

---

## 特集「新海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM) による海洋情報の高度化」

---

### 気象研究所における海洋生態系モデリングの取り組み\*

中野 英之\*\*

#### 要 旨

気象研究所における海洋生態系モデルの取り組みについて紹介する。気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) には現在二種類の海洋生態系モデルが組み込まれている。一つは生態系の要素を直接表現することなく、生態系が栄養塩などに及ぼす影響を温度や日射などの関数として表現する栄養塩モデルである。もう一つは、栄養塩 (Nutrient)、植物プランクトン (Phytoplankton)、動物プランクトン (Zooplankton)、及びデトリタス (Detritus) の 4 要素を生態系の代表的な予報変数とし、その相互作用を直接表現する NPZD モデルである。この NPZD モデルを用いて、気象研究所の次期地球システムモデルの海洋部分と同等の設定の下で、産業革命前状態の再現実験を行った。栄養塩や基本的な生物活動の指標について、NPZD モデルとして標準的な再現能力を示した。

#### 1. はじめに

海洋生態系が海洋中の炭素や栄養塩の循環に対する最も重要な作用として「生物ポンプ」が挙げられる。栄養塩は光が届く上層で植物プランクトンの光合成により有機物となる。有機物は主にプランクトンの死骸などの形態で下層に沈降し、バクテリアなどにより再び無機化し栄養塩に戻る。この一連の生態系の活動により、栄養塩は上層から下層に運ばれることとなる。これを「生物ポンプ」と呼ぶ。一般に栄養塩は上層より下層の濃度

が高く、生態系は栄養塩に対して拡散と逆の作用をすることから「ポンプ」と呼ばれる。

生物ポンプをはじめとした海洋生態系の活動は、海洋中の栄養塩分布を変えるだけでなく、海洋内部の炭素の循環、及び海面での二酸化炭素の交換を通じて大気中の二酸化炭素濃度にも多大な影響を与える。そのため、海洋生態系を適切にモデル化し表現することは、海洋内部の栄養塩のシミュレーションのみならず、地球温暖化の評価にも必須である。

---

\* An Approach to Ocean Biogeochemical Modeling in the Meteorological Research Institute

\*\* Hideyuki Nakano

Oceanographic Research Department, Meteorological Research Institute (気象研究所海洋研究部)

気象研究所ではこれまで開発を進めてきた共用海洋大循環モデル (MRI.COM) を基幹とした研究として、海洋モデル・データ同化・解析などを一体化するとともに、物理場だけでなく、融合型経常研究「海洋環境の予測技術の開発」において、物質循環に関する情報の高度化を目指している。その中で、海洋内部の物質循環を対象とした以下の事柄が研究の具体的な例として挙げられる。

- 気象庁の観測船による定線観測の解釈の手がかりとして、海洋モデルで得られた物質循環の解析を行う。
- 高解像度の太平洋モデルにおける実験を行うことで、渦と生態系の相互作用の評価を行う。

ここではこれらの実験に使われるであろう、気象研究所における海洋生態系モデルの概説、及び予備的な計算結果の紹介を行う。

## 2. モデルの開発

現在 MRI.COM では以下の二つの海洋生態系モデルを使うことができる。

一つは Obata and Kitamura (2003) に基づいたモデルである。モデルで予報される変数はリン酸、全炭酸、アルカリ度、酸素であり、海洋生態系の活動は温度、短波放射、リン酸の関数で表される。この関数により上層の栄養塩を下層に送り込む生物ポンプが表現される。この種のモデルは栄養塩の濃度だけを予報変数とするため「栄養塩モデル」と呼ばれる。

もう一つは、栄養塩 (Nutrient) に加えて、植物プランクトン (Phytoplankton)、動物プランクトン (Zooplankton)、及びデトリタス (Detritus) と呼ばれる遺体や生物由来の破片物質を予報する変数とするモデルである。これら予報変数の頭文字をとって「NPZD モデル」と呼ばれ、生態系の相互作用を直接表現するモデルの中で最も簡潔なモデルである。NPZD モデルには様々な定式化があるが、今回紹介する NPZD モデルは Oschlies (2001) 及び Schmittner *et al.* (2008, 2009) にのっとったモデルである。

NPZD モデルは生態系の要素を直接表現することで、栄養塩モデルよりもいくつかの現象でより現実的な挙動を得ることが期待される。例えば栄

養塩が枯渇している海域において栄養塩が豊富な深さにまで及ぶ対流が起きる場合、対流活動は下層の栄養塩を上層に運び光合成を盛んにするだけでなく、上層の植物プランクトンを光の届かない場所に運ぶことで逆に光合成を抑制する働きがあり、両者の相対的な強さが重要となる。しかし、栄養塩モデルでは後者の働きはなく、対流が起きると上層に栄養塩がもたらされ生物活動が盛んになるだけである。また、植物プランクトンを直接に表現することで、クロロフィル濃度などと比較することが可能になることも NPZD の利点である。

NPZD モデルよりもさらに高度な生態系モデルとして、動植物プランクトンに複数の区分分けを行うことなどで、生態系のより精密な表現を試みる生態系モデルが全世界で開発されつつある。今後はこれらも視野に入れ開発を進める。ただし、複数に区分されたプランクトンをそれぞれ予報変数とすること等により、モデルの計算負荷は急激に増大するため、対象とする研究によって適切な表現方法を選択する必要がある。例えば、長期間の温暖化予測の計算を行う場合には、動植物プランクトンに複数の区分の表現を行うことは現在の計算資源の制約では難しい。

### 2.1 生態系モデル

MRI.COM に含まれている生態系モデルを概説する。詳しくは気象研究所の技術報告書 (T sujino *et al.*, 2009) を参考のこと。まず NPZD モデルから説明する。

今回導入した NPZD モデルは、生物体の化学組成が一定 (Redfield 比) であり、生物中に含まれる窒素の量で全体の生物の量を規格化して表現することができるという仮定のもとに構築されている。よって、生態系モデルの変数はそれぞれが持つ窒素のモル濃度で表現され、例えば植物プランクトンを表す予報変数 PhyPI は植物プランクトンが持つ窒素のモル濃度 ( $\text{mol N m}^{-3}$ ) として表現される。生態系の活動に伴う炭素の量の増減は炭素と窒素の比率  $R_{cn}$  (ratio of C:N) を窒素量の変動にかけることで表現される。この NPZD モデルでは Redfield 比として C:N:P:O<sub>2</sub>=112:16:1:-160 を

用いた (Schmittner *et al.*, 2009).

