

# 珪質殻の形成と古海洋の生物生産

鈴木 淳・本山 功<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

南極氷床コアの分析によって、過去16万年の間に大気中の二酸化炭素濃度が190 ppm から280 ppm に至る変化を繰り返していたことが明らかになった (Barnola et al., 1987). この変化は海水準や気温、氷床量の変化とも連動し、氷期と間氷期のサイクルを形成している. このような地球規模での環境変動のプロセスとメカニズムを明らかにするためには、深海底の柱状試料による海洋環境の変遷の復元が重要である. 本論では海洋の生物生産性の指標として期待されている深海底の珪質堆積物に注目する. 珪質堆積物はおもに珪藻や放射虫などの珪質殻からなり、炭酸塩や陸源性物質とならぶ深海底の主要な堆積物である. ここでは海洋における珪酸の収支や生物による珪質殻の生産と沈降の過程についての研究を取りまとめ、後期第四紀、とくに最終氷期以降の生物生産性の変遷について紹介する.

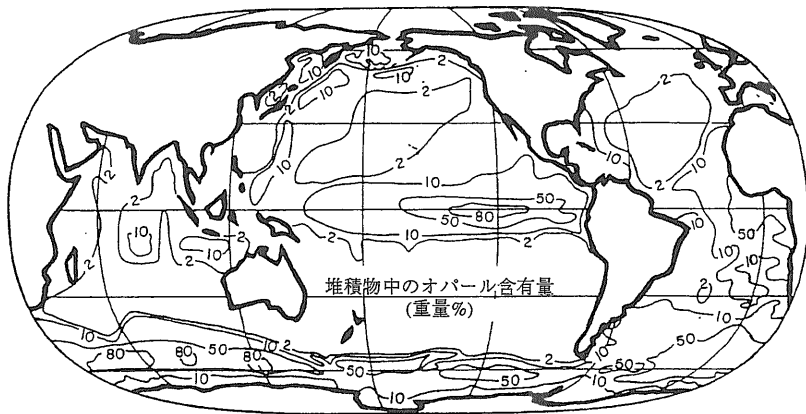
## 2. 珪質堆積物の分布と海洋のシリカ収支

### 2.1 地球を取り巻く珪質軟泥ベルト

深海底の珪質堆積物の大部分は、陸源性の石英粒ではなく生物起源オパールであって、その分布は生物生産の高い海域に対応している (Lisitsyn, 1967). 植物プランクトンの珪藻や珪質鞭毛藻、動物プランクトンの放射虫は非晶質珪酸すなわちオパール質の殻を持ち、深海堆積物中によく見出される. 陸棚堆積物には珪質海綿の骨針が含まれることもある.

海洋には3つの主要な珪質堆積帯が認められ、これらは南極環海域、赤道域、北太平洋域にある (第1図).

南極環海域の南極収束線と南極発散線の間広がる珪質堆積帯はもっとも大規模で、堆積物中のオパール含有量は最大80%、沈積流量は20 g/cm<sup>2</sup>・kyrに達し、「珪藻軟泥ベルト」と呼ばれている (Lisitzin, 1972). Calvert (1968) や DeMaster (1981) の推定によると、南極海の堆積物で除去さ



第1図 海底の生物源オパール含有量の分布 (Broecker and Peng, 1982). 単位は堆積物の乾燥重量あたりのパーセント (sediment wt.%) で示した.

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード: 珪質堆積物, 生物起源オパール, 有機炭素, 珪藻, 生物生産

第1表 海洋における珪酸の収支. DeMaster(1981)らによる. 単位は $10^{14}$  g  $\text{SiO}_2/\text{yr}$ .

供給		
河川		4.2
海底熱水活動		1.9
合計		6.1
除去		
A. 基礎生産量		
Lisitsyn (1967)	800~1600	
Heath (1973)	170~320	
海底沈積量	1.7~16	
(珪藻殻の溶解を考慮して)		
B. 珪質堆積物量		
深海底		
南極海	2.5	
ベーリング海	0.28	
太平洋北部	0.15	
オホーツク海	0.14	
3大洋の貧珪質海域 < 0.1		
南極海周辺部	< 0.02	
太平洋赤道域	0.01	
小計	3.1~3.2	
沿岸		
河口域	< 0.8	
カリフォルニア湾	0.10	
南西アフリカ西岸	< 0.11	
北アメリカ西岸	< 0.10	
ペルーチリ沿岸	< 0.06	
小計	0.1~1.2	
合計	3.2~4.4	

れる珪質殻は全海洋総量の50~70%に相当している(第1表).

太平洋とインド洋の赤道域では北緯10度から南緯10度までの間にオパール含有量10%以上の海域が広がる. 太平洋では含有量の最大は80%に達する.

北太平洋域の堆積帯のオパール含有量は10~20%で, 隣接するベーリング海やオホーツク海, 日本海北部などでもオパール含有量が高い.

南極環海域と北西太平洋域の珪質堆積帯はおもに珪藻殻によるが, 赤道域では放散虫が多く含まれる.

