

テリ工法実験における強磁性粒子の 非理想挙動の検出と補正

— 新たな古地磁気強度推定方法について —

鄭 重* 趙 西 西** 上 野 直 子***

Probing and Correcting the Non-ideal Behavior of Magnetic Grains during Thellier Paleointensity Experiment: A New Method of Paleointensity Determination

Zhong ZHENG*, Xixi ZHAO** and Naoko UENO***

Abstract

We present a new method of paleointensity determination based on comparing the thermal demagnetization of natural remanent magnetization (NRM) with that of an artificial total thermoremanent magnetization (TRM). Igneous rocks often contain pseudo-single domain (PSD), multidomain (MD), and/or single domain (SD) particles as magnetic remanence carriers under strong magnetic grain (domain) interactions. The magnetic grain interactions have particular disastrous effects on paleointensity experiments, which make determination of paleointensity unreliable. We have critically examined how magnetic grain interactions affect the Thellier experiment, and have developed a new technique for correcting grain-interaction effects in the experiment of paleointensity estimation. The essential point of our experimental method is that by comparing the thermal demagnetization of natural remanent magnetization ($\delta \text{NRM}_{\text{loss}}$) with that of an artificial total TRM ($\delta \text{TRM}_{\text{loss}}$) for estimating its paleointensity, rather than that by comparing the remaining of NRM during thermal demagnetization ($\text{NRM}_{\text{remaining}}$) with a progressive TRM_{gain} in the traditional Thellier-Coe method, which essentially requires the additivity of partial TRM and independence of pTRMs. Using our new method, a mild alternating field (AF) demagnetization pre-treatment is applied to destroy most of the low coercivity remanence, which makes the samples behave more suitably for a paleointensity study. We also make an apparent paleointensity estimation with pTRM, which is acquired in the perpendicular direction of NRM in a narrow non-overlapping temperature interval and cooled slowly in air. In this way, the non-ideal behavior of samples is detected most sensitively by the discrepancy between NRM loss and pTRM gain. Finally, we employ an artificial total TRM test to elucidate the relation be-

* 総合開発株式会社地球科学事業部

** カリフォルニア大学地球惑星学科

*** 東洋大学文学部英語コミュニケーション学科

* Geosciences Division, Sogokaiatsu Co. Ltd, Tokyo

** Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California

*** Department of English Communication, Toyo University

tween TRM_{loss} and pTRM_{gain}, and to correct interference caused by the non-ideal behavior. We have applied our new method to several representative suites of historical lava flows of known geomagnetic field intensity, and successfully extracted reliable paleointensity with a precision higher than 95% from samples even containing PSD and MD grains.

Key words : paleointensity, Thellier method, non-ideal behavior correction, pTRM measurement, AF pre-treatment, volcanic rocks

キーワード : 絶対古地球磁場強度, テリ工法, 非理想挙動補正, 部分熱残留磁気測定, 交流消磁前処理, 火山岩類

I. ま え が き

地球の固有磁場を生成するダイナモ作用の研究は、コンピュータの計算能力の急激な進歩により近年大きな進展があり、より現実的な電磁流体ダイナモを数値実験において検討することができるようになった。この数値実験の成果によれば、地球磁場の定常的な維持および地磁気の極性逆転現象は、地球外核における電磁流体運動によって説明することができる (Glatzmaier and Roberts, 1995)。地心双極子磁場の逆転は、地球の自転の変動や核 マントル境界における熱流束分布の変動がなくても、電磁流体ダイナモ過程それ自身において自発的に起きうると結論されるに至った。一方、逆転の頻度は核 マントル境界における熱流束分布による影響を受けるという説も提出されている (Glatzmaier *et al.*, 1999)。ダイナモのエネルギー源の見地から、磁場の生成過程は内核の成長やマントルの熱対流などの地球進化過程そのものと密接に結ばれている。これを解明するために、過去の地球磁場の情報を詳細に復元することは、地球科学全体にとって非常に重要な課題の一つである。例えば地磁気逆転の認められない白亜紀後期スーパークロンの古地磁気強度の解明は、非逆転モードの電磁流体ダイナモ・モデルの構築にとって非常に重要な情報となるであろう。

このような流れの中で、近年古地磁気強度に対する関心度が高まっている。ところが、過去の絶対地球磁場強度の測定は、地球磁場の方位の測定に比べてはるかに困難であり、既存の信頼できる

データは限られた一部の火山岩から得られたピンポイント情報だけである。絶対古地磁気強度測定の唯一の材料は火山岩である。これを処理する既存の標準的な古地磁気強度測定法は、Thellier-Coe 法である (Thellier and Thellier, 1959; Coe, 1967)。この方法は、実験室内の既知磁場 (H_{lab}) で試料を段階的に加熱して熱残留磁化 TRM (T_i, T_0)_{gain} を与え、その大きさを自然残留磁化 (NRM) の段階熱消磁で消去された部分 ($(T_i)_{loss}$ と呼ぶ) と比較することにより、絶対古地磁気強度 (H_{an}) を推定する。この方法の特徴から以下の 3 項目が古地磁気強度推定の前提条件として要求される。

1. 重なっていない温度区間で獲得した部分熱残留磁化 (pTRM) の間に加法則が成り立つ。すなわち $pTRM(T_1, T_0) + pTRM(T_2, T_1) + \dots + pTRM(T_n, T_{n-1}) = TRM(T_n, T_0)$
2. 別々の温度区間で獲得した pTRM が独立し分割できる。すなわち $pTRM(T_2, T_1)$ は T_1 以下の温度で安定であり、 T_2 以上の温度で消磁できなければならない。
3. 印加磁場中で獲得した熱残留磁化の強度はこの印加磁場強度に比例する。

これらの条件を満たす強磁性粒子の挙動を“粒子の理想挙動”と呼ぶ。Néel (1949) の理論は孤立した単磁区粒子 (single domain, SD) 群がこの粒子の理想挙動のもとで熱残留磁化を獲得することを証明した。しかし、自然界に存在する通常の火山岩では、この前提条件を完全に満足するケースはむしろ希である。通常の火山岩において

は、単磁区粒子が擬似単磁区 (pseudo-single domain, PSD) ないし多磁区 (Multi domain, MD) 粒子と共存するか、あるいは単磁区粒子がほとんど存在していないことが多いためである。この場合、Thellier-Coe 法を単純に適用しても信頼しうる古地磁気強度を求めることはできない (Levi, 1977; Xu and Dunlop, 1994)。最大で真の値の 2 倍もの絶対古地磁気強度が測定される例が相次いで報告されている (例えば, Tanaka and Kono, 1991; Tanaka *et al.*, 1995; Hill and shaw, 2000; Calvo *et al.*, 2002; Yamamoto *et al.*, 2003; Mochizuki *et al.*, 2004)。単磁区粒子が多く含まれている試料を厳選することは、当然一つの対処方法である。例えば、単磁区粒子が多く含まれる斜長石の単結晶 (Cottrell and Tarduno, 2000) や SBG (Submarine Basaltic Glass) などが考えられる (Pick and Tauxe, 1993; Smirnov and Tarduno, 2003)。しかし、この種の試料は産出が限定的であり、かつ仮に得られたとしても通常は試料のサイズが極めて小さいため測定誤差が大きい。従って、根本的な解決方法としては実験方法の改良が必須である。すなわち、自然界に産する普通の火山岩から正確に古地磁気強度を求められる方法の開発が熱望されている。

古地磁気強度のもう一つの測定法は、人工熱残留磁化と自然残留磁化の段階交流消磁結果同士を比較する Shaw 法である (Shaw, 1974)。この方法は pTRM 加法則と pTRM 独立性の二つの前提条件が全く不要であり、擬似単磁区や多磁区粒子が含まれる試料にも適用できる可能性がある。しかし、人工熱残留磁化の獲得のためには、強磁性鉱物の化学変化をしばしば伴うキュリー点以上までの加熱が要求されるため、Shaw 法はあまり広く採用されていない。Shaw 法の欠点である高温での化学変化を補正するために、いくつかの方法が提案されている。Rolph and Shaw (1985) は ARM (非履歴性残留磁化) 補正法を提案したが、この方法に対する批判は強い (Kono 1987; Vlag *et al.*, 2000; Juarez and Tauxe, 2000)。最近、低温消磁 2 回加熱補正法が提案され、成功した実例が報告されている (Tsunakawa *et al.*, 1997;

