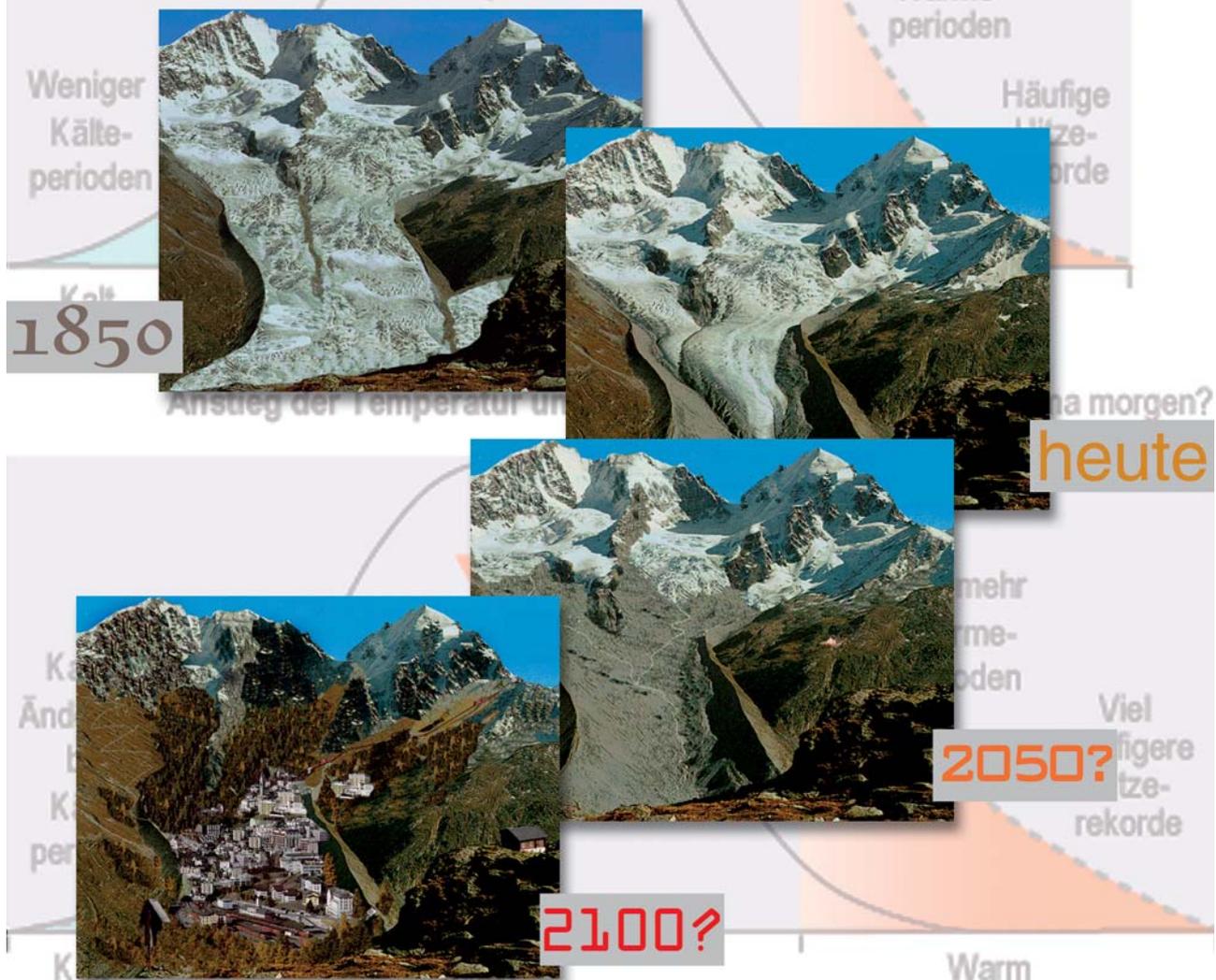




Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

Teil III: Modellierung der Klimaänderungen
durch den Menschen, 1. 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)

Zum Titelbild:**Gletscherschwund**

Beobachteter und vorhergesagter Rückgang des Tschiervagletschers in der Bernina-Gruppe. Gebirgsgletscher reagieren bei Erwärmung, aber auch schon bei erhöhter Gegenstrahlung sehr empfindlich, weil sie während der Ablationsperiode ihre Temperatur von 0 °C nicht ändern und nur rascher schmelzen können.

Die digitalen Bildkompositionen wurden freundlicherweise zur Verfügung gestellt von: Prof. Dr. M. Maisch, Geographisches Institut der Universität Zürich, Gruppe für Glaziologie und Geomorphodynamik.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Frankfurter Straße 135, 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 GmbH & Co. KG

97424 Schweinfurt

Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

30. Jahrgang, Heft 3, 2004

Thema des Heftes:

Numerische Klimamodelle - Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?**Teil III: Modellierung der Klimaänderungen durch den Menschen, 1. Teilheft**

Fachliche Redaktion: H. Graßl, Hamburg

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

Kapitel	Seite
21 H. GRAßL Einführung	97-98
22 E. ROECKNER Wirkung der erhöhten Treibhausgaskonzentration	99-105
23 G. P. BRASSEUR, H. SCHMIDT Ozonabnahme in der Stratosphäre	106-115
24 J. LELIEVELD Veränderte troposphärische Chemie	116-121
25 J. FEICHTER, U. LOHMANN Aerosole und Klima	122-133
26 S. LIESS, L. DÜMENIL-GATES Wirkung von Landnutzungsänderungen	134-140
Blick nach draußen Météo-France	141-143
Institute stellen sich vor Das Amt für Geoinformationswesen der Bundeswehr im Geoinformationsdienst der Bundeswehr	144-147
I. HARMS, C. SCHRUM, K. HATTEN Entstehung und Klimarelevanz von Polynjen	148-152
H. SCHUH Erdrotation und globale dynamische Prozesse	153-160
F.-U. DENTLER Das Satellitenbild des Monats	161-162
Buchbesprechungen – Neuerscheinungen	163-166
Anschriften der Autoren dieses Heftes	167
Redaktionelle Hinweise für Autoren	168

21 H. GRAßL Einführung

Wenn der Mensch physikalische, chemische und biologische Prozesse verstanden hat oder glaubt, sie im Wesentlichen zu verstehen, gießt er dies in die entsprechenden mathematischen Gleichungen, um erstens die Wechselwirkung dieser Vorgänge für verschiedene vorgegebene äußere Bedingungen in numerischen Modellen zu simulieren, zweitens die Ergebnisse an Beobachtungen zu testen, drittens die Modelle eventuell erneut zu verbessern, um viertens dann sogar Vorhersagen zu wagen. Die Meteorologen haben es so zu erstaunlichen Fähigkeiten bei der Wettervorhersage gebracht. Ihre Modelle sind inzwischen global und genestet, in-situ sowie Fernerkundungsdaten werden assimiliert und für die von El-Niño Ereignissen betroffenen Gebiete gibt es schon Wahrscheinlichkeitsvorhersagen für Zeitskalen bis zu maximal einem Jahr, die signifikant besser sind als reine Persistenzvorhersagen. In allen Fällen ist neben der Güte des Modells das dreidimensionale Startfeld Grundvoraussetzung für den Erfolg und bei Jahreszeitenprognosen muss auch schon ein Ozeanmodell angekoppelt sein.

Will man den historischen und den zukünftigen Verlauf des Klimas nachher- bzw. vorhersagen, sind voll gekoppelte dreidimensionale Atmosphäre/Ozean/Land-Modelle notwendig, welche die Änderung der externen Parameter wie Helligkeit der Sonne und Bahn der Erde um die Sonne mitgeteilt bekommen müssen. Während dies für die veränderliche Bahn der Erde um die Sonne für mindestens 1 Million Jahre recht genau möglich ist, bleibt die Einschätzung der früheren bzw. zukünftigen spektralen Helligkeit der Sonne, außer für die jüngsten 11-jährigen Sonnenfleckenperioden, noch recht unsicher. Wann die nächste ‚kleine Eiszeit‘ kommt, ist also noch nicht vorhersagbar.

Soll darüber hinaus der Einfluss der Menschheit auf das globale Klima abgeschätzt werden, so muss zunächst klar sein, ob die Störungen des Energiehaushaltes einen solchen globalen Einfluss überhaupt erklären können. Für die Abwärme, die offensichtlichste Störung des Energiehaushaltes durch den Industriemenschen, ist die Abschätzung einfach. Bei durchschnittlich 2 kW Leistung, die pro Kopf zurzeit eingesetzt werden, ist die daraus resultierende Energieflussdichte von 0,025 W/m² im globalen Maßstab gegenüber dem Angebot der Sonne an der Erdoberfläche in Höhe von etwa 170 W/m² sicherlich vernachlässigbar.

Schätzt man ab, was durch Landnutzungsänderungen, die zweite offensichtliche Störung, seit der Industrialisierung durch die damit verbundenen meist positiven Albedoänderungen von uns verursacht wurde, so steigt

die Strahlungsbilanzstörung am Oberrand der Atmosphäre im Mittel auf $-0,3 \pm 0,2 \text{ W/m}^2$ (IPCC 2001), also mehr als die Amplitude des elfjährigen Sonnenzyklus ($\pm 0,2 \text{ W/m}^2$). Sie wirkt außerdem dauerhaft und nicht nur quasi-periodisch.

Betrachtet man allerdings die veränderte Zusammensetzung der Atmosphäre, eine weniger offensichtliche Störung, so ergeben sich seit Beginn der Industrialisierung bereits etwa $+2,5 \text{ W/m}^2$ Strahlungsantrieb allein durch die Zunahme der langlebigen Treibhausgase Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄) und Distickstoffoxid (N₂O, Lachgas). Mit Strahlungsantrieb bezeichnen wir die Strahlungsbilanzstörung, die durch eine bestimmte Parameteränderung bei Fixierung aller anderen entsteht, also nur den instantanen Antrieb, während das Klimasystem mit Änderung aller anderen Parameter reagiert und Klimaänderungen einleitet. Weitere Strahlungsantriebe sind der Photosmog mit etwa $+0,3 \text{ W/m}^2$ und die nur sehr vage abzuschätzenden Aerosoleinflüsse (überwiegend Sulfat und Ruß; sowie deren Einfluss auf die Wolken). Es ist daher verständlich, dass die Modellstudien sich besonders auf die Erhöhung des Treibhauseffektes durch die langlebigen Treibhausgase konzentrierten, weil sie den im Industriezeitalter am längsten wirksamen und dominanten anthropogenen Klima-Effekt darstellen.

Vergleicht man den Strahlungsantrieb durch Treibhausgase zwischen Eiszeit und Warmzeit, so ist der oben genannte anthropogene Antrieb von $+2,5 \text{ W/m}^2$ von gleicher Größenordnung wie der durch Erhöhung der Konzentration der Treibhausgase von der Eiszeit in die Warmzeit verursachte. Nach Abb. 21-1 allerdings ist der durch Wegschmelzen riesiger Eis- und Schneeflächen angestoßene Erwärmungseffekt noch größer. Da

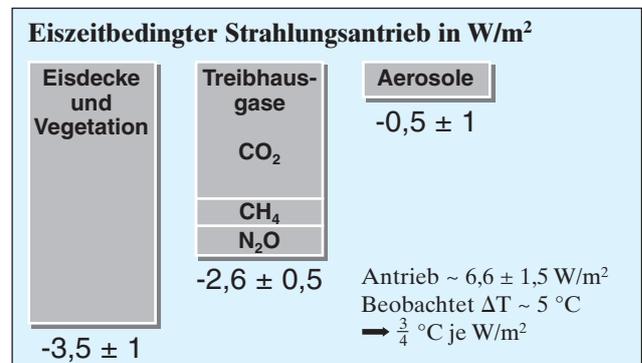


Abb. 21-1: Das Klima war während der letzten Eiszeit mit ihrem Maximum vor etwa 20.000 Jahren deutlich anders als heute. Wegen des seinerzeit um etwa 6,5 W/m² geringeren globalen Klimaantriebes lag die globale Temperatur um 5 K niedriger als heute (nach HANSEN 2003).

die Eisflächen jetzt jedoch vergleichsweise klein sind, ist für die Reaktion auf den erhöhten anthropogenen Treibhauseffekt keine gleich große Strahlungsbilanzänderung mehr zu erwarten.

Halten wir also fest: Seit etwa 1850 ist so rasch wie noch nie in der Menschheitsgeschichte die Konzentration der langlebigen Treibhausgase in der Atmosphäre geändert worden. Die Änderungen des vorindustriellen Energiehaushaltes der Erde durch diese Gase haben Werte erreicht, die der Amplitude zwischen letzter Eiszeit und jetziger Warmzeit (eigentlich Zwischeneiszeit, genannt Holozän) entsprechen. Damit hat ein anthropogener Klimawechsel begonnen, und es ist für viele von uns sowie vor allem die kommenden Generationen sehr wichtig, besser einschätzen zu können, was das bedeuten könnte.

Deshalb werden die Beiträge in diesem Heft sich vor allem den Folgen der veränderten Zusammensetzung der Atmosphäre widmen. Im ersten Beitrag (Kapitel 22) von Erich Roeckner wird mit den gekoppelten Modellen der Atmosphäre und des Ozeans die Wirkung weiter steigender Treibhausgaskonzentrationen abgeschätzt und somit gezeigt, dass ohne Klimaschutzmaßnahmen die mittlere globale Temperatur in Oberflächennähe über die bisher für die Menschen höchsten Werte vor etwa 125 000 Jahren steigen würde.

Im zweiten Beitrag (Kapitel 23) zeigt Guy Pierre Brasseur, dass die Ozonverdünnung weltweit als Folge des Abbaus von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKW) und anderer chlorhaltiger Verbindungen in der Stratosphäre die Intensität der ultravioletten Strahlung im Wellenlängenbereich von 0,28 bis 0,32 Mikrometer (μm) in der Troposphäre und an der Oberfläche erhöht. Auch die Temperatur in der unteren Stratosphäre wird dabei rasch erniedrigt, so dass daraus auch Klimaänderungen resultieren.

Die Wirkung veränderter Spurengaszusammensetzung auf die Chemie in der unteren Atmosphäre wird danach in Kapitel 24 von Jos Lelieveld beschrieben, wobei eine zentrale Rolle die Reinigungskraft der Atmosphäre spielt, in der aus Schadstoffen wie Stickoxiden und Schwefeldioxid Dünger entstehen kann.

Da die Schwebeteilchen der Luft so zentral für die Wolkenbildung sind, beleuchten Johann Feichter und Ulrike Lohmann im Kapitel 25 die Rolle der Luftverschmutzung für das Klima. Es wird wohl keine andere Stoffgruppe geben, die bei so geringen Volumenanteilen so nachhaltig wirken kann.

Im Kapitel 26 werden die oben beschriebenen, offensichtlichen und seit Jahrtausenden fortschreitenden Landnutzungsänderungen und ihre Wirkung auf regionales oder globales Klima von Stefan Liess und Lydia Dümenil-Gates behandelt, wobei ein Schwerpunkt die Frage nach der Wirkung von Abholzung ist.

Wie verändertes Klima auf den Schutz vor Hochwasser wirken könnte zeigt Hella Bartels in Kapitel 27. Sie beschreibt, wie Beobachtungen und Ergebnisse regionaler Klimamodelle zu ersten Aussagen über zu erwartende Niederschlagsänderungen in Bayern und Baden-Württemberg genutzt werden könnten.

Weil Flugzeuge in die Schichten höchster Empfindlichkeit der Atmosphäre emittieren und die Flugzahl stark steigt, wird in Kapitel 28 von Robert Sausen auch der Einfluss auf Eiswolken und Ozonbildung behandelt werden; denn neben den Kohlendioxidemissionen spielen hierbei die Stickoxide und die Aerosolteilchen eine wesentliche Rolle.

Die Zusammensetzung der Atmosphäre, z. B. die langlebigen Treibhausgase, die Aerosole und das Ozon, werden von uns stark und gleichzeitig verändert. Ob die Reaktion des Klimasystems additiv oder komplexer ist, zeigt Lennart Bengtsson in Kapitel 29. In anderen Worten: Kann die beobachtete Temperaturänderung an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre durch diese drei Einflussfaktoren erklärt werden?

Weil der Kohlenstoffkreislauf und das Klima eng aneinander gekoppelt sind, soll in Kapitel 30 der Wissensstand bei gegenwärtigen Kopplungsversuchen zwischen Klima und Kohlenstoffkreislauf vorgestellt werden. Martin Heimann geht der Frage nach, ob durch Klimaänderungen im 21. Jahrhundert die Kohlenstoffspeicher Wälder und Böden mobilisiert werden oder mehr aufnehmen können.

Die Wirkung von Klimaänderungen auf die globale Wirtschaft (und umgekehrt) ist der Fokus des Kapitels 31. Georg Hooss berichtet von der Modellkopplung beider Systeme, die in der Gruppe um Klaus Hasselmann seit Anfang der neunziger Jahre betrieben wird.

Abschließend (Kapitel 32) steht die Reaktion der Öffentlichkeit auf Klimamodellergebnisse im Mittelpunkt. Insbesondere das Wechselspiel zwischen Politik und Wissensbewertung durch den Zwischenstaatlichen Ausschuss über Klimaänderungen (IPCC) ist der Schwerpunkt. Besonders untersucht wird dabei die Reaktion (der Länder) der Europäischen Union. Ergebnis wird sein, dass Klimapolitik schon weiter fortgeschritten ist als die meisten Bürger denken.

Der große Umfang dieser 12 Kapitel zwingt zur Aufteilung in zwei *promet*-Hefte für die Kapitel 21 bis 26 (1. Teilheft) und 27 bis 32 (2. Teilheft).

Literatur

HANSEN, J., 2003: The Global Warming Time Bomb? Presentation to the US Council of Environmental Quality, 12. Juni 2003, verfügbar unter: http://www.giss.nasa.gov/research/forcings/ceq_presentation.pdf oder: http://naturalscience.com/ns/articles/01-16/ns_jeh.html.

22 E. ROECKNER Wirkung der erhöhten Treibhausgaskonzentration

1 Einleitung

Nach dem kürzlich erschienenen Bericht des „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (IPCC; HOUGHTON et al. 2001) hat sich die globale Mitteltemperatur der Erdoberfläche im 20. Jahrhundert um etwa 0,6 K erhöht, wobei die 90er Jahre die wärmsten seit Beginn der instrumentellen Temperaturmessungen waren. Für diesen Erwärmungstrend kann es mehrere Gründe geben, und es gehört zu den Aufgaben der Klimamodellierung, die Ursachen zu identifizieren. In Frage kommen natürliche Prozesse durch interne Wechselwirkungen, Änderungen der Sonneneinstrahlung und Vulkanausbrüche sowie anthropogene Einflüsse wie geänderte Landnutzung und Veränderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre durch Verbrennung von fossilen Energieträgern wie Kohle und Öl. Hierdurch werden Treibhausgase wie Kohlendioxid (CO₂) freigesetzt, welche die Wärmeabstrahlung in den Weltraum verringern und damit zu einer Erwärmung beitragen, aber auch Aerosole (kleine Partikel wie Staub und andere Stoffe), die einen Abkühlungseffekt haben, da sie einen Teil der Sonnenstrahlung zurückstreuen und auch die Wolkenbildung begünstigen. Anthropogene Emissionen von Spurengasen beeinflussen auch die Ozonverteilung. So hat die Zunahme von Stickoxiden zu einer Ozonzunahme in den unteren Luftschichten bis hinauf zur Tropopause geführt. In der Stratosphäre wird dagegen eine Ozonabnahme beobachtet, und zwar infolge der Freisetzung von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKW) in den vergangenen Jahrzehnten. Die spektakulärste Ozonabnahme wird während des Frühjahrs über der Antarktis beobachtet. Ozon ist ein Treibhausgas wie CO₂. Außerdem filtert es einen Teil der ultravioletten Sonnenstrahlung und schützt damit das Leben auf der Erde. Die beobachteten Ozonänderungen in der Stratosphäre bergen somit Risiken sowohl für das Klima wie für das Leben auf der Erde.

2 Klimamodellierung

Eine quantitative Abschätzung des menschlichen Einflusses auf das Klima ist nur mit Hilfe von Computermodellen des gesamten Klimasystems möglich. Dazu gehört der physikalische Teil, also die dynamischen und thermodynamischen Prozesse in Atmosphäre und Ozean einschließlich der Landoberflächen und Meeresgebiete, ebenso wie diverse biogeochemische Kreisläufe (Kohlenstoff, Schwefel, Stickstoff, Methan, Ozon usw.). Die Kopplung von physikalischen Klimamodellen mit biogeochemischen Kreislaufmodellen ist bisher

nur ansatzweise realisiert worden. Ein Modell des gesamten Erdsystems, das alle wesentlichen Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten beschreibt, existiert derzeit noch nicht. Daher wird die Zusammensetzung der Atmosphäre, die durch diese Prozesse gesteuert wird, in Klimamodellen nicht berechnet, sondern vorgegeben (gemäß Beobachtungen oder extern berechnet mit Hilfe biogeochemischer Modelle).

Eine prinzipielle Limitierung physikalischer Klimamodelle besteht darin, dass zwar die Modellgleichungen bekannt sind, dass aber allgemeine Lösungen dieser Gleichungen nicht existieren. Näherungslösungen erhält man durch Anwendung numerischer Verfahren auf der Basis von „diskretisierten“ Gleichungen, die in einem 3-dimensionalen Gitter gelöst werden, wobei die Zeit ebenfalls diskretisiert wird. Diese Methode erzeugt Fehler, die umso kleiner werden, je feiner das Gitter ist. Allerdings erhöht sich durch Verfeinerung des Gitters die Rechenzeit (Faktor 16 bei einer Halbierung der horizontalen und vertikalen Gitterabstände). Typische Gitterabstände heutiger Klimamodelle betragen etwa 300 km in der Horizontalen und 1 km in der Vertikalen bei einem Zeitschritt von etwa einer halben Stunde. Eine weitere Folge der Diskretisierung ist, dass „subskalige“ Prozesse (Turbulenz, Wolken- und Niederschlagsbildung, Strahlungsübertragung usw.) im Gitter nicht erfassbar sind und daher in vereinfachter parameterisierter Form berücksichtigt werden müssen. Eine Gitterverfeinerung würde auch diese Fehler reduzieren, da ein größerer Anteil kleinskaliger Prozesse durch die Modellgleichungen beschrieben werden könnte. Diese Hinweise zeigen, wie sehr die Klimamodellierung von Fortschritten in der Computertechnologie abhängt.

Klimamodelle haben eine ähnliche Funktion wie ein Versuchslabor in der Physik, indem sie Experimente unter kontrollierten Bedingungen erlauben und somit die Möglichkeit schaffen, Zusammenhänge im Klimasystem zu verstehen. Darüber hinaus ist es möglich, ausgehend von einem bekannten Anfangszustand vergangene oder auch zukünftige Klimazustände zu simulieren, wenn der zeitliche Verlauf einiger Einflussgrößen oder „Randbedingungen“ entweder bekannt ist oder berechnet werden kann. Dazu gehört die Sonneneinstrahlung, die Konzentration klimawirksamer Spurenstoffe in der Atmosphäre oder auch die Vegetation. Ein ideales Modell müsste in der Lage sein, unter Vorgabe beobachteter Anfangs- und Randbedingungen den Klimaverlauf der Vergangenheit zu reproduzieren. Allerdings sind nicht alle Klimaschwankungen

reproduzierbar, sondern nur diejenigen, die durch Änderungen in den Randbedingungen verursacht werden. Klimaschwankungen aufgrund interner Wechselwirkungen im Klimasystem sind allenfalls in ihren statistischen Eigenschaften erfassbar, nicht aber in der zeitlichen Reihenfolge ihres Auftretens. Die Überlagerung von deterministischen, vorhersagbaren „Signalen“ mit stochastischen, nicht vorhersagbaren Schwankungen („Klimarauschen“) erschwert die Interpretation von Zeitreihen der Temperatur und anderer Klimavariablen. Zur besseren Trennung von Signal und Rauschen wird in der Modellierung häufig die Methode der „Ensemblesimulationen“ angewandt, wobei eine Reihe von Klimasimulationen durchgeführt werden, die sich nur in den Anfangsbedingungen geringfügig unterscheiden. Modell und Randbedingungen müssen dagegen in den einzelnen Realisationen identisch sein. Durch Mittelbildung über das Ensemble lassen sich die stochastisch bedingten Schwankungen weitgehend eliminieren, so dass die gesuchten reproduzierbaren Klimavariationen isoliert werden können.

Klimamodelle werden insbesondere für die Simulation zukünftiger Klimazustände genutzt, um Risiken anthropogener Emissionen abzuschätzen. Die Methode ist ähnlich wie bei der Simulation vergangener Klimate. Allerdings müssen Annahmen über die zukünftige Entwicklung der Emissionen gemacht werden (abhängig von Weltbevölkerung, Energieverbrauch usw.). Die erwarteten Emissionen werden in biogeochemische Modelle eingegeben und die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Konzentrationen von CO₂ und anderen Spurenstoffen wird berechnet. Auf der Basis dieser Daten können Klimamodelle die zukünftige Klimaentwicklung hochrechnen. Die Glaubwürdigkeit der Prognosen hängt von der Qualität der Modelle ab. Die Qualitätskontrolle ist daher ein wichtiger Bestandteil der Modellentwicklung. So kann beispielsweise untersucht werden, bis zu welchem Grad Klimamodelle in der Lage sind, beobachtete Trends zu reproduzieren, z. B. die Klimaentwicklung der vergangenen 100 Jahre. Dieser Zeitraum bietet sich an, weil dafür sowohl die Zusammensetzung der Atmosphäre als auch das Klima relativ gut bekannt sind.

3 Modellexperimente

In diesem Abschnitt wird an Hand von Modellrechnungen der Einfluss von anthropogenen Emissionen auf die vergangene und zukünftige Klimaentwicklung gezeigt. Obwohl sich die Simulationen mit Klimamodellen der heutigen Generation in vielen Details unterscheiden (HOUGHTON et al. 2001), werden in der Regel die großräumigen Muster und globalen Trends in ähnlicher Weise reproduziert. In diesem Sinne können die hier gezeigten Ergebnisse als charakteristisch angesehen werden. Mit einem am Max-Planck-Institut für Meteorologie entwickelten gekoppelten Modell (ECHAM4/OPYC3) wurde die Klimaentwicklung von

1860 bis zum Jahre 2100 berechnet (ROECKNER et al. 1999). Das Modell enthält folgende Komponenten, die synchron miteinander gekoppelt sind:

- Atmosphäre (Druck, Wind, Temperatur, Wasserdampf, Wolken),
- Landoberfläche (Temperatur, Bodenwassergehalt, Schnee),
- Flüsse (an den Flussmündungen wird der kontinentale Abfluss in den Ozean geleitet),
- Ozean (Strömung, Temperatur, Salzgehalt),
- Meereis (Eisdicke, eisbedeckte Fläche),
- Schwefelkreislauf (Schwefeldioxid und Sulfataerosole).

Unverändert bleiben die Vegetation (abgesehen vom Jahresgang) sowie das Inlandeis (Grönland, Antarktis). Die horizontale Gitterauflösung beträgt etwa 300 km. Allerdings wird zur Erfassung von El Niño-Ereignissen, eine der Hauptursachen natürlicher Klimavariabilität, das ozeanische Gitter in niederen geographischen Breiten verfeinert (etwa 50 km in Äquatornähe). Der vertikale Gitterabstand in der Atmosphäre variiert zwischen 60 m nahe der Erdoberfläche und 7 km in der obersten Modellschicht in etwa 30 km Höhe. Im folgenden werden drei Modellexperimente diskutiert:

- 1) „Referenzexperiment“: Die Zusammensetzung der Atmosphäre sowie alle anderen externen Einflussgrößen werden zeitlich konstant vorgegeben (abgesehen von täglichen und jährlichen Schwankungen der Sonneneinstrahlung). Die simulierten Klimaschwankungen sind damit allein auf Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Komponenten des Klimasystems zurückzuführen. Ein langfristiger Klimatrend ist unter diesen Voraussetzungen nicht zu erwarten.
- 2) „Treibhausgase“: Die atmosphärische Konzentration von CO₂ und anderen Treibhausgasen (Methan, Lachgas und diverse FCKWs) werden als Funktion der Zeit vorgegeben (von 1860 bis 1990 wie beobachtet, von 1990 bis 2100 nach dem „business-as-usual“ Szenario IS92a (HOUGHTON et al. 1996). Die Aerosolkonzentrationen ändern sich in diesem Experiment nicht.
- 3) „Treibhausgase+Aerosole“: Zusätzlich zu den Treibhausgasen nehmen hier auch die Aerosole mit der Zeit zu. Sulfataerosole werden auf der Basis vorgegebener Emissionen innerhalb des Klimamodells berechnet. Für den Zeitraum 1860 bis 1990 basieren die Emissionsdaten auf Schätzungen von Energieverbrauch, Schwefelgehalt der verwendeten Brennstoffe usw. (ORN et al. 1996). Für den Zeitraum 1990 bis 2050 beruhen die verwendeten Emissionen ebenso wie für die Treibhausgase auf dem IPCC Szenario IS92a. Zusätzlich wird die zeitliche Entwicklung der troposphärischen Ozonverteilung vorgegeben. Diese wurde nicht innerhalb des Klimamodells berechnet, sondern „extern“ mit Hilfe

eines Chemie-Transport-Modells, wobei die Emissionen der Vorläufersubstanzen von Ozon (Stickoxide u.a.) in zeitlicher Entwicklung vorgegeben wurden, der Klimazustand dabei aber unverändert blieb.

Anders als im Referenzexperiment 1 sind in den Experimenten 2 und 3 infolge der zeitabhängigen externen Anregungen längerfristige Klimatrends zu erwarten. Durch Vergleich von Exp. 2 und Exp. 3 kann auch die gemeinsame Wirkung von Sulfataerosolen und troposphärischem Ozon auf die vergangene und zukünftige Klimaentwicklung abgeschätzt werden. Auf diese Weise ist es möglich, Mechanismen zu identifizieren, die für die Klimaentwicklung seit 1860 eine Rolle gespielt haben. Ein Beispiel zeigt Abb. 22-1, in der die simulierten zeitlichen Entwicklungen der globalen Mitteltemperatur in Oberflächennähe sowie die entsprechenden Beobachtungen (PARKER et al. 1994) dargestellt sind. Wie erwartet treten im Referenzexperiment 1 zwar jährliche und längerfristige Variationen der Temperatur in der Größenordnung von einigen Zehntel Grad auf, es wird aber kein nennenswerter langfristiger Trend simuliert. Zu beachten ist, dass die Jahreszahlen für dieses Experiment keine Bedeutung haben, da die atmosphärische Zusammensetzung zeitlich konstant ist. Die Wirkung ansteigender Treibhausgaskonzentrationen seit Beginn der Industrialisierung äußert sich im Exp. 2 als allmähliche globale Erwärmung, die jedoch früher als beobachtet einsetzt und insgesamt auch zu stark ausfällt. Der beobachtete Trend der vergangenen 30 Jahre wird in Exp. 3 realistischer simuliert als in Exp. 2, während die beobachtete Erwärmung zwischen 1910 und 1940 in keinem der beiden Experimente reproduziert wird. In diesem Zeitraum ist der CO₂-Anstieg noch vergleichsweise gering, so dass vermutet werden kann, dass es sich hier um eine zufällige natürliche Klimaschwankung handelt, zumal Temperaturänderungen in dieser Größenordnung auch im Referenzexperiment 1 vorkommen. Nicht auszuschließen ist auch ein Zusammenwirken mit natürlichen externen Anregungen wie Änderungen von Sonneneinstrahlung und Vulkanismus (TETT et al. 1999). Diese Ergebnisse sind im Einklang mit einer der Schlussfolgerungen aus dem letzten IPCC Bericht (HOUGHTON et al. 2001), dass nämlich der beobachtete Erwärmungstrend der vergangenen 30 Jahre mit hoher Wahrscheinlichkeit auf anthropogene Aktivitäten zurückzuführen ist, verursacht durch einen Konzentrationsanstieg von CO₂ und anderen Treibhausgasen in der Atmosphäre sowie von Sulfataerosolen.

Aufgrund der Hochrechnungen bis zum Jahre 2100 in Exp. 2 bzw. bis zum Jahre 2050 in Exp. 3 wird ein weiterer Temperaturanstieg erwartet, der deutlich über dem im 20. Jahrhundert beobachteten bzw. simulierten liegt. Danach wird sich der Erwärmungstrend der vergangenen Jahrzehnte bei unveränderter Zuwachsrate der Treibhausgase quasi-linear fortsetzen. Die simulierten Temperaturänderungen haben, ähnlich wie in

anderen Klimamodellen, eine charakteristische geographische Verteilung. Als Beispiel wird in Abb. 22-2 die Temperaturänderung der Dekade 2040-50 im Vergleich zur Dekade 1990-2000 für das Exp. 3 gezeigt. Im Vergleich zur Landoberfläche ist die Erwärmung der

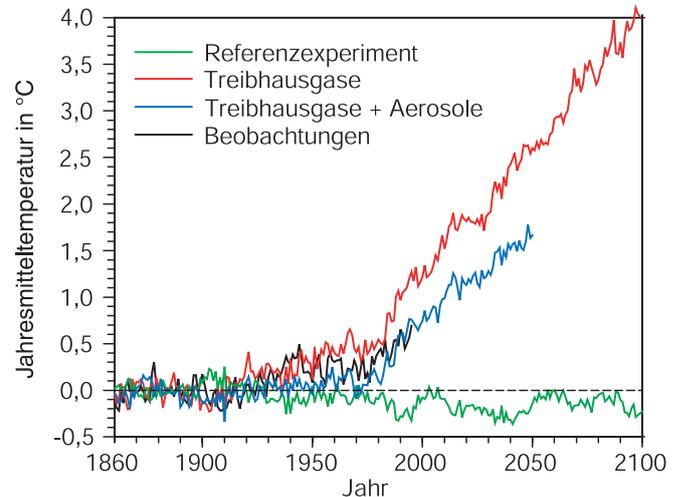


Abb. 22-1: Zeitlicher Verlauf von simulierter und beobachteter (PARKER et al. 1994) globaler Jahresmitteltemperatur in Erdbodennähe (2 m über Grund) als Abweichung von den jeweiligen Mittelwerten der Jahre 1860 bis 1890. Im vorindustriellen Referenzexperiment (Exp. 1) wurden die Treibhausgaskonzentrationen vorgegeben und anthropogene Schwefelemissionen vernachlässigt. In den Exp. 2 (rote Kurve) und 3 (blaue Kurve) wurden die beobachteten Treibhausgaskonzentrationen von 1860 bis 1990 als Funktion der Zeit vorgeschrieben, im Exp. 3 zusätzlich die anthropogenen Schwefelemissionen (ORN et al. 1996). Ab 1990 wurden die Konzentrationen der Treibhausgase sowie Schwefelemissionen gemäß dem "business-as-usual" scenario IS92a (HOUGHTON et al. 1996) vorgeschrieben.

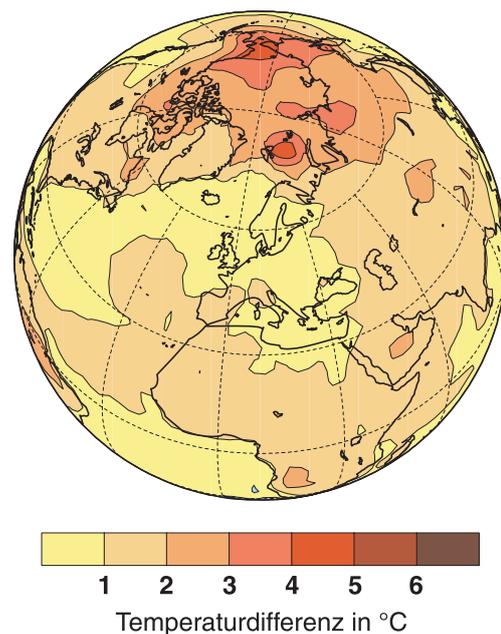


Abb. 22-2: Differenz der Jahresmitteltemperatur in Erdbodennähe zwischen den Dekaden 2040 bis 2050 und 1990 bis 2000 im Exp. 3 (vgl. blaue Kurve in Abb. 22-1).

Meeresoberfläche relativ gering, weil der zusätzliche Wärmeeintrag an der Oberfläche durch vertikale Vermischungsprozesse über ein größeres Volumen verteilt wird als auf der festen Erde. Damit wird die Klimaänderung abgeschwächt und verzögert. Der retardierende Effekt der Ozeane ist umso größer, je effizienter die vertikalen Vermischungsprozesse sind. Diese sind besonders groß in Teilen des Nordatlantiks und am Rande der Antarktis, wo im Winter kaltes Oberflächenwasser bis in große Tiefen absinkt. Umgekehrt findet man die stärkste Erwärmung von bis zu 5 K im Bereich der Arktis. Ursache ist eine selbstverstärkende Rückkopplung, wobei eine Erwärmung zu einer Verringerung der Eis- und Schneeflächen führt. Dadurch werden helle Oberflächen durch dunklere ersetzt (Eis durch Wasser und schneebedecktes Land durch schneefreies Land), so dass mehr Sonnenstrahlung infolge verminderter Reflektion verfügbar ist, was wiederum zu verstärkter Schmelze von Eis und Schnee und damit zu weiterer Erwärmung führt.

Die beobachtete und simulierte zeitliche Entwicklung der arktischen Meereisausdehnung ist in Abb. 22-3a dargestellt. Für die Berechnung der Eisausdehnung wird nur die geographische Lage des südlichen Eisrandes benötigt. Offene Stellen im Eis werden in der Ausdehnung also mit einbezogen. Die tatsächliche Eisfläche ist daher etwas kleiner als die simulierte Ausdehnung. Da Beobachtungen der Eisfläche erst seit Beginn der Satellitenmessungen um 1980 vorliegen, wird in Abb. 22-3a die Eisausdehnung gezeigt. Wie bei der globalen Mitteltemperatur bleibt im Referenzexperiment 1, von jährlichen und längeren Schwankungen abgesehen, die Eisausdehnung praktisch konstant. Die Berücksichtigung der Sulfataerosole in Exp. 3 hat anders als in Exp. 2 ein anfängliches Eiswachstum zur Folge, bis um 1980 ein negativer Trend einsetzt, der sich nur unwesentlich von dem in Exp. 2 simulierten unter-

scheidet. Die beobachtete Entwicklung zeigt einen qualitativ ähnlichen Verlauf mit einer nahezu konstanten Eisausdehnung von 1901 bis etwa 1970 und einer Reduktion um etwa 10 % zwischen 1970 und 1997 (Fläche von Niedersachsen jährlich). Quantitativ unterscheiden sich die Simulationen von den Beobachtungen sowohl im Mittelwert (etwa 5 % höher), in der höheren natürlichen Variabilität als auch im Trend (etwa 50 % des beobachteten). Ob diese Differenzen real sind, kann nicht entschieden werden, weil die beobachtete Eisausdehnung vor Beginn der Satellitenmessungen wegen der schlechten Datenlage nur sehr unsicher abgeschätzt werden kann.

Für die Meereisdicke ist die Datensituation noch schlechter, so dass es praktisch unmöglich ist, die zeitliche Entwicklung des Meereisvolumens zu rekonstruieren. Andererseits ist das Meereisvolumen ein guter Klimaindikator, weil es ähnlich wie die Gletscher frühere Störungen der Wärmebilanz akkumuliert und damit in der zeitlichen Entwicklung widerspiegelt. Der simulierte Verlauf des arktischen Meereisvolumens wird in Abb. 22-3b gezeigt. Wie bei der Eisausdehnung fällt das Anwachsen des Eisvolumens bis etwa 1980 im Exp. 3 auf. Dies ist die Folge relativ großer Schwefel-Emissionen im 20. Jahrhundert, die in Teilen der Nordhemisphäre die Wirkung der CO₂-Emissionen überkompensieren. Deutlicher als der Rückzug der Eisausdehnung ist die Verringerung des Eisvolumens zwischen 1980 und 2050 (rund 50 % gegenüber 15 % bei der Ausdehnung). Dieser Unterschied hat zwei Ursachen: Einerseits verringert sich die mittlere Eisdicke, andererseits schmilzt das Eis nicht nur am südlichen Rand, sondern es bilden sich auch innerhalb der Eisgebiete größere eisfreie Flächen infolge von Wind und Meeresströmungen. Diese Prozesse sind bei dünnem Eis wirksamer als bei dickem Eis.

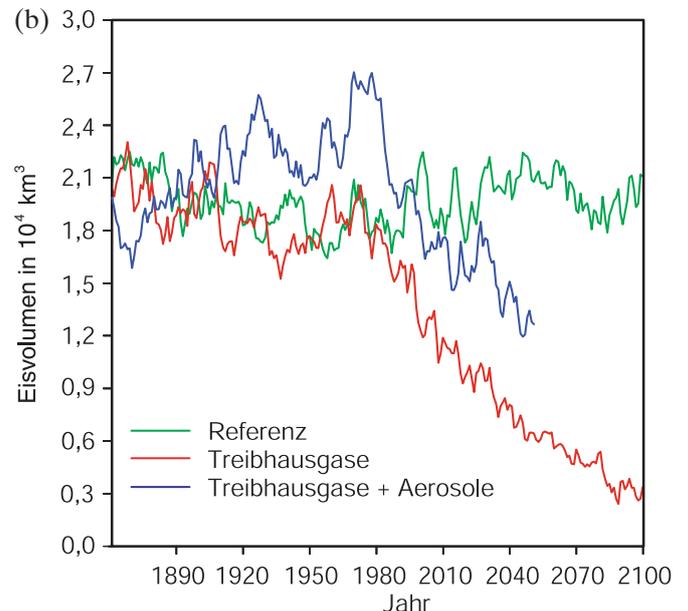
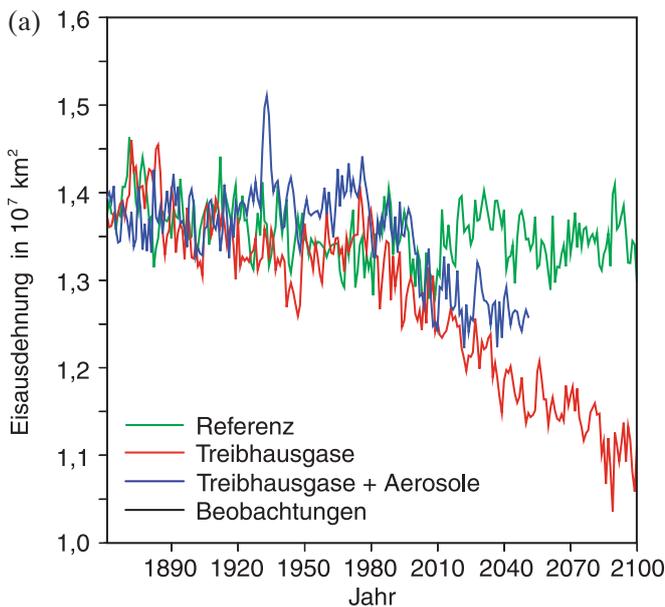


Abb. 22-3: (a) Zeitlicher Verlauf von simulierter und beobachteter Ausdehnung des arktischen Meereises im Jahresmittel; (b) Zeitlicher Verlauf des simulierten arktischen Meereisvolumens im Jahresmittel.

Ein ähnlich guter Klimaindikator wie das Eisvolumen ist der Wärmeinhalt der Ozeane (LEVITUS et al. 2000). Hier ist die Datenlage zwar nicht völlig befriedigend (es gibt immer noch große Datenlücken im Weltozean) aber deutlich besser als beim Eisvolumen. Abb. 22-4 zeigt die beobachtete und simulierte zeitliche Entwicklung des Wärmeinhaltes verschiedener Ozeanbecken bis zu einer Tiefe von 300 m (REICHERT et al. 2002). Da der Wärmeinhalt u. a. vom Wasservolumen abhängt, tragen große Ozeane wie der Pazifik sehr viel mehr zum Wärmeinhalt des Weltozeans bei als der Indische Ozean oder der Atlantik (daher die unterschiedlichen Skalen). Dies gilt nicht nur für den Wärmeinhalt selbst, sondern auch für die hier gezeigten Anomalien. Während der Beobachtungszeit von 1948 bis 1998 ist das Modell in der Lage, den beobachteten Verlauf in guter Näherung zu reproduzieren. Dies gilt nicht nur für die drei Ozeane insgesamt (rechte Spalte), sondern auch für die Asymmetrien zwischen Nord- und Südhemisphäre, wie sie etwa im Indischen Ozean oder Pazifik erkennbar sind. Wäh-

rend sich die nördlichen Teile relativ stabil verhalten, ist in den südlichen Teilen ein positiver Trend erkennbar. Sehr gut erfasst das Modell auch den deutlichen Erwärmungstrend im Nordatlantik. Im Südatlantik zeigt das Modell relativ sprunghafte Änderungen um 1940 und 1990 mit einem relativ konstanten Verlauf dazwischen. In den Beobachtungen ist der Erwärmungstrend in diesem Zeitraum kontinuierlicher.

Die gute Übereinstimmung zwischen den beobachteten und simulierten Trends im ozeanischen Wärmeinhalt legt den Schluss nahe, dass die vertikalen Vermischungsprozesse durch Windeinflüsse und vor allem auch durch stabilitätsbedingte Umverteilungen der Wassermassen im Modell realistisch modelliert werden. Dies ist für die Abschätzung zukünftiger Änderungen wichtig, weil die Klimaentwicklung nicht nur von anthropogenen Einflüssen und atmosphärischen Rückkopplungen bestimmt wird, sondern auch von der thermischen Trägheit der Ozeane infolge vertikaler Vermischungsprozesse.

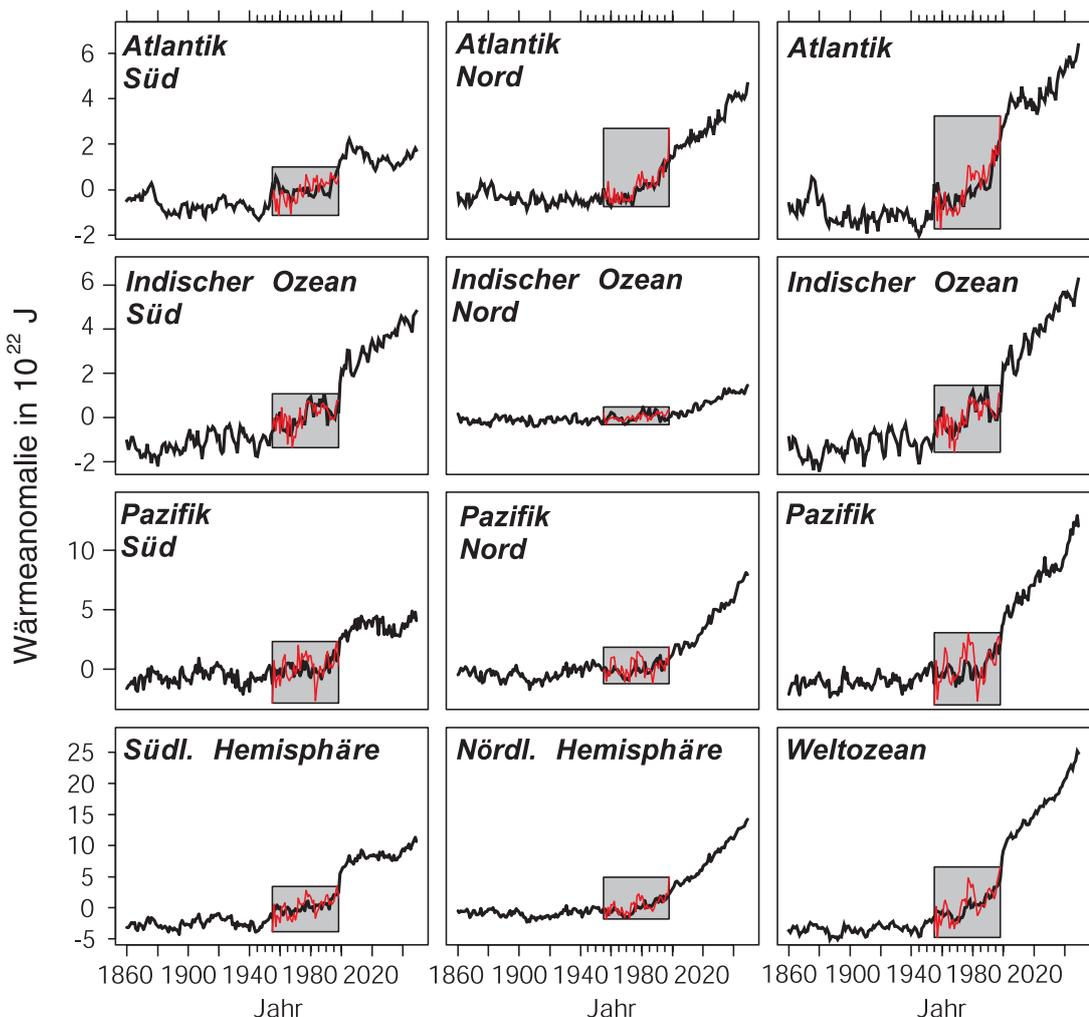


Abb. 22-4: Zeitlicher Verlauf von simuliertem (schwarz) und beobachtetem (rot) Wärmeinhalt verschiedener Ozeanbecken in den obersten 300 m als Abweichungen vom jeweiligen Mittelwert der Jahre 1948 bis 1998. Nur für diesen Zeitraum (gekennzeichnet durch graue Rechtecke) liegen Beobachtungen vor (LEVITUS et al. 2000). Der Wärmeinhalt ist das Produkt aus Wasserfläche, Wassertiefe (hier 300 m), mittlerer Temperatur in dieser Wasserschicht und einer physikalischen Konstanten (spezifische Wärme von Salzwasser).

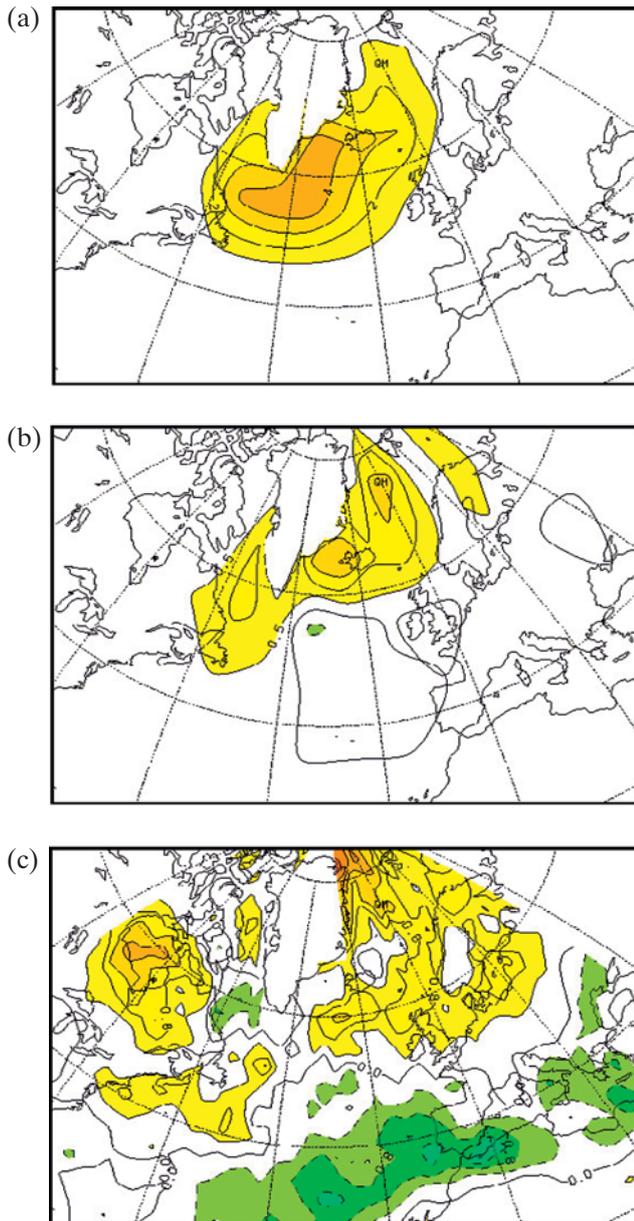


Abb. 22-5: (a) Zahl von extremen Zyklonen mit einem Kerndruck < 970 hPa in den Wintermonaten (Dezember bis Februar) als Mittelwert über die Jahre 1980 bis 1990 im „Treibhausgasexperiment“, in dem CO_2 und andere Treibhausgase als Funktion der Zeit vorgegeben wurden. Die Zahlen charakterisieren die Häufigkeit des Auftretens von Extremzyklonen in Flächenelementen von jeweils $10^\circ \times 10^\circ$. Der Abstand der Isolinien beträgt 1. (b) Änderung in der Häufigkeit von Extremzyklonen im gleichen Experiment zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdoppelung (2060-2070). Der Abstand der Isolinien beträgt 0,5. (c) Änderung von Extremwindgeschwindigkeiten in 10 m Höhe in den Wintermonaten 2060-2070 bezogen auf 1970-1980 im „Treibhausgasexperiment“. Dargestellt sind Änderungen der oberen 10 % der Häufigkeitsverteilung. Der Isolinienabstand beträgt 0,4 m/s, wobei Gebiete mit Windzunahmen im Starkwindbereich von mehr als 0,4 m/s gelb und Gebiete mit Windabnahmen von mehr als 0,4 m/s grün gekennzeichnet sind. Die Änderungen über Norddeutschland entsprechen einer Zunahme im Starkwindbereich von etwa 5-10 % (Quelle: U. ULBRICH, pers. Mitteilung).

Neben der Temperatur als einem der wichtigsten Umweltparameter liefern Klimamodelle auch Informationen über Niederschlag, Wolken, Wind und viele andere messbare Größen. Von großer Bedeutung für die Risikoabschätzung zukünftiger anthropogener Emissionen ist vor allem auch die Frage nach möglichen Änderungen von Extremereignissen (Dürren, Überschwemmungen, Stürme usw.). In Abb. 22-5a wird die Häufigkeit von ausgeprägten Zyklonen im Nordatlantik in Exp. 2 zum „heutigen“ Zeitpunkt (Dekade 1980-90) gezeigt. Prozesse dieser Intensität werden in Klimamodellen wegen ihrer groben Gitterstruktur systematisch unterschätzt. Tatsächlich ist die beobachtete Zahl von Extremzyklonen in den Wintermonaten etwa doppelt so hoch. Andererseits wird die räumliche Verteilung mit einem Maximum südöstlich von Grönland in der Modellsimulation relativ gut getroffen. Zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdoppelung in diesem Experiment, in den Jahren 2060-2070, nimmt die Zahl dieser Ereignisse gemäß Abb. 22-5b systematisch zu, mit den stärksten Änderungen in der Labradorsee, der Dänemarkstraße zwischen Grönland und Island sowie im Europäischen Nordmeer. Die Zunahme dieser Ereignisse hat Konsequenzen für die Starkwindverteilung über Kanada, Europa und dem Atlantik. Während in den nördlichen Gebieten eine Zunahme simuliert wird (in Abb. 22-5c gelb gekennzeichnet), nehmen in den südlichen Regionen wie dem Mittelmeerraum die Starkwindereignisse ab (in Abb. 22-5c grün gekennzeichnet). Zwischen 1960 und Mitte der 90er Jahre wurde über dem Nordostatlantik und Skandinavien zwar eine Zunahme von extremen Sturmereignissen beobachtet (ALEXANDERSSON et al. 2000). Dies ist jedoch eher ein Ausdruck zwischendekadischer Variabilität als die Folge der einsetzenden globalen Erwärmung (WASA 1998). In den Modellrechnungen ist dieser Effekt erst in einem stärker gestörten Klima erkennbar (ULBRICH and CHRISTOPH 1999).

