

# 海洋中深層における地球環境研究 2 -炭素循環から微量金属へ-

川 幡 穂 高<sup>1), 2), 3)</sup>

## 1. はじめに

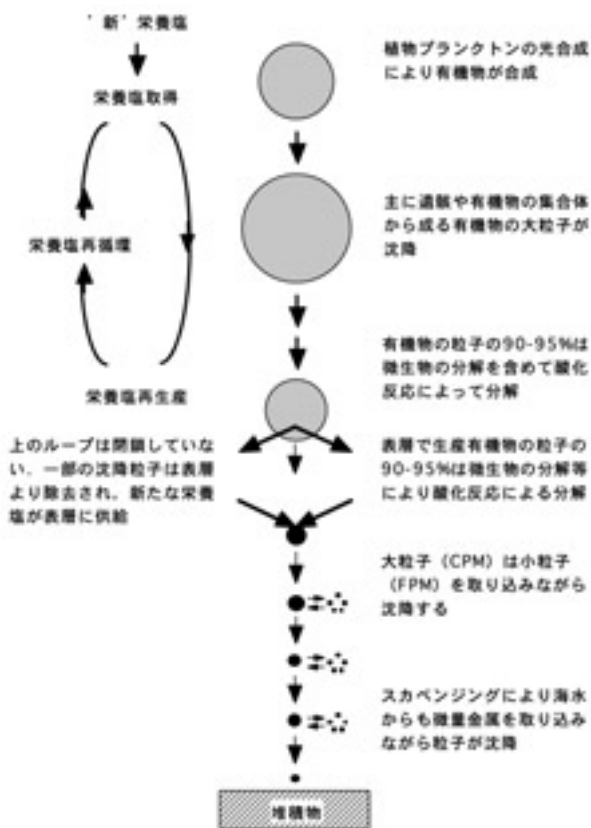
海洋は質量にして大気の270倍, 熱容量にして1,100倍, 炭素蓄積量にして50倍の大きさがあるため, 地球環境への影響力という面では非常に大きい. 海底の平均水深は3,800mであるが, これを鉛直方向に2つに分類すると, 表層は約300~500mの厚さで, 中・深層は約3,300~3,500mの厚さとなっている. そこで, 中・深層の海水には多量の元素が溶解しており, 地球的規模での微量元素の物質輸送を考える上では重要である.

このような中・深層の海水は通常「外洋」と分類される所に存在している. この「外洋」に対する言葉として「沿岸」があるが, これは陸地の近くで, 水深も浅いことが多い.

しばしば海洋の環境研究にとって, 「沿岸」と「外洋」という言葉がでてくるが, 両者の特徴はかなり異なっている. 非常に簡略化して両者を研究する意義を考えると, 「外洋」はいわば地球環境における「重心」にあたり, 氷期・間氷期といったスケールにおいても「外洋」が変わった時には, 地球表層の環境も同様に非常に異なったものになってしまう. 一方, 「沿岸」は, 陸域と海域をつないでいるので, 陸域の環境の変化の影響が敏感に探知でき, 感度が高くなる傾向がある. しかも, 一般に, 外洋は変化が緩やかなのに対して, 沿岸は応答が速く, 振幅が大きい傾向がある. そこで, 「沿岸」では将来起こるかもしれない変化をより早く探知できる可能性がある.

