

# 海洋環境を記録する有孔虫炭酸塩殻 -その1, 酸素同位体比について-

川 幡 穂 高<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

地球表層環境を考える上で、温度は最も基本的な地球環境パラメータである。これは大気や海洋のエネルギー輸送と関係し、降雨や乾燥等の水循環の問題にも通じている。最近では衛星画像から全球にわたり最高で約0.1℃の精度で海水温度が測定されている。一方、過去の海洋の海水温は、有孔虫の酸素同位体比、サンゴ骨格の酸素同位体比、アルケノンの $U_{37}^k$ などから推定されている。

有孔虫の炭酸塩殻の安定同位体比は、殻が生産された周囲の環境を記録していると考えられてきたが、その同位体比は有孔虫の種によっては、しばしば平衡値からずれてしまう。酸素同位体比の1パーミル(‰)の違いが水温のみに帰すると仮定すると、これは約4.5℃の水温の違いに対応するので、化石に残された有孔虫の安定同位体比から真の環境情報を引きだすためには、有孔虫の生態、ライフサイクル、石灰化の機構などを詳細に知る必要がある。最近、炭酸塩前処理装置を用いて1年に数千データの安定同位体比の測定が可能になった(例えば、鈴木ほか, 2000)。しかも、以前は10 $\mu$ g程度の少量の試料の分析はマニュアル操作でのみ分析が可能であったが、現在では前処理装置を使用しても精度の高いデータがとれるようになり、新しい研究局面が開拓されている。すなわち、約10 $\mu$ gという炭酸塩量は250-500 $\mu$ mの大きさの浮遊性有孔虫個体の重さに相当するので、堆積物のある層の特定の有孔虫の種に対して、個体一つ一つの安定同位体比データを測定することができる。これらの平均値と最大値・最小値あるいはばらつきとを組みあわせることにより、これまで解析が難しか

った堆積物表層の生物かく乱(Bioturbation)の効果を実量的に見積もることが可能となった。

本小論では、より確度が高い古環境研究をするため、特に浮遊性有孔虫の炭酸塩殻の酸素同位体比に関する最近のフィールド調査、飼育実験の成果を整理し、その概略を述べる。

## 2. 方解石の酸素同位体比

有孔虫の殻は炭酸カルシウムの方解石からできている。この方解石の酸素同位体比と水温等の関係についての詳しい説明は、鈴木ほか(2000)にあるので、ここでは重要な部分にのみ言及する。平衡下で海水より析出した炭酸塩試料の酸素同位体比は水温と海水の酸素同位体比に依存し、以下の式で表される(Craig, 1965)。

$$t = -16.9 - 4.2(\delta_c^+ - \delta_w^+) + 0.13(\delta_c^+ - \delta_w^+)^2$$

ここで、 $t$ は水温(℃)、 $\delta_c^+$ は炭酸塩試料の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の標準ガスの $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比に対する偏差を次の式により千分偏差として表示したもので、単位はper mil(‰)が用いられる。

$$\delta = (R/R_{std} - 1) \cdot 1000$$

ここで、 $R$ は炭酸塩試料に100%リン酸を反応させて得られた二酸化炭素ガスの酸素同位体比( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ )で、 $R_{std}$ はPDBと略されるアメリカ合衆国の南カロライナ州のPeedee層から産出した白亜紀のベレムナイト化石から作られた標準試料から同様の方法で発生させた二酸化炭素ガスの酸素同位体比である。また、 $\delta_w^+$ は炭酸塩が析出した海水と25℃で同位体平衡に達した二酸化炭素ガスの $\delta$ 値である。

通常、水の同位体比はSMOWスケールで測定

1) 産総研 海洋資源環境研究部門/東北大学大学院理学研究科(連携講座)

キーワード: 浮遊性有孔虫, 炭酸塩生物殻, 酸素同位体比, 同位体平衡, 地球環境記録

されるが、この式は、基本的にPDBスケールで成立しているため、SMOWスケールからPDBスケールに換算する必要がある。標準物質PDBからリン酸添加によって生成した二酸化炭素は、水標準物質SMOWと平衡に達した二酸化炭素の酸素同位体比より0.22%大きな値を示す。25℃において水と二酸化炭素の間の同位体分別係数は、1.0412で二酸化炭素の方が水より41.2%大きな値を示す。さらに、リン酸添加による二酸化炭素生成に伴う分別効果については、25℃における係数は1.01025で二酸化炭素はPDBより10.25%大きな値を示す。このような値に基づくSMOWとPDBスケールとの換算式は以下ようになる。

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86 (\text{‰})$$

あるいは

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.97006 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29.94 (\text{‰})$$

しかしながら、現在PDB, SMOWともに最初の標準物質は枯渇してしまったために、炭酸塩標準試料としてNBS-19が使用されており、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -2.20$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 1.95$ という値が推奨されている。

### 3. 浮遊性有孔虫炭酸塩殻の生物学的効果

表層海水の環境を反映しながら浮遊性有孔虫は炭酸塩殻を生成する。そこで、炭酸塩殻から過去の表層水の中の水温分布や栄養塩分布などを復元することが可能となる。但し、これを正確に行うためには有孔虫の石灰化がどの水深で起こっているのか、ライフサイクルの中でいつ石灰化しているのか、石灰化にはどのような生理学的反応が関係しているのか、生物組織内で石灰化して形成された炭酸塩殻の酸素同位体比が外界の海水とどの程度非平衡であったのか等について深い理解が求められる。

浮遊性有孔虫炭酸塩殻の安定同位体比に影響を与える因子としては、共生藻の光合成などによる生理学的効果 (Fairbanks *et al.*, 1982; Spero and Williams, 1988; Spero and Lea, 1993), 石灰化や成長速度の違い (McConnaughey, 1989), 周囲の海水の炭酸系イオン組成 (Spero *et al.*, 1997) などが挙げられる。

飼育実験された *Globigerina bulloides* では、最初に作られる小さな殻と最後に形成される殻を比

第1表 浮遊性有孔虫のプランクトンネット観測から得られた生息深度と非平衡度 (Niebler *et al.*, 1999).

