

有孔虫の殻の酸素・炭素同位体比に基づく 過去 15 万年間の日本海と鹿島沖の環境変化

大 場 忠 道*

Paleoenvironmental Changes in the Japan Sea and off Kashima over the Last
150 kyr Based on Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminiferal Tests

Tadamichi OBA*

Abstract

Five distinct paleoenvironmental changes in the Japan Sea over the last 95 ka are revealed from the oxygen and carbon isotopes of foraminiferal tests in a piston core recovered from the Oki Ridge. Between 95 and 27 ka, the warm Tsushima Current did not flow into the Japan Sea. The environment at the seafloor fluctuated between anoxic to weakly oxic conditions. Between 27 and 17 ka, freshwater input to the Japan Sea, probably from the surrounding land, stratified the water column, and the resulting severe anoxic conditions eliminated most benthic fauna. Between 17 and 10 ka, the cold Oyashio Current flowed into the Japan Sea through the Tsugaru Strait, reestablishing deepwater ventilation. Between 10 and 8 ka, bottom conditions changed from anoxic to oxic. At 10 ka, the warm Tsushima Current started to flow into the Japan Sea through the Tsushima Strait, establishing the modern oceanographic regime at 8 ka.

From high-resolution oxygen and carbon isotope analysis of both benthic and planktonic foraminifera from an IMAGES core collected from off Kashima, central Japan, very large ($\sim 20^\circ$) sea surface temperature (SST) fluctuations can be reconstructed for the last 150 kyr, with minimum SSTs of $3-4^\circ\text{C}$ during Marine Isotope Stage (MIS) 2 and MIS 6/5e transition, and with peak SSTs of $22-23^\circ\text{C}$ during early MIS 1 and MIS 5a/4, 5c/5b, and 5e/5d transitions. The SSTs varied in parallel with changing carbon isotope differences between *Globorotalia inflata* and *Globigerina bulloides*, which suggests that the SST changes were primarily caused by latitudinal displacements of the Kuroshio-Oyashio Currents. A strong correlation between the SST shifts and orbital forcing indicates that latitudinal displacements of the Kuroshio-Oyashio Currents were influenced by summer insolation at 65°N .

Key words : oxygen and carbon isotope, benthic and planktonic foraminifera, paleoenvironmental changes, Japan Sea, off Kashima

キーワード : 酸素・炭素同位体, 底生および浮遊性有孔虫, 古環境変化, 日本海, 鹿島沖

* 北海道大学・名誉教授

* Emeritus Professor of Hokkaido University

本稿は 2006 年 9 月 20 日に行なわれた講演をまとめたものである。

I. 有孔虫の殻の酸素・炭素同位体比

一般に、深海底の堆積物はマリンスノーが静かに積もるので、海底にパイプを突き刺して得られる海底コアは連続的な堆積物である。その中には1 mmにも満たない炭酸カルシウム (CaCO_3) の殻から成る原生動物の有孔虫と呼ばれる化石が沢山入っている。有孔虫には、大きく分けて海洋表層に生息している浮遊性種と海底に生息している底生種の2種類がいる。そのうち、浮遊性有孔虫の現生種は、熱帯・亜熱帯・温帯・亜寒帯・寒帯の5つの海域にそれぞれ棲み分けているので、海底コア中の浮遊性有孔虫の種類を識別すれば、その海域によって暖流が流れていたのか、寒流が流れていたかが判る。一方、底生有孔虫は海底環境が良ければ多くの種類が生息できるが、溶存酸素が少ない還元的な海底では種類が限定されるので、過去の海底環境の指標になる。このように、海底コアに含まれる有孔虫の種類を古生物学的に調べるだけでも、過去の海洋表層や海底の様子を伺い知ることができる。

しかし、それだけではない。有孔虫化石は地球化学的にも優れた研究材料になっている。有孔虫は炭酸カルシウム (CaCO_3) の殻をもつ種類が多いので、その殻を構成している酸素と炭素の同位体 (アイソトープ) を使うことにより、更に多く古環境の情報を引き出すことができる。そのうち、酸素同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) は、その殻が形成された時の水温 (T) と海水の酸素同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) によって変動して、それらの間には次の関係が知られている Shackleton (1974)。

$$T = 16.9 - 4.38(\delta c - \delta w) + 0.10(\delta c - \delta w)^2 \quad (1)$$

ここで、 δc は有孔虫の殻の酸素同位体比で、ある標準試料の酸素同位体比からの偏差を千分率 (‰) で表わしたものである。 δw はその有孔虫が生息していた周囲の海水の酸素同位体比で、標準平均海水の酸素同位体比からの偏差を千分率 (‰) で表わしたものである。標準平均海水とは、外洋の水深 1,000 m 以深の海水のことで、その酸素同位体比は現在ほぼ一定している。しかし、

