

南極ウィルクスランド沖とデュモンデュルビル海の 海底堆積物コア試料中の磁性鉱物について

中井睦美^{*1}, 森尻理恵^{*2}, 上野直子^{*3}, 荻島智子^{*4}

^{*1}大東文化大学, ^{*2}産業技術総合研究所, ^{*3}東洋大学, ^{*4}目白学園

Magnetic minerals in sediment core samples from off Wilkes Land and Dumont d'Urville Sea, Antarctica

Mutsumi NAKAI^{*1}, Rie MORIJIRI^{*2}, Naoko UENO^{*3}, Tomoko OGISHIMA^{*4}

^{*1}Daito-Bunka University, ^{*2}Geological Survey of Japan

^{*3}Toyo University, ^{*4}Mejiro Gakuen

1. はじめに

地質時代の地球の環境変動を左右する要因は、非常に複雑で多岐にわたることが予想される。その一つとして、近年、北極海域の深層水の潜り込みが注目されている。極域の海水は凍ることによって塩分を海中に放出し、それによって海水の塩分濃度が増加し、密度が上昇し、深層へと潜り込み、汎世界的な海洋底層流を形成すると考えられている。この底層流は、赤道地域の暖かい水と極域の冷水の間でエネルギーを循環させ、地球の気候を一定に保つ重要な役割を果たす。この汎地球規模の底層流のサーキュレーションが停止した場合は、地球規模の気候変動につながるといわれている。このサーキュレーションの停止のトリガーとなるのが、温暖化による極域の氷床の大量融解であるとされている。すなわち、温暖化による氷床の融解が多くの淡水を海水に供給することとなり、海水の塩分濃度を低下させ、その結果として極域の冷水（高密度水）の沈み込みが停止し、サーキュレーションを停止させると言う理論である。そのため、両極域の氷床の消長と汎地球規模の古気候変動との関連が、重要な課題となってきた。

一方、極域の氷床変動に関しては、地球の平均気温が上昇しても、単純にすべての地域で氷床が減少するわけではないことが知られており、氷床の発達には海流の作用などの影響もあり、地域性があることが予想される。すなわち、古気候の解明を行うためには、極域の広範囲での多くのデータの蓄積が必要となる。

極域の気候変動の解明に有効なデータは、氷床の氷の中に閉じ込められた過去の大気の実験や、極域の海洋堆積物に残された地質学的情報から得られる。前者についてはグリーンランドや南極

氷床の氷床コアの解析から多くのデータが提供された。後者についても、多くのデータが蓄積されつつあるが、氷に閉ざされた中での掘削作業が困難なこともあって、極域では氷床のない海域ほどのデータはまだ蓄積されていない。特に南極大陸周辺は、北極周辺域に比較しても、地質学的データは少ない。そこで筆者らは、すでに旧石油公団が採取していた南極周辺海域の堆積物コアに注目し、それらの堆積物について、古地磁気学的岩石磁気学的手法を用い、コア採取時に行われなかった手法も適応して、再度解析することにした。

古地磁気学的研究、あるいは岩石磁気学的研究を進めるにあたって、もっとも重要な基本事項の一つに、堆積物中の磁性鉱物の決定という課題がある。磁性鉱物が何であるかによって、自然残留磁化が信頼できるかどうか、初生的な磁化かどうか、その鉱物の担う磁性が堆積物の何を表すのかなどが異なってくる。さらに磁性鉱物の粒度が、残留磁化の安定に関わってくる。そこで、本研究では、ほぼ同条件と推測される限定した海域における8本の堆積物コアについて、磁性鉱物の検討を、岩石磁気学的手法を用いて行った。

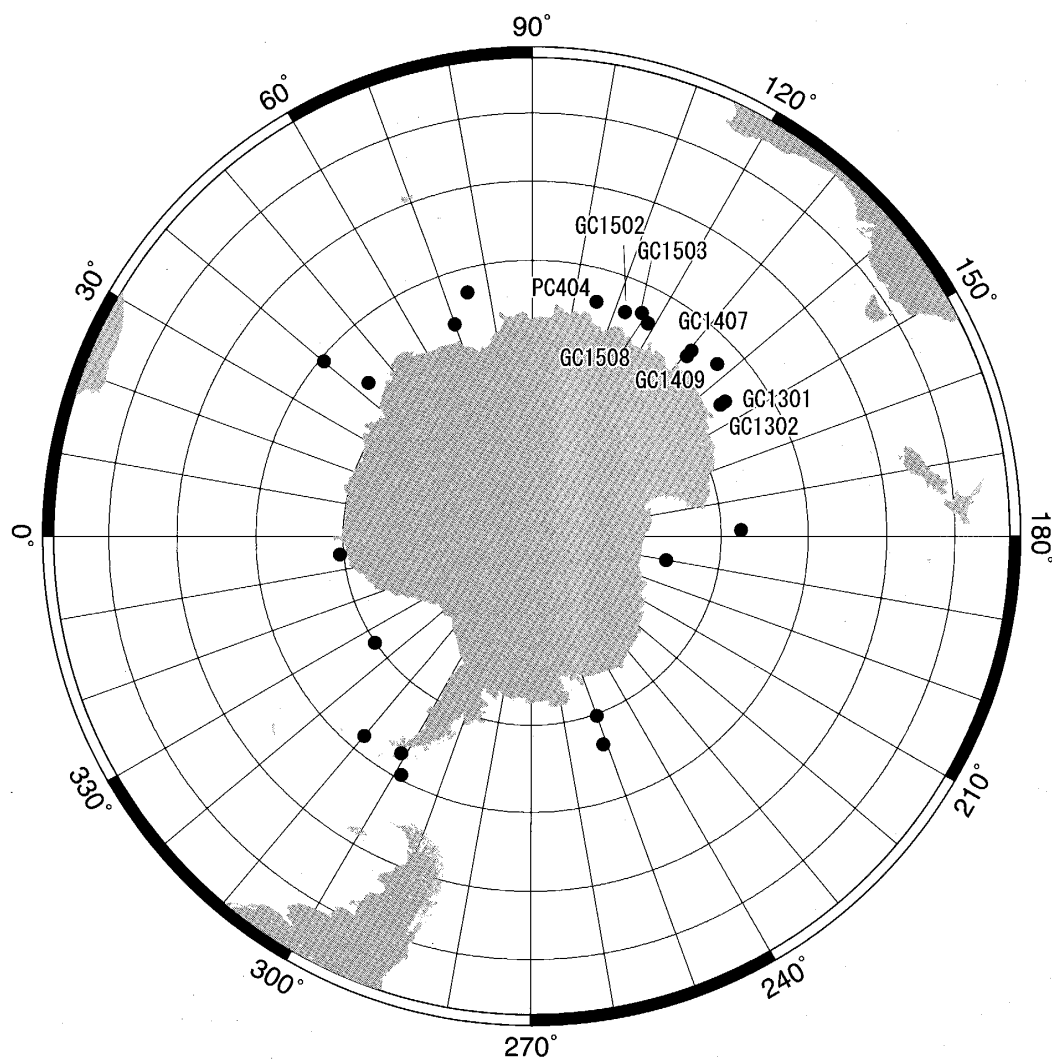


図1 堆積物コア採取位置図

黒丸は、同じ研究グループで調査中のコア採取位置であり、番号を明記しているコアが、本研究で使用したコアである。

2. 試料

筆者らは図1に●で示したコアに関して、調査をおこなっているが、本報告ではそのうち図1に番号を示した、ウィルクスランド沖およびデュモンデュルビル海（国立極地研究所の命名に準じる）の8本のコアから得られたデータに関してのみ報告する。本報告に用いた堆積物コアは、再測定をおこなった時点で、古いものは採取から20年以上経過していたが、堆積物の岩石磁気物性に関しては、相対的な強弱の変化にまで大きな影響を及ぼすような変化はなかった（森尻ほか，2005）。本報告で扱うコアは、Th83航海のPC404コア（経度105.1532E，南緯63.9362S，水深3536m長さ約8m），Th92航海のGC1301コア（経度145.017E，南緯64.829S，水深3341m長さ約5m），GC1302コア（経度144.992E，南緯65.485S，水深2537m長さ約5m），Th93航海のGC1407コア（経度130.518E，南緯63.749S，水深3687m長さ約5m），GC1409コア（経度1130.498E，南緯64.5825S，水深1318m長さ約5m），Th94航海のGC1502コア（経度112.340E，南緯63.990S，水深2656m長さ約4m），GC1503コア（位置115.995E，63.292S，水深3368m長さ約5m），GC1508コア（位置118.438E，63.999S，水深3232m長さ約5m）である。

