

古気候変化を反映する帯磁率及び磁性鉱物粒径の変化：西部赤道太平洋、
西カロリン海盆の後期更新世堆積物コアにおける研究

井岡 昇* 山崎俊嗣**

IOKA Noboru and YAMAZAKI Toshitsugu (1992) Variations of magnetic susceptibility and magnetic grain size induced by paleoclimatic changes: A study on Late Pleistocene sediment cores from the West Caroline Basin, western equatorial Pacific. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 43 (12), p. 781-797, 11 fig., 2 tab.

Abstract: A rock-magnetic and geochemical study was carried out on three sediment cores of Late Pleistocene age obtained from the West Caroline Basin in the western equatorial Pacific.

The three cores can be correlated with each other using characteristic changes of magnetic susceptibility. The magnetic susceptibility variation closely resembles to the SPECMAP oxygen isotope curve. Oxygen isotope ratio measured on one core has confirmed that the susceptibility variation can be correlated with the oxygen isotope curve and there is no time-lag between the two. Periods of higher magnetic susceptibility correspond to interglacials, and those of lower susceptibility are glacials. The variations of susceptibility cannot be explained by the changes of water content of the sediments alone. Calcium carbonate content of the sediments is roughly in inverse proportion to the magnetic susceptibility. Variation of flux of magnetic minerals was estimated from the susceptibility and sedimentation rate assuming that the amount of magnetic minerals in the sediments can be represented by the susceptibility. Glacial-interglacial changes of the magnetic-mineral flux are relatively small compared with the susceptibility variations. It is thus estimated that variations of flux of biogenic components controlled by paleoclimatic changes are responsible for the characteristic susceptibility variations.

Grain sizes of magnetic minerals are estimated from the ratio of magnetic susceptibility to ARM and frequency dependence of the susceptibility. They are dominantly single-domain or pseudo-single-domain sizes, and vary a little with time. The magnetic grain size is smaller in relatively oxidized part (lighter colored and more bioturbation) of the cores, and larger in relatively reduced part. There is a depth lag between the variations of grain size and susceptibility. A possible model for explaining both the grain size change and the depth lag is that dissolution of magnetites occurs in a zone several centimeters below the seafloor in a reduced condition in glacial periods caused by higher sedimentation rates. Finer magnetic grains would be selectively dissolved because of larger ratio of surface area to volume, and hence an average magnetic grain size increases. The small change of magnetic-mineral flux and approximately single-domain size suggest biogenic origin of magnetic minerals.

* 愛媛大学理学部, 現・関西総合環境センター

** 地質調査所海洋地質部

Keywords: rock-magnetism, magnetic susceptibility, environmental magnetism, oxygen isotope ratio, Late Pleistocene, West Caroline Basin

要 旨

西部赤道太平洋, 西カロリン海盆南部で採取した後期更新世の堆積物コア3本について, 岩石磁気的分析, 酸素同位体比及び炭酸カルシウム含有量の測定を行なった. その結果に基づき, 古気候変化を反映する帯磁率変化と磁性鉱物の粒度変化の原因を考察した.

これらの堆積物コアは帯磁率変化よりお互いに対比可能である. さらに, これらの帯磁率変化は, SPECMAPの酸素同位体比曲線と酷似している. 代表的なコアについて酸素同位体比の測定を行なった結果, これらの帯磁率変化は酸素同位体比曲線に対比可能であり, 両者の間に時間的ずれはほとんどないことが確認された. 帯磁率の低い部分は氷期に, 高い部分は間氷期に対応する. 帯磁率と乾燥密度は比例関係にあるが, 氷期と間氷期では比例係数が異なっているため, 帯磁率の変化は含水比の変化だけでは説明できない. 帯磁率が堆積物中の磁性鉱物量を表すと仮定して, 堆積速度を用いて磁性鉱物のフラックスの変化を求めた結果, フラックスは氷期・間氷期の差が小さいことがわかった. 炭酸カルシウムの含有量は, 帯磁率変化と逆相関的である. これらのことから, 酸素同位体比曲線に酷似した帯磁率変化は, 大局的には古気候変化に伴った生物起源粒子量の変化, すなわち希釈効果により生じていると考えられる.

帯磁率と ARM の比及び帯磁率の周波数依存性から, 磁性鉱物の粒径変化を推定した. 堆積物の色及び生物擾乱より判断して酸化的と考えられる部分では磁性鉱物の粒径は相対的に小さく, やや還元的环境下では大きくなっている. そして, 磁性鉱物の粒径変化と帯磁率の変化で表される気候変化との間には若干の時間的ずれがある. これは, 古気候変化に伴う間隙水の溶存酸素量の変化により, やや還元的环境下では海底面下のある深さで磁性鉱物の溶解が起こるとするモデルで説明できる. 相対的に小さい粒子は, 体積に対する表面積の割合が大きいので, 選択的に溶解する. その結果, 溶解により平均的な粒径は増加すると考えられる. 磁性鉱物の粒径は主に単磁区~疑似単磁区サイズに分布していると考えられ, 磁性鉱物の起源は磁性バクテリアである可能性がある.

1. はじめに

堆積物に含まれる磁性鉱物の種類, 量, 粒径などは, 他の堆積物粒子と同様に, 堆積物の起源や堆積環境を反映している. 近年, 堆積物を用いた古環境研究に岩石磁気学的手法を適用する, "Environmental magnetism"

と呼ばれる分野が発展しつつある (Tompson *et al.*, 1980; Thompson and Oldfield, 1986; Bloemendal *et al.*, 1988). 例えば, 古気候変化を反映する帯磁率変化についての議論が, 中国黄砂地域 (Kukla *et al.*, 1988; Heller *et al.*, 1991 等) や海底堆積物 (Kent, 1982; Bloemendal & deMenocal, 1989; deMenocal *et al.*, 1991 等) についてなされている.

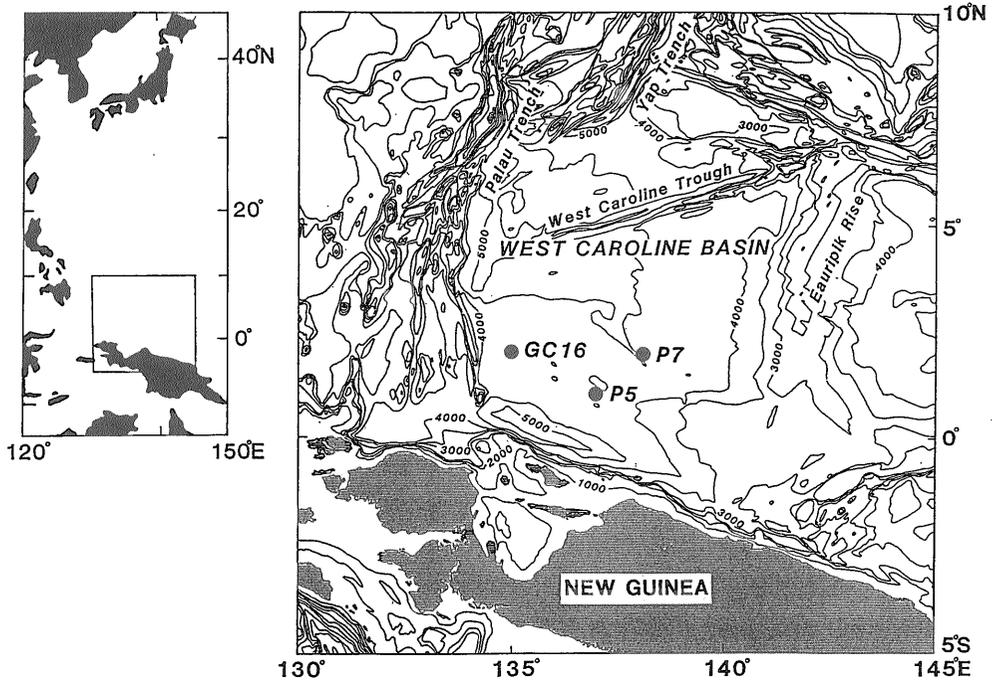
Kent (1982) は, 南インド洋の堆積物コアについて, 酸素同位体比の変化, 帯磁率の変化, 及び石灰質成分の含有量の変化が互いに相関していることを見いだした. そして, 堆積物中の磁性鉱物の含有量が石灰質成分に希釈されることにより, 石灰質成分の含有量の少ない氷期には帯磁率が高く, 石灰質成分の含有量の多い間氷期には帯磁率が低くなると結論した. また, 赤道太平洋域においては一般に, 南インド洋とは逆に氷期に石灰質成分が深海底に供給され, 間氷期には石灰質成分が供給されにくくなる環境にある (Hays *et al.*, 1969) ことから, 氷期には間氷期に比べ希釈効果が大きくなり, 帯磁率が低くなることを予測している.