気候が寒冷化して大陸氷床が発達した氷河時代には、その大陸氷床の酸素同位体比が海水よりも 30 ~ 50‰ も小さいために、海洋全体の海水の酸素同位体比が 1‰ 位大きくなっている。一方、有孔虫の殻の炭素同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) は、水温の影響をほとんど受けないので、海水の炭素同位体比の変動がそのまま有孔虫の殻に記録される。

II. 過去の気候変化

図 1 の右側には、過去 10 万年前までの外洋における標準的な酸素同位体比カーブが示されている。まずは、このカーブが過去の気候変化を表していることから説明しよう。このカーブの基になった海底コアは、外洋の水深 3,000 m 付近の深海底から採取され、そのコアの中に含まれる底生有孔虫の殻が材料として使われた。図 1 の縦軸は ^{14}C 年代測定値などから年代になっており、横軸は酸素同位体測定値の平均値からの変動が示されている。コア最上部の現在から約 8 千年前までの酸素同位体比は余り変化していないが、それ以前において著しく変化している、水深 3,000 m の現在の水温は約 1.5 で、過去においても海底水温は余り変化しなかったと考えられる。しかし今仮に、現在から約 1.7 万年前までの酸素同位体比の変化 (1.7‰) が、海底水温の変化で引き起されたと仮定してみよう。式 (1) の勾配からも分かるように、1.7 万年前の海底の水温は - 4.3 という有り得ない値になってしまう (塩分 35 の海水の氷点は約 - 1.9)。そこで、この底生有孔虫の殻の酸素同位体比の変化は、過去において海水の酸素同位体比も変化したことを示している。すなわち、8 千年前から 1.7 万年前にかけて海水の酸素同位体比が次第に大きくなっていった原因は、海底水温の低下の可能性も含まれるが、海水の酸素同位体比が氷河時代に大きくなったことに因る。

すなわち、氷河時代に海面から水蒸気が蒸発する際、質量の軽い ^{16}O をもつ水蒸気が ^{18}O をもつ水蒸気より多く蒸発して大陸氷床に固定されるために、海洋全体の海水の酸素同位体比 (δw) が大きくなり、そのような海水中で殻を形成した有

KH-79-3, L-3 & C-3

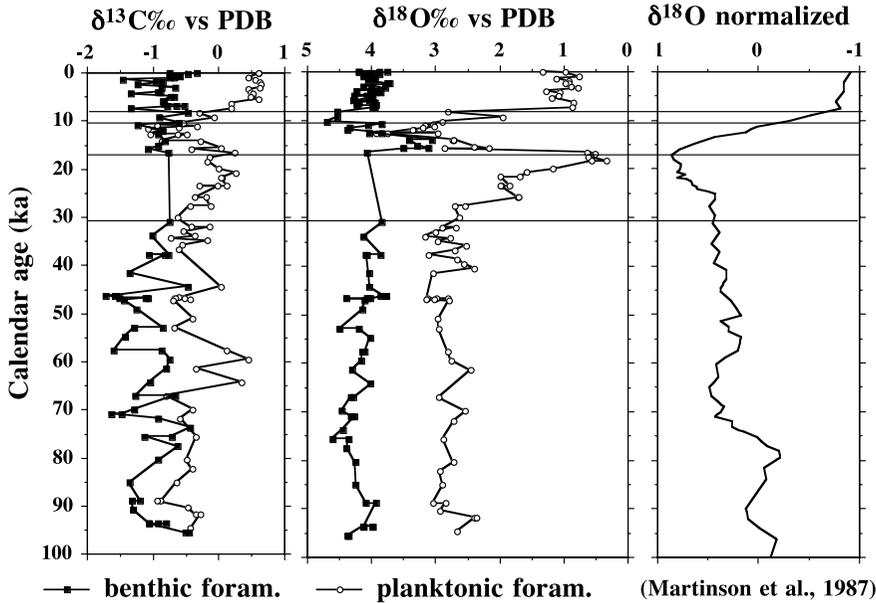


図 1 日本海隠岐堆の海底コア (KH-79-3, L-3 と C-3) に含まれる底生 (四角) および浮遊性 (丸印) 有孔虫の炭素・酸素同位体比 (Oba *et al.*, 1991) と外洋の標準的な酸素同位体比カーブ (右側). 酸素同位体比の横軸の目盛は右方向に減少する (高温になる) ように示してある.