モデルの各格子点における各変数の時間発展は、移流項と拡散項に加えて以下の生成消滅項を加えることで計算される。今回導入した NPZD モデルにおいて、栄養塩 ( $\text{NO}_3$ ,  $\text{PO}_4$ ), 植物プランクトン (PhyPl), 動物プランクトン (ZooPl), デトリタス (Detri) の生成消滅項は、具体的には以下の式で表現される。

$$Sb([\text{NO}_3]) = \text{MortP1} + \text{Excrtn} + \text{RemiD} - \text{Priprod}$$

$$Sb([\text{PO}_4]) = Rpn \times Sb([\text{NO}_3])$$

$$Sb([\text{PhyPl}]) = \text{Prprod} - \text{MortP1} - \text{MortP2} - \text{GrP2Z}$$

$$Sb([\text{ZooPl}]) = a \times \text{GrP2Z} - \text{Excrtn} - \text{MortZ}$$

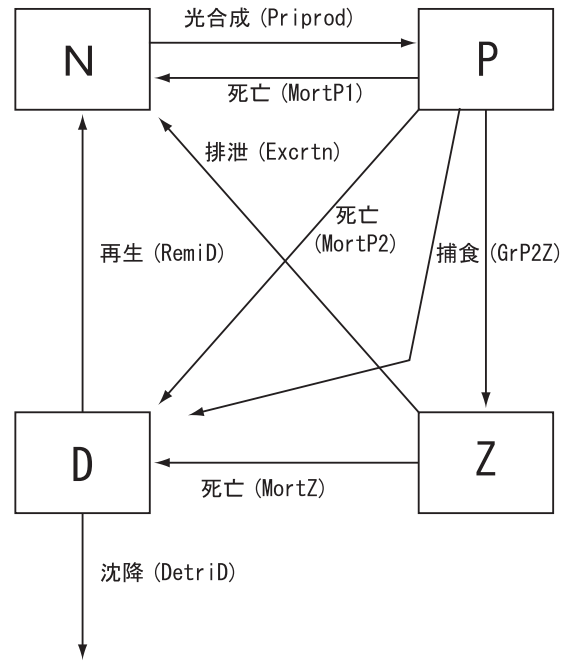
$$Sb([\text{Detri}]) = (1-a) \times \text{GrP2Z} + \text{MortP2} + \text{MortZ} - \text{RemiD}$$

ここで、[] は濃度を示し、濃度の単位は  $\text{mol m}^{-3}$  である。Rpn はそれぞれ Redfield 比におけるリン (P) と窒素 (N) の比である。

各項は以下のように説明される (第 1 図)。右辺の単位は無次元量である  $a$ , Rpn を除いてすべて  $\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$  と単位時間単位体積当たりの量である。

- Priprod : 光合成による植物プランクトンの生産量。
- MortP1 : 植物プランクトンの死亡を示す量。ただし、死亡後にデトリタスの形態をとらずに即座に栄養塩に変換されるもの。
- MortP2 : 植物プランクトンの死亡を示す量。ただし、死亡後にデトリタスに変換されるもの。
- GrP2Z : 植物プランクトンを動物プランクトンが捕食する量。この捕食のうち、 $a$  の割合だけが動物プランクトンの生産に使われ、残りの割合  $(1-a)$  は食べ残しとしてデトリタスに変換される。
- Excrtn : 動物プランクトンの排せつを示す量。排せつ物はすぐに分解されて、栄養塩に戻るとする。
- MortZ : 動物プランクトンの死亡を示す量。デトリタスに変換される。
- RemiD : 有機物の無機化 (Remineralization) を示す量。
- DetriD : デトリタスの沈降を示す量。

唯一下部の格子への移動を表すデトリタスの沈



第 1 図 NPZD の模式図

降の項を除けば各格子点において系が閉じており、系全体の窒素の量は保存する。NPZD モデルではこのデトリタスの沈降の項が生物ポンプとして、表層の栄養塩を下層に運ぶ役割を担っている。また、デトリタスの沈降項を加えても鉛直方向に積分すれば各水平の格子点内で窒素の量が保存する。水平に物質を動かすのは物理場の役割である。

次に栄養塩モデルの式を説明する。栄養塩モデル (Obata and Kitamura, 2003) の栄養塩の式は以下のとおりである。

$$Sb([\text{PO}_4]) = \text{RemiP} - \text{ExprodP}$$

ここでは栄養塩として硝酸を使わずリン酸のみを用いている。RemiP はデトリタスの無機化、及びプランクトンの死亡による寄与を含む。ExprodP は上層での植物プランクトンによる取り込み、及びそれが動物プランクトンに捕食された後にデトリタスとして沈降していく過程をすべて含み、生物ポンプの作用を端的に示している項である。

NPZD モデルと栄養塩モデルの双方において、栄養塩の計算に加えて、更に溶存無機炭素 (DIC) とアルカリ度 (Alk) の計算をすることで、海表面における二酸化炭素分圧 ( $\text{pCO}_2$ ) を求めることができる。アルカリ度はいろいろな表現がある