この小論では, 外洋域それも中深層の環境に関係した物質循環を中心にまとめた. 前回, 粒子状物質の水柱の鉛直方向の分布を, 3つのゾーンに分類し

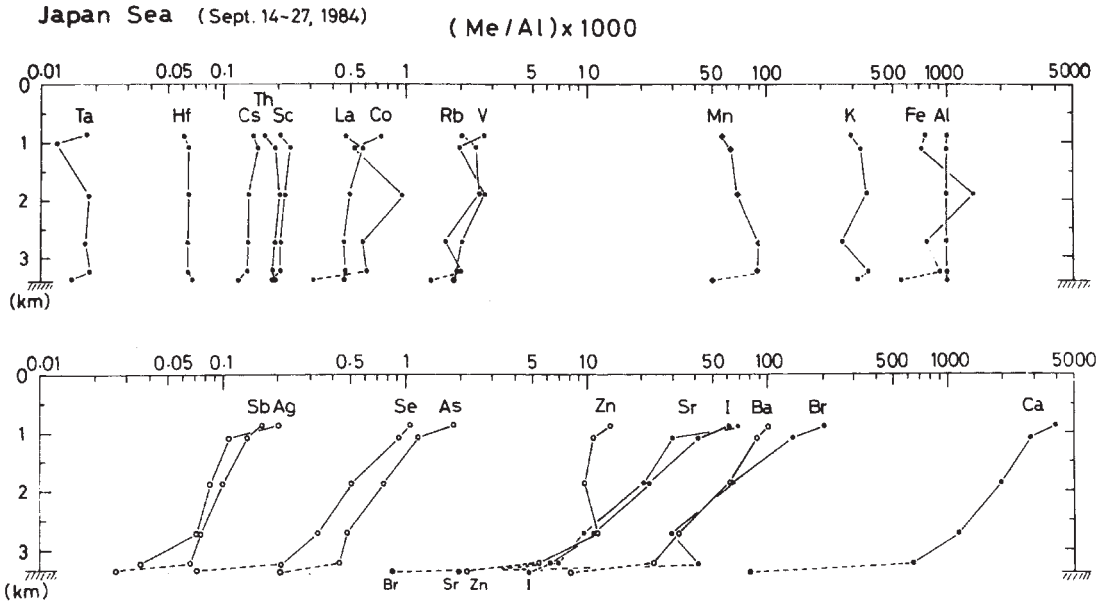
た. この中で, A) 表層-海洋リザーバーの外から供給, については, 前の小論で紹介した. ここでは, B) 中層での粒子濃度極小層, C) 深層-ネフェロイド層への海底の堆積物の再懸濁, について紹介する. 海洋の鉛直方向の粒子の挙動について, 概念的にまとめたのが第1図である.



第1図 粒子状物質の鉛直輸送の概念図 (Chester, 2003).

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, 中深層



第2図 日本海の水深890mの40° 49.4' N, 138° 40.7' Eにおける沈降粒子の組成の鉛直変化 (Masuzawa *et al.*, 1989). Alで規格化した値がプロットされている。

## 2. 粒子状物質の鉛直方向の化学組成変化と海水との相互作用

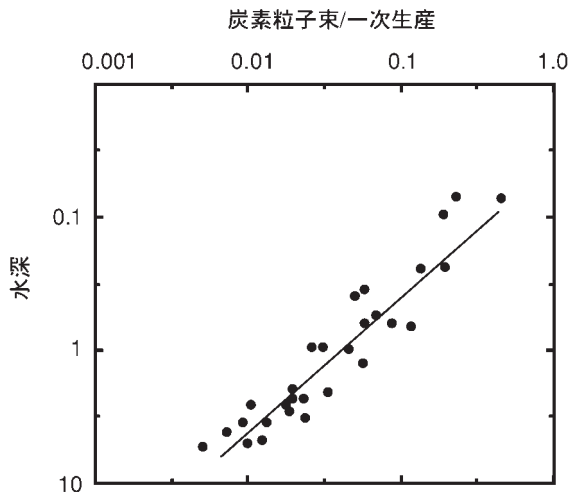
海洋表層で形成された粒子状物質は下方に沈降していく。この過程で、粒子は海水と相互作用をすることになる。このことを調べるために、Masuzawa *et al.* (1989)は、日本海の北緯40度40.4分、東経138度40.7分に設置されたセジメントトラップ試料について25元素を分析し、水深に対する元素(Me)の濃度およびAlに対する比を基に、元素を4つのグループに分類した(第2図)。第1のグループでは、元素濃度は水深に対して増加し、Me/Alはほぼ一定の1.3という値を示した。このような性質を示すグループにはAl, Sc, La, Th, Hf, V, Ta, K, Rb, Csがあった。第2グループに属する元素はI, Ba, Ca, Srで、元素濃度およびMe/Alが水深に対して減少した。第3グループでは、元素濃度およびMe/Alが水深に対して増加し、Mnがこれにあてはまった。最後の第4グループでは、元素濃度はほぼ一定であるか、多少増加するが、Me/Alは水深とともに減少した。このような性質は、Sb, Se, Agに認められた。これを整理すると、第1グループは石質成分(refractory)、第2グループは生物起源(biogenic)、第3グループはスカベンジング、第4グループは生物ス

