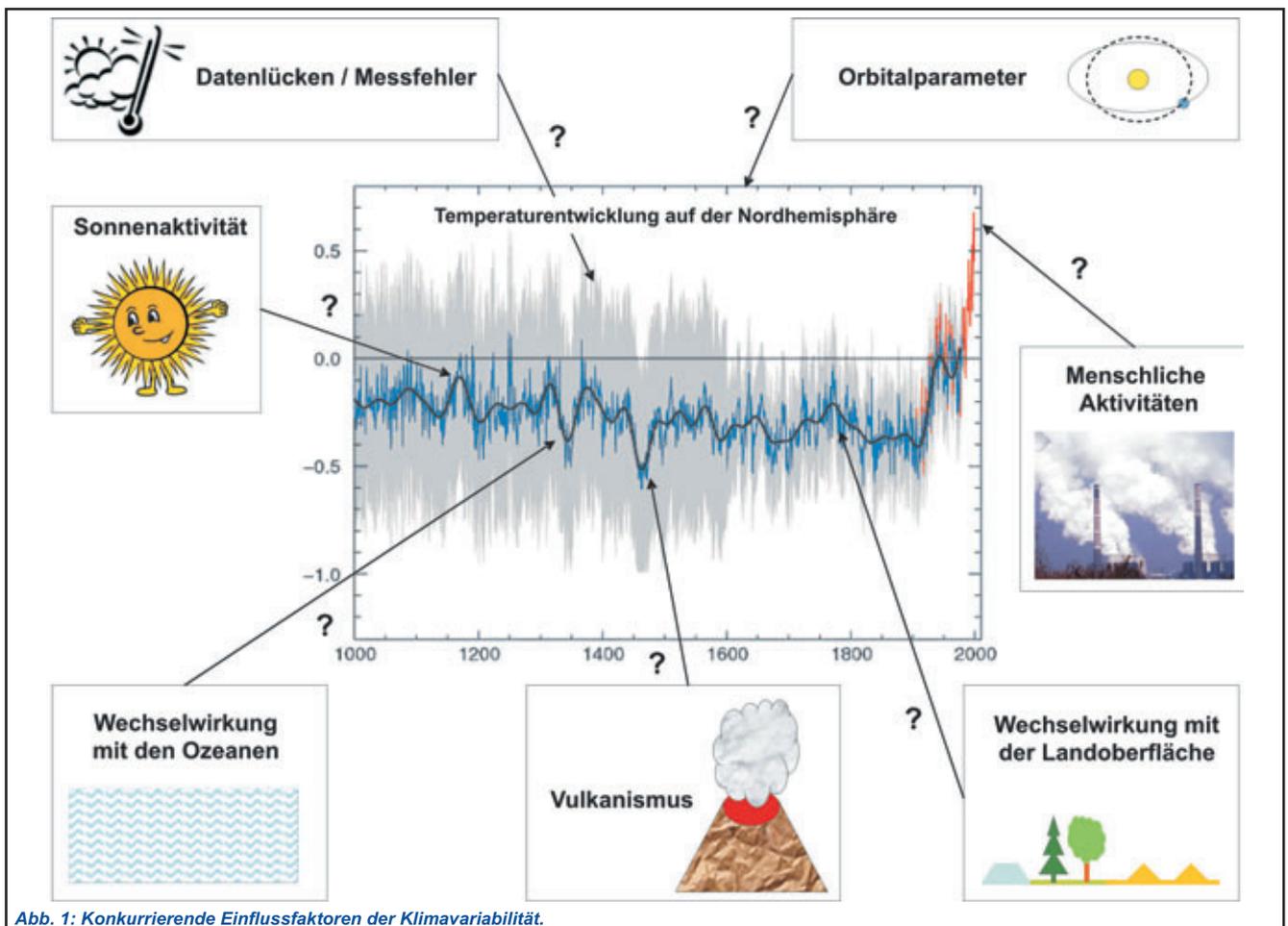


Abb. 1: Konkurrierende Einflussfaktoren der Klimavariabilität.

sowie im gesamten 19. Jahrhundert. Gemeinhin hat der Zeitabschnitt zwischen dem 14. und 19. Jahrhundert unter der Bezeichnung *Kleine Eiszeit* Eingang in die Literatur gefunden. Danach ergibt sich ein beispielloser Temperaturanstieg, der sich in zwei Phasen vollzieht: zu Beginn des 20. Jahrhundert gefolgt von einer leichten Abkühlungsphase zwischen 1940 und 1970 und verstärkt seit dem Jahr 1970 bis heute. Die Erwärmungsrate beläuft sich global auf etwa $0,7^{\circ}\text{C}$ seit dem Ende des 19. Jahrhunderts, also seit dem Beginn der Industrialisierung in Europa und Nordamerika.

Bereits vor über 100 Jahren wurde von dem schwedischen Chemiker Svante Arrhenius die Hypothese aufgestellt, dass der Ausstoß von Treibhausgasen wie Kohlendioxid, Methan und Stickoxiden zu einer nachhaltigen Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre und zu einem Anstieg der bodennahen Lufttemperatur führen könnte. Seitdem mehren sich die Anzeichen für einen solchen menschlichen Eingriff in das globale Klima: Der rezente Temperaturanstieg ist beispiellos seit wenigstens 1000 Jahren, und die atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen sind gegenüber dem vorindustriellen Niveau um ca. 36 % angestiegen, d.h. von 280 ppm auf über 380 ppm (*parts per million*). Es ist im Übrigen nicht das Ausmaß der Erwärmung selbst, welches außergewöhnlich ist. In der Vergangenheit haben sich im Wechsel zwischen Eiszeiten und Warmzeiten Temperaturschwankungen in der Größenordnung von über 10°C im nordhemisphärischen Mittel ergeben. Vielmehr scheint die Schnelligkeit der rezenten Erwärmung in nur 120 Jahren auf einen neuen Einflussfaktor im irdischen Klimasystem hinzuweisen: den Menschen (*Houghton et al., 2001*).

Nun stellt sich angesichts der *Hockey-Schläger-Kurve* das Problem, dass die rezente Erwärmung zwar plausibel auf die steigenden Treibhausgaskonzentrationen zurückzuführen ist, aber ein Beweis für diesen kausalen Zusammenhang existiert nicht. Denn zum einen gab es auch ohne menschliche Aktivitäten bereits markante Klimaänderungen im Wechsel der pleistozänen Eiszeiten oder im Übergang vom Mesozoikum zum Tertiär. Zum anderen ist die Temperaturentwicklung in der Mitte des 20. Jahrhunderts durch eine leichte Abkühlung gekennzeichnet, obwohl zeitgleich die Treibhausgaskonzentrationen weiter angestiegen sind. Offenbar konkurriert der Mensch mit weiteren Einflussfaktoren und Prozessen, die Klimaschwankungen hervorrufen können (*Schönwiese, 1995*). Die Abbildung 1 verbildlicht diese Konkurrenzsituation: Die wichtigsten Faktoren der natürlichen Klimavariabilität sind die Schwankungen der solaren Einstrahlung, die durch physikalische Prozesse in der Sonne selbst hervorgerufen werden, die Vulkanausbrüche, die durch den

Eintrag von Asche und Gasen die Atmosphäre trüben, und die zyklischen Variationen der Erdorbitalparameter, die die Lagebeziehung zwischen Sonne und Erdumlaufbahn bzw. Erdrotation steuern. Hinzu kommen die internen Wechselwirkungen zwischen den Systemkomponenten Atmosphäre, Hydrosphäre (v.a. die Ozeane) und Biosphäre (v.a. die Vegetation und Eisbedeckung). Diese Faktoren und Prozesse haben die zeitliche Entwicklung der Temperatur seit der Entstehung der Erde geprägt. So lassen sich auch viele der Temperaturschwankungen in der *Hockey-Schläger-Kurve* auf Minima und Maxima der solaren und/oder vulkanischen Aktivität zurückführen.

Gilt dies aber auch für das 20. Jahrhundert oder dominiert der Mensch seit Beginn der Industrialisierung das Klimageschehen? Diese für die Klimapolitik essentielle Frage lässt sich auf der Basis einer einzelnen Zeitreihe natürlich nicht beantworten, da jede Veränderung in der Zeitreihe theoretisch auch durch einen natürlichen Klimafaktor verursacht worden sein kann. Stattdessen muss ein Experiment konzipiert werden, bei dem die Temperaturentwicklung ohne den Einfluss des Menschen, aber unter Berücksichtigung der natürlichen Faktoren untersucht werden kann. Im konkreten Fall würde dies bedeuten, den Planeten Erde nachzubauen und ohne den Einfluss des Menschen, aber unter ansonsten identischen natürlichen Bedingungen ca. 4,6 Milliarden Jahre zu beobachten. Aus der direkten Differenz der realen Erde mit der im Labor konzipierten Erde ließe sich der anthropogene Klimafaktor isolieren und die Frage nach der Notwendigkeit von Klimaschutzmaßnahmen beantworten. Es ist offensichtlich, dass eine solche Vorgehensweise weder technisch noch finanziell realisiert werden kann.

Hier kommt nun die Klimamodellierung ins Spiel. Mit einem Klimamodell lässt sich am Computer ein virtuelles irdisches Klima simulieren, das auf den bekannten Gesetzmäßigkeiten und Rahmenbedingungen unseres Planeten basiert und die realen Prozesse und Zustände wie Wind, Temperatur und Niederschlag zahlenmäßig ausdrückt. Klimamodelle besitzen drei ganz entscheidende Vorteile: Zum einen lassen sich bestimmte Einflussfaktoren isoliert betrachten oder unterdrücken, um die Kausalzusammenhänge zwischen Einfluss und Auswirkung im Klimasystem quantitativ zu erfassen. Dies bedeutet, dass Klimamodelle maßgeblich zum klimatologischen Prozessverständnis beitragen. So zeigen die Klimamodellstudien von *Stott et al. (2000)* beispielsweise, dass die Temperaturentwicklung im 20. Jahrhundert, vor allem aber vor 1970, nur durch die Überlagerung von natürlichen Klimafaktoren und menschlichen Aktivitäten reproduziert werden kann. Zum anderen lässt sich das Klima am Computer schneller als in Echtzeit simulieren, so dass auch

Zeiträume von mehreren Jahrhunderten Klimaschehen in wenigen Monaten berechnet werden und als Grundlage für dringende politische oder planerische Entscheidungen dienen können. Zuletzt lässt sich mit Hilfe der Klimamodelle auch ein Blick in die klimatische Zukunft unseres Planeten werfen. Dadurch soll beurteilt werden, inwiefern eine Fortsetzung der aktuellen menschlichen Aktivitäten zu einer besorgniserregenden Veränderung des Erdklimas führt, die in der Zukunft unsere Lebensbedingungen in gesundheitlicher, ernährungstechnischer, politischer oder ökonomischer Hinsicht gefährden könnte. Des Weiteren kann auch untersucht werden, ob internationale Klimaschutzbestrebungen diese Gefahr abwenden können. Hinzu kommt, dass Klimamodelle lückenlose Datensätze produzieren, die auch keinen Messfehlern unterliegen. Dennoch ist es selbstredend, dass die Klimamodelle nur ein ungefähres Bild unseres Klimasystems zeichnen können. Die daraus resultierenden Unsicherheiten sind ein wichtiger Aspekt in der aktuellen Diskussion um den anthropogenen Klimawandel und führen auf den Begriff der Nachweisproblematik. Um die Quellen der Modellunsicherheit zu verdeutlichen, soll im Folgenden

die Funktionsweise eines Klimamodells beleuchtet werden.

3. Wie funktionieren Klimamodelle?

Viele Vorgänge im Klimasystem basieren auf bekannten physikalischen Gesetzmäßigkeiten. Hierzu gehören die Strömungsvorgänge in Atmosphäre und Ozean, also Wind bzw. Meeresströme, und die daran gekoppelten Massenverlagerungen ebenso wie die Veränderung der Temperatur, die durch die Hauptsätze der Thermodynamik beschrieben wird, sowie die Phasenumwandlung des Wassers. Die zeitlichen Änderungen dieser Größen an einem Ort werden durch physikalische Differenzialgleichungen der Form

$$\frac{\partial E}{\partial t} = f(t, \vec{v})$$

beschrieben: Die Änderung einer atmosphärischen oder ozeanischen Eigenschaft E pro infinitesimal kleiner Zeitänderung t ist eine Funktion der Zeit und der durch das Windfeld bzw. die Meeresströme angeregten räumlichen Austauschvorgänge. Verschiedene Orte

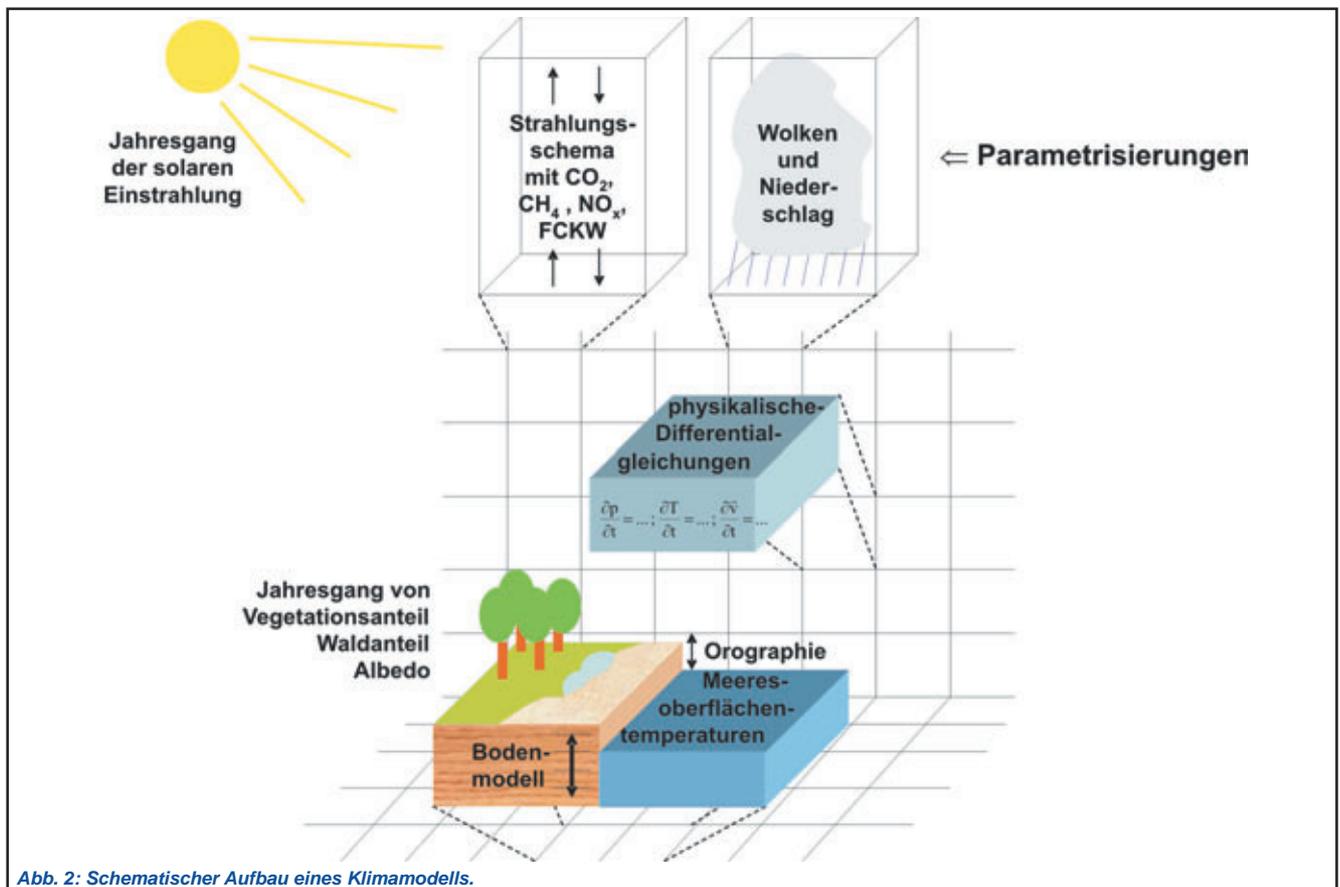


Abb. 2: Schematischer Aufbau eines Klimamodells.

sind folglich über diese Austauschvorgänge vernetzt, so dass ein komplexes interaktives Gleichungssystem für alle Raumpunkte entsteht. In der Praxis werden diese Gleichungssysteme nun räumlich und zeitlich diskretisiert, d.h. nur an Orten und Zeitpunkten mit einer bestimmten anschaulichen Distanz gelöst (von Storch *et al.*, 1999). Für die Variable E zu einem Zeitpunkt $(t+1)$ gilt beispielsweise:

$$E_{t+1} = E_t + \Delta t \cdot f(t, \vec{v})$$

Für die räumliche Diskretisierung werden Atmosphäre und Ozeane in ein dreidimensionales Gitterpunktnetz unterteilt, so dass Würfel entstehen, für die die Gleichungen einen gemeinsamen räumlich repräsentativen Wert liefern (vgl. Abbildung 2). In heutigen Klimamodellen besitzen diese Würfel typischerweise Kantenlängen von 100 bis 200 km in der Horizontalen und 100 m bis 10 km in der Vertikalen mit steigender Tendenz nach oben. Die zeitliche Diskretisierung erfolgt meist auf der Basis von drei bis fünf Minutenschritten. Es ist offensichtlich, dass durch die Diskretisierung zwischen den berechneten Zeitpunkten und Gitterpunkten Prozesse unberücksichtigt bleiben. Dies betrifft vor allem Prozesse wie die Strahlungsübertragung in der Atmosphäre, die Wolken- und Niederschlagsbildung sowie die turbulenten Austauschvorgänge an der Erdoberfläche. Diese Vorgänge laufen auf der molekularen Skala ab und können nicht durch ein Klimamodell mit einem Gitterpunktabstand von 200 km aufgelöst werden. Man spricht von nicht aufgelösten subskaligen Prozessen und von den durch die Modellgleichungen berücksichtigten skaligen Prozessen. Unter Umständen sind die subskaligen Prozesse jedoch für die Gesamtentwicklung des Klimas relevant. So kann man sich eine Gewitterzelle vorstellen, die mit einem horizontalen Durchmesser von 5 km zwar nicht auf der Skala eines Klimamodells simuliert wird, über den Niederschlagseintrag und die Rückstreuung der solaren Strahlung jedoch einen merklichen Effekt auf die mittlere Temperatur und Feuchte in einer Modellgitterbox ausübt. Deshalb werden die subskaligen Prozesse wie Strahlung, Wolkenphysik und Niederschlagsbildung durch so genannte Parametrisierungen berücksichtigt (vgl. Abbildung 2). Dabei handelt es sich um eine statistische Beschreibung des Einflusses kleinräumiger klimatischer Prozesse auf die in den Modellgleichungen auf Gitterpunktbasis berechneten Klimavariablen in Atmosphäre und Ozean. Die Parametrisierungen enthalten empirische Parameter, die beispielsweise aus einzelnen Messkampagnen gewonnen werden. Diese empirischen Parameter stellen die wichtigste Quelle der Modellunsicherheit dar, weil sie nicht zwangsläufig für alle Regionen auf der Erde und für

alle Jahreszeiten oder Witterungssituationen repräsentativ sind, aber aus Kostengründen nicht durch beliebig viele Messkampagnen abgesichert werden können. Die verschiedenen Modelliererguppen weltweit benutzen zum Teil sehr unterschiedliche Parametrisierungen, um dieser Unsicherheit Rechnung zu tragen und um keine ungerechtfertigte Modellübereinstimmung – beispielsweise bei der Simulation des zukünftigen Klimas – vorzutäuschen. Nach Berücksichtigung der Parametrisierungen P_i spricht man von geschlossenen Modellgleichungen der Form

$$E_{t+1} = E_t + \Delta t \cdot f(t, \vec{v}) + P_i$$

Diese Modellgleichungen bilden den dynamischen Kern eines Klimamodells (vgl. Abbildung 2). Sie benötigen noch einen Anfangswert E_{t_0} und schreiben dann die zeitliche Entwicklung der Variablen E von Zeitschritt t zu Schritt $t+1$ usw. fort unter Berücksichtigung der räumlichen Wechselwirkungen durch den Wind und bestimmten Randbedingungen, die etwa durch den Jahres- und Tagesgang der solaren Einstrahlung oder auch durch steigende Treibhausgaskonzentrationen gegeben sind. Weitere Charakteristika unseres Planeten fließen über die Differenzierung in Ozean- und Landgitterboxen ein. Die Landoberflächen werden weiter nach Topographie, Vegetations-, Boden- und Eisbedeckung unterschieden, um die spezifischen Strahlungs- und Turbulenzeigenschaften zum Ausdruck zu bringen.

Es resultieren sehr komplexe Gleichungssysteme, die viele empirische Vorarbeiten und Kartierungen erfordern. Insbesondere die Charakterisierung der Landoberflächen wird auf der Grundlage von Satellitendaten vorgenommen. Für die Modellierung des Klimasystems müssen die Gleichungssysteme und Randbedingungen nun einem Computer beigebracht werden. Klimamodelle sind also Computerprogramme, die zumeist auf Großrechnern durchgeführt werden. Trotz der raumzeitlichen Diskretisierung und der Parametrisierungen stellen Klimamodelle ein unverzichtbares Werkzeug der Klimaänderungsforschung dar. Denn sie erlauben die Isolierung bestimmter, zum Beispiel anthropogener Randbedingungen und den Blick in eine mögliche klimatische Zukunft. Dennoch muss den Unsicherheiten, die aus den empirischen Parametern resultieren, dadurch Rechnung getragen werden, dass nicht nur die Ergebnisse einer einzelnen Klimasimulation interpretiert werden, sondern viele Klimamodelle mit unterschiedlichen Parametrisierungen und Gitterpunktauflösungen verglichen werden.

4. Was sind Emissionsszenarien?

Eines der Haupteinsatzgebiete der Klimamodelle ist die Klimaänderungsforschung (Houghton et al., 2001). Unter der Vorgabe zukünftiger Treibhausgasemissionen wird die Entwicklung des irdischen Klimasystems bis zum Ende des 21. Jahrhunderts oder auch darüber hinaus simuliert. Dabei bleiben die natürlichen Faktoren der Klimavariabilität wie solare Schwankungen oder Vulkanausbrüche unberücksichtigt, um den Einfluss des Menschen zu separieren und die daraus resultierenden Klimaänderungen in Form von Erwärmungs- oder Dürretrends zu quantifizieren. Wegen dieser Vereinfachung spricht man nicht von Klimaprognosen, sondern von Sensitivitätsstudien. Denn Prognosen wie die Wettervorhersage sind auf eine möglichst realistische Vorhersage ausgerichtet. Bei den Klimaprojektionen für das 21. Jahrhundert hingegen werden bewusst bestimmte Faktoren vernachlässigt, die im realen Klimasystem auch in Zukunft aktiv sein werden. Nun besteht die Herausforderung darin, die zukünftigen Treibhausgasemissionen abzuschätzen. Dies geschieht in Form der so genannten Emissionsszenarien, bei denen bestimmte Annahmen über die zukünftige demographische, ökonomische und technologische Entwicklung der menschlichen Gesellschaft zugrunde gelegt werden (Nakicenovic et al., 2000; Houghton et al., 2001; IPCC, 2007). Ein internationales multidisziplinäres Expertenteam hat diese Annahmen gemeinsam ausgearbeitet und die resultierenden globalen Treibhausgasemissionen modelliert. Es existieren verschiedene Grundannahmen, die teils von einem stärkeren, teils von einem schwächeren politischen und gesellschaftlichen Umdenkprozess ausgehen. Dies führt zu den so genannten Szenarienfamilien A1, A2, B1 und B2, die wiederum weiter differenziert werden, so dass mittlerweile 40 verschiedene Emissionsszenarien vorliegen. Das Spektrum über diese 40 Szenarien spiegelt auch die Unsicherheit der zugrunde liegenden Annahmen wider. Die Autoren weisen dabei ganz explizit darauf hin, dass alle Szenarien die gleiche Eintrittswahrscheinlichkeit besitzen.

Die Abbildung 3 (oben) zeigt die zeitlichen Verläufe der Kohlendioxidemissionen im Zeitraum 1990 bis 2100 für verschiedene Emissionsszenarien des IPCC (Nakicenovic et al., 2000). Das Kohlendioxid ist das wichtigste anthropogene Spurengas und mit ca. zwei Dritteln an der Verstärkung des Treibhauseffektes beteiligt (Cubasch und Kasang, 2000). Es existieren auch Emissionsszenarien für die anderen klimarelevanten Spurengase wie Methan, Stickoxide und Fluorkohlenwasserstoffe. Des Weiteren zeigt die Abbildung 3 (unten) die entsprechenden Szenarien der Schwefeldioxidemissionen. Dieses Gas ist deshalb

explizit aufgeführt, weil es durch chemische Prozesse in der Atmosphäre in Sulfataerosole umgewandelt wird. Dabei handelt es sich um kleine Festkörper (Salze), die eine stärkere Absorption gegenüber kurzwelliger Einstrahlung als langwelliger Ausstrahlung besitzen und somit der Erwärmung der bodennahen Luftschichten entgegenwirken (Cubasch und Kasang, 2000). Die beobachtete Abkühlungsphase zwischen 1940 und 1970 (vgl. Abbildung 1) wird unter anderem der Wirkung der Sulfataerosole zugeschrieben, die aus unsauberen Verbrennungsvorgängen hervorgehen. Seitdem haben verbesserte Filtertechniken und Katalysatoren teilweise zu einer Verringerung der Schwefeldioxidemissionen geführt, zumindest in den Industrieländern. Es besteht auch ein Einfluss auf die

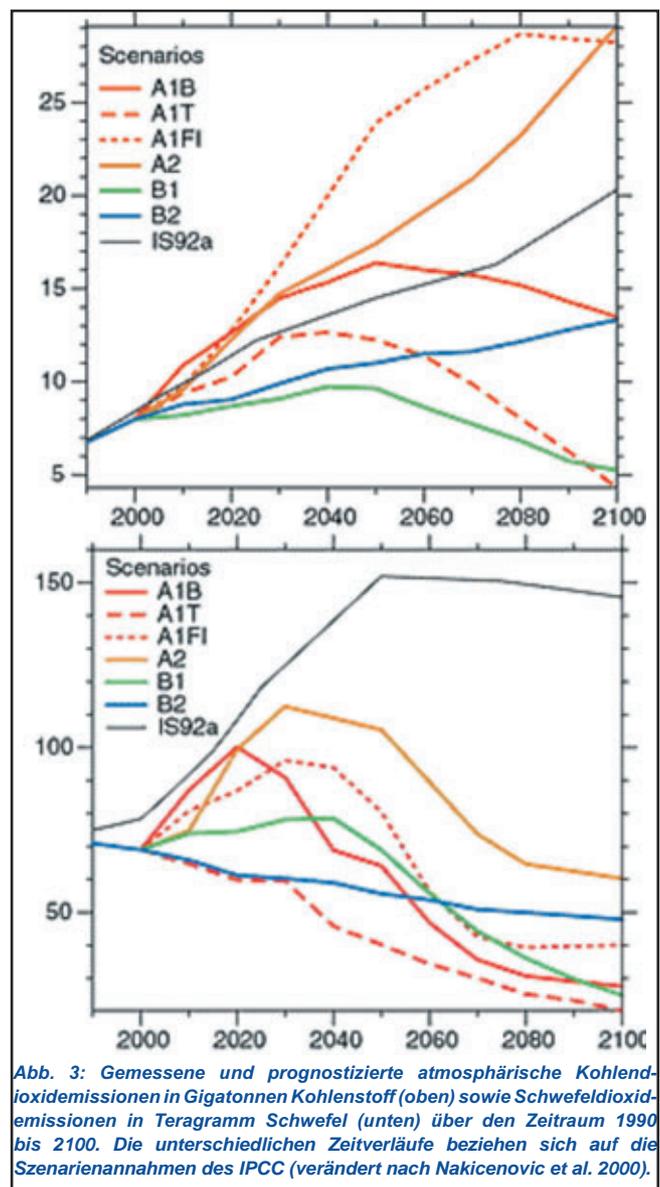


Abb. 3: Gemessene und prognostizierte atmosphärische Kohlendioxidemissionen in Gigatonnen Kohlenstoff (oben) sowie Schwefeldioxidemissionen in Teragramm Schwefel (unten) über den Zeitraum 1990 bis 2100. Die unterschiedlichen Zeitverläufe beziehen sich auf die Szenariannahmen des IPCC (verändert nach Nakicenovic et al. 2000).

Wolkenbildung und somit auf den Niederschlag. Im Folgenden werden die Grundannahmen der Szenarien und die resultierenden Emissionen kurz beschrieben:

- Die *Szenarienfamilie A1* geht von einem sehr schnellen Wirtschaftswachstum und einer maximalen Erdbevölkerung in der Mitte des 21. Jahrhunderts aus. Neue und effizientere Technologien werden schnell eingeführt. Regionale Unterschiede auf der Erde werden durch Schulungsmaßnahmen und soziokulturelle Interaktionen verringert. Das A1-Szenario wird weiter in drei Gruppen unterschieden mit einer Energiegewinnung vorwiegend auf Basis von fossilen Energieträgern (A1FI), von regenerativen Energieträgern (A1T) sowie in einer Mischform (A1B). Bereits diese Unterscheidung führt zu völlig divergierenden zukünftigen Emissionen: So repräsentiert das A1FI-Szenario natürlich den ungünstigsten Fall mit der stärksten menschlichen Einflussnahme über weite Strecken des 21. Jahrhunderts. Die resultierenden atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen würden in diesem Fall auf fast 1000 ppm ansteigen (*Houghton et al., 2001*). Das entspricht einer Vervielfachung des vorindustriellen Wertes und wurde zuletzt am Ende des Mesozoikum, also vor rund 65 Millionen Jahren erreicht. Bei den Schwefeldioxidemissionen sieht das A1FI-Szenario einen Anstieg bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts vor mit einem darauf folgenden deutlichen Rückgang. Dieser Rückgang ist auf verbesserte Filtertechniken weltweit, also auch in den Schwellen- und Entwicklungsländern, zurückzuführen. Die beiden Szenarien A1B und vor allem A1T zeigen eine erheblich günstigere Zukunftsperspektive bezüglich beider Emissionsgase.
- Das *A2-Szenario* beschreibt eine sehr heterogene Welt mit starken Autonomiebestrebungen und lokalen Identitäten. Regional hohe Geburtenraten in den Entwicklungsländern führen zu einem kontinuierlichen Bevölkerungswachstum über das gesamte 21. Jahrhundert. Wirtschaftswachstum und technologische Entwicklung vollziehen sich nur sehr fragmentiert. Dieses Szenario führt sowohl beim Kohlendioxid als auch beim Schwefeldioxid zu einer besonders ungünstigen Entwicklung der Emissionen, die im Jahre 2100 sogar das A1FI-Szenario übertreffen.
- Die Grundannahmen des *B1-Szenarios* beinhalten die gleiche Bevölkerungsentwicklung wie im A1-Szenario, aber gehen von einer starken Veränderung der Wirtschaftsstruktur zugunsten einer Dienstleistungsgesellschaft aus, die weniger

materielle Ressourcen verbraucht und auf sauberere Technologien zurückgreifen kann. Dabei wird zunehmend auf globale Lösungsstrategien im Sinne einer sozialen, ökonomischen und ökologischen Nachhaltigkeit gesetzt. Das B1-Szenario entspricht einer besonders günstigen Zukunftsperspektive mit den geringsten Kohlendioxidemissionen und einem deutlichen Rückgang der Schwefeldioxidemissionen bis zum Jahre 2100.

- Die *Szenarienfamilie B2* ist schließlich eine Mischform aus den Szenarien B1 und A2: Es werden Strategien der Nachhaltigkeit implementiert, aber nicht im globalen, sondern nur im regionalen Kontext. Die Erdbevölkerung steigt bis zum Jahre 2100 kontinuierlich an, aber auf einem etwas geringeren Niveau als im A2-Szenario. Es wird ein mittleres Wirtschaftswachstum unterstellt mit etwas langsameren technologischen Weiterentwicklungen als in B1 und nur auf regionaler Ebene. Umweltschutz und soziale Angleichung spielen in vielen Regionen, aber nicht überall eine wichtige Rolle in der Politik. Dieses Szenario impliziert Treibhausgas- und Schwefeldioxidemissionen im mittleren Bereich des Spektrums.
- Zuletzt enthält die Abbildung 3 noch das *Szenario IS92a*. Dabei handelt es sich um ein älteres Szenario, auf dem die Klimamodellsimulationen des 1. und 2. Sachstandsberichtes des IPCC basieren (vgl. *Houghton et al., 2001*). Hinsichtlich der Kohlendioxidemissionen ordnet es sich im oberen Bereich an zwischen A1B und A1FI. Bezüglich der Schwefeldioxidemissionen liegt hingegen die Annahme zugrunde, dass in den Entwicklungs- und Schwellenländern auch in Zukunft kaum Filtertechniken zum Einsatz kommen. Dadurch steigen die Emissionen bis 2050 weiter an und verharren dann auf einem sehr hohen Niveau. Diese Annahme ist aufgrund der rezenten Entwicklung nicht mehr tragbar, so dass das IS92a-Szenario heute keine Anwendung mehr findet. Es ist hier nur zum Vergleich aufgeführt.

Bei der Verwendung der Emissionsszenarien hat zuletzt ein Paradigmenwechsel stattgefunden. Während die Klimamodellsimulationen im Rahmen des 3. Sachstandsberichtes die Szenarien A2 und B2 berücksichtigt haben (*Houghton et al., 2001*), beruht der aktuelle Sachstandsbericht auf den Szenarien A1B, B1 und A2 (IPCC 2007). Im Folgenden sollen nun einige Klimamodellresultate aus dem 4. Sachstandsbericht vorgestellt werden, die aus den oben genannten Szenarienannahmen hervorgegangen sind. Dabei wird noch einmal darauf hingewiesen, dass das Emissionsszenario jeweils eine Randbedingung

in den Modellgleichungen repräsentiert, also a-priori vorgegeben wird, wohingegen die simulierten Klimaänderungen das berechnete Ergebnis der komplexen nichtlinearen Modellgleichungen darstellen.

5. Was zeigen Klimamodelle für das 21. Jahrhundert?

Gemäß unserem physikalischen Verständnis des Strahlungshaushaltes und Treibhauseffektes sollte sich eine Erhöhung der Treibhausgaskonzentrationen unmittelbar in einer Erwärmung der bodennahen Luftschichten niederschlagen (Cubasch und Kasang, 2000). Deshalb wird häufig die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur als primärer Indikator für den anthropogenen Klimawandel betrachtet. Die Abbildung 4 illustriert die zeitliche Entwicklung der simulierten globalen Mitteltemperatur in Vergangenheit und Zukunft als Anomalien gegenüber der Referenzperiode 1980 bis 1999. Die farbigen Linien repräsentieren die Mittelwerte über verschiedene Klimamodellsimulationen unter der Vorgabe der oben beschriebenen IPCC-Szenarien. Die schattierten Bereiche kennzeichnen die zugehörige Unsicherheit, die aus den individuellen Modellparametrisierungen und Anfangswerten für t_0 hervorgeht, und zwar in Form der einfachen Standardabweichung (von Storch und Zwiers, 1999). Innerhalb dieser Bereiche befinden sich etwa 68 % aller simulierten Temperaturwerte zu jedem Zeitpunkt. Die grauen Balken auf der rechten Seite der Abbildung 4 markieren hingegen den gesamten Wertebereich der Temperaturveränderung, der durch die Klimamodellsimulationen innerhalb einer Szenarienfamilie bzw. -gruppe im Jahre 2100 aufgespannt wird.

Es ist offensichtlich, dass alle Klimamodellsimulationen unabhängig vom vorgegebenen Emissionsszenario eine Temperaturerhöhung über die kommenden Jahrzehnte in Aussicht stellen. Dies gilt in Analogie zu den Beobachtungsdaten (vgl. Abbildung 1) auch für den Zeitraum des 20. Jahrhunderts, obwohl sich die Erwärmungsrate in Zukunft noch zu beschleunigen scheint. Die Amplitude der Erwärmung bis zum Jahre 2100 ist natürlich abhängig vom Emissionsszenario: Das ungünstigere A2-Szenario gipfelt in einer mittleren Temperaturerhöhung um 3,6°C, wohingegen das B1-Szenario 1,8°C berechnet. Selbst im Falle eines sofortigen Emissionsstopps auf dem Niveau von 2000 würde die Temperatur um weitere 0,6°C gegenüber dem Ende des 20. Jahrhunderts ansteigen. Die Unsicherheitsbereiche sind jedoch beträchtlich. Die grauen Balken beginnen bei einer minimalen Erwärmung um 1,1°C bis 2100 im Falle

des B1-Szenarios und einer maximalen Erwärmung um 6,4°C im Falle des A1FI-Szenarios. Die Frage, welches Szenario bzw. welche Klimamodellsimulation nun die höchste Wahrscheinlichkeit besitzt, lässt sich a-priori leider nicht beantworten. Geht man vom Mittel über alle Simulationen und Szenarien aus, ist mit einem Temperaturanstieg um ca. 2,8°C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts zu rechnen. Eine solche Temperaturänderung würde wohl teils gravierende Konsequenzen für unsere Lebensbedingungen haben, sowohl in ökologischer als auch in sozioökonomischer Hinsicht (s. nachfolgende Kapitel sowie von Storch et al., 1999).

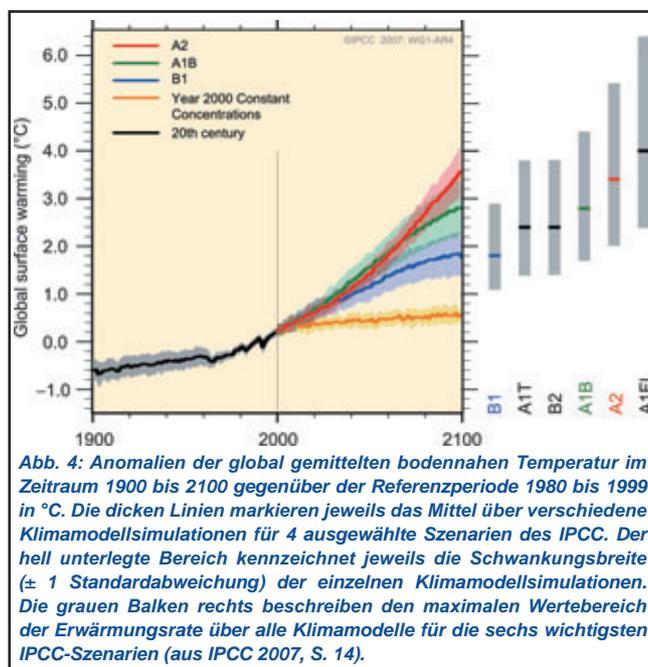


Abb. 4: Anomalien der global gemittelten bodennahen Temperatur im Zeitraum 1900 bis 2100 gegenüber der Referenzperiode 1980 bis 1999 in °C. Die dicken Linien markieren jeweils das Mittel über verschiedene Klimamodellsimulationen für 4 ausgewählte Szenarien des IPCC. Der hell unterlegte Bereich kennzeichnet jeweils die Schwankungsbreite (± 1 Standardabweichung) der einzelnen Klimamodellsimulationen. Die grauen Balken rechts beschreiben den maximalen Wertebereich der Erwärmungsrate über alle Klimamodelle für die sechs wichtigsten IPCC-Szenarien (aus IPCC 2007, S. 14).

Durch die Veränderung der Temperatur werden schließlich auch andere Klimavariablen wie Wind, Bodendruck und Niederschlag modifiziert. Dies liegt daran, dass die Gradienten der Temperatur ein Auslöser für die atmosphärische und ozeanische Zirkulation sind, die wiederum zur Bildung von Niederschlagssystemen führt. Die Absolutwerte der Temperatur sind ferner ausschlaggebend für die Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft. Die Abbildung 5 zeigt die globalen Muster der mittleren Temperatur-, Niederschlags- und Bodendruckänderungen im Nordwinter und Nordsommer über das 21. Jahrhundert unter Annahme des A1B-Szenarios. Es fällt sofort auf, dass die simulierten Klimaänderungen regional sehr unterschiedlich ausfallen. Dies gilt auch für die Temperatur, obwohl sich der Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen räumlich sehr homogen vollzieht. Die stärkste Erwärmungsrate

wird nach Aussage der Klimamodelle im Nordwinter in der Nordpolarregion von statten gehen mit Werten über $7,5^{\circ}\text{C}$. Diese exorbitante Erwärmung lässt sich dadurch erklären, dass die Meereis- und Schneebedeckung stark zurückgeht und somit mehr Sonnenstrahlung an der Erdoberfläche in Wärme umgesetzt werden kann (Cubasch und Kasang, 2000; Paeth, 2006). Ein deutlich geringerer Temperaturanstieg wird wohl über den Ozeanregionen der mittleren Breiten zu verzeichnen sein mit Werten um $0,5^{\circ}\text{C}$ bis $1,5^{\circ}\text{C}$. In diesen Gebieten wird der höhere Energieeintrag durch die Treibhausgase vermutlich durch eine verstärkte Zyklonenaktivität und Advektionsprozesse aus den höheren Breiten annähernd kompensiert. Im Nordsummer ergibt sich ein ähnliches Bild, wobei der starke Temperaturanstieg über den nördlichen Breiten nicht zum Ausdruck kommt, weil der Schnee- und Meereiseffekt im Sommer der Nordhemisphäre viel schwächer ist.

Während die Klimaänderung hinsichtlich der Temperatur überall das gleiche Vorzeichen besitzt, ergibt sich beim Niederschlag ein stark differenziertes Bild. Eine Zunahme der sommerlichen und winterlichen Niederschläge findet in den Klimamodellen in den mittleren und hohen Breiten beider Halbkugeln sowie vor allem in den inneren Tropen statt. Demgegenüber könnten die subtropischen Bereiche durch trockenere Klimabedingungen gekennzeichnet sein. Das ist insofern besorgniserregend, als in diesen Regionen ohnehin schon die Trockengebiete der Erde liegen. Ein

weiterer Niederschlagsrückgang würde die Lebensbedingungen hier besonders stark erschweren. Dazu gehören auch die Mittelmeerregion und der altweltliche Trockengebietsgürtel (Sahara, Vorderer Orient, Zentralasien) sowie dicht besiedelte Gebiete in Mittelamerika, Süd- und Nordafrika. Die erhöhten Niederschläge in den Tropen und mittleren Breiten sind auf den höheren Wasserdampfgehalt in der wärmeren Luft zurückzuführen. Der Niederschlagsrückgang in den Subtropen wird vermutlich durch eine Verstärkung der tropischen Zirkulationszelle verursacht.

Beim Bodendruck zeichnet sich allgemein eine Erhöhung über den Ozeanregionen der mittleren Breiten ab, während eine Abnahme über den Polregionen simuliert wird. Dadurch verstärkt sich vor allem im Nordwinter der meridionale Druckgradient, der für die Intensität der Westwinde und die Entstehung von Tiefdruckgebieten verantwortlich ist. Die Folge könnte eine Zunahme von Orkanen und Sturmtiefs in den mittleren Breiten sein (Houghton et al., 2001; IPCC, 2007). Ferner wird im Nordwinter über dem Mittelmeergebiet eine ostwärtige Ausdehnung des Azorenhochs sichtbar, das als ein Hemmfaktor für die winterlichen Störungen vom Nordatlantik wirken und die Niederschlagsabnahme im Winterregengebiet des Mittelmeeres erklären könnte. Ein Aspekt des Klimawandels, der aus sozioökonomischer Sicht besonders gefürchtet wird, betrifft die meteorologischen Extremereignisse. Dabei handelt es sich beim Wetter um Stürme, Starkniederschlagsereignisse.

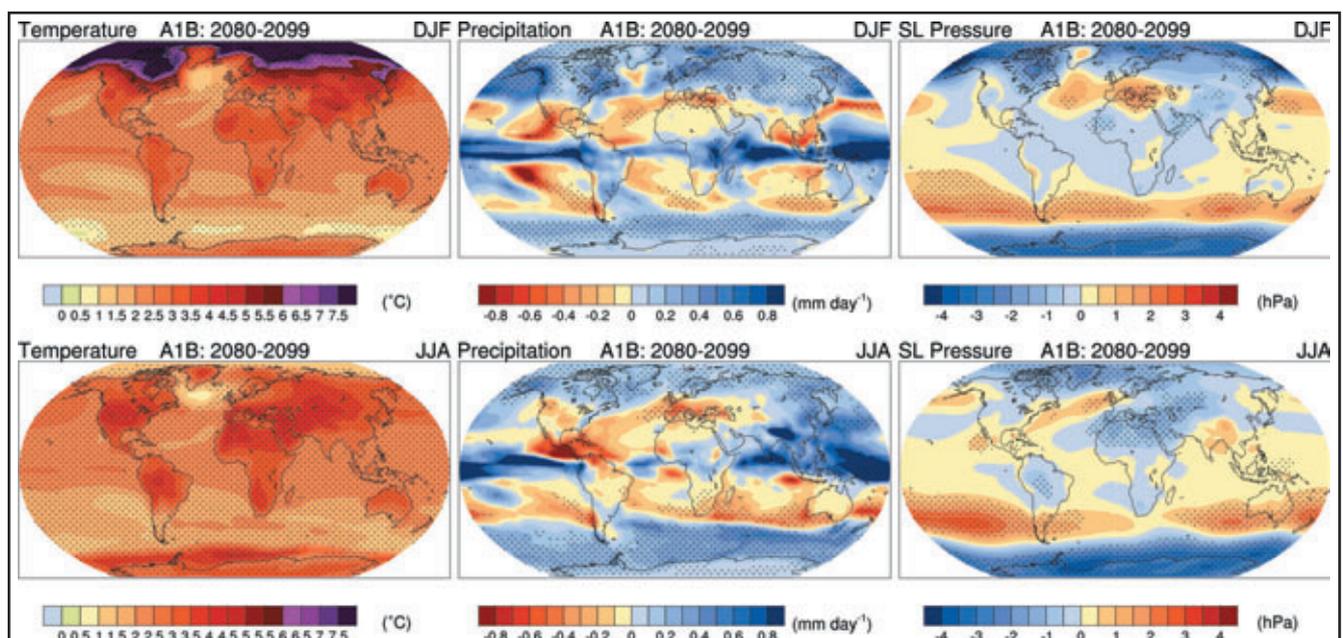
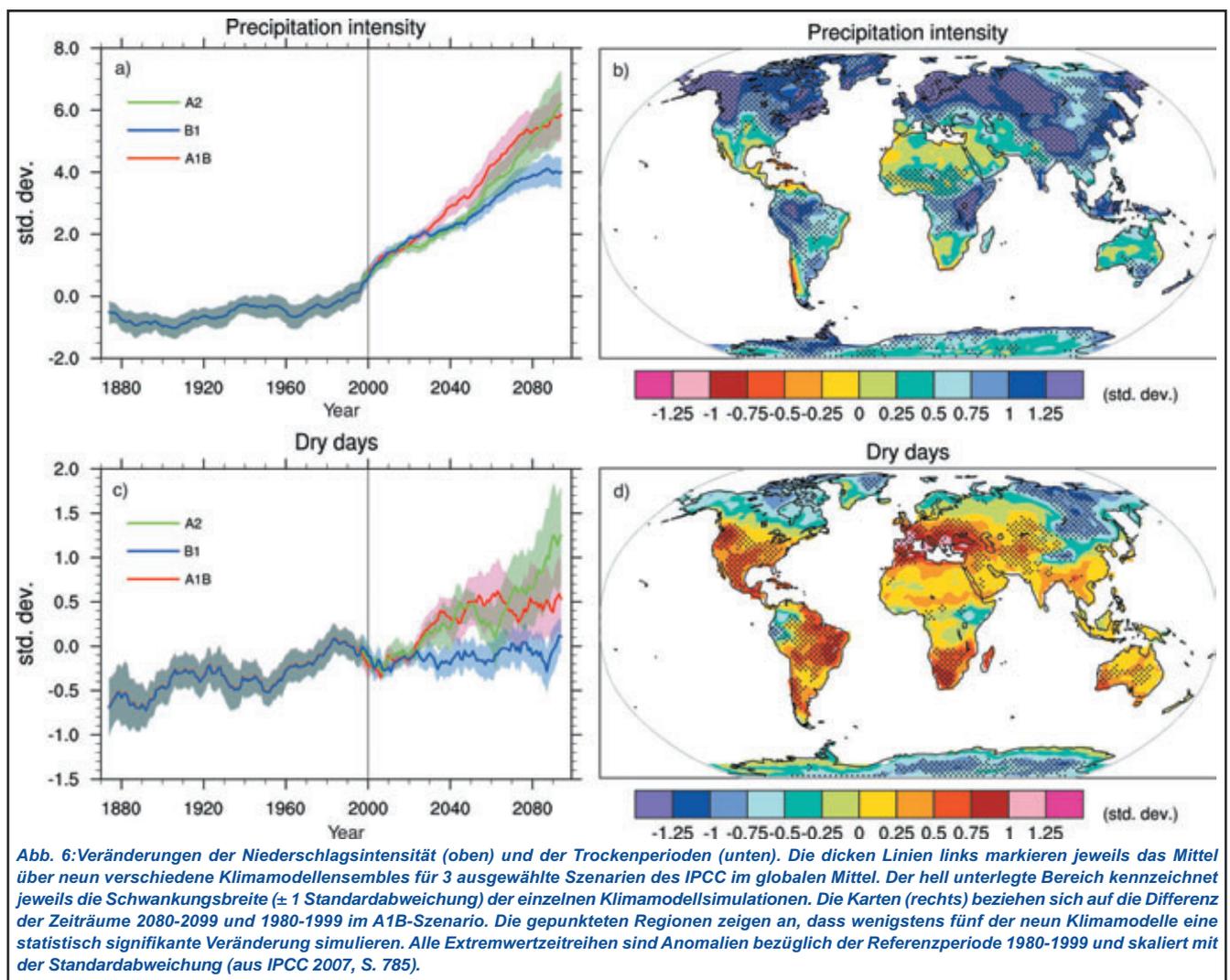


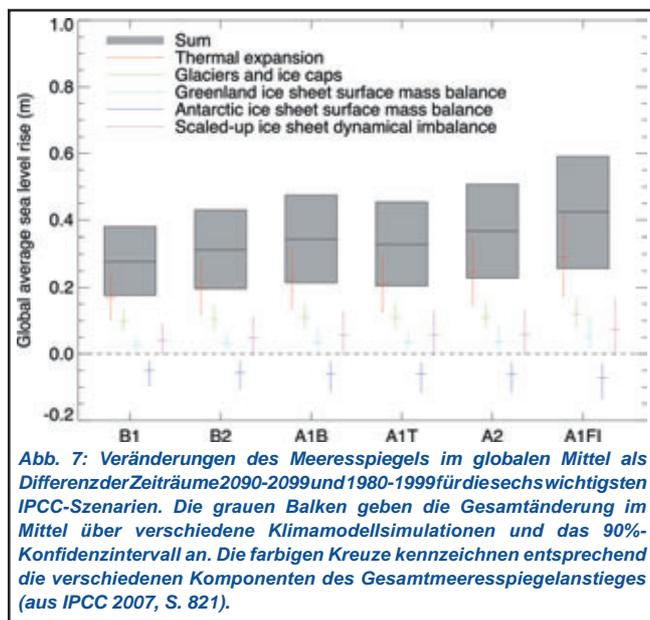
Abb. 5: Veränderungen der bodennahen Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ (links), des Niederschlags in mm pro Tag (Mitte) und des reduzierten Bodendrucks in hPa (rechts) als Differenz der Zeiträume 2080-2099 und 1980-1999 im Mittel über verschiedene Klimamodellsimulationen der A1B-Gruppe. Die obere Reihe bezieht sich auf den Nordwinter (Dezember-Februar), die untere Reihe auf den Nordsummer (Juni-August). In den gepunkteten Regionen übertrifft die mittlere Änderungsrate die Standardabweichung zwischen den verschiedenen Klimamodellsimulationen (aus IPCC 2007, S. 767).

eignisse und Hitzetage sowie beim Witterungsablauf um Dürre- bzw. Trockenperioden, Hitzewellen und Überschwemmungen. Sowohl die Simulation als auch die messtechnische Erfassung von Extremereignissen ist eine große Herausforderung, so dass Aussagen über veränderte Häufigkeiten oder Intensitäten von Extremereignissen immer mit einer großen Unsicherheit verbunden sind. Die Abbildung 6 zeigt die von verschiedenen Klimamodellen projizierten Veränderungen der Niederschlagsintensität und der Trockenperioden bis zum Jahre 2100. Im globalen Mittel zeichnet sich in allen Emissionsszenarien und Klimasimulationen eine deutliche Erhöhung der Niederschlagsintensität ab, die teilweise über vier Standardabweichungen vom langjährigen Mittel abweicht. Eine solche Anomalie ist im Rahmen der natürlichen Klimavariabilität äußerst selten (weniger als einmal in 1000 Jahren) und spricht somit für den Einfluss des Menschen.

Die Erhöhung der Niederschlagsintensität gilt für die meisten Landregionen der Erde außer in vereinzelten Gebieten Nordafrikas, Mittel- und Südamerikas (vgl. Abbildung 6, rechts oben) und somit auch dort, wo die Gesamtniederschlagssumme abnimmt, wie beispielsweise im Mittelmeerraum (vgl. Abbildung 5, Mitte). Es zeichnet sich beim Niederschlag folglich eine sehr komplexe Reaktion auf die steigenden Treibhausgaskonzentrationen ab: Die Verteilung der Niederschlagsereignisse verschiebt sich in vielen Regionen der Erde hin zu Starkniederschlägen mit entsprechendem Überflutungspotenzial, obwohl in manchen dieser Regionen das Gesamtwasserdargebot zurückgeht.

Die Trockenperioden in Abbildung 6 (unten) sind definiert als der längste Zeitraum im Jahr, in dem kein Niederschlag fällt. Solche Trockenphasen stellen einen limitierenden Faktor für die Landwirtschaft dar. Obwohl die Veränderungen hier nicht so stark ausge-





prägt sind wie bei der Niederschlagsintensität, stimmen A1B- und A2-Szenario darin überein, dass sich die Trockenphasen über den meisten Landregionen deutlich verlängern. Besonders dramatisch könnte sich dieser Wandel in den dicht besiedelten und landwirtschaftlich intensiv genutzten Regionen Mittel- und Südamerikas, Südafrikas und Südeuropas bemerkbar machen. Die Ausnahme bilden die Polarregionen auf beiden Hemisphären. Ein typischer Witterungsablauf gegen Ende des 21. Jahrhunderts könnte folglich durch längere Trockenperioden gekennzeichnet sein, die durch intensive und kurze Starkniederschlagsereignisse unterbrochen werden. Eine solche Entwicklung hätte sowohl für die Landwirtschaft als auch für die Versicherungsbranche negative Folgen.

Eine weitere viel beachtete Konsequenz des mutmaßlichen anthropogenen Klimawandels ist der Meeresspiegelanstieg, der für Küstenländer mit hoher Bevölkerungsdichte ein zentrales Problem darstellt. Die Befürchtung ist, dass das Schmelzen der Inlandeis Massen den beobachteten Meeresspiegelanstieg von ca. 8 cm seit Beginn der Industrialisierung in Zukunft beschleunigen könnte. Die simulierten Veränderungen des Meeresspiegels bis zum Ende des 21. Jahrhunderts sind in Abbildung 7 aufgeführt. Die Balken geben für jedes Szenario die mittleren Änderungsraten und die über verschiedene Klimamodellsimulationen ermittelten Unsicherheitsbereiche an. Die Kreuze geben Aufschluss über die beteiligten Prozesse. Es fällt auf, dass alle Emissionsszenarien zu relativ ähnlichen Einschätzungen über den zukünftigen Meeresspiegelanstieg führen. Die Unsicherheitsbereiche sind jeweils stärker

ausgeprägt, als die mittleren Unterschiede zwischen den Szenarien. Im günstigsten Fall (B1) wird ein Anstieg um knapp 20 cm simuliert, im ungünstigsten Fall (A1FI) um knapp 60 cm. Diese Werte liegen weit unter den Abschätzungen der frühen 1990er Jahre, als noch von mehreren Dekametern Meeresspiegelanstieg ausgegangen wurde (*Houghton et al., 2001*). Der Grund für diese Diskrepanz liegt darin, dass aktuelle Klimamodelle eher eine positive Massenbilanz in der Antarktis simulieren. Diese kommt dadurch zustande, dass der erhöhte Schneeeintrag über der Antarktis (vgl. Abbildung 5) den Eisverlust durch Kalben an den Rändern überkompensiert. So offenbart auch die Abbildung 7 einen negativen Beitrag der Antarktis zum Gesamtmeeresspiegelanstieg. Letzterer ist in erster Linie auf die thermische Expansion des Ozeans zurückzuführen. Denn wärmeres Meerwasser dehnt sich aus. Zusätzliche verstärkende Komponenten sind die Abschmelzvorgänge in den Hochgebirgsgletschern, der Schmelzwassereintrag vom Grönländischen Eisschild sowie die Beschleunigung des Eisflusses innerhalb der großen Eisschilde.

6. Das Nachweisproblem

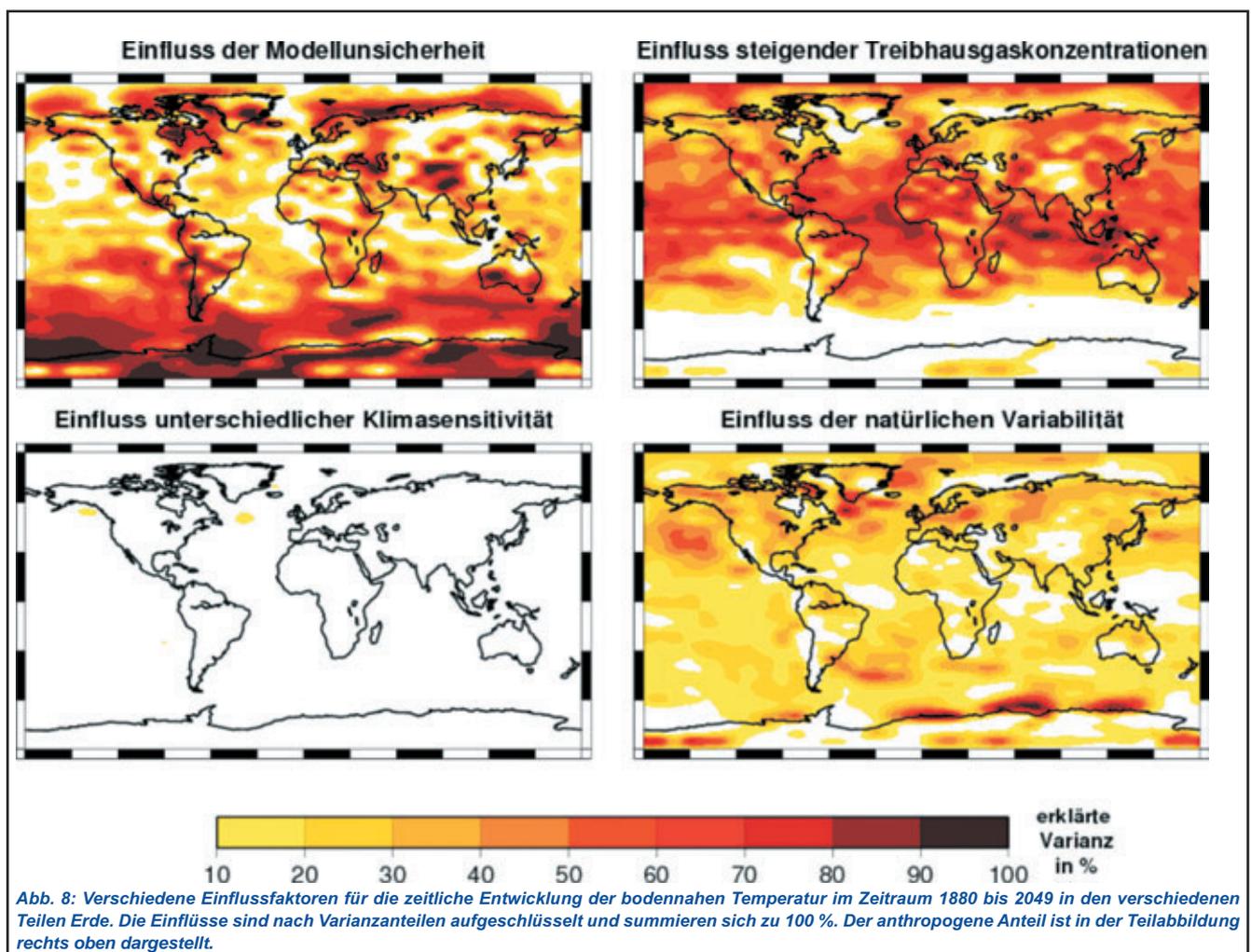
Die bisher vorgestellten Befunde der Klimamodellierung im Rahmen des 4. Sachstandsberichtes des IPCC scheinen eine deutliche Sprache zu sprechen: Die meisten Regionen der Erde könnten im Verlaufe des 21. Jahrhunderts deutliche Veränderungen im bodennahen Klima, aber auch in höheren Atmosphärenschichten erfahren (*Houghton et al., 2001; IPCC, 2007*). Diese äußern sich primär in einem Temperaturanstieg und sekundär in einer Veränderung der Zirkulationsmuster und des hydrologischen Kreislaufs verbunden mit einer Häufung von meteorologischen Extremereignissen. Einige dieser Tendenzen zeichnen sich bereits seit Mitte des 20. Jahrhunderts in den Beobachtungsdaten ab. Somit scheint im Indizienprozess gegen den "Klimasünder Mensch" alles für eine anthropogene Klimabeeinflussung zu sprechen.

