堆積物コアの炭素同位体比, C/N 比および FeS₂ 含有量 からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動¹⁾

中井 信之²⁾・太田 友子²⁾・藤澤 寛³⁾・吉田 正夫³⁾

Paleoclimatic and Sea-Level Changes deduced from Organic Carbon Isotope Ratios, C/N Ratios and Pyrite Contents of Cored Sediments from Nagoya Harbor, Japan¹⁾

Nobuyuki NAKAI²⁾, Tomoko OHTA²⁾, Hiroshi FUJISAWA²⁾ and Masao YOSHIDA³⁾

Three embayment-sediment cores were taken from the bottom of west Nagoya harbor situated in Ise Bay on the coast of the Pacific Ocean, Central Japan. Three cored columns (B2, B3 and B18) obtained in lengths of 43.4, 52.5 and 51.5 m were dated by ¹⁴C-method to be 9,000 and 9,400 and 9,500 years B.P. at the deepest horizon, respectively. To study the environmental changes such as the climatic and sea-level fluctuation in the past geologic time, cored sediment samples were sampled approximately at intervals of 1 m along each column and analyzed for the stable carbon isotopic composition (¹³C/¹²C) and C/N ratio of sedimentary organic materials and pyrite (FeS₂) contents.

Total organic materials in cores have a $\delta^{13}\text{C}$ -range from -22.1 to -27.1‰ relative to PDB-standard and a C/N ratio-range from 10 to 40 in the weight ratio, and sediments have a pyrite contents-range from 0.0 to 9.0 mg of S/g. Large ranges of $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios are due to the past depositional history affected primarily by the relative contribution of terrestrial- and marine-derived organic materials to the bottom sediments. Besides a difference in the source of organic materials, $\delta^{13}\text{C}$ value is affected by the sedimentary environment, temperature conditions. The large range for pyrite contents of sediments is due to a change of the source SO_4^{2-} concentration because authigenic pyrite is produced mainly by a bacterial reduction of SO_4^{2-} to sulfide.

From a difference in source organic materials due to the depositional environments and the temperature dependence of kinetic isotope effects in the production process of organic materials by the photosynthesis, one can expect the tendency towards larger $\delta^{13}\text{C}$ values and smaller C/N ratios (large contribution of marine planktons) of organic materials deposited during warmer and higher sea-level periods. On the contrary, small $\delta^{13}\text{C}$ values and larger C/N ratios (large contribution of non-marine planktons and terrestrial plants) can be expected in the sediments deposited during colder and lower sea-level periods, glacial ages. Pyrite contents of sediments must be higher for warmer and higher sea-level depositional conditions, because sea water contains 1,000 times of SO_4^{2-} in concentration as high as that of fresh water.

Based on the above-mentioned principles which have been verified by studying the present bottom surface sediments from a river and Ise Bay near Nagoya harbor, ver-

1) 1982 年 2 月 26 日受付.

2) 名古屋大学理学部地球科学教室. Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Nagoya University.

3) 名古屋大学農学部農芸化学教室. Department of Agricultural Chemistry, Faculty of Agriculture, Nagoya University.

tical profiles of $\delta^{13}\text{C}$ values, C/N ratios and pyrite contents of sediment columns have been examined. Fluctuations of $\delta^{13}\text{C}$, C/N and FeS_2 versus depth and the ^{14}C -age showed the completely same climatic and sea-level change patterns for three cored columns, and as expected an inverse correlation can be found between $\delta^{13}\text{C}$ and C/N.

From the fluctuation pattern of $\delta^{13}\text{C}$, C/N and FeS_2 , we can find the following feature indicating the sea-level and the climatic (temperature) changes during the end of the last glacial age (Wurm or Winsconsin) and the Holocene. A low sea-level and a cold climate can apparently be seen at the deepest horizon of sediment columns in the ^{14}C -age of 8,800 to 9,000 years B.P.. After this period, the sea-level gradually rose, and the highest sea-level and climatic optimum appeared in the ^{14}C -age of 6,000 to 6,700 years B.P. corresponding to "the Marine Transgression of Jomon Age". This warm and high sea-level period is followed by a low sea-level and a cold climate corresponding to a small scale "Marine Regression of Yayoi Age", a little ice age. After the little ice age, 1,000 to 1,500 years B.P., the sea-level gradually rose again toward the present. The comparison between the profiles for environmental changes by isotopic and geochemical studies and the fossil-diatom studies gave a close agreement to each other. The isotopic and the chemical records of embayment sediments can be used as useful indicators for the past environment, providing the continuous informations even for non-fossil horizons.

