

study note: 堆積モデル

2015/12/09

# Chapter1 Introduction

## 1.1 海洋生物化学大循環モデル

海洋生物化学大循環モデルとは、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。海洋生物化学大循環モデルで扱う生物化学過程は、注目するトレーサーによって扱うべき過程が決まる。大まかに次の3つのタイプに分けることが出来る。

- 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: リン酸や溶存酸素 (、溶存有機物質)
  - 扱う過程: 生物生産、沈降粒子の溶存、大気-海洋間のガス交換など
- 炭素循環を主にあつかったもの (*Bacastow and Maier-Reimer*, 1990, 1991; *Yamanaka and Tajika*, 1996, 1997)
  - 予報変数: リン酸や溶存酸素、全炭酸、アルカリ度、炭素同位体 (、溶存有機物質)
  - 扱う過程: 生物生産、沈降粒子の溶存、大気-海洋間のガス交換、無機化学平衡、同位体分別効果など
- 人為起源物質のみを扱ったもの (*Sarmiento et al.*, 1992; *England*, 1995)
  - 予報変数: 人為起源全炭酸やフロン
  - 扱う過程: 大気-海洋間のガス交換過程のみ

また、

- OCMIP モデル

- 海洋炭素循環モデルの相互比較プロジェクト (Ocean Carbon Model Intercomparizon Project, OCMIP) で開発されたモデル
  - 栄養塩のリン酸塩の循環を予報変数として解き、大気海洋の CO<sub>2</sub> のガス交換から海洋中の溶存無機炭素 (Dissolved Inorganic Carbon, DIC) 濃度分布の再現に着目
- NPDZ モデル
    - 栄養塩 (Nutrient)、植物プランクトン (Phytoplankton)、動物プランクトン (Zooplankton)、デトリタス (Detritus) の 4 つを予報変数として解く生態系の再現に着目したモデル (*Sarmiento et al.*, 1992, e.g.)
    - 近年、全球の植物プランクトン濃度分布が衛星データにより得られているため、その比較が多く行われている
  - 複雑生態系モデル
    - 上記の NPDZ に加え、数種類の栄養塩、植物および動物プランクトンの種類、サイズなどを考慮した非常に複雑なモデル
    - 鉛直 1 次元モデルとして、短期間の生物化学過程の再現に用いられていたが、近年、海洋大循環モデルへの適用も試みられている (*Moore et al.*, 2004)
    - 複雑なモデルには、多くのパラメータの設定が必要となるが、必ずしもそれらパラメータの設定に観測事実に基づく根拠があるわけではない
    - 対象とする現象に対して複雑すぎるモデルは、時に現象解明において問題となる場合もあるという指摘もある (*Anderson*, 2005)

のように分けられる。

### 1.1.1 三次元モデリングの古典的研究

*Maier-Reimer and Hasselmann* (1987) は、海洋大循環-無機炭素循環モデルを開発した。それを拡張した *Bacastow and Maier-Reimer* (1990) では、水平: 72x72 赤道付近で約 555 km; 鉛直: 10 levels の Arakawa E-grid 格子を用いている。 $\Delta t = 1\text{mon}$  で、5,000 年積分を行った。表現されている島はオーストラリアおよび南極大陸である。物理モデルでは、Gulf Stream および亜熱帯循環、熱塩循環は再現される。ただし、深層水形成は北大西洋での生成が現実のようにはみられない。季節平均の流れ場を炭素循環モデルに与えている (?). 両者で対流調節を行っている。

生物化学過程はオフライン法で計算する (HAMOCC1 ocean carbon cycle model)。DOM を入れることで、トレーサー分布を再現できた。

*Najjar et al.* (1992) は、海洋大循環-栄養塩循環モデルを開発した。生物化学過程はオフライン法で計算する。赤道近辺の湧昇域における nutrient trapping 問題へのアプローチを行った。有機物の沈降がどのような形態で行われるかについて、パラメタ化した (?). DOM を入れることで、トレーサー分布を再現できた。

*Yamanaka and Tajika* (1996) は、海洋生物化学大循環モデルを開発した。流れ場の計算は、CCSR model COCO を用いて行う。水平:  $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ ; 鉛直: 17 levels (50–500m) の格子を用いている。一様な水平拡散係数  $8 * 10^2 m^2/s$ ; 鉛直拡散係数  $0.2 * 10^{-4} m^2/s$  を与えている。生物化学過程はオフライン法で計算する。POC, calcite flux の鉛直分布のパラメタ化を行っており、それぞれ POC:  $(z/100)^a$ , calcite:  $\exp(-z/d)$  である。*Yamanaka and Tajika* (1997) は、DOM の役割についてアプローチしている。DOM を三種類に分類する。labile-DOC (時間スケール: 一日以下)、semilabile-DOC (時間スケール: 季節)、refractory-DOC (時間スケール: 百年以上) である。東太平洋には double DOC 極大域が存在する。これは、生物生産と湧昇とのバランスにより決定される。refractory-DOC の値は表層、深層ともにほぼ一定である。refractory-DOC の Delta  $^{14}C$  の値は、DIC に比べて約 300‰ 小さい。表層における turnover time が 70 年と非常に長く、深層における decay time は 10,000 年以上 (!?) である。DOM による炭素の鉛直輸送が重要な深度は 400m 以浅である。深い場所ではほとんどが POC である。モデル内の nutrient trapping を防ぐことができた。

*Parekh et al.* (2006) は MIT OGCM を用いている。

### 1.1.2 NPZD モデリング

栄養塩、植物プランクトン、動物プランクトン、デトリタスのトレーサーを計算する。一次生産 (primary production) からエクスポート生産 (export production) を陽に計算する。HNLC 領域の生物生産の表現に問題がある (*Oschlies and Garçon*, 1999; *Palmer and Totterdell*, 2001)。鉄などの微量元素を含めたモデル研究も行われている (*Aumont*, 2003; *Moore et al.*, 2004)。

#### 沈降粒子の溶解過程

- POC

- 経験式に基づく鉛直プロファイル (*Bacastow and Maier-Reimer, 1990; Maier-Reimer, 1993; Yamanaka and Tajika, 1996; Aumont, 2003*)
  - 深さとともに指数関数的に減少する鉛直プロファイル (*Palmer and Totterdell, 2001*)
  - バラストモデル (*Moore et al., 2004*)
- CaCO<sub>3</sub>
    - 深さとともに指数関数的に減少する鉛直プロファイル (*Maier-Reimer, 1993; Yamanaka and Tajika, 1996; Moore et al., 2004*)
    - 未飽和となる深層で溶解する鉛直プロファイル (*Bacastow and Maier-Reimer, 1990; Palmer and Totterdell, 2001*)

## 1.2 海洋-堆積モデリング

海底堆積物の役割として、過去の気候変動の指標（プロキシ）と、全球炭素循環との相互作用が挙げられる。

海底堆積物が海洋物質循環変動を通じて全球炭素循環・気候システムに影響与える例として、炭酸塩補償過程と呼ばれる、炭酸カルシウムのリソクラインの変動による、一万年程度の時間スケールをもつ海洋アルカリ度の変動 (*Broecker and Takahashi, 1977; Archer et al., 1997*) が挙げられる。約 80 万年前から現代にかけて起こっていた、氷期-間氷期サイクルに伴う CO<sub>2</sub>(atm) の変動と関連していると考えられ、海面水温・塩分の変化、海洋循環や鉛直分別の変化 (*Boyle, 1988*)、rain 比の変化 (*Archer and Maier-Reimer, 1994*) に伴う変動に加えて、炭酸塩補償過程による変動が考えられる。

