

海洋表層における物質循環研究 1

—炭素から微量金属へ—

川 幡 穂 高^{1), 2), 3)}

1. はじめに

温度は地球環境を決定する最も重要なパラメーターである。地球上で最も温かい海水はインドネシア多島海のあたりに存在している。この周辺海域および陸地では、蒸発量が多いため降水が多く、陸から海への物質の供給も世界の中でも最も活発な地域となっている。また、海水のほとんどは中深層に存在しているが、その中深層水の循環は主に水温と塩分で支配されている。一方、気温は降水と並んで陸地でも最も基本的な気候要素である。また、生物もその代謝活動が生物化学的の反応で維持されているので生物にとっても温度は根本的なパラメーターである。実際、変温動物の活動は体温によって大いに規制され、その行動が低温時ににぶくなる。

このように温度というものは、地球環境にとって最も基本的な支配因子となっている。地球と隣の金星と火星との比較はこの点で重要な示唆を与える。すなわち金星では、太陽に面した赤道域で350℃を越える程高温な惑星となってしまっているのに対し、火星は氷点下という非常に冷たい惑星となってしまっている。しかしながら、地球では生物を構成するたんぱく質の耐性などを考慮しても、地球表層はほぼ完璧な位適当な温度となっている。これは、大気中の適度な二酸化炭素濃度の結果である。金星は太陽に対して地球より少し内側を公転しているが、金星が灼熱の地獄となっているのは、大気圧が90気圧そして二酸化炭素濃度が95%ということで、強烈な温室効果が効いていることに負っている。一方、火星の大気は、この惑星が小さいことから大気を維持するのが難しく、大気層が非常に薄くなっており、これにより温室効果は非常に減じているということになる。地球の

場合には氷期・間氷期という自然のサイクルでの平均大気中二酸化炭素濃度は250ppmとなり、地球と太陽との距離ともあわせて平均気温20℃前後、すなわち、地球全体としてみると、水が極域で固相、海洋で液相、そして、大気中で気相となるという、偶然ではあるものの生物の発達に好条件を提供してきたといえる。ちなみに地球表層を支配する最も重要な物質である水、[H₂O]は液体の状態で物質を溶解させるという能力が高いという点で非常に特殊な物質である。また、水蒸気は二酸化炭素とともに温室効果が非常に高い温室効果気体である。

この10余年、地球温暖化問題とともに「地球表層の炭素循環」が注目をあびてきた。私達も持っているデータセットは、将来を定量的に推定するには依然として不十分ではあるものの、かなりの進展があった。この炭素循環に微量無機成分は深く関与してきている。海洋における両者の関係について、この小論では海洋表層について、次回では海洋中深層について、紹介し、生物地球化学すなわち「Biogeochemistry」という分野において地質-海洋物理-海洋化学-海洋生物が結びついていることを示していきたいと考える。

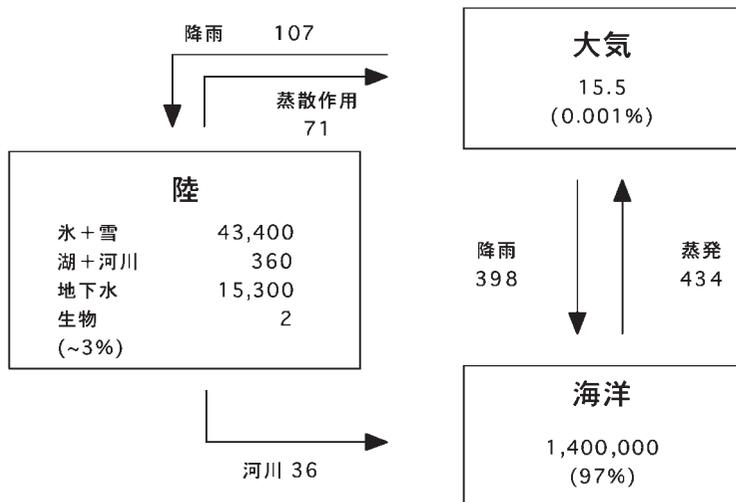
2. 粒子状物質

2.1 粒子状物質と溶存物質

「水」は地球環境にとって本質的な役割を果たしてきたが、その「水」のほとんどは海洋に存在している(第1図)。海洋において「溶存物質」と「粒子状物質」をわける伝統的な基準は~0.45μmのフィルターを通過するものが前者、通過しないものが後者とされている。しかしながら、これは慣用的に有用であるもの