Yamamoto *et al.*, 2003)。こうした試みはあるものの、化学変化を回避できる最善の方法は、テリ工法の実験方法そのものの改良である。

非理想挙動を示す粒子の顕著な特徴の一つは、ある温度 T_i まで一旦加熱されてから T_{i-1} まで定常磁場、 T_{i-1} より室温まで無磁場環境で冷却する過程において獲得された部分熱残留磁化 pTRM (T_i, T_{i-1}) において、着磁の上限温度 T_i までの熱消磁で消去できない部分 (pTRM tail という) および、着磁の下限温度 T_{i-1} より低温の熱消磁でその一部分が消去されてしまう部分が存在することである (Dunlop and Ozdemir, 2000)。すなわち、消磁温度 (unblocking 温度という、 T_{ub}) が着磁温度 (blocking 温度という、 T_b) と同一でなくなる現象である。Fabian (2001) はこの現象に着目して、 T_{ub} が T_b のある Cauchy 関数であると仮定し、数値シミュレーションを行った。彼の主要な結論は、人工熱残留磁化と自然残留磁化の段階熱消磁結果同士を比較すれば、絶対古地磁気強度の推定は、PSD ないし MD 粒子を含む場合にも適用できるというものである。しかし、この人工熱残留磁化の獲得は Shaw 法と同じようにキュリー点以上の加熱が要求される点が問題である。

我々は、粒子の非理想挙動の原因を考察した上で、上記の問題に対処できる実用的な古地磁気強度推定方法を以下に提案する。

II. 新しい方法における改良の要点

標準テリ工法は、全量ではなく部分的な熱残留磁化を用いて NRM と比較するため厳しい前提条件が必要で、通常の火山岩に適用されると問題が生じる。しかし、キュリー点 (T_c) 以上の温度まで加熱して熱残留磁化の全量 (total TRM) を与え、その大きさを NRM と比較することにより絶対古地磁気強度を推定すれば、加法則と pTRM 独立性の二つの前提条件は不要となるはずである。Day (1977) は、チタノマグネタイトの粒子サイズを均質化した試料について熱残留磁化の獲得カーブを求めた。地球磁場程度の弱い印加磁場 (< 1 mT) 下で獲得された TRM の強度

は、粒子サイズが小さい ($< 6 \mu\text{m}$) 場合、ほぼ印加磁場の強度に比例する。この場合、理論的に $\text{NRM}(\text{total})$ より未知の磁場 (H_{an}) が求められる。

$$H_{\text{an}} = \frac{\text{NRM}(\text{total})}{\text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})} \times H_{\text{lab}}$$

一般的に近接する強磁性鉱物粒子の間に相互作用が存在し、その TRM の unblocking 温度分布 ($\delta \text{TRM}_{\text{loss}}$, 重複しない温度区間について熱消磁で消去された残留磁化の分布) は外部印加磁場によって微妙に変化する。しかし、 H_{lab} が H_{an} に十分近ければ、ほぼ同じパターンの unblocking 温度分布が期待できる。すなわち、 $\delta \text{NRM}(\text{total})_{\text{loss}}$ は $\delta \text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})_{\text{loss}}$ と比例する。よって、下記の式が成り立つ。

$$\begin{aligned} H_{\text{an}} &= \frac{\text{NRM}(\text{total})}{\text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})} \times H_{\text{lab}} \\ &= \frac{\delta \text{NRM}(\text{total})_{\text{loss}}}{\delta \text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})_{\text{loss}}} \times H_{\text{lab}} \end{aligned} \quad (1)$$

次に上記の式 (1) に基づき、非理想挙動が補正された古地磁気強度 H_{an} の実用式を導く。簡単のために、これ以後 $\delta \text{NRM}(\text{total})_{\text{loss}}$ を δNRM と、 $\delta \text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})_{\text{loss}}$ を δTRM と記す。また、NRM と TRM に対する段階熱消磁を行う際に、消磁された重複しない温度区間に部分残留磁化 ($p\text{TRM}$) を着磁し、それぞれ $p\text{TRM}_1$ と $p\text{TRM}_2$ (blocking 温度分布) を得ることとする。 $\text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})$ を獲得する過程において強磁性鉱物の化学変化がなければ、 $p\text{TRM}_2$ は $p\text{TRM}_1$ と等しい。よって、

$$\begin{aligned} H_{\text{an}} &= \frac{\delta \text{NRM}(\text{total})_{\text{loss}}}{\delta \text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})_{\text{loss}}} \times H_{\text{lab}} \\ &= \frac{\delta \text{NRM}}{\delta \text{TRM}} \times H_{\text{lab}} \end{aligned} \quad (2)$$

式 (2) の必要条件として、(ア) NRM は完全に TRM 起源であること、(イ) $\text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})$ を獲得する過程において、強磁性鉱物の化学変化がないこと、(ウ) H_{lab} を H_{an} に十分近づける

ようにすること、(エ) 熱残留磁化の全量 ($\text{NRM}(\text{total})$ と $\text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})$) は外部印加磁場へほぼ線形的に依存すること、という 4 点が満たされねばならない。式 (2) を用いれば、以下の利点が挙げられる。

第一に unblocking 温度分布同士を比較する本方法は、粒子の非理想挙動を補正し、unblocking 温度分布 = blocking 温度という仮定をする通常のテリ工法より根本的に優れている。式 (2) は粒子の非理想挙動を補正するものである。理想挙動をする粒子の場合、 $\delta \text{TRM} = p\text{TRM}_2$ のため、上記の式は微分式のテリ工法になる。 $\delta \text{TRM}/p\text{TRM}_2$ の比は粒子の非理想挙動を反映するパラメータである。我々は以下のように試料を分類する。 $\delta \text{TRM}/p\text{TRM}_2$ の比が 1 になる粒子群を SD-like 粒子群と呼ぶ。PSD-like 粒子群は、その δTRM は $p\text{TRM}_2$ と差があるものの、補正で正確に古地磁気強度を求めることが可能なものをいう。一方 MD-like 粒子群は、その δTRM は $p\text{TRM}_2$ との差が大きいため、補正が大きい誤差をもたらすものとする。

第二に、 δNRM と δTRM の比較を行い比例しない部分を棄却することにより、NRM の TRM 起源の部分だけを適切に判定・選択することが可能となる。例えば、地球磁場に晒されることにより二次的に獲得した粘性残留磁化 (VRM) や、キュリー点以下の温度で強磁性鉱物が成長しながら獲得した熱化学残留磁化 (TCRM) は、磁場強度との関係が TRM とは異なるため、その unblocking 温度分布が TRM のそれとは異なる。比例しない部分は VRM あるいは TCRM とみなして棄却する。

