

海洋の生物地球化学的サイクルのモデリング

—1996年度堀内基金奨励賞受賞記念講演—

山 中 康 裕*

1. はじめに

海洋中の栄養塩や二酸化炭素などの物質分布は、海洋循環と生物生産とのバランスによって決まっている(詳しい解説は、山中(1996)を参照)。このようなことを扱う海洋物質循環の分野は、1990年代に入り急速に発展してきている。これは、IPCC レポートにみられるように人為起源二酸化炭素の海洋による吸収が注目されたこと、Sugimura and Suzuki (1988) から始まる海洋炭素循環における溶存有機物の役割に関する論争が行われたこと、Bacastow and Maier-Reimer (1990) や Najjar *et al.* (1992) から始まる海洋大循環モデルに簡単な生物化学過程を組み込んだモデルによる研究が行われたこと、World Ocean Circulation Experiment (WOCE), JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) などのプロジェクト観測が行われたことなどによる。

まず、やや専門的になるが、この解説に必要な海洋物質循環の用語について述べておく。海洋中の有機物は、粒子状有機物 (Particulate Organic Matter, POM) と溶存有機物 (Dissolved Organic Matter, DOM) に分けられる。DOM は $1\mu\text{m}$ の穴を持つグラスファイバーフィルターを通過したもの、POM はそうでないもの、と慣例的に定義されている(例えば、Kirchman *et al.*, 1993)。POM のうち、大きい粒子は沈降粒子 (マリンスノー) の一部として重力落下するが、小さいものは DOM と同様に水とともに移動する。本論で解説するモデルでは、重力落下するものを POM として扱い、水とともに移動するものを DOM

として扱っている。従って、モデルで扱う POM や DOM は、厳密な意味では慣例的な定義とは異なるが、POM の小さい粒子の濃度は DOM の濃度に比べてかなり低いので、慣例的な定義とほぼ同じと考えて良い。POM の大きい粒子の濃度も DOM の濃度に比べてかなり低い、その沈降速度が大きいために、あとで議論するように、POM による鉛直下方への炭素輸送量は DOM より大きくなる。POM (DOM) 中の炭素、リン素、窒素を POC (DOC), POP (DOP), PON (DON) と表す。なお、POM と DOM を合わせた量を TOM (Total Organic Matter) と表す場合がある。

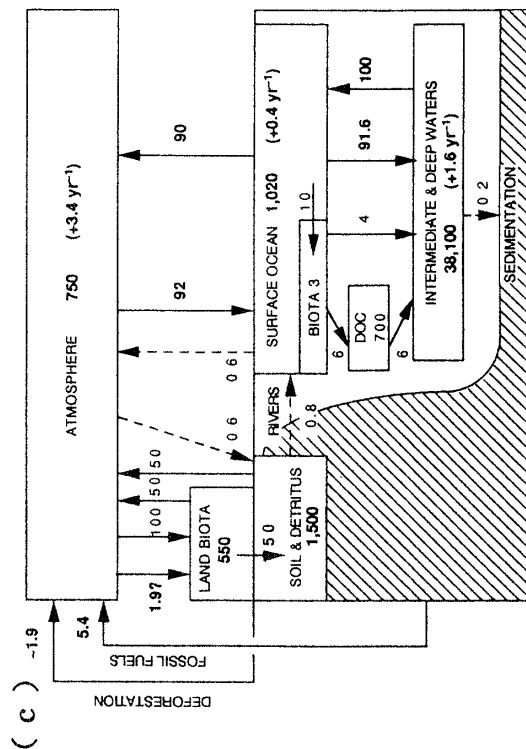
海洋中の無機炭素は、二酸化炭素 (CO_2)、重炭酸イオン (HCO_3^-)、炭酸イオン (CO_3^{2-}) の形で海水に溶存している。これらの無機炭素の総量を全炭酸という。DOC とともに議論する場合、全炭酸は溶存無機炭素 (Dissolved Inorganic Carbon, DIC) と表記されることも多い。海洋中の生物起源の沈降粒子は、プランクトンなどの軟組織と殻とに分けられ、軟組織は POM であり、殻は炭酸カルシウム (CaCO_3) やシリカ (SiO_2) に分けられる。従って、沈降粒子中の炭素は、粒子状有機炭素の POC と無機炭素の CaCO_3 に分けられることになる。

海洋炭素循環に対する DOM の役割の議論や研究は、IPCC レポートなどのいくつかの炭素循環のレビュー (IPCC, 1990, 1995; Sarmiento and Siegenthaler, 1992; Siegenthaler and Sarmiento, 1993) から様子を知ることができる。これらのレビューで使われた図を第1図に示す。第1図では、生物活動に伴う海洋表層から深層への炭素輸送は、POM と DOM によるものに大まかに分けられている。1990年には後で述べる DOM の論争は既に始まっていたが、DOM による表層から深層への炭素輸送は、POM によるものに比べて小さいと考えられていたため、IPCC (1990) の

* 東京大学気候システム研究センター (現: プリンストン大学大気海洋科学プログラム)

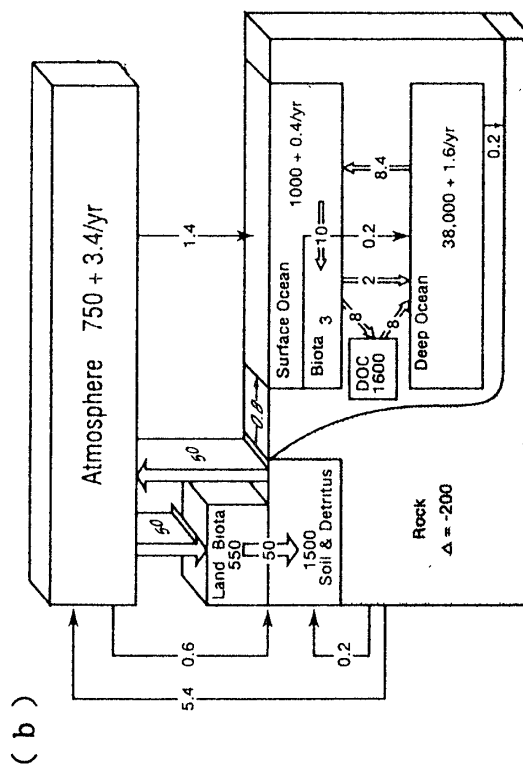
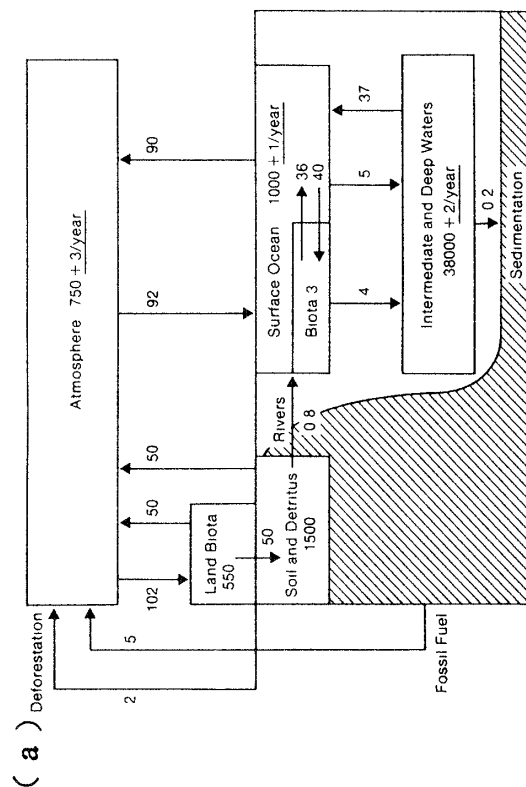
—1997年5月22日受領—