Fig. 1 Carbon and oxygen isotopes of benthic (solid square) and planktonic (open circle) foraminifers in marine sediment cores (KH-79-3, L-3 and C-3) collected from the Oki Ridge in the Japan Sea (Oba *et al.*, 1991) and a standard oxygen isotopic curve in open ocean (To right). The horizontal scale for oxygen isotopic ratio decreases to the right, corresponding to high temperature.

孔虫の殻の酸素同位体比 (δc) も大きくなる。また、仮に氷河時代に海底水温が低下しても δc が大きくなり、両者は相乗効果として δc 値に表れる。したがって、深海底コア中の底生有孔虫の殻の δc の大きい時代が氷期で、小さい時代が間氷期に相当する。このような変化は、気候が寒冷になって大陸氷床が発達すればするほど、すなわち海面が低下すればするほど大きくなるので、深海底コア中の底生有孔虫の殻の δc は、過去の気候変化および海水準変化の相対的变化を記録していることになる。

図 1 は、過去 10 万年前から気候が次第に寒冷化して来て、7 ~ 6 万年前の最終氷期の初期の寒冷期を経て、約 2 万年前の最終氷期最盛期に達し、1.7 万年前から温暖化して 8 千年前から現在

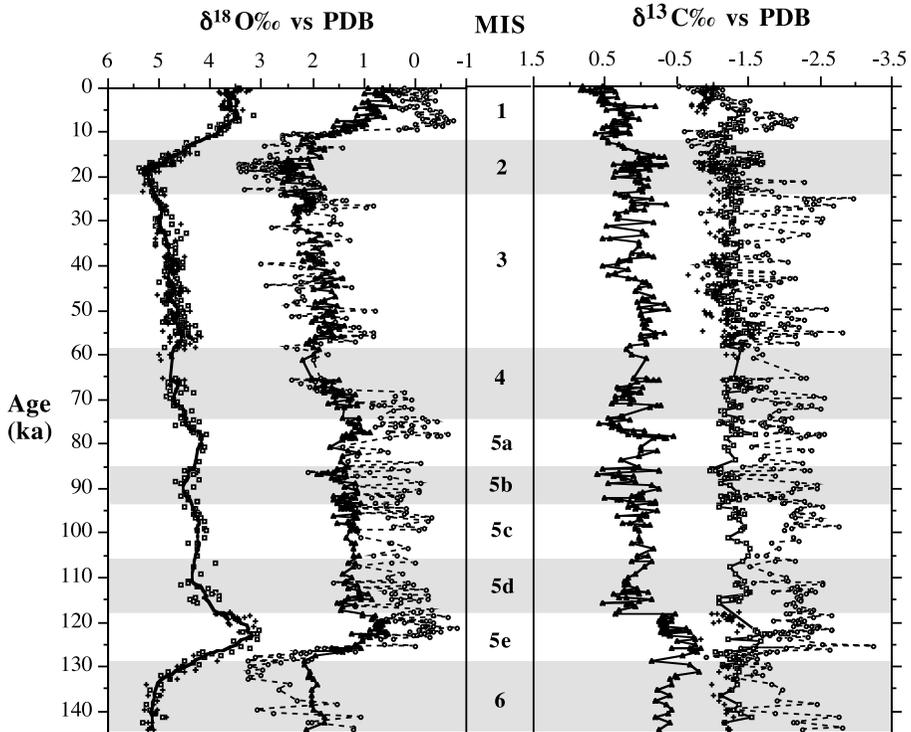
と同様な間氷期の気候になったことを示している。また、世界的に海面もこの気候変化と同期して、最終氷期最盛期に現在より 120 ~ 130 m 低下していたと考えられている (Yokoyama *et al.*, 2000)。

III . 日本海の海底コア

日本海の隠岐の島北東海域にある海底台地 (隠岐堆, 水深約 1,000 m) の上から約 10 m の長さの海底コア (KH-79-3, C-3) が採取された (L-3 は同じ場所で取られた大口径のコア)。そのコアに含まれる底生と浮遊性有孔虫の殻の酸素 ($\delta^{18}O$)・炭素同位体比 ($\delta^{13}C$) の測定結果を図 1 に示す。この C-3 コアの底生有孔虫の殻の $\delta^{18}O$ カーブを外洋の $\delta^{18}O$ カーブと比較すると、

