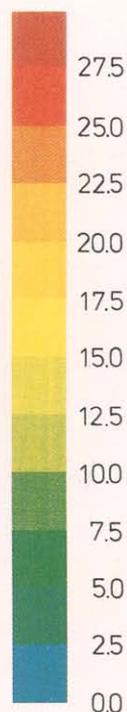
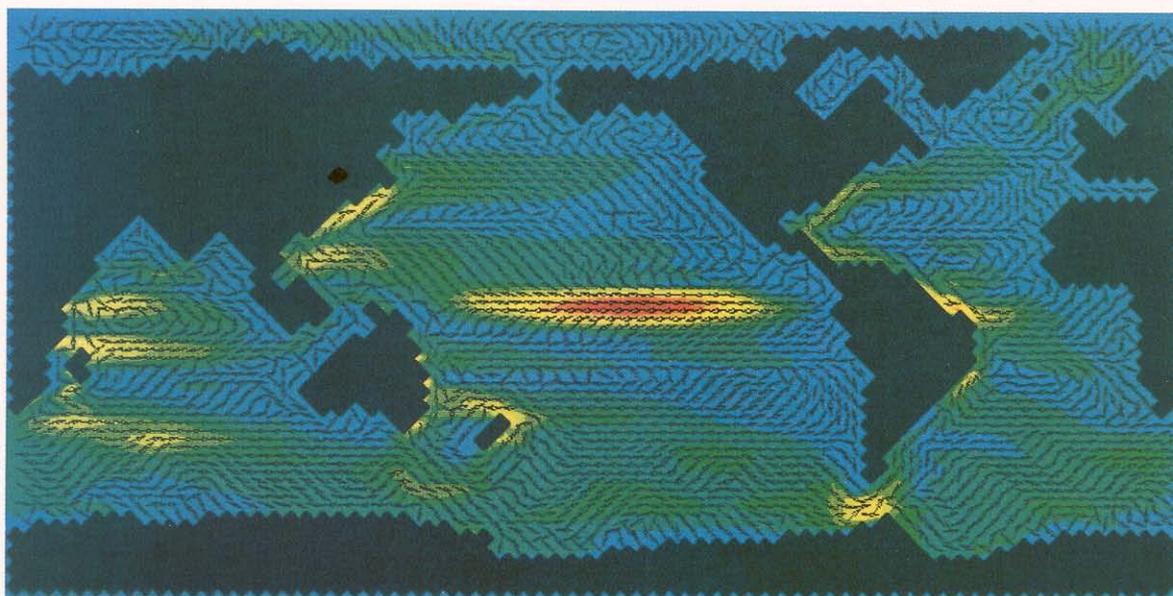


promet

1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)

Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild:

Oberflächenströmung des großskalig-geostrophischen Ozeanmodells (s. Beitr. 4). Die Pfeile bezeichnen die Richtung der Strömung und die Farbe ihre Geschwindigkeit.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes - Zentralamt - Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-. Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,
8720 Schweinfurt,
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

18. Jahrgang, Heft 1/2/3, 1988

Thema des Heftes:

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie

(Fachliche Redaktion: K. Hasselmann, P. Lemke, Hamburg)

Beiträge:

	Seite
1 K. HASSELMANN, H. HINZPETER Entwicklung und Zielsetzung des Instituts	1
Klimadynamik	
2 K. HASSELMANN Übersicht über die Klimadynamik (Beiträge 3-9)	2
3 M. LATIF Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre in den Tropen	4
4 J. OBERHUBER, K. HASSELMANN Ozeanmodelle	14
5 E. MAIER-REIMER Kohlenstoffkreislauf und Klima	22
6 M. HEIMANN Atmosphärische und ozeanische Spurenstoffe	29
7 K. HERTERICH Modellierung des Paläoklimas	37
8 P. LEMKE Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht	42
9 H. v. STORCH Statistische Diagnostik von Feldzeitreihen	49
Physik der Atmosphäre	
10 H. HINZPETER Übersicht zur Physik der Atmosphäre (Beiträge 11-14)	58
11 S. BAKAN, P. BECKER, A. CHLOND Organisierte Konvektion in der planetaren Grenzschicht	59
12 S. BAKAN, I. SCHULT Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken	70
13 G. PETERS FM-CW-Radar zur Fernmessung des Wind- und Temperaturprofils in der unteren Atmosphäre	74
14 J. BÖSENBERG Fernerkundung des Wasserdampfes mit einem Zweifrequenz-LIDAR	80
Kurzberichte	
Smog-Wetterlagen mit hohem Ferntransportanteil (P. BRUCKMANN)	85
Aus dem Deutschen Wetterdienst	
Der Smog-Warndienst beim Wetteramt Essen (K.-H. BOCK)	91
Die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes hat 150000 bibliographische Einheiten (H.-D. KIRCH)	94
Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr	
Geophysikalische Einflüsse beim Einsatz der DO 28 OU im Rahmen des Umweltschutzes (R. v. HOLT)	95
Buchbesprechungen - Neuerscheinungen	96

6

M. HEIMANN

Atmosphärische und ozeanische Spurenstoffe

1 Einleitung

Unter dem Begriff Spurenstoff oder Tracer seien hier Substanzen verstanden, die *passiv* im Strömungsfeld der Atmosphäre oder des Ozeans mitgeführt werden. Auf die hydrodynamischen Tracer (z. B. Temperatur, Salzgehalt, Vortizität u. a.), welche aktiv die Zirkulation beeinflussen, soll in diesem Beitrag nicht eingegangen werden. Spurenstoffe lassen sich unter verschiedenen Gesichtspunkten betrachten:

1. Ein Spurenstoff an sich kann von Interesse sein, weil er zum Beispiel die Strahlungsbilanz in der Troposphäre beeinflusst, in die troposphärische Luftchemie eingreift oder einen Indikator menschlicher oder biosphärischer Aktivitäten darstellt. Zwei Fragestellungen lassen sich dann unterscheiden:

- (a) Welche raumzeitliche Verteilung der Konzentration ergibt sich aufgrund einer bestimmten Quellen- und Senkenverteilung eines Spurenstoffes?
- (b) Was läßt sich über Auf- und Abbauprozesse aus Beobachtungen der Konzentrationsverteilung eines Spurenstoffes folgern?

Beide Problemstellungen lassen sich durch Simulation der Verteilung des Spurenstoffes mit Hilfe eines Transportmodelles der Atmosphäre oder des Ozeans angehen.

2. Sind andererseits die Quellen und Senken eines Spurenstoffes bekannt, so kann aus der gemessenen Konzentrationsverteilung des Spurenstoffes auf Transportvorgänge im Trägermedium (Atmosphäre oder Ozean) zurückgeschlossen werden. Dies kann auf zwei Arten geschehen:

- (a) Ein vorliegendes Transportmodell oder Zirkulationsfeld kann überprüft werden, indem die Verteilung des Spurenstoffes mit dem Modell simuliert und das resultierende Konzentrationsfeld mit Beobachtungen verglichen wird.

- (b) Aus der gemessenen raumzeitlichen Verteilung eines oder mehrerer Spurenstoffe kann auch versucht werden, das Geschwindigkeitsfeld des Trägermediums direkt zu berechnen. Da dieses Vorgehen im allgemeinen nicht eindeutig ist, sind zusätzliche Angaben über die zulässige Form der Lösung notwendig. Dieses Verfahren wird oft als „inverse Modellierung“ bezeichnet und spielt bei der Ermittlung der Ozeanzirkulation eine wichtige Rolle (WUNSCH und MINSTER, 1982).