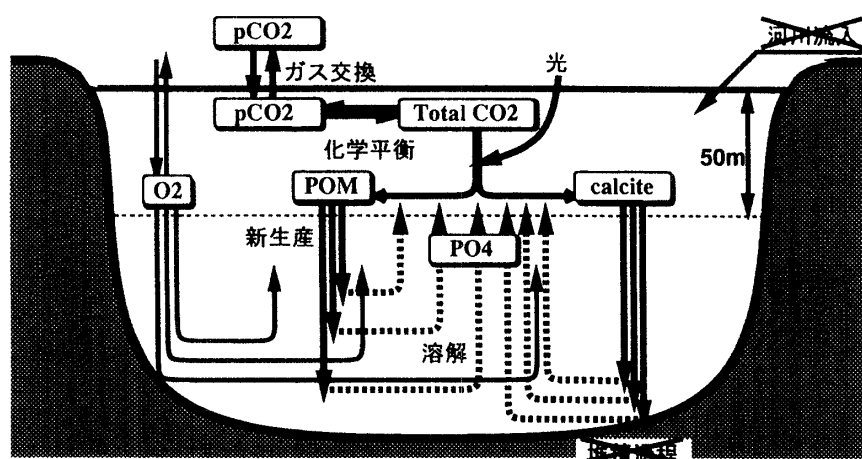
—1997年7月28日受理—



1980年代における大気、海洋、陸面における各リザーバーの炭素貯蔵量とその間のフラックスの見積り、上から (a) IPCC (1990), (b) Sarmiento and Siegenthaler (1992), (c) Siegenthaler and Sarmiento (1993). 図 (a) における Biota (生物) から Intermediate and Deep Water (中深層水) へのフラックス (4 Gt/yr) が POM による輸送. Surface Ocean (海洋表層) から Intermediate and Deep Water へのフラックス (5 Gt/yr) になっているが 35 Gt/yr が正しい) が DIC による鉛直下方輸送. 逆引きのフラックス (37 Gt/yr) が DIC による鉛直上方輸送. 図 (b) における Biota から DCC を経て Deep Ocean へのフラックス (8 Gt/yr) が DOM による輸送. Biota から直接 Deep Ocean へのフラックス (2 Gt/yr) が POM による輸送. Deep Ocean から Surface Ocean へのフラックス (8.4 Gt/yr) が DIC による鉛直上方輸送および下方輸送を合わせたもの. Surface Ocean から Deep Ocean へのフラックス (0.2 Gt/yr) は河川流入から海底堆積へつながるフラックスを表している. 図 (c) における Biota から DOC (700 Gt) を経て Intermediate & Deep Waters へのフラックス (6 Gt/yr) が DOM による輸送. Biota から直接 Intermediate & Deep Waters へのフラックス (4 Gt/yr) が POM による輸送. Surface Ocean から Intermediate & Deep Waters へのフラックス (91.6 Gt/yr) が DIC による鉛直下方輸送. 逆引きのフラックス (100 Gt/yr) が DIC による鉛直上方輸送. なお, IPCC (1995) の図の海洋に関する部分は, Siegenthaler and Sarmiento (1993) をもとに作成されているため, DOC の見積りを 700 Gt から < 700 Gt に変更している以外は海洋部分に関しては同じ値を用いている.

第1図





第2図 海洋大循環モデルに組み込まれた簡単な生物化学過程. $p\text{CO}_2$ は二酸化炭素分圧, POM は粒子状有機物, O_2 は溶存酸素, PO_4 はリン酸を表す. 海洋中の二酸化炭素分圧は, 全炭酸 (Total CO_2)・アルカリ度・温度・塩分より化学平衡のもとで得られ, 新生産は有光層 (50 m) 内でリン酸濃度と光強度の関数として求め, 大気-海洋間のガス交換は二酸化炭素分圧差より与えられる. 河川流入・堆積過程は考慮していない.

図には示されていない. Sarmiento and Siegenthaler (1992) のレビューでは, DOM による輸送および DOM の総量は, Bacastow and Maier-Reimer (1991) と Najjar *et al.* (1992) のモデルによる結果より, それぞれ 8 GtC/年と 1600 GtC とされた. しかしそれらのモデルが利用した Sugimura and Suzuki (1988) による DOC 濃度の観測値は Suzuki (1993) によって取り下げられ, 最近の観測値は大幅に低下した. それを考慮して, Siegenthaler and Sarmiento (1993) のレビューでは, 全く同じ論文を根拠としているにもかかわらず, 6 GtC/年と 700 GtC とされ, IPCC (1995) では, さらに 6 GtC/年と 700 GtC 未満とされている. 最近の Yamanaka and Tajika (1997, 以後 YT97 と略する) では 3 GtC/年と 650 GtC (準難溶性 DOM のみは 20 Gt) と見積もられている.

また, モデルによる人為起源二酸化炭素の海洋による吸収量の見積もりは, 鉛直 1 次元の簡略化されたモデルによるものから 3 次元モデルによるものへ移りつつある. 3 次元モデルによる研究は, Bacastow and Maier-Reimer (1990) や Sarmiento *et al.* (1992) によって始められ, 発表されている論文はまだ少ないものの, IGBP のもとで行われている OCMIP (Ocean Carbon Model Intercomparison Project) に参加を予定しているグループ数は, ヨーロッパで GOSAC (Global Ocean Storage of Anthropogenic CO_2) の 8 グループ, アメリカで OCMIP USA の 6 グループ, オーストラリアと日本のそれぞれ 1 グループの合計 16

グループになっている. この OCMIP は, モデルの結果間の比較と WOCE など得られた観測との比較を行うプロジェクトである.

