

過去の生物生産量はどのようにして推定するのか

川 幡 穂 高¹⁾

1. はじめに

南極の氷床コアに残された過去16万年の二酸化炭素濃度の変動は、地球表層の炭素循環に関する研究に大きなインパクトを与えた。この氷床の記録は、人類活動の寄与なしに自然のみの働きで、大気中の二酸化炭素濃度が、最終間氷期最盛期(約13万年前)に極大値として約300 ppmv(体積比で百万分の一)、最終氷期に極小値として200 ppmv 以下という値をもって変動していたことを示している(Neftel et al., 1982; Barnola et al., 1983, 1987)。これを説明するために、海洋リザーバーの潜在的能力が注目された。それは、海洋が地球表層の炭素リザーバーの中で特に大きく、わずかに変化しても大気圏に存在する炭素量を大きく変動させてしまうからである。これまでに海洋の物質循環に大きな影響を与える海洋深層大循環や、それに伴う海水の化学組成の変動や不均一性で、大気中の二酸化炭素の変動を説明する数々の試みが提案されてきた。しかし、未だ結論を得るには至っていない(例, Broecker, 1982; Boyle, 1988a, b)。

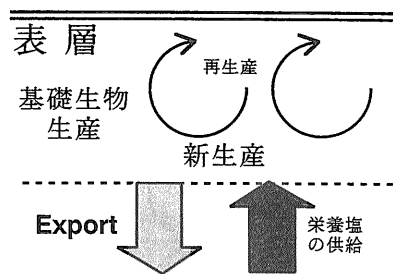
これらの説明のほとんどが生物活動に伴う鉛直方向の物質輸送を意味する生物ポンプを重要なプロセスであると認めている。特に、海洋表層での有機物の形成は、大気中の二酸化炭素を吸収する手段として重視されている。太陽光が透過する範囲は有光層と呼ばれている。この層内に栄養塩が存在すると、生物活動により有機物が形成される。この際海水中の二酸化炭素が利用される。このため、表層水中の二酸化炭素分圧が下がり、これに伴い大気中の二酸化炭素を吸収しやすくなるのである。海洋表層で生物によって生産される生産量は基礎生物生産と呼ばれ、この炭素量は現在の海洋で1年当り22-45 Gt

(10^9 t)と推定されている(Sandquist, 1985)。この量は化石燃料の燃焼で放出される二酸化炭素に含まれる炭素量の約3~7倍にも達している(Koblentz-Mishke et al., 1970; Eppley, 1989)。

本稿では、過去の基礎生物生産量やその仕組みを推定する様々な試みについて紹介し、重要度の高いテーマについてその課題を述べる。

2. 過去の生物生産量やその支配因子を推定する方法

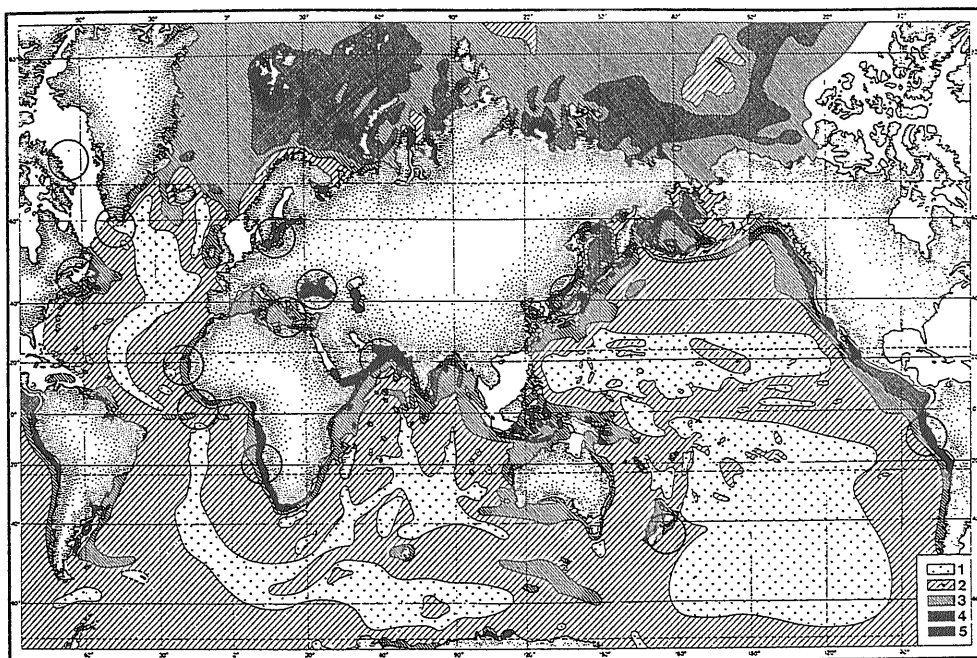
表層で生物によって生産される総量は基礎生物生産(Net primary productivity)と呼ばれている。これは、表層内で生産・分解を繰り返す再生産と中層から表層への栄養塩の供給によって新たに生産される新生産(New production)を含んでいる。一方、表層から沈降粒子等で除去される量はエクスポート生産(Export production)と呼ばれている。この生産は現在の海洋ではセジメント・トラップ実験で測定される沈降粒子の流量として与えられる。この量は、古海洋学で扱うような時間スケールが長い場合



第1図 基礎生物生産(Net primary productivity)は表層で生物によって生産される総量を表す。これは、再生産と新生産(New production)を含んでいる。表層から粒子状物質の形で除去される量はエクスポート生産(Export production)と呼ばれる。

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード：基礎生物生産，有機炭素，生物起源オパール，
バイオマーカー，堆積物



第2図 現在の海洋表層堆積物中の有機炭素の分布(1=<math>< 0.25\text{ wt. \%}</math>, 2=$0.25 - 0.5\text{ wt. \%}$, 3=$0.5 - 1\text{ wt. \%}$, 4=$1 - 2\text{ wt. \%}$, 5=> 2 wt. %)(Romankevich, 1984). 外洋の中緯度地域では, 含有量の値は低い.

には, 新生産量にほぼ等しくなる(Eppley, 1989)(第1図).

大気中の二酸化炭素の変動と海洋の炭素循環との関連性を議論する際には, 再生産を含む基礎生物生産よりも, 表層から物質を実質的に除去するエクスポート生産の方がはるかに重要である. しかしながら, 一般に基礎生物生産の増加はエクスポート生産の増加を伴うので, 本来エクスポート生産を使用すべきところを, 直感的に理解しやすい基礎生物生産を用いた議論がしばしば行われる.