Ein wärmeres Klima infolge erhöhter Treibhausgaskonzentrationen führt auch zu Änderungen der Niederschlagsverteilung. In den hier diskutierten Modellsimulationen verstärkt sich der Wasserkreislauf vorwiegend über Land. So nimmt der Niederschlag zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdopplung global zwar nur um 1,8 % zu, über Land aber um 7,4 %. Diese Zunahme ist jedoch nicht homogen über die Kontinente verteilt, und es gibt auch Gebiete, in denen der Niederschlag abnimmt. Der Niederschlag nimmt vorzugsweise in Gebieten zu, die ohnehin schon durch hohe Niederschläge gekennzeichnet sind (Mittelamerika sowie ein Streifen über Südamerika hinweg von Kolumbien bis Uruguay, Zentralafrika, Südostasien und Indonesien). Niederschlagszunahmen werden auch in hohen Breiten registriert, einschließlich der Ozeane und Eisgebiete, während Niederschlagsabnahmen eher in den subtropischen Trockengebieten der Erde simuliert werden. Damit erhöhen sich die Gegensätze zwischen humiden und ariden Klimazonen. Im Mittel über die Flusseinzugsgebiete der 15 größten Ströme verstärken

sich die Niederschläge um etwa 10 %. Gleichzeitig erhöht sich aber auch die Verdunstung im wärmeren Klima, so dass sich nur ein Teil der Niederschlagszunahme (rund 50 % im Mittel über alle Flüsse) in erhöhten Abflusswerten niederschlägt. Bemerkenswerte Ausnahmen sind der Yangtze Kiang mit nur geringer Verdunstungszunahme, so dass hier die Niederschlagszunahme fast vollständig an den Abfluss weitergegeben wird, der Mississippi, in dessen Einzugsgebiet die Verdunstung stärker anwächst als der Niederschlag, so dass sich der Abfluss trotz steigender Niederschläge verringert und der Amazonas, dessen Abfluss sich infolge geringerer Niederschläge in seinem Einzugsgebiet verringert. Neben diesen Änderungen in der mittleren Niederschlags- und Abflussverteilung werden auch signifikante Änderungen in den Extremwerten simuliert (VOSS et al. 2002). Generell werden die Häufigkeitsverteilungen breiter, d. h. es nehmen weltweit sowohl die Dürrephasen zu als auch die Starkniederschläge. So wird z. B. im Sommer in Mittel- und Südeuropa eine Abnahme der mittleren Niederschläge um etwa 25 % simuliert, während die Starkniederschläge (95 % percentile) im Mittel um etwa 10 % zunehmen. Diese Ergebnisse basieren auf sogenannten „Zeitscheibenexperimenten“ mit einem relativ feinmaschigen atmosphärischen Modell (hier etwa 100 km horizontaler Gitterabstand verglichen mit etwa 300 km im gekoppelten Modell). Die untere Randbedingung, d. h. die Ozeanoberflächentemperatur sowie Eisbedeckung, wird dabei für ausgewählte Zeitscheiben (hier: 1970-2000 bzw. 2060-2090) als Funktion der Zeit aus dem gekoppelten Modell (hier: Exp. 2) vorgeschrieben und auf das feinere Gitter interpoliert (MAY und ROECKNER 2001). Mit dieser Methodik können genauere Aussagen über extreme Ereignisse gemacht werden, als dies mit den relativ grobauflösenden gekoppelten Modellen derzeit möglich ist. Weitere Einzelheiten zur Frage der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags können Kapitel 27 im 2. Teilheft entnommen werden.

4 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die hier diskutierten Ergebnisse zeigen, dass das Modell in der Lage ist, den beobachteten Klimatrend im 20. Jahrhundert in guter Näherung zu reproduzieren, wenn die wichtigsten anthropogenen Einflussgrößen wie Treibhausgase und Sulfataerosole berücksichtigt werden. Dies gilt nicht nur für die globale Mitteltemperatur, sondern auch für die arktische Eisausdehnung sowie für den Wärmeinhalt der großen Ozeanbecken. Hochrechnungen möglicher zukünftiger Klimazustände (sogenannte Szenariexperimente) zeigen, dass die in den letzten 30 Jahren beobachteten und simulierten Klimatrends praktisch linear in die Zukunft extrapoliert werden können, wenn unverminderte Zuwachsraten für die Emissionen von CO₂ und anderen Treibhausgasen sowie Aerosolen angenommen werden. Dies hat nicht nur Konsequenzen für die Ände-

rung der Temperatur und anderer Klimaparameter, sondern vermutlich auch für die Häufigkeit von Extremereignissen (Stürme, Dürreperioden, Starkniederschläge). Dennoch muss berücksichtigt werden, dass Modelle nur unvollständige Abbilder der Wirklichkeit sein können und heutige Klimamodelle eine Reihe von möglicherweise wichtigen Prozessen ignorieren. Dazu gehört u.a. die Wechselwirkung zwischen Klima, Biosphäre und atmosphärischer Chemie. Eine Erweiterung der Klimamodelle in Richtung auf ein umfassendes Erdsystemmodell, das die wichtigsten Rückkopplungen zwischen Klima und biogeochemischen Prozessen enthält, ist daher ein zentraler Forschungsschwerpunkt für die kommenden Jahre.

Literatur

- ALEXANDERSSON, H., H. TUOMENVIRTA, T. SCHMITH, K. IDEN, 2000: Trends in storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Clim. Res.* **14**, 71-73.
- HOUGHTON, J. T., L. G. MEIRA FILHO, J. BRUCE, H. LEE, B. A. CALLENDAR, E. HAITES, N. HARRIS, K. MASKELL (Hrsg.), 1996: Climate change 1995: the science of climate change. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 572 S.
- 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. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 881 S.
- LEVITUS, S., J. I. ANTONOV, T. P. BOYER, C. STEPHENS, 2000: Warming of the world ocean. *Science* **287**, 2225-2229.
- MAY, W., E. ROECKNER, 2001: A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: the impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Clim. Dyn.* **17**, 407-420.
- ORN, G., U. HANSSON, H. RODHE, 1996: Historical worldwide emissions of anthropogenic sulfur: 1860-1985. International Meteorological Institute in Stockholm, Rep. CM-91, Stockholm University, 20 S.
- PARKER, D. E., P. D. JONES, C. K. FOLLAND, A. BEVAN, 1994: Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.* **99**, 14,373-14,399.
- REICHERT, B., R. SCHNUR, L. BENGTSOON, 2002: Global ocean warming tied to anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.* **29** (11), 10.1029/2001GL013954.
- ROECKNER, E., L. BENGTSOON, 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.
- TETT, S. F. B., P. A. STOTT, M. R. ALLEN, W. J. INGRAM, J. F. B. MITCHELL, 1999: Causes of twentieth century temperature changes. *Nature* **399**, 569-572.
- ULBRICH, U., M. CHRISTOPH, 1999: A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.* **15**, 551-559.
- VOSS, R., W. MAY, E. ROECKNER, 2002: Enhanced resolution modelling studies on anthropogenic climate change: changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.* **22**, 755-777.
- WASA group (H. VON STORCH et al.), 1998: Changing waves and storms in the North East Atlantic? *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **79**, 741-760.

23 G. P. BRASSEUR, H. SCHMIDT Ozonabnahme in der Stratosphäre

Der deutsche Wissenschaftler Christian Friedrich Schönbein entdeckte 1839 die gasförmige Substanz Ozon. Zu jenem Zeitpunkt konnte er nicht wissen, dass dieser in so geringen Mengen vorhandene Bestandteil der Atmosphäre mehr als ein Jahrhundert später eine Vielzahl wissenschaftlicher Fragen aufwerfen und sogar zu politischen Kontroversen führen sollte. Schönbein, der an der Universität Basel arbeitete, verband den Geruch, der bei einer elektrischen Entladung in der Luft auftrat (und der bereits 1785 vom holländischen Physiker Martin van Marum identifiziert worden war) mit dem Vorhandensein eines speziellen Gases. In Anlehnung an das griechische Wort $\acute{o}\zeta\epsilon\iota\nu$ (ozein, riechen) gab er diesem Stoff den Namen Ozon. Schönbein kannte die genaue chemische Zusammensetzung des Gases nicht, aber in einem Brief an François Arago, eingereicht bei der französischen Akademie der Wissenschaften, vermutete er, dass es Chlor oder Brom enthalte. 1845 jedoch wiesen C. Marignac und M. de la Rive in Genf nach, dass der Geruch auch bei elektrischer Entladung in reinem Sauerstoff auftritt. Ozon musste also durch Transformation des O_2 -Moleküls entstehen. 1863 schließlich schlug J. L. Soret (ebenfalls in Genf) als Zusammensetzung von Ozon eine allotrope Form des Sauerstoffs aus drei Atomen vor: OOO oder O_3 .

Die ersten Versuche, Ozon zu messen, wurden von Schönbein selbst in Wien durchgeführt. Er benutzte ein mit Kaliumjodid getränktes Papier, das bei Reaktion mit Ozon die Farbe änderte. Diese Technik wurde später verbessert und 1858 von André Houzeau in Rouen, Frankreich, genutzt, um eine quantitative Abschätzung der Ozonkonzentration an der Erdoberfläche vorzunehmen. Die ersten systematischen Ozonmessungen wurden über einen Zeitraum von 30 Jahren (1877-1907) vom Chemiker Albert Levy im Parc Montsouris am Rande von Paris durchgeführt. Obgleich diese Messungen substanziell von der atmosphärischen Feuchte beeinflusst wurden, liefern sie doch einen Wert für das Mischungsverhältnis von Ozon an der Erdoberfläche im Europa des späten 19. Jahrhunderts: es lag wahrscheinlich bei 10-15 „parts per billion“ (ppbv), und damit deutlich niedriger als die heute auf dem europäischen Kontinent typischerweise beobachteten 40-50 ppbv.

Eine der wichtigsten Eigenschaften des atmosphärischen Ozons ist die Fähigkeit, ultraviolettes Licht zu absorbieren und somit die Biosphäre (einschließlich des Menschen) vor negativen Effekten der Sonnenstrahlung zu schützen. Auf diese Weise hat Ozon eine wesentliche Rolle bei der Entwicklung von Leben auf

unserem Planeten gespielt. Sollte die gegenwärtige, durch menschliche Aktivitäten verursachte Zerstörung atmosphärischen Ozons fortschreiten, so hätte dieses ernste Konsequenzen für die menschliche Gesundheit. Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Hautkrebs erhöht sich beispielsweise deutlich, wenn die Haut solarer ultravioletter Strahlung übermäßig ausgesetzt wird.

1878 stellte der französische Physiker Alfred Cornu fest, dass solare Strahlung mit Wellenlängen von weniger als 300 nm nicht bis zur Erdoberfläche durchdringt. Bereits drei Jahre später vermutete der britische Wissenschaftler Walter Noel Hartley, der Labormessungen des Absorptionsspektrums von Ozon durchgeführt hatte, dass diese Begrenzung des solaren Spektrums durch Ozon verursacht wird. Er folgerte daraus, dass Ozon ein permanenter Bestandteil der Erdatmosphäre sein muss. 1880 beobachtete J. Chappuis elf Ozonabsorptionsbanden im Bereich sichtbarer Strahlung von 500 bis 700 nm. Die Absorption in diesem Bereich erwies sich jedoch als relativ schwach im Vergleich zu jener von Hartley entdeckten Bande. Wiederum zehn Jahre später, 1890, identifizierte Sir William Huggins bei der Beobachtung des Spektrums vom Stern Sirius eine Absorption in der Atmosphäre, die er nicht erklären konnte und die im Jahr 1917 von A. Fowler und R. J. Strutt in Großbritannien auf das Vorhandensein von Ozon zurückgeführt wurde. Der Absorptionsbereich von 300-360 nm wird deshalb heute nach Huggins benannt. Die Absorptionseigenschaften von zweiatomigem Sauerstoff (der Vorläufersubstanz von Ozon) im ultravioletten Bereich wurden ebenfalls im Labor untersucht. 1903 identifizierte V. Schumann Absorptionsbanden im Bereich von 175 bis 200 nm (heute Schumann-Runge-Banden genannt), wohingegen R. Ladenburg und seine Kollegen das Absorptionskontinuum zwischen 132 und 167 nm studierten (heute Schumann-Runge-Kontinuum genannt). Ein weiteres, weit schwächeres Absorptionskontinuum zwischen 200 und 242 nm wurde von Gerhard Herzberg entdeckt.

Die Absorption solarer Strahlung durch Ozon insbesondere in der Hartley-Bande (200-300 nm) ist die wesentliche Heizquelle im Höhenbereich der Erdatmosphäre von 15 bis 80 km. Sie ist verantwortlich für den positiven Temperaturgradienten oberhalb von etwa 15-20 km und damit für die Existenz der Stratosphäre und das Temperaturmaximum in etwa 50 km Höhe.

Erste Messungen der atmosphärischen Ozonsäule beruhten auf den Absorptionseigenschaften von Ozon im

UV-Bereich. Sie wurden 1920 von Charles Fabry und Henri Buisson in Marseille, Frankreich, durchgeführt. Aus ihren Messungen folgerten die beiden Wissenschaftler, dass das gesamte atmosphärische Ozon unter den Bedingungen von Standarddruck und -temperatur eine nur etwa 3 mm dicke Schicht (reduzierte Dicke der Ozonsäule) bilden würde. Messungen zwischen dem 21. Mai und 23. Juni 1920 ergaben unregelmäßige Schwankungen dieses Wertes zwischen 2,85 und 3,35 mm, also von etwa 20% innerhalb eines Monats, was nicht durch die innerhalb dieses Zeitraums nur etwa um 5 % variierende solare Strahlung zu erklären war. Mit ihrer relativ groben quantitativen Kenntnis der Ozonkonzentration nahe der Erdoberfläche schlossen Fabry und Buisson, dass es in höheren Schichten der Atmosphäre größere Ozonvorkommen als am Boden geben müsse. D. Chalonge und F. W. Paul Götz zeigten durch Anwendung spektroskopischer Methoden auf Mond und Sonne, dass die Ozonsäule keinen wesentlichen Tag/Nacht-Schwankungen unterliegt. 1928 nutzte Gordon M. B. Dobson an der „University of Oxford“ die Technik von Fabry und Buisson zur Entwicklung eines neuartigen Spektrophotometers, mit dem die Ozonsäule anhand der Messung des solaren Flusses von Wellenlängenpaaren unterschiedlicher Absorptionsstärke bestimmt werden konnte. Bereits vor dem Ende der 20er Jahre hatte Dobson mehrere seiner Instrumente an verschiedenen Orten der Welt aufgestellt. Er sammelte eine Vielzahl von Informationen über Breitenabhängigkeit und saisonale Entwicklung der Ozonsäule. Beispielsweise erkannte er ein Frühjahrsmaximum an allen extratropischen Stationen, das am deutlichsten in hohen Breiten ausgeprägt war. In den Tropen, wo die Säule niedriger war als in hohen Breiten, schien auch die saisonale Variation sehr gering zu sein. Dobson entdeckte ebenso eine deutliche Korrelation zwischen der Dicke der Ozonsäule und den meteorologischen Bedingungen, und zwar insbesondere eine dickere Säule im Bereich von Zyklonen als von Antizyklonen.

Heute wird die Ozonsäule häufig in der Einheit Dobson angegeben, wobei ein Wert von beispielsweise 300 Dobson einer Dicke von 3 mm entspricht. Eine interessante Entdeckung von Dobson war, dass die Säule in der Südhemisphäre ihre maximale Dicke allgemein bei etwa 60° S erreicht und weiter in Richtung Süden wieder abnimmt. Die Werte, die zu jener Zeit im Bereich des Polarwirbels gemessen wurden, lagen bei etwa 300 Dobson und damit deutlich höher als heutige Messungen im Oktober innerhalb des sogenannten antarktischen Ozonlochs. Ein umfangreiches weltweites Netz sogenannter Dobson-Messgeräte bildet heute die Basis für sehr genaue Beobachtungen der Ozonsäule; es wird jedoch durch kontinuierliche Satellitenbeobachtungen ergänzt, beispielsweise jene einer Serie von TOMS-Instrumenten, die von der NASA entwickelt wurden. Abb. 23-1 zeigt ein „Dobson-Diagramm“ der saisonalen und Breitenabhängigkeit der Ozonsäule als Mittelwert der Jahre 1979-1992. Auffällig sind dabei

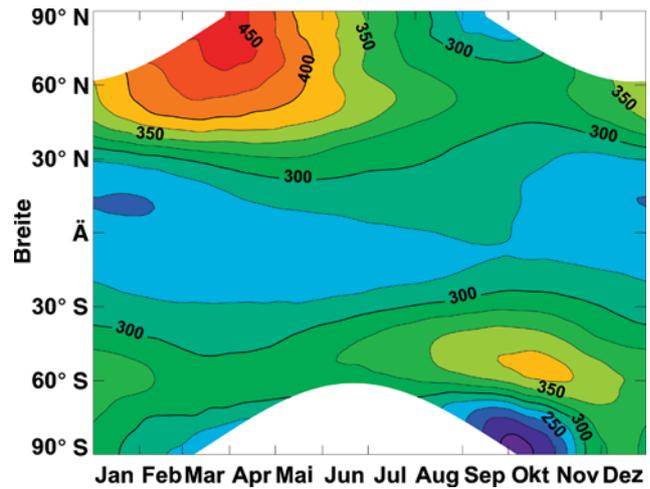


Abb. 23-1: Saisonaler Verlauf der Dicke der Ozonsäule (Dobson-Einheiten) als Funktion der geographischen Breite. Die Daten sind ein Mittelwert aus Messungen mit dem TOMS-Instrument von 1979 bis 1992. Quelle: NASA (2004).

die niedrigen Säulendicken in den Tropen (typischerweise 250 Dobson) und die größeren Werte in höheren Breiten, insbesondere im Winter. Die bereits von Dobson festgestellte interhemisphärische Asymmetrie ist ebenfalls deutlich erkennbar.

Was Ende der 20er Jahre des 20. Jahrhunderts noch zu bestimmen blieb, war das vertikale Profil der Ozonkonzentration. Götz, der auch Messungen in Arosa (1840 m, Schweiz) durchführte, fuhr 1929 nach Spitzbergen, um die Absorption solarer Strahlung bei sehr großen solaren Zenitwinkeln zu bestimmen. Durch die Inversion von Strahlungsintensitäten, die mit Dobson-Spektrometern gemessen worden waren, konnte er zeigen, dass Ozon in der Stratosphäre in höheren Konzentrationen auftrat als in Bodennähe. Erich Regener und sein Sohn Viktor kamen 1934 nach der Analyse solarer Spektren, die von Wetterballons aufgezeichnet worden waren, zum selben Schluss. Die größte Ozondichte musste ihrer Meinung nach im Höhenbereich von etwa 20-25 km zu finden sein.

Der Grund für das Auftreten von Ozon in der Stratosphäre war unbekannt, bis der britische Geophysiker Sydney Chapman die erste photochemische Theorie zum atmosphärischen Ozon vorstellte. Während einer Konferenz, die im Mai 1929 von Fabry und Dobson in Paris organisiert wurde, und in einer nachfolgenden Veröffentlichung in den „Memoirs of the Royal Meteorological Society“ im Jahr 1930 beschrieb er, dass Ozon durch die Photodissoziation molekularen Sauerstoffs (durch solare ultraviolette Strahlung)



und die anschließende Kombination eines Sauerstoffatoms mit O₂ gebildet wird.



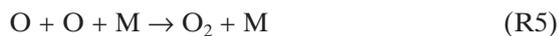
Hierbei ist M ein Reaktionspartner (O_2 oder N_2), der die bei dieser exothermen Reaktion freiwerdende Energie aufnimmt. Bis heute bilden obige Reaktionen den einzigen bekannten Mechanismus der Ozonproduktion im Bereich oberhalb der Tropopause. Ozon selbst kann ebenfalls durch UV und sichtbare Strahlung photolysiert werden:



Das anfallende Sauerstoffatom wird jedoch über Reaktion (2) schnell wieder zu Ozon umgewandelt, so dass diese Photodissoziation nicht als Nettoverlust von Ozon angesehen werden kann. Die Reaktion von Ozon mit einem Sauerstoffatom hingegen



führt zu einem Nettoverlust von Ozon und sogar von so genanntem „odd oxygen“ ($O_x = O + O_3$). Eine weitere Verlustreaktion, die jedoch nur oberhalb von etwa 80 km eine Rolle spielt, ist die Rekombination zweier Sauerstoffatome:



Diese einfache Theorie bestätigte die Vermutung von Götz, dass sich der Großteil des Ozons in der Stratosphäre befindet. Da jedoch die Eigenschaft molekularen Sauerstoffs, solare Strahlung mit Wellenlängen kleiner als 200 nm zu absorbieren, noch nicht bekannt war, berechnete Chapman eine wahrscheinliche Höhe für das Maximum der Ozondichte von etwa 45 km. Später konnte diese Berechnung auf der Grundlage von Herzbergs Messungen der O_2 -Absorption zwischen 200 und 242 nm korrigiert werden. Heute ist bekannt, dass sich das Maximum der Ozondichte in den Tropen in etwa 26 km Höhe und zu den Polen hin etwas niedriger befindet. Das Maximum des Ozonmischungsverhältnisses (O_3 -Dichte durch Gesamtdichte der Luft geteilt) befindet sich nahe 45 km. Ein zweites Maximum liegt bei etwa 100 km Höhe. Abb. 23-2 zeigt

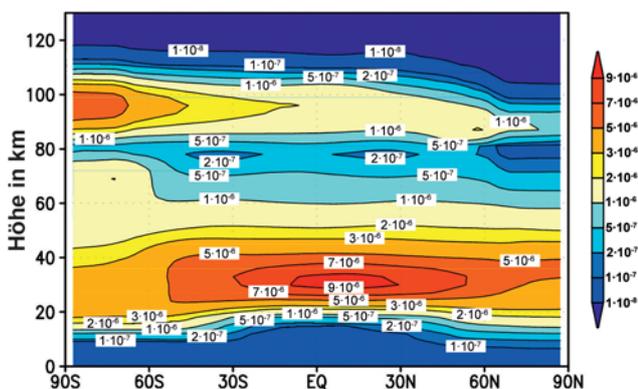


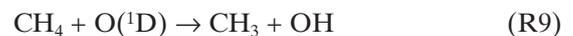
Abb. 23-2: Zonal gemitteltetes Ozonmischungsverhältnis für den Monat Juli, berechnet unter Verwendung des „HAM-burg Model of the Neutral and Ionized Atmosphere“ (HAMMONIA), das am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt wurde.

das zonal gemittelte Ozonmischungsverhältnis für den Monat Juli berechnet von einem 3-dimensionalen gekoppelten Modell der Chemie, Dynamik und Strahlung in der Atmosphäre vom Erdboden bis hinauf in die Thermosphäre.

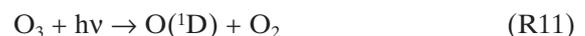
Die Chapman-Theorie beruht auf den obigen fünf Gleichungen, die ausschließlich Sauerstoffverbindungen behandeln. David R. Bates und Marcel Nicolet, die in Pasadena, Kalifornien, „Airglow“-Emissionen der OH-Meinel-Banden studierten, zeigten, dass Wasserstoffverbindungen wie atomarer Wasserstoff (H), das Hydroxylradikal (OH) und das Hydroperoxyradikal (HO_2) Ozon und atomaren Sauerstoff in der Mesosphäre beeinflussen können. Die Produktion dieser Spurengase geht oberhalb von 70 km hauptsächlich auf die Photolyse von Wasserdampf und Methan zurück (im Wesentlichen durch solare Strahlung mit der Wellenlänge der Lyman- α -Linie von Wasserstoff, 121,6 nm)



und unterhalb auf Oxidation von Wasserdampf, Methan (CH_4) und molekularem Wasserstoff durch atomaren Sauerstoff im energetisch angeregten Singlett-D-Zustand ($O(^1D)$).



Dieses Atom wiederum entsteht bei der Photolyse von Ozon durch Strahlung mit Wellenlängen von weniger als 320 nm:

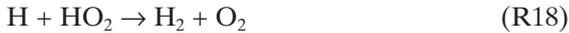


Wasserdampf gelangt durch Verdunstung an der Erdoberfläche in die Atmosphäre und wird bis in die mittlere und obere Atmosphäre hinauf transportiert. Methan entsteht an der Erdoberfläche in Sauerstoff armen Milieus (Feuchtgebiete, Sümpfe, Seen etc.) und durch andere Prozesse, die beim Abbau organischen Materials ablaufen. Ebenso kann es beim Bergbau und durch Lecks bei Herstellung und Transport von Erdgas freiwerden. Molekularer Wasserstoff wird vornehmlich durch Verbrennungsprozesse und Oxidation von Kohlenwasserstoffen produziert. Atomarer Sauerstoff und Ozon werden in der Mesosphäre durch folgende Reaktionen mit HO_x -Radikalen wesentlich beeinflusst:

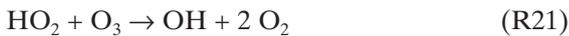




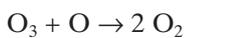
Ein Nettoverlust von HO_x ist mit folgenden Reaktionen verbunden:



Reaktionen (13), (14) und (15) sind die effizientesten Verlustmechanismen für O_x oberhalb der Stratopause, die etwa bei 50 km liegt. Raketenmessungen aus den 50er Jahren des 20. Jahrhunderts legten jedoch nahe, dass die Chapman-Theorie die Ozonkonzentrationen auch in der Stratosphäre überschätzt und zusätzliche Verlustmechanismen für den Bereich unterhalb der Stratopause berücksichtigt werden müssten. 1964 vermutete John Hampson in Kanada, dass Reaktionen von Ozon mit OH und HO₂



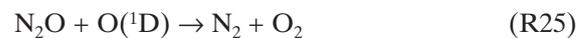
zu den bis dahin unbekanntesten Verlustreaktionen von Ozon gehören könnten. Der Australier B. G. Hunt zeigte anhand von Modellrechnungen, dass diese Reaktionen zu einer deutlich besseren Übereinstimmung von Theorie und Beobachtungen führten. Dies brachte James Mc Donald (University of Arizona, USA) zu der Annahme, dass Wasseremissionen aus den Turbinen einer geplanten Flotte von Flugzeugen, die in großen Höhen (in der Stratosphäre) fliegen sollten, zu einer signifikanten Reduktion der Ozonsäule und damit auch zu einer wesentlichen Erhöhung der UV-Strahlung am Erdboden führen würden. Ende der 60er Jahre wurde diese These lebhaft diskutiert, bis Paul Crutzen, der damals in Oxford, Großbritannien, arbeitete, zeigte, dass ein sehr effektiver Mechanismus zur Zerstörung von stratosphärischem Ozon nicht auf die HO_x-Reaktionen zurückzuführen ist, sondern auf das Vorhandensein von Stickoxiden (NO und NO₂), und zwar über folgende katalytische Reaktionen:



Tatsächlich überschätzten mathematische Modelle, die den Chapman-Zyklus zu Grunde legten, die stratosphärischen Ozonkonzentrationen um nahezu 50 %. Mit dem von Crutzen vorgeschlagenen zusätzlichen Mechanismus verbesserte sich die Übereinstimmung zwischen gemessenen und errechneten Ozondichten

abermals erheblich, wenn für die Stickoxide eine Größenordnung von einigen ppbv angenommen wurde.

Ende der 60er Jahre vermutete man, dass die Existenz von Stickoxiden in der Stratosphäre auf den Abwärts-transport von NO aus der Thermosphäre zurückzuführen ist, wo es durch Reaktionen produziert wird, die geladene Teilchen involvieren. In den frühen 70er Jahren jedoch zeigten Nicolet und Crutzen unabhängig voneinander, dass NO in der Stratosphäre selbst produziert wird, und zwar in einer Reaktion von O(¹D) und N₂O (Lachgas), einem langlebigen atmosphärischen Bestandteil, der von Mikroben in Böden produziert wird:



Die ersten Messungen stratosphärischer Stickoxide wurden in den frühen und mittleren 70er Jahren durchgeführt und nutzten von Wetterballonen aus Techniken der infraroten Spektroskopie und der Chemolumineszenz. Die gemessenen Mischungsverhältnisse von NO und NO₂ lagen bei etwa 1 ppbv in 20 km und 10 ppbv in 30 km Höhe, also hinreichend hoch, um zu einem signifikanten Ozonabbau zu führen. Brian Ridley (University of Toronto, Kanada) beobachtete den Tagesgang von NO und ermöglichte so wesentliche Einblicke in die Photochemie der Stratosphäre. John Noxon (NOAA/Aeronomy Laboratory, USA) zeigte, dass die NO₂-Säule von 50 Grad Breite ausgehend in Richtung der Pole deutlich geringer wird. Diese starke Abnahme, die manchmal als „Noxon-Cliff“ bezeichnet wird, konnte mit der photochemischen Theorie der 70er Jahre nicht erklärt werden.

Crutzens oben genannte Studie führte Harold Johnston (University of California, Berkeley, USA) 1971 zu der Schlussfolgerung, dass nicht der Wasserdampf, sondern die Stickoxide, die von einer künftigen Überschallflotte von 500 Flugzeugen emittiert werden sollten, zu einer Abnahme des stratosphärischen Ozons von etwa 50 % führen würden, abhängig von verschiedenen Faktoren und insbesondere der Flughöhe. Weitere Studien, darunter jene die im Rahmen des „Climatic Assessment Program“ des Verkehrsministeriums der USA durchgeführt wurden, zeigten, dass das Problem wesentlich komplexer war als Johnston angenommen hatte, und dass der zu erwartende Ozonabbau wesentlich geringer ausfallen würde. Zu berücksichtigende Faktoren wären demnach Transportprozesse in der Atmosphäre, die einen Teil des zerstörten Ozons wieder auffüllen würden, und die chemische Umwandlung eines großen Anteils der Stickoxide zu Salpetersäure (HNO₃), einem Stickstoffreservoir ohne direkte Wirkung auf Ozon. Labormessungen am „NOAA/Aeronomy Laboratory“ zeigten außerdem, dass die Umwandlung von NO in NO₂ durch Peroxyradikale (HO₂, CH₃O₂, etc.), die selbst wiederum durch

die Oxidation von Kohlenmonoxid, Methan und anderen Kohlenwasserstoffen entstehen, in der unteren Stratosphäre effizient zur Ozonproduktion beiträgt. Dieser photochemische Mechanismus war bereits 1973 von Crutzen beschrieben worden, der in ihm eine bedeutende globale Ozonquelle in der Troposphäre erkannte, und zwar insbesondere in Gegenden mit starker Luftverschmutzung und hohen Stickoxidkonzentrationen. Seine Annahme kann als eine Erweiterung der Smog-Theorie angesehen werden, die in den frühen 50er Jahren von Jan Arie Haagen-Smit aufgestellt wurde, um das hohe Niveau der städtischen Luftverschmutzung in Los Angeles zu erklären.

1974 zeigten Richard Stolarki und Ralph Cicerone (University of Michigan, USA), dass ein katalytischer Zyklus, der die Existenz von Chlor voraussetzt, einen weiteren Mechanismus zur Ozonerstörung darstellt. Folgende Reaktionen sind beteiligt:



Die beiden Wissenschaftler nahmen an, dass Vulkan- ausbrüche eine bedeutende Quelle für Chlor in der Stratosphäre bildeten. Ein Jahr später jedoch identifizierten Mario Molina und Sherry Rowland (University of California, Irvine, USA) industriell produzierte Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKW, englisch: CFCs - chlorfluorcarbons) als wesentliche Quelle anorganischen Chlors in der Stratosphäre. FCKW, insbesondere CFCl_3 (CFC-11) und CF_2Cl_2 (CFC-12), das zum ersten Mal 1928 vom organischen Chemiker Thomas J. Midgeley und seinen Mitarbeitern als Ersatz für das Kühlmittel Ammoniak synthetisiert wurde, fanden über viele Jahre hinweg für sehr unterschiedliche Zwecke Verwendung: als Treibmittel in Spraydosen, als Kühlmittel in Klimaanlage und Kühlschränken, als Aufschäummittel und als Lösemittel in der Halbleiterindustrie. Für diese und andere Entdeckungen, die im Zusammenhang mit der Zerstörung stratosphärischen Ozons stehen, wurde Molina und Rowland zusammen mit Crutzen 1995 der Nobelpreis für Chemie verliehen.

Steven Wolfson und seine Kollegen (Harvard University, USA) zeigten 1975, dass auch der Ozonabbau mit Brom als Katalysator in der Stratosphäre eine wichtige Rolle spielen kann.

Das Vorhandensein von Halokarbonen in der Atmosphäre wurde von Jim Lovelock in den frühen 70er Jahren gezeigt, ermöglicht durch die Erfindung eines „electron-capture“-Detektors. In der zweiten Hälfte der 70er wurde dann erstmals anorganisches Chlor in der Stratosphäre gemessen: ClO durch eine Fluoreszenz-Resonanz-Technik, HCl durch spektroskopische Absorption und eine „in situ“-Filtersammelmethode

und ClONO_2 über Infrarot-Absorption. Die Messung des ClO-Mischungsverhältnisses durch Jim Anderson (Harvard University, 1976) wies nach, dass insbesondere in der oberen Stratosphäre hinreichend viel reaktives Chlor vorhanden ist, um eine große Anzahl von Ozonmolekülen zu zerstören.

Die numerischen Modelle, die Ende der 70er Jahre verfügbar waren, zeigten deutlich, dass der Großteil des erwarteten Ozonabbaus in Höhen um etwa 45 km und dort in hohen Breiten auftreten würde. Man vermutete, dass sogar bei Beibehaltung der FCKW-Produktion jener Jahre die Verringerung der Ozonsäule auf den einstelligen Prozentbereich beschränkt bliebe. Ein Bericht, der 1985 vom „British Antarctic Survey“ (Cambridge, Großbritannien) veröffentlicht wurde, sorgte deshalb für eine große Überraschung. Die Autoren der Studie, Joseph Farman und seine Mitarbeiter, leiteten aus Beobachtungen an der britischen Antarktisstation in Halley Bay eine Verringerung der Ozonsäule im Oktober um nahezu 50 % gegenüber den späten 60er Jahren ab. Ein ähnlicher Rückgang an der Antarktisstation Syowa wurde bereits ein Jahr früher vom japanischen Meteorologen S. Chubachi auf dem „Quadrennial Ozone Symposium“ in Thessaloniki, Griechenland, vorgestellt. Farman führte den beobachteten Rückgang auf das Auftreten von Chlor in der Stratosphäre zurück, aber seine theoretische Argumentation war nicht überzeugend. Die NASA hatte nicht von dramatischen Änderungen der polaren Ozonkonzentration aus ihren Satellitenbeobachtungen berichtet. Die Daten des TOMS-Instruments waren für unrealistisch gehalten worden, da sie wesentlich niedriger lagen als erwartet. Kurze Zeit später jedoch zeigten erneut analysierte TOMS-Daten, dass die Fläche des „Ozonlochs“ schon etwa die Größe des antarktischen Kontinents erreicht hatte (siehe Abb. 23-3 und 23-4), wobei die Ozonsäule auf 100 bis 150 Dobson zurückgegangen war. Diese Werte waren also mindestens um den Faktor 2 geringer als jene, die in den späten 20er Jahren des 20. Jahrhunderts von Dobson in derselben Region beobachtet worden waren. Das „Loch“ bildete sich Mitte September und verschwand wieder früh im November. Ein derart dramatischer Ozonrückgang wurde in der Arktis bis dahin nicht beobachtet. Messungen aus den 90er Jahren zeigten jedoch auch dort einen substanziellen Abbau, der in den Monaten Februar und März stattfindet.

Zur Zeit der Entdeckung des Ozonlochs gab es dafür keine theoretische Erklärung, und die existierenden numerischen Modelle konnten dieses sich jährlich wiederholende Ereignis nicht simulieren. Lin Callis (NASA/Langley, USA) vermutete Stickoxide, die oberhalb von etwa 100 km produziert und dann im Polarwirbel abwärts transportiert werden, als Ursache für den Ozonabbau. Es war bekannt, dass die Stickoxidproduktion aufgrund ionosphärischer Prozesse in der Thermosphäre in Zeiten hoher solarer Aktivität verstärkt abläuft. Jerry Mahlman (NOAA/GFDL, USA)

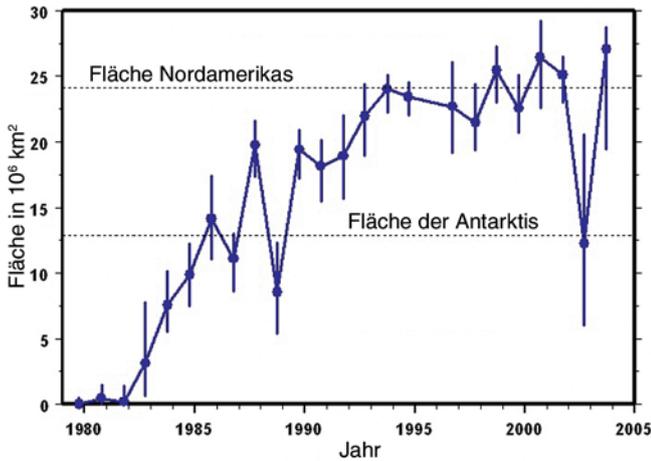


Abb. 23-3: Mittlere Ausdehnung des Ozonlochs (Gebiet mit < 220 DU) von 1979 bis 2003. Schwankungen sind durch die Länge der vertikalen Linien gekennzeichnet. Zum Vergleich sind die geographischen Größen der Antarktis und des nordamerikanischen Kontinents angegeben. Variationen der vom Ozonloch bedeckten Fläche von Jahr zu Jahr resultieren insbesondere aus der Variabilität der großskaligen Dynamik in der Südhemisphäre. Beispielsweise ist die relativ geringe Ausdehnung im Jahr 2002 mit der Entwicklung einer außergewöhnlich starken planetaren Welle und einer davon ausgehenden Stratosphärenenerwärmung zu erklären. Quelle: NASA (2004, <http://toms.gsfc.nasa.gov/index.html>).

und K. K. Tung (University of Washington, USA) stellten die Hypothese auf, dass eine Störung der stratosphärischen Dynamik mit einer Umkehr des Vertikalflusses im antarktischen Polarwirbel zu einer Injektion extrem ozonarmer Luft aus der Troposphäre und so zu den niedrigen Konzentrationen in der Stratosphäre geführt habe könne. Eine von den USA geführte Arktisexpedition zeigte bald, dass der Ozonabbau auf eine Schicht von etwa 12 bis 26 km Höhe begrenzt war, in der die Konzentration reaktiven Chlors wesentlich höher war als außerhalb des Polarwirbels. Diese Messungen untermauerten die Erklärung, die Susan Solomon und ihre Kollegen (NOAA/Aeronomy Laboratory) entwickelt hatten. Danach führen heterogene chemische Reaktionen auf der Oberfläche von Wolkenteilchen (die die dünnen polaren stratosphärischen Wolken bilden) zu einer Umwandlung der langsam reagierenden Substanzen des Chlorreservoirs (HCl, ClONO₂) zu hochreaktiven Chlorradikalen (Cl, ClO).

Patrick McCormick und seine Kollegen (NASA/Langley) beobachteten das Auftreten von polaren Stratosphärenwolken (PSCs – „polar stratospheric clouds“), wenn die Temperatur in der unteren Stratosphäre unter einen Grenzwert von etwa 200 K fällt. Beobachtungen legten also nahe, dass Ozonabbau stattfindet, wo einerseits PSCs vorhanden sind und andererseits die Sonnenstrahlung nach der Polarnacht wieder zurückgekehrt ist (und den photochemischen Prozess in Gang setzt, der zur Ozonzerstörung führt). Das erklärt, warum das Ozonloch nur während des australen Frühjahrs (September bis November) auftritt. Die Übereinstimmung der Gebiete, in denen erhöhte Chlor- und verringerte Ozonkonzentrationen beobachtet werden (siehe Abb. 23-4) legt nahe, dass das Ozonloch eine Folge der Emission industriell hergestellter FCKW ist. Die Tatsache, dass in der Arktis kein großes Ozonloch zu beobachten ist, wird mit der im Norden im Vergleich zum Süden um etwa 10 K höheren Temperatur erklärt. Dadurch ist die Frequenz des Auftretens von PSCs in der Arktis sehr viel geringer als in der Antarktis.

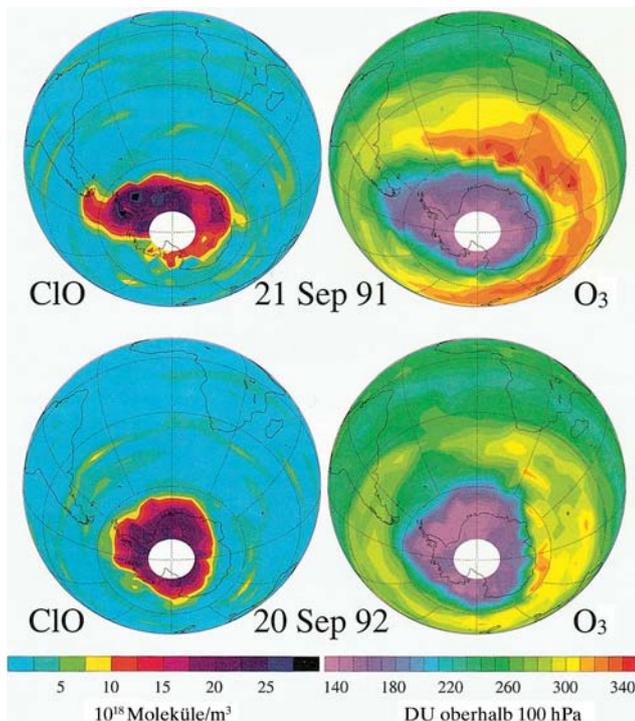
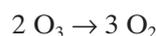
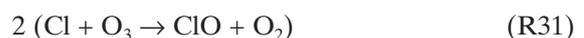
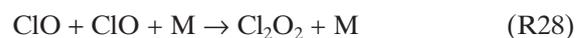
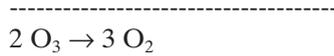
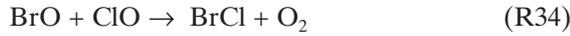


Abb. 23-4: Gleichzeitige Beobachtung der Säulendicken von CIO (10¹⁸ Moleküle/m³) und Ozon (Dobson-Einheiten) in der Antarktis oberhalb von 100 hPa (ca. 16 km). Die Messungen wurden im September 1991 und 1992 vom „Microwave Limb Sounder“ (MLS) auf dem UARS-Satelliten durchgeführt. Quelle: WMO (1995).

In den späten 80er Jahren untersuchten Atmosphärenchemiker mögliche photochemische Mechanismen, die in Anwesenheit hoher Konzentrationen reaktiven Chlors Ozon zerstören können. Molina und seine Mitarbeiter am MIT (Boston, USA) zeigten, dass der effektivste Zyklus die Bildung des CIO-Dimers Cl₂O₂ beinhaltet:



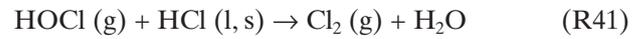
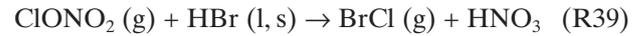
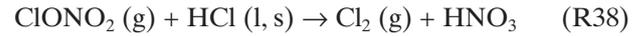
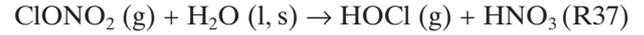
Zusätzlich wurden auch Verlustprozesse unter Einwirkung reaktiver Bromsubstanzen (Br, BrO) vorgeschlagen:



Bei Berücksichtigung dieser Reaktionszyklen waren die numerischen Modelle nun in der Lage, die Bildung des Ozonlochs zu simulieren. Und auch der Wiederanstieg der Ozonkonzentration im späten Frühling, wenn die Temperaturen hoch genug für das Verschwinden der polaren Stratosphärenwolken waren, konnte reproduziert werden. Unter diesen Bedingungen wird zum einen das große ClO-Vorkommen durch die hohen vorhandenen Stickoxidkonzentrationen in nicht reaktives Chlornitrat (ClONO₂) umgewandelt, und zum anderen, jedoch langsamer, konvertiert Methan die Chlornitrate zurück ins HCl-Reservoir. Abb. 23-5 zeigt die zeitliche Entwicklung der wichtigsten chemischen Spurenstoffe, die am Prozess von Entstehung und Wiederauffüllen des Ozonlochs beteiligt sind.

Die chemische Aktivierung von Chlor wird durch heterogene Reaktionen auf PSC-Partikeln initiiert, bei

denen das Chlorreservoir zu aktiveren Chlorverbindungen umgewandelt wird. Gleichzeitig reagieren Stickoxide zu Salpetersäure, welche sowohl in der Gasphase als auch in der flüssigen Phase auftritt. Dieser Prozess, der insbesondere im Winter in hohen Breiten stattfindet, erklärt das von Noxon in den 70er Jahren beobachtete "NO_x-Cliff". Folgende Schlüsselreaktionen sind beteiligt:



wobei (g), (l) und (s) die gasförmige, flüssige und feste Phase kennzeichnen. Die Chlorverbindungen, die in diesem Prozess gebildet werden (Cl₂, HOCl), bleiben während der Polarnacht unverändert, werden aber, sobald die Sonne zurückkehrt, zu Cl und ClO umgewandelt und initiieren den photochemischen Prozess in dieser Region. Bilden sich PSCs aus großen Partikeln, so führt die gravitationsbedingte Sedimentation zu einer signifikanten Dehydrierung und Denitrifizierung der unteren polaren Stratosphäre. Durch diese physikalischen Prozesse stellen sich niedrige Stickoxidkonzentrationen ein, die hohe Konzentrationen aktiver Chlorverbindungen (typischerweise etwa 2 ppbv) ermöglichen, da unter diesen Bedingungen die Rekombination von Cl zu ClONO₂ nur langsam abläuft.

Während der 90er Jahre wurde lange Zeit debattiert, welche physikalische Struktur und chemische Zusammensetzung die PSC-Partikeln aufweisen. Aus den Studien des deutschen Wissenschaftlers Christian Junge in den 50er Jahren des 20. Jahrhunderts war bekannt, dass in allen Breiten der unteren Stratosphäre Sulfatteilchen im Submikrometerbereich existieren. Als Ursprung dieser Schicht identifizierte Crutzen 1976 die stratosphärische Photolyse von OCS („Organic Carbonyl Sulfide“), einer langlebigen Verbindung, die im Ozean produziert wird und in die Atmosphäre entweichen kann. Partikel, die McCormick et al. 1982 vom Welt- raum aus beobachteten, wurden zunächst als Wassereis identifiziert. Sowohl Brian Toon und seine Kollegen (NASA/Ames, USA) als auch Paul

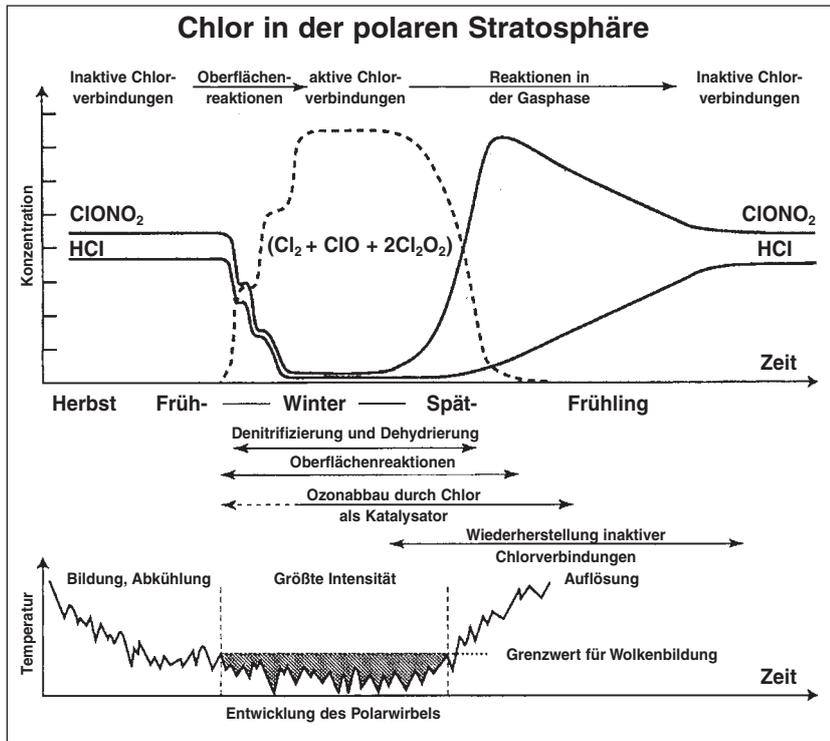


Abb. 23-5: Idealierte Darstellung der zeitlichen Entwicklung verschiedener Spurenstoffe und der Temperatur in hohen südlichen Breiten im australen Frühjahr. Dargestellt sind jene Chlorspezies, die entscheidend an der Entwicklung des Ozonlochs beteiligt sind. Quelle: WMO (1995).

Crutzen und Frank Arnold von Max-Planck-Instituten in Deutschland, die festgestellt hatten, dass PSCs sich bei Temperaturen oberhalb des Frostpunkts bilden können, vermuteten 1986, dass solche Partikel aus Trihydraten der Salpetersäure (NAT - nitric acid trihydrate) bestehen und durch die Aufnahme von Salpetersäure und Wasser auf bereits bestehenden gefrorenen Sulfataerosolen gebildet werden können. Diese Teilchen werden sowohl in der antarktischen als auch in der arktischen unteren Stratosphäre im Winter und frühen Frühjahr verbreitet beobachtet und werden häufig als Partikel vom PSC-Typ I bezeichnet (im Gegensatz zu Eiskristallen, denen die Bezeichnung Typ II gegeben wird). David Fahey (NOAA/Aeronomy Laboratory) berichtete 2001 von der Existenz großer HNO_3 enthaltender Teilchen (mit einem Durchmesser von 10-20 μm) in der Arktis, die schnell sedimentieren und wahrscheinlich effizient zur Denitrifizierung der polaren Stratosphäre beitragen.

Lidar-Messungen (beispielsweise von Edward Browell, NASA/Langley) und thermodynamische Überlegungen, die auf den Arbeiten von Thomas Peter, Ken Carslaw et al. vom MPI für Chemie in Mainz, T. Tabazadeh (NASA/Ames) und anderen beruhen, ergaben, dass nicht alle Partikel in der polaren Stratosphäre Kristalle sind, sondern dass zusätzlich zu Eis und NAT-Teilchen (die jetzt als Typ Ia bezeichnet werden) auch unterkühlte ternäre flüssige Tropfen (Ib genannt) und amorphe feste Teilchen auftreten können. Es gilt also nun als gesichert, dass die Zusammensetzung polarer Stratosphärenwolken komplex und variabel in Raum und Zeit ist, und dass deren Analyse ein tiefes Verständnis der Mikrophysik von Aerosolen voraussetzt. Angenommen wird, dass die Aerosolschicht durch große Vulkanausbrüche, wie den des Pinatubo 1991, stark beeinflusst wird. Nach solchen Ereignissen ist die Oberflächendichte, auf der heterogene Reaktionen stattfinden können, deutlich erhöht und infolgedessen der Ozonabbau, der auf die Existenz anthropogener Chlorverbindungen zurückgeht, erleichtert.

Numerische Modelle wurden intensiv genutzt, um das Verhalten von Ozon in der mittleren Atmosphäre zu studieren. Die Modelle der 60er und 70er Jahre, wie beispielsweise die von Tatsuo Shimazaki entwickelten, waren im Allgemeinen eindimensional und lieferten mittlere Vertikalprofile der wesentlichen beteiligten Spurenstoffe. Diese Modelle hingen stark von den zu jener Zeit vermuteten Reaktionsraten und Randbedingungen für die obere und untere Modellgrenze ab. Vertikaler Transport wurde über einen einfachen Diffusionsansatz realisiert. Während der 70er Jahre begann u.a. Egil Hesstvedt in Norwegen mit der Entwicklung von zweidimensionalen Modellen, in denen die Breitenabhängigkeit der Vertikalverteilung berücksichtigt werden konnte. Das 2D-Modell von Rolando Garcia (NCAR) und Susan Solomon (NOAA/Aeronomy Laboratory, beide in Boulder, Colorado) wurde beispielsweise genutzt, um das Zusammenwir-

ken von Chemie und Dynamik in der Strato- und Mesosphäre zu untersuchen und den Einfluss jener Mechanismen abzuschätzen, von denen man annahm, dass sie für den Ozonabbau verantwortlich seien. Heutzutage nutzt man ausgereifte dreidimensionale Chemie-Transport-Modelle, häufig gekoppelt mit allgemeinen Zirkulationsmodellen, um die aktuelle Ozonverteilung zu simulieren und den Einfluss anthropogener Störungen abzuschätzen. Diese Modelle, die den großskaligen Transport chemischer Spurenstoffe explizit simulieren, sind geeignete Werkzeuge zum Studium der komplexen Wechselwirkungen von atmosphärischer Chemie und Dynamik.

Sowohl Modellstudien als auch Beobachtungen haben zu einem substanziellen Fortschritt in unserem Verständnis jener dynamischen Prozesse geführt, die die Verteilung der chemischen Spurenstoffe beeinflussen. Die Rolle planetarer Wellen, die während des Winters in die Stratosphäre vordringen und bei ihrer Dissipation zu großskaligen Mischungsprozessen führen, und die Bedeutung sich brechender Schwerewellen in der Mesosphäre für die globale meridionale Zirkulation und die vertikale Durchmischung von Spurenstoffen sind wichtige Themen, die seit den 70er Jahren viel Aufmerksamkeit erfahren haben. Ausführlich studiert wurden auch die Mechanismen, die für die Existenz einer quasi-2-jährigen Oszillation (QBO) in den Tropen verantwortlich sind, die Prozesse, die Austausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre ermöglichen, und die Rolle dynamischer Barrieren, die Luftmassen der Tropen, mittlerer Breiten und der Polarregionen voneinander trennen und so den meridionalen Transport von chemischen Komponenten behindern. Innerhalb der letzten zwei oder drei Dekaden hat bei diesen Themen ein großer Erkenntnisfortschritt stattgefunden, und zwar insbesondere durch Studien, die von Michael McIntyre (Cambridge University, Großbritannien) und James Holton (University of Washington, USA) geleitet wurden.

Seit den 90er Jahren wurden auch globale Klimatologien der wichtigsten chemischen Spurenstoffe verfügbar gemacht. Sie wurden zumeist aus Satellitendaten abgeleitet, wie jene, die vom SPARC-Projekt des „World Climate Research Programme“ veröffentlicht wurden. Verschiedene Satelliten wurden gestartet, die Instrumente zur Beobachtung von Ozon und anderen Spurenstoffen an Bord hatten und haben. Das „Limb Infrared Monitor of the Stratosphere“ (LIMS) an Bord von Nimbus-7 lieferte Ende der 70er Jahre interessante Informationen über den Einfluss der großskaligen Dynamik auf die Verteilung chemischer Substanzen (Ozon, Wasserdampf, Stickstoffdioxid und Salpetersäure). Die Satelliteninstrumente SBUV („Solar Backscatter Ultraviolet Spectrometer“) und SAGE („Stratospheric Aerosol and Gas Instrument“) lieferten zusätzliche Beobachtungen der globalen Ozonverteilung. Eine Serie von TOMS-Instrumenten („Total Ozone Mapping Spectrometer“) ermöglichte die kon-

tinuierliche Beobachtung der Ozonsäule über mehr als zwei Jahrzehnte. Zusätzliche Daten der chemischen Zusammensetzung der mittleren Atmosphäre wurden und werden von verschiedenen Instrumenten der NASA auf dem „Upper Atmosphere Research Satellite“ (UARS), dem von der ESA gestarteten GOME-Instrument („Global Ozone Monitoring Experiment“) und seit wenigen Jahren von den Instrumenten MIPAS, SCIAMACHY und GOMOS auf dem ESA-Satelliten ENVISAT geliefert. Die regelmäßige und sehr präzise Beobachtung der Ozonsäule mit Dobson-Spektrophotometern an einer Reihe von Stationen weltweit bleibt jedoch ausgesprochen hilfreich zur Evaluation und Kalibrierung der Satellitendaten. Sie liefert auch langfristige Beobachtungszeitreihen wie jene, die unter der Verantwortung von Paul Götz und Hans Dütsch in Arosa aufgenommen worden ist und bis heute fortgeführt wird (siehe Abb. 23-6). Die vertikale Ozonverteilung in der Troposphäre und unteren Stratosphäre wird regelmäßig durch leichte elektrochemische Apparaturen an kleinen Wetterballons gemessen. Ebenso werden so genannte „Differential Absorption Lidars“ (DIAL), die entweder am Boden oder in Flugzeugen installiert sind, zur Erstellung von Ozonprofilen genutzt.