2. モデルについて

2.1 解く手続き

海洋生物化学大循環モデルは, 一言で言えば, 海洋大循環モデルに簡単な生物化学過程によって生成・消滅するトレーサを新たに加えたものである. これは, 大気大循環モデルにおいて, 物理過程を温度や水蒸気の力学過程における生成・消滅項として扱っていることに似ている. Yamanaka and Tajika (1996, 以後 YT96 と略する) および YT97 では, Bacastow and Maier-Reimer (1990) や Najjar *et al.* (1992) などと同じように, 海洋大循環モデルで流速場や水温・塩分分布を求め, その結果を利用して海洋生物化学大循環モデルで栄養塩などのトレーサー分布を得ている (オフライン法). 流速場や水温・塩分分布とトレーサー分布を同時に解くことも最近では行われている (オンライン法) (Sarmiento and Quéré, 1996). 季節変動や総観規模の風応力変動などの外力のもとで解を得る場合には, オンライン法の方がより適切に計算することが出来るものの, 流速場に合わせた時間ステップをとる必要があるなど, オフライン法に比べて計算時間がかかってしまう. 年平均などの定常外力のもとで定常解を得る場合には, オフライン法とオンライン法の結果は, 原理的には同じとなる (但し, 間欠的に起こ

る対流調節の取り扱いなどの問題は残る). 従って, オンライン法とオフライン法には一長一短があり, 扱う問題によって選ぶ必要がある.

2.2 扱う予報変数と生物化学過程

海洋生物化学大循環モデルで扱う生物化学過程は, 第2図に示すように数多くあるが, 注目するトレーサーによって扱うべき過程が決まる. 海洋生物化学大循環モデルを大まかに次の3つのタイプに分けることが出来る.

1. 栄養塩循環を主に扱ったもの (Najjar *et al.*, 1992; Anderson and Sarmiento, 1995). 予報変数は, リン酸や溶存酸素であり, DOM を計算する場合もある. 生物生産, 沈降粒子の溶存, 大気-海洋間のガス交換などの過程を取り扱う.
2. 炭素循環を主に扱ったもの (Basactow and Maier-Reimer, 1990, 1991; YT96; YT97). 予報変数は, リン酸や溶存酸素に加えて, 全炭酸, アルカリ度や炭素同位体であり, DOM を計算する場合もある. 生物生産, 沈降粒子の溶存, 大気-海洋間のガス交換に加えて, 無機化学平衡, 同位体分別効果などの過程も扱う.
3. 人為起源物質のみを扱ったもの (Sarmiento *et al.*, 1992; England, 1995). 予報変数は, 人為起源全炭酸やフロンなどである. 大気-海洋間のガス交換過程のみを扱う.

個々のトレーサーについて必要な過程を次に述べる. リン酸の濃度分布を計算するためには, その濃度が海洋表層の生物生産量を大まかに決めているため, 生物生産および沈降有機物の溶解の過程を計算する際には, リン酸のみを取り扱えばよい. 厳密に言えば, 実際の海洋では, リン酸濃度よりもむしろ硝酸濃度によって海洋表層の生物生産量が決まっていることがよく知られている. 硝酸濃度を計算するためには, 海洋表層で生物活動により硝酸がアンモニアや亜硝酸にも変化すること, 窒素固定や脱窒などの過程があること, などを考慮する必要がある. よって, 硝酸濃度の計算はリン酸に比べて複雑となる. 幸いなことに, 海洋中と海洋生物中のリン酸と硝酸との濃度比は, ほぼ同じであり, リン酸濃度で硝酸濃度を近似できるため, 現在のモデルではリン酸を取り扱っている. 従って, モデルのリン酸は, いくつかの過程を省略した硝酸と見なすことも出来る.

生物活動に関わりのある他のトレーサーの濃度分布を計算するためには, 生物生産を計算する必要からリ

ン酸も一緒に取り扱う必要がある. 例えば, 溶存酸素は, 大気-海洋間のガス交換に加えて, 有機物の生産・溶解に伴って生成・消費されるため, 生物生産を決めているリン酸も取り扱う必要がある. モデルでは, 海水中の無機の炭素を, 全炭酸と全アルカリ度 ($\text{HCO}_3^- \cdot \text{CO}_3^{2-}$ に加えホウ酸や水などの電荷バランス) という量を定義して取り扱う. このような取り扱いは, 無機的な化学反応が移流拡散などの過程に比べて十分に速いこと, および炭酸系が緩衝溶液として海水の pH をほぼ8に保っていることから可能であり, 海洋化学の分野において広く行われている. また, 炭素の同位体 ^{13}C と ^{14}C も有益な情報を持つので, 計算されることが多い. 但し, 同位体分別効果を補正した $\Delta^{14}\text{C}$ ($\equiv 0.975^2 (1 + \delta^{14}\text{C}) / (1 + \delta^{13}\text{C})^2 - 1$, Keeling, 1981) に関しては, 生物過程を無視して計算されることが多い (*e. g.*, Toggweiler *et al.*, 1989). これは, 表層で生成された沈降粒子が深層で溶けることによって $\Delta^{14}\text{C}$ 値が大きくなる(若くなる)効果が, 北太平洋深層でも高々10%程度と小さいため(山中, 未公開), 通常的海洋大循環モデルで扱う移流拡散のみを考えることでほぼ説明できることによる.

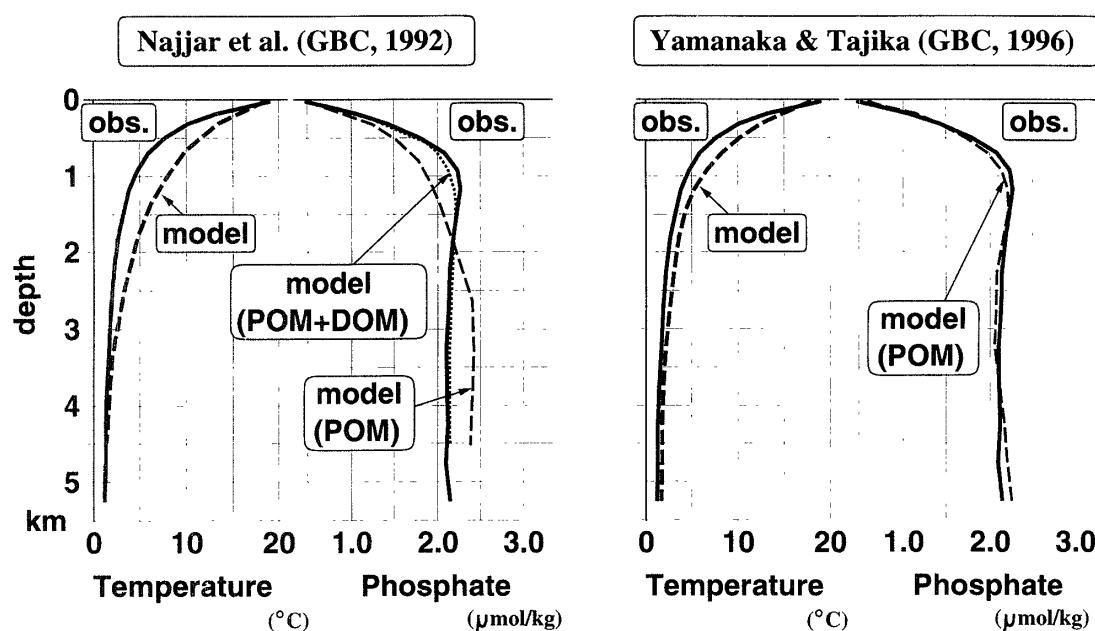
海洋中の炭素の滞留時間は, 海洋中の貯留量および陸上からの河川流入速度や海底での堆積速度から求めるとおおよそ30万年程度であり, 海洋循環による深層水の滞留時間(1000~2000年程度)に比べて十分に長い. 従って, 海洋中のトレーサー分布を求める問題においては, 河川流入や堆積過程を取り扱わなくてもよい.