過去の基礎生物生産や有光層からの炭素の鉛直輸送を直接測定することは不可能である. そこで, 地質学者や地球化学者は, 堆積物に残された情報から過去のこれらに関する知見を得ようと間接的な指標を数々開発してきた. 間接的な指標は大きく二つのグループに分類できる. 一つは絶対量によるもので, 炭酸カルシウム, オパール, 有機炭素沈積流量などがこれにあてはまる. 古海洋学で用いられる沈積流量の単位は $\text{mg cm}^{-2} \text{ kyr}^{-1}$ で, 単位平方 cm あたりに, 千年間でどれ位の物質が堆積するかを表している. もう一つのグループは組成を比率で表したもので, 同位体組成や群集組成を挙げることで

きる. 通常は, 確度をあげるために沈積流量と組成から得られる情報を組み合わせて用いることが多い.

2.1 有機炭素

現在の海洋性堆積物中の有機炭素の分布は, 場所によってかなり異なった様相を呈しているが, 規則性も認められる(第2図, Romankevich, 1984). 一般に, 大陸棚や大陸斜面上部の堆積物や縁海堆積物では有機炭素含有量は大きな値を, 大洋の中央部の堆積物中の有機炭素含有量は低い値を示す.

上から降ってくる粒子よりむしろタービダイトを通じて, 物質の輸送が頻繁に起こる場合を除くと, 堆積粒子の主な起源は沈降粒子である. 沈降粒子によって運ばれる有機炭素の流量は表層水からのエクスポート生産量とともに増大する. セジメント・トラップ実験による沈降粒子の研究は, 表層で有機物が生産されてから水中で分解する過程についての貴重な情報を蓄積しつつある. この成果の一つは鉛直方向の炭素流量に関する強い深度依存性である(第3図). 表層水で生産された有機炭素量のわずかな部分(1%以下)のみが堆積物として最終的に除去される.

現在と過去の海成の有機物に関する研究によっ

て、堆積物に含まれる有機炭素含有量は、深層水中の溶存酸素濃度よりもむしろ表層水での基礎生物生産を反映しているとの見解が優勢となっている(Thunell et al., 1992). 基礎生物生産分布図(第4図)が堆積物中の有機炭素含有量分布図(第2図)と比較的調和的であることもその考えを間接的ではあるが支持している。

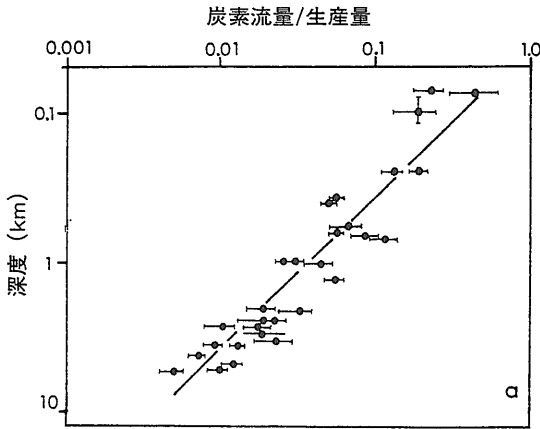
基礎生物生産の全海域での総量は研究者によって

幅があり、確定した値は得られていない。しかし、大陸棚であるとか外洋であるとかの海洋生態系のタイプ別に分類した場合、また、大洋ごとに分類した場合の基礎生物生産値について、その傾向を読み取ることは炭素循環を解明する上で重要である。誤差を伴うものの、第1, 2表にその結果を示した。

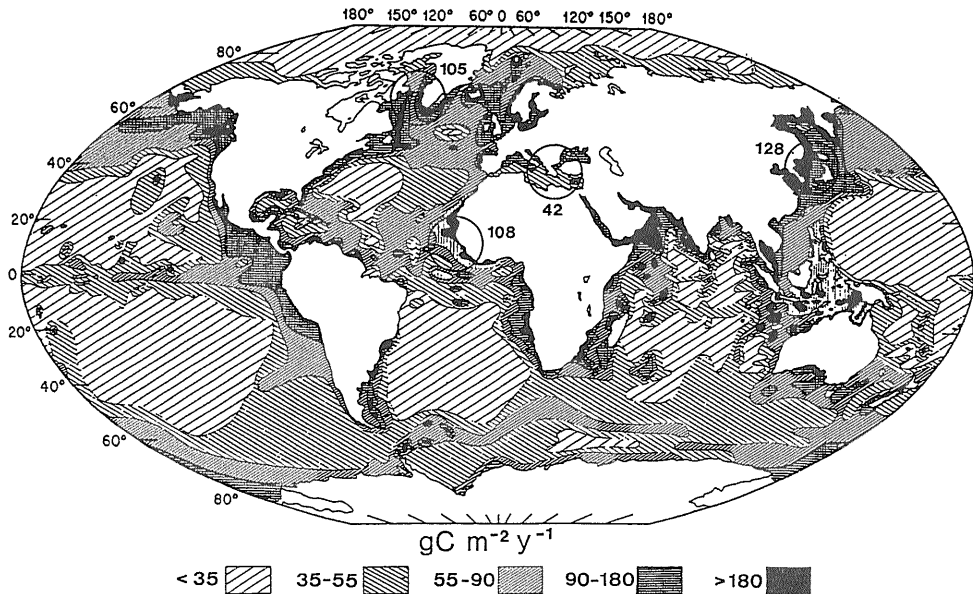
堆積物に含まれる有機炭素から過去の基礎生物生産を推定する方法は3.1で詳述するが、有機炭素から基礎生物生産量やエクスポート生産量を推定する方法は定量的議論が可能で、しかも、その変動は海洋と大気との二酸化炭素のやりとりに関して密接な関係があったと考えられているので、環境問題の中でも最も重要な位置を占めている。

2.2 オパール生物殻

オパール生物殻が繁殖する時期に、海洋表層から有機炭素が効率的に除去されていることがインド洋やカロリン海盆で観察されている(川幡他, 1994). このような状況は珪藻の繁殖と基礎生物生産の増大との間に密接な関連があることを示唆している。沈降粒子による有機炭素の粒子束(鉛直輸送流量)は高い深度依存性を有しているが、海水はオパールについて不飽和なので、表層で生産されたオパールのかなりの割合が海水に溶解してしまう。したがって、堆積物中のオパール量からオリジナルの生産の変動



第3図 堆積粒子の起源となる沈降粒子の粒子束の水深との関係。炭素の鉛直方向の流量は年平均生産量に対して規格化してプロットした(Suess, 1980)。有機炭素は中深層にもたらされるうちに分解し、海水中に溶出していく。



第4図 現在の海洋の基礎生物生産分布図(Koblentz-Mishke et al., 1970). $\text{gC m}^{-2} \text{y}^{-1}$ という単位は1年間に1平方m当りの海域で生産される炭素量を表している。

第1表 世界の基礎生物生産量(Romankeich, 1984)