一方, Bloemendal & deMenocal (1989) 及び deMenocal *et al.* (1991) では, 深海掘削計画 (ODP) によるインド洋北部アラビア海の堆積物コアの帯磁率測定を行ない, その変化がいわゆるミランコビッチ周期に支配されていること, 陸源性堆積物の供給量と正相関していることを発見した. この海域の陸源性堆積物は主にエオリアンダスト起源と考えられる. 従って, 古気候の変化に伴ってモンスーン風の強度が変化することによって, モンスーン風の強い氷期に磁性鉱物を含んだエオリアンダストの運搬量が増加し, 間氷期にはその逆の現象が生じると推定している. つまり, 帯磁率変化は, モンスーン風による磁性鉱物の運搬量の変化であると結論している. このように, 古気候変化を反映する帯磁率の変化の成因については, 海域によってその成因が異なっているようであり, グローバルな検討が必要である.

本研究では, 西部赤道太平洋, 西カロリン海盆南部の深海底堆積物の古海洋学的研究の一環として, 帯磁率測定をはじめとする岩石磁気学的分析, 酸素同位体比測定及び炭酸カルシウム含有量の測定を行なった. そして, 帯磁率変化及び磁性鉱物の粒度変化の原因を古気候・古環境変化の観点から考察した.

2. 堆積物試料

本研究では, 西カロリン海盆南部で採取した3本の約7m長の柱状試料を使用した (グラビティーコア GC 16, ビストンコア P5 及び P7) (第1図, 第1表),



第1図 西カロリン海盆の地形概略とコア採取地点. 水深のコンターは500 m 間隔.

Fig. 1 Simplified topography of the West Caroline Basin and location of sediment cores. Topographic contours are at 500 m intervals.

第1表 試料採取位置

Table 1 Position of sampling sites.

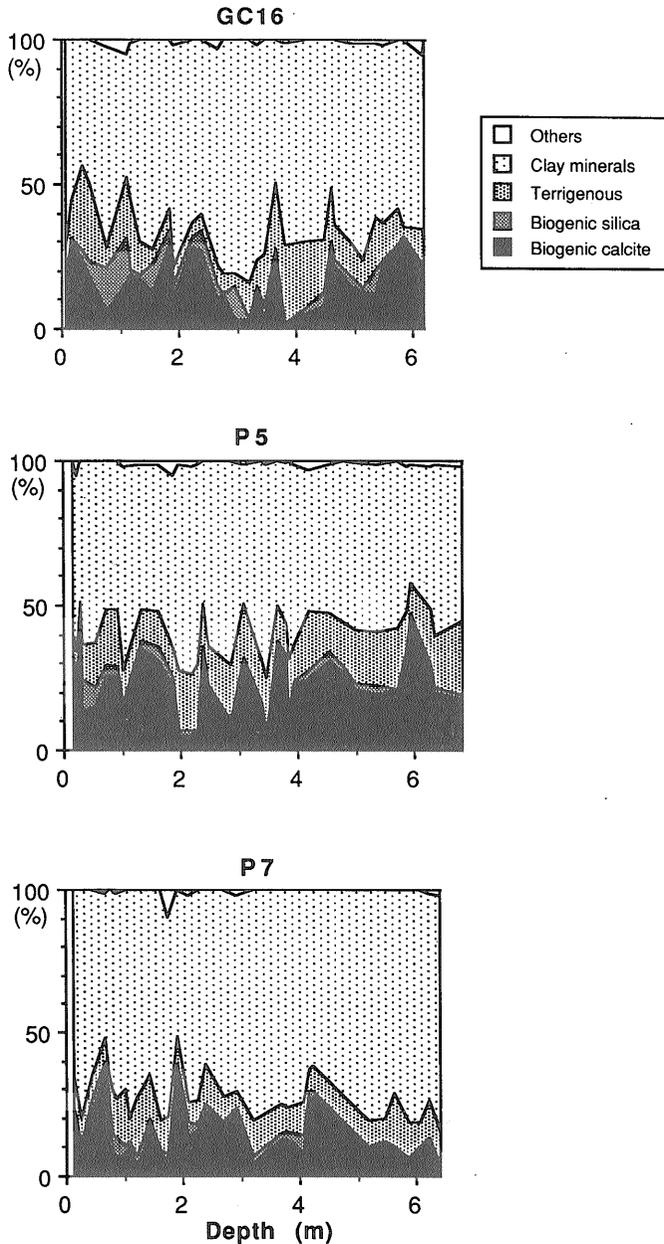
Core No.	Position		Water depth (m)
	Latitude	Longitude	
GC16	2° 00.20'N	135° 00.11'E	4396
P5	1° 00.64'N	136° 57.26'E	4055
P7	1° 59.87'N	138° 00.42'E	4346

試料採取地点の水深は約 4000-4400 m である。西カロリン海盆は、北部をヤップ海溝及びパラオ海溝、南部をニューギニア島及びニューギニア海溝に境されている。この海域の現在の CCD (Calcium-carbonate Compensation Depth, 炭酸カルシウム補償深度) は、約 4500 m と深いことが知られている (Berger, 1974)。

石灰質ナノ化石による微化石層序からは、コア GC 16 の最下部 (コアキャッチャー) はナノ基準面 2 (0.24 Ma; 佐藤・高山, 1988) 以降の堆積物であり、コア P5 の最下部はナノ基準面 2~3 (0.24~0.39 Ma) 以降の堆積物であることが明らかになっている (田中, 1992)。

コア試料から約 10~20 cm 間隔で作成されたスミアスライドの、鏡下観察 (100 倍及び 400 倍) を行なった。観察結果は、Tanaka & Katada (1969) のカラーインデックスに基づき、各成分の量比を百分率で表記した。記載事項は、陸源性粒子、粘土粒子、自生鉱物、石灰質生物起源粒子、生物起源シリカに区分した (第 2 図)。

コア GC 16 は、コア全体を通して陸源性粒子の含有量が高く、半遠洋性堆積物に分類される。また、陸源性粒子及び石灰質生物起源粒子の含有量は、岩相の変化に伴って大きく変化する。生物起源シリカの含有量は、コア下方に向かって減少する傾向が認められる。コアは全体的に灰色を呈し、周期的に色調の明るい部分と暗い部分が繰り返す (第 3 図 (a))。コア P5 の岩相は、コア GC 16 と同様の変化を示す (第 2 図, 第 3 図 (b))。特に、陸源性粒子及び石灰質生物起源粒子の含有量は、全体的に他のコアより高い。コア P7 は、スミアスライドの観察結果からは、遠洋性堆積物に分類されるが、GC 16, P5 と組成 (構成物の種類) 上の大きな違いはない。コア P7 は灰色から褐色を呈し、コア GC 16, P5 と比べてやや明るい色調である。明暗の変化の深度に対する周期は、コア GC 16, P5 と比べて短い (第 3



第2図 スミア・スライド観察に基づく堆積物の組成。

Fig. 2 Composition of sediment cores determined by smear slide observation.

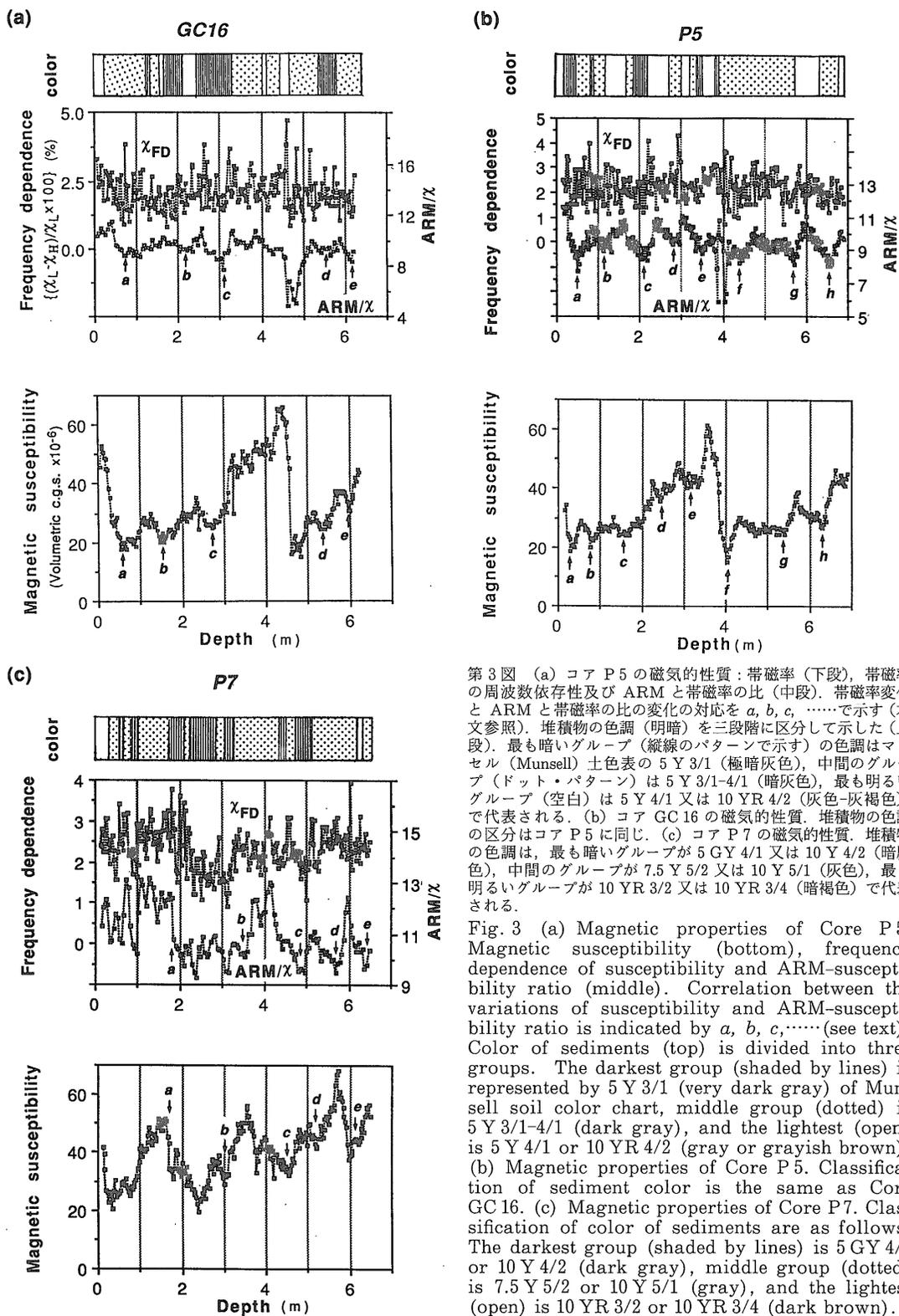
図(c).