これらの試料は、コア採取ののち密閉され冷蔵庫で保管されたものを室温保管に移行した後1年以内に採取した。採取時には、堆積物は充分湿潤であった。古地磁気用、岩石磁気用試料は、夏原技研製容量7ccのプラスチックキューブを使用して、できるだけ連続的に、定方位採取をおこなった。

3. 測定

岩石磁気をにう強磁性鉱物の決定には、やはり岩石磁気学的手法を用いる。岩石学的手法（x線マイクロアナライザーのような化学的解析法）だけでは、岩石磁気にもっとも影響を及ぼす数ミクロン以下の微小な磁性鉱物の特性について、正確な把握をするのは難しい。筆者らは、以下のような岩石磁気学的測定法を選択した。

磁性鉱物の決定にも、有効な古地磁気データかどうかの判定にも適応できる手法として、段階交流消磁テストがある。筆者らは、各コアから得たパイロット試料について、高知大学海洋コア総合研究センターの超伝導磁力計（2G760R）を用いて、80mT（図では $800 \times 10^2 \mu\text{T}$ と表示）まで段階交流消磁をおこなった。交流消磁磁場は、0から40mTまでは5mT置きに段階的に上昇させ、40mT以上は、50mT，60mT，80mTと上昇させて消磁をおこなった。

保磁力の大きさを可視的に判断する手法として、等温残留磁化の段階付加テストを行った。IRMの付加には、京都大学と高知大学海洋コア総合研究センターのパルス磁化装置（MMPM10）を用い、測定には同大学および研究所の夏原技研スピナー磁力計を用いた。等温残留磁化段階付加は、パルス磁化装置の外部磁場が0－100mTの範囲は、5あるいは10mTおきといった細かい

段階で、100–1000mT の範囲は50, 100, 200mT おきと順次段階付加磁場強度の間隔を大きくし、すべての試料について残留磁化がほぼ飽和しているのを確かめて、1000mT 以上は500mT おきに、最高2500mT までパルス磁場を上昇させた。

磁性鉱物の決定には、熱磁化分析が欠かせない。本研究では、室温からキュリー温度近辺までの飽和磁化の高温熱磁化分析を、東洋大学の振動型磁力計（VSM）を用いて行った。この測定は、真空中（ 4×10^{-4} Pa）で行い、外部定磁場は1 T、温度範囲は25–700℃である。また、高知大学海洋コア総合研究センターのMPMSを用いて、極低温から室温までの等温残留磁化の低温磁化分析を行った。測定の雰囲気は真空中で、10K の温度・1 T の磁場で試料を磁化し、その後外部磁場を0 にして室温（300K）まで2 K/分の割合で温度を上昇させ、2 K おきに残留磁化を測定した。

残留磁化の安定性に関する調査として、磁性鉱物の粒度や磁区構造の推定を行うため、京都大学のAGM（model2900-02）を使用して、パイロット試料のヒステリシス特性を測定した（磁場は ± 1 T）。

4. 測定結果

（1）段階交流消磁結果

段階交流消磁結果は、残留磁化強度消磁曲線、残留磁化方位消磁曲線、ザイダーヴェルド図を作成して検討した。図2は代表的なパイロット試料の段階交流消磁結果である。作図には、熊本大学渋谷秀敏教授開発の古地磁気解析ソフトを使用した。13025-20, 15022-20の試料は、交流消磁過程で多少不安定な磁化方位を示すが、その他は極めて安定な交流消磁結果を示し、原点に向かう磁化減衰変化を示す。ただし、4047-20や14073-30のように、 $800 \times 10^2 \mu\text{T}$ という高い交流磁場で消磁をおこなったあとも20%以上の残留磁化が残っている、大きい保磁力を持つ試料もある。

（2）等温残留磁化段階付加結果

パルス磁化装置で段階的に付加した等温残留磁化の付加曲線を図3に示す。パルス付加磁場が100mT 以下は、各試料付加曲線に違いがあるが、どの試料も300mT で飽和磁化の90%を超える等温残留磁化を獲得し、500mT でほとんどの試料の等温残留磁化が飽和する。

（3）高温熱磁化分析結果

各コアのパイロット試料の高温熱磁化分析を図4に示す。どの試料も過熱時より冷却時の方が磁化が大きくなっていて、真空中であるにもかかわらず、飽和磁化は不可逆的に変化する。ただし、強磁性磁化がほぼなくなるキュリー温度は520℃から550℃である。

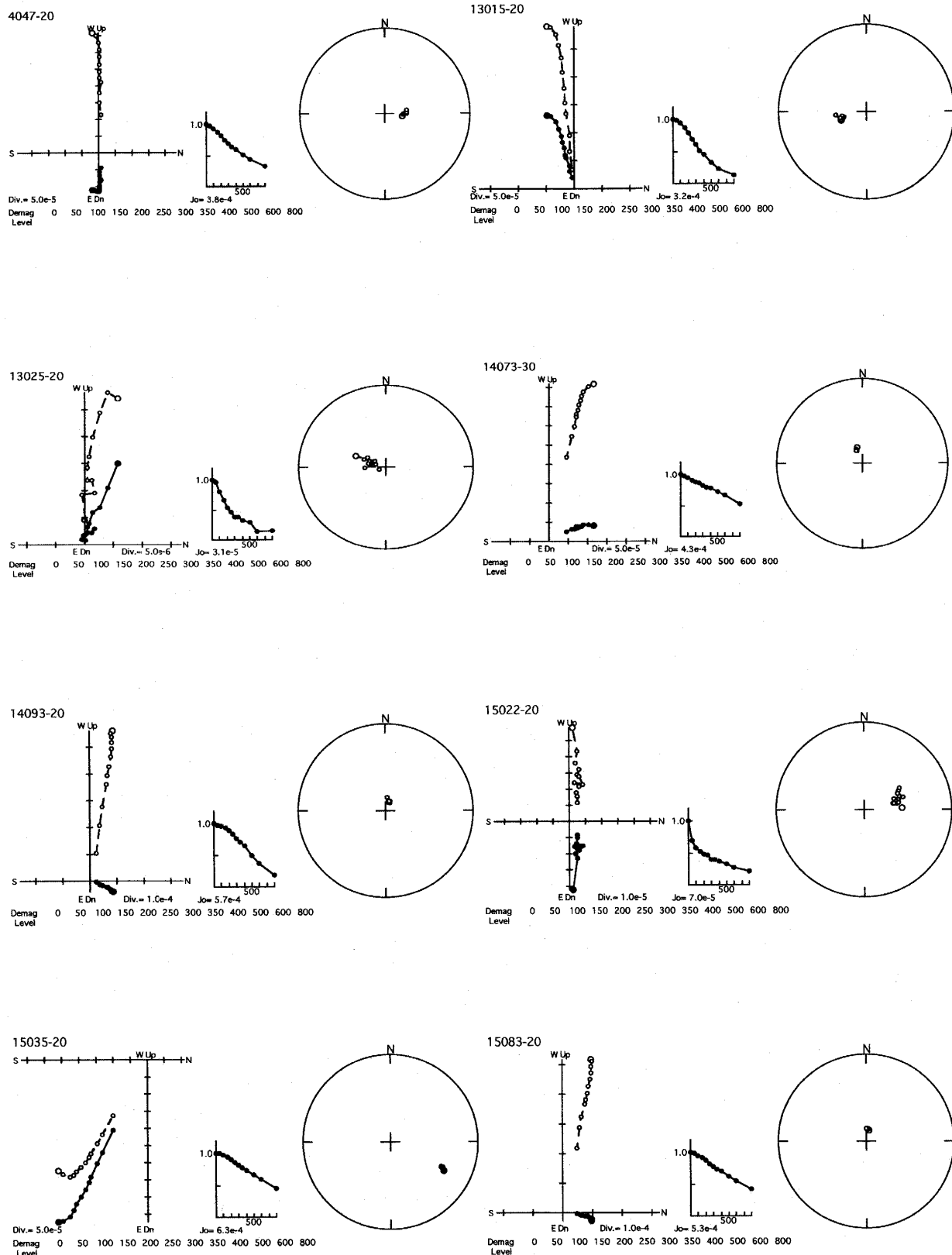


図2 パイロット試料の自然残留磁化の段階交流消磁結果

それぞれの3組のグラフのうち、一番左はザイダーヴェルド図、2番目は残留磁化強度変化、一番右は、磁化方位の変化を球面座標上にプロットしたものである。超伝導磁力計による測定。

