

愛知県新城市玖老勢地区に産する中期中新世安山岩岩床 の古地磁気と岩石磁気

Paleomagnetism and rock magnetism of a Middle Miocene
andesite sill in Kuroze, Shinshiro City, Aichi Prefecture

星 博幸*
Hiroyuki HOSHI

key words : 古地磁気, 岩石磁気, 設楽岩床群, 設楽火山岩類, 設楽地域

Abstract

A Middle Miocene andesite sill in the western part of the Shitara area (Kuroze, Shinshiro City, Aichi Prefecture) has a stable remanent magnetization (RM) of normal polarity. A site-mean characteristic RM direction ($D = 357.6^\circ$, $I = 36.5^\circ$, $\alpha_{95} = 4.2^\circ$) was calculated from six sample directions determined by principal component analysis of stepwise thermal and alternating-field demagnetization results. Single domain-like magnetite or Ti-poor titanomagnetite carries this stable RM, inferred from a variety of rock magnetic experiments including analyses of isothermal and anhysteretic RMs (IRM, ARM). The direction is interpreted as the primary thermal RM (TRM) acquired during initial cooling.

1. はじめに

愛知県東三河地方の新城市, 設楽町, 東栄町など (以下, 設楽地域と呼ぶ) に分布する前期中新世堆積岩層 (北設楽層群: Kato, 1962) および中期中新世火山岩類 (設楽火山岩類: 齊藤, 1955) については, 古くから層序, 古生物, 放射年代, 岩石記載の研究が行われてきた (星ほか, 2000, 2006, および両論文の引用文献を参照)。こうした多くの研究により, 北設楽層群と設楽火山岩類は日本海拡大に関連した地殻変動 (回転運動や昇降運動) を記録していることが明らかになり (Torii, 1983; Fournier et al., 2005; Hoshi and Yokoyama, 2001; 星, 2006; 星ほか, 2006), 日本列島の成立過程を探る上で重要な研究対象であると認識されるようになった。

設楽地域の回転運動を探る目的で, 筆者は当

地域において継続的に古地磁気の研究を行っている。これまで北設楽層群の古地磁気層序 (星・齋田, 2009), 設楽火山岩類の平行岩脈群の古地磁気方位 (Hoshi and Yokoyama, 2001; 星・横山, 2002) について調査結果を報告し, 北設楽層群の古地磁気方位と回転運動についても結果をまとめているところである (星・小川, 投稿準備中)。西南日本の時計回り回転像を解明するには設楽火山岩類から高精度かつ信頼性の高い古地磁気方位を取得することが重要であるため, 設楽火山岩類の噴出岩 (南設楽層群: Kato, 1962) と貫入岩類 (設楽中央岩脈群: 高田, 1987a; 設楽岩床群: 高田, 1987b) についても調査を進めている。そのなかで, 新城市玖老勢地区の豊川 (寒狭川) 河床に安山岩岩床が露出することを知った (図 1, 2)。この安山岩は岩質や貫入形態から設楽岩床群に属するものと考えられている (杉原・

*愛知教育大学理科教育講座地学領域
Department of Earth Sciences, Aichi University of Education, Kariya, Aichi 448-8542, Japan
(hoshi@aeu.ac.jp)