Auf der anderen Seite weiß man aber auch um die ausgeprägten Klimaschwankungen in der Vergangenheit, die durch die natürlichen Faktoren der Klimavariabilität hervorgerufen wurden. Darüber hinaus offenbaren die hier gezeigten Abbildungen einige nicht zu vernachlässigende Diskrepanzen zwischen verschiedenen Klimamodellsimulationen. Auch die Erarbeitung der Emissionsszenarien beinhaltet zahlreiche Unwägbarkeiten hinsichtlich der demographischen, ökonomischen und technologischen Entwicklung unserer Gesellschaft. Selbst hinsichtlich der globalen Mitteltemperatur variiert das

Spektrum möglicher Erwärmungsraten zwischen 1,1°C und 6,4°C (vgl. Abbildung 4). Im regionalen Kontext ist dieser Wertebereich meist noch weiter gefasst. Beim Niederschlagstrend unterscheiden sich einige Klimamodellsimulationen sogar im Vorzeichen. Wie lässt sich nun beurteilen, ob sich die oben beschriebenen Klimaänderungen tatsächlich von der natürlichen Variabilität und der Modellunsicherheit absetzen? Diese Frage ist offensichtlich ganz entscheidend in der Diskussion um finanziell aufwendige Klimaschutzmaßnahmen und Anpassungsstrategien. Hier helfen nun statistische Verfahren aus. Eine Möglichkeit, die gemeinsamen Klimaänderungssignale verschiedener Klimamodellsimulationen vor dem Hintergrund der Modellunsicherheit und natürlichen Variabilität zu evaluieren, ist die so genannte doppelte Varianzanalyse (von Storch und Zwiers, 1999; Paeth und Hense, 2002; Paeth, 2006). Hierbei wird die Gesamtvariabilität eines Datenkollektivs aus mehreren Klimamodellsimulationen in vier Varianzanteile differenziert: der Einfluss steigender Treibhausgaskonzen-

trationen, der in allen Klimamodellsimulationen zum Ausdruck kommt und somit einen relativ klaren Hinweis auf den anthropogenen Klimawandel liefert, die Modellunsicherheit, die natürliche Variabilität und ein Anteil, der aus der unterschiedlichen Sensitivität der Klimamodelle gegenüber den vorgeschriebenen Emissionsszenarien hervorgeht. Die Varianzanalyse lässt sich für beliebige Klimavariablen und Regionen anwenden, so dass auch ein räumlich differenziertes Bild des Einflusses der Treibhausgaskonzentrationen generiert werden kann. Die Abbildung 8 zeigt das Ergebnis einer doppelten Varianzanalyse auf Grundlage der simulierten bodennahen Temperatur aus mehreren europäischen Klimamodellsimulationen für den Zeitraum 1880 bis 2049. Die vier Varianzanteile sind in % angegeben und summieren sich an jedem Modellgitterpunkt exakt auf 100 %.

Es fällt zunächst auf, dass sich die Klimamodelle hinsichtlich ihrer Klimasensitivität nur unmerklich voneinander unterscheiden (vgl. Abbildung 8, links unten). Der anthropogene Klimawandel kommt in der



Teilabbildung rechts oben zum Ausdruck. Er dominiert die Temperaturentwicklung in den Klimamodellen vor allem über den Ozeanregionen der niederen Breiten mit Varianzanteilen bis zu 90 %. Die gesamten Subtropen und Teile der mittleren Breiten sind durch einen relativ hohen Einfluss steigender Treibhausgaskonzentrationen gekennzeichnet. Sehr viel geringer sind die Varianzanteile hingegen in den südlichen Breiten, in den Hochgebirgsregionen, entlang der Meereisränder und in den Entstehungsbereichen der außertropischen Tiefdruckgebiete, also im Nordatlantik, Nordpazifik und im südlichen Ozean. Die letztgenannten Regionen unterliegen einem starken Einfluss der natürlichen Variabilität (vgl. Abbildung 8, rechts unten). Tatsächlich zeichnen sich diese Gebiete auch in Abbildung 5 durch die geringsten Erwärmungsraten bis zum Ende des 21. Jahrhunderts aus. Die übrigen Regionen mit einem untergeordneten Einfluss der steigenden Treibhausgaskonzentrationen sind von der Modellunsicherheit geprägt (vgl. Abbildung 8, links oben). Verschiedene Klimamodellsimulationen für das 21. Jahrhundert divergieren vor allem über den Hochgebirgen, entlang der Meereisränder sowie im Bereich des grönländischen und antarktischen Eisschildes.

Somit können nicht alle Regionen der Erde gleichermaßen als Indikator für den anthropogenen Klimawandel dienen. Ein deutliches Klimaänderungssignal liegt in den niederen Breiten vor, wo die Erwärmungsrate allerdings im globalen Vergleich eher gering ausfällt (vgl. Abbildung 5). Der starke Temperaturanstieg in den Polarregionen und Hochgebirgen ist hingegen durch eine besonders hohe Modellunsicherheit gekennzeichnet. Diese Ergebnisse verdeutlichen, dass der Nachweis des anthropogenen Klimawandels stets vor dem Hintergrund der natürlichen Variabilität und Modellunsicherheit erfolgen muss. Auch in den aktuellen Klimamodellsimulationen für das 21. Jahrhundert besteht in vielen Regionen der Erde noch Ungewissheit über den konkreten Einfluss eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes (IPCC, 2007).

7. Fazit

Die Zielsetzung des vorliegenden Beitrages bestand darin, den Leser mit der Notwendigkeit, der Funktionsweise, den Schwierigkeiten und den aktuellen Ergebnissen der Klimamodellierung vertraut zu machen. Nach wie vor können viele Prozesse des realen Klimasystems in den Klimamodellen nur durch Parametrisierungen erfasst werden, die gewissen Unsicherheiten unterliegen und zu teils erheblichen Diskrepanzen zwischen unterschiedlichen Klimamodellsimulationen führen. Dies ist zum einen

bedingt durch unser unvollkommenes Verständnis des irdischen Klimasystems, zum anderen durch begrenzte Computerressourcen. Auf der anderen Seite sind Klimamodelle in der Diskussion um den anthropogenen Klimawandel unverzichtbar. Denn sie ermöglichen die Isolation bestimmter Einflussfaktoren und erlauben den Blick in eine mögliche klimatische Zukunft unter der Vorgabe bestimmter Emissionsszenarien. In der Klimaänderungsforschung lassen sich durch die Kombination von Klimamodellierung und statistischer Analyse wichtige Erkenntnisse über den relativen Einfluss steigender Treibhausgaskonzentrationen in den verschiedenen Teilen der Erde gewinnen. Somit können die so genannten *Hot Spots* der durch die Klimamodelle simulierten mutmaßlichen Klimaänderung identifiziert und zielgerichtet präventive Maßnahmen im regionalen Kontext erarbeitet werden.

Literatur

- Cubasch, U., Kasang, D. (2000): Anthropogener Klimawandel. Klett-Perthes, Gotha, 124 pp.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., Van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (2001): Climate Change 2001. The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge, 944 pp.
- IPCC (2007): Working Group 1: The Physical Basis of Climate Change. <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>.
- Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K. (1998): Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392, 779-787.
- Nakicenovic, N. and 27 co-authors (2000): Special Report on Emission Scenarios. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge 570 pp.
- Paeth, H. (2006): Klimavorhersagen mit Computermodellen. *Geographie heute*, 241/242, 60-64.
- Paeth, H., Hense, A. (2002): Sensitivity of climate change signals deduced from multi-model Monte Carlo experiments. *Climate Research*, 22, 189-204.
- Schönwiese, C.-D. (1995): Klimaänderungen. Springer-Verlag, Berlin, 224 pp.
- Stott, P.A., Tett, S.F.B., Jones, G.S., Allen, M.R., Mitchell, J.F.B., Jenkins, G.J. (2000): External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science*, 290, 2133-2137.
- Von Storch, H., Güss, S., Heimann, M. (1999): Das Klimasystem und seine Modellierung. Springer-Verlag, Berlin, 255 pp.
- Von Storch, H., Zwiers, F.W. (1999): Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press, Cambridge, 484 pp.

WELCHE KLIMAÄNDERUNGEN SIND IN DEUTSCHLAND ZU ERWARTEN?

Peter C. Werner und Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe, Potsdam

1. Einleitung

Wenn man die Aussagen der globalen Modelle für größere Regionen (z.B. Europa) inzwischen als gut gesichert betrachten kann, gilt dies noch nicht für Aussagen im regionalen Bereich (z.B. Deutschland). Auch bei einem Gitterpunktabstand von nur 100 km fallen eine Reihe klimatisch wichtiger Prozesse (z.B. die Verdunstung von Waldregionen oder Gewässern) immer noch durch die Maschen des Modells. Da aber vor allem die regionalen Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen von Bedeutung für Mensch und Umwelt sind, wird seit einigen Jahren versucht, eine Antwort auf diese Problematik zu finden.

Hier kommt eine weitere Möglichkeit, Aussagen über das zukünftige Klima zu erstellen, zum Tragen. Dabei handelt es sich um die Kopplung der globalen dynamischen Klimamodelle mit regionalen dynamischen Modellen, die vom Prinzip her die gleiche Modellphysik und -struktur wie die globalen Modelle aufweisen. Außerdem ist der Einsatz von Modellen möglich, die mit statistischen Methoden eine Auflösung von der globalen zur regionalen Skala realisieren.

2. Regionale Klimamodelle

Bei den regionalen dynamischen Modellen wird die Maschenweite soweit verkleinert, dass auch kleinskalige Klimaprozesse erfasst werden. Danach wird das regionale Modell an der entsprechenden Stelle in ein globales unter Vorgabe von Anfangs- und Randbedingungen eingebettet. Dabei treten eine Reihe neuer Probleme auf (z.B. beim Übergang von großen zu kleinen Maschenweiten), die durch entsprechende mathematische Ansätze gelöst werden müssen. Außerdem steigt der Bedarf an Rechenzeit mit sich verringernder Maschenweite an. Inzwischen wird dieser Modelltyp zu Szenarienrechnungen für eine Zeitskala von einem Monat bis zu mehreren Dekaden eingesetzt. Es gibt zwei Arten dieses Modelltyps, den hydrostatischen und den nicht-hydrostatischen Typ. Hydrostatisch bedeutet, dass die Vertikalbeschleunigung eines Luftteilchens = 0 gesetzt wird. Dieser Ansatz ist auf größeren Skalen berechtigt, da die horizontalen Beschleunigungen wesentlich größer als die vertikalen sind. Allerdings ist

auf kleiner Skala (z.B. Gewitterwolke) diese Annahme nicht mehr gültig. Um solche Phänomene zu erfassen, benötigt man den nicht-hydrostatischen Ansatz.

Als Beispiel für ein hydrostatisches Modell kann das Regionalmodell (REMO) des Max-Planck-Instituts für Meteorologie Hamburg dienen (*Jacob, 2001*). Es ist aus dem zur Wettervorhersage entwickelten Europa-Modell des Deutschen Wetterdienstes hervorgegangen (*Majewski, 1991*). Vorhergesagt werden die horizontalen Windkomponenten, der Luftdruck, die Temperatur, die Luftfeuchte sowie der Wassergehalt der Atmosphäre. Eingebettet wird das Modell in das globale Modell des Hamburger Instituts. Es wird für Berechnungen mit Maschenweiten von 50 x 50 km bis zu 10 x 10 km eingesetzt.

Nicht-hydrostatische Modelle kommen zum Einsatz, wenn Prozesse, die unterhalb einer Auflösung von 10 x 10 km ablaufen, berücksichtigt werden sollen. Ein Beispiel für diese Modellkategorie ist das Climate Local Model (CLM). Es ist die Klima-Version des Lokalen Modells (LM) des Deutschen Wetterdienstes. Es beinhaltet einen nicht-hydrostatischen, komplett kompressibel formulierten dynamischen Kern ohne Skalenapproximationen und kann deshalb auf räumlichen Skalen von 50 km bis zu ca. 3 km Gitterauflösung verwendet werden. Prognostische Variablen sind die horizontalen Windkomponenten, die Temperatur, die Druckabweichung von einem hydrostatischen, konstanten Hintergrunddruck, die spezifische Feuchte und der Wolkenwassergehalt. Optional können weiterhin die turbulente kinetische Energie, Wolkeneis, der Regen-, Schnee- und Graupelgehalt der Atmosphäre prognostiziert werden. Physikalische Parametrisierungen subskaliger Prozesse sind z.B. für die Strahlung, die Konvektion, den skaligen Niederschlag, die turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte sowie für die Bodenprozesse implementiert.

Eine weitere Methodik, um zu plausiblen Aussagen zur zukünftigen regionalen Klimaentwicklung zu kommen, besteht in der Verwendung statistischer Methoden. Dabei lassen sich zwei von ihrer Philosophie her unterschiedliche Herangehensweisen unterscheiden. Die erste Methode wird im allgemeinen mit dem Begriff des „downscaling“, also des „Herabskalierens“ verbunden. Wie der Name besagt, wird hier versucht, aus den großskaligen oder weitmaschigen Ergebnissen eines Klimamodelllaufes auf die zwischen den Gitterpunkten ablaufenden Prozesse zu schließen. Dies geschieht über statistische Zusammenhänge, die vorher aus den Beobachtungen groß- und kleinskaliger Vorgänge in der Atmosphäre abgeleitet wurden. Solche Beziehungen existieren, so dass ein derartiger Ansatz gerechtfertigt ist (*Bürger, 1996*). Die Qualität dieser Vorgehensweise

hängt im wesentlichen von der Güte der Ergebnisse des jeweils verwendeten globalen Klimamodells ab. Hier liegt auch die Problematik dieses Ansatzes, da die globalen Klimamodelle zur Zeit nur die großräumigen Strukturen hinreichend genau simulieren können. Abweichungen von mehreren Gitterpunkten, die im Vergleich zu den beobachteten Strukturen auftreten, werden noch nicht als Fehler betrachtet.

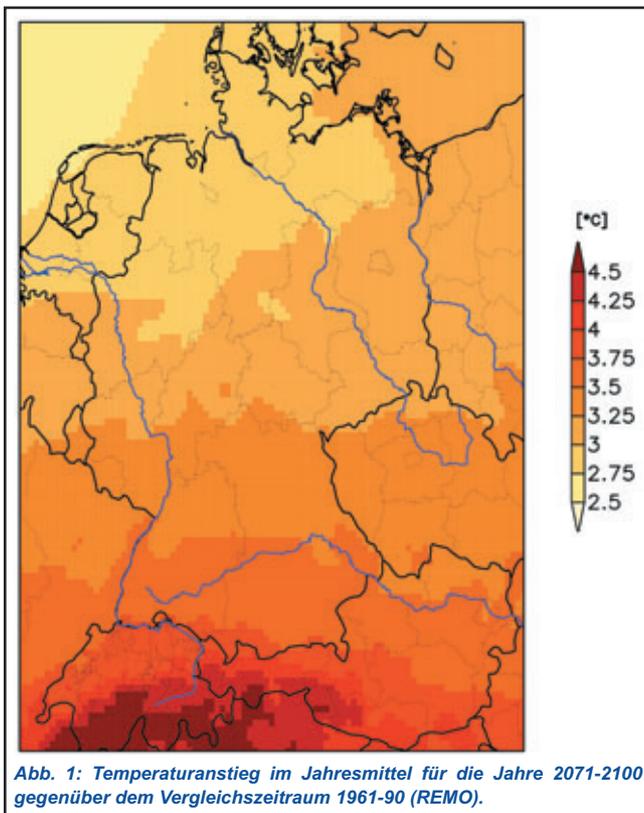
Geht man von dem Postulat aus, dass die globalen Modelle in der Lage sind, die Strukturen der atmosphärischen Zirkulation zufriedenstellend zu beschreiben, kann man einen weiteren Modelltyp entwickeln. Hierzu werden statistische Beziehungen zwischen den großräumigen Mustern (Wetterlagen) und den lokalen Auswirkungen aus der Vergangenheit identifiziert. Diese werden auf die Muster der Zukunftsszenarien der globalen Modelle übertragen, so dass man letztlich die für eine Region zu erwartenden neuen klimatischen Bedingungen erhält. Ein Beispiel für diesen Modelltyp ist das wetterlagenbasierte Regionalmodell WETTREG (Spekat et al., 2007).

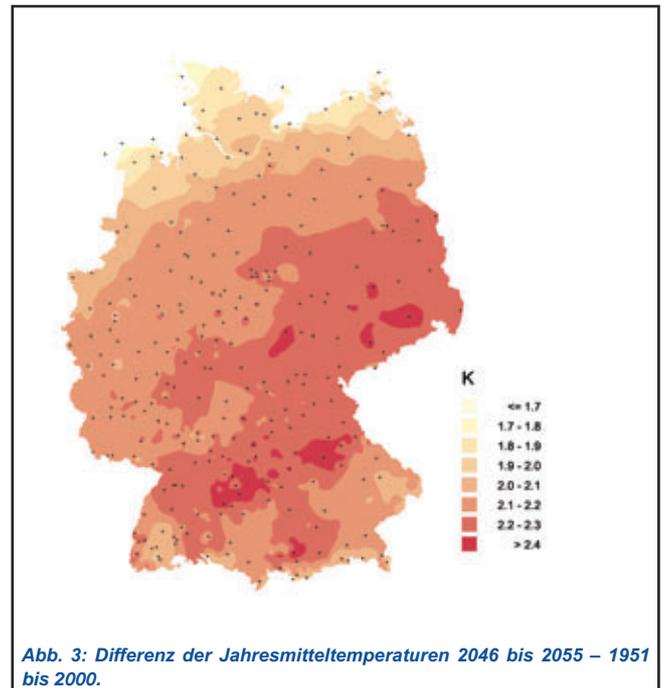
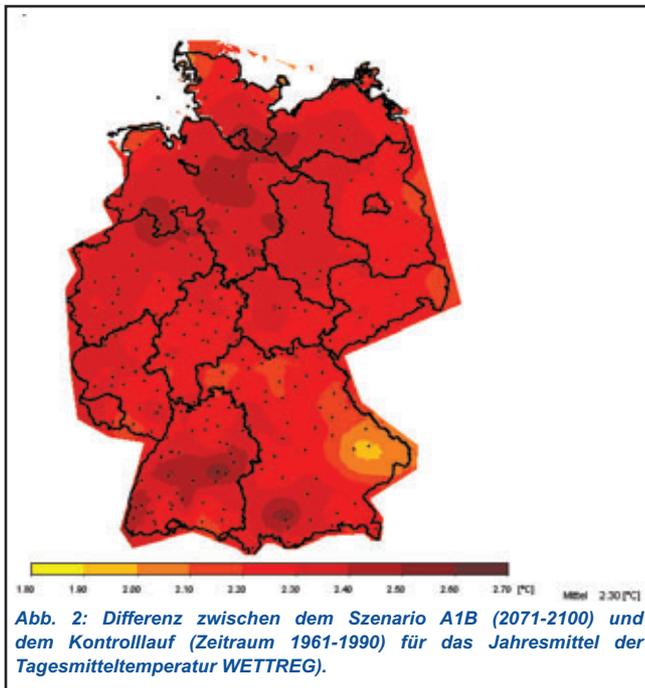
Ein anderer Ansatz besteht darin, eine allgemeine Klimaentwicklung aus einem globalen Klimamodelllauf für eine Region abzuleiten (z.B. einen Temperaturtrend). Auf dieser Basis und unter Verwendung von Beobachtungsdaten werden dann für diese Region die zu erwartenden zukünftigen Klimaent-

wicklungen simuliert (Werner, Gerstengarbe, 1997). Eine Erweiterung dieses Ansatzes macht es nunmehr möglich, auch für Regionen der Größenordnung Deutschlands Szenarien der zukünftigen Klimaentwicklung zu berechnen. Dabei liegt folgende Überlegung zugrunde: Ausgangspunkt ist die Annahme, dass sich das Klima der nächsten Jahrzehnte nicht allzu weit vom heutigen Zustand entfernt. Ist dies der Fall, wird es in der Zukunft Witterungssituationen geben, die bereits in der Vergangenheit beobachtet wurden. Dies bedeutet, dass man die Zukunft unter bestimmten Voraussetzungen aus Teilen der Vergangenheit zusammensetzen kann. Weiß man zum Beispiel, wie sich die Temperatur in den nächsten Jahrzehnten entwickeln wird (z. B. aus einem globalen Klimamodell), kann man die Witterungsperioden so zusammen setzen, dass der zukünftige Temperaturtrend wiedergegeben wird. Die gleichzeitig mitgeführten anderen meteorologischen Größen erlauben dann eine Aussage zur komplexen Klimaentwicklung. Das dazu notwendige Modell beinhaltet u.a. Monte-Carlo-Simulationen, ein Cluster-Analyseverfahren und verschiedene statistische Testmethoden. Eine genaue Beschreibung dieses statistischen Regionalmodells STAR findet sich bei Orłowsky et al., 2007.

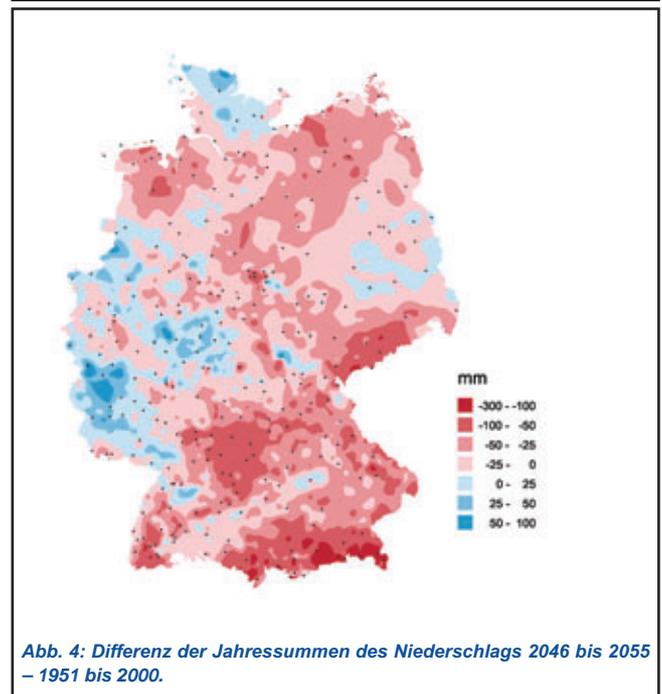
3. Die Klimaentwicklung in Deutschland

Mit allen beschriebenen regionalen Klimamodellen wurden bereits Szenarien der zukünftigen Klimaentwicklung berechnet. Das Umweltbundesamt hat auf seiner Internetseite die Ergebnisse von Szenarienläufen der Modelle REMO und WETTREG veröffentlicht (www.umweltbundesamt.de). Verwendet wurden die Zukunftsszenarien B1, A1B und A2, die vom IPCC definiert wurden. Sie repräsentieren unterschiedliche CO₂-Emissionen. Sie steigen in allen drei Szenarien bis 2050 an (auf 9, 16 und 17 Gt). Danach sinken sie im B1-Szenarium unter den Wert von 1990 und für A1B auf einen Wert von 13 Gt. Im A2-Szenarium hingegen steigen sie bis zum Jahr 2100 auf Werte um 30 Gt an. Es ist klar, dass beide Modelle (Abb. 1 u. 2) einen weiteren Temperaturanstieg simulieren, der allerdings beim REMO deutlich höher ausfällt als beim WETTREG (2071/2100 – REMO > 4 °C, WETTREG 2-3 °C). Beim Niederschlag stimmen die Entwicklungstendenzen beider Modelle nicht überein (Hier nicht dargestellt.). WETTREG simuliert für die letzten 30 Jahre dieses Jahrhunderts einen deutlichen Niederschlagsrückgang. REMO dagegen zeigt, wenn auch jahreszeitlich differenziert, im Gesamtjahr eine etwa ausgeglichene Bilanz. Für das CLM liegen zur





Zeit noch keine belastbaren Ergebnisse vor. Als letztes Beispiel soll eine Szenarienrechnung mit Hilfe des statistischen Regionalmodells STAR vorgestellt werden. Dazu wurden zur Berechnung der zukünftigen Klimaentwicklung in Deutschland Daten von 2342 Klima- und Niederschlagsstationen auf Tageswertbasis für den Zeitraum 1951 – 2003 verwendet. Für die Simulation der möglichen zukünftigen Klimaentwicklung wurde das Emissionsszenarium A1B ausgewählt. Das A1B-Szenarium ist, wie bereits erwähnt, charakterisiert durch eine wirtschaftliche Weiterentwicklung unter den heutigen Bedingungen bei fortschreitender Globalisierung, aber unter gleichzeitiger Berücksichtigung des technischen Fortschritts. Das heißt, dass in den nächsten 50 Jahren mit einer weiteren Zunahme der Treibhausgasemissionen gerechnet werden muss. Aus diesem Grund beziehen sich die Berechnungen auf den Zeitraum 2004 – 2055. Beim Vergleich der mittleren Verhältnisse des Beobachtungszeitraumes 1951/2003 mit den für die Dekade 2046/2055 berechneten ergeben sich für die Temperatur und den Niederschlag folgende mögliche Entwicklungen, die anhand der Differenzen zwischen beiden Zeiträumen dargestellt werden. Wie die Abbildung 3 zeigt, nimmt die Temperatur zwischen 1.6 °C und 2.4 °C zu, wobei die Änderung im Norden am geringsten ausfällt und nach Süden bis Südosten zunimmt. Ihre höchsten Werte erreicht sie in einem Streifen, der vom nordöstlichen Baden-Württemberg bis nach Südostbrandenburg reicht. Wesentlich differenzierter fällt die räumliche Niederschlagsentwicklung



aus (Abb. 4). Das weitaus größte Gebiet Deutschlands ist von einem Rückgang der Jahressummen des Niederschlags betroffen, der in einzelnen Fällen bis zu 300 mm aufweisen kann. Deutliche Zunahmen bis 100 mm findet man in einigen Teilen West- und Norddeutschlands. Damit muss unter Einbeziehung der Temperaturentwicklung davon ausgegangen werden, dass sich die Wasserbilanz (Niederschlag – Verdunstung) zukünftig in den meisten Gebieten

erheblich verschlechtert und in einigen Regionen eine zunehmende Gefahr von Dürren besteht. Dies betrifft insbesondere Ostdeutschland, wo die mittleren Niederschlagssummen bereits heute schon relativ niedrig sind, während in Süddeutschland die Abnahme von einem hohen Niederschlagsniveau ausgeht.

Da Szenarien grundsätzlich immer „Wenn-Dann-Entwicklungen“ widerspiegeln, wird keine wahre, sondern eine auf Vorgaben beruhende Zukunft beschrieben. Deshalb muss darauf hingewiesen werden, dass das hier verwendete Szenarium A1B nur eins von vielen möglichen darstellt. Allerdings hat dieses Szenarium eine relativ hohe Wahrscheinlichkeit innerhalb der gängigen Emissionsszenarien (*IPCC, 2007*).

4. Fazit

Schon an Hand der wenigen Szenarienbeispiele zeigt sich, dass eine Abschätzung der zukünftig zu erwartenden Klimaentwicklung noch von sehr vielen Unwägbarkeiten begleitet ist. Wie wird sich der CO₂-Ausstoß entwickeln, wie die Weltbevölkerung? Welche Energieressourcen können erschlossen werden und welche technischen Entwicklungen sind zu erwarten? Von allen diesen Faktoren (und einigen mehr) hängt die Entwicklung unseres Klimas entscheidend ab. Trotzdem ist es möglich, Tendenzen der Klimaentwicklung abzuschätzen. Geht die Entwicklung für mehrere Klimamodelle in die gleiche Richtung, steigt die Wahrscheinlichkeit, dass diese dann auch tatsächlich eintritt, deutlich an. In der Entwicklung ist man inzwischen so weit, dass alle Modelle Tendenzen bezüglich der Temperatur in die gleiche Richtung aufweisen. Für andere meteorologische Größen, wie zum Beispiel den Niederschlag, bestehen noch Unterschiede in Raum und Zeit hinsichtlich ihrer zukünftigen Ausprägung. Trotzdem hat sich der Unsicherheitsbereich von Modellgeneration zu Modellgeneration deutlich verringert. Damit ist man erstmals in der Lage, Empfehlungen an die Entscheidungsträger in Politik und Wirtschaft weiterzugeben, um die notwendigen Anpassungsmaßnahmen auch einzuleiten.

Literatur

- Bürger, G., (1996): Expanded downscaling for generating local weather scenarios, *Climate Research*, Vol. 7, 111-128
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis; Summary for Policymakers*. Fourth Assessment Report, Geneva, 18 S.
- Jacob, D. (2001): A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic

Sea drainage basin. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 77, p. 61-73

Majewski, D. (1991): The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. Seminar proceedings ECMWF, 2, p. 147-191

Orlowsky, B., Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C. (2007): Past as type case – a resampling scheme for regional climate simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, angenommen

Spekat, A., Enke, W., Kreienkamp, F. (2007): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010-2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2. Publ. d. UBA, Dessau, 149 S.

Werner, P.C., Gerstengarbe, F.-W. (1997): Proposal for the development of climate scenarios. *Climate Research*, 8 (3), p. 171-180

Danksagung

Die Autoren danken dem Deutschen Wetterdienst für die Bereitstellung der Daten.

WIRD DAS KLIMA EXTREMER? EINE STATISTISCHE PERSPEKTIVE.

Christian-D. Schönwiese, Frankfurt/M.

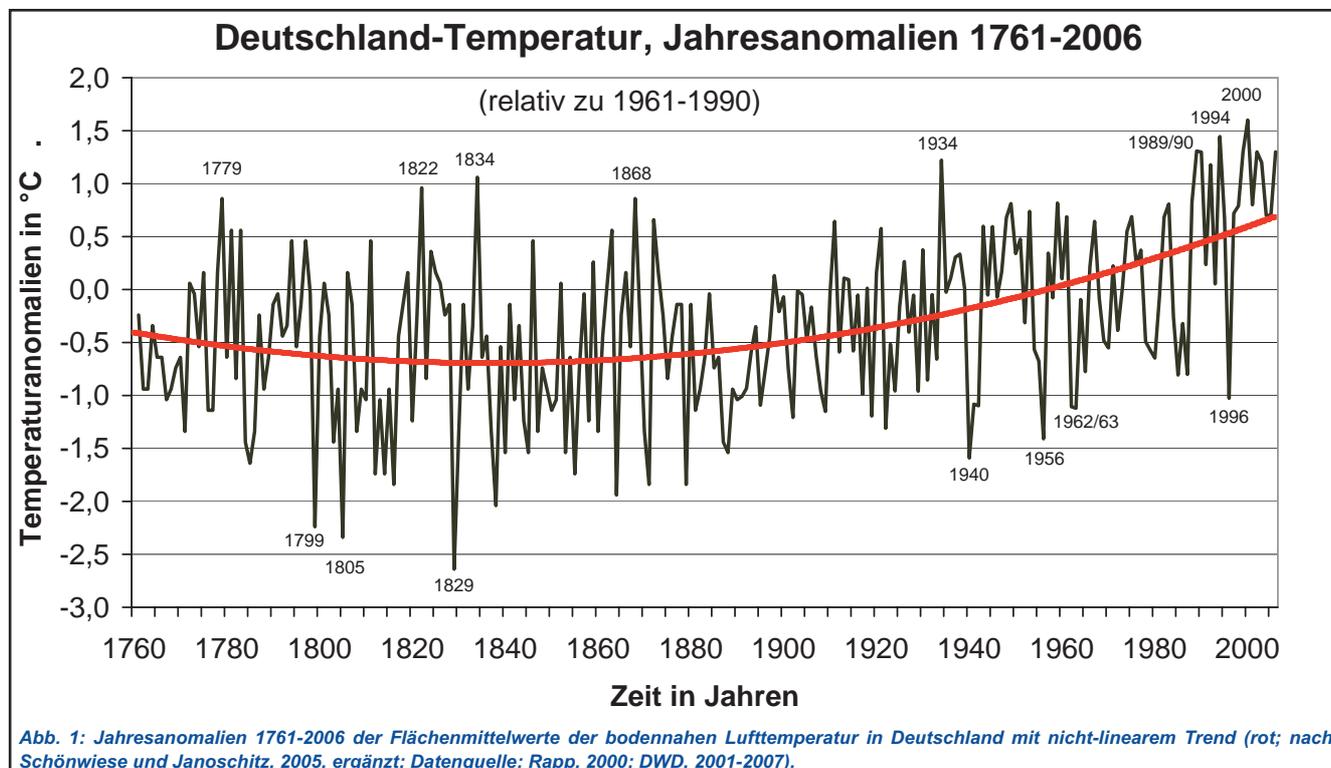
1. Klima – die Statistik des Wetters

Klima wird meist als die *Statistik des Wetters*, genauer der bei der Wetterbeobachtung erfassten Messgrößen, über eine relativ lange Zeit definiert. Solche Messgrößen sind die Lufttemperatur, die Luftfeuchte, der Niederschlag, die Windrichtung und -geschwindigkeit, der Luftdruck und andere. Dabei stehen bei Klimabetrachtungen im Laufe der Erdgeschichte bzw. in historischer Zeit (vgl. Beiträge Bubenzer/Radtke und Wanner) meist die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im Zentrum der Betrachtung. Die genannte „relativ lange Zeit“ ist international mit mindestens 30 Jahren festgelegt, kann aber auch wesentlich darüber hinausgehen (vgl. Kap. 2.1).

Die einfachste statistische Kenngröße ist der *Mittelwert*. So können aus momentanen Messungen Tages-, Monats-, Jahres-, Jahrzehnt- usw. Mittel errechnet werden. Neben dieser zeitlichen Mittelung werden

in der Klimatologie auch räumliche Mittelwerte (im Allgemeinen Flächenmittelwerte) gebildet. Solche Berechnungen können problematisch sein, was aber hier nicht näher diskutiert werden soll. Das in Abb. 1 gezeigte Beispiel beruht nun sowohl auf zeitlichen als auch räumlichen Mittelwerten. Es handelt sich um die Flächenmittelwerte der bodennahen Lufttemperatur in Deutschland (in den heutigen Grenzen) in Form einer *Zeitreihe* (zeitlichen Abfolge) der Jahresmittelwerte. Wie bei Flächenmittelwerten üblich, sind jedoch nicht die Jahresmittelwerte selbst, sondern deren Abweichungen (Anomalien) vom Mittelwert der Jahre 1961-1990, der in diesem Fall 8,3 °C beträgt (in Abb. 1 gleich Null gesetzt) angegeben. Diese Zeitspanne ist ein häufig und international benutztes Referenz-Zeitintervall, um sinnvoll Vergleiche von Station zu Station durchzuführen oder auch des Klimas der neueren Zeit mit jenem früherer Zeiten.

Offenbar weisen die in Abb. 1 gezeigten Daten erhebliche Variationen auf, was im Allgemeinen für alle klimatologischen Zeitreihen gilt. Um auch dies quantitativ zu kennzeichnen, werden *Variationsmaße* wie z.B. die Varianz¹ oder Standardabweichung (Wurzel der Varianz) benutzt. (In Abb. 1, wiederum bezogen auf 1961-1990, beträgt die Standardabweichung 0,79 °C.) Erwähnt



1 Die Varianz errechnet sich aus der Summe der quadratischen Abweichungen der Einzeldaten vom Mittelwert dividiert durch deren Anzahl minus 1.

sei auch der *Trend*, der in Abb. 1 für 1901-2000 linear 1,0 °C Erwärmung ausmacht. Zusätzlich soll noch eine weitere, allerdings etwas kompliziertere Kenngröße eingeführt werden: die *Häufigkeitsverteilung*. Sie macht nur Sinn, wenn statt beliebig genauer Werte (was wegen der begrenzten Messgenauigkeit sowieso nicht möglich ist) Werteintervalle zugrunde gelegt werden, sog. Klassen. Dann gibt die Häufigkeitsverteilung an, wie oft innerhalb einer bestimmten Beobachtungszeit Datenwerte in den vorab definierten Klassen aufgetreten sind.

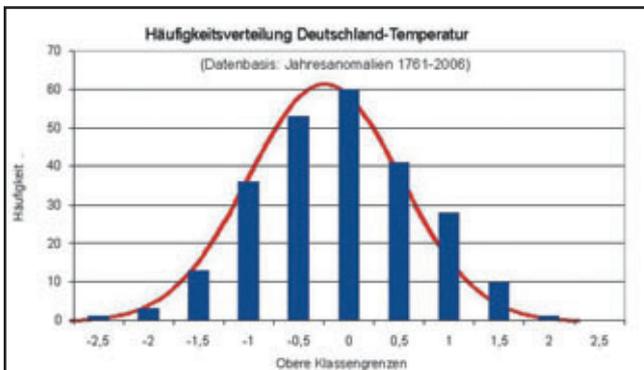


Abb. 2: Häufigkeitsverteilung (empirisch) zu Abb. 1 (Säulen) und Anpassung einer Normalverteilung.

In Abb. 2 ist die Häufigkeitsverteilung HV zu Abb. 1 wiedergegeben, und zwar für die Klassen (Werteintervalle) -3 bis -2,5 °C, -2,5 bis -2 °C usw., somit in Stufen (Klassenbreiten) von 0,5 °C. Sie weist eine annähernd symmetrische Form auf, so dass Daten

um den Mittelwert am häufigsten auftreten und mit der Entfernung vom Mittelwert die Häufigkeiten abnehmen. An diese empirische HV ist eine theoretische Verteilung angepasst, in diesem Fall eine Normalverteilung (Gauß-Verteilung). Solche Verteilungen sind idealisiert und normiert, und zwar so, dass die Fläche unter der betreffenden Kurve (exakt das bestimmte Integral der betreffenden Funktion, i.a. von $-\infty$ bis $+\infty$) gleich 1 bzw. 100 % ist. In dieser Form heißen sie *Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen WDF*. Repräsentieren sie nämlich den Prozess, der die beobachteten Daten erzeugt, dann geben sie für beliebige Werteintervalle an, mit welcher Wahrscheinlichkeit dort Daten zu erwarten sind. Auch wenn die WDF nicht in jedem Fall so einfach wie in Abb. 2 aussehen muss, insbesondere auch asymmetrisch sein kann, ist doch damit der Punkt erreicht, bei dem auf die Methodik statistischer Extremwertanalysen übergegangen werden kann.

2. Extremwertstatistik

Was ist eigentlich „*extrem*“? Dafür gibt es verschiedene Definitionen: Im Zusammenhang mit dem Wettergeschehen kann es sich um Einzelereignisse handeln, z.B. einen Sturm oder einen Starkniederschlag, die *relativ selten* auftreten und einen *relativ hohen Schaden* anrichten. Dies lässt sich auch auf eine Jahreszeit, z.B. einen besonders heißen und trockenen Sommer, oder eine Anzahl von besonderen Jahren ausdehnen. Die Kopplung an Schäden ist jedoch problematisch, weil diese unter anderem auch von der Bevölkerungsdichte und Wertekonzentrationen

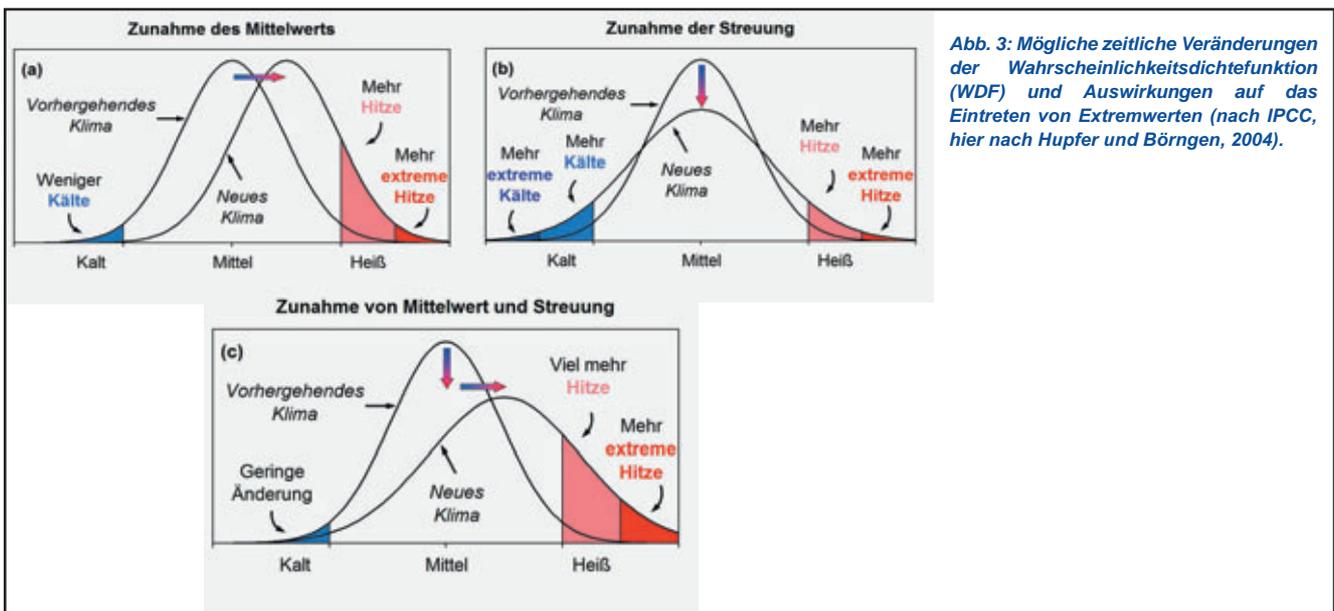


Abb. 3: Mögliche zeitliche Veränderungen der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (WDF) und Auswirkungen auf das Eintreten von Extremwerten (nach IPCC, hier nach Hupfer und Börngen, 2004).

abhängen; beides unterliegt wie das Klima zeitlichen Änderungen. Daher ist es sinnvoll, rein meteorologisch-statistisch zu definieren, wobei es sich je nach der betrachteten zeitlichen Größenordnung um Wetter-, Witterungs- oder Klimaereignisse handeln kann.

In Fortführung der im Abschnitt 1 eingeführten Definitionen gehen wir von einer WDF (Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion) aus und bezeichnen diejenigen Werte als „extrem“, die *relativ weit vom Mittelwert entfernt* liegen. Wie weit, das ist Ansichtssache. Beispielsweise werden *Faktoren der Standardabweichung* s benützt (1s, 2s, 3s usw. Abstand vom Mittelwert) oder *Perzentile*, d.h. die oberen 10 % oder 5 % eines Datenkollektivs (90%- oder 95%-Perzentil) bzw. entsprechend im unteren Bereich (10%- oder 5%-Perzentil). Abb. 3a veranschaulicht dieses Vorgehen schematisch: Die blaue Fläche unter der linken Kurve ist ein Maß für die Wahrscheinlichkeit von extremer Kälte, die rote Fläche für extreme Wärme (Hitze). Falls sich nur das Wetter, nicht aber das Klima ändert, einschließlich aller statistischen Kenngrößen, würde es bei diesen Wahrscheinlichkeiten bleiben.

Doch das Klima ändert sich, wofür sich anhand der in Abb. 3 dargestellten WDF drei prinzipiell unterschiedliche Möglichkeiten unterscheiden lassen: (a) Der Mittelwert steigt an, es existiert somit ein Trend, und mit dem Mittelwert verschiebt sich auch die WDF, ohne dabei ihre Form (u.a. Varianz) zu ändern. Dann nimmt die Wahrscheinlichkeit für extreme Kälte ab und für extreme Hitze zu; es kommt sogar ein neuer Bereich noch extremerer Hitze hinzu (dunkelrote Fläche in Abb. 3a). Extrem wird das Klima in diesem Fall nur bezüglich der Hitze, nicht bezüglich der Kälte. Es könnte aber

auch sein, dass es gar keinen Klimatrend gibt, jedoch die Varianz zunimmt. Dann wird die WDF „breiter“, siehe Abb. 3b, und sowohl extreme Kälte als auch extreme Hitze nehmen zu. Schließlich, siehe Abb. 3c, ist noch eine Kombination aus beidem möglich, was gegenüber Abb. 3a auf der warmen Seite die zunehmend extreme Hitze verstärkt.

Natürlich können sich diese WDFs prinzipiell auch nach links (zur kalten Seite hin) verschieben bzw. eine andere Form aufweisen. Wie auch immer, die Größe der in Abb. 3 farblich markierten Flächen ist ein Maß für die Wahrscheinlichkeit des Auftretens extremer Datenwerte, was sich empirisch in der Häufigkeit niederschlägt. Die Verschiebung in Richtung höherer (oder auch geringerer) Datenwerte gibt Auskunft über die ggf. veränderte Intensität.

3. Fallstudie 1: Temperatur in Deutschland

Entsprechende Analysen der Beobachtungsdaten zeigen nun, dass solche theoretischen Betrachtungen Realität sind. Als Beispiel sei die August-Mitteltemperatur in Frankfurt/Main gewählt, siehe Abb. 4 (links), wo offenbar der in Abb. 3a skizzierte Fall eingetreten ist: Die WDF hat sich in Richtung höherer Werte verschoben, ohne dabei ihre Form (signifikant) zu verändern². Was das für das Eintreten extremer Werte bedeutet, lässt sich nun exakt berechnen. Definiert man Datenwerte $\leq 17^\circ\text{C}$ als extrem kalt und $\geq 22^\circ\text{C}$ als extrem warm, so hat sich offenbar zwischen 1901 und 2006 die *Überschreitungswahrscheinlichkeit* (für extreme Kälte) von

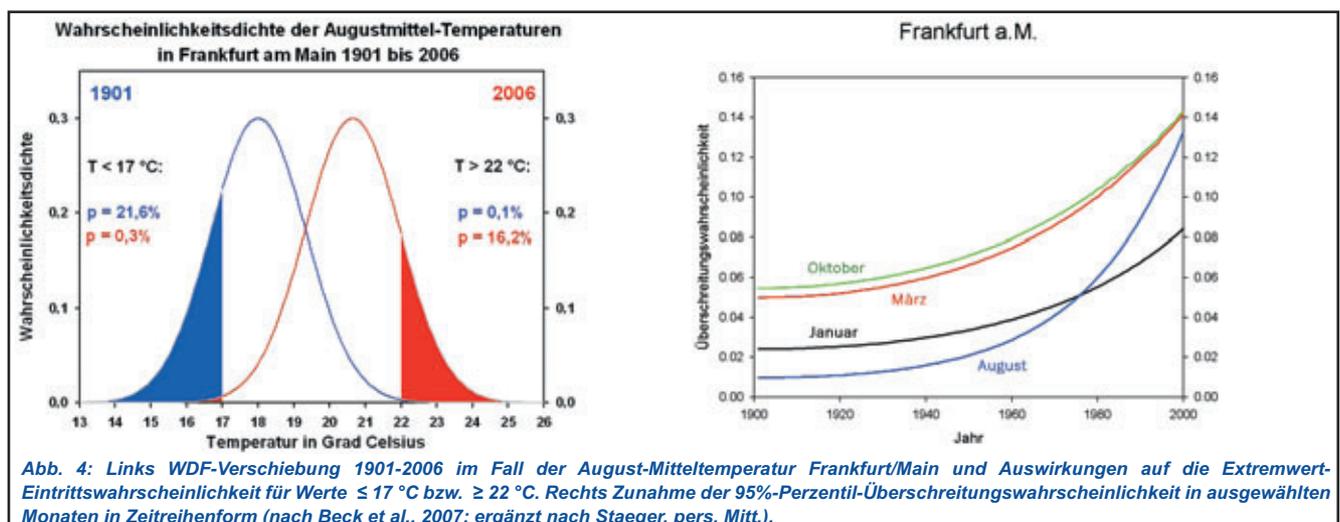


Abb. 4: Links WDF-Verschiebung 1901-2006 im Fall der August-Mitteltemperatur Frankfurt/Main und Auswirkungen auf die Extremwert-Eintrittswahrscheinlichkeit für Werte $\leq 17^\circ\text{C}$ bzw. $\geq 22^\circ\text{C}$. Rechts Zunahme der 95%-Perzentil-Überschreitungswahrscheinlichkeit in ausgewählten Monaten in Zeitreihenform (nach Beck et al., 2007; ergänzt nach Staeger, pers. Mitt.).

² Der Berechnung solcher WDFs liegen nach Trömel, 2005 stets alle erfassten Daten zugrunde.

21,6 % auf 0,3 % verringert (vgl. farblich markierte Flächenanteile auf der linken Seite der Graphik) und die *Überschreitungswahrscheinlichkeit* (für extreme Wärme) von 0,1 % auf 16,2 % erhöht. Solche Ergebnisse führen das Faktum des Klimawandels offenbar noch viel drastischer vor Augen als die üblichen Trendberechnungen für den Mittelwert.

Übrigens ist bei dieser Form der WDF (Normalverteilung, vgl. Abschnitt 1) wegen der Symmetrie der Mittelwert zugleich auch der häufigste Wert (Modus). Es zeigt sich, dass zumindest in Deutschland, vermutlich aber mehr oder weniger allgemein, bei der Analyse von monatlichen, jahreszeitlichen und jährlichen Temperaturdaten ähnliche Gegebenheiten vorherrschen, i.a. lediglich mit graduellen Unterschieden. Bei Tagesdaten, auf die hier nicht eingegangen werden soll, ist der Sachverhalt jedoch meist komplizierter (keine Normalverteilung).

Auch das verdeutlicht noch einmal die Brisanz, mit der sich der Klimawandel in den Extremwerten äußert. Bei den anderen in Abb. 4 erfassten Monaten ist diese Änderung nicht ganz so drastisch, aber immer noch deutlich genug. Eine Analyse für ganz Deutschland erbringt qualitativ weitgehend ähnliche Ergebnisse.

4. Fallstudie 2: Niederschlag in Deutschland

Der Niederschlag verhält sich sehr viel komplizierter, wobei hier wiederum nur die Gegebenheiten in Deutschland betrachtet werden sollen. Abgesehen von der im Vergleich zur Temperatur deutlich größeren Messfehlerbelastung und weitaus geringeren räumlichen Repräsentanz (relativ große Unterschiede von Station zu Station) folgt der Niederschlag asymmetrischen Häufigkeitsverteilungen. Als Beispiel sei die Station Eppenrod (in der Nähe von Limburg) ausge-

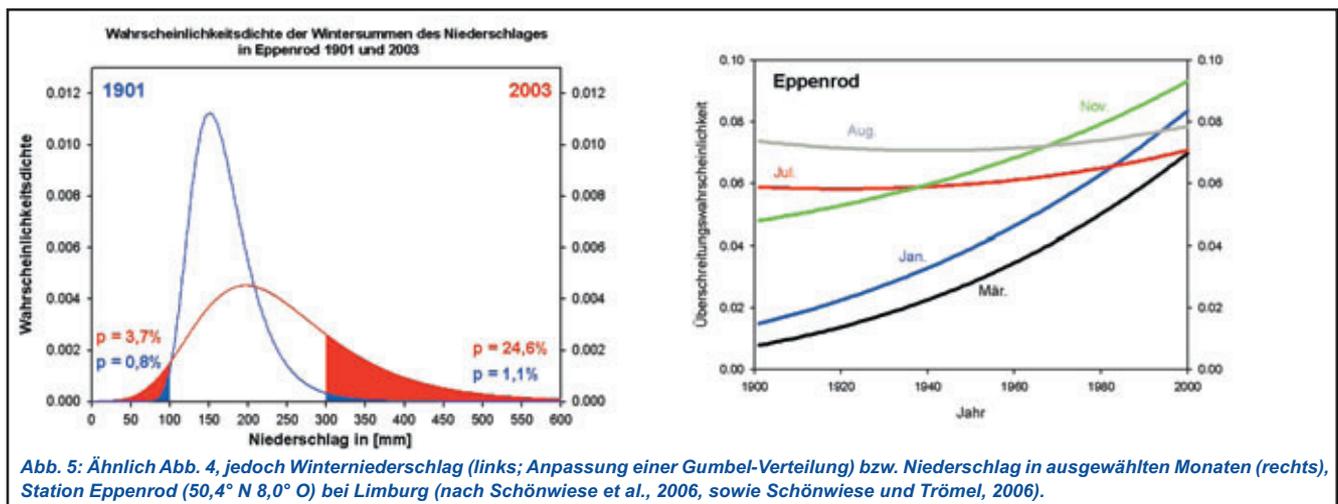


Abb. 5: Ähnlich Abb. 4, jedoch Winterniederschlag (links; Anpassung einer Gumbel-Verteilung) bzw. Niederschlag in ausgewählten Monaten (rechts), Station Eppenrod (50,4° N 8,0° O) bei Limburg (nach Schönwiese et al., 2006, sowie Schönwiese und Trömel, 2006).

Es fehlt nun aber noch ein weiterer wichtiger Befund: Die WDF-„Verschiebung“ erfolgt nämlich in aller Regel systematisch, d.h. zumindest im letzten Jahrhundert stets in eine Richtung, wenn auch mit variabler „Geschwindigkeit“. Dies und einige monatliche Unterschiede sind aus Abb. 4, rechts, ersichtlich, wiederum für das Beispiel Frankfurt/Main, aber für die Überschreitungswahrscheinlichkeit des 95%-Perzentilwertes. Man erkennt dort, dass die Änderung im August besonders markant ist. Dabei lassen sich die Wahrscheinlichkeiten in sog. Jährlichkeiten umrechnen, die angeben, wie oft – im statistischen Mittel! – die entsprechenden Datenwerte zu erwarten sind. In Abb. 5, August, beträgt diese Jährlichkeit 1901 rund 100 Jahre, im Jahr 2000 aber nur noch 7-8 Jahre.

wählt, und dabei die Niederschlagssummen für den Januar; siehe Abb. 5. An diese Daten ist eine Gumbel-Verteilung³ (Abb. 5, links) angepasst, die sich in der Zeit 1901-2000 etwas nach rechts verschoben hat (d.h. Zunahme des Mittelwerts, somit Trend zu mehr Niederschlag), gleichzeitig aber „breiter“ geworden ist (Zunahme der Varianz). Das wirkt sich auf die Extremwertwahrscheinlichkeit wie folgt aus: Definiert man einen Winterniederschlag von ≤ 100 mm als extrem niederschlagsarm und von ≥ 300 mm als extrem niederschlagsreich, so haben beide Wahrscheinlichkeiten

³ Die mathematische Form für die betreffende Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion kann, wie auch im Fall der Normalverteilung usw., statistischen Lehrbüchern entnommen werden; z.B. Schönwiese, 2006.

1901-2003 zugenommen, und zwar von 0,8 % auf 3,7 % (Unterschreitungswahrscheinlichkeit für extrem wenig Niederschlag) bzw. von 1,1 % auf 24,6 % (Überschreitungswahrscheinlichkeit für extrem viel Niederschlag).

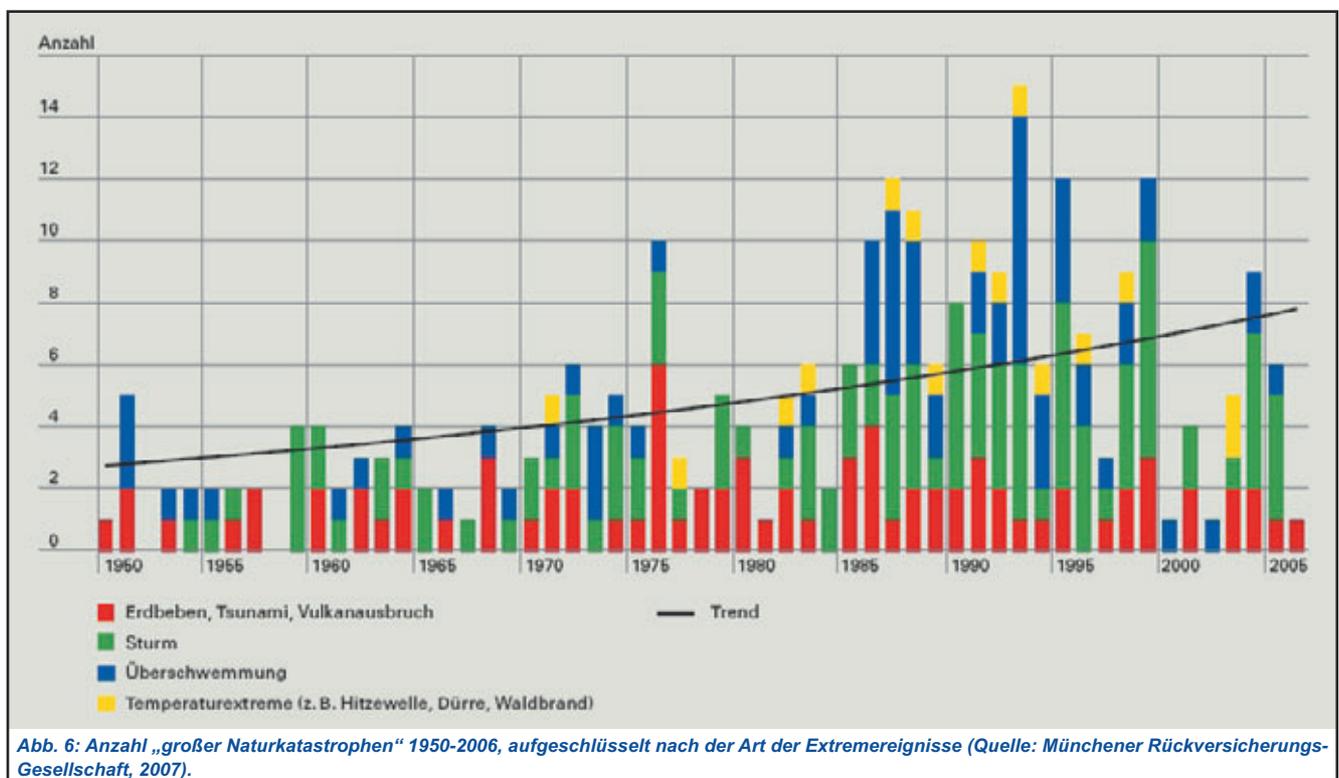
Auch hierfür soll für einige ausgewählte Monate die Systematik des Klimawandels hinsichtlich Extremereignissen aufgezeigt werden, siehe Abb. 5, rechts: Im Wintermonat Januar wie auch in den Monaten März und November der Übergangsjahreszeiten ist die Neigung zu extrem viel Niederschlag angestiegen, nicht dagegen in den Sommermonaten Juli und August. Bei der gleichen Monatsauswahl zeigen sich bei der Unterschreitungswahrscheinlichkeit (Tendenz der Neigung zu extrem wenig Niederschlag; Abbildung hier nicht gezeigt) Zunahmen wiederum im Januar und März, in den anderen Monaten dagegen wird eine Abnahme verzeichnet.