### 1.2.1 粒子フラックスに関する研究の歴史

水柱における粒子フラックスの推定は、*Laws et al. (2000)* において衛星観測のクロロフィル分布を用いて、また *Jahnke (1996)* において堆積層の酸素フラックスからの推定が行われてきた。前者の推定方法では、まず衛星観測の放射輝度からクロロフィル濃度を推定し (*Feldman et al., 1989, e.g.*)、それから植物プランクトンの一次生産を推定する (*Behrenfeld and Falkowski, 1997, e.g.*)。さらに、一

次生産のうち有光層から中深層へとエクスポートされる割合を関係式を用いて算出し、沈降する粒子状有機物の深さ方向の分布は関係式から一意に決まるものとする (Martin et al., 1987; Klaas and Archer, 2002)。Dunne et al. (2007) では、SeaWiFS の衛星観測に基づくクロロフィルおよび一次生産の全球分布から、粒子状有機物の鉛直フラックスを算出している。さらに、粒子状有機物と炭酸カルシウム、オパールとの rain 比を海域ごとに分けて推定することで、炭酸カルシウム、オパールに関しても鉛直フラックスが推定される (Sarmiento et al., 2002, 2004; Dunne et al., 2007)。

### 1.2.2 堆積モデリングの研究の歴史

Berner (1983); Lasaga (1985); Delaney (1988); Munhoven and Francois (1996) により、ボックスモデル研究が行われた。しかし、実際のデータとの比較は CCD など限定的であった。

一次元モデルの定式化は、Berner (1980); Boudreau (1997, e.g.) などにより行われた。Van Cappellen et al. (1996) は生物擾乱を考慮した。

三次元モデルと結合した研究を以下に挙げる。Heinze et al. (1991) は、the Hamburg Large Scale Geostrophic OGCM (LSG-OGCM) に堆積モデルを結合し、氷期の CO<sub>2</sub>(atm) にアプローチしている。OGCM は水平: 72x72(3.5 °x3.5 °); 鉛直: 11 levels (50–1500m) で、年平均の物理場を用いて炭素循環の計算を行う (HAMOCC2 ocean carbon cycle model)。考慮するボックスは大気、海洋、堆積層で、海洋堆積過程は主に Broecker and Peng (1982) より、CaCO<sub>3</sub> の相互作用を考える。Maier-Reimer (1993) も同様な OGCM を用いている。Bacastow and Maier-Reimer (1990) を拡張している。炭素循環モデルは、HAMOCC3 ocean carbon cycle model である。Archer and Maier-Reimer (1994) も同様な OGCM を用いている。Archer (1991) を元にした CaCO<sub>3</sub> の堆積モデルを Hamburg Oceanic Carbon Cycle Model に結合し、coral reef 仮説についての検証を行っている。Archer (1996) も、CaCO<sub>3</sub> の堆積モデル (Emerson and Bender, 1981; Archer, 1991) を結合している。

Heinze (1999) は、10 層の堆積モデルを地球化学 OGCM(the Hamburg Oceanic Carbon Cycle Model) と結合した (HAMOCC2 ocean carbon cycle model)。オリジナルは、Bacastow and Maier-Reimer (1990) および Maier-Reimer and Bacastow (1990) である。化学的に相互作用する堆積層を三次元の炭素循環モデルを結合する初めての試みであった。計算したトレーサーは、固体: CaCO<sub>3</sub>, opal, organic carbon, clay で、液体: dissolved inorganic carbon, alkalinity, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, O<sub>2</sub>, Si(OH)<sub>4</sub> である。炭素同位体も同時に計算していた。AMOC の変化に対する CaCO<sub>3</sub> の応

答を調べた。

*Broecker and Clark (2001)* では、氷期-間氷期間の深層における炭酸イオンの分布の変化を調べた。

*Ridgwell (2001)* は、SUE carbon cycle framework を用いて、”open-topped” stack による堆積モデルを開発した。sediment sub-layer を考慮し、固体で埋められると buried record へ移行する。

*Ridgwell and Hargreaves (2007)*

*Ridgwell et al. (2007)* は、GENIE-1 Earth system model with 3D sediment geochemistry module を用いている。SEDGEM は *Ridgwell (2001)* を元にしている。

*Chikamoto et al. (2008)* は、AMOC の弱化に対する CaCO<sub>3</sub> と pCO<sub>2</sub> の応答を調べている。GENIE-1 を用いている。

*Ushie and Matsumoto (2012)* は shelf nutrient 仮説にアプローチしている。用いたモデルは Minnesota Earth System Model for Ocean biogeochemistry (MESMO 1.0) である。

### 1.2.3 最近の研究

- EMIC with ocean sediment models
  - DCESS (*Shaffer et al., 2008*)
  - UVic 2.9 (*Weaver et al., 2001*)
  - Bern3D-LPJ (*Ritz et al., 2011*)
  - *Roth et al. (2014)*
  - *Menviel et al. (2012)*
- LSG-OGCM/HAMOCC
  - *Butzin et al. (2011)*  
\* Miocene

- *Ilyina et al. (2013)*
- \* CMIP

# Chapter2 Methods

## 2.1 実験方法

### 2.1.1 ダストフラックス

海面に供給されるダストフラックスの分布は、モデル間で得られる結果に差があるため、ここでは4つの先行研究の結果を用いる (*Tegen et al.*, 1995; *Mahowald et al.*, 2006; *Mahowald*, 2011; *Takemura et al.*, 2005; *Lambert*, 2015)。*Takemura et al.* (2005, 2009) は、エアロゾル輸送・放射モデル SPRINTARS を用いている。*Lambert* (2015) は、DIRTMAP3 のステーションデータを補間して作成されたものである。

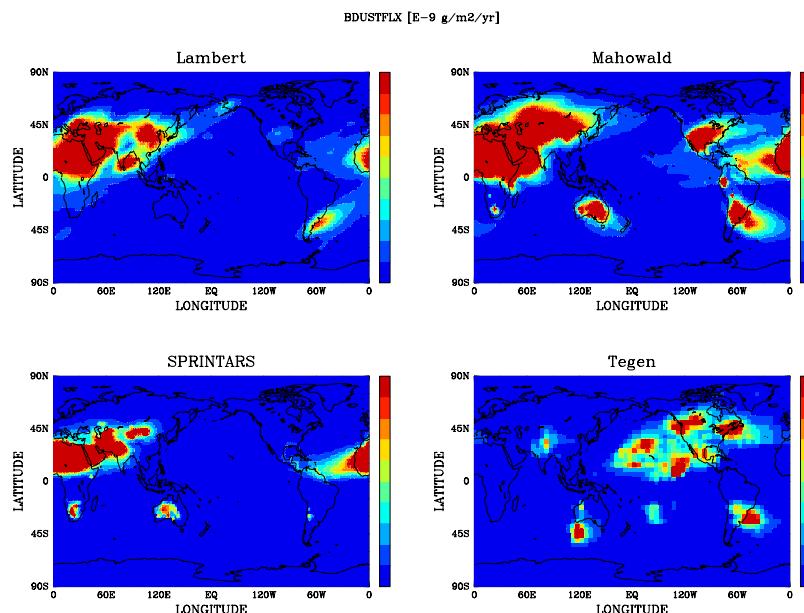


Figure 2.1.1: ダストフラックスの全休分布 ( $\text{g}/\text{m}^2/\text{yr}$ )。

### 2.1.2 有光層からの粒子の沈降フラックス

クロロフィルの衛星観測に基づき、有機炭素、炭酸カルシウム、オパールの沈降フラックスを推定する。衛星観測データは SeaWiFS の 1993–2002 年の 10 年分の月別平均値を用いる。