	面積	総生産	単位面積あたりの生産
	(10 ⁶ km ²)	10 ⁹ t有機炭素/年	有機炭素/m ² /年
河口	1.4	1	714.3
湧昇帯	0.4	0.1	250
大陸棚	26.6	4.3	161.6
外洋	332	18.7	56.3

第2表 各大洋における基礎生物生産量の推定値。()内は沿岸を表す

太平洋	インド洋	大西洋	南極海	合計	
7.0(4.1)	2.8(1.0)	4.3(1.7)	5.2	31.1	Platt & S. Rao (1975)
9.4(2.0)	5.9(0.7)	8.5(1.3)	3.3	26.9	Berger et al. (1987)

単位: GtC/yr

を推定すると、かなりの誤差が生ずるおそれもでてくる。これは群集解析から生産量を測定する際にもあてはまる。

しかしながら、珪藻の群集解析はオパールの化学分析値から得られるものより決定的な情報を提供する場合もある。例えば、赤道付近に分布する第四紀の珪藻軟泥では、*Ethmodiscus rex*が優勢である。このことは、高い生物生産を暗示する明かなシグナルと認識されている(Takahashi, 1986)。オパール生物殻を有するもう一つのグループには放散虫があるが、この動物プランクトンに関しては海洋生物学の情報が乏しく、未開拓な領域となっている。

2.3 炭酸カルシウム生物殻

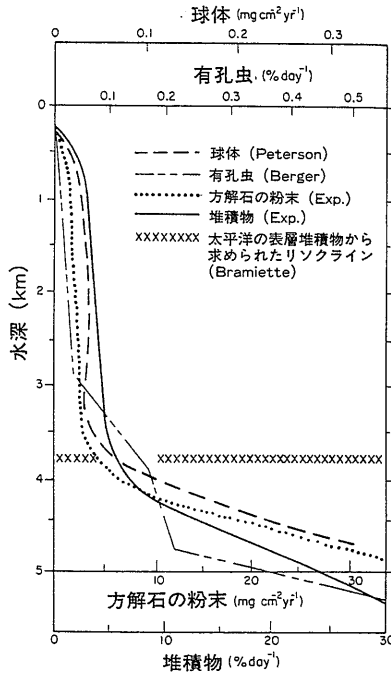
炭酸カルシウム生物殻は主に円石藻や浮遊性有孔虫によって作られる。これらの炭酸カルシウムの粒子束は、表層や中層で動物プランクトンの餌になったり、深層における溶解によって影響を受ける。現在のところ溶解作用についての研究は蓄積があるが、餌になった場合に浮遊性有孔虫殻のどの位が破片になってしまうのかという問題については定量的な評価が難しい。

現在の海洋では、沈降粒子による年単位の有機炭素粒子束と、オパール粒子束や炭酸カルシウム粒子束との間には正の相関がしばしば観察される。有機炭素やオパールは表層水塊中でも溶解してしまうため、過去の生産量の推定には補正が必要である。しかし、溶解という側面では炭酸カルシウムは多少有利である。炭酸カルシウムの溶解に関する現場実験

と室内実験の結果によれば、炭酸カルシウムは水深3.7 km位の急速に溶解が進行する深度(リソクライン)で浅ではほとんど溶解しないことがわかっているからである(第5図)。そこで、外洋域のリソクラインで浅で堆積物試料を採取して、炭酸カルシウムの沈積流量を求めれば、過去の炭酸カルシウムのエクスポート生産をかなり正確に把握できる。

一般に、化石の群集組成解析を用いて過去の生物生産を再構築することは大変有望であると考えられている。しかし、現状ではかなりの誤差を伴うばかりでなく、定量的議論を行う段階には達していない場合が多い。この原因の一部は、普通の化石グループでさえも海洋生物学的知識が限られていることに起因しており、特に、有孔虫、円石藻、放散虫では顕著である。堆積物中に埋没したプランクトンの化石が表層内のプランクトンの群集を忠実に表しているのか、エクスポート生産を反映しているのかを定量的に把握することは現状を打開する第一歩である。

最近のセジメント・トラップ実験のデータに基づく、有機炭素/炭酸カルシウム炭素比はエクスポート生産が増加するに伴い増えることが示唆されている(Berger and Keir, 1984)。この比の変動は表層と深層での二酸化炭素の収支に大きな影響力を持つと考えられている。現在のところ過去の海洋についてこの種の研究を行った例はほとんどない。それは、炭酸カルシウムを用いた研究の興味が、溶解変動に向いていたことに原因の一部があると考えられる(例、川幡、投稿中)。



第5図 炭酸カルシウムの溶解に関する現場実験と室内実験の比較(Morse and Berner, 1972; Peterson, 1966; Berger, 1967). 溶解速度の絶対値は各々の実験によって異なっていることに注意(Honjo and Erez, 1978). 現場での測定では、炭酸カルシウムを容器に入れて繫留して溶解速度を求める。この図は、炭酸カルシウム生物殻が沈降した時、水深3.7 kmを境として、それ以深では溶出速度が急速に増加することを示している。

2.4 C/N比, 炭素同位体, バイオマーカー

堆積物に含まれる有機物が海成であるのか、陸源であるのかを評価するということは、海洋での基礎生物生産を推定する上で最も基本的な情報である。

堆積物の有機炭素/全窒素比(C_{org}/N 比)は有機物の起源が海成であるのか陸源であるのかを示す有用な指標と考えられている(Stevenson and Cheng, 1972). 堆積物中の典型的な海成有機物の C_{org}/N 比は8~9で、プランクトン中の C_{org}/N 比の平均値である5.7よりも少し高くなっている(Redfield et al., 1963). これは、有機物の分解に伴い、選択的に窒素が固相から溶出していくからである。一方、陸源の有機物の C_{org}/N 比は最低で20、最高で200という範囲にはいる(Hedges and Parker, 1976; Hedges et al., 1986). 沈降粒子ではほとんどの窒素はアミノ酸の中に含まれているが、堆積物中では相当量の窒素がアンモニウムイオンとなり、粘土鉱物

中のアルカリイオンを置換していると考えられている。そこで、続成過程によって無機態の窒素が粘土鉱物にどの程度取り込まれるのかについて定量的な知見が乏しいために、この比を用いた議論は漠然としたものになりがちである。

有機物の炭素同位体も、陸源有機物あるいは海成有機物の寄与を判断する指標として利用されることがある。現在の海成有機物での $\delta^{13}C$ は-18から-22%で、陸源のものは-26から28%以下であるとされている(Degens, 1969). しかしながら、これはあまりに単純な区分けである。実際に海成有機物の炭素同位体を支配する因子には、海水中の炭素同位体組成、水温、光合成の生化学プロセスの違い、海水中の二酸化炭素分圧等が挙げられる。堆積物への埋没まで含めると海底付近での初期続成過程も炭素同位体組成を変化させることがあり、炭素同位体組成を用いた解釈には注意が必要である。