Eine umfassende Analyse für alle Monate und viele Stationen⁴ weist auf sehr unterschiedliche Gegebenheiten hin, so dass im Grunde jeder Monat und jede Station separat zu bewerten sind. Am einheitlichsten ist noch die zunehmende Neigung zu extrem viel Niederschlag in den Wintermonaten, in Süddeutschland zum Teil aber auch in den Sommermonaten, was

hinsichtlich der Überschwemmungsgefahr ein wichtiger Befund ist. Da gleichzeitig eine Tendenz zu häufigeren Hitzesommern besteht und diese aus Gründen der atmosphärischen Zirkulation (Hochdruckeinfluss) zumeist sehr trocken sind, ist auch in sommerlichen Dürreperioden ein beachtliches Risiko zu sehen.

5. Globale Aspekte

In globaler Sicht finden Extremereignisse vor allem wegen der damit verbundenen Todesfälle und Schäden Beachtung. Insbesondere die Rückversicherer verfolgen mit Sorge einen zunehmenden Trend sog. großer Naturkatastrophen. Sie sind i. Allg. so definiert, dass sie für das betroffene Gebiet überregionale Hilfe erfordern. Abb. 6 zeigt, dass es in der Anzahl solcher Katastrophen tatsächlich einen ansteigenden Trend gibt, der jedoch – ähnlich wie bei den Klimadaten – von ausgeprägten Fluktuationen überlagert ist. So steht dem Jahr 1993 mit maximaler Anzahl beispielsweise 2006, das jüngste Jahr dieser Statistik, mit sehr wenigen derartigen Ereignissen gegenüber. Dass es dennoch langfristig gesehen einen ansteigenden Trend gibt, ist offenbar auf wetter- bzw. witterungsbedingte Phänomene wie Stürme, Überschwemmungen,



⁴ Hierzu wird verwiesen auf: Trömel, 2005; s. auch Schönwiese und Trömel, 2006; Beck et al., 2007.

Datum	Jahr	Land, Region	Ereignis	Tote	Schäden Mill. US \$	Versich. Mill. US \$
18.4.	1906	USA, San Francisco	Erdbeben	3.000	524	180
1.9.	1923	Japan, Tokio	Erdbeben	142.807	2.800	590
23.10.	1972	Nicaragua, Managua	Erdbeben	11.000	800	100
14.-22.9.	1989	Karibik, USA	Hurrikan (Hugo)	86	9.000	4.500
25.1.-1.3.	1990	Westeuropa	Stürme (Daria u.a.)	230	14.800	10.200
26.-28.9.	1991	Japan, Kiuschu u.a.	Taifun (Mireille)	62	6.000	5.200
23.-27.8.	1992	USA, Florida u.a.	Hurrikan (Andrew)	62	30.000	17.000
17.1.	1994	USA, Kalifornien	Erdbeben	61	44.000	15.300
17.1.	1995	Japan, Kobe	Erdbeben	6.348	100.000	3.000
5.7.-10.8.	1997	Ost- u. Mitteleuropa	Überschwemm.	110	5.900	795
20.-30.9.	1998	Karibik, USA	Hurrikan (Georges)	4.000	10.000	3.400
26.12.	1999	Deutschland u.a.	Stürme (Lothar, Kurt, Martin)	130	11.000	5.000
12.-20.8.	2002	Deutschland u.a.	Überschwemm.	37	13.500	3.100
Juni-Aug.	2003	Mitteleuropa u.a.	Hitzewelle	>35.000	13.000	<1.000
26.12.	2004	Südasien, Indonesien	Tsunami	170.000	>10.000	>1.000
25.-30.8.	2005	USA (New Orleans)	Hurrikan (Katrina)	1.322	125.000	60.000
18.1.	2007	West-/Mitteleuropa	Orkan (Kyrill)	45	~8.000	~6.000

Tab. 1: Größte Naturkatastrophen der Versicherungsgeschichte seit 1900, Auswahl (Auswahlkriterien: mehr als 1000 Tote oder/und Schäden über 500 Mill. US \$; Quelle: Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, 2006; nach Presseberichten ergänzt, 2007).

Hitzewellen u.ä. zurückzuführen, nicht auf Erdbeben und Vulkanausbrüche, die gerade in jüngerer Zeit einen relativ kleinen Anteil dazu beisteuern.

Das zeigt auch die in Tab. 1 vorgenommene Zusammenstellung der „größten Naturkatastrophen“ seit 1900. Trotz der eingangs genannten Problematik der Schadensbetrachtung sei doch erwähnt, dass es ein Hurrikan war, der die bisher größten volkswirtschaftlichen und versicherten Schäden verursacht hat (Katrina, USA, 2005). Bei den Todesfällen war es der Tsunami 2004 in Südasien/Indonesien. Für die Dekade 1990/99 gegenüber 1960/69 gibt die Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft einen Anstieg der Anzahl großer Naturkatastrophen um den Faktor 3, der volkswirtschaftlichen Schäden um den Faktor 9 und der versicherten Schäden um den Faktor 19 an.

Natürlich ist dabei im Detail zu differenzieren. Während bei Überschwemmungen und Hitzewellen in vielen Ländern qualitativ ähnliche Entwicklungen bestehen, ist die Situation bei Stürmen sehr unterschiedlich. Bei tropischen Wirbelstürmen ist bisher kein genereller Anstieg nachweisbar – es sei denn, er hat mit dem Rekord des Jahres 2005 im tropischen Westatlantik begonnen, wo 27 tropische Wirbelstürme auftraten, gegenüber einem Mittelwert der Jahre 1970-2004 von 11. Jedoch findet offenbar eine Intensitätsumverteilung statt: Die stärkeren werden auf Kosten der schwächeren häufiger. In Deutschland ist bei Stürmen, wobei hier vor allem die Winterstürme von Interesse sind, weder eine

generelle Zunahme noch eine Intensitätsumverteilung feststellbar. Ähnliches gilt hierzulande wie weltweit für Tornados.

6. Schlussbemerkungen

Die Frage, ob das Klima extremer wird, lässt sich nicht generell beantworten. Zudem sollten derartige Trendphänomene ohne Einbezug der damit verbundenen Schäden betrachtet werden, weil dazu auch nicht klimabedingte Faktoren beitragen. Dazu bieten sich statistische Analysen der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen klimatologischer Variablen an, insbesondere daran orientierte Berechnungen der Veränderungen der Über- bzw. Unterschreitungswahrscheinlichkeit von Schwellen, oberhalb bzw. unterhalb derer die auftretenden Daten als extrem bezeichnet werden können.

Für Deutschland ergibt sich daraus für die Temperatur recht systematisch eine Zunahme extrem warmer auf Kosten extrem kalter Ereignisse. Beim Niederschlag ist die Situation wegen der regionalen und jahreszeitlichen Besonderheiten weitaus komplizierter. Trotzdem ist ein Trend zu mehr Starkniederschlag im Winter und in den Übergangsjahreszeiten erkennbar, in Süddeutschland auch im Sommer, während ansonsten der Sommer – verbunden mit häufigerer Hitze – eher zu mehr Dürre neigt. Ähnliches gilt auch für viele andere Regionen der Erde. Beim Wind ist in Deutschland kein eindeutiger Trend nachweisbar, wohl aber bei tropi-



schen Wirbelstürmen eine Häufigkeitsverlagerung in Richtung intensiverer auf Kosten schwächerer derartiger Ereignisse.

Weiterführende Literatur

- Hupfer, P., Börngen, M. (2004): Gibt es „Klimakatastrophen“? Naturwiss. Rdsch., 57, 233-240.
- Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft (Hrsg.) (2004): Wetterkatastrophen und Klimawandel. Selbstverlag, München.
- Jonas, M., Staeger, T., Schönwiese, C.-D. (2005): Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten von Extremereignissen durch Klimaänderungen – Schwerpunkt Deutschland. Bericht Nr. 1, Inst. Atmosph. Umwelt, Univ. Frankfurt/M.
- Schönwiese, C.-D. (2006): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Borntraeger, Stuttgart, 4. Aufl.
- Schönwiese, C.-D., Staeger, T., Steiner, H., Brinckmann, S. (2006): Analyse der Klimaveränderungen in Hessen für den Zeitraum 1901 bis 2003. Bericht Nr. 3, Inst. Atmosph. Umwelt, Univ. Frankfurt/M.
- Schönwiese, C.-D., Trömel, S. (2006): Mehr extreme Niederschläge in Deutschland? Naturwiss. Rdsch. 59, 194-199.
- Trömel, S. (2005): Modellierung von Klimazeitreihen. Bericht Nr. 1, Inst. Atmosph. Umwelt, Univ. Frankfurt/M.

Sonstige zitierte Literatur

- Beck, C., Grieser, J., Rudolf, B., Schönwiese, C.-D., Staeger, T., Trömel, S.: Entwicklung einer Beobachtungsdatengrundlage für DEKLIM und statistische Analyse der Klimavariabilität. Bericht Nr. 6, Inst. Atmosph. Umwelt, Univ. Frankfurt/M.
- Deutscher Wetterdienst, 2001 ... 2007: Klimainformationsdienst, Monatliche Beschreibungen. <http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/monitoring/beschreibung.htm>
- Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, 2006, 2007: Topics Geo. Naturkatastrophen 2005, 2006 (Jahresberichte). München.
- Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Bericht Nr. 212, Deut. Wetterdienst, Offenbach.
- Schönwiese, C.-D., Janoschitz, R. (2005): Klima-Trendatlas Deutschland 1901-2000. Bericht Nr. 4, Inst. Atmosph. Umwelt, Univ. Frankfurt/M.

REGIONALE AUSWIRKUNG DER KLIMAÄNDERUNG AUF DIE WASSERVERFÜGBARKEIT IN KLIMASENSITIVEN GEBIETEN

Harald Kunstmann, Garmisch-Partenkirchen

1. Das Problem

Wasser hat eine zentrale Bedeutung für Mensch und Umwelt. Wasser formt Landschaften und seine jahreszeitliche Verfügbarkeit prägt Flora und Fauna. Die Bewältigung von zu viel, zu wenig oder zu schmutzigem Wasser begleitet die gesamte menschliche Kulturgeschichte. Mit der globalen Klimaänderung verändert sich der Wasserkreislauf, insbesondere die Quelle erneuerbaren Süßwassers, nämlich der Niederschlag. Grund ist die mit der globalen Erwärmung einhergehende Intensivierung des Wasserkreislaufs: Einerseits kann die Luft durch die erhöhte Atmosphärentemperaturen generell mehr Feuchtigkeit aufnehmen – was zu größeren Niederschlagsintensitäten führen kann –, andererseits wird durch die erhöhten Verdunstungsraten der Atmosphäre mehr latente Wärmeenergie zugeführt, die bei der Kondensation wieder frei wird. Dies führt zu vergrößerten atmosphärischen Energieumsätzen. In manchen Regionen sind heftigere Niederschläge, in anderen aber entgegengesetzte Extreme, nämlich längere und häufigere Trockenperioden und Dürren die Folge. Die Abschätzung der zukünftigen räumlichen und zeitlichen Verteilung der terrestrischen Wasserverfügbarkeit gehört zu den zentralen wissenschaftlichen Herausforderungen des 21. Jahrhunderts (*WBGU, 1997*). Dies gilt insbesondere für klimasensitive Gebiete, in denen bereits geringe Änderungen der großskaligen atmosphärischen Randbedingungen zu erheblichen regionalen Auswirkungen auf Niederschlag und Abflussverhalten führen können.

2. Wasserkreislauf und terrestrischer Wasserhaushalt

Das Wasser auf der Erde befindet sich in einem ständigen Kreislauf. Wasser verdunstet aus den Meeren und über den Kontinenten und gelangt so in die Atmosphäre. Der Wasserdampf steigt auf, bildet Wolken, und das Wasser fällt als Regen, Hagel oder Schnee wieder auf die Erde. Sonneneinstrahlung, Schwerkraft und Erdrotation bewirken den großskaligen Transport und die Phasenumwandlungen des Wassers. Ein Teil des Niederschlags über den Landmassen wird

von der Vegetation aufgefangen und gelangt über die Evapotranspiration zurück in die Atmosphäre. Fällt der Niederschlag auf die Erde, so verdunstet auch hiervon ein Teil. Der Rest versickert im Erdreich, wo er langsam bis zum Grundwasser durchsickert oder hangabwärts fließt. So werden Flüsse und Seen gespeist, die wiederum das Wasser bis in die Meere transportieren. Die Erde ist nach heutigem Wissen der einzige Planet, auf dem Wasser in größeren Mengen und in allen drei Aggregatzuständen – gasförmig, flüssig und fest – vorkommt. Die Erdoberfläche wird von Wasser dominiert: Weltmeere, Eisflächen, Seen, Flüsse und Feuchtgebiete ergeben eine Wasserbedeckung von 75 %. Der gesamte Vorrat an Wasser auf unserem „blauen Planeten“ ist riesig (etwa 1,56 Milliarden km³, das entspricht einem Würfel mit einer Kantenlänge von rund 1.100 km), jedoch ist mit über 94 % der größte Anteil Salzwasser der Ozeane und nur 6 % sind als Süßwasser auf den Kontinenten zu finden. Der größte Teil der gesamten Süßwasservorkommen ist tiefes Grundwasser (65 %) oder in Gletschern und Eismassen gebunden (ca. 30 %) und damit für den Menschen nicht zugänglich. Die nutzbaren Süßwasservorräte aus Flüssen und Seen machen nur 0,35 % des gesamten Süßwassers aus (*z.B. Lozán et al., 2005*).

3. Wasserverfügbarkeit und Weltwasserverbrauch

Über den Landmassen fallen pro Jahr etwa 110.000 km³ Niederschläge (das entspricht einem Würfel mit einer Kantenlänge von 48 km). Davon verdunsten jährlich etwa 50.000 km³ aus natürlicher Vegetation und den Böden und weitere 18.000 km³ aus Regenfeldanbau landwirtschaftlich genutzter Flächen. Die übrigen 42.000 km³ sammeln sich in Flüssen, wovon aber nur 13.000 km³ für den Menschen zugänglich sind (letzteres entspricht einer Würfelkantenlänge von 23 km). Davon werden wiederum 2.000 km³ zur Bewässerung in der Landwirtschaft eingesetzt, wo sie verdunsten (*Postel et al., 2006; Lozán et al., 2005*). Weiterhin wird pro Jahr etwa 800 km³ Süßwasser aus Grundwasserleitern entnommen (*Kunstmann und Kinzelbach, 1998*). Etwa ein Viertel dieser Entnahmen ist nicht nachhaltig in dem Sinne, dass diese langfristig unter den heutigen klimatischen Bedingungen nicht durch Neubildung ersetzt werden. Sie führen also zu einer kontinuierlichen Zehrung der unterirdischen Wasserspeicher. Die durch den menschlichen Eingriff auf landwirtschaftlich genutzten Flächen verdunstete Wassermenge (20.000 km³ insgesamt) hat also schon fast die Hälfte der Verdunstungsmengen natürlicher Ökosysteme erreicht (50.000 km³). Dies zeigt, dass die Landwirtschaft



hinsichtlich des verfügbaren Süßwassers ein starker Konkurrent für die natürliche Vegetation ist. Der globale Wasserverbrauch durch Landwirtschaft, Industrie und Haushalte wird derzeit auf etwa 4.200 km³ pro Jahr geschätzt (das entspricht einem Würfel mit einer Kantenlänge von 16 km). Davon entfallen 70 % auf die Landwirtschaft. Der Vergleich mit den zugänglichen erneuerbaren Süßwasserreserven (13.000 km³) zeigt, dass der Mensch bereits jetzt 1/3 aller zugänglichen Süßwasserressourcen nutzt. Diese Zahlen stellen Mittelwerte über Zeit und Raum dar, so dass regional starke Verteilungsunterschiede bestehen, denn z.B. werden Dürren gegen Überschwemmungen gemittelt.

Stellt man diesen Nutzungsgrad der begrenzten Ressource Süßwasser von 1/3 der exponentiellen Zunahme der Weltbevölkerung gegenüber (es wird eine Zunahme um weitere 3 Milliarden von 2000 bis 2050 auf 9 Milliarden erwartet) und berücksichtigt zusätzlich den überproportionalen Anstieg des Wasserverbrauchs (im 20. Jahrhundert gab es eine Versechsfachung des Wasserverbrauchs bei einer Verdreifachung der Weltbevölkerung), so wird deutlich, warum verstärkt von einer Weltwasserkrise gesprochen wird. Es zeigt ebenso, warum der nachhaltige Umgang mit der Ressource Wasser zu den großen Herausforderungen der Gegenwart und der nahen Zukunft gehört.

Ein nachhaltiges Wassermanagement erfordert Abschätzungen der zukünftigen räumlichen und zeitlichen Verteilung der Niederschläge sowie der oberflächlichen Abflüsse. Die zukünftige Wasserverfügbarkeit wird aber von der globalen Klimaänderung beeinflusst, da das Wasser selbst zentraler Teil des Klimasystems ist. Verlässliche Abschätzungen zukünftiger Niederschlags- und Abflussverteilungen erfordern die Berücksichtigung der komplexen Rückkopplungsmechanismen zwischen Wasser und Klima.

4. Wasser in der Atmosphäre und im Klimasystem

Von den Komponenten im Erdsystem, die das Klima der Erde bestimmen, ist die Atmosphäre diejenige mit der höchsten Mobilität. Mit einer typischen Zeitskala von etlichen Tagen zwischen Verdunstung und Niederschlag, stellt der atmosphärische Wasserkreislauf die Verbindung zu den langsam reagierenden Reservoirs „Ozean“ und „Eis“ dar. Der atmosphärische Wasserkreislauf besteht aus dem Transport von Wasserdampf sowie aus den Phasenumwandlungen zu flüssigen und festen Wasserpartikeln in den Wolken, die mit großen Energieumwandlungen und -flüssen

verbunden sind. Obwohl die Atmosphäre nur 0,001 % des auf der Erde verfügbaren Wassers enthält und der Massenanteil des gasförmigen Wassers an der Zusammensetzung der realen Atmosphäre im Mittel nur 0,25 % beträgt, kommt dem atmosphärischen Wasser eine besondere Bedeutung im Klimasystem zu. Wasserdampf absorbiert und emittiert sehr effektiv im infraroten Strahlungsspektrum und stellt das wichtigste Treibhausgas in der Atmosphäre dar. Ohne Treibhausgase würde die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche nicht ca. 15°C, sondern -15 bis -18°C betragen. Zu diesem natürlichen Treibhauseffekt von ca. 30 bis 33°C trägt der Wasserdampf in der Troposphäre (das ist die Atmosphäre bis ca. 10 km Höhe) mit etwa 20,6°C bei.

Abschätzungen der aufgrund der anthropogenen Treibhausgas-Emissionen und der damit verbundenen globalen Erwärmung veränderten Wasserverfügbarkeit erfordern daher die genaue Kenntnis und die Quantifizierung der Prozesse des atmosphärischen Wasserkreislaufs und ihrer Wechselwirkung mit der Landoberfläche und den Ozeanen. Zur Quantifizierung werden Klimamodelle eingesetzt, die physikalische Erhaltungsgleichungen (z.B. für Masse, Energie und Impuls) und physikalische Zustandsgleichungen (z.B. die Gasgleichung) bei gegebenen Anfangs- und Randbedingungen numerisch lösen.

5. Regionale Projektionen zukünftiger Wasserverfügbarkeit

Globale Klimamodelle können aufgrund ihrer geringen räumlichen Auflösung (im Allgemeinen mehrere Hundert Kilometer) nur großräumig gültige, regional wenig differenzierte Aussagen über meteorologische Größen liefern. Sie sind nicht in der Lage, die für die regionale Klimaausprägung oder Wetterentwicklung wichtigen Einflussfaktoren wie z.B. Küstenform, Höhenlage, Lee- oder Luvbereich ausreichend detailliert zu erfassen. Die Vorhersagen globaler Modelle müssen daher mit Hilfe statistischer oder physikalisch-dynamischer Verfahren in entsprechende regionale Muster umgesetzt werden. Die konsequenteste aber auch aufwändigste Methode der Regionalisierung ist das „Nesten“ eines regionalen Meteorologiemodells in ein antreibendes globales Modell (Abb. 1). Bei diesem so genannten explizit-dynamischen *Downscaling* simuliert das regionale Modell für einen ausgewählten Zeitraum kontinuierlich den Wetterablauf über einen Teilbereich der Erdoberfläche, wobei es die an den seitlichen Rändern benötigten Informationen aus dem antreibenden globalen Klimamodell bezieht. Aufgrund der räumlichen Beschränkung ist eine deutlich höhere Modellauflösung

möglich, und zwar bis in die Größenordnung von etlichen Kilometern. Im globalen Modell simulierte und in den „genesteten“ Modellbereich „einwandernde“ Strukturen können daher eine der höheren Auflösung

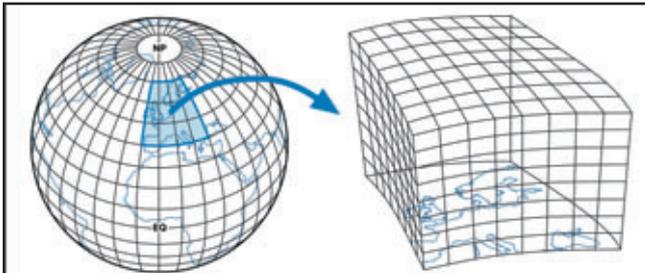


Abb. 1: Regionale Klimamodelle verfeinern regional die Ergebnisse globaler Klimaszenarien.

entsprechende regionale Ausprägung annehmen. Erst so ist die Modellierung des Einflusses topografischer Details möglich wie z.B. Land-Seewind-Zirkulationen, Berg-Talwindssysteme, Stau- oder Föhnlagen.

Um den Einfluss der atmosphärischen Änderung auf den terrestrischen Wasserhaushalt einzelner Einzugsgebiete abzuschätzen, werden mittels der prognostizierten meteorologischen Felder anschließend regionale Wasserhaushaltsmodelle angetrieben, die detailliert eine räumliche und zeitliche Änderung der Abflusskomponenten, der Schneespeicher, der Verdunstung, der Bodenfeuchte bis hin zur Grundwasserneubildung im Detail erlauben (Abb. 2).

Die hydrologischen Modelle werden dabei häufig in räumlich höheren Auflösungen als die regionalen Klimamodelle betrieben. Die Gitterpunkte des regionalen Klimamodells werden dabei als fiktive meteo-

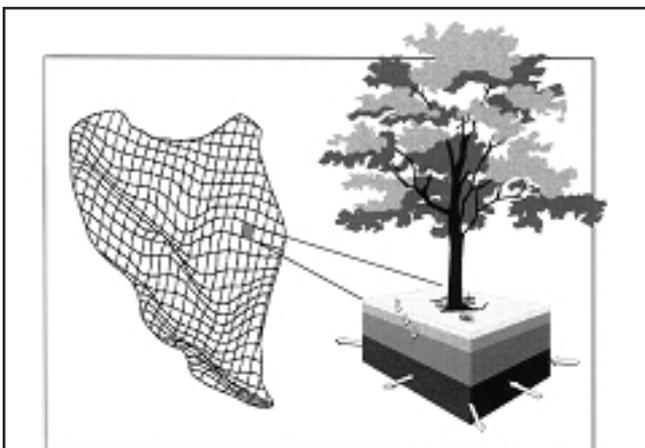


Abb. 2: Hydrologische Modelle berechnen detailliert den regionalen Wasserhaushalt.

rologische Stationen aufgefasst, und die simulierten Zustandsvariablen Niederschlag, Temperatur, Wind, Feuchte und Globalstrahlung auf die Gitterpunkte des hydrologischen Modells interpoliert.

Da Änderungen des regionalen Klimas signifikant vom allgemeinen Trend des globalen Klimawandels abweichen können, müssen regionale Untersuchungen durchgeführt werden. Dies kann nur durch hoch aufgelöste regionale Simulationen erreicht werden. Die wissenschaftlichen Herausforderungen für dieses Unterfangen sind 1) die exakte Wiedergabe des beobachteten derzeitigen Klimas in regionalen Klimamodellen, 2) die korrekte Transformation atmosphärischer Änderungen in Änderungen des terrestrischen Wasserhaushalts und 3) die Quantifizierung von Unsicherheiten sowie die Identifizierung und Trennung von Klimaänderungssignal und natürlicher Variabilität (z.B. Rauschen).

Die folgende Analyse konzentriert sich auf zwei wasserarme Regionen, in denen eine Änderung der Wasserverfügbarkeit mit enormen sozioökonomischen Auswirkungen verbunden ist:

- Das Voltabecken in Westafrika (Ghana und Burkina Faso) und
- das Einzugsgebiet des Oberen Jordan im Mittleren Osten (Israel, Libanon, Syrien).

6. Zukünftige Wasserverfügbarkeit in Westafrika und im Voltabecken

Der jährliche Niederschlag variiert in Afrika räumlich stark zwischen 10 mm in der inneren Sahara und über 2000 mm in den tropischen Gebieten beiderseits des Äquators. Besonders ausgeprägt ist der regionale Niederschlagsgradient am Südrand der Sahara - in der so genannten Sahel-Zone in Westafrika - wo sich der mittlere jährliche Niederschlag auf einer Distanz von 750 km um mehr als 1000 mm ändert. Die bekannte Sahel-Dürre in den 1970er und 1980er Jahren ist durch viele Untersuchungen gut belegt (z.B. Neumann et al.,

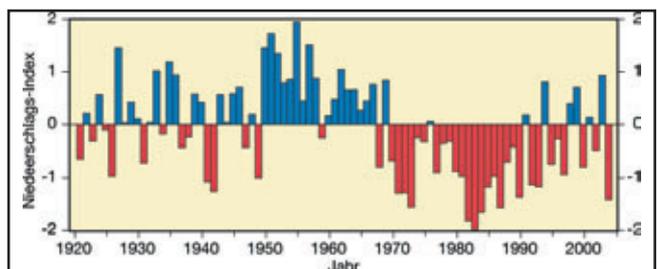


Abb. 3: Abweichungen der jährlichen Niederschlagsmengen vom Mittelwert im Sahel im 20. Jahrhundert [Einheit: Standardabweichungen].

2007). Die extreme Abnahme der Niederschläge in der Sahelzone seit Ende der 1960er Jahre ist im 20. Jahrhundert weltweit einmalig. Gegenüber der Periode 1931-1960 hat der mittlere Niederschlag in der Zeit von 1970 bis 1990 um 20-49 % abgenommen. Seit den 1990er Jahre fielen in manchen Jahren zwar überdurchschnittlich viele Niederschläge, ohne dass sich jedoch ein neuer Trend abzeichnet und die Dürreverhältnisse beendet wären, wie u.a. das Jahr 2004 belegt (Abb. 3)

Außerdem wird für ein Teilgebiet Westafrikas – das Voltabecken – abgeschätzt, welche Folgen die zukünftig erwartete Klimaänderung regional für den Wasserhaushalt haben kann.

Das Volta Einzugsgebiet in Westafrika besitzt eine Fläche von rund 400.000 km² und erstreckt sich vom Süden Burkina Fasos nach Ghana mit angrenzenden Teilen Togos, Benins, Malis und der Elfenbeinküste (Abb. 4).



Abb. 4: Das Voltabecken in Westafrika.

Zur Abschätzung der zukünftigen Wasserverfügbarkeit wurden zwei Zeitreihen (1991-2000 und 2030-2039) des globalen Klimamodells ECHAM4 mit dem Emissionsszenario IS92a („business as usual“) mittels des regionalen Modells MM5 dynamisch auf eine Auflösung von 9x9 km² herunterskaliert (Jung und Kunstmann, 2007; Kunstmann et al., 2007a). Die hohe erzielte Güte des regionalen Klimamodells bei der Reproduktion des rezenten Klimas zeigt die Abbildung. 5.

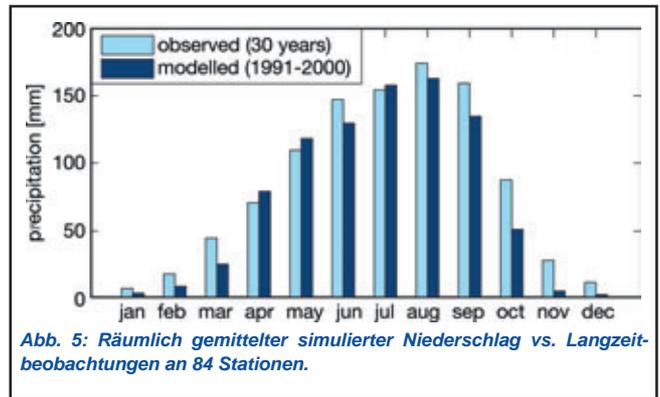


Abb. 5: Räumlich gemittelter simulierter Niederschlag vs. Langzeitbeobachtungen an 84 Stationen.

Der simulierte Anstieg der Temperatur während der Trockenzeit beträgt ca. 1°C, dagegen wird während der Regenzeit ein Anstieg von bis zu 2°C beobachtet. Der erwartete mittlere jährliche Temperaturanstieg (Abb. 6) ist in den Küstengebieten am geringsten (~ 1°C) und steigt in Richtung Norden des Beckens an (um 1,7°C in der Sahelzone).

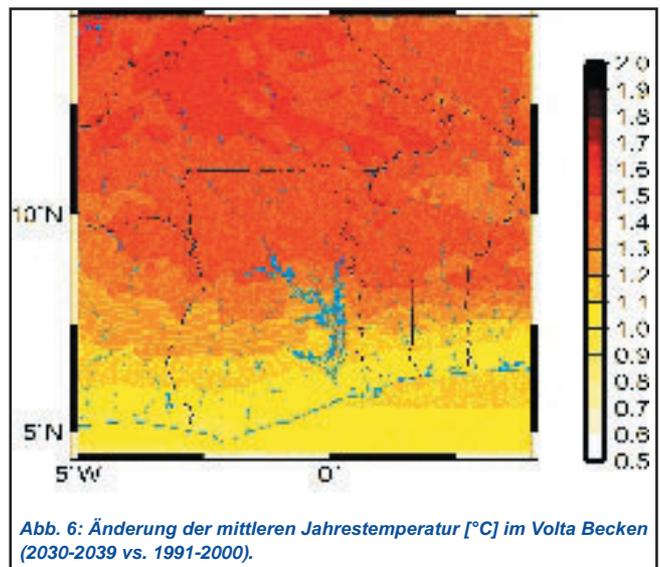
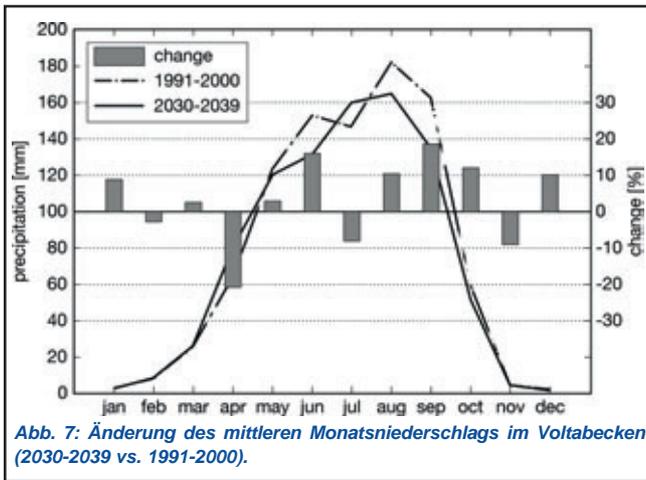


Abb. 6: Änderung der mittleren Jahrestemperatur [°C] im Volta Becken (2030-2039 vs. 1991-2000).

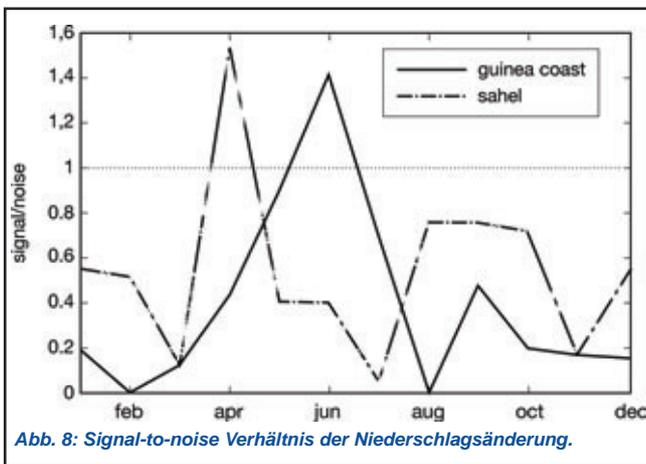
Es wird ein geringfügiger Anstieg des jährlichen Gesamtniederschlags um 5 % festgestellt, aber auch ein signifikanter Rückgang des Niederschlages im April (20 %, in manchen Gebieten sogar bis zu 70 %), der den Übergang von der Trocken- zur Regenzeit markiert (Abb. 7).

Die Gesamtdauer der Regenzeit ist verkürzt. Dieser Trend wird durch Zeitreihenanalysen von 28 Stationen innerhalb des Beckens gestützt, für die eine Verzögerung des Einsetzens der Regenzeit von bis zu 30 Tagen während der letzten 40 Jahre nachgewiesen



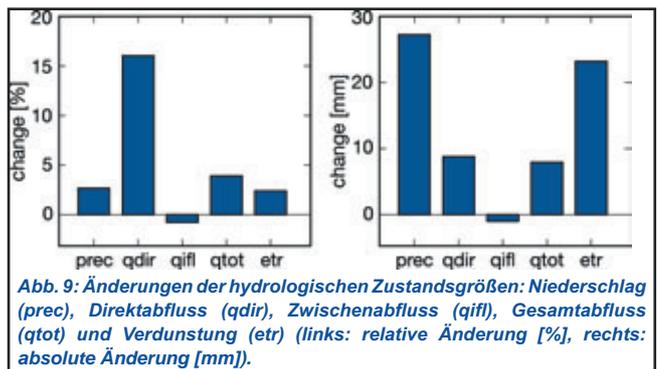
wurde (Laux et al., 2007).

Die Signifikanz der Niederschlagsänderung wird durch das *Signal-to-Noise* Verhältnis (SN), also das Verhältnis von Signal und Rauschen, analysiert. Dabei wird die simulierte regionale Klimavarianz berücksichtigt. Wird zwischen der Sahelzone und der ghanaischen Küste unterschieden, so werden hohe Verlässlichkeitswerte ($SN > 1$) im April für den Sahel und im Juni für die Küstenregion ermittelt (Abb. 8).



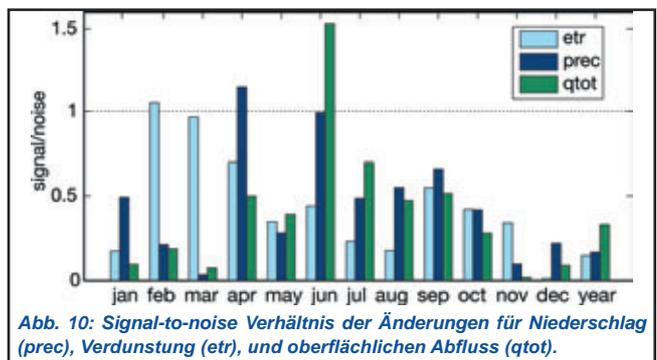
Langzeitplanungen im Wassermanagement benötigen Aussagen über zu erwartende Abänderungen des terrestrischen Wasserhaushalts, besonders der Abflüsse und der Grundwasserneubildung. Zu diesem Zweck wurde ein flächendifferenziertes hydrologisches Modell für das Voltabecken mit einer räumlichen Auflösung von $1 \times 1 \text{ km}^2$ aufgesetzt, kalibriert und validiert. Basierend auf den Ergebnissen der beiden dynamisch regionalisierten Zehnjahreszeitreihen wurde das

hydrologische Modell mit den jeweiligen meteorologischen Feldern angetrieben und die Änderungen der Komponenten des terrestrischen Wasserhaushalts wurden analysiert. Abbildung 9 zeigt die nichtlineare Reaktion der Abflusskomponenten und der Evapotranspiration in Bezug auf den Niederschlag im Untersuchungsgebiet. Der Großteil des Zugewinns an Niederschlag im Voltabecken geht durch erhöhte Evapotranspiration wieder verloren.



Dies erklärt sich durch höhere Temperaturen des zukünftigen Klimas, die zu einer erhöhten potentiellen Verdunstung und bei ausreichender Bodenfeuchte auch zu einem Anstieg der realen Evapotranspiration führen. Nur ein kleiner Betrag der erhöhten Niederschlagssummen geht in einen zusätzlichen Direktabfluss über.

Das *Signal-to-Noise* Verhältnis in Abbildung 10 zeigt an, dass der über das Untersuchungsgebiet gemittelte Niederschlag nur im April und die Evapotranspiration nur im Juni einen Wert von $SN > 1$ aufweist.



Zusammenfassend kann gefolgert werden, dass zukünftig hauptsächlich der Rückgang des Niederschlags im April und der verspätete Beginn

der Regenzeit die Vulnerabilität landwirtschaftlicher Aktivitäten erhöhen.

Im Folgenden wird für eine weitere prominente Region eine Abschätzung der zukünftigen Wasserverfügbarkeit vorgestellt.

7. Zukünftige Wasserverfügbarkeit im mittleren Osten und im Oberen Jordan Einzugsgebiet

Das Einzugsgebiet des Oberen Jordans (*Upper Jordan Catchment*, kurz: UJC) besitzt eine Fläche von 855 km²; was nur einen kleinen Teil des gesamten Jordaneinzugsgebietes darstellt (18.200 km²). Trotz der geringen Größe ist das Einzugsgebiet des Oberen Jordans von großer Bedeutung, da es den Großteil des jährlichen Gesamtabflusses und zudem 1/3 der Süßwasserreserven Israels liefert. Das UJC befindet sich im Grenzgebiet Israels, Syriens, der Golanhöhen und dem Libanon (Abb. 11). Das Gebiet ist in die Teileinzugsgebiete der drei Quellflüsse Snir im Westen, Dan im Zentrum und Banias im Osten unterteilt. Ihre

Quellen befinden sich an den westlichen und südlichen Hängen am Fuße des Hermons (2814 m über N.N.). Zur Abschätzung der künftigen Wasserverfügbarkeit wurden zwei Zeitreihen (1961-1990 und 2070-2099) mit dem Emissionsszenario B2 vom Globalen Klimamodell ECHAM4 dynamisch auf eine Auflösung von 18 x 18 km² mit dem regionalem Modell MM5 regionalisiert (*Kunstmann et al., 2007b*). Die erzielte Güte des regionalen Klimamodells bei der Reproduktion des rezenten Klimas der Region zeigt Abbildung 12.

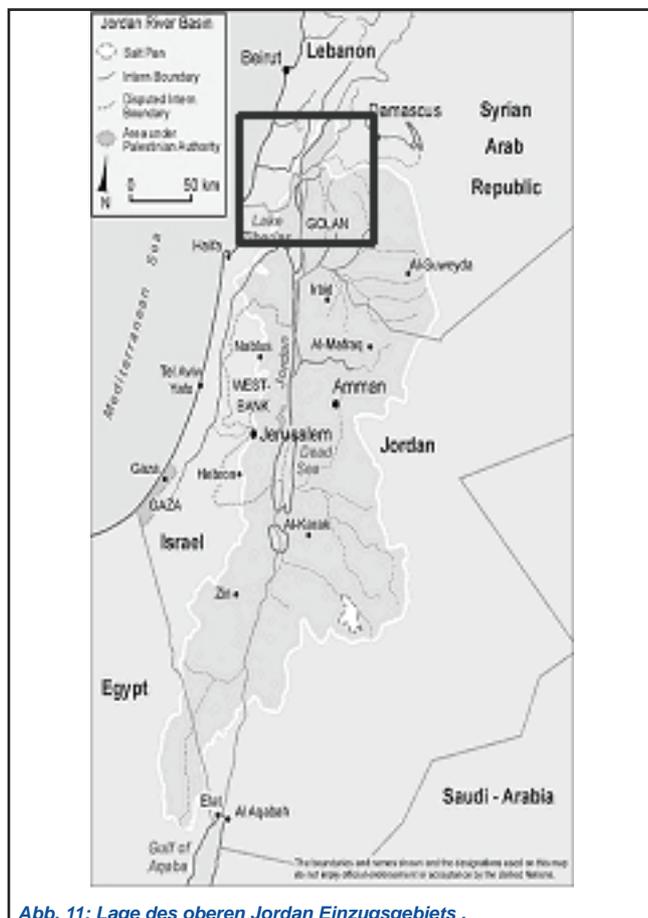


Abb. 11: Lage des oberen Jordan Einzugsgebiets .

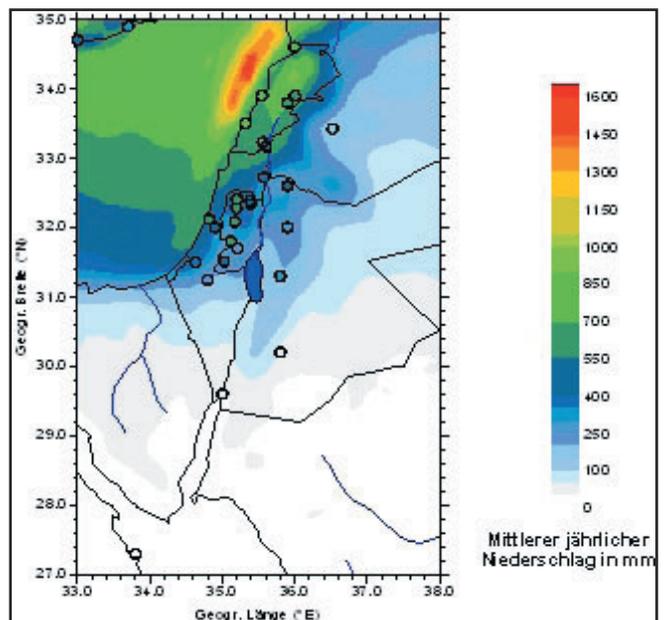


Abb. 12: Simulierter mittlerer Jahresniederschlag (1961-1990) in 18x18 km² Auflösung vs. Langzeit Stationsbeobachtung [mm].

Trotz des großen Niederschlagsgradienten zwischen dem mediterranen Klima an der israelischen Küste und dem ariden Wüstenklima im Südosten des Domains zeigen der simulierte mittlere jährliche Niederschlag und die Langzeitmessungen an den Stationen gute Übereinstimmungen.

In Abbildung 13 sind die erwarteten Temperatur- und Niederschlagsänderungen dargestellt. Neben einer Zunahme der Jahresmitteltemperatur von bis zu 4°C in der Region, ist auch ein genereller Trend zu einer Abnahme der Niederschläge erkennbar. Die größten Rückgänge werden für das Zentrum Jordaniens (bis zu -40 %) erwartet, während nur geringe Änderungen (unter 10 %) für die Küstenregionen erwartet werden. Ebenso wie bei den Untersuchungen für das Voltabecken wurde auch hier der Einfluss angenommener Klimaänderungen auf die Wasserverfügbarkeit im UJC durch gekoppelte Klima-Hydrologie-Simulationen

analysiert. Zu diesem Zweck wurde ein flächendifferenzierendes hydrologisches Modell mit einer räumlichen Auflösung von 90 x 90 m² angewandt. Um der komplexen Hydrologie, den tiefen Aquiferen und der Interaktion zwischen Grund- und Oberflächenwasser gerecht zu werden, wurde die untere Grenze (d. h. die

maximale Ausdehnung der ungesättigten Zone) auf 100 m unter der Geländeoberfläche gesetzt.

Änderungen in den mittleren Monatsniederschlägen innerhalb des UJC zeigt Abbildung 14. Besonders für die Winterniederschläge wird eine Abnahme von bis zu 35 % angenommen. Es wird erwartet, dass es das ganze Jahr über zu einer Reduzierung der Oberflächenwasserverfügbarkeit kommt. Ebenso wie bei den

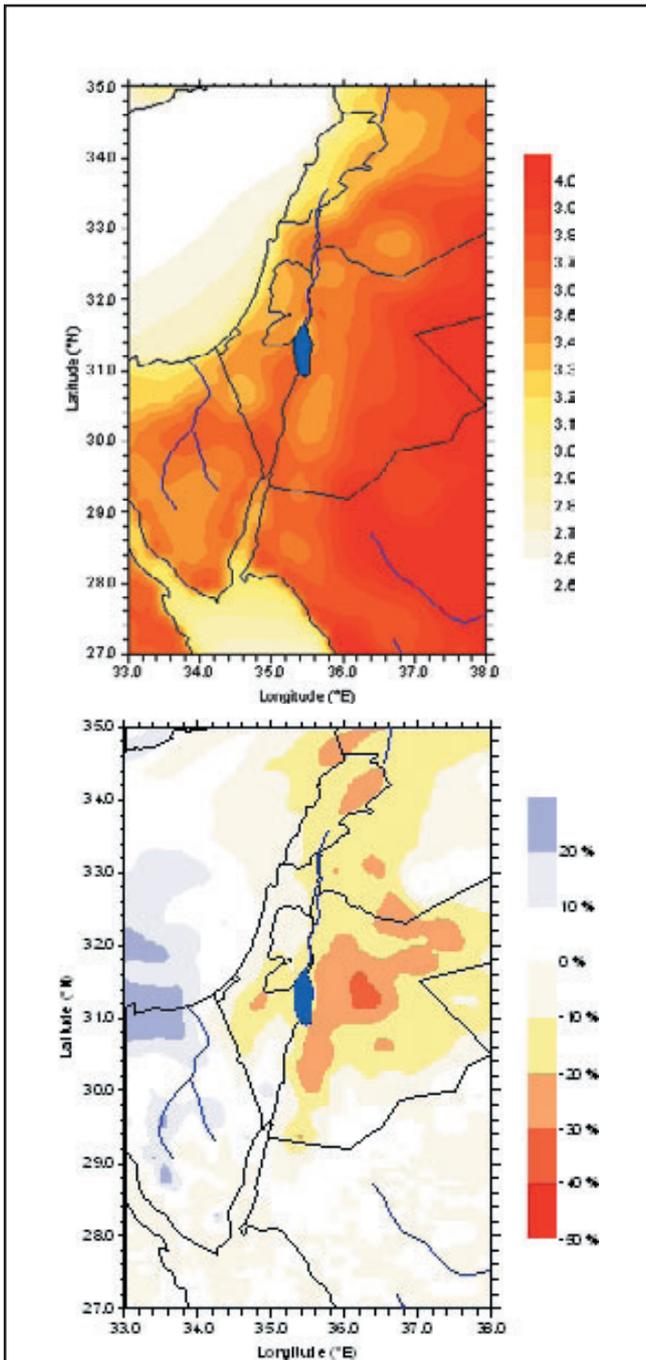


Abb. 13: Erwartete absolute Änderungen der Jahresmitteltemperatur [°C] (oben) und relative Änderungen des mittleren Jahresniederschlags [%] (unten) (2070-2099 vs. 1961-1990).

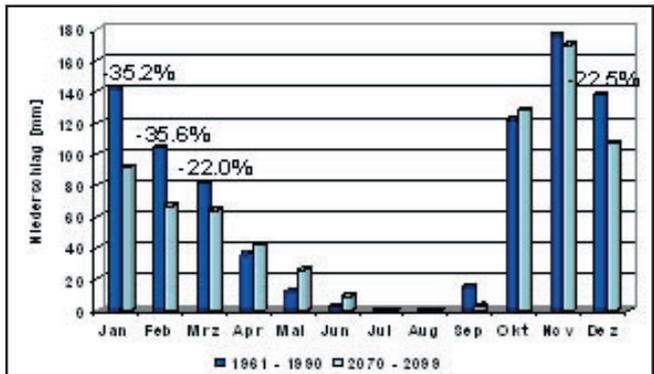


Abb. 14: Änderungen der mittleren monatlichen Niederschläge im UJC.

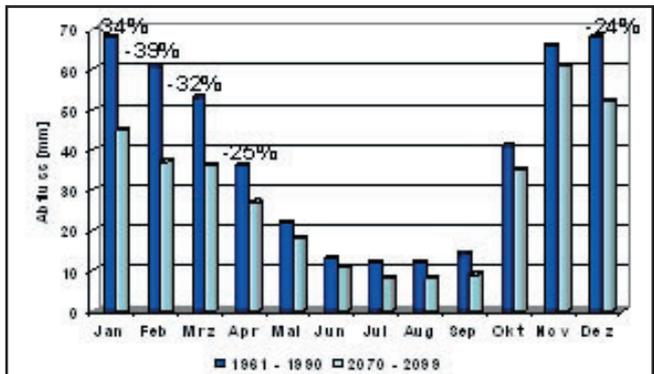


Abb. 15: Änderungen im mittleren monatlichen Gesamtabfluss im UJC.



Abb. 16: Änderungen in der mittleren monatlichen Grundwasserneubildung im UJC.

Änderungen im Niederschlag fällt auch die größte relative Abnahme der Abflüsse in die Regensaison von Dezember bis April (Abb. 15).

Als Folge der abnehmenden Niederschläge, der Temperaturzunahme und der erhöhten Evapotranspiration ist mit einem starken Rückgang der Grundwasserneubildung zu rechnen (Abb. 16). Negative absolute Neubildungsraten (siehe die Monate Juni, Juli und August) weisen auf vertikale Wasserbewegungen entgegen der Schwerkraft von der gesättigten Zone (Grundwasserleiter) zur darüber liegenden ungesättigten Zone entsprechend des kapillaren Aufstiegs hin. Die Ergebnisse deuten also auf eine insgesamt signifikante Abnahme der Wasserverfügbarkeit in der ohnehin schon extrem wasserarmen Region hin.

8. Schlussbetrachtung

Die mit der globalen Erwärmung einhergehenden regionalen Veränderungen der Wasserverfügbarkeit können die durch den Bevölkerungszuwachs bedingte Zunahme von Wasserknappheit noch weiter verstärken. Hinzu kommt, dass mit höheren Temperaturen auch die Wassernachfrage weiter steigt. Der Klimawandel wird aber nicht nur die Wassermenge, sondern auch die Wasserqualität beeinflussen.

Die Wissenschaft arbeitet an der Entwicklung von fundierten Entscheidungsunterstützungssystemen die es erlauben, Anpassungsstrategien an den Klimawandel zu entwickeln. Dies betrifft nicht nur das hier diskutierte „zu wenig“ an Wasser, sondern auch das „zu viel“, nämlich die sich verändernden Hochwasserrisiken. In der Tendenz ist zu erwarten, dass trockene Gebiete noch trockener werden und feuchte Gegenden noch feuchter.

Moderne Werkzeuge der Hydrologie und Klimaforschung wie hochaufgelöste Modellierung und Fernerkundung helfen in Regionen mit schwacher Infrastruktur bei der Quantifizierung der Auswirkungen der Klimaänderung auf die Wasserverfügbarkeit und der Beurteilung der Nachhaltigkeit gegenwärtiger Praktiken und zukünftig geplanter Anpassungsstrategien. Nachhaltige Anpassungsstrategien an den Klimawandel und die damit verbundene veränderte Wasserverfügbarkeit werden teils schmerzhaft Anpassungsprozesse erfordern.

Literatur

- Jung, G., Kunstmann H. (2007): High-Resolution Regional Climate Modelling for the Volta Basin of West Africa, *Journal of Geophysical Research*, in press
- Kinzelbach, W., Kunstmann, H. (1998): Nachhaltige

Grundwassernutzung: Kriterien und Strategien, *Spektrum der Wissenschaft*, April 1998.

Kunstmann, H., Jung, G., Wagner, S., Clotey, H. (2007a) Integration of atmospheric sciences and hydrology for the development of decision support systems in sustainable water management, *Physics and Chemistry of the Earth*, doi:10.1016/j.pce.2007.04.010

Kunstmann, H., Suppan, P., Heckl, A., Rimmer, A. (2007b), Regional climate change in the Middle East and impact on hydrology in the Upper Jordan catchment, *IAHS publication 313, Quantification and reduction of predictive uncertainty for sustainable water resources management*, in press

Laux, P., Kunstmann, H., Bárdossy, A. (2007): Predicting the Regional Onset of the Rainy Season in West Africa. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.1542

Lózan, J., Graßl, H., Hupfer, P., Menzel, L., Schönwiese, C. D. (Hrsg.) (2005), *Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle?*, Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 400 Seiten

Neumann, R., Jung, G., Laux, P., Kunstmann, H. (2007) Climate trends of temperature, precipitation and river discharge in the Volta Basin of West Africa, *International Journal of River Management*, Vol. 5, issue 1, 17-30.

Postel, S., Daily, G. C., Ehrlich, P. R. (1996), Human appropriation of renewable freshwater resources, *Science*, 271, 785-788

WBGU (Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung, globale Umweltveränderungen) (1997), *Wege zu einem nachhaltigen Umgang mit Süßwasser*, www.wbgu.de

FOLGEN DES KLIMAWANDELS FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT

Frank-Michael Chmielewski, Berlin

1. Einleitung

Land- und Forstwirtschaft sind seit jeher klimasensitive Wirtschaftszweige, die sich an die klimatischen Gegebenheiten und den Verlauf des Wetters und der Witterung, einschließlich extremer Ereignisse, anpassen müssen. Ein Beispiel für den Einfluss des Klimas auf die Landwirtschaft ist die weitgehend klimatisch bestimmte Abgrenzung von Anbauzonen.

Land- und Forstwirtschaft bestimmen aber auch über die Abgabe und Aufnahme von Spurengasen die weitere Entwicklung des Klimas mit. Als Produzent von Spurengasen tritt die Landwirtschaft vor allem beim Methan und bei den Stickoxiden auf. Weltweit beträgt die Freisetzung (Emission) klimarelevanter Spurengase aus der Landwirtschaft 15%. Die Spurengasemissionen infolge der Vernichtung tropischer Regenwälder liegen ebenfalls in dieser Größenordnung.

In Deutschland werden nahezu 80 % der Fläche (357.092,90 km²) durch Land- und Forstwirtschaft genutzt. Die *Landwirtschaft* ist hier die flächenmäßig bedeutendste Landnutzungsform. Etwa die Hälfte der Landesfläche (0,17 Mio. km² = 17 Mio. ha) wird von der Landwirtschaft bearbeitet. Hiervon entfallen ca. 11,8 Mio. ha auf den Anbau landwirtschaftlicher Nutzpflanzen und ca. 5 Mio. ha auf Dauergrünland. Weitere Produktionsrichtungen sind Obst-, Wein- und Zierpflanzenbau, mit einem Flächenanteil von ca. 0,2 Mio. ha.

Deutschland zählt zu den wichtigsten Agrarproduzenten



Foto: CHM.

der Europäischen Union. Mehr als die Hälfte der Ackerfläche wird für den Anbau von Getreide einschließlich Körnermais genutzt. Neben der Pflanzenproduktion ist die Tierhaltung eine weitere wichtige Produktionsrichtung.

Ein Drittel unseres Landes (0,11 Mio. km² = 11 Mio. ha) ist mit Wald bedeckt. *Wälder* sind von großer Bedeutung zur Produktion von Holz, zur Verbesserung der Luft und des Klimas, als Lebensstätte für eine vielfältige Flora und Fauna und nicht zuletzt als Erholungsraum für den Menschen. Zudem sind Wälder wichtigste Kohlenstoffspeicher der terrestrischen Biosphäre.

2. Das Klima als Standortfaktor

Zu den wichtigsten Standortfaktoren zählen das Klima und der Boden (Abb. 1). Das *Klima* ist ein maßgeblicher Faktor für die Verbreitungsgrenze der natürlichen Vegetation (Bäume, Sträucher, Gräser) und für die Anbaueignung und -form landwirtschaftlicher Nutzpflanzen. Besonders über den Wasserhaushalt (Niederschlag, Verdunstung, Bodenwassergehalt) sind Klima und Boden eng miteinander verknüpft.

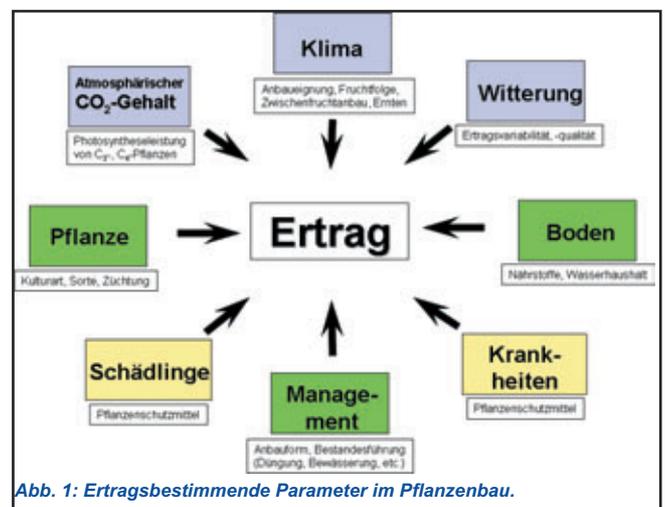


Abb. 1: Ertragsbestimmende Parameter im Pflanzenbau.

Klimatische Standortfaktoren haben Einfluss auf das Wachstums-, Entwicklungs- und Reproduktionsvermögen der Pflanzen und damit auf ihr Ertragspotential. Die Variabilität des *Wetters* und der *Witterung* hingegen spiegelt sich in dem jährlich erzielten Zuwachs an Biomasse bzw. im Ertrag landwirtschaftlicher Kulturen wider.

Verändert sich unser Klima, so ändern sich auch die Standortbedingungen und damit die Wachstums- und Entwicklungsbedingungen für heute regional

etablierte Pflanzengesellschaften und Kulturarten. Je nach Art und Weise der klimatischen Veränderungen können sich die Bedingungen für das Wachstum, die Entwicklung und die Reproduktion von Pflanzenarten verbessern oder verschlechtern. Hierdurch werden zwangsläufig die Ertragshöhe, -stabilität und -qualität der Kulturarten beeinflusst. In diesem Zusammenhang müssen sowohl die direkten Wirkungen eines höheren CO_2 -Gehalts der Atmosphäre als auch die indirekten Wirkungen betrachtet werden, die sich aus den geänderten Klimaverhältnissen ergeben. Bereits heute sind Wirkungen jüngster (rezenter) Klimaänderungen auf die Biosphäre zu erkennen.

Es ist daher von außerordentlichem Interesse, möglichst frühzeitig Erkenntnis darüber zu haben, wie sich unser Klima infolge menschlicher Eingriffe ändern wird. Hierauf aufbauend können Anpassungsstrategien entwickelt werden, die uns helfen, negative Auswirkungen des Klimawandels auf die Land- und Forstwirtschaft abzumildern bzw. zu verhindern.

Zu den maßgeblichen Umweltveränderungen zählen hier solche

- im atmosphärischen CO_2 -Gehalt,
- in der thermischen Vegetationsperiode,
- in der Pflanzenentwicklung,
- im Bodenwasserhaushalt und
- im Auftreten von extremen Wetterlagen und Witterungsereignissen.

3. Der CO_2 -Düngungseffekt

Pflanzen produzieren das organische Material, aus dem sie zur Hauptsache bestehen (Kohlenhydrate), selbst. Dieser Prozess heißt Photosynthese, wofür die Pflanzen CO_2 , Licht, Wasser und Nährstoffe benötigen.

Der atmosphärische CO_2 -Gehalt ist seit Beginn der Industrialisierung von etwa 280 ppm auf gegenwärtig über 380 ppm angestiegen. Experimente unter kontrollierten Bedingungen haben gezeigt, dass bei optimaler Licht-, Nährstoff- und Wasserversorgung durch die Erhöhung des CO_2 -Gehalts der Luft der Ertrag noch gesteigert werden kann (sog. CO_2 -Düngungseffekt).