浮遊性有孔虫の種	文献との比較から求めた平衡値からのずれ ( $\delta^{18}\text{O}$ )	個体の大きさ
<i>G. aequilateralis</i>	-0.4 to $\pm 0.0$ ‰	120 to 500 $\mu\text{m}$
<i>O. bilobata</i>	?	
<i>G. bulloides</i>	$\pm 0.0$ to +0.5 ‰	200 to 400 $\mu\text{m}$
<i>G. calida</i>	-0.2 to -0.6 ‰	>125 $\mu\text{m}$
<i>G. conglobatus</i>	<-0.3 ‰	>270 $\mu\text{m}$
<i>G. crassaformis</i>	+0.2 to $\pm 0.0$ ‰	250 to 500 $\mu\text{m}$
<i>S. dehisces</i>	?	
<i>N. duterrei</i>	$\pm 0.0$ to -0.53 ‰	>350 $\mu\text{m}$
<i>G. glutinata</i>	?	
<i>G. hirsuta</i>	-0.5 to +0.2 ‰	>200 $\mu\text{m}$
<i>G. inflata</i>	-0.4 to +0.4 ‰	>200 $\mu\text{m}$
<i>G. menardii</i>	-0.2 ‰	>200 $\mu\text{m}$
<i>P. obliquiloculata</i>	<-0.2 ‰	>250 $\mu\text{m}$
<i>N. Pachyderma (dex./sin.)</i>	-0.7 to -0.8 ‰	>125 $\mu\text{m}$
<i>T. quinqueloba</i>	?	
<i>G. ruber</i>	$\pm 0.0$ to -1.0 ‰	200 to 400 $\mu\text{m}$
<i>G. sacculifer (with/without sac.)</i>	$\pm 0.0$ to -0.6 ‰	>200 $\mu\text{m}$
<i>G. scitula</i>	<-0.4 ‰	>150 $\mu\text{m}$
<i>G. truncatulinoides (dex./sin.)</i>	-0.3 to +0.2 ‰	>250 $\mu\text{m}$
<i>G. tumida</i>	$\pm 0.0$ ‰	>200 $\mu\text{m}$
<i>O. universa</i>	<-0.4 ‰	200-400 $\mu\text{m}$

べると、水温や海水の  $\delta^{18}\text{O}$  値がたとえ一定であっても酸素同位体比が約0.8%増加することが知られている。この差をすべて水温のみの影響として評価すると約3.5℃の水温降下となる (Spero and Lea, 1996)。また、プランクトンネットの観測によると、浮遊性有孔虫は生息深度に関していくつかのグループに分類できる。*Globigerinoides sacculifer* 等では、幼生期の浮遊性有孔虫は概して表層に生息し、殻が大きくなり成体になるとそれはしだいに深いところへ移動していく。さらに水深800m位で炭酸塩殻を付加すると浮遊性有孔虫全体の酸素同位体比にも大きな影響がでてくる (Duplessy *et al.*, 1981; Lohmann, 1995; Kohfeld, 1998)。

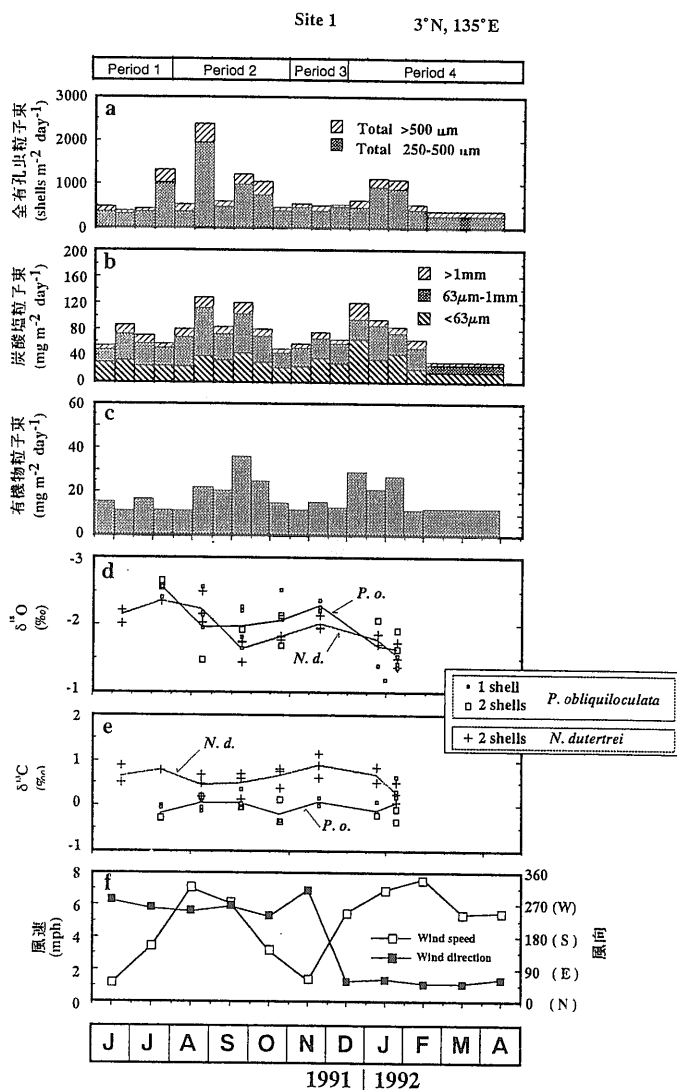
プランクトンネット観測等から観察された浮遊性有孔虫の生息深度から計算される平衡値と実際に採取した浮遊性有孔虫の値を比較したものが第1表である。これによると、平衡値からのずれは、ほとんどの種では-1.0から+0.5%の範囲にはいつている。但し、これは20個体程度の平均値をプロットしたもので、セジメントトラップ観測などによって捕集される浮遊性有孔虫を一個体毎に測定した場合、そのばらつきは約+1.0%以上になってしまう (Kawahata *et al.*, 2001) (第1図)。この表には、そのような効果は除去されている。

#### 4. 表層堆積物に産する浮遊性有孔虫化石の炭酸塩殻の酸素同位体と生息深度

海洋表層に生息した浮遊性有孔虫は、他の動物プランクトンに捕食されたり、沈降あるいは堆積物表層で一部溶解したりするプロセスを経て、最終的に堆積物に埋没して化石となる。古海洋の研究では、通常堆積物に残された情報から過去の環境を復元するので、現在の海洋表層の情報と表層堆積物との対比が重要である。