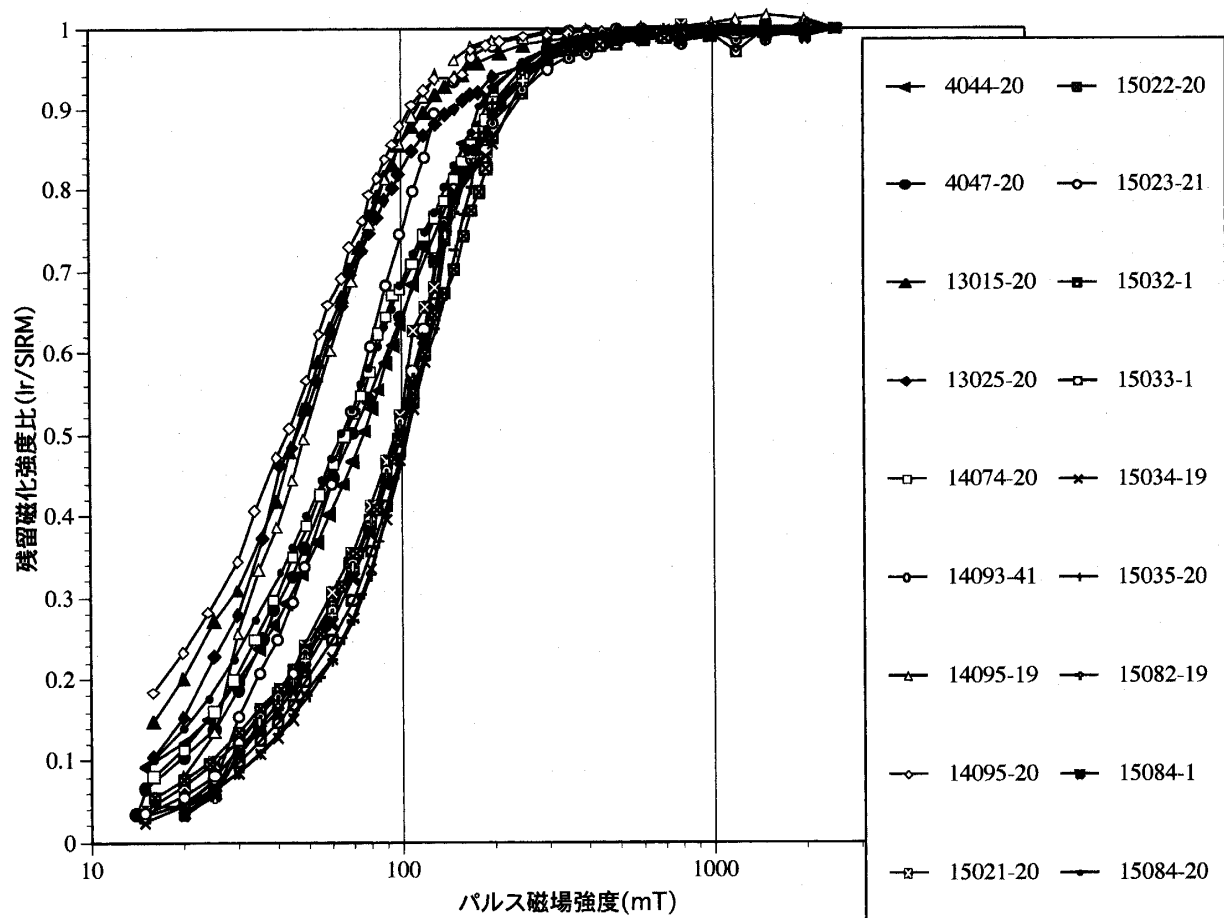


図3 等温残留磁化 (Ir) の段階付加曲線

縦軸は等温残留磁化を飽和等温残留磁化で規格化した値。パルス磁化装置とスピナー磁力計による測定。

(4) 低温磁化分析結果

各コアから数個のパイロット試料を選択し、MPMSの測定から、10Kの極低温で1Tの外部磁場によって得られた残留磁化 (Ir) が、室温 (300K) まで温度上昇させるうちにどう変化するかという Ir-T 曲線を求めた。404コアからもとめた Ir-T 曲線を図5に、1301, 1302, 1306のコアから採取したパイロット試料の Ir-T 曲線を図6に、1407, 1409コアのパイロット試料の Ir-T 曲線を図7に、1502, 1503, 1508コアから採取したパイロット試料の Ir-T 曲線は、それぞれ図8, 図9, 図10に示した。太いグラフの線が残留磁化の温度変化にともなう変化曲線であり、細いグラフの線はその変化率の曲線である。図5-10のどの曲線でも100-120K付近で明確な屈曲点があり、特に変化率の曲線に明確に現れている。これはマグネタイトのフェルウェイ点である。

(5) ヒステリシス特性

各コア、各セクションごとにパイロット試料を選び、±1Tの磁場をかけてヒステリシス曲線を描き、飽和残留磁化 (Ir) 飽和磁化 (Is) 保磁力 (Hc) の各ヒステリシス特性を求めた。同様