第三に、 $p\text{TRM}_2$ が $p\text{TRM}_1$ と等しいかどうかにより、実験中に強磁性鉱物の化学変化があるかどうかを確認できる。

我々はさらに、上記の方法を実際の試料に適用する際によりよい結果を得るための実験技術を提案する。

まず、10 ~ 20 mT 程度の部分交流消磁の前処理を実施し、式 (2) で補正できない多磁区粒子などの低い抗磁力を有する粒子の影響を抑制す

る。また、この前処理で、NRM に含まれる低い抗磁力を有する二次的な粘性残留磁化を取り除くことが期待できる。

次に、再現性のよい pTRM を獲得させるため pTRM (T_i, T_{i-1}) の着磁方法を吟味する。標準テリエ法では理論的に NRM のベクトルと平行に TRM(T_i, T_0) を着磁するよう勧めているが、我々の方法では、NRM のベクトルと直交する方向へ重複しない温度区間で pTRM(T_i, T_{i-1}) を着磁する。この着磁方法にはいくつかの利点がある。主要な点は、(ア) NRM の方向と直交するため、NRM により生じた内部磁場の影響を避けられることが期待できる。岩石そのものの内部磁場によって獲得された磁化のバルク平均値は NRM と直交する方向には 0 と期待できるからである。(イ) 微分的に pTRM を分けて測定した方が、積分的に TRM を測定して pTRM を計算するよりも高い信頼度が得られる。着磁する温度区間で試料を均等冷却することが時間的に可能となる。強制冷却は試料に温度勾配をもたらす、先に冷却した部分の残留磁化は内部磁場を生じ、高温部分の残留磁化の獲得時の磁場を擾乱するためである。(ウ) 部分熱残留磁化 pTRM (T_i, T_{i-1}) を上限温度 T_i で熱消磁して残った pTRM tail ($(T_i, T_{i-1}), T_i$) は NRM の測定に影響がないため、実験上の攪乱要素を未然に防ぐことができる。一般的に pTRM tail の抗磁力は小さい場合が多いため交流消磁前処理でその大半を消去することができ、また、pTRM tail の unblocking 温度は blocking 温度からのズレが高くないので次のステップ T_{i+1} 温度でほとんど消去されてしまう。このようにして我々の実験方法では、他の磁氣的要素からほぼ独立した pTRM 分布が得られる。

最後に、いかに強磁性鉱物の化学変化を引き起こすことなく TRM_{lab}(total) を獲得させるかが実験上の重要なポイントである。ほとんどの火山岩は、真空環境におかれてもキュリー点以上での加熱に伴って高温酸化が起こり、強磁性鉱物に変化してしまう。我々が考案した対処方法として、NRM を強磁性鉱物の熱化学変化が起こる以下の温度(T_n)までまず段階熱消磁と着磁(pTRM₁

(T_i, T_{i-1})) を行い、古地磁気強度を抽出するための実験データを取得する。次に、消去した自然残留磁化 NRM(T_n)_{loss} に近い TRM(T_n, T_0, H_{lab}) を着磁させ、粒子の挙動を解明するための TRM test 実験に用いる。つまり古地磁気(H_{an})の強度と方向に近い人工磁場(H_{lab})を印加する。すなわち

$$\text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total}) = \text{TRM}(T_n, T_0, H_{\text{lab}})_{\text{gain}} + \text{NRM}(T_n)'_{\text{remaining}} \quad (3)$$

$$\text{NRM}(\text{total}) = \text{NRM}(T_n)_{\text{loss}} + \text{NRM}(T_n)_{\text{remaining}}$$

ここで、NRM(T_n)_{remaining} は温度 T_n での消磁時に残った自然残留磁化である。NRM(T_n)'_{remaining} は温度 T_n での着磁時に残った自然残留磁化である。両者の差は通常無視できるぐらい小さいと考えられる。TRM_{lab}(total) と NRM(total) の間に明らかな違いがある場合、式(1)で計算された H_{an} で TRM を着磁し直す。得られた TRM_{lab}(total) を新たな“NRM”として、再度段階熱消磁と着磁(pTRM₂(T_i, T_{i-1}))を行う。pTRM₁ = pTRM₂ かどうかによって化学変化の発生を確認する。このやり方は、高 T_{ub} 粒子の磁化 NRM(T_n)_{remaining} から低 T_b 粒子の残留磁化の獲得時の磁場を擾乱する効果、つまり粒子間の相互作用を考慮したものであり、TRM_{lab}(total) に近いものを獲得させることができるわけである。我々の論点は、近接した粒子間の相互作用が粒子の非理想挙動を引き起こす主要原因であり、岩石そのものの内部磁場によって獲得された磁化のバルク平均値は NRM と直交する方向には 0、平行方向に最大と期待できる点にある。NRM と平行方向に TRM(T_n, T_0, H_{lab})_{gain} を獲得させるなら、粒子間の相互作用の効果を考慮し、TRM_{lab}(total) に近い磁化を獲得させることができると考えられる。

しかし、式(3)がうまく機能しない可能性として残るのは、火山岩がキュリー点(T_c)以上の高温から温度 T_n までの冷却過程において獲得した、温度 T_n における NRM($(T_c, T_n), T_n$)_{gain} が、実験室で再び温度 T_n まで加熱後残っ

た NRM (T_n)_{remaining} と異なる点である。NRM (T_n)_{remaining} には、NRM ($(T_c, T_n), T_n$)_{gain} の残った部分以外に、温度 T_n までの熱消磁で消去できなかった NRM (T_n, T_0)_{gain} の tail の部分もある。この NRM tail ($(T_n, T_0), T_n$) の部分は、 T_n からスタートする TRM_{lab} (total) を獲得するための初期値のずれ部分として最終結果の獲得に影響が出る可能性があるが、高温 T_n における残った NRM ($(T_c, T_n), T_n$)_{gain} に溶岩ができた当初のものと比べて変化があるかどうかは主要な問題であると考えられる。我々の実験によりこの変化がある証拠を見いだした。すなわち“低温侵蝕効果”である。“低温侵蝕効果”は今回の研究で見いだし命名した現象であり、残留磁化がその unblocking 温度より低い消磁温度において消磁温度を維持する時間 (hold time) が長いほど多く残留磁化が消去される点で特徴づけられる。通常 hold time を 90 分程度にすれば残った熱残留磁化は大体安定となる。それにより、この NRM ($(T_c, T_n), T_n$)_{gain} は“低温侵蝕効果”で減衰され、低温粒子への作用が弱くなると考えられる。MD-like 粒子群の場合、この“低温侵蝕効果”が大きいと推察される。従って、MD-like 粒子群の影響をできる限り除く工夫をする必要が生じる。幸いに PSD-like 粒子群の場合、高 T_b 粒子群から低 T_b 粒子群への作用効果そのものは、その直下の温度範囲の粒子に影響を及ぼすことに留まり、より低温の部分にほとんど影響しないらしい。その代表例は後ほど紹介する。

後述の応用例で紹介するように、我々の方法を歴史溶岩に適用し、 δ TRM/pTRM₂ が 0.5 ~ 1.5 をもつ温度区間のデータを用いることにより、期待値からの誤差が 5% 以内という非常に信頼度の高い古地磁気強度を求めることに成功した。すなわち、 $0.5 < \delta$ TRM/pTRM₂ < 1.5 の温度区間のデータを用いるなら粒子の非理想挙動の補正が可能であり、信頼できる古地磁気強度が得られる。

III . 新しい pTRM 実験法の具体的手順

我々が提案する実験法の具体的な手順を (1) から (9) の段階に分けて述べる (図 1 参照)。

- (1) NRM を測定する。10 ~ 20 mT 程度の交流消磁の前処理を実施し、低い抗磁力粒子の影響を抑制する。
- (2) NRM を室温から T_i まで加熱する。その際直流磁場はもちろん、電気炉の交流磁場による攪乱要素も未然に防ぐために、できる限り無交流磁場の環境を作る。残った磁化を安定させるために、温度 T_i になった時点よりさらに 90 分程度この温度を維持した後、無磁場空間において強制冷却を行う。10 ~ 20 mT 程度で交流消磁した後で残留磁化を測定する。
- (3) 測定誤差を考慮して、適当な温度間隔 (T_i, T_{i+1}) を選択する。通常この温度区間で NRM の loss が NRM 残存量の 10% 程度になるなら特に問題はない。通常の温度間隔は 10 ~ 50 である。
- (4) NRM と直交する方向に pTRM (T_i, T_{i+1}) を着磁し、固有 blocking 温度分布 (pTRM) を得る。室温から T_i まで無磁場中で加熱して、自然冷却あるいは低定速率での冷却が行われる温度区間 $T_i \sim T_{i+1}$ のみで定常磁場 H_{lab} により NRM と直交する方向に pTRM を着磁する。温度 T_{i+1} から室温までは無磁場中で強制冷却する。10 ~ 20 mT 程度で交流消磁を行う前後に pTRM を測定する。
- (5) 実験手順 (2)~(4) を強磁性鉱物の化学変化が起こらない程度の温度域で繰り返し、なるべく多数の温度区間でデータを得る。
- (6) 温度区間ごとに見かけの古地磁気強度を計算する。各温度区間に消去された NRM_{loss} (δ NRM, unblocking 温度分布) を同温度区間に得た pTRM₁ (blocking 温度分布) で除し、印加した人工磁場 H_{lab} を乗じて、見かけ古地磁気強度を計算する。すなわち、blocking 温度順で粒子全体を n 集団に分割し、それぞれの集団から見かけ古地磁気強度を得る。
- (7) pTRM と δ NRM の変化パターンが類似する場合、古地磁気強度推定を行う試料として有望である。一方、両者の変化パターンに大きい差異がある場合、古地磁気強度測定試料として適切ではなく、実験を中止する。