Dieser optimistische Befund lässt sich leider nicht so einfach in die praktische Landwirtschaft übertragen, da hierbei eine Vielzahl positiver und negativer Wechselwirkungen mit ins Spiel kommt.

Zunächst spielt die Pflanzenart eine bedeutende Rolle. Landwirtschaftliche Kulturpflanzen sind entweder vom C_3 - (u.a. Getreide der mittleren Breiten, Hackfrüchte, Gräser) oder vom C_4 -Typ (u.a. Mais, Hirse, Zuckerrohr). C_4 -Pflanzen haben vor der eigentlichen Photosynthese einen Prozess geschaltet, in dem

das CO_2 in den Pflanzenzellen konzentriert wird. Sie sind deshalb unabhängiger von den CO_2 -Gehalten der Atmosphäre als C_3 -Pflanzen. Da dieser Prozess aber zusätzliche Strahlungsenergie benötigt, finden sich die meisten C_4 -Pflanzen unter natürlichen Bedingungen in wärmeren Gegenden der Erde. Es ergeben sich die in Abb. 2 dargestellten Abhängigkeiten zwischen CO_2 -Konzentration und Produktivität. Während bei C_3 -Pflanzen die Produktion bis zu CO_2 -Konzentrationen von 800 ppm noch erhöht wird, hat dies bei C_4 -Pflanzen keine Auswirkungen mehr. C_3 -Pflanzen werden somit stärker von den höheren CO_2 -Gehalten der Luft profitieren als C_4 -Pflanzen.

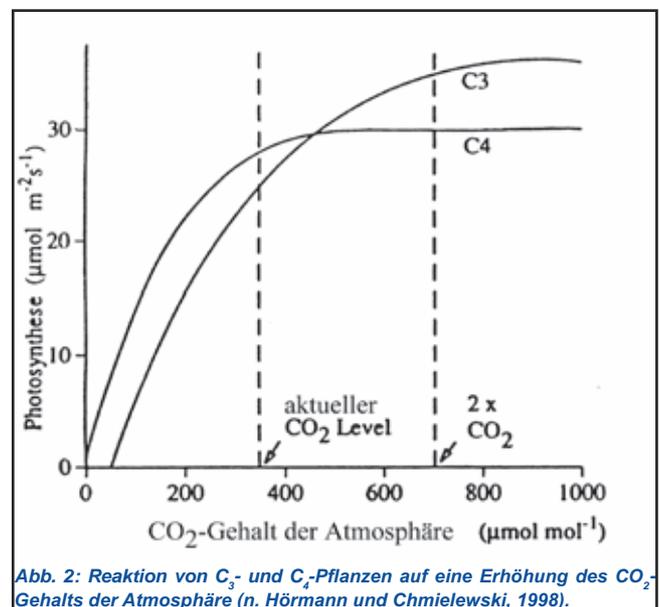


Abb. 2: Reaktion von C_3 - und C_4 -Pflanzen auf eine Erhöhung des CO_2 -Gehalts der Atmosphäre (n. Hörmann und Chmielewski, 1998).

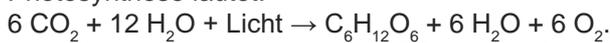
Jedoch kommen die positiven und ertragssteigernden Effekte der CO_2 -Düngung nur dann vollständig zur Wirkung, wenn die klimatischen Veränderungen (Temperaturerhöhung, Wasserverfügbarkeit) nicht zu einem zusätzlichen Stressfaktor für die Pflanzen werden. In der Regel fällt ein CO_2 -Düngungseffekt deshalb meist geringer aus.

4. Temperatur und Pflanzenwachstum

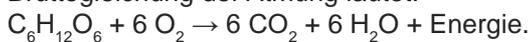
Das Wachstum und die Entwicklung von Pflanzen setzen im Allgemeinen bei Temperaturen über dem Gefrierpunkt (meist bei ca. 3 – 5 °C) ein. Mit zunehmender Temperatur werden die Entwicklungsvorgänge in der Pflanze beschleunigt. Dies ist bis zu einer, für jede Pflanzenart optimalen Temperatur möglich. Danach

nehmen die Wachstumsraten ab, bis durch sehr hohe Temperaturen das Enzymsystem zerstört wird und der Zelltod eintritt (Abb. 3).

Die Photosyntheseraten der Pflanzen erhöhen sich dementsprechend mit steigenden Temperaturen bis zu einem Höchstwert. Die Bruttogleichung der Photosynthese lautet:



Um die Lebensprozesse der Pflanze aufrecht zu erhalten, wird ein Teil der von der Pflanze gebildeten Kohlenhydrate wieder veratmet. Hierbei wird Sauerstoff verbraucht und Kohlendioxid gebildet. Die Bruttogleichung der Atmung lautet:



Die maximale Produktion (Netto-Photosynthese) bzw. der höchste Ertrag wird dann erreicht, wenn möglichst viel Kohlenhydrate produziert und wenig wieder veratmet werden. Beide Prozesse, Photosynthese und Atmung, sind temperaturabhängig. Der optimale Temperaturbereich der Photosynthese liegt für die meisten Pflanzen der mittleren Breiten im Bereich zwischen 18 und 25 °C (Winterweizen 17 – 23 °C, Kartoffeln 15 – 20 °C, Mais 25 – 30 °C). Bei diesem Temperaturoptimum sind, wenn alle anderen Faktoren ebenfalls optimal sind (Beleuchtungsstärke, Nährstoffversorgung, Wasser), die Photosyntheseraten der Pflanze am größten (Abb. 3). Mit weiter steigender Temperatur nimmt die Netto-Photosynthese zunehmend ab und wird beim Überschreiten einer Maximaltemperatur schließlich eingestellt. Für die Umwandlung der Assimilate in Ernteprodukte sind für die meisten Kulturarten der mittleren Breiten Temperaturen unter 20 °C optimal.

Zur Abschätzung der Auswirkung einer Temperaturerhöhung auf landwirtschaftliche Nutzpflanzen ist es deshalb wichtig zu wissen, ob die Pflanze während der Vegetationszeit noch unterhalb oder schon über ihrem Optimalbereich liegt. Ein typisches Beispiel für eine Kulturart unterhalb des Optimums ist der Anbau von Körnermais in Schleswig-Holstein bzw. in Nordeuropa. Hier ist bei ausreichender Wasser- und Nährstoffversorgung mit einer Erhöhung der Erträge zu rechnen, da die Temperatur jenseits der heutigen Anbaugrenze (Dänemark, Schleswig-Holstein) limitierend wirkt. Winterweizen hingegen bringt in Norddeutschland mit die höchsten Erträge, da bei Sommertemperaturen unter 20 °C die Assimilate optimal im Korn eingelagert werden. Bei höheren Temperaturen wird dieses Ertragsniveau u.U. aufgrund höherer Atmungsverluste und einer Verkürzung der Kornbildungsphase nicht mehr zu halten sein. Diese geringere Einzelkornmasse könnte teilweise durch höhere Bestandesdichten infolge milderer Winter bzw. durch größere Kornzahlen je Ähre kompensiert werden.

5. Wasserhaushalt und Pflanzenwachstum

Die Verfügbarkeit von Wasser für das Wachstum und die Entwicklung von Pflanzen hängt nicht nur von der jährlichen Höhe und Verteilung der Niederschläge ab, sondern ebenso von den physikalischen Fähigkeiten des Bodens, Wasser zu speichern, von den klimatischen Verhältnissen, die die Verdunstung des Bestandes steuern und letztendlich vom Wasserbedarf der Nutzpflanzen selbst. Zwischen Biomassebildung und Wasserverbrauch der Pflanzen besteht ein enger Zusammenhang. Bei Wassermangel kommt es zu einer Einschränkung der Transpiration und damit in der Regel zu einer linearen Verminderung der Stoffproduktion. Die Folge sind zwangsläufig Ertragseinbußen. Ausgedrückt wird der Zusammenhang zwischen Wasserverbrauch und Biomassebildung durch den Transpirationskoeffizienten. Er beschreibt das Verhältnis zwischen verbrauchtem Wasser und gebildeter Trockenmasse eines Pflanzenbestandes.

Zwischen den einzelnen Nutzpflanzenarten ergeben sich große Unterschiede im Wasserverbrauch, die nicht zuletzt von der Wachstumszeit und -dauer sowie der Kulturart abhängig sind. Beispielsweise haben Wintergetreidearten, die einen Teil ihrer Entwicklung in der kühleren Jahreszeit (Herbst, Frühjahr) durchlaufen, einen geringeren Wasserverbrauch als die entsprechenden Sommerformen. Blattfrüchte wie Kartoffeln und Zuckerrüben haben aufgrund ihrer relativ langen

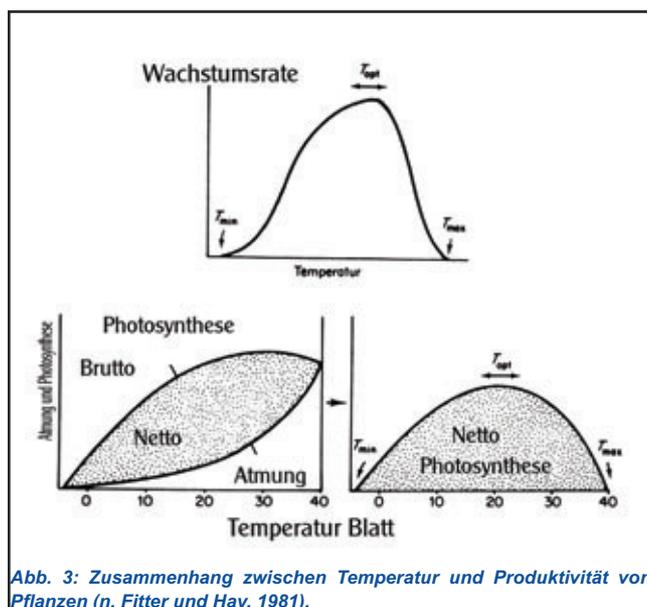


Abb. 3: Zusammenhang zwischen Temperatur und Produktivität von Pflanzen (n. Fitter und Hay, 1981).

Vegetationszeit einen höheren Wasserbedarf als Getreide. Die höchsten Wasserverbrauchswerte weisen langlebige Futterpflanzen (Rotklee, Luzerne) und Grünland auf.

Allein in Deutschland ergeben sich relativ große Unterschiede in der räumlichen Verteilung der Niederschläge. Vor allem in Ostdeutschland ist der Anteil von Flächen mit mittleren jährlichen Niederschlagshöhen unter 600 mm überdurchschnittlich hoch.

Die globale Erwärmung wird eine Verstärkung des Wasserkreislaufes nach sich ziehen und somit im Mittel zu etwas höheren Niederschlagsmengen führen. Eine Intensivierung des hydrologischen Zyklus (Wasserkreislauf) bedeutet gleichsam höhere Verdunstung infolge allgemein höherer Temperaturen, wodurch die zusätzlichen Niederschlagsmengen nicht durch die Pflanze genutzt werden können. Wenn die Intensität einzelner Niederschlagsereignisse zunimmt, ist gleichfalls mit höheren oberirdischen Abflussraten zu rechnen. Stärkere Verdunstung und größerer Abfluss tragen nicht zu einer Erhöhung des Bodenwasservorrats bei, der letztendlich für das Wachstum und die Ertragsbildung der landwirtschaftlichen Kulturen entscheidend ist.

Zudem ist im Pflanzenbau die jahreszeitliche Verteilung der Niederschlagsereignisse von großer Bedeutung. Für Deutschland ergeben sich Hinweise, dass gerade in den Sommermonaten die Niederschläge abnehmen könnten. Beispielsweise hat in Brandenburg die extrem trockene und heiße Witterung von April bis August 2003 bei allen landwirtschaftlichen Kulturen zu deutlichen Ertragseinbußen geführt. Auf den leichten Sandböden

wurden, ohne Bewässerung, die pflanzenverfügbaren Bodenwasservorräte schnell verbraucht (Abb. 4).

Künftig dürften solche Sommer häufiger auftreten und damit die Landwirtschaft vor neue Herausforderungen stellen.

6. Länge der thermischen Vegetationsperiode

Ungeachtet der pflanzenspezifisch differierenden Temperaturansprüche wird oft der Zeitraum im Jahr, in dem die Tagesmitteltemperatur der Luft über 5 °C liegt, als thermische Vegetationsperiode bezeichnet. Sie charakterisiert den Abschnitt im Jahr, in dem für die Mehrzahl der Pflanzenarten Wachstum und Entwicklung möglich sind.

Für die Land- und Forstwirtschaft ist dies der Zeitraum, in dem die landwirtschaftlichen Kulturen bzw. Baumbestände gedeihen können. Verschiebungen in der Andauer der Vegetationsperiode können beispielsweise im landwirtschaftlichen Pflanzenbau Veränderungen in der Bewirtschaftung (z.B. Saatzeit, Zwischenfruchtanbau, Anzahl von Ernten im Jahr, Übergang vom Sommer- zum Wintergetreideanbau) bewirken und damit ökonomische Bedeutung erlangen.

Für Deutschland beträgt die mittlere Länge der Vegetationsperiode 235 Tage (Abb. 5). Sie dauert fast 8 Monate, an denen die täglichen Durchschnittstem-

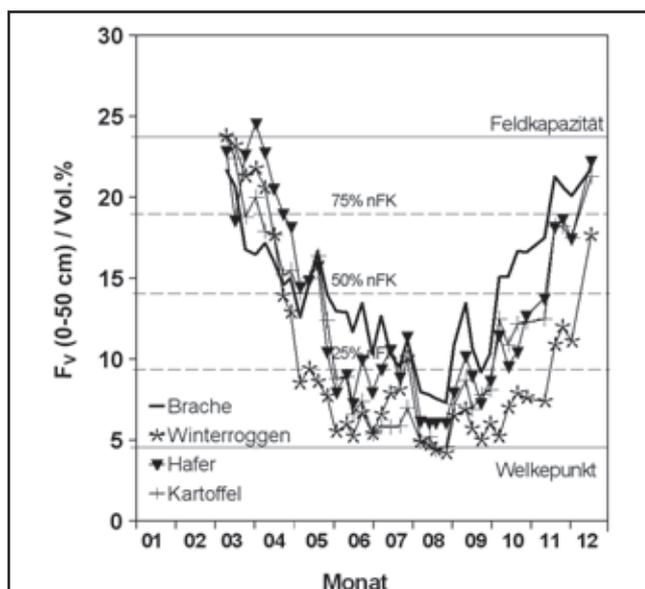


Abb. 4: Verlauf der Bodenfeuchtigkeit (FV in Vol.%) bis 50 cm Tiefe unter Schwarzbrache, Winterroggen, Hafer und Kartoffel im Jahr 2003, Daten: Agrarmeteorologisches Intensivmessfeld Berlin-Dahlem.

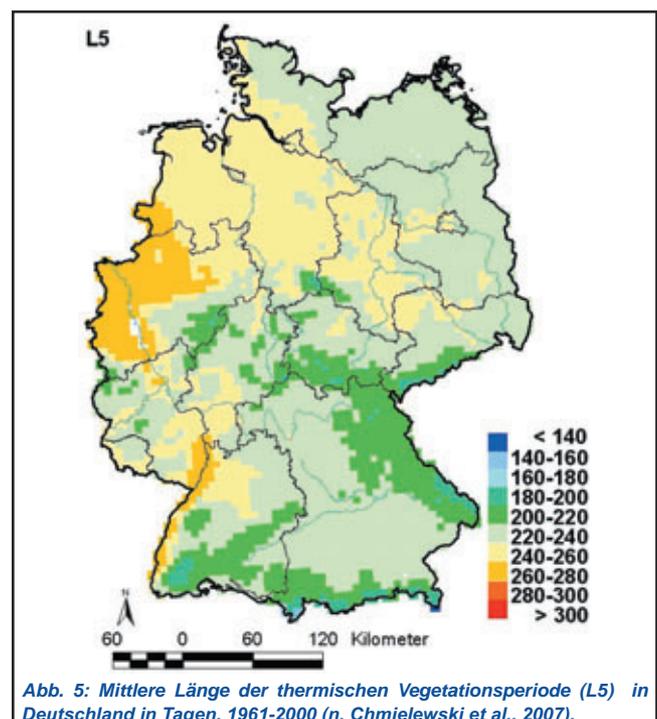


Abb. 5: Mittlere Länge der thermischen Vegetationsperiode (L5) in Deutschland in Tagen, 1961-2000 (n. Chmielewski et al., 2007).

peraturen über 5 °C liegen. Im langjährigen Mittel (1961-2000) beginnt dieser Zeitraum am 11. März und endet am 1. November.

Innerhalb des Bundesgebietes sind klare regionale Unterschiede erkennbar. Die längste Vegetationsperiode liegt im Bereich des Oberrheingrabens und in der Kölner Bucht vor. Hier treten im Jahresmittel auch die höchsten Temperaturen auf. Weitere begünstigte Gebiete sind Niedersachsen und Sachsen-Anhalt. Die deutschen Mittelgebirge, das Alpenvorland und die Alpen zeigen hingegen temperaturbedingt eine deutlich kürzere Vegetationsperiode.

Die in den letzten Jahrzehnten beobachtete Erwärmung der Atmosphäre hat bereits zu einer Verlängerung der thermischen Vegetationszeit geführt. Für Deutschland hat diese Periode im Mittel von 1961-2005 um 25 Tage zugenommen. Die Ausdehnung dieses Zeitraums ist vor allem auf den früher eintretenden Vegetationsbeginn (zeitigeres Auftreten von Tagesmitteltemperaturen $\geq 5^\circ\text{C}$) zurückzuführen. Dieser Zeitpunkt hat sich in den letzten 45 Jahren um immerhin 19 Tage verfrüht (Abb. 6). Das Ende der thermischen Vegetationsperiode hat sich um 6 Tage nach hinten verschoben.

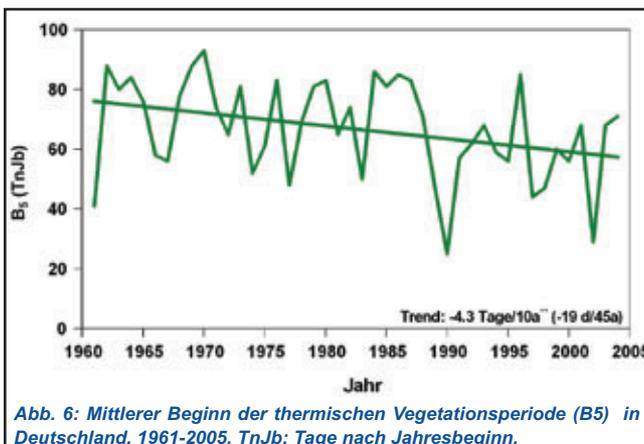


Abb. 6: Mittlerer Beginn der thermischen Vegetationsperiode (B5) in Deutschland, 1961-2005. TnJb: Tage nach Jahresbeginn.

Diese bereits heute zu beobachtende Verschiebung des thermischen Vegetationsbeginns und -endes wird sich in diesem Jahrhundert fortsetzen. Entsprechend des betrachteten Klimaszenarios differieren die zu erwartenden Veränderungen; jedoch ist in allen Fällen von einer Verlängerung der Vegetationsperiode auszugehen. Legt man beispielsweise das Szenario A2 zugrunde, in dem die globalen CO₂-Emissionen auf fast 30 Gt C im Jahr 2100 und damit der atmosphärische Kohlenstoffgehalt von heute 380 ppm auf 840 ppm im Jahr 2100 ansteigen, so ergibt sich für Deutschland eine Verlängerung der Vegetationsperiode von über 2 Monaten. Dabei ist die Zunahme am Beginn und

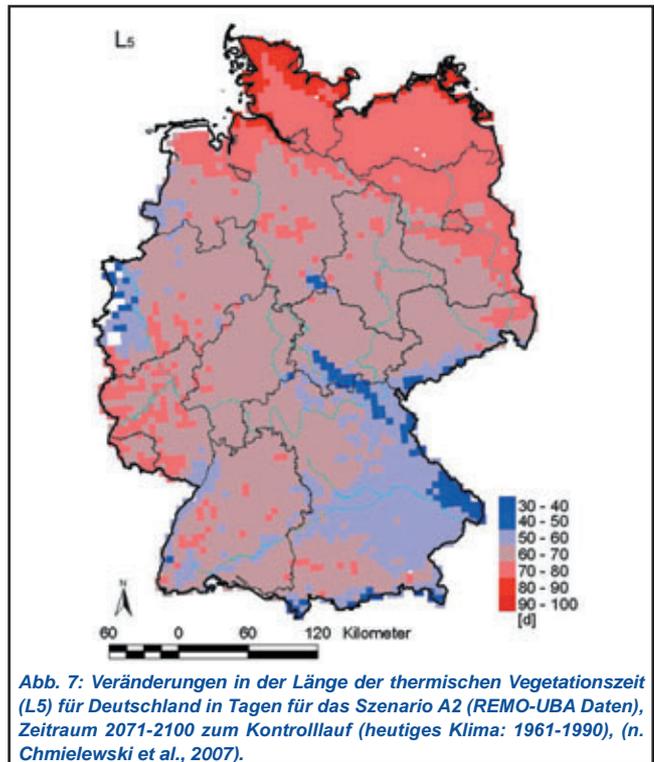


Abb. 7: Veränderungen in der Länge der thermischen Vegetationszeit (L5) für Deutschland in Tagen für das Szenario A2 (REMO-UBA Daten), Zeitraum 2071-2100 zum Kontrolllauf (heutiges Klima: 1961-1990), (n. Chmielewski et al., 2007).

am Ende der Periode etwa gleich groß (ca. 35 Tage, Abb. 7).

7. Veränderungen in der Pflanzenentwicklung

Der Eintritt von Entwicklungsstadien (phänologische Phasen) und die daraus resultierende Andauer der Entwicklungsphasen bei Pflanzen sind in hohem Maße temperaturabhängig. Phänologische Beobachtungen zeigen anschaulich, wie sich Klimaänderungen auf die Entwicklung der Pflanze auswirken. Dies gilt vor allem für die Entwicklungsstadien im Frühjahr, d.h. das Aufbrechen der Knospen und den Beginn von Blattentfaltung und Blüte. Die phänologischen Phasen im Herbst, wie Blattverfärbung oder Blattfall, werden neben der Lufttemperatur von einer Vielzahl weiterer Faktoren beeinflusst, so dass hier der Zusammenhang zwischen Temperatur und Phaseintritt eher schwach ist.

Die nachfolgende Abbildung zeigt den mittleren Beginn der Blattentfaltung einiger ausgewählter Gehölze (Mittelwert aus Birke, Kirsche, Eberesche, Alpenjohannisbeere) in Europa (Abb. 8). Sehr anschaulich widerspiegeln sich hier die thermischen Verhältnisse über den Kontinent im Frühjahr, mit höheren Temperaturen im südwestlichen und südlichen Europa und noch kühler Witterung im Nordosten. Im

langjährigen Durchschnitt beginnt in Mitteleuropa der Blattaustrieb der Gehölze zwischen dem 10. und dem 25. April. Viel früher treiben die Bäume an den Küsten des Mittelmeers aus; Nachzügler sind eindeutig die Gehölze in Skandinavien. So schreitet der Frühling in Europa um 2,3 Tage je 100 km von Süd nach Nord und um 0,5 Tage je 100 km von West nach Ost voran. Er verspätet sich um 3,1 Tage pro 100 m Höhenzunahme, da in den Höhenlagen und Gebirgen die Temperaturen im Mittel niedriger sind als im Flachland.

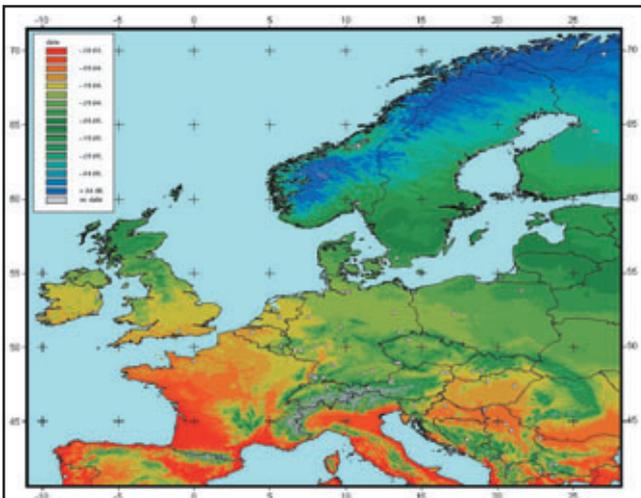


Abb. 8: Mittlerer Beginn der Blatthentfaltung ausgewählter Gehölze (Birke, Kirsche, Eberesche, Alpenjohannisbeere) in Europa, 1968-2000 (n. Rötzer und Chmielewski, 2001).

Die zunehmend wärmer werdenden Frühjahre haben den Termin der Blatthentfaltung in Europa immer weiter verfrüht. Sehr anschaulich war dies im Jahr 2007 zu beobachten, in dem der Blattaustrieb für einige Baumarten um bis zu 3 Wochen zeitiger begann. In den letzten ca. 35 Jahren tritt die Blatthentfaltung der Gehölze im Mittel um 7 Tage früher ein. Der Beginn des Blattfalls im Herbst hat sich lediglich um 3 Tage verspätet, so dass sich für einzelne Gehölze die individuelle Vegetationszeit um insgesamt 10 Tage verlängert hat.

Der zeitigere Beginn der Blatthentfaltung steht eindeutig im Zusammenhang mit den höheren Temperaturen, vornehmlich im Zeitraum von Februar bis April (Abb. 9). In Europa hat sich die mittlere Temperatur Februar-April von 1968-2005 um 0,6 °C erhöht. Die Entwicklung der Gehölze hat sich entsprechend verfrüht, so dass im Mittel einer Temperaturzunahme von 1 °C eine Verfrühtung im Beginn der Blatthentfaltung von einer Woche gegenübersteht.

Auch Obstgehölze und Nutzpflanzen haben naturgemäß in ihrer Entwicklung auf den jüngsten Tem-

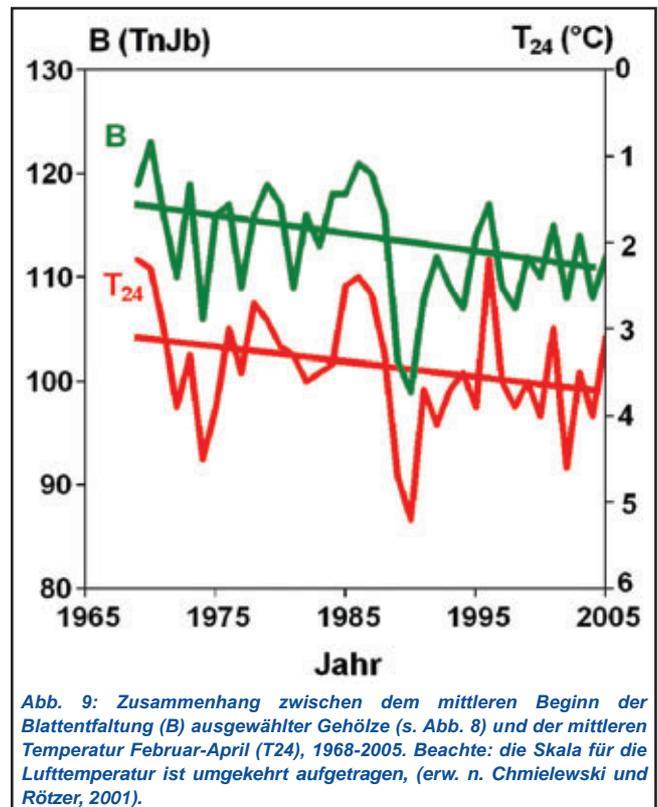


Abb. 9: Zusammenhang zwischen dem mittleren Beginn der Blatthentfaltung (B) ausgewählter Gehölze (s. Abb. 8) und der mittleren Temperatur Februar-April (T₂₄), 1968-2005. Beachte: die Skala für die Lufttemperatur ist umgekehrt aufgetragen, (erw. n. Chmielewski und Rötzer, 2001).

peraturanstieg reagiert. Von 1961-2005 hat sich in Deutschland beispielsweise der Blühbeginn der Apfelbäume um immerhin 12 Tage nach vorne verschoben (Abb. 10). Deutlich sind hier die überwiegend positiven Temperaturabweichungen seit dem Ende der 1980er Jahre zu erkennen. Seit diesem Zeitpunkt treten mit Ausnahme des Jahres 1996 nur noch Verfrühtungen im Blühbeginn auf.

Bei landwirtschaftlichen Kulturen zeigt sich deutschlandweit eine vergleichbare Reaktion. Beim Wintergetreide beginnt das Längenwachstum (Schossbeginn) seit 1988 ebenfalls zeitiger. Diese Tendenz setzt sich über alle Entwicklungsstadien bis zum Erntetermin fort. Für Mais und Zuckerrüben konnten ebenfalls Verfrühtungen in den phänologischen Eintrittsterminen nachgewiesen werden. Bei landwirtschaftlichen Nutzpflanzen können thermisch bedingte Veränderungen in der Länge von Entwicklungsphasen durchaus die Ertragsbildung beeinflussen. In der Regel wirkt sich eine Temperaturerhöhung in kühleren Perioden, beispielsweise im Herbst oderzeitigem Frühjahr, über eine Verlängerung der für die Ausbildung von Ertragsorganen wesentlichen Entwicklungsphasen, positiv aus (z.B. beim Wintergetreide). Stark erhöhte Temperaturen im späten Frühjahr und Sommer führen allerdings zu Phasenverkürzungen und infolge dessen zu Reduktionen bei bereits angelegten Ertragsorganen

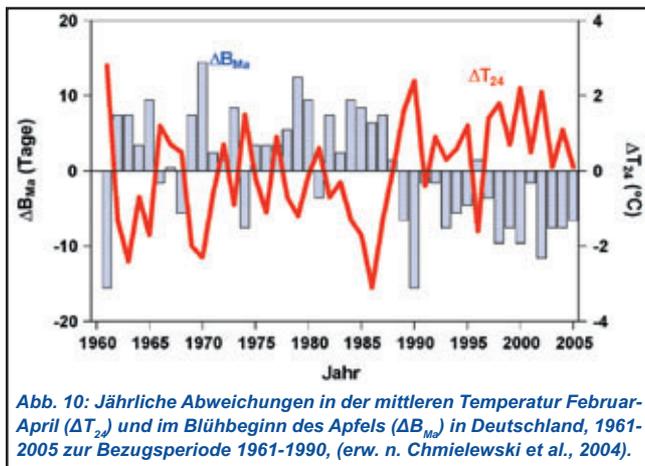


Abb. 10: Jährliche Abweichungen in der mittleren Temperatur Februar-April (ΔT_{24}) und im Blühbeginn des Apfels (ΔB_{Ma}) in Deutschland, 1961-2005 zur Bezugsperiode 1961-1990, (erw. n. Chmielewski et al., 2004).

oder zu deren mangelhafter Ausbildung. Dieser Negativeffekt kann durch Wassermangel zusätzlich verstärkt werden.

Für Obstgehölze ist der frühere Blühbeginn ebenfalls nicht unkritisch zu sehen. Eine zeitigere Baumbüte kann die Gefahr von Spätfrostschäden (letzte Fröste im Frühjahr) erhöhen. Eine einzige strenge Frostnacht kann den Ertrag des ganzen Jahres nahezu vernichten, wenn keine geeigneten Schutzmaßnahmen eingeleitet wurden.

In Forstbeständen kann eine Verlängerung der Vegetationszeit (Zeitraum zwischen Blattaustrieb und Blattverfärbung bzw. Blattfall) eine höhere Produktivität der Wälder und somit einen stärkeren jährlichen Holzzuwachs bewirken. Dies bedingt wiederum Veränderungen im Kohlenstoffkreislauf der Ökosysteme. Die Verfrühung des Vegetationsbeginns ist im Allgemeinen von größerer Bedeutung, da im Frühjahr die Wachstumsbedingungen für die Bäume infolge stärkerer Einstrahlung und besserer Wasserversorgung günstiger sind als zum Ende der Vegetationszeit. Diese positiven Effekte einer verlängerten Vegetationszeit kommen jedoch auch nur dann zum Tragen, wenn sich die Wachstumsbedingungen innerhalb dieses Zeitraumes nicht deutlich verschlechtern. Hohe Temperaturen und Trockenheit, wie sie im Jahr 2003 beobachtet wurden, führten in exponierten Lagen zu einem zeitigeren Blattfall und beendeten damit vorzeitig das Wachstum der Bäume. Trockenheit kann zudem die Waldbrandgefahr deutlich erhöhen. Extreme Witterungsereignisse wie schwere Stürme und Unwetter fügen den Wäldern schwere Schäden zu. Beispiele sind die Stürme „Vivian“ im Februar 1990 und „Kyrill“ im Januar 2007.

Klimaänderungen können zudem Störungen im Wachstumsrhythmus der Pflanzen zur Folge haben. Ungewöhnlich milde Witterungsabschnitte im Winter, beispielsweise im Januar und Februar, führen u.U.

zu einer Enthärtung der Gehölze, wodurch in nachfolgenden Kälteperioden die Gefahr von Frostschäden an Bäumen zunehmen kann.

8. Befall mit Schädlingen und Krankheiten und Unkräuter

Klimaänderungen wirken sich nicht nur auf die Pflanzen selbst, sondern auch auf ihre Krankheiten und Schädlinge aus. Einige klassische Beispiele wie z. B. die Missernten und die Hungersnöte in den Jahren vor 1850 durch Kraut- und Knollenfäule in Irland zeigen, dass die landwirtschaftlichen Erträge dadurch genauso gefährdet sein können wie durch klimatische Änderungen.

Gleichzeitig ist der Einfluss von Nässe- oder Trocken- bzw. von Hitze- oder Kälteperioden ausschlaggebend für die Biomassebildung und den Befall der Kulturpflanzen mit Schaderregern.

Durch den Temperaturanstieg in den letzten Jahrzehnten haben die Perioden höherer Lebensaktivität für tierische Schaderreger zugenommen. Saugende (z.B. Blattläuse, Wanzen, Zikaden) und beißende Schädlinge (z.B. Blattrandkäfer, Schnecken, Feldmäuse) schädigen die Kulturpflanzen zeitiger und nachhaltiger. Viele dieser Arten könnten bei längeren Vegetationsperioden unter begünstigenden Klimabedingungen ein massenhaftes Vermehrungsverhalten zeigen. So sind z.B. 1000 Feldmäuse innerhalb von weniger als 20 Tagen in der Lage, bis zu 5000 Nachkommen zu produzieren. Schnecken haben noch wesentlich höhere Vermehrungsraten (300 Eier je Altschnecke mit zwei bis drei Generationen im Jahr) in einer Entwicklungszeit von fünf bis sechs Wochen mit hoher Fressaktivität zwischen Schlupf und Geschlechtsreife. Bedenklich ist zudem, dass die populationsmindernde Wirkung niedriger Wintertemperaturen zunehmend entfällt.

In vielen Regionen Deutschlands finden aber auch bisher weniger bedeutungsvolle Insekten, wie z.B. der Wärme liebende Maiszünsler, zunehmend günstige Entwicklungsbedingungen. Die Eiablage des Maiszünslers zwischen Juli und August mit 700 bis 1000 Eiern pro Weibchen wird durch eine zunehmende Juli-Trockenheit besonders gefördert. Bohrlöcher im Stängel können dann zu Sekundärfektionen mit Pilzkrankheiten führen.

Höhere atmosphärische CO_2 -Werte beeinflussen zudem den Stickstoffgehalt des Pflanzengewebes, wodurch stärkere Schäden durch Insektenfraß hervorgerufen werden. In höheren Breiten bestimmen Temperaturverhältnisse das Überleben von Eiern und Larven im Winter. Insgesamt könnte eine Erwärmung um 3 – 6 °C die Verbreitungsgrenze mancher Insekten

in Europa um über 1000 km nach Norden verschoben und verantwortlich dafür sein, dass im Jahreszyklus eine zusätzliche Generation heranwächst.

Im Obstbau ist beispielsweise der Apfelwickler ein weit verbreiteter Schädling, der sich in den Apfel einbohrt und somit beachtlichen wirtschaftlichen Schaden verursacht (Abb. 11). Die Entwicklung des Apfelwicklers ist primär temperaturabhängig, wodurch sich mit steigenden Temperaturen der Befallsdruck erhöhen könnte. Demzufolge ist es vorstellbar, dass sich künftig in Deutschland eine dritte Generation dieses Schädlings im Verlauf des Jahres ausbilden kann, wie es in Südfrankreich oder in warmen Gebieten der USA heute schon gegeben ist.



Abb. 11: Erwachsene Raupe des Apfelwicklers (Foto: OVA Jork).

Sich verändernde Klimabedingungen beeinflussen die Ausbreitung verschiedener Erreger wie Viren, Bakterien oder Pilze. Hier seien Krankheiten wie Mehltau oder Rost bei Getreide und Blattfleckenkrankheiten wie Rizomania bei Zuckerrüben genannt. Zum Beispiel bricht die durch Pilze bedingte Krautfäule an Kartoffeln bei einem wärmeren und feuchteren Klima früher und stärker aus. Trockene und heiße Sommer reduzieren dagegen die Infektion durch Pilzkrankheiten, da die Resistenz der Pflanzen zunimmt.

Günstige Voraussetzungen für Infektionen mit Getreidefußkrankheiten wie Rost und Septoria bietet die zunehmend feuchte und milde Winterwitterung in Mitteleuropa, verstärkt nach Frühsaaten und bei üppiger Herbstentwicklung. In der zeitiger einsetzenden Vegetationsperiode und nach höherer Winterfeuchte ist diese Tendenz noch stärker ausgeprägt. Das

Zusammenwirken von Feuchtigkeit und Temperatur kommt bei der Ausbreitung von Krankheiten in Getreidebeständen deutlich zum Ausdruck, wie beispielsweise beim Braunrost, Mehltau oder der Blattfleckenkrankheit.

In Forstbeständen gibt es ebenfalls eine Vielzahl von Schädlingen, die sich unter bestimmten Witterungsbedingungen überdimensional vermehren können und entsprechenden Schaden anrichten. Bekanntgeworden ist hierbei vor allem der Borkenkäfer. Neben den natürlichen Fichtenbeständen in Hochlagen, hat der Mensch durch die Etablierung von Fichtenreinbeständen optimale Borkenkäferbiotope geschaffen. Hier finden vor allem der Buchdrucker und Kupferstecher in warmen und trockenen Jahren gute Möglichkeiten zur Massenvermehrung wie beispielsweise 1994/95, 1999 und 2003/04. Wie die räumliche Verbreitung von Schädlingen und Krankheitserregern in unserem künftigen Klima aussehen wird, hängt vor allem von der Reaktion der Wirtspflanzen auf die neuen klimatischen Bedingungen ab. Aber auch die Anpassung der Anbaupraktiken an den Klimawandel wird hier eine große Rolle spielen.

Klimaänderungen beeinflussen nicht nur den Befall von Nutzpflanzenbeständen mit Schädlingen und Krankheiten, sondern wirken sich auch auf das Gedeihen konkurrierender Begleitpflanzen (Unkräuter) aus. Ihre Zusammensetzung kann sich ändern und den Konkurrenzdruck auf die Nutzpflanzenbestände verstärken. Viele Unkräuter könnten ihre Verbreitung in wärmere Regionen ausdehnen.

9. Mögliche Folgen des Klimawandels auf Erträge und Anbauregionen

Alle Folgen der globalen Erwärmung sind auch heute noch keineswegs abzuschätzen. Aktuelle Analysen gehen davon aus, dass sich die landwirtschaftliche Produktion bei einer Verdoppelung des CO₂-Gehalts der Atmosphäre und einer Anpassung der Bewirtschaftung im globalen Mittel quantitativ nicht wesentlich verändern wird. Wahrscheinlich ist, dass der Klimawandel die Landwirtschaft in verschiedenen Erdregionen unterschiedlich stark treffen wird.

In den nächsten Jahrzehnten wird vor allem im Süden Europas durch wachsende Trockenheit der Anbau von Feldfrüchten immer schwieriger. In nordeuropäischen Ländern wie Schweden, Dänemark und Finnland hingegen stehen demnach wärmere und feuchtere Zeiten an, was sich auf den landwirtschaftlichen Ertrag möglicherweise positiv auswirken wird.

Als direkte Folge der Temperaturerhöhung ist mit

einer Erweiterung der Anbauzonen nach Norden (Skandinavien, Russland) und in höhere Lagen (alpine Regionen) zu rechnen. So könnten z. B. die Anbaugrenzen für Sommerweizen und -gerste um bis zu 500 km nach Norden verschoben werden.

Modellrechnungen für die USA prognostizieren zum Beispiel folgende Zuspitzung: An der West- und vor allem an der Ostküste könnte es in den kommenden hundert Jahren immer ausdauernder regnen, so dass die US-Ernteerträge insgesamt sogar besser werden könnten. Im Landesinnern hingegen, vor allem in den Bundesstaaten Kansas, Colorado und Nebraska, werden Hitze und Trockenheit derart zunehmen, dass die Landwirtschaft dort sogar unmöglich werden könnte.

Durch abnehmende Niederschläge kann sich in vielen Entwicklungsländern die Situation noch weiter verschärfen. Die bestehenden Ungleichgewichte auf der Erde werden also vermutlich noch zunehmen.

Die Ertragssicherheit landwirtschaftlicher Kulturarten wird neben der jährlichen Witterungsvariabilität im Wesentlichen von Extremereignissen und der Wasserversorgung bestimmt. Außergewöhnliche Witterungsereignisse wie lang anhaltende Trockenperioden oder Starkniederschläge können zu schweren Ertragseinbußen führen.

Im Prinzip gelten die eingangs dargestellten Wirkungsmechanismen auch für Bäume und damit für die Erträge in der Forstwirtschaft. Allerdings müssen hier zusätzliche Bedingungen berücksichtigt werden. Während die Landwirtschaft mit jährlich wechselnden Kulturarten zu tun hat, sind in der Forstwirtschaft die Bestände oft aus mehreren Arten zusammengesetzt und wachsen teilweise mehr als 100 Jahre bis zur Ernte. Hieraus resultiert eine Reihe von Problemen bei der Bewertung und Berechnung von Klimaänderungen. So muss aufgrund der langen Lebenszeit von Bäumen die Geschwindigkeit der Klimaänderung bzw. der Verschiebung von Klimazonen mit berücksichtigt werden.

Die thermischen Verhältnisse und die Wasserbilanz eines Standorts wirken auf vielfältige Weise auf die Baumphysiologie. Die Sensitivität der einzelnen Arten gegenüber den klimatischen Standortfaktoren in Bezug auf Wachstum, Reproduktion und die Fähigkeit, Stresssituationen zu überdauern, ist wesentlich für ihre Verbreitung, Anbaueignung und ihr Produktionspotenzial. Der Klimawandel wird zu einer Verschiebung der Klimazonen nach Norden führen. Dies bedeutet, dass an der südlichen Verbreitungsgrenze die Wälder absterben könnten. Ebenso ist mit einer Verschiebung der Baumarten in höhere Lagen der Mittelgebirge zu rechnen. Wärme liebende Baumarten können somit auch bisher für sie

nicht geeignete Standorte erreichen. Hierdurch wird sich das Artenspektrum in den Höhenlagen verändern. Baumarten, die bisher mit kälteren Temperaturen besser zu Recht kamen, werden weiter in die Höhe verdrängt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: Gewinner werden die Wärme liebenden und anspruchslosen Baumarten sein, Verlierer hingegen weniger Wärme liebende Gehölze und Baumarten mit höheren Ansprüchen an Standort und Niederschlag. Sehr wahrscheinlich ist, dass Fichte und Buche an Fläche verlieren werden. Wärme liebende Baum- und Straucharten wie Kiefer, Douglasie, Traubeneiche, Hasel, Vogelkirsche, und Mehlbeere werden an Fläche gewinnen. Ebenso vermutlich die Birke als Pionierbaumart.

10. Anpassungsmaßnahmen in der Landwirtschaft

Auf moderate klimatische Veränderungen wird sich die moderne Landwirtschaft in den entwickelten Ländern relativ gut einstellen können. Sie hat vielfältige Möglichkeiten, sich durch Veränderungen im Management wie u.a. in der Fruchtfolge, der Sortenwahl oder der Bodenbearbeitung an die neuen Bedingungen anzupassen. Zunehmender Trockenheit in witterungssensitiven Entwicklungsabschnitten der Pflanze kann in begrenztem Maße durch Beregnung begegnet werden, wengleich sich hierdurch die Kosten in der landwirtschaftlichen Produktion erhöhen. Mit dem weiteren Voranschreiten der klimatischen Veränderungen kann es zunehmend schwieriger werden, geeignete Anpassungsmaßnahmen für die heute etablierten Nutzpflanzenarten zu entwickeln. Der Übergang zu neuen Sorten und Anbaustrategien wird dann zwangsweise notwendig. Entscheidend wird sein, ob sich die Landwirtschaft schnell genug und eigenständig an den Klimawandel anpassen kann, oder ob politische Maßnahmen und Programme erforderlich sind. Gerade die Zeiten des Übergangs von einem Klimazustand zu einem neuen, veränderten Zustand können zu erheblichen Anpassungsproblemen auf regionaler und lokaler Ebene führen. Hierzu zählt u. a. die Zunahme der jährlichen Klimavariabilität, auf die sich selbst eine hoch entwickelte Land- und Volkswirtschaft nur schwer einstellen kann. Zu verstärkten Schwankungen der landwirtschaftlichen Erträge könnte es auch kommen, wenn sich im Sommer häufiger Trockenperioden ausbilden (wie z.B. 1976, 1989, 1992, 1999, 2003). Dies würde dann zu einer Änderung der Anbaustruktur z.B. von sommerannuellen hin zu winterannuellen Kulturen führen. Eine weitere Anpassungsstrategie ist der Anbau eines breiteren Kulturartenspektrums,

um Ertragsverluste einzelner Nutzpflanzenarten durch andere Kulturarten auszugleichen. In diesem Zusammenhang kommt der Sortenwahl und Züchtung eine besondere Bedeutung zu. Die Wahl trockenoleranter Sorten und Nutzpflanzen mit Resistenzen gegenüber vermehrtem Krankheits- und Schädlingsdruck, stellt ebenfalls eine Lösung dar, um sich an veränderte Anbaubedingungen anzupassen. Der Einsatz effizienter Dünger mit Langzeitwirkung und die Verwendung von Pflanzenschutzmittel, die auf die geänderten klimatischen Bedingungen abgestimmt sind (höherer Populationsdruck), ist eine weitere Möglichkeit zur Anpassung an geänderte Umweltbedingungen.



Foto: CHM.

Veränderungen in der Wasserverfügbarkeit kann auf unterschiedliche Art und Weise begegnet werden. Die *Gestaltung der Fruchtfolge* ist optimal an die klimatischen Verhältnisse des Standortes anzupassen, unter Beachtung der Wasseransprüche und Trockentoleranz einzelner Kulturarten. Über die Saatstärke und damit Bestandesdichte lässt sich ebenfalls der Wasserverbrauch steuern. Der Anbau von Zwischenfrüchten ist an Trockenstandorten oft nicht empfehlenswert, um eine Gefährdung der Wasserversorgung für eventuelle Deck- oder Nachfrüchte auszuschließen. *Direktsaat* und *konservierende Bodenbearbeitungsmethoden*, die möglichst wenig die Bodenoberfläche zerstören, sind ebenfalls Möglichkeiten, gerade auf leichten Böden den Wasserhaushalt zu schonen. Durch die nur lockernde, flache Bearbeitung der Krume bleibt mehr Feuchtigkeit für die Kultur im Boden.

In jedem Fall wird landwirtschaftliches Wissen und flexibles Management erforderlich sein, um eine optimale Anpassung an die sich ändernden klimatischen

Verhältnisse und die zunehmende Witterungsvariabilität zu erreichen.

11. Anpassungsmaßnahmen in der Forstwirtschaft

In Mitteleuropa existieren natürliche Wälder praktisch nicht mehr. Über die Artenzusammensetzung entschied in der Vergangenheit eher der Mensch als die natürliche Selektion durch das Klima (z. B. Fichtenreinbestände). Baumschädlinge, wie beispielsweise der Borkenkäfer, die sich vor allem durch Fichtenreinbestände gut entwickeln konnten, können nur durch ein sorgfältiges Forstmanagement in ihrer Ausbreitung eingeschränkt werden. Hierzu zählen Maßnahmen wie das Borkenkäfer-Monitoring. Eingeschlagene Bäume sollten sofort abtransportiert oder entrindet werden, bereits befallene Bäume sind sofort zu beseitigen.

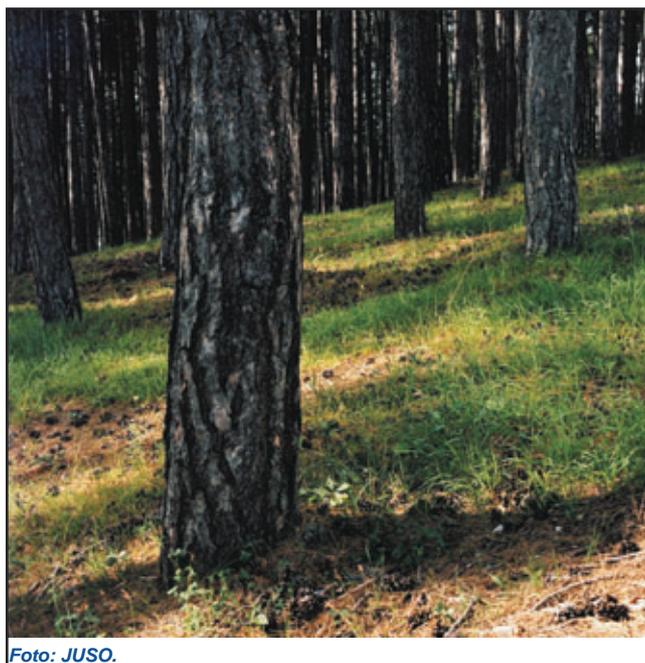


Foto: JUSO.

Ausgehend von der Diskussion zu Waldschäden und den Auswirkungen des Klimawandels geht der Trend der Waldbewirtschaftung in den letzten Jahren weg von Monokulturen und hin zu Mischwäldern, die sich auch unter natürlichen Bedingungen hier einstellen würden. Der *Waldumbau* ist daher eine wichtige Maßnahme, die Forstbestände auf den Klimawandel vorzubereiten. Zudem gewährleisten Mischwälder gegenüber Nadelwäldern höhere Grundwasserneubildungsraten infolge geringerer Interzeptions- (nicht wirksame

Niederschläge durch die Benetzung der Bäume) und Transpirationsverluste außerhalb der Vegetationszeit. Dies würde bei abnehmenden Niederschlagshöhen den Wasserhaushalt verbessern.

Zitierte Literatur

- Chmielewski, F.-M., Blümel, K., Henniges, Y, Müller, A. (2007): Klimawandel und Obstbau in Deutschland. Projektspezifischer Teilbericht der Humboldt - Universität zu Berlin, 35 S.
- Chmielewski, F.-M., Müller, A., Bruns, E. (2004): Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961-2000, *Agricultural and Forest Meteorology* 121(1-2), 69-78.
- Chmielewski, F.-M., Rötzer, T. (2001): Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108, 101-112.
- Fitter, A.H., Hay, R.K.M. (1981): *Environmental physiology of plants*. London: Academic Press. 367 pp.
- Hörmann, G., Chmielewski, F.-M. (1998): Mögliche Auswirkungen einer globalen Klimaänderung auf die Land- und Forstwirtschaft. In: J. Lozan, P. Hupfer, H. Graßl (Hrsg.): *Das Klima des 21. Jahrhunderts. Wissenschaftliche Auswertungen*, Hamburg 1998, 325-357.
- Rötzer, T., Chmielewski, F.-M. (2001): Phenological maps of Europe. *Climate Research* 18(3), 249-257.

University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Metz, R., Chmielewski, F.-M., Günther, R., Hentschel, K.-D. (2004): Das große Krabbeln: Wie der Klimawandel die Populationsentwicklung wichtiger Schaderreger beeinflusst. *Neue Landwirtschaft*, 6, 36-40.
- Schwartz, M.D. (Ed.) (2003): *Phenology: An Integrative Environmental Science*. Kluwer Academic Publishers, Boston/ Dordrecht/London 564 S.

Weiterführende Literatur

- Chmielewski, F.-M.; Köhn, W. (2000): Impact of weather on yield and yield components of winter rye. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102, 253-261.
- Chmielewski, F.-M.; Köhn, W. (1999): Impact of weather on yield components of spring cereals over 30 years. *Agricultural and Forest Meteorology* 96, 49-58.
- Chmielewski, F.-M., Metz, R. (2005): Globale Klimaerwärmung – Folgen für Flora und Fauna. *Bayer Kurier, Bayer CropScience Magazin*, 20-23.
- Chmielewski, F.-M., Müller, A., Küchler, W. 2005: Possible Impacts of Climate Change on Natural Vegetation in Saxony, *Int. J. Biometeorol.*, 50: 96-104.
- Chmielewski, F.-M., Rötzer, T. (2002): Annual and spatial variability of the beginning of growing season in Europe in relation to air temperature changes. *Climate Research* 19(1), 257-264.
- Lozán, J., Graßl, H., Hupfer, P., Menzel, L., Schönwiese, Chr. (Hrsg.) (2004): *Warnsignal Klima. Genug Wasser für alle? Wissenschaftliche Auswertungen*, Hamburg, 96-100.
- Hupfer, P., Kuttler, W. (Hrsg.) (2006): *Witterung und Klima, begründet von E. Heyer*, 12. Aufl., Teubner Leipzig, 554 S.
- IPCC, (2007): *Climate Change 2007 Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the IPCC*, Cambridge

FOLGEN DES KLIMAWANDELS FÜR OZEANE UND KÜSTEN

Horst Sterr, Kiel

1. Einleitung

An den Rändern der Meere, in den Küstenregionen, ballen sich weltweit Milliarden von Menschen auf engstem Raum, die Mehrzahl aller Großstädte und Megastädte (mit mehr als 10 Mio. Einwohnern) liegt an der Küste. Warum ist das so? Nun, mehr als 70 % der Erdoberfläche werden von den Ozeanen und ihren Nebenmeeren eingenommen. Die Meere trennen also einerseits die Kontinente von einander; andererseits lebt ein großer Teil der Weltbevölkerung seit Jahrtausenden und auch heute noch vom Nahrungsangebot aus dem Meer. Die Küsten sind überdies Ausgangspunkte für Seefahrt und Handel und die Häfen dadurch industrielle Ballungsgebiete geworden. Darüber hinaus stellen Küstensäume und Inseln weltweit die Hauptanziehungsgebiete für Tourismus und Erholung dar.

Nun scheint es, als würde diese herausragende Bedeutung der Meeres- und Küstenräume durch den vom Menschen verursachten Klimawandel ernsthaft in Gefahr gebracht. Welche Rolle spielt eigentlich das Meer im globalen Klimasystem? Welche Gesamtbedeutung haben die Ozeane und Küsten für den Menschen? Und: was ist bislang über die möglichen Folgen des Klimawandels in den Küstenregionen weltweit bzw. an den deutschen Küsten bekannt? Mit welchen Szenarien müssen wir rechnen und können wir noch gegensteuern? Mit diesen Fragen befasst sich das vorliegende Kapitel dieser Broschüre in der hier gebotenen Kürze (für umfassendere Information siehe *WBGU 2006*).

Das Gremium der UN-Klimaexperten (Intergovernmental Panel on Climate Change = IPCC) geht in seinem 4. Sachstandsbericht vom März 2007 davon aus, dass die Anreicherung anthropogener Treibhausgase weltweit zu einer deutlichen Erwärmung führt, vermutlich in der Größenordnung von 2,5 bis 4 °C bis zum Jahr 2100 (*IPCC 2007a*). Das wäre 4-6-mal mehr als der bereits beobachtete Temperaturanstieg der letzten 100 Jahre von 0,6 °C. Für die Ozeane und Küstenregionen, welche die globalen biogeochemischen Stoffkreisläufe und damit auch das Klimasystem in hohem Maße beeinflussen, ist mit weit reichenden Konsequenzen zu rechnen. Zu diesen gehören Verschiebungen im Nährstoffzyklus und in der Verteilung der Arten in den Meeren, die Bedrohung sensibler Ökosysteme und die Zunahme von Risiken

für die Küstenbevölkerung. Letztere resultieren einerseits aus dem Meeresspiegelanstieg und der Zunahme von Sturmereignissen (Überflutungsgefährdung, Küstenerosion, Salzwassereinfluss), andererseits aus der bereits fortgeschrittenen Degradation mariner Ressourcen (Rückgang der Fischbestände, Verlust der Filter- oder Pufferfunktionen von Korallenriffen, Mangroven, Watten etc.).

Die bereits durch intensive menschliche Nutzung stark in Mitleidenschaft gezogenen Meeres- und Küstenräume geraten nun also durch die Veränderungen im globalen Klimasystem unter zunehmenden Stress. Damit stellt sich die Frage, ob oder inwieweit Ozeane und Küstengebiete auch in den kommenden Jahrzehnten bis Jahrhunderten ihre elementare Bedeutung als Lebens- und Wirtschaftsraum für die Erdbevölkerung werden behalten können oder ob sie sich vielmehr zu einer langfristigen Bedrohung für Mensch und Klima entwickeln werden.

2. Bedeutung der Meere und Küstengebiete

Die Meere spielen eine zentrale Rolle im Kohlenstoffkreislauf unseres Planeten und haben bisher rund ein Drittel der anthropogenen CO₂-Emissionen aufgenommen. Da sie mehr als zwei Drittel der Erdoberfläche bedecken, nehmen sie zunächst den überwiegenden Anteil der Sonnenwärme auf und prägen als Temperaturregulator unser Klimasystem. Auch der globale Wasserkreislauf wird vor allem durch die Verdunstung aus den Meeren angetrieben. Überdies beherbergen die Ozeane einen großen Reichtum an biologischer Vielfalt und versorgen den Menschen mit lebenswichtigen Proteinen, zumindest solange die marinen Ökosysteme weitgehend intakt sind. Eine intakte Meeresumwelt ist aber auch ein wichtiger Faktor für wirtschaftliche Entwicklung, soziales Wohlergehen und Lebensqualität. Mit anderen Worten: neben der Rolle als Klimaregulator erfüllen die Ozeane und Küstengewässer eine Vielzahl ökologischer und ökonomisch wichtiger Funktionen, welche in Regulations-, Produktions-, Nutzungs- und Informationsfunktionen untergliedert werden können (Tab.1).

