日本海秋田沖の2本の海底コアの酸素・炭素・窒素同位体比に基づく古環境解析

奥村 智*1・南川 雅男*2・大場 忠道*2・池原 研*3

日本海秋田沖で採取された2本の海底コアについて、浮遊性有孔虫殻の酸素・炭素同位体比、有機態炭素・全窒素量、その元素比およびそれらの炭素・窒素同位体比を測定し、約3万2千年前以降の海洋環境の復元を試みた。その結果、これら7つの分析値は日本海の環境変化、特に日本海に流入する水塊の変化と密接に関連して変動していることがわかった。特に、これまで日本海の堆積物について分析が行われていなかった窒素同位体比も、古環境解析の有力な指標となることが判明した。また、秋田沖と隠岐堆のコアを比較すると、両者の岩相や浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ カーブが対比可能であることから、両海域は共通した環境変化を経てきたことが示された。一方、有機物の炭素同位体比やC/N比から、秋田沖のコアは隠岐堆のコアよりも陸源有機物の影響を強く受けていることもわかった。

キーワード：日本海、酸素同位体比、炭素同位体比、窒素同位体比、海底コア

I. はじめに

海洋表層での環境変化は、浮遊性有孔虫など各種プランクトンからなる微化石の群集変化や、表層で生産される有機物の組成や量の変化などとして堆積物に記録される。一方、海底環境は、岩相、底生有孔虫などの底生生物の群集組成、硫化鉄などの鉱物あるいは元素組成、炭酸塩・珪酸塩・有機物などの含有量に反映される。さらに、有孔虫殻の酸素・炭素同位体比、有機物のC/N比、それらの炭素・窒素同位体比も古環境に関する情報を提供する。日本海のように、浅い4つの海峡(140m以浅)で囲まれた縁海では、第四紀後期の氷期-間氷期という気候変化に伴う海水準変動によって、海洋古環境が劇的に変化したと考えられるので、上述の古環境を指示するいろいろな情報が海底堆積物中に鮮明な記録として残されやすい。これまでに、日本海では海底コアを用いた研究が数多く行われ(氏家, 1982; 大場ほか, 1984; Koizumi, 1989; Tada *et al.*, 1992), 最終氷期以降の古環境変遷も詳しく復元されている(Oba *et al.*, 1991; Ishiwatari *et al.*, 1994; 大場ほか, 1995)。

本稿では、秋田沖の2本の海底コアについて、上述の古環境を指示する種々の情報のうち、浮遊性有孔虫殻

の酸素・炭素同位体比、有機態炭素・全窒素量、その元素比およびそれらの炭素・窒素同位体比という7つの研究項目について分析し、最終氷期中期以降(約3万2千年前以降)の海洋環境の復元を試みた。また、本研究で得られた結果を隠岐堆においてすでに得られている結果(Oba *et al.*, 1991; Ishiwatari *et al.*, 1994)と比較して、両海域における環境変化の相違を考察した。日本海古環境の研究において、有機物の窒素同位体比を用いたのは本研究が初めてである。その結果、窒素同位体比を含めて上述の7つの研究項目すべてが、日本海へ流入する水塊の変化と密接に関連して変化していることが明らかとなった。

II. 2本の海底コア

本研究に用いた海底コアは、日本海秋田沖の大陸斜面上から工業技術院地質調査所GH93航海において採取されたKI-5(39°34.07'N, 139°26.28'E, 水深754m, 長さ302cm, 直径12cm)と、その西方約2.7km離れた海域から東京大学海洋研究所KT94-15次航海において採られたPC-9(39°34.36'N, 139°24.41'E, 水深807m, 長さ520cm, 直径8cm)の2本である(図1)。