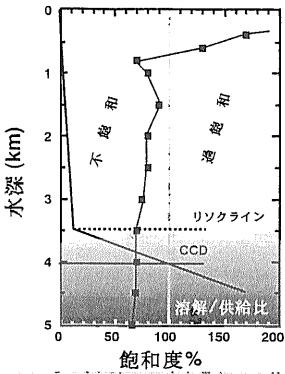
浮遊性有孔虫について海洋表層と表層堆積物との比較が主に大西洋で行われてきた。あいにく太平洋は水深が深く、しかも海水の組成もより酸性

であるため炭酸塩殻が保存されにくいので(第2図)、この種の研究は太平洋ではこれまであまり行われてこなかった。ここでは温暖な大西洋亜熱帯ジャイアの例を紹介したいと思う。結果を第3図に示す。この図では、夏に採取した殻のサイズを125-200  $\mu\text{m}$ , 200-250  $\mu\text{m}$ , 250-315  $\mu\text{m}$ , 315-400  $\mu\text{m}$ , >400  $\mu\text{m}$  と分け、それぞれ5-25個体の酸素同位体比を測定したものがプロットされている。また、World Ocean Atlas (Levitus and Boyer, 1994) で提供される夏の深度別の水温、塩分と、同海域で求められている塩分と  $\delta^{18}\text{O}$  値の関係式から平衡下で方解石が析出した場合の平衡値と水深との対応関係が図の右側に表示されてい

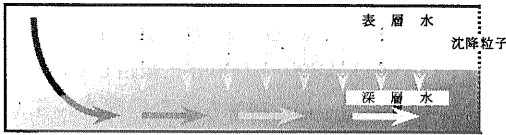


第1図

測点1における全有孔虫 (a)、炭酸塩 (b)、有機物粒子束 (c)。 *P. obliquiloculata* と *N. dutertrei* の  $\delta^{18}\text{O}$  (d) と  $\delta^{13}\text{C}$  (e)。観測期間の1991年6月から1992年5月のパラオ・コロールの風速、風向 (f)。期間2、4のような風の強い時には海洋表層の混合が活発となって栄養塩が供給され、生物生産が高くなり、有機物、炭酸塩、有孔虫の粒子束が増加する。このような時には水温が下がることから両有孔虫の  $\delta^{18}\text{O}$  値が大きくなることから明らかである (Kawahata et al., 2001)。



3.5km以深の炭酸塩含有量は主に溶解によって支配されている



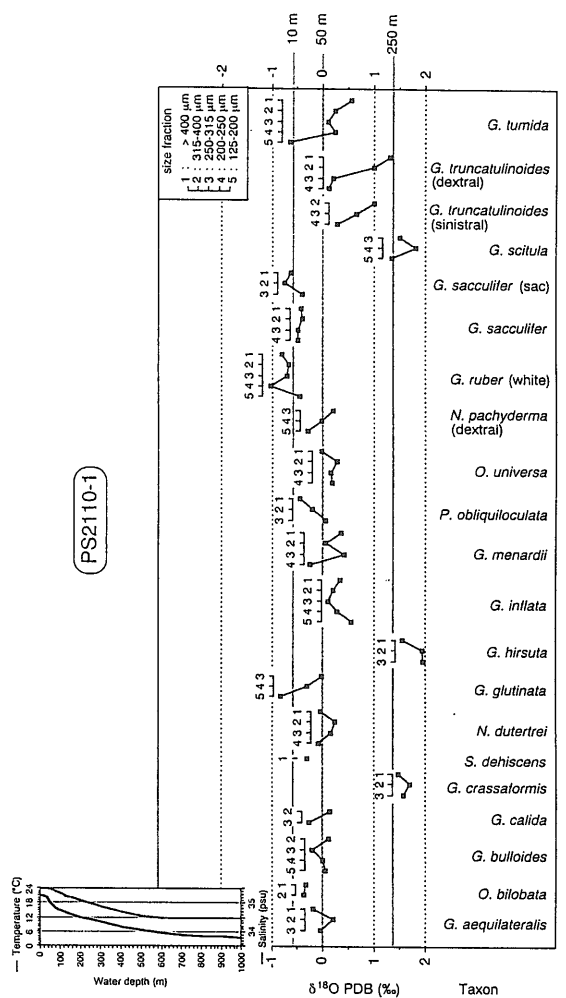
年代	新しい	→	古い
溶存酸素	高い	→	低い
栄養塩	低い	→	高い
酸性度	低い	→	高い
炭酸塩の保存度 (炭酸塩%)	高い	→	低い
$\delta^{13}C$	高い	→	低い

第2図 深層水は北大西洋で作られ、南極海にはいり、太平洋を北上する。基本的に冷たいため、表層水より密度が高いため、時代を経るにしたがって深層水の溶存酸素は減少し、栄養塩、酸性度は増加する。それに伴い炭酸塩の保存度は悪くなり、炭酸塩含有量は下がり、 $\delta^{13}C$ 値も下がる。北太平洋では水深3.5kmより深いところでは炭酸カルシウムは溶解する傾向にある。CCDは炭酸塩補償深度と呼ばれ、上から落ちてくる炭酸塩量と溶解する量とがつり合う深度で、これより深いところでは炭酸塩堆積物は形成されない。

る。各々の種ごとに酸素同位体比から推定される生息深度とこれまでのプランクトンネットなどによる結果とを比較することによって、浮遊性有孔虫の石灰化深度がより明らかになってくると期待される。

これによると、*Pulleniatina obliquiloculata*および*Globigerinoides conglobatus*は、第1表に示された生物学的非平衡を補正すると石灰化水深は0-100mおよび50-100mであると推定される。これらの深さはプランクトンネット観測による50-100mおよび50m以上という値と同じであった(Bé,1977)。