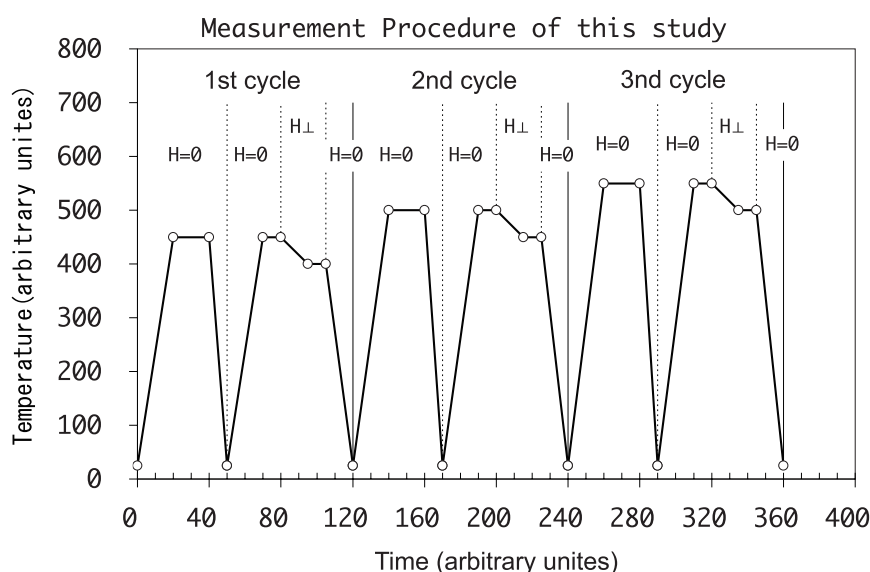


図1 測定手順の概要：古地磁気強度の抽出実験はいくつかのサイクルからなる。1サイクルとしては、まず熱消磁を行い、その次に消磁した温度区間で自然残留磁化と直交する方向に部分熱残留磁化を獲得させる。

Fig. 1 Experimental procedures used in this study.

A complete measurement for determining paleointensity consists of several cycles; each includes a step for thermal demagnetization of NRM and a step for pTRM acquisition.

(8) 実験手順(7)において有望と判定された試料について、人工 TRM test を行い、 δ NRM と pTRM のずれの関係を求めて、見かけ古地磁気強度を補正する。この TRM は、なるべく強磁性鉱物の化学変化(高温酸化)が起こる以下の温度で、消去した NRM の部分残留磁化を置き替えるように獲得させる。つまり古地磁気の強度と方向に近い人工磁場を印加する。この TRM に部分的に置換された“NRM”を新しい NRM とみなし、最初の NRM に行った段階熱消磁・着磁実験(実験手順(2)から(5))と同じプロセスで実験を行い、 δ TRM と pTRM₂ を求める。

(9) pTRM の再現性があり(pTRM₁ pTRM₂)、かつ NRM が熱残留磁化のみであり(δ NRM が δ TRM と比例する)、さらに $0.5 < \delta$ TRM/pTRM < 1.5 の温度区間のデータだけを用い、式(2)によって非理想挙動を補正した古地磁

気強度を計算する。

IV．検証実験結果

本実験方法の有効性を表1に示す歴史溶岩を用いて検証した。実験は全て総合開発株式会社地球科学事業部古地磁気実験室で実施した。残留磁気測定と交流消磁は、それぞれ AGICO 社製の JR-5A 型スピナー磁力計と LDA-3A 型交流消磁装置で行った。熱消磁と着磁は、この実験のために自社で開発した fTD 型熱消磁装置を用いた。

1) 理想挙動を示す例 (Mexico City 溶岩, Hawaii1935 溶岩)

Mexico city 溶岩試料 M15-5 と Hawaii 1935 溶岩の新鮮な試料 HA12-3 を用いた。ただし、試料 M15-5 については、その NRM として人工 Total TRM を用いた。2 試料とも粒子の理想挙動を示した。得られた δ TRM/pTRM はほぼ 1 であり、微分式のテリ工法で得られた見かけ古地磁気

表 1 歴史溶岩を用いた古地磁気強度測定結果一覧表 .

Table 1 Summarized results of historical lava samples measured in this study.

Sample	Lat. (N)	Lon. (E)	Age	Behaviour	AFD (mT)	Hlab (μ T)	Range (C)	N	Paleointensity(μ T) Plateau	Corrected	Expected Field (μ T)
Hawaii, USA											
HA12-3	19.69	155.49	AD1935	SD-like	10	30	100 250	5	38 $\pm$ 1		37
Mexico city lava, annealed sample											
M15-5B_A	19.0 N	99.5 W	~ AD0002	SD-like	15	50	380 540	6	50 $\pm$ 4		50
M15-5B_B	"	"	"	"	0	50	410 540	5	50 $\pm$ 2		50
<Izu-Oshima 1986 lava, Japan>											
805-1A	"	"	AD1986	PSD-like	10	50	210 340	5	59 $\pm$ 4	47 $\pm$ 3	48
805-1C	"	"	"	"	"	50	160 360	7	60 $\pm$ 13	48 $\pm$ 4	"
Stop6-1C	"	"	"	"	"	50	260 360	5	42 $\pm$ 2	48 $\pm$ 2	"
Stop6-2A	"	"	"	"	50	50	200 320	4	48 $\pm$ 19	49 $\pm$ 5	"
Stop6-2B	"	"	"	"	30	50	200 350	5	45 $\pm$ 14	47 $\pm$ 2	"
<Mean>										48 $\pm$ 1	
701A	"	"	O21, ~ BC1850	"	10	50	210 360	6	66 $\pm$ 20	51 $\pm$ 4	~ 50
701C	"	"	"	"	10	50	260 360	5	66 $\pm$ 15	49 $\pm$ 3	"
Sakurajima dacite, Japan											
SF17-2	31.50	138.66	Anei, AD1779	PSD-like	10	50	120 200	3	51 $\pm$ 3	44 $\pm$ 1	45

Notes: Lat., Lon., Latitude and longitude of sample locality. N : Number of intervals from which plateau paleofield estimate was obtained.
 AFD: Strength of AF demagnetization pre-treatment, Hlab: A laboratory field to produce a artificial "NRM" for the correction of non-ideal behavior.