カベンジングと呼ばれた。なお、Fe, Co, Zn, Brは水柱内でMe/Al比の極大を示したが、Fe, CoをはじめCu(Brewer *et al.*, 1980; Fischer *et al.*, 1986)もスカベンジングのグループに、Zn, Brは生物スカベンジングに分類された。

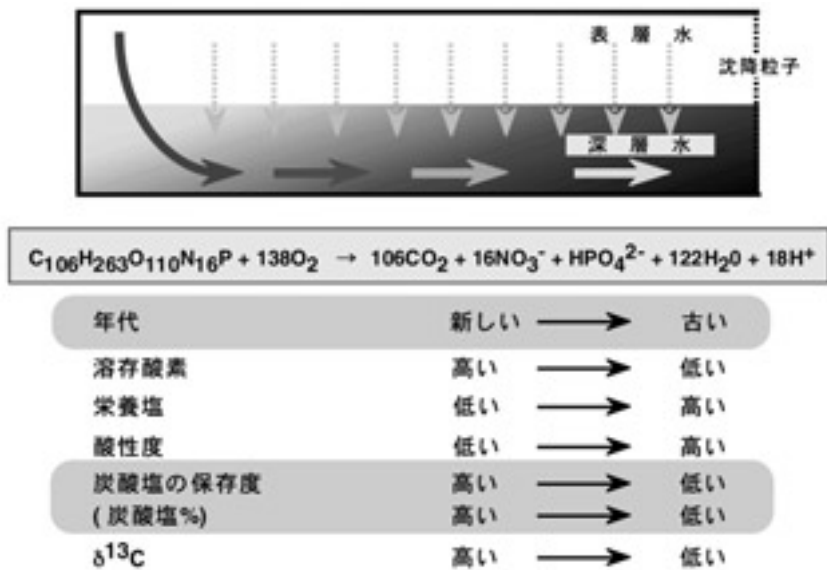
本研究では、Alの粒子束が水深とともに増加しているが、この後の研究では粒子の粒径による懸濁性や沈降速度に影響される補足効率に依存するもので、Alの実際の粒子束は水深にかかわらず比較的一定であるとの報告がされている。そこで、Masuzawa *et al.* (1989)におけるMe/Alが増加したものについては、Meが実質粒子に付加していたということがいえる。

## 3. 海水に溶存する栄養塩型の鉛直分布

海洋表層で生産された生物体は死後、沈降する。この時、生物体を構成していた物質は溶解し、海水に溶出していく。特に、有機物は深度とともに粒子束が減少していくことが知られている(第3図)。有機物を構成している硝酸塩や燐酸塩なども有機物の分解とともに海水中に溶出していくので、海水の年代が古くなるに従い、中深層中の海水成分は変化していく。



第3図  
有機炭素粒子束の鉛直方向の変化  
(Suess, 1980).

