Zur saisonalen Variation des ozeanischen Kohlendioxidpartialdrucks

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorlegt von

Katharina Dorothea Kurz

aus Derby/England

Hamburg. im August 1993

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

aufgrund der Gutachten von .....

und .....

Hamburg, den

(Sprecher des Fachbereiches Geowissenschaften)

MEINER MUTTER

Zusammenfassung

Die ozeanische Kohlenstoffaufnahme ist proportional zu dem Partialdruckunterschied zwischen Atmosphäre und Ozean (ΔpCO_2), wobei die saisonale Variation des atmosphärischen Kohlenstoffgehalts über dem Ozean sehr gering ist (weniger als 10 ppm bei der heutigen Konzentration von $\approx$ 350 ppm). Die Variation des Kohlenstofftransports über die Meeresoberfläche wird somit hauptsächlich durch die Variabilität des ozeanischen Kohlenstoffgehalts in der Oberfläche bestimmt. Aus Messungen des ozeanischen Kohlendioxidpartialdrucks (pCO_2) erhält man einen Einblick in die Prozesse, die für eine ΔpCO_2-Variation und somit für eine Variation des CO_2-Flusses verantwortlich sind. Auf Grund der begrenzten Anzahl von ΔpCO_2-Messungen kann aber noch keine globale Verteilung der ozeanischen Kohlenstoffquellen und -senken angegeben werden.

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, durch eine realistische Simulation des Jahresganges des ozeanischen CO_2-Partialdrucks mit dem Hamburger Kohlenstoffkreislaufmodell zu einer globalen Quellen-und Senkenverteilung zu gelangen. Hierfür mußte im wesentlichen der Einfluß der saisonalen marinen Biosphäre berücksichtig werden.

Es wurde ein einfaches biologisches Modell entwickelt und in das dreidimensionale Hamburger Kohlenstoffkreislaufmodell implementiert. Das biologische Modell ermöglichte es, die lokale Partialdruckvariation für verschiedene Ozeanregionen zu simulieren. Das Planktonmodell bedingt eine Verlagerung der Produktionszonen und somit eine Verbesserung der vertikalen Tracerverteilungen. Insbesondere die Sauerstoff- und die Phosphatverteilung im Pazifik zeigen nun eine gute Übereinstimmung mit den Daten der GEOSECS-Expedition.

Die einzelnen biologischen Prozesse werden durch einen global einheitlichen Basisparameter, modifiziert durch funktionale Abhängigkeiten von lokalen physikalischen Größen, beschrieben. Die global einheitliche Formulierung des biologischen Systems und die relativ gute Reproduktion der Beobachtungsdaten erlaubt es, auch Aussagen über die Partialdruckvariation in weniger beprobten Meeresregionen zu machen.

Die globale Quellen- und Senkenverteilung für atmosphärischen Kohlenstoff wird mit den widersprüchlichen Hypothesen von Heimann (1993) und Tans et al. (1990) verglichen werden. Die Modellergebnisse liegen näher an der von

Heimann postulierten Senkenverteilung. Dennoch wird kein substantieller interhemisphärischer Kohlendioxidgradient ausgebildet. An Hand des Modells kann ein Teil des Widerspruchs zwischen den beiden Ansätzen erklärt werden.

Inhalt

1 Einleitung 1

2 Grundlagen des Kohlenstoffkreislaufs 6

2.1 Kohlenstoffchemie des Meerwassers 7

2.2 Biologische Effekte 11

2.3 Gasaustausch 17

3 Beobachtungen der Partialdruckdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre 19

4 Beschreibung des Kohlenstoffkreislaufmodells HAMOCC3 25

4.1 Strömungsfeld 26

4.2 Kohlenstoff 28

4.2.1 Gasaustausch 30

4.2.2 Biologische Prozesse 31

4.3 Tracerverteilungen 38

4.4 Simulation des Partialdrucks 42

4.4.1 Regionale Verteilung 42

4.4.2 Saisonale Variation des pCO_2 43

5 Implementierung eines Planktonmodells 48

5.1 Zooplankton 50

5.2 Lokale Dynamik des Systems 54

5.3 Implementierung des Planktonmodells in das HAMMOC3 58

5.4 Verteilung 64

5.5 Variation des Oberflächenpartialdrucks 73

5.6 Diskussion 79

6 Regionale ozeanische Aufnahme von CO_2 **81**

6.1 Anthropogene CO_2-Störung 83

7 Zusammenfassung und Ausblick **90**

8 Literaturverzeichnis **97**

1 Einleitung

Die Atmosphäre besteht nur zu 0.03 % aus Kohlendioxid, aber durch seine Absorbtionseigenschaften ermöglicht dieses Gas, daß Leben in der uns bekannten Form auf der Erde existieren kann. Die atmosphärischen Kohlendioxidmoleküle werden durch die langwellige Wärmestrahlung der Erde angeregt, reflektieren die Strahlung zurück in Richtung Erdoberfläche und tragen so zu einer bodennahen Temperaturerhöhung bei. Ohne diesen Treibhauseffekt, der durch den Wasserdampf in der Atmosphäre noch verstärkt wird, betrüge die Erdoberflächentemperatur ca. -15 °C, sofern die gleiche Albedo vorausgesetzt wird (Houghton et al., 1990). Veränderungen der atmosphärischen Kohlendioxidkonzentration (CO_2) stellen somit ein Potential dar, unser Klima zu beeinflussen (Revelle und Suess, 1957). So zeigen z.B. die Daten aus Lufteinschlüssen in Eisbohrkernen eine eindrucksvolle Korrelation zwischen der Variation des atmosphärischen CO_2 und der Lufttemperatur (Barnola et al., 1987). Hohe CO_2-Konzentrationen gehen einher mit Warmzeiten, während Eiszeiten begleitet werden von niedrigen CO_2-Konzentrationen. Die Beziehung von Ursache und Wirkung zwischen Temperatur- und CO_2-Variation ist allerdings nicht geklärt.

Eine deutliche Zunahme der atmosphärischen CO_2-Konzentration (12 % in 30 Jahren) wird seit 1958 auf dem hawaiischen Vulkan Mauna Loa und an der Station Siple am Südpol gemessen (Keeling et al., 1989, Houghton et al., 1990). Die Ursachen des Anstiegs sind die Verbrennung fossiler Energieträger sowie Änderung der Landnutzung. Etwa die Hälfte der Emission aus der Verbrennung fossiler Ressourcen verbleibt in der Atmosphäre (Keeling et al., 1982). Für den anderen Teil der Emission stehen vor allem die terrestrische Biosphäre und der Ozean als mögliche Senken zur Verfügung. Der Austausch zwischen der Atmosphäre und anderen Reservoiren, z.B. den Tiefseesedimenten, ist zu gering, um auf Zeitskalen von Dekaden einen relevanten Beitrag zu liefern.

Die Rolle der terrestrischen Biosphäre im Kohlenstoffkreislauf ist sehr komplex. Auf Grund der Vielfältigkeit von Pflanzengemeinschaften und Bodenbeschaffenheiten läßt sich der Umfang des gebundenen Kohlenstoffs nur grob abschätzen. Fluktuationen in der Kohlenstoffspeicherung festzustellen, ist so-

mit entsprechend schwierig. Aktive Eingriffe des Menschen in die terrestrische Biosphäre, z.B. durch Rodungen oder Änderung der Landnutzung verringern zumeist das Speichervermögen. Zusätzlich zu der jährlichen anthropogenen Emission durch die Nutzung fossiler Brennstoffe (z.Z. rund 6 GtC = 6 Gigatonnen Kohlenstoff = $6 \cdot 10^{15}$ g C) werden etwa 1-2 GtC/Jahr durch veränderte Landnutzung freigesetzt (Houghton et al., 1990). Der Verbleib dieser zusätzlichen Emission ist ungewiß.

Die ozeanische CO_2-Aufnahmekapazität wurde schon 1896 von dem Naturforscher S. Arrhenius (Revelle, 1985) abgeschätzt. Die chemische Zusammensetzung von Meerwasser ermöglicht es, unter Berücksichtigung des gesamten Ozeanvolumens, mehr als fünf Sechstel einer atmosphärischen Störung zu absorbieren. Allerdings beträgt die Umwälzrate des Ozeans mehrere tausend Jahre, so daß der abgeschätzte Wert von Arrhenius erst in einem neuen Gleichgewichtszustand erreicht werden kann.
Modelle der ozeanischen Zirkulation geben, bei realistischer Kalibrierung, deutlich niedrigere Werte für die CO_2-Aufnahme (Oeschger et al., 1975, Siegenthaler, 1983, Maier-Reimer und Hasselmann, 1987, Sarmiento et al., 1992). Keines dieser Modelle kann, basierend auf realen Emissionsdaten, den beobachteten atmosphärischen Anstieg reproduzieren. Das Hamburger Kohlenstoffkreislaufmodell (HAMOCC3 = Hamburg Model of the Ocean Carbon Cycle 3) nimmt im Jahr 1989 nur rund 1.6 GtC auf, wobei realistische Emissionsraten von 1800 bis 1989 vorgeschrieben wurden. Aus dem beobachteten CO_2-Anstieg kann abgeschätzt werden, daß 3 GtC von den 5.4 Gt emittierten Kohlenstoffs im Jahr 1989 in der Atmosphäre verbleiben. Um die CO_2-Bilanz zu schließen, bedarf es einer zusätzlichen Senke (dies könnte die terrestrische Biosphäre sein) von 0.8 GtC.

Bisher wurden Modelle des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs nur bezüglich der globalen CO_2-Aufnahme und der Reproduktion des atmosphärischen CO_2-Anstiegs untersucht, ohne die lokale Quellen- und Senkenverteilung der Erdoberfläche zu beachten. Keeling et al. (1989) führten erstmals Untersuchungen über die meridionale Struktur der Senkenverteilung durch. Der Ausstoß von fossilem Kohlenstoff findet hauptsächlich auf der Nordhemisphäre statt. Es bildet sich zwischen der Süd- und Nordhalbkugel ein CO_2-Konzentrationsgradient

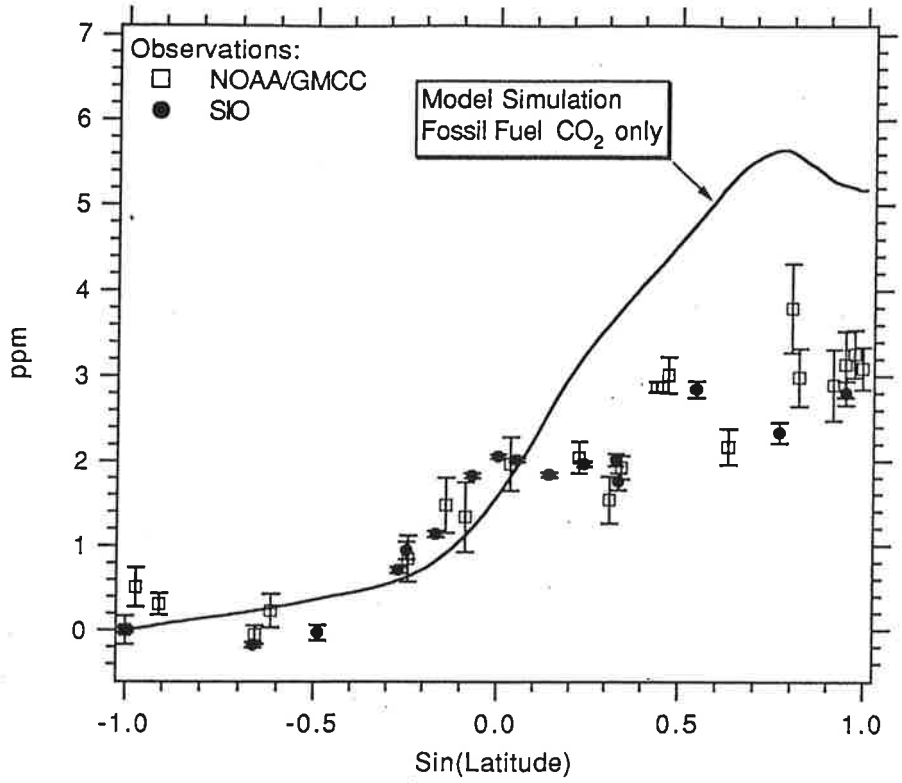

Abbildung 1: Interhemisphärischer Gradient der Kohlenstoffkonzentration in der Atmosphäre relativ zu der Konzentration am Südpol. Die ausgezogene Linie zeigt die Verteilung, die sich auf Grund der Emission ergeben würde, sofern keine terrestrischen oder ozeanischen Senken berücksichtigt werden. Die Symbole kennzeichnen Meßwerte von Schiffs- und Landstationen (Heimann, 1993).

aus, da die interhemisphärische Mischungszeit rund 1.3 Jahre beträgt (Jacob et al., 1987). Die Messungen der atmosphärischen CO_2-Konzentration zeigen einen Nord/Süd-Gradienten von rund 3 ppm (ppm = parts per million = millionstel Volumenanteile)(Abb. 1). Ohne die Berücksichtigung von terrestrischen oder ozeanischen Senken ergaben Berechnungen mit einem Transportmodell für die Atmosphäre einen Gradienten von 5 ppm (Heimann und Keeling (1989) (Abb. 1, durchgezogene Linie). Die erhaltene Verteilung stimmt nur südlich des Äquators mit den beobachteten Meßwerten überein. In der Nordhemisphäre zeigt sich ein Unterschied von 2 ppm, so daß dort eine CO_2-Senke existieren muß, die jährlich rund 2 GtC absorbiert (Heimann, 1993).

Um festzustellen, ob die postulierte Senke in der terrestrischen Biosphäre oder im Ozean liegt, untersuchte Heimann die meridionale Verteilung des Kohlenstoffisotops ^{13}C. Die Speicherung von Kohlenstoff in der Biosphäre hat eine Anreicherung des Kohlenstoffisotops ^{13}C in der Atmosphäre zur Folge. Heimann berechnete den interhemisphärischen ^{13}C-Gradienten für eine biosphärische und eine ozeanische Senke in der Nordhemisphäre. Die Annahme einer ozeanischen Senke brachte eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten. Somit schloß er eine relevante Speicherung von anthropogenem Kohlenstoff in der terrestrischen Biosphäre der Nordhalbkugel aus.

Die ozeanische CO_2-Aufnahme ist eine Funktion des Partialdruckunterschieds (ΔpCO_2) und eines von der Windgeschwindigkeit abhängigen Gasaustauschkoeffizienten. Befindet sich die postulierte Senke im Ozean, muß demnach ein entsprechender Partialdruckgradient zwischen Ozean und Atmosphäre vorhanden sein. Tans et al. (1990) stellten einen globalen Satz von ΔpCO_2-Daten zusammen. Sie konnten aber keinen ausreichenden pCO_2-Gradienten feststellen, der die Hypothese einer nordhemisphärischen ozeanischen Senke bestätigte. Daher folgerten sie, daß die wesentliche CO_2-Senke in der Landbiosphäre zu suchen ist.

Die Arbeiten von Heimann und Tans et al. kommen somit zu widersprüchlichen Schlußfolgerungen. Das Ergebnis von Tans et al. basiert allerdings auf ΔpCO_2-Daten, die sowohl zeitlich als auch räumlich große Lücken aufweisen. In der vorliegenden Arbeit wird ein realistisches Kohlenstoffkreislaufmodell für den Ozean entwickelt, mit dem die saisonale und regionale Variation des Partialdrucks simuliert werden kann. Die resultierende CO_2-Senkenverteilung kann dann mit den Hypothesen von Keeling et al. (1989), Heimann (1993) und Tans et al. (1990) verglichen werden.
Es werden zunächst die beobachteten Partialdruckvariationen und ihre Ursachen zusammengefaßt (Kapitel 2 und 3). Kapitel 4 gibt eine Einführung in das Hamburger Kohlenstoffkreislaufmodell des Ozeans (HAMOCC3) und untersucht den simulierten Jahresgang des ozeanischen Partialdrucks. Durch die Einbeziehung verschiedener biologischer Prozesse in das HAMOCC3 gelangt man zu einer besseren Reproduktion der Partialdruckvariation und somit zu einer flächendeckenden Information über die Quellen- und Senkenverteilung

des Ozeans (Kapitel 5).
Die Ergebnisse eines Modellexperiments mit anthropogener Störung werden mit Beobachtungen verglichen, wobei auch die Auswirkung von räumlich und zeitlich geringer Datendichte auf die globale Flußabschätzung untersucht wird (Kapitel 6). Kapitel 7 gibt eine Zusammenfassung und einen Ausblick auf weitere Anwendungen und Sensitivitätsstudien, die mit dem erweiterten Kohlenstoffkreislaufmodell durchgeführt werden können.

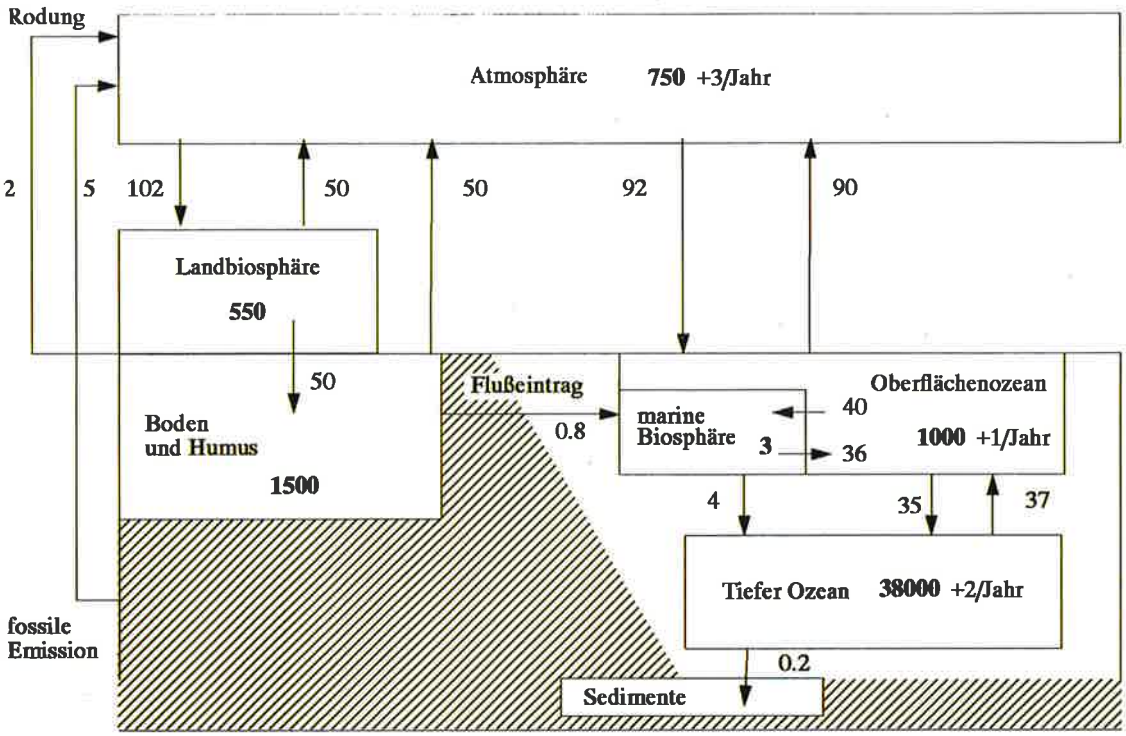

Abbildung 2: Kohlenstoffkreislauf und Umfang der bedeutendsten Reservoire. Speichergröße der Reservoire in GtC (=10^9 tC). Austauschraten in GtC pro Jahr (nach Houghton et al., 1990)

2 Grundlagen des Kohlenstoffkreislaufs

Das heutige Klima wird durch eine atmosphärische Kohlenstoffkonzentration von ca. 350 ppm (Konzentrationsangabe als millionster Teil eines gegebenen Volumens) bestimmt. Zu den in der Atmosphäre gespeicherten 750 GtC (ein ppm in der Atmosphäre entspricht etwa 2.123 GtC) kommen jährlich rund 7 GtC aus der Nutzung fossiler Brennstoffe und durch Veränderung der Landnutzung (Abb. 2). Etwa die Hälfte der Emission wird durch den Oberflächenozean und die terrestrische Biosphäre aufgenommen, wobei über die Stärke der einzelnen Senken derzeit noch diskutiert wird (Keeling et al, 1989, Tans et al., 1990). Der jährliche Austausch zwischen der Atmosphäre und den beiden angrenzenden Reservoiren beträgt je etwa 100 GtC. Kleine Änderungen dieses starken Bruttoflusses sind nur schwer festzustellen. Dennoch zeigen sich Veränderungen des ozeanischen oder terrestrischen Kohlenstoffspei-

chers in der atmosphärischen Konzentration. So wird die atmosphärische CO_2-Konzentrationserniedrigung während der letzten Eiszeit hauptsächlich auf Veränderungen des Kohlenstoffkreislaufs im Ozean zurückgeführt (Knox Ennever und McElroy, 1985, Toggweiler und Sarmiento, 1985, Wenk und Siegenthaler, 1985). Heinze et al. (1991) wiesen nach, daß durch eine langsamere Ozeanzirkulation ein Großteil des beobachteten CO_2-Signals erklärt werden kann.

Der Ozean enthält die fünfzigfache Kohlenstoffmenge der Atmosphäre und ist das größte Reservoir mit einer engen Kopplung an die Atmosphäre. Die Größe des Reservoirs und die chemischen Eigenschaften von Meerwasser bestimmen die ozeanische Aufnahmefähigkeit. Schon 1896 schätzte S. Arrhenius, daß 83 % einer atmosphärischen Störung vom Ozean absorbiert werden können (Arrhenius, nach Revelle, 1985). Arrhenius legt allerdings die gesamte ozeanische Wassermasse für die Bestimmung zu Grunde. In direktem Kontakt mit dem atmosphärischen Reservoir steht aber nur die etwa 50 m dicke gut durchmischte Deckschicht des Ozeans. Die aktuelle Aufnahme einer atmosphärischen Störung wird durch die Meerwasserchemie der Oberfläche und dem Austausch zwischen der durchmischten und den darunterliegenden Schichten kontrolliert.

In den folgenden Abschnitten dieses Kapitels wird eine Einführung in die chemischen und biologischen Kohlenstoffprozesse in Meerwasser gegeben. Diese Prozesse sind für die Kohlenstoffkonzentration in der Oberflächenschicht und somit für den Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre bedeutend, auf den in Abschnitt 2.3 näher eingegangen wird.

2.1 Kohlenstoffchemie des Meerwassers

Der Partialdruck eines Gases wird beschrieben als Funktion der Konzentration des Stoffes im Wasser und der Löslichkeit, wobei letztere wiederum eine Funktion der Wassertemperatur ist. Für den ozeanischen Partialdruck des Kohlenstoffes (pCO_2) ergibt sich damit :

$$pCO_2 = [H_2CO_3]/\alpha \qquad (1)$$

wobei $[H_2CO_3]$ die Kohlensäurekonzentration im Meerwasser (in mol C/l) und

α die Löslichkeit der Kohlensäure (in mol C l^{-1} ppm^{-1}) in Wasser bezeichnet. Mit zunehmender Temperatur verringert sich die Löslichkeit, d.h. der Partialdruck steigt. Als grobe Abschätzung kann man für ein Grad Celsius Temperaturerhöhung einen Partialdruckanstieg von 4% annehmen (Takahashi et al., 1983).

Für Sauerstoff kann man bei gegebenem Partialdrück und gegebener Temperatur die Konzentration von O_2 in Meerwasser berechnen. Kohlendioxid aber ist im Vergleich zu Sauerstoff kein inertes Gas, d.h. die Kohlensäure dissoziiert zu Hydrogenkarbonat und Karbonat unter Freisetzung von Wasserstoffionen

$$H_2CO_3 \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+ \tag{2}$$

$$HCO_3^- \rightleftharpoons CO_3^{2-} + H^+ \tag{3}$$

Die Summe der drei Konzentrationen Kohlensäure, Hydrogenkarbonat und Karbonat ergibt die Gesamtkohlenstoffkonzentration im Wasser

$$\sum CO_2 = [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \tag{4}$$

Die Dissoziation des Kohlenstoffs in Meerwasser wird beeinflußt durch gelöste Stoffe wie Natrium, Kalium, Magnesium und Kalzium (alle besitzen positive Ladungen) und den negativ geladenen Ionen Chlor, Bor, Brom und Sulfat. In Meerwasser überwiegen die Kationen der stark dissoziierenden Säuren gegenüber den Anionen der starken Basen, so daß die Dissoziation von schwächeren Säuren bedingt wird.

Die Summe der Konzentrationen aller schwach dissoziierenden Säuren, gewichtet mit ihrem Elektronenüberschuß, wird als Alkalinität bezeichnet und in Ladungsäquivalenten gemessen. Da Kohlensäure in Meerwasser den größten Beitrag liefert, kann man sich in erster Näherung auf die Karbonatalkalinität beschränken

$$Alk = [HCO_3^-] + 2 \cdot [CO_3^{2-}] \tag{5}$$

Eine andere schwach dissoziierende Säure ist die Borsäure, die einen Beitrag von rund 5 % zur Alkalinität liefert.

$$H_2O + B(OH)_3 \rightleftharpoons B(OH)_4^- + H^+ \tag{6}$$

Die ozeanische CO_2-Speicherung wird durch die Puffereigenschaft des Bors um rund 20 % erhöht (Maier-Reimer und Hasselmann, 1987). Für die nachfolgenden Betrachtungen der Eigenschaften des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs

wird der Einfluß von Bor, der Komplexität wegen, vernachlässigt. Im Hamburger Kohlenstoffkreislaufmodell ist die Dissoziation von Bor aber berücksichtigt.

Eine Veränderung der Ionenkonzentrationen, d.h. des Gleichgewichtszustandes, wird unverzüglich durch Dissoziation ausgeglichen. Das Verhältnis der Ionenkonzentrationen ist somit bei gegebener Temperatur, Salzgehalt und hydrostatischem Druck festgelegt, und mit Hilfe des Massenwirkungsgesetzes können Dissoziationskonstanten bestimmt werden (Mehrbach et al., 1973, Goyet und Poisson, 1989).

$$k_1 = \frac{[HCO_3^-][H^+]}{[H_2CO_3]} \tag{7}$$

$$k_2 = \frac{[CO_3^{2-}][H^+]}{[HCO_3^-]} \tag{8}$$

Mit steigender Temperatur, steigendem Druck und sinkendem Salzgehalt nimmt der Wert der Dissoziationskonstanten zu, d.h. das Reaktionsgleichgewicht verschiebt sich zu den Ionenformen (siehe Gl. (2) und (3)).

Da in Seewasser nur rund 1 % des Gesamtkohlenstoffs als Kohlensäure $[H_2CO_3]$ vorliegt, kann angenommen werden, daß $\sum CO_2 \approx [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$ ist. Bei gegebener Temperatur, Salzgehalt und Druck, d.h. gegebenen Dissoziationskonstanten k_1 und k_2, findet man an Hand der Gleichungen (4) und (5) einfache Beziehungen für die Berechnung der Anteile von Hydrogenkarbonat und Karbonat bei bekannter Alkalinität und $\sum CO_2$.

$$[H_2CO_3] = \frac{k_1}{k_2} \frac{(2 \sum CO_2 - Alk)^2}{Alk - \sum CO_2} \tag{9}$$

$$[HCO_3^-] = 2 \sum CO_2 - Alk \tag{10}$$

$$[CO_3^{2-}] = Alk - \sum CO_2 \tag{11}$$

In Seewasser mit einer Alkalinität von 2350 μequiv. l^{-1} und einer Gesamtkohlenstoffkonzentration von 2150 μmol C/l liegt somit fast der gesamte gelöste Kohlenstoff in Form von Hydrogenkarbonat vor (90 %). Der Anteil von Karbonat beträgt 9 %. Nur etwa 1 % des Gesamtkohlenstoffs steht als Kohlensäure im Austausch mit der Atmosphäre. Den ozeanischen Partialdruck erhält man aus Gleichung (1) bei Division durch die Löslichkeit α.

An Hand der Gleichungen (9) - (11) können einige Eigenschaften des marinen Kohlenstoffs leicht verdeutlicht werden.

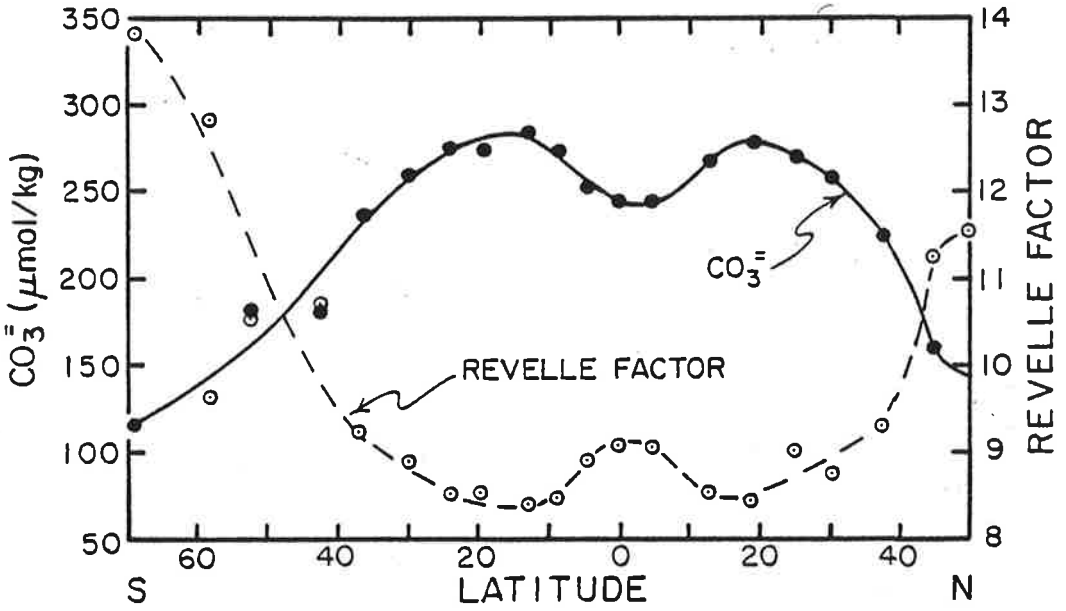

Abbildung 3: Mittlere zonale Karbonationenkonzentration (in μmol C/l) und entsprechender Pufferfaktor (nach Broecker und Peng, 1982)

Die Erhöhung der Gesamtkohlenstoffkonzentration $\sum CO_2$, z.B. durch Aufnahme von atmosphärischem Kohlendioxid (wobei die Alkalinität nicht verändert wird), vermindert die Karbonat- und erhöht die Hydrogenkarbonatkonzentration. Das gelöste Gas reagiert mit Karbonat und bildet Hydrogenkarbonat.

Aus der partiellen Differentiation der Gl.(9) nach der Gesamtkohlenstoffkonzentration erhält man eine Beziehung für die relative Änderung der Gesamtkohlenstoffkonzentration bei einer Änderung der Kohlensäurekonzentration

$$\frac{d[H_2CO_3]}{[H_2CO_3]} = \zeta \cdot \frac{d\sum CO_2}{\sum CO_2} \tag{12}$$

wobei

$$\zeta = \frac{4}{2 - \mathrm{Alk}/\sum CO_2} + \frac{1}{\mathrm{Alk}/\sum CO_2 - 1} \approx 10 \tag{13}$$

Bei einer Erhöhung des ozeanischen Partialdrucks um 10 % erhöht sich die Gesamtkohlenstoffkonzentration nur um 1 %.

Diese Eigenschaft der chemischen Pufferung bewirkt, daß der Ozean 83 % einer atmosphärischen Störung aufnehmen kann. Allerdings ist zu berücksich-

tigen, daß die Zeitskala eines solchen Aufnahmeverhaltens durch die ozeanische Umwälzrate von mehreren 1000 Jahren bestimmt wird.
Man erkennt, daß bei geringem Konzentrationsunterschied zwischen Alkalinität und $\sum CO_2$, d.h. einer geringen Karbonatkonzentration (vgl. Gl.(11)), der Pufferfaktor ζ größere Werte annimmt (Abb. 3). Für den Ozean bedeutet ein höherer Wert von ζ einen größeren "Widerstand" bei der Aufnahme von atmosphärischem CO_2.

Analog kann man den Einfluß einer Alkalinitätsänderung auf die Kohlensäurekonzentration bestimmen. Die Differentiation von Gl.(9) nach der Alkalinität ergibt

$$\frac{d[H_2CO_3]}{[H_2CO_3]} = \zeta_a \cdot \frac{d\mathrm{Alk}}{\mathrm{Alk}} \tag{14}$$

mit

$$\zeta_a = \frac{-2}{2\sum CO_2/\mathrm{Alk} - 1} - \frac{1}{1 - \sum CO_2/\mathrm{Alk}} \approx -9.4 \tag{15}$$

Eine Alkalinitätserhöhung, z.B. durch biologische Aktivität (siehe Katipel 2.2), von einem Prozent hat eine Partialdruckerniedrigung von nahezu 10 % zur Folge.

Der Vollständigkeit wegen sei noch der Einfluß einer Salzgehaltsänderung beschrieben.

$$\frac{d[H_2CO_3]}{[H_2CO_3]} = 0.94 \cdot \frac{d\mathrm{S}}{\mathrm{S}} \tag{16}$$

Eine Änderung im Salzgehalt wird zumeist durch Verdunstung oder Niederschlag herbeigeführt, wodurch ebenfalls die Konzentrationen von Alkalinität und Gesamtkohlenstoff geändert werden. Der schwache Einfluß einer Salzgehaltsänderung auf den ozeanischen Partialdruck wird durch die Konzentrationsänderung verstärkt, so daß eine 1.0 prozentige Salzgehaltsänderung eine 1.5 prozentige Änderung im Partialdruck bewirken kann (Takahashi et al., 1986).

2.2 Biologische Effekte

Im vorangegangenen Abschnitt wurde die Variation des Partialdrucks durch Änderung der physikalischen Größen des Meerwassers (Temperatur und Salzgehalt) und durch Änderungen der Konzentration der Alkalinität oder des Gesamtkohlenstoffs beschrieben. Eine Änderung der Gesamtkohlenstoffkonzentration kann z.B. durch Gasaustauschprozesse mit dem atmosphärischen

Kohlenstoffreservoir verursacht werden.
Außerdem können auch biologische Aktivitäten in der Wassersäule die Gesamtkohlenstoffkonzentration und die Alkalinität ändern. Bevor darauf näher eingegangen wird, werden einige grundlegende biologische Prozesse erläutert.

Analog zur terrestrischen Biosphäre erfolgt die Kohlenstoffaufnahme der marinen Biologie durch Photosynthese. Das ozeanische Phytoplankton bildet Chlorophyll unter Verwendung von Kohlenstoff, Phosphat und Nitrat

$$\begin{aligned} &\text{Chlorophyll} && + \text{Sauerstoff} \\ &\rightleftharpoons \text{Kohlenstoff} && + \text{Nitrat} + \text{Phosphat} + \text{Meerwasser} \qquad (17) \\ \sum C_{122}\, H_{355}\, O_{120}\, N_{16}\, P &&& + 172 O_2 \\ &\rightleftharpoons 122 CO_2 && + 16 NO_3^- + H_2PO_4^- + 168\, H_2O + 17\, H^+ \end{aligned}$$

Das erstmals von Redfield et al. (1963) bestimmte Verhältnis von Phosphat zu Nitrat zu Kohlenstoff in Phytoplankton ist zirka 1:16:122 (Takahashi et al., 1985). Es ist bemerkenswert, daß die Zusammensetzung von organischem Material das gleiche Verhältnis von Phosphat zu Nitrat aufweist, wie die Konzentrationen der im Ozean gelösten Elemente. Ob hier eine Anpassung der Biologie an die Umgebung stattfand oder die biologischen Prozesse den Ozean entsprechend verändert haben, ist unklar.
Die Produktion von organischem Material entzieht dem Wasser Kohlenstoff und senkt somit den Gesamtkohlenstoffgehalt sowie den Partialdruck. Gleichzeitig erfolgt eine Alkalinitätserhöhung, bedingt durch den Entzug von Wasserstoffionen (Gl.(17)), die für die Aufnahme von Stickstoff benötigt werden. Somit wird durch die Produktion von einem Mol organischen Kohlenstoffs die Alkalinität um zirka 0.16 equiv. erhöht (Baes, 1982). Der Kohlenstoffentzug und die Alkalinitätserhöhung bewirken eine Absenkung des Partialdrucks. Es wurde beobachtet, daß starke biologische Aktivität innerhalb von wenigen Wochen eine pCO_2-Erniedrigung von 200 ppm verursachen kann (Watson et al., 1991, Whitfield, 1991).

Neben zellulärem Material bildet Plankton Schalen und Skelette aus. Die verwendeten Materialien sind Silikat, z.B. bei Diatomeen und Radiolarien, oder Kalziumkarbonat, z.B. bei Coccolithen und Foraminiferen. Letztere spielen

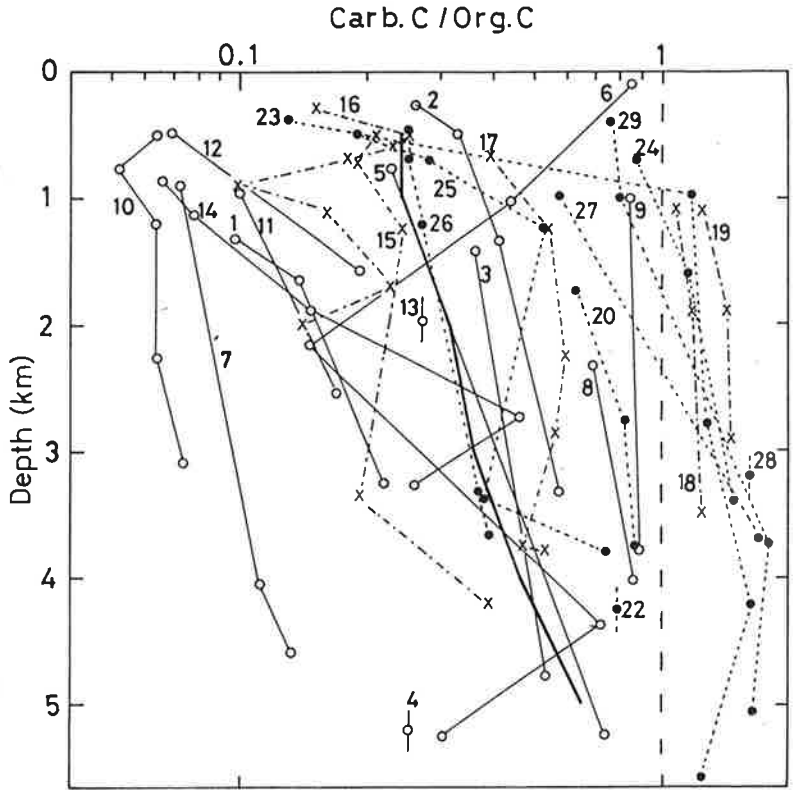

Abbildung 4: Verhältnis von Kalziumkarbonat zu organischem Material in planktonischen Organismen als Funktion der Tiefe. Die Symbole kennzeichnen Messungen aus polaren Gebieten ($> 40^o$ Kreise), gemäßigte Breiten ($< 35^o$ Punkte) und der Äquatorregion (Kreuze) (Tsunogai und Noriki, 1991).

eine wichtige Rolle im Kohlenstoffkreislauf. Die Produktion dieser Schalen und Skelette entzieht dem umgebenden Wasser Karbonat, d.h. es werden der Gesamtkohlenstoff und die Alkalinität verringert.

$$[Ca^{2+}] + [CO_3^{2-}] \rightleftharpoons [CaCO_3] \tag{18}$$

Da Karbonat einen starken Beitrag zur Alkalinität liefert (siehe Gl.(5)), resultiert der Entzug von CO_3^{2-} in einer Partialdruckerhöhung. Es ist somit für den ozeanischen pCO_2 entscheidend, welche Art von Plankton gebildet wird. Sedimentfallenuntersuchungen (Suess, 1980, Tsunogai und Noriki, 1991) geben Aufschluß über das Mengenverhältnis von organischem Material zu Kalziumkarbonatschalen, das die Produktionszone verläßt (Abb. 4). In einer Tiefe von 500 Meter findet man einen globalen Mittelwert von einem Teil Kalziumkarbonat zu vier Teilen organischem Kohlenstoff. Mit zunehmender Tiefe verringert

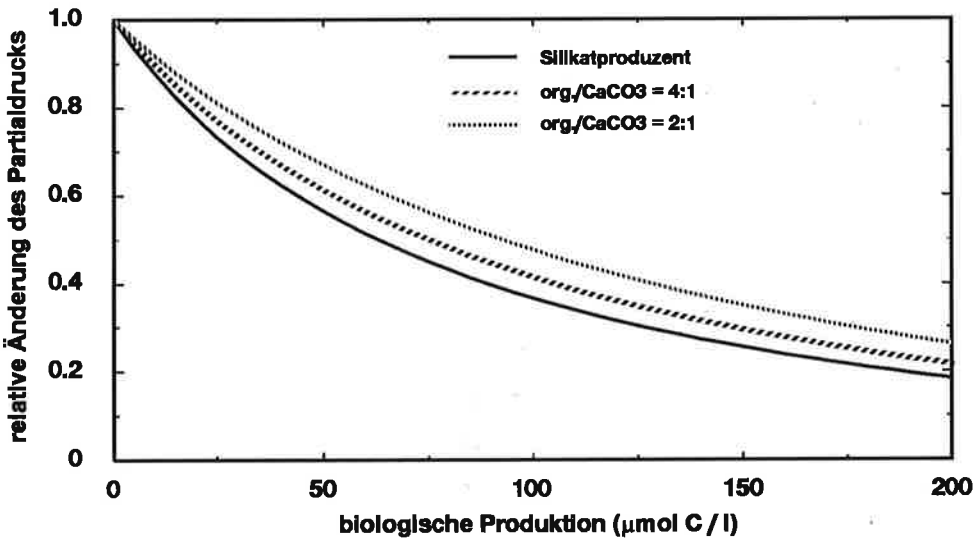

Abbildung 5: Prozentuale Abnahme des ozeanischen Partialdrucks bei Bildung von organischem Material bei einer Alkalinität von 2200 μequiv./lund einer Gesamtkohlenstoffkonzentration von 2100 μmol C/l. Es wurden drei verschiedene Verhältnisse von organischem zu Kalkschalenmaterial angenommen: reine Silikatbildner (durchgezogene Linie); org. Material/$CaCO_3$ = 4 : 1 (gestrichelte Linie); org. Material/$CaCO_3$ = 2 : 1 (gepunktete Linie)

sich der Anteil von organischem Material, wobei die regionale Variation der Oberflächenwerte bis in große Tiefen erkennbar bleibt.
An Hand der obengenannten Verhältnisse von Gewebe- zu Schalenmaterial kann man zusammenfassend schließen, daß die biologische Aktivität in jedem Fall den Partialdruck reduziert. Die Stärke der Reduktion wird durch die Bildung von Kalziumkarbonat vermindert (Abb. 5).