3. 測定方法及び測定結果

3.1 岩石磁気学的測定

岩石磁気測定用試料は、船上でコアの半割の表面に一辺約 2.4 cm の立方体状のプラスチック製カプセル(容

量 10 cc) を連続的に挿入して採取した。同一試料で帯磁率、帯磁率の周波数依存性及び ARM (Anhysteretic Remanent Magnetization, 非履歴性残留磁化) の測定を行なった。採取した試料は、乾燥による変質を防ぐため、100 個単位でプラスチックケースに収納し厳重にシールした。



第3図 (a) コア P5 の磁気的性質: 帯磁率 (下段), 帯磁率の周波数依存性及び ARM と帯磁率の比 (中段), 帯磁率変化と ARM と帯磁率の比の変化の対応を *a, b, c, …* で示す (本文参照)。堆積物の色調 (明暗) を三段階に区分して示した (上段)。最も暗いグループ (縦線のパターンで示す) の色調はマンセル (Munsell) 土色表の 5 Y 3/1 (極暗灰色), 中間のグループ (ドット・パターン) は 5 Y 3/1-4/1 (暗灰色), 最も明るいグループ (空白) は 5 Y 4/1 又は 10 YR 4/2 (灰色-灰褐色) で代表される。(b) コア GC16 の磁気的性質。堆積物の色調の区分はコア P5 と同じ。(c) コア P7 の磁気的性質。堆積物の色調は, 最も暗いグループが 5 GY 4/1 又は 10 Y 4/2 (暗灰色), 中間のグループが 7.5 Y 5/2 又は 10 Y 5/1 (灰色), 最も明るいグループが 10 YR 3/2 又は 10 YR 3/4 (暗褐色) で代表される。

Fig. 3 (a) Magnetic properties of Core P5. Magnetic susceptibility (bottom), frequency dependence of susceptibility and ARM-susceptibility ratio (middle). Correlation between the variations of susceptibility and ARM-susceptibility ratio is indicated by *a, b, c, …* (see text). Color of sediments (top) is divided into three groups. The darkest group (shaded by lines) is represented by 5 Y 3/1 (very dark gray) of Munsell soil color chart, middle group (dotted) is 5 Y 3/1-4/1 (dark gray), and the lightest (open) is 5 Y 4/1 or 10 YR 4/2 (gray or grayish brown). (b) Magnetic properties of Core P5. Classification of sediment color is the same as Core GC16. (c) Magnetic properties of Core P7. Classification of color of sediments are as follows. The darkest group (shaded by lines) is 5 GY 4/1 or 10 Y 4/2 (dark gray), middle group (dotted) is 7.5 Y 5/2 or 10 Y 5/1 (gray), and the lightest (open) is 10 YR 3/2 or 10 YR 3/4 (dark brown).

3.1.1 帯磁率

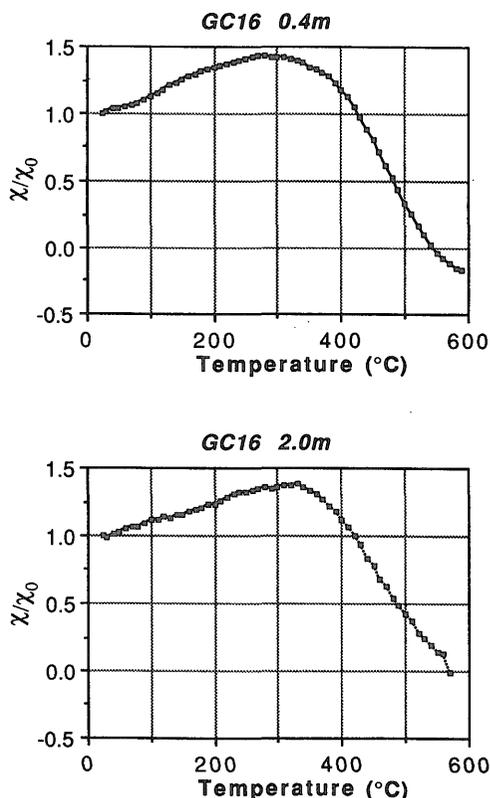
帯磁率は、印加磁場に対する誘導磁化の割合で、 $J = \chi H$ (χ : 帯磁率, J : 誘導磁化, H : 印加磁場) と表される。試料に含まれている磁性鉱物が同じならば、第一近似としてその量により変化する(厳密には粒径や磁性鉱物間の相互作用なども関与している)。測定には、Bartington M.S. 2 帯磁率計及び1インチ・コア用のセンサー(M.S. 2.B)を用い、採取した全試料(約2.5 cm 間隔)について行なった。交流誘導磁場の周波数は0.47 kHz、強度は0.1 mT である。測定値は試料単位体積当たりの c.g.s. 単位系で表す。

コア GC 16 及び P 5 では、帯磁率は約 $10 \sim 70$ ($\times 10^{-6}$ c.g.s.) の間で周期的に変化している(第3図(a), (b))。その変化のパターンは SPECMAP の酸素同位体比曲線(Imbrie *et al.*, 1984) に酷似しており、磁性鉱物の堆積が古気候の変化によって支配されていることを示唆している。この点については後でさらに議論する。コア P 7 の帯磁率変化は $20 \sim 70$ ($\times 10^{-6}$ c.g.s.) の範囲で波状に変化し、コア GC 16 及び P 5 に比べて変化のコア深度に対する周期が短い(第3図(c))。

3.1.2 帯磁率の温度による変化

堆積物中の磁性鉱物の種類を推定するため、コア GC 16 の深さ約 0.4 m と約 2.0 m の試料について、帯磁率の温度に対する変化を測定した。測定には Bartington M.S. 2 帯磁率計、水冷式センサー及び温度制御装置(M.S.2. W/F)を用いた。堆積物からの磁性鉱物の分離は行っていない。大気中で加熱を行ない、室温(約25°C)から約600°Cまで測定を行なった。

測定結果を第4図に示す。試料の体積を求めていないため、室温での帯磁率に対する相対的な変化で表現してある。図に示した2例共に、350°C 付近まで帯磁率は増加し(ホプキンソン効果, Dunlop, 1974)、その後減少して600°C 付近ではほぼ0となる(厳密に0になっていないのは測定機のドリフトのためである)。堆積物に含まれる可能性のある磁性鉱物としては、主に(チタノ)マグネタイト、ヘマタイト、ゲーサイト等の鉄水酸化物、ピロタイト等の硫化物がある。本研究の試料では300°C 付近には顕著な変化はないため、強還元的な環境下の堆積物に見られるピロタイト等の硫化物はほとんど含まれていないと解釈される。また、600°C 以上の成分がないことは、ヘマタイトの含有量が少ないことを示す。従って、主な磁性鉱物はマグネタイトであると推定される。海底堆積物においては、強還元的な環境を除き、磁性鉱物は一般的に Ti 含有量の少ない(チタノ)マグネタイ



第4図 温度による帯磁率の相対的变化。
Fig. 4 Relative variation of magnetic susceptibility with temperature.