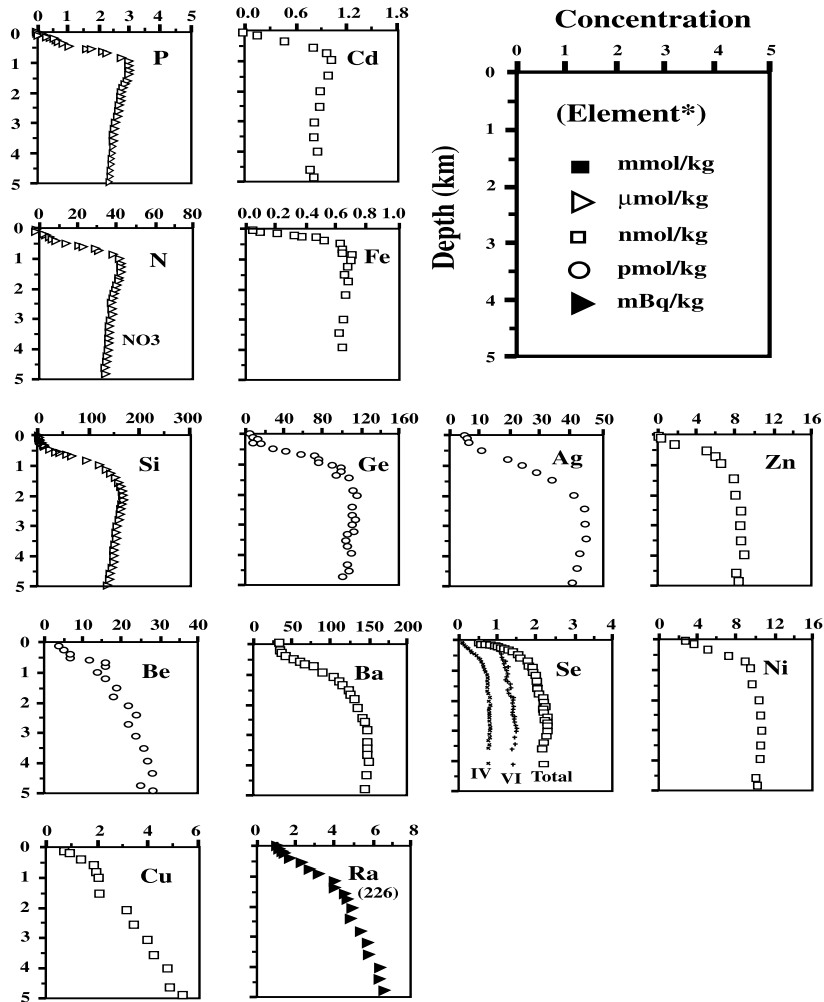


第4図 海洋大循環における沈降粒子の分解と深層水の化学組成の変化に関する模式図。

第4図はこの過程を模式的に表わしたものである。

生物体に微量元素が含まれていると、粒子が分解する時に溶出しやすくなることになる。これを逆手にとって、主要栄養塩と同じような鉛直プロファイルをもつ元素は生物関連元素といえることができる。海水に溶存する微量元素の濃度の地球的規模での精度の高い鉛直分布に関する知見は、GEOSECS計画で大きな進歩を示した。生物が関係していると思われるプロファイルを示す元素にはBe, Fe, Ni, Cu, Zn, Ge, Ag, Cd, Ba, Raなどがある(野崎, 1995)。

このような栄養塩型元素の鉛直分布は、もちろん主に粒子からの溶出によって影響されるが、前述したように中深層の年代が増加するにつれて、上から沈降する粒子から溶出する成分の蓄積効果により、濃度は増加することになる(第5図)。また、長い時間レンジでは海水の鉛直拡散も濃度に影響を与える。このような3つの要素により栄養塩型の微量成分の鉛直分布は決定される。なお、Fe, Ni, Cu, Znは近年海洋生物にとっての必須微量栄養塩と認識されているが、Ag, Cdは毒性もあり、本当に必要な元素であるのか



第5図 北太平洋における栄養塩型元素の溶存鉛直プロファイル(野崎, 1995)。

疑問がもたれており、生物生産の際に自動的に取り込まれてしまっているのかもしれない。

#### 4. 海底付近での粒子状物質の溶解

粒子束が水柱で大きく変化するところは表層水の直下と堆積物と底層水との境界である。第6図は西太平洋赤道域に位置している西カロリン海盆での有機炭素粒子束の鉛直分布を概念化したものである。この地域の基礎生産は約 $80\text{gC m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ と推定されるのに対し、1,592mと3,902mの水深ではそれぞれ約 $3.4\text{gC m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ と $2.7\text{gC m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ まで減少する(Kawahata *et al.*, 1998)。その減少率はそれぞれ95.8%と

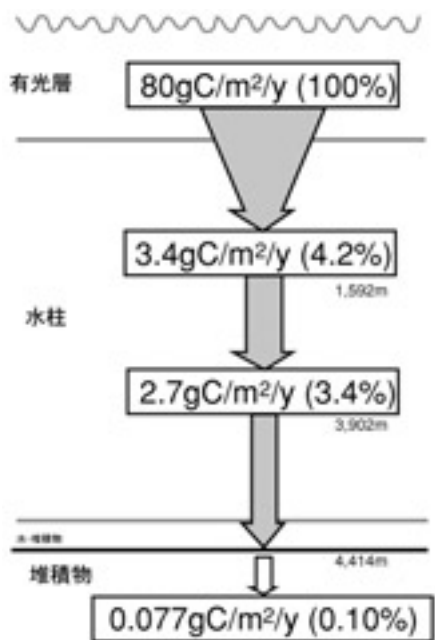
96.6%であった。最終的に海底深度4,402mの堆積物に埋没する有機炭素粒子束は $0.077\text{gC m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ で、最初の基礎生産力と比べるとわずか0.10%になっている。主要成分の流量を深度別に第1表に示した。