Es steht zu befürchten, dass die in Tab. 1 genannten Funktionen, welche für die ökologische Stabilität und die menschlichen Nutzung der Küstenlandschaften von herausragender Bedeutung sind, durch die klimabedingten Entwicklungen in diesem Jahrhundert tief greifend beeinträchtigt werden können. Überdies ist zu beachten, dass diese Räume – auch die deutschen Küstenregionen – bereits durch andere

Funktionen und Nutzungen	Ozeane	Küstengewässer
<i>Regulationsfunktionen</i>		
	(Beispiele)	(Beispiele)
Regulation der lokalen Energie- und Stoffbilanz	Wärmetransport durch Meeresströmungen; Upwelling	Sedimentablagerung am Kontinentalschelf
Regulation der chemischen Zusammensetzung von Wasser und Sediment	Deposition von Karbonaten und Salzen auf dem Meeresboden	Eintrag von Süßwasser an Flussmündungen; Ablagerung von (biogenem) Schlick und Sediment
Regulation des Wasseraustausches zwischen Land und Meer	Meeresverdunstung als Motor des globalen Wasserkreislaufs	Oszillation der Salz-Süßwassergrenze
Speicherung bzw. Verteilung von Nährstoffen und organischer Substanz	Ablagerung großer Mengen biogener Sedimente in Tiefseebecken	Bindung von terrigenen Nährstoffen (bes. N und P) an Sedimentpartikeln
Regulation der biotischen Nahrungsnetze	Vorhandensein spezieller Laichgebiete (Sargasso-See)	Verzahnung von Laich- und Aufwuchsräumen z.B. Ästuare
Nähr- und Schadstoff-Filterung	Sedimentation von Schwermetallen und Plankton	Existenz flacher Flutsäume (Seegras-, Salzwiesen)
Erhaltung von Lebens- und Aufwuchsräumen	regionale Vielfalt thermischer, chemischer u.a. Bedingungen	großräumige Ökosysteme (Riffe, Mangroven, Watten)
Erhaltung der Artenvielfalt	freie Fluktuation von Arten horizontal und vertikal	Entwicklung raumspezifischer Artendiversität
<i>Produktions- und Nutzungsfunktionen</i>		
Produktion von Trink- und Brauchwasser	Meerwasserentsalzung	Meerwasserentsalzung in Ballungs-/Trockengebieten
Nahrungsproduktion	Hochseefischerei (z.B. Hering, Thunfisch), Großalgenernte	Küstenfischerei (z.B. Dorsch, Muscheln), Aquakulturen
Produktion von Rohstoffen, Baumaterial etc.	Manganknollen, Öl, Erdgas	Sand, Korallenkalk, Mangrovenhölzer usw.
Produktion biologisch-genetischer Ressourcen	langzeitliches Überleben von Spezies	Ausprägung vielfältiger Artenspezifizierungen
Raum- und Ressourcenangebot für Menschen	Förderplattformen, Windfarmen, Schutzgebiete	Küsten- und Inselfiedlungen, Subsistenzwirtschaft; Häfen
Energienutzung	Wind, vertikaler Wärmeaustausch in Warmwassergebieten	Gezeitenkraftwerke, on-shore und off-shore Windanlagen
Transport	Seeverkehr	Küstenschifffahrt
Tourismus und Erholung	Kreuzfahrten, Inseltourismus	Ferienzentren, Segeln, Surfen, Tauchen, etc.
<i>Informationsfunktionen</i>		
ästhetische Information	Sonnenuntergang auf See	Naturerlebnisräume, Tierbeobachtung
historisch-kulturelle Information	Schiffswracks aus mehreren Jahrhunderten	Küstenarchäologie
erzieherische Funktion	Dokumentation mariner Lebewelt	Dokumentation spezifischer Küstenökosysteme (Korallen)
naturwissenschaftliche Information, neue Forschungsbereiche	Genetischer Pool der Meeresorganismen; biologische Evolution	Ökosystem- & Evolutionsforschung; Gen- & Medizintechnikentwicklung

Tab. 1: Bedeutung der Meere und Küsten.

Umweltveränderungen, z.B. durch intensive Grundwassernutzung, Nähr- und Schadstoffeinträge, künstliche Vertiefung der Flussmündungen, bereits stark in ihrem ökologischen Gleichgewicht betroffen bzw. gestört sind.

Insgesamt werden also die Bedrohungen bzw. Veränderungen der Meere und der küstennahen Lebensräume durch ein Zusammenwirken klimabedingter und anthropogener (menschgemachter) Risiken stark zunehmen und eine große Herausforderung für die Menschheit im 21. Jahrhundert darstellen.

3. Auswirkungen des Klimawandels auf die Meere

Laut IPCC werden die Reaktionen des Globalklimas auf die rasch steigenden Treibhausgaskonzentrationen auch die physikalischen, biologischen und biogeochemischen Charakteristika der Ozeane auf verschiedenen Zeit- und Raumskalen beeinflussen. Zunächst wird sich die Wassersäule in den offenen Meeren bis in Tiefen von ca. 3000 m deutlich erwärmen, was schon heute mit Hilfe von Satellitendaten gut nachweisbar ist. Als unmittelbare Folgen der Erwärmung werden beschrieben:

- Abnahme der Meereisbedeckung und regionale Veränderungen des Salzgehalts der Ozeane
- Änderungen der ozeanischen Zirkulationsmuster („ozeanisches Förderband“)
- Meeresspiegelanstieg durch Ausdehnung der Wassersäule und Eisschmelze
- Auftreten von tropischen Wirbelstürmen
- polwärtige Verschiebung der Lebensräume und Arten; Veränderungen in der Artenvielfalt
- starke Belastung von sensiblen oder bereits geschädigten Ökosystemen, insbesondere der Korallenriffe

Eine geänderte ozeanische Zirkulation und vertikale Durchmischung wiederum beeinflussen das Nährstoffangebot und folglich die Produktion von Algen und Biomasse im Meer. In einem sog. Rückkopplungseffekt kann es zu einer Verringerung der Kohlenstoffspeicherung im Meer kommen. Verstärkt wird dieser Effekt möglicherweise durch den Prozess der Ozeanversauerung. Alles in allem ist zu erwarten, dass die Funktionen der Meere und Küstengewässer (Tab. 1) im Zuge des Klimawandels eine Reihe von Beeinträchtigungen bzw. Störungen erfahren werden. Im folgenden werden fünf Problembereiche skizziert, nämlich 1) Temperatur-Meereis-Meereströmungen; 2) Meeresspiegel; 3) Stürme, Sturmfluten & Seegang; 4) Ozeanversauerung; 5) Ökosystemgefährdung.

4. Meereis – Salzgehalt – Meereströmungen

Eindeutige Aussage aller Klimamodelle ist, dass die „menschgemachte“ Erwärmung der Erde durch Treibhausgase auf der Nordhalbkugel und besonders in den nördlichen Polarregionen stärker ausfallen wird als im globalen Durchschnitt. Statt der global angenommenen 2,5 bis 4 °C wird für die Gebiete nördlich 65° eine Temperaturzunahme von bis zu 6 °C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts erwartet. Diese starke Erwärmung wird zu einem fortschreitenden Abschmelzen des Nordpolareises führen und damit zu einer Verringerung der Fläche mit Meereisbedeckung. Das Abschmelzen des im Nordmeer schwimmenden Eises resultiert nicht – wie oft vermutet – in einer Erhöhung des Meeresspiegels, da es sich im Schwimmgleichgewicht mit dem Ozeanwasser befindet (wie die Eiswürfel im Trinkglas). Stattdessen bringt es zwei andere, ebenfalls bedeutende Effekte mit sich: zum einen verstärkt sich die Sonneneinstrahlung im nordpolaren Raum weiter dadurch, dass weniger solare Strahlung durch die verkleinerte Eisfläche reflektiert werden kann, denn die Meeresoberfläche reflektiert die Sonne deutlich weniger als Eis (= Abnahme der Albedowirkung). Hier tritt also ein sog. Selbstverstärkungsmechanismus im Klimasystem in Kraft, der die Erwärmung in den höheren Breiten weiter anheizt. Zum anderen wird die Meeresoberfläche beim Abschmelzen des Polareises mit Süßwasser bedeckt und der Salzgehalt des Meeres dadurch verringert. Das scheint auf den ersten Blick vielleicht für einige Meeresorganismen von Bedeutung zu sein, für den Menschen aber nicht weiter schlimm. Bei näherer Betrachtung jedoch stellt sich der Salzgehalt des Meerwassers bzw. dessen regionale Unterschiede als der zentrale Antriebsmechanismus für die weltweite Ozeanzirkulation heraus. Abb. 5, Seite 6 zeigt das System der globalen Meereströmungen („ozeanisches Förderband“). Es wird angetrieben durch das Absinken riesiger Wassermassen im europäischen Nordmeer sowie im antarktischen Meer. In diesen polnahen Gebieten sinkt kaltes und salzhaltiges (und damit dichtes, schweres) Ozeanwasser in die Tiefe, von wo es in wärmere Regionen zurückströmt. Wenn nun das oberflächennahe Wasser des Nordpolarmeeres durch Eisschmelze „verdünnt“ und gleichzeitig zunehmend erwärmt wird, dann schwächt sich die Umwälzbewegung im Nordatlantik dadurch ab. Der Nordatlantikstrom, meist umgangssprachlich als Golfstrom bezeichnet, der einen „Wärmeofen“ für NW-Europa darstellt, könnte eventuell ganz versiegen, oder deutlich weniger Wärme als bisher zuführen. Paradoxerweise könnte es also mittelfristig, d.h. nach dem 21. Jhd. in Westeuropa sogar zu einer Abkühlung

kommen, südlichere Regionen würden sich dafür aber noch stärker erwärmen. Welche klimatischen Folgen ein 'Abreißen' des Golfstroms für die nord- und westeuropäische Region haben könnte, wird deutlich, wenn man das Klima Nordost-Kanadas oder Süd-Alaskas als Vergleich heranzieht, die auf der gleichen geographischen Breite liegen wie Norddeutschland. Das Ausmaß und der Zeitpunkt einer Änderung der ozeanischen Zirkulationsmuster sind allerdings bislang noch nicht präzise abschätzbar.

5. Meeresspiegelanstieg

Während der letzten Eiszeit lag der Meeresspiegel weltweit ca. 120 m tiefer und stieg zwischen 12.000 und 6.000 vor heute um etwa diesen Betrag an. Etwa 6000 Jahre lang, bis zum Beginn der Industrialisierung, war der Meeresspiegel dann weitgehend stabil. Seit ca. 150 Jahren verfügen wir über die Technik von einigermaßen verlässlichen Pegelmessungen und erst seit Anfang der 1990er Jahre kann man Änderungen des Meeresspiegels mit Hilfe von Satelliten recht genau bestimmen. Von diesen Beobachtungen wissen wir, dass es im 20. Jahrhundert einen Anstieg von global ca. 15 cm gab (also 1,5 mm pro Jahr); regional sind allerdings starke Abweichungen von diesem Wert zu verzeichnen, z.B. durch Landhebungs- oder Senkungsprozesse. Der Anstiegstrend hat sich zum Ende des 20. Jhd. hin und seither deutlich beschleunigt, wie die Zahlen in Tab. 2 zum Ausdruck bringen. Von fast allen Klimaforschern wird nun für das 21. Jhd. und danach eine deutliche Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs im Zusammenhang mit der globalen Erwärmung prognostiziert und viele Experten halten diese für eine der gravierendsten Folgen des Klimawandels überhaupt. Folgende Fragen sind vorrangig zu klären: welche Prozesse tragen insgesamt zum Meeresspiegelanstieg bei? Wie rasch geht der Anstieg global bzw. regional vor sich? Und: Wie hoch wird bzw. kann der Meeresspiegel bis zum Ende des 21. Jhd. maximal ansteigen? Die größten Volumenschwankungen der Weltmeere resultieren aus den als Eis auf dem Festland gebundenen Wassermengen. Die derzeit vorhandenen Landeismassen würden bei vollständigem Abschmelzen den Meeresspiegel um knapp 70 m ansteigen lassen; davon fallen 61,1 m auf das antarktische Inlandeis, 7,2 m auf den grönländischen Eisschild und ca. 1,5 m auf die übrigen Eiskörper incl. aller Gebirgsgletscher. Trotzdem brauchen wir auch langfristig keine Überflutungen im Bereich von Zehnermetern befürchten, da das Antarktiseis als weitgehend stabil gilt. Stattdessen bewegen sich die Abschätzungen für den Meeresspiegelanstieg (MSA)

im 21. Jahrhundert bisher noch im Dezimeterbereich. Im 4. IPCC-Bericht geht man von einer MSA-Spanne zwischen 20 cm und 60 cm bis zum Jahr 2100 aus, je nach Energienutzungs-Szenario (Abb. 1). Allerdings bestehen hier weiterhin erhebliche Unsicherheiten und es ist erforderlich, die Prozesse zu betrachten, die im Einzelnen zum Meeresspiegelanstieg beitragen. Der bisherige – und auch der künftige – MSA setzt sich im Wesentlichen aus zwei Effekten zusammen, nämlich zum einen aus der erwärmungsbedingten Ausdehnung der Wassersäule (auch sterischer Effekt genannt) und zum anderen aus der Zufuhr von Wasser beim Abschmelzen von Eis (eustatischer Effekt) (Tab. 2). In den letzten 40 Jahren dominierte der sterische Effekt; dieser nahm in jüngster Zeit weiter stark an Bedeutung zu und hat sich im Zeitraum 1993–2003 gegenüber 1961–2003 fast vervierfacht (von 0,42 auf 1,6 mm/J.). Auch ist insgesamt eine deutliche Beschleunigung des MSA am Ende des 20. Jhd. von vormals 1,8 auf nun 3,1 mm/Jahr festzustellen. Noch immer bleibt allerdings auch ein Unterschied zwischen den berechneten und den beobachteten Werten, was daran liegt, dass die Klimamodelle die exakten Prozessabläufe, die zum Meeresspiegelanstieg führen, noch nicht hinreichend präzise abbilden können (IPCC 2007a; 2007b). Tab. 2 zeigt, dass hinter dem Ausdehnungseffekt das Abschmelzen von Gletschern und Eiskappen den zweitgrößten Anteil am MSA hat. Allerdings ist dieser Anteil im letzten Jahrzehnt weniger rasch gewachsen als der

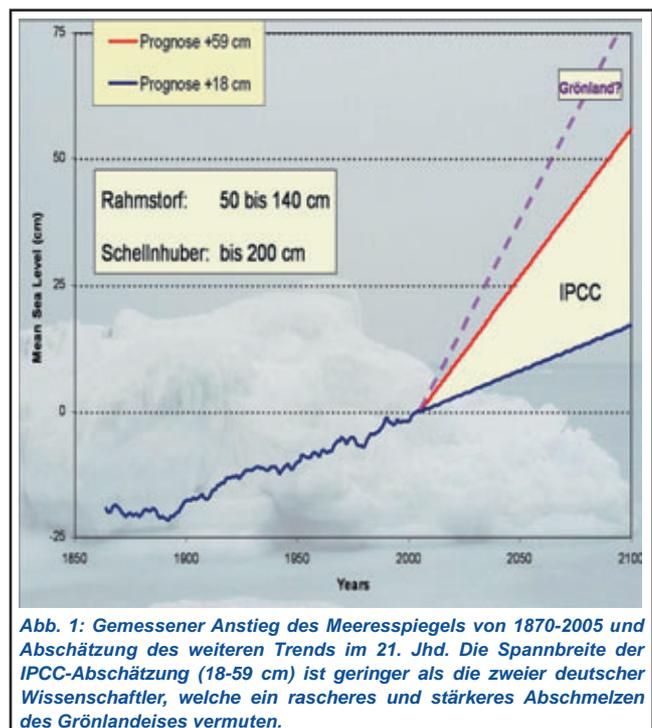


Abb. 1: Gemessener Anstieg des Meeresspiegels von 1870-2005 und Abschätzung des weiteren Trends im 21. Jhd. Die Spannweite der IPCC-Abschätzung (18-59 cm) ist geringer als die zweier deutscher Wissenschaftler, welche ein rascheres und stärkeres Abschmelzen des Grönlandeises vermuten.

Beiträge zum MSA	Ausmaß des Meeresspiegelanstiegs (in mm pro Jahr)	
	1961 - 2003	1993 - 2003
Thermische Ausdehnung	0,42 ± 0,12	1,6 ± 0,5
Gletscher und Eiskappen	0,50 ± 0,18	0,77 ± 0,22
Grönland-Eisschild	0,05 ± 0,12	0,21 ± 0,07
Antarktisches Eisschild	0,14 ± 0,41	0,21 ± 0,35
Summe individueller Beiträge zum Meeresspiegelanstieg (geschätzt)	1,1 ± 0,5	2,8 ± 0,7
Gesamter Meeresspiegelanstieg (aus Beobachtungen) ¹	1,8 ± 0,5	3,1 ± 0,7
Differenz (beobachtete Werte abzüglich der geschätzten Werte)	0,7 ± 0,7	0,3 ± 1,0

Tab. 2: Beobachtete Rate des Meeresspiegelanstiegs seit 1961 im Vergleich mit den (geschätzten bzw. berechneten) Beiträgen aus verschiedenen Quellen. (¹ Seit 1993 stehen präzisere Beobachtungen des Meeresspiegels durch Satelliten zur Verfügung).

Beitrag, der für das Abschmelzen von Grönlands berechnet wurde. Dieser jüngste Trend bei der Beschleunigung des Eisabschmelzens auf Grönland wird von einigen Forschern als ein alarmierendes Signal gewertet. Sie vermuten eine im 21. und 22. Jahrhundert stark beschleunigte Bilanzänderung beim Grönlands eis hin zum Eisverlust. Zum Beispiel wird – bedingt durch die wärmeren Temperaturen im Nordpolarmeer – ein rascheres Abfließen bzw. Kalben der Grönlandgletscher ins Meer angenommen. Die negative Eisbilanz wird vermutlich auch nicht durch höhere Schneefälle ausgeglichen, wie sie im Zuge der Erwärmung der Atmosphäre zu erwarten sind. Bei der großen Menge des auf Grönland gebundenen Eises ist daher mittelfristig (ab 2100) ein MSA-Beitrag von mehr als 1 m durch Grönland zu befürchten (Abb. 1). Längerfristig, d.h. bis 2300 werden ähnliche Prozesse des Eisverlustes sogar im Bereich des westantarktischen Eisschildes für möglich gehalten. In der Summe könnten anhaltende Massenverluste der beiden großen Eisschilde dann einen Meeresspiegelanstieg von mehreren Metern zur Folge haben (Tab. 3). Beim Meeresspiegelanstieg müssen derart lange Zeiträume berücksichtigt werden, weil die relevanten Prozesse, wie das Abschmelzen

von Eisschilden und die Durchmischung der Ozeane, langsame geophysikalische Vorgänge sind. Aufgrund der physikalischen Trägheiten im System Meer werden diese Prozesse auch nach einer Stabilisierung der Treibhausgaskonzentrationen und des Oberflächenklimas erst viele Jahrhunderte später zum Stillstand kommen. Ein Szenario mit einem MSA von 5 m oder mehr ist in seinen vielfältigen Auswirkungen derzeit kaum vorstellbar, aber selbst ein Anstieg um 0,5 m, d.h. eine Verdreifachung des bisherigen Wertes, wird eine Fülle von Problemen für die Küstenbewohner weltweit mit sich bringen (siehe unten).

6. Stürme, Sturmfluten & Seegang

Die Folgen des Klimawandels machen sich nicht nur in Form des beschleunigten Meeresspiegelanstiegs bemerkbar. Ein allmählich verlaufender Anstieg über Jahrzehnte bis Jahrhunderte wäre ja auch mit technischen Mitteln möglicherweise noch beherrschbar. Die Gefahr für Küsten- und Inselbewohner resultiert dagegen meistens aus den Wetterextremereignissen in Form von tropischen Wirbelstürmen bzw. Sturmfluten, die mit ungewöhnlich hohen Wasserständen und Wellen in unregelmäßigen zeitlichen Abständen auf die Küsten treffen. Die gesellschaftlichen Risiken solcher Extremereignisse werden weiter unten erörtert. Im Zusammenhang mit globaler Erwärmung und Meeresspiegelanstieg stellt sich nun die Frage, ob gravierende Veränderungen auch bei den ozeanischen Extremereignissen zu erwarten sind. In diesem Bereich sind die wissenschaftlichen Erkenntnisse bisher allerdings noch recht lückenhaft. Am ehesten herrscht noch Einigkeit unter den Experten, dass die Stärke tropischer Wirbelstürme mit der Erwärmung der tropischen Meere zunimmt, denn aus dem warmen Oberflächenwasser ziehen Hurrikane und Taifune ihre zerstörerische Energie. Einige Fachleute sehen die Hurrikansaison 2005 im karibischen Raum als Vorboten zukünftiger Entwicklung an: dort gab es mit 27 Hurrikane so viele wie nie zuvor in einem Jahr; noch nie wuchsen so viele (nämlich 15) zur vollen Stärke heran und noch nie gab es drei Hurrikane der stärksten Kategorie 5 hintereinander, wobei bei ‚Wilma‘ (19.10.2005) der niedrigste je an der Erdoberfläche gemessene Luftdruck erreicht wurde (882 hPa). Und mit ‚Vince‘ erreichte im Oktober 2005 erstmals ein Hurrikan den westeuropäischen Küstenraum, nämlich Madeira und West-Spanien. Da man allerdings aus dem 20. Jhd. bereits Zyklen bei der Hurrikanaktivität kennt, lässt sich hieraus noch kein eindeutiger Trend ableiten.

Für den Nordatlantik und den Nordseeraum sind bislang ebenfalls keine eindeutigen Trends in Richtung auf

häufigere Sturmflutwetterlagen zu erkennen. Allerdings sagen die neuesten meteorologischen Modelle, mit denen Windstärken, Windrichtung, Wasserstände und Seegang in der Nordsee berechnet werden, vorher, dass Starkwinde aus N bis W über der Dt. Bucht zunehmen könnten und damit auch die Sturmfluten 30-50 cm höher auflaufen würden als bisher. Eine relativ sichere Annahme kann jedoch getroffen werden: bei einem um ca. 50 cm höherem Meeresspiegel (s.o.) werden gefährliche Sturmflutwasserstände wesentlich häufiger eintreten als vorher, einfach deshalb, weil das Basisniveau nun um einen halben Meter höher liegt. Ein sog. 100-jähriger Wasserstand, wie er bei der Sturmflut 1976 an der Nordseeküste eintrat (z.B. Cuxhaven mit 5,1 m über Mittelwasser), könnte aufgrund des Meeresspiegelanstiegs daher nun zu einem 10-jährigen Ereignis werden. Hier liegt ein Rückkopplungseffekt zwischen Meeresspiegelanstieg und Sturmflutgefahr vor, der nicht an meteorologische Veränderungen gebunden ist und bisher leider (zu) wenig beachtet wurde. Darüber hinaus wird mit diesen häufiger auftretenden Extremwasserständen im Normalfall auch hoher und energiereicher Seegang einhergehen, der nicht nur am Deich und im Vorland (Salzwiesen, Watten) sondern auch an den Stränden und Dünen zerstörerische Wirkung entfalten kann.

7. Ozeanversauerung

Seit der Mensch immer mehr CO₂ in die Atmosphäre befördert, nimmt auch die CO₂-Konzentration in den oberen Meeresschichten zu. Gegenwärtig nimmt der Ozean etwa 30 % der anthropogenen CO₂-Emissionen auf, das sind jährlich 2 Gt (Gigatonnen) Kohlenstoff zusätzlich zu dem bereits vorhandenen Kohlenstoff. In der Atmosphäre wirkt CO₂ zwar als Treibhausgas, verhält sich chemisch aber neutral, d.h. es reagiert nicht mit anderen Gasen. Im Ozean dagegen ist CO₂ chemisch aktiv. Das gelöste CO₂ trägt zu einer Absenkung des pH-Wertes und damit zu einer Versauerung des Meerwassers bei. Seit Beginn der Industrialisierung ist der pH-Wert des Oberflächenwassers der Meere im Mittel um etwa 0,11 Einheiten gesunken. Ausgehend von einem leicht alkalischen vorindustriellen pH-Wert von 8,18 hat also der Säuregehalt an der Meeresoberfläche zugenommen. Dadurch verändert sich auch die Konzentration von Karbonaten im Meerwasser (weniger Karbonat, mehr Hydrogenkarbonat), was zur Folge hat, dass Organismen wie Korallen, Muscheln etc. ihre Kalkgebilde, Schalen, Riffstrukturen usw. nicht mehr mit der bisherigen Geschwindigkeit aufbauen können. In diesen marinen Kalkablagerungen werden aber große Mengen von Kohlenstoff langfristig

Mechanismus	Anstieg in m
Thermische Ausdehnung	0,4 - 0,9
Gebirgsgletscher	0,2 - 0,4
Grönland	0,9 - 1,8
Westantarktis	1 - 2
<i>Summe</i>	<i>2,5 - 5,1</i>

Tab. 3: Geschätzter globaler Meeresspiegelanstieg bis zum Jahr 2300 bei einer auf 3°C begrenzten globalen Erwärmung (Quelle: WBGU 2006).

gespeichert. Insofern tritt auch hier wiederum ein Rückkopplungseffekt in Kraft, der bewirkt, dass die Aufnahmefähigkeit der Meere für CO₂ allmählich sinkt. Meereswissenschaftler berechnen bereits bis zur Mitte dieses Jahrhunderts eine deutliche Verringerung der Aufnahmekapazität der Ozeane für anthropogenes CO₂. Damit verliert die global mit Abstand wichtigste Kohlenstoffsänke (weiter) an Effizienz, was die Erderwärmung zusätzlich beschleunigen dürfte.

8. Gefährdung der marinen Ökosysteme

Die eben beschriebene Veränderung des Karbonat-systems und die Versauerung der Meere könnten ohne Gegenmaßnahmen bereits in diesem Jahrhundert ein Ausmaß erreichen, wie es seit vielen Jahrmillionen nicht mehr vorgekommen ist. Die Störung des chemischen Gleichgewichts im Ozean wird zahlreiche Meereslebewesen stark in Mitleidenschaft ziehen und sensible marine Ökosysteme ernsthaft gefährden. In besonderem Maße sind – wie erwähnt – die kalkbildenden Organismen betroffen, wie z.B. bestimmte Planktongruppen, Muscheln, Schnecken, Korallen und Stachelhäuter (Seesterne und Seegurken). Die Umwandlung von im Wasser gelöstem Kalk in feste Skelett- oder Schalenstrukturen ist nur bei einer Übersättigung des Meerwassers mit Kalziumkarbonat (CaCO₃) möglich. Mit der Erniedrigung des pH-Werts geht daher eine Schwächung der Skelettstrukturen oder – bei Unterschreiten der Sättigungskonzentration für Kalziumkarbonat – sogar ihre Auflösung einher. Von den beiden Hauptformen des biogenen Kalks, Kalzit und Aragonit, ist die letztere Kristallform eher löslich als die erstere. Zu den Aragonit-bildenden Organismen zählen auch die Korallen, deren Wachstum somit ebenfalls von der Änderung des chemischen Gleichgewichts unmittelbar beeinträchtigt wird. Darüber hinaus machen den Korallen aber auch die steigenden Wassertemperaturen der tropischen Meere



Effekte und Folgen von Klimawandel und Meeresspiegelanstieg						
sozioökonomischer Sektor; Nutzungsbereich	Sturmfluten, Überschwemmung ¹	Küstenrückgang, Erosion von Stränden	Überflutung (dauerhaft) ¹	Ansteigender Grundwasserspiegel	Eindringen von Salzwasser	Änderungen / Gefährdung der Ökosysteme
Wohnen an der Küste	•	•	•	•		
Gesundheit, Sicherheit	•	•	•			
Wasserwirtschaft	•		•	•	•	•
Landwirtschaft	•	•	•	•	•	•
Fischerei, Aquakultur	•	•	•		•	•
Tourismus	•	•	•			•

Tab. 4: Überblick über die sozioökonomischen Folgen des Klimawandels und des damit verknüpften Meeresspiegelanstiegs in den wichtigsten Küstensektoren (¹ Mit Überflutung wird hier eine dauerhafte Wasserbedeckung von Landflächen bezeichnet - im Gegensatz zu einer vorübergehenden, eher episodischen Überschwemmung. Ohne Gegenmaßnahmen wäre der endgültige Verlust dieser Landflächen die Folge).

zu schaffen, denn die obere Toleranzgrenze für das Aufwachsen gesunder Korallenriffe liegt bei 30–31 °C. Da Korallenriffe vielfach bereits durch Verschmutzung, Dynamitfischen oder Abbau von Korallenkalk zum Hausbau vorgeschädigt sind, werden diese bedeutendsten aller Meeresökosysteme (wegen ihrer großen Artenvielfalt manchmal auch als die „Regenwälder der Meere“ bezeichnet) in vielen Gebieten durch Ozeanerwärmung und -versauerung wohl zum Sterben verdammt. Ein weltweiter Rückgang auf 30 % der heute noch lebenden Korallenriffe bis 2100 wird von vielen Experten für wahrscheinlich gehalten.

Weiterhin sind auch Auswirkungen der Versauerung auf das Nahrungsnetz denkbar. Unterschiedliche Reaktionen von Organismen auf erhöhte CO₂-Konzentrationen können die Konkurrenzsituation unter den Arten und damit deren räumliche wie zeitliche Verteilung verändern, z.B. Verdrängung von kalkbildenden Algen durch Kieselalgen. Insgesamt zeichnet sich ab, dass sich ökologische Gleichgewichte im Meer zu Ungunsten der kalkbildenden Meeresorganismen verschieben werden. Wenn sich dadurch etwa die Zusammensetzungen im marinen Plankton in größerem Stil ändern, kann dies sogar die globalen biogeochemischen Kreisläufe beeinflussen, die als Klimaregulatoren fungieren.

Neben den Korallenriffen sind andere wertvolle Küstenökosysteme ebenfalls in ihrer Existenz nachhaltig bedroht. Anders als bei den Korallen, die einen Meeresspiegelanstieg von 0,5 bis 1 m durch Aufwachsen vermutlich kompensieren könnten,

sind Mangroven, Wattflächen, Salzmarschen oder Dünen unmittelbar gefährdet von steigenden Pegeln, Sturm(flut)einwirkungen und den resultierenden Erosionsprozessen. Nach neuen satellitengestützten Untersuchungen befinden sich bereits weltweit zwei Drittel aller Küsten im Rückgang – eine unmittelbare Folge des globalen und beschleunigten Meeresspiegelanstiegs.

9. Auswirkungen auf Küstengebiete weltweit

Fünf Effekte sind oben als Ergebnis des Klimawandels beschrieben worden. Sie alle sind mit zahlreichen, teils direkten, teils indirekten Auswirkungen verknüpft, welche die zukünftige Entwicklung von Küstenregionen weitreichend – und wohl meist negativ – beeinflussen werden. Diese Auswirkungen wirken besonders schwer, weil die Küsten global gesehen die am dichtesten besiedelten und am intensivsten genutzten Räume der Erde darstellen. Der Zuzug von Menschen aus dem Hinterland an die Küsten hält seit Jahrhunderten unvermindert an, weil Siedlungsflächen, Nahrungsquellen, Verkehrswege und Erholungsmöglichkeiten hier in einzigartig günstiger Weise miteinander verzahnt sind. Schätzungen der OECD gehen davon aus, dass bis zum Jahr 2050 fast 2/3 der Menschheit in Küstennähe siedeln wird. In Tab. 4 sind die wichtigsten gesellschaftlichen Nutzungsbereiche von Küstenzonen genannt und gleichzeitig deren Anfälligkeit gegenüber dem Klimawandel und dessen Folgen dargestellt. Dabei

stehen die direkten, d.h. primären Auswirkungen im Vordergrund. Ebenfalls bedeutsame indirekte Folgen, z.B. gesundheitliche Beeinträchtigungen durch Verschlechterung der Wasserqualität, finden hier keine Berücksichtigung.

Aus Tab. 4 wird deutlich, dass die gravierendsten Gefährdungen und Folgen für die Küstenbewohner einerseits vom Meeresspiegelanstieg, andererseits von den Änderungen bei den Extremereignissen (Sturmfluten, Wirbelstürme, Seegang) ausgehen. Die konkreten Effekte können wegen der regional jeweils unterschiedlichen Meeresspiegeltendenzen und der Vielfalt der Küstenräume allerdings unterschiedlich ausgeprägt sein.

In verschiedenen Studien wurde versucht, das Ausmaß der vom Meeresspiegelanstieg ausgehenden Gefährdung abzuschätzen (Schellnhuber und Sterr 1993; Behnen, 2000; IPCC 2001). Um die gefährdete Fläche entlang der Küsten zu erfassen, muss zunächst die globale Landflächenverteilung in Abhängigkeit von der Höhe über dem Meeresspiegel betrachtet werden. Abb. 2a zeigt, dass es große Tieflandsgebiete gibt, die innerhalb des 1-m-Bereichs über der heutigen mittleren Hochwasserlinie liegen. Oberhalb der 1-m-Linie steigt die Landflächenverteilung als eine nahezu lineare Funktion der Höhe über der mittleren Hochwasserlinie an. Bei 20 m Höhe über dem Meeresspiegel wären bereits insgesamt 8 Mio. km² betroffen. Ein Anstieg von 20 m entspricht einem Extremszenario, das sich durch die anthropogene Erwärmung über einen Zeithorizont von rund 1.000 Jahren ergeben könnte, falls die Eismassen in Grönland und der Westantarktis weitestgehend abschmelzen sollten (siehe oben). Die besonders bedrohten Gebiete in Europa umfassen vor allem den Osten Englands und den Küstenstreifen, der sich von Belgien durch die Niederlande, den Nordwesten Deutschlands bis ins westliche und nördliche Dänemark

zieht, aber auch im Mittelmeer-, Schwarzmeer- und im Ostseeraum gibt es dicht besiedelte, überflutungsgefährdete Räume, z.B. das Delta des Po in Norditalien (inkl. der Lagune von Venedig) sowie die Deltas (Flussmündungen) von Rhône, Ebro, Donau, Oder und Weichsel. Schon heute liegen einige dicht besiedelte Gebiete in den Niederlanden, England, Deutschland und Italien unterhalb des normalen Hochwasserpegels. Für diese Gebiete ist eine reale Bedrohung schon jetzt gegeben und die Frage nach der Geschwindigkeit des Meeresspiegelanstiegs besonders bedeutsam, weil ein schnellerer Meeresspiegelanstieg die Umsetzung gesellschaftlicher Anpassungsstrategien, etwa die Intensivierung des Küstenschutzes oder die Aufgabe von Siedlungen im Überflutungsraum, erschweren könnte. Aus Abb. 2b geht hervor, dass bereits jetzt viele Millionen Küstenbewohner unmittelbar von Überschwemmungen und anderen Wirkungen des MSA betroffen sein werden. Derzeit wohnen bereits 275 Mio. Menschen innerhalb der besonders gefährdeten NN + 5-m-Zone; bis zum Ende des 21. Jhd. wird diese Zahl schätzungsweise auf 410 Mio. Menschen steigen. Für Europa wird geschätzt, dass bei einem Meeresspiegelanstieg von 1m etwa 13 Mio. Menschen bedroht wären.

Die schon seit längerer Zeit anhaltenden Tendenzen der Bevölkerungswanderung in Richtung auf küstennahe städtische Ballungsräume werden sich auch in den kommenden Jahrzehnten weiter fortsetzen. Bereits heute liegen 8 der 10 größten Städte der Welt an Küsten und sind akut oder mittelfristig überflutungsgefährdet. Es zeichnet sich ein eindeutiger Trend der globalen demographischen Entwicklung dahingehend ab, dass sowohl Anzahl als auch Größe der Millionenstädte im Küstenraum in diesem Jahrhundert stark anwachsen werden, insbesondere im asiatischen Raum. Wie viele Menschen bzw. Prozentanteile der Bevölkerung

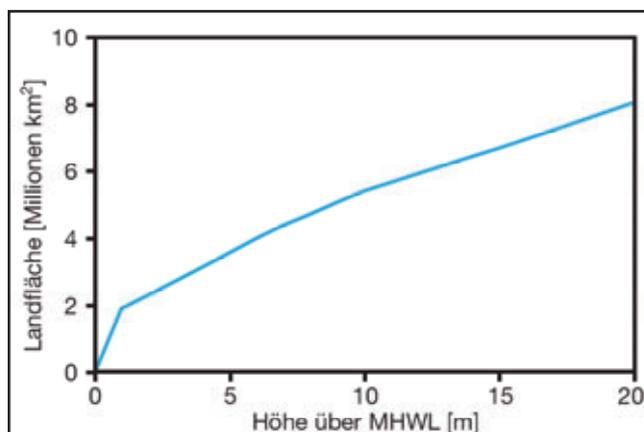


Abb. 2a: Höhenverteilung der weltweiten Landfläche über der mittleren Hochwasserlinie MHWL (WBGU 2006).

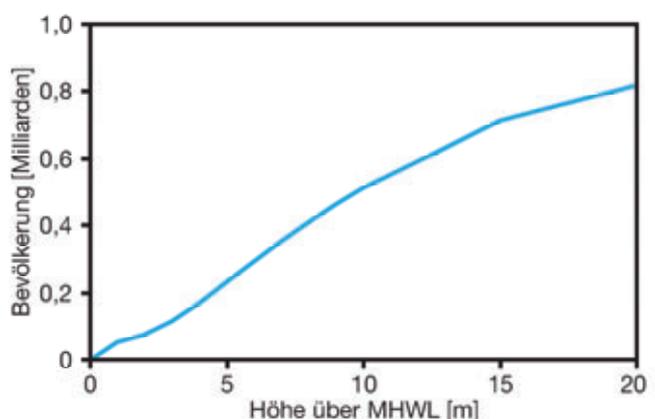


Abb. 2b: Höhenabhängige Verteilung der Weltbevölkerung (Stand 1995) (WBGU 2006).

Staaten geordnet nach Bevölkerung in niedriggelegenen Küstenregionen – Top Ten			Staaten geordnet nach Bevölkerungsanteil in niedriggelegenen Küstenregionen – Top Ten		
Staat	Bevölkerung in niedriggelegenen Küstenregionen (10 ³)	% der Bevölkerung in niedriggelegenen Küstenregionen	Staat	Bevölkerung in niedriggelegenen Küstenregionen (10 ³)	% der Bevölkerung in niedriggelegenen Küstenregionen
1. China	127.038	10%	1. Malediven	291	100%
2. Indien	63.341	6%	2. Bahamas	267	88%
3. Bangladesch	53.111	39%	3. Bahrain	501	78%
4. Indonesien	41.807	20%	4. Surinam	325	78%
5. Vietnam	41.439	53%	5. Niederlande	9.590	60%
6. Japan	30.827	24%	6. Macao	264	59%
7. Ägypten	24.411	36%	7. Guyana	419	55%
8. USA	23.279	8%	8. Vietnam	41.439	53%
9. Thailand	15.689	25%	9. Dschibuti	250	40%
10. Philippinen	15.122	20%	10. Bangladesch	53.111	39%

Anmerkung: Länder, in denen weniger als 100.000 Einwohner in den niedriggelegenen Küstenregionen leben, wurden ausgenommen. 15 kleine Inselstaaten, die ausgenommen wurden, haben Bevölkerungsanteile von mehr als 39 % in den niedriggelegenen Küstenregionen, und zusammengenommen eine Gesamtbevölkerung von 423.000 Einwohnern.

Tab. 5: Staaten mit der größten Bevölkerung und dem höchsten Bevölkerungsanteil in niedriggelegenen Küstengebieten.

von Küsten- und Inselstaaten bereits heute im gefährdeten Küstengebiet leben, dokumentiert Tab. 5. Auf den niedrig gelegenen Inselarchipelen wie etwa den Malediven umfasst die Bedrohung inzwischen nahezu die gesamte Bevölkerung und damit auch den größten Teil der Volkswirtschaft dieser Staaten. Ein beschleunigter Meeresspiegelanstieg, auch wenn er nur im Dezimeterbereich erfolgen sollte, wird vermutlich Küstenbewohner in vielen Gebieten Asiens, Afrikas und Lateinamerikas zum Verlassen ihrer Heimat zwingen („Meeresflüchtlinge“) und darüber hinaus volkswirtschaftliche Schäden immensen Ausmaßes zur Folge haben. Diese Schäden können in vielfältiger Form auftreten und reichen von Vermögensschäden bis hin zu dem Verlust an Menschenleben oder dem Verlust von biologischer Vielfalt und von Ökosystemleistungen. Ein gradueller Meeresspiegelanstieg bzw. damit einhergehende Extremereignisse könnten beispielsweise die Abläufe in größeren Hafenstädten beeinträchtigen bzw. zeitweise unterbinden, wodurch in der Folge auch regionale Handels- und Transportnetzwerke betroffen wären. Damit ist auch zu erwarten, dass die geophysikalische Veränderung an Küsten großflächige wirtschaftliche Auswirkungen in benachbarten und inländischen Regionen hervorrufen (Dasgupta et al. 2007).

10. Auswirkungen auf den deutschen Küstenraum

Die deutschen Küstenregionen an Nord- und Ostsee sind trotz der naturräumlichen Unterschiede in ähnlicher Weise anfällig gegenüber Sturmfluten und Meeresspiegelanstieg. Für beide Küstengebiete charakteristisch sind

- ein seewärts flach abfallender Meeresboden;
- ein überwiegend niedriges und flaches, d.h. überflutungsgefährdetes Küstenrelief;
- seit der Eiszeit anhaltende Küstensenkungstendenzen und damit ein rascherer langfristiger (=säkularer) Meeresspiegelanstieg (1,5–2,5 mm/J.)
- tief in das Land eingreifende Flussmündungen;
- meist niedrige, dem Festland vorgelagerte Inseln
- ein großräumig hoher und dadurch versalzungsgefährdeter Grundwasserstand;
- an spezielle Überflutungs-, Salinitäts- und Substratverhältnisse angepasste Ökosysteme, wie z.B. Watten, Salzwiesen/ -marschen, Seegraswiesen, Verlandungszonen in den Boddengewässern von Mecklenburg-Vorpommern, Brackwassergebiete;
- in hochwassergefährdete und ökologisch bedeutsame Bereiche hinein reichende dichte Bebauung
- große wasserwirtschaftliche und wasserbauliche

Veränderungen im natürlichen System, z.B. Deich- und Entwässerungsanlagen, Sperrwerke etc.

Angesichts der oben beschriebenen Prozesse sieht sich auch der norddeutsche Küstenraum mit einer Reihe von teilweise bedrohlichen Klimafolgen konfrontiert (Textbox). Das hier beschriebene Szenario lag auch einigen wissenschaftlichen Untersuchungen der letzten Jahre zugrunde (z.B. *Daschkeit und Schottes, 2002; Sterr et al., 2000; 2003*). Aufgrund der Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs und der Änderungen im Windfeld werden Sturmfluten und deren Extremwasserstände an der Nordsee- und Ostseeküste künftig wohl wesentlich häufiger auftreten. Dadurch wächst auch die Belastung der Deiche, insbesondere wenn Extremwasserstände entweder sehr lange andauern oder sich in kürzeren Abständen wiederholen (eine Serie mit mehreren kleinen Sturmfluten gab es in Schleswig-Holstein wiederholt

Textbox: Gefährdungsprofil für Norddeutschland im Zuge des künftigen Klimawandels

- gesamte Küstenlänge: 3700 km;
- davon Nordsee mit Inseln 1580 km; Ostsee 2120 km (incl. Boddengewässer und Inseln);
- überflutungsgefährdet sind die Landflächen niedriger als 5 m über dem Meer an der Nordsee bzw. niedriger als 3 m über dem Meer an der Ostseeküste;
- dies entspricht einer Gesamtfläche von 13.900 km² oder 1390000 ha; ein Großteil davon ist derzeit durch Deiche geschützt;
- im Überflutungsgebiet leben 3.2 Millionen Menschen;
- die im Überflutungsgebiet vorhandenen volkswirtschaftlichen Werte belaufen sich auf mehr als 500 Milliarden Euro;
- im Überflutungsgebiet sind mehr als eine Million Arbeitsplätze angesiedelt;
- die größten Risiken bestehen für die Großstädte an der Nordsee (Hamburg, Bremen) durch Sturmfluten;
- auch Ostseestädte wie Kiel, Lübeck, Rostock und Greifswald sind – mangels Deichschutz – teilweise überflutungsgefährdet;
- den Tourismuszentren an Nord- und Ostsee droht der Verlust ihrer Strände;
- die Kosten für Küstenschutzmaßnahmen, v.a. Deichbau und Sandvorspülungen werden stark steigen;
- langfristig können große Teile der ökologisch wertvollen Salzwiesen und Wattflächen verloren gehen.

in den letzten Jahren, zuletzt im Winter 2006/2007). Die Wahrscheinlichkeit, dass Deiche überflutet werden oder brechen können, ist somit künftig stärker ins Kalkül zu ziehen. Höhere, häufigere oder länger andauernde Pegelstände sind allerdings Risiken, denen mit Küstenschutzmaßnahmen nicht kurzfristig, sondern nur im Zeitraum von Jahrzehnten begegnet werden kann. So weist in Hamburg etwa der Pegel St. Pauli seit sieben Jahrzehnten einen deutlich ansteigenden Trend bei Sturmflutwasserständen auf und Überflutungen im Stadt- und Hafengebiet treten fast jährlich auf. Allerdings spielen in diesem Fall neben dem Klima auch tief greifende Eingriffe in das Natursystem eine nachteilige Rolle, etwa die wiederholten Ausbaggerungen des Elbe-Fahrwassers für den Hamburger Hafen und die Eindeichung der Elbmarschen, die ehemals natürliche Überflutungsräume und Pufferzonen darstellten. Auf sehr niedrig gelegenen und nicht von Deichen geschützten Flächen, wie sie z.B. auf einigen Nordseeinseln, vor allem aber an der Ostseeküste verbreitet sind, muss ab Mitte des 21. Jhd. mit dauerhafter Überflutung gerechnet werden. Hier dürften vor allem ökologisch wertvolle Flächen wie Salzwiesen einen größeren Flächenverlust erleiden. Neben der – eher augenfälligen – Gefahr zeitweiliger oder dauerhafter Überflutung von Landflächen gibt es weitere langfristig problematische Folgen, die in der Betrachtung oft unberücksichtigt bleiben. Zu diesen zählen:

- die zunehmende Verschärfung der Küstenerosion,
- ansteigender Grundwasserspiegel bzw. Eindringen von Salzwasser in Oberflächen- und Grundwasser,
- die ungewisse Zukunft des Wattenmeeres.

Das Beispiel der Nordseeinsel Sylt zeigt, mit welchem hohem Aufwand der Mensch schon jetzt die ständig wiederkehrenden Verluste der für den Tourismus so wichtigen Strände zu bekämpfen versucht. Seit den 1990er Jahren wurden jährlich ca. 10 Mio. Euro für Sandaufspülungen an der Westseite von Sylt aufgewendet. Die Kosten einer dauerhaften Erhaltung der Sylter Strände werden künftig deutlich höher ausfallen, wenn man bei der bisherigen Strategie bleibt, den Sand auf der stark exponierten Westseite aufzubringen, wo der natürliche Küstenrückgang fast 1 m pro Jahr beträgt. Inzwischen gibt es auch Vorschläge, die Aufspülungen künftig auf der geschützten Ostseite der Insel vorzunehmen und langfristig dann auch den Schwerpunkt der touristischen Aktivitäten von der erosionsbedrohten Westküste auf die Wattseite von Sylt zu verlagern (*Reise, 2006*). Vielen anderen Stränden an Nord- und Ostsee wird allerdings nicht in ähnlicher Weise Aufmerksamkeit geschenkt wie auf Sylt, obwohl sie ebenfalls von den Tendenzen zur Erosion stark betroffen sind. Während auf Sylt das Land Schleswig-Holstein bisher die Kosten für die Sandaufspülungen

trägt, müssen viele Gemeinden etwa an der Ostsee weitgehend selbst für die Stranderhaltung aufkommen. Noch problematischer als Strandabtrag und Küsterrückgang könnten in einigen Jahrzehnten jedoch die Probleme im Bereich der eingedeichten Marschflächen sowie auf den davor liegenden Wattflächen werden. Während die Marschen bisher noch auf natürliche Weise entwässert werden können (das aus dem Hinterland kommende Wasser fließt bei Ebbe mit Gefälle in die Nordsee), wird dies bei einem Meeresspiegelanstieg von 0,5 – 1 m nicht mehr möglich sein. Dann müssen die eingedeichten Flächen mit hohem Energie- und Kostenaufwand künstlich entwässert werden, eine Situation, die in den Niederlanden allerdings schon längst bekannt ist. Auch dieses Problem ist prinzipiell mit technischen Mitteln zu lösen. Keine Chancen korrigierend einzugreifen bleiben jedoch dem Menschen, wenn sich zeigt, dass das Wattenmeer entlang der Nordseeküste dem steigenden Meeresspiegel und den Angriffen von Sturmfluten und Seegang nicht mehr wie in der Vergangenheit Stand halten kann. Nach neueren Untersuchungen könnte dies bei einem Meeresspiegelanstieg von über 0,5 m/Jhd. eintreten.

Mit dem Wattenmeer würde nicht nur ein einzigartiger Naturraum verloren gehen, sondern gleichzeitig auch ein natürlicher „Energiepuffer“, der bislang die Deiche, das Festland und die Siedlungen vor noch größeren Sturmfluteinwirkungen und Zerstörungen bewahrt hat.

11. Fazit

Im 20. Jahrhundert hat gerade an den Küsten von hoch entwickelten Staaten wie Deutschland die Verwundbarkeit (Vulnerabilität) der sozioökonomischen Sphäre stark zugenommen, besonders infolge von ausufernder küstennaher Bebauung bzw. der Errichtung aufwändiger Infrastruktur (Häfen, Industrieanlagen, Feriencentren etc.) und rapider Entwicklung des Freizeit- und Tourismussektors. Dies bedeutet, dass die Schadensanfälligkeit, d.h. die volkswirtschaftlichen Risiken, die durch Sturmfluten, Meeresspiegelanstieg und Küstenerosion entstehen (können), heute sehr viel größer sind als noch im 19. Jahrhundert und damit eine der größten Herausforderungen für unsere Gesellschaft darstellen. So wurden nach der verheerenden Nordsee-Sturmflut vom Februar 1962, die in Hamburg und Schleswig-Holstein fast 350 Menschenleben forderte (soviel wie keine andere Naturkatastrophe in Deutschland nach dem Krieg) bereits viele Millionen DM und Euro in den Ausbau von Deichen und Küstenschutzanlagen investiert. Angesichts der skizzierten Entwicklungen des globalen Klimas und des Meeresspiegels ist nunmehr aber mit einem noch weitaus ernsteren Szenario in den kommenden Jahrzehnten zu rechnen.

Der prognostizierte Meeresspiegelanstieg und die ihn begleitenden Gefahren treffen alle tief liegenden Küstenregionen der Welt. Schwellenländer und Entwicklungsländer sind jedoch besonders verletzlich, da den ärmeren Nationen sowohl die finanziellen als auch die technischen Möglichkeiten für einen ausreichenden Schutz meist fehlen. Obgleich also die Industrieländer vermutlich mit teurerer und technisch aufwändiger Küstenschutztechnologie beim Klimawandel „gehalten“ können, ist es erforderlich, moderne Konzepte für Risikomanagement zu entwickeln, um weltweit der Gefährdung der Küstengebiete zu begegnen. Die Elemente eines solchen Konzeptes und die erforderlichen Schritte zur Umsetzung zeigt Abb. 3.

Für viele andere Küstenabschnitte der Welt muss die Vulnerabilität gegenüber einem Meeresspiegelanstieg, vor allem aufgrund einer (ökonomisch begründeten) geringen Adaptationskapazität, als deutlich höher eingeschätzt werden (einen Überblick geben *Sterr et al.* 2003; *Klein et al.* 2001)

Mittelfristig wird es allerdings entscheidend sein,

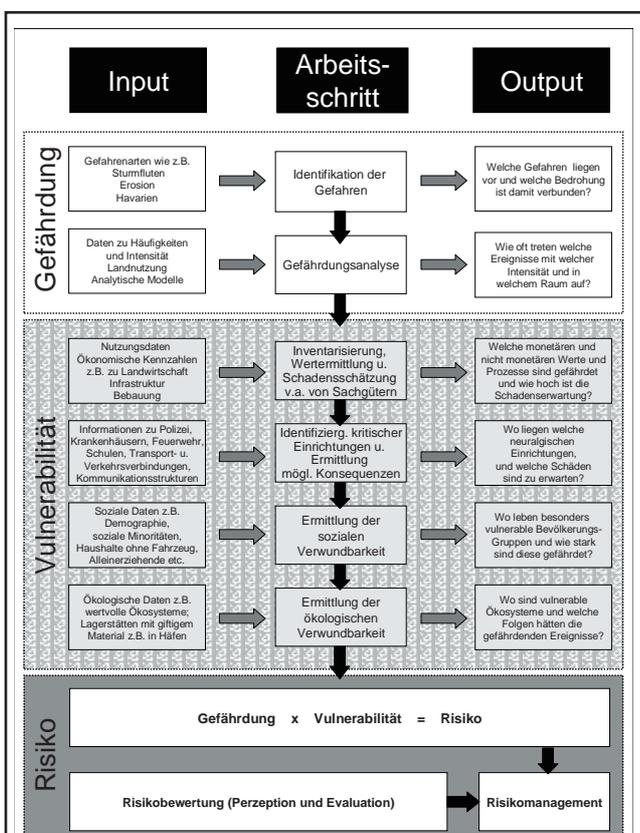


Abb. 3: Konzept eines Risikomanagements für Küstengebiete. Risiko ist hierbei das Produkt aus Gefährdung und Verwundbarkeit (Vulnerabilität).

nicht nur die Fähigkeit zur Anpassung an den Klimawandel weiterzuentwickeln, sondern auch konsequent das Ausmaß des Klimawandels und des Meeresspiegelanstiegs durch Klimaschutzmaßnahmen so gering wie möglich zu halten.

Literatur

- Behnen, T. (2000): Der beschleunigte Meeresspiegelanstieg und seine sozioökonomischen Folgen. Hann. Geogr. Arbeiten. 54, 222 S.
- Brückner, H. (2000): Küsten – sensible Geo- und Ökosysteme unter zunehmendem Stress. Petermanns Geographische Mitteilungen. 143. Jahrgang. 6-23.
- Brückner, H., Radtke, U. & Sterr, H. (2002): Trifft es nur die Armen ? Der Meeresspiegelanstieg und seine Folgen für die Küstentiefländer der Erde. In: Ehlers, E., Leser, H. (Hrsg.) Geographie heute für die Welt von morgen. 90-98. Klett-Perthes, Gotha
- Daschkeit, A. & Schottes, P. (Hrsg.) (2002): Klimafolgen für Mensch und Küste, am Beispiel der Nordseeinsel Sylt. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg
- Dasgupta, S., Laplante, B., Meisner, C., Wheeler, D. & Yan J. (2007): The impact of Sea Level Rise on Developing Countries: a comparative analysis. World Bank Research working Paper 4136; 51S.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (2001): Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution to Working Group II to the Third Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (2007a): Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution to Working Group I to the Forth Assessment Report of the IPCC. www.ipcc.ch
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (2007b): Climate Change 2007: Summary for Policy Makers on Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution to Working Group II to the Third Assessment Report of the IPCC. . www.ipcc.ch
- Klein, R.J.T.; R.J. Nicholls; S. Ragoonaden; M. Capobianco; J. Aston & E.N. Buckley (2001): Technological options for adaptation to climate change in coastal zones. In: Journal of Coastal Research 17(3): 531-543.
- Münchener Rück (2005): Wetterkatastrophen und Klimawandel. Sind wir noch zu retten? Münchener Rück; München
- Rahmstorf, S. (2006): A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise, Science (express) 10.1126/science.
- Reise, K. (2006): Neue Ufer für die Nordseeküste. In: Wattenmeer International, 1-2006, S. 4-5
- Schellnhuber, H.-J. & Sterr, H. (1993): Klimaänderung und Küste. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg
- Sterr, H., Ittekott V. & Klein R. (2000): Weltmeere und Küsten im Wandel des Klimas. Petermanns Geographische Mitteilungen. 143. Jahrgang. 24 - 31.
- Sterr, H., Schwarzer, K. & Hofstede, J. (2003): Auswirkungen von Wasserstandsschwankungen an der Küste. In: Hupfer, P., Harff, J., Sterr, H. & Stigge, H.-J. (Hrsg.): Die Wasserstände an der südwestlichen Ostseeküste: Entwicklungen - Sturmfluten - Klimawandel. Die Küste Bd. 66, 217 - 297. Heide
- WBGU (Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen) (2006): Die Zukunft der Meere – zu warm, zu hoch, zu sauer. Sondergutachten. Berlin. 114 S. www.wbgu.de

KLIMAWANDEL IM HOCHGEBIRGE

Wilfried Haerberli und Max Maisch, Zürich

1. Schlüsselbotschaften von eisigen Gipfeln

Schnee und Eis in den Hochgebirgen der Erde reagieren sensibel auf Änderungen des Klimas. Ganz besonders der Schwund der Gletscher ist gut zu erkennen (Abb. 1) und auch leicht zu verstehen: zu Recht gilt er in weltweiten Programmen zur Klimabeobachtung als ein Schlüsselsignal der steigenden Temperatur der Atmosphäre und damit des zunehmenden Energieinhalts des gesamten Klimasystems.



Abb. 1: Zunge, Ufermoränen von 1850/60 sowie Vorfeldgebiet des Tschierva-Gletschers (Berninagebiet, Kanton Graubünden). Im Hintergrund ist der durch den Gletscherschwund entstandene Roseg-See zu erkennen (Foto: C. Rothenbühler, 2003).

In den Hochgebirgsregionen der Erde findet man aber auch enorme klimatische Gegensätze auf engstem Raum und – daran seit Jahrhunderten und Jahrtausenden angepasst – eine einzigartige Vielfalt von Lebensräumen für Pflanzen, Tiere und den Menschen. Die im Tourismus genutzte Faszination Landschaft und der Wasserkreislauf verbinden zudem selbst abgelegene eisige Gipfel eng mit den umgebenden Tiefländern. Der Klimawandel im Hochgebirge ist deshalb ein Lehrbeispiel für die Reaktion von vernetzten Mensch-Umweltsystemen auf veränderte atmosphärische Bedingungen und die damit einhergehende Veränderung unserer Lebensgrundlagen (Abb. 2).

Die mit der Höhe abnehmende Lufttemperatur erzeugt in Gebirgsregionen die charakteristische Abfolge von

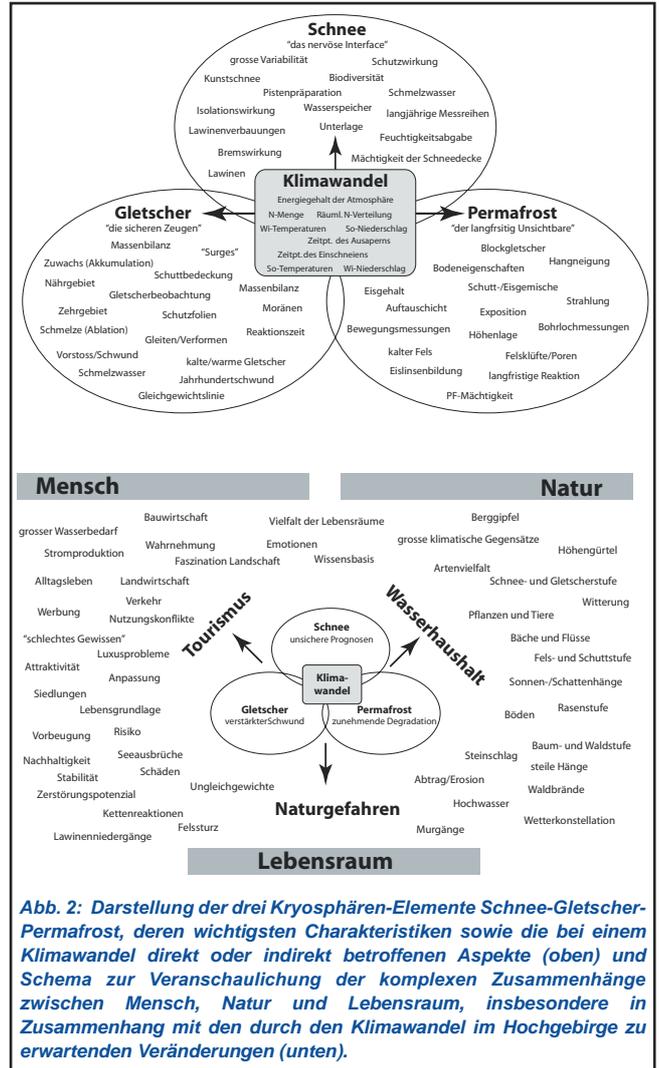


Abb. 2: Darstellung der drei Kryosphären-Elemente Schnee-Gletscher-Permafrost, deren wichtigsten Charakteristiken sowie die bei einem Klimawandel direkt oder indirekt betroffenen Aspekte (oben) und Schema zur Veranschaulichung der komplexen Zusammenhänge zwischen Mensch, Natur und Lebensraum, insbesondere in Zusammenhang mit den durch den Klimawandel im Hochgebirge zu erwartenden Veränderungen (unten).

