びわ湖堆積物の炭素同位体組成と古環境

中 井 信 之

Carbon Isotopic Composition of Lake Biwa-ko Sediments and the Environmental Change in the Depositional History

Nobuyuki NAKAI

Abstract

Organic carbon contents and the stable carbon isotope compositions of 200 meters core samples were determined to attempt to trace the depositional history of sediments in Lake Biwa-ko.

The carbon in organic materials has $\delta^{13}\text{C}$ values ranging -31 to -38‰ relative to PDB, and the organic carbon contents range 0.3 to 1.2% in dry samples. The ^{12}C -enriched values of the sediments indicate the large contribution of plankton residues to sedimentary organic materials. The positive relation between organic carbon contents and the $\delta^{13}\text{C}$ values was found through the core samples; that is, the isotopic composition of organic carbon becomes heavy with an increase in the organic carbon content. The isotopic variation in the organic carbon in the column is undoubtedly controlled with kinetic isotope effect by temperature at which the plankton grew. In an warm climate, the production rate of organic materials such as plankton and their accumulation rate in the sediments are relatively higher, resulting relatively higher ^{13}C enrichment than those in a cold climate.

On the other hand, paleoclimate estimated by pollen analysis shows an excellent correlation with the carbon contents and the $\delta^{13}\text{C}$ values. From this geochemical study, it can be concluded that there were three or four warm and cold periods in the depositional history of Lake Biwa-ko sediments after 50 to 60×10^4 years B. P.

Paleomagnetic investigation reveals several magnetic reversals in these samples from 200 m core. During a normal magnetic period, organic carbon contents and its $\delta^{13}\text{C}$ values of sediments show a linear relationship, which makes up different lines after and before a reversal period.

1. 緒 言

びわ湖堆積物はきわめて長い歴史を秘めている。また、この湖は比較的堆積速度が速く、堆積物の ^{14}C -年代測定から堀江ら (1971) は、 10m 以深では 0.3 mm/year と報告しており、詳細な垂直変化を追跡するに適している。

今回の 200m 柱状試料は、肉眼的に比較的一様で、粒度が均一であり、その最下部 197.2m の部分の年代は約 50×10^4 年と推定される。これらの試料につ

いて、 5m 間隔で有機物炭素の含有量およびその安定同位体比を測定した。

2. 安定炭素同位体比とその天然における分布

炭素の安定同位体には ^{12}C , ^{13}C の2種が存在する。これらは、いずれも天然に存在しており、その存在割合はよく例にあげられる NIER (1950) の石灰岩では、 ^{12}C が 98.892 , ^{13}C が 1.108% である。この同位体組成が天然において、地球化学的諸現象を通じて変動

する。その天然における変動は小さいものであり、最大の変動でも $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が 10% 変化するにすぎない。しかも実際に天然現象を解明するには 0.0n% の変動を問題にする必要がある。この精度で、同位体存在比の絶対値を測定することは技術的にかなり困難である。そこで、現在では $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ の比に関して、標準物質からの試料の偏差を質量分析計で測定し、次のようにその偏差 ($\delta^{13}\text{C}$) を ‰ で表現している。

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{R(\text{試料}) - R(\text{標準})}{R(\text{標準})} \times 1,000$$

ここで、R は $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ の比を示す。標準物質としては、PDB-standard, すなわちアメリカの白堊紀 Pee Dee 層から産する Belemnite (CaCO_3) が世界的に用いられており、その $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は 0.0112372 である (CRAIG, 1957)。以下、ここでもこの標準により表現するが、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が正であることは、試料物質が標準物質にくらべ相対的に ^{13}C に富む (^{12}C が少ない) 重い炭素であることを示している。逆に負の値の場合は標準よりも ^{12}C に富む、相対的に軽い炭素であることを示すのである。

炭素の安定同位体組成は自然界で変動するのであるが、その主な原因を略述する。

2-1. 同位体交換平衡 (Isotopic exchange equilibrium)

これは化学反応でいうと化学平衡に相当するもので、ある一つの元素 (この場合は炭素) が 2 種以上の異なる化合物中に存在する場合、その元素について同位体の交換が行なわれ、一定温度で一定の平衡関係が成立