沈降速度は1日あたり約100mなので、3,902mの水深、すなわち海底上500mを通過した沈降粒子はそのまま海底面に達していたと考えられる。しかしながら、堆積物表面での堆積速度は非常に小さくなっているため、ほとんどの粒子状物質は海底面で溶解してしまったと結論できる(Kawahata *et al.*, 1998)。

このように溶解した最大の原因は、炭酸塩が圧力の関係で海洋深層で溶解度が増すためである。溶解速度が加速する深度がリソクラインとされているが、こ

第1表 測点1における生物起源物質のセジメントトラップおよび堆積物表層の粒子束の変化.

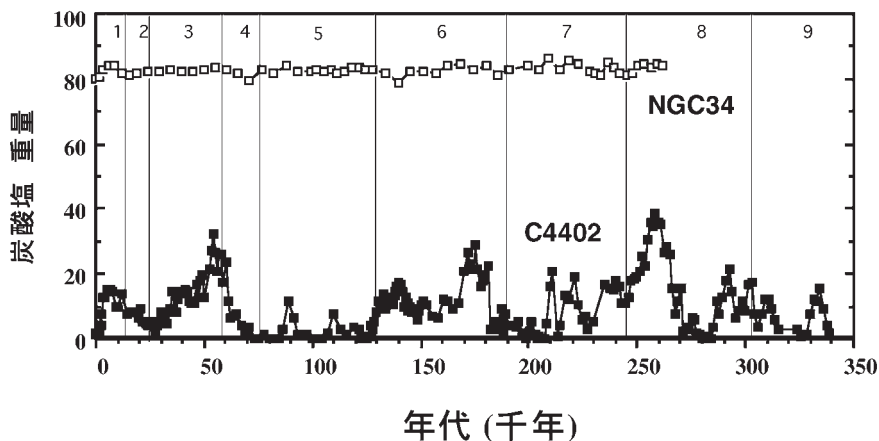
	全粒子束		炭酸塩		有機物		全窒素		生物起源オパール	
	g/m <sup>2</sup> /y	%	g/m <sup>2</sup> /y	%	g/m <sup>2</sup> /y	%	g/m <sup>2</sup> /y	%	g/m <sup>2</sup> /y	%
一次生産										
測点1, トラップ(1,592m)	57.10	100	3.0	100	3.4	4.2	0.51	3.6	14.7	100
測点1, トラップ(3,902m)	53.83	94	2.7	88	2.7	3.4	0.43	3.0	14.1	96
測点1, 堆積物(4,402m)	9.59	17	0.015	0.51	0.077	0.10	0.0118	0.08	1.5	10