もう少し長い時間スケールでみると、海水中の炭素同位体の記録は、大気、海洋、陸上生物、堆積物リザーバーの間の炭素分配を表す最重要のトレーサーである(Shackleton and Pisias, 1985). また、表層水と深層水との $\delta^{13}C$ の差は溶存栄養塩濃度の間接指標ともなっている。すなわち、海洋プランクトンは、光合成によって海水中の $^{13}C/^{12}C$ 比に対して相対的に ^{12}C をより多く取り込むので、表層水中のリザーバーでは、炭素同位体は重い方へシフトする。逆に、これらの生物が中深層へ落下する間に分解すると、この相対的に軽い組成をもつ炭素が深層中へ溶けることになる。このようにして、表層と深層水との炭素同位体の分配は、海洋の栄養塩濃度に強く依存する。

ある生物に特徴的な有機化合物を解析することにより、堆積物に含まれる陸源有機物と海成有機物の相対的な寄与を識別することが可能になりつつある。この解析法は、オパールあるいは方解石等の生物殻を残さない第一次生産者の活動を追跡することもできるという利点を有している。このように、ある特別の生物に関係した特殊な化学構造をもった有機化合物をバイオマーカー分子と呼んでいる。これらの化合物は海洋環境等に対して比較的抵抗力があり、堆積物中に保存されている。バイオマーカーの研究は、過去の特定の生物活動や生物群に関する情報、動物プランクトンの食生活・微生物による変質

・光化学分解の程度についての情報を提供するため、現在急速に発展している。バイオマーカーの代表例として、長鎖不飽和ケトン(n-37:2, n-37:3, n-38:2)を挙げることができる。これは植物プランクトンである Prymnesiophyceae 綱(炭酸カルシウムの殻を作り出す coccoliths はこの綱に属している)によってのみ作り出される化合物で、水温等有用な束縛条件を与えるものとして期待されている。

2.5 栄養塩濃度の推定

海洋における栄養塩の循環が、海洋の生物生産やエクスポート生産の根本を支配していることは言うまでもないことである。過去の海洋における栄養塩循環の議論では、海洋リザーバー全体での栄養塩の総量の変動、海盆間や深度間での栄養塩の分配が重要である。現在を例にとると、大西洋での磷酸と硝酸の濃度は、北太平洋のそれの約半分である。一方、珪酸の場合には、北大西洋の濃度は、北太平洋のある地域より1桁小さくなっている。これらの差は水平方向の深層大循環のパターンと鉛直方向の濃度勾配の相互作用によって支配されている。

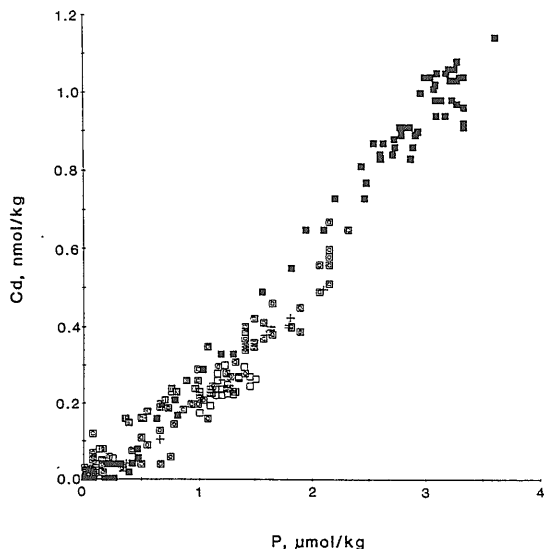
有孔虫殻中の Cd(カドミウム) /Ca(カルシウム)比は栄養塩の一つの間接指標として使用できることが知られている。Boyle(1988a)によると、海水中の溶存 Cd 濃度は溶存磷酸濃度に比例している(第6図)、海水中の Cd 濃度を反映して、有孔虫の炭酸カルシウム殻中へ Cd が取り込まれる。

主要な栄養塩の一つである珪酸については Ge(ゲルマニウム)と Si(シリカ)を用いて推定できる可能性がある(Froelich et al., 1989a, b)。無機質な Ge はオパール生物殻の形成時に生物学的にとりこまれるらしい。すなわち Ge/Si 比では、Ge は Si の重い同位体として扱われる(Froelich and Andreau, 1981; Murnane and Stalland, 1988)。そして、珪藻のオパール生物殻中の Ge/Si 比は、過去の表層水中のシリカ濃度を間接的に表す指標になる。これらの発展は、海洋におけるシリカ循環の歴史を解明(10⁴~10⁵ yr という滞留時間)する上で期待されている。

3. 過去の生物生産の推定とその課題

3.1 有機炭素含有量データに基づく基礎生物生産の推定

1994年3月号



第6図 海水中におけるカドミウム濃度と磷酸濃度との相関図(Boyle, 1988a)。試料は外洋域の混合層以深の海水である。両者はかなり強い相関をもつことがわかる。図中の記号は以下のそれぞれの海域で得られたものである(■:北東太平洋, □:北西太平洋, ○:北東大西洋, □:北極海, +:メキシコ湾)。

過去の基礎生物生産を推定する試みには幾つかの方法がある。この中で、生体物質として最も重要なものである有機炭素を用いた方法は、最も理にかなったものの一つと思われる。

有機炭素含有量からの基礎生物生産の推定を行う際には、堆積物に含まれる有機物のほとんどが海成起源であることが求められることはいうまでもない。これは、堆積物中の有機炭素/全窒素比、炭素同位体等のデータを基に推定される。

さて、Müller and Suess (1979)は堆積速度の小さな場合に炭素の含有量が小さくなる効果を補正して、堆積物中の炭素含有量、乾燥密度、堆積速度のデータを基に過去の基礎生物生産(R)を求める(1)式を提案した。

$$R = (\%C \cdot \text{DBD}) / (0.03 \cdot \text{SR}^{0.3}) \quad (1)$$

ここで、Rは基礎生物生産(gC m⁻² yr⁻¹)、%Cは堆積物中の有機炭素含有量(%), DBDは乾燥密度(g cm⁻³), SRは堆積速度(cm kyr⁻¹)である。

Sarnthein et al. (1987)は、さらに海底深度の影響も考慮し、(2)式を提案した。

$$R = 15.9 (\%C \cdot \text{SR} \cdot \text{DBD})^{0.66} \times (\text{SR}(1 - \%C/100))^{-0.71} Z^{0.32} \quad (2)$$

