

5. 物質循環としての陸域・海洋生態系との相互作用 (海洋)

山中 康裕*

1. はじめに

比較的短い時間スケールでは、気象学や海洋物理学などで扱うような大気-海洋系の物理過程が気候の状態を決めている。しかし、例えば、第四紀における氷期-間氷期サイクル程度の気候変動を考えると、海洋の生態系および物質循環は、大気中二酸化炭素濃度の変動を通じて、気候システムの一員として主役級の働きをする。

ここでは、まず、専門外の人のために、海洋物質循環と海洋生態系の関わりについてごく簡単に紹介し、さらに、そのモデリングを紹介する。そして、「21世紀の気象学」としての1つ課題として、海洋物質循環と古気候への発展について述べたい。海洋物質循環や生態系モデリングの紹介に本講演の多くの時間を費やすが、プランクトンなどを扱う海洋生態系モデリングが、一見全く関係がないような氷期の大気中二酸化炭素濃度低下についての理解に役立つといった「急がば回れ」的な論理が伝われば幸いである。

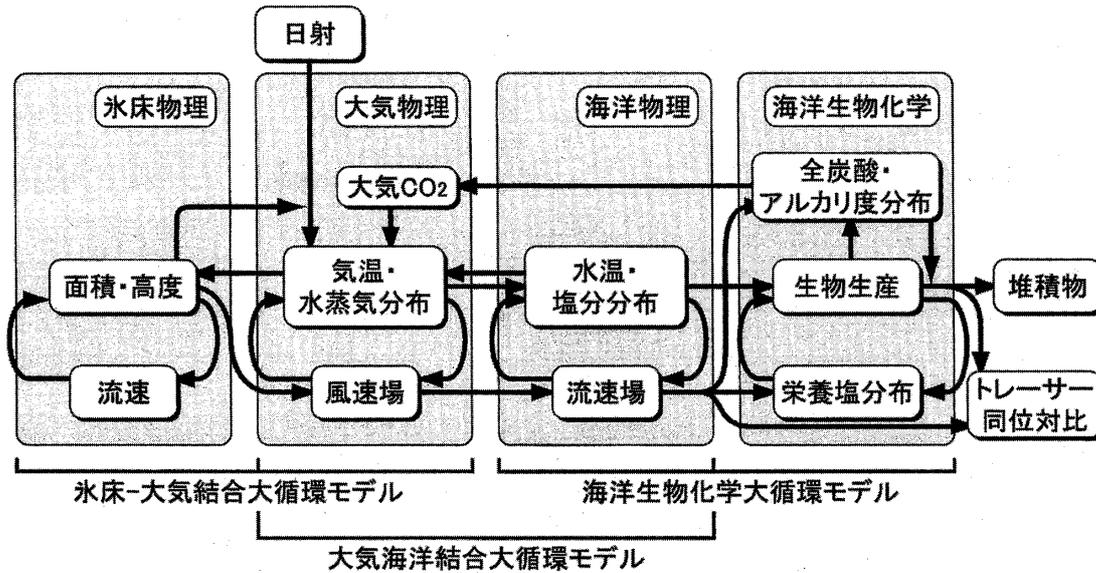
2. 気候システムの一員としての海洋物質循環と海洋生態系

第1図は、氷期間氷期サイクル程度の気候変動に注目して、(独断と偏見を含んでいるかも知れないが)海洋物質循環や氷床までを含めてまとめた気候システムの概略図である。もし、大気中二酸化炭素濃度へのフィードバックがないとするならば、気候の状態は大気や海洋の物理過程で決まり、海洋物質循環は、単に気候状態を堆積物などへ記録する診断的な役割しか持たない。この仮定は、比較的短いスケールでは十分に成り立つので、大気中二酸化炭素濃度は、大陸配置