が、生態系モデルの構築の際には「正の強イオンの電荷から負の強イオンの電荷の差」という定義がわかりやすい。強イオンは海洋の pH では必ず遊離するため、アルカリ度は温度や塩分にはよらないが、生物活動の影響を受け、硝酸イオンの増加で減少し、カルシウムイオン ( $\text{Ca}^{2+}$ ) の減少によりその 2 倍だけ減少する。DIC とアルカリ度の生成消滅項は以下のように表現される。

$$Sb([DIC]) = Rcn \times Sb([NO_3]) + SolnCa$$

$$Sb([Alk]) = -Sb([NO_3]) + 2 \times SolnCa$$

海面では DIC の式に大気からの取り込み及び大気への排出の項が加わる。海面での交換の表現には海洋炭素循環モデル相互比較研究計画 (OCMIP: Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project) の解説書 (Orr *et al.*, 1999) に準拠した式が用いられている。Rcn は Redfield 比における炭素 (C) と硝酸 (N) の比である。SolnCa は炭酸カルシウムの (融解-生成) によるカルシウムイオン ( $\text{Ca}^{2+}$ ) の増減を示す項である。炭酸カルシウムの生成は植物プランクトンの生産に比例する形で表現する。融解は上層で生成された炭酸カルシウムが沈降中にある決まった関数で溶けるように表現する。上の定式化は NPZD モデルと栄養塩モデルとの間で、硝酸とリン酸のいずれかを用いるかの違い以外は共通である。アルカリ度や DIC は生物活動に影響を与える要素ではないため、海洋中の生物活動そのものを解析対象とする場合には必ずしもアルカリ度や DIC を解く必要はない。

海洋中の運動の指標として溶存酸素が使われることがある。この目的のために溶存酸素 ( $\text{O}_2$ ) を栄養塩モデル及び NPZD モデルで計算する。溶存酸素の生成消滅項は以下のとおりである。

$$Sb([O_2]) = -Rop \times Sb([PO_4])$$

Rop は Redfield 比における酸素 ( $\text{O}_2$ ) とリン (P) の比である。海面では大気からの取り込み及び大気への排出の項が加わる。大気との交換には DIC と同様に OCMIP に準拠した式が用いられている。NPZD モデル及び栄養塩モデルでは、溶存酸素は生物に対する制限要素とはしない。

## 2.2 生態系モデルを駆動する枠組み

海洋の生態系のモデル化には、海洋の物理場を

入力として生態系を表現するプログラムに加えて、そのプログラムに物理場を渡して駆動するための枠組みが必要である。海盆規模の現実的な海洋の生態系や栄養塩分布を計算する場合には、気象研で開発する海洋生態系モデルとして MRI.COM を枠組みとする。それに加えて生態系モデルを MRI.COM と切り離して開発や実行ができる環境があると生態系モデルの開発に非常に便利である。

生態系モデルの各予報変数は移流拡散方程式を計算する必要があるという点では温度 / 塩分と共通であり、基本的には温度 / 塩分に加えてトレーサーの変数を増やすことで移流と拡散の計算を行うことが可能であるが、温度 / 塩分とは以下に挙げる相違点がある。

- (1) 生態系の相互作用に伴う生成消滅項がある。
- (2) 物理場には影響をもたらさない。
- (3) 現実の時空間分布に不明な点が多い。
- (4) 温度塩分に比べて、特に生物の変数は空間分布の変化が桁違いに大きい。零になることはあっても、負の値をとらない。

(1) の相互作用の確認には、後で述べる一次元モデルの構築が有用である。

(2) から、温度 / 塩分と異なり流速と同時に解く必要がないということである。このため、あらかじめ移流拡散に必要な情報があれば計算が可能である。

(3) 生物を表現する予報変数は、数年で栄養塩分布などに応答し、初期値に関しては計算が発散しない値を用いればよい。ただし、計算結果を検証する際に観測の時空間データが限られているということは深刻な問題である。

(4) の性質から生態系モデルの計算結果は、移流拡散の数値計算手法の精度に大きく依存する。例えば、生態系モデルに相応しくない負の値が生まれることを防ぐために、生態系の変数の移流に古くは上流差分が用いられていた。この場合には負の値こそでないものの、上流差分に伴う数値拡散のため、シャープな構造が鈍るというだけにとどまらず下層からの過剰な栄養塩供給の問題が存在した。今回は SOM (second order moment,



Prather, 1986) という数値拡散の非常に小さい移流の数値計算手法を用いており (辻野, 2010) この問題は大幅に改善されている。

### 2.2.1 一次元モデル

先に述べたように、生態系モデルの多くの定式化では各水平の格子点で窒素の量は保存する。このため古くから一次元モデルが生態系モデルのテストとして使われてきた。一次元モデルは非常に計算負荷が軽いため、基本的な性能評価に最適である。一次元モデルを使って作られたプログラムは、光合成の部分や沈降部分を除けば、変数を三次元に拡張することで原理的には海洋大循環モデルに組み込むことができる。

### 2.2.2 オフライン計算

オフライン計算とは、オンライン計算に対応する言葉である。オンライン計算は必要な入力を逐次に入手しつつ計算を行う手法であるが、オフライン計算はあらかじめ用意してあるデータを入力として計算を行う手法である。海洋生態系の計算では、オンライン計算の場合には海洋大循環モデルを生態系モデルと同時に計算して、海洋大循環モデルの物理場の計算で得られた流れ場、温度場、塩分場を生態系モデルの入力として使いつつ計算を進めていくのに対し、オフライン計算の場合には、あらかじめある時間間隔で出力されている流れ場、温度場などをファイルから読み込んで計算を行う。流れ場などの計算がすんでいれば、これらの計算を省略することで演算量が減少するだけでなく、モデルを時間積分する際の間隔 (以下モデルの時間ステップ) における制約が緩和されるため、モデルの時間ステップを伸ばすことで更なる計算時間の短縮が可能となる。オフライン計算は生態系の計算以外にも、CFC (chlorofluorocarbon) の計算などにも有用である。今回 MRI.COM においてオフライン計算のための汎用プログラムを作成した。

## 3. 実験設定

今回紹介するのは解像度が経度方向 1 度、緯度方向 0.5 度の全球海洋モデルにおいて計算された

NPZD モデルの結果である。ここで用いられた海洋モデルの設定は、中規模渦を解像しない解像度の全球海洋モデルとして現在海洋研究部において標準的に使われている。また、この設定は気象研究所の地球システムモデルにおける海洋部分としても用いられている。

