

絶対古地磁気強度測定法の進展と新方法による 過去 500 万年間の平均地球磁場強度

— 現在の地磁気は異常に強い？ —

山 本 裕 二* 綱 川 秀 夫**

Progress in Paleointensity Determination Methods and a Possible Revision of Time-averaged Geomagnetic Field Intensity for the Last Five Million Years: Strong Dipole Moment of the Current Geodynamo?

Yuhji YAMAMOTO * and Hideo TSUNAKAWA **

Abstract

The geomagnetic field generated by the geodynamo is one of the most important properties of the Earth. Since the intrinsic field can be approximated by a dipolar one with time variation, it is essential to know time-averaged value of past geomagnetic dipole moments for evaluating the current status of the geodynamo. From archeological materials and volcanic rocks, we can measure absolute paleointensities and estimate past geomagnetic dipole moments as virtual axial dipole moments (VADM). The Thellier method with the pTRM check is so far regarded as the most reliable paleointensity determination technique. Many efforts have been made to increase its reliability. Based on the Thellier paleointensities reported so far, the time-averaged VADM for the last five million years is believed to be almost the same as the present geomagnetic dipole moment ($\sim 8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). However, it has recently been revealed that Thellier-type methods have some problems resulting in the overestimation of paleointensities. Instead, the LTD-DHT Shaw method, a lately developed technique in Japan, shows a higher degree of reliability for paleointensity determination of historical lava flows. Applying this method, our study of volcanic rocks from the Society Islands, French Polynesia, gives a new mean VADM of $3.64 \pm 2.10 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, though number of the data is still small. This average is significantly lower than the previous one and is nearly half of the present dipole moment, suggesting that the current status of the geomagnetic field may not be typical of the geodynamo.

Key words : geomagnetic field, absolute paleointensity, time-averaged intensity, Thellier method, LTD-DHT Shaw method

キーワード : 地磁気, 絶対古地磁気強度, 平均地球磁場強度, テリエ法, 低温消磁 2 回加熱ショー法

* 産業技術総合研究所 地質情報研究部門 (日本学術振興会特別研究員)

** 東京工業大学大学院理工学研究科

* Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST (Research Fellow of the Japan Society for the Promotion of Science)

** Department of Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology

I. はじめに

地球磁場は地球システムを構成する最も重要な要素の一つであり、地球中心核のダイナモ作用によって生成される。その磁場は双極子によって作られる成分で近似できるが、双極子の大きさは時間とともに変動する。したがって、現在の地磁気ダイナモの活動を定量的に評価するためには、過去の地磁気双極子モーメントについて、その大きさの時間平均を知ることが重要である。地磁気観測を元に決定された地球磁場モデル (IGRF-9: Macmillan *et al.*, 2003) をもとにすると、過去 100 年間で地磁気双極子モーメントの大きさが約 6 % 減少したことが明らかになっている (図 1)。より過去に遡って地磁気双極子モーメントの時間変動を知るためには、古地磁気学的手法を用いて考古学的遺跡試料、あるいは過去に形成された火山岩から当時の地球磁場強度絶対値 (絶対古地磁気強度) を推定する必要がある。

絶対古地磁気強度測定法には大きく分けて 2 つのタイプの方法がある。これまでは pTRM テストつきテリエ法 (Coe, 1967) が最も高信頼度とされ、広く用いられてきた。しかし最近になって、我々を含む研究者などにより、テリエタイプの測定法の信頼性が必ずしも高くないことが明らかになってきた。一方で、近年、我々は別のタイプの方法をベースとして新しい絶対古地磁気強度測定法を開発し、その信頼性を実証することに成功した。本稿では、まず絶対古地磁気強度測定法について、その原理および最近の進展について紹介する。その後、地質学的タイムスケールにおける「最近」を代表すると考えられる過去 500 万年間の平均地球磁場強度像について、これまでの理解の変遷および新しい絶対古地磁気強度測定法の適用によって明らかになった姿を紹介する。

II. 絶対古地磁気強度測定法の原理と最近の進展

1) 絶対古地磁気強度測定法の原理

一般に、火山岩はその形成時に当時の地球磁場の方向・大きさに応じた自然残留磁化 (NRM) を獲得する。この残留磁化は熱残留磁化 (TRM)

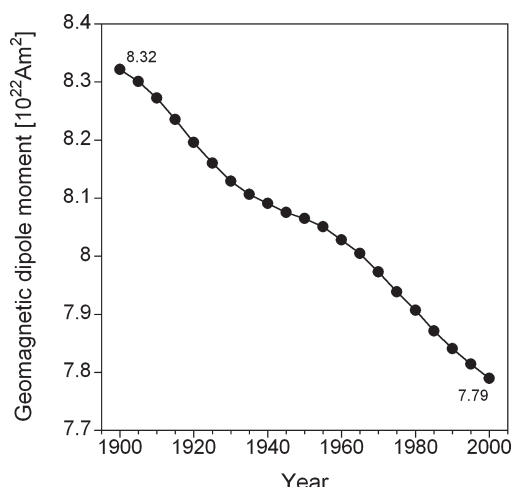


図 1 地磁気観測結果に基づく地球磁場モデル (IGRF-9: Macmillan *et al.*, 2003) による過去 100 年間の地磁気双極子モーメントの変動。

Fig. 1 Variations in geomagnetic dipole moment for the past 100 years as determined from the IGRF-9 (Macmillan *et al.*, 2003).

起源と考えられ、外部磁場の大きさが地球磁場程度であれば残留磁化強度 J_{NRM} は外部磁場 F に比例し、

$$J_{NRM} = \chi_{TRM} \times F \quad (1)$$

と表せる。 χ_{TRM} は試料に含まれる磁性粒子の組成・量・大きさ・形状などで決まる岩石磁気学的定数である。同一の試料に対し、実験室内の既知磁場 F_{Lab} のもとで熱残留磁化 (TRM) を与えると、その残留磁化強度 J_{TRM} は下記のように表現できる。

$$J_{TRM} = \chi_{TRM} \times F_{Lab} \quad (2)$$

したがって、 χ_{TRM} を消去することにより下記の式を導くことができ、過去の地球磁場強度 F を計算することができる。

$$F = (J_{NRM}/J_{TRM}) \times F_{Lab} \quad (3)$$

この (3) 式に基づいて絶対古地磁気強度を正しく見積もるには、原則として火山岩試料が下記的前提を満たしている必要がある。

A) 自然残留磁化が熱残留磁化起源である。

B) 残留磁化を担う磁性粒子群は、相互作用のない単磁区磁性粒子から構成される。

C) 実験室内の加熱による熱変質がないか、補正可能である。

実際の測定法としては、段階熱消磁に基づくテリエ法 (Thellier and Thellier, 1959) およびその改良版、段階交流消磁に基づくショー法 (Shaw, 1974) およびその改良版がある。

