

# 海洋環境を記録する有孔虫炭酸塩殻 -その2, 炭素同位体比について-

川 幡 穂 高<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

炭素循環研究は、地球温暖化問題に直接関係しているとともに、気候変動を通じて砂漠化問題などの水循環の課題にも通じている。このように炭素循環が地球環境のさまざまな問題に影響を与えている理由の一つは、炭素化合物の一つである二酸化炭素が、大気中で太陽エネルギーの一部を吸収し、地球表層のエネルギーバランスに影響を与えているからである。通常、炭素循環の研究では、炭素がどこにどの位存在しているのか、また、あるリザーバー(貯蔵所)から別のリザーバーにどの位炭素が移動しているのか、といったことに重点が置かれているが、同位体は貯蔵量、移動量、その仕組みについて貴重な束縛条件を与えてくれる。

炭素には3つの同位体が知られている。同位体とは、陽子の数が同じで、中性子の数が異なったもので、炭素の場合には、存在量が最も多い<sup>12</sup>C(存在比 0.98888)、存在比 1.112%の<sup>13</sup>Cおよび存在比 $1.2 \times 10^{-10}$ %の放射性核種<sup>14</sup>Cがある。この中で、最後の<sup>14</sup>Cは放射性核種で、地球の大気上層で宇宙線の作用で絶えず極微量の放射性同位体として生成し、半減期 $5,730 \pm 40$ 年で時間とともに消滅している。

残りの<sup>12</sup>Cと<sup>13</sup>Cは安定同位体と呼ばれている。これらの比率は化学反応などで変化するため、過去の堆積物や堆積岩に記録された炭素の安定同位体比( $\delta^{13}\text{C}$ 値)の変化を解析することで、地球表層における炭素循環における主要なリザーバー間の炭素の移動の変化を定量的に理解するために用いられることが多い。

ここでは、広範囲の $\delta^{13}\text{C}$ 値の研究の中から、古海洋の研究の中で最も利用価値が高いとされる生

物起源炭酸塩殻中の炭素同位体について、その支配因子を整理するとともに、飼育実験とフィールド調査についての最新の成果を整理し、その概略を述べる。なお、有孔虫炭酸塩殻の酸素同位体比( $\delta^{18}\text{O}$ 値)については、川幡(2002)を参照されたい。

## 2. 海水と炭酸塩および有機物の間の平衡状態における同位体分別

炭素同位体比の表示は、標準物質であるPDB(アメリカ合衆国のサウスカロライナにあるPeedee層に産出する白亜紀の矢石化石(ペレムナイト))の<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C比に対する相対値で表される。

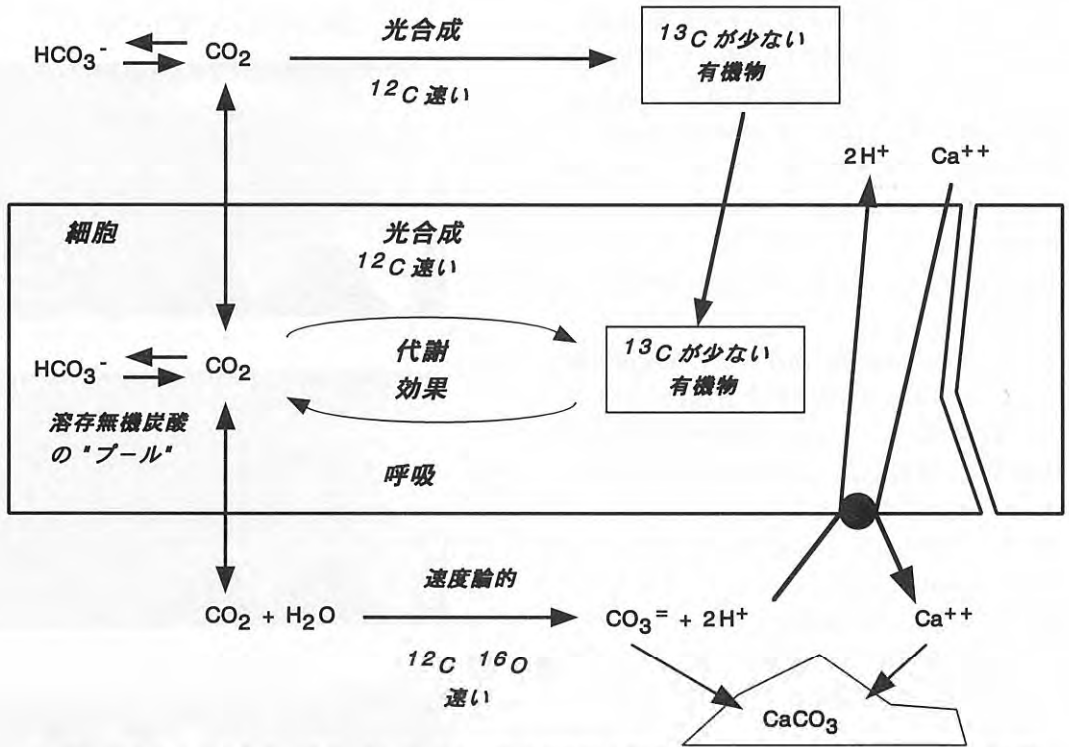
$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \left[ \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{試料}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{標準}}} - 1 \right] \cdot 1000$$