KI-5コアは、比較的均質なオリーブ灰色~緑灰色の

1995年11月2日受付, 1996年9月21日受理。

*1 北海道大学大学院地球環境科学研究科 〒060 札幌市北区北10条西5丁目。

*2 北海道大学大学院地球環境科学研究科地球環境変遷学講座 〒060 札幌市北区北10条西5丁目。

*3 工業技術院地質調査所海洋地質部 〒305 つくば市東1-1-3。

図1 日本海秋田沖の海底地形と KI-5 および PC-9 コアの採泥位置

シルト～シルト質粘土よりなるが、コア最上部から 192～201 cm の層準と 272～302 cm の層準には暗色層が見られ、それらの多くには浮遊性有孔虫殻が mm 単位に濃集した細互層が発達している (図2)。これらの細互層は、日本海のコアに一般的に見られるもので、TL 層と呼ばれている (田中, 1984)。PC-9 コアは、全体にオリーブ灰色～暗灰色のシルト～シルト質粘土からなり、コア最上部から 129～137 cm と 215～284 cm の層準に TL-1 と TL-2 を介在し、そのほか 6 層準に細互層が認められる。これらの細互層は、すべて隠岐堆の C-3 コアの細互層 (加藤, 1984a) と対比が可能である (図2)。その細互層の中でも、KI-5 コアの TL-2 の 270～約 300 cm, PC-9 コアの TL-2 の 215～280 cm の間には底生有孔虫がほとんど産出しなかった。また、両コアのところどころの層準に、底生動物が活動した痕跡を示す菌跡 (burrow) が認められ、海底が底生動物の活動しやすい酸化的な環境と細互層が発達する還元的な環境を繰り返していたことがわかる。さらに、KI-5 コアの 92 cm, 130 cm 付近、PC-9 コアの 63 cm, 94 cm, 363 cm 付近に火山ガラスを比較的多く含む層準を顕微鏡下で見つけることができる。これらは C-3 コアに含まれる鬼界アコハヤ (K-Ah), 鬱陵隠岐 (U-Ok), 始良 Tn(AT) 火山灰に、それぞれ対比される可能性が高い。

図2 秋田沖コア (KI-5, PC-9) と隠岐堆の C-3 コアの岩相に基づく対比

III. 分析方法

1. 試料採取

両コアとも、帯磁率測定用の容器 (2.3³ cm³) と有機物分析用のステンレス製容器 (長さ 12 cm, 幅 3.3 cm, 深さ 2.3 cm) を堆積物に連続的に差し込み、試料採取を行った。ただし、PC-9 コアは KI-5 コアの採取地点に近く、より古い時代まで貫入しているので、岩相による対比 (図2) に基づいて、PC-9 コアについてはコア最上部から 200 cm (浮遊性有孔虫殻の酸素・炭素同位体比については、対比のため 100 cm) より下位の層準についてのみ、試料を採取した。

2. 試料の処理

有孔虫殻の酸素・炭素同位体比

帯磁率測定用容器の試料は、湿潤および乾燥重量を秤量後、250 mesh (63 μm) の篩で水洗し、その残渣を 50°C 以下で乾燥させた。その残渣から浮遊性有孔虫の拾い出しを行ったが、浮遊性有孔虫は成長するにつれて生息深度が異なる (Hemleben *et al.*, 1989) ため、同位体比測定に用いる試料には同一種で、しかも一定粒径の個体を集める必要がある。今回分析に用いた種は、KI-5 コアの最上部から約 100 cm までは、優先種として産

図3 秋田沖のコア (KI-5, PC-9) と隠岐堆の C-3 コアの対比

実線は岩相、点線は $\delta^{18}\text{O}$ カーブに基づく。C-3 コアの AMS 法による ^{14}C 年代値は大場ほか(1995)から引用した。

出する *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral) を、それより下位と PC-9 コアの 100 cm より下位では、そこで優先種として産出する *Globigerina umbilicata* を用いた。粒径は $250\sim 300\ \mu\text{m}$ のもので、1 試料につき 40 個体を目安に集めたが、産出が少ない層準では $180\sim 250\ \mu\text{m}$ の個体も加えて測定用試料とした。KI-5 コアに含有される有孔虫は全体に少なく、いくつかの層準ではほとんど産出しなかったが、合計 30 層準で測定を行った。PC-9 コアは 10 cm ごとに合計 34 層準で測定した。各試料は、ステンレス製の小さな容器に入れ、エタノール中で殻を砕いた後に、真空にした反応容器内で 60°C の 100 % リン酸と反応させた。発生した二酸化炭素を真空装置で精製した後に、同位体比質量分析計 (Finnigan MAT251) に導入して同位体比を測定した。測定精度 ($\pm 1\sigma$) は、酸素同位体比で $\pm 0.04\text{‰}$ 、炭素同位体比で $\pm 0.02\text{‰}$ である。

有機態炭素・窒素同位体比

有機物分析用の試料は、まず 60°C で 48 時間乾燥後

粉碎し、 $250\ \mu\text{m}$ 以上の粗い粒子を取り除いて、1 N の塩酸を加えて炭酸塩を除去した。凍結乾燥後、試料約 200 mg を Minagawa *et al.* (1984) による封管法によってガス化し、真空装置で窒素ガスと二酸化炭素ガスに分離・精製した。窒素ガスと二酸化炭素ガスを圧力計で定量後、同位体比質量分析計 (Finnigan MAT251, 252) でそれぞれ同位体比を測定した。分析誤差 ($\pm 1\sigma$) は炭素同位体比で $\pm 0.02\text{‰}$ 、窒素同位体比で $\pm 0.05\text{‰}$ である。なお、有機態炭素・全窒素量は重量 % で示し、C/N 比は原子比で表した。

