

promet Jahrgang 30
Heft 4

meteorologische fortbildung

Deutscher Wetterdienst



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

Teil III: Modellierung der Klimaänderungen
durch den Menschen, 2. Teilheft



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dr. H. D. Behr (Hamburg)

Redaktionsausschuss

Dipl.-Met. U. Gärtner (Offenbach a. M.)

Prof. Dr. G. Adrian (Offenbach a. M.)

Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. G. Groß (Hannover)

Dr. J. Neisser (Lindenberg)

Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)

Prof. Dr. P. Speth (Köln)

Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

Titelbild: Vegetationsfeuer und Klima

Aufgenommen von M. Welling (Max-Planck-Institut für Chemie, Abt. Biogeochemie, Mainz) im September 2002.

Brandrodung in Rondônia, Brasilien, während der dortigen Trockenzeit. Diese Feuer in vielen Ländern sind eine wesentliche Störung mehrerer globaler Kreisläufe, sie sind ebenso wichtig für den Klimaeinfluss des Menschen wie Emissionen aus Ballungsräumen.

Deutlich erkennbar ist die Verquickung mit dem Wasserkreislauf: Aus gezielten Vegetationsfeuern zur verbesserten Landwirtschaft entstehen häufig kräftige Haufenwolken, gar Cumulonimben. Die Niederschlagsbildung wird in diesen rauchgeschwängerten Wolken verzögert und Sonnenlicht erreicht den Boden nur geschwächt.

Die große Herausforderung der Klimamodellierung ist es, neben den natürlichen Vorgängen auch alle Facetten menschlichen Handelns korrekt zu beschreiben und ihre Wirkung vorherzusagen.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Kaiserleistraße 29/35, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement 22,50 €, Einzelheft 6,50 €, Doppelheft 13,- €, Dreifachheft 19,50 € zuzüglich MwSt. und Versandkosten.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Satz:

Elke Roßkamp

Deutscher Wetterdienst, Hamburg

Druck:

Weppert Print & Media GmbH

97424 Schweinfurt

Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

30. Jahrgang, Heft 4, 2004

Thema des Heftes:

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

Teil III: Modellierung der Klimaänderungen durch den Menschen, 2. Teilheft

Fachliche Redaktion: H. Graßl, Hamburg

Fachliche Durchsicht: C.-D. Schönwiese, Frankfurt a.M.

Kapitel	Seite
H. BARTELS, K. HOFIUS, B. KATZENBERGER, P. KRAHE, H. WEBER	
27 Klima und Wasserwirtschaft	169-180
R. SAUSEN	
28 Luftverkehr und Klima	181-187
L. BENGTTSSON	
29 Natürliche und anthropogene Antriebe des Klimasystems und die Folgen in Klimamodellrechnungen für Vergangenheit und Zukunft	188-201
M. HEIMANN	
30 Erste Kopplung von Modellen des Klimas und des Kohlenstoffkreislaufs	202-212
K. G. HOOSS	
31 Modelle der globalen Umwelt und Gesellschaft	213-224
H. GRAßL	
32 Reaktion der Weltöffentlichkeit auf Klimamodell-ergebnisse	225-226
Blick nach draußen	
Das Tschechische Hydrometeorologische Institut CHMI	227-231
Institute stellen sich vor	
Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung in Karlsruhe	232-235
Ein neues Zentrum stellt sich vor	
Das Zentrum für Marine und Atmosphärische Wissenschaften (ZMAW) in Hamburg	236-237
G. BUDÉUS	
Langlebige Wirbel in der Grönlandsee	238-242
J. JANSEN	
Tropische(?) Zyklone über dem Südatlantik	243-245
C. LEFEBVRE	
Die Eisbedeckung in den russischen Gewässern des Nordpolarmeeres im Allgemeinen und 2002 zur Zeit der Durchsegelung der Nordostpassage von Arved Fuchs	246-253
Buchbesprechungen	254-256
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 2003	257-260
Anschriften der Autoren dieses Heftes	261
Kapitel der bisher erschienenen Ausgaben zum Thema „Numerische Klimamodelle“ (Teil I-III, 1. Teilheft)	262
Bisher erschienene Ausgaben von <i>promet</i>	263
Redaktionelle Hinweise für Autoren	264

27 H. BARTELS, K. HOFIUS, B. KATZENBERGER, P. KRAHE, H. WEBER Klima und Wasserwirtschaft

1 Klima und Wasser aus globaler Sicht

Die essentielle Bedeutung des Vorhandenseins von Wasser in allen drei thermodynamischen Phasen für die bisherige Entwicklung des Lebens auf der Erde sowie für eine nachhaltige wirtschaftliche und soziale Entwicklung der Menschheit ist unbestritten. Auch in Zirkulationsmodellen spielt Wasser sowohl für die globale Umverteilung der ozeanischen Wassermassen, angetrieben durch die thermohaline Zirkulation (GERDES et al. 2003), als auch für den Wasserdampftransport in der Troposphäre (RASCHKE und QUANTE 2002) die entscheidende Rolle. Wasser ist die effektivste Energie-senke in niederen Breiten, Transportmedium für Energie und Quelle gespeicherter Energie in höheren Breiten. Umfangreiche Messprogramme im Rahmen des **World Ocean Circulation Experiments (WOCE)** und des **Global Energy and Water Cycle Experiments (GEWEX)**, zweier Komponenten im Weltklimafor-schungsprogramm, haben in den letzten Jahren zur Ver-besserung der Modelle des Wasserkreislaufs geführt.

Der Hydrologe wie auch der Wasserwirtschaftler be-fassen sich in der Regel nur mit einem kleinen Aus-schnitt des globalen Wasser-Kreislaufs, nämlich demje-nigen Teil, der für die Kontinente relevant ist. Dennoch sind die Ergebnisse der globalen Modellierung als Randbedingungen für eine heute zumeist auf das Ein-zugsgebiet von Flüssen beschränkte Modellierung von ausschlaggebender Bedeutung.

Wie Tab. 27-1 zeigt, hat Süßwasser mit etwa 2,6 % nur einen geringen Anteil am globalen Wasservorkommen. Das meiste davon, nämlich 2 %, sind im Polar- und Meereis sowie in den Gletschern gebunden. Das für den Menschen zur Verfügung stehende Wasser beträgt somit höchstens 0,6 % der gesamten Wasservorkom-men auf der Erde. 0,58 % von diesen 0,6 % sind Grund-wasser und Bodenwasser, nur 0,02 % speichern Seen und Flüsse und nur 0,001 % enthält die Atmosphäre.

	Volumen (km ³)	Anteil in %	Verweilzeit
Weltmeere	1 348 000 000	97,39	2500 Jahre
Polareis, Meereis, Gletscher	27 820 000	2,01	9000 Jahre
Grundwasser, Bodenfeuchte	8 062 000	0,58	1400 Jahre 1 Jahr
Seen, Flüsse	225 000	0,02	17 Jahre 16 Tage
Atmosphäre	13 000	0,001	8 Tage
Stauseen	8 000	<0,001	10 Jahre

Tab. 27-1: Menge und Verweilzeiten der Wasservorkommen. Werte aus SHIKLOMANOV 1997 und UN-WWDR 2003.

Durch die Verweilzeiten wird die potenzielle Gefähr-dung der Wasservorkommen durch ein sich veränderndes Klima deutlich. Das Wasser in der Atmosphäre hat eine kurze Verweilzeit von Tagen: Jährlich fallen etwa 600.000 km³ als Niederschlag aus. Eine Klimaverände-rung wird diesen Umsatz erhöhen oder die Verweilzeit erniedrigen, vor allem polwärts von 30° Breite. Man nimmt an, dass eine mittlere globale Temperaturerhö-hung von etwa 3 K eine Intensivierung des atmosphäri-schen Wasserkreislaufs von etwa 10 % bewirkt.

Die hohe Bedeutung der mit dem Wasserkreislauf ver-bundenen Bedrohung zeigen folgende Zahlen: Zwi-schen 1991 und 2000 stieg die Anzahl der jährlich von so genannten Naturkatastrophen betroffenen Men-schen von rund 150 Millionen auf mehr als 210 Millio-nen. Von diesen Katastrophen waren 90 % wasserbe-dingt. Davon entfielen etwa 50 % auf Hochwasser, 28 % auf durch Wasser übertragene Krankheiten und 11 % auf Dürren. Hochwasser verursachten 15 % und Dürren 42 % aller Todesfälle bei diesen Katastrophen (UN-WWDR 2003). Maßnahmen zur Schadensredu-zierung bei Hochwasser umfassen technische Bauwer-ke wie Dämme und Deiche und ergänzend dazu Ana-lysen und Vorhersagen des Ablaufs von Hochwasserer-eignissen in Echtzeit, eine angepasste Flächennutzungs-planung und Ausweisung von Flächen zur Wasserrück-haltung. In den letzten Jahrzehnten wurden die Drei-monats- und Langzeitwettervorhersagen derart verbes-sert, dass das Wassermanagement und die Speicherbe-wirtschaftung in den betroffenen Gebieten erleichtert worden sind (UN-WWDR 2003; WMO 2003a). Die ge-nauen Auswirkungen von Klimaänderungen auf Was-servorkommen sind ungewiss. Jüngste Schätzungen (UN-WWDR 2003) lassen jedoch darauf schließen, dass Klimaveränderungen trotz insgesamt höherer Niederschläge wesentlich für die Ausweitung der welt-weiten Wasserknappheit verantwortlich sein werden.

Für ein besseres Verständnis der Zusammenhänge zwi-schen klimatischen und hydrologischen Prozessen tra-gen die drei Global Observing Systems, nämlich das **Global Ocean Observing System (GOOS)**, das **Global Climate Observing System (GCOS)** sowie das **Global Terrestrial Observing System (GTOS)** und ferner das **Global Terrestrial Network-Hydrology (GTN-H)**, eine gemeinsame Einrichtung von GCOS und GTOS, we-sentlich bei. Das Netzwerk umfasst sieben hydromete-orologische und drei abgeleitete Variable. Auf der jüngsten 19. Sitzung des IPCC wurde entschieden, in den 4. bewertenden IPCC-Bericht einen Abschnitt über den Einfluss des Klimas auf die Wasservorkom-men aufzunehmen (WMO 2003b).

Datenerhebung und Datenaustausch sind eine Voraussetzung für die Entwicklung zuverlässiger Modelle. Die WMO hat durch zwei Resolutionen zu einem freien und ungehinderten internationalen Austausch von meteorologischen (1995) und hydrologischen (1999) Daten beigetragen. Auch die Arbeiten und Produkte des Globalen Abflusszentrums [Global Runoff Data Centre (GRDC)] bei der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz, des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie [Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)] beim Deutschen Wetterdienst in Offenbach und des International Groundwater Assessment Centre (IGRAC) in Utrecht tragen erheblich zur erfolgreichen Arbeit von internationalen Programmen und Projekten bei (STRIGEL et al. 2004). Wegen der starken räumlichen und zeitlichen Variabilität des Wasserdargebots und des unzureichenden Wassermanagements befindet sich die Menschheit zu Beginn des 21. Jahrhunderts in einer Weltwasserkrise. Die wasserbedingte Sterblichkeitsrate beträgt pro Jahr etwa 2 Millionen Menschen. 1 Milliarde Menschen sind nicht an eine Wasserversorgung angeschlossen und mehr als 2 Milliarden leben ohne Abwasserentsorgung. Die vorausgesagten weiteren Änderungen des Klimas werden die Wasserkrise zweifellos verschärfen.

2 Klima und regionale Wasserbewirtschaftung

Aufgrund der engen Kopplung zwischen Klima und Wasserhaushalt können Klimaveränderungen (z. B. verändertes Niederschlags- und Verdunstungsregime) erhebliche Auswirkungen auf oberirdische Abflüsse und so mit Verzögerung auf das Grundwasser haben. Die Veränderung dieser Wasserhaushaltsgrößen wiederum hätte eine unmittelbare Auswirkung auf wesentliche Teilbereiche der Wasserwirtschaft, z. B. auf

- den Hochwasserschutz durch die Veränderung der Höhe, Dauer und Häufigkeit extremer Hochwasser und der damit einhergehenden Erhöhung des Schadensrisikos,
- die Wasserversorgung durch die Änderung der Grundwasserneubildung mit Auswirkungen auf die Verfügbarkeit und Beschaffenheit der Grundwasservorräte,
- den Gewässerschutz durch die Änderung der jahreszeitlichen Abfluss- und Temperaturverhältnisse mit Auswirkung auf den Stoffhaushalt und die Beschaffenheit der Flüsse und Seen,
- die Gewässerentwicklung durch die Änderung der Dynamik der Fließgewässer und Seen, ihrer morphologischen Verhältnisse, ihres Wärmehaushalts und ihrer Ökosysteme,
- die Bewirtschaftung der Gewässer durch die Änderung insbesondere der Betriebsweise der Hochwasser- und Trinkwasserspeicher, der Wasserkraftnutzung, der Schiffbarkeit der Gewässer und auch der landwirtschaftlichen Bewässerung,

- die Siedlungsentwässerung durch Auswirkungen auf die Bemessungskriterien bzw. Sicherheiten der Entwässerungsnetze (hydraulische Überlastung) für den Fall zukünftiger intensiverer konvektiver Starkregen.

Die aus globalen Klimamodellen abgeleiteten Aussagen zu künftigen Klimaveränderungen beziehen sich bisher im Wesentlichen auf großräumige Gebiete wie z. B. Nordeuropa. Belastbare Angaben über Änderungen der hydrometeorologischen und hydrologischen Größen und des Wasserhaushalts im regionalen Maßstab liegen bislang kaum - zumindest noch nicht für Süddeutschland - vor. Gerade solche Erkenntnisse sind jedoch notwendig, um eine zukunftsorientierte, nachhaltige Wasserwirtschaftspolitik betreiben zu können. Im großräumigen Bereich heben sich die Unschärfen ein Stück weit auf. Es wird umso komplizierter, je räumlich differenziertere Aussagen gefordert werden. Dies ist aber erforderlich, um handlungsorientiert vorgehen zu können. Die regionale Betrachtungsweise ist somit unumgänglich.

Der spektakulärste Bereich, in dem die Wasserwirtschaft betroffen sein kann, ist das Thema Hochwasser. Aber auch das Gegenteil, das Niedrigwasser, ist von Bedeutung. Es ist für die Binnenschifffahrt, die Nutzung der Wasserkraft, die Nutzung als Kühlwasser für die Wärme-Kraftwerke, oder unter dem Aspekt der Wasserversorgung, der Grundwasserneubildung, der Wasserbeschaffenheit und der Verfügbarkeit des Wassers zu beachten. Auch für den Gewässerschutz unter dem Gesichtspunkt des jeweiligen Abflussverhaltens, der Temperaturverhältnisse und der Rückwirkung auf Flora und Fauna und des Stoffhaushalts innerhalb der Gewässer, ist es von Bedeutung, sofern sich Wassermengen und deren Temperaturen ändern.

Wasserwirtschaftliche Maßnahmen, die einer möglichen Klimaveränderung begegnen, können erst dann geplant und realisiert werden, wenn regionale und lokale Daten über die wahrscheinliche zukünftige meteorologische und hydrologische Situation und deren Auswirkungen auf die Wasserwirtschaft (Hochwasser, Niedrigwasser, Stadtentwässerung, Grundwasserbewirtschaftung, Gewässergüte, Gewässerökologie) vorliegen.

Es ist bisher schon eine grundlegende Aufgabe der Wasserwirtschaft, Maßnahmen - bezogen auf das aus historischen Zeitreihen hydrometeorologischer und hydrologischer Größen bekannte bisherige Spektrum von Klimaschwankungen - zu bemessen und zu realisieren. Für den Fall der zusätzlichen, anthropogen bedingten Klimaveränderung muss rechtzeitig geklärt werden, ob, wo, wie und wann Auswirkungen einer möglichen Klimaänderung in Bemessungsgrößen mit einbezogen und entsprechende wasserwirtschaftliche Planungen erstellt bzw. Maßnahmen umgesetzt werden müssen.

3 Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft - KLIWA

3.1 Ziele des Kooperationsvorhabens KLIWA

Das Vorhaben „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft (KLIWA)“ wird in enger Zusammenarbeit zwischen dem Deutschen Wetterdienst (DWD) und den Wasserwirtschaftsverwaltungen der Länder Baden-Württemberg (BW) und Bayern (BY) unter fachlicher Beteiligung der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) durchgeführt (Abb. 27-1).

Die Ziele von KLIWA sind:

- die bisherigen Veränderungen durch Untersuchungen langer Messzeitreihen der Wasserhaushaltsgrößen in Süddeutschland nunmehr in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung zu erfassen,
- die Auswirkungen möglicher zukünftiger Klimaveränderungen auf den Wasserhaushalt der Flussgebiete in Süddeutschland durch Klimaszenarien-Berechnungen zu ermitteln bzw. abzuschätzen,
- Veränderungen im Rahmen eines integrierten hydrometeorologisch-wasserwirtschaftlichen Messnetzes zu überwachen und mit den Szenarien-Berechnungen zu vergleichen sowie
- wasserwirtschaftliche Handlungsempfehlungen - soweit erforderlich - abzuleiten.

Die bisherigen Arbeitsschwerpunkte des Vorhabens KLIWA (1999 bis 2003) umfassen vor allem:

- die Ermittlung von Veränderungen in den Messzeitreihen hydrometeorologischer und hydrologischer Kenngrößen durch Analysen im Langzeitverhalten (z. T. mehr als 100 Jahre),
- verschiedene regionale Klimaszenarien zur Abschätzung möglicher zukünftiger Auswirkungen der Klimaveränderung auf den Wasserhaushalt, zum Vergleich untereinander und zur Einordnung in Relation zum bisherigen Langzeitverhalten und
- Klimaszenarien auf Wasserhaushaltsmodelle anzuwenden und zu bewerten.

3.2 Ergebnisse aus dem Langzeitverhalten hydrometeorologischer und hydrologischer Größen

Im Gegensatz zu den punktförmig ermittelten hydrometeorologischen Größen ist die Abflussmessung als ein Flächenintegral über einem Einzugsgebiet zu betrachten. Somit muss der räumlichen Übertragung der hydrometeorologischen Punktmessungen auf die jeweilige Fläche eine genaue zeitlich-räumliche Datenprüfung vorangehen, um mit Hilfe von Regionalisierungsverfahren gebietsbezogene Werte oder Rasterwertverteilungen ermitteln zu können. Als Gebietswerte für 33 hydrologisch orientierte Untersuchungsgebiete auf der Basis von Rasterwerten liegen statistische Kennzahlen

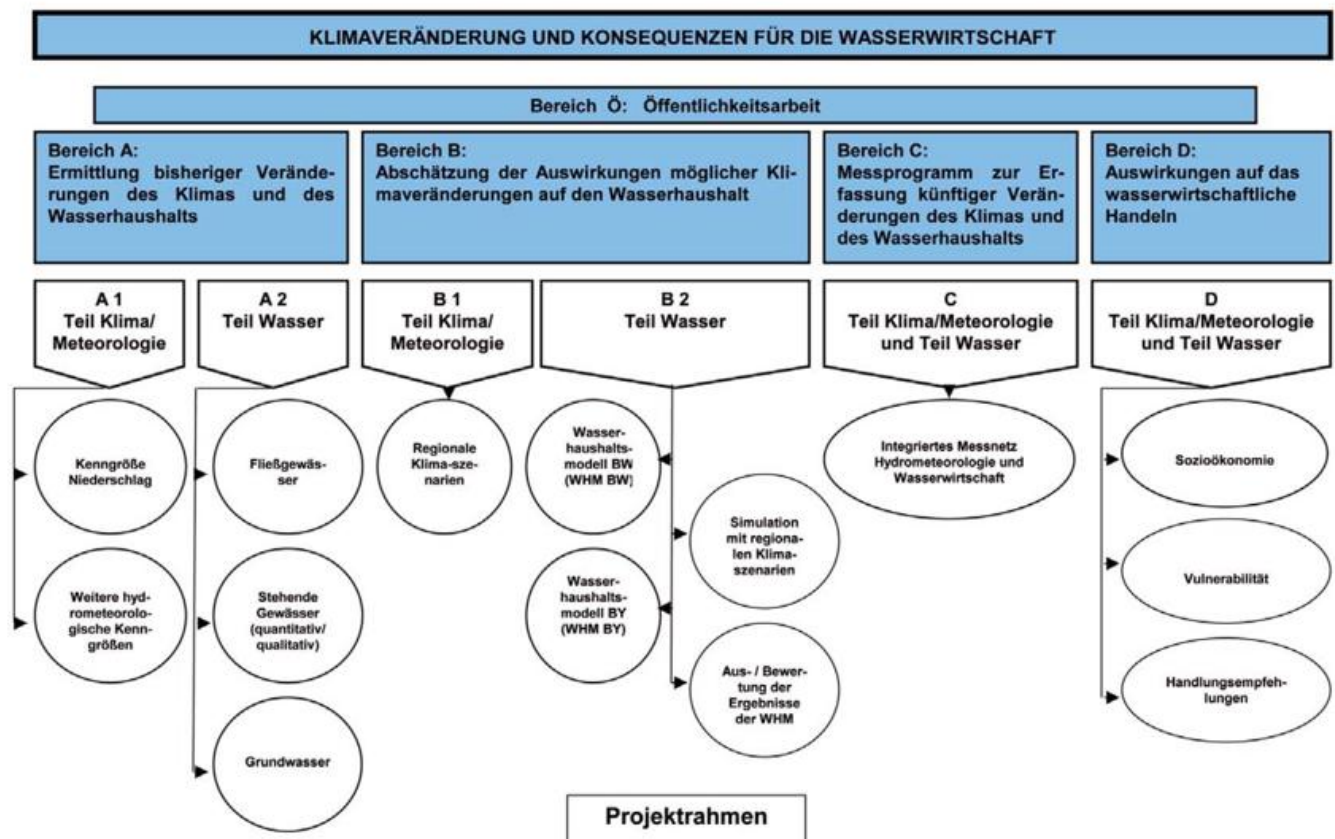


Abb. 27-1: Übersicht über die Projekt-Teilbereiche des Kooperationsvorhabens KLIWA, Stand: Dezember 2003.

und Trendangaben der Lufttemperatur, des Niederschlags und der Verdunstung vor (Abb. 27-2). Die Ergebnisse zum Langzeitverhalten der Starkniederschläge und des Schneedeckenregimes sind als regionalisierte Punktverteilungen und als Rasterwerte verfügbar. Da noch im Laufe des Jahres 2004 eine Reihe von Abschlussberichten in der Schriftenreihe KLIWA erscheinen wird und zudem einige Kurzberichte bereits im Internet (unter www.kliwa.de) abrufbar sind, kann sich die Ergebniszusammenstellung auf die folgenden Aussagen für Süddeutschland beschränken.

Die Jahresmitteltemperatur 1931 bis 2000 variiert in den Gebietswerten der 33 Untersuchungsgebiete Süddeutschlands (Abb. 27-2) zwischen 6,4 °C (Illergebiet) und 9,7 °C (Rhein zwischen Murg und Neckar); der mittlere Jahresniederschlag zeigt Unterschiede in den Gebietswerten von 720 mm/a (Main zwischen Regnitz und Fränkische Saale) bis 1740 mm/a (Illergebiet).

Entsprechend dem allgemeinen Trend für Mitteleuropa ist in den Zeitreihen eine flächendeckende Zunahme der Lufttemperatur zu erkennen. Im Anstieg der Monatsmitteltemperatur ragt das hydrologische Winterhalbjahr (November bis April) und dort vor allem der Dezember mit regionsspezifischen Werten zwischen 1,8 und 2,7 K/mon heraus. Die Temperaturzunahme im Winterhalbjahr bedingt eine Abnahme der

Schneedeckendauer und eine Änderung in der Schneeschmelze. Man findet einen Rückgang der mittleren Anzahl der Tage mit einer Schneedecke in tieferen und mittleren Höhenlagen (unterhalb von etwa 800 m ü. NN) von bis zu 40 %. Gleichzeitig nimmt der Niederschlag sowohl im Gebietsmittel als auch in den stationsbezogenen Starkniederschlägen regionalspezifisch im Winterhalbjahr zu. Ursache dafür sind intensivere und länger anhaltende Niederschläge. Die Gebietsniederschläge liefern bei nahezu gleich bleibendem Jahresniederschlag deutliche Zunahmen im meteorologischen Winter und Frühjahr und gegenläufig dazu trockenere meteorologische Sommer. Die halbjährlichen Höchstwerte der Starkniederschläge zeichnen sich durch eine deutliche Zunahme (bis zu 35 %) und einer wachsenden Anzahl von Stationen mit Trendsignifikanz zu höheren Dauerstufen (von 1 bis 10 Tagen) im hydrologischen Winterhalbjahr aus. Es sind regionale Schwerpunkte am Schwarzwald und im Nordosten Baden-Württembergs sowie in Franken und Teilen des Bayerischen Waldes festzustellen. Zusammen mit einem häufigeren Auf- und Abbau der Schneedecke in tieferen und mittleren Höhenlagen wächst das Niederschlagsdargebot (Summe aus Regen und Wasserabgabe aus der Schneedecke) an.

Im hydrologischen Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) dagegen sind nur geringe bis keine Trendände-

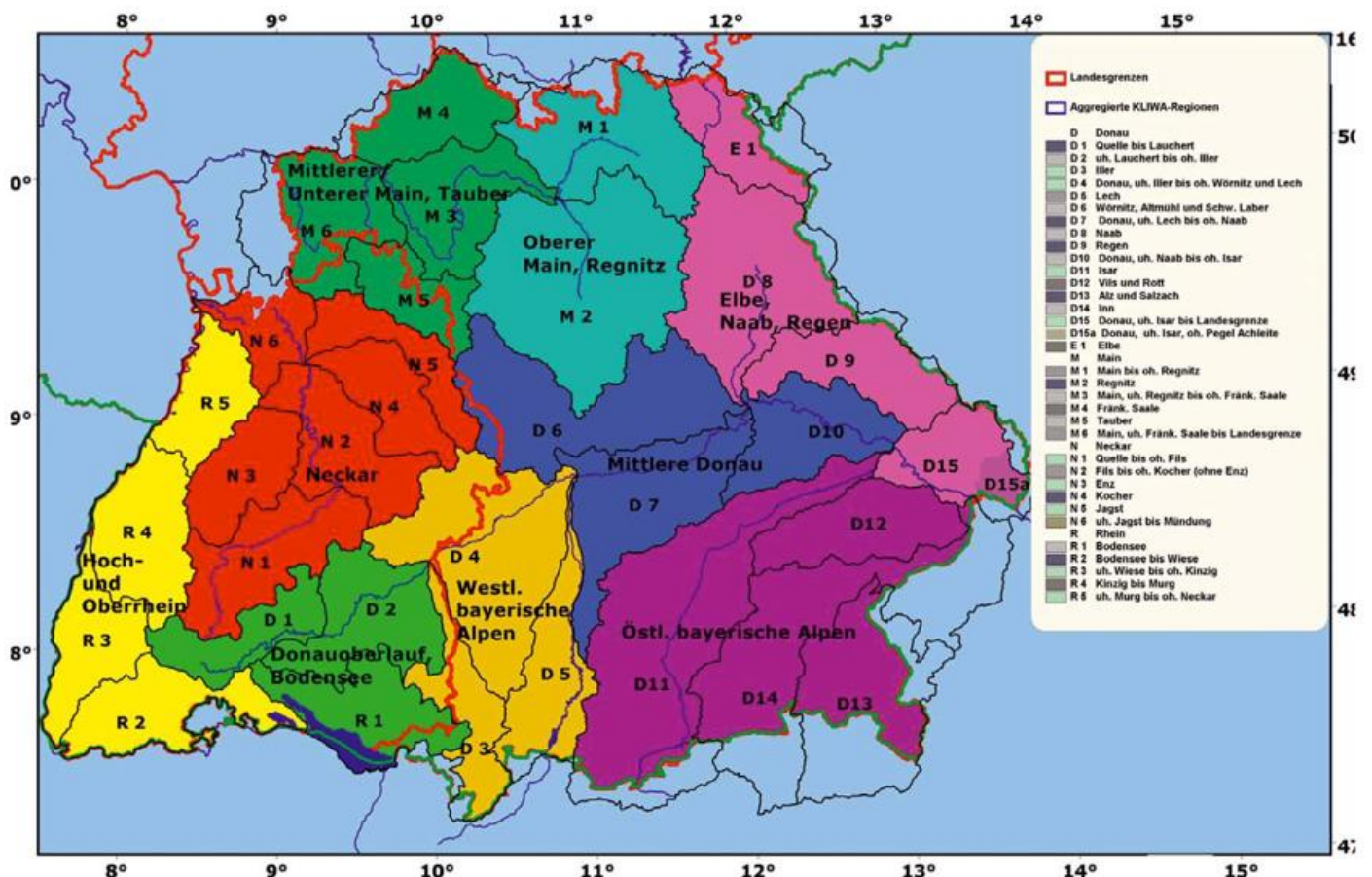


Abb. 27-2: Untersuchungsgebiete (33) und KLIWA-Regionen (9) in Süddeutschland für die Berechnung von Gebietswerten zum Langzeitverhalten hydrometeorologischer Parameter und für den Vergleich mit Klimaszenarien.

rungen zu beobachten: Tendenziell zeigen sich - mit Ausnahme des Monats August - trockenere Sommer mit nur einer geringen Zunahme der Lufttemperatur.

Diese Veränderungen gehen mit einer Umstellung der Zirkulationstypen etwa ab Mitte der 60er Jahre einher. Von besonderem Interesse ist dabei das bevorzugte Auftreten von Starkniederschlagsereignissen bei bestimmten Zirkulationstypen. In den Abbildungen 27-3a und 27-3b ist daher die relative Häufigkeit von Zirkulationstypen bei Starkniederschlagsereignissen im zeitlichen Verlauf von 1931 bis 2000 aufgetragen. Es ist deutlich zu erkennen, dass das Auftreten der jeweils 50 größten Starkniederschlagsereignisse (partielle Serie) im Vergleich zur Gesamthäufigkeit dieser Wetterlagen in Süddeutschland während des hydrologischen Winterhalbjahrs sehr eng mit dem zonalen Zirkulationstyp - vor allem den zyklonalen Westlagen - verknüpft ist. Das Maximum der Kopplung wird in den 60er bis 80er Jahren erreicht und pendelt sich daran anschließend auf einem höheren Niveau ein. Im hydrologischen Sommerhalbjahr dagegen ist ein Anstieg des bevorzugten Auftretens von Starkniederschlägen bei dem meridionalen Zirkulationstyp - vor allem bei den Großwetterlagen Trog über Westeuropa und Trog über Mitteleuropa - ab den 70er Jahren zu verzeichnen, der sich ebenfalls ab den 90er Jahren auf einem höheren

Niveau einzuschwingen scheint. Diese Veränderungen der Zirkulationstypen spiegeln sich deutlich im Langzeitverhalten der Starkniederschläge wider.

Die erwähnten Änderungen der hydrometeorologischen Größen haben Auswirkungen auf das mittlere Verhalten des Gebietswasserhaushalts. Während das Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse bei der überwiegenden Anzahl der Pegel noch keine Veränderung der Jahreshöchstabflüsse zeigt, lassen die Abflusszeitreihen in den letzten 30 bis 40 Jahren regional eine Zunahme der Hochwasserabflüsse erkennen. Die mittleren monatlichen Hochwasserabflüsse sind im Winterhalbjahr ab den 70er Jahren höher als in der Zeit davor (AK KLIWA 2002). Lediglich die Häufigkeit kleinerer Hochwasser hat bevorzugt im Winterhalbjahr gebietsweise zugenommen.

Die klimatischen Bedingungen in Süddeutschland mit Auswirkungen auf den gesamten Wasserhaushalt haben sich im vergangenen Jahrhundert - insbesondere während der letzten drei Jahrzehnte - erkennbar verändert. Die Trends überschreiten regionalspezifisch und interannuell die bisher aus langen Messzeitreihen bekannte natürliche Schwankungsbreite bei einigen Untersuchungsgrößen. Sie legen daher den Einfluss des Menschen auf das globale und regionale Klima nahe, der in der internationalen Klimaforschung grundsätzlich nicht mehr in Frage gestellt wird.

Auch wenn die regionalen Änderungen noch nicht mit sehr hoher statistischer Sicherheit der menschlich verursachten globalen Klimaveränderung zugeschrieben werden können, deuten die Ergebnisse darauf hin, dass sich das regionale Klima sehr wahrscheinlich auch in der Zukunft weiter verändern wird. Allerdings bestehen in der Bewertung und Beurteilung über das Ausmaß der zukünftigen regionalen Entwicklung noch erhebliche Unsicherheiten.

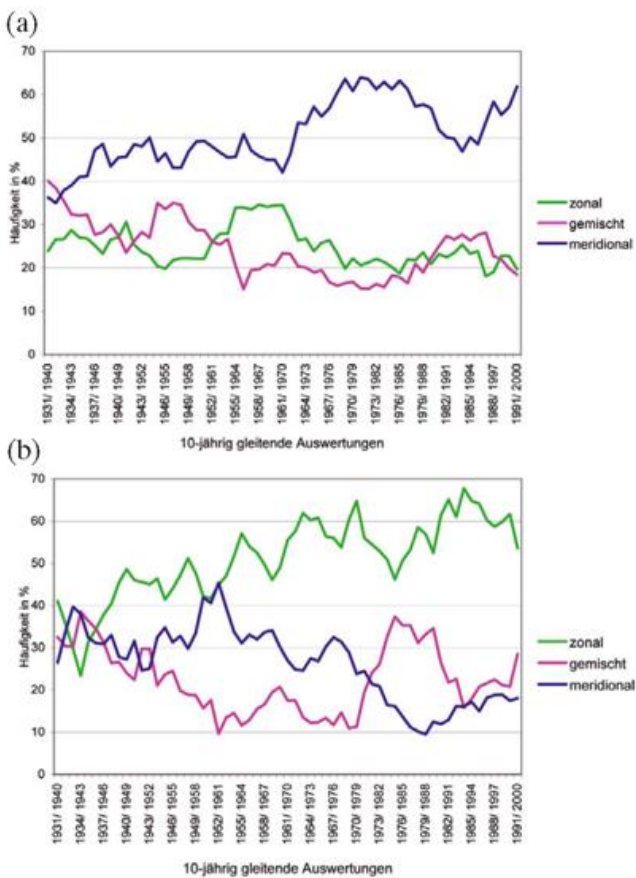


Abb. 27-3: Relative Häufigkeit von Zirkulationstypen bei Starkniederschlägen für das hydrologische Sommerhalbjahr (a) und Winterhalbjahr (b), Zeitraum 1931 bis 2000.

3.3 Vergleich von regionalen Klimaszenarien

Um eine Basis für die Ableitung wasserwirtschaftlicher Handlungsstrategien schaffen zu können, ist es notwendig, mit Hilfe geeigneter regionaler Klimaszenarien rasch Aussagen über Veränderungen der hydrometeorologischen Größen im süddeutschen Raum für den Planungshorizont der nächsten Jahrzehnte zu erhalten.

Alle bis heute in Betracht kommenden regionalen Klimamodelle und statistischen Verfahren weisen aus verschiedenen Gründen Unsicherheiten auf und haben Vor- und Nachteile, so dass eine zu bevorzugende Methode nicht erkennbar ist. Erstes Ziel im Zuge der Ermittlung zukünftiger Klimaszenarien für das Vorhaben KLIWA musste daher sein, durch unterschiedliche Modelle und Methoden eine Bandbreite von Ergebnissen zu erhalten. Die jeweiligen Ergebnisse sollten

durch entsprechende Vorgaben vergleichbar sein, um sie vor dem Hintergrund des bisherigen Erkenntnisstandes über das Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen zu bewerten. Wie in Abschnitt 2 beschrieben, sind von den Niederschlagsänderungen vor allem diejenigen im hydrologischen Winterhalbjahr für den Hochwasserschutz besonders wichtig. Die Ergebnisse der Klimaszenarien werden als Eingangsgrößen für Wasserhaushaltsberechnungen verwendet. Sie umfassen folgende Größen: Niederschlag, Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Luftdruck, Globalstrahlung oder Sonnenscheindauer und Windgeschwindigkeit.

Die Vergleichbarkeit der Szenarien wurde durch folgende Vorgaben erreicht:

- Alle regionalen Modelle nutzen Ergebnisse des globalen Klimamodells ECHAM4 des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg (MPI) für das Emissionsszenario B2, weil letzteres eine eigenständige europäische Umweltgesetzgebung und Umweltpolitik zulässt.
- Die Güte der regionalen Simulationen wird durch Vergleich mit und Anpassung an Mess- und Beobachtungsdaten von 1971 bis 2000 überprüft. Dadurch werden die veränderten Bedingungen der jüngsten Vergangenheit berücksichtigt. Im parallel durchzuführenden Kontrolllauf wird der Einfluss des globalen Klimamodells (ECHAM4) für die gleiche Zeitreihe sichtbar. Mit Hilfe des Kontrolllaufs werden aber auch die Differenzen zum vorgesehenen Szenarienzeitraum bestimmbar, wodurch systematische Fehler des ECHAM4 zum Teil ausgeglichen werden können.
- Für den Zeitraum 1951 bis 2000 werden geprüfte lückenlose und homogenisierte Datensätze von rund 75 Klimastationen und 450 Niederschlagsstationen bereitgestellt.
- Für die Verifikations- und Validierungsläufe werden statistische Kennzahlen zu den Mittel- und Extremwerten sowie zum Andauerverhalten der oben genannten hydrometeorologischen Größen festgeschrieben.
- Für den Vergleich der Regionalmodelle wird ein einheitlicher, in der näheren Zukunft liegender Zeithorizont von 2021 bis 2050 festgelegt.
- Die Ergebnisse der Modellrechnungen sind als Tagewerte bereitzustellen. Ausnahme ist die Modellierung des MPI, die Stundenwerte liefern kann.

Die ausgewählten Klimamodelle und statistischen Verfahren unterscheiden sich in den vom Klimamodell ECHAM4 benötigten Eingaben auf folgende Weise:

1. Das statistische Downscaling nutzt nur die vom ECHAM4 prognostizierte (relativ sichere) Temperaturverteilung und stellt einen Zusammenhang mit den bisherigen Beobachtungen und Messungen her.
Der Vorteil besteht darin, dass die systematischen Fehler des ECHAM4 auf ein Minimum reduziert

sind und relativ geringe Abweichungen bei der Verifikation auftreten (GERSTENGARBE et al. 2002). Nachteilig wirkt sich aus, dass die Veränderungen von Wasserhaushaltsgrößen auf dem Klima der Vergangenheit basieren, so dass keine neuen Extrema und Änderungen im Andauerverhalten simuliert werden können; Veränderungen in den Zirkulationsmustern bleiben ebenfalls zum Teil unberücksichtigt.

2. Es werden die vom ECHAM4 prognostizierten (weniger sicheren) Zirkulationsmuster bzw. Wetterlagen verwendet und über eine objektive Wetterlagenklassifikation statistisch mit den bisherigen Beobachtungen/Messungen verknüpft (ENKE 2003).

Dabei können neue Extrema mit veränderter Dauer gefunden werden; die Verifikation zeigt geringe Abweichungen. Von Nachteil ist, dass großräumige Zirkulationsveränderungen, wie z. B. die ausgeprägte Zunahme der Westwetterlagen im ECHAM4, auch im regionalen Skalenbereich verstärkt auftreten und somit die Niederschlagsverteilungen gleichen Wetterlagentyps identisch sind.

3. Es werden alle vom ECHAM4 prognostizierten und mit Unsicherheiten verbundenen Größen als Antrieb für das doppelt genestete regionale Klimamodell REMO (1/6 Grad) eingesetzt (JACOB und BÜLOW 2003).

Die dynamische regionale Klimamodellierung ist das prinzipiell am besten geeignete Instrument zur Ermittlung zukünftigen Klimas, wobei zusätzlich eine höhere zeitliche Auflösung möglich ist. Die bisherigen Ergebnisse sind jedoch noch unbefriedigend, weil eine Reihe ungelöster Fragen weitere Entwicklungsarbeiten erforderlich machen; z. B. bei der verbesserten Simulation des Wasserkreislaufs sowie dessen Jahrgang und interannuelle Variabilität in der Atmosphäre (Wasserdampf, Wolkenwasser) und am Boden (Schnee, Bodenwasser, Grundwasser, Abfluss).

Die Punktergebnisse der beiden statistischen Verfahren (PIK und Meteo-Research) zur Ermittlung von Klimaszenarien für 2021 bis 2050 wurden in regionalisierte Zeitreihen täglicher Werte für Rasterfelder umgerechnet. Die Ergebnisse des regionalen dynamischen Modells (MPI) liegen als Zeitreihen stündlicher Werte in Form von Rasterwertdateien (etwa 18 km x 18 km) vor. Um diesen Unterschieden in den Ausgabedatensätzen der Klimaszenarien-Berechnungen sowie den darin enthaltenen Unsicherheiten Rechnung zu tragen, wurden einfache und robuste Verfahren zur Regionalisierung der Klimaszenarien gewählt. Zum Vergleich wurden zunächst die in Abb. 27-2 dargestellten - aus den 33 Untersuchungsgebieten abgeleiteten und zusammengefassten - neun KLIWA-Regionen für Süddeutschland definiert und Mittelwerte der Temperatur und des Niederschlags für 2021 bis 2050 von allen drei Modelliergruppen eingetragen und gegenübergestellt.

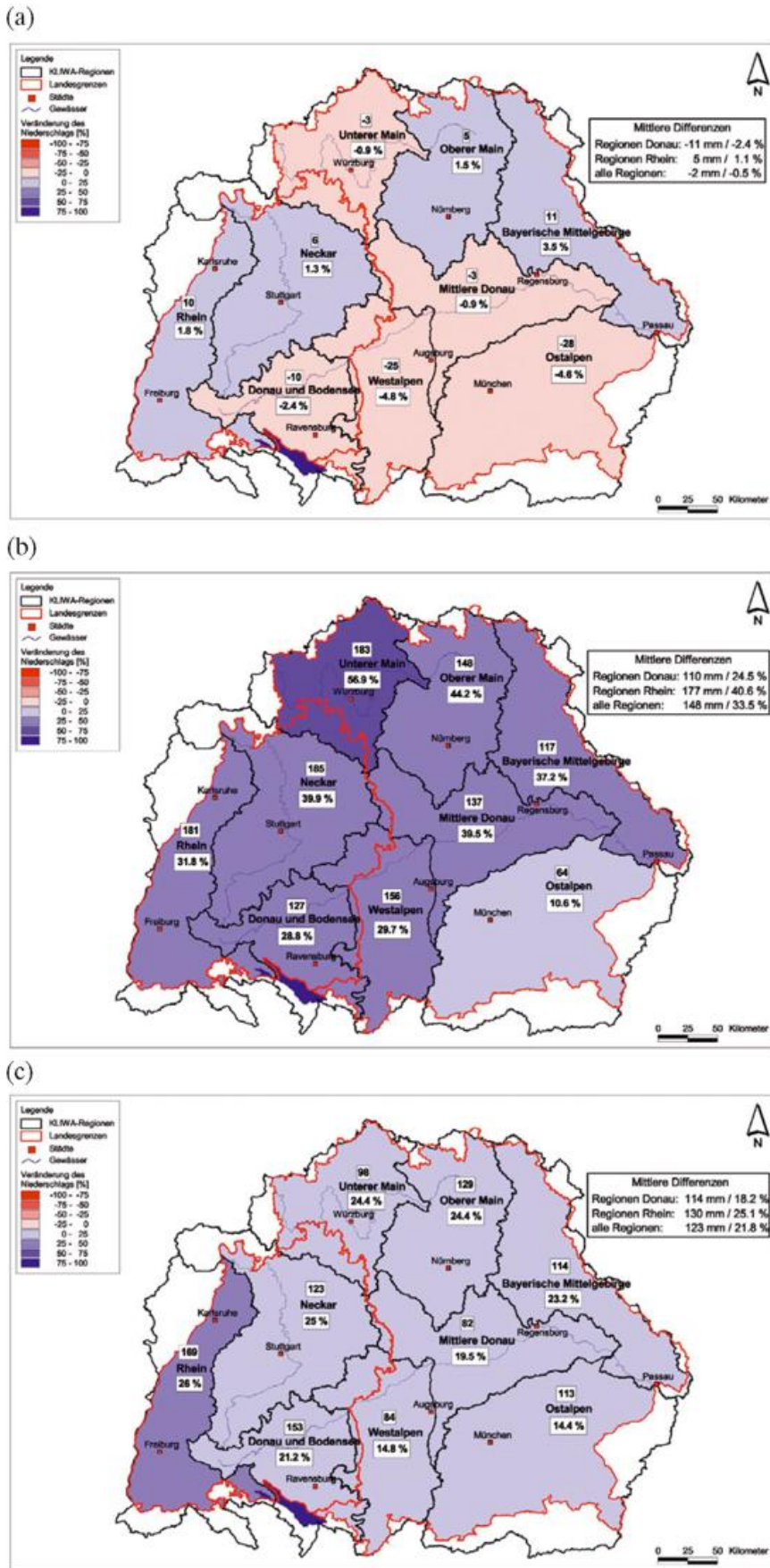


Abb. 27-4: Vergleich der Ergebnisse aus Szenarien-Berechnungen - Differenz (in %) zwischen Szenarium für 2021 bis 2050 und Messungen oder Kontrolllauf von 1971 bis 2000 für den Niederschlag im hydrologischen Winterhalbjahr von (a) PIK, (b) Meteo-Research und (c) MPI.

Wie aus den Untersuchungen zum Langzeitverhalten der hydrometeorologischen Größen hervorgeht, treten in den Jahren 1971 bis 2000 neben den positiven Temperaturveränderungen vor allem auch die Niederschlagszunahmen im hydrologischen Winterhalbjahr hervor.

Dieser Trend setzt sich im hydrologischen Winterhalbjahr bei mittleren Zunahmen der Lufttemperatur zwischen +1,0 und +2,0 K über Süd-Deutschland entsprechend den Modellberechnungen in der Zukunft in unterschiedlichem Ausmaß fort. Die Berechnungen des PIK (nur mit der Leitgröße Lufttemperatur aus dem globalen Modell) weisen gegenüber dem heutigen Klima (1971 bis 2000) fast keine Niederschlagsveränderungen auf. Sie liefern somit die untere Grenze der Bandbreite (Abb. 27-4a). Mit der Leitgröße „Wetterlagenklassifikation“ sind nach ENKE/Meteo-Research (2003) in Süd-Deutschland kräftige Niederschlagszunahmen zu erwarten (Abb. 27-4b). Das dynamische Downscaling des MPI (mit dem Randantrieb durch ECHAM4 bzw. REMO 1/2 Grad) liegt im Mittelfeld (Abb. 27-4c). Zu berücksichtigen ist allerdings, dass bei den beiden statistischen Verfahren nur geringe Abweichungen im Verifikationslauf zu beobachten sind, während beim dynamischen Modell zwischen Kontrolllauf und dem heutigem Klima bereits erhebliche Überschätzungen der winterlichen Niederschläge auftreten (Abb. 27-5). Die Überschätzung der Winterniederschläge aus ECHAM4 kann demnach nur zum Teil durch REMO (1/6 Grad) kompensiert werden.

Im hydrologischen Sommerhalbjahr erweitert sich die Bandbreite der drei verschiedenen Modellergebnisse erheblich. Die Ursachen liegen in der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität konvektiver Niederschläge. Diese führen sowohl bei der Übertragung der Punktmessungen eines Bodenniederschlagsmessnetzes auf die Fläche zu erhöhten Unsicherheiten bei der Erfassung des heutigen Klimas und erst

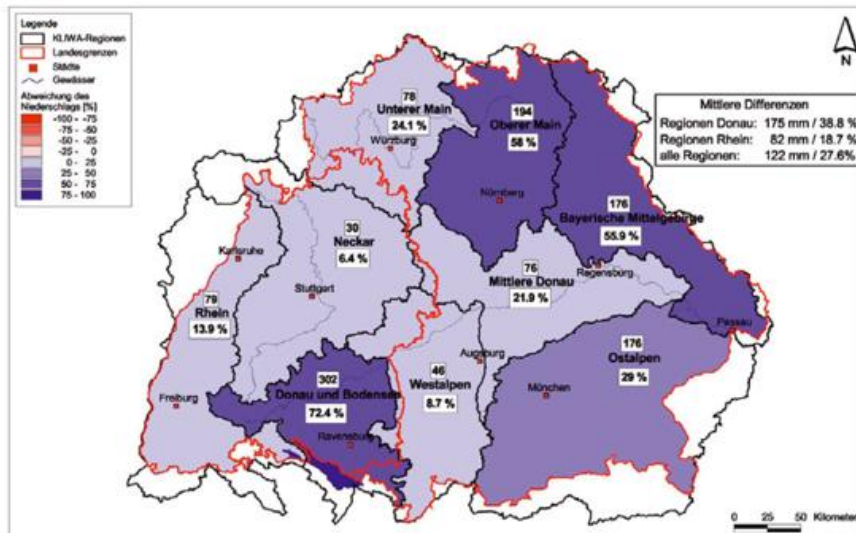


Abb. 27-5: Vergleich zwischen Kontrolllauf und gemessenem Niederschlag in den hydrologischen Winterhalbjahren 1971 bis 2000, MPI.

recht bei der Simulation von Klimaszenarien. Davon betroffen sind sowohl statistische Verfahren als auch die regionale dynamische Klimamodellierung. Bei letzterer dürfte die bei einer Maschenweite von 1/6 Grad noch unzureichende Konvektionsparameterisierung einen Einfluss haben.

4 Auswirkung der Klimaveränderungen auf den Wasserhaushalt/Abfluss - Erste Ergebnisse aus den KLIWA-Pilotprojekten

4.1 Bedeutung der Wasserhaushaltsmodellierung

Die Modellierung der Wasserhaushaltskomponenten reale Verdunstung, Grundwasserneubildung, Bodenfeuchte, Wasseräquivalent der Schneedecke und schließlich Abfluss hat in der operativen Hydrologie und Wasserwirtschaft in den letzten Jahren an Bedeutung gewonnen. Bisher wurden für Bemessungsfragen und den Betrieb wasserwirtschaftlicher Anlagen die entsprechenden hydrologischen Modelle meist für kleine (<500 km², untere Mesoskala) bis mittelgroße Einzugsgebiete (<5000 km², obere Mesoskala) erstellt. Mittlerweile treten Untersuchungen zu den Folgen der großflächigen Veränderungen unserer Landschaft und zu den Auswirkungen von Klimaveränderungen in den Vordergrund. Somit verstärkt sich auch die Forderung nach der hydrologischen Modellierung großer Fluss- und Stromgebiete (>10000 km², Makroskala).

Integriertes Flussgebietsmanagement heißt die Herausforderung heute. Sie zielt auf die Verbesserung des Hochwasserschutzes und der Hochwasservorsorge, aber auch der Sicherung des Wasserdargebots, insbesondere in Niedrigwasserzeiten, ab. Aber auch die Aufrechterhaltung der vielfältigen Nutzungen eines Gewässers, wie z. B. der Wasser- und Energieversorgung, der Schifffahrt sowie zur Gewährleistung ökologischer Mindestanfor-

derungen sind wasserwirtschaftliche Aufgaben.

4.2 Modelle des Wasserhaushalts

Zur Untersuchung der Folgen des Klimawandels für Flussgebiete Bayerns und Baden-Württembergs sowie für das internationale Einzugsgebiet des Rheins mit den im Rahmen des Projekts KLIWA erstellten regionalen Klimaszenarien kommen die national und international anerkannten und erprobten Wasserhaushaltsmodelle LARSIM (BREMICKER 2000; EBEL et al. 2000) und ASGi (SCHULLA 1997; KLEEBERG et al. 1999) sowie das Niederschlag-Abfluss-Modell HBV-SMHI zum Einsatz (BERGSTRÖM 1996).

Für die gesamte Fläche Baden-Württembergs wurden Wasserhaushaltsmodelle auf der Basis des Programmsystems LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) erstellt. Bei einem Flächenraster von 1 km x 1 km werden die Prozesse Interzeption, Verdunstung, Schneedeckenaufbau, -setzung und -schmelze, Bodenwasserspeicherung, horizontaler Wassertransport sowie Speicherung in Gerinnen und Seen beschrieben.

Das Modellsystem ASGi (Kontinuierlicher Abfluss- und Stofftransport - integrierte Modellierung unter Nutzung von GIS) basiert in seinem Modul „Wasserhaushalt/Abfluss“ im Wesentlichen auf dem Modell WASIM-ETH und wird in Bayern genutzt. Das Modell HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) ist eine Entwicklung des SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute). Die hydrologische Berechnungseinheit bilden Teileinzugsgebiete, innerhalb derer über eine Flächen-Höhen-Verteilung in Verbindung mit einer groben Landnutzungsunterteilung klimatologische und landnutzungsbedingte Heterogenitäten, insbesondere zur Modellierung der Schnee- prozesse berücksichtigt werden können. Es wurde ursprünglich als ein auf Tageswertbasis arbeitendes Langzeitsimulationsmodell entwickelt. Die Modellkonzeption erlaubt aber auch Anwendungen des Modells für kleinere Zeitschritte.

Die hydrologische Modellierung einzelner Flussgebiete unter Verwendung der drei im Rahmen von KLIWA entwickelten regionalen Klimaszenarien von PIK, von Meteo-Research und dem MPI (s. Abschnitt 3.3) steht erst am Anfang. Hier soll deshalb nur die Vorgehensweise bei der Umsetzung der Ergebnisse regionaler Klimamodelle mit hydrologischen Modellen dargestellt und die damit verbundenen Probleme erläutert werden. Die wesentlichen Wasserspeicher- und Wassertrans-

Tab. 27-2: Kenndaten der im Projekt KLIWA benutzten hydrologischen Modelle.

Name	Räumliche Auflösung	Anzahl Landnutzungseinheiten	Verdunstungsansatz	Anwendungsgebiet
LARSIM	1 km x 1 km	16	PENMAN-MONTEITH	Baden-Württemberg flächendeckend
LARSIM	18 km x 18 km	14	PENMAN-MONTEITH/THOMPSON et al. (1981)	Rhein bis zur deutsch-niederländischen Grenze
ASGi	1 km x 1 km	bis zu 20	PENMAN-MONTEITH, WENDLING, HAMON	u. a. oberer Main, Regnitz, Naab
HBV-SMHI	~1000 km ²	2	FAO-Gras-Referenzverdunstung klimatologisch, WENDLING (1995)	Rhein bis zur deutsch-niederländischen Grenze

portprozesse in und aus einem Flusseinzugsgebiet, die von den in Tab. 27-2 aufgeführten hydrologischen Modellen berücksichtigt werden, sind in Abb. 27-6 schematisch dargestellt. Unterschiede zwischen den Modellen bestehen einerseits in der Detailliertheit der Beschreibung der Abflussbildungsprozesse und andererseits in der zu Grunde gelegten räumlichen Auflösung. Der Rechenzeitschritt der gegenwärtigen Modelle beträgt 1 Tag und es können kontinuierliche Simulationen von z. B. 30-jährigen Zeitreihen problemlos durchgeführt werden. Dieser Zeitschritt kann im Bedarfsfall, z. B. für spezielle Hochwasseranwendungen, auch auf 1 Stunde reduziert werden. Hierzu ist in der Regel aber eine Neukalibrierung des hydrologischen Modells erforderlich.

Mit dem Grad der räumlichen Auflösung wächst die Anforderung an die Genauigkeit der hydrometeorologischen Eingangsgrößen. Die wichtigste Eingabe für die Wasserhaushaltsberechnung ist die regionalisierte Niederschlagsverteilung, bezogen auf das gewählte Modellraster; hilfsweise werden dazu auch Hintergrundfelder herangezogen, die normiert räumliche Verteilungen des Niederschlags in Abhängigkeit von den Wetterlagen und topographischen Verhältnissen widerspiegeln.

Die wesentlichen Arbeitsschritte bei der Umsetzung der regionalen Klimaszenarien in die hydrologischen Modelle sind aus Abb. 27-7 ersichtlich. Aussagen für zukünftig zu erwartende Veränderungen der hydrometeorologischen Größen (z. B. Niederschlag und Lufttemperatur) können am besten durch den Vergleich zwischen simuliertem Ist-Zustand und Zukunftsszenarien gemacht werden (siehe Abschnitt 3.3), weil dabei vorhandene systematische Fehler des Klimamodells zumindest teilweise eliminiert werden. Die so gewonnenen hydrologischen Änderungen bilden die Basis für eine Abschätzung der Wirkungen auf die Wasserwirtschaft.

4.3 Erste Ergebnisse für verschiedene Einzugsgebiete

Rhein

Hier werden beispielhaft die Ergebnisse von HBV-SMHI, angetrieben von REMO, bis zur deutsch-niederländischen Grenze (Einzugsgebiet $A_{E0} = 159500 \text{ km}^2$) vorgestellt. In den Abb. 27-8 bis 27-11 sind die Ergeb-

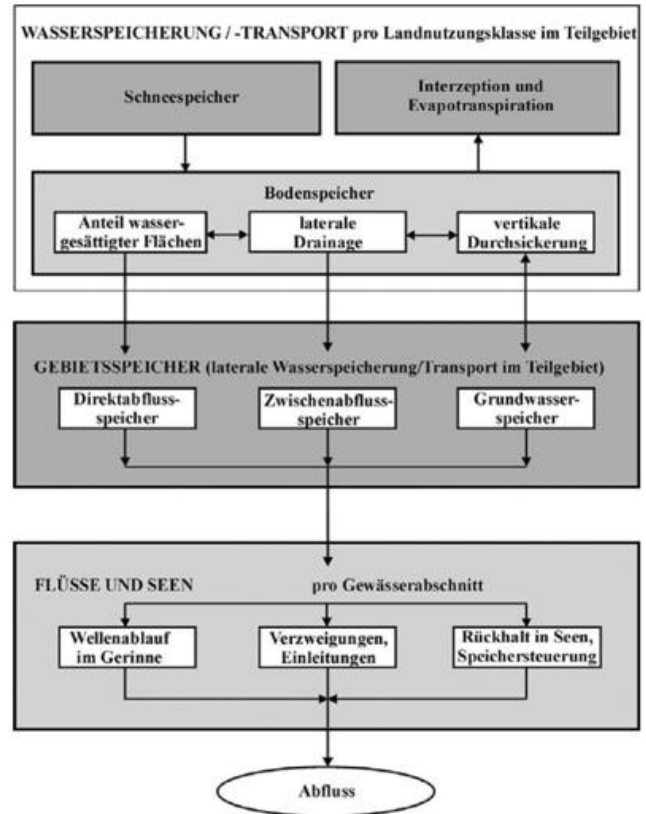


Abb. 27-6: Komponenten (Wasserspeicher und -transportprozesse) hydrologischer Modelle zur Beschreibung der Abflussbildungs-, -konzentrations und Wellenablaufprozesse in Flusseinzugsgebieten (nach BRE-MICKER 2000).

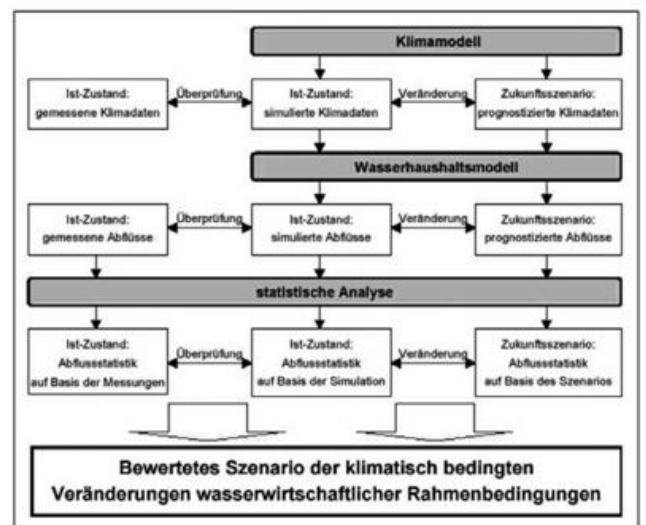


Abb. 27-7: Generelle Vorgehensweise bei der Nutzung von Klimaszenarien für Wasserhaushaltssimulationen (bezogen auf die Abflüsse).

nisse des Modells HBV-SMHI für den Rheinpegel Andernach zwischen Mittel- und Niederrhein mit einem Einzugsgebiet von 139549 km² Fläche wiedergegeben. Der Jahresgang des Abflusses (Abb. 27-8) zeigt, dass das Abflussregime in Andernach immer noch stark von dem des Rheins an der deutsch/schweizerischen Grenze bei Basel ($A_{Eo} = 36035 \text{ km}^2$) geprägt ist. Bezogen auf den mittleren Jahresabfluss (MQ) bei Andernach beträgt der Abflussanteil des alpinen Einzugsgebietes noch immer etwa 60 % (Abb. 27-11). Aus Abb. 27-8 ist ebenfalls die Größenordnung der Unsicherheiten der hydrologischen Modellierung zu entnehmen. Das derzeit angeeichte Modell HBV-SMHI weist eine leichte systematische Unterschätzung der Abflüsse im hydrologischen Winterhalbjahr sowie eine geringe Überschätzung der Abflüsse in den meisten Monaten des hydrologischen Sommerhalbjahres auf. Die Unsicherheiten bewegen sich aber insgesamt gesehen im Rahmen der derzeit generell mit hydrologischen Modellen erreichbaren Genauigkeit. Um REMO-Modellergebnisse auf HBV-SMHI anzuwenden, wurden die Niederschlags- und Temperaturreihen zu Tageswerten aufsummiert und anschließend zu Gebietswerten für 134 Teileinzugsgebiete des Rheins zusammengefasst. Damit stehen Zeitreihen für den Kontrolllauf (1971 bis 2000) sowie für 2021 bis 2050 als Eingangsdaten für die hydrologische Modellierung zur Verfügung.

Die mit Szenarien des Niederschlags und der Temperatur berechneten Abflüsse zeigen im Vergleich zu den mit Messungen erzielten Modellergebnissen, dass die interannuelle Variabilität des Abflusses zufriedenstellend wiedergegeben wird (Abb. 27-9). Es sind jedoch systematische Unterschiede bei Mittelwerten zu erkennen, die deutlich in der Darstellung des Abflussregimes (Abb. 27-10) hervortreten. Der Jahresabfluss bei Andernach steigt zwischen Kontroll- und Szenarienlauf um etwa 50 % an. Die in Abb. 27-11 ebenfalls dargestellten Änderungen des Jahresabflusses am Rheinpegel Basel sowie der größeren Nebenflüsse des Rheins belegen, dass diese starke Zunahme in allen

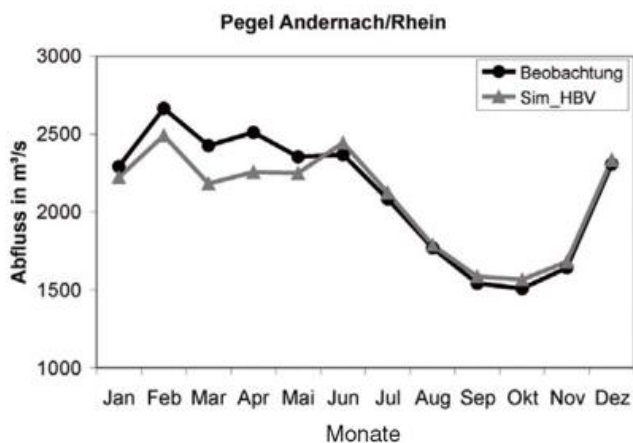


Abb. 27-8: Mittlere monatliche Abflüsse am Pegel Andernach/Rhein basierend auf Pegelmessungen (1961 bis 1990) bzw. Simulationen mit HBV-SMHI.

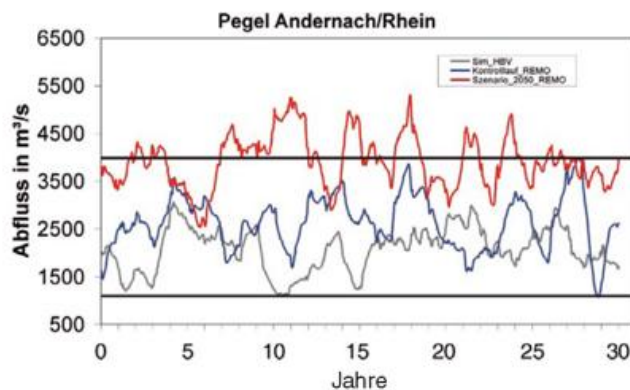


Abb. 27-9: Gleitendes Mittel (365 Tage) der Tagesmittel des Abflusses am Pegel Andernach/Rhein für die mit HBV-SMHI simulierten Abflüsse unter Verwendung der regionalisierten Werte des REMO-Kontrolllaufs (blaue Linie), des REMO-Szenarienlaufs 2021 bis 2050 (rote Linie) sowie gemessener meteorologischer Größen (schwarze Linie).

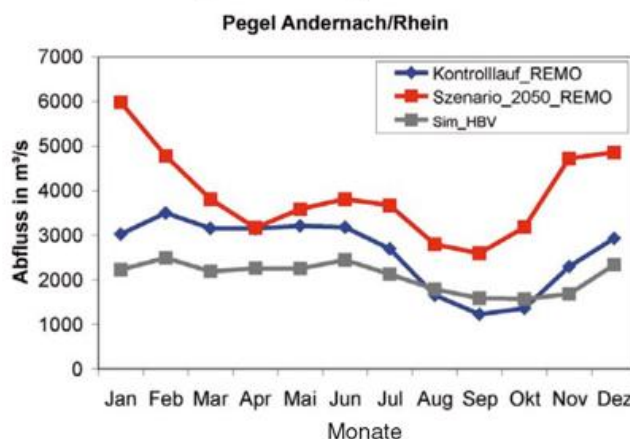


Abb. 27-10: Mittlere monatliche Abflüsse am Pegel Andernach/Rhein, basierend auf drei Simulationen mit HBV-SMHI unter Verwendung des REMO-Kontrolllaufs (blaue Linie), des REMO-Szenarienlaufs 2021 bis 2050 (rote Linie) sowie gemessener meteorologischer Größen (schwarze Linie).

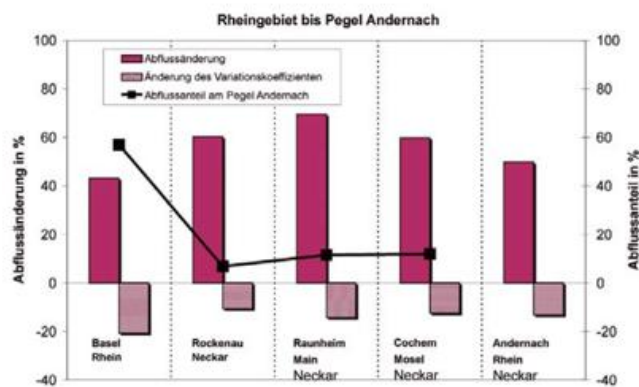


Abb. 27-11: Änderungen der mit dem REMO-Kontrolllauf als Eingang berechneten mittleren jährlichen Abflüsse und der Variationskoeffizienten für Pegel der wichtigsten Nebenflüsse des Rheins sowie am Pegel Andernach/Rhein, bezogen auf die mit dem REMO-Szenarienlauf 2021 bis 2050 (rote Linie) simulierten Abflüsse unter Verwendung von HBV-SMHI. Weiterhin ist der Anteil der Nebenflüsse am Abfluss des Rheins am Pegel Andernach/Rhein dargestellt (durchgezogene Linie).

Flussgebieten auftritt. Gleichzeitig schrumpft die Variabilität der täglichen Abflusswerte, hier ausgedrückt als Variationskoeffizient, im Szenarium gegenüber dem Kontrolllauf.

Die in den REMO-Ergebnissen (s. Abschnitt 3.3) ofenkundige Niederschlagszunahme tritt also im Abfluss wesentlich verstärkt zu Tage. Dies belegt die Sensitivität hydrologischer Systeme gegenüber Änderungen im Niederschlag. Diese gerade von numerischen Wettervorhersage- und Klimamodellen am schwierigsten vorherzusagende Größe ist die wichtigste für die hydrologisch-wasserwirtschaftliche Klimafolgenabschätzung.

Neckar

In Abb. 27-12a und b sind die Ergebnisse der Simulation des Wasserhaushalts mit dem Modell LARSIM bei 1 km² Auflösung für den Pegel Rockenau am Neckar ($A_{Eo} = 12676 \text{ km}^2$) dargestellt. Die monatlichen mittleren Abflüsse (MoMQ) nach ENKE/Meteo-Research sowie mit REMO/JACOB/MPI werden mit dem statistischen Verfahren zwar besser nachgebildet als mit dem dynamischen Modell, aber beide Ergebnisse sind dennoch befriedigend. Der Vergleich zwischen den Perioden 1971 bis 2000 und 2021 bis 2050 zeigt für beide Verfahren der Klimaszenarienberechnungen eine starke Zunahme des Abflusses, vor allem in den Wintermonaten.

Oberes Maingebiet

Das Einzugsgebiet des Oberen Main mit einer Fläche von nur etwa 4400 km² wurde aus den bayerischen Flussgebieten, für die das Modellsystem ASGi bereits angepasst ist, als Pilotprojekt ausgewählt. Es wurde der Wasserhaushalt mit den Ergebnissen aller drei Klimaszenarien für den Zeitraum 2021 bis 2050 in voller räumlicher (1 km x 1 km) und zeitlicher (Tageschritte) Auflösung simuliert. Für den Pegel Kemmern, den Auslasspegel des Untersuchungsgebiets, zeigen die Abb. 27-13a und b die mittleren monatlichen (MoMQ) und die höchsten (MoHQ) Abflüsse pro Monat für 1971 bis 2000, den mit ASGi simulierten Ist-Zustand und das „mittlere“ der drei Zukunftsszenarien (ENKE/Meteo-Research 2003). Die Ganglinien für die simulierten Ist-Zustände der Abflüsse zeigen eine ausreichende Übereinstimmung. Die mittleren Abflüsse für 2021 bis 2050 nehmen in den Wintermonaten deutlich zu.

Eine vertiefte Bewertung weiterer Simulationen wird die Betroffenheit wasserwirtschaftlicher Nutzfunktionen und Schutzsysteme infolge des Klimawandels erkennen und Anpassungsstrategien entwickeln lassen.

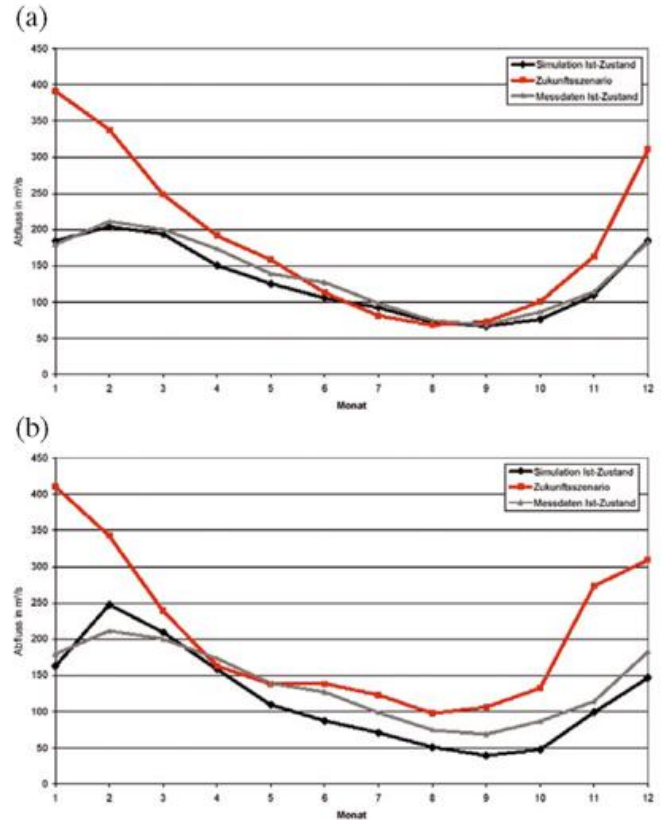


Abb. 27-12: Ergebnisse der Wasserhaushaltssimulation der mittleren monatlichen Abflüsse mit dem Zukunftsszenarium nach ENKE/Meteo-Research (a) und REMO (b) am Pegel Rockenau/Neckar.