ここで、 Z は深度(m)である。

有機炭素に基づく第3番目の式は Sarnthein et al. (1988)に提案され、新生産(New productivity)が基礎生物生産ともに与えられている。

$$R_{\text{new}} = 0.0238 \cdot \%C^{0.6429} \cdot SR^{0.8575} \cdot DBD^{0.5364} \\ \times Z^{0.8292} \cdot (SR(1 - \%C/100))^{-0.2392} \quad (3)$$

$$R_{\text{total}} = 2 \cdot R_{\text{new}} \quad (R_{\text{new}} > 100) \quad (4)$$

$$R_{\text{total}} = 20 \cdot \sqrt{R_{\text{new}}} \quad (R_{\text{new}} \leq 100) \quad (5)$$

となる。

カロリン海盆における有機炭素含有量から Müller and Suess (1979), Sarnthein et al. (1987), Sarnthein et al. (1988)によって与えられた式を用いて計算した結果をそれぞれ第7図に示す(川幡・鈴木, 投稿中)。これら3式から得られた推定値は $\pm 30 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 程度の誤差が含まれている。Müller and Suess (1979)の式を用いた場合には(第7A図), 基礎生物生産推定値は酸素同位体ステージ9後期~8前期, ステージ8の中期, ステージ7の中期, ステージ5の前期, ステージ2の後期に相対的に高い値を示す。それは $15 \sim 138 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ という変動幅をもち, 平均は $71 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ である。次に, Sarnthein et al. (1987)の式を用いた場合には(第7B図), 基礎生物生産推定値は酸素同位体ステージ8前中期, ステージ7の前期, ステージ7と6の境界, ステージ5の前期に相対的に高い値を示し, ステージ3, ステージ2でも高い値を示す。その最低値は $42 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, 最高値は $161 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ で, 平均は $99 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ である。最後に, Sarnthein et al. (1988)の式を用いた場合には(第7C図), 基礎生物生産推定値は酸素同位体ステージ8の前中期, ステージ7と6の境界, ステージ6の後期, ステージ3~2でも高い値を示す。それは $64 \sim 162 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ まで変動し, 平均は $104 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ である。このように, Sarnthein et al. (1987)と Sarnthein et al. (1988)の結果は比較的類似しているが, Müller and Suess (1979)とはかなり異なった結果が得られた。しかも, 平均値をみると, Müller and Suess (1979)は他の二つより小さな値を与えている。

南極の氷床コアからの二酸化炭素濃度が得られている過去16万年, 酸素同位体ステージ1から5の期間について3つの推定値の食い違いをもう少し

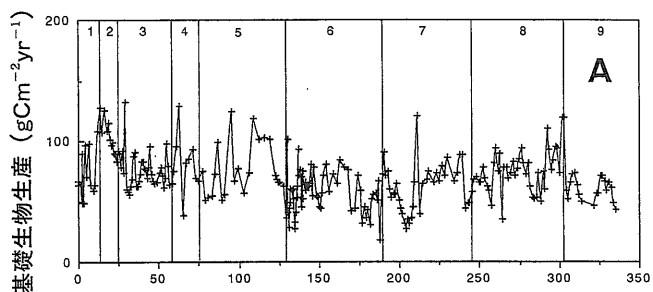
詳しく指摘すると, Sarnthein et al. (1987)と Sarnthein et al. (1988)の式は, ステージ5よりもステージ2と3で高い値を与える。この基礎生物生産が海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値が大きい時期に増大したという結果は, 最終氷期には生物生産が高まったのではないかという推定と一致している (Broecker, 1982; Knox and McElroy 1984; Sarmiento and Toggweiler 1984; Boyle 1988a; b)。これとは逆に, Müller and Suess (1979)の式はステージ2の後期から1の前期にかけてのみ高い値を与えるものの, その他の期間では値は低いまである。これは, 氷期に基礎生物生産が低くなったことを意味している。このように両者で異なった結果が得たのは, Sarnthein et al. (1987)と Sarnthein et al. (1988)では Müller and Suess (1979)より, 方程式中の有機炭素含有量の項(%C)が効くことに原因がある。

現在のところ, 有機炭素含有量に基づく推定値の絶対値についても, また, 相対的な変動に対してもかなりの誤差を含んでいることは明かなので, 有機炭素を用いた推定法に関しては注意が必要である。そして, この3つの式で求められたトレンドのどれが最も正しいものを表しているのかについては, 独立のデータセットに基づく考察が必要となる。

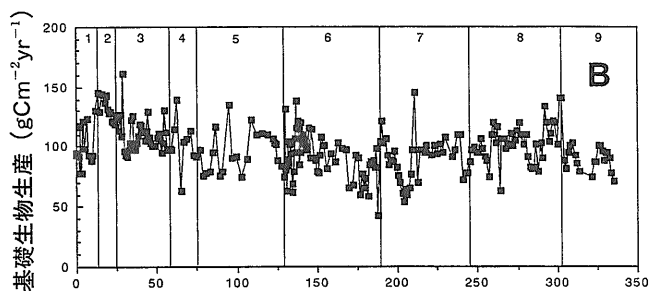
3.2 生物起源オパールや浮遊性有孔虫による基礎生物生産の変動に関する情報

インド洋や西カロリン海盆で行われたセジメント・トラップ実験の結果によると, 有機炭素の粒子束はオパール生物殻の粒子束と強い相関を示している (Nair et al., 1988; 川幡他, 1994)。有機物含有量から求めた基礎生物生産に対し, 独立の証拠を求めるために生物起源オパールの含有量の年代変化を表したのが第8図である(川幡・鈴木, 投稿中)。生物起源オパールの含有量の結果を基礎生物生産と比べると, Sarnthein et al. (1987)と Sarnthein et al. (1988)によって与えられた式, 特に後者の式で求めた基礎生物生産とオパール含有量との間には正の相関が見いだされる。このことは, 過去16万年間に限ると, 西太平洋でも酸素同位体ステージ2と3の時期に生物生産量が増大したことを意味している。

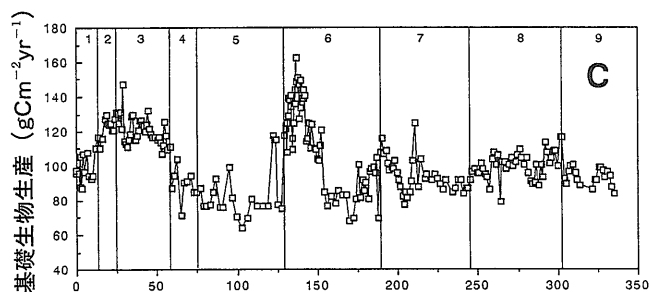
一次独立のデータセットは浮遊性有孔虫の群集組成を基に変換関数を用いる方法からも得られる。このようにして求められた生物生産の推定値と有機炭



年代 (kyr)



年代 (kyr)



年代 (kyr)