1) 東京大学 海洋研究所
2) 産総研 地質情報研究部門
3) 東北大学大学院 理学研究科

キーワード: 炭素循環, 微量元素, 地球環境, 粒子状物質, 溶存物質, 汚染, 海洋表層



第1図
海洋、陸域、大気における水分の量とリザーバー間の水分移動量(単位はリザーバーについては $10^{12}m^3$, 流量については $10^{12}m^3/yr$)

の、人為的な基準なので、 $\sim 0.45\mu m$ のフィルターを通過する「溶存物質」とされるものの中にも $\sim 1nm$ から $1\mu m$ の粒子状物質が存在している。これは通常コロイドと呼ばれている。Isao *et al.* (1990)は、北太平洋を対象域として、 $0.35-1\mu m$ のコロイドを報告している。この95%は生命活動がない(non-living)物質で、濃度は表層50mの海水で $5-8 \times 10^7$ 粒子/mLで、200mの深度で 2×10^6 粒子/mLであった。コロイドを構成するほとんどの物質は有機物であった(Wells and Goldberg, 1991)。このようなコロイド状態の粒子の全体の粒子に占める割合は約10%ではないかと推定されている。現在の海洋での粒子状物質全体(Total suspended material)は $\sim 10^{16}g$ で、その平均濃度は $\sim 10-20ng/L$ と推定されている(Lal, 1977)。

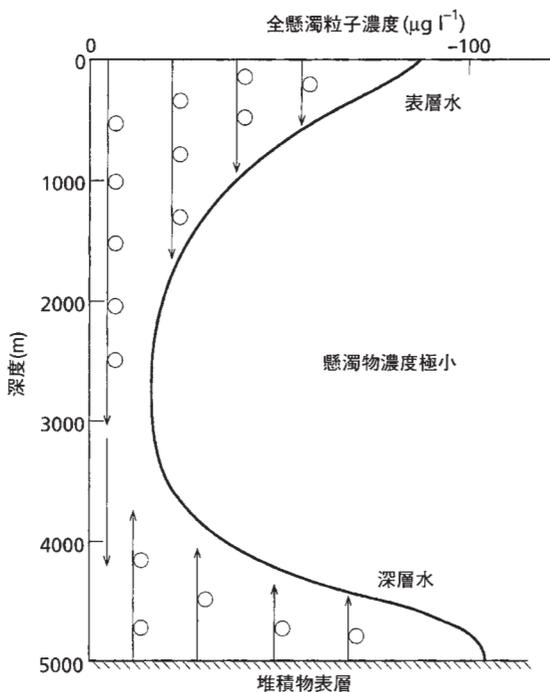
2.2 粒子状物質を構成するもの

粒子状物質の起源は大きく分けるとA)生物起源物質, B)陸源物質, C)海成起源物質, D)宇宙起源物質になる。この中で、Dの量は一般に微量であるとされている。堆積粒子を分類する時には、有機物、炭酸塩、生物起源オパール、石質という4成分に分類されることが多いが、沈降粒子と海水との相互作用を考える時には、スカベンジングなども広義の海成起源物質に属するので、有機物、炭酸塩、生物起源オパール、石質、海成起源物質という5成分に分類することが適当かもしれない。ちなみに、スカベンジングという用語は、吸着、吸収、錯体化、生物活動を含んでいる。

2.3 粒子状物質の鉛直分布

粒子状物質の水柱の鉛直方向の分布は、3つのゾーンに分類することができる(第2図)：

- A) 表層- (1) 海洋リザーバーの外から供給で、これは河川からの流入および風送塵による供給が挙げられる。(2) 海洋リザーバーの中での生成という点で



第2図 典型的な海洋の水柱における全粒子の存在量 (Biscaye and Eirreim, 1977)