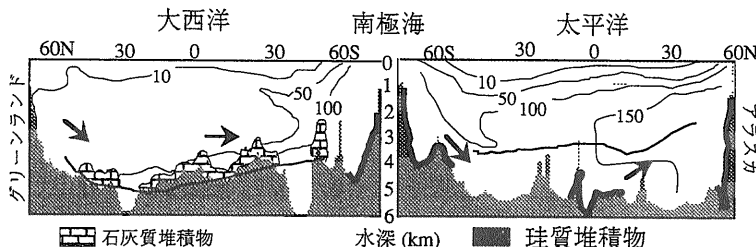
一般に珪質堆積物は太平洋に多く, 大西洋では石灰質堆積物が優勢である. Berger(1970)はこの違いを大循環と結び付けて説明した(第2図). 現在の海洋の深層循環は, グリーンランド沖で沈み込んだ北大西洋深層水が大西洋を南下し, 南極海を経てインド洋から太平洋に入り, 最終的に表層へ湧昇するという経路をとる(Stommel, 1958). 深層水は表層から降ってくる有機物の分解によって, 次第に酸性になり栄養塩濃度も増加する. 大西洋の深層水はカルサイトに対して過飽和で, 炭酸塩が溶解せずに堆積するため, 珪質堆積物は希釈されてしまう. 一方, 太平洋では炭酸塩補償深度が浅いことと海底深度が大きいことから炭酸塩が溶解してしまう. しかも, 太平洋の中層水の珪酸濃度は大西洋の2倍以上で, 太平洋では生物起源オパールの生産が活発になる.

### 2.2 海洋のシリカ収支

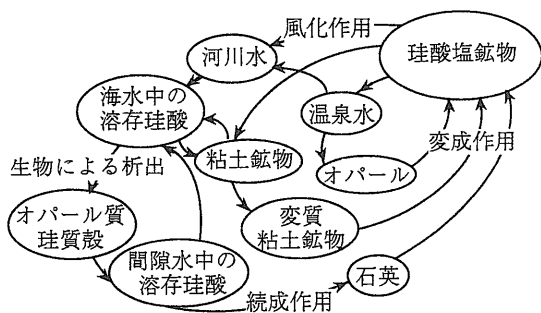
深層も含めて海水全体は, オパールに対して不飽和である. 海水全体の珪酸濃度はどのような機構で決定されているのだろうか. 海洋の珪酸の収支について考えてみよう(第1表, 第3図).

珪酸の主要な供給源は火成岩類の風化で, 溶け出した珪酸は河川水に運ばれて海洋に流入する. 海底熱水活動や温泉も珪酸の供給源である. アルミノ珪酸塩や玄武岩の海底での変質も珪酸を供給するが, 量的には小さい.

海水からの珪酸の除去はもっぱら生物的作用による. 海洋表層で生産される珪質プランクトン殻の推定値は $1.7\sim 16 \times 10^{16}$  g  $\text{SiO}_2/\text{yr}$  と大きな幅があるが, 珪藻殻の大部分は沈降中に溶解し, 海底に達して海洋から除去されるものは生産量の約1%と推定されている. 海洋からの珪酸の除去量は, DeMaster(1981)の表層堆積物のオパール沈積流量データに基づくと, 総量 $4.4 \times 10^{14}$  g  $\text{SiO}_2/\text{yr}$  と推定



第2図 大西洋と太平洋の大洋間分別作用モデル(Berger, 1970). 等値線は珪酸濃度( $\mu\text{mol}/\text{kg}$ )を, 太線はソクラインの深度を示す.



第3図 地球表層のシリカサイクル(Siever, 1957).

される。海洋から除去される珪酸の約10%については、河口域で有機物へ吸着したり、粘土鉱物を形成して沈殿する可能性が指摘されている(Wollast, 1974)。

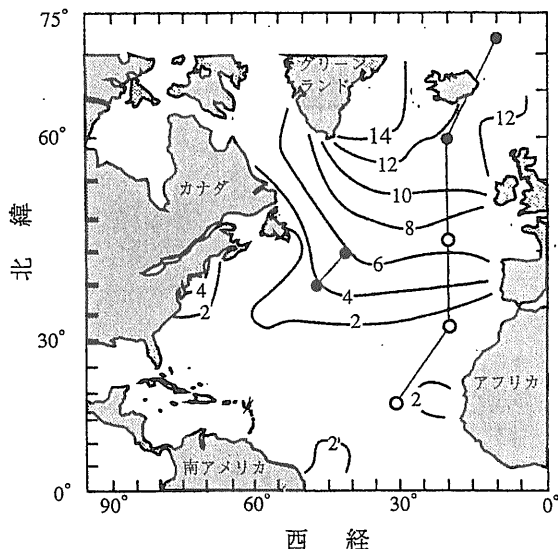
海洋の珪酸の滞留時間は、海洋に存在している珪酸がどのくらいの時間で河川などから供給される珪酸によって更新されるかを示す。海洋中の全珪酸量 ( $7.3 \times 10^{18}$  g  $\text{SiO}_2$ ; Stumm and Morgan, 1981)を、河川などからの珪酸供給量 ( $6.1 \times 10^{14}$  g  $\text{SiO}_2/\text{yr}$ )で割ると約12000年と計算される。第1表によると、海洋表層で生産される珪質プランクトン殻の量は、海洋への珪酸供給量に比べて2桁ほど大きい。形成された生物殻の大部分はすぐに溶解して再生産に利用されていることになる。その回転速度は、海洋中の全珪酸量を珪質殻生産量の推定値の低めの値 ( $170 \times 10^{14}$  g  $\text{SiO}_2/\text{yr}$ )で割って約400年と求められる。定常状態を仮定すると、海水中の溶存珪酸は最低400年に1回、生物に取り込まれて珪酸殻を通過し、約12000年かかって堆積物へ除去されてゆく。

