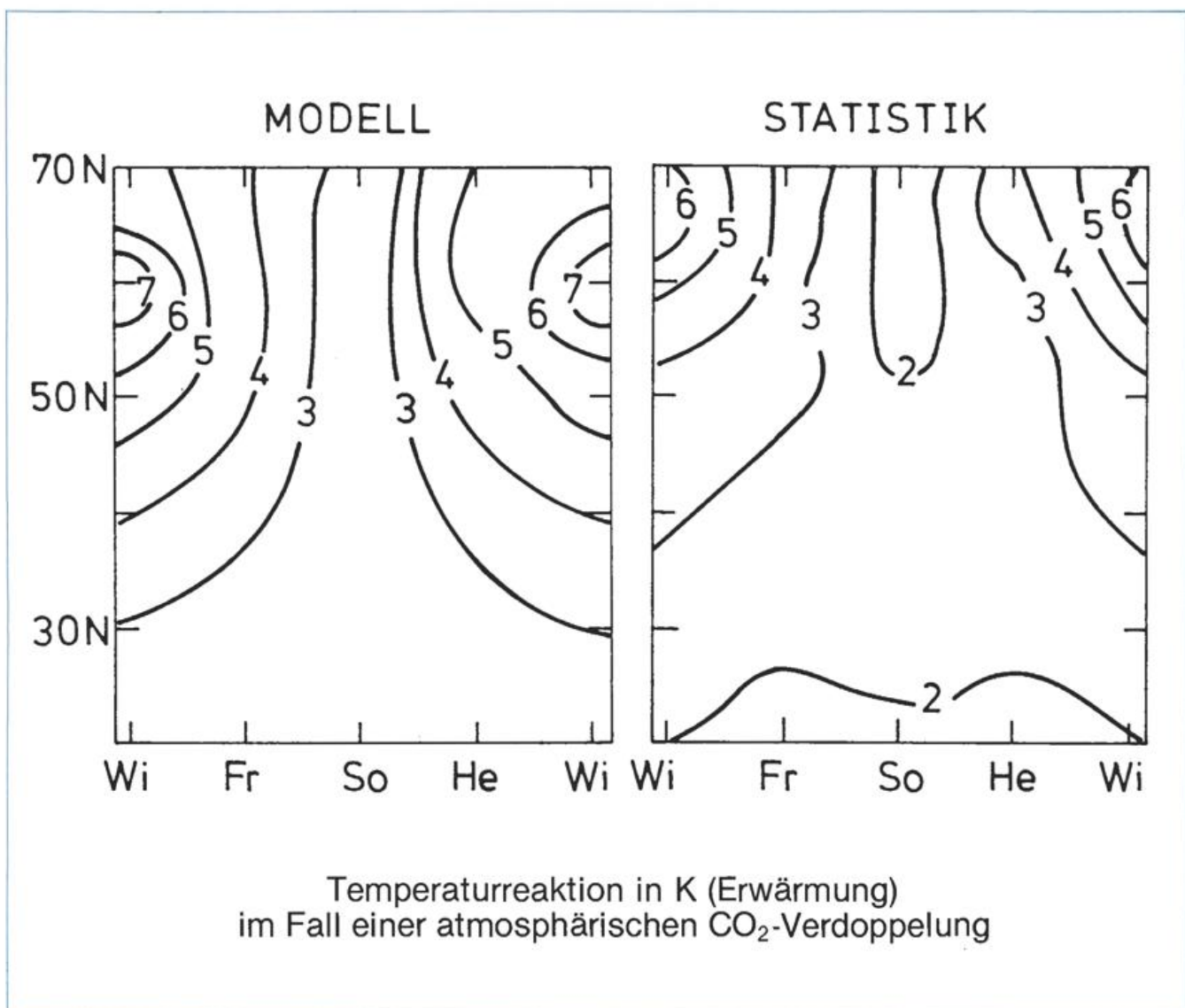


Klimarelevante Spurenstoffe II



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. M. Schlegel

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)
 Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
 Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)
 Prof. Dr. H. Hinzpeter (Hamburg)
 Dr. H. Reiser (Offenbach)
 Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)
 Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)
 Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild

Das Bild zeigt links das Ergebnis einer Modellrechnung von WASHINGTON und MEEHL (1984, vgl. Beitrag 5) und rechts das Ergebnis einer statistischen Verifikationsstudie von SCHÖNWIESE und MALCHER (1986, vgl. Beitrag 6). In dieser jahreszeitlich-meridional aufgeschlüsselten Darstellung stimmen das betreffende Modell (GCM, Glättung der Monatsergebnisse) und die statistische Abschätzung recht gut überein.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) DM 36,—, Einzelheft DM 10,—.

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

Druck: Schön & Wetzels GmbH, Offenbacher Landstraße 368, 6000 Frankfurt (Main).

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

16. Jahrgang, Heft 1, 1986

Thema des Heftes:

Klimarelevante Spurenstoffe II

(Fachliche Redaktion: C.-D. Schönwiese, Frankfurt am Main)

Beiträge:	Seite
Zur Einführung (C.-D. SCHÖNWIESE)	1
5 A. BERGER und CH. TRICOT Die Modellierung des Spurengaseinflusses auf das Klima	1
6 C.-D. SCHÖNWIESE Der statistische Nachweis des Spurengaseffektes	9
7 R. JAENICKE Langfristige Änderungen des Aerosols	13
8 H. GRASSL Der Einfluss des Aerosols auf das Klima	19

Aus der Weltorganisation für Meteorologie

Bericht über die außerordentliche Sitzung der WMO-Fachkommission für Basissysteme in Hamburg vom 21. 10. bis 1. 11. 1985 (D. FRÖMMING) 26

Buchbesprechungen — Neuerscheinungen 27

Thema des Heftes:

Klimarelevante Spurenstoffe II

Zur Einführung

Das vorliegende Heft setzt die Betrachtung klimarelevanter Spurenstoffe fort. Im vorangehenden Heft *Promet 4'85* („Klimarelevante Spurenstoffe I“) wurde behandelt:

- Beitrag 1: Kohlendioxid (SCHÖNWIESE).
- Beitrag 2: Weitere klimarelevante Spurengase (GEORGII).
- Beitrag 3: Die Modellierung des globalen Kohlenstoffkreislaufes (KOHLMAIER ET AL.).
- Beitrag 4: Energieszenarien (BACH).

Es ging somit zunächst um die zeitlichen Variationen von CO_2 und weiteren klimarelevanten Spurengasen. Das Thema CO_2 wurde durch die Diskussion des Kohlenstoffkreislaufes und die Erörterung von Prinzip und Ergebnissen der Energieszenarien vertieft.

Nun stellt sich eine der zentralen Fragen: Wie reagiert das Klima auf die anthropogen erhöhte Spurengaskonzentration? BERGER und TRICOT (Beitrag 5) geben einen Überblick der Klimamodellierung, die diese Frage zu beantworten versucht. Anschließend behandelt SCHÖNWIESE (Beitrag 6) die Frage, ob sich die Modellresultate anhand der Beobachtungsdaten verifizieren lassen, was eng mit der Frage der möglichst frühzeitigen „Entdeckung“ des Spurengas-Signals im Klimageschehen zusammenhängt.

Die Spurenstoffe umfassen neben den Spurengasen aber auch die Aerosole, die unter Umständen dem Spurengas-Effekt entgegenwirken können. Daher betrachtet JAENICKE (Beitrag 7) die langfristigen Änderungen des Aerosols, während GRASSL deren Klimabeeinflussung diskutiert.

Wir hoffen, daß wir mit diesem Heft den Überblick der Klimarelevanz atmosphärischer Spurenstoffe informativ und verständlich zu Ende führen können, obwohl in einer solchen knappen Darstellung Schwerpunkte gesetzt werden müssen, somit viele Einzelheiten fehlen, die der interessierte Leser aber in der zitierten Literatur finden kann (natürlich auch nur zu einem gewissen Teil). Außerdem ist gerade das Spurenstoffproblem weltweit Gegenstand intensiver Forschung, so daß in einigen Jahren bis Jahrzehnten (hoffentlich) viele derzeit noch bestehende Unsicherheiten überwunden sind. Dann wird es Zeit, erneut über das Spurenstoffproblem zu berichten.

C.-D. SCHÖNWIESE

5

A. BERGER und CH. TRICOT

Die Modellierung des Spurenstoffeinflusses auf das Klima

1 Einführung

Die Änderungen der Strahlungsflüsse und der Temperatur im Fall einer atmosphärischen CO_2 -Verdoppelung sind schon durch zahlreiche theoretische Berechnungen abgeschätzt worden. Diese Berechnungen basieren auf einer Hierarchie von atmosphärischen Modellen, die von global gemittelten Modellen über zweidimensionale breitenabhängige Modelle verschiedener Komplexität bis zu dreidimensionalen Zirkulationsmodellen reichen, zum Teil mit Ankoppelung eines vereinfachten Ozeans. Grundsätzlich können Klimamodelle thermodynamischer oder hydrodynamischer Art sein (DICKINSON 1985). In thermodynamischen Modellen wird die Temperatur explizit vorhergesagt, der Effekt des Strömungsfeldes auf die Temperatur jedoch vernachlässigt oder stark vereinfacht. Das primäre Ziel thermodynamischer Klimamodelle ist die Kombination verschiedener dominant-klimarelevanter Prozesse in geeigneter Parameterisierung; dabei können Rückkoppelungen zwischen diesen Prozessen im einzelnen erfaßt werden, was zu einem weitergehenden Verständnis der Modellreaktion (model response) führt.

Die hydrodynamischen dreidimensionalen Zirkulationsmodelle (GCMs, entsprechende Abkürzungen s. Abb. 1) beschreiben mit Hilfe der zeitlichen Integration der primitiven Gleichungen detailliert die Änderungen des dynamischen und thermodynamischen Zustandes der Atmosphäre und ggf. auch des Ozeans. Trotz ihrer gegenwärtigen Einschränkungen können nur solche hochauflösenden GCMs viele Fragen des Spurengasproblems quantitativ und genügend detailliert beantworten. Dazu gehören der Jahresgang der Temperaturänderungen, einschließlich geographischer Details, sowie die Änderungen von Niederschlag, Schneebedeckung, Bodenfeuchte und Bewölkung.

Einen Überblick über die Klimamodellrechnungen für den Fall einer atmosphärischen CO_2 -Verdoppelung ($2\times\text{CO}_2$ -Simulation) geben in neuerer Zeit: $\text{CO}_2/\text{CLIMATE REVIEW PANEL}$ (1982), KANDEL (1983), MANABE (1983), SCHLESINGER (1982, 1984), DICKINSON (1985), BERGER und TRICOT (1985). Dabei ist die Simulation eines atmosphärischen Gleichgewichtszustandes (equilibrium response) von zeitabhängigen Reaktionen (transient response) zu un-

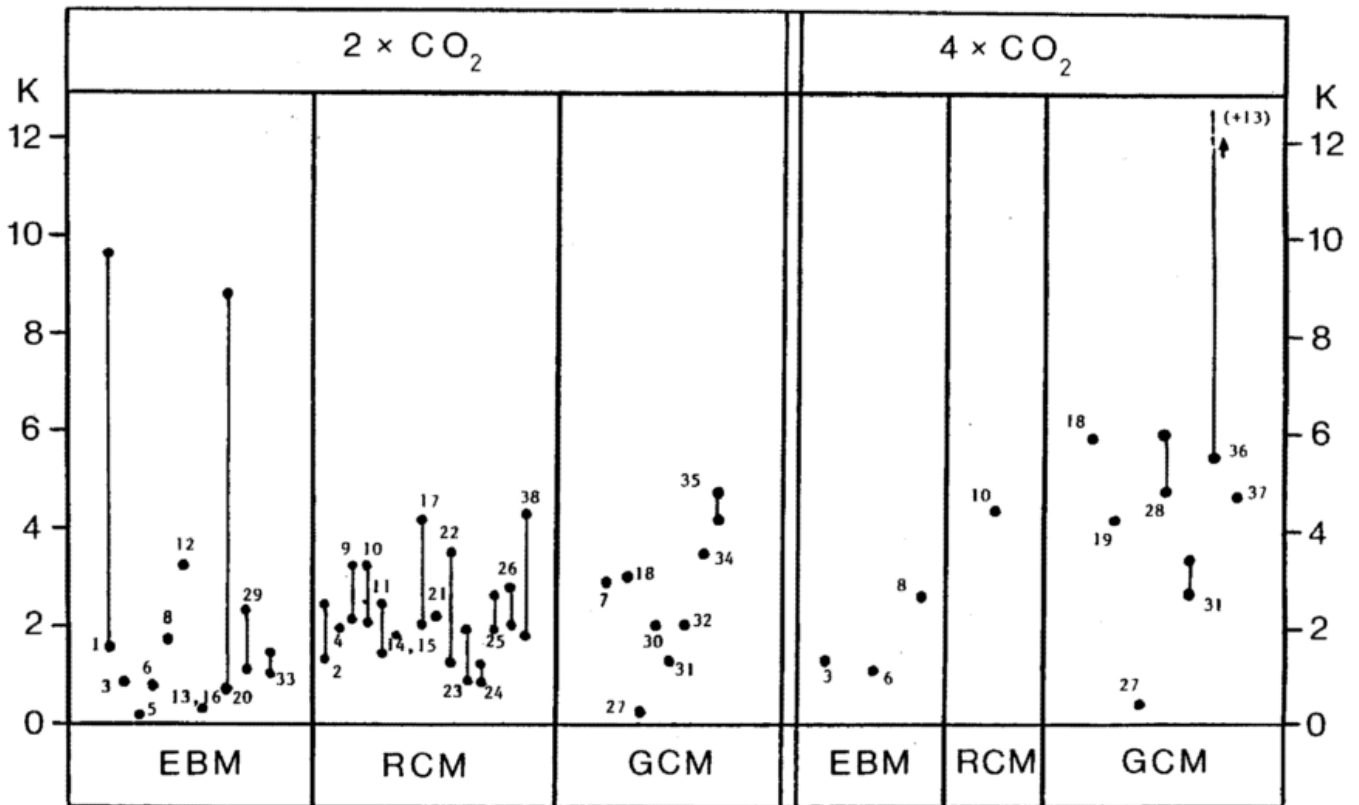


Abb. 1: Die Änderung der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur (Ordinate) bei Verdoppelung ($2 \times \text{CO}_2$) bzw. Vervielfachung ($4 \times \text{CO}_2$) der atmosphärischen CO_2 -Konzentration in 38 Modellrechnungen seit 1963 (MÖLLER). EBM = Energiebilanzmodell, RCM = Strahlungskonvektions- (radiative convective) Modell und GCM = Modell der allgemeinen Zirkulation (general circulation model). Die Nummern bedeuten: 1 = MÖLLER 1963, 2 = MANABE u. WETHERALD 1967, 3 = RASOOL u. SCHNEIDER 1971, 4 = MANABE 1971, 5 = SELLERS 1973, 6 = WEARE u. SNELL 1974, 7 = MANABE u. WETHERALD 1975, 8 = TEMKIN u. SNELL 1976, 9 = WANG et al. 1976, 10 = AUGUSTSSON u. RAMANATHAN 1977, 11 = ROWNTREE u. WALKER 1978, 12 = RAMANATHAN et al. 1979, 13 = NEWELL u. DOPPLICK 1979, 14 = HUNT u. WELLS 1979, 15 = ACKERMAN 1979, 16 = IDSO 1980, 17 = WANG u. STONE 1980, 18 = MANABE u. WETHERALD 1980, 19 = MANABE u. STOUFFER 1980, 20 = KANDEL 1981, 21 = RAMANATHAN 1981, 22 = HANSEN et al. 1981, 23 = HUMMEL u. KUHN 1981a, 24 = HUMMEL u. KUHN 1981b, 25 = HUMMEL u. RECK 1981, 26 = WANG et al. 1981, 27 = GATES et al. 1981, 28 = WETHERALD u. MANABE 1981, 29 = CHOU et al. 1982, 30 = SCHLESINGER 1983, 31 = WASHINGTON u. MEEHL 1983, 32 = MITCHELL 1983, 33 = ADEM u. GARDUNO 1984, 34 = WASHINGTON u. MEEHL 1984, 35 = HANSEN et al. 1984, 36 = SPELMAN u. MANABE 1984, 37 = MITCHELL u. LUP-TON 1984, 38 = OU u. LIOU 1985 (nach SCHLESINGER 1984, ergänzt; vollständige Literaturangaben s. BERGER u. TRICOT 1985).

terscheiden. In einer Gleichgewichtssimulation (GILCHRIST 1983) wird der Anfangszustand durch eine CO_2 -Verdoppelung gestört und die Modellrechnung bis zum Erreichen eines neuen Gleichgewichtszustandes durchgeführt; dies erlaubt natürlich keine Aussage darüber, in welcher Zeit dieser neue Zustand erreicht wird. Bei einer zeitabhängigen Simulation folgt das Modell dem kontinuierlichen CO_2 -Anstieg und nach jedem Zeitschritt wird die Reaktion des Klimasystems im Ungleichgewicht mit der Gleichgewichtsreaktion bei entsprechender CO_2 -Konzentration verglichen. Dabei wird die Zeitverschiebung (bzw. Trägheit) der Klimareaktion zugänglich, die benötigt wird, wenn auf deterministischem Weg abgeschätzt werden soll, wann das CO_2 -Klima-Signal „entdeckbar“ wird (vgl. z. B. MICHAEL et al. 1981; Beitrag 6 in diesem Heft).

2 Die Modellierung der Temperaturänderungen im Gleichgewicht

Obwohl zu erwarten ist, daß eine Erhöhung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration zu einer Erwärmung der Tropo-

sphäre führt, insbesondere in der bodennahen Grenzschicht, hängt die quantitative Abschätzung dieses Effekts stark von den physikalischen Modellannahmen ab. Beispielsweise fanden AUGUSTSSON und RAMANATHAN (1977) mit Hilfe einer eindimensionalen RCM-Berechnung (vgl. Abb. 1) einen Temperaturanstieg (global) um 1,98 K bei festgehaltener Höhe der Wolkenobergrenze, jedoch 3,2 K bei festgehaltener Temperatur an der Wolkenobergrenze. Bei entsprechender Modellstruktur kamen HANSEN et al. (1981) durch Variation der Parameterisierungen und Rückkoppelungen zu einer Wertespanne von 1,22 bis 3,50 K. Im Fall der GCMs geben wohl die GFDL-Experimente am besten die unterschiedliche Temperatur-Sensitivität bei unterschiedlichen Modellannahmen an, insbesondere in hoher geographischer Breite. Die Tabelle 1 enthält die wesentlichen Charakteristika der speziellen GCMs (nebst Abkürzungen), deren Ergebnisse im folgenden diskutiert werden sollen.

Die beiden Hauptprobleme sind dabei der Ozean (einschließlich Meereis) und die Wolken. Zwar gibt es bereits vollständig

Tab. 1: Hauptcharakteristika der im Text beschriebenen allgemeinen Zirkulationsmodelle (GCMs) zur Simulation von CO₂-induzierten Klimaänderungen. Die Modellabkürzungen bedeuten: GFDL = Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (Princeton, USA), OSU = Oregon State University (Corvallis, USA), NCAR = National Center for Atmospheric Research (Boulder, USA), GISS = Goddard Institute for Space Studies (New York, USA), UKMO = UK Meteorological Office (Bracknell, England); die Nummern betreffen die jeweilige Modellversion. Weitere Abkürzungen: id. = idealisiert, real. = realistisch, * = nicht global, GP = Gitterpunktsystem.

Modell	CO ₂	Geographie	Atmosphäre	Wolken	Ozean	Meereis	Insolation	Literaturbezug
GFDL 1	2x	id. *	GP 9 Schichten	vorge- schrieben	„Sumpf“ (ohne Wärme- kapazität und -transport)	Ausdehnung vorhergesagt	jährlich gemittelt	MANABE u. WETHERALD 1975
GFDL 2	2x 4x	id. *	GP 9 Schichten	vorher- gesagt	„Sumpf“	Ausdehnung vorhergesagt	jährlich gemittelt	MANABE u. WETHERALD 1980
GFDL 3	4x	real.	spektral 9 Schichten	vorge- schrieben	Mischungsschicht ohne Wärmetransport	Dicke vorhergesagt	jahres- zeitlich	MANABE u. STOUFFER 1980
GFDL 4	4x	id. *	spektral 9 Schichten	vorge- schrieben	Mischungsschicht ohne Wärmetransport	Dicke vorhergesagt	jährlich u. jahreszeitl.	WETHERALD u. MANABE 1981
GFDL 5	4x	id. *	spektral 9 Schichten	vorge- schrieben	Mischungsschicht ohne Wärmetransport bzw. realistischer Ozean	Dicke vorhergesagt	jährlich gemittelt	SPELMAN u. MANABE 1984
OSU 1	2x 4x	real.	GP 2 Schichten	vorher- gesagt	SST-Jahresgang vorge- schrieben	Jahresgang vorgeschrie- ben	jahres- zeitlich	GATES et al. 1981
OSU 2	2x	real.	GP 2 Schichten	vorher- gesagt	„Sumpf“	Ausdehnung vorhergesagt	jährlich gemittelt	SCHLE- SINGER 1983
NCAR 1	2x 4x	real.	spektral 9 Schichten	vorher- gesagt	„Sumpf“	Ausdehnung vorhergesagt	jährlich gemittelt	WASHING- TON u. MEEHL 1983
NCAR 2	2x	real.	spektral 9 Schichten	vorher- gesagt	Mischungsschicht ohne Wärmetransport	Dicke vorhergesagt	jahres- zeitlich	WASHING- TON u. MEEHL 1984
GISS	2x	real.	GP 9 Schichten	vorher- gesagt	Mischungsschicht mit vor- geschriebenem Wärmetrans- port	Dicke vorhergesagt	jahres- zeitl.	HANSEN et al. 1984
UKMO1	2x	real.	GP 5 Schichten	vorge- schrieben	SST-Jahresgang vorge- geschrieben und Werte um 2 K erhöht	vorge- schrieben	jahres- zeitlich	MITCHELL 1983
UKMO2	4x	real.	GP 5 Schichten	vorge- schrieben	SST-Jahresgang und zonal gemittelte Werte vorge- schrieben	vorge- schrieben	jahres- zeitlich	MITCHELL u. LUPTON 1984

gekoppelte Atmosphäre-Ozean-GCMs; sie sind jedoch wegen der langen Integrationszeit, die auf die große thermische Trägheit des Ozeans zurückgeht, extrem aufwendig und teuer. Entsprechend schwierig ist es, die Änderungen der Bewölkung zu simulieren. Trotzdem ist die Übereinstimmung der GCM-2xCO₂-Simulationen bemerkenswert: ca. 2–4 K (bei 550 ppm, in der 2. Hälfte des kommenden Jahrhunderts erwartet (WMO 1985); vgl. Beitrag 6, Abb. 1).

Vereinfachte Klimamodelle erlauben ebenfalls Abschätzungen dieser global gemittelten Temperaturänderung; sie können darüber hinaus (neben den GCMs) für Simulationsstudien des transienten Klimasignals und bestimmter Rückkoppelungen im Klimasystem verwendet werden, ebenso für Sensitivitätsexperimente bei bestimmten externen (anthropogenen und

natürlichen) Einflüssen. Sie sind somit für die ursächliche Interpretation globaler Klimaänderungen sehr wertvoll. Regionale Charakteristika (Temperatur, Niederschlag, Wasserbilanz usw.) können damit allerdings nicht erfaßt werden.

Gerade diese regionalen Klimaänderungen sind jedoch von großer Wichtigkeit für die Menschheit. Daher werden die aufwendigeren GCMs gezielt für breitenabhängige Simulationen verwendet. Das in Abbildung 2 wiedergegebene Beispiel macht dies deutlich: Die zonal gemittelte Temperaturdifferenz zwischen einer 1 x CO₂- (d. h. Ausgangssituation) und einer 2 x CO₂-Simulation ist als Funktion von geographischer Breite und Höhe dargestellt, wie sie das GFDL2-Modell (MANABE u. WETHERALD 1980, vgl. auch Tab. 1) geliefert hat. Neuere Modellrechnungen (vgl. auch Titelbild) haben dieses Ergeb-

nis zumindest qualitativ bestätigt. In niedriger geographischer Breite ist offenbar die Erwärmung erstens relativ gering und zweitens in der höheren Troposphäre ausgeprägter als in Bodennähe. Dies hängt mit der konvektiven Aktivität in dieser Klimazone zusammen, wo die Atmosphäre i. a. bedingt labil geschichtet ist (Vertikaltransport latenter Wärme). In höherer geographischer Breite wird dagegen der bodennahe Temperatureffekt durch die zurückweichende Schneedecke und entsprechend geringere Oberflächenalbedo (LIAN u. CESS 1977) enorm verstärkt und die thermische Stabilität der unteren Troposphäre verhindert konvektive Prozesse. So kommt in der polnahen bodennahen Troposphäre eine Temperaturerhöhung von 8–10 K zustande. In der Stratosphäre wird die erhöhte Ausstrahlung in den Weltraum nicht durch einen größeren Wärmefluß aus tieferen Schichten kompensiert, was in der Bilanz zu einer Abkühlung führen muß. Es gibt Argumente dafür, daß die wegen ihrer Auswirkungen besonders bedeutende polnahe Erwärmung etwas überschätzt wird, wozu Modellvereinfachungen wie jährlich gemittelte Sonneneinstrahlung, Vernachlässigung ozeanischer Zirkulation und Wärmespeicherung sowie idealisierte Orographie beigetragen haben können.

