HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海洋炭素循環モデルの考え方と基礎
Author(s)	岡, 顕
Citation	低温科学, 76, 43-55
Issue Date	2018-03-31
DOI	10.14943/lowtemsci.76.43
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/70325
Type	bulletin (article)
File Information	10_Lowtemsci76_P43-55.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

低温科学 76 （2018） 43-55
doi: 10.14943/lowtemsci. 76. 43

海洋炭素循環モデルの考え方と基礎

岡　顕[1)]

海洋は大気の 60 倍以上の炭素を含む巨大な炭素リザーバである．本稿では，海の中の炭素の流れ（海洋炭素循環）をコントロールするプロセスについて概観するとともに，海洋中の炭素濃度分布を再現するための数値モデルである海洋炭素循環モデルについて紹介する．モデル作成の際の考え方などについても言及しながら基礎的な解説を行う．

Introduction to an ocean carbon cycle model

Akira Oka[1]

The ocean contains 60 times more carbon than the atmosphere, and the ocean carbon cycle is important for controlling the atmospheric carbon dioxide concentration.　Here, an introduction to the ocean carbon cycle modelling is provided for students and readers who are not familiar with the modelling.

キーワード：海洋炭素循環，海洋モデル
ocean carbon cycle, ocean model

1．はじめに

二酸化炭素（CO_2）は温室効果ガスであり，大気中二酸化炭素濃度は気候状態を決めるうえで最も重要な要素のひとつである．氷河・無氷河時代などの数億年スケールで起こる地質学スケールでの気候変動，数万年スケールで起こる氷期・間氷期サイクル，そして近年の地球温暖化など，大気中二酸化炭素濃度の変化と密接に関係する気候変動がさまざまな時間スケールで存在する．大気中二酸化炭素濃度の変化の要因が何かを調べることは，このような気候変動の仕組みを理解するうえで重要である．

大気中の二酸化炭素の存在量は，地球上の他のリザーバとの炭素交換の結果として決まる．図 1 は，大気・海洋・陸上に存在する炭素量および各リザーバ間の炭素交換量（フラックス）を示した図である（IPCC, 2001; Sarmiento and Gruber, 2013）．産業革命前において，大気中二酸化炭素濃度は約 280 ppm であり，炭素量に換算すると 590 PgC（1 ペタグラムカーボン＝炭素質量 10^{15} g）に相当する量が大気中に存在していたことを示している．大気は陸上および海洋との間で常に炭素を交換しており，その交換により大気中二酸化炭素濃度が変化する．陸上の植生・土壌には 2300 PgC 相当の炭素が存在し，大気中の二酸化炭素は陸上植生の光合成によって吸収される一方，呼吸や自然発生する森林火災などにより再び大気中に放出され，大気-陸上間のフラックス量は年間 120 PgC と見積もられている．一方，海面でのガス交換による大気-海洋間のフラックス量は年間 70 PgC と見積もられているが，注目すべきなのは海洋に含まれる炭素量である．海洋中には，大気に比べて 65 倍，陸上に比べても 30 倍近くになる 38000 PgC 相当の炭素が存在している．海洋で何かしらの変化が起こると，海洋に含まれる大量の炭素の流れに変化が生じ，それは大気中二酸化炭素濃度にも大きな影響を与える可能性を秘めていると言える．なかでも，海洋中の炭素のほとんどは深層に含まれており，その深層と大気との炭素交換を考える上で，南大洋が大きな役割を果たしている．実際，氷期・

連絡先
岡　顕
東京大学　大気海洋研究所
〒277-8568　千葉県柏市柏の葉 5-1-5
Tel. 04-1736-4384
e-mail：akira@aori.u-tokyo.ac.jp
1）東京大学　大気海洋研究所
Atmosphere Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Kashiwa, Japan

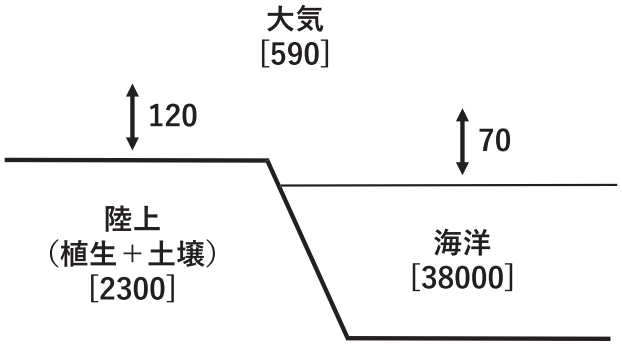

図 1：大気・陸上・海洋における炭素量とそれらの間の炭素フラックス．括弧の数字は炭素の貯蓄量（PgC），矢印は炭素フラックス（PgC/yr）を表す．数値は IPCC (2001)，Sarmiento and Gruber (2013) などに基づいた産業革命前における値．

間氷期サイクルに同調した大気二酸化炭素濃度変化の要因として，南大洋の変化に起因した海洋の炭素循環の変化が重要視されている（Sigman et al., 2010; Kobayashi et al., 2015 など）．また，近年の地球温暖化においても，南大洋は人為起源二酸化炭素の吸収に重要な役割を果たしていると考えられている（詳しくは本巻の川合を参照）．このように，南大洋をはじめとする海洋の炭素循環の変化は気候変動と密接に関わっている．

図 2 は，海洋中に溶存する炭素の濃度を示したものである．海洋中の炭素は一様に分布しているわけではなく，その分布には場所による偏りがある．最も顕著に見られる特徴として，表層付近の炭素濃度は低く，深層になるほど濃度が高くなっていることが挙げられる．大気とのガス交換は海面で起こるので，このような海洋深層への濃度分布の偏りは（海洋中に炭素が一様に分布している場合に比べると）大気中二酸化炭素濃度を低めに保つ効果があることを意味する．深層への炭素の輸送を担っているのは「生物ポンプ」と呼ばれる機構である（本巻の須藤他も参照）．また，海洋中の炭素濃度は海盆間での偏りも見られ，深層での炭素濃度は大西洋で最も低く，南大洋，太平洋の順に高くなっている．この海盆間の違いは，さきほどの「生物ポンプ」に加えて，深層での海洋深層循環による炭素の輸送が働いていることを反映している（図 3 はその輸送の様子を模式的に示したブロッカーのコンベヤーベルトと呼ばれる図である[1]）．さらに，海面でのガス交換は，大気中二酸化炭素濃度へ影響すると同時に，海洋の炭素濃度分布にも影響を与えている．以上のように，海洋中の炭素は一様に分布しているわけではなく，図 2 で示したような濃度分布を持ち，その空間分布は大気中二酸化炭素濃度を決めるうえでも重要な意味をもつ．言い換えると，海洋中の炭素濃度分布の変化は（たとえ海洋に含まれる全炭素量に変化がなくても），大気中二酸化炭素濃度を大きく変化させる可能性がある．

本稿では，巨大な炭素リザーバである海洋の炭素循環（海の中の炭素の流れ）をコントロールするプロセスについて概観するとともに，図 2 に見られるような海洋中の炭素濃度分布を再現するための数値モデルである海洋炭素循環モデルについて紹介する．海洋炭素循環についての定量的な議論をするために，海洋炭素循環モデルは近年において欠かすことのできないツールとなっている．本稿では，モデル作成の際の考え方などについても言及し，モデルについてこれから学び始める学生，あるいは専門外であるがモデルの中身についてある程度詳し