### 3. 珪質プランクトンの生産と沈降

#### 3.1 珪藻群集による効率的な有機炭素輸送

海洋表層の生物生産は年間を通じて均一に行なわれるのではなく、春先などにブルーム(大增殖)が起こる。1989年春に実施された、JGOFS(共同全球海洋フラックス研究)の北大西洋ブルーム実験による結果を紹介しよう(Ducklow and Harris, 1993; 第4図)。

北大西洋では、鉛直混合が活発な冬の間には栄養塩が表層にもたらされる。春先、日射量の増加によって引き起こされるブルームはこの栄養塩を使って生



第4図 北大西洋ブルーム実験の観測点(Ducklow and Harris, 1993). このうち、○の測点については本文中で触れた。等値線は冬の表層の硝酸濃度の最大値( $\mu\text{M}$ )を示し、ほぼ混合層の深さに対応する。

物生産をする。ブルーム時のプランクトン群集の組成は緯度によって違いがみられた(Passow and Peinert, 1993; Jochem and Zeitzschel, 1993)。亜熱帯域( $33^\circ\text{N}$ )のブルーム初期には珪藻が卓越する。フローティングトラップで採取された沈降粒子の大部分も珪藻で、生きた状態のものが多かった。これに対して熱帯域( $18^\circ\text{N}$ )では、基礎生産者は微小なピコプランクトンが中心で、バクテリアなどの従属栄養生物が卓越していた。沈降粒子にはデトリタスにまとわれた従属栄養生物の硬組織が多くみられ、複雑な食物網を経てきたことを示す。有殻の基礎生産者では円石藻が卓越していた。

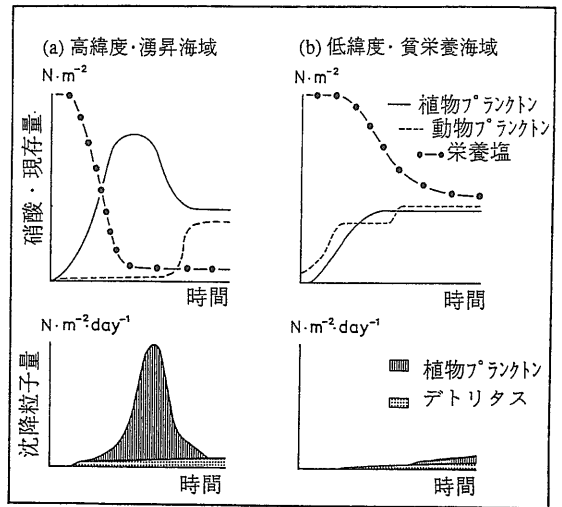
この群集の違いは、その海域の栄養塩の量に結び付けて議論される。高緯度域はブルーム前に表層に供給される栄養塩量が多い海域である(第4図)。ここでは、ブルームの開始とともに成長速度が大きい珪藻が急激に増殖する。ブルーム初期の段階では動物プランクトンによる捕食はまだ小さく、有光層から沈降する粒子も珪藻が中心で量も多い(第5-a図)。一方、栄養塩に乏しい低緯度域の基礎生産は微小な鞭毛藻類による。そしてブルーム初期から多くの従属栄養生物によって捕食を受け、物質は有光層内で効率的に循環する。深層へ沈降してゆくのは

従属栄養生物の遺骸が中心でその量も少ない(第5-b図)。

表層でのブルームの期間には深層への沈降粒子も増加する。Honjo and Manganini(1993)は、北大西洋の21°W線上の緯度の異なる2地点で、時間分割式セジメントトラップにより、1年間にわたり沈降粒子を採取した。水深2000 m面を各測点の代表とすると、年間の全沈降粒子量は亜熱帯の34°Nで22 g/m<sup>2</sup>, 48°Nの海域で27 g/m<sup>2</sup>であって、高緯度のほうが大きい(第2表)。この差は、高緯度の海域のほうが珪藻が多く、オパールと有機炭素の沈降粒子量が大きいことによる。2地点とも炭酸カルシウムが生物起源粒子の大半を占めるが、その流量自体には大きな違いはない。

最近、珪藻同士は粘液膜で結び付いて凝集体(aggregate)を作り、深海に沈降してゆくことが知られてきた(Honjo, 1982)。カイアシ類に食べられフィーカルペレット(糞粒)として沈降する円石藻とは様子が異なる(田中, 1992)。ブルームピーク時に海水中の栄養塩、特に珪酸が枯渇すると、珪藻は粘液膜の分泌を増やして凝集体を形成し、沈降速度を増加させて有光層下へ移動する(Bienfang et al., 1982)。これは表層水の栄養塩減少に対する適応戦略と考えられ、表層下部の栄養塩の利用、低水温での長期生存、捕食者からの避難に有利である。さらに翌年春先、鉛直混合が活発化したときに周囲の海水とともに表層に移動するための待機の意味合いもある(Smetacek, 1985)。しかし、翌年春先に、表層に戻ってブルームのもとになる珪藻はごく一部で、結果的に深海底に達する珪藻殻が増加する。

珪藻を中心とする群集から微細な植物プランクトンや円石藻からなる群集への変化が大規模に生じた場合には、海洋の二酸化炭素分圧や大気中の二酸化炭素濃度への影響も予想される(Passow and Peinert,