I. はじめに

地質時代を通じての地球表面近くの環境変化を追跡することを目的として、海底及び湖底堆積物に残された過去の記録を読みとる手法が広くとり入れられている。その中でも、貝化石や微化石の種を同定する方法や、花粉分析、粒度分析による方法等が有力な武器として用いられてきた。これに対し、1950年代以降、安定同位体比の測定技術の進歩にともない貝化石や有孔虫の殻の酸素同位体比 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) による paleotemperature や paleosalinity の推算等、同位体地球化学的方法が新しく誕生した。

同位体的方法により EMILIANI (1966) らは第四紀後半の古海水温変動の全貌を解明した。この貝化石など CaCO_3 殻の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比を用いる方法は海洋性のものみに適用され、古海水温や古海水塩分濃度の変動を明らかにするものである。しかし、この方法で対象とする深海底堆積物では、堆積速度の遅い事と、海洋の広大さを考えると気候変動(特に気温)を詳細かつ忠実に記録しているとは限らない。そこで、比較的堆積速度の速い、また水量の少ない対象として湖底堆積物の炭素同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) を測定し古気候の推定が試みられた (NAKAI, 1972; STUIVER, 1975; NAKAI and SHIRAI, 1978)。

更に、NAKAI and YATSUMIMI (1980) は古気候の変動と密接な関係をもつ海水準変動にともない環境が marine, non-marine と変化したと考えられる汽水湖盆堆積物中の有機物の炭素同位体比 ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) 変動から古

気候だけでなく古海水準の変動を詳細に掴むことができる事を明らかにした。

今回は、名古屋港西部地域で得られた多数のボーリングコアのうちボーリング B2, B3 および B18 コアを用いて沿海沖積堆積物による名古屋港周辺の古環境(古気候, 古海水準)変動を追究した結果を報告する。これらボーリングコア中の有機物の安定炭素同位体比、有機物の C/N 比および黄鉄鉱 (pyrite, FeS_2) 含有量の垂直変化を検討するとともに名古屋港周辺の河底、海底の表層堆積物の分析をおこなった。

II. 分析法

B2, B3, B18 コアそれぞれについて約 1 m 間隔で試料を採集し、各試料について次の分析をおこなった。

①有機物炭素の同位体比

堆積物試料を HCl 処理により炭酸塩態の炭素を除去し、水洗、風乾したのち、酸素ガス中で温度 950°C で燃焼し、更に CuO 炉 (700°C) を通して完全に CO_2 とする。次に CO_2 中の不純ガス (H_2O , SO_2) を n-pentane の融点で分別蒸溜により除去した。このように精製した CO_2 を Varian MAT 社製 CH-7 質量分析計を用い、 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を測定し、その同位体組成は下式のように、PDB-standard ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}=0.0112372$, Craig, 1957) からの千分偏差である $\delta^{13}\text{C}$ (‰) で表現した。

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}} \times 1,000$$

②有機物の C/N 比

堆積物試料を HCl 処理し、水洗、乾燥したのち、 Co_2O_3 を助燃剤として CN—コードにより org·C および org·N を定量し、C/N 比を求めた。

③ FeS_2

堆積物試料を水洗、乾燥したのち、Lunge 法にしたがい、混酸 ($\text{HCl}:\text{HNO}_3=1:3$) で 2 回処理して SO_4^{2-} に酸化する。その SO_4^{2-} を常法により、 BaSO_4 として重量分析により定量し FeS_2 含有量を求めた。

以上の同位体及び化学分析のほかに、 ^{14}C 法による年代測定をおこなった。すなわち、堆積物試料約 150 g (wet) を 1N HCl で処理したものを水洗、乾燥し、学習院大学年代測定室に測定を依頼した。

III. 結果と考察

ボーリングコアの長さとその最深部の ^{14}C 年代は次の如くである。

コア B2……43.4 m 9,000 y. B.P.

コア B3……52.5 m 9,400 y. B.P.

Fig. 1 C/N of organic matters and lithostratigraphy for bottom sediments from NAGOYA harbor (Core No. 3).