Die sorgfältige Beobachtung der Konzentration des stratosphärischen Ozons hat eine quantitative Abschätzung des Ozontrends der letzten Jahrzehnte ermöglicht. Abb. 23-7 zeigt beispielsweise den Trend für die mittlere und obere Stratosphäre. Wie frühe Chemie-Transportmodelle ohne Berücksichtigung der heterogenen Chemie vorausgesagt hatten, zeigt sich in diesem Höhenbereich das Maximum des Ozonabbaus bei etwa 45 km, wo das das Mischungsverhältnis von ClO sein Maximum erreicht. Der stärkste Ozonrückgang lässt sich jedoch in der unteren Stratosphäre (nicht von der Abbildung erfasst) in polaren Regionen beobachten. Er ist in der Antarktis stärker als in der Arktis. Wie oben beschrieben, spielt in diesen Breiten die Chloraktivierung durch heterogene Chemie auf PSC-Partikeln eine wesentliche Rolle beim Ozonabbau. Vom beobachteten Trend in mittleren Breiten wird angenommen, dass er entweder auf die Aktivierung von Chlor an Sulfataerosolen oder auf die Durchmischung mit ozonarmer Luft aus dem zusammenbrechenden Polarwirbel zurückzuführen ist. Abb. 23-8 zeigt eine Abschätzung des Trends der Ozonsäule abhängig von Jahreszeit und geographischer Breite. In Abb. 23-9 schließlich ist die relative Änderung der mittleren globalen Ozonsäule zwischen 1965 und 2001 dargestellt. Der Trend seit den späten 70er Jahren ist deutlich negativ. Auch eine Variabilität von Jahr zu Jahr ist erkennbar, und zwar insbesondere der starke Ozonrückgang nach der Eruption des Pinatubo.

Bevor die massiven Emissionen von Fluorchlorkohlenwasserstoffen in die Atmosphäre begonnen hatten, lag das Mischungsverhältnis anorganischen Chlors in

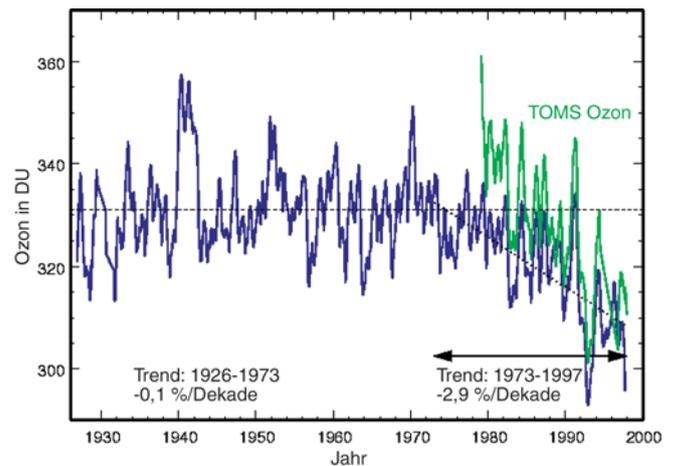


Abb. 23-6: Zeitlicher Verlauf der Dicke der gesamten Ozonsäule von 1926 bis 1997, dargestellt als gleitendes Mittel über einen Zeitraum von jeweils einem Jahr. Blau: Bodenmessung aus Arosa, Schweiz. Grün: Messung der TOMS-Instrumente auf den Satelliten Nimbus 7 und Meteor 3 für die entsprechende geographische Region. Die gestrichelten Linien zeigen die Trends für die Jahre 1926 -1973 sowie 1973 -1997. Quelle: NASA (2004).

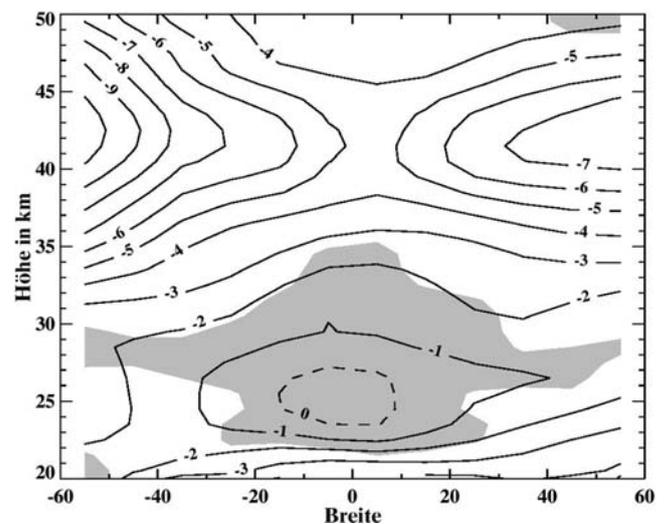


Abb. 23-7: Verteilung des Ozontrends (Prozent pro Dekade) als Funktion von Höhe (20-50 km) und Breite (60 °S-60 °N) für den Zeitraum 1979-2000. Der Trend wurde aus einer Kombination von Daten der Instrumente SAGE-I (1979-1981) und SAGE-II (1984-2000) abgeleitet und ist relativ zum globalen zeitlichen Mittelwert dargestellt. Regionen mit einem Trend, der eine statistische Signifikanz von weniger als 95 % aufweist, sind schattiert dargestellt. Quelle: WMO (2003).

der Stratosphäre bei etwa 0,7 ppbv. In der heutigen Atmosphäre hat dieser Wert etwa 3 ppbv erreicht und ist seit den späten 70er Jahren hinreichend groß, um das im australen Frühjahr beobachtete antarktische Ozonloch zu produzieren. Durch eine Vielzahl von Beobachtungen und Modellstudien konnte nachgewiesen werden, dass der Ozonabbau eine Folge der Freisetzung industriell erzeugter Halokarbone in die Atmosphäre ist. Das internationale Protokoll, das im September 1987 in Montreal unterzeichnet wurde, ver-

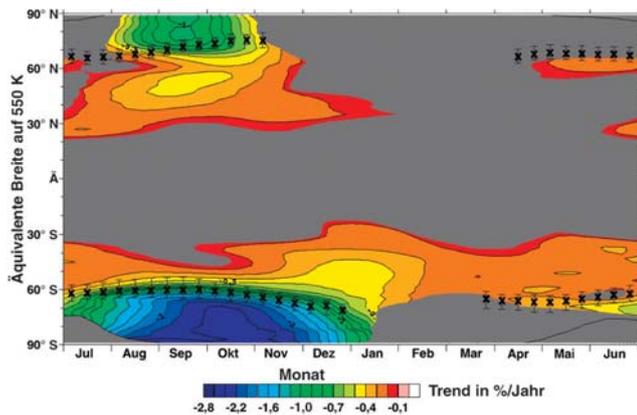


Abb. 23-8: Trend (Prozent pro Jahr) der Ozonsäule als Funktion von äquivalenter Breite (auf der isentropen Fläche von 550 K berechnet) und Jahreszeit aus TOMS- und GOME-Messungen von November 1978 bis Dezember 2000. Nur in den farbig gekennzeichneten Regionen sind die Trends statistisch signifikant (auf einem Vertrauensniveau von 95 %). Die Kreuze markieren die mittlere Position der Grenze des Polarwirbels. Quelle: WMO (2003).

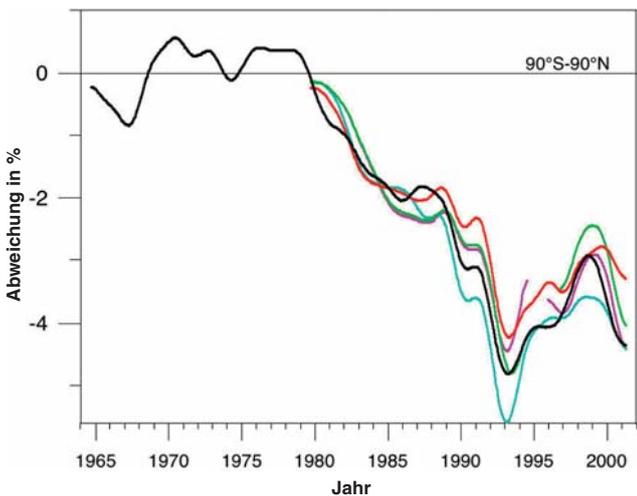


Abb. 23-9: Abweichung (in Prozent) der globalen (90° S-90° N) flächengewichteten Ozonsäule vom langjährigen Mittel zwischen 1965 und 2001. Schwarz: Bodenmessungen; grün: zonale Mittelwerte von TOMS-Daten; blau: SBUV und SBUV-2; rot: Kombination von Daten verschiedener Satelliten; violett: assimilierte Daten des „National Institute of Water and Atmospheric Research“ (Neuseeland). Saisonale Schwankungen, solare und QBO-Effekte sind aus den Daten herausgerechnet. Außerdem wurden hochfrequente Schwankungen herausgefiltert, um die langfristigen Variationen zu verdeutlichen. Quelle: WMO (2003).

langt eine schnelle Reduktion der Produktion der am stärksten Ozon zerstörenden Substanzen. Nachfolgende strengere Zusatzvereinbarungen zu diesem Protokoll konnten die Verringerung der Produktion von Halokarbonen beschleunigen. Tatsächlich bestätigen aktuelle Messungen, beispielsweise von Steven Montzka (NOAA/CMDL, Boulder, Colorado), dass das Niveau anorganischen Chlors zu sinken begonnen hat, das so genannte Montreal-Protokoll also Wirkung zeigt. Die Lebensdauer von Chlor in der Atmosphäre ist jedoch

so lang, dass es nach Modellstudien etwa 50 Jahre dauern wird, bis stratosphärisches Chlor das Niveau der Jahre vor 1980 erreichen und das Ozonloch verschwinden wird. Die zukünftige Entwicklung von Ozon in der Stratosphäre wird jedoch auch von der Temperatur und damit von der Entwicklung des Erdklimas abhängen.

Literatur

BRASSEUR, G., S. SOLOMON, 1986: Aeronomy of the Middle Atmosphere, *Reidel Publishing Co.*, Dordrecht, 441 S.
 DESSLER, A., 2000: The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone, *Academic Press*, San Diego, 214 S.
 NICOLET, M., 1978: Etude des réactions chimiques de l’ozone dans la stratosphère, *Royal Meteorological Institute of Belgium*, Brüssel, 536 S.
 NASA, 2004: Studying Earth’s Environment From Space. <http://www.ccpo.odu.edu/SEES/index.html>, Februar 2004.
 SCHMIDT, M., 1988: Pioneers of Ozone Research: A Historical Survey, *Max Planck Institut für Aeronomie*, Katlenburg-Lindau, 95 S.
 SONNEMANN, G., 1992: Ozon, *Akademie Verlag*, Berlin, 316 S.
 World Meteorological Organization, 1995: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 37, Geneva.
 World Meteorological Organization, 2003: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 47, Geneva.

Leser, denen die in der Ozonchemie verwendeten Einheiten nicht vertraut sind, seien auf eine Zusammenstellung hingewiesen in: *promet*, Jahrg. 26, Heft 3/4, Seite 87.

24 J. LELIEVELD Veränderte troposphärische Chemie

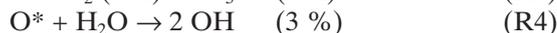
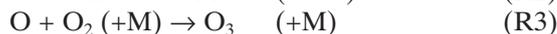
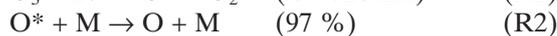
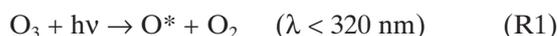
1 Einführung

Ozon spielt eine zentrale Rolle in der Chemie der Troposphäre. Es wird einerseits aus der Stratosphäre in die Troposphäre transportiert und andererseits durch photochemische Prozesse in der Troposphäre selbst erzeugt. Ein globales Chemie-Transport-Modell und Sondenmessungen zeigen, dass Ozon in der Troposphäre eher durch photochemische Vorgänge als durch Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre (engl. stratosphere-troposphere exchange, STE) kontrolliert wird. Allerdings wird STE für Ozon in solchen Regionen wichtig, wo die Photochemie nur eine geringe Rolle spielt. Weiterhin wird die Frage untersucht, inwieweit das Ozon in der Troposphäre durch die wachsenden anthropogenen Emissionen von reaktiven Kohlen- und Stickstoffverbindungen beeinträchtigt wird.

Der chemische Zustand und die Strahlungseigenschaften der Troposphäre werden in starkem Maße durch Gase bestimmt, die in geringen Mengen von „parts per million by volume (ppmv)“ oder sogar noch viele Größenordnungen weniger vorkommen. Obwohl die Quellen dieser Gase stark sein können, wird doch die Lebensdauer der Gase in der Atmosphäre und damit ihre Konzentration durch Reaktionen mit Hydroxylradikalen (OH) begrenzt. OH wird daher als „Waschmittel“ der Atmosphäre bezeichnet. Eine Ausnahme ist Kohlendioxid (CO₂), dessen Lebensdauer durch die Biosphäre von Land und Meer gesteuert wird. Obwohl CO₂ eines der klimawirksamsten Gase ist, beeinflusst es nicht die Chemie in der unteren Atmosphäre. Hier sollen chemisch aktive Gase diskutiert werden, im Besonderen Ozon (O₃), da es eine Schlüsselrolle in der Chemie der Atmosphäre spielt und auch ein Treibhausgas ist.

Etwa 90 % des atmosphärischen Ozons befinden sich in der Stratosphäre und nur 10 % in der Troposphäre. Das O₃ in der Stratosphäre schützt die Biosphäre gegen die schädliche ultraviolette (UV) Strahlung. Nur ein geringer Bruchteil der UV-Strahlung von der Sonne gelangt in die Troposphäre. Dort kann sie Ozonmoleküle in Sauerstoffmoleküle O₂ und angeregte Sauerstoffatome O(¹D) (symbolisiert durch O*) spalten, so ähnlich wie in der Stratosphäre, nur mit einem ganz anderen Ergebnis. In der trockenen Stratosphäre vereinigen sich fast alle O*-Atome wieder zu O₃, wobei die aufgenommene solare UV-Energie (die hauptsächliche Energiequelle der Stratosphäre) durch Stöße an benachbarte Moleküle abgegeben wird (Dissipation der Energie). In der feuchten Troposphäre dagegen

reagieren etwa 3 % der energiereichen O*-Atome mit Wasserdampf unter der Bildung von OH-Radikalen:



$h\nu$ ist die Photonenenergie und λ die Wellenlänge der Solarstrahlung. M bedeutet ein Luftmolekül (N₂ oder O₂), das überschüssige Energie durch Stoß aufnimmt (wodurch ein angeregtes O*-Atom in seinen energetischen Grundzustand übergeht oder ein Reaktionsprodukt durch Abgabe der Überschussenergie stabilisiert wird).

Früher wurde angenommen, dass O₃ in der Troposphäre vor allem durch Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre (STE) kontrolliert wird, wie es von JUNGE (1962) diskutiert wurde. In den frühen 70er Jahren vermutete CRUTZEN (1973), Junges Nachfolger am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz, dass die *in situ*-Bildung von O₃ in der Troposphäre auch wichtig ist. Dies blieb jedoch lange kontrovers. So wurde z. B. der positive O₃-Gradient mit der Höhe in der Troposphäre oft mit Hilfe einer Quelle an der Tropopause (STE) und einer Senke an der Erdoberfläche (trockene Deposition) erklärt, wobei angenommen wurde, dass chemische Vorgänge von geringerer Bedeutung seien. Als Crutzens Nachfolger in Mainz will ich diese Gesichtspunkte noch einmal überprüfen, gestützt vor allem auf Simulationen mit einem globalen Chemie-Transport-Modell. Verschiedene Arten von Quellen für Ozon in der Troposphäre werden quantitativ beschrieben, um zu untersuchen, in welchem Ausmaße die anthropogenen Spurengasemissionen die Chemie der Troposphäre schon verändert haben.

2 Austausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre

In der Stratosphäre wird Ozon durch Photodissoziation von O₂ ($\lambda < 240 \text{ nm}$) erzeugt, vor allem in den Tropen, und anschließend mit der Brewer-Dobson-Zirkulation polwärts transportiert. Diese Zirkulation wird vor allem durch Wellenstörungen angetrieben, die ihren Ursprung in der Troposphäre haben (HOLTON et al. 1995). Diese Wellen werden durch Überströmung von Gebirgen, Tiefdrucksystemen und tiefe Konvektion angeregt. Sie pflanzen sich in die Stratosphäre hinein fort, wo ihre Amplitude zunimmt (weil die Luftdichte abnimmt). Schließlich brechen die Wellen und damit wird

Impuls übertragen, wodurch eine Sogwirkung auf die Westströmung in der Stratosphäre ausgeübt wird. Dies stört das geostrophische Gleichgewicht, so dass dieser Wellenantrieb eine polwärts gerichtete Strömung und einen abwärts gerichteten Massenfluss über die Tropopause bei mittleren und hohen Breiten induziert. Die stratosphärische Massenbilanz wird durch eine Aufwärtsströmung über die Tropopause in den Tropen aufrecht erhalten. Die stratosphärische Wellenausbreitung ist am wirksamsten in der Westströmung während des Winters. Überdies ist der Wellenantrieb am stärksten in der Nordhemisphäre (NH). Folglich ist STE von Ozon am stärksten in den nördlichen mittleren und hohen Breiten. Zusätzlich beeinflussen auch saisonale Änderungen in der Masse der untersten Stratosphäre den Stratosphären-Troposphären-Austausch.

Nahe der Tropopause ist STE eine Folge von synoptischer und kleinskaliger Dynamik, vor allem extra-tropischer Zyklonen, verbunden mit Tropopausefalten. Solche Falten können sich bei einem Strahlstrom auf der westlichen Seite (NH) eines kalten Tiefdruckgebiets ausbilden, das die Intrusion von ozonreicher, trockener stratosphärischer Luft in die Troposphäre bewirkt. Solche Ereignisse sind gewöhnlich mit Frontogenese in der oberen Troposphäre und Zyklonogenese in Bodennähe verbunden. In Einzelfällen können Tropopausefalten, beispielsweise an höher gelegenen Orten, den Boden erreichen. Im Allgemeinen jedoch erfolgen die Ozoneinträge nicht direkt in die Grenzschicht. Sie werden oft gefolgt vom langsam abwärts gerichteten Transport durch Absinken an der antizyklonalen Seite von Zyklonen.

Numerische Modelle, wie z. B. allgemeine Zirkulationsmodelle, können die synoptischen Störungen gut reproduzieren. Das Modell, das hier verwendet wird, basiert auf meteorologischen Reanalysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) (GIBSON et al. 1997). Die Reanalyse-Daten dienen dazu, Tracertransportvorgänge, Mischungsprozesse, Wolken und die Deposition von Spurenstoffen durch Niederschlag und trockene Ablagerung am Erdboden zu simulieren. Sie stellen somit ein Gerüst für die Modellierung von Spurengasemissionen, chemischen Reaktionen und der Entfernung von Reaktionsprodukten aus der Atmosphäre dar (LELIEVELD und DENTENER 2000). Das Modell hat eine räumliche Auflösung von 5 Längengraden und 3,75 Breitengraden. Die vertikale Rasterung, 19 Schichten bis zu 10 hPa, ist definiert entsprechend dem Terrain folgenden Sigma-Koordinaten nahe dem Boden, Druckkoordinaten in der Stratosphäre und einem Übergang von beiden dazwischen.

Wegen der beschränkten Berücksichtigung der Stratosphäre in diesem Modell (es konzentriert sich mehr auf die Troposphäre) wird die Brewer-Dobson-Zirkulation nicht gut aufgelöst. Um dieses Problem zu umgehen, werden zonale und monatliche Mittelwerte für stratosphärisches Ozon festgesetzt, die sich an Messungen

mit Sonden und Satellitenaufnahmen im Rahmen von TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) seit 1979 orientieren. In den drei oberen Modellschichten (10, 30, 50 hPa) kann sich die O₃-Säule an zonale mittlere Beobachtungen anpassen, wogegen die dreidimensionale Ozonverteilung durch Transportvorgänge auf der Basis von EZMW-Daten berechnet wird. Das Modell simuliert explizit O₃ in der unteren Stratosphäre, wo Transportvorgänge größtenteils von synoptischen Wellen bestimmt werden. Anzumerken ist, dass, obwohl die zonale mittlere O₃-Dichte über 50 hPa vorgegeben ist, die meridionale O₃-Variabilität simuliert wird. Abb. 24-1 zeigt die Ergebnisse für April 1993, woraus zu ersehen ist, dass die höchsten Ozonsäulendichten in zyklonalen Wetterregimen vorkommen, den bevorzugten Gebieten für STE. Tatsächlich sind die Ozonsäulen dann am größten, wenn die Tropopause am niedrigsten ist. Die gute Übereinstimmung dieser Modellergebnisse mit Satellitenmessungen (nicht in Abb. 24-1) liefert einen ersten Hinweis, dass die STE-Verteilung recht genau simuliert wird.

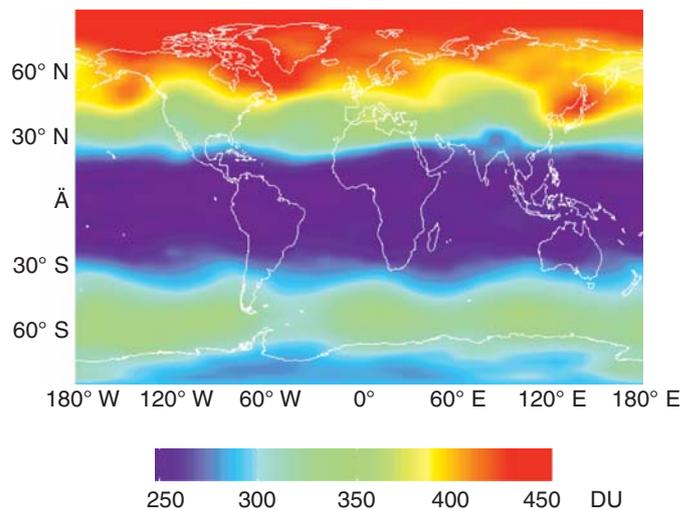
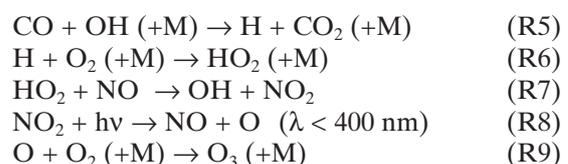


Abb. 24-1: Mit dem Modell simulierte mittlere Ozonsäule für April 1993. DU bedeutet Dobson Einheit (1 DU = 2,7×10¹⁶ Moleküle/cm²).

3 Reaktive Verbindungen und ihre Quellen

Zusätzlich zu STE wird O₃ in der Troposphäre *in situ* durch photochemische Oxidation von reaktiven Kohlenstoffverbindungen, wie Kohlenmonoxid (CO), Methan (CH₄) und höherer Kohlenwasserstoffe gebildet. Zum Beispiel



Der Vergleich der Reaktionsfolge R5 - R9 mit der Nettoreaktion I zeigt sofort, dass mehrere Reaktanten als Katalysatoren wirken, die nicht verbraucht werden. Die katalytische Wirkung von Stickoxiden ist Voraussetzung zur Erzeugung von Ozon. (Da sich die Stickoxide schnell ineinander umwandeln, gilt die Definition $\text{NO}_x \equiv \text{NO} + \text{NO}_2$). In ähnlicher Weise führt in Gegenwart von NO_x die Oxidation von CH_4 zu O_3 gemäß einer Radikalreaktionskette, die netto dargestellt werden kann durch



Diese Reaktionen produzieren CO, das wiederum gemäß Nettoreaktion I reagieren kann. Es wird deutlich, dass OH in einem Ausmaß recycelt werden kann, dass sogar mehr gebildet als verbraucht wird, während das gebildete O_3 zusätzlich OH über die Reaktionen R1 - R4 erzeugen kann. Bei Abwesenheit von NO_x werden die reaktiven Kohlenstoffverbindungen durch OH zwar ebenso oxidiert, in diesem Falle aber werden O_3 und OH eher zerstört als gebildet (CRUTZEN und LELIEVELD 2001). Das Hauptproblem, das behandelt werden muss, schließt deshalb die Verteilung und die Konzentrationen dieser Gase, vornehmlich von NO_x , CO und CH_4 , ein, damit berechnet werden kann, wie viel O_3 photochemisch gebildet wird und in welchem Maße OH verloren geht oder gewonnen wird, um so mögliche Veränderungen in der Oxidationskraft der Atmosphäre abschätzen zu können.

Tab. 24-1 führt Schätzungen über gegenwärtige Emissionen von CH_4 , CO und NO_x auf, woraus zu ersehen ist, dass die Quellen von reaktiven Kohlen- und Stickstoffverbindungen aufgrund anthropogener Aktivitäten dramatisch zugenommen haben. Nur etwa ein Drittel der CH_4 - und CO-Emissionen sind noch naturbedingt, für NO_x ist dieser Anteil sogar nur noch 20 %. Es ist unnötig zu betonen, dass dies eine starke Beeinträchtigung der Chemie unserer Atmosphäre bedeutet.

Art der Quelle	CH_4 (Tg/a)	CO (Tg/a)	NO_x (TgN/a)
Energieverbrauch/-produktion	110	450	25
Industrielle Prozesse	-	35	2
Biomasseverbrennung	40	600	7
Landwirtschaft/Reisfelder	80		2
Wiederkäuer	80		
Abwasser, Müll	95		
Oxidation anthropogener Kohlenwasserstoffe		120	
Oxidation natürlicher Kohlenwasserstoffe		325	
Vegetation/Böden	150	270	3
Meere, Süßwasser	20		
Termiten, wilde Tiere	25		
Gewitter, STE			6
Summe	600	1800	45

Tab. 24-1: Geschätzte heutige globale Quellen reaktiver Kohlen- und Stickstoffverbindungen (Tg = 10^{12} g).

Die nördliche Halbkugel ist besonders stark durch die Abgase der Industrie und die Verbrennung fossiler Brennstoffe in Europa, Nordamerika und Ostasien sowie durch den weit verbreiteten Hausbrand und die Vegetationsbrände in Südasien und Nordafrika betroffen. Obwohl Methan vor allem in der nördlichen Hemisphäre emittiert wird, wird es aufgrund seiner relativ langen Lebensdauer von etwa 8 Jahren bis in die südliche Hemisphäre transportiert, so dass es global verteilt ist. Emissionen aus Biomasseverbrennung sind besonders verbreitet in den Tropen und in der südlichen Hemisphäre. So sind z. B. die Anwendung des Feuers in der Landwirtschaft und die Brandrodung in Südamerika, Afrika und Südostasien bedeutende Quellen von CO und in geringerem Maße von NO_x . In den nächsten Abschnitten wird gezeigt, wie diese Emissionen zu globalen Veränderungen beigetragen haben.

4 Ozonsimulationen

Abb. 24-2 zeigt Ozonwerte (schwarze Linien), die zweimal pro Woche von Ballonsonden des Deutschen Wetterdienstes (DWD) am Hohenpeißenberg (47°N , 11°E) gemessen wurden. Diese einzigartigen Messreihen stellen Daten von konstant hoher Qualität für den gesamten Zeitabschnitt zur Verfügung, für den EZMW-Reanalysen - und damit Modellergebnisse - erzeugt wurden (1979 - 1993). Die oberen Diagramme zeigen Ozon in der untersten Schicht der Stratosphäre bei 200 hPa (etwa 12,5 km Höhe). Die mit dem Modell berechneten mittleren O_3 -Konzentrationen (rote Linien) stimmen sehr gut mit den Messungen überein und bestätigen, dass STE genau wiedergegeben wird, zumindest bezogen auf die großräumige Zirkulation. Auch der negative Ozontrend über 15 Jahre wird gut reproduziert, was nicht überraschend ist, wenn man berücksichtigt, dass das Ozon der mittleren bis oberen Stratosphäre auf der Basis von Satellitendaten zwischen 1979 und 1993 vorgegeben wurde. Es ist nachgewiesen, dass der Ozonabfall in der Stratosphäre durch Halogenkohlenwasserstoff-Verbindungen anthropogenen Ursprungs verursacht wird (s. Kapitel 23 in diesem Heft). Das Modell unterschätzt leicht den O_3 -Trend bei 200 hPa, weil es nicht die *in situ* stratosphärische Halogenkohlenwasserstoff-Chemie berücksichtigt, die teilweise in der untersten Stratosphäre stattfindet.

Das Modell simuliert somit realistisch den O_3 -Transport von der oberen und mittleren zur untersten Schicht der Stratosphäre, von wo O_3 durch STE in die Troposphäre übergeht. Abb. 24-2 zeigt auch, dass bei 200 hPa die Variabilität der Ozonwerte etwas unterschätzt wird; ein Anzeichen dafür, dass die $3,75^\circ \times 5^\circ$ -Auflösung zu grob ist, um die Einzelheiten von Tropopausefalten wiederzugeben, die eine typische Ausdehnung von einigen zehn Kilometern haben. Die Tatsache, dass die mittleren O_3 -Werte trotzdem gut

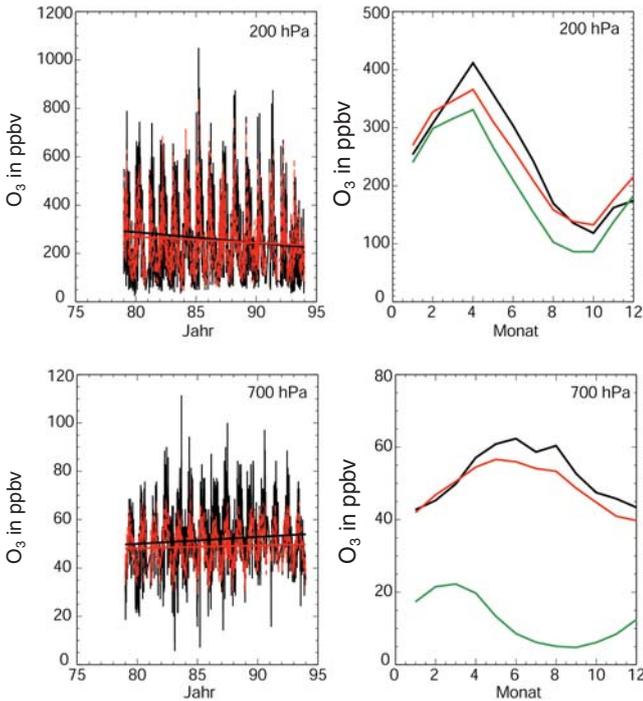


Abb. 24-2: Modellergebnisse (rot) und Ozonmessungen mit Sonden (schwarz) durch den Deutschen Wetterdienst (DWD) am Hohenpeißenberg bei 200 und 700 hPa. Die Diagramme auf der rechten Seite zeigen den über 15 Jahre gemittelten, saisonalen Zyklus; die grüne Linie gibt den Anteil des Ozons wieder, der durch STE aus der Stratosphäre kommt.

wiedergegeben werden, zeigt, dass Tropopausefalten eine Folge von und nicht die Ursache für STE sind. In der Tat wird STE nahe der Tropopause durch synoptische Wellen kontrolliert und in den EZMW-Daten genau repräsentiert, die für die Transportvorgänge im Modell verantwortlich sind. Das Modell mittelt einfach die Falten über Flächen von $3,75^\circ \times 5^\circ$ geographische Breite/Länge, die Gitterauflösung.

Das obere rechte Diagramm in Abb. 24-2 zeigt die mit dem Modell berechneten und gemessenen durchschnittlichen jahreszeitlichen Ozonzyklen bei 200 hPa. Das jährliche O_3 -Maximum liegt im April, wenn der abwärts gerichtete Transport in der Brewer-Dobson-Zirkulation stark ist, in Übereinstimmung mit hohen O_3 -Säulen bei mittleren und hohen Breiten (s. Abb. 24-1). Andererseits sind im Herbst die Ozonwerte bei 200 hPa relativ am niedrigsten, weil der Einfluss durch troposphärische (O_3 -arme) Luftmassen in der untersten Stratosphäre am größten ist. Dies wird deutlich, wenn man die rote und grüne Kurve in Abb. 24-2 vergleicht, wo die Letztere die stratosphärische Komponente von O_3 anzeigt, berechnet mittels eines markierten stratosphärischen O_3 -Tracers im Modell. Man nimmt an, dass der relativ große Anteil an troposphärischer Luft in der untersten Stratosphäre in mittleren Breiten mit Troposphären-Stratosphären Transport an der subtropischen Tropopausen-Grenze zusammenhängt, verursacht durch tiefe Konvektion während des

asiatischen Sommermonsuns, wogegen die Brewer-Dobson-Zirkulation während dieser Jahreszeit schwach ist. Anzumerken ist, dass auch ein wechselseitiger Austausch über die Tropopause mittlerer bis hoher Breiten stattfindet, verbunden mit Zyklogenese, aber dies ist größtenteils auf die unmittelbare Nähe der Tropopause beschränkt.

Der untere Teil von Abb. 24-2 zeigt die Ergebnisse von Berechnungen des troposphärischen Ozons im Vergleich zu O_3 -Messungen am Hohenpeißenberg bei 700 hPa, die typisch für die untere freie Troposphäre sind. Wiederum sehen wir, dass das Modell die O_3 -Variabilität unterschätzt, obwohl die mittlere O_3 -Konzentration gut simuliert wird. Die Diskrepanz wird der Unfähigkeit des Modells zugeschrieben, relativ kleinräumige Ereignisse bei der Gitterauflösung von $3,75^\circ \times 5^\circ$ reproduzieren zu können, in diesem Falle sommerliche Smogepisoden in Westeuropa, die die untere Troposphäre beeinflussen. Die zunehmende Häufigkeit dieser Ereignisse mit der Zeit trägt mit zu dem kleinen O_3 -Aufwärtstrend bei, am stärksten in den späten 70er und frühen 80er Jahren. In den späten 80er und in den 90er Jahren ist dieser Trend nicht mehr zu beobachten, da die Emissionseinschränkungen in Westeuropa wirksam wurden.

Das rechte Diagramm in der unteren Hälfte von Abb. 24-2 zeigt, dass der mittlere jahreszeitliche Ozonzyklus trotzdem gut dargestellt wird, ein weiterer Hinweis für die Güte der Modellrechnungen. Es zeigt außerdem, dass der Anteil an Ozon aus der Stratosphäre im Winter auf bis zu 40 % ansteigt. Zu anderen Zeiten ist dieser Anteil jedoch viel geringer, während die O_3 -Konzentrationen viel höher als im Winter sind. Dies unterstreicht, dass im Sommer, wenn UV-Strahlung und Photochemie ihr Maximum erreichen, O_3 vor allem durch chemische Umwandlung der O_3 -Vorläufergase kontrolliert wird statt durch STE. Ähnliche Analysen wurden auch für andere Ozonmessstationen rund um die Erde auf der Basis von Sondenmessungen und Messungen am Boden durchgeführt (LELIEVELD und DENTENER 2000). Dies bestätigt das allgemeine Bild, dass STE nur dann merklich zum Ozon in der Troposphäre beiträgt, wenn die Photochemie kaum eine Rolle spielt, was hauptsächlich für hohe Breiten und im Winter zutrifft.

5 Die Veränderung troposphärischer Oxidantien

Abb. 24-3 stellt Ergebnisse von Modellsimulationen für Ozon am Boden in der vorindustriellen und heutigen Atmosphäre dar. Die Methankonzentrationen im Modell wurden auf dem Stand des Jahres 1860, wie sie von Eisbohrkernen aus Grönland und der Antarktis (0,75 ppmv) bekannt sind, festgehalten; gegenwärtig sind sie allerdings bei etwa 1,75 ppmv. Emissionen anderer Spurengase wurden möglichst an die natürlichen Werte von 1860 unter der Annahme angepasst, dass

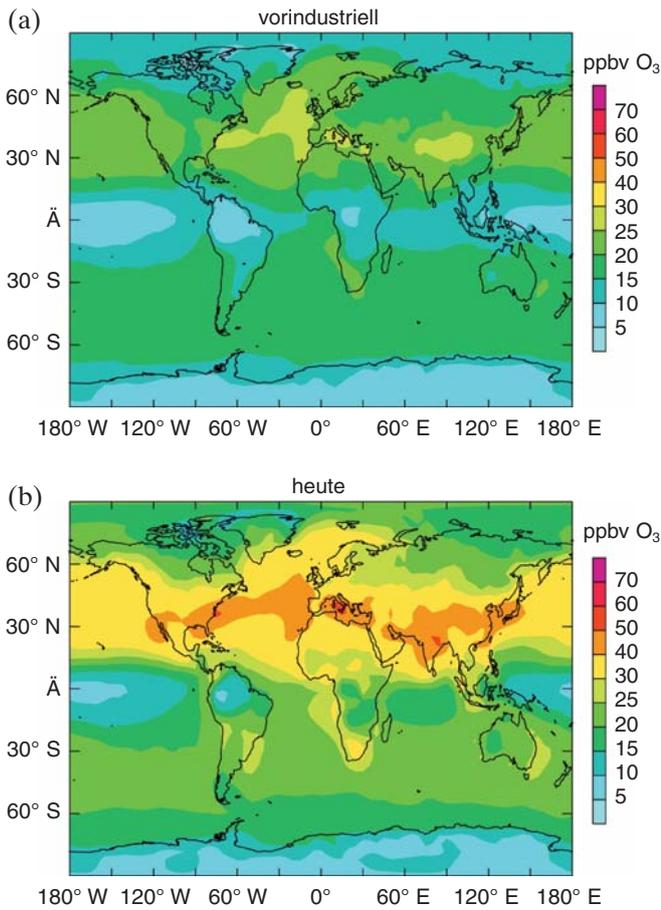


Abb. 24-3: Mit dem Modell simulierte jährliche mittlere Ozonkonzentration in Bodennähe bei a) vorindustriellen (~1860) und b) heutigen Bedingungen.

natürliche Quellen gleich geblieben sind (Tab. 24-1). Von den Emissionen aus der Verbrennung von Biomasse wird angenommen, dass sie um etwa 150 % zugenommen haben, wobei sich der Zuwachs stark von den mittleren und hohen Breiten der nördlichen Hemisphäre zu den Tropen hin verschoben hat. Einzelheiten der Emissionsszenarios werden bei LELIEVELD und DENTENER (2000) beschrieben.

Die berechnete vorindustrielle Ozonkonzentration in Europa beträgt etwa 20 ppbv und ist somit höher als jene von ungefähr 10 ppbv, die Messungen nahe Paris im späten 19. Jahrhundert erbracht haben (VOLZ und KLEY 1988). Obwohl diese Messungen ziemlich unsicher sind, stellen sie doch einen wichtigen Schlüssel zur Vergangenheit dar. In der Tat weisen MICKLEY et al. (2001) darauf hin, dass auch natürliche Emissionen, insbesondere von NO_x, im 19. Jahrhundert niedriger waren, im Einklang mit dem Ozonwert von etwa 10 ppbv. Diese Erkenntnis wird von Messungen in Deutschland und der Schweiz um 1950 gestützt, die einen mittleren Wert von etwa 20 ppbv ergeben, der wahrscheinlich Anteile enthält, die im Zusammenhang mit industriellen Aktivitäten stehen (STAEHELIN et al. 1994). Dies lässt vermuten, dass unser Modell die Ozonkonzentration in Bodennähe für das Jahr 1860 überschätzt, so dass die berechneten Änderungen zwi-

schen vorindustriellen und heutigen Bedingungen wahrscheinlich eine untere Grenze darstellen, zumindest für Europa. Dies muss nicht für andere Gebiete gelten, zum Beispiel für Südamerika, für das unser berechneter jährlicher Ozonmittelwert von 10 bis 15 ppbv besser mit den rekonstruierten Bedingungen der vorindustriellen Zeit übereinstimmt.

Tab. 24-2 führt die mit dem Modell berechneten globalen Ozonbilanzen auf. Die beiden letzten Reihen zeigen den Beitrag zu O₃, der durch STE aus der Stratosphäre kommt (O_{3s}) und der photochemisch in der Troposphäre selbst gebildet wird (O_{3t}). Diese Ergebnisse belegen, dass in der vorindustriellen Atmosphäre mehr als die Hälfte der troposphärischen O₃-Gesamtsäule durch STE bestimmt wurde, während in der heutigen Atmosphäre dieser Anteil auf weniger als 40 % gefallen ist. Anzumerken ist, dass STE als Folge der Ozonzerstörung in der Stratosphäre leicht abgenommen hat (~7 %). Insgesamt hat troposphärisches Ozon um mindestens 25 % zugenommen, am stärksten in der Nordhemisphäre (~35 %). Abb. 24-3 zeigt, dass in Teilen der USA, Europas und Süd- und Ostasiens die durchschnittliche jährliche O₃-Konzentration über 40 oder sogar 50 ppbv liegen kann, was die Luftqualität merklich verschlechtert. Der Grenzwert zum Schutz der menschlichen Gesundheit, ~55 ppbv über acht Stunden, wird regelmäßig in einigen dieser Regionen überschritten. In Europa betrifft dies im Besonderen den Mittelmeerraum. Zusätzlich treten, wenn die O₃-Konzentrationen längere Zeit (z. B. während der Wachstumsperiode) 30 - 40 ppbv überschreiten, Vegetationsschäden in noch größeren Gebieten auf.

Der berechnete globale Beitrag zum Strahlungsantrieb der Klimaveränderung durch Zunahme des Ozons in der Troposphäre beträgt 0,42 W/m², ähnlich wie der von Methan und etwa 30 % dessen vom zunehmenden CO₂ (IPCC 1996). MICKLEY et al. (2001), die behaupten, dass die O₃-Zunahme seit der vorindustriellen Zeit noch größer ist, berechneten den O₃-Strahlungsantrieb zu 0,72-0,8 W/m², das ist etwa die Hälfte des geschätzten CO₂-Werts. Es sollte betont werden, dass die stärksten Änderungen von troposphärischem Ozon während einer relativ kurzen Periode von einigen Dekaden stattgefunden haben, während der CO₂-

Produktion/Verlustprozess	Vorindustriell	Heute
Stratosphären-Troposphären-Austausch (Tg/a)	606	565
Photochemische Bildung (Tg/a)	1703	3314
Photochemische Zerstörung (Tg/a)	1865	3174
Netto in situ Photochemie (Tg/a)	-162	140
Deposition am Boden (Tg/a)	444	705
Troposphärische O ₃ -Säule (Tg)	278	347
Säule O _{3s} (Tg)	146	131
Säule O _{3t} (Tg)	132	216

Tab. 24-2: Berechnete globale Ozonhaushalte für die vorindustrielle und die heutige Atmosphäre.

Anstieg stetiger und gleichmäßiger über den Globus verteilt ist. Die Folgen für eine Klimaänderung sind noch unklar.

Wenn man die starke Zunahme von troposphärischem CH_4 und CO um etwa einen Faktor zwei betrachtet, könnte man annehmen, dass OH global abgenommen hat, mit negativem Einfluss auf die Oxidationskraft der Troposphäre. Wenn dies der Fall wäre, könnte es eine positive Rückkopplung auf die Kontrolle von OH anzeigen mit ernststen Folgen bei einer weiteren Zunahme dieser Gase. Unsere Modellrechnungen stützen ein solches Szenario jedoch nicht, denn sie ergeben, dass OH global um weniger als 10 % während der letzten 140 Jahre abgenommen hat. Obwohl sich der Verlust an OH aufgrund der Reaktionen mit CH_4 und CO verdoppelt hat, hat sich die primäre Bildung von OH entsprechend der Reaktionen R1 - R4 um etwa 50 % erhöht, während sich das Recycling von OH durch NO gemäß der Reaktionsfolgen I und II nahezu verdoppelt hat. Deshalb hat die „leichtfertig hingegenommene“ gleichzeitige Zunahme reaktiver Kohlen- und Stickstoffverbindungen, zumeist aus Verbrennungsprozessen, dazu beigetragen, die globale Oxidationskraft der Atmosphäre aufrecht zu erhalten. Es sollte jedoch betont werden, dass dies keine Garantie dafür ist, dass auch in Zukunft globale OH-Änderungen klein bleiben werden. Es wird zukünftig entscheidend davon abhängen, wie die Mischung reaktiver Kohlen- und Stickstoffemissionen sein wird. Dazu kommt noch, dass speziell das Recycling von OH nur schlecht quantifizierbar ist, da es von einer Reihe reaktiver Verbindungen abhängt, die noch nicht genau und gleichzeitig gemessen worden sind, was fortgesetzte Forschungsanstrengungen erfordert.

6 Schlussfolgerungen

Die hier vorgestellten Modellrechnungen, untermauert durch den Vergleich mit Beobachtungen, lassen den Schluss zu, dass Stratosphären-Troposphären-Austausch eine schwache Ozonquelle für die Troposphäre ist. STE trägt nur zu etwa 15 % zum globalen troposphärischen O_3 -Fluss bei, im Vergleich zu 85 % aufgrund von *in situ* photochemischer Bildung. Trotzdem trägt STE merklich zur globalen troposphärischen O_3 -Säule mit etwa 40 % bei, da es am stärksten in mittleren und hohen Breiten im Winter ist, wo die O_3 -Lebensdauer am längsten ist. STE scheint deshalb am wichtigsten in Regionen zu sein, wo Photochemie relativ unbedeutend ist. Für die vorindustrielle Atmosphäre war STE relativ wichtiger mit einem Beitrag von etwa 25 % zum globalen O_3 -Fluss und mehr als 50 % zur troposphärischen O_3 -Säule.

Es gibt keinen Zweifel, dass sich die Zusammensetzung der Atmosphäre stark seit den vorindustriellen Zeiten verändert hat. Reaktive Treibhausgase wie Methan und troposphärisches Ozon haben global um ei-

nen Faktor zwei bzw. um 25 % zugenommen. Das bedeutet einen Beitrag zum globalen Strahlungsantrieb des Klimawandels von mindestens ein Drittel des CO_2 -Beitrags, zusammen mit CH_4 etwa $2,3 \text{ W/m}^2$. Außerdem hat sich die Luftqualität in weiten Regionen verschlechtert, besonders in USA, Europa und Süd- und Ostasien. Die Modellrechnungen lassen auch den Schluss zu, dass die globale mittlere OH-Konzentration bemerkenswert konstant geblieben ist, so dass die Oxidationskraft der Troposphäre mit der starken Zunahme der Schadstoffe Schritt halten konnte. Weitere Messungen an reaktiven Spurengasverbindungen sind notwendig, um diese Schlussfolgerungen zu bestätigen.

Dank

Ich danke Herrn Dr. Peter Merlet für die Hilfe bei der deutschen Fassung dieses Artikels.

Literatur

- CRUTZEN, P. J., 1973: A discussion of the chemistry of some minor constituents in the stratosphere and troposphere, *Pure Appl. Geophys* **106-108**, 1385-1399.
- CRUTZEN, J., J. LELIEVELD, 2001: Human impacts on atmospheric chemistry, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **29**, 17-45.
- GIBSON, R., P. KALLBERG, S. UPPSALA, 1997: The ECMWF reanalysis (ERA) project, *ECMWF Newsletter* **73**, 7-11.
- HOLTON, J. R., P. H. HAYNES, M. E. MCINTYRE, A. R. DOUGLASS, R. B. ROOD, L. PFISTER, 1995: Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.* **33**, 403-439.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Climate Change 1995. Cambridge University Press, UK, 1996.
- JUNGE, C. E., 1962: Global ozone budget and exchange between stratosphere and troposphere, *Tellus* **14**, 363-377.
- LELIEVELD, J., F. J. DENTENER, 2000: What controls tropospheric ozone? *J. Geophys. Res.* **105**, 3531-3551.
- MICKLEY, L. J., D. J. JACOB, D. RIND, 2001: Uncertainty in preindustrial abundance of tropospheric ozone: Implications for radiative forcing calculations, *J. Geophys. Res.* **106**, 3389-3399.
- STAEHELIN, J., J. THUDIUM, R. BUEHLER, A. VOLZ-THOMAS, W. GRABER, 1994: Trends in surface ozone concentrations at Arosa, Switzerland, *Atmos. Environ.* **28**, 75-87.
- VOLZ, A., D. KLEY, 1988: Ozone measurements made in the 19th century: An evaluation of Montsouris series, *Nature* **332**, 240-242.

25 J. FEICHTER, U. LOHMANN Aerosole und Klima

1 Einleitung

Erste Untersuchungen zum möglichen Klimaeinfluss von Aerosolpartikeln wurden bereits in den 60er und 70er Jahren mit ein-dimensionalen Strahlungs-Konvektionsmodellen durchgeführt (z. B. CHARLSON und PILAT 1969; GRAßL 1973; CHYLEK und COAKLEY 1974; TWOMEY 1977). Mit einem globalen Zirkulationsmodell wurde die erste Abschätzung des direkten Effektes von Aerosolen auf Zirkulation und Temperaturverteilung von TANRE et al. (1984) unternommen. Da dabei die Meeresoberflächentemperatur fest vorgegeben wurde, konnte ein Temperatureffekt nur über Land simuliert werden. TANRE et al. (1984) fanden eine Abkühlung durch kontinentales Aerosol besonders über Wüstengebieten und eine Erwärmung über stark verschmutzten Gebieten und über Schneeflächen aufgrund des hohen Rußanteils im Aerosol. Mit Klimamodellen, d. h. mit gekoppelten Zirkulationsmodellen der Atmosphäre und des Ozeans, wurde meist nur der direkte Effekt anthropogener Schwefel-emissionen untersucht. Änderungen der wolkenoptischen Eigenschaften aufgrund der Zunahme von Partikeln in der Atmosphäre wurden bisher nur von einigen wenigen Gruppen abgeschätzt. Diese Abschätzungen legen einen schwächeren direkten (Einfluss auf solare und thermische Strahlung) als indirekten (Einfluss durch Änderungen der wolkenphysikalischen und optischen Eigenschaften) Effekt nahe, sind aber noch mit sehr großen Unsicherheiten behaftet. Im Folgenden wird jeder Abschnitt mit einer Beschreibung der relevanten Prozesse eingeleitet, um dann die Modellannahmen und -ergebnisse vorzustellen.

2 Physiko-chemische Eigenschaften des Aerosols

Das atmosphärische Aerosol ist definiert als die Gesamtheit aller in einem Luftvolumen befindlichen festen und flüssigen Partikel (Hydrometeore ausgenommen). Ein Aerosolgemisch enthält Partikel unterschiedlichster Form, Textur, chemischer Zusammensetzung und Größe. Könnte man diese Teilchenpopulation beobachten, stellte man fest, dass die Verteilung all dieser Eigenschaften nicht statisch ist, sondern ständigen Änderungen unterliegt. Partikel koagulieren, besonders rasch solche mit sehr kleinem Durchmesser, aufgrund Brown'scher Molekularbewegung oder sedimentieren aufgrund der Schwerkraft, wenn sie groß genug sind. Kleinste Fluktuationen der Temperatur und der Dampfdrücke bewirken, dass einige Spezies aus der Partikel- in die Gasphase übergehen oder aus der Gasphase nukleieren, d. h. neue Teilchen bilden.

Man wird sowohl feste als auch flüssige Partikel finden, letztere Lösungen verschiedener Spezies in Wasser. Die Anlagerung von Wasser an die vorhandenen Partikel wird bestimmt durch die relative Feuchte der Umgebungsluft, die Temperatur und die chemische Zusammensetzung der Partikel bzw. deren Wasserlöslichkeit oder Hygroskopizität. Chemische Umwandlungen in der Gas- und in der Flüssigphase ließen sich beobachten, deren Geschwindigkeit von der ionischen Zusammensetzung der Partikel beeinflusst wird, und Adsorption von Gasen an Partikeln und Desorption (TWOMEY 1977). Fügt man nun dem Aerosol z. B. Schwefelsäuregas zu, so werden nicht nur additiv einige Eigenschaften des Aerosols geändert, sondern es entsteht ein anderes Aerosol mit neuen Gleichgewichten. Da das Aerosol in dieser Komplexität weder der Beobachtung noch der modellhaften Beschreibung zugänglich ist, behilft man sich mit der Idealisierung und der Beschreibung integraler Größen.

Die Größe eines Partikels wird durch den Radius r oder den Durchmesser d angegeben, der einer Kugel mit gleichem Volumen wie das zu beschreibende Partikel zukäme. Die Verteilung der Teilchenanzahl auf bestimmte Größenbereiche $r+dr$ wird mittels semiempirischer logarithmischer Verteilungsfunktionen beschrieben (JUNGE 1955; CLARK und WHITBY 1967). Die „log-normal“ Verteilung, die von AITCHINSON und BROWN (1957) eingeführt wurde, gibt für viele Aerosolpopulationen die beobachteten Verteilungen am besten wieder. Die kleinsten Teilchen, die in einem Kondensationszähler erfasst werden können, weisen einen Radius von 1,6 nm auf (JAENICKE 1987). Die größten Teilchen, welche Transport über größere Entfernungen unterliegen, haben einen Radius von etwa 10 μm . Das Größenspektrum, das beschrieben werden muss, überstreicht also 5 Größenordnungen, von 10^{-9} bis 10^{-5} m. Partikel kleiner als 0,2 μm dominieren die Anzahldichte, Partikel mit einem Radius zwischen 0,05 und 1,0 μm die Aerosoloberfläche und damit auch die optischen Eigenschaften, und solche mit Radien zwischen 0,3 und 20 μm die Partikelmasse.

Partikel werden entweder aus der Gasphase durch Nukleation gebildet, wie z. B. Sulfat, Nitrat, Ammonium und organische Verbindungen, oder werden wie Seesalz als flüssige oder wie Stäube und Ruß als feste Partikel in die Atmosphäre emittiert. Letztere werden als Primärpartikel, erstere als Sekundärpartikel bezeichnet. Dämpfe kondensierbarer Spezies bilden neue Partikel (homogene Nukleation) oder kondensieren an vorhandenem Aerosol (heterogene Nukleation). Die

Nukleationsrate hängt von der Übersättigung und dem Angebot an vorhandenen Partikeln bzw. der Partikeloberfläche ab. Die homogene Nukleation erfordert sehr hohe Dampfdrücke, so dass, da auch in Reinluft immer einige Partikel vorhanden sind, die heterogene Nukleation dominiert. Homogene Nukleation kann aber bereits bei sehr niedrigem Dampfdruck stattfinden, wenn zwei oder mehrere Dämpfe miteinander kondensieren (Konukleation). Das ist z. B. bei Schwefelsäuregas der Fall, das bevorzugt zusammen mit Wasserdampf und Ammoniak als ternäre Mischung oder nur zusammen mit Wasserdampf als binäre Mischung nukleiert. Da Konukleation bereits bei Dampfdrücken unterhalb des Sättigungsdampfdruckes der einzelnen Komponenten erfolgt, binden Aerosolpartikel Wasser auch bei einer relativen Feuchte unterhalb von 100 %. Bei 80 % relativer Feuchte der Umgebungsluft und einer Temperatur von 298 K wächst das Volumen eines Schwefelsäuretröpfchens um den Faktor 5,5, das eines Ammoniumbisulfattröpfchens um den Faktor 3,4, verglichen zum Partikelvolumen bei 0 % relativer Feuchte (ADAMS et al. 1999). Durch homogene Nukleation gebildete Teilchen sind mit Radien von etwa 10 nm (Nukleationsmode) relativ klein. Partikel im Nukleationsmode unterliegen Brown'scher Bewegung und tendieren dazu, sich zu vereinigen, wenn sie miteinander oder mit größeren Partikeln kollidieren. Diesen Prozess nennt man Koagulation und er bestimmt die Lebensdauer von kleinen Partikeln, die in der Größenordnung von Stunden liegt. Eine ähnliche Lebensdauer zeigen Partikel größer als 10 µm aufgrund der Sedimentation durch die Schwerkraft. Die längste atmosphärische Verweildauer weisen Partikel im Größenbereich 0,1 bis 1 µm auf (Akkumulationsmode). Ihre Verweildauer beträgt in der unteren Troposphäre wenige Tage, in der oberen Troposphäre bis zu 4 Wochen und in der Stratosphäre 1 bis 3 Jahre. In der Troposphäre ist Auswaschen durch Niederschlag die dominante Senke, in der Stratosphäre dagegen Abwärts-transport und Sedimentation.