する。この場合、化合物間の同位体の分配は、分子構造の相違と、温度によって決まる。例えば、後に述べる $\text{CO}_2\text{--HCO}_3^-$ 系では下の式のごとくで、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の差は Table 2 に示すように温度により一定値を示し、

常に CO_2 が相対的に ^{12}C に富んでいる。

2-2. 同位体非平衡反応 (Isotopic unidirectional reaction)

非平衡反応の場合で、 ^{12}C と ^{13}C で反応速度に差があるために同位体の分別がおこるのである。一般に質量数の小さい ^{12}C の方が反応性に富み、反応生成物に ^{12}C に富んだ $\delta^{13}\text{C}$ の小さい値が見られる。光合成の場合がその 1 例である。

2-3. その他の要因

上述の化学反応にともなうもの以外に、同位体の物理的性質の相違による分別がある。たとえば、拡散速度、蒸気圧などである。天然における $\delta^{13}\text{C}$ 値の分布…… $\delta^{13}\text{C}$ 値の分布について、特に以下の議論に関係あるものを略述しておく。現在までのデータを総合してみると、Fig. 1 のごとくである。まず、光合成の原料である大気中 CO_2 は一定の値 $-7 \sim -9\text{‰}$ であるが、光合成の結果生まれた生物はすべて大気 CO_2 よりも ^{12}C に富んだ $-8 \sim -36\text{‰}$ の値を示している。また、プランクトン以外の植物は海洋で $-8 \sim -18\text{‰}$ 、淡水で $-13 \sim -27.5\text{‰}$ であり、植物プランクトンは海洋で $-18 \sim -29\text{‰}$ 、淡水で $-26 \sim -35\text{‰}$ である。これらの多くの研究者の値を総合す

Fig. 1. 天然における炭素同位体の分布 (Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ values in nature, relative to PDB).

Fig. 2. 現世堆積物の有機物炭素の $\delta^{13}\text{C}$ (Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ values of organic carbon in recent sediments relative to PDB).

ると、(1)海洋と淡水では生物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は異なること、(2)海洋、淡水それぞれでプランクトンは、それ以外の植物にくらべ ^{12}C に富んだ同位体組成を持つことがわかる。次に、これら生物が死滅後、堆積物中にはいるが、その堆積物中の org-C の同位体組成をみると、海洋、淡水性ともにプランクトンとプランクトン以外の生物との中間の値か、むしろプランクトンのそれに近い値を示している。また、堆積物に関する DEGENS (1969) の詳細な結果 (Fig. 2) をみると、海水性と淡水性の相違のほかに、海洋でも緯度 (水温と関連するであろう) による変化がみられる。

3. 測定法

柱状試料を 5 m 間隔にとり、稀塩酸で炭素塩を除去、風乾してのち乾燥試料 0.4~1.0 g を用いた。試料を酸素気流中で 950°C に加熱、燃焼し、生成したガスを 600°C の CuO および 350°C の金属 Ag 中を通して後、水を完全に除去した CO_2 を液体窒素で捕集した。その CO_2 を一定容積中で圧力を測定して堆積物中の org-C の含量を測定した。この CO_2 を用いて質量分析計により $\delta^{13}\text{C}$ 値を測定し、その実験誤差は $\pm 0.2\%$ であった。

4. 結果と考察

まず、びわ湖堆積物中の org-C の $\delta^{13}\text{C}$ と含有量を Table. 1 に示す。この表から org-C の同位体組成は $-31 \sim -38 \%$ で、含有量は乾燥重量に対して $0.3 \sim 1.2\%$ であることがわかる。

4-1 有機物と堆積環境

これらの $\delta^{13}\text{C}$ 値は海水性の生物および淡水性のプランクトン以外の生物の値と全く異なっており、 ^{12}C に富んだ軽い炭素を多く含んでいる。Fig. 1 で、淡

Table. 1 びわ湖 200m コア中の有機物含量とその $\delta^{13}\text{C}$ 値
Carbon isotopic compositions and organic carbon contents of 200 meters core sample from Lake Biwa-ko.