その変化が共通しているのは現在から約1万年前までで、それ以前になると全く異なって来る。このことは、現在のように対馬暖流が日本海へ流入していたのが約1万年前までで、それ以前には流入していなかったことを示唆する。すなわち、9.5万年前から約1万年前までは、海水面も世界的に40 m以上低下しており、日本海には対馬暖流は流入していなかった。それに代わって、おそらく東シナ海から黄海にかけてのやや低塩分で寒冷な表層水が流入していたと考えられる(大場ほか, 1984; Oba *et al.*, 1991)。特に、9.5万年前から約3万年前までは、世界的に海水準が上下しながら次第に低下して行った時代であるが、浮遊性有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ は余り変化していない(図1)。このことは、低塩分(その海水の酸素同位体は小さい)と寒冷(低温で有孔虫の殻の酸素同位体比は大きくなる)が、浮遊性有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ の変化を丁度打ち消すように働いたためかも知れない。約3万年前から約1.7万年前までC-3とL-3コアとも底生有孔虫が産出しなくなり、葉理の発達した厚い暗色層が堆積している。この間に浮遊性有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ は次第に小さくなり、約1.8万年前には+0.3‰のピークに達している(図1)。この+0.3‰のピークは、8千年前以降の浮遊性有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値である平均+1‰より0.7‰小さい。もし、これが表層水温だけで変化したとすると、図1の右側のカーブで明瞭に示されるように最終氷期最盛期(21 ± 3 ka)の約1.8万年前に、日本海の表層水温が8千年前以降より約3℃高かったことになってしまう。そのようなことはこれまでの様々な古生物学的・地理学的証拠から到底考えられないので、約1.8万年前の浮遊性有孔虫の殻の $\delta^{18}\text{O}$ の異常なピークは、当時の日本海表層に淡水[現在の日本付近に降る雨の酸素同位体比は約-9 ± 3‰(Mizota and Kusakabe, 1994)]が供給されたとしか説明できないのである。その原因は、日本海が現在は140 m以浅の浅い4つの海峡で外洋と繋がっているが、最終氷期最盛期の頃は全球的に海水面が130 m前後低下したと言われているので(Yokoyama *et al.*, 2000)、日本

海はほぼ閉鎖的となって日本海表面の蒸発と降水のバランスが崩れ、周囲の河川から日本海の表層に淡水が供給されて低塩分水が広がったことに因る。低塩分の海水は高塩分の海水より同じ温度において密度が小さいために、いくら最終氷期最盛期の日本海北西部で表層水が冷やされても(現在の冬期でも-2℃位まで十分に冷やされている)沈降しない。そのため、当時の日本海の深層は海水の鉛直混合が無くなって海底に酸素が供給されなくなってしまった。それは恰も、現在の黒海のように海底で硫化水素を発生するような強い還元環境になり、日本海の深層や海底には生物が生息できない“死の海”になっていたと考えられる(大場ほか, 1984)。そこに、現在よりも塩分の濃い冷たい親潮が約1.7万年前から津軽海峡を通して日本海へ流入し、日本海の海水の鉛直混合が再開された。その親潮の流入によって、それまで生物的に空白のニッチェとなっていた日本海の深層に北方系の生物が侵入して来た。現在、日本海の深層が北方系の生物で占められているのはそのためである。その親潮の流入は、約1.7~1万年前に底生有孔虫の酸素同位体比が一旦小さくなった後に大きくなる変化と、約1.4~1万年前に底生と浮遊性有孔虫の殻の酸素と炭素同位体比が接近していることによって示されている(図1)。その後、約1万年前になって対馬暖流が対馬海峡から一進一退を繰り返しながら日本海に流入して来た。その対馬暖流の流入は、浮遊性有孔虫の殻の酸素同位体比が急に小さくなり、炭素同位体比も底生有孔虫の値から離れて大きくなって行くことによって示される(図1)。このことは、約1万年前になってから黒潮系の微化石(浮遊性有孔虫・珪藻・放散虫・コッコリスなど)の温暖種がC-3とL-3コアに産出することによっても裏付けられる。なお、一つ前の氷期である16~13.5万年前にも最終氷期最盛期と同様に日本海に低塩分水が広がったことは大場(1991)によって浮遊性有孔虫の酸素同位体比から指摘されたが、最近その大場(1991)の指摘を確認するような詳しい酸素同位体比の結果が別の海底コアからも報告されている(Kido *et al.*, 2007)。