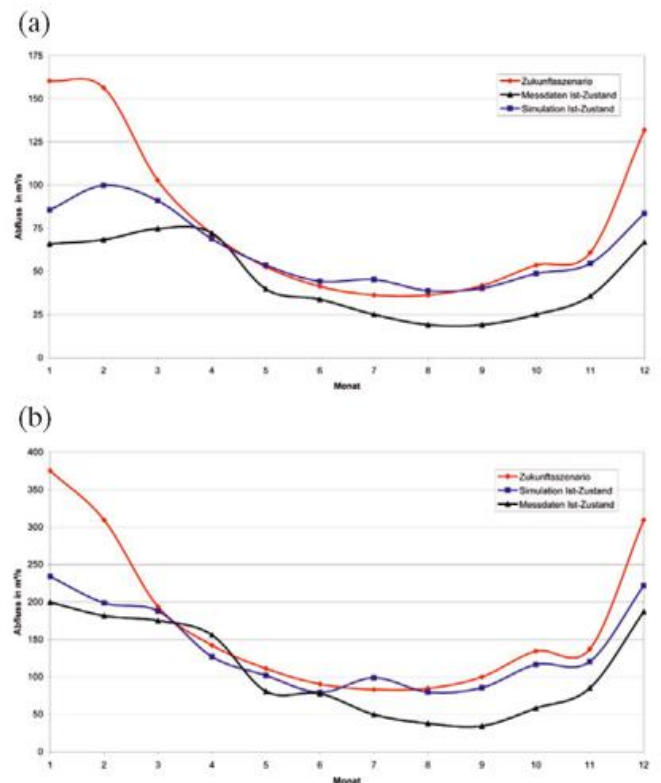


Abb. 27-13: Ergebnisse der Wasserhaushaltssimulation der mittleren monatlichen Abflüsse (a) und der mittleren monatlichen Hochwasserabflüsse (b) mit dem Zukunftsszenarium nach ENKE/Meteo-Research am Pegel Kemmern/Oberer Main.

5 Ausblick

Im Projekt KLIWA steht zunächst die exemplarische Behandlung der Frage hinsichtlich einer möglichen zukünftigen Hochwasserverschärfung im Vordergrund. Hochwasserereignisse in den betrachteten Regionen sind vorrangig mit winterlichen Starkniederschlägen verbunden. Somit liefern die in den Pilotuntersuchungen eingesetzten Szenarienergebnisse für 2021 bis 2050 von REMO/MPI und ENKE/Meteo-Research auf Grund der zunehmenden winterlichen Starkniederschläge deutliche Hinweise auf eine solche Verschärfung. Die Klimaszenarien folgen damit dem in den letzten drei Jahrzehnten des vergangenen Jahrhunderts gefundenen Trend.

Trotz der noch bestehenden Unsicherheiten erscheint die Kopplung von Klimamodellen und hydrologischen Modellen vielversprechend, um Abschätzungen der Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt vornehmen zu können. Die bestehenden Unsicherheiten sind jedoch auf allen Ebenen beginnend bei der globalen Klimamodellierung über die regionale Klimamodellierung bis hin zur hydrologischen Modellierung noch deutlich zu reduzieren. Außerdem sind spezielle statistische Methoden zur Berücksichtigung der verbleibenden Unsicherheiten insbesondere im hydrologischen Sommerhalbjahr bei der Bewertung von Modellergebnissen zu verbessern bzw. noch zu entwickeln.

Untersuchungen zu ökologischen und sozioökonomischen Folgewirkungen von Klimaveränderungen werden sich anschließen müssen. Trotzdem ist es im Sinne des Vorsorgeprinzips bereits jetzt notwendig, über angepasste wasserwirtschaftliche Handlungsempfehlungen nachzudenken.

Literatur

- AK KLIWA, 2002: Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse in Baden-Württemberg und Bayern, KLIWA-Berichte, Heft 2, JVA-Druckerei, Mannheim, 98 Seiten.
- BERGSTRÖM, S., 1996: The HBV Model. In: V. P. Singh (Hrsg.): Computer Models of Watershed Hydrology, *Water Resources Publications*, Colorado, USA, 443-476.
- BREMICKER, M., 2000: Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. - *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 11, 119 S.
- EBEL, M., K. LUDWIG, K.-G. RICHTER, 2000: Mesoskalige Wasserhaushaltsmodellierung im Rheineinzugsgebiet mit LARSIM. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 6, 308-312.
- ENKE, W. (Meteo-Research), 2003: Abschlussbericht - Anwendung einer Wetterlagenklassifikation für Süddeutschland auf Kontrolllauf und Szenario eines transienten ECHAM4 Klimasimulationslaufs (Szenario B2) zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen für Süddeutschland. Meteo-Research, Berlin, im Auftrag des AK KLIWA, unveröffentlicht, 55 Seiten Text, Abbildungen und Tabellen im Anhang.
- GERDES, R., C. W. BÖNING, J. WILLEBRAND, 2003: Allgemeine Zirkulationsmodelle, *Ozean, promet* 29, H. 1/4, 15-28.
- GERSTENGARBE, F. W., P. C. WERNER, H. ÖSTERLE, T. ZENKER (PIK), 2002: Abschlussbericht zum Werkvertrag B-Nr. 10029524/43, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V., Potsdam, im Auftrag des AK KLIWA, unveröffentlicht, 29 Seiten Text, Abbildungen und Tabellen im Anhang.
- JACOB, D., K. BÜLOW (MPI), 2003: Abschlussbericht - Dynamische Erstellung von hochaufgelösten Klimaszenarien (1/6°) als Basis für wasserwirtschaftliche Handlungsempfehlungen im KLIWA-Projekt B 1.1.1 Klimaszenarien., Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, im Auftrag des AK KLIWA, unveröffentlicht, 11 Seiten Text, Abbildungen im Anhang.
- KLEEBERG et al., 1999: ASGi - Band 1: Theoretische Grundlagen. Unpublizierte Modellbeschreibung, 203 S.
- RASCHKE, E., M. QUANTE, 2002: Wolken und Klima, *promet* 28, H. 3/4, 95 - 107.
- SCHULLA, J., 1997: Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. *Zürcher Geographische Schriften* 69, 161 S.
- SHIKLOMANOV, J.-A. (Hrsg.), 1997: Assessment of Water Resources and Water Availability of the World, World Meteorological Organization, Genf, 88 S.
- STRIGEL G., B. RUDOLF, T. MAURER, 2004: Bericht über die Tätigkeit und Produkte des Global Runoff Data Centre (GRDC), des Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), und des International Groundwater Assessment Centre (IGRAC). In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 1, S. 27-32.
- THOMPSON, N., I. A. BARRIE, M. AYLES, 1981: The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system MORECS (July 1981). *Hydrological Memorandum No. 45*, Meteorological Office (GB), 69 S.
- UN-World Water Development Report (UN-WWDR), 2003: Water for People, Water for Life, UNESCO, Paris, 576 S.
- WENDLING, U., 1995: Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft* 85, 602-604.
- WMO, 2003a: Agrometeorology Related to Extreme Events, WMO-No. 943, Genf, 137 S.
- WMO, 2003b: The Global Climate System Review, WMO-No. 950, Genf, 144 S.

28 R. SAUSEN Luftverkehr und Klima

1 Einleitung

Der Luftverkehr trug 1995 weltweit mit 2,4 % zu den anthropogenen CO₂-Emissionen bei. Wenn diese CO₂-Emissionen der einzige Einfluss des Luftverkehrs auf das Klima wären, dann verdiente der Luftverkehr nicht die besondere Behandlung, die er durch ein eigenes Kapitel in diesem *promet*-Heft erfährt und die sich in einer Vielzahl von Forschungsprojekten und speziellen Publikationen (z. B. IPCC 1999; SCHUMANN und AMANATIDIS 2001; SAUSEN et al. 2004) manifestiert.

Abgesehen von den CO₂-Emissionen kann der Luftverkehr das Klima noch auf eine Reihe von anderen Wegen beeinflussen, wovon einige einzigartig für anthropogene Klimaänderungen sind (PRATHER und SAUSEN 1999; siehe auch deren Abb. 6-1). Flugzeuge sind klimawirksam

- durch Emission von strahlungsaktiven Substanzen (Gase und Partikel, z. B. Wasserdampf oder Ruß),
- durch Emission von Substanzen, die über chemische (und mikrophysikalische) Prozesse strahlungsaktive Substanzen erzeugen oder zerstören (z. B. Stickoxide, die die Ozon- und Methankonzentration verändern) und
- durch die Emission von Substanzen, die zur Bildung zusätzlicher Wolken (Kondensstreifen) und zur Veränderung der natürlichen Bewölkung führen.

2 Strahlungsantrieb als Metrik für Klimaänderungen

Ein geeignetes Werkzeug zur Bestimmung der Auswirkungen von anthropogenen Emissionen auf das Klima sind gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modelle, wie sie auch vom Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zur Bewertung anthropogener Klimaänderungen genutzt wurden (z. B. IPCC 2001; siehe auch Kapitel 22 im 1. Teilheft), allerdings erweitert um Module zur Beschreibung chemischer Prozesse. Jedoch macht es die Intensität der internen (natürlichen) Variabilität des Klimasystems schwer, das Signal einer kleinen anthropogenen Störung (wie z. B. das Signal des luftverkehrsbedingten CO₂) vom natürlichen „Rauschen“, d. h. von der internen Variabilität, zu trennen.

Das oben genannte statistische Problem lässt sich weitgehend durch die Bestimmung des Strahlungsantriebes *RF* vermeiden. Unter dem Strahlungsantrieb versteht man die instantane Abweichung des global gemittelten Netto-Strahlungsflusses an der Tropopause

vom Gleichgewicht. Sie ergibt sich durch eine plötzliche Änderung der Konzentrationen strahlungsaktiver Substanzen, wobei alle anderen Zustandsgrößen konstant gehalten werden. Lediglich die Temperatur der Stratosphäre darf ein neues Strahlungsgleichgewicht annehmen, d. h. wir betrachten hier das sogenannte „stratosphere-adjusted, tropopause radiative forcing (RF)“ oder „fixed dynamic heating RF“ an der Tropopause. Positive Strahlungsantriebe führen zu einer Erwärmung der unteren Atmosphäre, negative zu einer Abkühlung.

Der Strahlungsantrieb kann für eine gegebene Störung mit vergleichsweise geringem Aufwand bestimmt und als Maßzahl für die zu erwartende Klimaänderung verwendet werden (PRATHER und SAUSEN 1999). Für ein gegebenes *RF* ergibt sich die erwartete Gleichgewichts-Änderung der global gemittelten Bodentemperatur ΔT_{surf} in erster Ordnung als (siehe auch IPCC 1996)

$$\Delta T_{surf} = \lambda RF, \quad (28-1)$$

wobei λ der sogenannte Klimasensitivitätsparameter ist. Für eine große Zahl von Klimaantrieben (wie CO₂-Änderungen oder Schwankungen der solaren Strahlung) ist der Klimasensitivitätsparameter λ unabhängig von der Art und Größe des Antriebes, jedoch in hohem Maße abhängig vom Klimamodell, für das er bestimmt wurde. Bei den derzeit gängigen Klimamodellen liegt der Wert für den Klimasensitivitätsparameter λ zwischen 0,5 K/(Wm⁻²) und 1,3 K/(Wm⁻²), beim deutschen Klimamodell ECHAM4 hat λ den Wert 0,8 K/(Wm⁻²). Gl. (28-1) gilt auch für Linearkombinationen von Antrieben; daher ermöglicht die Kenntnis des Strahlungsantriebes den Vergleich verschiedener Antriebe hinsichtlich ihrer Klimawirkung.

Weder der Klimasensitivitätsparameter noch Strahlungsantrieb und Gleichgewichtstemperaturänderungen können direkt beobachtet werden. Der Strahlungsantrieb ist das Ergebnis eines Gedankenexperiments; die Gleichgewichtstemperatur wird nie erreicht, da das Klimasystem nie einem einzigen konstanten Antrieb unterworfen ist. Damit lässt sich offensichtlich λ nicht exakt aus Beobachtungsgrößen berechnen.

3 Luftverkehrsszenarien

Die zukünftige Entwicklung des Luftverkehrs kann nicht deterministisch über Jahrzehnte prognostiziert werden. Deshalb behilft man sich mit Szenarien der Luftverkehrsentwicklung. Szenarien beschreiben mög-

liche (konsistente) Entwicklungspfade, ohne Aussagen über die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens eines bestimmten Szenarios zu machen. In IPCC (1999) wird eine größere Anzahl solcher Szenarien vorgestellt, für eine Untermenge wurde die zu erwartende Klimaänderung abgeschätzt. Wir werden uns hier auf ein Beispiel konzentrieren, auf Szenario *Fa1* (Abb. 28-1); hier nimmt der Verkehr von 1992 bis 2050 um einen Faktor 6,4 zu, wenn man das Transportvolumen (in Personenkilometern bzw. Frachttonnenkilometern) betrachtet. Die mittlere jährliche Wachstumsrate liegt bei 3,1 %. Wegen der Einführung effizienterer Flugzeuge und verbesserter Flugverkehrsmanagementsysteme wachsen die CO₂-Emissionen nur um 1,7 % jährlich; das entspricht einer Zunahme um den Faktor 2,7 von 1992 bis 2050. Dieses Luftverkehrs-Szenario ist konsistent mit dem Hintergrund-Szenario *IS92a* (IPCC 1992) für alle anthropogenen Beiträge. Auch das in Abb. 28-1 dargestellte Luftverkehrs-Szenario *Eab* sowie einige weitere sind konsistent zu *IS92a*.

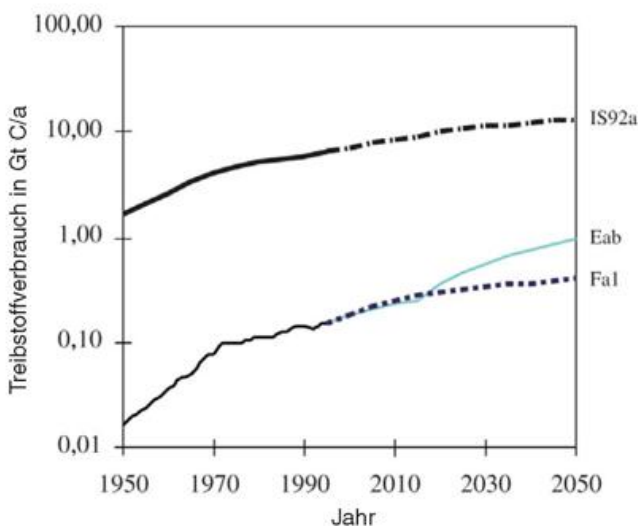


Abb. 28-1: Der Verbrauch von fossilem Treibstoff durch den Luftverkehr von 1950 bis 1992 (dünne ausgezogene Kurve) und für die beiden Szenarien *Fa1* und *Eab* der zukünftigen Entwicklung. Zum Vergleich ist der gesamte Verbrauch von fossilen Treibstoffen (dicke ausgezogene Kurve) und eine potentielle zukünftige Entwicklung (Szenario *IS92a*) dargestellt. Man beachte die logarithmische Skala. Quelle: PRATHER und SAUSEN 1999.

4 Beiträge der einzelnen Komponenten von Luftverkehrsemissionen zum Strahlungsantrieb

4.1 Kohlendioxid

Die atmosphärische Lebensdauer von zusätzlichem Kohlendioxid (CO₂) beträgt knapp 100 Jahre. Daher ist CO₂ in der Atmosphäre weitgehend homogen verteilt und es spielt keine Rolle, wo eine Emission stattfindet; lediglich die Menge und der Zeitpunkt der Emission sind für die Klimawirkung von Bedeutung.

1992 waren etwa 1,2 ppmv des atmosphärischen CO₂ durch den Luftverkehr verursacht. Das sind 1,6 % des anthropogenen Anstieges (76 ppmv) seit 1800. Gemäß Szenario *Fa1* wird der Beitrag des Luftverkehrs bis 2050 auf etwa 6,3 ppmv anwachsen (2,9 % des anthropogenen Anstieges gemäß dem Szenario *IS92a*). Der Strahlungsantrieb des CO₂ aus dem Luftverkehr liegt bei 0,018 bzw. 0,074 W/m² für 1992 bzw. 2050 (PRATHER und SAUSEN 1999). Zum Vergleich: Das gesamte anthropogene CO₂ verursacht einen Strahlungsantrieb von 1,5 (1990) bzw. 3,8 W/m² (2050), jeweils gegenüber dem vorindustriellen Niveau.

4.2 Ozon

Die Stickoxidemissionen des Luftverkehrs führen wegen photochemischer Reaktionen zu einer Erhöhung der Ozonkonzentration, im Wesentlichen im Bereich der Tropopause der Nordhemisphäre (DAMERIS et al. 1998). Dort erreichte der Zuwachs 1992 etwa 3 % des Hintergrundwertes, bis zum Jahr 2050 wird der Beitrag des Luftverkehrs auf mehr als 6 % des Hintergrundwertes anwachsen. Die mittlere Zunahme der Ozonkonzentration auf der Nordhemisphäre hängt in erster Näherung linear von der Gesamtmenge der emittierten Stickoxide ab (GREWE et al. 1999).

Ozon (O₃) ist sowohl im solaren (kurzwelligigen) Bereich des Spektrums strahlungsaktiv als auch ein Treibhausgas (im infraroten Bereich des Spektrums). Berechnungen des Strahlungsantriebes des luftverkehrsbedingten Ozons ergeben einen positiven Beitrag, gemäß IPCC (1999) 0,023 W/m² für 1992 und 0,06 W/m² für 2050. Da Ozon ein kurzlebige Gas ist, zeigt der Strahlungsantrieb eine deutliche Abhängigkeit von der geographischen Breite. Er ist auf der Nordhemisphäre um etwa eine Größenordnung stärker als auf der Südhemisphäre; das Maximum liegt bei etwa 30° N (PRATHER und SAUSEN 1999).

4.3 Methan

Während durch eine Vielzahl von menschlichen Aktivitäten, wie z. B. dem Nassfeldanbau (Reis), zusätzliches Methan (CH₄) in die Atmosphäre gelangt, bewirkt der Luftverkehr durch seine Stickoxidemissionen neben einem Anstieg der Ozonkonzentration auch eine Zunahme der Konzentration von Stoffen, die zum Abbau des CH₄ beitragen wie z. B. des Hydroxyl-Radikals (OH). Damit sorgen die Flugzeuge dafür, dass die atmosphärische CH₄-Konzentration geringer ist als in einer Welt ohne Luftverkehr. Folglich ist auch der totale Strahlungsantrieb durch das anthropogene CH₄ geringer, d. h. der Luftverkehr führt netto zu einem negativen Strahlungsantrieb wegen des CH₄-Abbaus. Die Werte liegen gemäß IPCC (1999) bei -0,014 W/m² (1992) und -0,045 W/m² (2050). Da Methan eine atmosphärische Lebensdauer in der Größenordnung von 10

Jahren hat, ist es weitgehend homogen verteilt und der zugehörige Strahlungsantrieb zeigt nur eine geringe Abhängigkeit von der geographischen Breite im Gegensatz zum Strahlungsantrieb des zusätzlichen Ozons.

4.4 Wasserdampf

Wasserdampf (H₂O) hat zwar nach CO₂ den zweitgrößten Massenanteil an den Flugzeugabgasen, aber dennoch trägt H₂O aus dem Luftverkehr nur unwesentlich zum Strahlungsantrieb bei: weniger als 0,002 W/m² für 1992 und 0,004 W/m² für 2050. Da Flugzeuge in der Troposphäre, in der H₂O durch Niederschlagsprozesse entfernt wird, und untersten Stratosphäre fliegen, wo noch ein kräftiger Massenaustausch mit der oberen Troposphäre stattfindet, kann sich Wasserdampf kaum anreichern. Deshalb wird der natürliche H₂O-Hintergrund kaum gestört und auch in Klimasimulationen findet man keine signifikanten Temperaturänderungen wegen des Wasserdampfes aus dem konventionellen Luftverkehr (RIND et al. 1996; PONATER et al. 1996). Das gilt selbst dann, wenn man annimmt, dass die gesamte Luftverkehrsflotte durch flüssigen Wasserstoff angetrieben wird (MARQUART et al. 2001).

4.5 Kondensstreifen

Auch wenn der direkte Strahlungseffekt der Wasserdampfemissionen des Luftverkehrs zu vernachlässigen ist, so haben diese Emissionen dennoch einen wichtigen indirekten Einfluss auf das Klima. Der emittierte Wasserdampf regt die Bildung von Kondensstreifen an (SCHUMANN 1996). 1992 waren im Mittel 0,1 % der Erdoberfläche von Kondensstreifen bedeckt (SAUSEN et al. 1998). In Regionen mit starkem Flugverkehr (Abb. 28-2) wie über Europa oder über den USA liegen die Bedeckungsgrade mit 1,1 % bzw. 1,4 % höher. Gemäß Szenario *Fal* erwartet man bis zum Jahr 2050

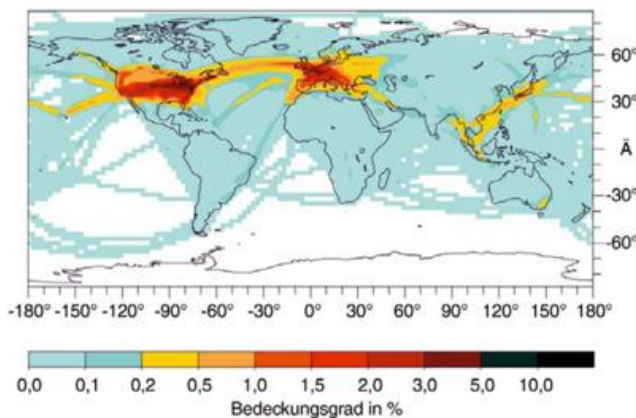


Abb. 28-2: Bedeckungsgrad in % durch Kondensstreifen für 1992. Deutlich sind die Regionen mit intensivem Luftverkehr sowie die Hauptflugrouten zu erkennen. Quelle: SAUSEN et al. 1998.

eine merkbare Zunahme der Kondensstreifenbedeckung: global werden 0,5 % erreicht (GIERENS et al. 1999); die Werte für Europa und die USA betragen dann 4,6 % bzw. 3,7 %. Die zugehörigen Strahlungsantriebe liegen bei 0,02 bzw. 0,1 W/m² für 1992 bzw. 2050 (MINNIS et al. 1999).

Der Kondensstreifenbedeckungsgrad und der Strahlungsantrieb wachsen wesentlich schneller als der globale Verbrauch an Kerosin. Hierfür gibt es mehrere Gründe:

- (1) Wegen eines stärkeren Zuwachses bei den Langstreckenflügen nimmt der Treibstoffverbrauch im Reiseflughöhe stärker zu als der gesamte Verbrauch.
- (2) Neuere effizientere Flugzeuge legen bei gleichem Treibstoffverbrauch einen längeren Flugweg zurück, und
- (3) effizientere Flugzeuge können schon bei höheren Temperaturen der Umgebungsluft und damit über einen größeren Höhenbereich der Atmosphäre Kondensstreifen anregen (SCHUMANN et al. 2000).

Die oben genannten Abschätzungen des Strahlungsantriebes, die auch Grundlage von IPCC (1999) sind, beruhen auf einigen verallgemeinernden Annahmen, wie z. B. einer konstanten optischen Dicke der Kondensstreifen, unabhängig vom geographischen Ort und von der Jahreszeit. In jüngster Zeit ist es gelungen, Kondensstreifen interaktiv in ein Klimamodell zu integrieren (PONATER et al. 2002). Damit gelang eine Abschätzung des zugehörigen Strahlungsantriebes mit erheblich weniger Annahmen: für 1992 beträgt der global und jährlich gemittelte Strahlungsantrieb aufgrund linienförmiger Kondensstreifen danach nur 3,5 mW/m² (MARQUART et al. 2003).

4.6 Aerosole

Flugzeugtriebwerke erzeugen auch Aerosole und Aerosolvorläufersubstanzen (wie z. B. SO₃). Die wichtigsten durch Flugzeuge generierten Aerosole sind Rußpartikel, die einen positiven Strahlungsantrieb haben, und Sulfat-Aerosole, deren Strahlungsantrieb negativ ist, da hier die Streuwirkung die Absorption überwiegt. Diese Aerosole tragen aufgrund ihrer direkten Strahlungswirkung etwa 3 mW/m² bzw. -3 mW/m² zum Strahlungsantrieb des Jahres 1992 bei (PRATHER und SAUSEN 1999).

4.7 „Natürliche“ Zirren

Über die Anregung von Kondensstreifen hinaus können Flugzeuge auch noch die „natürliche“ Bewölkung modifizieren; primär dürfte die hohe Bewölkung (Zirren) betroffen sein. Aus Beobachtungen weiß man, dass bei geeigneten Bedingungen Kondensstreifen

sehr lange (Stunden) existieren und sich in „natürliche“ Zirren (sogenannter „Contrail-Cirrus“) umwandeln können, denen man ihre Entstehungsgeschichte nicht mehr ansieht (MINNIS et al. 1998). Kürzlich gelang MANNSTEIN und SCHUMANN (2004) eine obere Abschätzung der Strahlungswirkung durch Contrail-Cirrus: Diese Grenze ist etwa zehnmal so groß wie der Strahlungsantrieb durch linienförmige Kondensstreifen. Der wahre Wert des Strahlungsantriebes durch Contrail-Cirrus dürfte zwischen null und dieser oberen Grenze liegen (siehe auch Abb. 28-4).

Außerdem verändern die von den Flugzeugen emittierten Aerosole die atmosphärische Aerosolkonzentration und können auch die optischen Eigenschaften der Wolken modifizieren. Gegenwärtig kann dieser Effekt jedoch noch nicht quantifiziert werden, da weder Beobachtungen noch Modellsimulationen einen verlässlichen Aufschluss geben. Schätzungen reichen von einem vernachlässigbaren Effekt bis zu einem Strahlungsantrieb, der deutlich größer ist als der durch die (linienförmigen) Kondensstreifen verursachte.

Es besteht sogar die Möglichkeit, dass Aerosole aus Flugzeugen zu einem späteren Zeitpunkt eine Wolkenbildung anregen, ohne dass sich zuvor ein Kondensstreifen gebildet hat. Diese Hypothese bedarf jedoch noch einer Verifizierung durch ein Experiment.

4.8 Luftverkehrsbedingter Strahlungsantrieb

Abb. 28-3 fasst die Beiträge der einzelnen Komponenten luftverkehrsbedingter Strahlungsantriebe, so wie sie von PRATHER und SAUSEN (1999) angegeben wurden, zusammen. Wie man sieht, sind nach dieser Abschätzung die Beiträge vom CO₂, O₃ und den Kon-

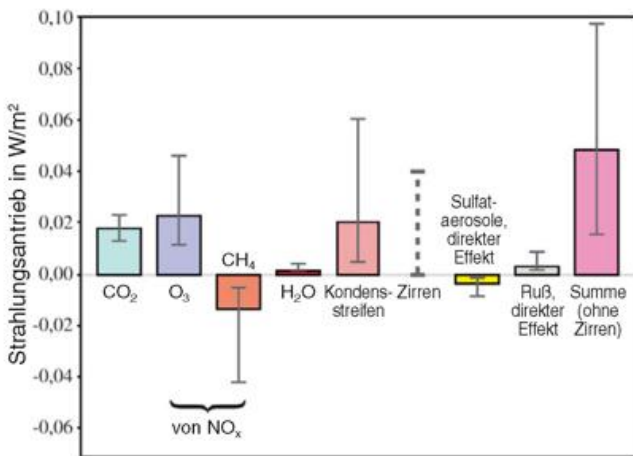


Abb. 28-3: Strahlungsantriebe durch den Luftverkehr für 1992 gegenüber dem vorindustriellen Niveau. Für die Zirren ist keine „beste Abschätzung“ angegeben; die gestrichelte Linie kennzeichnet den Bereich, innerhalb dessen die „beste Abschätzung“ liegen könnte. Zur Bedeutung der Fehlerbalken siehe Text. Quelle: PRATHER und SAUSEN 1999.

densstreifen von ähnlicher Größe; der Beitrag von CH₄ ist ebenfalls von der gleichen Größenordnung, aber negativ. Alle übrigen Beiträge sind mindestens eine Größenordnung kleiner.

Nach IPCC (1999) beträgt der gesamte (global gemittelte) Strahlungsantrieb des Luftverkehrs +0,05 W/m² für 1992 und +0,19 W/m² für 2050 (gemäß Szenario *FaI*), d. h. der luftverkehrsbedingte Strahlungsantrieb wächst um den Faktor 3,8 im betrachteten Zeitraum. Die Werte für alle anthropogenen Beiträge liegen bei 1,4 W/m² für 1990 und 3,8 W/m² für 2050 (Szenario *IS92a*); der Steigerungsfaktor liegt hier bei 2,7. Damit wächst der *relative* Beitrag des Luftverkehrs von 3,5 % auf 5,1 %. Beim Luftverkehrsszenario *Eab* (siehe Abb. 28-1), das von einem schnelleren Wachstum des Verkehrs ausgeht, wird 2050 ein Luftverkehrsanteil von etwa 10 % erreicht.

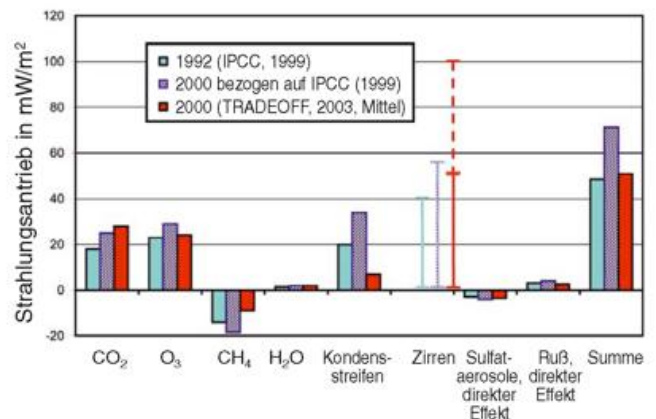


Abb. 28-4: Luftverkehrsbedingte Strahlungsantriebe: Ergebnisse von IPCC (1999) im Vergleich zu einer aktuellen Abschätzung.

Abb. 28-4 stellt den von IPCC (1999) publizierten Strahlungsantrieben eine aktualisierte Abschätzung gegenüber, die auf dem EU-Projekt TRADEOFF sowie anderen aktuellen Forschungsergebnissen beruhen (siehe z. B. MARQUART et al. 2003; SAUSEN et al. 2004). Die ausgefüllten blauen Balken sind die IPCC-Ergebnisse für 1992, wie sie bereits in Abb. 28-3 dargestellt wurden. Die schraffierten dunkelblauen Balken ergeben sich aus den IPCC-Ergebnissen für 1992 und 2015 durch Interpolation/Skalierung. Die hier zu sehende Steigerung des Strahlungsantriebes ist primär eine Folge der Zunahme des Luftverkehrs. Außerdem wirken sich noch die Akkumulation von älteren CO₂-Emissionen sowie eine Steigerung des Gesamtwirkungsgrades der Flugzeuge aus (bei Kondensstreifen).

Im Vergleich zur älteren Abschätzung hat bei der neuen, im Wesentlichen auf TRADEOFF-Ergebnissen beruhenden Abschätzung (rote Balken) die relative Bedeutung der Kondensstreifen abgenommen: der neue Wert ist vier- bis fünfmal kleiner als der von IPCC (1999) publizierte. Der Beitrag aufgrund des CO₂ ist etwas größer, als man aufgrund der skalierten IPCC-Ergebnisse erwartete; das ist primär eine Folge davon,

dass der Luftverkehr von 1992 bis 2000 stärker wuchs als in dem Szenario, das den IPCC-Zahlen zugrunde liegt. TRADEOFF kam zu einem etwas geringeren Beitrag aufgrund des Methanabbaus durch NO_x vom Luftverkehr. Die anderen Beiträge unterscheiden sich nicht signifikant von den IPCC-Abschätzungen. Wegen des geringeren Beitrags durch Kondensstreifen ist der gesamte vom Luftverkehr bedingte Strahlungsantrieb für 2000 kleiner als man aufgrund der IPCC-Abschätzungen erwartet hätte.

Setzt man die hier vorgestellten totalen Strahlungsantriebe in Relation zum Strahlungsantrieb nur aufgrund des CO_2 , so kann man konstatieren, dass der gesamte Strahlungsantrieb des Luftverkehrs etwa 2 bis 4 mal so groß ist, wie es seinen CO_2 -Emissionen entspräche.

Die hier gezeigten verschiedenen Abschätzungen für den gesamten luftverkehrsbedingten Strahlungsantrieb enthalten alle nicht den Beitrag aufgrund des Contrail-Cirrus (und anderer luftverkehrsbedingter Effekte auf „natürliche“ Zirren). Für diesen Beitrag sind bislang nur obere Grenzen bekannt. Im Extremfall könnte der luftverkehrsbedingte Strahlungsantrieb deutlich größer sein als in Abb. 28-4 angegeben. (Man beachte, dass innerhalb von TRADEOFF zwei obere Grenzen, basierend auf verschiedenen Methoden, ermittelt wurden; der größere Wert liegt bei etwa $0,1 \text{ W/m}^2$.)

4.9 Unsicherheiten

Die hier vorgestellten Beiträge zum luftverkehrsbedingten Strahlungsantrieb sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Die Fehlerbalken in Abb. 28-3 geben jeweils die geschätzten 67 %-Konfidenzintervalle an. (Die Wahrscheinlichkeit, dass der wahre Wert im angegebenen Intervall liegt, beträgt $2/3$.) Die Konfidenzintervalle der individuellen Beiträge zum Strahlungsantrieb wurden mit sehr unterschiedlichen Methoden abgeschätzt, potenzielle Fehler bei der Bestimmung des Strahlungsantriebes sind nicht unabhängig voneinander und die Fehlerbalken beruhen nicht unbedingt auf Normalverteilungen. Daher kann nicht ohne weiteres ein Konfidenzintervall für den gesamten Strahlungsantrieb des Luftverkehrs angegeben werden. Das in Abb. 28-3 gezeigte Intervall für „Summe“ ist einfach berechnet als die Wurzel aus der Summe der Quadrate der einzelnen Konfidenzintervalle, ohne Korrelationen zwischen den individuellen Beiträgen zu berücksichtigen.

Jüngere Forschungsergebnisse (z. B. SAUSEN et al. 2004) führten zu einer Reduktion der Unsicherheiten bei den Strahlungsantrieben durch O_3 , CH_4 und (linienförmige) Kondensstreifen. Bei den in Abb. 28-4 angegebenen oberen Grenzen für den Strahlungsantrieb durch Contrail-Cirrus ist die Unsicherheit größer als ein Faktor 2 (MANNSTEIN und SCHUMANN 2004).

5 Grenzen des Konzeptes „Strahlungsantrieb“

Der im vorherigen Abschnitt durchgeführte Vergleich der individuellen Beiträge des Luftverkehrs zur anthropogenen Klimaänderung beruht auf der Annahme, dass der Strahlungsantrieb für jede Störung des Klimasystems ein guter Prädiktor für die zu erwartende Temperaturänderung ist. Eine grundlegende Annahme hierfür ist die annähernde Konstanz des Klimasensitivitätsparameters λ in Gleichung (28-1). Die Studien von HANSEN et al. (1997) und PONATER et al. (1999) begründeten Zweifel an der universellen Gültigkeit dieser Annahme. PONATER et al. (1999) und STUBER et al. (2001a) zeigten, dass das Klima auf luftverkehrsbedingte Ozonstörungen empfindlicher reagiert als auf eine homogene CO_2 -Änderung, d. h. für luftverkehrsbedingte Ozonstörungen ist der Klimasensitivitätsparameter λ größer als „normal“.

Um diesen Effekt zu verstehen, wurden mit dem Modell ECHAM4/MLO (hier ist das Atmosphären-Modell ECHAM4 mit einem thermodynamischen Modell der ozeanischen Deckschicht gekoppelt) die Reaktionen auf räumlich inhomogene Störungen der Ozonkonzentration systematisch untersucht (SAUSEN 2001; STUBER et al. 2001b). In einer ersten Serie von numerischen Experimenten wurde in den Modellschichten 2-4, 6-8, 10-12 und 16-19 horizontal homogene Ozonstörungen eingeführt. Diese Schichten entsprechen der Stratosphäre, der oberen Troposphäre, der mittleren Troposphäre und der unteren Troposphäre (siehe Abb. 28-5 für die vertikale Lage der Schichten). Die Ozonmenge wurde jeweils so gewählt, dass der zugehörige Strahlungsantrieb (relativ zu einem den 1990er Jahren entsprechenden Referenzklima) etwa 1 W/m^2 beträgt. In einer zweiten Serie wurde bei gleicher Wahl der Schichten die Ozonstörung auf die nördlichen Extra-Tropen (zwischen 30° N und dem Nordpol) beschränkt. Schließlich wurde noch eine Simulation mit einer betragsmäßig äquivalenten (räumlich homogenen) CO_2 -Änderung ($RF \approx 1 \text{ W/m}^2$) durchgeführt.

Abb. 28-5 zeigt die Werte des Klimasensitivitätsparameters λ für die neun betrachteten Fälle. Da der Strahlungsantrieb jeweils bei etwa 1 W/m^2 liegt, sähe eine Darstellung der Änderung der mittleren Bodentemperatur im Gleichgewicht ähnlich aus wie Abb. 28-5. Wie erwartet liegt der „normale“ Wert (für die äquivalente CO_2 -Störung) bei etwa $0,8 \text{ K/(Wm}^2\text{)}$ (punktierte Linie in Abb. 28-5; siehe auch STUBER et al. 2001a). Im Falle horizontal homogener Ozonstörungen (ausgefüllte Balken in Abb. 28-5) hängt der Klimasensitivitätsparameter λ von der Höhe der Schicht ab, in der sich die Ozonstörung befindet, und λ ist immer signifikant verschieden vom „normalen“ Wert. Dieser Effekt ist noch ausgeprägter, wenn man die Resultate für die auf die nördlichen Extra-Tropen beschränkten Ozonstörungen betrachtet. Besonders große Werte für λ ergeben sich für Ozonstörungen in der Stratosphäre. STUBER

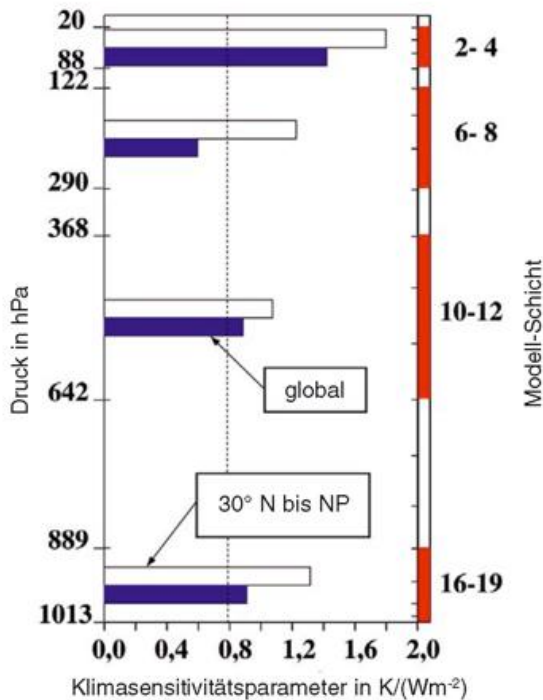


Abb. 28-5: Der Klimasensitivitätsparameter λ für Ozonstörungen an verschiedenen Orten (Balken) und für eine äquivalente CO_2 -Zunahme (punktirierte Linie). Die senkrechten Balken markieren die vertikale Position der Ozonstörungen. Weitere Einzelheiten siehe Text.

et al. (2001b) erklären diesen Effekt durch die Wasserdampf-Rückkopplung in der Stratosphäre. Bei den extra-tropischen Störungen scheint auch noch die Eis-Albedo-Rückkopplung in der Arktis eine Rolle zu spielen.

Inzwischen wurde mit anderen Modellen die besondere Empfindlichkeit des Klimas auf Änderungen der Ozonkonzentration im Bereich der untersten Stratosphäre bestätigt; zudem wurden die Untersuchungen auf andere Fälle räumlich inhomogener Störungen ausgedehnt (JOSHI et al. 2003). Schlussendlich ergibt sich so die Notwendigkeit zur Entwicklung einer neuen Metrik zur Bewertung anthropogener Einflüsse auf das Klima.

6 Schlussbemerkungen

Der Luftverkehr trägt einige Prozent zum anthropogenen Einfluss auf das Klima bei. Sein relativer Beitrag wird selbst in einer „Business-as-usual“-Welt (wie Szenario *IS92a*) noch zunehmen. Wegen seines indirekten chemischen Einflusses (Ozonproduktion und Methanabbau aufgrund von NO_x -Emissionen) und wegen der Anregung von Kondensstreifen und Cirrus ist der gesamte Strahlungsantrieb des Luftverkehrs etwa zwei- bis viermal so groß wie man es aufgrund der CO_2 -Emissionen des Luftverkehrs erwarten würde. Dieser Effekt wäre zu berücksichtigen, wenn man den Luftverkehr in den Emissionshandel gemäß dem Kyoto-Protokoll einbezöge (LEE und SAUSEN 2000). Darü-

ber hinaus könnte die tatsächliche Klimawirkung des Luftverkehrs deutlich größer sein, als man aufgrund des Strahlungsantriebes erwarten würde.

Kondensstreifen und die Beeinflussung „natürlicher“ Wolken durch den Luftverkehr stellen auch weiterhin ein Feld mit vielen offenen Fragen dar. Völlig offen ist auch die Frage nach dem Einfluss der Aerosole aus Flugzeugen auf Bedeckungsgrad und optische Eigenschaften „natürlicher“ Zirren. Die Hypothese von BOUCHER (1999) weist zwar auf einen Zusammenhang hin, ebenso wie *In-situ*-Messungen in der oberen Troposphäre der Südhemisphäre eine deutlich geringere Aerosolbelastung zeigen als in meteorologisch ähnlichen Gebieten der Nordhalbkugel (SCHLAGER 2001). Dennoch steht der Nachweis eines signifikanten Einflusses der Aerosole auf die Zirren (über Kondensstreifen hinaus) noch immer aus.

Literaturverzeichnis

- BOUCHER, O., 1999: Influence of air traffic on cirrus occurrence. *Nature* **397**, 30-31.
- DAMERIS, M., V. GREWE, I. KÖHLER, R. SAUSEN, C. BRÜHL, J.-U. GROß, B. STEIL, 1998: Impact of aircraft NO_x -emissions on tropospheric and stratospheric ozone. Part II: 3-D model results. *Atmos. Environ.* **32**, 3185-3200.
- GIERENS, K., R. SAUSEN, U. SCHUMANN, 1999: A diagnostic study of the global distribution of contrails. Part II: Future air traffic scenarios. *Theor. Appl. Climatol.* **63**, 1-9.
- GREWE, V., M. DAMERIS, R. HEIN, I. KÖHLER, R. SAUSEN, 1999: Impact of future subsonic aircraft NO_x emissions on the atmospheric composition. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 47-50.
- HANSEN, J., M. SATO, R. RUEDY, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.* **102**, 6831-6864.
- IPCC, 1992: Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Prepared by IPCC Working Group I [Houghton, J. T., B. A. Callander, und S. K. Varney (Hrsg.)] and W M O / U N E P. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 200 S.
- IPCC, 1996: Climate change 1995 - The science of climate change [J. H. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg und K. Maskell (Hrsg.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 572 S.
- IPCC, 1999: Aviation and the Global Atmosphere. A Special Report of IPCC Working Groups I and III. [J. E. PENNER, D. H. LISTER, D. J. GRIGGS, D. J. DOKKEN, M. McFARLAND (Hrsg.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 373 S.
- IPCC, 2001: Climate change 2001 - The scientific basis. [J. H. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Nougier, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell und C. A. Johns (Hrsg.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 881 S.
- JOSHI, M., K. SHINE, M. PONATER, N. STUBER, R. SAUSEN, L. LI, 2003: A comparison of climate response to different radiative forcings in three general circulation models: towards an improved metric of climate change. *Climate Dyn.* **20**, 843-854.
- LEE, D. S., R. SAUSEN, 2000: New Directions: Assessing the real impact of CO_2 emissions trading by the aviation industry. *Atmos. Environ.* **34**, 5337-5338.

- MANNSTEIN, H., U. SCHUMANN, 2004: Observations of contrails and cirrus cover over Europe. In R. SAUSEN, C. FICHTER, G. AMANATIDIS (Hrsg.): European Conference on Aviation, Atmosphere and Climate (AAC) - Proceedings of an International Conference. *Air Pollution Research*, Rp. **83**, European Commission, Brüssel, 242-246.
- MARQUART, S., R. SAUSEN, M. PONATER, V. GREWE, 2001: Estimate of the climate impact of cryoplanes. *Aerosp. Sci. Technol.* **5**, 73-84.
- MARQUART, S., M. PONATER, F. MAGER, R. SAUSEN, 2003: Future development of contrail cover, optical depth and radiative forcing: Impacts of increasing air traffic and climate change. *J. Climate* **16**, 2890-2904.
- MINNIS, P., D. F. YOUNG, D. P. GARBER, L. NGUYEN, W. L. SMITH, JR., R. PALIKONDA, 1998: Transformation of contrails into cirrus during SUCCESS. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1157-1160.
- MINNIS, P., U. SCHUMANN, D. R. DOELLING, K. M. GIERENS, D. W. FAHEY, 1999: Global distribution of contrail radiative forcing. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1157-1160.
- PONATER, M., S. BRINKOP, R. SAUSEN, U. SCHUMANN, 1996: Simulating the global atmospheric response to aircraft water vapour emissions and contrails - A first approach using a GCM. *Ann. Geophys.* **14**, 941-960.
- PONATER, M., R. SAUSEN, B. FENEBERG, E. ROECKNER, 1999: Climate effect of ozone changes caused by present and future air traffic. *Climate Dyn.* **15**, 631-642.
- PONATER, M., S. MARQUART, R. SAUSEN, 2002: Contrails in a comprehensive global climate model: Parameterisation and radiative forcing results. *J. Geophys. Res.* **107**, D13, doi 10.1029/2001JD000429, ACL 2-1 - 2-15.
- PRATHER, M., R. SAUSEN, 1999: Potential climate change from aviation. In J. E. PENNER, D. H. LISTER, D. J. GRIGGS, D. J. DOKKEN, M. MCFARLAND (Hrsg.): Aviation and the Global Atmosphere. A Special Report of IPCC Working Groups I and III. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 185-215.
- RIND, D., P. LONERGAN, K. SHAH, 1996: Climatic effect of water vapor release in the upper troposphere. *J. Geophys. Res.* **101**, 29395-29406.
- SAUSEN, R., K. GIERENS, M. PONATER, U. SCHUMANN, 1998: A diagnostic study of the global distribution of contrails: Part I. Present day climate. *Theor. Appl. Climatol.* **61**, 127-141.
- SAUSEN, R., 2001: Aviation Impact as Part of Global Climate Change. In SCHUMANN, U., G. AMANATIDIS (Hrsg.): Aviation, Aerosols, Contrails and Cirrus Clouds (A2C3), Proceedings of a European Workshop, Seeheim, Germany, July 10-12, 2000, *Air Pollution Research Report* **74**, EUR 19428, European Commission, Brussels, 275-280.
- SAUSEN, R., C. FICHTER, G. AMANATIDIS (Hrsg.), 2004: European Conference on Aviation, Atmosphere and Climate (AAC) Proceedings of an International Conference. *Air Pollution Research Report* **83**, European Commission, 369 S.
- SCHLAGER, H., 2001: Das globale Nord-Süd-Experiment. *DLR-Nachrichten* **100**, Sonderausgabe zum Falcon-Jubiläum, 26-29.
- SCHUMANN, U., 1996: On conditions for contrail formation from aircraft exhausts. *Meteorol. Z.* **5**, 4-23.
- SCHUMANN, U., G. AMANATIDIS (Hrsg.), 2001: Aviation, Aerosols, Contrails and Cirrus Clouds (A2C3), Proceedings of a European Workshop, Seeheim, Germany, July 10-12, 2000, *Air Pollution Research Report* **74**, EUR 19428, European Commission, Brussels, 314 S.
- SCHUMANN, U., R. BUSEN, M. PLOHR, 2000: Experimental test of the influence of propulsion efficiency on contrail formation. *J. Aircraft* **37**, 1083-1087.
- STUBER, N., R. SAUSEN, M. PONATER, 2001a: Stratosphere adjusted radiative forcing calculations in a comprehensive climate model. *Theor. Appl. Climatol.* **68**, 125-135.
- STUBER, N., R. SAUSEN, M. PONATER, 2001b: Is the climate sensitivity to ozone perturbations enhanced by stratospheric water vapor feedback? *Geophys. Res. Lett.* **28**, 2887-2890.

29 L. BENGTSSON

Natürliche und anthropogene Antriebe des Klimasystems und die Folgen in Klimamodellrechnungen für Vergangenheit und Zukunft

1 Einleitung

Das Klima der Erde wird allgemein als ein dynamisches System betrachtet, das komplexe Schwankungen durchläuft, angetrieben durch natürliche wie anthropogene Faktoren. Weil die Menschen die Zusammensetzung der Atmosphäre zusehends stärker beeinflussen, werden Klima und Umwelt schon jetzt signifikant geändert. Der anthropogene Beitrag ist schon größer als der natürliche und wird wohl in Zukunft dominieren. Die Vorhersagen des zukünftigen Klimas sind daher eine Priorität für die Wissenschaftsgemeinschaft.

Was heißt Klimavorhersage? Lorenz, der Vater der Chaos-Theorie (GLEICK 1988), hat den Unterschied zwischen der Vorhersage einer Klima-anomalie, wie z. B. des El Niño-Phänomens, und derjenigen des Klimazustandes durch Änderungen der Sonnenstrahlung oder der Zusammensetzung der Atmosphäre deutlich gemacht. Ersteres kann konkret vorhergesagt werden, während wir für letzteres nur die Änderung des statistischen Zustandes bestimmen können. Die Eigenheiten eines bestimmten Sommers können wir daher nicht vorher sagen, wohl aber, in wie vielen Sommern die Temperatur oberhalb eines vorgegebenen Wertes liegen könnte.

Es versteht sich von selbst, dass die Vorhersage zweiter Art nicht sehr genau sein kann, aber nichtsdestoweniger sind für Gesellschaft und Umwelt der mittlere Zustand und die Häufigkeitsverteilung bedeutend. Eine nur geringe Änderung der mittleren Temperatur oder des Niederschlags kann für die Statistik der Extreme viel bedeuten. So ist in den meisten Städten und Gemeinden die Infrastruktur für den Schutz vor Hochwasser so angelegt, dass sie einem Extremwert mit typischer Wiederholperiode von z. B. 100 Jahren standhält. Eine Erwärmung um 1 K erhöht aber die absolute Feuchte der Luft um etwa 6 bis 8 % mit der Folge, dass extremer Niederschlag wahrscheinlich häufiger wird. Dabei wird der Ausdruck „Vorhersage“ nur im Sinne einer Fähigkeit, die zukünftige Klimastatistik abzuschätzen, verwendet.

Eine grundsätzliche Frage ist die nach der Transitivität des Klimas, d. h. nach der Existenz nur einer Statistik bei vorgegebenen externen Parametern. Ein intransitives Klima wäre unvorhersagbar, weil es mehrere Statistiken bei nur einem externen Antrieb gäbe. Die Vorhersagbarkeit wäre also begrenzt wie bei Wettervor-

hersagen (LORENZ 1968). Gestützt auf numerische Modellstudien gilt dies nicht bei ausschließlicher Berücksichtigung der Atmosphäre. Es gibt aber keine Hinweise, dass dies nicht der Fall sein könnte, wenn Ozean, Landoberflächen und Atmosphäre voll gekoppelt sind. In der Tat gibt es z. B. für die thermohaline Zirkulation Hinweise für die Nichteindeutigkeit, wie schon von STOMMEL (1961) angedeutet. Der Grund dafür ist, dass der Salzgehalt des Ozeans den vertikalen Wärmeaustausch stark mitbestimmt, nicht aber die Wechselwirkung mit der Atmosphäre (BRYAN 1986). Auch für die Wechselwirkung von Vegetation und Atmosphäre gibt es Hinweise für verschiedene mögliche regionale Klimazustände bei gleichem externen Antrieb (CLAUSSEN 1998; BROVKIN et al. 1998).

Dies sowie die Tatsache, dass Klima die Synthese des Wetters über längere Zeitabschnitte ist, macht aus der Klimavorhersage ein fundamentales Problem. Hier soll die Betrachtung auf wenige hundert Jahre vom Beginn der Industrialisierung an bis etwa in die Mitte des 22. Jahrhunderts sowie auf verschiedene externe Antriebe und die Reaktion des Klimas darauf beschränkt bleiben.

Abschnitt 2 behandelt die Beobachtung des Klimawandels, gestützt auf die Rekonstruktion der oberflächennahen Lufttemperatur der nördlichen Erdhälfte im vergangenen Jahrtausend (MANN et al. 1999). In Abschnitt 3 wird die physikalische Basis der Klimamodellierung angesprochen, bevor in den Abschnitten 4 und 5 Modellaspekte sowie die Analyse der Modellergebnisse diskutiert werden.

2 Befunde aus der Beobachtung

Während die Klimaschwankungen auf Zeitskalen von 10 bis 100 Jahrtausenden mit hoher Wahrscheinlichkeit von den Schwankungen der Sonnenstrahlung innerhalb eines Jahres als Folge der Variationen der Erdbahn um die Sonne verursacht werden (MILANKOWITSCH 1920, 1941; BERGÉ 1988), sind die Schwankungen auf kürzeren Zeitskalen noch größtenteils unverstanden. Die auffälligsten davon, aus Eisbohrkernen erschlossen, mit einigen Grad Temperaturänderung, waren während der vergangenen intensiven Vereisung häufig. Seit mindestens 8000 Jahren wurden sie allerdings nicht mehr gefunden. Weitere Einzelheiten wurden von HERTERICH (2002) diskutiert.

Auch schwächere Fluktuationen haben Bedeutung für die Gesellschaft. Während der vergangenen tausend Jahre wurde speziell in Europa über relativ warme Abschnitte vom 11. bis zum 13. Jahrhundert und eine lange kältere Phase, die „kleine Eiszeit“ vom 14. bis zum Ende des 19. Jahrhunderts, berichtet.

Direkte und indirekte Beobachtungen über das vergangene Klima sind nur gebietsweise vorhanden, bis zum Ende des 18. Jahrhunderts nur in Europa und Teilen Chinas, das sind zusammen nur 3 % der Erdoberfläche. Darüber hinaus zeigen diese Beobachtungen und Modellstudien, dass die Anomaliemuster für die Temperatur sehr spezifisch sind: In einigen Gebieten sind diese Muster mit der globalen Mitteltemperatur negativ korreliert, z. B. im arktisch-atlantischen Sektor einschließlich Teilen Nordeuropas, so dass Island, Grönland und Nordskandinavien kälter als normal sind, wenn die Erde wärmer als normal ist. Dagegen sind der tropische Pazifik und der Indische Ozean stark positiv korreliert. Interessanterweise zeigen auch Klimamodelle diese Muster (Abb. 29-1). Modellexperimente deuten auf langfristig vorhandene Anomalien in bestimmten geographischen Bereichen hin, die von internen langfristigen Schwankungen oder häufig ähnlichen Zirkulationsmustern herrühren (BENGTSSON et al. 1997). Aus räumlich begrenzter Klimainformation auf generell unterschiedliches Klima zu schließen, ist demnach manchmal irreführend, wenn z. B. Anomalien vorschnell auf Vulkan- oder Sonneneinfluss zu-

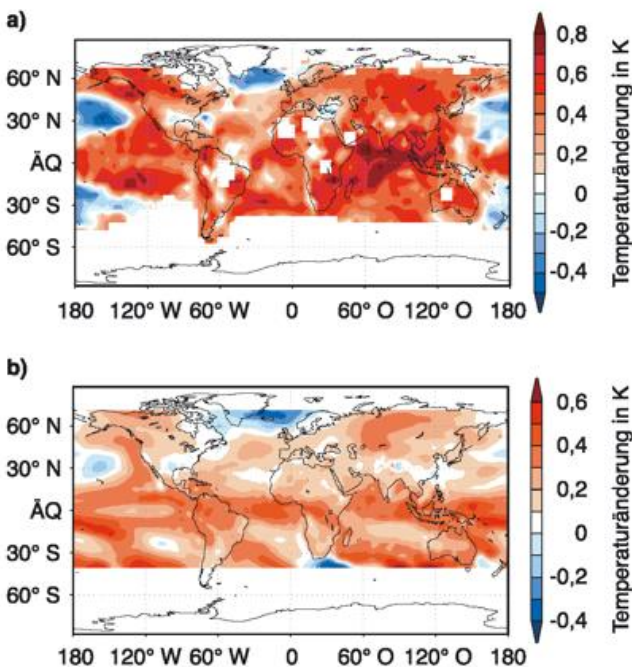


Abb. 29-1: a) Beobachtete punktweise Korrelation der mittleren oberflächennahen Lufttemperatur mit der mittleren globalen oberflächennahen Lufttemperatur für 1950 bis 1995. b) Entsprechend für die 300 Jahre lange Simulation mit dem gekoppelten Modell ECHAM4/OPYC3. Man beachte die leicht negative Korrelation im Bereich um Grönland, sowohl in den Beobachtungen wie der Simulation. Ähnliches gilt für das Modell auch bei Mittelung über längere Zeitintervalle.

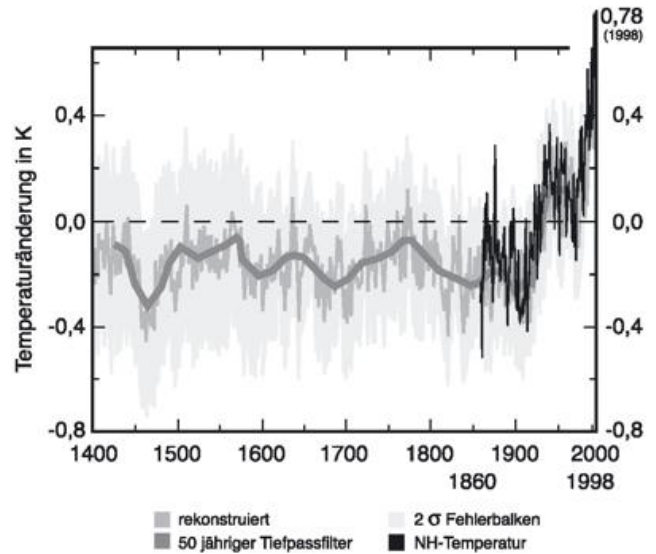


Abb. 29-2: Rekonstruierte oberflächennahe Lufttemperatur seit 1400 (nach MANN et al. 1999).

rückgeführt werden. MANN et al. (1999) haben dieses Problem in lobenswerter Weise recht umfassend untersucht. Aus jährlich vorhandenen Anzeigern, z. B. Baumringen oder Eisbohrkernen, haben sie so die mittlere oberflächennahe Lufttemperatur der nördlichen Erdhälfte einschließlich ihrer Unsicherheit rekonstruieren können. Nach Abb. 29-2 folgen daraus drei wichtige Aspekte: Erstens, eine leichte Abkühlung von 1000 bis 1900 n. Ch. um etwa 0,1 K in Einklang mit dem Antrieb durch die veränderte Erdbahn. Zweitens gibt es stets kräftige Schwankungen, z. B. von Jahr zu Jahr bis hin zu Jahrzehnten. Drittens fällt eine starke Erwärmung seit Beginn des 20. Jahrhunderts auf, die sich jüngst beschleunigt hat. Die 90er Jahre waren das wärmste Jahrzehnt. 1995, 1997 und 1998 als wärmste Jahre des ganzen Jahrtausends ragen mit mehr als 3 Standardabweichungen über dem Mittel seit 1400 heraus. Die Gründe für langfristige Schwankungen und den starken Anstieg im 20. Jahrhundert müssen noch erklärt werden. Über MANN et al. (1999) hinausgehend soll hier mit Hilfe jüngerer Klimamodellergebnisse eine Bewertung versucht werden: ROECKNER et al. 1999; BENGTSSON et al. 1999. Zuvor jedoch sollen die möglichen Mechanismen vorgestellt werden.

3 Physikalische Basis der Antriebe

3.1 Stochastischer Antrieb

Der stochastische Antrieb, wie ursprünglich von HASSELMANN (1976) vorgeschlagen, ist in der Tat ein Mechanismus, der langfristige Schwankungen im Klimasystem anstoßen kann. Wie geht das? Die ständig sich bewegende Atmosphäre kann leicht Schwankungen im Bereich von Jahrzehnten und länger in den trägeren Teilen des Klimasystems wie dem Ozean anregen, die mit der Atmosphäre verbunden sind. SARACHIK et al. (1996) haben als Analogie das Werfen einer Münze vorgeschlagen. Dies erzeugt fast beliebig

große Schwankungen, je größer die Anzahl der Würfe ist. In einem gekoppelten System werden beliebig lange und große Auslenkungen durch dämpfende Mechanismen verhindert. Zusätzlich zur Strömung der Atmosphäre können auch unregelmäßig vorkommende Antriebe wie El Niño-Ereignisse in ähnlicher Weise sehr langfristige Schwankungen anregen. Ich stimme voll der Sichtweise von WUNSCH (1992) zu, der vorschlug, dass stochastischer Antrieb als die Null-Hypothese für Klimaschwankungen bei Zeitskalen von Jahrzehnten und Jahrhunderten angesehen werden sollte.

Kann ein Klimamodell diese Schwankungen wiedergeben? Es sollen dazu Ergebnisse des Hamburger gekoppelten Modells für gegenwärtige Treibhausgaskonzentrationen gezeigt werden (ROECKNER et al. 1999). Abb. 29-3 enthält die Ergebnisse eines 300 Jahre langen Modelllaufs für die mittlere oberflächennahe Lufttemperatur der nördlichen Erdhälfte zusammen mit der 50-jährig gemittelten. Beim direkten Vergleich mit Abb. 29-2 fällt die beinahe identische statistische Variabilität auf. Es ist deshalb recht wahrscheinlich, dass die interne Variabilität des Klimasystems die beobachteten Schwankungen vor allem bei Zeitskalen von Jahrzehnten für den Zeitraum 1000 bis 1900 erklärt. Das Modell kann jedoch die seit 1900 beobachtete Erwärmung von fast 1 K nicht wiedergeben. Ein weiterer Modelllauf ohne die Kopplung an den zirkulierenden Ozean, aber mit einer ozeanischen Deckschicht, enthielt dieselbe Langfristschwankung nicht. Das deutet auf gekoppelte Prozesse wie ENSO-Ereignisse, die im Hamburger Modell realistisch wiedergegeben werden, als Voraussetzung für langfristige Schwankungen. Wir können also daraus schließen, dass stochastischer Antrieb mit höchster Wahrscheinlichkeit für die beobachteten Schwankungen vor 1900 verantwortlich ist. Ähnliche Ergebnisse zeigen auch andere Modelle (MANABE und STOUFFER 1997). REICHERT et al. (2002) haben jüngst die statistische Struktur der Simulation mit ECHAM4 genutzt, um den Rückzug der Gebirgsgletscher bis 1900 als von natürlichen Schwankungen dominierten Prozess zu er-

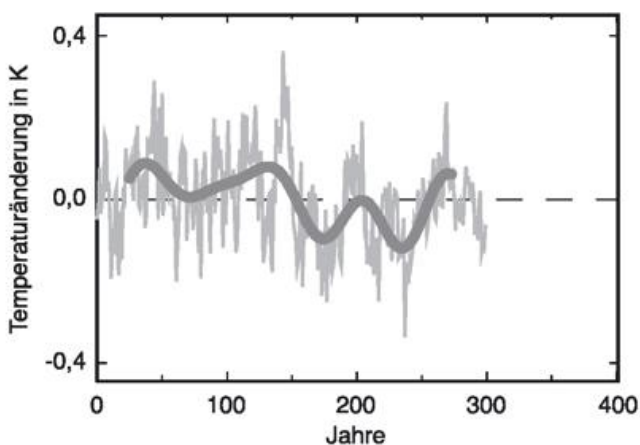


Abb. 29-3: Simulierte Variation der Temperatur über 300 Jahre mit ECHAM4/OPYC3 sowohl für Jahresmittel als auch eine 50-jährige Mittelung (nach BENGTSSON 2001).

klären, während derjenige in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts höchstwahrscheinlich auf anthropogene Effekte zurückzuführen ist.

3.2 Änderungen der Sonnenstrahlung

Der Antrieb von Klimaprozessen durch die Strahlung der Sonne ist, soweit wir es gegenwärtig wissen, sogar in einer Langzeitperspektive bemerkenswert stabil. Die Variabilität kann von der Erdoberfläche aus wegen der Wolken, der Aerosole, des Ozons, des Wasserdampfs und anderer Gase nicht genau genug beobachtet werden. Beobachtungen von Satelliten aus gibt es aber erst seit etwa 25 Jahren. Für diese Periode gibt es keinen Trend in der mittleren Abstrahlung, jedoch Variabilität bei kurzen Perioden und im quasi-11jährigen Zyklus. Seine Amplitude beträgt zwischen 1 und 2 W/m², was bei 1367 W/m² mittlerer Bestrahlungsstärke eine Schwankung um nur etwa 1 % bedeutet. Diese Amplitude führt zu einem Strahlungsantrieb von nur etwa 0,2 W/m², weil ja der Erdquerschnitt nur ein Viertel der Erdoberfläche ist und die Erde 30 % des Angebots zurückstretet. Modellexperimente von CUBASCH et al. (1997) deuten an, dass ein so geringer Antrieb in der Troposphäre mit starker interner Variabilität nicht entdeckbar sein sollte, auch weil der dämpfende Einfluss des Ozeans hinzukommt.

Die Frage nach längerfristigen Schwankungen der Sonnenstrahlung ist jüngst heiß debattiert worden. Solche Schwankungen werden aus Sonnenfleckenschwankungen erschlossen (EDDY 1976), aus Analogien mit sonnenähnlichen Sternen und aus Änderungen im Gehalt radioaktiver Isotope in Ablagerungen, die mit der Sonnenaktivität gekoppelt sein können. CUBASCH et al. (1997) haben ein Klimamodell mit Daten nach LEAN et al. (1995) sowie HOYT und SCHATTEN (1993) von 1700 bis heute angetrieben. Wie erwartet, folgt das Modell den langfristigen Schwankungen. Die mittlere globale Erwärmung für das Jahrhundert von 1893 bis 1992 betrug 0,19 bzw. 0,17 K, siehe dazu CUBASCH (2002). Wenn also die geschätzten Daten der Schwankungen der Strahlkraft der Sonne korrekt sind, dann können damit bei Zeitskalen bis zu einem Jahrhundert wenige Zehntel Grad Temperaturänderung erklärt werden. Das Hauptproblem bleibt das Fehlen von Daten zur langfristigen Änderung der so genannten Solar-konstante, denn nur für die vergangenen 25 Jahre gibt es zuverlässige Messungen, die aber keine systematische Änderung zeigten. Mit hoher Wahrscheinlichkeit müssen wir deswegen die Sonne als Haupteinflussfaktor für die Erwärmung im 20. Jahrhundert ausschließen.

3.3 Einfluss der Vulkane

Vulkan-Aerosole in der Stratosphäre, überwiegend aus Schwefelsäure, sind als global klimawirksame Beimengungen vorgeschlagen worden, sofern ausreichend

Schwefeldioxid (SO₂) bei einem Vulkanausbruch in die Stratosphäre injiziert wird. Der sehr große Ausbruch des Pinatubo auf der philippinischen Insel Luzon am 15. und 16. Juni 1991 schuf die Gelegenheit, den Effekt ziemlich genau zu quantifizieren. Etwa 14-21 Mill. Tonnen SO₂ sind dabei in die Stratosphäre emittiert worden (KRUEGER et al. 1995). Die Vulkanwolke bewegte sich mit etwa 20 m/s ostwärts in etwa 3 Wochen um die Erde, unter Umwandlung des SO₂ in Schwefelsäure (BLUTH et al. 1992). Einen Monat nach dem Ausbruch war die Aerosolwolke nur im Band zwischen 20° S und 30° N verteilt, um danach in einigen Monaten global verbreitet zu sein. Radiosonden und Satellitendaten ergaben eine mittlere globale Erwärmung in der stratosphärischen Aerosolschicht von etwa 2 K. Die Beobachtungen zeigten auch eine Kühlung der unteren Troposphäre und der Erdoberfläche um bis zu 0,5 K (DUTTON und CHRISTY 1992), siehe auch GRAF (2002).

Es gab mehrere Versuche, den Einfluss des Pinatubo zu modellieren, z. B. von HANSEN et al. (1997). BENGTTSSON et al. (1999) verwendeten dazu das hochauflösende Hamburger Klimamodell, in das das Vulkanaerosol Monat für Monat, wie über 2 Jahre beobachtet, integriert wurde. Wie beobachtet, erwärmte sich die Stratosphäre rasch und auch die Abkühlung in der Troposphäre konnte festgestellt werden. In Abb. 29-4 ist der Vergleich des Modells mit den Daten des Mikrowellensondierers auf Satelliten (MSU), in dessen Einheiten, für das Mittel aus 6 Realisierungen des Modells vorgestellt. Die Abbildung zeigt den Verlauf seit 1979, wobei auch beobachtete Ozonkonzentrationen mit eingegeben worden sind. Der Ausbruch des El Chichón 1982 ist nicht modelliert worden, weil die zugehörige Aerosolwolke nicht ausreichend genau vorgegeben war.

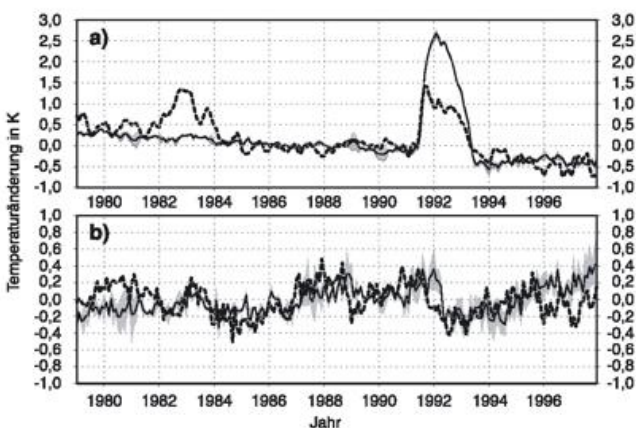


Abb. 29-4: a) Beobachtete Temperatur (gestrichelt) der Atmosphäre, abgeleitet aus der Mikrowellensondiereinheit (MSU) der NOAA-Satelliten für 1979-1997 und b) die modellierte Temperatur unter Beachtung des Pinatubo-Vulkanausbruchs und der stratosphärischen Ozonverdünnung (durchgezogene Kurve als Mittel aus 6 Simulationen) mit Angabe der Standardabweichungen der Simulationen. Man beachte die systematischen Veränderungen in der Stratosphäre und die hohe Variabilität in der unteren Troposphäre (Kanal 2 LT); nach BENGTTSSON et al. (1999).

Die Abkühlung der Troposphäre entspricht gut den Beobachtungen, dabei trat sie in allen 6 Modellläufen sehr ähnlich auf. Die Erwärmung in der Stratosphäre ist dagegen etwas überbewertet. Der Vulkaneinfluss dauerte drei bis vier Jahre, wobei er durch den Ozeaneinfluss etwas verlängert wurde. Also können in die Stratosphäre vordringende Vulkanausbrüche das Klima global beeinflussen, der Effekt klingt aber nach dem Abbau der Aerosolschicht in der Stratosphäre rasch ab. Nur eine Serie großer Eruptionen kann daher die mittlere globale Temperatur über Jahrzehnte und länger erklären, und damit vielleicht Teile der Schwankungen über der nördlichen Erdhälfte zwischen 1000 und 1900 (LINDZEN und GIANNITES 1998). Die rasche Erwärmung im 20. Jahrhundert kann keineswegs fehlender Vulkanaktivität zugeschrieben werden. Lediglich zur Erwärmung bis 1940 könnte die seit Ende des 19. Jahrhunderts bis zu dieser Zeit abnehmende Vulkanaktivität beigetragen haben. Das bisher wärmste Jahrzehnt, von 1991 bis 2000 enthielt sogar den stärksten Vulkanausbruch des 20. Jahrhunderts.

Ziemlich sicher können wir daher feststellen, dass reduzierte Vulkanaktivität die rasche und anhaltende Erwärmung im 20. Jahrhundert nicht verursacht haben kann. Dieser Prozess der Elimination von Einflussfaktoren führt zum anthropogenen Einfluss als wahrscheinlichster Ursache.