第1表 粒径とストークスの法則に基づいた沈降速度.

| 粒径 μm | 直径 | 沈降速度 cm/時 | 4kmの水深に 達する時間 |
|---------------------|-----|--------------|------------------|
| 極細粒砂 | 100 | 1,472 | 11日 |
| シルト | 50 | 31 | 1.4年 |
| 粘土 | 1 | 0.147 | 310年 |

は一次生産に伴う生物生産を挙げることができる。全粒子の量は、沿岸では <100 から $>3,000 \mu\text{g/L}$ までで、外洋の亜熱帯ジャイアで $<10 \mu\text{g/L}$ である (Chester and Stoner, 1972)。

- B) 中層での粒子濃度極小層-表層で作られた粒子状物質は分解するとともに、沈降して除去されるためにその濃度が減少する。
- C) 深層-ネフェロイド層への海底の堆積物の再懸濁。

2.4 粒子状物質の粒径

粒子状物質は粒径からも分類することができる(第1表)。一つは細粒の粒子で、この沈降速度は非常に小さい。例えば、粘土サイズの粒径が $1 \mu\text{m}$ の粒子の沈降速度は毎時 0.147 cm なので、 4 km の水柱を沈降するには 310 年かかる。通常の海洋では、水平方向の水の流れもあるので、これよりずっと時間がかかる

はずである。実際、円石藻は方解石でできているものの、底層水中で一度再懸濁すると溶存成分のように長期間底層水を漂っている。海洋におけるほとんどの懸濁粒子は $<2 \mu\text{m}$ である。

反対に粒径が大きい粒子は、上記の細粒懸濁物 (FPM = fine particulate matter) に対して、大粒懸濁物 (CPM = coarse particulate matter) と呼ばれ、通常生物起源物質にとりこまれた集合粒子となっている。通常 $>50 \mu\text{m}$ となっているが、基本的に $>20 \mu\text{m}$ のような粒子は量的には少ない。極細粒砂サイズの粒径が $100 \mu\text{m}$ の粒子の場合には、沈降速度は毎時 $1,472 \text{ cm}$ となり、たった 11 日で 4 km の水柱を沈降してしまう。実際、西赤道太平洋域でのセジメントラップで、上下のトラップ流量の間の時間的ずれから推定された平均の沈降速度は約 200 m/日 であった (Kawahata *et al.*, 1998)。

2.5 海洋表層での粒子状物質の化学組成

海洋表層での粒子状物質は、河川や大気からの供給および生物生産などの貢献が大きいことは前述したとおりである。第2表には代表的な粒子状物質の元素組成について、まとめられている (Martin and Knauer, 1973; Martin and Whitfield, 1983; Chester

第2表 海洋におけるさまざまな懸濁粒子の元素組成; 単位, $\mu\text{g/L}$.

| | 北太平洋の プランクトン | カリフォルニア モンテレイ湾の 植物プランクトン | カリフォルニア モンテレイ湾の 動物プランクトン | 北太平洋の 動物プランクトン | プランクトン 海洋の有機物 の平均 | フィーカル ベレット | 土壌粒径の 風送塵 | 河川の 懸濁物 |
|----|-----------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------|-------------------------|---------------|--------------|------------|
| Al | 72-108 | 7-2,850 | $<8-313$ | 9-31 | 159 | 20,800 | - | 94,000 |
| Fe | 1,030-4,000 | 49-3,120 | 54-1,070 | 90-1,720 | 832 | 21,600 | 52,000 | 48,000 |
| Mn | 3.4-32 | 2.1-30 | 2.1-12 | 2.9-7.1 | 9.3 | 2,110 | 1,312 | 1,050 |
| Cu | 40-104 | 1.3-45 | 4.4-23 | 6.2-58 | 27 | 650 | 157 | 100 |
| Zn | 285-4,190 | 3-703 | 53-279 | 60-750 | 257 | <20 | 683 | 250 |
| Ni | 11-12 | $<0.5-13$ | $<0.5-13$ | $<5-13$ | 17 | - | 92 | 90 |
| Co | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | 15 | 9 | 20 |
| Cr | <4 | <21 | <1 | <1 | <1 | - | 85 | 100 |
| V | <3 | <3 | <3 | <3 | <3 | 76 | 145 | 170 |
| Ba | 51-70 | 5-500 | 4-257 | 51-70 | 60 | 192 | 487 | 600 |
| Sr | 6,800-9,650 | 53-3,934 | 83-810 | 380-3,000 | 862 | 1,430 | 101 | 150 |
| Pb | 17-39 | $<1-47$ | $<1-12$ | 22-14 | 20 | - | 465 | 100 |
| Cd | 1.0-2.2 | 0.4-6 | 0.8-10 | 1.9-3.5 | 4.6 | - | - | 1 |
| Hg | 0.11-0.53 | 0.10-0.59 | 0.07-0.16 | 0.04-0.45 | 0.16 | - | - | - |