WHITBY (1978) führte basierend auf Beobachtungen und theoretischen Studien das Konzept der trimodalen Beschreibung einer Aerosolpopulation ein, wobei er zwischen zwei Feinpartikelmoden (auch als Submikrometermode bezeichnet) mit einem Durchmesser $d < 2 \mu\text{m}$, und einem Grobpartikelmode, mit $d > 2 \mu\text{m}$, unterscheidet. Da die Volumentransferrate von kleineren zu größeren Teilchen durch heterodisperse Koagulation für Teilchen $d > 0,5 \mu\text{m}$ stark abnimmt, führt Partikelwachstum aufgrund aerosoldynamischer Prozesse zu Durchmessern nicht größer als 1 µm. Grobpartikel wie Staub und Seesalz werden mechanisch generiert und unterscheiden sich daher von Feinmode-Partikeln nicht nur in ihrer Größenverteilung, sondern auch in ihrer chemischen Zusammensetzung. Feinpartikel weisen eine bimodale Verteilung auf, den Nukleations- oder Aitken-Mode, der durch Nukleation aus der Dampfphase entsteht, und den Akkumulations-Mode, der durch Koagulation und Wachstum aus Kondensa-

tion entsteht. Teilchen im Akkumulations-Mode streuen am effizientesten kurzwellige Strahlung und bilden den größten Anteil an Wolkenkondensationskernen.

Abschätzungen des Klimaeffektes der wichtigsten anthropogenen Aerosol-Komponenten Ruß und Sulfat beruhen bisher auf dem so genannten „bulk-approach“, d. h. es wird die raum-zeitliche Verteilung der Partikelmasse mit globalen Chemie-Transport-Modellen berechnet. Aerosolmikrophysikalische Prozesse werden nicht explizit berücksichtigt und es wird angenommen, dass die Masse der Partikel im Akkumulations-Mode vorliegt. Um die Quellen von Seesalz und Mineralstaub hingegen realistisch zu simulieren, ist ein größenabhängiger Ansatz notwendig. In der Literatur finden sich drei verschiedene Ansätze, Partikelpopulationen zu beschreiben:

1. Die Form der Verteilung der Partikelpopulation wird vorgeschrieben (z. B. log-normale Verteilung) und einzelne Momente der Verteilung wie Partikelmasse, Teilchenzahl und Breite der Verteilung werden prognostisch für mehrere Moden berechnet (z. B. SCHULZ et al. 1998).
2. WRIGHT et al. (2000) berechnen die ersten sechs Momente einer modalen Partikelverteilung und benötigen dadurch keine a-priori Annahmen bezüglich der Form der Verteilung.
3. Die Partikelpopulation wird in Größenklassen unterteilt, in so genannte „bins“, die durch ihre Breite dr charakterisiert sind. Für jede dieser Klassen wird die Partikelanzahl berechnet (SCHULZ et al. 1998; TIMMRECK und GRAF 2000).

Jede dieser Methoden parameterisiert Prozesse, die die Anzahl der Teilchen verändern, wie die Nukleation und Koagulation von Teilchen, und solche, die die Partikelmasse beeinflussen, wie Kondensation an Partikeln.

3 Quellen

Während die meisten Treibhausgase aufgrund ihrer langen atmosphärischen Verweildauer in der Troposphäre gut durchmischt sind, weist das Aerosol eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität auf. Grund dafür sind die vielfältigen und kleinräumigen Quell- und Senkenprozesse. Der Zusammenhang zwischen Quellstärke und der daraus resultierenden Zusammensetzung und Menge des Aerosols ist sehr komplex. Partikel werden entweder direkt in die Atmosphäre eingebracht (Primärpartikel) oder bilden sich aus gasförmigen Vorläufersubstanzen in der Atmosphäre (Sekundärpartikel). Der Eintrag von Primärpartikeln wie Mineralstaub oder Seesalz sowie deren Größenverteilung wird von der Stärke des bodennahen Windes und von der Textur des Bodens kontrolliert. Kondensierbare Dämpfe entstehen in der Atmosphäre durch chemische Umwandlungen von Schwefel- und Stickstoffverbindungen oder organischen Kohlenwasserstoffen in der Gas- und in der Flüssigphase. Die Rate, mit der diese Dämpfe zu Partikeln kondensieren, hängt vom

Dampfdruck der betreffenden Substanz, von der Feuchte und Temperatur der Umgebungsluft und der Oberfläche bereits vorhandener Partikel ab. Die Ausbeute an Sekundärpartikeln variiert somit mit der Konzentration verschiedener Oxidantien und verschiedenen meteorologischen Parametern und ist nicht nur von der Quellstärke, sondern auch von Ort und Zeit der Ausbringung abhängig. Optische Eigenschaften und die Fähigkeit einzelner Partikel, als Wolkenkondensationskern aktiviert zu werden, sind durch Partikelgröße und chemische Zusammensetzung bestimmt. Dieselben Partikeleigenschaften beeinflussen wiederum die atmosphärische Verweildauer des Aerosols, indem sie die Effizienz der wichtigsten Senke, das Auswaschen durch Niederschlag, mitbestimmen. Partikel-Quellen weisen also eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität auf. Eine Abschätzung der Beiträge einzelner Quellen zum atmosphärischen Aerosolgehalt und dessen klimarelevanter Eigenschaften ist nur mittels numerischer Modelle möglich.

Tab. 25-1 gibt einen Überblick über die wichtigsten Aerosolvorläufersubstanzen und -komponenten sowie deren Produktionsmechanismen und Quellstärken. Die angegebenen Werte sind repräsentativ für Mitte der 80er Jahre und basieren zum Teil auf Emissionsinventaren, die für die globale Modellierung ausgearbeitet wurden. Gasförmige Emissionen von Schwefel- und Stickstoffverbindungen stammen zu 70-80 % aus anthropogenen Quellen wie Verfeuerung fossiler Brennstoffe, Biomassenverbrennung durch Brandrodung und Verwendung von Feuerholz und Landwirtschaft. Flüchtige Kohlenwasserstoffe (VOC = volatile organic carbon) werden zu etwa 40 % aus anthropogenen Quellen freigesetzt, zum überwiegenden Teil aber aus natürlichen Quellen wie der Vegetation. Erhebliche Mengen an Ruß und Kohlenwasserstoffen werden bei der Verfeuerung fossiler Brennstoffe und der Verbrennung von Biomasse als Primärpartikel emittiert.

Den stärksten Beitrag zum atmosphärischen Aerosolgehalt leisten aber Primärpartikel aus windgetriebenen Quellen wie Mineralstaub vornehmlich aus Wüstengebieten und Seesalz aus Gischtproduktion über den ausgedehnten Gebieten der Ozeane. In welchem Ausmaß der Eintrag von Mineralstaub in die Atmosphäre auch von menschlichen Aktivitä-

ten wie z. B. Wüstenbildung durch Überweidung und Winderosion von Äckern als Folge verschiedener Ackerbautechniken beeinflusst ist, kann derzeit noch nicht quantifiziert werden.

	NH	SH	Global	Spannbreite ¹
<i>Stickoxide</i>				
Fossile Brennstoffe	19,9	1,1	21,0	
Luftverkehr	0,43	0,03	0,46	
Biomassenverbrennung	3,3	3,1	6,4	
Böden	3,5	2,0	5,5	
Bearbeitete Böden			2,2	0 - 4
Unbearbeitete Böden			3,2	3 - 8
Blitze	4,4	2,6	7,0	2 - 12
<i>Ammoniak</i>				
Haustiere	17,5	4,1	21,6	
Ackerbau	11,5	1,1	12,6	
Anthropogen	2,34	0,31	2,6	
Biomassenverbrennung	3,5	2,2	5,7	
Fossile Brennstoffe und Industrie	0,29	0,01	0,3	
Unbearbeitete Böden	1,36	1,07	2,4	
Wildtiere	0,10	0,02	0,1	
Marine Biosphäre	3,65	4,50	8,2	
<i>Schwefeldioxid</i>				
Fossile Brennstoffe und Industrie	68	8	76	
Luftverkehr (1992)	0,04	0,003	0,04	
Biomassenverbrennung	1,2	1,0	2,2	
Vulkane	6,3	3,0	9,3	
<i>DMS und H₂S</i>				
Marine Biosphäre	11	13	24	
Terrestrische Biosphäre	0,6	0,4	1,0	0,4 - 5,6
<i>Flüchtige organische Substanzen VOC</i>				
Anthropogen			109	
Terpene (Vegetation)	67	60	127	

Tab. 25-1a: Quellstärke verschiedener Aerosolvorläufersubstanzen in Tg N, S bzw. C pro Jahr (1 Tg = 1 Teragramm = 10¹² g) (IPCC 2001).

	NH	SH	Global	Spannbreite ¹
<i>Organisches Material (0-2 µm)</i>				
Biomassenverbrennung	28,3	26,0	54,3	45 - 80
Fossile Brennstoffe	28,4	0,4	28,8	10 - 30
<i>Ruß (0-2 µm)</i>				
Biomassenverbrennung	2,9	2,7	5,6	5 - 9
Fossile Brennstoffe	6,5	0,1	6,6	6 - 8
Luftverkehr	0,005	0,0004	0,006	
Industriestäube			100	
Biogen (0-2 µm)			50	10 - 100
<i>Seesalz</i>				
d < 1 µm	23	31	54	18 - 100
d = 1-16 µm	1420	1870	3290	1000 - 6000
Total	1440	1900	3340	1000 - 6000
<i>Mineralstaub</i>				
< 1 µm	90	17	107	
1-2 µm	240	50	290	
2-20 µm	1470	280	1750	
Total	1800	350	2150	1000 - 3000

Tab. 25-1b: Emission von Primärpartikeln in Tg pro Jahr (IPCC 2001).

¹ Die Spannbreite gibt nur die in der Literatur vorgefundenen Zahlen wieder, stellt aber keine Abschätzung der Unsicherheiten dar.

Modellrechnungen zeigen, dass von den emittierten gasförmigen Schwefelspezies 47 % (Mittelwert 11 verschiedener Modelle) in Sulfat umgewandelt werden und damit zur Partikelbildung oder der Anlagerung an vorhandene Partikel zur Verfügung stehen. Die Ausbeute an Nitrat von Stickoxiden (NO_x) beträgt 45 %, die von VOCs nur 7 % (IPCC 2001). Damit tragen Sekundärpartikel in weitaus geringerem Ausmaß als Primärpartikel zum atmosphärischen Aerosolgehalt bei. Da die Masse der Primärpartikel von Mineralstaub und Seesalz dominiert wird, übertrifft die aus natürlichen Quellen stammende Partikelmasse bei weitem die von anthropogenen Quellen freigesetzte. Trotzdem üben Sulfat- und Rußpartikel aufgrund ihrer Fähigkeit, sehr effizient Strahlung zu streuen, oder wie im Falle von Ruß auch zu absorbieren, einen größeren Einfluss auf die optischen Eigenschaften des Aerosols aus. Grund dafür ist vor allem die unterschiedliche Größenverteilung. So liegt die Hauptmasse der Sulfat- und Rußteilchen im Akkumulationsmode, die Staub- und Seesalzteilchen aber im Grobmode vor. Die in Tab. 25-1 angegebenen Abschätzungen der natürlichen Quellen sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Quellen aus Biomassenverbrennung sowie der Eintrag von Mineralstaub weisen zudem eine große interannuelle Variabilität auf.

4 Senken

Aerosol wird durch Trocken- und Nassdeposition aus der Atmosphäre entfernt. Die beiden Prozesse bestimmen also die atmosphärische Verweildauer der einzelnen Aerosol- und Aerosolvorläufer-Spezies und damit den Aerosolgehalt der Atmosphäre. Als Trockendeposition bezeichnet man die Ablagerung von Gasen und Partikeln an der Erdoberfläche und die Aufnahme durch Vegetation. Reaktive Gase reagieren an der Oberfläche oder gehen in Lösung an Wasseroberflächen oder in einer dünnen Wasserhaut, wenn der Boden oder die Pflanzen mit Wasser benetzt sind. Die Deposition von löslichen Gasen ist an Wasseroberflächen sehr effizient, wenn die gelöste Substanz wie z. B. SO₂ in der Flüssigphase dissoziiert und durch chemische Reaktionen abgebaut wird. Die Depositionsrate

hängt auch vom Säuregehalt des Bodens ab und davon, ob die betreffende Substanz im Boden mikrobiell abgebaut wird. Gase können auch durch die Spaltöffnung von Pflanzen aufgenommen oder an der Blattoberfläche abgelagert werden. Die Effizienz dieses Prozesses hängt davon ab, ob die Pflanze die betreffende Substanz abbaut und damit einen Gradienten zwischen Atmosphäre und dem Inneren der Pflanze aufrechterhält. Neben der Bodenbeschaffenheit bestimmt der Transport zur Rezeptorfläche durch turbulenten Austausch und durch molekulare Diffusion in der laminaren Grenzschicht die Effizienz der Deposition. Die Deposition von Partikeln ist neben turbulentem Austausch stark von der Mikrostruktur der Rezeptoroberfläche und der Größe der Partikel beeinflusst. Abb. 25-1 zeigt die Abhängigkeit der Trockendepositionsgeschwindigkeit von dem Partikelradius. Der Prozess der Brown'schen Diffusion dominiert die Deposition von Partikeln mit einem Radius kleiner als 0,1 µm, Teilchen größer als 1 µm werden durch Impaktion an Elementen der Oberflächen abgeschieden und unterliegen aufgrund der Schwerkraft der Sedimentation.

Die Nassdeposition stellt den Prozess der Aufnahme von Gasen und Partikeln in Wolkentröpfchen und die nachfolgende Entfernung durch Niederschlagsprozesse dar. Wir unterscheiden zwei Prozesse: 1. „in-cloud scavenging“ ist die Inkorporierung von Gasen oder Partikeln in Wolkentröpfchen und 2. „below-cloud scavenging“ ist die Aufnahme von Gasen oder Aerosolen bzw. der Einfang von Wolkentröpfchen, die chemische Beimengungen inkorporiert haben, durch fallende Hydrometeore. Erreichen die Hydrometeore den Erdboden, sind die inkorporierten Substanzen endgültig aus der Atmosphäre entfernt, verdunsten sie vorher, werden die Substanzen wieder freigesetzt. Da ein großer Teil des Niederschlags verdunstet, führt dieser Prozess zu einem raschen Abwärtstransport und einer Anreicherung der freigesetzten Substanzen in den darunter liegenden Schichten. Lösliche Gase wie SO₂ werden in Wolken- oder Regentropfen entsprechend dem Henry'schen Gesetz gelöst. Das Gesetz von Henry gibt an, wie viel der Substanz sich im Gleichgewicht in der Gasphase befindet und wie viel in der Flüssigphase. Die Einstellzeit, bis ein solches Gleichgewicht erreicht ist, ist für kleine Tröpfchen sehr kurz, für Regentropfen hingegen so lang, dass man nicht vom Erreichen des Gleichgewichts ausgehen kann (WARNECK 1988). Gefrorene Wolkentröpfchen und Schnee inkorporieren Gase nur, wenn sich die Temperatur in der Nähe des Gefrierpunktes befindet und der Hydrometeor mit einer dünnen Wasserschicht überzogen ist.

Aerosolpartikel dienen als Wolkenskondensationskerne und besonders Partikel mit einem Radius größer als 0,2 µm werden daher sehr wirksam in Wolkentröpfchen aufgenommen. Da größere Partikel mehr zur Aerosolmasse beitragen als die kleineren, werden etwa 80-99 % der Aerosolmasse in einer Wolke inkorporiert.

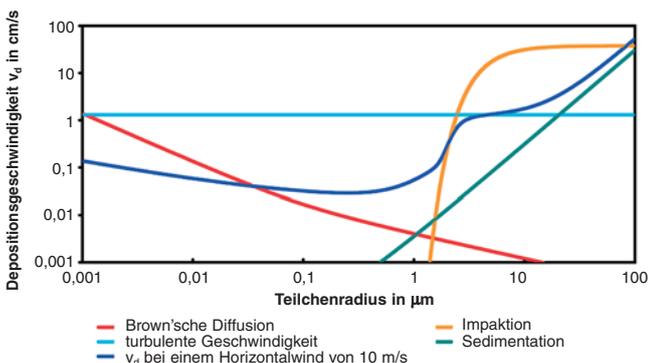


Abb. 25-1: Depositionsgeschwindigkeit verschiedener Senkenprozesse in Abhängigkeit von der Partikelgröße.

riert, aber nur 10-90 % der Aerosolpartikel (FLOßMANN, pers. Mitt.). Nicht in Wolkentropfen aufgenommene Teilchen werden als „interstitielles Aerosol“ bezeichnet. Diese Partikel können von Wolkentropfen durch Impaktion eingefangen werden. Dieser Prozess ist allerdings nicht besonders effizient. Unterhalb der Wolkenbasis hingegen ist es der einzige Mechanismus, der Aerosolpartikel aus der Atmosphäre entfernt (below-cloud scavenging). TANNER et al. (1997) berichten basierend auf Messungen im Südwesten von China, dass über Gebieten mit starken Schwefelquellen etwa 70 % des Sulfats im Niederschlag durch Impaktion unterhalb der Wolke aufgenommen wurde.

Eine einfache Methode, den Prozess der Trockendeposition in Modellen zu beschreiben, ist die Annahme einer Depositionsgeschwindigkeit, deren Größe vom Partikeltyp und der Beschaffenheit der Rezeptorfläche abhängt und die durch Messungen bestimmt wird. Der Fluss zum Boden hin ist damit

$$F_d = V_d \rho_{\text{air}} m,$$

wobei ρ_{air} die Luftdichte und m das Massenmischungsverhältnis des untersten Modellniveaus sind. Eine realistischere Beschreibung des Depositionsprozesses geben die so genannten „resistance Ansätze“ wieder, die analog zum Ohm'schen Gesetz der Elektrizität den Depositionsfluss als die Summe dreier reziproker Widerstände, den turbulenten, den laminaren und den durch die Bodenbeschaffenheit gegebenen, beschreiben (WESELY 1989; GANZVELD et al. 1998). Das Auswaschen von Partikeln durch Wolkenbildung und Niederschlag wird entsprechend dem Grad der Komplexität der wolkenphysikalischen Prozesse beschrieben und variiert daher von Modell zu Modell. Der einfachste Ansatz schreibt eine höhenabhängige Auswaschrate vor, der komplexeste berücksichtigt die Aktivierung der Partikel zu Wolkenkondensationskernen sowie die wolkenmikrophysikalischen Prozesse (GHAN et al. 1993; LOHMANN et al. 2000). Vergleiche von Modellen, die den atmosphärischen Schwefelkreislauf simulieren, zeigen, dass Unterschiede bei der Parameterisierung der Auswaschprozesse derzeit den größten Unsicherheitsfaktor bei der Berechnung des Sulfatgehalts darstellen. Berechnete Sulfatgehalte der Atmosphäre variieren um einen Faktor 2 bis 3 (RASCH et al. 2000; ROELOFS et al. 2001). Da Sulfat zu den am besten untersuchten Spezies gehört, dürften Abschätzungen anderer Spezies mit noch größeren Unsicherheiten behaftet sein.

5 Klima- und umweltrelevante Auswirkungen des Aerosols

5.1 Direkter und semi-direkter Effekt

Solare Strahlung mit Wellenlängen zwischen 0,3 bis 3 μm wird beim Eindringen in die Atmosphäre an den

Aerosolpartikeln gestreut und absorbiert. Im terrestrisch-infraroten Spektralbereich ($> 3 \mu\text{m}$) können die Streuvorgänge an Aerosolpartikeln, da die Abmessungen der Partikel klein gegenüber der Wellenlänge sind, vernachlässigt werden. In diesem Spektralbereich spielen die Absorption und die daraus resultierende thermische Emission allein eine maßgebliche Rolle. Diesen Einfluss der Aerosole auf die Strahlungsflüsse bezeichnet man als den direkten Effekt. Klimateffekte des Aerosols werden häufig als Strahlungsantrieb angegeben; das ist die Änderung der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse an der Obergrenze der Troposphäre oder am Atmosphärenoberrand aufgrund des Aerosoleinflusses bei sonst unveränderter Meteorologie. Der Strahlungsantrieb kann berechnet werden, wenn die raum-zeitliche Verteilung, Größenverteilung und Zusammensetzung des Aerosols bekannt sind. Abschätzungen der Klimateffekte des Aerosols erfordern eine Berücksichtigung aller Rückkoppelungsprozesse und können nur mit gekoppelten Modellen, die die Komponenten Atmosphäre, Ozean, See-Eis und Aerosolchemie und -physik beschreiben, durchgeführt werden.

Zur Abschätzung des Aerosoleinflusses auf das Strahlungsfeld bedarf es der Kenntnis folgender Parameter: Streueffizienz, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter und deren Abhängigkeit von der Wellenlänge, sowie Partikelwachstum in Abhängigkeit von der Umgebungsfeuchte. Diese Parameter können, sofern die chemische Zusammensetzung und die Größenverteilung der Aerosolpartikel bekannt ist, mittels Mie-Streuungsberechnungen abgeleitet werden. Da diese Mie-Rechnungen sehr rechenzeitaufwendig sind, können die optischen Eigenschaften nicht innerhalb eines globalen Modells berechnet werden, sondern müssen vorberechnet und tabelliert oder durch Näherungslösungen approximiert werden.

Abschätzungen des globalen direkten Aerosolstrahlungsantriebs beruhen bisher nur auf Modellberechnungen, die die raum-zeitliche Verteilung der Massen verschiedener Aerosolkomponenten simulieren. Intensive Eigenschaften des Aerosols wie Größenverteilung und optische Eigenschaften werden für jede Aerosolkomponente als konstant vorgegeben. Eine Übersicht des mittleren globalen Strahlungsantriebs durch verschiedene Aerosolkomponenten, wie sie von einer Reihe von globalen Modellen berechnet wurde, findet sich in Tab. 25-2. Die Werte für Ruß in Tab. 25-2 beinhalten sowohl den Strahlungsantrieb von elementarem Kohlenstoff (BC) als auch den von als Primärpartikeln freigesetztem organischen Kohlenstoff. BC ist ein sehr effizienter Absorber von kurzwelliger Strahlung und kompensiert teilweise den abkühlenden Effekt von streuendem Aerosol. Globale Mittelwerte stellen allerdings kein sehr aussagekräftiges Maß für den Aerosoleffekt dar, da aufgrund der verschiedenen Verteilungen der Aerosolkomponenten lokal meist keine Kompensation eintritt, sondern sich ein komple-

Referenz	Aerosolkomponente	W/m ²
IPCC 2001	Sulfat anthropogen	-0,3 bis -0,4
IPCC 2001	Ruß von fossilen Brennstoffen	+0,1 bis +0,4
IPCC 2001	Ruß von Biomassenverbrennung	-0,2
FEICHTER et al. 1997	Sulfat natürlich	-0,2
TEGEN u. LACIS 1996	Mineralstaub	-0,6 bis +0,4
WINTER u. CHYLEK 1997	Seesalz	-2,0

Tab. 25-2: Summe des kurz- und langwelligen mittleren globalen Strahlungsantriebs aufgrund verschiedener Aerosolkomponenten.

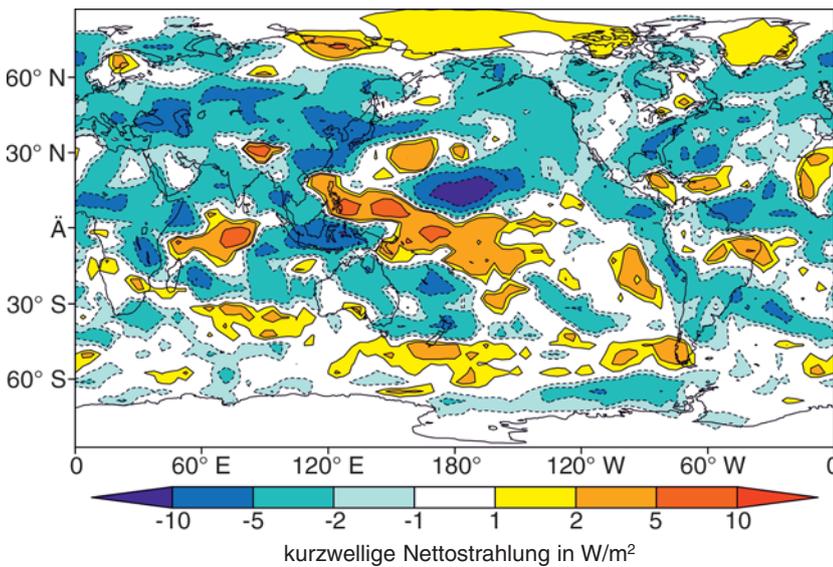


Abb. 25-2: Anomalie der kurzwelligen Nettostrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre aufgrund des direkten, semi-direkten und indirekten anthropogenen Aerosoleffekts in W/m² (nach: LOHMANN und FEICHTER 2001).

xes räumliches Muster von erwärmenden und abkühlenden Effekten zeigt (siehe Abb. 25-2). ALLNER (2000) schätzte basierend auf der Aerosolklimatologie von KÖPKE et al. (1997) den globalen Strahlungsantrieb des natürlichen und anthropogenen Aerosols auf $-4,7 \text{ W/m}^2$.

Sulfataerosole absorbieren kaum im sichtbaren Spektralbereich, so dass Streuvorgänge an ihnen dominieren. Diese Reflektion von Solarstrahlung bedeutet eine Abkühlung des Systems Erde-Atmosphäre. Dahingegen führt die Absorption von Solarstrahlung durch Rußaerosole zu einer Erwärmung der Atmosphäre. Dies kann die Stabilität der Atmosphäre erhöhen, aber auch gleichzeitig zu Wolkenauflösung führen. Vermehrte Belege für letzteren Effekt, der als semi-direkter Effekt bezeichnet wird, sind im **Indian Ocean Experiment (INDOEX)** gefunden worden. Erste Abschätzungen des semi-direkten Effekts mit einem Klimamodell ergeben im globalen Mittel ein geringes Forcing; in stark verschmutzten Gebieten können im Jahresmittel aber Werte von mehr als 10 W/m^2 erreicht werden. Berechnungen des direkten und semi-direkten Effekts zusammen ergaben, dass der Nettoeffekt auf die Solarstrahlung am Atmosphärenoberrand durch die sich kompensierenden Effekte von Sulfat- und

Rußaerosolen nur $-0,1 \text{ W/m}^2$ ausmacht. An der Erdoberfläche jedoch beträgt der Effekt $-1,2 \text{ W/m}^2$ (LOHMANN und FEICHTER 2001). Da die Absorption von Ruß in Wolkentröpfchen nicht hinreichend bekannt ist, wurde in dieser Studie angenommen, dass aller Ruß sich zwischen den Wolkentröpfchen befindet.

5.2 Auswirkungen auf Wasserwolken

Aerosolpartikel können als Wolkenkondensationskerne (CCN) aktiviert werden und beeinflussen damit die Wolkentröpfchenanzahl in dem Sinne, dass man, sofern sich der Flüssigwassergehalt der Wolke nicht ändert, bei einem größeren Angebot an CCN mehr, dafür aber kleinere Wolkentröpfchen erwartet. Eine Zunahme der Wolkentröpfchenanzahl zusammen mit einer Verkleinerung des Tropfenradius vergrößert die gesamte Tropfenoberfläche und führt damit zur Zunahme der Wolkenalbedo (Twomey- oder Albedoeffekt oder 1. indirekter Effekt) und zu einer Abnahme der Niederschlagseffizienz (Lebensdauereffekt oder 2. indirekter Effekt); das bedeutet, die Wolke lebt länger und der Flüssigwassergehalt der Atmosphäre nimmt zu. Beide Effekte führen zu einer vermehrten Rückstreuung von Sonnenstrahlung und damit zu Abkühlung. Die Dynamik

der Atmosphäre und damit verbunden der Transport von Wasserdampf entscheidet darüber, wo und wann eine Wolke entsteht und wie groß der Wolkenwassergehalt ist, das Angebot an Aerosolpartikeln hingegen entscheidet über die Anzahl und Größe der Wolkentröpfchen (TWOMEY 1977) und beeinflusst die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften und damit die Lebensdauer von Wolken.

Die ersten Beobachtungen des indirekten Effekts wurden in Abluftfahnen von Schiffen in Gebieten mit persistentem Stratus oder Stratocumulus vor der Ostküste Nordamerikas gemacht (z. B. DURKEE et al. 2000). Die Partikelemissionen der Schiffe führen zu erhöhter Wolkentröpfchenanzahl mit gleichzeitig kleinerem effektiven Wolkentröpfchenradius. Da die Tröpfchen kleiner sind, ist der Koagulationsprozess so stark verlangsamt, dass keine Tropfen bis zur Größe von Nieseltropfen wachsen. Somit wird der Niederschlag reduziert und der Flüssigwassergehalt in der Wolke erhöht. Ein ähnliches Ergebnis wurde in verschiedenen Feldexperimenten gefunden. In Abb. 25-3 sind exemplarisch Flugzeugmessungen, die während kanadischer Feldexperimente aufgenommen wurden, dargestellt (PENG et al. 2001). Die Messdaten wurden anhand ihrer Aerosolanzahlkonzentrationen (N_a) in saubere

Wolken ($N_a < 300 \text{ cm}^{-3}$) und verschmutzte Wolken ($N_a > 300 \text{ cm}^{-3}$) eingeteilt. Bei gleichem Flüssigwasserweg (vertikal integrierter Flüssigwassergehalt) haben die verschmutzten Wolken mehr und kleinere Wolkenröpfchen als die sauberen Wolken und damit eine höhere optische Dicke, womit der Albedoeffekt der Aerosole belegt ist. Gleichzeitig zeigen die Beobachtungen (Abb. 25-3), dass die verschmutzten Wolken bei einer höheren Wolkenröpfchenkonzentration geringere Nieseltropfenkonzentrationen aufweisen. Somit ist auch der Lebensdauereffekt der Wolken bestätigt.

In Modellen der atmosphärischen Zirkulation (AGCM) können beide indirekten Effekte berücksichtigt werden. In den ersten Abschätzungen dazu ist die Wolkenröpfchenkonzentration empirisch zur Masse der Sulfataerosole oder der Gesamtaerosolanzahl in Beziehung gesetzt worden (BOUCHER und LOHMANN 1995; JONES et al. 1994). BOUCHER und LOHMANN (1995) stellten dazu Messungen von SO_4 , CCN und Wolkenröpfchenkonzentrationen (N), die unter verschiedenen kontinentalen und maritimen Bedingungen in sauberen und verschmutzten Luftmassen durchgeführt wurden, zusammen. Die Anpassung an die Daten ergab folgende empirische Gleichung:

$$\begin{aligned} \log N^{mar} &= 2,06 + 0,48 \cdot \log(\text{SO}_4) \\ \log N^{kont} &= 2,48 + 0,257 \cdot \log(\text{SO}_4) \end{aligned} \quad (1)$$

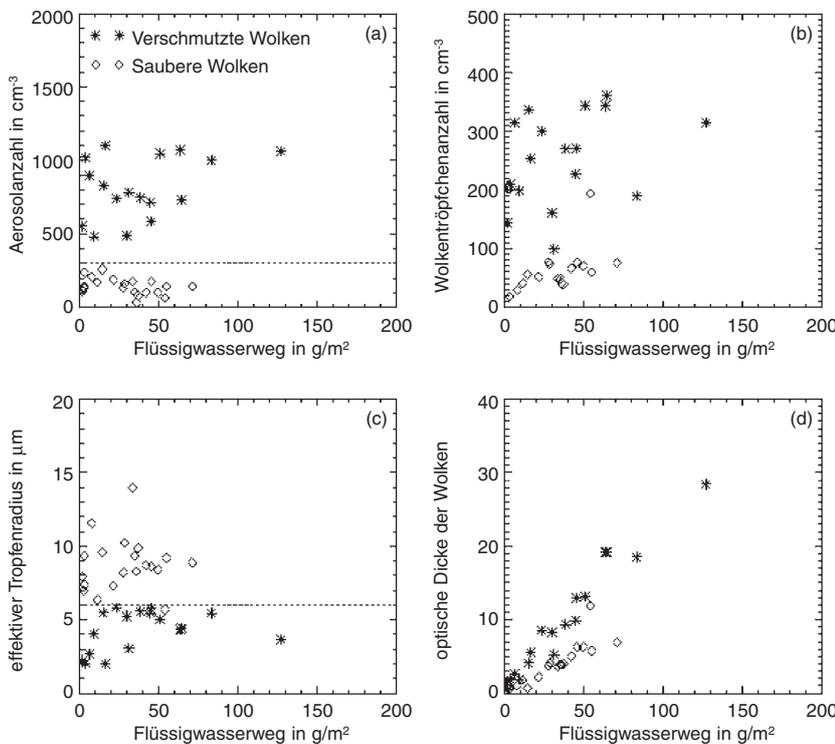


Abb. 25-3: Aerosolanzahl, Wolkenröpfchenanzahl, effektiver Tropfenradius und wolkenoptische Dicke aufgetragen gegen die vertikale Säule von Flüssigwasser basierend auf Flugzeugmessungen während der RACE- und FIRE.ACE-Kampagne (PENG et al. 2001).

Neuere Ansätze parameterisieren die Aktivierung von Aerosolpartikeln, der die Köhlergleichung zu Grunde liegt, und schätzen darüber die Wolkenröpfchenkonzentration ab (CHUANG und PENNER 1995; LOHMANN et al. 2000). Der Vorteil dieses Ansatzes ist, dass mehrere Aerosolkomponenten, wie Sulfat, Seesalz, kohlenstoffhaltige Aerosole und Staub als CCN berücksichtigt werden können. Außerdem geht die Vertikalgeschwindigkeit explizit in die Parameterisierung ein. Sie bestimmt darüber, wie hohe Übersättigungen in der Wolke erreicht werden, und damit wie viele Aerosole aktiviert werden können.

Der Wolkenalbedoeffekt wird darüber berechnet, dass die optische Dicke der Wolken (τ) eine Funktion des vertikal integrierten Flüssigwassergehalts der Wolke (LWP) und des effektiven Wolkenröpfchenradius (r_e) ist:

$$\tau = \frac{3}{2} \frac{LWP}{r_e} \quad (2)$$

Dieser Radius wiederum kann aus dem Flüssigwassergehalt der Wolke (q_l) und der Wolkenröpfchenanzahl berechnet werden:

$$r_e = 1,1 \cdot \sqrt[3]{\frac{\rho \cdot LWC}{4/3 \cdot \pi \cdot N \cdot \rho_l}} \quad (3)$$

Somit führt eine Erhöhung der Wolkenröpfchenanzahl bei gleich bleibendem oder steigendem Flüssigwassergehalt zu einer erhöhten optischen Dicke und Wolkenalbedo. Der Lebensdauereffekt wird über die Niederschlagsbildung (Q_{aut}), die in Abhängigkeit von Wolkenwassergehalt und Wolkenröpfchenanzahl parameterisiert wird, berücksichtigt. LOHMANN et al. (2000) beispielsweise benutzten zur Berechnung der Autokonversionsrate einen Ansatz von BEHENG (1994), der das Zusammenstoßen und das Zusammenfließen von Wolkenröpfchen und damit die Prozesse zur Bildung von Regentropfen beschreibt:

$$Q_{aut} \propto \frac{LWC^{4,7}}{N^{3,3}} \quad (4)$$

Sie trägt Beobachtungen Rechnung, die zeigen, dass maritime Wolken bei ähnlichem Flüssigwassergehalt wie kontinentale Wolken ein breiteres Tröpfchenspektrum bei geringerer Gesamttröpfchenzahl aufweisen und daher eher Niesel- und Regenbildung zur Folge haben. Die Strahlungswirksamkeit dieser beiden Effekte zusammen wird, basierend auf Modellberechnungen, auf -1 bis -2 W/m^2 geschätzt.

Schwächen dieser Annahmen liegen in der Umrechnung von Aerosolmasse, die im Klimamodell prognostiziert wird, in

Aerosolanzahl im Akkumulationsmode, also dem Größenbereich, in dem Aerosole aktiviert werden. Solange nur Aerosolmassen in Klimamodellen zur Verfügung stehen, sind Annahmen über die Aerosolverteilung notwendig. Dabei wird entweder angenommen, dass jedes Aerosolpartikel nur aus einer chemischen Substanz besteht (externe Aerosolmischung) oder aber, dass alle Aerosolpartikel aus mehreren Komponenten bestehen und durch einen einheitlichen Radius gekennzeichnet sind (interne Aerosolmischung). Beide Annahmen sind starke Vereinfachungen, da in der Natur sowohl extern als auch intern gemischte Aerosole gefunden werden. Dieses Problem kann in Zukunft dadurch behoben werden, dass Aerosolmasse, Aerosolanzahl und Mischungszustand in den verschiedenen Moden prognostiziert werden. Erste Ansätze werden derzeit in Klima- und Regionalmodellen getestet (GHAN et al. 2001; VON SALZEN et al. 2000; WILSON et al. 2001).

5.3 Auswirkungen auf Eiswolken

Aerosole fungieren auch als Eiskeime und üben damit einen Einfluss auf die Bildung und Albedo von Eiswolken aus. Während die wasserlöslichen oder hygroscopischen Aerosole als CCN dienen, sind Eiskeime meist wasserunlöslich. Typische natürlich vorkommende Eiskeime in der Atmosphäre sind Staubteilchen, entweder Mineralstaub, der von den Wüsten in die Atmosphäre emittiert wird, oder Vulkanstaub und Meteoritenstaub. Die Analyse von Kondensstreifen hat ergeben, dass Ruße und Schwermetalle auch als Eiskeime dienen. Hier wurde von SCHRÖDER et al. (2000) gefunden, dass die Eisteilchen in Kondensstreifen kleiner sind als in natürlichem Zirrus, also der gleiche Effekt wie bei Wasserwolken auftritt. Ein wesentlicher Unterschied zwischen Eiskeimen und CCN ist, dass es überall in der Atmosphäre genügend CCN gibt, so dass die maximale Übersättigung in der Wolke nur 1-2 % beträgt. Eiskeime hingegen sind so rar, dass Übersättigungen über Eis leicht 130-140 % betragen können (HEYMSFIELD et al. 1998; SCHUMANN et al. 1999).

BOUCHER (1999) analysierte Wolkenbeobachtungen hinsichtlich der Häufigkeit des Auftretens von Zirruswolken in Verbindung mit dem Treibstoffverbrauch von Flugzeugen. Er fand, dass in den Flugkorridoren die Zirrusbewölkung 1985-1989 gegenüber 1980-1984 zugenommen hat. Von der wolkenmikrophysikalischen Seite her zeigten STRÖM und OHLSSON (1998), dass erhöhte Eiskristallkonzentrationen in Zirruswolken auf absorbierende Aerosolpartikel in den Abgasfahnen von Flugzeugen zurückgeführt werden können. Weitere Einzelheiten dazu können Kapitel 28 im nächsten Heft entnommen werden.

Unterhalb von $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ friert unterkühltes Wasser spontan und homogen, d. h. ohne Hilfe von Eiskeimen. In

diesem Temperaturbereich kommt den Salzen eine besondere Bedeutung zu. Ebenso wie Salze im Winter auf die Straßen gestreut werden, um durch ihren niedrigeren Gefrierpunkt Schnee zu schmelzen oder Eisbildung zu verhindern, so sind Salze wie Schwefelsäure in der Atmosphäre dafür verantwortlich, dass das homogene Gefrieren von Wolkentröpfchen bei niedrigeren Temperaturen stattfindet (z. B. JENSEN et al. 1998; CHEN et al. 2000). Somit beeinflussen anthropogene Schwefelemissionen nicht nur Wasserwolken, sondern auch Eiswolken.

Im Unterschied zu Wasserwolken wurden die anthropogenen Auswirkungen auf Eiswolken noch nicht quantifiziert. Zum einen sind die Messungen von Eiskeimen aufgrund ihrer Nichtsphärizität wesentlich schwieriger. Zum anderen gibt es vier Moden der heterogenen Eiskristallbildung (Depositionswachstum, Kontaktgefrieren, Kondensationsgefrieren und Immersionsgefrieren, das Gefrieren von Wolkentröpfchen, nachdem ein Eiskeim in den Tropfen diffundiert), die im Labor und in der Atmosphäre nur schwer separiert betrachtet werden können. Weiterhin zerbrechen größere Eiskristalle und ihre Splitter dienen als neue Eiskeime. All diese Komplikationen erschweren sowohl unser Verständnis der Prozesse als auch deren Erfassung im Klimamodell. Erste Abschätzungen darüber, wie sensitiv Eiswolken gegenüber Annahmen über die chemische Komposition von Kontakt-Eiskeimen sind, wurden von LOHMANN (2002) durchgeführt. Sie fand, dass der Eiswasserweg größer ist, wenn angenommen wird, dass alle Kontakt-Eiskeime aus wasserunlöslichem Ruß und organischen Verbindungen bestehen, als wenn Staub als alleiniger Kontakt-Eiskeim angenommen wird.

6 Ergebnisse von Klimasimulationen

Um die Frage zu beantworten, ob der Mensch das Klima beeinflussen kann und ob beobachtete Änderungen im Wettergeschehen seit Beginn der industriellen Revolution im 19. Jahrhundert auf Aktivitäten des Menschen zurückgeführt werden können, werden Klimasimulationen mit gekoppelten Atmosphären-Ozean Modellen durchgeführt. Diese Untersuchungen gingen bisher vor allem der Frage des Einflusses eines Anstiegs von CO_2 und der anderen Treibhausgase nach. Nur wenige Simulationen berücksichtigten bislang den Klimaeffekt einer anthropogenen Zunahme von Partikeln in der Atmosphäre, obwohl die Tatsache, dass die prognostizierte Temperaturzunahme aufgrund des Anstiegs der Treibhausgase hinter der beobachteten zurückbleibt, einen solchen Effekt nahe legt. Bis dato vorliegende Modellexperimente beschränken sich darauf, nur den direkten und teilweise auch indirekten Effekt (nur Twomey-Effekt) von Sulfatpartikeln zu untersuchen (ROECKNER et al. 1999; BOER et al. 2000). In den meisten Experimenten wurden der zeitabhängige atmosphärische Sulfatgehalt aufgrund an-

thropogener Emissionen mit Chemie-Transport-Modellen vorberechnet und als Strahlungsantrieb in das Klimamodell eingeführt; in einem Experiment wurde das Klimamodell mit einem Chemie- und Aerosolmodell gekoppelt und die Sulfatverteilung interaktiv berechnet (ROECKNER et al. 1999).

Ergebnisse in Abb. 25-4 zeigen eine Dämpfung des anthropogenen Treibhausgaseffektes aufgrund der Abkühlung durch das Aerosol. Geringere Erwärmung findet man vor allem über den Kontinenten der nördlichen Hemisphäre und in der Arktis. Während die Treibhausgase die Atmosphäre erwärmen, führt der Einfluss von Sulfataerosolen vor allem zu einer Abkühlung des Erdbodens. Diese Abkühlung durch das Aerosol reduziert die Verdunstung und den Niederschlag, dämpft damit den hydrologischen Zyklus und beeinflusst die Verteilung des wichtigsten Treibhausgases, Wasserdampf. Abschätzungen des gesamten Aerosoleffektes liegen, gemittelt über Ergebnisse verschiedener Klimamodelle, bei $-1,5 \text{ W/m}^2$ (ANDERSON et al 2003). Einen niedrigeren Aerosoleffekt von nur $-1,0 \text{ W/m}^2$ erhalten die Autoren, wenn sie die sogenannte „inverse“ Methode anwenden. Dabei berech-

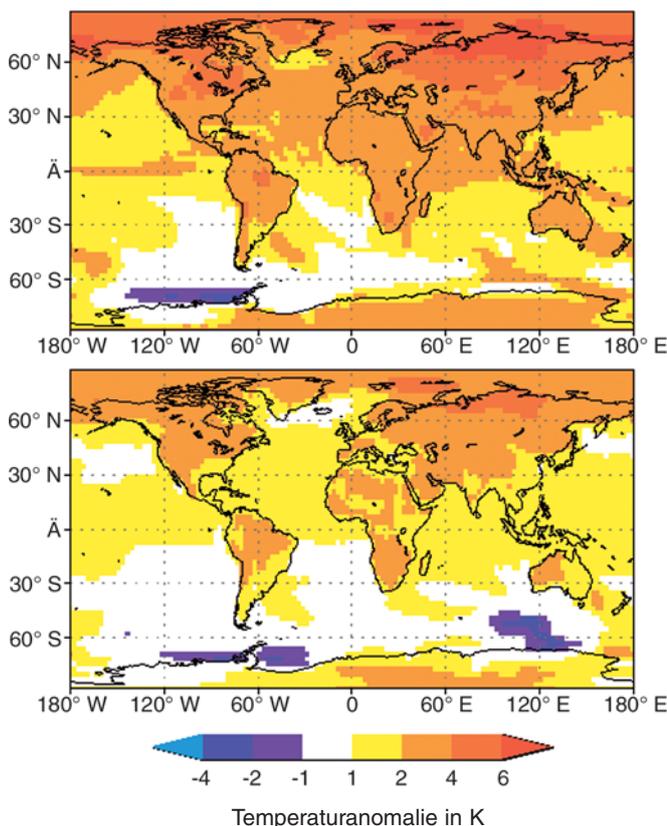


Abb. 25-4: Temperaturanomalien aufgrund der Zunahme von Treibhausgasen (obere Abbildung) und aufgrund der Zunahme von Treibhausgasen und Aerosolen (untere Abbildung). Die Anomalien repräsentieren die Differenz der Dekadenmittel (2030-2050)-(1980-1990). Emissionen und Treibhausgaskonzentrationen der Jahre 2030-2050 basieren auf Abschätzungen des IPCC (Szenario IS-92a), nach ROECKNER et al. 1999).

net man den Aerosoleffekt aus der Differenz zwischen der tatsächlich seit Beginn der Industrialisierung beobachteten Temperaturänderung und leitet unter Annahme einer mittleren Klimamasensitivität das Gesamtforcing ab. Die Differenz zwischen dem Gesamtforcing und dem relativ gut bekannten Treibhausgasforcing ergibt das Aerosolforcing.

6.1 Weitere Auswirkungen aerosolbedingter Änderungen des Strahlungsflusses

Auswirkungen auf die Sichtweite

Die Sichtweite, definiert als die maximale Entfernung, bei der ein großer, schwarzer Gegenstand am Horizont gegen den Himmel noch beobachtet werden kann, wird durch die Absorption von Licht durch Gase und durch Absorption und Streuung an Partikeln reduziert. Die Sichtweite kann von maximal 300 km in Reinluftgebieten bis zu einigen Kilometern und weniger in verschmutztem Gebiet variieren. Streuung an Partikeln, deren Durchmesser in der Größenordnung der Wellenlänge des sichtbaren Lichts liegen, tragen zwischen 50-95 % zur Sichtweitenreduzierung bei (SEINFELD und PANDIS 1998). Messungen in Denver, USA, ergaben, dass Absorption durch Ruß und Streuung an Ammoniumsulfat den stärksten Beitrag zur Reduzierung der Sichtweite leisten.

Auswirkungen auf luftchemische Prozesse

Die Anwesenheit von Aerosolpartikeln ändert den aktinischen Fluss und damit die Photolyse- und photochemischen Reaktionsraten. Sensitivitätsstudien zeigen, dass Photolyseraten mit einer Genauigkeit von 10 % berechnet werden sollten, um sinnvoll in Chemiemodellen angewandt zu werden. Um diese Genauigkeit zu erreichen, müssen Streuung und Absorption durch Aerosolpartikel berücksichtigt werden.

JACOBSON (1998) untersuchte mittels eines dreidimensionalen Chemie-Transportmodells den Einfluss von Aerosolen auf die Photolyseraten während Smogepisoden in Los Angeles. Er fand eine Abnahme der Photolyseraten von Gasen, die im ultravioletten Spektralbereich absorbieren, wenn absorbierendes Aerosol dominierte, und eine Zunahme, wenn streuendes Aerosol überwog. Da in dem untersuchten Gebiet absorbierende Aerosole überwiegen, resultiert die Berücksichtigung von Aerosolen bei der Berechnung der Photolyseraten in einer Abnahme von Ozon in der Grenzschicht um 5-8 %. Eine Reduktion der SO_2 -Emissionen und damit der Menge streuender Aerosole könnte also zu einer Abnahme des photochemischen Smogs beitragen (DICKERSON et al. 1997).

Auswirkungen auf das Ökosystem

Das Resultat der Reinigung der Atmosphäre von Schwefel- und Stickstoffkomponenten durch Niederschlag ist der so genannte „saure Regen“. Regenwasser sollte ohne anthropogene Emissionen aufgrund des

atmosphärischen Kohlendioxidgehalts und der natürlicherweise in der Luft enthaltenen Spurenstoffe einen Säuregehalt (*pH*-Wert) von mehr als 5 haben (GALLOWAY et al. 1982). Tatsächlich misst man *pH*-Werte des Regenwassers, die im Mittel zwischen 4 und 5 liegen und in belasteten Gebieten auch 3 unterschreiten können (WARNECK 1988). Die wichtigsten Ionen, die man in Wolken- und Regenwasser beobachtet, sind die Anionen: Sulfat (SO_4^{2-}), Chlorid (Cl^-) und Nitrat (NO_3^-) und die Kationen: Natrium (Na^+), Kalium (K^+), Magnesium (Mg^{2+}), Calcium (Ca^{2+}) und Ammonium (NH_4^+). Die Übersäuerung in belasteten Regionen ist überwiegend auf den Gehalt an Sulfat und Nitrat zurückzuführen. Zuerst war in den skandinavischen Ländern als Folge dieser sauren Niederschläge Fischsterben in den Seen beobachtet worden. Gewässer können in ihrem *pH*-Wert verändert werden und dadurch versauern. Während der Wintermonate, der Zeit der höchsten Schwefeldioxid-Konzentrationen, können sich die sauren Schwefelverbindungen in der Schneedecke ansammeln und mit der Schneeschmelze zu einem plötzlichen sehr starken Versauern der Gewässer führen. Die Folge ist ein Absterben säureempfindlicher Mikroorganismen und biologische Verarmung (PSENNER 1994). Eine weitere Folge der Versauerung ist eine Freisetzung von Schwermetallen aus den Sedimenten der Gewässer (z. B. Aluminium). Diese Säurebelastung kann in pufferarmen Böden zur Vergiftung von Organismen führen. Deposition von Schwefel an Pflanzen schädigt das Assimilationsgewebe und führt zu einer Abnahme des Wachstums und zu einer Erhöhung der Schadanfälligkeit. Es gibt Anzeichen dafür, dass durch die zunehmende Versauerung Verwitterungsprozesse beschleunigt werden (APRIL et al. 1986), was wiederum das Auswaschen von Schwefel begünstigen kann.

7 Ausblick

Das Interesse, die Rolle von Aerosolpartikeln im Klimasystem zu untersuchen, hat in der vergangenen Dekade stark zugenommen. Trotzdem ist die Simulation von Partikeln in Atmosphärenmodellen noch nicht sehr realitätsnah. Die meisten Studien befassen sich nur mit dem abkühlenden Einfluss von Sulfat und negieren die Rolle von absorbierenden Aerosolen wie Ruß und Mineralstaub (letzterer hat nur über hellen Flächen einen erwärmenden Effekt). Die Rolle von sekundären organischen Partikeln ist noch weitgehend unverstanden. Quellstärke und -verteilung von Partikeln aus Biomassenverbrennung sind nur unvollkommen, deren interannuelle Variabilität so gut wie gar nicht bekannt. Bisher wurden in Klimasimulationen nur die extensiven Eigenschaften von Partikeln (raumzeitliche Verteilung der Aerosolmasse) prognostiziert, nicht aber intensive wie Größenverteilung und Mischungsgrad. Letztere sind aber wichtig zur Ableitung der optischen Eigenschaften und bestimmen die

Untermenge der Partikel, die als Wolkenkondensationskerne dienen.

Neben den verschiedenen Rückkoppelungsprozessen zwischen Aerosol und Wolke könnten auch Wechselwirkungen zwischen Aerosol und Biosphäre klimarelevant sein. Die Partikelkonzentration in der Atmosphäre wird von der Biosphäre beeinflusst, der Partikeleintrag durch Deposition und Auswaschen beeinflusst wiederum die Biosphäre. So übt in Mineralstaub enthaltenes Eisen einen Düngeeffekt auf die marine Biosphäre aus. Eine Zunahme des Mineralstaubeintrags kann die biosphärische Aktivität im Ozean intensivieren und die Aufnahme von CO_2 aus der Atmosphäre in den Ozean sowie die Produktion der Schwefelspezies Dimethylsulfid (DMS) verstärken (MARTIN 1992). Eisbohrkerne zeigen eine Zunahme der Staubdeposition um einen Faktor 2-20 während des Übergangs von einer Eiszeit zu einer Warmzeit (MAHOWALD et al. 1999). Starkwinde am Rand der Eisschilde, Rückgang der Vegetation und durch Abnahme der Höhe des Meeresspiegels verursachtes Trockenfallen von Küstengebieten könnten den Eintrag von Staub in die Atmosphäre verstärkt haben. Staub über hellen Flächen oder auf dem Eis deponiert übt wiederum einen erwärmenden Effekt aus, während er über dunklen Flächen abkühlend wirkt.

Die Untersuchung dieser mannigfaltigen Zusammenhänge zwischen Aerosol, wolkenmikrophysikalischen Prozessen, hydrologischem Kreislauf, Biosphäre und biogeochemischen Kreisläufen erfordert Klimamodelle, die die Emissionen der verschiedenen Spezies, die Chemie der Vorläufersubstanzen, aerosol- und wolkenmikrophysikalische Prozesse simulieren. Solche Modelle werden derzeit an fast allen großen Klimaforschungszentren entwickelt und stellen in ihrer Multidisziplinarität in den kommenden Jahren eine neue Herausforderung für die Klimamodellierung dar. Ein weiterer erfolgsversprechender Ansatz, um zu realistischeren Abschätzungen der Klimawirksamkeit von Aerosol-Partikeln zu gelangen, ist die Integration von Satelliten- und Modelldaten (z.B. KNUTTI et al. 2002; LOHMANN and LESINS 2002).