試料の同位体比は、標準試料の同位体比からの偏差として、以下の式を用いて千分率で表した。

$$\delta^{18}\text{O}, \delta^{13}\text{C}, \delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1,000$$

ここで、R はそれぞれ $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 、 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 、 $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ である。各標準試料は、酸素・炭素同位体比については PDB、窒素同位体比については大気中の窒素ガスであ

図4 秋田沖のコア KI-5 と PC-9 の各分析値

点線は TL-2 の最上部の層準を示している。

る。

IV. 結 果

1. コアの対比と年代

秋田沖の KI-5 と PC-9 コアの層序は、以前に日本海の隠岐堆 (図 1) で採取された C-3 コアの層序 (加藤, 1984a) とよく似ている (図 2)。また、浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ カーブによっても、C-3 コアとの対比が可能である (図 3)。このように、秋田沖と隠岐堆のコアが岩相、浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ カーブでの対比が相互に斜交することなく対比できるということは、両海域が共通した環境変化に見舞われたことを意味する。さらに、図 3 と同様な $\delta^{18}\text{O}$ カーブは、日本海の南部や東部 (大場, 1988) ばかりではなく、中央部や西部 (Gorbarenko, 1987; Keigwin and Gorbarenko, 1992) からも報告されている。このことから、秋田沖のコアに見られる環境変化は、日本海全体で起こったことが記録されていると考えられる。

これらのコアの年代は、上述の対比に基づいて C-3 および同一地点の L-3 コアで得られた加速器質量分析 (AMS) 法による ^{14}C 年代値と介在する広域指標テフラの年代値 (大場ほか, 1995) に基づくと、KI-5 コアの最下部は ^{14}C 年代スケールで約 1 万 8 千年前、PC-9 コアの最下部は約 3 万 2 千年前にまで達している (図 3)。

また、KI-5 と PC-9 コアは、その平均的堆積速度がそれぞれ 16.7 cm/ka と 15.6 cm/ka で速く、高精度の古環境解析に適している。

2. 浮遊性有孔虫殻の酸素・炭素同位体比

KI-5 と PC-9 コアの浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$ の測定には、前述したように 2 種を用いた。その 2 種は、KI-5 コアの約 100 cm では共存して産出するが、 $\delta^{18}\text{O}$ 値と $\delta^{13}\text{C}$ 値に種間で相違が認められる。 $\delta^{18}\text{O}$ 値は、*N. pachyderma* の方が *G. umbilicata* よりも 1.3‰ 小さく、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は *N. pachyderma* の方が *G. umbilicata* よりも 0.4‰ 大きい。これらの相違は、2 種間の殻を形成する季節や水深の違いによるものと考えられる。図 3 および図 4 では 2 種間の補正は行わず、測定値をそのまま示している。 $\delta^{18}\text{O}$ 値と $\delta^{13}\text{C}$ 値をコアの下位から上位へ見ていくと (図 4)、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は PC-9 コア最下部の 500 cm から 370 cm 前後にかけて 3.3~2.6‰ の間であり変化せず、370 cm 付近から次第に小さくなりはじめ、270 cm 前後で急に小さくなって、220 cm 付近で最も小さな値 (0.54‰) になっている。この最も小さい $\delta^{18}\text{O}$ 値のピークは、KI-5 コアの約 280 cm に見られる $\delta^{18}\text{O}$ ピーク (0.6‰) に対比される。その後、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は PC-9 コアの 220 cm から 120 cm まで (図 3) と KI-5 コアの 280 cm から 205 cm までの間で次第に大きくなり、KI-5 コアの 205 cm から 170 cm にかけて減少傾

向を示した後、130 cm から 100 cm にかけて 2‰ も大きく減少する。δ¹³C 値は、図 4 に示すように、PC-9 コア最下部の 500 cm から 205 cm までは 0‰ 前後であまり変化せず、KI-5 コアの 265 cm の層準で最小値 (−1.8 ‰) を示す。その後、KI-5 コアの δ¹³C 値は 265 cm から 210 cm にかけて増加し、210 cm から 130 cm の間で減少した後、130 cm から 100 cm で再び増加する。