安定同位体の比を変えるプロセスにはいくつかあるが、光合成で生成される有機物は大気中に比べて<sup>13</sup>Cが少ない。植物は大きく、C3植物、C4植物、CAM植物の3つのグループに分類される。この中で、C4植物およびCAM植物は、高温、乾燥に対して適応すべく進化してきたと言われている。

地球上の90%以上の植物(例、イネ、コムギ)はC3光合成回路を用いて大気中の二酸化炭素を固定している。これらの植物の有機物は-20から-30‰という $\delta^{13}\text{C}$ 値を示す。このC3光合成回路では、炭酸固定酵素であるRubisco(リブロース2リン酸カルボキシラーゼ)が使用されているが、二酸化炭素に対する親和性が低いために、光合成反応は非効率的である。一方、C4植物(例、トウモロコシ、サトウキビ)は、PEPC(ホスホエノールピルビン酸カルボキシラーゼ)という酵素の働きで高い光合成能力を獲得している。二酸化炭素は葉肉細胞内のC4光合成回路に取りこまれ、C4化合物(リンゴ酸、

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: 有孔虫生物殻, 安定同位体, 炭素同位体比, 地球環境記録



第1図 細胞内での光合成, 呼吸, そして, それに伴う炭酸塩の形成の模式図 (McConnaughey et al., 1997).

オキザロ酢酸)として固定される。その後、維管束鞘細胞(クランツ構造)のカルビン・ベンソン回路で有機物が作られる。合成された有機物の $\delta^{13}\text{C}$ は高い値(-6~-19‰)を示す。

最後のグループは、CAM (Crassulacean acid metabolism) 植物と呼ばれ、CAM回路で二酸化炭素が主にリンゴ酸として液胞に蓄えられる。昼間は気孔を閉じて、カルビン・ベンソン回路で有機物が作られる。パイナップルやサボテンがこのようなグループに属し、有機物の $\delta^{13}\text{C}$ はC3植物とC4植物の中間の値を示す。

有機炭素とともに炭素化合物として重要なものに無機炭素化合物とも呼ばれる炭酸塩がある。炭酸塩の中で重要な鉱物に方解石とアラレ石があり、海洋では重炭酸イオンから作られる(第1図)。海水の溶存全炭酸と方解石炭酸塩殻との間には同位体分別が観察されている。最近の研究によると10から40℃までの水温のレンジで実験誤差の範囲内(±0.2‰)で、

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{equilibrium, calcite}} (\text{‰}) - \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} (\text{‰}) = +1.0\text{‰}$$

という関係がある (Romanek et al., 1992)。ここで、

$\delta^{13}\text{C}_{\text{equilibrium}}$ と $\delta^{13}\text{C}_{\text{seawater}}$ は、炭酸塩と海水中の炭素同位体比である。これがアラレ石の場合には、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{equilibrium, aragonite}} (\text{‰}) - \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} (\text{‰}) = +2.7\text{‰}$ となる。また、二酸化炭素の間では、水温 $t$ (℃)において、

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{equilibrium, calcite}} (\text{‰}) - \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = 11.98 - 0.12 \times t (\text{℃})$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{equilibrium, aragonite}} (\text{‰}) - \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = 13.88 - 0.13 \times t (\text{℃})$$

となる。また、重炭酸イオンと二酸化炭素との間の同位体分別は、

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} - \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = 10.78 - 0.141 \times t (\text{℃})$$