In diesem Beitrag sollen Spurenstoffe vorwiegend unter dem Aspekt der Überprüfung der Modellierung von Transportvorgängen in globalen Transport- und Zirkulationsmodellen betrachtet werden. Dafür eignen sich in erster Linie Spurenstoffe, die folgende Eigenschaften aufweisen:

- Die Konzentrationsverteilung des Tracers sollte charakteristisch sein für die zu erfassenden Transportprozesse; d. h. im interessierenden raumzeitlichen Bereich sollten genügend große Konzentrationsunterschiede auftreten.
- Die Verteilung der Quellen und Senken des Spurenstoffes sollte hinreichend genau bekannt sein. Innerhalb der Atmosphäre, bzw. des Ozeans sollte der Spurenstoff sich „quasi-konservativ“ verhalten, d. h. er sollte entweder keine oder nur durch gut bekannte und mathematisch einfach zu behandelnde physikalische, chemische und/oder biologische Auf- und Abbauprozesse verändert werden (z. B. radioaktiver Zerfall).
- Aus praktischen Gründen stellt sich schließlich die Anforderung, daß sich der Spurenstoff kostengünstig, hinreichend genau und genügend oft im interessierenden Bereich messen läßt.

Eine Vielzahl von Spurenstoffen steht heute zur Verfügung um Transportprozesse in der Atmosphäre und im Ozean zu dokumentieren. Im Abschnitt 2 soll zunächst auf einige grundlegende und technische Fragen zur numerischen

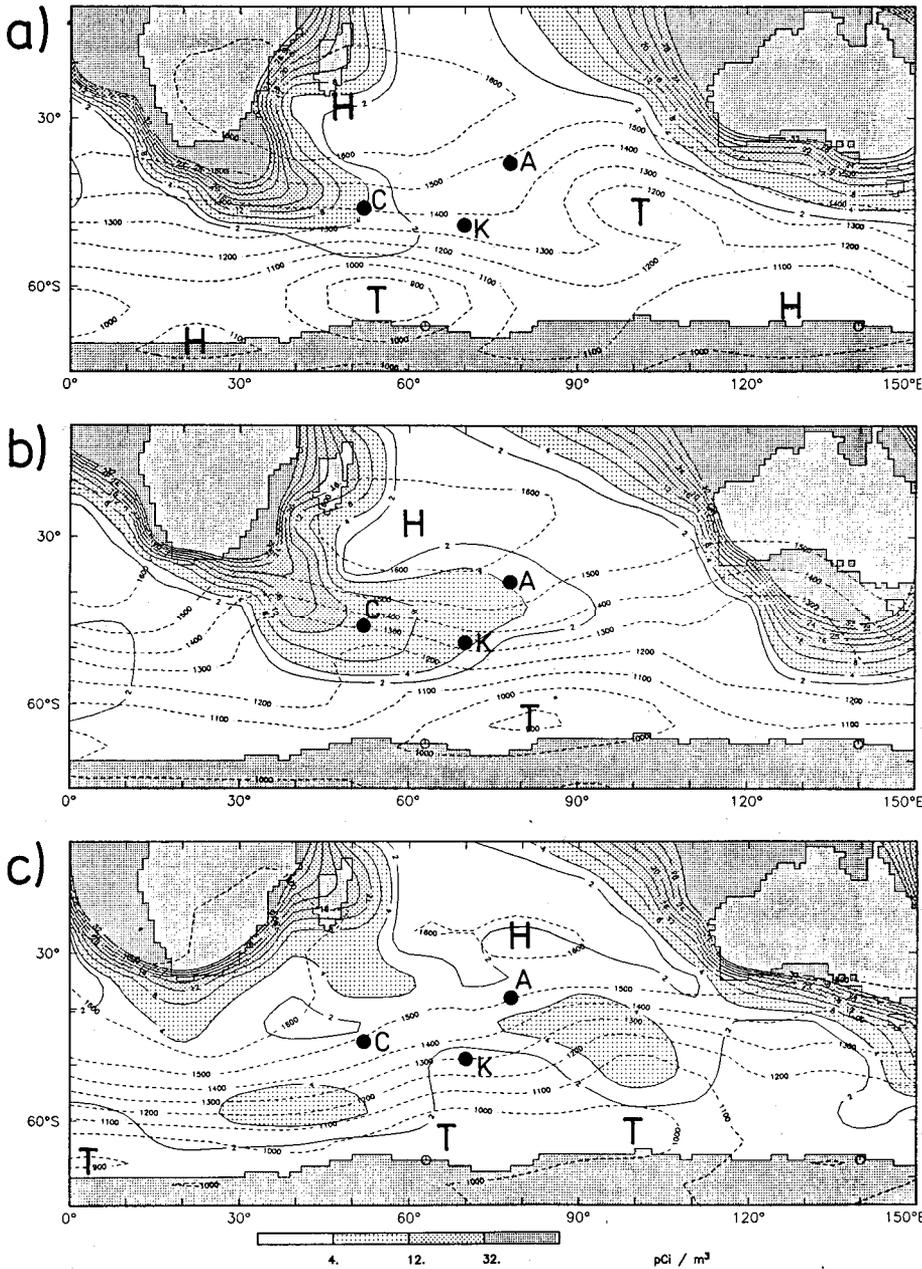


Abb. 1: Ausgezogene Isolinien: Atmosphärische ^{222}Rn -Konzentration in der untersten Modellschicht a) am 5. Juli 1979, 00 UT, b) am 7. Juli 1979, 00 UT, c) am 9. Juli 1979, 00 UT. Der Isolinienabstand beträgt 4 pCi m^{-3} . Konzentrationen über 32 pCi m^{-3} sind nicht eingetragen. Gestrichelte Isolinien: Geopotential der 850 hPa Fläche zum gleichen Zeitpunkt. Der Isolinienabstand beträgt 100 m. Die eingezeichneten Punkte bezeichnen die Lage der französischen Meßstationen.

Lösung der Tracertransportgleichung eingegangen werden. Anschließend werden einige Beispiele zur Simulation atmosphärischer (Abschnitt 3) und ozeanischer (Abschnitt 4) Spurenstoffe mit Hilfe von numerischen dreidimensionalen Transportmodellen vorgestellt.

2 Numerische Transportmodelle

Es bezeichne $\chi(x, t)$ das Mischungsverhältnis der Tracer substanz, ausgedrückt in Mol Spurenstoff pro Mol Luft, bzw. Wasser (oft auch ausgedrückt in kg Spurenstoff pro kg Luft, bzw. Wasser). Die Massenerhaltung des Tracers verlangt dann:

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho(x, t) \chi(x, t)] = -\nabla \cdot [v(x, t) \rho(x, t) \chi(x, t)] + Q(x, t) \quad (1)$$

dabei bezeichnet $\rho(x, t)$ die Dichte des Trägermediums, $v(x, t)$ dessen Geschwindigkeitsfeld und $Q(x, t)$ einen tracer-spezifischen Quellenterm. Gleichung (1) wird als Fluß- oder Divergenzform der Tracertransportgleichung bezeichnet. Mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung des Trägermediums

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho(x, t) = -\nabla \cdot [v(x, t) \rho(x, t)] \quad (2)$$

läßt sich Gleichung (1) umformen in die Advektionsform der Tracergleichung:

$$\frac{\partial}{\partial t} \chi(x, t) + v(x, t) \cdot \nabla \chi = \frac{d}{dt} \chi(x, t) = \frac{Q(x, t)}{\rho(x, t)} \quad (3)$$