トであることが知られている(Keen, 1960, 1963; Kobayashi & Nomura, 1974; Løvlie *et al.*, 1972)。カロリン海盆における結果は、これらの結論と同様である。

3.1.3 帯磁率と ARM の比及び帯磁率の周波数依存性

Banerjee *et al.* (1981) は、ARM と帯磁率を組み合わせることにより、堆積物試料中の磁性鉱物の平均的な粒径変化を容易に知ることができることを示した。すなわち、磁性鉱物をマグネタイトとした場合、SD (Single-domain, 単磁区) サイズ(粒径 0.03~0.15 μm の粒子, Dunlop, 1973; Butler and Banerjee, 1975) 以上の磁性鉱物については、ARM と帯磁率(χ)の比(ARM/χ)が大きいかほど粒径は小さい。

また、帯磁率は印加磁場の周波数が高くなるに従い、わずかながら減少する。この、帯磁率の周波数依存性は、試料に含まれている微細な SP (Super-paramagnetic, 超常磁性) 粒子(磁性鉱物をマグネタイトとした場合、

約 $0.03 \mu\text{m}$ 以下の粒子; Dunlop, 1973) の量に敏感なパラメータであり、帯磁率の周波数依存性が大きいことは、定性的には小さい粒径の磁性鉱物の割合が大きいことを示す (Bloemendal *et al.*, 1985).

従って、ARM と帯磁率 (χ) の比 (ARM/ χ) 及び帯磁率の周波数依存性が増加すれば、堆積物中の磁性鉱物の平均的な粒径が小さくなっていることを意味し、逆に減少すれば、平均的な粒径が大きくなっていることを意味する。

ARM は、3 軸回転式交流消磁装置 (夏原技研 DEM 8601) 内に設置したソレノイドコイル内に試料を置いて獲得させた。交流磁場の振動方向と同じ方向に直流磁場を発生し、直流磁場の強度は 0.1 mT 、交流磁場の強度は 95 mT である。試料 1 個おき (約 5 cm 間隔) に ARM を獲得させた。用いた堆積物試料では、 95 mT の交流磁場強度では ARM の獲得がほぼ飽和に達していることを、段階 ARM 獲得実験で確認した。獲得した ARM 強度の測定は、超伝導磁力計 (SCT 113) 及びスピナー磁力計 (夏原技研 SMM 85) を使用した。

帯磁率の周波数依存性は、 0.47 kHz (χ_L) 及び 4.7 kHz (χ_H) の 2 つの周波数の印加磁場で帯磁率を測定した結果より、 $\chi_{FD} = (\chi_L - \chi_H) / \chi_L \times 100 (\%)$ と定義した。本研究の堆積物程度の帯磁率では、周波数依存性の測定誤差は 1% 程度である。

コア P5 の ARM と帯磁率の比 (ARM/ χ) は、一部を除き $8 \sim 12$ の間を変化している (第 3 図 (b))。帯磁率の小さい部分が ARM/ χ の小さい部分、すなわち磁性鉱物の粒径の相対的に大きい部分に対応するように見えるが、両者の間には若干のずれ (深さ $20 \sim 40 \text{ cm}$ 程度) が認められる。第 3 図に矢印で示したように、ARM/ χ の極小の方がやや深いほうにずれている。帯磁率の周波数依存性は、その変化の大きさに対して測定誤差が大きいため、変化のパターンは明瞭でないが、ARM/ χ と調和的に変化するように見える (ARM/ χ が大きいとき帯磁率周波数依存性も大きい)。コア GC 16 の測定結果はコア P5 と良く似ているが、ARM/ χ が大きく減少する部分がある (深さ 4.7 m 付近) (第 3 図 (a))。この部分は帯磁率の特に小さな部分に対応し、磁性鉱物の粒径が特に大きくなっていることを示す。コア P7 では、ARM/ χ 及び帯磁率の周波数依存性の変化は、コア GC 16 及び P5 に比べて顕著である。ARM/ χ の値は、 $9 \sim 13$ の範囲内で変化する。ARM/ χ が大きい部分では帯磁率周波数依存性も大きい傾向にある。コア P7 ではコア P5 に見られるように、帯磁率の変化と ARM/ χ の変化の間に深さのずれ (40 cm 前

後) があり、ARM/ χ の方が深いほうにずれている。堆積物の色調は、帯磁率の大小よりも、ARM/ χ の大小によく対応している様に見える。ARM/ χ の小さい部分、すなわち磁性鉱物の粒径の大きい部分は、堆積物の色調が暗い色を示す部分にあたり、その逆に ARM/ χ の大きい部分 (磁性鉱物の粒径の小さい部分) は明るい色の部分にあたる (第 3 図)。

磁性鉱物の粒径の絶対値を精度良く求めるのは容易ではないが、ARM/ χ の値からおおまかな推定をすることはできる (King *et al.*, 1982)。3 本のコア試料の ARM/ χ は、ごく一部を除いて $8 \sim 13$ の範囲に入っている (第 3 図)。この値は、磁性鉱物の平均的な粒径が $0.1 \mu\text{m}$ 程度以下、すなわち SD 粒子であることを示唆する (King *et al.*, 1982)。本海域の試料の帯磁率の周波数依存性は平均 $2 \sim 3\%$ 程度と小さく、SP 粒子の含有量が比較的少ないことを示している。太平洋中緯度の遠洋性粘土 (赤色粘土) のような SP 粒子の多い試料では、周波数依存性は $7 \sim 8\%$ の値を示す (Yamazaki & Katsura, 1990)。これらのことは、本海域の堆積物の磁性鉱物の粒径はいくらか変化はあるものの、SD~PSD (Pseudo-single-domain, 疑似単磁区) サイズの範囲にあるものが多いことを示唆する。

3.2 地球化学的測定

3.2.1 酸素同位体比

コア P5 について酸素同位体比の測定を行なった。コア P5 を選択した理由は、他のコアと比較して有孔虫化石の含有量が多く、コア全体を通して比較的均一に産することによる。コア全体に比較的均一に産出する浮遊性有孔虫化石 *Pulleniatina obliquiloculata* の $500 \sim 625 \mu\text{m}$ 大のものを中心に 5 個体を 1 試料として、約 5 cm 間隔で測定を行なった (ただし、サイズ・個体数及び測定間隔等、産出状態不良の際は、条件に近いものを試料とした)。試料は、岩石磁気測定用試料から採取し、ピーカー内で過酸化水素水及び超音波で洗浄して 50°C で乾燥の後、上記の有孔虫を 10 倍及び 20 倍実体顕微鏡下で拾いだし、粉末にした。測定には、静岡大学のシステムを使用した。和田ほか (1982, 1984) の手法に従って、試料を燐酸と反応させて発生した CO_2 ガスを真空ライン中を液体窒素トラップ (77 K) で移動させ、アルコールトラップ (約 183 K)、*n*-ペンタントラップ (約 142 K) によって CO_2 ガス以外のガスを取り除いた後、精製した CO_2 ガスを質量分析計 MAT-250 に送り、同位体比を測定した。測定は、3 回の測定を 1 サイクルとし、3 サイクル行なった。また、各サイクル毎の

平均値を1データとして、3サイクルのデータの平均値を測定値として採用した。測定値は、国際標準ガス(PDB)に対する千分率で表す。

コア P5 の酸素同位体比(第5図)は、-1.5~1.5‰の間で周期性をもって変化する。この変化のパターンは、SPECMAP の酸素同位体比曲線の編成に使われたコア(V 28-238)を含む赤道太平洋域において測定された浮遊性有孔虫化石の酸素同位体比(Wu and Berger, 1991)と非常に良く似ている。これは、コア P5 で測定された変化が西カロリン海盆特有のものでなく、グローバルな変化と一致していることを意味する。

コア P5 の酸素同位体比の変化を SPECMAP のそれに対比して得られた年代は、コアの深さ 0.43 m が酸素同位体ステージ 2.2 (17.85 k.y.B.P.)、深さ 2.14 m がステージ 4.24 (70.82 k.y.B.P.)、深さ 4.08 m がステージ 6.2 (135.10 k.y.B.P.)、深さ 6.31 m がステージ 6.6 (183.30 k.y.B.P.)である(第5図)(酸素同位体ステージ番号及びその年代は Martinson *et al.*

(1987)による)。

3.2.2 炭酸カルシウム含有量の測定

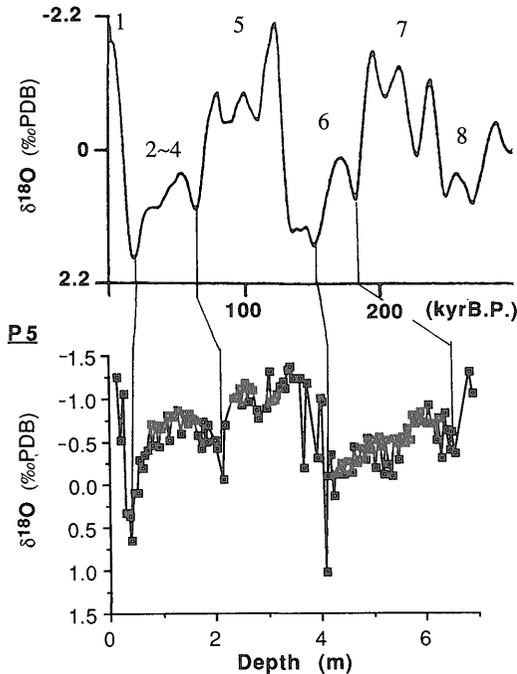
炭酸カルシウム含有量の測定は、コア GC 16 について約 10 cm 間隔で行なった。試料は、50℃で乾燥させた後、めのう乳鉢で粉砕したものを 110℃で乾燥させて作成した。この試料をピーカーに計りとり、1 N の硝酸 20 cc を加えて炭酸カルシウムの溶解を確認した後、これを 0.45 μm メッシュの濾紙で減圧濾過した。この酸処理した堆積物と濾紙を 50℃で乾燥させ、重量を測定した結果から、炭酸カルシウム含有量を算出した。計算式を、以下に示す。

$$\text{CaCO}_3 \text{ content (wt\%)} = (\text{Wtotal} - \text{W}) / \text{Wtotal} \times 100$$