Das organische Material, das die euphotische Zone verläßt, sinkt in größere Tiefen und wird remineralisiert, d.h. in seine Bestandteile aufgelöst. Kohlenstoff, Nitrat und Phosphat werden entsprechend der Redfield-Verhältnisse an das Meerwasser abgeben, wobei zur Auflösung des organischen Materials gleichzeitig Sauerstoff konsumiert wird (siehe Gl.(17), linke Seite). Die mittlere vertikale Verteilung von Phosphat (Abb. 6) zeigt ein Konzentrationsmaxium in einer Tiefe von rund 1000 m. Parallel hierzu findet man in gleicher Tiefe ein Sauerstoffminimum. Die Koexistenz eines PO_4-Maximums und eines O_2-Minimums weist somit auf starke Remineralisation hin.
Die Schalen- und Skeletteile sinken ohne nennenswerte Auflösungserscheinun-

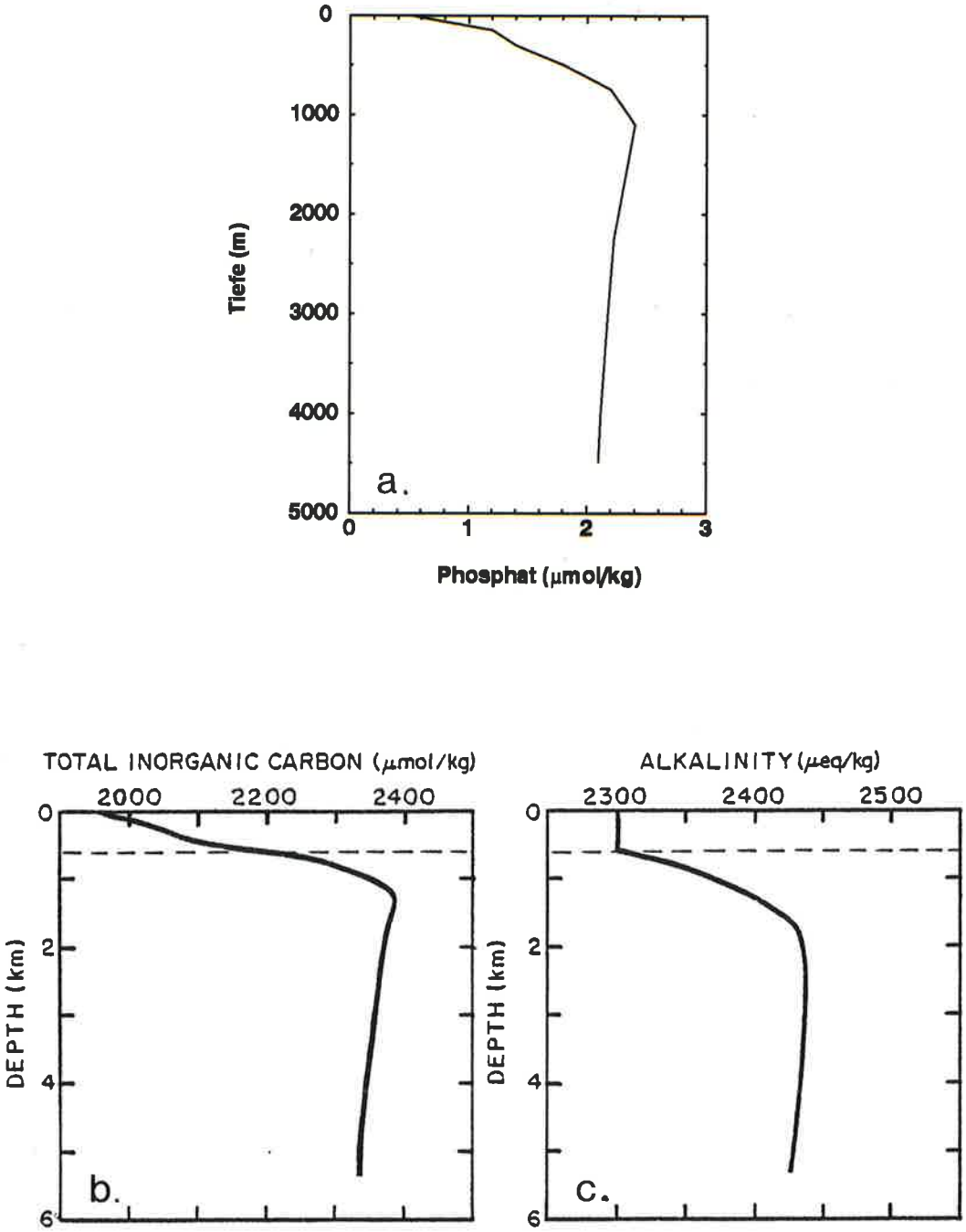

Abbildung 6: Global gemittelte Konzentration als Funktion der Tiefe
a. Phosphat in μmol/ kg (nach Levitus et al., 1991)
b. Gesamtkohlenstoff in μmol/ kg
c. Alkalinität in μequiv./ kg (b. und c. nach Broecker und Peng, 1982)

gen durch die Wassersäule. Silikatschalen werden erst am Meeresboden aufgelöst, obwohl Meerwasser in Bezug auf Silikat (Opal) untersättigt ist (Broecker und Peng, 1982). Das für den Kohlenstoffkreislauf wichtigere Kalziumkarbonat zeigt erst unterhalb einer gewissen Tiefe Spuren der Auflösung. Kalzium ist im Ozean nahezu homogen verteilt, so daß die Auflösung der Kalziumkarbonatschalen durch die Verteilung von Karbonat und den herrschenden Durck bestimmt wird. In den oberen Schichten der Wassersäule zeigt sich eine starke Karbonatübersättigung, so daß man eine spontane Kristallisation von Kalziumkarbonat erwarten würde. Dennoch wird $CaCO_3$ fast ausschließlich durch biologische Aktivität gebildet.
Die Konzentration von Karbonat nimmt mit der Tiefe ab. Unterhalb des Tiefenbereichs, der eine Karbonatsättigung aufweist (Lysokline), beginnt die Auflösung der Kalkschalen. Die Tiefe der Lysokline variiert innerhalb des Ozeans und liegt im Atlantik, Indik und im Südlichen Ozean unterhalb von 4 km Wassertiefe. Im Nordpazifik, der die höchsten Gesamtkohlenstoffkonzentrationen aufweist, findet man die Lysokline in zirka 1 km Wassertiefe.

Das unterschiedliche Auflösungsverhalten von Gewebe- und Schalenmaterial spiegelt sich auch in der vertikalen Verteilung von Gesamtkohlenstoff und Alkalinität wieder. Das Maxium der Gesamtkohlenstoffkonzentration liegt z.B. im Nordpazifik zirka ein Kilometer höher als das Alkalinitätsmaxium (Abb. 6, Broecker und Peng, 1982). Vertikale Vermischungsprozesse bringen Wasser mit einer höheren Konzentration von Alkalinität und Kohlenstoff an die Oberfläche. Da aber das Alkalinitätsmaxium tiefer liegt, wird relativ mehr Kohlenstoff als Alkalinität an die Oberfläche transportiert. Somit resultieren vertikale Vermischungsprozesse zumeist in einer pCO_2-Erhöhung.

Zusammenfassend dargestellt, reduzieren die biologischen Prozesse die Kohlenstoff und Nährstoffkonzentration, sowie die Alkalinität in der Oberflächenschicht des Ozeans. Ohne biologische Aktivitäten würde der atmosphärische Partialdruck auf das Doppelte des heutigen Wertes, rund 600 ppm, ansteigen. Einerseits bestimmt die biologische Pumpe die heutige atmosphärische CO_2-Konzentration, andererseits bleibt ihr Einfluß auf die atmosphärische Konzentration gleich, solange die ozeanische Dynamik unverändert ist; dies gilt inbesondere in einem anthropogen beeinflußten System (Broecker, 1991).

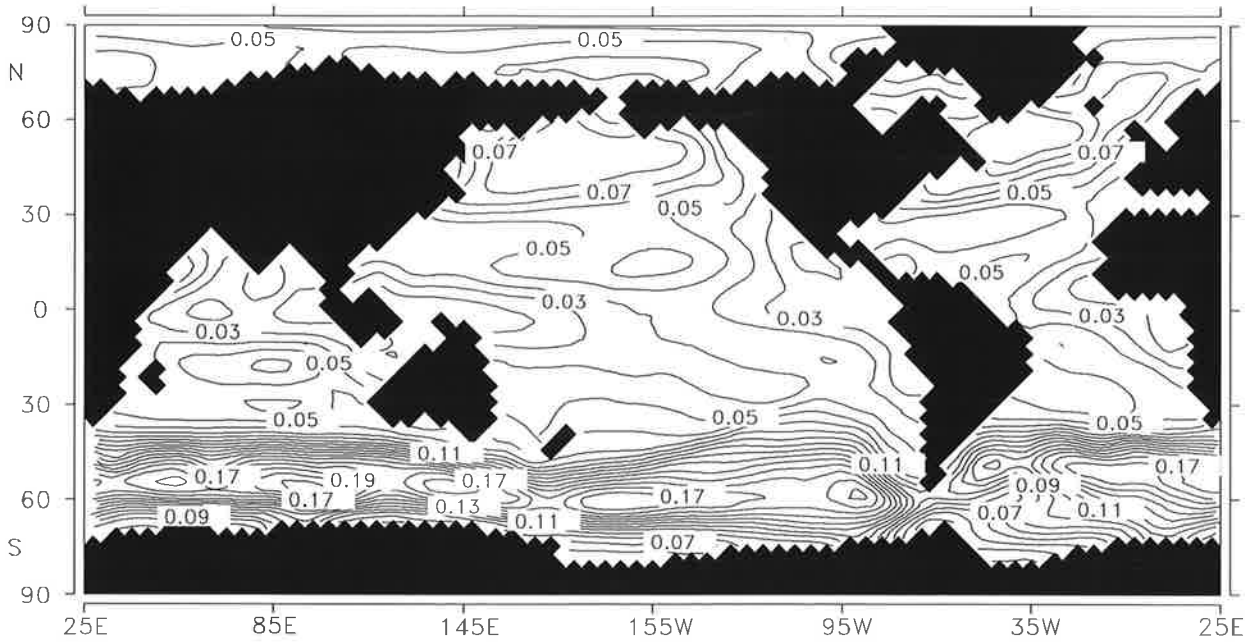

Abbildung 7: Globale Verteilung des Gasaustauschkoeffizienten im Jahresmittel (nach Heimann und Monfray, 1989), normiert auf einen globalen Mittelwert von 0.06 mol m^{-2} $Jahr^{-1}$ ppm $^{-1}$

2.3 Gasaustausch

Die vorangegangenen Betrachtungen des Kohlenstoffkreislaufs beschränkten sich auf das ozeanische Reservoir. Dieses steht in direkter Verbindung mit dem Kohlenstoff der Atmosphäre.
Kommt es an der Grenzfläche zwischen Ozean und Atmosphäre zu einem Partialdruckunterschied, erfolgt ein Konzentrationsausgleich:

$$CO_2\text{-Fluß} = \lambda \cdot (pCO_2(ozean) - pCO_2(atm)) \qquad (19)$$

wobei λ das Produkt aus der Löslichkeit α und der Transfergeschwindigkeit k ist. Gleichung (19) gilt für Gase, deren Aufnahmeverhalten durch die "wässrige" Phase beschrieben wird, d.h. der Invasion in das flüssige Medium wird mehr Widerstand entgegen gesetzt ist als dem Ausgasen. Der Widerstand rührt von der Löslichkeit des Gases her.
Der globale Mittelwert von λ kann von der zeitlichen Veränderung der durch Kernwaffentests in die Atmosphäre eingetragenen ^{14}C-Menge abgeleitet werden und beträgt $\approx$ 17 mol $Jahr^{-1}$ m^{-2} bei einer atmosphärischen CO_2-Konzentration von 300 ppm (Broecker und Peng, 1982). Die Abschätzung aus

Radon-Verteilungen gibt einen höheren Wert (22 mol Jahr^{-1} m^{-2}, Broecker und Peng, 1982). Die Gasaustauschrate λ ist hauptsächlich eine Funktion der Windgeschwindigkeit. Die Löslichkeit α und die Transfergeschwindigkeit k zeigen zwar eine starke Temperaturabhängigkeit, die sich aber nahezu gegenseitig aufhebt. Aus Windtunnelexperimenten wurde für drei Windgeschwindigkeitsregime je eine lineare Funktion für k abgeleitet (Liss und Merlivat, 1986).

$$k = \begin{cases} 0.17u_{10} & u_{10} \leq 3.6 \\ 2.85u_{10} - 9.65 & 3.6 < u_{10} \leq 13 \\ 5.9u_{10} - 49.3 & u_{10} > 13 \end{cases} \tag{20}$$

u_{10} ist die Windgeschwindigkeit in 10 Meter Höhe in m s^{-1}. Heimann und Monfray (1989) verwendeten diese Funktionen, um aus den Windgeschwindigkeitsanalysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersagen monatliche Gasaustauschraten zu berechnen. Sie berücksichtigten neben der absoluten Windgeschwindigkeit auch deren Varianz. Somit wurden Sturmepisoden, die sicherlich einen erhöhten Gasaustausch mit sich bringen, stärker gewichtet. Die monatlichen Gasaustauschraten wurden auf das Modellgitter des HAMOCC3 interpoliert. Der berechnete Jahresmittelwert ist etwa 30 % kleiner als der Wert, der aus Messungen der Verteilungen des durch Bombenversuche produzierten ^{14}C abgeleitet wurde. Die Austauschraten wurden daher mit einem Skalierungsfaktor multipliziert, so daß die regionale und saisonale Struktur erhalten bleibt, und der Jahresmittelwert dem globalen Wert entspricht. Abb. 7 zeigt die Verteilung der Gastransferrate in mol Jahr^{-1} m^{-2} ppm^{-1} im Jahresmittel. Im Äquatorbereich zwischen 10°N und 10°S liegen die niedrigsten Werte mit 0.01 mol Jahr^{-1} m^{-2} ppm^{-1}. Eine Größenordnung höhere Werte sind in den hohen südlichen Breiten, insbesonders im Indik zu finden.

3 Beobachtungen der Partialdruckdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre

Ausgehend von der Temperaturabhängigkeit der CO_2-Löslichkeit in Meerwasser erwartet man folgende meridionale Verteilung des Partialdrucks :
Die meridionale Temperaturstruktur mit hohen Werten im äquatorialen Bereich (größer als 20°C) und einer Jahresmitteltemperatur von weniger als 6°C in höheren Breiten, bedingt, daß sich die regionalen Löslichkeiten um einen Faktor 2 unterscheiden. Setzt man konstante Alkalinität und $\sum CO_2$ voraus, ergibt sich ein pCO_2-Überdruck im Warmwasserbereich und ein entsprechender Unterdruck in höheren Breiten (Abb. 8a.).
Diese Struktur wird modifiziert durch Gasaustauschprozesse, die eine Reduktion des meridionalen pCO_2-Gradienten bewirken. Ein unendlich schneller Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre würde den Partialdruckunterschied vollständig abbauen und entsprechend die meridionale Verteilung des Gesamtkohlenstoffs verändern (Abb. 8b.).
Allerdings kann die Annahme einer konstanten Verteilung von Alkalinität und $\sum CO_2$ nicht aufrecht erhalten werden. Wie in Kapitel 2 ausgeführt, modifizieren biologische Prozesse und vertikale Vermischung die Oberflächenkonzentrationen.

Die großskalige Verteilung des ΔpCO_2 zeigt in hohen Breiten generell eine negative Partialdruckdifferenz gegenüber der Atmposphäre (ΔpCO_2 kleiner als -40 ppm) (Abb. 9). Niedrige Wassertemperaturen bewirken einen geringen ozeanischen Partialdruck, der durch die starke vertikale Vermischung aufrecht erhalten wird.
Äquatorwärts stellt sich in den subtropischen Wirbeln ein Partialdruckgleichgewicht ein. In den nährstoffarmen stabil geschichteten Wirbeln fehlen Prozesse, die eine Abweichung des ozeanischen gegenüber dem atmosphärischen Partialdrucks hervorrufen können.
Zwischen 10°N und 10°S findet man einen ozeanischen Überdruck von mehr als 60 ppm. Kohlenstoffreiches Wasser aus größeren Tiefen wird durch das äquatoriale Stromsystem an die Oberfläche transportiert und durch solare Einstrahlung erwärmt. Der so erzeugte pCO_2-Überdruck wird durch die bio-

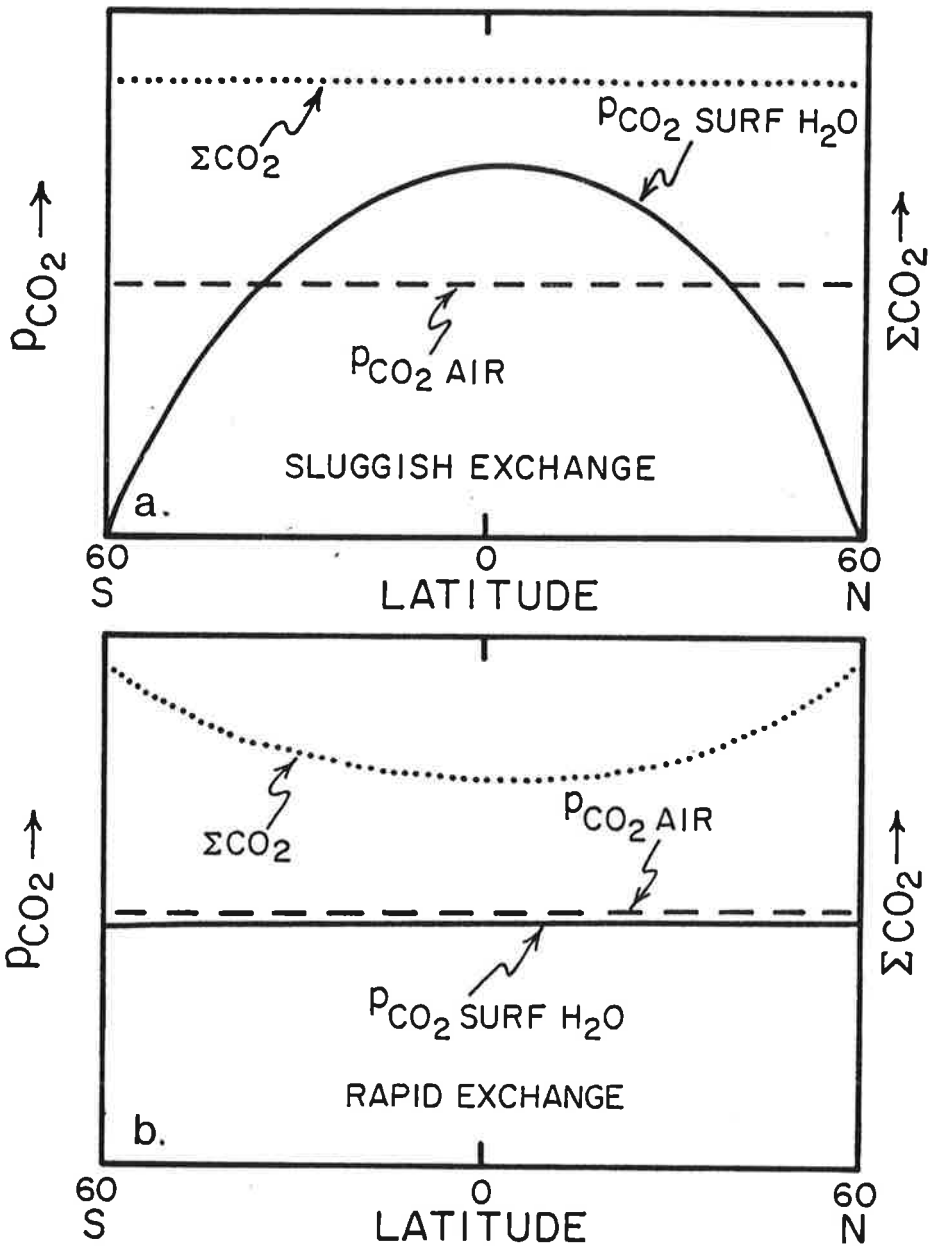

Abbildung 8: Schematische Darstellung der meridionalen Struktur der Partialdruckdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre. Die Alkalinität wird als konstant angenommen (Broecker und Peng, 1982).
a. Bei konstanter $\sum CO_2$ und geringem Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre
b. Bei raschem Partialdruckausgleich zwischen Ozean und Atmosphäre ändert sich die meridionale Verteilung der $\sum CO_2$

Abbildung 9: Globale Verteilung der Partialdruckdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre. Angaben in ppm. (Takahashi, 1987)

logische Aktivität, bedingt durch den Nährstoffreichtum des Auftriebswassers, geringfügig reduziert.

Die Atmosphäre transportiert CO_2 aus der äquatorialen Quellregion in die Senkenregionen der höheren Breiten. An Hand dieser meridionalen Zellenstruktur wäre die Quellen- und Senkenverteilung des ozeanischen Kohlenstoffs symmetrisch bezüglich des Äquators.
Die Zirkulation im Ozean zeigt nur bedingt das Gegenstück zu der Zwei-Zellenstruktur der Atmosphäre. Die zonal gemittelte meridionale Stromfunktion weist zwei Zellen symmetrisch zum Äquators auf, die durch das in niederen Breiten vorherrschende Windsystem und die Ventilation der Thermokline in höheren Breiten angetrieben werden. Diese Struktur wird überlagert durch im Nordatlantik und der Wedellsee gebildetes Tiefenwasser, das aus den Polarregionen in Tiefen zwischen einem und fünf Kilometer Richtung Äquator strömt. Broecker und Peng (1982) verglichen diese Strömung mit einem Förderband, das nordatlantisches Wasser über den Äquator hinweg zum Südlichen Ozean transportiert. Im Gebiet der Weddellsee finden zusätzliche Mischungsprozesse mit dort gebildetem Tiefenwasser statt. Aus dem antarktischen Zirkumpolarstromsystem fließt das Wasser Richtung Norden in den Pazifik und Indik. Mit

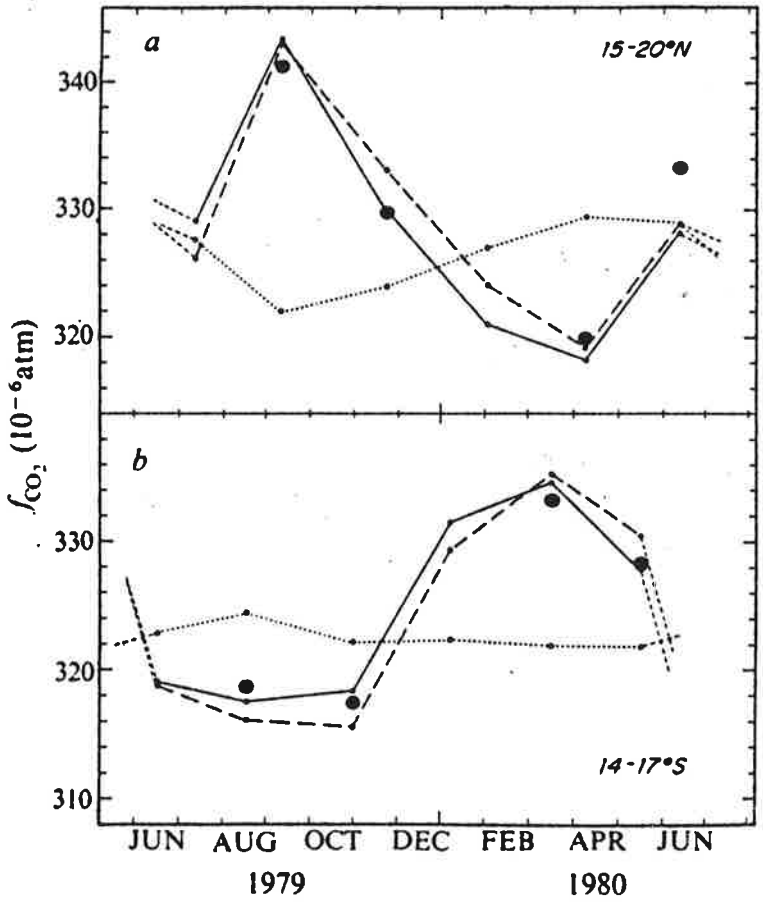

Abbildung 10: Saisonale Variation des Partialdrucks zwischen Ozean und Atmosphäre in den subtropischen Wirbeln (15-20 ° Nord und Süd). Angaben in μatm (nach Weiss et al., 1982).
Die direkten Messungen (Punkte) stimmen mit der aus Temperatur und Salzgehalt errechneten Variation des Partialdrucks unter Berücksichtigung des Gasaustauschs mit der Atmosphäre gut überein (durchgezogene Linie). Die gepunktete Linie gibt den Partialdruck der Atmosphäre an. Ohne Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean vergößert sich der Partialdruckunterschied zwischen Luft und Wasser (gestrichelte Linie).

rund 4 m pro Jahr steigt das Wasser dort auf und fließt oberflächennah zum Nordatlantik (Munk, 1966). Dieses Zirkulationssystem könnte die Ursache für den etwas ausgeprägteren Partialdruckunterschied im Nordatlantik gegenüber dem Nordpazifik bzw. der Antarktis (Abb. 9) sein.

Die oben beschriebene mittlere Verteilung wird lokal durch den Jahresgang biologischer und physikalischer Prozesse modifiziert. Die tropischen Gebiete des Pazifiks und Atlantiks weisen im allgemeinen eine geringe saisonale Variation ihrer thermohalinen Eigenschaften auf. Die Stärke des äquatorialen Auftriebs variiert um rund ein Drittel, bewirkt aber nur eine schwache sai-

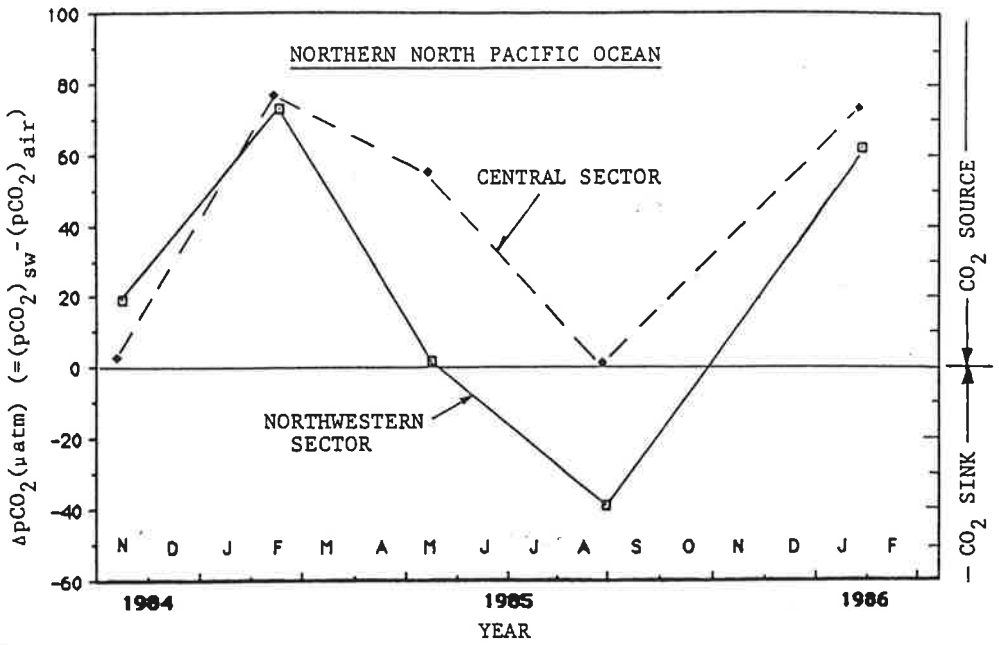

Abbildung 11: Saisonale Variation der Partialdruckdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre im Nordwestpazifik. Angaben in ppm. (nach Takahashi, 1987)

sonale Partialdruckvariation ($\pm$ 7 ppm, Wong et al., 1993). Eine Ausnahme bilden die Jahre, in denen ein El Niño Ereignis auftritt. Die großskalige Änderung der Druckverhältnisse in der Atmosphäre gehen einher mit ozeanischen Zirkulationsänderungen, so daß es zu einer Reduktion des Auftriebs kommt. Winguth et al. (1993) zeigten, daß die Nährstoffzufuhr und somit die Produktion in El Niño Jahren stark zurückgeht. Gleichzeitig nimmt aber auch der Kohlenstofftransport in die Oberflächenschicht ab, so daß der äquatoriale CO_2-Überdruck fast vollständig abgebaut wird.

Die subtropischen Wirbel zeigen eine saisonale Änderung der Partialdruckdifferenz von zirka 20 ppm (Abb. 10). Der Jahresgang folgt den Temperaturänderungen im Oberflächenwasser, da durch den abwärts gerichteten Wassermassentransport und das geringen Nährstoffangebot Mischungs- sowie biologische Prozesse nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Die subpolaren Regionen der Nordhemisphäre, insbesondere an den Westrändern der Ozeanbecken, sind durch eine pCO_2-Variation von mehr als 100 ppm gekennzeichnet. Die Temperaturvariation von mehr als 10 °C wäre ausreichend dieses CO_2-Signal zu erklären. Man findet aber, daß die Maximaltempe-

ratur im Sommer, die einen ozeanischen Überdruck erzeugen würde, mit einem Partialdruckminimum zusammenfällt (Abb. 11). Die niedrigen Sommerwerte des Partialdrucks werden durch die starke biologische Produktion erzeugt, die den Temperatureffekt überkompensiert. In den Wintermonaten, in denen die mittlere Wassertemperatur auf 4°C absinkt, bewirken vertikale Vermischungsprozesse den Transport von kohlenstoffreichem Wasser zur Oberfläche und somit eine Partialdruckerhöhung.
Der Jahresgang des pCO_2 in der Südhemisphäre ist auf Grund der geringen Datendichte nicht vollständig erfaßt. Metzl et al. (1991) fanden im Südindik,insbesondere im Bereich von Fronten, eine starke regionale ΔpCO_2-Variation. In der Wedellsee und dem südlichen Atlantik zeigt sich im Südsommer (November - März) eine starke CO_2-senke mit ΔpCO_2-Werten von -100 ppm (Takahashi et al. 1992).

Zusammenfassend läßt sich der Ozean in drei Regionen aufteilen (vgl. Abb. 9):
1. Tropen ohne nennenswerten Jahresgang im Partialdruck,
2. Subtropen und Osträander der Ozeanbecken in subpolaren Breiten, die einen schwachen, zumeist temperaturkontrollierten Jahresgang aufweisen und
3. subpolare und polare Bereiche der Nordhemisphäre mit starkem Jahresgang, der, um sechs Monate phasenverschoben zum Jahresgang der Temperatur, durch biologische Prozesse im Sommer und vertikale Vermischung im Winter erzeugt wird. Über die polaren Bereiche der Südhemisphäre liegen nicht genügend Daten vor, um die dominanten Prozesse zu identifizieren.

4 Beschreibung des Kohlenstoffkreislaufmodells HAMOCC3

In einfachen Boxmodellen werden die dynamischen Prozesse im Ozean meist durch eine vereinfachte Advektions-Diffusions-Gleichung beschrieben, wobei freie Modellparameter an eine gegebene Tracerverteilung angepaßt werden. Die erhaltene Ozeandynamik ist somit ein Ergebnis der Eigenschaften des Tracers. In dem Boxmodell von Siegenthaler (1983) erhöht sich z.B. der vertikale Diffusionskoeffizient von rund 3000 m^2/Jahr auf rund 6000 m^2/Jahr, wenn das Modell statt mit der Verteilung des natürlichen Radiokarbons mit der Verteilung von anthropogenem C^{14} kalibriert wird.
Das hier verwendete Modell basiert auf einem Ozeanzirkulationsmodell (LSG= Large Scale Geostrophic ocean circulation model) , dessen Geschwindigkeitsfelder aus den Navier-Stokes-Gleichungen hergeleitet wurden. Die resultierenden Strömungen sind bestimmt durch die Impulsbilanz und den gegebenen Randbedingungen (Windantrieb, Frischwasser- und Wärmeflüsse) und wurden als Grundlage des Kohlenstoffmodells verwendet.
Der Vorteil dieses Verfahrens ist, daß die Berechnung der ozeanischen Bewegung unabhängig von dem zu betrachtenden Tracer erfolgt. Dennoch wird sich die Güte des Strömungsmodells in den Tracerverteilungen niederschlagen. Aus einer Serie von Sensitivitätsstudien mit verschiedenen Randbedingungen definierten Maier-Reimer et al. (1993) diejenige Version des Hamburger LSG-Modells als Standard, die die beste Übereinstimmung mit den $\Delta^{14}C$-Werten der GEOSECS-Atlantikexpedition zeigte.
Der Einfluß der Ozeandynamik auf den Kohlenstoffkreislauf wurde in einer vorangegangenen Arbeit behandelt (Heinze, 1990). Hier soll nun davon ausgegangen werden, daß das vorgegebene Strömungsmodell eine akzeptable Wiedergabe der natürlichen Bedingungen darstellt, d.h. es werden keine Sensitivitätsstudien mit verändertem Strömungsfeld durchgeführt.

In den nun folgenden Abschnitten soll zunächst das Strömungsmodell und die daraus resultierenden Randbedingungen für das Kohlenstoffmodell vorgestellt werden. Anschließend werden die Einbindung der in Kapitel 3 beschriebenen Prozesse und deren Parametrisierung dargestellt. Das Kapitel schließt mit

einer Beschreibung und Diskussion der zyklostationären Kohlenstoffverteilung, die im Nachfolgenden als Referenzzustand betrachtet wird.

4.1 Strömungsfeld

Bei der Entwicklung des Ozeanmodells stand die Anforderung im Vordergrund, daß das Modell für Studien des Klimas, d.h. für Prozesse mit Zeitskalen von Dekaden oder länger, verwendet werden soll. Klimairrelevante Prozesse auf kurzen Zeitskalen (≤ 1 Monat) werden nicht berücksichtigt.
Das Modell basiert auf den Standardgleichungen der Hydrodynamik: den Navier-Stokes-Gleichungen, der Kontinuitätsgleichung, der Zustandsgleichung, den Erhaltungsgleichungen für Temperatur und Salz und Hydrostatik. Dichteänderungen werden nur bei der Berechnung des Auftriebs berücksichtigt (Boussinesq-Approximation, Inkompressibilität).
Das gewählte numerische Verfahren basiert auf einer impliziten Formulierung der zeitlichen Integration der Navier-Stokes-Gleichungen, wobei die Impulsadvektionsterme vernachlässigt wurden. Die Wahl eines impliziten Verfahrens bedingt, daß schnelle Moden (z.B. Schwerewellen, deren Berücksichtigung in anderen Strömungsmodellen eine Zeitschrittlimitierung erfordert) herausgefiltert werden und das Modell mit einen Zeitschritt von einem Monat integriert werden kann (Maier-Reimer et al., 1993).
Die Advektion der thermodynamischen Komponenten Temperatur und Salzgehalt wird durch ein "upwind"-Verfahren diskretisiert. Diese Formulierung ist bekannt für starke numerische Diffusion in Regionen mit starker Strömung. Sensitivitätsstudien mit verschiedenen Diskretisierungsschemata für die Advektionsgleichung zeigten jedoch, daß ein "upwind"-Verfahren weniger Diffusion aufweist als ein Zentrales-Differenzen-Verfahren mit entsprechend geeichter expliziter Diffusion (Gerdes et al., 1991).
Ergibt sich auf Grund der neubestimmten Temperatur- und Salzgehaltsverteilung ein instabiler Zustand der Dichteverhältnisse innerhalb der Wassersäule, wird ein Verfahren des konvektiven Mischens angewendet. Beginnend mit der Oberflächenschicht werden entsprechend der Volumina die instabilen Schichten vertauscht. Falls nur ein Teilvolumen ausgetauscht wird, erfolgt innerhalb der dickeren Schicht ein zusätzlicher Vermischungsprozeß. Diese Methode der Vermischung entspricht der Vorstellung von konvektiven Prozessen mit einer

relativ kleinen Entrainmentrate, d.h. Oberflächensignale können bei entsprechenden Instabilitäten größere Tiefen erreichen.

Das Strömungsmodell wird durch Windschub, Eintrag von Frischwasser und einem aus der Differenz der klimatologischen Atmosphärentemperatur und der modellierten Oberflächentemperatur berechneten Wärmefluß angetrieben (Temperaturdaten von Woodruff et al. (1987) aus dem Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)). Die Windstressdaten stammen von Hellerman und Rosenstein (1983). Der Oberflächensalzgehalt wird mit einer Zeitkonstanten von zwei Monaten an Beobachtungen von Levitus gekoppelt. Zudem enthält das dynamische Modell ein Seeismodell mit vereinfachter Rheologie, wobei die Meereisbildung bei einer Meeresoberflächentemperatur unterhalb von -1.9 °C einsetzt. Entsprechend dem gebildeten Eisvolumen wird der darunterliegenden Wasserschicht Salz zugeführt.

Die oben angeführten Prozesse wurden auf einem E-Gitter (Arakawa und Lamb, 1977) mit einer horizontalen Auflösung von 3.5 mal 3.5 Grad formuliert. Die vertikale Auflösung umfaßt 15 Schichten, mit einer feineren Auflösung der oberen 300 Meter. Die Schichtgrenzen liegen generell bei 50, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 525, 700, 900, 1500, 2500, 3500, 4500 und 6000 Meter. Da dem Modell eine realistische Topographie zu Grunde liegt, können sich die Tiefenstufen auch zwischen den Modellebenen befinden.