Mit einem numerischen Transportmodell versucht man eine Lösung von (1) oder (3) zusammen mit vorgegebenen Anfangs- und Randbedingungen in einem bestimmten Raumzeitbereich zu finden. In der Praxis läßt sich eine Lösung nur mit endlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung finden (auch das Strömungsfeld $v(x, t)$ liegt im allgemeinen nur mit endlicher Auflösung vor). Es bezeichne $\bar{\Phi}(x, t)$ das Mittel eines Feldes $\Phi(x, t)$ über die nicht explizit aufgelösten raumzeitlichen Skalen. Dann läßt sich (1) umformen zu:

$$\frac{\partial}{\partial t} \bar{\rho} \bar{\chi} = -\nabla \cdot \bar{v} \bar{\rho} \bar{\chi} - \nabla \cdot \mathbf{F} + \bar{Q} \quad (4)$$

Der im Vergleich mit (1) neue Term auf der rechten Seite bezeichnet die Divergenz der Tracerflüsse F aufgrund der nicht explizit aufgelösten subskaligen Transportprozesse. F muß seinerseits durch geeignete Funktionen der Variablen $\bar{\chi}$, $\bar{\rho}$ und \bar{v} dargestellt (parametrisiert) werden. Hierzu werden in einfachen Modellen oft Diffusionsansätze verwendet („Eddydiffusion“):

$$F(x,t) = -\bar{\rho} K(x,t) \nabla \bar{\chi} \quad (5)$$

wobei $K(x,t)$ den Eddydiffusionstensor bezeichnet. In realistischen Transportmodellen genügt aber diese einfache Darstellung der subskaligen Transportprozesse, vor allem in der vertikalen Dimension, nicht. Wie in dreidimensionalen Zirkulationsmodellen der Atmosphäre und des Ozeans müssen komplexere Schemata verwendet werden, um etwa Effekte der vertikalen Konvektion in der Atmosphäre, oder der Tiefenwasserbildung im Ozean zu beschreiben.

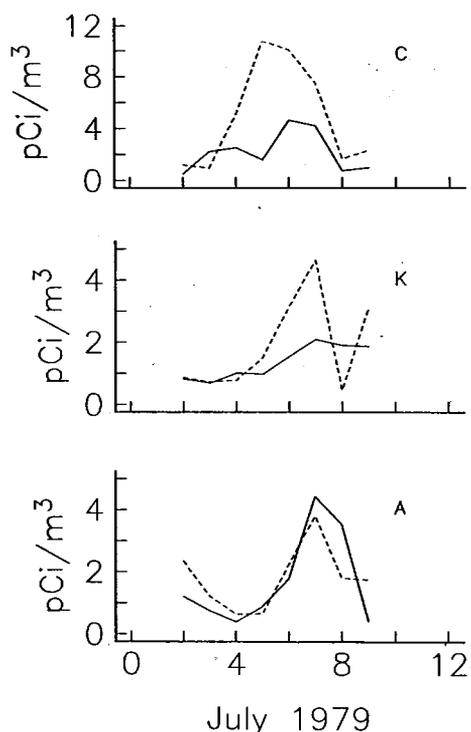


Abb. 2: Vergleich der Modellsimulation der ^{222}Rn -Konzentration (gestr. Linien) mit den Messungen (ausgez. Linien) an den 3 französischen Stationen im Indischen Ozean (s. Abb. 1).

Numerisch kann Gleichung (4) gelöst werden, indem die Felder und räumlichen Differentialoperatoren auf einem Gitter diskretisiert werden, und somit die partielle Differentialgleichung in ein System gekoppelter, gewöhnlicher Differentialgleichungen übergeführt wird. Die Lösung des Differentialgleichungssystems erhält man dann durch Integration bezüglich der Zeit mit Hilfe eines geeigneten numerischen Verfahrens. Hierzu wird oft ein implizites oder explizites „Upstream“-Verfahren verwendet, das allerdings eine von der Geschwindigkeit abhängige, relativ große numerische Diffusion mit sich bringt. Um in einem Transportmodell der Atmosphäre realistische Konzentrationsgradienten eines Spurenstoffes nachzubilden, muß auf Verfahren zurückgegriffen werden, die neben der mittleren Konzentration auch höhere Momente der Verteilung des

Spurenstoffes zwischen zwei Gitterpunkten berechnen (PRATHER, 1986).

Grundsätzlich ließe sich die Transportgleichung (4) direkt als zusätzliche Modellgleichung innerhalb eines Zirkulationsmodelles lösen. Der rechnerische Aufwand für die Transportgleichung ist aber eine Größenordnung kleiner als derjenige des entsprechenden dreidimensionalen Zirkulationsmodells. Es empfiehlt sich daher, für numerische Spurenstoffsimulationen die Massenflußfelder, $\bar{\rho}\bar{v}$, eines Zirkulationsmodelles abzuspeichern und Gleichung (4) in einem eigenen Transportmodell zu behandeln.

Am MPI werden zur Zeit zwei numerische dreidimensionale Transportmodelle für Spurenstoffe entwickelt und verwendet:

1. Ein Transportmodell des Ozeans, basierend auf dem Massenflußfeld des globalen Ozeanzirkulationsmodelles (vgl. OBERHUBER, dieses Heft), mit einer horizontalen Auflösung von $5^\circ \times 5^\circ$ und 10 Schichten in der vertikalen Dimension.
2. Ein globales atmosphärisches Transportmodell, basierend auf den meteorologischen Analysen des EZMW des Zeitraumes Dezember 1978 - November 1979 (Global Weather Experiment, GWE), mit einer horizontalen Auflösung von 8° Breite \times 10° Länge und neun Schichten in der Vertikalen.

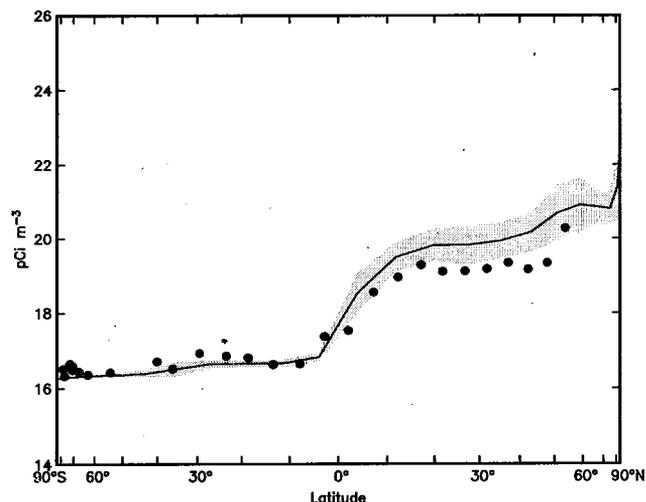


Abb. 3: Meridionaler Verlauf der ^{85}Kr -Konzentration in Atmosphäre im Bereich des Atlantik auf Meereshöhe im Januar 1982. Ausgezogene Linie: Monatsmittel der Modellsimulation. Schraffiert: Bereich von \pm einer Standardabweichung der Tageswerte vom Monatsmittelwert. Punkte: Messungen des Bundesamtes für Zivilschutz, Freiburg.

3 Beispiele atmosphärischer Tracer

Zur Überprüfung von atmosphärischen Transportmodellen eignen sich insbesondere die radioaktiven Edelgase, da sie einerseits chemisch inert sind und nicht durch den Wasserkreislauf aus der Troposphäre ausgewaschen werden und andererseits mit dem radioaktiven Zerfallsgesetz einem wohlbekannten Abbauprozess unterworfen sind. Im Falle einer zeitlich konstanten Quellenstärke bestimmt dabei die Zerfallskonstante die durch die Tracerverteilung erfaßbaren Zeitskalen der Transportvorgänge.