*Globorotalia menardii*および*Globorotalia tumi-*



第3図 大西洋亜熱帯ジャイアで観察された表層堆積物に含まれる浮遊性有孔虫の酸素同位体比 (Niebler et al., 1999)。

daは、類似した形態をもち、ほぼ同じ水深で石灰化をしていると言われてきた。同様に平衡値からのずれを補正すると石灰化深度は50-250mと計算された。但し、初期成体期 (neanic stage) では、もっと浅い水深に生息しているとみられる。

*Globigerinoides sacculifer*では、平衡からのずれを-0.3%とすると、0-30mの水深で石灰化されたことが示唆される。これは、0-50mというプランクトンネット観測から推定された値とほぼ同じであった(Bé,1977)。一方、Hemleben and Spindler (1983)は、*G. sacculifer*について、これよりやや深い0-80mという値を報告しており、これはBijma and Hemleben (1994)による個体群動態 (popula-

tion dynamics)の研究でも検証されている。そこで、もう少し大きな非平衡の値を用いると、30-80mという水深が計算される。*G. sacculifer*は、有光層より下の暗くて冷たい水深で、配偶子形成に関連した石灰化 (gametogenic calcification) を行うので、この部分の石灰塩殻は $^{18}\text{O}$ に富んでいると Duplessy *et al.* (1981) は報告している。しかし、第3図ではその効果は明らかでない。*Globigerinella aequilateralis*の場合、第2表の平衡値からのずれを用いると、石灰化深度は0-100mとなる。しかし、Berger (1969) および Bé (1977) は、優勢な深度は50-100mであると、その後のDeuser (1987)などは0-75mであると報告してきた。今回の結果は、後者と整合的である。

*Globigerinoides ruber* (white) は表層に近くで生息しているので、亜熱帯から熱帯に至る海域で酸素同位体比カーブあるいは海洋表層の復元に広く用いられてきた。しかし、他の浮遊性有孔虫と比べると、平衡値からのずれは0.0-1.0%と大きい。そこで、-0.5%という平均値を採用すると、*G. ruber* (white) は南大西洋では0-50mという水深で石灰化したことが示される。これらの結果はBerger (1969) や Bé (1977) が報告した0-50mとほぼ同じである。

*Globorotalia hirsuta* は、亜熱帯ジャイアおよび亜寒帯の低緯度域に生息している。この種は深いところに生息しており、同様の計算をすると250-400mで石灰化したことになる。しかし、初期成体期では短期間ではあるが、もっと浅い水深である100m位で石灰化している。Bé (1977) と Deuser and Ross (1989) は、石灰化深度はずっと深く、少なくとも100m以深、最大で600mまでと報告している。*Orbulina universa* は、水深50mで、*Orulina bilobata* も0-50mで石灰化したと計算された。これは、従来の観測結果と同様である。

*Neogloboquadrina dutertrei* は、亜熱帯ジャイアおよび亜寒帯の低緯度域に生息している。もし、第1表にある平衡値からのずれを用いると、石灰化した水深は0-100mとなり、Bé (1977) の結果と整合的である。*Globigerinella calida* は、亜熱帯から亜寒帯まで分布するが、同様な計算は0-250mでの石灰化を示している。但し、幼生 (juveniles) の生息水深はだいたい水深50mと推定されている。*Globoro-*

第2表 大西洋亜熱帯ジャイアにおける浮遊性有孔虫の石灰化平均水深 (Niebler *et al.*, 1999)。

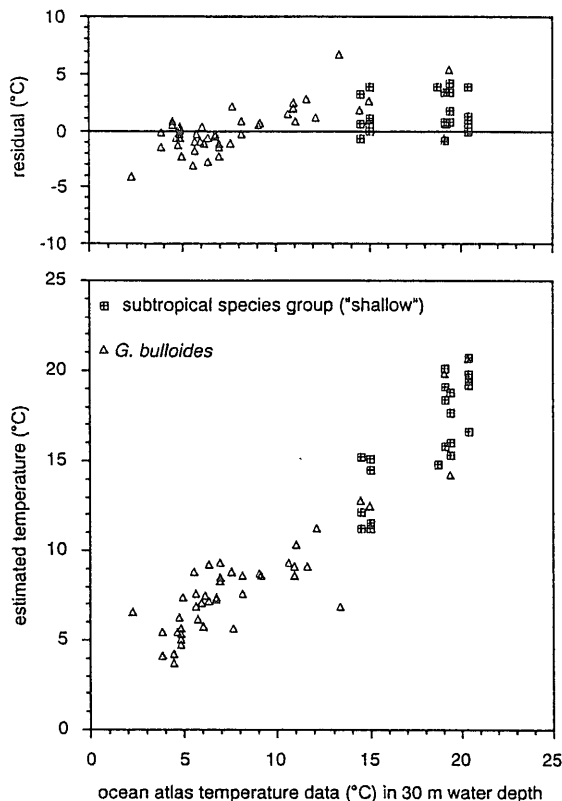
浅層	浅層/中層	深層/中層	深層
0-50 m	0-200 m	100-250 m	>250 m
<i>S. alchicens</i>	<i>G. conglobatus</i>	<i>G. numida</i>	<i>G. hirsuta</i>
<i>P. obliquiloculata</i>	<i>O. universa</i>	<i>G. menardii</i>	<i>G. scintula</i>
<i>O. bilobata</i>	<i>N. dutertrei</i>	<i>G. calida</i>	<i>G. crassaformis</i>
<i>G. sacculifer</i>	<i>T. quinqueloba</i>	<i>G. inflata</i>	<i>G. truncatulinoides (dex./sin.)</i>
<i>G. aequilateralis</i>	<i>N. pachyderma</i>		
<i>G. ruber</i>			
<i>G. bulloides</i>			

*talia scintula* は亜熱帯から亜寒帯のより低緯度域に見られるが、計算によると水深250-500mで石灰化したことを示している。一方、Hemleben and Spindler (1983) は200-1,000mと報告している。