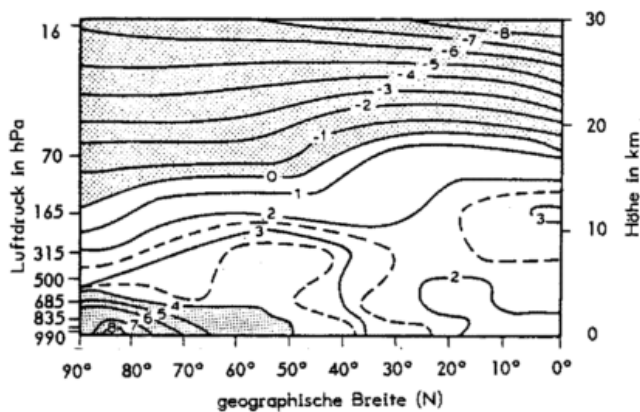


Abb. 2: Beispiel einer GCM-Simulation (MANABE u. WETHERALD 1980, vgl. Abb. 1 u. Tab. 1, GFDL 2), bei der die zonal und jährlich gemittelten Temperaturdifferenzen (in K) einer $2xCO_2$ - und $1xCO_2$ -Berechnung als Funktion der geographischen Breite und Höhe dargestellt sind (vgl. auch Titelbild).

Einige Modellexperimente scheinen das zu bestätigen. So haben MANABE et al. (1981) folgende Varianten des GFDL-Modells (vgl. Tab. 1) untersucht: jährlich gemittelte und jahreszeitlich wechselnde Insolation (GFDL 1), Ozean ohne und mit meridionalen Wärmetransport (GFDL 5), festgehaltene und vorhergesagte Bewölkung (GFDL 1 und GFDL 2). GATES et al. (1981) sowie die UKMO1-Variante von MITCHELL (1983) schreiben die Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) und die Meereisausdehnung vor, was bedeutet, daß der Ozean als unendlich große Wärmesenke aufgefaßt wird und Rückkoppelungen zwischen Meeres- bzw. Eisoberfläche und Atmosphäre nicht möglich sind. SCHLESINGER et al. (1983) benutzten zwar eine jährlich gemittelte Insolation (OSU1), erlaubten aber Strahlungswechselwirkungen mit dem Ozean

und sagten die Meereisausdehnung vorher, was prompt zu einer Verzehnfachung des Erwärmungseffektes führte. Die Bedeutung der Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre belegt auch eine Sensitivitätsstudie von MITCHELL (1983), wo in einer $2xCO_2$ -Simulation die SSTs willkürlich um 2 K erhöht wurden (als erste Annäherung der ozeanischen Reaktion auf die wärmere Atmosphäre): Die troposphärische Temperatur stieg um 3 K, wobei allerdings 2,9 K den erhöhten SSTs zugeschrieben werden müssen. In einem ähnlichen Experiment, einer $4xCO_2$ -Simulation von MITCHELL und LUPTON (1984), wurde für jede Breitenkreiszone die SST-Änderung vorgeschrieben, was weitgehend unterdrücktem ozeanischen Wärmetransport entspricht. Mit einem angekoppelten Mischungsschicht-Ozean (68 m Tiefe bei Anpassung der Wärmespeicherung an den Jahresrhythmus) und jährlich gemittelter Insolation kamen WETHERALD und MANABE (1981) über eine Temperaturerhöhung von maximal 7,5 K (für $2xCO_2$) nicht hinaus; bei jahreszeitlich wechselnder Insolation sank dieser Wert sogar auf 5,5 K (in $85^\circ N$, 2,5 K in $20^\circ N$; dabei wurden jedoch die Ergebnisse von $4xCO_2$ -Simulationen einfach halbiert). Diese geringere Sensitivität des jahreszeitlich auflösenden Modells (hinsichtlich der Insolation) ist auf den Rückgang der Schnee- und Eisdecke (entsprechend Albedo) im Sommer zurückzuführen, mit gleichzeitiger nahezu maximaler Insolation in dieser Jahreszeit. Die Ergebnisse von MANABE und STOUFFER (1980) sind noch deutlicher (GFDL 3): In einer $2xCO_2$ -Simulation beträgt die Erwärmung in der Nähe des Nordpols 4,5 K, in der Nähe des Südpols 3 K (die Schneedeckenvariation und folglich die Eis-Albedo-Rückkoppelung ist in der Antarktik weit weniger ausgeprägt als in der Arktik) und global gemittelt nur ca. 2 K.

Bei zunehmend realistischen Modellannahmen nimmt die Sensitivität des GFDL-Modells also ab. Dem widersprechen allerdings neueste ebenfalls sehr realistische GCM-Berechnungen (NCAR 2 und GISS), über die DICKINSON (1985) berichtet. Wie GFDL 3 gehen diese Modelle von einer realistischen Geographie aus; sie umfassen 9 Schichten, Meereis und Bewölkung werden vorhergesagt (im Gegensatz zu GFDL 3), die Insolation variiert jahreszeitlich und der Ozean ist durch eine Mischungsschicht ohne meridionalen Wärmetransport (ausgenommen GISS mit vorgeschriebenem Transport) repräsentiert. Für $2xCO_2$ (wieder Halbierung des $4xCO_2$ -Effekts) kommen GFDL 3 zu einer bodennahen und global gemittelten Erwärmung von 2 K, NCAR 2 zu 3,5 K und GISS (Standardversion) zu 4,2 K. Alle drei Modelle zeigen die größte Erwärmung in hohen geographischen Breiten im Winter. Aber auch diese Modellergebnisse beinhalten noch große Unsicherheiten, vor allem hinsichtlich der Rückkoppelungseffekte von Wolken und Meereis. Wie DICKINSON (1985) erläutert, ist das GFDL 3-Modell wahrscheinlich zu wenig sensitiv, da in einem Kontrolllauf die Meereisausdehnung unterschätzt wurde. Beim NCAR 2-Modell ist dies möglicherweise umgekehrt. Und das GISS-Modell reagiert sehr empfindlich auf vorhergesagte Bewölkungsänderungen. (NCAR 2-Modellsimulation in jahreszeitlicher und meridionaler Auflösung s. Titelbild.)

Faßt man dies alles zusammen (ohne Modelle mit vorgeschriebenen SSTs), so bewegen sich die GCM-Simulationen im Fall der bodennahen global gemittelten Temperaturänderung ($2xCO_2$) mit 1,3–4,8 K in der gleichen Größenordnung wie die RCMs (0,8–4,3 K); sie sind etwas sensitiver als die EBMs

(0,7–3,2 K) (vergl. Abb. 1), wobei die extremen RCM- und EBM-Ergebnisse vernachlässigt sind. Bei alledem darf aber nicht vergessen werden, daß ein voll auflösendes Ozean-Atmosphäre-GCM, das auch die Vertikalbewegungen im Ozean („upwelling“ und „downwelling“) mit einschließt, noch nicht verfügbar ist und daß die Parameterisierungen der Prozesse, die mit den Landoberflächencharakteristika verbunden sind, als sehr grob angesehen werden müssen.

3 Niederschlags- und Bewölkungsänderungen

Bei Verwendung einer realistischen Modell-Geographie in den GCMs werden auch Untersuchungen über das Verhalten anderer Klimagrößen als der Temperatur zugänglich, insbesondere hinsichtlich Niederschlag P, Evaporation E, P-E (Aridität bzw. Humidität, was dann weitergehend Abschätzungen des Bodenwassergehalts erlaubt) und Bewölkung. Die Abbildungen 3 und 4 zeigen entsprechende Modellergebnisse, wie-

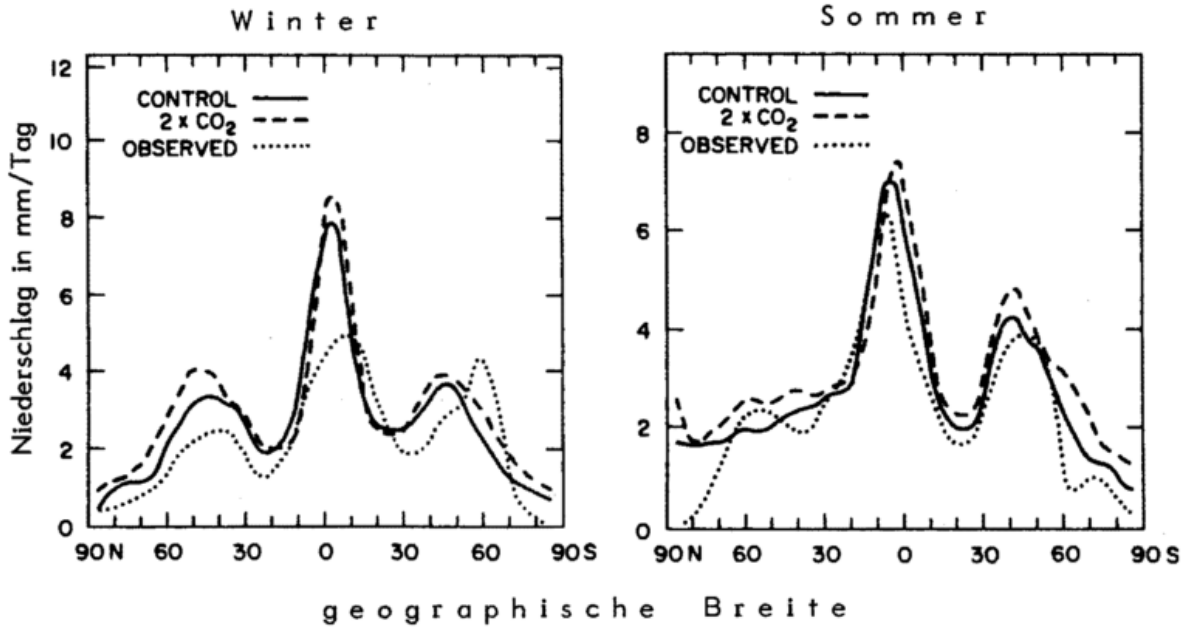


Abb. 3: Beispiel einer GCM-Simulation zur Abschätzung der Niederschlagsänderungen im Fall einer CO_2 -Verdoppelung nach WASHINGTON und MEEHL (1984), links Winter (Mittel der Monate Dezember, Januar und Februar) und rechts Sommer (Mittel der Monate Juni, Juli und August). Die gepunktete Kurve beruht auf Beobachtungsdaten, die ausgezogene Linie ist die „Kontroll-Simulation“ zur Verifikation dieser Beobachtungen und die gestrichelte Kurve ist eine „ $2x\text{CO}_2$ “-Simulation; Darstellung jeweils in meridionaler Auflösung.

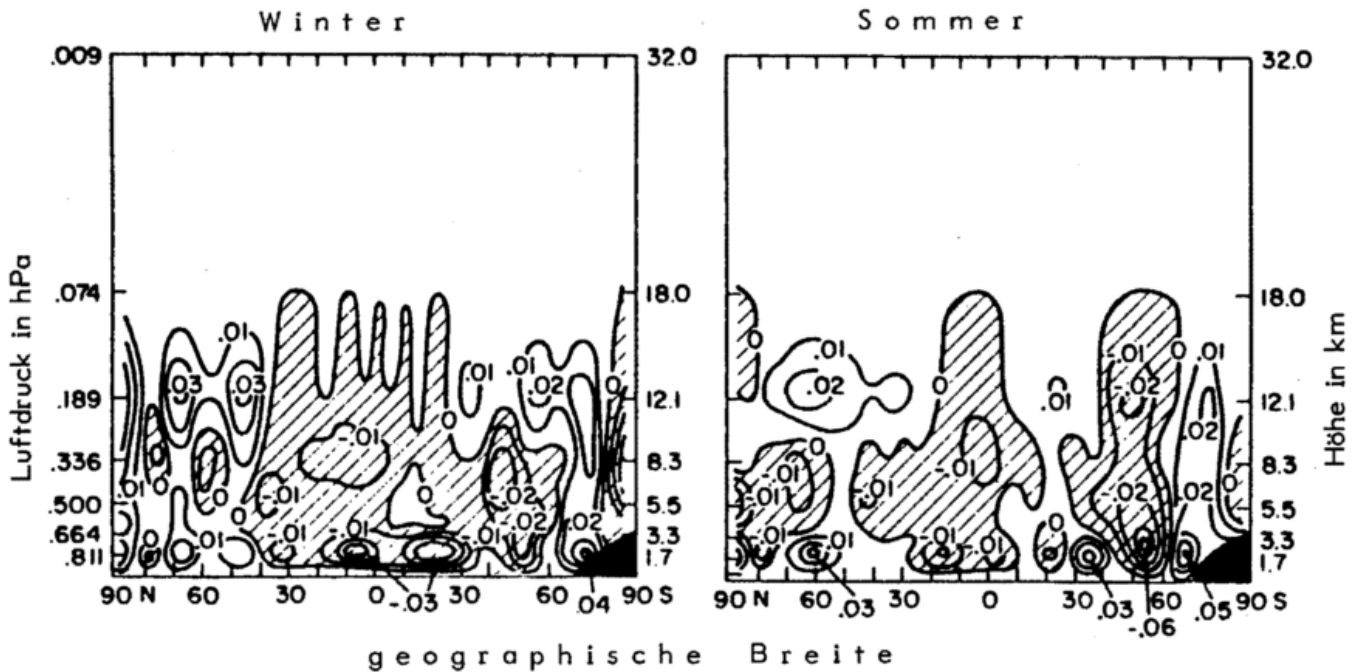


Abb. 4: Beispiel einer GCM-Simulation zur Abschätzung der Bewölkungsänderungen (in Anteilen der Himmelsbedeckung), Modell und Darstellung entsprechend Abb. 3, jedoch Differenz einer „ $2x\text{CO}_2$ “- und Kontroll-Simulation und dargestellt als Funktion der geographischen Breite und Höhe.

derum mit Hilfe des NCAR 2-Modells (WASHINGTON und MEEHL 1984).

In einer wärmeren Troposphäre wird man zunächst einen höheren Wasserdampfgehalt und entsprechend höheren Niederschlag erwarten, was durch ebenfalls erhöhte Evaporation ausgeglichen werden könnte. Mit Hilfe von GFDL 3-Experimenten, beispielsweise, wurden nun folgende Veränderungen gefunden:

- ein großer Anstieg von Niederschlag und Abfluß in hohen geographischen Breiten;
- generell eine polwärtige Verlagerung der Niederschlags- und Trockenzone in mittleren und hohen Breiten, insbesondere erhöhte Aridität in der 34°—35° Breitenkreiszone;
- eine generell geringere Aridität im Ostteil der subtropischen Kontinente;
- eine große Abnahme des meridionalen Temperaturgradienten in der unteren Troposphäre, was mit dem polwärtigen Rückzug der Schneedecke und einer erheblichen Zunahme des polgerichteten Transports latenter Wärme zusammenhängt.

Jahreszeitlich auflösende Modelle zeigten bei Vergleich von 4 x CO₂- und 1 x CO₂-Simulationen, daß sich in der Übergangszeit vom Winter in den Sommer die Ariditätszone von ca. 35° N bis ca. 55° N verschiebt. Dies deckt sich mit der polwärtigen Verlagerung der Niederschlagszone und folglich Niederschlagsabnahme in der gemäßigten Klimazone. In hoher geographischer Breite wird generell eine Zunahme von (P-E) angezeigt, in Äquatornähe eine Zunahme im Winter und eine Abnahme im Sommer (zumindest im Experiment von MANABE et al. 1981). Dementsprechend muß im zonalen Mittel mit einer empfindlichen Abnahme des Bodenwassergehaltes in mittleren Breiten nördlich von 30° N gerechnet werden, obwohl das neuere Modellrechnungen (NCAR 2, GISS) nicht bestätigen. Eine eingehende Diskussion dieser Problematik findet sich bei DICKINSON (1985).

Wolken sind ebenfalls eine wichtige Komponente des hydrologischen Zyklus. Obwohl das GFDL 1-Modell noch eine sehr einfache Wolken-Strahlung-Rückkoppelung enthielt, sind die Ergebnisse des neueren GFDL 2-Modells ähnlich: In einem 4 x CO₂-Experiment nahm die Bewölkung in der oberen und mittleren Troposphäre zumeist ab, außer in hohen geographischen Breiten, wo eine Bewölkungszunahme in der unteren Troposphäre (und auch Stratosphäre) angezeigt wurde. Insgesamt ergab sich von 50° aus eine Abnahme des Bedeckungsgrades und eine tiefere Wolkenobergrenze äquatorwärts, umgekehrt polwärts eine Bewölkungszunahme, wobei sich der globale Bedeckungsgrad aber nur wenig (< 1%) änderte. WASHINGTON und MEEHL (1984), vgl. Abb. 4, simulierten mit Hilfe des NCAR 2-Modells in niederen geographischen Breiten eine geringe Bewölkungsabnahme in allen Höhen der Troposphäre, in mittleren Breiten eine Zunahme der tiefen Bewölkung und in hoher geographischer Breite eine Abnahme der mittelhohen Bewölkung bei ansonsten geringer Bewölkungszunahme. Global gesehen führen diese Bewölkungsänderungen zu einer (nicht sehr großen) Erhöhung der bodennahen Strahlungsbilanz und folglich Temperatur. Dies bedeutet offenbar eine positive Rückkoppelung mit dem CO₂-Effekt. Auch HANSEN et al. (1984) kamen mit dem GISS-Modell zu dem Befund einer Bewölkungsabnahme in den meisten Höhen

und geographischen Breiten während des ganzen Jahres. Eine Zunahme ergab sich lediglich für tiefe Wolken in hohen Breiten und für hohe Wolken in mittleren Breiten. Falls die insgesamt erhaltene Bewölkungszunahme (möglicherweise sogar bis zu einigen Prozent) korrekt ist, würde sie den direkten CO₂-Effekt einer bodennahen Erwärmung erheblich verstärken.

4 Weitere klimarelevante Spurengase

Wie im Beitrag 2 erläutert, gibt es neben dem CO₂ noch eine Reihe weiterer klimarelevanter Spurengase. Hinsichtlich des anthropogen bedingten Konzentrationsanstieges dieser Gase in der Atmosphäre bestehen jedoch unübersehbare Unsicherheiten. Daher haben WUEBBLES et al. (1984) verschiedene Szenarien für die IR-strahlungsaktiven Gase und deren atmosphärischen Konzentrationsanstieg vorgeschlagen und die Unsicherheiten der Messung im Detail diskutiert. Die bis heute veröffentlichten Klimamodelle kommen für unterschiedliche Konzentrationserhöhung dieser Gase zu dem Ergebnis, daß in den nächsten 50—100 Jahren der Temperatureffekt dieser weiteren Spurengase in der gleichen Größenordnung liegen wird wie der des CO₂ allein (WMO 1982b, VOLZ 1983, RAMANATHAN et al. 1985). Einige Ergebnisse, die auf eindimensionalen RCM-Berechnungen beruhen (bei festgehaltener Höhe der Wolkenobergrenze), sind in der Tabelle 2 zusammengestellt.

Tab. 2: Geschätzter Anstieg der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur bei geänderter atmosphärischer Konzentration der aufgelisteten Spurengase (ppb = parts per billion = 10⁻³ ppm) nach WMO 1982b und RAMANATHAN et al. 1985.

Komponente (Name)	Konzentrations- änderung	Temperatur- erhöhung
CO ₂ (Kohlendioxid)	3x10 ⁵ — 6x10 ⁵ ppb (d. h. Verdoppelung)	2,0 K
N ₂ O (Distickstoffoxid)	300 — 375*	0,12
CH ₄ (Methan)	1650 — 2062*	0,09
CFCl ₃ (F 11)**	0 — 1	0,14
CF ₂ Cl ₂ (F 12)**	0 — 1	0,16
CF ₃ Cl (F 13)**	0 — 1	0,22
CF ₂ HCl (F 22)**	0 — 1	0,04
CHCl ₃ (Chloroform)	0 — 1	0,06
CH ₂ Cl ₂ (Methylchlorid)	0 — 1	0,03
CH ₃ CCl ₃ (Methylchloroform)	0 — 1	0,02
CCl ₄ (Tetrachlorkohlenstoff)	0 — 1	0,08
CF ₄ (Tetrafluorkohlenstoff)	0 — 1	0,06
NH ₃ (Ammoniak)	0 — 1	0,09
HNO ₃ (Salpetersäure)	Verdoppelung	0,06
O ₃ (Ozon), troposphärisch	Verdoppelung	0,9
H ₂ O (Wasserdampf), stratosphärisch	3000 — 6000	0,6

*) d. h. Faktor 1.25 **) Chlorfluormethane (Freone)

In diesem Zusammenhang spielen jedoch nicht nur Strahlungsvorgänge eine Rolle, sondern auch die gesamte troposphärische und stratosphärische Chemie der Spurengase sowie entsprechende Wechselwirkungen mit dem Klima. Auch der stratosphärische Transport und die stratosphärisch-troposphärischen Strahlungswechselwirkungen sind von Bedeutung (WMO 1982b). Insbesondere können einige in sehr geringer Konzentration auftretende Spurengase — ob strahlungsaktiv oder nicht — über chemische Reaktionen die Konzentration der strahlungsaktiven Spurengase ändern. Bei Gasen mit kurzer atmosphärischer Verweilzeit wie CO, NO und den Hydrokarbonen, besteht die Möglichkeit, daß das Klima über Wechselwirkungen mit O₃, CH₄ u.a. beeinflusst wird (z.B. HAMEED et al. 1980). Gase mit langer atmosphärischer Verweilzeit wie N₂O, CH₄ und die Chlorfluormethane können, nachdem sie in die Stratosphäre gelangt sind, dort ebenfalls die O₃-Konzentration ändern (z.B. BRASSEUR et al. 1985) oder mit H₂O wechselwirken (z.B. CALLIS et al. 1983). RAMANATHAN et al. (1985) weisen mit Hilfe eines eindimensionalen RCM darauf hin, daß die bodennahe Temperatur nicht nur auf Änderungen des gesamtatmosphärischen O₃-Gehaltes der Atmosphäre sondern auch des vertikalen O₃-Profils sehr sensitiv reagiert. Bei Annahme einer früheren Konzentration des troposphärischen O₃ von 87,5% (gegenüber heute), beispielsweise, fanden sie eine säkulare (1880—1980) Temperaturänderung um 0,04 K (vgl. auch Tabelle 2).

5 Zeitabhängige Modellrechnungen

Selbst wenn die Szenarien der künftigen CO₂- und sonstigen Spurengaskonzentration richtig wären, könnten Gleichgewichtsmodellierungen nicht die tatsächliche zeitabhängige (transiente) Reaktion des Klimasystems auf die veränderten Strahlungsprozesse richtig wiedergeben. Das Grundprinzip solcher Gleichgewichtsmodellierungen ist die Berechnung der Temperaturreaktion ΔT (hier global gemittelt) auf eine Änderung der Strahlungsbilanz ΔQ ,

$$\Delta T \sim \frac{DQ}{\lambda}, \quad (1)$$

wobei λ der Rückkoppelungsparameter ist. Schon wegen der großen Wärmekapazität C des Ozeans jedoch kann das Klimasystem nicht im Gleichgewicht mit der augenblicklichen atmosphärischen Spurengaskonzentration sein, wie das in (1) angenommen wird. Die Berücksichtigung von C führt zu einem Ansatz für die Zeitverzögerung der erwarteten Reaktion des Klimasystems auf die veränderte Spurengaskonzentration der Atmosphäre. Für die ozeanische Mischungsschicht (Index m) geht dann die Gleichung (1) über in (vgl. z.B. SIEGENTHALER u. OESCHGER 1984)

$$C_m \frac{\partial \Delta T_m}{\partial t} = \Delta Q - \lambda \Delta T_m - \Delta F_{md}, \quad (2)$$

wobei ΔF_{md} die Änderung der Wärmeleitung von der ozeanischen Mischungsschicht in den tieferen Ozean beschreibt. Um die Gleichung (2) zu lösen, muß diese Wärmeleitung explizit formuliert werden. Obwohl die üblichen Diffusionsannahmen den Energieaustausch im Ozean nur grob parameterisieren, sind SST-Abschätzungen möglich, falls angenommen wird, daß sich geringe Wärmeänderungen sozusagen wie ein passiver Tracer verhalten (BRYAN et al. 1984).

Auf dieser Grundlage hat DICKINSON (1981) den Wärmetransport in den tieferen Ozean bei einer plötzlichen Störung des Strahlungsgleichgewichts untersucht und fand für ein Zeitintervall von 200 Jahren folgende in der Zeitskala unterschiedliche Reaktionen: 30% der Gleichgewichtsreaktion erreichten nach 2 Jahren und weitere 50% erst nach 7 Jahren den tieferen Ozean. (Zu ähnlichen Ergebnissen kamen auch BRYAN et al. 1982 sowie SCHLESINGER et al. 1985 mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen.) Eine Reihe weiterer derartiger Experimente mit Hilfe einfacher Energiebilanzmodelle (EBMs), die die transiente Reaktion des Klimasystems in Vergangenheit und Zukunft simulieren (z.B. CESS u. GOLDENBERG 1981, HOFFERT et al. 1980, SIEGENTHALER u. OESCHGER 1984, WIGLEY 1984, WIGLEY u. SCHLESINGER 1985) unterscheiden sich von diesen Ergebnissen wohl nur auf Grund unterschiedlich stark angenommener Störung des Strahlungsgleichgewichts sowie unterschiedlicher Annahmen über das Gleichgewicht-Temperatursignal und die Wärmeleitung in den tieferen Ozean.