3.4 Einfluss des Menschen

In den bewertenden Berichten des Zwischenstaatlichen Ausschusses über Klimaänderungen (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change) wurden nicht nur der Antrieb zu Klimaänderungen durch Treibhausgase, Aerosole und Landnutzungsänderungen seit Beginn der Industrialisierung dokumentiert, sondern auch seine zeitliche Zunahme. Seit etwa 1850 hat der gemeinsame Antrieb von Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O, Lachgas) und der Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) um etwa 50 % des gesamten vorindustriellen Antriebs zugenommen, wobei mehr als die Hälfte davon in den vergangenen 40 Jahren hinzukam. Trotz der Versuche, Emissionen zu reduzieren, ist es nicht zu vermuten, dass man weitere 30 % Zuwachs bis zur Mitte dieses Jahrhunderts noch vermeiden könnte. Die Wahrscheinlichkeit für einen noch höheren Anstieg ist recht hoch.

Das IPCC hat auch über die Versuche berichtet, zukünftige Konzentrationen der langlebigen Treibhausgase abzuschätzen. Entsprechende Projektionen in Klimamodellen basieren auf der Extrapolation der Trends vergangener Jahrzehnte (+ 1 % pro Jahr für das „äquivalente“ CO₂), obwohl beachtet werden muss, dass die Zuwächse jüngst kleiner waren und näher bei 0,5 % pro Jahr lagen. Zukünftige Methankonzentrationen, beispielsweise, sind sehr schwierig einzuschätzen, da Quell- und Senkenstärken recht ungenau bekannt

sind. So ist der Rückgang der Zuwachsraten des Methans bisher unerklärt. Auch die Änderungen im terrestrischen Kohlenstoffkreislauf sind unsicher. Wird die terrestrische Biosphäre mehr oder weniger als jetzt aufnehmen? Bisherige Modellversuche widersprechen sich, schließen aber eine positive Rückkopplung nicht aus, was zusätzliche Emissionen aus der Biosphäre bedeuteten würde.

Während der Strahlungsantrieb der langlebigen Treibhausgase (CO_2 , CH_4 , N_2O , FCKW) mit einem Fehler unter 10 % bekannt ist, sind alle anderen Antriebe, siehe Abb. 29-5, weit weniger sicher anzugeben. Das gilt insbesondere für den indirekten Aerosoleffekt. Der Einfluss von Landnutzungsänderungen ist ebenfalls sehr ungenau bekannt und realistische Modelluntersuchungen dazu fehlen bisher. Hauptziel zugehöriger Forschung muss es daher sein, die Antriebe genauer zu spezifizieren, speziell derjenigen durch die Aerosolteilchen.

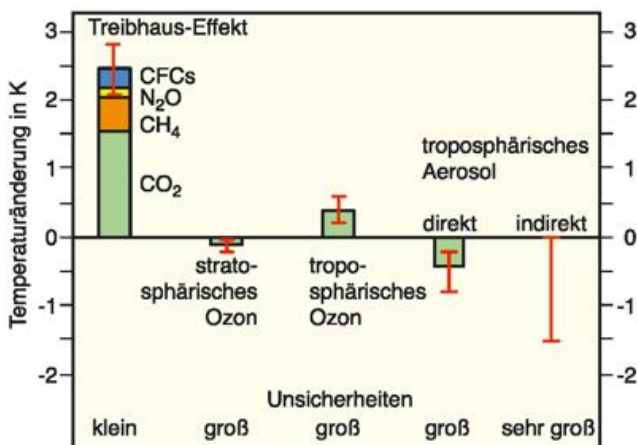


Abb. 29-5: Der zusätzliche Treibhauseffekt in W/m^2 an der Tropopause seit Beginn der Industrialisierung im Vergleich mit Ozon- und Aerosoleffekten; nach IPCC (2001).

4 Reaktion des Klimasystems

Über einige Jahre gemittelt ist die Energiebilanz der Erde (siehe dazu Abb. 2-4 in Kapitel 2 des ersten Hefes der Klimatrilogie) wahrscheinlich ausgeglichen, d. h. die absorbierte Sonnenenergiemenge S wird als Wärme F abgestrahlt. Was passiert, wenn S oder F sich rasch ändern? Nehmen wir z. B. eine Verdoppelung des CO_2 -Gehaltes in der Atmosphäre an. Die unmittelbare Reaktion ist eine Abnahme der abgestrahlten langwelligen Strahlung um $3,1 \text{ W/m}^2$ an der Tropopause und eine Zunahme der nach unten gerichteten Wärmestrahlung aus der Stratosphäre um $1,3 \text{ W/m}^2$. Die Summe, also $4,4 \text{ W/m}^2$, ist der spontane Nettoantrieb in Höhe der Tropopause. Dies kann natürlich auch für andere Höhen berechnet werden. Die Wahl der Tropopause wird durch die rasche Angleichung in der Stratosphäre und die langsamere der Troposphäre begründet.

Als Folge des Ungleichgewichts kühlt sich die Stratosphäre ab, weil erhöhter CO_2 -Gehalt die Emission erhöht. Weil die Temperatur in der Stratosphäre mit der Höhe zunimmt, ist die Abstrahlung in den Weltraum höher als die Absorption der Wärmestrahlung aus niedrigeren Schichten. Dies ist in der Tat der Grund für die Abkühlung der Stratosphäre bei CO_2 -Zunahme. Das durch die Kühlung erreichte neue Strahlungsgleichgewicht vermindert die Emission nach unten um etwa $0,2 \text{ W/m}^2$, so dass an der Tropopause der Antrieb entsprechend kleiner wird.

Das System Oberfläche/Troposphäre wird also weiterhin erwärmt, bis wieder ein neues Energiegleichgewicht erreicht ist. Das dauert sicherlich Jahrzehnte, weil die sehr hohe Wärmespeicherfähigkeit des Ozeans verzögernd wirkt. Warum erwärmt sich das System Oberfläche/Troposphäre überhaupt, denn im neuen Gleichgewicht muss nur die Abstrahlung der unveränderten Absorption von Sonnenenergie wieder kompensiert werden? Der Grund ist die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Troposphäre, was bei CO_2 -Zunahme zur Abstrahlung aus höheren und somit kälteren Schichten führt. Die erhöhte nach unten gerichtete Wärmestrahlung erwärmt die Troposphäre und die Oberfläche so lange, bis der Temperaturanstieg zur vollen Kompensation der verminderten Abstrahlung ausreicht (Abb. 29-6). Ohne Temperaturabnahme mit der Höhe in der Troposphäre gäbe es überhaupt keinen Treibhauseffekt der Atmosphäre.

Ohne Reaktion des Wasserkreislaufes und bei unverändertem Temperaturgradienten bewirkt eine CO_2 -Verdoppelung etwa $1,3 \text{ K}$ Erwärmung an der Oberfläche (RAMANATHAN 1981). Weil die Atmosphäre die re-

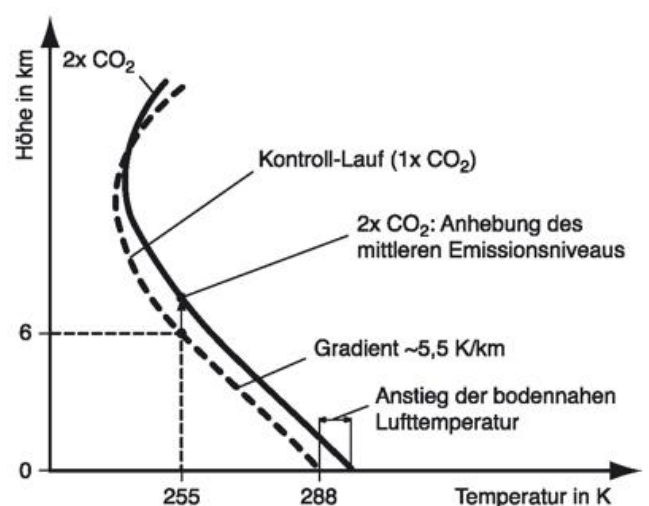


Abb. 29-6: Schema des Treibhauseffektes. Die Höhe der äquivalenten Wärmeabstrahlung entspricht der Schwarzkörpertemperatur 255 K . Eine Verdoppelung des Kohlendioxidgehaltes hebt die Höhe der äquivalenten Wärmestrahlung um einige hundert Meter an, wodurch die Oberfläche für gleich hohe Abstrahlung wie vorher sich erwärmen muss (hier bei Annahme eines mittleren Temperaturgradienten von $-5,5 \text{ K/km}$).

lative Feuchte im Mittel konstant zu halten scheint, führt die Erwärmung jedoch zu höherer absoluter Feuchte und somit weiterer Erwärmung, also einer positiven Rückkopplung durch Wasserdampf. Interessanterweise hat sogar schon ARRHENIUS (1896) diese Wasserdampfrückkopplung beachtet. Empirische Untersuchungen (HENSE et al. 1988; FLOHN und KAPALA 1989; RAVEL und RAMANATHAN 1989; GAFFEN et al. 1991; INAMDAR und RAMANATHAN 1998) zeigen, dass Temperatur- und Wasserdampfänderungen positiv korreliert sind, ebenso wie dies Modellstudien zeigen (MANABE und WEATHERALD 1967; MITCHELL 1989). Sowohl einfache Abschätzungen als auch Klimamodelle und empirische Studien berechnen einen positiven Rückkopplungsfaktor des Wasserdampfes von 1,3 bis 1,7. Der integrierte Effekt der Substanz Wasser jedoch, z. B. die Albedoreduktion bei Erwärmung in bisher schneebedeckten Gebieten, ist noch höher. HALL und MANABE (1999) entfernten den Effekt von Wasserdampf in ihrem Klimamodell bei einem CO₂-Verdopplungsexperiment. Die mittlere Erwärmung fiel von über 3 K auf wenig über 1 K. Die einzigen von der positiven Rückkopplung durch Wasserdampf abweichenden Studien stellt LINDZEN (1990, 1994) vor, welche einen regional negativen Rückkopplungseffekt durch den Wasserdampf nicht ausschließen, als Folge einer Austrocknung der oberen Troposphäre durch Absinken im Umfeld von intensivierter hochreichender Konvektion.

INAMDAR und RAMANATHAN (1998) haben gezeigt, dass es beträchtliche geographische Variationen der Wasserdampfrückkopplung gibt mit Dominanz dieses Effektes in äquatornahen Ozeangebieten. Dort übersteigt die Rückkopplung die bei Temperaturerhöhung zunehmende Schwarzkörperemission und führt zu einem Supertreibhauseffekt (RAMANATHAN und COLLINS 1991). Dies unterstreicht die hohe Bedeutung einer realistisch reproduzierten dreidimensionalen atmosphärischen Zirkulation und der zugehörigen Wasserdampfverteilung.

Während die Modelle bezüglich Vorzeichen und Größe der Wasserdampfrückkopplung übereinstimmen, ist die Rückkopplung durch Wolken viel schwieriger zu beschreiben. Der global gemittelte Effekt der Wolken heißt Kühlung der Erdoberfläche und der Troposphäre, weil der Effekt durch verminderte Absorption von Sonnenenergie größer ist als die verminderte Abstrahlung von Wärme. Netto beträgt die Strahlungsbilanzänderung etwa -20 W/m². Die Wolkenwirkung bei erhöhtem Treibhauseffekt ist stark modellabhängig, sogar das Vorzeichen ist umstritten (CESS et al. 1997). Das ECHAM4/OPYC3-Modell, das im Weiteren verwendet wird, hat eine negative Wolkenrückkopplung, wobei er umso negativer wird, je mehr sich der Treibhauseffekt erhöht (BENGTSSON 1997). Die Wolkenrückkopplung hängt beträchtlich von der unteren Randbedingung ab. Über Wasser ist die negative Rückkopplung der Wolken stärker, über Meereis und

Schnee fast null, weil sie ähnlich hell wie diese Oberflächen sind.

Oberflächenprozesse wie das Schmelzen von Schnee und Eis bei Erwärmung senken das Reflexionsvermögen und stoßen eine positive Rückkopplung an, während Änderungen der Wolkenbedeckung und der Wolkenverteilung mit der Höhe positiv wie negativ rückkoppeln können. Andere Rückkopplungen wiederum hängen von der Zirkulationsänderung ab, wie Zugbahnen und Stabilität der atmosphärischen Schichtung die Oberflächentemperatur ändern können. Deshalb kann man vom Antriebsmuster nicht auf Klimaänderungen in bestimmten Regionen schließen. Das ist der Hauptgrund, warum möglichst realistische Klimamodelle für eine Untersuchung von Rückkopplungen verwendet werden müssen. Der Vergleich der geographischen Muster, hier vom Hamburger Modell (ROECKNER

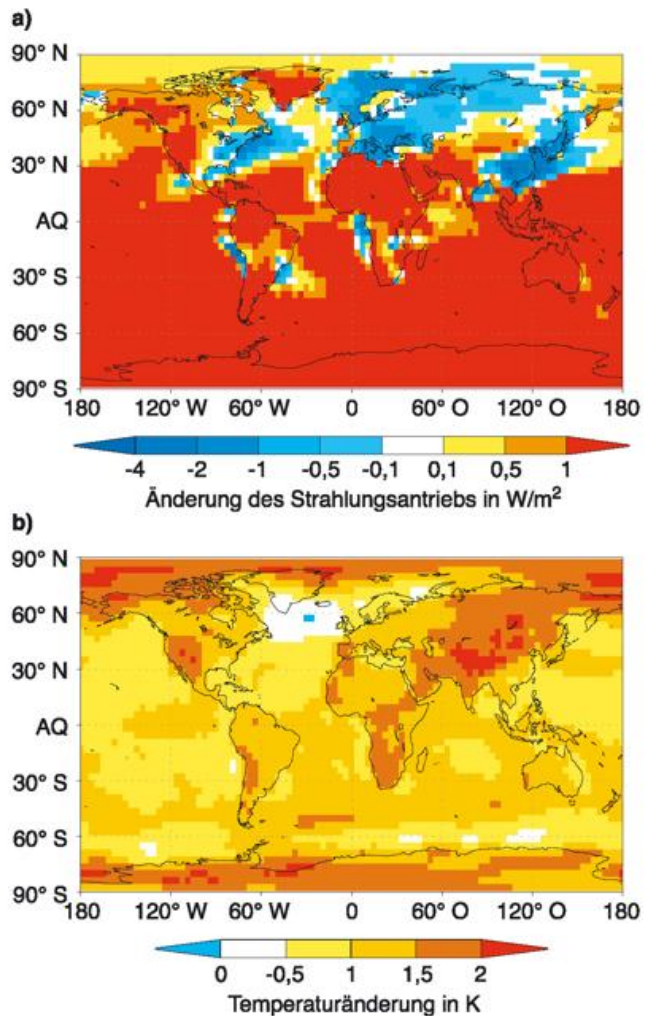


Abb. 29-7: a) Strahlungsantrieb durch Treibhausgase, Sulfataerosole (mit indirektem Effekt) und Ozon in der Troposphäre seit 1860 (siehe auch Tab. 29-2). In der nördlichen Erdhälfte gibt es große Gebiete mit negativem Antrieb durch Sulfataerosole. b) Regionale Verteilung der Temperaturänderung an der Oberfläche im Gleichgewichtszustand mit dem obigen Strahlungsantrieb, berechnet mit ECHAM4 gekoppelt an eine ozeanische Deckschicht bei Mittelung über 20 Jahre; nach ROECKNER et al. (1999).

et al. 1999), zeigt dies klar (Abb. 29-7). Das Antriebsmuster wurde von einem Klimaänderungsexperiment ohne Kopplung an den Ozean übernommen, wobei Änderungen der Treibhausgase, der Sulfataerosole und des troposphärischen Ozons seit Beginn der Industrialisierung vorgeschrieben worden waren (siehe Tab. 29-2). Es gibt praktisch keine Korrelation zwischen Antriebs- und Temperaturänderungsmustern. Gebiete mit negativem Nettoantrieb über Eurasien werden signifikant wärmer. Der Grund dafür ist, dass die Erwärmung aus anderen Regionen, z. B. den tropischen Ozeanen, in die höheren Breiten transportiert wird.

Folglich sind die Erwärmungsmuster und Niederschlagsänderungen sicherlich auch modellabhängig, wie LE TREUT und MC AVANEY (1999) zeigten. Abb. 29-8 unterstreicht dies für 11 „state-of-the-art“-Modelle bei einem einfachen CO_2 -Verdopplungsexperiment für die Parameter globale mittlere Temperatur und Niederschlag. Weiterhin wird daraus klar, dass die Zunahme des Niederschlags weit geringer ist als es die Clausius-Clapeyronsche Gleichung fordert. Der Grund liegt bei der Balance zwischen Verdunstung und Niederschlag, denn erstere ist vom Nettoantrieb an der Oberfläche abhängig. Dieser ist aber häufig durch erhöhte Lufttrübung geschwächt. Wir müssen daher immer noch mit erheblichen Fehlerbalken, selbst bei global gemittelten Werten, bei einer Klimaänderung rechnen, und sogar dann noch, wenn der Antrieb genau bekannt wäre.

Man hat auch versucht, die Klimareaktion aus Daten der Klimageschichte zu erschließen. LEA (2004) hat die CO_2 -Gehalte aus dem Wostok-Eisbohrkern mit Oberflächentemperaturdaten im östlichen äquatorialen Pazifik kombiniert, wobei eine Empfindlichkeit des tropischen Klimas von 4,4 bis 5,6 K für eine CO_2 -Verdopplung folgt. Die Empfindlichkeit könnte also noch höher sein als bisher angenommen.

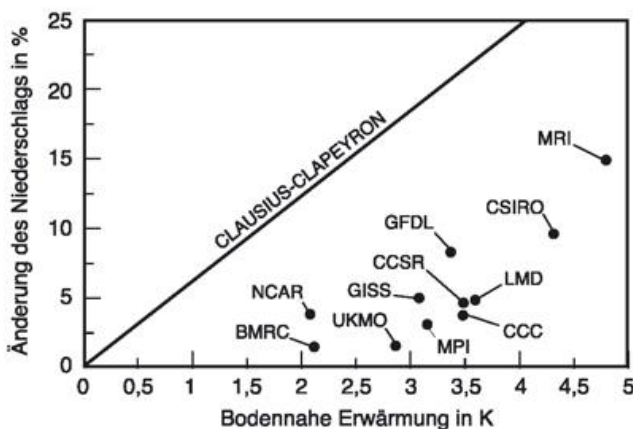


Abb. 29-8: Niederschlagszunahme und mittlere globale Erwärmung an der Oberfläche bei Gleichgewicht mit dem Strahlungsantrieb eines doppelten CO_2 -Gehalts für 11 allgemeine Zirkulationsmodelle; nach LE TREUT und MCAVANEY (1999).

5 Modellergebnisse für Szenarien verschiedener Klimaänderungen

Numerische Modelle differieren noch beträchtlich bei vorgegebenem festem Antrieb. Auch bei zeitabhängigem Antrieb gilt das, weil die Klimaänderungsrate stark von der Reaktion der Dynamik des gekoppelten Systems abhängt. Die ausgeprägte Erwärmung der nördlichen Erdhälfte in den vergangenen 25 Jahren ist mitgeprägt von stärkeren El Niño-Ereignissen und stärkerem Westwind über dem Nordatlantik, welche beide zu den mildereren Wintern über Landgebieten geführt haben (HURRELL 1995).

Falls sowohl El Niño-Ereignisse wie stärkere Westwinddrift unvorhersagbar auf längeren Zeitskalen sind, führte das zu langfristigen Differenzen zwischen Modellen, auch wenn sie beide Effekte statistisch korrekt aber phasenverschoben enthielten. Andererseits könnte es aber auch passieren, dass beide Zirkulationsanomalien auf den Antrieb mit veränderter Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung reagierten und dann wäre die Zunahme in den jüngsten Jahrzehnten eine korrekte Reaktion auf den Antrieb. Wir können es noch nicht entscheiden. Einige Modelle deuten eine erhöhte Westwinddrift in zeitabhängigen Läufen an, andere wie das Hamburger Modell, zeigen keine signifikante Reaktion. Letzteres deutet auf eine langsame Zunahme der Amplitude von El Niño- und La Niña-Ereignissen hin (TIMMERMANN et al. 1999), was in anderen Modellen weniger klar auftritt.

Aus dieser Diskussion folgt auch, dass regionale Klimaänderungen noch stärker vom gewählten Modell abhängig sind, z. B. weil kleine Zugsbahnenverschiebungen in globalen Modellen lokal sehr starke Unterschiede provozieren können. Dies hat RÄISÄNEN (1999) unterstrichen, der 12 gekoppelte Modelle speziell für Nordeuropa und den östlichen Nordatlantik verglich. Allen Modellen eigen ist eine starke Erwärmung der Arktis, kaum eine über der Antarktis und dem südlichen Ozean.

Mit diesen generellen Bedenken sollen nun zeitabhängige Modellläufe, wie in Tab. 29-1 detailliert vorgestellt, diskutiert werden (ROECKNER et al. 1999). Start der Läufe ist im Jahr 1860. Bis 1990 wurden beobachtete Treibhausgaskonzentrationen vorgegeben, danach wird entsprechend dem Szenario IS92a des IPCC angetrieben (dies wird inzwischen als besonders stark ansteigendes gesehen). Troposphärische Ozonkonzentrationen wurden aus Vorläufergasen berechnet.

Im ersten Lauf werden nur Treibhausgaskonzentrationen geändert (GHG) und zwar von CO_2 , CH_4 und N_2O sowie FCKW und HFCKW. Die Absorptionseigenschaften jedes Gases sind getrennt berechnet worden. Im zweiten Lauf (GSD) werden zu GHG nur die anthropogenen Sulfataerosole hinzugefügt, natürliche Sulfatkonzentrationen bleiben unberücksichtigt. Aus

Bezeichnung	Antrieb	Simulationsperiode
GHG	CO ₂ und weitere gut durchmischte Treibhausgase	1860-2100
GSD	GHG sowie Sulfat-Aerosole (nur direkter Effekt)	1860-2050
GSDIO	GHG sowie Sulfataerosole (direkter und indirekter Effekt) und troposphärisches Ozon	1860-2050

Tab. 29-1: Referenz-Experimente (nach ROECKNER et al 1999).

Experiment	Antriebsexperimente an Hand von Messdaten (1860-1990)	Strahlungsantrieb in W/m ²
1	Gut durchmischte Treibhausgase (CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O, FCKWs, H-FCKWs usw.). Gleicher Antrieb wie bei dem Experiment GHG	2,11
2	Troposphärisches Ozon	0,39
3	Sulfataerosole, direkter Effekt	-0,35
4	Sulfataerosole, indirekter Effekt	-0,91
5	Effekte 1 bis 4 berücksichtigt. Gleicher Antrieb wie bei dem Experiment GSDIO.	1,24

Tab. 29-2: Mittlerer globaler Strahlungsantrieb durch verschiedene Faktoren.

Emissionsangaben sind die Aerosole im Modell berechnet worden, wobei neben der geographischen Verteilung der Emissionen, auch chemische Umwandlungen

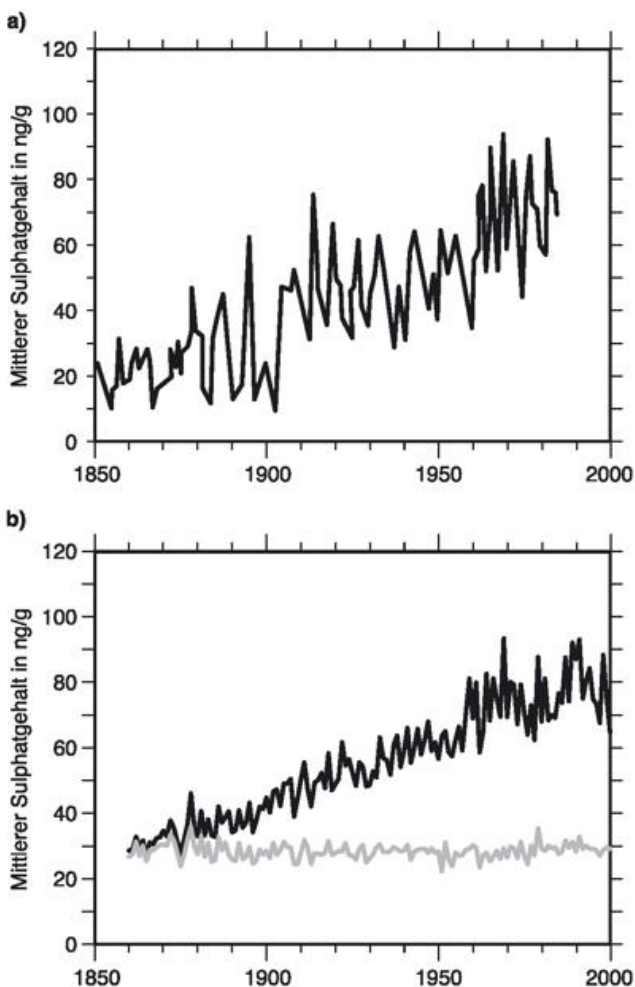


Abb. 29-9: Verlauf des Sulfatgehaltes im Schnee an der Station Dye 3 im südlichen Grönland (65° N, 43° W); a) beobachtet (LEGRAND 1995); b) Simulation für den nächst gelegenen Gitterpunkt bei natürlichen Schwefelgasemissionen (graue Kurve) und gesamter Emission; nach ROECKNER et al. (1999).

gen in Sulfat, Transport sowie trockene und nasse Deposition des Sulfats im Modell beachtet werden. Der dritte Lauf (GSDIO) beachtet auch den indirekten Einfluss der Aerosole auf die Wolkenalbedo und zusätzlich ist troposphärisches Ozon aus Vorläufergasen im Modell enthalten. Abb. 29-9 zeigt den Versuch, die Sulfatablagerung (in ng/g) mit derjenigen im Eis Grönlands an der Station Dye 3 zu vergleichen. Beide Zeitreihen stimmen grob überein.

Die mittlere globale Temperaturänderung aller drei Modellläufe in Abb. 29-10 ist am höchsten bei GHG und am geringsten bei GSDIO. Bis 1980 sind die Ergebnisse im Rahmen

der Fluktuationen des Kontrolllaufs (nicht gezeigt); der Verlauf zeigt große, Jahrzehnte andauernde Schwankungen in Übereinstimmung mit denen in den Beobachtungen. In den Modellergebnissen gibt es ausgeprägte sehr langfristige Schwankungen in hohen Breiten der südlichen Erdhälfte, aber über ihre Realitätsnähe kann wegen fehlender Messungen nichts ausgesagt werden. In Gebieten mit Messungen stimmen die Modellergebnisse einigermaßen mit den Beobachtungen überein, wie Abb. 29-11 verdeutlicht.

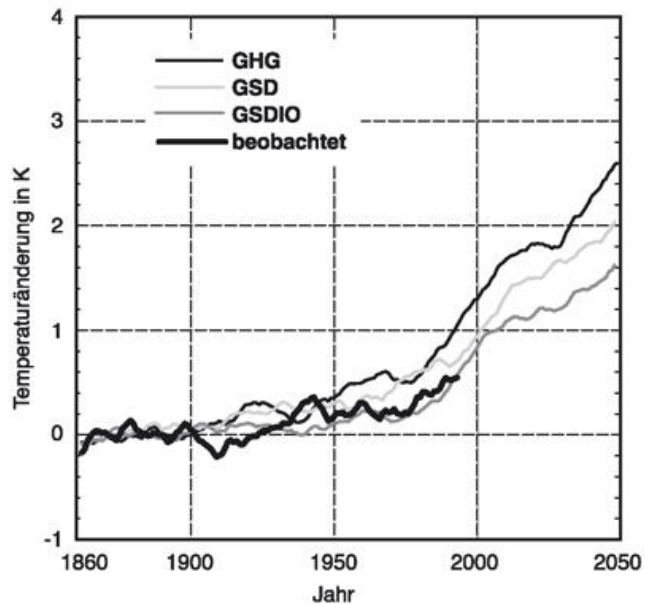


Abb. 29-10: Zeitliche Entwicklung der simulierten mittleren oberflächennahen Lufttemperatur im Vergleich zu Beobachtungen seit 1860 (dicke schwarze Kurve). Die durchgezogene dunkle Kurve zeigt den Effekt der Treibhausgase, die helle graue den einschließlich der Sulfataerosole und die graue den zusätzlich mit Ozonänderungen, jeweils für ein gleitendes 5-jähriges Mittel. Die Temperatur ist bis 2003 um weitere 0,2 K angestiegen, weniger als die Modellergebnisse, die Emissionen lagen aber auch um 50 % unter den 1990 angenommenen Zuwachsraten.

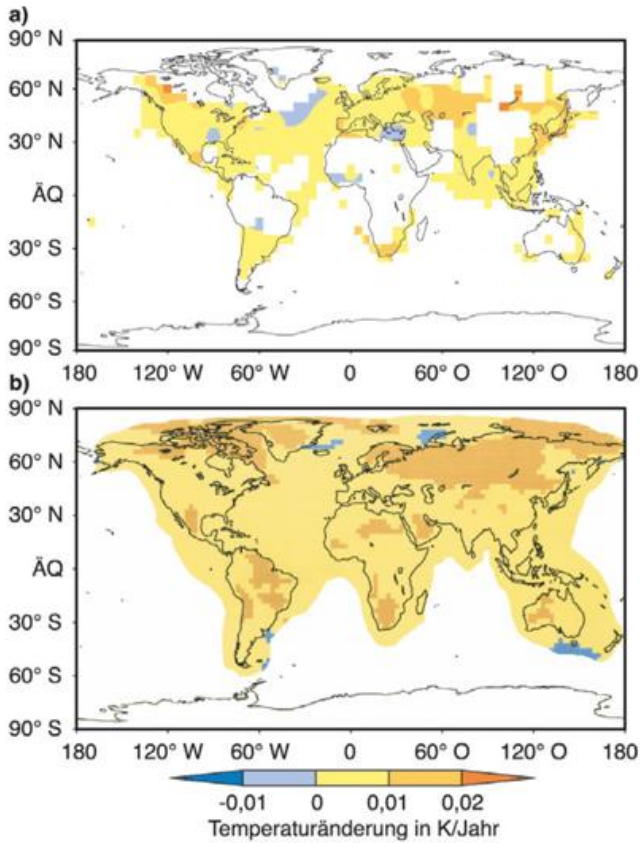


Abb. 29-11: Beobachteter Trend der oberflächennahen Lufttemperatur 1900-1994 und simulierter Trend für die gleiche Periode (ECHAM4/OPYC3).

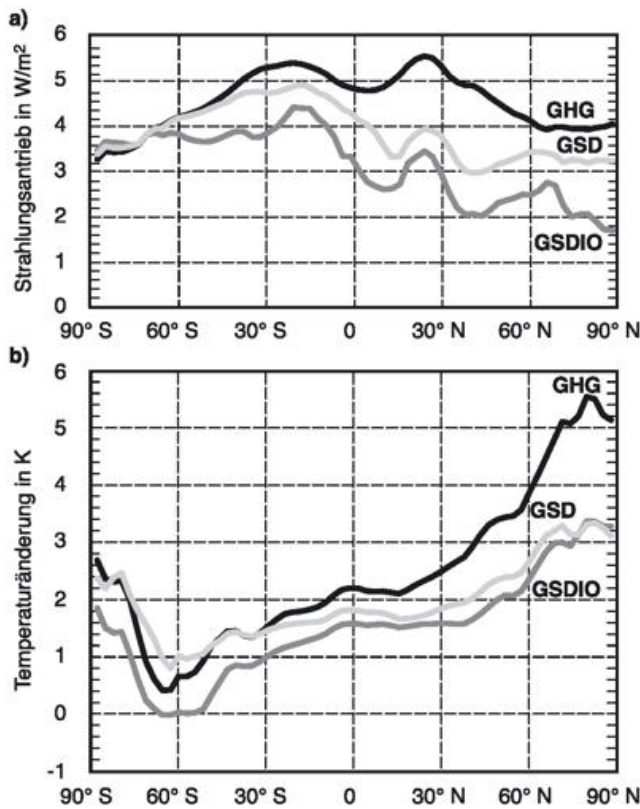


Abb. 29-12: a) Mittlerer breitenabhängiger Strahlungsantrieb an der Tropopause für 2030-2050 für drei Simulationen GHG, GSD und GSDIO; b) zugehörige breitenabhängige Erwärmung in Oberflächennähe; nach ROECKNER et al. (1999).

Als nächstes soll das Verhältnis zwischen zonal gemitteltem Antrieb und Reaktion als Funktion der geographischen Breite für den Zeitabschnitt 2040-2050 untersucht werden (Abb. 29-12). Das Ergebnis ist ähnlich dem für ein anderes Experiment, ohne zirkulierenden Ozean aber mit einer Ozeandeckschicht, was auf die große Bedeutung atmosphärischer Prozesse hinweist. Der GHG-Lauf mit maximalem Antrieb bei 20° N zeigt die höchste Erwärmung in hohen nördlichen Breiten; das gilt auch noch für GSD und GSDIO, obwohl der Antrieb in diesen Breiten wegen der hohen Schwefelbelastung relativ gering ist. Woher kommt das?

Das Erwärmungsmuster ist die Folge einer Reihe von Rückkopplungen im Modell. Wegen der Komplexität des Modells und der langen Zeitskalen ist eine Analyse nur ein erster Erklärungsversuch. Die meisten Modelle erhöhen als erste Reaktion den Wasserdampfgehalt und halten die relative Feuchte annähernd konstant, was eine positive Rückkopplung auslöst. Dieser Effekt ist besonders stark in Gebieten hohen Wasserdampfgehaltes wie der Innertropischen Konvergenzzone und die Erwärmung ist über Land höher als über dem Meer, weil die Wärmekapazität die Erwärmung verzögert. Die Erwärmung ist besonders verzögert im stark durchmischenden südlichen Ozean. Auch die Zyklonenbahnen rücken etwas polwärts, besonders in der nördlichen Erdhälfte. In hohen Breiten wirkt auch der Rückgang der Schnee- und Eisbedeckung weiter erwärmend. Diese und weitere Rückkopplungen sind der Grund für die komplexe Reaktion. Da die Rückkopplungen von der jeweiligen Parameterisierung physikalischer Prozesse im Modell abhängt, müssen sich die Modellergebnisse deutlich unterscheiden, wie schon in Abb. 29-8 gezeigt.

Ein weiteres Problem muss hier noch erörtert werden: Radiosonden- und Satellitendaten zeigen eine schwächere Erwärmung in der mittleren und oberen Troposphäre als an der Oberfläche in-situ gemessen (siehe u. a. CHRISTY et al. 2003; BENGTSSON et al. 2004). Das ist schwer verständlich, weil Modelle höhere Erwärmung in der oberen Troposphäre berechnen. BENGTSSON et al. (1999) haben das untersucht und die Beobachtungen als sehr wahrscheinlich korrekt bezeichnen können, weil die Modelle weder die Ozonverdünnung in der Stratosphäre noch das dortige Vulkanaerosol berücksichtigt haben.

Wir finden in diesem Zusammenhang für zusätzliche Modellexperimente (GSO, GSP, GSOP, siehe Tab. 29-3 und Abb. 29-13): Die Hauptunterschiede zu GSDIO treten in hohen Breiten der nördlichen Erdhälfte sowohl in der Troposphäre wie der Stratosphäre auf. Hier weist besonders hohe interne Dynamik auf die Bedeutung der mehrfachen Modellläufe (Ensembles) hin. Abb. 29-14 verdeutlicht zusätzlich die Bedeutung von Vulkanausbrüchen (GSP) und stratosphärischer Ozonverdünnung (GSOP) sowohl für mittlere wie be-

Bezeichnung	Experiment und Antrieb	Simulationsperiode
GSO	Wie GSDIO mit Messdaten der stratosphärischen Ozonverteilung, 2 Modellläufe	1979-1999
GSP	Wie GSDIO, aber zusätzlich mit Pinatubo-Ausbruch	1991-1997
GSOP	Wie GSDIO mit Messdaten der stratosphärischen Ozonverteilung sowie Berücksichtigung des Pinatubo-Ausbruchs	1979-1997

Tab. 29-3: Modellläufe mit Berücksichtigung der stratosphärischen Ozon-Verteilung und des Pinatubo-Ausbruchs.

Modelllauf / Druckniveau	GSOP (Mittel) (1)	GSOP (Minimum) (2)	GSOP (Maximum) (3)
50 hPa	-0,17	-0,15	-0,17
500 hPa	+0,10	+0,02	+0,16
850 hPa	+0,10	+0,03	+0,15
Boden	+0,12	+0,04	+0,19

Tab. 29-4: Vergleich dekadischer Temperaturtrends in K seit 1979 für das GSOP-Experiment. (1): Mittelwert von 6 Modellläufen, (2) und (3): kleinster bzw. größter dekadischer Temperaturtrend aller Modellläufe. Beim GSOP-Experiment wurden zusätzlich zum GSDIO-Experiment noch die Effekte des stratosphärischen Ozons sowie des Pinatubo-Ausbruchs berücksichtigt.

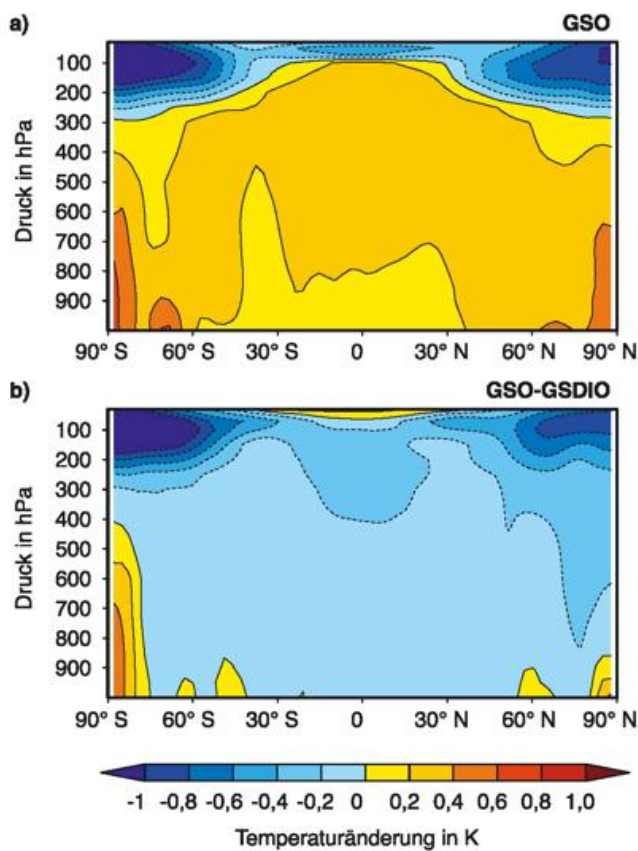


Abb. 29-13: a) Breiten-Höhen-Schnitt der Temperaturänderung pro Dekade für die Periode 1979-1997 für den Modelllauf GSO; b) Differenz GSO-GSDIO; jeweils Mittel aus 2 Simulationen. Man beachte die starke Abkühlung in der unteren Stratosphäre hoher Breiten.

sonders starke oder schwache Erwärmung der Troposphäre in den 6 Realisierungen. Die Tab. 29-4 erweitert das durch Angabe der Temperaturänderungen bei den Druckniveaus 50, 500 und 850 hPa sowie an der Oberfläche. Der Effekt des reduzierten stratosphärischen Ozons ist: stark verminderte Erwärmung in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre sowohl für den mittleren, maximalen und minimalen Temperaturtrend in allen 6 Realisierungen. Wird auch noch der Ausbruch des Pinatubo berücksichtigt (Abb. 29-14 und Tab. 29-4), so folgt für die Realisierung mit minimalem

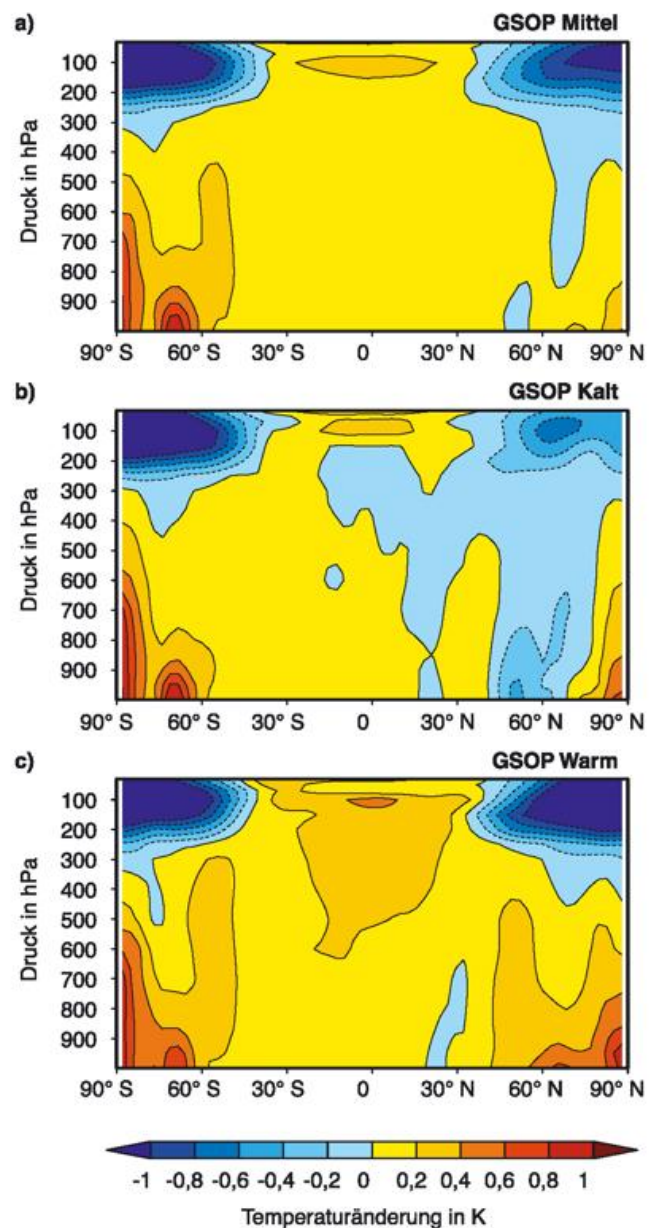


Abb. 29-14: a) Breiten-Höhen-Schnitt der Temperaturänderung pro Dekade für mittleres stratosphärisches Ozon und den Ausbruch des Vulkans Pinatubo (GSOP); b) für Modelllauf mit minimaler Erwärmung der Troposphäre und c) mit maximaler Erwärmung der Troposphäre.

Trend, dass es fast keine mittlere globale Erwärmung mehr gibt.

In Abb. 29-15 werden die geographischen Muster für das Ensemblemittel und die Realisierungen maximalen bzw. minimalen Trends im 50 und 500 hPa Niveau sowie an der Oberfläche vorgestellt, wobei jeweils neben der Ozonverdünnung in der Stratosphäre auch der Ausbruch des Pinatubo beachtet wurde. Die Abkühlung der Stratosphäre ist besonders ausgeprägt in den hohen Breiten beider Erdhälften, die Erwärmung in den Tropen ist eine Folge des Vulkanausbruchs. Im 500 hPa-Niveau gibt es markante Musterverschiebungen für verschiedene Realisierungen (Läufe) aufgrund hoher interner Variabilität. Auch an der Oberfläche verschieben sich die Muster. Über Teilen Eurasiens (40 - 70° N; 10° W - 135° E) ist die Differenz des Trends pro Jahrzehnt zwischen wärmster und kältester Realisierung sogar 0,8 K. Nehmen wir an, dass die wirkliche Atmosphäre sich ebenso verhält, dann kann man aus Beobachtungen über so kurze Zeitabschnitte keine Aussagen über die globale Klimaänderung machen, und noch weniger, falls nur Regionen betrachtet werden.

6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Beobachtungen zusammen mit theoretischen Studien und Klimamodellsimulationen erlauben für die oberflächennahe Lufttemperatur der nördlichen Erdhälfte der letzten etwa 1000 Jahre folgende Charakterisierung: Erstens, eine mit der Milankowitsch-Theorie konsistente langsame Abkühlung bis 1900 von insgesamt 0,2 K. Zweitens, ein rapider Temperaturanstieg im 20. Jahrhundert, der höchstwahrscheinlich anthropogen ist. Überlagert sind große Schwankungen bei Zeitskalen von Jahren bis mehrere Jahrzehnte, welche höchstwahrscheinlich aus internen Wechselwirkungen folgen. Auch große Vulkanausbrüche tragen dazu bei und können über einige Jahre die Oberfläche kühlen. Falls langfristige Schwankungen der Bestrahlungsstärke der Sonne existieren, können diese in ähnlicher Weise langfristige Schwankungen der Temperatur verursachen.

Wir können auch recht sicher ausschließen, dass die bisher noch nicht beobachtete massive Erwärmung im 20. Jahrhundert von natürlichen Prozessen angestoßen worden ist, weil sowohl Amplitude als auch Andauer zu groß sind, um von einem Modell wiedergegeben zu

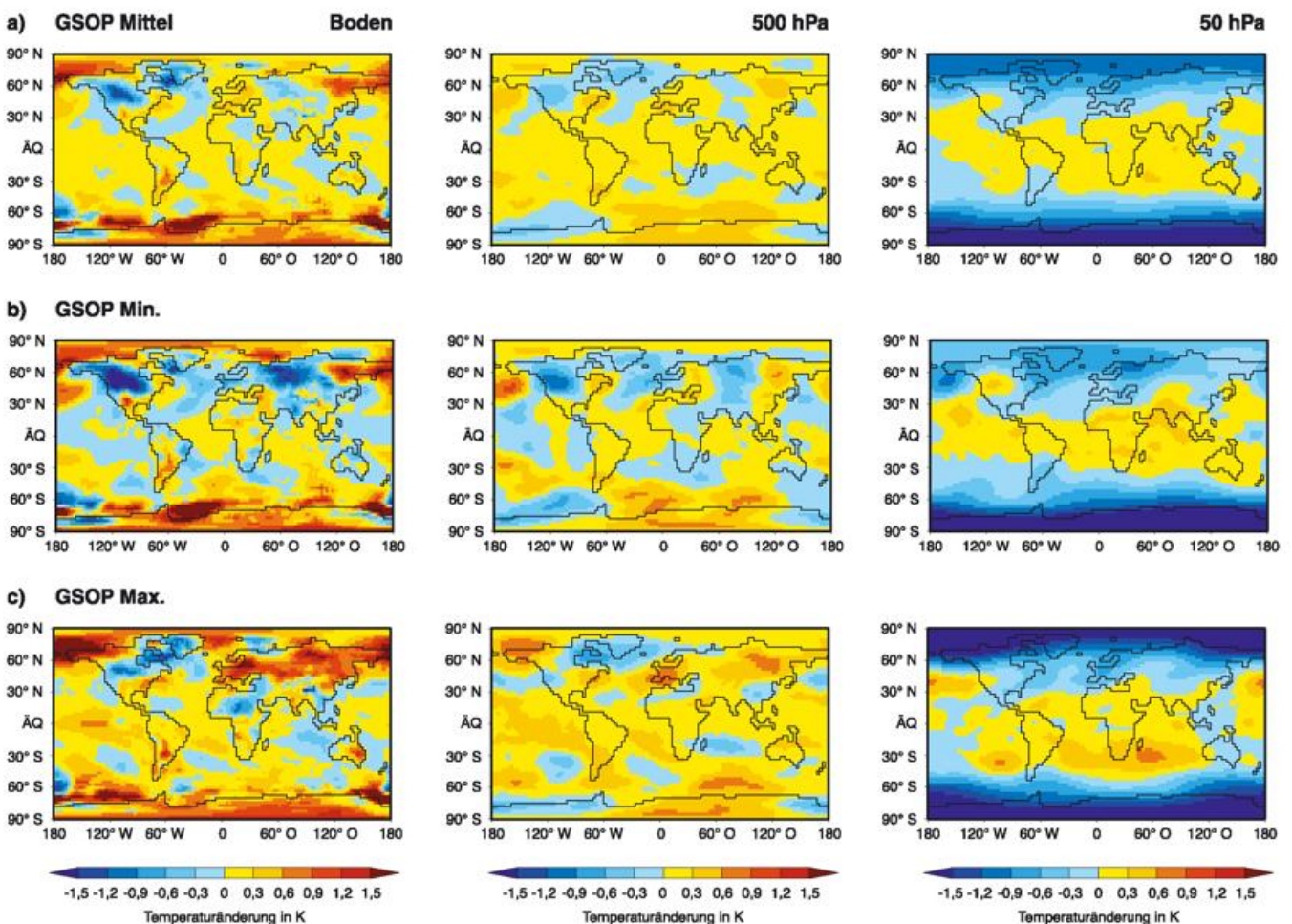


Abb. 29-15: Temperaturänderung pro Dekade für 1979-1997 in der Simulation (GSOP), links: für die Erdoberfläche, Mitte: im 500 hPa-Niveau, rechts: im 50 hPa-Niveau. a) Mittelwert; b) minimale Erwärmung der Troposphäre; c) maximale Erwärmung der Troposphäre. Man beachte die starke Variabilität in hohen nördlichen Breiten.

werden, noch können wir aus den Beobachtungen der letzten 1000 Jahre Unterstützung für frühere ähnlich massive Erwärmungen finden.

Dass die Erwärmung im vergangenen Jahrhundert anthropogen ist, wird auch von vielen Modellstudien gestützt. Gekoppelte zeitabhängige Modellsimulationen, die von Änderungen der Treibhausgase und der Sulfataerosole angetrieben worden sind, können mindestens den beobachteten langfristigen Temperaturentrend im 20. Jahrhundert wiedergeben, wobei es wichtig ist, dass alle Einflussfaktoren berücksichtigt sind. Dies ist noch nicht ganz der Fall, weil andere als Sulfataerosole und in der Atmosphäre gebildete Treibhausgase wie Ozon noch nicht voll berücksichtigt worden sind. Auch Landnutzungsänderungen als Folge der Landwirtschaft, der Forstwirtschaft und der Verstädterung sind nur unzureichend enthalten.

Sogar wenn Modelle in der Simulation einer Erwärmung übereinstimmen, gibt es doch Modellunterschiede bezüglich Muster und Geschwindigkeit der Erwärmung, was auf die Bedeutung der Rückkopplungen für regionale Änderungen von Temperatur, Niederschlag und Zirkulationsmustern hinweist. Noch ist das Modellergebnis stärker von Modelleigenschaften als Details des Antriebs bestimmt. Daraus folgt, dass die Modelle sehr detailliert sein müssen, denn eine systematische Schwäche würde ein fehlerhaftes Muster der Klimaänderungen erzeugen. Mindestens das gegenwärtige Klima und seine Variabilität müssen sie beschreiben können. Vereinfachte Modelle könnten irreführend sein. Die gegenwärtigen Modelle leiden noch an unzureichender horizontaler und vertikaler Auflösung, wodurch Orographie und Küstenlinien sowie Zirkulationsmuster nicht gut genug aufgelöst bzw. wiedergegeben werden. Das betrifft nicht nur regionale Klimasimulationen, sondern auch zum Teil die großräumige Zirkulation, weil diese zum Teil von mesoskaligen Wettersystemen angetrieben wird.

Ein weiteres großes Problem ist die Darstellung physikalischer Prozesse, die vom Modellgitter nicht aufgelöst werden, als da sind Wolken-Strahlungs-Wechselwirkung, hoch- bzw. tiefreichende Konvektion, Turbulenz in Grenzschicht und freier Atmosphäre bzw. im Inneren von Ozeanen. Sie sind Beispiele für schwierig zu handhabende Prozesse, weil zum Teil Beobachtungen fehlen sowie manchmal auch das Prozessverständnis.

Die Kopplung zwischen Atmosphäre und Ozean ist ein besonderes Problem. Geringe Änderungen von Wolken und Meereis beeinflussen drastisch den Austausch von Energie und Wasser. Kleine Fehler in den Modellkomponenten können als langfristige Klimadrift bei Integration über Jahrhunderte wieder gefunden werden. Viele Modellierer handhaben dies durch kleine systematische Korrekturen der Energieflüsse an der Oberfläche, so dass ohne Klimaänderungen keine

Drift auftritt. Simulationen von Klimaänderungen sind daher Störungsrechnungen und wahrscheinlich dann falsch, wenn die Störungen zu groß werden. Für Simulationen bei doppeltem oder dreifachem CO_2 -Gehalt scheint das jedoch noch keine große Einschränkung zu sein.

Die so genannte Flussanpassung (flux adjustment), zuerst beschrieben von SAUSEN et al. (1988), ist kritisiert und als Beispiel dafür herangezogen worden, dass gekoppelte Modelle, die sie verwenden, weniger glaubwürdig seien. Jüngst sind Modellläufe mit signifikant geringerer Anpassung der Energieflüsse oder ganz ohne sie vorgestellt worden. Mit oder ohne Flussanpassung sind die Ergebnisse jedoch sehr ähnlich. Es ist zu erwarten, dass die neue Generation der gekoppelten Modelle, z. B. ECHAM5/MPI-OM in Hamburg, diese Debatte beendet, weil sie ohne Flussanpassung auskommt.

Ein herausragendes Problem, welches abschließend hier betont werden muss, ist die inhärente stochastische Variabilität der Modelle und - wie ich glaube - auch der Natur. Rein zufällig können Klima-anomalien Jahrzehnte andauern und regionales Klima signifikant beeinflussen. Solche Anomalien werden oft als Klimaänderungen missverstanden, wie nach der Periode von 1930 bis 1940 und erneut nach dem kalten Abschnitt in den 60er und 70er Jahren des 20. Jahrhunderts, als Klimaforscher die Möglichkeit eines anhaltenden Wechsels zu einem viel kälteren Klimaabschnitt vorschlugen.

Wir wissen noch nicht, ob Anomalien wie El Niño und die nordatlantische Oszillation sich bei allgemeiner Erwärmung systematisch ändern.

Zum Schluss soll zur Frage nach der dynamischen Stabilität des Klimas der Erde zurückgekehrt werden, ob also das Klima transitiv oder intransitiv ist. Das wahrscheinlichste Ereignis, das den Umschwung in ein anderes Klimaregime bringen könnte, ist - wenn auch nur regional - die Schwächung bzw. der Stopp der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks. Die Folge wären niedrigere Temperaturen der Ozeanoberfläche (MAROTZKE und WILLEBRAND 1991). Modelle haben darauf hingewiesen, dass eine solche Instabilität angeregt werden könnte durch erhöhte Niederschläge entlang der Zugbahnen nordatlantischer Tiefdruckgebiete oder rasches Schmelzen des südlichen grönländischen Inlandeises. Ob ein solches Ereignis Wirklichkeit wird, ist ungewiss und viele detailliertere Modellstudien einschließlich neuer Testdaten sind dazu notwendig.

Literatur

- ARRHENIUS, S., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground, *Philos. Mag.* **41**, 237-276.
- BENGTSSON, L., 1997: A numerical Simulation of antropogenic Climate Change. *Ambio* **26** (1), 58-65.
- BENGTSSON, L., 2001: Uncertainties of Global Climate Prediction in Global Biogeochemical Cycles in the Climate System, Hrsg. E.-D. SCHULZE et al., *Academic Press*, ISBN: 0-12-631260-5.
- BENGTSSON, L., E. ROECKNER, M. STENDEL, 1999: Why is the global warming proceeding much slower than expected? *J. Geophys. Res.* **104**, 3865-3876.
- BENGTSSON, L., S. HAGEMANN, K. I. HODGES, 2004: Can Climate Trends be calculated from Re-Analysis Data? *J. Geophys. Res.* **109**, doi:10.1029/2004JD004536.
- BERGÉ, A., 1988: Milankovitch Theory and Climate. *Review of Geophysics* **26**, 4, 624-657.
- BLUTH, G. J. S., S. D. DOIRON, C. C. SCHNETZLER, A. J. KRUEGER, L. S. WALTER, 1992: Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mounth Pinatubo eruptions. *Geophys. Res. Lett.* **19**, 151-154.
- BROVKIN, V., M. CLAUSSEN, V. PETOUKHOV, A. GANOPOLSKI, 1998: On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. *J. Geophys. Res.* **103**, D24, 31,613-31,624.
- BRYAN, F., 1986: High Latitude Salinity Effects and interhemispheric thermohaline Circulation, *Nature* **305**, 301-304.
- CESS, R., et al., 1977: Comparison of the seasonal Change in Cloud-forcing from atmospheric general Circulation Models and Satellite Observations. *J. Geophys. Res.* **102**, 16593-16603.
- CHRISTY, J. R., R. W. SPENCER, W. B. NORRIS, W. BRASWELL, D. E. PARKER, 2003: Error estimates of version 5.0 of MSU-AMSU bulk atmospheric temperatures. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **20**, 613-629.
- CLAUSSEN, M., 1998: On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate. *Global Change Biol.* **4**, 549-559.
- CUBASCH, U., 2002: Variabilität der Sonne und Klimaschwankungen, *promet* **28**, 123-132.
- CUBASCH, U., R. VOSS, G. C. HEGERL, J. WASZKEWITZ, T. J. CROWLEY, 1997: Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Climate Dyn.* **13**, 757-767.
- DUTTON, E.G., J. R. CHRISTY, 1992: Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruptions of El Chichón and Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 2313-2316.
- EDDY, J. A., 1976: The Maunder Minimum. *Science* **192**, 1189-1202.
- FLOHN, H., A. KAPALA, 1989: Changes in tropical sea-air interaction processes over a 30-year period. *Nature* **338**, 244-245.
- GAFFEN, D. J., T. P. BARNETT, W. P. ELLIOTT, 1991: Spaces and timescales of global tropospheric moisture. *J. Climate* **4**, 989-1008.
- GLEICK, J., 1988: Chaos-Making, a new Science. *William Heinemann Ltd.*, ISBN: 043429554X, 353 S.
- GRAF, H., 2002: Klimaänderungen durch Vulkane, *promet* **28**, 133-138.
- HALL, A., S. MANABE, 1999: The Role of Water Vapor Feedback in unperturbed Variability and global Warming. *J. Climate* **12**, 2327-2346.
- HANSEN, J., M. SATO, R. RUEDY, 1997: Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.* **102**, D6, 6831-6864.
- HASSELMANN, K., 1976: Stochastic climate models I, Theory. *Tellus* **28**, 473-485.
- HENSE, A., P. KRAHE, H. FLOHN, 1988: Recent fluctuations of tropospheric temperature and water vapor content in the Tropics. *Meteor. Atmos. Phys.* **38**, 215-227.
- HERTERICH, K., 2002: Variabilität der Erdbahnparameter und Klimaänderungen, *promet* **28**, 117-122.
- HURRELL, J., 1995: Decaded Trends in the North Atlantic Oscillation: regional Temperatures and Precipitation. *Science* **269**, 676-679.
- HOYT, D. V., K. H. SCHATTEN, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. *J. Geophys. Res.* **98**, 18 895-18 906.
- INAMDAR, A. K., V. RAMANATHAN, 1998: Tropical and global scale interactions among water vapor, atmospheric greenhouse effect, and surface temperature. *J. Geophys. Res.* **103**, D24, 32,177 - 32,194.
- KRUEGER, A. J., S. L. WALTER, P. K. BHARTIA, C. C. SCHNETZLER, N. A. KROTKOV, I. SPROD, G. J. S. BLUTH, 1995: Volcanic sulfur dioxide measurements from the total ozone mapping spectrometer instruments. *J. Geophys. Res.* **100**, 14,057-14, 076.
- LEA, D. W. 2004: The 100.000 Year Cycle in Tropical SST, Greenhouse Forcing, and Climate Sensitivity. *J. of Climate*, im Druck.
- LEAN, J., J. BEER, R. BRADLEY, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 3195-3198.
- LE TREUT, H., B. J. MC AVANEY, 1999: Model Intercomparison: Slab Ocean 2 x CO₂ Equilibrium Experiments, *WGNE Report*, erhältlich bei WMO/Genf.
- LINDZEN, R. S., 1990: Some coolness concerning global warming. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **71**, 288-299.
- LINDZEN, R. S., 1994: On the scientific basis for global warming scenarios. *Environ. Pollut.* **83**, 125-134.
- LINDZEN, R. S., C. GIANNITSIS, 1998: On the climatic implications of volcanic cooling. *J. Geophys. Res.* **103**, 5929-5941.
- LORENZ, E. N., 1968: Climate Determination. *Meteorol. Monogr.* **8** (30), 1-3.
- MANABE, S., R. T. WETHERALD, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.* **24**, 241-259.
- MANABE, S., R. J. STOUFFER, 1997: Climate Variability of a coupled Ocean-Atmosphere-Land-Surface Model: implication for the Detection of global Warming. *Bull. Am. Met. Soc.* **78**(6), 1177-1185.
- MANN, M., R. BRADLEY, M. HUGHES, 1999: Northern Hemisphere Temperatures during the past Millenium: Interferences, uncertainties and Limitations. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 759-762.
- MAROTZKE, J., J. WILLEBRAND, 1991: Multiple Equilibria of the global thermohaline Circulation. *J. Phys. Oceanography* **21**(9), 1372-1385.
- MILANKOVITCH, M., 1920: Theorie mathematique des phenomènes thermiques produits par la radiation solaire, *Academic Yugoslave des Sciences et des Art de Zagreb*, Gauthier-Villars.

- MILANKOVITCH, M., 1941: Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Sciences, Spec. pub. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences*, vol. 33, Belgrade, 633 S. („Canon of Insolation and the Ice Age Problem“, English Translation by Israel Program for Scientific Translation and published for the U.S. Department of Commerce and National Science Foundation, Washington D.C., 1969).
- MITCHELL, J. F. B., 1989: The „greenhouse effect“ and climate change. *Rev. Geophys.* **27**, 115-139.
- RÄISÄNEN, J., 1999: CMIP2 Subproject Climate Change in Northern Europe: plans and first results. Proceedings, Coupled Model Intercomparison Project Workshop, Melbourne, Australia, 14-15 October 1998.
- RAMANATHAN, V., 1981: The role of ocean-atmosphere interactions in the CO₂ climate problem. *J. Atmos. Sci.* **38**, 918-930.
- RAMANATHAN, V., W. COLLINS, 1991: Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature* **351**, 27-32.
- RAVAL, A., V. RAMANATHAN, 1989: Observational determination of the greenhouse effect. *Nature* **342**, 758-761.
- REICHERT, B. K., L. BENGTSSON, J. OERLEMANS, 2002: Recent glacier retreat exceeds internal variability. *J. Climate* **15(21)**, 3069-3081.
- ROECKNER, E., J. M. OBERHUBER, A. BACHER, M. CHRISTOPH, I. KIRCHNER, 1996: ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Clim. Dyn.* **12**, 737-754.
- ROECKNER, E., L. BENGTSSON, J. FEICHTER, J. LELIEVELD, H. RODHE, 1999: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *J. Climate* **12**, 3004-3032.
- SARACHIK, E. S., M. WINTON, F. L. YIN, 1996: Mechanisms for decadal-to-centennial climate variability. In Decadal Climate Variability - Dynamics and Predictabilities; D. Anderson und J. Willebrand (Hrsg.), NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 44, 157-210.
- SAUSEN, R., R. K. BARTHELS, K. HASSELMANN, 1988: Coupled ocean-and atmospheric models with flux corrections. *Climate Dynamics* **2**, 154-163.
- STOMMEL, H., 1961: Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus* **13**, 2, 224-230.
- TIMMERMANN, A., J. OBERHUBER, A. BACHER, M. ESCH, M. LATIF, E. ROECKNER, 1999: Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature* **398**, 694-697.
- WUNSCH, C. 1992: Decade-to-century changes in the ocean circulation. *Oceanography* **5**, 99-106.

30 M. HEIMANN

Erste Kopplung von Modellen des Klimas und des Kohlenstoffkreislaufs

1 Einleitung

Das globale Umweltsystem der Erde besteht aus einer Vielzahl von wechselwirkenden Komponenten. Neben den zentralen Kreisläufen von Energie, Impuls und Wasser, welche in traditionellen Klimamodellen seit langem berücksichtigt werden, stehen eine Reihe von Kreisläufen der chemischen Elemente (u. a. C, N, P, S, O), deren Umsätze durch physikalische, chemische und biologische Prozesse gesteuert werden. Diese so genannten biogeochemischen Kreisläufe sind maßgeblich an der Kontrolle der atmosphärischen Konzentration einer Reihe von wichtigen Spurengasen beteiligt (CO_2 , CH_4 , N_2O , DMS u. a.). In den meisten Untersuchungen mit Klimamodellen werden die Konzentrationen dieser Gase aus Beobachtungen oder aus gesonderten Kreislaufmodellrechnungen vorgeschrieben. Weil jedoch das physikalische Klimasystem auf die Quellen und Senken dieser Gase rückwirkt, besteht ein Interesse, diese potentiell signifikanten Rückkopplungsschleifen in globalen Klimamodellen explizit und interaktiv mit zu berücksichtigen.

Unter dem Gesichtspunkt des anthropogenen globalen Wandels kommt dabei dem Kohlenstoffkreislauf eine wichtige Rolle zu. Seine wichtigste atmosphärische Komponente, das Kohlendioxid (CO_2), wird durch den Menschen direkt bei der Verbrennung von Kohle, Öl und Gas erhöht. Diese direkten Emissionen aus fossilen Brennstoffen werden zudem noch verstärkt durch weiteres CO_2 , welches bei Änderungen der Landnutzung, z. B. bei der Rodung von Waldflächen für die Landwirtschaft, freigesetzt wird. Da das CO_2 in der Troposphäre chemisch inert ist, müsste dieses anthropogene CO_2 in der Atmosphäre akkumulieren. Direkte Messungen des Anstiegs der CO_2 -Konzentration zeigen jedoch, dass nur etwa 40 % des emittierten CO_2 in der Atmosphäre bleiben. Austauschprozesse von Kohlenstoff mit dem Ozean und der Landbiosphäre moderieren offenbar wesentlich den CO_2 -Anstieg. Diese Austauschprozesse sind aber klimaabhängig und damit können Klimaänderungen den atmosphärischen Anstieg des CO_2 potentiell verlangsamen oder beschleunigen.

Abb. 30-1 zeigt schematisch die wichtigsten Wechselwirkungslinien zwischen dem physikalischen Klimasystem und dem darin eingebetteten Kohlenstoffkreislauf. Systemanalytisch sind zwei wichtige Kopplungslinien zu unterscheiden:

1. Eine enge lokale Wechselwirkung besteht bei den Austauschvorgängen von CO_2 und Wasser an der Landoberfläche. Hier spielen die Blattöffnungen eine wichtige Rolle bei der Verdunstung über vegetationsbedeckten Oberflächen. Dieser Widerstand wird neben den vorliegenden physikalischen Klimabedingungen (in erster Linie Temperatur und Feuchte) ebenfalls durch eine Reihe von pflanzenphysiologischen Parametern und Prozessen gesteuert (SELLERS et al. 1997; SCHULZE et al. 2002), wobei auch die jeweils vorhandene atmosphärische CO_2 -Konzentration eine wichtige Rolle spielt. Neben dieser direkten, biophysiologicalen Rückkopplung bilden die Eigenschaften der Landvegetation (Albedo, Wurzeltiefen, Rauigkeit) zentrale Größen für die Beschreibung des Austauschs von Energie und Impuls an der Erdoberfläche. Da der terrestrische Kohlenstoffkreislauf entscheidend durch die Vegetationsdynamik geprägt wird, ergeben sich weitere mögliche, potenziell signifikante Rückkopplungsschleifen (CLAUSSEN 2003).
2. Eine globale Wechselwirkung besteht über die atmosphärische CO_2 -Konzentration. Auf Grund der

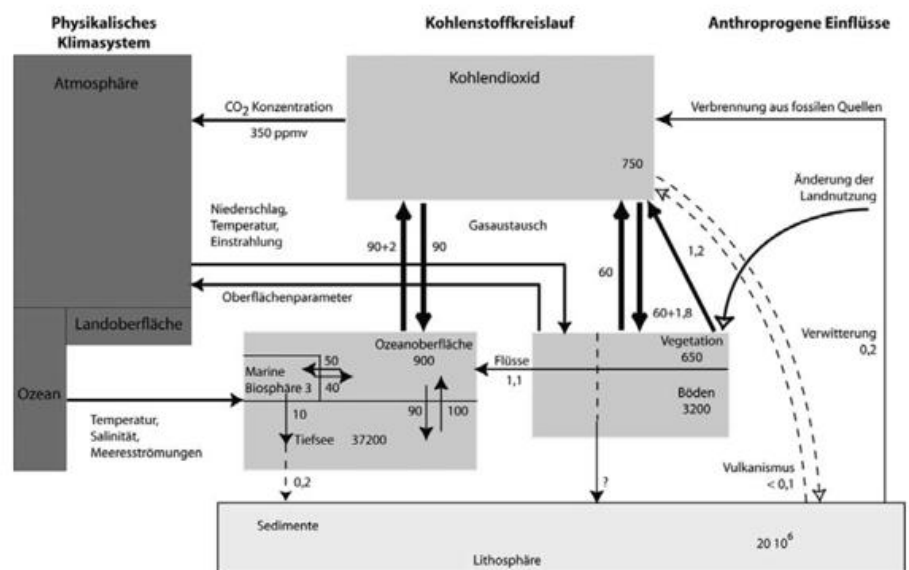


Abb. 30-1: Vereinfachtes Schema des Kohlenstoffkreislaufes im globalen Klimasystem. Reservoirgrößen und Austauschflüsse in PgC , bzw. PgC/a (SABINE et al. 2004), $1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ g}$.

langen Abklingzeit einer atmosphärischen CO₂-Störung (≥ 100 a)¹ im Vergleich mit der Durchmischungszeit der Troposphäre (~1a), ist die atmosphärische CO₂-Konzentration im Jahresmittel räumlich relativ uniform und kann daher in Klimamodellen bei der Berechnung der Strahlungsbilanz als räumlich und jahreszeitlich konstant vorge-schrieben werden. Lokale Störungen der Kohlenstoffsenken und -quellen führen zu Änderungen der global gemittelten CO₂-Konzentration und verändern damit die atmosphärische Strahlungsbilanz auf der globalen Skala. Diese Rückkopplungsschleife stellt einen von mehreren „biochemical feedbacks“ dar.

Die Untersuchung und Quantifizierung der verschiedenen Rückkopplungseffekte zwischen Kohlenstoffkreislauf und Klimasystem bedarf der Entwicklung von realitätsnahen, gekoppelten Kohlenstoff-Klimamodellen (Coupled Carbon Cycle Climate Models, CCCM). Mit diesem Werkzeug lassen sich verschiedene Fragen untersuchen wie z. B.:

- Wie verändert sich das ozeanische Speichervermögen für Überschuss-CO₂ bei sich ändernder Ozeanzirkulation und wie wirkt sich diese auf Kohlenstoffaustauschprozesse mit marinen Organismen aus?
- Heute stellen viele der naturnahen Teile der Landvegetation eine CO₂-Senke dar - wie verändert sich diese bei einer globalen Erwärmung?

Zwar lassen sich diese Fragen auch mit Hilfe von partiell-gekoppelten Modellen untersuchen, etwa indem nur die Kopplung Klimamodell-ozeanischer Kohlenstoffkreislauf berücksichtigt wird oder ein Landvegetationsmodell mit Kohlenstoffkomponenten entweder interaktiv oder im offline-Modus mit den von einem Klimamodell berechneten Klimadaten angetrieben wird. Dabei werden allerdings die anderen Komponenten des globalen Kohlenstoffkreislaufs festgehalten. Aus Konsistenzgründen ist jedoch eine vollständige dynamische, prozessorientierte Beschreibung des gekoppelten Klima-Kohlenstoffkreislaufsystems erstrebenswert.

Aus Anwendersicht besteht zudem ein direktes Interesse an der Entwicklung von realistischen CCCMs. Szenarien der zukünftigen sozioökonomischen Entwicklung liefern immer nur CO₂-Emissionen; um deren Auswirkungen auf das Klima zu erfassen, müssen

diese in CO₂-Konzentrationen umgewandelt werden. In der Vergangenheit, bis hin zum jüngsten Bericht des IPCC (HOUGHTON et al. 2001) wurde dies mit Hilfe von einfachen, globalen Kohlenstoffkreislaufmodellen im Offline-Modus berechnet. Rückwirkungen des sich verändernden Klimas auf den Kohlenstoffkreislauf können damit nicht, oder höchstens iterativ abgeschätzt werden.

Schließlich stellen Klimamodelle mit interaktiv eingebettetem Kohlenstoffkreislauf ein unabdingbares Werkzeug dar, eine der großen Herausforderungen der Klimamodellierung anzugehen, nämlich die Nachbildung der großen, langsamen und schnellen Schwankungen des Klimasystems und der sich dabei parallel verändernden CO₂-Konzentration während der letzten Eiszeitzyklen.