[1] ただし実際の深層循環の流れは，図 3 のような単純なものではない．詳しくは本巻の勝又・図 8 の解説を参照．

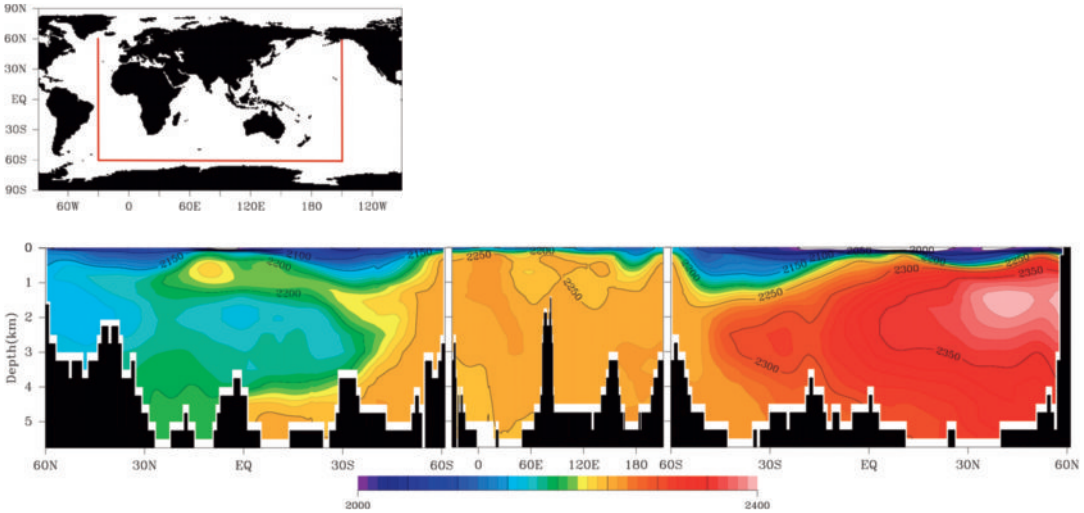

図 2：海洋中の炭素濃度分布（単位は μmol/kg）．上地図の赤線で示した断面（左から西経 30 度，南緯 60 度，西経 150 度）における分布を GLODAP のデータ（Key et al., 2004）に基づき作成．

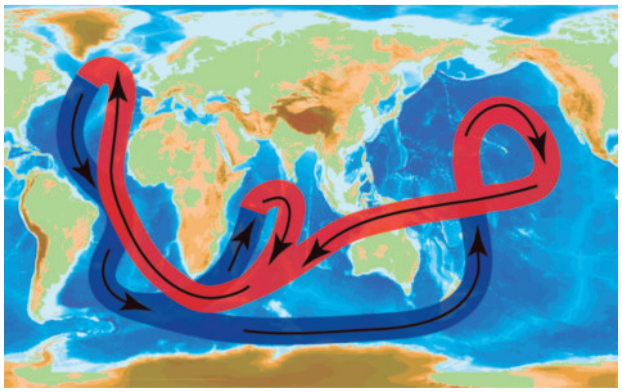

図 3：海洋深層循環を模式的に示した図（Broecker, 1991 に基づき作成）.

く知りたいという読者の方に向けての解説を意識した．本稿をご覧になる読者の方にとって，少しでも参考となる部分があれば幸いである[2].

2．海洋炭素循環の数値モデル

2.1　海洋炭素循環モデルの概要

海洋中の炭素の分布がどのように決まっているのか，その定量的な議論を行うために強力な道具となるのが「海洋炭素循環モデル」である．一般に，ある現象をコンピュータの数値計算により模倣することを「数値シミュレーション」と呼び，その数値シミュレーションを行う際に使われるコンピュータプログラムのことを「数値モデル」と呼ぶ．例えば，地球の気候を模倣するために作られたコンピュータプログラムは「気候モデル」と呼ばれ，地球温暖化に伴う気温上昇を数値的に計算する「地球温暖化シミュレーション」もこの気候モデルを使って実施することができる．数値モデルの実体はコンピュータプログラムであり，現象を支配する方程式（数式）を数値的に近似して計算する．気候モデルの場合は，風速・気温・水蒸気量などを決める複数の数式を元にコンピュータプログラムが作成されている[3]．海洋炭素循環モデルも，そのような数値モデルであり，現実の海洋の炭素循環（炭素の流れ）を模倣するために作られたコンピュータプログラムである．海洋炭素循環モデルの元となる数式は，気候モデルに比べるとそれほど難しくない以下のような収支式である．

$$\frac{\partial C}{\partial t} = Adv(C) + Dif(C) + S_C \qquad (1)$$

海洋中の炭素濃度の時間変化（左辺の項）は，海洋の流れ（右辺第 1 項），渦などによる混合（右辺第 2 項），海面および海中でのソース・シンク項（右辺第 3 項）に従って決まっていることを表している．ソース・シンク項とは，海面では大気との CO_2 ガス交換，海中では植物プランクトンによる光合成などによって生じる物質交換に関わる項である．本稿では，それぞれの項についてモデル作成の際の考え方などにも触れながら解説していきたい．なお，右辺第 1 項と第 2 項については，海の流れや渦によって輸送される効果であり，炭素に限らず，たとえば海洋中の温度や塩分の輸送についても同様の式で表現される．つまり，これらの項は炭素循環シミュレーションに限らず，海洋の物理モデルで温度や塩分をどのようにシミュレーションするかという問題にも関わっているので，それらの解説は本稿の趣旨からやや逸脱するかもしれない．しかしながら，モデリングそのものの考え方など炭素循環シミュレーションを説明する際の参考にもなるので，これらの項についてもここで解説することにする．また，海洋炭素循環モデルを特徴づける右辺第 3 項のソース・シンク項については，生物生産に関わるプロセスにどの程度踏み込んでモデル化するかによってモデルのタイプが分かれるが，ここでは比較的単純な黎明期の海洋炭素循環モデル（Bacastow and Maier-Reimer, 1991; Yamanaka and Tajika, 1996 など）を想定して解説することにする［日本語の解説記事としては，山中（1997, 2002）なども参照］.

2.2　移流項

まず，第 1 項の「移流項」と呼ばれる項は，モデルの解像度で直接表現することが可能な大規模な流れによって輸送される項である．一方，第 2 項の「拡散項」は，第 1 項では直接表現できない比較的小規模な渦などの流れによって起こる輸送を拡散の形で表現したものである．移流項は，流速と濃度勾配の掛け算の形として，次のように表される．

$$Adv(C) = -u\frac{\partial C}{\partial x} - v\frac{\partial C}{\partial y} - w\frac{\partial C}{\partial z} \qquad (2)$$

x，y，z は東西，南北，鉛直方向の座標値，u，v は水平方向（u が東西，v が南北）の流れ，w は鉛直方向の流れ，偏微分は濃度勾配を示している．海洋は成層（重い水が下，軽い水が上にある）しており，鉛直方向の流れはこの成層によって抑えられるため，鉛直方向の流れは弱く，海水の流れは主に水平方向に向くことになる（u,

[2] 海洋炭素循環についての一般向けの書籍としては野崎（1994）などを参照.
[3] 気候モデルについての一般向けの書籍としては江守（2008）などを参照．また，氷床モデルについては本巻の齋藤，海洋・棚氷モデリングについては本巻の草原を参照.

v＞w）．一方，炭素濃度の分布は，表層で濃度が低く，深層で濃度が高くなっており，水平方向は鉛直方向に比べると比較的一様な分布をとる（$\frac{\partial C}{\partial x}, \frac{\partial C}{\partial y} < \frac{\partial C}{\partial z}$）．移流項のうち，水平移流（$u\frac{\partial C}{\partial x}, v\frac{\partial C}{\partial y}$）と鉛直移流（$w\frac{\partial C}{\partial z}$）のどちらが重要となるかは，流れの大きさと濃度勾配の大きさの兼ね合いで決まることになる．外洋の多くの場所では，鉛直の移流項がより重要となり，後述する第３項に含まれる生物ポンプによる炭素の鉛直輸送とのバランスにより，炭素の鉛直方向の濃度分布が概ね決定される．なお，式(1)の移流項を計算する際に必要な流速 u，v，w そのものについては，気候モデルあるいは海洋物理モデルにより計算された出力結果をそのまま利用することになる[4]．また，炭素だけでなく海洋の溶存物質（トレーサー）の濃度分布を決定する式も式(1)と同様なものとなるが，気候モデルの出力を利用して別途トレーサー分布のシミュレーションを行うことから，式(1)によりトレーサー計算を行うモデルを「オフラインモデル」と呼ぶことがある．逆に,「オンラインモデル」あるいは「オンライン計算」という場合は，トレーサー計算を気候モデルあるいは海洋物理モデルに直接組み込み，両者の計算を並行して同時に計算することを指す．対象とするトレーサーが気候モデルと独立している（気候に影響を与えない）場合は，オンライン計算をする必要はなく，（気候モデルの計算を省略してその結果だけ使うという意味で）計算負荷が軽いオフライン計算を行うほうが効率的である．本稿で解説する海洋炭素循環シミュレーションは，こちらのオフライン計算を想定しているが，オンライン計算が行われることもあることを追記しておきたい．海洋炭素循環は大気中の二酸化炭素濃度に影響を与え，それを通じて気候にも影響を及ぼす．逆に，気候が変わると海洋の温度・塩分・流速場が変わることになり，海洋炭素循環に影響を及ぼす．そのような両者の相互作用をモデルで直接表現するためには，オンライン計算が必要となる．海洋炭素循環モデルのほか，陸上の植生モデル，さらにはオゾン層生成に関わる大気の化学過程などについても気候モデルに直接組み込んでオンライン計算を行うモデルのことを地球システムモデルと呼んでいる[5]．地球システムモデルでは，これまでの気候モデルにおいては境界条件として与えていた大気中二酸化炭素濃度などについても，予報変数としてモデルで直接計算することができる，より包括的な気候モデルである．