### 3.1 物理場を求めるモデルの設定

流速や温度場などを求める際の、具体的な設定は以下のとおりである。混合層スキームとしては Noh and Kim (1999) を用いた。渦の表現として等密度面拡散に加え、GM-parameterization (Gent and McWilliams, 1990) を用いた。海氷の力学部分には Hunke and Dukowicz (2002) に基づいた弾粘塑性体 (EVP : Elastic-Viscous-Plastic) モデルを用い、熱力学部分に関しては、Mellor and Kantha (1989) を用いた。更に、Los Alamos sea ice model (CICE ; Hunke and Lipscomb, 2006) を参考に高度化が施されている。トレーサーの移流には前述の高精度の移流の計算手法である SOM (Prather, 1986) を使用した。St. Laurent *et al.* (2002) に基づき、潮汐混合を考慮した鉛直拡散をオホーツク海周辺に施した。この効果はオホーツク海と太平洋の交換に重要とされ、特に北太平洋中層水の再現に寄与すると言われている。後述するが、この大きな鉛直拡散は深層の高栄養塩を表層に運ぶのに寄与があった。ほかの鉛直拡散係数は Tsujino *et al.* (2000) を用いた。Coordinated Ocean-ice Reference Experiment (CORE ; Griffies *et al.*, 2009) で構築された 1958–2006 年のデータセットから、全期間の平均をとることで気候値データを新たに作成し、モデルの外力とした。World Ocean Atlas 2001 (WOA01 ; Conkright *et al.*, 2002) を初期値として全球平均水温が準平衡に達するまで 3000 年間積分した。得られた準平衡状態の物理場における北大西洋深層水の流量は約 14SV であった。最後の一年から 5 日平均の値を作り、オフライン計算に用いた。

### 3.2 オフライン計算による NPZD モデルの実行

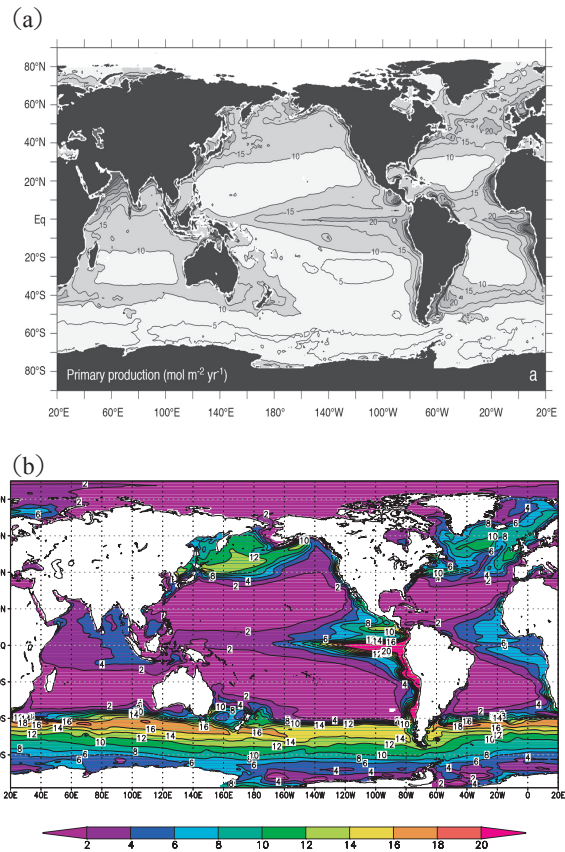
NPZD のオフライン計算の際には、標準的にオフライン計算で用いられる温度 / 塩分場、流速

場、海面高度の値、成層の不安定さの情報に加えて、光合成の計算のための短波放射、ピストン速度計算のための海水密度、風速、大気中の  $pCO_2$  の値を用いて計算を行う。炭素循環に関して産業革命前の再現を目指し、大気中の  $pCO_2$  は産業革命前の 280ppm に固定とした。栄養塩の初期値は WOA01 から作成した。ただし、DIC に関しては、Global Data Analysis Project (GLODAP ; Key *et al.*, 2004) のデータセットに含まれている産業革命前の解析値を用いた。NPZD モデルには 2.1 で説明したモデルを用い、上層の栄養塩が準平衡に達するまで 250 年間計算した。以下の結果には 250 年目の年平均値を用いる。

#### 4. 結果

全球積分した一年当たりの基礎生産量は 23GtC/yr となり、低めではあるが観測の範囲 20-45GtC/yr (Sundquist, 1985) に収まった。第 2 図に一年当たり単位面積当たりの基礎生産量を示す。空間分布においても、亜熱帯で低く、赤道、亜寒帯、南極環海で高いという分布が再現されている。また、値もほかの研究機関で NPZD モデルを用いて計算された値の範囲内に入っている (e.g., Palmer and Totterdell, 2001)。また、北西太平洋亜寒帯での高い生物生産には、千島沖での大きい鉛直拡散による深層からの栄養塩供給の影響も見える。南北の解像度が比較的高解像 (0.5 度) のため、全球生態系モデルでよく用いられてきた水平解像度が 2 度程度のモデル (e.g., Palmer and Totterdell, 2001) に比べると、赤道域でのシャープな構造が再現されている。

目立った観測との不一致としては、以下のことが挙げられる。まず、観測の亜寒帯の大陸棚とアラビア海に見られる高生産が再現できていない。これはこのモデルに含まれていない、河川からの栄養塩の影響や、物理場及び生態系モデルの双方で沿岸域特有の現象を表現できていないためであると考えられる。また、赤道や南極環海においては幾分生産過剰であり、現実にモデルに含まれていない制限要素により光合成が抑制されていることが想定される。今回の NPZD モデルに含まれていない重要な制限要素の一つとして鉄が挙げら



第 2 図 (a) 衛星データから見積もられた一年当たり単位面積当たりの基礎生産量 ( $mol C m^{-2} yr^{-1}$ )