コア B18……51.5 m 9,500 年 B.P.

これらボーリングコアの地質柱状図から、下部砂層（または熱田層）、中部泥層（MM）、上部砂層（US）、上部泥層（UM）、に分けられる（藤井・井関, 1980）。Fig. 1 に B3 の地質柱状図を示した。B3, B18 では上部泥層が欠けている。これらのコアでは下部砂層は 40~45 m 以深にあらわれ、中部泥層（南陽層）との境界の年代は B2 で $8,840 \pm 370$, B3 で $9,250 \pm 250$, B18 で $8,680 \pm 360$ y. B.P. を得た。また中部泥層の上限は B3 で $3,800 \pm 120$, B18 で $5,820 \pm 260$ y. B.P. を示した。

以下、これら試料について同位体地球化学的、地球化学的観点から古環境の変遷を解析してみることにする。

有機物の炭素同位体組成 ($\delta^{13}\text{C}$) からみた環境変化

堆積物中に含まれる有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は各ボーリングコアとも、垂直的に大きく変動する。その変動の様子は Fig. 2, 3 および 4 にみられるように B2 で $-22.1 \sim -25.9\text{‰}$, B3 で $-22.7 \sim -26.0\text{‰}$, B18 で $-22.2 \sim -27.1\text{‰}$ である。これらの $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動の原因として大きく次の 2 点があげられる。すなわち、

Fig. 2 Vertical variation in $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios of organic matters in bottom sediments from NAGOYA harbor (Core No. 2).

Fig. 3 Vertical variation in $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios of organic matters in bottom sediments from NAGOYA harbor (Core No. 3).

- (a) 海水準変動にともなう有機物の供給源の相違
- (b) 気候(気温、水温)の変動による光合成有機物生産速度の変化

まず(a)について考えると、有機物の供給源は、主として海洋プランクトン、陸水プランクトン及び陸上植物の遺骸である。Fig. 5 に天然における生物の $\delta^{13}\text{C}$ 値の分布を示したが、それぞれの生物に関して、海洋の $\delta^{13}\text{C}$ 値は淡水および陸性のそれに比べて大きな値を示し重い炭素 ^{13}C を濃縮していることが判る。そして、結果的に海や湖、河の堆積物をみると下記の値をとる。

海洋堆積物…………… $-20 \sim -24\%$

淡水堆積物…………… $-26 \sim -30\%$

このように両者で画然とした差異がみとめられる。名古屋港のように沿岸地域では、高海水準の時期にはより多くの海洋性生産物が堆積し、氷河期の低海水準期には相対的に、より多くの陸上より運ばれてきた陸性及び淡水性生産物が堆積することになる。そして両者の中間的汽水環境では、両者の寄与が考えられる。すなわち、気候変動にともなう海水準変動により堆積物中にとりこまれる有機物の供給源が変化し、そのため $\delta^{13}\text{C}$ 値が変動す

Fig. 4 Vertical variation in $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios of organic matters in bottom sediments from NAGOYA harbor (Core No. 18).

ることになる。

このことを確認するために名古屋港近辺の河川(庄内川)と伊勢湾の表泥及び境川と三河湾の表泥について有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値の分布をしらべた結果を Fig. 6 に示した。この図から明らかなように、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は河川から海に入り一方的に ^{13}C -rich な値をとり伊勢湾中央部及び三河湾中央部に至って典型的な海洋生物または海洋堆積有機物の値 $-21.1 \sim -21.6\%$ の値をとるようになる。このように海洋性有機物と陸上または淡水性生物の寄与の相異により $\delta^{13}\text{C}$ が変化することが確められた。このことに関しては同様の結果を SACKETT (1964), NEWMAN *et al.* (1973) はメキシコ湾の堆積物を用いてミシシッピ川よりの陸性有機物の寄与の割合と $\delta^{13}\text{C}$ 値の関連性を報告している。

次に(b)について考えると、海洋、淡水、陸上のすべての生物に関して、それぞれ光合成過程で温度により $^{12}\text{CO}_2$ と $^{13}\text{CO}_2$ をとり入れる速度の比 k_1/k_2 が変化する(k_1 , k_2 はそれぞれの反応速度定数)。PARK and EPSTEIN (1960), DEGENS (1968), SACKETT *et al.* (1965), NAKAI (1972) らによると、高温である程 k_1/k_2 比は小さく比較的 ^{13}C が多く光合成でとり入れられ $\delta^{13}\text{C}$ 値が

Fig. 5 Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ values in nature.