#### POC フラックス

水温の気候値とクロロフィルの衛星観測データより、基礎生産量を求めるモデルは、いくつかのタイプに分類され、推定モデルの複雑さにより、1) 波長分解モデル、2) 波長積分モデル、3) 時間積分モデル、4) 深度積分モデルと分類される。primary production algorithm round robin (PPARR) では、クロロフィルデータから一次生産量を推定するモデルの比較が行われた。PPARR2 に関する文献として、*Campbell et al. (2002)* が、PPARR3 に関する文献として、*Carr et al. (2006); Friedrichs et al. (2009)* が挙げられる。入力値として、衛星観測の海面クロロフィル、光合成有効放射 (Photosynthetically Available Radiation; PAR)、海面水温、混合層深度を用いる。

推定によく用いられる *Behrenfeld and Falkowski (1997)* のモデル Vertically Generalized Production Model (VGPM) は、深度積分モデルにあたり、以下のように一次生産量が推定される。

有光層内での POC の一次生産量は、

$$PP_{eu} = 0.66125 P_{opt}^B \frac{E_0}{E_0 + 4.1} Chl_{sat} Z_{eu} D_{IRR}$$

である。 $P_{opt}^B$  は単位時間あたりにクロロフィルが固定する炭素量 (mg C (mg Chl) $^{-1}$  hr $^{-1}$ )、 $E_0$  は光合成量子フラックス密度 (mol quota m $^{-2}$  day $^{-1}$ )、 $Z_{eu}$  は有光層の深さ (m)、 $D_{IRR}$  は日射時間 (decimal hour)  $Chl_{sat}$  は表層でのクロロフィル濃度 (mg Chl m $^{-3}$ ) である。 $Chl_{sat}$  より、有光層で鉛直積分したクロロフィル濃度  $Chl_{tot}$  は、

$$Chl_{tot} = 38.0(Chl_{sat})^{0.425} \quad (Chl_{sat} < 1.0)$$

$$Chl_{tot} = 40.2(Chl_{sat})^{0.507} \quad (Chl_{sat} \geq 1.0)$$

とできる。また、有光層の深さ  $Z_{eu}$  は、

$$Z_{eu} = 568.2(Chl_{tot})^{-0.746} \quad (z_{eu} \leq 102.0)$$

$$Z_{eu} = 200.0(Chl_{tot})^{-0.293} \quad (z_{eu} > 102.0)$$

とできる。ここで、 $P_{opt}^B$  については、いくつかの手法がある。*Behrenfeld and Falkowski (1997)* では、

$$\begin{aligned} P_{opt}^B &= 1.13 \quad (SST < -1.0) \\ P_{opt}^B &= 1.2956 + 2.7490 \times 10^{-1}T + 6.1700 \times 10^{-2}T^2 - 2.0500 \times 10^{-2}T^3 \\ &\quad + 2.4620 \times 10^{-3}T^4 - 1.3480 \times 10^{-4}T^5 + 3.4132 \times 10^{-6}T^6 - 3.2700 \times 10^{-8}T^7 \\ P_{opt}^B &= 4.00 \quad (SST > 28.5) \end{aligned}$$

となる。また、*Antoine and Morel (1996)* では、

$$P_{opt}^B = 1.54 \times 10^{0.0275T-0.07}$$

となる。また、*Kameda and Ishizaka (2005)* では、

$$\begin{aligned} P_{opt}^B &= 1.00 \quad (SST < 0.0) \\ P_{opt}^B &= \frac{7.10 \times 10^{-2}T - 3.20 \times 10^{-3}T^2 + 3.00 \times 10^{-5}T^3}{Chl_{tot}} \\ &\quad + 1.00 + 1.7 \times 10^{-1}T - 2.5 \times 10^{-3}T^2 + 8.0 \times 10^{-5}T^3 \end{aligned}$$

となる。T は表層水温 (°C) である。

*Carr (2002)* は、*Howard and Yoder (1997)* のモデルを修正した形で一次生産を求めていている。*Howard and Yoder (1997)* では、VGPM の  $P_{opt}$  に対応する最大光合成速度  $P_{max}$  を用いる。

$$\begin{aligned} \mu &= 10^{0.0275T-0.07} \\ P_{max} &= (2^\mu - 1) * (C/Chl) \end{aligned}$$

である。ここで、C/Chl はクロロフィルに対する炭素の存在比で、30 を用いる。混合層内の PAR は、

$$E_D = \frac{E_0(1 - \exp(-K_{PAR}D))}{K_{PAR}D}$$

である。ここで、 $E_0$  は放射照度 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) であり、減衰係数  $K_{PAR}$  は、*Nelson and Smith (1991)* より、

$$K_{PAR} = 0.04 + 0.0088C_{sat} + 0.054C_{sat}^{0.66}$$

である。積分に用いる有光層の深さ D は、*Riley (1957)* より、

$$D = -\frac{\ln(0.01)}{K_{PAR}}$$

となる。以上より、平均の一次生産量は、

$$PP_{eu} = C_{sat} \left( \frac{P_{max} E_D}{P_{max}/\alpha + E_D} \right)$$

となる。ここで、 $\alpha$  は光合成-光曲線(P-I 曲線)の立ち上がり勾配で、 $2.64 \text{ mgC (mgChl day Wm}^{-2}\text{)}^{-1}$  である (Platt *et al.*, 1991)。

Behrenfeld and Falkowski (VGCM model)

- $NPP = f(Chla, PAR, P_{opt}^B)$
- Integrated over the Euphotic zone (1%)
- $P_{opt}^B = f(SST)$  7th order polynomial

Howard, Yoder, and Ryan (HYR model)

- $NPP = f(Chla, PAR, P_{max})$
- Integrated over the upper Mixed Layer Depth (MLD)
- $P_{max}(Platt) = f(SST)$  Eppley Peterson exponential

Dunne *et al.* (2005) の方法により、エクスポート生産と一次生産との比  $pe_r$  は、

$$pe_r = -0.0078 \times T + 0.0806 \times \ln(Chl^{sat}) + 0.433 \quad (\text{Sarmiento and Gruber (2006)})$$

$$pe_r = -0.0081 \times T + 0.0806 \times \ln(Chl^{sat}) + 0.426 \quad (\text{(Dunne et al. (2007))})$$