[4] 例えば，筆者は気候モデル MIROC（Hasumi and Emori, 2004）や海洋大循環モデル COCO（Hasumi, 2000）を利用している．

[5] 例えば，MIROC をベースに開発された地球システムモデル MIROC-ESM（Watanabe et al., 2011）などがある．

2.3 拡散項

次に，式(1)右辺第２項の「拡散項」についてである．この項も本来は「移流項」として表現すべきものであるが，モデルの解像度では直接表現することができない小規模な流れによる輸送の効果をモデルに取り入れることを目的として導入する項である．モデルで直接には表現できない現象の効果をどのようにモデルに取り入れるか，という問題はさまざまな場面で直面する．気候モデルにおいて「パラメタリゼーション」あるいは「パラメタ化」と呼ばれる手法が必要になるのも同様な問題があるからである．例えば，大気において積雲対流は熱や水蒸気の輸送に重要な役割を持っているが，気候モデルの解像度（水平方向 100 km 程度）で個々の積雲（水平 1 km 程度）を直接表現することは不可能である．そこで，個々の積雲を表現する代わりに，集団として積雲がどのように熱や水蒸気を輸送するのか，その振る舞いを記述するための積雲パラメタリゼーションが必要となる．気候モデルには，積雲のほか，水蒸気の大規模凝結過程，大気境界層などのさまざまな過程がパラメタ化されたうえで組み込まれている．海洋モデルにおいても，いくつかのパラメタ化が導入されており，ここで取り上げる「拡散項」もそのようなパラメタ化の一例である．「拡散項」の具体的な表記として，最も簡便な形では次のような式で表される．

$$Dif(C) = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_H \frac{\partial C}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_H \frac{\partial C}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_V \frac{\partial C}{\partial z}\right) \quad (3)$$

K_H は水平方向の拡散係数，K_V は鉛直方向の拡散係数である．拡散項の実体は小規模な流れによる移流項であるから，ここでも成層の影響を考慮して水平方向と鉛直方向の拡散係数を別々に用意し，流れが強い水平方向の拡散係数は，鉛直方向よりも数オーダー大きな値に設定する．式(3)では，拡散の方向を水平と鉛直に分けて表記しているが，もっと工夫した表現として，拡散の方向を水平と鉛直とに分けるのではなく，「成層に沿った方向（等密度面に沿った方向）」と「成層を横切る方向（等密度面を横切る方向）」に分けて表現する方法がある．前者の拡散を「isopycnal diffusion（等密度面拡散）」，後者の拡散を「diapycnal diffusion」と呼ぶ（Cox, 1987）．このような工夫をする理由は，全球スケールの比較的荒い解像度の海洋モデル（水平解像度 100 km 程度）で直接表現することができない中規模渦による輸送を，この等密度面拡散はより適切に表現することが出来るからである．というのは，それらの中規模渦は（水平方向というよりは）等密度面に沿って動くことが知られており，そ

の渦によって生じる温度・塩分・炭素などのトレーサーの輸送も等密度面に沿った方向になるので，拡散を（水平方向と鉛直方向というよりは）等密度面に沿う向きとそれを横切る向きに分けて，前者の拡散係数を後者の拡散係数よりも大きく設定することで，渦の輸送の効果をより適切に表現することができるというわけである．さらに，この中規模渦の成因は，大気において天気図で見られる日々消えたり出来たりする高気圧・低気圧に伴う渦と同様なもので，そのような渦が生成・消滅を繰り返す結果として，温度勾配あるいは密度勾配を解消するような輸送を生み出すという性質もある（つまり，渦は温度勾配を解消するように熱を運ぶ）．そのような効果をモデルに取り入れるために「thickness diffusion（層厚拡散）」をさらに加えて考慮する（Gent and McWilliams, 1990）．この層厚拡散は，東西方向に流れが卓越し南北方向の移流が小さくなる南極周極流付近では，とくに重要な役割を果たすと考えられる．拡散項の計算に必要な拡散係数は，温度や塩分を計算する際に海洋物理モデルで用いていた値と同じ値を，海洋炭素循環シミュレーションの際にも用いることになる．

2.4 ソース・シンク項

海洋炭素循環モデルを特徴付けるのは，海面および海中での炭素交換を表現する式(1)右辺第３項である．海面では大気とのガス交換を通じて，海中では海洋の生物活動の結果として炭素交換が生じる．以降の説明の都合上，右辺第３項を前者と後者の項に分けて次のように表記しておく．

$$S_C = Sc_{(gas)} + Sc_{(bio)} \qquad (4)$$

まずは後者の海中での炭素交換について考えてみよう．海中の炭素には，海洋に溶存している炭素（無機炭素）と，生物・有機物として存在している炭素（有機炭素）とがある．量としては，無機炭素のほうが有機炭素に比べて圧倒的に多く，式(1)の炭素濃度 C は無機炭素の濃度を想定している．よって，このまま大雑把に，無機炭素のみを考えて，生物・有機物に含まれる有機炭素を無視して考えたくなるが，存在量は小さくても炭素の輸送に果たす（生物ポンプとしての）役割は大きい．海洋の表層付近において，光合成により植物プランクトンが無機炭素を取り込むことで，無機炭素は有機炭素に形を変える．その植物プランクトンは光合成・呼吸などを繰り返しながら，死亡あるいは動物プランクトンに捕食される．その動物プランクトンも捕食・呼吸・排泄を繰り返しながら，さらに大型の動物プランクトンなどに捕食されるなどして食物連鎖のなかで炭素が循環する．プランクトンの死骸や排泄物となった炭素は海洋深部へ沈降しながら，徐々にバクテリアによる分解を受ける．その分解が比較的効率良く起こる結果として，海底までたどり着く有機物はほとんどなく，海中でほぼすべてが分解されることになる．この分解の過程で，炭素は有機炭素から無機炭素に再び戻されることになる．以上の結果として，表層の無機炭素が有機物の形で深層に輸送されることで，無機炭素を運ぶ大きな鉛直輸送を生む[6]．このような有機物の形で起こる鉛直輸送を「生物ポンプ」[7] と呼び，図２で示した炭素濃度分布を説明する上でも重要な役割をもつ．

海洋炭素循環モデルを作成する場合，このような炭素の流れをできるだけ忠実に再現するのが本来は望ましい．しかしながら，できるだけ忠実にというのにも限界がある．例えば，植物プランクトンや動物プランクトンにはさまざまな種類がいるので「できるだけ現実に忠実にそれらをモデル化したい」ということであれば，現在知られているプランクトンの全種類を考慮する必要がある．それはちょっと難しそうだというのはモデルの専門家でなくてもお分かりいただけるかと思う（仮にそのようなモデル化を試みたとしても，現実の海にはまだ見つかっていない新種のプランクトンもたくさんいると思われるので，そのようにがんばって作ったモデルでも現実の海とはやはり違うものになってしまう）．数値モデルはどんなに高度なものであってもそれはあくまで模倣であり，現実そのものを再現できるわけではない．このような立場に立つと，考えられるプロセスをやみくもにモデルに組み込むわけにはいかないことが分かる．モデルを作成する際には，模倣したい自然現象が想定されるべきであり，そのような想定なしにモデルを作成することは出来ない．モデルを作るには，対象とする現象（模倣したい現象）について，それを再現するのに最低限必要な要素は何かを見極め，本質となるプロセスを取り出してモデルに組み込むことが重要となる．

---

[6] 何と比較して「大きな」輸送量であるかというと，無機炭素の移流・拡散に比べてという意味である．無機炭素は海水の流れによる移流と拡散のみで輸送される（式(1)の移流・拡散項で表現）のに対し，それとは別にここで述べたような有機物として運ばれる鉛直輸送が存在する．後者の効果は，前者の効果に比べて無視することができないほどの大きな輸送量となるので，その鉛直輸送の効果を（式(1)のソース・シンク項に取り入れて）考慮する必要が出てくるわけである．