(Wtotal: 堆積物の総重量, W: 酸処理後の堆積物の重量)

コア GC 16 の炭酸カルシウム含有量は、約10~35 (wt%)の間で波状の変化を示す(第6図)。大局的には帯磁率の変化と逆相関の関係にあるが、個々のピークについては必ずしも帯磁率変化と対応していない。

SPECMAP



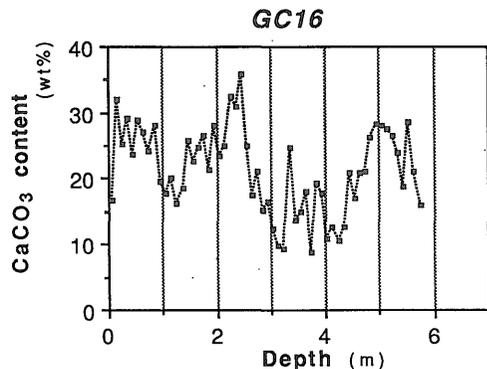
第5図 コア P5 の酸素同位体比測定結果と、SPECMAP の酸素同位体比曲線 (Imbrie *et al.*, 1984) との対比。

Fig. 5 Oxygen isotope ratio of Core P5 and correlation to the SPECMAP oxygen isotope stack (Imbrie *et al.*, 1984).

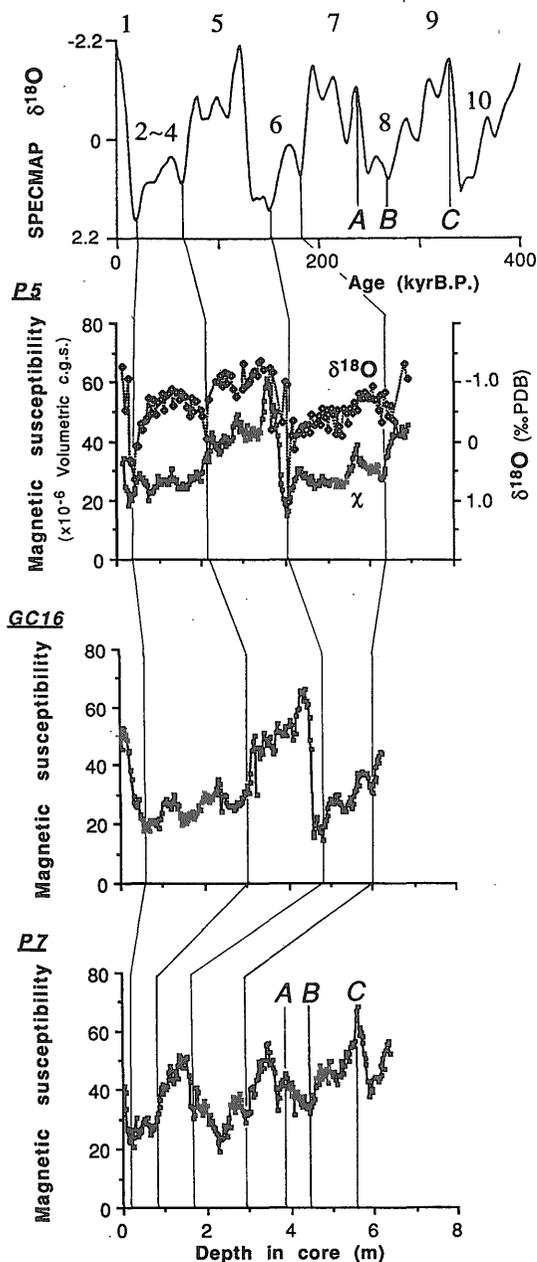
4. 議 論

4.1 コア間の対比及び年代、堆積速度

本研究で用いた柱状試料の帯磁率変化は周期的な変化を示し、コア間の対比が可能である(第7図)。さらに、これらの変化パターンは、氷床量の変化を示すと考えられる SPECMAP の酸素同位体比曲線に酷似している。コア P5 における酸素同位体比と帯磁率の測定結果の比較は、両者の間に時間的なずれがほとんどなく、時間的に一致した対応関係にあることがわかる(第7図)。帯磁率の高い部分は間氷期、帯磁率の低い部分は氷期に



第6図 コア GC 16 の炭酸カルシウム含有量(重量%)。 Fig. 6 Calcium carbonate content (weight %) of Core GC 16.



第7図 帯磁率変化によるコア間の対比及び帯磁率変化と酸素同位体比曲線の対比。

Fig. 7 Correlation of cores using magnetic-susceptibility variation, and correlation with oxygen isotope curve.

対応する。この一致が偶然であるとは考えにくく、共通した古気候変化に起因するものと考えられる。酸素同位体比曲線と相関する帯磁率変化は、従来にも報告例はあ

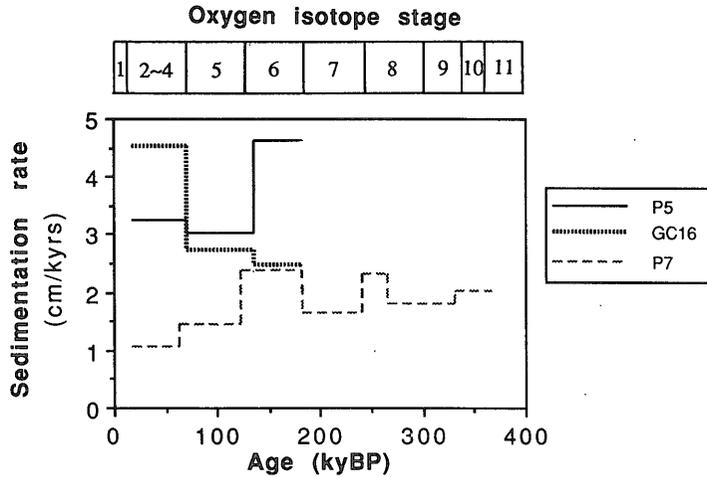
るものの (Kent, 1982; deMenocal *et al.*, 1991 等), これほど見事な一致は前例がない。酸素同位体比と逆相関するパターン (酸素同位体比曲線は普通値の低いほうを上にするため、図では見かけ上同じ形になっている) は、Kent (1982) による太平洋での予想と一致しており、彼の南インド洋での結果とは逆である。

酸素同位体比の測定結果から、コア P5 の最下部はおそらく酸素同位体比ステージ 7.2 (200.57 k.y.B.P., Martinson *et al.*, 1987) またはその直前に相当し、コア全体の平均堆積速度は約 3.5 cm/ky となる。第7図に対比線で示すように、コア P5 における酸素同位体比と帯磁率との対比 (上部より、酸素同位体比ステージ 2.20 (17.85 k.y.B.P., Martinson *et al.*, 1987), 4.24 (70.82 k.y.B.P.), 6.20 (135.10), 6.60 (183.30)), 及び各コア間の帯磁率による対比に基づき、各コアの年代を決定した。コア P7 では、酸素同位体比ステージ 6.60 に対応する層準以深は帯磁率変化が SPECMAP の酸素同位体比曲線に直接対比できるものとして、第7図の A, B, C のように対比した、コア GC16, P7 の最下部の年代及び全体の平均堆積速度は、コア GC16 では酸素同位体比ステージ 7.1 (193.07 k.y.B.P., Martinson *et al.*, 1987), 平均堆積速度約 3.2 cm/ky, コア P7 では酸素同位体ステージ 11.1 (368.00 k.y.B.P., Imbrie *et al.*, 1984), 平均堆積速度約 1.7 cm/ky となる。石灰質ナノ化石の微化石層序から与えられた年代 (田中, 1992) は、この結果と矛盾しない。これらのコアの平均堆積速度は、陸域に近いほど、また水深の浅いほど速くなっている。また、コア P5 の最上部はコア採取の際に失われていると推定される。コア P7 の最上部も乱されている可能性がある。一般にピストン・コアはグラビティ・コアに比べて表層部が失われる可能性が大きい。

上記の対比に基づいて年代を決定した層準の間は堆積速度が一定であると仮定して、堆積速度の年代による変化を求めた (第8図)。酸素同位体比ステージ番号 5, 7 及び 9 にあたる間氷期の方が氷期よりも堆積速度が小さい傾向にある。コア最表層は乱れている可能性があり堆積速度を精度良く求められないので、第8図より除いてある。

4.2 酸素同位体比と相関する帯磁率変化の原因

西カロリン海盆の堆積物では、大局的には氷期には含水比が大きく間氷期は小さい (西村・池原, 1992)。帯磁率と堆積物の乾燥密度 (dry bulk density) は比例関係にあるが、第7図の対比に基づき氷期と間氷期に分



第8図 平均堆積速度の年代による変化. 帯磁率と酸素同位体比曲線の対比より求めた, 深さと年代の関係(第7図)を用いた.