Literatur

- ADAMS, P. J., J. H. SEINFELD, D. KOCH, 1999: Global concentrations of tropospheric sulfate, nitrate and ammonium aerosol simulated in a general circulation model. *J. Geophys. Res.* **104**(D11), 13,791-13,823.
- ALLNER, A. M., 2000: Die direkte Strahlungswirkung von Aerosolteilchen auf ein Klimamodell. Dissertation, *Fachbereich Geowissenschaften*, Universität Hamburg, 99 S.
- ANDERSON, T. L., R. J. CHARLSON, S. E. SCHWARTZ, R. KNUZZI, O. BOCHER, H. RODHE, J. HEINTZENBERG, 2003: Climate Forcing by Aerosols - a Hazy Picture. *Science* **300**, 5622, 1103-1104.
- APRIL, R., R. NEWTON, L. T. COLES, 1986: Chemical-weathering in 2 Adirondack watersheds - Past and present-day rates. *Geolog. Soc. America Bull.* **97** (10), 1232-1238.
- AITCHINSON, J., J. A. C. BROWN, 1957: The lognormal distribution function. *Cambridge University Press*, Cambridge, 176 S.
- BOER, G. J., G. FLATO, M. C. READER, D. RAMSDEN, D., 2000: A transient climate change simulation with greenhouse gas an aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the twentieth century. *Climate Dynamics* **16**, 405-425.
- BOUCHER, O., U. LOHMANN, 1995: The sulfate-CCN-cloud albedo effect, *Tellus* **47B**, 280-300.
- BOUCHER, O., 1999: Air traffic may increase cirrus cloudiness. *Nature* **397**, 30-31.
- CHARLSON, R. S., M. J. PILAT, 1969: Climate: The influence of aerosols. *J. Appl. Meteor.* **8**, 1001-1002.
- CHEN, Y., P. J. DEMOTT, S. M. KREIDENWEIS, D. C. ROGERS, D. E. SHERMAN, 2000: Ice formation by sulfate and sulfuric acid aerosol particles under upper tropospheric conditions. *J. Atmos. Sci.* **57**, 3752-3766.
- CHUANG, C. C., J. E. PENNER, 1995: Effects of anthropogenic sulfate on cloud drop nucleation and optical. *Tellus B*, **47**, 566-577.
- CHYLEK, P., J. A. COAKLEY, 1974: Aerosols and climate. *Science* **18**, 375-377.
- CLARK, W. E., K. T. WHITBY, 1967: Concentration and size distribution measurement of atmospheric aerosols and a test of the theory of self-preserving size distributions. *J. Atmosph. Sci.* **24**, 677-687.
- DICKERSON, R. R., S. KONDRAGUNTA, G. STENCHIKOV, K. L. CIVEROLO, B. G. DODDRIDGE, B. N. HOLBEN, 1997: The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. *Science* **278**, 827-830.
- DURKEE, P. A., K. J. NOONE, R. T. BLUTH, 2000: The Monterey Area Ship Track Experiment. *J. Atmos. Sci.* **57**, 2523-2541.
- FEICHTER, J., E. KJELLSTRÖM, H. RODHE, F. DENTENER, J. LELIEVELD, G.-J. ROELOFS, 1997: Simulation of the tropospheric sulfur cycle in a global climate model, *Atmos. Env.* **30**, 1693-1707.
- GALLOWAY, J. N., G. E. LIKENS et al., 1982: The composition of precipitation in remote areas of the world. *J. Geophys. Res.* **87**, 8771-8786.
- GANZEVELD, L., L. LELIEVELD, G.-J. ROELOFS, 1998: A dry deposition parameterization for sulfur oxides in a chemistry and general circulation. *J. Geophys. Res.* **103**, 5,679-5,694.
- GHAN, S. J., C. C. CHUANG, J. PENNER, 1993: A Parameterization of Cloud Droplet Nucleation, Part I, Single Aerosol Type. *Atmos. Res* **30**, 197-221.
- GHAN, S. J., R. C. EASTER, E. CHAPMAN, H. ABDUL-RAZZAK, Y. ZHANG, R. LEUNG, N. LAULAINEN, R. SAYLOR, R. ZAVERI, R., 2001: A physically-based estimate of radiative forcing by anthropogenic sulfate. *J. Geophys. Res.* **106**, 5,279-5,293.
- GRABL, H., 1973: Aerosol influence on radiative cooling. *Tellus* **25**, 386-395.
- HEYMSFIELD, A. J., L. M. MILOSHEVICH, C. TWOHY, G. SACHSE, S. OLTMANS, 1998: Upper-tropospheric relative humidity observations and implications for cirrus ice nucleation. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1343-1346.
- IPCC, 2001: Climate Change – The Scientific Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, 944 S.
- JACOBSON, M. Z., 1998: Studying the effects of aerosols on vertical photolysis rate coefficient and temperature profiles over an urban airshed. *J. Geophys. Res.* **103**(D9), 10,593-10,604.
- JAENICKE, R., 1987: Atmosphärische Kondensationskerne. *VCH, Verlagsges. mbH*, Weinheim, 443 S.
- JENSEN, E. J., O. B. TOON, R. F. PUESCHEL, J. GOODMAN, G. W. SACHSE, B. E. ANDERSON, K. R. CHAN, D. BAUMGARDNER, R. C. MIAKE-LYE, 1998: Ice crystal nucleation and growth in contrails forming at low ambient temperatures. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1371-1374.
- JONES, A., D. L. ROBERTS, A. SLINGO, 1994: A climate model study of indirect radiative forcing by anthropogenic sulphate. *Nature* **370**, 450-453.
- JUNGE, C. E., 1955: The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere. *J. Meteorol.* **12**, 13-25.
- KNUZZI, R., T. F. STOCKER, F. JOOS, G. K. PLATTNER, 2002: Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature* **416** (6882): 719-723.
- KÖPKE, P., M. HESS, I. SCHULT, E.P. SHETTLE, 1997: Global Aerosol Data Set, *MPI-Report* **243**, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 44 S.
- LOHMANN, U., J. FEICHTER, J. E. PENNER, R. LEITCH, 2000: Indirect effect of sulfate and carbonaceous aerosols: A mechanistic treatment. *J. Geophys. Res.* **105** (D10) 12,193-12,206.
- LOHMANN, U., J. FEICHTER, 2001: Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale? *Geophys. Res. Lett.* **28**, 159 S.
- LOHMANN, U. 2002: Possible effects on clouds by aerosol-induced changes in heterogeneous ice nucleation. *J. Atmos. Sci.* **59**, 647-656.
- LOHMANN U, LESINS G, 2002: Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect. *Science* **298** (5595): 1012-1015.
- MAHOWALD, N., K. KOHFELD, M. HANSSON, Y. BALKANSKI, S. P. HARRISON, I. C. PRENTICE, M. SCHULZ, H. RODHE, 1999: Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *J. Geophys. Res.* **104**(D13), 15,895-15,916.

- MARTIN, J. H., 1992: Iron as a limiting factor, in Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea. In: P. G. FALKOWSKI, A. WOODHEAD, (Hrsg.), *Plenum Press*, New York, NY, 123-137.
- PSENNER, R., 1994: Environmental impacts on freshwaters: acidification as a global problem. *The Science of the Total Environ.* **143**, 53-61.
- RASCH, P. J. J. FEICHTER, K. LAW, N. MAHOWALD, J. PENNER, C. BENKOVITZ, C. GENTHON, C. GIANNAKOPOULOS, P. KASIBHATLA, D. KOCH, H. LEVY, T. MAKI, M. PRATHER, D. L. ROBERTS, G. J. ROELOFS, D. STEVENSON, Z. STOCKWELL, S. TAGUCHI, M. KRITZ, M. CHIPPERFIELD, D. BALDOCCHI, P. MCMURRY, L. BARRIE, Y. BALKANSI, R. CHATFIELD, E. KJELLSTROM, M. LAWRENCE, H. N. LEE, J. LELIEVELD, K. J. NOONE, J. SEINFELD, G. STENCHIKOV, S. SCHWARTZ, C. WALCEK, D. WILLIAMSON, 2000: A comparison of scavenging and deposition processes in global models: results from the WCRP Cambridge Workshop of 1995. *Tellus* **52B**, 1025-1056.
- 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.
- ROELOFS, G. J., P. KASIBHATLA, L. BARRIE, D. BERGMANN, C. BRIDGEMAN, M. CHIN, J. CHRISTENSEN, R. EASTER, J. FEICHTER, A. JEUKEN, E. KJELLSTRÖM, D. KOCH, C. LAND, U. LOHMANN, P. RASCH, 2001: Analysis of regional budgets of sulfur species modeled for the COSAM exercise. *Tellus* **53B**, 673-694.
- SCHRÖDER, F., B. KÄRCHER, C. DUROURE, J. STRÖM, A. PETZOLD, J.-F. GAYET, B. STRAUSS, P. WENDLING, S. BORRMANN, 2000: On the transition of contrails into cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.* **57**, 464-480.
- SCHULZ, M., Y. J. BALKANSKI, W. GUELLE, F. DULAC, 1998: Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness. *J. Geophys. Res.* **103**, 10,579-10,592.
- SCHUMANN, U., H. SCHLAGER, F. ARNOLD, J. OVARLEZ, H. KELDER, O. HOV, G. HAYMAN, I. ISAKSEN, J. STAEHELIN, P. D. WHITEFIELD, 1999: Pollution from aircraft emissions in the North Atlantic flight corridor: Overview on the POLINAT projects. DLR/Inst. f. Phys. d. Atm., Oberpfaffenhofen, *DLR-Report No.* **122**, 35 S.
- SEINFELD, J. H., S. N. PANDIS, 1998: Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change. *John Wiley & Sons, Inc.*, New York, 1326 S.
- STRÖM, J., S. OHLSSON, 1998: In situ measurements of enhanced crystal number densities in cirrus clouds caused by aircraft exhaust. *J. Geophys. Res.* **103**, 11,355-11,361.
- TANNER, P. A., H.-C. LEI et al., 1997: Acid rain and below-cloud scavenging in South-Western China. *J. Atmosph. Chem.* **27**, 71-78.
- TANRE, D. J., J. F. GELEYN, J. SLINGO, 1984: First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model, In: Aerosols and their Climate Effects, Hrsg. GERBER, H. F., A. DEEPAK, A. Deepak Publ., Hampton, Va., 133-177.
- TEGEN, I., A. A. LACIS, 1996: Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *J. Geophys. Res.* **101**(D14), 19,237-19,244.
- TWOMEY, S., 1977: Atmospheric aerosols. *Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam, 302 S.
- VON SALZEN, K., LEIGHTON, H. G., ARIYA, P. A., BARRIE, L. A., GONG, S. L., BLANCHET, J. P., SPACEK, L., LOHMANN, U., L. I. KLEINMAN, 2000: The sensitivity of sulphate aerosol size distributions and CCN concentrations over North America to SO_x emissions and H₂O₂ concentrations. *J. Geophys. Res.* **105**, 9,741-9,766.
- WARNECK, P., 1988: Chemistry of the natural atmosphere. *Academic Press, Inc.*, London, 757S.
- WESELY, M. L., 1989: Parameterization of surface resistances to gaseous dry deposition in regional scale numerical models. *Atmosph. Environ.* **23**, 1293-1304.
- WHITBY, K. T., 1978: The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Environ.* **12**, 135-159.
- WILSON, J., C. CUVELIER, F. RAES, 2001: A modelling study of global mixed aerosol fields. *J. Geophys. Res.*, **106**, 34081-34108.
- WINTER, B., P. CHYLEK, 1997: Contribution of sea salt aerosol to the planetary clear-sky albedo. *Tellus* **49B**(1), 72-79.

26 Wirkung von Landnutzungsänderungen

S. LIESS, L. DÜMENIL-GATES

1 Einleitung

Die Nutzung von Land durch den Menschen geht zu meist mit der Abholzung weiter Waldflächen einher. Dies ist im 20. Jahrhundert zu einem großen ökologischen und umweltpolitischen Problem geworden. Durch den Einsatz moderner Technologie können Wälder heutzutage viel schneller abgeholzt werden als sie nachwachsen können. Am stärksten ist hiervon der tropische Regenwald betroffen. Nach Einschätzungen der FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) wird der Regenwald trotz heute rückläufiger Abholzungsrate im Jahr 2050 nur noch die Hälfte der Fläche von 1990 einnehmen (DEUTSCHER BUNDESTAG 1990). In Südamerika ging der tropische Regenwald von 1990 bis 1995 jährlich um 0,6 % zurück; dies entspricht einer Fläche von über 5 Mio. ha pro Jahr (FAO 1997).

Im Mittelmeerraum lässt sich bereits beobachten, wie sich Waldrodungen langfristig auswirken können, denn seit mehr als 2000 Jahren werden hier die Wälder abgeholzt. Durch Erosion verliert der Boden seine Nährstoffe. Die Folge ist ein weiterer Rückgang der Vegetation und dadurch ein Rückgang der Evaporation. Die durch den Rückgang der Evaporation bedingte Verringerung des lokalen Niederschlages und die daraus folgende Austrocknung des Bodens führen zu einem verstärkten Absterben der Vegetation (NOVAK 1990). Durch die Austrocknung des Bodens erhöht sich zudem die Waldbrandgefahr. In Südeuropa werden jedes Jahr etwa 0,6 Mio. ha Waldfläche durch Feuer zerstört (FAO 1997). In einem ariden Gebiet wie dem Mittelmeerraum mit seinen nährstoffarmen Böden kann eine weitere Austrocknung des Bodens zur Wüstenbildung führen.

Die Veränderung der Landoberfläche hat zudem Auswirkungen auf die Energiebilanz der Atmosphäre: Als Folge der Abholzung sinkt nicht nur die Evaporation, durch Aufhellung des Bodens steigt auch die Reflektivität des Bodens an. CHARNEY zeigte bereits 1975, dass der Atmosphäre durch erhöhte Albedo weniger Wärmeenergie zur Konvektion zur Verfügung steht. Die hier beschriebenen Rückkopplungen sind schematisch in Abb. 18-1 in CLAUSSEN (2003) dargestellt. Der Niederschlag kann sowohl durch den Rückgang der Evaporation als auch durch die Abschwächung der Konvektion verringert werden. CHARNEY untersuchte den lokalen Einfluss von Albedoänderung auf das Wüstenklima mit dem Klimamodell des GISS (Goddard Institute for Space Studies). In der Kontrollsimulation wurde damals mit einer globalen Albedo

von 0,14 über Land gerechnet. Durch Albedoerhöhung auf 0,35 in der Sahara nördlich von 18° N zeigte sich bereits mit diesem Modell eine Südwärtsverschiebung der ITZ (Innertropische Konvergenzzone) und daher als positive Rückkopplung eine weitere Austrocknung in der Wüste. Weitere Simulationen, die auch Veränderungen der Evaporationsrate beinhalteten, wurden von CHARNEY et al. 1977 durchgeführt. Die simulierten Zeiträume betragen jedoch lediglich etwa sieben Wochen, so dass Veränderungen im Jahresgang nicht untersucht werden konnten.

In dem vorliegenden Text werden drei Simulationen mit dem globalen Klimamodell ECHAM4 (ROECKER et al. 1996) vorgestellt, die die Wirkung von Abholzung im Amazonasgebiet bzw. im Mittelmeerraum untersuchen. Eine Umkehrung des Abholzungszenarios im Mittelmeerraum, also ein Aufforstungszenario, wird mit Hilfe einer Simulation untersucht, deren Vegetation der des Mittelmeerraumes vor 2000 Jahren, also zur Zeit des antiken Rom, gleicht. Zu dieser Zeit war der Mittelmeerraum von weitreichenden Waldflächen bedeckt. Konsistente Änderungen von Aufforstungszenario zum aktuellen Klima bestätigen die Resultate des Abholzungszenarios im Mittelmeerraum. In den vorliegenden Simulationen werden neben der Albedo und der Evaporationsrate auch die Bodenrauhigkeit und das Wasserspeichervermögen des Bodens an die veränderten Vegetations-Randbedingungen angepasst.

2 Initialisierung der Modellrechnungen

Die Art und der Anteil der Vegetation der einzelnen Gitterpunkte in ECHAM4 werden mit Hilfe einer Anzahl von Bodenparametern beschrieben. Hierzu gehören neben dem Vegetationsindex, der den Anteil an pflanzlicher Bedeckung innerhalb des Gitterareals beschreibt, der Blattflächenindex, der das Verhältnis von Blattoberflächen zur Gitterpunktoberfläche darstellt, die Rauigkeitslänge der entsprechenden Vegetation, die Hintergrundalbedo, die die Albedo eines Gitterpunktes ohne Schneebedeckung wiedergibt, ein Index für die Dichte der Waldfläche, und letztlich der maximale Bodenwassergehalt, der die Wasserspeicherfähigkeit des Bodens in Abhängigkeit von der Bodentextur und der Vegetation beschreibt.

Zur Simulation des Klimas nach Änderung der Vegetation wird das Klimamodell mit einem geänderten Datensatz der Bodenparameter initialisiert. In der ersten Simulation wird ein Abholzungszenario im Ama-

zonasgebiet vorgeschrieben und in den beiden folgenden werden Klimaänderungen im Mittelmeerraum durch Abholzung bzw. Aufforstung untersucht. Die erste und zweite Simulation beschreiben also das Klima für ein mögliches Szenario, das eine Steppenlandschaft im Amazonasgebiet, bzw. eine Wüstenlandschaft im gesamten Mittelmeerraum annimmt. Es liegen Bodenparameter für eine Steppenlandschaft im Amazonasgebiet (LEAN und ROWNTREE 1997; WRIGHT et al. 1996) und für Wüstengebiete (OLSON et al. 1983; RAMANATHAN et al. 1989) tabellarisch vor. Diese Ansätze stellen Extremzustände dar, mit deren Hilfe die Tendenz zu einer Klimaänderung durch zunehmende Landnutzung verdeutlicht werden soll. Die dritte Simulation beruht auf historischen Daten, da hierbei in Europa die Vegetationsdecke so geändert wird, dass sie der vor 2000 Jahren entspricht. Zur Initialisierung dieser Simulation wird die frühere Vegetation aus fossilen Pollenfunden rekonstruiert (HUNTLEY und BIRKS 1983). REALE und DIRMEYER (2000) erstellten aus diesen Analysen einen Datensatz, der in Klimamodelle eingegeben werden kann. Die Simulationen für den Mittelmeerraum werden detailliert in DÜMENIL-GATES und LIESS (2001) beschrieben.

3 Abholzung im Amazonasgebiet

Zur Simulation des Klimas nach Abholzung des Regenwaldes im Amazonasgebiet werden die Bodenparameter im Untersuchungsgebiet für tropischen Regenwald durch solche für Steppe ersetzt. Für die Bestimmung der entsprechenden Parameter werden die Ergebnisse der ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study) - Messkampagne verwendet (LEAN und ROWNTREE 1997; WRIGHT et al. 1996). Sie sind neben den Originalparametern aus ECHAM4 in Tab. 26-1 aufgelistet.

Das abgeholzte Gebiet entspricht der in LEAN und ROWNTREE (1997) beschriebenen Region und wurde auf das T42 Gitter des ECHAM4-Modells übertragen (s. Abb. 26-1). Eine Modellsimulation über 15 Jahre mit geänderten Bodenparametern beschreibt das Klima nach Entfernung des tropischen Regenwaldes im Amazonasgebiet im neuen Gleichgewicht. Die ä-

ßeren Randbedingungen wie solare Einstrahlung und Meeresoberflächentemperatur bleiben dabei von Jahr zu Jahr konstant, um mit Hilfe der mehrjährigen Monatsmittel einen typischen simulierten Jahresgang zu erhalten. Zum Vergleich mit dem heutigen Klima liegt als Kontrollsimulation ein ECHAM4-Experiment über 25 Jahre vor.

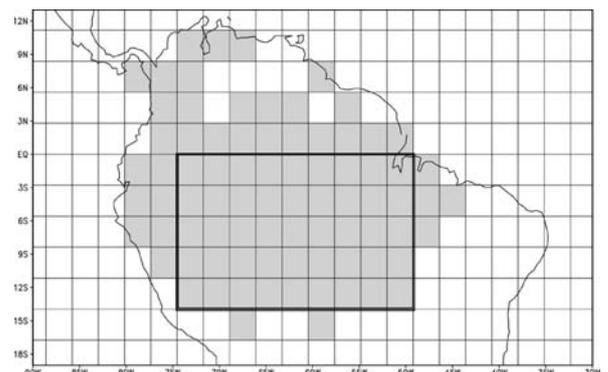
Zur Untersuchung des Einflusses von Abholzung auf den Jahresgang des Klimas wird lediglich ein 45 Gitterpunkte großes Gebiet südlich des Äquators (dick umrandet in Abb. 26-1) betrachtet. Abb. 26-2 zeigt den Jahresgang jeweils für Evaporation, Niederschlag und 2 m-Temperatur als Mittelwert für das oben beschriebene Gebiet. Die Fehlerbalken geben die Standardabweichung der Monatsmittelwerte an. Wenn die Änderung außerhalb der Varianz der simulierten Jahre liegt, deutet dies auf eine signifikante Klimaänderung hin, d. h. das zukünftige Klima unterscheidet sich grundlegend von dem heutigen. Die Änderungen von Evaporation und 2 m-Temperatur weisen von Juni bis September eine signifikante Änderung auf, während sich im gesamten Gebiet für den Niederschlag trotz der starken mittleren Änderungen zu keiner Zeit eine Signifikanz ergibt, was auf die starke Hintergrundvariabilität des Niederschlags zurückzuführen ist. Da der Niederschlag unter den hier untersuchten Größen mit dem größten Fehler behaftet ist, ist zum Vergleich die aus operationellen Wetterbeobachtungsdaten abgeleitete Klimatologie des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF-Reanalyse) gezeigt. Über dem betrachteten Gebiet ist der simulierte Niederschlag zwar zu gering, die Tendenz zu einem trockeneren Klima nach Abholzung ist jedoch deutlich erkennbar. Ergebnisse kürzerer Simulationen mit anderen zumeist gröber aufgelösten Klimamodellen spiegeln die erzielten Ergebnisse wider (PITMAN et al. 1993).

In Abb. 26-3 ist die räumliche Verteilung der simulierten Niederschlagsabnahme und Temperaturzunahme als Mittel über die Monate Juni, Juli und August dargestellt. Die Konturlinien geben die absolute Änderung an und die Schattierung beschreibt die statistische Signifikanz. Helle Schattierung bedeutet eine 95-%ige und dunkle eine 99-%ige Signifikanz. Es zeigt sich,

	Kontrollsimulation	Abholzungssimulation
Hintergrundalbedo	0,12 bis 0,23	0,18 bis 0,23
Vegetationsindex	0,13 bis 0,96	0,11 bis 0,82
Blattflächenindex	1,2 bis 9,3	1,2
Waldindex	0,05 bis 0,95	0,00
Rauhigkeitslänge der Vegetation	0,1 m bis 2,0 m	0,026 m
Maximaler Bodenwassergehalt	0,12 m bis 0,73 m	0,08 m bis 0,49 m

Tab. 26-1: Bodenparameter der geänderten Gitterpunkte im Amazonasgebiet.

Abb. 26-1: Amazonasgebiet im T42-Gitter. Gitterpunkte mit geänderten Bodenparametern bei Abholzung sind schattiert dargestellt.



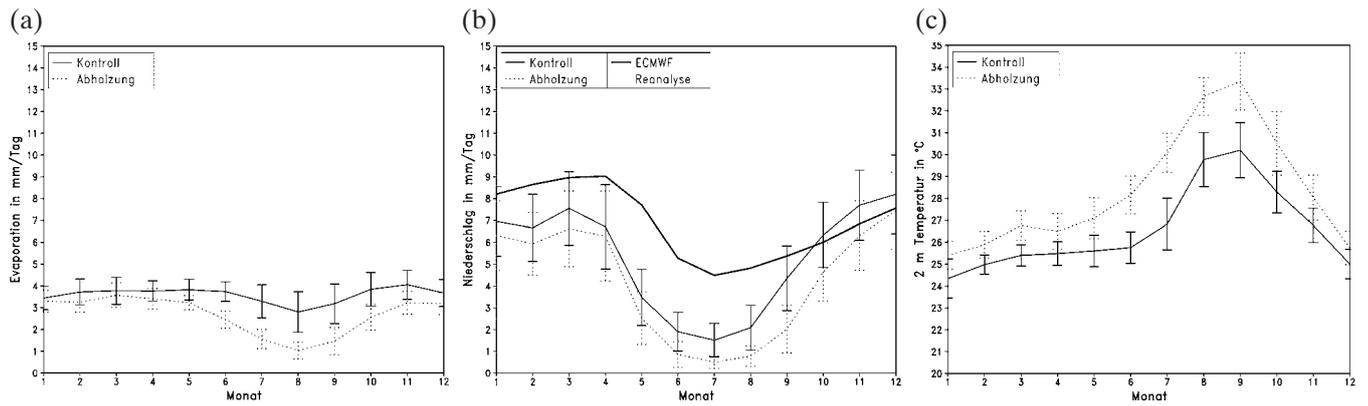


Abb. 26-2: Jahresgänge der mehrjährigen Monatsmittel: Evaporation (a), Niederschlag (b) und 2 m-Temperatur (c) gemittelt über das in Abb. 26-1 umrandete Gebiet. Fehlerbalken geben die Standardabweichung an.

dass die veränderten Randbedingungen eine signifikante Klimaänderung in der gesamten abgeholzten Region erzeugen.

4 Abholzung im Mittelmeerraum

Der Mittelmeerraum ist bis auf den südöstlichen Teil von Gebirgen umgeben, wobei die bedeutendsten die Pyrenäen und die Alpen im Norden, das Taurus-Gebirge im Nordosten und das Atlas-Gebirge im Südwesten sind. Durch diese Abschottung haben globale Zirkulationssysteme besonders im Sommer nur begrenzten Einfluss auf das mediterrane Klima (ROTHER 1993). Während im Sommer die absinkenden Luftmassen der Hadley-Zirkulation das mediterrane Klima dominieren, beherrschen im Winter die Wettersysteme der mittleren Breiten auch den Mittelmeerraum (BOLLE 2003).

Die Ausbreitung der nordafrikanischen Wüstengebiete hat seit der Antike beträchtlich zugenommen, wie historische und archäologische Quellen belegen (LAMB 1977). Auch in der Gegenwart nimmt diese Ausdehnung zu (UNITED NATIONS 1977). Das Auftreten der großen Wüstengürtel hängt mit der allgemeinen Zirkulation zusammen, denn in den Subtropen führt ein großräumiges Absinken der Luftmassen zu weiträumigen Trockenklimaten (UNITED NATIONS 1977). Es wird angenommen, dass sich diese Trockengebiete außer durch natürliche Klimavariabilität, wie in CLAUSSEN (2003) beschrieben, auch durch anthropogenen Einfluss wie Abholzung in ihren Randgebieten ausdehnen können (REALE und SHUKLA 2000). In der Abholzungssimulation wird die gesamte Vegetationsdecke des Mittelmeerraumes und des angrenzenden Nordwestafrikas entfernt. Diese Simulation ist zwar ein extremes Szenario, das so in nächster Zukunft nicht zu erwarten ist, es dient aber dem Ziel, neben der Prüfung der Empfindlichkeit des Modells gegenüber veränderten Randbedingungen eine bevorstehende Änderung des regionalen Klimas im Mittelmeerraum qualitativ zu beschreiben.

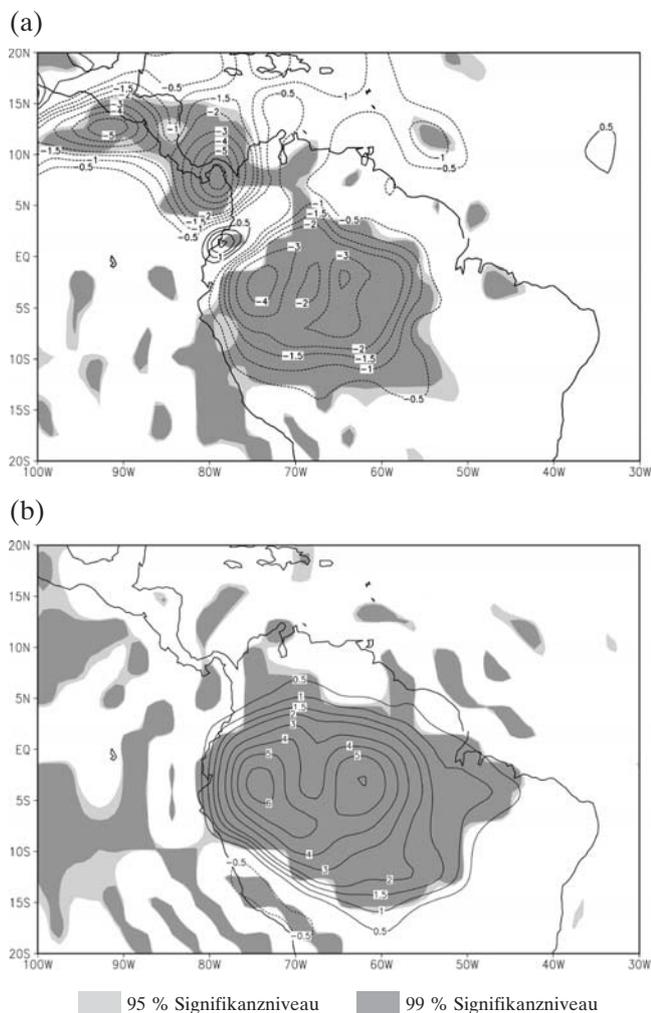


Abb. 26-3: Änderung von Niederschlag in mm/Tag (a) und 2 m-Temperatur in K (b) bei Abholzung gemittelt über die Monate Juni, Juli und August. Negative Werte sind gestrichelt dargestellt. Schattierungen zeigen die statistische Signifikanz des Ergebnisses bei einem Signifikanzniveau von 95 % (hell) bzw. 99 % (dunkel).

Die Auswahl der zu ändernden Gitterpunkte wird anhand der Definition von ROTHER (1993) getroffen, in der der Mittelmeerraum die Gebiete, in denen Olivenbäume wachsen können, umfasst. Die entsprechenden 42 Gitterpunkte sind in Abb. 26-4 schattiert dargestellt.

	Kontrollsimulation	Abholungsimulation
Hintergrundalbedo	0,14 bis 0,37	0,28 bis 0,37
Vegetationsindex	0,0 bis 0,6	0,0
Blattflächenindex	0,1 bis 4,7	0,0
Waldindex	0,0 bis 0,4	0,0
Rauhigkeitslänge der Vegetation	0,002 m bis 0,337 m	0,001 m
Maximaler Bodenwassergehalt	0,1 m bis 0,4 m	0,02 m bis 0,04 m

Tab. 26-2: Bodenparameter der geänderten Gitterpunkte im Mittelmeerraum.

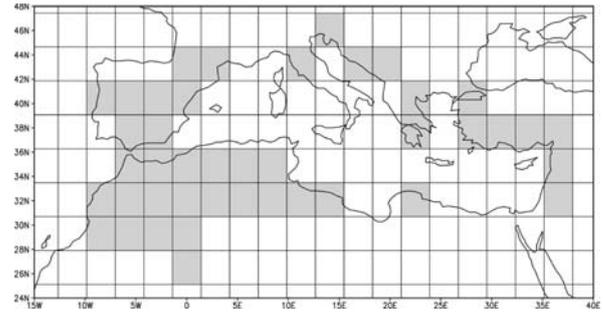


Abb. 26-4: Mittelmeerraum im T42 Gitter. Gitterpunkte mit geänderten Bodenparametern durch Abholzung sind schattiert dargestellt.

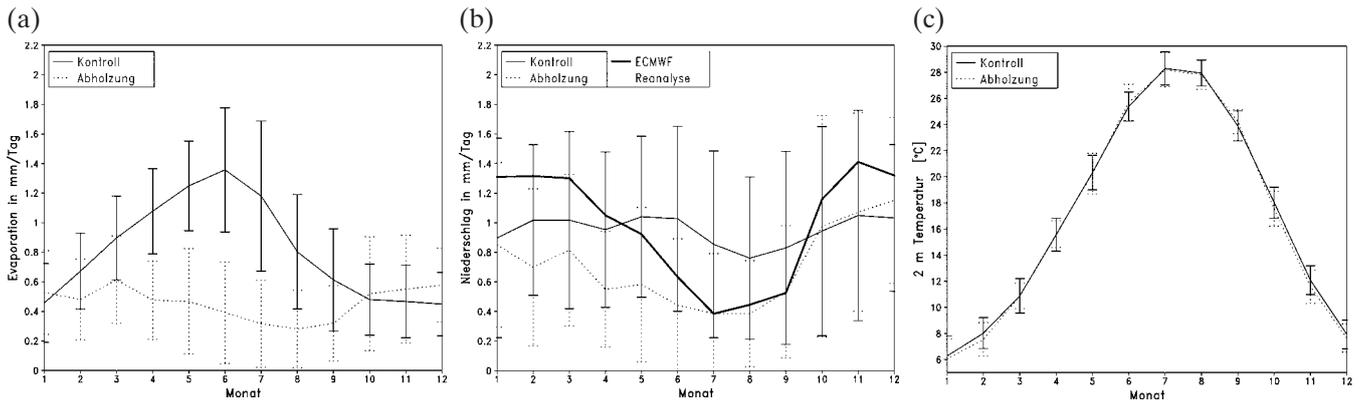


Abb. 26-5: Wie Abb. 26-2, jedoch bei Abholzung im Mittelmeerraum gemittelt über die geänderten Gitterpunkte.

Die geänderten Bodenparameter sind in Tab. 26-2 aufgelistet. Die Reflektivität verschiedener mediterraner Böden und Pflanzenbedeckungen ist detailliert in BOLLE (2003) beschrieben. Diese Untersuchungen bestätigen die Zunahme der Reflektivität bei Abnahme der Vegetation.

Eine Simulation über 10 Jahre mit geänderten Bodenparametern wird mit der 25 Jahre-Kontrollsimulation verglichen. Die Zeitreihen aus dem mehrjährigen Monatsmittel von Evaporation, Niederschlag und 2 m-Temperatur sind in Abb. 26-5 als räumliches Mittel über das in Abb. 26-4 schattierte Gebiet dargestellt.

Im Jahresgang der Evaporation ist nach Abholzung in den Monaten Februar bis September eine Abnahme erkennbar, von Oktober bis Januar ein Anstieg. Die Abnahme ist von April bis Juli im gesamten abgeholzten Gebiet größer als die Standardabweichungen der jeweiligen Kurven. Der Niederschlag geht nach Abholzung von Januar bis September zurück.

Im Abholzungsszenario ist der maximale Bodenwassergehalt gegenüber dem Kontrollexperiment deutlich herabgesetzt. Dies drückt sich in einem geringen Anstieg von Evaporation und Niederschlag im Winterhalbjahr aus. Durch den verringerten maximalen Bodenwassergehalt steigt die Menge des versickernden und oberirdisch abfließenden Wassers jedoch sehr stark an (nicht dargestellt). Der erhöhte Niederschlag würde die Bodenerosion also besonders in einer Jah-

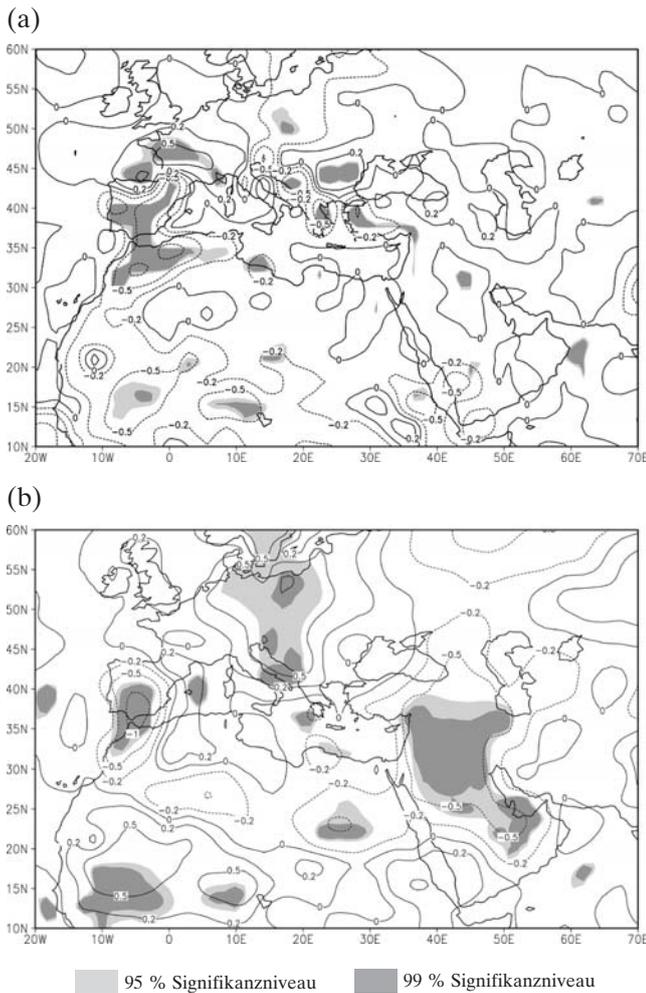


Abb. 26-6: Wie Abb. 26-3, jedoch bei Abholzung im Mittelmeerraum gemittelt über die Monate Juli, August und September.

reszeit verstärken, in der viele Felder brach liegen und daher der Bodenerosion schutzlos ausgeliefert sind.

Im Gegensatz zur Abholzungssimulation im Amazonasgebiet ändert sich im Mittelmeerraum die bodennahe Temperatur nur wenig. Während im Amazonasgebiet Regenwaldvegetation durch Grasland ersetzt wird, wird im Mittelmeerraum die vorhandene Vegetation durch vegetationsfreien hellen Boden ersetzt. Die resultierenden Änderungen der Albedo und Evapotranspiration führen in den beiden Gebieten vor dem Hintergrund des jeweils vorherrschenden Klimas (man beachte die unterschiedlichen Skalen in Abb. 26-2 und 26-5) zu stark unterschiedlichen Nettoeffekten am Boden. Im Mittelmeerraum ist eine wesentlich geringere Änderung der Temperatur zu beobachten. Durch den nur geringen absoluten Rückgang der Evaporation steigt hier der Energieanteil, der zur Erwärmung des Bodens zur Verfügung steht, nach Abholzung nur geringfügig an. Wichtiger ist der Anstieg der Albedo. Die erhöhte Reflektivität verringert die Energie, die zur Erwärmung des Bodens zur Verfügung steht, was die Erwärmung durch Abnahme der Evaporation mehr als kompensiert. Die bodennahe Temperatur nimmt daher im Mittel geringfügig ab.

Eine Charakteristik des südöstlichen Mittelmeerraumes ist, dass das sommerliche Extremum vom Juli zum August verschoben ist (DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT 1977). Abb. 26-6 zeigt die mittleren Änderungen von Niederschlag und 2 m-Temperatur durch Abholzung daher gemittelt über die Monate Juli, August und September. Wegen der im Vergleich zum Amazonasgebiet geringen absoluten Änderung sind auch die 0- und ±0,2-Isolinien eingezeichnet. Die gravierendste Niederschlags- und Temperaturabnahme bei Abholzung ist im Atlas-Gebirge und auf der Iberischen Halbinsel zu beobachten.

5 Aufforstung im Mittelmeerraum

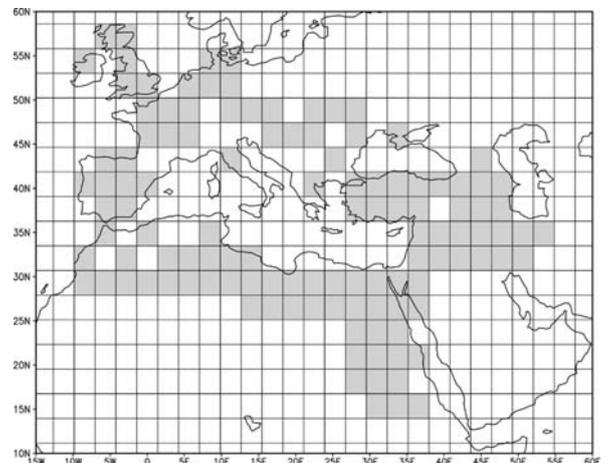
Die erzielten Modellergebnisse auf Grund von simulierter Abholzung im Mittelmeerraum lassen sich bekräftigen, indem auch der umgekehrte Effekt untersucht wird. Hiermit kann eine Klimaänderung durch Abholzung als kontinuierliche Reaktion auf eine Entfernung der Vegetationsdecke belegt werden. In der Aufforstungssimulation wird die Vegetation zur Zeit des antiken Rom innerhalb Europas, des Mittleren Ostens und Nordafrikas simuliert. Die in Tab. 26-3 aufgelisteten Parameter für das in Abb. 26-7 dargestellte Gebiet werden dem Datensatz von REALE und DIRMEYER (2000) entnommen. Die Änderungen im maximalen Bodenwassergehalt weisen lediglich einen geringen Anstieg im Vergleich zu den Randbedingungen im Modell auf.

Die Jahressgänge in Abb. 26-8 spiegeln die zu erwartende Änderung des Klimas wider. Abb. 26-9 zeigt zudem für die Aufforstungssimulation eine starke Niederschlagszunahme über der Sahelzone. Dieses Ergebnis ist auch in einer Modellsimulation von REALE und SHUKLA (2000) erzielt worden. Die hier vorgestellte Simulation bestätigt die Überlegungen von CHARNEY (1975), dass die durch Albedoverringung erwärmte und daher aufsteigende Luft dem absinkenden Bereich der Hadley-Zelle entgegenwirkt, wodurch dieser und mit ihm die gesamte ITCZ nach Norden verschoben werden kann. Der Niederschlag steigt im Einflussbereich der ITCZ stark an und wird durch den Feuchtetransport der vorherrschenden Ostwinde nach Westen ausgedehnt. Aufgrund der Verschiebung der ITCZ ergibt sich somit ein Temperaturrückgang in der Sahelzone, da mehr Energie zur Verdunstung aufgewendet werden muss. Im Mittelmeerraum und in Nordafrika ist der Anstieg des Niederschlags geringer, so dass die 2 m-Temperatur aufgrund der verringerten Albedo zunimmt.

	Kontrollsimulation	Aufforstungssimulation
Hintergrundalbedo	0,15 bis 0,40	0,12 bis 0,20
Vegetationsindex	0,02 bis 0,65	0,10 bis 0,96
Blattflächenindex	0,1 bis 5,0	0,5 bis 5,4
Waldindex	0,0 bis 0,5	0,10 bis 0,95
Rauhigkeitslänge der Vegetation	0,002 m bis 0,368 m	0,260 m bis 2,580 m
Maximaler Bodenwassergehalt	0,07 m bis 0,55 m	0,07 m bis 0,55 m

Tab. 26-3: Geänderte Bodenparameter in Europa, dem Mittleren Osten und Nordafrika.

Abb. 26-7: Europa, Mittlerer Osten und Nordafrika im T42-Gitter. Gitterpunkte mit geänderten Bodenparametern bei Aufforstung sind schattiert dargestellt.



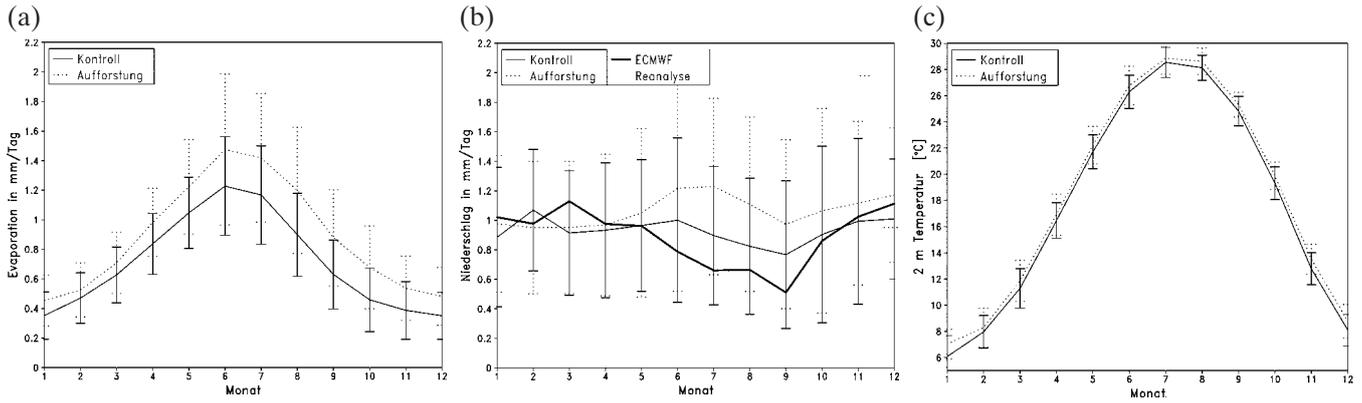


Abb. 26-8: Wie Abb. 26-2, jedoch bei Aufforstung in Europa, dem Mittleren Osten und Nordafrika gemittelt über die geänderten Gitterpunkte.

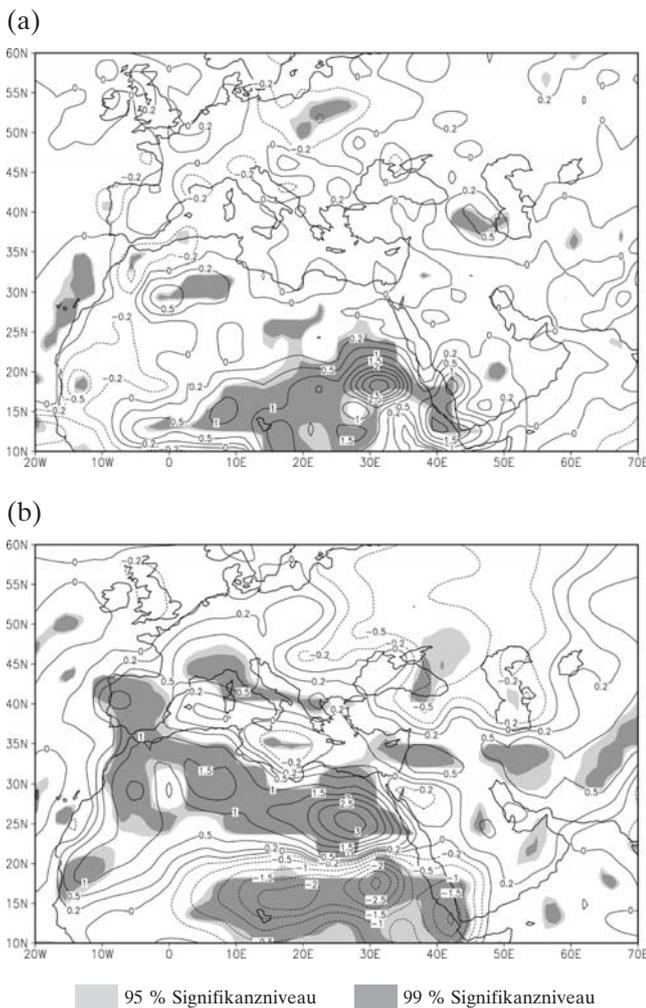


Abb. 26-9: Wie Abb. 26-3, jedoch bei Aufforstung in Europa, dem Mittleren Osten und Nordafrika gemittelt über die Monate Juli, August und September.

6 Fazit

Die Wirkung der Abholzung auf das regionale Klima ist in den vorliegenden Modellexperimenten deutlich erkennbar. Insbesondere der Rückgang des Niederschlags kann als positive Rückkopplung agieren. In humiden Regionen wie dem Amazonasgebiet kommt der Anstieg der bodennahen Temperatur hinzu, was im Mittelmeerraum durch Kompensation des Evaporationsrückgangs durch den starken Albedoeffekt nicht zu erwarten ist. Weitere verstärkende Faktoren durch eine Erwärmung als Folge des anthropogenen Treibhauseffekts, wie erweiterte Bodenerosion und die Austrocknung des Bodens (ROECKNER 2004), werden in diesen Simulationen noch nicht berücksichtigt. Mögliche Synergieeffekte zwischen den hier beschriebenen biogeophysikalischen Prozessen und hier unberücksichtigt gebliebenen biogeochemischen Prozessen (HEIMANN 2004) werden in CLAUSSEN (2003) diskutiert.

Weiterhin ist anzumerken, dass Modellsimulationen im Allgemeinen einem systematischen Fehler unterliegen, was hier im Vergleich des Niederschlags zur der ECMWF-Reanalyse gezeigt wird. In der Kontrollsimulation ist der Niederschlag im Amazonasgebiet geringer als beobachtet und im Mittelmeerraum ist eine Unterschätzung im Sommer und eine Überschätzung im Winter erkennbar. Trotz dieser Ungenauigkeiten ist eine Tendenz zu signifikanten Klimaänderungen durch Landnutzung mit heutigen Klimamodellen nachweisbar.

Literatur

- BOLLE, H.-J., 2003: Climate, climate variability and impacts in the Mediterranean Area: An overview. In: Bolle, H.-J. (Hrsg.) Mediterranean climate, variability and trends. *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York, 372 S.
- CHARNEY, J., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **101**, 193-202.
- CHARNEY, J., W. J. QUIRK, S.-H. CHOW, J. KORNFELD, 1977: A comparative study of the effects of albedo change on drought in semiarid regions. *J. Atmos. Sci.* **34**, 1366-1385.
- CLAUSSEN, M., 2003: Die Rolle der Vegetation im Klimasystem. *promet* **29**, H. 1-4, 80-89.
- DEUTSCHER BUNDESTAG (Hrsg.), 1990: Schutz der tropischen Wälder: eine internationale Schwerpunktaufgabe. Referat für Öffentlichkeitsarbeit, *Universitäts-Buchdruckerei*, Bonn, 983 S.
- DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1977: Klima und Wetter im Mittelmeer. Sonderdruck aus: Mittelmeer-Handbuch, 3. Teil, 6. Auflage. *Deutsches Hydrographisches Institut*, Hamburg, 37-167.
- DÜMENIL-GATES, L., S. LIESS, 2001: Impacts of deforestation and afforestation in the Mediterranean region as simulated by the MPI atmospheric GCM. *Global and Planetary Change* **30**, 305-324.
- FAO, 1997: State of the World's Forests. *FAO Publications Division*, Rom, 203 S.
- HEIMANN, M. 2004: Erste Kopplung von Modellen des Klimas und des Kohlenstoffkreislaufs. *promet* **30**, H. 3-4, Kap. 30.
- HUNTLEY, B., H. BIRKS, 1983: An Atlas of Past and Present Pollen Maps for Europe: 0 -13.000 Years Ago. *Cambridge University Press*, Cambridge, 667 S.
- LAMB, H., 1977: Climate: Present, Past and Future, Band 2: Historical Changes and the Future. *Methuen & Co Ltd.*, London, 835 S.
- LEAN, J., P. R. ROWNTREE, 1997: Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. *J. Climate* **10**, 1216-1235.
- NOVAK, M., 1990: Micrometeorological changes associated with vegetation removal and influencing desert formation. *Theor. Appl. Climatol.* **42**, 19-25.
- OLSON, J., J. WATTS, L. ALLISON, 1983: Carbon in live vegetation of major world ecosystems. Report ORNL-5862, *Oak Ridge National Laboratory*, Oak Ridge, Tennessee. 397 S.
- PITMAN, A. J., P. T. DURBRIDGE, A. HENDERSON-SELLERS, 1993: Assessing climate model sensitivity to prescribed deforested landscapes. *Int. J. Climatol.* **13**, 879-898.
- RAMANATHAN V., R. CESS, E. HARRISON, P. MINIS, B. B. E. AHMAD, D. HARTMANN, 1989: Cloud radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science* **243**, 57-63.
- REALE, O., P. DIRMEYER, 2000: Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman classical period. Part I: Climate history and model sensitivity. *Global and Planetary Change* **25**, 163-184.
- REALE, O., J. SHUKLA, 2000: Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman classical period. Part II: Climate history and model simulation. *Global and Planetary Change* **25**, 185-214.
- ROECKNER, E., K. ARPE, L. BENGTTSSON, M. CHRISTOPH, M. CLAUSSEN, L. DÜMENIL, M. ESCH, M. GIORGETTA, U. SCHLESE, U. SCHULZWEIDA, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Report **218**, *Max-Planck-Institut für Meteorologie*, Hamburg, 90 S.
- ROECKNER, E., 2004: Wirkung der erhöhten Treibhausgaskonzentration. *promet* **30**, H. 3-4, Kap. 22.
- ROTHER, K., 1993: Der Mittelmeerraum, *Teubner Studienbücher der Geographie*, Stuttgart, 212 S.
- UNITED NATIONS (Hrsg.), 1977: Desertification: It's Causes and Consequences. Sec. of the UN Conference on Desertification. Nairobi. *Pergamon Press*, Oxford, 488 S.
- WRIGHT I. R., C. A. NOBRE, J. TOMASELLA, H. R. DA ROCHA, J. M. ROBERTS, E. VERTAMATTI, A. D. CULF, R. C. S. ALVALÁ, M. G. HODNETT, V. N. UBARANA, 1996: Towards a GCM surface parameterization of Amazonia. In: Gash, J., C. Nobre, J. Roberts und R. Victoria (Hrsg.), Amazonian Deforestation and Climate. *John Wiley and Sons*, Chichester, 473-504.

Blick nach draußen

Météo-France – Der meteorologische Dienst Frankreichs



Météo-France ist der nationale Wetterdienst Frankreichs. Als eigenständige Anstalt des öffentlichen Rechts ist der französische Wetterdienst zwar dem Verkehrsministerium angegliedert, verfügt aber über einen eigenen Etat. Es gibt nur diesen einen staatlichen Wetterdienst in Frankreich. Er deckt sowohl den zivilen als auch den militärischen Bedarf ab. Météo-France verfügt über 3700 Angestellte und der Etat beläuft sich auf eine Größenordnung von 300 Millionen Euro im Jahr. Das Budget wird zu ca. 60 % vom Staat, zu 25 % durch den Luftfahrtsektor und zu 15 % durch die Einnahmen aus der eigenen wirtschaftlichen Tätigkeit getragen. Météo-France ist unbestritten die Nummer Eins in der Wetterlandschaft Frankreichs, denn der privatwirtschaftliche Bereich hat sich hier noch nicht besonders entwickelt und Météo-France hat dank einer ausgeprägten Nähe zu den Nutzern – Météo-France ist in allen 100 Départements des Mutterlandes und in allen Überseeterritorien und -départements vertreten – sowohl bei Privatpersonen als auch bei Unternehmen eine starke Position inne.

Kurzer historischer Abriss

Am Anfang der Entstehungsgeschichte der Meteorologie in Frankreich steht der Name des Astronoms Urbain Le Verrier. Sein Name ist weithin bekannt, denn er war es, der die Existenz des Planeten Neptun auf der Grundlage von mathematischen Berechnungen aus den Unregelmäßigkeiten der Umlaufbahn des Uranus errechnet hat, noch bevor der Planet tatsächlich gesichtet wurde.

Als Le Verrier im Jahre 1855 unter Napoleon III das Wetterbeobachtungsnetz einrichtete, war Meteorologie ein Bereich des Astronomischen Observatoriums in Paris. In seinen Anfängen bestand das Netz aus 24 französischen Stationen, von denen 13 per Telegraph miteinander in Verbindung standen. Dazu kamen 10 europäische Hauptstädte. Schrittweise wurde das Netz zu dem ausgebaut, wie wir es heute kennen. In dem Jahr nach Le Verriers Tod, 1878, erhielt die französische Meteorologie mit der Gründung des „Bureau Central Météorologique“

(Meteorologisches Zentralbüro) ihre Eigenständigkeit.

Weiter vorangetrieben wurde die französische Meteorologie durch Léon Teisserenc de Bort (Gründer des „Observatoire de météorologie dynamique“ in Trappes [Observatorium für dynamische Meteorologie], der heutigen „Direction des services d'observation“, im Jahre 1896 und Entdecker der Stratosphäre im Jahre 1902), danach durch Robert Bureau und Pierre Idrac, denen 1927 zum ersten Mal der Empfang von elektromagnetischen Wellen aus der Troposphäre gelang, bevor Robert Bureau 1929 den ersten Radiosondenaufstieg durchführte. Und immer hat sich die französische Meteorologie der Spitzentechnologien bedient und sich umfassend an der Arbeit internationaler Organisationen beteiligt.