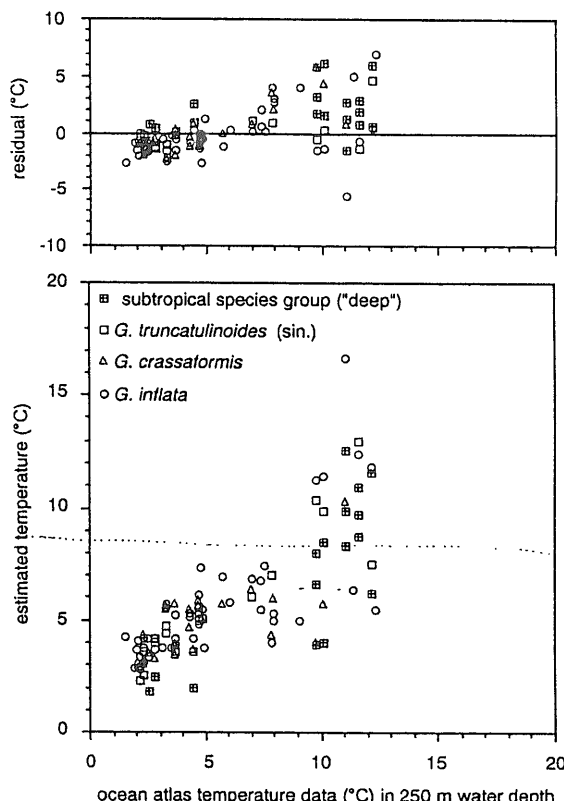
*Globigerinella glutinata* も冷たい海水に生息している。*G. glutinata* の平衡値からのずれはこれまで報告されていないので、とりあえず平衡値を採用すると石灰化の水深は0-300mと計算される。プランクトンネット観測等に基づく文献値は0-50m (Bé, 1977), 0-30m (Hemleben and Spindler, 1983), 50-200m (Ottens, 1992) なので、石灰化の水深はかなり幅があるのかもしれない。*Globorotalia crassaformis* は、250-500mという深い所で石灰化すると言われてきた。*Globorotalia truncatulinoides (dextral and sinistral)* も平衡値からのずれは-0.3から+0.2%の範囲である。初期成体期では50-100mの水深で石灰化しているが、成体の段階では250mで石灰化しているように思われる。Bé (1977), Deuser and Ross (1989), Hemleben *et al.* (1989), Ottens (1992) は、50-1,000mと大きな範囲を報告している。事実、殻の半分位をしめる第二次段階の石灰化は水深800mで起こっているらしい。この他に遷移帯および亜寒帯域の結果もまとめて南半球の大西洋での浮遊性有孔虫の生息深度を整理したものが第2表である (Niebler *et al.*, 1999)。

## 5. 過去の表層水の成層構造の復元

表層水内の鉛直方向の水温分布は、表層水の成層構造、それに支配される栄養塩の供給、さらにそれに伴う生物生産にとって重要である。そこで、表層堆積物中の有孔虫の炭酸塩殻の酸素同位体比を用いて、前述の方法による平衡値からのずれを補



第4図 表層堆積物中の有孔虫の炭酸塩殻の酸素同位体比を用いて、平衡値からのずれを補正して推定された水温と実測データ等に基づく水深30mの平均水温 (Niebler et al., 1999). 亜熱帯グループには, *S. dehiscens*, *P. obliquilocuata*, *G. aequilateralis*, *G. ruber*, *G. sacculifer*が含まれる。

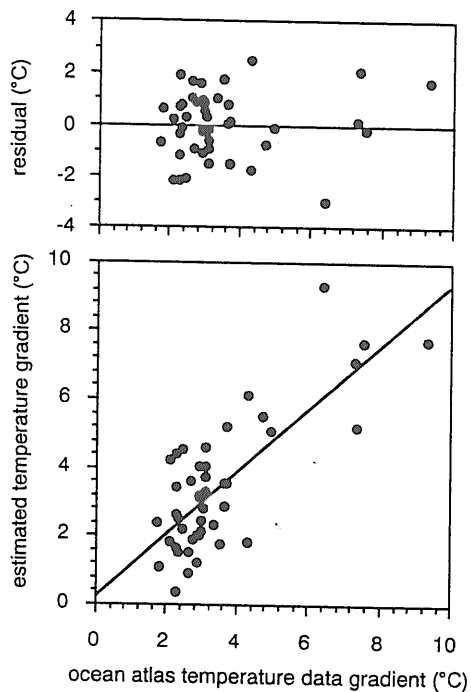


第5図 表層堆積物中の有孔虫の炭酸塩殻の酸素同位体比を用いて、平衡値からのずれを補正して推定された水温と実測データ等に基づく水深250mの平均水温 (Niebler et al., 1999). 亜熱帯グループには, *G. hirsuta*, *G. scitula*, *G. truncatulinoides (dextral)*が含まれる。

正して推定された水温と、Olbers et al. (1992) および Levitus and Boyer (1994) による実測データ等に基づく水深30mの平均水温を比較したのが第4図である。この図には *S. dehiscens*, *P. obliquilocuata*, *G. aequilateralis*, *G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. bulloides* がプロットされている。酸素同位体比は個体の発育過程で変化することがしばしばあるので、その偏りをさけるため大きなサイズのもので統一されていて、*S. dehiscens* (>400 $\mu$ m), *P. obliquilocuata* (>400 $\mu$ m), *G. aequilateralis* (315-400 $\mu$ m), *G. ruber* (230-250 $\mu$ m), *G. sacculifer* (230-250 $\mu$ m), *G. bulloides* (230-250 $\mu$ m) となっている。第4図に示された結果は、10 $^{\circ}$ C以下の低温領域では推定値は実際の値より多少低く、15 $^{\circ}$ C以上の高温領域では高い値が得られている。

同様な方法を用いて深さ250mの水温を比較したのが第5図である。この図にプロットされている種は *G. hirsuta*, *G. scitula*, *G. truncatulinoides*, *G. crassaformis*, *G. inflata* である。この中で、比較的深い所での石灰化する *G. hirsuta*, *G. scitula*, *G. truncatulinoides*, *G. crassaformis* のデータは280-315 $\mu$ mのサイズのものである。一方、前者より浅い所での石灰化すると指摘されている *G. inflata* の場合も同様に280-315 $\mu$ m というサイズのデータである。第5図に示された結果によると、7 $^{\circ}$ C以上の水温では推定値は実際の水温より高い値を与えるらしい。