and Stoner, 1974).

カリフォルニアのモンテレイ (Monterey) 湾の植物プランクトン、動物プランクトン、バルクの海洋性有機物などのAl含有量は、それぞれ7-2,850ppm, <8-313ppm, 159ppmである。また、鉄 (Fe) 含有量は、49-3,120ppm, 54-1,070ppm, 832ppmである。マンガン (Mn) の含有量は2.1-30ppm, 2.1-12ppm, 9.3ppm, 亜鉛 (Zn) の含有量は3-703ppm, 53-279ppm, 257ppmで、銅 (Cu) の含有量は1.3-45ppm, 4.4-23ppm, 27ppmで、ニッケル (Ni) の含有量は、<0.5-13, <0.5-13, 17ppmと量的には少ないものの検出限界以上であった。逆に、コバルト (Co), クロム (Cr), バナジウム (V) などはほとんど含まれていなかった。これらのFe, Mn, Zn, Cu, Niが含まれている事実は、生物体内でこれらの元素が生理学的な働きの中で重要な役目を果たしていることと整合的である。

次に、プランクトンの値をフィーカルペレットと比べてみるとフィーカルペレットではAl, Fe, Mn含有量が20,800ppm, 21,600ppm, 2,110ppmとなり、石質成分が相当量含まれてことが明らかである。また、ストロンチウム (Sr) などはプランクトンでも比較的高い値を示している。これは主要成分であるCaを置換する形で含まれていると考えられる。

次に、陸源物質をみてみると、通常Alは大陸地殻でだいたい8%位含まれており、第2表に掲げた河川の粒子では、Feはもちろんのこと、Mn, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Baについても1,050ppm, 250ppm, 100ppm, 90ppm, 20ppm, 100ppm, 170ppm, 600ppmとかなりの量が含まれている。このことは、石質成分が含まれている場合にはコンタミによって、純粋にプランクトンの体を作っている有機物中に含まれている重金属量を推定することは難しくなる場合があることを意味している。

3. 生物地球化学のプロセスと微量元素

3.1 生物地球化学のプロセスに関係した微量元素

近年、生物の代謝を含む生物地球化学のプロセスに微量元素が重要な役割を果たしていることが指摘されている。第3表に、その例を掲げる。炭素の固定にはFe, Mnなどが、円石藻の石灰化にはZn, Coなどが代謝の際に必要なとされている。また、珪藻の生産に必要な溶存オパール の摂取については、Zn, Cd, Se

第3表 海洋における重要な生物地球化学のプロセスとそれに関係した微量元素のリスト (Morel et al., 2003; Morel and Price, 2003).

| 地球生物化学のプロセス | 重要な微量元素 |
|---------------|------------------|
| 一次生産 | Fe, Mn |
| 二酸化炭素濃度/固定 | Zn, Cd, Co |
| シリカ摂取—大型珪藻の繁殖 | Zn, Cd, Se |
| 円石藻などの石灰化 | Co, Zn |
| 窒素固定 | Fe, Mo, (?V) |
| 脱窒過程 | Cu, Fe, Mo |
| 硝化過程 | Cu, Fe, Mo |
| メタン酸化 | Cu |
| 再鉱化作用 | Zn, Fe |
| 有機窒素利用 | Fe, Cu, Ni |
| 有機リン利用 | Zn |
| 揮発成分生産 | Fe, Cu, V |
| 光色素合成 | Fe and others |
| 毒性 | Cu, As (Cd, Pb?) |