第7図

カロリン海盆における過去の基礎生物生産がどのように変動したのかを表した結果。横軸は年代(kyr)および酸素同位体ステージ区分。有機炭素含有量から基礎生物生産を求める式は、A: Müller and Suess (1979), B: Sarnthein et al. (1987), C: Sarnthein et al. (1988)を引用した(川幡・鈴木, 投稿中)。

素から求めた結果とが大西洋で比較されている(第9図)。Mix(1989)は、この結果を基に、両者のプロフィールが必ずしも一致しないことを指摘して、有機炭素に基づく推定法に疑問を投げかけた。しかしながら、この論文で扱われた有機炭素の含有量は0.132~0.220 wt.%で、小数点二桁目以下が変動するのみであるばかりでなく、値も小さい。Sarnthein et al. (1987)や Suess and Müller (1979)が提案した有機物含有量を用いて基礎生物生産を推定する方程式は、これより一桁大きな有機炭素含有量を示す半遠洋性から一部沿岸堆積物に適用可能である。そこで、Mix(1989)は適用範囲外で基礎生物生産の推定式を使ったことに問題があると言うこともできる。

有機炭素含有量が Mix(1989)程小さくない半遠

洋性の堆積物が存在する地域で、浮遊性有孔虫の群集がどのような特徴をもって変動してきたのかを解析することは重要度が増している。また、同様の研究は底生有孔虫を用いても行うことが可能であると指摘されている。

3.3 無機元素の沈積流量と基礎生物生産

有機物の分析から基礎生物生産を推定するに際しての技術的問題は、この方法を採用するには試料が冷凍保存されていなければならないということである。有機物を分析しようとする意図がない時点で採取された柱状堆積物は常温もしくは冷蔵されているだけなのでこの種の研究を行うことはもはや不可能である。そこで、基礎生物生産を反映する無機元素濃度や同位体組成を見つけることができれば、過去

の基礎生物生産の変動を復元できる試料の幅が広がる。このような指標物質として重晶石(バライト, BaSO₄)がある。

バリウムは、栄養塩と類似した挙動を示す元素で、世界の海洋で水平および垂直の濃度分布が知られている。粒子状のバリウムの水塊での存在量は基礎生物生産の年平均と驚くほど相関のよいことがわかっている。この相関は、光合成を行う際に、植物プランクトンによって重晶石としてバリウムが固定されていることに起因するのではなく、分解が進行する有機物やシリカの表面等の微小な領域(破壊された珪藻やフィーカル・ペレット等)で重晶石の無機化学的な沈積に起因していると考えられている(Bishop, 1988)。これは基礎生物生産との相関をうまく説明できるし、エクスポート生産量を堆積物から復元する潜在的可能性を提供することになる。また、植物プランクトンによる能動的な取り込みによらなくてもバリウムという元素が栄養塩に似たプ

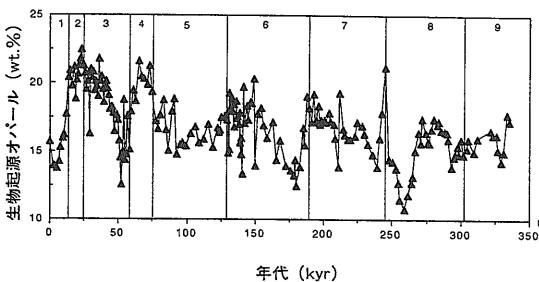
ロファイルを示すという事実は、他の微量元素へもこの方法が適用できるかもしれないという期待を掛かせる。銅, ウランについてもエクスポート生産量の間接指標として使用できる可能性が指摘されている(Brongersma-Sanders, 1983)。

ここで、重晶石を使用した例を紹介しよう。重晶石の含有量の分析値を得るには、二つの方法がある。一つはX線回折法で、重晶石結晶のピークの高さから重晶石の含有量を求める方法である。もう一つはバリウムの化学分析を行い補正計算をして含有量を求める方法である。堆積物中のバリウムは、炭酸カルシウム, オパール, 有機物, アルミノ珪酸塩に微量ではあるが含まれる。Gingele (1992)は、各々の成分に含まれるバリウム含有量を、炭酸カルシウムで200 ppm, オパールで120 ppm, 有機炭素で60 ppm, アルミノ珪酸塩で400 ppmと仮定し、重晶石結晶以外の主要成分に含まれるバリウム含有量(ppm), Ba_{HG}を次の関係式を用いて計算した。

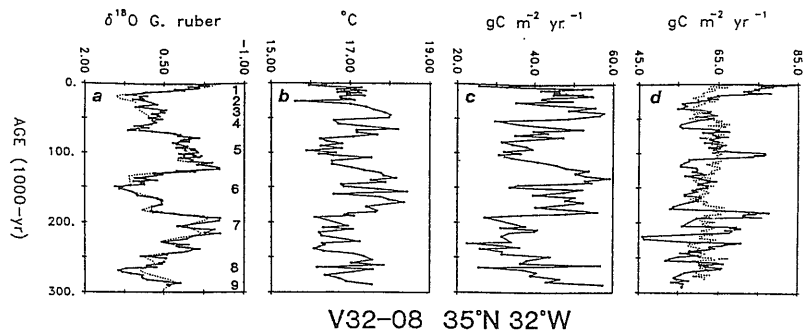
$$Ba_{HG} = (200 \text{ ppm} \times CaCO_3) + (120 \text{ ppm} \times Opal) + (60 \text{ ppm} \times Corg) + (400 \text{ ppm} \times Al-Silic) \quad (1)$$

ここで、CaCO₃は炭酸カルシウム含有量(%), Opalはオパール含有量(%), Corgは有機炭素含有量(%), Al-Silicはアルミノ珪酸塩含有量(%)である。

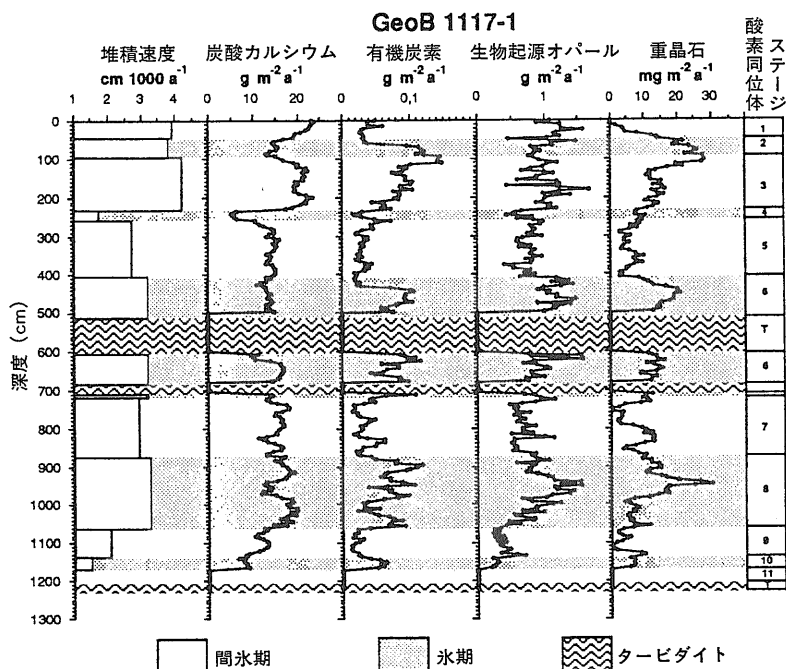
このようにしてX線回折分析から得られた重晶石結晶の含有量と化学分析から補正計算した値とは調和的であった。アフリカ沖の低緯度大西洋での重晶石の沈積流量の過去36万年にわたる変動を第10