3. 有機態炭素量と全窒素量およびその C/N 比

KI-5 と PC-9 コアの有機態炭素量 (Total Organic Carbon content 以下 TOC と略す) と全窒素量 (Total Nitrogen content 以下 TN と略す) は、全層準について類似した変動を示している (図 4)。TOC は堆積物の乾燥重量の 0.5% から 1.8%, TN は 0.07% から 0.23% の範囲内で変化している。TOC の値をコアの下位から上位へ見ていくと、PC-9 コアの最下部の 500 cm から 370 cm までの間は変動しながら減少傾向を示し、相互層に近い 490 cm, 440 cm, 390 cm 付近でわずかに増加している。そして、PC-9 コアの 370 cm から 200 cm と KI-5 コアの 300 cm から 270 cm の間は、1% 前後の低い値ではほぼ一定している。KI-5 コアの 270 cm から 200 cm の間で再び増加し、TL-1 の層準 (KI-5 コアの 201 cm から 192 cm) では TOC はやや高い。その後、KI-5 コアの最上部までの間は約 1.7% で一定している。TN の値の変化も、上述した TOC の変動とまったく同様である (図 4)。それらの元素比 (C/N) は 9 から 12 の範囲で変化し、TOC と TN が変動した層準で変わっている (図 4)。

また、秋田沖の KI-5 と PC-9 コアの C/N 比を隠岐堆の C-3 コアの C/N 比と比較すると、全体の傾向は類似しているが、その値は秋田沖の方が大きい (図 5)。

4. 有機物の炭素・窒素同位体比

KI-5 と PC-9 コアの有機物の δ¹³C 値と δ¹⁵N 値は、それぞれ −25.7 ~ −22.0‰ と 3.5 ~ 6.6‰ の範囲で、相互に類似した変化を示す (図 4)。PC-9 コアの最下部の 500 cm から 230 cm までの間は、δ¹³C 値も δ¹⁵N 値も多少変動しながら減少している。δ¹³C と δ¹⁵N の最小値は、KI-5 コアの 280 cm と PC-9 コアの 230 cm に見られる。これらの層準は TL-2 層の最上部付近で、浮遊性有孔虫殻の δ¹⁸O 値が最も小さくなっている部分に対応する。その後、KI-5 コアの 280 cm から 250 cm にかけて、δ¹³C 値は 2.2‰、δ¹⁵N 値は約 2‰ も増加している。KI-5 コアの 250 cm から 200 cm の間は、δ¹³C 値と δ¹⁵N 値がともにわずかに減少している。KI-5 コアの TL-1 層 (201 ~ 192 cm) からコア最上部までの間は、δ¹³C 値が漸次増加し、δ¹⁵N 値は反対に減少している。

図 5 有機物の C/N 比と δ¹³C 値に基づく秋田沖のコア (KI-5, PC-9) (○) と隠岐堆のコア (C-3) (●) の対比
C-3 コアの C/N 比および δ¹³C 値は、Ishiwatari *et al.* (1994) から引用した。

C/N 比と同様に、秋田沖の KI-5 と PC-9 コアの有機物の δ¹³C 値を隠岐堆の C-3 コアの δ¹³C 値と比較すると、全体の傾向は類似しているが、その値は秋田沖の方が小さくなっている (図 5)。また、秋田沖のコアの TOC (0.5 ~ 1.8%) と TN (0.07 ~ 0.23%) は、C-3 コアのそれらの値 (0.7 ~ 3.6%, 0.11 ~ 0.43%: Ishiwatari *et al.*, 1994) より小さく、堆積速度 (KI-5: 16.7 cm/ka, PC-9: 15.6 cm/ka) は C-3 コアの 11 cm/ka より大きい。これらのことは、秋田沖の方が隠岐堆よりも大陸斜面からの堆積物の供給が多かったためと考えられる。

以上のように、秋田沖のコア (KI-5, PC-9) の有孔虫殻の δ¹⁸O・δ¹³C, TOC, TN, C/N 比, 有機物の δ¹³C・δ¹⁵N の各分析値は、共通した層準で変化している場合が多く、その変化に基づいて 5 つの層準を識別することができる。それらの層準とは、図 4 に示すように、① PC-9 コアの約 370 cm において、TOC, TN, C/N 比がそれまでの減少傾向から一定または増加に転じる層準 (この層準において有機物の δ¹³C 値と δ¹⁵N 値も減少傾向がいったん停滞しているように見え

図6 秋田沖のコア KI-5 と PC-9 に含まれる有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値と $\delta^{15}\text{N}$ 値の関係 (a) および $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N 比との関係 (b)

る), ②約220 cm (KI-5コアの約280 cm) において, それまで減少しつづけてきた $\delta^{18}\text{O}$ 値が急激に増加に転じ, 有機物の各分析値もそれまでの傾向とはまったく異なりはじめる層準, ③KI-5コアの約200 cm において, 全分析値に傾向の変化が見られる層準, そして④KI-5コアの130 cm から100 cm の間で, 有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値・ $\delta^{13}\text{C}$ 値が増加する層準である. これらの層準によって区分される5つの時代は, 日本海的环境が異なっていたと考えられる. そのことは, 有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値と $\delta^{15}\text{N}$ 値および $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N 比の関係を, 5つの時代に分けてプロットすると (図6), 分析値が5つの時代ごとにまとまることから明らかである. 一般に, 陸上有機物は C/N 比が通常12~15 またはそれ以上, $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{15}\text{N}$ は約-27‰・0‰前後の値を示すのに対して, 海洋性有機物は C/N 比が通常6~9, $\delta^{13}\text{C}$ ・

$\delta^{15}\text{N}$ が約-20‰・8‰前後の値である (Hedges and Parker, 1976; Wada *et al.*, 1987). したがって, 陸上有機物の寄与が大きくなると, 分析値は図6の左下方向に集まり, 海洋環境の変遷を図6から読みとることができる. 次に, これら5つの時代にどのような環境変化が起こったかを考察する.