などが関係していると報告されている。これらの微量元素の働きとしては、生物生産を活性化させるという量的な面と、最近ではプランクトンの生態系の組成をも変化させるのではないかと報告されている。すなわち、海洋での光合成を行なうプランクトンの中で量的にも非常に多い*Prochlorococcus*の生産はCuによる毒性に影響される。これは表層水内で、このプランクトンの存在量がCuの濃度と逆相関の関係があることから示される。逆に、*Synechococcus*はCuによる毒性に影響されず、*Prochlorococcus*が生息できない位の高Cu濃度の海中でも生き抜くことが可能である。

一般に生物に摂取される元素は、海洋表層では生物生産により生物体に取り込まれるので、その濃度は低く、沈降粒子として水柱の中層あるいは深層で有機物の体が溶出する時に同時に海水に溶解するので、濃度は高くなる傾向がある。そこで、Fe, Mn, Zn, Co, Ni, Cuなどはこのような鉛直プロファイルを示すことになるが、Pb, Ag, Hg, Cdなどこのようなプロファイルを示す。第3表に掲げたようにCdも生物にとって必要な元素と報告されることもあるが、一方でこの元素は生体にとって毒性も有していると言われてい

る。これらPb, Ag, Hg, Cdが本当に生物体にとって必須なのか、本当は必要ないにもかかわらず他の元素を取り込む時に同時に体内に入ってきてしまうのか、あるいはスカベンジングなどのような形で有機物を主体とした粒子にくっついているのか、等については現在のところ不明である。

3.2 鉄と生物地球化学のプロセス

Feは重金属の中でも最も生物地球化学的研究が進展している元素で、最近の研究概略がJickells *et al.* (2005)にまとめられているので、これを参考にする形で紹介する。

Feは、生物体にとって不可欠な栄養素である。これは、光合成、呼吸、窒素固定などを含む多くの酵素システムに使用されている。しかしながら、Feは $> \text{pH}4$ で酸化的という条件下では、大変難溶性である。全溶存性Feの海洋での鉛直方向プロファイルは栄養塩と類似のものを示しており、表層では低く(0.03-1 nmol/L)、深層で増加する(0.4-2nmol/L)。コロイド状のFeもかなりの量水柱に存在していると言われている。

基本的に海洋では沈降有機物によってスカベンジングされるスピードはFeの方が窒素より早いので、この水が湧昇して有光層内にもたらされても、植物プランクトンが必要とするFe量には幾らか不足をきたすことになる。よって、外洋域での一次生産を維持するためには、大気中からの供給によりFeを付加してやる必要がある。風送塵のフラックスは直接測定、その値の外挿、モデリング、衛星画像から推定されている。いろいろなアプローチから求められた値は1,000-2,000Tg/year (Tg=10¹²g)という推定値あたりに収束しているが、これらの値は年により大いに変動する。生物地球化学の概念によると、海洋への鍵となるフラックスは風送塵でなく、溶解性あるいは生物が利用できるFe分が重要と考えられている。

最近の研究では外洋域の30%にもものぼる地域でFe不足による植物プランクトンの成育制限が指摘されている。例えば、南太平洋のような地域では、主要栄養塩(N, P, Si)が完全に消費しつくされていないにもかかわらず、藻類の量は比較的強く抑えられている。そこで、このような海域は「高栄養塩低生物生産(high nutrient low chlorophyll = HNLC)」海域と呼ばれている。最近の研究の強調するところによると、単