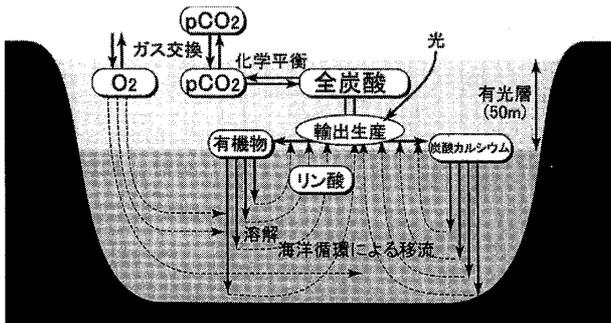
や日射量(地球軌道要素)などと同じように予め与えられ、大気大循環モデルや大気海洋結合大循環モデルを用いて気候の研究を行うのが一般的である。しかし、大気や海洋の物理過程の変化が海洋生態系や海洋物質循環に影響を与え、さらに大気中二酸化炭素濃度へおよぶならば、海洋物質循環は、気候システムの一員として積極的に気候の状態を決めることに関わることになる。例えば、地球温暖化に伴って、海洋循環や海洋生態系が変化することにより大気中二酸化炭素濃度が変化することが考えられる。この種の先駆的研究は、Maier-Reimer *et al.* (1996)やSarmiento *et al.* (1998)であるが、両者の海洋生態系の取り扱いはずしも十分なものではない。大気中二酸化炭素濃度をある一定値に保つように人間活動に伴う二酸化炭素放出量を規制するとき、長期的には、その放出量は海洋による吸収量と釣り合うようになるので、海洋生態系の変化に伴う吸収量は必ずしも無視できる大きさではなくなる。いったん海洋生態系の変化によって元々ある自然の海洋物質循環が変化するとその影響は1000年程度におよぶ。従って、海洋生態系が変化することに注目した研究を今後さらに行う必要がある。また、今から約2万年前の最終氷期においては、大気中二酸化炭素濃度は産業革命前の280ppmより約80ppm程度低かったが、これは、海洋生態系と海洋物質循環が現在と異なった状態にあると一般的に考えられている。Broccoli and Manabe (1987)によれば、大気中二酸化炭素濃度の低下は氷期における南半球の気温低下をもたらし、氷期の気候状態の再現には不可欠な要素である。

このように、気候が変化した場合に、どのように海洋生態系や海洋物質循環が変化するかを知ることは、気候システムや古気候にとっても重要となる。そのためにも、現在の海洋生態系や海洋物質循環がどのようになっているか、モデルによってどの程度再現できるかは、広い意味での気候学にとっても興味深いものである。

* 北海道大学大学院地球環境科学研究科/地球フロンティア研究システム, galapen@ees.hokudai.ac.jp
© 2002 日本気象学会



第1図 第四紀の氷期-間氷期サイクル程度の気候変動を考えた際の気候システム概念図。日射という入力の変動から気候システムを経て堆積物という出力の変動が得られるかを表している。