Fig. 8 Variation of average sedimentation rate with time. Depth-age relationship from the susceptibility- $\delta^{18}\text{O}$ correlation shown in Fig. 7 were used.

類すると, 氷期と間氷期では比例係数が異なっている(第9図). これは, 乾燥成分中の磁性鉱物の含有率が, 氷期・間氷期で異なっていることを意味し, 帯磁率の変化は含水比の変化だけでは説明できないことを示している.

帯磁率が磁性鉱物の量を表すと仮定して, 第8図に示した平均堆積速度を用いて, 磁性鉱物のフラックスの変化を求めた(第10図). 短周期の変化は, 平均堆積速度を用いていることによる見かけのもので, 第8図の区分より短周期の堆積速度の変化があったとしても評価できないことによる. 第10図は, 帯磁率でみられた氷期と間氷期の間の大きな変化が, フラックスでは小さくなる傾向にあることを示している. つまり, 磁性鉱物の供給は古気候の変化によってあまり影響されないことを意味する. コア GC16 では, 最終氷期と最終間氷期の間のフラックスはほぼ一定になっているが, 約4.5 m 付近で大きな不連続が残っている. これは, 最下部の年代対比がむずかしいことによる堆積速度の見積りの誤りに起因するのかもしれない. 一方, コア P5 及び P7 では, 最終氷期だけフラックスがやや小さくなっている. これらのコアでは, 最表層が乱されていることにより堆積速度の見積りに誤差が大きいのかも知れない.

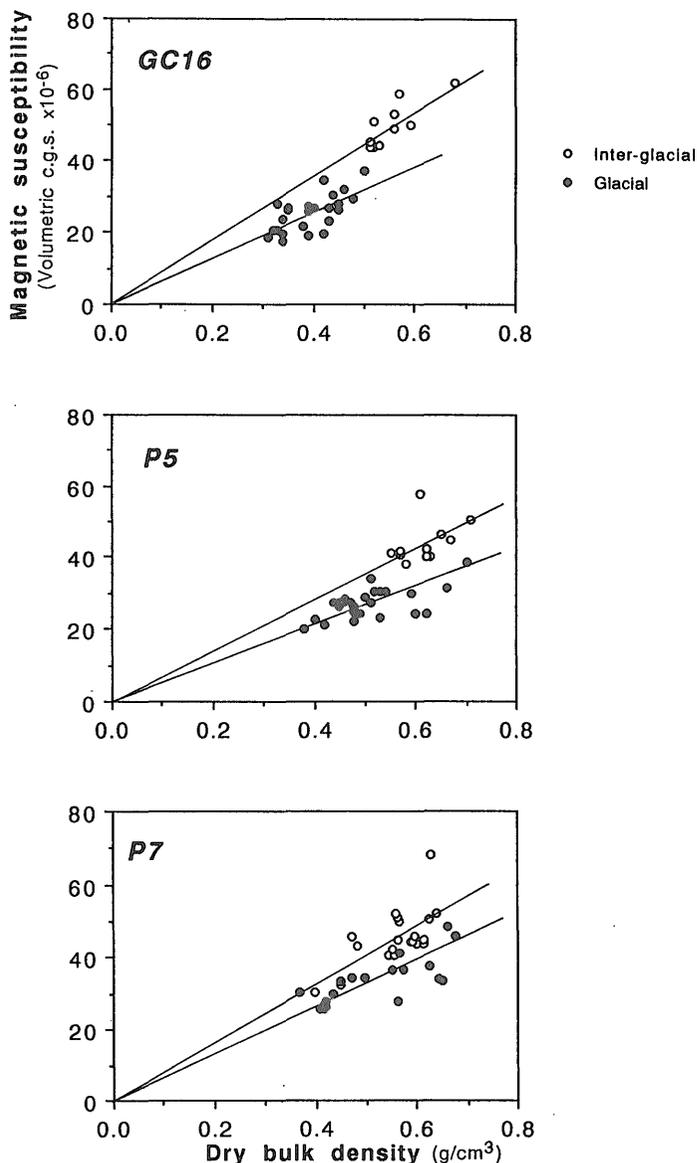
以上より, 西カロリン海盆の帯磁率変化は, 磁性鉱物以外の成分の量が古気候変化に伴って変化することにより生じていると考えられる. すなわち, Kent (1982) の希釈効果と同じメカニズムである. コア GC16 の炭

酸カルシウム含有量測定結果(第6図)と, コア GC16, P5 間の帯磁率による対比(第7図)は, 炭酸カルシウム(大部分が生物起源カルサイトと考えられる)の含有量が, 氷期に少なく間氷期に多いことを示している. このことは, 磁性鉱物の含有量を希釈する成分として, 炭酸カルシウムが大きく関与していることを示す. しかし, 炭酸カルシウム含有量の変化と帯磁率の変化は完全な逆相関関係にあるわけではなく, 炭酸カルシウム含有量の変化だけでは帯磁率の変化を説明できない. 古気候変化に伴い, 生物起源シリカ含有量も変化すると考えられ, これも帯磁率変化に寄与している可能性は高い. 実際, スミアスライドの観察結果では, 生物起源シリカの含有量も間氷期より氷期に多い傾向にある(第2図). しかし, より精密な議論を行なうためには, 生物起源シリカ含有量をより正確に求める必要がある.

4.3 磁性鉱物の起源

堆積物の磁性鉱物の起源としては, 主に, 河川などを通じて海底に供給される陸源物質, エオリアンダスト(これも陸源であるが, ここでは独立に扱う), 生物起源マグネタイトが考えられる. カロリン海盆堆積物の磁性鉱物の起源について, 以下に考察する.

エオリアンダストのフラックスは気候変動に伴い一般に大きく変化することが知られている(Rea, 1990). しかし, この海域の磁性鉱物のフラックスは, 氷期と間氷期で大差ないと考えられる. さらに, 本海域は赤道無



第9図 堆積物の帯磁率と乾燥密度の関係。白丸は間氷期の堆積物、黒丸は氷期の堆積物。

Fig. 9 Relation between magnetic susceptibility and dry bulk density of sediments. Open circles are inter-glacial sediments, and solids are glacial sediments.

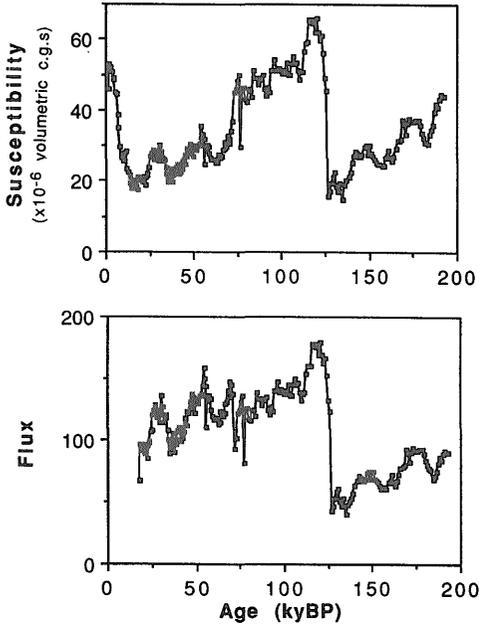
風帯にあたるため、エオリングストの供給量は小さいと考えられる。従って、エオリングストが磁性鉱物の主な起源とは考えにくい。

陸源性堆積物のフラックスも、気候変動に伴い変化すると考えられる。すなわち、間氷期には海水準上昇により大陸棚の面積が広くなり、深海底への堆積物の供給量は減少する。逆に、氷期には海水準低下により大陸棚の

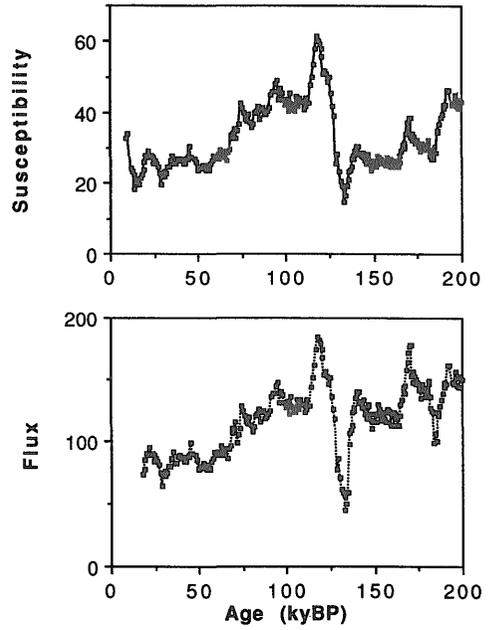
面積が狭くなるために、深海底への堆積物の供給量は増加する。従って、磁性鉱物が主に陸源性堆積物とすると、磁性鉱物のフラックスがあまり変化しないことと矛盾する。