純なFe制限よりは、より複雑な相互作用、すなわち、Fe、光、主要栄養塩、微量栄養塩(例えば、Co, Zn)との相互作用が重要であるとされている。

これらのHNLC海域におけるFe散布のフィールド実験の結果は、Feの供給により生物生産が増大することを示していた。Feの有効利用は藻類の構造にも影響を与える。外洋域での植物プランクトンは一般に、沿岸域の種よりもFeを必要としない。これは、沿岸域の種がよりFeに富む環境で進化してきたことに関係しているのかもしれない。実際には、沿岸域でもFeが制限となっている場合がある。還元Feの不足度が高まった時には、細胞のサイズを減じたり、あるいはFeを含む酵素の数を最小限にしたりして対処する。HNLC域でのピコプランクトンの*Prochlorococcus*は、両方の戦略に依存して繁栄してきた。Feのストレスが緩和した時には、大きな細胞が特徴の植物プランクトン種が成長する。特により密度が低い生物起源オパール殻を有する珪藻がこれに当てはまる。同様なプロセスはcoccolithophoresでも起こっているかもしれない。この場合には、Fe/Znが共制限となっているようである。骨格密度の変化は、沈降速度に影響を与え、しいては、エクスポート生産の変化となって表れる。しかしながら、この効果は、今のところフィールドでは検証されていない。また、円石藻の量的な変化は、直接的に大気中の二酸化炭素に影響を与える。なぜなら、石灰化は二酸化炭素の大気への放出となるからである。

3.3 鉄の海洋への供給による地球規模の気候への影響

海洋は、熱輸送あるいはそれに関連した物理プロセスにより潜在的に気候変化を引き起こす力を持っている。但し、現状では重要事項について指摘することはできるが、その予想は難しい。ここでは、成層化や栄養塩の供給比率などを通じて、上に述べてきたFeの一次生産への影響そして、窒素固定に関わる海洋あるいは気候への影響について考えてみよう。

Feフラックスの違いは結果として、生物種の変化、植物プランクトンサイズ分布の変化、エクスポート生産による二酸化炭素の吸収度の変化をもたらす。風送塵は比重が重い石質成分なので、これが粒子状物質に取り込まれると沈降速度が速くなり、エクスポート生産にも直接影響を与える(Jickells *et al.*, 2005)。

海洋における生物生産、有機炭素のエクスポート生産の変化は深海底の溶存酸素のレベル、そして、溶存酸素極小層のN₂O生産に影響を与え、これらは海洋での窒素循環、生物生産に影響を与える。これらの地域での堆積物中のH₂Sの変化は、深海でのFeの濃度と生物地球化学サイクルにも影響を与えることになる。

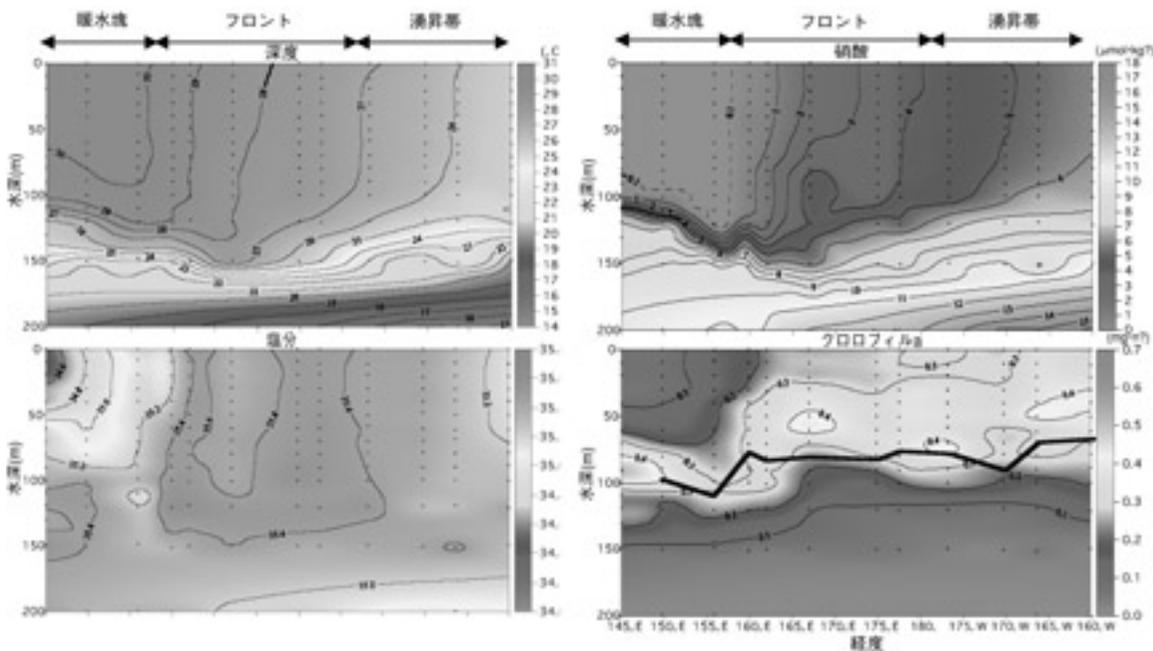
植物プランクトンが生成する硫化ジメチルの前駆体(DMSP)は、引き続き起こる生物過程を通じて硫化ジメチル(DMS)となり、大気中に放出されると雲核となり、地球規模気候変化に影響を与えると考えられている。Feが付加すると、DMSの濃度も8倍位まで上昇するとの実験報告もある。DMSは酸化すると、酸性の硫酸(sulphate)エアロゾルを形成し、これは太陽光線も効果的に散乱する力を有する。気候モデルの示唆するところによると、DMSフラックスが2倍に増加すると、地球の気温は1度下がると計算されており、これは直接的に気候やC、Fe、硫黄(S)の物質循環にも影響を与えることになる(Zhuang *et al.*, 1992)。DMSは気候に影響を与える微量気体の一つで、その放出量はFeの濃度に非常に敏感である。これらのことは、温室効果気体(nitrous oxide, methane)、オゾ