Im zyklostationären Zustand sind alle großskaligen Meeresströmungen wie die westlichen Randströme, das äquatoriale Stromsystem und der antarktische Zirkumpolarstrom in ihrer Lage und Stärke gut wiedergegeben. Trotz der groben räumlichen Auflösung wird auch der äquatoriale Unterstrom qualitativ reproduziert.
In der Standardversion wird durch die Bildung von Tiefenwasser ein nordatlantischer tiefer Ausstrom von 20 Sv (1 Sv = 10^6 m^3/s) simuliert. Im Südlichen Ozean findet ebenfalls Tiefenwasserproduktion statt, die einen bodennahen Einstrom von rund 6 Sv in den Nordatlantik bewirkt. Die Ausbreitung dieser charakteristischen Wassermassen verläuft im Rahmen der gängigen Vorstellungen. Das antarktische Zwischenwasser wird vom Modell zu schwach reproduziert.
Generell ist die vertikale Durchmischung in den höheren Breiten zu stark. Die

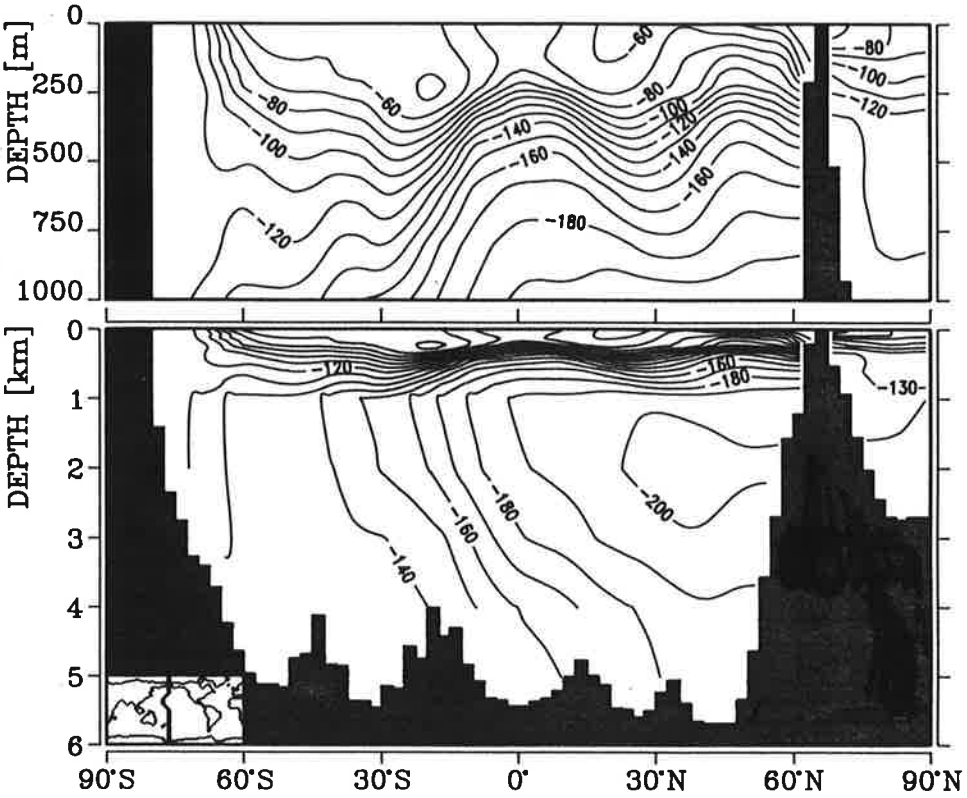

Abbildung 12: Verteilung des natürlichen Kohlenstoffisotops ^{14}C (in $^{o}/_{oo}$) im Westpazifik entlang der Meßstationen des GEOSECS-Programmes im Standardlauf des Modells

horizontale Verteilung des radioaktiven Isotops ^{14}C zeigt zu hohe Werte um den antarktischen Kontinent (- 130 $^{o}/_{oo}$ an Stelle von -160 $^{o}/_{oo}$, vgl. Abb. 12). Allerdings werden die $\Delta^{14}C$-Werte durch die Wahl des Gasaustauschkoeffizienten λ stark beeinflußt. Bei Verwendung des räumlich und zeitlich konstanten Mittelwertes (λ=0.06 mol/(m a ppm)) halbiert sich der lokale Gasaustauschkoeffizient um die Antarktis und der $\Delta^{14}C$-Wert sinkt um rund 20 $^{o}/_{oo}$.

Die Resultate des Strömungsmodells zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen, so daß das gewonnene Strömungsmuster und die gewählten Parametrisierungen auf das Kohlenstoffkreislaufmodell übertragen werden können.

4.2 Kohlenstoff

Das Kohlenstoffmodell basiert auf derselben Gitterstruktur wie das Strömungsmodell. Die Komponenten des Kohlenstoffkreislaufs werden entsprechend der

Temperatur- und Salzadvektion im Ozean transportiert. Neben den advektiven und diffusiven Vorgängen bewirken biologische und chemische Prozesse eine Quellen/Senken-Verteilung. Im Nachfolgenden werden diese Prozesse in ihrer Wirkung beschrieben. Anschließend werden charakteristische Größen mit Messungen verglichen, um die Güte des Modells und der gewählten Parameter abzuschätzen.

Die zeitliche Veränderung der Tracerkonzentration innerhalb einer Gitterbox ergibt sich aus dem advektiven ($\mathbf{v}\nabla C$) und dem diffusiven Fluß (DC) über die Ränder der Box und den internen Quellen/Senken.

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{v}\nabla C - DC = Q_{bio} + Q_{phy} + \text{Zerfall} \tag{21}$$

wobei Q_{bio} die Produktion/Remineralisation von organischem Material und Schalen/Skeletteilen bezeichnet. Q_{phy} beschreibt den Tracertransport über die Grenzfläche von Atmosphäre und Ozean. Für alle Tracer außer anorganischem Kohlenstoff und Sauerstoff ist dieser Transport Null. Für planktonische Komponenten (Schalen und Weichteile) beschreibt Q_{phy} das gravitationsbedingte Absinken innerhalb der Wassersäule und den Austausch mit dem Sediment.
Der Zerfallsterm ist nur für das radioaktive Isotop des Kohlenstoffs ^{14}C ungleich Null. Die Halbwertszeit von ^{14}C beträgt 5730 Jahre (Stuiver und Pollach, 1977).
Der Advektionsterm beschreibt den Tracertransport durch die gegebenen Strömungsgeschwindigkeiten und den Vertikaltransport durch konvektives Mischen, falls eine Instabilität in der Dichteschichtung der Wassersäule auftritt.
Im Kohlenstoffmodell werden die Verteilungen entsprechend Gl.(21) für folgende Tracer berechnet :

- Gesamtkohlenstoff (partikuläres Material und Kalziumkarbonat, jeweils in allen drei Kohlenstoffisotopen ^{12}C, ^{13}C und ^{14}C),
- Alkalinität,
- Phosphat,
- Sauerstoff
- und Silikat.

	Reservoirgröße		Mittlere Konzentration	
atmosphärisches Kohlendioxid	600	Gt C	281	ppm
Anorg. Kohlenstoff im Ozean	37150	Gt C	2180	μmol C l^{-1}
Org. Kohlenstoff im Ozean	140	Gt C		
Kalziumkarbonat im Sediment	4570	Gt C		
Org. Kohlenstoff im Sediment	4	Gt C		
Alkalinität	3287	10^{15} equiv.	2315	μequiv. l^{-1}
Phosphat	2.9	10^{15} mol	2.05	μmol l^{-1}
Silikat	169	10^{15} mol	119	μmol l^{-1}
Sauerstoff	294	10^{15} mol	207	μmol l^{-1}

Tabelle 1: Mittlere Konzentrationen und Gesamtinventare der im HAMOCC3 simulierten Tracer

Eine Massenerhaltung entsprechend der Rechnergenauigkeit ist für alle berechneten Tracer gewährleistet. Auf einer Cray 2S, einem 64 Bit-Rechner, beträgt die Differenz rund 1 tC pro Jahr. Die Inventare der einzelnen Tracer wurden global gemittelten Werten angepaßt (Tabelle 1). Für den Kohlenstoff wurde das Gesamtinventar modifiziert, so daß die präindustrielle Verteilung eine atmosphärische CO_2-Konzentration von 280 ppm aufweist.

Im Folgenden werden die einzelnen Prozesse und die resultierenden Verteilungen eingehend beschrieben.

4.2.1 Gasaustausch

Der Tracerfluß über die atmosphärische Grenzfläche beschränkt sich auf die Komponenten des Kohlenstoffs und des Sauerstoffs. Die Menge Phosphat, die auf Grund von anthropogener Emission aus Landwirtschaft und Industrie, durch die Flüsse in den Ozean eingetragen wird, beträgt heute nur etwa 2 TgP/Jahr (Lerman et al., 1975 nach Jahnke, 1992) und wird vernachlässigt. Die ozeanische O_2-Konzentration wird im HAMOCC3 entsprechend der Temperatur auf den Sättigungswert gesetzt. Dies ist gleichbedeutend mit einem unendlich schnellen Gasaustausch. Beobachtete Transferraten für O_2 betragen rund 5 m pro Tag, so daß innerhalb eines Modellzeitschritts von einem Monat die oberste Schicht (50 m) ein Gleichgewicht mit der atmosphärischen Konzen-

tration erreichen würde. Bei starker biologischer Produktion kann es zu einer Übersättigung an Sauerstoff im Oberflächenwasser kommen. Der Vergleich der Sättigungskonzentration mit real gemessenen O_2-Werten zeigt global eine Übersättigung von 3 % (Broecker und Peng, 1982).
Der Nettofluß von Kohlenstoff zwischen Ozean und Atmosphäre ist proportional zu der Differenz der herrschenden Partialdrücken (siehe Gl.(19)) und wird, wie in Kapitel 2.3 beschrieben, berechnet. Ausgehend von den monatlichen Werten der Gasaustauschrate (Heimann und Monfray, 1989) wird der Fluß von Kohlenstoff über die Grenzfläche Ozean-Atmosphäre ermittelt. Der Partialdruck in der Atmosphäre bestimmt sich aus dem Inventar von ^{12}C. Die Konzentration von ^{13}C und ^{14}C können auf Grund ihres geringen Beitrags zur Gesamtkohlenstoffmenge bei der Flußberechnung vernachlässigt werden.
Mit dem nun bekannten Fluß werden die Flüsse der beiden anderen Kohlenstoffkomponenten gemäß ihrem Isotopenverhältnis in dem jeweiligen Reservoir bestimmt. Die Oberflächentemperatur bewirkt eine zusätzliche Fraktionierung der Isotope. Im Vergleich zu dem 12 g pro mol schweren Kohlenstoffisotop ^{12}C gelangen die Isotope ^{13}C und ^{14}C (mit einem Molgewicht von 13 resp. 14 g) schlechter aus der flüssigen in die gasförmige Phase; d.h. bei Verdunstung verbleiben cirka 1.7 % mehr ^{13}C Moleküle im Wasser. Für ^{14}C beträgt die Fraktionierung etwa 3.4 %. Mit abnehmender Temperatur nimmt die Fraktionierung weiter zu (Mook et al., 1974).

Die atmosphärischen Konzentrationen des Kohlenstoffs und des Sauerstoffs werden in jedem Zeitschritt zonal gemittelt. Der meridionale Austausch wird als ein diffusiver Prozeß berechnet, wobei die meridionale Struktur des Diffusionskoeffizientens so angepaßt wurde, daß eine interhemisphärische Austauschzeit von etwa 1.3 Jahren resultiert (Jacob et al., 1987).

4.2.2 Biologische Prozesse

Die biologische Aktivität im offenen Ozean ist nur sehr unzureichend bekannt. Globale Karten der biologischen Produktion z.B. von Berger et al. (1987) basieren hauptsächlich auf der Extrapolation einiger weniger Meßdaten auf die windinduzierte Vertikalströmung des Ozeans. Auftriebsgebiete mit starkem Nährstoffangebot zeigen generell höhere biologische Aktivität als z.B. die großen subtropischen Wirbel.

Es ist daher sinnvoll, die Gültigkeit der angenommenen biologischen Prozesse an Hand ihres Effektes auf die Nährstoffverteilungen an der Ozeanoberfläche und innerhalb des Ozeans zu untersuchen.
Das hier verwendete Konzept basiert darauf, Abhängigkeiten der biologischen Produktivität von physikalischen Größen zu bestimmen. So stellen z.B. die Wassertemperatur und die Einstrahlung bedeutende Produktionsfaktoren dar. Unter der Voraussetzung, daß das zugrundeliegende Strömungsfeld die Realität zufriedenstellend reproduziert, ergeben die im Folgenden beschriebenen Prozesse eine akzeptable Nährstoffverteilung für den Ozean. Es wird gezeigt werden, daß für bestimmte Ozeanregionen zwar die Nährstoffverteilung gut reproduziert wird, aber der Vergleich mit lokalen Messungen des Partialdrucks einen anderen saisonalen Zyklus aufweist. Bei der Entwicklung des HAMOCC3 wurde nur die biologische Produktion berücksichtigt, die die Oberflächenschicht verläßt. Die resultierenden vertikalen Tracerprofile entsprechen den Beobachtungen, aber oberflächennahe Prozesse werden nicht korrekt wiedergegeben. Im Folgenden werden vorerst die Formulierungen der Prozesse im Standardmodell (HAMOCC3) dargestellt. Die Modifikationen, die nötig waren, um einen realistischen Jahresgang des Oberflächenpartialdruckes zu simulieren, werden im anschließenden Kapitel beschrieben.

Die biologische Produktion wird als Funktion des Nährstoffangebots in der Oberfläche und einem Produktionsfaktor dargestellt :

$$PROD = r \cdot [PO_4] \tag{22}$$

wobei $[PO_4]$ die Konzentration von Phosphat bezeichnet. Für die Bildung organischen Materials wird Phosphat, Nitrat und Kohlenstoff benötigt, die zusammen mit Wasser durch Ausnutzung photosyntetisch aktiver Strahlung zu Chlorophyll umgewandelt werden. Die mittlere Zusammensetzung in Chlorophyll weist global eine starke Proportionalität von Phosphat zu Nitrat und Kohlenstoff auf (P:N:C = 1:17:122 , Takahashi et al., 1985). Durch die Kopplung der Produktion an den Phosphatkreislauf werden Probleme des Stickstoffkreislaufs, wie z.B. die Stärke der Ammoniumbildung oder der Denitrifizierung, umgangen.
Der Produktivitätsfaktor ist eine Funktion verschiedener angenommener Pro-

zesse

$$r = r_o \cdot cos\Delta \cdot \frac{50m}{C_d} \cdot \frac{\lambda_0^2}{\lambda_0^2 + \lambda^2} \cdot \frac{T + 2^oC}{T + 10^oC} \cdot \frac{[PO_4]}{[PO_4] + P_0} \qquad (23)$$

Der global wichtigste Term, der letzte Term der rechten Seite, beschreibt die Nährstofflimitierung nach der Formulierung der Michaelis-Menten Kinetik (Dugdale, 1967). Bei niedrigem Nährstoffangebot zeigen die Organismen einen geringeren Zuwachs. P_0 beschreibt diejenige Nährstoffkonzentration, bei der die Hälfte des maximalen Wachstums erreicht wird.
Die Lichteinwirkung auf die Produktion wird durch den Kosinusterm bestimmt, wobei Δ den solaren Einstrahlungswinkel bezeichnet. Für den äquatorialen Bereich ist diese Limitierung ohne Bedeutung. Sie spielt aber für die nord- und südpolaren Gebiete, vornehmlich in den Wintermonaten, eine große Rolle.
Das gleiche gilt für die Temperaturlimitierung $\frac{T+2^oC}{T+10^oC}$. Sie bewirkt eine Abnahme der Produktivität bei niedrigen Temperaturen.
Untersuchungen zeigen, daß der Beginn einer verstärkten Produktion von der Stabilität der Wassersäule bestimmt wird. Solange eine starke vertikale Vermischung herrscht, wird das Plankton aus der euphotischen Zone heraustransportiert (DiToro, 1974, Radach und Maier-Reimer, 1975). Starke turbulente Vermischung kann auch mechanische Schäden an den Organismen verursachen. Als Maß für den Eintrag an Windenergie kann der aktuelle (λ) im Vergleich zu dem mittleren (λ_0) Gasaustauschkoeffizienten verwendet werden (siehe 4. Term in Gl.(23)). Der Einfluß der turbulenten Vermischung auf die Produktion wird durch $\frac{50m}{C_d}$ beschrieben. C_d bezieht sich auf die Tiefe der Konvektion (in Meter) und beträgt mindestens 50 m.
Die Basisproduktionsrate r_o wurde so gewählt, daß man eine gute Übereinstimmung des Modells mit der beobachteten mittleren Phosphatverteilung der Oberfläche erhält (s. Abb. 13).

Entsprechend der Redfield-Verhältnisse (s. Kapitel 3.2) reduziert die Produktion von organischem Material die Phosphat-und Kohlenstoffkonzentration. Die Assimilation von Nitrat in organisches Material bewirkt zudem eine Aufnahme von Wasserstoffionen und somit eine leichte Alkalinitätserhöhung des umgebenden Wassers. Die Produktion von einem Mikromol organischen Kohlenstoffs resultiert in einer Alkalinitätserhöhung von 0.16 μequiv./l(Baes, 1982).

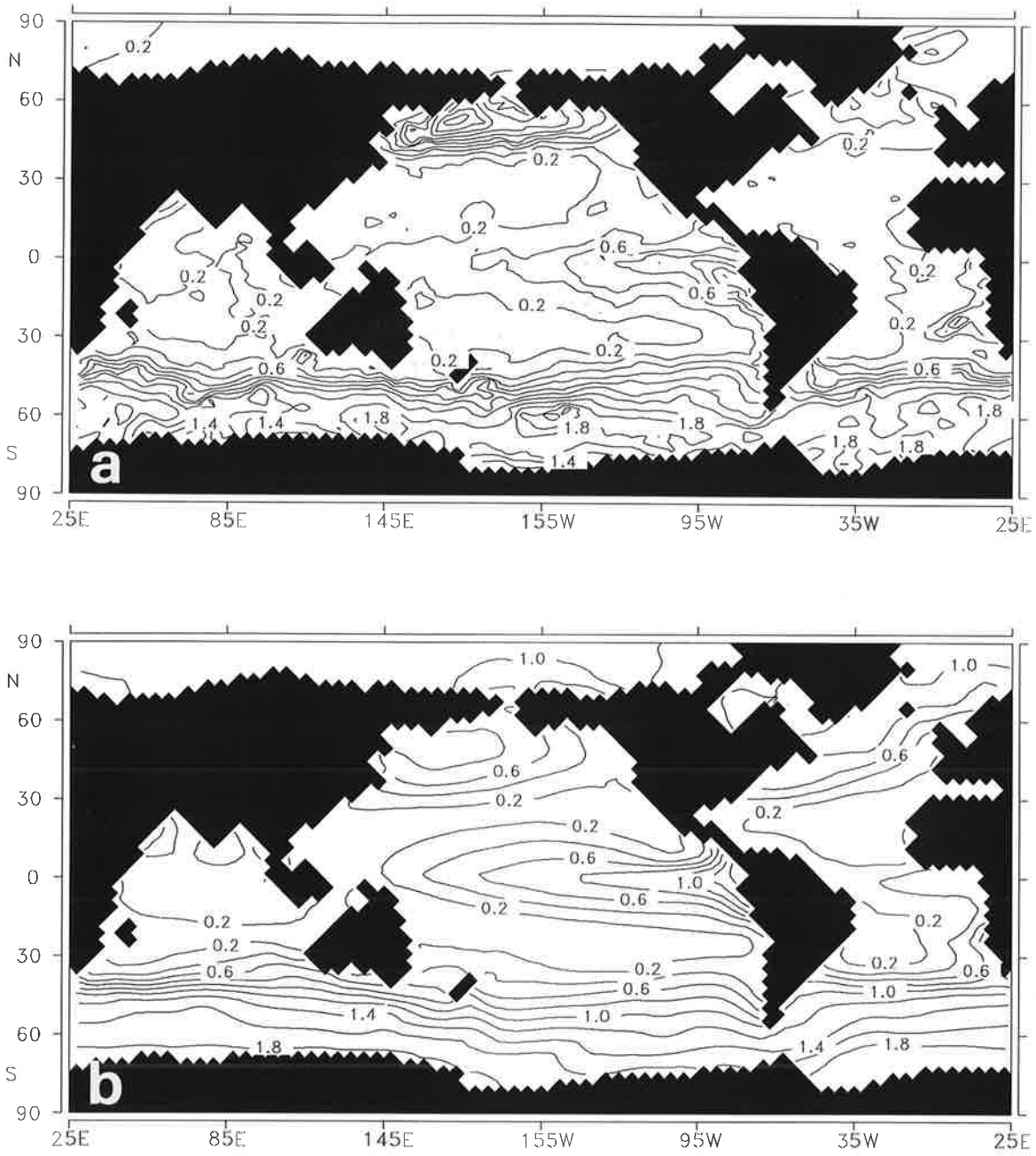

Abbildung 13: Globale Phosphatkonzentration an der Oberfläche im Jahresmittel (Einheiten: μmol P/l).
a. Daten (von Reid zur Verfügung gestellt)
b. HAMOCC3

Wie oben beschrieben wurde bei der Entwicklung des HAMOCC3 der Schwerpunkt auf die vertikalen Tracergradienten gelegt. Daher wurde nur der Anteil der biologischen Produktion simuliert, der im Laufe eines Jahres die Oberflächenschicht verläßt (Exportproduktion). Im Modell beträgt die globale Exportproduktion 8.5 GtC pro Jahr und liegt am oberen Ende der in der Literatur zu findenden Abschätzungen von 3.4 - 4.7 GtC pro Jahr von Eppley und Peterson (1979) und 6 GtC/Jahr von Berger et al. (1987). Andere Autoren geben eine Exportproduktion von 19 GtC pro Jahr an (Keeling und Shertz, 1992). Dieser hohe Transport von organischem Kohlenstoff in die Tiefe widerspricht allerdings dem Sauerstoffhaushalt des Meeres und macht somit die bestehenden Unsicherheiten bei der Bestimmung der Exportproduktion deutlich.
Die Produktion von Schalen und Skeletten wurde als Funktion der Exportproduktion beschrieben, wobei zwischen Schalenmaterial aus Silikat und Kalziumkarbonat unterschieden wird. Sofern Silikat in der Oberflächeschicht vorhanden ist, wird es bevorzugt eingebaut. Außerdem wird angenommen, daß die Bildung von Kalziumkarbonat eine Funktion der Temperatur ist und in kalten Meeresregionen nahezu nicht vorkommt (Lisitzin, 1971). Die Produktionsraten für $CaCO_3$ wurden so angepaßt, daß sich global ein Verhältnis von 5 Teilen zellulärem zu einem Teil $CaCO_3$-Schalenmaterial ergibt. Die vertikalen Profile der GEOSECS-Meßreise (Bainbridge, 1980, 1981) zeigen ein ähnliches Verhältnis zwischen den Differenzen des Oberflächenwerts und des Tiefenmaximums der Gesamtkohlenstoffkonzentration und der Alkalinität.

Die gesamte Produktion (Schalen und Weichteile) wird auf die darunterliegende Wassersäule verteilt, wobei für die einzelnen Komponenten unterschiedliche Eindringtiefen angenommen werden. Für Kalkschalen wurde 1 km und für Silikatschalen 12 km gewählt. Daten von Sedimentfallen (Suess, 1980) zeigen eine exponentielle Abnahme des organischen Materials :

$$Fluss = F_o \, (\frac{z_o}{z})^{0.8} \tag{24}$$

wobei F_o die Gesamtmenge organischen Materials in der Oberfläche ist. z beschreibt die aktuelle Tiefe. Die beste Übereinstimmung mit den Daten wurde für $z_o = 100$ m erreicht (Berger et al., 1987). Die Menge des organischen Materials, das in einer bestimmten Tiefe verbleibt, ergibt sich aus der Divergenz

des Flusses, wobei für die oberen 100 m der Fluß konstant gesetzt wird.
In der Tiefe werden die organischen Partikel mit einer Zeitkonstanten von etwa vier Jahren aufgelöst, sofern genügend Sauerstoff vorhanden ist. Im realen Ozean findet man Regionen ohne Sauerstoff (anoxische Bereiche), in denen dennoch Remineralisation von organischem Material stattfindet. Spezielle Bakterien können organisches Material durch Stickstoffreduktion (NO_3^- zu NO_2^- und NH_4^+) oder durch Schwefelreduktion (SO_4^{2-} zu S^{2-}) auflösen. Da dieses Modell keinen Stickstoffkreislauf enthält, aber verhindert werden soll, daß der Sauerstoffgehalt des Modellozeans negativ wird (oder gleich Null, was anoxischen Bedingungen entsprechen würde), wird die Auflösung von organischem Material bei Sauerstoffkonzentrationen von 10 μmol O_2/l unterbrochen. Die starke äquatoriale Produktion, resultierend aus dem kräftigen Auftrieb, bedingt niedrige Sauerstoffkonzentrationen in einer Tiefe von 500 m unterhalb des pazifischen Äquators. Die darausfolgende Limitierung der Remineralisierung bewirkt eine unrealistische Anreicherung von organischem Material. In der Natur ist diese Region durch nahezu anoxische Bedingungen bekannt.
Die vollständige Auflösung der Silikatschalen erfolgt unverzüglich nach der Verteilung über die Tiefe. Bedingt durch die große Eindringtiefe werden die Schalen fast ausschließlich in bodennahen Schichten gelöst. Dies entspricht den Beobachtungen, wobei es im realen Ozean zusätzlich eine Silikatsedimentation gibt, die im Modell nicht berücksichtigt wird.
Für die Auflösung von Calcitschalen ist die Lage der Lysokline wesentlich. Da Kalzium im Ozean nur gering variiert ist die Sättigungskonzentration für Karbonat die bestimmende Größe (Abb. 14). Im Modell werden Kalkschalen, die sich unterhalb des Sättigungshorizonts befinden, innerhalb eines Monats aufgelöst. Oberhalb des Sättigungshorizonts ist die monatliche Auflösungsrate eine Funktion der Übersättigung von Karbonat

$$\text{Rate} = 1.0 - \frac{\delta CO_3^{2-}}{\delta CO_3^{2-} + C_0} \tag{25}$$

wobei $C_0 = 100$ μmol C/l ist. δCO_3^{2-} ist der Grad der Übersättigung ($= CO_3^{2-} - k_{CaCO_3}/[Ca^{2+}]$). Die Kalziumkonzentration $[Ca^{2+}]$ im Ozean ist etwa $1.03 \cdot 10^4 \mu$mol l^{-1} und k_{CaCO_3} bezeichnet die druckabhängige Dissoziationskonstante für Kalziumkarbonat. Bei einer Karbonationenkonzentration von etwa 120 μmol C/l und einer $CaCO_3$-Sättigungsrate von 60 μmol C/l (siehe

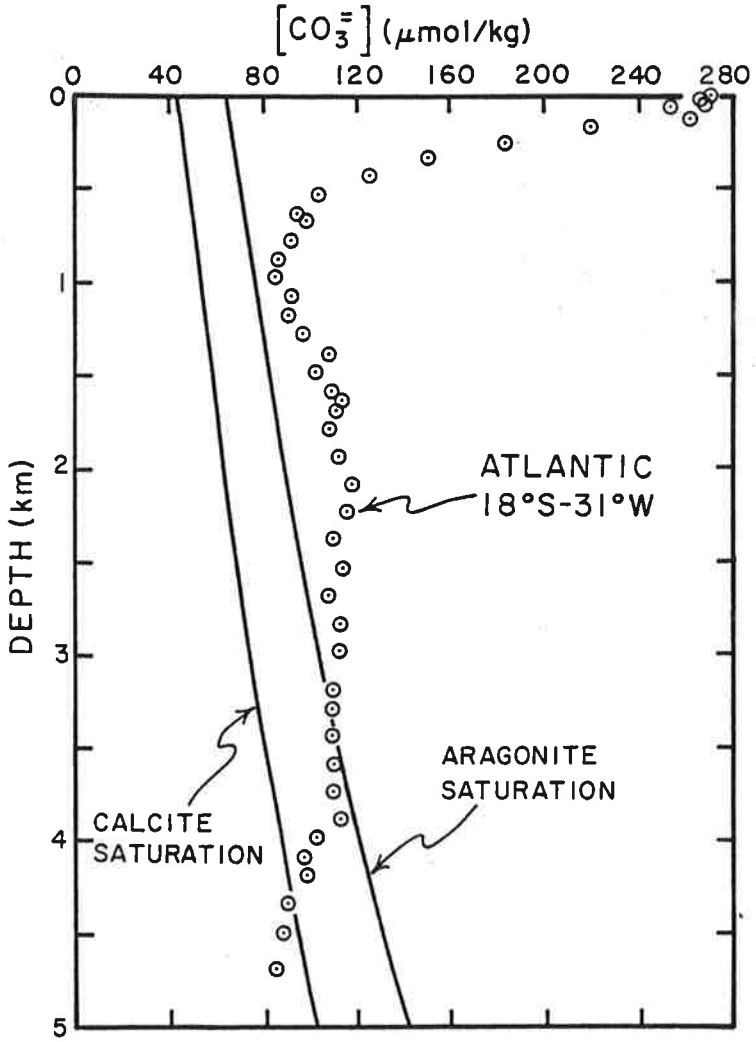

Abbildung 14: Karbonationenkonzentration an einer Station im Atlantik (18°S - 31°W) (Kreise) und Kurven der Sättigung für Aragonit und Calcit (Broecker und Peng, 1982). Die metastabile Form des Kalziumkarbonats, Aragonit, wird im Modell nicht berücksichtigt.

Abb. 14) werden in einer Tiefe von 2 km rund 40 % der Kalkschalen pro Monat aufgelöst. Diese grobe Approximation des Karbonatkreislaufs wird zur Zeit durch ein realistischeres Modell von Archer (1991) ersetzt.

Eine Sedimentbildung wird für Kalkschalen berechnet, falls die Tiefe der Topographie geringer ist als die Lage des Sättigungshorizonts. Rund 10 % des Kalziumkarbonats der bodennahen Schicht wird pro Monat einem Sedimentreservoir zugeführt. Falls die Sedimentmenge pro Quadratmeter einen Wert

von 2.5 kmol überschreitet, wird der Überhang dem Modell entzogen. Die gleiche Menge Kalziumkarbonat wird in küstennahen Regionen der Meeresoberfläche hinzugefügt. Die eingetragene $CaCO_3$-Menge von 0.1 GtC pro Jahr entspricht den Abschätzungen der Deposition von terrigenem Material durch Flüsse (Degens et al., 1984).
Zwischen dem Sediment und der untersten Ozeanschicht findet eine Interaktion statt. Im Ozean leben benthische Organismen, die das Sediment durchwühlen (Bioturbation) und dabei kleine Partikel in die Wassersäule zurücklösen. Dieser Prozeß wird im Modell simuliert, indem pro Zeitschritt 0.06 % des organischen und maximal 0.006 $^{o}/_{oo}$des $CaCO_3$-Sediments in die bodennahe Ozeanschicht gebracht werden. Dort unterliegt es Zerfallsprozessen, sofern die vorhandenen Bedingungen es zulassen.
Die $CaCO_3$-Sedimentverteilung im Gleichgewichtszustand zeigt die beobachteten Strukturen und umfaßt eine Reservoirgröße von 4500 GtC. Broecker und Takahashi (1977) schätzen, daß global etwa 4920 Gt Kohlenstoff innerhalb der oberen 10 cm des marinen Sediments lagern.

4.3 Tracerverteilungen

Die resultierenden vertikalen Verteilungen der berechneten Größen können mit gemessenen Strukturen verglichen werden. In den folgenden Abbildungen 15 - 17 wurden die Modelldaten entsprechend der GEOSECS-Meßpositionen dargestellt. Exemplarisch werden Ergebnisse für den Westatlantik (Gesamtkohlenstoff) und den Westpazifik (Phosphat und Silikat) gezeigt. Weitere Verteilungen sind bei Maier-Reimer (1993) abgebildet.

Die ozeanischen Inventare des Kohlenstoffs und der Alkalinität sind geringfügig kleiner als Abschätzungen aus der Literatur (Takahashi et al., 1981). Die horizontalen Verteilungen und die vertikalen Gradienten stimmen gut mit den Beobachtungen überein. Da die Unterschätzung der Konzentrationen für alle relevanten Größen des Partialdrucks in gleichem Umfang geschehen ist, ergibt sich zwangsläufig der beobachtete atmosphärische Partialdruck. Für die hier beschriebenen Experimente sind somit die zu geringen Konzentrationen des Kohlenstoffs und der Alkalinität nicht von Bedeutung.

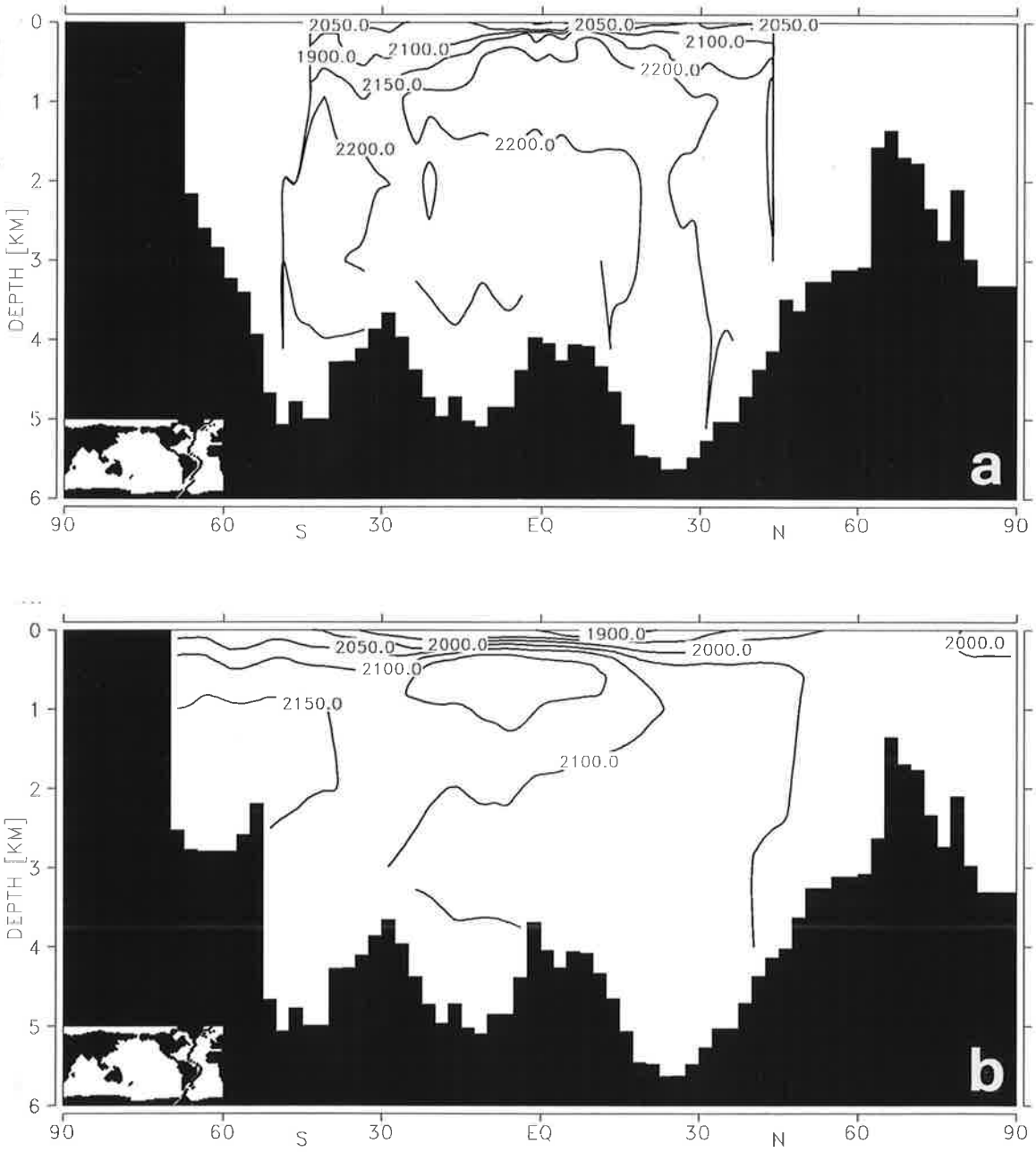

Abbildung 15: Gesamtkohlenstoffverteilung im Westatlantik entlang der Meßstationen des GEOSECS-Programms (in μmol C/l), interpoliert auf die Modellgeometrie

a. GEOSECS-Daten (nach Bainbridge, 1980)

b. Modellsimulation mit dem HAMOCC3

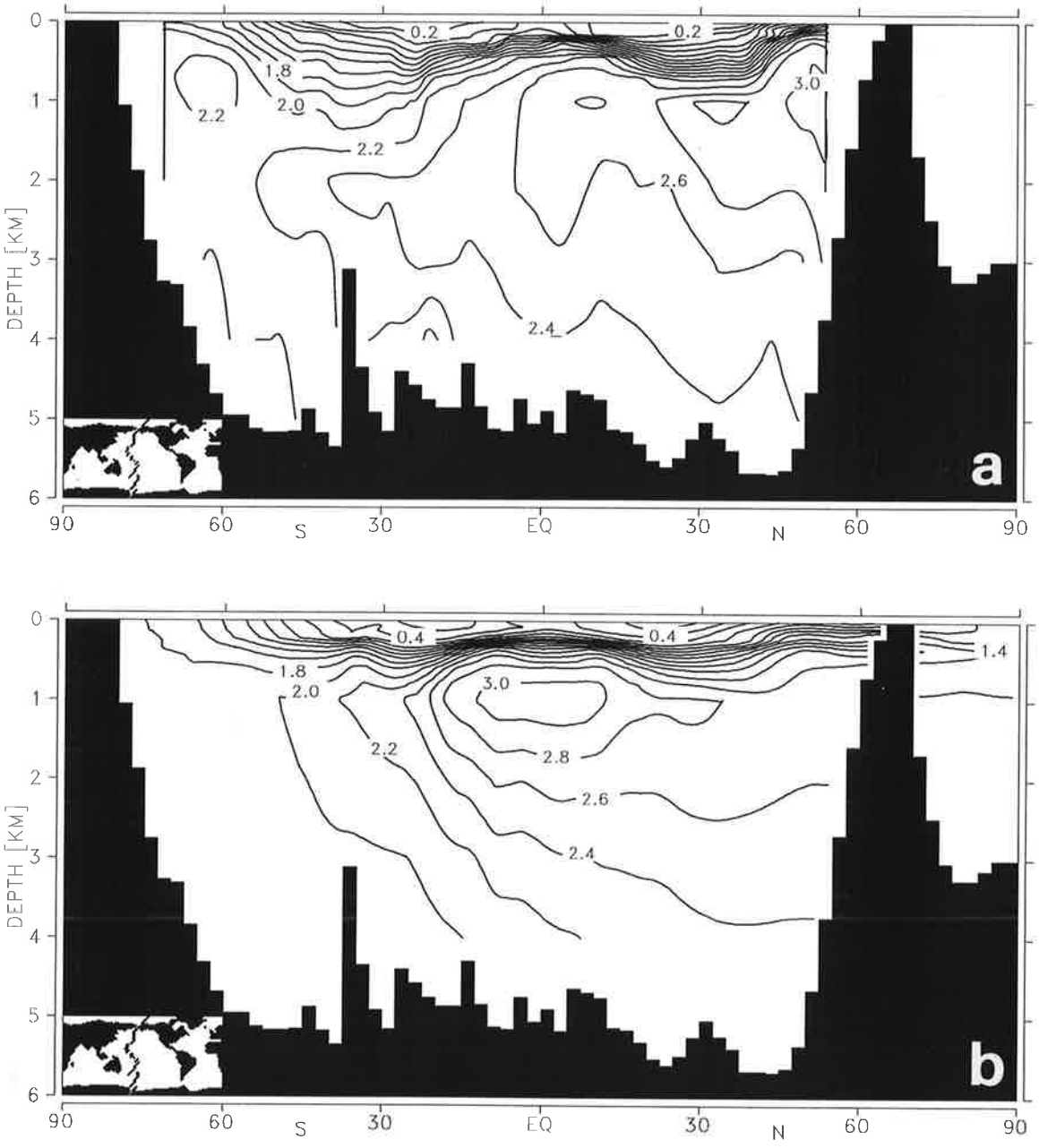

Abbildung 16: Phosphatverteilung im Westpazifik entlang der Meßstationen des GEOSECS-Programms (in μmol P/l), interpoliert auf die Modellgeometrie