このようにして求められた水温の差は、表層水塊の上部と下部との間の温度勾配を与える。その差を表したのが第6図である。これによると温度勾配10 $^{\circ}$ Cまでの範囲では、標準偏差約 $\pm$ 1.3 $^{\circ}$ Cという

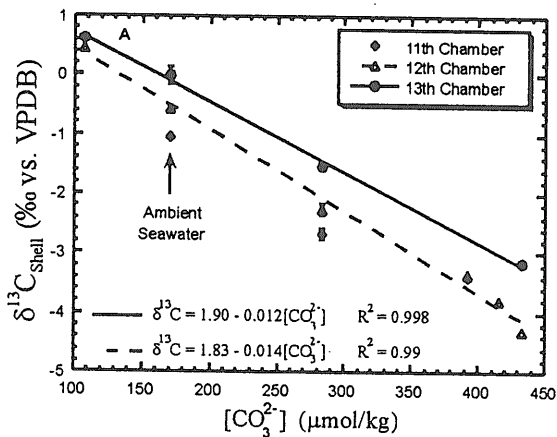


第6図 表層水塊の上部(30m)と下部(250m)との間の温度の違い (Niebler et al., 1999).

比較的高い精度で過去の表層水塊の鉛直方向の違いを推定できる可能性を示している。

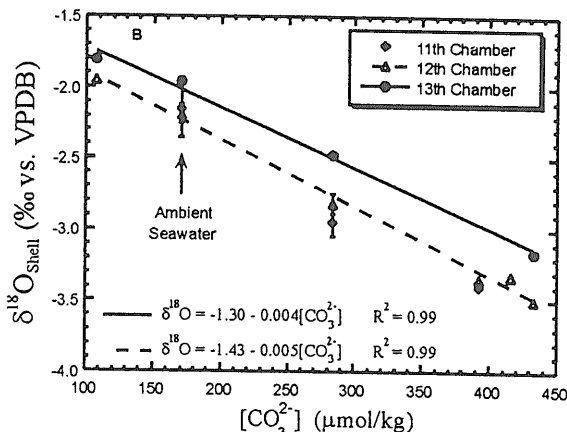
### 6. 有孔虫炭酸塩殻の酸素同位体比に影響を与える速度論的因子

有孔虫炭酸塩殻の  $\delta^{18}\text{O}$  値と  $\delta^{13}\text{C}$  値は水の同位体、水温といったこれまで知られた因子の他に炭



酸イオン濃度 ( $[\text{CO}_3^{2-}]$ ) にも影響を受けることが近年明らかになってきた (Spero et al., 1997; Bijma et al., 1999). これは、飼育実験に負うところが大きい。なぜなら、飼育実験では、人工的に条件を変えることができるので、有孔虫の生態あるいは石灰化について貴重な情報が得られるからである。この中で、pHのみを変化させた実験、 $[\text{CO}_3^{2-}]$ のみを変化させた飼育実験等により各々の化学的パラメーターと有孔虫炭酸塩殻の安定同位体比との関係が急速に解明されてきている。

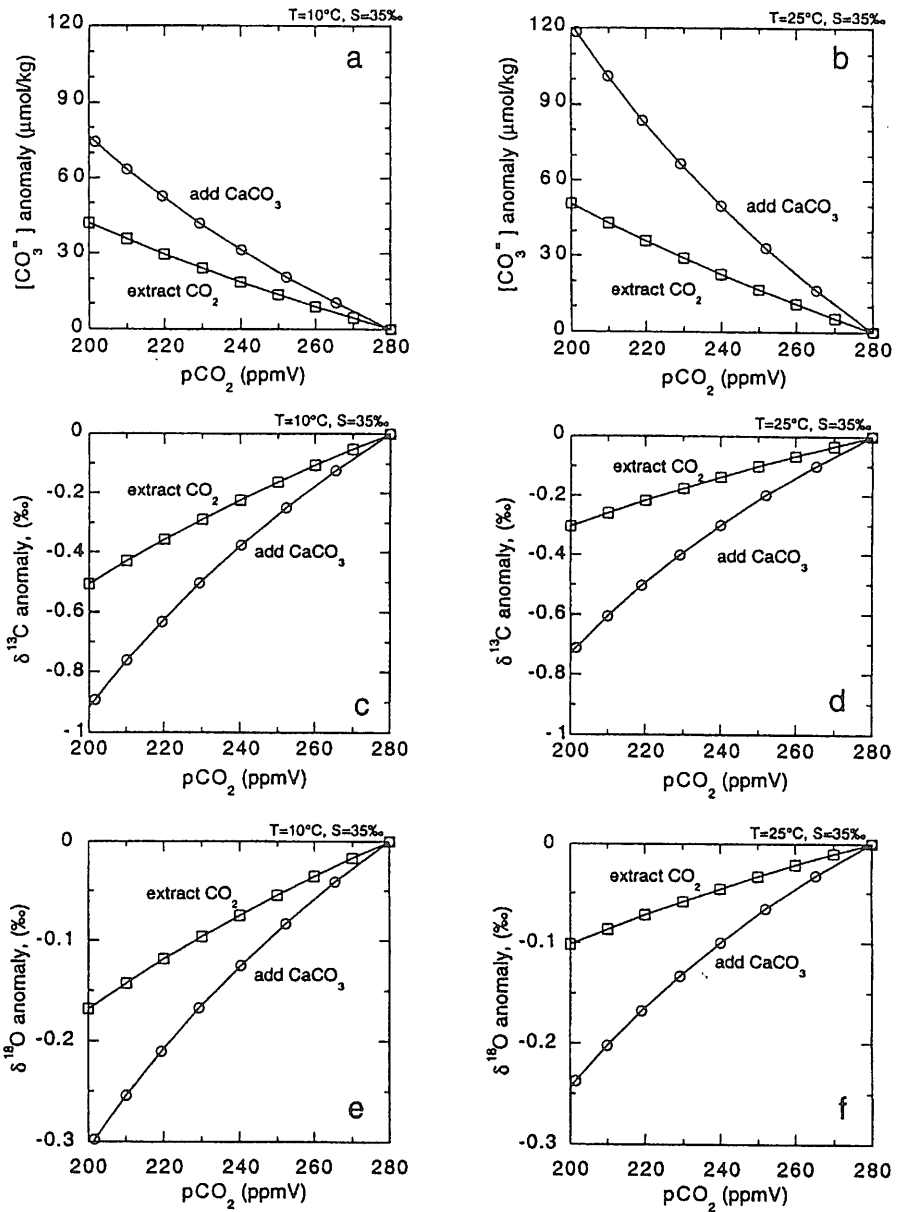
飼育実験によると海水中の  $[\text{CO}_3^{2-}]$  が増加すると、有孔虫の炭酸塩殻の  $\delta^{13}\text{C}$  値と  $\delta^{18}\text{O}$  値が直線的に小さくなる。このメカニズムについてはまだよくわかっていないが、これには速度論的影響が関与していると考えられている (Spero et al., 1997). 実験海水中の炭酸イオン濃度  $[\text{CO}_3^{2-}]$  が  $1\mu\text{mol kg}^{-1}$  変化すると、*Orbulinauniversa* と *Globigerina bulloides* では、 $\delta^{18}\text{O}$  値について、それぞれ  $-0.002\text{‰}$  そして  $-0.004\text{‰}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$  値について  $-0.006\text{‰}$  そして  $-0.012\text{‰}$  と変化する。この中から、第7図には *G. bulloides* の結果のみを示す。実際の海洋では、pH と  $[\text{CO}_3^{2-}]$  とはある関係をもって変化してしまうので、 $[\text{CO}_3^{2-}]$  の変化は pH の変化としてもとらえられる。これらの結果はこれまでの氷期・間氷期の海洋の炭素循環の解釈にも変更を与える可能性がでてきた。なぜなら、これまでの研究では、最終氷期には  $\delta^{13}\text{C}$  値は  $0.32\text{‰}$  負の方向にシフトしたことが知られている。これがすべて  $\delta^{13}\text{C}$  値が  $-25\text{‰}$  の陸源有機物が海洋に流入したとすると  $450\text{GtC}$