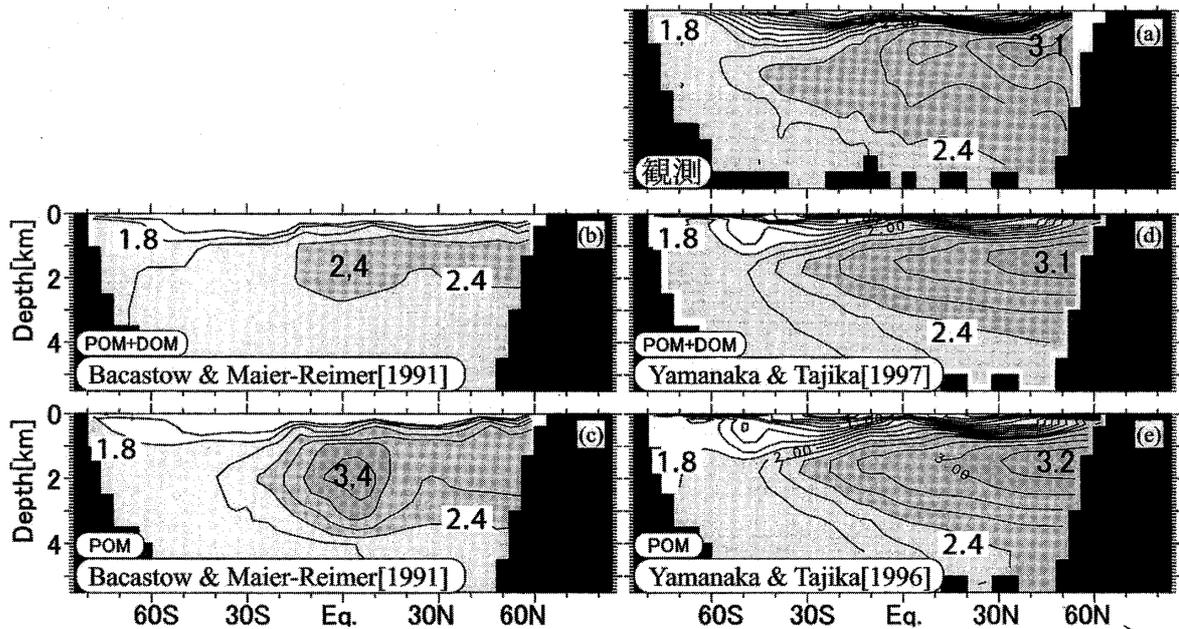
第2図 海洋生物化学大循環モデル中の生物化学過程についての概念図。

3. 海洋物質循環モデルとその気候問題への適用

海洋中の二酸化炭素分布は、水温や塩分と同じように海洋循環による物理過程と同時に、生物生産などや沈降粒子の溶解などの生物化学過程で決まる。第2図に示すように、海洋物質循環モデルは様々な生物化学過程を含んでいる。光合成による生物生産は、海洋表層の栄養塩濃度にほぼ比例して行われ、栄養塩は湧昇流や鉛直混合などによって下層から供給される。生物生産された有機物や炭酸カルシウムの殻は、海水中で溶けながら沈降してゆくものとし、その溶け具合は、長期間設置し沈降粒子を捕捉するセジメント・トラップで観測された結果を利用して決めている。このように生物生産と沈降粒子の溶解という2つの生物化学過程をモデルに組み込むことによって海洋中の栄養分布を再現することが出来る。海洋生物が作り出す有機物

の元素組成比はほぼ一定なので、そのことを考慮すると海洋中の二酸化炭素や pH の分布も計算できる。表層水中の二酸化炭素分圧は化学平衡によって計算できる。大気海洋間の二酸化炭素分圧差にガス交換係数を掛けることで二酸化炭素の大気-海洋間のガス交換も見積もられる。より詳しいモデルの説明は山中(1997, 1999)を参考にされたい。このような海洋物質循環モデルで計算された太平洋におけるリン酸イオンの南北-深さ分布を第3図に示す。観測から分かるように北太平洋の深さ1 km 付近にリン酸濃度が最も高い層が存在する。IPCC レポート (IPCC, 1995) において溶存有機物の見積りに採用されている Bacastow and Maier-Reimer (1991) では、観測された分布とかなり異なっているが、我々の結果はかなりよく再現していることが分かる。最近行われている Ocean Carbon Model Intercomparison Project (OCMIP) に参加しているモデルの結果は、我々とおおむね同じである。

しかしながら、このモデルによる観測分布の再現は、「表層に比べて深層の方が、あるいは、大西洋に比べて太平洋のほうが、高い栄養塩濃度である」といった栄養塩の基本的な分布の再現であり、気候変動に伴って海洋循環が少し変化した場合に海洋物質循環がどの程度変化するか? といった摂動的な分布の変化に対して正しい答えを出すことを保証しない。これは、かつて、Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) などで大気大循環モデルを比較した際に、雲