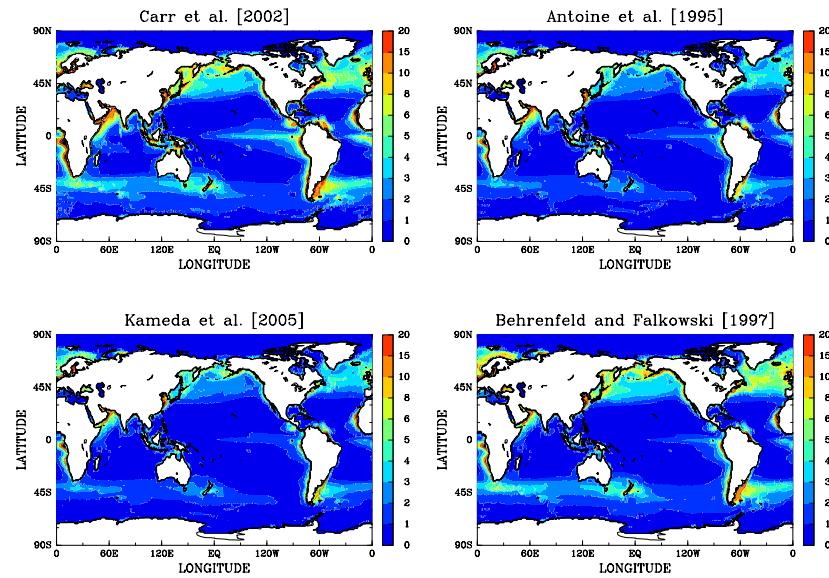
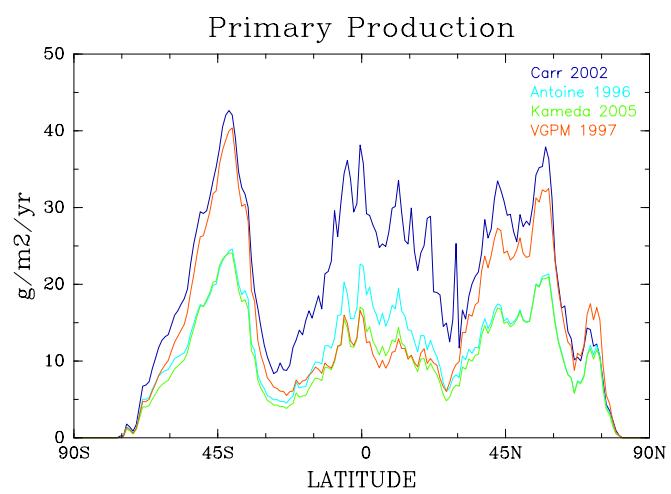
となる。ただし、PE ratio は、 $0.04 \leq pe_r \leq 0.72$  の範囲にあるものとする。したがって、POC のエクスポートフラックスは、

$$EP = pe_r PP_{eu}$$

となり算出される。

### CaCO<sub>3</sub> フラックス、Opal フラックス

POC フラックスから、CaCO<sub>3</sub> および Opal の沈降フラックスを見積もる。

Figure 2.1.2: ダストフラックスの全休分布 ( $\text{g}/\text{m}^2/\text{yr}$ )。Figure 2.1.3: ダストフラックスの全休分布 ( $\text{g}/\text{m}^2/\text{yr}$ )。

*Siddall et al. (2005)* の方法を示す。生物起源オパールのポテンシャルフラックス  $P_{opal}$  は、

$$P_{opal} = r_{opal} \int_{z=200}^{z=0} R \frac{[Si]^2}{[Si] + [Si_0]} dz$$

である。 $r_{opal}$  は観測された生物起源オパールの溶解/生成比であり、高緯度では 0.5 となる。 $[Si_0]$  は、 $0.004 \text{ mol m}^{-3}$  とし、 $R$  はケイ酸の最大取り込み率で、 $0.015 \text{ yr}^{-1}$  とする。炭酸カルシウム殻のポテンシャルフラックスは、

$$P_{car} = r_{car} P \frac{c_1 \exp(c_2(T_{Lev} - T_r))}{1 + c_1 \exp(c_2(T_{Lev} - T_r))}$$

$T_{Lev}$  は表層 200m の平均水温で、 $P$  はエクスポートフラックス、 $r_{car}$  は全フラックスに対する炭酸カルシウムの生成比である。 $T_r = 10^\circ\text{C}$ ,  $c_1 = 1$ ,  $c_2 = 0.6^\circ\text{C}$ ,  $r_{car} = 0.096$  とする。実際のオパールと炭酸カルシウムのフラックスは、

$$F_{opal} = \frac{P_{opal}^2}{P_{opal} + P_{car}}$$

$$F_{car} = \frac{P_{car}^2}{P_{opal} + P_{car}}$$

により得られる。

*Sarmiento et al. (2002)* および *Sarmiento et al. (2004)* では、観測に基づき、有機炭素に対する炭酸カルシウムの沈降比およびケイ素と窒素の沈降比が、海域ごとに見積もられている (Table)。本研究では、これを用いて  $\text{CaCO}_3$  と Opal の沈降フラックスを導く。

### 2.1.3 粒子の堆積層における質量パーセント

*Seiter et al. (2004)* の分布を参考にする。POC は沿岸で堆積する割合が大きく、10% 程度に達する。 $\text{CaCO}_3$  は南半球で卓越し、80% 程度に達する。北太平洋では、堆積割合が小さい。Opal は南大洋で卓越、東部太平洋赤道域でも 30% 程度に達する。

### 2.1.4 河川フラックス

*Sarmiento and Gruber (2006)* より、河川に溶存する元素量と河川流量から、大まかな見積もりが可能である。リン、カルシウム、ケイ素の溶存量は、それぞ