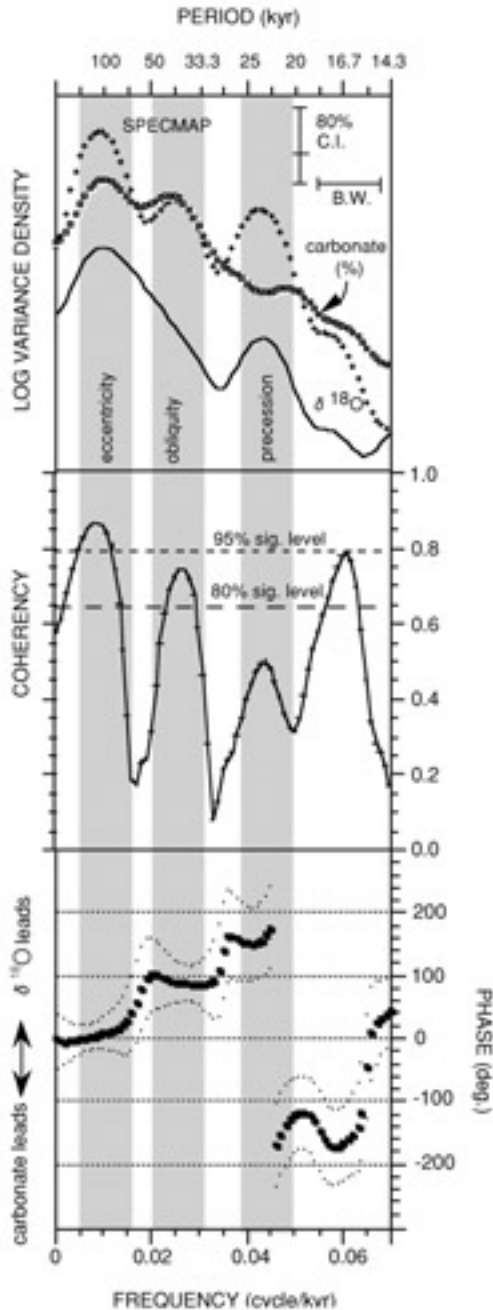
第6図 西赤道太平洋のセジメントトラップ観測に基づいた鉛直方向の炭素粒子束の変化 (Kawahata et al., 1998).

の海底深度はそれよりも深いために炭酸塩の溶解が加速されている。炭酸塩は海洋表層での沈降粒子の約50%以上を占めるので、炭酸塩の溶解は堆積速度の減少となる、このことは海底に到達した粒子のシール(被覆)効果を減ずることになり、結果として生物起源オパールや有機物の溶解も加速してしまうことになる。これらをまとめると、リソクライン以深の環境で、生物起源物質の溶解が促進され、それに含まれる微量元素も溶出すると推定される。

なお、この地点で採取された柱状堆積物コアの炭酸塩含有量を32万年間にわたって分析・解析した結果が第7図である。この海域の水深2,208mから得られた炭酸塩は、図中でNGC34と書いてあるもので、堆積物の80%以上が炭酸塩で占められている(Kawahata et al., 1997)。一方、海底深度4,402mの海底から得られたものは図中でC4402と書いてある。炭酸塩の含有量は非常に低くなっているが、この原因は、炭酸塩が生産されなかったためでなく、溶解したためである。この炭酸塩の含有量をスペクトル解析した結果が第8図に示されている。炭酸塩の溶解は10万年と4.1万年の周期をもっていた(Kawahata et al., 1997)。



第7図 西赤道太平洋の2,208mと4,402mの異なった水深から得られた柱状コア中の炭酸塩含有量 (Kawahata et al., 1997).



第8図 炭酸塩の溶解のスペクトル解析結果 (Kawahata et al., 1997).

この4.1万年の周期は通常高緯度に原因があるパラメーターに支配されている現象と解釈されている。このことは、炭酸塩の溶解変動が深層水循環の変動とリンクしており、この水循環が北大西洋や南極海等高緯度域での気候・海洋環境変化によって支配されてい

ることと整合的である。ちなみに、この地点の有機炭素は、10万年と2.3万年の周期を示した。この2.3万年の周期は貿易風などの低緯度に関係した気候変動要素に対応しているとされている。これらの事実は、生物起源物質の海洋表層における生産および深底層での溶解が地球的規模の気候変動とリンクしており、これに伴い微量元素の挙動も影響を受けていると予想される。

### 5. 人類の活動と地球的規模での物質循環

これまで一次生産に対する微量元素の役割などについて述べてきたが、炭素については人類の活動に伴って現代の地球温暖化現象がもたらされているように、地球的規模での重金属の物質循環は自然のみによる循環が保たれているのだろうか？

第2表は海洋に供給される微量元素の流量について示している。ここでは、鉱山、大陸あるいは火山からの風送塵、工業あるいは化石燃料の燃焼、大気からの降雨に伴う輸送、河川からの流入などと分類されている。元素についてみると、As, Hg, Se, Cr, Mo, Pb, Ag, Snについては、工業などを含めた人類活動による影響が河川と風送塵による流入より大きいことがわかる。また、Cd, Ni, Mnなどについても人類による影響が無視できないことを示している。この中で、特にHg, Pbなどについては、地球的規模の元素循環において、もともとの自然状態の循環は非常に厳密な意味ではすでに存在せず、人類活動も含めた物質循環によってのみ、地球的規模での物質循環が議論されるところまできている。