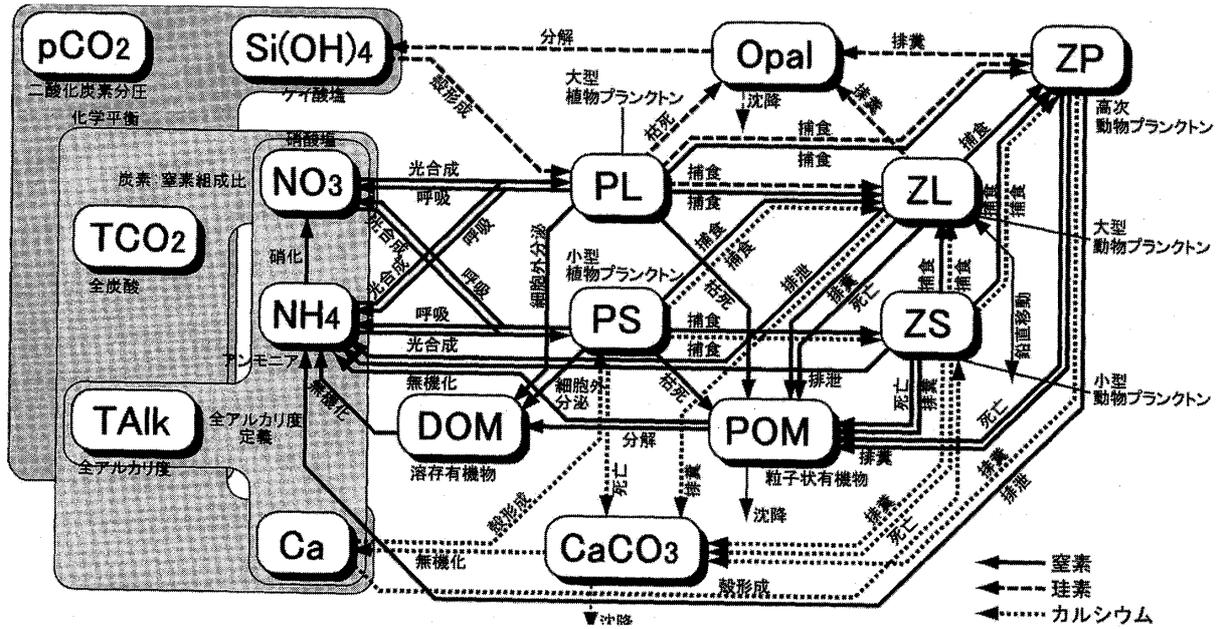
第3図 太平洋におけるリン酸塩濃度分布. (a) GEOSCECS による観測, (b, c) Bacastow and Maier-Reimer (1991) によるモデルの計算結果, (d, e) Yamanaka and Tajika (1996, 1997) によるモデルの計算結果. 生物過程として (c, e) は沈降粒子 (Particulate Organic Matter, POM) のみを考慮し, (b, d) は沈降粒子とともに溶解有機物 (Dissolved Organic Matter, DOM) も考慮している. 等高線間隔は $0.2 \mu\text{mol/l}$.

が気候に対してほぼ同じ役割を果たすが、温暖化という摂動には、モデルによって雲の役割がかなり異なった状況と似ているかも知れない。幸いにも、第1近似として、地球温暖化に伴って海洋循環や海洋生態系が変化しないと仮定できる。この近似の精度では、海洋循環と海洋生物生産のバランスから定まる元々ある自然の栄養塩循環や炭素循環が変わらないため、大雑把に言えば、海洋による人為起源二酸化炭素の吸収量は、ある程度の信頼性を持って求めることが出来る。しかし、温暖化に伴って、海洋生態系が変化し海洋物質循環がどの程度変化するか？ といった問題に、このモデルは答えを出さない。

水期における大気中二酸化炭素濃度低下の原因を探るために、このモデルを用いた研究がある（例えば、Heinze *et al.*, 1991）。しかしながら、次に述べるように、必ずしも気候変動に対する海洋生態系の応答が分かっているために、必ずしも正しい答えが得られる保証はない。さらに、最新の IPCC レポートでは、海洋中の全炭素フラックスとともに、炭酸カルシウムのフラックスにも注目している。これは、海洋生物生産に伴い、海水中の二酸化炭素から有機物を作られると海水中の二酸化炭素分圧が低下するのに対して、プランクトンの炭酸カルシウムの殻が作られると二酸化炭素

分圧が上昇するためである。現在の海洋物質循環モデルでは、生物生産に対する炭酸カルシウムの生成比を一定としている（例えば、Yamanaka and Tajika, 1996, 1997）。Yamanaka and Tajika (1996) による炭酸カルシウム生成比の全球平均値の見積もりは、観測と調和的であることが最新の IPCC レポートで述べられている。しかしながら、「高生物生産海域では、炭酸カルシウムを作る円石藻などの割合が低下する」といったことが海洋生物学では一般的に知られている。例えば、思考実験として「海洋深層水が海洋表層に供給され、生物生産が高くなる場合」を考えてみる。深層水中の栄養塩濃度や二酸化炭素分圧は、過去の生物生産の結果として高くなっている。従って、炭酸カルシウム一定の場合には過去の生物生産の繰り返しとなるので、生物生産が高くなっても、表層水中の二酸化炭素分圧が供給以前より低くなることはない。しかし、炭酸カルシウム生産の割合が減ると、海洋表層水中の二酸化炭素分圧が供給以前より低くなる可能性がある。

このようなことを踏まえると、陽に海洋生態系を表現した海洋物質循環モデルを開発することが強く望まれる。モデルはさらに複雑になるが、海洋生物学の知識を導入できること、および、観測と即物的に比較が



第4図 生態系モデルの15コンパートメントの模式図 (Yamanaka *et al.*, 2001). 実線や破線, 点線は, 窒素や珪素, カルシウムの流れを表す. ひとつの矢印毎に, 光合成などのひとつの素過程が対応し, 海洋生物学に基づいた定式化がされている.