また, 人為起源二酸化炭素を扱う際には, 海洋循環や栄養塩循環が変化しないとするならば, 生物生産は変化しないので, 人為起源全炭酸濃度を, 産業革命時の全炭酸濃度からのずれとして扱うことができる. すなわち, 大気-海洋間の二酸化炭素交換をどう扱うかの問題は残るものの, 人為起源二酸化全炭酸のみの移流拡散過程を考慮すれば良い. (Sarmiento *et al.*, 1992). しかし, 海洋循環や栄養塩循環が変化する場合には, リン酸や全炭酸を取り扱う必要がある (Sarmiento and Quéré, 1996).

3. 溶存有機物と沈降粒子

3.1 沈降粒子による生物ポンプ

沈降粒子は, 海洋表層における生物生産の結果, 表層から深層へ沈降してゆき, 深層で溶解する. これに伴い, 海洋表層の炭素が深層に運ばれることから, こ



第3図 全海洋平均した水温とリン酸濃度の鉛直分布. 左が Najjar *et al.* (1992) によるもの. 右側が YT96によるもの. 太実線は観測値. 太破線はモデルから得られた水温. 細破線は POM のみを考慮した場合のリン酸濃度. 細点線は POM と DOM を考慮した場合のリン酸濃度.

れは“生物ポンプ”と呼ばれている. 沈降粒子の多くは有光層直下ですぐに溶解するため, 炭素の鉛直輸送量は深さとともに大きく変化する. 深さ100mにおける鉛直輸送は, 輸出生産として定義されているが, およそ深さ400mの海洋物理学的な表層と深層の境である温度躍層における鉛直輸送は, 輸出生産の約4割に減る. 従って, 沈降粒子の役割を考える際には, その溶解深度も輸出生産とともに考える必要がある. YT96は, 簡単なボックスモデルを用いて, リン酸や全炭酸などの表層-深層間の濃度差は, 輸出生産と溶解深度の積に比例することを示し, これを“生物ポンプ”の強さと呼んだ. さらに, この考え方で, 溶解深度を変えた海洋生物化学大循環モデルによるケーススタディの結果を説明できることを示した. 直感的なたとえで言えば, 同じ能力のポンプを2台用意して, 並列に置いた場合でも(生物生産が2倍になる)直列に置いた場合でも(輸送距離が2倍になる), 同じだけの量が運ばれるということに他ならない.

CaCO_3 の POC に対する輸出生産比(深さ100 mにおける CaCO_3 フラックスを POC フラックスで割った比, rain ratio と呼ばれる)は, 観測から分かっていないため, Broecker and Peng (1982) の2ボックスモデルによる議論から得られた値0.25が広く用いられている. しかし, このモデルでは, 表層と深層という

2つのボックスを用いて議論しているために, 溶解深度を考慮していないか, 深さ400 mを通過する両者のフラックスの比で議論していないかという欠点が残る. CaCO_3 の溶解深度が POM に比べ深いことを考慮すると, CaCO_3 の POM に対する生産比は彼らの値より小さくなるはずであり, YT96では0.08~0.10と見積もっている.

Bacastow and Mair-Reimer (1991) と Najjar *et al.* (1992) は, 海洋生物化学大循環モデルを用いて, POM とともに DOM を考慮することによって, 観測された全海洋規模のリン酸濃度分布が再現できることを示した. 観測によると, リン酸濃度の極大は北太平洋深層の北部に位置するが, 彼らのモデルで POM のみを考慮した場合には, 赤道太平洋深層に極大が生じる. これは, 生物生産が高い赤道域では, POM が深層で多く溶けるために深層水のリン酸濃度が高くなり, その水が赤道湧昇によって有光層に供給され, 生物生産をさらに高める, という栄養塩トラップが生じたためである. (Najjar *et al.*, 1992). 一方, モデルに DOM を考慮すると, DOM が水平移流によって赤道域から外に運び出されるために, 栄養塩トラップを防ぎ, モデルで計算されたリン酸の鉛直分布は, 見かけ上, 観測分布に非常によく近くなる(第3図). しかしながら, 彼らのモデルで計算された温度躍層が観測に比べて非常

に深くなっていることから分かるように、モデルで再現された流れ場は鉛直拡散が強いものになっている(第3図)。そのために、POMのみを考慮した場合に観測分布が再現しなかったと考えられる。

Matear and Holloway (1995) は、Bacastow and Mair-Reimer (1991, 1992) などを用いられた流れ場を少し修正することによって POM のみを考慮した場合でも栄養塩分布が観測された分布により近くなることを示した。また、YT96でも(依然観測より深いものの)温度躍層が観測に近づいたために、栄養塩トラップが弱くなり、リン酸の鉛直分布は観測に近づき(第3図)、リン酸濃度の極大が北太平洋深層の北部に位置するようになった。ちなみに、鉛直拡散を大きくした場合には、われわれのモデルでも赤道直下に極大が位置するようになる。