### 6. 平均滞留時間と気候変動に伴う沈降粒子を介した海洋リザーバーの変化

海洋における平均滞留時間は、  
 平均滞留時間 (yr) = 海水中の溶存総量 / 河川流入量  
 という式で表され、ある元素が海洋リザーバーの中で入れ替わるのにかかる平均時間を意味している。海洋の深層大循環にかかる時間は2,000年以下なので、これより平均滞留時間が短い場合には、地域的あるいは時間的に不均一性が認められるはずである。

Beの滞留時間は50-1,200年と推定されているが (Ku et al., 1990), この元素には同位体が存在し、

第2表 海洋に供給される微量元素の流量；単位 $10^9$ g/年.

	(1) 鉱山	(2) 工業あるいは 化石燃料の燃焼	(3) 大気からの 降雨に伴う輸送	(4) 大陸あるいは 火山からの 風送塵	(5) 河川からの流入	(1,2,3)/(4,5)
Cd	170	55	510	3	1,200	61%
As	460	780	2,900	28	3,000	137%
Hg	89	110	410	0	50	1,208%
Se	12	120	200	7	180	178%
Co	260	44	62	70	3,500	10%
Ni	6,600	980	1,200	280	13,000	66%
Zn	58,000	8,400	10,000	360	25,000	301%
Cu	71,000	2,600	2,600	190	11,000	681%
Sb	690	380	340	10	1,000	140%
V	190	2,100	1,900	650	24,000	17%
Mn	92,000	3,200	3,000	6,100	160,000	59%
Cr	23,000	940	720	580	17,000	140%
Mo	830	510	310	11	700	232%
Ti	10,000	5,200	2,700	35,000	840,000	2%
Fe	600,000	110,000	49,000	280,000	9,900,000	7%
Al	120,000	72,000	33,000	490,000	17,000,000	1%
Pb	35,000	20,000	5,700	59	4,700	1,275%
Sm		12	3	41	900	2%
Ag	92	50	10	1	130	116%
Sn	24,000	430		52	2,900	828%

$^{10}\text{Be}$ は放射性核種(半減期は約150年)で、大気より主に供給される。一方、 $^9\text{Be}$ は安定同位体で、大陸の岩石の風化生成物として、河川あるいは風送塵を介して海洋に供給される。いずれにしても、海洋への供給は、風送塵などを介して行われる。太平洋の水柱におけるBeの鉛直分布は栄養塩類似型で、表層でのスカベンジングと深層での再溶解というプロセスを示唆している(Anderson *et al.*, 1990; Kusakabe *et al.*, 1991)。もっともこれは、バランスの問題で、赤道大西洋では主にサハラ砂漠からの風送塵の過剰な供給が表層水中でのスカベンジングを上回っているため表層水で $^9\text{Be}$ に富んでいる(Prospero *et al.*, 1981)。

水柱でのBeの挙動については、 $^{10}\text{Be}$ 、 $^9\text{Be}$ 、 $^{27}\text{Al}$ の間の高い正の相関に基づく、海水中でのBeはアルミノ珪酸塩または生物起源オパールに吸着あるいは

取り込まれて下方に運搬されると提案されている(Sharma *et al.*, 1987; Lao *et al.*, 1992)。東京の東方約2,000kmに位置するシャツキーライズで採取されたコアNGC108では、Beの濃度はAlと正の相関をもつものの、堆積物中のBe/Al比は黄砂よりも高い値である。このことは、海洋へのBeの供給が風送塵によってもたらされるものの、水柱では風送塵に含まれている以上のBeが海水中でもスカベンジング等により除去されている可能性が高い(Maeda *et al.*, 2002)(第5図)。しかも、氷期では沈積流量も高いことから、効率的にBeは海水から除去された可能性が高く、水柱での反応性の高さにより海洋リザーバーが氷期・間氷期で劇的に変化した可能性が高い。