Nach einer grundlegenden Umorganisation im Jahre 1945 entstand dann daraus der nationale Wetterdienst „Météorologie nationale“, der sich den Entwicklungen des ausgehenden 20. Jahrhunderts mit der Umbenennung in Météo-France im Jahre 1988, mit der Verlagerung der Dienststellen nach Toulouse und mit der Neudefinition seiner Aufgaben als öffentlich-rechtliche Verwaltungsbehörde im Jahre 1994 anzupassen wusste. Die „Ecole nationale de la météorologie“ (Nationale Schule für Meteorologie) und das „Centre national de recherches météorologiques“ (Nationales Zentrum für meteorologische Forschung) wurden 1982 als erste nach Toulouse verlegt. 1991 kam der zentrale Betriebsdienst mit den Bereichen Vorhersage, Klimatologie und Rechenzentrum dazu. Die „Direction des services d'observation“ (Direktion für Beobachtungsdienste) zog dann im Jahre 2004 aus der Pariser Region nach Toulouse um.

Verbrauchernahe Dienstleistungen

Météo-France ist sowohl in jedem der 100 Départements des französischen Mutterlandes und in Übersee als auch in allen Teilen der Welt ansässig, in denen Frankreich vertreten ist, einschließlich der Antarktis. Die

Zentren auf Département-Ebene sind im Mutterland in 7, in Übersee in 4 Regionaldirektionen zusammengefasst.

Diese Nähe resultiert aus zwei Überlegungen: zum einen will man als öffentlicher Dienst den Nutzern so nahe wie möglich sein und zum anderen soll die fachliche Qualität der kurzfristigen und regionalen Vorhersagen durch ausgeprägten lokalen Sachverstand gewährleistet werden. 3/5 der Mitarbeiter von Météo-France sind inzwischen in einer Dienststelle vor Ort tätig, während die großen Fachdirektionen vorwiegend in der Wetterstadt „Météopole“ in Toulouse angesiedelt sind.

Daseinsvorsorge

Hauptaufgabe von Météo-France ist es, das Verhalten der Atmosphäre, der Schneedecke und der Meeresoberfläche zu überwachen und vorherzusagen und dadurch den Schutz von Menschenleben und Sachgütern, sprich die Daseinsvorsorge, zu gewährleisten. Diese Aufgabe wird im Mutterland mit der Erstellung einer „carte de vigilance“, einer Karte mit Wetterwarnungen, erfüllt, mit der Öffentlichkeit und Organisationen des Zivilschutzes über gefährliche Wettererscheinungen (Starkniederschläge, Lawinengefahr, Sturm) informiert werden (Abb. 1). Dazu kommen spezielle Wetterberichte für die Seefahrt und in den Übersee-Départements das Warnsystem für Wirbelstürme.

Seit 1970 ist Météo-France mit dem Lawnenwarndienst und mit der Überwachung der Schneedecke beauftragt. Das in Grenoble ansässige „Centre d'Etude de la neige“ (Zentrum für Schneeforschung) steht den 11 Fachzentren für Gebirgsmeteorologie in den Départements unterstützend zur Seite. Die Forschungsarbeiten in den Bereichen Schneemodelle und Schneephysik führten bereits zur Entwicklung von Expertensystemen für das kleinskalige Verhalten der Schneedecke.

Auf internationaler Ebene hat die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) Météo-



Abb. 1: „Carte de vigilance“ (Wetterwarnungen).

France für den Südwesten des Indischen Ozeans die Aufgabe des Vorhersagezentrums für Wirbelstürme übertragen. Die Erfüllung dieser Aufgabe, die durch die Regionaldirektion von La Réunion wahrgenommen wird, wurde noch gestärkt durch die Einrichtung einer Forschungs- und Entwicklungsabteilung auf La Réunion. Darüber hinaus hat Météo-France im Rahmen des weltweiten maritimen Seenot- und Sicherheitssystems GMDSS die Verantwortung für die Seewettervorhersage.

Für die Internationale Atomenergie-Behörde (IAEA) in Wien ist Météo-France für den europäischen Raum mit der Vorhersage der Verfrachtung und Ausbreitung von radioaktiven Elementen in der Atmosphäre beauftragt. Zusammenfassend kann man sagen, dass der öffentliche Auftrag, den Météo-France erfüllt, alles umfasst, was für die Konzeption, die Umsetzung, den Betrieb und die Weiterentwicklung der Wettervorhersage notwendig ist. Météo-France ist auch mit der Erforschung des Klimas und seiner Entwicklung betraut.

Luftfahrt

Im Zusammenhang mit dem Chicagoer Abkommen über die zivile Luftfahrt hat die französische Regierung Météo-France mit der Erbringung der meteorologischen Dienstleistungen für die Luftfahrt beauftragt. Die der kommerziellen Luftfahrt bereit gestellten Dienste unterscheiden sich insofern von den anderen Aufgaben von Météo-France, als es sich um Spezialdienstleistungen für einen speziellen Typ von Nutzern handelt, die hierfür ein Entgelt zahlen, und

zwar durch die Flugsicherungsgebühren, wobei es die Nutzer sind, die die Anforderungen für die Leistungen festlegen und deren Inhalt und Kosten kontrollieren. Die Sportflieger sind diesen Gebühren nicht unterworfen und profitieren von der durch den Staat finanzierten Grunddienstleistung. Abverlangt wird ihnen jedoch, dass sie für die Kosten aufkommen, die bei der Erstellung von speziellen Produkten und für die Bereitstellung entstehen.

Neben den Aufgaben auf nationaler Ebene wurde Météo-France von der Organisation für internationale Zivilluftfahrt ICAO als Beratungszentrum für Vulkanasche benannt. Hierbei geht es darum, die Trajektorien für Afrika, Europa (mit Ausnahme der britischen Inseln) und für einen Teil des Mittleren Ostens vorherzusagen.

Die Öffentlichkeit

Météo-France bietet Vorhersagedienste an, die rund um die Uhr per Telefon, per Internet oder über das in Frankreich noch sehr beliebte Minitel-System (ein Vorläufer des Internets) abgerufen werden können. Im Jahr 2002 belief sich die Gesamtzahl der Verbindungen zu den Minitel-Diensten auf 7,2 Millionen, während von den telefonischen Informationsdiensten Audiotel, Mobilfunk und WAP insgesamt 37 Millionen Anrufe verzeichnet wurden. Außerdem wurden 38 Millionen Zugriffe auf die Internetseite von Météo-France gezählt.

Die Wirtschaft

Für zahlreiche Unternehmen sind Wetterinformationen unverzichtbare Entscheidungs-

hilfen. So z. B. stützen sich Transportwesen, Baugewerbe, Landwirtschaft, öffentliche Versorgungsbetriebe sowie Energieerzeugung und -transport zur Optimierung ihrer Aktivitäten auf Spezialdienstleistungen und meteorologische Produkte. Météo-France beliefert viele Medien (Fernseh- oder Radiosender, Zeitungspressen), die sich der Öffentlichkeitswirkung des Wetterberichts bewusst sind. Außerdem bringt Météo-France sein Know-how bei vielen sportlichen und kulturellen Veranstaltungen ein. Die Meteorologie hat heute also einen hohen wirtschaftlichen Wert, der in der Entstehung eines neuen Marktes mit einem steigenden Bedarf an Dienstleistungen seinen Ausdruck findet.

Météo-France: auch international stark vertreten

Météo-France spielt bei zahlreichen Organisationen der internationalen Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Meteorologie eine bedeutende Rolle. Météo-France ist aktives Mitglied bei der Weltorganisation für Meteorologie (WMO), einer UN-Sonderorganisation, die insbesondere mit der Organisation der weltweiten Beobachtungs- und Telekommunikationsnetze und der Förderung von Kooperationen in den Bereichen Ausbildung und Klimaforschung befasst ist. Im Rahmen von verschiedenen internationalen Arbeitsgruppen trägt Météo-France auch zur Definition und Umsetzung der Ziele der Organisation für internationale Zivilluftfahrt ICAO bei (Anwendung der Empfehlungen und Normen).

Météo-France ist an dem 1973 gegründeten Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) beteiligt. In diesem Zentrum sind 18 europäische Staaten vereint, und seine Aufgabe besteht darin, für die Mitgliedsstaaten sowohl numerische Vorhersagen für einen Zeitraum von bis zu 10 Tagen als auch Jahreszeitevorschauen zu erstellen. Météo-France vertritt Frankreich auch bei EUMETSAT (seit 1986 Betreiberin der europäischen Wettersatelliten) und ist Mitglied der wirtschaftlichen Interessenvereinigung europäischer Wetterdienste ECOMET, die 1995 gegründet wurde und deren Ziel es ist, die wirtschaftlichen Aktivitäten der Wetterdienste der Mitgliedsstaaten zu koordinieren. Schließlich ist Météo-France an dem ebenfalls 1995 ins Leben gerufenen Netzwerk europäischer Wetterdienste EUMETNET beteiligt, über das die Durchführung von Forschungs- oder Entwicklungsprogrammen der Wetterdienste der 18 Mitgliedsstaaten untereinander gefördert wird.

Météo-France ist hierbei auch für das Koordinierungsbüro zuständig.

Die Wetterstadt „Météopole“

Wie bereits dargelegt, sind die wichtigsten Fachrichtungen von Météo-France in Toulouse angesiedelt. Der gesamte Komplex (Abb. 2) versammelt etwa 1000 Meteorologen einschließlich der Studenten der „Ecole Nationale de la Météorologie“. Dem Komplex haben sich noch eine ganze Reihe von weiteren Einrichtungen, Partner von Météo-France, angeschlossen. So sind dort ansässig: ein Vorhersagezentrum der französischen Marine, das CERFACS (Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique – Europäisches Zentrum für Forschung und Fortbildung auf dem Gebiet des wissenschaftlichen Rechnens) und der Konzern MERCATOR, dessen Aufgabe die Vorhersage auf dem Gebiet der operationellen Ozeanographie ist. Auf dem Areal von Météo-France, das von allen Leuten als die „Météopole“, d. h. die Wetterstadt, bezeichnet wird, wurde kürzlich ein neues Zentrum für hydrologische Vorhersagen, der „Service Central d’Hydrométéorologie et d’Appui à la Prévision des Inondations“ SCHAPI (Zentralstelle für Hydrometeorologie und Unterstützung bei der Hochwasservorhersage) eingerichtet. Diese Neuniederlassungen belegen sowohl die Anziehungskraft der Météopole als auch die Offenheit nach allen Richtungen seitens Météo-France.



Abb. 2: Die Wetterstadt „Météopole“.

Die Wettervorhersagen

Die von Météo-France herausgegebenen Vorhersagen sind das Ergebnis einer Reihe von vielfältigem Fachwissen: beobachten, übermitteln, auswerten, prüfen und verbreiten. Météo-France bedient sich eines dichten Beobachtungsnetzes, das die Grundlage für jegliche meteorologische Arbeit darstellt. Météo-France verfügt außerdem über die leistungsstärksten Rechenanlagen. Diese empfangen über das weltweite Telekommunikationsnetz der WMO die meteorologischen Beobachtungen aus aller Welt und sind derzeit in der Lage, 300 Milliarden Operationen pro Sekunde zu berechnen. Der Fujitsu-

Supercomputer berechnet die atmosphärischen Parameter mit numerischen Vorhersagemodellen global mit dem Modell ARPEGE und regional in einer sehr feinen Maschenweite von nur wenigen Kilometern mit dem Modell ALADIN (Abb. 3). Natürlich sind diese leistungsstarken Anlagen sehr teuer, aber die mit ihrer Hilfe erzeugten Informationen sind unabhängig für die Meteorologen, die sie für ihre Vorhersagen unter Einbeziehung ihrer Kenntnis des lokalen Klimas auswerten.

Um dem Ergebnis ihrer Analyse und ihrer Vorhersage einen Rahmen zu geben, haben die Meteorologen von Météo-France ein neues graphisches System erarbeitet mit der Bezeichnung ANASYG/PRESYG (abgeleitet von ‚ANalyse SYnoptique Graphique‘ und ‚PRÉvision SYnoptique Graphique‘ – graphische synoptische Analyse/Vorhersage), das den neuesten Kenntnissen über die Dynamik der Atmosphäre im synoptischen Scale entspricht (Abb. 4).

Die Forschung bei Météo-France

Die Forschung macht einen Großteil der Aktivitäten von Météo-France aus. Im „Centre National de Recherches Météorologiques“ (CNRM – Nationales Forschungszentrum für Meteorologie) in Toulouse sowie dessen Fachabteilungen „Centre d’Étude de la Neige“ (Zentrum für Schneeforschung) in Grenoble und „Centre de Météorologie Marine“ (Zentrum für Maritime Meteorologie) in Brest sind 250 Forscher tätig, die alle in der internationalen Forschungslandschaft vor allem in den Bereichen Klima und Modellierung der Atmosphäre eine vorrangige Rolle spielen.

Météo-France ist bei zahlreichen Kooperationen führend, so z. B. hat die Kooperation im Rahmen von ALADIN 15 Ländern in Mittel- und Osteuropa, im Mittelmeerraum und in Westeuropa, damit auch Frankreich, die Möglichkeit gegeben, ein regionales Vorhersagemodell - ALADIN - zu entwickeln und operationell zu betreiben, das mit dem in der Maschenweite variierbaren globalen Modell ARPÈGE von Météo-France gekoppelt ist.

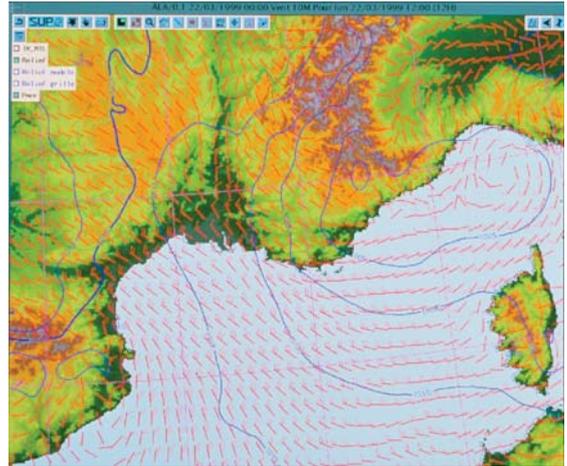


Abb. 3: Bodendruck und -winde, berechnet mit ALADIN.

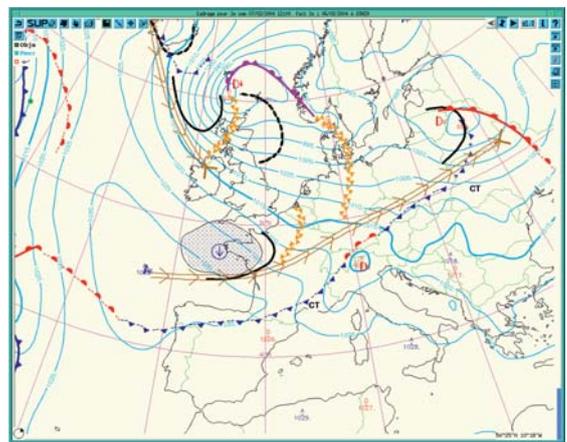


Abb. 4: Mit dem System Anasyg/Presyg erstellte Bodendruckkarte.

Météo-France zeigt Zuversicht für die Zukunft

Die Meteorologie hat für die Zukunft unserer Gesellschaft eine große Bedeutung. Die Zahl der Gefahren, denen wir begegnen müssen, ist groß: Klimawandel, Schutz vor Naturkatastrophen, wirtschaftliche Entwicklung, europäische Integration. Dank des hohen Stellenwerts in Frankreich und seiner ständig wachsenden Bedeutung für das Leben des Landes ist Météo-France die Nummer eins in Frankreichs Wetterlandschaft. Gestärkt durch das Know-how seiner Mitarbeiter und das Vertrauen der Nutzer ist Météo-France sehr gut in der Lage, die von der Allgemeinheit geforderten Dienstleistungen zu erbringen, und blickt so zuversichtlich in das 21. Jahrhundert.

Francois Duvernet
 Météo-France
 International Relations Manager
 Tel: 0033 (0)1 45 56 70 50
 Fax: 0033 (0)1 45 56 70 40
 GSM: 0033 (0) 6 80 05 16 29
 E-Mail: francois.duvernet@meteo.fr
 Internet: www.meteo.fr

Institute stellen sich vor



Das Amt für Geoinformationswesen der Bundeswehr

„Geoinformation aus einer Hand“



1 Ein neuer Fachdienst der Bundeswehr

Der Wandel der Bundeswehr von einer Friedensarmee zu einer weltweit engagierten Einsatzarmee macht eine Anpassung und Optimierung der bestehenden Organisationsstrukturen erforderlich. Im Rahmen dieser Neuorientierung hat der Bundesminister der Verteidigung die Einrichtung und Aufstellung des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr (GeoInfoDBw) angeordnet. Der neue Fachdienst ist durch die Zusammenführung der bisher getrennten Dienste, des Militärgeographischen Dienstes der Bundeswehr (MilGeoDBw) und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr (GeophysBDBw) gebildet worden. Das zentrale geowissenschaftliche Fachamt ist das **Amt für Geoinformationswesen der Bundeswehr (AGeoBw)**.

Der Geoinformationsdienst der Bundeswehr hat einsatzrelevante Umwelteinflüsse und geowissenschaftliche Einflussfaktoren zu erkennen, ihre Auswirkungen nach Raum und Zeit zu beurteilen und die Bundeswehr durch die Bereitstellung lagebezogener Geoinformationen und durch GeoInfo-Beratung im Grundbetrieb und im Einsatz zu unterstützen. Er hat somit der Forderung nach umfassender Berücksichtigung aller Umweltfaktoren in allen Phasen militärischen Handelns Rechnung zu tragen. Es ist ein moderner, leistungsstarker, geowissenschaftlicher Unterstützungsdienst für alle Organisationsbereiche der Bundeswehr mit einem Personalumfang von insgesamt etwa 1900 Dienstposten.

Die Fähigkeit zur GeoInfo-Unterstützung zählt zu den Kernfähigkeiten der Streitkräfte und verdeutlicht den hohen Stellenwert des GeoInfoDBw. Er stellt ressourcensparend und strikt auftragsorientiert für alle Nutzer optimierte Produkte zur richtigen Zeit, am richtigen Ort und vor allem gebündelt „aus einer Hand“ zur Verfügung. Denn die zeit- und lagegerechte Verfügbarkeit von geowissenschaft-

licher Fachexpertise kann über den Erfolg oder Misserfolg militärischer Operationen entscheiden.

2 GeoInfo-Kräfte und Aufgabenabgrenzung

Der GeoInfoDBw ist in ausgewählten Truppteilen und Dienststellen der Teilstreitkräfte (TSK), im Rüstungs- und IT-Bereich sowie in NATO-Hauptquartieren mit GeoInfo-Stationen oder Organisationselementen vertreten. Vor allem in den Teilstreitkräften Heer, Luftwaffe und Marine stellen insgesamt etwa 800 GeoInfo-Kräfte in den jeweiligen Höheren Kommandobehörden und Kommandobehörden, dort im Wesentlichen bei den jeweils unterstellten GeoInfo-Beratungsstellen (GeoInfoBSt) bei den fliegenden Verbänden und Einheiten sowie in den Beratungszentralen der TSK die Aufgaben der unmittelbaren GeoInfo-Beratung und fachlichen Unterstützung vor Ort sicher. Unmittelbare GeoInfo-Unterstützung vor Ort bedeutet einerseits und wie bisher auch im Wesentlichen die Flugwetterberatung im Schichtdienst an Flugplätzen der TSK im Rahmen des Grundbetriebes (Ausbereitungsbetrieb und Übungen) am Heimatstandort.

Andererseits werden zur unmittelbaren GeoInfo-Unterstützung vor Ort im Auslandseinsatz GeoInfo-Kräfte zwingend als Soldaten eingesetzt. Denn der Kombattantenstatus und somit die Ausplanung von Soldaten-Dienstposten sind unabdingbar zur Sicherstellung der Durchhaltefähigkeit im Einsatz und sind gerade auch aus Fürsorgegründen geboten. Die Soldaten kommen in den Aufgabenbereichen Vermessung (z. B. Behelfsflugplätze und Flughindernisse, Straßen, Gelände, Feldlager, Navigationspunkte, markante Punkte zur Georeferenzierung von Satellitenbildern und digitalen Karten, zur Realisierung von Wiederaufbaumaßnahmen), Me-

teorologische Datengewinnung (z. B. Wetterbeobachtung, Aerologie), Geoerkundung (z. B. topografische, geologische, landeskundliche Datengewinnung) (Abb. 1), GeoInfo-Beratung (vor allem Wetter- und Flugwetterberatung) sowie Karten- und Datenversorgung zum Einsatz.

Diese GeoInfo-Einsatzkräfte können modular zusammengestellt und aufgabenorientiert ausgestattet werden. Zur Zeit befinden sich 34 Soldaten des GeoInfoDBw in Kontingenten in Sarajewo, Prizren, Toplicane, Pristina, Termez, Kunduz, Kabul und in der Straße von Gibraltar im Einsatz in den Fähigkeiten GeoInfo-Beratung, Meteorologische Datengewinnung und Karten-/Datenversorgung.

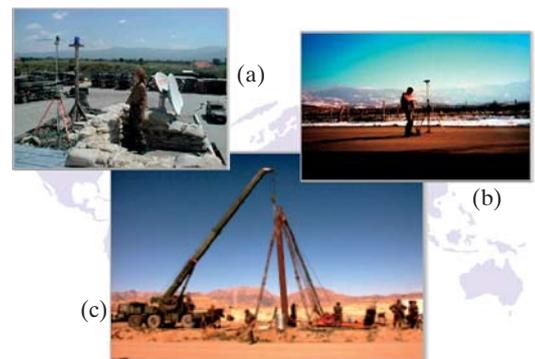


Abb. 1: Unmittelbare GeoInfo-Unterstützung im Einsatz, u. a.: (a) Meteorologische Datengewinnung, (b) Vermessung, (c) Geoerkundung.

3 Das Amt für Geoinformationswesen der Bundeswehr (AGeoBw)

Im Zuge der Aufstellung und Einrichtung des GeoInfoDBw sind auch die bisherigen Ämter, das Amt für Militärisches Geowesen der Bundeswehr (AMilGeo) und das Amt für Wehrgeophysik (AWGeophys), zum AGeoBw zusammengeführt worden. Das AGeoBw als zentrales, geowissenschaftliches Fachamt des GeoInfoDBw ist mit etwa 1000 Dienstposten auch eine Versuchs- und Forschungsanstalt des Bundes. Es ist einschließlich der nur bei Bedarf aktivierten Kartenlager auf 17 Standorte

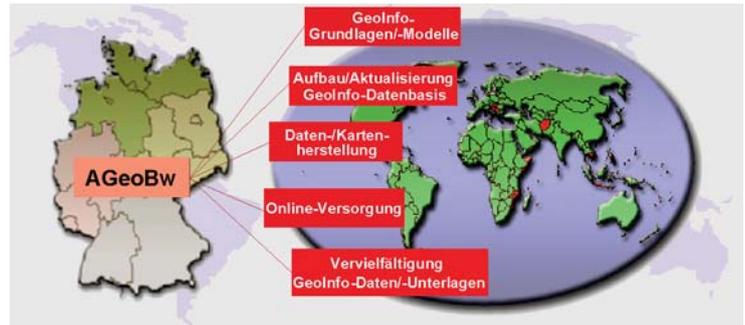


Abb. 3: Mittelbare GeoInfo-Unterstützung durch AGeoBw für Grundbetrieb und Einsatz.

Abb. 2: Standorte des Amtes für Geoinformationswesen der Bundeswehr.

in Deutschland mit den Hauptstandorten in Euskirchen und in Traben-Trarbach verteilt (Abb. 2).

Die mittelbare GeoInfo-Unterstützung erfolgt aus dem AGeoBw heraus und umfasst die zentralen Fähigkeiten zur Versorgung der Bundeswehr mit allen benötigten GeoInfo-Unterlagen und -Daten, einschließlich der dazugehörigen Online-Versorgung im In- und Ausland (Abb. 3). Darüber hinaus werden im AGeoBw auch Einsatzkräfte zur Durchführung von Aufgaben zur unmittelbaren Einsatzunterstützung vorgehalten, die durch die TSK nicht mehr wahrgenommen werden können. Es sind die Aufgabenbereiche Vermessung, Aerologische Datengewinnung, Karten- und Datenversorgung sowie topografische, geologische und landeskundliche Erkundung.

4 Das Geoinformationswesen der Bundeswehr (GeoInfoWBw)

Als geowissenschaftliches Fachamt des GeoInfoDBw ist das AGeoBw zuständig für alle Fragen auf dem Gebiet des Geoinformationswesens der Bundeswehr (GeoInfoWBw). Dies umfasst die Geowissenschaften und zugehörigen Randgebiete, die für die Auftragserfüllung der Bundeswehr wichtig sind. In alphabetischer Reihenfolge sind dies die Fachgebiete Biologie, Ethnologie, Fernerkundung, Geodäsie mit Navigation und Zeitbestimmung, Geografie, Geoinformatik, Geologie, Geophysik, Geopolitik, Hydroakustik, Hydrografie, Hydrologie, Kartografie, Klimatologie, Meteorologie, Ökologie und Ozeanografie. Hier erarbeiten Wissenschaftler, Ingenieure und Techniker die Grundlagen, Vorgaben und Voraussetzungen für die fachspezifische und weltweite, insbesondere auf potenzielle Krisengebiete bezogene Datengewinnung. Die folglich im AGeoBw sowie durch die GeoInfo-Einsatzkräfte vor Ort erhobenen, produktneutralen Datensätze werden in der GeoInfo-Daten-

basis Bw abrufbereit abgelegt. Die Inhalte dieser Datenbank erlauben dann zusammen mit der umfassenden Fachexpertise im AGeoBw die einsatzorientierte, bedarfsgerechte, schnelle und hochwertige Herstellung der umfangreichen Palette unterschiedlichster GeoInfo-Produkte und Unterstützungsleistungen für die Bundeswehr.

5 Aufgaben im AGeoBw

Aus den geowissenschaftlichen Fachgebieten werden im Folgenden einige Aufgaben beispielhaft und mit besonderer Betrachtung der Meteorologie aufgezeigt.

In der Abteilung „Zentrale Aufgaben“ ist u.a. das Dezernat „Meteorologisches Beobachtungs- und Beratungswesen“ verantwortlich für Verfahren zur Steuerung und einheitlichen Durchführung der meteorologischen Beobachtung und Beratung sowie für den Wetterwarndienst im GeoInfoDBw. Auch wird hier der Ausbildungsstand des Fachpersonals geprüft und überwacht. Bei Unfällen/Zwischenfällen mit Luftfahrzeugen der Bundeswehr arbeitet das Dezernat im Flugunfalluntersuchungsausschuss mit.

In der Gruppe „Weiterentwicklung“ befasst sich u. a. ein Dezernat mit der Erarbeitung und Bereitstellung von meteorologischen Vorhersageverfahren und arbeitet dabei eng mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) auf dem Gebiet „Lokale Modelle“ zusammen. Auf der Basis dieser weltweit verschiebbaren Vorhersage-Modelle werden Anschluss-

verfahren und Gefechtsfeldmodelle für militärische Einsätze entwickelt. Weitere Aufgaben liegen im Bereich deduktiver und statistischer Methoden, wie z. B. die Entwicklung von Regressionsverfahren oder lokaler Vorhersageverfahren mittels statistischer Ansätze und die einsatzbezogene Nutzung von Ensemblevorhersagen.

Das Dezernat „Beratungsverfahren Sensorik und Waffensysteme“ erarbeitet Beratungsverfahren für den Einsatz von Nachtsichtgeräten, für die Ausbreitung von Radar- und Funkwellen, für die Reichweite von Laser- und Infrarotsensoren sowie zur Auswirkung solarer Partikelströme auf die Erdatmosphäre („Welt-raumwetter“). Ferner werden Grundlagen und Verfahren zur Vorhersage und Bewertung z. B. von Vereisung, Blitzschlag, der thermischen Belastung von Mensch, Waffen und Gerät, der Waldbrandgefahr und Bodenbefahrbarkeit erarbeitet. Es liefert Wetterunterstützung für die Artillerie (z. B. zur Berechnung von Geschoss-, Bomben- und Fallschirmflugbahnen) und erstellt Beratungsgrundlagen für die Vorhersage der Schallausbreitung bei Schieß- und Explosionslärm (Abb. 4).



Abb. 4: Wetter- und Flugwetterberatung im GeoInfoDBw.

Die Gruppe „Meteorologie des GeoInfoDBw beim Deutschen Wetterdienst (DWD)“ stellt die gesetzlich vorgeschriebene enge Zusammenarbeit mit dem DWD zur Vermeidung von Doppelarbeit sowie zur Vertretung aller Belange des GeoInfoDBw gegenüber dem DWD sicher. Sie erschließt Synergiepotenziale aus dem Gesamtbereich des DWD und macht sie dem GeoInfoDBw durch Planung, Koordination und projektbezogene Mitarbeit nutzbar.

Die Gruppe „MetBw“ ist verantwortlich für die Bereitstellung aller meteorologischen Grundlagen sowie der wetterdienstlichen Grundlagen und Basisprodukte sowohl für den Grundbetrieb als auch für den weltweiten Einsatz der Bundeswehr. Dies betrifft z. B. die Zusammenarbeit bei der numerischen Wettervorhersage, bei der alle relevanten Basisprodukte des DWD verwendet werden, während beim GeoInfoDBw nur die Produkte erarbeitet werden, die für die speziellen Belange und Fragestellungen der Bundeswehr erforderlich sind. Die Gruppe arbeitet auch bei speziellen Teilaufgaben wie der numerischen Analyse und Datenassimilation direkt in den Referaten des DWD mit, derzeit mit Schwerpunkt bei der Verbesserung der Analyse durch Einbeziehen militärischer und bisher nicht verwendeter Satellitendaten. Darüber hinaus werden gemeinsame Projekte initiiert, bei denen Spezialisten beider Dienste gemeinsam an der Lösung interessierender Probleme arbeiten. Außerdem werden meteorologische Geräte und Systeme gemeinsam beschafft oder entwickelt, wodurch sich erhebliche Einsparungen erzielen lassen.

Der Kern des AGeoBw ist die Abteilung „Grundlagen Geowissenschaften“ mit der GeoInfo-Datenbasis Bw, einer Datenbank, die sowohl produktneutrale, globale geowissenschaftliche Daten und Unterlagen zur Herstellung aller Produkte des GeoInfoDBw bereitstellt, als auch die Führungs- und Informationssysteme der Bundeswehr bedient. Hauptaufgaben sind die angewandte geowissenschaftliche Grundlagen- und Forschungsarbeit zur weltweiten Datengewinnung und zum Aufbau der GeoInfo-Datenbasis Bw, einschließlich der Standardisierung des nationalen und internationalen Datenaustausches, die Erarbeitung mathematisch-physikalischer Grundlagen der Geodäsie und Navigation sowie von Erdmodellen für Bezugssysteme, Schwere, Höhe und Magnetik. Weitere Arbeitsfelder sind die Erarbeitung von Grundlagen zur Anwendung von Navigations-/Positionierungs- und Zeitbestimmungssystemen, von Verfahren

zur Nutzung geodätischer Daten in Führungs-/Waffen- und Einsatzsystemen. Kartografen, Geografen und Geologen erarbeiten die Grundlagen und Verfahren zur geowissenschaftlichen Interpretation von multispektralen Sensordaten und Quellmaterial, zur Bilddatenextraktion, zur hochgenauen Georeferenzierung sowie zur Entwicklung dynamischer 3D-Geländemodelle.

In den Dezernaten „Biologie“ und „Ökologie“ werden wie im ehemaligen Dienst weiterhin z. B. die Verfahren zur Vogelschlagvorhersage und Vogelschlagwarnung entwickelt und betrieben, Maßnahmen zur Vogelschlagverhütung bei Infrastrukturvorhaben und zum Biotopmanagement auf Flugplätzen erarbeitet sowie naturschutzrelevante Planungen mit Umweltbehörden von Bund, Ländern und Kommunen abgestimmt.

Die Gruppe „Globale Themen“ und mit Schwerpunkt die Gruppe „Regionen“ führt die weltweite Datengewinnung und deren Eingabe in die Datenbasis BW durch. Daneben sind alle relevanten geowissenschaftlichen Faktoren potenzieller Krisenländer zu erfassen und zu bewerten, als Grundlage für die Erstellung von „Geografischen Informationen“, „Landeskundlichen Beschreibungen und Unterlagen“ sowie „Geologischen Unterlagen“. Hier werden auch Klimatologen eingesetzt, die interdisziplinär mit den Experten anderer Fachbereiche z. B. die globalen Krisenpotenziale bezüglich Geografie, Hydrologie, Hydrogeologie, Rohstoffgeologie, Ethnologie, Biologie, Ökologie und Klimatologie erarbeiten.

Die Abteilung „GeoInfo-Unterstützung“ stellt die mittelbare und die unmittelbare Unterstützung der Bundeswehr im Grundbetrieb und im Einsatz sowohl mit der Bereitstellung von GeoInfo-Daten und -Unterlagen als auch mit GeoInfo-Einsatzkräften vor Ort im In- und Ausland sicher. Hier sind die vier GeoInfo-Stellen Kiel, Erfurt, Mainz und München sowie die vier Aerologischen Messzüge Bergen, Fritzlar, Kümmersbruck und Sigmaringen unterstellt, welche neben stündlichen Bodenwetterbeobachtungen die Radiosonden- und Höhenwindmessungen zur Ermittlung der Zustandsparameter der Atmosphäre sowohl im Inland im Rahmen des flächendeckenden, nationalen Basismessnetzes mit dem DWD als auch im Ausland durchführt. Aufgabe der GeoInfo-Stellen ist u. a., Felduntersuchungen zum Boden- und Gewässerschutz sowie Untersuchungen und Gutachten für Stellen des BMVg, der Wehrverwaltung, der Territorialen Wehrgorganisation, der Streitkräfte und

der im Auftrag der Bw und NATO tätigen Bundes- und Länderbauverwaltungen durchzuführen.

Vor allem in der Gruppe „Einsatz“ werden auch die GeoInfo-Kräfte für die unmittelbare Einsatzunterstützung bereit gehalten, deren Aufgaben z. B. die Vermessung von (Global Positioning Satellite-) GPS-Referenzpunkten sowie das Betreiben von GPS-Referenzstationen und eines mobilen GPS-Informations- und Beobachtungssystems der Bundeswehr (GIBSBw) im In- und Ausland sind. Die geologische Geländeerkundung und geomagnetische Felduntersuchung ist ebenso zu bewältigen wie die Durchführung der digitalen, mobilen Datenerfassung des Geländes, von Straßen, Brücken und sonstigen Objekten mittels kinematischer Erfassungsmethoden und Techniken im Einsatzraum. Im Dezernat „Meteorologische Vorhersagezentrale“ werden im 24-stündig durchgehenden Schichtdienstbetrieb „rund um die Uhr“ Vorhersageunterlagen sowohl für den Grundbetrieb am Heimatstandort als auch für Einsätze und Sonderunternehmen der Bundeswehr weltweit erarbeitet. Hierbei werden meteorologische Vorhersageunterlagen auf der Grundlage der vom DWD bereit gestellten Basismodelle und -produkte sowie der eigenen, im AGeoBw entwickelten Bw-spezifischen Modelle und Verfahren im Routinedienst erstellt und verbreitet. Diese Produkte sind die Grundlage jeder Wetter- und Flugwetterberatung sowohl bei den GeoInfo-Beratungsstellen (GeoInfoBSt) in den Teilstreitkräften als auch insbesondere bei GeoInfoBSt im Auslandseinsatz. Im Dezernat werden darüber hinaus meteorologische Vorhersageprodukte für spezielle Teilgebiete wie Optronik, Schallausbreitung, Ausbreitung von Funk- und Radarwellen u. a. m. direkt an spezielle Nutzer in der Bundeswehr (z. B. Radarführungsdienst, Heeresflieger bezüglich Nachtflug mit Bildverstärkerbrille u. a.) gegeben, da hierfür die fachliche Kompetenz bei den GeoInfoBSt nicht vorhanden ist. Weiter zählen die fortlaufende Erstellung und Überwachung von flugsicherheitsrelevanten Vogelschlagwarnungen (BIRD-TAM) und Vogelschlagrisikovorhersagen (BIRD-STRIKE-RISK) zum Routineprogramm, um Zwischenfälle oder gar Unfälle im Flugbetrieb der Bundeswehr im In- und Ausland zu verringern bzw. zu vermeiden.

Ein wichtiges, von der NATO gefordertes und dort inhaltlich festgelegtes Vorhersageprodukt ist die „Central Tactical Forecast“ (CTF) als Planungsgrundlage für Führungsstäbe und Einsatzzentralen der NATO. Im Unterschied

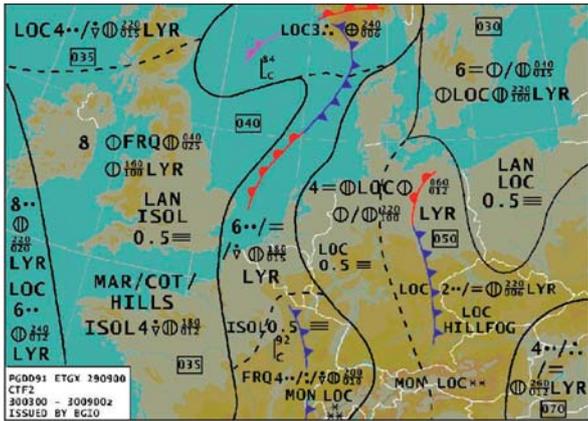


Abb. 5:
Zentrale taktische
Vorhersagekarte.

zu einer „normalen“ Vorhersage werden hier 24 Stunden vorab neben allgemeinen flugmeteorologischen Beratungsinhalten für jeweils sechsstündige Vorhersagezeiträume vor allem Angaben zur vorherrschenden Flugsicht in Bodennähe und zur Höhe der Wolkenunter- und obergrenze gemacht. Die Unterschreitung bzw. Überschreitung dieser vorherrschenden Flugwetterbedingungen wird ebenfalls nach Häufigkeit und Ausmaß angegeben (Abb. 5).

In der Gruppe „GeoInfo-Einsatzunterstützung“ wird schließlich die gesamte Palette der Karten-, Daten- und Fernerkundungsprodukte für die Bundeswehr hergestellt. Dazu sind entsprechende Kartenmodelle und zugehörige Verfahren zur Herstellung von nationalen Land-, Flieger-, Spezial-, Sonder- und Übersichtskarten, Standort- und Truppenübungsplatzkarten sowie Verfahren zur Visualisierung digitaler Kartenmodelle zu erarbeiten. Dazu gehören Fernerkundungsprodukte wie Luft- und Satellitenbildkarten sowie Höhenmodelle aus Stereo-Radarbildern mit hoher räumlicher Auflösung und Detailschärfe. Mittels Multispektralanalyse der Daten moderner Fernerkundungssensoren werden topografische, geologische, hydrologische, biologische und klimatologische Informationen hoher Aussagekraft abgeleitet. Moderne Spezialsoftware ermöglicht damit die Simulation z. B. von Überflügen im Einsatzgebiet auf der Basis hochauflösender Satellitenbilddaten mit eingerechnetem Geländehöhenmodell, so dass sich der Nutzer mit fremden Einsatzräumen vertraut machen kann, ohne vor Ort gewesen zu sein.

Die für das AGeoBw und den GeoInfoDBw besonders bedeutsame Gruppe „Systemzentrum GeoInfo-Technik“ ist für die IT-Gesamtplanung und -organisation im GeoInfoDBw zuständig. Sie ist verantwortlich für die Systemanalyse und Systemorganisation, die Systemadministration und Programmierung sowie das Qualitätsmanagement für

- das Deutsche Meteorologische Rechenzentrum (DMRZ), Anteil Bw
- den Betrieb des Rechnerverbundes und des Gesamtnetzwerks
- den Betrieb der Wettersatellitendatenverarbeitung
- Datenbanksysteme und das Datenbankmanagement
- die Anwendungssysteme und den Betrieb des User Help Desk
- den nationalen und internationalen Datenaustausch mit Produktversorgung in Echtzeit
- Server und Arbeitsplatzsysteme
- die Kommunikationstechnik im GeoInfoDBw und Web-Dienste
- die Fernmeldenetzplanung und das Frequenzmanagement
- das Erfassen und Auswerten von Sonderdaten
- die Wartung und Instandhaltung von GeoInfo-Fachtechnik, IT-Geräten und elektronischen Anlagen.

Die Gruppe stellt den IT-Verantwortlichen des AGeoBw und vertritt die IT-Belange des GeoInfoDBw in nationalen und internationalen Gremien.

Das Ausbildungs- und Schulungszentrum des GeoInfoDBw (ASZGeoInfoDBw) in Fürstentfeldbruck schließlich stellt die Aus-, Fort- und Weiterbildung im GeoInfoBw für das im GeoInfoDBw eingesetzte Fachpersonal sowie die militärfachliche Ausbildung für Angehörige anderer Bereiche sicher. Es führt gleichzeitig im Verbund mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) die wetterdienstliche Berufsausbildung, das ist die Laufbahnausbildung für den mittleren und gehobenen Wetterdienst für den zivilen und militärischen Nachwuchs durch. Dabei wird die beamtenrechtliche Laufbahnausbildung des gehobenen Wetterdienstes im Rahmen der Fachhochschule des Bundes für öffentliche Verwaltung (FH-Bund) absolviert.

6 Ausblick

Mit dem AGeoBw und dem GeoInfoDBw steht den Streitkräften und der ministeriellen Ebene ein geowissenschaftliches Fachinstrument zur Verfügung, mit welchem

- bewährte Unterstützungsleistungen der ehemaligen Dienste in ihren klassischen Disziplinen auch im internationalen Vergleich auf hohem Standard und „aus einer Hand“ erhalten bleiben bzw. verbessert werden,
- die Durchhaltefähigkeit der GeoInfo-Kräfte des Fachdienstes in zunehmenden Auslandseinsätzen gewährleistet wird,
- die Qualität der interdisziplinär gebündelten Fachexpertise und die GeoInfo-Unterstützungsleistungen für die Bundeswehr deutlich gesteigert und dadurch
- die Sicherheit der Soldaten des GeoInfoDBw im Einsatz und die Sicherheit für die Planung und Durchführung von Operationen in unbekanntem Einsatzgebieten erhöht werden.

7 Berufsaussichten und Nachwuchs

Der GeoInfoDBw bietet interessante Einstellungsmöglichkeiten für Bewerber mit abgeschlossenem Studium an einer Universität oder vergleichbaren Hochschule in einem geowissenschaftlichen Fachgebiet des Geoinformationswesens der Bundeswehr. Nach Erfüllen der Einstellungsvoraussetzungen werden Sie entweder als Soldat oder als Beamter eingestellt. Ihre Einstellung erfolgt somit entsprechend Ihrem Studienabschluss als Staboffizier des GeoInfoDBw mit Hochschulabschluss (GeoInfoStOffz(Univ)) oder als Beamter des Höheren Dienstes des GeoInfoDBw (GeoInfoBea H). Für weitere Fragen und Informationen zu Einstellungsvoraussetzungen, Ausbildung und Ausbildungszeiten sowie zur Verwendung stehen Ihnen Experten im AGeoBw gern zur Verfügung unter:

Telefon: (02251) 953-
 App. 5010/5011 (Soldatenlaufbahn)
 App. 5080/5019 (Beamtenlaufbahn)
 E-Mail: AGeoBwS1@bundeswehr.org

Anschrift des Autors:

Vizepräsident Dipl.-Met. Günther Hanl
 StvAmtschefAGeoBw und
 StvLeiterGeoInfoDBw
 Amt für Geoinformationswesen der Bundeswehr (AGeoBw)
 Generalmajor-Freiherr-von-Gersdorff-Kaserne
 Kommerner Str. 188
 53879 Euskirchen
 Tel.: (02251) 953-5001
 Fax: (02251) 953-5055
 E-Mail: ageobwstvamtscchef@bundeswehr.org

I. HARMS, C. SCHRUM, K. HATTEN

Entstehung und Klimarelevanz von Polynjen

Was ist eine ‚Polynja‘?

Das Wort *Polynja* ist russischen Ursprungs (по́лынья) und stammt aus dem Sprachgebrauch der Bevölkerung Sibiriens. Polynja bedeutet soviel wie ‚offenes Wasser‘, womit ein eisfreies Gebiet innerhalb einer sonst geschlossenen Eisdecke gemeint ist. In seiner ursprünglichen Bedeutung sagt das Wort Polynja nichts über die Größe oder die Form der offenen Wasserfläche aus. Mit Polynja kann ein größeres Eisloch gemeint sein oder, wie in vielen alten Quellen beschrieben, das sagenumwobene ‚offene Wasser‘, das angeblich jenseits des Packeises den Nordpol umschließt. Im heutigen, wissenschaftlichen Sprachgebrauch allerdings bezeichnet man mit Polynja eine geografisch nicht näher zugeordnete, mehrere Quadratkilometer große, offene Wasserfläche, die von geschlossenem Eis umgeben ist (WADHAMS 2000).

Entstehung und Klassifizierung von Polynjen

Polynjen werden durch zwei grundsätzlich unterschiedliche Mechanismen erzeugt (SMITH et al. 1990; WADHAMS 2000) (Abb. 1):

Sensible heat polynyas bilden sich meist im offenen, tiefen Ozean (*open ocean polynyas*) aufgrund thermodynamischer Prozesse. Sie entstehen, wenn warmes Wasser aus tieferen Schichten des Ozeans an die Oberfläche gelangt und das Eis von unten schmilzt oder die Eisbildung verhindert. Diese meist stationären und permanenten Polynjen können ihre Ursache in topographisch geführten, warmen Meeresströmungen oder Wirbeln im Ozean haben. Beispiele hierfür sind die *Wedell-Sea Polynya* in der Antarktis oder die *Northeast Water Polynya* nordöstlich von Grönland.

Die Öffnungsmechanismen bei *latent heat polynyas* sind dagegen rein mechanisch. Sie entstehen aufgrund von divergenter Eisdrift, hervorgerufen durch starken ablandigen Wind in Lee von Küsten oder Inseln. Prinzi-

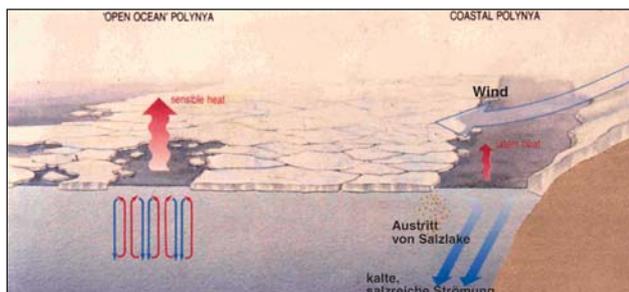


Abb. 1: Prinzipskizze zur Entstehung und Funktion von *latent heat* und *sensible heat polynyas*.

piell tritt diese Art von Polynja in allen eisbedeckten Meeren auf. Vorherrschende Windrichtungen in Verbindung mit einem günstigen Küstenverlauf führen aber auch bei *latent heat polynyas* zu bevorzugten Entstehungsgebieten z. B. auf den arktischen Schelfen. Eine Spezialform der *latent heat polynyas* sind die *flaw leads* oder *lead polynyas*, langgezogene Rinnen zwischen dem küstennahen, unbeweglichen Festeis und dem windgetriebenen Dripteis, die ebenfalls durch ablandigen Wind aufgerissen werden. *Latent heat polynyas* können sehr plötzlich entstehen, z. B. während eines wenige Stunden andauernden Sturmereignisses. Auch Gezeitenbewegungen können das Eis aufbrechen und zu großen offenen Rinnen führen. Da *latent heat polynyas* meist in Schelfmeeren und in der Nähe von Küsten entstehen, werden sie oft auch als *coastal polynyas* bezeichnet.

Klimarelevanz und Bedeutung

Polynjen ermöglichen in eisbedeckten Gebieten einen verstärkten Wärme- und Feuchtgewinn für die Atmosphäre, der durch die isolierende Eisdecke ansonsten weitgehend unterbunden wird. Obwohl die Eisdecke des Nordpolarmeers nur zu etwa 1 % mit offenen Flächen durchsetzt ist, gibt der Arktische Ozean einer groben Schätzung nach aus diesen offenen Stellen fast ebenso viel Wärme an die Atmosphäre ab wie über allen eisbedeckten Flächen zusammen (WADHAMS 2000). Auch der Strahlungshaushalt der Atmosphäre wird durch offene Stellen im Eis entscheidend beeinflusst. Über einer geschlossenen Schneedecke beträgt die Albedo etwa 80 %, über offenem Wasser dagegen nur 10 % (WADHAMS 2000). Diese Fakten verdeutlichen, dass eine Zunahme von Polynjen oder offenen Stellen im Meereis großen Einfluss auf die atmosphärische Wärmebilanz der Arktis hätte.

Wie die Namensgebung bereits andeutet, ist eine *sensible heat polynya* durch einen starken, „fühlbaren“ Wärmestrom vom Ozean an die Atmosphäre gekennzeichnet, der leicht mehrere hundert W/m² erreichen kann. Häufig zeigen sich die Wärme- und Feuchtflüsse als ‚Seerauch‘, der den Eindruck einer dampfenden Wasseroberfläche vermittelt (Abb. 2). In einer *latent heat polynya* sind die Wärme flüsse dagegen geringer. Die Wassersäule ist meist vertikal durchmischt und bis auf den Gefrierpunkt abgekühlt, was in flachen Schelfgebieten und in Küstenbereichen häufig bis zum Boden der Fall ist. Dadurch kann dem Ozean keine Wärme mehr entzogen werden, auch wenn die Kühlung weiter anhält. Unter diesen Bedingungen kommt es schließlich zur Eisbildung (Abb. 3a), die sich als latente Wärmeübertragung an die Atmosphäre darstellt (WADHAMS 2000).

Die Eisbildung ist umso intensiver, je niedriger die Lufttemperaturen und je höher die Windgeschwindigkeiten sind. Unter ruhigen Bedingungen bildet sich innerhalb weniger Stunden aus Eiskristallen im Wasser eine geschlossene, dünne Eisdecke, die bei sehr niedrigen Temperaturen häufig mit Frostblumen bedeckt ist (Abb. 3a). Erreicht der Wind dagegen Sturmstärke, bil-



Abb. 2: Seerauch in mehreren offenen Stellen einer *sensible heat polynya*, nördlich von Spitzbergen (März 2003, Photo: S. Kern).

(a)



(b)



Abb. 3: (a) Eine mit dünnem, elastischem Eis (Nilas) und Frostblumen überfrorene *lead polynya* (März 2003, Photo: I. Harms). (b) Eisbildung in einer Rinne bei etwa 8 Beaufort Wind von rechts. Deutlich zu erkennen der in Schlieren driftende Eisbrei, der sich am linken Rand der Rinne akkumuliert (März 2003, Photo: S. Kern).

det sich im Wasser ein Eisbrei, der durch die Winddrift fortwährend abtransportiert wird. Die Konsolidierung des Eisbreis zu einer geschlossenen Eisdecke wird durch Strömung und Wellen verhindert und die Polynja friert trotz sehr niedriger Temperaturen nicht zu (Abb. 3b). Solche Bedingungen lassen „Eisfabriken“ entstehen, in denen innerhalb einer Wintersaison bis zu 6 m dickes, „virtuelles“ Eis gebildet werden kann (KÄMPF und BACKHAUS 1999; HARMS et al. 2000).

Für die Ozeanografie spielt die Eisbildung eine wichtige Rolle bei der Umformung von Wassermassen, da beim Gefrieren von Seewasser das Salz zu etwa 80 % im Wasser verbleibt. Meereis ist dadurch relativ salzarm, sodass beim Schmelzprozess (z. B. in *sensible heat polynyas*) die Wassersäule unter dem Eis durch Freisetzung von ‚Frischwasser‘ stabilisiert wird. Bei der Eisbildung in *latent heat polynyas* dagegen wird die Wassersäule destabilisiert: das zurückbleibende Meeressalz gelangt in Form von Salzlake aus dem neugebildeten Eis in das Oberflächenwasser, die Dichte des Seewassers erhöht sich und es wird schwerer. Die Folge sind Konvektionsbewegungen, die ein Absinken von salzreichem Oberflächenwasser zum Boden bewirken. Das in polaren Regionen absinkende Wasser breitet sich am Boden der Ozeanbecken langfristig äquatorwärts aus und wird durch nachströmendes Oberflächenwasser aus den gemäßigten oder subtropischen Breiten ersetzt. Die Eisbildung in Polynjen ist somit wichtiger Bestandteil einer globalen Umverteilungsbeziehung, auch thermo-haline Zirkulation genannt. Hierin liegt die besondere Bedeutung und Klimarelevanz der *latent heat polynyas*.

Latent heat polynyas im Arktischen Ozean

Die Bedeutung der *latent heat polynyas* für die Wassermassentransformation im Nordpolarmeer zeigt sich vor allem in der Barentssee (HARMS 1997) und in den eurasischen Schelfmeeren Karasee und Laptevsee. Die wohl am besten untersuchte Polynja-Region ist der Storfjord von Spitzbergen (Abb. 4), wo sich jeden Winter eine *latent heat polynya* an der Ostseite des Fjords bildet. Bereits Ende der 80er Jahre wurde vermutet, dass etwa 5-10 % des Tiefenwassers der polaren Becken allein aus diesem Fjord stammen könnten (MIDTUN 1985; BLINDHEIM 1987; QUADFASEL et al. 1988). Aus Verankerungen im Winter 91/92 (SCHAUER 1995) ergab sich ein über 5 Monate anhaltender Ausstrom von 130.000 m³/s salzhaltigen Bodenwassers. Durch die Verbesserung der Eiserkennung mit Hilfe von Satellitendaten konnten die Erkenntnisse über die Storfjord-Polynja bzgl. der Größe und der Entstehungsmechanismen wesentlich gesteigert werden. Die erste systematische Satellitenbild-Analyse der Storfjord-Polynja während des Winters 97/98 (HAARPAINNER et al. 2001) zeigt, dass in dieser Zeit etwa 40 km³ Eis gebildet wurden, wodurch etwa 10⁹ Tonnen Salz in den Storfjord eingetragen wurden.

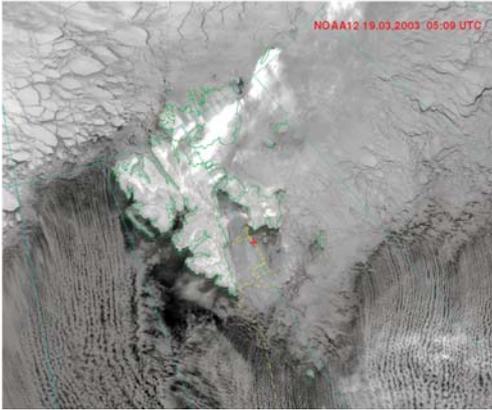


Abb. 4: AVHRR-Satellitenbild (NOAA 12) von Svalbard (Spitzbergen) vom 19.3.2003. Eis, Schnee und Wolken erscheinen weiß bis hellgrau, dünnes Eis und Wasser dunkelgrau bis schwarz. Das rote Kreuz markiert die Position der Polarstern während der Winter Arctic Polynya Study, WARPS. Die Polynjen im Storfjord zeigen sich als dunkle Flecken an der Ostseite des Fjords, zwischen der Polarstern und dem Küstenverlauf. Die Polynjen öffnen sich aufgrund des starken Nordostwindes, der in Form von abeisigen Wolkenstraßen über dem Wasser sichtbar ist (Quelle: DWD, Bordwetterwarte FS Polarstern).