[7] 広い意味では，後述する「アルカリポンプ」も「生物ポンプ」のひとつであるので，ここで述べたポンプは「有機物ポンプ」と呼ぶほうがより正確である．しかし，本稿での「生物ポンプ」は「有機物ポンプ」のことを指すとする．

2.4.1 生物ポンプ

さて，話を海洋炭素循環に戻すと，この場合に模倣したい現象は，図2に示したような全球スケールの炭素濃度分布を説明するために必要な炭素循環（炭素の流れ）である．そのためには，複雑な食物連鎖のなかで炭素がどのように循環するかについては，その詳細までは立ち入らないことにして，生物活動の結果として生じる炭素の鉛直輸送（生物ポンプ）の効果のみをどうにか取り込めないかという発想が必要になる．そのような発想のもと，黎明期の海洋炭素循環モデルでは，有光層（光が届く層，海面から深さ100 m程度までの層）における植物プランクトンの栄養塩の取り込み速度（$Prod$）を次のように表現した．

$$Prod = r_{(I,T)} N \frac{N}{N + N_o} \tag{5}$$

ここで $r_{(I,T)}$ は光（I）と温度（T）の関数，Nは栄養塩濃度，N_o は半飽和定数である．この式は，光が多い，温度が高い，あるいは栄養塩濃度が高いほど生物生産が高くなるという依存性を取り入れた式になっている．さらにこの式を使って，生物ポンプの大きさ（正確には，輸出生産と呼ばれる，有光層下部での下向きの有機物フラックス量）を次のように表現した．

$$EP = \int_0^{z_b} Prod\, dz \tag{6}$$

ここでEPは輸出生産（Export Production），z_b は有光層の厚さである．式(5)は植物プランクトンにより取り込まれる栄養塩を表しているのに対し，式(6)は死骸や排泄物として有光層下部へと下向きに輸送される有機物フラックスを表したものとなっている．前述したとおり，実際には式(5)と式(6)の間を結ぶ，植物プランクトンや動物プランクトンのライフサイクルに関連した一連の栄養塩や炭素の流れが存在する．しかしながら，そのような流れは，海洋循環の時間スケールに比べると（第1項の移流や第2項の拡散によって輸送されるよりも）十分に早く起こっている．よって，本来は，植物プランクトンに取り込まれる栄養塩が増えたことでプランクトンの存在量が増えて，その結果として輸出生産が増えるのであるが，ここではプランクトンの存在量を陽に考慮することはせず，植物プランクトンに取り込まれた栄養塩（式(5)で表される量）が，そのまま速やかに有光層下部へ有機物として沈降している（式(6)のフラックスとなる）という表現になっているわけである．

有光層より深い場所では，有機物は分解しながら沈降するため，鉛直下向きのフラックスは深さとともに徐々に減少する．モデルでこのプロセスを表現するには，本来は有機物の量を陽に考えて，生成・分解とともにその量がどのように増減するかを直接表現できたほうが望ましいと思われる．しかし，ここでも有機物の沈降する速度が，海洋循環（移流や拡散）に比べて十分に速い場合は，有機物が水平的に流される影響が十分小さくなり，有機物の存在量を陽に考慮することなく，栄養塩の鉛直輸送の効果を取り入れることが可能である．実際には，水平方向へ輸送される効果は無視したうえで，鉛直下向きの有機物フラックス（$F_{(z)}$）を次のような経験式で表現する．

$$F_{(z)} = \begin{cases} \displaystyle\int_0^z Prod\, dz, (z < z_b) \\ \displaystyle EP\left(\frac{z}{z_b}\right)^b, (z \geq z_b) \end{cases} \tag{7}$$

ここで，bはセディメントトラップのデータから決定される経験定数である［Martin et al. (1987) によるb＝−0.858が広く利用されている］．なぜ，有機物フラックスが式(7)で表されるような分布になるのかという疑問も湧いてくるが，これを観測データから得られた事実としてひとまず受け入れて先に進んでしまうのが，地球規模の現象に興味をもつモデラーの発想である．

以上を利用すると，式(1)の右辺第3項として用いる式は次のように表現することができる（正確にはアルカリポンプの寄与も加える必要があるが，それについては後述する）．

$$S_{C(bio)} = C_{C:N} \frac{\partial F_{(z)}}{\partial z} \tag{8}$$

ここで，$C_{C:N}$は有機物を構成する栄養塩と炭素の構成比を表す定数である（Redfieldによると，この構成比はモル濃度でみてリン酸塩：硝酸塩：炭素＝1：16：106となる）．式(8)を計算するには，式(5)が必要であるが，この式(5)には（炭素濃度Cではなく）栄養塩濃度Nについての情報が必要となる．これは，炭素循環をモデル化する場合には，式(8)を評価するために必要な栄養塩についても同時にモデル化する必要があることを意味する．栄養塩の分布（図4）は，炭素濃度分布（図2）と良く似た分布であるが，それは炭素循環が栄養塩循環と密接に関連しているからである．栄養塩濃度を決める式は，式(1)と同じ形で，次のように表される．

$$\frac{\partial N}{\partial t} = Adv(N) + Dif(N) + S_{N(bio)} \tag{9}$$

$$S_{N(bio)} = \frac{\partial F_{(z)}}{\partial z} \tag{10}$$

式(1)との違いは，栄養塩については大気とのガス交換がないこと，および，有機物の構成比を反映してソース・

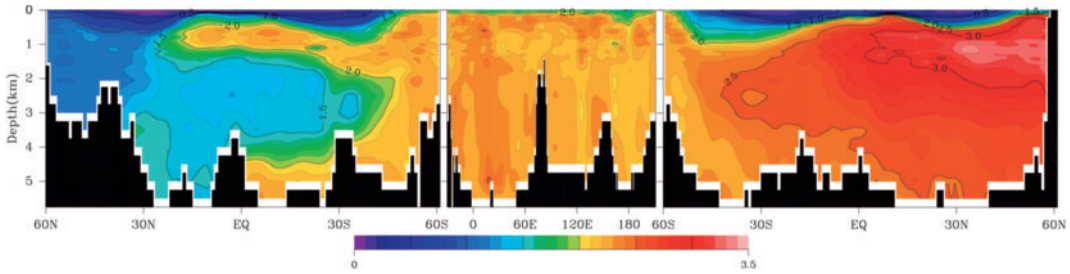

図 4：海洋中のリン酸塩濃度分布（単位は mmol/m^3）．図 2 と同じ断面（左から西経 30 度，南緯 60 度，西経 150 度）における分布を World Ocean Atlas のデータ（Conkright et al., 2002）に基づき作成．

シンク項に $1/C_{C:N}$ 倍の違いがあることである．有機物の構成比を定数として考えるなど，簡略化している今回のようなモデルの場合，栄養塩としてはリン酸塩あるいは硝酸塩のどちらかひとつを陽に取り扱えば十分である［黎明期のモデル Bacastow and Maier-Reimer (1991) や Yamanaka and Tajika (1996) ではリン酸塩が使われている］．どちらかひとつの栄養塩分布が分かれば，その分布に有機物の構成比をかけたものが，もうひとつの栄養塩分布になるからである（式(9)に構成比をかけたものは，もうひとつの栄養塩についての予報式になっている）[8]．有機物の構成比を定数とみなすのはかなり大胆な仮定のようにも思えるが，実際の海洋でのリン酸塩と硝酸塩の濃度比は深層ではほぼどこでも 1：16 となっており，この仮定がおおむね正しいことを示している．ただし，この比は生物ポンプとしての平均的な値として見るべき数値であり，実際の植物プランクトンの構成比そのものについては種による違いなどもあり，必ずしも一定であるとは言えないことには注意が必要である．