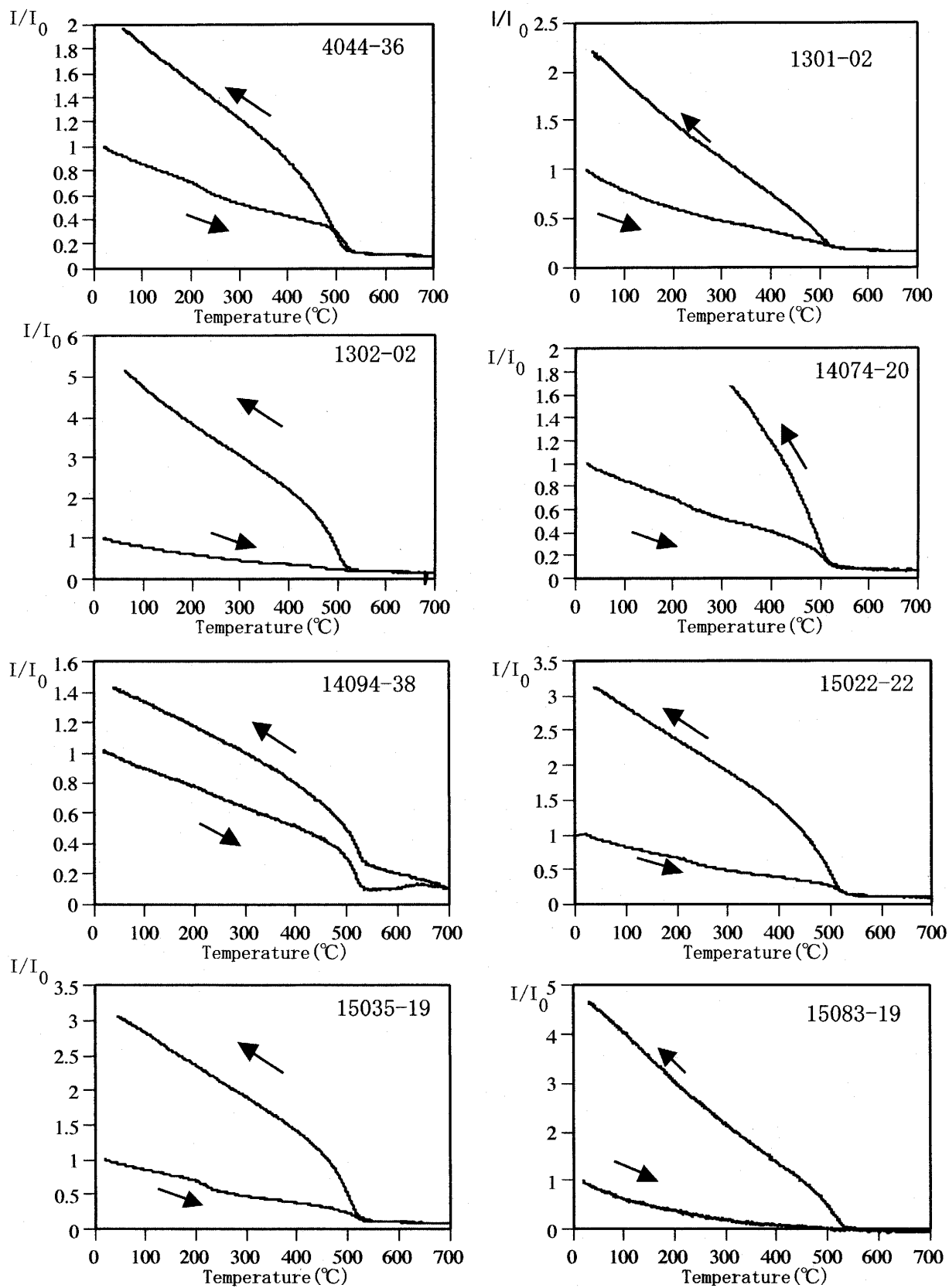


図4 高温熱残留磁化曲線

縦軸は、はじめの室温状態における飽和磁化強度で規格化した飽和磁化強度、真空中、1 T をかけての振動型磁力計による測定。

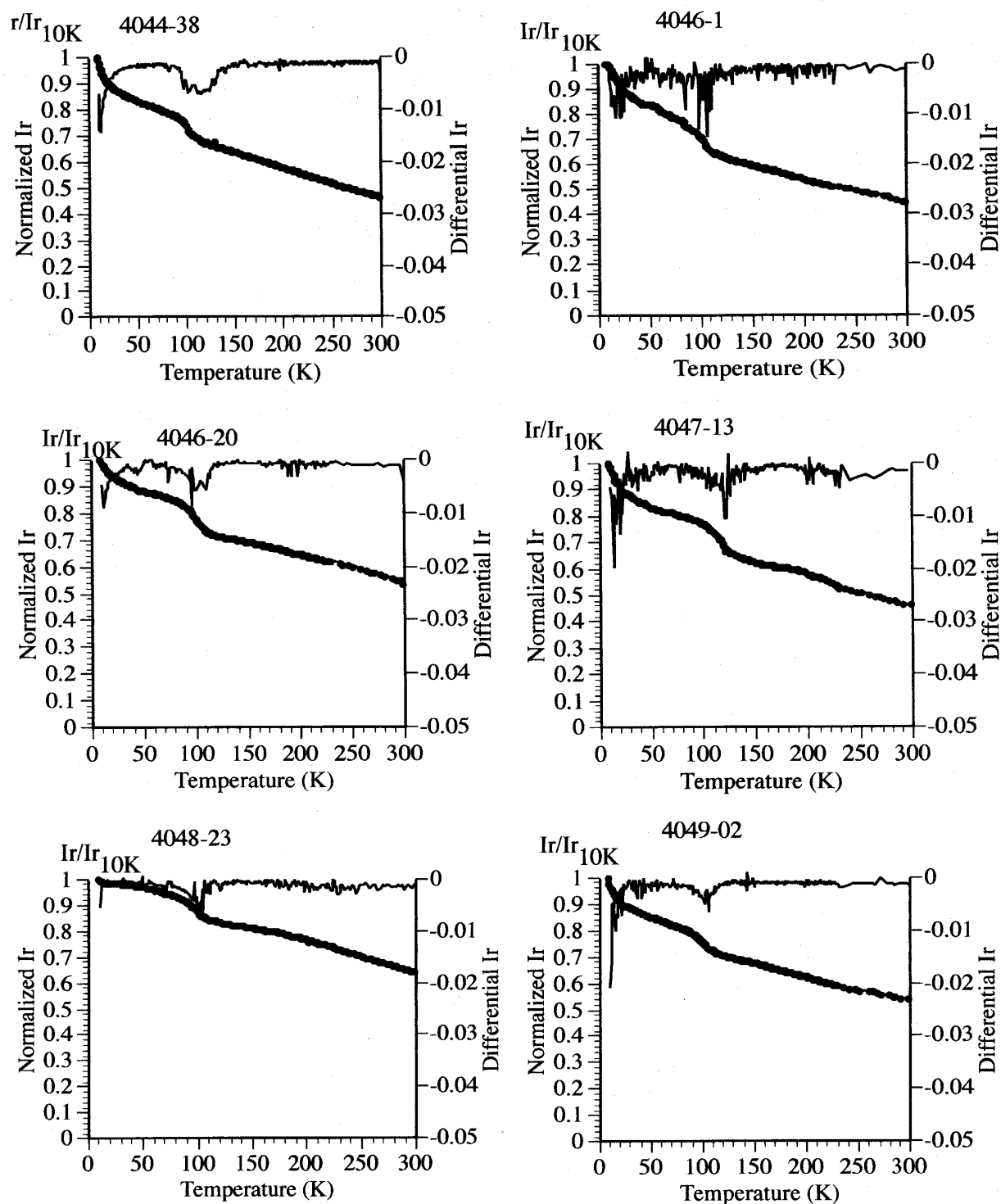


図5 コア404のパイロット試料の低温残留磁化曲線

太線は、10Kで1Tをかけ付加した残留磁化強度が、室温(300K)になるまでの磁化強度変化。縦軸は1Tの時の残留磁化で規格化した値。細い線は、残留磁化の変化率のグラフ。測定はMPMSを使用。

に、残留保磁力 (H_{cr}) も求めた。それらの値を組み合わせ、Day *et al.* (1977) による $Ir/Is-H_{cr}/H_c$ グラフ上にプロットしたのが、図11である。この結果、各試料のデータから本研究の堆積物中の磁性鉱物は、主としてマグネタイトの PSD (儀単磁区粒子) 領域か、PSD 領域に近い