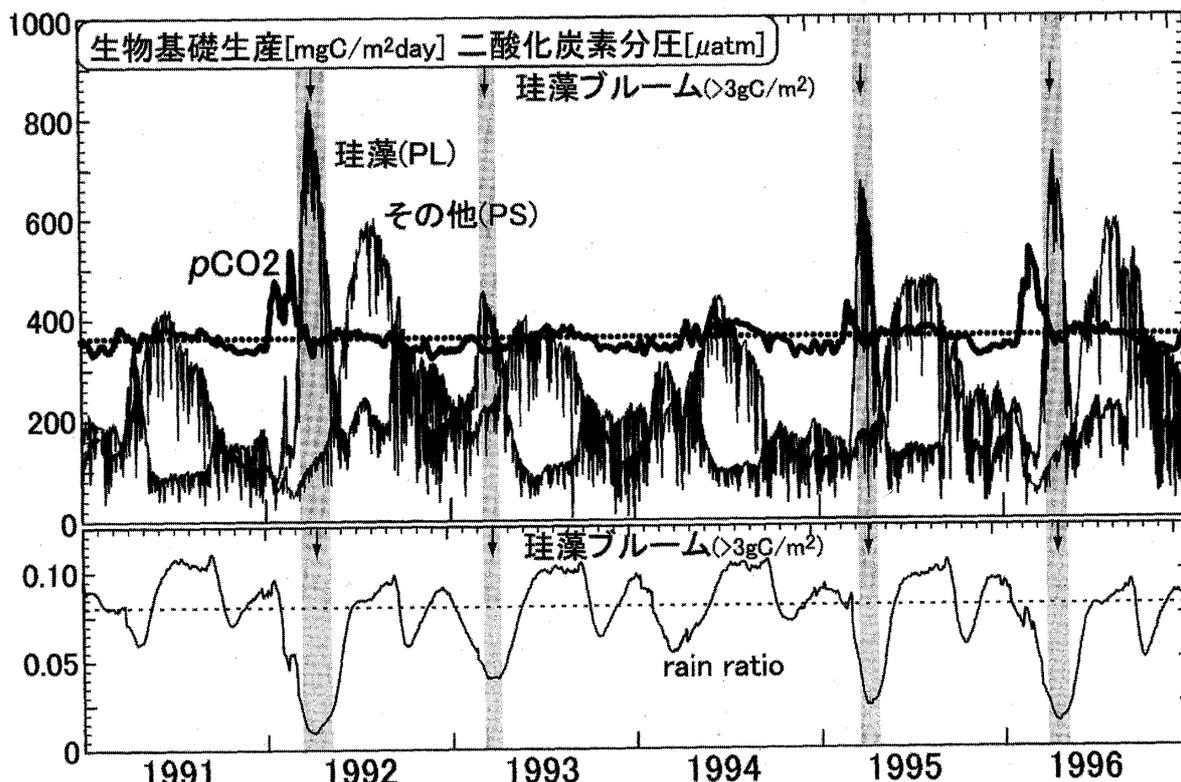
出来ることなど強力な援軍も得られる.

4. 海洋生態系モデルとその予備的実験の結果

多くの生態系モデルは, 海洋有光層中の硝酸塩やアンモニア濃度が生物生産を決めているため, 窒素循環のみを扱うが (例えば, Kawamiya *et al.*, 1995), 炭素循環を表現するために, 炭素循環とともに炭酸カルシウムの殻なども扱うモデルが必要となる. 本講演では, 窒素-珪素-炭素循環を扱った我々の1次元海洋生態系モデルを紹介する (Yamanaka *et al.*, 2001). モデル中の生物過程における15コンパートメントとそれらの間のやりとりを第4図に示す. 栄養塩として, アンモニア (NH_4) や硝酸塩 (NO_3), 珪酸塩 ($\text{Si}(\text{OH})_4$) を考え, 植物プランクトンと動物プランクトンを2つと3つに分ける. 大型植物プランクトン (PL) は珪藻を表し, 珪酸塩からオパール (Opal) の殻を作るために, 珪素循環もモデルに組み込む. 小型プランクトン (PS) の一部は円石藻を表現し, 炭酸カルシウム (CaCO_3) の殻を作る. また, カイアシ類のような大型動物プランクトン (ZL) では, 春先に表層に上がり成長し秋のはじめに深層へ戻るといった季節的な鉛直移動の効果を表現している. また, 小型動物プランクトン (ZS) の一部は炭酸カルシウムの殻をもち, 高次捕食動物プランクトン (ZP) はオキアミなどを表し, 魚類などのより高次の海洋生物の餌などになる. 細胞外分泌