Sample No.	Depth (m)	C _{org.} (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org.}}$ (‰)
16	11	1.03	-31.8
25	15	1.00	-32.3
38	21	0.62	-34.8
52	26	0.32	-34.3
63	30	0.66	-33.2
75	35	0.62	-35.3
93	40	0.62	-35.9
105	45	0.57	-36.2
117	50	0.47	-37.0
126	56	0.64	-33.9
141	59	0.71	-35.2
160	66	0.74	-35.3
171	70	0.83	-34.0
179	75	0.79	-34.2
190	79	0.81	-34.2
199	85	0.89	-33.6
213	90	1.04	-32.3
225	95	0.64	-34.9
252	106	0.55	-35.4
268	111	0.57	-34.4
282	116	0.46	-35.1
294	121	0.54	-34.5
321	130	0.38	-36.4
332	136	0.55	-37.9
348	141	1.19	-33.5
361	145	0.48	-37.8
376	151	0.65	-37.0
388	156	0.58	-35.8
400	161	0.62	-35.7
416	166	0.55	-35.8
425	170	0.34	-37.1
439	175	0.46	-35.0
450	181	0.51	-33.6
468	186	0.54	-33.3
480	191	0.69	-32.3
492	196	0.66	-33.6
498	197.2	0.68	-33.5

水性、海水性を問わず、それぞれでプランクトンが他の生物よりも軽い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示している。びわ湖堆

植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は, CRAIG (1953), WICKMAN (1952) による陸上生物の $-12.2 \sim -29.1 \text{ ‰}$ よりも軽い組成を示し, むしろ, 陸水性の植物プランクトンの値を示している. 最近, 淡水性の植物プランクトンで $-26.4 \sim -34.5 \text{ ‰}$ の値が報告されている. さらに, 海洋の場合でも, SACKETT (1965) の数多くのプランクトンの研究によると, 動植物プランクトンで $-18 \sim -31 \text{ ‰}$ であり, この値はプランクトン以外の生物 $-8 \sim -18 \text{ ‰}$ にくらべ明らかに ^{12}C に富んでいる.

このようにプランクトンが特に ^{12}C を濃縮することは次のように理解することができる. 空気中の CO_2 が水に溶解し, 下のごとく

種々の炭酸化合物を作る. これらのうち, H_2CO_3 は量的に非常に少なく, CO_2 の約 $1/500 \sim 1/1000$ であり, また CO_3^{2-} は pH から見て地表水中には非常に少ない. そこで, 特に光合成に用いられる炭素化合物の形と, それら炭素化合物間の同位体の分配について考えてみる. まず, $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^{2-}$ 系における同位体の分配について DEUSER と DEGENS (1967) の実験値によると, 同位体交換平衡に達した場合, 溶存 HCO_3^- と CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値の差 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} - \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) は 0°C , 30°C でそれぞれ 9.2 , 6.8 ‰ で, CO_2 の方にかなり ^{12}C が多くなる (Table 2). この値は表からもわかるように, 温度により変化するが, 水中の無機炭酸化合物のうちで, CO_2 が最も低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示すことは明白である. そこでもし DEGENS (1968) の diatom の培養実験で示されたごとく, 光合成の過程でもっぱら分子状の CO_2 を使用するとするならば, HCO_3^- その他の生物にくらべ, $7 \sim 9 \text{ ‰}$ 程度 $\delta^{13}\text{C}$ 値が小さい有機物を合成することになる. このように, 天然に量的に多い植物プランクトンの同位体組成が証明されるが, いまだ確実な生理作用によ

Table. 2 CO_2 と HCO_3^- の平衡状態における同位体組成の相違

Carbon isotope fractionation between atmospheric CO_2 and aqueous HCO_3^- in equilibrium.

(DEUSER, *et al.* (1967) による)

温度 ($^\circ\text{C}$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} - \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)
0	9.2
10	8.1
20	7.3
30	6.8

Fig. 3. 各地質時代の石炭の $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$ values in coals of various geologic ages and for comparison, the values in land plants, fossil woods and peats).

る同位体の行動はわかっていない.