となっている (Zhang et al., 1995)。

### 3. 海洋における炭素同位体の分布と支配因子

海水中の溶存全炭酸の $\delta^{13}\text{C}$ 値( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ΣCO}_2}$ )は、栄養塩サイクルや生物生産に関係している。先に述べたように植物プランクトンは、光合成に際して栄養塩をとりこんで有機物を生産する時、 $^{12}\text{C}$ を選択的に蓄積するので、表層水は $^{13}\text{C}$ に富み、 $^{12}\text{C}$ に乏

しくなる。そこで、有機物が鉛直下方に輸送され、深層で溶解すると、深層水の全炭酸の $\delta^{13}\text{C}$ 値は減少する。これに伴い、栄養塩は増加し、溶存酸素は減少する。このことは、 $\delta^{13}\text{C}$ の値が栄養塩と負の相関をもっていることを意味している。Broecker and Peng (1982)によると、この関係は次のように書くことができる。

$$\Delta \delta^{13}\text{C} = \Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{plant-}\Sigma\text{CO}_2} * \text{C}/\text{N}_{\text{organic}} * \Delta \text{NO}_3^- / \Sigma \text{CO}_{2\text{mean ocean}}$$

ここで、 $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\text{plant-}\Sigma\text{CO}_2}$ は、海洋の溶存全炭酸と植物プランクトンによって合成された有機物との $\delta^{13}\text{C}$ 値の差で約-20‰、 $\text{C}/\text{N}_{\text{organic}}$ は有機物の炭素と窒素の比で約7、 $\Sigma\text{CO}_{2\text{mean ocean}}$ は溶存全炭酸濃度で $2,200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ である。そこで、

$$\Delta \delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = -0.064 (\text{‰} \mu\text{mol}^{-1} \text{kg}^{-1}) \Delta \text{NO}_3^- (\mu\text{mol}^{-1} \text{kg}^{-1})$$

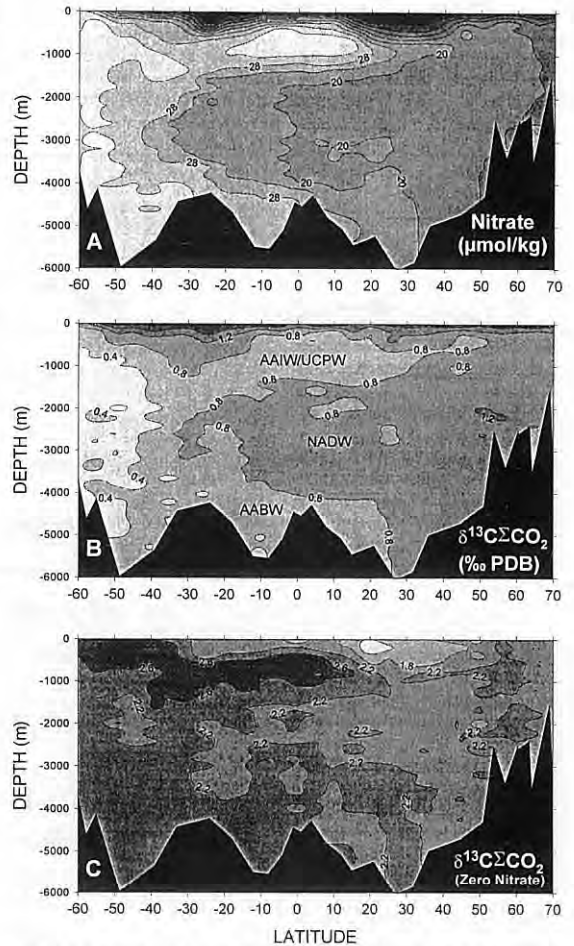
となるが、この結果は観測値とよくあっているので (Kroopnick, 1985)、炭素同位体が生物生産と有機物の溶解によって支配されていることが示唆される。

海洋での $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ の分布は、海水の移流/拡散によっても大いに影響される。大西洋を例にとると、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が高く、栄養塩濃度が低いNADW (北大西洋深層水)は、北大西洋から南大西洋まではりだしている。一方、南極の中層水と底層水は低い $\delta^{13}\text{C}$ 値、高い栄養塩で特徴づけられ、南半球から赤道にかけての水深300-1,500m、また、南半球から北半球中緯度にかけての水深3,000m以深に分布している。これらの水は、第2図に示されるように、先のNADWとは明瞭に区別される。