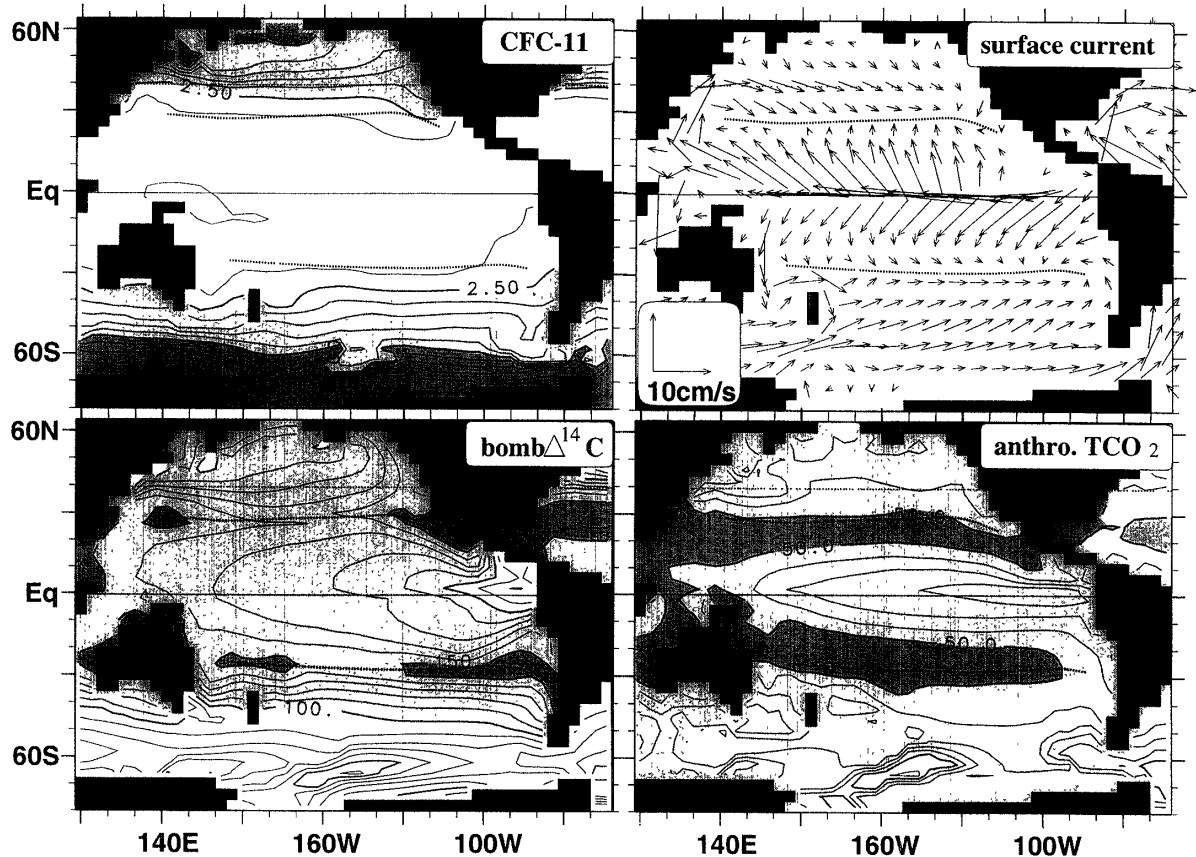
3.2 溶存有機物の分布と時間スケール

一般に、DOM は、物質循環における役割に応じて、3つの典型的な時間スケールに分けて議論されている(Kirchman *et al.*, 1993)。海洋生態系の振舞いに伴う DOM は、その生産分解が速く、易分解性溶存有機物(labile DOM, 以後 L-DOM と表す)と呼ばれる。現在見積もられている L-DOM 生産量と分解時間を考慮すると、L-DOM 濃度は他の2つの DOC に比べて低いことが分かる。一方、深層の DOM は、その濃度が一定であり、難分解性溶存有機物(refractory DOM, 以後 R-DOM と表す)と呼ばれる。これら2つの中間的なものが、準難分解性溶存有機物(semi-labile DOM, 以後 S-DOM と表すことにする)であり、S-DOM 濃度は海洋表層で高いものと思われる。しかしながら、どのような有機的組成を持つものが DOM となっているか、さらにその生成分解過程がどのようなものか、ということは現状ではよく分かっていないため、これら3つの DOM がどのように分布しているかを観測より明らかにすることは困難である。

Sugimura and Suzuki (1988) が高温触媒酸化法(HTC法)を用いて示した DOC の鉛直分布を説明するためには、温度躍層を超えて表層から深層へある程度の量の DOM の輸送が必要となる。Bacastow and Maier-Reimer (1991) や Najjar *et al.* (1992) は、50年から数100年程度の分解時間スケールをもつ S-DOM によって、DOC の鉛直分布を説明した。しかし、Sugimura and Suzuki (1988) による当初の測定結果には問題があり、Suzuki (1993) によって取り下げられた。その後、HTC法は、プランクの問題などを考慮

することにより(Sharp, 1993; Sharp *et al.*, 1995)、技術的に確立した方法として世界中で広く用いられるようになった。HTC法を用いた最近の観測によると、DOC 濃度は Sugimura and Suzuki (1988) に比べて大幅に低くなり、次のような濃度分布を示している。S-DOM はおよそ200m以浅にのみ存在し、海洋表層の DOC 濃度は地域ごとに差があり(Tanoue, 1992, 1993; Ogawa and Koike, 1997)、赤道を挟んで南北10度程度に極大を持つ分布をしている(Tanoue, 1993)。また、Carlson *et al.* (1994) によって、海洋有光層における DOC 濃度は季節変化し、バミューダ沖の定点観測によって、冬季の対流によって深さ200m程度の亜表層へ DOC が運ばれていることが示された。YT97は、観測された DOC 濃度の水平および鉛直分布に注目し、POM に対する S-DOM のとの生産比および S-DOM の分解時間の2つを変えたケーススタディーを行い、それぞれをおよそ2および半年程度とすることによって、観測された DOC 濃度分布を矛盾なく説明できることを示した。また、YT97は、赤道直下の生物生産によって生成された S-DOM が、エクマン輸送によって高緯度方向に運ばれ、DOC 濃度極大(double DOC maximum zone, DDMZ)を形成しているを示し、この S-DOM による栄養塩の輸送は、亜熱帯外洋の生物生産にとって重要なものとなっていることを指摘した。

一方、深層における DOM はほとんど R-DOM であり、その濃度は大西洋から太平洋まで観測誤差の範囲内で一定であると考えられてきたが(Martin and Fitzwater, 1992)、最近では HTC 法の測定方法が確立され、大西洋のほうが太平洋に比べて有意に濃度がわずかながら高いと言われている(Peltzer, 私信)。また観測された大西洋-太平洋間の DOC の $\Delta^{14}\text{C}$ 値の差は、 $\Delta^{14}\text{C}$ 年齢で比較すると DIC の $\Delta^{14}\text{C}$ 値の差と等しくなっている(Dulffell *et al.*, 1992)。この大西洋-太平洋間の DOC 濃度および $\Delta^{14}\text{C}$ 値の差を考慮すると、もし深層における DOC 濃度が一定ならば、深層における R-DOM は分解せず保存されていることを意味し、逆に、大西洋-太平洋間に濃度差があるならば、R-DOM は深層で分解されることを意味する。後者の場合は、表層で作られた R-DOM が深層で分解しているので、R-DOM が炭素を鉛直輸送していることになる。YT97では、大西洋-太平洋間の濃度差が $6\text{ }\mu\text{molC/kg}$ のときには、 0.06 GtC/年 と見積もっている。これは、 8 Gt/年 の POM の輸出生産に比べると、一見小さな量



第4図 太平洋表層における人為起源の全炭酸(等値線間隔 $5\text{ }\mu\text{mol/kg}$), 核実験起源の $\Delta^{14}\text{C}$ (等値線間隔10‰), フロン11 (CFC-11) (等値線間隔 0.5 pmol/kg) の濃度分布および水平流速. 図中の点線は, モデルで得られたエクマン流が収束する位置. 人為起源の全炭酸および核実験起源の $\Delta^{14}\text{C}$ は, 1990年時点の値から産業革命以前の値をひいたもの.

に思われるが, 1000 m 以深に運ばれる POM の量約1 Gt/年と比べると必ずしも無視できる大きさではない. 従って, 深層における高精度の DOC 濃度の観測が必要である.