次に, プランクトンが遺骸として堆積物中にはいり, それらの分解過程で, $\delta^{13}\text{C}$ 値が保存されるか否かが問題になる. それに関しては, 有機体中には種々の有機化合物が存在するが, 有機物全体としてみると, 例えば陸上植物と各地質時代の石炭の同位体組成には, ほとんど変化はみられない (Fig. 3). さらに, 化石木についても CRAIG (1953) によると, $-23.9 \sim -24.8 \text{ ‰}$ で陸性植物と同じ組成であり, これらのことから, 分解過程の $\delta^{13}\text{C}$ の変化はせいぜい $1 \sim 2 \text{ ‰}$ にすぎないであろう. すなわち, 有機物の $\delta^{13}\text{C}$ の値は, 堆積物中に化石状態として保存されていると考えられる.

以上の事実から, 堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ をもとにして, (1) びわ湖は, 少なくとも対象とした柱状試料の範囲内, すなわち約 50 万年の間は陸水としての性格を保持していた. (2) 堆積物中の有機物は大部分プランクトン, 特に植物性プランクトンにより占められていたことが結論される.

4-2 有機物の垂直変化と古気候

堆積物中 org-C の含有量と $\delta^{13}\text{C}$ 値の垂直変化を考察してみる. その結果を示すと Fig. 4 のごとくである. これらの値は深度とともに大きく変化する. そして, org-C 含有量とその $\delta^{13}\text{C}$ 値の両者の垂直変化の様子が非常によく似ている. すなわち, 両者の間に相関がみられ, ほとんど例外なく org-C の含有量が増えたと (または減ると), $\delta^{13}\text{C}$ 値は大きな (または小さな) 重い (または軽い) 炭素に富んだ有機物になることを示す.

Fig. 4. びわ湖 200m コアサンプルの $\delta^{13}\text{C}$ organic と有機物含量 (The variation of organic carbon content and the $\delta^{13}\text{C}$ value with depth in sediments from Lake Biwa-ko).

この両者の関係を説明するために、まず堆積物中の有機物含量が、堆積当時の湖水中における有機物の“production rate”を反映しているものと仮定する。この仮定は、びわ湖堆積物が粒度の点からも比較的一様であることから妥当であろう。もしこの仮定が正しいとすると、“production rate”と $\delta^{13}\text{C}$ が正の相関を持つことになる。さらに現在のびわ湖湖水の 15m 以浅で、夏期に pH が 7.5~7.8 と高くなり（夏期

以外は 6.8~7.0）、光合成がさかんであることを示していることから、暖かい気候で“production rate”の速い時期には、堆積物中の有機物含量、 ^{13}C 含有量は共に大きくなると考えられる。このように考えると、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動は、細かい季節変動とはいえないが、過去の大きな気候変動を示し、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の大きいことは暖かい気候を示すといえる。

さらにこの気候変動の指示についての証拠として、

同じ柱状試料を用いた藤らの花粉分析の研究をあげることができる (FUJI and HORIE 1972). その結果を Fig. 4 に併記した. これによると, org-C の量と $\delta^{13}\text{C}$ が大きくなるに従って, 花粉分析による古気候は暖かい方向に, 逆に小さくなるにつれて寒冷の方向に明白に変化している. また, 他の一つの証拠として, SACKETT ら (1965) の大西洋における水温の異なる広範囲にわたるプランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ に関する研究をあげることができる. 彼らの研究によると, プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ が動物性, 植物性の区別なく, むしろ生育する水温に関係して変化することを示した. その結果をまとめてみると下のごとくである.

水温 $25^{\circ}\text{C} \pm 2^{\circ}\text{C}$ $\delta^{13}\text{C}$ の平均値 $= -21.7\%$

(9 試料)

水温 14.4°C $\delta^{13}\text{C} = -24.0\%$

(1 試料)

水温 $0^{\circ}\text{C} \pm 2^{\circ}\text{C}$ $\delta^{13}\text{C}$ の平均値 $= -27.9\%$

(12 試料)

また, SACKETT による, 南大西洋の中緯度から高緯

度にかけての深海底表泥の org-C の $\delta^{13}\text{C}$ の平均値は -24.6% で, 一方, 低緯度の SACKETT (1963), PARKER (1962~63) による平均値は -20% で, 明らかに温度依存性を示している. さらに他のもう一つの例として, 前に述べた DEGENS (1969) の海洋堆積物に関する Fig. 2 から, 高温地方で $\delta^{13}\text{C}$ の値が大きくなっていることがみられる.