□ *Uvigerina* spp. + *B. aculeata* —▲— *G. inflata* - - - - *G. bulloides*
 図 2 鹿島沖海底コア (MD01-2421) に含まれる底生 (2 種) と浮遊性有孔虫 (2 種) の殻の酸素・炭素同位体比。コア最上部で、底生有孔虫の酸素同位体比は 3.5‰ 付近、浮遊性有孔虫の酸素同位体比は - 0.5 ~ 1 ‰ の間。 *G. inflata* の炭素同位体比は 0.5‰ 付近。 MIS は海洋同位体ステージで灰色が氷期と亜氷期の時代を示す (Oba *et al.*, 2006) 。

Fig. 2 Oxygen and carbon isotopes of benthic (two species) and planktonic (two species) foraminiferal tests in a marine sediment core (MD01-2421) collected from off Kashima, central Japan. At the core top, the oxygen isotopic ratios of benthic foraminifers are around 3.5‰, those of planktonic foraminifers are between - 0.5‰ and 1 ‰, and the carbon isotopic ratios of *G. inflata* are around 0.5‰. MIS indicates marine isotope stages and glacial and stadial ages in grey (Oba *et al.*, 2006) .

IV . 鹿島沖コアの $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$

図 2 には、茨城県の鹿島東方約 100 km 沖合の海底コア MD01-1421 (36 01.4'N, 141 46.8'E, 水深 2,224 m, コア長 45.82 m) 中に含まれる底生有孔虫 (2 種) および浮遊性有孔虫 (2 種) の酸素・炭素同位体比が示されている。底生有孔虫の酸素同位体比は、測定値の 3 点加重平均のカーブが実線で示されているが、その形は、外洋の標準的

な酸素同位体比カーブ (Martinson *et al.*, 1987) と非常に良く似ている。そこで、両カーブを対比することにより、本コアについて氷期・間氷期や亜氷期・亜間氷期の境界を決めることができる。またそれを補うように、このコアの上部 15 m までに ^{14}C 年代値が 12 層準で得られているので、コアの縦軸は既に年代に直されている (Oba *et al.*, 2006) 。図 2 において、灰色に示した部分が氷期および亜氷期 (海洋同位体ステージ MIS の

偶数番号)を表しており、本コアの最下部は MIS 6 の 14.5 万年前まで達している。

浮遊性有孔虫(2種)の酸素同位体比カーブのうち、1種(*G. inflata*)のカーブは底生有孔虫のそれと形が良く似ており、底生有孔虫の値から約 3‰引いたように変化している。もう一つの種(*G. bulloides*)が示すカーブは、間氷期の MIS 1 と 5 で *G. inflata* の酸素同位体比より小さく、氷期の MIS 2 と 6 で大きい(図 2)。また、両種ともその酸素同位体比カーブは、底生有孔虫のそれから数千年遅れるように変化している。例えば、MIS 2/1 や 6/5e 境界、MIS 5 の中の亜氷期・亜間氷期境界などでその遅れを明瞭に見ることができる。

一方、炭素同位体比は、底生および浮遊性(2種)とも時代と共に次第に値が大きくなっているが、詳しく見ると次のような特徴が見えて来る。1) *G. bulloides* の炭素同位体比は、酸素同位体比と比例して変化している。2) 2種の浮遊性有孔虫の炭素同位体比は、*G. bulloides* の酸素同位体比が *G. inflata* のそれより小さい間氷期の MIS 1 と 5 には離れており、その酸素同位体比が大きい氷期の MIS 2 と 6 では接近している(図 2)。

Oba and Murayama (2004) は、現在の日本列島東岸沖の親潮域から黒潮域にかけて、*G. bulloides* の酸素同位体比と水深 2,000 m における底生有孔虫の殻の酸素同位体比の間に次のような関係が存在することを見出した。

$$SST = 0.331 \times \Delta^2 + 3.643 \times \Delta - 0.14 \quad (2)$$

ここで、 Δ は底生有孔虫と *G. bulloides* の酸素同位体比の差である。そこで、もし過去においても現在と同様な水塊(親潮 混合水 黒潮)が気候変化の度に南北に移動したと仮定できるならば、式(2)を使って過去の表層水温を算出することができる。ここで算出された海洋表層水温(以下 SST と表現する)は、日本付近で *G. bulloides* が最も多く繁殖する春のブルームの季節(5月)の 50 m 以浅の値である。図 3 に示すように、コア最上部付近の SST は 16.5 で鹿島沖の 5 月の 50 m の水温(16.8)に近い。8 千年前の縄文海進の頃に 22 位に達しているが、9 千年前か