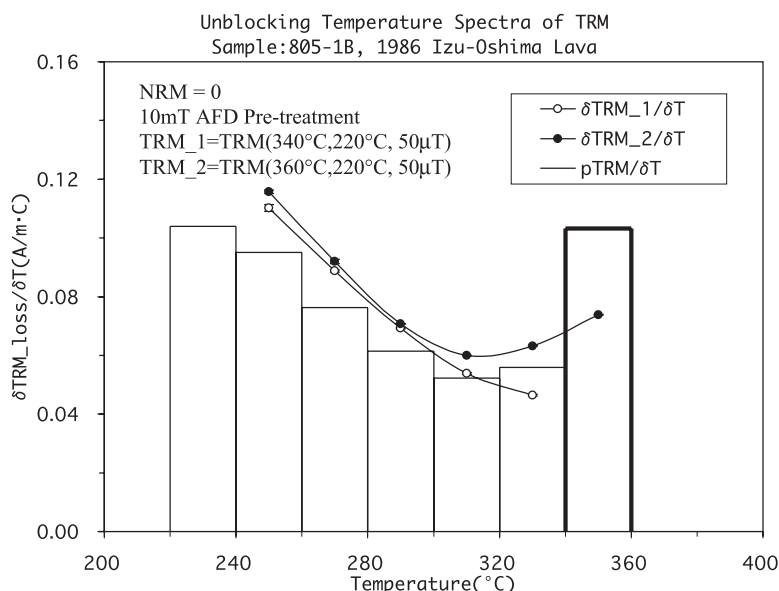


図 2 PSD like 粒子群の高温粒子群から低温粒子群への影響を示す．
試料を強磁性鉱物が化学変化する以下の温度で 2 回着磁した．第 1 回目の TRM₁ (340 , 220 , 50 μT) は、上限温度 340 から下限温度 220 まで 50 μT の定常磁場で自然冷却を、220 より室温まで無磁場空間に強制冷却を行った過程で獲得した．TRM₂ (360 , 220 , 50 μT) は上限温度を 360 に上げた点のみが TRM₁ と異なる．それぞれの TRM について段階消磁を実施し、その unblocking 温度 δTRM を調べた．TRM₁ と TRM₂ との unblocking 温度分布の違いは、高い blocking 温度 (T_b : 340 ~ 360) 粒子集団から低い T_b (220 ~ 340) 粒子集団の unblocking 温度分布への影響を反映する．高温粒子集団の擾乱はその直下温度範囲 (300 ~ 340) 粒子集団に留まり、より低い温度へはほとんど影響を及ぼさない．参考のため pTRM の分布も示した．

Fig. 2 Typical example of magnetic grain interaction of higher blocking temperature grains to lower ones in a PSD like sample.

The effect is detected from the difference between the unblocking temperature spectra of δTRM_1 and δTRM_2 . The latter was acquired when cooling from a higher temperature. For reference, the blocking temperature spectra ($p\text{TRM}$) were also plotted. Definitions for curve legends in: $\delta\text{TRM} = \text{TRM}(T_{i-1})_{\text{remaining}} - \text{TRM}(T_i)_{\text{remaining}}$; $p\text{TRM} = p\text{TRM}(T_i, T_{i-1})$; $\delta T = T_i, T_{i-1} = 20$; 10 mT AF demagnetization was applied before each measurement.

強度は、(2) 式で補正された古地磁気強度と同じであり、地磁気観測データとよく一致することが明らかである (表 1 参照)。

2) 非理想挙動を示す例 (大島溶岩)

非理想挙動を示す代表例としては大島 1986 年溶岩があり、これについて以下に詳細に紹介する。

大島三原山カルデラ内の LA 溶岩 (火口 A) から 2 ブロックの試料 (805 と Stop 6) を採取した。研磨試料を走査型電子顕微鏡にて観察すると、い

ずれの試料中の強磁性鉱物も繊細な骨組み構造を示す粒径 1 ~ 2 μm 程度の微細なチタノマグネタイトであり、このような繊細な骨組み構造を示す粒子群は試料全体に点在して分布する。急冷されてできた溶岩であると判断できる。

あらかじめ NRM をほぼ完全に消磁しておいた試料 805-1B を用い、その非理想挙動を調べた。図 2 は高い blocking 温度 (T_b : 340 ~ 360) 粒子集団から低い T_b (220 ~ 340) 粒子集団の unblocking 温度分布への影響を示す。試料を

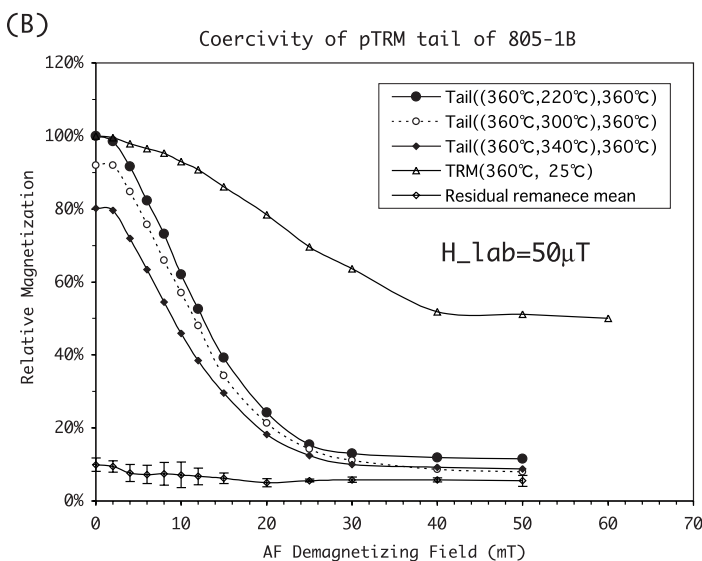
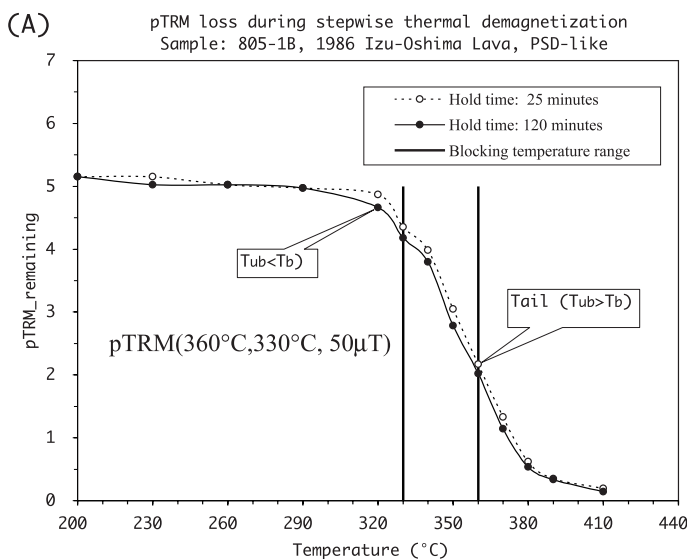