V. 考 察

1. 3.2~2.9 万年前

この時代は, PC-9 コアの最下部(500 cm)から370 cm までの層準に相当し, TOC, TN, C/N 比が細互層の近くで増加しながら全体的に減少している. また有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は-24‰から-25‰へ, $\delta^{15}\text{N}$ 値は6.5‰から5‰へと, 下位から上位にかけて減少している (図4). その関係を図6-a で見ると, $\delta^{15}\text{N}$ の大きい値

(6.4‰)からこの時代で最も小さい値(4.9‰)へ、図の左下方向へ分析値が移動している。すなわち、陸上有機物の寄与が時代とともに増加してきたことがわかる。この時代は、最終氷期中期から後期の寒冷化へ向かう時代であり、汎世界的な海水準の低下に伴い、秋田沖でも陸上からの有機物の寄与が増大したと考えられる。

隠岐堆の C-3 コアの珪藻化石を調べた小泉(1984)によると、この時代には現在の東シナ海のやや低塩分域に特徴的な珪藻である *Paralia sulcata* が多産することから、日本海に東シナ海の表層水が流れ込んでいたと考えられている。また、この時代には細互層と匍跡をもつ層が交互に堆積しており、グリーンランドの氷床コアの酸素同位体比に認められた数千年周期の Dansgaard Oeschger サイクル (Dansgaard *et al.*, 1993) に対応した環境変化が日本海の堆積物に反映されていると考えられている (Tada *et al.*, 1995)。すなわち、汎世界的に温暖湿潤と乾燥寒冷の気候変化が繰り返され、温暖湿潤時代には黄河の水量が増加し、九州西方の低塩分の表層水が日本海へ流入して海水の鉛直混合が弱まり、底層水が貧酸素となって細互層をもつ層が発達した。また、陸上有機物の寄与も多少増加した。反対に、乾燥寒冷の時代には相対的に塩分の高い九州西方の表層水が日本海へ流入して、鉛直混合が活発になって底生生物の活動が盛んになり、匍跡を伴う層が形成されたと考えられる。

2. 2.9~1.5 万年前

この時代は、PC-9 コアの 370 cm から 220 cm までの層準に相当し、有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値・ $\delta^{15}\text{N}$ 値が 370 cm 付近で減少傾向がいったん停滞した後に再び減少している (図 4)。この関係を図 6-a で見ると、分析値は一段と左下方向へ進み、陸上有機物の寄与がさらに増加したことを示している。そのことは、C/N 比がこの時代に次第に大きくなっていることから支持される (図 4, 図 6-b)。一方、浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、下位から上位にかけて連続的に小さくなり、220 cm 付近で最も小さい値(約 0.5‰)に達する。この値は、KI-5 コアの 90 cm 以上の完新世頃の値とほぼ同じである。有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ は、水温と海水の $\delta^{18}\text{O}$ の 2 つの要因で変化するが、最終氷期最寒期に表層水温が完新世頃と同じであったとは考え難いことから、この時代の浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ の変化は淡水流入によると解釈されている (大場ほか, 1980)。すなわち、汎世界的な海水準の低下に伴い日本海が閉鎖的になるにつれて、日本海に降る降水およびその周辺からの河川水の影響が次第に強くなって、陸上からの有機物の影響も増加したと考えられる。この時代の日本海の表層は、低塩分水によって覆われ、海水の成層構造が発達して深層に溶存酸素が供給さ

れなくなった (大場ほか, 1980, 1995)。そのため、PC-9 コアの 280 cm から 215 cm の間と KI-5 コアの最下部から約 270 cm までの間は、底生有孔虫の産出が乏しく、海底は底生有孔虫の生息が困難なほど還元的な状態になったと考えられる。その結果、この時代には厚く細互層 (TL-2) が発達している。一般に、還元環境下において海底では、有機物が分解されにくく残りやすい。しかし、この間の TOC, TN はそれぞれ約 1%, 0.1% と低いことから、海洋表層での生産量が少なかったと考えられる。