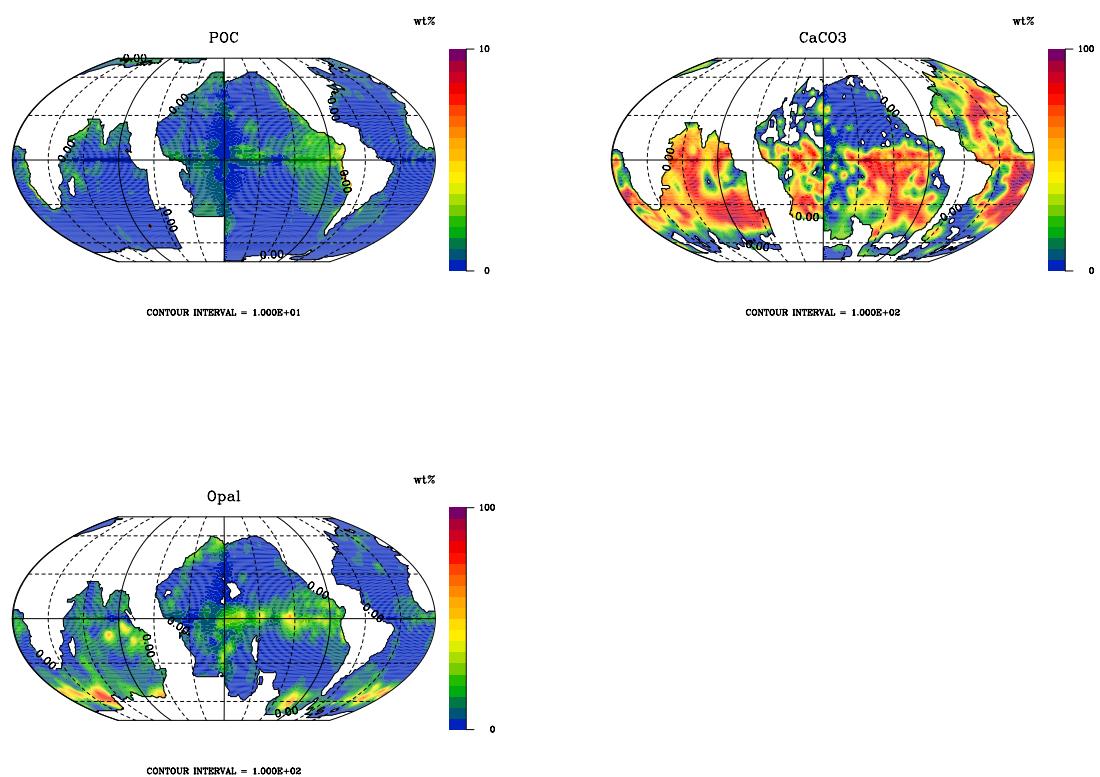


Figure 2.1.4: Seiter *et al.* (2004) より各粒子の質量パーセント。

Table 2.1: *Dunne et al.* (2007) より、有機炭素に対する炭酸カルシウムの沈降比およびケイ素と窒素の沈降比

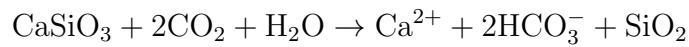
Region	Atlantic	Indian	Pacific
<i>Ca : C<sub>org</sub></i>			
Subpolar gyre (> 45°N)	0.023±0.020		0.061±0.007
Subtropical gyre (15°–45°N)	0.014±0.019	0.027±0.017	0.048±0.011
Equatorial (15°S–15°N)	0.084±0.005	0.099±0.004	0.087±0.005
Subtropical gyre (45°–15°S)	0.066±0.016	0.099±0.014	0.045±0.017
Southern Ocean (< 45°S)	0.018±0.009	0.018±0.009	0.018±0.009
<i>Si : N</i>			
Subpolar gyre (> 45°N)	0.54±0.02		1.97±0.05
Subtropical gyre (15°–45°N)	0.30±0.02	1.13±0.07	0.91±0.04
Equatorial (15°S–15°N)	0.31±0.01	0.91±0.02	0.75±0.02
Subtropical gyre (45°–15°S)	0.33±0.01	0.40±0.03	0.37±0.06
Subtropical gyre (50°–45°S)	0.91±0.06	1.30±0.15	0.40±0.03
Southern Ocean (55°–50°S)	3.01±0.11	3.62±0.16	1.27±0.10
Southern Ocean (60°–55°S)	4.19±0.11	5.08±0.18	3.03±0.16
Southern Ocean (65°–60°S)	4.94±0.13	5.23±0.07	4.40±0.13
Southern Ocean (70°–65°S)	5.59±0.19	4.00±0.30	3.98±0.10
Southern Ocean (< 70°S)	3.82±0.39		0.58±0.11

$P_{dissol} = 1,300 \mu\text{mol}/\text{m}^3$ ,  $\text{Ca}_{dissol} = 364,000 \mu\text{mol}/\text{m}^3$ ,  $\text{Si}_{dissol} = 193,000 \mu\text{mol}/\text{m}^3$  である。また、河川流量は、 $v_{river} = 3.7 \times 10^{13} \text{m}^3/\text{yr}$  である。よって、各元素の河川からの流入量は、それぞれ  $P_{river} = 4.81 \times 10^{10} \text{ mol/yr}$ ,  $\text{Ca}_{river} = 1.34 \times 10^{13} \text{ mol/yr}$ ,  $\text{Si}_{river} = 7.14 \times 10^{12} \text{ mol/yr}$  である。

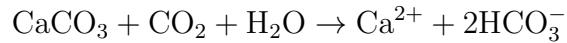
その他先行研究から、各元素の河川流入量が見積もられている。

リンに関しては、Paytan and McLaughlin [2007], Compton et al. [2000] によると、 $P_{particle}$  が  $30\text{--}53 \times 10^{10} \text{ mol/yr}$ ,  $P_{dissolved}$  が  $0.6\text{--}1.3 \times 10^{10} \text{ mol/yr}$  であり、合わせて  $31\text{--}54 \times 10^{10} \text{ mol/yr}$  としている。Benitez-Nelson [2000] によると、 $33 \times 10^{10} \text{ mol/yr}$  である。

陸上で風化作用を受ける岩石として、珪酸塩鉱物と炭酸塩岩が挙げられる。珪酸塩鉱物の反応は、



であり、大気中二酸化炭素を 2 mol 消費する。炭酸塩岩の反応は、



であり、大気中二酸化炭素を 1 mol 消費する。右辺のイオンは海水中に流入し、



上記のような反応により炭酸塩を生成する。地表における珪酸塩鉱物の化学的風化と、海洋における炭酸塩の沈殿により、大気中二酸化炭素が大気-海洋系から除去される。

Carter et al., [2014]; Cai et al., [2008]; Ludwig et al., [1998] によると、河川を通じて海洋に流入する炭素は、 $C_{total}$  が  $60 \times 10^{12} \text{ mol/yr}$  であり、そのうち炭酸塩岩石の溶解が  $8 \times 10^{12} \text{ mol/yr}$  で、その他の作用によるものが  $52.1 \times 10^{12} \text{ mol/yr}$  である。内訳は、DOC が  $17.1 \times 10^{12} \text{ mol/yr}$ 、POC が  $15.6 \times 10^{12} \text{ mol/yr}$ 、 $\text{HCO}_3^-$  が  $19.4 \times 10^{12} \text{ mol/yr}$  である。また、Mackenzie et al., [2004] では、有機炭素 (DOC+POC) の流入量を、 $41.7 \times 10^{12} \text{ mol/yr}$  としている。

### 2.1.5 粒子の沈降フラックスの制限

粒子の沈降フラックスと堆積物中の質量パーセントの分布から、データの妥当性を考える。堆積層上部 (0–10 cm) における POC,  $\text{CaCO}_3$ , Opal および Clay の堆積量を、それぞれ  $S_{POC}, S_{\text{CaCO}_3}, S_{Opal}, S_{Clay}$  とする。また、粒子の質量パーセントを、それぞれ  $Wt_{POC}, Wt_{\text{CaCO}_3}, Wt_{Opal}, Wt_{Clay}$  とする。堆積層上部の全堆積量を  $B$  とすると、

$$\begin{aligned} S_{POC} &= Wt_{POC} \cdot B \\ S_{\text{CaCO}_3} &= Wt_{\text{CaCO}_3} \cdot B \\ S_{Opal} &= Wt_{Opal} \cdot B \\ S_{Clay} &= Wt_{Clay} \cdot B \\ B &= S_{POC} + S_{\text{CaCO}_3} + S_{Opal} + S_{Clay} \end{aligned}$$

となる。堆積層への沈降フラックスを、それぞれ  $F_{POC}, F_{\text{CaCO}_3}, F_{Opal}, F_{Clay}$  とする。また、堆積層上部で溶解する割合を、それぞれ  $R_{POC}, R_{\text{CaCO}_3}, R_{Opal}, R_{Clay}$  とする。堆積層の 10 cm における鉛直流速を  $w$  とすると、

$$\begin{aligned} S_{POC} \cdot w &= (1 - R_{POC}) \cdot F_{POC} \\ S_{\text{CaCO}_3} \cdot w &= (1 - R_{\text{CaCO}_3}) \cdot F_{\text{CaCO}_3} \\ S_{Opal} \cdot w &= (1 - R_{Opal}) \cdot F_{Opal} \\ S_{Clay} \cdot w &= (1 - R_{Clay}) \cdot F_{Clay} \end{aligned}$$