2) テリエ法とその改良版

上記 B) の前提を満たすとき、熱残留磁化には加法則が成り立ち、任意の温度区間 $T_0, T_1, \dots, T_N$ に対する部分熱残留磁化 (pTRM) の和で表すことができる。

$$\text{TRM} = \text{pTRM}(T_0, T_1) + \text{pTRM}(T_1, T_2) + \dots + \text{pTRM}(T_{N-1}, T_N) \quad (4)$$

この性質を利用して、室温からキューリー温度以上 (通常 600°C) まで試料を段階的に加熱し、消磁・着磁を繰り返して絶対古地磁気強度を算出する方法がテリエ法 (Thellier method: Thellier and Thellier, 1959) である。実際の測定においては、II. 1 節で述べた前提条件 C) を満たすかどうかをある温度ステップごとにチェックする改良を取り入れた方法 (pTRM テストつきテリエ法: Coe, 1967) が、今日では広く用いられている。具体的には、下記の 3 つの手順を各温度ステップ ($T_1, \dots, T_{N-1}, T_N$) で繰り返す。つまり、最大で 3N 回の実験ステップが必要となる。

① 無磁場中で試料を $T = T_k$ まで加熱し、残留磁化を測定 (NRM ステップ)。

② 磁場中 (F_{Lab}) で試料を $T = T_k$ まで加熱し、残留磁化を測定 (TRM ステップ)。

③ 必要に応じて pTRM テストを行う (pTRM check ステップ)。pTRM テストとは、②の手順を $T = T_{k-1}$ 以下で行い、残留磁化着磁の再現性をチェックする手法である。

通常テリエ法というこの方法のことを指すことが多く、これまで最も信頼度が高い絶対古地磁気強度測定法とされてきた (たとえば, Selkin and Tauxe, 2000)。一般に、測定結果は Arai

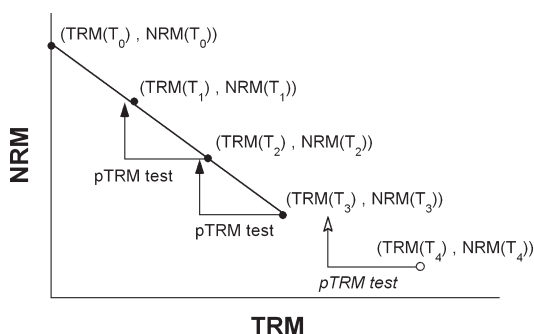


図 2 pTRM テストつきテリエ法 (Coe, 1967) における Arai diagram の概念的な例。

この例では、温度ステップ $T_0 \sim T_4$ まで実験を行い、 $T_0 \sim T_3$ の区間が pTRM テストに合格している。絶対古地磁気強度は、 $T_0 \sim T_3$ の区間で構成される直線部分の傾きから計算する。

Fig. 2 Conceptual Arai diagram for Thellier paleointensity determination with pTRM check (Coe, 1967).

An interval between T_0 and T_3 shows positive pTRM checks. Paleointensity should be calculated from a slope constituted by this portion.

diagram と称されるグラフ (図 2) で表す。

3) ショー法とその改良版

熱残留磁化は、任意の保磁力区間 $H_0, H_1, \dots, H_N$ に対しても加法則が成り立つ。

$$\text{TRM} = \text{pTRM}(H_0, H_1) + \text{pTRM}(H_1, H_2) + \dots + \text{pTRM}(H_{N-1}, H_N) \quad (5)$$

この性質を利用して、まず、試料の自然残留磁化を最大磁場 $H = H_N$ まで段階的に交流消磁・測定する。その後、試料をキューリー温度以上に一気に加熱して熱残留磁化を与え、再び同様に段階的に交流消磁・測定を行って絶対古地磁気強度を算出する方法がショー法 (Shaw, 1974) である。この方法では、II. 1 節で述べた前提条件 C) を満たすかどうかを、室内加熱前後に非履歴性残留磁化 (ARM) を与えてその変化の有無でチェックする。これは、ARM の性質が TRM と似ているという経験的事実 (たとえば, Levi and Merrill, 1976) を利用したものである。オリジナルのショー法では、加熱前後の ARM に変化があった場合は試料に熱変質が起こったとして測定

結果を棄却したが、Kono (1978) および Rolph and Shaw (1985) は、この変化を補正に利用できることを指摘した。しかし、後年、加熱による ARM の変化は TRM の変化に比べて鈍感であり、これらの補正は必ずしも正しい結果を与えるものではないということが Kono (1987) などによって示された。こういった経緯もありショー法はあまり用いられなくなったが、Tsunakawa and Shaw (1994) は、さらにもう 1 回試料をキューリー温度以上に加熱して TRM および ARM の測定を繰り返すことにより、ARM 変化を利用した補正の妥当性を検討する改良法を提案した (2 回加熱ショー法)。測定結果の概念的な例を図 3 に示す。幾つかの例外はあるものの、彼らはこの方法により地磁気強度絶対値が 10% 以内の精度で測定可能なことを実証した。

4) テリエ法の進展

絶対古地磁気強度測定法の信頼性を検証するためには、噴出時の地磁気強度が既知の歴史溶岩から火山岩試料を採取し、正確な地磁気強度が測定可能かどうか検討を行う必要がある。Tanaka and Kono (1991), Tanaka *et al.* (1995a) は、ハワイ島 1960 年溶岩や伊豆大島 1951・1986 年溶岩から採取した試料に対してこのような検討を行い、pTRM テストつきテリエ法によっておおむね正確な地磁気強度を得た。中には真値に比べて約 25 ~ 50% も強い測定結果を与える試料もあったが、測定に供されたのは各溶岩から数個の試料であり、系統的な検討は行われなかった。

岩石磁気特性の検討も含めた綿密な系統的検討が行われはじめたのは、2000 年代になってからのことである。Calvo *et al.* (2002) は、イタリアのエトナ山 1910・1928 年溶岩から採取した 28 個の試料に対して pTRM テストつきテリエ法を適用し、観測値の 91 ~ 148% の値を示す地磁気強度測定結果を得た。Yamamoto *et al.* (2003) はハワイ島 1960 年溶岩から採取した 19 個の試料に対して同様の検討を行ったところ、その測定結果は観測値の 99 ~ 191% を示した。さらに最近では、Mochizuki *et al.* (2004) や Oishi *et al.* (2005) もそれぞれ伊豆大島 1986 年溶岩および