海洋は大気と接しているため、大気-海洋間の二酸化炭素交換中の同位体分別にも影響を受ける。交換の過程で $^{13}\text{C}$ は $^{12}\text{C}$ よりも海水に濃縮する。水温、二酸化炭素の交換速度、表層水の滞留時間によって表層水の $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ 値は異なる。海水と大気とが完全に平衡に達した場合には、 $25^\circ\text{C}$ より $0^\circ\text{C}$ の状況下の方が、 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ 値は3‰ほど大きな値を示す (Mook *et al.*, 1974)。

大西洋の緯度方向の断面について水塊の分布をみるため、硝酸塩 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ あたり、0.064‰を足して粒子状有機物の溶解による寄与を補正すると、南極海の極前線から赤道まで、水深1,000mあたりに高い $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ を示す海水が存在する。これは

### GEOSECS, ATLANTIC



第2図 GEOSECSで得られた大西洋における(A)硝酸塩濃度、(B)海水中の溶存全炭酸の $\delta^{13}\text{C}$ 値( $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ )、(C)硝酸塩をゼロに補正した海水中の溶存全炭酸の $\delta^{13}\text{C}$ 値( $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ ) (Mulitza *et al.*, 1999)。

南極海中層水 (Antarctic Intermediate Water) と上部南極海周極流 (Upper Circumpolar Water) に一致している。このように高い値を示したのは、南緯40から60度の海域で低温におかれた状態で活発にガス交換がおこったためである。逆に、NADWでは $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ が低い値を示しているが、これは、温かい状態でガス交換が活発におこった後に、その $\Delta \delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ 値を保持したまま冷却し、沈みこんだためである (Lynch-Stieglitz *et al.*, 1995)。硝酸塩の補正は、局所的にプランクトンの平均組成として扱われる組成 (レッドフィールド比) からのず

れ、有機物炭素の  $\delta^{13}\text{C}$  値の違いによって影響をうけるが、第2図に示された大局的な分布はほとんど変わらない。

海水への炭素は大気と河川から供給される。この中で、大気循環は非常に速いため大気内での同位体組成の不均一性は海洋と比べるとずっと小さい。近年、相対的に低い  $\delta^{13}\text{C}$  値を示す化石燃料起源の二酸化炭素、森林土壌の二酸化炭素が大気に放出されるに至り、大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  値は  $-6.4\text{‰}$  から  $-7.8\text{‰}$  に下がっていて、この傾向は現在も続いている (Friedli *et al.*, 1986)。大気と二酸化炭素交換している表層水の二酸化炭素も産業革命以前から下がり続けており、これは“スエス効果”と呼ばれている。もう一つの河川流入については、例えば、ギニア海盆での表層水では、河川水の寄与が大きくなると、塩分とともに  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  値も低くなる。これは、有機物は分解して溶存炭酸となる時、溶存全炭酸の  $\delta^{13}\text{C}$  値が小さくなるからである。