や枯死, 死骸などは, 粒子状有機物 (POM) や溶存有機物 (DOM) を経て, 栄養塩に戻ってゆく. POM や炭酸カルシウム, オパールなどを沈降粒子として陽に表現しているの, セジメント・トラップ観測と直接比較できる. プランクトンの一定の元素組成比を考慮することによって, これらのコンパートメント間における炭素やカルシウムなどのやりとりも計算し, 全炭酸 (TCO_2) や全アルカリ度 (TALK) を計算する. 全炭酸やアルカリ度が分かると, 化学平衡の元で二酸化炭素分圧 (pCO_2) も得られ, 大気海洋間のガス交換も計算できる.

ここでは, 1987年から現在まで北海道地区水産研究所が年5, 6回航海を行っている A-Line にある A-7 (41.5N, 45.5E) にモデルを適用した (Yamanaka *et al.*, 2001). 1991年からの6年間の珪藻とその他のプランクトンによる基礎生産, 二酸化炭素分圧 (pCO_2) と rain 比 (深さ100 m における沈降粒子中の炭酸カルシウムと有機炭素の組成比) を第5図に示す. 珪藻による基礎生産は, 春に最も高いピークと秋に次に高いピークを持っている. モデルで再現された春季ブルームは $600\text{--}800 \text{ mgC/m}^2 \text{ day}$ で観測された値と同程度で, 冬季の混合層深度の年々変動に伴い, 大きな年々変動を持つ. 珪藻ブルームの後, その他のプランクトンによる基礎生産が増加し, しばしば観測される植物プランクトンの種交代が起こり, 夏の終わりには表層



第5図 (上図) 1991年から1996年における珪藻 (太線) とその他の植物プランクトンによる基礎生産 (細線) および二酸化炭素分圧 (極太線). 点線は大気中二酸化炭素濃度360 μ atmを表す. (下図) rain ratio (深さ100 mにおける沈降粒子中の炭酸カルシウムと有機炭素の組成比)を示す. 点線は Yamanaka and Tajika (1996) で見積もられた全球平均値0.08を示す. ハッチをつけた時期は珪藻による春季ブルーム時期を表す.