Ocean Biogeochemical Dynamics (Sarmiento and Gruber, 2006) より抜粋。

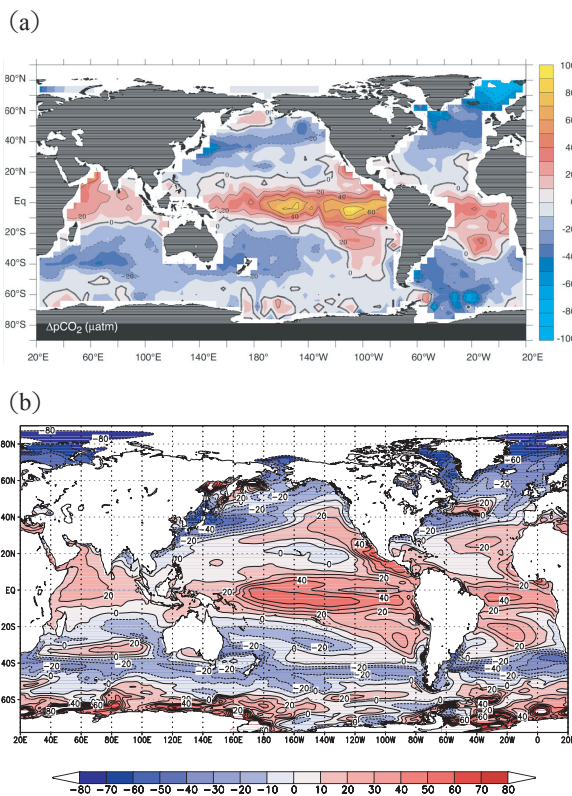
(b) NPZD モデルから見積もられた一年当たり単位面積当たり基礎生産量 ( $mol C m^{-2} yr^{-1}$ )

れる。鉄の海洋生態系モデルへの導入は、海洋中の観測値の不足や、海洋への大気及び大陸棚からの供給の不確定性、反応の複雑さなどから容易ではなく、世界の各研究機関がその性能評価を試みている段階にある (Moore and Braucher, 2008)。

炭素循環の指標として大気海洋間の二酸化炭素の交換量を見ると、産業革命前再現実験の 250 年目において全球で海洋が大気から  $0.08 Gt C yr^{-1}$  の吸収となっている。この値は現在の気候における値である約  $2 Gt C yr^{-1}$  よりも一桁以上小さく、産業革命以降の炭素循環の再現に向けた初期値として炭素循環に大きな問題がないことを示唆している。第 3 図に  $\Delta pCO_2$  (海洋の  $pCO_2$  - 大気中の  $pCO_2$ ) を示す。空間分布についても、赤道域が

大気に対して放出源となっていること、亜熱帯は吸収源となっていることなど現実的に再現されている。

目立つ相違としては、南極沿岸に観測にあまり見られない高い  $\Delta p\text{CO}_2$  が存在することが挙げられる。これはモデルが現実でない沖合における深い対流を起こしているのが一因である。この非現実的な対流は海洋大循環モデルに古くからある難問題であり、GM-parameterization の導入や海底混合層モデルの導入 (Nakano and Suginoara, 2002) により改善はしているもののまだ不十分である。また、南極沿岸は冬季に海水で覆われ密度の高い観測が困難なため、ほかの海域に比べ不確実性が大きいことはモデルとの比較に当たり留意する必要がある。



第3図 (a)  $\Delta p\text{CO}_2$  (海洋の  $p\text{CO}_2$  - 大気  $p\text{CO}_2$ )  
単位は  $\mu\text{atm}$

Ocean Biogeochemical Dynamics (Sarmiento and Gruber, 2006) より抜粋。

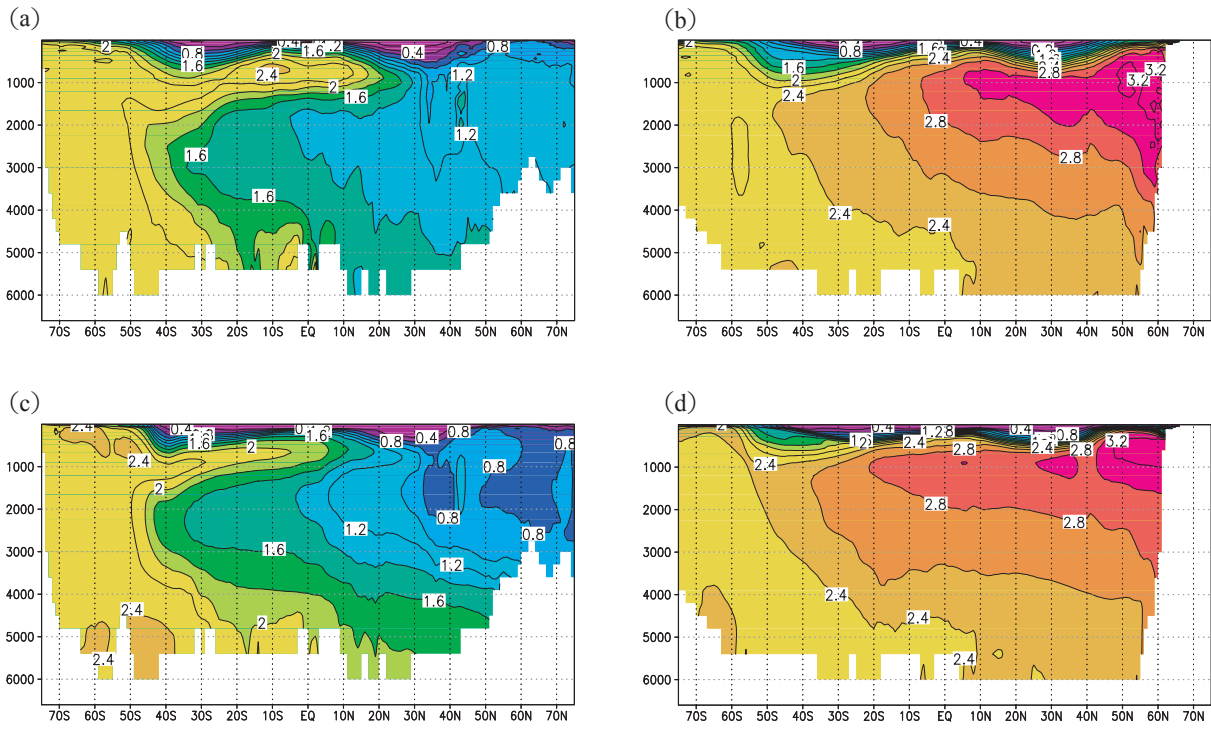
(b) NPZD モデルから見積もられた  $\Delta p\text{CO}_2$  (海洋の  $p\text{CO}_2$  - 大気  $p\text{CO}_2$ )