Außer diesen globalen Simulationen gibt es auch einige GCM-Studien der geographischen Charakteristika; weiterhin sind die Unterschiede zwischen Gleichgewichts- und transienter Reaktion untersucht worden. BRYAN et al. (1982) benutzten ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell mit idealisierter Geographie und Topographie der Kontinente und des Ozeanbodens. Die transiente Reaktion auf ein plötzliches $4 \times \text{CO}_2$ -Niveau wurde für ein Zeitintervall von 50 Jahren synchron in Atmosphäre und Ozean simuliert. Nach einer Anfangsreaktion, die sich in den Tropen teilweise rascher als in höheren Breiten einstellte, kam die Umstellung nahezu in allen geographischen Breiten gleichzeitig nach ca. 10 Jahren über den Landgebieten und nach ca. 25 Jahren über den Ozeanen zustande. Die Folgerung der Autoren, daß Gleichgewichtsmodellierungen die zonale Verteilung der Temperaturreaktion richtig wiedergeben, wenn die Zeitskala des kontinuierlichen CO₂-Anstiegs > 25 Jahre ist, muß angesichts der Modellvereinfachungen jedoch relativiert werden.

Ein $2 \times \text{CO}_2$ -Experiment mit einem Atmosphäre-Ozean-GCM, realistischer Geographie/Landoberflächenorographie und einer Integrationszeit von 16 Jahren von SCHLESINGER et al. (1985) brachte folgende Ergebnisse: Einer raschen atmosphärischen Anfangserwärmung folgte eine mehr graduelle ozeanische und atmosphärische Temperaturzunahme. Der jährlich und zonal gemittelte Temperaturanstieg wies von den Tropen zu den Subtropen zunehmende Werte, zu den mittleren Breiten hin eine Abnahme und zu den höheren Breiten hin wieder eine Zunahme auf. Dieses Modell wurde auch zur Eichung eines einfachen Modells mit 50 sowie 75 Jahren Integrationszeit verwendet.

6 Folgerungen

Trotz vieler vor allem quantitativer Unsicherheiten der Gleichgewichts- und zeitabhängigen (transienten) Modelle, wozu die Unsicherheiten der künftigen Spurengaskonzentrationen und chemischen Reaktionen noch hinzutreten, kann die Größenordnung der Modellergebnisse doch als so verlässlich angesehen werden, daß für verschiedene Szenarien anthropogener Klimabeeinflussung sinnvolle Aussagen möglich sind. Dies sollte jedoch als bedingte Vorhersage verstanden werden, unter der Bedingung nämlich, daß die Vorhersagen

der Spurengas-Konzentrationsänderungen verlässlich sind und die Modelle das Atmosphäre-Ozean-System realistisch simulieren.

Unter diesen Bedingungen lassen sich folgende qualitative Ergebnisse festhalten:

- Für eine CO₂-Verdoppelung kann im globalen jährlichen Mittel und im Gleichgewicht eine (bodennahe) Temperaturerhöhung von 0,7—4,8 K erwartet werden; im Fall der GCMs beträgt diese Wertespanne 1,3—4,8 K (vgl. Abb. 1). Ebenfalls den GCMs folgend reicht die Spanne der zonal gemittelten Temperaturerhöhung in höheren Breiten von 3 K im Sommer bis zu 13 K im Winter, in niederen Breiten entsprechend nur von 2 bis 4 K.
- Für das Temperatursignal seit der vorindustriellen Zeit bis heute gilt nach WIGLEY (1985) ca. 0,5 K für den CO₂-Effekt allein und zusätzlich ca. 0,2 K für die weiteren klimarelevanten Spurengase; vgl. auch Beitrag 6.
- In ca. 50 Jahren könnte der Temperatureffekt dieser weiteren Spurengase in der gleichen Größenordnung liegen wie der des CO₂ allein, nämlich jeweils ca. 1 K (zusammen also 2 K; RAMANATHAN et al. 1985, WIGLEY 1985).

Die größten Unsicherheiten der Modellierung betreffen nach wie vor den hydrologischen Zyklus (hauptsächlich Wolken und Bodenwassergehalt), den ozeanischen Wärmetransport sowie den ozeanischen Wärmeaustausch zwischen der Mischungs- und tieferen Schicht. Soll sich das Verständnis des globalen Klimas verbessern und die Klimavorhersage verlässlicher werden, so muß die Entwicklung gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Modelle weiter vorangetrieben werden. Ebenso wichtig sind genaue und kontinuierliche Messungen aller klimarelevanter Parameter.

(Leicht gekürzte Übersetzung aus dem Englischen von C.-D. Schönwiese)

Literatur

- AUGUSTSSON, T.; RAMANATHAN, V.: *J. Atmos. Sci.* 34 (1977) S. 448—451.
- BERGER, A. L.; TRICOT, CH.: *Scientific Report 1985/4*, Inst. Astron. Geophys. Univ., Louvain-la-Neuve 1985.
- BRASSEUR, G.; DE RUDDER, A.; TRICOT, CH.: (To be published in *J. Atmos. Chemistry*).
- BRYAN, K.; KOMRO, F. G.; MANABE, S.; SPELMAN, M. J.: *Science* 215 (1982) S. 56—58.
- BRYAN, K.; KOMRO, F. G.; ROTH, C.: In "Climate Processes and Climate Sensitivity", Maurice Ewing Series 5 (1984) S. 29—38, ed. by J. E. Hansen and T. Takahashi, American Geophysical Union, Washington.
- CALLIS, L. B.; NATARAJAN, M.; BOUGHNER, R. E.: *J. Geophys. Res.* 88 (1983) S. 1401—1426.
- CESS, R. D.; GOLDENBERG, S. D.: *J. Geophys. Res.* 86 (1981) S. 498—502.
- CESS, R. D.; POTTER, G. L.: *Climatic Change* 6 (1984) S. 365—376. CO₂-Climate Review Panel: National Research Council, National Academy Press, Washington D.C. 1982
- DICKINSON, R. E.: *J. Atmos. Sci.* 38 (1981) S. 2112—2120.
- DICKINSON, R. E., 1982. In "Carbon Dioxide review", ed. by W. C. Clark, Clarendon Press (1982) S. 101—133.
- DICKINSON, R. E.: In WMO/ICSU/UNEP International Assessment of the Impact of an Increased Atmospheric Concentration of Carbon Dioxide on the Environment. (To be published.)
- GATES, W. L.; COOK, K. H.; SCHLESINGER, M. E.: *J. Geophys. Res.* 86 (1981) S. 6385—6393.
- GILCHRIST, A.: In "Carbon Dioxide", ed. by Bach et al. (1983) S. 219—258. Dordrecht: Reidel Publ.
- HAMEED, S.; CESS, R. D.; HOGAN, J. S.: *J. Geophys. Res.* 85 (1980) S. 7537—7545.
- HANSEN, J.; JOHNSON, D.; LACIS, A.; LEBEDEFF, S.; LEE, P.; RIND, D.; RUSSELL, G.: *Science* 213 (1981) S. 957—966.
- HANSEN, J.; LACIS, A.; RIND, D.; RUSSELL, G.; STONE, P.; FUNG, I.; RUEDY, R.; LERNER, J.: In „Climate Processes and Climate Sensitivity“, ed. by J. E. Hansen and T. Takahashi, Maurice Ewing Series 5 (1984) S. 130—163.
- HOFFERT, M. I.; CALLEGARI, A. J.; HSIEH, C. T.: *J. Geophys. Res.*, 85 (1980) S. 6667—6679.
- KANDEL, R. S.: In "Carbon Dioxide", ed. by Bach et al. Dordrecht; Reidel Publ. (1983) S. 179—218
- LIAN, M. S.; CESS, R. D.: *J. Atmos. Sci.* 34 (1977) S. 1058—1062.
- MANABE, S.: *Advances in Geophysics* 25 (1983) S. 39—82.
- MANABE, S.; WETHERALD, R. T.: *J. Atmos. Sci.* 32 (1975) S. 3—15.
- MANABE, S.; WETHERALD, R. T.: *J. Atmos. Sci.* 37 (1980) S. 99—118.
- MANABE, S.; STOUFFER, R. J.: *J. Geophys. Res.* 85 (1980) S. 5529—5554.
- MANABE, S.; WETHERALD, R. T.; STOUFFER, R. J.: *Climatic Change* 3 (1981) S. 347—386.
- MICHAEL, P.; HOFFERT, M.; TOBIAS, M.; TICHLER, J.: *Climatic Change* 3 (1981) S. 137—153.
- MITCHELL, J. F. B.: *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 109 (1983) S. 113—152.
- MITCHELL, J. F. B.; LUPTON, G. E.: *Progress in Biometeorology* 3 (1984) S. 353—374.
- RAMANATHAN, V.; CICERONE, R. J.; SINGH, H. B.; KIEHL, J. T.: *J. Geophys. Res.* 90 (1985) S. 5547—5566.
- SCHLESINGER, M. E.: *Proceedings of the U.S. Department of Energy CO₂ Research Conference: Carbon Dioxide, Science and Consensus* (1982).
- SCHLESINGER, M. E.: *Rep. n°41, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis* (1983).
- SCHLESINGER, M. E.: *Advances in Geophysics* 26 (1984) S. 141—235.
- SCHLESINGER, M. E.; GATES, W. L.; HAN, Y. J.: In "Coupled Atmospheric-Ocean Models", ed. by J. C.J. Nichoul. (1985) Elsevier (in press).

SELLERS, W. D.: J. Appl. Meteorol. 12 (1973) S. 241—254.
 SELLERS, W. D., 1974. J. Appl. Meteorol. 13 (1973) S. 831—833.
 SIEGENTHALER, U.; OESCHGER, H.: Annals of Glaciology 5 (1984) S. 153—159.
 SPELMAN, M. J.; MANABE, S.: J. Geophys. Res. 89 (1984) S. 571—586.
 VOLZ, A.: In "Carbon Dioxide", ed. by W. Bach et al. Dordrecht; Reidel Publ. (1983) S. 353—378.
 WASHINGTON, W. M.; MEEHL, G. A.: J. Geophys. Res. 88 (1983) S. 6600—6610.
 WASHINGTON, W. M.; MEEHL, G. A.: J. Geophys. Res. 89 (1984) S. 9475—9503.

WETHERALD, R. T.; MANABE, S.: J. Geophys. Res. 6 (1981) S. 1194—1204.
 WIGLEY, T. M. L.: Climate Monitor 13 (1985) S. 133—148.
 WIGLEY, T. M. L.; SCHLESINGER, M. E.: Nature 315 (1985) S. 649—652.
 WMO: WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No 11 (1982)a.
 WMO: WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No 14 (1982)b.
 WMO: WMO/ICSU/UNEP International Assessment of the Impact of an Increased Atmospheric Concentration of Carbon Dioxide on the Environment. (To be published 1985)
 WUEBBLES, D.; MACCRACKEN, J. H.; LUTHER, F. M.: U.S. Department of Energy, Carbon Dioxide Research Division, Technical Report 015 (1984)

6

C.-D. SCHÖNWIESE

Der statistische Nachweis des Spurengaseffekts

1 Die Problematik

Die deterministischen Modellrechnungen (vgl. Beitrag 5) kommen — regional-jahreszeitlich mehr oder weniger detailliert — zu quantitativen Abschätzungen der Klimaänderungen, die sich bei atmosphärischen Konzentrationsänderungen der klimarelevanten Spurengase einstellen sollten, wobei diese Klimaänderungen (z. B. global gemittelter Lufttemperaturanstieg in Bodennähe) als „Klimasignale“ bezeichnet werden. Weitergehend ergeben sich nun eine Reihe von Fragen:

- Wie verlässlich sind diese Modellrechnungen (insbesondere auf Grund der unterschiedlichen Parameterisierungen und Ergebnisse)?
- Welches möglichst einfache Konzept ist anwendbar, um neben CO₂ auch die weiteren klimarelevanten Spurengase zu berücksichtigen?
- Welche Art von Klimaänderungen sollten bei empirischen Studien primär behandelt werden?
- Spielt der Spurengas-Klimaeffekt, wie er hier diskutiert wird, im Rahmen der „natürlichen“ Klimavariabilität überhaupt eine bemerkenswerte Rolle?
- Wann und unter welchen Bedingungen könnte der Spurengas-Klimaeffekt, der ja offensichtlich im Laufe der Zeit anwächst, nachweisbar sein?

Die Frage nach der Verlässlichkeit der deterministischen Modellrechnungen kann nur durch Verifikation beantwortet werden, d. h. durch empirisch-statistische Überprüfung mit Hilfe von Beobachtungsdaten. Als einfaches Konzept zur Berücksichtigung der neben CO₂ wirksamen Spurengase bietet sich dabei die sog. äquivalente (oder virtuelle) CO₂-Konzentration an. Die Abbildung 1 nach WIGLEY (1984, s. auch WIGLEY u. SCHLESINGER 1985) enthält eine solche Abschätzung mit Hilfe eines eindimensionalen Energiebilanzmodells, wobei der „Äquivalenzschlag“ die Wirksamkeit der weiteren kli-

marelevanten Spurengase erfasst. Derzeit (1984/1985) beträgt dieser Äquivalenzschlag ca. 25 ppm (gegenüber einem CO₂-Anstieg seit vorindustrieller Zeit von ca. 65 ppm (vgl. Beitrag 1), wobei allerdings einige Gase, insbesondere das troposphärische O₃, nicht erfasst sind. (Aus noch nicht veröffentlichten Modellergebnissen von CRUTZEN und BRÜHL (1985) folgt mit O₃ ein Äquivalenzschlag in der Größenordnung von 25—30 ppm.)

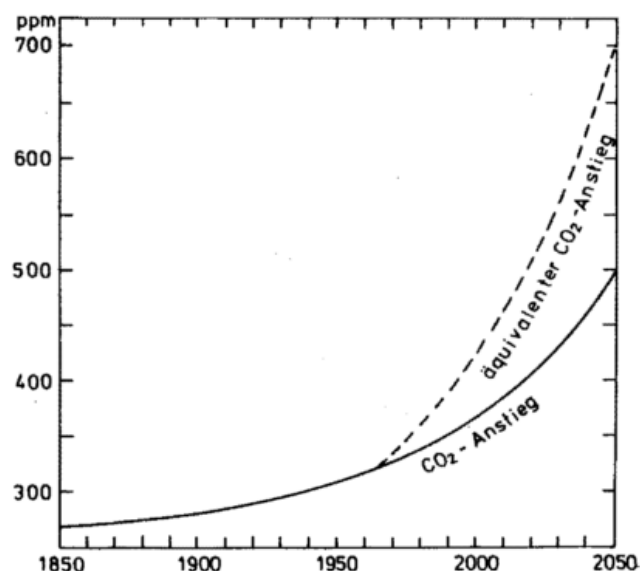


Abb. 1: Beobachteter (vgl. Beitrag 1) und auf Grund von Energieszenarien (vgl. Beitrag 4) vermuteter Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration, ausgezogene Kurve, sowie „äquivalente“ CO₂-Konzentration, gestrichelte Kurve, die zusätzlich die Wirkung weiterer klimarelevanter Spurengase berücksichtigt; nach WIGLEY (1984).

Bei der empirisch-statistischen Suche nach spurengasinduzierten Klimaänderungen kommen (vgl. betreffende atmosphärische Verweilzeiten, Beiträge 1 und 2) vor allem großräumig, am besten global gemittelte Daten in Betracht. Unter den Klimaelementen steht ohne Frage die Lufttemperatur im Mittelpunkt des Interesses, da Spurengase über Strahlungsprozesse primär die Temperatur beeinflussen, die deterministischen Modellergebnisse eigentlich nur im Fall der Temperaturreaktion hinreichend kongruent sind und die Temperatur-Beobachtungsdaten auf Grund der relativ geringen räumlichen Variabilität günstige Repräsentanzeigenschaften aufweisen. Diese Betrachtungen dürfen sich aber nicht auf die Atmosphäre beschränken, sondern müssen zumindest auch den Ozean mit einbeziehen.

Bei der Frage nach der Wirksamkeit des reinen bzw. äquivalenten CO₂-Einflusses auf das Klima ist es unerlässlich, weitere in der gleichen Zeitskala wirksame Klimaeinflüsse ebenfalls zu berücksichtigen, insbesondere „natürlicher“ Art wie z. B. relativ langfristige Fluktuationen des Vulkanismus, und dies möglichst „gleichzeitig“, d. h. aus statistischer Sicht mit Hilfe geeigneter multipler Regressionstechniken, um die Effekte quantitativ miteinander vergleichen zu können. Die Nachweisbarkeit des spurengasinduzierten Klimasignals hängt schließlich nicht nur vom Einbezug weiterer relevanter Klimabeeinflussungen, sondern auch vom Ausmaß der beobachteten Variabilität der Klimaelemente ab, dem sog. „Klimarauschen“.

2 Das „Klimarauschen“

Aus Klimadaten-Zeitreihen lassen sich Variabilitätsmaße wie z. B. die Standardabweichung berechnen. Über das statistische Konzept der „Mutungsbereiche“ (vgl. Promet 1/2 '83) läßt sich somit ein Wertebereich abschätzen, in dem sich die Werte (auch die zukünftigen) des jeweiligen Klimaelements mit bestimmter Wahrscheinlichkeit bewegen und von dem sich die „Klimasignale“ signifikant abheben müssen, um „entdeckbar“ zu sein. Dieser Wertebereich der beobachteten Variabilität der Klimadaten wird häufig als „Klimarauschen“ (auch Hintergrundvariabilität) bezeichnet. Das „Signal-Rausch-Verhältnis“ (signal to noise ratio S/N) entscheidet dann über „Entdeckbarkeit“ (S/N > 1) bzw. „Nicht-Entdeckbarkeit“ (S/N < 1) des Signals mit bestimmter Signifikanz bzw. Irrtumswahrscheinlichkeit.

Nun gilt aber für alle statistischen Momente, somit auch für die Standardabweichung, daß sie zeitlich nicht konstant sind (vgl. Promet 1/2 '83). Ohne daß hier das Nicht-Stationaritätsproblem diskutiert werden kann (hierzu s. SCHÖNWIESE u. MALCHER 1985) bedeutet dies, daß sich auch das „Klimarauschen“ zeitlich ändert, was durchaus nicht immer berücksichtigt wird. Außerdem ist dieses „Rauschen“ natürlich auch jahreszeitlich sowie regional unterschiedlich (KLEIN 1982, SCHUURMANS 1983, WIGLEY u. JONES 1981), wobei allerdings wiederum global bzw. hemisphärisch sowie jährlich gemittelte Daten (vgl. Abb. 2 oben) wegen ihres relativ geringen „Rauschens“ günstig sind.

3 Der Einbezug weiterer Klimaparameter

Um zu einer realistischen Abschätzung des in den beobachteten Klimadaten möglicherweise schon erkennbaren Spuren-

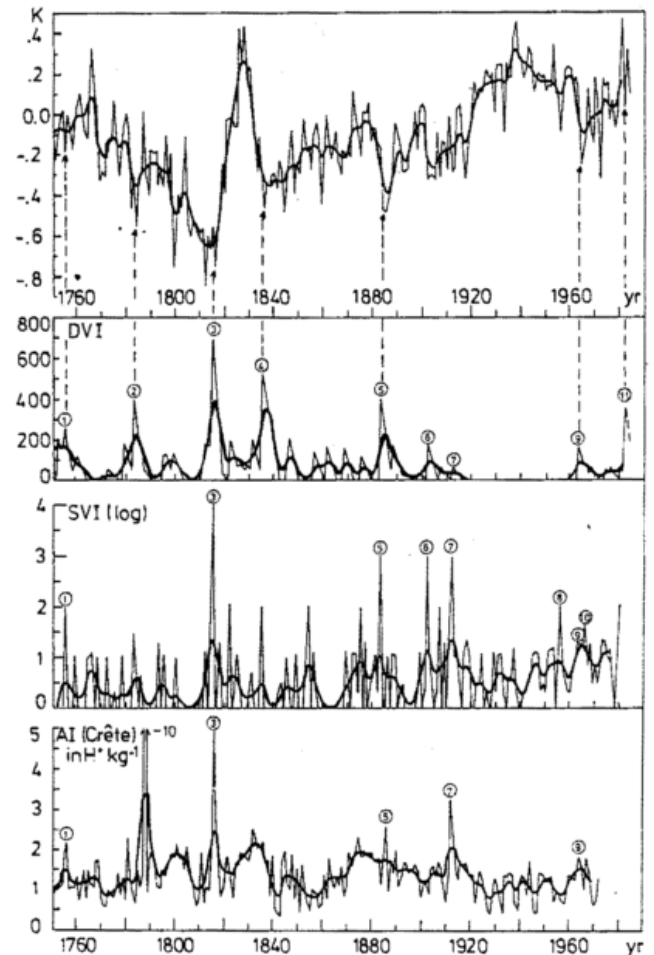


Abb. 2: Oben Abweichungen der Jahresmittelwerte der bodennahen Lufttemperatur vom Mittelwert 1880—1979 (vor 1851 nach GROVEMAN u. LANDSBERG 1979, sonst nach JONES et al. 1982 bzw. JONES 1985); die dick ausgezogene Kurve ist eine Glättung mittels Gaußschem Tiefpaßfilter, der Variationen des Periodenbereichs $T < 10$ Jahre unterdrückt. — Darunter (Jahres- und geglättete Daten entsprechend) die „Vulkanparameter“ DVI = dust veil index nach LAMB (1970, 1983; vgl. auch Beitrag 7), SVI = Smithsonian Vulkanindex in der Berechnung von BISSOLLI (1985) auf Grund der Vulkanchronologie von SIMKIN et al. (1981), vor 1881 entsprechend ergänzt, und AI = (acidity index) Meßdaten der H⁺-Ionen-Konzentration im grönländischen Eis (Station Crête) nach HAMMER (1980, 1983) als Maß für die Deposition vulkanischen Materials. Die Zahlen verweisen auf besonders starke Einzeleruptionen wie z. B. 1815 Tambora (3), 1883 Krakatau (5) und 1982 El Chichon (11); Einzelheiten s. SCHÖNWIESE 1984. Alle Datenreihen nordhemisphärische Mittelwerte.

gas-Klimasignals zu kommen, ist es wie gesagt unerlässlich, weitere Einflüsse mit zu berücksichtigen. Dies kann wegen der enormen Komplexität der Klimaprozesse (interne Wechselwirkung im und externe Einflüsse auf das Klimasystem, s. z. B. FLOHN 1985), die auch stochastische Prozesse beinhalten, natürlich nicht in einem umfassenden Ansatz geschehen, sondern in Orientierung an die betreffende Zeitskala muß eine Strategie entwickelt werden, bei der möglichst wenige aber insgesamt dominante Einflüsse (möglichst hohe „erklärte Varianz“) durch geeignete Parameterisierungen mit eingehen.

Einen Ansatz für eine solche Strategie liefert die Kohärenzanalyse (vgl. Promet 1/2 '83) zwischen Lufttemperatur- und Parameterdaten möglicher Einflußgrößen. Es zeigt sich dann, daß die Korrelationen in unterschiedlichen Zeitskalen sehr unterschiedlich sind und beispielsweise die nordhemisphärische Mitteltemperatur in der Zeitskala von Jahrzehnten an aufwärts weit ausgeprägter mit vulkanischen und solaren Einflußparametern zusammenhängt als in kürzeren Zeitskalen, wo Zirkulationsvorgänge (Atmosphäre und Ozean) dominieren. Dementsprechend enthält die Abbildung 2 neben der nordhemisphärischen Mitteltemperatur drei vulkanische Parameter (Jahresmittel und Glättung mittels Gaußschem Tiefpaßfilter, vgl. Promet 1/2 '83): a) den nordhemisphärischen stratosphärischen Vulkanstaubindex (Dust Veil Index DVI) nach LAMB (1970, 1983), vgl. auch Beitrag 7; einen weiteren Vulkanindex, der auf der Chronologie der Smithsonian Institution (USA, Daten nach SIMKIN et al. 1980) beruht (Parameterberechnung ab 1881 durch BISSOLLI 1985, hier ergänzt); c) Daten der Deposition vulkanischen Materials auf dem Wege von elektrischen Leitfähigkeitsmessungen von Eisbohrproben (Crête, Grönland) nach HAMMER et al. (1983). Bei den in Abschnitt 4 beschriebenen Ergebnissen werden diese drei Parameter neben solaren Parametern benützt.