In einigen Erdsystemmodellen mit reduzierter Komplexität (CLAUSSEN et al. 2002) ist der vollständige Einbezug des Kohlenstoffkreislauf bereits gelungen und erste Simulationen liegen vor (BROVKIN et al. 2002). Ebenfalls wurden in jüngster Zeit zwei Simulationen zum globalen Wandel mit gekoppelten komplexen Klimamodellen durchgeführt. Die zum Teil konträren Ergebnisse werden unten näher diskutiert. Die Task-Force „Global Analysis, Integration and Modelling“ des „International Geosphere-Biosphere Programs“ (IGBP) hat zusammen mit der „Working Group on Coupled Models“ des „World Climate Research Programme“ (WCRP) hierzu eine spezielles Projekt geschaffen: das „Coupled Carbon Cycle Climate Model Intercomparison Project“ (C⁴MIP 2000). In diesem Projekt soll durch Vereinheitlichung der Protokolle für einige Kontrollsimulationen die Vergleichbarkeit der verschiedenen in Entwicklung stehenden Modelle gewährleistet werden.

Im Folgenden wird kurz auf den Stand des Prozessverständnisses und der Modellierung der wichtigsten Kohlenstoffkreislaufkomponenten eingegangen und anschließend das Kopplungsproblem erörtert. Selbstverständlich bedürfen die neuen Klimamodellkomponenten der intensiven Überprüfung. Schlussendlich werden erste Ergebnisse von gekoppelten Modellen diskutiert und in einem Ausblick zukünftige Erweiterungen/Entwicklungen angesprochen.

2 Beschreibung der Kohlenstoffkreislauf-Komponenten

2.1 Atmosphäre

Kohlenstoff liegt in der Atmosphäre vorwiegend in Form des inerten Gases CO₂ vor. Chemische Spurengase wie CO, CH₄ und weitere flüchtige organische Verbindungen (VOC) machen weniger als 1 % des atmosphärischen Kohlenstoffs aus und können bei der Beschreibung der Dynamik des Kohlenstoffkreislaufs

¹ Die atmosphärische CO₂-Abklingzeit hängt von der Zeitskala einer CO₂-Störung ab. Sie ist nicht zu verwechseln mit der atmosphärischen „Lebensdauer“ eines CO₂-Moleküls, welche nur etwa 3 Jahre beträgt. Die CO₂-Abklingzeit ist deshalb so groß, weil die meisten von Landbiosphäre und Oberflächenozean aufgenommenen Kohlenstoffatome nach relativ kurzer Zeit wieder in die Atmosphäre zurückgegeben werden. Nur ein kleiner Teil wird in Kohlenstoffspeicher mit längeren Umwälzzeiten verfrachtet (z. B. Holz, Böden, Tiefsee, Sedimente) und damit der Atmosphäre längerfristig entnommen.

vernachlässigt werden². CO₂, das aus den verschiedenen Quellen und Senken an der Erdoberfläche in die Atmosphäre gelangt, wird als chemisch inerte Tracer durch die Luftströmungen verfrachtet. Wie in der Einleitung bereits dargelegt, ist für die Beschreibung der Klimawirksamkeit des CO₂ nur die global gemittelte Konzentration des CO₂ von Bedeutung. Im gekoppelten Kohlenstoffkreislauf-Klimamodell könnte daher im Prinzip die Atmosphäre als ein einzelnes Reservoir betrachtet werden, welches durch die Kohlenstoffquellen und -senken gespeist wird. Die durch den atmosphärischen Transport erzeugten raum-zeitlichen Konzentrationsmuster sind jedoch von großer Bedeutung für die Überprüfung der ozeanischen und terrestrischen Kohlenstoffmodellkomponenten (s. u.). Aus diesem Grunde wird angestrebt, auch in gekoppelten CCCM das CO₂ in der Atmosphäre als 3-dimensionales, zeitlich variables skalares Feld darzustellen, welches der Kontinuitätsgleichung unterliegt.

2.2 Ozean

Eine eingehende Darstellung des marinen Kohlenstoffkreislaufs wurde in dieser Zeitschrift bereits vor einiger Zeit veröffentlicht (KÖRTZINGER und WALLACE 2002). Die hier aufgeführten Prozesse beschränken sich auf diejenigen, welche in heutigen globalen Modellen des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs entweder explizit oder in parameterisierter Form enthalten sind.

Das CO₂ in der Atmosphäre tauscht über molekulare Diffusion durch die Wasseroberfläche mit dem Ozean Kohlenstoff aus. Der Netto-Gasfluss wird getrieben durch die Partialdruckdifferenz zwischen gelöstem CO₂ in der ozeanischen Deckschicht und der darüber liegenden Atmosphäre. Der Widerstand, den die Luft-Wasser-Grenzschicht dem Austausch entgegensetzt, hängt primär von der Turbulenz auf der Wasserseite der Grenzschicht ab, welche ihrerseits durch Windstress, Wellenfeld sowie brechende Wellen bestimmt wird.

Im Ozean liegt der größte Teil des Kohlenstoffs in anorganischer Form als gelöstes CO₂ (als H₂CO₃), Bikarbonat (HCO₃⁻) und Karbonat (CO₃²⁻) vor. Aus der Konzentration des gesamten anorganischen Kohlenstoffs (SC = H₂CO₃ + HCO₃⁻ + CO₃²⁻), sowie der gesamten Ionenbilanz (ausgedrückt durch die Alkalinität oder *pH*) lassen sich die Anteile der einzelnen Fraktionen aus dem chemischen Gleichgewicht bei gegebener Temperatur und Salinität bestimmen. Da die Löslichkeit von CO₂ in kaltem Wasser grösser ist als in warmem Wasser, ergibt sich ein natürlicher anorganischer Kohlen-

stoffstrom durch CO₂-Aufnahme in kalten und Ausgasen in warmen Ozeangebieten. Dieser Kohlenstofftransport wird oft als „Löslichkeitspumpe“ bezeichnet.

Neben dem anorganischen Kohlenstoff spielt die marine Biosphäre eine wichtige Rolle. Beim Wachstum von Phytoplankton in der lichtdurchfluteten Ozeandeckschicht wird Kohlenstoff aufgenommen und in organischer Form gespeichert. Nach Absterben der Organismen wird dieser wieder durch Bakterien abgebaut und zu anorganischem Kohlenstoff remineralisiert. Da ein Teil dieser Remineralisierung nach Absinken von toten Organismen in tieferen Bereichen des Ozeans geschieht, wird dort anorganischer Kohlenstoff angereichert. Vertikaler Transport und Mischungsprozesse bringen dieses übersättigte Ozeanwasser wieder nach oben, bis sich im globalen und längerfristigen Mittel ein Gleichgewicht einstellt. Insgesamt erniedrigt diese „marine biologische Pumpe“ den Kohlenstoffgehalt der Deckschicht und, im Gleichgewicht, damit auch den CO₂-Partialdruck der Atmosphäre. Würde sie abgestellt, so ergäbe sich eine Erhöhung der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre um 150-200 ppm (GRUBER und SARMIENTO 2002).

Neben organischem Material bilden einzelne marine Organismen auch Kalkschalen (CaCO₃), welche nach dem Absterben ebenfalls in die Tiefe sinken und dort unterhalb der sogenannten Lysocline wieder gelöst werden. Paradoxerweise wirkt sich die Karbonatpumpe gerade entgegengesetzt der organischen Pumpe auf das atmosphärische CO₂ aus: eine Verstärkung des Kalktransportes nach unten exportiert zwar Kohlenstoff, führt jedoch auch zu einer Verschiebung der Ionenbilanz und damit der Dissoziation von CO₂, Bikarbonat und Karbonat in der Deckschicht. Insgesamt bewirkt diese Pumpe eine **Erhöhung** des CO₂-Partialdrucks.

Wichtig für das dynamische Verhalten des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs ist die Lehrmeinung, dass das Wachstum mariner Organismen nicht von dem vorhandenen Kohlenstoffangebot abhängt, welcher überall ausreichend vorliegt. Entscheidend für die marine biologische Pumpe und für die Karbonatpumpe ist das Vorliegen von Nährstoffen (vor allem N, P und Si), welche primär das Planktonwachstum limitieren. In jüngerer Zeit hat sich zudem der Befund erhärtet, dass in gewissen ozeanischen Gebieten sogenannte „Micronutrients“ (Fe, Mn u. a.) ebenfalls das Wachstum begrenzen. Aus diesem Grunde führt eine atmosphärische CO₂-Zunahme nicht zu einer Verstärkung der marinen biologischen Pumpen. Hingegen können Änderungen der Nährstoffe, z. B. durch Änderung der Ozeanzirkulation oder durch direkten Eintrag (z. B. durch Staubtransport) potenziell diese beeinflussen und damit auf den globalen Kohlenstoffkreislauf rückwirken.

Diese hier kurz skizzierten Prozesse bilden die wichtigsten Elemente der heute vorliegenden 3-dimensio-

² Diese Gase sind jedoch für die Luftchemie wichtig und einige davon sind ebenfalls wichtige Treibhausgase (z. B. CH₄ und N₂O), s. Kapitel 24 von J. LELIEVELD im 1. Teilheft.

nenale Modelle des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs (Ocean Carbon Cycle Models, OCCMs). Diese werden eingebettet in ein ozeanisches Zirkulationsmodell. Wichtige Aspekte der Dynamik des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs, wie sie sich z. B. bei der Simulation der Aufnahme des atmosphärischen Überschuss-CO₂ abbilden, hängen daher nicht allein von den spezifischen Kohlenstoffkomponenten ab, sondern werden zu einem wesentlichen Teil von den Eigenschaften des verwendeten Zirkulationsmodells bestimmt.

Abb. 30-2 zeigt schematisch die Prozesse, welche in heutigen globalen OCCM explizit dargestellt werden (SIX und MAIER-REIMER 1996). Neben den drei marinen Pumpen werden auch Sedimentbildung und -lösung in vereinfachter Form simuliert (ARCHER et al. 2002). Der Kreislauf der Nährstoffe wird meistens durch einen einzigen, repräsentativen Nährstoff dargestellt, der für N oder P steht.

In formaler Hinsicht unterliegt jeder Spurenstoff in einem OCCM einer dreidimensionalen Kontinuitätsgleichung. Neben dem gesamten anorganischen Kohlenstoff und der Alkalinität werden für die Darstellung der Effekte der marinen Biosphäre eine Reihe weiterer Stoffe (organischer Kohlenstoff, Phytoplankton, Zooplankton, POC, DOC, O₂, N, u. a. m.) benötigt; somit ergibt sich ein System von mehr als 9 gekoppelten Kontinuitätsgleichungen. Die Umwandlungsprozesse der verschiedenen Spurenstoffe erscheinen dabei als Quellen und Senken. Für diagnostische Zwecke werden meistens noch weitere Tracer mitberechnet, wie z. B. Kohlenstoffisotope (¹³C, ¹⁴C) in den verschiedenen Kohlenstoffformen. Die Parameterisierungen, welche einem OCCM zu Grunde liegen, sind von unterschiedlicher Qualität:

- (1) Physikalische Gesetze beschreiben Transport und Mischung. Diese lassen sich auf die Grundgleichungen der Hydrodynamik zurückführen und sind so gut numerisch dargestellt wie im zu Grunde liegenden Zirkulationsmodell.
- (2) Chemische Gleichgewichtsreaktionen beschreiben die Dissoziation der verschiedenen anorganischen Kohlenstofffraktionen und Salze. Diese sind im Allgemeinen sehr gut verstanden und die Reaktionskonstanten im Labor oder *in situ* genau gemessen worden.
- (3) Die Beschreibung der biologischen Prozesse basiert vorwiegend auf empirischen Untersuchungen. Diese bedingen die größten Unsicherheiten, da bei einer Szenarienrechnung in einen anderen Klimazustand implizit angenommen wird, dass sich die empirischen Beziehungen nicht ändern.

Das System der Kontinuitätsgleichungen muss numerisch auf dem Gitter des ozeanischen Zirkulationsmodells gelöst werden. Als Eingangsgrößen werden Wassertemperatur, Salzgehalt, Druck, Strömungsvektor sowie Mischungsparameter zur Beschreibung von subskaliger Diffusion und Konvektion aus dem ozeanischen Zirkulationsmodell vorgeschrieben. Für die Beschreibung der marinen Biosphäre müssen zudem das einfallende Sonnenlicht, und gegebenenfalls die Einträge von Nährstoffen durch Wind (z. B. Saharastaub) und Flüsse vorgeschrieben werden. Die hohe Anzahl der zu betrachtenden Tracer sowie die unter Umständen aufwändige Berechnung der chemischen und biologischen Umsatzprozesse bewirkt, dass ein OCCM in den meisten Fällen mehr Rechenzeit benötigt, als das ozeanische Zirkulationsmodell, in welches es eingebettet ist.

Die heutige Entwicklung geht in Richtung einer besseren Darstellung der marinen Biosphäre entweder durch explizite Darstellung mehrerer funktionaler Gruppen von marinen Organismen, durch Berücksichtigung weiterer Attribute des Planktons, wie z. B. verschiedene Größenklassen, oder durch die explizite Beschreibung höherer trophischer Ebenen der marinen Nahrungskette. Erste Ergebnisse sind vielversprechend (AUMONT et al. 2003; MOORE et al. 2002; GREGG et al. 2003); allerdings werden diese Ansätze erst in der nächsten Generation von CCCMs Eingang finden. Ein systematischer Vergleich heutiger ozeanischer Kohlenstoffmodelle wurde im Rahmen des Ocean Carbon Model Intercomparison Project (OCMIP) durchgeführt (ORR et al. 2001).

2.3 Terrestrische Biosphäre

Die terrestrische Biosphäre nimmt CO₂ durch Photosynthese auf. Der Kohlenstoff wird in den verschiedenen Pflanzenteilen in organischer Form gespeichert und später über eine Vielzahl von Respirations- und Abbauprozessen wieder an die Atmosphäre abgegeben. Abb. 30-3 zeigt in vereinfachter, schematischer

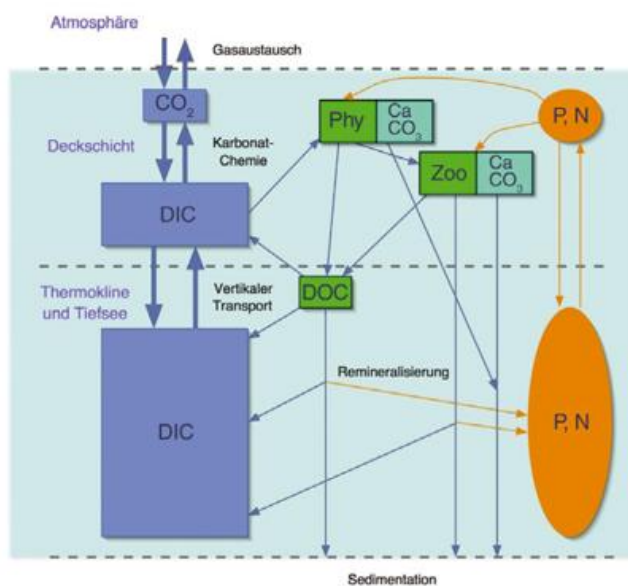


Abb. 30-2: Vereinfachtes Schema der in einem Simulationsmodell des ozeanischen Kohlenstoffs (OCCM) dargestellten Reservoirs und Prozesse (HAMOCC3, SIX und MAIER-REIMER 1996).

Weise die wichtigsten Prozesse, welche in einem modernen dynamischen Vegetationsmodell (DGVM) beschrieben werden. Pauschal lassen sich die verschiedenen Prozesse nach ihren charakteristischen Zeitskalen in drei Kategorien einordnen.

Auf kurzen Zeitskalen verläuft die Aufnahme von CO₂ und gleichzeitige Abgabe von H₂O bei der Photosynthese. Diese Prozesse sind unmittelbar mit der lokalen Bilanz von Energie und Wasser an der Erdoberfläche gekoppelt. Ein wichtiges Steuerelement für den Gasaustausch bildet dabei die von den Spaltenöffnungen abhängige Leitfähigkeit der Blätter, welche durch physiologische Pflanzenprozesse kontrolliert wird. Da die diesem Prozess zu Grunde liegenden Gesetze nicht aus einer allgemeinen Theorie quantitativ abgeleitet werden können, wird die stomatare Leitfähigkeit in Abhängigkeit von Umweltgrößen wie Lufttemperatur und Feuchte, verfügbarem Wasser sowie der aktuellen Photosynthese basierend auf empirischen Messungen parameterisiert (SELLERS et al. 1997; COLLATZ et al. 1991). Die Photosynthese selbst lässt sich durch biochemische Grundgesetze angenähert beschreiben (FARQUHAR et al. 1980). Die Gesamtheit dieser schnellen Prozesse wird oft auch biophysikalische Rückkopplung genannt. Sie ist in vielen modernen atmosphärischen Zirkulationsmodellen bereits als Teil des Landoberflächenschemas enthalten, wie z. B. beim amerikanischen SIB2-Modell (SELLERS et al. 1997) oder beim Oberflächenschema, das im zukünftigen Hamburger ECHAM5-Klimamodell eingebaut wird, basierend auf dem Modell von BETHY (KNORR und HEIMANN 2001).

Auf längeren Zeitskalen sind biogeochemische Prozesse zu betrachten. Hierzu gehört das Wachstum der Pflanzen durch Einbau des assimilierten Kohlenstoffs

in die verschiedenen Pflanzenkompartimente (Blätter, Struktureile, Wurzeln usw.) und die Erzeugung von totem Pflanzenmaterial (u. a. Blattabwurf) sowie die mikrobielle Umsetzungen des Kohlenstoffs zu Humus und schließlich zurück in CO₂. Für die Darstellung dieser Prozesse in DGVM müssen Parameterisierungen basierend auf empirischen Messungen verwendet werden. Viele dieser Prozesse sind neben der lokalen Temperatur und Feuchte zudem durch das vorliegende Nährstoffangebot (vor allem Stickstoff und Phosphor) bestimmt. Eine quantitative, konsistente Berücksichtigung dieser Abhängigkeiten in DGVMs würde daher zusätzlich die explizite Modellierung der Kreisläufe von N und P erfordern. Wegen ungenügendem Prozessverständnis und zur Begrenzung der Komplexität werden diese jedoch in der Darstellung der terrestrischen Biosphäre in heutigen CCCMs vernachlässigt oder nur implizit berücksichtigt, z. B. durch die Annahme, dass Nährstoffe in jedem Falle unbegrenzt vorliegen, oder dass nährstoffbedingte Begrenzungen des Wachstums in spezifischen Ökosystemen aus empirischen Daten vorgeschrieben werden.

Über noch längere Zeiträume gesehen sind Änderungen der Pflanzenzusammensetzung sowie deren geographische Ausbreitung zu berücksichtigen - Wechselwirkungen dieser Art mit dem Klimasystem werden als biogeographische Rückkopplungen bezeichnet. In DGVMs geschieht dies durch die Darstellung der Vegetationszonen als Zusammensetzung verschiedener funktionaler Pflanzentypen („Plant Functional Types“, PFT). Wachstum und Ausbreitung der PFTs wird simuliert durch vorgeschriebene PFT-spezifische Abhängigkeiten gegenüber Umweltbedingungen sowie durch den Wettbewerb mit anderen PFT um Ressourcen, wie z. B. Wasser und Licht (SITCH et al. 2003). Eine wichtige Rolle spielen dabei Störfaktoren wie z. B. Feuer, welche die Verbreitung vorherrschender PFT reduzieren können, um damit anderen PFT die Gelegenheit zu geben, sich temporär oder bei geändertem Klima auch langfristig durchzusetzen.

Viele der in heutigen DGVM beschriebenen Prozesse können nur in hoch parameterisierter Form dargestellt werden und basieren in den meisten Fällen auf einer sehr begrenzten Anzahl empirischer Untersuchungen. Dennoch können heutige DGVM die Beobachtungen auf einer Vielzahl räumlicher und zeitlicher Skalen beeindruckend wiedergeben. Als Beispiele seien genannt: auf langen Zeitskalen die Verschiebungen der globalen Vegetationszonen seit der letzten Eiszeit, auf der historischen Zeitskala die Aufnahme des CO₂ während der letzten 200 Jahre

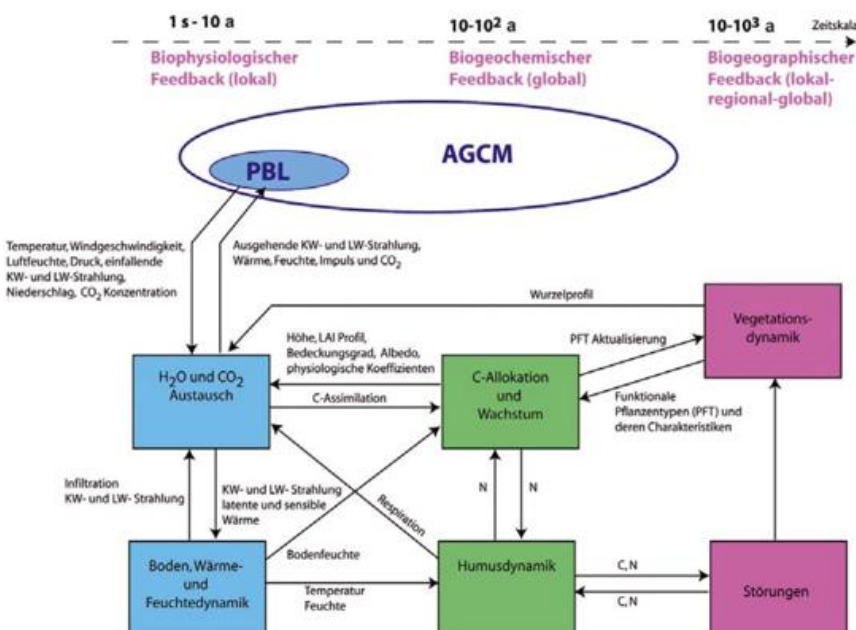


Abb. 30-3: Vereinfachte, schematische Darstellung der in einem dynamischen Vegetationsmodell (DGVM) betrachteten Prozesse.

(MCGUIRE et al. 2001) bis hin zu der Beschreibung des Austauschs von CO_2 und H_2O an einzelnen Standorten während eines Jahres (SITCH et al. 2003).

Dennoch ist die Beschreibung der terrestrischen Biosphäre in den heutigen DGVMs in vielen Aspekten noch unbefriedigend. Bereits oben wurde das Fehlen einer expliziten Darstellung der Nährstoffkreisläufe in den DGVMs angesprochen. Obwohl plausibel als erster Ansatz, berücksichtigt das Konzept der PFT nicht weitergehende Fragen wie z. B. diejenige nach der Rolle von Biodiversität, welche für die Stabilität von Ökosystemen unter sich veränderndem Klima von großer Bedeutung sein könnte. Daneben fehlt in heutigen DGVMs eine explizite Darstellung der Altersstruktur von Ökosystemen, welche ebenfalls die Vegetationsdynamik signifikant beeinflusst. Noch weitgehend unberücksichtigt sind ferner alle möglichen direkten und indirekten Einwirkungen durch menschliche Aktivitäten (Landnutzung, Landnutzungsänderungen und -management). 83 % aller Landflächen der Erde und sogar 98 % aller Landflächen, auf denen potenziell Reis, Weizen oder Mais angebaut werden könnte, unterliegen bereits heute signifikant menschlichen Einflüssen (SANDERSON et al. 2002). Dies hat gravierende Auswirkungen auf Vegetationsdynamik, Kohlenstoffumsatzraten und -speicherung in der Landbiosphäre.

3 Kopplung, Initialisierung und Überprüfung

Die Kopplung von Komponentenmodellen des Kohlenstoffkreislaufs zu einem globalen CCCM ist im Prinzip relativ einfach. Die meisten OCCM sind im Normalfall bereits eingebettet in ein OGCM entwickelt worden. Obwohl das etwas schwieriger ist, kann auch die neueste Generation von DGVM mit Wetterdaten aus einem atmosphärischen Zirkulationsmodell angetrieben werden. Die Rückkopplung vom Kohlenstoffkreislauf auf das Klimasystem erfolgt über das atmosphärische CO_2 , welches als neue prognostische Variable eingeführt werden muss. Über die Schwierigkeiten bei der Implementation der Rückkopplungseffekte zwischen Vegetation und Atmosphäre berichtet CLAUSSEN (2003).

Da sowohl der ozeanische wie auch der terrestrische Kohlenstoffkreislauf eine lange Einstellungszeit (>1000 bzw. >500 Jahre) benötigen, werden die einzelnen Komponenten zunächst entkoppelt mit vorgeschriebenem atmosphärischen CO_2 durch separate Einschwingimulationen initialisiert. Danach wird zu einer dynamischen CO_2 -Konzentration übergegangen. In den beiden heute vorliegenden Simulationen mit CCCMs stellte sich ohne Flusskorrektur eine relativ stabile CO_2 -Konzentration im Kontrolllauf heraus (COX et al. 2000; DUFRENE et al. 2002).

Es existiert eine Vielzahl von Möglichkeiten, um gekoppelte CCCM zu überprüfen. Neben dem Vergleich

der Simulation mit *in situ* Beobachtungen, die auch bereits mit partiell gekoppelten Modellen durchgeführt werden können, gibt es eine Reihe von regionalen und globalen Tests, welche eine Bewertung der Qualität eines Modells erlauben. Wie bei allen Experimenten zur Überprüfung von komplexen Modellen stellen sie allerdings nur einen notwendigen, aber nicht hinreichenden Test dar, da immer nur ein bestimmter Aspekt der Modelldynamik erfasst wird.

Quellen und Senken des CO_2 an der Erdoberfläche erzeugen raumzeitliche Variationen der atmosphärischen CO_2 -Konzentration. Wegen der starken Durchmischung der Atmosphäre werden diese Signale integriert und spiegeln daher das großräumige Quellen- und Senkenmuster wider. Die Simulationsergebnisse von CCCM lassen sich daher anhand von Beobachtungen von atmosphärischen CO_2 -Konzentrationsvariationen überprüfen. Hierzu muss allerdings das atmosphärische CO_2 im Atmosphärenmodell als eigenes, dreidimensionales Tracerfeld mitgerechnet werden. Eine zusätzliche Schwierigkeit ergibt sich aus dem Umstand, dass die Atmosphäre die Summe aller CO_2 -Quellen und -Senken widerspiegelt. In der Nordhemisphäre sind dies auch die Emissionen von CO_2 aus der Verbrennung von fossilen Energieträgern, während in den Tropen auch die Emissionen aus Änderungen der Landnutzung eingehen, welche in den heutigen CCCM-Simulationen noch nicht berücksichtigt worden sind. Ein herausragendes atmosphärisches Signal stellt der Jahresgang dar, der insbesondere in der Nordhemisphäre sehr ausgeprägt die jahreszeitliche Aktivität der Landbiosphäre widerspiegelt und damit ein wichtiges Diagnosemittel darstellt (HEIMANN et al. 1998).

Der wohl kritischste Test einer gekoppelten CCCM-Simulationsrechnung über die historische Periode ergibt sich aus dem Vergleich des simulierten CO_2 -Konzentrationstrends mit Beobachtungen aus Eiskernen und den direkten Messungen seit 1959 von Mauna Loa und dem Südpol. Die kritische Modellgröße ist dabei die so genannte „Airborne Fraction“, d. h. der in der Atmosphäre verbleibende Teil einer CO_2 -Emission. Beobachtet wird ein Wert von etwa 0,44, der allerdings mit relativ hohen Unsicherheiten behaftet ist, da insbesondere die Emissionen aus Änderungen der Landnutzung nur sehr ungenau bekannt sind. Da diese Emissionen in den heute vorliegenden CCCM-Simulationen nicht oder nur pauschal berücksichtigt wurden, steht dieser harte Test noch aus.

4 Erste Simulationsergebnisse

Bis heute (2003) wurden zwei Szenarienrechnungen des globalen Wandels über den Zeitraum 1850-2100 mit CCCM durchgeführt und publiziert: mit dem Hadley Centre Modell des englischen Wetterdienstes (HADLEY: COX et al. 2000) sowie mit dem französi-

schen Modell des Institut Pierre Simon Laplace in Paris (IPSL: DUFRESNE et al. 2002). Die Resultate werden im Folgenden dargestellt und verglichen. Beiden Modellsimulationen liegen vergleichbare Randbedingungen zu Grunde, die im Wesentlichen nur aus den vorgeschriebenen CO₂-Emissionen aus der Verbrennung fossiler Energieträger bestanden. Änderungen der Landnutzung wurden nicht berücksichtigt, und die simulierte Vegetation bestand nur aus potenzieller natürlicher Vegetation unter Vernachlässigung von Landwirtschaft. In beiden Studien wurden neben einem Kontrolllauf eine ungekoppelte und eine gekoppelte Simulation durchgeführt. In der ungekoppelten Rechnung wurde dem physikalischen Klimasystem ein konstanter, vorindustrieller Wert der atmosphärischen CO₂-Konzentration vorgeschrieben und damit die Kohlenstoffaufnahme in Ozean und Landbiosphäre im Kontrollklima berechnet. In der gekoppelten Simulation wurde dann das volle CCCM mit den vorgeschriebenen Emissionen angetrieben.

4.1 Globale Ergebnisse

Abb. 30-4 zeigt die vorgeschriebenen Emissionen, den resultierenden atmosphärischen CO₂-Konzentrationsverlauf sowie die global gemittelte Lufttemperatur in Oberflächennähe in den beiden Simulationen. Dargestellt sind sowohl die Ergebnisse im ungekoppelten

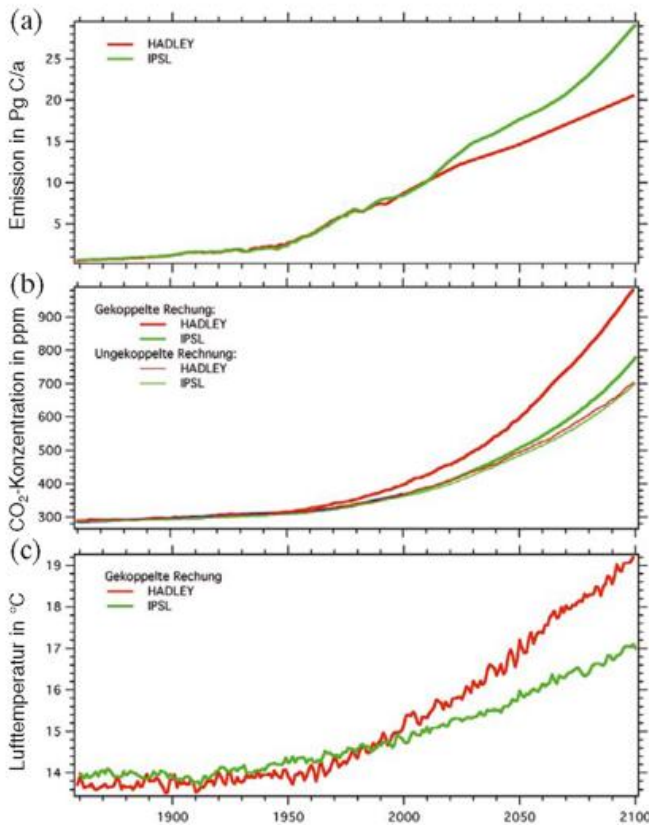


Abb. 30-4: Globale Ergebnisse von Szenarienrechnungen mit CCCM. (a) Emissionen, (b) CO₂-Konzentration, (c) global gemittelte Lufttemperatur in der Nähe der Erdoberfläche.

(feine Linien), wie im gekoppelten Lauf (fette Linien). Die IPSL-Simulation benutzte etwas höhere Emissionen (integriert 1850-2100: 2220 PgC gegenüber der Hadley-Simulation mit 1880 PgC). Beide Simulationen weisen im ungekoppelten Fall fast denselben atmosphärischen CO₂-Verlauf auf mit einem Endwert von etwa 700 ppm in 2100. Die etwas höheren Emissionen in der IPSL-Simulation werden durch eine etwas höhere Ozeanaufnahme kompensiert (s. unten). Die gekoppelten Simulationen weisen hingegen dramatisch unterschiedliche globale Ergebnisse auf: Beim IPSL-Modell ergibt sich eine moderate CO₂-Erhöhung gegenüber dem ungekoppelten Lauf mit einem Endwert in 2100 von etwa 750 ppmv. Demgegenüber ergibt die gekoppelte Hadley Simulation einen wesentlich stärkeren CO₂-Anstieg in der Atmosphäre auf ungefähr 1000 ppmv. Diese unterschiedlichen atmosphärischen CO₂-Verläufe in den gekoppelten Simulationen spiegeln sich auch in der simulierten Erhöhung der global gemittelten Lufttemperatur in Oberflächennähe wider: Diese steigt in der IPSL-Simulation um +3 K bis zum Jahre 2100 gegenüber +5 K in der gekoppelten Hadley-Simulation.

Worauf sind diese beiden sehr verschiedenen Simulationsergebnisse zurückzuführen? Abb. 30-5 zeigt die berechnete, global integrierte CO₂-Aufnahme in Ozean und in der Landbiosphäre, sowohl für die ungekoppelte als auch die gekoppelte Rechnung.

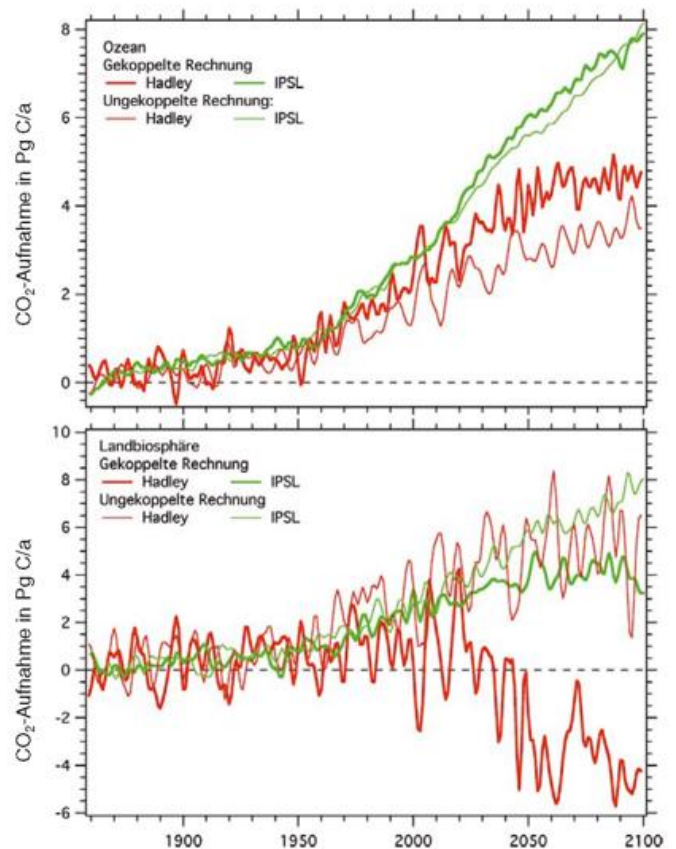


Abb. 30-5: Berechnete global integrierte CO₂-Aufnahme in Ozean und Landbiosphäre. Man beachte den unterschiedlichen Maßstab an den y-Achsen.

Beide Modelle unterscheiden sich im ungekoppelten Falle bezüglich der Ozeanaufnahme. Im gekoppelten Fall erhöht sich in beiden Modellen die Ozeanaufnahme. Dies ist in erster Linie durch die höheren atmosphärischen CO₂-Konzentrationen im gekoppelten Lauf verursacht, welche eine erhöhte Partialdruckdifferenz zwischen Oberflächenozean und Atmosphäre erzeugen und damit einen etwas größeren CO₂-Fluss in den Ozean. Bezüglich der Landbiosphäre unterscheiden sich die beiden Modelle in der ungekoppelten Rechnung nur geringfügig. Im gekoppelten Fall jedoch zeigt sich ein stark unterschiedliches Verhalten in der Simulation nach etwa 2020: In der Simulation mit dem IPSL-Modell ergibt sich eine etwas verringerte CO₂-Aufnahme, während in der Hadley-Simulation die Aufnahme durch die Landbiosphäre stark zurückgeht und in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts sogar zu einer zusätzlichen CO₂-Quelle wird.

Die Differenz zwischen der berechneten Temperaturzunahme in den beiden gekoppelten Modellsimulationen (2 °C) liegt in derselben Größenordnung wie die vom IPCC angegebenen Unsicherheiten der Temperaturzunahme im 21. Jahrhundert, basierend auf einem Ensemble von Simulationsrechnungen mit verschiedenen Emissionsszenarien und physikalischen Klimamodellen (2-5 °C). Offensichtlich ist der globale Kohlenstoffkreislauf als integrale Komponente des Klimasystems nicht vernachlässigbar.

4.2 Regionale Effekte

Einen vertieften Einblick in die Ursachen der starken Reaktion des Hadley-Modells im gekoppelten Lauf ergibt sich durch eine Analyse der berechneten regionalen Änderungen der Kohlenstoffspeicher in der Landbiosphäre. Abb. 30-6 zeigt die berechneten Änderungen 1860-2100 in der Landvegetation und im Bodenkohlenstoff. Dargestellt sind die Unterschiede zwischen der gekoppelten und der ungekoppelten Simulation.

In vielen Gebieten der Erde, vor allem in hohen Breiten, führt die Klimaerwärmung zu einer vermehrten Kohlenstoffspeicherung in der Vegetation. In hohen Breiten ist dies in erster Linie auf eine längere Vegetationsperiode zurückzuführen, während in einzelnen tropischen Regionen verstärkte Niederschläge das Wachstum der Vegetation begünstigen. Katastrophal jedoch erweisen sich die modellierten Änderungen im Amazonasgebiet: Hier simuliert das Klimamodell unter höherem CO₂-Gehalt einen starken Rückgang des Niederschlags, was ein völliges Verschwinden des tropischen Regenwaldes und Übergang zu einer Steppenlandschaft zur Folge hat. Dieser Vegetationswechsel äußert sich in einem massiven Rückgang des dort in der Vegetation gespeicherten Kohlenstoffs. Insgesamt werden die Änderungen in der Vegetation jedoch fast

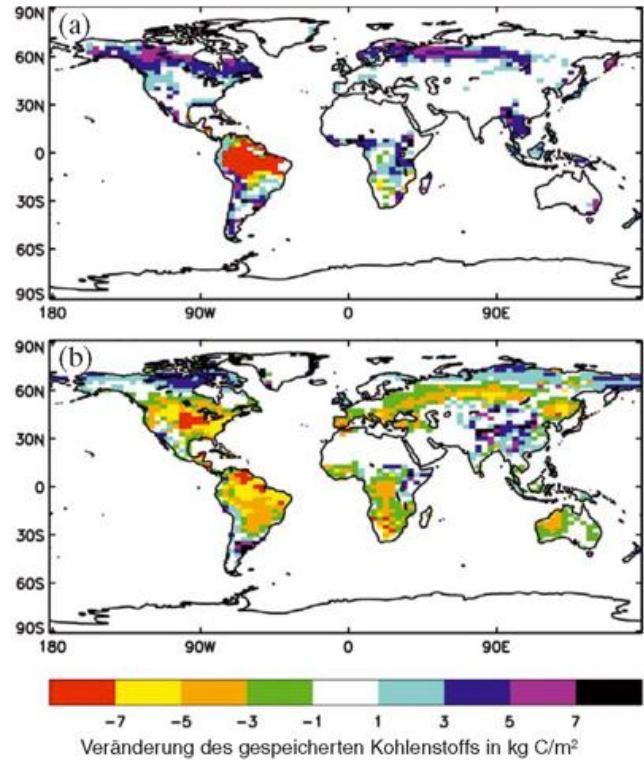


Abb. 30-6: Simulierte Veränderungen des gespeicherten Kohlenstoffs in der terrestrischen Vegetation (a) und im Boden (b) im HADLEY-Modell (1860-2100).

überall überschattet durch den Verlust an Kohlenstoff aus dem Boden auf Grund einer massiv verstärkten mikrobiellen Aktivität in Folge der simulierten Temperaturerhöhung. Es ist dieser zweite Rückkopplungseffekt, welcher auf globaler Skala die Landbiosphäre insgesamt aus einer CO₂-Senke zu einer CO₂-Quelle in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts werden lässt.

Wie realistisch sind diese Simulationsergebnisse? Das im Hadley-Modell enthaltene DGVM besitzt eine relativ einfache Beschreibung des Bodenkohlenstoffs bestehend aus nur einem einzigen Kohlenstoffspeicher. Die Abbauraten des Bodenkohlenstoffs ist proportional einer exponentiellen Funktion der Temperatur mit einem globalen Q₁₀ Wert von 2, was bedeutet, dass die Abbauraten sich bei einer Bodentemperaturerhöhung von 10 K verdoppelt. Empirische Messungen der Abbauraten als Funktion der Temperatur weisen in der Tat oft eine exponentielle Abhängigkeit auf, allerdings streut der daraus ermittelte Q₁₀ Wert beträchtlich und lässt sich daher nicht zur Kalibration des Modells benutzen.

Auf kürzeren Zeitskalen lässt sich aus atmosphärischen CO₂-Variationen eine erhebliche interannuale Variabilität ermitteln; diese wird auch in den gekoppelten Modellsimulationen wiedergegeben (s. Abb. 30-4). Nimmt man an, dass diese Schwankungen in erster Linie durch klimainduzierte veränderte Respiration der Landbiosphäre erzeugt werden, dann lässt sich der gewählte Wert von Q₁₀ im Modell auf der globalen Skala überprüfen. Dies wurde durch die Hadley-Ar-

beitsgruppe gezeigt (COX et al. 2000). Eine ähnliche Überprüfung lässt sich für die Temperaturerniedrigung nach dem Ausbruch des Pinatubo 1991 und der beobachteten damit einhergehenden reduzierten atmosphärischen CO_2 -Anstiegsrate durchführen. Beide Tests bestätigen das Hadley-Modell, sind allerdings nicht hinreichend. Zum einen basiert die Analyse interannuärer Variationen auf relativ kurzer Zeitskala. Zudem wird angenommen, dass die beobachtete interannuäre Variabilität nur durch die Respiration erzeugt wird. Dies ist nicht unbestritten: Die beobachtete, erstaunlich gute zeitliche und räumliche Korrelation der interannualen Variationen mit dem Auftreten von Vegetationsfeuern weist darauf hin, dass vielleicht bis zu 50 % der interannuären Schwankungen des atmosphärischen CO_2 durch Emissionen aus Vegetationsfeuern verursacht werden (RÖDENBECK et al. 2003). Angefochten wird schließlich auch die simple Beschreibung des Bodenkohlenstoffs im Hadley-Modell durch nur einen Speicher. Empirische Studien zeigen, dass sich die beobachtete Dynamik nur durch mehrere Kohlenstofffraktionen mit unterschiedlichen Umwälzraten adäquat beschreiben lässt (z. B. BURKE et al. 1989).

5 Quantitative Analyse der Rückkopplungen

Die Ergebnisse aus den ersten Simulationen mit gekoppelten Kohlenstoffkreislauf - Klimamodellen lassen sich auf globaler Skala mit Hilfe einer Rückkopplungsanalyse quantifizieren (FRIEDLINGSTEIN et al. 2003). Abb. 30-7 zeigt das vereinfachte Schema der zu betrachtenden Rückkopplungsschleifen. Ziel der Analyse ist es, Vorzeichen und Größe der einzelnen Sensitivitäten zu bestimmen und daraus die Antwort des gesamten Systems auf eine Emission abzuschätzen. Eine Rückkopplungsschleife stellt dabei eine negative (positive) Rückkopplung bei einer ungeraden (geraden) Anzahl negativer Vorzeichen der einzelnen Wirkungen.

Quantitativ lässt sich der Effekt der Rückkopplung vereinfacht wie folgt abschätzen. Die globale Zunah-

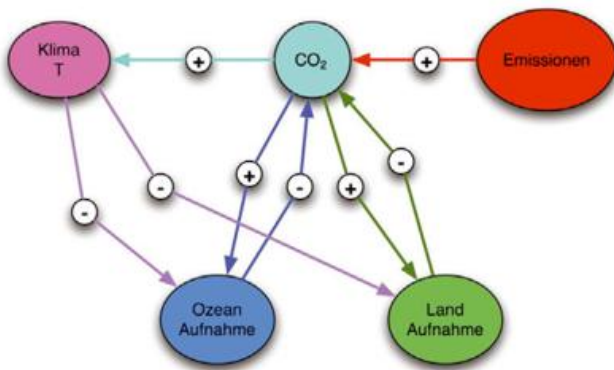


Abb. 30-7: Vereinfachtes Schema der verschiedenen globalen Rückkopplungsschleifen im gekoppelten Kohlenstoffkreislauf - Klimasystem.

me ΔC der CO_2 -Konzentration als Folge einer Emission lässt sich schreiben als

$$\Delta C = gQ \quad (1)$$

Die sogenannte „Airborne Fraction“ charakterisiert dabei die Sensitivität des Kohlenstoffkreislaufs auf eine Störung. Sie spiegelt die Gesamtheit der verschiedenen Umwälzraten und internen Transformationen in den verschiedenen Kohlenstoffspeichern der Erde wider. g ist nicht eine Konstante, sondern verändert sich mit der Zeit auf Grund der Vorgeschichte und der verschiedenen Nichtlinearitäten dieser Prozesse. Betrachtet man allerdings nur kleine Störungen, so lässt sich die Dynamik des Kohlenstoffkreislaufs linearisieren. In diesem Falle lässt sich einfach zeigen, dass bei einer annähernd exponentiellen Zunahme der Emissionen die Airborne Fraction ungefähr konstant bleibt (OESCHGER et al. 1976), was in der Tat durch die direkten Beobachtungen der letzten 45 Jahre erstaunlich gut bestätigt wird.

Die Klimasensitivität bezeichne die global gemittelte Temperaturzunahme auf eine Zunahme des CO_2 -Gehalts der Atmosphäre:

$$\Delta T = s\Delta C \quad (2)$$

Auch dieser einfache Ansatz vernachlässigt Nichtlinearitäten und Vorgeschichte im globalen Klimasystem. Im ungekoppelten Falle beträgt damit die Temperaturerhöhung durch die CO_2 -Emission

$$\Delta T_{uc} = s\Delta C_{uc} = sgQ \quad (3)$$

Betrachten wir nun die Rückkopplung der Klimaänderungen auf den Kohlenstoffkreislauf, so lässt sich diese durch die klimainduzierten CO_2 -Emissionen aus Land und Ozean charakterisieren:

$$Q_{c \text{ lim}} = \lambda\Delta T \quad (4)$$

Im gekoppelten Falle addieren sich diese klimainduzierten Emissionen zur primären Störung; damit ergibt sich für die Reaktion des Systems:

$$\Delta T_c = sg(Q_{c \text{ lim}} + Q) = sg(\lambda\Delta T_c + Q) \quad (5)$$

Diese Gleichung lässt sich nach ΔT_c auflösen:

$$\Delta T_c = \frac{sg}{(1 - sg\lambda)} Q \quad (6)$$

oder unter Einsetzen der oben beschriebenen ungekoppelten Temperaturreaktion:

$$\Delta T_c = \frac{1}{1 - \lambda gs} \Delta T_{uc} = \frac{1}{1 - g^*} \Delta T_{uc} = f \Delta T_{uc} \quad (7)$$

Hier bezeichnet g^* den Verstärkungsfaktor und f den Rückkopplungsfaktor. Beide lassen sich aus den oben

vorgestellten Simulationsergebnissen quantitativ ermitteln (FRIEDLINGSTEIN et al. 2002):

Modell	<i>g</i>	<i>f</i>
Hadley	0,41	1,7
IPSL	0,17	1,2

Die einfache Analyse zeigt, dass g^* das Produkt der drei Sensitivitäten darstellt: Airborne Fraction, Klimasensitivität und Sensitivität des Kohlenstoffkreislaufs auf Klimaänderungen. In beiden Simulationen ist g^* positiv, d. h. es handelt sich um eine verstärkende Rückkopplung: das Hadley-Modell weist daher im gekoppelten Falle eine um 70 % stärkere Reaktion auf als im ungekoppelten Falle; beim IPSL-Modell ergibt sich ebenfalls eine Verstärkung aber nur um +20 %. Solange g^* positiv und kleiner als 1 ist, bleibt die Rückkopplung positiv und stabil. In einem Klimamodell mit stärkerer Sensitivität als im Hadley-Modell könnte g^* jedoch in die Nähe von 1 rücken und damit das gekoppelte System instabil werden. Ein echter „Runaway“-Effekt ist jedoch nicht zu befürchten, da dann andere Nichtlinearitäten (z. B. der endliche in den terrestrischen und ozeanischen Speicher zur Verfügung stehende Kohlenstoff) den Anstieg des CO_2 längerfristig bremsen würden.

6 Ausblick

Die vorliegenden Simulationsergebnisse mit gekoppelten Modellen des Kohlenstoffkreislaufs und des Klimas zeigen, dass die Rückkopplungseffekte zwischen den beiden Subsystemen nicht vernachlässigt werden können. Quantitativ sind allerdings die Ergebnisse noch nicht belastbar. Beide Modelle enthalten relativ einfache Beschreibungen der Kohlenstoffkomponenten, welche bei weitem noch nicht den Stand des heutigen Prozesswissens widerspiegeln. Zudem fehlen in den Modellen wichtige Prozesse (z. B. Vegetationsfeuer) und Kohlenstoffspeicher (z. B. Permafrost), welche die Reaktion des Systems entscheidend verändern könnten.

Neben der hier diskutierten direkten Kopplung von Kohlenstoffkreislauf und Klimasystem sind noch eine Reihe weiterer potenziell wichtiger biogeochemischer Wechselwirkungen zu untersuchen, wie z. B. der Kreislauf des Methan (CH_4). Änderungen von Temperatur und Hydrologie in Feuchtgebieten können die Bilanz zwischen CH_4 - und CO_2 -Aufnahme und -Abgabe signifikant verschieben. Dies ist insbesondere in Regionen mit Permafrost von großer Bedeutung. Wie sich diese Wechselwirkung auf die globale Bilanz beider Spurenstoffe und damit auf die Strahlungsbilanz der Erde auswirkt, lässt sich heute noch nicht ermessen. Auch zwischen Atmosphärenchemie und der Landvegetation existieren Möglichkeiten einer engen Kopplung, z. B. über Auswirkungen des troposphärischen Ozons oder durch Nährstoffeintrag (Stickstoff und

Phosphor) (Siehe Beitrag von J. LELIEVELD im 1. Teilheft). Offensichtlich verlangt eine konsistente Berücksichtigung dieser und weiterer Effekte eine weiterführende Modellentwicklung hin zu umfassenden Erdsystemmodellen, wie sie etwa im Projekt COSMOS unter der Führung des Hamburger Max-Planck-Institutes für Meteorologie geplant sind.

Den hier vorgestellten Simulationen des globalen Wandels mit gekoppelten CCCM fehlt noch ein weiterer, unter Umständen entscheidender Faktor: der Einfluss des Menschen auf die Landoberflächen und Vegetation durch Änderungen der Landnutzung und Management. Aus systemanalytischer Sicht lassen sich diese Effekte zunächst als externe, durch die sozioökonomische Entwicklung gesteuerte Einflussfaktoren darstellen. Eine genauere Betrachtung zeigt jedoch, dass die sozioökonomische Entwicklung ihrerseits durch die Klimaentwicklung mitbestimmt wird. Offensichtlich besteht hier ebenfalls ein Potenzial für Rückkopplungen, welche allerdings wohl erst mit der übernächsten Generation von Erdsystemmodellen untersucht werden können (s. auch den Beitrag von K. G. HOOSS in diesem Heft).

Kritisch zu hinterfragen ist weiterhin die Frage der Evaluation von CCCM. Da viele biologische Prozesse in den Modellen durch empirische Parameterisierungen dargestellt sind, ist eine konsistente Evaluation der CCCM unter einer Vielzahl von unterschiedlichen Bedingungen notwendig. Eine Nachbildung der Entwicklung des Erdsystems der letzten 200 Jahre allein genügt nicht, da diese bei weitem nicht das Spektrum von denkbaren Zuständen des gekoppelten Systems abdeckt. Eine Möglichkeit besteht in der Simulation von Zuständen in fernerer Vergangenheit, z. B. der Übergänge zwischen Kalt- und Warmphasen der Eiszeiten, oder den schnellen Schwankungen der Systems, wie sie sich aus Eiskernen rekonstruieren lassen. Eine andere, ebenfalls wichtige Methode umfasst die Modellierung und den Vergleich mit Beobachtungen von Spurenstoffen, welche das gekoppelte System widerspiegeln. Hierzu gehören unter anderem die verschiedenen Isotope des Kohlenstoffs (^{13}C , ^{14}C) und des Sauerstoffs (^{17}O , ^{18}O), welche ein potenziell sehr wichtiges Diagnosewerkzeug zur Evaluation der Dynamik des gekoppelten Systems darstellen können (HOFFMANN et al. 2004).

Literatur

- ARCHER, D. E., J. L. MORFORD, S. R. EMERSON, 2002: A model of suboxic sedimentary diagenesis suitable for automatic tuning and gridded global domains. *Global Biogeochemical Cycles* **16**, doi:10.1029/2000GB001288.
- AUMONT, O., E. MAIER-REIMER, S. BLAIN, P. PONDAVEN, 2003: An ecosystem model of the global ocean carbon cycle including Fe, Si, P co-limitations. *Global Biogeochemical Cycles* **17**, doi:10.1029/2001/GB001745.

- BROVKIN, V., J. BENDTSEN, M. CLAUSSEN, A. GANOPOLSKI, C. KUBATZKI, V. PETOUKHOV, A. ANDREEV, 2002: Carbon cycle, vegetation and climate dynamics in the holocene: Experiments with the climber-2 model. *Global Biogeochemical Cycles* **16**, 1139, doi:10.1029/2001GB001662.
- BURKE, I. C., C. M. YONKER, W. J. PARTON, C. V. COLE, K. FLACH, D. S. SCHIMMEL, 1989: Texture, climate, and cultivation effects on soil organic-matter content in US grassland soils. *Soil Science Society of America Journal* **53**, 800-805.
- C⁴MIP, 2000: Homepage: <http://www.c4mip.cnrs-gif.fr/home.html>.
- CLAUSSEN, M., L. A. MYSAK, A. J. WEAVER, M. CRUCIFIX, T. FICHEFET, M.-F. LOUTRE, S. L. WEBER, J. ALCAMO, V. A. ALEXEEV, A. BERGER, R. CALOV, A. GANOPOLSKI, H. GOOSSE, G. LOHMANN, F. LUNKEIT, I. I. MOKHOV, V. PETOUKHOV, P. STONE, Z. WANG, 2002: Earth system models of intermediate complexity: Closing the gap in the spectrum of climate system models. *Climate Dynamics* **18**, 579-686.
- CLAUSSEN, M., 2003: Die Rolle der Vegetation im Klimasystem. *promet* **29**, 80-89.
- COLLATZ, G. J., J. T. BALL, C. GRIVET, J. A. BERRY, 1991: Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration - a model that includes a laminar boundary-layer. *Agricultural and Forest Meteorology* **54**, 107-136.
- COX, P. M., R. A. BETTS, C. D. JONES, S. A. SPALL, I. J. TOTTERDELL, 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* **408**, 1084-1087.
- DUFRENE, J.-L., P. FRIEDLINGSTEIN, M. BERTHELOT, L. BOPP, P. CIAIS, L. FAIRHEAD, H. LE TREUT, P. MONFRAY, 2002: On the magnitude of positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *Geophysical Research Letters* **29**, doi:10.1029/2001GL013777.
- FARQUHAR, G., S. V. VON CAEMMERER, J. A. BERRY, 1980: A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ plants. *Planta* **149**, 78-90.
- FRIEDLINGSTEIN, P., J.-L. DUFRENE, P. M. COX, P. J. RAYNER, 2003: How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus* **55B**, 692-700.
- GREGG, W. W., P. GINOUX, P. S. SCHOPF, N. W. CASEY, 2003: Phytoplankton and iron: Validation of a global three-dimensional ocean biogeochemical model. *Deep Sea Research* **2003**, 3143-3143.
- GRUBER, N., J. L. SARMIENTO, 2002: Biogeochemical/physical interactions in elemental cycles, in A. R. ROBINSON, J. J. MCCARTHY, B. J. ROTHSCHILD (Hrsg.): *The Sea: Biological-Physical Interactions in the Oceans*, New York, John Wiley and Sons, Vol. 12, 337-399.
- HEIMANN, M., G. ESSER, A. HAXELTINE, J. KADUK, D. W. KICKLIGHTER, W. KNORR, G. H. KOHLMAIER, A. D. MCGUIRE, J. MELILLO, B. MOORE, R. D. OTTO, I. C. PRENTICE, W. SAUF, A. SCHLOSS, S. SITCH, U. WITTENBERG, G. WURTH, 1998: Evaluation of terrestrial carbon cycle models through simulations of the seasonal cycle of atmospheric CO₂: First results of a model intercomparison study. *Global Biogeochemical Cycles* **12**, 1-24.
- HOFFMANN, G., M. CUNTZ, C. WEBER, P. CIAIS, P. FRIEDLINGSTEIN, M. HEIMANN, J. JOUZEL, J. KADUK, E. MAIER-REIMER, U. SEIBT, K. SIX, 2004: A model of the earth's dole effect. *Global Biogeochemical Cycles* **18**, doi:10.1029/2003GB002059.
- HOUGHTON, J. T., Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL, C. A. JOHNSON (Hrsg.), 2001: *Climate change 2001: The scientific basis*, Cambridge: Cambridge University Press, 881 S.
- KNORR, W., M. HEIMANN, 2001: Uncertainties in global terrestrial biosphere modeling. 1. A comprehensive sensitivity analysis with a new photosynthesis and energy balance scheme. *Global Biogeochemical Cycles* **15**, 207-225.
- KÖRTZINGER, A., D. W. R. WALLACE, 2002: Der globale Kohlenstoffkreislauf und seine anthropogene Störung - eine Betrachtung aus mariner Perspektive. *promet* **28**, H. 1/2, 64-70.
- MOORE, J. K., S. C. DONEY, J. A. KLEYPAS, D. M. GLOVER, I. Y. FUNG, 2002: An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain. *Deep Sea Research* **49**, 403-462.
- OESCHGER, H., U. SIEGENTHALER, U. SCHOTTERER, A. GUGELMANN, 1975: Box diffusion-model to study carbon-dioxide exchange in nature. *Tellus* **27**, 168-192.
- ORR, J. C., E. MAIER-REIMER, U. MIKOLAJEWICZ, M. P., J. L. SARMIENTO, J. R. TOGGWEILER, N. K. TAYLOR, J. PALMER, N. GRUBER, C. L. SABINE, C. LE QUÉRÉ, R. M. KEY, J. BOUTIN, 2001: Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models. *Global Biogeochemical Cycles* **15**, 43-60.
- RÖDENBECK, C., S. HOUWELING, M. GLOOR, M. HEIMANN, 2003: CO₂ flux history 1982-2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport. *Atmospheric Chemistry and Physics* **3**, 1919-1964.
- SANDERSON, E. W., M. JAITEH, M. A. LEVY, K. H. REDFORD, A. V. WANNEBO, G. WOOLMER, 2002: The human footprint and the last of the wild. *Bioscience* **52**, 891-904.
- SABINE, C. L., M. HEIMANN, P. ARTAXO, C. E. BAKKER, C. T. CHEN, C. B. FIELD, N. GRUBER, C. LE QUERE, R. G. PRINN, J. E. RICHEY, P. R. LANKATO, J. A. SATHAYE, R. VALENTINI, 2004: Current status and past trends of the global carbon cycle. In: C. B. FIELD and M. R. RAUPACH (Hrsg.), *SCOPE 62 - The global carbon cycle: Integrating humans, climate and the natural world*, Washington: Island Press, im Druck.
- SCHULZE, E. D., E. BECK, K. MÜLLER-HOHENSTEIN, 2002: *Pflanzenökologie*, Heidelberg - Berlin: Spektrum Akademischer Verlag, 846 S.
- SELLERS, P. J., R. E. DICKINSON, D. A. RANDALL, A. K. BETTS, F. G. HALL, J. A. BERRY, G. J. COLLATZ, A. S. DENNING, H. A. MOONEY, C. A. NOBRE, N. SATO, C. B. FIELD, A. HENDERSON-SELLERS, 1997: Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere [review]. *Science* **275**, 502-509.
- SITCH, S., B. SMITH, I. C. PRENTICE, A. ARNETH, A. BONDEAU, W. CRAMER, J. O. KAPLAN, S. LEVIS, W. LUCHT, M. T. SYKES, K. THONICKE, S. VENEVSKY, 2003: Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biology* **9**, 161-185.
- SIX, K. D., E. MAIER-REIMER, 1996: Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model. *Global Biogeochemical Cycles* **10**, 559-583.

31 K. G. HOOSS Modelle der globalen Umwelt und Gesellschaft

1 Lage

1.1 Weltwandel

In den Umwelt- und Gesellschaftswissenschaften sind während der vergangenen Jahrzehnte zahlreiche realitätsnahe Computersimulationsmodelle entstanden, die das Verhalten physikalischer, chemischer, biologischer, ökologischer, soziologischer, ökonomischer, militärischer und sonstiger Systeme von der Mikro- bis zur globalen Skala beschreiben. Vorhersagen solcher Modelle zum Verhalten der jeweiligen Systeme, insbesondere ihrer Reaktionen auf ausgewählte Störungen, dienen zunehmend auch der Politikberatung.

Die massenmediale Verbreitung wissenschaftlicher Modellvorstellungen und -vorhersagen hat unter anderem einen intensiven öffentlichen und politischen Diskurs globaler Umweltveränderungen hervorgebracht. Begriffe wie Treibhauseffekt, Überfischung und Artensterben wurden einer breiten Öffentlichkeit bewusst. Weltweite Organisationen bildeten sich sowohl regierungsunabhängig (Greenpeace, Friends of the Earth und andere) als auch in der überstaatlich geförderten Wissenschaft (WMO, ICES-ACME, IPCC). Vereinbarungen zum Umweltschutz werden auf der obersten politischen Ebene ausgehandelt (UNEP, Montreal, UNFCCC, Kyoto). Historisch neuartig an dieser Entwicklung sind Ausmaß, Beschleunigung und Globalität der Umweltveränderungen und ihrer öffentlich-politischen Wahrnehmung.

Grob zusammengefasst ergibt sich folgendes Gesamtbild: Eine wachsende Zahl von Einwirkungen des Menschen erreichen auf planetarer Skala die Größenordnungen der natürlichen materiellen Kreisläufe. Nicht nur die Konzentrationen von Treibhausgasen, sondern praktisch der gesamte atmosphärische Spurenstoffaustausch, die Landoberfläche, der Wasserkreislauf und das Leben an Land und im Meer werden durch menschliche¹ Aktivitäten verändert. Die Größenordnung dieser Veränderungen ist anschaulich illustriert in der kurzen, aber breitgefächerten Beispielsammlung durch SCHELLNHUBER und KROPP (1998), sowie in THE AMSTERDAM DECLARATION ON GLOBAL CHANGE (2001).

Die Reihe der Umweltkrisen geht vom „Silent spring“ über den Sauren Regen zu den Ozonlöchern, deren es jetzt zwei gibt. Diese Krisen sind dem Vernehmen nach bewältigt, jeweils durch Einschränkung der Produktion bestimmter Substanzen. Der Wandel insgesamt geht weiter und betrifft alle Aspekte des Lebens: Die enorme, weiterhin exponentielle Zunahme der Massenströme im Güterverkehr (z. B. VON ROHR (2003)) sowie die entsprechende morphologische und ökologische Umwidmung entsprechend ausgedehnter Flächen, die Zunahme von Bevölkerung und Lebensstandard in den meisten Ländern, das Wachstum von Megastädten extremer Dichte, die Verfügbarkeit eines nie da gewesenen Reichtums an materiellen Gütern und an Information, die Veränderung der Psyche, der Realitätswahrnehmung und des Sozialverhaltens durch die mediale Zivilisation, usw. (s. z. B. SCHELLNHUBER et al. (1997, 2001)).

Globale Umweltveränderungen haben nicht nur meteorologische und ökologische, sondern auch erhebliche soziale, wirtschaftliche und politische Auswirkungen. Ihre Beschreibung für die öffentliche Diskussion erfordert eine Zusammenführung voneinander abhängiger Daten und Modelle aus sehr verschiedenen Disziplinen. Für die Vorhersage von Entwicklungen in der physischen und ökologischen Umwelt sind Kenntnisse über die Entwicklungen in Wirtschaft und Politik notwendig, und umgekehrt.

Ein Kernbeispiel dieser transdisziplinären Verflechtung ist das Wechselspiel zwischen Weltwirtschaft und Klimaänderungen. Die Tatsache, dass die Klimadiskussion in Wirtschaft und Politik ein eigenes Wörterbuch hervorgebracht hat (MICHAELOWA und KOCH 2001), veranschaulicht sowohl ihren Umfang als auch die neobabylonische Krise der akademisch-politischen Verständigung.

Das erklärte Ziel der internationalen Klimaschutzverhandlungen ist die Verhinderung gefährlicher menschlicher Einwirkungen auf die Natur, bei gleichzeitiger Erhaltung und Weiterentwicklung der zivilisatorischen Strukturen (sinngemäß nach UNFCCC). Bei der praktischen Umsetzung dieser doppelten Zielsetzung gilt es abzuwägen zwischen den Kosten des planetaren Kli-

¹ Quantitativ sind diese Veränderungen weniger auf menschliche als auf maschinelle Aktivitäten zurückzuführen. Bei höchstaggerierter Betrachtung erscheint der gesamte Zivilisationsapparat einschließlich Mensch als eine Art selbsterzeugende globale Supermaschine, die die Evolutionsgeschichte um eine weitere Komplexitätsebene bereichert: als ein neu heranwachsender, un-

geheuer gefräßiger planetarer Superorganismus. Der biologisch-materielle Stoffwechsel der rund sechs Milliarden menschlicher Körper hat am Stoffwechsel dieses Gesamtapparates einen Anteil von wenigen Prozenten; den weitaus größten Teil seines Hungers stillt das neue große Tier an fossilem Kohlenstoff.

maschutzes und den Folgekosten seiner Unterlassung. Der Ausdruck „Kosten“ muss in diesem Zusammenhang in seiner allgemeinsten Bedeutung verstanden werden, als erkennbare und noch-nicht-erkennbare Verluste. Die Abschätzung der Kosten von Klimaschutzmaßnahmen ist außerordentlich schwierig und zur Zeit Gegenstand vieler wirtschaftswissenschaftlicher Studien. Die Abschätzung der Verluste durch Klimaänderung hingegen sprengt nicht nur den Zeithorizont üblicher Wirtschaftsmodelle, sondern auch den Kalibrierungsbereich aller Klimamodelle, sowie in der Summe überhaupt unser Vorstellungsvermögen. Dies wird illustriert durch die enormen Schwierigkeiten beim Versuch der wirtschaftlichen Bewertung der weltweiten Ökosysteme. (siehe z. B. COSTANZA et al. (1997): „*The economies of the Earth would grind to a halt without the services of ecological life-support systems, so in one sense their total value to the economy is infinite*“). Bisherige Schätzungen globaler Klimaschadenskosten sind in der Regel Summen marginaler Schäden, d. h. im Verhältnis zum Ganzen jeweils kleiner Verluste, unter Vernachlässigung bzw. in Unkenntnis synergetischer Effekte. Es ist daher kein Wunder, dass existierende Abschätzungen der zu erwartenden Gesamtkosten mit gekoppelten Klima- und Wirtschaftsmodellen sich um Größenordnungen unterscheiden, und zwar selbst dann, wenn ausschließlich Modellstudien aus dem Energiesektor verglichen werden (WEYANT 2000).

Optimisten vertrauen auf die universelle Anpassungsfähigkeit des Menschen und halten insbesondere das moderne globale Wirtschaftssystem im Ganzen für sehr stabil. Eines der häufigsten Argumente hierfür ist die Persistenz: Immerhin ist die Weltwirtschaft seit über 200 Jahren annähernd exponentiell gewachsen. Der technische Fortschritt ermöglicht das Wachstum nicht nur, sondern er macht es auch nötig für die wirtschaftliche und gesellschaftliche Stabilität. Ein weiteres wichtiges Argument für Optimismus ist die historische Erfahrung, dass die Menschheit unzählige unerwartete (nicht immer nachteilige) Wendungen im Kleinen und im Großen verkraftet hat.

Weniger unbesorgte Naturen hingegen verweisen auf das Ausmaß der zu erwartenden Änderungen in den planetaren Lebensbedingungen, das alle historischen Erfahrungen der Menschheit übertrifft, und rufen zur verantwortlichen Vorsorge auf. Auf beiden Seiten existiert die Meinung, dass weiteres wirtschaftliches Wachstum nicht notwendig auch unbegrenztes materielles Wachstum bedeuten müsse.

1.2 Ansatz

Gegenseitige Abhängigkeiten einzeln modellierter Teilsysteme eines komplexen Systems (etwa der Wirtschaft vom Klima und umgekehrt) können in guter Näherung vernachlässigt werden, solange alle Teilsys-

teme sich äußerlich nur wenig ändern und einander nahezu konstante Randbedingungen liefern. Die allgemeine Nützlichkeit dieser nullten Näherung rechtfertigt die traditionelle Trennung wissenschaftlicher Disziplinen, und diese wiederum ermöglicht den hohen Verfeinerungsgrad, den die Modelle der Einzeldisziplinen inzwischen erreicht haben, jeweils unter Konstanzhaltung (bzw. Nichtformulierung) der vom Gesamtsystem vorgegebenen Randbedingungen. Wenn sich aber einzelne Teilsysteme eines komplexen multidisziplinären Systems quantitativ signifikant oder gar qualitativ ändern, so wird die Annahme der konstanten unbekannt Randbedingungen für alle Teilsysteme ungültig, und dann kann die Trennung der wissenschaftlichen Disziplinen mit ihren separaten Modellentwicklungen zu divergierenden Vorhersagen führen.

Für eine effektive Beratung der entstehenden globalen Umweltpolitik erfordert der zunehmende globale Wandel die Zusammenführung von Modellen der Natur und der Wirtschaft mitsamt ihren sozialen Strukturen (Abb. 31-1). Das grundlegende Studium des Wechselspiels der Teilsysteme bildet den relativ neuen interdisziplinären Forschungsbereich der Gesamtbewertung des Globalen Wandels (Integrated Assessment of Global Change; HARVEY (1989); NORDHAUS (1991); DOWLATABADI und MORGAN (1993); WEYANT (2000) und viele andere).

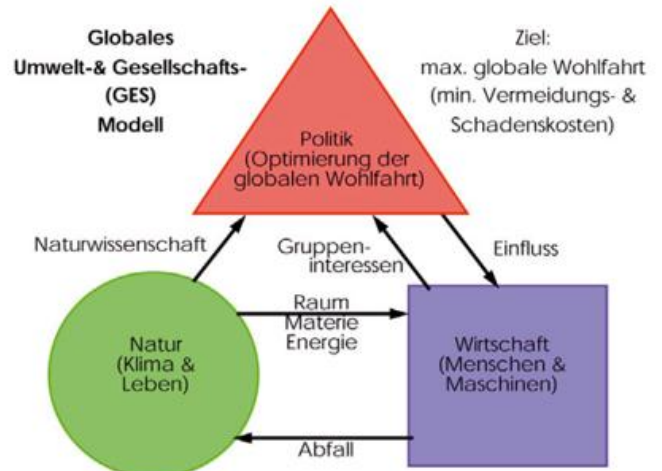


Abb. 31-1: Allgemeine Struktur eines globalen Umwelt- und Gesellschaftsmodells wie SIAM oder ICLIPS; vergleiche Text.

Interdisziplinäre Multimodelle sind aus gekoppelten disziplinären Einzelmodellen zusammengesetzt. Eine grundsätzliche Forderung an das jeweilige Gesamtmodell ist die größtmögliche Vollständigkeit: Wenigstens die wichtigsten Wechselbeziehungen zwischen den einzelnen Teilsystemen müssen abgebildet sein. Grundsätzliche Anforderungen an die Teilmodelle sind Wirklichkeitstreue, Stimmigkeit, Schnelligkeit, Handhabbarkeit und Verständlichkeit.

Wirklichkeitstreue (d. h. äußere Nachprüfbarkeit) und Stimmigkeit (d. h. innere logische Konsistenz) sind in

der naturwissenschaftlichen Modellierung die wichtigsten Kriterien der Modellbeurteilung. Besondere Schnelligkeit ist notwendig, wenn die Teilmodelle in Kombination mit anderen Teilmodellen für viele Einzelsimulationen verwendet werden sollen. Für die interdisziplinäre Forschung treten zwei zusätzliche Forderungen in den Vordergrund: Handhabbarkeit durch Angehörige anderer Disziplinen (die aus der Sicht der jeweiligen Modellentwickler in der Regel Laien sind), sowie möglichst allgemein verständliche, übersichtliche Dokumentation (a) des theoretischen Verfahrens mit seinen Stärken und Schwächen, (b) der technischen Anbindung, und (c) der numerischen Ergebnisse und ihrer Unsicherheiten.