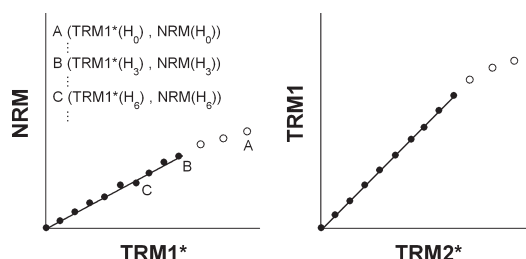


図 3 2 回加熱ショー法 (Tsunakawa and Shaw, 1994) における測定結果グラフの概念的な例。

この例では、交流磁場ステップ $H_0 \sim H_{12}$ で実験を行っている。左図および右図はそれぞれ 1・2 回目加熱の測定結果であり、右図の傾きが 1 になるか否かで ARM 変化を利用した補正の妥当性を検討し、左図の傾きから絶対古地磁気強度を計算する。TRM1* および TRM2* は、それぞれ 1・2 回目加熱における熱変質を ARM 変化を利用して補正した TRM1 および TRM2 を意味する。

Fig. 3 Conceptual diagrams for a result obtained with the double heating technique of Shaw method (Tsunakawa and Shaw, 1994). Left and right figures show results for the first and second heating, respectively. The validity of ARM correction is checked by the right diagram while paleointensity is calculated from the left diagram.

ハワイ島 1970 年溶岩から試料を採取して同様の検討を行い、観測値の 98 ~ 130% および 99 ~ 155% を示す測定結果を得ている。

これらの研究 (図 4) から共通して示唆されるのは、これまで考えられていたほど pTRM テストつきテリエ法の信頼性は高いものではなく、うまく機能しない場合、地磁気強度を真値よりも高めに見積もってしまうことが多いということである。各歴史溶岩について、上記全ての測定結果を各々の地磁気強度観測値で規格化して単一のデータセットとして扱うと、個々の平均値および標準偏差 (1σ) は次のようになる。

- ・ハワイ島 1960 年溶岩: 1.30 ± 0.27 (22 データ)
- ・ハワイ島 1970 年溶岩: 1.20 ± 0.21 (7 データ)
- ・伊豆大島 1951 年溶岩: 1.13 ± 0.10 (5 データ)
- ・伊豆大島 1986 年溶岩: 1.12 ± 0.09 (18 データ)
- ・エトナ山 1910・1928 年溶岩: 1.19 ± 0.07 (7 データ)

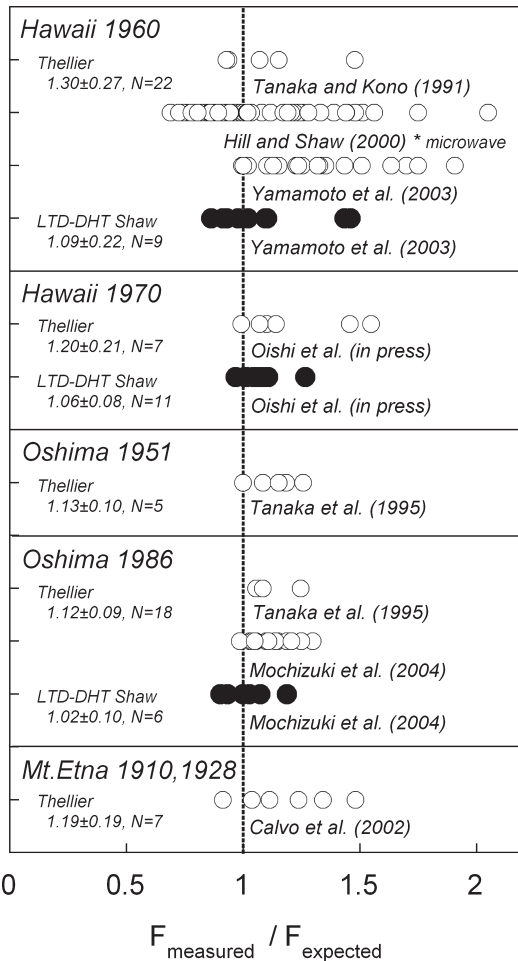


図 4 噴出時の地磁気強度が既知の歴史溶岩から試料が採取され、絶対古地磁気強度測定法の信頼性の検討が行われた研究例のコンパイル。

白丸は pTRM テストつきテリエ法による測定結果、黒丸は低温消磁 2 回加熱ショー法による測定結果を示す。横軸は、測定された地磁気強度 (F_{measured}) を噴出時の地磁気強度 (F_{expected}) で割った値を示し、これが 1 であれば正確に地磁気強度が測定されていることになる。図中には、各溶岩について、それぞれの測定方法による測定結果を単一のデータセットとして扱った際の平均値 ± 標準偏差 (1σ) およびデータ数 (N) を示した。ただし、マイクロ波法による測定結果は統計計算から除外した。

Fig. 4 Compilation of reported paleointensities obtained from historical lavas.

Open and closed circles denote results using the Thellier and LTD-DHT Shaw methods, respectively. Abscissa axis indicates normalized paleointensities by expected field intensities. In the figure, averages, standard deviations and the number of data (N) both paleointensity methods are shown for individual lavas. Note that the results of the microwave method are excluded from the statistical analysis.

つまり、統計的にみても、pTRM テストつきテリエ法は地磁気強度を真値より 10 ~ 30% ほど高めに見積もってしまっていることがわかる。その理由は、これらの研究に供された試料が II. 1 節で述べた前提条件 A) ~ C) のいずれか 1 つ以上を満たさないにもかかわらず、pTRM テストつきテリエ法における定量的判定基準ではその事実をチェックできないことにあると考えられる。主な原因として下記の 3 つが提案されている。

- (1) 試料の自然残留磁化が熱残留磁化起源ではない。
- (2) 試料の残留磁化を担う磁性粒子群が、主に多磁区 (MD) 磁性粒子または擬似単磁区 (PSD) 磁性粒子から構成されている。
- (3) 実験室内の加熱によって熱変質が起こっているが、pTRM テストではそれを検出できない。