第5図 ブルームの推移と基礎生産者、捕食者、沈降粒子量の変化についての概念図(Peinert et al., 1989)。(a)高緯度・湧昇海域、(b)低緯度・貧栄養海域。基礎生産者は、(a)ではケイ藻、(b)では円石藻や鞭毛藻類である。横軸の時間スケールは数日から一月程度に対応する。

1993)。珪藻が卓越する場合には、有光層から深層へ沈降する有機炭素の粒子束(export production)が大きく、表層海水の二酸化炭素分圧を低下させる。一方、円石藻のブルームは石灰化によって二酸化炭素分圧の上昇をもたらす。温度躍層を通過する沈降粒子の炭酸カルシウムと有機炭素の比(rain ratio)は、生産による表層海水の二酸化炭素分圧の変化の指標になる(Berger and Keir, 1984)。有機炭素が炭酸カルシウム態炭素を上回る場合には海水の二酸化炭素分圧の低下が予想される。厳密な化学平衡の計算結果によれば、炭酸カルシウム/有機炭素比が1.6以下の生産は大気二酸化炭素の吸収能力がある(鈴木, 投稿中)。栄養塩濃度などの海洋の環境条件の変化が生物群集に変化を与え、さらに大気二

第2表 北大西洋21°W線上の2測点において水深2000 m面を通過する沈降粒子量。Honjo and Manganini(1993)より。

測点	全粒子束	炭酸カルシウム		オパール	有機炭素						
		←	→		←	→	←				
		g/m <sup>2</sup>			mg/m <sup>2</sup>						
48° N	26.9	14.9	55.3%	5.91	21.9%	1.38	5.13%	205	0.76%	33.4	0.12%
34° N	22.4	13.8	61.8%	2.04	9.14%	0.23	1.05%	148	0.66%	20.7	0.03%

酸化炭素濃度に影響することは、炭素循環の観点から重要である。

### 3.2 沈降中の珪質殻の溶解作用

すでに述べたように、海水は表層から深層まで、オパールに関して不飽和であり、海洋表層で形成された珪質殻は、沈降とともに溶解作用を受ける。珪藻の殻が個々ばらばらに沈降する場合について、殻を球体に近似し、沈降速度と沈降中の溶解量についてモデル計算がされている(Wollast, 1974)。これによると、半径10  $\mu\text{m}$  の珪藻でも水深3,000 mまで沈降するのに要する約600日のあいだに完全に溶解してしまうことになる。

しかし、セジメントトラップ実験によると、表層でのブルームからわずか2週間以内の遅れで深層でも粒子束の極大が観測される(Takahashi, 1986など)。沈降速度がこのように大きくなるのは、珪藻殻が凝集体によって沈降するためである。凝集体による沈降は珪酸殻の保存に2つの利点がある。まず、水柱にある時間が短くなることで溶解から逃れる可能性が増加する。また有機物に包まれることによっても溶解から保護される。炭酸カルシウムの粒子の場合、有機物が分解すると海水が酸性になり粒子を溶解してしまう。これとは逆に珪酸塩の飽和度は酸性で大きく、有機物の分解は珪酸塩の保存効果を持つ。

Takahashi(1986)は北太平洋(50°N, 145°W)の水深1,000 mと3,800 mに設置したセジメントトラップ試料と海底4,000 mの表層堆積物を比較し、沈降中の珪藻殻の溶解はほぼ無視できることを示した。溶解は海底で進行し、堆積物に残るのは生産量の約2%である。また、選択的な溶解の結果、海洋表層の群集と堆積物表層の遺骸群集の種組成には大きな違いが生じる。

## 4. 生物起源オパールからみた氷期の生物生産性

氷期に大気中の二酸化炭素濃度が減少したことを説明するモデルは大きく2つに分類される。ひとつは海洋の生物生産性が増大して大気二酸化炭素を取り込む量が増えたとする生物学的ポンプ説であり、もうひとつは極域や深層水のアルカリ度変化によって大気二酸化炭素濃度が減少したとする説であ

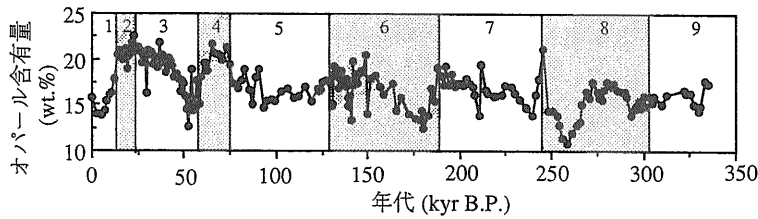
る(Broecker and Peng, 1989)。氷期は極域と熱帯間の温度勾配が増し、大気の子午面循環が活発になって風速が増加し、湧昇が盛んになったと考えられる(CLIMAP, 1976)。氷期には生物学的ポンプの活動度が大きかった可能性が高い(Sarnthein et al., 1988)。

生物生産性の変遷を明かにするために深海底コアの有機炭素含有量やその他のトレーサーが測定されつつある(川幡, 1994)。有機炭素や炭酸カルシウムは表層での生物生産量を反映するが、海底での分解作用の影響も大きい。底層水の溶存酸素量は有機物の分解を大きく左右する可能性があり(Emerson, 1985)、リソクラインの変動は炭酸カルシウムの保存に大きく影響する。堆積速度が速いと急速な埋積によって有機炭素の保存性が良くなることも報告されている(Heath et al., 1977)。一方、オパールの溶解には深度による差別的な効果はない。過去のオパール溶解強度の変動については不明な点が多い。海洋の珪酸の滞留時間は12000年と比較的短い、海水のオパールに対する飽和度が著しく低いことを考え合わせると、短期間での溶解強度の大きな変化は考えにくい。よってオパールの沈積流量は生産性についてのよい指標として期待される。