Modelle können allgemein auf dreierlei Weise gekoppelt sein: *parallel* (d. h. voneinander datenunabhängig; nicht notwendig im programmiertechnischen Sinne gekoppelt), *seriell* (nacheinander mit Datenabhängigkeit in einer Richtung), oder *dynamisch* (gleichzeitig mit gegenseitigen Einflüssen einschließlich Rückkopplungen im Gesamtsystem). Sie können ferner auf dreierlei Weise betrieben werden: *sequentiell* bzw. *kausal* (Ursachen und Wirkungen entlang der Zeitachse nachvollziehend), *invers* (für einen gegebenen Endzustand die Anfangsbedingungen aufsuchend, der Kausalität entgegen) sowie *optimierend* (d. h. das Maximum einer einwertigen Gewinnfunktion bzw. das Minimum einer Kostenfunktion aufsuchend). Kombinationen der drei Betriebsweisen sind möglich.

Ein Beispiel eines aufwändigen, multidisziplinären seriellen inversen und intertemporal optimierenden Erdsystemmodells ist das Modell für integrierte Klimaschutzstrategien (**I**ntegrated **C**limate **P**rotection **S**trategies, ICLIPS, TÓTH et al. (2000)). Das Modell wurde entwickelt von internationalen Expertengruppen der Systemanalyse, der Klimatologie und der Wirt-

schaft einschließlich Land- und Forstwirtschaft, koordiniert von Ferenc Tóth am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK). Der Hauptteil der Klimakomponente des ICLIPS-Modells stammt aus der GES-Gruppe am Max-Planck-Institut für Meteorologie (Abschnitt 2.4; siehe auch BRUCKNER et al. (2003)).

Das Kernstück des ICLIPS- Modells ist eine Serie disziplinärer Module. Im sequenziellen Betrieb erzeugt es, ausgehend von ökonomischen Vorgaben und politischen Steuerungsinstrumenten, zunächst Emissionsraten zivilisationsbedingter Spurengase, und nachfolgend deren atmosphärische Konzentrationen, weiterhin Klimaänderungen, sowie physische und letztlich wiederum ökonomische Klimafolgeschäden.

Im inversen Betrieb („**T**olerable **W**indows **A**pproach“, TWA) des Gesamtmodells werden Parameterbereiche maximal erträglicher zukünftiger Klimaschäden vorgegeben und dann, der Kausalkette entgegen, die diesen „Fenstern“ entsprechenden Parameterbereiche der optimalen wirtschaftspolitischen Strategien errechnet (Abb. 31-2).

2 Modelle

2.1 Grundsätze

Das zentrale Thema der Forschungsgruppe „Globale Umwelt und Gesellschaft“ (**G**lobal **E**nvironment and **S**ociety, GES) am Max-Planck-Institut für Meteorologie ist die menschengemachte Treibhausanregung. Neben Ozonloch und Artensterben ist diese eines der größten physischen Symptome des Globalen Wandels. Glücklicherweise kann sie, wegen der weitgehenden Homogenisierung der Treibhausgaskonzentrationen in

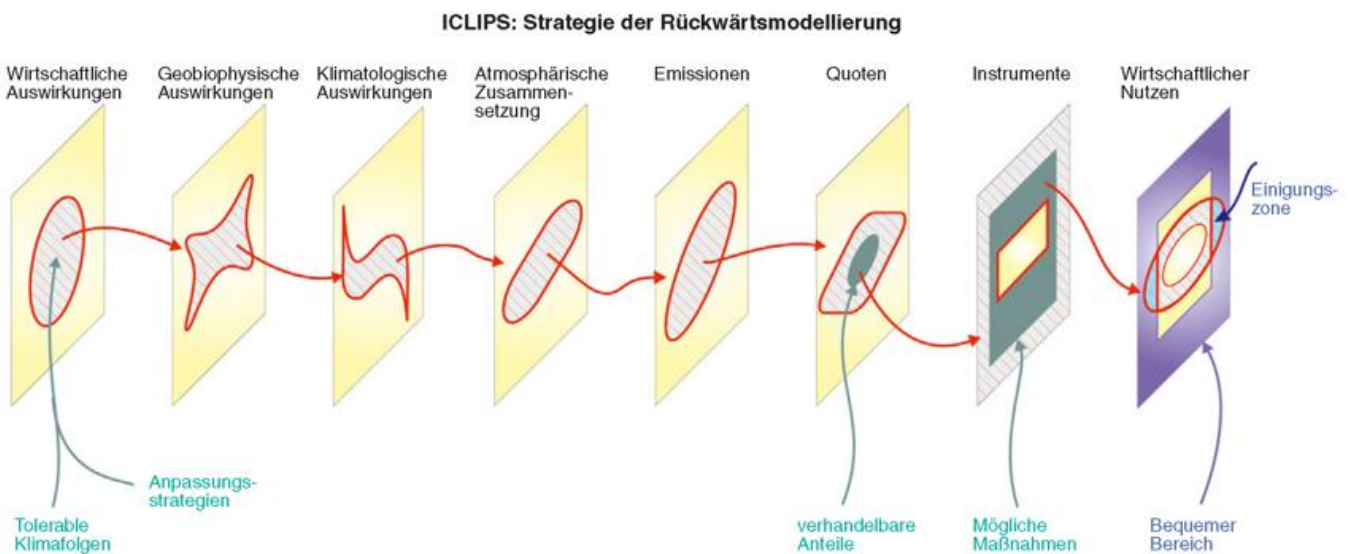


Abb. 31-2: Zielorientierte Strategie: das ICLIPS-Modell mit dem inversen Verfahren der Tolerierbaren Fenster (tolerable windows). Als tolerierbar erklärte Parameterbereiche von Klimafolgeschäden werden zurück übersetzt durch die entsprechenden Fenster in den Klima- und Wirtschafts-Parameterräumen bis in den Nutzen- und Entscheidungsraum (aus: BRUCKNER et al. 2003).

der Atmosphäre, mathematisch als niedrigdimensionales Anfachungsproblem dargestellt werden. Durch diese Dimensionsreduktion ist es möglich, mit einem vergleichsweise einfachen Modell allgemeingültige Beziehungen zwischen der Treibhausanfachung und der Antwort des Klimasystems abzuleiten. Diese können dann an entsprechende Modelle des sozioökonomischen Systems angekoppelt werden.

Aus praktischen Gründen werden die Ein- und Ausgangsgrößen solcher Modellsimulationen ebenfalls auf wenige Variable beschränkt. Falls das gekoppelte Klima-Sozioökonomie-Modell auch intern nur mit wenigen Variablen rechnet, bezeichnen wir dieses reduzierte Modell als ein Kernmodell. So lange die Ergebnisse solcher Kernmodelle bei späteren Verfeinerungen der Modelle unverändert (oder zumindest gute Näherungen der komplexeren Modellvarianten) bleiben, sprechen wir von Kernaussagen der Modelle. In diesem Falle können die Kernmodelle auch als Aggregatmodelle, d. h. Kompaktformen, der verfeinerten Modelle dienen.

Die Anzahl der Ein- und Ausgangsvariablen wird aus zwei Gründen klein gehalten:

- Erstens möchten Entscheidungsträger in Politik und Wirtschaft die Vor- und Nachteile von Klimaschutzmaßnahmen (bzw. ihrer Unterlassung) quantitativ erfassen, möglichst in monetären Einheiten. Dazu müssen Informationen über Auswirkungen von Klimaänderungen und Klimasteuerungsmaßnahmen in kompakter, übersichtlicher Form, d. h. in wenigen Kenngrößen zusammengefasst, vorliegen.
- Zweitens sind die rechentechnischen Ansprüche komplexer Klimamodelle um Größenordnungen zu aufwändig, um eine Vielzahl von Szenarien-Simulationen mit gekoppelten Klima-Sozioökonomie-Modellen durchzuführen, wie sie für die Gesamtbewertung (Integrated Assessment) erforderlich sind. Der Hauptzweck der Modelle kann daher auch nicht in quantitativ realistischen Vorhersagen der globalen Entwicklung liegen. Sie dienen vielmehr der Illustration der verschiedenen Rollen der gesellschaftlichen Interessengruppen in der Evolution des globalen Klima-Sozioökonomischen Systems.

Die Entwicklung des Treibhausgaskosten-Kernmodells der GES-Gruppe am Max-Planck-Institut für Meteorologie ist beschrieben durch HASSELMANN (1990), TAHVONEN et al. (1994) und HASSELMANN et al. (1997).

Die schrittweise Verfeinerung seiner Bestandteile und ihrer Kopplungsmechanismen ist Gegenstand mehrerer Doktorarbeiten (OCAÑA 2000; HOOSS 2001; BARTH 2003, WEBER 2004). Im Folgenden werden die wichtigsten Charakteristika dieser Modelle kurz beschrieben; Abb. 31-3 gibt dazu eine Übersicht der am MPI entwickelten Modellhierarchie.

2.2 Urmodell

Modelle

HiSTiLoS (**H**ighly **S**implified **T**ime-dependent **L**ow-dimensional **S**ystem; HASSELMANN (1990), TAHVONEN et al. (1994)).

SIAM-S (**S**tructural **I**ntegrated **A**ssessment **M**odel, stochastic climate): dasselbe, erweitert mit stochastischer Klimavariabilität (OCAÑA 2000).

Zweck und Module

Grundlegende Beziehungen zwischen Klimaänderung und Wirtschaftsfolgen; grundlegende Strategien der Entscheidungsfindung in Unsicherheit der künftigen klimatischen Entwicklung. Jedes Modul stellt die kleinst- und allgemeinstmögliche Form des jeweiligen Teilmodells dar (Abb. 31-3).

Klima: LDCM (Linear Differential Climate Module). Skalare linearisierte Klimaantwort auf kleine externe Störungen. Nur CO₂-Emissionen werden betrachtet.

LDCM-S. Ein stochastischer Term in den dynamischen Gleichungen stellt die Unsicherheit der Klimaentwicklung dar.

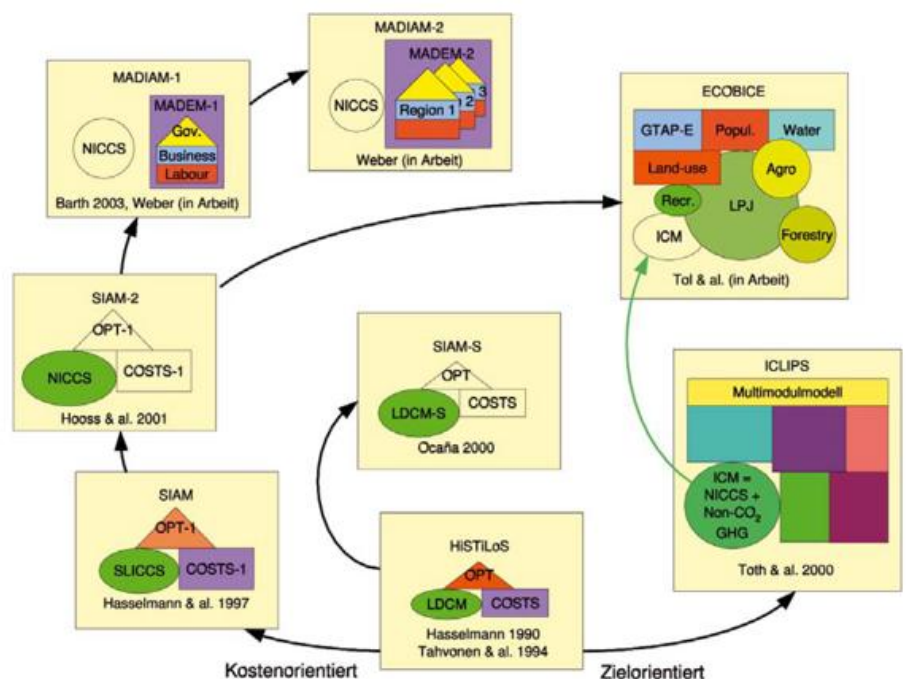


Abb. 31-3: Modellentwicklung der Arbeitsgruppe Globale Umwelt und Gesellschaft (Global Environment and Society, GES).

Wirtschaft: COSTS. Vermeidungs- und Schadenskosten der Klimaänderung.

Politik: OPT. Numerische Gesamtkostenminimierung durch Variation der Emissionen. Zwei Verfahren: zielorientiert und kostenorientiert.

Wichtigste Modellgrößen: Globale Netto-CO₂-Emissionen, global gemittelte atmosphärische CO₂-Konzentration, global und jährlich gemittelte oberflächennahe Lufttemperatur, Vermeidungs- und Schadenskosten.

Verfahren

Das Abwägen zwischen den Vor- und Nachteilen des Klimaschutzes wird für die nächsten 100 Jahre als mathematisches Optimierungsproblem formuliert. Für die wirtschaftliche Bewertung von Emissions-Szenarien werden zwei einfachstmögliche (aber sinnvolle) Ausdrücke gegeneinander abgewogen: Für die Vermeidungskosten eine quadratische Funktion der Emissionseinsparung relativ zu einem „Weiter so“-Szenario, und für die Schadenskosten eine lineare Funktion der Erwärmungsgeschwindigkeit. Die Modellparameter sind zum Nachvollzug historischer Klimadaten und zur Wiedergabe existierender Vermeidungskosten-schätzungen angepasst.

Zwei in Wirtschaft und Politik übliche Optimierungsstrategien werden verglichen: Eine zielorientierte Strategie minimiert die Vermeidungskosten unter Vorgabe fester Schadensbegrenzungen. Eine Fortentwicklung dieses Ansatzes ist das oben beschriebene ICLIPS-Modell. Eine kostenorientierte Strategie dagegen minimiert (ohne feste Schadensgrenzen) die Gesamtsumme aus Schadens- und Vermeidungskosten. Dieses ist die Strategie des SIAM-Modells, dessen Entwicklungsschritte in den folgenden Abschnitten zusammengestellt sind.

Kernaussagen

(a) Strategien: Die durchgeführte kostenorientierte Optimierung bringt das Klimasystem am Ende des betrachteten Zeithorizonts von 100 Jahren nicht ins Gleichgewicht, sondern die Temperaturen steigen danach weiter (sofern nicht eine sehr hohe Schadenssensitivität angenommen wird). Dieses tut dagegen die zielorientierte Optimierung; ihr Nachteil liegt aber darin, dass auch beliebig empfindliche Schadenskosten überhaupt nicht in die Rechnung eingehen, solange das Klimasystem die einmal vorgegebenen Zielwerte nicht überschreitet. Vorschlag: Beide Strategien müssten kombiniert werden, damit das Klimasystem ins Gleichgewicht gebracht werden kann, während der erfassbare Teil der Schäden mit in die Gesamtkosten eingeht.

(b) Bewertung: Grundlage jeder Schätzung der Minderungs- und Schadenskosten einer zukünftigen Klimaänderung ist letztlich eine Beurteilung der Wertvorstellungen zukünftiger Generationen. Dies ist auch

Grundvoraussetzung jeder zielorientierten Strategiebestimmung. Ihre unvermeidlichen Unsicherheiten müssen erkannt und deutlich formuliert werden.

(c) Unsicherheit: Die natürliche Veränderlichkeit des Klimas lässt die planetare Antwort auf unsere globale Einwirkung bislang nur im Größten erkennbar werden. Erst in den neunziger Jahren konnte mit einem aufwändigen statistischen Verfahren das vorhergesagte Treibhausignal im Rauschen der Messdaten des globalen Wetterbeobachtungsnetzes erkannt werden (HASSELMANN 1993; HEGERL et al. 1996, 1997). Die Zuverlässigkeit der Treibhausvorhersage ist deshalb (zumindest in der Öffentlichkeit) nach wie vor umstritten. Entsprechend groß ist erst recht die Unsicherheit gekoppelter Klima-Wirtschafts-Vorhersagen.

Die Darstellung des Klimamoduls ist so unsicher wie alle modernen Simulationen der Klimaänderung: Typische Unterschiede zwischen komplexen Modellen lagen zur Zeit der TAHVONEN-Studie (1994) etwa in der Größenordnung der Änderungsvorhersage von etwa 1 - 5 K (HOUGHTON et al. 1996). Dazu kommen mögliche globalskalige Instabilitäten des Klimasystems, wie sie aus Rekonstruktionen prähistorischer Klimaentwicklungen bekannt und auch für die Zukunft nicht auszuschließen sind. Sie sind mit heutigen Modellen zwar im Prinzip simulierbar, aber nicht vorhersagbar.

Noch größer ist die Unsicherheit bei der Parameterisierung der Vermeidungs- und Folgekosten einer Klimaänderung. Diese Ansätze sind daher nicht als Versuch einer quantitativen Monetarisierung zu verstehen, sondern dienen zunächst nur einer grundsätzlichen intertemporalen Abwägung² der Vermeidungs- und Folgekosten gegeneinander.

(d) Strategie: Eine beobachtende und sich dynamisch anpassende Strategie führt im statistischen Sinne zu niedrigeren Gesamtkosten als eine ein-für-alle-Male entschiedene³. Die Größe und Vielfalt der relevanten Unsicherheiten macht auch eine grob quantitative Formulierung sehr spekulativ.

2.3 Wohlfahrt

Modell

Structural Integrated Assessment Model (SIAM), Vielspielervariante SIAM-MA (multi-actor; HASSELMANN et al. (1997); NORDHAUS (1997); BROWN (1997); HEAL (1997); HASSELMANN (1999)).

² Intertemporal: vergleichend zwischen verschiedenen Zeitaltern (einschließlich der kommenden Menschheitsgeschichte).

³ Dies kommt der psychologischen Natur des Menschen entgegen, der ja doch in jeder Generation wieder alles neu machen will.

Zweck und Module

Treibhausgasemissionskostenminimierung über mehrere Jahrhunderte (formal über die nächsten 1000 Jahre). Untersuchung der Empfindlichkeit der optimierten Emissionsstrategie auf grundlegende Modellannahmen. Vielspieler-Optimierung.

Klima: SLICCS (Scalar Linear Impulse-response model of the coupled Carbon cycle-Climat System). Das Modul gibt die linearisierte Antwort komplexer, globaler Modelle des Kohlenstoffkreislaufs und des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Klimasystems auf kleine äußere Einwirkungen wieder. Es wurde an entsprechenden Modellen des Max-Planck-Instituts kalibriert. Als skalarer Klima-Änderungsindex dient die global gemittelte erdnahe Lufttemperatur.

Wirtschaft: COSTS-1. Einfache Kostenausdrücke für die Minderung und die Schäden einer Klimaänderung. Die Kosten der Minderung der Klimaänderung werden proportional zum Quadrat der Reduktion der CO₂-Emissionen angesetzt, relativ zu den prognostizierten Emissionen für den Fall eines unregulierten Wachstums („Weiter so“ bzw. „Business As Usual“, BAU). Um die Trägheit der wirtschaftlichen Anpassung zu parameterisieren, wird dieser Kostenterm durch zwei weitere Kostenterme ergänzt, die proportional zu den Quadraten der ersten und zweiten Zeitableitungen der Emissionsreduktion angenommen werden. Die Schäden der Klimaänderung werden durch zwei ähnlich einfache Kostenterme erfasst, die proportional zu den Quadraten der Gesamtänderung und der Änderungsrate der global (und übers Jahr) gemittelten erdnahe Lufttemperatur angesetzt werden.

Politik: OPT-1. Ein globaler Sozialplaner minimiert die Gesamtkosten des Klimawandels als Zeitintegral über die Summe der Minderungs- und Schadenskosten⁴. Zukünftige Kosten werden durch übliche (für Minderungs- und Schadenskosten allerdings unterschiedliche) Diskontfaktoren in äquivalente heutige Kosten umgesetzt. Die Optimierung geschieht nach einem hochdimensionalen Gradientenverfahren mit Variation des gesamten Emissionsszenarios (Abb. 31-4). Das Modell ist eine Weiterentwicklung der kostenorientierten Variante des Tahvonen-Modells (2.2). Es werden weiterhin nur CO₂-Emissionen berücksichtigt (als einziges Treibhausgas). Die deutlich längere Zeitskala wird betrachtet, weil der Temperaturanstieg in der bisherigen optimierten Lösung nach 100 Jahren nicht endet.

Die Gestalt des optimierten Emissionsszenarios wird auf ihre Abhängigkeit von grundlegenden Modellan-

⁴ Am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) wurden mit dem ICLIPS-Modell außerdem Optimierungen unter der Randbedingung vorgeschriebener Klima-Änderungsgrenzen durchgeführt (zielorientiertes Verfahren der „Tolerierbaren Fenster“: Tolerable Windows Approach, TWA).

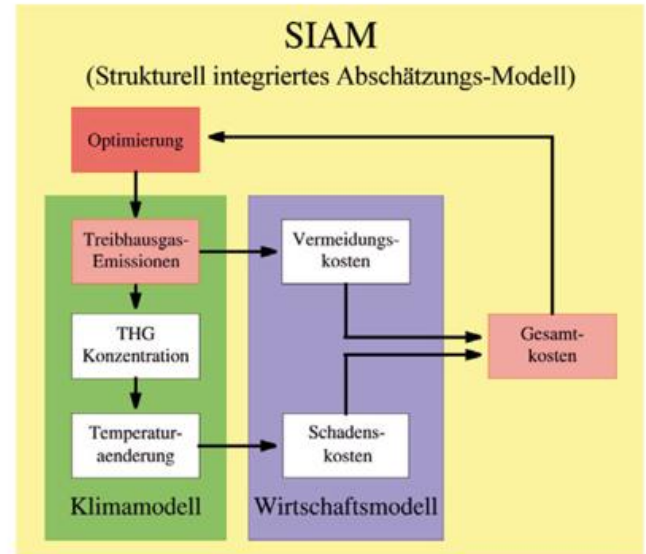


Abb. 31-4: SIAM-Modell. Kostenorientierte Strategie: Das Emissionsszenario wird nach einem Gradientenverfahren so lange gezielt verändert, bis die Gesamtkosten minimal sind.

nahmen untersucht. Dazu werden folgende Eingangsparameter variiert (und das Szenario jedes Mal neu optimiert): Empfindlichkeit und Reaktionsträgheit von Klima und Kohlenstoffkreislauf; anteilige Schadensgewichte durch Stärke und Geschwindigkeit der Klimaänderung; Reaktionsträgheit des wirtschaftlich-politischen Systems; Diskontfaktoren für Minderungs- und Schadenskosten.

Kernaussagen

(a) *fossile Ressourcen:* Im Gegensatz zu üblichen Klimaänderungsszenarios, die auf einen Zeithorizont von 100 Jahren beschränkt sind (siehe z. B. NAKICENOVIC und SWART (2000)), wurden die Optimierungsrechnungen über Zeitskalen von mehreren hundert (formal bis zu tausend) Jahren ausgeführt, die dem langen Gedächtnis des Klimasystems angepasst sind. Dabei zeigt sich, dass bei einem vollständigen Verbrauch aller geschätzten fossilen Brennstoffressourcen die gravierendsten Klimaänderungen sich erst in zwei bis drei Jahrhunderten einstellen. Dies kann nur durch ein vollständiges Herunterfahren der CO₂-Emissionen auf einen Bruchteil der heutigen Rate verhindert werden. Die Reduktion kann aber allmählich über einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten ohne Verwerfungen der Wirtschaft vorgenommen werden.

(b) *Bewertung:* Unter allen im Modell geprüften Grundannahmen nehmen die langfristigen Diskontfaktoren⁵ auf Vermeidungs- und Schadenskosten den mit Abstand größten Einfluss auf den kostenoptimierten

⁵ Diskontierung ist die systematische Abwertung des wahrscheinlich Zukünftigen im Vergleich mit dem sicher Heutigen, wirtschaftsmathematisch formuliert in exponentiell schrumpfenden Abklingfaktoren mit typischen Abklingkonstanten von einigen Jahren bis Jahrzehnten, wirtschaftstheoretisch begründet mit der zukünftigen Wertsteigerung des heute Anlegbaren durch Zinsen.

Reduktionspfad. Die üblichen kurzfristigen Diskontierungsansätze wirtschaftlicher Berechnungen, angewandt auf die langfristig zu erwartenden Klimaschäden, führen unweigerlich zu einer inakzeptablen globalen Erwärmung. Reduktionspfade, die zur deutlichen Beschränkung der globalen Erwärmung führen, ergeben sich nur bei stark reduzierter Diskontierung der Klimaschadenskosten relativ zu den Vermeidungskosten.

(c) *Spieltheorie*: Erste spieltheoretische Varianten der Optimierungs- und Sensitivitätsstudie haben diese Kernaussagen im Wesentlichen unverändert gelassen. Die Optimierung durch zwei voneinander abhängige Spieler (wie z. B. einen globalen Brennstoffproduzenten und einen globalen Brennstoffverbraucher) kann formal auf ein Einspielerproblem zurückgeführt werden. Einfache Varianten mit N gleichartigen Spielern⁶ zeigten, dass Reduktionsabkommen auch dann wirtschaftlich für die Unterzeichner sein können, wenn nicht alle Spieler an den Verpflichtungen teilnehmen.

2.4 Klimawandel

Modell

SIAM-2: Die skalare lineare Klimakomponente SLICCS in SIAM ist ersetzt durch ein nichtlinear, regional und auf mehrere Ausgangsvariablen erweitertes Impulsantwortmodell (Nonlinear Impulse-response representation of the coupled Carbon cycle-Climate System, NICCS; HOOSS (2001); HOOSS et al. (2001)). <http://www.icbm.de/~hooss> (klick Aggregatmodelle)

Zweck und Module

Verfeinerte Kompaktdarstellung des klimatologischen Treibhausmechanismus (nur Signal, ohne Variabilität).

Kohlenstoffkreislauf: CarC (Carbon Cycle). Zeitabhängige globale Nettoemissionen von Kohlendioxid aus menschlicher bzw. maschineller Tätigkeit werden umgesetzt in die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Konzentration.

Klimasystem: CliC (Climate Change). Die CO₂-Konzentrationsänderungen werden weiter umgesetzt in raumzeitliche globale Änderungsmuster der Jahresmittel einiger wirtschaftsrelevanter Klimavariabler: Erdnahe Lufttemperatur, Gesamtbewölkung, Niederschlag, Meeresspiegel.

Verfahren

Lineare Impuls-Antwort-Projektionen komplexer Kohlenstoffkreislauf- und Klimamodelle, mit drei nichtlinearen (aber monotonen) Erweiterungen für höhere CO₂-Konzentrationen: Mit logarithmischem (statt linearem) atmosphärischem Strahlungsantrieb, mit realistischer anorganischer Kohlenstoffchemie (Dissozia-

tion) bei der Aufnahme in den Ozean, und mit CO₂-Düngung der Landvegetation. Räumliche Muster und Zeitcharakteristik des Klimasignals werden aus einer transienten Treibhausimulation mit gekoppelten dreidimensionalen Ozean-Atmosphäre-Zirkulationsmodellen durch EOF-Analyse herausgefiltert.

Gefahren

Die linearisierte Darstellung kleiner Auslenkungen komplexer nichtlinearer Systeme ist nicht zulässig in der Nähe von Bifurkationspunkten, also Systemzuständen, von denen aus die weitere zeitliche Entwicklung des Systems in mindestens zwei deutlich verschiedene Richtungen möglich ist. Welches im Klimasystem der Erde der nächste Bifurkationspunkt ist und wie weit davon entfernt wir zur Zeit stehen, ist bislang nicht genau bekannt. Zur Zeit diskutiert werden denkbare Instabilitäten in der Nordatlantikzirkulation unter erhöhtem Frischwassereintrag (RAHMSTORF 2000), im westantarktischen Eisschild (VAUGHAN und SPOUGE 2002), in der Vegetation (PETERS und LOVEJOY 1992; SCHEFFER et al. 2001) in ihrem subkontinentalskaligen Wechselspiel mit dem Niederschlag (GANOPOLSKI et al. 1998), sowie in Methanlagern am Kontinentalschelf und in Permafrostregionen (PEARCE 1989; KVENVOLDEN 1993; HARVEY und HUANG 1995; ANISIMOV und NELSON 1997).

Aussagen

(a) *Linearisierung*: Wir nehmen an, dass das planetare Klimasystem eine allmähliche Verdoppelung des atmosphärischen Kohlendioxidgehaltes, über rund 100 Jahre verteilt, mit einer Erwärmung um zwei bis drei Celsiusgrade monoton (wenn auch um einige Jahre bis Jahrzehnte verzögert) beantworten wird. Der Anstieg des Meeresspiegels reagiert noch langsamer, jahrtausendelang. Wir wissen aber, dass das Globalklima in der Vergangenheit plötzliche Umschwünge vollzogen hat, und dass es folglich für eine stetige und monotone Erwärmung keine Garantie geben kann.

Die Treibhausantwort komplexer Klimamodelle hat sich in diesen Grenzen als annähernd linearisierbar erwiesen; sie wird in unserem monoton-nichtlinear erweiterten Aggregatmodell für globale Klima-Wirtschafts-Studien in sinnvoller Auswahl nutzbar gemacht.

(b) *Fossile Ressourcen*: Vollständige Verbrennung der fossilen Ressourcen (im Modell 15.000 Gigatonnen Kohlenstoff; in der Mitte der Abschätzungen nach WATSON et al. (1996)) reicht für einen jahrhundertelangen Anstieg des atmosphärischen Kohlendioxidgehaltes bis aufs knapp Zwanzigfache des vorindustriellen (Abb. 31-5, Szenario BAU, für „Business-As-Usual“, dt. „Weiter so“). Derartig hohe Konzentrationen sind in der Erdatmosphäre seit der Zeit der ersten Wirbeltiere nicht mehr aufgetreten (BERNER 1997). 5000 ppm sind auch die derzeit zulässige Maximale Arbeits-

⁶ N bedeutet Nicht-zu-Viele, im Modell etwa fünf bis zwanzig.

platzkonzentration (MAK) (GEFAHR-STOFF-VERORDNUNG (GefStoffV) 1996). Sicherheitsdatenblätter wie z. B. für Trockeneispulver in Hochdruckreinigungsgebläsen geben Aufschluß über physiologische Wirkungen bei Überschreitung: Schon niedrige Konzentrationen von gasförmigem Kohlendioxid verursachen schnell Kreislaufschwäche. Symptome sind Kopfschmerz, Übelkeit und Erbrechen, wobei es zur Bewusstlosigkeit kommen kann (CRYOGEN 2001).

Selbst wenn es gelänge, die Emissionen bis zum vollständigen Verbrauch der unteren IPCC-Schätzung der Gesamtressourcen („nur“ 4 000 GtC) konstant zu halten, so steigt im Modell die atmosphärische Konzentration in 700 Jahren aufs Drei- bis Vierfache (Abb. 31-5, Szenario FRE, für „eingefrorene Emissionen“; das sind die Werte verbrauchter Schulklassenluft (UMWELTBUNDESAMT 2000)). Um eine größere Klimaänderung zu vermeiden, muss der globale Ausstoß von Kohlendioxid und anderen Treibhausgasen innerhalb der nächsten 100 Jahre, möglichst noch schneller, auf einen sehr kleinen Bruchteil der heutigen Ausstoßraten fallen (Abb. 31-5, Szenario DRM, für Drastische Minderung).

2.5 Wirtschaftswachstum

Modelle

MADIAM-1 (Multi-Agent Dynamic Integrated Assessment Model; BARTH (2003), WEBER et al. (2003), WEBER et al. (2004), WEBER (2004)).

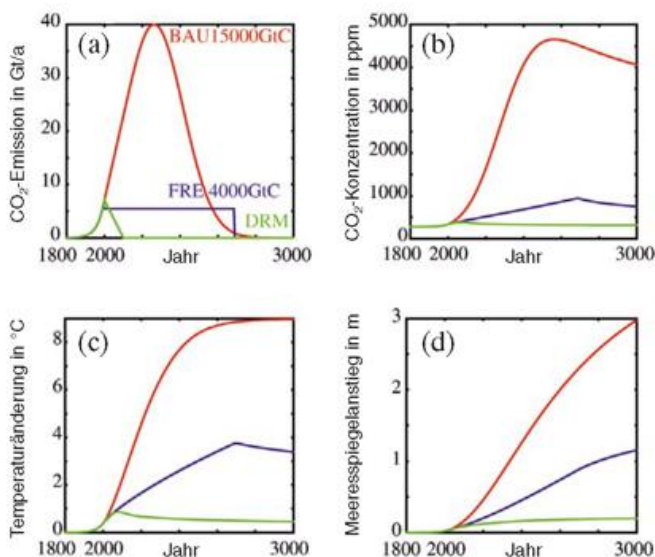


Abb. 31-5: Drei CO₂-Emissionsszenarien der kommenden 1000 Jahre, berechnet mit der für höhere Konzentrationen monoton nichtlinear erweiterten Variante des Klimamodells, Abschnitt 2.4. Gezeigt sind (a) der Jahresglobalausstoß in Milliarden (Giga-) Tonnen fossilen Kohlenstoffs (GtC), (b) die atmosphärische Konzentration in Volumenmillionsteln (ppmv), (c) der Globaljahresmittelanstieg der oberflächennahen Lufttemperatur und (d) der (sehr vorsichtig geschätzte) Anstieg des Meeresspiegels.

<http://www.mpimet.mpg.de/~weber.michael>
MADIAM-2: Regionalisierte Variante.

Klimaspiel: Computerspiel für einen oder zwei Spieler. Ausstellungsstück beim Deutschen Museum in München. <http://european-climate-forum.net> („Climate Game“ klicken).

Zweck und Module

Wirtschaftswachstum als dynamische Entwicklung des Kapitals, der Produktivität und des Lohntarifs, sowie optional des Anteils nicht-fossiler Energieträger. Optional stochastischer technologischer Wandel, Finanzmarktmodell und Klimaschäden.

Wirtschaft und Politik: MADEM-1 (Multi-Agent Dynamic Economic Model). Dynamisches Wirtschaftswachstumsmodell mit diagnostischer Beschäftigungsrate; weiterentwickelt aus V. Barths individueller Version Structural Dynamic Economic Model, SDEM). Kalibrierung an die wirtschaftliche Entwicklung der USA seit ca. 1850 (die längste verfügbare Zeitreihe).

Klima: NICCS (s.o. 2.4).

Verfahren

Eine nichtkooperative Dreispielervariante mit optimierender Investitionspolitik und diagnostischer Arbeitslosigkeit, die an die einfacheren SIAM-97-Mehrspielervarianten (Abschnitt 2.3) anknüpft. Die Wirtschaft wird beschrieben durch vier prognostische (Zustands-)Variable: Kapital, Produktivität, Lohntarif und (optional) den Anteil an nichtfossiler Energie. Die dynamische Entwicklung hängt ab von der (Investitions-)Politik dreier stellvertretender Spieler: Regierung, Unternehmer und Arbeitnehmer. Das Modell läuft optional mit endlichen Brennstoffvorräten und mit Rückkopplungsmöglichkeit durch optionale Klimaschadenskosten.

Der Staat, ein (für alle stellvertretender) Wirtschaftsunternehmer und ein (ebenfalls stellvertretender) Gewerkschaftssprecher ringen um ihre Vorstellungen von Wohlfahrt: Für die Lohnempfänger sind das maximale Löhne, für den Unternehmer maximale Gewinne aus der Produktion, und für den Staat maximale Wohlfahrt (max. Konsum bzw. max. Produktion) mit gleichzeitig minimalen Kosten und Klimaschäden. Der Einfluss des Staates auf den Verlauf des Spiels besteht in der Erhebung und Verteilung von Steuern. Der Einfluss des Unternehmers hingegen besteht in der Aufteilung seiner (produktionsabhängigen) Investitionen in physisches Kapital und Produktivität des Personals. Der Einfluss der Lohnempfänger wird als marktbedingte Erosion der Unternehmensprofite dargestellt.

Übliche Modelle des Wirtschaftswachstums beruhen auf der Annahme, dass die Preise durch das (sich immer sofort einstellende) Gleichgewicht zwischen Nachfrage und Angebot bedingt sind. Für die Güter

wird dies zwar auch im MADEM angenommen, nicht aber für die Produktionsfaktoren, insbesondere nicht für Arbeit und Kapital. Stattdessen hängt die Zahl der Beschäftigten in diesem Modell diagnostisch vom Modellzustand ab.

Varianten

Das Modell optimiert optional unter der Randbedingung endlicher Ressourcen. Zuschaltbare Beschreibungen von zwei Gütern (anstelle eines globalen Produktionsguts), Versicherungen, Sparen, Banken und Preisen, sowie von stochastischem Technologiewandel, Klimafolgekosten, Energiekosten und Investitionsalternativen in Emissionseffizienz (Emissionen pro Energieeinheit) und Energieeffizienz (Energie pro Produktionseinheit).

„Monte-Carlo“-Verfahren: Statistische Verteilungen werden durch Zufallszahlen realisiert. Technologische Entwicklungssprünge erfolgen stochastisch Poissonverteilt. Ähnlich wird auch die unsichere Wirkung der Investitionen auf die prognostischen Variablen Kapital, Produktivität und die beiden erwähnten Effizienzen modelliert: Die Effektivität der Investitionen wird mit einem Rauschen versehen, d. h. „zufällig“ verstärkt oder abgeschwächt.

Regionen: MADIAM-2: Mehrere Wirtschaftsmodule vom MADEM-Typ, durch Handelsbeziehungen und das gemeinsame Klimamodul (2.4) gekoppelt, stellen im Groben die Weltregionen dar (etwa USA, übrige Industrieländer und Entwicklungsländer; in Planung; im Code bereits vorgesehen).

Klimaspiel: Eine oder zwei der drei Rollen eines reduzierten MADIAM-1 (Verbraucher, Unternehmer, Staat) werden von menschlichen Spielern übernommen. Die dritte (und ggf. auch die zweite) Rolle berechnet das Modell selbst. Die Spieler entscheiden je nach Rolle über Konsumverhalten, Investitionen in kohlenstoffarme Technik, oder entsprechende Steueranreize. Ein Sprecher auf dem Schirm geleitet die Spieler zu den Entscheidungen, die sie zu treffen haben, und präsentiert anschließend die Ergebnisse ihrer Politik. Eine Grossbildschirm-Spielkonsole gestattet auch Zuschauern die (passive) Teilnahme. Das Spiel ist im Deutschen Museum in München aufgebaut und mit einem Fragebogen an die Spieler ausgewertet worden (LEWALTER und GREYER 2003). Einige Sponsoren haben Interesse an der Weiterentwicklung angemeldet, Verhandlungen laufen noch.

Aussagen

(a) Vermeidungskosten: Bei optimaler Strategie der drei Spieler lässt sich die

Emissionsrate im Laufe des Jahrhunderts allmählich wieder senken. Technischer Wandel führt dazu, dass diese Vermeidungsstrategie das gesamte Wirtschaftswachstum des kommenden Jahrhunderts (gemessen in Produktion, Profit und Lohn) schlimmstenfalls um wenige Prozente verzögert (verglichen mit einem hypothetischen ungebremsten Wachstumsszenario ohne Klimaproblem; vgl. Abb. 31-6).

(b) Investitionen: Den größten Einfluss auf die Kohlendioxid-Emissionen haben durch Kohlenstoff-Steuern angeregte Investitionen in kohlenstoffarme Technologie, und zwar um so mehr, wenn diese Steuern in ebensolche Investitionen zurückgeführt werden. Der Einfluss der Verbraucher ist an sich weniger bedeutend als der von Regierung und Unternehmen, zeigt aber wichtige Synergien mit diesen.

2.6 Vegetation

Modell: ECOBICE (Tol, Knorr, Kemfert) <http://ecobice.uni-oldenburg.de/>

Zweck: Globaler Wandel der Landvegetation und des Wasserkreislaufs im Wechselspiel mit Bevölkerung, Wirtschaft und Klima.

Verfahren: Dynamische Kopplung eines feinauflösenden Landvegetationsmodells mit vergleichsweise hochaggregierten Modellen der globalen Wirtschafts- und Bevölkerungsentwicklung einschließlich regionaler Wasser- und Landnutzung, sowie mit dem oben beschriebenen Klima-Aggregatmodell (s. Abschnitt 2.4 und Abb. 31-3).

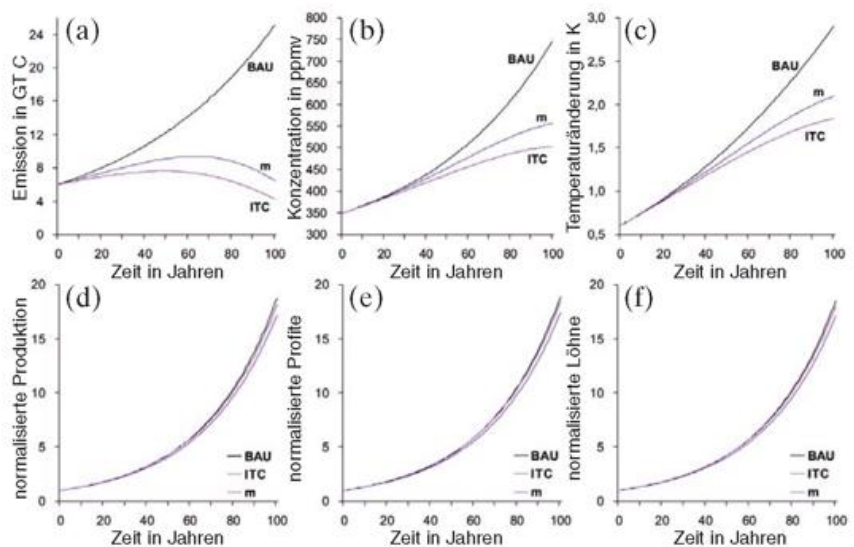


Abb. 31-6: Einfluss des (durch Kohlenstoffsteuern) induzierten technologischen Wandels (induced technological change: ITC) auf (a) globale CO₂-Emissionen, (b) CO₂-Konzentrationen und (c) mittlere globale Erwärmung, sowie auf (d) gesamtwirtschaftliche Produktion, (e) Profite und (f) Löhne im Vergleich zu einem BAU- (business as usual) und MM-Szenario (moderate mitigation).

Entwicklungsstand: Die wesentlichen Teilmodelle sind vorhanden, müssen aber für den Zweck angepasst werden. Ein Koppler ist in Arbeit an der Universität Oldenburg. Dieses Modell ist formal kein Projekt der Hamburger GES-Gruppe mehr, setzt aber ihre Arbeiten in Richtung der komplexen Erdsystemmodellierung fort.

3 Kernaussagen

Ausgehend von einfachen Kernmodellen der globalen klimatologischen und sozioökonomischen Systeme wurden grundlegende Wechselbeziehungen zwischen Klimaänderungen, -schutzmaßnahmen und sozioökonomischen Auswirkungen untersucht. Die Aussagen unseres Kernmodells wurden durch schrittweise Verfeinerungen der einzelnen Module (Klima, Wirtschaft und Regierung) geprüft und bestätigt. Die Module wurden hinsichtlich ihrer Unsicherheiten und verbleibender Unwägbarkeiten bewertet und mit detaillierten, ausführlich getesteten Simulationsmodellen der jeweiligen wissenschaftlichen Einzeldisziplinen verglichen bzw. kalibriert.

Die zwei wichtigsten Kernaussagen gelten dem möglichen Ausmaß des Klimawandels und der (im weitesten Sinne) ethisch-religiösen Tragweite seiner wirtschaftspolitischen Bewertung:

Erstens müssen die Grenzen des Wachstums aus heutiger Sicht neu beurteilt werden. Unser Planet birgt für eine nachhaltige Wirtschaft zwar nicht, wie MEADOWS et al. (1972) nach der damaligen Datenlage noch befürchten mussten und in den Vordergrund stellten, zu wenig fossile Brennstoffe, sondern zu viel. Die Grenzen des Wachstums werden nach heutigen Schätzungen der fossilen Brennstoffressourcen (einschließlich Kohle, Ölschiefer und Methanhydrate) wenigstens in dieser Sparte nicht durch Erschöpfung der Ressourcen erreicht, sondern durch die Anreicherung eines unvermeidbaren Abfallproduktes: Des Treibhausgases Kohlendioxid (wobei bereits MEADOWS et al. (1972) auf diese nun tatsächlich erreichte alternative Grenze des Wachstums hingewiesen haben: Die endliche Belastbarkeit des Planeten bei dennoch ausreichenden Ressourcen).

Die ersten Anzeichen der globalen Erwärmung sind, so der weitgehende Expertenkonsens, heute schon nachweisbar (HOUGHTON et al. 1996). Obwohl die Berichte des IPCC (und mit ihnen praktisch die gesamte öffentliche Diskussion) die Drohung der globalen Erwärmung in diesem Jahrhundert in den Vordergrund stellen, sind nach Modellrechnungen noch schwerere Auswirkungen der Klimaänderungen im zweiten und späteren Jahrhunderten dieses Millenniums zu befürchten. Diese Entwicklung erfolgt unaufhaltsam, wenn nicht (unabhängig von kurzfristigen Reduktionszielen) einer neuartigen langfristigen Klima-

politik die Weichen gestellt werden: Einer Klimapolitik, die uns noch im Laufe dieses Jahrhunderts von fossilen Brennstoffen weitgehend unabhängig machen wird (HASSELMANN et al. 2003).

Dies ist nicht nur aus klimatologischer Sicht erforderlich, sondern - angemessene politische Instrumente vorausgesetzt - durch technologischen Wandel auch zu einem wirtschaftlich akzeptablen Preis machbar: Nach neuen Schätzungen aus dem Europäischen Klimaforum würde eine langfristige Entkarbonisierungspolitik das globale Wirtschaftswachstum des ganzen Jahrhunderts schlimmstenfalls um wenige Jahre verzögern, verglichen mit dem, was möglich wäre, wenn es das Klimaproblem nicht gäbe; siehe AZAR und SCHNEIDER (2002), ebenfalls HASSELMANN et al. (2003).

Zweitens unterstreichen unsere Untersuchungen eine alte Erkenntnis: Die größte Unsicherheit unter allen Modellannahmen betrifft die heutige Wertschätzung des Zukünftigen. Dies gilt insbesondere für diejenige Zukunft, die zwar außerhalb unserer aktuellen Wirtschafts- und Lebensplanung liegt, in Jahren aber auch nicht weiter entfernt ist als Columbus' Reise in die Neue Welt.

Wirtschaftsmathematisch werden intertemporal (d. h. über Zeitabstände hinweg) zu vergleichende Werte mit exponentiell schrumpfenden Diskontfaktoren gewichtet. In üblichen Kosten-Nutzen-Analysen (etwa bei der Frage, ob sich eine bestimmte Investition rentieren werde oder nicht) werden konstante Diskontraten, die durch den marktüblichen Zinssatz bestimmt sind, für alle Güter angenommen. Obwohl ähnliche Ansätze auch bei Kosten-Nutzen-Rechnungen in der Klimadebatte verwendet wurden, ist ihre Gültigkeit im Falle der sehr langen Zeitskalen des Klimaproblems, die die üblichen Zeitskalen betrieblicher Investitionen um Größenordnungen übersteigen, doch mehr als fraglich.

Vermeidungskosten im Treibhausproblem fallen relativ kurz- und mittelfristig an, die Klimaschäden längerfristig. Bis die Klimaschäden in absoluten Zahlen groß geworden sind, sind ihre Kosten, in heutige Werte umgerechnet, durch Anwendung des wirtschaftsüblichen Diskontfaktors um Größenordnungen geschrumpft. Diskontierte Klimaschadenskosten spielen deshalb im Vergleich mit den Vermeidungskosten praktisch keine Rolle. Die Anwendung der Diskontierungsmethode auf das Klimaproblem führt also zwangsläufig in unhaltbare Widersprüche: Die wirtschaftlichste Lösung des Klimaproblems wäre danach eine „Klimakatastrophe“, deren (im Prinzip absehbare) Kosten in unseren heutigen Entscheidungen kaum zu Buche schlägen.

Wenn es stimmt, dass die meisten Menschen sich kaum zu einer Haltung „Nach mir die Sintflut“ bekennen würden, dann muss in der Übertragung des üblichen Diskontierungsverfahrens auf das Klimaproblem offensichtlich eine Inkonsistenz stecken. Diese liegt im

Ansatz, dass der Wert des Klimas für kommende Generationen im heutigen Vergleich genau so diskontiert wird wie ein verzinsbares Gut. Die intergenerationale Verzinsbarkeit der Naturschätze aber, einschließlich Arbeitsmodus des planetaren Klimasystems, konnte im Rahmen unserer Arbeit nicht abschließend diskutiert werden. Die zu Grunde liegende Frage nach dem Wert unseres Erbes bleibt damit offen.

4 Schluss

Die Gesamtbewertung des globalen (Klima-)wandels erforderte die interdisziplinäre Kopplung vergleichsweise niedrigdimensionaler Kompaktmodelle zum grundlegenden Studium elementarer Beziehungen zwischen Treibhauseffekt und Wirtschaftswachstum. Einfachstmögliche Modellansätze klärten die groben Strukturen des Problems und führten zu ebenso einfachen Kernaussagen über die Grenzen des Wachstums, die heutige Bewertung historischer Zukunft und die Machbarkeit langfristigen Klimaschutzes. Diese Kernaussagen konnten im Folgenden durch schrittweise Verfeinerungen der Modellkomponenten und entsprechende Zunahme der Modellkomplexität bestätigt werden:

Sensitivitätsstudien (Abschnitte 2.2 und 2.3; HiStiLoS und SIAM) zeigten die Abhängigkeit Kosten-Nutzen-optimierender Klimaschutzstrategien von grundsätzlichen Modellannahmen: Betrachteter Zeitrahmen, Reaktionszeit des Wirtschaftssystems, und insbesondere die ethische Bedeutung der Diskontierung langfristiger Schadenskosten. Das Klimamodul (Abschnitt 2.4; NICCS) illustriert die Zusammenhänge zwischen Treibhausgas-Emissionen und raumzeitlichem Klimawandel sowie das potenzielle Ausmaß des Wandels bei weiter wachsender Nutzung fossiler Brennstoffe. Das Wirtschaftsmodul (Abschnitt 2.5; MADIAM) veranschaulicht, in ähnlich niedrigdimensionaler Kompaktdarstellung, die Wachstumsgrenze des materiellen Versorgungsapparates der globalen Zivilisation und die Positionen und Einflussmöglichkeiten der Interessengruppen, insbesondere die Rolle der (Kohlenstoff-)Steuern und Investitionen sowie die grundsätzliche Machbarkeit ausreichender langfristiger Reduktion. Die Modellreihe lässt sich konsequent fortsetzen in Richtung wachsender Komplexität: Welthandel zwischen verschiedenen entwickelten Regionen, Konjunkturzyklen im Zusammenhang mit Klimaschutzmaßnahmen usw.

Es konnte gezeigt werden, dass die Wachstumsgrenze der fossilen Energieversorgung nicht durch Rohstoffverknappung erreicht wurde, sondern durch unvermeidbaren Abfall. Das Problem der Klimaänderung kann aber nicht unabhängig vom allgemeinen Problem der Nachhaltigkeit gesehen werden, sondern steht stellvertretend für eine große Zahl nicht ausschließlich klimatologischer Symptome des Wandels. Die Klima-

debatte dient somit auch als Kernbeispiel der allgemeineren Nachhaltigkeitsdebatte; der Kohlenstoffkreislauf steht dabei stellvertretend für die planetaren Stoffkreisläufe. Der gesamte Energie- und Materialumsatz einer idealen nachhaltigen Wirtschaft ist in die materiell-biologischen Kreisläufe des planetaren Gesamtmetabolismus eingebettet; er muss im Verhältnis zu diesem Gesamtmetabolismus gemessen werden, um die Ver- und Entsorgungskapazitäten des Lebens auf der Erde nicht zu überschreiten.

Literatur

ANISIMOV, O., F. NELSON, 1997: Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere: Results from transient general circulation models. *Climatic Change* **35** (2), 241-258.

AZAR, C., S. SCHNEIDER, 2002: Are the economic costs of stabilizing the atmosphere prohibitive? *Ecological Economics* **42**, 73-80.

BARTH, V., 2003: Integrated Assessment of Climate Change using Structural Dynamic Models. Examensarbeit **91**, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.

BERNER, R., 1997: The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO₂. *Science* **276** (5312), 544-546.

BROWN, P., 1997: Stewardship of climate, an editorial comment. *Climatic Change* **37**, 329-334.

BRUCKNER, T., G. HOOSS, H.-M. FÜSSEL, K. HASSELMANN, 2003: Climate system modeling in the framework of the tolerable windows approach: The ICLIPS climate model. *Climatic Change* **56**, Spezial ICLIPS Ausgabe, 119-137.

COSTANZA, R., R. D'ARGE, R. DE GROOT, S. FARBER, M. GRASSO, B. HANNON, K. LIMBURG, S. NAEEM, R. O'NEILL, J. PARUELO, R. RASKIN, P. SUTTON, M. VAN DEN BELT, 1997: The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature* **387**, 253-260.

CRYOGEN, 2001: Sicherheitsdatenblatt Kohlendioxid, fest (Trockeneis). Firma Cryogen Dry Ice Blasting, Littlehampton, West Sussex BN17 5DF, United Kingdom, <http://www.cryogenesis.uk.com/index.htm>

DOWLATABADI, H., M. MORGAN, 1993: Integrated Assessment of Climate Change. *Science* **259**, 1813 und 1932.

GANOPOLSKI, A., C. KUBATZKI, M. CLAUSSEN, V. BROV-KIN, V. PETUKHOV, 1998: The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science* **280**, 1916-1919.

GEFAHRSTOFFVERORDNUNG (GefStoffV), 1996: 6. neu bearbeitete Auflage. Deutscher Bundes-Verlag, <http://www.bundesanzeiger.de/>

HARVEY, L., 1989: Managing Atmospheric CO₂. *Clim. Change* **15**, 343-381.

HARVEY, L., Z. HUANG, 1995: Evaluation of the potential impact of methane clathrate destabilization on future global warming. *J. Geophys. Res.-Atmospheres* **100** (D2), 2905-2926.

HASSELMANN, K., 1990: How well can we predict the climate crisis. In H. SIEBERT, (Hrsg.), *Environmental Scarcity - The international dimension*, S. 165-183. *JCB Mohr*, Tübingen.

HASSELMANN, K., 1993: Optimal Fingerprints for the detection of time-dependent climate change. *J. Clim.* **6**, 1957-1971.

HASSELMANN, K., 1999: Linear and Non-linear Signatures of Climate Change. *Nature* **398**, 755-756.

- HASSELMANN, K., S. HASSELMANN, R. GIERING, V. OCAÑA, H. V. STORCH, 1997: Sensitivity study of optimal CO₂ emission paths using a simplified structural integrated assessment model (SIAM). *Climatic Change* **37**, 345-386.
- HASSELMANN, K., M. LATIF, G. HOOSS, C. AZAR, O. EDENHOFER, C. JAEGER, O. JOHANNESSEN, C. KEMFERT, M. WELP, A. WOKAUN, 2003: The challenge of long term climate change: discussion paper from the European Climate Forum. *Science magazine* **302**, 1923-1925.
- HEAL, G., 1997: Discounting and climate change, an editorial comment. *Climatic Change* **37**, 335-343.
- HEGERL, G., H. VON STORCH, K. HASSELMANN, B. SENTER, U. CUBASCH, P. JONES, 1996: Detecting greenhouse-gas induced climate change with an optimal fingerprint method. *J. Clim.* **9**, 2281-2306.
- HEGERL, G., K. HASSELMANN, U. CUBASCH, J. MITCHELL, E. ROECKNER, R. VOSS, J. WASZKEWITZ, 1997: Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change. *Climate Dynamics* **13**, 613-634.
- HOOSS, G., 2001: Aggregate models of climate change: development and application. Examensarbeit **83**, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- HOOSS, G., R. VOSS, K. HASSELMANN, E. MAIER-REIMER, F. JOOS, 2001: A Non-linear Impulse-response model of the coupled Carbon cycle-Climate System (NICCS). *Climate Dynamics* **18**, 189-202.
- HOUGHTON, J., L. MEIRA FILHO, B. CALLANDER, N. HARRIS, A. KATTENBERG, K. MASKELL (Hrsg.), 1996: Climate Change 1995: The science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Cambridge University Press, Cambridge (UK).
- KVENVOLDEN, K., 1993: Gas hydrates - geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics* **31** (2), 173-187.
- LEWALTER, D., C. GREYER, 2003: Abschlussbericht der qualitativen summativen Evaluation des Klimaspiels. Deutsches Museum, München.
- MEADOWS, D., D. MEADOWS, E. ZAHN, P. MILLING, 1972: The Limits to Growth. *Universe Books*, New York.
- MICHAELOWA, A., T. KOCH, 2001: Glossary of international climate policy terms. Hamburgisches Welt-Wirtschafts-Archiv (HWWA), Report **208**.
- NAKICENOVIC, N., R. SWART (Hrsg.), 2000: Special Report on Emission Scenarios IPCC, <http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk>.
- NORDHAUS, W., 1991: To slow or not to slow: the economics of the greenhouse effect. *Econ. J.* **101**, 920-937.
- NORDHAUS, W., 1997: Discounting in economics and climate change, an editorial comment. *Climatic Change* **37**, 315-328.
- OCAÑA, V., 2000: The potential influence of natural climate variability and uncertainty in the design of optimal greenhouse gas emission policies. Examensarbeit **78**, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- PEARCE, F., 1989: Methane locked in permafrost may hold key to global warming. *New Scientist* **121** (1654), 28-28.
- PETERS, R., T. LOVEJOY (Hrsg.), 1992: Global warming and biological diversity. *Yale University*, New Haven, Connecticut, USA.
- RAHMSTORF, S., 2000: The thermohaline ocean circulation: dangerous thresholds? *Climatic Change* **46**, 247-256.
- SCHEFFER, M., S. CARPENTER, J. FOLEY, C. FOLKE, B. WALKER, 2001: Catastrophic Shifts in Ecosystems. *Nature* **413**, 591-596.
- SCHELLNHUBER, H.-J., A. BLOCK, M. CASSEL-GINTZ, J. KROPP, G. LAMMEL, W. LASS, R. LIENENKAMP, C. LOOSE, M. LÜDEKE, 1997: Syndromes of Global Change. *Gaia* **6**(1), 19-34.
- SCHELLNHUBER, H.-J., J. KROPP, 1998: Geocybernetics: Controlling a complex dynamical system under uncertainty. *Naturwissenschaften* **85**, 411-425.
- SCHELLNHUBER, H.-J., A. BLOCK, H. HELD, M. LÜDEKE, O. MOLDENHAUER, G. PETSCHEL-HELD, 2001: Syndrome & Co.: Qualitative und semi-quantitative Ansätze in der Forschung zum Globalen Wandel. In: Proceedings der Tagung „Transsektorale Forschung zum Globalen Wandel“. Campus-Verlag, Frankfurt/Main.
- TAHVONEN, O., H. VON STORCH, J. VON STORCH, 1994: Economic efficiency of CO₂ reduction programs. *Clim. Res.* **4**, 127-141.
- THE AMSTERDAM DECLARATION ON GLOBAL CHANGE, 2001: Challenges of a Changing Earth. Open Science Conference, www.sciconf.igbp.kva.se/fr.html, Amsterdam, July 10-13.
- TÓTH, F., T. BRUCKNER, H.-M. FÜSSEL, 2000: Integrierte Abschätzung von Klimaschutzstrategien, Förderkennzeichen 01 LK 9605/0, Abschlussbericht. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam.
- Umweltbundesamt, 2000: Leitfaden für die Innenraumlufthygiene in Schulgebäuden. Berlin.
- VAUGHAN, D. G., J. R. SPOUGE, 2002: Risk estimation of collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *Climatic Change* **52** (1-2), 65-91.
- VON ROHR, G., 2003: Die Entwicklung der Universalhäfen zwischen Hamburg und Antwerpen. In: J. L. LOZÁN, E. RACHOR, K. REISE, J. SÜNDERMANN, H. VON WESTERNHAGEN (Hrsg.), 2003: Warnsignale aus Nordsee und Wattenmeer. Eine aktuelle Umweltbilanz, S. 102-106. Wissenschaftliche Auswertungen Hamburg in Zusammenarbeit mit GEO.
- WATSON, R., M. ZINYOWERA, R. MOSS, D. DOKKEN (Hrsg.), 1996: Climate Change 1995: Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the IPCC. IPCC, Cambridge University Press, Cambridge (UK).
- WEBER, M., V. BARTH, K. HASSELMANN, 2003: Endogenous and Exogenous Technological Development in the dynamic SIAM-2 two-actor economic module. Internal working paper.
- WEBER, M., 2004: A multi-actor dynamic integrated assessment model (MADIAM). *Berichte zur Erdsystemforschung des Zentrums für marine und atmosphärische Wissenschaften Hamburg (ZMAW); Dissertation Univ. Hamburg*, im Druck.
- WEBER, M., V. Barth, K. Hasselmann, 2004: A multi-actor dynamic integrated assessment model (MADIAM) of induced technological change and sustainable economic growth. *Ecol. Econ.*, im Druck.
- WEYANT, J., 2000: An introduction to the economics of climate change policy. Pew Center on Global Climate Change, 2101 Wilson Blvd., Suite 550, Arlington, VA 22201, USA; <http://www.pewclimate.org/>.

32 H. GRAßL Reaktion der Weltöffentlichkeit auf Klimamodell- ergebnisse

Bedeutung anthropogener Klimaänderungen

Klima schwankt auf allen Zeitskalen von Jahreszeiten bis zu Milliarden von Jahren. Es ist daher sehr häufig das Argument vorgebracht worden, dass angesichts der massiven Klimaänderungen, z. B. zwischen Eiszeit und Zwischeneiszeit, der Einfluss des Menschen zweitrangig sein müsste. Dabei werden allerdings die Zeitskalen vermengt. So braucht der vergleichsweise rapide Zerfall großer Inlandeismassen in der Größenordnung 10.000 Jahre und die anthropogenen Klimaänderungen wie sie in diesem Heft beschrieben worden sind, werden in ein Jahrhundert gepackt und sie erreichen ohne spezielle Klimaschutz-Maßnahmen die gleiche Größenordnung. Sie laufen also viel rascher als die natürlichen Veränderungen ab und sind deshalb besonders bedrohend. Häufig wird auch argumentiert, dass es rapide natürliche Klimaumschwünge gegeben habe, z. B. den Stopp der thermohalinen Zirkulation im nördlichen Nordatlantik vor etwa 12.000 Jahren und die Austrocknung der Sahara vor etwa 5.500 Jahren (siehe Beitrag von Claußen, Kapitel 18 in Heft 2). In diesen Fällen kam es zu massiven *regionalen* Klimaänderungen, jedoch nicht zu starken globalen.

Auch Vulkanausbrüche (siehe Beitrag von Graf, Kapitel 7 in Heft 1) haben das Potenzial zu globalen Klimaänderungen. Diese Ereignisse dauern jedoch nur wenige Jahre und erreichen selten Werte von 0,5 °C mittlerer globaler Abkühlung an der Erdoberfläche. Die angelaufenen und sich bei Nichtstun noch beschleunigenden Klimaänderungen durch den Menschen sind also ein zentrales Umweltproblem des 21. Jahrhunderts, und es gibt auch keine Analogien dafür aus der Klimageschichte. Erstens, weil noch nie seit vielen Hunderttausend Jahren der Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre bei Anwesenheit von Inlandeis so hoch war wie heute und zweitens, weil die Konstellation der Erdbahnparameter in den vergangenen drei Zwischeneiszeiten eindeutig anders war. Wir nähern uns langsam in den kommenden zigtausend Jahren einer Kreisbahn um die Sonne, dem Minimum der Erdachsenneigung zur Bahnebene um die Sonne (etwa 22°), und die nördliche Erdhälfte wird noch einige tausend Jahre geringer bestrahlt als die südliche, weil wir derzeit am 4. Januar der Sonne am nächsten sind.

Modelle als Werkzeuge für Entscheidungen

Zukünftiges Klima kann daher nur mit gekoppelten Atmosphäre/Ozean/Land-Modellen abgeschätzt werden, die mit Daten der Klimageschichte getestet wor-

den sind. Zuverlässige Testdaten für die Modelle gibt es allerdings nur etwa seit 150 Jahren. Weiter zurückgehende indirekte Daten haben, je weiter man zurückblickt, umso größere Fehlerbalken und konnten erst jüngst zeitlich so eingeordnet werden, dass sie als Testdaten prinzipiell geeignet sind. Gleichzeitig können dafür wegen der Jahrtausende umfassenden Simulationszeit nur vergrößerte Modelle verwendet werden; sie heißen im Fachjargon Modelle mittlerer Komplexität. Die für die Extrapolation ins 21. Jahrhundert verwendeten Modelle sind daher mit raschen (regionalen) Klimaänderungen aus der Klimageschichte noch nicht getestet, sie haben aber die Änderungen im 20. Jahrhundert nachvollzogen, können heutiges Klima gut nachbilden und sind auch schon fähig, die kleine Eiszeit nachzuvollziehen (siehe Beitrag von Cubasch, Kapitel 6 in Heft 1). Außerdem konnten sie schon vor etwa 10 Jahren die veränderte atmosphärische Zirkulation nach Vulkanausbrüchen (siehe Beitrag von Graf, Kapitel 7 in Heft 1) sowie die Folgen der Ölbrände in Kuwait 1991 realistisch einschätzen (BAKAN et al. 1991a, b). Sie sind also ein brauchbares Werkzeug, um politik-relevante Information zu liefern, sofern man sie nicht überinterpretiert, d. h. keine regionalen Aussagen auf zu kleiner Skala extrahiert.

Wie hat die Öffentlichkeit reagiert?

Als einige weltweit geachtete Wissenschaftler 1985 nach einer Konferenz in Villach, Österreich, sich an die Öffentlichkeit wandten und davon sprachen, dass durch wahrscheinlich bevorstehende Klimaänderungen durch den Menschen all unsere Infrastruktur gefährdet sei, beruhte diese Warnung auf so genannten Gleichgewichtsmodellen. Diese waren dreidimensionale allgemeine Zirkulationsmodelle der Atmosphäre mit einer angekoppelten, aber nicht strömenden Deckschicht des Ozeans. Sie reagierten bei fest vorgegebener Konzentrationserhöhung des Kohlendioxids mit einer mittleren Temperaturerhöhung an der Oberfläche und in der unteren Atmosphäre sowie einer Abkühlung in der Stratosphäre.

Die Warnung aktivierte zwei Institutionen der Vereinten Nationen, nämlich die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) in Genf und das Umweltprogramm der Vereinten Nationen (UNEP) in Nairobi. Beide beriefen den Zwischenstaatlichen Ausschuss über Klimaänderungen (IPCC = Intergovernmental Panel on Climate Change) im November 1988 zum ersten Mal nach Genf ein, der beauftragt wurde, bis zur zweiten Weltklimakonferenz im Herbst 1990 einen bewertenden

Bericht zum Thema Klimaänderungen durch den Menschen zu liefern. Das Ministertreffen bei dieser Konferenz beauftragte wiederum die Regierungen bis zum Erdgipfel in Rio de Janeiro im Juni 1992 eine unterschriftsreife Rahmenkonvention zu Klimaänderungen vorzulegen. Was hatte die Minister dazu bewegt? Drei Befunde, nämlich erstens die Beobachtung einer anthropogenen Erhöhung der Konzentration der langlebigen Treibhausgase in der Atmosphäre (CO₂ nahm in den 80er Jahren mit 0,5 % pro Jahr zu, Methan mit 1 % und Lachgas mit 0,25 %), zweitens die hohe Korrelation zwischen mittlerer Temperatur an der Erdoberfläche und den Treibhausgasen CO₂ und Methan seit etwa 160 000 Jahren sowie drittens die mit Klimamodellen berechnete Erhöhung der Temperatur um 1,5 °C bis 4,5 °C bei einer Verdopplung der CO₂-Konzentration. Im Jahre 1992 wurde dann auch die Klima-Rahmenkonvention in Rio de Janeiro von 154 Ländern gezeichnet. Sie trat 1994 im März in Kraft. Bereits bei der ersten Vertragsstaatenkonferenz März/April 1995 in Berlin wurde ein völkerrechtlich verbindliches Protokoll zu Emissionsreduktionen gefordert, weil die vage formulierte Verpflichtung, im Jahre 2000 nicht mehr CO₂ als 1990 zu emittieren, als nicht zielführend erkannt worden war.

Mit dem zweiten bewertenden Bericht des IPCC kam im Dezember 1995 ein weiteres, den Laien eher überzeugendes Element hinzu: *The balance of evidence suggests a discernible human influence on global climate*. Also war das anthropogene Signal in den Messungen der oberflächennahen Lufttemperatur entdeckt und zwar auf der Basis eines Vergleiches mit den gekoppelten Atmosphäre/Ozean/Land-Modellen, die zeigen konnten, dass im späten 20. Jahrhundert der Einfluss des Menschen auf die Temperaturmuster an der Oberfläche und in der Atmosphäre aus den natürlichen Schwankungen statistisch signifikant herauswuchs. Klaus Hasselmann, der Gründungsdirektor des Max-Planck-Instituts für Meteorologie, war im März 1995 der erste, der dies bei einer Pressekonferenz mit dem Forschungsminister öffentlich machte.

Diese wissenschaftliche Erkenntnis wurde von der Weltöffentlichkeit im Dezember 1997 mit dem Kioto-Protokoll zur Klimarahmenkonvention beantwortet. In ihm verpflichteten sich die Industrieländer zu Reduktionen von Treibhausgasemissionen in einem ersten Schritt bis 2012 um im Mittel etwa 5 %. Obwohl der dritte bewertende Bericht des IPCC im Jahre 2001 sogar eine Zuordnung von Einflussfaktoren auf Klimaänderungen vornehmen konnte, ist das Kioto-Protokoll noch immer nicht völkerrechtlich verbindlich, weil die USA durch Präsident Bush ausgestiegen sind und Russland noch pokert, so dass trotz Ratifizierung durch über 100 Länder erst 44 % der weltweiten CO₂-Emissionen im Jahre 1990 statt der geforderten 55 % erreicht worden sind. Dennoch hat die Europäische Union ihre Politik auf das Kioto-Protokoll eingestellt und ab Januar 2005 führt sie nach Beschluss des Euro-

päischen Parlaments für etwa 10.000 Hauptemittenten Emissionshandel ein, um der Industrie in Richtung emissionsarme Techniken Anreize zu geben und sie so noch wettbewerbsfähiger zu machen.

In Deutschland hat jüngst der Wissenschaftliche Beirat der Bundesregierung ‚Globale Umweltveränderungen‘ (WBGU) in seinem Hauptgutachten ‚Energiewende zur Nachhaltigkeit‘ (WBGU 2003) gezeigt, dass die ‚Quadratur des Kreises‘, nämlich gleichzeitig Klimaänderungen zu dämpfen und jedem Menschen den Zugang zu ausreichend Energie für eine nachhaltige Entwicklung zu geben, machbar und finanzierbar ist. Es ist langfristig billiger, die Energieversorgung wesentlich mit erneuerbaren Energieträgern aufzubauen, als weiterhin bei Einsatz von Erdöl und Kohle die großen Umweltprobleme mitbekämpfen zu müssen. Entscheidende Voraussetzung für diesen Umbau der Energieversorgung ist die Internalisierung externer Kosten oder die Annäherung an das Verursacherprinzip.

Literatur:

- BAKAN, S., A. CHLOND, U. CUBASCH, J. FEICHTER, H. F. GRAF, H. GRABL, K. HASSELMANN, I. KIRCHNER, M. LATIF, E. ROECKNER, U. SCHLESE, D. SCHRIEVER, I. SCHULT, U. SCHUMANN, F. SIELMANN, W. WELKE, 1991a: Auswirkungen von Ölbränden in Kuwait auf das Globalklima - ein Bericht über die Hamburger Experimente. Meteorologisches Institut der Universität und Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 54 S., 142 S.
- BAKAN, S., A. CHLOND, U. CUBASCH, J. FEICHTER, H. F. GRAF, H. GRABL, K. HASSELMANN, I. KIRCHNER, M. LATIF, E. ROECKNER, U. SCHLESE, D. SCHRIEVER, I. SCHULT, U. SCHUMANN, F. SIELMANN, W. WELKE, 1991b: Climate response to smoke from the burning oil wells in Kuwait. *Nature* **351**, 367-371.
- IPCC, 2001: Climate Change: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report (TAR), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 881 S.
- WBGU, 2003: Welt im Wandel - Energiewende zur Nachhaltigkeit, Springer Verlag, Berlin - Heidelberg, ISBN 2-540-40160-1. Alle Gutachten können unter www.wbgu.de im Internet gefunden und ausgedruckt werden.