以上のように，炭素循環は栄養塩循環と密接な関係があり，炭素循環を扱うには栄養塩循環も合わせて考える必要が出てくることになる．つまり，炭素循環にとって重要な要素である生物ポンプは，炭素ではなくリン酸塩もしくは硝酸塩によって律速されている（炭素は海洋中に豊富に含まれているのに対して，栄養塩は枯渇することがある）ため，式(1)で表される炭素循環モデルには，式(9)で表される栄養塩についての式も加わったモデルとなる．また，生物ポンプは植物プランクトンや動物プランクトンのライフサイクルに関わる複雑な食物連鎖の結果として生じるものであるが，その詳細についてはここでは陽に表現することはせず，式(5)～(8)で表されるようにパラメタ化した形でその鉛直輸送に対する効果を取り込んでいる．ある期間ある場所で見た個々の事象については必ずしもこのようなパラメタ化が正確に成り立つ保証はないが，気候モデルで用いられるパラメタ化と同様に，様々に起こる食物連鎖の結果を統計的に平均して見た場合の生物ポンプの効果が式(5)～(8)で表現されていると考えるわけである．

[8] もちろん，これは近似である．窒素固定や脱窒などのプロセスを考えた場合には，硝酸塩とリン酸塩の予報式は同じにはならない．

2.4.2　大気とのガス交換

最後に，大気とのガス交換を取り入れれば，海洋炭素循環モデルが完成する．海洋炭素循環は，このガス交換を通じて大気中の二酸化炭素濃度を変化させ，それにより気候に影響を与える．ここで考えるガス交換は，海洋表層の炭素濃度分布に影響を与えると同時に，大気の二酸化炭素濃度にも影響を及ぼすプロセスとして働くという意味で重要である．大気から海洋への二酸化炭素フラックス（F_{gas}）は，大気と海面での二酸化炭素分圧の差に応じて決まり，式で書くと次のようになる．

$$F_{gas} = K_w \alpha \left(pCO_{2(atm)} - pCO_{2(ocn)} \right) \tag{11}$$

ここで，K_w はガス交換の速度を決めるピストン速度，α は溶解度，$pCO_{2(atm)}$ は大気の二酸化炭素分圧，$pCO_{2(ocn)}$ は海面での二酸化炭素濃度分圧である．このフラックスが分かれば，式(1)の右辺第 3 項として用いる式は次のように表現することができる．

$$Sc_{(gas)} = \begin{cases} \dfrac{F_{gas}}{\Delta z_1}, & \text{（モデル 1 層目）} \\ 0, & \text{（モデル 2 層目以降）} \end{cases} \tag{12}$$

ここで，Δz_1 はモデル第 1 層目の厚さであり，ガス交換は海面でのみ起こるので，モデルの第 1 層目でのみ値を持ち，海面以外での値は 0 となる．式(11)における K_w と α は，海面付近での風速や水温などによって計算することができる．$pCO_{2(atm)}$ についてはあらかじめ値を与えるか，もしくは大気中の二酸化炭素濃度をガス交換に応じて別途予報（計算）する．式(11)のなかで注意が必要なのは，海洋の二酸化炭素分圧 $pCO_{2(ocn)}$ である．

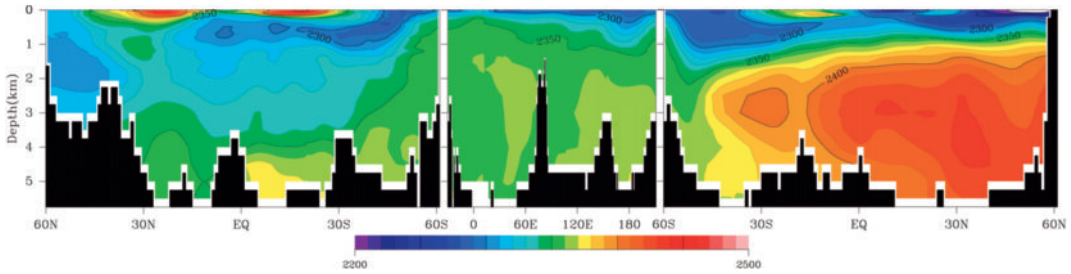

図 5：海洋中のアルカリ度濃度分布（単位は μmol/kg）．図 2 と同じ断面（左から西経 30 度，南緯 60 度，西経 150 度）における分布を GLODAP のデータ（Key et al., 2004）に基づき作成．

$pCO_{2(ocn)}$ は水温や塩分に加えて，海水に溶存する二酸化炭素（CO_2）の濃度に応じて決まる．一方，式(1)で考えている無機炭素（C）は，重炭酸イオン（HCO_3^-），炭酸イオン（CO_3^{2-}），遊離炭酸（H_2CO_3），そして二酸化炭素（CO_2）の 4 種の炭酸物質にあるすべての無機炭素を合わせた濃度である（このことから，C を全炭酸と呼ぶこともある）．全球的に平均した場合のそれらの存在比は，重炭酸イオン（HCO_3^-）88.6%，炭酸イオン（CO_3^{2-}）10.9%，遊離炭酸（H_2CO_3）0.1%以下，二酸化炭素（CO_2）0.5%であるが（Sarmiento and Gruber, 2013 など），場所によって値は異なるし，気候状態の変化によっても変わりうるので，これらの比をそのまま利用するわけにはいかない．つまり，式(11)の $pCO_{2(ocn)}$ は，全炭酸（C）の濃度だけでは計算することができず，二酸化炭素（CO_2）として存在する炭素の量を正確に知る必要がでてくる．

結局，モデルでどのようにしているのかというと，ここで「アルカリ度」というキーワードが登場する．アルカリ度とは「海洋中に溶解しているアルカリ性物質と酸性物質の水素イオン換算量の差を表す量」である（詳細は後述）．このアルカリ度と，全炭酸，温度，塩分が分かっていれば，二酸化炭素濃度 CO_2 やその分圧 $pCO_{2(ocn)}$ を計算することができる．このことを形式的に式で書くと次のようになる．

$$pCO_{2(ocn)} = f(SST, SSS, C, ALK) \qquad (13)$$

ここで，SST は海面水温，SSS は海面塩分，ALK はアルカリ度であり，f は pCO_2 の SST，SSS，C，ALK への依存性を形式的に示すための関数である．モデルでは，このアルカリ度についても予報変数として加えて計算を行い，それにより二酸化炭素分圧やガス交換の計算を行なうことになる．アルカリ度は，より馴染みのある pH とも対応づけることができる量であり，アルカリ度が高いほど pH は低くなる．pH ではなく，アルカリ度がモデルで使われるのは，pH が温度，塩分，圧力などの状態によっても変化してしまうのに対し，アルカリ度は状態によらず変化しない保存量であるという特性（利点）があるからである．ちなみに，全炭酸 C も状態変化によって変化しない保存量であるが，個々の炭酸物質 HCO_3^-，CO_3^{2-}，H_2CO_3，CO_2については pH と同様に保存量にはならず，状態によって変化する量となる．そのため，炭素循環モデルでは CO_2 そのものを予報変数に採用することはせず，状態変化に影響されない全炭酸 C とアルカリ度 ALK を予報変数として採用する．この 2 つの量と温度，塩分などの情報から，炭酸物質の化学平衡を解くことができ，式(13)で表される海面での二酸化炭素濃度分圧のほか，HCO_3^-，CO_3^{2-}，H_2CO_3，CO_2 それぞれの濃度についても計算することが可能となる．

2.4.3 アルカリポンプ

ガス交換に必要な海面での二酸化炭素濃度分圧を求めるには，アルカリ度が必要となることを述べた．このアルカリ度は，炭素と栄養塩に続き，モデルの 3 つ目の予報変数として別途計算することになる．アルカリ度の分布（図 5）を決めるプロセスとそのモデル化について，「アルカリポンプ」や「レイン比」などのキーワードを紹介しながら解説する．

アルカリ度とは，炭酸系（HCO_3^-，CO_3^{2-}，H_2CO_3，CO_2 の化学平衡）の反応に深く関わる水素イオン H^+ のドナーとなる陽イオン（例えば H^+ 自身）と，アクセプターとなる陰イオン（例えば OH^- や HCO_3^- など）とで，どちらがより多いか（H^+ アクセプターとなる陰イオンがドナーとなる陽イオンよりどの程度多いか）で定義される量である．これを具体的に表記すると，次のようになる．

$$Alk = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [OH^-] + [B(OH)_4^-] - [H^+] \pm (minor\ ions) \qquad (14)$$

一方，すべてのイオンを合わせれば電気的に中立であるという条件から，炭酸系の反応に関与しないイオン（H^+ とは常に解離している強酸・強塩基）を用いて，式（14）

を次のように書き換えることもできる．

$$Alk=[Na^+]+[K^+]+2[Mg^{2+}]+2[Ca^{2+}] \\ -[Cl^-]-2[SO_4^{2-}]-[Br^-]-[NO_3^-]\pm(minor\ ions) \quad (15)$$