ら 1 万年前にかけて 17 から 6 まで急速に低下しており、MIS 2/1 境界の 1.2 万年前付近で 5 ~ 6 である。1.3 ~ 1.4 万年前にかけて SST は一旦 12 ~ 13 まで上昇しているが、1.5 万年前から最終氷期最盛期付近(18 ~ 22 ka)では大体 4 ~ 8 である。特に 17 ka には 3 まで低下しており、現在の北海道南東部沖の 5 月の SST と同様である。この頃と同じような SST は MIS 6/5e 境界の 13 万年前付近においても見られ、現在の釧路沖のような親潮が当時は鹿島沖まで南下していたと思われる。なお、MIS 2/1 と 6/5e 境界付近は北緯 65 度の夏の日射量の最大のピークの時である(図 4)。反対に、MIS 5 の時代は全般に SST が高く、黒潮の北上する勢力が強かったと考えられる。特に、MIS 5e/5d, 5c/5b, 5a/4 の亜間氷期から亜氷期にかけての過渡期に黒潮の北上する勢力が強かった。これらの時代は、北緯 65 度の夏の日射量の最小のピークの時期に当たっている(図 4)。

このような、最大 20 にも達するような SST の大きな変化は、気候変化に応じて親潮の南下や黒潮の北上がもたらしたと考えられる。そのことは、水塊の指標となる浮遊性有孔虫の炭素同位体比に見ることができる。図 3 の右側には *G. bulloides* の殻の酸素と炭素同位体比が示されている。両者は連動して変化している。水温の高い黒潮が北上した時代に *G. bulloides* の殻の炭素同位体比が小さくなり、反対に親潮が南下した時代にその炭素同位体比は大きくなっている。それは、現在でも海水の炭素同位体比が親潮域で大きく、黒潮域で小さいことと関連している。また、2種の浮遊性有孔虫の殻の炭素同位体比の差も算出された SST と正の相関を示している(図 4)。その相関係数(r)は 0.67 である(Oba *et al.*, 2006)。 *G. bulloides* は海洋表層に生息し、*G. inflata* はそれより深い水深に生息しているために、水塊の南北移動に伴う海水の炭素同位体比の変化がその差に明瞭に現れている。