Die solaren Thesen, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann (s. hierzu SCHÖNWIESE 1983, 1984), sind zwar weitaus problematischer, sollten deshalb aber nicht einfach übergangen werden (WMO 1984). Das Konzept, neben dem CO₂-Einfluß auch vulkanische und solare Parameter mit einzubeziehen, ist schon fast ein bewährtes Verfahren (s. z. B. GILLILAND 1982, HANSEN et al. 1981, MILES u. GILDERSLEEVES 1977), auch wenn bisher fast immer nur jeweils ein bevorzugter vulkanischer bzw. solarer Parameter in entsprechenden multiplen Abschätzungen benutzt wurde (Ausnahme: SCHÖNWIESE 1984, 1986). Freilich ist ein statistisches CO₂ — Vulkanismus — Sonne — Regressionsmodell recht mager, insbesondere bei linearem Ansatz, und die Berücksichtigung weiterer Einflüsse ist wünschenswert (z. B. ozeanische Oberflächentemperaturen, NEWELL 1984). Für erste grobe Abschätzungen, wie sie im folgenden Abschnitt beschrieben werden, kann dies aber als akzeptabel angesehen werden.

4 Die „Klimasignale“ und das „Signal-Rausch-Verhältnis“

Da die Ergebnisse statistischer Analysen zwar auf beobachteten Fakten beruhen, ursächliche Zusammenhänge aber letztlich nicht beweisen können, ist es sinnvoll, mit Hilfe multipler statistischer Regressionstechniken eine „2 x CO₂“-Simulation durchzuführen und mit den Ergebnissen entsprechender deterministischer Modellsimulationen zu vergleichen. Erst im Fall einer befriedigenden quantitativen Übereinstimmung kann daran gedacht werden, auf statistischem Weg auch das derzeit möglicherweise schon erkennbare CO₂-Klimasignal abzuschätzen.

Die Abbildung 3 zeigt einige Beispiele solcher Berechnungen, wobei die Geradensteigung ein Sensitivitätsmaß ist. Faßt man mit Bezug auf die Jahresmittelwerte der nordhemisphärischen Mitteltemperatur (bei Unterdrückung der Variationen im Periodenbereich T < 10 Jahre, vgl. Abb. 2) alle diese Regressionsrechnungen zusammen, und zwar unter Einbezug aller

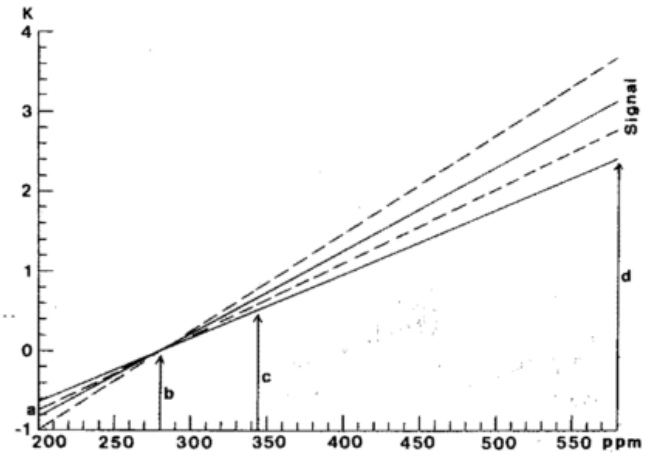


Abb. 3: Statistische Schätzung der Reaktion der Jahresmittelwerte der bodennahen nordhemisphärischen Mitteltemperatur auf Änderungen der atmosphärischen CO₂-Konzentration mittels vierdimensionaler linearer Regression; Zeitintervall 1851—1980. a ist das vermutliche Eiszeit-Niveau, b der vorindustrielle Referenzwert, c der Mauna Loa-Wert von 1984 (vgl. jeweils Beitrag 1) und d Verdoppelung („2 x CO₂“) entsprechend 300—600 ppm. Bei Variation der vulkanischen Parameter ergibt sich der „Signal“-Bereich zwischen den ausgezogenen Linien, bei Variation der solaren Parameter (insgesamt sechs) der Bereich zwischen den gestrichelten Linien (Einzelheiten s. SCHÖNWIESE 1985, 1986). Alle Daten tiefpaßgefiltert (wie in Abb. 2), jedoch führen Jahresdaten zu sehr ähnlichen Signalen (bei wesentlich geringerer multipler Korrelation; vgl. auch Tab. 1).

nicht von vornherein abwegig erscheinender vulkanischer und solarer Parameter (und bei alternativ variablem Zeitintervall 1881 bzw. 1851 bzw. 1781 bis 1980, nach SCHÖNWIESE 1985, 1986), so stellen sich folgende Ergebnisse heraus (vgl. Tab. 1):

- a) CO₂-Verdoppelung („2 x CO₂“) von 280 auf 580 ppm (entsprechend 300—600 ppm): 3,1 K ± 0,6 K;
- b) „industrielles CO₂-Signal“ bei Anstieg von 280 auf 344 ppm (dies ist der Mauna Loa-Wert von 1984, vgl. Beitrag 1): 0,7 K ± 0,1 K;
- c) Anstieg von 200 (Eiszeit-Wert, vgl. Beitrag 1) auf 280 ppm: 0,8 K ± 0,1 K. (280 ppm ist der derzeit wahrscheinlichste vorindustrielle Wert, vgl. Beitrag 1.) Im Fall des äquivalenten CO₂-Anstiegs, d.h. bei Berücksichtigung weiterer klimarelevanter Spurengase (s. Abb. 1) steigt das „2 x CO₂-Signal“ auf ca. 6 K und das „industrielle CO₂-Signal“ auf ca. 0,9 K an.

Die Übereinstimmung von Statistik und deterministischem Modell ist für die „2 x CO₂“-Simulation offenbar recht gut, so daß nicht nur die deterministischen Modellergebnisse dieser Wertspanne verifiziert werden, sondern auch die Frage berechtigt ist, ob das CO₂-Signal schon jetzt (also das „industrielle CO₂-Signal“) nachweisbar ist. Die überwiegende derzeitige Meinung lautet: „nein“, vielleicht aber in 10—20 Jahren (z. B. CLARK 1982, vgl. aber auch KELLOGG und BOJKOV 1982, wo dieses „nein“ durchaus nicht definitiv ist). Berechnet man aber auf Grund der oben genannten statistischen Ergebnisse die zugehörigen „Signal-Rausch-Verhältnisse“

Tab. 1: Statistische Schätzung der nordhemisphärisch gemittelten bodennahen CO₂-induzierten „Temperatur-Signale“. Neben den Temperatur- und Vulkanismusdaten (vgl. Abb. 2, tiefpaßgefilterte Werte) sind auch verschiedene solare Parameter berücksichtigt (vgl. Abb. 3). r_{mult} = multipler Korrelationskoeffizient, „2 x CO₂“ entspricht einer Erhöhung von 300 auf 600 (bzw. 280 auf 580) ppm, „industriell“ einer Erhöhung von 280 auf 344 ppm (vgl. wiederum Abb. 3). Die „Signal-Rauschverhältnisse“ beziehen sich auf das „industrielle CO₂-Signal“, wobei den Werten in Klammern die gegenüber der gesamten Reihe geringere Standardabweichung der Temperaturdaten des letzten 30 Jahre-Intervalls (1955—1984) zugrundeliegt. Die „äquivalenten“ Signale bzw. Signal-Rauschverhältnisse beruhen auf den in Abb. 1 dargestellten Daten.

Zeitintervall	r_{mult}	Signale in K		Signal-Rauschverhältnisse (ind.)	
		„2 x CO ₂ “	„industriell“	95%	99%
1881—1980	0,78	2,96	0,63	1,22 (1,64)	0,92 (1,25)
1851—1980	0,80	3,25	0,69	1,46 (1,97)	1,11 (1,50)
1781—1980	0,73	3,21	0,69	1,28 (1,73)	0,98 (1,32)
Mittelwerte (nur CO ₂):		3,14 ± 0,56	0,67 ± 0,12	1,32 (1,78)	1,00 (1,36)
entspr. „äquivalent“:		6	0,9	1,8 (2,4)	1,4 (1,9)

(immer bezogen auf Jahresmittelwerte der nordhemisphärischen Mitteltemperatur), so ergibt sich: a) auf dem 95%-Niveau 1.3 für das reine und 1,8 für das äquivalente CO₂-Signal; b) auf dem Niveau 99% 1.0 für das reine (d.h. nicht nachweisbar) und 1.4 für das äquivalente CO₂-Signal (vgl. Tab. 1), wo auch die Differenzen bei der Analyse unterschiedlich langer Reihen ersichtlich sind.

Es ist nun die Frage, welchen Wert des Signal-Rausch-Verhältnisses bzw. welche Signifikanz man für den derzeitigen Nachweis des CO₂-Signals verlangen will (vgl. z.B. KELLOGG u. BOJKOV 1982). Der Spurengas-Klimaeffekt wird sicherlich nicht plötzlich offenbar werden, sondern nur ganz allmählich aus dem „Klimaräuschen“ hervortreten, so daß eine „Entdeckung“ von heute auf morgen nicht erwartet werden darf. Eine bedingte Nachweisbarkeit (unter den Bedingungen, daß die Klimadaten, im hier diskutierten Fall die Temperaturdaten, genau genug, die Einflußparameter hinreichend realistisch und das lineare Regressionsmodell approximativ akzeptabel sind) ist aber bereits diskussionswürdig (mit allen sozioökonomischen Konsequenzen, vgl. Beitrag 4).

Nur am Rande sei hier vermerkt, daß entsprechende Untersuchungen mit Hilfe der Daten der globalen Meeresspiegelschwankungen (1881—1980) noch signifikantere Ergebnisse liefern (und zwar auf Grund des besseren Signal-Rausch-Verhältnisses, SCHÖNWIESE 1986) und daß die nordhemisphärisch gemittelte stratosphärische Jahresmitteltemperatur tatsächlich einen absteigenden Trend zeigt (1958—1983: -0,5 K), wie es die deterministischen Modelle erwarten, wobei dieses Signal aber wegen der kurzen verfügbaren Reihenlänge weit unter der Signifikanzgrenze bleibt. Ähnliches gilt für die global gemittelten Meeresoberflächentemperaturen, für die sich ein nicht signifikantes „industrielles Signal“ (vgl. Tab. 1) von ca. 0,3 K ergibt (SCHÖNWIESE 1986).

Die Tatsache, daß die nordhemisphärische Mitteltemperatur in den beiden Jahrzehnten nach 1940 zurückgegangen ist, kann in einem von vielen Einflußgrößen gesteuerten Prozeß natürlich nicht als Argument gegen die CO₂-These gesehen werden (bisher waren natürliche Einflußparameter effizienter, insbesondere der Vulkanismus).

Als Quintessenz bleibt festzuhalten, daß ein genaues „Monitoring“ der beobachteten Klimaschwankungen, einschließlich

statistischer Analyse, geboten ist, zudem die möglichst genaue Erfassung anthropogener Beeinflussungen des Klimas wie der atmosphärische Anstieg der klimarelevanten Spurengaskonzentrationen, wobei aber auch die natürlichen Klimasteuerungsmechanismen nicht außer Acht bleiben dürfen. Das Titelbild dieses Heftes zeigt eine noch unveröffentlichte statistische Verifikationsstudie (SCHÖNWIESE u. MALCHER 1986) der Modellergebnisse von WASHINGTON und MEEHL (1984) (vgl. Beitrag 5). Auch in dieser jahreszeitlich-meridional aufgeschlüsselten Berechnung zeigen sich gute Übereinstimmungen zwischen Klimamodell und Statistik.

Es gibt somit Argumente dafür, daß der Spurengas-Klimaeffekt schon heute bedingt nachweisbar sein könnte und die sozioökonomischen Folgen einer solchen „schleichenden“ Klimaänderung sind zweifellos sehr ernst zu nehmen. Einer der wenigen Vorgänge, die dem entgegenwirken können, sind neben Albedoänderungen der Erdoberfläche (z.B. durch großräumige Waldrodungen in den Tropen) die Änderungen des atmosphärischen Aerosols (vgl. auch HANSEN et al. 1981), die in den folgenden Beiträgen (7 und 8) behandelt werden.

Literatur

- BISSOLLI, P.: Der Einfluß des Vulkanismus und der hypothetischen Variationen der Emission solarer Strahlung auf die bodennahe Lufttemperatur der Nordhemisphäre 1881—1981. Diplomarbeit Inst. Meteorol. Geophys. Frankfurt (1985).
- CLARK, W. C. (Ed.): Carbon dioxide review 1982. Oxford: Clarendon (1982).
- CRUTZEN, P.: Priv. Mitt. (1985).

Einige der hier erstmals vorgestellten Forschungsergebnisse sind im Rahmen des Klimaforschungsprogramms der Bundesregierung gewonnen worden. Der Verfasser ist für die entsprechende Projektförderung (BMFT) sehr dankbar.

- GILLILAND, R.: Solar, volcanic, and CO₂ forcing of recent climatic changes. *Climat. Change* 4 (1982), S. 111—131; priv. Mitt. (1983).
- GROVEMAN, B. S.; LANDSBERG, H. E.: Reconstruction of the northern hemisphere temperature: 1579—1880. College Park: Univ. of Maryland, Dep. Meteorol. Publ. No. 79—181/182 (1979); priv. Mitt. (1983).
- HAMMER, C. U. et. al.: Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature* 288 (1980), S. 230—235; priv. Mitt. (1983).
- HANSEN, J. et al.: Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science* 213 (1981), S. 957—966.
- KELLOGG, W. W.; BOJKOV, R. D.: Report of the JSC/CAS meeting of experts on detection of possible climate change. Geneva: WMO, WCP-Series No. 29 (1982).
- KLEIN, W. H.: Detecting carbon dioxide effects on climate. In CLARK (s.o.), S. 213—242.
- JONES, P. D. et al.: Variations in surface air temperatures. Pt. 1. Northern hemisphere, 1881—1980. *Mon. Weath. Rev.* 110 (1982), S. 59—69.
- JONES, P. D.: Northern hemisphere temperatures 1851—1984. *Clim. Monitor* 14 (1985), S. 14—21.
- LAMB, H. H.: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philos. Trans. R. Meteorol. Soc. A* 266 (1970), S. 425—533; priv. Mitt. (1983).
- MILES, M. K.; GILDERSLEEVES, P. B.: A statistical study of the likely causative factors in the climatic fluctuations of the last 100 years. *Meteorol. Mag.* 106 (1977), S. 314—322.
- NEWELL, R. E.; HSIUNG, J.: Sea surface temperature, atmospheric CO₂ and the global energy budget: some comparisons between the past and the present. In: MÖRNER, N.-A.; KARLEN, W. (Eds.): *Climatic changes on a yearly to millennial basis*. Dordrecht: Reidel (1984), S. 533—561.
- SCHÖNWIESE, C.-D.: Northern hemisphere temperature statistics and forcing. Pt. A: 1881—1980 AD. *Arch. Meteorol. Geoph. Bioclimat., Ser. B*, 32 (1983), S. 337—360; Pt. B: 1579—1980 AD. *Arch. Meteorol. Geoph. Bioclimat., Ser. B*, 35 (1984), S. 155—178.
- SCHÖNWIESE, C.-D.: CO₂ signal detection studies based on northern hemisphere temperature records. Paper presented at the Third Internat. Symp. on Integrated Global Monitoring of the State of the Biosphere. Tashkent, UdSSR (1985).
- SCHÖNWIESE, C.-D.: The CO₂ climate response problem. A statistical approach. *Theor. Appl. Clim.*, in print (1986).
- SCHÖNWIESE, C.-D.; MALCHER, J.: Nicht-Stationarität oder Inhomogenität? Ein Beitrag zur statistischen Analyse klimatologischer Zeitreihen. *Wetter u. Leben*, (1985), S.
- SCHÖNWIESE, C.-D.; MALCHER, J.: The CO₂ temperature response. A comparison of general circulation models and statistical assessments. (In prep.)
- SCHUURMANS, C. J. E.: On the detection of CO₂-induced climate change. In BACH, W. et al. (eds.): *Carbon dioxide*. Dordrecht: Reidel (1983), S. 337—352.
- SIMKIN, T. et al.: *Volcanoes of the world*. New York: Acad. Press (1981).
- WIGLEY, T. M. L.: Carbon dioxide, trace gases and global warming. *Clim. Monitor* 13 (1984), S. 133—148.
- WIGLEY, T. M. L.; JONES, P. D.: Detecting CO₂-induced climatic change. *Nature* 292 (1981), S. 205—208.
- WIGLEY, T. M. L.; SCHLESINGER, M. E.: Analytical solution for the effect of increasing CO₂ on global mean temperature. *Nature* 315 (1985), S. 649—652.
- WMO/ICSU: *Scientific plan for the World Climate Research Programme*. Geneva: WMO, WCRP Publ. Series No. 2 (1984).

7

R. JAENICKE

Langfristige Änderungen des Aerosols

1 Einleitung

Versucht man Daten über die langfristigen Änderungen des atmosphärischen Aerosols zusammenzustellen, so stimmt man sehr rasch mit TWOMEY (1977) überein: „Secular trends in atmospheric aerosol concentrations? — In recent years discussions of this question have been frequent and many papers have appeared in the topic. Unfortunately the time and energy put into discussion perhaps outweigh the time and energy have been put into measurements which could provide a body of data on which to base serious discussion and analysis. Since the development of the Aitken counter in the late 1800s instruments for counting particle concentration have been available, but no long-term series of measurements

was inaugurated and continued at clean remote sites bridging the time span from then to the present time (or even a reasonable portion of that span).“

Grundsätzlich muß man natürlich feststellen, daß zur Beurteilung des langfristigen Trends des Aerosols nicht nur die Teilchenkonzentration heranzuziehen ist. Dazu ist das Aerosol viel zu komplex. Bevor daher über bislang erhältliche Meßserien diskutiert wird, ist die Komplexität des Aerosolsystems aufzuzeigen.

2 Zur Komplexität des atmosphärischen Aerosols

Vor 10 Jahren (Promet H. 3/1975) ist ausführlich über das atmosphärische Aerosol berichtet worden. Auch wenn inzwi-

schen die Vorstellungen über die Größenverteilung und Produktionsstärken erheblich korrigiert werden mußten, bleiben die Aussagen über die chemische Zusammensetzung sowie über den Bereich der Teilchengrößen und Konzentrationen weiterhin gültig. Im atmosphärischen Aerosol befinden sich also Teilchen unterschiedlicher Größe und chemischer Zusammensetzung; außerdem variiert es in Zeit und Raum. Das Aerosol hat Wirkungen der unterschiedlichsten Art, so bezüglich der Farbe des Himmels, der Bildung von Wolken und Niederschlag, der chemischen Zusammensetzung des Niederschlages und der trockenen Deposition, der Sicht, der chemischen Wirkung auf unmittelbar exponierte Flächen wie Pflanzen, technische und kulturelle Bauwerke. Von besonderer Bedeutung ist seine Wirkung im Rahmen der Strahlungsprozesse und zwar über den gesamten Spektralbereich der Energiebilanz. Daher muß bei allen klimarelevanten Fragestellungen neben den Spurengasen auch das Aerosol berücksichtigt werden.

Die allgemeine Wirkung und zugleich Messung des Aerosols kann folgendermaßen beschrieben werden:

$$P = \int_{r=0}^{\infty} w(r) n^*(r) dlgr$$

mit P = Wirkung bzw. beobachtete Meßgröße,

$n^*(r)$ = Aerosolgrößenverteilung in der Form $dN/dlgr$ mit N = Teilchenkonzentration und r = Teilchenradius,

$w(r)$ = Wichtungsfunktion.

Die Größenverteilung kann heute für viele repräsentative Aerosole als eine Kombination von drei Normalverteilungen in analytischer Form angegeben werden (JAENICKE, in Vorbereitung). Die Wichtungsfunktion ist für einige Fälle sehr einfach. So lautet sie $w(r) = 1$ bei der Messung der Gesamtkonzentration und $w(r) = 4/3 \pi r^3 \rho_p$ (ρ_p = Teilchenmaterialdichte) für die Gesamtmasse. In anderen Fällen, wie Streulicht, elektrische Leitfähigkeit der Luft, Sicht usw. ist sie komplizierter. Damit könnte man theoretisch jede Wirkung ausrechnen.

Es soll hier aber noch auf eine andere Möglichkeit hingewiesen werden: Der Integrand $w(r)n^*(r)$ bestimmt, welcher Teilchenradius am meisten zu P beiträgt. Abhängig von der Form der Wichtungsfunktion und der Form der Größenverteilung unterliegt dieser Radiusbereich erheblichen Verschiebungen. Bei den Größenverteilungen für Reinluft wird z.B. die Gesamtkonzentration praktisch ausschließlich von den Aitkenpartikeln bestimmt, also den Teilchen mit Radien kleiner als $0.1 \mu m$. Die Gesamtmasse wiederum wird beeinflusst von Teilchen im Bereich $0.1 \mu m$ bis $10 \mu m$. Die elektrische Leitfähigkeit der Luft, die ebenfalls ein Maß für die Konzentration von Aerosolpartikeln sein kann, wird nur von Teilchen um $0.1 \mu m$ Radius beeinflusst. Die sedimentierte Masse geht nur auf Teilchen größer als $10 \mu m$ zurück. Ähnliches gilt, wenn man die chemische Zusammensetzung betrachtet. Typische Verwitterungsprodukte im Aerosol treten überwiegend nur bei Teilchen mit Radien oberhalb $1 \mu m$ auf. Verbrennungs- und chemische Reaktionsprodukte wie z.B. Schwefel findet man überwiegend im Bereich kleiner als $1 \mu m$.

Diese Begrenzung der Wirkungen und Meßgrößen des Aerosols auf bestimmte z. T. sehr enge Radiusbereiche hat Konsequenzen,

wenn der Effekt einer bestimmten (z.B. anthropogenen) Quelle in einem bestimmten räumlichen Abstand und im zeitlichen Verlauf beobachtet wird. Es muß dabei die Lebenszeit des Aerosoles beachtet werden. Wir wissen inzwischen, daß es für das Aerosol keine einheitliche Lebenszeit gibt, sondern daß die Lebenszeit von der Teilchengröße abhängt. In der Troposphäre haben Teilchen größer als $10 \mu m$ Lebenszeiten von wenigen Stunden. Diese Teilchen sedimentieren rasch aus. Auch Teilchen kleiner als $0.01 \mu m$ zeigen so kurze Lebenszeiten, da sie der Brownschen Bewegung unterliegen und daher rasch mit größeren Teilchen koagulieren.

Im Größenbereich $0.1 \mu m$ bis $1 \mu m$ betragen die längsten troposphärischen Lebenszeiten einige Tage. Diese Lebenszeiten werden durch den Wasserzyklus der Atmosphäre begrenzt: Unterhalb der Wolkenschicht kommt es nur zu Lebenszeiten bis zu 8 Tagen, während bei Abwesenheit von Wasser, z. B. in der Stratosphäre, 1—2 Jahre beobachtet werden. Die empirische Funktion für die Lebenszeit τ lautet

$$\frac{1}{\tau} = \frac{1}{K} \left(\frac{r}{R}\right)^2 + \frac{1}{K} \left(\frac{r}{R}\right)^{-2} + \frac{1}{\tau_{wet}} \quad (2)$$

mit $K = 1.28 \cdot 10^8 s$ (Konstante),

$R = 0.3 \mu m$ (Normalisierungsradius),

τ_{wet} = „feuchter“ Anteil der Lebenszeit.

Der Wert für τ_{wet} beträgt etwa $6.9 \cdot 10^5 s$ (8 Tage) in der unteren Troposphäre, $1.8 \cdot 10^6 s$ (3 Wochen) in oberen Troposphäre und $1.7 \cdot 10^7 s$ (200 Tage) in der Stratosphäre.

Nur Teilchen mit einer ausreichend langen Lebenszeit können sich über größere Gebiete verbreiten. Das trifft z.B. für das stratosphärische Aerosol zu, das durch Vulkanausbrüche erzeugt wird. Riesenteilchen, also Teilchen größer als $1 \mu m$, werden wegen ihrer kurzen Lebenszeit nicht weit transportiert. Damit kann jede Meßmethode, die z.B. nur dieses Teilchen erfaßt, wie etwa die sedimentierte Masse, nur eine Auskunft über lokale Änderungen geben. Mißt man die atmosphärische Trübung, die ganz wesentlich von der Trübung der Stratosphäre mitbestimmt wird, so erfaßt man eher globale Effekte. Die horizontale Sicht wird wesentlich von den Teilchen um $3.0 \mu m$ beeinflusst, also im Bereich der längsten Lebenszeiten troposphärischer Aerosole. Hier kann man daher Informationen regionalen Charakters erwarten.

Bei Betrachtung von Zeitreihen genügt jedoch nicht nur das Wissen um die Bedeutung des beobachteten Parameters, sondern es sind auch noch Informationen über die statistische Aussagekraft solcher Reihen notwendig, insbesondere wenn sie relativ kurz sind.

3 Statistische Überlegungen zu Zeitreihen des Aerosols

Für alle Spurenstoffe in der Atmosphäre gilt die einfache Beobachtung, daß ihre Konzentrationen wenig schwanken, wenn ihre Lebenszeit groß ist (JUNGE 1974). So sind die Schwankungen (Variabilitätskoeffizient, d.h. Quotient aus Mittelwert und Standardabweichung, ungefähr 10^{-5}) der Sauerstoffkonzentration in der Atmosphäre (Lebenszeit einige tausend Jahre) so gering, daß eine Nachprüfung nur etwa alle 10 Jahre empfohlen wurde. Umgekehrt zeigen Stoffe mit kurzer Lebenszeit, wie z.B. Ozon sehr große Konzentrationschwankungen. Daher muß man in den unterschiedlichen Größenbereichen des Aerosols (und damit auch hinsichtlich

der Wirkungen und Meßgrößen) sehr verschiedene Schwankungen erwarten.