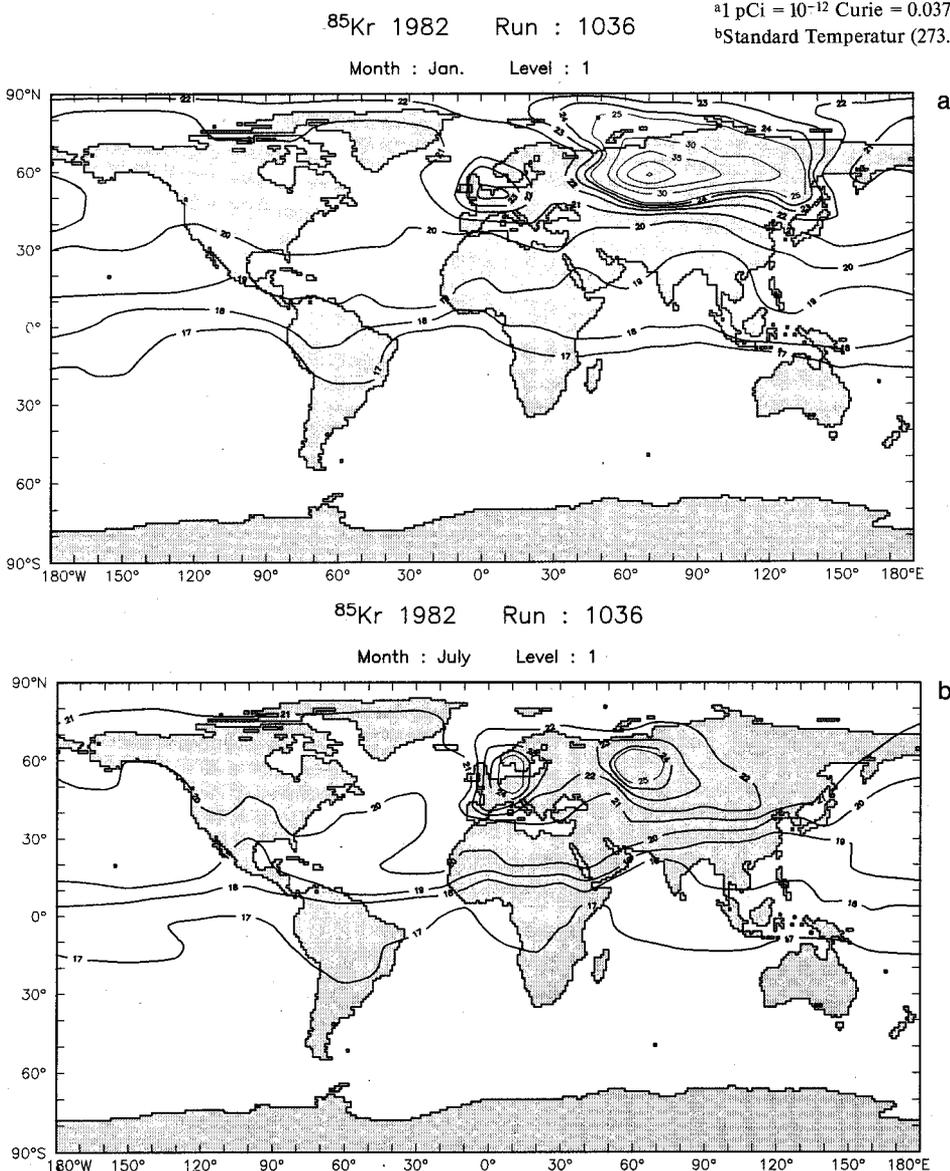
Im Folgenden werden die Ergebnisse zweier Simulations-

experimente zur Überprüfung des atmosphärischen Transportmodelles des MPI vorgestellt. Im dritten Beispiel wird dann auf die Simulation des klimarelevanten Kohlendioxyds (CO₂) eingegangen.

3.1 Radon-222 (²²²Rn)

Das radioaktive Edelgas ²²²Rn entsteht aus Radium ²²⁶Ra durch Alphazerfall und bildet ein Zwischenglied in der natürlichen Zerfallskette des Uran (²³⁸U). Es entweicht dem Erdboden auf den Kontinenten und zerfällt in der Atmosphäre mit einer Halbwertszeit von 3.83 Tagen. Die mittlere kontinentale Quellenstärke beträgt etwa 0.8 Atome cm⁻² sec⁻¹. Da der Ozean sehr viel weniger ²²⁶Ra aufweist als die Erdkruste, emittiert er sehr viel weniger ²²²Rn in die Atmosphäre. Als Folge davon bildet sich ein starker Konzentrationskontrast zwischen Luftmassen kontinentalen und ozeanischen Ursprungs: Konzentrationen in der Grenzschicht betragen über Land 500-1000 pCi^a m⁻³ Luft (STP^b), über dem Ozean jedoch weniger als 1 pCi m⁻³ Luft (STP). Dieser Umstand kann ausgenutzt werden, um ein Transportmodell auf synoptischen Zeitskalen zu überprüfen.

Abbildung 1a zeigt das Resultat einer Simulation von ²²²Rn mit Hilfe des atmosphärischen Transportmodelles basierend auf den GWE Windfeldern. Dargestellt ist die ²²²Rn-Konzentration in der untersten Modellschicht über einem Ausschnitt des Indischen Ozeans am 5. Juli 1979, 00 UT. Deutlich erkennbar ist der starke Konzentrationsgradient im Bereich der Kontinentalränder von Südafrika und Australien. Die ebenfalls dargestellten Isolinien des Geopotentials der 850 hPa Fläche zeigen ein Tiefdruckgebiet mit Kern bei 55°E, 65°S, welches an seiner Nordflanke eine mit ²²²Rn angereicherte Kontinentalluftmasse aus Afrika auf den Indischen Ozean hinauszieht. Zwei Tage später (Abbildung 1b) erkennt man eine mehrere 1000 km weit reichende ²²²Rn-„Fahne“ nordwestlich vom sich nach Osten verlagernden Tiefdruckgebiet. Wieder zwei Tage später hat sich die mit ²²²Rn angereicherte Luftmasse vom afrikanischen Kontinent vollständig gelöst und befindet sich bei 90°E (Abbildung 1c). Durch den radioaktiven Zerfall, aber auch durch subskalige vertikale Mischung nimmt die Konzentration mit der Zeit ab. Eine zweite, mit ²²²Rn angereicherte Luftmasse erkennt man bei 40°E, 55°S. Diese wurde aus Südamerika durch die starke Westströmung in die betrachtete Region hineingetragen.



^a 1 pCi = 10⁻¹² Curie = 0.037 Bq = 0.037 Zerfälle/Sekunde
^b Standard Temperatur (273.15 K) und Druck (1013 hPa)

Abb. 4: Monatlich gemittelte simulierte ⁸⁵Kr-Konzentration in der untersten Modellschicht für Januar 1982 (a) und für Juli 1982 (b). Der Isolinienabstand beträgt 1 pCi m⁻³.

Die vom Modell berechneten ^{222}Rn -Konzentrationsverläufe lassen sich mit Messungen vergleichen, die von einer französischen Arbeitsgruppe (POLIAN et al. 1986) auf drei Inseln im Indischen Ozean gewonnen wurden (Abbildung 2). (Die Lage der Inseln ist in den Abbildungen la-c mit den Buchstaben C, K und A eingetragen).