Blick nach draußen



Das Tschechische Hydrometeorologische Institut

- Ein Beispiel für integrierte Dienstleistungen -

Meilensteine der Geschichte

Das ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (ČHMÚ) erfüllt zum einen alle Aufgaben eines Nationalen Wetterdienstes, zum anderen aber auch Pflichten aus dem Bereich der Luftreinhaltung. Eine derartig breit gefächerte Aufgabenpalette ist für einen Nationalen Wetterdienst eher ungewöhnlich. Das Tschechische Hydrometeorologische Institut hat sich in mehreren größeren Etappen zu dem hochgradig integrierten Wetterdienst entwickelt, wie er sich heute darstellt. Nachdem die regelmäßige Wetterbeobachtung bereits im 18. Jahrhundert begonnen hatte, wurden im Jahre 1851 unter der österreichisch-ungarischen Monarchie staatliche Dienststellen für Meteorologie und Hydrologie eingerichtet, die ihre Tätigkeit nach 1918 in der neu gegründeten Tschechoslowakei weiterführten. Das entscheidende Jahr war 1954, das Jahr, in dem Hydrologie und Meteorologie unter dem Dach einer einzigen Institution mit den drei Kernaufgabenbereichen Klimatologie, Hydrologie/Synoptik und Flugmeteorologie zusammengelegt wurden und die Mitarbeiterzahl auf über 700 anstieg. Dies blieb so bis ins Jahr 1968, wobei im Laufe der Zeit mit dem Hinzukommen neuer Aufgaben und der Einrichtung neuer Arbeitsplätze (hydrometeorologische Regionalzentren inbegriffen) die Mitarbeiterzahl auf 995 anwuchs.

Im Jahre 1967 wurden die Aufgabenbereiche des ČHMÚ mit dem neuen Gesetz Nr. 35/1967 zur Luftreinhaltung um den Bereich der Überwachung der Luftqualität (einschließlich der dazugehörigen

Forschung, Überwachung und Vorhersage der verschiedenen Luftverschmutzungsgrade und der Frage nach den Hauptquellen von Schadstoffemissionen) erweitert. Damit hatte das ČHMÚ seinen heutigen Status einer staatlichen, zentralen Institution erreicht und ist nun auf den Gebieten Meteorologie, Klimatologie, Hydrologie (einschließlich Wasserqualität) und Luftreinhaltung tätig. Mit anderen Worten: Hauptaufgabe des ČHMÚ ist inzwischen die Überwachung und Vorhersage des Zustands von Atmosphäre und Hydrosphäre hinsichtlich sowohl kurzfristiger Veränderungen als auch zu erwartender Langzeitentwicklungen. Die Zentrale des ČHMÚ hat ihren Sitz in Prag zu einem Teil in dem historischen Schloss im Ortsteil Komořany (Abb. 1), der anderer Teil befindet sich in der Nähe in neuen Gebäuden.



Abb. 1: Zentrale des ČHMÚ im historischen Schloss in Prag Komořany.

Im Zusammenhang mit dem Zusammenschluss der tschechoslowakischen Föderation im Jahre 1969 wurde das damalige Institut in zwei voneinander unabhängige Einrichtungen aufgespalten, und zwar in das für den tschechischen Teil zuständige Tschechische Hydrometeo-

rologische Institut (ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV, ČHMÚ) und das slowakische Pendant SLOVENSKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV (SHMÚ). In beiden Einrichtungen wurden alle drei Hauptaufgabenbereiche kontinuierlich ausgebaut und die technischen Funktionen erweitert. Wegen der neuen Lage in Zentral- und Osteuropa nach 1989 beschleunigte sich die Fortentwicklung beider Wetterdienste. Seit Auflösung der Tschechoslowakischen Föderation in zwei voneinander unabhängige Staaten arbeiten auch die beiden Wetterdienste völlig unabhängig von einander.

1993 änderte sich der Status des Tschechischen Hydrometeorologischen Instituts und aus einer reinen Regierungsbehörde wurde eine teilrechtsfähige Anstalt im Bereich des tschechischen Umweltministeriums.

Seither nutzt das ČHMÚ ähnlich anderer nationaler Wetterdienste in der EU seine Fähigkeiten für kommerzielle Zwecke. In den letzten Jahren haben die kommerziellen Aktivitäten dazu beigetragen, ca. 20 % der Gesamtausgaben des Instituts abzudecken.

Entsprechend der Satzung erfüllt das ČHMÚ derzeit die im Folgenden aufgeführten Kernaufgaben:

- **Meteorologie und Klimatologie**
 - Messen und Beobachten der Prozesse in der Atmosphäre
 - Verarbeitung und Nutzung der erhobenen Daten für die Belange des Vorhersage- und Warndienstes und der zivilen Luftfahrt sowie für die Zusammenarbeit mit dem Wetterdienst der tschechischen Armee
 - Erhebung von Klimadaten sowie deren Verarbeitung in einer Klima-Datenbank für die Bedürfnisse der Klimatologie
 - Übermittlung von Daten
- **Hydrologie**
 - Überwachung und Bewertung des Bodens und des Grundwassers hinsichtlich Quantität und Qualität (in Zusammenarbeit mit den Wasserverbänden und dem Forschungsinstitut für Wasserwirtschaft T.G. Masaryk [Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, VÚV]), Aufbau und Verwaltung einer hydrologischen Datenbank
 - Statistiken zum Wasserhaushalt
 - Hochwasservorhersage (im Rahmen des integrierten Vorhersage- und Warndienstes des ČHMÚ und in Zusammenarbeit mit den Wasserverbänden)

• **Überwachung der Luftqualität**

- Erfüllung der aus dem Gesetz zur Luftreinhaltung Nr. 86/2002 erwachsenden Aufgaben
- Überwachung der Luftqualität in einem nationalen Netz zur Erfassung der Luftverschmutzung gemäß Regierungsverordnung Nr. 350/2002 über die Grenzwerte für die Verschmutzung der Umgebungsluft und die Bedingungen und Methoden zur Erfassung, Aus- und Bewertung sowie Überwachung der Luftqualität
- Aufbau und Pflege eines Verzeichnisses der Emissionsdaten
- Administrator und Operator des Informationssystems für Luftqualität ISKO (Informační systém kvality ovzduší) sowie des tschechischen Registers für Luftverunreinigungen und Quellen der Luftverunreinigung REZZO
- Betrieb von Smog-Warn- und Regulierungssystemen gemäß Bekanntmachung des Umweltministeriums Nr. 553/2002

Vorhersage- und Warndienst

Der Vorhersage- und Warndienst hatte wegen der rechtzeitigen Herausgabe von Warn- und Alarmmeldungen an die Öffentlichkeit und Katastrophenschutzstäbe bei den katastrophalen Hochwassern von 1997 und ganz besonders von 2002 eine entscheidende Rolle inne. Gerade in dem Jahr war der Vor-

hersage- und Warndienst mit seiner neuen integrierten Struktur (in Zusammenarbeit mit dem Wetterdienst der tschechischen Armee und den Wasserverbänden) auf der Grundlage der 2001 neu verabschiedeten Gesetze voll in das neue nationale Krisenmanagement und das Integrierte Rettungswesen IZS (Integrovaného Záchraného Systému) eingegliedert worden (siehe Abb. 2). Warnmeldungen vom Vorhersage- und Warndienst werden mit Hilfe der Hauptbetriebszentrale entsprechend der Hochwasserschutzpläne und unter direkter Aufsicht der Hochwasserschutzbehörden über die regionalen Betriebszentralen der Feuerwehren und Rettungsdienste an die untergeordneten Ebenen des Krisenmanagements, wie z. B. regionale und kommunale Verwaltungsbehörden, und dann an die Öffentlichkeit weitergeleitet. Abb. 2 zeigt auch, dass in einigen dringenden Fällen wie z. B. Hochwasser die zusätzliche direkte Verbreitung von Warnmeldungen über die Medien und auch das Internet sehr hilfreich sein können.

Der Vorhersage- und Warndienst besteht derzeit aus einem Zentralen Vorhersagebüro CPP (Centrální Předpovědní Pracoviště) in Prag und sechs Regionalen Vorhersagebüros in den Regionalniederlassungen des ČHMÚ (Abb. 3). Verwendet werden Multisensor-Beobachtungsdaten (Niederschlag, Abflussmengen), Daten aus dem weltweiten Fernmeldesystem GTS der WMO sowie Daten moderner Fern-

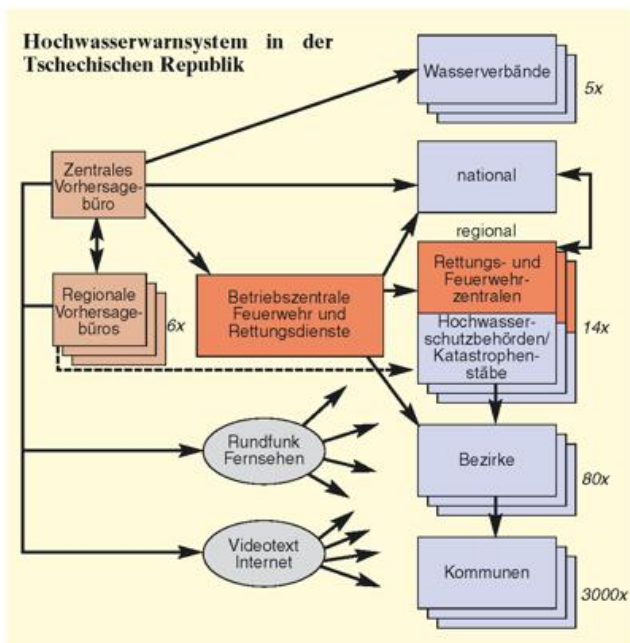


Abb. 2: Vernetzung des Vorhersage- und Warndienstes mit dem nationalen Krisenmanagement (Notfallwesen).

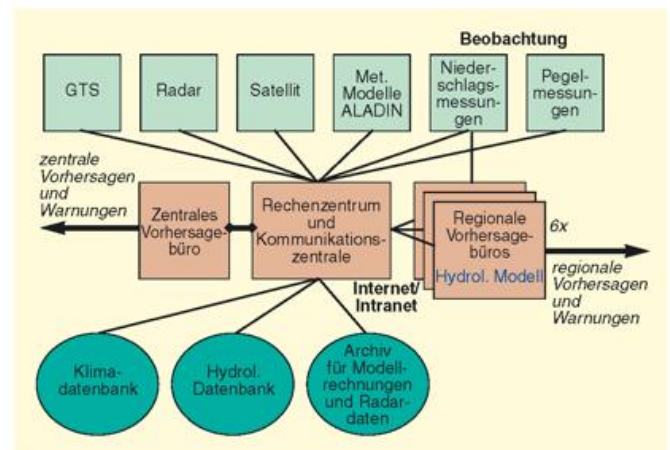


Abb. 3: Aufbau des Vorhersage- und Warndienstes beim Tschechischen Hydrometeorologischen Institut.

erkundungssysteme wie Wetterradar und Wettersatelliten (insbesondere für den Bereich des Nowcasting). Darüber hinaus werden für die Vorhersage von Starkniederschlägen routinemäßig auch numerische Wettervorhersagemodelle eingesetzt und Hochwasservorhersagen mit einer größeren Vorwarnzeit sind möglich. Im Bereich der Hydrologie beinhaltet die Arbeit des Vorhersage- und Warndienstes sowohl im Zentralen Vorhersagebüro als auch in den Regionalbüros den operationellen Betrieb von hydrologischen Modellen für die Hauptflüsse des Landes.

Gerätschaften, Ausstattung, Technologien und Produkte

Der tschechische Wetterdienst verfügt in der Zentrale in Prag, den sieben Regionalniederlassungen, den fünf Observatorien, den fünf Flugwetterdienststellen und den 15 hauptamtlichen Wetterstationen insgesamt über 800 Mitarbeiter, die von fast 3.000 ehrenamtlichen Beobachtern unterstützt werden. Das Anlagevermögen beläuft sich auf über 1,7 Mrd. CZK (etwa 53,6 Mill. €) und jedes Jahr werden über 100 Millionen CZK (etwa 3,2 Mill. €) in neue Anlagevermögen investiert. Die Einnahmen des ČHMÚ aus kommerziellen Tätigkeiten decken ca. 20 % des Haushalts ab, die restlichen 80 % werden vom Staat abgedeckt.

- *Beobachtungsnetze:* Bereits alle hauptamtlichen Wetterstationen, 40 % der Klimastationen und 10 % der Niederschlagsmessstationen im Oberflächengewässermessnetz sowie 63 % der 500 Oberflächengewässer- und 14 % der 2000 Grundwasser-Messstationen sind automatisiert. Das Messnetz zur Überwachung der Luftqualität umfasst 64 automatische Überwachungsstationen, 13 spezielle Ozon-Messstationen und vier automatische Stationen zur Überwachung des Schadstoffausstoßes im Straßenverkehr. 30 Stationen sind mit Personal besetzt.
- Die *sieben Regionalniederlassungen* verwalten und unterhalten Stationsnetze, führen Spezialmessungen durch (Abb. 4) und arbeiten mit den staatlichen Verwal-



Abb. 4: Wasserabflussmessungen mit einem modernen Messgerät an der Karlsbrücke (Hochwasserkatastrophe 2002).

tungsbehörden in den Regionen zusammen.

- Das ČHMÚ betreibt mehrere *Observatorien* zur Messung von Ozonwerten und Sonnenstrahlung, zur Überwachung von Umweltqualität, zur Beobachtung der Grenzschicht und Durchführung von SODAR-Messungen sowie für Zwecke der Agrar- und Biometeorologie. Zwei Observatorien sind direkt den Kernkraftwerken zugeordnet.
- Das ČHMÚ verfügt über zwei *Wetterradars*, die dem zentraleuropäischen Radarverbund CERAD (Central European Radar Network) angeschlossen sind, und einen neuen *NEC SX-6 Supercomputer* (32 Gflops) für den Betrieb numerischer Wettermodelle. Des weiteren wird für alle drei Hauptarbeitsbereiche eine auf der Grundlage von ORACLE-Produkten aufgebaute Datenbasis betrieben.
- *Numerische Wetter- und Klimamodelle:* Seit 1990 ist das ČHMÚ an dem französischen ALADIN-Projekt zur Entwicklung eines regionalen Vorhersagemodells beteiligt (Abb. 5). Das ČHMÚ hatte dieses Modell im Rahmen der internationalen LACE-Kooperation (1998-2002) operationell betrieben. Seit 2003 hat das Projekt eine mehr forschungsorientierte Ausrichtung und es wurde ein neues Projekt zur Entwicklung eines verbesserten Modells mit einer angestrebten Auflösung von 2,5 km ins Leben gerufen.
- Für die *numerische hydrologische Modellierung* werden hydrologische Simulationsverfahren und Vorhersagemodelle für die

Hauptflüsse eingesetzt, bei denen meteorologische Eingaben einschließlich gesammelter Informationen aus dem Radarnetz, von den geostationären METEOSAT-Wettersatelliten und den Blitzortungssystemen Verwendung finden. Zur besseren Übersicht können Orographie, das Flussnetz, Abflussgebiete und einzelne Bezirke angezeigt werden.

- Die Abteilung *Flugmeteorologie* wurde vom Flughafen Prag in die Zentrale des ČHMÚ verlagert. Der Flugwetterinformationsdienst des Landes wurde erst kürzlich umfassend optimiert.
- Gerade hat das ČHMÚ das nationale automatisierte Netz zur Erfassung von Luftverschmutzungen mit Mitteln aus dem PHARE-Hilfsprogramm auf „moderne“ Schadstoffe, wie z. B. Ozon oder organische Substanzen, nachgerüstet und setzt zunehmend Schadstoffausbreitungsmodelle ein.

Produkte und Dienstleistungen des ČHMÚ

Das ČHMÚ gibt Nowcasting- sowie kurz- und mittelfristige Vorhersagen heraus und bietet verschiedene Fernerkundungsdaten und andere Arten von Daten an. Die Hydrologen erstellen anhand ausgewählter Flussmessungen Wasserstandsmeldungen und hydrologische Vorhersagen für das Hochwasserwarnsystem, dessen Informationen regelmäßig auf den Internetseiten des

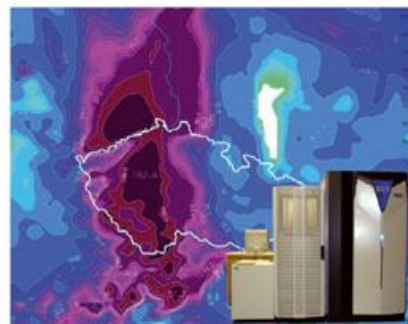


Abb. 5: Vorhersage des Gesamtniederschlags in der Tschechischen Republik und den Nachbarländern für den Zeitraum 12.08.2002 00:00 UTC bis 13.08.2002 06:00 UTC aus dem ALADIN-Modell. Unten rechts: NEC SX-6 Supercomputer für den Modell-Betrieb.

ČHMÚ veröffentlicht werden (Abb. 6). Die hydrologischen Daten und Vorhersagen werden gemäß den jeweiligen Vereinbarungen über die Zusammenarbeit an den Grenzgewässern an die Nachbarländer weitergegeben. Wichtigster Nutzer bleibt weiterhin die zivile Luftfahrt, seit kurzem gewinnt auch der Bereich Straßen-Winterdienst an Bedeutung.

Als nationaler Wetterdienst unterhält das ČHMÚ Datenbanken zu Klima, Wasser, Luftverschmutzung und Schadstoffemissionen. Das ČHMÚ ist auch an der Erstellung der nationalen Beiträge gemäß der Rahmenvereinbarung zum Klimawandel und an der Entwicklung des regionalen Klimamodells beteiligt. Es verfügt über einen Eigenverlag und veröffentlicht Fachpublikationen, Bulletins und Zeitschriften wie den *Agrometeorological Newsletter*, Jahrbücher zu Hydrologie und Luftverschmutzung sowie die *Meteorological News*, eine Fachzeitschrift, die seit 1947 erscheint. Das Informationsmaterial des ČHMÚ ist in einer Auswahl auf der Internetseite <http://www.chmi.cz> verfügbar.

Forschung und Entwicklung

Neben dem Angebot an Daten und Dienstleistungen wird im ČHMÚ im Rahmen von nationalen und internationalen Projekten in allen

drei Hauptaufgabenbereichen auch Forschung betrieben. Jüngste staatliche Projekte von Bedeutung sind z. B. die „Evaluierung der Hochwasserlage vom Juli 1997“ und die „Evaluierung der Hochwasser-Katastrophe im August 2002“, die beide eine umfassende Evaluierung der Katastrophenfälle geben.

Der Schwerpunkt der Forschung im Bereich Meteorologie liegt auf der Entwicklung des dynamischen Teils des Limited Area-Modells ALADIN (einschließlich der klimatologischen Versionen dieses Modells). Weitere Schwerpunkte sind: schwere Stürme, Entwicklung einer Methodologie für die Evaluierung von Dürreperioden und operationelle Modellierung der radionuklidischen Dispersion in der Atmosphäre im Hinblick auf die nukleare Sicherheit. Das Sonnen- und Ozon-Observatorium führt für das europäische Ozon-Kalibrierzentrum (European Ozone Calibration Centre) und die Europäische Kommission verschiedene Projekte durch.

Die Forschungstätigkeit auf dem Gebiet der Hydrologie befasst sich hauptsächlich mit den hydrologischen Aspekten von Hochwasserschutz und -kontrolle einschließlich Modellierung, Verbesserung der Hochwasservorhersagedienste und Schutz von Oberflächengewässern

und Grundwasser in eingebundenen Wassereinzugsgebieten. Gemäß der EU-Wasserrahmenrichtlinie Nr. 2000/60/EC zur gemeinsamen Wasserpolitik hat das ČHMÚ eine Methodologie zur Beurteilung des Zustands von Oberflächengewässern und Grundwasser entwickelt, in der auch das Auftreten schädlicher Substanzen in der Hydrosphäre enthalten ist.

Zum Thema Luftreinhaltung haben die Forscher des ČHMÚ an der Bereitstellung von Informationen für die Erarbeitung von Strategien zur Luftreinhaltung in Ballungsgebieten, an der Modellierung der verschiedenen Emittenten und ihrer Beteiligung an der Luftverschmutzung (Abb. 7) gearbeitet; sie unterstützen die Arbeit der Europäischen Umweltagentur EEA auf dem Gebiet der Luftreinhaltung und erarbeiteten Emissionsverzeichnisse sowie verschiedene Projekte zu den wissenschaftlichen und fachlichen Aspekten des EU-Beitritts.

Nationale und Internationale Kooperationen

Das ČHMÚ arbeitet schon immer mit zahlreichen Dienststellen und Einrichtungen in der Tschechischen Republik zusammen, z. B. dem Wetterdienst der tschechischen Armee, dem Slowakischen Hydrometeorologischen Institut in Bratislava (bis

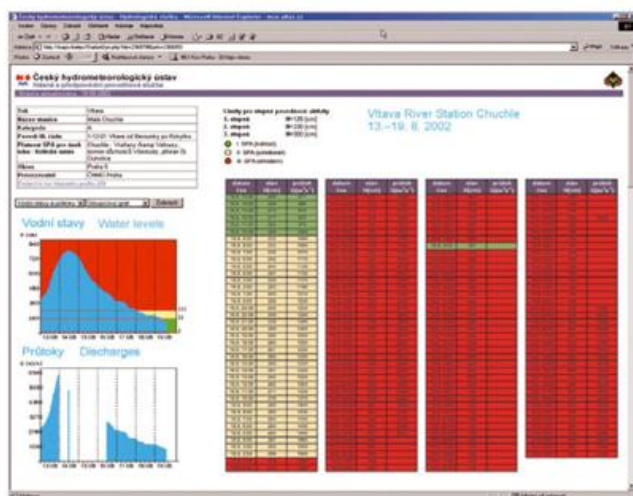


Abb. 6: Webseite des ČHMÚ mit Tabellen zu Wasserabfluss und Wasserständen in der Messstation Malá Chuchle bei Prag für den Zeitraum der Hauptflutwelle zwischen dem 13. und 19. August 2002. Die Hochwasserschutstufen werden farblich hervorgehoben: niedrig = grün, mittel = gelb, hoch = rot.

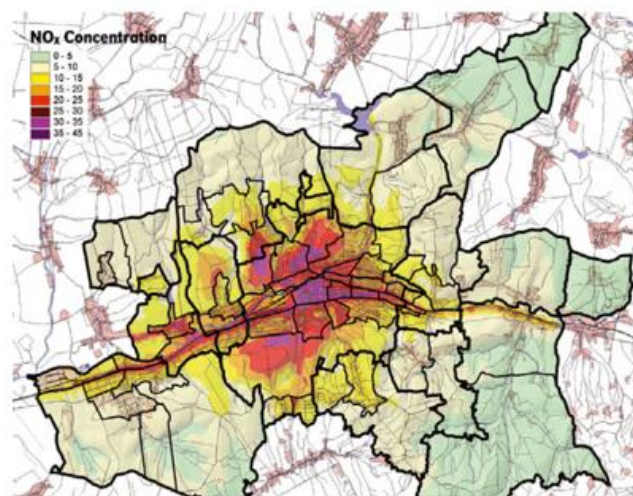


Abb. 7: NO_x-Konzentrationen im Jahresdurchschnitt (in µg/m³), ermittelt durch ein Modell mit verfeinerter Auflösung für die hohen Konzentrationsgefälle im Bereich der Stadt Zlín.

1969 gehörten die beiden Institute sogar zusammen), Universitäten und Instituten der tschechischen Akademie der Wissenschaften, dem Forschungsinstitut für Wasserwirtschaft T.G. Masaryk, den Wasserverbänden usw. Die Fachleute des ČHMÚ nehmen auch an den Aktivitäten anderer Organisationen teil, wie z. B. an dem Nationalen Klimaprogramm, dem Nationalen Komitee für Katastrophenvorsorge, der Hydrologie-Kommission für die UNESCO und vielen anderen.

Das ČHMÚ ist an dem internationalen Austausch von Daten und Produkten und an den Aktivitäten zahlreicher internationaler Organisationen beteiligt, wie der Weltorganisation für Meteorologie WMO, der Organisation für internationale Zivilluftfahrt ICAO, der UNESCO, der Europäischen Organisation zur Nutzung von meteorologischen Satelliten EUMETSAT, des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage EZMW, der UN-Wirtschaftskommission für Europa ECE, der Europäischen Umweltagentur EEA. Weiterhin wird an vielen internationalen Programmen wie dem Europäischen Zusammenarbeitsprogramm im Bereich der wissenschaftlichen und technischen Forschung COST, dem Verbund Europäischer Wetterdienste EUMETNET usw. mitgearbeitet. Auch hat es in allen drei Hauptaufgabengebieten stets eine enge bilaterale Zusammenarbeit mit den Nachbarländern, mit Frankreich, den USA und anderen Ländern gegeben.

Seit 1996 gewährt das ČHMÚ Entwicklungsländern Unterstützung (durch Organisation von Fortbildungslehrgängen und Hilfe bei der Installation und Kalibrierung von Geräten sowie bei der Implementierung moderner Datenbanksysteme, wie z. B. CLICOM und CLIDATA, usw.). Jüngst hat das ČHMÚ an den EU-Rahmenforschungsprogrammen 5 und 6 teilgenommen und auch die EU-Unterstützungsprogramme PHARE¹ und ISPA²

zur Verbesserung der Infrastruktur in Anspruch genommen. Viele der Tätigkeiten wurden im Vorfeld des Beitritts der Tschechischen Republik zur EU im Mai 2004 deutlich intensiviert.

Das ČHMÚ - ein meteorologisch-hydrologischer Dienstleister - und die EU

Der integrierte Charakter des Tschechischen Hydrometeorologischen Instituts mit seinen Dienstleistungen zu Meteorologie, Hydrologie und Luftreinhaltung hat sich als sehr vorteilhaft herausgestellt. In letzter Zeit verfolgt auch die WMO zunehmend diesen Ansatz der Integration und hat mit der Erweiterung ihrer Aktivitäten um die beiden Bereiche Hydrometeorologie und Umwelt begonnen. Seit dem 14. Kongress im Jahre 2003 verwendet die WMO in ihrer offiziellen Bezeichnung die Untertitel „Wetter, Klima, Wasser“. Die Idee der Integration entspricht auch der Vision von Gordon A. McBean, dem ehemaligen Direktor des Kanadischen Wetterdiensts, der in seinem Artikel über die Wettervorhersage im 21. Jahrhundert wie folgt schreibt: „Die Zukunft wird ein integriertes Beobachtungssystem sein - ein optimiertes Netz zur Gewinnung reichhaltiger Daten zu Atmosphäre, Wasser, Erdoberfläche und Ozeanen, anhand derer die wachsenden Bedürfnisse der verschiedensten Kundengruppen gedeckt werden können. In dem Maße, in dem der Umfang der Wettervorhersage wächst, werden auch die Nationalen Wetterdienste des 21. Jahrhunderts die Möglichkeit bekommen, sich zu Einrichtungen zu entwickeln, die die Bürger und Regierungen ihrer Länder warnen und in fließend ineinander übergehenden Zeitabschnitten von Minuten bis hin zu Jahrzehnten über die Veränderungen informieren, z. B. mit Vorwarnzeiten in Minuten bei Tornados, in Tagen bei Winterstürmen und Fällen von Luftverschmutzung, in Wochen bei Hochwasser und Dürre und in Jahrzehnten bei Klimaänderungen.“

Die integrierte Struktur des Vorhersage- und Warndienstes des ČHMÚ hat dazu beigetragen, dass in der Tschechischen Republik die Schäden während der letzten Hochwasserkatastrophen niedrig gehalten werden konnten. Die kontinuierliche Einbindung des ČHMÚ in das nationale Notfallwesen nicht nur im Fall von Hochwassern sondern auch bei anderen hydrometeorologischen Risiken (schwere Stürme, Kälteeinbrüche, Dürreperioden usw.), schweren Fällen der Luftverunreinigung (Smog), Industrie- und nuklearen Unfällen sowie Terrorangriffen hat zu einer besseren Anerkennung und Finanzausstattung des ČHMÚ seitens der Regierung geführt. Alle Vorhersagen und Warnungen sowie sonstige Produkte sind den staatlichen Verwaltungsbehörden und darüber hinaus der allgemeinen Öffentlichkeit sowohl über professionelle Netze als auch über die Medien, insbesondere öffentlich-rechtliche Fernseh- und Radiosender und Internet, zugänglich und werden einer schrittweisen Modernisierung und Verbesserung hinsichtlich ihrer Zuverlässigkeit und Gesamtqualität unterzogen.

Nicht zuletzt ist die Frage nach der Qualität der Produkte im Vorfeld des EU-Beitritts zu einer Angelegenheit von großer Bedeutung geworden und hat das ČHMÚ die Zertifizierung nach ISO 9001 in allen drei Hauptaufgabenbereichen in Angriff genommen. Das ČHMÚ hat sich gut darauf vorbereitet, im Mai 2004 im Rahmen der EU-Mitgliedschaft den Anschluss an die „alten“ EU-Wetterdienste zu erhalten.

Anschrift des Autors:

Dr. Ivan Obrušník
 Direktor des ČHMÚ
 Ständiger Vertreter der Tschechischen Republik bei der WMO
 Na Šabatce 17
 143 06 Prag 4
 Tschechische Republik
 Tel.: +420 241 765 614
 Fax: +420 241 760 603
 E-mail: obrusnik@chmi.cz
<http://www.chmi.cz>

¹ siehe: <http://europa.eu.int/comm/enlargement/pas/phare>

² siehe: <http://europa.eu.int/comm/enlargement/pas/ispa.htm>

Institute stellen sich vor

Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe und des Forschungszentrums Karlsruhe

Das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) wird seit 1985 gemeinsam von der Universität Karlsruhe und dem Forschungszentrum Karlsruhe (FZK) getragen. Es ging aus dem Meteorologischen Institut hervor, das an der Technischen Hochschule Karlsruhe im Jahre 1929 gegründet wurde und aus einer Verbindung mit der 1868 eingerichteten Badischen Landeswetterwarte mit der TH hervorging.

Die Meteorologie in Karlsruhe kann auf eine sehr lange Tradition zurückblicken: bereits 1778 wurde die Badische Witterungsanstalt eingerichtet, die aber nur bis 1788 betrieben wurde; und seit 1822 liegen meteorologische Beobachtungen vor, die vom Physikprofessor F. Wucherer am Karlsruher Polytechnikum begonnen wurden. Eine Übersicht zur historischen Entwicklung des Instituts, die mit Namen wie Böckmann (1771-1802), Honsell (1843-1910), den Institutsleitern Peppeler (1929-1943) und Diem (1943-1978) verbunden sind, wurde von FIEDLER (1979) gegeben.

Hier ist auch ein Name zu nennen, den man nicht unbedingt mit Meteorologie in Karlsruhe in Verbindung bringt. Kein Geringerer als Professor Heinrich Hertz, der von 1885 bis 1889 ein Ordinariat an der Technischen Hochschule Karlsruhe hatte und hier die elektromagnetischen Wellen entdeckte, hatte großes Interesse an der Meteorologie, wie seine Beiträge zeigen (HERTZ 1884, 1887). Bemerkenswerterweise war er es, der dem Bericht über die Sitzung der Meteorologischen Gesellschaft im Jahr 1887 (Meteorologische Zeitschrift 1887) zufolge

Professor **Hertz**-Karlsruhe legte eine Reihe meteorologischer Zeichnungen aus den Jahren 1779–1783 vor, welche von dem damals zu Karlsruhe thätigen Naturforscher J. L. Böckmann, einem eifrigen Freunde der Meteorologie, angefertigt sind. Sie fanden sich in einem lederüberzogenen Kasten unter altem Gerümpel des physikalischen Cabinets und scheinen lange Zeit unbemerkt geblieben zu sein, da sie sich in Hellmann's Literaturverzeichnis der Meteorologie nicht erwähnt finden. Sie verdienen aber eine Erwähnung in der Geschichte der Meteorologie, sowohl um des Zeitpunkts ihrer Entstehung, als auch um ihres Urhebers, als auch um ihrer selbst willen.

Abb. 1: Das Hertzsche Dokument aus der Meteorologischen Zeitschrift 1887.

beklagte, dass die Aufzeichnungen von J. L. Böckmann aus der Zeit der Badischen Witterungsanstalt nicht genügend Beachtung fanden (siehe dazu Abb. 1).

Dem heutigen Institut fehlt es nicht an solcher Aufmerksamkeit, wie sich aus der gemeinsamen Trägerschaft von Universität und Forschungszentrum Karlsruhe erken-

nen lässt. Das gemeinsame Institut umfasst zwei der insgesamt vier Institutsbereiche: den Bereich „Troposphäre (IMK-TRO)“ unter Leitung von Prof. Dr. Ch. Kottmeier (seit 2003), Nachfolger von Prof. Dr. F. Fiedler (Leiter 1978 - 2003), und den Bereich „Atmosphärische Spurenstoffe und Fernerkundung (IMK-ASF)“ unter Leitung von Prof. Dr. H. Fischer.

Das Institut verfügt über Räumlichkeiten innerhalb des Universitätscampus in der Stadt Karlsruhe (Abb. 2) und im Forschungszentrum Karlsruhe (Abb. 3) in dem Vorort Eggenstein-Leopoldshafen.

Vom Forschungszentrum Karlsruhe werden zwei weitere Institutsbereiche allein getragen, für die eine gesonderte Darstellung in *promet* geplant ist. Dies sind die Bereiche „Atmosphärische Aerosolforschung“ unter Leitung von Prof. Dr. U. Schurath in Karlsruhe und die „Atmosphärische Umweltforschung“ unter Leitung von Prof. Dr. W. Seiler mit Sitz in Garmisch-Partenkirchen.

Im Bereich „Troposphäre“ besteht die stärkste Verknüpfung zwischen Universität und Forschungszentrum. Universitätsseitig sind 3 Pro-



Abb. 2: Institut für Meteorologie und Klimaforschung auf dem Universitätscampus im 13. Obergeschoss des Physikhochhauses (Bildmitte rechts, rot markiert). Auf dem Gebäudedach befindet sich eine Wetterstation (aktuelle Daten: http://www.imk.uni-karlsruhe.de/fi/fzk/imk/seite_19.php). Im Hintergrund liegt das Karlsruher Schloss.

fessorenstellen vorhanden, von denen zwei besetzt sind (Prof. Dr. Ch. Kottmeier, Prof. Dr. K. D. Beheng). Die dritte Professur wird in Kürze mit Frau Prof. Dr. S. Jones besetzt werden. In der Universität stehen zwei weitere Wissenschaftlerstellen und Stellen im Verwaltungs-, Werkstatt- und Technikbereich zur Verfügung. Im Forschungszentrum sind im Bereich „TRO“ acht wissenschaftliche Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter unbefristet sowie eine wechselnde Zahl von Doktoranden und Projektwissenschaftlern angestellt.

Im Bereich „ASF“ ist der deutlich größere Teil des Personals am Forschungszentrum angestellt; neben Herrn Prof. Dr. H. Fischer sind jedoch sieben Wissenschaftler auf Drittmittelstellen an der Universität tätig.

Lehre an der Universität Karlsruhe

Der Diplomstudiengang Meteorologie wird von den genannten Professoren getragen. Die wissenschaftlichen Mitarbeiter an der Universität und einige weitere habilitierte und erfahrene Wissenschaftler des Forschungszentrums beteiligen sich ebenfalls an der Lehre. Das breite Lehrangebot wird ergänzt durch regelmäßige Lehrveranstaltungen, die von dem Lehrbeauftragten Dipl.-Met. M. Kurz, ehemals Leiter des Geschäftsbereichs Basisdienste des Deutschen Wetterdienstes, und von Prof. Dr. G. Adrian, Leiter des Geschäftsbereichs Forschung und Entwicklung des DWD, abgehalten werden.

Zur Zeit sind etwa 120 Studierende im Hauptfach Meteorologie in Karlsruhe eingeschrieben. Die Anfängerzahlen in der Meteorologie schwanken zuletzt von Jahr zu Jahr mit Zahlen zwischen 15 und 45 erheblich. Durch die Zugehörigkeit zur Fakultät für Physik ist die Ausbildung bis zum Vordiplom eng mit den Diplomstudiengängen Physik und Geophysik verzahnt. Im Grundstudium stehen Physik und Mathematik im Vordergrund



Abb. 3: Der im Forschungszentrum Karlsruhe gelegene Bereich des Instituts. Auf dem Dach ist ein Niederschlagsradar installiert, Einzelheiten dazu siehe Text.

(insgesamt 70 Semesterwochenstunden). In der Meteorologie sind die Einführungsveranstaltungen „Allgemeine Meteorologie“ und „Klimatologie“ jeweils mit Übungen, „Meteorologische Messverfahren“ und „Meteorologisches Anfängerpraktikum“ (insgesamt 15 SWS) zu belegen. Die Vordiplome in Physik, Geophysik und Meteorologie werden gegenseitig anerkannt.

Im Hauptstudium sind die Lehrinhalte in Karlsruhe ähnlich denen an anderen meteorologischen Instituten in Deutschland. Die angebotenen Spezialvorlesungen (z. B. Grenzschicht, Konvektion, Wolkenphysik, Radarmeteorologie, Strahlung, Luftchemie, Ausbreitungs- und Klimamodellierung) sind vielfach eng mit den wissenschaftlichen Arbeiten der Hochschullehrer verknüpft. Durch die Mitwirkung im Fortgeschrittenenpraktikum sowie das Anfertigen von Seminararbeiten und Diplomarbeiten wird schrittweise die Entwicklung zur selbständigen wissenschaftlichen Arbeit gefördert. Die physikalische Ausrichtung der Meteorologie in Karlsruhe ist auch für Physikstudierende attraktiv: Sie arbeiten in verschiedenen Arbeitsgruppen des IMK mit, wo sie auch Diplom- und Promotionsarbeiten durchführen.

Die Meteorologie ist auch zunehmend als Nebenfach gefragt, beispielsweise bei Studierenden der Physik, Geophysik, Geoökologie, Ingenieurs- und Wirtschaftswissenschaften, und trägt zu fachübergreifenden Ausbildungsgängen (z. B. Risikomanagement) bei.

Forschung

Die Forschungsthemen, die zur Zeit und künftig bearbeitet werden, sind in wesentlichen Zügen durch das vom Institut mitentwickelte und von Prof. Fischer koordinierte Forschungsprogramm „Atmosphäre und Klima“ der Helmholtz-Gemeinschaft definiert.

Forschung im Bereich "Troposphäre" (TRO)

Ein Schwerpunkt der Forschung liegt auf der Untersuchung des Klimas und Wasserkreislaufs. Die dabei wichtigsten Prozesse - Austauschvorgänge zwischen Landoberflächen und Atmosphäre, Wolken- und Niederschlagsprozesse und Konvektion - stehen im Mittelpunkt und werden mittels numerischer Modelle und moderner Messverfahren untersucht.

Die Modelluntersuchungen basieren auf den am Institut entwickelten mesoskaligen Modellsystemen KAMM 1 (nicht-hydrostatisch; ADRIAN und FIEDLER 1991) und KAMM 2 (kompressibel; BALDAUF und FIEDLER 2004) sowie dem vom Deutschen Wetterdienst übernommenen Lokalmodell LM. Die Anwendungsgebiete von KAMM 1 sind z. B. Windenergie- und Sturmrisikountersuchungen für Gebiete mit starker orographischer Gliederung. KAMM 2 wird bevorzugt zur wolkenauflösenden Modellierung der Wolken- und Niederschlagsentwicklung in konvektiven Systemen verwendet. Es beinhaltet ein neuartiges Wolkenmikrophysikschema, das alle in Mischwolken ablaufende Prozesse

in parameterisierter Form beschreibt. Das LM dient der Darstellung von Konvektion, Wolken und Niederschlag während einzelner Wetterepisoden sowie - in der Klimaversion CLM - der regionalen Klimamodellierung.

Das Institut verfügt über ein breites Spektrum von in-situ Messverfahren (Messstationen zur Erfassung aller Komponenten der Energiebilanz natürlicher Oberflächen; Turbulenzmessgeräte; Bodenfeuchtemessverfahren; Radiosonden- und Fallsondensysteme, Fesselballone). Beispielhaft dafür ist der auf dem Gelände des Forschungszentrums gelegene 200 m hohe Messmast (Abb. 4) gezeigt, an dem Windvektor, Temperatur und Feuchte in einer zeitlichen Auflösung von bis zu 20 Hz gewonnen werden. Für Flugzeugmessungen (meteorologische Grundgrößen, Strahlungs- und Energieflüsse, Oberflächentemperatur und spektrale Reflektivität) wird regelmäßig ein von der Universität Braunschweig betriebenes Forschungsflugzeug vom Typ Do 128 mit Messgeräten beider Einrichtungen eingesetzt.

Dieses umfangreiche Instrumentarium war Bestandteil der Messprogramme größerer nationaler (Berlin Ozon Experiment 1998; EVALUierungsexperiment 1999; VERTIKATOR 2002) und internationaler Forschungsvorhaben (ESCOMPTE 2001) und wird auch zukünftig genutzt (CSIP 2005, SPP1167, TRACKS). Ein Messbeispiel (Abb. 5) zeigt die Änderungen der Windprofile bei Annäherung eines Tiefdruckgebiets.

Die Messmöglichkeiten der bodengebundenen Fernerkundung umfassen das seit 1994 kontinuierlich betriebene C-Band-Niederschlagsradar, installiert auf dem Dach des im Forschungszentrum gelegenen Institutsgebäudes (s. Abb. 3), ein K-

Band-FMCW-Dopplerradar, seit 2004 ein abtastendes Doppler-Lidar und ab 2005 ein 35-GHz-Wolkenradar. Das K-Band-Dopplerradar, das Doppler-Lidar und das Wolkenradar sind transportabel und sollen vor allem in Feldexperimenten eingesetzt werden.

Mit dem C-Band-Radar werden die großflächige Niederschlagsverteilung analysiert sowie die räumliche und zeitliche dynamische Entwicklung starker konvektiver Wolken untersucht und ihre Zugbahnen bestimmt. Das K-Band-FMCW-Dopplerradar liefert Informationen über die bodennahen Änderungen von Tropfen- und Eispartikelspektren.

Ein weiterer Arbeitsschwerpunkt ist die Untersuchung von Spurensstoffen in der Troposphäre. Hierbei wird das Zusammenspiel zwischen chemischer Zusammensetzung und Dynamik der Troposphäre untersucht. Die Untersuchungen konzentrieren sich auf den Transport und die Mischungsprozesse von biogenen und anthropogenen Spurensstoffen und deren chemische und physikalische Modifikationen sowie ihren Einfluss auf die Strahlung und Wolkenprozesse. Das Modellsystem KAMM wurde hierzu um die Module DRAIS für die Gasphasenchemie und MADE für die Aerosolbehandlung er-

weitert. Jüngere Entwicklungsarbeiten dienen der Einbeziehung von Dieselrußaerosol ($\text{MADE}_{\text{Soot}}$), Pollen und Mineralstaub. Komplementäre Messmöglichkeiten bestehen durch verschiedene Gasanalytoren für bodengebundene Messungen und das Spurenstoffmessmodul auf dem Forschungsflugzeug Do 128. Die Spurengasmessungen wurden hinsichtlich besonders kurzer Ansprechzeiten für Stickoxide, Ozon, CO und CO_2 optimiert, so dass turbulente Spurenstoffflüsse vom Flugzeug aus gemessen werden können.

An der Universität Karlsruhe stehen grundlegende Untersuchungen turbulenter Prozesse in der Atmosphäre und die Erforschung meteorologischer Naturgefahren und ihrer Wirkungen im Vordergrund. Letztere Themen werden in enger Verzahnung mit verschiedenen anderen Instituten im Graduiertenkolleg der DFG „Naturkatastrophen“ und dem CEDIM (Center of Disaster Management and Risk Reduction Technology) der Universität Karlsruhe und des Geoforschungszentrums Potsdam bearbeitet. Die beim Wechsel in der Institutsleitung beschaffte neue instrumentelle Ausstattung (mobile Messstationen und Doppler-Sodar) sowie ein Doppler-Lidar kommen diesen Forschungsrichtungen zugute.



Abb. 4: 200 m hoher Messmast auf dem Gelände des Forschungszentrums Karlsruhe. An ihm sind in bis zu 10 Höhen Messwertgeber für Windrichtung und -geschwindigkeit, Temperatur und Taupunkt sowohl für mittlere Größen als auch für turbulente Schwankungen installiert.

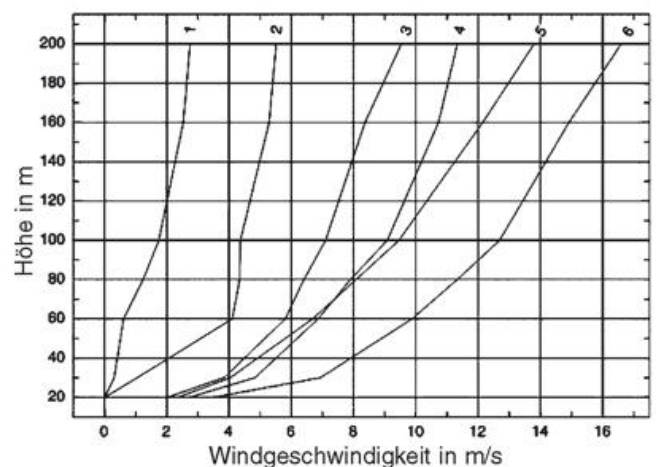


Abb. 5: Messbeispiel der Windprofile am 200 m-Mast. Die Messungen vom 29. und 30.10.2000 im Abstand von etwa 5 h (von links nach rechts) zeigen die Windzunahme bei Annäherung eines Tiefdruckgebiets. Die Höhe des Waldes in der Mastumgebung beträgt etwa 25 m.

Forschung im Bereich „Atmosphärische Spurenstoffe und Fernerkundung (ASF)“

In diesem Forschungsbereich werden insbesondere die Tropopausenregion und die Stratosphäre untersucht. Kleinere Forschungsvorhaben beschäftigen sich daneben mit der Fernerkundung von Landoberflächen, von atmosphärischen Parametern der Planetarischen Grenzschicht und der Mesosphäre. In der Stratosphäre steht der Ozonabbau, der durch dynamische, chemische und strahlungsbedingte Prozesse gesteuert wird, im Vordergrund. Dabei spielt die Wechselwirkung zwischen der Veränderung der Ozonkonzentration und dem anthropogenen Treibhauseffekt eine zunehmend wichtigere Rolle. Die Entwicklung der Stratosphäre ist eng verknüpft mit den Vorgängen in der Tropopausenregion, wie z. B. dem Troposphären-Stratosphären-Austausch. Außerdem beeinflusst die Veränderung der Konzentration der Spurenstoffe (H₂O, O₃, Zirkon) in der Tropopausenregion den Treibhauseffekt (siehe Abb. 6). Ziele sind eine Verbesserung des Verständnisses der atmosphärischen Prozesse, eine Erfassung des Trends von Spurenstoffen und die zuverlässige Vorhersage der Entwicklung der Spurenstoffe (inklusive Polarer Stratosphärischer Wolken).

Die wissenschaftlichen Untersuchungen stützen sich auf eine technisch hochwertige Infrastruktur. Von herausragender Bedeutung ist dabei das MIPAS (Michelson Interferometer für Passive Atmosphärische Sondierung)-Experiment auf dem europäischen ENVISAT-Satelliten, dessen Grundkonzept vom IMK entwickelt wurde (FISCHER und OELHAF, 1996). Im IMK-ASF wurde ein die operationellen Produkte der ESA in Hinblick auf Zahl der Spurengase (25) und die vertikale Abdeckung (obere Troposphäre, Mesosphäre) erweiterndes Datenprozessierungssystem aufgebaut. MIPAS-Ballon- und Flugzeugexperimente liefern ergänzende, räumlich und zeitlich höher aufgelöste Daten für Prozessstudien

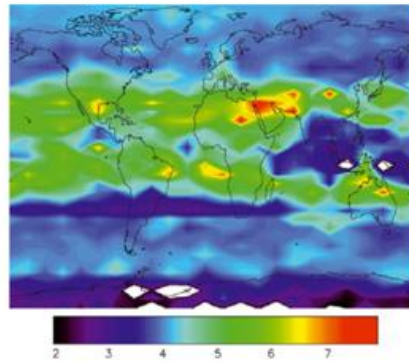


Abb. 6: Die Wasserdampfverteilung im 17 km-Niveau, abgeleitet aus MIPAS-Satellitendaten, zeigt eine starke horizontale Variabilität, u. a. relativ hohe Konzentrationen in den Subtropen und ein großes trockenes Gebiet über Süd-Ost-Asien (Einheiten in ppmv).

und dienen zur Validierung von Satellitenexperimenten. (ENVISAT: Experimente MIPAS, SCIAMACHY; japanischer Satellit ADEOS: Experiment ILAS). Für die Interpretation der gemessenen Parameterverteilungen in der mittleren Atmosphäre wird das dreidimensionale numerische Modell KASIMA eingesetzt. Mit bodengebundenen Fernerkundungsverfahren werden Zeitreihen der Konzentration verschiedener Spurenstoffe in polaren, mittleren, subtropischen und tropischen Breiten im Rahmen des internationalen NDSC (Network for the Detection of Stratospheric Change) gewonnen.

Die fundierten Kenntnisse in der Fernerkundung finden auch Anwendung bei der Auswertung der Messdaten operationeller meteorologischer Satelliten (METEOSAT, MSG, NOAA), u. a. für die genaue Bestimmung von Landoberflächentemperaturen. In situ-Messverfahren kommen im Rahmen des CARIBIC-Projekts zum Einsatz, bei dem langfristig Spurenstoffe auf Linienflugzeugen erfasst werden.

Die Institutsbereiche IMK-ASF und IMK-TRO arbeiten mit einer Vielzahl nationaler und internationaler Institutionen in gemeinsamen Forschungsprojekten, die durch HGF, BMBF, DFG, EU und ESA gefördert werden, zusammen. IMK-ASF koordiniert große Verbundprojekte der HGF (Programm Atmosphäre und Klima, ENVISAT-Vernetzungsfonds) sowie EU-Projekte (TOPOZ-III, COMIDA) und ist an EU-IPs (SCOUT) beteiligt. IMK-TRO arbeitet ab 2005 in erheblichem Umfang an den neuen EU-IPs AMMA und EURO-RISK mit.

Literatur

ADRIAN, G., F. FIEDLER, 1991: Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations, *Beitr. Phys. Atmos.* **64**, 27-48.

BALDAUF, M., F. FIEDLER, 2004: Time-dependent external forcing for the stand-alone Regional Model KAMM2, *Meteorology and Atmospheric Physics*, Zur Veröffentlichung vorbereitet.

FIEDLER, F., 1979: 50 Jahre Meteorologisches Institut der Universität Karlsruhe, *promet*, **9**, Jahrgang, Heft 4, 27-28.

FISCHER, H., H. OELHAF, 1996: Remote Sensing of vertical profiles of atmospheric trace constituents with MIPAS limb emission spectrometers, *Appl. Optics* **35**, 2787-2796.

HERTZ, H., 1887: unter Vereinsnachrichten: Wissenschaftliche Vorträge vor der allgemeinen Versammlung der D.M.G. zu Karlsruhe, Ostern 1887, *Meteorologische Zeitschrift* (4. Jahrgang), 231-232.

HERTZ, H., 1884: Graphische Methode zur Bestimmung der adiabatischen Zustandsänderungen feuchter Luft. *Meteorologische Zeitschrift*, (1. Jahrgang), 421-431.

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier
 Prof. Dr. Herbert Fischer
 Universität Karlsruhe
 Institut für Meteorologie und Klimaforschung
 sowie
 Forschungszentrum Karlsruhe
 Postfach 3640
 76021 Karlsruhe
 E-Mail: ckottmei@imk.uka.de
 E-Mail: herbert.fischer@imk.fzk.de
<http://www-imk.fzk.de>

Ein neues Zentrum stellt sich vor



Das Zentrum für Marine und Atmosphärische Wissenschaften (ZMAW)

In Hamburg wurde am 11. Juni 2004 das Zentrum für Marine und Atmosphärische Wissenschaften (ZMAW) eingeweiht. Forschungsministerin Bulmahn übergab das neue Gebäude im Beisein von etwa 550 geladenen Gästen und zahlreichen Vertretern aus Politik und Wissenschaft seiner Bestimmung. (Abb.1). Der 16 Millionen Euro teure Neubau auf dem Campus der Universität Hamburg gilt als Identifikationspunkt des neuen Zentrums, welches aus sechs Institutionen der Universität Hamburg und dem Max-Planck-Institut für Meteorologie besteht.



Abb. 1: Bundesforschungsministerin Edelgard Bulmahn und der Sprecher des ZMAW, Prof. Dr. Hartmut Graßl, am 11. Juni 2004 (Foto: M. Böttinger, DKRZ).

Der Weg zum ZMAW

Das Zentrum für Marine und Atmosphärische Wissenschaften (ZMAW) ist eine gemeinsame Gründung der Universität Hamburg und der Max-Planck-Gesellschaft mit dem Ziel, die Meeres-, Klima- und Erdsystemforschung im Hamburger Raum weiter zu stärken. Gegenwärtig gehören dem ZMAW das Zentrum für Meeres- und Klimaforschung (ZMK) der

Universität Hamburg und das Max-Planck-Institut für Meteorologie an.

Seit den achtziger Jahren besteht eine intensive Zusammenarbeit zwischen den Hamburger Meeres- und Klimaforschern, die zusammen eines der weltweit ersten gekoppelten Modelle des Ozeans und der Atmosphäre entwickelt haben.

Moderne geowissenschaftliche Forschung ist fächerübergreifend, logistisch aufwändig und kostenintensiv und übersteigt damit die personelle Kapazität und Ausstattung eines traditionellen Universitätsinstituts. Erst durch das Zusammenwirken verschiedener Fächer und die gemeinsame Nutzung zentraler Einrichtungen entsteht die notwendige Kapazität, um die im Hamburger Raum gewachsene hohe Expertise in der Meeres-, Klima- und Erdsystemforschung zu erhalten und für die Herausforderungen der Zukunft zu rüsten. Ein wichtiger Beitrag dazu ist die Zusammenführung der über die Stadt verstreuten Institutionen.

Das neue Gebäude auf dem Campus an der Bundesstraße (Abb. 2) beherbergt zwei Abteilungen (Atmosphäre im Erdsystem, Ozean im Erdsystem) des Max-Planck-Instituts für Meteorologie und das Institut für Meereskunde der Universität Hamburg. Damit sind bis auf ein Universitätsinstitut alle zum ZMAW gehörigen Institute in unmittelbarer Nachbarschaft vereint:

- das Meteorologische Institut,
- das Institut für Geophysik,
- das Institut für Biogeochemie und Meereschemie,
- das Institut für Hydrobiologie



Abb. 2: Neubau des Zentrums für Marine und Atmosphärische Wissenschaften.

und Fischereiwissenschaft (es muss noch heranrücken) sowie - die Forschungsstelle Nachhaltige Umweltentwicklung.

Das ZMAW ist offen für weitere Partner, die sein Profil noch weiter schärfen. Ein international besetzter Beirat soll regelmäßig seine wissenschaftliche Qualität und organisatorische Funktionalität überprüfen.

Gemeinsam genutzte Einrichtungen wie die Bibliothek, die Werkstätten und die Koordinierungsstelle für Forschungsschiffe sorgen für Synergieeffekte. Das assoziierte Deutsche Klimarechenzentrum (DKRZ) unterstützt mit seinem Höchstleistungsrechnersystem die numerischen Arbeiten der Meeres- und Klimaforscher in ganz Deutschland (Abb. 3).

Das Profil des ZMAW

Durch den globalen Wandel und seine gesellschaftlichen Umbrüche ist die Erforschung des Erdsystems und seiner Wechselwirkung mit den Menschen eine Aufgabe von inter-



Abb. 3: Lageplan des ZMAW auf dem Campus der Universität Hamburg (Grafik: N. Noreiks, MPI).

nationalem Rang, die nur in weltweiter Zusammenarbeit bewältigt werden kann. Mit dem ZMAW möchte Hamburg einen essentiellen Beitrag dazu leisten. Es ist eine von weltweit fünf wesentlichen Säulen in der globalen Klima- und Meeresforschung. Der Direktor des ZMK, Prof. Dr. Hartmut Graßl, bekräftigt: „Nur wenn sich federführende wissenschaftliche Institutionen zusammenschließen, können die drängenden Fragen des globalen Wandels so früh beantwortet werden, dass die Menschheit noch intelligent handeln kann.“ Mit knapp 500 Mitarbeitern ist das neue Zentrum so groß wie das Leibniz-Institut für Meereswissenschaften in Kiel und etwa halb so groß wie das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven und Potsdam.

Das ZMAW kann sich auf gewachsene, spezifische Stärken und Erfahrungen stützen:

- die Verbindung von Meeres-, Klima- und Umweltforschung und ihre Integration in die Erdsystemforschung,
- die interdisziplinäre Schelfmeeresforschung,
- die Synthese von Geowissenschaften und Sozialwissenschaften als Grundlage nachhaltiger Umweltpolitik, und
- Modellentwicklungen, ihre numerische Umsetzung und Anwendung.

Diese Stärken bieten gute Voraussetzungen, um die großen Fragen der Gesellschaft an die Geowissenschaften zu behandeln:

- Wie stark beeinflussen wir den globalen Wandel der Umwelt und wie können wir ihn steuern?
- Welche Wetterextreme wird der Klimawandel bringen und wie können wir uns davor schützen?
- Wie sieht eine nachhaltige Entwicklung aus?

Wissenschaftlich gesehen, sind diese und viele andere Fragen Teil der übergeordneten Frage:

Wie steuern physikalische, chemische und biologische Prozesse das Erdsystem, insbesondere das globale und regionale Klima, und welche Wirkungen haben die Aktivitäten des Menschen?

Das ZMAW prägt die dazu notwendigen nationalen und internationalen Programme mit, zu deren Umsetzung es gleichermaßen durch Forschung und Ausbildung von Nachwuchswissenschaftlern beiträgt. Die International Max Planck Research School für Erdsystemmodellierung und ein Graduiertenkolleg der Universität Hamburg ermöglichen es, Doktoranden und junge Wissenschaftler aus aller Welt zu Themen der Erdsystemforschung auf höchstem Niveau auszubilden.

3 Forschungsperspektiven

Innerhalb seines Forschungsprofils setzt das ZMAW Schwerpunkte auf Zeit, die flexibel an aktuellen wissenschaftlichen Notwendigkeiten sowie den internationalen Programmen ausgerichtet sind. Diese Schwerpunkte sind gegenwärtig:

- die Entwicklung eines Erdsystemmodells,
- das globale Klimasystem, mit Fokus im Bereich Nordatlantik/Arktis,
- die Analyse von Stoffkreisläufen,
- die Schelfmeer-Ökosysteme, insbesondere im Bereich Nordsee/Ostsee,
- die nachhaltige Bewirtschaftung von Schelfmeeren und Küstengewässern, und
- die regionalen Auswirkungen von Klimaänderungen, insbesondere in Nordwesteuropa.

Es gehört zur Forschungsstrategie des ZMAW, dass in den einzelnen Schwerpunkten möglichst alle Arbeitsschritte vom Prozessverständnis über flächendeckende Beobachtung, Datenassimilation und Modellierung bis zur Vorhersage und dem Management im Zentrum mitbehandelt werden. Das ZMAW strebt danach, seine Ergebnisse, Erfahrungen und Methoden in internationaler Zusammenarbeit weltweit anzubieten und anzuwenden.

Literatur

SÜNDERMANN, J., 1991: Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg (ZMK). *promet* 21(3/4), 110-113.

Anschrift der Autoren:

Dr. Annette Kirk¹
Prof. Dr. Hartmut Graßl^{1,2}
Prof. Dr. Jürgen Sündermann³

¹ Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 53
20146 Hamburg

² Universität Hamburg
Meteorologisches Institut
Bundesstraße 55
20146 Hamburg

³ Universität Hamburg
Institut für Meereskunde
Bundesstraße 53
20146 Hamburg

G. BUDÉUS

Langlebige Wirbel in der Grönlandsee

Beobachtungen am nördlichen Ende des global conveyor belts

Der ozeanische so genannte *global conveyor belt* ist seit der Klimadiskussion allgemein bekannt. Ausführlich wurde er beispielsweise von BROECKER (1991) beschrieben. Für ihn ist in unseren Breiten kennzeichnend, dass der im Atlantik nordostwärts setzende Golfstrom in der Höhe von Neufundland seine Fortsetzung in dem Nordatlantikstrom findet, der wiederum in das Nordmeer hinein diffundiert. Irgendwo um Island geht dieser etwas diffus in einen Strom von südwärts fließendem warmen und salzreichem Tiefenwasser über (Abb. 1). Die Details dieses Übergangs nun sind in den jeweiligen Darstellungen jedoch durchaus verschieden. In diesem Artikel geht es um genau diese Stelle, nämlich um Details der Vorgänge, die in der Grönlandsee, also nördlich von Island, die Umwandlung von oberflächennahem Wasser atlantischen Ursprungs in tieferes Wasser verursachen.

In den späten 80er Jahren wurden die Feldarbeiten in dieser Region kurzzeitig im internationalen Rahmen erheblich verstärkt, da die seit der Jahrhundertwende vorherrschende Ansicht zur Tiefenwasserbildung im Grönlandseebecken endlich einmal verifiziert werden sollte (GSP GROUP 1990). Seit HELLAND-HANSEN und NANSEN (1909) im zentralen Bereich des Grönlandseewirbels die kältesten Bodenwassertemperaturen im gesamten arktischen Becken gefunden hatten, war klar, dass dieser Wassertyp lokal erzeugt worden sein musste. Die ungewöhnliche vertikale Homogenität der Dichte ergab ein weiteres Indiz, und so war die Hypothese einer sich in jedem Winter wiederholenden Tiefenwassererneuerung durch atmosphärischen Antrieb naheliegend. Hierbei reicht das vertikal homogene Tiefenwasser im Zentrum des Grönlandseebeckens bis dicht unter die Meeresoberfläche (Abb. 2), so dass es im Winter vergleichsweise leicht von oben erreicht werden kann. Da im östlichen Bereich die warmen, salzreichen atlantischen Wassermassen nach Norden strömen (Golfstromausläufer) und diese im Westen zurück nach Süden fließen, ergibt sich eine großskalige Aufwölbung der Isothermen und Isopyknen im Zentrum des Beckens, nämlich der zyklonale Grönlandsee-Wirbel.

Es wurde in den 90er Jahren jedoch schnell klar, dass die aktuell ablaufenden Prozesse der genannten Hypothese nicht entsprechen: Die seitdem regelmäßig stattfindenden Schiffsexpeditionen, gleich ob im Winter- oder im Sommerhalbjahr stattfindend, ergaben für keines der nun fast 15 vergangenen Jahre eine atmosphärisch getriebene Ventilation des Bodenwassers. In dieser Situation sind beständig steigende Temperaturen im Bodenwasser zu beobachten (Abb. 3). Die Temperaturerhöhung beträgt etwa 10 mK/a, so dass sich für den Zeitraum von 10 Jahren eine Temperaturdifferenz von 0,1 K ergibt.

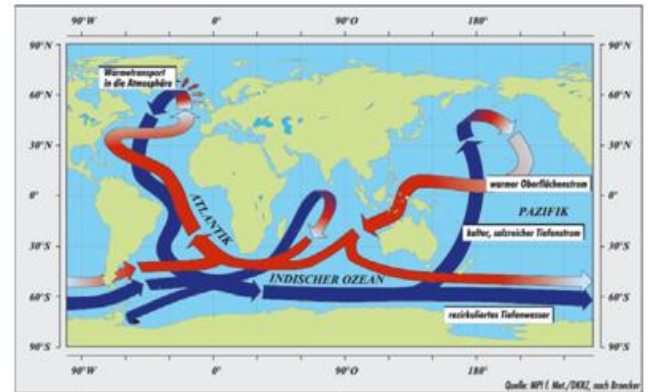


Abb. 1: Eine Darstellung des *global conveyor belt* nach BROECKER (1991).

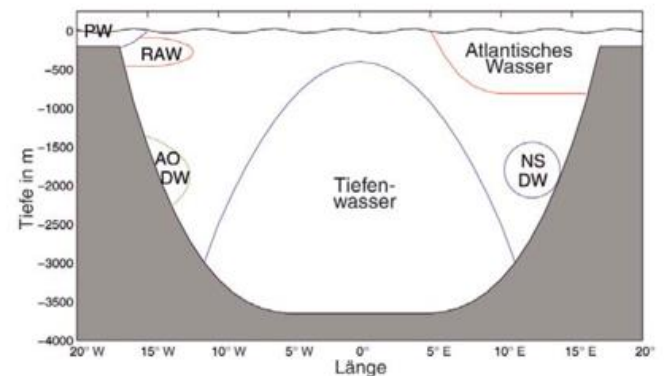


Abb. 2: Schematische Darstellung der zonalen Verteilung des Wassermassenaufbaus in der Grönlandsee, wie er für viele Jahrzehnte vor den 90er Jahren als gültig angenommen wurde. PW: Polarwasser, RAW: Rezirkulierendes Atlantisches Wasser, AODW: Arktisches Tiefenwasser, NSDW: Tiefenwasser der Norwegischen See.

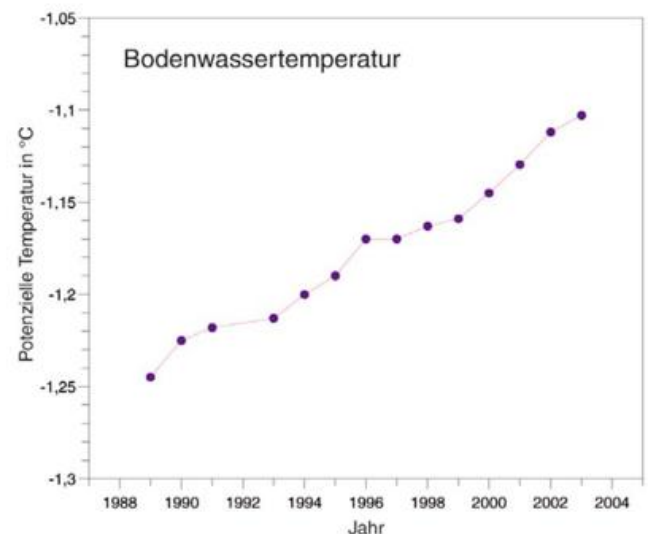


Abb. 3: Zeitliche Entwicklung der niedrigsten, in Bodennähe des tiefsten Beckenbereichs gemessenen Temperaturen.

Dies ist für ein tiefes Ozeanbecken eine sehr erhebliche Differenz, die auch zeigt, dass die oft angenommene Konstanz der hydrographischen Verhältnisse in den tiefen Bereichen der Ozeane keineswegs zutrifft. Die Verwendung des Begriffs ‚Erwärmung‘ ist hier im Übrigen vorsätzlich vermieden, da die steigenden Bodenwassertemperaturen ohne eine aktuelle Wärmequelle erklärbar sind, nämlich durch Advektion wärmeren Wassers (BUDÉUS et al. 1998). Dieser Temperaturanstieg ist sicher das prominenteste aktuelle Signal in den tiefen arktischen Gewässern.

Der Grund dafür, dass die winterliche Konvektion nicht bis zu den Bodenwassermassen vordringt, ist in einer ausgeprägten vertikalen Zweiteilung mit einer Salzgehalts- und Dichtesprungschicht in heute etwa halber Tiefe (1800 m) der Grönlandsee zu finden (Abb. 4). Im Gegensatz zum oben beschriebenen ‚klassischen‘ Zustand mit großskaliger Aufwölbung beobachtet man seit den 90er Jahren diese Sprungschicht im gesamten Becken. Sie ver-

lagert sich im Laufe der Zeit in größere Tiefen und war 1994 noch in etwa 1000 m anzutreffen (BUDÉUS et al. 1998). Ein lokales Temperaturmaximum (-0,85 °C) ist mit dieser Schicht verbunden. Die Winterkonvektion erreicht die Sprungschicht in vielen Jahren und ventilert die darüber liegende Schicht (Abb. 5). Die untere Schicht bleibt dagegen weitgehend isoliert von atmosphärisch verursachten Modifikationen. Diese vertikale Zweiteilung ist in nahezu allen Parametern erkennbar: die Bandbreite reicht von den hydrographischen Parametern über Nährstoffkonzentrationen und Bakterienabundanzen bis zur Verteilung von Tracern wie FCKWs oder dem 1996 künstlich eingebrachten SF-6.

In dem bis hierher beschriebenen *background* wurden nun überraschenderweise sehr kleine Gebiete gefunden, in denen die Sprungschicht etwa 1000 m tiefer liegt als dort (vgl. Abb. 5). Die zunächst mit Skepsis aufgenommenen Felddaten erwiesen sich bald als korrekt und wurden von mehreren Forschungsgruppen bestätigt (GASCARD et al. 2002, WADHAMS et al. 2002, BUDÉUS et al. 2004, WADHAMS et al. 2004). Die zugehörigen Phänomene sind Wirbel, deren Durchmesser nur etwa 20 km beträgt und von denen es einige wenige in der gesamten Grönlandsee zu geben scheint. Wegen ihrer Kleinheit sind sie weder leicht zu finden, noch ist ihre Zahl einfach zu bestimmen. Man muss sich dabei vor Augen halten, dass ein Stationsabstand bei Feldmessungen von zum Beispiel etwa 10 nautischen Meilen (18 km) auf einem Schnitt von etwa 1000 km in der Ozeanographie vor wenigen Jahren noch als völlig außerordentlich angesehen wurde. Dazu ist ein solcher hydrographischer Schnitt durch ein Seegebiet nur schwer regelmäßig ein oder zwei Mal pro Jahr durchführbar. Man ist also von der Beobachtungsdichte, wie sie in der Meteorologie besteht, sehr weit entfernt. Die Entdeckung eines solchen Wirbels ist somit eher als zufällig zu bezeichnen, und selbst mit einer flächendeckenden *survey* in einem Raster von 10 nautischen Meilen konnte 2004 kein solcher Wirbel lokalisiert werden, obwohl nachfolgende Expeditionen dann doch erwartungsgemäß mehrere auffanden.

Die gemessene hydrographische Struktur eines Wirbels im Sommer 2002 ist in Abb. 6 dargestellt. Der Kern des Wirbels zeichnet sich durch niedrigere Salzgehalte und niedrigere Temperaturen als in der Umgebung aus. Der kalte Kern in Abb. 6a macht zunächst den Eindruck, als sei die Schicht des Temperaturmaximums durchbrochen, doch dies ist nicht der Fall (s. u. und vgl. Abb. 7c). Die Tiefenlage der Dichte- und Salzgehaltssprungschicht ändert sich über eine Distanz von wenigen Kilometern von 1700 m auf etwa 2700 m. Die vertikale Homogenität im Inneren des Wirbels ist so ausgeprägt, dass z. B. bezüglich der Temperatur die Bedingungen für ein Kalibrierbad auf mK-level deutlich übertroffen werden. Die Dichteschichtung weist einen Bereich mit minimalen Werten auf, die so gering sind, dass sie auch im Bodenwasser nicht erreicht werden. Unter diesem ist das Stabilitätsmaximum ausgeprägter als in der Umgebung.

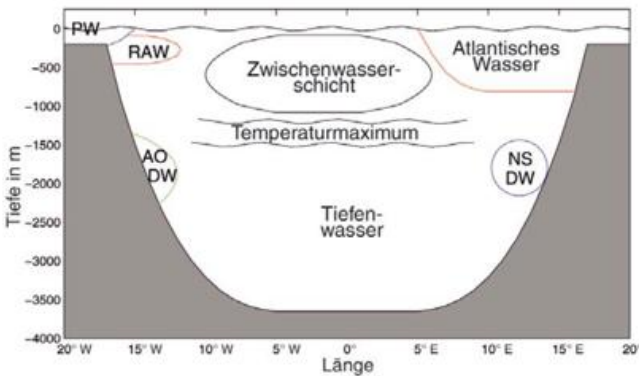


Abb. 4: Schematische Darstellung der zonalen Verteilung des Wassermassenaufbaus in der Grönlandsee, wie er für die 90er Jahre galt. PW: Polarwasser, RAW: Rezirkulierendes Atlantisches Wasser, AODW: Arktisches Tiefenwasser, NSDW: Tiefenwasser der Norwegischen See.