となる。以上より、

$$\begin{aligned}Wt_{POC} \cdot (Bw) &= (1 - R_{POC}) \cdot F_{POC} \\Wt_{CaCO_3} \cdot (Bw) &= (1 - R_{CaCO_3}) \cdot F_{CaCO_3} \\Wt_{Opal} \cdot (Bw) &= (1 - R_{Opal}) \cdot F_{Opal} \\Wt_{Clay} \cdot (Bw) &= F_{Clay}\end{aligned}$$

つまり、

$$\begin{aligned}(1 - R_{POC}) &= Wt_{POC} \cdot (Bw) / F_{POC} \therefore Wt_{POC} / Wt_{Clay} \cdot F_{Clay} / F_{POC} \\(1 - R_{CaCO_3}) &= Wt_{CaCO_3} \cdot (Bw) / F_{CaCO_3} \therefore Wt_{CaCO_3} / Wt_{Clay} \cdot F_{Clay} / F_{CaCO_3} \\(1 - R_{Opal}) &= Wt_{Opal} \cdot (Bw) / F_{Opal} \therefore Wt_{Opal} / Wt_{Clay} \cdot F_{Clay} / F_{Opal}\end{aligned}$$

となる。

## 参考文献

- Anderson, L. A. and J. L. Sarmiento (1995), Global ocean phosphate and oxygen simulations, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 9(4), 621–636, doi: 10.1029/95GB01902
- Anderson, T. R. (2005), Plankton functional type modelling: Running before we can walk?, *J. Plankton Res.*, 27(11), 1073–1081, doi: 10.1093/plankt/fbi076
- Antoine, D. and A. Morel (1996), Oceanic primary production: I. Adaptation of a spectral lightphotosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(1), 43–55, doi: 10.1029/95GB02831
- Archer, D. E. (1991), Modeling the calcite lysocline, *J. Geophys. Res.*, 96(C9), 17037, doi: 10.1029/91JC01812
- Archer, D., M. Lyle, K. Rodgers, and P. Froelich (1993), What Controls Opal Preservation in Tropical Deep-Sea Sediments?, *Paleoceanography*, 8(1), 7–21, doi: 10.1029/92PA02803
- Archer, D. and E. Maier-Reimer (1994), Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO<sub>2</sub> concentration, *Nature*, 367(), 260–263, doi: 10.1038/367260a0
- Archer, D. (1996), A data-driven model of the global calcite lysocline, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(3), 511–526, doi: 10.1029/96GB01521
- Archer, D., H. Kheshgi, and E. Maier-Reimer (1997), Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO<sub>2</sub>, *Geophys. Res. Lett.*, 24(4), 405–408, doi: 10.1029/97GL00168
- Archer, D. E., J. L. Morford, and S. R. Emerson (2002), A model of suboxic sedimentary diagenesis suitable for automatic tuning and gridded global domains, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 16(1), 1017, doi: 10.1029/2000GB001288
- Archer, D. E., P. A. Martin, J. Milovich, V. Brovkin, G. -K. Plattner, and C. Ashendel (2003), Model sensitivity in the effect of Antarctic sea ice

and stratification on atmospheric  $p\text{CO}_2$ , *Paleoceanography*, 18(1), 1012, doi: 10.1029/2002PA000760

Aumont, O., E. Maier-Reimer, S. Blain, and P. Monfray (2003), An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P colimitations, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 17(2), 1060, doi: 10.1029/2001GB001745

Bacastow, R. and E. Maier-Reimer (1990), Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Clim. Dyn.*, 4(2), 95–125, doi: 10.1007/BF00208905

Bacastow, R. and E. Maier-Reimer (1991), Dissolved organic carbon in modeling oceanic new production, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 5(1), 71–85, doi: 10.1029/91GB00015

Berner, R. A. (1980), Early Diagenesis: A Theoretical Approach, *Princeton University Press*, 241 pp., doi:

Berner, R. A., A. C. Lasaga, and R. M. Garrels (1983), The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years, *Am. J. Sci.*, 283(7), 641–683, doi: 10.2475/ajs.283.7.641

Behrenfeld, M. J. and P. G. Falkowski (1997), Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration, *Limnol. Oceanogr.*, 42(1), 1–20, doi: 10.4319/lo.1997.42.1.0001

Boudreau, B. P. (1997), Diagenetic models and their implementation, 414pp., Springer-Verlag

Boyle, E. A. (1988), The role of vertical chemical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide, *J. Geophys. Res.*, 93(C12), 15701–15714, doi: 10.1029/JC093iC12p15701

Broecker, W. S. and T. Takahashi (1978), Neutralization of fossil fuel  $\text{CO}_2$  by marine calcium carbonate, In The Fate of Fossil Fuel  $\text{CO}_2$  in the Oceans, 213–248, Plenum Press, New York

Broecker, W. S. and T. -H. Peng (1982), Tracers in the Sea, 690pp., Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York

Broecker, W. S. and E. Clark (2001), Glacial-to-Holocene redistribution of carbonate ion in the deep sea, *Science*, 294(5549), 2152–2155, doi: 10.1126/science.1064171

Butzin, M., G. Lohmann, and T. Bickertl (2011), Miocene ocean circulation inferred from marine carbon cycle modeling combined with benthic isotope records, *Paleoceanography*, 26(1), PA1203, doi: 10.1029/2009PA001901

Campbell, J., D. Antoine, R. Armstrong, K. Arrigo, W. Balch, R. Barber, M. Behrenfeld, R. Bidigare, J. Bishop, M. -E. Carr, W. Esaias, P. Falkowski, N. Hoepffner, R. Iverson, D. Kiefer, S. Lohrenz, J. Marra, A. Morel, J. Ryan, V. Vedernikov, K. Waters, C. Yentsch, and J. Yoder (2002), Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 16(3), 9-1-9-15, doi: 10.1029/2001GB001444

Carr, M. -E. (2002), Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing, *Deep-Sea Res.*, 49(1-3), 59-80, doi: 10.1016/S0967-0645(01)00094-7

Carr, M. -E., M. A. M. Friedrichs, M. Schmeltz, M. N. Aita, D. Antoine, K. R. Arrigo, I. Asanuma, O. Aumont, R. Barber, M. Behrenfeld, R. Bidigare, E. T. Buitenhuis, J. Campbell, A. Ciotti, H. Dierssen, M. Dowell, J. Dunne, W. Esaias, B. Gentili, W. Gregg, S. Groom, N. Hoepffner, J. Ishizaka, T. Kameda, C. Le Qur, S. Lohrenz, J. Marra, F. Mlin, J. Moore, A. Morel, T. E. Reddy, J. Ryan, M. Scardi, T. Smyth, K. Turpie, G. Tilstone, K. Waters, and Y. Yamanaka (2006), A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color, *Deep-Sea Res.*, 49(13-14), 2713-2745, doi: 10.1016/S0967-0645(02)00055-3

Chikamoto, M. O. and Y. Yamanaka (2005), Sedimentary responses to an abrupt change of biogenic silica flux by a sediment model for long timescale simulations, *J. Oceanogr.*, 61(4), 733-746, doi: 10.1007/s10872-005-0080-9

Chikamoto, M. O., K. Matsumoto, and A. Ridgwell (2008), Response of deep-sea CaCO<sub>3</sub> sedimentation to Atlantic meridional overturning circulation shutdown, *J. Geophys. Res.*, 113(G3), G03017, doi: 10.1029/2007JG000669