Der Vergleich mit den Beobachtungen zeigt einige Schwächen der vorliegenden Modellsimulation. Zwar wurde an allen 3 Stationen im betrachteten Zeitraum ein Anstieg der ^{222}Rn -Konzentration beobachtet, aber die Amplitude des Signals wird vom Modell nicht korrekt wiedergegeben. Mögliche Ursachen der Diskrepanz sind in fehlerhaften Windfeldern, in der relativ groben horizontalen Auflösung und vor allem in der ungenügenden Darstellung der subskaligen Prozesse im Modell zu suchen. Dennoch läßt sich an diesem Beispiel die Bedeutung dieses Spurenstoffes zur Überprüfung der Darstellung von Transportprozessen in numerischen Modellen ermessen.

3.2 Krypton-85 (^{85}Kr)

Ein weiterer interessanter atmosphärischer Spurenstoff ist das radioaktive Edelgas Krypton-85. Dieses entsteht in Kernreaktoren und wird bei der Wiederaufbereitung von nuklearen Brennstoffen freigesetzt. Die Emissionsraten von ^{85}Kr in Wiederaufbereitungsanlagen der westlichen Welt sind, mit einigen Unsicherheiten, dokumentiert (RATH, 1988), diejenigen des Ostblocks lassen sich aus der globalen ^{85}Kr -Bilanz abschätzen. ^{85}Kr zerfällt in der Atmosphäre mit einer Halbwertszeit von 10.76 Jahren; ein geringer Bruchteil gelangt auch in den Ozean.

Da sich alle bekannten Wiederaufbereitungsanlagen in der Nordhemisphäre befinden, ergibt sich in der Atmosphäre ein interhemisphärischer Konzentrationsunterschied von 2-4 pCi m⁻³ Luft (STP). Die global gemittelte Konzentration betrug um 1980 etwa 18 pCi m⁻³ Luft (STP). Aufgrund der relativ langen Halbwertszeit von ^{85}Kr im Vergleich zu atmosphärischen Mischungsvorgängen erlaubt dieser Spurenstoff das Studium der großskaligen und globalen Transporteigenschaften der Troposphäre, insbesondere des interhemisphärischen Luftmassenaustausches.

Abbildung 3 zeigt den meridionalen Konzentrationsverlauf auf Meereshöhe für Januar 1982 im Bereich des Atlantik in der Modellsimulation und in den Daten des Bundesamtes für Zivilschutz, Freiburg. Die Schraffur bezeichnet den Bereich von \pm einer Standardabweichung der simulierten Tageswerte um die monatlich gemittelte Januar-konzentration. Die Modellsimulation wurde mit dem Transportmodell des MPI durchgeführt, wobei allerdings nur die Windfelder des Jahres 1978/79 zur Verfügung standen. Diese wurden zyklisch im Modellverlauf verwendet und nur die Emissionsraten im Modell von Jahr zu Jahr aktualisiert. Die Diskrepanz zwischen Modell und Messung in der Nordhemisphäre läßt sich auf diesen Umstand zurückführen, allerdings würden auch etwas kleinere Emissionsraten eine bessere Übereinstimmung bewirken. Der Bereich der Intertropischen Konvergenzzone (ITCZ) erweist sich als Barriere für den meridionalen Transport und zeichnet sich durch einen steilen Konzentrationsgradienten aus.

In Abbildung 4 sind die Modellresultate für den Januar und den Juli in der untersten Modellschicht einander

gegenübergestellt. Deutlich ist zu erkennen, wie die stärkere vertikale Stabilität der Troposphäre im Winter im Vergleich zum Sommer die bodennahen Konzentrationswerte in der Region der Emissionsquellen erhöht. Über dem Atlantik und Pazifik befindet sich die oben angesprochene ^{85}Kr -Front im Bereich der ITCZ, welche ihre Position jahreszeitlich verändert. Auch die süd- und ostasiatische Monsunregion weist einen zirkulationsbedingten Jahresgang in der ^{85}Kr -Konzentration auf.

3.3 Kohlendioxyd (CO_2)

Das atmosphärische CO_2 besitzt eine wesentlich komplexere Quellen- und Senkenverteilung als die radioaktiven Edelgase der beiden vorangegangenen Beispiele. In diesem Abschnitt sollen einige Resultate einer Studie vorgestellt werden, die mit dem Ziel unternommen wurde, die raumzeitliche Konzentrationsverteilung des atmosphärischen CO_2 zu simulieren, um dabei, durch Vergleich mit Beobachtungen, Rückschlüsse auf Quellen und Senken zu ermöglichen.

Als Quellen und Senken des CO_2 werden im Modell u. a. dargestellt:

- Das bei der Verbrennung von fossilen Brennstoffen freiwerdende CO_2 .
- Der jahreszeitliche Austauschfluß von CO_2 zwischen der Atmosphäre und der terrestrischen Biosphäre; d.h. der Kohlenstoff, der bei der Photosynthese der Atmosphäre entzogen und beim Abbau organischen Materials (heterotrophe Respiration) wieder zugeführt wird. Die Stärke der Photosynthese wird dabei mit Hilfe von Satellitendaten („Vegetations-Index“) festgelegt, während die Respiration durch die Bodentemperatur kontrolliert wird.
- Der CO_2 -Austauschfluß zwischen Atmosphäre und Ozean. Dieser Fluß wird proportional angenommen zur Differenz zwischen dem vorgeschriebenen CO_2 -Partialdruck im Oberflächenozean und dem CO_2 -Partialdruck in der untersten Schicht der Modellatmosphäre.

Aufgrund dieser verschiedenen Quellen und Senken resultiert ein recht komplexes raumzeitliches atmosphärisches CO_2 -Konzentrationsfeld. Auf Zeitskalen von mehr als einem Jahr dominiert der globale Konzentrationsanstieg von jährlich etwa 1.6 ppm, hervorgerufen durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe (vgl. MAIER-REIMER, dieses Heft). Da die fossilen Quellen vorwiegend in der Nordhemisphäre liegen, ergibt sich im Jahresmittel ein Konzentrationsunterschied zwischen den Hemisphären von etwa 2-3 ppm. Der Vegetationszyklus der Landbiosphäre seinerseits erzeugt einen Jahresgang in der CO_2 -Konzentration mit einer Amplitude in den unteren Schichten der nördlichen Troposphäre von 6-10 ppm und von nur 1-2 ppm in der Südhemisphäre.

Die Simulation mit dem dreidimensionalen Transportmodell des MPI gibt recht gut sowohl die an verschiedenen Stationen beobachtete jahreszeitliche Schwankung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration (Abbildung 5), als auch das jahreszeitlich gemittelte Konzentrationsfeld (Abbildung 6) wieder.