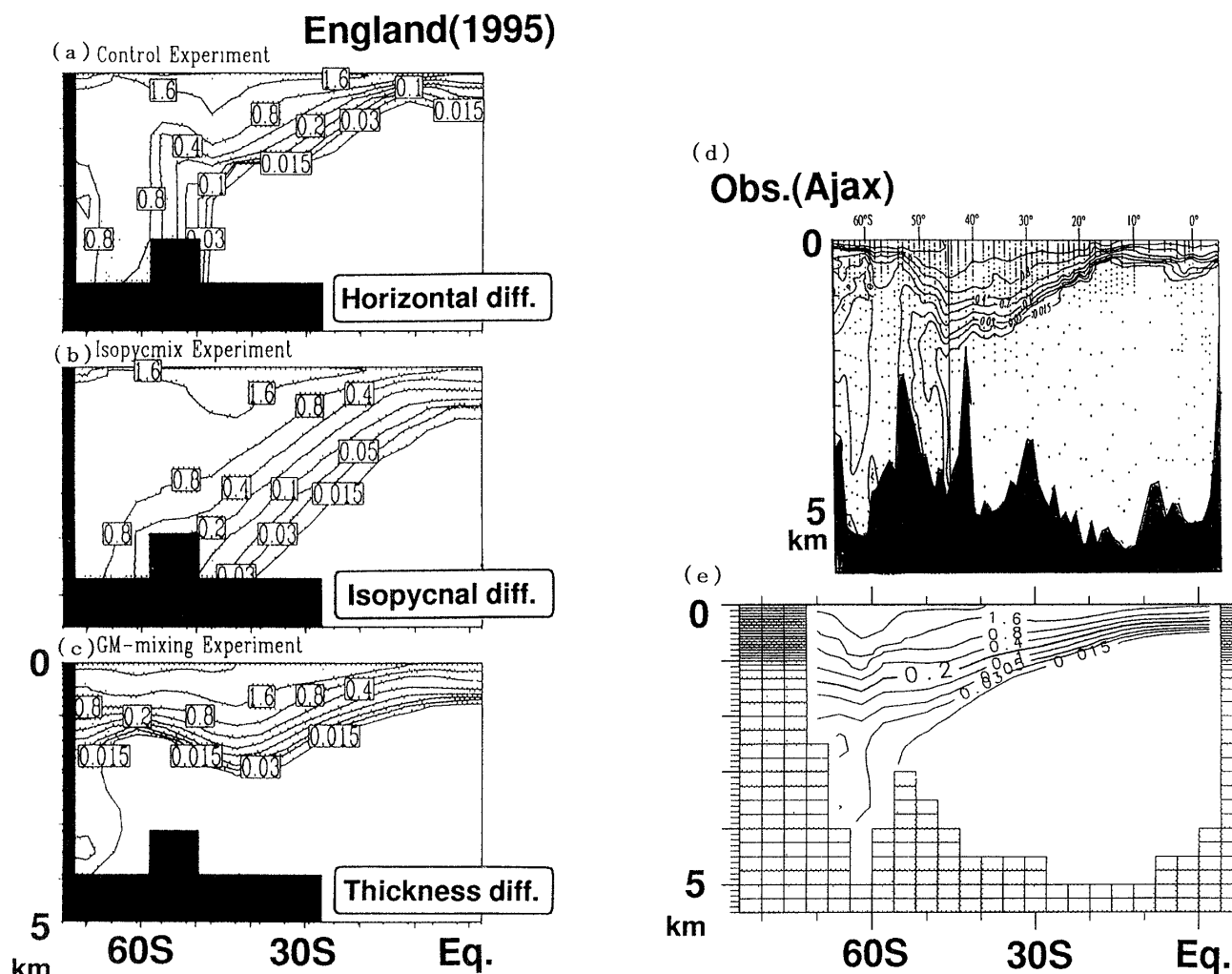
3.3 輸出生産

輸出生産は, 前に述べたように, 通常深さ100 m における鉛直フラックスで定義されるが, その値は, 観測方法によって4 Gt/年 (Eppley, 1989) から20 Gt/年 (Packard *et al.*, 1988) と大きくばらついている. また, モデルでは約10 Gt/年程度に見積もられている (Najjar *et al.*, 1992; YT96). IPCC (1990) では古典的な観測値である4 Gt/年が用いられているが, IPCC(1995)ではモデルの結果が用いられている. YT 97でも, POM および DOM による輸出生産がそれぞれ8 Gt/年・3 Gt/年と見積もられている. しかし, YT 97モデルから得られた亜熱帯外洋域における沈降粒子量はセジメントトラップ (海洋深層に一定期間係留し沈降粒子を捕らえる機器)で測られている量に比べて,

2倍弱程度多くなっている. これは, モデルの鉛直方向の疑似拡散が大きいこと, R-DOM による鉛直輸送を考慮していないことによるモデルの見積もりの過大評価, および, セジメントトラップの沈降粒子の捕捉率が低いことによる観測の見積もりの過小評価によるものと思われる. 従って, 輸出生産の量をより正確に決めるためには, さらなるモデルおよび観測による研究が必要である.

4. 古海洋への応用について

過去の地球表層環境 (古気候・古海洋) の状態を復元することは, 気候システムのより広い範囲での振舞いを知るために重要である. いわゆる地質学的記録を用いて, 復元を行う際に, どのような環境でどのような記録が残るのかという知識が予め必要となる. この地質学的記録は, 気象学・海洋物理学で主に扱う風速, 流速, 温度, 降水, 塩分などの直接的な物理量ではなく, 氷床, 湖底, 海底コアなどに含まれる花粉, 有孔



第5図 England (1995) および我々のモデルによる Ajax 鉛直南北断面(グリニッチ子午線)における CFC11の分布。
(a)-(c) は England (1995) による結果, (d) は観測, (e) は我々モデルの結果。

虫, 同位体, 有機物などといった間接的なものである。これらの物理量と間接的な証拠を結び付けるためには, 単に現在の環境のもとでの経験的な関係を用いるのではなく, 物理学の立場に基づいた広い環境に適応できる理論による関係を用いる必要がある。すなわち, 物質循環は気候システムの一部として重要であるが, その研究は気候力学と古気候学・古海洋学との橋渡しを行なう点でも不可欠である。海洋物質循環モデルを古海洋に適応した例は, 山中 (1996) に詳しく述べてあるので, ここでは省略することにする。

5. 人為起源物質の海洋による吸収について

人為起源二酸化炭素, 核実験起源放射性同位体炭素, フロンなどの人為起源物質が海洋に吸収されどのように分布するかという問題は, 地球環境問題のみならず, 海洋物質循環の観点からも極めて興味深い。すなわち,