Mit einer einfachen Modellvorstellung (JAENICKE 1982) gelingt es, den Variabilitätskoeffizienten v der Beobachtungen und die Lebenszeit T zu verknüpfen

$$v^2 = \frac{t_{\max} \cdot (1 + e^{-\frac{t_{\max}}{T}})}{2 \cdot T \cdot (1 - e^{-\frac{t_{\max}}{T}})} - 1 \quad (3)$$

mit t_{\max} = eine maximale Zeit, für die Luftpakete relativ unverändert erhalten bleiben.

Aus Beobachtungen konnte die Zeit t_{\max} für das Aerosol mit etwa 6 Tagen festgelegt werden. Aerosolradiusbereiche mit Lebenszeiten um 0.1 Tage sollten danach Variabilitätskoeffizienten um ~ 5 aufweisen, solche mit 8 Tagen Lebenszeit etwa $v \sim 0.2$ und mit 200 Tagen Lebenszeit etwa $v \sim 0.01$. Solche Variabilitätskoeffizienten werden durchaus beobachtet; es muß aber dabei beachtet werden, daß durch die Länge von Meß- und Expositionszeiten nicht bereits Mittelungen auftreten.

Bei so großen Variabilitätskoeffizienten des Aerosols der Troposphäre muß sehr genau geprüft werden, ob gemessene Veränderungen auch statistisch signifikant sind oder sich noch im Bereich einer zufälligen Änderung bewegen. Im Einzelfall einer Zeitreihe, die in der Literatur zur Verfügung steht, fehlen leider meist Informationen, die eine statistische Beurteilung zulassen. Daher sind alle Aussagen bezüglich eines Anstiegs oder einer Abnahme stets kritisch zu betrachten.

4 Zeitreihen von Aerosolparametern

Nach dem eben Gesagten können die folgenden Beispiele stets nur für bestimmte Bereiche des Aerosols gelten und repräsentieren nie das gesamte Aerosol. Weiterhin muß deutlich gesagt werden, daß häufig nur lokal eng begrenzte Aussagen möglich und Verallgemeinerung nicht zulässig sind. Die hier ausgewählten Beispiele repräsentieren nur die Reihen, zu denen ein Zugang möglich war oder die in der Literatur verfügbar sind. Diese Zusammenstellung macht auch deutlich, wo (örtlich gesehen, einschließlich der Vertikalen) und für wie viele Parameter Zeitreihen *nicht* vorhanden sind. Damit wird eine Weiterverarbeitung der Daten in Modellrechnungen (insbesondere dreidimensionale Zirkulationsmodelle) sehr problematisch.

4.1 Staubbiederschlag

Messungen des Staubbiederschlages nach der Haftfolienmethode werden im Bereich des Deutschen Wetterdienstes seit vielen Jahren durchgeführt (SCHULZ 1983). Auf Grund der Wichtungsfunktion tragen zur sedimentierten Masse im wesentlichen nur die Teilchen größer als $10 \mu\text{m}$ bei. Die mittlere Lebenszeit der auf den Folien abgeschiedenen Teilchen beträgt etwa 1 bis 2 Stunden. Bei den üblichen Windgeschwindigkeiten kann der Einzugsbereich 10 km nicht wesentlich übersteigen. Abbildung 1 zeigt die Zeitreihe 1962—1977 einer Meßstelle in einer Wohnstraße in Freiburg/Br. Nach einem Rückgang der Trockendeposition in den Jahren vor 1967 bleiben die Werte in den Folgejahren in etwa konstant. Ein vergleichbarer Rückgang wurde von Großstädten in den USA berichtet (LUDWIG et al. 1971). So zeigt New York City 1945 etwa 59 g/m^2 Monat und 1965 etwa 20 g/m^2 Monat. Länger

wurde die Entwicklung in Pittsburgh (PA) verfolgt, wo 1925 39 g/m^2 Monat und 1965 10 g/m^2 Monat beobachtet wurden. Ein solcher Rückgang wurde mit der Schaffung gepflasterter und geteeter Straßen in Verbindung gebracht, sowie mit der Reduktion von ascheträgenden Rauchgasen. Der gesundheitliche Effekt des Rückganges für den Menschen ist wohl nicht zu gravierend, wenn man bedenkt, daß die betrachteten Teilchen ausnahmslos im Nasenraum aus der Atemluft herausgefiltert werden. Anders muß die Bewertung ästhetischer Effekte und der Belastung exponierter Oberflächen (Pflanzen, Bauwerke etc.) ausfallen. Im Bereich des Deutschen Wetterdienstes wird die Haftfolienmethode zur Beurteilung eines Kurortes herangezogen. Sicherlich werden dabei die Teilchengrößen erfaßt, für deren Emission der Kurort selbst verantwortlich ist (z. B. Hoch- und Tiefbauarbeiten, Versiegelung von Oberflächen); ein Kriterium für die Luftqualität aus medizinischer Sicht ist damit allerdings nur sehr partiell gegeben.

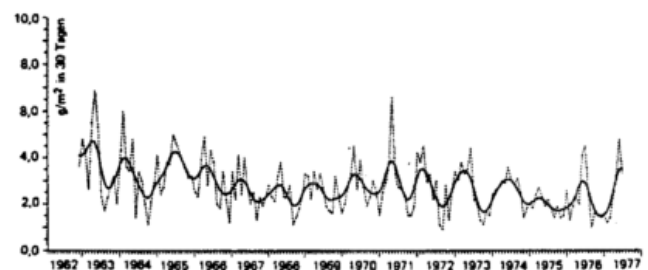


Abb. 1: Langjähriger Verlauf der monatlichen Mittelwerte für den Staubbiederschlag in Freiburg i. Br., ermittelt nach der Haftfolienmethode mit Schutzdach, aus SCHULTZ (1983). Originaldaten gestrichelt, gefilterte Daten (Jahresgang) ausgezogen.

4.2 Gesamtstaub

In vielen Meßnetzen wird die Masse des suspendierten Staubes beobachtet. Die verwendeten Meßmethoden werden gegenwärtig besonders in den USA heftig diskutiert, weil bislang die obere Teilchengröße, die erfaßt wurde, entweder nicht definiert oder recht gering war. Die Vergleichbarkeit verschiedener Meßserien ist deshalb nicht immer sichergestellt. Grob geschätzt tragen zur Gesamtmasse bei den vorliegenden Messungen Teilchen im Bereich $0.1 \mu\text{m}$ bis einige μm bei. Dies ist der Bereich längerer Lebenszeit, dementsprechend ist die Repräsentanz der Ergebnisse eingeschränkt.

Abbildung 2 zeigt die Zeitreihen aus dem Meßnetz des Umweltbundesamtes für anthropogen wenig belastete Gebiete der Bundesrepublik. Abgesehen von den höheren Konzentrationen im Norden im Vergleich zum Süden zeigen drei Stationen im Verlauf von mehr als 15 Jahren praktisch keine Änderung. Zwei Stationen weisen mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit signifikante Änderungen auf. In Deuselbach im Hunsrück hat sich die Gesamtmasse von etwa $50 \mu\text{g/m}^3$ im Jahr 1967 auf $35 \mu\text{g/m}^3$ im Jahr 1984 reduziert. Auf dem Brotjackriegel (Bayerischer Wald) ist dagegen in diesem Zeitraum die Konzentration von etwa $25 \mu\text{g/m}^3$ auf $30 \mu\text{g/m}^3$ angestiegen. Dieses unterschiedliche Verhalten in der kleinräumigen Bundesrepublik (vergleiche auch Westerland und Westerland-Tinum) zeigt, daß der Gesamtstaub als regionale Meßgröße einzu-

schätzen ist. Angedeutet werden soll hier nur, daß die Annäherung der Werte von Deuselbach und Brotjackriegel im Laufe der Zeit durchaus einen generellen Trend aufzeigen kann: Ursprünglich wenig belastete Gebiete werden stärker belastet und belastete Gebiete erfahren eine Entlastung. Damit erfolgt eine allgemeine Nivellierung.

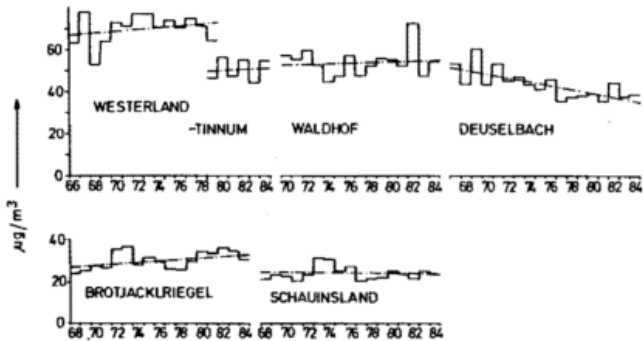


Abb. 2: Monatliche Mittelwerte für die Aerosolmasse nach Veröffentlichungen des Umweltbundesamtes. Zusätzlich sind die Regressionsgeraden eingezeichnet. Nur in Deuselbach und Brotjackriegel ist die Korrelation mit der Zeit signifikant (mit 5% Irrtum) von Null verschieden.

Die überwiegend unveränderten Gesamtstaubkonzentrationen in den letzten 15 Jahren können jedoch eine qualitative Änderung maskieren. Einen Hinweis darauf geben Messungen auf dem Wank bei Garmisch-Partenkirchen (REITER et al. 1983). Auch dort hat sich zwischen 1973 und 1983 die Summe der analysierten Ionen praktisch nicht geändert (Abb. 3) und SO_4^{2-} ist das vorherrschende Ion im Aerosol geblieben. Praktisch unbemerkt jedoch ist die Konzentration von NO_3^- angestiegen (der Anstieg ist signifikant mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit) und hat NH_4^+ vom Platz der zweithöchsten Konzentration verdrängt. Aus einem Aerosol, das von SO_4^{2-} und NH_4^+ geprägt war, ist innerhalb von 10 Jahren ein SO_4^{2-} — NO_3^- Aerosol geworden, das durch entsprechende positive Ionen (H^+ , NH_4^+ , Ca^{++} , etc.) abzusättigen ist. Leicht erklärbar (vgl. Abb. 3) ist die Abnahme von PbO als Folge der Bleireduktion im Ottomotorenkraftstoff. Ein tendenziell ähnlicher Verlauf in den Jahren 1957 bis 1974, wenngleich auf anderen Niveaus, wird für eine ländlichen Meßplatz in Großbritannien berichtet (SALMON et al. 1977). So hat sich dort z. B. die NO_3^- -Konzentration von etwa $1.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Jahr 1957 auf $4 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Jahr 1974 erhöht. Im gleichen Zeitraum hat sich NH_4^+ von $1.8 \mu\text{g}/\text{m}^3$ auf $3.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ verändert (in beiden Fällen wurden die Werte von der Regressionsgeraden abgelesen).

Wegen der Lage der Meßplätze in Westeuropa wird man zur Erklärung zumeist anthropogene Einflüsse heranziehen. Schwieriger wird das für die Untersuchung der mineralischen Komponente im Aerosol der Barbados-Insel. Diese Insel erhält Saharastaub, der in jahreszeitlich wechselnder Konzentration über den Atlantik transportiert wird. Abbildung 4 (PROSPERO et al. 1985) zeigt dementsprechende Beobachtungen für die Jahre 1966—1984. Wegen des langen Transportweges des Staubes ($\sim 5000 \text{ km}$) kann das erfaßte Teilchenintervall nur die langlebigsten Teilchen um $0.3 \mu\text{m}$ enthal-

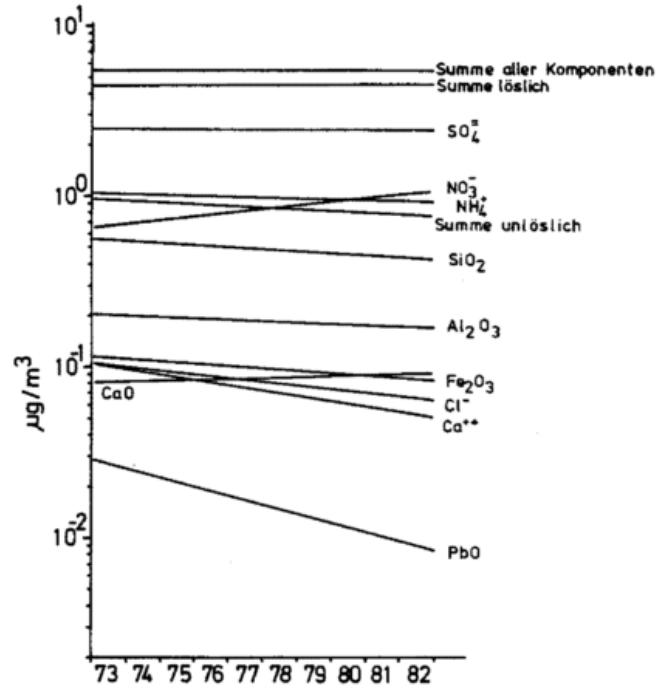


Abb. 3: Regressionsgeraden der Konzentration ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) ausgewählter Ionen und der Summe aller gemessenen Ionen, Summe der wasserlöslichen und unlöslichen Ionen im Aerosol des Wank ($\sim 1800 \text{ m}$), Garmisch-Partenkirchen (REITER 1983). Die Korrelation mit der Zeit ist für NO_3^- und PbO signifikant (Irrtum 5%) von Null verschieden.

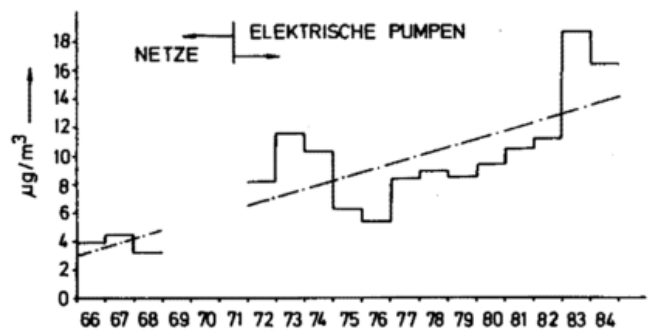


Abb. 4: Jahresmittel der Konzentration des mineralischen Aerosols in Barbados, Mittelamerika, nach Messungen von PROSPERO et al. (1985). Die Regressionsgerade gilt sowohl für den gesamten Zeitraum 1966 bis 1984, wie auch 1972 bis 1984. In den Jahren 1969—1971 wurde die Meßmethode umgestellt und weniger als 9 Monate/Jahr sind belegt. Die Korrelation mit der Zeit ist signifikant (5% Irrtum) von Null verschieden.

ten. Läßt man wegen der unzulänglichen Meßmethode die ersten Jahre unberücksichtigt, so hat sich die Konzentration signifikant erhöht und zwar von etwa $7 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Jahr 1972 auf $14 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Jahr 1984. Die in diesem Anstieg enthaltenen isolierten Gipfel werden von den Autoren auf die Dürre in der Sahelzone und auf die durch El Niño veränderte Zirkulation zurückgeführt. Die Beobachtung auf Barbados gibt Hinweise auf global wirkende Effekte, denn Wüsten bedecken etwa 30% der Landoberfläche.

4.3 Elektrische Leitfähigkeit der Luft

In einer nicht leicht zu durchschauenden Weise ist die elektrische Leitfähigkeit der Luft von der Anwesenheit von Aerosolteilchen abhängig. Die elektrische Leitfähigkeit wird hervorgerufen von den sogenannten Kleinionen. Diese rekombinieren mit der Zeit bzw. lagern sich an neutrale Aerosolteilchen an. Damit wird ihre elektrische Beweglichkeit erheblich reduziert und damit auch die Leitfähigkeit der Luft. Vereinfacht gesagt ist die „elektrische Isolation“ verunreinigter Luft besser als die von reiner Luft. Genaue Berechnungen zeigen, daß im wesentlichen die Konzentration der Teilchen um $0.1 \mu\text{m}$ die Leitfähigkeit beeinflussen. COBB et al. (1970) stellten 1970 die Leitfähigkeitsmessungen dieses Jahrhunderts zusammen und fanden erhebliche systematische Änderungen (Abb. 5).

Danach hat sich die Leitfähigkeit über dem südlichen Pazifik praktisch nicht geändert, ist jedoch über dem Nordatlantik seit 1910 auf die Hälfte gesunken. Das ist gleichbedeutend mit einer Verdoppelung der Konzentration der angesprochenen Teilchen. Die Abnahme der Leitfähigkeit im Zeitraum 1910 bis 1968 ist signifikant mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit, doch man muß berücksichtigen, daß COBB et al. (1970) nur 9 Stützwerte über den gesamten Zeitraum aufzeigen. Diese geringe Anzahl hat zu erheblicher Kritik an der generellen Aussage der Erhöhung der Aerosolkonzentration geführt.

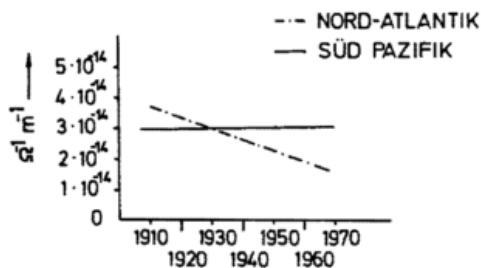
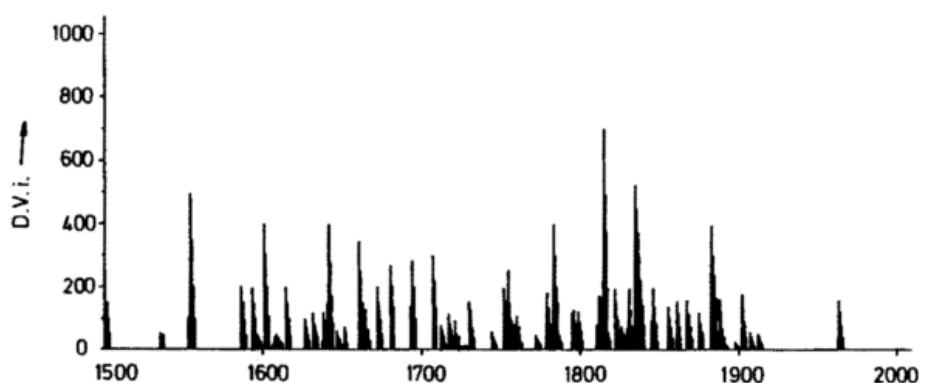


Abb. 5: Die Regressionsgerade der elektrischen Leitfähigkeit der Luft über dem Nordatlantik (9 Werte) und Südpazifik (11 Werte) nach Daten von COBB et al. (1970). Der Korrelationskoeffizient für die Werte des Nordatlantik ist signifikant (5% Irrtum) von Null verschieden.

4.4 Atmosphärische Trübung

Säkulare Änderungen des atmosphärischen Aerosols sind häufig besonders interessant, wenn es um Fragen des Klimas geht. Hier nimmt die Trübung eine hervorragende Rolle ein.

Abb. 6: Der Dust Veil Index (D.V.I.) nach Angaben von LAMB (1970) aus den Jahren 1500 bis 1970 aus Berichten und anderen Anzeigen zusammengestellt. D.V.I. basierend auf Temperaturmessungen wurden nicht aufgenommen. Über den gesamten Zeitraum gesehen zeigt der D.V.I. keinen signifikanten Trend.



Aufgrund der optischen Eigenschaften der Teilchen und der üblichen Größenverteilung wird die Trübung besonders von Teilchen im Größenbereich $0.1 \mu\text{m}$ bis $1 \mu\text{m}$ beeinflusst, die wohl definitiv die längsten Lebenszeiten in der Atmosphäre haben. Aufgrund dieser Lebenszeit ist es auch der Größenbereich, der sowohl im stratosphärischen als auch troposphärischen Aerosol vorhanden ist. Von den hier besprochenen Meßgrößen des atmosphärischen Aerosols ist die Trübung eine über eine Wegstrecke — die Atmosphäre — integrierende Größe. Sie wird durch Teilchen in der bodennahen Grenzschicht wesentlich beeinflusst — deren Aerosolkonzentration häufig anthropogen beeinflusst ist — sowie durch die Sulfatschicht der Stratosphäre. Da diese Schicht im wesentlichen durch vulkanische Aktivität aufgeladen wird, ist die Trübung in eruptionsarmen Zeiten verstärkt durch anthropogene Aktivitäten beeinflusst. In vulkanisch aktiven Zeiten übersteigt der stratosphärische natürliche Anteil der Trübung erheblich den anthropogenen Anteil der bodennahen Grenzschicht. Gegenwärtig ist die stratosphärische Vulkanschicht recht mächtig, da 1982 der mexikanische Vulkan El Chichon ausbrach und gewaltige Staubmassen in die Stratosphäre gelangten.

Für eine Abschätzung der Trübung existieren eine Anzahl von kurzfristigen Beobachtungen, die bislang jedoch noch nicht zu einem einheitlichen Bild verarbeitet wurden. Allerdings gibt es indirekte Reihen. Am bekanntesten ist die Reihe des „dust veil index“ (D.V.I.), einer aus historischen Aufzeichnungen abgeleiteten relativen Maßzahl zur Abschätzung der Belastung der Stratosphäre mit Aerosolteilchen vulkanischen Ursprungs (LAMB 1970). Abbildung 6 zeigt den D.V.I. der Nordhalbkugel (vgl. auch Beitrag 6); auffällig sind die sehr starken Fluktuationen dieses Wertes, die Perioden verstärkter vulkanischer Aktivität im 17. und 19. Jahrhundert und die ruhigen Perioden insbesondere in unserem Jahrhundert widerspiegeln. Es gibt viele Versuche, diesen Index mit der Temperatur der Nordhalbkugel zu korrelieren, wobei häufig viel Kritik an der Gewinnung dieses Index geübt wird. Trotzdem stellt er ein viel benutztes Maß dar. In diesem Zusammenhang gilt auch die Aussage von DANSGAARD (1981): „A significant volcanism to temperature relationship and its obvious causality suggest that long lasting volcanic activity may be the primary (not necessarily the only) cause for climatic fluctuations up to several hundred years duration at mid and high latitudes.“

Sicherlich eine Schwäche des D.V.I. ist die unbekannte Verknüpfung mit klassischen Aerosolparametern wie der Trübung. Abhilfe könnten da neuere Arbeiten liefern, wie die von HELMES, in der aus Daten der Sonnenscheindauer und der

Bewölkung die Trübung bestimmt werden soll. Abbildung 7 zeigt ein erstes, noch nicht voll bestätigtes Ergebnis. Hier ist der jährliche Mittelwert der Trübung (in Form des Linkeschen Trübungsfaktors) dargestellt. Auch in dieser Darstellung fallen starke Schwankungen auf, mit recht hohen Werten um die Jahrhundertwende. Ein Vergleich mit Abbildung 6 bietet sich an.

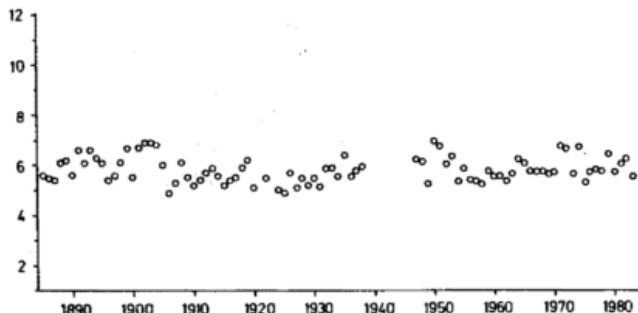


Abb. 7: Der mittlere jährliche Trübungsfaktor für Hongkong aus Aufzeichnungen der Sonnenscheindauer und Bewölkung berechnet von HELMES. Die Ordinate ist noch nicht geeicht, aber eingeteilt entsprechend dem Linkeschen Trübungsfaktor. Dieser gibt an, wieviel mal trüber die reale Atmosphäre als die Rayleighatmosphäre ist.

5 Schlußfolgerungen

Die hier vorgestellte — recht zufällige — Auswahl von säkularen Reihen der Meßgrößen des Aerosols läßt folgende Aussagen zu:

- Die Meßreihen zeigen entweder Ansteigen, Absinken oder Fluktuation der Meßwerte.
- Da die Meßwerte stets nur auf bestimmte Radiusbereiche des Aerosols bezogen sind, stehen sie nicht im Widerspruch zueinander.
- Die Meßreihen deuten an, daß das Aerosol Änderungen in Zusammensetzung und Form der Größenverteilung unterliegt, die sowohl natürliche wie auch anthropogene Ursachen haben.
- Die Änderungen des Aerosols spielen sich auf lokaler, regionaler und globaler Basis ab.
- Die Fortführung langer Meßreihen ist erforderlich. Gleichzeitig sind die Wissenschaftler gefordert, verstärkt andere Meßreihen dahingehend zu prüfen, ob sie versteckte Informationen über das atmosphärische Aerosol enthalten.
- Das Aerosol muß bei klimatologischen Problemen und Modellierungen stets mit in Betracht gezogen werden.