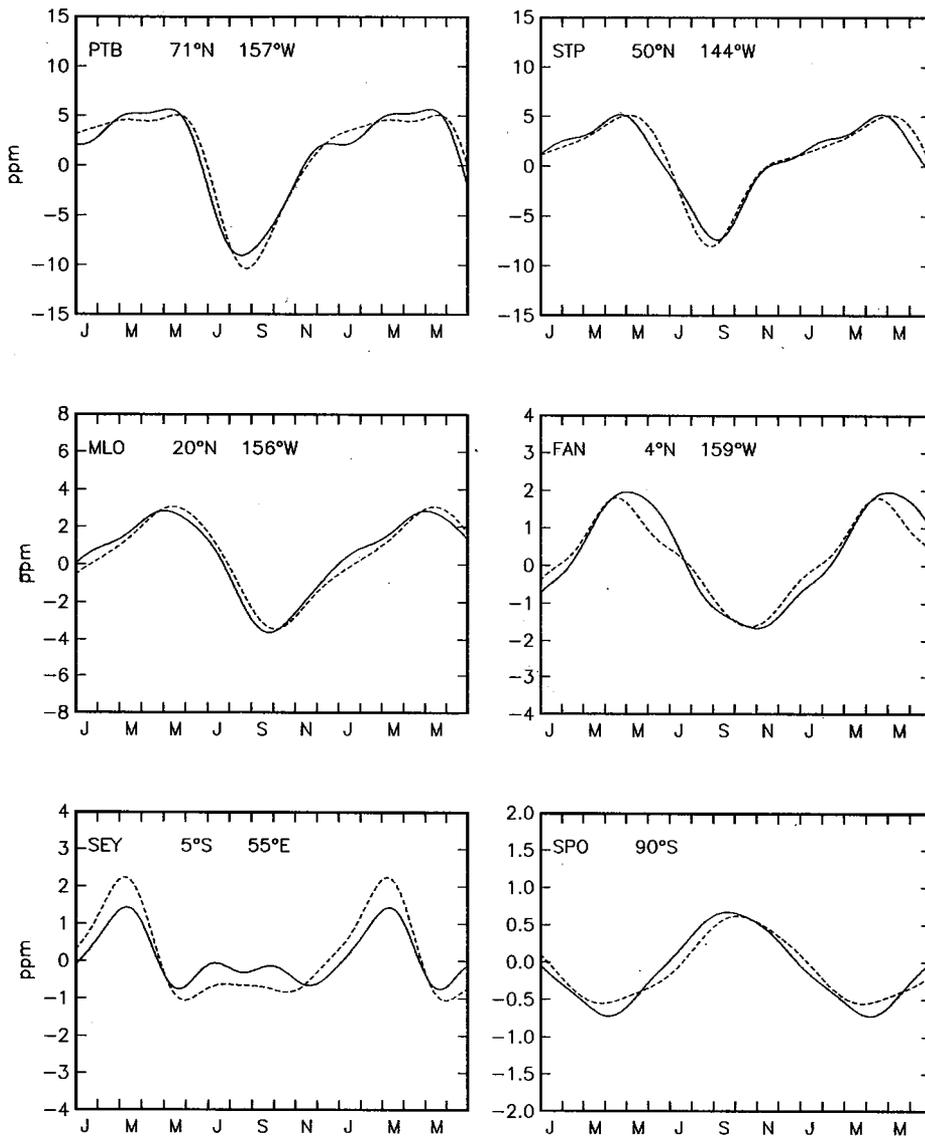


Abb. 5: Beobachtete (gestr. Linie) und berechnete (ausgez. Linie) jahreszeitliche Schwankung des CO₂ an 6 ausgewählten Stationen. Die Konzentrationen sind in ppm als Abweichung vom Jahresmittelwert aufgetragen. Modellresultate und Daten wurden gefiltert, dargestellt ist die Summe der ersten 4 Harmonischen der Grundfrequenz von einem Jahr.

Aus der Modellrechnung lassen sich die Beiträge der einzelnen CO₂-Komponenten an der jahreszeitlichen Konzentrationsschwankung bestimmen. Während in der Nordhemisphäre die Landbiosphäre das Signal dominiert, wird in den Tropen (insbesondere in der Monsunregion) ein substantieller Beitrag durch die jahreszeitlichen Zirkulationsänderungen erzeugt. Dies ist im CO₂-Konzentrationsverlauf bei der Station SEY (Seychelles Islands, 5°S, 55°E) zu erkennen, der ein Maximum im Februar zur Zeit des Wintermonsun aufweist. Zu diesem Zeitpunkt erreichen mit CO₂ angereicherte Luftmassen aus der Nordhemisphäre die Insel im Indischen Ozean. Der jahreszeitliche Austausch von CO₂ mit dem Ozean ist, im Vergleich mit dem Signal der Landbiosphäre, nur südlich vom Äquator von Bedeutung. Die Rechnung zeigt, daß die gesamte nördliche Landbiosphäre jährlich während der Vegetationsperiode netto $6,5 \cdot 10^{12}$ kg Kohlenstoff aufnimmt und im folgenden Winter wieder an die Atmosphäre zurückgibt (HEIMANN et al. 1988). Zum Vergleich: der anthropogene Eintrag an CO₂ aus fossilen Quellen betrug 1980 $5 \cdot 10^{12}$ kg Kohlenstoff.

4 Beispiele ozeanischer Tracer

Die Zirkulation der Atmosphäre ist durch meteorologische

Messungen relativ gut belegt; im Gegensatz dazu fehlen umfassende Daten über die Ozeanzirkulation. Daher kommt den Spurenstoffen als Indikatoren von Transportvorgängen im Ozean eine hervorragende Bedeutung zu. Drei Zeitskalen stehen dabei aus der Sicht der Klimaforschung im Vordergrund:

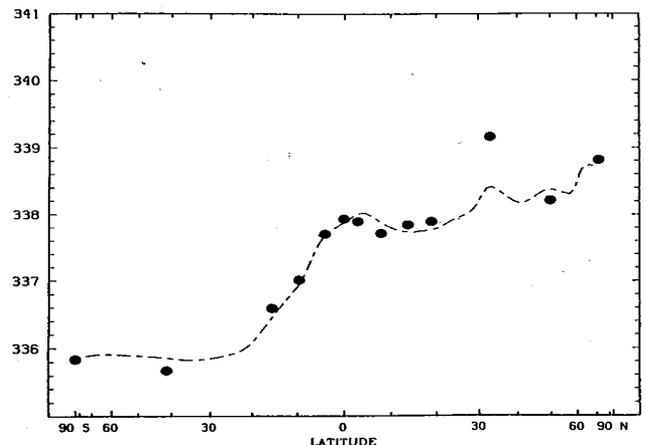


Abb. 6: Beobachtete (Punkte) und berechnete (gestr. Linie) jahreszeitlich gemittelte CO₂-Konzentration in ppm im Jahre 1980 entlang eines Meridianschnittes in der Mitte des Pazifiks auf Meereshöhe.

1. Die Zeitskala der Deckschicht (ca. 0,5 Jahre).
2. Die Durchmischungszeit der Thermokline (ca. 20 Jahre).
3. Die Umwälzrate der Tiefenwasserzirkulation (ca. 500 Jahre).

Mit Hilfe der radioaktiven Isotope Tritium (^3H) und Radio-kohlenstoff (^{14}C) lässt sich das Mischungsverhalten des Ozeans in den Bereichen (2) und (3) recht gut dokumentieren.

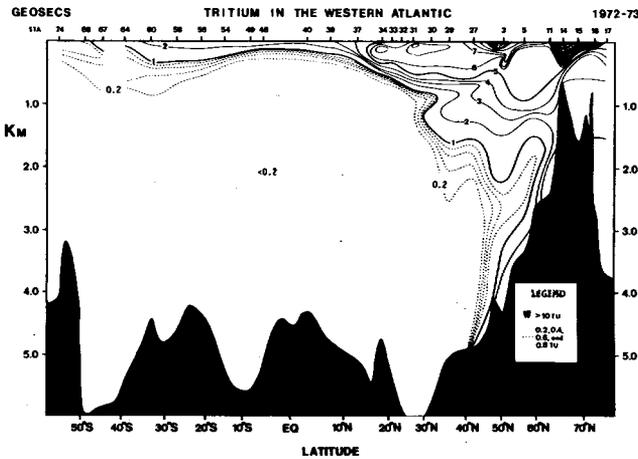


Abb. 7: Gemessene ^3H -Konzentration 1972-73 in einem Meridionalschnitt durch den westlichen Atlantik. Einheit: Tritium Units.