3. 1.5~1 万年前

この時代は、KI-5 コアの 280 cm から 200 cm (PC-9 コアの 220 cm から 200 cm) までの層準に相当し、特に、その前半において有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値が -25‰ から -23‰ へ、 $\delta^{15}\text{N}$ 値が 4‰ から 6‰ へと大きくなる (図 4)。図 6-a では、分析値がそれまでとは逆に右上方向へ移動して、陸上有機物の寄与が減少したことを示している。一方、C/N 比も最初は減少して、陸上有機物の寄与が少なかったことを支持するが、その後の値は 10 前後で一定している。この時代は、最終氷期最寒期から晩氷期にかけて汎世界的に気候が温暖化して、海水準も上昇過程にあった時であり、秋田沖においても陸上有機物の流入量が次第に減少していったことが考えられる。ところが、この時代の後半になると、C/N 比が 10 前後で一定であるのに対して、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は減少し、 $\delta^{15}\text{N}$ 値は増加するというように、それぞれ独立に変動しており、陸上有機物の混入以外の要因で、 $\delta^{13}\text{C}$ 値や $\delta^{15}\text{N}$ 値は変動していたことが示唆される。この時代に、底生有孔虫は産出量が多くなり、現在は北太平洋の浅海域に生息している *Elphidium excavatum* forma *clavata* が PC-9 の 265 cm から出現してくる (長谷川, 1995 私信)。同様に、北太平洋浅海域の底生有孔虫が日本海海底コアに出現してくるという報告は、大場ほか (1980) や加藤 (1984b) によっても行われており、この時代に津軽海峡から親潮が流入してきたと解釈されている。したがって、有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値や $\delta^{15}\text{N}$ 値の変化には、陸上有機物の寄与のほかに、親潮流入という水塊の変化によって日本海の炭素および窒素サイクルが変わった可能性がある。

親潮が日本海に流入してきた結果、日本海の表層水の低塩分化は次第に解消され、鉛直混合が再開されて底生生物が再び生息できるような海底環境になったと考えられる。それでも、TOC や TN は増加傾向にはあるが、全体から見てもまだ小さい値である。その原因は、この時代に海洋表層の生物生産性がそれほど活発ではなかったのか、あるいは酸化的環境への移行期において有機物の分解が盛んになったためか、2 つの可能性が考えられ

る。日本海南部のコアで、この時代に CCD (Carbonate Compensation Depth: 炭酸塩補償深度) が浅くなっている (北里, 1984) ことは、後者の可能性もあることを指示している。やがて、後氷期に向かう地球規模の温暖化による大気-海洋循環系の移動によって、北西太平洋では黒潮の勢力が強くなり、親潮の後退によって日本海へは対馬暖流が流入するようになる。その親潮から対馬暖流への過渡期に、日本海の表層水がいったん停滞したために海底が還元的となり、その時に TL-1 の細互層が形成されたと考えられる。

4. 1万~8千年前

この時代は、KI-5 コアの 200 cm から 100 cm までの層準に相当し (図 4), 有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値が -24‰ から -23‰ へ増加し、C/N 比は減少していることから、陸上有機物の寄与が次第に少なくなったことが示唆される。一方、浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、200 cm 付近でそれまでの増加傾向から減少に転じ、100 cm 付近で急激に小さくなっている。また、その $\delta^{13}\text{C}$ 値も 200 cm 付近で、それまでの増加傾向が減少に転じ、100 cm 付近で急速に大きくなっている。このような変化は、上述したように親潮から対馬暖流への転換期に起こったと考えられる。しかし、TL-1 の細互層が形成された (1 万年前) 後、対馬暖流が日本海へすぐに流入したのではなく、おそらくこの 1 万年前から 8 千年前までの間は、黒潮の影響を強く受けた東シナ海の表層水が日本海へ流入していたと考えられる。そのことは、この間の有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値と $\delta^{15}\text{N}$ 値さらに C/N 比が、対馬暖流が本格的に日本海へ流入するようになった 8 千年前以降の値 (図 6) に近づいていくことから示唆される。黒潮の影響を強く受けた東シナ海の表層水の流入によって、日本海における生物生産量が増加したために、TOC や TN の値がそれ以前より高くなったのであろう。

5. 8千年前~現在

この時代は、KI-5 コアの 100 cm から上位の層準で、浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値と $\delta^{13}\text{C}$ 値がコアの最上部の値とほぼ等しくなり (図 4), 対馬暖流が本格的に日本海に流入してきたと考えられる。しかし、ほかの 5 つの分析値は前の時代から引き続き連続的に変化しており、日本海表層において生産される有機物や陸源有機物の寄与の割合、あるいは海底環境は、前の時代 (1 万年~8 千年前) から漸次変化してきたことを示している。汎世界的な海水準の上昇に伴って日本海への対馬暖流の流入が本格化するにつれて、陸上有機物の混入が次第に少なくなったと考えられる。