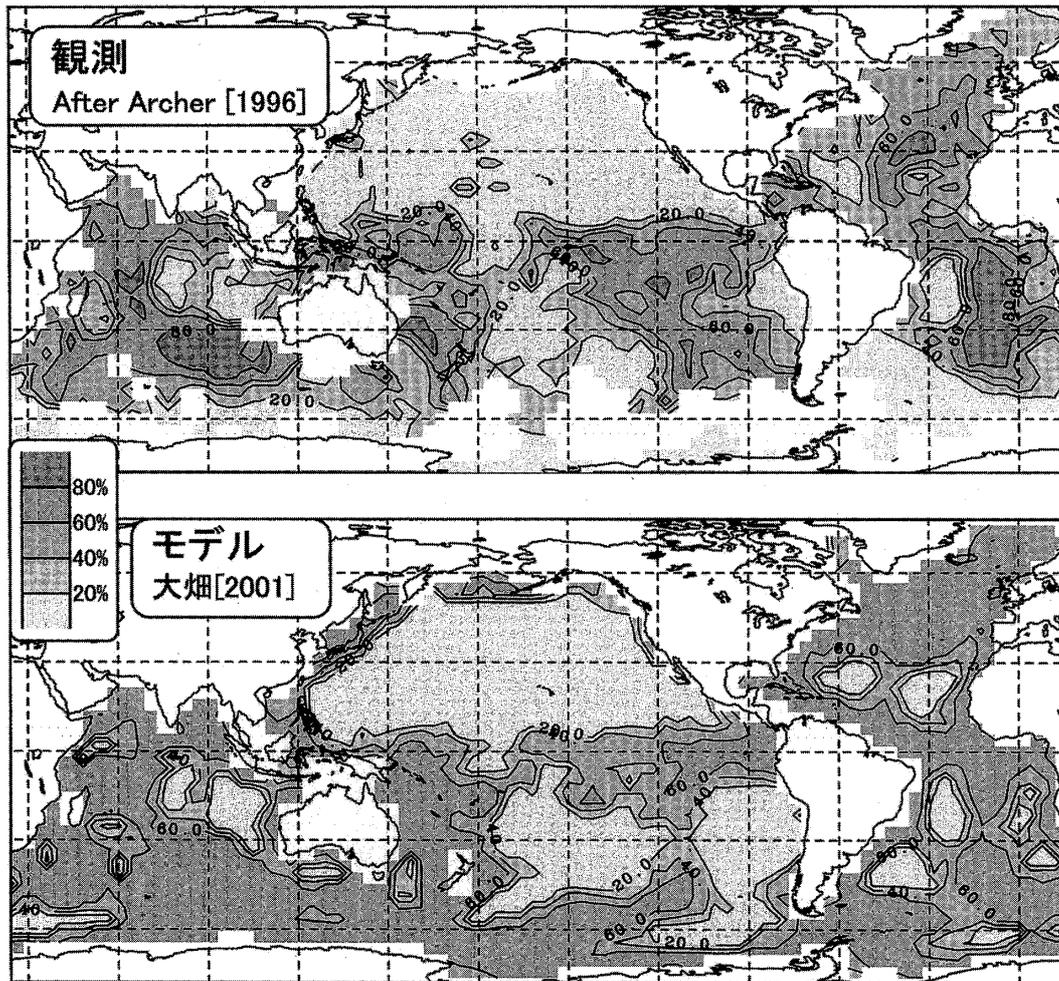
水中の硝酸塩も枯渇する. 第5図において, 基礎生産の多数の下向きスパイクは, 雨や曇りの日の日射量減少によるものである. 二酸化炭素分圧は, 冬季混合に伴って最高となり, 春季ブルームの期間急速に減少し, 夏から秋にかけて, 水温上昇による pCO_2 上昇と生物生産による pCO_2 減少が相殺してほぼ一定となり, 秋に最低となる. このように, ほぼ現実的な二酸化炭素分圧の季節変動を再現できた. 生物生産に対する炭酸カルシウムの生産比の指標となる rain 比は, 強い季節変動を示している. これは, セジメント・トラップから得られている観測と調和的であり, 炭酸カルシウムの生産比が一定ではないことを示している.

ここで紹介した結果は単に1地点の計算にすぎないが, 示唆に富む生態系の特性を再現している. 現在, 亜熱帯海域など他の地域に適応し, 観測を再現することを試みているので, 近い将来に海洋生態系を陽に表現した3次元の海洋物質循環モデルを用いた実験を開始する予定である.

5. 海洋物質循環と古気候への適用

過去の気候は, 直接的に記録されるわけではなく, 間接的に地質学的な証拠として記録される. 風速や海流, 温度, 雨などの過去の気候を直接示す化石など地質学的証拠が存在するわけではなく, その気候の影響を受けた花粉や有孔虫の種構成などが湖底堆積物や海底堆積物中に記録として残る. 従って, どのような気候状態の場合にどのような地質学的データが得られるのかという知識が予め必要となる. 物質循環は, それ自身気候システムの一員として役割を果たすが, 気候状態と地質学的記録を結び付けるものでもある. その研究は気象学, 海洋学などと古気候学・古海洋学との橋渡しを行う役割も果たす. これまで, 地質学的証拠を気候状態に直すのは, どちらかという地質学の仕事であった. しかし, 物質循環のモデリングによって, 大気海洋結合大循環モデルなどの気候モデルから得られた気候状態を, 地質学的証拠と比較できるような形に直すことが出来るようになることが期待される.

これまでの古気候の研究は, 地質学的な観測の立場



第6図 (上図) 観測された炭酸カルシウムの堆積物中含有率 (Archer, 1996を改変) および (下図) 海洋生物化学大循環モデルの結果を利用して堆積モデルから得られたもの (大畑, 2001).