Fig. 6 Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios of organic matters in marine and river bottom surface sediments near NAGOYA (*: $\delta^{13}\text{C}$ ‰, **: C/N ratio).

大きい ^{13}C に富んだ有機物が生産されるとしている。

以上のようにして, (a), (b) 両原因とも温暖な高海水準期に ^{13}C -rich な有機物が堆積する事になり, 低温の低海水準期には ^{13}C -poor な有機物が堆積することになる. この (a), (b) 両原因の相乗効果により, 気候及び海水準変動は敏感に $\delta^{13}\text{C}$ 値に反映する事が期待できる。

そこで, 再び Fig. 2, 3, 4 の各ボーリングコアについて $\delta^{13}\text{C}$ の変動を眺めてみる. これら図の中に示した年代値は実測 ^{14}C 年代を示しており, 図の横軸の年代スケールは実測年代値間は堆積速度一定として計算したものである. B2 (Fig. 2), B3 (Fig. 3), B18 (Fig. 4) コアともに $\delta^{13}\text{C}$ 値は同じ変動パターンを示す. 3本のボーリングコアについて共通して言えることは次の如くである。

i) 8,800~9,000 y. B. P. 以降, すなわち中部泥層の基底部近くより上部に向って $\delta^{13}\text{C}$ 値は上昇の一途をたどる. この事は明らかに温度の上昇と海水準の上昇を示している。

ii) 6,000~6,700 y. B. P. に $\delta^{13}\text{C}$ 値の最大値が明白にみられる. これは最高海水準期を示し, 縄文海進盛期すなわち climatic optimum に相当するものである。

iii) 縄文海進の最高海水準期の後, $\delta^{13}\text{C}$ 値は再び減少し低海水準で淡水的な環境が出現する. これは恐らく縄文末期又は弥生時代の小海退期を示しているのである。

う。

iv) 上部泥層 (UM) は B2 コア のみにみられるが、この泥層 (約 1,000 y. B. P. 以降) では上部に向けて $\delta^{13}\text{C}$ 値は増加し、再び海水準の上昇がみられ、現在の温暖期にいたっていることがわかる (Fig. 2)。

v) 最下部の下部砂層では B2, B3 コア でみると、明らかにやや海水準の上昇期がみとめられる。

vi) 最高海水準期以降、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は急激に減少するようみえる。しかし、Fig. 2 の B2 コアの ^{14}C 年代実測値をみると 19.15 m で、5,800 y. B. P., 18.65 m で 2,300 y. B. P. で此の間に堆積物の不連続があることがわかる。

以上の如く、採集されたコアについては $\delta^{13}\text{C}$ 値の変化から連続的な気候変化と海水準の動きを知ることができた。

この $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動により推定した海水準の動きによる海洋環境と淡水性 (河性) 環境の変化を森 (1980) による同一コア (B2) の珪藻分析の結果と対比したのが Fig. 7 である。珪藻分析の結果、淡水種の % の高い時期は明らかに $\delta^{13}\text{C}$ 値は低く淡水的環境を示している。また海洋種 (*Melosira sulcata*, *Cyclotella striata* 等) の多い時期の $\delta^{13}\text{C}$ 値は大きく ^{13}C に富んでいる事がわか

る。このように珪藻分析と $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動パターンは非常によく一致している。

C/N 比からみた環境変動

前述のように、堆積物中の有機物の供給源は大きく分けて海洋性と陸性がある。海洋性の有機物は主として動植物プランクトンであり、陸性のものは淡水動植物プランクトンと陸上植物である。これらのうちプランクトンの C/N 比 (重量比) は約 6~7 であるのに対して陸上植物では cellulose や lignin のように炭素に富んだ有機物が主体を占めており、その C/N 比は 30~40 以上の値をもっている。

まず、名古屋周辺の河川及び海の表泥の有機物について C/N 比を求めた結果を Fig. 6 に示した。庄内川の上流部では C/N 比は 25.6 で明らかに陸上植物の寄与の大きい事を示しており、海に近づくに従って一方的に小さくなり、伊勢湾沿岸から湾中央に向けて全く一方的に小さい値をとり、湾央では 9.2~9.4 となる。三河湾についても全く同様の傾向を示し、この事は明らかに陸性有機物の寄与が海洋的環境になる程少なくなりプランクトンのみの C/N 比に近づく事を明らかに示している。