VI. 結 論

1. 日本海秋田沖の KI-5 と PC-9 コアの岩相や浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比カーブは、隠岐堆の C-3 コアとそれぞれ容易に対比できるばかりではなく、それらは日本海のほかのコアとも酷似した変化を示す。このことから、日本海全体の海洋環境変化が秋田沖の KI-5 と PC-9 のコアにも記録されている。

2. KI-5 と PC-9 コアの $\delta^{18}\text{O}$ カーブを、AMS 法による ^{14}C 年代値が詳しく求められている隠岐堆の C-3 コアの $\delta^{18}\text{O}$ カーブと対比すると、KI-5 コアの最下部は約 1 万 8 千年前、PC-9 コアの最下部は約 3 万 2 千年前に達している。

3. KI-5 と PC-9 コアの堆積速度は C-3 コアよりも大きく、陸源碎屑物による希釈のため有機態炭素量や全窒素量は C-3 コアより小さい。また、有機物の C/N 比は C-3 コアより大きく、有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は C-3 コアより小さい。このことは、秋田沖の KI-5 と PC-9 コアの方が隠岐堆の C-3 コアよりも陸上有機物の寄与率が高かったことを示す。

4. 秋田沖の KI-5 と PC-9 コアについて分析した 7 つの研究項目 (浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ ・ $\delta^{13}\text{C}$, TOC, TN, C/N, 有機物の $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) は、以前に復元されていた過去 3 万 2 千年間の日本海の環境変化 (東シナ海表層水の流入、淡水の供給による低塩分化、親潮流入、黒潮の影響を強く受けた東シナ海表層水の流入、対馬暖流の流入) に対応して変化している。

5. 特に、有機物の $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{15}\text{N}$ の関係、ならびに $\delta^{13}\text{C}$ と C/N の関係は、陸上有機物の寄与ばかりでなく水塊の変化によっても変動しており、海洋古環境を研究する上で重要な指標となる。

VII. お わ り に

秋田沖の 2 本の海底コアについて、浮遊性有孔虫殻の酸素・炭素同位体比、有機態炭素・全窒素量、その元素比およびそれらの炭素・窒素同位体比を分析し、これら 7 つの分析値が今までに復元されてきた日本海古環境変化と見事に対応して変化していることが明らかになった。そのことは、堆積物中の有機物の炭素・窒素同位体比や C/N 比が、日本海に流入する海流系によっても変化しており、単に陸上有機物と海洋性有機物の混合によるものではないことを示している。今後は、日本列島周辺の有機物や硝酸の同位体比、有機物の組成分析やその組成ごとの同位体比を分析することによって有機物の起源を明らかにし、陸上有機物と海洋性有機物の寄与率を定量的に把握することが重要である。

謝辞 本研究で用いた海底コアは、工業技術院地質調査所の白嶺丸によるGH93航海および東京大学海洋研究所の淡青丸によるKT94-15次航海の際に採取されたものである。両研究航海の乗船研究者ならびに乗組員の方々にコア採取等においてご協力を頂いた。特に、GH93航海の主席研究員を務められた地質調査所の岡村行信博士、堆積物関係を担当された同所の中嶋 健、片山 肇両氏、KT94-15次航海のコアの採取と処理にご協力を頂いた北海道大学大学院地球環境科学研究科の村山雅史博士、さらに、底生有孔虫群集に関する未発表のデータの提供を頂いた同研究科の長谷川四郎助教授、以上の方々に心から厚くお礼申し上げます。なお、本研究を遂行するに当たり、日本学術振興会からの研究費を使用させて頂いた。