ここでは生物起源オパール含有量を測定した例を中心に、海域別に氷期の生物生産性の変遷とその大気二酸化炭素濃度への影響をみる。

(1)東部赤道太平洋 Pedersen(1983)やLyle et al.(1988)は有機物含有量の測定から氷期の生物生産性が間氷期よりも高かったことを明かにした。この海域では、深層水の溶存酸素量の変化は有機炭素の保存に大きな影響を与えていない。Lyle et al.(1988)によると、オパールと炭酸カルシウムの沈積流量の変動に相関はみられないものの、ともに有機炭素の沈積流量とは高い相関を示す。これは珪藻や放散虫を中心とする珪質プランクトン群集と、円石藻や有孔虫からなる石灰質プランクトン群集が入れ代わりながらともに高い生産性を示していたものと考えられる。

生物起源オパールは一般に沈積流量(Opal MAR;  $\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{kyr}$ )での表示が表層生産性の指標として用いられる。この表記により、炭酸塩や陸源性堆積物による希釈や堆積速度の変化による影響を取り除くことができると考えられていた。しかし最近、初期



第6図  
西部赤道太平洋西カロリン海盆における生物起源オパール含有量の変遷. ハッチを付けた部分は氷期を示す.

続成作用についてのモデル検討により、沈積流量よりも全堆積物中のオパール含有量(%Opal<sub>tot</sub>)が生物生産性の指示者として優れていることが指摘された(Archer et al., 1993). Opal MARは%Opal<sub>tot</sub>と次のような関係にある.

$$\text{Opal MAR} = \text{Total MAR} \times \% \text{Opal}_{\text{tot}}$$

沈降粒子中のオパールの割合が小さい海域では、オパールの大部分は溶解してしまうため、%Opal<sub>tot</sub>の値は小さく、その変動幅も小さい. そこで、堆積物全体の沈積流量(Total MAR)の変動が大きい場合には、上式から求められるOpal MARも引きずられて大きく変動し、沈降オパール束を正しく見積ることができない. 東部赤道太平洋の海底深度はリソクライン付近にあり、過去の炭酸塩溶解強度の変動によってTotal MARの変化が大きい. よってオパールの沈積流量を用いた生物生産性の議論には再検討の余地がある.

(2)中部赤道太平洋 Rea et al. (1991)によると炭酸カルシウムと有機炭素の沈積流量には強い相関があるものの、期待に反してオパールと有機炭素の沈積流量に相関は見られない. このコアでは生産量が増加・減少する過渡期にオパール沈積流量の極大が認められる. 生物源粒子束が大きいのは有機炭素と炭酸カルシウムの組み合わせのときで、オパール堆積時ではない. この海域では石灰質群集が有機炭素輸送を担っていると思われる. Rea et al. (1991)は、この海域の生物源粒子束の増加が氷期の炭酸カルシウムの減少に寄与していると考えた.

(3)西部赤道太平洋 西カロリン海盆の水深4,412 mから採取されたコアについて過去30万年にわたり、有機炭素・炭酸カルシウムの含有量(川幡ほか, 1994)やオパールの含有量(川幡・鈴木, 投稿中; 第6図)が測定されている. オパール含有量の変化は有機炭素含有量からSarnthein et al. (1988)の推定式を用いて求められる基礎生物生産の変動とよく一致していた. 氷期の生物生産性は高く、珪質プランクトン群集によるものと考えられる. この海域も

氷期に生物生産性の増加によって大気二酸化炭素の低下に寄与していた可能性が高い.

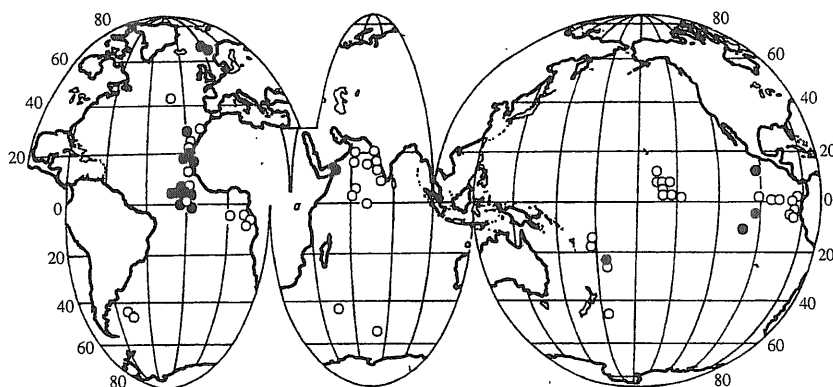
(4)赤道大西洋 Lyle(1988)はシエラレオネライズ(3°N)のコアで、最終氷期に有機炭素沈積流量が大きかったことを示した. 浮遊性有孔虫群集の変換関数を用いた生産性推定の結果も、氷期に赤道域を中心に生産性が高かったことを示している(Mix, 1989). ただし、オパールについての詳細な研究例はない.

(5)沿岸湧昇域 沿岸湧昇は大陸沖合数百 km 以内に限定され、風系や海流系の影響を強く受ける. 現在、全海洋の約10%を占める沿岸域は、全海洋の生産量に対して基礎生産で20%、新生産で30%を担っており、その重要性は高い(Sarnthein et al., 1988).