Literatur

- COBB, W. E.; WELLS, H. J.: The electrical conductivity of oceanic air and its correlation to global atmospheric pollution. *J. Atmosph. Sci.* 27 (1970) S. 814—819.
- DANSGAARD, W.: Palaeo-studies on ice cores. In: A. Berger (Ed.): *Climatic variations and variability: facts and theories*, S. 193—206. Reidel Publ. Comp. 1981.
- HELMES, L.: *Klimatologie der atmosphärischen Trübung der letzten 100 Jahre*. Arbeitstitel PhD, Universität Mainz (in Vorbereitung).
- JAENICKE, R.: Physical aspects of the atmospheric aerosol. In: Georgii, H. W.; W. Jaeschke (Eds): *Chemistry of the unpolluted and polluted troposphere*. Dordrecht: Reidel (1982) S. 341—373.
- JAENICKE, R.: Aerosol physics and chemistry. In: Landolt Bjoernstein New Series Vol. Meteorology. Ed. by G. Fischer (in Vorbereitung).
- JUNGE, C.: Residence time and variability of tropospheric trace gases. *Tellus* 26 (1974) S. 477—488.
- LAMB, H. H.: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* 266 (1970) S. 425—533.
- LUDWIG, J. H.; MORGAN, G. B.; McMULLEN, T. B.: Trends in urban air quality. In: Matthews, W. H.; Kellog, W. W.; Robinson, G. D. (Eds): *Man's impact on the climate*. MIT-Press Cambridge (1971) S. 321—338.
- PROMET: Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre. *Promet* 5 (1975) H. 2 u. 3.
- PROSPERO, J. M.; NEES, R. T.: Mineral aerosol in the trade winds at Barbados: Impact of the North African drought and El Niño. *Science* (eingereicht).
- REITER, R.: Basiserarbeitung zum Problem „Waldschäden im bayerischen Nordalpenraum“. *Abschl.-Bericht 8272-623-27768*, Bayerisches Staatsmin. Landesentwicklung u. Umweltfragen 1983.
- SALMON, L.; ATKINS, D. H. F.; FISHER, E. M. R.; HEALY, C.; LAW, D. V.: Retrospective trend analysis of the content of U.K. air particulate material 1957—1974. *AERE-R 8680* (1980).
- SCHULTZ, E.: Mikroskopische Routineuntersuchungen des Staubbiederschlags. *Staub-Reinhaltung d. Luft* 43 (1983) S. 482—489.
- TWOMEY, S.: *Atmospheric aerosols*. Amsterdam: Elsevier (1977).

Der Einfluß des Aerosols auf das Klima

1 Einleitung

Daß Aerosolteilchen große Bedeutung für das Klima der Erde haben, ist unumstritten. Welcher Einfluß allerdings den anthropogenen Aerosolen (Radien meist unter $0,1 \mu\text{m}$) im Detail zugeschrieben werden muß, ist dagegen heftig umstritten. Dabei spielt auch die Umwandlung von zum Teil ebenfalls anthropogenen Gasen in Aerosole eine wichtige Rolle (vgl. Beitrag 2). Als grober Mittelwert für die Aerosoldichte in sogenannter Reinform gilt $10 \mu\text{g m}^{-3}$; dies entspricht einem Volumenmischungsverhältnis von gegenwärtig 1,6 ppm bzw. einem Massenmischungsverhältnis von $0,88 \cdot 10^{-6}$. Somit ist beispielsweise das Spurengas CH_4 um mehr als den Faktor 100 stärker an der Masse der Atmosphäre beteiligt als die Aerosolteilchen.

Da die Dichte, chemische Zusammensetzung, Größe und Form der Aerosolteilchen örtlich und zeitlich sehr stark variieren, ist es schwieriger, sie in Modellen der atmosphärischen Zirkulation zu behandeln als die klimarelevanten Spurengase. Hinzu kommt, daß sie bei der Wolkenbildung stets als Kondensationskeime notwendig sind und hauptsächlich durch Niederschlag aus der Atmosphäre entfernt werden (feuchte Deposition). Damit sind sie in den bisher nur schlecht modellierbaren Wasserkreislauf der Atmosphäre eingebunden.

Mindestens ebenso wichtig, viel häufiger untersucht und auch besser verstanden ist ihre Funktion im Rahmen des Strahlungshaushalts der Erde. Auch da sind die Aerosolteilchen schwieriger zu behandeln als die Gase, weil sie Sonnen- und Wärmestrahlung nicht nur wie Gase absorbieren, sondern meist wesentlich stärker streuen. Geeignete Modelle der Strahlungsübertragung müssen daher auch die Streuung (einschließlich Mehrfachstreuung) behandeln können. Je nach Verhältnis von Streuung zu Extinktion kann durch die Rückstreuung der Sonnenstrahlung bei erhöhter Aerosolkonzentration dem System Erde-Atmosphäre sogar Energie insgesamt verloren gehen, obwohl in situ etwas mehr absorbiert und folglich erwärmt wird.

Die folgenden Seiten werden sich vor allem der Wirkung der Aerosolteilchen auf den Strahlungshaushalt widmen. Dabei wird auch die Veränderung der optischen Eigenschaften der Wolken diskutiert, jedoch nicht die Reaktion der allgemeinen Zirkulation auf den veränderten Strahlungshaushalt, weil derartige Modellversuche noch nicht veröffentlicht sind. Lediglich einige wenige Modellsimulationen mit geographisch vorgegebenem Aerosolteilchentyp und -gehalt sind bekannt (JOSEPH 1977, TAURÉ et al. 1984). Etwas ausführlicher soll über ein globales Aerosoltransportmodell berichtet werden, mit anschließender Betrachtung der Änderungen des Strahlungshaushalts. (Zu Größenverteilung, Zusammensetzung und generellem Trend s. Beitrag 7.)

2 Optische Eigenschaften der Aerosolteilchen

Im allgemeinsten Fall reicht für die Beschreibung der optischen Eigenschaften und damit für die Strahlungstransportrechnungen — solange Polarisierungseffekte vernachlässigt

werden — die Angabe von drei Parametern oder Funktionen aus. Diese sind häufig die spektrale optische Dicke δ_ν , das Verhältnis ω_ν des Streukoeffizienten s_ν zum Extinktionskoeffizienten e_ν (im Englischen single scattering albedo) und die normierte Streufunktion $P(\theta)$. Aber auch Streukoeffizient, Absorptionskoeffizient und Streufunktion wären ausreichend. Die spektrale optische Dicke $\delta_\nu = \int_{s_1}^{s_2} e_\nu ds$ der Aerosol-

teilchen, also die entlang einer Wegstrecke $|s_1, s_2|$ integrierte spektrale Extinktion e_ν der Teilchen, schwankt zeitlich wie örtlich sehr stark zwischen Werten nahe null (z.B. Horizontal-Sicht vom Belchen im Schwarzwald zum Mont Blanc) und Werten $\delta > 1$ (senkrechte Durchstrahlung) bei Saharastaubausbrüchen; typisch sind im sichtbaren Spektralbereich $\delta_\nu = 0,1$ über Ozeanen und $\delta_\nu = 0,2$ über Kontinenten. Aerosolteilchen reduzieren daher die Durchlässigkeit der Atmosphäre oder die Transmission $T = e^{-\delta_\nu}$ auf etwa 90 bzw. 80%. Trotz dieser im Vergleich zu Wolken geringen optischen Dicke δ verursachen Aerosolteilchen sehr viele optische Erscheinungen (z.B. Purpurlicht, Aureole), vor allem aber das diffuse Himmelslicht bei klarer Atmosphäre. Anders als bei Wolken ist der spektrale Gang im Bereich der Sonnenstrahlung von $0,3$ bis $4 \mu\text{m}$ stark, so daß auch viele farbige Erscheinungen am Himmel indirekt Auskunft über Aerosolteilchen geben.

Um die Absorptionseigenschaften der Aerosolteilchen zu beschreiben, wird meist die spektrale 'single scattering albedo' $\omega_\nu = s_\nu/e_\nu = (e_\nu - a_\nu)/e_\nu = 1 - a_\nu/e_\nu$ verwendet, die offensichtlich mit dem spektralen Absorptionskoeffizienten a_ν zusammenhängt und für die bei nur streuenden Substanzen $\omega = 1$ und nur absorbierenden $\omega = 0$ gilt. Im sichtbaren Spektralbereich — und nur dort ist ω klimatisch gesehen sehr wichtig — gilt typischerweise $0,95 \leq \omega \leq 0,6$, d.h. Aerosolteilchen absorbieren recht kräftig, vor allem im Vergleich zu reinem Wasser mit $\omega = 0,99999$ um etwa $0,5 \mu\text{m}$ Wellenlänge. Neben Ozon sind deshalb im Sichtbaren Aerosolteilchen die wesentlichen Absorber in Atmosphäre. Sie können auch die Absorptionseigenschaften der Wolken dominieren (GRASSL 1975, CHYLEK 1984) und bestimmen über die Albedo von Schnee (CHYLEK 1984). Die Absorption stammt fast ausschließlich vom Ruß, der durch natürliche wie künstliche Verbrennungsprozesse in die Atmosphäre gelangt; lediglich in Gebieten mit hohem Mineralstaubanteil kann Hämatit, also das Eisenoxid Fe_2O_3 , auch merklich absorbieren. Die Werte für ω_ν hängen sehr stark noch von der Größe und der Struktur der Teilchen ab, so daß z.B. recht unterschiedliche Rußmengen zum gleichen ω_ν führen können.

Die Verteilung der Streustrahlung auf einzelne Streuwinkel θ beschreibt die Streufunktion $P(\theta)$, für die in normierter Form $1/4 \int_0^\pi P(\theta) d\theta = 1$ gilt. Auch $P(\theta)$ ist von der Wellenlänge λ oder Wellenzahl ν abhängig, jedoch meist schwächer als e_ν und ω_ν , so daß hier auf den Index ν verzichtet werden kann. Für Teilchen, deren Größenparameter $x = 2 \pi r/\lambda > 1$ ist (d.h. Radius r mindestens in der Größenordnung der Wellen-

länge λ der auftreffenden Strahlung), weicht die Streufunktion von der symmetrischen Molekül- oder Rayleighstreuung stark ab. Je größer Teilchen und Absorption sind, um so kräftiger wird die Vorwärtsstreuung, so daß z. B. für Nebel- und Wolkentröpfchen der sogenannte Asymmetriefaktor $g = \int P(\theta)\cos(\theta)d\theta / \int P(\theta)d\theta$ Werte von 0,85 — 0,9 erreicht. Für Größenverteilungen von Aerosolteilchen schwankt er je nach Größenverteilung der Teilchen stark im Bereich $0,3 \leq g \leq 0,7$.

Die hier kurz diskutierten optischen Parameter sind alle von der relativen Feuchte abhängig, weil die meisten Aerosolteilchen wasserlöslich oder benetzbar sind und daher bei substanzspezifischen relativen Feuchten zu Lösungströpfchen werden oder Wasser anlagern (HÄNEL 1976). Die Parameter δ , ω und $P(\theta)$ als Funktion der Wellenlänge dienen als Eingabe für Strahlungstransportmodelle. Bevor über entsprechende Ergebnisse berichtet werden kann, muß der globale Aerosoltransport diskutiert werden; dabei sind die natürlichen und anthropogenen Quellen sowie aller wichtigen Senken zu berücksichtigen.

3 Globaler Aerosoltransport

Die Abschätzung der Wirkung klimarelevanter Spurengase auf den Strahlungshaushalt kommt meist ohne vorgeschaltete Transportmodelle aus, da diese Gase stets langlebig und gut durchmischt sind. Bei entsprechenden Untersuchungen mit Aerosolteilchen muß jedoch ein Ausbreitungsmodell zunächst die zeitlich und örtlich stark schwankende Verteilung für die Strahlungsrechnungen vorgeben. Wegen der nicht ausreichenden Kenntnis der Verteilung der Quellen entlang eines Breitenkreises und wegen der hohen Rechenzeiten für ein dreidimensionales Modell wurde zunächst nur ein zweidimensionales Breite und Höhe auflösendes Modell (REHKOPF et al. 1984) entwickelt. Es beschreibt die Ausbreitung von 3 Teilchengrößenklassen, nämlich den Aitkenkernen (nucleus mode) mit Radius $r < 0,1 \mu\text{m}$, den großen Teilchen (accumulation mode) mit $0,1 < r \leq 1 \mu\text{m}$ und den sogenannten Riesenteilchen (coarse mode) mit $r > 1 \mu\text{m}$. Außerdem wird Schwefeldioxid (SO_2) transportiert, das innerhalb und außerhalb von Wolken vor allem bei Sonneneinstrahlung in Aerosolteilchen umgewandelt werden kann. In diesem Transportmodell wurde die mittlere meridionale Zirkulation, die mittlere vertikale und meridionale Diffusion sowie der Bedeckungsgrad und die mittlere Höhe von sechs Wolkentypen vorgegeben. Die optischen Eigenschaften der Wolken allerdings wurden als Funktion von Aerosolteilchenzahl, deren Größe und Rußanteil nach einem Ansatz von GRASSL und LEVKOV (1984) verändert.

Die Emission von natürlichen Aerosolteilchen, getrennt in maritime und kontinentale, sowie anthropogene Aerosolteilchen — direkt emittiert oder aus Spurengasen gebildet — und die Senken Sedimentation, Trockenablagerung, Ausregnen, Auswaschen führen bei der vorgeschriebenen atmosphärischen Zirkulation nach einigen Wochen zu einem stationären Zustand für die Konzentration in der Troposphäre. Abbildung 1 zeigt die von Höhe und Breite abhängige Zunahme der Teilchen in Prozent.

Weil die meisten durch den Menschen verursachten Teilchen sehr klein sind, wird generell die Größenverteilung steiler,

d. h. die Zunahme im 'nucleus mode' ist am stärksten. Im 'coarse mode' wächst die Teilchenzahl nur unmerklich. Klar erkennbar ist in allen Teilen der Abbildung 1 der Teilchenzuwachs im Gebiet der stärksten Emission bei etwa $40\text{--}50^\circ \text{N}$ und die besonders starke Erhöhung der Teilchenzahl außerhalb der planetarischen Grenzschicht. Wegen der geringen Zunahme in der südlichen Hemisphäre sind nur die Werte für die nördliche Hemisphäre dargestellt. Die Umwandlung von Gasen in Teilchen (Abb. 1c), im Modell also die Überführung von Teilen des SO_2 in Schwefelsäure (H_2SO_4), erhöht vor allem den Zuwachs in der mittleren Troposphäre.

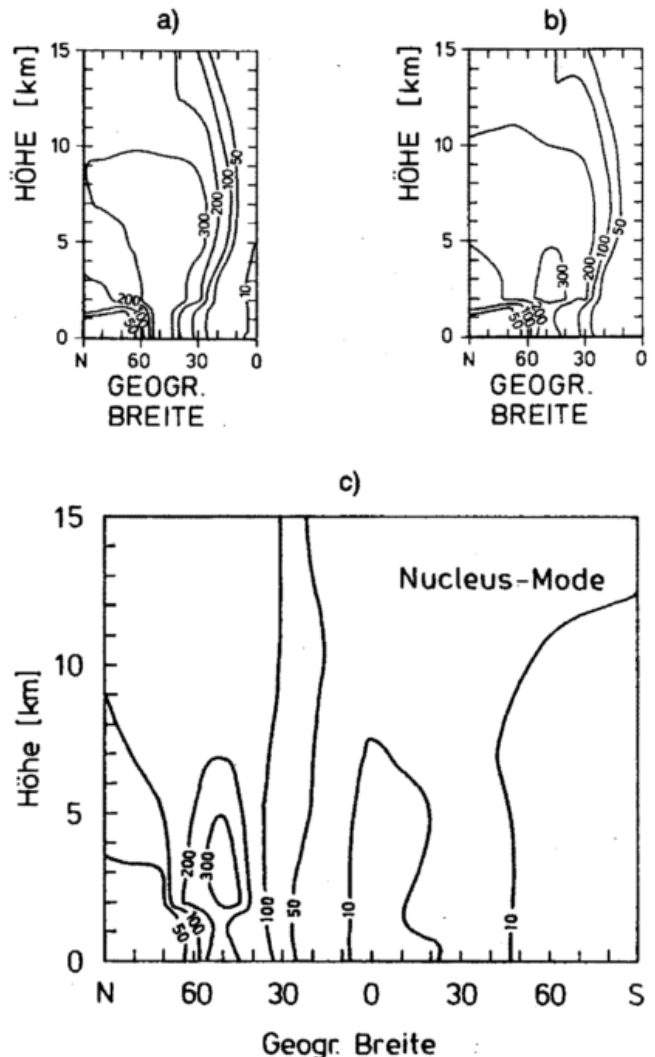


Abb. 1: Zunahme der Aerosolteilchenzahl durch menschliche Aktivität in Prozent der Zahl bei fehlender menschlicher Aktivität.

- a) ohne Gas-Teilchen-Umwandlung, Winter; Newiger 1985
- b) mit Gas-Teilchen-Umwandlung, Winter; Rehkopf 1984
- c) ohne Gas-Teilchen-Umwandlung, Sommer; Newiger 1985

4 Wirkung auf den Strahlungshaushalt

4.1 Änderung der optischen Dicke

Eine Zunahme von 200 Prozent bei der Gesamtteilchenzahl bedeutet jedoch nicht, daß sich auch die optische Dicke δ verdreifacht, denn für δ sind die Teilchen im Radienbereich $r > 0,1 \mu\text{m}$ wesentlich und diese nehmen nicht so drastisch zu.

Die relative Änderung $\Delta\delta/\delta$ in Abbildung 2 (alle folgenden Abbildungen aus NEWIGER 1985) verdeutlicht zweierlei:

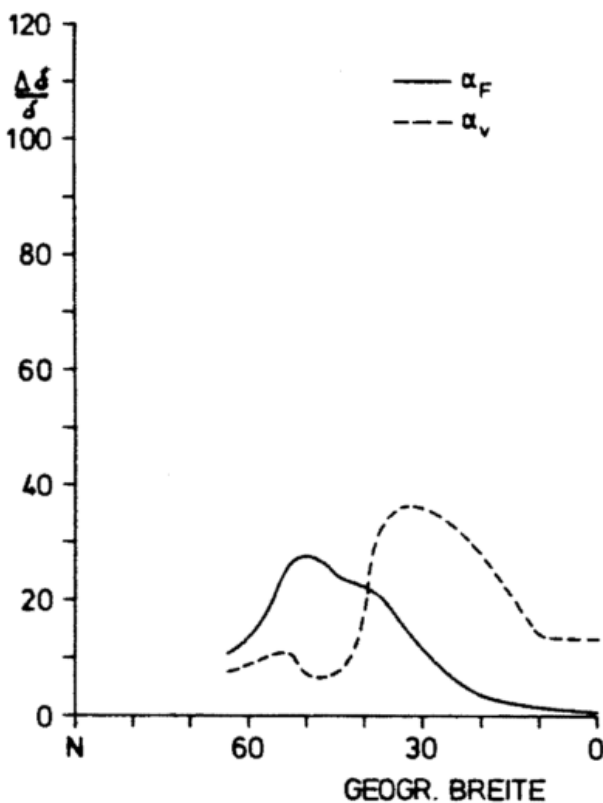
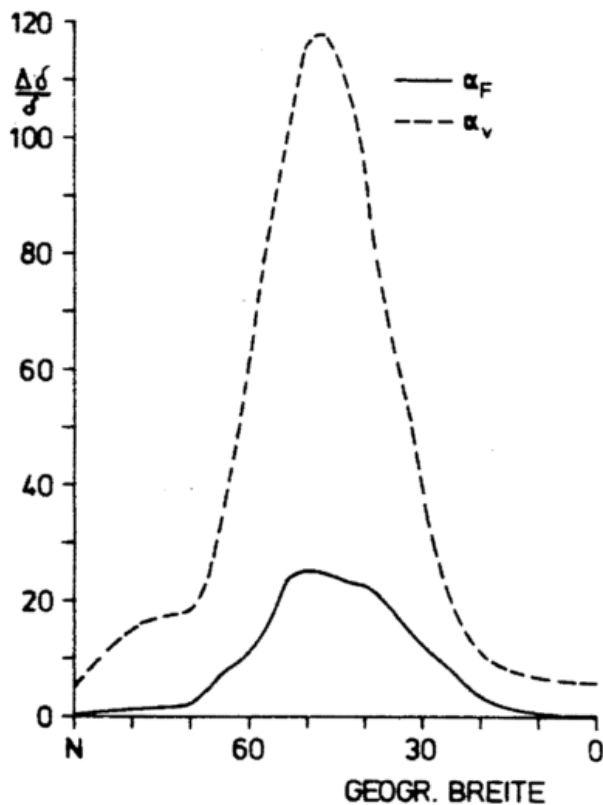


Abb. 2: Durch menschliche Aktivität verursachte relative Änderung der optischen Dicke $\Delta\delta/\delta$ bei Vorgabe der Teilchenzunahme aus Abb. 1b als Funktion der geographischen Breite für Sommer (oben) und Winter sowie bei fixiertem Verteilungsparameter $\alpha_F = 3,5$ und variablem α_v .

- 1) Die Änderungen im Winter wie im Sommer hängen stark, aber auf unterschiedliche Weise von der Größenverteilung ab. Wird nämlich der Verteilungsparameter α einer bei drei Größenklassen auf die einfache Junge-Verteilung notwendigerweise beschränkten Verteilungsfunktion $n(r) = cr^{-\alpha}$ auf einen Wert $\alpha_F = 3,5$ fixiert, so spiegelt der Verlauf von $\Delta\delta/\delta$ nur die breitenabhängige Emission wider und beide Kurven für Sommer und Winter sind sehr ähnlich. Läßt man dagegen, wie aus den Modellergebnissen ableitbar, ein variables α_v zu, hängt die Wirkung von α beim Szenario 'natürlich' auch von der Größe der hinzukommenden Teilchen ab. Im Sommer erhöht sich bei generell niedrigerem α der Wert $\Delta\delta/\delta$ erheblich; im Winter erfolgt eine Verschiebung in der geographischen Breite. Die vielen im Hauptemissionsband von $40-50^\circ$ N hinzugekommenen Teilchen werden fast ausschließlich im 'nucleus mode' hinzugefügt und machen die schon sehr steile Verteilungsfunktion noch steiler, haben aber kaum optische Wirkung. Die wegen geringerer Niederschlagsmengen mehr zu größeren Teilchen neigende Größenverteilung in niederen geographischen Breiten erhöht trotz geringerer Zahl die optische Dicke merklich.
- 2) Wenn die Abhängigkeit von α so stark ist, dann muß ein zukünftiges Modell mehr Größenklassen berücksichtigen. Dies darf bei weiteren Berechnungen, die auf den Ergebnissen von Abbildung 2 beruhen, nicht vergessen werden.

4.2 Albedoänderung in einer wolkenlosen Atmosphäre

Bereits YAMAMOTO (1972), ESCHELBACH (1973), CHYLEK und COAKLEY (1974) sowie COAKLEY und CHYLEK (1975) wiesen darauf hin, daß zusätzliche Aerosolteilchen je nach ihren Eigenschaften Energiegewinn oder Energieverlust für das System Erde-Atmosphäre bedeuten können. Den Gleichgewichtswert bestimmen folgende Aerosolparameter, nach ihrem Einfluß geordnet (NEWIGER u. GRASSL 1982): Verhältnis von Absorptionskoeffizient zu Rückstreuanteil, Sonnenhöhe, optische Dicke vor Teilchenzunahme. Grob gesehen gilt, daß bei geringer Reflexion der Oberfläche (meist als Albedo charakterisiert) eine Vermehrung der Aerosolteilchen die lokale planetarische Albedo A_p erhöht, auch wenn die Teilchen relativ stark absorbieren. Bei hoher Reflexion der Oberfläche werden zusätzliche schwach absorbierende Teilchen den Wert A_p kaum anheben, bei typischer Absorption sogar senken. Hochstehende Sonne und Schneeoberflächen — sicherlich selten gegeben — sind also für Energiegewinn oder Albedoreduktion.

Das Gesagte spiegelt sich in der Abbildung 3 wider. Sie enthält die Albedoänderung ΔA_p am Außenrand der Atmosphäre und die zugehörigen Nettoflußänderungen, die aufgrund der Teilchenzunahme (Abb. 1) und der dadurch erhöhten optischen Dicke (Abb. 2) entstehen. Wie nicht anders zu erwarten, ist der Unterschied zwischen $\alpha_F = 3,5$ bzw. variablem α_v drastisch, aber ebenso fällt die Schrumpfung des Albedozuwachses ΔA_p bei Annahme von 20% Ruß in den zusätzlichen Teilchen auf. Dieser hohe Prozentsatz soll eine obere Grenze für den Rußeinfluß darstellen. Wie einleitend in diesem Abschnitt ausgeführt, kann ΔA_p negativ werden, wenn kräftige Absorption und hohe Oberflächenalbedo zusammenkommen (dünne Kurven für 20% Rußanteil nördlich 40° N im Winter).