Chikamoto, M. O., K. Matsumoto, and Y. Yamanaka (2009), Influence of export rain ratio changes on atmospheric CO<sub>2</sub> and sedimentary calcite preservation, *J. Oceanogr.*, 65(2), 209-221, doi: 10.1007/s10872-009-0020-1

Delaney, M. L. and E. A. Boyle (1988), Tertiary paleoceanic chemical variability: Unintended consequences of simple geochemical models, *Paleoceanography*, 3(2), 137-156, doi: 10.1029/PA003i002p00137

- Dunne, J. P., R. A. Armstrong, A. Gnanadesikan, and J. L. Sarmiento (2005), Empirical and mechanistic models for the particle export ratio, *Glob. Biogeochem Cycles*, 19(4), GB4026, doi: 10.1029/2004GB002390
- Dunne, J. P., J. L. Sarmiento, and A. Gnanadesikan, (2007), A synthesis of global particle export from the surface ocean and cycling through the ocean interior and on the seafloor, *Glob. Biogeochem Cycles*, 21(4), GB4006, doi: 10.1029/2006GB002907
- Emerson, S. and M. L. Bender (1981), Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep sea: calcium carbonate preservation, *J. Mar. Res.*, 39(), 139–162, doi:
- England, M. H. (1995), Using chlorofluorocarbons to assess ocean climate models, *Geophys. Res. Lett.*, 22(22), 3051–3054, doi: 10.1029/95GL02670
- Feldman, G., N. Kuring, C. Ng, W. Esaias, C. McClain, J. Elrod, N. Maynard, D. Endres, R. Evans, J. Brown, S. Walsh, M. Carle, and G. Podesta (1989), Ocean color: Availability of the global data set, *Eos Trans.*, 70(23), 634–641, doi: 10.1029/89EO00184
- Friedrichs, M. A. M., M. -E. Carr, R. T. Barber, M. Scardi, D. Antoine, R. A. Armstrong, I. Asanuma, M. J. Behrenfeld, E. T. Buitenhuis, F. Chai, J. R. Christian, A. M. Ciotti, S. C. Doney, M. Dowell, J. Dunne, B. Gentili, W. Gregg, N. Hoepffner, J. Ishizaka, T. Kameda, I. Lima, J. Marra, F. Mlin, J. K. Moore, A. Morel, R. T. O’Malley, J. O'Reilly, V. S. Saba, M. Schmeltz, T. J. Smyth, J. Tjiputra, K. Waters, T. K. Westberry, and A. Winguth (2009), Assessing the uncertainties of model estimates of primary productivity in the tropical Pacific Ocean, *J. Marine Sci.*, 76(1–2), 113–133, doi: 10.1016/j.jmarsys.2008.05.010
- Heinze, C., E. Maier-Reimer, and K. Winn (1991), Glacial  $p\text{CO}_2$  reduction by the world ocean: Experiments with the Hamburg carbon cycle model, *Paleoceanography*, 6(4), 395–430, doi: 10.1029/91PA00489
- Heinze, C. (1999), A global oceanic sediment model for long-term climate studies, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 13(1), 221–250, doi:10.1029/98GB02812
- Hensen, C., H. Landenberger, M. Zabel, and H. D. Schulz (1998), Quantification of diffusive benthic fluxes of nitrate, phosphate, and silicate in the southern Atlantic Ocean, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 12(1), 193–210, doi: 10.1029/97GB02731

Howard, K. L., and J. A. Yoder (1997), Contribution of the subtropical ocean to global primary primary production, in Space Remote Sensing of the Subtropical Oceans, edited by C. -T. Liu, 157–168, Pergamon, New York, 1997.

Ilyina, T., K. D. Six, J. Segschneider, E. Maier-Reimer, H. Li, and I. Núñez-Riboni (2013), Global ocean biogeochemistry model HAMOCC: Model architecture and performance as component of the MPI-Earth system model in different CMIP5 experimental realizations, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5(2), 287–315, doi: 10.1029/2012MS000178

Jahnke, R. A. (1996), The global ocean flux of particulate organic carbon: Areal distribution and magnitude, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(1), 71–88, doi: 10.1029/95GB03525

Kameda, T. and J. Ishizaka (2005), Size-fractionated primary production estimated by a two-phytoplankton community model applicable to ocean color remote sensing, *J. Oceanogr.*, 61(4), 663–672, doi: 10.1007/s10872-005-0074-7

Klaas, C. and D. E. Archer (2002), Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea: Implications for the rain ratio, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 16(4), 1116, doi: 10.1029/2001GB001765

Keir, R. S. (1980), The dissolution kinetics of biogenic calcium carbonates in seawater, *Geochim Cosmochim. Acta.*, 44(2), 241–252, doi: 10.1016/0016-7037(80)90135-0

Lambert, F., A. Tagliabue, G. Shaffer, F. Lamy, G. Winckler, L. Farias, L. Gallardo, and R. De Pol-Holz (1980), Dust fluxes and iron fertilization in Holocene and Last Glacial Maximum climates, *Geophys. Res. Lett.*, 42(), 6014–6023, doi: 10.1002/2015GL064250

Laws, E. A., P. G. Falkowski, W. O. Smith Jr., H. Ducklow, and J. J. McCarthy (2000), Temperature effects on export production in the open ocean, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 14(4), 1231–1246, doi: 10.1029/1999GB001229

Lasaga, A. C., R. A. Berner, and R. M. Garrels (1985), An improved geochemical model of atmospheric CO<sub>2</sub> fluctuations over the past 100 million years, In The Carbon Cycle and Atmospheric CO: Natural Variations Archean to Present, American Geophysical Union, Washington, D. C., doi: 10.1029/GM032p0397

Mahowald, N. M. D. R. Muhs, S. Levis, P. J. Rasch, M. Yoshioka, C. S. Zender, and C. Luo (2006), Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate:

Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(D10), D10202, doi: 10.1029/2005JD006653

Mahowald, N. (2011), Aerosol indirect effect on biogeochemical cycles and climate., *Science*, 334(6057), 794–796, doi: 10.1126/science.1207374

Maier-Reimer, E. and K. Hasselmann (1987), Transport and storage of CO<sub>2</sub> in the ocean — an inorganic ocean-circulation carbon cycle model, *Clim. Dyn.*, 2(2), 63–90, doi: 10.1007/BF01054491

Maier-Reimer, E. and R. Bacastow (1990), Modelling of geochemical tracers in the ocean, In Climate-Ocean Interaction, 233–267, Springer Netherlands, doi: 10.1007/978-94-009-2093-4\_13

Maier-Reimer, E. (1993), Geochemical cycles in an ocean general circulation model. Preindustrial tracer distributions, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 7(3), 645–677, doi: 10.1029/93GB01355

Martin, J. H. G. A. Knauer, D. M. Karl, and W. W. Broenkow (1987), VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific, *Deep-Sea Res.*, 34(2), 267–285, doi: 10.1016/0198-0149(87)90086-0

Menviel, L., A. Timmermann, O. Elison Timm, A. Mouchet, A. Abe-Ouchi, M. O. Chikamoto, N. Harada, R. Ohgaito, and Y. Okazaki (2012), Removing the North Pacific halocline: Effects on global climate, ocean circulation and the carbon cycle, *Deep-Sea Res.*, 61–64(), 106–113, doi: 10.1016/j.dsr2.2011.03.005