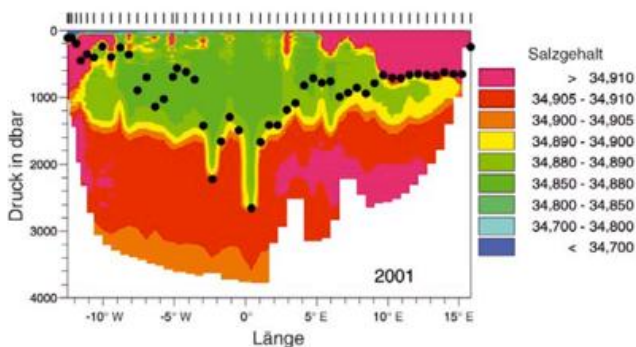


Abb. 5: Salzgehaltsverteilung auf einem Zonalschnitt entlang 79° N. Man erkennt deutlich die vertikale Zweiteilung im zentralen Bereich. Die beiden Exkursionen der Halokline nach unten bei etwa 0° und 3° W gehören zu zwei der hier besprochenen Wirbel. Die Tiefen der Winterkonvektion, wie sie sich aus einem eindimensionalen Modell ergeben, sind mit schwarzen Punkten markiert. In den Wirbeln reicht diese in größere Tiefen als in der Umgebung. Die Striche am oberen Bildrand markieren die einzelnen Mess-Stationen des Jahres 2001.

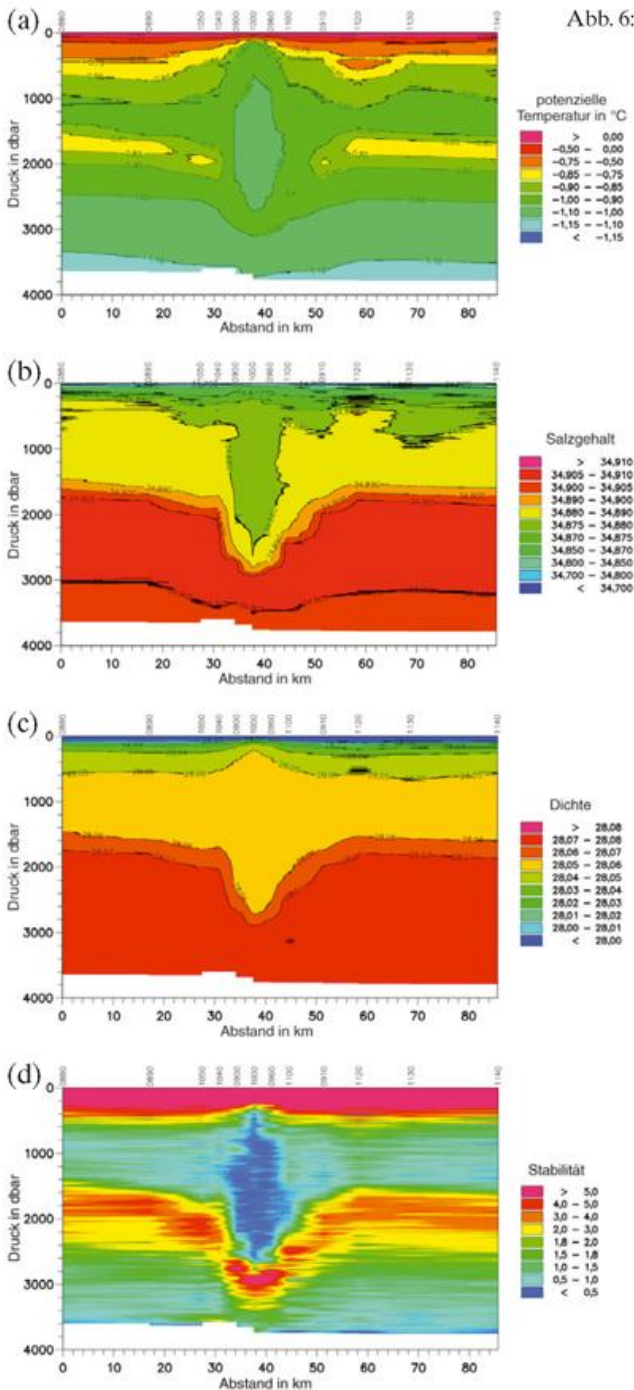
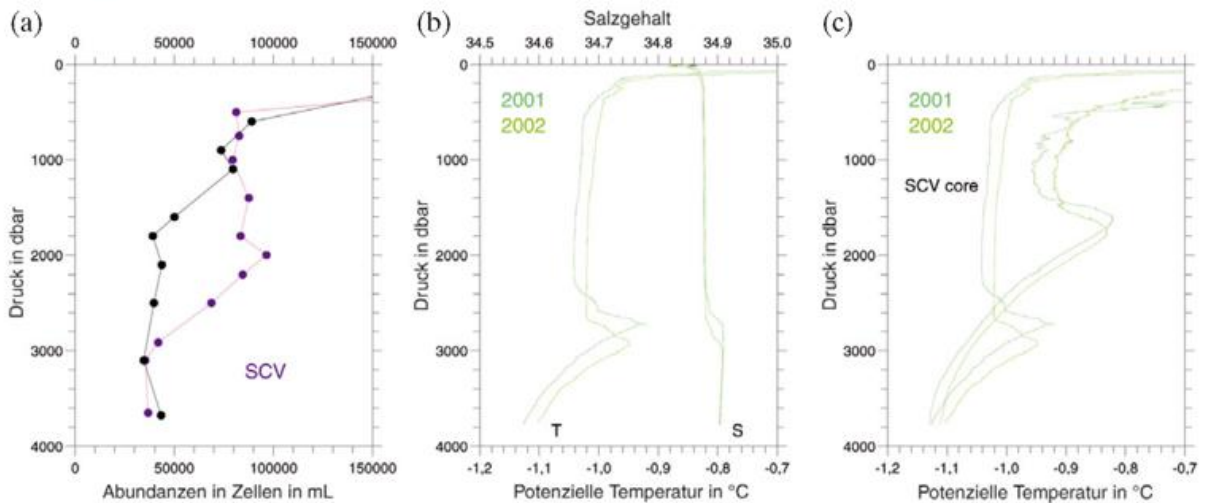


Abb. 6: Ergebnisse eines Ost-West-Schnittes über einen langlebigen Wirbel. a) Temperaturfeld, b) Salzgehaltsfeld, c) Dichtefeld ($\sigma = \rho - 1000 \text{ kg/m}^3$), d) Stabilitätsparameter $E \cdot 10^8 \text{ in m}^{-1}$ (mit $E = -(1/\rho)(dp/dz) - (g/C^2)$, ρ in situ Dichte und C Schallgeschwindigkeit). Die Zahlen am oberen Bildrand markieren die einzelnen Mess-Stationen des Jahres 2002.

Da alle umliegenden Wassertypen sowohl salzreicher als auch wärmer sind, liegt es nahe, eine Entstehung des Wirbels im Winter zu vermuten. Die Beobachtung, dass dann noch im folgenden Sommer die Eigenschaften im Wirbelkern anders als in der Umgebung sind, deutet auf einen ausgesprochen geringen Austausch zwischen Wirbel und Umfeld. Betrachtet man rückblickend die Summe der verfügbaren Beobachtungen, wird ein sehr kleiner Austausch mit der Umgebung durchgehend gestützt. So wurde z. B. unmittelbar nach Ausbringung des Tracers SF-6 zum Studium dessen Verteilungsmusters durch Winterkonvektion und andere Prozesse 1996 auf einer Position das völlige Fehlen von SF-6 in der gesamten Wassersäule gefunden (WATSON et al. 1999). Das führte zu verschiedensten Erklärungsansätzen, doch mit dem heutigen Wissensstand identifiziert man diese Station mit dem Inneren eines Wirbels, in das der ausgebrachte Tracer nicht vorgedrungen ist. Auch Bakterienabundanzen sind bis in große Tiefen hoch, wo sie im Umfeld bereits deutlich abgesunken sind (Abb. 7a).

Der letzte Punkt zeigt, genauso wie die vertikale Homogenität der hydrographischen Parameter, dass das Wirbelinnere im Winter vertikal vermischt worden sein muss. Dadurch gelangen oberflächennahe Wasservolumina in größere Tiefen, was auch die geringeren Salzgehalte erklärt. Der Antrieb für eine solche vertikale Vermischung kann nur die Atmosphäre sein, so dass an diesen Stellen auch die von der Atmosphäre in den Ozean ein-

Abb. 7: Gemessene Vertikalprofile im Wirbel (SCV) und in der Umgebung (background). a) Bakterienabundanzen, b) Temperatur- und Salzgehaltsprofil im Wirbel in 2001 und 2002, c) Vergleich der Temperaturprofilentwicklung im Wirbel und außerhalb für 2001 und 2002. Man erkennt die Vertikalverlagerung der Struktur von 2001 auf 2002 und den Bestand des intermediären Temperaturmaximums auch im Wirbelkern.



getragenen Stoffe bis in die großen Tiefen von 2700 m gelangen. Messungen im Winter bestätigen, dass der Kern des Wirbels, der im Sommerhalbjahr von angrenzenden Wassermassen überdeckt ist, im Winter bis zur Oberfläche reichen kann (Abb. 8., V. PAVLOV, pers. Mitt.). In einem solchen Wirbel findet man damit die größten Konvektionstiefen der letzten beiden Dekaden. Dass die vertikale Verlagerung der Sprungschicht im Wesentlichen dynamisch bedingt ist, zeigt die Tatsache, dass das Temperaturmaximum im Wirbelkern durch die von oben angetriebene Vermischung wohl etwas erodiert ist, aber im Wesentlichen intakt ist.

Das Geschwindigkeitsfeld eines solchen Wirbels ist im Ozean natürlich ausgesprochen schwer zu erfassen. Das Dichtefeld weist bereits darauf hin, dass ein antizyklonaler Wirbel vorliegen muss. Lange Zeit waren in einigen hundert Metern Tiefe driftende floats die einzige Quelle zur Bestimmung der Horizontalgeschwindigkeiten. Da diese Drifter nicht gezielt in einem Wirbel ausgesetzt wurden, ist ihre Begegnung mit einem solchen zufällig. Die vorhandenen Beobachtungsdaten zeigen die antizyklonale Rotation und geben Information über die Rotationsperiode zwischen 20 und 30 h, so dass man eine relative Vorticity ξ von etwa $-f/2$ hat und eine Rossby-Zahl von 0,5. Sie weisen auch auf eine lange Lebensdauer eines individuellen Wirbels hin, wobei das Ende der kreisförmigen Bewegung des floats nicht unbedingt dem Lebensende des Wirbels entsprechen muss, da dieser auch einfach verlassen werden kann. Eine einigermaßen vollständige Vermessung des Geschwindigkeitsfeldes (BUDÉUS et al. 2004) gelang 2002 mit Hilfe eines schiffsgetragenen ADCPs (Abb. 9a). Dessen Messungen reichen bis in etwa 400 m Tiefe. Wesentliche Eigenschaften sind danach, dass im Wirbelkern die Horizontalgeschwindigkeit etwa linear mit dem Radius wächst und eine in der Hauptsache rotationssymmetrische Strömung vorliegt. Der lineare Zusammenhang zwischen Radius und Geschwindigkeit gilt bis zu fast 10 km Radius (Abb. 10), weiter außerhalb wird die Rotationsperiode größer. Es ist bemerkenswert, in welchem hohem Maße die Verhältnisse einer Festkörperrotation im Wirbelinneren approximiert sind. Verlängert man die direkten Strömungsmessungen mit Hilfe der Geostrophie in größere Tiefen, wobei die ADCP-Messungen als Referenzpunkte dienen, ergibt sich ein Strömungsmaximum in etwa 2000 m Tiefe (Abb. 9b). Die Rotationsgeschwindigkeiten ergeben sich dort zu Werten, die den Drifterbeobachtungen vergleichbar sind. Es ist dabei klar, dass die Stationsabstände der hydrographischen Messungen den Skalen des Phänomens nicht wirklich angemessen sind, doch Zeitprobleme bestimmen stets die Arbeit auf See.

Die tatsächliche Lebensdauer eines individuellen Wirbels ist Gegenstand der aktuellen Diskussion. Das wesentliche Problem, nämlich die Identifikation eines Wirbels, ist nach wie vor ungelöst. Die Verfolgung der Eigenschaftsänderungen, besonders im Vergleich zur Umgebung, liefert natürlich Indizien, doch keinen Beleg. Verschiedene Versuche, Drifter zur Markierung zu benutzen,

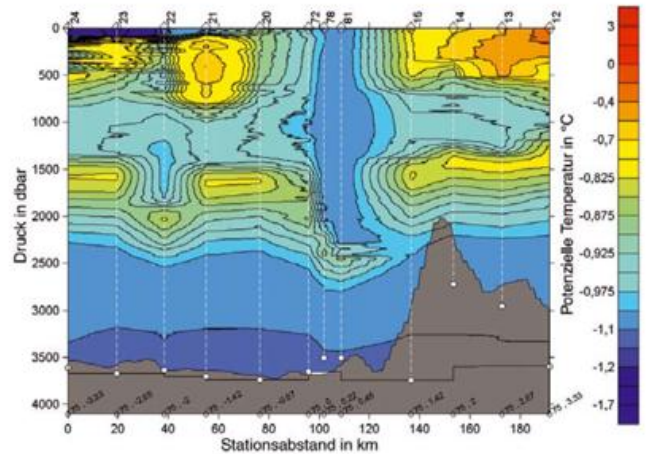


Abb. 8: Temperaturfeld auf einem Schnitt durch den Wirbel im Winter (V. PAVLOV, pers. Mitt.).

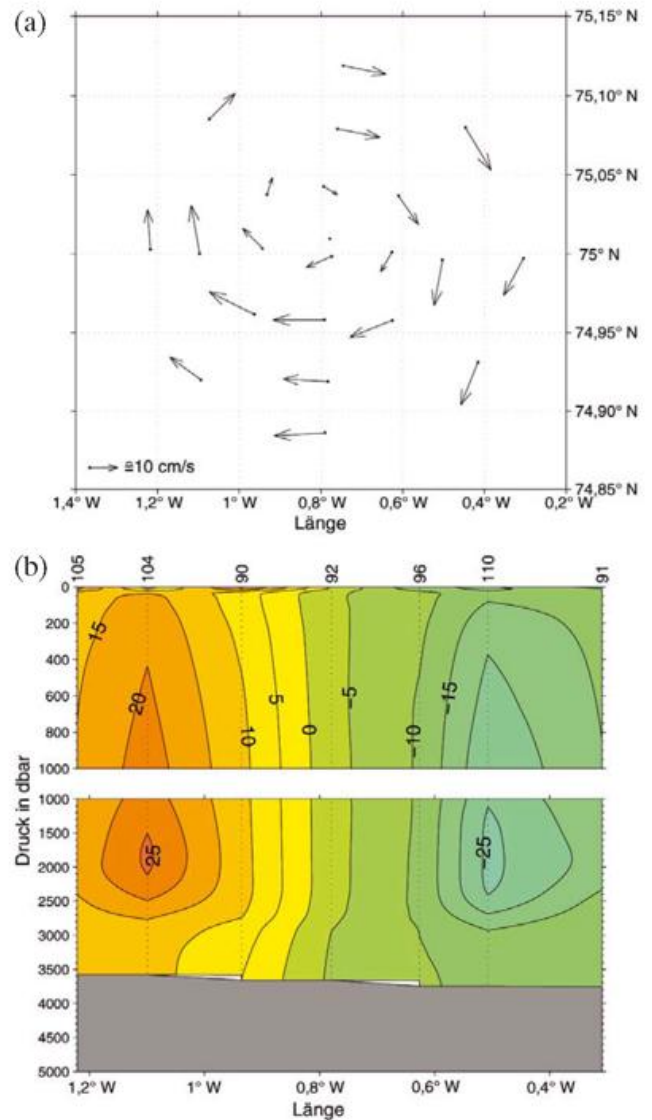


Abb. 9: a) Geschwindigkeitsmessungen mit einem schiffsgebundenen ADCP (acoustic Doppler current profiler) in der Schicht zwischen 150 und 200 m. Es handelt sich um Mittel über etwa 2 h. Der Punkt etwas nordöstlich von 75° N und 0,8° W repräsentiert eine Messung. b) Geschwindigkeitsfeld aus der Geostrophie, unter Verwendung der ADCP-Messungen als Absolutreferenz.

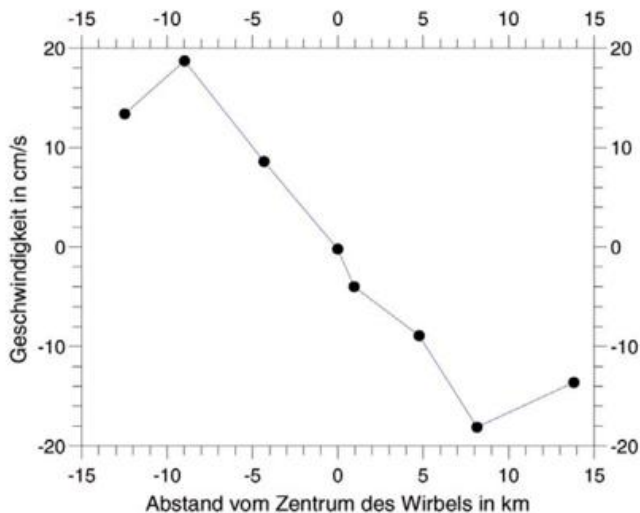


Abb. 10: Absolutgeschwindigkeiten (ADCP) gegen Radius. Die Bewegung im Wirbelinneren ist in hohem Maße einer Festkörperrotation angenähert.

führten nur zu befristetem Erfolg: Nach einigen Monaten wurde der Wirbel meist verlassen. Erst von 2003 nach 2004 gelang es, durch ‚Impfung‘ des Wirbels mit gleich sechs Driftern dessen einjährigen Bestand direkt nachzuweisen (GASCARD, J. C., pers. Mitt.). Es ist jedoch bekannt, dass ähnliche Phänomene im Atlantik, die in den 80er Jahren mit großem Aufwand und Mehrschiffsoperationen verfolgt wurden, mehrere Jahre überdauerten (ARMI et al. 1989, RICHARDSON et al. 1989). Hier handelte es sich um in mittleren Tiefen ausströmendes Wasser aus dem europäischen Mittelmeer, so dass diese Wirbel, ohne weiteren Antrieb zu erfahren, sehr langsam abklingen. In den hohen Breiten der Grönlandsee ist es jedoch möglich, die vertikale Homogenität mehrfach in verschiedenen Wintern und damit den ursprünglichen Zustand wiederherzustellen. Eine von mehreren Autoren angenommene vieljährige Lebensdauer ist daher für die Grönlandsee plausibel.

Die wichtige Frage der Entstehung solcher Wirbel am nördlichen Ende des *conveyor belts* ist bisher nicht geklärt. Ob sie als überdauerndes Produkt großflächig wirkender vorhergehender Konvektion anzusehen sind oder vorkonditionierte kleinere Wirbel sind, die in einem Winter in besonderem Maße homogenisiert werden, ist unbekannt. Ihr Charakter entspricht den sogenannten SCVs (submesoscale coherent vortex), welche Einschlüsse von vertikal homogenen Volumina in stärker geschichteter Umgebung sind (MCWILLIAMS 1985 und 1988). Die große Tiefe, bis zu der atmosphärisch beeinflusstes Wasser vordringt, lassen sie zwar als (kalte) *hot spots* der Winterkonvektion erscheinen, ihre lange Lebensdauer und ihr geringer Austausch mit der Umgebung relativieren jedoch die aktuelle Bedeutung bei einer arktisweiten Betrachtung. Dies wird sich ändern, wenn sie zusammenbrechen, denn nirgendwo befindet sich oberflächenbeeinflusstes Wasser in größerer Tiefe. In ausführlichen Laborexperimenten wurde auch gezeigt, dass die Kollision des Kerns mit dem Ozeanboden zum Kollaps führt (HEDSTROM und ARMI 1988). Da die

Konvektionstiefe im Grönlandseebecken in der letzten Dekade kontinuierlich absinkt (etwa 100 m/a), kann dies, entsprechende Lebensdauer vorausgesetzt, bei der geringen verbliebenen Distanz zum Meeresboden in wenigen Jahren der Fall sein.

Literatur

- ARMI, L., D. HEBERT, N. OAKLEY, J. F. PRICE, P. L. RICHARDSON, H. T. ROSSBY, B. RUDDIK, 1989: Two years in the life of a Mediterranean Salt Lens, *J. Phy. Oc.* **19**, 354-370.
- BROECKER, W. S., 1991: The great ocean conveyor, *Oceanography* **4**(2), 79-89.
- BUDÉUS, G., W. SCHNEIDER, G. KRAUSE, 1998: Winter convective events and bottom water warming in the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.* **103** (C9), 18513-18527.
- BUDÉUS, G., B. CISEWSKI, S. RONSKI, D. DIETRICH, M. WEITERE, 2004: Structure and effects of a long lived vortex in the Greenland Sea. *Geophys. Res. Let.* **31**, doi 10.1029/2003GL017983.
- GASCARD, J.-C., A. J. WATSON, M.-J. MESSIAS, K. A. OLSSON, T. JOHANNESSEN, K. SIMONSEN, 2002: Long-lived vortices as a mode of deep ventilation in the Greenland Sea, *Nature* **416**, 525-527.
- GSP GROUP, 1990: Greenland Sea Project - A Venture Toward Improved Understanding of the Oceans' Role in Climate, *EOS* **71** **24**, 754-755.
- HEDSTROM, K., L. ARMI, 1988: An experimental study of homogeneous lenses in a stratified fluid, *J. Fluid Mech.* **191**, 535-556.
- HELLAND-HANSEN, B., F. NANSEN, 1909: The Norwegian Sea: Its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904, *Rep. Norw. Fish. Mar. Invest.* **2**(1).
- MCWILLIAMS, J. C., 1985: Submesoscale, Coherent Vortices in the Ocean, *Rev. Geophys.* **23**, 165-182.
- MCWILLIAMS, J. C., 1988: Vortex generation through balanced adjustment, *J. Phy. Oc.* **18**, 1178-1192.
- RICHARDSON, P. L., D. WALSH, L. ARMI, M. SCHRÖDER, J. F. PRICE, 1989: Tracking three meddies with SOFAR floats, *J. Phy. Oc.* **19** (3), 371-383.
- WADHAMS, P., J. HOLFORT, E. HANSEN, J. P. WILKINSON, 2002: A deep convective chimney in the winter Greenland Sea, *Geophys. Res. Let.* **29** (10), 76-1 - 76-4.
- WADHAMS, P., G. BUDÉUS, J. P. WILKINSON, T. LØYNING, V. PAVLOV, 2004: The multi-year development of long-lived convective chimneys in the Greenland Sea. *Geophys. Res. Let.* **31**, doi 10.1029/2003GL019017.
- WATSON, A. J., M.-J. MESSIAS, E. FOGELOVIST, K. A. VAN SCOY, T. JOHANNESSEN, K. I. C. OLIVER, D. P. STEVENS, F. REY, T. TANHUA, K. A. OLSSON, F. CARSE, K. SIMONSEN, J. R. LEDWELL, E. JANSEN, D. J. COOPER, J. A. KRUEPKE, E. GUILYARDI, 1999: Mixing and convection in the Greenland sea from a tracer release. *Nature* **401**, 902-904.

Anschrift des Autors:

Dr. Gereon Budéus
 Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
 Postfach 12 01 61
 27515 Bremerhaven
 E-Mail: gbudeus@awi-bremerhaven.de

J. JANSEN

Tropische(?) Zyklone über dem Südatlantik

Am 25. März 2004 wurde man auf ein Sturmtief im Südatlantik aufmerksam, das sich auf die brasilianische Küste zu bewegte. Dieses Tief hatte sich am 19./20. im Bereich Paranaguá/Florianópolis aus einer baroklinen Welle entwickelt und war dann in östliche Richtung gezogen. Am 22. löste es sich von der Höhenströmung (Cut-Off Prozess). Die Zugbahn ist in Abb. 1 dargestellt. Bereits am 26. stuft das U.S. National Hurricane Center (NHC) in Miami/FL diese Zyklone nicht nur als tropisch ein, was für den Südatlantik allein schon außergewöhnlich ist, sondern sogar als Hurricane der Kategorie 1 (64 - 82 kn auf der Saffir-Simpson Skala¹). Hierbei muss berücksichtigt werden, dass in den Überwachungszentren der USA bei Angabe der Windgeschwindigkeiten das 1 Min-Mittel üblich ist. Der Umrechnungsfaktor zum 10 Min-Mittel, wie es von anderen nationalen Diensten verwendet wird, ist laut WMO-Reglement 0,871. Das 1 Min-Mittel von 64 kn entspräche dann 56 kn im 10 Min-Mittel.

Der brasilianische Wetterdienst sprach dagegen von einer außertropischen Zyklone mit kaltem Kern, wie sie gewöhnlich über kaltem Wasser entsteht. Ferner ermittelten die dortigen Kollegen eine weit geringere Windgeschwindigkeit von nur 43 kn. In den Seewetterberichten des Centro de Hidrografia da Marinha fand

man ab dem 27. März 12 UTC die Bezeichnung „außertropische Zyklone mit tropischer Charakteristik“ (VIS-Aufnahme in Abb. 2). In der Nacht vom 27. auf den 28. erreichte der Sturm mit seinem Zentrum die Küste in der Grenzregion der beiden brasilianischen Bundesstaaten Santa Catarina und Rio Grande do Sul (IR-Aufnahme in Abb. 3). Das NHC bestimmte die Windgeschwindigkeit mit 65 - 70 kn (10 Min-Mittel: 57 - 61 kn), der brasilianische Wetterdienst dagegen mit 43 - 48 kn. Ein QuikScat-Bild² vom 27. um 21.15 UTC zeigt eine höchste Windgeschwindigkeit von 55 kn.

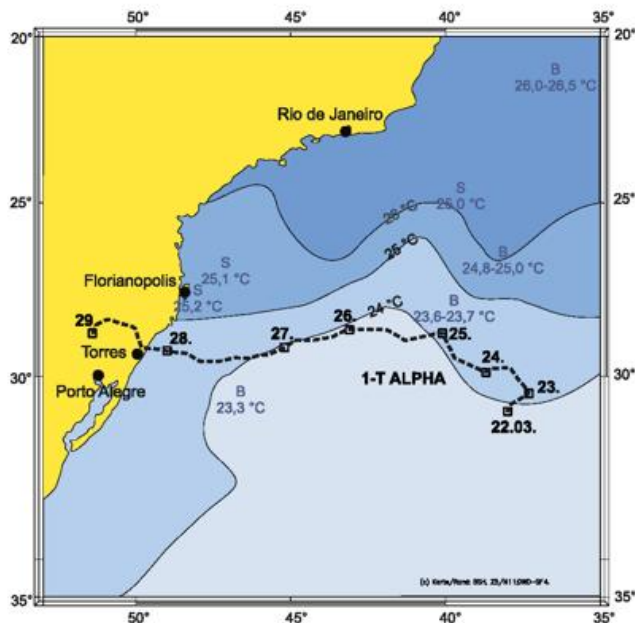


Abb.1: Mittlere Wassertemperaturen für den 27. März aus Modellrechnungen (HRM/CHM; <http://www.mar.mil.br/chm/meteo/prev/tsm/tsming.htm>). Eingetragen sind ferner die Messungen der Wassertemperaturen von Schiffen (S) und Bojen (B) aus dieser Zeit sowie die Zugbahn von 1-T Alpha in der Zeit 22.03. - 29.03.2004.

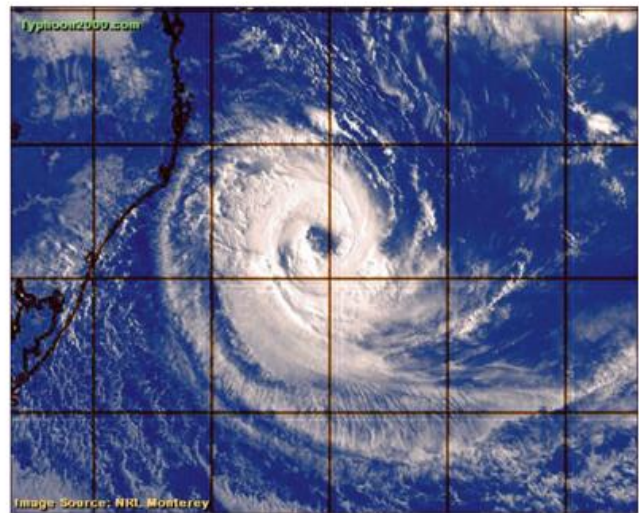


Abb. 2: VIS-Aufnahme des Satelliten GOES-12 vom 27.03.2004, 11:09 UTC aus <http://www.typhoon2000.ph/aldonca2.jpg>.

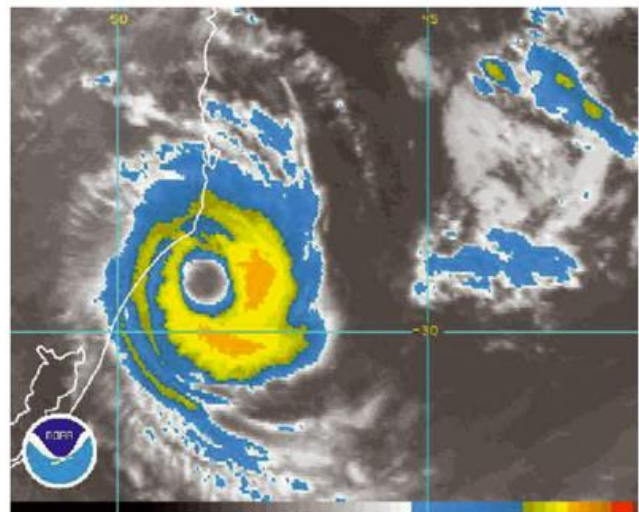


Abb. 3: Infrarotaufnahme des Satelliten GOES-12 vom 28.03.2004, 01:09 UTC aus <http://www.weather.org.hk/aldonca.htm>.

¹ veröffentlicht in <http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshs.shtml>

² veröffentlicht in www.drisk.com.hk/aldonca.htm

Roger Edson von der University of Guam gab dem Sturm den Namen „Aldonça“, ein veralteter portugiesischer Frauennamen, der soviel wie „süß“ bedeutet. In den brasilianischen Medien gebrauchte man den Namen „Catarina“, da die Zyklone auf den Bundesstaat Santa Catarina zusteuerte. Die meisten amtlichen Stellen wie die Defesa Civil do Rio Grande do Sul sprachen von „1-T Alpha“. Dieser Name soll auch im Weiteren verwendet werden.

Da aus dem Bereich der Zugbahn von 1-T Alpha keine Schiffsmeldungen vorliegen und Brasilien im Gegensatz zu den USA keine für die Aufklärung von tropischen Wirbelstürmen ausgerüsteten Flugzeuge besitzt, ist die Bewertung, ob es sich bei 1-T Alpha um eine tropische oder außertropische Zyklone handelte, schwierig.

Zur besseren Einschätzung werden kurz einige Hinweise dazu gegeben, wann und wo mit dem Entstehen tropischer Zyklonen zu rechnen ist. Die Entstehung tropischer Zyklonen ist an die Lage der Innertropischen Konvergenzzone (ITZ) gebunden. Über dem Atlantik liegt sie in der Regel im Bereich des Äquators oder hart nördlich davon. Begünstigend für die Entstehung tropischer Zyklonen sind:

- eine geringe vertikale Windscherung,
- eine wirksame Corioliskraft und
- eine Wasseroberfläche, die weiträumig eine Temperatur (SST) von mindestens 26,5 °C aufweist.

Wichtig für das Überleben von Wirbelstürmen ist aber auch, dass die SST von mindestens 26,5 °C nicht nur auf die dünne Oberflächenschicht begrenzt ist, da die winderzeugten Wellen das Wasser vertikal durchmischen. Wie mächtig die Schicht sein muss, hängt von

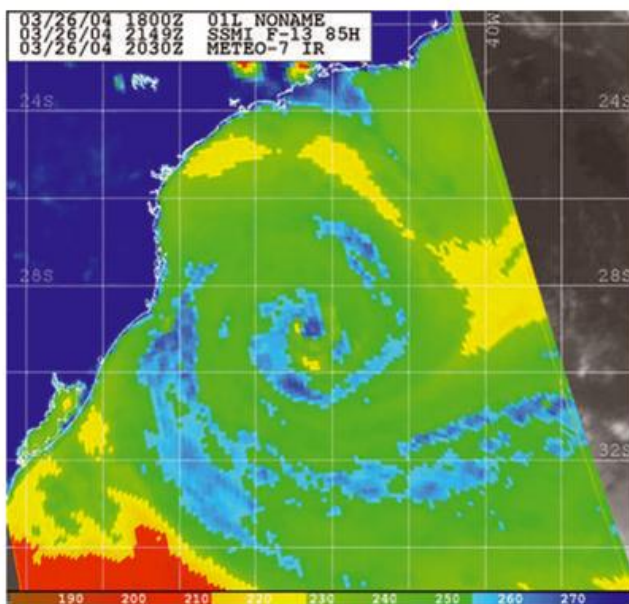


Abb. 4: Infrarotaufnahme des Satelliten METEO-7 vom 26.03.2004, 20:30 UTC aus: http://www.nrlmry.navy.mil/sat_products.html.

der Zuggeschwindigkeit sowie der Stärke des Windfeldes ab. Es gibt Fälle, in denen die SST niedriger als der genannte Wert ist. In diesem Fall ist der Entstehungsprozess jedoch noch nicht eindeutig geklärt.

In der Passatwindzone südlich von der ITZ gibt es dagegen kaum Easterly Waves, aus denen tropische Zyklonen entstehen können. Auch ist die Windgeschwindigkeit südlich der ITZ in der höheren Troposphäre im Durchschnitt um mehr als 30 km/h höher als an der Meeresoberfläche. Diese vertikale Windscherung hemmt den Entwicklungsprozess von tropischen Zyklonen spätestens im Stadium einer Depression.

Für die Umwandlung einer subtropischen in eine tropische Zyklone muss großräumig ein Mechanismus zum Transport von Wärmeenergie von den unteren in die oberen Schichten der Troposphäre in Gang gebracht werden. Auch hierzu ist eine Verdunstungsoberfläche mit ausreichend hoher Wassertemperatur notwendig. Durch starke Konvektion wird wiederum genügend latente Wärmeenergie frei, die für den Energiehaushalt der tropischen Zyklone zur Verfügung steht.

Mit seinem Zentrum bewegte sich 1-T Alpha über eine Wasseroberfläche mit nur etwa 24 °C (siehe Abb. 1). Die flächenhafte Verteilung der SST in der Abb. 1 wurde Modellrechnungen³ entnommen. Zusätzlich sind Messungen von Driftbojen und Schiffen aus dieser Zeit in dem betreffenden Seegebiet eingetragen. Bei Zufuhr von feuchtwarmer Luft hat sich in der Zyklone trotz kalten Wassers in den mittleren und oberen Schichten ein warmer Kern gebildet, erkennbar in Abb. 4 an den dunkelblauen Farben. 1-T Alpha zeigte zudem eine gut strukturierte Konvektion mit ausgeprägtem Auge. Ein QuikScat-Bild unter <http://winds.jpl.nasa.gov/publications/AtlanticHurricane.cfm> gibt die Windverhältnisse in der Nacht zum 27. März wieder.

Es gibt leider für die verschiedenen WMO-Regionen keine einheitliche Definition einer tropischen Zyklone. So bezeichnen die Meteorologen im NHC ein System mit warmen Kern und antizyklonaler Ausströmung in der Höhe, wenn es nicht frontal ist und eine strukturierte Konvektion aufweist, als tropisch. Man beachte „Ana“ im April(!) 2003 über den Nordatlantik: Messungen von Driftbojen im betreffenden Seegebiet ergaben Wassertemperaturen von 23,0 - 23,5 °C. Auch ihre Entstehungsgeschichte begann als außertropisches Tief. Nach der Umwandlung zum subtropischen Sturm erhielt sie bereits einen Namen. Danach wurde sie vom NHC allein aufgrund von Satellitenanalysen (AMSU⁴) und einer Schiffsmeldung als tropi-

³ <http://www.mar.mil.br/chm/meteo/prev/tsm/tsming.htm>

⁴ Advanced Microwave Sounder Unit; Querschnittsanalyse der Temperatur innerhalb einer Zyklone

scher Sturm eingestuft. Aufklärungsflugzeuge kamen nicht zum Einsatz.

Im westlichen Nordatlantik erstreckt sich der Bereich mit einer SST von 26 °C entlang des Golfstroms bis zum 40. Breitengrad. Hier können Hurricanes ihre Intensität auch außerhalb der Tropen beibehalten. Bei Systemen baroklinen Ursprungs, die sich über demselben Seegebiet formen und, wenn auch nicht alle, Eigenschaften einer tropischen Zyklone erkennbar werden, entscheiden die Kollegen im NHC, das System als „tropisch“ einzustufen: Wohl auch, um keine Konfusion in den öffentlichen Warnungen zu erzeugen.

Einwände, ein System baroklinen Ursprungs, das sich über Wasserflächen mit einer Temperatur weit unterhalb des Schwellenwertes entwickelt, als „tropische“ Zyklone zu bezeichnen, kommen vor allem von Mitarbeitern des australischen Wetterdienstes. Sie erleben entlang der Ostküste das ganze Spektrum von schweren tropischen Zyklonen bis zu heftigen außertropischen Stürmen, wobei sich subtropische Stürme und Hybride (subtropische Tiefs mit tropischen Eigenschaften) auch innerhalb der tropischen Zone entwickeln. So lieferte J. Callaghan einen interessanten Diskussionsbeitrag unter www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/jmb/04Mar30a.htm, der hier auszugsweise wiedergegeben wird. Basis seines Beitrages sind die numerischen Analysen des UKMO.

Das UKMO-Modell ließ am 22.03.2004 das Tief als 200 hPa Wärme-Anomalie stromabwärts in einer Tropopausen-Schwingung entstehen, siehe hierzu auch Abb. 25 Teilbild I in HIRSCHBERG und FRITSCH (1991). Diese Schwingung schwächte sich anschließend ab mit dem Ergebnis, dass das Tief am 24. März 12 UTC eine nahezu senkrechte Achse mit einer schwachen zyklonalen Zirkulation in der 200 hPa-Fläche hatte. Dabei lag es in einem kalten Trog zwischen 700 und 500 hPa. Vom 25. bis zum 26. 12 UTC näherte sich dem Tief von Westen her eine neue Tropopausen-Schwingung, die zu einer Intensivierung des Tiefs führte. Dieser neue Prozess brachte wärmere Luft oberhalb des Systems in der 200 hPa-Fläche, aber ohne die starke 200 hPa-Warmluftadvektion, mit der die frühere intensive außertropische Entwicklung verbunden war.

Gerade diese Prozesse, wie von dem Hirschberg und Fritsch-Modell beschrieben, führen vor Australien zu intensiven außertropischen Entwicklungen. Betrachten wir nunmehr die tropischen Systeme selbst, so ist in diesem Falle die Warmluftadvektion in der Höhe nicht zwingend erforderlich. Vermutlich führt überwiegend Konvektion zu einer Erwärmung in den oberen Schichten, was letztendlich für den Druckfall am Boden notwendig ist. Ab dem 28. baute 1-T Alpha an-

scheinend in niedrigen und mittleren Höhen den sich verstärkenden Temperaturgradienten zwischen einem warmen Hoch über Land südwestlich von ihm und einem Kältetief (insbesondere kalt zwischen 700 und 500 hPa) nordöstlich des Zentrums ab. Der Ballonaufstieg am 28. um 00 UTC von Porto Alegre untermauerte diese Vermutung. Die 850-500 hPa-Scherung bei Porto Alegre betrug zu diesem Zeitpunkt 20 kn. J. Callaghan machte darauf aufmerksam, dass fast alle Systeme (tropische und sub-/außertropische) im Vorhersagebereich von Brisbane solch einen Temperaturgradienten abbauen, dass aber bei den tropischen Zyklonen die vertikale Neigung und die Scherung viel schwächer ist. Seiner Meinung nach handelte es sich bei 1-T Alpha um ein Hybrid-System. Operationell würde er es allerdings als tropische Zyklone bezeichnen.

Der Diskussionsbeitrag von J. Callaghan stützt auch unsere Auffassung, dass es sich bei 1-T Alpha um einen Hybridtypus gehandelt hat; d. h. einen Sturm, der in seiner Struktur tropische wie auch subtropische Merkmale aufwies. Mithin läßt sich feststellen, dass die Einschätzung der Brasilianer nicht falsch ist, sieht man davon ab, dass sie anscheinend in den Bulletins nicht zwischen subtropisch und außertropisch unterscheiden⁵.

Literatur

HIRSCHBERG, P. A.; J. M. FRITSCH, 1991: Tropopause Undulations and the Development of Extratropical Cyclones, Part II: Diagnostic Analysis and Conceptual Model. *Monthly Weather Review* **119**, 518-550.

Anschrift des Autors:

Josias Jansen
Deutscher Wetterdienst
GB Klima und Umwelt
Abt. Klimaüberwachung
Postfach 30 11 90
20304 Hamburg
E-Mail: Josias.Jansen@dwd.de

⁵ siehe http://www.defesacivil.rs.gov.br/cumunicacao/noticia_view_html

C. LEFEBVRE

Die Eisbedeckung in den russischen Gewässern des Nordpolarmeeres im Allgemeinen und 2002 zur Zeit der Durchsegelung der Nordostpassage von Arved Fuchs

In der Zeit von Ende Juli bis zum Ende der 1. Septemberwoche 2002 gelang dem Abenteurer Arved Fuchs und seiner Crew auf der ‚Dagmar Aaen‘, einem gaffelgetakelten Holzkutner (Abb. 1), nach zwei vergeblichen Versuchen die erfolgreiche Durchsegelung des Nördlichen Seeweges von Murmansk im Norden der Halbinsel Kola bis Providenija im Süden der Beringstraße (siehe Abb. 2).

Auf ihrer Reise wurde die Crew mit täglichen meteorologischen Beratungen vom Deutschen Wetterdienst unterstützt, die nicht nur die zu erwartenden Winde auf dem jeweiligen Streckenabschnitt, sondern auch Informationen über das Wetter (Sicht, Niederschläge, Temperatur), den Seegang und die Eisdrift umfassten. Bei kritischen Wetterlagen erhielt die Schiffsführung zusätzliche Empfehlungen wie aus meteorologischer Sicht sich anbietende Ausweichrouten und ggf. Reiseunterbrechungen. Als Gegenleistung setzte sie 3-stündlich Wettermeldungen ab, die über Satellit in das die Welt umspannende GTS (Global Telecommunication System) eingespeist und international verbreitet wurden. Die Daten werden - wie alle weltweit erhobenen Schiffswettermeldungen - in den Archiven des Deutschen Wetterdienstes gepflegt. Abb. 3 zeigt die räumliche Ver-

teilung der weltweiten Schiffsdaten von Juli bis Oktober 2002, die dem Deutschen Wetterdienst zugemeldet wurden. Deutlich erkennbar ist die Fahrtroute der ‚Dagmar Aaen‘ entlang der sibirischen Küste.

Im Gegensatz zu den im Mittel der Jahre sehr schwierigen Eisverhältnissen am Rande des Nordpolarmeeres, die im Folgenden beschrieben werden, traf die Expedition im Jahre 2002 auf eine ungewöhnlich geringe Eisbedeckung. Sie gibt Anlass zu der Frage, ob sich die arktischen Meereisverhältnisse gegenwärtig verändern. Eine Eisabnahme kann als Anzeichen einer Klimaerwärmung angesehen werden, da nach Modellrechnungen die Zunahme an Treibhausgasen (insbesondere CO₂) eine Temperaturzunahme bewirkt, die in der Arktis am größten ist und dort 5 K übersteigen kann (IPCC 2001).



Abb. 2: Der Seeweg der ‚Dagmar Aaen‘ im Sommer 2002 (http://www.national-geographic.de/php/entdecken/arved_fuchs/tagebuch_11_09.htm).



Abb. 1: Die ‚Dagmar Aaen‘ (aus FUCHS 2003).

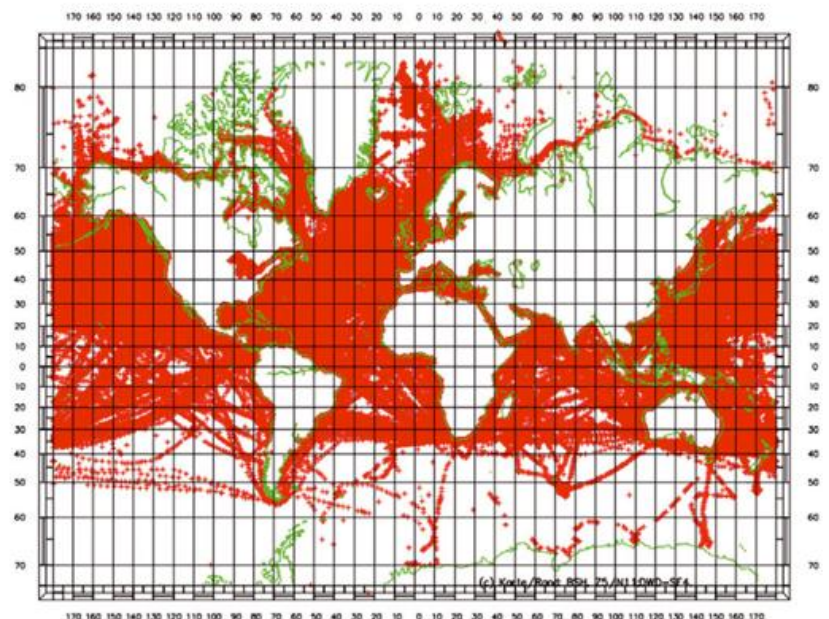


Abb. 3: Beim DWD-Hamburg eingegangene Schiffswettermeldungen der Monate Juli bis Oktober 2002.

Die mittleren sommerlichen Eisverhältnisse in den arktischen Randmeeren Russlands

In der Arktis werden die mittleren Eisverhältnisse durch das permanente Hochdruckgebiet über der Beaufortsee (Seegebiet nördlich von Alaska) bestimmt, das hier eine antizyklonale Eisbewegung, den sog. Beaufortwirbel und den sog. Transpolaren Driftstrom, antreibt (siehe Abb. 4). Der Beaufortwirbel bewegt das Eis in die Ostsibirische See. Mit dem Transpolaren Driftstrom erfolgt der Haupttransport an Eis aus der Kara- und Laptewsee durch die etwa 1000 m tiefe Framstraße (zwischen Grönland und Spitzbergen) in den Nordatlantik. Er liegt im Jahresmittel bei mindestens 900 000 km² (RIGOR et al. 2002).

Einen ersten Überblick über die in den Sommermonaten zu erwartenden Eisverhältnisse in den russischen Gewässern des Nordpolarmeeres gibt Abb. 5, in der die mittlere Packeisgrenze für die Monate Juli bis September eingetragen ist. Aus ihr lässt sich der im Sommer zunehmende Rückzug der Eisgrenze von den Küsten ersehen. Deutlich ist auch der Einfluss der in die Randmeere strömenden großen Flusssysteme zu erkennen. So ist in der Karasee der Raum zwischen den Halbinseln Jamal und Taimyr, in den u. a. die Flüsse Ob, Tar und Jenessej münden, bereits im Juli eisfrei. Ebenso verhält es sich in der Laptewsee im Bereich des Lenadeltas und in der Tschuktschensee nördlich der Beringstraße. Andererseits gibt es Gebiete, wie im Nordosten der Taimyr-Halbinsel, und hier insbesondere die Wilkitzkistraße, in denen im Mittel der Jahre die Eisgrenze auch noch im September an das Festland heranreicht.

Dass es in Einzeljahren markante Unterschiede gibt, vermittelt Abb. 6, die für die einzelnen arktischen Randmeere den mittleren Jahresgang der maximalen, mittleren und minimalen Eisbedeckung enthält. Wäh-

rend in der Laptewsee und der Tschuktschensee in günstigen, d. h. warmen Jahren, das Eis im September völlig, in der Karasee bis auf einen Bedeckungsgrad von 10 % abschmilzt, beträgt die geringste Eisbedeckung in der Ostsibirischen See im September immer noch 30 %.

Eine differenziertere Betrachtung gibt Abb. 7, in der die mittlere Ausdehnung mit dichtem und sehr dichtem Eis – das ist Eis mit einem Bedeckungsgrad von 7-10 Zehntel – dargelegt wird. Ihr kann entnommen werden, dass die Grenzen für dichtes und sehr dichtes Eis deutlich nördlicher liegen als die mittlere Packeisgrenze, und dass in der bereits erwähnten Wilkitzkistraße zwischen der Taimyr-Halbinsel und Sewernaja Zemlja der Bedeckungsgrad des Eises im Laufe des Juli normalerweise auf Werte unter 7 Zehntel zurückgeht, was die Chancen für eine Passage erhöht.

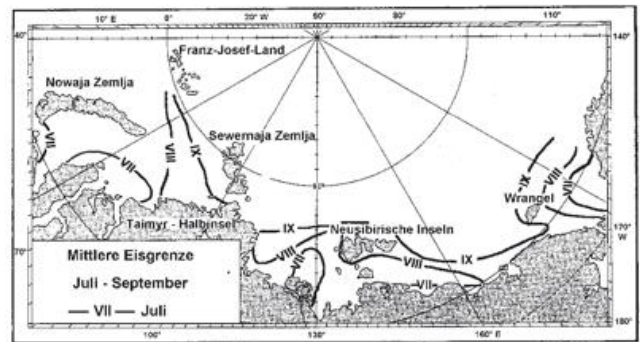


Abb. 5: Die mittlere Packeisgrenze in den Monaten Juni bis September (aus: Seehandbuch 1995).

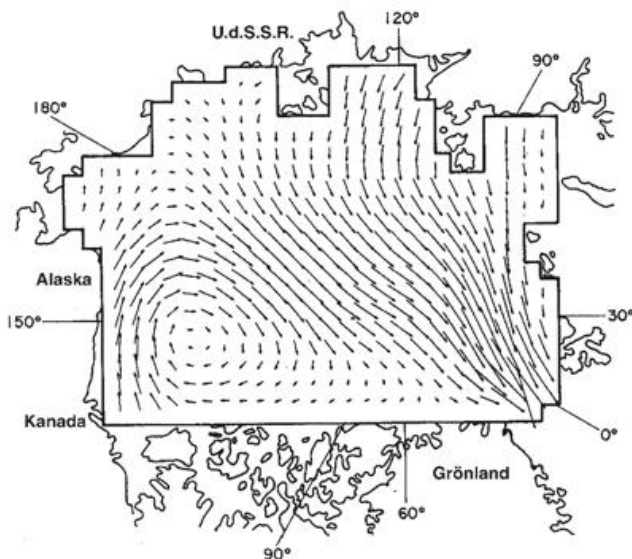


Abb. 4: Die mittlere jährliche Meereisbewegung in der Arktis (aus: HIBLER III 1989).

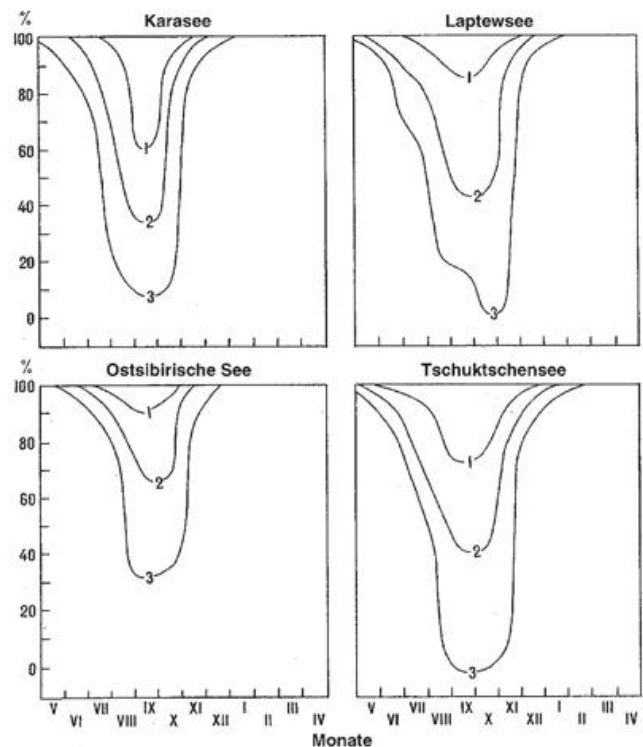


Abb. 6: Der Jahresgang des maximalen (1), mittleren (2) und minimalen (3) Eisbedeckungsgrades (aus: Seehandbuch 1995).

Welche Eisverhältnisse auf den Schifffahrtsrouten angetroffen werden, hängt entscheidend auch von den Windverhältnissen ab. Wie Abb. 8 zeigt, kann durch die Schubwirkung des Windes aus nordwestlichen bis nordöstlichen Richtungen Treibeis Richtung Küste und damit in die Seewege verdriften oder zu einer Verdichtung des dort bereits lagernden Treibeises führen.

Die Eisverhältnisse in den russischen Seegebieten werden in der warmen Jahreszeit durch das sehr differenzierte Abschmelzen unterschiedlich kompakter Eisdecken bestimmt. Nach vorangegangenen strengen Wintern mit dickeren Eisschichten können sich die Tautvorgänge über einen längeren Zeitraum erstrecken und/oder zu einem vermehrten Auftreten von Treibeis führen.

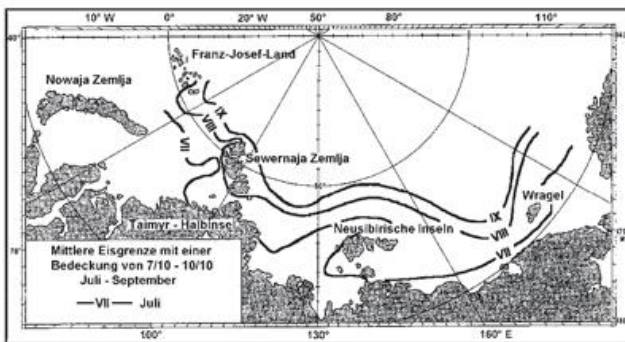


Abb. 7: Mittlere Ausdehnung von Eis mit einem Bedeckungsgrad von 7-10 Zehntel in den Monaten Juli bis September (aus: Seehandbuch 1995).

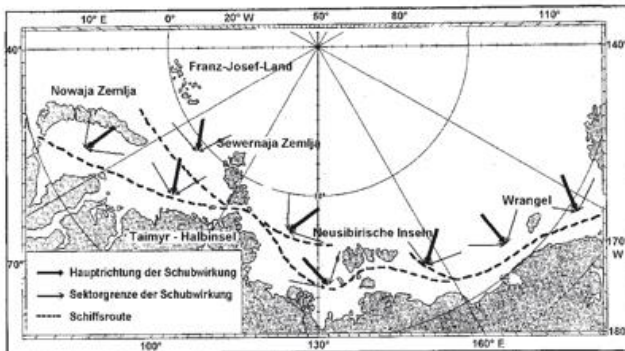


Abb. 8: Schubwirkung des Windes in den Monaten Juli bis September (aus: Seehandbuch 1995).

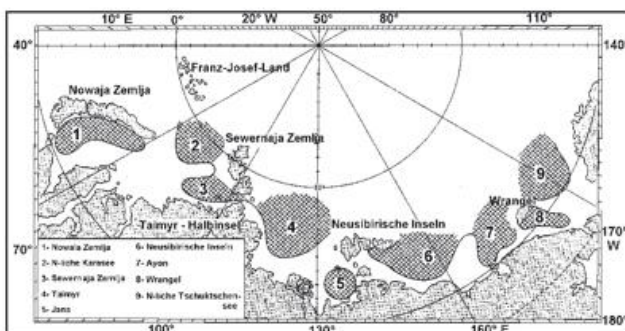


Abb. 9: Lage wichtiger Packeis-Massive und ihrer Namen (aus: Seehandbuch 1995).

Der Eisrückgang erfolgt von Polynjen aus, die fast immer an den gleichen Orten liegen. Mit Polynja wird eine offene Wasserstelle im Eis bezeichnet. Weitere Einzelheiten dazu siehe HARMS et al. (2004). In den russischen Gewässern des Nordpolarmeeres befinden sich diese Polynjen vor allem vor den Mündungsgebieten der sibirischen Ströme, einige aber auch im freien Meer.

Neben der Lage der Polynjen sind die Zentren starker Vereisung für die regionale Eislage entscheidend. Treibeis mit einem Bedeckungsgrad von 7-10 Zehnteln und großer Mächtigkeit oder in Verbindung mit Packeis konzentriert sich gewöhnlich an 9 Stellen und kann dort große Eismassive bilden, die üblicherweise nach ihrer geographischen Lage benannt werden (Abb. 9). Jedes einzelne Eismassiv weist dabei noch verschiedene Ausprägungen und differenzierte Lagen auf, die für die Befahrbarkeit der Küstengewässer in den Sommermonaten entscheidend sein können. So wird im Bereich der Taimyr-Halbinsel, deren Eisverhältnisse zu den schwierigsten auf der Nordroute zählen, zwischen zwei Varianten unterschieden. Relativ günstige Bedingungen bestehen, wenn die Eismassive ‚Nördliche Karaee‘ (Nr. 2 in Abb. 9) und ‚Sewernaja Zemlja‘ (Nr. 3 in Abb. 9) voneinander getrennt sind (‚leichte‘ Variante). Dann schmilzt die geschlossene Eisdecke gewöhnlich in der ersten Augushälfte. Bilden beide Massive eine Einheit (‚schwere‘ Variante), bricht die geschlossene Eisdecke erst Ende August/Anfang September auf. Im Mittel der Jahre sind bis Ende September die Küsten der Taimyr-Halbinsel mit einer Wahrscheinlichkeit von 80-90 % von einer geschlossenen Eisdecke befreit, wobei die Wilkitzkistraße, die Meereseenge zwischen dem Festland und Sewernaja Zemlja, Tauschplatz von Eismassen aus der Kara- und Laptewsee bleibt. In einzelnen Jahren kann das Eis den Küstenbereich jedoch den ganzen Sommer über blockieren. In der Ostsibirischen See prägt die Lage des Ayon-Massivs (Nr. 7 in Abb. 9) die Eisverhältnisse in der Longa-Passage, die zur Tschuktschensee führt, entscheidend. Hat es eine zentrale Lage, werden die Zufahrten und die Passage eisfrei. Die für die Schifffahrt schwierigste Situation besteht, wenn das Ayon-Massiv mit dem Eismassiv der Wrangel-Insel (Nr. 8 in Abb. 9) verbunden ist und dichtes Eis die Longa-Straße und die Küste entlang der Tschuktschen-Halbinsel blockiert.

Die Wetter- und Eisverhältnisse entlang der Nordostpassage angetroffen von Arved Fuchs

Am 27. Juli 2002 verließ das Expeditionsschiff, die ‚Dagmar Aaen‘, die Hafenstadt Murmansk und setzte von nun an regelmäßig Wettermeldungen ab (Abb. 10 a und b). Auf der Reise nach Osten gingen in der Barentssee die Wasseroberflächentemperaturen, die am Auslaufftag noch bei 12 °C lagen, stetig zurück und dokumentierten damit den rapide schwindenden Einfluss der Ausläufer der warmen Nordatlantischen Strömung. Am 30. und 31. zog ein Tief mit einem Kerndruck von 990 hPa über die Barentssee hinweg. Nach

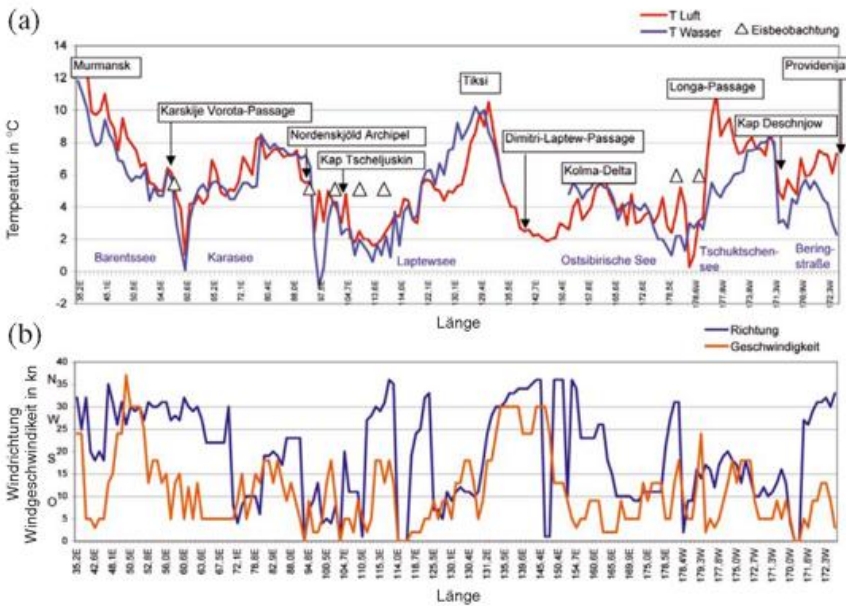


Abb. 10: Verlauf meteorologischer Parameter während der Nordostpassage der ‚Dagmar Aaen‘, (a) Luft- und Wassertemperatur, (b) Windrichtung und -geschwindigkeit.

der Kaltfrontpassage blies ein starker Nordwestwind, der am Abend des 30. Windstärke 8 Bft erreichte und Wellen von 3-4 m Höhe erzeugte. Der Sturm flaute erst am Nachmittag des Folgetages wieder ab. Durch die verstärkte Wasserdurchmischung sanken die Wassertemperaturen auf 6-7 °C ab.

Die Oberflächenströmung ist in der Barentssee schwach und unbeständig und wird im relativ flachen Bereich südlich von 70° N und östlich von 40° E von den Gezeitenströmen dominiert. So fällt vom 31. Juli 12 UTC an ein 12-Stunden-Rhythmus in der Wassertemperatur auf. Vermutlich fließt bei Ebbe das mit dem wärmeren Süßwasser der Flüsse vermischte Meerwasser ab. In der Petschorasee (Wassertiefe < 50 m) macht sich dann der wasserreiche Abfluss der Petschora bemerkbar: Die Wassertemperatur stieg binnen 6 Stunden um 1,5 K an. Der nachfolgende Temperatursturz am 1. August zwischen 15 und 18 UTC bei einem recht beständigen Wind aus W bis NW ging einher mit der Einfahrt in die Karasee. Um Mitternacht wurden dann bereits die ersten Treibeisfelder gemeldet. Das Schiff durchsegelte in den kommenden Stunden mitteldickes und dickes einjähriges Eis, wobei die Lufttemperaturen bis auf 1 °C und die Wassertemperaturen bis auf Gefrierpunktnähe zurückgingen. Von den Mittagsstunden des 2. August an nahmen dann sowohl Luft- wie Wassertemperaturen rasch wieder auf 4-6 °C zu, und Eisberge wurden bei einer Sichtweite von rund 4 km nicht mehr beobachtet.

Die im Weiteren zu durchfahrenen Seegebiete zeichnen sich - bis auf die Durchfahrt der Wilkitzkistraße bei Kap Tscheljuskin - durch eine relativ geringe Wassertiefe aus. Der Ostteil der Karasee hat eine durchschnittliche Wassertiefe von weniger als 100 m. Das bedeutet, dass nicht nur Gezeiten und Wind die Mee-

resströmungen bestimmen, sondern auch die dort einmündenden Flüsse. Vor Dickson, an der Mündung des Jenissej, war die Wassertemperatur um 3,2 K höher als bei der Messung 3 Stunden zuvor. Da das Schiff danach in Küstennähe segelte, hielt der Zufluss zahlreicher Flüsse die Werte bis zum Nordenskjöld Archipel, das die ‚Dagmar Aaen‘ in der Nacht zum 11. August erreichte, auf mehr als 7 °C.

Östlich dieser Inselgruppe geriet die Expeditionscrew bei einem meist schwachen nordöstlichen bis östlichen Wind in rasch dichter werdende Treibeisfelder, in denen die Wassertemperatur bis auf -0,9 °C absank. Mit Annäherung an das Kap Tscheljuskin, dem nördlichsten Punkt Eurasiens (77° 43' N, 104° 18' E) wurden am 12. um 3 UTC auch einzelne Eisberge (Growler) gemeldet. Bei einem schwachen nordöstlichen Wind konnte das Kap – anders als 1992, als die Reise hier, in der für schwierige Eisverhältnisse bekannten Wilkitzki-Straße, im dichten Packeis scheiterte – dicht unter der Küste der Taimyr-Halbinsel umrundet werden. Neben dichten Treibeisfeldern gab es in diesem Jahr genügend offenes Wasser, wobei die Sicht durch Nebel allerdings zeitweise so gering war, dass keine Eisbeobachtungen erfolgen konnten.

Die Passage in die Laptewsee und damit eine der risikoreichsten Abschnitte war geglückt, und mit zunehmender Nähe zum Delta der Lena wurde das Gewässer nun wieder deutlich wärmer. Vor Tiksi stieg die Wassertemperatur bis auf 10,2 °C an, wobei nun unter kräftigem Hochdruckeinfluss (bis 1038 hPa) auch vergleichsweise milde Lufttemperaturen um 9 °C bei einem mäßigen Südostwind vorherrschten. Nach einem Aufenthalt vor Tiksi konnten dann am 23. August in der nachfolgenden Buorkhaya-Bucht mit 10,5 °C die höchsten Lufttemperaturen seit dem Verlassen der Barentssee gemessen werden. Zwischen einem Hoch über Skandinavien, das einen Keil bis in die westliche Laptewsee geschoben hatte, und tiefem Luftdruck über der Ostsibirischen See geriet das Schiff nun in einen stürmischen Nordwest- bis Nordwind, der zeitweise mit Windstärke 7 Bft blies. Ohne die Sichtung von Treibeis bei einer Sichtweite von 2-4 km und Lufttemperaturen, die bis auf 2 °C abgefallen waren, wurde am 24. August die Dimitri-Laptew-Straße (73° N, 142° 30' E), die Meerengen zwischen dem Festland und den Neusibirischen Inseln, passiert.

In der Ostsibirischen See herrschten im Folgenden Luft- und Wassertemperaturen zwischen 3 und 6 °C. Erst in der Longa-Passage, südlich der Wrangel-Insel, musste dann vorübergehend wieder durch lockeres mitteldickes bis dickes Treibeis gesegelt werden. Mit

Einfahrt in die Tschuktschensee stiegen bei südöstlichem Kurs Luft- und Wassertemperaturen kontinuierlich wieder an. Am 3. September (Ortszeit) war es sogar 11 °C warm.

Am 6. September, kurz vor Kap Deschnjow (66° 05' N, 169° 40' W), gingen innerhalb von nur 6 Stunden (zwischen 6 und 12 UTC) die Wassertemperaturen von 8 °C auf 3 °C zurück, was auf eine Veränderung der Strömungsverhältnisse schließen lässt. Nach der Umrundung des Kaps und der Einfahrt in die Beringstraße stieg die Wassertemperatur dann wieder an. Der aufkommende Nebel könnte ein Indiz dafür sein, dass hier unterschiedlich temperierte Wassermassen aus der Arktis und dem Pazifik aufeinander trafen. Die letzten Seemeilen der Nordostpassage bis zum Ort Provideniya am Ausgang der Beringstraße wurden mit einem auf Nordwest drehenden und bis auf Windstärke 6 Bft zunehmenden Wind rasch bewältigt. Mit den nördlichen Winden wurde kaltes arktisches Wasser durch die Beringstraße südwärts transportiert, wodurch die Wassertemperaturen bis auf 2,3 °C am 9. September, dem Ankunftstag in Provideniya absanken, während die Lufttemperaturen nur geringfügig zwischen 6 und 8 °C schwankten.

Die besonderen Eisbedingungen im Jahr 2002

Arved Fuchs hatte das Glück, seinen dritten Versuch der Durchsegelung der Nordostpassage in einem Jahr durchzuführen, das sich durch eine äußerst geringe Meereisbedeckung auszeichnete. Satellitenbeobachtungen belegen, dass die Eisbedeckung 2002 in allen Monaten unter dem vieljährigen Mittel (1973-2000) blieb, wobei nach WAPLE and LAWRIMORE (2003) schon Frühling und Sommer die geringste jahreszeitliche Eisausdehnung seit Beobachtungsbeginn verzeichneten. Im September 2002, der in der Arktis generell der Monat mit der geringsten Eisbedeckung im Jahresverlauf ist (s. Abb. 6), wurde dann mit einer Anomalie von nahezu -0,78 Mio. km² das absolute Minimum der Eisausdehnung seit Beobachtungsbeginn verzeichnet (Abb. 11). Wie Abb. 12 zu entnehmen ist, war die Abnahme der Eisbedeckung besonders in den russischen Randmeeren, der Beaufortsee und östlich von Grönland markant.

Beobachtete Tendenzen

Etwa seit 1980 werden große Veränderungen in der Arktis beobachtet, die sowohl den Luftdruck, die Temperaturen der Atmosphäre und des Nordpolarmeers wie auch Bedeckung und Dicke des Meereises betreffen. Analysen der Anomalien der monatlichen Meereisbedeckung zeigen für die Nordhalbkugel eine starke Abnahme seit Beginn der 1980er Jahre. Der in Abb. 13 dargestellte Verlauf beruht auf Messungen der Satelliteninstrumente SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager Sensor, seit 1987) und SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer). Nach CAVA-

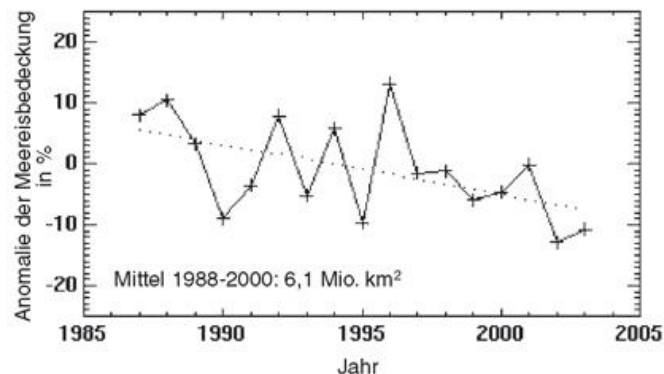


Abb. 11: Anomalien der Meereisbedeckung im September 1988-2003 (http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).

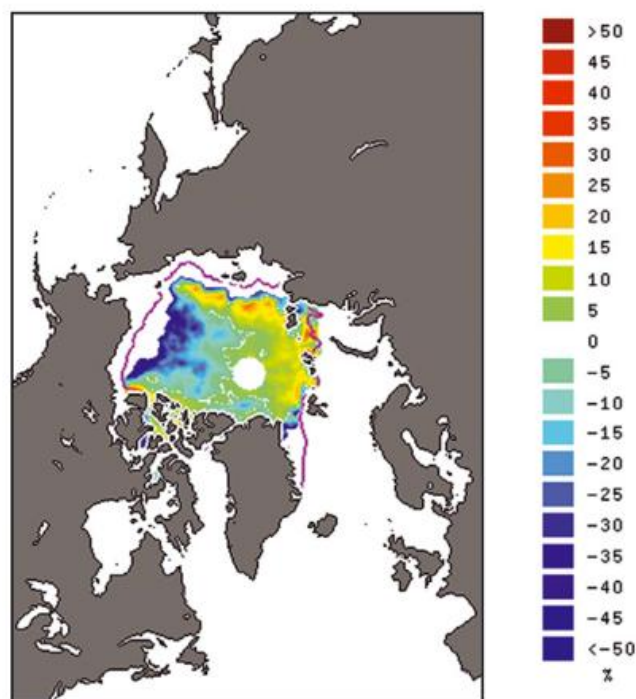


Abb. 12: Karte der regionalen Anomalien der Meereisbedeckung im September 2002 bezogen auf die Zeitspanne 1987 - 2001 (aus: <http://nsidc.org/seaice/news.html>).

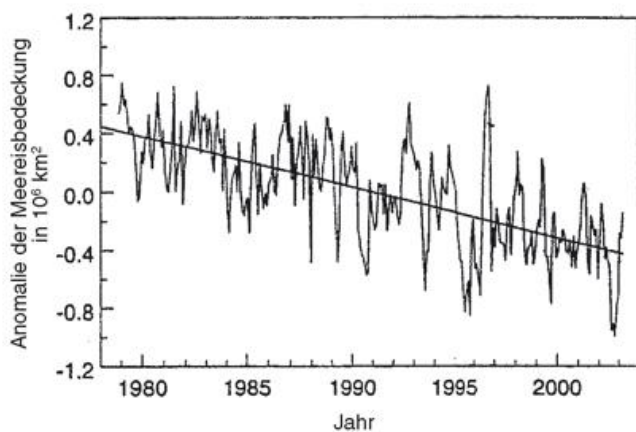


Abb. 13: Anomalien der nordhemisphärischen Meereisbedeckung, Trend: -25003,7 km²/a (aus: JOHANNESSEN et al. 2004).

LIERI et al. (1997) nimmt die Eisbedeckung in der Arktis um 2,9 % pro Dekade ab, wobei der Trend im Sommer am größten ist. Um noch 3 % höher ist die Abnahme von mehrjährigem Eis mit $6,4 \pm 2,2$ %, wie Berechnungen von COMISO (2002) darlegen, der für den Zeitraum 1978-2000 das jährliche Minimum der Eisbedeckung im September betrachtete, in der Annahme, dass das erstjährige dünne Eis dann wieder abgeschmolzen ist und nur das dickere mehrjährige Eis die Eisbedeckung ausmacht.