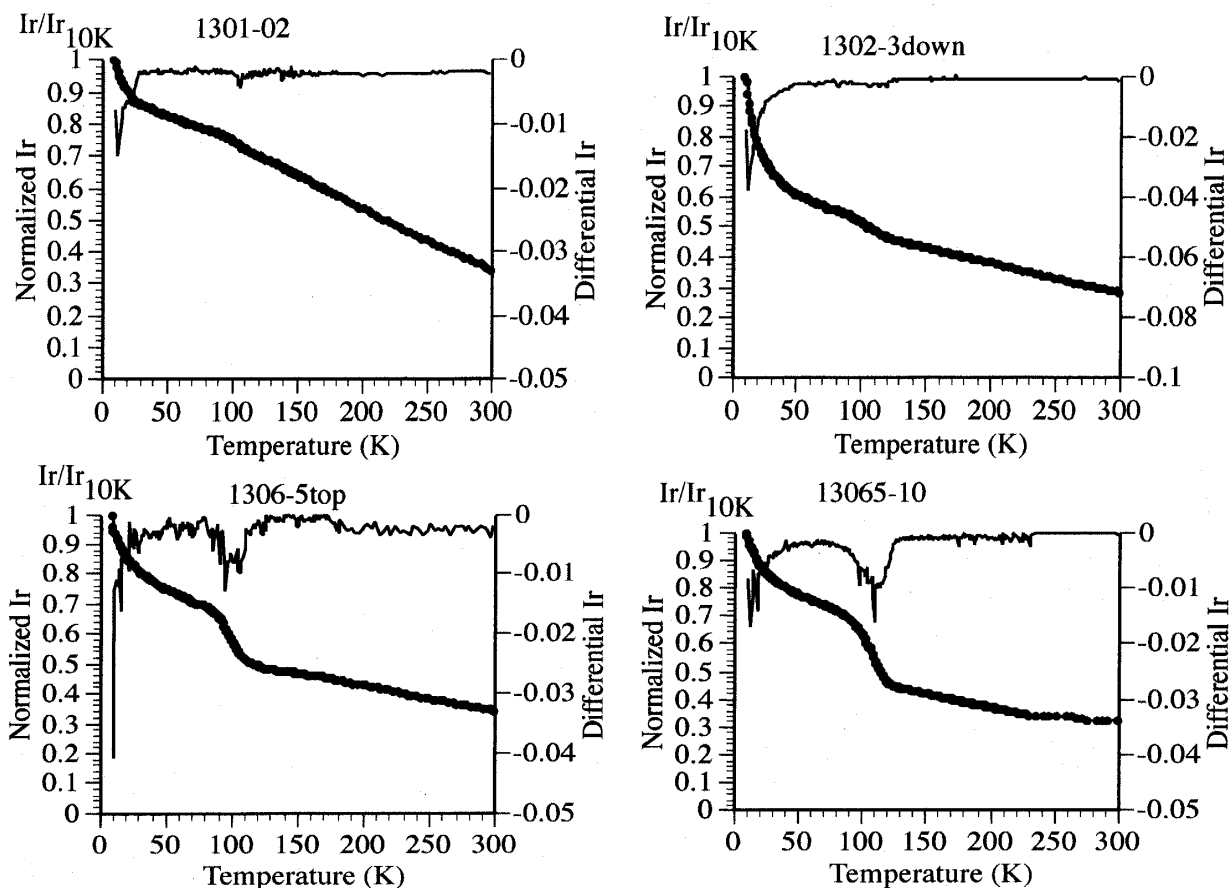


図6 コア1301, 1302, 1306のパイロット試料の低温残留磁化曲線

太線は、10Kで1Tをかけ付加した残留磁化強度が、室温(300K)になるまでの磁化強度変化。縦軸は1Tの時の残留磁化で規格化した値。細い線は、残留磁化の変化率のグラフ。測定はMPMSを使用。

MD (多磁区粒子) 領域に所属することがわかった。

5. 考察

文頭で述べたように、南極周辺域の堆積物の古環境研究は重要であり、できるだけ多くの詳細なデータを蓄積しなければならない時期にきている。古地磁気学、環境磁気学に関する研究も増加している (Bloemendal *et al.*, 2003, Florindo *et al.*, 2003, Sagnotti *et al.*, 1998, 2001, Matsuoka and Funaki, 2003, Brachfeld *et al.*, 2000, 2002, Guyodo *et al.*, 2001)。しかし、南極海域堆積物の研究上むずかしい問題点の一つに、有孔虫化石が溶脱しやすく、放射年代が求めにくいということがある。そこで、南極海域堆積物の年代を求める時に、重視されるのが古地磁気学的情報である。古地磁気極性はもちろんであるが、堆積物の自然残留磁化が安定しているのならば、第四紀後期ならば、古地球磁場強度の変化曲線 (Valet, 2003, Guyodo and Valet, 1996, Tric *et al.*, 1992) から、年代推定が可能である (Brachfeld *et al.*, 2003, Storer *et al.*, 2003)。このように、古地磁気を年代決定に使用する場合は、自然残留磁化が安定である必要がある。この点、図2でわか

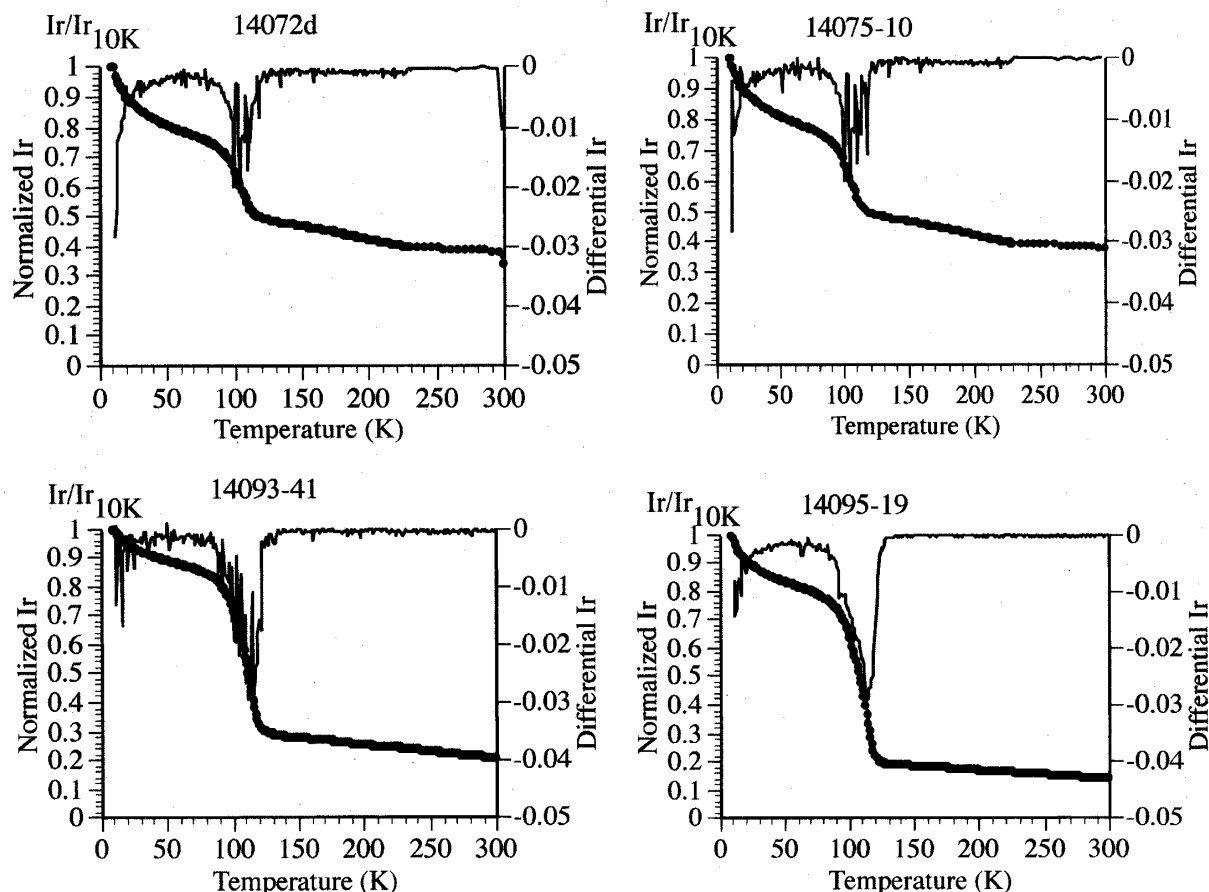


図7 コア1407, 1409のパイロット試料の低温残留磁化曲線

太線は、10Kで1Tをかけ付加した残留磁化強度が、室温（300K）になるまでの磁化強度変化。縦軸は1Tの時の残留磁化で規格化した値。細い線は、残留磁化の変化率のグラフ。測定はMPMSを使用。

るように、本研究であつかう試料は極めて安定した残留磁化を残している。80mTで20%以上の残留磁化強度が残っている試料もあり、保磁力が極めて高いことがわかる。このデータから判断できることは、自然残留磁化が堆積物の初生的な磁化であれば（二次的な化学残留磁化でなければ）、安定した古地磁気データとして使用可能である。また、Guyodo (2001) は、南極海域の堆積物を持ちいて古地球磁場強度の研究を行っているが、そのデータの信頼性の根拠として、残留磁化をになう鉱物がマグネタイトであることをあげている。

本研究試料の等温残留磁化の段階付加曲線（図3）は、500mTですべての試料の等温残留磁化が飽和している。このことは、これらの試料中の磁性鉱物が、ヘマタイトのような保磁力が極めて高い鉱物ではないことがわかる。この図から考えられるもっとも可能性が高い磁性鉱物は、マグネタイトかマグヘマイトである。Stoner *et al.* (2003) や Florindo *et al.* (2003), Sagnotti *et al.* (2001) も南極海域の堆積物で等温残留磁化段階付加実験を行っているが、古地磁気の使用したデータのどの場合も200–600mTで等温残留磁化は飽和しており、本研究の結果と矛盾しない。

Brachfeld and Banerjee (2000) や Brachfeld *et al.* (2002) は、南極海域の堆積物中の磁性鉱物について、熱磁化曲線と低温残留磁化曲線とを用い、磁性鉱物を決定している。そこで、本研究