a. GEOSECS-Daten (nach Bainbridge, 1981)

b. Modellsimulation mit dem HAMOCC3

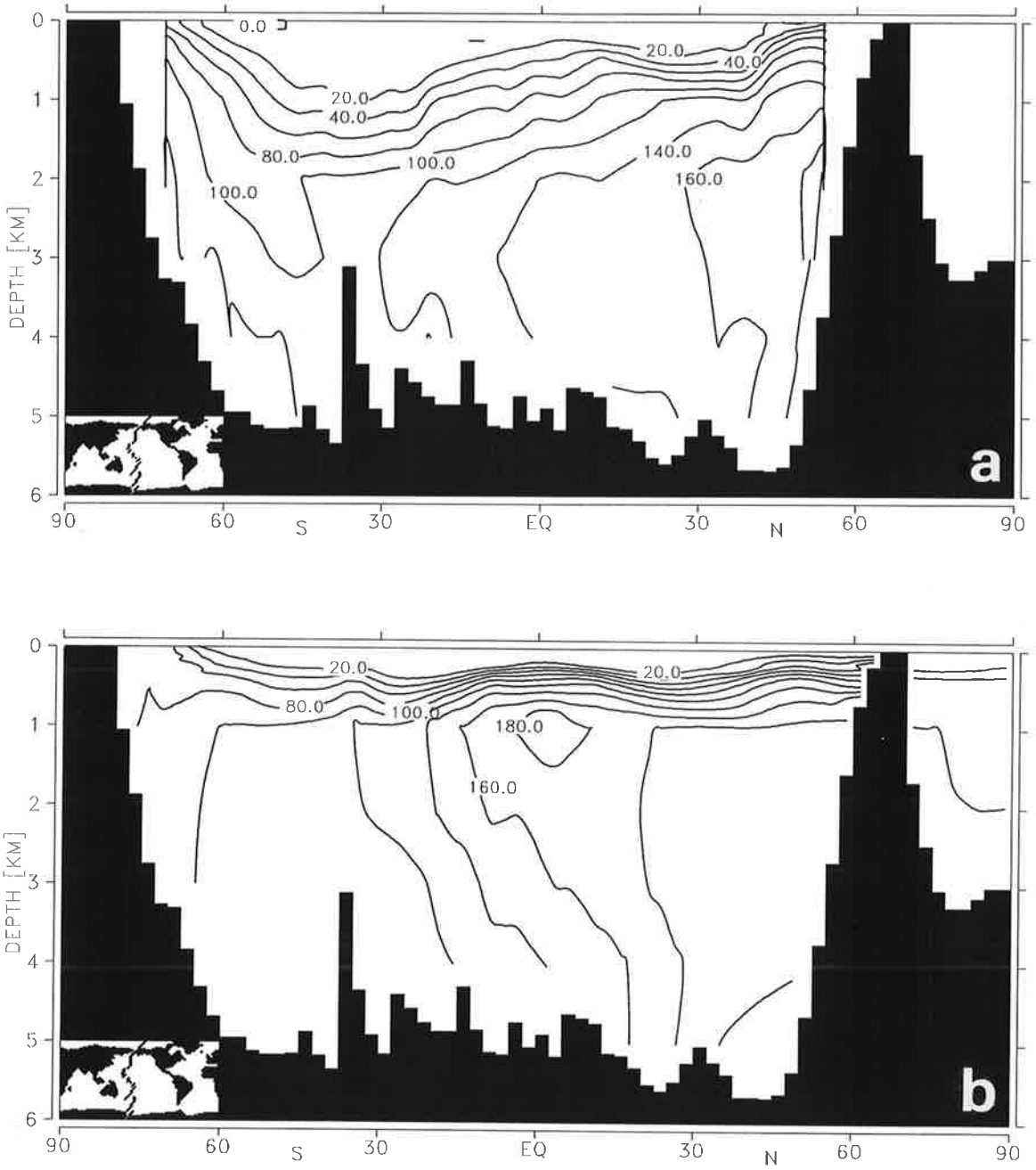

Abbildung 17: Silikatverteilung im Westpazifik entlang der Meßstationen des GEOSECS-Programms (in μmol l^{-1}), interpoliert auf die Modellgeometrie

a. Geosecs-Daten (nach Bainbridge, 1981)

b. Modellsimulation mit dem HAMOCC3

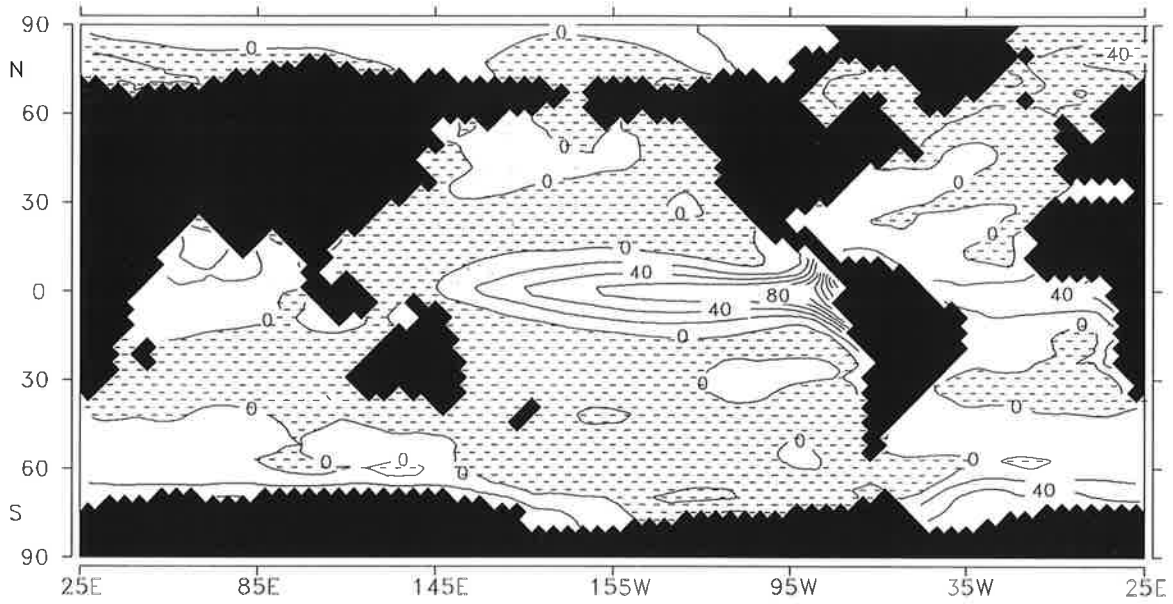

Abbildung 18: Simulierter Partialdruckunterschied zwischen Ozean und Atmosphäre im Jahresmittel

4.4 Simulation des Partialdrucks

4.4.1 Regionale Verteilung

Die regionale ΔpCO_2-Verteilung zeigt drei ozeanische Regime (vgl. Kapitel 3, Abb. 9): 1. die äquatoriale Zone mit ozeanischem Überdruck, der im Auftriebsgebiet vor Peru Werte größer als 100 ppm annehmen kann; 2. die mittleren Breiten, in denen der ozeanische Partialdruck im Gleichgewicht mit dem atmosphärischen steht und 3. die hohen Breiten, die durch niedrige Wassertemperaturen und starke vertikale Vermischungsprozesse zumeist eine Kohlenstoffsenke für atmosphärisches CO_2 darstellen.
Diese regionale Verteilung wird durch das Modell wiedergegeben (Fig. 18). Die Maximalwerte des ΔpCO_2 im Indik und Pazifik werden in ihrer Lage und Amplitude gut reproduziert. Der größte Überdruck ist im äquatorialen Auftriebsgebiet direkt vor der Küste von Peru zu finden. Er resultiert aus dem starken Auftrieb als Folge des vorgeschriebenen Windantriebs (Hellerman und

Rosenstein, 1983) und der gewählten Formulierung des Gasaustauschkoeffizienten (Liss und Merlivat, 1986). Die Wahl eines global konstanten Gasaustauschkoeffizienten (0.06 mol m^{-2} a^{-1} ppm $^{-1}$) würde den äquatorialen ΔpCO_2-Überdruck halbieren (Maier-Reimer, 1993).
Das Auftriebsgebiet im Atlantik ist dagegen zu schwach ausgeprägt. Der ozeanische pCO_2-Überdruck beschränkt sich im Modell auf einen schmalen Streifen entlang der afrikanischen Küste und erstreckt sich nur in einem 10°-breiten zonalen Band, symmetrisch zum Äquator, über den gesamten Atlantik. In den Daten von Takahashi (Abb. 9) findet man einen Bereich mit ΔpCO_2-Werten größer als 20 ppm, der den gesamten Atlantik südlich von 10°N bis etwa 25°S überspannt.
Die Lage der ozeanischen CO_2-Senken im Modell entsprechen der gemessenen Verteilung, wobei die Amplitude jedoch fast immer unterschätzt wird. In den Daten für die Nordhemisphäre findet man im Westpazifik und Westatlantik Werte unterhalb von -40 ppm. Im Modell werden keine ΔpCO_2-Werte kleiner als -10 ppm im Pazifik erreicht. Im Nordatlantik findet man im Modellozean nur in einer kleinen Region mit Tiefenwasserproduktion einen pCO_2-Unterdruck von 60 ppm.
Eine bessere Übereinstimmung des Modells mit den Daten ist in der Südhemisphäre zu finden. Sowohl in den Daten als auch im Modell erkennt man in allen drei Ozeanen Bereiche mit ΔpCO_2-Werten von -20 ppm.

Die zusammenfassende Betrachtung der Untersuchung der großräumigen Verteilung des CO_2-Partialdrucks ergibt somit eine akzeptable Übereinstimmung mit den vorhandenen Daten für große Bereiche des Modellozeans. Insbesondere der Nordwestpazifik und der Nordatlantik fallen aber durch einen zu schwachen pCO_2-Unterdruck auf.

4.4.2 Saisonale Variation des pCO_2

Der Vergleich einzelner Meßpunkte mit einem Modell, das mit einer horizontalen Auflösung von rund 350 mal 350 km und einem Zeitschritt von einem Monat gerechnet wird, kann sich nur auf räumlich großskalige Prozesse mit Zeitkonstanten länger als zwei Monate beschränken. Außerdem muß berücksichtigt werden, daß die verwendete Gitterstruktur zu einer Separation der Lösungen

führt, die durch die Einbeziehung eines horizontalen Diffusionsterms reduziert wird. Deshalb wird für die nachfolgenden Betrachtungen nicht die Eigenschaft an einem einzelnen Gitterpunkt, sondern jeweils das mit dem Abstand gewichtete Mittel der 4 umliegenden Gitterpunkte untersucht.

Messungen über den saisonalen Jahresgang des Partialdrucks werden nur an einigen wenigen Stellen im Ozean durchgeführt. Die längsten Meßreihen stammen von zwei Stationen, an denen Wetterschiffe verankert sind. Beide Positionen, Station P, im östlichen Pazifik (50°N 145°W im Golf von Alaska) und Station S, bei Bermuda im Atlantik (32°N 64°W), liegen in Regionen, die sich durch schwache biologische Aktivität auszeichnen. Somit wird der Jahresgang des Partialdrucks fast ausschließlich durch die Variation der Temperatur bestimmt. Das Modell, dessen Oberflächentemperatur an Daten von COADS (Woodruff et al., 1987) gekoppelt ist, gibt eine akzeptable Reproduktion des pCO_2-Jahresgangs bei Station S (Abb. 19a.). Der Modellwert liegt generell etwa 40 ppm über den beobachteten Werten, aber die Struktur der zeitlichen Variation und die Differenz zwischen ΔpCO_2-Maximal- und Minimalwert wird recht gut simuliert.
Ein ähnliche Situation stellt sich bei Station P dar (Abb. 19b.). Das Winterminimum wird gut simuliert. Ebenso der Zeitpunkt des Sommermaximums im August, wobei hier die Amplitude überschätzt wird. Die Daten zeigen in den Monaten Juli bis September ein für den Ozean ausgeglichenes Druckverhältnis, während der ΔpCO_2 im Modell einen Überdruck von 30 ppm erreicht. Es muß hierbei jedoch betont werden, daß die Daten aus den Jahren 1972 (Station P) und 1984-91 (Station S) und somit aus einer anthropogen beeinflußten Umwelt stammen. Die im Modell berechneten Amplituden des ΔpCO_2 werden durch eine atmosphärische Erhöhung in Überdruckgebieten reduziert und in Regionen mit Unterdruck vergrößert (Maier-Reimer und Hasselmann, 1987). An der Struktur der jahreszeitlichen Variation ändert sich hingegen nichts.

Regionen, in denen die Biologie einen stärkeren Einfluß auf die Variation des Partialdrucks hat, findet man in den höheren Breiten der Nordhemisphäre. Im Nordatlantik werden rund um Island vier Meßstationen betrieben. Eine weitere Station befindet sich bei 47°N 20°W im Ostatlantik (NABE= North Atlantic Bloom Experiment, Takahashi et al., 1992). Alle Stationen zeich-

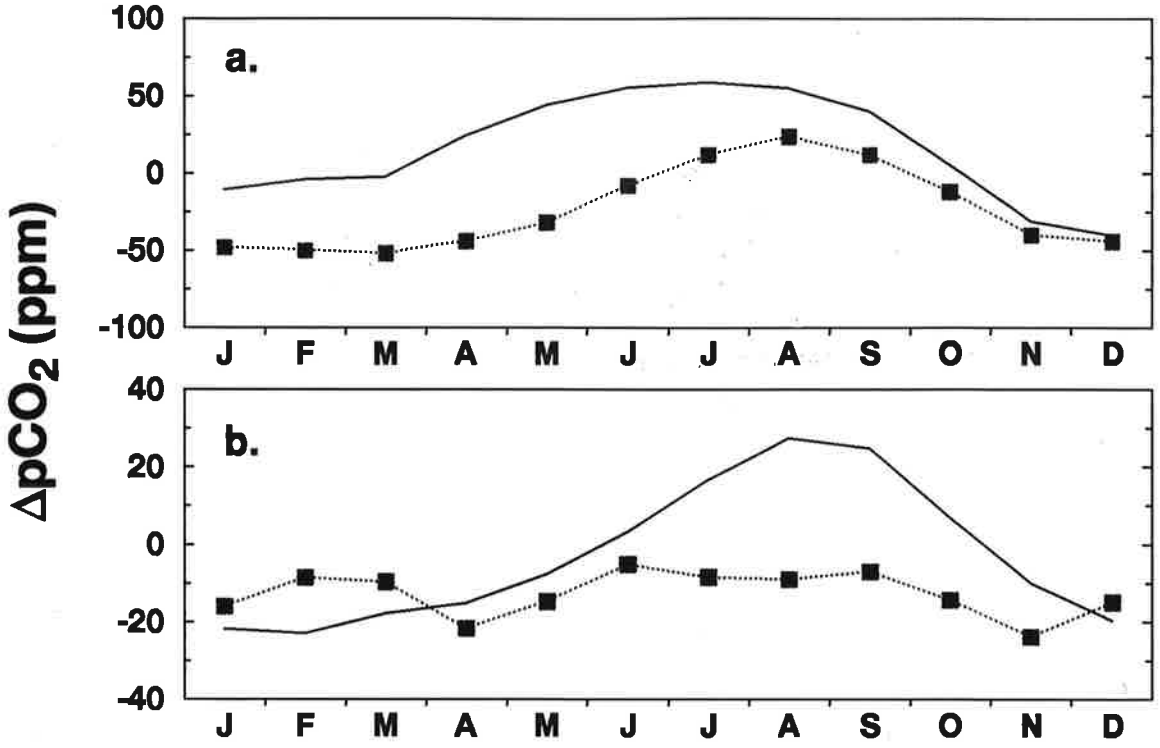

Abbildung 19: Jahresgang des ΔpCO_2 aus Beobachtungen (gestrichelte Linie mit Quadraten) und HAMOCC3 (durchgezogene Line)
a. Station S im Atlantik nahe Bermuda (31°N 64°W; Daten aus Keeling, 1993))
b. Station P im Pazifik (40°N 150 °W)

nen sich durch eine starke Partialdruckabsenkung im April bzw. Mai aus, die durch biologische Aktivität hervorgerufen wird (Abb. 20). Eine fast "explosionsartige" Phytoplanktonblüte zehrt innerhalb weniger Wochen nahezu alle vorhandenen Nährstoffe auf. Der Oberflächenpartialdruck wird entsprechend reduziert. Watson et al. (1991) beobachtete im Ostatlantik eine Absenkung um 100 ppm innerhalb von zwei Wochen. Gasaustauschprozesse mit Zeitkonstanten von etwa einem halben Jahr können nur langsam einen solchen Gradienten zwischen Ozean und Atmosphäre abbauen. Sowohl die isländischen Stationen als auch die Station im Ostatlantik zeigen in den Monaten nach der Absenkung ein graduelles Ansteigen des ΔpCO_2.
Während das Modell die Wintersituation gut reproduziert, fehlt die abrupte Partialdruckabsenkung im Frühsommer völlig. Die Stationen bei Island zeigen

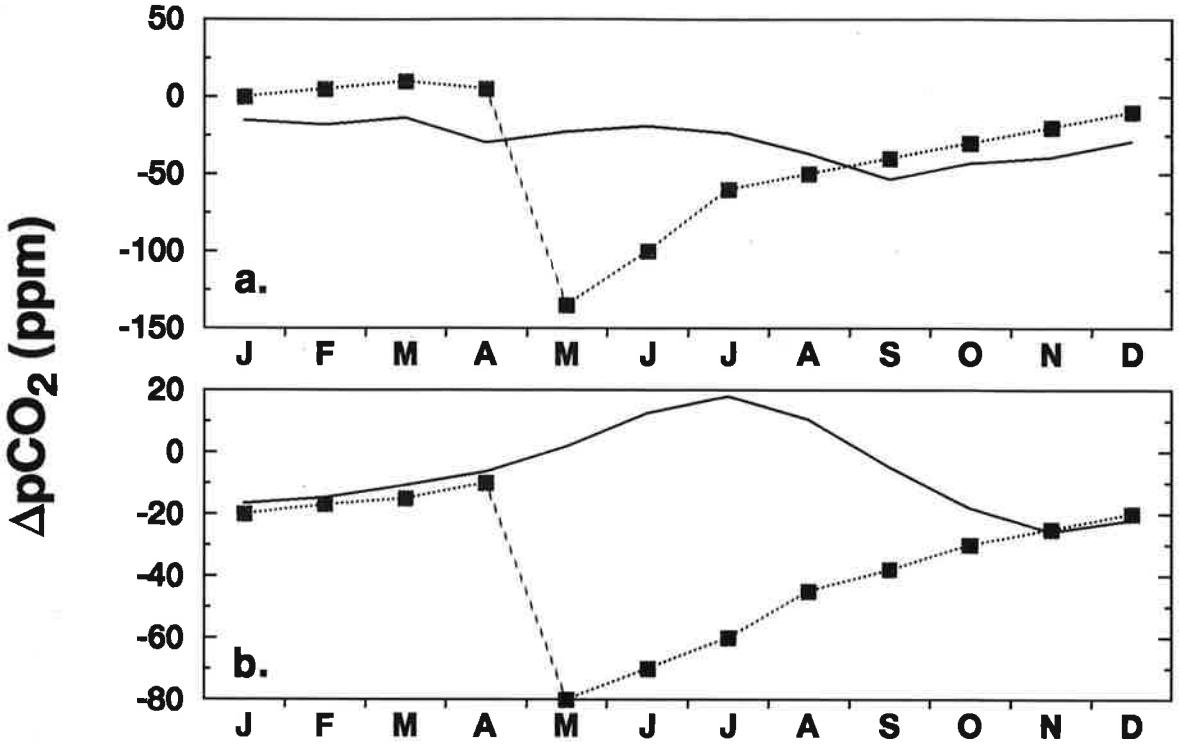

Abbildung 20: Jahresgang des ΔpCO_2 aus Beobachtungen (gestrichelte Linie mit Quadraten) und HAMOCC3 (durchgezogene Line)
a. Stationen bei Island im Atlantik (64-68°N,22-28°W)
b. Station NABE im Ostatlantik (47°N 20°W)
(Alle Daten aus Takahashi et al., 1992))

nur eine schwache biologische Produktion, einhergehend mit einer Erniedrigung der Phosphatkonzentration um rund 0.1 μmol l^{-1}. An der NABE-Station wird ab April eine geringe biologische Aktivität simuliert, die eine Partialdruckabsenkung von 17 ppm bewirkt. Die Nährstoffaufnahme erfolgt jedoch zu langsam, so daß der Einfluß der Temperatur auf den Partialdruck den biologischen Effekt überkompensiert.

Im Nordwestpazifik (40°N 150°O) zeigen die Beobachtungen von Takahashi (1987), daß die Variation des Partialdrucks vollständig durch biologische und vertikale Mischungsprozesse bestimmt wird. Während der Jahresgang der Temperatur im Januar und Februar ein Minimum aufweist, stellt der Ozean eine atmosphärische Kohlenstoffquelle dar (+80 ppm). Der ΔpCO_2-Wert im September ist durch biologische Produktion auf - 25 ppm abgesunken.

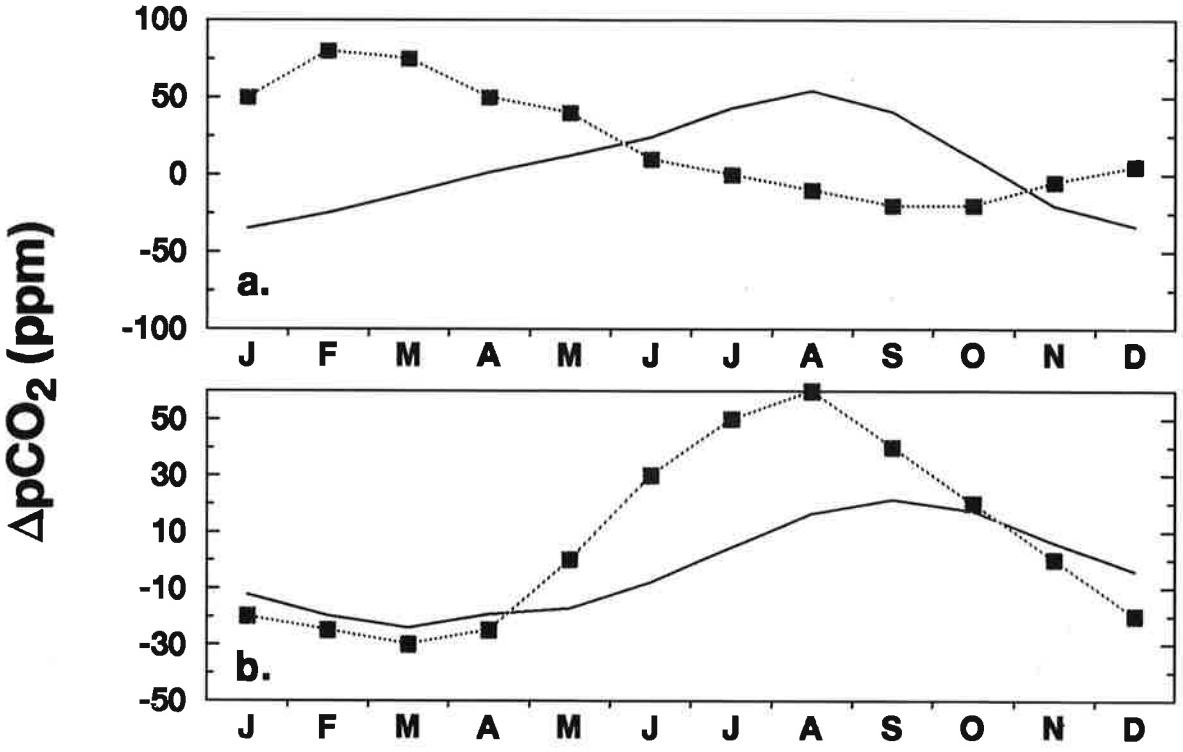

Abbildung 21: Jahresgang des ΔpCO_2 aus Beobachtungen (gestrichelte Linie mit Quadraten) und HAMOCC3 (durchgezogene Line)
a. im Nordwestpazifik (50-54°N, 162-170°O)
b. im subtropischen Ostpazifik (30-38°N, 128-137°W)
(Alle Daten aus Takahashi et al., 1992)

Temperatur- und Partialdruckvariationen sind somit genau um ein halbes Jahr gegeneinander verschoben (Abb. 21). In der vorliegenden Version des Modells wird diese Retardierung nicht reproduziert. Der Jahresgang des Partialdrucks folgt vollständig der Temperaturvariation. Die biologische Aktivität ist nicht stark genug, um den Temperatureffekt aufzuheben.

5 Implementierung eines Planktonmodells

Die schwache biologische Produktion im HAMOCC3 besitzt nur einen geringen Einfluß auf die Variation des Partialdrucks. Die gewählte biologische Produktionsformel führt im Jahresmittel zu einer guten Übereinstimmung mit der beobachteten Phosphatverteilung (Abb. 13). Eine Erhöhung des Produktionsfaktors und somit eine Steigerung der Produktion resultiert in einer Absenkung des Oberflächenphosphatgehalts. Eine Vervierfachung des Produktionsfaktors bewirkt allerdings nur eine 22 %ige Steigerung der Exportproduktion nach 40 Jahren. Die Oberflächenphosphatkonzentration sinkt jedoch um 42 % , wobei besonders innerhalb der subtropischen Wirbel eine unrealistische Verarmung von PO_4 auftritt.
Der modellierte saisonale Zyklus des Partialdrucks im Nordwestpazifik wird durch die erhöhte Produktivität nicht geändert (Abb. 22). Durch die Reduktion des Nährstoffangebots wird der Einfluß einer gesteigerten Produktion vermindert. Die resultierende Exportproduktion bleibt gleich und somit verändert sich auch der Jahresgang des CO_2-Partialdrucks nicht.
Eine andere Situation zeigt sich in der Modellregion des Nordatlantiks. Die vertikale Vermischung an den isländischen Stationen ist, bedingt durch winterliche Konvektionsereignisse, sehr hoch. Die Reduktion des Nährstoffangebots in der Oberfläche durch verstärkte biologische Aktivität im Sommer kann im Winter durch vertikale Mischungsprozesse ausgeglichen werden. Sobald sich die Produktionsbedingungen im Frühjahr verbessern, beginnt der pCO_2 abzusinken. Gegen Ende des Sommers liegt er 70 ppm unterhalb des Winterwerts, wobei innerhalb des ersten Produktionsmonats (Mai) schon die Hälfte des Signals zu beobachten ist. Dieses rasche Absinken des Partialdrucks wird auch in der Natur beobachtet, wobei dort eine pCO_2-Reduktion von rund 200 ppm innerhalb eines Monats auftritt.
Die zeitliche Variation des Produktionsfaktors scheint in Übereinstimmung mit den natürlichen Gegebenheiten zu sein, aber die Stärke der Produktion wird unterschätzt. Um eine Partialdruckabsenkung von 150 ppm innerhalb eines Monats zu erreichen, bedarf es in Gleichung (22) eines Produktionsfaktors von etwa 2.5 $Monat^{-1}$, d.h. dem zehnfachen Wert des angenommenen globalen Faktors.

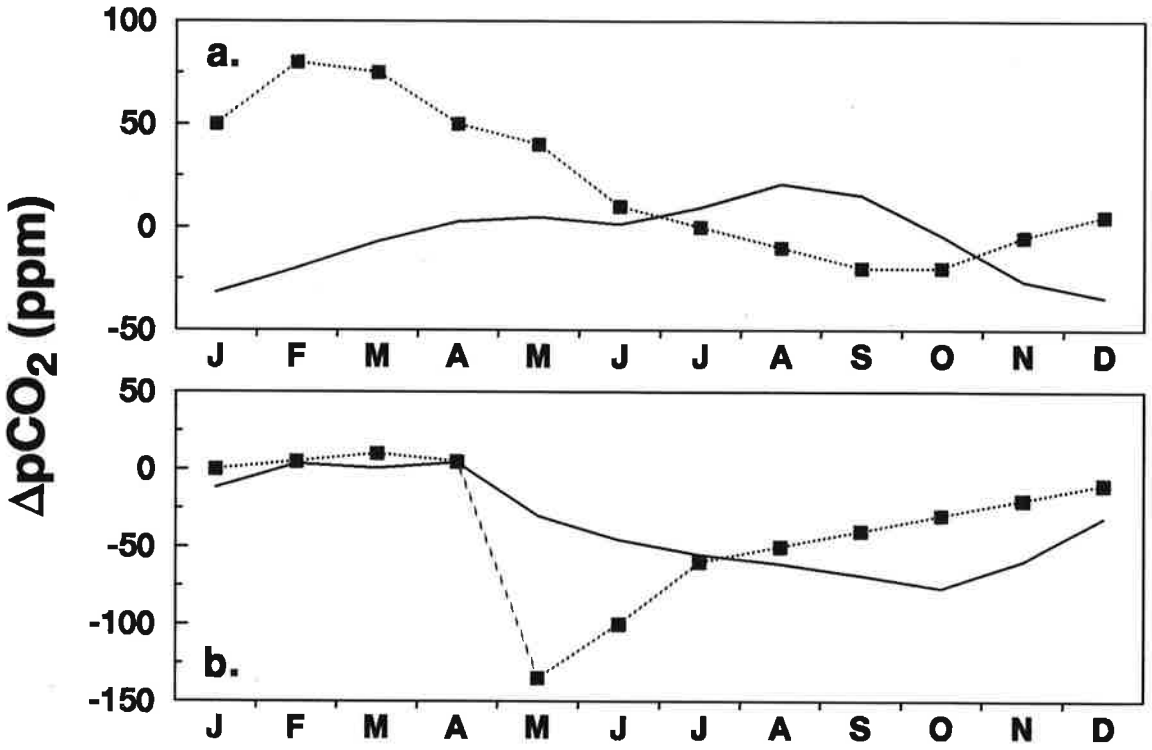

Abbildung 22: Jahresgang des ΔpCO_2 (in ppm) im Nordwestpazifik (50-54°N, 162-170°O, oben) und im Nordatlantik (64-68°N, 22-28°W, unten) aus Beobachtungen von Takahashi et al, (1992) (gestrichelte Linie mit Quadraten) und HAMOCC3 bei einer Vervierfachung des Produktionsfaktors (durchgezogene Linie). Vgl. auch Abb. 20a. und 21a.

Das oben beschriebene Experiment macht drei wesentliche Punkte deutlich :

- eine erhöhte Produktion kann den Jahresgang des Partialdrucks so verändern, daß der Temperatureffekt überlagert wird (z.B. im Nordatlantik).

- die Abhängigkeit der Produktion von der Nährstoffkonzentration (siehe Gl.(22)) erlaubt nur dann eine rasche Reduktion des Nährstoffangebots und damit ein Absinken des Partialdrucks, wenn hohe Produktionsfaktoren angenommen werden; diese können aber nicht global gelten.

- die Verteilung der gesamten Produktion über die Tiefe führt bei einer stärkeren Produktion zu einer Nährstoffverarmung der Oberfläche, die durch das gegebene Strömungsfeld nicht ausgeglichen werden kann.

Es kann somit geschlossen werden, daß einige der wesentlichen Oberflächenprozesse der biologischen Produktion in der vorliegenden Version fehlen. Die berechnete biologische Produktion ergibt zwar eine gute Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten vertikalen Verteilungen für Kohlenstoff und Nährstoffe, aber um eine realistische Simulation des pCO_2-Jahresganges zu erreichen, muß auch der Kohlenstoffkreislauf innerhalb der Oberflächenschicht berücksichtigt werden.

5.1 Zooplankton

Um, bei einer global einheitlichen Formulierung der biologischen Produktion, eine rasche Nährstoffaufzehrung im Nordatlantik zu reproduzieren, wird die Produktionsformel nun als Funktion der Phytoplanktonkonzentration geschrieben. Somit kann sich die monatliche Produktion mit sinkendem Nährstoffangebot steigern, während sie im HAMOCC3 geringer wurde. Natürlich stoppt die Produktion, sobald alle Nährstoffe aufgenommen sind.
Im Gegensatz zur Standardversion wird nun ein großer Teil des biologisch gebundenen Kohlenstoffs als Phytoplankton in der Oberflächenschicht gespeichert. Es zeigt sich aber, daß besonders in der Äquatorregion die neue Produktionsformel zu einem starken Anwachsen der Phytoplanktonkonzentration führt.
Das vorherrschende Strömungssystem und das dadurch bedingte Nährstoffangebot, die hohen Wassertemperaturen und die guten Lichtbedingungen sind Grundlagen für eine der produktivsten Regionen im Ozean. Dennoch zeigen Satellitenaufnahmen in dem Bereich 10°N - 10°S geringe Chlorophyllkonzentrationen, d.h. das Vorhandensein von wenig Pflanzenmaterial (Feldman et al., 1989). Die Phytoplanktonpopulation wird durch Beweidung durch Zooplankton dezimiert. Da ein ausgeprägter Jahresgang fehlt, kann sich zwischen einer Zooplanktonpopulation und dem Phytoplanktonwachstum ein stabiles Gleichgewicht einstellen.

In den höheren Breiten überdauert nur eine geringe Phytoplanktonpopulation die Wintermonate. Sobald es die äußeren Bedingungen erlauben, beginnt eine "explosionsartige" Vermehrung. Diese Blüten sind deutliche auf Satellitenbil-

dern des ozeanischen Absorbtionsspektrum erkennen.
Zooplankter sind, wie im allgemeinen alle "höheren" Lebensformen, langsam in ihrer Reproduktion. Eine im Winter stark dezimierte Population braucht eine gewisse Zeit, um ihrer Anzahl von Organismen zu erhöhen und eine vorhandene Phytoplanktonpopulation intensiv zu beweiden.
Mit diesem klassischen "Räuber-Beute"-Verhalten kann man die niedrige Phytoplanktonkonzentration am Äquator und die rasche Planktonvermehrung in höheren Breiten und damit auch die Saisonalität des Partialdrucks erklären.

Die Komplexität der biologischen Prozesse im Meer zeigt sich bei dem Versuch, den Jahresgang der Phytoplanktonkonzentration und der Nährstoffe an ausgewählten Stationen im Ozean zu modellieren. Fasham (1993) entwickelte ein eindimensionales Modell mit 7 Komponenten (Nitrat, Ammonium, Phytoplankton, Zooplankton, Bakterien, Detritus und gelöstem organischen Nitrat), deren Wechselwirkung über 23 frei anzupassende Parameter beschrieben wird. Fasham et al. (1993) erreichten eine gute Übereinstimmung zwischen den Modellergebnissen und Beobachtungen für die Station S bei Bermuda im Nordatlantik. Wird das Modell mit denselben Parametern jedoch auf die Station India im Nordatlantik (59 °N 19°W) übertragen, zeigen sich große Diskrepanzen zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen. Trotz der Komplexität des Modells reichen die beschriebenen Prozesse nicht aus, den Zyklus an Station India akzeptabel zu simulieren.

Das hier vorgestellte Planktonmodell beschränkt sich daher auf die Wechselwirkung zwischen Nährstoffen (nur Phosphat), Phytoplankton und Zooplankton. Die Anzahl der freien Parameter reduziert sich auf 7 anzupassende Größen.
Die biologische Produktion wird nun als Funktion eines Produktionsfaktors, der Nährstofflimitierung und der vorhandenen Phytoplanktonpopulation beschrieben. Gleichzeitig werden Nährstoffe durch die Aktivitäten von Zooplankton freigesetzt, da nur ein Teil der konsumierten Nährstoffe in den Metabolismus der Zooplankter eingebaut wird. Der Rest wird ausgeschieden und steht den Phytoplanktern wieder zur Verfügung. Die Präsenz von Räubern kann somit den Wachstumszeitraum von Phytoplanktern verlängern. Neben dem Ausscheiden von Nährstoffen wird auch assimilierter Kohlenstoff (meist über Respiration) freigesetzt. Inwieweit die Freisetzung von Nähr- und Kohlenstoff

dem von Takahashi bestimmten Verhältnis von 1:16:122 entspricht, ist bisher nicht geklärt. Flemming (1940, nach Anderson, 1993) gab als mittlere Zooplanktonzusammensetzung ein Verhältnis von P:N:C von 1:16:103 an. In Fischen und Fischlarven finden Parsons et al. (1984) deutlich geringere Verhältnisse (P:N:C = 1: 4-12 : 18-46). Mullin und Brooks (1967, nach Parsons et al., 1984) zeigten, daß sich das Verhältnis von Körpergewicht zu Kohlenstoffanteil bei *Rhincalanus*, einer Gruppe der Kopffüßler, während der Wachstumsphase ändert. Sie folgerten daraus, daß ein größerer Teil des Kohlenstoffs in Form von Fett im Körper des ausgewachsenen Tieres gespeichert wird.
In dem nachfolgend beschriebenen Planktonmodell wird der Simplizität wegen nicht zwischen Respiration und Exkretion oder dem Entwicklungsstadium des Zooplanktons unterschieden, d.h. Takahashis Verhältnis der Nährstoffe zu Kohlenstoff wird für Phyto- und Zooplankton identisch, sowie zeitlich und räumlich konstant angesetzt.

Die Veränderungen der Nährstoffkonzentration durch biologische Prozesse wird beschrieben durch:

$$\frac{d\mathrm{PO_4}}{dt} = -r \cdot \mathrm{Phyto} + (1-\epsilon) \cdot g \cdot \frac{\mathrm{Phyto\text{-}P}_{min}}{\mathrm{Phyto} + \mathrm{Phyto}_0} \cdot \mathrm{Zoo} \qquad (26)$$

Die Nährstoffaufnahme ist nun abhängig von dem Produktivitätsfaktor r (wie im HAMOCC3, siehe Gl. (23)) und der Phytoplanktonkonzentration (1. Term der rechten Seite). Die Beweidung durch Zooplankton ist eine Funktion der Freßrate g und der vorhandenen Phytoplanktonkonzentration, wobei eine Form der Michaelis-Menten-Kinetik gewählt wurde. Bei einer niedrigeren Beutekonzentration wird die Erfolgsquote des Räubers entsprechend reduziert, während die Beweidung bei einem Überangebot von Phytoplankton einen Sättigungswert erreicht. Die Effektivität des zooplanktonischen Metabolismus wird durch den Term (1 - ϵ) berücksichtigt. Je größer ϵ, desto effektiver die Nähr- und Kohlenstoffaufnahme der Räuber bzw. das Wachstum der Population und desto geringer die Rückführung der Nährstoffe in die Wassersäule. Die Veränderungen der Phytoplankton- und Zooplanktonkonzentration werden formuliert als

$$\frac{d\text{Phyto}}{dt} = r \cdot \text{Phyto} - g \cdot \frac{\text{Phyto-P}_{min}}{\text{Phyto} + \text{Phyto}_0} \cdot \text{Zoo} - d_p \cdot \frac{\text{Zoo}_0}{\text{Zoo}_0 + \text{Zoo}} \cdot (\text{Phyto-P}_{min}) \tag{27}$$

$$\frac{d\text{Zoo}}{dt} = \epsilon \cdot g \cdot \frac{\text{Phyto-P}_{min}}{\text{Phyto} + \text{Phyto}_0} \cdot \text{Zoo} - d_z \cdot (\text{Zoo-Z}_{min}) \tag{28}$$

Im Gegensatz zu den Nährstoffen, die durch biologische Aktivität vollkommen aufgezehrt werden können, dürfen die Planktonkonzentrationen einen Minimalwert nicht unterschreiten, da sonst der gesamte Kreislauf zum Erliegen kommen würde. Im realen Ozean sorgen spezielle Fortpflanzungs- und Überwinterungstechniken für den Erhalt einer Art. Die angenommenen Mindestkonzentrationen, P_{min} und Z_{min}, entsprechen dem Initialisierungswert von 0.01 μmolC l^{-1}.
Die Populationen werden durch Mortalität und Exkrementbildung (nur bei Zooplankton) verringert (letzte Terme der rechten Seite in den Gleichungen (27) und (28)). Diese beiden Anteile werden als Exportproduktion über die Tiefe verteilt und bestimmen somit die vertikalen Gradienten der Tracerverteilungen. Der Beitrag des Phytoplanktons zur Exportproduktion ist abhängig von der vorhandenen Zooplanktonkonzentration. Mit wachsender Zooplanktonkonzentration nimmt der Anteil von organischem Pflanzenmaterial, der in die Tiefe sinkt, ab.