ンサイクル(halocarbons, alkylnitrates)そして、大気の酸化機能(isoprene and carbon monoxide)にも直接影響を与える。オゾンへの影響は太陽放射にとっても、UV-Bインパクトを介して植物プランクトンの群集組成にも重要である(Jickells *et al.*, 2005)。

4. 周期的大気-海洋変動である ENSO (エルニーニョ・南方振動) と金属元素の挙動

通常、赤道太平洋には西部に29-30℃の高温の表層水が、また東部には22-24℃と低温の表層水が分布している。西部の高温水は西太平洋暖水塊(Western Pacific Warm Pool; WPWP)と呼ばれている。この暖水塊の層厚は厚く、温度躍層の深さは最大200mに達する。一方、東部太平洋の表層水が低温なのは、西向き貿易風に表層水が吹送されて躍層の下の低温の水塊が湧昇してくるためである。表層水温の東西勾配と西向き貿易風は赤道太平洋域の大気-海洋結合系の準安定状態を構成している。

第3図は西赤道太平洋の表層水の断面であるが、これによると西部では暖水塊によって栄養塩に乏しく、東部(日付変更線付近)では湧昇によって栄養塩



第3図 西赤道太平洋における水温(左上)、塩分(左下)、硝酸(右上)、クロロフィルa(右下)の分布(Matsumoto *et al.*, 2004)。

が上昇してきていることがわかる。これにより、湧昇域では生物生産が活発になり、エクSPORT生産も増加すると、生物体に取り込まれた微量金属も鉛直方向に輸送されることになる。換言すると、西赤道太平洋の暖水塊では生物生産が活発でないので微量金属の鉛直輸送量は減少し、東赤道太平洋では増加するということになる。太平洋の赤道沿いでは、この暖水塊と湧昇域の境界はエルニーニョ・南方振動により東西に移動している。しかも、赤道湧昇帯は地球的な規模でみても高生物生産海域と言われており、この境界の経度方向の移動は微量金属の物質循環にも影響を与えるはずである。特に、滞留時間が短い元素、すなわち、全海水中に存在している量が河川あるいは大気からの物質流入に対して小さい元素では、沈積する元素量の変化に対して敏感になるはずである。

エルニーニョ・南方振動は暖水塊と湧昇域の境界の位置により、通常期、東に移動したエルニーニョ期、西に移動したラニーニャ期に分類される。この移動は数年で繰り返しているが、地球温暖化に伴い強いエルニーニョ状態が頻発することが気候-海洋モデルからも予想されているので、将来的には特に赤道域での沈降粒子による微量金属の物質循環への影響も表れてくる可能性が高い。