4.1 Tritium (^3H)

Tritium (^3H), mit einer Halbwertszeit von 12,4 Jahren, wird einmal natürlich in der Stratosphäre durch die kosmische Strahlung erzeugt und gelangt über den Wasserkreislauf in den Ozean. Die Produktionsrate beträgt im globalen Mittel etwa $0.25 \text{ Atome cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$. Daraus ergeben sich für den Oberflächenozean ^3H Konzentrationswerte kleiner als $0,3 \text{ T. U.}^{\circ}$. Wegen der kurzen Halbwertszeit im Vergleich

zu typischen Zirkulationszeiten des tiefen Ozeans besitzen die tiefer liegenden Wassermassen praktisch kein natürliches ^3H .

Die natürliche ^3H Verteilung lässt sich allerdings heute praktisch nicht mehr nachweisen, da sie durch Tritium aus Kernwaffentests maskiert wird. Dieses Bombentritium wurde in großen Mengen in der Stratosphäre erzeugt und gelangte mit einer Zeitkonstante von etwa 1 Jahr in die Troposphäre, wo es durch Ausregnen und Wasserdampfaustausch den Oberflächenozean erreichte. Hier wurden an einzelnen Stellen Konzentrationswerte von weit über 10 T. U. erreicht. Mischungsvorgänge im Ozean verfrachten dieses ^3H in die Tiefe. Da die Bombentests vorwiegend in der Nordhemisphäre stattfanden, und da die Verweilzeit von ^3H in der Troposphäre kurz ist, wurde der größte Teil des Bombentritiums in die Ozeane nördlich des Äquators eingetragen.

Abbildung 7 zeigt die Verteilung des ^3H entlang eines Meridionalschnittes im Westatlantik, wie sie zu Beginn der 70er Jahre während der GEOSECS-Expedition beobachtet wurde. Man erkennt deutlich das Eindringen des Bombentritiums in die Tiefe zwischen 50°N und 65°N südlich der Island-Grönland Schwelle. Weite Teile des Atlantischen Wasserkörpers tiefer als 1 km weisen noch kein Bombentritium auf. Die Tritiumfront wurde im Bereich des Nordatlantik in den 80er Jahren erneut während der TTO-Expedition dokumentiert. Das Eindringen des Bombentritiums lässt sich als Test für ein Zirkulationsmodell verwenden. Der Eintrag an ^3H als Funktion der geographischen Lage und der Zeit wurde von WEISS und ROETHER (1980) ermittelt.

Abbildung 8 zeigt das Resultat einer Modellsimulation die mit dem globalen Ozeantracermmodell des MPI berechnet wurde (MAIER-REIMER und HASSELMANN, 1987) ent-

$^{\circ}$ Tritium Units, $1 \text{ T. U.} = 10^{-18} \text{ } ^3\text{H} \text{ Atome pro H Atom}$

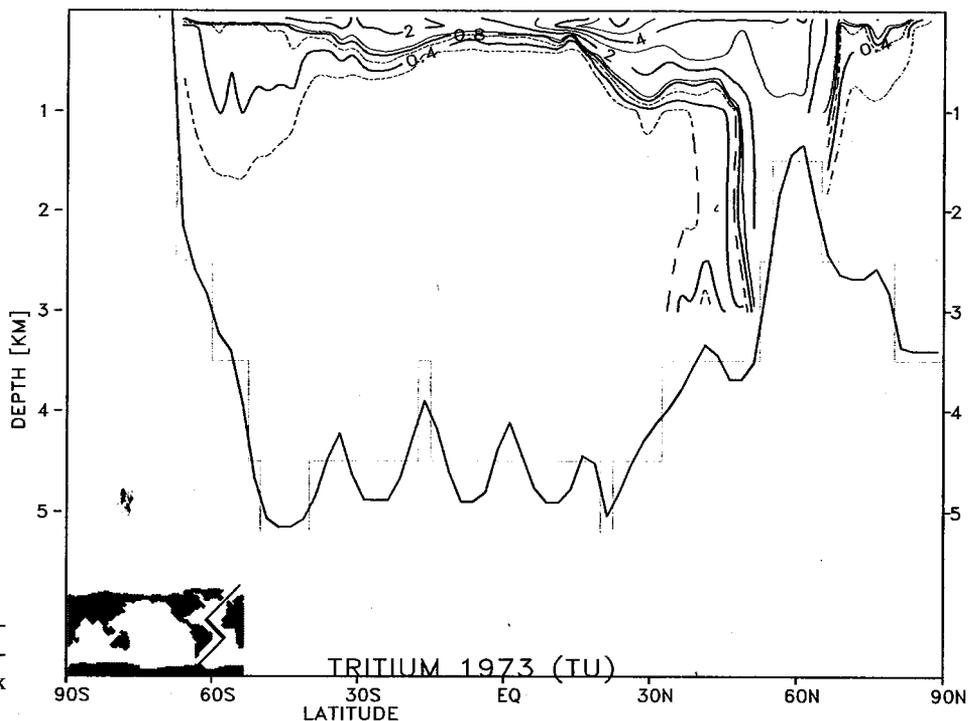


Abb. 8: Mit dem Ozeantransportmodell berechnete ^3H -Verteilung im westlichen Atlantik für 1973.

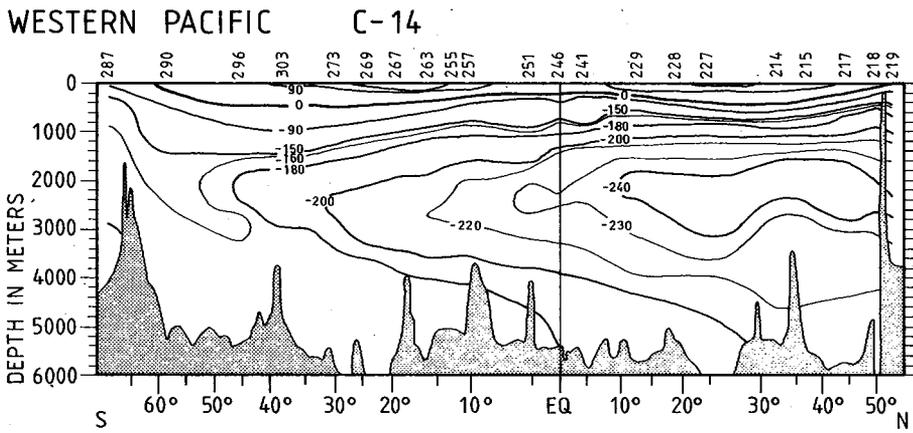


Abb. 9: Gemessene ^{14}C -Konzentration 1974 in einem Meridionalschnitt durch den westlichen Pazifik. Einheit: ‰ - Abweichung von der vorindustriellen Atmosphärenkonzentration.

lang eines Meridionalschnittes im Atlantik. Die gute Übereinstimmung zwischen Modell und Daten läßt auf eine realistische Simulation der Aufnahmefähigkeit des Ozeans für anthropogenes CO_2 schließen (vgl. MAIER-REIMER, dieses Heft).