Die Lösung des Gleichungssystems (26)-(28) wurde so formuliert, daß bei der Parameter- und Zeitschrittwahl keine zusätzlichen Einschränkungen entstehen. Aus Gl.(26) wird die Nährstoffänderung durch Phytoplanktonwachstum implizit abgeschätzt, wobei die Nährstoffrückführung durch die Zooplanktonaktivität vorerst nicht betrachtet wird. Aus der neu berechneten Phytoplanktonkonzentration werden die Veränderungen im Zooplankton bestimmt. Die Nährstoffkonzentration wird abschließend um den Anteil, der innerhalb der Oberfläche durch die Zooplanktonaktivität rezirkuliert wird, korrigiert. Der Vergleich der Ergebnisse dieses approximativen Lösungsverfahrens mit dem Runge-Kutta-Merson-Verfahren mit variabler Schrittweitenwahl zeigt eine sehr gute Übereinstimmung (Abb. 23). Bereiche, in denen sich die Lösung stark

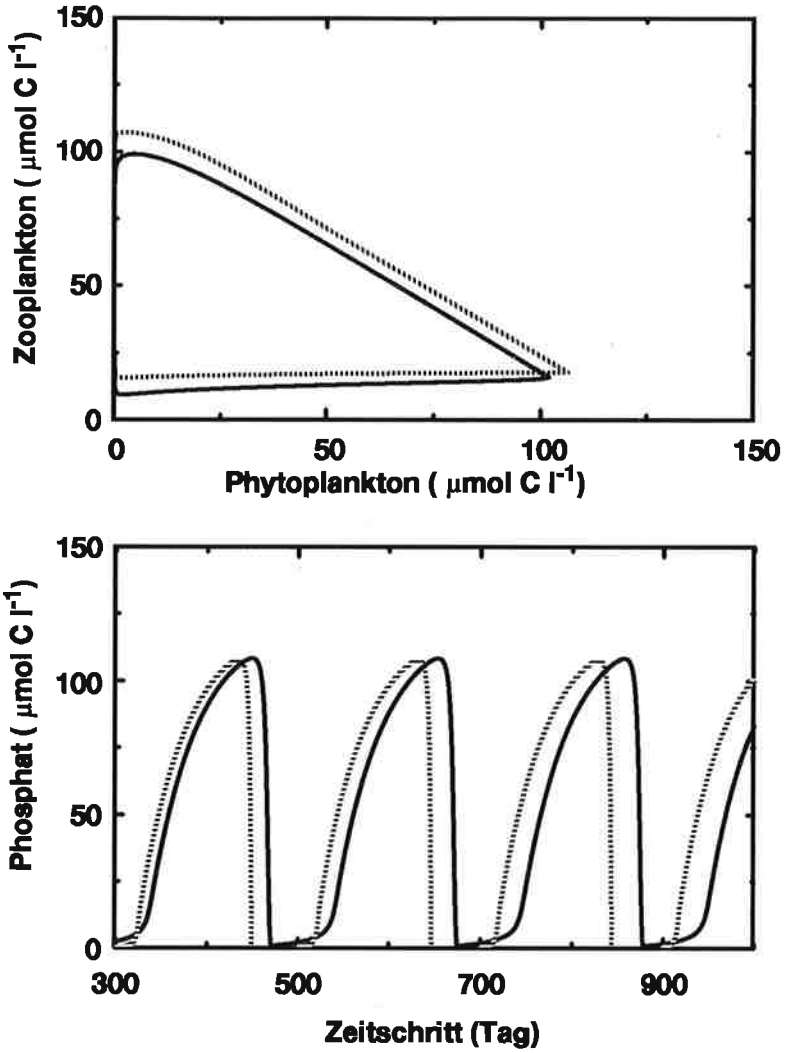

Abbildung 23: Vergleich des approximativen Lösungsverfahrens (durchgezogene Linie) mit der Lösung eines zeitaufwendigeren, aber exakteren Runge-Kutta-Merson-Verfahrens (gestrichelte Linie). Unten: Zeitliche Entwicklung des Nährstoffs Phosphat als Kohlenstoffäquivalent (μmol C/l). Oben: Phasendiagramm zwischen Phytoplankton und Zooplankton (beide in μmol C/l)

ändert und daher eine kleine Schrittweite erfordern, werden in dem verwendeten Lösungsverfahren gut erfaßt. Nur die Zeitkonstanten der Eigenschwingung der Systeme sind leicht verschieden.

5.2 Lokale Dynamik des Systems

Bevor dieses einfache Planktonmodell in das globale Kohlenstoffkreislaufmodell implementiert wird, werden einige Parameterstudien mit dem autonomen

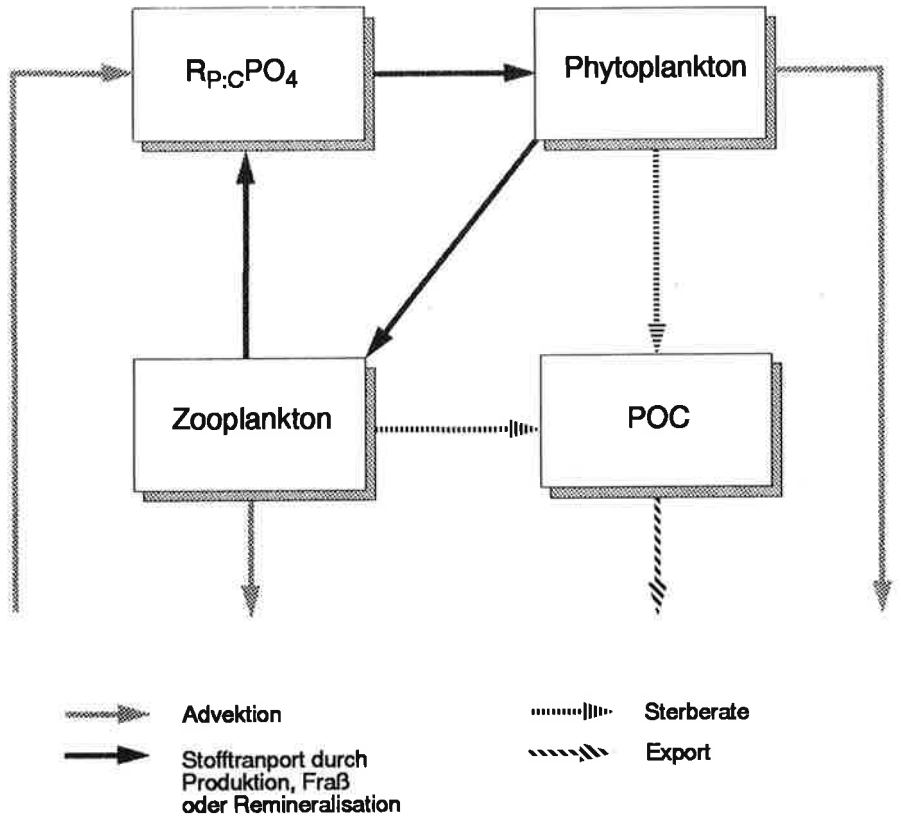

Abbildung 24: Vereinfachte Darstellung der verschiedenen Prozesse, die durch das Planktonmodell simuliert werden

System durchgeführt. Für weite Bereiche der Ozeanoberfläche können die Antriebsparameter des biologischen Modells als zeitlich nahezu konstant betrachtet werden. Nur in Regionen mit stark variierender Einstrahlung und Wärmetransport über die ozeanische Grenzfläche muß ein periodischer Antrieb des biologischen Modells vorausgesetzt werden.

Um die zeitliche Entwicklung des Systems untersuchen zu können, werden die Anteile der Exportproduktion sofort wieder den Nährstoffen zugeführt, so daß das oben angegebene System (26)-(28) geschlossen ist.
Der Charakter der Lösung ergibt sich aus dem Verhältnis der verschiedenen Parameter. Hierbei muß man berücksichtigen, ob der Parameter einen Wechselwirkungsprozeß zwischen zwei Reservoiren oder den Zerfall eines Reservoirs beschreibt. Die Annahme, daß die Phytoplanktonsterblichkeit d_p größer als die Wachstumsrate r ist, führt trotz eines hohen Nährstoffangebots nur zu einer sehr kleinen und zeitlich konstant vorhandenen Phytoplanktonpopula-

tion. Das System erreicht einen stabilen Gleichgewichtszustand. Sobald die Wachstumsrate größer ist als die Phytoplanktonsterberate, erreicht das System keinen zeitlich stationären Zustand, sondern eine periodische Lösung, deren Frequenz eine Funktion der Wachstumsrate ist. Die Frequenz verdreifacht sich bei einer Verfünffachung der Wachstumsrate. Die Periodizität wird aber auch durch das Verhältnis der angenommenen Freßrate des Zooplanktons zur Wachstumsrate bestimmt. Bei einem Unterschied von mehr als einer Größenordnung im Verhältnis der Zeitkonstanten erreicht das System einen neuen stationären Gleichgewichtszustand. Die Wachstumsrate von Phytoplankton ist nun so groß, daß immer ausreichend Nahrung für das Zooplankton vorhanden ist. Die Zooplanktonpopulation wächst auf maximale Stärke an.

Abb. 25a. zeigt die zeitliche Variation der Nährstoffkonzentration für verschiedene Wachstumsraten. Das obere Bild gibt das zugehörige Phasendiagramm der Zooplankton- gegen die Phytoplanktonkonzentration. Die geschlossenen Bahnkurven deuten auf die Periodizität des Systems hin. Mit steigender Wachstumsrate erhöht sich die Frequenz der Nährstoffvariation und die Zeitspanne mit relativ viel freien Nährstoffen verkürzt sich. Das Phasendiagramm zeigt, daß mit zunehmender Wachstumsrate die maximale Zooplanktonkonzentration zunimmt.

Die Halbierung der Freßrate g=0.05/Tag ergibt für niedrige Wachstumsraten ein ähnliches zeitliches Verhalten, wobei die Zeitspanne mit einer geringen Nährstoffkonzentration deutlich verlängert ist (Abb. 25b.). Durch die geringe Freßrate wird die entstandene Phytoplanktonpopulation nur langsam abgebaut und die darin gebundenen Nährstoffe freigesetzt. Bei großen Wachstumsraten erreicht das System einen Gleichgewichtspunkt. Die Populationen sind zeitlich konstant, wobei die meisten Nährstoffe trotz der langsamen Freßrate im Zooplankton gespeichert sind.

Eine starke Zooplanktonaktivität (g = 0.25/Tag) führt bei geringer Wachstumsrate nur zu einer kleinen zeitlichen Variation der freien Nährstoffe (Abbildung 25c.). Die Phytoplankton- und Zooplanktonkonzentrationen bleiben sehr klein. Erst bei größeren Wachstumsraten zeigen sich Phasen mit einer ausgeprägten Phytoplanktonpopulation.

Eine zeitliche Variation der Parameter des biologischen Modells, die man vor allem in höheren Breiten erwarten muß, führt zu einer Verlängerung der Peri-

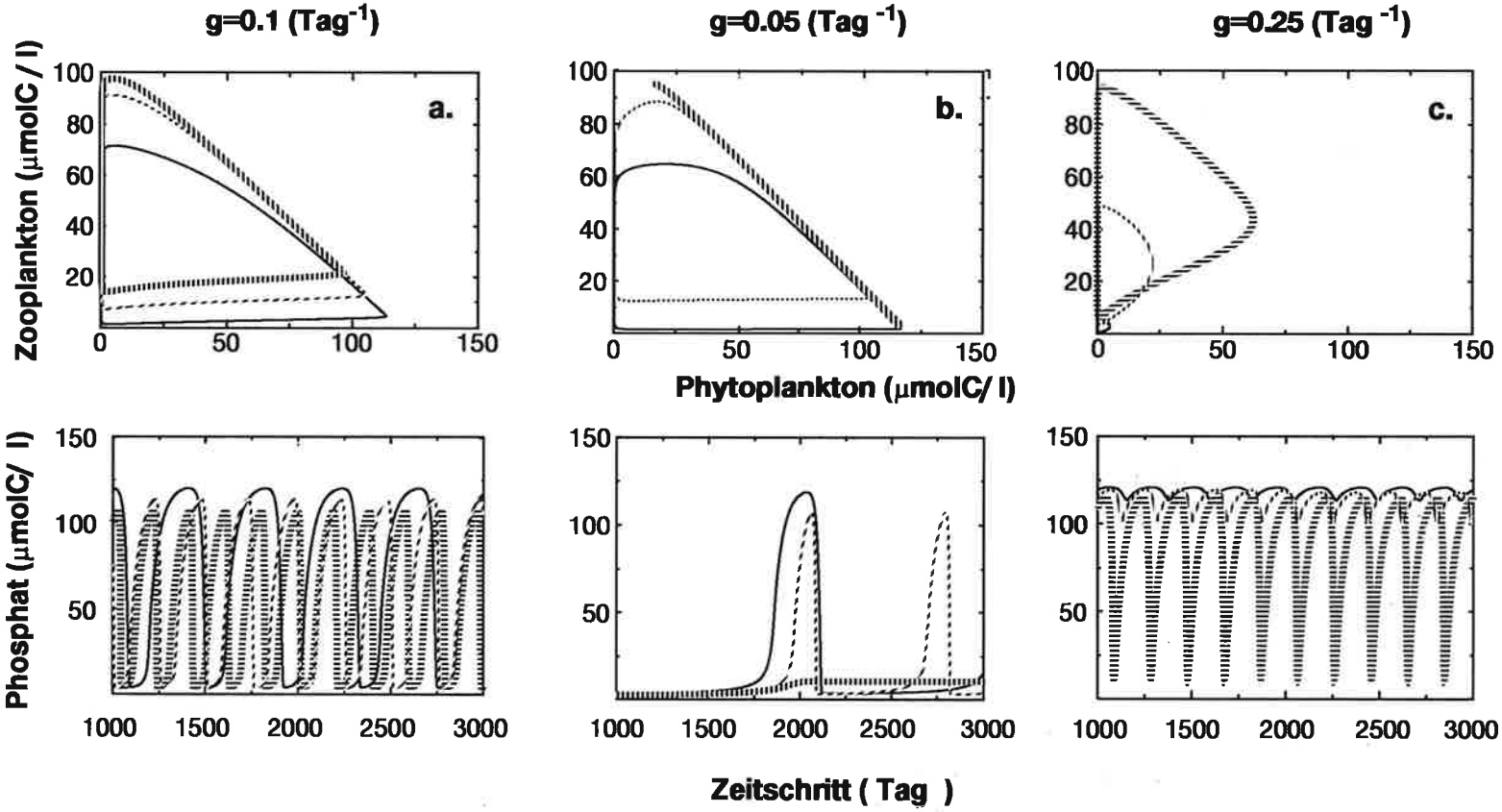

Abbildung 25: Lösungen des Planktonmodells für verschiedene Phytoplanktonwachstumsraten (r=0.1/Tag : durchgezogene Linie; r=0.3/Tag : gestrichelte Linie; r=0.5/Tag : breitgestrichelte Linie) und für verschiedene Zooplanktonfreßraten (1. Spalte : g=0.1/Tag ; 2. Spalte : g=0.05/Tag ; 3. Spalte : g=0.25/Tag) . Die untere Abbildung zeigt die zeitliche Variation der Nährstoffkonzentration in μmol C/l. Die obere Abbildung ist ein Phasendiagramm der Phytoplanktonkonzentration (Abszisse) gegen die Zooplanktonkonzentration (Ordinate). Angaben in μmol C/l.

ode, mit der das System schwingt. Eine periodische Variation der Freßrate, in Phase mit der Wachstumsrate von Phytoplankton, bedingt eine zeitlich konstante sehr geringe Zooplanktonpopulation. Bei einer Variation der Freßrate mit 180°-Phasenverschiebung gegenüber der Variation der Wachstumsrate, stellt sich wieder eine periodische Lösung ein.
Die Variation der Freßraten von Zooplanktern ist allgemein nur sehr ungenau bekannt. Ein Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Freßrate wurde allerdings im Labor beobachtet (Mullin und Brooks, 1970, nach Parsons et al., 1984). Daher ist anzunehmen, daß die Wachstumsrate von Phytoplankton und die Freßrate von Zooplankton phasengleich variieren.

5.3 Implementierung des Planktonmodells in das HAMOCC3

Für die vorangegangene Diskussion wurde ein Zeitschritt von einem Tag verwendet, obwohl das implizite Verfahren zur Lösung des biologischen Modells keiner Zeitschrittlimitierung unterliegt. Es zeigt sich aber, daß bei gegebener Parameterwahl die Variabilität der Lösung mit wachsendem Zeitschritt abnimmt. Daher ist es sinnvoll, das biologische Modell mit einem Zeitschritt von etwa einer Woche zu integrieren. Kürzere Zeitschritte erhöhen die Variabilität nur unwesentlich (Abb. 26).
Das numerische Advektionsverfahren des HAMOCC3 bedarf bei starken Gradienten einer großer Anzahl von Iterationen. Daher wurde die Advektionsroutine für alle Tracer auf ein explizites Verfahren umgestellt und analog zu dem biologischen Modell mit einem Zeitschritt von einer Woche integriert. Konvektive Ereignisse im Modell werden unverändert einmal im Monat berechnet, um die Entrainmentrate, die mit dem Ozeanzirkulationsmodell bestimmt wurde, zu erhalten. Der Wechsel des numerischen Verfahrens bedingt außerdem eine Erhöhung des horizontalen Diffusionskoeffizienten.
Die Umstellung des Kohlenstoffmodells auf ein explizites Verfahren mit kürzerem Zeitschritt ändert die in Kapitel 4 beschriebenen Strukturen nur sehr geringfügig. Die Differenzen der Δ^{14}C-Verteilungen der Version mit einem Wochenzeitschritt gegenüber der Standardversion entlang der GEOSECS-Schnitte im Atlantik und Pazifik zeigen hauptsächlich für den tiefen nördlichen Pazifik eine Veränderung. Die Δ^{14}C-Werte steigen um 10 $^{o}/_{oo}$, d.h. die numerische

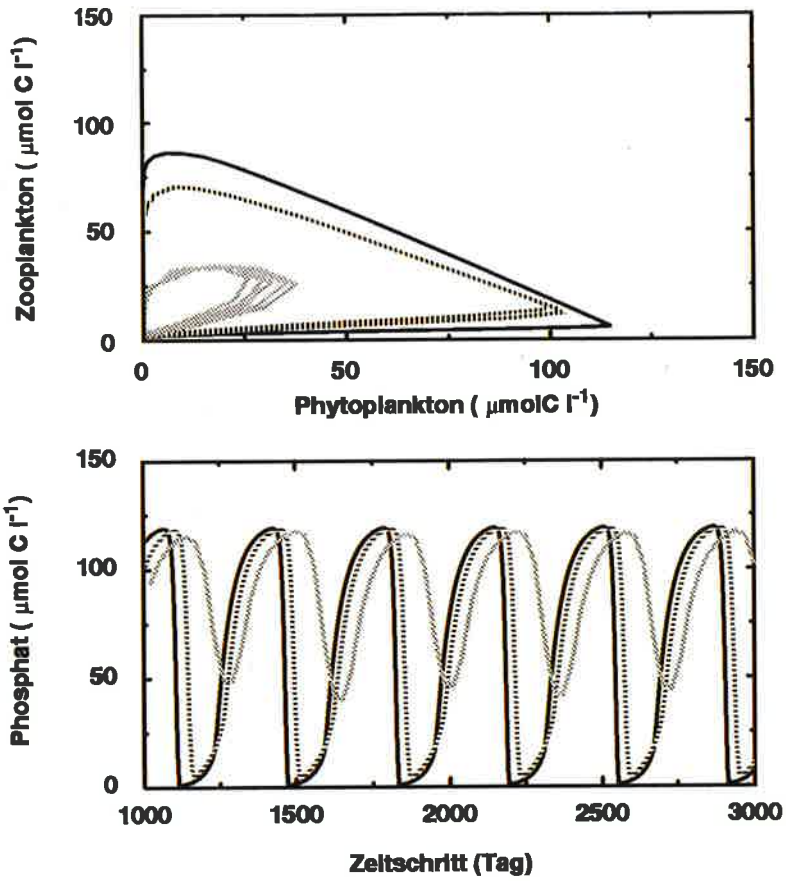

Abbildung 26: Lösungen des Planktonmodells bei verschiedener Zeitschrittwahl: Δt=3 Tage (durchgezogene Linie), Δt=7 Tage (gestrichelte Linie), Δt=30 Tage (schattierte Linie). Unten ist die zeitliche Variation des Nährstoffs dargestellt. Oben das Phasendiagramm zwischen Phytoplankton und Zooplankton. Konzentrationsangaben in μmol C/l.
Das Phasendiagramm zeigt deutlich, daß die Lösung mit Δt=30 Tagen nach 1000 Tagen Integrationszeit noch keinen stationären Zustand erreicht hat.

Diffusion ist insgesamt erhöht.

Für jeden Zeitschritt wird nun das biologische Modell berechnet und die Veränderungen der Nährstoffkonzentration sowie des Kohlenstoffs, der Alkalinität und des Sauerstoffs bestimmt.
Die Advektion bringt lebendes organisches Material in größere Tiefen. Es wird angenommen, daß auch außerhalb der euphotischen Schicht die Phytoplanktonpopulation durch Zooplanktonaktivität verringert wird. Der Beweidungsprozeß entspricht der verwendeten Formulierung der euphotischen Schicht. Da bei der Nährstoffrückführung Sauerstoff aufgezehrt wird, unterliegt der kon-

sumierbare Phytoplanktonanteil dem gleichen Sauerstoffkriterium wie bei der Remineralisierung; d.h. die Zooplanktonaktivität wird bei niedrigem Sauerstoffgehalt reduziert. Zudem stirbt ein Teil von beiden Populationen, wobei das abgestorbene Material in der Schicht verbleibt und dem partikulären organischen Kohlenstoff (POC) zugeordnet wird.

Die Bildung von Silikat- und Kalziumkarbonatschalen wird proportional zu der Exportproduktion und der Veränderung der Summe aus Phytoplankton und Zooplankton berechnet. Dies entspricht einer effektiven Bruttoproduktion. Die Unterscheidung zwischen Silikat- und Kalziumkarbonatbildenden Planktonarten erfolgt analog zur Standardversion.
Die berechnete Export- und Schalenproduktion wird, wie zuvor, vertikal nach dem Profil von Suess bzw. mit Exponentialfunktionen verschiedener Eindringtiefen für Silikat und Kalziumkarbonat verteilt. Bei gleicher Produktion ist somit gewährleistet, daß die vertikalen Gradienten erhalten bleiben.

Die oben beschriebenen Untersuchungen zeigten, daß das Planktonmodell sensibel auf die Wahl der Parameter reagiert. Um die Anzahl der freien Parameter möglichst gering zu halten, wird angenommen, daß der gewählte Parametersatz global homogen ist. Regionale Unterschiede ergeben sich nur durch die funktionale Abhängigkeit der Zeitkonstanten von physikalischen Prozessen. Diese Forderung impliziert, daß nur äußere Bedingungen den Charakter des biologischen Systems bestimmen. Da es kaum Kenntnisse über regionale Artenzusammensetzungen gibt, ist diese Prämisse vorerst legitim. Außerdem ermöglicht ein globaler homogener Parametersatz, daß das Modell auch für andere Klimazustände verwendet werden kann. Die Basisparameter bleiben konstant, aber durch ihre Abhängigkeit von den physikalischen Gegebenheiten können Eiszeitbedingungen oder Szenarien eines Klimas mit höheren Temperaturen gerechnet werden.

Die funktionalen Abhängigkeiten der verschiedenen Prozesse von den äußeren Bedingungen werden wie folgt formuliert:

$$r = r_o \cdot cos\Delta \cdot \frac{\lambda_0^2}{\lambda_0^2 + \lambda^2} \cdot \frac{T + 2^oC}{T + 10^oC} \cdot \frac{[PO_4]}{[PO_4] + P_0} \tag{29}$$

$$g = g_0 \cdot \frac{T + 2^oC}{T + 10^oC} \tag{30}$$

Die Phytoplanktonproduktivität r ist eine Funktion der Nährstoffkonzentra-

	Größe	gewählter Modellwert
Wachstumsrate	r_0	0.6 Tag^{-1}
Freßrate	g_0	0.5 Tag^{-1}
Effizienz	ϵ	0.6
Sterberate Phytoplankton	d_p	0.02 Tag^{-1}
Schwellwert Zooplankton	Zoo_0	0.1 μmol C/l
Sterberate Zooplankton	d_z	0.03 Tag^{-1}
Mindestkonzentration		
Phytoplankton	P_{min}	0.01 μmol C/l
Zooplankton	Z_{min}	0.01 μmol C/l
Halbsättigungskonstante		
Nährstoffe	P_0	2 μmol C/l
Phytoplankton	$Phyto_0$	4 μmol C/l

Tabelle 2: Gewählte Basisparameter des biologischen Modells aus Gleichung (26)-(28)

tion, der Temperatur, des Lichts und der windinduzierten Turbulenz. Die Zooplanktonproduktivität g wird nur durch die Temperatur variiert. Mullin und Brooks (1970, nach Parsons et al., 1984) beobachteten das Wachstum von Kopffüßlern *(Rhincalanus)*, und stellten bei einer Erhöhung der Temperatur von 10°C auf 15°C sogar eine Verdoppelung der Wachstumsrate fest.

Die verwendeten Basiskonstanten werden so angepaßt, daß bestimmte äußere Bedingungen, z.B. mittlere Nährstoffkonzentration der Oberfläche, erfüllt sind. Tabelle (2) gibt eine Zusammenstellung der gewählten Parameter. Die Halbsättigungskonstanten, die Sterberate und die Exkrementbildung liegen im Bereich der in der Literatur verwendeten Größen (Fasham et al., 1990, Eppley et al., 1969).

Die maximale Wachtumsrate ist deutlich niedriger als die Beobachtungen von Menzel und Ryther (1960) (2.3-3.4 Tag^{-1}) an der Station S im Nordatlantik, aber das gewählte r_0 bewirkt dennoch eine rasche Nährstoffaufzehrung in dieser Region, in der keine "explosionsartigen" Planktonblüten zu beobachten sind. Station S zeigt eine ausgepägte Dichteschichtung im Sommer. Die Durchmischungsschicht, bestimmt nach dem Dichtekriterium von Levitus

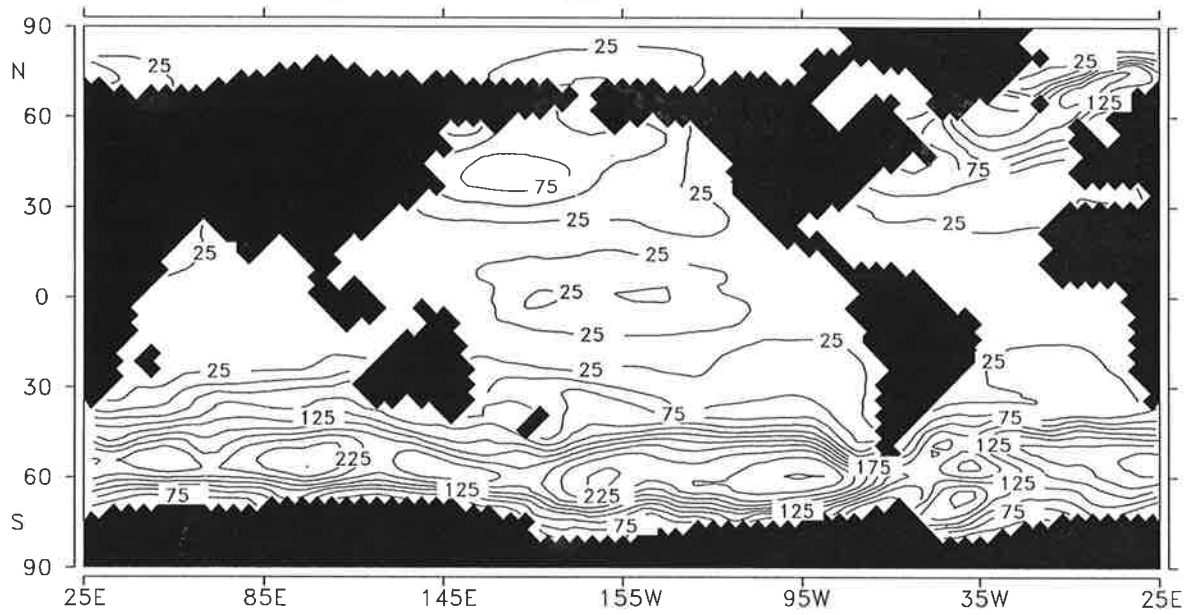

Abbildung 27: Tiefe der durchmischten Schicht im Jahresmittel. Berechnet aus der vertikalen Dichtestruktur und dem Energieeintrag durch Windstress.

(d.h. die Lage der Schicht mit einer Dichtedifferenz zum Oberflächenwert von $\Delta\sigma_t = 0.125$), reicht in den Monaten Juni bis Oktober nur bis in eine Tiefe von etwa 25 m. Dem Phytoplankton steht somit auch nur ein begrenztes Nährstoffangebot zur Verfügung. Aus der saisonalen Dichtestruktur des Modells und der eingetragenen Windenergie wurde eine Durchmischungstiefe berechnet. Ergibt sich eine kleinere Mischungstiefe als die euphotische Schicht (d.h. kleiner als 50 m) werden die verfügbaren Nährstoffe entsprechend dem Verhältnis von Mischungstiefe und Tiefe der euphotischen Schicht reduziert. Vor allem in der Äquatorregion wird so das Nährstoffangebot das ganze Jahr über beschränkt (Abb. 27).

Die gewählte Freßrate von Zooplankton ist nur halb so groß wie der Wert von Fasham et al. (1990). Ihr eindimensionales Boxmodell ist an die Beobachtungen von der Station S, bei Bermuda und von der Station India, im Nordatlantik angepaßt, und kann somit nur bedingt mit globalen Werten verglichen werden. Eine Simulation mit dem vorliegenden Modell zeigt, daß eine größere Freßrate

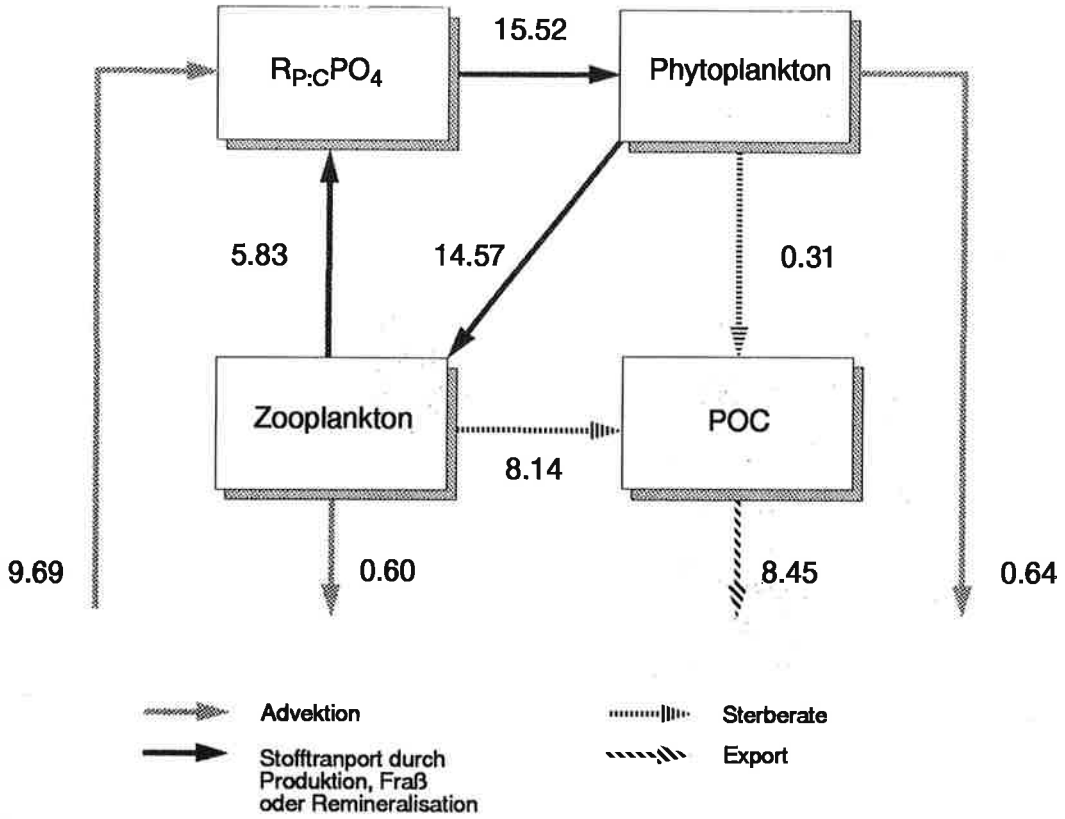

Abbildung 28: Jährliche Austauschraten zwischen den verschiedenen Kohlenstoffpools innerhalb der Oberflächenschicht des Modells (in GtC/Jahr)

die Planktonpopulation zu stark dezimiert und dadurch die biologische Produktion und die Variation des ΔpCO_2 reduziert.
Die gewählte Effizienz des Zooplanktons ist auch geringer als die von Fasham et al. verwendete (60 % statt 75 %).
Die Bestimmung dieser Basisparameter ist auf Grund des räumlich variierenden biologischen Systems sehr kompliziert. Der Schwerpunkt bei der Parameterwahl muß daher nicht auf den einzelnen Wert, sondern auf die Reproduktion der gemessenen Veränderungen durch das System gelegt werden.

Im stationären Zustand betragen die Gesamtmengen von lebendem organischen Material 0.98 GtC Zooplankton und 0.66 GtC Phytoplankton. Inwieweit diese Verteilung die natürlichen Gegebenheiten wiedergibt, kann nicht abgeschätzt werden. Die gesamte marine Biomasse wird auf rund 3 GtC geschätzt (Houghton et al, 1990).

Die Assimilation von Kohlenstoff beträgt im Modell rund 15.5 GtC pro Jahr (Abb. 28). Der größte Teil dieser Produktion wird von Zooplankton aufgenommen (14.57 GtC/Jahr) und als partikulärer organischer Kohlenstoff ausgeschieden (8.14 GtC/Jahr). Etwa 5.8 GtC/Jahr werden innerhalb der euphotischen Schicht durch Zooplankton remineralisiert. Die Exportproduktion beträgt 8.45 GtC/Jahr, so daß das Verhältnis von Neuproduktion/Gesamtproduktion f = 0.54 ist. Allgemeine Abschätzungen für f liegen zwischen 0.1 und 0.2, wobei regional auch Werte von f=0.5 beobachtet wurden (Eppley und Peterson, 1979, Broecker und Peng, 1982). Es muß betont werden, daß die hier berechnete Gesamtproduktion nicht jenen Anteil der Produktion erfaßt, der in der Natur innerhalb eines Tages regeneriert wird (Dunkelrespiration).

5.4 Verteilung

Auf Grund der regional und saisonal variierenden Anregung des Planktonmodells ergeben sich für die verschiedenen Ozeanregionen unterschiedliche Konzentrationen von Phyto- und Zooplankton (Abb. 29). In äquatorialen Breiten bedingt die ozeanische Dynamik einen jahreszeitlich nahezu konstanten Zustrom von Nährstoffen. Die Wachstumsbedingungen für Phytoplankton unterliegen kaum einer äußeren Limitierung und zeigen ebenfalls nur einen geringen Jahresgang. So kann sich ein Zooplanktonbestand aufbauen und während des gesamten Jahres eine Konzentration von 5 μmol/l erhalten (Abb. 30). Die Phytoplanktonkonzentration ist niedrig (kleiner als 1.5 μmolC/l). Satellitenbilder des Costal Zone Colour Scanner (CZCS, Feldman et al. 1989), zeigen eine Chlorophyllkonzentration von 0.3 mg Chl/m^3 im Bereich von 10°N bis 10°S um den Äquator. Bei einem mittleren Verhältnis von Kohlenstoff zu Chlorophyll von 50:1 (Parsons et al., 1984) entspricht die Satellitenmessung einer Phytoplanktonkonzentration von weniger als 1.25 μmol C/l.
In den subtropischen Wirbeln bedingt der vorherrschend abwärts gerichtete Transport (Ekman "pumping") niedrige Nährstoffangebote und damit auch nur geringe Konzentrationen von organischem Kohlenstoff. Die saisonale Variation ist ebenfalls gering. Die Phytoplanktonkonzentration liegt fast das ganze Jahr bei einem Wert von 0.5 μmolC/l (Abb. 30), was relativ gut mit den Beobachtungen des CZCS übereinstimmt (< 0.05 mg Chl/m^3 = 0.2 μmolC/l).