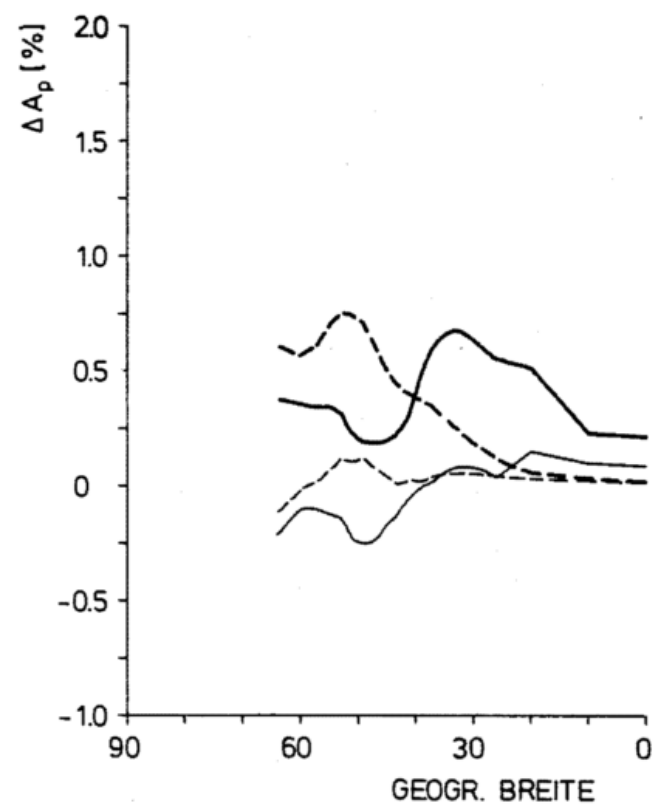
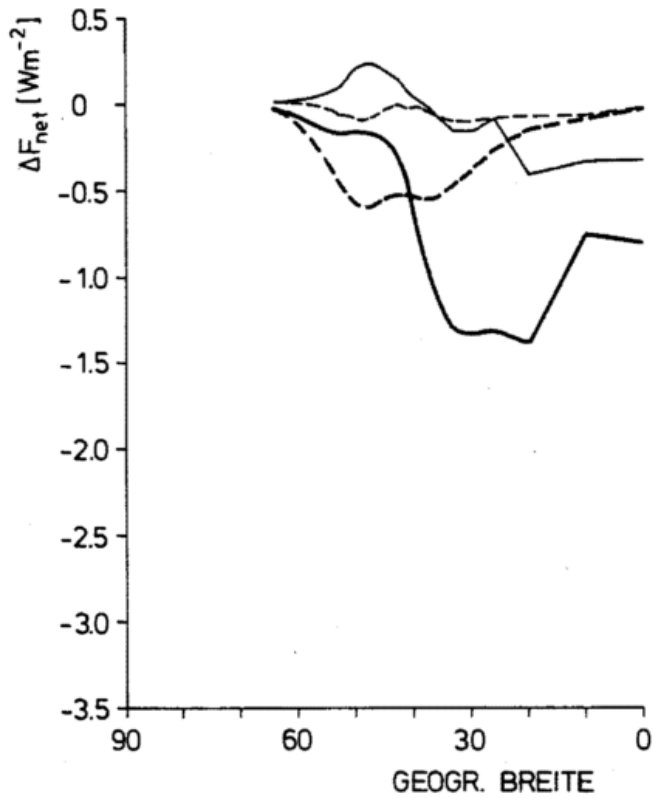


Abb. 3: Wolkenlose Atmosphäre: Nettoflußänderung, ΔF_{net} am Außenrand der Atmosphäre und Änderung der lokalen planetarischen Albedo, ΔA_p , durch zusätzliche Aerosolteilchen als Funktion der geographischen Breite.
 Dicke Kurven: kein Ruß in den zusätzlichen Teilchen.
 Dünne Kurven: 20% Rußanteil in diesen Teilchen;
 gestrichelt: $\alpha_p = 3,5$
 durchgezogen: variable Größenverteilung.

Die Werte ΔA_p für den Sommer sind, wie in Abbildung 2b schon angedeutet, generell höher, somit die Verminderung des Nettoflusses generell stärker, mit Ausnahme der hohen geographischen Breiten $\phi > 70^\circ \text{ N}$, wo ebenfalls ΔA_p bei hohem Rußanteil negativ werden kann.

4.3 Albedoänderung der Wolken

Die hohe Albedo dicker Wolken, die sogar wie bei frischem Schnee 80% erreichen kann, beruht auf der fast vernachlässigbaren Absorption flüssigen Wassers oder Eises im sichtbaren Spektralbereich. Dadurch können Spurenstoffe, z.B. die Kondensationskerne, aber auch in die Tröpfchen gelangte oder noch zwischen den Wolkentröpfchen existierende Aerosolteilchen, sofern sie absorbieren, die Albedo der Wolken erniedrigen (GRASSL 1975; TWOMEY 1976; CHYLEK u. RAMASWAMY 1985).

Gleichzeitig hat aber auch die Zahl der Aerosolteilchen n Einfluß auf die Zahl der Wolkentröpfchen N (TWOMEY 1977). Da $N = n^\gamma$ gilt, mit $\gamma < 1$ aber positiv, werden Wolken in verschmutzter Luft besonders viele kleine Tröpfchen enthalten; da außerdem die optische Dicke $\delta \sim r^2$ ist, werden sie bei gleichem Wassergehalt heller erscheinen. Der kombinierte Effekt (mehr Teilchen, höhere Absorption) liefert eine starke Albedozunahme für sehr dünne Wolken und eine Abnahme für sehr dicke (GRASSL 1978). Die Konstellation, bei der auf veränderte Aerosol-Teilchenparameter keine Reaktion eintritt, ändert sich stark mit der Absorptionsfähigkeit der Teilchen.

Noch komplexer wird die Situation, wenn auch Aerosolgrößenverteilung und chemische Zusammensetzung der Aerosolteilchen berücksichtigt werden, sowie die Vertikalgeschwindigkeit v des angehobenen Luftpaketes. Wird auch noch der Flüssigwassergehalt als Funktion der Übersättigung und diese als Funktion der Vertikalgeschwindigkeit einbezogen, so kann die Reaktion der Wolkentröpfchenzahl N auf n , α , v und die chemische Zusammensetzung (charakterisiert durch eine Maßzahl A^*) realistischer als bisher beschrieben werden. Abbildung 4 stellt die relative Wolkentröpfchenänderung $\Delta N/N$ für jeweils 15%ige Änderungen von v , n , A^* und α dar, wobei Stratuswolken mit $v = 1 \text{ cm/s}$ und Cumuluswolken mit $v = 1 \text{ m/s}$ repräsentiert sind. Die Höhe der Balken entsteht durch die für die Aerosolteilchenzahl pro Volumeneinheit angenommene Bandbreite von $100 - 200 \text{ cm}^{-3}$ für Reinstluft und $1000 - 2000 \text{ cm}^{-3}$ für kontinentale bis leicht verschmutzte Luft. Besonders empfindlich reagieren nach Abbildung 4 Stratuswolken auf die Aerosolgrößenverteilung, denn für $\Delta\alpha/\alpha = 0,15$ und $3,0 < \alpha < 3,5$ gilt $\Delta N/N \sim 0,5$ in Reinstluft oder sogar $\Delta N/N = 0,6$ in kontinentaler Luft.

Cumuluswolken reagieren auf veränderte chemische Zusammensetzung stärker als auf die Aerosolteilchenzahl n , Vertikalgeschwindigkeit v oder den Größenverteilungsparameter α . Real allerdings schwankt der Parameter A^* nur von etwa $1,1$ bis $2,5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}$ ($A^* = 1,4$ für Ammoniumsulfatteilchen, $A^* = 1,1$ für Kochsalzteilchen) während n und v über Größenordnungen variieren.

Verändert man (bei Kenntnis von α , n aus dem Transportmodell und bei Vorgabe von $A^* = 1,2 \cdot 10^{-6} \text{ cm}$) die Tröpfchenzahl für die mit ihren typischen Vertikalgeschwindigkeiten und Höhe sowie Bedeckungsgrad vorgegebenen Wolken nach dem eben besprochenen Schema, so haben nur Stratus- und

Altostratuswolken eine wesentlich veränderte optische Dicke, erstens, weil sie tief genug in der Atmosphäre vorkommen, wo die Aerosolteilchenzahlen am stärksten schwanken, und zweitens weil ihre mittlere vertikale Ausdehnung klein genug für noch große Albedoänderungen ist.

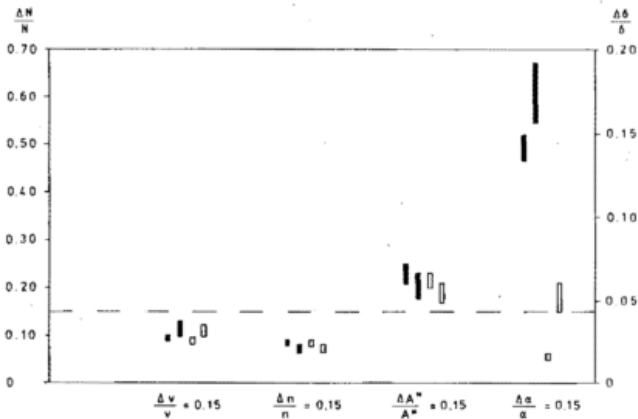


Abb. 4: Relative Änderung der Wolkentröpfchenzahl N und der optischen Dicke δ bei 15%igen Änderungen der Parameter v , n , α und A^* für zwei Wolkentypen: Stratus \blacksquare ($v = 1,0$ cm/s) und Cumulus \square ($v = 1,0$ m/s); zwei Lufttrübungs-klassen; links (Klasse I) $n = 100-200$ cm^{-3} , rechts (Klasse II) $n = 1000-5000$ cm^{-3} , $1,1 \cdot 10^{-6} \text{ cm} < A^* < 1,4 \cdot 10^{-6}$ cm und $3,0 < \alpha < 3,5$ für Klasse I, $1,4 \cdot 10^{-6} \text{ cm} < A^* < 2,5 \cdot 10^{-6}$ cm und $3,5 < \alpha < 4,5$ für Klasse II.

Für eine Stratuswolke, die je nach geographischer Breite unterschiedlich hoch und auch unterschiedlich dick ist, wird aus Abbildung 5 klar, daß auch in einer bewölkten Atmosphäre die in Abbildung 1 dargestellte Teilchenzunahme den Strahlungshaushalt verändert. Nicht nur die Größenverteilung ist dabei für den verringerten Nettofluß oder die erhöhte Albedo wichtig, sondern auch der Rußanteil. Für Altostratus oder Altocumulus gilt ähnliches, jedoch nicht für die optisch dickeren Wolken wie Nimbostratus und alle Cumuli. Die optisch dicken Wolken zeigen eine geringere Reaktion, die jedoch nicht vernachlässigbar ist. Alle modifizierte Wolken, wie die wolkenlose Atmosphäre, erhöhen beinahe durchgehend die Albedo, d. h. die Effekte kompensieren sich nicht.

4.4 Berechnete Albedoänderung durch anthropogene Aerosolteilchen

Die Kombination von wolkenloser und bewölkter Atmosphäre bei Beachtung des vorgegebenen Bedeckungsgrades und Wolkentyps liefert generell Albedoerhöhung (Abb. 6). Die zugehörige Änderung des Nettostrahlungsflusses am Außenrand ist also negativ, d. h. weniger Sonnenenergie wird vom System Erde-Atmosphäre absorbiert, oder die Glashauswirkung der Atmosphäre wird gedämpft. Allerdings unterscheiden sich Sommer und Winter auf zweierlei Art: Im Sommer ist die Gas-Teilchen-Umwandlung ohne Bedeutung (Unterschiede können in Abbildung 6 nicht dargestellt werden), und die maximale Wirkung im Winter ist, wie schon Abbildung 2 andeutet, gegenüber der Hauptemission südwärts verschoben. Die im Sommerhalbjahr generell höheren Werte des Nettostrahlungsflusses zusammen mit der größeren Albedozunahme machen das Sommerhalbjahr zu dem für die Abschätzung eines Aerosoleinflusses auf den Strahlungshaushalt wichtigeren Teil

des Jahres. Nur im Breitengürtel von $40-60^\circ$ N und nur im Winter ist Gas-Teilchen-Umwandlung eine wesentliche Teilchenquelle.

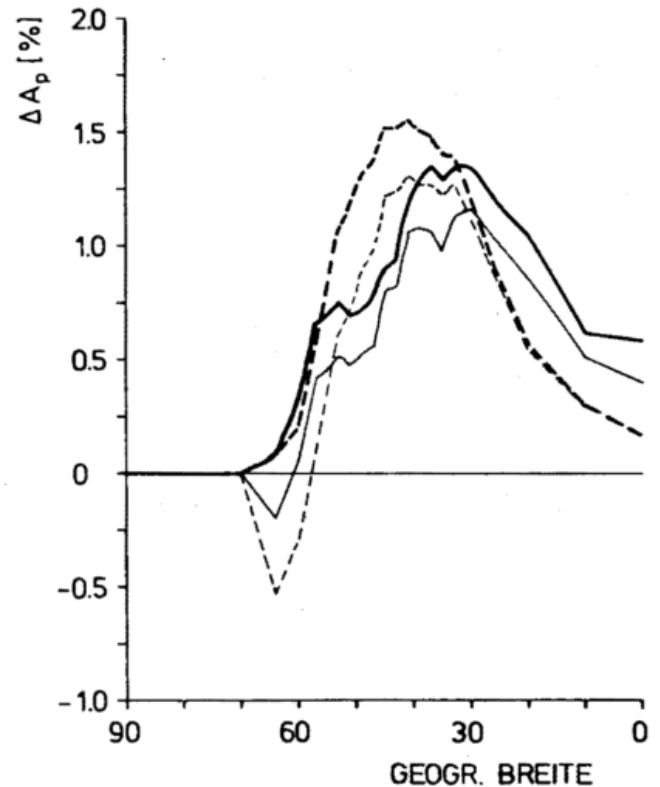
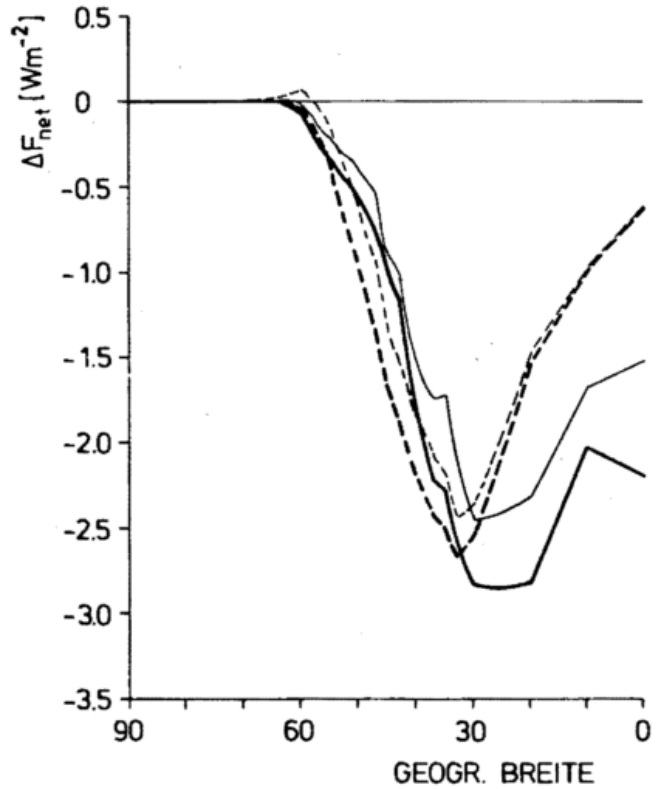


Abb. 5: Atmosphäre mit Stratus: Differenz des kurzwelligen Nettoflusses ΔF_{net} am Außenrand der Atmosphäre (oben) und der Albedo ΔA_p (unten), verursacht durch anthropogene Emissionen für Winter, variables α , (—) oder konstantes $\alpha_F = 3,5$ (---). Dicke Linien für Teilchen ohne Ruß; dünne Linien mit 20% Rußanteil.

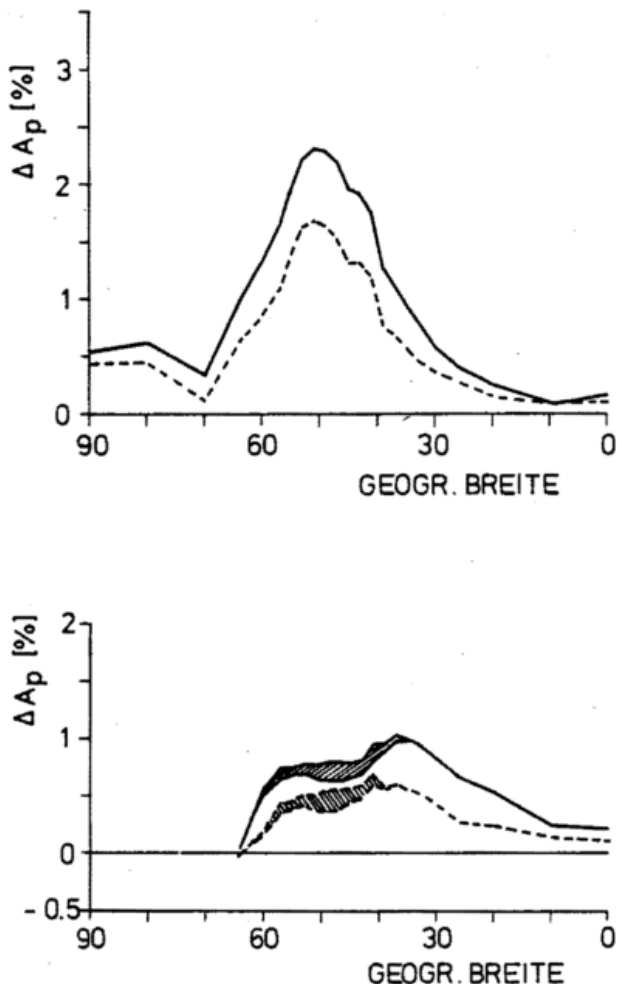


Abb. 6: Albedodifferenzen ΔA_p , verursacht durch anthropogene Emissionen für Sommer (oben) und Winter (unten) unter Berücksichtigung des Bedeckungsgrades und der variablen Größenverteilung α_v für Teilchen ohne Ruß (—) und Teilchen mit 20% Rußanteil (---). Die schraffierte Fläche kennzeichnet den Beitrag aus der Gas-Teilchen-Umwandlung (GPC).

Daß der Sommer davon unberührt bleibt, führt uns zur Diskussion der Schwächen eines zweidimensionalen Modells: Zonal gemittelt herrscht im Sommer geringere relative Feuchte als im Winter und da diese die Gas-Teilchen-Umwandlung wesentlich steuert, sollte auch kaum SO_2 in Teilchen umgewandelt werden. In Wirklichkeit ist dies in Gebieten hoher relativer Feuchte aber doch der Fall. Es gibt noch weitere Schwächen, die diesem Effekt entgegengerichtet sind; denn die entlang eines Breitenkreises bereits in Quellnähe abgelagerte SO_2 -Menge wird in einem zweidimensionalen Modell nicht berücksichtigt. Außerdem wird durch die vorgeschriebene mittlere vertikale Diffusion die bei Gewitterwolken mögliche rasche Durchmischung von Spurenstoffen bis zur Tropopause unterschätzt. NEWIGER (1985) konnte jedoch zeigen, daß das für SO_2 und Aerosolteilchen keine große Bedeutung hat, weil die Löslichkeit des SO_2 in Wasser, die sich anschließenden chemischen Reaktionen in Tröpfchen und der intensive Niederschlag weder SO_2 noch Aerosolteilchen in größeren Höhen verweilen läßt.

4.5 Wirkung auf den langwelligen Strahlungshaushalt

Bisher wurde die Wirkung der Aerosolteilchen auf den langwelligen Strahlungshaushalt überhaupt nicht diskutiert. Auch hier muß der Effekt im wolkenlosen und bewölkten Teil der Atmosphäre zunächst getrennt betrachtet werden.

In einer wolkenlosen Atmosphäre ist die Wirkung fast nur von einem Parameter abhängig, nämlich von der Größe der Aerosolteilchen. Kleine Teilchen $r < 0,1 \mu\text{m}$ sind von vernachlässigbarem Einfluß, denn die optische Dicke δ ist im Vergleich zu der im sichtbaren Spektralbereich mindestens um den Faktor 10 geringer. Wegen des Teilchenwachstums mit der relativen Feuchte bekommen Aerosolteilchen mehr Bedeutung bei hohen relativen Feuchten, ihre Wirkung auf Nettofluß und Abkühlungsraten beruht dann aber fast ausschließlich auf dem angelagerten Wasser (GRASSL 1973). Die chemische Zusammensetzung spielt keine große Rolle, da sehr viele Substanzen und vor allem das angelagerte Wasser im Infrarotfenster von 8–13 μm Wellenlänge kräftig absorbieren. Andere Wellenlängen sind wegen der starken Absorption durch Gase ohne Bedeutung.

Eine obere Grenze für den Einfluß des langwelligen Strahlungshaushalts auf den gesamten Strahlungshaushalt kann nicht leicht abgeschätzt werden, denn wie aus den Abbildungen 3 und 4 bekannt ist, hängt die Wirkung im Kurzwelligen stark vom Absorptionsvermögen der Teilchen oder — in anderen Worten — vom Rußanteil ab. Die aus den in Abbildung 6 dargestellten Albedoänderungen leicht berechenbaren Nettostrahlungsflußänderungen jedoch bleiben im wesentlichen erhalten, in Gebieten mit geringfügigem ΔF_{net} kann dies sogar einen Vorzeichenwechsel bedeuten. In Wolken führen veränderte Tröpfchengrößenverteilungen kaum zu veränderten Nettostrahlungsflüssen am Außenrand der Atmosphäre oder am Boden (GRASSL 1982), d.h. der für Stratuswolken berechnete und auch zu Abbildung 6 beitragende Effekt der Teilchen im kurzwelligen Bereich bleibt fast vollständig erhalten.

5 Vergleich mit dem Glashauseffekt der Spurengase

Die Diskussion des durch erhöhte Spurengaskonzentration erhöhten Glashauseffekts der Atmosphäre hat viele internationale Programme bis hin zum Weltklimaforschungsprogramm stimuliert. Zum Abschluß soll der berechnete Aerosolteilcheneinfluß mit dem berechneten Glashauseffekt der Spurengase verglichen werden. Daß der Vergleich von jetziger Teilchenemission und verdoppeltem CO_2 ausgeht, soll

- 1) die noch größere Unsicherheit der Aerosolteilcheneffekte berücksichtigen und
- 2) zusätzliche Spurengaseffekte (RAMANATHAN u.a. 1985) einschließen.

Außerdem wird nicht der Temperatureffekt, sondern nur der unmittelbare Strahlungsantrieb verglichen, wegen der noch besonders unsicheren Reaktion des Wasserkreislaufs. Wie allgemein bekannt, ist der mitreagierende Wasserkreislauf für den überwiegenden Anteil der vorherberechneten Temperaturänderungen verantwortlich.

Nach Tabelle 1, die das berechnete nordhemisphärische Mittel zeigt, ist bei gegenwärtiger Teilchenemission bzw. Gas-Teilchen-Umwandlung die Wirkung der Aerosolteilchen auf

keinen Fall vernachlässigbar klein, denn die Nettoflußänderungen sind dem Betrage nach etwa gleich hoch wie bei CO₂-Verdoppelung, haben allerdings umgekehrtes Vorzeichen. Selbst die niedrigste Abschätzung, nämlich die mit 20% Rußanteil der anthropogenen Teilchen und fixierter Größenverteilung sowie fehlender Gas-Teilchen-Umwandlung erreicht $\Delta F_{\text{net}} = -0,4 \text{ Wm}^{-2}$ im Winter bzw. $-1,7 \text{ Wm}^{-2}$ im Sommer, während eine CO₂-Verdoppelung je nach Atmosphärentyp $+1,2 \text{ Wm}^{-2} \leq \Delta F_{\text{net}}$ (langwellig + kurzwellig) $\leq 4 \text{ Wm}^{-2}$ verursacht. Die Bandbreite der Flußwerte für die CO₂-Rechnung beruht auf den bei einem internationalen Workshop in Frascati 1984 gefundenen unterschiedlichen Modellergebnissen und nicht auf unterschiedlicher Atmosphärenstruktur.

Tab. 1: Mittlere Änderungen der kurzweligen Nettostrahlungsflüsse ΔF_{net} der Nordhemisphäre in Wm^{-2} am Erdboden und am Außenrand der Atmosphäre aufgrund anthropogener Emissionen unter Berücksichtigung des Bedeckungsgrades, für variable Größenverteilung α_v , und konstantes $\alpha_F = 3,5$. Alle Änderungen beziehen sich auf natürliche Emissionen (nach NEWIGER 1985).

		Winter				Sommer	
Szenario	Niveau	α_F	α_F	α_v	α_v	α_F	α_v
		ohne GPC	mit GPC	ohne GPC	mit GPC		
gegenwärtige Emission	Boden	-0,7	-0,9	-2,3	-2,4	-2,5	-6,5
	Außenrand	-0,6	-0,7	-0,9	-1,0	-2,3	-3,7
gegenwärtige Emission	Boden	-0,9	-1,0	-3,0	-3,1	-2,7	-8,8
	Außenrand	-0,4	-0,5	-0,5	-0,5	-1,7	-2,5
2 · CO ₂ klare Atmosphäre	Boden	Arktis		mittlere Breiten		Tropen	
	Außenrand	Winter		Winter		Winter	
	Boden	2,4-3,2	2,4-3,0			0,4-1,1	
	Außenrand	1,5-2,2	1,9-2,5			2,5-3,3	

6 Schlußbemerkung

Da die vorgestellten Abbildungen und die Tabelle 1 Ergebnisse eines ersten globalen Ausbreitungsmodelles sind, sollten die Zahlenwerte ebenso vorsichtig interpretiert werden wie bei der CO₂-Diskussion vor ca. 20 Jahren, als erste einfache Modelle von einem zusätzlichen Glashauseffekt sprachen. Aus Tabelle 1 folgt somit nicht mehr als eine qualitativ mögliche Kompensation des Glashauseffektes vermehrter Spurengase durch anthropogene Aerosolteilchen.