Neben der Eisbedeckung zeigt auch die Eisdicke eine negative Tendenz. Auswertungen einer 20-jährigen Messreihe von mittleren monatlichen Eisdicken, die aus Feldmessungen durch Dünung angeregter Schwellen abgeleitet wurden, ergaben für den Zeitraum 1970-1991 eine Abnahme von rund 10 cm, die mit Modellrechnungen gut übereinstimmen (JOHANNESSEN et al. 2004). Dagegen führte die Analyse von Sonarmessungen von U-Booten (ROTHROCK et al. 1999) zu dem Ergebnis, dass in den vergangenen 30-40 Jahren der unter der Wasseroberfläche befindliche Anteil der Eisschollen am Ende der Schmelzperiode um rund 1,3 m abgenommen hat.

Die Abnahme des Packeises steht in engem Zusammenhang mit dem stetigen Anstieg der Lufttemperatur seit Mitte der 70er Jahre, besonders aber seit 1990. COMISO (2002) fand für die Arktis eine starke Korrelation von -0,77 zwischen Eisbedeckung und Lufttemperatur. Aus Satellitendaten von 1978-2000 errechnete er einen Temperaturanstieg von $1,2 \pm 0,4$ K für die Sommermonate Juni-August. Dabei vollzieht sich die Temperaturänderung regional und saisonal ganz unterschiedlich (vgl. Abb. 14). RIGOR et al. (2000) erstellten aus Temperaturmessungen driftender Eisbojen, driftender russischer Stationen auf Eisschollen und arktischer Landstationen den IABP/POLES-Datensatz. Sie fanden für die Wintermonate einen Temperaturanstieg von 1 K/Dekade über dem östlichen Nordpolarmeer (Raum nördlich von Asien) und eine Temperaturabnahme von 1 K/Dekade über dem westlichen Nordpolarmeer. Im Frühling vollzieht sich dagegen eine Temperaturerhöhung über dem gesamten Nordpolarmeer, die über den russischen Gewässern sogar 2 K/Dekade erreicht. Dies zieht hier eine Verlängerung der Schmelzperiode nach sich.

Neben der signifikanten Erwärmung der Atmosphäre wird seit Beginn der 90er Jahre auch eine markante Erwärmung des Nordpolarmeeres beobachtet, die sich in mehreren Schüben vollzog. Nach Vergleichen von Messungen und eigenen Modellrechnungen von KARCHER et al. (2003) erfolgte ein Zufluss von überdurchschnittlich warmen atlantischen Wasser durch die beiden Zweige des atlantischen Zustromes, die Framstraße und die Barentssee, vor allem zwischen 1989 und 1994, aber auch wieder seit 1999. Die deutliche Ausprägung und die über mehrere Jahre anhaltende positive Temperaturanomale zu Beginn der 90er

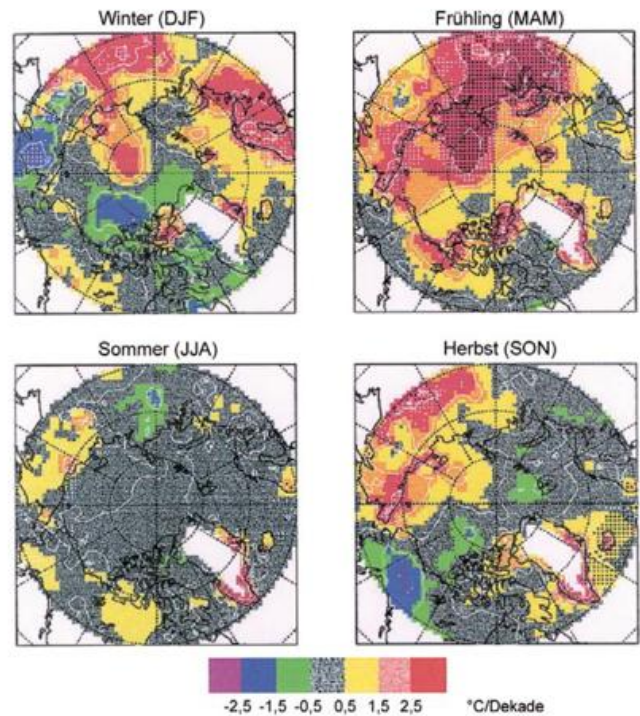


Abb. 14: Jahreszeitliche Trends der Oberflächentemperatur (aus: RIGOR et al. 2000).

Jahre bis weit in den Osten des Eurasischen Beckens dehnte sich aber auch in das westliche Arktische Becken aus.

Eine weitere Rolle spielen auch die beobachteten Luftdruckveränderungen. Arbeiten von WALSH et al. (1996) und RIGOR et al. (2002) ergaben, dass der Luftdruck über der zentralen Arktis seit Mitte der 80er Jahre im Mittel um 4-5 hPa niedriger ist als im Zeitraum 1979-1985. Diese Luftdruckabnahme ist mit Änderungen der Arktischen Zirkulation (AO) verbunden, die im Winter die Varianz des auf Meeresebene reduzierten Luftdrucks über dem Nordpolarmeer zu 52 %, im Sommer zu 36 % erklärt. Die mit den Luftdruckänderungen verbundenen Änderungen der bodennahen Winde haben markante Auswirkungen auf das Meereis.

Einfluss der Arktischen Zirkulation

Die Forschungen der vergangenen Jahre belegen eine enge Beziehung der Meereisverhältnisse in der Arktis mit den sog. ‚low-index‘ und ‚high-index‘ - Phasen der Arktischen Zirkulation (AO), die die Variabilität der großskaligen Luftdruckverteilung über dem Nordpolarmeer deutlicher bestimmt als die Nordatlantische Zirkulation (NAO). Zu Zeiten mit einem niedrigen AO-Index ist das Hochdruckgebiet über der Beaufortsee stark ausgeprägt und der dann ebenfalls kräftige Beaufortwirbel sorgt für einen erhöhten Eistransport in die Ostsibirische See. In Phasen mit einem hohen AO-Index ist der Luftdruck über der Arktis niedriger als im Mittel und die Westwinde in den subpolaren Breiten sind stärker. Das Beauforthoch ist schwächer,

was zu einer Abschwächung des Beaufortwirbels führt, so dass weniger Eis in die Ostsibirische See befördert wird. Der Transpolare Driftstrom, der über die Mitte des Nordpolarmeeres und den Nordpol hinweg geht, ist folglich weiter nach Westen verschoben. Diese Verlagerung ist mit einer stärkeren zyklonalen Zirkulation über der östlichen Arktis verbunden, die eine erhöhte Advektion von Eis aus der Ostsibirischen See und Laptewsee nach Norden und einen um 10 % gesteigerten Eistransport durch die Framstraße bewirkt. RIGOR et al. (2002) zeigen die Luftdruckverteilung und Eisbewegung im jeweiligen Winter und Sommer der unterschiedlichen AO-Zustände (Abb. 15) und beschreiben die Folgen der Divergenz infolge der zyklonalen Eisbewegung in den russischen Randmeeren, die hier entlang des Festeisrandes zu einer vermehrten Anzahl an Rissen und offenen Wasserstellen (Polynjen) führen. Danach bestimmen winterliche ‚high-index‘-Phasen die Eisverhältnisse des gesamten Jahres:

- Durch die Divergenzeffekte kommt es vor allem in der Ostsibirischen See und der Laptewsee zu einer vermehrten Bildung von Rissen und Polynjen und damit zu einer verstärkten Neueisbildung.
- Die Zunahme an offenen Wasserstellen und dünnem Eis bedingen einen gesteigerten Wärmefluss vom östlichen Nordpolarmeer in die Atmosphäre, was hier zu erhöhten Lufttemperaturen im Frühling führt. Aufgrund der überdurchschnittlichen Frühjahrstemperaturen und der Tatsache, dass erstjähriges Eis wegen seines höheren Salzgehaltes schon bei niedrigeren Temperaturen schmilzt, verfrüht sich das Einsetzen der Eisschmelze.
- Der frühere Beginn der Eisschmelze wiederum fördert die beobachtete Abnahme der Eisbedeckung im Sommer, die in der Ostsibirischen See am größten ist (vgl. Abb. 16). Durch die geringere Eisbedeckung reduziert sich die Albedo, wodurch ein größerer Anteil der einkommenden Strahlung absorbiert wird.
- Im Herbst bedingen die erhöhte Wärmeaufnahme des Ozeans und der größere Anteil an offenem Wasser eine Verzögerung der Neueisbildung und mit Einsetzen des Gefriervorganges eine erhöhte Abgabe latenter Wärme an die Luft. Daher sind im Herbst dort die größten positiven Temperaturtrends zu finden, wo die Eisbedeckung am stärksten abnimmt. Die Verzögerung des herbstlichen Gefrierens und die Verfrüfung des Schmelzbeginns sind die Ursache für die Verlängerung der Schmelzperiode.

Die seit Mitte der 80er Jahre beobachtete Zunahme der winterlichen ‚high-index‘-Zirkulationsphasen (THOMPSON and WALLACE 1998) ist somit nicht unwesentlich für die im vorherigen Abschnitt beschriebenen Trends verantwortlich.

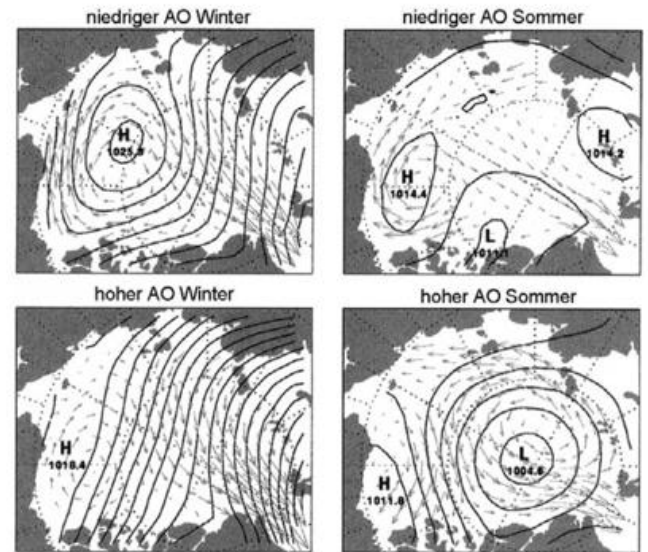


Abb. 15: Luftdruckverteilung und Eisbewegung im Winter und Sommer bei niedrigem und hohem AO-Index (aus: RIGOR et al. 2002).

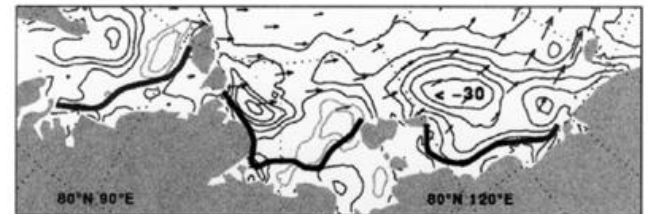


Abb. 16: Trends der Meereisbedeckung im Sommer und der Meereisdrift im Winter innerhalb der russischen Randmeere. Linien im Abstand 5 % pro Dekade. Die dicke Linie ist die Packeisgrenze (aus: RIGOR et al. 2002).

Die Beeinflussung der Eisverhältnisse im Jahr 2002

Verzeichnete der Dezember 2001 noch ein überdurchschnittlich hohes Luftdruckpotenzial, traten im Januar und Februar deutlich negative Druckanomalien über der Arktis auf. Dies drückt sich in stark positiven, die Standardabweichung übersteigende AO-Indizes von +1,38 bzw. +1,30 aus. Diese winterliche ‚high-index‘-Zirkulationsphase rief in den russischen Randmeeren verstärkte Divergenzeffekte hervor, die einen erhöhten Anteil an offenem Wasser und damit eine verstärkte Produktion von erstjährigem Eis bedingen.

Nach Untersuchungen der Festeisbedeckung in der nordöstlichen Karasee von DIVINE et al. (2003) im Zeitraum 1953 bis 1990, denen die Daten des Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) in St. Petersburg zu Grunde liegen, sind die winterlichen Lufttemperaturen (September bis April) mit denen der Anomalien der maximalen Packeisbedeckung in den Monaten April und Mai hoch korreliert. Mit Ausnahme von Januar und Februar, in denen es in den sibirischen Küstengebieten beträchtlich zu kalt, im südlichen Sibirien aber um mehr als 8 K zu warm war, herrschte ab Oktober 2001 ein meist deutlich überdurchschnittliches Temperaturniveau. In einzelnen Monaten war es ver-

breitet um bis zu rund 4 K, im März in Ostsibirien sogar um bis zu rund 10 K zu warm. Im Februar und März bewirkte eine kräftige nordwärts gerichtete Windkomponente die Wärmezufuhr in die russischen Randgebiete, was die Entwicklung einer ausgeprägten Eisbedeckung hemmte. Die hohen Temperaturabweichungen stehen in guter Übereinstimmung mit Erkenntnissen von THOMPSON and WALLACE (2000), die für den winterlichen Zeitraum Januar-März eine starke Erwärmung der eurasischen Landmasse bei einem hohen AO-Index fanden. Das überdurchschnittliche Temperaturniveau hielt über die Sommermonate hin an, so dass sich die Abschmelzprozesse im Sommer beschleunigt vollzogen. Insgesamt war das Jahr 2002 auf der Nordhalbkugel nördlich von 30° N das bisher wärmste in einer aus Land- und Seestationen seit 1861 bestehenden Zeitreihe. Es wies eine Abweichung zum Mittel des Bezugszeitraums 1961-1990 von 0,76 K auf (WMO 2003).

Neben den herausragenden Randbedingungen begünstigten besonders auch die während der Seereise herrschenden Windverhältnisse die Eisbedingungen. Es gab nur wenige Zeiten, in denen ein kräftiger nördlicher Wind blies, der das Treibeis in Richtung Küste und somit in die Fahrtroute trieb. Zudem verhalten zeitweise die richtigen Windrichtungen zur unproblematischen Bewältigung selbst kritischer Reiseabschnitte. So hatte direkt vor der Passage der Karasträße, südlich von Nowaja Semlja, ein über mehrere Tage wehender kräftiger Westwind das Eis weitgehend aus dieser Enge getrieben, was deren Durchsegelung unproblematisch machte (vgl. FUCHS 2003, S. 85). Arved Fuchs und seiner Crew war damit auch das nötige Quantum Glück beschieden, das solche Abenteuer bestehen hilft.

Abschließend ist festzuhalten, dass die günstigen Eisverhältnisse, die zur Zeit der Nordostpassage angetroffen wurden, sowohl auf die allgemeinen Veränderungen in der Arktis, die sich insbesondere in der Abnahme des Eises in den russischen Randmeeren auswirken, wie auch auf die speziellen Bedingungen im Jahr 2002 und zur Zeit der Seereise selbst zurückzuführen sind.

Danksagung

Meinem Kollegen Josias Jansen möchte ich für die wertvolle Zuarbeit und insbesondere die Auswertung der russischen Seehandbücher herzlich danken.

Literatur

CAVALIERI, D. J.; P. GLOERSEN; C. L. PARKINSON; J. C. COMISO; J. H. ZALLY, 1997: Observed hemispheric asymmetry in the global ice changes; *Science* **278**, 1104-1106.
 COMISO, J. C., 2002: A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic; *Geophys. Res. Lett.*, **29** (20): 1956, doi:10.1029/2002GL015650.

Die Witterung in Übersee (Global Climate Review), 2002: Deutscher Wetterdienst, Vol. 50, No. 3.
 DIVINE, D.; R. KORSNES; A. MAKSHITAS, 2003: Variability and climate sensitivity of fast ice extent in the north-eastern Kara SEA; *Polar Research* **22** (1), 27-34.
 FUCHS, A., 2003; Kälter als Eis, *Delius Klasing Verlag*, Bielefeld, 224 S.
 HARMS, I. H.; C. SCHRUM; K. HATTEN, 2004: Entstehung und Klimarelevanz von Polynjen, *promet* **30(3)**, 148-152.
 HIBLER III, W.D., 1989: Arctic ICE-Ocean Dynamics in The Arctic Seas; *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 888 S.
 IPCC, 2001: Climate Change 2001: the Scientific Basis. Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change, *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 881 S.
 JOHANNESSEN, O. M.; L. BENGTSSON; M.W. MILES; S.V. KUZMINA; V.A. SEMENOV; G.V. ALEKSEEV; A.P. NAGURNYI; V.F. ZAKHAROV; L.P. BOBYLEV; L.H. PETERSSON; K. HASSELMANN; H.P. CATTLE, 2004: Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability, *Tellus* **56A** (4), 328-341
 KARCHER, M.J.; R. GERDES; F. KAUKER; C. KÖRBELE, 2003: Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean; *J. Geophys. Res.* **108**, No. C2, 3034, 16-1 - 16-16.
 RIGOR, I. G.; R. L. COLONY; S. MARTIN, 2000: Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979-97; *J. Climate* **13**, 896-914.
 RIGOR, I. G.; J. M. WALLACE; R. L. COLONY, 2002: Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation; *J. Climate* **15**, 2648-2663.
 ROTHROCK, D. A.; Y. Yu; G. MAYKUT, 1999: Thinning of the Arctic sea-ice cover; *Geophys. Res. Lett.* **26**, 3469-3472.
 Seehandbuch Nr. 4151, 1995: Abteilung für Seeschifffahrt und Ozeanographie des Ministeriums für Verteidigung der Russischen Föderation, St. Petersburg, 415 S.
 SERREZE M. C.; J. M. MASLANIK; T. A. SCAMBOS; F. FETTERER, J. STROEVE; K. KNOWLES; C. FOWLER; R. DROBOT; R. G. BARRY; T. M. HARAN, 2003: A record minimum arctic sea ice extent and area in 2002; *Geophys. Res. Lett.* **30** (3): 1110; doi:10.1029/2002GL016406.
 THOMPSON, D. W. J.; J. M. WALLACE, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields; *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1397-1300.
 THOMPSON, D. W. J.; J. M. WALLACE, 2000: Annular Modes in the Extratropical Circulation: Month-to-Month Variability; *J. Climate* **13**, 1000-1016.
 WAPLE, A. M.; J. H. LAWRIMORE (Hrsg.), 2003: State of the Climate in 2002; *Bul. AMS* **84(6)**, 800-800.
 WMO, 2003: WMO Statement of the Status of the global Climate in 2002; No. 949, WMO, Genf, 11 S.

Anschrift der Autorin:

Dipl.-Met. Christiana Lefebvre
 Deutscher Wetterdienst
 GB Klima und Umwelt
 Abt. Klimaüberwachung
 Postfach 30 11 90
 20304 Hamburg
 E-Mail: Christiana.Lefebvre@dwd.de

Buchbesprechungen

ZÄNGL, W., HAMBERGER, S. (Hrsg.): Gletscher im Treibhaus. Eine fotografische Zeitreise in die Alpine Eiswelt. Tecklenborg Verlag, Steinfurt, 2004, 271 S., 460 Abb. ISBN 3-934427-41-3, Preis: 39,80 €.

Wolfgang Zängl und Sylvia Hamberger haben hier ein Buch veröffentlicht, das wirklich vielseitig ist, sowohl nach dem Umfang als auch nach dem Inhalt. Mehr als zwei Drittel der 271 Seiten enthalten sehr gut organisierte Vergleichsaufnahmen von Alpengletschern zu Beginn des 20. Jahrhunderts und heute, die Spezialisten und Laien gleichermaßen beeindrucken werden. Darauf folgt eine Reihe von Textbeiträgen aus ganz verschiedenen Standpunkten: Von WissenschaftlerInnen, Journalisten und Mitgliedern naturschützender Organisationen.

Ich habe dieses Buch einen Monat auf meinem Schreibtisch gehabt, es kritisch gelesen, und beschlossen, es in Reichweite stehen zu lassen. Der Bildteil ist eine außerordentlich gute Dokumentation, im Textteil werden verschieden orientierte Leser jeweils etwas für ihre Bedürfnisse finden, sei es eine fachliche Einführung in die Glaziologie, eine sachliche Darstellung der Naturschutzgesetze, oder die Meinung, dass der Mensch an allem schuld sei. Ich werde für meine eigene Information und für meine Vorlesungen sicher oft auf den Bildteil zurückgreifen.

Die beiden Autoren dieser Bilddokumentation haben sehr gründlich recherchiert. Es kann mehrere Jahre dauern, bis man einen Gletscher im erwünschten Zustand - kein Altschnee an den Rändern, keine Wolken, noch kein Neuschnee - ins Bild bekommt. Es wird nicht immer leicht gewesen sein, den richtigen Standpunkt wieder zu finden, von dem aus eine alte Fotografie aufgenommen wurde, es ist auch nicht tri-

vial, die Brennweiten der damaligen Kameras auf einem modernen Zoom einzustellen, aber die Bildpaare in dieser Sammlung rechtfertigen den großen Aufwand, der in sie gesteckt worden ist. Gute Beispiele für diese Schwierigkeiten und ihre Bewältigung sind auf den Seiten 74 und 75 am Aletschgletscher zu sehen, wo die Eisoberfläche um mehrere hundert Meter eingesunken ist und der Wald das ehemalige Gletschergebiet wieder besiedelt hat. Es ist nicht nur das Eis, auch Moränen, Bäche, Seen und Hütten haben sich im letzten Jahrhundert verändert, der Wald hat sich meist ausgedehnt.

Manchmal ist die Veränderung der Siedlungen im Vordergrund genauso eindrucksvoll wie die des Eises im Hintergrund, zum Beispiel im Pitztal auf den Seiten 32 und 33, am Stilfserjoch auf Seite 188 oder Zermatt auf den Seiten 238 und 239, wobei man in diesen Fällen wirklich von den Folgen menschlicher Tätigkeit sprechen kann.

Die Bildwiedergabe, die für glaziologische Interpretationen wichtig ist, ist im Allgemeinen gut gelungen. Ein Beispiel für Schwierigkeiten dieser Art kann man an den modernen Bildern des Blaueisgletschers in den Bayerischen Alpen sehen, wo auf Seite 14 rechts vier, auf Seite 15 unten nur drei verschiedene Firnschichten zu erkennen sind. An der Zunge des Oberen Grindelwaldgletschers (Seite 115, 118) ist es auch in der Natur schwierig, das graue Eis vom grauen Felsen zu unterscheiden. Bei mehreren Aufnahmen fällt auf, wie hell ein vorstoßender Gletscher ist und wie grau sein Eis beim Rückzug ist.

Die Änderungen des „ewigen“ Eises sieht man in unteren und mittleren Höhenlagen natürlich besonders gut, z. B. auf Seite 26 am Pfaffenferner, Seite 42 und 43 an der

Pasterze oder Seite 165 an der Mer de Glace. Auf den Seiten 124 und 125 sind zwischen Eiger und Mönch jeweils in der unteren Bildhälfte starke Unterschiede festzustellen, in der Höhe nicht. Nicht einmal Felsen sind ewig: Der Gipfel, der auf Seite 48 im Jahr 1931 noch eine kühne Felsnadel trug, hat sie bis 2003 verloren.

Die Dynamik der Spaltenbildung scheint manchmal unabhängig von der Eisdicke zu sein: auf den Seiten 56/57 bleibt die quer verlaufende Spalte am oberen Ende des Wechtengrats ortsfest, auch wenn das Eis so viel dünner geworden ist. Besonders interessant die steilen Eiswände, die sich nicht so sehr nach dem Klima richten, sondern mehr dynamisch eingegrenzt werden, zum Beispiel die Hängegletscher am Piz Palü auf Seite 137 und 237, am Glacier de Moiry, Seite 96 und 97 im Bild rechts oben, oder am Mont Blanc, Seite 67-169. Steilflanken reagieren je nach Höhe unterschiedlich; weil sie nur dünne Eisplatten tragen, können diese in tiefen Lagen ganz verschwinden, zum Beispiel an der Jamspitze auf Seite 233.

Zwischendurch findet man auf den alten Postkarten nichtwissenschaftliche Details, z. B. grüßt vom Rhône-gletscher 1901 ein Gymnasiast seine Familie erst in Sütterlinschrift, dann in griechischen Buchstaben. Sylvia Hamberger widmet den alten Postkarten und den heutigen Impressionen einen Beitrag „Herzliche Grüße vom wunderbaren Gletschergebiet“, Seite 190-193.

Besonders wenig Veränderungen beobachtet man an den Gletschern des Mt. Blanc-Gebiets, wo zum Beispiel Glacier des Bossons und Taconnaz (Seite 167 und 168) aus ihren sehr hohen Firnbecken auch heute noch bis unter die Waldgrenze reichen, relative geringe Änderung der Zunge auch beim Feegletscher

(Seite 86 und 87), der ebenfalls ein hohes Einzugsgebiet hat.

Auf Seite 183 ist der Suldengletscher unter dem Ortler im Bildvergleich 1913-2003 eigentlich nur wenig zurückgegangen, er ist von einer meterdicken Schuttschicht vor dem Abschmelzen geschützt, aber nicht sofort als Gletscher erkennbar. Wie lange sich Eis unter dem Schutz einer Schotterbedeckung halten kann, sieht man auch am Arollagletscher (Seite 103) oder an seinem Nachbarn, dem Tsidjore Nouve auf Seite 105.

Die ersten 189 Seiten dieses Buchs bilden eine sehr gute und vielseitige Dokumentation der Veränderung der Alpengletscher in den letzten 100 Jahren, in der man nach verschiedenen Kategorien wie Höhe, Höhenbereich, Steilheit, Nord-Südexposition, Alpenrand- oder zentrale Lage blättern kann und immer wieder neue Eindrücke bekommt. Die Bilder sind gut beschrieben, manchmal kurz kommentiert.

Im Textteil gibt Francoise Funk-Salamí mit „Naturwunder aus Eis“ eine sehr gute Einführung in die Gletscher, für Laien gleich gut zu lesen wie für Wissenschaftler aus den Nachbarfächern der Glaziologie. Ich hätte gerne mehr solche Beiträge, die einem das Verständnis der vorhergehenden Bildvergleiche so erleichtern.

Mathias Stremlo gibt mit „Grenzraum Gletscher“ eine philosophische Betrachtung der Gletscher, ihrer Ästhetik und der Perception der Gletscher durch den Menschen. Die reinen oder exklusiven Naturwissenschaftler unter den Glaziologen sollten diesen Beitrag zweimal lesen.

„Gletscher im Brennpunkt des Klimawandels“ von Max Maisch stellt die Gletscherschwankungen in den Rahmen der großen Ereignisse der Eiszeiten und der Nacheiszeit. Es ist interessant, dass es seit dem Ende des letzten großen Gletscherhochstands der Jüngeren Dryas vor etwa 11.600 Jahren nur geringe Tempera-

turschwankungen gegeben hat und dass sich die Alpengletscher seither nur in dem Ausmaß verändert haben, wie wir es von den letzten 150 Jahren kennen. Maisch betont, „dass es ... eine mit der heutigen Ausdehnung vergleichbare Vergletscherungssituation bereits einmal gegeben haben muss; und dies lange Zeit bevor die Menschen der damaligen Zeitepochen das Klima spürbar zu belasten begannen.“ (Seite 208). Die jährliche Statistik der Längenänderungen von Schweizer Gletschern auf Seite 211 ergibt bei Gletschern zwischen 1 und 10 km Länge deutlich zwei Vorstoßperioden, 1920 und 1980, also in der Zeit des CO₂-Anstiegs, und zeigt damit, dass andere Klimafaktoren vorübergehend wichtiger waren als der Treibhauseffekt. Mit manipulierten Bildern des Tschiervagletschers wird dessen Entwicklung von 1850 bis 2100 dargestellt. Schließlich folgt auf Seite 214 noch eine Reihe von „coolen Gletscherlinks“, mit denen man sich das Eis auf den Bildschirm holen kann.

Gerhard Lieb behandelt „Die Pasterze als Beispiel eines schwindenden Gletschers“, gibt eine interessante Geschichte der Gletschermessungen seit 1879 und fasst die Veränderungen in zwei eindrucksvollen Grafiken zusammen: die jährlichen Längenänderungen und ihre Aneinanderreihung zu 1800 m Rückzug seit 1850, und sieben Querschnitte der Pasterze, die ihr Schwinden aus einem anderen Gesichtspunkt anschaulich machen. Lieb weist auch darauf hin, dass durch den Rückzug des Eises von den Steilhängen und durch das Auftauen von Permafrost das Bergsteigen schwieriger und gefährlicher geworden ist.

Mojib Latif gibt in seinem Beitrag „Der globale Klimawandel“ eine (für mich) klare Zusammenfassung des natürlichen und anthropogenen Treibhauseffekts, zeigt die Temperaturreihe des Hohen Peißenbergs seit 1781, Man's Kurve der Temperatur der Nordhalbkugel der letzten 1000 Jahre (in die ich gerade im Hinblick auf die kleine Eiszeit keinen linearen Trend eintragen würde) und

streicht den Unterschied zwischen globaler und alpiner Erwärmung hervor. Latif stellt die Frage der Vorhersagbarkeit des Klimas, macht die Probleme der Klimamodellierung dem Nicht-Meteorologen anschaulich und schließt mit dem zitierenswerten Satz „Das Klimasystem ist ein nichtlineares System, das bei starken Auslenkungen für uns alle verblüffende Lösungen bereit halten kann“.

„Das Damokles-Schwert: Tauwetter im Alpenraum“ von Michel Revaz behandelt kurz und prägnant Gletscherkatastrophen in der Geschichte und heute, d. h. Eislawinen, Ausbrüche von Gletscherseen, Folgen des Auftauens von Permafrost. Dazu werden Links zu Forschungsprogrammen und -instituten aufgelistet.

Ich möchte nicht alle Beiträge besprechen, weil sie mit zunehmender Seitenzahl weniger wissenschaftlich (das macht sie aber nicht weniger lesenswert) und zum Teil auch subjektiver werden:

- Dominik Siegrist: Alpentourismus im Treibhaus,
- Daniela Grosse: Stifiser Jochstraße: Ein Pass macht Geschichte,
- Peter Haßbacher: Die Gletscher im Fadenkreuz der Seilbahnwirtschaft. Prägnante, sachliche Darstellung der Erschließung der Österreichischen Gletscherskigebiete,
- Stefan Witty: Bergsteigen im Treibhaus,
- Karsten Smid: Gletscherschmelze - powered by Esso & Co.
- Wolfgang Zängl: Von Kyoto nach Bagdad und zurück.

Ich hoffe, dass es den Gletschern einst so geht wie dem Wald, der sich, 1980 totgesagt, heute gesund ausdehnt, und empfehle dieses Buch allen, die sich für Gletscher und Klima interessieren. Man muss nicht alle Texte lesen, aber man sollte alle Bilder in Muße und mit Aufmerksamkeit anschauen, sie vermitteln einen sehr guten Überblick und bieten immer wieder kleine Entdeckungen.

M. Kuhn, Innsbruck

SYMADER, W.: Was passiert, wenn der Regen fällt? Einführung in die Hydrologie. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, Preis 24,90 €.

Wasser und Leben sind eng miteinander verbunden und jedes Zuviel oder Zuwenig an Wasser hat Folgen. Das Wissen über den Wasserkreislauf und die Wirkungen von Wasser auf belebte und un belebte Umwelt in der Lehre zu vermitteln, machen sich daher viele Studiengänge zur Aufgabe. Im vorliegenden Buch wird dies aus der Sicht der Hydrologie getan. Der Autor wählt einen prozessorientierten Ansatz.

Der Wasserkreislauf und die Darstellung im vorliegenden Buch beginnt mit der Bildung des Regens in der Atmosphäre (Kapitel 1). In den folgenden Kapiteln wird der Weg des Niederschlages vom Auftreffen auf die Oberfläche, (Kapitel 2), der Weitergabe von der Oberfläche (Kapitel 3), dem Eindringen in den Untergrund (Kapitel 4), der Grundwasserbildung (Kapitel 5), dem Wegspülen von Stoffen (Kapitel 6) und schließlich dem Abfluss (Kapitel 7) dargestellt. Der Autor zerlegt die in den einzelnen Kapiteln gestellten Hauptfragen in

Unterfragen und -kapitel. Als didaktisches Hilfsmittel faßt er die aus seiner Sicht wesentlichen Tatbestände und Ansätze in sog. Informationsblöcken und Flußdiagrammen zusammen.

Insgesamt werden im Verlauf der Behandlung alle wichtigen Fragen und Ansätze angesprochen. Es wird auf Übersichtsliteratur verwiesen. Insgesamt erweist sich die Literaturliste als eher kurz und an der einen oder anderen Stelle wären ergänzende Angaben durchaus willkommen gewesen.

Im ersten Kapitel werden eher allgemeine Grundlagen gelegt. Dabei zeigt sich, dass durch die notwendige Kürze der Darstellung an einigen Stellen die fachliche Präzision Einbußen erleidet. So ist die Vertikalgeschwindigkeit der Luft und die Tropfengröße bestenfalls indirekt miteinander verknüpft. Auch besteht zwischen Eisnadeln und Pulverschnee (S. 18) nur insofern ein Zusammenhang, als einer eine Untermenge des anderen darstellt. Auch bei der Beschreibung der Rolle von Wind und Turbulenz wäre eine Zuschärfung der Begriffe nützlich und in Teilen wohl auch erforderlich. „Die traditionelle Niederschlagsmessung soll den fallen-

den Niederschlag erfassen und nicht, was auf dem Boden ankommt...“ sollte wohl doch so nicht stehen bleiben (S. 32). Auch die Messung des Niederschlages durch Radar nutzt als Messprinzip nicht die Signalabschwächung durch Wolken (S. 35). Die Berechnung von Gebietsniederschlägen durch die Kombination verschiedener Verfahren (S. 90-92) sollte mit einem relativierenden Hinweis versehen werden. Es könnte sonst der Eindruck einer zu starken Simplifizierung entstehen. Insgesamt dient die Darstellung der weitläufigen Zusammenhänge und stellt qualitative Beschreibungen von einer großen Vielfalt von Prozessen dar.

Das Buch strebt durch eine prozessausgerichtete Untergliederung, die Verwendung der Technik der „Informationsblöcke“ und die zahlreichen Flußdiagramme eine Ausrichtung auf gut verständliche Lernblöcke an. Damit wird sicher in besonderem Maße eine Leserschaft angesprochen und erreicht, die sich nicht mit einzeldisziplinen-behafteten Details aufhalten kann.

G. Tetzlaff, Leipzig

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 2003

Universität Bayreuth

Promotion

REBMANN, Corinna: Kohlendioxid-, Wasserdampf- und Energieaustausch eines Fichtenwaldes in Mittelgebirgs-lage in Nordostbayern.

Diplom-Hauptprüfungen

GAREISS, Frank: Untersuchung vertikaler Flussdivergenzen an ausgewählten Beispielen des Experimentes EBEX-2000.

REITHMAIER, Lucia: Application of remote sensing methods for micrometeorological site evaluation.

Freie Universität Berlin

Promotionen

DEUTSCHLÄNDER, Thomas: Über Möglichkeiten und Grenzen der statistischen Langfristprognose.

FLEMMING, Johannes: Immissionsfelder aus Beobachtung, Modellierung und deren Kombination.

MATTHES, Katja: Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der QBO auf die Atmosphäre - eine Modellstudie.

SCHNEIDER, Frank: Entwicklung und Anwendung statistischer Methoden zur Kurzfristvorhersage von Ozonkonzentrationen in der Bundesrepublik Deutschland.

ZHANG, Tinglu: Retrieval of oceanic constituents with artificial neural network based on radiative transfer simulation techniques.

Diplom-Hauptprüfungen

BRAND, Sascha: Ein dynamischer Wetter- und Klima-Zustandsindex auf der Grundlage der Energie-Wirbel-Theorie.

CLAUSSNITZER, Antje: Das Maunder-Minimum - Eine Modellstudie mit dem 'Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model' (FUB-CMAM).

HATTWIG, Lars: Häufigkeitsverteilung von Luftmassen in Europa auf 850 hPa im Zeitraum von 1979 bis 2000.

LOSSOW, Stefan: Bestimmung von Schwerewellen-Parametern aus Temperaturprofilen gemessen mit einem Lidar in Nord-Norwegen im Sommer 2002.

MIKUSKY, Eileen: Validierung des regionalen Klimamodells REMO in verschiedenen horizontalen Auflösungen zum Zwecke der lokalen Klimabeschreibung.

SCHLAF, Gudrun: Studie zur Beeinflussung des Sterbegeschehens durch Wetter und Klima in Baden-Württemberg von 1988 bis 1997.

WAPLER, Kathrin: Entwicklung eines Verfahrens zur Abschätzung der Aerosolbelastung aus Trajektorienrechnungen und deren Anwendung zur Verifikation von Fernerkundungsgrößen.

ZEUN, Constance: Verifikation und Vergleich der Wettervorhersagen ausgewählter meteorologischer Dienstleister für Fernsehsender und Fernseh-wetterredaktionen.

Universität Bonn

Promotionen

GEBHARDT, Christoph: Variational reconstruction of Quaternary temperature fields using mixture models as botanical-climatological transfer functions.

HAGENBROCK, Reinhard: Der Feuchtegehalt der arktischen Troposphäre aus Radiosonden-Messungen.

MAURER, Bernd: Messungen in der atmosphärischen Grenzschicht und Validation eines mesoskaligen Atmosphärenmodells über heterogenen Landoberflächen.

Universität Dresden

Dissertation

GRÜNWALD, Thomas: Langfristige Beobachtung von Kohlendioxidflüssen mittels Eddy-Kovarianz-Technik über einem Altlichtenbestand im Tharandter Wald.

Diplom-Hauptprüfungen

FISCHER, Björn: Auswirkungen von Klima- und potentiellen Landnutzungsänderungen auf den Energie- und Wasserhaushalt in Sachsen.

HEITMANN, Oliver: CO₂- und H₂O-Flüsse im Stammraum von Waldökosystemen - Literaturlauswertung und Datenanalyse am Beispiel des Fichtenbestandes an der Ankerstation Tharandter Wald.

GUNDELWEIN, Nadja: Bestimmung der zeitlichen Variabilität der Strahlungsflüsse am Erdboden für Mitteleuropa mit Hilfe von ISCCP D1/D2 Daten.

NIEMAND, Corina: Charakterisierung von Phänophasen und Vegetationsperiode auf Datenbasis des Internationalen Phänologischen Gartens Tharandt und der Ankerstation Tharandter Wald.

SCHULZ, Nicole: Bodenwasserhaushalt von Waldstandorten im ZWK-Wasserschutzgebiet „Schwetzinger Hardt“ (Parametererhebung und Modellierung).

ZIMMERMANN, Astrid: Untersuchung von Ozonfluktuation und ihre Bedeutung für Validierungsmessungen.

Universität Frankfurt am Main

Promotionen

STAEGER, Tim: Empirisch-statistische Analyse von Wechselbeziehungen zwischen Klimasystem und Atmosphäre in neoklimatischer Zeit.

TILMES, Simone: Chemical Ozone Loss in the Arctic Polar Stratosphere derived from satellite observations.

Universität Freiburg

Promotion

EL-NOUBY ADAM HAGGAGY, Mahmoud: Sodar-based Investigation of the Atmospheric Boundary Layer.

Universität Göttingen

Promotion

BLEYL, Matthias: Experimentelle Bestimmung der Depositionsgeschwindigkeit luftgetragener Partikel mit Hilfe der Eddy-Kovarianzmethode über einem Fichtenbestand im Solling.

Diplom-Hauptprüfungen

DREWS, Anja: Split-Window-Verfahren zur Ableitung von Wasserdampfsäulen aus MSG/SEVIRI und TERRA/MODIS (im Rahmen des EU-Projekts HELIOSAT-3 des Geographischen Instituts der Universität Göttingen).

MERKLEIN, Johannes: Simulation des CO₂- und H₂O-Gaswechsels einer Kakaopflanzung in Sulawesi (Indonesien). Masterarbeit im wissenschaftlichen Studiengang Agrarwissenschaften der Universität Göttingen, Studienrichtung: Landwirtschaft und Umwelt/Ressourcenmanagement. Angefertigt im Institut für Bioklimatologie.

Universität Hamburg

Promotionen

AFFELD, Björn: Zyklen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraße.
 WALTER, Katrin: Changing Patterns of Tropospheric Variability in the North Atlantic Region.

Diplom-Hauptprüfungen

BOHNENSTENGEL, Sylvia: Einfluss thermischer Effekte auf die Zirkulation innerhalb einer Straßenschlucht.
 HEBBINGHAUS, Heike: Untersuchung der Wirbelentwicklung an einer Polynja mit der Vorticitytendenzgleichung und dem Modell METRAS.
 KUNZ, Torben: Eine Bewertungsfunktion zur Parameteroptimierung in globalen-atmosphärischen Zirkulationsmodellen.
 MARMER, Elina: Regionale Modellierung des Arctic Haze.
 MÜLLER, Larissa: Analyse des Einflusses des Landoberflächenmodells eines regionalen Atmosphärenmodells auf den Wasserhaushalt.
 RIES, Hinnerk: Simulation kleinräumiger atmosphärischer Phänomene bei blockierenden Wetterlagen.
 RUEHE, Svenja: Einfluss einer tropischen Wärmequelle auf die Jet-Struktur.
 SCHULTZ, Merike: Untersuchung der Bodennahen Turbulenten Transportphänomene in Städtischen Windgrenzschichten.

Universität Hannover

Habilitation

RAASCH, Siegfried: Grobstruktursimulationen turbulenter atmosphärischer Grenzschichten auf Massivparallelrechnern.

Promotionen

WEINBRECHT, Sonja: Die Struktur der bodennahen Atmosphäre: Ein Vergleich zwischen numerischer Modellierung und akustischer Tomographie.
 LEIFELD, Christoph: Weiterentwicklung des Nowcastingsystems ADWICE zur Erkennung vereisungsgefährdeter Lufträume.

Diplom-Hauptprüfungen

ALI, Tahera: Spectral Radiance Distribution: From Luminance Measurements to Spectral Irradiance on Inclined Surface.
 BORSCHKE, Michael: Auswertung der schrägen und vertikalen Säulendichte von NO₂ und O₃ mit Hilfe der DOAS-Methode.
 DECKERT, Rudolf: An experimental study on drying-up paved surfaces.
 GRYSCHKA, Micha: Grobstruktursimulation eines Kaltluftausbruchs mit stationärem Modellgebiet.
 KIENZLE, Michael: Klimatologische Veränderungen des Höhenwinds in Deutschland und Europa und ihre Bedeutung für die Windenergienutzung.
 RIEDEL, Jörg: Entwicklung eines digitalen photogrammetrischen Kamerasystems für Untersuchungen des Strahlungstransfers in der Atmosphäre.
 SPEHR, Ulrike: Analyse des Wettereinflusses auf die Pünktlichkeit im Flugverkehr.
 STEINFELD, Gerald: Kopplung von Grobstruktursimulationsmodellen unterschiedlicher räumlicher Auflösung auf Massivparallelrechnern.
 STUEMUND, Holger: Entwicklung und Einsatz eines Spektralradiometers zur Messung der solaren Strahlung.
 WICHERS, Cordula: Untersuchung hemisphärischer Unterschiede der spektralen UV-Bestrahlungsstärke.

Universität (TH) Karlsruhe

Promotionen

BARTHLOTT, Christian: Kohärente Wirbelstrukturen in der atmosphärischen Grenzschicht.
 BÄUMER, Dominique: Transport und chemische Umwandlung von Luftschadstoffen im Nahbereich von Autobahnen - Numerische Simulationen.
 KLEINERT, Anne: Quantifizierung und Optimierung der radiometrischen Genauigkeit des Fourierspektrometers MIPAS-B2.

Diplom-Hauptprüfungen

HELBIG, Nora: Die räumliche Verteilung von Pollen auf der regionalen Skala anhand von numerischen Modellrechnungen.
 HUCK, Petra: Bestimmung von Vertikalprofilen von Ozonisotopen im arktischen Polarwirbel und in mittleren Breiten aus MIPAS-B2 Spektren.

ISELER, Jens: Numerische Simulation des Tagesgangs von Wind und Temperatur.
 KRAMER, Isabell: Bestimmung von Profilen von Kohlenmonoxid aus bodengebundenen FTIR - Messungen.
 LOWAG, Alexander: Starkwindstatistik aus NCEP - Reanalysedaten zwischen 1948 und 2002.
 MIKUTEIT, Sabine: Trends von ClONO₂ und HCl aus bodengebundenen spektralen IR - Messungen.
 SCHMIDT, Andreas: Partionierung und Massenbilanz von Fluorverbindungen im arktischen Polarwirbel und in mittleren Breiten aus MIPAS-B2-Messungen.
 WASSERMANN, Stefanie: Detektion antarktischer Zyklen anhand von Wirbelstrukturen im Meereis.
 WEISS, Claudia: Untersuchung zur Simulation von Ozon-Verteilungen mit KASIMA und Vergleich mit TOMS-Satellitendaten.

Universität Kiel

Promotionen

LÖPTIEN, Ulrike: Effekte der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre auf die Nordatlantische Oszillation.
 TIMM, Oliver: Decadal to Interdecadal Variability of the North Atlantic Oscillation: A Paleoclimatic Index Reconstruction.

Diplom-Hauptprüfungen

BEDACHT, Ernst: Wolkenklimatologie über den Ozeanen aus Reanalysedaten und Beobachtungen.
 GERBER, Christian: Einfluss dreidimensionaler Wolken auf den Strahlungstransport im thermischen Spektralbereich.
 HORNBERG, Andrea: Validierung eines biologischen Wachstumsmodells für den Nordatlantik mit der Phytoplanktonverteilung aus Fernerkundungsdaten.
 HÜTTL, Sabine: Zwischenjährige Variabilität der flachen äquatorialen Zirkulation und ihre Rolle in der Wärmebilanz des äquatorialen Atlantiks.
 MARTIN, Torge: Räumliche und zeitliche Variabilität der Arktischen Meereisdynamik.

Universität Köln

Habilitationen

ULBRICH, Uwe: Baroclinic wave activity on the northern hemisphere.
 FINK, Andreas H.: Organisierte Konvektionssysteme in den Tropen und Mechanismen ihrer Wechselwirkungen mit den Extratropen.

Promotion

KNIPPERTZ, Peter: Niederschlagsvariabilität in Nordwestafrika und der Zusammenhang mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und der synoptischen Aktivität.

Diplom-Hauptprüfungen

THELEN, Sven: Berechnung von Produktions- und Windindizes mit Hilfe eines statistisch dynamischen Klimatologieverfahrens.
 WANKA, Eva Regina: Messung und Analyse niederfrequenter Luftdruckschwankungen in München - Assoziationen zu Rettungsdienstesätzen und Verkehrsunfällen sowie Symptombefragungsdaten Wetterfühligkeit.
 WEIMER, Andreas: Objektive Erkennung von Starkwindepisoden über Europa mit Hilfe einer Clusteranalyse unter rezenten und anthropogen veränderten Bedingungen.

Universität Leipzig

Habilitationen

SCHLINK, Uwe: Longitudinal Models in Biometeorology: Effect Assessment and Forecasting of Ground-level Ozone.
 WENDISCH, Manfred: Absorption of Solar Radiation in the Cloudless and Cloudy Atmosphere.

Promotionen

FRANKE, Kathleen: Optische und physikalische Eigenschaften süd- und südostasiatischer Aerosolpartikel: Beobachtungen mit einem Sechswellenlängenlidar auf den Malediven während INDOEX.
 JAENISCH, Volker: Der Einfluss turbulenter Mischungsprozesse auf die Bildungsrate atmosphärischer Aerosolpartikel.
 LEINERT, Stephan: Hygroscopicity of Micrometer-Sized Aerosol Particles - a New Measurement Technique.
 SCHLÜTER, Stefan: GPS-basierte Bestimmung dreidimensionaler Elektronendichteverteilungen in der Ionosphäre.

Diplom-Hauptprüfungen

BANSE, Dorothea: A Theoretical Study of Particle / Droplet Activation and Growth in the Leipzig Aerosol Cloud Interaction Simulator (LACIS).
 HEIDE, Barbara: Verifikation von Bewölkungsvorhersagen des Lokal-Modells des Deutschen Wetterdienstes unter Zuhilfenahme von Meteosat-7 Satellitenbildern.
 LEHMANN, Katrin: Die Charakterisierung der hygroskopischen Eigenschaften von Aerosolpartikeln an einem kontinentalen Standort.

POSSELT, Rebekka: Numerische Untersuchungen zur Kollision und Kondensenz von Wolkenpartikeln.
 SCHMIEDER, Uta: Horizontale Variabilität von Partikelneubildungsereignissen während SATURN.

Universität Mainz

Promotionen

KANDLER, Konrad Zsolt: Hygroskopische Eigenschaften atmosphärischer Partikel in kontinentalen Luftmassen.
 THOMAS, Andreas: Flugzeuggestützte Messungen des atmosphärischen Aerosols: Saharastaub, stratosphärisches Hintergrundaerosol und nicht-sichtbare Wolken in den Tropen.

Diplom-Hauptprüfungen

BLOHN, Nadine von: Experimentelle Untersuchungen der Eiskeimfähigkeit verschiedener Pollenarten im Immersions- und Kontaktgefrierprozess.
 ETTNER, Matthias: Experimente zum homogenen und heterogenen Gefrieren akustisch levitierter Schwefelsäurelösungströpfchen.
 GURK, Christian: Untersuchungen zur Verteilung von Kohlendioxid in der Tropopause-region.
 HENSELER, Silke: Charakterisierung des Einlaßsystems des Aerodyne Aerosolmassenspektrometers AMS.
 KÜRTEIN, Andreas: Aufbau und Charakterisierung eines Expansions-Kernzählers für ultrafeine Aerosolpartikel.
 KUHN, Anna Christina: Charakterisierung eines Sprühstoßtröpfchengenerators für pharmazeutische Anwendungen.
 LOPEZ HERREROS, Juan Francisco: Diagnosis of small-scale structures in the topopause region using Juckes's model and the CASL algorithm.
 MAUS, Sebastian: Implementierung, Validierung und Verifizierung der Wolke-neisphase im Globalmodell GME des DWD.
 STICKLER, Alexander: Ozon in der marinen Grenzschicht: Langzeitmessungen auf dem Schiff und Korrelation mit der Luftmassenherkunft mit Hilfe von Trajektorienberechnungen.
 WEIMER, Silke: Untersuchungen zum Nachweis von Ruß- und Dieselpartikeln mit dem Aerosolmassenspektrometer AMS.

Meteorologisches Institut der Universität München

Habilitation

JONES, Sarah Catherine: The dynamics of tropical cyclones in vertical shear and of their extratropical transition.

Promotionen

ADAMS, Markus: Untersuchungen zur Bahnvorhersage tropischer Wirbelstürme unter Verwendung eines experimentellen barotropen Flachwassermodells.
 BAEHR, Janine: Flugzeugmessungen von NO, NO_y, CO und O₃ in der freien Troposphäre zwischen 60° N und 60° S - Nord-Süd-Kontrast und Verteilung in den Tropen.
 MARQUART, Susanne: Klimawirkung von Kondensstreifen: Untersuchungen mit einem globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell.
 MATTHES, Sigrun: Auswirkung des Straßenverkehrs auf die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre.
 SCHMITT, Jenca: Aufbau und Erprobung eines in-situ NO/NO_y-Mess-Systems am Höhenforschungsflugzeug M55-Geophysica.

Diplom-Hauptprüfungen

GÖTZFRIED, Kathrin: Modellierter Partitionierung von NO_y in der Stratosphäre im Vergleich mit Messdaten.
 PFEIFER, Monika: Abhängigkeit der UV-Strahlung von der Seehöhe: Untersuchung am Beispiel Bolivien.
 SCHREIER, Mathias: Charakterisierung und Inbetriebnahme des Radiometers SSARA.
 THOMSEN, Gerald: Numerische Erweiterung eines in Sigma-Koordinaten formulierten Tropischen Zyklonen Modells auf ein versetztes Gitter.

Technische Universität München

Habilitation in 2002

MENZEL, Annette: Phänologie als Werkzeug der Global Change Forschung.

Habilitation in 2003

RAPPENGLÜCK, Bernhard: Non methane hydrocarbons and PAN in the troposphere. Selected results from measurements in urban, rural and remote settings.

Dissertation

ECKARDT, Sabine: A Climatology of Atmospheric Long-Range Transport.

Diplom-Hauptprüfung

PAUL, Markus: Aufbau und Inbetriebnahme einer Versuchseinrichtung zur Überprüfung von Diffusionssensoren.

Universität Oldenburg

Promotion in 2002

LANGE, Bernhard: Modelling the Marine Boundary Layer for Offshore Wind Power Utilisation.

Promotionen in 2003

- FOCKEN, Ulrich: Leistungsvorhersage räumlich verteilter Windkraftanlagen unter besonderer Berücksichtigung der thermischen Schichtung der Atmosphäre.
- LANGE, Matthias: Analysis of the Uncertainty of Wind Power Prediction.
- LORENZ, Elke: Methoden zur Beschreibung der Wolkenentwicklung in Satellitenbildern und ihre Anwendung zur Solarstrahlungsvorhersage.
- REISE, Christian: Entwicklung von Verfahren zur Prognose des Ertrags großflächiger Energieversorgungssysteme auf der Basis von Satelliteninformationen.

Diplom-Hauptprüfungen

- GIRODO, Marco: Untersuchung von 3D-Wolkeneffekten auf die satelliten-gestützte Berechnung der solaren Einstrahlung.
- MESSERSCHMIDT, Janina: Grenzen der Gültigkeit des logarithmischen Windprofils und die Erweiterung in die untere Ekmanschicht.
- RIEDEL, Volker: Adaptation and Validation of the Phoenix CFD Software for Wind Resource Assessment in Complex Terrain.

Universität Graz*Promotion*

- CASADIO, Stefano: Water Vapour Measurements from Space: the Empirical Retrieval of Air Mass Factor Technique and its Application to Global Ozone Monitoring Experiment (GOME).

Universität Innsbruck*Dissertationen*

- FISCHER, Andrea: Icedynamics of Vatnajökull, Iceland, investigated by means of ERS SAR Interferometry.
- GOHM, Alexander: Contributions to the Dynamics of South Foehn: A Gap Flow Study during the Mesoscale Alpine Programme.

Diplom-Hauptprüfungen

- GRABNER, Sabine: Messung der Aerosol-Extinktion mit einem Präzisions Filter Radiometer PFR in Innsbruck und Analyse der Daten.
- GRIESSER, Esther: Quantitative Simulation des NO_x-Konzentrationsverlaufes während der Belastungsperiode im Nov./Dez. 1999.
- ISOLA, Georg: Untersuchung von Zirkulationsänderungen im Europäisch-Nordatlantischen Raum mit besonderer Betrachtung der Auswirkungen auf die Gletscher in den Ötztaler Alpen.

- JÖRG, Philipp: Meteorologische Rahmenbedingungen für Starkniederschläge in den Stubai Alpen von 1979 - 2000.
- MALLAUN, Christian: Stabilität und transientes Wachstum im barotropen Modell.
- OITZL, Stefan: Rekonstruktion der Massenbilanz des Hintereisferners mit Hilfe der NCEP/NCAR-Reanalysis-Daten über den Zeitraum von 1953 - 2000.
- PEER, Cathleen: An Evaluation of Weather Parameters Causing Aircraft Departure and Arrival Delays at Vienna International Airport.
- RIEDL, Claudia: Retrieval of limnological parameters from spectral optical measurements.
- WEISSMANN, Martin: Temporal Evolution and Structure of Foehn in the Wipp Valley on 2 and 3 October 1999.
- ZENKL, Christian: Kälterückfälle im Monat Juni.

Universität Wien**Institut für Meteorologie und Geophysik**
Promotion

- BECK, Alexander: Datenassimilation und Dynamik von Fehlerkovarianzen in atmosphärischen Modellen.

Diplom-Hauptprüfungen

- ANTRETTNER, Norbert: Modifizierte Auswerteverfahren für aerogamma-spektrometrische Messungen zur Verbesserung der Nachweisgrenze.
- BICA, Benedikt: Berechnung eines Gittermodells mit dem „Optimum Interpolation“ - Verfahren zur objektiven räumlichen Analyse von meteorologischen Stationsdaten im Alpenraum.
- CHIMANI, Barbara: Föhnstudien im Rheintal anhand des Bodenmessnetzes.
- HEPPBERGER, Paul: Quantitative Auswertung magnetischer Messungen mithilfe neuraler Netze.
- KUMMERER, Eva: Analyse der statischen Stabilität im Bereich des Alpenraumes.
- MERTL, Stefan: Eventdetektion auf der Basis des Meßsystems „Reftex Texan 125“
- STOTTER, Christian: Numerical Modeling of Seismic Noise in Canonical Structures
- TSCHANETT, Simon: Objektive hochaufgelöste Querschnittsanalyse.
- WIELKE, Lucia: Schneetage im Alpenraum.

Universität Basel*Promotion*

- VAN GORSEL, Eva: Die Resultate aus dem mesoscale Alpine Programme (MAP) - Riviera Projekt.

Diplom-Hauptprüfungen

- PORTMANN, Roman: Hillslope Hydrology of the Maybeso Watershed in Southeast Alaska.
- LEHNER, Irène: EBEX 2000 - Energy Balance of an irrigated Cotton Field.

ETH Zürich*Promotionen*

- BUSS, Sandro: Dynamical aspects of polar stratospheric cloud formation, denitrification and ozone loss.
- CAMPANA, Mike: Variability of Trace Gases at the Alpine site Arosa in relation to Meteorological Processes.
- KNOPE, Daniel: Thermodynamic Properties and Nucleation Processes of Upper Tropospheric and Lower Stratospheric Aerosol Particles.

Examina früherer Jahre sind in folgenden Heften veröffentlicht:

Heft	Prüfungsjahrgang	
meteo 0	1968	
1/2 71	1969	
1/2 71	1970	
2 72	1971	
1 73	1972	
2 74	1973	
2 75	1974	
1 76	1975	
1 77	1976	
2/3 78	1977	
1 79	1978	
1/2 80	1979	
2/3 81	1980	
3/4 82	1981	
1/2 83	1982	
2/3 84	1983	
2/3 85	1984	
2/3 86	1985	1. Teil
4 86	1985	2. Teil
3/4 87	1986	
4 88	1987	
3/4 89	1988	
3/4 90	1989	
3/4 91	1990	1. Teil
1 92	1990	2. Teil
2/3/4 92	1991	
4 93	1992	
1/3 24	1993	
4 24	1994	
1/2 26	1995	
3/4 26	1996	
1/2 27	1997	
3/4 27	1998	
1/2 28	1999	
3/4 28	2000	
1/4 29	2001	
1/2 30	2002	

Anschriften der Autoren dieses Heftes

PROF. DR. HARTMUT GRABL
 Universität Hamburg
 Meteorologisches Institut
 Bundesstraße 55
 20146 Hamburg
 E-Mail: grassl@dkrz.de

DIPL.-MET. HELLA BARTELS
 Deutscher Wetterdienst
 Hydrometeorologie
 Postfach 10 04 65
 63004 Offenbach/Main
 E-Mail: Helene.Bartels@dwd.de

PROF. DR. LENNART BENGTTSSON
 Max-Planck-Institut für Meteorologie
 Bundesstraße 53
 20146 Hamburg
 E-Mail: bengtsson@dkrz.de

PROF. DR. MARTIN HEIMANN
 Max-Planck-Institut für Biogeochemie
 Abteilung Biogeochemische Systeme
 Postfach 10 01 64
 07701 Jena
 E-Mail: Martin.Heimann@bgc-jena.mpg.de

PROF. DR. KARL HOFIUS
 Kastanienstraße 23
 56154 Boppard
 E-Mail: Hofius@t-online.de

DR. KURT GEORG HOOSS
 Institut für Chemie und Biologie des Meeres
 Carl-von-Ossietzky-Universität Oldenburg
 Postfach 25 03
 26111 Oldenburg i. O.
 E-Mail: g.hooss@icbm.de

DIPL.-ING. BERND KATZENBERGER
 Landesanstalt für Umweltschutz
 Baden-Württemberg
 Postfach 21 07 52
 76157 Karlsruhe
 E-Mail: bernd.katzenberger@lfuka.lfu.bwl.de

DIPL.-MET. PETER KRAHE
 Bundesanstalt für Gewässerkunde
 Postfach 20 02 53
 56002 Koblenz
 E-Mail: krahe@bafg.de

PROF. DR. ROBERT SAUSEN
 Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
 Institut für Physik der Atmosphäre
 Postfach 11 16
 82230 Weßling
 E-Mail: Robert.Sausen@dlr.de

DIPL.-ING. HANS WEBER
 Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft
 Postfach 19 02 41
 80602 München
 E-Mail: Hans.Weber@lfw.bayern.de

Das Heft 3/4, Jahrgang 28, „Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?
Teil I: Das Klimasystem der Erde“ enthielt folgende Beiträge:

- 1 H. GRAßL: Das Klimasystem
- 2 S. BAKAN, E. RASCHKE: Der natürliche Treibhauseffekt
- 3 E. RASCHKE, M. QUANTE: Wolken und Klima
- 4 A. HENSE: Klimavariabilität durch interne Wechselwirkungen
- 5 K. HERTERICH: Variabilität der Erdbahnparameter und Klimaänderungen
- 6 U. CUBASCH: Variabilität der Sonne und Klimaschwankungen
- 7 H. GRAF: Klimaänderungen durch Vulkane

Das Heft 1 - 4, Jahrgang 29, „Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?
Teil II: Modellierung natürlicher Klimaschwankungen“ enthielt folgende Beiträge:

- 8 H. GRAßL: Natürliche Klimaschwankungen – Eine Einführung
- 9 W. L. GATES: Ein kurzer Überblick über die Geschichte der Klimamodellierung
- 10 E. ROECKNER: Allgemeine Zirkulationsmodelle, Atmosphäre
- 11 R. GERDES, C. W. BÖNING, J. WILLEBRAND: Allgemeine Zirkulationsmodelle, Ozean
- 12 J. EGGER: Einfache Klimamodelle
- 13 K. FRAEDRICH, E. KIRK, U. LUKSCH, F. LUNKEIT: Ein Zirkulationsmodell für Forschung und Lehre
- 14 W. WERGEN: Assimilierung von Messdaten, Atmosphäre
- 15 J. SCHRÖTER: Assimilierung von Messdaten, Ozean
- 16 R. SCHNUR, G. HEGERL: Geben die gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodelle die natürliche Klimavariabilität wieder?
- 17 M. LATIF: Simulation und Vorhersage von ENSO-Extremen
- 18 M. CLAUSSEN: Die Rolle der Vegetation im Klimasystem
- 19 P. LEMKE, M. HILMER: Meereismodelle
- 20 R. GREVE: Inlandeismodelle

Das Heft 3, Jahrgang 30, „Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?
Teil III: Modellierung der Klimaänderungen durch den Menschen, 1. Teilheft“ enthielt folgende Beiträge:

- 21 H. GRAßL: Einführung
- 22 E. ROECKNER: Wirkung der erhöhten Treibhausgaskonzentration
- 23 G. P. BRASSEUR, H. SCHMIDT: Ozonabnahme in der Stratosphäre
- 24 J. LELIEVELD: Veränderte troposphärische Chemie
- 25 J. FEICHTER, U. LOHMANN: Aerosole und Klima
- 26 S. LIESS, L. DÜMENIL-GATES: Wirkung von Landnutzungsänderungen

Bisher erschienene Ausgaben von *promet*

Die Fortbildungszeitschrift *promet* erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. In der Regel sind es 4 Hefte pro Jahrgang. Preis für den vollständigen Jahrgang: 22,50 €; Einzelheft 6,50 €; Doppelheft 13,- €; Dreifachheft 19,50 € zuzüglich MwSt. und Versandkosten.

Bestellungen nur beim Verlag.

Verlagsanschrift: Deutscher Wetterdienst
Kaiserleistraße 29/35
63067 Offenbach a. M.
Tel.: 069 8062-4272 / -4270 / -4271
Fax: 069 8062-4123

* vergriffene Hefte. Ausleihe in der Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes und in anderen Bibliotheken möglich.

- Vol. 1, 1971, Nr. 1/2 Mikro- und Makroturbulenz
- Vol. 2, 1972, Nr. 1 Numerische Vorhersage*
Nr. 2 Satellitenmeteorologie I
Nr. 3 Satellitenmeteorologie II
Nr. 4 Wolkenphysik
- Vol. 3, 1973, Nr. 1 Das barotrope Modell
Nr. 2 Geschichte der meteorologischen Strahlungsforschung
Nr. 3 Meßtechnik und Automation
Nr. 4 Technoklimatologie
- Vol. 4, 1974, Nr. 1 Die Grenzschicht der Atmosphäre*
Nr. 2 Medizinmeteorologie*
Nr. 3 Instrumente und Methoden
Nr. 4 Vorhersageprüfung*
- Vol. 5, 1975, Nr. 1 Agrarmeteorologie heute
Nr. 2 Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre I, Gase*
Nr. 3 Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre II, Aerosole
Nr. 4 GATE I
- Vol. 6, 1976, Nr. 1 GATE II
Nr. 2 Die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre
Nr. 3 Das barokline Modell
Nr. 4 Die Energetik der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre
- Vol. 7, 1977, Nr. 1 Radioaktivität der Atmosphäre
Nr. 2 Lufterlektrizität I
Nr. 3 Lufterlektrizität II
Nr. 4 Klimaschwankungen
- Vol. 8, 1978, Nr. 1 Aktuelle Probleme der Flugmeteorologie
Nr. 2/3 Anthropogene Klimamodifikation
Nr. 4 Sturmfluten und Seegang I
- Vol. 9, 1979, Nr. 1 Sturmfluten und Seegang II
Nr. 2/3 Zirkulationsmodelle
Nr. 4 Stadtklima
- Vol.10, 1980, Nr. 1/2 Klimamodelle
Nr. 3 Klima und Planung I
Nr. 4 Klima und Planung II
- Vol.11, 1981, Nr. 1 Meso-scale Modelle
Nr. 2/3 Transport und turbulente Diffusion von Luftbeimengungen
Nr. 4 Flugmeteorologische Probleme der planetarischen Grenzschicht
- Vol.12, 1982, Nr. 1/2 Synoptische Meteorologie heute
Zentraler synoptischer Dienst*
Nr. 3/4 Biometeorologie
- Vol.13, 1983, Nr. 1/2 Statistische Methoden der Klimatologie
Nr. 3/4 Neuere Ergebnisse der Satellitenmeteorologie
- Vol.14, 1984, Nr. 1 Das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW)
Nr. 2/3 Maritime Meteorologie
Nr. 4 Klima und Volkswirtschaft I
- Vol.15, 1985, Nr. 1 Klima und Volkswirtschaft II
Nr. 2/3 Strahlungstransporte in der Atmosphäre
Nr. 4 Klimarelevante Spurenstoffe I
- Vol.16, 1986, Nr. 1 Klimarelevante Spurenstoffe II
Nr. 2/3 Hydrometeorologie
Nr. 4 Ozon I
- Vol.17, 1987, Nr. 1/2 Ozon II und III
Nr. 3/4 Mesoskaliges Klima
- Vol.18, 1988, Nr. 1-3 Das Max-Planck-Institut für Meteorologie
Nr. 4 Meteorologie und Klimatologie der Antarktis I
- Vol.19, 1989, Nr. 1/2 Meteorologie und Klimatologie der Antarktis II und III
Nr. 3/4 Reaktive Spurenstoffe in der Atmosphäre
- Vol.20, 1990, Nr. 1/2 Spezielle geophysikalische Verfahren
Nr. 3/4 Fernerkundung in der Meteorologie I
- Vol.21, 1991, Nr. 1/2 Fernerkundung in der Meteorologie II
Nr. 3/4 ALPEX - Das Alpine Experiment I
- Vol.22, 1992, Nr. 1 ALPEX - Das Alpine Experiment II
Nr. 2-4 Meteorologie der Mittleren Atmosphäre
- Vol.23, 1993, Nr. 1/2 Wolkenphysik und Wolkendynamik I
Nr. 3 Wolkenphysik und Wolkendynamik II
Nr. 4 Allgemeine Themen
- Vol.24, 1995, Nr. 1/3 Wettervorhersagedienst I
Nr. 4 Wettervorhersagedienst II
- Vol.25, 1996, Nr. 1/2 Wettervorhersagedienst III
Nr. 3 Beiträge zur Grundfragen d. Meteorologie
Nr. 4 Das Meteorologische Observatorium Hohenpeißenberg I
- Vol.26, 1997, Nr. 1/2 Das Meteorologische Observatorium Hohenpeißenberg II
Nr. 3/4 Photosmog I
- Vol. 27, 2001, Nr. 1/2 Photosmog II
Nr. 3/4 Die neue Modellkette des DWD I
- Vol. 28, 2002, Nr. 1/2 Die neue Modellkette des DWD II
Nr. 3/4 Numerische Klimamodelle Teil I: Das Klimasystem der Erde
- Vol. 29, 2003, Nr. 1-4 Numerische Klimamodelle Teil II: Modellierung natürlicher Klimaschwankungen
- Vol. 30, 2003, Nr. 1/2 Umweltmeteorologie
- Vol. 30, 2004, Nr. 3 Numerische Klimamodelle Teil III: Modellierung der Klimaänderungen durch den Menschen, 1. Teilheft
- Vol. 30, 2004, Nr. 4 Numerische Klimamodelle Teil III: Modellierung der Klimaänderungen durch den Menschen, 2. Teilheft

Bezugsbedingungen von *promet*

Herausgeber der Fortbildungszeitschrift *promet* ist der Deutsche Wetterdienst (DWD) mit Sitz in Offenbach am Main. Demzufolge erhalten die Mitarbeiter (Meteorologen und Wetterberater) des DWD sowie des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr (GeophysBDBw) mit Sitz in Traben-Trarbach *promet* auf dem Dienstweg. Ferner gibt der DWD *promet* kostenlos ab an die fest angestellten Mitarbeiter der meteorologischen Universitätsinstitute in Deutschland. Dabei verbindet der DWD die Hoffnung, dass auch dieser Empfängerkreis sich bereit erklärt, Themen zur Bearbeitung für *promet* zu übernehmen.

Die Verteilung der einzelnen Ausgaben vom *promet* an die genannten Empfängerkreise erfolgt zentral durch die Bibliothek des DWD. Wenden Sie sich daher bei Nichterhalt von *promet* bitte direkt dorthin:

DWD/Bibliothek, Kaiserleistraße 29/35, 63067 Offenbach am Main.

Personen sowie Institutionen, die nicht zu dem oben genannten Empfängerkreis gehören, können *promet* wie folgt erhalten:
 durch den Kauf eines Einzelheftes
 durch den Abschluss eines Belieferungsabonnements.

Ihre Bestellung richten Sie bitte an die Bibliothek des DWD, die Sie auch über die weiteren Bezugsbedingungen sowie Preise informiert.

Abschließend sei darauf hingewiesen, dass eine Übereinkunft zwischen dem DWD und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V. (DMG) Mitgliedern der DMG ermöglicht, *promet* im Rahmen ihrer Mitgliedschaft kostenfrei zu erwerben. Weitere Einzelheiten können der Internet-Seite: <http://www.dmg-ev.de> entnommen werden.

Redaktionelle Hinweise für Autoren

1 Allgemeines

promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum Thema des Heftes sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

2 Textunterlagen

2.1 Textdisketten

Erstellt im Programm Word als DOC-, RTF-, TXT-Dokument oder in einem kompatiblen Programm. Zu jeder auf Diskette erstellten Seite wird ein Ausdruck benötigt.

2.2 Gliederung

Nummerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 ..., 2, 2.1, 2.2 usw.).

2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige

Vorlagen (Fotos mit Hochglanz, Strichzeichnungen mit schwarzer Tusche und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

2.4 Formeln, Gleichungen

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Nummerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

2.5 Tabellen

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen

2.6 Literaturzitate

Literaturhinweise im *Text*: ... MÜLLER (1980) ... oder ... (MÜLLER 1980) ...

Literaturverzeichnis:

– Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

– Zeitschriftenaufsatz:

KURZ, M., 1982: Zum Einfluss diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. *Meteorol. Rdsch.* **35**, 21–30.

– Buch:

SCHÖNWIESE, C.-D., 1980: *Klimaschwankungen*. Berlin: Springer-Verlag, 181 S.

3 Korrekturen

Autoren, die das Thema des Heftes behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

4 Belegexemplare, Fortdrucke

Autoren von Fachbeiträgen erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten:

Deutscher Wetterdienst
 Hauptschriftleitung *Promet*
 Postfach 30 11 90
 20304 Hamburg
 Telefon 040 6690-1461
 Telefax 040 6690-1499
 E-Mail: hein-dieter.behr@dwd.de