第7図 *Globigerina bulloides* における  $[\text{CO}_3^{2-}]$  と  $\delta^{18}\text{O}$  値と  $\delta^{13}\text{C}$  値の関係 (Bijma et al., 1999). 実線は有孔虫殻の第13チャンパー、波線は第12チャンパーのデータを用いて求められた。

SST = 10°C: *G. bulloides* response

SST = 25°C: *O. universa* response



第8図 10°Cと25°Cにおける二酸化炭素分圧, δ<sup>13</sup>C値, δ<sup>18</sup>O値の関係。10°Cでは*G. bulloides*, 25°Cでは*O. universa*の実験から求められた値を使用した (Lea et al.,1999)。

(1Gt=10<sup>15</sup>g)となり、実に土壌も含めた現在の陸上生態系の総量の21%が海洋に運搬されねばならなくなる。しかし、有孔虫の炭酸塩殻のδ<sup>13</sup>C値の記録がそのまま海水中のδ<sup>13</sup>C値を記録していない可能性がでてきたからである。

これまでの氷床コアの記録によると、大気中の二酸化炭素の分圧は、最終氷期最盛期には非常に下がり200ppmであったと推定されている。この機構についてはいろいろ議論されてきたが、皆が合意するような説明はいまだなされていない。平均値



でみると大気中の二酸化炭素分圧と海水表層の二酸化炭素分圧とは等しく、また、平均水温は観測された二酸化炭素分圧を説明するほどまで下がっていなかったの、観測された二酸化炭素の減少は、表層水中の $[\text{CO}_3^{2-}]$ の減少、あるいはアルカリ度/二酸化炭素の比の増加によって引き起こされたことと推定されている。

いくつかのシナリオの中でも、生物学的ポンプが強くなった、あるいは炭酸塩のサイクルが変化したことによって海洋全体のpHが上昇したという2つの仮説が有力である。海水中の二酸化炭素分圧( $p\text{CO}_2$ )に対する炭酸イオンの比は海洋のアルカリ度/ $\text{CO}_2$ の比によって減少するので、2つのシナリオで表層水の $[\text{CO}_3^{2-}]$ は大変異なってくる。第8図には水温 $10^\circ\text{C}$ と $25^\circ\text{C}$ という条件で計算された $[\text{CO}_3^{2-}]$ が示されている。

生物学的ポンプのみが強くなる、すなわち植物プランクトンのレッドフィールド比が増加し、炭酸塩が補償しない場合、アルカリ度の変化を伴わずに全炭酸が減少し変化は相対的に小さなものとなっている。この場合、二酸化炭素分圧200ppmに対応して水温 $10^\circ\text{C}$ と $25^\circ\text{C}$ という条件下では、 $[\text{CO}_3^{2-}]$ の増加は $40$ と $50\mu\text{mol kg}^{-1}$ となっている。一方、二酸化炭素の減少が炭酸塩の溶解によるとした場合、 $[\text{CO}_3^{2-}]$ の増加は、表層水温 $10^\circ\text{C}$ と $25^\circ\text{C}$ という条件で $75$ と $120\mu\text{mol kg}^{-1}$ となる。もともと冷たい海水には、 $[\text{CO}_3^{2-}]$ が小さいので、水温の低い場合には $[\text{CO}_3^{2-}]$ の変化は小さいものとなる。

次に、2つのシナリオについて、表層水の $[\text{CO}_3^{2-}]$ の変化を $\delta^{13}\text{C}$ 値の変化に換算するが、その際計算に用いる $[\text{CO}_3^{2-}]$ と $\delta^{13}\text{C}$ 値の間の関係は、 $10^\circ\text{C}$ では*G. bulloides*、 $25^\circ\text{C}$ では*O. universa*の実験から求められた値を使用した。その結果、氷期に $[\text{CO}_3^{2-}]$ が増加すると、 $\delta^{13}\text{C}$ 値のシフト量は $-0.3$ から $-0.9\%$ となる。この中でシフト量が大きい方の値は、炭酸塩の溶解による効果があった場合である。一般に、シフト量は、炭酸塩の溶解による効果を含んだものは単純な生物学的ポンプによるものの約2倍になっている。pHのシフト量は、全炭酸の減少のみによる場合0.11、炭酸塩の溶解による場合0.15pHと計算された。実際に、有孔虫の石灰化した $[\text{CO}_3^{2-}]$ 、水温、 $\delta^{18}\text{O}$ 値、 $\delta^{13}\text{C}$ 値などを決めることにより、これらの2つのシナリオの相対的な重要性