この式から，炭酸カルシウム（$CaCO_3$）の生成・融解によってアルカリ度が変化すること（$CaCO_3$ が 1 mol 溶けると，Ca^{2+} の寄与によりアルカリ度が 2 mol ほど上昇する）が分かる．また，$CaCO_3$ に比べると効果は小さいが，栄養塩である硝酸塩（NO_3^-）の生成・分解によってもアルカリ度が変化することも分かる．アルカリ度の予報式は，やはり炭素や栄養塩と似た式となり，次のようになる．

$$\frac{\partial Alk}{\partial t}=Adv(Alk)+Dif(Alk)+S_{Alk(bio)} \quad (16)$$

$S_{Alk(bio)}$ はアルカリ度のソース・シンク項であり，先に述べたように炭酸カルシウムの生成・融解（S_{CaCO_3}），および硝酸塩の生成・分解により生じるとして次のように表される．

$$S_{Alk(bio)}=2S_{CaCO_3}+S_{N(bio)} \quad (17)$$

右辺の第 2 項は，栄養塩＝硝酸塩として式(9)の $S_{N(bio)}$ をそのまま持ってきている（リン酸塩を栄養塩とした場合は $S_{N(bio)}$ を 16 倍すれば良い）．アルカリ度のソース・シンク項でより重要になるのが，右辺第 1 項の炭酸カルシウムの生成・融解（S_{CaCO_3}）である．海洋中のプランクトンのなかには，円石藻類など炭酸カルシウム殻をもつ生物も多い．先に述べた生物ポンプが栄養塩の鉛直輸送を担ったのと同様に，炭酸カルシウム殻をもつ生物については栄養塩だけでなく，炭酸カルシウムも鉛直輸送することになる．炭酸カルシウムがどれだけ輸送されるかは，炭酸カルシウム殻をもつ生物がどの程度存在するかに依存する．よって，本来ならばプランクトンを，炭酸カルシウム殻をもつタイプともたないタイプとに分けて，それぞれをモデル化する必要が出てきそうであるが，ここでもそれを陽に扱うことはせずに「レイン比（rain ratio）」という概念を導入して乗り切ることにする．レイン比とは，炭酸カルシウム殻をもつ生物が含まれる割合を示すもので，$CaCO_3$ フラックスを有機物フラックスで割ったものとして定義する．レイン比の定義から，次の関係を得る．

$$F_{CaCO_3(z=z_b)}=r_{rain}\cdot C_N\cdot EP \quad (18)$$

上式は有光層下部（$z=z_b$）における炭酸カルシウムの下向きフラックスを示しており，有機物として運ばれる炭素（$C_N\cdot EP$）にレイン比 r_{rain} を掛けることで得られる．なお，レイン比は無次元量であり，$CaCO_3$ フラックスは，$CaCO_3$ に含まれる炭素フラックスと（1 mol の $CaCO_3$ には 1 mol の C が含まれているので）mol 相当量で見ると等しくなることを追記しておく．レイン比の値については，定数とする場合は 0.08 程度が適当であることを Yamanaka and Tajika (1996) では示しているが，本来はプランクトン種の分布などを反映した空間分布を持つと考えられる（Sarmiento et al., 2002 など）．炭酸カルシウムは沈降する間に徐々に溶解するので，生物ポンプと同様に炭酸カルシウムの鉛直フラックス分布を決める経験的な式を導入することでソース・シンク項を決定する．具体的には，例えば次のような式で鉛直フラックス分布を決める．

$$F_{CaCO_3}(z)=\begin{cases} r_{rain}\int_0^z Prod\ dz, (z<z_b) \\ r_{rain}C_N\cdot EP\cdot e^{-\frac{z-z_b}{d_{CaCO_3}}}, (z\geq z_b) \end{cases} \quad (19)$$

ここで，d_{CaCO_3} は炭酸カルシウム溶解の鉛直スケールを決める定数である．炭酸カルシウムは有機物よりも溶けにくいので，有機物の鉛直フラックス分布（式(7)）に比べると，炭酸カルシウムのほうがより深くまで到達するような分布となる．d_{CaCO_3} の具体的な値としては，Yamanaka and Tajika (1996) では 3500 m を採用している．有機物による鉛直フラックスを「生物ポンプ」と呼ぶ一方，$CaCO_3$ による鉛直フラックスはアルカリ度に大きく影響することから「アルカリポンプ」[9] と呼ぶこともある．式(19)を用いて，アルカリ度のソース・シンク項となる炭酸カルシウムの生成・融解（S_{CaCO_3}）を次のように表すことができる．

$$S_{CaCO_3}=\frac{\partial F_{CaCO_3(z)}}{\partial z} \quad (20)$$

また，炭酸カルシウムには炭素も含まれていることから，その生成･融解は炭素濃度分布にも影響を与える．式(8)では，その効果を含んでいなかったが，実際の炭素濃度ソース・シンク項（$Sc_{(bio)}$）にはそれを含めて次の式 (21) を利用する．

$$Sc_{(bio)}=C_{C:N}\frac{\partial F_{(z)}}{\partial z}+\frac{\partial F_{CaCO_3(z)}}{\partial z} \quad (21)$$

2.5　まとめ

以上で述べたように，海洋炭素循環モデルは炭素濃度の分布を説明するためのモデルであるが，生物ポンプに

[9] 「炭酸カルシウムポンプ」あるいは「$CaCO_3$ ポンプ」と呼ぶこともある．

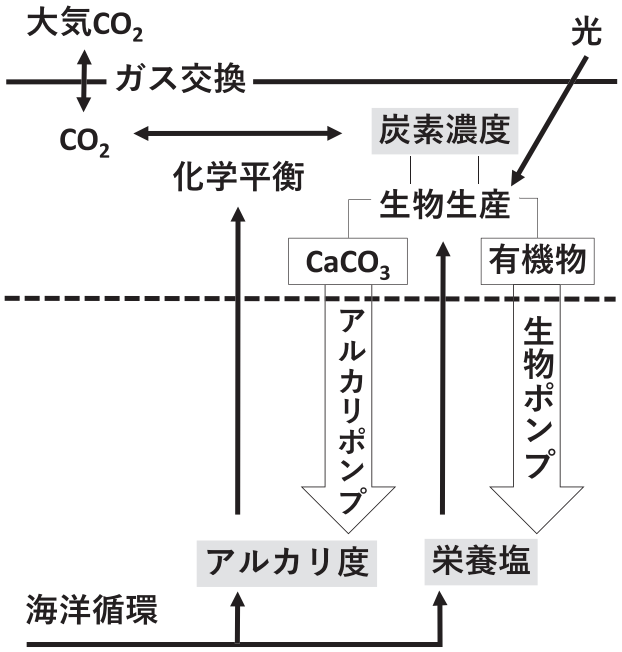

図 6：海洋炭素循環モデルで扱うプロセスをまとめた模式図.

よる輸送を見積もるためには栄養塩が必要であり，大気とのガス交換を計算する際にはアルカリ度の情報が必要になる．よって，海洋炭素循環モデルでは，炭素濃度（C）に加え，栄養塩（N）とアルカリ度（Alk）の 3 つを予報変数として扱うことになる．それらの予報式は，それぞれ式(1)，(9)，(16)である．移流項と拡散項は海水に含まれる溶存物質が海流により輸送される効果を表現するためのものであり，3 つの変数すべてに関わる項である．それらに加えて，栄養塩の分布は式(7)及び(10)で表される生物ポンプに大きな影響をうける．一方，アルカリ度の分布には，式(19)及び(20)で表されるアルカリポンプが大きく影響する．炭素濃度は，式(21)で表されるように，生物ポンプとアルカリポンプの両方の影響を受ける(効果としては，生物ポンプのほうが大きい)．加えて，式(11)で表される大気とのガス交換によって，海面における炭素濃度が変化するとともに，大気中二酸化炭素濃度に影響を与えることになる．図 6 は海洋炭素循環モデルで取り扱う過程を模式的にまとめた図である．