Blakemore (1975) は、現生の走磁性バクテリアがSDサイズのマグネタイトを合成することを示した。Towe & Moench (1981) 及び Kirschvink & Chang

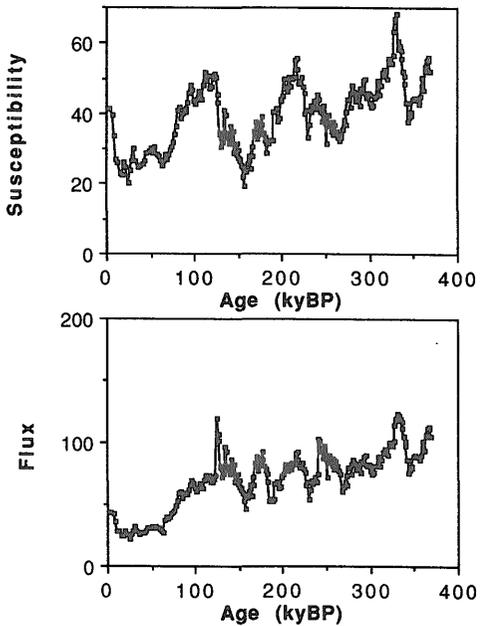
(a) GC16



(b) P5



(c) P7



第10図 堆積物中の磁性鉱物の含有量が帯磁率で表されると仮定して求めた、磁性鉱物のフラックスの年代による変化。帯磁率と酸素同位体比曲線の対比によるコアの年代(第7図)及び平均堆積速度(第8図)を用いた。

Fig. 10 Variation of magnetic flux with time assuming that concentration of magnetic minerals in sediments is represented by magnetic susceptibility. Ages of the cores (Fig. 7) and average sedimentation rates (Fig. 8) determined by the susceptibility- $\delta^{18}O$ correlation were used.

(1984) は、バクテリア起源のマグネタイトが堆積物の残留磁化のキャリアーとして重要である可能性を指摘した。さらに、Petersen *et al.* (1986) による海底堆積物からのバクテリア起源のマグネタイトの化石の発見以来、世界各地の海底堆積物からバクテリア起源のマグネタイトが発見されており (Vali *et al.*, 1987; Yamazaki *et al.*, 1991; 赤井, 1991; 佐藤ほか, 1991), 海底堆積物において、生物源のマグネタイトがかなり一般的であると考えられる。本海域の磁性鉱物の粒径は、主に SD~PSD サイズであり、生物源マグネタイトの粒径に近い。従って、本海域の堆積物の磁性鉱物は、主に磁性バクテリア起源である可能性がある。磁性バクテリアの古生態についてはほとんど研究されておらず、気候変化またはそれに伴った環境変化によって、磁性バクテリア起源のマグネタイトの供給量が変化するかどうかは不明である。

4.4 磁性鉱物の粒径変化の成因

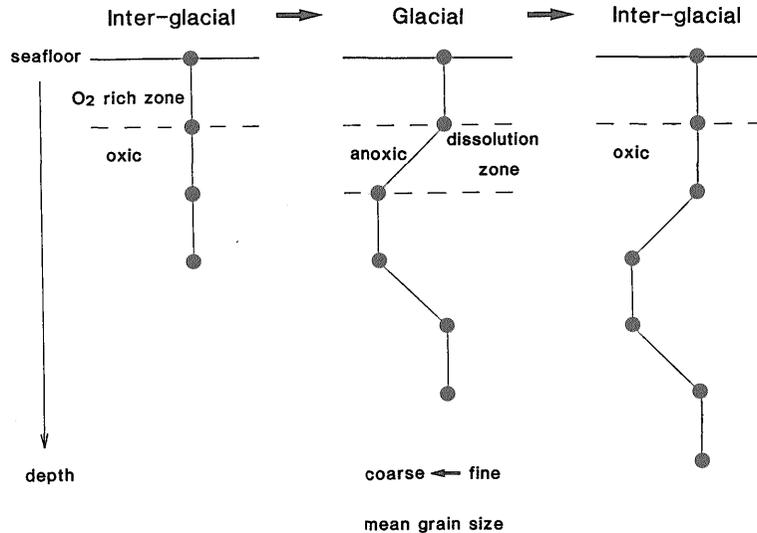
磁性鉱物の粒径変化は、古気候変化を反映する帯磁率変化とは時間的にずれを伴って変化している。供給される磁性鉱物の粒径が、気候変動に伴って変化しているのならば、その変化は帯磁率の変化と時間的に一致するはずである。しかしながら、両者の変化の間に時間的なずれを伴っていることは、供給される磁性鉱物の粒径変化とは考えにくく、その粒径変化は堆積後の続成作用の過

程で形成されたものであると考えられる。

堆積物の色の変化は、堆積時、または堆積後の間隙水の溶存酸素量を反映していると考えられ、5 Y 4/1 に代表される明るい色は酸化的、5 Y 3/1 に代表される暗い色はやや還元的な環境を示す。さらに、生物擾乱は明るい色の部分に卓越しており、明るい色が酸化的な環境を示すことを支持する。帯磁率の周波数依存性及び ARM/ χ から推定される磁性鉱物の粒径の小さい部分は比較的明るい色を示し、粒径の大きい部分は比較的暗い色を示す。このことは、磁性鉱物の粒径変化が、間隙水の溶存酸素量と密接な関係をもっていることを示唆する。

一方、マグネタイトが還元的な環境下で溶解することは、Karlin & Levi (1983), Channell & Hawthorne (1990) で報告されている。その溶解は、体積に対する表面積の割合の大きい粒子ほどその進行が速くなる。つまり、みかけ上、小さい粒子が選択的に溶解することになる。小さい粒子 (例えば SP 粒子) の選択的な溶解が起こると、ARM/ χ や帯磁率の周波数依存性で示される平均粒径は大きくなることになる。従って、磁性鉱物の平均粒径の変化は、間隙水の溶存酸素量の変化によって、磁性鉱物の溶解の度合いが変化すると考えれば説明できる。

帯磁率の変化と磁性鉱物の粒径変化の間に深さのずれが形成されることについて、1つのモデルを考察した



第 11 図 帯磁率変化と磁性鉱物の粒径変化に時間差が形成されることを説明するモデル。

Fig. 11 A schematic model explaining time difference between magnetic susceptibility variations and magnetic grain-size changes.

(第 11 図). 堆積物の表層は, 溶存酸素に富んだ底層水の影響で, 非常に酸化環境にある. その溶存酸素量の多いゾーンでは, 溶存酸素が有機物の分解に使われるため, 磁性鉱物の溶解は生じない. 生物起源粒子の割合(帯磁率の大小)が堆積物表層の有機物の含有量を反映していると仮定し, 間氷期(あるいは, 氷期の中でも相対的に温暖な時期)には, 堆積物中の有機物含有量が少ないため間隙水の溶存酸素量が多く, 深くまで酸化環境になっていると考える. そのため, 磁性鉱物の溶解は生じないと考える. 氷期(あるいは, 間氷期中の相対的に寒冷な時期)には, 堆積物表層の有機物含有量の増加に伴い, その分解に溶存酸素が使われ, 堆積物は最表層を除き還元環境になる. そのため, 堆積物表層の溶存酸素量の多いゾーンの下に磁性鉱物の溶解を生じさせるゾーンが形成されると考える. このゾーンでは, 磁性鉱物の細かい粒子の選択的な溶解によって, その平均粒径は大きくなる. また, そのゾーンより下位の層準では, さらに還元環境にあると考えられる. しかし, その深度に達するまでに有機物の大部分が分解されており, 有機物の分解に要する酸素を必要としないことから, 磁性鉱物の溶解は生じないと考える. その後再び間氷期になると, 磁性鉱物の溶解を生じさせるゾーンは消滅し, 磁性鉱物の粒径変化は生じなくなる. このモデルは, 初期続成作用における磁性鉱物の変化を考察するうえで興味深い.

4.5 古環境変化と岩石磁気的変化: まとめ

西カロリン海盆の古環境の変化と堆積物の岩石磁気的変化は, 次のようにまとめられる(第 2 表).

西カロリン海盆の海底では, 氷期には間氷期より石灰質成分をはじめとする生物起源粒子の供給量は増加する. そのため, 堆積速度は速くなる. 磁性鉱物のフラックスは古気候の変化にあまり影響されず, 生物起源粒子による希釈効果で帯磁率は低くなる. また, 堆積物表層の有機物の含有量が多いことから, その分解に溶存酸素が使われ, 間隙水の溶存酸素量は少なくなる. 従って, 還元環境になり, 堆積物の色は暗くなり, 生物擾乱は少なくなる. 還元的な環境下では, 相対的に小さい粒径の磁性鉱物の選択的な溶解が起こり, 磁性鉱物の平均的な粒径は大きくなる. 一方, 間氷期には, 磁性鉱物のフラックスはあまり変化しないが, 生物起源粒子が減少して, 堆積速度が減少し, 相対的に帯磁率が大きくなる. 表層堆積物は酸化環境となって明るい色を示し, 磁性鉱物の溶解は生じない.