上に挙げた数例は, プランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ 値が明らかに温度依存性があること, また少なくとも堆積物の表泥はそれを反映していること, また, さらに先に述べたびわ湖堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ と温度との関係と傾向が一致していることを示している.

このように, びわ湖底泥の $\delta^{13}\text{C}$ の変動は, 気候変動を意味しているが, ここでもう一步すすめて, org-C の $\delta^{13}\text{C}$ 値が気候によって変動する可能性を吟味してみる. その可能性は次の二つが考えられる.

[1] "production rate" と同位体の行動 (非平衡反応) 気候に関連をもつ光合成の "production rate" が, $^{12}\text{CO}_2$ と $^{13}\text{CO}_2$ とでは異なり, その非平

Fig. 5. pH, 温度, 塩類濃度と全炭酸中の CO_2 の割合 (Relationship between pH value and the proportion of CO_2 in total carbonate materials in water. (calculated by EDMOND's equation, 1970)).

衡反応を分けて

のように考える。 k_1, k_2 は、それぞれ ${}^{12}\text{CO}_2, {}^{13}\text{CO}_2$ の光合成における見かけ上の反応速度定数であるとする。光合成の場合、 $k_1 > k_2$ である (PARK and EPSTEIN, 1960)。すなわち、 ${}^{12}\text{CO}_2$ の方が相対的にプランクトンにとられやすいことを示している。さらに k_1/k_2 比は反応速度に関係し、反応速度が速い場合は k_1/k_2 比は 1.00 により近く、遅い場合はより大きくなる。この “kinetic isotope effect” により、暖かい気候、つまり “production rate” の速い場合にはプランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ 値は相対的に CO_2 のそれにより近く $\delta^{13}\text{C}$ の大きい値をとり、遅い場合には逆に CO_2 のそれよりも、よりかけはなれた $\delta^{13}\text{C}$ の小さい値をとることになる。

〔2〕 Production rate と $\text{CO}_2\text{--HCO}_3^-\text{--CO}_3^{2-}$ 系……もう一つの解釈として、 CO_2 の水に対する溶解度から考察すると、pH が一定の場合、 30°C では 0°C の場合の $\frac{1}{2.5}$ に減少する。また、 $\text{CO}_2\text{--HCO}_3^-\text{--CO}_3^{2-}$ 系で CO_2 の全炭酸に対する割合は温度、pH と逆相関にあり高温で高い pH ほど、 CO_2 の割合は小さくなる (Fig. 5)。これに加えて、温度が比較的高く、光合成の速度が速い場合、その結果として CO_2 が消費され、ますます CO_2 が不足する。この CO_2 の欠乏は先にも述べた、びわ湖水の夏期に pH が高く

なることからわかるが、その場合、 CO_2 が大気中より水の層を拡散して供給されるよりも、むしろ HCO_3^- から供給され则认为られる。つまり、 “production rate” の速い場合は、光合成に用いられる CO_2 は $\delta^{13}\text{C}$ 値の大きい (Table. 2 参照) HCO_3^- から供給され、その光合成に用いられる炭素源の $\delta^{13}\text{C}$ 値が 30°C で約 9% ほど大きくなる。その結果として、暖かい気候で生育したプランクトンは相対的に $\delta^{13}\text{C}$ の大きい値になることが理解できる。

以上を総合すると、びわ湖堆積物の $\delta^{13}\text{C}$ の値の変動は、当時の気候を示すものであり、過去 50 万年ほどの間に小さな気候変動以外に 3 回の寒冷と 3~4 回の暖かい時期があったと結論できる。また、DEGENS (1968), SACKETT (1965) のプランクトンの $\delta^{13}\text{C}$ から求めた温度勾配で、びわ湖の過去における最大の寒暖の差を計算すると、 17°C または 25°C となる。この寒暖差は EMILIANI (1966) の海洋堆積物による $\delta^{18}\text{O}$ で求めた値よりはるかに大きい。これは、びわ湖が海洋にくらべて小規模の湖で、気候変化を敏感に反映したのか、他に温度差を過大にする原因があったのか、現在確証はない。