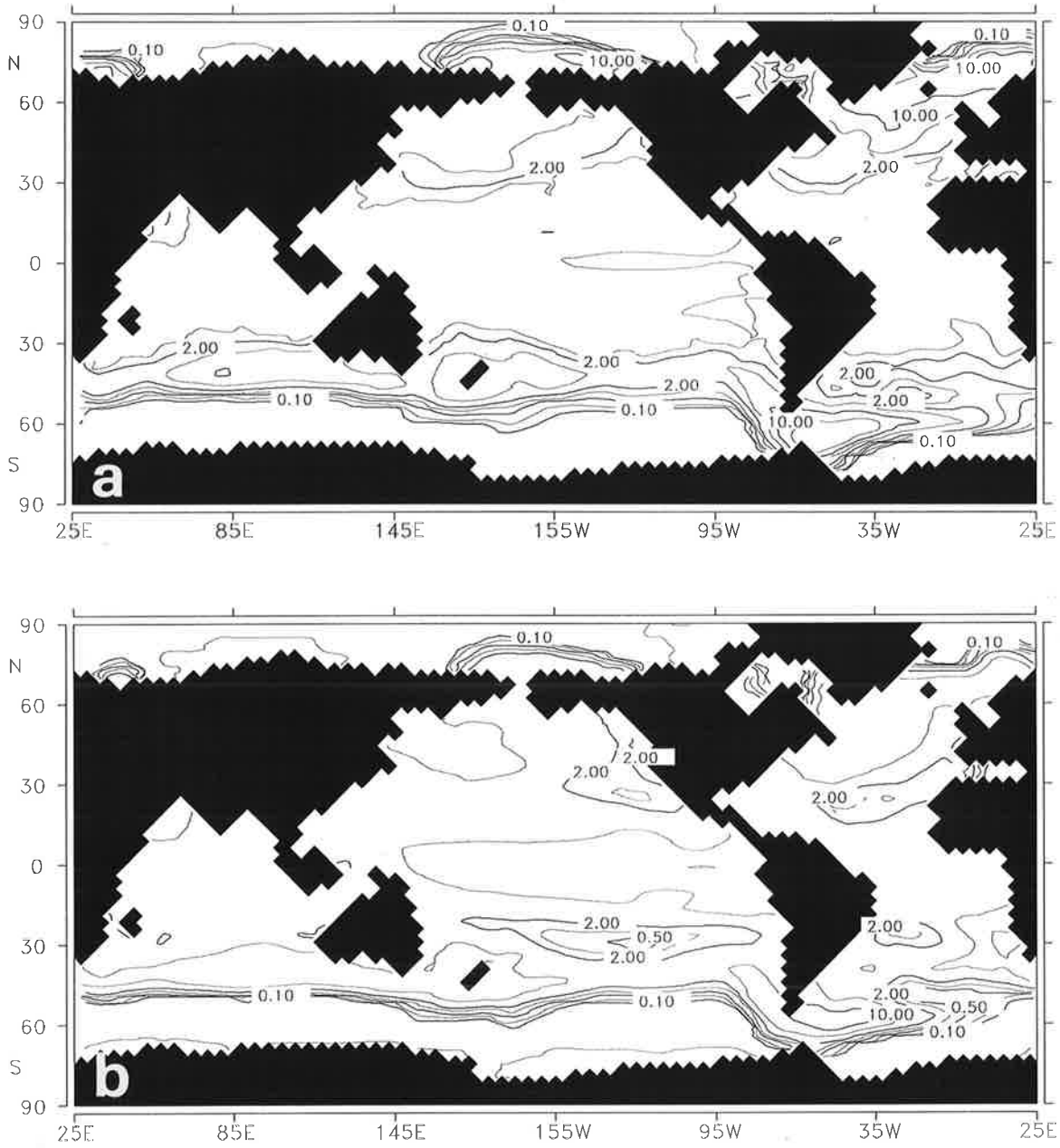

Abbildung 29: Horizontale Verteilung von Phytoplankton (a.) und Zooplankton (b.) in der Oberfläche im Jahresmittel. Die Isolinien liegen auf einer logarithmischen Skala bei 0.1, 0.2, 0.5 ,1, 2, 5, 10, 20 und 50 μmol C/l

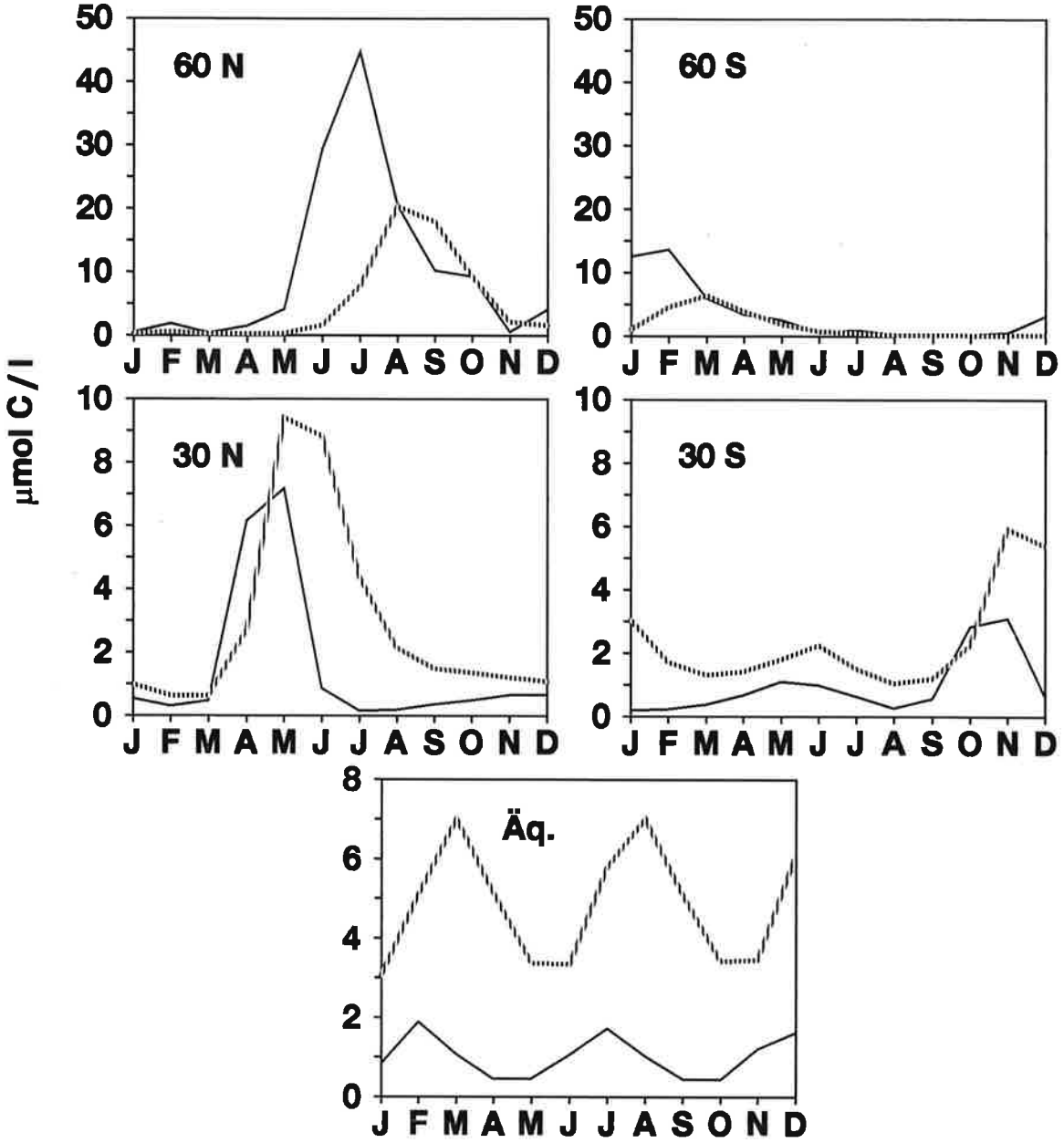

Abbildung 30: Zonalgemittelte Phytoplankton- (durchgezogene Linie) und Zooplanktonkonzentration (gestrichelte Linie) pro Monat in μmol C/l für fünf Breitengrade. Oben: 60° Nord und Süd; Mitte: 30° Nord und Süd; Unten: Äquator

Die Variabilität in den nördlichen Ozeanregionen wird durch die saisonal stark veränderlichen Randbedingungen des Planktonmodells erzeugt. So beträgt z.B. die jahreszeitliche Temperaturschwankung im Pazifik 10°C. Licht- und vertikale Vermischungsverhältnisse weisen ebenfalls einen starken Jahresgang auf. Die Mächtigkeit der Durchmischungsschicht im Nordwestpazifik sinkt von rund 150 m im Januar/Februar auf 25 m in den Sommermonaten (Takahashi et al., 1992). Die ausgeprägte Saisonalität spiegelt sich in dem Phytoplanktonreichtum im Frühjahr wieder. Da, durch die reduzierte Einstrahlung, die niedrigen Temperaturen und die starke Vertikalbewegung das Wachstum des Phytoplanktons in den Wintermonaten stark limitiert wird, fehlt auch für das Zooplankton die Nährstoffquelle. Die Verbesserung der Produktionsbedingungen für Phytoplankton im Frühjahr erlaubt ein rapides Wachstum der Phytoplanktonkonzentration, da eine Limitierung durch Zooplankton fehlt. Im nördlichen Atlantik hinterlassen die Phytoplanktonblüten ein deutliches Signal in den Bildern des CZCS mit einer Chlorophyllkonzentration von mehr als 1.0 mg Chl m^{-3}. Das Modell liefert für diese Region eine Phytoplanktonkonzentration von > 40 μmol C/l im Juli. Im Laufe des Sommers bildet sich die Zooplanktonpopulation aus, wobei die maximale Konzentration 20 μmol C/l beträgt und im August erreicht wird (Abb. 30).

Eine Karte der globalen Verteilung von Zooplankton, mit der die Modellergebnisse verglichen werden können, ist noch nicht erstellt worden. Die Bestimmung der in Zooplankton gespeicherten Biomasse ist ausgesprochen schwierig. Nach üblichen Definitionen umfaßt der Begriff Zooplankton alle "sich dahintreiben lassenden" heterotrophen Konsumenten. Die Gruppe reicht von Radiolarien mit einem Durchmesser von rund 100 μm, über Krebse und Quallen, bis hin zu Eiern und Larven von Fischen, die im ausgewachsenen Stadium zum Nekton ("aktiv schwimmend") zählen. Ebenso verbringen bestimmte Quallenarten ihr Jugendstadium im Benthos, d.h. direkt am Meeresgrund, während benthische Seesterne frühe Entwicklungstufen als Plankton durchleben (Raymont, 1980).
Die Größenvariation, die Mobilität und die unterschiedlichen Tiefenbereiche der verschiedenen Lebensstadien erschweren die Bestimmung der Zooplanktonbiomasse. So müßen der Vergleich der Phytoplanktonverteilung und -fülle mit beobachteten Konzentrationen, sowie die Nährstoffverteilung indirekt Auf-

schluß über den Einfluß und die Aktivität von Zooplankton geben.

Die Bruttoproduktion der Oberfläche ist in den westlichen Regionen des Nordpazifiks und des Nordatlantiks sowie zwischen 30-40°S größer als 20 gC m^{-2} $Monat^{-1}$ (Abb. 31a.). Die Verteilungskarte der Bruttoproduktion von Berger et al. (1987) zeigt in diesen Regionen ähnliche Werte (Abb. 31b.). Die Karte entstand allerdings nicht nur aus direkten Beobachtungen, sondern hauptsächlich aus einer Synthese von Nährstoffdaten, Auftriebsgebieten, geographischer Breite und Abstand zur Küste (Koblentz-Mishke et al., 1970). Die gute Übereinstimmung zwischen den "Beobachtungen" und den Modellergebnissen ist vor allem auf die Darstellung der Ekmangeschwindigkeiten im Modell zurückzuführen.
Südlich von 50°S geht die Bruttoproduktion im Modell fast vollständig zurück (Werte kleiner als 0.1 gC m^{-2} $Monat^{-1}$), während die Karte von Berger eine jährliche Produktionsrate von 60-120 gC/m^2 angibt. Neuere Untersuchungen haben gezeigt, daß die Produktion in antarktischen Gewässern trotz der hohen Nährstoffkonzentration sehr gering ist. Die Ursache hierfür könnte das Fehlen des Mikronährstoffs Eisen sein (Martin et al., 1990), der zumeist aus der Verwitterung von terrigenem Material stammt und über die Atmosphäre eingetragen wird. Im Modell wird die niedrige Produktion hauptsächlich durch den turbulenten Windeintrag bedingt.

Abb. 32 zeigt die meridionale Verteilung der zonal gemittelten jährlichen Brutto- und Exportproduktion des Planktonmodells und der Exportproduktion des HAMOCC3. Die Bruttoproduktion des Planktonmodells und die Produktion im HAMOCC3 erreichen am Äquator dieselbe Stärke mit rund 70 gC m^{-2} $Jahr^{-1}$ (Abb. 32). Während im HAMOCC3 der organische Kohlenstoff direkt am Äquator absinkt und ein Sauerstoffminimum erzeugt, bewirkt im Planktonmodell die Speicherung des organischen Kohlenstoffs in Zooplankton, daß die gegebenen Strömungsbedingungen den Kohlenstoff aus der Auftriebsregion heraustransportieren können. Gleichzeitig wird ein Teil des Kohlenstoffs durch die Zooplanktonaktivität in der Oberfläche remineralisiert, so daß die Bruttoproduktion in den angrenzenden subtropischen Wirbeln auf rund 40 gC m^{-2} $Jahr^{-1}$ steigt. Auch die Exportproduktion nimmt zu und ist im Planktonmodell etwa 50 % höher als in der Standardversion ($\approx$ 20 gC m^{-2} $Jahr^{-1}$),

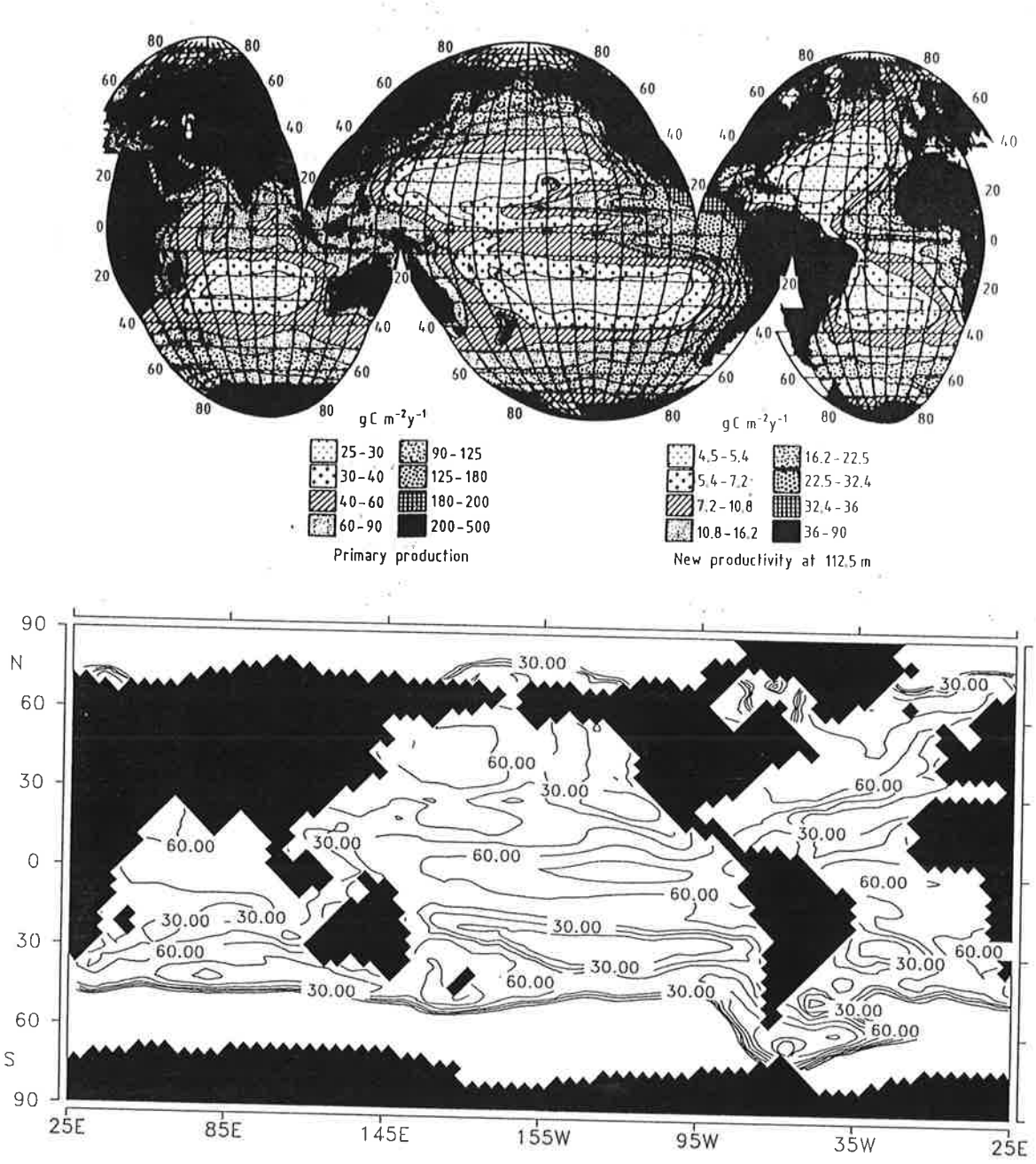

Abbildung 31: Jährliche Bruttoproduktion von organischem Material in der Oberfläche in gC m^{-2} $Jahr^{-1}$.
Oben: Beobachtungen (Koblentz-Mishke et al., 1970, modifiziert von Berger et al. 1987) und unten Planktonmodell. Der Isolinienabstand wurde entsprechend der Wertebereiche der Beobachtungen gewählt (siehe Legende).

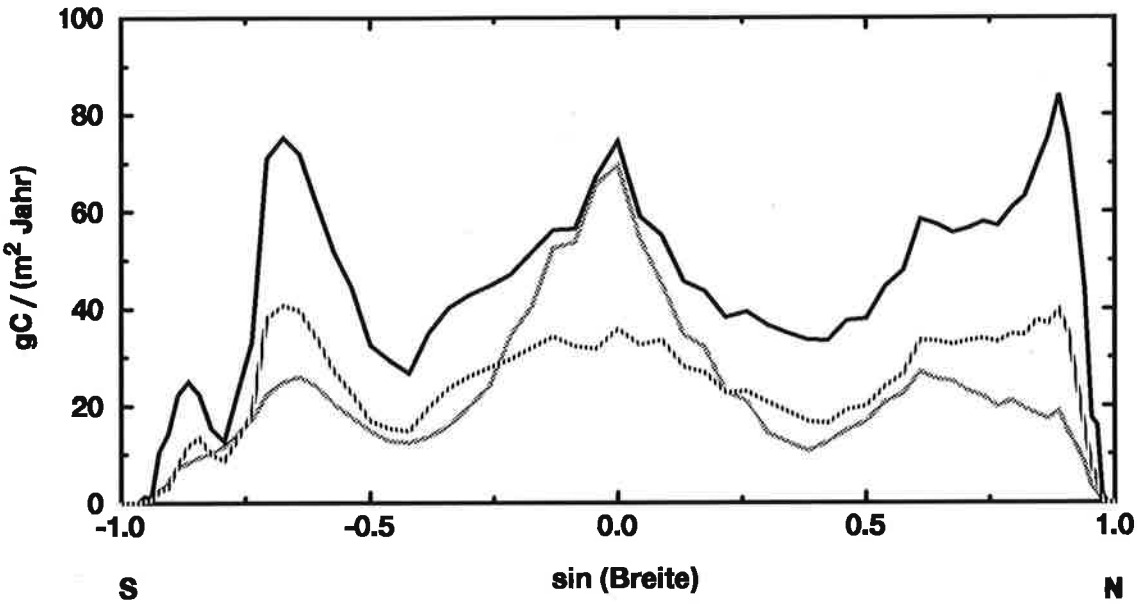

Abbildung 32: Zonal gemittelte Bruttoproduktion (durchgezogene Linie) und Exportproduktion (gestrichelte Linie) als Funktion des Sinus der Breite (in gC m^{-2} $Jahr^{-1}$) im Planktonmodell. Die gepunktete Linie zeigt im Vergleich die Exportproduktion des HAMOCC3.

aber noch deutlich geringer als die Abschätzungen von Jenkins (1982). Er bestimmte aus Sauerstoffaufzehrungsraten eine Exportproduktion von 50 gC m^{-2} $Jahr^{-1}$ für den subtropischen Nordatlantik.

Das Absinken des in der Oberfläche erzeugten organischen Materials in größere Tiefen bewirkt im HAMOCC3, daß der Sauerstoffgehalt in 500 - 1000 m Tiefe in der Region des pazifischen Äquators stark verringert ist (Abb. 33b.). Die O_2-Werte sinken auf 10 μmol O_2/l, den Minimalwert, bei dem die Remineralisation von organischem Material gestoppt wird, um negative O_2-Konzentrationen zu vermeiden. Dieses führt allerdings zu einer starken Zunahme der POC-Konzentration. Abb. 33d. zeigt die um den verbleibenden POC-Anteil korregierte Sauerstoffkonzentration. Das O_2-Defizit im zentralen Pazifik beträgt 125 μmol O_2/l in einer Tiefe von einem Kilometer.
Gegenüber HAMOCC3 ist die im Planktonmodell berechnete Exportproduk-

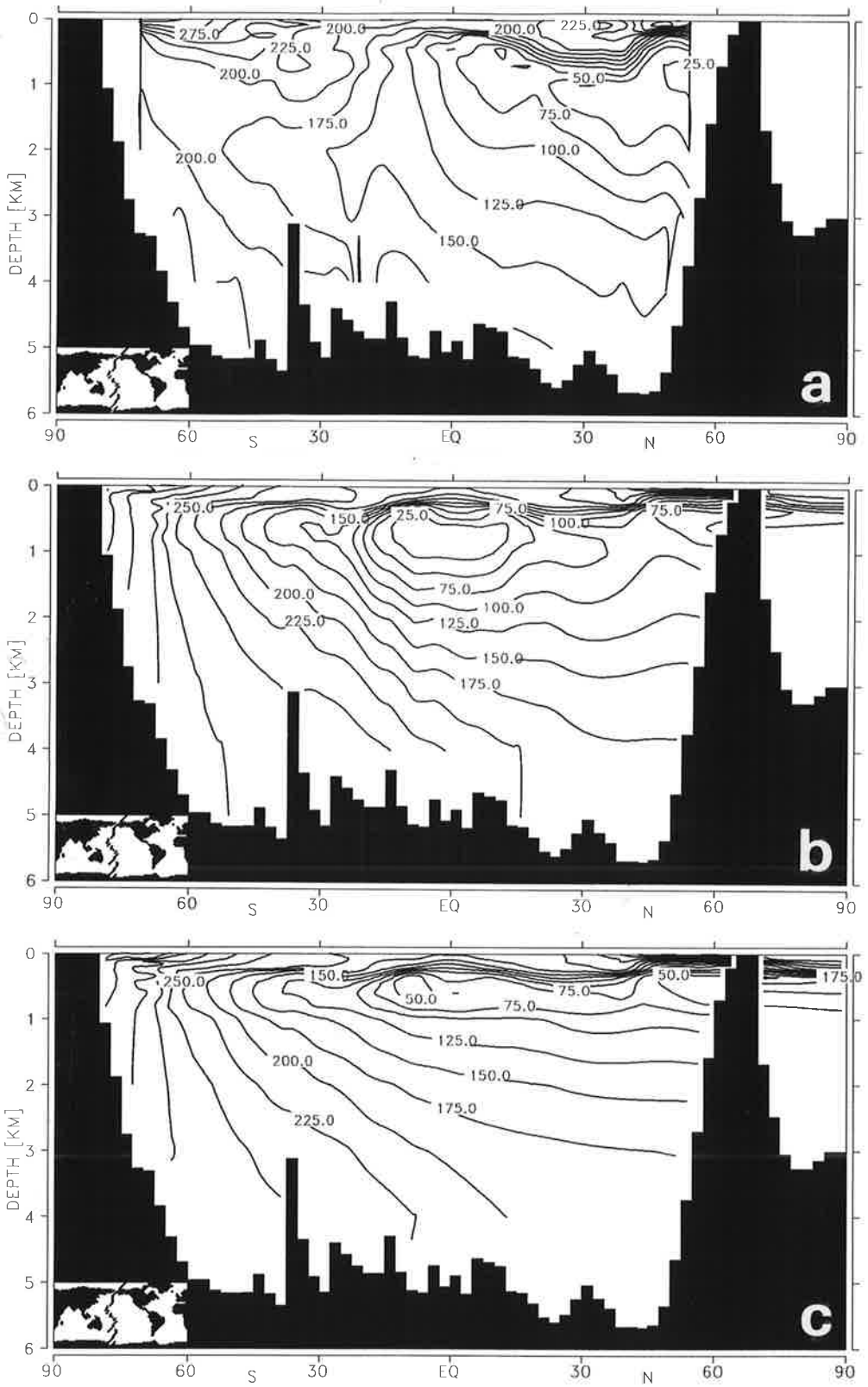

Abbildung 33: O_2-Verteilung (in μmol O_2/l) entlang des GEOSECS-Schnittes im Westpazifik.
a. Beobachtungen (Bainbridge,1981), b. HAMOCC3, c. Planktonmodell.

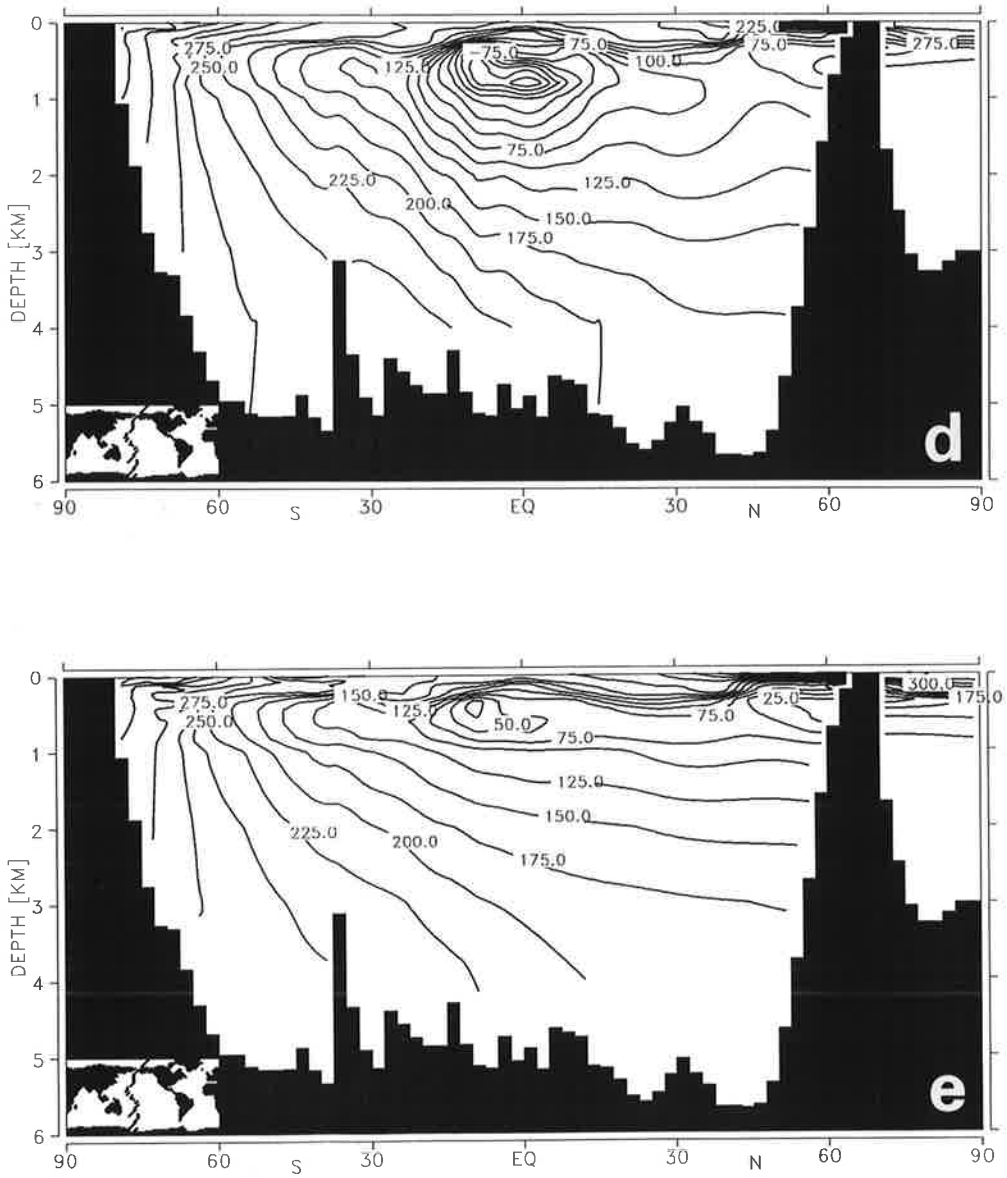

Abbildung 33: (Fortsetzung) Die Modifikation des O_2-Gehalts, um den Anteil des noch zu remineralisierenden partikulären Materials zeigt im HAMOCC3 die Regionen ($O_2^* < 0.$), in denen die biologischen Prozesse nicht zu dem physikalischen Modell passen (d.). Im Planktonmodell sind solche Bereiche kaum noch zu finden (e.)

tion leicht erhöht aber regional homogener. Insbesondere die Zooplanktonaktivität am Äquator reduziert den lokalen Export von organischem Material und somit auch den Sauerstoffbedarf. Die O_2-Konzentration (Abb. 33c.) am Äquator beträgt kaum weniger als 50 μmol O_2/l. Das absolute Minimum verlagert sich zum Nordrand des Pazifiks, wo es auch in den Beobachtungen zu finden ist (Abb. 33a.). Die Modifikation des aktuellen Sauerstoffgehalts um den Anteil des noch zu remineralisierenden POCs verändert die Sauerstoffverteilung unwesentlich. Der Anteil von POC im gesamten Ozean beträgt im Planktonmodell nur noch 40 GtC, während im HAMOCC3 rund 140 GtC in partikulärem Material gebunden sind. Der Einfluß des Zooplanktons bedingt somit eine realistischere Verteilung von Sauerstoff und partikulärem Material in der Tiefe.

5.5 Variation des Oberflächenpartialdrucks

Die globale Struktur des ΔpCO_2 im Jahresmittel zeigt vor allem eine Verstärkung der Amplitude in den polaren und subpolaren Regionen (Abb. 34). Die Senkenregionen des Nordatlantiks und der Drake Passage haben sich von -10 ppm auf -40 ppm vertieft. Gleichzeitig erhöht sich der äquatoriale Überdruck, so daß sich ein verstärkter atmosphärischer Transport von niederen zu höheren Breiten ergibt.

In den Monaten April bis Oktober zeigt sich im Planktonmodell nördlich von 30°N im Nordatlantik ein ΔpCO_2-Unterdruck zwischen -20 bis -80 ppm. Verglichen mit Daten von TTO/NAS aus denselben Monaten (Takahashi et al., 1992) ist die natürliche Verteilung gut reproduziert (Abb. 35). Nur entlang der nordamerikanischen Küste simuliert das Planktonmodell keinen Partialdruckabfall senkrecht zur Küstenlinie. Wie schon vorher erwähnt, werden kleinräumige Schelfprozesse in diesem Modell nicht aufgelöst. Außerdem stellt die ozeanische Dynamik speziell in dieser Region Anforderungen an das Modell, die es bei der derzeitigen Auflösung nicht zu leisten vermag (z.B. die Ablösung des Golfstroms bei Cape Hatteras).

Die starke pCO_2-Reduktion im Modell ist die Folge der verstärkten biologischen Aktivität (Abb. 36a.). Einen Monat später als in der Natur setzt im Mai die Frühjahrsblüte ein. Der Winternährstoffgehalt von über 1.1 μmol P/l

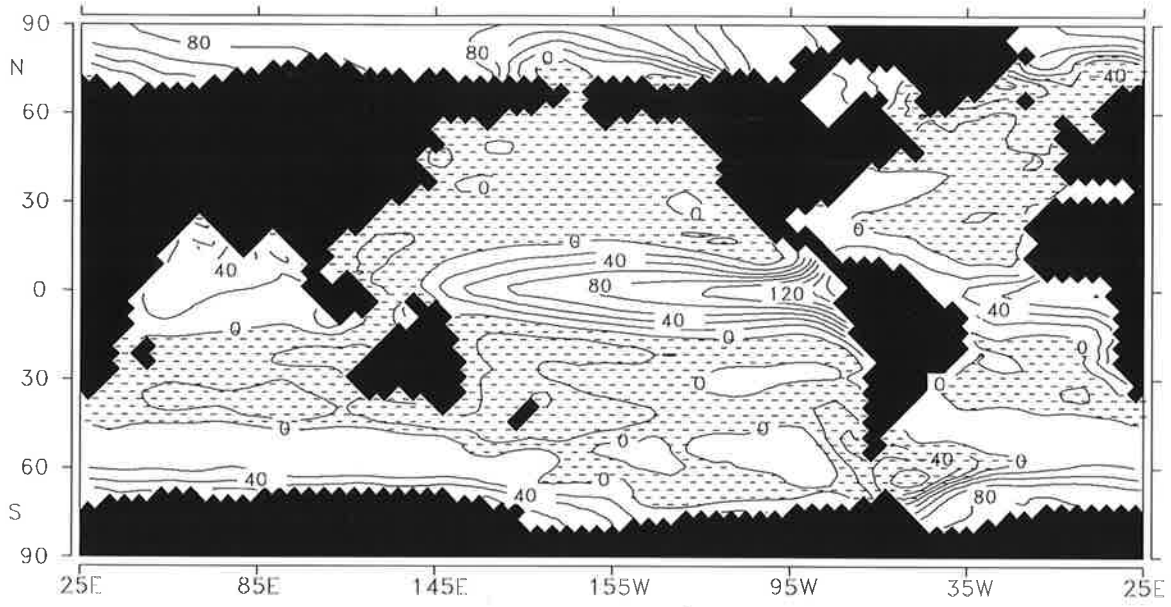

Abbildung 34: Globale Verteilung des ΔpCO_2 im Planktonmodell

sinkt bis Juni auf 0.1 μmol P/l. Gleichzeitig reduziert sich der Kohlenstoffgehalt und somit der Partialdruck (Abnahme: rund 114 ppm). Die Phytoplanktonkonzentration wächst um zwei Größenordnungen innerhalb dieser Zeit (1 μmol C/l auf 100 μmol C/l). Einen Monat später erreicht das Zooplankton eine maximale Populationsdichte (30 μmol C/l). Die wachsende Zooplanktonpopulation regeneriert Nährstoffe und Kohlenstoff in der Oberfläche und bewirkt ein graduelles Ansteigen dieser Konzentrationen. Die im November einsetzende vertikale Vermischung hebt dann den Kohlenstoff und Nährstoffgehalt wieder auf ihren Winterwert.

Ein ähnliches saisonales Verhalten kann im Nordostatlantik bei 47°N 20°W beobachtet werden (Abb. 36b.). In der Natur folgt dem abrupten Absinken des ΔpCO_2 im Mai ein langsames Ansteigen. Im Modell geht der Frühjahrsblüte eine Zeit mit verstärkter vertikaler Vermischung voraus, die eine ΔpCO_2-Erhöhung von rund 30 ppm bewirkt. Die im Mai einsetzende Blüte reduziert den ΔpCO_2 in der gleichen Größenordnung wie in den Beobachtungen, aber auf einem höheren pCO_2-Niveau. Die Saisonalität des ΔpCO_2 zeigt ab Juni den Einfluß der Temperatur, der in den Daten nicht bemerkbar ist. Die biologische Produktion wird schon im Mai durch das reduzierte Nährstoffangebot, das sich aus der geringen Tiefe der Durchmischungsschicht ergibt, limitiert.

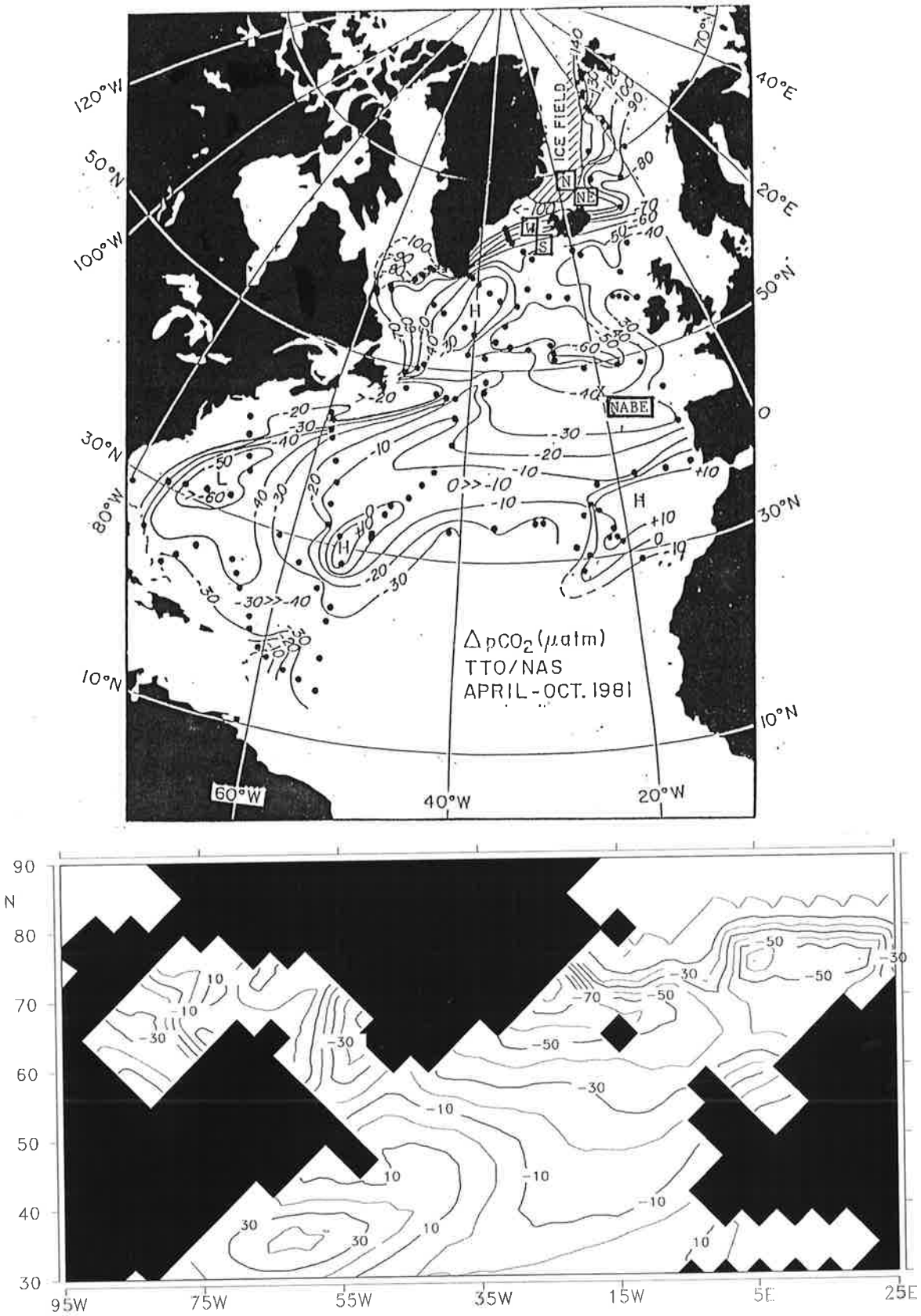

Abbildung 35: Mittlerer ΔpCO_2 in den Monaten Juli - September in Nordatlantik, nördlich von 30°N in ppm. Oben: Beobachtungsdaten (nach Takahashi et al., 1992); Unten: Planktonmodell

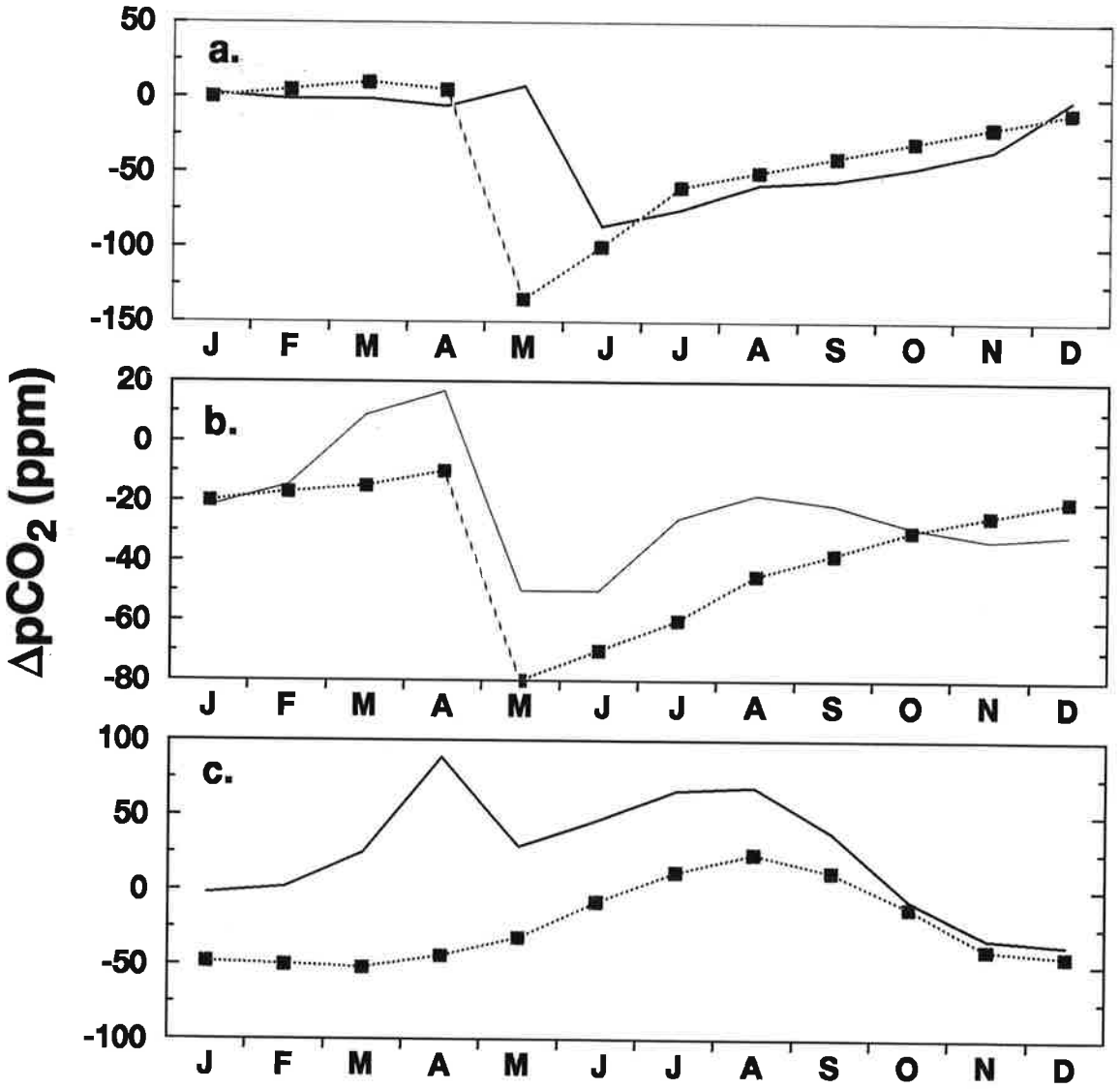

Abbildung 36: Jahresgang des ΔpCO_2aus Beobachtungen (gestrichelte Linie mit Quadraten) und Planktonmodell (ausgezogene Linie) für 3 Stationen im Nordatlantik
a. Island (64-68°N, 22-28°W)
b. Station NABE (47°N 20°W)
c. Station S (32°N 64°W)
Beobachtungsdaten: a. und b. aus Takahashi et al. (1992), c. aus Keeling (1993)

Die Kohlenstoffsenke im Sommer wird somit etwa um 50 % vom Planktonmodell unterschätzt.
Die modellierte Saisonalität im Westatlantik hat sich durch das Planktonmodell nicht verbessert (Abb. 36c.). Vor allem die hohen ΔpCO_2-Werte im Winter können nicht reduziert werden, da sie nicht auf biologische, sondern strömungsbedingte Gegebenheiten des Modells zurückzuführen sind. Konvektionsereignisse in den ersten drei Monaten des Jahres erhöhen den Oberflächengehalt des DIC um 30 μmol C/l und resultieren in einem ΔpCO_2-Anstieg von 70 ppm. Die Frühjahrsblüte bewirkt eine ΔpCO_2-Reduktion um 50 ppm, bevor die Ausbildung einer flachen Durchmischungsschicht den Partialdruck wieder ansteigen läßt. Erst gegen Ende des Sommer sinkt der ΔpCO_2 mit sinkender Temperatur.