第4, 5, 6 図に太平洋と大西洋において海盆ごとに東西に平均したリン酸、DIC、溶存酸素の分布を示す。深層循環の時間スケールまで積分を行っていないため深層の平衡状態についての議論はできないが、以下のように、北大西洋深層水や南極底層水、南極中層水などの代表的な水塊の形成やその循環場に伴う分布が再現されていることが分かる。具体的には、比較的新しい水である北大西洋深層水の領域は低栄養塩、高酸素であり、相対的に古い水である太平洋深層水は高栄養塩、低酸素となっている。南極中層水は大西洋では南からの高栄養塩で特徴づけられている。

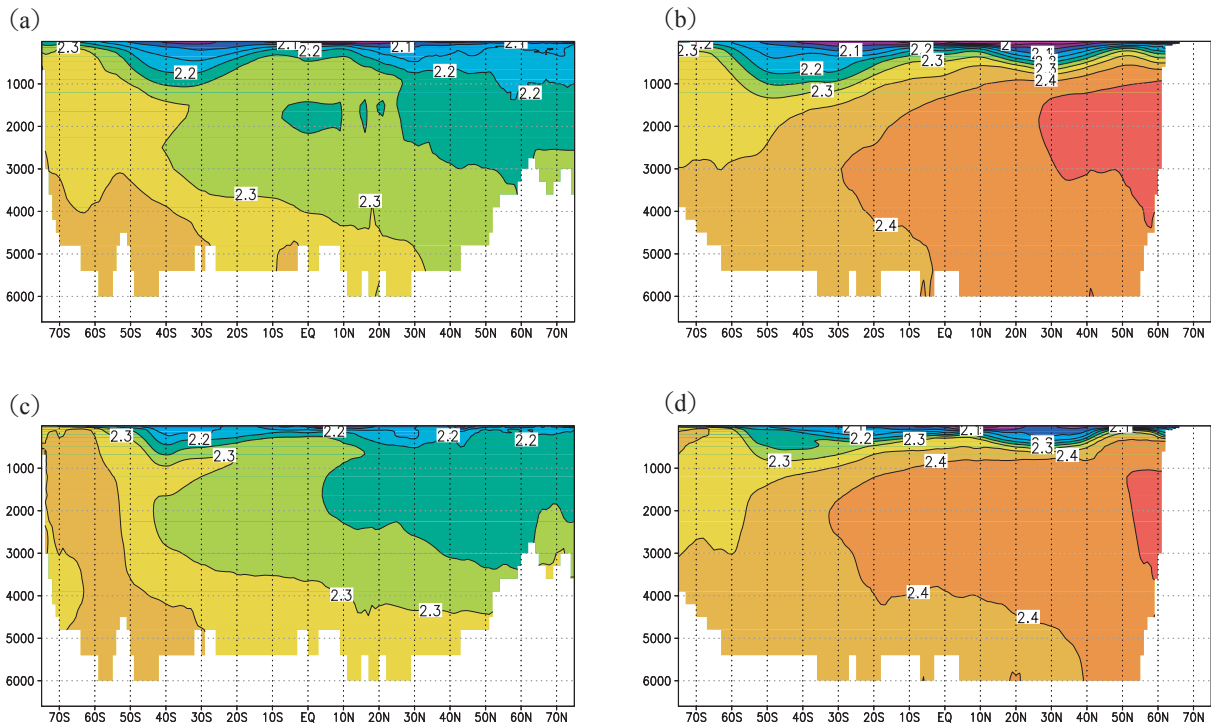
目立つ相違として北大西洋深層水において栄養塩が低いというバイアスが挙げられる。このバイアスは、このモデルの北大西洋表層における栄養塩濃度が低いというバイアスが北大西洋深層水の形成に伴う対流や循環に伴って深層に伝わった結果である。この栄養塩バイアスの問題も赤道における高すぎる生物生産と同様に、物理的な循環場の再現性の問題、及びモデルで表現できていない制限要素の問題と密接な関連があると想定される。

モデルの再現性を定量的に評価するために、モデルや解析の誤差の評価を簡潔に表すテイラー図 (Taylor, 2001) を第7図に示す。テイラー図は気象海洋学コミュニティにおいてモデルや解析の評価に広く用いられている。今回のモデルの DIC、硝酸、リン酸、溶存酸素の分布において、観測とモデルの分布の形の類似を示す相関係数が 0.85 ~ 0.95、全球平均の値からの分布の振幅の標準偏差が、観測の標準偏差で規格化した値として 0.8 ~ 1.2 であった。いずれも観測と完全に一致する場合には 1.0 となる。ほかの NPZD モデルとの比較は様々な条件が違うため難しいが、少なくとも相関係数及び標準偏差は遜色ない値であった。たとえば Schmittner *et al.* (2005) 及び Charria *et al.* (2008) の様々な実験における硝酸の分布の相関係数はそれぞれ 0.7 ~ 0.9、及び 0.4 ~ 0.9 であり、規格化された標準偏差は 1.0 ~ 1.2、及び 0.75 ~ 1.25 であった。今回の結果はそれらと同等以上であり、NPZD モデルとして標準的な再現性能を得たと考えられる。