Höhengürteln ganz unterschiedlicher Ausprägung (Abb. 3). In verkehrsmässig gut erschlossenen Hochgebirgen, wie z.B. den Alpen und den Rocky Mountains, kann man diese Höhengürtel in kürzester Zeit durchqueren und vergleichen. In den bewaldeten Hang- und Tal-Lagen bestimmt bisher vorwiegend der direkte Einfluss des wirtschaftenden Menschen (Landwirtschaft, Verkehr, Tourismus) landschaftliche Veränderungen. Wo die Temperaturen während der Wachstumsperiode der Pflanzen für die Holzbildung nicht mehr ausreichen, befindet sich die Wald- und Baumgrenze.

Im küstennahen/niederschlagsreichen Randbereich von Gebirgsketten (z.B. Alaska Range) liegt diese Grenze leicht unterhalb, in ozeanfernen/trockeneren Zentralbereichen (Abb. 4) dagegen über der Höhe, wo die Lufttemperatur im Jahresmittel beim Gefrierpunkt liegt (Nullgradgrenze). Oberhalb der Waldgrenze, in den Höhenstufen der offenen Flächen mit Rasen, Schutt,



Abb. 3: Typische Hochgebirgslandschaft mit den charakteristischen Höhengürteln sowie ausgewählten Einzelphänomenen. Links ist der Riedgletscher und rechts im Hintergrund das Matterhorn zu erkennen (Virtuelle Landschaftsansicht des Matternals, Kanton Wallis, Permafrost im Untergrund ist auf Grund eines Computermodells berechnet und in rot/blau-Farbtönen wiedergegeben (Quelle: S. Biegger, S. Gruber und swisstopo).

Gletschern und Fels dominieren Einflüsse des Klimas. Der Schnee gestaltet Landschaft und Lebensraum im periodischen Verlauf der Jahreszeiten völlig um. Das vermeintlich „ewige“ Eis der Gletscher bildet sich dort, wo der Schnee das ganze Jahr über liegen bleibt, und fließt für alle sichtbar in tiefere Lagen, wo es im Sommer abschmilzt und die Bäche und Flüsse reichlich mit Wasser versorgt. In niederschlagsreichen Bergketten mit viel Schnee können die Zungen wohlgenährter Gletscher bis weit in die Waldregion hinunter reichen (z.B. Oberer und Unterer Grindelwaldgletscher, Berner Oberland). Es gibt allerdings auch Eis unter der Oberfläche: im Waldgrenzbereich in Schattenflanken, weiter oben auch an Sonnenhängen bleibt der Frost das ganze Jahr im Untergrund. Dieser Permafrost genannte dauernd gefrorene Untergrund kann in hohen Bergen mit kalten Hängen und Wänden hunderte von Metern mächtig sein. In trockenen, schneearmen Gebirgen (z.B. Brooks Range in Alaska) kühlt der Untergrund besonders stark aus und der Permafrost

nimmt grosse Flächen ein, die wegen der mangelnden Schnee-Ernährung unvergletschert bleiben. Im Wasserkreislauf und damit für die Wasserversorgung im Unterland stellen Schnee und Eis der Hochgebirge wichtige Speicher dar. Sie liefern in der warmen Jahreszeit, wenn das Wasser wegen Trockenheit und hoher Verdunstung im Unterland knapp wird, reichlich Schmelzwasser und wirken dadurch ausgleichend auf den Wasserstand auch grosser Ströme. Mit ihren steilen Hängen und den oft grossen Niederschlagsmengen gehören die Gebirge zu den Gebieten mit dem grössten Abtrag. Der durch den Frost in den Felswänden reichlich produzierte Schutt wird durch langsame und stetige (z.B. Solifluktion) aber auch durch rasche, episodische Prozesse (z.B. Rutschungen, Murgänge) weitertransportiert und schliesslich in Seen oder im Meer abgelagert. Das Fließen von Gletschern oder das

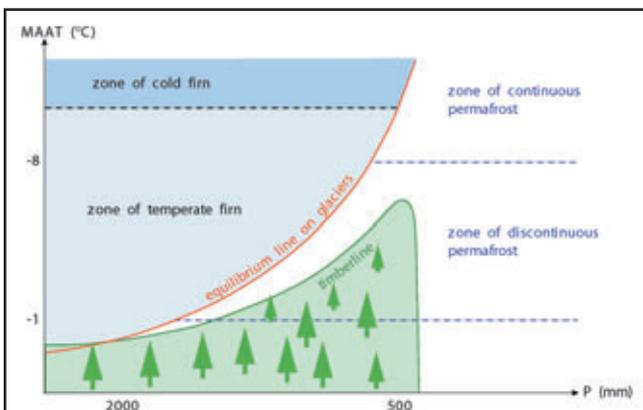


Abb. 4: Gletscher, Permafrost und Wald in Abhängigkeit von Temperatur und Niederschlag.



Abb. 5: Rückhaltedamm bei Pontresina zum Schutz vor Lawinen und Murgängen aus einem Anrissgebiet mit schwindendem Permafrost. Der Schutzdamm wurde 2003 fertiggestellt. Im Vordergrund Stützverbau gegen Lawinen im offenen Steilhang (Foto: M. Maisch, 2005).

Kriechen gefrorener Schutthalden verfrachtet grosse Gesteinsmassen über Zeiträume von Jahrtausenden, aber über beschränkte Distanzen. Steinschlag, Fels- und Bergstürze, Murgänge, Lawinen und Hochwasser bringen für den besiedelten Raum erhebliche Naturgefahren. Seit der historischen Besiedlung der Gebirgsräume hat der Mensch versucht, mit diesem Risiko sinnvoll umzugehen (Abb 5). Er ist dabei davon ausgegangen, dass Klima und Natur in engen Grenzen relativ konstant bleiben – eine Annahme, die für die kommenden Jahrzehnte kaum mehr gelten kann. Schnee und Eis spielen dabei eine zentrale Rolle.

2. Schnee und Eis

Schnee und Eis prägen das Bild von Hochgebirgslandschaften, haben aber ganz unterschiedliche Charakteristiken und Funktionen in alpinen Ökosystemen. Der stark von kurzfristigen Wetterabläufen abhängige Schnee ist primär ein „nervöses Interface“ zwischen Himmel und Erde. Ein „sicherer Zeuge“ sind hingegen die Gletscher, die mit ihrem Verhalten (Vorstoss oder Rückgang) langfristige Tendenzen der Klimaentwicklung auffällig und nachvollziehbar widerspiegeln. Permafrost als der „langfristig Unsichtbare“ reagiert ausserordentlich langsam, aber auch langanhaltend und zudem tief im Inneren der Berge. Sowohl die Gletscher wie auch der Permafrost hängen stark von der künftigen Entwicklung der Schneefälle mit ihren Unberechenbarkeiten ab.

2.1 Schnee

Schnee fällt aus dem Himmel auf die Erde und bedeckt dort die Oberfläche. Mit dieser lapidaren Feststellung verknüpft sind seine speziellen Eigenarten und seine vielfältigen Einflüsse auf so ziemlich alles, was Lebensräume im Gebirge ausmacht (Abb. 6). Als fester Niederschlag ist er Ausdruck von kurzfristigen Wetterkonstellationen und damit kaum zuverlässig voraussagbar – die Veranstalter von Skirennen können davon ein Lied singen! Liegt er einmal als „schnee-weise“ Decke auf der Erde, schützt er mit seinem hohen Luftgehalt wie eine Daunendecke Boden, Vegetation und Kleintiere vor dem kältesten Winterfrost. Er erschwert den grösseren Tieren Fortbewegung und Nahrungssuche, zieht Touristen in grosser Zahl aus den Städten in die Berge, bedroht aber auch – wenn zu reichlich gefallen – mit Lawinen die Siedlungen in den Tälern. Im Frühjahr und Frühsommer liefert er die vorher gespeicherten Niederschläge als Schmelzwasser für die Böden, die erwachende Vegetation und die Bäche, schützt aber gleichzeitig wie ein ideales „Vlies“ die Gletscher vor dem Abschmelzen und den Permafrost



Abb. 6: *Schnee im Lebensraum Hochgebirge (Lötschental, Schweizer Alpen). (Foto: W. Haeberli).*

vor der Überhitzung durch die Sonnenstrahlung gerade dann, wenn diese am intensivsten wird.

Die moderne wissenschaftliche Schnee-Forschung hat im Wesentlichen vor rund 50 Jahren eingesetzt. Das primäre Interesse galt dem Lawinenschutz, dem Einfluss des Schnees auf den Wasserhaushalt sowie den Problemen und Möglichkeiten mit Schnee im Verkehr (Fahrbarkeit) und für den Tourismus (Pistenpräparation, Kunstschnee). Informationen über die Schneesituation, Lawinenwarnungen und Abflussprognosen aufgrund vorhandener Schneevorräte werden heute in vielen Ländern mit bedeutendem Hochgebirgsanteil routinemässig für eine Grosszahl von Interessierten und Behörden erstellt. Die reichhaltigen Forschungsergebnisse werden auch im Zusammenhang mit ökologischen und klimatologischen Fragen verwendet. Waldfreie Lawinenzüge sind beispielsweise Orte hoher Biodiversität, Gletscher erhalten auch im Sommer regelmässig Schneefälle, die die Eisschmelze für ein paar Tage unterbrechen, und die Temperatur des Permafrost auf schneebedeckten Hängen hängt mehr von der Mächtigkeit des isolierenden Winterschnees ab als von den Lufttemperaturen. Wie die Niederschläge insgesamt schwanken auch die Schneeverhältnisse kurzfristig schnell und stark. Langfristig ist dabei kaum ein Trend festzustellen. Nur in Tieflagen werden die Tage mit Schnee immer seltener, da es dort für Schneefälle immer weniger oft kalt genug ist und deshalb statt Schnee vermehrt Regen fällt.

Um die Schneeverhältnisse für eine wärmere Welt der Zukunft abzuschätzen, müsste man in den Klimamodellen nicht nur die zukünftigen Niederschlagsmengen, sondern auch ihre Verteilung über das Jahr zuverlässig festlegen können. Das ist allerdings eine schwierige Aufgabe und die Unsicherheiten sind entsprechend gross. Nimmt man in einem ersten Schritt vereinfacht an, dass bei den Niederschlägen alles gleich

bleibt und sich nur die Temperatur der Luft ändert, kann man drei Auswirkungen feststellen. Das Einschneien im Herbst hängt primär nicht von der Temperatur, sondern vom Niederschlagsangebot ab (die Hoteliers in den Winterkurorten warten im Herbst meist nicht auf kalte Temperaturen, sondern auf Schnee-Niederschläge) und ändert sich deshalb in höheren Lagen nur wenig. Durch den Winter hindurch wird die Schneedecke geringfügig dünner, da die Anzahl der Schneefälle zugunsten von Regenfällen abnimmt. Im Frühling bleibt die Schneedecke hingegen weit weniger lang liegen, da die erhöhte Temperatur den Schmelzprozess beschleunigt und in der Jahreszeit um Wochen bis Monate vorverlegt. Dieser Frühlingseffekt ist besonders wirksam, da in dieser Zeit die Sonne rasch höher steigt und die Existenz oder das Fehlen von Schnee für alle betroffenen Teile der Gebirgswelt entscheidend ist: die Aufheizung des Hochgebirges könnte durch das Schwinden der Schneedecke im Frühling über den reinen Effekt der ansteigenden Lufttemperatur hinaus verstärkt werden. In Wirklichkeit verändern sich in einer wärmeren Welt allerdings auch die Wetterlagen und damit die Niederschläge. In den Alpen nimmt man auf Grund von hoch auflösenden Klimamodellen beispielsweise an, dass die Niederschläge im Winter zu- und im Sommer abnehmen. Zusammen mit dem fortgesetzten atmosphärischen Temperaturanstieg könnte das dazu führen, dass im Winter langfristig unten zu wenig und oben zuviel Schnee liegt. Die abnehmenden Sommerschneefälle würden den Gletscherschwund noch verstärken. Was immer tatsächlich kommen mag, der Niederschlag wird wichtig sein und schwer vorhersagbar bleiben. Eine genaue Beobachtung der Vorgänge in der Natur (sog. Monitoring) bildet deshalb die einzige zuverlässige Grundlage für bessere Kenntnis und sicherere Aussagen in der Zukunft.

2.2 Gletscher

Wie Banken oder Haushalte haben Gletscher Einnahmen, Ausgaben und eine Bilanz, die Massenbilanz. Einnahmen erhalten die Gletscher zuoberst im Nährgebiet, wo der Schnee das Jahr überdauert und damit zu ganz- oder mehrjährigem Firn wird. Dort entsteht aus den übereinander gestapelten Firnschichten im Zeitraum von einigen Jahren Eis. Dieses fließt unter der Wirkung der Schwerkraft in tiefere Regionen des Zehrgebiets, wo die Schmelze überwiegt und damit Ausgaben verursacht. Die Trennlinie zwischen Nähr- und Zehrgebiet heisst Gleichgewichtslinie (populär Schneegrenze), da sich dort der Zuwachs und das Abschmelzen von Schnee und Eis genau die Waage halten. Der Niederschlag steuert die Einnahmen, die Temperatur jedoch die Ausgaben, die Lage der Gleichgewichtslinie und die

Bilanz des Gletschers ist deshalb immer abhängig von beiden Klimaelementen. In niederschlagsreichen Gebieten werden die umfangreichen Schneefälle durch starke Schmelze ausgeglichen, die Gleichgewichtslinie liegt hier in relativ geringer Meereshöhe, wo die Temperaturen hoch sind. Die Gletscher selber sind dabei „warm“ (wissenschaftlich: temperiert), d.h. ihr Eis enthält Wasser und befindet sich auf Schmelztemperatur. In trockenen Gebirgen liegt die Gleichgewichtslinie in grosser Meereshöhe bei kalten Temperaturen, und die Gletscher sind teilweise oder ganz am Untergrund angefroren. Der Fliessprozess der Gletscher kommt durch die plastische Verformung des Eises und Gleitprozesse am Gletscherbett zustande. Bei ausgeglichener Bilanz verfrachtet ein Gletscher die Überschüsse aus dem Nährgebiet ins Zehrgebiet, gleicht dort die Schmelzverluste aus und lässt so die Form des Gletschers unverändert. Grosse Gletscher und Gletscher in niederschlagsreichen Regionen fließen dementsprechend schneller als kleine Gletscher oder Gletscher in Trockengebieten. Überwiegen Verluste oder Gewinne, nimmt das Gletschervolumen zu oder ab. Mit einer je nach Gletschergrosse unterschiedlichen Anpassungszeit werden die Gletscher durch Vorstoss oder Rückgang ihre Länge verändern.

Schon seit der Mitte des 19. Jahrhunderts werden Gletscher systematisch erforscht und seit mehr als hundert Jahren werden ihre Veränderungen – international koordiniert – weltweit beobachtet. Die positiven Lufttemperaturen im Sommer beeinflussen die Schmelzprozesse am stärksten: um 1 °C höhere Lufttemperaturen zu kompensieren, müsste der Niederschlag um mehrere 100 mm im Jahr zunehmen, was vielerorts ein Drittel bis die Hälfte des Jahresniederschlags ausmacht und deshalb eine drastische Änderung bedeuten würde. Auf Gletschern mit Schmelztemperatur in niederschlagsreichen Gebirgsregionen wirken sich Temperaturänderungen stark aus. Kalte Gletscher in trockenen Gebieten dagegen müssen zuerst aufgewärmt werden, bevor sie Schmelzwasser liefern – ihre Verluste sind bei steigenden Temperaturen vorerst kleiner. Kleinste Gletscher fließen nur wenig, werden in extremen Jahren gänzlich zu Nähr- oder Zehrgebieten und widerspiegeln in ihren Längenänderungen deshalb weit gehend direkt die Massenbilanz. Mitteltrosse Gebirgsgletscher reagieren mit Vorstoss oder Schwund ihrer Zungen im Jahrzehnte-Rhythmus. Grosse, eher träge reagierende Talgletscher dagegen bilden mit ihrer Längenänderung Jahrhundert-Trends ab. Die moderne Gletscherbeobachtung kombiniert Massenbilanzmessungen an etwa 50 – 100 Gletschern weltweit mit den verzögerten, aber leichter messbaren

Längenänderungen von ca. 500 – 1000 Gletschern und schliesslich mit den in Satellitenbildern dokumentierten Flächenänderungen von tausenden von Gletschern in ganzen Gebirgsgruppen. Viele Gletscher sind stark mit Schutt bedeckt, enden in Seen oder im Meer oder haben ein instabiles Fliessverhalten mit periodisch raschen Vorstössen, so genannten „surges“. Gletscher mit solchen Eigenschaften haben spezielle Verhaltensweisen und können nicht direkt zur Interpretation von Klimaänderungen eingesetzt werden.

Im 20. Jahrhundert haben die Gletscher aller Gebirge der Erde – mit wenigen Ausnahmen – an Fläche, Länge und Volumen verloren (Abb. 7). Dieser Gletscherschwund ist das deutlichste und für alle erkennbare Zeichen, dass sich das Klima im globalen Massstab und mit grosser Geschwindigkeit ändert. In den europäischen Alpen ist beispielsweise zwischen 1850 und 1975 rund die Hälfte des Gletschervolumens geschwunden. Zwischen 1975 und 2000 ist im Schnitt jährlich rund 1 % des verbleibenden Eisvolumens verloren gegangen. Seither sind die durchschnittlichen jährlichen Verluste auf ca. 2 – 3 % gestiegen. Das Extremjahr 2003 allein hat geschätzte 8 % des restlichen Eises eliminiert. Szenarien für die Zukunft zeigen, dass selbst bei einem günstigen Klimaszenario – einer Stabilisierung der globalen Temperaturzunahme bei etwa 2 °C und einem um rund den Faktor 2 verstärkten Effekt im Hochgebirge – die Alpengletscher innerhalb weniger Jahrzehnte bis auf kümmerliche Reste verschwinden dürften (Abb. 8). Wie die Alpen werden wohl auch viele andere Hochgebirge der Erde mit zunehmender

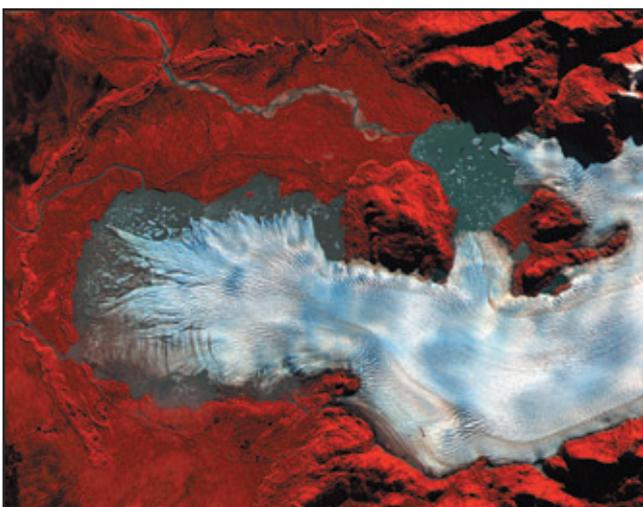


Abb. 7: *Glaciar San Quintin im nördlichen Patagonischen Eisfeld (Chile). Der Gletscher in sehr niederschlagsreichem Gebiet fliesst in Gebiete mit dichter Vegetation (rot im Falschfarbenbild). Sein Zungenende hat sich von einer Moräne (linker und oberer Bildrand) des 19. Jahrhunderts zurückgezogen und löst sich nun in einem neu gebildeten See auf. ASTER-Satellitenbild).*

Geschwindigkeit „entgletschert“. Am Zustand der Gebirgsgletscher werden kommende Generationen zweifelsfrei erkennen, welches Klimaszenario tatsächlich eingetreten ist.

2.3 Permafrost

Der Begriff Permafrost bezeichnet „permanenten Frost“ im Untergrund, wo die Temperaturen während des ganzen Jahres negativ bleiben. Auch kalter Fels

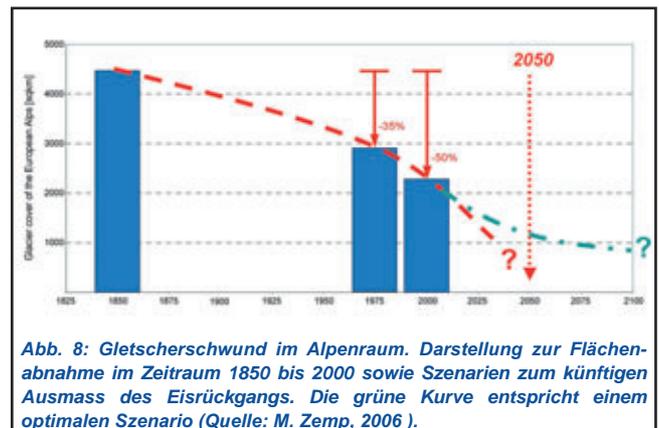


Abb. 8: *Gletscherschwund im Alpenraum. Darstellung zur Flächenabnahme im Zeitraum 1850 bis 2000 sowie Szenarien zum künftigen Ausmass des Eisrückgangs. Die grüne Kurve entspricht einem optimalen Szenario (Quelle: M. Zemp, 2006).*

ohne Eis ist Permafrost, meist ist es jedoch das mit den negativen Temperaturen verbundene Eis, das sich entscheidend auswirkt. Die mittlere Jahrestemperatur an der Oberfläche ist etwas wärmer als die mittlere Jahrestemperatur der Luft, weil die Schneedecke den Untergrund gegen die kalten Wintertemperaturen der Atmosphäre schützt. Bis in eine Tiefe von rund 10 bis 20 Metern schwankt die Temperatur im Gang der Jahreszeiten. Dabei erwärmen sich die obersten Dezimeter bis Meter meist deutlich über 0 °C und bilden dadurch eine sommerliche Auftauschicht. Wegen des (schwachen) Wärmeflusses aus dem Erdinnern nimmt die Temperatur mit der Tiefe um rund 1 °C auf 30 – 50 Meter zu. Wenn also die mittlere Jahrestemperatur beispielsweise –2 °C beträgt, reicht der Permafrost 60 bis 100 Meter tief, bei –10 °C an der Oberfläche sogar 300 bis 500 Meter. Es geht hier also, je nach Region oder Höhenstufe, um mächtige Gesteinspakete. Eis kommt in Felsklüften oder in Poren von Lockermaterial vor. Gerade in Lockermaterial kann Permafrost auch Linsen von massivem Eis bilden. Gefrorene Schutthalden oder Moränen können dadurch oft mehr Eis als Gesteinsmaterial enthalten, beginnen dann zu kriechen und bilden Ströme aus Schutt und Eis, die wie Lavaströme aussehen (Abb. 9). Diese auffälligen Fliessformen werden heute noch „Blockgletscher“ genannt, weil man sie früher – als das Phänomen Permafrost noch nicht bekannt war – für schuttbe-



Abb. 9: Lavastromartig kriechende, gefrorene Schutt/Eismassen im nord-isländischen Permafrost (Foto: O. Humlum, 2004).

deckte Gletscherreste hielt.

Die systematische Forschung über Permafrost im Hochgebirge setzte erst in den 1960/70-er Jahren ein. Sie ist also noch sehr jung, entwickelt sich aber schnell. Der Zusammenhang zwischen der Atmosphäre und der Untergrund-Temperatur wird primär über die Sonnenstrahlung, die Lufttemperatur und die Schneedecke gesteuert. Strahlung und Schneedecke hängen stark vom Gelände (Exposition, Neigung) ab. Schattenflanken sind mehrere °C kälter als besonnte Seiten auf gleicher Höhe. In schneearmen Wintern kühlt der Untergrund stark aus, selbst ein Winter mit „warmen“ Lufttemperaturen kann unter solchen Umständen für den Permafrost kalt sein. Steigt die mittlere Oberflächentemperatur langfristig an, so nimmt zuerst und unmittelbar die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht zu. Während Jahrzehnten und Jahrhunderten nehmen darauf die Temperaturen im Untergrund von oben her in immer tieferen Schichten zu (Abb. 10). Schliesslich taut der Permafrost von den

tiefsten Schichten – also vom Berginnern her – auf, es kann aber Jahrhunderte bis Jahrtausende dauern, bis bei wärmeren Temperaturen und dünnerem Permafrost ein neues Gleichgewicht erreicht ist. Im Permafrost wirkt also die Reaktion auf Klimaänderungen sehr lange nach. Schmelzen eisreiche Schutthalden, verliert das ursprüngliche Schutt/Eis-Gemisch seinen inneren Zusammenhalt und wird instabil. Bei Fels mit Eis gefüllten Klüften sind schon Temperaturen von etwa -2 bis 0 °C kritisch, weil dann Fels, Eis und Wasser miteinander auftreten können.

Messdaten über klimabedingte Veränderungen im Permafrost sind noch sehr spärlich und wenig einheitlich, deuten aber in verschiedenen Gebirgsregionen der Welt insgesamt auf eine zunehmende Erwärmung des Untergrundes hin. Die beste Information stammt aus einer Serie von Bohrlöchern, die man zur systematischen Beobachtung von Langzeiteffekten in europäischen Gebirgen niedergebracht hat, um die Temperatur im Permafrost bis 100 Meter Tiefe zu messen. Der Anstieg der Lufttemperaturen hat von Spitzbergen bis in die Alpen die obersten rund 50 bis 70 Meter deutlich erwärmt. Die thermische Störung ist grossräumig, umfasst bereits mächtige Gesteinsschichten und dringt nach den Gesetzen der Wärmeausbreitung im Untergrund weiter in die Tiefe vor. Für die komplizierte Geometrie von hohen Berggipfeln müssen zur Interpretation dieser Resultate, aber auch zur Abschätzung zukünftiger Entwicklungen 3-dimensionale Rechenmodelle verwendet werden. Im Gegensatz zum Flachland dringt in steilen Berggipfeln die Erwärmung von zwei oder mehr Seiten ins Berginnere vor. Trotzdem bleibt der Permafrost über Jahrhunderte im Berginnern bestehen, auch wenn die Temperaturen an der Oberfläche bereits über 0 °C angestiegen sind. Solcher „Rest-Permafrost“ im Berginnern ist allerdings wesentlich wärmer als bisher. Immer ausgedehntere Partien und immer mächtigere Gesteinspakete von

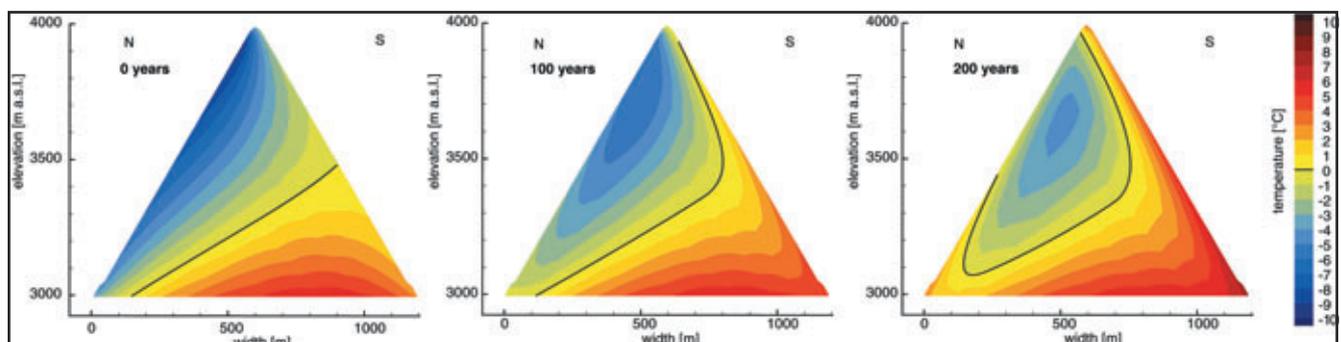


Abb. 10: Modellierter Temperaturentwicklung über 200 Jahre im Innern eines Hochgebirgsgipfels. Zu Beginn (z.B. im Jahr 1900) wird ein Gleichgewicht angenommen. Gefrorene Breiche mit negativen Temperaturen sind in Blau- (kalt) bis Gelbtönen (nahe Schmelztemperatur) gehalten, die 0°C Temperatur ist mit einer schwarzen Linie dargestellt. Der Permafrost im Innern der hohen Berge hält sich über viele Jahrhunderte, wird aber immer wärmer und damit weniger stabil (Quelle: J. Noetzli).

Bergflanken gelangen so in den für die Stabilität kritischen Temperaturbereich von -2 bis 0 °C. In gefrorenen Schutthalden und Blockgletschern mit viel Eis braucht der Schmelzprozess sehr viel Energie, was den Auftauprozess extrem verlangsamt. Das Untergrundeis dürfte noch Jahrhunderte weiter bestehen aber dabei immer mehr aus dem thermischen Gleichgewicht geraten, abschmelzen und damit den Zusammenhalt der ursprünglich gefrorenen Schutt/Eis-Gemische verändern. Die komplizierten Einflüsse der winterlichen Schneedecke machen aber Abschätzungen für die Zukunft besonders unsicher.

3. Landschaften und Lebensräume in zunehmendem Ungleichgewicht

Die ausgedehnten Gebiete, die von den Gletschern in den letzten rund 150 Jahren frei gegeben wurden, konnten nur sehr beschränkt von der Vegetation und vor allem vom Wald besiedelt werden: Gletscher verschwinden in wärmer werdendem Klima schnell, die Vegetation folgt ihnen viel langsamer, Relikte von Permafrost werden im Untergrund Jahrhunderte weiter bestehen und ein ausgereifter tiefgründiger Boden reift erst nach einem Jahrtausend und mehr heran. Als Folge dieser unterschiedlichen Reaktionen werden sich die bisher existierenden Höhenzonen mit fortgesetztem Temperaturanstieg nicht einfach nur in die Höhe verschieben. Schwindende Gletscher werden selbst langfristig nicht durch Wald, sondern durch weit gehend nacktes Geröllmaterial ersetzt – die Ausdehnung der Schuttstufe wächst auf Kosten der Gletscherstufe. Die Höhengürtel verändern aber auch mehr als ihre Höhererstreckung, da sich ihre charak-

teristischen Aspekte – beispielsweise Abtragsprozesse oder Pflanzenarten – den neuen Bedingungen in unterschiedlicher Art anpassen. Die Ökosysteme entfernen sich dadurch immer weiter von gleichgewichtsnahen Zuständen, die sich in den klimatisch relativ stabilen Jahrtausenden seit der letzten Eiszeit entwickeln konnten. Um solche Effekte und ihre lokalen bis regionalen Auswirkungen abzuschätzen, braucht es eine neue „Wissenschaft der Ungleichgewichte in der Natur“. Die zunehmend aktuell gewordenen Aspekte „Naturgefahren“, „Wasserkreislauf“ und „Wahrnehmung/Tourismus“ illustrieren diese Situation beispielhaft.

3.1 Abtrag und Naturgefahren

Mit dem Verschwinden von Eis über und unter der Erdoberfläche schwächt sich auch ein wichtiger Stabilitätsfaktor auf steilen Hängen des Hochgebirges ab. Bis die Vegetation und vor allem der Wald voll stabilisierend wirken können, werden Jahrzehnte, wenn nicht Jahrhunderte mit massiv erhöhtem Abtrag auf eisfrei werdenden und tief auftauenden Schuttflächen vergehen. Die anfallenden Schuttmengen werden dabei nur zu geringen Teilen stetig als Geschiebe- und Schwebstofffracht in Bächen und Flüssen verfrachtet, die grössten Schuttmengen werden im Hochgebirge kurzfristig und oft dramatisch bei Hochwasserereignissen transportiert. Wo die Hangneigung über 25° beträgt, die verfügbaren Schuttmengen reichlich vorhanden sind und Wasser dazukommt, bilden sich Murgänge, schnell fliessende Schutt/Wasser-Gemische mit verheerendem Zerstörungspotenzial (Abb. 11). Besonders grosse und weit reichende Murgänge mit Volumen von mehreren $100'000$ m^3 entstehen beim Ausbruch von



Abb.11: Das Murgangereignis von Guttannen (Grimselfass, Berner Alpen), ausgelöst bei den Starkniederschlägen im Sommer 2005 – der mit rund $500'000$ Kubikmeter wahrscheinlich grösste Murgang der Schweizer Alpen seit rund einem halben Jahrhundert. Links: Anrissgebiet (Bresche) in einer steilen Moränenbastion mit Gletscher- und Permafrostresten. Rechts: Ablagerungsgebiet und Schadenzzone des Murgangs oberhalb des Dorfes. Die Hochwasser führende Aare wurde aufgestaut und auf die andere Strassenseite geworfen, wo sie den Weg direkt ins Dorf nahm, bevor sie mit Einsatz grosser Baumaschinen wieder quer durch die Strasse in ihr altes Bett geleitet werden konnte (Fotos: Flotron AG).

Gletscherseen, die sich als Folge des Rückgangs des Gletschereises im freigelegten Moränenschutt bilden. Je nach Hangneigung können sich auch kleine Seen zu sehr gefährlichen „Schönheiten des Hochgebirges“ entwickeln. Mit dem wärmer werdenden Permafrost in Felswänden steigt zudem die Wahrscheinlichkeit von grossen Fels- und Bergsturzereignissen (Abb. 12) mit Volumen von Millionen m³ langsam, aber sicher an. Bereits heute ereignet sich in den Alpen alle paar Jahre ein „Millionensturz“, wobei Eis in den meisten Fällen beteiligt ist und die Sturzbahn weit unter die Waldgrenze reichen kann. Die grösste Gefahr geht dabei von Kettenreaktionen aus: ein grosser Felssturz (oder Eisabbruch, z.B. Triftgletscher, BE) in einen natürlichen oder künstlichen See kann Schwallwellen auslösen, die bis weit talabwärts gefährlich sind. Grosse Murgänge aus steilen Seitenrinnen können den Talbach verstopfen, was zur vorübergehenden Seebildung hinter dem neuen Damm und – bei dessen Ausbruch – zu grossflächigen Schäden führen kann.



Abb. 12: Felssturz kleineren Volumens im Permafrost der Matterhorn-Südwand (Foto: L. Trucco, 2003).

3.2 Wasserkreislauf

Hochgebirge mit ihren charakteristischen Höhenstufen haben auf den Wasserkreislauf eine ausgleichende Wirkung, die jedoch mit steigender Temperatur des Gesamtsystems mehr und mehr reduziert wird oder sogar verloren geht. Bei Starkniederschlägen und grossräumiger Hochwassergefahr fällt in immer grösserer Höhe Regen statt Schnee, kommt dadurch sofort zum Abfluss und erhöht die Spitzenabflüsse zusätzlich. Wohl noch grösser dürfte das Niedrigwasser-Problem in der warmen Jahreszeit werden. Kritisch ist dabei die Kombination von Faktoren, sowohl auf der Seite des Dargebots wie auf der Seite der Nachfrage. Man versteht das sogleich, wenn man in Gedanken den Extremsommer 2003 ins Jahr 2075 überträgt und sich die Konsequenzen für Europa vorstellt. Verhältnisse wie 2003 könnten bis dann dem Durchschnitt entsprechen und deshalb bezüglich Hitze und Trockenheit oft noch übertroffen werden. Nach einer bereits im Februar/März (statt April/Mai) abgeschlossenen Schneeschmelze, ausbleibenden Niederschlägen und fehlendem Schmelzwasser der inzwischen weit gehend verschwundenen Gletscher fallen auch die grossen Ströme Rhein und Rhône im Hoch- und Spätsommer nahezu trocken. Mit den versiegenden Bächen und Flüssen sinken auch See- und Grundwasserspiegel im Unterland und die erhöhte Verdunstung trocknet die Böden aus. Der Bedarf an Wasser für die Landwirtschaft steigt, aber um die Nutzung des verbleibenden Wassers entstehen ernste Konflikte. Wasser wird nämlich auch für die Trink- und Brauchwasserversorgung des Menschen, für die Fische in den Flüssen und Bächen, für die Stromproduktion und die Kühlung von Kernkraftwerken oder für das Löschen der nun häufiger werdenden Waldbrände in den ausgetrockneten Wäldern gebraucht. Fern jeder romantischen Vorstellung wird die Erinnerung an die Wasser spendenden Schneemassen und Gletscher im Hochgebirge zu einem schmerzhaften Einbruch im Alltagsleben vieler Menschen und zu einer wirtschaftlich ernsthaften Einschränkung im weiten Umland von Gebirgen werden.

3.3 Wahrnehmung und Tourismus

Die Postkarten am Kiosk des Bahnhofs im alpinen Tourismusort zeigen, was die Menschen mitteilen wollen um auszudrücken, dass sie in ihrem Gebirgsurlaub paradiesische, dem Himmel nahe Zeiten erleben: verschneite Berge und Gletscher sind Schmuck und bedeutende Attraktionen. Mehr noch als das: Gletscher und Schnee gelten in vielen Hochgebirgen der Erde geradezu als mythisches Symbol für überirdische Erhabenheit und eine intakte, Leben spendende Umwelt. Selbst



Abb. 13: Künstliche Gletscherabdeckung am Gurschenfirn (Gemsstock) zur Reduktion der Schmelze auf der Skipistenzufahrt auf den Gletscher (Andermatt, Kt. Uri) (Foto: M. Maisch, 2006).

die Werbung für massiv Treibhausgas ausstossende Geländefahrzeuge verwendet gerne verschneite oder vereiste Berglandschaften, um die „Naturnähe“ der Käufer anzusprechen. Der zunehmende Verlust dieser so typischen Teile des Hochgebirges berührt die Menschen folglich direkt auf emotionaler Ebene. Die grauer und brauner werdenden Gebirge der Erde werden zunehmend zu einem Spiegel unseres schlechten Gewissens. Selbst beim Trecking oder Bergsteigen in Patagonien oder im Himalaya, wo man mit dem Kohlendioxid produzierenden Jet hingelangt ist, erkennt man die Folge des eigenen Tuns mit immer eindrücklicherer Klarheit. Studien über die touristischen Perspektiven im Gebirge gehen vorerst noch vor allem auf den Wintertourismus ein. Tiefer gelegene Stationen stehen bezüglich Schneesicherheit mittelfristig vor dem Aus, höher gelegene Stationen dafür vor einem verstärkten Andrang. Produktion von Kunstschnee und Schnee-/Gletscherabdeckungen mit Schutzfolien (Abb. 13) breiten sich rasch aus und zeigen, wie die Probleme mit den steigenden Temperaturen, aber auch mit den immer extremer werdenden Ansprüchen der Kunden steigen. Wird der Sommertourismus im Gebirge trotz Eisschwund und Abnahme der landschaftlichen Attraktivität eine Renaissance erfahren, weil die Hitze an den südlichen Meeresstränden definitiv unerträglich wird? Man kann in diesen Fragen ein Luxusproblem sehen, sie sind aber auch Ausdruck unserer widersprüchlichen Verhaltensmuster, bei denen letztlich der Urgrund der gesamten Problematik zu finden ist.

4. Ausblick

In den kommenden Jahrzehnten könnten manche Gebirgsregionen der Erde ihr Gletscherkleid weitgehend verlieren und in ihrem gefrorenen Untergrund

könnten sich – unsichtbar – langfristige und tief greifende Änderungen abspielen. Ausmass und Geschwindigkeit dieser Vorgänge dürften weit jenseits historischer Erfahrungswerte liegen. In einem solchen Szenario prägen Verlorenes, aus dem Gleichgewicht Gebrachtes und neu Aktiviertes die an Intensität zunehmende Dynamik der Landschaft im Hochgebirge als Lebens-, Erlebens- und Wirtschaftsraum. Zieht man in Betracht, wie langsam Böden entstehen, die Waldgrenze ansteigt oder Wärme in den Untergrund geleitet wird, so ergibt sich ein mögliches Bild der zukünftigen alpinen Hochgebirgslandschaft mit weit ausgedehnten Schutzzonen bei langsam abschmelzendem Untergrundeis und stellenweise intensiviertem Abtrag durch reduzierte Hangstabilität und häufigere Starkniederschläge und Hochwasser. Der Begriff der Nachhaltigkeit wird unter solchen Umständen problematisch, wenn nicht gar illusorisch. Früherkennung, Vorbeugung and Anpassung nehmen rasch an Bedeutung zu.

Die Komplexität der sich verändernden, hoch vernetzten Systeme erfordert dabei eine umfassende Betrachtungsweise, mit der die Wissensbasis für eine Umwelt wachsender Ungleichgewichte aufgebaut werden kann. Das Ziel muss sein, die Entwicklung des Systems mit modernsten Methoden wahrzunehmen, die entsprechende Information rasch und in geeigneter Weise aufzubereiten und an die Entscheidungsträger weiterzuleiten, mit robusten Modellen mögliche Szenarien für die Zukunft zu simulieren, kurz: die Kommunikation zwischen Gebirgsforschung und Gesellschaft nicht nur zu intensivieren, sondern qualitativ auf dem Niveau der steigenden Bedürfnisse zu garantieren. Wichtigste Entscheidungsgrundlage bleibt die direkte Beobachtung der Vorgänge in der Natur. Die Gletscher werden die Gewissheit vermitteln, dass eine beschleunigende und weltweite Veränderung vor sich geht. Der Permafrost wird für die Unkontrollierbarkeit entsprechend tief greifender Ungleichgewichte stehen. Und der Schnee mit seiner kurzfristigen und witterungsabhängigen Variabilität wird weiterhin Unsicherheit bringen in die Beziehung zwischen Himmel, Eis, Erde und Mensch.

Literatur

- Gruber, S., and Haerberli, W. (2007): Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change, *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S18 (doi:10.1029/2006JF000547).
- Haerberli, W. (2006): Integrated perception of glacier changes: a challenge of historical dimensions. In: Knight, P. G. (ed): *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell,

- Oxford, 423-430.
- Haeblerli, W. (2004): Schnee und Eis wie nie zuvor? In: *The Nature of the Alps. Forum Alpinum 2002*, 23. - 27. September 2002, Alpbach, Österreich, 47-49.
- Haeblerli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconon, R., Humlum, O., Kääh, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. and Vonder Mühll, D. (2006): Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17/3, 189-214. (doi: 10.1002/ppp).
- Haeblerli, W. und Zumbühl, H. J. (2003): Schwankungen der Alpengletscher im Wandel von Klima und Perzeption. In: Jeanneret, F. et al. (eds): *Welt der Alpen – Gebirge der Welt*. Haupt, Bern, 77-92.
- Huggel, C., Haeblerli, W., Kääh, A., Bieri, D. and Richardson, S. (2004): An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 41, 1068-1083.
- Huggel, C., Kääh, A., Haeblerli, W. and Krummenbacher, B. (2003): Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3 (6), 647-662
- Jost D. und M. Maisch, M. (2006): *Von der Eiszeit in die Heisszeit – Eine Zeitreise zu den Gletschern*. Zytglogge Verlag Oberhofen, Werkbuch, 150 S. (mit CD-Rom).
- Kääh A., Reynolds, J. M. and Haeblerli, W. (2005): Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: Huber, U. M., Burgmann, H. K. H. and Reasoner, M. A. (eds): *Global Change and Mountain Regions (A State of Knowledge Overview)*. Springer, Dordrecht, 225-234.
- Maisch, M. (2002): Klimawandel und Gletscherschwund – Zum Rückgang der Gebirgsgletscher in der Bernina. In: *Geographie Heute – Themen Modelle, Materialien für die Unterrichtspraxis aller Schulstufen, Heft 203 (Themenheft Alpen)*, 23. Jg, 30-34.
- Maisch, M. und Haeblerli, W. (2003): Die rezente Erwärmung der Atmosphäre – Folgen für die Schweizer Gletscher. *Geographische Rundschau*, 2/03, 4-12.
- Maisch, M. (2004): Die aktuelle Gletscherdynamik – geographiedidaktisch gesehen. In: *Geographie und Schule, Sonderheft "Aktuelle glaziale Dynamik"*, 26. Jg, Heft 148, April 2004, 28-37, Aulis Verlag Deubner.
- Maisch, M. und Wick, P. (2004): Themenheft "Gletscher". Sondernummer "Die neue Schulpraxis", dns-Heft 6/7, 2004, 62 S. (inkl. CD-Rom).
- Maisch, M. (2004): Der Mythos vom ewigen Eis – Von der Eiszeit in die Heisszeit. In: Voigt, B. (Hrsg.): *Wasser – Schatz der Zukunft. Impulse für eine nachhaltige Wasserkultur*. Oekom Verlag, München, 114-121.
- Maisch, M., Paul, F. und Kääh, A. (2004): Kenngrößen der Gletscher und ihre Veränderungen 1850–2000. *Atlasblatt HADES, Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Bern.
- Noetzli, J. und Gruber, S. (2005): Alpiner Permafrost – ein Überblick. *Jahrbuch zum Schutz der Bergwelt (München)*, 70. Jahrgang, 111-121.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, Th., Salzmann, N. and Haeblerli, W. (2007): Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S13 (doi: 10.1029/2006JF000545).
- Paul, F., Kääh, A., Maisch, M., Kellenberger, T. and Haeblerli, W. (2004): Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, 31, L21402 (doi: 10.1029/2004GL020816).
- UNEP (2007): *Global outlook for ice & snow*. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya.
- Watson, R. T. and Haeblerli, W. (2004): Environmental threats, mitigation strategies and high-mountain areas. In: *Royal Colloquium: Mountain Areas – a Global Resource; Ambio Special Report*, 13, 2-10.
- Zängl, W. und Hamberger, S. (2005): *Gletscher im Treibhaus. Eine fotografische Zeitreise in die alpine Eiswelt*. Tecklenborg Verlag, Steinfurt.
- Zemp, M., Haeblerli, W., Hoelzle, M. and Paul, F. (2006): Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters*, 33, L13504 (doi: 10.1029/2006GL026319).

FOLGEN DES KLIMAWANDELS FÜR DIE GESUNDHEIT

Gerd Jendritzky, Freiburg

1. Einführung

Die Beziehungen von Gesundheit, Wohlbefinden und Leistungsfähigkeit des Menschen zu Wetter und Klima, seinen atmosphärischen Umweltbedingungen sind Gegenstand täglicher Erfahrung. Der Hitzesommer 2003 mit europaweit etwa 55.000 hitzebedingter zusätzlicher Sterbefälle (ca. 7000 in Deutschland) kann hier als drastisches Beispiel dienen, welches die Verletzbarkeit der Gesellschaft bereits im heutigen Klima zeigt. Grundsätzlich können die Auswirkungen des Klimawandels auf die Gesundheit direkter und indirekter Natur sein (Tab.1). Mögliche direkte Auswirkungen ergeben sich vor allem aus dem Anstieg der Häufigkeit oder Intensität von extremen Wetterereignissen (Hitzewellen, Überschwemmungen etc.). Vielfach wirken sich Änderungen des Klimas jedoch auf indirektem Weg aus, indem z.B. die Ökologie von Krankheitserregern und ihrer Überträgerorganismen, die Nahrungsproduktion oder Frischwasserversorgung gestört wird. Weitere Gesundheitsrisiken resultieren aus der Zunahme der Luftverschmutzung und der Luftallergene, der Zunahme der UV-Strahlung durch die stratosphärische Ozonabnahme sowie sozio-ökonomischen Verwerfungen. Auswirkungen auf das öffentliche Gesundheitswesen in Mitteleuropa könnten auch von Vertreibung bzw. Wanderungen von Bevölkerungen aufgrund von Konflikten, z.B. bei einem Meeresspiegelanstieg oder durch Nahrungsmittelmangel bei Dürre, ausgehen. Insgesamt hängen die Auswirkungen auf die Gesundheit dabei von zahl-

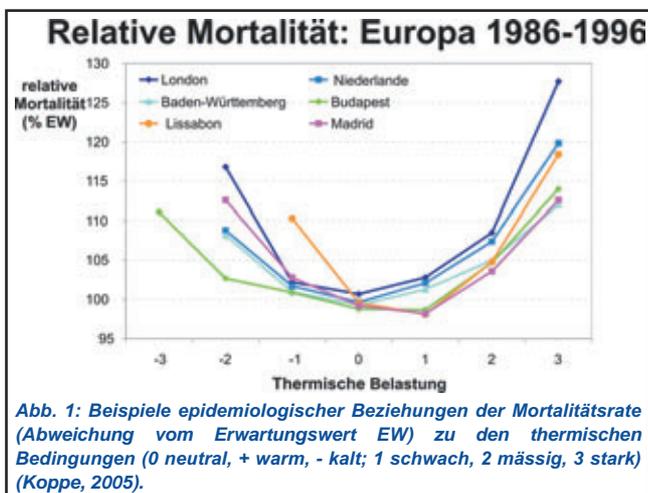
reichen sozioökonomischen, technologischen und infrastrukturellen Rahmenbedingungen ab, welche die Anpassungsfähigkeit und damit die Verwundbarkeit der Gesellschaften bestimmen.

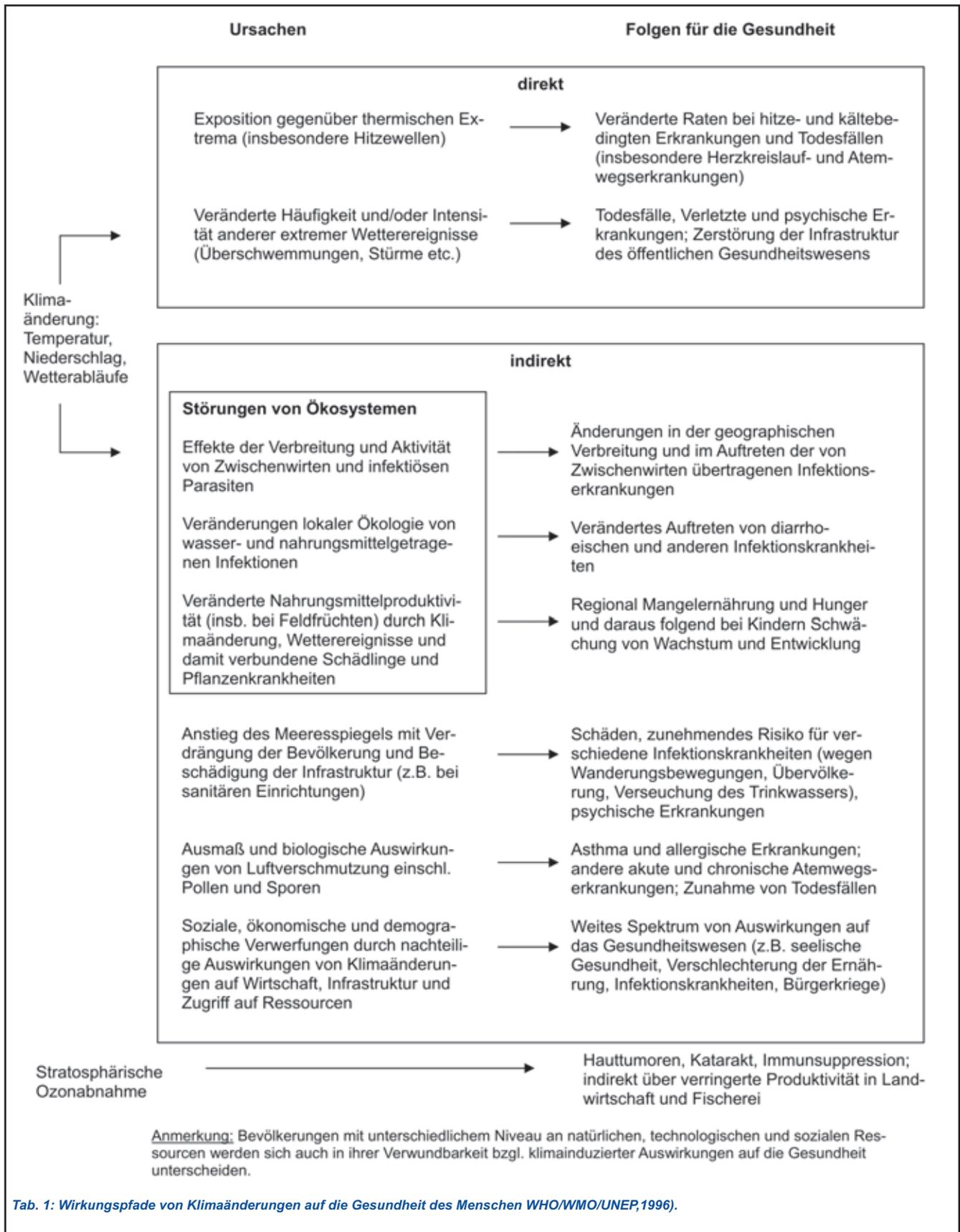
Auch wenn die potentiellen gesundheitlichen Auswirkungen des Klimawandels aufgrund zahlreicher Unsicherheiten noch schwer abzuschätzen sind, müssen dringend Anpassungsstrategien entwickelt werden, um die Gesundheitsrisiken zu minimieren. Adaptation ist der Schlüsselbegriff zum Verständnis der Zusammenhänge. Grundsätzlich ist im Sinne einer radikalen Vorsorge eine nachhaltige Entwicklung zu fordern, mit der die gegenwärtigen Bedürfnisse der Gesellschaften gegen zukünftige Risiken ausgeglichen werden müssen

2. Thermische Belastungen

Selbst im gemäßigten Klima Mitteleuropas wird die menschliche Gesundheit durch thermische Belastungen nachteilig beeinflusst. Zahllose epidemiologische Studien weltweit belegen eindrucksvoll die gesundheitlichen Auswirkungen extremer thermischer Bedingungen, während unter Behaglichkeitsbedingungen ein Minimum der Mortalitätsrate beobachtet wird (*Laschewski und Jendritzky, 2002*). Dies spiegelt nur zum Teil den Jahresgang mit maximalen Mortalitätsraten im Winter und minimalen Mortalitätsraten im Sommer wider. Besonders bemerkenswert sind die hohen Werte der Mortalitätsrate während des saisonalen Minimums. Die höchsten Werte treten bei ausgeprägten Hitzewellen auf (Abb. 1). Betroffen sind überwiegend Personen mit Atemwegs- und Herz-Kreislaufkrankungen, insbesondere ältere multimorbide Menschen mit ihrer eingeschränkten Anpassungskapazität (*Jendritzky et al., 1998*), aber auch Kleinkinder aufgrund ihrer noch instabilen Thermoregulation. Die thermischen Belastungsstufen beruhen auf dem Bewertungsverfahren „Gefühlte Temperatur GT“ (*Staiger et al., 1997*) einschließlich des Adaptationsansatzes HeRATE (*Koppe, 2005*). Man erkennt, dass sich die Beziehungen der Mortalitätsrate in den unterschiedlichen Klimaten sehr ähnlich verhalten.

Die Beziehungen des Menschen zu seiner thermischen Umwelt sind im Sommer generell enger als im Winter, wo man sich meist nur kurzzeitig den äußeren thermischen Bedingungen aussetzt und sich häufig in geheizten Räumen aufhält. Deshalb sind die zugrunde liegenden Wirkungsmechanismen für die Zunahme der Mortalitätsrate mit zunehmendem Kältestress noch unklar (*Laschewski und Jendritzky, 2002*). Möglicherweise ist die Mortalitätsrate im Winter nur ein Anzeichen





Tab. 1: Wirkungspfade von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen WHO/WMO/UNEP,1996).

für ein prinzipiell höheres Infektionsrisiko. Demzufolge sind Schlussfolgerungen über eine durch den Klimawandel (mildere Winter) bedingte Verringerung der winterlichen Mortalitätsraten hochgradig spekulativ. Studien, welche sich mit der Winter-Mortalität in Europa befassen, zeigen zudem höhere Mortalitätsraten in Regionen mit milderen Wintern (z.B. Großbritannien) als in Regionen mit kalten Wintern (z.B. Schweden) (Eurowinter Group, 1997).

Abb. 2 zeigt beispielhaft einen Ausschnitt aus der Zeitreihe von Mortalitätsdaten aus Baden-Württemberg, die den Hitzesommer 2003 beinhaltet. Während dieses Sommers sind in Europa etwa 55.000 Tote (davon ca. 35.000 allein im August) der Hitze zuzuordnen (Kosatzky, 2005). Weitergehende Untersuchungen belegen, dass nur ein Teil der erhöhten Mortalität auf eine Vorverlagerung des Todeszeitpunktes um wenige Tage zurückzuführen ist. Das öffentliche Gesundheitssystem war praktisch nirgendwo vorbereitet, ebenso wenig die meisten nationalen Wetterdienste.

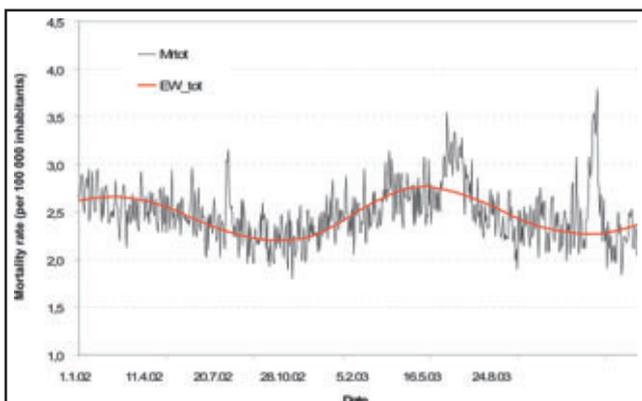


Abb. 2: Tägliche Mortalitätsraten (MR) in Baden-Württemberg 2002 bis Herbst 2003. Rote Linie: Erwartungswert auf Basis eines Gauß-Filters. Auffallend: MR Gipfel im Juni 2002 (kurze Hitzewelle), Episode im Frühjahr 2003 (im Zusammenhang mit einer Grippe-Epidemie), MR Spitzen im Juli und insbesondere August durch Hitzewellen (Schär und Jendritzky, 2004).

Auch wenn sich die vorliegenden Untersuchungen aufgrund der Datenverfügbarkeit überwiegend mit Mortalitätsraten beschäftigen, ist anzunehmen, dass sich thermische Belastungen auch nachteilig auf Morbidität, Leistungsfähigkeit und Wohlbefinden des Menschen auswirken. Sofern keine geeigneten Anpassungsmaßnahmen ergriffen werden, muss bei einer Zunahme der sommerlichen thermischen Belastungen auch mit einer Zunahme dieser negativen Wirkungen gerechnet werden (Jendritzky, 2000). Basierend auf Simulationen der Klimaänderung mit HIRAM zeigt die Verteilung der Maximumtemperatur in Basel im Sommer 2003, dass dieser extreme Sommer,

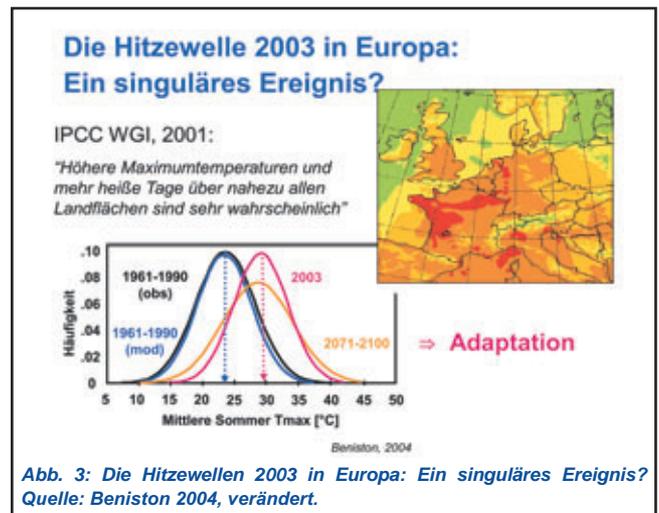


Abb. 3: Die Hitzewellen 2003 in Europa: Ein singuläres Ereignis? Quelle: Beniston 2004, verändert.

wenn die Modellprognose zutrifft, in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts in Mitteleuropa als Normalsommer angenommen werden muss (Abb. 3). Dies stimmt mit der Veränderung des Jahresmittelwertes der Gefühlten Temperatur in einem zukünftigen Klima (2041 – 2050) in Mitteleuropa im Vergleich zum Kontrolllauf (1971 – 1980), berechnet mit dem Zeitscheibenexperiment von ECHAM4 in T106 Auflösung unter der Annahme des „business-as-usual“ Szenarios (unveränderter CO₂-Ausstoß), überein (Abb. 4). Für Mitteleuropa muss im Hochsommer mit einer Erhöhung der Gefühlten Temperatur im Mittel um 3 – 7 °C gerechnet werden. Der dringende Bedarf, sich darauf einzustellen, ist offensichtlich. Kurzzeitige (I) und langfristige (II) Anpassungen werden lebenswichtig.