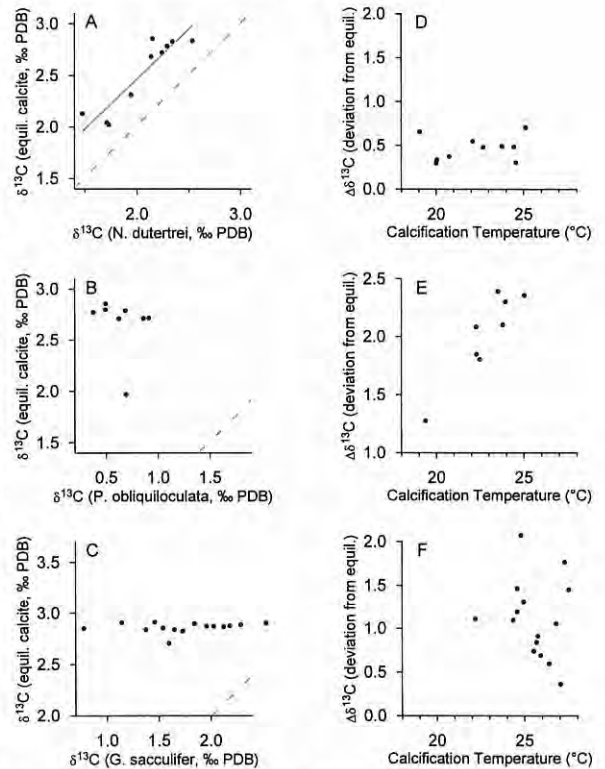
#### 4. 有孔虫炭酸塩殻の同位体の平衡値からのずれ

有孔虫炭酸塩殻は、海水から平衡下で無機的に沈積した方解石の  $\delta^{13}\text{C}$  値からずれを示すことが多い。これは Vital effect (生物学的効果) と呼ばれている。大きく分けると、 $\delta^{13}\text{C}$  値にみられる生物学的効果には3つのタイプがある (Ravelo and Fairbanks, 1995) :

- 1) 呼吸などの代謝で放出された低い  $\delta^{13}\text{C}$  値をもつ炭素の寄与、
- 2) 共生藻などが光合成を行う際に残った高い  $\delta^{13}\text{C}$  値をもつ炭素の寄与、
- 3) 生物活動に関係した速度論的な分別効果で、

まず、*Neogloboquadrina dutertrei*, *Puleniatina obliquiloculate*, *Globigerinoides sacculifer* という3種について、平衡下で形成した場合の  $\delta^{13}\text{C}$  値、実際に観測された  $\delta^{13}\text{C}$  値、また、石灰化した水温についてプロットしたものを第3図に示す。ここで、平衡値を求めた方法について説明しよう。平衡下で形成された場合の殻の同位体を計算するには、有孔虫が主にどこで石灰化したのかを知る必要がある。そこで、殻の  $\delta^{18}\text{O}$  値が平衡に近い状態で沈積したと仮定し、水深を求める。次に、その水深の海水の  $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  は、これまでの観測データに基

#### Plankton Tow GeoB 1402-2



第3図 (A-C) *Neogloboquadrina dutertrei*, *Puleniatina obliquiloculate*, *Globigerinoides sacculifer* における、平衡下で形成した場合の  $\delta^{13}\text{C}$  値 (図中の点線)、実際に観測された  $\delta^{13}\text{C}$  値 (黒点)。殻が沈積した水深は、殻の  $\delta^{18}\text{O}$  値が平衡に近い状態で沈積したと仮定して求めた。また、これまでの観測データに基づいて AOU (apparent oxygen utilization) との相関を考慮して海水の  $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  が推定された (Mulitza *et al.*, 1999)。(D-F) 石灰化の温度の間接指標と考えられる  $\delta^{18}\text{O}$  値に対する *N. dutertrei*, *P. obliquiloculate*, *G. sacculifer* の炭酸塩殻の  $\delta^{13}\text{C}$  値の平衡値からのずれ。水温、塩分、溶存酸素濃度は CTD センサーで測定された。

づいて AOU (apparent oxygen utilization) との相関を考慮して海水の  $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  が推定する (Kroopnick, 1985)。

このようにして求められた3種の値は、すべてについて平衡と仮定して計算された方解石よりも低い  $\delta^{13}\text{C}$  値を示していた。しかし、種によって特徴は異なり、*N. dutertrei* は、ずれが約  $0.5\text{‰}$  という一定の値を示したのに対し、*P. obliquiloculate*, *G. sacculifer* はこれといった傾向を示さなかった。但し、石灰化の温度の間接指標と考えられる  $\delta^{18}\text{O}$  値

との相関をみると、*P. obliquiloculate*の場合には、両者のずれが温度の上昇とともに大きくなっていった。

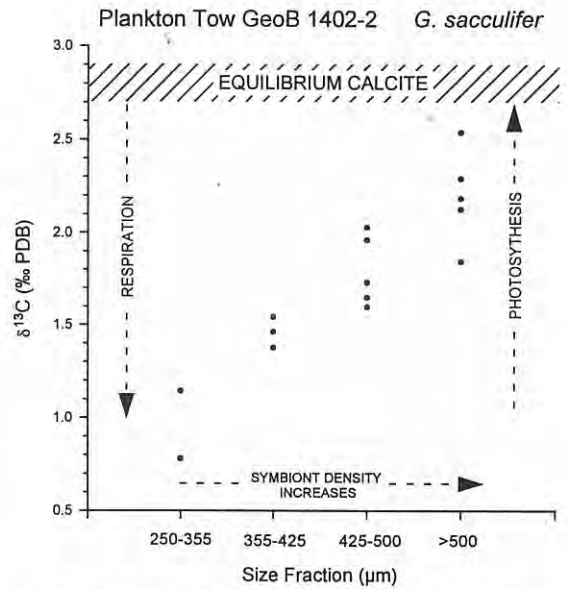
#### 4.1 呼吸などの代謝で放出された低い $\delta^{13}\text{C}$ 値をもつ炭素の寄与