ペルー沿岸の沿岸湧昇域(11°S 付近)では、珪藻群集の変換関数を用いた推定によると、主な生産性増大期は氷期最盛期に対応し、大気二酸化炭素濃度の低い時期にあたっている(Schrader, 1992). ペルー沖のような沿岸湧昇域で生産された有機物は堆積速度の速い半遠洋性堆積物に分解を免れて取り込まれ、大気二酸化炭素を効率よく除去すると考えられる.

(6)インド洋 インド洋のアラビア海沿岸も湧昇域であるが、他の沿岸湧昇域が貿易風によるのに対して、ここでは季節風が湧昇の原因となっている(Nair et al., 1989). アラビア半島沖のオーエン海嶺では、堆積速度が速いと有機炭素の保存性が良くなるために、有機炭素沈積流量は生産性の指示者として不適切である. そしてオパールのほうが生産性の変動に対応し、季節風による湧昇の指標となる(Murray and Prell, 1992). 湧昇の強弱には氷期・間氷期との明確な相関はない. 最終氷期についてみれば生産性は低かった.

(7)南極環海域 珪質殻の主要な堆積場である南極環海域は、氷期の二酸化炭素吸収源として重要視されている. しかし、Mortlock et al. (1991)とCharles et al. (1991)によると大西洋・インド洋区の南極海



第7図  
最終氷期最盛期から完新世にかけての生物生産性の変化。  
○は氷期に、●は後氷期に生産量が大きかった地点を示す。  
Sarnthein et al. (1988) より。

では、氷期に生物生産が高かったことを示す証拠はみられない。現在の南極極前線以北の海域では氷期のオパール沈積流量が大きかったが、これは珪質軟泥ベルトが北方に移動した結果であり、むしろ南極環海域全体ではオパール沈積流量は後氷期に比べ氷期に低い。

(8)全海洋における生産性の変遷 Sarnthein et al. (1988)は、中低緯度海域の60本以上のコア試料の有機炭素沈積流量から、経験式を用いて表層の生物生産量変化を求めた。そして最終氷期最盛期(17~21 kyr B.P.)には、アラビア海や貧栄養海域の一部を除き、赤道域や沿岸湧昇域では生物生産が活発であったことを示した(第7図)。これは前項で紹介した個々の研究結果とも一致する。極域についても氷期の生産性がわずかに高かったことを想定し、全海洋で現在よりも30~50%大きい生産量を見積っている。しかし南極環海域の氷期の生産量が現在よりも低かったことが明かにされ、全海洋の生産性の変化について再検討の必要がある。

## 5. オパールの定量方法に関する問題点

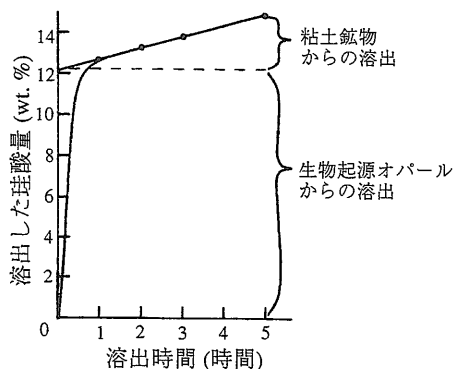
生物生産性の指標として期待されるオパールについて、堆積物の種類に影響されずに広く適用可能なルーチン分析法が検討されてきた。従来は、(1)珪藻殻を顕微鏡下でカウントする方法、(2)熱処理をしてX線解析による定量、あるいは(3)全岩化学分析値からアルミノ珪酸塩の含有量を求めて差し引いた余剰珪酸をオパールとする計算法などが行なわれてきた。しかし、アルカリ溶解によって珪酸を溶出させ、モリブデン錯体の吸光光度測定による定量法が

高精度を得られるとして、近年多く試みられている。しかし、アルカリ溶液の濃度・溶液/試料比・溶解時間・処理温度などの条件について多くの検討がなされてきたが、いまだ皆が認める定量方法は確立されていない。堆積物中のオパールは、堆積年代、珪質殻の種類や保存状態の違いによってアルカリ溶液に対する溶け易さが異なる。また、塩酸による脱灰処理や強いアルカリ処理によって粘土鉱物の結晶格子が破壊され、粘土鉱物からも珪酸が溶出してしまう可能性がある(Eggemann et al., 1980)。これらの問題を解決するには、それぞれの海域の試料ごとに予備実験をして、分析条件を変えてゆく必要がある。

DeMaster(1981)は、1%炭酸ナトリウム溶液による85°Cの溶出で、2時間以内に珪藻の殻が急速に溶解し、それ以上の煮沸によって粘土鉱物からの珪酸の溶出がゆっくりとおきることを見いだした(第8図)。そこで、彼はアルカリ煮沸時の1, 2, 3, 5時間後に溶出液の珪酸濃度を測定して、生物起源オパールの濃度を求める方法(time-dissolution method)を採用した。

Mortlock & Froelich (1989)は、DeMaster (1981)らの研究をもとに、深海底のコア試料に適用するルーチン分析法を提唱している。事前に塩酸を用いて炭酸塩の除去をした上で、試料を20%炭酸ナトリウム溶液と85°Cで5時間反応させ、珪酸を溶出させている。オパール濃度の高い試料について適用するために粘土鉱物からの溶出量の補正は省略されている。

最近、Muller and Schneider (1993)はアルカリ溶出槽と栄養塩自動分析器を連結し、珪酸の溶出量を



第8図 アルカリ溶液に溶出する珪酸量の経時変化 (DeMaster, 1981). カリフォルニア湾の珪質堆積物の例. 1, 2, 3, 5 時間後の珪酸濃度から最小二乗法を用いて外挿し, 生物殻の珪酸量を求める.