Moore, J. K., S. C. Doney, and K. Lindsay (2004), Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 18(4), GB4028, doi: 10.1029/2004GB002220

Munhoven, G. and L. M. François (1996), Glacial-interglacial variability of atmospheric CO<sub>2</sub> due to changing continental silicate rock weathering: A model study, *J. Geophys. Res.*, 101(D16), 21423–21437, doi: 10.1029/96JD01842

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, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 6(1), 45–76, doi: 10.1029/91GB02718

Nelson, D. M., and W. O. Smith (1991), Sverdrup revisited: Critical depths, maximum chlorophyll levels, and the control of Southern Ocean productivity by the irradiance-mixing regime, *Limnol. Oceanogr.*, 36(8), 1650–1661, doi: 10.4319/lo.1991.36.8.1650

- Oschlies, A. and Garçon, V. (1999) An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic. 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 13(1), 135–160, doi: 10.1029/98GB02811
- Palmer, J. R. and I. J. Totterdell (2001), Production and export in a global ecosystem model, *Deep-Sea Res.*, 48(5), 1169–1198, doi: 10.1016/S0967-0637(00)00080-7
- Parekh, P., S. Dutkiewicz, M. J. Follows, and T. Ito (2006), Atmospheric carbon dioxide in a less dusty world, *Geophys. Res. Lett.*, 33(3), L03610, doi: 10.1029/2005GL025098
- Platt, T., C. Caverhill, and S. Sathyendranath (1991), Basin-scale estimates of oceanic primary production by remote sensing: The North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 96(C8), 15147–15159, doi: 10.1029/91JC01118
- Ridgwell, A. J. (2001), Glacial-interglacial perturbations in the global carbon cycle, PhD Thesis, University of East Anglia, Norwich, UK, 134pp.
- Ridgwell, A. J., A. J. Watson, and D. E. Archer (2002), Modeling the response of the oceanic Si inventory to perturbation, and consequences for atmospheric CO<sub>2</sub>, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 16(4), 1071, doi: 10.1029/2002GB001877
- Ridgwell, A. J. and J. C. Hargreaves (2007), Regulation of atmospheric CO<sub>2</sub> by deep-sea sediments in an Earth system model, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 21(2), GB2008, doi: 10.1029/2006GB002764
- Ridgwell, A., J. C. Hargreaves, N. R. Edwards, J. D. Annan, T. M. Lenton, R. Marsh, A. Yool, and A. Watson (2007), Marine geochemical data assimilation in an efficient Earth System Model of global biogeochemical cycling, *Biogeosciences*, 4(1), 87–104, doi: 10.5194/bg-4-87-2007
- Riley, G. A. (1957), Phytoplankton of the North Central Sargasso Sea, 195052, *Limnol. Oceanogr.*, 2(3), 252–270, doi: 10.1002/lno.1957.2.3.0252
- Ritz, S. P., T. F. Stocker, and F. Joos (2011), A coupled dynamical ocean-energy balance atmosphere model for paleoclimate studies, *J. Climate*, 24(2), 349–375, doi: 10.1175/2010JCLI3351.1
- Roth, R., S. P. Ritz, and F. Joos (2014), Burial-nutrient feedbacks amplify the sensitivity of atmospheric carbon dioxide to changes in organic matter remineralisation, *Earth Syst. Dynam.*, 5(2), 321–343, doi: 10.5194/esd-5-321-2014

- Sarmiento, J. L., J. C. Orr, and U. Siegenthaler (1992), A perturbation simulation of CO<sub>2</sub> uptake in an ocean general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 97(C3), 3621–3645, doi: 10.1029/91JC02849
- Sarmiento, J. L. J. Dunne, A. Gnanadesikan, R. M. Key, K. Matsumoto, and R. Slater (2002), A new estimate of the CaCO<sub>3</sub> to organic carbon export ratio, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 16(4), 1107, doi: 10.1029/2002GB001919
- Sarmiento, J. L. N. Gruber, N. A. Brzezinski, and J. P. Dunne (2004), High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity, *Nature*, 427(6969), 56–60, doi: 10.1038/nature10605
- Sarmiento, J. L. and N. Gruber, (2006), Ocean Biogeochemical Cycles, pp. 526, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.
- Seiter, K., C. Hensen, J. Schroter, and M. Zabel (2004), Organic carbon content in surface sediments? defining regional provinces, *Deep-Sea Res.*, 51(12), 2001–2026, doi: 10.1016/j.dsr.2004.06.014
- Shaffer, G., S. Malskær Olsen, and J. O. Pepke Pedersen (2008), Presentation, calibration and validation of the low-order, DCESS Earth System Model (Version 1), *Geosci. Model Dev.*, 1(1), 17–51, doi: 10.5194/gmd-1-17-2008
- Siddall, M., G. M. Henderson, N. R. Edwards, M. Frank, S. A. Müller, T. F. Stocker, and F. Joos (2005), <sup>231</sup>Pa/<sup>230</sup>Th fractionation by ocean transport, biogenic particle flux and particle type, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237(1–2), 135–155, doi: 10.1016/j.epsl.2005.05.031
- Takemura, T., T. Nozawa, S. Emori, T. Y. Nakajima, and T. Nakajima (2005), Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model, *J. Geophys. Res.*, 110, D02202, doi:10.1029/2004JD005029
- Takemura, T., M. Egashira, K. Matsuzawa, H. Ichijo, R. O’ishi, and A. Abe-Ouchi (2009), A simulation of the global distribution and radiative forcing of soil dust aerosols at the Last Glacial Maximum, *Atmos. Chem. Phys.*, 9(9), 3061–3073, doi: 10.5194/acp-9-3061-2009
- Tegen, I. and I. Fung (1995), Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100(D9), 18707–18726, doi: 10.1029/95JD02051
- Ullman, W. J. and R. C. Aller (1982), Diffusion coefficients in nearshore marine sediments, *Limnol. Oceanogr.*, 27(3), 552–556, doi: 10.4319/lo.1982.27.3.0552

Ushie, H. and K. Matsumoto (2012), Earth system model,glacial-interglacial cycles, $p\text{CO}_2$ ,shelf-nutrient hypothesis Diffusion coefficients in nearshore marine sediments, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 26(2), 1–10, doi: 10.1029/2011GB004147

Van Cappellen, P. and J. -F. Gaillard (1996), Biogeochemical dynamics in aquatic sediments: Novel Laboratory and Field-based Approaches, *Rev. Min. Geochem.*, 34(), 335–376, doi:

Weaver, A. J., M. Eby, E. C. Wiebe, C. M. Bitz, P. B. Duffy, T. L. Ewen, A. F. Fanning, A. Macfadyen, H. D. Matthews, K. J. Meissner, O. Saenko, A. Schmittner, H. Wang, and M. Yoshimori (2001) The UVic earth system climate model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates, *Atmosphere-Ocean*, 39(4), 361–428, doi: 10.1080/07055900.2001.9649686

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, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(2), 361–382, doi: 10.1029/96GB00634

Yamanaka, Y. and E. Tajika (1997), Role of dissolved organic matter in the marine biogeochemical cycle: Studies using an ocean biogeochemical general circulation model, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 11(4), 599–612, doi: 10.1029/97GB02301