Das Meeresgebiet um die Drake Passage im südlichen Atlantik weist eine starke Partialdrucksenke aus. Das Fehlen von winterlichen Konvektionsereignissen und eine aufwärtsgerichtete Vertikalgeschwindigkeit ermöglichen die Ausbildung einer relativ großen Phytoplanktonpopulation (zwischen 1.5 - 60 μmol C/l) während des ganzen Jahres, obwohl der saisonal höchste Wachstumsfaktor (r = 0.09 im November) nur rund ein Fünftel des maximal möglichen Wertes beträgt. In den Satellitenbildern des CZCS lassen sich solche hohen Phytoplanktonkonzentration nicht beobachten. Hingegen ist die Übereinstimmung der Partialdruckverteilung mit den Daten gut (Abb.37). Das Minimum im ΔpCO_2 (kleiner als 100 ppm) ist im Planktonmodell um rund 20° nach Westen verschoben.

Der nördliche Pazifik zeigt im Jahresmittel einen nahezu ausgeglichenen Partialdruckunterschied zwischen Atmosphäre und Ozean (Abb. 38). Die starken ΔpCO_2-Variationen, die man im Atlantik beobachten kann, fehlen. Vor allem im Ostpazifik, bei Station P, kompensieren sich die Effekte der Temperatur und der biologischen Produktion. Eine leichte ΔpCO_2-Absenkung im März spiegelt die Frühjahrsblüte wieder. Im Modell sinkt der Partialdruck in den beiden darauffolgenden Monaten um 25 ppm. Da die Phosphatkonzentration im Winter an der Station P nur 0.3 μmol P/l beträgt, kann sich keine starke Frühjahrsblüte ausbilden.
Höhere PO_4-Konzentrationen findet man im Nordwestpazifik. Die Wachstums-

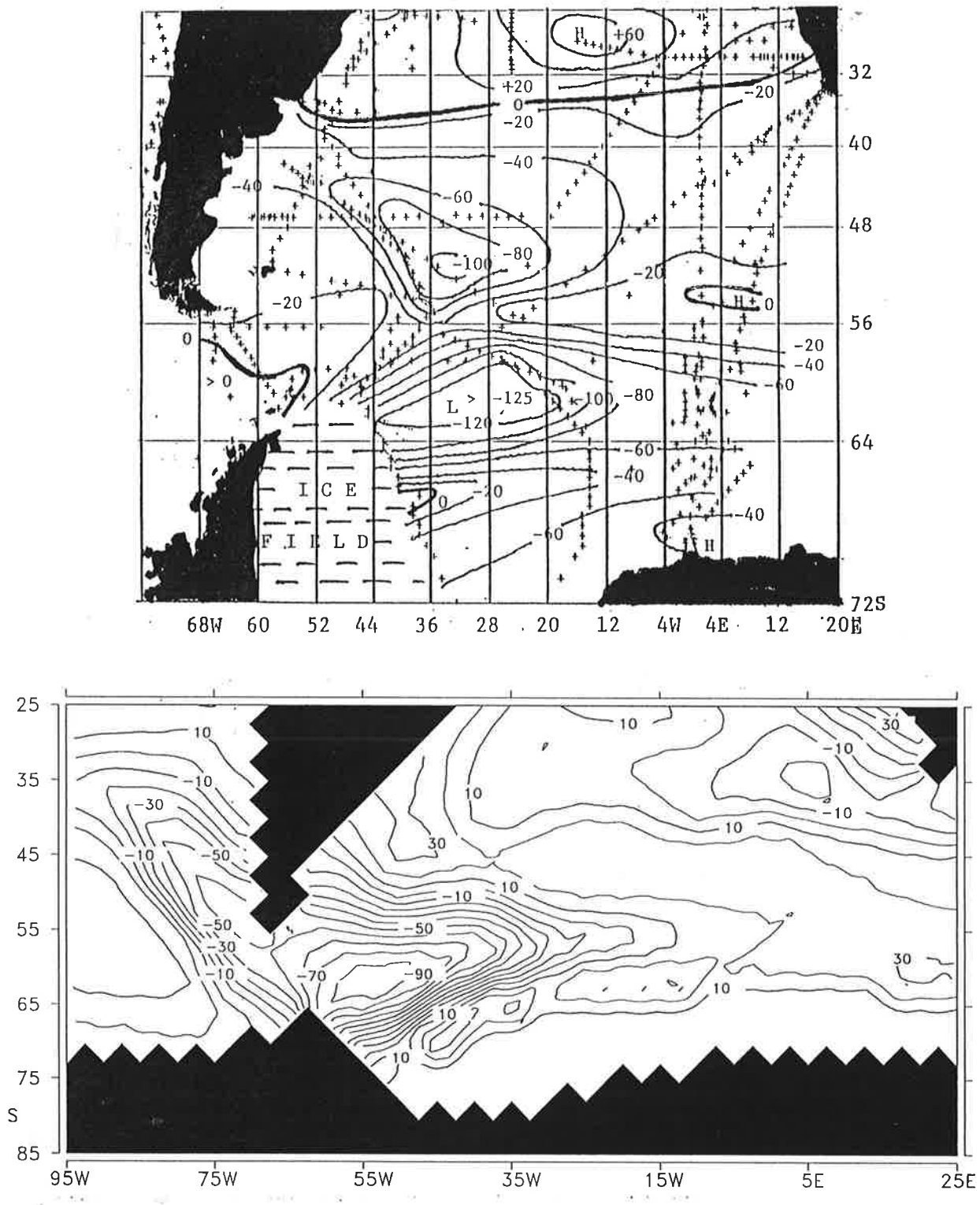

Abbildung 37: Mittlerer ΔpCO_2 der Monaten November - März im Südatlantik in ppm. Oben: Beobachtungen (nach Takahashi et al., 1992); Unten: Planktonmodell

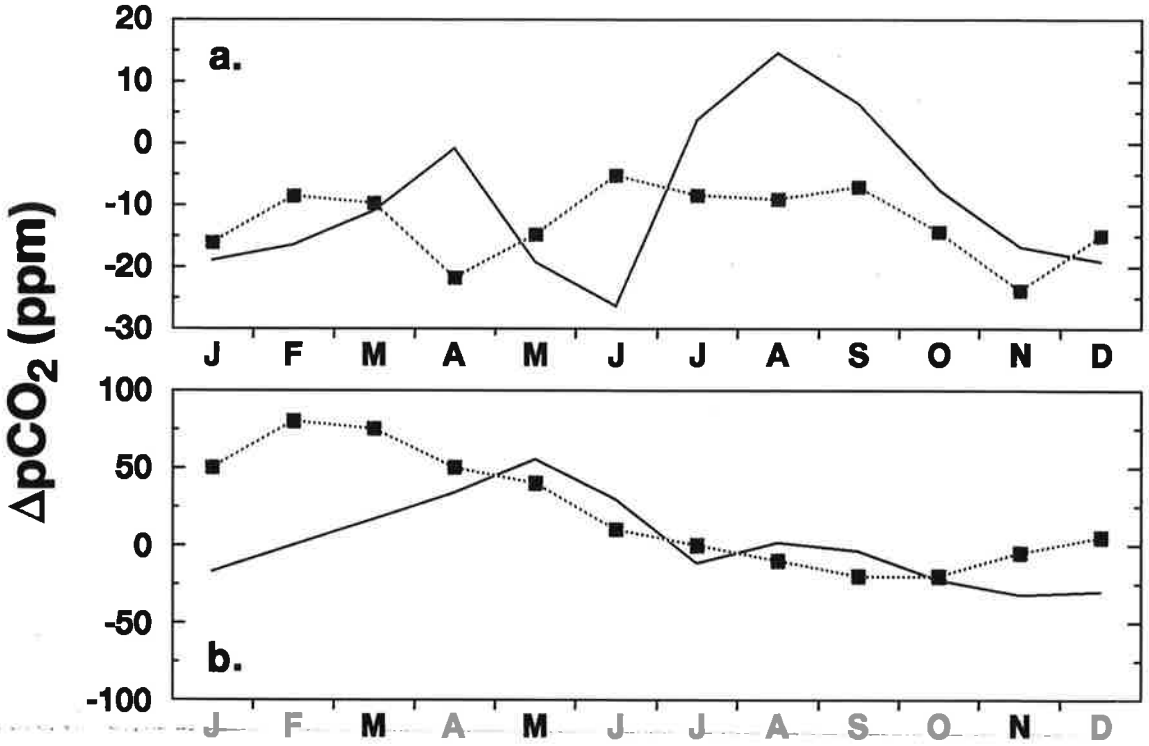

Abbildung 38: Jahresgang des ΔpCO_2aus Beobachtungen (gestrichelte Linie mit Quadraten) und Planktonmodell (ausgezogene Linie)
a. Station P (40°N 150°W)
b. Nordwestpazifik (50-54°N, 162-170°O)
Daten aus Takahashi et al. (1992)

bedingungen entsprechen den Gegebenheiten im Atlantik, aber die schon im April ausgebildete durchmischte Schicht verhindert die rasche Aufnahme der Nährstoffe. Daher ist eine starke Blüte, wie sie im Nordatlantik auftritt, nicht zu beobachten. Die hohen beobachteten ΔpCO_2-Werte im Frühjahr werden vom Modell nicht reproduziert. Takahashi et al. führen sie auf starke vertikale Mischungsprozesse zurück. Im Zirkulationsmodell ergibt sich auf Grund der Dichtestruktur sehr wenig Konvektion im Pazifik. Nur südlich von 30°N, im Nordwestpazifik, findet man im Januar bis März eine oberflächennahe Konvektion, die die oberen 150 Meter vermischt. Auch das einfache "mixed layer"-Modell berechnet für die Wintersituation eine Mischungstiefe von weniger als 125 m, während im Nordatlantik Mischungstiefen über 200 m erreicht werden.

5.6 Diskussion

Die Implementierung des Planktonmodells ermöglichte es, einen Jahresgang des Oberflächenpartialdrucks zu reproduzieren, der eine bessere Übereinstimmung mit den Daten aufweist als das HAMOCC3. Die Kombination verschiedener physikalischer Prozesse erlaubt es, regionale Unterschiede in der biologischen Produktion zu erhalten. So können sich die atlantischen Planktonblüten im Frühjahr aufgrund des hohen Nährstoffangebots entwickeln, während im selben zonalen Band im Pazifik die frühe Ausbildung einer flachen Mischungsschicht die Produktion behindert. In der südlichen Hemisphäre, südlich von 40°S, bedingt der hohe Eintrag von turbulenter Windenergie und vertikale Vermischung eine Limitierung der Produktion. Nur östlich der Drake Passage, in einer Region mit relativ stabiler Schichtung der Wassersäule, kann sich eine Phytoplanktonpopulation entwickeln und eine starke Partialdruckabsenkung in den Produktionsmonaten hervorrufen. ΔpCO_2-Daten von Takahashi für diese Monate (November-März) ergeben ein sehr ähnliches Bild.
Die aus der Phytoplanktonkonzentration berechneten Chlorophyllverteilungen (angenommenes C:Chl-Verhältnis 50:1) zeigen im Vergleich zu Satellitendaten höhere Werte. Eine niedrigere Produktitivät oder höhere Freßrate von Zooplankton, d.h. eine Reduzierung des Chlorophyllpools, verändert aber die ΔpCO_2-Struktur. Der hohe Chlorophyllgehalt ist somit derzeit für die ΔpCO_2-Simulation nötig. Eine mögliche Ursache für die Abweichung zu den Daten könnte die Eindringtiefe der Satellitenmessung sein, die eventuell zu gering ist (im sichtbaren Bereich zur Messung von Chlorophyll rund 10 m), um den gesamten Chlorophyllpool zu erfassen. Auf der anderen Seite, wird Kohlenstoff auch als gelöster organischer Kohlenstoff (DOC) gespeichert. Neuere Untersuchungen über DOC zeigen einen Oberflächenwert von etwa 80 μmolC/l, der innerhalb der Sommermonate um rund 50 % zunimmt (Kähler, pers. Mitteilung). Die Speicherung von Kohlenstoff in DOC könnte die Chlorophyllverteilung des Modells korrigieren, würde aber am Kohlenstoffkreislauf selbst nichts ändern.

Die gewählten biologischen Parameter liegen alle innerhalb der beobachteten Variationsbreite, so daß die Prozesse 1. Ordnung richtig erfaßt zu sein scheinen. Inwieweit der resultierende biologische Kreislauf der Oberfläche der Rea-

lität entspricht, ist offen. Insbesondere der Export von Phytoplankton (0.31 GtC/Jahr, Abb. 28) könnte unterschätzt worden sein. So zeigt z.B. die starke Frühjahrsblüte in Nordatlantik eine deutliche Chlorophyllablagerung am Boden.

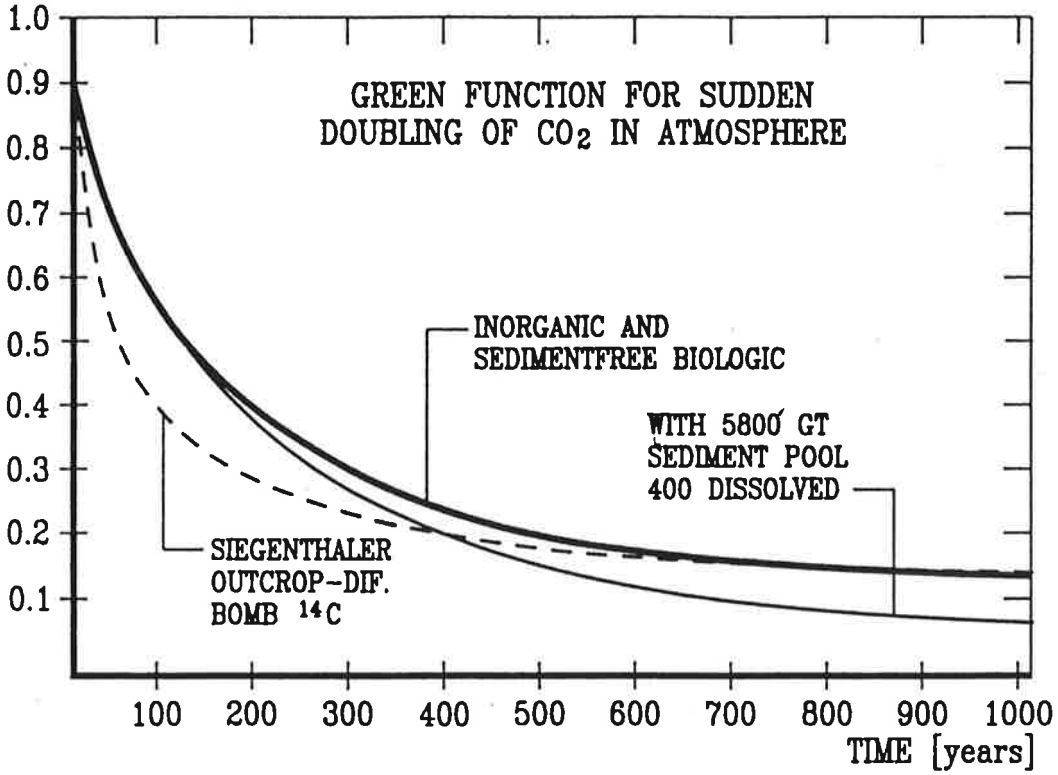

Abbildung 39: Zeitliche Entwicklung der Impulsantwort bei einer Verdopplung atmosphärischen CO_2-Gehalts in verschiedenen Kohlenstoffmodellen: Boxmodell von Siegenthaler (1983), HAMOCC1, (Maier-Reimer und Hasselmann, 1987), HAMOCC1 mit mariner Biosphäre, HAMOCC3 (Maier-Reimer, 1993). Der Einfluß der Kalksedimentauflösung auf die atmosphärische CO_2-Konzentration wird nach 200 Jahren deutlich.

6 Regionale ozeanische Aufnahme von CO_2

Eine wesentliche Information, die nun aus einer realistischeren Modellierung des Partialdrucks gewonnen werden kann, ist die regionale Verteilung der ozeanischen Quellen und Senken für CO_2.

Im stationären Zustand muß definitionsgemäß der globale CO_2-Fluß durch die Ozeanoberfläche Null sein, aber die Aufnahmekapazität einer einzelnen Region kann sich gegenüber HAMOCC3 verändert haben. Somit erhält man einen neuen Grundzustand. Die Aufnahmekapazität für anthropogenen Kohlenstoff ändert sich jedoch nicht, solange sich die biologische Pumpe gegenüber dem Grundzustand nicht verändert. Maier-Reimer (1991) bestimmte das ozeanische Aufnahmeverhalten bzgl. einer Verdopplung des atmosphärischen Koh-

lenstoffgehalts für einen Ozean ohne Biologie (anorganisch) und einer Biologie ohne Sedimentbildung von Kalziumkarbonat (Abb. 39). Die minimalen Unterschiede der Ergebnisse mit und ohne Berücksichtigung der biologischen Prozesse sind in der graphischen Darstellung nicht mehr erkennbar. Sie rühren von der Nichtlinearität der ozeanischen Kohlenstoffchemie her. Die biologische Aktivität verändert den Kohlenstoffgehalt der Oberfläche, woraus eine Änderung des Pufferfaktors und somit eine geringfügige Verstärkung der CO_2-Aufnahme resultiert.
Deutlich verstärkt wird die ozeanische Aufnahmekapazität, sofern die Ausbildung und Auflösung von Kalziumkarbonatsediment berücksichtigt wird. Allerdings sind die Zeitkonstanten des Sediments sehr langsam, so daß erst nach einem Zeitraum von über 100 Jahren ein merklicher Unterschied entsteht.

Das Planktonmodell beeinflußt somit nicht die anthropogene CO_2-Aufnahme, wohl aber in welcher Region CO_2 aufgenommen wird. Abbildung 40a. zeigt die Flüsse für fünf verschiedene zonale Bänder des HAMOCC3 und des Planktonmodells. Besonderes auffällig ist neben dem erhöhten Ausgasen in der Äquatorregion (von 0.8 auf 1.4 GtC Jahr^{-1}) die Veränderung der Rolle des Ozeans südlich von 50°S. Aus einer schwachen Senkenregion mit rund 0.1 GtC Jahr^{-1} wurde eine atmosphärische Quelle von etwa der gleichen Größenordnung. In den anderen zonalen Bänder nimmt die CO_2-Aufnahme zu.
Die Veränderung der CO_2-Verteilung spiegelt die Verlagerung der biologischen Produktionsbereiche wieder. Die starke äquatoriale Exportproduktion wurde durch den Einfluß des Zooplankton reduziert (Abb. 40b.) und somit steigt der lokale Partialdruck an. Im südlichen Ozean verringert sich ebenfalls die Exportproduktion, bedingt durch die veränderte Produktionsformel. Nur im Bereich der Drake Passage steigert sie sich, so daß das zonale Integral südlich von 50°S einen leicht erhöhten Wert gegenüber dem Standardlauf annimmt (von 0.326 auf 0.343 GtC Jahr^{-1}).
Wie schon im Standardlauf, zeigt der Antarktische Zirkumpolarstrom kein zonal einheitliches pCO_2-Muster, obwohl die gesamte Region ein Auftriebsgebiet ist. Im südlichen Pazifik, in einer Region mit ausgeprägten Konvektionsereignissen, sinkt der ozeanische Partialdruck unterhalb des atmosphärischen Werts, während im Südindik ein jahresmittlerer ΔpCO_2-Überdruck von 10 ppm zu erkennen ist (Abb. 34). Im zonalen Mittel wird die Region südlich von 50°S zu

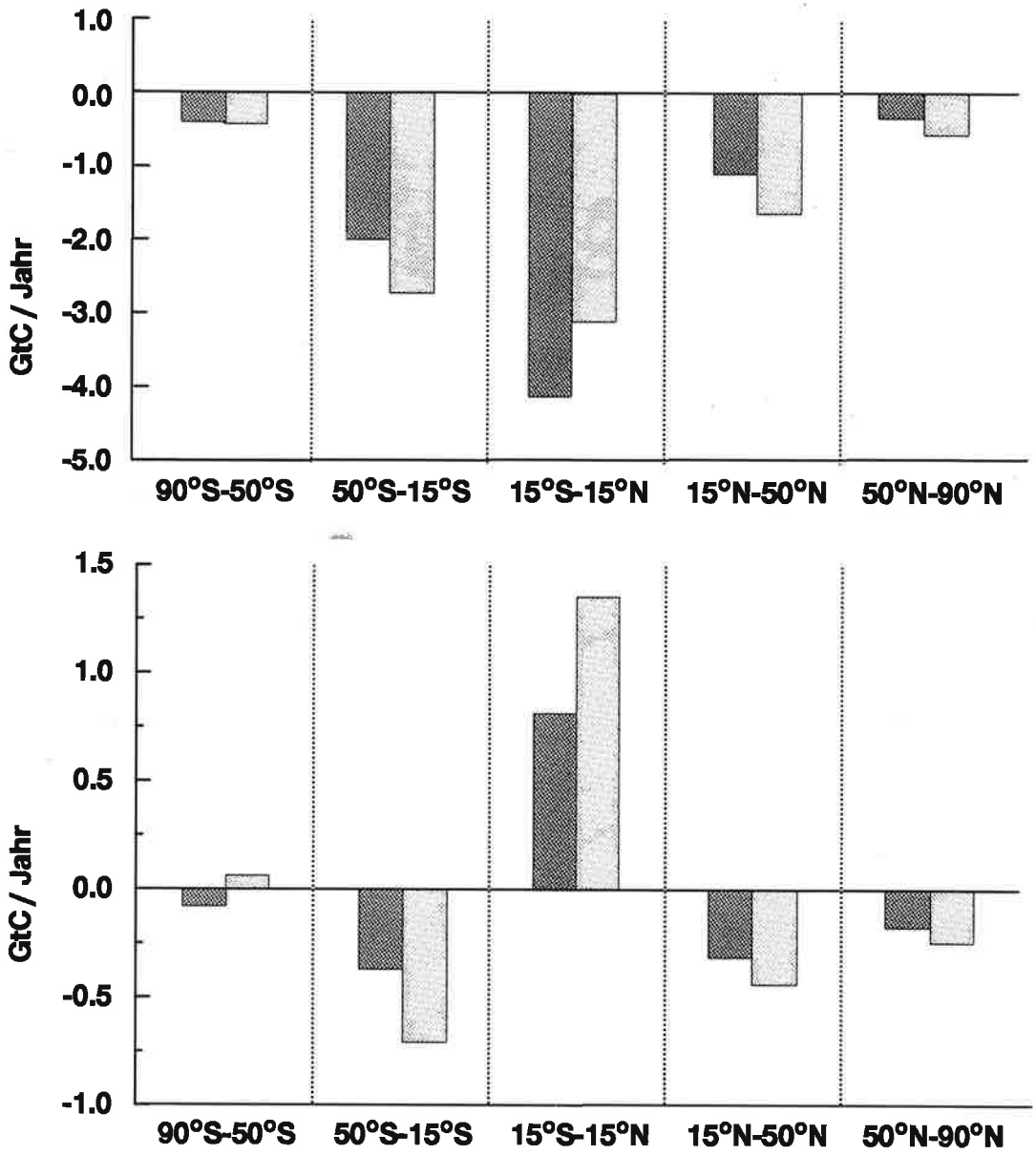

Abbildung 40: Exportproduktion (oben) und CO_2-Bilanz (unten) in GtC Jahr^{-1} für fünf zonale Bänder. HAMOCC3 (Schattierung: dunkel), Planktonmodell (Schattierung: hell)

einer schwachen CO_2-Quelle für die Atmosphäre.
Die Stärke der hemisphärischen Flüsse im präindustriellen Gleichgewichtszustand ist gleich, so daß sich kein interhemisphärischer Gradient in der Atmosphäre ausbildet.

6.1 Anthropogene CO_2-Störung

Die regionale Aufnahme des Ozeans wurde aus Beobachtungsdaten des heutigen Systems abgeschätzt (Keeling et al., 1989, Heimann, 1993, Tans et al.,

1990).
Die Arbeit von Keeling et al. basiert auf dem beobachteten atmosphärischen CO_2-Gradienten, der 1980 rund 3 ppm betrug. Sie berechneten den durch die fossile Emission erzeugten Gradienten, der sich in einem atmosphärischen System ohne ozeanische oder terrigene Senken einstellen würde (Abb. 1). Die Differenz zwischen beobachtetem und modelliertem Gradient ergibt die Quellen und Senkenverteilung an der Erdoberfläche. Diese Abschätzung kann als obere Grenze der ozeanischen Senke verstanden werden. An Hand des atmosphärischen Gradienten des Kohlenstoffisotops ^{13}C konnte Heimann (1993) die Trennung der ozeanischen und terrigenen Senken vornehmen. Hieraus resultierte, daß es eine starke nordhemisphärische Senke im Ozean geben muß. Die Berechnung des ozeanischen CO_2-Flusses von Tans et al. geht ausschließlich von Beobachtungsdaten des ΔpCO_2 aus. Die ΔpCO_2-Daten der Monate Januar bis April und Juli bis Oktober wurden gemittelt und auf ein 2^ox2^o Gitter interpoliert. In Regionen ohne Daten wurde der Jahresgang der Temperatur zur Berechnung der Partialdruckvariation vorausgesetzt. Mit den mittleren Gasaustauschkoeffizienten der entsprechenden Monate konnte so der Fluß bestimmt werden.

Um einen Vergleich mit Flußabschätzungen von Keeling et al. (1989) und Tans et al. (1990) durchführen zu können, wurde das Modell mit beobachteten atmosphärischen CO_2-Konzentrationen angetrieben und der Kohlenstoffeintrag, der zum Erhalt der atmosphärischen Werte notwendig war, bestimmt. Der Vergleich dieses so erhaltenen Kohlenstoffeintrags mit der beobachteten Emission gibt über die Aufnahmekapazität des Modells und mögliche andere CO_2-Quellen/Senken, z.B. die terrestrische Biosphäre, Aufschluß (Abb. 41). Bis Mitte der dreißiger Jahre dieses Jahrhunderts bedarf es einer zusätzlichen CO_2-Quelle, um die Atmosphärenkonzentration zu reproduzieren. Danach reicht die ozeanische Aufnahme allein nicht aus, um die fossile Emission zu speichern. Wie schon oben angedeutet, hat sich das globale Aufnahmeverhalten gegenüber der Standardversion nicht verändert.

Die modellierten Flüsse liegen nördlich von 50^oS zwischen den Werten von Keeling et al. bzw. Tans et al. (Abb. 42). Im südlichen Ozean zeigt das Modell eine Aufnahme von 0.2 GtC Jahr^{-1}, während die beiden anderen Abschätzun-

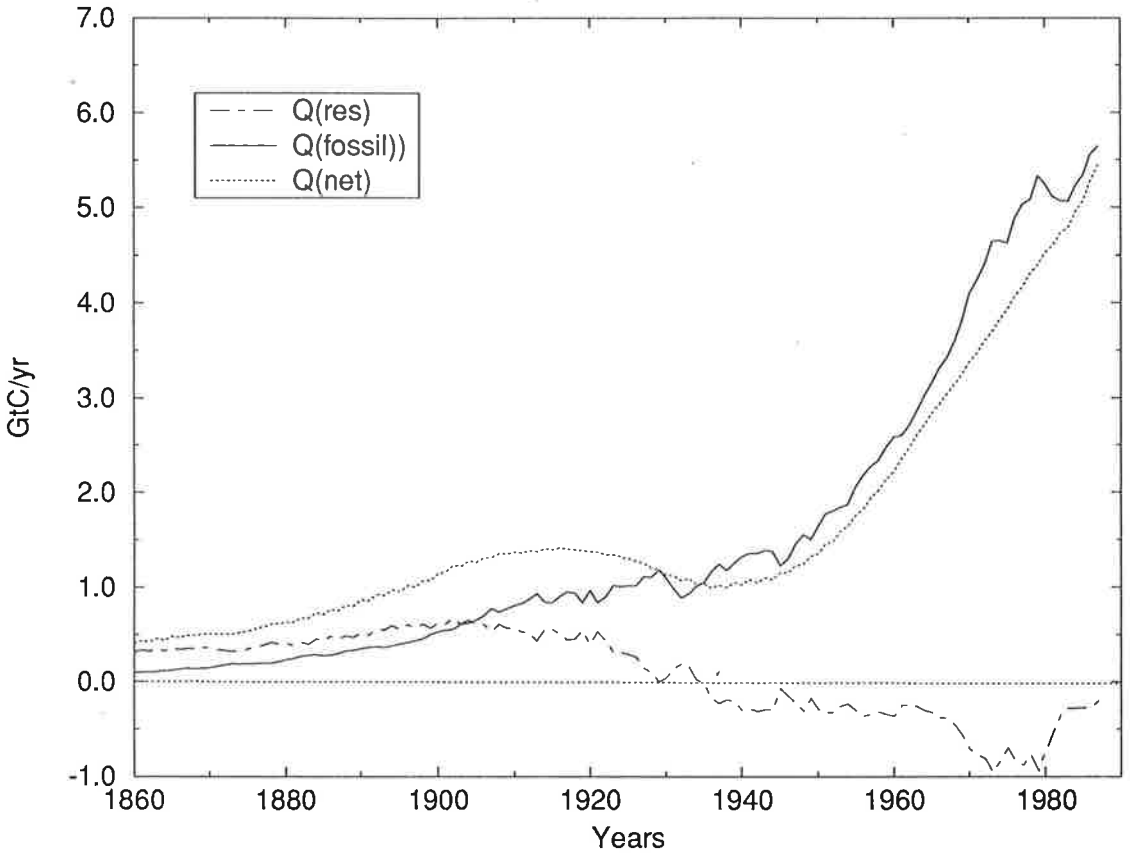

Abbildung 41: Ozeanische CO_2-Aufnahme bei einem atmosphärischen Antrieb mit beobachteten Konzentrationen. Der Vergleich mit Emissionsdaten ergibt den Anteil der Emission, der von dem System Ozean-Atmosphäre nicht aufgenommen wird. Dieses Residuum umfaßt den Einfluß einer weiteren Senke (z.B. terrestrische Biosphäre) und der begrenzten ozeanischen Aufnahmekapazität.

gen eine CO_2-Quelle postulieren.

In der Nordhemisphäre zeigt das Modell deutlich höhere Aufnahmewerte als die Abschätzungen von Tans et al.. Der Vergleich der modellierten Partialdruckfelder mit Beobachtungen ist aber gerade für den Nordatlantik relativ gut. Allerdings ist auch die Datengrundlage für die Berechnungen von Tans et al. für die Nordhemisphäre recht gut. Die Diskrepanzen können teilweise durch das von Tans et al. verwendete Datenanalyseverfahren erklärt werden. Tans et al. vervollständigten ihren ΔpCO_2-Datensatzen an Hand der jährlichen Temperaturvariation. Eine direkte Korrelation zwischen der pCO_2-Variation und der Temperatur ist aber gerade in den höheren Breiten nicht zu beobachten. Die Fourieranalyse des Jahresgangs der ozeanischen Oberflächentemperatur

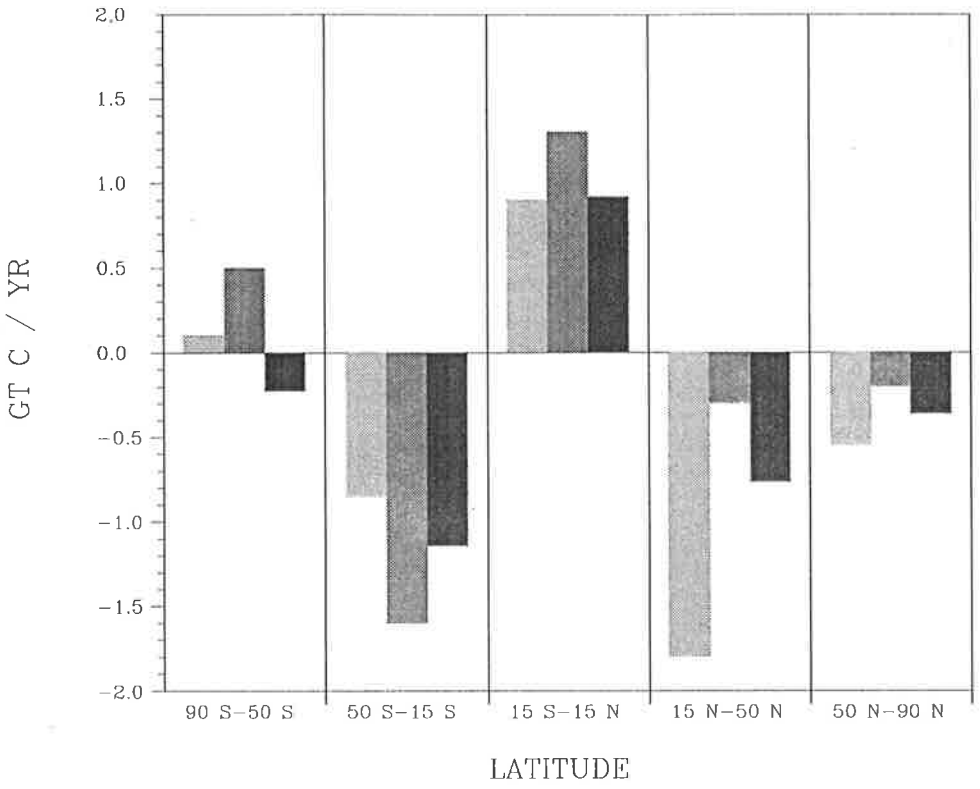

Abbildung 42: Ozeanflüsse im Jahre 1987 in GtC Jahr^{-1} für 5 zonale Bänder aus Berechnungen von Keeling et al. (1989) (helle Schattierung)
Tans et al. (1990) (mittlere Schattierung) und Planktonmodell (dunkle Schattierung)

zeigt, daß entsprechend des solaren Antriebs, das Signal allein durch die erste harmonische Funktion (Periode = 1 Jahr) dargestellt werden kann. Für die Variation des Partialdrucks gilt dieses nur für das zonale Band zwischen 30°N und 30°S (Abb. 43). (Im westlichen Pazifik verliert die Fourieranalyse auf Grund der geringen jahreszeitlichen ΔpCO_2-Schwankungen ihre Aussagekraft). Außerhalb des zonalen Bands sind Bereiche sichtbar, in denen 50 % des Signals durch die Amplituden der Oberschwingungen mit Perioden von einem halben Jahr und 4 Monaten beschrieben werden. Der Einfluß der Biologie auf die Saisonalität wird darin deutlich.
Die von Tans et al. verwendeten ΔpCO_2-Werte stammen nur aus bestimmten Monaten. Taylor et al. (1991) zeigten, daß die saisonale Partialdruckvariation im nördlichen Atlantik gerade in den nicht berücksichtigten Monaten die stärkste Änderung aufwies.
Eine weitere Diskrepanz zwischen den Modellergebnissen und den Abschätzun-

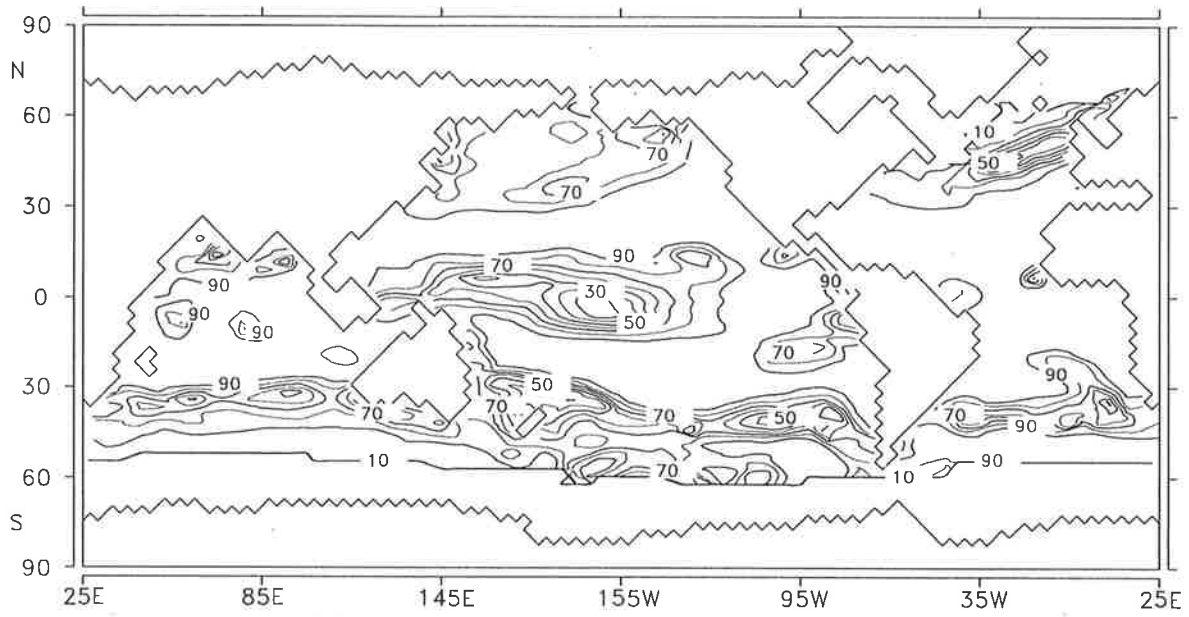

Abbildung 43: Prozentualer Anteil der ersten harmonischen Funktion bzgl. der Gesamtamplitude des fourierzerlegten ΔpCO_2-Signals (Konturintervall: 10).