5 分間隔で連続測定する装置を開発した. これにより珪酸の溶出曲線が高精度で得られ, 粘土鉱物から溶出する珪酸の量も正確に補正できる.

## 6. まとめと今後の課題

海洋における珪質堆積物の大部分は生物起源オパールで, 表層の生物生産性の分布とよく対応する. 珪藻は凝集体を作って沈降するために深層への有機炭素輸送量が多い. 海底のオパールは表層の生物生産性や強力な生物学的ポンプの指標として期待される. ただし, オパールの定量方法や堆積物表層での保存状態に関しては未解決の問題が多い.

後期第四紀のコア試料の分析により, 最終氷期は中低緯度海域では現在よりも生産性が高く, 逆に高緯度, とくに南極環海域では生産性が低かったことが明らかになってきた. 炭酸カルシウム/有機炭素比や群集の違いなど生産性の質に注意しながら, 全海洋での生産量の変遷を復元し, 気候変化や大気二酸化炭素濃度との関連を議論する必要がある. 大平洋は大西洋に比べて珪質プランクトンの生産が活発で強力な生物学的ポンプが期待される. しかし, 西大平洋海域については今だデータに乏しい.

これらの課題を踏まえ, 筆者らは現在, 「海洋中の炭素循環メカニズムの調査研究」の一環として, 西太平洋域のピストンコアとセジメントトラップ試料の研究を進めている. さらに全海洋での生産性の変遷と大気二酸化炭素濃度の関係を定量的に議論す

るため, ボックスモデルの開発とそれを用いた検討を進めてゆく予定である.

謝辞: 地質調査所海洋地質部の川幡穂高博士には, 本原稿を読んでいただき改善のためのご助言をいただきました. 記して感謝いたします. 本研究は, 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (NEDO) が, (株) 関西総合環境センターに委託して実施している「海洋中の炭素循環メカニズムの調査研究」と工業技術院特別研究「海洋における物質循環の研究」の成果の一部である.

## 文 献

- Archer, D., Lyle, M., Rodgers, K. and Froelich, P. (1993) : What controls opal preservation in tropical deep-sea sediments? *Paleoceanography*, **8**, 7-21.
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. and Lorius, C. (1987) : Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, **329**, 408-414.
- Berger, W. H. (1970) : Biogenous deep-sea sediments: Fractionation by deep-sea circulation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 1385-1402.
- Berger, W. H and Keir, R. S. (1984) : Glacial-Holocene changes in atmospheric CO<sub>2</sub> and deep-sea record. In Hansen, J. E. and Takahashi, T. eds., "Climate Processes and Climate Sensitivity" *Geophys. Monogr. Ser.*, **29**, 337-351.
- Bienfang, P. K., Harrison, P. J. and Quarmby, L. M. (1982) : Sinking rate response to depletion of nitrate, phosphate and silicate in four marine diatoms. *Mar. Biol.*, **67**, 295-302.
- Broecker, W. S. and Peng, T.-H. (1982) : Tracers in the sea. *Lamont-Doherty Geological Observatory*, 690pp.
- Broecker, W. S. and Peng, T. H. (1989) : The cause of the glacial to interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> change: A polar alkalinity hypothesis. *Global Biogeochem. Cycles*, **3**, 215-240.
- Calvert, S. E. (1968) : Silica balance in the ocean and diagenesis. *Nature*, **219**, 919-920.
- Charles, C. D., Froelich, P. N., Zibello, M. A., Mortlock, R. A. and Morley, J. J. (1991) : Biogenic opal in southern ocean sediments over the last 450,000 years: implications for surface water chemistry and circulation. *Paleoceanography*, **6**, 697-728.
- CLIMAP Project Members. (1976) : The surface of ice age earth. *Science*, **191**, 1131-1137.
- DeMaster, D. J. (1981) : The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 1715-1732.
- Ducklow, H. W. and Harris, R. P. (1993) : Introduction to the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment. *Deep-Sea Res.*, **40**, 1-8.
- Eggemann, D. W., Manheim, F. T. and Betzer, P. R. (1980) : Dissolution and analysis of amorphous silica in marine sediments. *J. Sed. Petrol.*, **50**, 215-225.
- Emerson, S. (1985) : Organic carbon preservation in marine sedi-