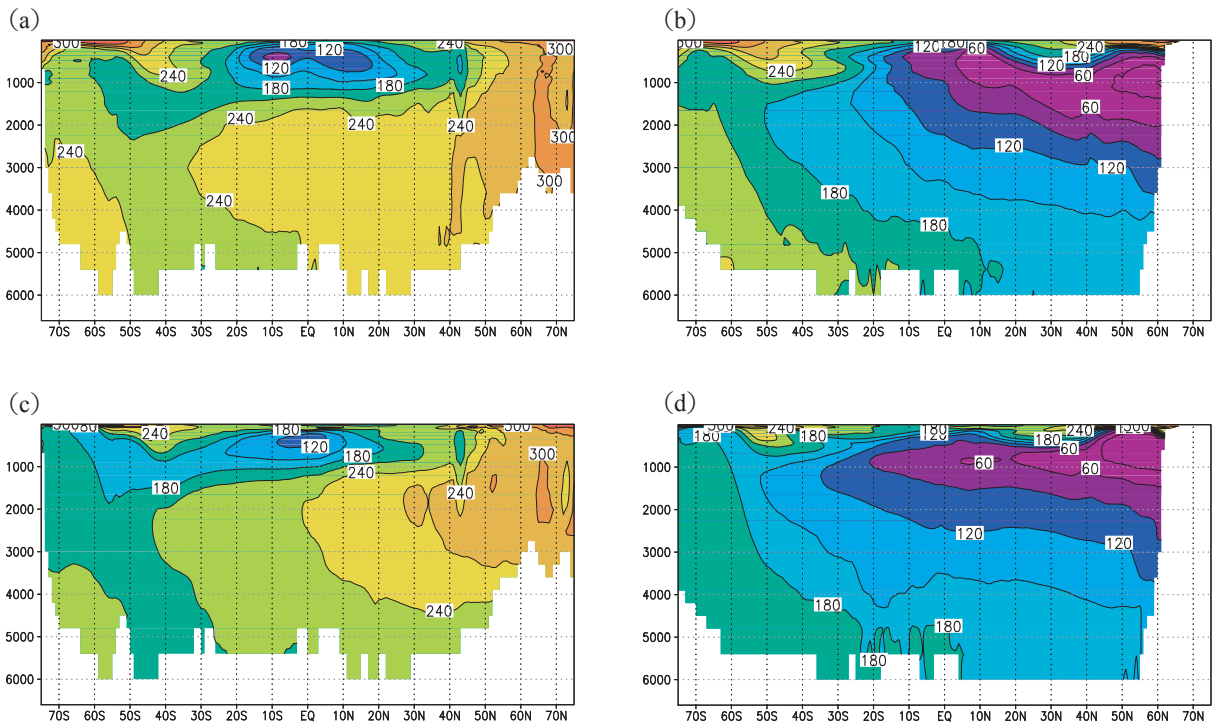


第4図 太平洋と大西洋におけるリン酸塩緯度帯平均値  
 上段が観測 (WOA01). 下段がモデルの値. 左側が太平洋, 右側が大西洋. 単位は  $(\text{m mol P m}^{-3})$ .

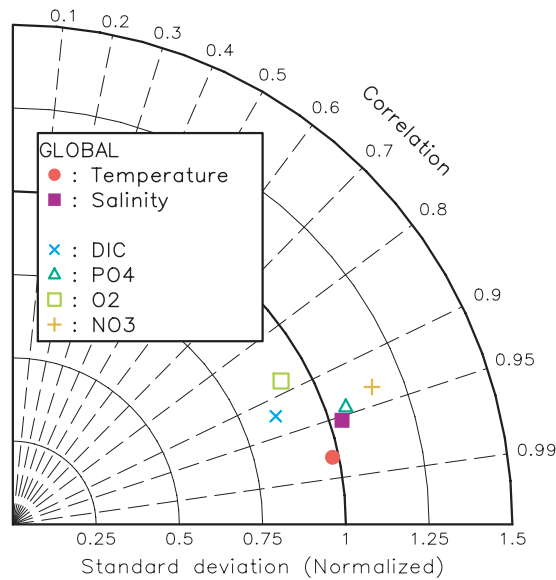


第5図 第4図と同様  
 ただし DIC (溶存無機炭素). 単位は  $(\text{mol C m}^{-3})$ .





第6図 第4図と同様  
ただし、溶存酸素。単位は  $(\text{m mol O}_2 \text{ m}^{-3})$ 。



第7図 テイラー図 (Taylor, 2001) で評価した NPZD モデル  
原点からの動径方向の距離は、観測の標準偏差で規格化されたモデルの標準偏差を示す。方位角は観測との相関関係を示す。パターンに関する二乗平均エラー (全球平均のバイアスを差し引いた上でのモデルと観測の場のエラーの二乗平均) は  $(1,0)$  からの距離で測られる。よってモデルの場が観測と同一の場合は規格化された標準偏差が1, 相関係数が1, 二乗平均エラーが0として、 $(1,0)$  にプロットされる。

## 5. まとめ

気象研究所における生態系モデリングの取り組みについて概説を行った。生態系モデルの組み込みだけでなく、CFC など様々なトレーサーの計算に用いることができる汎用のオフライン計算のためのプログラムの作成も併せて行った。気象研究所地球システムモデルにおける海洋部分と同様の設定の下で NPZD モデルを用いて産業革命前状態の再現実験を行い、NPZD モデルとしては標準的な再現性能を得た。

地球温暖化を含む長期の気候変動に関する科学的理解を深めるためには、北太平洋十年規模変動に代表される中期高緯度の海洋変動の実態把握が重要視されている。この際に温度 / 塩分だけでなく、生態系モデルによる栄養塩の変動を見ることは、栄養塩の分布が温度 / 塩分に比べ時空間変動が大きく変動のシグナルをとらえやすいため有益であると考えられる。

今回評価に使った海洋モデルの設定では中規模渦を解像せず、黒潮などの西岸境界流の表現も十分ではないため物理場の再現性に問題がある。この問題を解決するため、中規模渦を十分解像する解像度の大型モデルへの導入を予定している。更に、動植物プランクトンに複数の区分分けを行った生態系モデルの導入や、20 世紀後半から現在までの再現実験を計画している。

生態系モデルは物理モデルと違い、確固とした物理法則で書き下されていない自然界の現象を扱う必要がある。そのため、機関ごとにいろいろと細々な改良が可能である一方、不必要に派生した亜種ができる危険性がある。効率のよい生産的な開発のためには海洋生態系モデルコミュニティの中で互いにフィードバックを行うことが必須であろう。

## 謝辞

気象研究所モデルは、海洋研究部をはじめとしたメンバーによって開発維持が行われている。特に今回用いた海洋モデルの物理場の実行は海洋研究部第一研究室のメンバーの総力を挙げて実行された。また査読者のコメントは非常に有益であった。ここに感謝の意を表す。