Auch in jüngster Zeit konzentrieren sich Beobachtungsprogramme auf Polynja-Prozesse: Im Februar 2003 brach das deutsche Forschungsschiff Polarstern im Rahmen seiner 19. Arktisexpedition zur Winter Arctic Polynya Study (WARPS) auf, siehe dazu: SCHAUER und KATTNER (2004). Ein Schwerpunkt des Expeditionsprogramms lag auf der windinduzierten latent heat polynya im Storfjord, die sich auch während der WARPS-Reise als ein Gebiet mit relativ offenem und dünnem Eis zeigte (Abb. 4). Das ozeanografische Messprogramm diente vor allem der Erfassung der mesoskaligen, hydrographischen Strukturen der Storfjord Polynja sowie der Quantifizierung der Produktion und des Ausstroms von Bodenwasser. Hierfür wurden verankerte Strommesser ausgelegt und kontinuierliche Messungen mit Wasserschöpfern und CTD-Sonden durchgeführt. Letztere liefern von der Wassersäule online ein Vertikalprofil von conductivity, temperature und depth. Dabei wird aus der elektrischen Leitfähigkeit (conductivity) der Salzgehalt des Meerwassers bestimmt. Als Beispiel für diese Messungen zeigt Abb. 5 die räumliche Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte auf einem Schnitt quer zum Fjord. Dieser Schnitt führte von der Westseite des Fjords aus dem konsolidierten Packeis in die an der Ostseite gelegene Polynja hinein. Deutlich zu erkennen ist die durch Konvektion hervorgerufene, vertikale Homogenisierung der Wassersäule auf der rechten Hälfte des Schnittes, im Bereich der Polynja. Auch wenn sich hier am Boden bereits schweres, salzhaltiges Wasser gesammelt hat, so sind die beobachteten maximalen Salzgehalte doch deutlich niedriger als in früheren Jahren. Dies zeigt, dass die Bodenwasserbildung erheblichen zwischenjährlichen Schwankungen unterworfen ist. Hierüber sollen die noch auszuwertenden Strommesser-Verankerungen weiteren Aufschluss geben.

Die Schwerpunktprogramme der letzten Jahre haben zu deutlichen Fortschritten in der Beobachtung und Analyse von Polynja-Prozessen geführt. Dennoch bleiben Fragen bzgl. der räumlichen und zeitlichen Variabilität von Polynjen und ihrer integralen Bedeutung für die Umformung von Wassermassen im Arktischen Ozean offen. Diesbezügliche Aussagen beruhen bisher meist auf Satellitendaten der Eisbedeckung, worin allerdings die Informationen über die gebildete Eisdicke

und den Zustand des Ozeans fehlen. Schätzungen, wonach mehr als die Hälfte des in der Barentssee gebildeten Bodenwassers in den Polynjen und flaw leads bei Novaya Semlya, Franz-Josef-Land oder Svalbard (Spitzbergen) gebildet werden (MARTIN und CAVALLIERI 1989, SMITH et al. 1990) sind daher als kritisch anzusehen. Hier wären zuverlässigere Aussagen möglich, wenn neue Verfahren zur Fernerkundung der Eisdicke zur Anwendung kämen. Antworten auf die noch offenen Fragen werden daher in Zukunft verstärkt aus dem Bereich der Fernerkundung und der numerischen Modellierung kommen müssen.

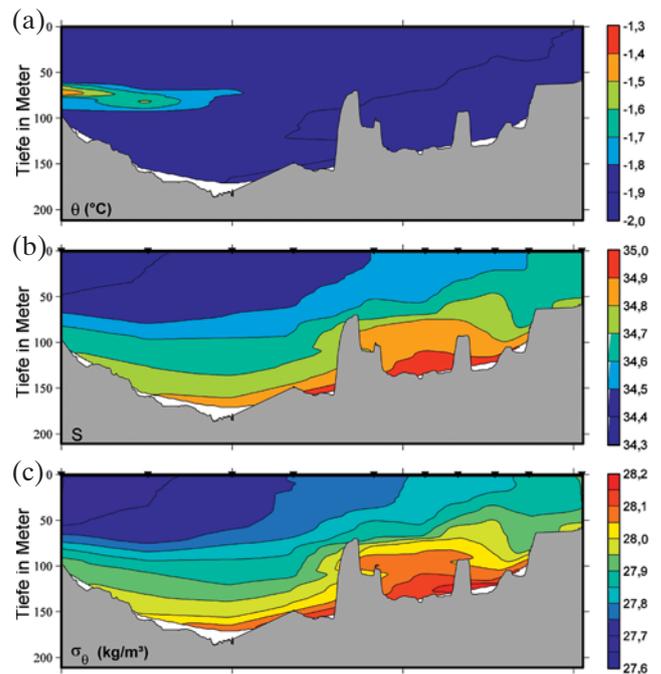


Abb. 5: Hydrographischer Schnitt durch den Storfjord. Dargestellt sind Temperatur in °C (a), Salzgehalt (b) und Dichte (ρ) in kg/m^3 (c) als $\sigma = \rho - 10^3$.

Numerische Modelluntersuchungen

Die Physik und die damit verbundenen Prozesse in einer Polynja sind, abgesehen von der Mikroskala, weitgehend bekannt und in numerischen Modellen gut beschreibbar. Es gibt daher eine ganze Reihe von sogenannten Prozessmodellen, die die Wechselwirkungen in Polynjen isoliert beschreiben können (BACKHAUS et al. 1997). Probleme bereiten allerdings die globalen oder großskaligen Ozean- und Atmosphärenmodelle, deren Gittergrößen die typische Größe von flaw leads oder Polynjen deutlich überschreiten. In diesen Modellen konnten die klimarelevanten Prozesse in Polyn-

jen daher gar nicht oder nur parameterisiert erfasst werden. Die Folge in Ozeanmodellen ist eine unzureichende Wiedergabe der Wärmeverluste auf den Schelfen, eine zu geringe thermodynamische Eisproduktion und damit verbunden eine Unterschätzung der Bodenwasserbildung. Entsprechend werden in atmosphärischen Klima- und Wettervorhersagemodellen die Wärme- und Feuchteflüsse aus dem Ozean unterschätzt.

Um eine Vorstellung über die integrale Bedeutung von Polynjen zu bekommen, können regional hochauflösende Modelle angewendet werden, mit denen es durchaus möglich ist, Polynjen aufzulösen und die damit verbundenen räumlich und zeitlich variierenden Wärme-, Feuchte- und Salzflüsse besser zu bestimmen (HARMS 1997). Als Beispiel sollen an dieser Stelle Ergebnisse eines regionalen Barentssee-Modells (Abb. 6) mit 7 km horizontaler Gitterweite vorgestellt werden (HATTEN et al. 2002). Bei diesem Modell handelt es sich um ein dreidimensionales, gekoppeltes Eis-Ozeanmodell, das seinen Antrieb aus globalen Datensätzen der Atmosphäre (ECMWF bzw. NCEP) bezieht.

Summiert man für jeden Modellgitterpunkt die eisfreien Tage während eines Winterhalbjahres (Januar-Juni) auf, treten die Polynja-Regionen der Barentssee in den Modellergebnissen deutlich hervor. In der Darstellung der akkumulierten eisfreien Tage (Abb. 7) zeigt sich zunächst eine klare Trennung zwischen der (dunkelblauen) persistenten Eisdecke im Norden der Barentssee und den (dunkelroten) eisfreien Gebieten

im Süden. Innerhalb der eisbedeckten blauen Gebiete zeigen sich die Polynjen als eisfreie, rote Flecken oder Streifen entlang der Küsten von Svalbard und Novaya Semlya. Mithilfe der prozentualen Eisbedeckung ist eine noch genauere Differenzierung möglich: Im rechten Bild wurden nur Tage aufsummiert, an denen die Eisbedeckungen unter 5 % liegen. Hierbei zeigen sich vor allem Polynjen entlang der Westküste von Novaya Semlya. Lässt man bei der Summierung dagegen auch Eisbedeckungen bis zu 25 % noch als eisfrei zu (Abb. 7, linkes Bild), so treten auch Polynja-Regionen um Svalbard und im Storfjord hervor. Diese Polynjen sind damit zwar nicht vollständig eisfrei, weisen aber über Wochen oder sogar Monate hinweg eine deutlich geringere Eisbedeckung auf als das sie umgebende, konsolidierte Eisfeld.

Auch die vom Modell simulierte Polynjen zeichnen sich durch eine verstärkte thermodynamische Eisbildung aus, was zu einem erhöhten Salzeintrag in die oberste Schicht des Ozeanmodells führt (Abb. 8). Neben den Polynja-Regionen bei Svalbard und Novaya Semlya, wo über den Januar hinweg Salzeinträge bis zu 12 kg/m² erreicht werden, treten auch Küstenregionen entlang des russischen Festlandes hervor, die aufgrund von häufig divergenter Eisdrift einen positiven Salzeintrag erfahren.

Der große Vorteil von numerischen Modellen liegt in der Darstellung der zeitlichen Variabilität von Prozessen, die durch Beobachtungen nur unzureichend bzw.

gar nicht abgedeckt ist. Als Beispiel hierfür dient eine einjährige Zeitreihe von drei Parametern innerhalb einer Polynja vor der Westküste von Novaya Semlya (Abb. 9). Die Eisbedeckung in der Polynja (oberes Diagramm) ist erstaunlich gering und beträgt selbst im Winter selten mehr als 50 %, im Januar und Februar liegt der Wert sogar noch darunter. Das mittlere Diagramm zeigt den Salzeintrag in die oberste Modellschicht des Ozeans, der im Januar und Februar sehr hohe Werte erreicht, da aufgrund der relativ ge-

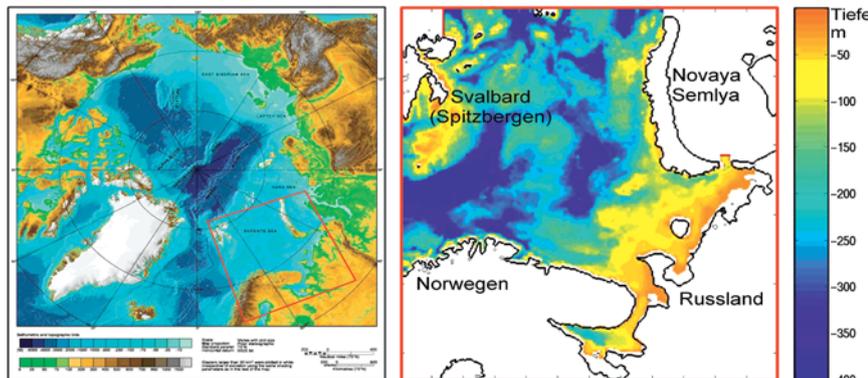


Abb. 6: Modelldomäne des 7 km-Barentssee-Modells (rechts) und dessen Lage innerhalb des Arktischen Ozeans (links).

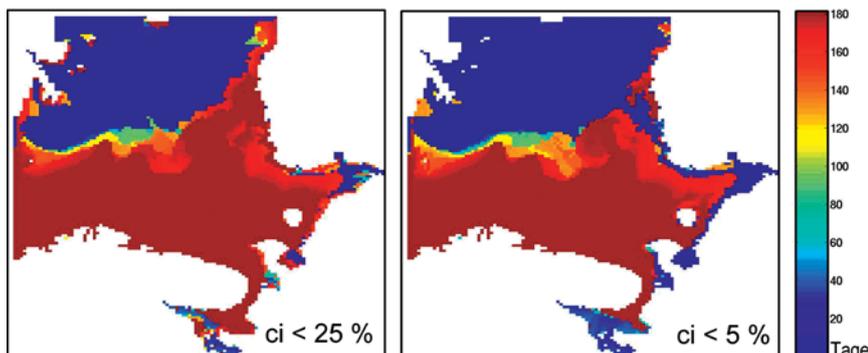


Abb. 7: Anzahl der simulierten eisfreien Tage von Januar-Juni 1979, für Eisbedeckungen kleiner 5 % (rechts) und kleiner 25 % (links).

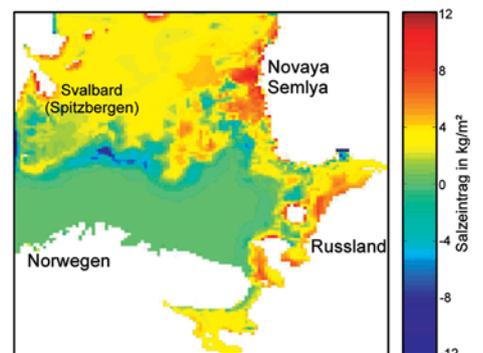


Abb. 8: Simulierter, monatlicher Salzeintrag durch Eisbildung in kg/m², im Januar 1979.

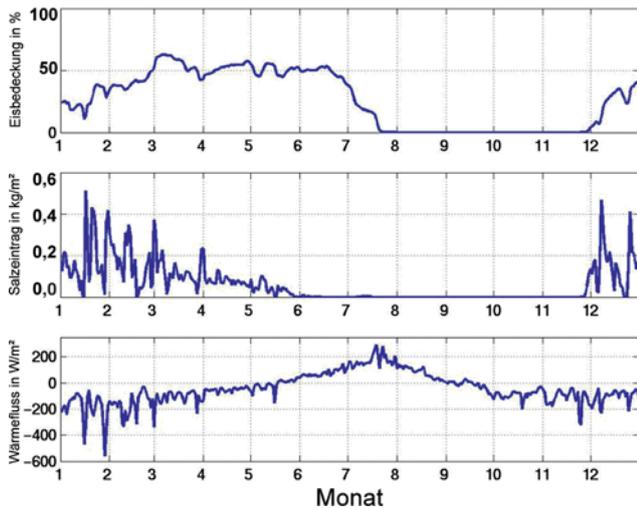


Abb. 9: Simulierte Zeitserie der Eisbedeckung (in %, oben), des Salzeintrags (in kg/m^2 , Mitte) und des Wärmeflusses (in W/m^2 , unten) aus der Polynja-Region vor Novaya Semlya, für das Jahr 1979.

ringen Eisbedeckung ständig neues Eis gebildet wird. Dementsprechend ergeben sich auch die Wärmeflüsse (unteres Diagramm), die im Januar und Februar durch die häufig sich öffnenden Polynjen einen starken Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre (negative Werte) zeigen. Der Wärmegewinn des Ozeans ist dagegen gering. Er ergibt sich hauptsächlich aus der kurzwelligen Einstrahlung während der dreimonatigen Mitsommerzeit von Juni-August. Spätestens ab Juni überwiegen dadurch die Schmelzprozesse, wodurch der Salzeintrag und die Eisbedeckung vollständig verschwinden. Obwohl im September bereits die Wärmeflüsse wieder überwiegend negativ sind, setzen Eisbildung und Salzeintrag erst im Dezember ein. Grund für diesen Zeitversatz ist die Abkühlung der Wassersäule durch thermische Konvektion bis an den Gefrierpunkt.

Auffällig an der gesamten Zeitserie ist die starke winterliche Variabilität, die sich in allen drei Parametern gut korreliert zeigt: schon eine geringfügige Abnahme der Eisbedeckung führt zu erheblichen Wärmeverlusten von bis zu -600 W/m^2 , was wiederum verstärkte thermodynamische Eisbildung und damit erhöhten Salzeintrag zur Folge hat. Die zukünftigen Arbeiten werden die Intensität dieser Wechselwirkungen vor allem auf zwischenjährlicher und dekadischer Skala zum Schwerpunkt haben, da hierin Hinweise auf mögliche Veränderungen des empfindlichen arktischen Klimasystems liegen können.

Danksagung

Die von den Autoren ausgeführten Arbeiten zur Beobachtung und Modellierung von Polynjen in der Barentssee wurden durch den DFG Sonderforschungsbereich 512 „Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantiks“ gefördert. Die Photos entstanden an Bord der Polarstern während der Reise ARK XIX/1+2 (WARPS). Dank an Stefan Kern für die Abb. 2 und 3.

Literatur

- BACKHAUS J. O., H. FOHRMANN, J. KÄMPF, A. RUBINO, 1997: Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas -process studies of oceanic convection- *ICES-Journal of Marine Science* **54**, 366 - 382.
- BLINDHEIM, J., 1987: Cascading of Barents Sea Bottom Water into the Norwegian Sea. *ICES Symposium 1987*, Paper No. 61., 17 S.
- HATTEN, K., C. SCHRUM, I. H. HARMS, 2002: Climate relevant processes on the Barents Shelf, EGS XXVII General Assembly, Nice, France, 22.-26. April 2002, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 4, 2002.
- HARMS, I. H., 1997: Watermass transformation in the Barents Sea. -Application of the HAMBURG Shelf Ocean Model (HAMSOM)- *ICES-Journal of Marine Science* **54**, 351 - 365.
- HARMS, I. H., M. J. KARCHER, D. DETHLEFF, 2000: Modeling Siberian river runoff -implications for contaminant transport in the Arctic Ocean- *Journal of Marine Systems* **27**, 95 - 115.
- HAARPAINTNER, J., P. M. HAUGAN, J.-C. GASCARD, 2001: Interannual variability of the Storfjorden (Svalbard) ice cover and ice production observed by ERS-2 SAR, *Ann. Glac.* **33**, 430-436.
- KÄMPF, J., J. O. BACKHAUS, 1999: Ice-ocean interactions during shallow convection under conditions of steady winds: Three-dimensional numerical studies, *Deep-Sea Research II* **46**, 1335 - 1355.
- MARTIN, S., D. J. CAVALIERI, 1989: Contribution of the Siberian Shelf Polynya to the Arctic Intermediate and Deep Water. *J. Geophys. Res.* **94**, no. C9, 12725 - 12738.
- MIDTTUN, L. 1985: Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep-Sea Res.* **32**, No. 10, 1233-1241.
- QUADFASEL, D., B. RUDELS, K. KURZ, 1988: Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait. *Deep-Sea Res.* **35**, No.: 7, 1143-1150.
- SCHAUER, U. 1995: The release of brine enriched shelf water from Storfjord to the Norwegian Sea. *J. Geophys. Res.* **100**, No.: C8, 16015-16028.
- SCHAUER, U., G. KATTNER, 2004: The Expedition ARKTIS XIX/1 a, b and XIX/2 of the Research Vessel „POLARSTERN“ in 2003, *Reports on Polar Research* **481**, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 190 S.
- SMITH, S. D., R. D. MUENCH, C. H. PEASE, 1990: Polynyas and Leads: An overview of physical processes and environment. *J. Geophys. Res.* **95**, No. C6, 9461-9479.
- WADHAMS, P., 2000: Ice in the Ocean. *Gordon and Breach Science Publishers*, Amsterdam, ISBN 90-5699-296-1, 351 S.

Anschriften der Autoren:

Dr. Ingo H. Harms
 Dr. Corinna Schrum
 Kerstin Hatten
 Institut für Meereskunde
 Zentrum für Meeres- und Klimaforschung
 Bundesstraße 53
 20146 Hamburg
 E-Mail: harms@ifm.uni-hamburg.de

H. SCHUH

Erdrotation und globale dynamische Prozesse

1 Einleitung

Die Erdrotationsforschung leistet nicht nur wesentliche Beiträge für die Geodäsie, sondern ist auch für eine Reihe von Nachbardisziplinen aus dem Bereich der Geowissenschaften von besonderer Bedeutung. Aufgrund des globalen Charakters der zu Grunde liegenden Phänomene ist die Erdrotation Gegenstand vielfältiger internationaler Forschungsaktivitäten. Die Internationale Assoziation für Geodäsie (IAG) berücksichtigt dies beispielsweise in ihrer Struktur seit 2003 dadurch, dass eine ihrer vier Kommissionen dem Themenbereich „Earth Rotation and Geodynamics“ gewidmet ist.

Im Sommer 2001 wurde auf Anregung der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) eine Arbeitsgruppe mit dem Ziel gebildet, die aktuelle Stellung der Erdrotation im wissenschaftlichen Umfeld zu beschreiben, Zusammenhänge mit anderen Phänomenen aufzuzeigen und den aktuellen Stand der Forschung in der Erdrotation, einschließlich der Verknüpfung zu den Nachbardisziplinen, darzustellen. Als Ergebnis liegt die Schrift „Erdrotation und globale dynamische Prozesse“ vor (SCHUH et al. 2004); Auszüge daraus bilden in Verbindung mit der Angabe zahlreicher Referenzen die Grundlage für den folgenden Übersichtsartikel.

2 Das System Erde und seine Komponenten

Die Betrachtung der Erde als System, das aus einer Reihe relevanter Komponenten sowie deren Kopplungen und Wechselwirkungen besteht, ist eine wesentliche Voraussetzung für das Verständnis und die mathematisch-physikalische Beschreibung der Prozesse innerhalb und außerhalb der Erde, die mit der Rotation der Erde verbunden sind. Diesen Prozessen stehen Zustände und zeitliche Variationen von Parametern gegenüber, die als physikalische Signale mit (weltraum-)geodätischen Verfahren beobachtet werden können.

Üblicherweise betrachtet man bei der Beschreibung der Erdrotation zwei Parametergruppen. Die Änderung der Richtung der Rotationsachse der Erde äußert sich in Bezug auf ein himmelfestes System als Präzessions- und Nutationsbewegung, in Bezug auf ein erdfestes System als Polbewegung. Hinzu kommt die Änderung der Rotationsperiode der Erde

(Δ UT1, Abweichung der an die Rotation der Erde gekoppelten Weltzeit, Universal Time 1 (UT1), von einer Atomzeitskala). Anstelle von Δ UT1 wird häufig als deren reziproke zeitliche Ableitung die sog. Tageslänge (length of day, LOD) betrachtet. Man bezeichnet die Gesamtheit der zugeordneten Parameter als Erdorientierungsparameter (EOP), die auf die Polbewegung und die Weltzeit beschränkte Untergruppe oft auch als Erdrotationsparameter (ERP).

Die folgenden Abbildungen enthalten eine Übersicht über die wichtigsten geophysikalischen Einflüsse auf die Polbewegung (Abb. 1) und die Rotationsgeschwindigkeit ausgedrückt durch die Weltzeit UT1 (Abb. 2), aufgetragen nach Periodenbereichen und ihre jeweiligen Größenordnungen. Wie im Abschnitt 4 noch näher ausgeführt werden soll, werden Polbewegung und Rotation der Erde seit über 100 Jahren regelmäßig beobachtet, früher mittels astronomischer Verfahren, heute mit den modernen geodätischen Weltraumverfahren. Dies ermöglicht die Untersuchung säkularer Änderungen, verursacht z. B. durch die Gezeitenreibung und die Wirkung der postglazialen Landhebung, aber auch die Erfassung der sog. dekadischen Fluktua-

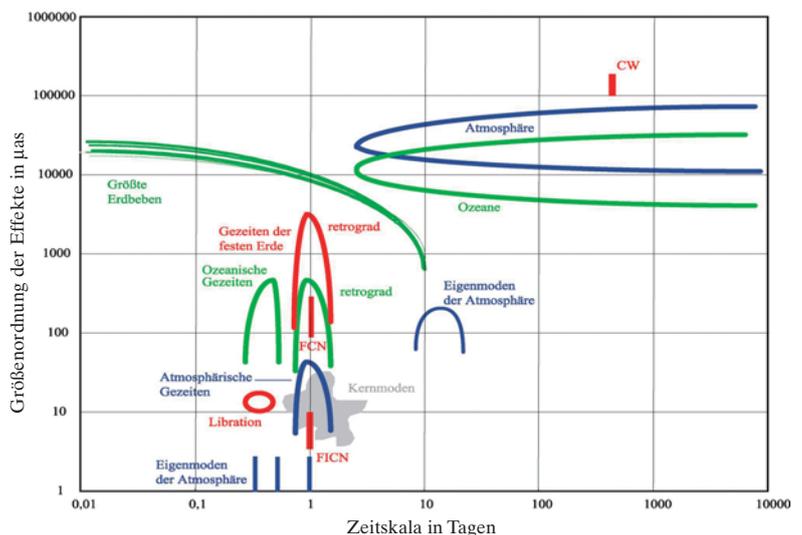


Abb. 1: Einflüsse auf die Polbewegung - Größenordnungen und Zeitskalen in logarithmischer Achsskalierung (Quelle: ftp://gemini.gsfc.nasa.gov/pub/core/fig2.ps; modifiziert). Eine herausragende Bedeutung für nahezu alle Zeitskalen kommt der Atmosphäre und den Ozeanen zu. Im subtäglichen Bereich überlagern sich verschiedene Effekte. Die dominanten Signale in der Polbewegung sind der sog. Chandler-Wobble (CW) bei ungefähr 430 Tagen, die jahresperiodische Bewegung sowie die Polwanderung (säkulare Drift). Beim Chandler-Wobble, der Free Core Nutation (FCN, auch als Near Diurnal Free Wobble NDFW bekannt) und der Free Inner Core Nutation (FICN) handelt es sich um freie Nutationen. Der retrograde Beitrag der Gezeiten der festen Erde mit Perioden von ~24 h wird durch langperiodische Nutationsterme dargestellt.

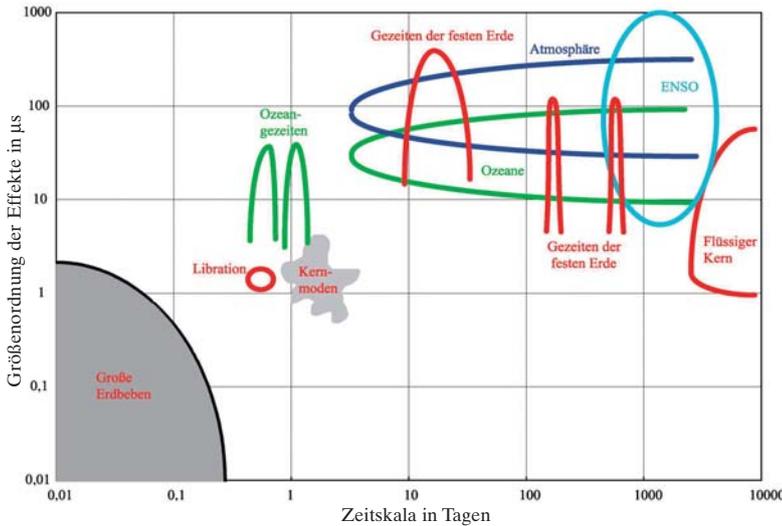


Abb. 2: Einflüsse auf die Weltzeit UT1 - Größenordnungen und Zeitskalen in logarithmischer Achsskalierung (Quelle: ftp://gemini.gsfc.nasa.gov/pub/core/fig1.ps; modifiziert). Die Einflüsse der Atmosphäre und Ozeane wirken im Bereich von mehreren Tagen bis zu Dekaden. Für Perioden bis zu einem Jahr kommen Gezeiteneffekte der festen Erde und der Ozeane hinzu. Die wichtigsten Variationen der Weltzeit besitzen Perioden im jährlichen und halbjährlichen sowie im monatlichen und halbmonatlichen Bereich. Weiterhin gibt es signifikante dekadische Variationen. 1 μ s als Zeiteinheit entspricht 15 μ as als Winkeleinheit.

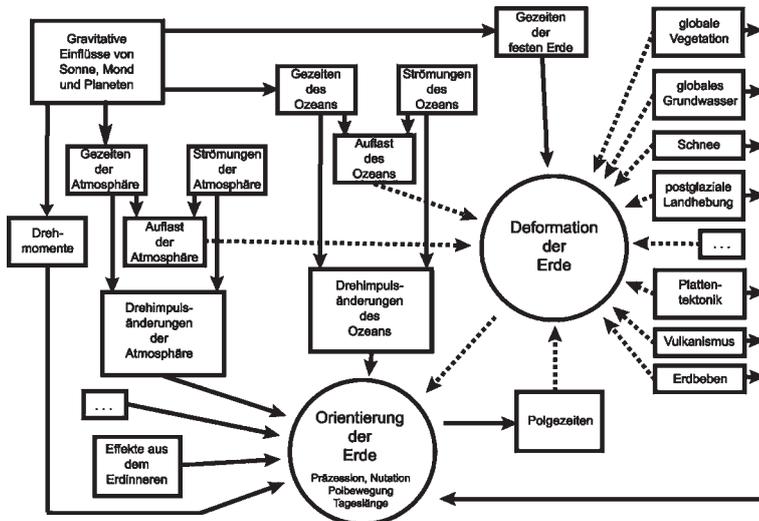


Abb. 3: Komponenten und Einflüsse im System Erde. Die direkten Effekte sind mittels durchgezogener Linien veranschaulicht, die Einflüsse und Effekte im Zusammenhang mit der Deformation der Erde (indirekter Effekt) mittels gestrichelter Linien.

tionen. Seit Anfang der 80er Jahre erfolgt eine regelmäßige Beobachtung der Erdorientierungsparameter mittels geodätischer Weltraumverfahren, die heutzutage die EOP in großer Genauigkeit und hoher zeitlicher Auflösung liefern. Dies ermöglicht die Untersuchung kleiner kurzperiodischer Signale, die bis in den subtäglichen Periodenbereich gehen. Die Auswirkungen der Komponenten des Systems Erde und ihrer Wechselwirkungen auf die EOP lassen sich aufteilen in direkte Effekte, die zu einer unmittelbaren Änderung des Drehimpulsvektors führen, und indirekte Effekte

durch Rückkopplungen in Folge der Deformation des Erdkörpers.

Abb. 3 veranschaulicht die für die Beschreibung der Erdrotation wesentlichen Einflussgrößen und deren Wechselbeziehungen. Die Primäreffekte, die sich in den Zeitreihen der Erdrotationsparameter zeigen, ergeben sich aus der Dynamik der festen Erde, der Atmosphäre und den Ozeanen. Die anderen genannten Effekte sind von sekundärer Bedeutung.

3 Wechselwirkungen im System Erde mit Einfluss auf die Erdrotation

3.1 Komponenten des Systems Erde

Der Begriff der festen Erde bzw. des Erdkörpers umfasst in der Erdrotationstheorie den Erdmantel (inkl. Erdkruste), den Außen- und den Innenkern. Die Oberfläche des Erdkörpers trennt ihn von der Atmosphäre, Hydrosphäre und Kryosphäre. Diese Aufteilung ist aufgrund der unterschiedlichen dynamischen Eigenschaften der Komponenten zweckmäßig.

3.2 Variationen der Erdrotationsparameter

Essentiell für die Beschreibung der Variationen der Erdrotationsparameter, aber auch der zeitlichen Variationen des Erdschwerefeldes, ist neben der Kenntnis der Systemkomponenten das Verständnis ihrer Kopplungen und der daraus resultierenden Wechselwirkungen. Übersichtsdarstellungen zu diesem Thema findet man bei DEHANT et al. (1997) und CHAO et al. (2000). CUSHMAN-ROISIN (1994) befasst sich mit den geophysikalischen Fluiden.

Für die Erdrotation wichtige Kopplungen zwischen Systemkomponenten sind: die zwischen Erdkern und Erdmantel sowie diejenigen zwischen Atmosphäre, Ozeanen und fester Erde. Sie beruhen ursächlich auf Stoff-, Impuls- und Energieaustausch zwischen den Teilsystemen. Bei den Stoffkreisläufen sind

- vor allem der Wasserkreislauf und der Kohlenstoffkreislauf zu nennen. Eine Drehimpulsübertragung wird ermöglicht durch Drehmomente aufgrund von
- Reibung („friction torque“) an den Grenzflächen der Systemkomponenten,
 - auf die Topographie ausgeübtem Druck („pressure torque“, „mountain torque“),
 - gravitativen Effekten an Dichteanomalien („gravitational torque“) sowie
 - elektromagnetischen Effekten („magnetic torque“) im Kern-Mantel-Bereich.

Eine weitere Kopplung ist durch die Übertragung von Energie zwischen Systemkomponenten gegeben wie z. B. durch den atmosphärischen Druckantrieb des Ozeans.

Erdkern und -mantel sind miteinander durch mehrere Arten von Drehmomenten gekoppelt. Darauf weisen Korrelationen der Variationen der Erdrotation und des geomagnetischen Feldes hin, insbesondere im dekadischen Periodenbereich. Die elektromagnetischen Kopplungsdrehmomente basieren auf der Lorentzkraft, die aus elektrischen Strömen und dem Magnetfeld gebildet wird. Die Ströme entstehen in den leitfähigen Gebieten des Kerns und des Mantels infolge des Dynamoprozesses und der Variationen des geomagnetischen Feldes. Die topographischen Kopplungsdrehmomente werden von Strömungen flüssigen Kernmaterials gegen die Ausbeulungen der Kern-Mantel-Grenze erzeugt. Bei der gravitativen Kopplung, die in der Regel nur zwischen Innenkern und Mantel wirkt, dreht sich z. B. ein nicht sphärischer Innenkern derart relativ zum Mantel, dass die Potentialdifferenz minimal wird. Ein elektromagnetisches Drehmoment könnte dieser Drehung entgegen wirken. Die Kopplung aufgrund von Reibung wird als vernachlässigbar klein angesehen.

Interne Wechselwirkungen auf Paläozeitskalen sind mit der Konvektion und deren Folgen verbunden, wie z. B. der Entmischung des Kerns, den „Mantle Plumes“ oder der Plattenbewegung. Ihr Einfluss auf die Rotation der Erde ist auf kurzen bis mittleren Zeitskalen von untergeordneter Bedeutung und somit erst über einen langen Zeitraum detektierbar.

Nicht nur die Kopplungen und Wechselwirkungen im Erdinneren sind von Bedeutung, sondern auch diejenigen der geophysikalischen Fluide nahe der Erdoberfläche, die durch Stoff-, Impuls-, und Energieübertragungen miteinander in Verbindung stehen (GILL 1982; KRAUS und BUSINGER 1994). Durch die dem globalen Wasserkreislauf unterliegenden Prozesse werden stetig Wassermassen zwischen den einzelnen hydrosphärischen Komponenten ausgetauscht. Die mit ihnen verbundenen Massenverlagerungen und Relativbewegungen führen direkt zu Änderungen des Trägheitstensors und des Relativdrehimpulses der Erde. Indirekt induziert der im Wasserkreislauf stattfindende Stoffaustausch Dichtegradienten im Zusammenhang mit thermischen Flüssen, die sich insbesondere in der Atmosphäre und im Ozean in Form von Wind und thermohaliner Strömung bemerkbar machen.

Energie- und Impulsflüsse zwischen deformierbaren Teilsystemen vermögen darüber hinaus die in Wechselwirkung stehenden geophysikalischen Fluide zu Schwingungen anzuregen, die sich im zeitlich variablen Trägheitstensor der Erde widerspiegeln. Populäre Beispiele sind die aus der dynamischen Kopplung von Atmosphäre und Ozean resultierende El Niño Southern

Oscillation (ENSO) sowie die Northern Atlantic Oscillation (NAO).

Der Drehimpulsaustausch zwischen den einzelnen oberflächennahen Systemkomponenten wird ermöglicht durch Drehmomente, die durch Relativbewegungen, Reibung, Druck und den Einfluss der Gravitation an der Grenzfläche benachbarter Medien verursacht werden. Reibungsdrehmomente infolge von Windschubspannungen greifen an Land- sowie Meeresoberflächen an, durch bodennahe ozeanische Strömungen entstehen Reibungsdrehmomente an der Grenzfläche zwischen Ozean und festem Erdkörper. Atmosphärische und ozeanische Druckgradienten führen zu Druckdrehmomenten an den Grenzflächen zwischen Atmosphäre und Land sowie zwischen Ozean und fester Erde. Inwieweit das atmosphärische Drucksignal an der Meeresoberfläche zum Meeresboden übertragen wird, hängt entscheidend davon ab, ob sich die Meeresoberfläche „invers-barometrisch“ verhält, worunter zu verstehen ist, dass ein erhöhter Luftdruck durch ein Ausweichen der Wassermassen kompensiert wird.

Durch Gravitationswechselwirkung wird von Sonne und Mond einerseits ein Drehmoment ausgeübt, das auch im Falle einer starren Erde nicht verschwände; andererseits verursachen die lunisolaren Anziehungskräfte zeitabhängige Variationen des Trägheitstensors als Folge einer viskoelastischen Rheologie des Erdkörpers. Durch gezeiten- und auflastbedingte Deformationen der Grenzfläche zwischen fester Erde und Ozeanosphäre werden zudem die Resonanzbedingungen ozeanischer Becken und folglich die ozeaninterne Dynamik modifiziert, weshalb Auflast- und Gezeitendeformationen schließlich auch indirekt den Drehimpulstransfer zwischen Ozean und fester Erde beeinflussen. Schließlich wirken sich Dichteveränderungen oder Verschiebungen von Randflächen, die Massen begrenzen, auf das Rotationsverhalten dadurch aus, dass sie den Trägheitstensor ändern.

3.3 Gegenwärtiger Stand der Modellierung von Erdrotationsschwankungen

Die Variationen der Erdrotation sind das Ergebnis der integralen Wirkung aller planetaren und geophysikalischen Kräfte, die ein Drehmoment am Erdkörper ausüben und dadurch den Drehimpuls ändern. Die Modellierung der Erdrotation verfolgt zwei Ziele: Zum einen möchte man die geodätisch beobachtbaren Erdrotationsschwankungen auch mit Hilfe von Modellen möglichst genau beschreiben, zum Beispiel für die Prädiktion. Zum anderen sollen durch die Modellierung der Erdorientierungsparameter (EOP) geophysikalische Prozesse und Zusammenhänge erforscht werden, die direkt oder indirekt die Erdrotation beeinflussen. Ist der Beitrag eines Teilsystems der Erde zu den Erdrotationsschwankungen bekannt, so kann mittels geeigneter Analyseverfahren aus dem Vergleich der mo-

dellierten mit den beobachteten EOP auf noch unbekannte Anregungsmechanismen in anderen Teilsystemen geschlossen werden.

Von besonderer Bedeutung sind die vielfältigen Kopplungsmechanismen zwischen den einzelnen Teilsystemen. Die zahlreichen Wechselwirkungen verändern die Drehmomente und führen zu Auflastdeformationen und Massenaustausch. Es genügt deswegen nicht, die Teilsysteme als unabhängige Anregungskomponenten zu modellieren; vielmehr müssen in einer konsistenten Beschreibung der Erdrotationsvariationen sämtliche Interaktionen zwischen den einzelnen Prozessen berücksichtigt werden. Dies erfordert eine Verknüpfung und ein Zusammenwirken vieler naturwissenschaftlicher Teildisziplinen im Sinne einer integralen Untersuchung des Gesamtsystems Erde inklusive seines planetaren Umfelds.

Erdrotationsschwankungen werden durch Drehimpulsänderungen hervorgerufen, die global durch die Euler-Liouvillesche Gleichung bilanziert werden. Sie gibt den Zusammenhang zwischen den extern auf einen Körper wirkenden Drehmomenten D und der Änderung seines Eigendrehimpulses L an. Die verschiedenen, in Wechselwirkung stehenden Komponenten des Systems Erde (Atmosphäre, Hydrosphäre, Mantel, äußerer Kern, innerer Kern) haben einen eigenen Teil Drehimpuls, von dem Teile auf die jeweils anderen Komponenten übertragbar sind, wenn ein geeigneter Kopplungsmechanismus existiert.

Ausgehend von einem allgemein gefassten Ansatz gelangt man zur linearisierten Euler-Liouvilleschen Gleichung (s. z. B. SCHUH et al. 2004). Um die terrestrischen geophysikalischen Einflüsse auf die Rotation der Erde zu untersuchen, setzt man die äußeren Drehmomente gleich Null, geht also von einer Drehimpulserhaltung für das abgeschlossene System Erde aus, was zum sog. Drehimpulsansatz der Erdrotationsmodellierung führt. Durch eine geeignete Linearisierung ergibt sich ein entkoppeltes Differentialgleichungssystem für die Polbewegung sowie für die Tageslängenschwankungen. Betrachtet man die geophysikalische Anregung, so unterscheidet man noch zwischen einem Massenterm aufgrund der verlagerten Massen an sich und einem Bewegungsterm, der den eigentlichen Vorgang von Massenbewegungen beschreibt. Die Modellierung von lunisolaren und planetaren gravitativen Einflüssen auf die Erdrotation erfolgt vereinfacht mit einem Modell der starren Erde. Zur Verbesserung des Präzessions- und Nutationsmodells können dann zusätzliche Korrekturglieder eingefügt werden, die die geophysikalischen Anregungen der verformbaren Erde berücksichtigen.

3.4 Einfluss der Atmosphäre auf die Erdrotation

Dem atmosphärischen Einfluss auf die Erdrotation soll im folgenden ein besonderes Augenmerk gewid-

met werden. Die Massenbewegungen im Teilsystem Atmosphäre tragen wesentlich zu den Variationen der Erdorientierungsparameter bei, und zwar in unterschiedlichen Zeitskalen, von einem Tag bis hin zu mehreren Jahren. Dies umfasst sowohl die gasförmigen als auch die festen und flüssigen Bestandteile der Atmosphäre. Die atmosphärischen Massenumverteilungen zählen zu den größten endogenen Ursachen der Erdrotationsschwankungen.

Besonders stark ist der Einfluss der Atmosphäre auf die Variabilität der Rotationsgeschwindigkeit auf der mehrjährigen Zeitskala (DICKEY et al. 1992a, b; CHEN et al. 1996). Diese Schwankungen in der Tageslänge werden überwiegend durch die sog. El Niño Southern Oscillation (ENSO) mit Perioden von 3 bis 6 Jahren hervorgerufen (ROSEN et al. 1984; HIDE et al. 1997; NAITO et al. 2000). Dabei ist bekannt, dass die Meeresoberflächentemperaturen (sea surface temperature, SST) des tropischen Pazifiks eine wesentliche Rolle für die Variabilität der ENSO spielen (BJERKNES 1996). Ebenso klar erkennbar in den geodätischen Messungen der Tageslänge (LOD) ist die sog. Madden-Julian-Oszillation im Periodenbereich von 30 bis 60 Tagen. Die verbindenden Drehmomente, die den Drehimpulsaustausch zwischen Atmosphäre und fester Erde ermöglichen, sind dabei hauptsächlich die Gebirgsdrehmomente („mountain torques“) durch Druckunterschiede über die drei großen Massive Himalaya, Rocky Mountains und Anden. Das Reibungsdrehmoment („friction torque“) spielt dabei eher eine untergeordnete Rolle und ist hauptsächlich verantwortlich für den Drehimpulstransfer in den Ozean.

Die Beiträge der Atmosphäre zu den Variationen der äquatorialen Komponenten des Drehimpulsvektors und einer entsprechenden Beeinflussung der Polbewegung sind jedoch weniger ausgeprägt und wurden erst in den letzten Jahren näher untersucht. Oft wurde eine periodische Anregung durch die Atmosphäre im Bereich der Chandler-Periode gesucht, was aber in Anbetracht des stochastischen Charakters der Atmosphäre erfolglos blieb. In letzter Zeit hat es jedoch einige Arbeiten gegeben (EGGER und HOINKA 2000; EGGER 2001), die sich mit dem stochastischen Charakter der äquatorialen atmosphärischen Drehmomente befassen und somit die Möglichkeit der sog. stochastischen Resonanz als Entstehungsmodell für den Chandler-Wobble andeuten.

Für die Berechnung von atmosphärischen Einflüssen auf die Rotation der Erde sind detaillierte globale Datensätze von Verteilung und Bewegung der Luftmassen nötig. Globale, vielschichtige Atmosphärenmodelle geben in Verbindung mit gemessenen Windgeschwindigkeiten und Druckverteilungen mittlerweile ein sehr realistisches Bild der Atmosphäre. Aus diesen Modellen wird die sog. atmosphärische Anregungsfunktion AAM (atmospheric angular momentum) durch Integration der Massenverlagerungen berechnet. Sie wird

von vier meteorologischen Forschungszentren (NCEP, JMA, UKMO, ECMWF) über das IERS (International Earth Rotation and Reference Systems Service-) Spezialbüro für Atmosphäre (SBA) zur Verfügung gestellt und kann direkt im bereits in Abschnitt 3.3 angesprochenen Drehimpulsansatz verwendet werden. Etwas aufwändiger ist der Drehmomentansatz, also die Modellierung von Drehmomenten aus den Druck- und Strömungsfeldern der Atmosphäre in Verbindung mit der Topographie der Erdoberfläche. Dazu werden jedoch nur die Druck-, Wind- und Strömungsverhältnisse an der Grenzschicht zwischen Atmosphäre, Ozean und Erdoberfläche benötigt. Obwohl letztendlich aus einem Atmosphärenmodell über beide Ansätze die gleichen Rotationsschwankungen resultieren sollten, bestehen noch erhebliche Diskrepanzen. Dies ist vor allem auf die ungenaue Kenntnis aller Reibungskräfte im Drehmomentansatz zurückzuführen. Beobachtungen liefern hierfür bisher nur unvollständige Daten. Dieses Problem tritt bei reinen Simulationsmodellen nicht auf. Das Modell ECHAM3 wird nur durch beobachtete ozeanische Wasseroberflächentemperaturen zwischen 1950 und 1994 angetrieben (STUCK 2001). Eine detaillierte Analyse zeigte, dass

- viele Strukturen der beobachteten axialen Drehimpulsschwankungen selbst durch ein grobes Modell wie das ECHAM3 in T21 horizontaler Auflösung (entspricht etwa $5,6^\circ \times 5,6^\circ$) reproduziert werden können;
- das Modell einen sinnvollen Drehimpulstransfer in den Ozean liefert;
- die ENSO-Variabilität der Tageslängenänderung eine vor dem stochastischen Hintergrund des Modells reproduzierbare und somit vorhersagbare Größe ist.

Die Variabilität der axialen Drehimpulskomponente auf Zeitskalen von mehr als 10 Jahren kann sinnvoll nur mit Hilfe gekoppelter Atmosphären-Ozean-Modelle untersucht werden, da brauchbare Analysen der Atmosphäre (die NCEP-Reanalysedaten oder die Reanalysen ERA40 des ECMWF) nur für die letzten 40 Jahre vorliegen. Ebenso kann die Frage des Einflusses globaler Umweltveränderungen wie steigender Treibhausgase auf die Tageslängenänderung nur mit Hilfe von Modellen untersucht werden. Dabei ist der Drehimpulsvektor der Erde dadurch ausgezeichnet, dass er eine integrale Variable des Erdsystems darstellt, die direkt aus Messungen zugänglich ist. Alle global aggregierten meteorologischen Größen wie die mittlere Temperatur oder mittlere Niederschlagsrate können nur aus Punktmessungen mit Hilfe statistischer Modellierung ermittelt werden.

4 Vergleich von Modellierung und Messung der Erdrotationsschwankungen

Die Qualität von modellierten Erdrotationsschwankungen kann durch einen Vergleich mit den tatsächlich beobachteten Erdorientierungsparametern geprüft werden.

4.1 Polbewegung

Schon Ende des 19. Jahrhunderts lagen erste Messungen der Polbewegung vor. Sie wiesen eine nahezu jährliche Periode mit einer mittleren Amplitude von etwa 300 Millibogensekunden (marsec) auf. Chandler entdeckte 1891 neben der Jahresperiode ein weiteres Maximum im Spektrum bei etwa 430 Tagen. Um genauere Daten über die Polbewegung zu erhalten, wurde der ILS (International Latitude Service) eingerichtet, der später vom IPMS (International Polar Motion Service) abgelöst wurde. Heute wird die Polbewegung gemeinsam mit den anderen Erdorientierungsparametern (EOP) aus den geodätischen Raumverfahren VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR (Satellite Laser Ranging), LLR (Lunar Laser Ranging) und GPS (Global Positioning System) gewonnen. Diese Daten werden seit 1988 vom bereits erwähnten IERS gesammelt, aufbereitet, kombiniert und publiziert. Die Polbewegung kann heutzutage mit einer Genauigkeit von 100-200 microarcsec gemessen werden, d. h. die Position des Pols zu einem bestimmten Zeitpunkt kann auf ungefähr ± 5 mm angegeben werden. In der Polbewegung zeigt sich eine Überlagerung von Jahresperiode und Chandlerperiode in Form einer Amplitudenschwungung (Abb. 4). Daneben findet auch eine langsame Drift des mittleren Pols in Richtung Kanada statt (Abb. 5), vor allem verursacht durch die postglaziale Landhebung (WU und PELTIER 1984).

Entfernt man diese lineare Drift, so bleiben neben dem Hauptanteil der jahresperiodischen und Chandler-Bewegungen noch unregelmäßige Polschwankungen mit Perioden von einigen Jahren bis Dekaden. Vernachlässigt man die Einflüsse des Erdkerns, so könnte angenommen werden, dass die unregelmäßigen Pol-

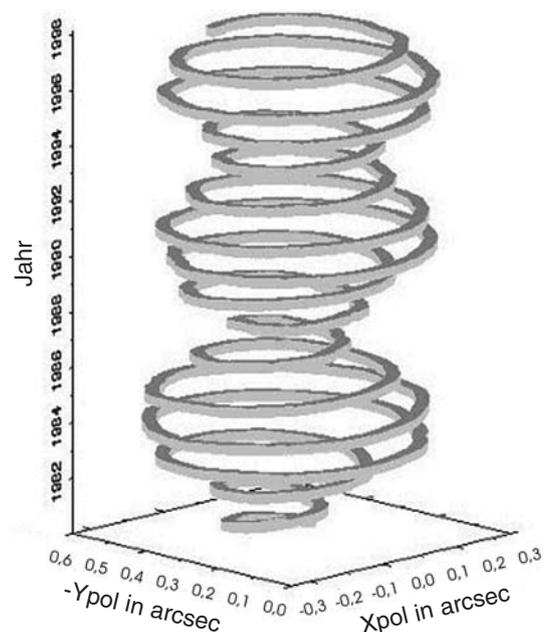


Abb. 4: 3D-Darstellung der Polkoordinaten x und -y von 1980-1998, publiziert vom IERS (<http://www.iers.org>).

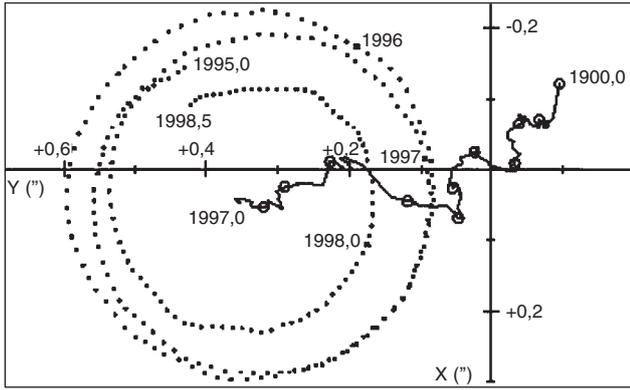


Abb. 5: Langsame Drift des Rotationspols in Richtung Kanada (durchgezogene Linie); kurzperiodische Anteile wurden entfernt (Quelle: IERS).

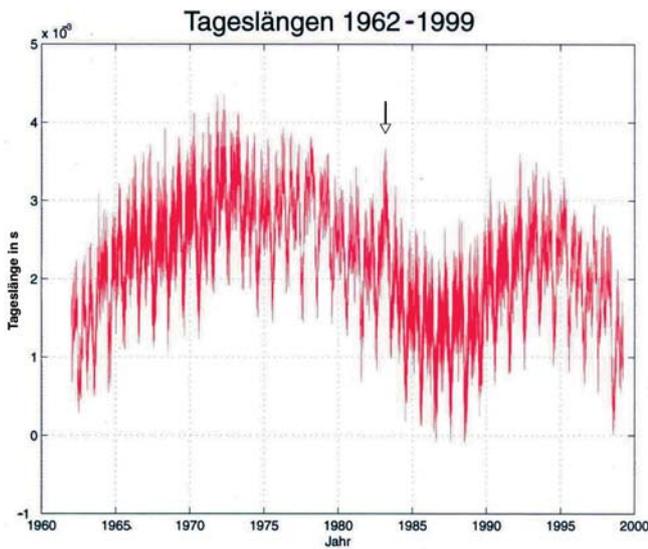


Abb. 6: Tageslängenschwankungen von 1962 bis 1999. Der Einfluss des El-Niño-Phänomens 1983 (gekennzeichnet mit ↓) ist deutlich zu erkennen.

schwankungen durch langperiodische Variationen in der Wassermassenverteilung verursacht werden. Die Ursachen der dekadischen Polbewegungsvariationen sind jedoch noch nicht ausreichend geklärt (JOCHMANN et al. 2001). Sie können beispielsweise durch eine globale Meeresspiegelschwankung von 10 cm über mehrere Dekaden modelliert werden (CHAO und O'CONNOR 1988). Dies steht allerdings im Widerspruch zu den deutlich geringeren Schwankungen, die aus Pegelmessungen gewonnen werden (EUBANKS 1993; WILSON 1993). Einen weiteren Beitrag könnte das kontinental gespeicherte Grundwasser liefern (CHAO 1988; KUEHNE und WILSON 1991). Die Details lassen sich jedoch noch nicht mit den heutigen klimatologischen Modellen erklären, da diese gerade im langperiodischen Bereich eine lückenhafte Massenbilanz aufweisen.

Der Vergleich von modellierten mit beobachteten jahresperiodischen Polschwankungen ist einfacher und anschaulicher, wenn anstatt der Polbewegung die ihr zugrunde liegenden Anregungsfunktionen verwendet

werden. Da die Anregungsfunktionen nicht die dominierende Chandlerbewegung enthalten, sind die Perioden der kleineren Einflüsse deutlicher zu erkennen als in der Polbewegung selbst. Bei den hydrologischen Einflüssen gilt dies in besonderem Maße für die Jahresperiode. Die Gesamtanregung der gemessenen Polbewegung kann der Summe aller von Massenverlagerungen und Drehmomenten verursachten Anregung gegenübergestellt werden.

4.2 Tageslängenschwankungen

Die Schwankungen der Erdrotationsgeschwindigkeit wurden seit 1956 vom BIH (**B**ureau **I**nternational de **L'**Heure) ermittelt, das 1988 ebenfalls im IERS aufgenommen ist. Auch hier erfolgen die Messungen mit den modernen geodätischen Weltraumverfahren und einer Genauigkeit, die, übertragen auf die Erdoberfläche, im Bereich weniger Millimeter liegt. Dominant sind in den Tageslängenschwankungen (**length of day, LOD**) die Jahresperiode und die Halbjahresperiode (Abb. 6). Zu sehen ist zum Beispiel weiterhin, dass sich das El-Niño-Klimaphänomen von 1983 als starker positiver Ausschlag in der Tageslänge abbildet. Große Variationen in LOD auf langen, interannuellen Zeitskalen können eindeutig mit den starken Windanomalien von ENSO-Ereignissen in Verbindung gebracht werden (SALSTEIN und ROSEN 1986; DICKEY et al. 1992a; HÖPFNER 2001).

Vergleicht man die axiale Komponente der Anregungsfunktion AAM mit den Tageslängenvariationen, so findet man viele signifikante Korrelationen in allen Periodenbereichen. Der Bewegungsterm, verursacht durch zonale Winde, schlägt sich mit seiner fast ausschließlich saisonalen Periode in saisonalen LOD-Variationen nieder (ROSEN und SALSTEIN 1983). Weiterhin ist die axiale Komponente gut korreliert mit LOD auf nicht saisonalen Perioden von wenigen Tagen bis zu Jahren, wobei der durch Luftdruckschwankungen ausgedrückte Massenterm auf LOD weniger Einfluss hat als der Bewegungsterm (ROSEN et al. 1990; DICKEY et al. 1992b). Besonders kürzere, intra-saisonale Drehimpulsschwankungen im Periodenbereich von 40 - 60 Tagen spiegeln sich in LOD wider (LANGLEY et al. 1981). Es gibt auch einige Hinweise auf die Existenz eines Signals der quasi-zweijährigen Schwingungen (QBO = **q**uasi-**b**iennial **o**scillation) in der Stratosphäre (CHAO 1989).