このような滞留時間が長い元素は、この他にもTi、Mn、Fe、Co、Znなどが挙げられる。さらに、これを発

展させ、滞留時間が比較的短いランタノイド元素の一つであるネオジウム(Nd)などでは、放射性核種<sup>147</sup>Smが壊変することによって生ずる<sup>143</sup>Ndと<sup>144</sup>Ndとの海水中の比を測定することにより、水塊の挙動などを追跡することができる(Amakawa *et al.*, 2004a, 2004b)。これらを応用し、滞留時間の短い元素の濃度と同位体を組み合わせることにより、海洋の物質循環についてこれまで検証することが難しかった現象についても将来解析できるかもしれない。

**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。

#### 引用文献

- Amakawa, H., Alibo, D.S. and Nozaki, Y. (2004a) : Nd abundance and isotopic composition distributions of surface seawaters of the Northwest Pacific Ocean and its adjacent seas, *Geochemical Journal* 38, 493-504.
- Amakawa, H., Nozaki, Y., Alibo, D. S., Zhang, J., Fukugawa, K. and Nagai, H. (2004b) : Neodymium isotopic variations in Northwest Pacific waters, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 715-727.
- Anderson, R. F., Lao, Y., Broecker, W.S., Trumbore, S.E., Hofmann, H.J. and Wolfli, W. (1990) : Boundary scavenging in the Pacific Ocean: A comparison of <sup>10</sup>Be and <sup>231</sup>Pa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 287-304.
- Brewer, P.G., Nozaki, Y., Spencer, D.W. and Fleer, A.P. (1980) : Sediment trap experiments in the deep North Atlantic: isotopic and elemental fluxes. *J. Mar. Res.*, 38, 703-728.
- Chester, R. (2003) : *Marine Chemistry*. Blackwell Science Ltd., UK.
- Fischer, K., Dmond, J. and Lyle, M. (1986) : The benthic cycle of copper: evidence from sediment trap experiments in the eastern tropical North Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1535-1543.
- Kawahata, H., Ahagon, N. and Eguchi, N. (1997) : Carbonate preservation variation in the deep sea of the Caroline Basin during the last 300kyr. *Geochemical Journal*, 31, 85-103.
- 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.
- Ku, T.L., Kusakabe, M., Measures, C.L., Southon, J.R., Cusimano, G., Vogel, J.S., Melson, D.E. and Nakaya, S. (1990) : Beryllium isotope distribution in the western North Atlantic: a comparison to the Pacific, *Deep-Sea Research*, 37, 795-808.
- Kusakabe, M., Ku, T.L., Southon, J.R., Liu, S., Vogel, J.S., Nelson, D.E., Nakaya, S. and Cusimano, G.L. (1991) : Be isotopes in rivers/estuaries and their oceanic budgets, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 265-276.
- Lao, Y., Anderson, R.F., Broecker, W.S., Trumbore, S.E., Hofmann, H.J. and Wolfli, W. (1992) : Transport and burial rates of <sup>10</sup>Be and <sup>231</sup>Pa in the Pacific Ocean during the Holocene period, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 173-189.
- Maeda, R., Kawahata, H. and Nohara, M. (2002) : Fluctuation of biogenic and abiogenic sedimentation on the Shatsky Rise in the western North Pacific during the late Quaternary. *Marine Geology*, 189, 197-214.
- Masuzawa, T., Noriki, S., Kurosaki, T., Tsunogai, S. and Koyama, M. (1989) : Compositional change of settling particles with water depth in the Japan Sea. *Marine Chemistry*, 27, 61-78.
- 野崎義行 (1995) : 現代海洋化学の展望, 月刊海洋, 号外 8, 5-12.
- Prospero, J. M., Glaccum, R.A. and Nees, R.T. (1981) : Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America, *Nature*, 289, 570-572.
- Sharma, P., Mahannah, R., Moore, W.S., Ku, T.L. and Southon, J.R. (1987) : Transport of <sup>10</sup>Be and <sup>9</sup>Be, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 69-76.
- Suess, E. (1980) : Particulate organic carbon flux in the ocean - surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, 288, 260-262.
- KAWAHATA Hodaka (2005) : Study on biogeochemical cycle in the mid and deep ocean 2 - from carbon cycle to trace elements' cycle -.

<受付：2005年8月18日>