以上のように、鹿島沖では過去 15 万年間の 2 回の氷期と間氷期の度に、表層水温が最大で 20 も大きく変動した。それは、氷期には親潮

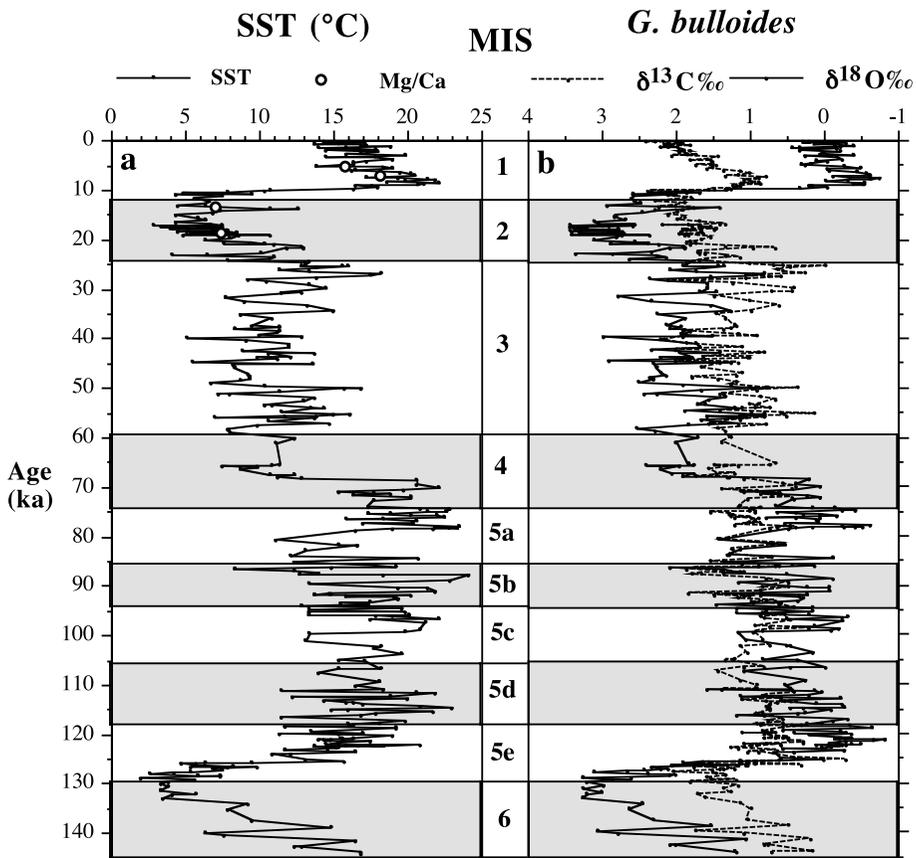


図 3 a) 鹿島沖海底コア (MD01-2421) について得られた海洋表層水温 (氷期の最盛期に海底水温が 2.5 低下したと仮定) と浮遊性有孔虫のある種のコの Mg/Ca から算出された水温 (4 つの丸印). b) 浮遊性有孔虫 *Globigerina bulloides* の酸素・炭素同位体比で、両者の平均値が重なるように炭素同位体比に 2.95‰ 加えてある (Oba *et al.*, 2006).

Fig. 3 a) Sea surface temperatures at MD01-2421 core site off Kashima obtained after assuming 2.5 °C decreases during the glacial maximum period and derived from Mg/Ca ratios of a planktonic foraminiferal test (four circle points). b) Oxygen and carbon isotopes of planktonic foraminifera, *Globigerina bulloides*. The carbon isotopic curve is shifted by adding 2.95‰ in order to overlap the mean values between the oxygen and carbon isotopes (Oba *et al.*, 2006).

が南下し、間氷期には黒潮が北上したことに因るが、そのことは浮遊性有孔虫の炭素同位体比に現れていた。また、鹿島沖では全球的な気候変化よりも数千年遅れており、最寒期は MIS 6/5e と 2/1 の境界付近に、温暖期は MIS 5e/5d, 5c/5b, 5a/4 の垂間氷期から垂氷期にかけての過渡期と 8 千年前付近に見られる。前者の時代は北緯 65 度

の夏の日射量が最大のピーク時期に、後者の時代は 8 千年前を除くと北緯 65 度の夏の日射量が最小のピーク時期に当たっている。北緯 65 度の夏の日射量が最大のピーク時には、シベリヤ上空では低気圧が発達し、それに連動してオホーツク海高気圧が発達することが知られている (Ogi *et al.*, 2004)。MIS 6/5e と 2/1 の境界付近の時代に