gen von Tans et al. ergibt sich aus der Berechnung des mittleren Gasaustausches. Der Fluß zwischen Ozean und Atmosphäre ist eine Funktion des von der Windgeschwindigkeit abhängigen Gasaustauschkoeffizienten λ und dem Gradienten der CO_2-Partialdrücke über die ozeanische Grenzfläche ΔpCO_2. Schon durch eine monatliche Stichprobennahme kann der aktuelle Fluß, der sich aus dem Integral über 4 Zeitschritte von je einer Woche ergibt, unterschätzt werden. Watson et al. (1991) weisen darauf hin, daß Zeitserien des ΔpCO_2 im Nordatlantik eine natürliche Variabilität von ± 10 μatm zeigen, und somit die Berechnung des Flusses aus einer einzelnen Messung zu großen Abweichungen des realen Flusses führen kann. Die von Tans et al. vor der Flußberechnung durchgeführte zeitliche Mittelung der Größen λ und ΔpCO_2über vier Monate setzt indirekt voraus, daß die Variation von λ und ΔpCO_2 innerhalb des Zeitraumes klein ist; d.h., daß in

$$\sum(\overline{\lambda} + \lambda')(\overline{\Delta pCO_2} + \Delta pCO_2') = \sum \overline{\lambda}\,\overline{\Delta pCO_2} + \sum \lambda'\,\Delta pCO_2' \qquad (31)$$

der letzte Term der rechten Seite gegenüber dem ersten Term der rechten Seite vernachlässigt werden kann. Werden die Modellergebnisse entsprechend

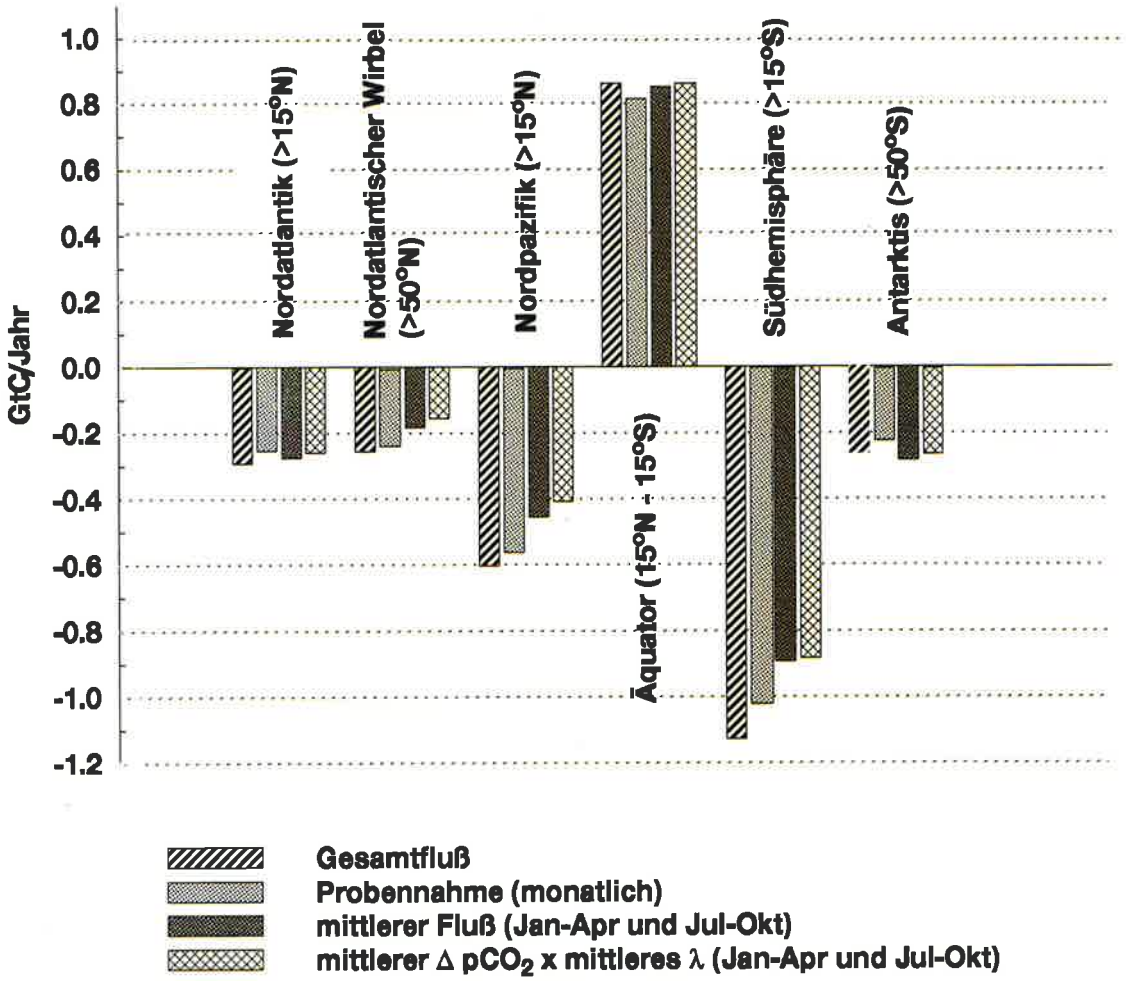

Abbildung 44: Abschätzung des jährlichen CO_2 Flusses bei monatlicher Probennahme, Vernachlässigung von vier Monaten (Mai, Juni, November und Dezember) und Mittelung des Gasaustauschkoeffizienten und der Partialdrücke vor der Flußberechnung

der von Tans et al. angewendeten Methode integriert, kommt es zu einer Unterschätzung des globalen Flusses von rund 34 %. Statt einer Aufnahme von 1.67 GtC/Jahr (1988) ergibt sich nach der Mittelung nur ein globaler Fluß von 1.11 GtC/Jahr in den Ozean. Diese Unterschätzung von 0.56 GtC wird bedingt durch die

- monatliche Stichprobennahme: 0.19 GtC/Jahr
- Vernachlässigung der Monate Mai, Juni, November und Dezember: 0.25 GtC/Jahr
- und die angewendete Mittelungsroutine: 0.12 GtC/Jahr

Der regionale Vergleich zeigt, daß z.B. der äquatoriale Wert durch die Methode sehr gut reproduziert wird. Der Fluß in den nordatlantischen Wirbel wird aber nur zu rund 60 % erfaßt (Abb. 44). Bemerkenswert ist, daß der Berechnungsfehler durch die Stichprobennahme in den Regionen mit saisonaler Eisbedeckung größer ist als nach der Methode von Tans et al.. Der Fluß reagiert sensibel auf die Eisbedeckung.
Alle drei Prozesse tragen zu der Unterschätzung des globalen Flusses bei, wobei in den eisfreien Regionen die monatliche Probennahme nur einen kleinen Defekt erzeugt (7-10 % Unterschätzung). Daraus kann man schließen, daß eine monatliche Messung des Partialdrucks sowie des Gasaustauschkoeffizienten ausreicht, um den globalen CO_2-Fluß relativ gut zu erfassen.

Das Modell kann natürlich nur einen Anhaltspunkt geben, wie groß eine Diskrepanz zwischen den aktuellen und den berechneten Flüssen sein könnte. Die Stärke der von Heimann (1993) und Keeling et al. (1989) postulierten ozeanischen Senke der Nordhemisphäre wird nicht reproduziert. Ebenso entspricht die Quellen/Senkenverteilung der Südhemisphäre nicht jener, die den aus Beobachtungen vermuteten interhemisphärischen Gradienten erzeugt. Die zu schwache Senke der Nordhemisphäre könnte durch eine Überschätzung der Winterwerte des pCO_2 im Nordatlantik (siehe Abb. 36, Station S, Bermuda) zustande kommen. Sie werden allerdings nicht durch biologische sondern dynamische Bedingungen erzeugt. Die Einbeziehung detaillierterer vertikaler Vermischungsprozesse in das Strömungsmodell könnten die ΔpCO_2-Werte verbessern.
Bzgl. der Quellenverteilung der Südhemisphäre sind Vergleiche mit gemessenen Größen notwendig. Schon die Einbeziehung der Planktondynamik verändert, wie gezeigt, die Rolle des zonalen Bandes südlich von 50°S von einer schwachen Senke im HAMOCC3 zu einer schwachen Quelle im Planktonmodell.

7 Zusammenfassung und Ausblick

In der Diskussion um die ozeanische Aufnahme von anthropogenem Kohlenstoff deuteten Heimann (1993) und Tans et al. (1990) auf die Bestimmung der regionalen Quellen- und Senkenverteilung für atmosphärisches Kohlendioxid (CO_2) aus meridional verteilten CO_2-Messungen hin. Heimann verglich den beobachteten interhemisphärischen Kohlendioxidgradienten mit der Verteilung, die aus der fossilen Emission ohne Senken an der Erdoberfläche resultieren würde, und postulierte eine ozeanischen CO_2-Senke in der Nordhemisphäre. Tans et al. schätzten die ozeanische Aufnahme direkt aus Beobachtungen des Partialdruckunterschieds zwischen Ozean und Atmosphäre ab, und fanden im Gegensatz zu Heimann nur eine schwache Kohlenstoffsenke im Ozean der Nordhemisphäre.
Der CO_2-Fluß in den Ozean kann als eine Funktion des Gasaustauschkoeffizienten und der Partialdrücke in Ozean und Atmosphäre dargestellt werden. Während die atmosphärische Kohlenstoffkonzentration über dem Ozean nur einen kleinen Jahresgang aufweist ($\pm$ 5 ppm bei Mauna Loa), bedingen Temperaturänderungen, vertikale Vermischung und biologische Produktion im Ozean eine starke saisonale Variation des Partialdrucks (bis zu 100 ppm). Die ozeanische Quellen- und Senkenverteilung wird somit von der Saisonalität des Partialdrucks wesentlich beeinflußt.

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, zu einer realistischen Simulation des Jahresgangs des ozeanischen Partialdrucks im Hamburger Kohlenstoffkreislaufmodell (HAMOCC3) zu gelangen. Hierfür mußte vor allem die saisonale Variabilität der marinen Biosphäre berücksichtigt werden. Die Bildung und der Zerfall von organischen Material innerhalb der ozeanischen Deckschicht bedingt eine Erhöhung der saisonalen Amplitude der Nährstoffvariation und, durch die Kopplung über die stöchiometrischen Mengenverhältnisse, auch des Kohlenstoffgehalts. So konnte das abrupte Absinken des ozeanischen CO_2-Partialdrucks im Frühjahr bei Island durch ein rasches Wachstum der Phytoplanktonkonzentration modelliert werden, wobei die Nährstoffe in der euphotischen Schicht fast vollständig aufgezehrt werden. Im Modell sinken rund 60 % der globalen biologischen Produktion in größere Tiefen, werden remineralisiert und durch Advektion zurück in die Oberflächenschicht transpor-

tiert. Die verbleibenden 40% der Produktion eines Jahres werden innerhalb der Oberflächenschicht remineralisiert.

Die Simulation des Kohlenstoffkreislaufs unter Einbeziehung der Saisonalität der marinen Biosphäre wurde bislang nur für einzelne Ozeanpunkte mit eindimensionalen Boxmodellen durchgeführt (Frost, 1987, Fasham et al. , 1990). Es zeigte sich, daß die biologischen Parameter des Systems für jede Ozeanstation neu angepaßt werden müssen, da unterschiedliche Prozesse die jahreszeitliche Entwicklung z.B. des Phytoplanktons steuern. So besteht das Modell von Fasham et al. aus 7 biologischen Komponenten, deren Interaktion über Prozesse mit 23 anzupassenden Parametern beschrieben wird. Die Parameteranpassung eines so komplexen biologischen Modells auf globalen Skalen ist auf Grund der geringen Datendichte nicht möglich.
In der vorliegenden Arbeit wurde daher ein einfaches biologisches Modell entwickelt, das nur aus zwei Komponenten besteht (Phytoplankton und Zooplankton). Die Hauptaufgabe des Modells ist es, eine gute Übereinstimmung zwischen der modellierten und der beobachteten Saisonalität des ozeanischen CO_2-Partialdrucks herzustellen. Es wurde darauf geachtet, die Anzahl der freien Parameter möglichst gering zu halten. Die biologischen Prozesse des Planktonmodells werden durch global einheitliche Basisparameter (z.B. Wachstumsrate des Phytoplanktons) und funktionale Abhängigkeiten an lokale Gegebenheiten (z.B. Temperatur, Licht, Turbulenz) beschrieben. Dieses Konzept erlaubt es, bei einer guten Reproduktion der beobachteten ΔpCO_2-Saisonalität, auch Rückschlüsse auf den CO_2-Kreislauf in weniger beprobten Ozeanregionen zu ziehen.

Die resultierende regionale und saisonale Verteilung der Quellen für atmosphärisches CO_2 zeigt eine ausgeprägte Senke im Nordatlantik, übereinstimmend mit den Beobachtungen von Takahashi et al. (1992), während der Nordpazifik eine ausgeglichene CO_2-Bilanz aufweist. Der Südliche Ozean ist in weiten Bereichen in der CO_2-Bilanz neutral. Nur die Drake-Passage erscheint im Modell als leichte Senke für atmosphärisches CO_2. Messungen von Takahashi et al. (1992) zeigen eine ähnliche Situation in den südlichen Sommermonaten (November-März).
Das Planktonmodell bewirkt eine gute Reproduktion des ΔpCO_2-Jahresgangs,

dennoch zeigt der Vergleich mit Meßdaten, daß die beschriebenen biologischen Prozesse häufig nicht die realen Ereignisse wiedergeben. Generell wird eine zu große Planktonkonzentration simuliert. Die Zooplanktonaktivität scheint insbesondere im Nordpazifik nicht richtig erfaßt zu sein. Fasham (1993) wies darauf hin, daß ein linearer Ansatz für die Sterblichkeit von Zooplankton, wie er hier verwendet wurde, zu einer Unterschätzung der winterlichen Populationen führt. Im Frühjahr ist die Anzahl der Zooplankter soweit dezimiert, daß sie keine entscheidende Limitierung für das Phytoplanktonwachstum darstellen. Fasham verwendete eine von der Populationsdichte abhängige Sterblichkeitsrate und erzielte eine größere Übereinstimmung mit Beobachtungsdaten. Sensitivitätsstudien mit veränderten Zooplanktonaktivitäten müssen daher durchgeführt werden.

Der starke Einfluß des Zooplanktons auf den biologischen Kreislauf wird in der Äquatorregion besonders deutlich. Gute Wachstumsbedingungen (wie ausreichend Licht, hohe Temperaturen und Stabilität der Wassersäule) und hohe Nährstoffkonzentrationen erlauben eine starke Phytoplanktonproduktion. Sofortiger Export in größere Tiefen führt bei der Remineralisation zu einer Sauerstoffverarmung (siehe in HAMOCC3). Die Beweidung durch Zooplankton vermindert den Export von organischem Material, und gleichzeitig bedingen die Strömungsverhältnisse einen horizontalen Transport von Zooplankton zu höheren Breiten. Der Abbau des Zooplanktons außerhalb der Äquatorregion bewirkt eine global homogenere Verteilung der Exportproduktion und somit eine realistischere Sauerstoffverteilung in der Tiefe.

Zooplanktonaktivität könnte auch die Produktion um die Antarktis beeinflussen (Fasham, pers. Mitteilung). Trotz der hohen Nährstoffkonzentration wird dort eine geringe Produktivität beobachtet. Ursache hierfür könnte, wie im Planktonmodell angenommen, die starke turbulente Mischung sein, die das Phytoplanktonwachstum limitiert. Ohne eine Nahrungsgrundlage kann sich dann auch Zooplankton nicht ausbilden. Untersuchungen von Lisitzin (1971) bestätigten, daß nur geringe Konzentrationen von Silikat-bildendem Zooplankton in der Ozeanregion um die Antarktis zu finden sind. Allerdings werden große Krillpopulationen beobachtet, so daß diese Kopepodenart der begrenzende Faktor des Planktonwachstums sein könnte. Weitere Studien mit

dem Planktonmodell werden den Einfluß des Zooplanktons näher untersuchen, wobei die Einführung verschiedener Größenklassen für Phyto- und Zooplankton gerade in antarktischen Gewässern eine wesentliche Rolle im biologischen Kreislauf spielen könnte.

Auf Grund der derzeitigen geringen Datendichte ist eine globale Validierung der im Modell angenommenen biologischen Prozesse sehr schwierig. Die Rolle der einzelnen Prozesse kann nur durch Messungen vor Ort bestimmt werden, aber ihre integrale Wirkung kann z.B. mit neuen Sauerstoffmessungen von Keeling und Shertz (1992) verglichen werden. Sie analysierten die Variation des atmosphärischen O_2/N_2-Verhältnisses bezüglich eines Referenzwertes. Durch den raschen O_2-Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre bilden sich Aktivitäten der marinen Biosphäre in der Atmosphäre ab. Die Produktion von organischem Material erzeugt ein Ansteigen des ozeanischen Sauerstoffgehalts und somit einen O_2-Überdruck. Der Abbau, hingegen, konsumiert Sauerstoff, so daß man aus dem Sauerstoffluß über die Grenzfläche auf den Kohlenstoffkreislauf in der Oberflächenschicht schliessen kann. Insbesondere die Meßwerte an der Station Cape Grim in Australien können als Referenz der ozeanischen Produktion der Südhemisphäre verwendet werden, da Einflüsse der terrestrischen Biosphäre hier fast völlig fehlen. Abb. 45 zeigt die Simulation des atmosphärischen Sauerstoffjahresgangs bei Cape Grim. Hierbei wurden die Sauerstoffflüsse über die ozeanische Grenzfläche aus dem Planktonmodell als untere Randbedingung für ein dreidimensionales Transportmodell der Atmosphäre vorgeschrieben (Heimann und Keeling, 1989). Die Übereinstimmung zwischen Daten und Modell ist überraschend gut. Der langsame Abfall in den Monaten Februar bis August wird ebenso erfaßt wie der rasche Anstieg von Oktober bis November. Der Zyklus im Modell zeigt die gleiche Phasenlage wie die Daten. Nur die jährliche Amplitude von 10 ppm wird um rund 2 ppm unterschätzt.
Keeling und Shertz schätzten aus ihren Sauerstoffdaten eine globale Exportproduktion von rund 19 GtC ab, basierend auf einen stöchiometrischen C:O_2-Verhältnis von 122:172. Sie nahmen an, daß der saisonale O_2-Fluß aus dem Ozean proportional zu der Exportproduktion ist. Der Proportionalitätsfaktor wird von ihnen als 0.5 abgeschätzt, d.h. die Hälfte des biogen erzeugten Sauerstoffs gelangt in die Atmosphäre. Der Vergleich des saisonalen O_2-Ausgasens

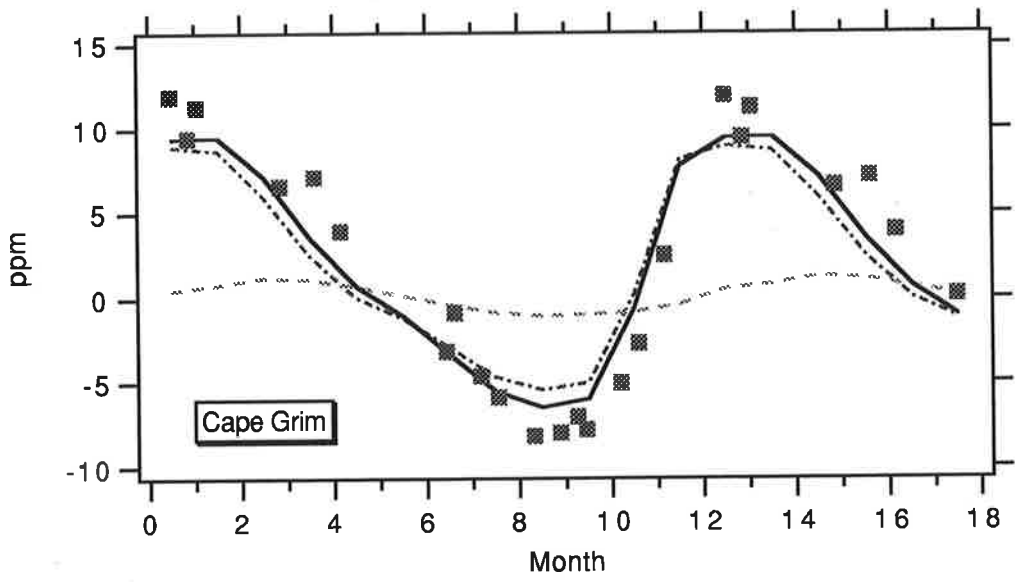

Abbildung 45: Saisonale Variation des atmosphärischen Sauerstoffgehalts (im ppm) an der Station Cape Grim in Australien. Die Quadrate sind Meßwerte von Keeling und Shertz (1992). Die ausgezogene Linie gibt die Modellsimulation wieder. Die terrestrische Biosphäre (Linie: gestrichelt) trägt nur einen geringen Anteil zu dem Signal bei. Die Variation wird hauptsächlich durch den Ozean (Linie: strich-punktiert) hervorgerufen.

und der Exportproduktion zeigt, daß sogar 80 % des im Modell produzierten Sauerstoffs in die Atmosphäre gelangen. Führt man die Berechnung der Exportproduktion aus den Daten von Keeling und Shertz mit einem Proportionalitätsfaktor von 0.8 durch, gelangt man zu einer Exportproduktion von nur 12 GtC pro Jahr und liegt damit näher an den gängigen Abschätzungen.

Dieses kurze Beispiel zeigt, daß einerseits neue Meßmethoden helfen, das Modell zu validieren und andererseits mit Hilfe eines saisonal auflösenden Modells Zusammenhänge zwischen atmosphärischen Daten und ozeanischen Prozessen gewonnen werden können.
Basierend auf der realistischeren Saisonalität des ΔpCO_2 im Modell kann nun abgeschätzt werden, wie häufig eine Stichprobennahme erfolgen muß, um einen signifikanten Anteil des CO_2-Flusses über die Meeresoberfläche zu erfas-

sen. Wird im Modell monatlich aus der lokalen Partialdruckdifferenz und dem aktuellen Gasaustauschkoeffizienten der mittlere globale CO_2-Fluß bestimmt, werden rund 90 % des jährlichen CO_2-Austausches erfaßt. Nur in Regionen mit Eisbedeckung wird der aktuelle Fluß um rund 14% unterschätzt.

Danksagung

Ich danke besonders Herrn Dr. Ernst Maier-Reimer für seine intensive Betreuung und sein geduldiges Zuhören. Es war nicht immer leicht, aber dennoch eine Freude mit ihm zu arbeiten.
Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. Grassl für die Begutachtung der Arbeit und Herrn Prof. Dr. Hasselmann, der es mir ermöglichte, diese Arbeit in der herzlichen Atmosphäre des Max-Planck-Institutes für Meteorologie erstellen zu können.

Für ihre Anteilnahme, Kritik, aufmunternden Worte und vor allem ihre Freundschaft danke ich Monika Esch, Andrea Frische, Yvonne Holle, Martina Junge, Ute Luksch, Moritz Flügel, Martin Heimann, Christoph Heinze, Georg Hoffmann, Jörg Kaduk, Uwe Mikolajewicz, Matthias Six, Volker Taukel und Arne Winguth .
Jörg-Olaf Wolff, der mir immer, nah und fern, helfend zur Seite stand, gilt mein besonderer Dank.

Für die tatkräftige Unterstützung bei der Erstellung der Abbildungen bedanke ich mich bei Marion Grunert und Norbert Noreiks.

Meinem Vater Ernst Kurz danke ich für die sorgsame Durchsicht der Arbeit und die wohltuenden Spaziergänge.

Andreas Six danke ich dafür, daß er mit mir alle Höhen und Tiefen bei der Entstehung der Arbeit durchlebt hat, und mir durch seine Wärme und Nähe half, die schönen Seiten des Lebens nicht zu vergessen.

8 Literaturverzeichnis

Anderson, L. A., The determination of Redfield ratios for use in global oceanic nutrient cycle models, Ph.D. thesis, 295 S., Princeton Univ., Princeton, N. J., 1993.

Arakawa, A. und V. R. Lamb, Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model, *Methods of computational physics, 16*, 173-283, 1977.

Archer, D., Modeling the calcite lysocline, *J. Geophys. Res., 96*, 17037-17050, 1991.

Baes, C. F.,Jr., Effects of ocean chemistry and biology, in *Carbon Dioxide Review 1982*, W.C. Clark (Hrsg.), 189-204, Clarendon Press, Oxford, 1982.

Bainbrigde, A. E., *GEOSECS Atlantic Expedition, Hydrographic Data*, vol. 2, National Science Foundation, Washington, D. C., 1980.

Bainbrigde, A. E., *GEOSECS Pacific Expedition, Hydrographic Data*, vol. 4, National Science Foundation, Washington, D. C., 1981.

Barnola, J. M., D. Raynaud, Y. S. Korotkevich und C. Lorius, Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2, *Nature, 329*, 408-414, 1987.

Berger, W. H., K. Fischer, C. Lai und G. Wu, Ocean productivity and organic carbon flux, Part I. Overview and maps of primary production and export production, *SIO Ref. 87-30*, Scripps Inst. of Oceanogr., La Jolla, Calif., 1987.

Broecker, W. S., Keeping global change honest, *Global Biogeochem. Cycles 5*, 191-192, 1991.

Broecker, W. S., und T. Takahashi, Neutralization of fossil fuel CO_2 by marine calcium carbonate in *Fate of fossil fuel CO_2 in the Oceans*, N. R. Andersen und A. Malahoff (Hrsg.), 213-241, Plenum Press, 1977.

Broecker, W. S. und T.-H. Peng (Hrsg.), *Tracer in the Sea*, 690 S., Eldigio Press, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, New York, 1982.

Degens, E. T., S. Kempe und A. Spitzy, Carbon dioxide: a biochemical portrait, in *The handbook of enviromental chemistry*, vol. 1, part C, O. Hutzinger (Hrsg.), 127-215, Springer Verlag, Heidelberg, 1984.

DiToro D., Vertical interactions in phytoplankton populations - an asymptotic eigenvalue analysis, Proc. 17th Conf. Great Lakes Res. (IAGLR) Meeting, Mc Master Univ., 1974.

Dugdale, R. C., Nutrient limitation in the sea: dynamics, identification and significance, *Limnol. Oceanogr., 12*, 685-695, 1967.

Eppley, R. W., J. N. Rogers und J. J. McCarthy, Half-saturation constants for uptake of nitrate and ammonium by marine phytoplankton, *Limnol.Oceanogr., 14*, 912-920, 1969.

Eppley, R. W. und B. J. Peterson, Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature, 282*, 677-680, 1979.

Fasham, M. J. R., Modelling the oceanic biota, in *The global carbon cycle*, M. Heimann (Hrsg.), Springer Verlag, Heidelberg, 1993.

Fasham, M. J. R., H. W. Ducklow und S. M. McKelvie, A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer, *J. Mar. Res., 48*, 591-639, 1990.

Fasham, M. J. R., J. L. Sarmiento, R. D. Slater, H. W. Ducklow und R. Williams, Ecosystem behavior at Bermuda Station "S" and Ocean Weather Station "India": A general circulation model and observational analysis, eingereicht bei *Global Biogeochem. Cycles*, 1993.

Feldman, G. C., N. A. Kuring, C. Ng, W. E. Esaias, C. R. McClain, J. A. Elrod, N. Maynard, D. Endres, R. Evans, J. Brown, S. Walsh, M. Carle und G. Podesta, Ocean color: availability of the global dat set, *EOS, 70*, 634-641, 1989.

Frost, B. W., Grazing control of phytoplankton stock in the open subarctic Pacific Ocean: a model assessing the role of mesozooplankton, particulary the large calanoid copepodes Neocalanus spp., *Mar. Ecol. Prog. Ser., 39.* 49-68, 1987.

Gerdes, R., C. Köberle und J. Willebrand, The influence of numerical advection schemes on the results of ocean general circulation models, *Clim. Dyn., 5*, 211-226 ,1991.

Goyet, C. und A. Poisson, New determination of carbonic acid dissociation constants in seawater as a function of temperature and salinity, *Deep-Sea Res., 36*, 1635-1654, 1989.

Heimann, M., The global carbon cycle in the climate system, in *Modelling climate ocean interaction, NATO ASI*, D. Anderson und J. Willebrand (Hrsg.), in press, Springer Verlag, 1993.

Heimann, M. und C. D. Keeling, A three-dimensional model of atmospheric CO_2 transport based on observed winds: 2. Model description and simulated tracer experiments, in *Aspects of climate variability in the Pacific and the Western Americas, Geophys. Monogr. Ser.* vol. 55, D. H. Peterson (Hrsg.), 237-276, AGU, Washington D.C., 1989.

Heimann, M. und P. Monfray, Spatial and temporal variation of the gas exchange coefficient for CO_2, 1, Data analysis and global validation, *MPI Rep. 31*, Max-Planck-Inst. für Meteorol., Hamburg, Germany, 1989.

Heinze, C., Zur Erniedrigung des atmosphärischen Kohlenstoffgehalts durch den Weltozean während der letzten Eiszeit, Examensarbeit, Nr. 3, Max-Planck-Inst. für Meteorologie, Hamburg, 1990.

Heinze, C., E. Maier-Reimer, and K. Winn, Glacial pCO_2 reduction by the world ocean: Experiments with the Hamburg carbon cycle model, *Paleoceanogr., 6*, 395-430, 1991.

Hellerman, S. und M. Rosenstein, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr. 13*, 1093-1104, 1983.

Houghton, J. T., G. J. Jenkins und J. J. Ephraums (Hrsg.), *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, New York, 1990.

Jacob, D. J., M. J. Prather, S. C. Wofsy und M. B. McElroy, Atmospheric distribution of ^{85}Kr simulated with a general circulation model, *J. Geophs. Res. 92*, 1937-1949, 1987.

Jahnke, R. A., The phosphorus cycle, in *Global Biogeochemical Cycles*, S. S. Butcher et al.(Hrsg.), 301-315, Academic Press, London, 1992.

Jenkins, W. J., Oxygen utilization rates in North Atlantic subtropical gyre and primary production in oligotrophic systems, *Nature, 300*, 246-248, 1982.

Keeling, C. D., Surface ocean CO_2, in *The global carbon cycle*, M. Heimann (Hrsg.), in press , 1993.

Keeling, C. D., R. B. Bacastow und T. P. Whorf, Measurements of the concentration of the carbon dioxide at Mauna Loa Observatory, Hawaii, in *Carbon Dioxide Review 1982*, W. Clark (Hrsg.), 355-363, Clarendon Press, Oxford, 1982.

Keeling, C. D., R. B. Bacastow, A. F. Carter, S. C. Piper, T. P. Whorf, M. Heimann, W. G. Mook und H. Roeloffzen, A three-dimensional model of atmospheric CO_2 transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data, in *Aspects of climate variability in the Pacific and the Western Americas, Geophys. Monogr. Ser.* vol. 55, D. H. Peterson (Hrsg.), 165-236 , AGU, Washington D.C., 1989.

Keeling, R. F. und S. R. Shertz, Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle, *Nature, 358*, 723-727, 1992.

Knox Ennever, F. und M. B. McElroy, Changes in atmospheric CO_2: factors regulating the glacial to interglacial transition, in *Geophys. Monogr. Ser. 32*, E. T. Sundquist und W. S. Broecker (Hrsg.), 154-162, 1985.

Koblentz-Mishke, O. J., V. V. Volkovisnky und J. G. Kabanova, Plankton primary production of the world ocean, in *Scientific Exploration of the South Pacific*, W. Wooster (Hrsg.), 183-193, National Academy of Sciences, Washington D.C., 1970.

Levitus, S. (Hrsg.), *Climatological Atlas of the World Ocean*, NOAA Prof. Pap. 13, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1982.

Lisitzin, A. P., Distribution of carbonate microfossils in suspension and in bottom sediments, in *The micropaleontology of oceans*, B.M. Funnell und W.R. Riedel (Hrsg.), Cambridge University Press, London, 1971.

Liss, P. S., and L. Merlivat, Air-sea gas exchange rates: introduction and synthesis, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, P. Buat-Ménard (Hrsg.), 113-127, D. Reidel, Hingham, Mass., 1986.

Maier-Reimer, E., Carbonate buffering of anthropogenic CO_2, in *Strategies for future climate research*, M. Latif (Hrsg.), 319-339, Max-Planck-Inst. für Meteorology, Hamburg, 1991.

Maier-Reimer, E., Geochemical cycles in an OGCM, Part I: Tracer distributions, eingereicht bei *Global. Biogeochem. Cycles*, 1993.

Maier-Reimer, E. und R. Bacastow, Modelling of geochemical tracers in the Ocean, in *Climate-Ocean Interaction*, vol. C243 *NATO ASI Ser.*, M. E. Schlesinger (Hrsg.), 233-267, Kluwer Academic, Boston, Mass., 1990.

Maier-Reimer, E. und K. Hasselmann, Transport and storage of CO_2 in the ocean - An inorganic ocean-circulation carbon cycle model, *Clim. Dyn. 2*, 63-90, 1987.

Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz und K. Hasselmann, Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing, *J. Phys. Oceanogr., 23*, 731-757, 1993.

Martin, J. H., R. M. Gordon, and S. E. Fitzwater, Iron in Antarctic waters, *Nature, 345*, 156-158, 1990.

Mehrbach, C., C. H. Culberson, J. E. Hawley und R. M. Pytkowicz, Measurement of apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure, *Limnol. Oceanogr., 18*, 897-907, 1973.

Menzel, D. W. und J. H. Ryther, The annual cycle of primary production in the Sargasso Sea off Bermuda, *Deep Sea Res., 6*, 351-367, 1960.

Metzl, N., C. Beauverger, C. Brunet, C. Goyet und A. Poisson, Surface water carbon dioxide in the southwest Indian sector of the Southern Ocean: a highly variable CO_2 source/sink region in summer, *Marine Chemistry, 35*, 85-95, 1991.

Mook, W. G., J. C. Bommerson und W. H. Staverman, Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide, *Earth and Planetary Sci. Let., 22*, 169-176, 1974.

Munk, W. H., Abyssal recipes, *Deep-Sea Res. 13*, 707-730, 1966.

Najjar, R. G., J. L. Sarmiento, and J. R. Toggweiler, Downward transport and fate of organic matter in the ocean: Simulations with a general circulation model, *Global Biogeochem. Cycles, 6*, 45-76 , 1992.

Oeschger, H., U. Siegenthaler, U. Schotterer, and A. Gurgelmann, A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature, *Tellus, 27*, 168-192, 1975.

Parsons, T. R., M. Takahashi und B. Hargrave (Hrsg.), Biological Oceanographic Processes, 330 S., Pergamon Press, N. Y., 1984.

Radach G. und E. Maier-Reimer, The vertical structure of phytoplankton growth dynamics - a mathematical model, *Mem. Soc. Roy. Sc. Liege*, 6 ser., tome VII, 113-146, 1975.

Raymont, J. E. G., Plankton and productivity in the oceans, Vol.1: Phytoplankton, Pergamon Press, New York, 489 S., 1980.

Raymont, J. E. G., Plankton and productivity in the oceans, Vol.2: Zooplankton, Pergamon Press, New York, 824 S., 1983.

Redfield, A. C., B. H. Ketchum und F. A. Richards, The influence of organisms on the composition of sea-water, in *The Sea*, Vol.2, M. N. Hill (Hrsg.), 26-77, Interscience, New York, 1963.

Revelle, R., The scientific history of carbon dioxide, in *Geophys. Monogr. Ser., 32*, E. T. Sundquist und W. S. Broecker (Hrsg.), 1-4, 1985.

Revelle, R. und H. E. Suess, Carbon dioxide exchange between atmoshere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO_2 during the past decades, *Tellus, 9*, 18-27, 1957.

Sarmiento, J. L., J. C. Orr und U. Siegenthaler, A perturbation simulation of CO_2 uptake in an ocean general circulation model, *J. Geophys. Res., 97*, 3621-3645, 1992.

Siegenthaler, U., Uptake of excess CO_2 by an outcrop-diffusion model of the ocean, *J. Geophys. Res., 88*, 3599-3608, 1983.

Stuiver, M. und H. A. Pollach, Discussion reporting of ^{14}C data, *Radiocarbon, 19*, 355-363, 1977.

Suess, E., Particulate organic carbon flux in the oceans - Surface productivity and oxygen utilization, *Nature, 288*, 260-263, 1980.

Takahashi, T., Seasonal variation of CO_2 chemistry in the North Pacific ocean: implications for the CO_2-induced climate change, *CDIAC, Communications*, Sommer, 1987.

Takahashi, T., W. S. Broecker und A. E. Bainbridge, The alkalinity and total carbon dioxide concentration in the world ocean, in *Carbon cycle modelling*, B. Bolin (Hrsg.), 217-286, Scope 16, John Wiley, New York, 1981.

Takahashi, T., D. Chipman und T. Volk, Geographical, seasonal, and secular variations of the partial pressure of CO_2 in surface waters of the North Atlantic Ocean: the results of the North Atlantic TTO program, in *Proceedings of carbon dioxide research conference: carbon dioxide, science, and consensus*, CONF 82097, U.S. Dept. of Energy, Washington D.C., 1983.

Takahashi, T., W. S. Broecker und S. Langer, Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces, *J. Geophs. Res., 90*, 6907-6924, 1985.

Takahashi, T., J. G. Goddard, S. C. Sutherland, D. W. Chipman und C. C. Breeze, Seasonal and geographic variability of carbon dioxide sink/source in the oceanic areas: Observation in the North and Equatorial Pacific Ocean, 1984-1986 and global summary, *Final Technical Rep. for Cont. MRETTA 19X-89675C*, Dept. of Energy, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York, 1986.

Takahashi, T., J. Olafsson, J. G. Goddard, D. W. Chipman und S. C. Sutherland, Seasonal variations of CO_2 and nutrients salts over the high latitude oceans: a comparative study, eingereicht bei *Global Biogeochem. Cycle*, 1992.

Tans, P. P., I. Y. Fung und T. Takahashi, Observational constraints on the global atmospheric CO_2 budget, *Science, 247*, 1431-1438, 1990.

Taylor, A. H., A. J. Watson, M. Ainsworth, J. E. Robertson und D. R. Turner, A modelling investigation of the role of phytoplankton in the balance of carbon at the surface of the North Atlantic, *Global Biogeochem. Cycles, 5*, 151-171, 1991.

Toggweiler, J. R. und J. L. Sarmiento, Glacial to interglacial changes in atmospheric carbon dioxide: the critical role of ocean surface water in high latitudes, in *Geophys. Monogr. Ser., 32*, E. T. Sundquist und W. S. Broccker (Hrsg.), 163-184, 1985.

Tsunogai, S. und S. Noriki, Particulate fluxes of carbonate and organic carbon in the ocean. Is the marine biological activity working as a sink of the atmospheric carbon, *Tellus, 43B*, 256-266, 1991.

Watson, A. J., C. Robinson, J. E. Robinson, P J. le B. Williams und M. J. R. Fasham, Spatial variability in the sink for atmospheric carbon dioxide in the North Atlantic, *Nature, 350*, 50-53, 1991.

Weiss, R. F., R. A. Jahnke und C. D. Keeling, Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO_2 in seawater, *Nature, 300*, 511-513, 1982.

Wenk, T. und U. Siegenthaler, The high-latitude ocean as a control of atmospheric CO_2, in *Geophys. Monogr. Ser., 32*, E. T. Sundquist und W. S. Broecker (Hrsg.), 163-184, 1985.

Winguth, A. M. E., E. Maier-Reimer, M. Heimann, U. Mikolajewicz, J. Segschneider und K. D. Kurz, ENSO related fluctuations of the marine carbon cycle, eingereicht bei *Global Biogeochem. Cycles*, 1993.

Whitfield, M., Do we understand the carbon cycle?, First Demetra Meeting on Global Change, Demetra Society, Chianciano Therme, Italien, 28.Okt - 1.Nov., 1991.

Wong, C. S., Y.-H. Chan, J. S. Page, G. E. Smith und R. D. Bellegay, Changes in equatorial CO_2 flux and new production estimated from CO_2 and nutrient levels in Pacific surface waters during the 1986/87 El Niño, *Tellus, 45B*, 64-79, 1993.

Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne und P. M. Steurer, A comprehensive ocean-atmosphere data set, *Bull. Am. Soc., 68*, 1239-1250, 1987.