4-3 地球磁場の逆転との関係

びわ湖堆積物の Org-C 含有量と $\delta^{13}\text{C}$ の間に相関のあることを述べたが、それを示すと Fig. 6 のごとくなる。この図を詳細に検討するに、深度によって

Fig. 6. Org-C 含有量とその $\delta^{13}\text{C}$ 値の関係 (Relationship between organic carbon content and the $\delta^{13}\text{C}$ value in Lake Biwa-ko sediments).

異なる直線関係が見られる。堆積物の表層部から深層部へ向って、I, II, ……III の順に変化してゆく。すなわち、ある深さで突然に値が変わる。この直線が変わり他の直線に乗り移るところは、必ず KAWAI ら (1972) が同一試料で観測した地磁気の逆転層と一致する。これに関して更に考察中であるが、推測として磁場の逆転にともなう強度の宇宙線により、①生物の種に変化が起こり、OPDYKE (1966) の報告にもあるように、旧種の滅亡と新種の発生があり、光合成の生理作用が変化したか、②大気中の CO_2 分圧に変化が起こったか、または核反応により大気中 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ が急変したのではないかと考えられる。

5. 今後の問題

以上、結論は各項ごとにまとめたので、再度記さない。同位体組成から淡水性堆積物の堆積当時の温度推定は困難で、海洋の場合の paleotemperature scale のような確立された方法がない。ここで述べた炭素同位体の使用は一つの試みにすぎず、より定量的な結果を得るには、さらに基礎的な実験が必要であるとともに、炭素以外の同位体使用の可能性も追究すべきである。

参 考 文 献

- CRAIG, H. (1953): The geochemistry of stable carbon isotopes. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 3: 53-92.
- CRAIG, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 12: 133-149.
- DEGENS, E. T., et al. (1968): Metabolic fraction of carbon isotopes in marine plankton, Part I. *Deep Sea Res.*, 15: 1-9.
- DEGENS, E. T. (1969): *Organic Geochemistry*. Eglinton and Murphy (Ed), chapt. 12.
- DEUSER, W. G. and E. T. DEGENS (1967): Carbon isotope fractionation in the system $\text{CO}_2(\text{gas})-\text{CO}_2(\text{aqueous})-\text{HCO}_3^-(\text{aqueous})$. *Nature*, 215: 1033-1035.
- EDMOND, J. M. and J. M. T. M. GIESKES (1970): On the calculation of the degree of saturation of sea water with respect to calcium carbonate under *in situ* conditions. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 34: 1261-1291.
- EMILIANI, C. (1966): Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. *J. Geol.*, 74: 109-124.
- FUJI, N. and S. HORIE. (1972): Palynological study on 200 meters core sample of Lake Biwa in Japan. *Proc. Japan Acad.*, 48: 500-504.
- 堀江正治, 他 (1971): びわ湖底堆積物の古陸水学的研究. 京都大学防災研究所年報, 14, B: 745-762.
- KAWAI, N., et al. (1972): Oscillating Geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Proc. Japan Acad.*, 48: 186-190.
- OPDYKE, N. D., et al. (1966): Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. *Science*, 154: 349-357.
- PARK, R. and S. EPSTEIN (1960): Carbon isotope fractionation during photosynthesis. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 21: 110-126.
- SACKETT, W. M. and R. R. THOMSON (1963): Isotopic organic carbon composition of recent continental clastic sediments of eastern Gulf Coast, Gulf of Mexico. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 47: 525-528.
- SACKETT, W. M., et al. (1965): Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. *Science*, 148: 235-237.
- WICKMAN, F. E. (1952): Variation in the relative abundance of carbon isotopes in plants. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2: 243-254.

(著者: 中井信之, 名古屋大学理学部地球科学教室; Nobuyuki NAKAI, Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Nagoya University)