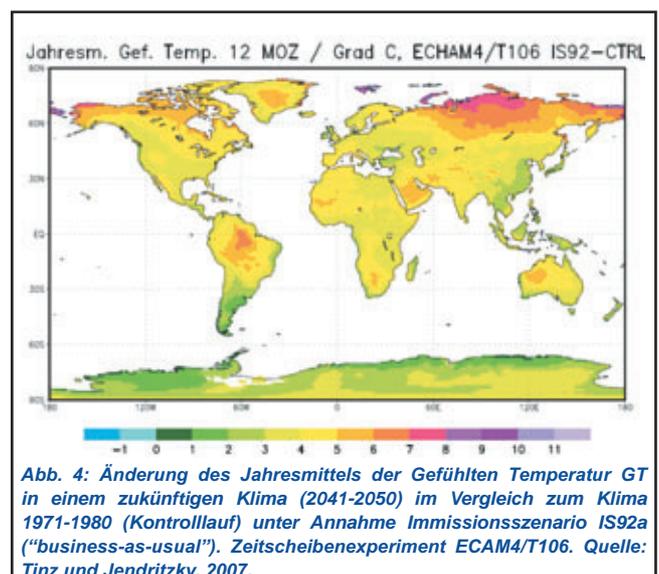


Abb. 4: Änderung des Jahresmittels der Gefühlten Temperatur GT in einem zukünftigen Klima (2041-2050) im Vergleich zum Klima 1971-1980 (Kontrolllauf) unter Annahme Immissionszenario IS92a ("business-as-usual"). Zeitscheibenexperiment ECAM4/T106. Quelle: Tinz und Jendritzky, 2007.

2.1 Kurzfristige Anpassungen

Zahlreiche Menschenleben hätten gerettet werden können, wenn – wie bei den WMO/WHO/UNEP Modellprojekten Rom und Shanghai empfohlen – geeignete Hitzewarnsysteme (Heat Health Warning Systems HHWS) 2003 in Europa im Einsatz gewesen wären. Solche Systeme basieren (a) auf der biometeorologischen Vorhersage der Überschreitung eines mit den Gesundheitsbehörden abgestimmten Schwellenwertes für thermische Belastung (Wärmebelastungsvorhersage). Die anschließenden Interventionen (b), die auf einem an die lokalen Bedingungen angepassten Notfallplan beruhen müssen, gehören in die Zuständigkeit des öffentlichen Gesundheitswesens. HHWSs müssen vorsorglich geplant werden mit kompletter Beschreibung aller Abläufe und klarer Festlegung der Schnittstelle zwischen dem nationalen Wetterdienst und dem Gesundheitsbereich (*Koppe et al. 2004; Kovats und Jendritzky, 2006; WMO 2004*). Hitzewarnsysteme können kurzfristig eingerichtet werden. Die zahlreichen erfolgreichen Systeme, die von Kalkstein und seinen Schülern als WMO/WHO/UNEP Modellprojekte, überwiegend in den USA eingerichtet wurden, gelten als gute Beispiele für den Wert des Verfahrens. In Deutschland gehen die Warnungen des DWD bis auf Landkreisebene herunter.

2.2 Langfristige Anpassungen

Das Klima einer Stadt stellt als Ergebnis einer geplanten oder zufälligen Änderung der Landnutzung ein eindrucksvolles Beispiel einer anthropogenen Klimamodifikation dar. Im Hinblick auf das Thema thermische Bedingungen und Gesundheit in der Stadt muss danach die städtische Wärmeinsel (UHI=Urban Heat Island, eigentlich Wärmeinselarchipel) Gegenstand der Vorsorgeplanung sein. In der umfangreichen Literatur zum Stadtklima basiert die Betrachtung der UHI immer auf dem Unterschied allein der Lufttemperatur zum Umland (*Oke, 1987*), auf den Menschen bezogene Bewertungsverfahren zu nutzen.

Dabei besteht kein Zweifel daran, dass die UHI für die Gesundheit des Menschen bedeutsam sein kann, weil sie nachteilige Gesundheitseffekte durch Exposition gegenüber thermischen Extrembedingungen verursacht. Die städtische Wärmeinsel addiert sich auf die Intensität einer meso-skaligen Hitzewelle, wodurch der Einfluss des Wetters auf Morbidität und Mortalität verstärkt wird. Wenn die UHI als Resultat städtischer Planung angesehen wird, muss sie folglich auch auf zukünftige Planung reagieren. Aber trotz der eindrucksvollen Zunahme stadtklimatologischen Wissens existiert immer noch eine starke Lücke zur Anwendung. Für die mittel- bis langfristige Entwicklung des Stadt-

klimas gilt es, Standards für die Stadtentwicklung zu schaffen, das Wissen besser verfügbar zu machen und leichter anwendbare Werkzeuge für die klimabezogene Stadtplanung zu entwickeln. Das würde dem Stadtplaner helfen, sein grundlegendes Ziel zu erreichen: Schaffung und Sicherstellung gesunder Wohn- und Arbeitsbedingungen. Das Problem der globalen Klimaänderung macht eine nachhaltige Stadtplanung umso dringender.

Neben der Notwendigkeit, durch Planungsmaßnahmen die Ausprägung der städtischen Wärmeinsel UHI zu verringern, müssen als bisher unterschätztes Problem auch die thermischen Belastungen in den Innenräumen vermindert werden, zumal der Mensch sich in unseren Klimabedingungen überwiegend in Innenräumen aufhält. Es gibt im Grunde genommen keine Information über die wirkliche Hitzebelastung der Bevölkerung in unterschiedlichen Stockwerken unterschiedlicher Häuser; es werden in epidemiologischen Studien einfach die an üblicherweise nicht in den Innenstädten liegenden Wetterstationen bestimmten Belastungen auf die Bevölkerung angewandt. Notwendig ist eine intelligente Architektur, die jetzige und zukünftige Gegebenheiten des Klimas durch Kontrolle der Abschattungsmöglichkeiten, Ventilation, Materialwahl, passive Kühlung etc. berücksichtigt.

3. Extremereignisse

Bereits in den letzten Jahrzehnten kam es zu einer Zunahme der Anzahl von Naturkatastrophen (s.S. 64, Abb. 6). Im 21. Jahrhundert ist jedoch aufgrund des Klimawandels mit einer weiteren Zunahme zu rechnen. In Tabelle 1 sind die für Mitteleuropa relevanten Änderungen und die sich daraus ergebenden vielfältigen gesundheitlichen Risiken aufgeführt. Da extreme Wetterereignisse sich sowohl nach Ausmaß, Zeitablauf oder betroffenen Gebieten als auch nach sozialen Umständen unterscheiden können, sind quantitative Bewertungen über künftige Gesundheitsfolgen sehr schwierig (*McMichael et al., 1997*).

Bereits in den letzten Dekaden wurde in den mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel eine Zunahme des Niederschlages – vor allem in Form von Starkregenereignissen – beobachtet. Für Mitteleuropa ist das Ausmaß und die Richtung der Niederschlagsänderung jedoch noch unklar. Es gilt jedoch als sehr wahrscheinlich, dass die Häufigkeit extremer Niederschlagsereignisse sowie die Niederschlagsmenge im Winter (Tab. 2) zunehmen werden. Die Niederschlagscharakteristika wie Menge und Intensität sind neben verschiedenen Einzugsgebietsfaktoren (Geologie, Hangneigung, Landnutzung,

Änderung der Extremereignisse	Wahrscheinlichkeit
<i>Einfache Extremereignisse</i>	
intensivere Starkregenereignisse	90 – 99 %
höhere Maximumtemperaturen, erhöhte Anzahl von heißen Tagen und Hitzewellen	90 – 99 %
höhere Minimumtemperaturen, weniger kalte Tage, Eistage und Kältewellen	90 – 99 %
<i>Komplexe Extremereignisse</i>	
erhöhte Intensität von Stürmen in den mittleren Breiten, höhere Sturmfluten	keine Angabe
trockenere Sommer, erhöhtes Dürreerisiko (mittlere Breiten)	66 – 90 %

Tab. 2: Änderungen von Extremereignissen während des 21. Jahrhunderts (IPCC, 2007).

Versiegelungsgrad, u.a.) für die Entstehung von Hochwassern verantwortlich. Überschwemmungen sind schon heute die in Europa am häufigsten vorkommende Naturkatastrophe (Daniel et al., 2002). Sie beeinträchtigen die menschliche Gesundheit auf direkte und indirekte Art und Weise. Bei der Elbe-Flut im August 2002 kamen in Deutschland und Tschechien 36 Menschen ums Leben. Neben Ertrinken und Verletzungen dürften psychische Störungen, wie das posttraumatische Stresssyndrom, das Monate bis Jahre anhalten kann, in Mitteleuropa die am weitesten verbreitete Auswirkung auf die Gesundheit von Erwachsenen nach Überschwemmungen sein. Eine Zunahme von Infektionskrankheiten nach Überschwemmungen gilt in Europa – anders als in Entwicklungsländern – als weniger wahrscheinlich (Hajat et al., 2003).

Im Zusammenhang mit dem erwarteten Anstieg des Meeresspiegels um 18 bis 59 cm bis 2100 nimmt auch das Risiko von Sturmfluten und damit die Wahrscheinlichkeit für Überflutungen der Küstengebiete zu (1991 in Bangladesh 140.000 Tote).

Überflutungen der Küstengebiete schließen den Verlust an landwirtschaftlich nutzbaren Flächen und ggf. auch Fischereirevier ein. Darüber hinaus kann es zu einer Versalzung von Trinkwasservorkommen kommen.

Neben der Erhöhung des Unfallrisikos bei Stürmen wirken diese sich auch indirekt auf die menschliche Gesundheit durch Schäden an persönlichem Besitz und der Infrastruktur einschließlich Abwasser und Sanitärsystem, Wohnung und Verkehr aus.

Trockenere Sommer können zu einer Abnahme der landwirtschaftlichen Produktion und einer Verminderung von Menge und Qualität des verfügbaren Wassers führen und somit eine Nahrungsmittel- und Wasserknappheit mit den sich daraus ergebenden Folgen bewirken. Die Gesundheitsfolgen einer Dürre schließen grundsätzlich Krankheiten durch Zusammenbruch der sanitären Einrichtungen und schlechte hygienische Verhältnisse mit ein (McMichael et al., 1997), was für Mitteleuropa aber wohl weniger relevant ist. Zudem erhöht sich durch Trockenheit im Sommer das Waldbrandrisiko.

4. Durch Zwischenwirte und Nahrungsmittel übertragene Infektionskrankheiten

Die Voraussetzung für das epidemische oder endemische Auftreten einer durch Zwischenwirte (Vektoren) übertragenen Krankheit ist die Präsenz eines geeigneten, d.h. kompetenten Vektors. Das Klima spielt bei der Populationsdynamik und Verbreitung von Vektoren von Krankheitserregern und für das Auftreten von wasser- (in Mitteleuropa wegen der sanitären Standards wohl auch in Zukunft nicht bedeutsam) und nahrungsmittelübertragenen Infektionen eine wichtige Rolle. Innerhalb eines gewissen Temperaturbereiches besteht meist eine positive Korrelation zwischen der Entwicklungsgeschwindigkeit der Pathogene im Vektor und der Temperatur. Daher ist zu erwarten, dass Klimaänderungen gerade die Bionomie von Vektoren und der von ihnen übertragenen Parasiten beeinflussen.

Zu den bedeutendsten Überträgern von Infektionskrankheiten zählen Insekten (u.a. Stechmücken, Läuse, Flöhe), Spinnentiere (Zecken) und Nagetiere (Ratten, Mäuse). Diese Tierarten zeichnen sich durch die Eigenschaft aus, sich relativ schnell veränderten Umweltbedingungen anpassen zu können. Kurzfristige und längerfristige Klimavariabilität kann damit deutliche Auswirkungen auf die Ausbreitung von Vektoren und damit auch auf die Ausbreitung der von ihnen übertragenen Erkrankungen haben (Dobler und Jendritzky, 1998).

In Deutschland sind derzeit 24 von Arthropoden oder Nagetieren übertragene Infektionskrankheiten endemisch. Von diesen Infektionskrankheiten werden die meisten durch Schildzecken übertragen (Faulde und Hoffmann, 2001). Eine Zusammenstellung der von Zecken übertragenen Infektionskrankheiten befindet sich in Tabelle 3. Die Zeckenarten, welche in Mitteleuropa sowohl Viren, Bakterien als auch Protozoen übertragen können, gehören zu einem

Teil der heimischen Zeckenfauna an, zum anderen Teil handelt es sich um Arten, die aus wärmeren Regionen Europas (z.B. Tiertransporte, Zugvögel) zu uns gelangen können (Maier, 2002). Zecken kommen in Europa vom Mittelmeerraum bis Süd-Skandinavien vor (Abb. 5). Sie sind jedoch häufiger in den etwas feuchteren Gegenden Mittel- und Nordeuropas zu finden als im eher trockenen südlichen Raum. Es handelt sich bei Zecken um mehrjährige Tiere, deren Ausbreitungsgebiet durch niedrige Wintertemperaturen und kurze Sommer begrenzt wird. Eine Änderung des Klimas wird sowohl die Überlebensrate der Zecken direkt beeinflussen als auch indirekt Einfluss auf die Übertragung der Krankheitserreger über Änderungen der Vegetation, Zwischenwirte (Nager) und des Freizeitverhalten des Menschen nehmen.

Zecken übertragen in Mitteleuropa zwei wichtige Erkrankungen, die Lyme-Borreliose und die Früh-sommer-Meningoenzephalitis („Zeckenzephalitis“, FSME) (Dobler und Jendritzky, 1998). Die Lyme-Borreliose ist die häufigste von Zecken übertragene Krankheit in Deutschland mit einer jährlichen Inzidenzrate von 20 bis 60 Tausend Fällen. In den Risikogebieten Europas sind 20 – 30 % der Zecken mit dem Überträger der Lyme-Borreliose infiziert (Daniel et al., 2002). Die Transmissionsrate von Borrelien liegt nach Angaben von Maier (2002) bei ca. 22 %. Dies bedeutet, dass in Hochendemiegebieten fast jeder 10. Zeckenbiss zu einer Borrelien-Infektion führt. Nach neueren Untersuchungen ist in den bekannten Endemiegebieten Deutschlands jede 20. bis 50. Zecke ein potenzieller FSME-Überträger. In den Nicht-Endemiegebieten gilt dies nur für jede 100. bis 300. Zecke.

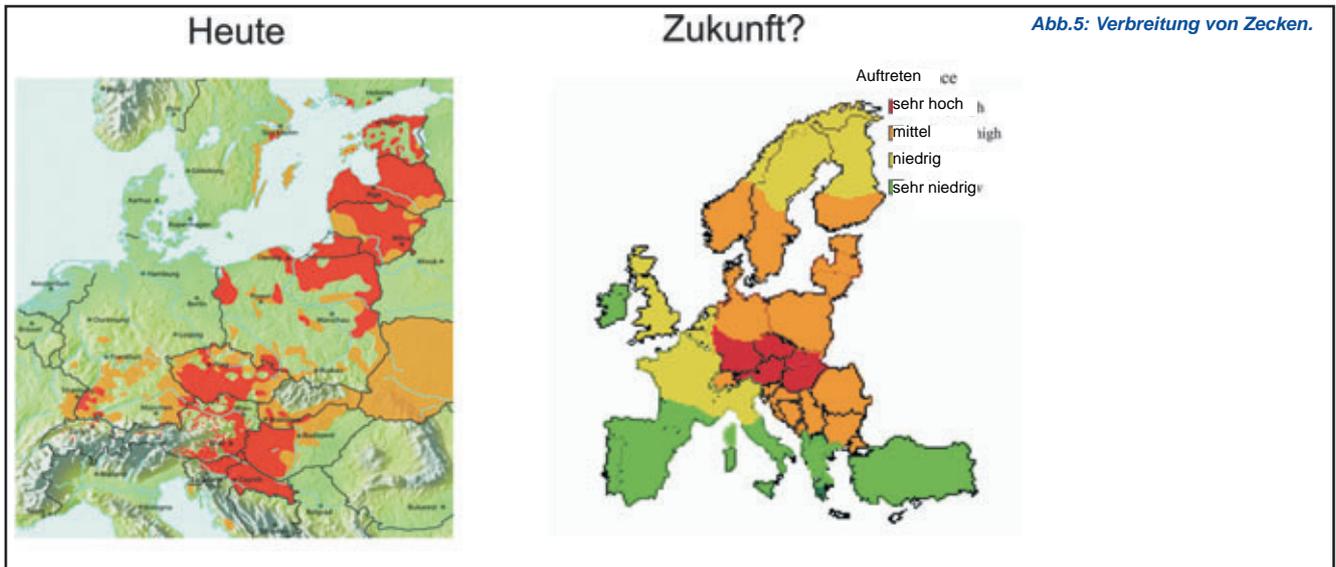
Für beide Erkrankungen konnte in den letzten Jahren ein deutlicher Anstieg der Erkrankungszahlen registriert werden. Die in den letzten Jahren vermehrt beobachteten milden Winter führten zu einer höheren Überlebensrate von Zecken und kleinen Waldnagern, den natürlichen Wirten der beiden Erreger. Damit konnte der Übertragungszyklus in den darauf folgenden Jahren auf einem sehr viel höheren Niveau beginnen, da nicht erst entsprechende Zecken- und Nagerpopulationen aufgebaut werden mussten. In der gemäßigten Klimazone Mitteleuropas muss auch in niedrigen und mittleren Höhen mit einer Zunahme vektorübertragener Erkrankungen gerechnet werden. Dabei stellt nördlich der Alpen von allen Infektionskrankheiten mit Klimabezug auf der Gesamtbevölkerungsebene die Borreliose das bedeutendste Infektionsrisiko dar.

Eine Zusammenstellung der durch Stechmücken übertragenen Infektionskrankheiten und potenzielle Reservoirwirte für diese Krankheiten in Deutschland befindet sich in Tabelle 4. Die wich-

tigste durch Stechmücken übertragene Erkrankung ist die Malaria. Malaria wird von verschiedenen Arten der Stechmücken-Gattung Anopheles übertragen. Anopheles-Arten kommen weltweit vor. Bis nach dem zweiten Weltkrieg war die Malaria in Deutschland verbreitet. Die Infektionen der deutschen Anopheles waren vermutlich überwiegend durch *P. vivax* verursacht. Heute wird die Malaria nur in tropischen und subtropischen Regionen übertragen, da die Vermehrung der Erreger in den Mücken unter 18 °C (*Plasmodium falciparum*) bzw. 14 °C (*Plasmodium vivax*) zum Stillstand kommt (McMichael, 1996; WHO/WMO/UNEP, 1996). Damit sind der Malaria klimatische Grenzen in ihrer Verbreitung gesetzt, die allerdings durch eine Klimaänderung ausgedehnt werden. Um die quantitative Prognose klimabedingter Veränderungen auf die mögliche Verbreitung von Malaria zu verbessern, wurden integrierte mathematische Modelle ent-

Erreger	Krankheit
<i>FSME-Virus</i>	Früh-sommer-Meningoenzephalitis (FSME)
<i>Eyach-Virus</i>	Eyach-Virus Fieber, Colorado-Zeckenfieber ähnliche Erkrankung (CTF)
<i>Erve-Virus</i>	Erve-Virus Fieber
<i>Tribec-Virus</i>	Neuropathologische Störungen, Meningoenzephalitis ?
<i>Uukuniemi-Virus</i>	Enzephalitis, neuropathologische Störung
<i>Rickettsia slovaca</i>	Zeckenfleckfieber
<i>Rickettsia conorii</i>	Mittelmeerfleckfieber, Altweltzeckenfieber, Fièvre boutonneuse
<i>Coxiella burnetii</i>	Q-Fieber
<i>Agens der Humanen granulocytären Ehrlichiose (HGE)</i>	Humane granulocytäre Ehrlichiose (HGE)
<i>Borrelia burgdorferi sensu stricto, Borrelia garinii, Borrelia afzelii, Borrelia valaisiana</i>	Lyme-Borreliose
<i>Francisella tularensis</i>	Tularämie (Hasenpest)
<i>Babesia divergens, Babesia microti</i>	Babesiose

Tab. 3: In Deutschland (kursiv) und in Europa nachgewiesene Krankheitserreger, die von Zecken übertragen werden können (Maier, 2002).



wickelt, welche auf globalen Zirkulationsmodellen basierende Klimaänderungsszenarien mit Modellen der Vektoraktivität verbinden. Im südlichen Mitteleuropa muss demnach mit der Möglichkeit des Wiederauftretens von *Malaria Vivax* gerechnet werden (McMichael et al., 1997).

Eine durch die Sandfliege übertragene Infektionskrankheit ist die Leishmaniose. Der Leishmaniose-Parasit ist an Wintertemperaturen von 5 bis 10 °C und an Sommertemperaturen von 20 bis 30 °C gebunden. Die Ausbreitung der Sandfliege selber ist an die 10 °C Isotherme gebunden, welche in Deutschland derzeit bei Köln liegt. Im Sommer 1999 wurden Sandfliegen auch im südlichen Oberrheingraben in Vergesellschaftung mit dem Menschen nachgewiesen (Silva-González, 1997). Eine Temperaturerhöhung in Europa wird das Ausbreitungsgebiet der Sandfliege weiter nach Norden ausdehnen. Eine Verlängerung der sommerlichen Aktivitätsperiode kann weiter dazu führen, dass zwei anstatt einer Generation pro Jahr gezeugt werden und damit zu einer erhöhten Vektorenhäufigkeit führen (Daniel et al., 2002).

Nagetiere können ebenfalls Infektionskrankheiten (z.B. Pest, Hantavirus) übertragen. Drei wichtige, die Populationsgröße beeinflussenden Faktoren sind Nahrungsangebot, Anzahl der Fressfeinde und Wetterbedingungen. Das Nahrungsangebot wird von klimatischen Faktoren beeinflusst, die Populationsdynamik der meisten Fressfeinde verläuft sehr viel langsamer als die der Nagetiere. Hantaviren werden mit dem Kot, Urin oder Speichel von Nagetieren ausgeschieden und können bei Kontakt auf den Menschen übertragen werden. Serologische Untersuchungen an Nagetieren in Baden-Württemberg zeigen eine Hantavirus-Antikörper-Prävalenz von bis

zu 30 %. Dies ist ein Zeichen dafür, dass von diesen Tieren wahrscheinlich lebenslang abgehende Viren eine reelle Infektionsgefahr darstellen (Silva-González, 1997).

Auch zahlreiche durch Nahrungsmittel übertragene Erkrankungen zeigen ein saisonales Verhalten. Die damit anzunehmende Abhängigkeit von Wetter und Klima wird allerdings nur bei der Übertragung von Salmonelleninfektionen deutlich, die stark von der Lufttemperatur der vergangenen Woche abhängen. Die Schwellen sind jedoch so niedrig, dass in einem zukünftigen wärmeren Klima kaum mit einer Zunahme gerechnet werden muss. Allerdings wird die Rolle von kritischen Temperaturschwellen auf dem Weg des Nahrungsmittels von der Produktion bis zum Verzehr noch nicht komplett verstanden. Für *Campylobacter* werden in Europa zwar möglicherweise vom Klima abhängige Variationen von Jahr zu Jahr gefunden, aber keine Beziehungen zur Witterung.

5. Luftbelastung

Eine höhere Lufttemperatur kann vor allem im Umfeld der Städte zu einer vermehrten Bildung von Photooxidantien führen. Als Nachweis dafür werden Messungen des bodennahen Ozons verwendet. Es gibt Hinweise auf Synergieeffekte zwischen der Wirkung von Wärme- und Luftbelastung auf die Gesundheit (Smoyer, et al., 2000). Studien weisen auf einen starken positiven Zusammenhang zwischen der Entstehung bodennahen Ozons und Lufttemperaturen über 32 °C hin (Patz und Kovats, 2002). Es ist jedoch noch unklar, ob es sich dabei um regional unterschiedliche oder allgemeingültige Beziehungen handelt.

Erreger	Krankheit	Potenzielles Reservoir in Deutschland
<i>Plasmodium vivax</i>	Malaria tertiana	Mensch
<i>P. malariae</i>	Malaria quartana	Mensch
<i>P. falciparum</i>	Malaria tropicana	Mensch
<i>Dengue Virus</i>	Denguefieber	Mensch, Haus- und Wildtiere
<i>Gelbfieber- Virus</i>	Gelbfieber	Mensch
<i>Sindbis-Virus</i>	Sindbis Erkrankungen	Wildvögel
<i>Semliki-Forest-Komplex-Virus</i>	Neuropathologische Störungen	
<i>West-Nil-Virus</i>	West-Nil-Virus Erkrankungen	Wildvögel, Pferde
<i>Batai (Colovo)-Virus</i>	Batai-Virus Erkrankungen	Wildvögel
<i>Tahyna-Virus</i>	Tahyna-Virus Erkrankungen	Vögel, Lagomorpha, u.a. Säugetiere
<i>Uukuniemi-Virus</i>	Enzephalitis, neuropathologische Störungen	Waldnager, Wasservögel
<i>Dirofilaria repens</i> <i>D. immitis</i>	Befall von Haut und Lunge	Hund

Tab. 4: Tabelle der in Deutschland (gelb) und Europa (kursiv) nachgewiesenen Krankheitserreger, die von Stechmücken übertragen werden können (Maier, 2002).

Ozon kann die Sensitivität von Asthmapatienten gegenüber Allergenen erhöhen (Patz und Kovats, 2002). Die meisten Studien über Luftverschmutzungen, Klima und Gesundheit konzentrieren sich mehr auf akute als auf längerfristige Gesundheitsauswirkungen. Länger andauernde Exposition kann bei bisher gesunden Menschen chronische Leiden hervorrufen (McMichael et al., 1997). So kann Ozon bei Kindern an der Ausbildung von Asthmaerkrankungen beteiligt sein (Patz und Kovats, 2002). Zudem gibt es verschiedene Rückkopplungsmechanismen zwischen der Außentemperatur und dem Heiz- und Kühlverhalten der Menschen und damit dem Ausstoß von Luftschadstoffen (Patz et al., 2000). Wegen der starken Reagibilität von Ozon sind die Ozonkonzentrationen in Innenräumen deutlich reduziert.

Klimabedingte Veränderungen bei der Entstehung und Wirkungsdauer von Pollen, Sporen und gewissen Schadstoffen können Asthma, allergische Störungen sowie Herz- und Atemwegserkrankungen auslösen. Durch eine Verlängerung der Vegetationsperiode ist mit einem früheren Beginn des Pollenfluges im Jahr, einer Zunahme der Pollenmenge und damit verbundenen Beschwerden bei Personen mit Pollinose zu rechnen. Allerdings gibt es hier noch beträchtliche Unsicherheiten, weil die aktuelle Pollenkonzentration ganz entscheidend vom Wetter während der Pollensaison beeinflusst wird (z.B. Abnahme der Pollenkonzentration bei Niederschlägen) und diese Detailgenauigkeit in den Klimaprojektionen noch nicht gegeben ist.

Zusätzlich ist eine Zunahme des Potentials allergener Pollen durch Neophyten zu beobachten. Insbesondere die Beifußblättrige Ambrosie (*Ambrosia artemisiifolia*) zeigt in den letzten Jahren eine starke Ausbreitung in Europa, die u.a. auch einen klimatologischen Trend widerspiegelt. Große Populationen existieren in Ungarn, Slowakei, Rumänien, Serbien, Bosnien-Herzegowina und Kroatien, während die Kenntnisse über die Verbreitung in Deutschland noch sehr lückenhaft sind.

6. Stratosphärische Ozonabnahme und UV-Strahlung

Obwohl nicht eigentlich ein Thema des globalen oder regionalen Klimawandels, gehen auch von der stratosphärischen Ozonabnahme in etwa 10 – 50 km Höhe über die veränderte UV-Strahlung Gesundheitswirkungen aus. Die anthropogen freigesetzten Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) und damit die Chlorchemie spielen eine große Rolle für die Ozonverluste. Ganz besonders deutlich prägt sich das im Ozonloch über der Antarktis aus, das kurz nach dem Zeitpunkt auftritt, zu dem die Sonne nach dem Winter erstmals wieder über dem Horizont erscheint. Dies ist in den ersten beiden Oktoberdekaden der Fall. Das Ozonloch ist definiert als Abfall der Ozonsäule unter 50 % des Wertes, der klimatologisch zu erwarten wäre. Aber auch in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel

zeigt das stratosphärische Ozon eine eindeutige Abnahme um ca. 3 % pro Dekade (Abb. 6a). Im Frühjahr, wenn die Haut noch nicht an die Sonne gewöhnt ist, sind mit um 6 % in 10 Jahren, 18 % seit Beginn der Messungen 1968 die stärksten Ozonverluste zu verzeichnen. Mit Hilfe des so genannten Strahlungsverstärkungsfaktors lässt sich daraus abschätzen, dass die sonnenbrandwirksame UV-Strahlung in den letzten 30 Jahren im Frühjahr um bis zu 25 % zugenommen haben müsste. Im Sommer beträgt die Zunahme immer noch knapp 10 % seit Beginn der Messungen (Abb. b für 305 nm Wellenlänge). Diese Zunahme der UV-Strahlung wurde bisher nur in alpinen Höhenlagen beobachtet. Dass dies in den Niederungen noch nicht der Fall ist, liegt wahrscheinlich an der höheren Luftverschmutzung und der Überlagerung durch die sehr variable Bewölkung. Die Modellrechnungen für ausgesuchte Wetterlagen mit sehr klarer Luft ohne Bewölkung zeigen darüber hinaus bei abnehmender Wellenlänge, d.h. zunehmender biologischer Wirksamkeit, einen überproportional zunehmenden Trend. Dies wird zu einer erhöhten

Hauttumorraten (besonders bei den Nichtmelanomen) bei der hellhäutigen Bevölkerung führen und wahrscheinlich auch zu einer Zunahme beim Auftreten von Katarakten (ICNIRP, 1995). Möglicherweise kommt es auch zu einer Immunsuppression im Organismus (Van Loveren, 1998).

Die beobachtete drastische Zunahme von Neubildungen von Hauttumoren ist – soweit UV-bedingt – Ausdruck von Missbrauch durch falsches Expositionsverhalten. Zum Schutz vor Überdosierung wird routinemäßig der UV-Index, ein durch WMO, WHO, UNEP und ICNIRP international standardisiertes Maß für die Stärke der sonnenbrandwirksamen UV-Strahlung vorhergesagt (ICNIRP, 1995; Van Loveren, 1998; WMO, 1998; Staiger und Claude, 2002). Er berücksichtigt alle Größen, welche die UV-Strahlung beeinflussen, besonders die Bewölkung und das Gesamt Ozon. Der UV-Index bietet damit Umweltinformation und die Möglichkeit zur Gesundheitsvorsorge.

Eine erhöhte UV-Strahlungsintensität kann sich auch nachteilig auf die (auch aquatische) Biomasseproduktion und damit auf die Nahrungsmittelproduktion des Menschen auswirken. Das Ausmaß dieses Effektes ist unsicher und für Mitteleuropa wohl auch von geringer Bedeutung.

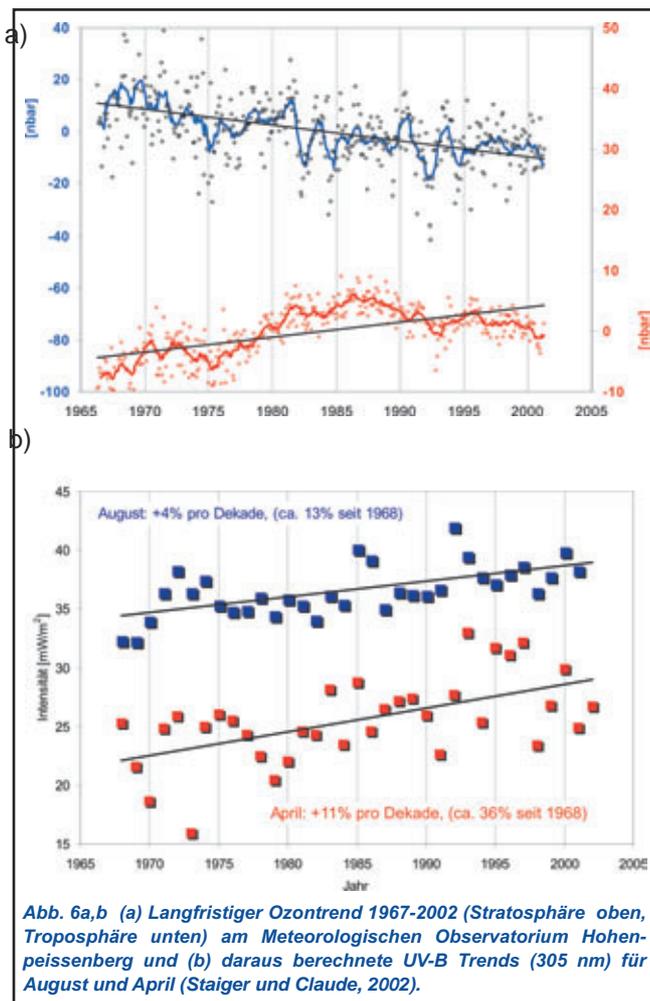
7. Diskussion

Der Klimawandel konfrontiert uns mit Gesundheitsrisiken völlig neuer Größenordnung und Qualität (WHO/WMO/UNEP, 1996). Es müssen Überwachungssysteme aufgebaut werden, die Gesundheits- und Umweltinformationen systematisch miteinander verknüpfen und Änderungen bei relevanten Gesundheitsrisiken frühzeitig erkennen lassen. Zudem muss eine Sensibilisierung der Mediziner bezüglich der Diagnosen von bislang nicht endemischen Krankheiten in Mitteleuropa erfolgen.

Die Risikobewertung der Auswirkungen von Klimaänderungen auf die menschliche Gesundheit unterscheidet sich deutlich von der bisherigen epidemiologischen Forschung in der Umweltmedizin. Gründe sind (Menne et al., 2000):

- der große räumliche Maßstab (regionale/ globale im Vergleich zu lokalen Auswirkungen),
- die zeitliche Zuordnung und der lange zeitliche Rahmen,
- die hohe Komplexität der Systeme.

Daraus ergibt sich eine Akkumulation von Unsicherheiten als unvermeidbarer Bestandteil solcher Untersuchungen. Bereits die Zukunftsprojektionen der Umweltveränderungen (z.B. die Höhe des Temperaturanstiegs) enthalten zahlreiche wissen-



schaftliche Unsicherheiten. Weitere Unsicherheiten ergeben sich aus unvollständigen Kenntnissen über die Zusammenhänge von Gesundheit und Klima (z.B. die Dosis-Wirkungsbeziehung zwischen thermischer Belastung und Mortalität). Zudem ergeben sich soziale und ökonomische Unsicherheiten aus der inhärenten Unberechenbarkeit der zukünftigen politischen, sozio-ökonomischen, demographischen und technologischen Entwicklung (IPCC, 2007). Bevölkerungsentwicklung, landwirtschaftliche Produktionsverfahren, neue Technologien zur Energiegewinnung, Impfstoffentwicklung, Trends der Urbanisierung, etc. werden die Folgen des Klimawandels mitbestimmen.

Trotz der Unsicherheiten, welche die Bewertung der tatsächlichen Risiken erschweren, ist es dringend geboten, bereits jetzt Anpassungsstrategien zur Risikominimierung zu entwickeln und zu erproben. Anpassungsstrategien können beispielsweise folgende Maßnahmen beinhalten: öffentliche Aufklärungsmaßnahmen zur Beeinflussung individueller Verhaltensmuster, Frühwarnsysteme, Katastrophenvorsorge, verbesserte Wasser- und Schadstoffkontrolle, Hygieneprogramme, Kontrolle ansteckender Krankheiten, Ausbildung von Forschern und Gesundheitsexperten sowie die Einführung präventiver Technologien. Nur über solche Anpassungsstrategien kann die Anpassungskapazität erhöht und damit die Verwundbarkeit unserer Bevölkerung gegenüber den gesundheitlichen Folgen eines wohl unvermeidlichen globalen und regionalen Klimawandels reduziert werden.

Literatur

- Beniston, M. (2004): The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophys. Res. Letters* 31, 02202. 1-4.
- Daniel, M. et al. (2002): Climate change impacts on health in Europe. *European Bulletin of Environmental Health*; 9: 8-10.
- Dobler, G., Jendritzky, G. (1998): Krankheiten und Klima. In: Lozán, J.L., Graßl, H., Hupfer, P. (Hrsg.): Warnsignal Klima – Wissenschaftliche Fakten. Wiss. Auswertungen. Hamburg, 334-340.
- Eurowinter Group (1997): Cold exposure and winter mortality from ischaemic heart disease, cerebrovascular disease, respiratory disease, and all causes in warm and cold regions of Europe, *Lancet*, 349: 1341-1346.
- Faulde, M. & Hoffmann, G. (2001): Vorkommen und Verhütung vektorassoziierter Erkrankungen des Menschen in Deutschland unter Berücksichtigung zoonotischer Aspekte. *Bundesgesundheitsblatt – Gesundheitsforschung – Gesundheitsschutz*, 44(2) 116-136.
- Hajat, S. et al. (2003): The human health consequences of flooding in Europa and the implications for public health: a review. *Applied Environmental Science and Public Health*, in press.
- ICNIRP (1995): Global Solar UV Index. A joint recommendation of WHO, WMO, UNEP and the ICNIRP. Int. Comm. on Non-Ionizing Radiation Protection ICNIRP-1/95. Oberschleißheim.
- IPCC WG I (2007): Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of the Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. <http://ipcc-wg1.ucar.edu>
- IPCC WG II (2007): Climate Change 2007: Technical Summary.: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. www.ipcc-wg2.org
- Jendritzky, G. et al. (1998): Medizinische Klimatologie. Kap. 4,7 Klimaänderungen. In: Chr. Gutenbrunner, G. Hildebrandt (Hrsg.): *Handbuch der Balneologie und medizinischen Klimatologie*. Berlin: Springer; 589-598.
- Jendritzky, G. (2000): Die Auswirkungen von Klimavariabilität und Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen in Mitteleuropa. *Umwelt-Medizin-Gesellschaft* 13: 219 – 223.
- Koppe, C., S. Kovats, G. Jendritzky, B. Menne (2004): Heat-waves: risks and responses. World Health Organization. *Health and Global Environmental Change, Series, No. 2*, Copenhagen, Denmark.
- Koppe, C. 2005: Gesundheitsrelevante Bewertung von thermischer Belastung unter Berücksichtigung der kurzfristigen Anpassung der Bevölkerung an die lokalen Witterungsverhältnisse. *Ber. d. DWD* 226, Offenbach.
- Kosatzky, T. 2005: The 2003 European heat waves. *Euro Surveillance* 2005; 10(7).
- Kovats, S.R., G. Jendritzky 2006: Heat-waves and Human Health. In: Menne, B., K. L. Ebi (eds.): *Climate Change and Adaptation Strategies for Human Health*. Steinkopff, Darmstadt, 63-97.
- Laschewski, G., Jendritzky, G. 2002: Effects of the thermal environment on human health: an investigation of 30 years of daily mortality data from SW Germany. *Climate Research* 21, 91 – 103.
- Maier, W.A. (verantwortlich) 2002: Mögliche Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Ausbreitung von primär humanmedizinisch relevanten Krankheitserregern über tierische Vektoren sowie auf die wichtigsten Humanparasiten in Deutschland. Abschlussbericht zum F+E – Vorhaben im Auftrag des Umweltbundesamtes FKZ 200 61 218/11. Universität Bonn.
- McMichael, A.J. (1996): Human Population Health. In: *Climate Change 1995. Impacts, Adaptions and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses. 2nd Assessment Report of IPCC-WG II*. Cambridge: Cambridge University Press 561-584.
- McMichael, A.J, Jendritzky, G. & Kovats, S. (1997): Klimaänderung und Gesundheit (Kap. VIII – 1.10). In: Wichmann, H.E., Schlipkötter, H.W., Fülgraff, G. (Hrsg.): *Handbuch der Umweltmedizin*. Landsberg: ecomed, 1-21.

- Menne, B. et al. (2000): Methoden zur Erforschung der Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit. *Umweltmedizin in Forschung und Praxis* 5: 193 – 200.
- Münchner Rückversicherung 2003: Topics 2002: Jahresrückblick Naturkatastrophen 2002. Verfügbar unter: www.munichre.com/pdf/topics_2002_d.pdf.
- Patz, J.A. et al. (2000): The potential health impacts of climate variability and change for the United States: Executive Summary of the Report of the Health Sector of the U.S. National Assessment. *Environmental Health Perspectives* 108: S. 367-375.
- Patz, J. A. & Kovats, R. S. (2002): Hotspots in climate change and human health. *BMJ* 325, 1094 – 1098.
- Oke, T.R. (1987): *Boundary Layer Climates*, London, 453p.
- Schär, C., G. Jendritzky (2004): Hot news from Summer 2003. news and views. *Nature*. Vol.432, 2 Dec 2004, 559-560.
- Silva-González, R. (1997): Epidemiologie von Hantavirusinfektionen auf der Schwäbischen Alb. In: Landesgesundheitsamt Baden-Württemberg: Jahresbericht 1997, 30.
- Smoyer, K.E. et al. (2000): The impacts of weather and air pollution on human mortality in Birmingham, Alabama and Philadelphia, Pennsylvania. *International Journal of Climatology* 20: 881-897.
- Staiger, H., Bucher, K., Jendritzky, G. (1997): Gefühlte Temperatur. Die physiologisch gerechte Bewertung von Wärmebelastung und Kältestress beim Aufenthalt im Freien mit der Maßzahl Grad Celsius. *Annalen der Meteorologie*, DWD, Offenbach a. M., 100 –107.
- Staiger, H, Claude, H. (2002): Special topic: GME Large-Scale UV Index Forecasts. In: Quarterly Report of the German NWP System 1: 12-25.
- Tinz, B., Jendritzky, G. (2007): Meso- and Macro-Scale Maps of the Thermal Environment of the Human Being. In Vorbereitung.
- Van Loveren, H. (1998): Effects on the immune system of human UV exposure associated with stratospheric ozone depletion. Rome: WHO ECEH.
- WHO/WMO/UNEP-Task Group (1996): *Climate Change and Human Health*. McMichael, A.J., A. Haines, R. Sloof, S. Kovats (eds.). Geneva: WHO.
- WMO (1998): Report of the WMO-WHO Meeting of Experts on Standardization of UV Indices and their Dissemination to the Public. (Les Diablerets, Switzerland, 21 - 24 July 1997). World Meteorological Organization, Global Atmospheric Watch. No 127, WMO/TD-No. 921.
- WMO (2004): Proceedings of the Meeting of Experts to Develop Guidelines on Heat/Health Warning Systems. *WCASP- No. 63, WMO-TD No. 1212*, Geneva.

DAS UNBEHERRSCHBARE VERMEIDEN UND DAS UNVERMEIDBARE BEHERRSCHEN – STRATEGIEN GEGEN DIE GEFÄHRLICHEN AUSWIRKUNGEN DES KLIMAWANDELS

Wilfried Endlicher, Berlin

Das aktuelle Klima auf der Erde ändert sich. Dieser Wandel ist durch menschliches Handeln ausgelöst worden. Es herrscht in der Wissenschaft Einigkeit, dass einem *gefährlichen Klimawandel* in zweierlei Weise begegnet werden muss (Schellnhuber et al. 2006, Schneider & Lane 2006). Zum einen muss alles daran gesetzt werden, den Ausstoß von Treibhausgasen zu verringern oder besser ganz zu vermeiden (engl. *mitigation* = Bekämpfung der Ursachen). Da die globale Erwärmung aber schon im Gange ist und sich allenfalls eindämmen, aber nicht mehr verhindern lässt, müssen wir uns auch an die Folgen des Klimawandels so gut es geht anpassen (engl. *adaptation* = Bekämpfung der Symptome). Bei diesem Umbruch von epochaler Dimension geht es darum, wie Hans-Joachim Schellnhuber es ausdrückt „das Unbeherrschbare zu vermeiden und das Unvermeidbare zu beherrschen“.

1. Devise „Dreimal 20“ - Vermeidungsstrategien zur Verringerung des Treibhausgas-Ausstoßes

Das Klimasystem reagiert nur mit Verzögerung auf den Treibhausgasanstieg. Bei einer Begrenzung des globalen Temperaturanstiegs auf weniger als 2 °C dürften die erwarteten Gefährdungen, die etwa ab 2025-2040 eintreffen könnten, wahrscheinlich abgewendet werden. Wie kommt man auf diesen Temperaturwert? Aus der Analyse von mehreren 100 000 Jahre altem Eis aus Grönland und der Antarktis wissen wir, dass in den Warmzeiten des quartären Eiszeitalters die Konzentration von CO₂ nie höher als 270 – 280 ppm war und die globale Mitteltemperatur unseren vorindustriellen Mittelwert nie mehr als 1,5 °C übertraf; das Klima in diesen Warmzeiten war also sehr stabil. Gibt man noch eine Sicherheitsmarge von 0,5 °C hinzu, kommt man auf 2 °C. Die vom IPCC für möglich gehaltene Temperaturzunahme bis zur Jahrhundertwende um 4 °C liegt dagegen in einer Größenordnung, die in der geologischen Vergangenheit der Erde Warm- und

Kaltzeiten, Glaziale und Interglaziale voneinander getrennt hat. Im Eozän vor 40 Mill. Jahren war es schon einmal um 4 °C wärmer und der Meeresspiegel lag 70 m höher; im Pliozän war es um 3 °C wärmer und der Meeresspiegel lag um 25 bis 35 m höher als heute. Die Umlegung eines „Kippelements“, wie der Zerfall des Westantarktischen Eisschildes, der Kollaps des Amazonischen Regenwaldes oder die Störung des Indischen Monsunsystems würde nicht wieder rückgängig gemacht werden können. Allein schon das Abtauen des Grönländischen Eisschildes würde eine Erhöhung des Meeresspiegels um 7 m nach sich ziehen. Diese Tatsachen aus der Vergangenheit unseres Planeten sollte man vor Augen haben, wenn eine Begrenzung des Temperaturanstiegs auf 2 °C als absolut notwendig angesehen wird.

Deswegen müssen alle politischen Wege eingeschlagen und technologischen Möglichkeiten genutzt werden, um möglichst zeitnah weltweit effektive *Treibhausgas-Vermeidungsstrategien* zu entwickeln. Bis zum Jahr 2030 dürfte die Weltbevölkerung von derzeit 6½ auf 8, bis 2050 gar auf 9½ Milliarden zugenommen haben. Es ist also, nicht zuletzt auch wegen der Industrialisierung bevölkerungsreicher Länder wie China und Indien, von einem gewaltigen Bedarf an Energie auszugehen. Nach der International Energy Agency (2006) entfallen 40 % der weltweiten CO₂-Emissionen derzeit auf die Stromversorgung – mit steigendem Anteil, 20 % auf den Transportsektor, 18 % auf die Industrie. 13 % tragen Haushalt, Gewerbe und Landwirtschaft bei. Die Aufteilung des Treibhausgas-Ausstoßes in Deutschland ist im Vergleich 1990 – 2004 in Tab. 1 zusammengestellt.

	1990	2004
Privathaushalte	130	116
Verkehr	158	167
Handwerk, Handel, Dienstleistungen	90	58
verarbeitende Industrie	216	162
Energiesektor	436	383
Gesamt CO ₂ -Ausstoß	1030	886
Nicht-CO ₂ -Emissionen	196	130
Gesamt	1227	1016

Tab. 1: Treibhausgas-Emissionen in Deutschland in CO₂-Äquivalenten (in Millionen t CO₂); Quelle: BMU aus Kemfert et al. 2007.

Der Löwenanteil entfällt dabei auch in Deutschland auf den Energiesektor, d.h. die Umwandlung von (zumeist) fossiler Energieträger in Strom. Abb. 1 zeigt die Verteilung des Primärenergiebedarfs in Deutschland

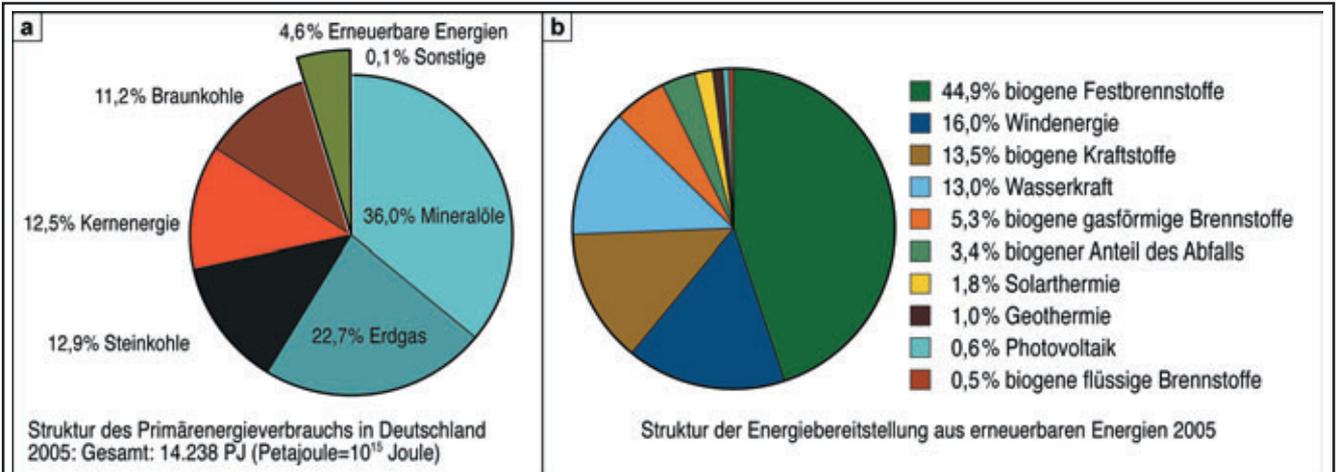


Abb.1: Primärenergieverbrauch in Deutschland im Jahr 2005; a) Gesamtstruktur; b) Anteil der erneuerbaren Energien; Quelle: Bundesministerium für Umwelt; www.bmu.de.

und den Anteil der erneuerbaren Energien daran. Er ist immer noch bemerkenswert niedrig und betrug im Jahr 2005 erst 4,6 % (Abb. 1a). Er setzte sich etwa zu 45 % aus biogenen Festbrennstoffen (z.B. Holz), 16 % Windenergie, 13,5 % biogenen Kraftstoffen und 13 % Wasserkraft zusammen. Der Anteil der Photovoltaik war nur 0,6 % (Abb. 1b). Abb. 2 zeigt, wofür die Energie in Privathaushalten benötigt wird. Mit 54 % entfällt dabei über die Hälfte auf das Heizen, 7 % auf die Warmwasseraufbereitung und 31 % auf das Auto. Die durchschnittliche Aufteilung des Stromverbrauchs ist in Abb. 3 dargestellt. Kühlen und Gefrieren machen etwa ein Fünftel des Strombedarfs aus.

Um das Klimaschutzziel einer Begrenzung der Erwärmung auf 2 °C zu erreichen, stehen im Wesent-

lichen 5 Ansatzpunkte zur Verfügung:

- Energiesparen
- Verbesserung der Energieeffizienz
- Umstieg auf CO₂-arme Brenn- und Antriebsstoffe
- Technologische Innovation
- Drastischer Ausbau der erneuerbaren Energien

Etwas vereinfacht kann man bis 2020 von einem europäischen *Klimaschutzziel* „Dreimal 20“ sprechen: Den Anteil der *erneuerbaren Energien* auf 20 % steigern, die *Energie-Effizienz* um 20 % verbessern und die *CO₂-Emissionen* um 20 % senken.

Der Wissenschaftliche Beirat Globale Umweltveränderungen (WBGU) hat in seinem Sondergutachten „Über Kyoto hinaus denken – Klimaschutzstrategien für das 21. Jahrhundert“ bereits 2003 detaillierte Vorschläge vorgelegt, mit denen diese Reduktionsziele erreicht werden können (www.wbgu.de). In seinem Hauptgutachten 2007 zum „Sicherheitsrisiko Klimawandel“ sieht der WBGU eine verbindliche Halbierung des weltweiten Treibhausgasausstoßes bis zum Jahr 2050 (verglichen mit 1990) als notwendig an, so wie dies von den G8-Staaten auf dem Gipfeltreffen

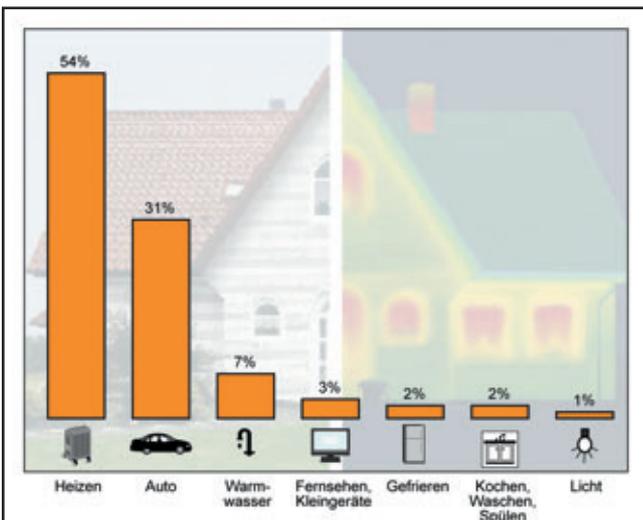


Abb. 2: In Privathaushalten durchschnittlich genutzte Energie in %; Quelle: Deutsche Energieagentur; www.dena.de/de/themen/thema-bau/publikationen (energie@home).

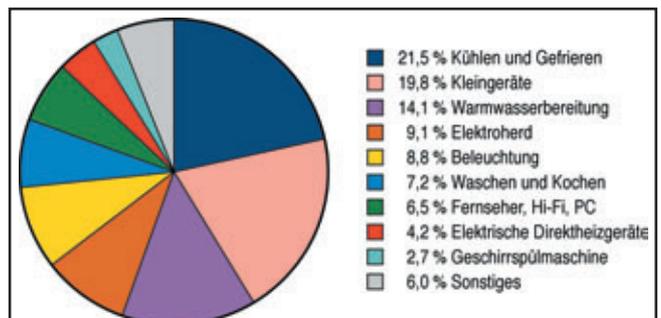


Abb. 3: Durchschnittlicher Stromverbrauch in Privathaushalten; die Produktion von 1 kWh Strom verursacht etwa 639 g CO₂; Quelle: Umweltbundesamt.

in Heiligendamm 2007 „ernsthaft in Erwägung gezogen wurde“. Der EU kommt dabei eine Vorreiterrolle zu; in ihren Staaten, die bisher zu den Hauptverantwortlichen des Klimawandels zählen, soll laut WBGU bereits eine Reduktion des Treibhausgasausstoßes bis 2020 sogar um 30 % und bis 2050 um 80 % erreicht werden. Das Umweltbundesamt hält sogar eine Reduktion um 40 % bis 2020 für machbar (immer bezogen auf das Jahr 1990; Erdmenger et al. 2007).

Um sich die Größe der Aufgabe richtig bewusst zu machen, lohnt sich die nähere Betrachtung einer Modellstudie der Carbon Mitigation Initiative an der Princeton University (*Pacala & Socolow 2004; Socolow & Pacala 2007*). Die Autoren schlagen zur Stabilisierung der atmosphärischen CO₂-Konzentration auf einem Niveau von 550 – 560 ppm (= Verdoppelung der atmosphärischen Treibhausgaskonzentration im Vergleich zur vorindustriellen Zeit) bis 2056 zahlreiche *Mitigationsstrategien* vor, damit der Ausstoß nicht über das gegenwärtige Maß von 25 Mrd t CO₂ pro Jahr während der nächsten 50 Jahre zunimmt. Pro Spiegelstrich (bzw. Keil in Abb. 4) wird durch jede Maßnahme 1 Milliarde t Kohlenstoff-Emission vermieden. Insgesamt müssen bis zur Jahrhundertmitte 7 Milliarden (= 7 Keile) eingespart werden.

Es müssen also nicht alle der im Folgenden genannten Optionen ergriffen werden:

1. *Erhöhung der Effizienz bei der Nutzung fossiler Energieträger*

- Verdoppelte Treibstoff-Effizienz bei 2 Milliarden Kfz (Senkung von 7,5 auf 3,75 l/100 km; Keil 1)
- Halbierung der gefahrenen Kfz-Kilometer bei 2 Milliarden Kfz (Keil 2)
- Aufrüstung aller Wohn- und Gewerbegebäude auf die technisch beste Energieausnutzung (z.B. Gebäudeisolierung gegen Wärmeverluste; 25 % Verbesserung bei allen neuen Gebäuden bis 2057; Keil 3)
- Verdoppelung der Effizienz der Kohlekraftwerke auf 60 % (z. Zt. mittlerer Wirkungsgrad von Steinkohlekraftwerken ca. 40 %, von Braunkohlekraftwerken ca. 30-32 %; Keil 4)

2. *Wechsel vom Energieträger Kohle zu Erdgas*

- Ersatz von 1400 GW Kohlekraftwerke (mit 50 % Effizienz) durch Gaskraftwerke (Keil 5)

3. *CO₂ – Abtrennung und Verpressung in den Untergrund (Sequestration)*

- Abtrennung des in 800 GW Kohle/ 1600 GW Gaskraftwerken freigesetzten Kohlendioxids und unterirdische Speicherung in Gesteinslagerstätten (Carbon Capture and Store: CCS-Technologie z. Zt. in Erprobung und bis 2012/2020 ausgereift; Keil 6)
- 1,5 Milliarden Pkws mit Wasserstoff betreiben,

der mit Strom aus Kohlekraftwerken mit CCS-Technologie erzeugt wird (Keil 7)

- Verzehnfachung der Produktion von Wasserstoff aus Kohle sowie Abscheiden und Speichern des dabei freigesetzten CO₂ in Gesteinslagerstätten (Keil 8)

4. *Kernenergie*

- Verdreifachung der weltweit in Kernkraftwerken installierten Kapazität (700 GW) zum Ersatz von Kohlekraftwerken (Keil 9); die Nutzung von Kernkraft ist in Deutschland und der Schweiz vor allem wegen der problematischen Lagerung radioaktiver Abfälle umstritten. Mit Uran wird ebenfalls ein fossiler Brennstoff benötigt, so dass die Nachhaltigkeit dieses Keils nicht gewährleistet ist.

5. *Windkraft*

- Installierte Windkraftkapazität um das 40fache erhöhen (2 Mill. neue 1 MW Windkonverter; Keil 10) und dadurch Kohle einsparen

6. *Sonnenenergie*

- Steigerung der installierten Solarenergieleistung um das 700fache (2000 GW neue Kapazität Photovoltaik) im Ersatz für Kohlekraftwerke (Keil 11)
- Neuinstallation von 40 000 km² Solarpaneele oder 4 Millionen Windgeneratoren zur Erzeugung von Wasserstoff für den Antrieb von Pkws (Keil 12)

7. *Biokraftstoffe*

- Steigerung der Bio-Diesel und Bio-Ethanolproduktion um das 50fache für 2 Milliarden Pkws durch Schaffung von Plantagen (z.B. Zuckerrohr) auf 1/6 des weltweiten Ackerlandes (Keil 13)

8. *Nutzung natürlicher Senken*

- Beendigung der Rodung tropischer Wälder und Verdoppelung der weltweiten Aufforstungsrate (Keil 14)
- Weltweite Einführung eines Boden schonenden (Öko)landbaus (Keil 15)

9. *Weitere Maßnahmen*

Der leere Keil soll andeuten, dass dies noch keineswegs alle Möglichkeiten der Vermeidung von Treibhausgas-Emissionen sind.