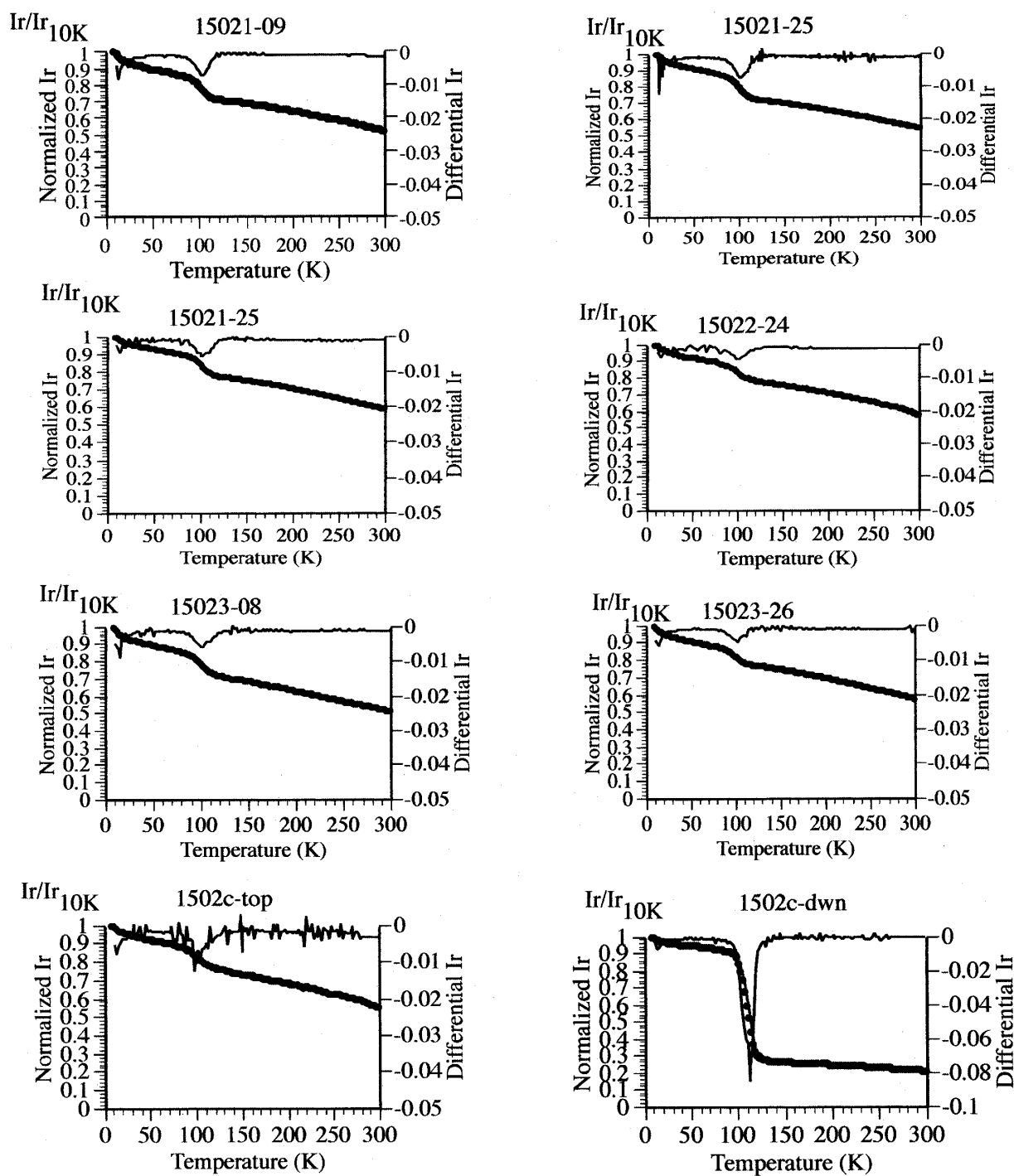


図8 コア1502のパイロット試料の低温残留磁化曲線

太線は、10Kで1Tをかけ付加した残留磁化強度が、室温（300K）になるまでの磁化強度変化。縦軸は1Tの時の残留磁化で規格化した値。細い線は、残留磁化の変化率のグラフ。測定はMPMSを使用。

でも、その2方法で最終的に磁性鉱物を決定することを試みた。熱磁化曲線（図4）は、飽和磁化が加熱時より冷却時の方が大きくなっていることを示す。また、キュリー温度は、520–580℃であることを示す。このことから、含まれる磁性鉱物は、Tiが少ないマグヘマイト、あるいはマグネタイトを含むマグヘマイトであることがわかる。マグヘマイトは、真空中では、高温にな

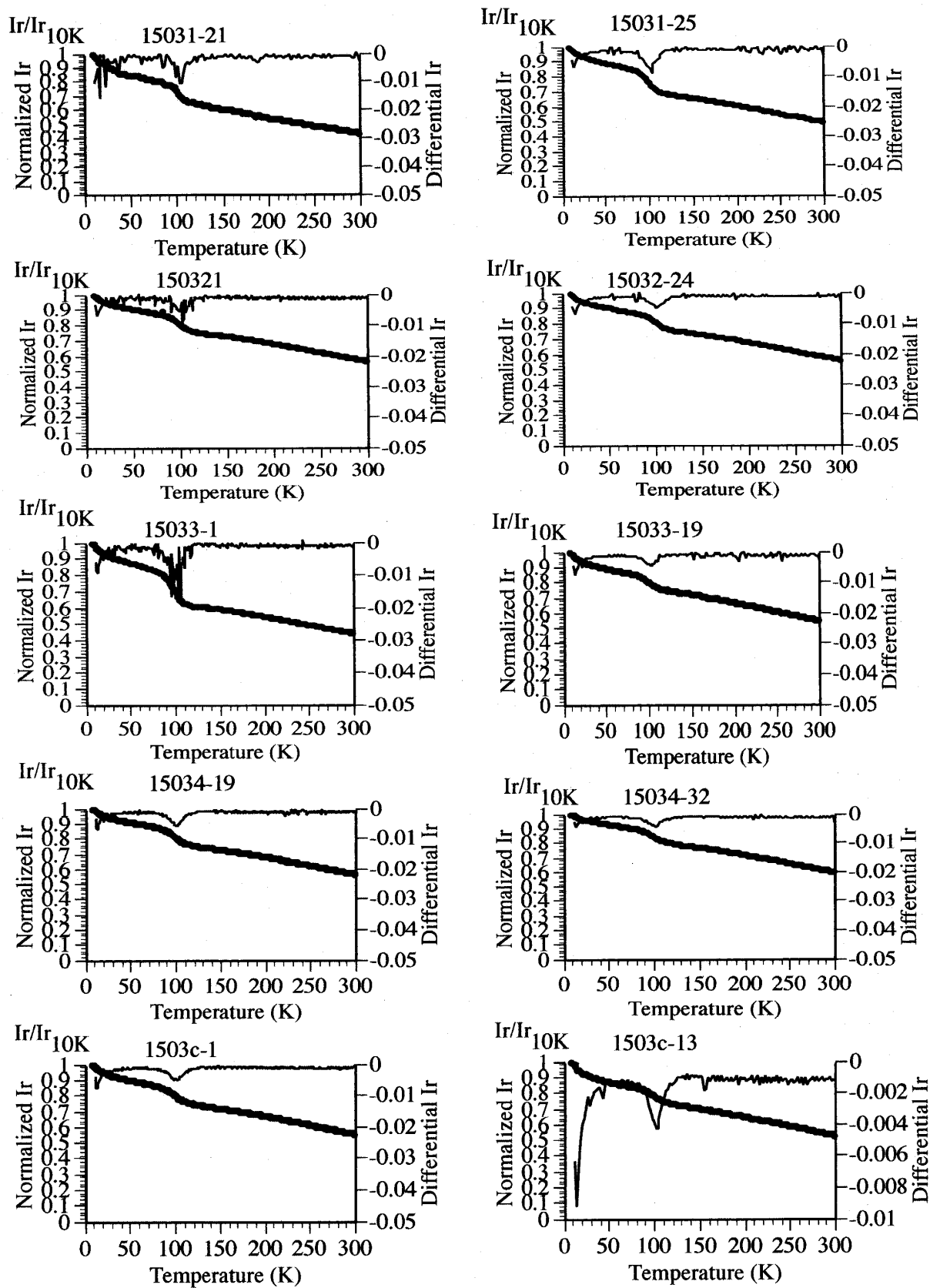


図9 コア1503のパイロット試料の低温残留磁化曲線

太線は、10Kで1Tをかけ付加した残留磁化強度が、室温(300K)になるまでの磁化強度変化。縦軸は1Tの時の残留磁化で規格化した値。細い線は、残留磁化の変化率のグラフ。測定はMPMSを使用。