現在のところ、多くの研究者は (2) あるいは (3) が支配的であると考えているようである。近年、pTRM テストつきテリエ法に関して、これらの問題に対応した様々な改良が提案されてきている。その要約を表 1 に示す。その他、擬似テリエ法 (pseudo-Thellier method) により火山岩から相対的地磁気強度を求めようという試みもある (たとえば, Yu *et al.*, 2003)。(1) に関連して、とくに Yamamoto *et al.* (2003) は、噴出時に中程度の高温酸化を受けたチタノマグネタイト粒子 (図 5) を数多く含む試料は自然残留磁化として熱化学残留磁化 (TCRM) を獲得した可能性があり、この種の試料から絶対古地磁気強度測定を行うことは危険であることを指摘した。TCRM は、キューリー温度以下の高温状態で新しく磁性鉱物が生成するときに獲得する残留磁化である。TCRM を獲得した試料は II. 1 節で述べた前提条件 A) を満たさないため、絶対古地磁気強度測定の対象としては失格である。しかし、噴出時の高温酸化により TCRM を獲得した場合、その磁化方位は当時の地球磁場方向と同一となり、古地磁気学的手法のみで TRM と TCRM を識別するのは困難な場合が多い。この種の試料は自然界でよく見受けられるため、注意が必要である。

pTRM テストつきテリエ法の発展型として現

表 1 pTRM テストつきテリエ法に関して提案されている改良法.

Table 1 Modifications suggested for the Thellier method with the pTRM check.

対応策	改良の概要	問題点	参考文献
多磁区磁性粒子による影響を緩和する.	弱磁場 (10 mT 程度) の交流消磁を組み合わせる.	効果がある場合とない場合があり, さらなる検証が必要.	Coe and Gromme (1973) 味喜 (1999) Riisager <i>et al.</i> (2004)
	測定の順序を入れ替え (IZZI 法), 絶対古地磁気強度計算値の改善を図る.	提案されたばかりで, 適用例が少ない.	Yu <i>et al.</i> (2004)
多磁区磁性粒子による影響を検出し, 測定結果を棄却する.	pTRM-tail check という測定ステップを追加する.	pTRM-tail を正確に見積もることができるのは, 限られた実験条件下のみ.	Riisager and Riisager (2001) Leonhardt <i>et al.</i> (2004) Yu <i>et al.</i> (2004)
熱変質を補正する.	追加の測定ステップを設け, pTRM テストをより厳密に行い, 補正値を計算する.	加熱温度よりも高いブロッキング温度をもつ磁性鉱物が生成した場合, 補正は不可能.	McClelland and Briden (1996) Valet <i>et al.</i> (1996)
熱変質をより厳密に検出し, 測定結果を棄却する.	熱消磁ステップにおける残留磁化ベクトルの減衰の様子を詳しくチェックする.	室内加熱における熱残留磁化の着磁方向をある程度正確に制御する必要がある.	Mochizuki <i>et al.</i> (2004)
加熱手段を工夫し, 熱変質の度合いを抑える.	加熱を真空中で行う.	通常の空気中加熱に比べ, 加熱・冷却に時間がかかる.	Tanaka and Kono (2002)
	加熱を不活性ガス中で行う.	専用の装置が必要. Ar ガスの場合, ランニングコストが高い.	Kissel and Laj (2004)
	マイクロ波により磁気モーメントを直接励起し, 着磁・消磁を行う.	現状では, 多磁区磁性粒子による問題に対応していない.	McArdle <i>et al.</i> (2004) 等 本文参照

在最も有望なのは, マイクロ波を利用した方法であろう。これはある特定の周波数のマイクロ波を試料に作用させると, 磁性粒子の磁気モーメントが直接励起され, 結果として試料全体を加熱することなしに残留磁化の消磁および着磁が可能になるという手法である。Walton *et al.* (1992, 1993) によって原理が紹介されて以来, イギリス・リバプール大学のショー教授の研究室の主導で改良が重ねられ, 現在, 同研究室では 8.2 GHz と 14 GHz の 2 つのシステムが実用化されている (McArdle *et al.*, 2004)。試料に作用させるマ

イクロ波の出力を段階的に増加させていくことで, テリエ法における段階加熱を実現している。8.2 GHz のシステムでは, 通常は 500–600℃ の熱消磁で消磁される残留磁化成分を, 試料全体の温度が約 200℃ まで上昇する程度で消磁可能である (Hill and Shaw, 2000)。絶対古地磁気強度測定実験そのものを迅速に行うことも可能であり, 1 試料あたり約 2 時間で測定結果を得ることができる (Halls *et al.*, 2004)。通常の pTRM テストつきテリエ法では, 測定の完了に 1 試料あたり約 1 日は必要である。近年まで, サンプルに吸収

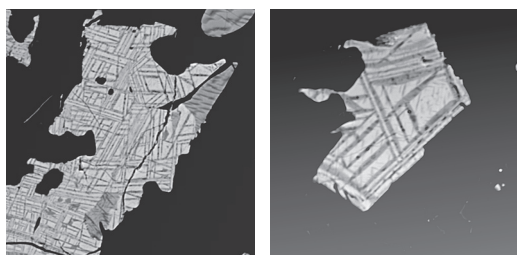


図5 ハワイ島1960年溶岩に含まれる、中程度の高温酸化を受けたチタノマグネタイト粒子の反射電子像。

粒径は約50 μm 。格子状に走っているのは離溶したイルメナイトによるラメラ。

Fig. 5 Back-scattered electron images of titanomagnetite grains with intermediate high temperature oxidation.

Samples are from the Hawaiian 1960 lava. Grain sizes are about 50 μm .

されるマイクロ波出力の再現性に問題があったため、1回加熱テリエ法 (Kono and Ueno, 1977) をベースとした方法が採用されていたが、最近ではその再現が可能となり、pTRM テストつきテリエ法をベースとした方法が採用されはじめている (Halls *et al.*, 2004)。近年、マイクロ波法として取り上げられる手法はこの二者のどちらかのことを指し、今後、急速に普及していくものと考えられる。

5) 低温消磁2回加熱ショー法の登場

絶対古地磁気強度測定の最近の動向としては、pTRM テストつきテリエ法を厳格な基準 (たとえば, PICRIT-03: Kissel and Laj, 2004) で適用する,あるいはマイクロ波法を適用するのが最善の方策と認識されているようである。しかし、前者では測定結果の棄却率が高くなるし、後者では現在のところMD磁性粒子およびPSD磁性粒子による影響を緩和・検出することができないという問題点もある。これに加え、両者ともⅡ. 4節で述べた(1)の問題点には対応できず、依然として誤った絶対古地磁気強度測定値を得てしまう可能性もある。実際、ハワイ島1960年溶岩からは、Hill and Shaw (2000) がマイクロ波法により観測値の69～205%を示す測定結果を得て