第8図 生物起源オパールの含有量の年代変動(川幡・鈴木, 投稿中)。一般に、間氷期よりも氷期の酸素同位体ステージで含有量が高くなる傾向がある。



第9図 大西洋のV32-08 (35°N, 32°W)における底生有孔虫の群集解析と有機炭素から求めた基礎生物生産量の比較(Mix, 1989)。図aは*Globigerinoides ruber*(実線)とSPECMAP(点線)の酸素同位体組成を、図bは浮遊性有孔虫から求めた冬季の表層海水温度を、図cは有孔虫から推定した基礎生物生産を、図dは有機炭素含有量データを基にSarnthein et al. (1988)の式を用いて計算した基礎生物生産を示す。有孔虫から推定したものと有機炭素から計算したものと間にはかなりの差が認められる。



第10図

アフリカ沖の大西洋に位置する G1117-1 柱状コア中の重晶石、有機炭素、オパール、炭酸カルシウム沈積流量の変動 (Gingele, 1992)。有機炭素とバライト含有量との間にはよい正の相関が認められる。

図に示す。この図の左側の目盛りは柱状堆積物試料の海底からの深さ、右側は酸素同位体ステージを表している。これによると重晶石の沈積は酸素同位体ステージの2, 6, 8, 10等氷期に前後の間水期よりも大きい値を示している。この重晶石で見られた変動と有機炭素の沈積流量の変動とはかなりよい正の相関が認められる。両者の沈積流量が求められている柱状試料 G1117-1 の206試料について解析した相関係数は0.57で、その近くの柱状試料 G1041-4 では、両者の相関係数は0.70という結果が得られている(45試料)。第10図では、炭酸カルシウムやオパール沈積流量も併せて表示されているが、オパールの場合には、酸素同位体ステージ6, 8で相対的に高い値を、5, 7, 9で低い値を示すように、有機炭素や重晶石の沈積流量と一部でよい相関が認められる。一方、炭酸カルシウムの沈積流量は、重晶石のそれとはほとんど相関が認められない。このように重晶石の含有量の変動は生物起源主要成分の中で有機炭素のそれと最も密接な関係をもっている事が示される。

重晶石の変動は、無機化合物を用いて基礎生物生産を推定する方法に道を開いたといえることができる。しかし、次のような問題もある。重晶石は硫酸イオンの存在下では不溶性の化合物である。海水中

には28.8 mMの硫酸イオンが溶けているので、堆積物に沈積したバリウムが溶出する量はほとんど無視できる。しかし、続成作用によって硫酸還元バクテリアが活動的となり、硫化物が顕著に出現するようになると重晶石が溶出し、バリウムイオンが移動し、硫酸イオンが存在する海底表層で再沈殿する。このような状況は堆積物中の有機炭素含有量が比較的多い場合に起こることが予想される。

4. ま と め

海洋表層で生物によって生産される生産量は基礎生物生産と呼ばれ、この大きさは現在の海洋で22-45 Gt(10⁹ t)Cyr⁻¹と推定されている。この量は化石燃料の燃焼で毎年放出される二酸化炭素に含まれる炭素量の約3~7倍にも達している。

過去の基礎生物生産量を推定するためには、堆積物中の有機炭素・オパール・炭酸カルシウム含有量や沈積流量の分析、円石藻・有孔虫・珪藻・放散虫の群集解析が有効である。有機物のC/N比、炭素同位体分析、バイオマーカーの解析は海底に堆積した有機物が陸源であるのか海成であるのかを判断する際に重要である。また、生産を支える栄養塩の変動を理解するために、有孔虫のCd/Ca比や $\delta^{13}\text{C}$ や

珪藻の Ge/Si 比といったパラメーターがこの十余年の間に実用化されてきた。

過去の生産量は有機炭素含有量を基に推定可能であるが、誤差も大きいので、化石群集の解析等独立のデータセットと併せて判断することが必要である。また、将来は、バリウム等の無機成分を使用した推定方法の開発も望まれる。

謝辞：本総論は、工業技術院特別研究「海洋環境変遷の研究」の一環として行われた。西村 昭博士、鈴木 淳博士、小玉喜三郎博士に査読していただき、コメントを得た。ここに感謝いたします。