Fig. 3

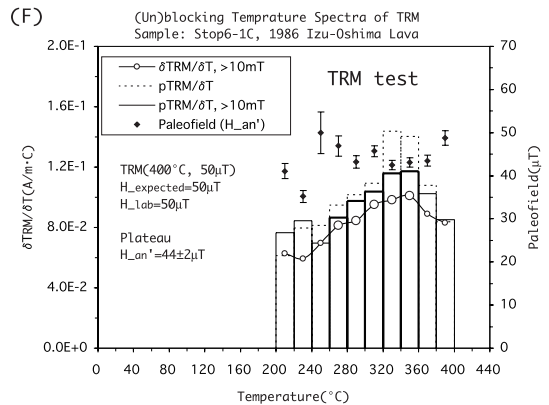
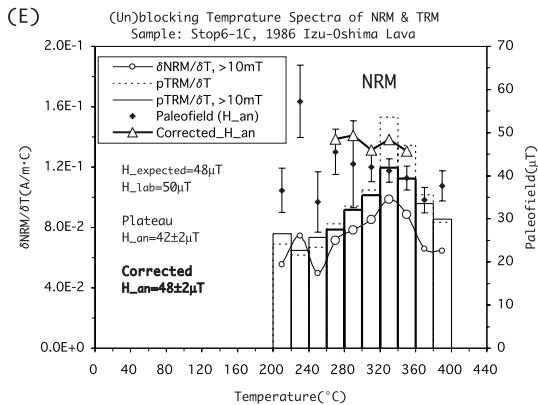
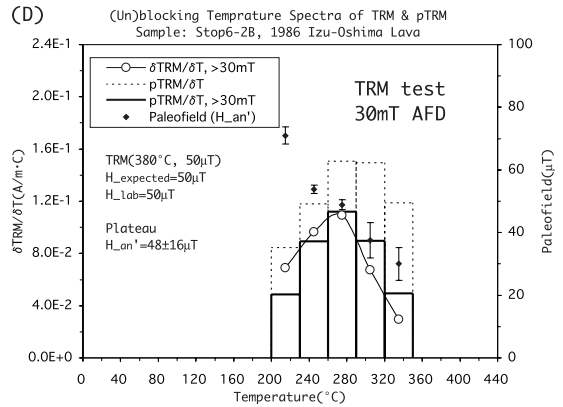
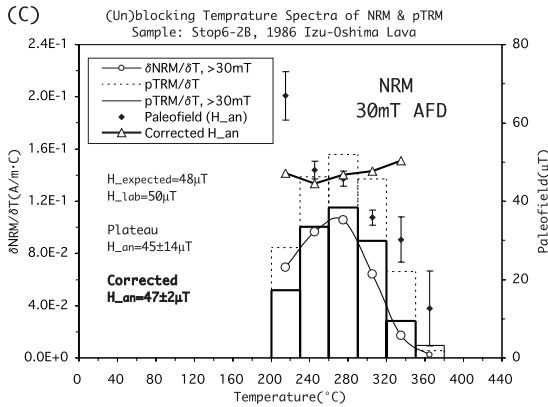
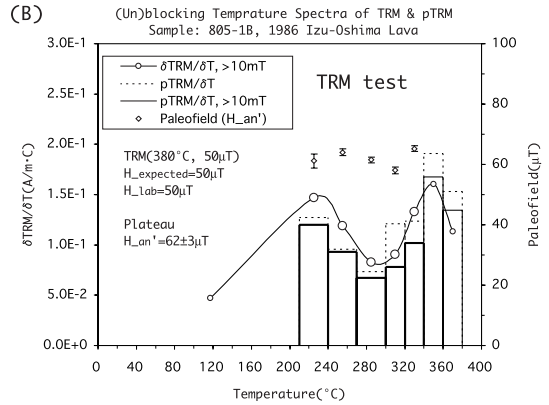
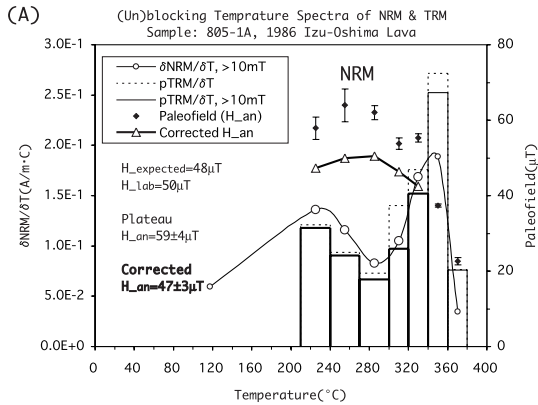
- (A) pTRM loss during stepwise thermal demagnetization of representative sample 805-1B of 1986 Izu-Oshima lava. The result suggests a significant difference between distribution of unblocking temperature (T_{ub}) and blocking temperature (T_b). The pTRM was acquired by heating from 25 to 360, cooling in artificial field 50 μ T to 330 and without field back to 25 using a demagnetized sample of almost zero residual magnetization. In other words the pTRM was blocked (T_b) between 330 to 360. However, thermal demagnetization not only at steps less than 330 destroyed 10% of pTRM ($T_{ub} < T_b$), but also left significant residual magnetization as high as 39% of pTRM, so-called pTRM tail ((360, 330), 360), even after the maximum temperature of 360 where pTRM was acquired ($T_{ub} > T_b$). pTRM losses were greater under a longer hold time after the demagnetization temperature was reached, showing lower temperature erosion effects (decay of pTRM).
- (B) Plots of relative magnetization of pTRM tails as a function of AF demagnetizing field of sample 805-1B. The pTRM tails are shown to be carried mainly by low coercivity (less than 20 mT) grains. The tails result from the averages of 2 sets of measurements where fields are applied in both normal and reversed directions to remove the effects of residual NRM, and are normalized by data obtained in the cooling interval of 360 to 220. The residual mean remanence (with error bars) is the mean differences between these 2 directional measurements.

図 3

- (A) 段階熱消磁における pTRM の非理想挙動の代表例 (伊豆 大島 1986 年噴出した溶岩)。
消磁温度 (unblocking 温度という, T_{ub}) が着磁温度 (blocking 温度という, T_b) と一致しない ($T_{ub} \neq T_b$). 360 ~ 330 の冷却過程において 50 μ T の外部磁場で着磁して得た pTRM (360, 330) について, 段階熱消磁を行った. T_b (360, 330) に対して, T_{ub} は 330 より低いものもあれば, 360 より高いものもある. しかし, このズレはほぼ上下 40 の範囲に留まる. 熱消磁において, hold time (試料を目標温度に達してからさらに維持する時間) を変えて, 試料 805-1B の“残留磁化の減衰”についても調べた. それぞれ 25 分と 120 分にしたところ, 120 分加熱により試料の残留磁気の減衰は完全に止まった. この残留磁気の減衰が発生した温度範囲は, $T_{ub} \neq T_b$ の温度範囲と一致する関係が示された.
- (B) pTRM tail の抗磁力分布.
上限温度の 360 での熱消磁で除去できない残留磁気は pTRM tail という. 着磁の下限温度を下げ, 複数の pTRM tail を獲得させ, それぞれの抗磁力を交流消磁実験によって調べた. いずれの場合も, pTRM tail の担い手は 20 mT より弱い抗磁力を有する粒子が多いことが判明した.

強磁性鉱物の化学変化が起こる以下の温度で2回着磁した。第1回目のTRM₁(340, 220, 50 μ T)は上限温度340から下限温度220まで50 μ Tの定常磁場で自然冷却を、220より室温まで無磁場空間で強制冷却を行うことによ

り獲得させた。このTRM₁について段階消磁を実施し、unblocking温度分布 δ TRM₁を調べた。参考のため、消磁された温度区間でTRM₁と直交する方向のpTRM($T_i, T_{i-1}, 50 \mu$ T)も測定した。第2回目のTRM₂(360, 220,



50 μ T) は上限温度を 360 に上げた点のみが異なる。残留磁気を測定する度に 10 mT の交流消磁前処理を実施した。TRM_1 と TRM_2 との unblocking 温度分布の違いは、高い blocking 温度 (T_b : 340 ~ 360) 粒子集団から低い T_b (220 ~ 340) 粒子集団の unblocking 温度分布への影響を反映する。図 2 に示されたように、この高 T_b 粒子集団による擾乱はその直下温度範囲 (300 ~ 340) の粒子集団に留まり、より低い T_b 粒子集団へほとんど影響を及ばなかった。すなわち、300 より低温の粒子集団は 340 ~ 360 の高温粒子集団と独立している。

図 3 に同様のことを別の実験で示す。今回は試料 805-1B の blocking 温度 (T_b) 分布と unblocking 温度 (T_{ub}) 分布について検討した。360 ~ 330 の温度範囲で 50 μ T の外部磁場で着磁した pTRM (360 , 330) について、段階熱消磁を行った。Blocking 温度分布 (360 , 330) に対して、 T_{ub} は 330 より低いものもあれば、360 より高いものもある (図 3 (A))。すなわち、blocking 温度と unblocking 温度が一致しない ($T_{ub} \neq T_b$)。しかし、このズレはほぼ上下 40 範囲に留まる。300 より低温では、pTRM (360 , 330) の影響を受けていない。

熱消磁において、hold time を変えて、試料 805-1B の“低温侵蝕効果”についても調べた。その結果も図 3 (A) に示す。Hold time というのは、試料を消磁目標温度に達してからさらに維持する時間である。1 インチコア試料の中心温度