おり (図4)、考えられる原因の一つとしてⅡ. 4節(1)を示唆している。独自の研究結果を踏まえ、Yamamoto *et al.* (2003) も同様の見解を示している。これらの事実は、絶対古地磁気強度測定において、テリエ法とは異なる視点を持つことも重要であるということを示唆する。

こういった状況のなか、これまで我々の研究グループはショー法をベースとした発展型である2回加熱ショー法の改良に取り組んできた。具体的には低温消磁・真空加熱という手法を組み合わせることによって、この方法の信頼性をさらに向上させるという狙いである。低温消磁とは、試料を無磁場空間中で液体窒素温度まで冷却し再び常温まで戻す手法のことで、主にMD磁性粒子が担う残留磁化を選択的に消磁できることが知られている (たとえば, Ozima *et al.*, 1964; Heider *et al.*, 1992)。真空加熱は、現在のところ油回転ポンプを使用した $10 \sim 10^2$ Pa程度の雰囲気で行っているが、室内加熱の際に試料が酸化するのを多少でも防ごうという狙いがある。このような改良を経たのが、低温消磁2回加熱ショー法 (LTD-DHT Shaw method: Tsunakawa *et al.*, 1997; Yamamoto *et al.*, 2003) である。手順の概略については、Yamamoto *et al.* (2003) を参照されたい。自動交流消磁スピナー磁力計 (夏原技研製 D-SPIN) 等の導入により、測定の半自動化が可能である。Ⅱ. 4節で述べた3つの問題点には、下記のように対処している。

- (1) 試料の自然残留磁化が熱残留磁化起源でない場合は、低温消磁2回加熱ショー法の測定結果判定基準により、その多くを定量的に棄却できる。たとえば、NRMがTRMとTCRMから構成されている試料の場合、TRM1*-NRMグラフ (図3左側) の直線性が失われ、相関係数が基準値を下回ることにより結果を棄却できる。その他、詳細はYamamoto *et al.* (2003) を参照されたい。
- (2) MD磁性粒子の担う残留磁化は、低温消磁および段階交流消磁によって除去する。
- (3) 実験室内加熱による試料の熱変質は、真空加熱によってその程度を抑制する。それでも熱

変質が生じる場合は、加熱前後の ARM 変化により補正し、さらにその妥当性を 2 回目加熱前後の ARM 補正によってチェックする。

この方法の信頼性については、ハワイ島 1960・1970 年溶岩、伊豆大島 1986 年溶岩から採取した試料を用いて検討が行われた (Yamamoto *et al.*, 2003; Mochizuki *et al.*, 2004; Oishi *et al.*, 2005)。Ⅱ. 4 節の議論と同様に、各歴史溶岩について全ての測定結果を各々の地磁気強度観測値で規格化し、その平均値および標準偏差 (1σ) を算出すると次のようになる。

- ・ハワイ島 1960 年溶岩: 1.09 ± 0.22 (9 データ)
- ・ハワイ島 1970 年溶岩: 1.06 ± 0.08 (11 データ)
- ・伊豆大島 1986 年溶岩: 1.02 ± 0.10 (6 データ)

いずれの結果も、従来の pTRM テストつきテリエ法による結果 (Ⅱ. 4 節) に比べて改善を見せている (図 4)。今後、さらなる信頼性の検討のため、ARM 変化を利用した補正の妥当性に関する理論的・実験的研究を積み重ねていくことが重要になるが、従来に比べて正確な地磁気強度絶対値の測定が可能ながことが実証された。

III. 過去 500 万年間の平均地球磁場強度

1) 過去 1 万年間の地球磁場強度

通常の考古学が対象とする過去 1 万年間程度の期間については、人類活動の結果として世界各地に土器や窯跡などの考古学的遺物が存在する。これらは人為的に加熱されたことが明らかであり、その残留磁化は熱残留磁化起源と考えられる。また、これらの材質は天然に産した磁性鉱物を含む土が再加熱された焼土であり、実験室内におけるさらなる加熱に対して安定である。このような点から、考古学的遺跡試料はⅡ. 4 節 (2) および (3) の問題点をクリアーしているためほぼ理想的な試料といえ、絶対古地磁気強度測定法の種類を問わず信頼度の高い測定結果が得られると考えられる。

Yang *et al.* (2000) は、1982 年以降に世界各地の考古学的遺跡試料から得られた古地磁気強度絶対値をコンパイルした。この結果に基づくと、500 ~ 1000 年ごとの仮想地心軸双極子モー

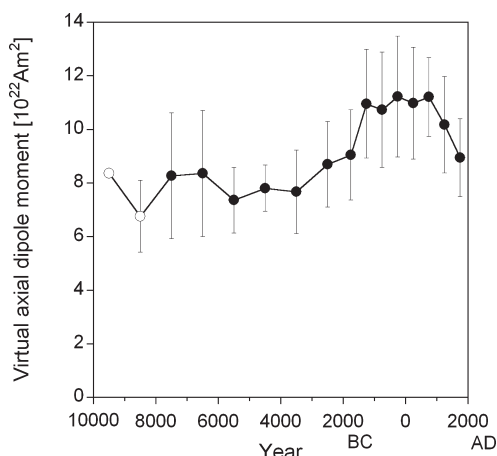


図 6 Yang *et al.* (2000) のコンパイル結果に基づく、過去 1 万年間の仮想地心軸磁気双極子モーメント (VADM) の変動。

非双極子成分の寄与を取り除くため、500 ~ 1000 年ごとの平均値を示してある。白丸は、当該期間のデータ数が 10 個未満であることを意味する。縦棒は標準偏差 (1σ) を表す。

Fig. 6 Variation of virtual axial dipole moment (VADM) for the past 10000 years (Yang *et al.*, 2000).