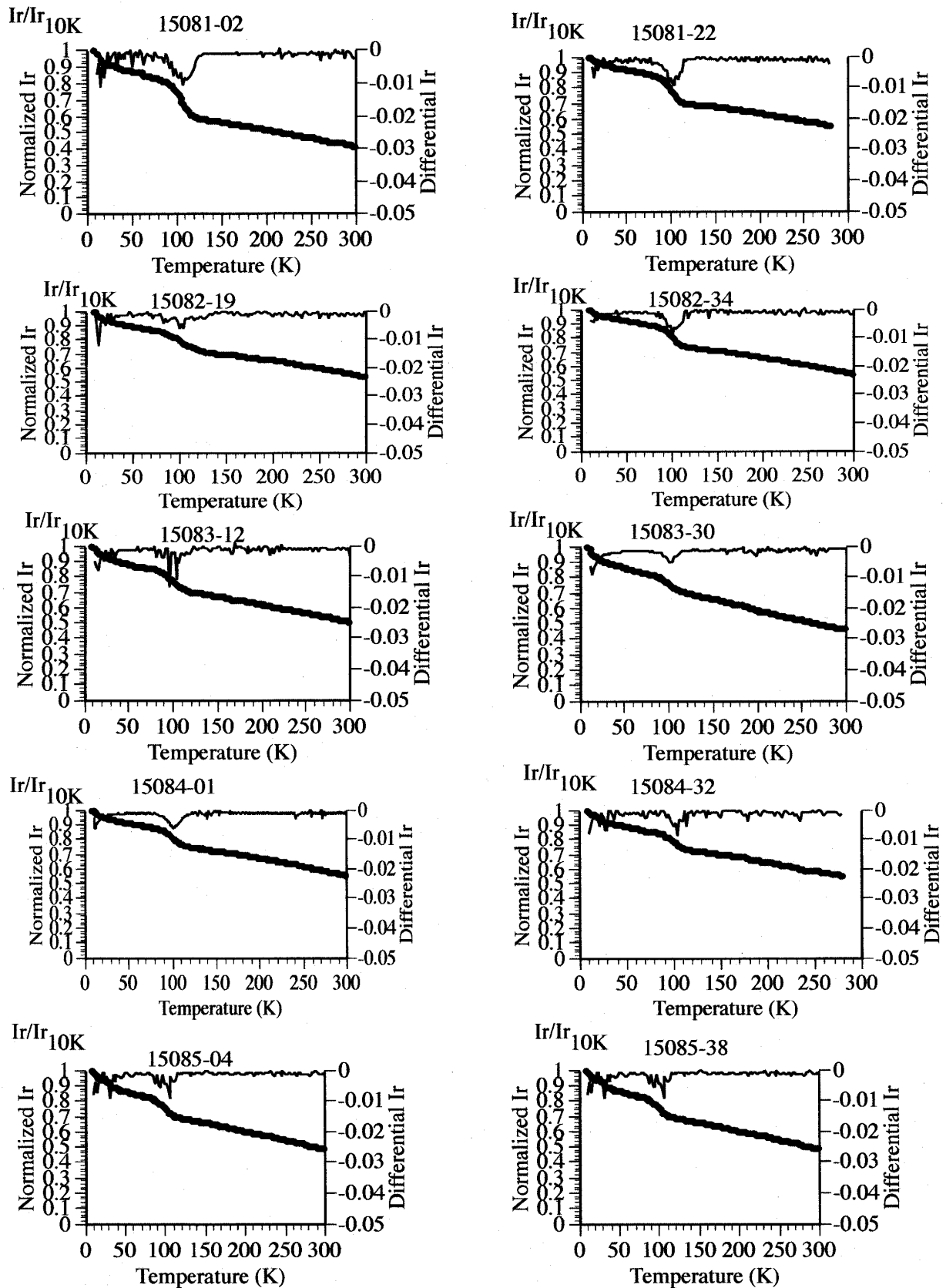


図10 コア1508のパイロット試料の低温残留磁化曲線

太線は、10K で 1 T をかけ付加した残留磁化強度が、室温 (300K) になるまでの磁化強度変化。縦軸は 1 T の時の残留磁化で規格化した値。細い線は、残留磁化の変化率のグラフ。測定は MPMS を使用。

ると酸素が抜けてマグネタイトに変化し、磁化の大きさが大きくなることが知られている。

しかし、熱磁化曲線だけでは、果たしてマグネタイトがふくまれているかどうかは、判定できない。そこで、低温残留磁化曲線が必要となる。低温残留磁化曲線の解析については、Kosterov (2003), Smirnov and Tarduno (2000), Borradaile *et al.* (2004) などに詳しい。マグネタイトが含まれているかどうかは、100–120K 付近で屈曲点が観察できるかどうかで判断するが、これがフェルウェイ点である。図5–10のどれを見ても、明確なフェルウェイ点が観察できる。残留磁化の変化率

を見ればより明確になるそうであるが、残留磁化そのものの減衰曲線でも、充分明確なフェルウェイ点が確認できる。これから、本研究の試料はマグネタイトを明らかに含むことが確認できた。このように、高温熱磁化曲線ではマグヘマイト化が確認されて、低温磁化曲線ではマグネタイトの存在が確認できるということは、他の南極海域の堆積物にも共通する点である (Brachfeld and Banerjee, 2000, Brachfeld *et al.* 2002)。このことから南極海域付近の堆積物中の磁性鉱物は、マグネタイトを含むマグヘマイトということになる。このことから、南極付近の海底が酸化状態であったことが予想される。極域の海は、海水が塩分を水中に放出するため、冷たい高濃度の海水が形成され、この重い海水が表面の海水を海底へと沈ませ、ともに酸素も海底に運ぶということが予想される。これらの実験結果からは、以上のような海水循環システムが予想される。

磁性鉱物にマグネタイトが入っていることが確認できれば、残留磁化の安定性に密接な関連がある磁性鉱物の粒度解析である Day Plot (Day *et al.*, 1977) を使用することができる。そこで作成した Day Plot が図11である。この図から、本研究の堆積物中の磁性鉱物は、PSD から PSD に近い MD 領域にかけて分布することがわかる。南極海域での従来の古地磁気研究報告では、磁性鉱物の大きさは、PSD 領域、あるいは、PSD から MD にかけての領域に分布するが多い (Stoner, *et al.*, 2003, Sagnotti *et al.*, 2001)。これらの結果と、本研究の結果は、ほぼ似通っており、本研究の試料は粒度からも充分古地磁気に使用できるデータである可能性が高い。

磁性鉱物が決定することは、古地磁気学研究だけでなく、岩石磁気学・環境磁気学研究を行う上で重要である。環境磁気学については、鳥居 (2005) に詳しい。堆積環境の酸化・還元状態の

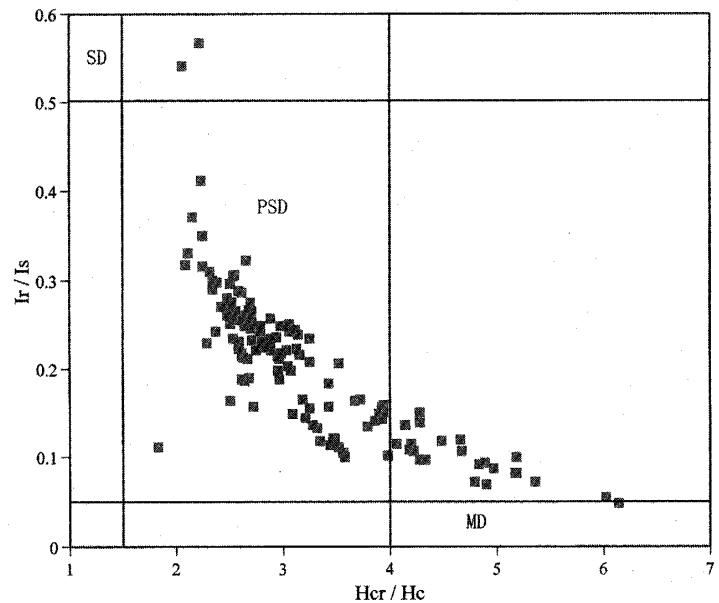


図11 パイロット試料のヒステリシス特性による Day Plot.