Der Leser beider Artikel über Aerosolteilchen wird sich fragen, was der Modellteil soll, wo doch kein eindeutiger Trend der Aerosolteilchenkonzentration festzustellen ist. Darauf kann nur ausweichend geantwortet werden. Weil wegen der geringen Lebensdauer Aerosolteilchen örtlich wie zeitlich sehr stark schwanken, kann eine Zunahme der durchschnittlichen Konzentration um weniger als 1 Prozent pro Jahr, wie z. B. bei CO₂ und N₂O, nicht so leicht von den typischen natürlichen Fluktuationen bei Meßreihen von nur etwa 10–20 Jahren Dauer getrennt werden. Außerdem sind Meßmethoden zur Bestimmung von Eigenschaften der Aerosolteilchen selbst sehr viel unsicherer als solche für Spurengase. Längere Zeitreihen der direkten wie diffusen Sonnenstrahlung, die den Aerosoleinfluß auf den kurzweligen Strahlungshaushalt offenbaren könnten, sind in diesem Sinne kaum untersucht. Das Phänomen des zunehmenden arktischen Dunstes sowie die Teilchenentstehung aus weltweit eindeutig zunehmenden Spurengasen wie NO_x und SO₂ machen allerdings eine Teilchenzunahme im überregionalen Bereich wahrscheinlich.

Literatur

- CHYLEK, P.; COAKLEY, J. A.: Aerosols and climate. *Science* 183 (1974) S. 75–77.
- CHYLEK, P.; RAMASWAMY, V.: Effect of graphitic carbon on the albedo of clouds. *J. atmosph. Sci.* (in press).
- COAKLEY, J. A.; CHYLEK, P.: The two-stream approximation in radiative transfer: including the angle of the incident radiation. *J. atmosph. Sci.* 32 (1975) S. 409–418.
- ESCHELBACH, G.: Computations of the influence of aerosol on the atmospheric radiation balance in the visible spectrum. *Beitr. Phys. Atm.* 46 (1973) S. 249–261.
- GRASSL, H.: Aerosol influence on radiative cooling. *Tellus* 25 (1975) S. 386–395.
- GRASSL, H.: Albedo reduction and radiative heating of clouds by absorbing aerosol particles. *Beitr. Phys. Atm.* 48 (1975) S. 199–210.
- GRASSL, H.: The influence of aerosol particles on radiation parameters of clouds. *Időjárás* 86 (1982) S. 60–74.
- GRASSL, H.; LEVKOV, L.: A simple model allowing to investigate the activation process in water clouds. *Proceedings 11th Int. Conf. on Atmospheric Aerosols, Condensation and Ice Nuclei*, 3–8 Sept. 1984. Budapest 1984.
- GRASSL, H.; NEWIGER, M.: Changes of local planetary albedo by aerosol particles. *The Science of the Total Environment* 23 (1982) S. 313–320.
- HÄNEL, G.: The properties of atmospheric aerosol particles as functions of relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. *Adv. in Geophys.* 19 (1976) S. 73–188.
- JOSEPH, J. H.: Effect of a desert aerosol on a model of the general circulation. In: *Proc. Fut. Symposium on Radiation in the Atmosphere*, Princeton Science Press 1 (1977) S. 487–492.
- NEWIGER, M.: Einfluß anthropogener Aerosolteilchen auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. *Hamburger Geophys. Einzelschr., Reihe A*, H. 73 (1985) 88 S.

RAMANATHAN, V.; CICERONE, R. J.; SINGH, H. B.; KIEHL, J. T.: Trace gas trends and their potential role in climate change. *J. Geophys. Res.* (in press).

REHKOPF, J.; NEWIGER, M.; GRASSL, H.: A 2-D model of global aerosol transport. *Atmos. Env.* 18 (1984) S. 2745—2752.

REHKOPF, J.: Ein zweidimensionales globales Ausbreitungsmodell für Aerosole und Schwefelkomponenten. *Hamburger Geophys. Einzelschr. R. A, H.* 71 (1984) 107 S.

TANRÉ, D.; GELEYN, J. F.; SLINGO, J.: First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF resolution global model. In: *Aerosols and their climatic effects.* Ed. by GERBER and DEEPAK, Hampton, Virg.; Deepak Publ. Co. 1984.

TWOMEY, S.: Computations of the absorption of solar radiation by clouds. *J. atmos. Sci.* 33 (1976) S. 1087—1091.

TWOMEY, S.: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. atmos. Sci.* 34 (1977) S. 1149—1152.

YAMAMOTO, G.; TANAKA, M.: Increase of global albedo due to air pollution. *J. atmos. Sci.* 29 (1972) S. 1405—1412.

Aus der Weltorganisation für Meteorologie

Bericht über die außerordentliche Sitzung der WMO-Fachkommission für Basissysteme in Hamburg vom 21. 10. bis 1. 11. 1985

Auf Einladung der Bundesrepublik Deutschland fand vom 21. 10. bis 1. 11. 1985 in Hamburg die außerordentliche Sitzung der Fachkommission für Basissysteme (Commission for Basic Systems: CBS) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) statt. Da im Bereich der Beobachtungssysteme, der Fernmeldenetze und Datenverarbeitung durch raschen technischen Fortschritt Anpassungen an neue Entwicklungen notwendig sind, tagt die CBS im zweijährlichen Rhythmus, wobei wie bei anderen WMO-Fachkommissionen die vierjährigen Tagungen ordentliche Sitzungen sind und numeriert werden (8. Sitzung 1983 in Genf) und die anderen Tagungen jeweils als außerordentliche Sitzungen bezeichnet werden.

An der Tagung, die vom Präsidenten der CBS, J. R. NEILON (USA), geleitet wurde, nahmen 88 Delegierte von 52 Mitgliedsstaaten der WMO teil. Der Delegation der Bundesrepublik Deutschland gehörten die Herren Dr. MOHR (Delegationsleiter), M. KURZ, W. BOPP, D. FICKEL (alle Deutscher Wetterdienst, Zentralamt Offenbach) an; als Beobachter nahm C. LEMENSIECK (GeophysBDBw) teil.

Das Tagungsprogramm umfaßte den gesamten Bereich der Welt-Wetter-Wacht (WWW) mit seinen drei Komponenten

- Globales Beobachtungssystem (GOS-Global Observing System)
- Globales Fernmeldesystem (GTS-Global Telecommunication System)
- Globales Datenverarbeitungssystem (GDPS-Global Data Processing System).

Durch die internationale Koordinierung der nationalen technischen Einrichtungen soll die Versorgung aller Länder mit den benötigten meteorologischen Informationen für die operationelle Wettervorhersage und Beratung sowie für die Forschung sichergestellt werden.

Die 14 Empfehlungen der Tagung bedürfen noch der Zustimmung durch den X. Kongreß (Mai 1987), bevor sie für alle WMO-Mitglieder als verbindlich in Kraft treten können. Eine der Empfehlungen gibt genaue zeitliche Definitionen für die einzelnen Vorhersagebereiche:

- | | |
|--|---|
| (a) Kurzfristvorhersage (Short-range forecasting) | 0 bis 72 Stunden |
| (i) Nowcasting (Nowcasting) | Beschreibung des gegenwärtigen Wetters und eine Vorhersage
0 bis 2 Stunden |
| (ii) Kürzestfristvorhersage (Very short-range forecasting) | 0 bis 12 Stunden |
| (b) Mittelfristvorhersage (Medium-range-forecasting) | mehr als 72 Stunden und bis zu 10 Tagen |
| (c) Langfristvorhersage (Long-range forecasting) | über 10 Tage |

Diese Definitionen sollen im WWW-Plan und im Implementierungsprogramm benutzt und in das Manual on the GDPS und in die

WMO-Technical Regulations aufgenommen werden.

Das Konzept für die gegenwärtigen Regionalen Synoptischen Grundnetze der WMO stammt aus den ersten Jahren nach dem Krieg. Die Bundesrepublik Deutschland steuert gegenwärtig zum Synoptischen Grundnetz der Region Europa 29 Synoptische und 5 Aerologische Stationen bei. Die CBS regte an, dieses Konzept zu überarbeiten unter spezieller Berücksichtigung u.a. der Verfügbarkeit von Satellitendaten.

Bei der Ableitung von Vertikalprofilen der Temperatur aus Satellitendaten (SATEM) werden gegenwärtig Verfahren benutzt, die konventionelle Radiosondendaten benötigen. Dazu werden zeitliche und räumliche Mittelwerte aus Radiosondendaten eines größeren Gebietes herangezogen. Man ist sicher, die Genauigkeit der Satellitensondierungen verbessern zu können, wenn man Radiosondendaten zu Verfügung hat, die während der Zeit des Überflugs des Satelliten in der Nähe des Subsatellitenpunkts gewonnen werden, so daß die zeitliche und räumliche Mittelung entfällt.

Zu diesem Zwecke soll ein Globales Aerologisches Grundnetz geschaffen werden, dessen Aufstiegszeiten mit den Bahnzeiten der Satelliten zusammenfallen sollen. In einem 6- bis 12monatigen Test sollen die Auswirkung und Notwendigkeit eines solchen Grundnetzes geprüft werden.

Die CBS sah für sich die Notwendigkeit einer aktiveren Rolle bei der Koordinierung der operationellen Satellitendienste, speziell im Zusammenhang mit der Formulierung der Nutzeranforderungen gegenüber den Satellitenbetreibern. Das betrifft sowohl die Funk-

tion als Beobachtungsinstrument als auch die Satellitenmissionen der Dateneinsammlung und Wiederverbreitung.

Bei der Diskussion der Forderungen des GDPS an GOS und GTS ergab sich, daß für verbesserte numerische Analysen mit 50—100 km Gitterpunktabstand eine wesentlich größere horizontale Auflösung der Beobachtungsdaten erforderlich ist, als sie das globale Beobachtungssystem jetzt und in nächster Zukunft zu liefern imstande ist. Man hofft, diese Lücke durch hochauflösende Satellitendaten schließen zu können. Die schnell anwachsende Zahl an Daten und Produkten, die über das GTS verbreitet werden müssen, macht die baldige Einführung von bit-orientierten Fernmeldeschlüsseln erforderlich.

Zu den Aufgaben der CBS-Sitzungen gehört regelmäßig, die Beobachtungs- und Verschlüsselungsprozeduren sowie die Fernmeldevereinbarungen den sich ändernden Gegebenheiten und Anforderungen anzupassen. So wurde u. a. eine Reihe von Änderungen in den Wetterschlüsseln beschlossen, wobei die Änderungen von konventionellen Schlüsseln ausdrücklich auf den unbedingt notwendigen Umfang beschränkt blieb.

Für den Austausch von Gitterpunktsdaten in bit-orientierter Form haben Experten ein neues Schlüsselschema entworfen. Seit August 1984 wurde dieser neue GRID-Schlüssel auf experimenteller Basis getestet. Die CBS hat eine überarbeitete Version als Empfehlung formuliert, die bei Billigung durch den X. Kongreß am 1.11.1987 in Kraft treten könnte.

Die ICAO und der Exekutivrat der WMO haben die CBS gebeten, in aeronautischen Schlüsseln (METAR, SPECI, TAF, ARFOR, ROFOR und WITEM) aus Sicherheitsgründen die verwendete Windgeschwindigkeit (kt oder m/s oder km/h) anzugeben. Obwohl die Einheit km/h offiziell von der ICAO für die Windgeschwindigkeit eingeführt wurde, kann die Einheit kt parallel mindestens bis 1990 benutzt werden.

Infolge Fehlens einer international einheitlichen Methode zur Reduktion des Luftdrucks auf NN sollen Stationen, die mehr als 500 m über NN liegen, als Interimslösung neben dem auf NN reduzierten Luftdruck auch den Luftdruck in Barometerhöhe melden. Der DWD wird sich an diesem Verfahren beteiligen.

Zur Kontrolle des Standes des WWW-Programmes werden in den einzelnen Komponenten regelmäßig Monitoring-Aktionen über die Verfügbarkeit der ausgetauschten Daten und Produkte durchgeführt.

Im Vergleich zu den Vorjahren zeigte sich keine signifikante Änderung hinsichtlich der Verfügbarkeit der global ausgetauschten Beobachtungsdaten. Allerdings sind die Unterschiede zwischen den Regionen beträchtlich. Während z. B. von Region VI (Europa) im Oktober 1984 mehr als 90% der SYNOPS und mehr als 85% der TEMP-Beobachtungen ausgetauscht wurden, liegen die entsprechenden Zahlen für Afrika (Region I) um oder unter 50%! In einigen Regionen ist auch ein deutlicher Rückgang gegenüber 1981 festzustellen — in Südamerika z. B. hinsichtlich der SYNOPS, in Region V (Südwestpazifik) bei den TEMPS.

Die außerordentliche CBS-Sitzung, die auch in den Medien ein bemerkenswertes Echo fand, war das bedeutendste internationale wetterdienstliche Ereignis des Jahres 1985 in der Bundesrepublik Deutschland.

D. FRÖMMING, Offenbach

Buchbesprechungen — Neuerscheinungen

WANG, B.: Sea Fog. Berlin (u. a.): Springer 1984. IV, 330 S. DM 215.— ISBN 3-540-13150-7

Das Thema wird sehr ausführlich und systematisch abgehandelt. Bestimmt als Grundlage für die Vorhersage des Seenebels in den chinesischen Gewässern, ist das Buch wegen seiner grundsätzlichen und umfangreichen Ausführungen über Klassifikation, Entstehung und physikalische Eigenschaften des Seenebels doch von allgemeinem Interesse. Laut Angabe des Verfassers wurde das Material zurück bis in die vierziger Jahre aufgearbeitet.

Gelegentlich wird das Verständnis durch Übersetzungsfehler, Druckfehler sowie durch den umständlichen Stil einiger Passagen erschwert. Jedem Kapitel ist ein umfangreiches Literaturverzeichnis angefügt, wobei die Häufung von Zitaten aus den vierziger und fünfziger Jahren auffällt.

Der Stoff gliedert sich wie folgt: Kap. 1: Bildung und Klassifikation des S. Kap. 2: Verteilung und Variationen des S. (eine Klimatologie des S. weltweit mit Karten). Kap. 3: Hydrometeorologische Charakteristiken des S. Kap. 4: (das umfangreichste): Analyse des S. in der ostasiatischen Region (ausführliche Beschreibung des Seenebels Ostasiens unter allen vorgenannten Aspekten, auch dem synoptischen). Kap. 5: Physikalische Eigenschaften des S. (Physik der Kondensation). Kap. 6: Die Vorhersage des Seenebels.

M. GOESCH

GOODY, R. M.; WALKER, J. C. G.: Atmosphären. (Übers. a. d. Engl.). Stuttgart: Enke 1985. VIII, 180 S. (Geowissen kompakt, Bd. 9). DM 19,80. ISBN 3-432 94431 4.

Es handelt sich um eine Übersetzung der bereits im Jahre 1972 erschienenen Originalausgabe. In einer sehr konzentrierten Form, die das Bemühen um eine allgemeinverständliche Darstellung, aber auch den komplizierten und z. T. hypothetischen Charakter des Gegenstandes erkennen läßt, wird hier zum erstenmal (1972!) ein allgemeiner Überblick über das Wie und Warum des Verhaltens der Planetenatmosphären gegeben. Nach dem ersten Kapitel über die Grunddaten der Sonne und ihrer Planeten behandeln die Autoren im einzelnen die chemischen Reaktionen, die Temperaturen, die Winde, die Kondensation und Wolken sowie die Entstehungsgeschichte der Atmosphären, wobei der Schwerpunkt auf der Erdatmosphäre liegt. Der Vergleich mit den Atmosphären anderer Planeten ermöglicht vertiefte Einblicke in atmosphärische Phänomene.

M. SCHLEGEL

- BERGER, A. u. a. (Ed.):**
Milankovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing. (Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Milankovitch and Climate, Palisades, New York, U.S.A., Nov. 30—Dec. 4, 1982). Dordrecht, Boston, Lancaster: Reidel 1984. P. 1—2. (NATO ASI Series: Ser. C, Math. and phys. Sci. 126). XXXIV, 510 S. ISBN 90-277-1777-X; IX, S. 513—895. ISBN 90-277-1778-8.
- DOVIK, R. J.; ZRNIC, D. S.:**
Doppler radar and weather observations. Orlando u.a.: Academic Pr. 1984. XVII, 458 S., 4 S. Abb. ISBN 0-12-221420-X.
- HEISE, G.:**
Wetterkunde. Vom Abendrot bis zur Zyklo-klone. Hamburg: Ed. Maritim 1984. 80 S., 8 S. Abb. ISBN 3-922117-52-X.
- HOLLAND, H. D.:**
The chemical evolution of the atmosphere and oceans. — Princeton, NJ: Princeton Univ. Pr. 1984. XII, 583 S. (Princeton series in geochemistry.) ISBN 0-691-02381-6.
- HOUGHTON, J. T.; TAYLOR, F. W.; RODGERS, C.D.:**
Remote sounding of atmospheres. Cambridge u.a.: Cambridge Univ. Pr. 1984. VII, 343 S. (Cambridge planetary science series. 5.) ISBN 0-2521-24281-9.
- PANOFKY, H. A.; DUTTON, J. A.:**
Atmospheric turbulence: Models and methods for engineering applications. New York u.a.: Wiley 1984. XIX, 397 S. (A Wiley-Intersci. Publ.) ISBN 0-471-05714-2.
- SCHIETECAT, G. D.:**
Les photos météorologiques. Interprétation et utilisation de photos météorologiques prises par satellites. Bruxelles: Institut Royal Météorologique 1984. 240 S.
- WISPELAERE, C. de**
Air pollution modeling and its application. 3. (Proc. of the 13. Int. Tech. Meeting on Air Pollution Modeling and Its Application, held Sep. 14—17, 1982, at Ile des Embiez, France). New York, London: Plenum Pr. 1984. XI, 727 S. (= NATO. Challenges of Modern Society. Vol. 5.) ISBN 0-306-41491-0.
- WMO**
Compendium of meteorology for use by class I and class II meteorological personnel. Vol. II, Pt. 5: Hydrometeorology. Prep. by S. I. Solomon and I. Cordery. Geneva: WMO 1984 (= WMO-No. 364). VI, 183 S.
- BISWAS, A. K. (Ed.)**
Climate and development. Dublin: Tycooly Int. Publ. Ltd. 1984. VIII, 146 S. (Natur. Resourc. and the Environ. Ser. 13.) ISBN 0-907567-37-1.
- MOERNER, N.-A.; KARLÉN, W. (Ed.)**
Climatic changes on a early to millennial basis. Geological, historical and instrumental records. (Proc. of the 2. Nordic Sympos. on Climatic Changes and Related Problems, held in Stockholm, Sweden, May 16—20, 1983.) Dordrecht: Boston; Lancaster: D. Reidel 1984. XVIII, 667 S. ISBN 90-277-1779-6.
- SCHROEDER, W.**
Das Phänomen des Polarlichts. Geschichtsschreibung, Forschungsergebnisse und Probleme. Darmstadt: Wiss. Buchgesell. 1984. X, 156 S. (Erträge d. Forsch. 218). ISBN 3-534-08997-9. ISSN 0174-0695.
- HOUGHTON, D. D. (Ed.):** Handbook of applied meteorology. New York (u.a.): Wiley 1985. XVII, 1461 S. ISBN 0-471-08404-2.
- KONDRAT'EV, K. YA:** Changes in global climate: a study of the effect of radiation and other factors during the present century. (Transl.: G. Arora). Rotterdam: Balkema 1985. V, 280 S. ISBN 90-6191-442-6.
- LEVINE, J. S. (Ed.):** The photochemistry of atmospheres: Earth, the other planets and comets. Orlando (u.a.): Acad. Press 1985. XXIV, 518 S. ISBN 0-12-444920-4.
- PANCHEV, ST.:** Dynamic meteorology. (Transl. St. Panchev u.a.). Dordrecht; Boston; Lancaster: Reidel 1985. XXI, 360 S. (Environ Fluid Mechanics; 4). ISBN 90-277-1744-3.
- TAKAHASHI, K. (Ed.):** World-wide weather. (Transl.: N. Uchida). Rotterdam: Balkema 1985. XV, 252 S. ISBN 90-6191-440-X.
- VOLLAND, H.:** Atmospheric electro-dynamics. Berlin (u.a.): Springer 1984. IX, 205 S. (Physics and chemistry in space; 11). ISBN 3-540-13510-3.
- LOCKWOOD, J. G.:**
World climatic systems. London: Edward Arnold 1985. X, 292 S. ISBN 0-7131-6404-2.
- HOUGHTON, H. G.:**
Physical meteorology. Cambridge, MA, London: MIT Pr. 1985. IX, 442 S. ISBN 0-262-08146-6.
- SCHROEDTER, H.:**
Verdunstung: Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Berlin u.a.: Springer 1985. X, 186 S. ISBN 3-540-15355-1.
- HUNT, J. C. R. (Hrsg.):** Turbulence and diffusion in stable environments. Oxford: Clarendon Press 1985. XV, 319 S. ISBN 19-853604-6
- KESSLER, A.:** Heat balance climatology. Amsterdam u.a.: Elsevier 1985. XI, 224 S. (World Survey of Climatology, Vol. 1 A). ISBN 0-444-42205-6
- BECKER, K. H.; LOEBEL, J.:** Atmosphärische Spurenstoffe und ihr chemisches Verhalten: Ein Beitrag zur Umweltforschung. Berlin u.a.: Springer 1985. V, 264 S. ISBN 3-540-15503-1
- VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE (VDI):**
Meteorologische Messungen für Fragen der Luftreinhaltung: Aerologische Messungen. Düsseldorf: VDI, Apr. 1985 (VDI 3786, Bl. 8. Entwurf. VDI-Handb. Reinhalt. d. Luft. Bd.1).
Meteorologische Messungen für Fragen der Luftreinhaltung: Lufttemperatur. Düsseldorf: VDI, Juli 1985 (VDI 3786, Bd. 3. VDI-Handb. Reinhaltung d. Luft. Bd. 1)
Meteorologische Messungen für Fragen der Luftreinhaltung: Luftfeuchte. Düsseldorf: VDI, Juli 1985 (VDI 3786, Bd. 4. VDI-Handb. Reinhalt. d. Luft. Bd. 1)
Meteorologische Messungen für Fragen der Luftreinhaltung: Niederschlag. Düsseldorf Juli 1985 (VDI 3786, Bd. 7, VDI-Handb. Reinhalt. d. Luft. Bd. 1)
Ausbreitung von Luftverunreinigungen in der Atmosphäre: Berechnung der Abgas-fahnenüberhöhung. Düsseldorf: VDI, Juni 1985 (VDI 3782, Bl. 3, PT. 3, VDI-Handb. Reinhalt. d. Luft. Bd. 1).

Berichtigungen

In Heft 2/3'85:

S. 5 in l. Spalte muß es heißen: ... $c =$ Lichtgeschwindigkeit $2,99 \cdot 10^8$ (ms⁻¹);

in r. Spalte muß es heißen: ... $\sigma =$ Stefan-Boltzmann-Konstante $5,67 \cdot 10^{-8}$ (Wm⁻²K⁻⁴).

Anschriften der Autoren (Thema des Heftes)

Prof. Dr. A. L. BERGER

Dr. CH. TRICOT

Institut d'Astronomie et de Géophysique
Université Catholique de Louvain, Chemin du
Cyclotron, 2, B-1348 Louvain-la-Neuve (Belgien)

Prof. Dr. H. GRASSL

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht
Institut für Physik
Max-Planck-Straße, 2054 Geesthacht

Prof. Dr. R. JAENICKE

Institut für Meteorologie der Universität Mainz
Becherweg 21, 6500 Mainz

Prof. Dr. C.-D. SCHÖNWIESE

Institut für Meteorologie und Geophysik
der Universität Frankfurt
Feldbergstraße 47, 6000 Frankfurt a.M. 1

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, jedoch in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

2 Äußere Form des Manuskriptes

2.1 Text

Einseitig auf durchnummerierten DIN-A4 Blättern (links 4 cm, oben 2 cm als freier Rand), Maschinenschrift, 1 1/2zeilig, ca. 60 Anschläge/Zeile und 30 Zeilen/Seite.

2.2 Gliederung

Numerierung 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 Numerierung 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.: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch. 35 (1982) Nr. 1, S. 21—30.

— Buch:

SCHÖNWIESE, C.-D.: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag 1980.

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 des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes, Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst, Hauptschriftleitung „Promet“
Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main

oder

Hauptschriftleitung „Promet“, Herrn Dipl.-Met. M. Schlegel
Brandsbornstraße 3, 6050 Offenbach am Main, (Tel. 069/83 53 57)