文 献

- Barnola, J. M., Raynaud, D., Neftel, A. and Oeschger (1983) : Comparison of CO₂ measurements by two laboratories on air from bubbles in polar ice. *Nature*, **303**, 410-413.
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S., and Lorius, C. (1987) : Vostok ice core 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329**, 408-414.
- Berger, W. H. (1967) : Foraminiferal ooze: solution at depths. *Science*, **156**, 3383-3385.
- Berger, W. H. and Keir, R. (1984) : Glacial-Holocene changes in atmospheric CO₂ and the deep-sea record. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*, eds. J. E. Hansen and T. Takahashi. *Geophys. Monog.*, **29**, 337-351. Washington, D. C.: Amer. Geophys. Union.
- Berger, W. H., Fischer, K., Lai, C., and Wu, G. (1987) : Ocean productivity and organic carbon flux. I. Overview and maps of primary production and export production. Univ. California, San Diego, SIO Reference 87-30.
- Bishop, J. K. B. (1988) : Regional extremes in particulate matter composition and flux: Effects on the chemistry of the ocean interior. In *Productivity of the Ocean: Present and Past*, eds. W. H. Berger, V. S. Smetacek, and G. Wefer, 117-137. John Wiley & Sons Limited.
- Boyle, E. A. (1988a) : Cadmium: chemical tracer of deep-water paleoceanography. *Paleoceanography*, **3**, 471-489.
- Boyle, E. A. (1988b) : The role of vertical chemical fractionation in controlling late Quaternary atmospheric carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15701-15714.
- Broecker, W. S. (1982) : Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1689-1705.
- Brongersma-Sanders, H. (1983) : Unconsolidated phosphorites, high barium, and diatom abundances in some Namibian shelf sediments. In: *Coastal Upwelling, Its Sedimentary Record*, Part A, eds. E. Suess, and J. Thiede, 421-437. New York: Plenum.
- Degens, E. T. (1969) : Biogeochemistry of stable carbon isotopes. In *Organic Geochemistry*, eds. G. Eglinton and M. T. J. Murphy, 304-328. Springer-Verlag, New York.
- Eppley, R. W. (1989) : New production: history, methods, problem. In *Productivity of the ocean: present and past*, eds. Berger, W. H., Smetacek, V. S. and Wefer, G., John Wiley & Sons (Chichester, U. K.), 85-97.
- Froelich, P. N. and Andreae, M. O. (1981) : The marine geochemistry of Germanium: Ekasilicon. *Science*, **213**, 205-207.
- Froelich, P. N., Mortlock, R. A., and Charles, C. D. (1989a) : Glacial to interglacial variations in opal productivity and performed nutrients in the southern oceans. *Terra Abstr.*, **1**, 13.
- Froelich, P. N., Mortlock, R. A., and Shemesh, A. (1989b) : Inorganic germanium and silica in the Indian Ocean: Geological fractionation during (Ge/Si)opal formation. *Global Biogeochem. Cycles*, **3**, 79-88.
- Gingele, F. (1992) : Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Fruhdiagenese im zentralen und ostlichen Sudatlantik. Ph. D. thesis at University of Bremen. pp. 202.
- Hedges, J. I., Clark, W. A. Quay, P. D., Richey, J. E., Devol, A. H., and Santos, U. D. M. (1986) : Compositions and fluxes of particulate material in the Amazon River. *Limnol. Oceanogr.*, **31**, 717-738.
- Hedges, J. I. and Parker, P. L. (1976) : Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1019-1029.
- Honjo, S. and Erez, J. (1978) : Dissolution rates of calcium carbonate in the deepocean; an in-situ experiment in the north Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 287-300.
- 川幡穂高(印刷中) : 後期第四紀における海洋での炭酸カルシウムの堆積変動史. *地球化学*.
- 川幡穂高・鈴木 淳(投稿中) : 西カロリン海盆における過去30万年の基礎生物生産の変遷と珪質プランクトンの役割. *地質学雑誌*.
- 川幡穂高・山室真澄・太田秀和・西村昭(1994) : 西太平洋低緯度域における沈降粒子の挙動. *海洋科学*.
- Knox, F. and McElroy, M. (1984) : Changes in atmospheric CO₂: Influence of biota at high latitudes. *J. Geophys. Res.*, **89**, 4629-4637.
- Koblentz-Mishke, O. J., Volkovinsky, V. V. and Karanova, J. G. (1970) : Plankton primary production of the world ocean. In *Scientific exploration of the South Pacific*. National Academy of Sciences, 183-193.
- Mix, A. C. (1989) : Pleistocene paleoproductivity: Evidence from organic carbon and foraminiferal species. In *Productivity of the Ocean: Present and Past*, eds. W. H. Berger, V. S. Smetacek, and G. Wefer, 313-340, John Wiley & Sons Limited.
- Morse, J. W. and Berner, R. A. (1972) : Dissolution kinetics of calcium carbonates in sea water, II. A kinetic origin for the lysoline. *Am. J. Sci.*, **272**, 840-851.
- Müller, P. J. and Suess, E. (1979) : Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. I. Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res.*, **26A**, 1347-1362.
- Murnane, M. J. and Stallard, R. F. (1988) : Germanium/Silicon fractionation in biogenic opal/Paleoceanography, **4**, 461-469.
- Nair, R. R., Ittekkot, V., Manganini, S., Ramaswamy, V., Haake,

- B., Degens, E. T., Desai, B. N., and Honjo, S. (1988) : Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, **338**, 749-751.
- Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B., and Zumbunn, R. (1982) : Ice core samples measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40,000 yr. *Nature*, **295**, 220-223.
- Petersom, M. N. A. (1966) : Calcite: rates of dissolution in a vertical profile in the central Pacific. *Science*, **154**, 1542-1544.
- Platt, T. and Rao, S. D. V. (1975) : Primary production of marine microphytes. Photosynthesis and productivity in different environments. In *International Biological Programm*, **3**, 249-279. Cambridge Univ. Press.
- Redfield, A. C., Ketchum, B. H., and Richards, F. A. (1963) : The influence of organisms on the composition of sea water. In *The Sea*. eds. Hill, M. N., 26-77, John Wiley, New York.
- Romankevich, E. A. (1984) : Geochemistry of organic matter in the ocean. Springer Verlag, Berlin, 334 pp.
- Sandquist, E. T. (1985) : Geological perspective on carbon dioxide and the carbon cycle. In *Natural Variation in Carbon Dioxide and the Carbon Cycle, Archean to Present*, *Geophys. Monogr. Ser.*, **32**, eds. Sundquist, E. T., and Broecker, W. S., 5-59, AGU, Washington, D. C..
- Sarmiento, J. S. and Toggweiler, J. R. (1984) : A new model for the role of the oceans in determining atmospheric CO₂. *Nature*, **308**, 621-624.
- 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 CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanography*, **3**, 361-399.
- Sarnthein, M., Winn, K. and Zahn, R. (1987) : Paleoproductivity of oceanic upwelling and the effect on atmospheric CO₂ and climatic change during deglaciation times. In *Abrupt Climatic Change* Berger. eds. W. H. and L. Labeyrie, L., 311-337, Dirdrecgt, Reidel.
- Shackleton, N. J. and Pisias, N. G. (1985) : Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing and climate. In *Natural Variation in Carbon Dioxide and the Carbon Cycle, Archean to Present*, *Geophys. Monogr. Ser.*, eds. Sundquist, E. T., and Broecker, W. S., **32**, 303-317, AGU, Washington, D. C..
- Stein, R. (1991) : Accumulation of organic carbon in marine sediments. Springer-Verlag, Berlin, 217 pp.
- Stevenson, F. J. and Cheng, C. N. (1972) : Organic geochemistry of the Argentine Basin sediments: carbon-nitrogen relationships and Quaternary correlations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 653-671.
- Suess, E. (1980) : Particulate organic carbon flux in the oceans-surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, 260-263.
- Takahashi, K. (1986) : Seasonal fluxes of pelagic diatoms in the subarctic Pacific, 1982-1983. *Deep-Sea Res.*, **33**, 1225-1251.
- Thunell, R. C., Qingmin, M., Calvert, S. E. and Pedersen, T. F. (1992) : Glacial-Holocene biogenic sedimentation patterns in the South China Sea: Productivity variations and surface water pCO₂. *Paleoceanography*, **7**, 143-162.
-
- KAWAHATA Hodaka (1993) : Estimation of paleoproductivity and the related problems.
-

〈受付 : 1993年12月10日〉