も含めて氷期の海洋環境へ気候の真の姿が明らかになると期待される。

謝辞：本稿を準備するにあたって、独立行政法人産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門交付金「海洋地球変動に関する研究」および科学技術振興調整費「炭素循環に関するグローバルマッピングとその高度化に関する国際共同研究」の研究費を使用した。また、独立行政法人産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門の鈴木 淳博士に査読していただき、有益なコメントをいただいた。感謝します。

#### 引用文献

- Bé, A.W.H. (1977) : An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (Eds.), *Oceanic Micropaleontology*. Academic Press, London, pp.1-100.
- Berger, W.H. (1969) : Ecologic patterns of living planktonic foraminifera. *Deep Sea Research*, 16, 1-24.
- Bijma, J. and Hemleben, C. (1994) : Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* (Brady) from the central Red Sea. *Deep-Sea Research*, 41, 485-510.
- Bijma, H., Spero, H.J. and Lea, D.W. (1999) : Reassessing foraminiferal stable isotope geochemistry: impact of the oceanic carbonate system (experimental results). In Fischer, G and Wefer G (ed) *Use of Proxies in Paleoclimatology: examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp 489-512.
- Craig, H. (1965) : Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, edited by E. Tongiorgi, pp.161-182.
- Consiglio Nazionale Delle Ricerche, Spoleto, Italy. Deuser, W.G. and Ross, E.H. (1989) : Seasonally abundant planktonic foraminifera of the Sargasso sea: succession, deep-water fluxes, isotopic compositions, and paleoceanographic implications. *Journal Foraminiferal Research*, 19, 268-293.
- Deuser, W.G. and Ross, E.H. (1989) : Seasonally abundant planktonic foraminifera of the Sargasso sea: succession, deep-water fluxes, isotopic compositions, and paleoceanographic implications. *Journal Foraminiferal Research*, 19, 268-293.
- Deuser, W.G. (1987) : Seasonal variations in isotopic composition and deep-water fluxes of the tests of perennially abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: Results from sediment-trap collections and their paleoceanographic significance. *Journal of Foraminiferal Research*, 17, 14-27.
- Duplessy, J.C., Blanc, P.L. and Bé, A.W.H. (1981) : Oxygen-18 enrichment of planktonic foraminifera due to gametogenic calcification below the euphotic zone. *Science*, 213, 1247-1250.
- Fairbanks, R.G., Sverdrlove, M.S., Free, R., Wiebe, P.H. and Bé, A.W.H. (1982) : Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298, 841-844.
- Hemleben, Ch. and Spindler, M. (1983) : Recent advances in research on living planktonic foraminifera. *Utrecht Micropaleontol Bull*,

- 30, 141-170.
- Hemleben, Ch., Spindler, M. and Anderson, O.R. (1989) : Modern planktonic foraminifera. Springer-Verlag, New York, 363 pp.
- Kawahata, H., Nishimura, A. and Gagan, M. (2001) : Seasonal change in foraminiferal production in the western equatorial Pacific warm pool: evidence from sediment trap experiments. Deep-Sea Research II, in press.
- Kohfeld, K.E. (1998) : Geochemistry and ecology of polar planktonic foraminifera, and application to paleoceanographic reconstructions. Ph.D thesis, Columbia University, Palisades, NY pp, 10252.
- Lea, D.W., Bijma, J., Spero, H.J. and Archer, D. (1999) : Implications of a carbonate ion effect on shell carbon and oxygen isotopes for glacial ocean conditions. In Fischer, G and Wefer G (ed) Use of Proxies in Paleoceanography: examples from the South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp 513-522.
- Levitus, S. and Boyer, T. (1994) : World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.LEVITUS94/>.
- Lohmann, G.P. (1995) : A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution. Paleoceanography, 10, 445-457.
- McConnaughey, T. (1989) :  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic disequilibrium in biological carbonates: II. In vitro simulation of kinetic isotope effects. Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 163-171.
- Niebler, H.-S., Hubberten, H.-W. and Gersonde, R. (1999) : Oxygen isotope values of planktic foraminifera: a tool for the reconstruction of surface water stratification. In Fischer, G and Wefer G (ed) Use of Proxies in Paleoceanography: examples from the South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp 165-189.
- Ottens, J.J. (1992) : Spatial dynamics of planktic foraminifera in the Northeast Atlantic. In Ottens JJ (ed) Planktonic foraminifera as indicators of ocean environments in the Northeastern Atlantic. Academisch Proefschrift, Vrije Universiteit te Amsterdam, pp109-147.
- Olbers, D., Gouretski, V., Seib, G. and Schroeter, J. (1992) : Deep-dwelling planktonic foraminifera of the northeastern Pacific Ocean reveal environmental control of oxygen and carbon isotopic disequilibria. Geochim. Cosmochim. Acta, 60, 4509-4523.
- Spero, H.J. and Lea, D.W. (1993) : Intraspecific stable isotope variability in the planktic foraminifera *Globigerinoides sacculifer*: Results from laboratory experiments. Marine Micropaleontology, 22, 221-234.
- Spero, H.J. and Lea, D.W. (1996) : Experimental determination of stable isotope variability in *Globigerina bulloides*: Implications for paleoceanographic reconstructions. Mar. Micropaleontol, 28, 231-246.
- Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W. and Bemis, B.E. (1997) : Effects of sea-water carbonate chemistry on planktonic foraminiferal carbon and oxygen isotope values. Nature, 390, 497-500.
- Spero, H.J. and Williams, D.F. (1988) : Extracting environmental information from planktonic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  data. Nature, 335, 717-719.
- 鈴木 淳・渡邊 剛・川幡穂高 (2000) : サンゴ骨格の酸素同位体比温度計. 月刊地球, 22, 631-637.
- 
- KAWAHATA Hodaka (2001) : Stable isotope of planktonic foraminiferal skeletons quantitatively recording Earth's surface environments. -I. Oxygen isotope ratios -
- 
- < 受付 : 2001年10月19日 >