謝辞: 本論文は井岡が愛媛大学修士論文として行なった研究をもとにしており, 愛媛大学水野篤行教授に終始御指導をいただいた. 地質調査所西村昭博士には, 堆積物全般について御教示いただいた. 静岡大学新妻信明教授には, 質量分析計の使用を許可していただき, 議論していただいた. 東京大学海洋研究所の岡田誠博士, 広島大学の瀬戸浩二博士には酸素同位体比測定を御指導いただいた. 地質調査所川幡穂高博士には炭酸カルシウム含有量の測定を, 同・池原研博士には含水比について, 田中裕一郎博士には石灰質ナンノ化石年代について御教示いただいた. 竹下徹, 岡本隆両博士をはじめとする愛媛大学の方々及び地質調査所海洋地質部の方々には, 本研究を進めるに当たり日頃から御助言, 御議論をいただき

第 2 表 西カロリン海盆堆積物に見られる氷期-間氷期変化

Table 2 Summary of glacial-interglacial changes in the West Caroline Basin.

Item	Glacial	Interglacial
Magnetic susceptibility	Low	High
Flux of magnetic minerals	Const.	Const.
Magnetic grain size	Coarse	Fine
Sedimentation rate	High	Low
CaCO ₃ content	High	Low
Water content	High	Low
Color of sediments	Dark	Light
O ₂ in pore water	Poor	Rich
Bioturbation	Few	Many

た。白嶺丸 NH 90-1航海乗船研究者及び乗組員一同には、試料の採取等に関し御助力いただいた。以上の方々に、深く感謝の意を表す。本研究は、工業技術院特別研究「物質循環に関わる海洋地質学的研究」及び、新エネルギー・産業技術総合開発機構が(株)関西総合環境センターに委託し実施している「海洋中の炭素循環メカニズムの調査研究」の一環として行なわれたものである。

文 献

- 赤井純治 (1991) 電顕による biogenic magnetite の検索：佐渡周辺海域の試料について (予報)。工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」平成 2 年度研究概要報告書，工業技術院地質調査所，p. 153-157.
- Banerjee, S.K., King, J. and Marvin, J. (1981) A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 8, p. 333-336.
- Berger, W.H. (1974) Deep-sea sedimentation. In C.A. Burk and C.L. Drake eds., *The geology of continental margins*. Springer-Verlag, New York, p. 213-241.
- Blakemore, R. (1975) Magnetotactic bacteria. *Science*, vol. 190, p. 377-379.
- Bloemendal, J. and deMenocal, P. (1989) Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurement. *Nature*, vol. 342, p. 897-900.
- , Barton, E. and Radhakrishnamurthy, C. (1985) Correlation between Reyleigh loops and frequency-dependent and quadrature susceptibility: application to magnetic granulometry of rocks. *J. Geophys. Res.*, vol. 90, p. 8789-8792.
- , Lamb, B. and King, J. (1988) Paleoenvironmental implications of rock-magnetic properties of late Quaternary sediment cores from the eastern equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, vol. 3, p. 61-87.
- Butler, B.F. and Banerjee, S.K. (1975) Theoretical single-domain grain size range in magnetite and titanomagnetite. *J. Geophys. Res.*, vol. 80, p. 4049-4058.
- Cannell, J.E.T. and Hawthorne, T. (1990) Progressive dissolution of titanomagnetites at ODP Site 653 (Tyrrhenian Sea). *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 96, p. 469-480.
- deMenocal, P., Bloemendal, J. and King, J. (1991) A rock-magnetic record of monsoonal dust deposition to the Arabian Sea: Evidence for a shift in the mode of deposition at 2.4 Ma. In *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 117, College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 389-407.
- Dunlop, D.J. (1973) Superparamagnetic and single-domain threshold sizes in magnetite. *J. Geophys. Res.*, vol. 78, p. 1780-1793.
- (1974) Thermal enhancement of magnetic susceptibility. *J. Geophys.*, vol. 40, p. 439-451.
- Hays, J.D., Saito, T., Opydyke, N.D. and Burckle, L.H. (1969) Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 80, p. 1481-1514.
- Heller, F., Liu, X., Liu, T. and Xu, T. (1991) Magnetic susceptibility of loess in China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 103, p. 301-310.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J. (1984) The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In A.L.

- Berger *et al.*, eds., *Milankovitch and Climate, Part 1*, D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, p. 269-305.
- Karlin, R. and Levi, S. (1983) Diagenesis of magnetic minerals in recent haemipelagic sediments. *Nature*, vol. 303, p. 327-330.
- Keen, M.J. (1960) Magnetization of sediment cores from the eastern Atlantic Ocean. *Nature*, vol. 187, p. 220-222.
- (1963) The magnetization of sediment cores from the eastern basin of the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, vol. 10, p. 607-622.
- Kent, D.V. (1982) Apparent correlation of palaeomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments. *Nature*, vol. 299, p. 538-539.
- King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J. and Özdemir, Ö. (1982) A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 59, p. 404-419.
- Kirschvink, J.L. and Chang, S.-B.R. (1984) Ultrafine-grained magnetite in deep-sea sediments. *Geology*, vol. 12, p. 559-562.
- Kobayashi, K. and Nomura, M. (1974) Ferromagnetic minerals in the sediment cores collected from the Pacific Basin. *J. Geophys.*, vol. 40, p. 501-512.
- Kukla, G., Heller, F., Liu, X.M., Xu, T.C., Liu, T.S. and An, Z.S. (1988) Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, vol. 16, p. 811-814.
- Løvlie, R., Lowrie, W. and Jacobs, M. (1972) Magnetic properties and mineralogy of four deep-sea cores. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 15, p. 157-168.
- 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 ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, vol. 27, p. 1-29.
- 西村 昭・池原 研 (1992) NH 90-1 航海の表層堆積物 —フィリピン海及び西カロリン海盆の堆積物—。工業技術院特別研究「物質循環に関わる海洋地質学的研究」平成2年度研究概要報告書, 地質調査所, p. 87-133.
- Petersen, N., von Dobeneck, T. and Vali, H. (1986) Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean. *Nature*, vol. 320, p. 611-615.
- Rea, D.K. (1990) Aspects of atmospheric circulation: the Late Pleistocene (0-950,000 yr) record of eolian deposition in the Pacific Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, vol. 78, p. 217-227.
- 佐藤高晴・中井信之・小林和男・赤井純治 (1991) バクテリア起源の磁性鉱物量変動による深海堆積物柱状試料間の詳細な対比。日本地質学会第98年学術大会講演要旨, p. 360.
- 佐藤時幸・高山俊明 (1988) 石灰質ナンノプランクトンによる第四系化石帯区分。地質学論集, no. 30, p. 205-217.
- Tanaka, K. and Katada, M. (1969) Color index. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 20, p. 509-510.
- 田中裕一郎 (1992) 北西太平洋 (NH 90-1 航海) で採取された柱状試料の石灰質ナンノ化石年代。工業技術院特別研究「物質循環に関わる海洋地質学的研究」平成2年度研究概要報告書, 地質調査所, p. 165-167.
- Thompson, R., Bloemendal, J., Dearing, J.A., Oldfield, F., Rummery, T.A., Stober, J.C. and Turner, G.M. (1980) Environmental applications of magnetic measurements. *Science*, vol. 207, p. 481-486.

- Thompson, R. and Oldfield, F. (1986) *Environmental magnetism*. Allen & Unwin, London, 227 p.
- Towe, K.M. and Moench, T.T. (1981) Electron-optical characterization of bacterial magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 52, p. 213-220.
- Vali, H., Förster, O., Amarantidis, G. and Petersen, N. (1987) Magnetotactic bacteria and their magnetofossils in sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 86, p. 389-400.
- 和田秀樹・藤井 昇・新妻信明 (1984) MAT 250 による超微量炭酸ガス試料の安定同位体比測定法. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 10, p. 103-112.
- ・新妻信明・斉藤常正 (1982) 超微量試料による炭素・酸素同位体比の測定について. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 7, p. 35-50.
- Wu, G. and Berger, W.H. (1991) Pleistocene $\delta^{18}\text{O}$ records from Ontong-Java Plateau: effects of winnowing and dissolution. *Mar. Geol.*, vol. 96, p. 193-209.
- Yamazaki, T. and Katsura, I. (1990) Magnetic grain size and viscous remanent magnetization of pelagic clay. *J. Geophys. Res.*, vol. 95, p. 4373-4382.
- , ——— and Marumo, K. (1991) Origin of stable remanent magnetization of siliceous sediments in the central equatorial Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 105, p. 81-93.

(受付: 1992年5月6日; 受理: 1992年7月1日)