参考までに，本稿で述べた海洋炭素循環モデルを用いて筆者が計算した[10] 炭素濃度，栄養塩，アルカリ度の分布を図 7 に示す．モデル化に際して，いくつか大胆な仮定も導入したが，モデル結果の分布（図 7）は観測データ分布（図 1，3，4）の特徴を概ね再現できていることが分かる．3 つの変数に共通して見られる特徴として，表層に比べ深層での濃度が高く[11]，大西洋に比べて太平洋での濃度が高くなる分布[12] が挙げられる．また，どの変数も北太平洋で最も濃度が高くなるが，そこでの濃度が最大となる深さは栄養塩，炭素，アルカリ度の順に深くなっていること[13] なども，モデルが観測分布をうまく再現できていることを示している．観測分布の特徴をモデルでも再現できることが確認できれば，モデルの結果を詳しく解析することで，あるいは，モデルの設定を少し変えてみるなどの感度実験をするなどして，分布を決めるプロセスについての定量的な議論に踏み込むことができる．さらに，現在における分布の再現のみならず，気候変動とともに海洋炭素循環がどのように変化するかについての定量的な議論を行うにあたっても，モデルによる数値シミュレーションが強力な道具となる．筆者らのグループでも，氷期の海洋炭素循環に関するシミュレーションを中心に研究を進めており（Oka et al., 2011; Chikamoto et al., 2012; Kobayashi et al., 2015 など），南大洋が氷期の大気二酸化炭素濃度変動を理解する上で非常に重要な役割を果たしていたことを示す興味深い結果も得られてきている（小林英貴氏博士論文）．本稿の執筆の機会を頂いた際，当初は，それらの研究についての内容紹介をするつもりであったのだが，学生や専門外の読者に向けての解説ということで書き進めているうちに，いつの間にかモデルの解説になってしまった．詳細は原著論文を参照していただくか，また別途に紹介できる機会があればそこにゆずりたい．

3. おわりに

本稿では，全球スケールの炭素循環に着目した海洋炭素循環モデルについての解説を行なった．一方，同じ炭素の流れでも，どのような現象に着目するのかでモデリングのアプローチは変わってくる．これまで述べたような全球的な炭素循環というよりは，海洋中の栄養塩や溶存炭素が植物プランクトンによってどのように取り込ま

[10] 海洋炭素循環モデルは Yamanaka and Tajika (1996) に基づき，物理場（式(1)の移流・拡散項に必要な情報）は Oka and Niwa (2013) で得られた海洋大循環モデルの結果を利用した．パラメータ値も Yamanaka and Tajika (1996) に従うが，いくつかの値については再調整を行った（式(5)の $r_{(I,T)}$ の最大効率を 1 yr^{-1}，式(18)の r_{rain} の値を 0.06 とした）．

[11] 生物ポンプ・アルカリポンプの効果で説明できる．

[12] 海洋深層循環（図 3）による輸送の効果で説明できる．

[13] 生物ポンプの鉛直スケール（式(7)のパラメータ b）とアルカリポンプの鉛直スケール（式(19)のパラメータ d_{CaCO_3}）との兼ね合いで決まる．炭酸カルシウムは有機物に比べて溶けにくい（より深層で溶ける）ことを反映して，アルカリ度が最大になる深さは栄養塩よりも深くなる．2 つのポンプの影響を受ける炭素濃度が最大となる深さは，それらの中間となる．

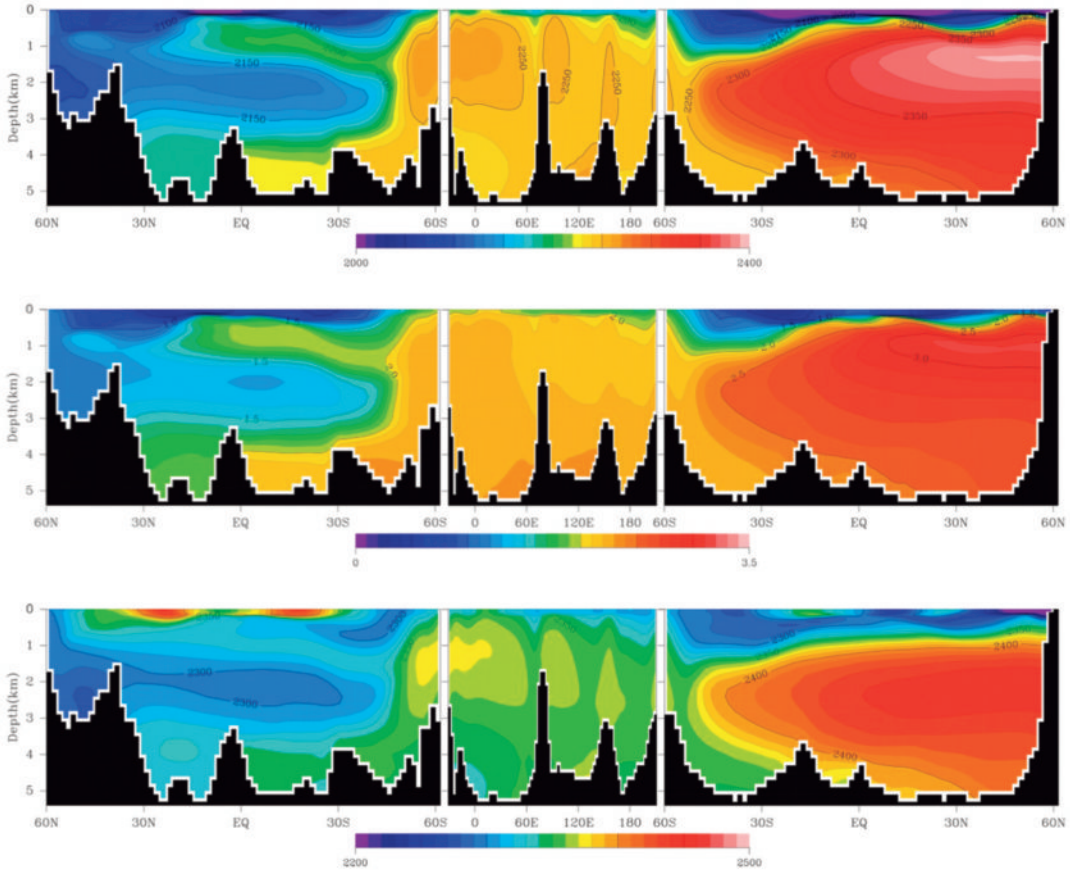

図 7：海洋炭素循環モデルによる実験結果．上図：海洋中の炭素濃度分布（単位は μmol/kg）．中図：海洋中のリン酸塩濃度分布（単位は mmol/m^3）．下図：海洋中のアルカリ度濃度分布（単位は μmol/kg）．図 2 と同じ断面（左から西経 30 度，南緯 60 度，西経 150 度）における分布．

れ，食物連鎖の過程で動物プランクトンを経由してどのように栄養塩・溶存炭素に戻ってくるのか，その過程をモデル化したい場合は，ここで述べた海洋炭素循環モデルでは陽に扱わなかった植物プランクトンや動物プランクトンを予報変数として陽に考慮して取り扱う必要がある．NPZD モデルと呼ばれるモデルは，栄養塩（N）に加えて，植物プランクトン（P），動物プランクトン（Z），プランクトンの死骸や排泄物などの有機物質を表すデトリタス（D）をモデルの予報変数として陽に扱い，それらの間での物質のやり取りを表現するモデルである（Fasham et al., 1990；重光・山中，2011 など）．NPZD モデルそのものは，栄養塩の循環を扱うモデルであるが，それに炭素循環を付け加えることも容易である．NPZD モデルでは，式(5)と式(6)の間をつなぐ海洋生態系における食物連鎖のプロセスなどを陽に表現することができる一方，予報変数の数が増える分だけ計算のコストは高くなる．NPZD モデルは，計算される植物プランクトンの存在量と衛星観測によるクロロフィル量とを比較することで，モデル結果を直接検証できるという利点もあり，全球スケールの海洋炭素循環を議論する場合にも広く用いられている．実際，近年発表された IPCC 第 5 次報告書（IPCC, 2013）における地球システムモデルでは，NPZD モデルをベースに植物プランクトンや動物プランクトンの種類を増やすなどの改良を加えたモデルが用いられている．このようなモデルでは，海洋炭素循環のみならず，海洋生態系の振る舞いについてもある程度表現することが可能となり，地球温暖化の進行とともに海洋生態系がどのような仕組みで変化するかをモデルシミュレーション結果に基づいて調べる研究なども行われている（Bopp et al., 2013；中村有希氏修士論文など）．より複雑な海洋生態系モデルの開発も進んでおり，日本で開発された北太平洋の低次生態系モデル NEMURO (North pacific. Ecosystem Model for Understanding Regional Oceanography) などがある（Fujii et al., 2002 など）．NEMURO では 2 種の植物プランクトンに加えて，季節的に鉛直移動するカイアシ類を含む 3 種の動物プランクトンを陽に扱っており，それらのプランクトンが海洋の生物生産をどのように決めるのかなど，海洋生態系のプロセスに関してより踏み込んだ議論ができるモデルになっている．世界各国で開発されたこのような複雑な