と縁の温度を一致させるためには、溶岩であれば通常 15 分で充分である。今回は、それぞれ 25 分と 120 分とした。120 分加熱した後は試料の残留磁気の減衰が完全に止まった。図 3 (A) に示されたように、この残留磁気の減衰が発生した温度範囲は、 $T_{ub} \neq T_b$ の温度範囲と一致する関係が示された。

上限温度の 360 の熱消磁で消去できない残留磁気は pTRM tail である ($T_{ub} > T_b$)。着磁の下限温度を下げて、複数の pTRM tail を獲得させ、それぞれの抗磁力を交流消磁実験によって調べた。いずれの場合も、pTRM tail の担い手は 20 mT より弱い抗磁力を有する粒子が多いことがわかった (図 3 (B))。この結果から、交流消磁前処理によって pTRM tail の大部分を有効に消去できる。また、図 3 (B) から次のような情報も読み取れる。着磁の下限温度を下げてより広い温度範囲で獲得させた pTRM tail は最大 20% しか増加していない。この pTRM tail の挙動は 300 より低温の粒子集団が 340 ~ 360 の高温粒子集団とほぼ独立していることから説明できる。狭い温度範囲で得られた Tail/pTRM の比は広い温度範囲のそれよりはるかに大きいため、微分テリ工法は通常のテリ工法より敏感に粒子の非理想挙動を反映する。

このような非理想挙動を示す試料を用い、新しい古地磁気強度測定法の有効性を検証してみた。図 4 に三つの代表例を示す。

大島溶岩試料 805 の同じコアから 2 試料

図 4 非理想挙動を示す大島 1986 年溶岩の試料へ適用した代表例。

微分式のテリ工法 (補正前) では、試料 805-1A から期待値 48 μ T より高い古地磁気強度 59 $\pm$ 4 μ T を得たが、一方試料 Stop6-1C からは期待値より低い古地磁気強度 42 $\pm$ 2 μ T が得られた。さらに試料 Stop6 2B 試料からは低温区間から高温区間にいくに従って、急激に変化する古地磁気強度 (67 μ T ~ 30 μ T) を得た。しかし本方法での補正を行うと、よく収束した古地磁気強度を得た。5 試料の平均値は 48 $\pm$ 1 μ T である。

Fig. 4 Results of the Thellier experiments on 1986 Izu-Oshima lava samples using the new pTRM method developed in this study.

The samples show the behavior of PSD like grains. A different property exists in samples even from the same block: Specimen Stop6-1C shows a relative constant apparent paleointensity (H_{an}) whereas specimen Stop6-2B yields a highly variable paleofield (H_{an}). Applying the right correction method from our TRM test, the corrected paleointensities for the 3 specimens agree with each other. Definitions for curve legends in: δ NRM = NRM ($T_i - 1$) remaining - NRM (T_i) remaining; pTRM = pTRM (T_i, T_{i-1}); δ TRM = TRM ($T_i - 1$) remaining - TRM (T_i) remaining; $\delta T = T_i - T_{i-1}$, typically between 20 ~ 50 ; Paleofield (H_{an}) = (δ NRM / pTRM) H_{lab} and Paleofield (H_{an}) = (δ TRM / pTRM) H_{lab} ; Corrected H_{an} = (H_{an} / H_{an}) H_{lab} ; >10 mT = 10 mT AF demagnetization was applied before each measurement. The accepted data for correction are noted in bigger open circles of δ NRM and bold column of pTRM.

805-1A と 805-1B を切断した。805-1B は TRM test に用いた：室温から 380 °C に加熱し、25 分 380 °C で維持してから、NRM と同じ方向に 50 μ T 磁場をかけて、室温まで自然冷却した。この処理で 380 °C 以下の T_{ub} をもつ粒子の NRM は完全に人工 TRM で置換された。それから、この 805-1B について 805-1A 試料と同時に段階熱消磁・着磁を 380 °C まで行った。得られた結果は図 4 (A) と (B) に示した。いずれの試料からも温度範囲 (210 °C, 340 °C) の 5 区間において、まとまりがよい見かけ古地磁気強度が得られた。試料 805-1B は 50 μ T の印加磁場で獲得した TRM から $62 \pm 3 \mu$ T の見かけ古地磁気強度を得て、試料 805-1A の NRM から $59 \pm 4 \mu$ T の見かけ古地磁気強度を得た。これらの 2 試料から得た pTRM の分布は温度範囲 (210 °C, 340 °C) において等しいため、試料 805-1B の結果を用い、試料 805-1A の結果を補正しても問題がないと判断した。式 (2) により補正された古地磁気強度は $47 \pm 3 \mu$ T である。

弱い抗磁力の粒子ほど、非理想挙動が顕著であるが、交流消磁前処理は弱い抗磁力の粒子に担われる残留磁化を除去できるため、より強い交流消磁前処理によって粒子の非理想挙動を改善できるかという点を検討した。大島溶岩試料 Stop6-2A と試料 Stop6-2B に対してそれぞれ 50 mT と 30 mT の交流消磁前処理を行ったところ、いずれの試料からも非常によく似た結果が得られた。粒子の非理想挙動がほとんど改善されず、高い抗磁力の粒子集団も非理想挙動を示した。図 4 に Stop6-2B の結果を示す。

大島溶岩 Stop6-2B 試料は 380 °C まで段階熱消磁・着磁を行った。その結果を図 4 (C) に示す。380 °C まで段階熱消磁で、約 92% NRM が除去された。従って、380 °C 以上の T_{ub} 粒子がもつ NRM そのものは小さいため、 $TRM_{lab} (total)$ の獲得への影響が一層小さくなる。TRM test の結果を図 4 (D) に示す。NRM と TRM test から得られた見かけ古地磁気強度は、低温の区間から高温の区間にいくに従い、急激に減少している。50 μ T の印加磁場で獲得した TRM_{lab}

(total) から得た見かけ古地磁気強度の平均値は $48 \pm 16 \mu$ T で、NRM から得た見かけ古地磁気強度は $45 \pm 14 \mu$ T である。これらの見かけ古地磁気強度は $\pm 16 \mu$ T, $\pm 14 \mu$ T と偏差が大きいが、補正をした結果、収束した古地磁気強度、 $47 \pm 2 \mu$ T を得た。

大島溶岩試料 Stop6-1C は 400 °C まで段階熱消磁・着磁を行ってから、TRM test に用いた。400 °C までの段階熱消磁では 85% の NRM が除去されたが、まだ 15% 程度の NRM が残留した。ほぼ全温度範囲 260 °C ~ 400 °C において、 $pTRM_1$ と $pTRM_2$ がよく一致する分布を得た。しかし、最高温度範囲 360 °C ~ 400 °C で δ NRM 曲線が δ TRM 曲線の変化傾向と異なる。我々がこれまでに行ってきた実験例では、キュリー点 (T_c) 以下で着磁した TRM test のほとんどの場合において、こういった傾向が観察された。これは前述した、近接した強磁性粒子間の相互作用を考えることにより説明できる。すなわち、 H_{lab} と H_{an} との差異が大きい場合も一つの要因となるが、今回の場合は NRM の“低温侵蝕効果”もしくは pTRM tail 効果が大きな要因であると考えられる。幸いに、この影響はその直下の温度範囲 360 °C ~ 400 °C の粒子に影響を及ぼすことに留まり、より低温の部分 260 °C ~ 360 °C にはほとんど影響しなかったらしい。 δ NRM 曲線は δ TRM 曲線とほぼ調和的である。よって、これらの区間のみのデータを古地磁気強度の推定に採用した。50 μ T の印加磁場で得た TRM から得た見かけ古地磁気強度の平均値は $44 \pm 2 \mu$ T であり、NRM から得た見かけ古地磁気強度の平均値は $42 \pm 2 \mu$ T である。補正された古地磁気強度は $48 \pm 2 \mu$ T である。