からは、発見された地質学的証拠から過去の状況を推定し、それらの整合性に注目した論理や議論を行うことで発展してきた。例えば「海洋生物生産が氷期のときに高かったという地質学的証拠が見つかったので、それが原因で大気中二酸化炭素濃度が低かった。あるいはそれだけでは原因とは言えない。」といったことである。しかし、古気候にも適用できるような普遍的な気候システムや物質循環の理解という立場から、現在の物質循環を再現できるとともに、過去のものにも適用できるような海洋物質循環や海洋生態系のモデルを構築させ、古気候の研究を行うことが望まれる。

最後に、第1図に示した気候システムの概念図における最後の部分に相当する堆積物の分布を再現する試みを紹介する。生物生産に伴って生成された炭酸カルシウムの一部は海底に達する。堆積過程をモデリングすることで、降ってきた炭酸カルシウムのうち、どれ

だけが堆積層中で溶解間隙水中を通じて海水中に戻るのか、あるいは、どれだけが埋没するのを知ることが出来る。

堆積物中の炭酸カルシウムの含有率について、海洋生物化学大循環モデルと堆積モデルを組み合わせて計算した結果 (大畑, 2001) と観測の全球分布を第6図に示す。モデルの結果は、観測された炭酸カルシウムの堆積分布の特徴をほぼ再現している。注目すべきは、観測値についてかなり少ない情報を与えただけで計算されたということである。海面水温、海面塩分、風応力の全球分布の観測値を与えることで、海洋大循環モデルによって、海洋中の水温や塩分および海流の分布を決めた。そして、(海水中の物質分布は与えずに) 海水中の全炭酸や栄養塩の観測された総量のみを与えることで、海洋物質循環モデルによって、生物生産の全球分布や海洋中の栄養塩分布などを得た。さらに、海

洋生物化学大循環モデルで得られた情報のみを使い、堆積モデルによって、堆積分布を計算したのである。つまり、海洋生物化学大循環モデルと堆積モデルを組み合わせることによって、海面水温、海面塩分、風応力の全球分布という現在の気候の情報から、堆積物の分布という地質学的証拠という情報を作り出し、それが観測を再現していることを示せたわけである。まだ、海水中の全炭酸や栄養塩の観測された総量を与えているが、これら総量は、まさしく、堆積過程が決められているものなので、将来的には、モデルの中でそれらについても計算が出来るようになると思われる。

参 考 文 献

- Archer, D. E., 1996 : An atlas of the distribution of calcium carbonate in sediments of the deep sea, *Global Biogeochem. Cycles*, **10**, 158-174.
- Bacastow, R. and E. Maier-Reimer, 1991 : Dissolved organic carbon in modeling oceanic new production, *Global Biogeochem. Cycles*, **5**, 71-85.
- Broccoli, A. J. and S. Manabe, 1987 : The influence of continental ice, atmospheric CO₂ and land albedo on the climate of the last glacial maximum, *Clim. Dynamics*, **1**, 87-100.
- Heinze, C., E. Maier-Reimer and K. Winn, 1991 : Glacial pCO₂ reduction by the world ocean : Experiments with the Hamburg carbon cycle model, *Paleoceanogr.*, **6**, 395-430.
- 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. Maskel, Cambridge Univ. Press, 572pp.
- Kawamiya, M., M. Kishi, Y. Yamanaka and N. Sugihara 1995 : An ecological-physical coupled model applied to Station Papa, *J. Oceanogr.*, **51**, 635-664.
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewics and A. Winguth, 1996 : Future ocean uptake of CO₂ : interaction between ocean circulation and biology, *Clim. Dyn.*, **12**, 711-721.
- 大畑めぐみ, 2001 : 炭酸カルシウムの溶解に注目した海洋堆積過程に関するモデリング, 北海道大学大学院地球環境科学研究科修士論文, 65pp.
- Sarmiento, J. L., T. M. C. Hughes, R. J. Stouffer and S. Manabe, 1998 : Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming, *Nature*, **393**, 245-249.
- 山中康裕, 1997 : 海洋の生物地球化学的サイクルのモデリング—日本気象学会1996年度堀内基金奨励賞講演—, *天気*, **44**, 835-845.
- 山中康裕, 1999 : 海洋の生物地球化学物質循環モデルの開発・日本海洋学会1998年度岡田賞講演・, *海の研究*, **8**, 25-35.
- 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 : Role of dissolved organic matter in the marine biogeochemical cycle : Studies using an ocean biogeochemical general circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, **11**, 599-613.
- Yamanaka, Y., N. Yoshie, M. Fujii, M. Aita-Noguti and M. J. Kishi, 2001 : An ecosystem model coupled with Nitrogen-Silicon-Carbon cycles applied to Station A-7 in the Northwestern Pacific, *J. Oceanogr.*, (Submitted).