## 参 考 文 献

- Gent, P., and J. McWilliams (1990) : Isopycnal Mixing in Ocean Circulation Models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150-155.
- Charria, G., I. Dadou, J. Llido, M. Drevillon, and V. Garçon (2008) : Importance of Dissolved Organic Nitrogen in the North Atlantic Ocean in Sustaining Primary Production: a 3-D Modeling Approach. *Biogeosciences*, **5**, 1437-1455.
- Conkright, M., R. Locarnini, H. Garcia, T. O' Brian, T. Boyer, C. Stephens, and J. Antonov (2002) : World Ocean Atlas 2001: Objective Analysis, Data Statistics, and Figures, *CD-ROM Documentation*, National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 17 pp.
- Griffies, S., A. Biastoch, C. Böning, F. Bryan, G. Danabasoglu, E. Chassignet, M. England, R. Gerdes, H. Haak, R. Hallberg, W. Hazeleger, J. Jungclaus, W. Large, G. Madec, A. Pirani, B. Samuels, M. Scheinert, A. Gupta, C. Severijns, H. Simmons, A. Treguier, M. Winton, S. Yeager, and J. Yin, (2009) : Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs) . *Ocean Modelling*, **26**, 1-46.
- Hunke, E., and J. Dukowicz (2002) : The Elastic-Viscous-Plastic Sea Ice Dynamics Model in General Orthogonal Curvilinear Coordinates on a Sphere-Incorporation of Metric Terms. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1848-1865.
- Hunke, E., and W. Lipscomb (2006) : CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User' s Manual. Available at <http://climate.lanl.gov/source/projects/climate/Models/CICE/index.shtml>, 59pp.
- Key, R., A. Kozyr, C. Sabine, K. Lee, R. Wanninkhof, J. Bullister, R. Feely, F. Millero, C. Mordy, and T. Peng (2004) : A Global Ocean Carbon Climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global Biogeochem. Cycles*, **18**, GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.
- Mellor, L., and L. Kantha (1989) : An Ice-Ocean Coupled model. *J. Geophys. Res.*, **94**, 10937-10954.
- Moore, J., and O. Braucher (2008) : Sedimentary and Mineral Dust Sources of Dissolved Iron to the World Ocean. *Biogeosciences*, **5**, 631-656.
- Nakano, H., and N. Sugimotohara (2002) : Effects of Bottom Boundary Layer Parameterization on Reproducing Deep and Bottom Waters in a World Ocean Model. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1209-1227.

- Noh, Y., and H. Kim (1999) : Simulation of Temperature and Turbulence Structure of the Oceanic Boundary Layer with the Improved Near-Surface Process. *J. Geophys. Res.* **104**, 15621-15634.
- Obata, A., and Y. Kitamura (2003) : Interannual Variability of the Sea-Air Exchange of CO<sub>2</sub> from 1961 to 1998 Simulated with a Global Ocean Circulation-Biogeochemistry Model, *J. Geophys. Res.* **108**, 3337, doi:10.1029/2001JC001088.
- Orr, J., Najjar, C. Sabine, and F. Joos (1999) : Abiotic-HOWTO Internal OCMIP Report. LSCE/CEA Saclay 25pp, Gif-sur-Yvette, France.
- Oschlies, A. (2001) : Model-Derived Estimates of New Production: New Results Point Toward Lower Values. *Deep-Sea Res. II*, **48**, 2173-2197.
- Palmer, J., and I. Totterdell (2001) : Production and Export in a Global Ocean Ecosystem Model. *Deep-Sea Res. Part I*, **48**, 1169-1198.
- Prather, M. (1986) : Numerical Advection by Conservation of Second-Order Moments, *J. Geophys. Res.*, **91**, 6671-6681.
- Sarmiento, J., and N. Gruber (2006) : *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press, 503pp.
- Schmittner, A., A. Oschlies, X. Giraud, M. Eby, and H. Simmons (2005) : A Global Model of the Marine Ecosystem for Long-Term Simulations: Sensitivity to Ocean Mixing Buoyancy Forcing, Particle Sinking, and Dissolved Organic Matter Cycling. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB3004, doi:10.1029/2004GB002283.
- Schmittner, A., A. Oschlies, H. Matthews, and E. Galbraith (2008) : Future Changes in Climate, Ocean Circulation, Ecosystems, and Biogeochemical Cycling Simulated for a Business-as-usual CO<sub>2</sub> Emission Scenario Until Year 4000 AD. *Global Biogeochem. Cycles*, **22**, GB1013, doi:10.1029/2007GB002953.
- Schmittner, A., A. Oschlies, H. Matthews, and E. Galbraith (2009) : Correction to “Future Changes in Climate, Ocean Circulation, Ecosystems, and Biogeochemical Cycling Simulated for a Business-as-usual CO<sub>2</sub> Emission Scenario Until Year 4000 AD” . *Global Biogeochem. Cycles*, **23**, GB3005, doi:10.1029/2009GB003577.
- St. Laurent, L., H. Simmons, and S. Jayne (2002) : Estimating Tidally Driven Mixing in the Deep Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2106, doi:10.1029/2002GL015633.
- Sundquist, E., (1985) : *Geological Perspectives on Carbon Dioxide and the Carbon Cycle*. *Geophysical Monographs*, **32**, 5-59.
- Taylor, K. (2001) : Summarizing Multiple Aspects of Model Performance in a Single Diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183-7192.
- Tsujino, H., H. Hasumi, and N. Sugimoto (2000) : Deep Pacific Circulation Controlled by Vertical Diffusivity at the Lower Thermocline Depths. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2853-2865.
- Tsujino, H., T. Motoi, I. Ishikawa, M. Hirabara, H. Nakano, G. Yamanaka, T. Yasuda, and H. Ishizaki (2009) : Reference Manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3. Technical reports of the MRI.
- 辻野博之 (2010) : 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 最新版 (バージョン 3) と実施中の実験の紹介. *測候時報*, **77**, 特別号, S1-S10.