メント (VADM) の大きさの平均は、現在から約 1000 ~ 3000 年前に極大 ($\sim 11 \times 10^{22} \text{Am}^2$) を示し、それ以前は現在とほぼ同じ値 ($\sim 8 \times 10^{22} \text{Am}^2$) で推移していたことがわかる (図 6)。つまり、過去 1 万年間と比較すると、現在の地球磁場は平均的な状態にあると言える。

2) 過去 500 万年間の地球磁場強度

考古学的遺跡試料が存在しない過去約 1 万年よりも以前については、現在のところ、過去に形成された火山岩 (溶岩) から当時の古地磁気強度絶対値を推定するはかない。Kono (1971) や McFadden and McElhinny (1982) などを皮切りに、過去数百万年間について、世界各地の火山岩から測定された古地磁気強度絶対値をコンパイルしてその統計的性質について考察するという研究が行われてきた。まず、両者の結論は、仮想地磁気双極子モーメント (VDM) の平均・標準偏差は $8.9 \pm 3.4 \times 10^{22} \text{Am}^2$ (過去 70 ~ 1000 万年間: Kono, 1971) および $8.67 \pm 3.63 \times 10^{22} \text{Am}^2$

(過去 500 万年間 : McFadden and McElhinny, 1982) であるというものであった。後年, さらにデータが蓄積され, Tanaka *et al.* (1995b) により絶対古地磁気強度データベースが作成された。彼らはこのデータベースの解析結果に基づき, 過去 1000 万年間の VDM の平均・標準偏差は $7.84 \pm 3.80 \times 10^{22} \text{Am}^2$ であると結論した。これらの大きさは全てほぼ同じ値であり, 現在の地磁気双極子モーメントの大きさ ($\sim 8 \times 10^{22} \text{Am}^2$) とも等しかった。したがって, 過去数百万年間と比較しても現在の地球磁場は平均的な状態にあると考えられてきた。

しかし, これらのデータベースには, pTRM テストつきテリエ法以外の方法で求められた絶対古地磁気強度データが数多く含まれていた。Juarez and Tauxe (2000) はこの点を批判し, 当時の時点で最新の絶対古地磁気強度データベース (Perrin *et al.*, 1998) から pTRM テストつきテリエ法によるデータのみを抽出し, 注意深く解析を行った。彼ら自身の測定データも加えることによって得た結論は, 過去 30 ~ 500 万年間の VADM の平均と標準偏差は $5.49 \pm 2.36 \times 10^{22} \text{Am}^2$ であるというものであった。これは以前の結論および現在の地磁気双極子モーメントの大きさと比較すると約 30% 小さい値である。しかし, その後, pTRM テストつきテリエ法のデータは急速に蓄積された。最近, Heller *et al.* (2002) はこれらのデータを取り込んだデータベースを作成し, 統計的な解析を行った。その結論のうちの一つは, 過去 500 万年間の VDM の平均は約 $8 \times 10^{22} \text{Am}^2$ になるというものであった。つまり, 以前の結論に戻ってしまったわけである。

この結論は, 最新の絶対古地磁気強度データベース (Perrin and Schnepf, 2004) に基づいた解析でも変わらない。このデータベースは, 215 個の文献の 3128 個の独立したデータから構成され, 初期の Tanaka *et al.* (1995b) のものと比べてその量は約 3 倍となっている。Yamamoto and Tsunakawa (2005) は, このデータベースから過去の一連の研究と同じ統計的基準で pTRM テストつきテリエ法のデータのみを抽出し, 過去

500 万年間の VADM の平均・標準偏差を計算した。その結果は $7.46 \pm 3.10 \times 10^{22} \text{Am}^2$ (458 データ) となり, これまでの結論を追認するものであった。しかし, この結論は地球磁場の真の姿を反映していない可能性がある。なぜならば, II. 4 節で紹介したように, 噴出時の地磁気強度が既知の歴史溶岩に pTRM テストつきテリエ法を適用しても, 正しく地磁気強度が測定されないばかりか, 真値よりも強い測定結果を得てしまう例が数多く報告されるようになってきたからである。その誤差の幅は最大で真値の 2 倍にも達する (図 4 白丸)。一方で, II. 5 節で紹介したように, 我々の研究グループが開発・実用化に取り組んできた低温消磁 2 回加熱ショー法では, 地磁気強度測定結果が大きく改善する (図 4 黒丸)。

こういった状況を踏まえ, Yamamoto and Tsunakawa (2005) は, 過去 500 万年間に形成されたフレンチポリネシア・ソサエティ諸島火山岩から採取した試料に対し, 低温消磁 2 回加熱ショー法による絶対古地磁気強度測定を行った。各種岩石磁気特性も合わせて考慮したところ, 全部で 24 カ所の独立したサイトから信頼度が高く統計的にまとまりの良い結果を得た。これらの結果から VADM の平均・標準偏差を計算すると, $3.64 \pm 2.10 \times 10^{22} \text{Am}^2$ (24 データ) となる。年代に対するこれらの結果の分布を, 上述の pTRM テストつきテリエ法によるデータとともに図 7 (A) に示す。また, VADM のヒストグラムを図 7 (B) (C) に示す。pTRM テストつきテリエ法によるデータ (図 7 (A) 白丸) はその大部分が過去 100 万年間に集中しており, この点は低温消磁 2 回加熱ショー法のデータ分布とは異なる。しかし, 前者のデータは過去 100 万年間と過去 100 ~ 500 万年間でその VADM の大きさの間に大差はなく, 両者の平均を直接比較しても結論に大きな矛盾はないと考えられる。

Yamamoto and Tsunakawa (2005) により低温消磁 2 回加熱ショー法で得られた過去 500 万年間の平均 VADM ($3.64 \times 10^{22} \text{Am}^2$) は, 現在の地磁気双極子モーメント ($\sim 8 \times 10^{22} \text{Am}^2$), および, pTRM テストつきテリエ法のデータに