呼吸など代謝の過程で放出された小さい $\delta^{13}\text{C}$ 値の二酸化炭素が炭酸塩殻にとりこまれる割合等については、現在では飼育実験から定量的な解析が進んでいる。*Globigerina bulloides*の飼育実験では、炭酸塩殻の炭素同位体に対して呼吸由来の二酸化炭素の寄与が8%あることを示している(Spero and Lea, 1996)。このことは、もし有機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値が $-20\%$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ΣCO}_2}$ 値 = 1.5とすると、平衡な条件の下で形成された方解石の $\delta^{13}\text{C}$ 値から $-1.8\%$ もシフトしてしまうことが単純な計算からも妥当であると判断される。

*P. obliquiloculate*の炭酸塩殻の $\delta^{13}\text{C}$ 値は温度が上昇すると小さくなるため、平衡値からのずれは大きくなる。たぶん、温度の上昇に伴って、呼吸や代謝過程に由来する二酸化炭素の炭酸塩殻にとりこまれる量が増加したためと考えられる。これは、他の有孔虫について、これまで言われてきた仮説と整合的である(Ravelo and Fairbanks, 1995; Ortiz et al., 1996; Spero and Lea, 1996)。*P. obliquiloculate*で見られた $\Delta\delta^{13}\text{C}$ /水温の勾配は、Ortiz et al. (1996)が他の種について報告してきた結果と非常に類似している。一方、*N. dutertrei*は、幅広いレンジで、温度依存性を示さなかった。これらの事実は、温度依存性をもつ代謝由来の二酸化炭素の寄与による生物学的効果が、すべての有孔虫にあてはまるわけではないことを示している。

#### 4.2 共生藻などが光合成を行う際に残った高い $\delta^{13}\text{C}$ 値をもつ炭素の寄与

*G. sacculifer*等の体内に共生藻をもっているグループでは、共生藻が光合成によって有機物を作ると、その有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値が低いため、残液の $\delta^{13}\text{C}$ 値は高くなる。そこで、この液から炭酸塩殻が形成されるとその $\delta^{13}\text{C}$ 値も高くなる(第1図)。それゆえ、共生藻の活動のレベルが高くなると、殻の $\delta^{13}\text{C}$ 値は高くなる。これは、*G. sacculifer*の培養実験の結果でも確かめられている(Spero and Lea,



第4図 ギニア海盆の測点GeoB140202での*Globigerina sacculifer*の大きさと炭酸塩殻の $\delta^{13}\text{C}$ 値の関係。小さいサイズは、代謝由来の炭素を獲得して $\delta^{13}\text{C}$ 値は平衡値より小さい値となっている。サイズが大きくなると、光合成および共生藻の活動により炭酸塩殻の $\delta^{13}\text{C}$ 値は平衡値に近づく(Mulitza et al., 1999)。

1993)。

次に光量との関係性をみると、明るい条件下で飼育されたものでは、暗い条件の時より、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は1.1-1.7%高くなった。また、殻の大きさとの関係では、小さい殻の有孔虫は大きい殻のそれより低い光レベルで成長するのを最適条件とするので、また、放射束密度が増加すると共生藻の密度も増加するので、殻のサイズが大きくなると $\delta^{13}\text{C}$ 値も増加することになる(Spero and Lea, 1993)。但し、Spero and Lea (1993)の飼育実験では、最も小さいサイズの*G. sacculifer*は、低い光レベルの条件下では周囲の海水の $\delta^{13}\text{C}_{\text{ΣCO}_2}$ 値より $-0.4\%$ 、平衡な条件下で形成された殻の値より $-1.4\%$ 低い値を示していた。同様の結果は、プランクトンネット観測でも報告されており、呼吸の過程で放出された軽い炭素が小さな殻に取り込まれたのかもしれない。*G. sacculifer*は、成長するに従い共生藻の活動のレベルが高くなるので、炭酸塩殻の $\delta^{13}\text{C}$ 値は平衡値に近づいていく(第4図)。古環境の復元のためには、 $>800 \mu\text{m}$  ( $\pm 25 \mu\text{m}$ )の大きなサイズの殻を

解析に用いた方がよいとの指摘がある (Oppo and Fairbanks, 1989).