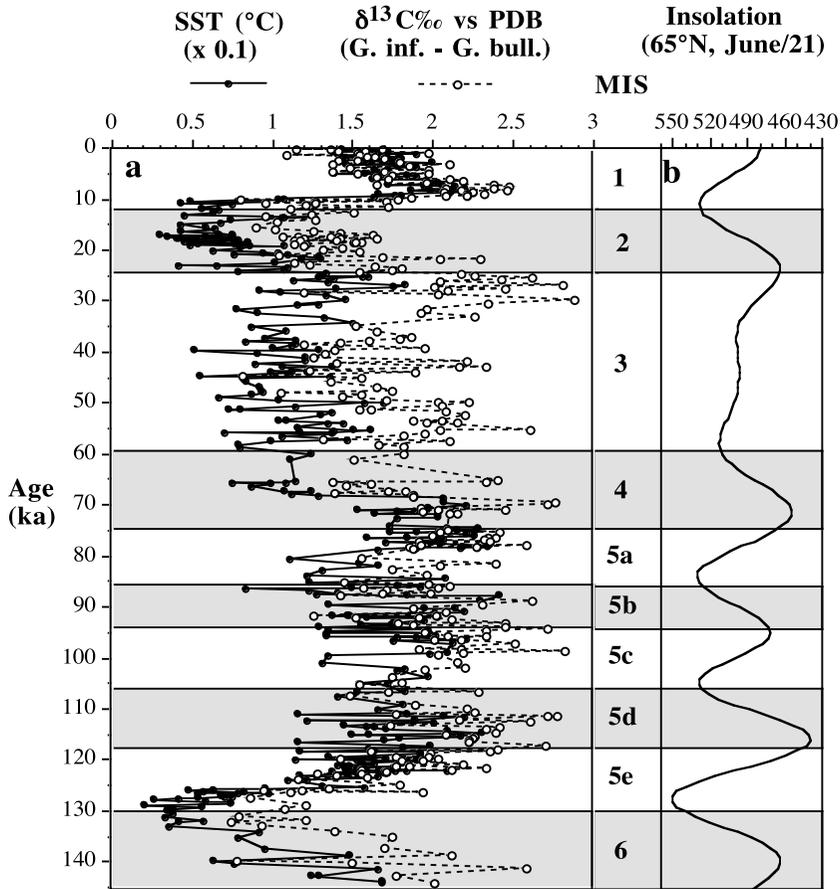


図 4 a) 鹿島沖海底コア (MD01-2421) について得られた海洋表層水温 (横軸の実際の単位は 10 倍にする) と浮遊性有孔虫 2 種の炭素同位体比の差 . b) 北緯 65 度の夏の日射量曲線 (Oba *et al.*, 2006)

Fig. 4 a) Sea-surface temperatures at MD01-2421 core site off Kashima (the horizontal axis should be magnified ten times) and carbon isotope differences between the two planktonic foraminifera species. b) Summer insolation at 65 N (Oba *et al.*, 2006)

も、発達したオホーツク海高気圧から吹き出す北東の風が親潮の南下を促進して日本列島東岸は寒冷に保たれたと考えられる。これは現在の東北地方でしばしば観測される“やませ”に相当する。反対に、北緯 65 度の夏の日射量が最小のピーク時には、シベリヤ低気圧およびオホーツク海高気圧の発達が悪く、北東の風が弱いために黒潮の北上が容易だったと考えられる (Oba *et al.*, 2006)。

V. むすび

有孔虫の殻の酸素と炭素同位体比を使って、日本海の隠岐堆と鹿島沖の海底コアの研究から、次のような結論が得られた。

1. 日本列島の日本海側と太平洋側の環境変化は、全球的な気候変化より数千年遅れており、北半球高緯度の夏の日射量変動に連動したオホーツク海高気圧の盛衰と関連している。

2. 鹿島沖は、MIS 2 と 6 の最寒期に現在の釧路沖のような親潮の南下を受け、MIS 1 と 5 の温暖期には黒潮の北上が強かった。そのため、表面水温は最大で 20 も変動した。

3. 日本海は、ユースタティックな海水準変動の影響を強く受け、MIS 2 と 6 の最寒期に海洋の表層が低塩分化し、海水の鉛直混合が無くなって深層は“死の海”となっていた。

4. 日本海に親潮が 17 ka に流入し始め、鹿島沖も寒冷な環境が続いたのは、オホーツク海高気圧の発達に起因する。

5. 10 ka 頃の急速な温暖化は、黒潮の北上と日本海への対馬暖流の流入を促した。しかし、日本海への対馬暖流の本格的な流入は、海水準が現在とほぼ同じレベルに達した 8 ka 以降である。

文 献

- Kido, Y., Minami, I., Tada, R., Fujine, K., Irino, T., Ikehara, K. and Chun, J.H. (2007) Orbital-scale stratigraphy and high-resolution analysis of biogenic components and deep water oxygenation conditions in the Japan Sea during the last 640 kyrs using XRF microscanner. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (in press)
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. and Shackleton, N.J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice age: development of a high-resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, **27**, 1-29.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of $dD-d18O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem. J.* **28**, 387-410.
- 大場忠道 (1991) 酸素・炭素同位体比からみた古環境変動. *文明と環境*. **1**, 38-46.
- 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 KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして. *月刊地球*, **9**, 518-575.
- 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 85,000 years. *Paleoceanography*, **6**, 499-518.
- Oba, T. and Murayama, M. (2004) Sea surface temperature and salinity changes in the northwest Pacific since the last glacial maximum. *J. Quat. Sci.*, **19**, 335-346.
- Oba, T., Irino, T., Yamamoto, M., Murayama, M., Takemura, A. and Aoki, K. (2006) Paleoceanographic change off central Japan since the last 144,000 years based on high-resolution oxygen and carbon isotope records. *Glob. Planet. Change*, **53**, 5-20.
- Ogi, M., Tachibana, Y., Yamazaki, K. (2004) The connectivity of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) and the summer Okhotsk High. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **82**, 905-913.
- Shackleton, N.J. (1974) Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique*, **219**, 203-209.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. and Fifield, L. (2000) Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, **406**, 724-727.