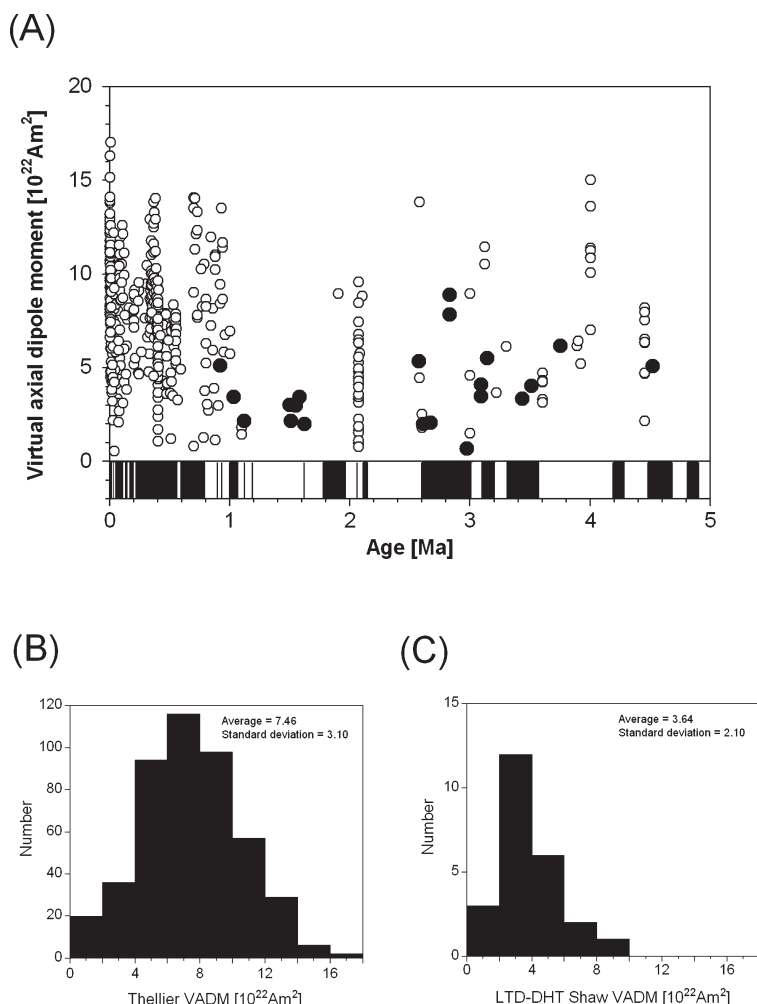


図 7

- (A) 過去 500 万年間の仮想地心軸磁気双極子モーメント (VADM) の変動. 白丸は最新の絶対古地磁気強度データベース (Perrin and Schnepf, 2004) から抽出した pTRM テストつきテリエ法によるデータ, 黒丸はフレンチポリネシア・ソサエティ諸島火山岩試料から低温消磁 2 回加熱ショー法によって得られたデータ (Yamamoto and Tsunakawa, 2005) を示す. 磁気層序モデルは Singer *et al.* (2002) および Uto *et al.* (submitted) による.
- (B) 上記 (A) で示した pTRM テストつきテリエ法によるデータのヒストグラム.
- (C) 上記 (A) で示した低温消磁 2 回加熱ショー法によるデータのヒストグラム.

Fig. 7

- (A) Variation of VADM for the past 5 million years. The open circles indicate selected Thellier data from the latest absolute paleointensity database (Perrin and Schnepf, 2004) while the closed ones denote LTD-DHT Shaw data obtained from volcanic rocks of the Society Islands, French Polynesia (Yamamoto and Tsunakawa, 2005). Magnetostratigraphy is referred from Singer *et al.* (2002) and Uto *et al.* (submitted).
- (B) Histogram for the selected Thellier VADM data.
- (C) Histogram for the LTD-DHT Shaw VADM data.

よりこれまで推定されてきた過去 500 万年間の平均 VDM または VADM ($\sim 8 \times 10^{22} \text{Am}^2$) の約半分である。根拠となるデータ数が限られているため予察的ではあるが、これまでの認識に反し、現在の地球磁場は過去 500 万年間と比較するとかなり強い状態にある可能性が示唆される。現在の地磁気ダイナモは大変活発な活動状態にあり、平均的な状態からはかけ離れているのかもしれない。

IV. 最 後 に

低温消磁 2 回加熱ショー法により、フレンチポリネシア・ソサエティ諸島火山岩から予察的に明らかになった過去 500 万年間の平均地球磁場強度像は、これまでの認識を大きく覆すものである。しかし、地球磁場はグローバルスケールの現象であるため、世界各地の火山岩から測定結果を得て、データを蓄積していく必要がある。現在、筆者は北半球に位置する日本列島の各地に分布する第四紀火山岩から試料を採取し、低温消磁 2 回加熱ショー法による測定を進めているところである。本方法のさらなる改良および信頼性の検証にも取り組みつつ、今後 10 年間で、この地球磁場強度像が確固たるものになるよう目指していきたい。

謝 辞

本稿の執筆にあたっては、産業技術総合研究所地質情報研究部門の小田啓邦博士・山崎俊嗣博士ならびに高知大学教育学部の田中秀文教授から有益な助言を頂いた。また、筆者達を含む研究グループが低温消磁 2 回加熱ショー法の信頼性を実証でき、実際の火山岩試料にその系統的な適用が可能になったのは、岡山大学の河野 長教授および(株)夏原技研の夏原信義氏を中心となって開発された自動交流消磁スピナー装置の存在のおかげである。深く感謝いたします。

文 献

Calvo, M., Prevot, M., Perrin, M. and Riisager, J. (2002): Investigating the reasons for the failure of paleointensity experiments: A study on historic lava flows from Mt. Etna (Italy). *Geophys. J. Int.*, **149**, 44–63.
Coe, R.S. (1967): Paleointensities of the Earth's mag-

netic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.*, **72**, 3247–3262.
Coe, R.S. and Gromme, C.S. (1973): A comparison of three methods of determining geomagnetic paleointensities. *J. Geomag. Geoelectr.*, **25**, 415–435.
Halls, H.C., McArdle, N.J., Gratton, M.N., Hill, M.J. and Shaw, J. (2004): Microwave paleointensities from dyke chilled margins: A way to obtain long-term variations in geodynamo intensity for the last three billion years. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **147**, 183–195.
Heider, F., Dunlop, D.J. and Soffel, H.C. (1992): Low-temperature and alternating field demagnetization of saturation remanence and thermoremanence in magnetite grains (0.037 mm to 5mm). *J. Geophys. Res.*, **97**, 9371–9381.
Heller, R., Merrill, R.T. and McFadden, P.L. (2002): The variation of intensity of earth's magnetic field with time. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **131**, 237–249.
Hill, M.J. and Shaw, J. (2000): Magnetic field intensity study of the 1960 Kilauea lava flow, Hawaii, using the microwave paleointensity technique. *Geophys. J. Int.*, **142**, 487–504.
Juarez, M.T. and Tauxe, L. (2000): The intensity of the time-averaged geomagnetic field: The last 5 Myr. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **175**, 169–180.
Kissel, C. and Laj, C. (2004): Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **147**, 155–169.
Kono, M. (1971): Intensity of the earth's magnetic field in Pliocene and Pleistocene in relation to the amplitude of mid-ocean ridge magnetic anomalies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **11**, 10–17.
Kono, M. (1978): Reliability of paleointensity methods using alternating field demagnetization and anhysteretic remanence. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **54**, 241–261.
Kono, M. (1987): Changes in TRM and ARM in a basalt due to laboratory heating. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **46**, 1–8.
Kono, M. and Ueno, N. (1977): Paleointensity determination by a modified Thellier method. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **13**, 305–314.
Levi, S. and Merrill, R.T. (1976): A comparison of ARM and TRM in magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 171–184.
Leonhardt, R., Krasa, D. and Coe, R.S. (2004): Multi-domain behavior during Thellier paleointensity experiments: A phenomenological model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **147**, 127–140.
Macmillan, S., Maus, S., Bondar, T., Chambodut, A., Golovkov, V., Holme, R., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F., Luhr, H., Mai, W., Mandea, M., Olsen, N., Rother, M., Sabaka, T., Thomson, A. and Wardinski, I. (2003): The 9th-generation International