3) 実験結果と観測値との比較

大島 1986 年溶岩の試料から得られた古地磁気強度は、補正前には試料によってかなりばらつきが認められた。補正後はよく収束し、5 試料の平均値は $48 \pm 1 \mu$ T である。これは、本研究で提唱する新しい実験・補正方法の有効性を立証したといえる。大島における 1986 年の地磁気全磁力は、噴火前後の IGRF2000 と IGRF1985 によっ

て計算された値によれば、いずれも $46 \mu\text{T}$ である。しかし、大島の溶岩は磁化強度が大きく、3000 ft 高度の航空磁気異常が最大 $2.6 \mu\text{T}$ ほどである。我々が試料を採取した地点、三原山カルデラ内の LA 溶岩（火口 A）の航空磁気異常は $1 \mu\text{T}$ 程度である（Nakatsuka *et al.*, 1990）。また、Mochizuki *et al.* (2004) が溶岩 LC 付近の地表で測定した全磁力は $47 \mu\text{T}$ であった。そこでの航空磁気異常は地表の 40% の $0.4 \mu\text{T}$ 程度である。従って、LA 溶岩付近の地表磁気異常は航空磁気異常の 2 倍の $2 \mu\text{T}$ 程度である可能性が高い。すなわち、本実験方法から推定された 5 試料の平均全磁力推定値 $48 \pm 1 \mu\text{T}$ は実際の地磁気観測値とよく一致する。

V. 今後の課題

以上の検証実験結果は、明らかに非理想挙動を示す擬似単磁区試料の場合でも、本実験方法を適用することにより、古地磁気強度推定に用いることができる好例を示している。この実験方法では、理論的に total TRM の外部印加磁場への線形依存性のみが要求され、従来の実験方法に比べて要求される前提条件が少なくという利点がある。擬似単磁区サイズ以下の粒子は間違いなくこの前提条件を満足する。一方、多磁区粒子を多く含む試料は顕著な非理想挙動を示すため、適切な試料の選定が必要であるが、 $\delta \text{TRM}_{\text{loss}}/\text{pTRM}_{\text{gain}}$ の値が大きいものを排除すればよい。しかし、いかに強磁性鉱物の化学変化を引き起こすことなく $\text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})$ を獲得させるかが実験上の重要なポイントである。改良要点の章での式 (3) はこの獲得方法を提案したが、明らかに多磁区粒子の場合には適用できない。我々の理論からは、単磁区ないし擬似単磁区粒子群の場合、式 (3) で得られた $\text{TRM}_{\text{lab}}(\text{total})$ は、強磁性鉱物の化学変化を引き起こすことなくキュリー点からの冷却過程で獲得された理想の TRM 全量と比較すれば、温度 (T_n) 上下の温度区間においてズレが起こる可能性があるが、それより低い温度範囲ではほとんど違いがないと推察される。今回の実験上で、 $\delta \text{TRM}_{\text{loss}}/\text{pTRM}_{\text{gain}}$ の値が 0.5

～ 1.5 の範囲の値をもつ擬似単磁区粒子群であれば、古地磁気強度推定上ほとんど問題がないことを示した。しかし、MD-like 粒子と PSD-like 粒子との区分基準はまだ確立されていない。この区分基準を決める $\delta \text{TRM}_{\text{loss}}/\text{pTRM}_{\text{gain}}$ の値については、今後の研究課題である。

謝 辞

この研究は以下の方々によるところが大きい。機器と研究の環境を提供していただいた総合開発株式会社と合同資源産業株式会社、論文の添削をいただいた JICA の吉田充夫博士、学会発表時に重要なコメントをしていただいた熊本大学渋谷秀敏教授、日頃いろいろとご助言また日本語の修正をしていただいた総合開発 (株) の久家直之博士、また電気炉の試作と薄片研磨を協力くださった東京大学の藤五暁博士に厚く御礼を申し上げる次第である。本稿を執筆するもとなったのは岡山大学固体地球研究センターで行った三朝ジオダイナミクスワークショップであり、発表の機会を与えてくださった岡山大学河野 長教授並びに旅費を提供していただいた岡山大学固体地球研究センターに深く感謝する。また、地学雑誌の編集担当委員と 1 名の匿名査読者の方から貴重な改善意見をいただいた。以上の方に深謝する。

文 献

- Calvo, M., Prévot, M., Perrin, M. and Riisager, J. (2002) Investigating the reason for the failure of paleointensity experiments: A study on historical lava flows from Mt Etna (Italy) *Geophys. J. Int.*, **149**, 44–63.
- Coe, R.S. (1967) Paleointensities of the earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.*, **72**, 3247–3262.
- Cottrell, R. and Tarduno, J. (2000) In search of high-fidelity geomagnetic paleointensities: A comparison of single plagioclase crystal and whole rock Thellier-Thellier analyses. *J. Geophys. Res.*, **105**, 23579–23594.
- Day, R. (1977) TRM and its variation with size. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **29**, 233–265.
- Dunlop, D.J. and Ozdemir, O. (2000) Effect of grain size and domain state on thermal demagnetization tails. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1311–1314.
- Fabian, K. (2001) A theoretical treatment of paleointensity determination experiments on rocks containing pseudo-single or multi domain magnetic particles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **188**, 45–58.
- Glatzmaier, G.A. and Roberts, P.H. (1995) A three

- dimensional self consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, **377**, 203–209.
- Glatzmaier, G.A., Coe, R.S., Hongre, L. and Roberts, P.H. (1999) The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. *Nature*, **401**, 885–890.
- 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.
- Kono, M. (1987) Changes in TRM and ARM in a basalt due to laboratory heating. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **46**, 1–8.
- Levi, S. (1977) The effect of magnetic particle size on Paleointensity determinations of the geomagnetic field. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **13**, 245–259.
- Mochizuki, N., Tsunakawa, H., Oishi, Y., Wakai, S., Wakabayashi, K. and Yamamoto, Y. (2004) Paleointensity study of the Oshima 1986 lava in Japan: Implications for the reliability of the Thellier and LTD DHT Shaw methods. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **146**, 395–416.
- Nakatsuka, T., Makino, M., Okuma, S. and Kaneko, T. (1990) Aeromagnetic surveys over Izu Oshima volcano before and soon after the 1986 eruption. *J. Geomag. Geoelectr.*, **42**, 337–353.
- Néel, L. (1949) Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Ann. Geophys.*, **5**, 99–136.
- Pick, T. and Tauxe, L. (1993) Geomagnetic paleointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass. *Nature*, **366**, 238–242.
- 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.
- Shaw, J. (1974) A new method of determining the magnitude of the paleomagnetic field, Application to five historic lavas and five archeological samples. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **39**, 133–141.
- Smirnov, A.V. and Tarduno, J.A. (2003) Magnetic hysteresis monitoring of Cretaceous submarine basaltic glass during Thellier paleointensity experiments: Evidence for alteration and attendant low field bias. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **206**, 571–585.
- Tanaka, H. and Kono, M. (1991) Preliminary results and reliability of paleointensity studies on historical and ^{14}C dated Hawaiian lavas. *J. Geomag. Geoelectr.*, **43**, 375–388.
- Tanaka, H., Kono, M. and Kaneko, S. (1995) Paleosecular variation of direction and intensity from two Pliocene-Pleistocene lava sections in southwestern Iceland. *J. Geomag. Geoelectr.*, **47**, 89–102.
- Thellier, E. and Thellier, O. (1959) Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophysique*, **15**, 285–376.
- 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.
- Vlag, P., Alva Valdivia, L., de Boer, C.B., Gonzalez, S. and Urrutia Fucugauchi, J. (2000) A rock and paleomagnetic study of a Holocene lava in Central Mexico. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **118**, 259–272.
- Xu, S. and Dunlop, D.J. (1994) Theory of partial thermomagnetic magnetization in multidomain grains, 2. Effect of microcoercivity distribution and comparison with experiment. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9025–9033.
- 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.

(2004年12月13日受付, 2005年3月28日受理)