ボーリングコアについても同様に C/N 比の垂直変動から海洋、汽水、淡水環境の変動、なわち海水準と気候変動を明らかにする事ができるはずである。そこで3本のボーリングコアの C/N 比の深度または年代による変動パターンを Fig. 2, 3, 4 で眺めてみる。この C/N 比は過去 9,000 年の間に 10~40 と大きく変動し、 $\delta^{13}\text{C}$ 値から縄文海進の盛期と推定した時期には C/N 比は最低値約 10 の海洋的な値を、海退期と推定した時期には大きな値をとり陸性有機物の寄与の大きい事が明確である。そして、 $\delta^{13}\text{C}$ 値と C/N 比の変動パターンは全く逆相関を示した。このように C/N 比もまた気候変動や海水準変動を忠実に記録しているのである。

次に C/N 比が海洋源の有機物と陸源の有機物 (特に陸上植物) の寄与の割合により変動するために環境のよい指標になる事の確認をおこなった。すなわち、コア B18 について深度の異なる (9.3, 12.3, 13.3, 19.3, 21.3, 35.3, 36.3, 40.3, 49.3, 50.3, 51.3 m) 試料について、腐植酸を抽出し、それらの赤外線吸収スペクトル (Fig. 8) 及び示差吸収スペクトル (Fig. 9) をとった。赤外線吸収スペクトルでは 9.3, 12.3, 13.3 m 層で $1,500\text{ cm}^{-1}$, 1450 cm^{-1} , 1410 cm^{-1} に強い吸収がみられ、19.3 m と 51.3 m に弱い吸収が認められ、lignin の性格の強い事が推定された。また示差吸収スペクトル

Fig. 7 Vertical variation of fossil diatom species and $\delta^{13}\text{C}$ values (organic) in bottom sediments from NAGOYA harbor (Core No. 2).

Fig. 8 IR spectra for humic acid in bottom sediments from NAGOYA harbor (Core No. 18).

では 9.3, 12.3, 13.3 m 層で 250, 300, 350 nm に、50.3, 51.3 m で 250, 350 nm に強い吸収極大が認められリグニンの性格の強い事が実証された。この様に、C/N 値の高い低海水準期の堆積物には陸性植物の lignin が多い事、そして C/N 比の低い高海水準期の堆積物には陸性植物としての lignin 的性格は認められない事が明白になった。従って C/N の変動は気候変動及び海水準変動による有機物供給源の相異によるものであるといえる。

C/N 比の変動は $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動と同様に過去の環境変遷を示すものであるが、C/N 比と $\delta^{13}\text{C}$ 値との間の関係をみると Fig. 10 のようになり、きれいな逆相関がある。

硫化物硫黄 (FeS_2) 含量からみた環境変化

コア B3, B18 について黄鉄鉱 (FeS_2) の S としての含有量の垂直変化を Fig. 11, 12 に示した。その含有量は 0.0~9.0 mg/g と大きく変動する。これらの FeS_2 は SO_4^{2-} が堆積物の表層近くで硫酸還元細菌により還元され H_2S を生産し、次の様に続成作用の過程で作られる。

Fig. 9 Difference spectra for humic acid in bottom sediments from NAGOYA harbor (Core No. 18).

Fig. 10 Relationship between $\delta^{13}\text{C}$ values and C/N ratios of organic materials in cored sediments from NAGOYA harbor (Core Nos. 2 and 18).

このようにして生成した FeS_2 は安定な鉱物で堆積物中に保存されている。この FeS_2 の堆積物中での含有量は次の 3 点によりきまる。

Fig. 11 Vertical variation in FeS_2 (pyrite) contents and $\delta^{13}\text{C}$ (organic) values of bottom sediment from NAGOYA harbor (Core No. 3).