- Geomagnetic Reference Field. *Geophys. J. Int.*, **155**, 1051–1056.
- McArdle, N.J., Halls, H.C. and Shaw, J. (2004): Rock magnetic studies and a comparison between microwave and Thellier palaeointensities for Canadian Precambrian dykes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **147**, 247–254.
- McClelland, E. and Briden, J.C. (1996): An improved methodology for Thellier-type paleointensity determination in igneous rocks and its usefulness for verifying primary thermoremanence. *J. Geophys. Res.*, **101**, 21995–22013.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W. (1982): Variations in the geomagnetic dipole. 2. Statistical analysis of VDM's for the past 5 million years. *J. Geomag. Geoelectr.*, **34**, 163–189.
- 味喜大介 (1999): 古地磁方位・強度測定による桜島溶岩流の年代推定. 火山, **44**, 111–122.
- Mochizuki, N., Tsunakawa, H., Oishi, Y., Wakai, S., Wakabayashi, K. and Yamamoto, Y. (2004): Palaeointensity study on the Oshima 1986 lava in Japan: Implications for reliability of the Thellier and LTD-DHT Shaw methods. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **146**, 395–416.
- Oishi, Y., Tsunakawa, H., Mochizuki, N., Yamamoto, Y., Wakabayashi, K. and Shibuya, H. (2005): Validity of the LTD-DHT Shaw and Thellier paleointensity methods: A case study of the Kilauea 1970 lava. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **149**, 243–257.
- Ozima, M., Ozima, M. and Akimoto, S. (1964): Low temperature characteristics of remanent magnetization of magnetite-Self-reversal and recovery phenomena of remanent magnetization-. *J. Geomag. Geoelectr.*, **16**, 165–177.
- Perrin, M. and Schnepf, E. (2004): IAGA paleointensity database: distribution and quality of the data set. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **147**, 255–267.
- Perrin, M., Schnepf, E. and Shcherbakov, V. (1998): Update of the paleointensity database. *EOS Trans. AGU*, **79**, 198.
- Riisager, P. and Riisager, J. (2001): Detecting multi-domain magnetic grains in Thellier palaeointensity experiments. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **125**, 111–117.
- Riisager, J., Riisager, P., Zhao, X., Coe, R.S. and Pedersen, A.K. (2004): Paleointensity during a chron C26r excursion recorded in west Greenland lava flows. *J. Geophys. Res.*, **109**, B04107, doi:10.1029/2003JB002887.
- Rolph, T.C. and Shaw, J. (1985): A new method of paleofield magnitude correction for thermally altered samples and its application to Lower Carboniferous lavas. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **80**, 773–781.
- Selkin, P.A. and Tauxe, L. (2000): Long-term variations in paleointensity. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **358**, 1065–1088.
- Shaw, J. (1974): A new method of determining the magnitude of the paleomagnetic field. Application to five historic lavas and five archaeological samples. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 637–651.
- Singer, B.S., Relle, M.K., Hoffman, K.A., Battle, A., Laj, C., Guillou, H. and Carracedo, J.C. (2002): Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2307, doi:10.1029/2001JB001613.
- Tanaka, H. and Kono, M. (1991): Preliminary Results and Reliability of Paleointensity Studies on Historical and 14C Dated Hawaiian Lavas. *J. Geomag. Geoelectr.*, **43**, 375–388.
- Tanaka, H. and Kono, M. (2002): Paleointensities from a Cretaceous basalt platform in Inner Mongolia, northeastern China. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **133**, 147–157.
- Tanaka, H., Kono, M. and Kaneko, S. (1995a): Paleosecular variation of direction and intensity from two Pliocene-Pleistocene lava sections in southwestern Iceland. *J. Geomag. Geoelectr.*, **47**, 89–102.
- Tanaka H., Kono, M. and Uchimura, H. (1995b): Some global features of paleointensity in geological time. *Geophys. J. Int.*, **120**, 97–102.
- Thellier, E. and Thellier, O. (1959): Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, **15**, 285–376.
- Tsunakawa, H. and Shaw, J. (1994): The Shaw method of paleointensity determinations and its application to recent volcanic rocks. *Geophys. J. Int.*, **118**, 781–787.
- Tsunakawa, H., Shimura, K. and Yamamoto, Y. (1997): Application of double heating technique of the Shaw method to the Brunhes epoch volcanic rocks (abstract). *8th Scientific Assembly IAGA, Uppsala*.
- Uto, K., Yamamoto, Y., Sudo, M., Uchiumi, S., Ishizuka, O., Kogiso, T., and Tsunakawa, H. (submitted): K-Ar ages and magnetostratigraphy of the Society Islands, French Polynesia. *Earth Planets Space*.
- Valet, J.P., Brassart, J., Meur, I., Le, Soler V., Quidel-leur, X., Tric, E. and Gillot, P.Y. (1996): Absolute paleointensity and magnetomineralogical changes. *J. Geophys. Res.*, **101**, 25029–25044.
- Walton, D., Shaw, J., Share, J. and Hakes, J. (1992): Microwave demagnetisation. *J. Appl. Phys.*, **71**, 1549–1551.
- Walton, D., Share, J., Rolph, T.C. and Shaw, J. (1993): Microwave magnetisation. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 109–111.
- Yamamoto, Y. and Tsunakawa, H. (2005): Geomagnetic field intensity during the last 5 million years: LTD-DHT Shaw paleointensities from volcanic rocks of the Society Islands, French Polynesia. *Geophys. J. Int.*, in press.
- Yamamoto, Y., Tsunakawa, H. and Shibuya, H. (2003): Paleointensity study of the Hawaiian 1960 lava:

- Implications for possible causes of erroneously high intensities. *Geophys. J. Int.*, **153**, 263–276.
- Yang, S., Odah, H. and Shaw, J. (2000): Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12000 years. *Geophys. J. Int.*, **140**, 158–162.
- Yu, Y., Dunlop, D.J. and Ozdemir, O. (2003): Are ARM and TRM analogs? Thellier analysis of ARM and pseudo-Thellier analysis of TRM. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**, 325–336.
- Yu, Y., Tauxe, L. and Genevey, A. (2004): Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, Q02H07, doi:10.1029/2003GC000630.
- (2004 年 12 月 9 日受付, 2005 年 2 月 3 日受理)