物質による大気-海洋間のガス交換時間やその温度依存性などの特性の違いおよび百年から数十年の時間スケールの大気中濃度の時間変化の違いが海洋中の濃度分布にどう反映されるかといったこと, また, フロンの観測分布との比較によってモデルの振舞いを確かめられること, などがあげられる。例えば, 北太平洋の中層は, 上層で卓越する北太平洋規模の風成循環や, 深層で卓越する全海洋規模の熱塩循環, 北太平洋規模で中層に存在すると考えられる熱塩循環が入り交じった複雑な流れの場であるが, 人為起源物質がちょうど中層付近に拡がりつつあるため, このような濃度分布がどのようにして決まっているかという問題は海洋物理学にとっても興味深いものである。

人為起源二酸化炭素や核実験起源放射性同位体炭素, フロンについての特性の違いをまとめると, 次のようになる。人為起源二酸化炭素や核実験起源放射性

同位体炭素の海洋表層-大気間の交換時間は、二酸化炭素の海洋表層-大気間で分圧平衡に達する時間(およそ8か月)、炭素同位体が海洋表層-大気間で平衡になる時間(およそ6年)によって決まっているため、フロン11/12(およそ2か月)と比べても長くなっている。二酸化炭素の産業革命時点からの増加量を議論する際には、高緯度-低緯度間の二酸化炭素濃度の増加量に関する溶解度は、数十%程度の違いしかない。それに対し、フロン11/12は高緯度・低緯度で約4倍程度の違いがある。また、各々の大気中の濃度については、人為起源二酸化炭素濃度は産業革命から徐々に増加したのに対し、フロン11/12濃度は1970年代以降急速に増加し、核実験起源放射性同位体炭素濃度は1960年代に増加しその後減少するパルスの時間変動をしている。

山中・阿部(1996)は、これらの大気中の濃度変化を与え、産業革命時点から1990年までの海洋における分布を計算した。1990年時点の太平洋表層における分布を第4図に示す。人為起源の全炭酸の分布パターンは、核実験起源の $\Delta^{14}\text{C}$ のものと比較的似ており、フロン11のものと大きく異なる。フロン11の濃度は高緯度で高くなっている。フロンの海洋表層-大気間のガス交換がその他の過程に比べて速いため、その場の海面水温・塩分から決まる平衡分圧に近いこと、その平衡分圧の温度依存性が強いことによって、フロン11の濃度分布は、海面水温の分布パターンと似ている。但し、南大洋では、同じ水温でも他に比べて低い濃度を示す海域がある。この領域では、鉛直対流が起こっているために大気-海洋間のガス交換による平衡が遅れているためである。一方、人為起源の全炭酸濃度と核実験起源の $\Delta^{14}\text{C}$ 値は亜熱帯域で最も高くなっている。これは、赤道域で湧昇した産業革命以前の水を含む水が、エクマン流で高緯度に運ばれるうちに、徐々に大気中の人為起源二酸化炭素と核実験起源放射性同位体を吸収するためである。最も高い値のところは、エクマン収束する緯度に対応する。赤道域から伸びる核実験起源の $\Delta^{14}\text{C}$ の低い値の領域が全炭酸と比べて広がっているのは、放射性同位体炭素のガス交換平衡時間が二酸化炭素に比べて長いことによる。

人為起源物質の分布の計算が、流れ場を改善するために有益な情報をもたらすという例として、England(1995)によるケーススタディが興味深い(第5図)。等密度面拡散(Isopycnal diffusion)が用いた場合には、温度や塩分の分布が良くなることが知られていたが、フロンの分布は逆に水平・鉛直拡散を用いた場合より

も拡散が大きい結果となっている。Gent *et al.* (1995)の等密度面間の層厚を拡散させるパラメタリゼーション(GM-mixing)を用いた場合には、かなり観測に近い分布になる。しかし、低緯度では、モデルの方が観測に比べてフロンの深いところまで貫入している。これは鉛直移流を中央差分スキームで表現したことによるために生じたものである可能性がある(Yamanaka and Suganohara, 投稿中)。我々も同様な計算を行ったところ、水平・鉛直拡散を用いた場合でも出来る限りその係数を小さくとり、鉛直の層の数を増やすことによって、GM-mixingと比較できるくらいの結果が得られることが分かった(第5図)。

6. おわりに

ここでは、私が行ってきた研究をまじえて1990年代に発展した主にモデルを用いた海洋物質循環に関する研究を紹介した。

YT96やYT97で示したことの1つは、物理場である海洋循環がうまく得られていれば、ごく簡単な生物化学過程を組み込むことによって、大まかな全海洋規模の栄養塩や生物生産の分布を再現出来るということである。例えば、YT96やYT97のモデルでは、輸出生産は、栄養塩の表層濃度に比例しているものとして、全海洋にわたって同一の比例係数を用い、POMの沈降粒子の鉛直分布も海域によらず同じものを用いている。一方、実際の海洋では、生物生産が高い海域と低い海域ではプランクトンの種の構成も異なり、明らかに上のようなパラメタは海域ごとに異なることが容易に推測される。これらのことは、Fasham *et al.* (1990)やKawamiya *et al.* (1994)などの生態系モデルとは異なるアプローチとして、ここで示した海洋生物化学大循環モデルに生態系の振舞いをパラメタライズする必要性を示唆している。それによって、物質循環における生態系の役割が明らかになり、地球温暖化や氷期の海洋循環の変動に伴ってどう海洋生物生産や海洋物質循環が変動するのかを知ることにつながる。

最後に、学生の人の何かの参考になればと思い、私事について書かせていただく。1990年の修士課程2年のときのBroecker and Peng(1982)の“Tracers in the Sea”の読書会で、初めて海洋物質循環に接した。全炭酸やアルカリ度、生物過程の概念は分かりにくく、努力したものの、その後2年間は理解出来ずにいた。そして、(私はすでに助手になっていたが)博士課程2年相当のとき、当時ポスドクだった田近英一博士とも

う一度読書会を行い、「要するにこうなんだ」と秋のある日に霧が晴れたように理解できた。そういう目で過去の研究を見直すと Bacastow and Maier-Reimer (1990)が見つかった。概念が分かってしまうと、モデルを組み立てるのはそう難しいものではなく、1992年の年末には最初の矩形の海のバージョンが出来上がった。計算を始めて2週間後には CaCO_3 の POC に対する輸出生産比の値の問題点に気がついたが、世の中の人に説得力を持つようにするため、矩形の海から、理想化した全海洋モデルを経て、現実地形の全海洋モデルへ改良し数百ケースの実験を行い、論文が雑誌に載るまでには、1996年までかかってしまった。

私の指導教官の杉ノ原伸夫教授（東京大学気候システム研究センター）は、何も無いところからの研究に対して長い目で見て下さり、数多くの助言や激励を下さいました。論文の共著者の田近英一博士（東京大学理学部）、また、住明正教授（東京大学気候システム研究センター）、松野太郎教授（北海道大学大学院地球環境科学研究科）、熊沢峰夫教授（名古屋大学理学部）は、議論や激励を行って下さいました。私の海洋物質循環に関する研究には、日本気象学会、日本海洋学会、日本地球化学会の数多くの人との議論や助言が不可欠だったように思います。この場を借りてお礼申し上げます。