引用文献

- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjornsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 203-207
- Gorbarenko, S. A. (1987) Paleocceanography of the Japan Sea in the upper Pleistocene and Holocene. *Izvestia Geographical Series*, 6: 106-113
- 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
- Hemleben, C., Spindler, M. and Anderson, O. R. (1989) *Modern Planktonic Foraminifera*. 363p, Springer-Verlag
- Ishiwatari, R., Hirakawa, Y., Uzaki, M., Yamada, K. and Yada, T. (1994) Organic geochemistry of the Japan Sea sediments 1: bulk organic matter and hydrocarbon analyses of core KH-79-3, C-3 from the Oki Ridge for paleoenvironment assessments. *J. Oceanography*, 50: 179-195
- 加藤道雄 (1984a) 最終氷期以降の日本海—堆積物—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして. 月刊地球, 6: 520-522
- 加藤道雄 (1984b) 最終氷期以降の日本海—有孔虫—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして. 月刊地球, 6: 529-537
- Keigwin, L. D. and Gorbarenko, S. A. (1992) Sea level, surface salinity of the Japan Sea, and the Younger Dryas Event in the Northwestern Pacific ocean. *Quaternary Research*, 37: 346-360
- 北里 洋 (1984) 最終氷期以降の日本海—CCD変化—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして. 月刊地球, 6: 567-570
- 小泉 格 (1984) 最終氷期以降の日本海—珪藻—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして. 月刊地球, 6: 547-533
- Koizumi, I. (1989) Holocene pulses of diatom growths in the warm Tsushima Current in the Japan Sea. *Diatom Research*, 4: 55-68
- Minagawa, M., Winter, D. A. and Kaplan, I. R. (1984) Comparison of Kjeldahl and Combustion Methods for Measurement of Nitrogen Isotope Ratios in Organic Matter. *Anal. Chem.*, 56: 1859-1861
- 大場忠道 (1988) 海水準変化に関するコメント. 第四紀研究, 26: 243-250
- 大場忠道・堀部純男・北里 洋 (1980) 日本海の2本のコアによる最終氷期以降の古環境解析. 考古学と自然科学, 13: 31-49
- 大場忠道・大村明雄・加藤道雄・北里 洋・小泉 格・酒井豊三郎・高山俊昭・溝田智俊 (1984) 最終氷期以降の日本海—古環境変遷史—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして. 月刊地球, 6: 571-575
- 大場忠道・村山雅史・松本英二・中村俊夫 (1995) 日本海隠岐堆コアの加速器質量分析(AMS)法による¹⁴C年代. 第四紀研究, 34: 289-296
- Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. and Takayama, T. (1991) Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85000 years. *Paleoceanography*, 6: 499-518
- Tada, R., Koizumi, I., Cramp, A. and Rahman, A. (1992) Correlation of dark and light layers, and the origin of their cyclicity in the Quaternary sediments from the Japan Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 127/128, 1: 577-601
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I. (1995) Possible Dansgaard-Oeschger oscillation signal recorded in the Japan Sea sediments. Tsunogai, S. et al. (eds.) *Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system, Proceedings of the 1994 Sapporo IGBP symposium*: 517-522
- 田中武男 (1984) 日本海の表層堆積物—とくに有孔虫質細葉理泥層について—. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨: 245
- 氏家 宏 (1982) 堆積物と古生物(特に微化石)より見た日本海の地史. 星野通平・柴崎達雄編「日本海の地質」: 377-408, 東京大学出版会
- Wada, E., Minagawa, M., Mizutani, H., Tsuji, T., Imaizumi, R. and Karasawa, K. (1987) Biogeochemical studies on the transport of organic matter along the Otsuchi River watershed, Japan. *Estuarine Coastal Shelf Science*, 25: 321-336

Paleoenvironmental Analysis of Two Sediment Cores off Akita City in the Japan Sea Based on Oxygen, Carbon and Nitrogen Isotopes

Satoshi Okumura^{*1}, Masao Minagawa^{*2}, Tadamichi Oba^{*2} and Ken Ikehara^{*3}

The paleoenvironmental changes in the Japan Sea over the past 32,000 years were reconstructed from analyses of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in foraminiferal tests, concentrations of organic carbon and total nitrogen, C/N ratios, and their $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ in two cores, KI-5 and PC-9, recovered from the eastern part of the Japan Sea. The following results were obtained: (1) The lithology and $\delta^{18}\text{O}$ curves of planktonic foraminifera in the two cores agree well with those of many cores in the Japan Sea. This suggests that the paleoenvironmental changes occurred over the entire Japan Sea. (2) The C/N ratios in the eastern cores are higher throughout than those in the southern cores, and the $\delta^{13}\text{C}$ values are lower than those of the southern

cores. This implies higher terrigenous inputs in the eastern core sites than in the southern core sites. (3) Each result for the seven analytical items mentioned above demonstrates fluctuation corresponding to the following paleoenvironmental changes in the Japan Sea: inflow of the surface water from the East China Sea from 32 to 29 ka, development of low-salinity surface water from 29 to 15 ka, inflow of the Oyashio Current from 15 to 10 ka, inflow of the surface water in the East China Sea affected by the Kuroshio Current from 10 to 8 ka, and inflow of the Tsushima Current since 8 ka. In particular, the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ of organic matter provides an important proxy for paleoceanographic reconstruction.

*1 Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University. Kita10 Nishi5, Kita-ku, Sapporo, 060.

*2 Graduate School of Environmental Earth Science, Laboratory of Geosphere Science, Hokkaido University. Kita 10 Nishi 5, Kita-ku, Sapporo, 060.

*3 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan. Higashi 1-1, Tsukuba, Ibaraki, 305.