Abb. 7 zeigt die aus geodätischen Beobachtungen gewonnene Anregung der Tageslängenvariationen im Vergleich zu verschiedenen Modellen der atmosphärischen Anregung AAM. Am besten stimmt der AAM-Beitrag durch die Winde mit der Beobachtung überein. Der Beitrag durch die Luftdruckschwankungen ist relativ gering, unabhängig davon, ob mit oder ohne Berücksichtigung einer invers-barometrischen Reaktion des Ozeans. Reduziert man die Beobachtungen um den Einfluss der Atmosphäre, bleibt ein überwiegend

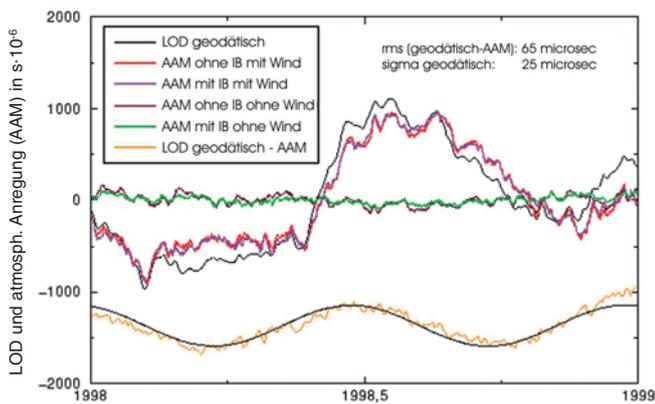


Abb. 7: Beobachtete Tageslängenschwankungen LOD und Drehimpulsvariationen der Atmosphäre (AAM), jeweils mit und ohne Berücksichtigung des invers barometrischen Effektes (IB) sowie mit und ohne Bewegungsterm (Wind). Unten ist eine Anpassung mit Halbjahresperiode für die Differenz zwischen LOD-Anregung und AAM-Beitrag dargestellt (HERRING 2000).

halbjährliches Signal übrig. Es wird vermutet, dass diese halbjährliche Anregung hauptsächlich durch kontinentale Grundwasserschwankungen (HAM) verursacht wird. Ebenso wie die axialen Beiträge von HAM ist die Anregung durch Massenverlagerungen in den Weltozeanen (OAM) noch weitgehend unbekannt. Die meisten Ozeanmodelle liefern zumindest für saisonale bis stündliche Perioden eine schwache Anregung von LOD. Periodenvergleiche im eintägigen und halbtägigen Spektrum zeigen, dass hauptsächlich die Ozeangezeiten einen Einfluss auf LOD haben (BROSCHÉ et al. 1991; SOVERS et al. 1993; GROSS 1993; DICKMAN 1993; WATKINS und EANES 1994; HERRING und DONG 1994). Durch Ozeangezeiten induzierte Massenverlagerungen tragen auch zu einem geringen Teil zu langperiodischen LOD-Variationen bei, die ansonsten hauptsächlich von den Gezeiten der festen Erde verursacht werden (NAM und DICKMAN 1990).

Die dekadischen Variationen in LOD sind erheblich größer als die in Abb. 7 dargestellten jährlichen Schwankungen. Sie erreichen Amplituden von mehreren Millisekunden, sind in ihrer Periodizität jedoch weitaus weniger stabil als z. B. die saisonalen Schwankungen. Um dekadische Perioden, wie z. B. die 60-jährige Periode, zu erfassen, muss man auch auf die mit astronomischen Messungen ermittelten Werte zurückgreifen und Reihen unterschiedlicher Herkunft in geeigneter Weise miteinander verbinden (z. B. LIAO und GREINER-MAI 1999).

5 Zusammenfassung

Die Erdrotationsforschung bildet zusammen mit den Arbeiten zur Oberflächengestalt und zum Gravitationsfeld der Erde die „drei Säulen“ der Geodäsie. Sie leistet unverzichtbare Beiträge zur Theorie und Realisierung von Referenzsystemen und schafft Einblick in

grundlegende physikalische Zusammenhänge und Vorgänge im System Erde. Ein wichtiges Charakteristikum ist das Wechselspiel zwischen Beobachtung, Modellierung und Analyse. Die extrem hohen Messgenauigkeiten, die heutzutage mit den modernen geodätischen Weltraumverfahren erreicht werden, ermöglichen es, die verschiedenen Modellierungsansätze zu vergleichen. Die darin eingehenden Daten, wie z. B. globale Grundwasserschwankungen, können so validiert werden. Nicht unerwähnt soll bleiben, dass eine genaue Kenntnis der Erdorientierungsparameter unverzichtbar ist für jegliche Positionierung und Navigation auf der Erde und im Weltraum. Zum Abschluss soll nochmals darauf hingewiesen werden, dass sich viele der physikalischen Prozesse, die die Erdrotation beeinflussen, auch in der Oberflächengestalt und im Gravitationsfeld der Erde niederschlagen.

Literatur

- BJERKNES J., 1966: A Possible Response of the Atmospheric Hadley Circulation to Equatorial Anomalies of Ocean Temperature, *Tellus* **18**, S. 820-829.
- BROSCHÉ P., J. WÜNSCH, J. CAMPBELL, H. SCHUH, 1991: Ocean tide effects on Universal Time detected by VLBI, *Astron. Astrophys.* **245**, S. 676 - 682.
- CHAO, B., 1988: Excitation of the Earth's polar motion due to mass variations in major hydrological reservoirs, *J. Geophys. Res.* **93**, 13811 - 13819.
- CHAO B. F., W. P. O'CONNOR, 1988: Effect of a uniform sea-level change on the Earth's rotation and gravitational field, *Geophys. J., R. astr. Soc.* **93**, 191 - 193.
- CHAO B. F., 1989: Length-of-day variations caused by El Niño-Southern Oscillation and quasi-biennial oscillation, *Science* **243**, 923-925.
- CHAO, B., V. DEHANT, R. GROSS, R. RAY, D. SALSTEIN, M. WATKINS, C. WILSON, 2000: Space geodesy monitors mass transports in global geophysical fluids. *EOS, Trans., AGU* **81**, 247 - 250.
- CHEN T.-C., J. J. TRIBBIA, M.-C. YEN, 1996: Interannual variation of global atmospheric angular momentum, *J. Atmos. Sci.* **53**, 2852 - 2857.
- CUSHMAN-ROISIN, B., 1994: Introduction to geophysical fluid dynamics. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- DEHANT, V., C. WILSON, D. SALSTEIN, B. CHAO, R. GROSS, CH. LE PROVOST, R. PONTE, 1997: Study of Earth's rotation and geophysical fluids progresses, *EOS, Trans., AGU* **78**, 34, 357 und 360.
- DICKEY, J. O., S. L. MARCUS, R. HIDE, 1992a: Global propagation of interannual fluctuations in atmospheric angular momentum, *Nature* **357**, 484 - 488.
- DICKEY, J. O., J. A. STEPPE, R. HIDE, 1992b: The earth's angular momentum budget on seasonal time scales, *Science* **255**, 321 - 324.
- DICKMAN, S., 1993: Dynamic Ocean Tide Effects on Earth Rotation., *Geophys. J. Int.* **112**, 448 - 470.
- EGGER, J., K.-P. HOINKA, 2000: Mountain Torques and the Equatorial Components of Global Angular Momentum, *Journal of Atmospheric Sciences* **57**, 2319 - 2331.

- EGGER, J., 2001: Master equations for climate parameter sets, *Climate Dynamics* **18**, 169 - 177.
- EUBANKS, T. M., 1993: Interactions between the atmosphere, oceans and crust: possible oceanic signals in Earth rotation. In: M. Feissel (Hrsg.), *The Orientation of the Planet Earth as Observed by Modern Space Techniques*. Pergamon.
- GILL, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York.
- GROSS, R. S., 1993: The Effect of Ocean Tides on the Earth's Rotation as Predicted by the Results of an Ocean Tide Model. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 293 - 296.
- HERRING, T., D. DONG, 1994: Measurement of Diurnal and Semidiurnal rotational variations and tidal parameters of the Earth. *J. Geophys. Res.* **99**, B9, 18051 - 18072.
- HERRING, T., 2000: Geophysical Applications of Earth Rotation Measurements. In: *International VLBI Service for Geodesy and Astrometry 2000 General Meeting Proceedings*, editiert von Nancy R. Vandenberg und Karen D. Baver, NASA/CP-2000-209893.
- HIDE, R., J. O. DICKEY, S. L. MARCUS, R. D. ROSEN, D. A. SALSTEIN, 1997: Atmospheric Angular Momentum Fluctuations during 1979-1988 Simulated by Global Circulation Models. *J. Geophys. Res.* **102**, S. 16423 - 16438.
- HÖPFNER, J., 2001: Interannual variations in length of day and atmospheric angular momentum with respect to ENSO cycles. *Z. für Vermessungswesen* **1**, 39-49.
- IERS, International Earth Rotation and Reference Systems Service: <http://www.iers.org> (19.2.2004)
- JOCHMANN, H., CH. REIGBER, H. GREINER-MAI, J. WÜNSCH, F. BARTHELMES, 2001: Geophysikalische Prozesse, Erdrotation und zeitlich variables Schwerfeld. *Sci. Techn. Rep.* GFZ Potsdam, STR01/11, ff. 94.
- KRAUS, E. B., J. A. BUSINGER, 1994: *Atmosphere-Ocean Interaction*. 2nd Edition, Oxford University Press, New York.
- KUEHNE, J., C. R. WILSON, 1991: Terrestrial Water Storage and Polar Motion. *J. Geophys. Res.* **96**, 4337 - 4345.
- LANGLEY, R.B., R. W. KING, I. I. SHAPIRO, R. D. ROSEN, D. A. SALSTEIN, 1981: Atmospheric angular momentum and the length of day: A common fluctuation with a period near 50 days. *Nature* **294**, 730 - 732.
- LIAO, D. C., H. GREINER-MAI, 1999: Construction of a Δ LOD series in monthly interval (1900-1997.5) and its comparison with other geophysical results. *J. Geodesy* **73**, 466 - 477.
- NAITO, I., Y.-H. ZHOU, M. SUGI, R. KAWAMURA, N. SATO, 2000: Three-Dimensional Atmospheric Angular Momentum Simulated by the Japan Meteorological Agency Model for the Period of 1955-1994. *J. Met. Soc. Jap.* **78**, 111 - 122.
- NAM, Y. S., S. R. DICKMAN, 1990: Effects of Dynamic long-period ocean tides on changes in Earth's rotation rate. *J. Geophys. Res.* **95**, 6751 - 6757.
- ROSEN, R. D., D. A. SALSTEIN, 1983: Variations in atmospheric angular momentum on global and regional scales and the length of day. *J. Geophys. Res.* **88**, 5451 - 5470.
- ROSEN, R. D., D. A. SALSTEIN, T. M. EUBANKS, J. O. DICKEY, J. A. STEPPE, 1984: An El Niño Signal in Atmospheric Angular Momentum and Earth Rotation. *Science* **225**, 411 - 414.
- ROSEN, R. D., D. A. SALSTEIN, T. M. WOOD, 1990: Discrepancies in the earth atmosphere angular momentum budget. *J. Geophys. Res.* **95**, 265 - 279.
- SALSTEIN, D. A., R. D. ROSEN, 1986: Earth rotation as a proxy for interannual variability in atmospheric circulation, 1860-present. *J. Clim. Appl. Meteor.* **25**, 1870 - 1877.
- SCHUH, H., R. DILL, H. GREINER-MAI, H. KUTTERER, J. MÜLLER, A. NOTHNAGEL, B. RICHTER, M. ROTHACHER, U. SCHREIBER, M. SOFFEL, 2004: Erdrotation und globale dynamische Prozesse; Stand und Ziele der Modellbildung, der Mess- und der Auswerteverfahren; erarbeitet innerhalb des DFG-Forschungsvorhabens „Rotation der Erde“. In: *Mitteilungen des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie*, Band 32, 121 Seiten, Verlag des BKG, Frankfurt am Main.
- SOVERS, O. J., C. S. JACOBS, R. S. GROSS, 1993: Measuring Rapid Ocean Tidal Earth Orientation Variations With Very Long Baseline Interferometry. *J. Geophys. Res.* **98**, 19959 - 19972.
- STUCK, J., 2001: Die simulierte axiale atmosphärische Drehimpulsbilanz des ECHAM3-T21 GCM. Dissertation, Meteorologisches Institut der Rhein. Friedr.-Wilh.-Universität Bonn.
- WATKINS, M., R. EANES, 1994: Diurnal and Semidiurnal variations in Earth orientation Determined from LAGEOS Laser Ranging. *J. Geophys. Res.* **99**, B9, 18073 - 18080.
- WILSON, C. R., 1993: Contribution of Water Mass Redistribution to Polar Motion Excitation. In: Smith, D.E. and Turcotte D., (Hrsg.), *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics*, American Geophysical Union, Geodynamics Series 24.
- WU, P., W. R. PELTIER, 1984: Pleistocene deglaciation and the earth's rotation: a new analysis, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **76**, 753-792.

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. Harald Schuh
 TU Wien
 Institut für Geodäsie und Geophysik
 Gusshausstraße 27-29
 A-1040 Wien
 E-Mail: harald.schuh@tuwien.ac.at

F.-U. DENTLER

Das Satellitenbild des Monats

09.06.2004, Feuerwehren in Norddeutschland im Dauereinsatz

In den Frühstunden des 09.06.2004 führten schwere Gewitter in den südlichen Landkreisen Schleswig-Holsteins zu rund 500 Feuerwehreinsätzen. Bei der überwiegenden Zahl der wetterbedingten Einsätze handelte es sich um voll gelaufene Keller und überflutete Straßenbereiche. Zusätzlich wurden umgestürzte Bäume und abgeknickte Äste beseitigt. Eine Windkraftanlage wurde durch Blitzschlag zerstört.

Um 05.35 UTC erreichte das Unwetter Hamburgs Westen (Abb. 1). Im Zeitraum bis 07.15 UTC fielen 220 wetterbedingte Einsätze an. Nach dem Eingang der Unwetterwarnung des Deutschen Wetterdienstes um 04.35 UTC wurden 35 Gewässerüberläufe in verschiedenen Stadtteilen Hamburgs vorsorglich überprüft, um Rückstau zu vermeiden.

Ursache dieser Unwetter war ein Gewittercluster, der - ungewöhnlich genug - während der Nacht über der Deutschen Bucht entstanden und dann in den frühen Morgenstunden landeinwärts gezogen war.

Das NOAA-15-HRPT-Bild zeigt um 06.12 UTC den umfangreichen Gewittercluster über Nordniedersachsen, Südholstein und Nordwestmecklenburg (Abb. 2). Im NOWCASTING-System KONRAD bildet sich um 04.46 UTC deutlich die Mehrzellen-Struktur ab, in Abb. 3 sind die aktiven Zellkerne durch nummerierte Kreise markiert.



Abb. 1: Böenwalze über Hamburg am 09.06.2004 gegen 05.45 UTC (Foto: Anneliese Mohr, DWD Hamburg).

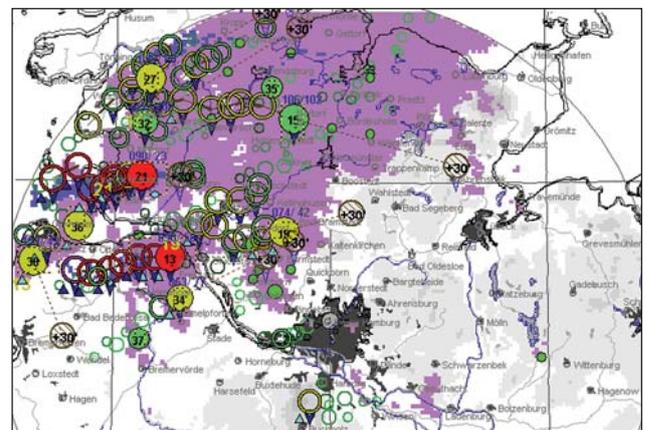


Abb. 3: KONRAD-Bild Hamburg v. 09.06.2004, 04.46 UTC.

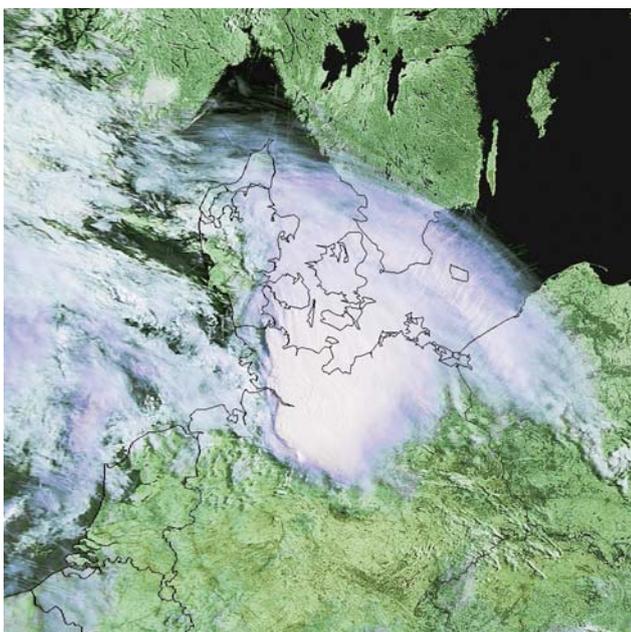


Abb. 2: IR-Bild v. 09.06.2004, 06.12 UTC (NOAA 15)
(Quelle: WetterWelt Michael Wienzek).

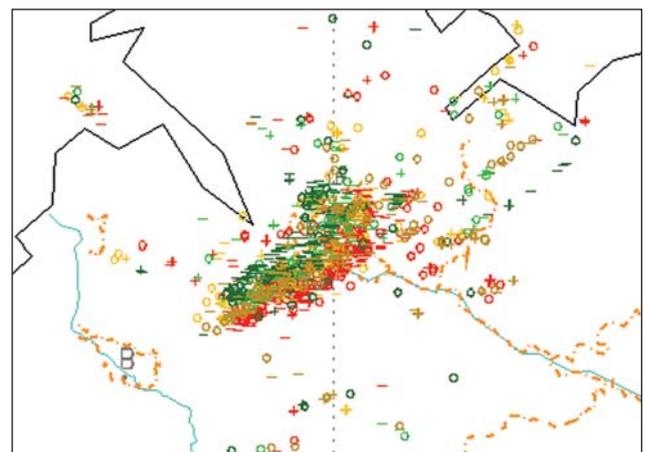


Abb. 4: Blitzkarte v. 09.06.2004, 06.00 UTC (MAP).

Auch die Blitzkarte von 06.00 UTC (Abb. 4) bestätigt den Eindruck eines mesoskaligen Konvektionsereignisses. Ein Vergleich mit vorangegangenen Blitzkarten (nicht abgedruckt) zeigt, dass sich die Multizelle auf ihrem Weg von der Elbmündung landeinwärts intensivierte und zu der bogenförmigen Struktur formiert hat. Die Blitzintensität (n/12 min) nahm von etwa 700 um 05.00 UTC auf ca. 1700 um 06.00 UTC und 3200 um 07.00 UTC zu.

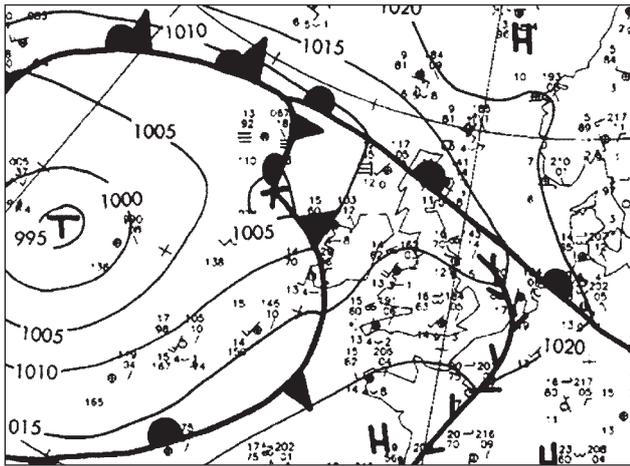


Abb. 5: Bodenwetterkarte v. 09.06.2004, 06.00 UTC (Ausschnitt).

Ungewöhnlich indes war nicht nur die Tageszeit, sondern auch die synoptische Situation, die zur Entstehung dieser „Multizelle“ geführt hatte. Wie der Ausschnitt aus der Bodenwetterkarte von 06.00 UTC in Abb. 5 zeigt, war die Gewitterzelle unter einer nordwestlichen Höhenströmung an die Warmfront einer ostatlantischen Zyklone gekoppelt.

Das IR-Satellitenbild von 03.00 UTC (METEOSAT 7) in Abb. 6 lässt Wolkenoberflächentemperaturen von unter $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$ erkennen (heller Bereich in der violetten Struktur). Repräsentative Radiosondenaufstiege aus dem Frontbereich liegen allerdings nicht vor.

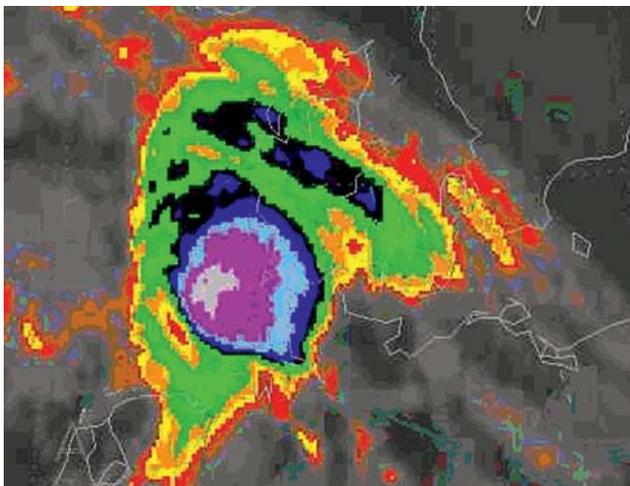


Abb. 6: IR-Bild (Meteosat 7) v. 09.06.2004, 03.00 UTC.

Die Warmfront markierte den vorderen Rand einer feuchtwarmen, subtropischen Luftmasse. Die subtropische Warmluft machte sich besonders stark unmittelbar oberhalb der Bodeninversion bemerkbar. In Bergen (10238) und in Meppen (10304) wurden in Höhen zwischen 500 und 1000 m über NN fast $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ erreicht. Die Warmluftmasse war zwar in der Grundsicht durch die nächtliche Bodeninversion sehr stabil, oberhalb etwa 500 m jedoch potenziell instabil geschichtet. Die eigentliche Organisation dieses Gewitterclusters setzte erst über der Elbmündung und dem Festland ein. Vermutlich löste die durch Reibung bedingte, stärkere Konvergenz des bodennahen Windfeldes über

Land verstärkte Hebung aus, die die konvektiv instabile Luftmasse dann tatsächlich auch labilisierte.

Die Wettermeldungen von 06.00 UTC belegen eine mesoskalige Zyklone zwischen Hamburg und Boizenburg. Zu dieser Zeit erreichte die Wetteraktivität des Systems auch ihr Maximum. Auf der Rückseite des Gewittertiefs wurde ein starker Druckanstieg von 4 hPa/10 min beobachtet, wie die Luftdruckregistrierung in Elmshorn in Abb. 7 zeigt.

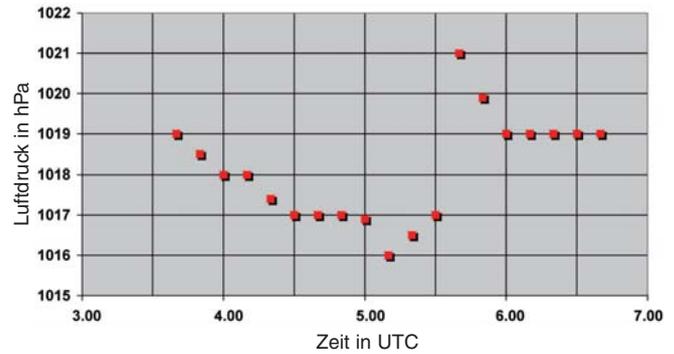


Abb. 7: Luftdruckregistrierung am 09.06.2004 in Elmshorn/Holstein

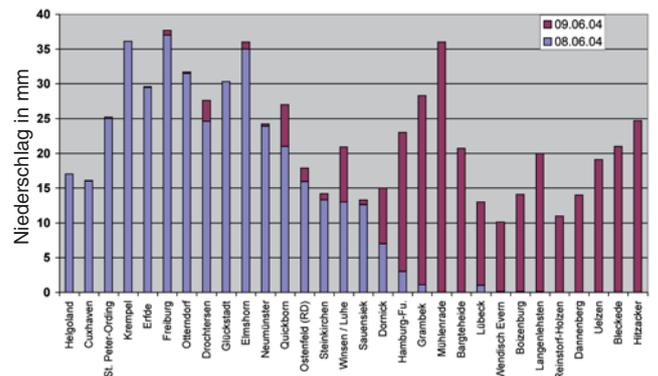


Abb. 8: Tagessummen des Niederschlags an ausgewählten Stationen.

Die Niederschlagshöhen, die mit den Gewittern einhergingen, verteilen sich auf zwei Tagessummen: im Westen von Hamburg sind sie in der Summe des 08.06., östlich Hamburgs in der des 09.06. enthalten (Abb. 8). Man kann davon ausgehen, dass mindestens 90 % der beiden Summen mit dem morgendlichen Gewitterereignis in Verbindung standen. Es wurden bis zu 32 mm in weniger als einer halben Stunde gemessen.

Die bei dem Unwetterereignis registrierten höchsten Böenstärken betragen verbreitet 8 bis 9 Bft. Örtlich wurden auch 10 Bft erreicht. Sie führten zu den eingangs erwähnten Sturmschäden im südlichen Schleswig-Holstein, im Hamburger Raum sowie im östlichen Niedersachsen.

Anschrift des Autors

Dipl.-Met. Frank-Ulrich Dentler
 Deutscher Wetterdienst - Regionalzentrale Hamburg
 Postfach 30 11 90
 20304 Hamburg
 E-Mail: Frank-Ulrich.Dentler@dwd.de

Buchbesprechungen – Neuerscheinungen

NIEDEK, I.; FRATER, H. (Hrsg.): Naturkatastrophen. Wirbelstürme, Beben, Vulkanausbrüche - Entfesselte Gewalten und ihre Folgen. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 2004, 253 S. ISBN 3-540-00831-4, Preis 29,95 .

Die Erde ist nicht nur ein Ort des Lebens, sondern immer auch ein unruhiger und unberechenbarer Himmelskörper mit einem hohen Risikopotential für seine Bewohner. Dabei sind die Risiken vielfältig und umfassen alle Bereiche unseres Planeten - von der festen Erde über die Ozeane bis hin zur Atmosphäre. Gerade in den letzten Jahren haben Naturkatastrophen in vielen Teilen der Welt für negative Schlagzeilen gesorgt und einen hohen Tribut an Menschenleben gefordert sowie Sachwerte in Milliardenhöhe vernichtet. Das Ziel dieses Buches ist es, die Abläufe und Mechanismen, die zu Naturkatastrophen führen, zu erläutern, ihre Auswirkungen zu beschreiben sowie mögliche Schutzmaßnahmen aufzuführen. Die Autoren Inge Niedek (studierte Meteorologin und Journalistin in der ZDF Hauptredaktion „Aktuelles“) sowie Harald Frater (Geschäftsführer der MMCD GmbH - interactive in science, die sich mit der Umsetzung naturwissenschaftlicher Inhalte in multimediale Anwendungen befasst) wenden sich mit ihrem populärwissenschaftlichen Buch in der Reihe „Phänomene der Erde“ an Lehrer, Schüler und Studenten sowie an interessierte Laien, um möglichst allgemein verständlich über Gefahren und Risiken aus der Natur zu informieren.

Das Buch ist klar gegliedert und zeichnet sich durch eine hohe Aktualität und durch umfangreiches, eindrucksvolles Bildmaterial sowie sehr informative Grafiken aus. In einem ersten Abschnitt, der etwa die Hälfte des Buches umfasst, werden die uns bedrohenden Naturgefahren in acht Kapiteln ausführlich abgehandelt, als da sind Erdbeben - Tsunamis - Vulkanausbrüche - Erdbeben - Lawinen - Sturmfluten - Hochwasser und Stürme. Jedes dieser Kapitel ist möglichst gleichartig gegliedert, beginnend mit einer Beschreibung der Ursachen und gefolgt von einer Diskussion der Auswirkungen und Schäden, teilweise mit sehr informativen Zusammenstellungen wesentlicher Schadens-

ereignisse der Vergangenheit sowie abschließend einer Zusammenstellung möglicher Schutzmaßnahmen. Will man hier überhaupt eine kritische Anmerkung machen, so fällt auf, dass in dem Kapitel über Stürme die Orkanwirbel der gemäßigten Breiten, die tropischen Wirbelstürme (Hurrikane, usw.) und die viel kleinräumigeren Tornados gemeinsam abgehandelt werden. Bei Berücksichtigung der Komplexität dieser atmosphärischen Systeme sowie der verursachten Schäden und Verluste an Menschenleben hätte jedes dieser Phänomene sicherlich ein eigenes Kapitel und eine noch ausführlichere Würdigung verdient! Es fällt auch auf, dass die vorgestellten Naturkatastrophen sich vorzugsweise auf die eher spektakulären Ereignisse beschränken. Auf das Thema Dürren mit ebenfalls katastrophalen Auswirkungen wird z. B. erst beim Thema Klimawandel eingegangen.

Die letzten drei Kapitel beschäftigen sich mit den Themen Klimawandel, Mensch als Zeuge und Täter und Katastrophenvorsorge.

Dabei wird zunächst das komplexe Klimasystem unseres Planeten beschrieben sowie auf mögliche Änderungen und auf erhöhte Risiken hingewiesen. Hier werden die zusätzlichen Risiken durch menschliche Eingriffe angesprochen: Verstärkung des Treibhauseffektes durch Erhöhung der Treibhausgase (Kohlendioxid, usw.), Veränderungen der Erdoberfläche in großem Maßstab u. a. Daneben erklärt die Autorin auch klimagestaltende ozeanische Zirkulationssysteme wie „El Niño“ oder die „Nordatlantische Oszillation“.

Die zusätzlichen Katastrophenrisiken durch menschliche Aktivitäten werden im folgenden Kapitel ausführlich behandelt. Dabei umfasst der Themenkatalog die Bereiche radioaktive Verseuchung, Bodenerosion und Desertifikation, Waldbrände, Zerstörung der Ozonschicht und Umweltverschmutzungen.

Abschließend berichtet die Autorin noch kurz über mögliche Vorsorgemaßnahmen, Katastrophenpläne sowie Hilfen und Verhaltensmaßregeln für den Ernstfall und wagt einen Ausblick auf die zukünftigen Entwicklungen mit dem Tenor: Es gibt einen anstei-

genden Trend bei großen Naturkatastrophen. Gegensteuern, soweit es die anthropogenen Eingriffe in das System betrifft, ist dringlich!

Das Buch wird durch ein umfangreiches und sehr informatives Glossar sowie ein kurzes Stichwortverzeichnis (Index) abgerundet und abgeschlossen. Dabei sollte für spätere Auflagen überlegt werden, ob nicht auch ein Literaturverzeichnis mit Hinweisen auf vertiefende, aber auch allgemein verständliche Bücher zu den einzelnen Themen aufgenommen werden sollte.

Das vorliegende Buch bietet insgesamt einen sehr informativen Überblick über nahezu alle uns bedrohenden Naturgefahren und wendet sich mit anschaulichem Bildmaterial und vielen übersichtlichen Grafiken an eine breite und interessierte Leserschaft. Es vermittelt erste Einblicke in die komplexen Natur-Systeme, die uns bedrohen und weist insbesondere auch auf die zusätzlichen Risiken durch unsere eigenen Aktivitäten hin. Von der ganzen Anlage des Buches her soll und kann nur ein erster Überblick über den weitgespannten Themenkreis gegeben werden, der zu einem Einstieg in die vertiefende Beschäftigung mit einzelnen Phänomenen oder Fragekomplexen animiert.

H.-J. Heinemann, Hamburg

WALCH, D., FRATER, H. (Hrsg.): Wetter und Klima. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 2004, 227 S., 242 Abb., ISBN 3-540-00839-X, Preis: 29,95 .

„Das Spiel der Elemente - atmosphärische Prozesse verstehen und deuten“ lautet der Untertitel des reich bebilderten Buches von Dieter Walch und Harald Frater. Es richtet sich nicht an Fachleute, sondern - wie auf der hinteren Umschlagseite vermerkt - an alle, die mehr über Wetter und Klima wissen wollen, z. B. an Schüler, Lehrer und Studenten nichtphysikalischer Fachrichtungen.

Daher verzichtet der Autor (D. Walch) vollkommen auf Formeln; er beschreibt anschaulich und dennoch physikalisch korrekt die Vorgänge in der irdischen Atmosphäre. Hier-

bei kommen ihm seine didaktischen Fähigkeiten zugute, die er als Lehrer an der Schule für Wehrgeophysik in Fürstentfeldbruck und bei seiner langjährigen Tätigkeit als Fernseh-Meteorologe beim ZDF vervollkommnete.

Die Entstehung der Jahreszeiten, der Aufbau der Erdatmosphäre, die Rolle des Wassers für das Klima sind Themen des Kapitels 1, „Die Erde - ein besonderer Planet“. Es folgt die Rolle der Sonne als Energieversorger der Erdatmosphäre. Das globale Klima im Gleichgewicht zwischen Strahlungsimport und -export und die Klimageschichte sind Inhalt des nächsten Abschnitts. Logischerweise schließen sich anthropogen verursachte Klimaveränderungen samt Smog, Stadtklima und Bioklima an. Das Kapitel 5 schildert die Klimazonen der Erde samt Ozeanströmungen, El Niño, tropischen Wirbelstürmen und Monsunen.

Messung von Temperaturen, Luftdruck und Wind sowie deren zeitliche sowie räumliche Ausprägung leiten zu den Wetter-Erscheinungen über. Besonders einprägsam und anschaulich sind die Kapitel über Wolken und Niederschläge mit zahlreichen schönen Fotos, interessant auch der Abschnitt über Tiefdruckgebiete. Hier erfährt der Leser bzw. die Leserin, warum er/sie eigentlich froh sein müsste (s. u.). Schließlich bricht der Autor noch eine Lanze für die Wettervorhersagen: „Besser als ihr Ruf“. - Ein ausführliches Glossar von immerhin 38 Seiten Umfang und ein dreiseitiges Stichwort-Verzeichnis beschließen das Werk.

Leider fehlt ein Literaturverzeichnis; dabei wäre es gerade für den Nichtfachmann nützlich zu erfahren, wo er sich über spezielle ihn interessierende Themen ausführlicher unterrichten kann. Kleine Mängel können das positive Gesamtbild kaum trüben: So steht der Monsun nicht bei der direkten Zirkulation (S. 61) oder bei den thermischen Winden (S. 108), wo man ihn erwartet, sondern er hat sich zwischen die Klimadiagramme und die Temperaturmessung verirrt. Einige Fehler haben sich in die Graphiken eingeschlichen, z. B. reichen Cumulonimbus-Wolken meist bis ins obere Wolkenstockwerk, also höher als 6 bis 7 km hinauf (Abb. auf S. 124) und tropische Wirbelstürme ziehen nicht über den Äquator hinweg; die Australier nennen sie nicht „Willy Willies“ (das sind Staubteufel) sondern „Cyclones“ (S. 63). Der Südostwind im nordwestlichen Mittelmeer heißt „Marin“ und nicht „Mann“ (S. 114). Bei der

Tornado-Entstehung ist in der Mehrzahl der Fälle keine Kaltfront beteiligt; Voraussetzungen sind lediglich die Existenz einer Gewitterwolke und eine horizontale Windscherung.

Abgesehen von diesen kleinen Fehlern, die sich in der nächsten Ausgabe leicht beheben lassen, handelt es sich um ein für den interessierten Laien lesenswertes Buch, dem eine weite Verbreitung zu wünschen ist. Es ist klar und verständlich geschrieben, i. A. logisch gegliedert und enthält zahlreiche Fotos, Satellitenbilder und Graphiken. Nach seiner Lektüre weiß der Leser mehr über Wetter und Klima, ihre Ursachen und Zusammenhänge.

Übrigens: Die Bewohner der mittleren Breiten müssten sich nach Ansicht des Autors über die zahlreichen Tiefdruckgebiete freuen, da sie den lebensnotwendigen Niederschlag überall verteilen und außerdem Temperatur-Extrema ausgleichen.

L. Kaufeld, Hamburg

HAMBLYN, R.: Die Erfindung der Wolken, Suhrkamp Taschenbuch Nr. 3527, Frankfurt am Main, 2003, 308 S., 26 Abb., ISBN 3-518-45527-3.

Richard Hamblin, bekannter englischer Verfasser von Büchern zur Wissenschaftsgeschichte, hat bereits im Jahr 2000 ein Buch vorgelegt, das 2003 in deutscher Übersetzung als Taschenbuch erschien. Er stellt einmal das Leben von Luke Howard dar, der 1802 seine neu entwickelte Wolkenklassifikation der interessierten Öffentlichkeit vorstellte. Howard schuf uns heute noch vertraute Bezeichnungen wie Cirrus, Cumulus und Stratus. Sie gehen nicht auf die römische Antike zurück. Und er prägte ein paar andere, etwa Cumulo-Stratus, die nicht überlebt haben, sondern durch passendere Bezeichnungen für Wolkengattungen ersetzt wurden. Die meiste Zeit seines Lebens verbrachte Howard im heutigen London als gelernter Apotheker (nach heutigen Maßstäben würde eher die Bezeichnung pharmazeutisch-technischer Assistent passen). Schon als Schüler begeisterten ihn Wolkenbeobachtungen. Heute können wir ihn mit Recht als einen der Gründungsväter der neuzeitlichen Meteorologie bezeichnen. Daneben bietet das Buch, dieser Aspekt ist kaum zu überschätzen, einen höchst lesenswerten Beitrag zur Wissenschafts- und damit zur Kulturgeschichte der letzten Jahrhunderte.

Wie benennt man die als unterschiedlich erkannten Wolken, wie grenzt man sie gegeneinander ab? Wie berücksichtigt man ihre Wandelbarkeit? Der Verfasser streift kurz die chinesische Geschichte, das Alte Testament und die europäische Antike mit ihren jeweiligen Denkmodellen. Sein eigentliches Interesse am Thema Wolken, genauer: der Geschichte der Wolkenkunde, beginnt in der europäischen Aufklärung, als René Descartes die Physik vom aristotelischen Weltbild befreite und mit der für seine Zeit neuen Erkenntnis aufwartete, Wolken bestünden aus Wassertröpfchen oder kleinen Eisteilchen, die durch Verschmelzen wachsen. Der historische Abriss der Wolkenkunde führt u. a. über die Societas Meteorologica Palatina und den großen Pechvogel Jean Baptiste Lamarck bis zu dem Naturforscher Johann Wolfgang von Goethe.

Howard entstammte einer Quäkerfamilie und blieb seinen Glaubensbrüdern sein Leben lang verbunden. Wie Katholiken und Juden durften Quäker nur eingeschränkt am öffentlichen Leben im England des 17. Jahrhunderts teilnehmen. Lateinschulen und Universitäten waren ihnen verschlossen. Um am wissenschaftlichen Fortschritt (und am ökonomischen Wohlstand) Anteil zu haben, gründeten sie private Gesellschaften, die Vortragsveranstaltungen organisierten. Sie verfolgten die Neuigkeiten in den um diese Zeit immer populärer werdenden wissenschaftlichen Zeitschriften. Hierauf geht Hamblin ausführlich ein, so dass dem Leser ein facettenreiches Bild der wissenschaftlichen Szene in London um das Jahr 1800 vermittelt wird.

In Howards erste Lebenshälfte fallen u. a. das durch Vulkanausbrüche und eine Klima-anomalie geprägte Jahr 1783, die Französische Revolution, der Beginn der Ballonfliegerei sowie der erste Fallschirmsprung. Messgeräte standen in guter Qualität und transportabler Bauweise zur Verfügung. Howard und seine Zeitgenossen erfuhren in kurzer Zeit viel Neues über den vertikalen Aufbau der Atmosphäre in den untersten 3000 m, so etwa die Abnahme des Sauerstoffpartialdrucks. Der Autor macht deutlich, wie Quäkertum, Forschergeist und eine neue rationale Denkweise zusammenwirken und nicht nur in der Wolkenkunde bedeutende Entwicklungen schaffen. Wenige Jahre später entwickelte Francis Beaufort die nach ihm benannte Skala der Windstärken. Howard und Beaufort kannten einander. Auch dieses Thema ist dem Verfasser ein Kapitel wert.

In einer Biographie Howards darf schließlich der Name Goethe nicht unerwähnt bleiben, rühmt der Weimarer Dichterstern doch in der Gedichtfolge „Howards Ehrengedächtnis“ die Leistungen des Engländers. In Gesamtausgaben ist sie in den naturwissenschaftlichen Bänden zu finden. Daneben wird die Auswirkung der Howardschen Klassifikation auf die (englische) Literatur der Lake Poets und die Malerei John Constables ausführlich behandelt. Hier hat einmal eine meteorologische Klassifikation in Literatur und Kunst gewirkt.

Hamblyn lässt Grundlagen der Wolkenphysik und der Lufterlektrizität an einigen Stellen in sein Buch einfließen und geht auf die Entwicklung der Wolkenklassifikation in der internationalen meteorologischen Community nach Howards Tod ein. So wird das Verständnis für die Wolkenkunde bei der überwiegend fachlich nicht vorgebildeten Leserschaft gefördert. An diesen Stellen hätte der Rezensent sich im Text eine deutlichere Unterscheidung zwischen dem um 1803 zugänglichen Wissen und dem später hinzugekommenen gewünscht. Dass in der Atmosphäre unterkühltes Wasser bei minus 20 °C in flüssiger Phase auftreten kann, dürfte zu Howards Lebzeiten nicht bekannt gewesen sein.

Wer „Die Erfindung der Wolken“ als Lehrbuch zur Auffrischung seiner Kenntnis in Wolkenphysik und Lufterlektrizität liest, wird enttäuscht sein. Der Meteorologe, der mehr über die Geschichte eines Teilgebietes unserer Wissenschaft einschließlich der sozialen Rahmenbedingungen erfahren will, wird mit einer Fülle interessanter Details gleichermaßen belehrt wie unterhalten. Die Lektüre gewinnt auch durch die durchgehend korrekte Verwendung der Fachausdrücke in der deutschen Übersetzung. Neben dem Autor gebührt der Übersetzerin Ilse Strasmann Dank.

H.-W. Dannecker, Essen

Hinweis der Hauptschriftleiter:

Die Aufmerksamkeit möchten wir auf eine sehenswerte Ausstellung lenken. Unter dem Titel *Wolkenbilder - Die Entdeckung des Himmels* wird dieses Thema aus der Sicht von Wissenschaftlern sowie Künstlern der Zeit um 1800 behandelt. Die Ausstellung ist bis zum 05.09.2004 in Hamburg, anschließend bis Januar 2005 in Berlin zu sehen.

- AUSTIN, J., (Hrsg.), 2002: Air pollution science for the 21st century; Elsevier, Amsterdam, 676 S., graph. Darst., ISBN: 0-08-044119-X.
- M. VON BARATTA, G. FOCHLER-HAUKE (Hrsg.), 2003: Der Fischer Weltatmanach 2004: Zahlen, Daten, Fakten, das Original; Special: Der Irak-Krieg und die Folgen, begr. von Gustav Fochler-Hauke. Red.-Schluss: 1.8.2003. - Fischer Taschenbuch Verlag, Frankfurt a. M., 1471 Spalten, graph. Darst., Kt., ISBN: 3-596-72004-4.
- BARTH, H.-J., 2002: Klima: eine Einführung in die Dynamik der Atmosphäre, Univ. Press, Paderborn, 218 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-935023-96-0.
- BENNETT, A. F., 2002: Inverse modeling of the ocean and atmosphere, Cambridge Univ. Pr., Cambridge, 234 S., graph. Darst., ISBN: 0-521-81373-5.
- BOCK, K.-H., R. BRAUNER, F.-U. DENTLER, 2002: Seewetter, das Autorenteam des Seewetteramtes, 2. überarb. u. erw. Aufl., DSV-Verlag, Hamburg, 388 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-88412-367-X.
- BOLLE, H.-J., 2003: Mediterranean climate : variability and trends ; with 24 tables, Springer-Verlag, Berlin, 372 S., graph. Darst., Kt. (Regional climate studies), ISBN: 3-540-43838-6.
- BONAN, G., 2002.: Ecological climatology : concepts and applications, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 678 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 0-521-80476-0.
- BRASSEUR, G. P., 2003: Atmospheric chemistry in a changing world : an integration and synthesis of a decade of tropospheric chemistry research, the International Global Atmospheric Chemistry Project of the International Geosphere-Biosphere Programme, the 22 tables, Springer-Verlag, Berlin, 300 S., graph. Darst., Kt. (Global Change - The IGBP Series), ISBN: 3-540-43050-4.
- BRAYNE, M., 2002: The greatest storm: Britain's night of destruction; November 1703, Sutton Publ., Phoenix Mill, 240 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 0-7509-2804-2.
- BRÖNNIMANN, S., 2002: Ozon in der Atmosphäre, Haupt, Bern, 184 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-258-06437-7.
- BULKELEY, H., BETSILL, M. M., 2003: Cities and climate change, urban sustainability and global environmental governance., Routledge, London, 237 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 0-415-27379-X.
- BURROUGHS, W., 2003: Climate into the 21st Century, World Meteorological Organization, Cambridge Univ. Pr., Cambridge, 240 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 0-521-79202-9.
- COLLINS, P. R., 2002: Barographs, Baros Books, Wiltshire, 146 S., graph. Darst., ISBN: 0-948382-12-0.
- DRAZIN, P. G., 2002: Introduction to hydrodynamic stability, Univ. Press, Cambridge, 258 S., graph. Darst. Kt., ISBN: 0-521-00965-0.
- DUNLOP, S., 2002: How to identify weather. Collins, Collins, 192 S., graph. Darst., ISBN: 0-00-220202-6.
- EDEN, P., 2003: The Daily Telegraph book of the weather, past and future, climate changes explained, continuum, London, 213 S., ISBN: 0-8264-6197-2.
- EMMERMANN, R., 2003: Feuer, Wasser, Erde, Luft, WILEY-VCH, Weinheim, 109 S., graph. Darst., ISBN: 3-527-40447-3.
- ENTING, I. G., 2002: Inverse problems in atmospheric constituent transport, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 392 S., graph. Darst., ISBN: 0-521-81210-0.
- EVANS, M. E., 2003: Environmental Magnetism, principles and applications of environmental magnetism, Academic Press, Amsterdam, 299 S., graph. Darst., ISBN: 0-12-243851-5.
- FABIAN, P., 2002: Leben im Treibhaus, unser Klimasystem - und was wir daraus machen; mit 17 Tabellen, Springer-Verlag, Berlin, 258 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-540-43361-9.
- FOKEN, T., 2003: Angewandte Meteorologie, mikrometeorologische Methoden; mit 90 Tabellen, Springer-Verlag, Berlin, 289 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-540-00322-3.
- GAREIS, R., 2003: Wolken lesen lernen: Krone Verlag, Leichlingen, (Krone's Wetter Wissen kompakt)

- [1]. Sprache der Wolken. - 64 S., ISBN: 3-933241-45-6,
- [2]. Morgenrot und Abendrot. - 64 S., ISBN: 3-933241-61-8,
- [3]. Regenwolken. - 64 S., ISBN: 3-933241-72-3.
- GEIGER, R., 2003: The climate near the ground, Todhunter, H. P. (Hrsg.). 6. Auflage, Rowman & Littlefield Publ., Lanham, 584 S., graph. Darst., ISBN: 0-7425-1857-4.
- GILLARD, T., 2002: Nature's revenge? hurricanes, floods and climate change, Hodder & Stoughton, London, 88 S., ISBN: 0-340-84840-5.
- GLANTZ, M. H., 2003: Climate affairs a primer, Island Press, Washington DC, 291 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 1-55963-918-0.
- HAUSER, W., 2002: Klima : das Experiment mit dem Planeten Erde, Theiss, Stuttgart, 400 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-8062-1807-2.
- HILLER, H., F. FÜSSEL, 2002: Wörterbuch des Buches, 6. grundlegend überarb. Aufl., Vittorio Klostermann, Frankfurt am Main, 363 S., ISBN: 3-465-03220-9.
- HOUGHTON, J. T., 2002: The physics of atmospheres, Cambridge Univ. Pr., Cambridge, 320 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 0-521-80456-6.
- KALNAY, E., 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 341 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 0-521-79179-0.
- KRAUS, H., U. EBEL, 2003: Risiko Wetter : die Entstehung von Stürmen und anderen atmosphärischen Gefahren, Springer, Berlin, 250 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-540-00184-0., (s. Buchbesprechung in *promet*, Jg. 30, Heft 1/2, S. 90).
- LAVRENOV, I. V., 2003: Wind-waves in oceans: dynamics and numerical simulations, Springer-Verlag, Berlin, 376 S., graph. Darst., ISBN: 3-540-44015-1.
- LOZAN, J. L. (Hrsg.), 2003: Warnsignale aus Nordsee und Wattenmeer, eine aktuelle Umweltbilanz; mit 50 Tabellen und 8 Tafeln Wiss. Auswertungen, Hamburg, 447 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-00-010166-7.
- MALBERG, H., 2003: Bauernregeln aus meteorologischer Sicht, 4. erw. Aufl., Springer-Verlag, Berlin, 246 S., graph. Darst., ISBN: 3-540-00673-7.
- MALBERG, H., 2002: Meteorologie und Klimatologie eine Einführung, mit 56 Tabellen, 4., aktualis. und erw. Aufl., Springer-Verlag, Berlin, 364 S., graph. Darst., ISBN: 3-540-42919-0.
- MASLIN, M., 2002: Stormy weather : a forecast of increased storms, worsening weather and detailed explanations of the causes, Apple, Hove, 144 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 1-84092-378-4.
- MICHELS, B., 2003: Abendrot Schönwetterbot', Wetterzeichen richtig deuten; Wolken und Wind, Wetter und Bauernregeln, der Einfluss des Mondes, Tiere als Wetterpropheten, das Wetter im Jahreslauf, Los- und Schwendtage, blv, München, 223 S., graph. Darst., ISBN: 3-405-16459-1.
- MOELLER, D., 2003: Luft: Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht, Walter de Gruyter-Verlag, Berlin, 750 S., graph. Darst., ISBN: 3-11-016431-0.
- MÜLLER, T., H. MÜLLER, 2003: Modelling in natural sciences: design, validation and case studies; with 16 tables, Springer-Verlag, Berlin, 459 S., graph. Darst., ISBN: 3-540-00153-0.
- MURPHY, D. T., 2002: German exploration of the Polar World, a history, 1870 - 1940, Univ. of Nebraska Press, Lincoln, Neb., 273 S., ISBN: 0-8032-3205-5.
- PARSONS, K. C., 2003: Human thermal environments: the effects of hot, moderate, and cold environments on human health, comfort and performance, Taylor & Francis, London, 527 S., graph. Darst., ISBN: 0-415-23792-0.
- GONGBING, P. (Hrsg.), 2002: Environmental modelling and prediction, Springer-Verlag, Berlin, 480 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 3-540-67422-5.
- POTTER, T. D., (Hrsg.): 2003: Handbook of weather, climate, and water: atmospheric chemistry, hydrology, and societal impacts, Wiley-Interscience, Hoboken, N.J., 966 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 0-471-21489-2.
- RAKOV, V. A., M. A. UMANOV, 2003: Lightning: physics and effects, Cambridge Univ. Pr., Cambridge, 687 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 0-521-58327-6.
- REIBER, M., 2003: Moderne Flugmeteorologie für Ballonfahrer und Flieger: die Theorie und ihre praktische Anwendung; mit 45 Tabellen; eine CD-ROM mit allen Abbildungen und Tabellen dieses Buches und 130 Wolkenbildern, interpretiert aus der Sicht eines Piloten, Selbstverl., Schopfheim, 315 S., graph. Darst., Kt., 2 Faltblätter (METAR/TAF Wetterschlüssel für die Luftfahrt / Deutscher Wetterdienst; AFWA / GAFOR Wettervorhersage für den Sichtflug).
- RITTNER, D., 2003: A to Z of scientists in weather and climate, Facts on File, New York, NY, 256 S., (Notable scientists), ISBN: 0-8160-4797-9.
- SAUCIER, W. J., 2003: Principles of meteorological analysis, (reprint). Dover Publ., Mineola, N.Y., 438 S., graph. Darst. (Dover Phoenix Editions), ISBN: 0-486-49541-8.
- WINKLER, S., 2002: Von der „Kleinen Eiszeit“ zum „globalen Gletscherrückzug“: eignen sich Gletscher als Klimazeugen?, Akad. der Wiss. und der Literatur, Mainz, 57 S., graph. Darst. (Abhandlungen der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse), ISBN: 3-515-08287-5.
- WINTER, F., (Hrsg.), 2002: Lucas' Anleitung zum Obstbau, 112 Tabellen, 32. Aufl., Ulmer-Verlag, Stuttgart, 448 S., graph. Darst., ISBN: 3-8001-5545-1.
- ZACEPIN, A. G., 2002: Kompleksnye issledovanija severo-vostocnoj casti cernogorja, multidisciplinary investigations of the northeast part of the Black Sea, otvetstvennye redactory, Nauka, Moskau, 475 S., graph. Darst., Kt., ISBN: 5-02-006405-X.
- ZDUNKOWSKI, W., A. BOTT, 2003: Dynamics of the atmosphere: a course in theoretical meteorology, Cambridge Univ. Pr., Cambridge, 719 S., graph. Darst., ISBN: 0-521-80949.

Anschriften der Autoren dieses Heftes

PROF. DR. HARTMUT GRAßL
 Universität Hamburg
 Meteorologisches Institut
 Bundesstraße 55
 20146 Hamburg
 E-Mail: grassl@dkrz.de

PROF. DR. GUY BRASSEUR
 Max-Planck-Institut für Meteorologie
 Bundesstraße 53
 20146 Hamburg
 E-Mail: brasseur@dkrz.de

DR. LYDIA DÜMENIL-GATES
 Max-Planck-Institut für Meteorologie
 Bundesstraße 53
 20146 Hamburg
seit August 2003
 Program Director
 Large-scale Dynamic Meteorology Program
 National Science Foundation, Suite 775
 4201 Wilson Blvd.
 Arlington, VA 22230; USA
 E-Mail: lgates@nsf.gov

DR. JOHANN FEICHTER
 Max-Planck-Institut für Meteorologie
 Bundesstraße 53
 20146 Hamburg
 E-Mail: feichter@dkrz.de

PROF. DR. JOS LELIEVELD
 Max-Planck-Institut für Chemie
 Postfach 3060
 55020 Mainz
 E-Mail: lelieveld@mpch-mainz.mpg.de

DR. STEFAN LIESS
 Marine Sciences Research Center
 State University of New York
 Stony Brook, NY 11794-5000, USA
 E-Mail: stefan.liess@stonybrook.edu

PROF. DR. ULRIKE LOHMANN
 Dalhousie University
 Department of Physics
 Atmospheric Science Program
 Halifax, N.S. B3H 3J5
 Canada
 E-Mail: Ulrike.Lohmann@Dal.Ca

DR. ERICH ROECKNER
 Max-Planck-Institut für Meteorologie
 Bundesstraße 53
 20146 Hamburg
 E-Mail: roeckner@dkrz.de

DR. HAUKE SCHMIDT
 Max-Planck-Institut für Meteorologie
 Bundesstraße 53
 20146 Hamburg
 E-Mail: hauke.schmidt@dkrz.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

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, Frankfurter Straße 135, 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