#### 4.3 生物活動に関係した速度論的な分別効果

もう一つのタイプの生物学的効果は、速度論的同位体分別である。酸素と炭素の同位体分別は、石灰化の過程の中で、二酸化炭素と重炭酸イオンの反応において同位体交換が遅いことに起因している (McConnaughey *et al.*, 1997). この種の同位体分別は  $\delta^{13}\text{C}$  値と  $\delta^{18}\text{O}$  値との間に線形の関係をもたらすことが知られている。酸素と炭素の同位体平衡にかかる時間は、有孔虫の方解石の沈殿にかかるのと同じオーダーで、分の単位である (Ortiz *et al.*, 1996). そこで、非平衡の程度は、石灰化速度の関数になっている可能性がある。

海水中の炭酸イオン濃度 ( $[\text{CO}_3^{2-}]$ ) を変化させた飼育実験では、炭酸イオン濃度が増加すると、有孔虫の炭酸塩殻の  $\delta^{13}\text{C}$  値と  $\delta^{18}\text{O}$  値が線形的に小さくなる。これも速度論的な影響によるものと考えられているが (Spero *et al.*, 1997), 詳細なメカニズムについては解明されていない。

### 5. 浮遊性有孔虫の生活史と炭素同位体

浮遊性有孔虫の炭酸塩殻は生息深度での海水中の  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  値を記録している。特に、その種が限られた水深あるいは環境を好んでいる場合には、この情報は非常に重要である。たとえば、*G. truncatulinoides* は、典型的な水温躍層に生息する種なので、その  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  値を還元する場合には最適である (Hemleben *et al.*, 1985; Mulitza *et al.*, 1997)。

一方、浮遊性有孔虫は、生活史の中で深度を変えて生息しているものも多い。そこで、一つの有孔虫個体であっても、その炭酸塩殻が均一の同位体組成をもっていないことがしばしば起こる。これは、同じ種であっても生息深度に幅があるためである。一般に表層水の水深が深くなると、水温の下降を伴い、 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  値は小さくなる。赤道大西洋の場合 100m 位さがると  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  値は約 1.5 低い値を示す。先に述べた赤道大西洋の場合のように、水温勾配の高いところに生息する *N. dutertrei* の炭酸塩殻の  $\delta^{18}\text{O}$  値は、表層から水深 40m 位までの範囲で

は減少するにつれて、 $\delta^{13}\text{C}$  値も減少する。そこで、炭酸塩殻全体の  $\delta^{18}\text{O}$  値も最大で約 1.0‰ も変化する。また、*G. sacculifer* は、混合層で生活し、最後に配偶子形成に関連した方解石 (gametogenic calcification) を深い深度で形成する。この量は全体の約 30% を占める (Duplessy *et al.*, 1981; Lohmann, 1995)。そこで、*G. sacculifer* は、最初と後に作られた部分を比べると、 $\delta^{13}\text{C}$  値は後の部分の方が低い値を示すことになる。さらに、*P. obliquiloculate* の場合には、この種は水温躍層の上部に生息しているので、特に最初の段階ではよりあたたかい水で石灰化し、しかも代謝由来の低い  $\delta^{13}\text{C}$  値をもった二酸化炭素も使うので、炭酸塩殻の  $\delta^{13}\text{C}$  値は後の最初の部分の方が低い値を示す。そこで、最終的に石灰化が終わった段階では、殻全体が示す  $\delta^{13}\text{C}$  値はさまざまな深度で作られた炭酸塩の同位体の平均組成を表すことになってしまう。

さて、有孔虫の遺骸が海底に達し、殻の溶解が始まると、特に *G. sacculifer* などは最後にできた殻は溶解に強いので、保存されやすい。そのため、浮遊性有孔虫の  $\delta^{13}\text{C}$  値は、*G. sacculifer* の場合は小さくなり、逆に、*P. obliquiloculate* の場合は大きくなる。これがオントンジャワ海台でリソクライン<sup>注)</sup>をはさんで、異なった水深から得られた両有孔虫の炭酸塩殻の  $\delta^{13}\text{C}$  値の結果から示されている (Wu and Berger, 1989)。