参考文献

- Anderson, L. and J. L. Sarmiento, 1995 : Global ocean phosphate and oxygen simulations, *Global Biogeochem. Cycles*, **9**, 621-636.
- Bacastow, R. and E. Maier-Reimer, 1990 : Ocean circulation model of the carbon cycle, *Clim. Dynamics*, **4**, 95-125.
- Bacastow, R. and E. Maier-Reimer, 1991 : Dissolved organic carbon in modeling oceanic new production, *Global Biogeochem. Cycles*, **5**, 71-85.
- Broecker, W. S. and T. -H. Peng, 1982 : Tracers in the Sea, Eldigio Press, 691pp.
- Carlson, C. A., H. W. Ducklow and A. F. Michaels, 1994 : Annual flux of dissolved organic carbon from the euphotic zone in the northwestern Sargasso Sea, *Nature*, **371**, 405-408.
- Druffel, E. R. M., P. M. Williams, J. E. Bauer and J. R. Ertel, 1992 : Cycling of dissolved and particulate organic matter in the open ocean, *J. Geophys. Res.*, **97**, 15639-15659.
- England, M. H., 1995 : Using chlorofluorocarbons to

assess ocean climate models, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3051-3054.

Eppley, R. W., 1989 : History, methods, problems, in *Productivity of Ocean : Present and Past* (edited by V. S. Smetacek, G. Wefer, and W. H. Berger), John Wiley, 85-97.

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

IPCC, 1990 : Climate Change : The IPCC Scientific Assessment, (edited by J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums), Cambridge Univ. Press, 365pp.

IPCC, 1995 : Climate Change 1995 : The Science of Climate Change, (edited by J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell), Cambridge Univ. Press, 572pp.

Gent, P. R., J. Willebrand, T. J. McDougall and J. C. Mc Williams, 1995 : Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 463-474.

Keeling, C. D., 1981 : The modeling of rare isotopic carbon with regard to notations, in *Scope 16 : Carbon Cycle Modeling* (edited by Bolin, B), John Wiley & Sons, 89-94.

Kawamiya, M., M. Kishi, Y. Yamanaka and N. Sugimotohara, 1994 : An ecological-physical coupled model applied to Station Papa, *J. Oceanogr.*, **51**, 635-664.

Kirchman, D. L., C. Lancelot, M. Fasham, L. Legendre, G. Radach and M. Scott, 1993 : Dissolved organic matter in biogeochemical models of the ocean, in *Towards a Model of Ocean Biogeochemical Processes*, NATO ASI Series Vol. I 10, (edited by G. T. Ecanas and M. J. R. Facham), Springer, 209-225.

Martin, J. H. and S. E. Fitzwater, 1992 : Dissolved organic carbon in the Atlantic, Southern and Pacific oceans, *Nature*, **356**, 699-700.

Matear, R. J. and G. Holloway, 1995 : Modeling the inorganic phosphorus cycle of the North Pacific using an adjoint data assimilation model to assess the role of dissolved organic phosphorus, *Global Biogeochem. Cycles*, **9**, 101-119.

Najjar, R. G., J. L. Sarmiento and J. R. Toggweiler, 1992 : Downward transport and fate of organic matter in the ocean : Simulations with a general

- circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, **6**, 45-76.
- Ogawa, H. and I. Koike, 1997 : *Marine Chem.*, (in preparation).
- Packard, T. T., M. Denis and P. L. Garfield, 1988 : Deepocean metabolic CO₂ production : calculations from ETS activity, *Deep Sea Res.*, **35**, 371-382.
- Peltzer, E. T. and N. A. Hayward, 1996 : Spatial and temporal variability of total organic carbon along 140°W in the equatorial Pacific Ocean in 1992, *Deep Sea Res. II*, **43**, 1155-1180.
- Sarmiento, J. L., J. C. Orr and U. Siegenthaler, 1992 : A perturbation simulation of CO₂ uptake in an ocean general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **97**, 3621-3645.
- Sarmiento, J. L. and C. L. Quéré, 1996 : Oceanic carbon dioxide uptake in a model of century-scale global warming, *Science*, **274**, 1346-1350.
- Sarmiento, J. L. and U. Siegenthaler, 1992 : New production and the global carbon cycle, in *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*, (edited by P. G. Falkowski and A. D. Woodhead), Plenum Press, 317-322.
- Sharp, J. H., 1993 : The dissolved organic carbon controversy : an update, *Oceanography*, **6**, 45-50.
- Sharp, J. H., R. Benner, L. Bennett, C. A. Carlson, S. E. Fitzwater, E. T. Peltzer and L. M. Tupas, 1995 : Analyses of dissolved organic carbon in seawater : the JGOFS EqPac methods comparison, *Mar. Chem.*, **48**, 91-108.
- Siegenthaler, U. and J. L. Sarmiento, 1993 : Atmospheric carbon dioxide and the ocean, *Nature*, **365**, 119-125.
- Sugimura, Y. and Y. Suzuki, 1988 : A high-temperature catalytic oxidation methods for determination of nonvolatile dissolved organic carbon in seawater by direct injection of a liquid sample, *Mar. Chem.*, **24**, 105-131.
- Suzuki, Y., 1993 : On the measurement of DOC and DON in seawater, *Mar. Chem.*, **41**, 287-288.
- Suzuki, Y., Y. Sugimura and T. Itoh, 1985 : A catalytic oxidation method for the determination of total nitrogen dissolved in seawater, *Mar. Chem.*, **16**, 83-97.
- Tanoue, E., 1992 : Vertical distribution of dissolved organic carbon in the North Pacific as determined by the high-temperature catalytic oxidation method, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **111**, 201-216.
- Tanoue, E., 1993 : Distributional characteristics of DOC in the central equatorial Pacific, *J. Oceanogr.*, **49**, 625-636.
- Toggweiler, J. R., K. Dixon and K. Bryan, 1989 : Simulations of radiocarbon in a coarse-resolution world ocean model, 1. Steady state prebomb distributions, *J. Geophys. Res.*, **94**, 8217-8242.
- 山中康裕, 1996 : 海洋物質循環と古海洋, *天気*, **43**, 476-482.
- 山中康裕, 阿部彩子, 1996 : 海洋における人為起源物質の濃度分布のモデルによる再現, *月刊海洋*, **28**, 510-515.
- Yamanaka Y. and E. Tajika, 1996 : The role of the vertical fluxes of particulate organic matter and calcite in the oceanic carbon cycle : Studies using an ocean biogeochemical general circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, **10**, 361-382.
- Yamanaka, Y. and E. Tajika, 1997 : The role of dissolved organic matter in the marine biogeochemical cycle : Studies using an ocean biogeochemical general circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, (in press).

Modeling of Biogeochemical Cycles in the Ocean

Yasuhiro Yamanaka*

* *Center for Climate System Research, University of Tokyo (Present affiliation : Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, P. O. BOX CN710, Princeton, New Jersey 08544-0710, U S A).*

(Received 22 May 1997 ; Accepted 28 July 1997)