謝辞：本稿を準備するにあたって、文部省科学研究費補助金基盤研究基盤研究A(17253006)「熱帯域の高精度環境復元と高緯度氷床と低緯度域環境とのリンクの評価」および文部省科学研究費補助金基盤研究基盤研究B(16340161)「浮遊性有孔虫殻の安定同位体と微量化学成分のグローバルマッピングと古海洋への応用」の研究費を使用した。また、基盤研究C「海洋の微量元素・同位体に関するグローバル観測研究(国際GEOTRACES計画)」の研究成果の一部である。

ppm(100万分の1), ミリ($m=10^{-3}$),
マイクロ($\mu=10^{-6}$), ナノ($n=10^{-9}$)

引用文献

- Biscaye, P.E. and Eirreim, S.T. (1977) : Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic ocean. *Marine Geology*, 23, 155-172.
- Chester, R. and Stoner, J.H. (1972) : Concentration of suspended particulate matter in surface seawater. *Nature*, 240, 552-553.
- Chester, R. and Stoner, J.H. (1974) : The distribution of Mn, Fe, CU, Ni, Co, Ga, Cr, V, Ba, Sr, Sn, Zn and Pb in some soil-sized particulates from the lower troposphere over the World Ocean. *Marine Chemistry*, 2, 157-188.
- Isao, K., Hara, S., Terauchi K. and Kogure, K. (1990) : Role of sub-micrometer particles in the ocean. *Nature*, 345, 242-244.
- Jickells, T., An, Z.S., Andersen, K.K., Baker, A.R., Bergametti, G., Brookes, N., Cao, J.J., Boyd, P.W., Duce, R.A., Hunter, K.A., Kawahata, H., Kubilay, N., LaRoche, J., Liss, P.S., Mahowald, N., Prospero, J.M., Ridgwekkm, A.J., Tegen, I. and Torres, R. (2005) : Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry and climate. *Science*, 308, 67-71.
- Kawahata, H., Yamamuro, M. and Ohta, H. (1998) : Seasonal and vertical variations of sinking particle fluxes in the West Caroline Basin. *Oceanologica Acta*, 21, 521-532.
- Lal, D. (1977) : The oceanic microcosm of particules. *Science*, 198, 997-1009.
- Martin, J.H. and Knauer, G.A. (1973) : The elemental composition of plankton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1639-1653.
- Martin, J.M. and Whitfield, M. (1983) : The significance of the river input of chemical elements to the ocean. In *Trace Elements in Sea Water*, C.S. Wong, E. Boyle, K.W. Bruland, J.D. Burton and E.D. Goldberg (eds), 265-296, New York: Plenum.
- Matsumoto, K., Furuya, K. and Mawano, T. (2004) : Association of picophytoplankton distribution with ENSO events in the equatorial Pacific between 145° E and 160° W. *Deep-Sea Research I*, 51, 1851-1871.
- Morel, F.M.M., Milligan, A.J. and Saito, M.A. (2003) : Marine bioinorganic chemistry: the role of trace metals in the oceanic cycles of major nutrients. In: H. Elderfield (Editor), *The oceans and marine geochemistry. Treatise on geochemistry*. Elsevier, Oxford, pp. 113-143.
- Morel, F.M.M. and Price, N.M. (2003) : The biogeochemical cycles of trace metals in the oceans. *Science*, 300, 944-946.
- Wells, M.L. and Goldberg, E.D. (1991) : Occurrence of small colloids in sea-water. *Nature*, 353, 342-344.1991.
- Zhuang, G.S., Yu, Z., Duce, R.A. and Brown, P.R. (1992) : Link between iron and sulfur cycles suggested by detection of Fe (II) in remote marine aerosols. *nature*, 355, 537-539.

KAWAHATA Hodaka (2005) : Study on biogeochemical cycle in the surface ocean 1 - from carbon cycle to trace elements' cycle -.

<受付：2005年8月18日>