Auf der technischen Seite geht es also um die rasche *Steigerung der Energieeffizienz, die Kohlenstoffabtrennung bei Kraftwerken und die Einlagerung im Untergrund* sowie den umfassenden *Ausbau risikofreier, nicht-fossiler Energiequellen*.

Eine Steigerung der *Energieeffizienz* ist unbedingt notwendig, ja es muss geradezu eine „Effizienzrevolution“ stattfinden. Einerseits muss der Wirkungsgrad bei den konventionellen Kraftwerken weiter verbessert werden. Bei der Kraft-Wärme-Kopplung findet z.B. die bei der Kraftstromproduktion anfallende „Abwärme“

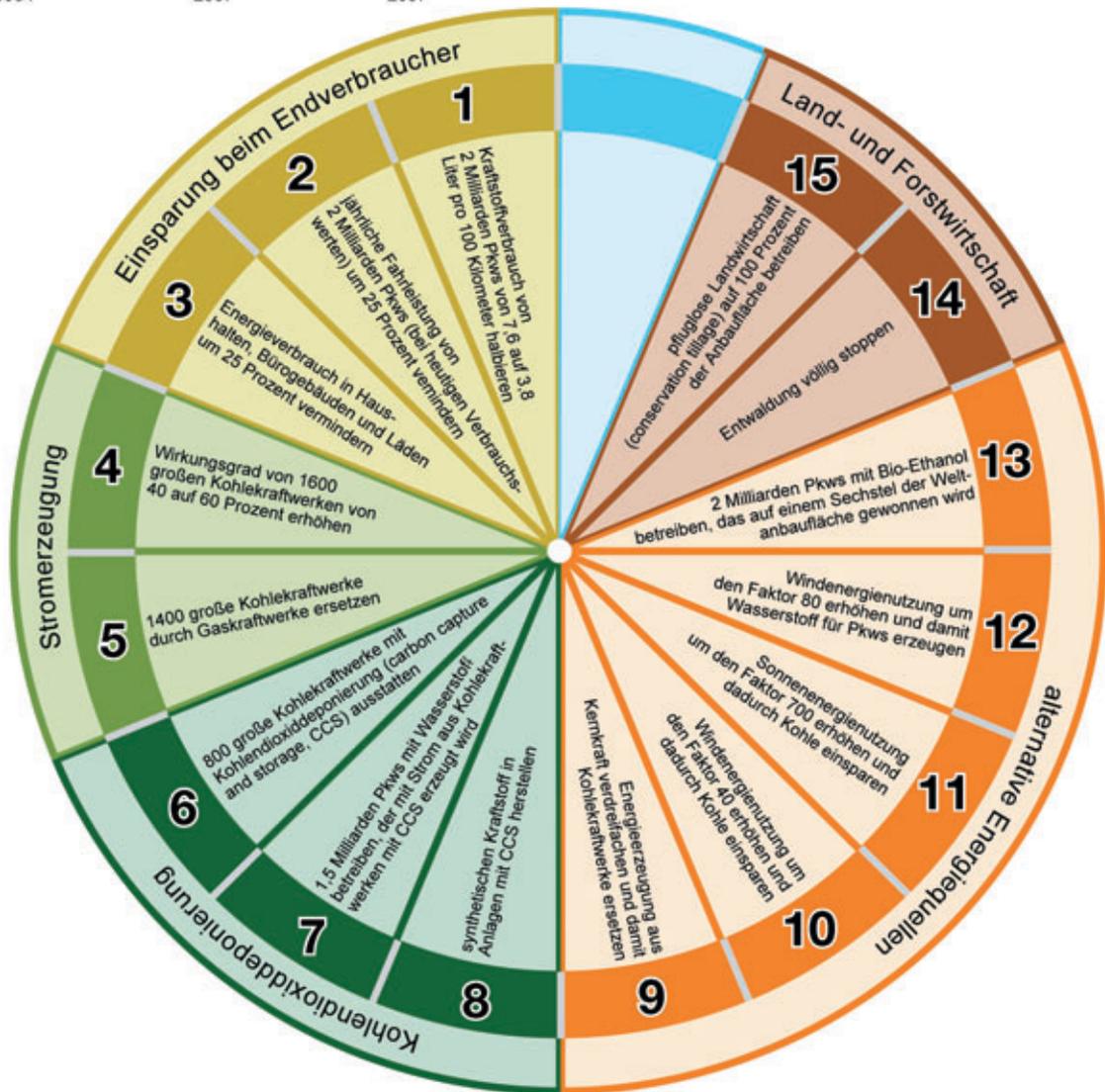
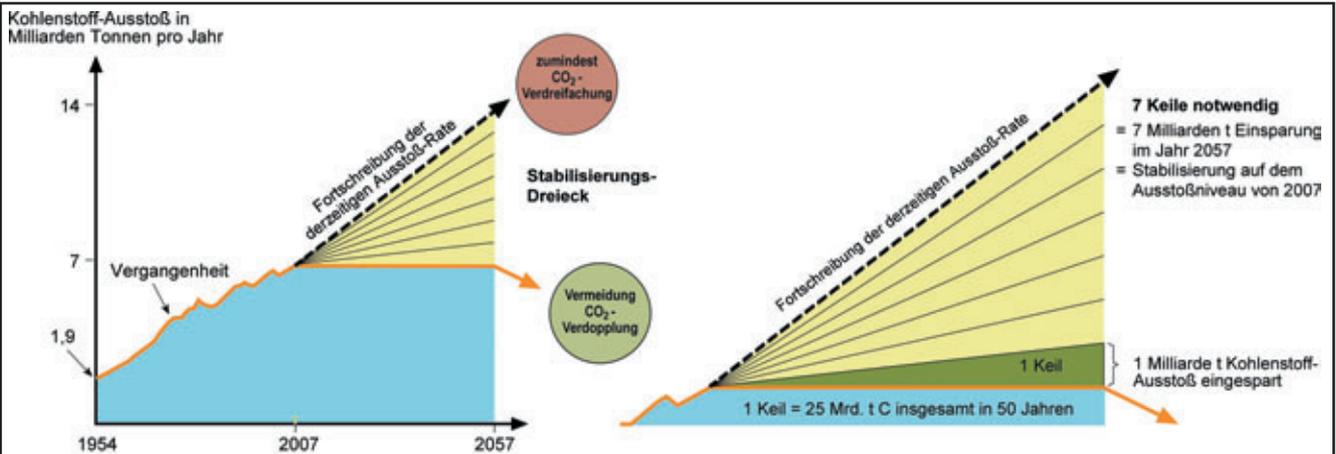


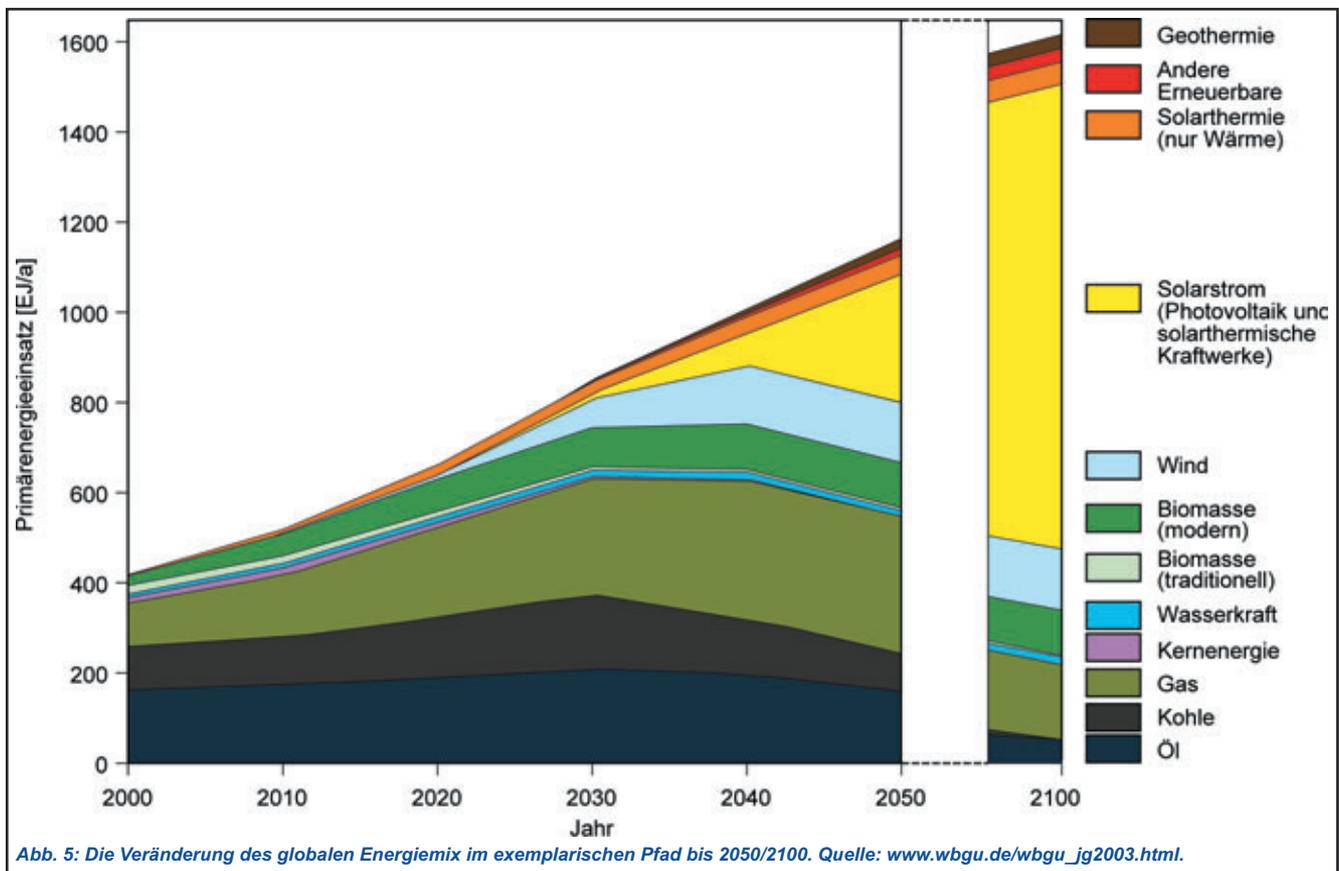
Abb 4: Bündel von Maßnahmen zur Beschränkung der Kohlenstoffdioxid-Konzentration in der Atmosphäre auf ca. 560 ppm CO₂ im Jahre 2057 (=1200 Milliarden t Kohlenstoff, von denen jetzt bereits 800 Milliarden in der Atmosphäre sind = Verdopplung der CO₂-Konzentration im Vergleich zum vorindustriellen Wert). Die Technologie jedes einzelnen Keiles macht insgesamt Einsparungen in Höhe von 25 Milliarden t Kohlenstoff aus. Die Einsparung beginnt auf der Zeitachse bei 0 und endet nach 50 Jahren bei einer 1 Milliarde t C pro Jahr. Es werden 7 solcher Keile benötigt, um die Stabilisation im Jahre 2057 bei 560 ppm CO₂ zu erreichen. Man könnte noch etwa 800 t C in der Atmosphäre deponieren, da die Hälfte von Wäldern und Ozeanen absorbiert wird. Quelle: Pacala & Socolow 2004, Socolow & Pacala, 2007, verändert.

für die Fernheizung ganzer Stadtteile eine sinnvolle Verwendung. Auch der sehr hohe Energiebedarf in der industriellen Zement-, Metall- und Papierproduktion muss unbedingt noch weiter reduziert werden. Andererseits muss aber auch der Bedarf an Energie von Gebäuden und Produkten vermindert werden, z.B. durch vorgeschriebene Standards. Für Gebäude sind neue Technologien wie Dreifachverglasung, Belüftung und Isolierung schon heute verfügbar und werden in sog. „Passivhäusern“ eingesetzt. Energiesparlampen verbrauchen nur 20 % des Stroms einer Glühbirne. Die Effizienz im gesamten Transportsektor muss erhöht werden. Es geht um innovative Fahrzeuge mit geringem Verbrauch, beispielsweise ausgestattet mit Gas- oder Hybridmotoren – bald auch Wasserstoffantrieben, es geht um alternative Treibstoffe und integrierte Transportsysteme mit Bevorzugung der Schiene.

Leuchtturmprojekte zur *Abtrennung von Kohlendioxid* aus dem Rauchgas bei der Kraftstromerzeugung und die *Speicherung in geologischen Lagerstätten* sollen in wenigen Jahren marktreif sein. Derartige Projekte sind für die nächsten Übergangsjahrzehnte nicht nur deshalb sinnvoll, weil Kohle ein heimischer Energieträger ist und die Vorräte von allen fossilen Energieträgern bei

der Kohle weltweit am größten sind, sondern auch weil die Energiegewinnung in China fast ausschließlich auf Kohle beruht und eine gemeinsame Entwicklung dieser Technologie beispielhaft für eine Energiepartnerschaft sein könnte. Nach vagen Schätzungen könnten die Reserven von Erdöl vielleicht noch 40 Jahre, von Uran noch 60, von Erdgas noch 70 und von Kohle noch 160 Jahre reichen. Die Wende zur Nachhaltigkeit ist somit auch aus ökonomischen Gründen eine überfällige Notwendigkeit; schließlich sind alle fossilen Energieträger sehr wertvolle und begrenzte Güter.

Unumstritten ist die massive Förderung der *erneuerbaren Energien*. Bis zu ihrem Anteil von 20 % im Jahr 2020 ist es aber in Deutschland noch ein weiter Weg. Finnland dagegen deckt schon heute 20 % seines Gesamtenergiebedarfs durch nachwachsende Biomasse ab. Das Potenzial von Sonnenenergie, Wind- und Wasserkraft, Biomasse (z.B. Verbrennung von organischen Abfällen, Umwandlung von organischem Material zu Bioöl und Biogas) und lokal auch Geothermie ist zwar von Region zu Region und je nach Klimazone unterschiedlich, aber zusammen genommen riesig. Es bedarf aber der Dimension eines neuen, weltweiten „Apollo-Programms“ (Schellnhuber), um dieses

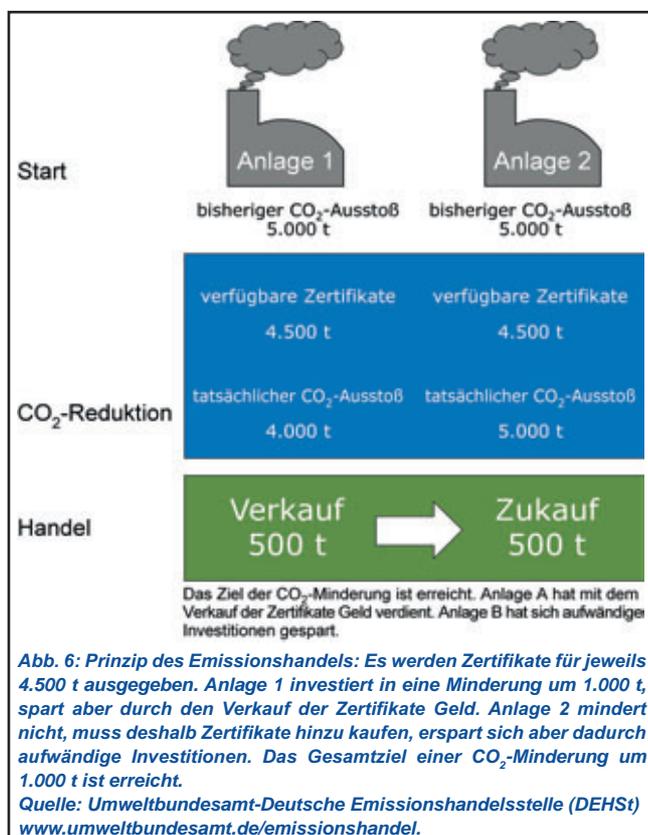


Potenzial auszureizen! Die europäischen Staaten sollten die „first mover advantages“, die Vorteile, die ein technologischer Vorsprung auf Gebieten wie etwa der Windkraft mit sich bringt, unbedingt nutzen. Wie sich der globale Energiemix bis 2050 bzw. 2100 verändern könnte, hat der WBGU in seinem Hauptgutachten 2003 beispielhaft dargelegt (Abb. 5).

Neben der technischen geht es aber auch um eine institutionelle und soziale Erneuerung epochalen Ausmaßes. Im Protokoll von Kyoto (www.unfccc.int) wurde 1997 ein neues Marktinstrument für den Klimaschutz, der *Emissionshandel*, geschaffen. Danach ist die Nutzung der Umwelt, in diesem Fall die Nutzung der Erdatmosphäre als Deponie für Treibhausgase, nicht länger kostenlos. Der Ausstoß von Kohlendioxid wird zum Preisfaktor und muss bei der wirtschaftlichen Gesamtkalkulation mit berücksichtigt werden. Der Wert einer Tonne CO₂ wird vom Markt bestimmt; der Preis könnte derzeit vielleicht in der Größenordnung von 20 bis 30 \$ pro t CO₂ liegen. Das Emissionshandelssystem gilt in der EU seit 2005, bezieht sich aber bislang nur auf Fabriken und Kraftwerke. Die Betriebe bekamen von den Regierungen Emissionsrechte für jede Tonne CO₂. Verringert ein Betrieb seinen Ausstoß, kann er seine Rechte an andere Firmen verkaufen, die mit den zuge-

teilten Emissionsrechten nicht auskommen (Abb. 6). Da aber zu Beginn des Emissionshandels in Deutschland zu viele Emissionsberechtigungen verteilt wurden, ist momentan die Deponie noch viel zu kostengünstig. In Zukunft sollen deshalb die Verschmutzungsrechte versteigert werden. Auch die europäische Luftfahrt wird bald am Emissionshandel teilnehmen. Dieses marktwirtschaftliche Instrument hat sich prinzipiell bewährt und sollte möglichst in allen Staaten eingeführt werden (www.dehst.de).

Die weltweiten Emissionen von CO₂ sind 2004 gegenüber 1990 um 27 % gestiegen. Allein 2004 betrug die Zunahme gegenüber dem Vorjahr 4,5 %, 2005 immerhin noch 2,5 % (Ziesing 2006). Diese Emissionen verursachen eine weitere Erhöhung der atmosphärischen CO₂-Konzentration um z.Zt. 2,5 ppm pro Jahr und zwar mit steigender, statt abnehmender Tendenz! In Abb. 7 ist der CO₂-Ausstoß 2004 für einzelne Staaten und pro Kopf zusammengestellt. Daraus wird ersichtlich, dass die USA, Australien und Kanada, aber auch die europäischen Staaten pro Kopf das meiste Kohlendioxid in die Atmosphäre emittieren. Auch Deutschland steht, etwa im Vergleich zur Schweiz, nicht sehr gut da. Wie wollen wir aber Ländern wie China, Indien oder gar Bangladesh und den Sahel-Staaten begreiflich machen, dass der Klimawandel ein weltweites Problem ist, bei dem alle mitwirken müssen, wenn wir nicht mit gutem Beispiel voran gehen? Es könnte durchaus sein, dass Länder, die am wenigsten zur globalen Erwärmung beitragen, am meisten unter den Folgen zu leiden haben. Hier wird die ganze ethische und moralische Dimension des Klimawandels deutlich. Die „Kohlenstoffschuld“ des Nordens, seine *Verantwortung für den Klimawandel*, steht zweifelsfrei fest. Ohne eine *faire Partnerschaft* zwischen den Verursacherländern im Norden und den Entwicklungs- und Schwellenländern im Süden wird die Beherrschung des Klimawandels nicht gelingen. Bei einem Prinzip „gleiches Recht auf Atmosphärenverschmutzung für alle“ könnten einmal jedem Erdenbürger 2 t CO₂-Deponierecht pro Jahr zugestanden werden. Von diesem Ziel sind wir etwa in Deutschland noch weit entfernt. Das Kyoto-Protokoll muss deshalb nach seinem Auslaufen 2012 fortgeschrieben werden. Dabei sollte die Integration von Klima- und Energieaspekten sowie von Vermeidungs- und Anpassungsstrategien im Vordergrund stehen. Entscheidend sind dabei verpflichtende Zielvorgaben. Auch die Schwellen- und Entwicklungsländer müssen in fairer Weise in die Klimapolitik einbezogen werden, was nichts anderes als einen *Paradigmenwechsel in der Entwicklungszusammenarbeit* bedeutet.



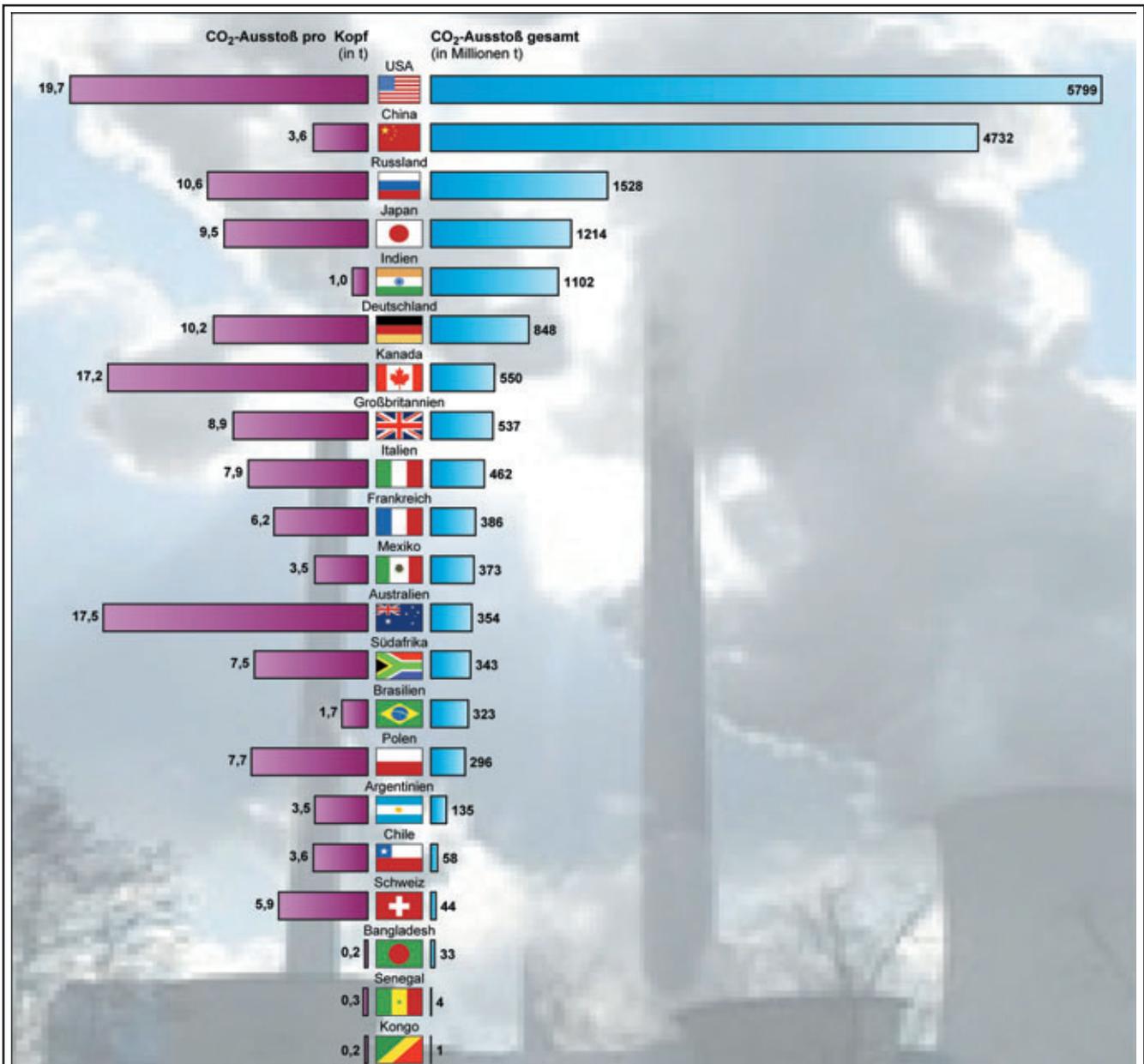


Abb. 7: CO₂-Ausstoß ausgewählter Staaten im Jahr 2004 (Gesamtemission und pro Kopf); Quelle: International Energy Agency, www.iea.org.

Die Technologien und Instrumente zur Erreichung der Mitigations-Ziele sind also vorhanden. Sie zum Einsatz zu bringen, ist die größte umweltpolitische Herausforderung, welche die Menschheit in diesem Jahrhundert bewältigen muss; denn sie ist dem kontinuierlich steigenden Energiebedarf überlagert. Je früher damit begonnen wird und je mehr Länder sich daran beteiligen, desto einfacher und kosteneffektiver können die Ziele erreicht werden.

2. Anpassungsmaßnahmen an die Folgen des Klimawandels

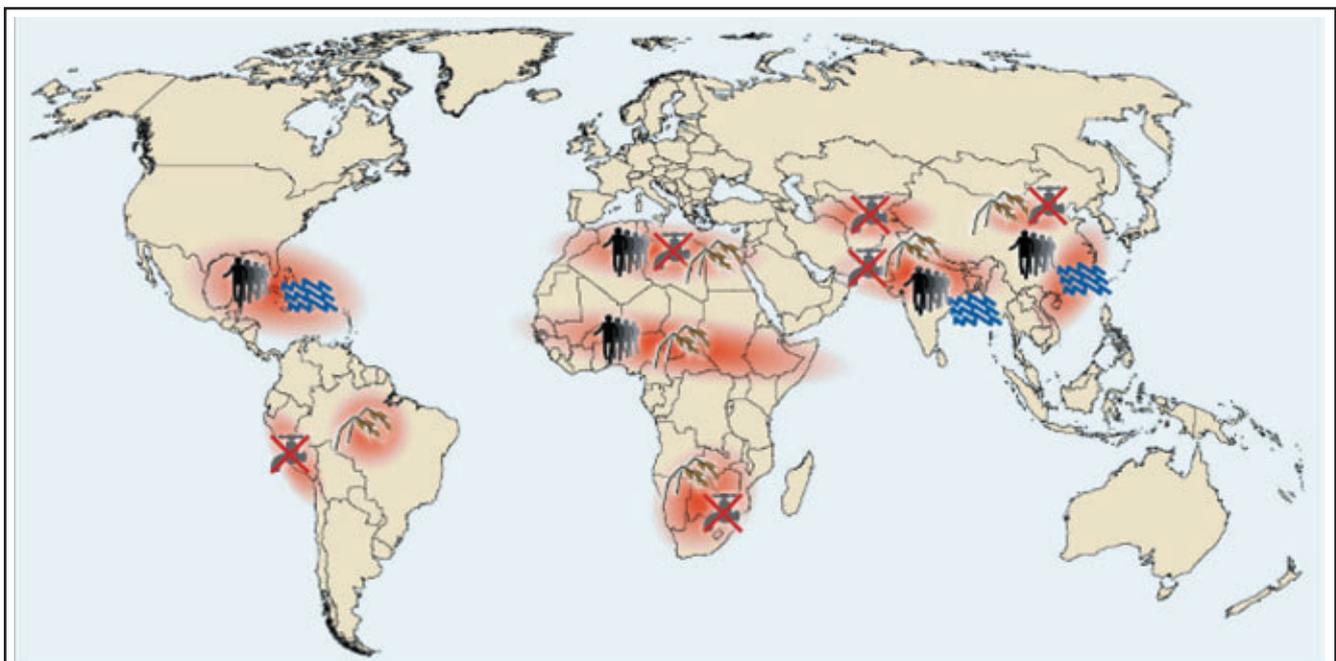
Der Klimawandel ist in vollem Gange und er lässt sich nicht aufhalten, sondern allenfalls verlangsamen. Er ist Mensch gemacht, aber seine ernsthaften Folgen sind erst langsam zu spüren. Die Menschheit muss sich an das Leben auf einem wärmeren Planeten einstellen. Neben der Reduktion der Treibhausgasemissionen müssen deshalb auch *Anpassungsstrategien* an die zu erwartenden Folgen entwickelt werden.

Auch bezüglich der *Adaptation* ist das Problem umfas-

send und mannigfaltig. An allen Küsten wird man dem steigenden Meeresspiegel durch *Maßnahmen des Küstenschutzes* Rechnung tragen müssen. Im Grundwasserniveau wird das Salzwasser gegen das Süßwasser vordringen und die Trinkwasserversorgung beeinträchtigen. Große Flächen fruchtbaren Ackerlandes müssen durch Erhöhung der Deiche vor Überflutung geschützt werden. In den *Hochgebirgen* wird durch das Abtauen des Permafrostes die Stabilität von Felsflanken verringert, was mit einer erhöhten Steinschlag- und Felssturzgefahr einhergeht. Der Rückgang der Gletscherflächen wird auf lange Sicht auch zu einer Veränderung von Abflussraten, etwa beim Rhein, führen, wenn das sommerliche Hochwasser der Gletscherschmelze nicht mehr den Abfluss speist. In Mitteleuropa ist eine Intensivierung des winterlichen Westwetters zu erwarten, was zu *Hochwasser und Überschwemmungen* führen könnte (Berz 2002; www.munichre.com). Auf wiederholte „Jahrhundertfluten“ muss man sich in Westdeutschland ebenso einstellen wie auf sommerliche Trockenklemmen und Dürren in Ostdeutschland (Spekat et al. 2007).

Der Rückgang der winterlichen Schneedecke wird in den Mittelgebirgen gravierende Folgen für den Wintertourismus mit sich bringen. Die *Landwirtschaft* muss geradezu neu erfunden werden; denn es müssen nicht nur im Wein- und Obstbau neue, an die veränderten klimatischen Standortbedingungen angepasste Sorten angebaut werden. Neben der Erhöhung der Nahrungsmittelproduktion für eine Weltbevölkerung von 9 Milliarden Menschen müssen auch Flächen für die Produktion von *Energiepflanzen* wie Raps und Mais, Pappeln und Elefantengras, in den Tropen auch Zuckerrohr, bereitgestellt werden. Für die *Biodiversität*, die allein schon durch den Klimawandel massiv beeinträchtigt wird, werfen derartige Monokulturen neue Probleme auf. Entsprechendes gilt auch für die *Forstwirtschaft*, wobei sich allerdings eine verlängerte Vegetationsperiode und ein erhöhter CO₂-Düngeeffekt auch positiv auf die Pflanzenproduktion auswirken könnten.

In den *Großstädten* wird durch die immer häufigeren und intensiveren sommerlichen Hitzewellen der thermische Stress und damit die gesundheitliche Gefährdung der



Konfliktkonstellationen in ausgewählten Brennpunkten



Klimabedingte Degradation von Süßwasserressourcen



Klimabedingter Rückgang der Nahrungsmittelproduktion



Brennpunkt



Klimabedingte Zunahme von Sturm- und Flutkatastrophen



Umweltbedingte Migration

Abb. 8: Sicherheitsrisiko durch Klimawandel; ausgewählte Brennpunkte, die sich zu Krisenherden entwickeln können. Quelle: Wissenschaftlicher Beirat Globale Umweltveränderungen 2007, www.wbgu.de/wbgu_jg2007.html.

Bewohner ansteigen und die Leistungskraft abnehmen. Hitzesommer wie 2003 in West- und Mitteleuropa oder 2006 in den Niederlanden dürften schon in wenigen Jahrzehnten als „normal“ angesehen werden (*Schär et al. 2004; Koppe, Jendritzky, Pfaff 2004*). Dies bedeutet mittelfristig die Notwendigkeit eines klimagerechten Stadtumbaus; neben Flächen für Photovoltaik und Solarthermie müssen „intelligente Gebäude“ – in Winter die Wärme drinnen und im Sommer draußen halten – entworfen und gebaut werden. Schatten spendende und Temperatur senkende Parkflächen müssen erhalten bleiben oder in unseren „schrumpfenden Städten“ neu ausgewiesen werden. Kurzfristig müssen effektive *Hitzewarnsysteme* weiter entwickelt werden. Auch bestimmte *Allergien und Krankheiten* könnten zunehmen. Die hochallergene Beifußblättrige Ambrosie (*Ambrosia artemisiifolia*) breitet sich in Mitteleuropa zunehmend nordwärts aus, von Zecken übertragene Krankheiten sind nicht mehr nur auf Süddeutschland beschränkt, sondern treten auch in Brandenburg auf. In den Urlaubsgebieten Südeuropas wird man eventuell wieder mit Malaria rechnen müssen (*McMichael et al. 2003, Menne & Ebi 2006; www.who.int/global-change/climate/en*).

Die größten Folgen sind aber in den schon heute ökologisch und politisch labilen Gebieten der Erde, in den subtropischen und tropischen „Südländern“ zu erwarten. Die Länder des Maghreb und des Sahel, des südlichen Afrika und in Zentral-, Süd- und Südostasien werden möglicher Weise die Hauptleidtragenden des Klimawandels sein, obwohl sie am wenigsten dazu beitragen. Der WBGU (2007) sieht deshalb in seinem Gutachten zum „Sicherheitsrisiko Klimawandel“ einen engen Zusammenhang zwischen Klimawandel, Krisen und Umwelt getriebenen Konflikten (Abb. 8).

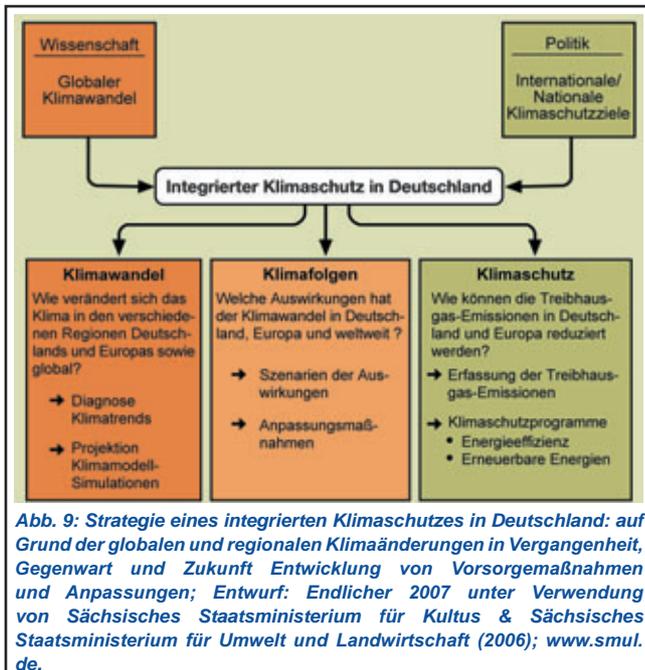
Ein Klima bedingter Rückgang der Nahrungsmittelproduktion durch die Zunahme von *Dürren* könnte Migrationsströme ungeahnter Größe aus Nordafrika und dem Sahel nach Europa auslösen. Ein Meeresspiegelanstieg von 7 m, bei ungebremster globaler Erwärmung keineswegs ausgeschlossen, würde bei *Sturm- und Flutkatastrophen* in den Deltabereichen Asiens die Umsiedelung von vielen Millionen Menschen aus Megastädten nach sich ziehen (z.B. Karachi und Hyderabad am Indusdelta, Kalkutta und Dhaka am Ganges-Brahmaputra-Meghnadelta, Rangun am Irawadidelta, Bangkok am Menamdelta, Saigon am Mekongdelta, Hanoi und Haiphong am Delta des Roten Flusses, Guangzhou am Pearl River Delta, Shanghai am Jangtsekiangdelta). *Gletscherschwund* in Zentralasien und in den tropischen Anden könnte künftig die Konflikte um den Zugang zu Wasser- und Energieressourcen zwischen

Ober- und Unterliegerstaaten verschärfen.

Die *Millenium Development Goals* der Vereinten Nationen, die im Jahr 2000 versprochene Halbierung von extremer Armut und Hunger bis zum Jahr 2015, sind nicht nur ein Ziel der Entwicklungs-, sondern auch der internationalen Klimapolitik. Labile Länder können schwerlich effektiven Klimaschutz betreiben. Klimapolitik muss auch als *vorsorgende Sicherheitspolitik* verstanden werden. Projekte für eine nachhaltige Landnutzung und Aufforstung müssen unterstützt werden. Diversifizierung der Energieversorgung, Steigerung der Energieeffizienz und Steigerung des Anteils erneuerbarer Energien sind auch Aufgaben der internationalen Kooperation. Ein globales Informations- und Frühwarnsystem ist zu entwickeln. Modellhafte Klima-Energie-Partnerschaften mit Ländern wie Indien, Mexiko und Südafrika wären vorstellbar und sind schon im Protokoll von Kyoto im Instrument des *Clean Development Mechanism* (CDM) vorgesehen.

3. Was kann jeder einzelne tun?

Wir haben gesehen, dass der Klimawandel auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen abläuft. Bei der *Zeitdimension* muss man beachten, ob es sich um Tausende bis Hunderttausende von Jahren, also „geologische“ Zeiträume wie beim natürlichen Klimawandel handelt oder ob um Jahre und Jahrzehnte wie jetzt. Der Klimawandel hat auf globalen, kontinentweiten, regionalen, ja sogar lokalen *Raumdimensionen* jeweils unterschiedliche Folgen. In der *politischen Dimension* sind die Vereinten Nationen, die Europäische Union, der Staat, die Städte, aber auch jeder Einzelne von uns gefragt. Die Akademien der Wissenschaften der G8+5 Staaten (also auch die Akademien der USA, Chinas und Indiens) haben sich in einer gemeinsamen Erklärung „Wachstum und Verantwortung – Nachhaltigkeit, Energieeffizienz und Klimaschutz“ im Mai 2007 an die Regierungen gewandt (www.leopoldina-halle.de/energy-climate-d.pdf). Aber auch engagierte Bürger, Künstler und Unternehmer müssen die Politik permanent an ihre Handlungs- und Fürsorgepflicht erinnern. Ganz ohne eine Veränderung unseres „westlichen“ Lebensstils wird es nicht klappen, auch wenn Klimaschutz nicht notwendigerweise eine Einbuße an Lebensqualität bedeutet. Es geht um die Entwicklung von Wohlstandsmodellen, die mit immer weniger Treibhausgas-Emissionen auskommen. Wenn uns die „Klimawende“ in den nächsten 12 bis 20 Jahren nicht gelingt, dann werden zukünftige Generationen freilich auf Wohlstand verzichten müssen (Abb. 9).



eines Kraftwerks auf 85 %, da 30 % als Strom und 55 % als Wärme genutzt werden.



Abb. 10: Photovoltaik Beispiel Freiburg: Installationen auf den Dächern des Stadions; Quelle: Internet Stadt Freiburg.

Schließlich prangerte der ehemalige Weltbank-Chefökonom Nicholas Stern in seinem akribischen Report über die wirtschaftlichen Auswirkungen des Klimawandels diesen als größtes Versagen der Marktwirtschaft an („greatest and widest-ranging market failure ever seen“; Stern 2006). Dies dürfte auch Wirtschaftsführern den Ernst der Lage klar gemacht haben. Umweltökonom berechnen die Kosten, die durch einen ungebremsten Klimawandel, d.h. eine Temperaturerhöhung um weitere 4 bis 5 °C bis 2100, allein in Deutschland bis zum Jahr 2050 anfallen würden, auf 800 Milliarden € (Kemfert 2005; 2007). Auf den Internetseiten des Ministeriums für Umwelt, des Umweltbundesamtes, der Deutschen Energie-Agentur, aber auch vieler Nichtregierungsorganisationen finden sich konkrete Hinweise für das eigene, klimabewusste Verhalten (z.B. www.wwf.de/unsere-themen/klimaschutz/jeder-kann-handeln/ oder www.energiesparende-geraete.de oder www.aktion-klimaschutz.de der Deutschen Energie-Agentur für Grundschule und Kindergarten). Hierzu zählen:

- **Stromverbrauch im täglichen Leben vermindern:** Öfter einmal abschalten, Energie sparende Haushaltsgeräte und Leuchtmittel kaufen sowie Stand-by-Schaltungen vermeiden.
- **„Grünen“ Strom kaufen und Umsteigen auf erneuerbare Energien:** Hier liegt ein besonders großes Potenzial, das Klimaschutz, technische Innovation und Schaffung von Arbeitsplätzen in Industrie und Handwerk einschließt (Abb. 10 und 11). Kraft-Wärme-Kopplung steigert die Energieeffizienz
- **Richtig heizen und vernünftig lüften:** Gegebenenfalls die Heizung modernisieren und die kostbare Wärme nicht durch den Kamin oder die Fenster in die Außenluft entlassen.
- **Gut isolieren:** Wärmedämmung anbringen sowie natürlich bauen und wohnen. Die Unterschiede im Gebäudeenergiebedarf zwischen unsanierten Altbauten und modernen Passivenergiehäusern sind enorm (Abb. 12). Gleichzeitig reduzieren gut isolierte Häuser auch die sommerliche Hitzebelastung.



Abb. 11: Windkraft: Die Leistung einer modernen Anlage beträgt etwa 2 Megawatt (= Versorgung von bis zu 2.000 Haushalten im Jahr mit Energie). An günstigen Standorten (bei ca. 1,5 MW) können in 20 Betriebsjahren rund 76 Mio. kWh Strom erzeugt werden (= Verbrennung von ca. 84.000 t Braunkohle), Quelle: <http://www.tourismus-entlebuch.ch/Bilder/Windkraftanlage.jpg>.

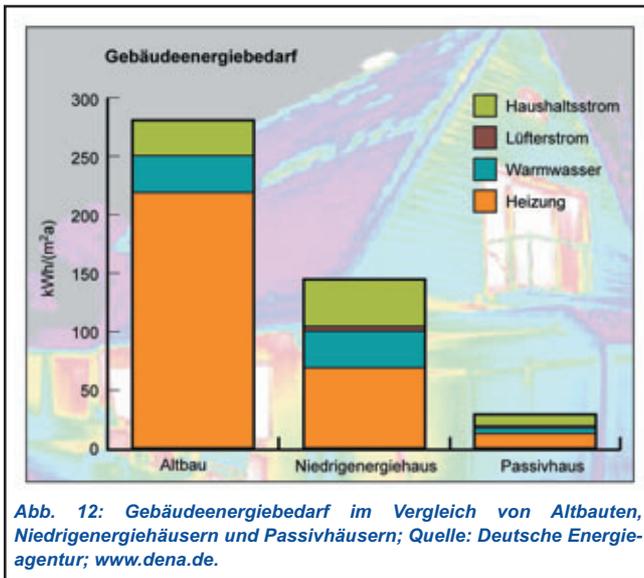


Abb. 12: Gebäudeenergiebedarf im Vergleich von Altbauten, Niedrigenergiehäusern und Passivhäusern; Quelle: Deutsche Energieagentur; www.dena.de.

- *Nachhaltig mobil:* Sparsame Autos fahren, dieses aber auch einmal stehen lassen und auf den Öffentlichen Personennahverkehr umsteigen. Busse und Bahnen haben eine weit bessere CO₂-Bilanz als Pkws (Abb. 13).
- *Flugreisen vermeiden* („Sylt statt Seychellen“) oder zumindest klimaneutral fliegen (www.atmosfair.com): Mit einer Flugabgabe könnten Energie sparende Projekte in den ärmsten Südländern finanziert werden.
- *Intelligent Einkaufen:* Regionale und saisonale Angebote beachten, damit weite Transportwege für

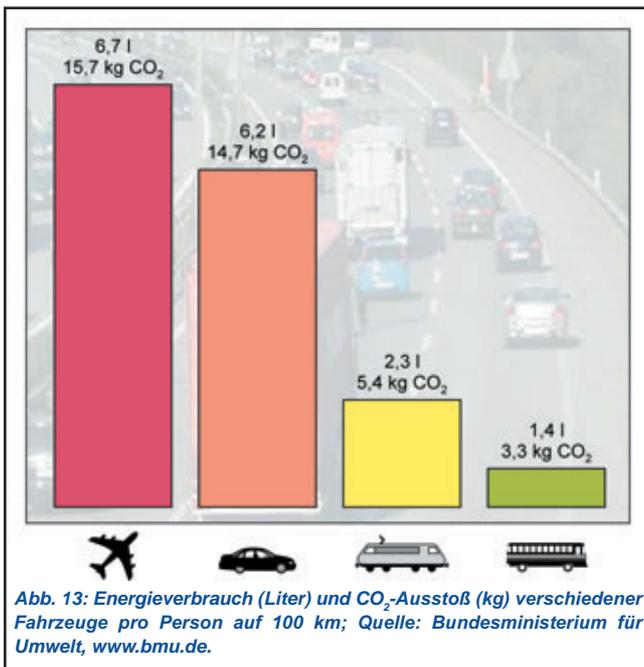


Abb. 13: Energieverbrauch (Liter) und CO₂-Ausstoß (kg) verschiedener Fahrzeuge pro Person auf 100 km; Quelle: Bundesministerium für Umwelt, www.bmu.de.

die Produkte überflüssig werden.

- *Recycling durchführen:* Müll vermeiden und wiederverwerten, denn die Neuproduktion von Wertstoffen wie z.B. Aluminium ist sehr energieaufwändig.

Wir sitzen alle zusammen in der großen „Klimafalle“, weil unsere Vorfahren schon soviel Treibhausgase ausgestoßen haben, dass sie einen anthropogenen Zusatztreibhauseffekt von ca. 0,8 °C verursacht haben. Dieser hohe CO₂-Sockel ist nicht mehr rückgängig zu machen. Jetzt darf die globale Temperatur nur noch um ca. 1,2 °C steigen, wenn sie auf 2 °C über dem vorindustriellen Wert begrenzt bleiben soll. Deshalb müssen unverzüglich die Weichen für eine langfristig erfolgreiche Klimapolitik gestellt werden. Die Landebahn für das „Raumschiff Erde“ ist ebenso schmal wie kurz: Für ein nachhaltiges Risikomanagement, das ein Durchbrechen der „Leitplanke“ von 2 °C verhindert, bleibt nur ein Dutzend Jahre. Es ist die letzte Frist, um weltweit schwere ökologische und sozioökonomische Verwerfungen zu vermeiden. Das *globale Klimaexperiment mit dem Planeten Erde* ist eine Menschheitsherausforderung und wird die Menschheit noch viele Jahrzehnte, wenn nicht Jahrhunderte beschäftigen.

4. Weiterführende Literatur

- Berz, G. (2002): Naturkatastrophen im 21. Jahrhundert – Trends und Schadenpotentiale. In: Tetzlaff, G. et al. (Hrsg.): Zweites Forum Katastrophenvorsorge „Extreme Naturereignisse – Folgen, Vorsorge, Werkzeuge“. Bonn, 253-264.
- Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (Hrsg., 1997): Konferenz der Vereinten Nationen für Umwelt und Entwicklung im Juni 1992 in Rio de Janeiro – Agenda 21. Bonn.
- Deutscher Bundestag, Enquête-Kommission „Schutz der Erdatmosphäre“ (Hrsg. 1995): Mehr Zukunft für die Erde. Bonn.
- Erdmenger, C., Lehmann, H., Müschen, K., Tambke, J. (2007): Klimaschutz in Deutschland: 40 %-Senkung der CO₂-Emissionen bis 2020 gegenüber 1990. www.uba.de/klimaschutz/index.htm
- Haerberli, W., Hoelzle, M., Paul, F., Zemp, M. (2006): Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. IGS Symposium on Cryosphere Indicators of Global Climate Change. Cambridge, 20-25 August, 2006.
- Hauser, W. (Hrsg., 2002): Klima. Das Experiment mit dem Planeten Erde. Deutsches Museum München.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007a): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental

- Panel on Climate Change. Paris. www.ipcc.ch
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007b): Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Working Group II Contribution to the IPCC Fourth Assessment Report. Summary for Policymakers. Paris. www.ipcc.ch
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007c): Working Group III Contribution to the IPCC Fourth Assessment Report. Climate Change 2007: Mitigation of Climate Change. Summary for Policymakers. Paris. www.ipcc.ch
- International Energy Agency (2006): World Energy Outlook 2006. Paris. www.iea.org/Textbase/npsum/WEO2006SUM.pdf
- Jendritzky, G., Koppe, C., Laschewski, G. (2004): Klimawandel – Auswirkungen auf die Gesundheit. *Internist. Prax.* 44, 219-232.
- Kemfert, C. (2005): The Economic Costs of Climate Change. Weekly Report, DIW Berlin, No. 1/2005, 43-49.
- Kemfert, C. (2007): Klimawandel kostet die deutsche Volkswirtschaft Milliarden. *Wochenbericht*, DIW Berlin, 74. Jg., Nr. 11/2007, 165-170.
- Kemfert, C., Traber, T. & Truong Truong, P. (2007): Breites Maßnahmenpaket zum Klimaschutz kann Kosten der Emissionsminderung in Deutschland deutlich verringern. *Wochenbericht*, DIW Berlin, 74. Jg., Nr. 18/2007, 303-307
- Koppe, Ch., Jendritzky, G., Pfaff, G. (2004): Die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 auf die Gesundheit. In: *Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2003*. Offenbach, 152-162. www.ksb.dwd.de
- Kovats, S., Jendritzky, G. (2006): Heat-waves and Human Health. In: Menne, B., Ebi, K.L. (Eds., 2006): *Climate change and adaptation strategies for human health*. Darmstadt, 63-97.
- Kovats, S., Wolf, T., Menne, B. (2004): Heatwave of August 2003 in Europe: provisional estimates of the impact on mortality. *Eurosurveillance Weekly* 11 March 2004, 8(11) www.eurosurveillance.org/en/2004/040311.asp
- Leibniz-Institut für Länderkunde (Hrsg., 2003) & Kappas, M., Menz, G., Richter, M., Treter, U. (Mithrsg.): *Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland, Bd 3: Klima, Pflanzen- und Tierwelt*. Heidelberg, Berlin.
- Lozan, J., Grassl, H., Hupfer, P. (Eds., 2001): *Climate of the 21st Century - Changes and Risks*. Hamburg.
- McMichael, A.J., Campbell-Lendrun, D.H., Corvalán, C.F., Ebi, K.L., Githeko, A.K., Scheraga, J.D., Woodward, A. (Eds., 2003): *Climate change and human health – risk and responses*. Geneva. www.who.int/globalchange/publications/climchange.pdf
- Menne, B., Ebi, K.L. (Eds., 2006): *Climate change and adaptation strategies for human health*. Darmstadt.
- Pacala, S.W. & Socolow, R.H. (2004): Stabilization Wedges: Solving the Climate Problem for the Next 50 Years with Current Technologies. *Science* Vol. 305, No. 5686, 968-972. www.princeton.edu/~cmi/resources/stabwedges.htm
- Rahmstorf, S., Schellnhuber, H.-J. (2006): *Der Klimawandel*. München.
- Sächsisches Staatsministerium für Kultus & Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft (Hrsg. 2006): *Deine Energie zählt – Schulen für Klimaschutz in Sachsen*. Dresden.
- Schär, C. et al. (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. *Nature* 427, 332-336.
- Schellnhuber, H.-J., Cramer, W., Nakicenovic, N., Wigley, T., Yohe, G. (Eds. 2006): *Avoiding Dangerous Climate Change*. Cambridge University Press. www.defra.gov.uk/environment/climatechange/research/dangerous-cc/pdf/avoid-dangercc.pdf
- Schneider, St. H., Lane, J. (2006): An Overview of “Dangerous” Climate Change. In: Schellnhuber, H.-J., Cramer, W., Nakicenovic, N., Wigley, T., Yohe, G. (Eds.): *Avoiding Dangerous Climate Change*. Cambridge University Press, 7-23.
- Schönwiese, Ch.-D., Staeger, T., Trömel, S., Jonas, M. (2004): Statistisch-klimatologische Analyse des Hitzesommers 2003 in Deutschland. In: *Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2003*. Offenbach, 123-132. www.ksb.dwd.de
- Schönwiese, Ch.-D., Staeger, T., Trömel, S. (2006): *Klimawandel und Extremereignisse in Deutschland*. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): *Klimastatusbericht 2005*. Offenbach, 7-16. www.ksb.dwd.de
- Socolow, R.H. & S.W. Pacala (2007): Eindämmung des Kohlendioxids. *Spektrum der Wissenschaft Spezial 1/07: Energie und Klima*. Heidelberg, 14-21
- Spekat, A., Enke, W., Kreienkamp, F. (2007): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2. www.umweltbundesamt.de/uba-info-medien/mysql_medien.php?anfrage=Kennnummer&Suchwort=3133
- Stern, N. (2006): *Stern Review on the economics of climate change*. Cambridge. www.hm-treasury.gov.uk/media/8AC/F7/Executive_Summary.pdf www.hm-treasury.gov.uk/independent-reviews/stern_review_economics_climate_change/stern_review_report.cfm
- Wanner, H. et al. (2000): *Klimawandel im Schweizer Alpenraum*. Zürich.
- Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2003): *Über Kyoto hinaus denken - Klimaschutzstrategien für das 21. Jahrhundert*. Sondergutachten 2003. Berlin. www.wbgu.de/wbgu_sn2003.html
- Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2003): *Welt im Wandel: Energiewende zur Nachhaltigkeit*. Hauptgutachten 2003. Berlin. www.wbgu.de/wbgu_jg2003.html

Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2007): Welt im Wandel: Sicherheitsrisiko Klimawandel. Hauptgutachten 2007. Berlin. www.wbgu.de/wbgu_jg2007.html

Ziesing, H.-J. (2006): Trotz Klimaschutzabkommen: Weltweit steigende CO₂-Emissionen. Wochenbericht, DIW Berlin, 73. Jg., Nr. 35/2006, 485-499

www.who.int/globalchange/climate/en (Weltgesundheitsorganisation; Folgen des Klimawandels für die menschliche Gesundheit)

www.wmo.int (Weltorganisation für Meteorologie)

www.wwf.de/unsere-themen/klimaschutz (Nichtregierungsorganisation World Wildlife Fund)

Internetadressen

www.atmosfair.com (Informationen zum klimabewussten Fliegen)

www.bmu.de/klimaschutz (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und

Reaktorsicherheit; Bildungsservice zum Klimawandel)

www.bund.net/klimaschutz (Nichtregierungsorganisation Bund für Umwelt- und Naturschutz)

www.climatenetwork.org (Zusammenschluss von Nichtregierungsorganisationen)

www.dehst.de (Umweltbundesamt-Deutsche Emissionshandelsstelle (DEHSt))

www.dena.de (Deutsche Energie-Agentur)

www.diw.de (Deutsches Institut für Wirtschaftsforschung)

www.dwd.de (Deutscher Wetterdienst)

www.dwd.de/research/klis/index.htm (Klimainformationssystem des Deutschen Wetterdienstes)

www.eea.europa.eu (European Environment Agency)

www.europa.eu.int/comm/environment/climat/home_en.htm (Klimapolitik der EU-Kommission)

www.germanwatch.org (Nichtregierungsorganisation)

www.hamburger-bildungsserver.de (Themen: Klima und Energie)

www.iea.org (International Energy Agency)

www.ipcc.ch (Intergovernmental Panel on Climate Change)

www.ksb.dwd.de (Jährlicher Klimastatusbericht des Deutschen Wetterdienstes)

www.munichre.com (Münchner Rückversicherung, Topics & Publikationen, v.a. zu Extremereignissen)

www.nachhaltigkeitsrat.de (Rat für Nachhaltige Entwicklung; Beratungsgremium der Bundesregierung)

www.pik-potsdam.de (Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung)

www.theclimategroup.org (Einsparung von Emissionen)

www.umweltbundesamt.de/klimaschutz/klimaaenderungen (Publikationen zum Klimawandel)

www.umweltbundesamt.de/uba-info-daten/klimaschutz.htm (Daten zum Klimaschutz in Deutschland)

www.unep.org/themes/climatechange (Umweltprogramm der Vereinten Nationen)

www.unfccc.int (United Nations Framework Convention on Climate Change; Sekretariat der Klimarahmenkonvention in Bonn)

www.wbgu.de (Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen)



VERZEICHNIS DER AUTOREN

Dipl.-Geogr. Dr. Olaf Bubenzer	Universität zu Köln Geographisches Institut Albertus-Magnus-Platz 50923 Köln www.geographie.uni-koeln.de
Priv.-Doz. Dr. Frank-Michael Chmielewski	Humboldt-Universität zu Berlin Institut für Pflanzenbauwissenschaften Unter den Linden 6 10099 Berlin www.agrar.hu-berlin.de/pfb
Prof. Dr. Wilfried Endlicher	Humboldt-Universität zu Berlin Geographisches Institut Unter den Linden 6 10099 Berlin www.geographie.hu-berlin.de
Prof. Dr. Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) Telegrafenberg A 31 14473 Potsdam www.pik-potsdam.de
Prof. Dr. Wilfried Haeblerli	Geographisches Institut Universität Zürich Winterthurerstr. 190 CH-8057 Zürich, Schweiz www.geo.unizh.ch/phys
Prof. Dr. Jucundus Jacobeit	Universität Augsburg Institut für Geographie Universitätsstr. 10 86135 Augsburg www.geo.uni-augsburg.de/lehrstuehle/phygeo
Prof. Dr. Gerd Jendritzky	Albert-Ludwigs-Universität Freiburg Meteorologisches Institut Werderring 10 79085 Freiburg www.meteo.uni-freiburg.de
Dr. Harald Kunstmann	Forschungszentrum Karlsruhe Institut für Meteorologie and Klimaforschung Bereich Atmosphärische Umweltforschung Kreuzeckbahnstr. 19 82467 Garmisch-Partenkirchen www.fzk.de

Prof. Dr. Max Maisch	Geographisches Institut Universität Zürich Winterthurerstr. 190 CH-8057 Zürich, Schweiz www.geo.unizh.ch/phys .
Prof. Dr. Heiko Paeth	Julius-Maximilians-Universität Würzburg Institut für Geographie Am Hubland 97074 Würzburg www.geographie.uni-wuerzburg.de
Prof. Dr. Ulrich Radtke	Universität zu Köln Geographisches Institut Albertus-Magnus-Platz 50923 Köln www.geographie.uni-koeln.de
Prof. Dr. Christian-D. Schönwiese	Johann Wolfgang Goethe- Universität Frankfurt am Main Institut für Atmosphäre und Umwelt Postfach 111932 60054 Frankfurt a.M. www.geo.uni-frankfurt.de/iau/klima/
Prof. Dr. Horst Sterr	Christian-Albrechts-Universität zu Kiel Geographisches Institut Ludewig-Meyn-Straße 14 24098 Kiel www.kuestengeographie.de
Prof. Dr. Heinz Wanner	Universität Bern Geographisches Institut und Nationaler Forschungsschwerpunkt Klima Hallerstrasse 12 CH - 3012 Bern Schweiz www.giub.unibe.ch/klimet/
Prof. Dr. Peter Werner	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) Telegrafenberg A 31 14473 Potsdam www.pik-potsdam.de



IMPRESSUM

Herausgeber:

Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V.
PF 601203
14412 Potsdam

www.pik-potsdam.de

Gesamtredaktion und Gestaltung:

Humboldt-Universität zu Berlin
Geographisches Institut
Rudower Chaussee 16
12489 Berlin

www.geographie.hu-berlin.de

Für den Inhalt der Beiträge sowie das Copyright der
Abbildungen zeichnen die Autoren verantwortlich.

Foto Deckblatt: http://en.wikipedia.org/wiki/Image:Cyclone_Catarina_from_the_ISS_on_March_26_2004.JPG

Gesamtherstellung:

G & S Druck und Medien GmbH
Gerlachstraße 10
14480 Potsdam

Diese Druckschrift wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit
der Deutschen Gesellschaft für Geographie,
des Geographischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin
sowie des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung e.V.
herausgegeben. Sie darf nicht für kommerzielle Zwecke
genutzt werden. Nachdruck (auch auszugsweise) ist nur mit
schriftlicher Genehmigung des Herausgebers gestattet.

Berlin u. Potsdam, im August 2007

ISBN-Nr. 978-3-9811871-0-6

Herausgegeben im Auftrag der Deutschen Gesellschaft für Geographie,
des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung und der Humboldt-Universität zu Berlin