このように浮遊性有孔虫の炭酸塩殻の炭素同位体比を古環境研究で使う際には、その値が変動した場合、実際に海水中の  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  値に起因するののか、あるいは生息深度、より正確に言うと、石灰化の深度が変わったためか、ということをまず明らかにする必要がある。

謝辞：本稿を準備するにあたって、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、鈴木 淳博士に査読していただき、原稿が改善された。

注) リソクライン：外洋の表層水は方解石に過飽和である。

しかし、水深が大きくなると不飽和となり、溶解はかなり大きくなり急速に溶け出す。この急速に溶け出す深度がリソクラインと呼ばれている。

#### 引用文献

- Broecker, W.S. and Peng, T.-H. (1982) : Tracers in the Sea. Eldigio, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, pp.1-690.
- 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.
- Friedli, H., Lotscher, H., Oeschger, H., Seigenthaler, U. and Stauffer, B. (1986) : Ice core record of the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio of the atmospheric  $\text{CO}_2$  in the past centuries. *Nature*, 324, 273-238.
- Hemleben, C., Spindler, M., Breiteringer, M. and Deuser, W. (1985) : Field and laboratory studies on the ontogeny and ecology of some globorotallid species from the Sargasso Sea of Bermuda. *J. Foram. Res.* 15, 254-272.
- 川幡穂高 (2002) : 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—, 地質ニュース, no.567, 26-35.
- Kroopnick, P.M. (1985) : The distribution of  $^{13}\text{C}$  of sigma  $\text{CO}_2$  in the world oceans. *Deep-Sea Res.*, 32, 57-84.
- 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.
- Lynch-Stieglitz, J., Stocker, T.F., Broecker, W.S. and Fairbanks, R.G. (1995) : The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: observations and modeling. *Global Biogeochem. Cycles* 9, 653-665.
- McConnaughey, T.A., Burdett, J.B., Whelan, J.F. and Paull, C.K. (1997) : Carbon isotopes in biological carbonates: respiration and photosynthesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 611-622.
- Mook, W.G., Boomerson, J.C. and Staverman, W.H. (1974) : Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Letter.*, 22, 169-176.
- Mulitza, S., Durkoop, A., Hale, W., Wefer, G. and Niebler, H.S. (1997) : Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. *Geology* 25, 335-338.
- Mulitza, S., Arz, H., Mücke, K., Moos, C., Niebler, H.S., Patzold, J. and Segl, M. (1999) : The South Atlantic carbon isotope record of planktic foraminifera. In Fischer, G and Wefer G (ed) *Use of Proxies in Paleoceanography: examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp 427-445.
- Ortiz, J.D., Mix, A.C., Rugh, W., Watkins, J.M. and Collier, R.W. (1996) : Deep-dwelling planktonic foraminifera of the north-eastern Pacific Ocean reveal environmental control of oxygen and carbon isotopic disequilibria. *Geochim Cosmochim. Acta*, 60, 4509-4523.
- Oppo, D.W. and Fairbanks, R.G. (1989) : Carbon isotopic composition of tropical surface water during the past 22,000 years. *Paleoceanography*, 4, 333-351.
- Ravelo, A.C. and Fairbanks, R.G. (1995) : Carbon isotopic fractionation in multiple species planktonic foraminifera from core-tops in the tropical Atlantic. *J. Foram. Res.*, 25, 53-74.
- Romanek, C.S., Grossman, E.L. and Morse, J.W. (1992) : Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 419-430.
- Spero, H.J. and Lea, D.W. (1993) : Intraspecific stable isotope variability in the planktic foraminifera *Globigerinoides sacculifer*: Results from laboratory experiments. *Marine Micropal.*, 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. Micropal.*, 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.
- Wu, G. and Berger, W.H. (1989) : Planktonic foraminifera: differential dissolution and the Quaternary stable isotope record in the West Equatorial Pacific. *Paleoceanography* 4, 181-198.
- Zhang, J., Quay, P.D. and Wibur, D.O. (1995) : Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of  $\text{CO}_2$ . *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 107-114.

---

KAWAHATA Hodaka (2003) : Stable isotope of planktonic foraminiferal tests quantitatively recording Earth's surface environments.-II. Carbon isotopic value-

---

< 受付 : 2002年11月5日 >