SD：単磁区粒子の領域，PSD：擬単磁区粒子の領域，MD：多磁区粒子の領域。測定には AGM を使用。粒子がマグネタイトだけでなく、マグヘマイト化しているので、分布の領域がマグネタイトの場合より、グラフの左上にずれる傾向がある。Ir：飽和残留磁化，Is：飽和磁化，Hcr：残留保磁力，Hc：保磁力

推定も行うことができる（川村ほか，2003）．従来から，帯磁率の変動と古気候の変動の関連はよく知られており，南極海域でも，Kanfoush *et al.* (2002)，Pirrung *et al.* (2002)，Nishimura *et al.* (1998) などによる報告がある．さらに，近年はより詳細な岩石磁気物性を複数併用した研究が行われている（Guyodo *et al.*, 2001, Stoner *et al.*, 2003, Florindo *et al.*, 2003, Sagnotti *et al.*, 1998, Borradaile, *et al.*, 2003）．

6. 結論

以上の結果より，本研究対象の堆積物中の磁性鉱物は，マグネタイトを含むマグヘマイトであり，安定な自然残留磁化をもち，古地磁気学的試料として解析可能であることがわかった．また，その磁性粒子サイズは，PSD〜ごく小さいMDサイズであることがわかった．これらの特徴は，従来の報告とも一致し，南極大陸周辺堆積物に関する極域堆積物に多い特徴である可能性もある．以上の堆積物の特徴は，一定の環境変動を解析をおこない，対比をおこないやすい条件であり，今後の詳細な岩石磁気物性を複数併用した研究が期待される．

7. 謝辞

本研究を進めるにあたり，平成16年度大東文化大学国内研究員制度の援助を受けました．また，研究費用の一部に，日本学術振興会科学研究費補助金（基盤研究（C））（課題番号：15540442）「南極周辺海域における磁気特性をもちいた第四紀気候変動の解明」の援助を受けました．また，本研究の測定をするにあたって，高知大学海洋コア総合研究センターの共同研究（05A002）の援助を受けました．

本研究を進めるにあたり，試料採取については，産総研・地質情報研究部門の西村昭氏，同標本館の松江千佐世氏，国立極地研究所の三浦英樹氏にお世話になりました．また，京都大学の石川尚人博士，高知大学海洋コア総合研究センターの小玉一人教授，久光敏夫博士，三島稔明博士には，測定に関して多大な便宜を図っていただき，また，多くの重要な助言をいただきました．以上の方々に謝意を表します．

文 献

- Bloemendal, J., Ehrmann, W., Hambrey, M.J., Mckelvey, B.C., Matthews, R. and Whitehead, J.M. (2003) Geochemical and rock magnetic records from sediments of the Cenozoic Pagodroma Group, Prince Charles Mountains, East Antarctica : implications for provenance and weathering. *Antarctic Science* 15, 365-378.
- Borradaile, G.J., Lucas, K. and Middleton, R.S. (2004) Low-temperature demagnetization isolates stable magnetic vector components in magnetite-bearing diabase. *Geophys. J. Int.* 157, 526-536.
- Brachfeld, S.A. and Banerjee, S.K. (2000) Rock-magnetic carriers of century-scale susceptibility cycles in glacial-marine sediments from the Palmer Deep, Antarctic Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 443-455.

- Brachfeld, S., Acton, G.D., Guyodo, Y. and Banerjee, S.K., (2000) High-resolution paleomagnetic records from Holocene sediments from the Palmer Deep, Western Antarctic Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 429-441.
- Brachfeld, S.A., Banerjee, S.K., Guyodo, Y. and Acton, G.D. (2002) A 13200 year history of century to millennial-scale paleoenvironmental change magnetically recorded in the Palmer Deep, western Antarctic Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.* 194, 311-326.
- Brachfeld, S., Domack, E., Kissel, C., Laj, C., Leventer, A., Ishman, S., Gilbert, R., Camerlenghi, A. and Eglinton, L.B. (2003) Holocene history of the Larsen-A Ice Shelf constrained by geomagnetic paleointensity dating. *Geology*, 31, 749-752.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V.A. (1977) Hysteresis properties of titanomagnetites : Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.* 13, 260-267.
- Florindo, F., Bohaty, S.M., Erwin, P.S., Richter, C. Roberts, A. P., Whalen, P. A., and Whitehead, J.M. (2003) Magnetobiostratigraphic chronology and paleoenvironmental history of Cenozoic sequences from ODP sites 1165 and 1166, Prydz Bay, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 198, 69-100.
- Guyodo, Y. and Valet, J.-P. (1996) Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records : the past 200,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 23-36.
- Guyodo, Y., Acton G.D., Brachfeld, S., and Channell, J.E.T. (2001) A sedimentary paleomagnetic record of the Matuyama chron from the Western Antarctic margin (ODP Site 1101). *Earth Planet. Sci. Lett.* 191, 61-74.
- Kanfoush, S.L., Hodell, D.A., Charles, C.D., Janecek, T.R. and Rack, F.R. (2002) Comparison of ice-rafted debris and physical properties in ODP Site 1094 (South Atlantic) with the Vostok ice core over the last four climatic cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182, 329-349.
- 川村紀子・池原研・小田啓邦・鳥居雅之 (2003) オホーツク海完新世堆積物の岩石磁気学的研究－北海道網走沖北見大和堆周辺で採取された2本のコア試料－第四紀研究 42, 83-97.
- Kosterov, A. (2003) Low-temperature magnetization and AC susceptibility of magnetite : effect of thermomagnetic history. *Geophys. J. Int.* 154, 58-71.
- Matsuoka, H. and Funaki, M., (2003) Characteristics of the natural remanent magnetization (NRM) of a core collected from offshore Wilkes Land, East Antarctica. *Nankyo Shiryô (Antarctic Record)*, Vol. 47, No. 3, 315-327, National Institute of Polar Research, Tokyo.
- 森尻理恵・中井睦美・上野直子・萩島智子 (2005). 長期保存された海底堆積物コアの古地磁気学的評価－「南極地域石油天然ガス基礎地質調査」(FY1980-1999) によって得られたコアを例にして－. 地質調査所研究報告, Vol. 56, 341-373.
- Nishimura, A., Nakasone, T., Hiramatsu, C., Tanahashi, M. (1998) Late Quaternary paleoenvironment of the Ross Sea continental shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27, 275-280.
- Pirring, M., Hillenbrand, C.D., Diekmann, B.D., Fütterer, D., Grobe, H. and Kuhn, G. (2002) Magnetic susceptibility and ice-rafted debris in surface sediments of the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Geo-Mar Lett.* 22, 170-180.
- Sagnotti, L., Florindo, F., Wilson, G.S., Roberts, A.P. and Verosub, K.L. (1998) Environmental magnetism of lower Miocene Strata from the CRP-1 core, McMurdo Sound, Antarctica. *Terra Antarctica*, 5, 661-667.
- Sagnotti, L., Macri, P., Camerlenghi, A. and Rebecco, M. (2001) Environmental magnetism of Antarctic Late Pleistocene sediments and interhemispheric correlation of climatic events. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 65-80.
- Smirnov, A.V. and Tarduno, J.A. (2000) Low-temperature magnetic properties of pelagic sediments (Ocean Drilling Program Site 805C) : Tracers of magnetization and magnetic mineral reduction. *J. Geophys. Res.* 105, 16457-16471.
- Storner, J.S., Channell, J.E.T., Hodell, D.A. and Charles, C.D. (2003) A~580 kyr paleomagnetic record from the sub-Antarctic South Atlantic (Ocean Drilling Program Site 1089). *J. Geophys. Res.*, 108, B5, 2244, doi : 10.1029/2001JB001390.
- 鳥居雅之 (2005) 環境磁気学－レビュー－. 地学雑誌. 114. 2. 284-295.
- Tric, E., Valet, J.-P., Tucholka, P., Paterne, M., Labeyrie, L., Guichard, F., Tauxe, L., and Fontugne, M. (1992) Paleointensity of the Geomagnetic field during the last 80,000 years. *J. Geophys. Res.* 97, 9337-9351.
- Valet, J.-P. (2003) Time variation in geomagnetic intensity. *Reviews of Geophysics*, 41, 4-1~4-26.

(2005年9月22日受理)