4.2 Radiokohlenstoff (^{14}C)

Radioaktiver Kohlenstoff (^{14}C) wird in der Atmosphäre (2/3 in der Stratosphäre, 1/3 in der Troposphäre) durch Neutronen der kosmischen Strahlung aus Stickstoffatomen (^{14}N) erzeugt. Die Produktionsrate beträgt im globalen Mittel etwa $2,2 \text{ Atome cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Sie schwankt mit der Stärke des Geomagnetfeldes und mit der solaren Aktivität, welche beide die galaktische Komponente der kosmischen Strahlung abschirmen. In erster Näherung kann die Produktionsrate jedoch während der letzten 10000 Jahre als zeitlich konstant angesehen werden. Das ^{14}C wird im Kohlenstoffkreislauf (vgl. MAIER-REIMER, dieses Heft) verfrachtet und zerfällt mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren. Die natürliche ^{14}C -Konzentration beträgt in der Atmosphäre etwa $1,2 \cdot 10^{-12}$ ^{14}C -Atome pro C-Atom.

Diesem fast-stationären Zustand des natürlichen ^{14}C sind zwei anthropogene Störungen überlagert: Einerseits bewirkte der Eintrag von ^{14}C -freiem CO_2 aus fossilen Brennstoffen eine Erniedrigung des $^{14}\text{C}/\text{C}$ Verhältnisses seit Beginn der industriellen Periode (sog. „Suess-Effekt“). Diese Abnahme betrug in der Atmosphäre etwa 2% im Jahre 1950. Andererseits wurde bei den Kernwaffentests während der 50er und Anfangs der 60er Jahre künstlich ^{14}C erzeugt und in den Kohlenstoffkreislauf eingebracht, was eine Zunahme der Atmosphärenkonzentration auf das 1,7-fache der vorindustriellen Konzentration zur Folge hatte. Im Gegensatz zum ^3H ist die Troposphäre bezüglich des ^{14}C wegen seiner relativ langen atmosphärischen Lebensdauer (ca. 10 Jahre) gut durchmischt. Das ^{14}C aus den Kernwaffentests gelangt daher durch Gasaustausch relativ symmetrisch zum Äquator in den Ozean.

Innerhalb des Ozeans wird ^{14}C nicht nur durch das Strömungsfeld verfrachtet, sondern auch durch den marinen biologischen Kohlenstoffkreislauf transportiert. Da letzterer Effekt jedoch von zweitrangiger Bedeutung ist, spiegelt die ozeanische ^{14}C -Verteilung primär das großräumige ozeanische Zirkulationsfeld wieder. Aufgrund seiner relativ langen Halbwertszeit dokumentiert das ^{14}C insbesondere die Umwälzraten des ozeanischen Tiefenwassers.

Abbildung 9 zeigt die während der GEOSECS-Expedition gemessene ^{14}C -Verteilung in einem Meridionalabschnitt im westlichen Pazifik. (Die Konzentrationen sind in ‰-Abweichung von einer Standardkonzentration angegeben, welche in etwa der atmosphärischen vorindustriellen ^{14}C -

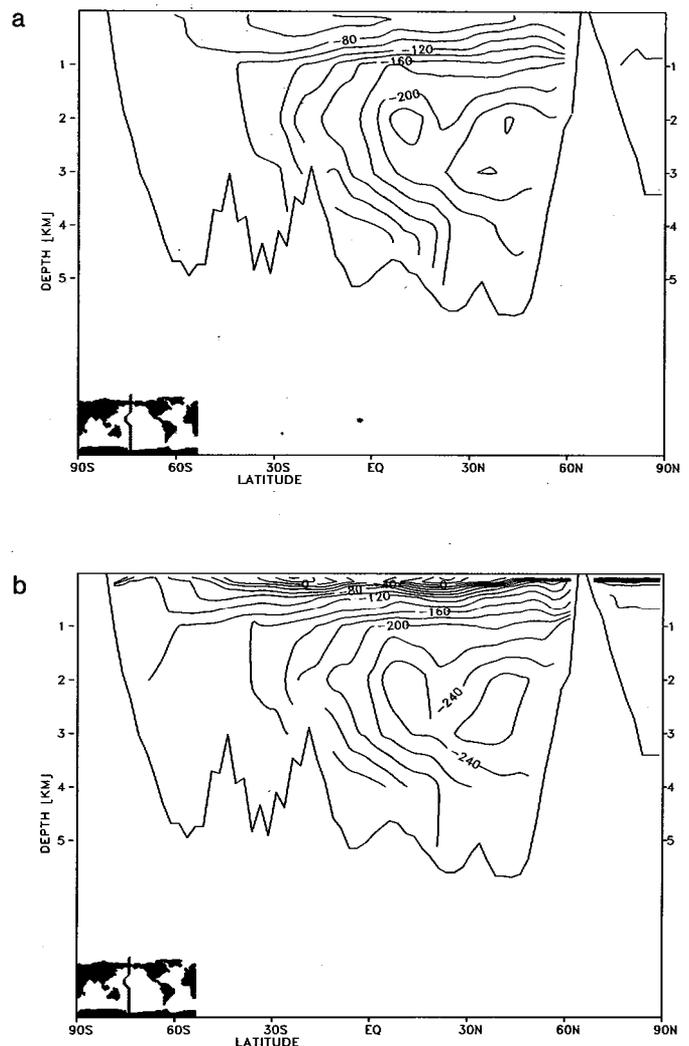


Abb. 10: ^{14}C -Verteilung in einem Meridionalschnitt im westlichen Pazifik, berechnet mit dem Ozeantransportmodell. a): Natürliche, stationäre ^{14}C -Verteilung; b): ^{14}C -Verteilung im Jahre 1973.

Konzentration entspricht). Das älteste Wasser findet sich in etwa 2500 m Tiefe im Bereich des Nordpazifik. Das darunter liegende Tiefenwasser wird durch Zufluß an ^{14}C -reicherem („jüngerem“) Wasser aus südlicher Richtung gespeist. Oberhalb von 500m Tiefe erkennt man das Eindringen des ^{14}C aus den Kernwaffentests. Abbildungen 10a und b zeigen im Vergleich dazu die Resultate der Modellsimulation. Abbildung 10a stellt im Bereich des Westpazifiks den vorindustriellen stationären Zustand dar. Hierzu wurde das Ozeantransportmodell über 4000 Modelljahre mit einer konstanten atmosphärischen ^{14}C -Produktionsrate integriert. In Abbildung 10b findet sich die simulierte ^{14}C -Verteilung für 1973, welche den Suesseffekt und das Bomben- ^{14}C einschließt.

Der Vergleich mit den Daten zeigt, daß das Modell auch auf diesen langen Zeitskalen die Mischungsvorgänge im Ozean realistisch wiedergibt.

Literatur

- HEIMANN, M.; C. D. KEELING u. C. J. TUCKER: A three dimensional model of atmospheric CO_2 transport based on observed winds: 3. Seasonal cycle and synoptic time scale variations, in Vorbereitung, 1988.
- MAIER-REIMER, E. u. K. HASSELMANN: Transport and storage of CO_2 in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model, *Climate Dynamics*, 2, 63-90, 1987.
- POLIAN, G.; G. LAMBERT; B. ARDOUIN; A. JEGOU: Long-range transport of continental radon in subantarctic and antarctic areas, *Tellus*, 38B, 178-189, 1986.
- PRATHER, M., Numerical advection by conservation of second-order moments, *J. Geophys. Res.*, 91, 6671-6681, 1986.
- RATH, H. K.: Dissertation, Heidelberg 1988.
- WEISS, W. u. W. ROETHER: The rates of tritium input to the world oceans, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 49, 447-452, 1980.
- WUNSCH, C. u. J.-F. MINSTER: Methods for box models and ocean circulation tracers: mathematical programming and nonlinear inverse theory, *J. Geoph. Res* 87,5647-5662, 1982.