海洋生態系モデルを相互に比較するプロジェクトMAREMIP (MARine Ecosystem Model Intercomparison Project) などの試みも進められており，低次生態系についてのプロセスを理解するうえでの重要なツールとなってきている（Hashioka et al., 2013 など）．さらには，そのようなプランクトンを餌にして，魚類がどう成長・回遊するかを扱うモデル（NEMURO.FISH）などにも発展している（Kishi et al., 2011 など）．また，海洋生態系の多様性を理解するために，100 種類以上の植物プランクトンを含むモデルを使った研究なども進められている（Follows et al., 2007; Masuda et al., 2017）．このようなモデルの発展は，モデルの適用範囲を広げて，分野をまたぐような研究の可能性を開くことにつながると考えられ，今後もさまざまな形でモデルの発展が進むことを楽しみにしたい．

一方で，モデルが複雑化するにつれて，それがあたかも万能でどんな問題にでも適用できるのではないかという錯覚を生む危険性もある．先にも述べた通り，モデルはあくまで現実のある部分の模倣にすぎず，現実のすべてを再現できるモデルは存在し得ない．新しいプロセスをモデルに取り入れることで可能性が広がる研究がある一方，対象とする現象に対して不釣り合いに複雑なモデルを使ってしまうと，本質となるプロセスが何であるかを見誤った研究になってしまう恐れもある．モデルの複雑化・発展が進むなかでも，対象とする現象に対して本質的なプロセスが何であるかを見極めながらモデリング研究を進めることが大事であろう．

謝辞

適切な校正と丁寧なコメントを頂いた大島慶一郎編集長，須藤斎編集委員，北川暁子さんに深く御礼申し上げます．原稿にコメント頂いた勝又勝郎さんにも感謝致します．

参考文献

Bacastow, R. and E. Maier-Reimer (1991) Dissolved organic carbon in modeling oceanic new production. *Global Biogeochemical Cycles*, **5**(1), 71–85.

Bopp, L., L. Resplandy, J. C. Orr, S. C. Doney, J. P. Dunne, M. Gehlen, P. Halloran, C. Heinze, T. Ilyina, R. Séférian, J. Tjiputra and M. Vichi (2013) Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*, **10**, 6225–6245.

Broecker, W. S. (1991) The great ocean conveyor. *Oceanography*, **4**(2), 79–89.

Chikamoto, M. O., A. Abe-Ouchi, A. Oka, R. Ohgaito and A. Timmermann (2012) Quantifying the ocean's role in glacial CO_2 reductions. *Climate of the Past*, **8**(2), 545–563.

Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens and J. I. Antonov (2002) World Ocean Atlas 2001: objective analyses, data statistics, and figures: CD-ROM documentation. *National Oceanographic Data Center Internal Report 17*, 1–21.

Cox, M. D. (1987) Isopycnal diffusion in a *z*-coordinate ocean model. *Ocean Modelling*, **74**, 1–5.

江守正多（2008）地球温暖化の予測は「正しい」か？：不確かな未来に科学が挑む．化学同人，京都．

Fasham, M. J. R., H. W. Ducklow and S. M. McKelvie (1990) A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, **48**(3), 591–639.

Follows, M. J., S. Dutkiewicz, S. Grant and S. W. Chisholm (2007) Emergent biogeography of microbial communities in a model ocean. *Science*, **315**, 1843–1846.

Fujii, M., Y. Nojiri, Y. Yamanaka and M. J. Kishi (2002) A one-dimensional ecosystem model applied to time-series Station KNOT. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **49**(24–25), 5441–5461.

Gent, P. R. and J. C. McWilliams (1990) Isopycnal mixing in ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography*, **20**(1), 150–155.

Hashioka, T., M. Vogt, Y. Yamanaka, C. Le Quéré, E. T. Buitenhuis, M. N. Aita, S. Alvain, L. Bopp, T. Hirata, I. Lima, S. Sailley and S. C. Doney (2013) Phytoplankton competition during the spring bloom in four plankton functional type models. *Biogeosciences*, **10**, 6833–6850.

Hasumi, H. (2000) CCSR ocean component model (COCO) Version 2.1. *CCSR Report*, No. 13.

Hasumi, H. and S. Emori (2004) *Kl coupled model (MIROC) description. Technical Report 1*. University of Tokyo, Center for Climate System Research, Tokyo, Japan.

IPCC (2001) *Climate Change 2001: The Science Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC (2013) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Key, R. M., A. Kozyr, C. L. Sabine, K. Lee, R. Wanninkhof, J. L. Bullister, R. A. Feely, F. J. Millero, C. Mordy and T.-H. Peng (2004) A global ocean carbon climatology: results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global biogeochemical cycles*, **18**(4), GB4031. doi:10.1029/2004GB002247.

Kishi, M. J., S. I. Ito, B. A. Megrey, K. A. Rose and F. E. Werner (2011) A review of the NEMURO and NEMURO.FISH

models and their application to marine ecosystem investigations. *Journal of Oceanography*, **67**(1), 3–16.

小林英貴（2018）Role of ocean carbon cycle in glacial reduction of carbon dioxide concentration（氷期の大気中二酸化炭素濃度低下における海洋炭素循環の役割）. 東京大学博士論文.

Kobayashi, H., A. Abe-Ouchi and A. Oka (2015) Role of Southern Ocean stratification in glacial atmospheric CO_2 reduction evaluated by a three-dimensional ocean general circulation model. *Paleoceanography*, **30**(9), 1202–1216.

Masuda, Y., Y. Yamanaka, T. Hirata and H. Nakano (2017) Competition and community assemblage dynamics within a phytoplankton functional group: simulation using an eddy-resolving model to disentangle deterministic and random effects. *Ecological Modelling*, **343**, 1–14.

Martin, J. H., G. A. Knauer, D. M. Karl and W. W. Broenkow (1987) VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Research, Part A. Oceanographic Research Papers*, **34**(2), 267–285.

中村有希（2018）CMIP5 モデル結果解析による地球温暖化が海洋基礎生産に与える影響の定量的評価 . 東京大学修士論文.

野崎義行（1994）地球温暖化と海：炭素の循環から探る. 東京大学出版会, 東京.

Oka, A. and Y. Niwa (2013) Pacific deep circulation and ventilation controlled by tidal mixing away from the sea bottom. *Nature communications*, **4**, 2419. doi: 10.1038/ncomms3419.

Oka, A., A. Abe-Ouchi, M. O. Chikamoto and T. Ide (2011) Mechanisms controlling export production at the LGM: effects of changes in oceanic physical fields and atmospheric dust deposition. *Global Biogeochemical Cycles*, **25** (2), GB2009. doi:10.1029/2009GB003628.

Sarmiento, J. L. and N. Gruber (2013) *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, USA.

Sarmiento, J. L., J. Dunne, A. Gnanadesikan, R. M. Key, K. Matsumoto and R. Slater (2002) A new estimate of the $CaCO_3$ to organic carbon export ratio. *Global Biogeochemical Cycles*, **16** (4), 1107. doi:10.1029/2002GB001919.

重光雅仁, 山中康裕（2011）生態系モデルを用いた海洋における物質循環解析. 地球化学, **45**(1), 1–28.

Sigman, D. M., M. P. Hain and G. H. Haug (2010) The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO_2 concentration. *Nature*, **466**(7302), 47–55.

Watanabe, S., T. Hajima, K. Sudo, T. Nagashima, T. Takemura, H. Okajima, T. Nozawa, H. Kawase, M. Abe, T. Yokohata, T. Ise, H. Sato, E. Kato, K. Takata, S. Emori and M. Kawamiya (2011) MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geoscientific Model Development*, **4**(4), 845–872.

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（2002）物質循環としての陸域・海洋生態系との相互作用（海洋）. 天気, **49**(1), 36–42.

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 Biogeochemical Cycles*, **10**(2), 361–382.