- i) 原料物質である SO_4^- 濃度
- ii) 酸化還元電位
- iii) 還元バクテリアのための有機物量

名古屋港コアの場合、これら3点のうち最も重要であるのは i) である。すなわち、海水環境と淡水環境とでは SO_4^- 濃度は下に示すように、桁ちがいに異なり、海水では淡水の 1,000 倍にも達するのである。

標準海水: 2,600 mg SO_4^-/l

淡水: 数 mg SO_4^-/l

そこで、堆積当時の SO_4^- 濃度と堆積物中の FeS_2 含量が密接な関係にあるはずである。従って、堆積物が堆積した当時の環境（海水、汽水、淡水）により、また気候や海水準変動により、 FeS_2 含量は変動することになる。Fig. 11, 12 をみると $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動とよく似た変動パターンを示し、9,000 y. B. P. 前後から pyrite 含量は増加し明らかに海水準の上昇がみられ約 6,000 y. B. P. ~6,700 y. B. P. で最高値を与え縄文海進の最盛期を示している。それ以降は pyrite 含量は減少し縄文末期又は弥生時代の高海退期である淡水的環境が明白にあらわれている。

Fig. 12 Vertical variation in FeS_2 (pyrite) contents and $\delta^{13}\text{C}$ (organic) values of bottom sediment from NAGOYA harbor (Core No. 18).

pyrite 含量の変動の詳細な解析は今回は略すが、いづれにしても pyrite 含量も一つの環境変動の有力な指標になるのである。

IV. おわりに

以上に述べた如く名古屋港周辺のボーリングコアを用い沿海地域の環境解析に堆積有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値、C/N 比および pyrite 含有量の変動を適用した。その結果、paleotemperature のように温度を数値で表わすことはできないが、詳細な気候及び海水準変動の記録を読むことができた。すなわち、最終氷期後の海水準の上昇の様子そして 6,000 y. B. P. ~6,700 y. B. P. に climatic optimum, 縄文海進全盛期が見出され、その後の温度の低下、海水準低下、淡水的環境の出現（縄文末期又は弥生時代の低海退期）が明白に示された。また、この低海退期の後（約 1,000 y. B. P. 以後）再び温度の上昇、海水準上昇がみられ現在にいたっている。

$\delta^{13}\text{C}$ 値、C/N 比、pyrite 含量すべてからほぼ同じ環境変動が導かれたが、今後これらの組合せによって、より詳細な解析を進め、更に全濃尾平野にわたって異なる位置のボーリングコアの結果を対比することにより定

量的な海水準その他の環境変動を明らかにしてゆく予定である。

引用文献

- CRAIG, H. (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **12**, p. 133—149.
- DEGENS, T. (1968) Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton, Part I. *Deep-Sea Res.*, **15**, p. 1—9.
- EMILIANI, C. (1966) Paleotemperature analysis of the Caribbean and a generalized temperature curve for the last 425,000 years. *Jour. Geol.*, **74**, p. 109—126.
- 藤井昭二・井関弘太郎 (1980) 名古屋港にみられる完新世の海進. 文部省科学研究費補助金総合研究報告 (A) 「完新世における旧海水準の認定とその年代に関する研究」, p. 27—30.
- 森 忍 (1980) 名古屋港試錐の珪藻分析. 同上, p. 68—70.
- NAKAI, N. (1972) Carbon isotopic variation and the paleoclimate of sediments from Lake Biwa. *Proc. Japan Acad.*, **48**, p. 516—521.
- NAKAI, N. and SHIRAI, Y. (1978) Paleoclimatic features in Central Japan based on the stable isotope compositions of Lake Biwa sediments and speleothems. *Proc. Japan Acad.*, **54**, p. 81—86.
- NAKAI, N. and YATSUMIMI, T. (1980) Paleoclimatic variation based on carbon isotopic compositions, C/N ratios and sulfur contents of cored sediments from brackish basins. Abstract of the SIL XXI Congress in Kyoto, p. 180.
- NEWMAN, J. W., PARKER, P. L. and BEHRENS, E. W. (1973) Organic carbon isotope ratios in Quaternary cores from the Gulf of Mexico. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **37**, p. 225—238.
- PARK, R. and EPSTEIN, S. (1960) Carbon isotope fractionation during photosynthesis. *ibid.* **21**, p. 110—126.
- SACKETT, W. M. (1964) The depositional history and isotopic organic carbon composition of marine sediments. *Marine Geol.*, **2**, p. 173—185.
- SACKETT, W. M., ECKELMAN, W. R., BENDER, M. L. and ALLAN, W. H. (1965) Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. *Science*, **148**, p. 235—237.