- ments. In Sundquist, E. T. and Broecker, W. S. eds., "The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present". Geophys. Monogr. Ser., **32**, 78-89.
- Heath, G. R. (1973) : Dissolved silica in deep-sea sediments. In Hay, W. W. ed., "Studies in Paleoclimatology", Soc. Econ. Pet. Min., **20**, 77-93.
- Heath, G. R., Moore, T. C. and Dauphin, J. P. (1977) : Organic carbon in deep-sea sediments. In Anderson, N. R. and Malahoff, A. eds., "The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans", Plenum, New York, 605-625.
- Honjo, S. (1982) : Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panama Basin. *Science*, **218**, 883-884.
- Honjo, S. and Manganini, S. J. (1993) : Annual biogenic particle fluxes to the interior of the North Atlantic Ocean; studied at 34°N 21°W and 48°N 21°W. *Deep-Sea Res.*, **40**, 587-607.
- Jochem, F. J. and Zeitzschel, B. (1993) : Productivity regime and phytoplankton size structure in the tropical and subtropical North Atlantic in spring 1989. *Deep-Sea Res.*, **40**, 495-519.
- 川幡穂高(1994) : 過去の生物生産量の推定とそれに関連した問題点. *地質ニュース*, **475**, 22-33.
- 川幡穂高・氏家 宏・江口暢久・西村 昭・田中裕一郎・池原研・山崎俊嗣・井岡 昇・茅根 創(1994) : 西カロリン海盆における過去30万年の有機炭素および無機炭素沈積流量の変遷. *第四紀研究*, **33**, 19-29.
- 川幡穂高・鈴木 淳(投稿中) : 西カロリン海盆における過去30万年前の基礎生物生産の変動. *地質学雑誌*.
- Lisitsyn, A. P. (1967) : Basic relationships in distribution of modern siliceous sediments and their connection with climatic zonation. *Internat. Geol. Rev.*, **9** (5), 631-652.
- Lisitzin, A. P. (1972) : Sedimentation in the world ocean. *Soc. Econ. Paleont. and Min. Special Publ. No. 17*, 218pp.
- Lyle, M. (1988) : Climatically forced organic carbon burial in equatorial Atlantic and Pacific Oceans. *Nature*, **335**, 529-532.
- Lyle, M., Murray, D. W., Finney, B. P., Dymond, J., Robbins, J. M. and Brooksforce, K. (1988) : The record of late Pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific Ocean. *Paleoceanography*, **3**, 39-59.
- Mix, A. C. (1989) : Pleistocene paleoproductivity: Evidence from organic carbon and foraminiferal species. In Berger, W. H., Smetacek, V. S. and Wefer, G. eds., "Productivity of the Ocean: Present and Past". John Wiley & Sons, Chichester, 313-340.
- Mortlock, R. M. and Froelich, P. N. (1989) : A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Res.*, **36**, 1415-1426.
- Mortlock, R. M., Charles, C. D., Froelich, P. N., Zibello, M. A., Saltzman, J., Hays, J. D. and Burckle, L. H. (1991) : Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. *Nature*, **351**, 220-223.
- Muller, P. J. and Schneider, P. (1993) : An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. *Deep-Sea Res.*, **40**, 425-444.
- Murray, D. W. and Prell, W. L. (1992) : Late Pleistocene climatic oscillations and monsoon upwelling recorded in sediments from the Owen Ridge, northwestern Arabian Sea. In Prell, C. P. and Emeis, K. C. eds., "Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene". *Geol. Soc. Special Publ.*, No. 64, 301-321.
- Nair, R. R., Ittekkot, V., Manganini, S. J., Ramaswamy, V., Haake, B., Degens, E. T., Desai, B. N. and Honjo, S. (1989) : Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, **338**, 749-751.
- Passow, U. and Peinert, R. (1993) : The role of plankton in particle flux: two case studies from the northeast Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **40**, 573-585.
- Pedersen, T. F. (1983) : Increased productivity in the eastern equatorial Pacific during the last glacial maximum (19,000 to 14,000 yr B. P.). *Geology*, **11**, 16-19.
- Peinert, R., von Bodungen, B. and Smetacek, V. S. (1989) : Food web structure and loss rate. In Berger, W. H., Smetacek, V. S. and Wefer, G. eds., "Productivity of the Ocean: Present and Past". John Wiley & Sons, Chichester, 35-48.
- Rea, D. K., Pisias, N. G. and Newberry, T. (1991) : Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Flux patterns of biogenic sediments. *Paleoceanography*, **6**, 227-244.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.-C. and Fontugne, M. R. (1988) : Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO<sub>2</sub> reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanography*, **3**, 361-399.
- Schrader, H. (1992) : Peruvian coastal primary paleoproductivity during the last 200,000 years. In Prell, C. P. and Emeis, K. C. eds., "Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene". *Geol. Soc. Special Publ.*, No. 64, 391-409.
- Siever, R. (1957) : The silica budget in the sedimentary cycle. *Am. Mineral.*, **42**, 821-841.
- Smetacek, V. S. (1985) : Role of sinking in diatom life-history cycles: ecological, evolutionary and geological significance. *Mar. Biol.*, **84**, 239-251.
- Stommel, H. (1958) : The abyssal circulation. *Deep-Sea Res.*, **5**, 80-81.
- Stumm, W. and Morgan, J. J. (1981) : *Aquatic Chemistry*. John Wiley & Sons, New York, 780pp.
- 鈴木 淳(投稿中) : 海水の炭酸系とサンゴ礁の光合成・石灰化による変化—理論と代謝量測定法—. *地質調査所月報*.
- Takahashi, K. (1986) : Seasonal fluxes of pelagic diatoms in the subarctic Pacific, 1982-1983. *Deep-Sea Res.*, **33**, 1225-1251.
- 田中裕一郎(1992) : 海洋の物質循環におけるフィークルベレットの役割. *地質ニュース*, **452**, 30-37.
- Wollast, R. (1974) : The silica problem. In Goldberg E. D. ed. "The Sea" vol. 5, *Marine Chemistry*, John Wiley & Sons, New York, 359-392.

---

SUZUKI Atsushi and MOTOYAMA Isao (1994): Formation of siliceous tests and paleoproductivity of the ocean.

---

〈受付: 1994年1月19日〉