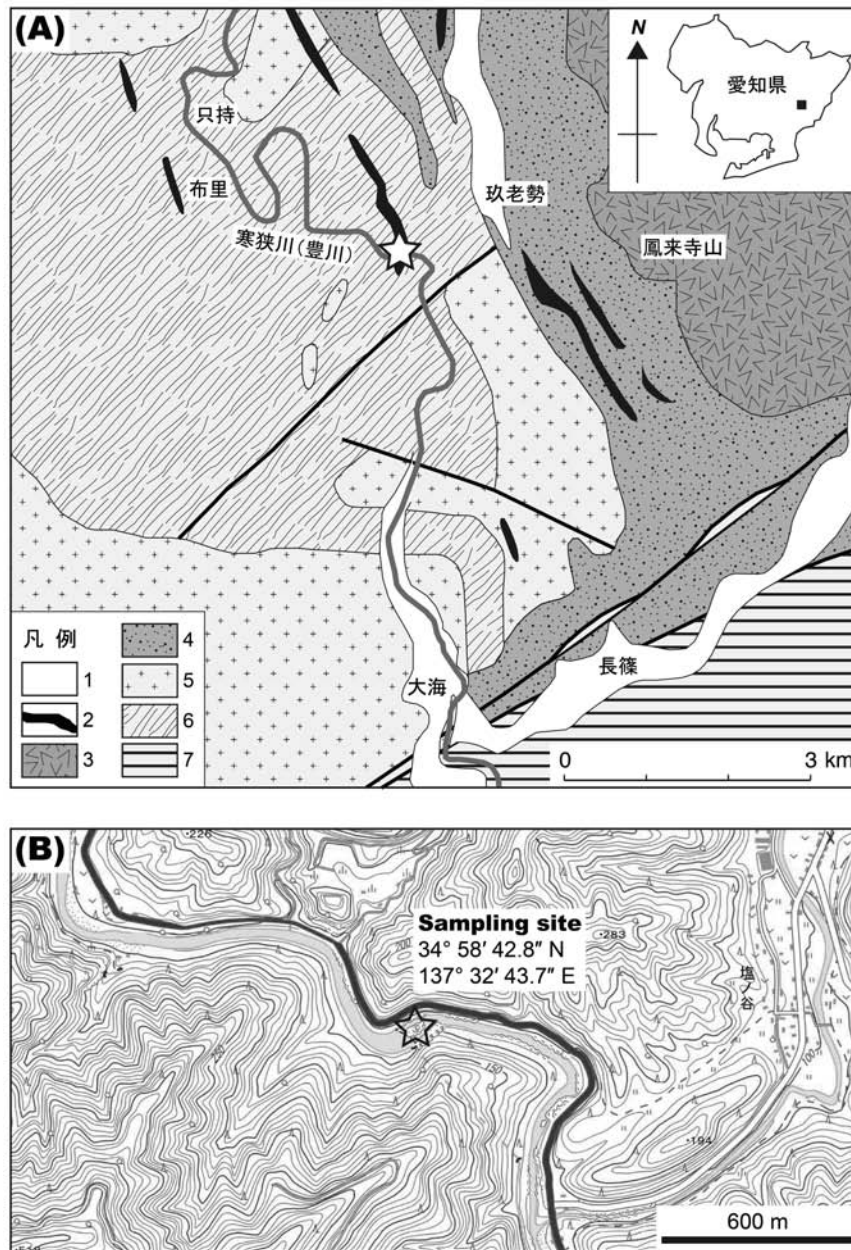


図1 (A) 試料採取地点(星印)付近の地質図。産業技術総合研究所地質調査総合センター(2010編)をもとに作成。凡例:1, 第四系;2, 設楽岩床群の安山岩貫入岩;3, 設楽火成複合岩体(主に噴出岩);4, 北設壱層群;5, 領家花崗岩類;6, 領家変成岩類;7, 三波川変成岩類。(B) 試料採取地点(星印)の位置。電子国土 Web システム(国土地理院)を利用して作成。

藤巻, 2002)。設楽岩床群のほとんどの貫入岩体は熱水変質を被っており、信頼できる放射年代や古地磁気方位を得るのは難しいのだが、今回扱う玖老勢地区豊川河床の安山岩は例外的に新鮮であり、K-Ar 年代も測定されている(杉原・藤巻, 2002)。この安山岩岩床は古地磁気の調査に適した岩体と考えられるため、筆者はこの岩体から試料を採取し残留磁化を測定した。後述するようにこの岩体から信頼性の高い残留磁化

方位が得られたのだが、その残留磁化がどのような強磁性鉱物によって担われているのかを探るために、本研究では詳細な岩石磁気実験もあわせて実施した。設楽火山岩類に対する岩石磁気実験の報告は本論文が初めてと思われる。

2. 試料

試料採取地点を図1に、露頭全景を図2にそれぞれ示す。試料採取地点において、安山岩岩



図2 試料採取地点の安山岩岩床。豊川上流側(西)から下流側(東)を撮影。安山岩岩床は厚さ約 10 m, 柱状節理が発達し, 領家変成岩類の結晶片岩に貫入している。

床は厚さ約 10 m で, 柱状節理が発達し, 約 45° 東傾斜の貫入面をもって領家変成岩類の結晶片岩に貫入している。岩石は肉眼的には黒色緻密で無斑晶質であり, 堅硬, 新鮮である。杉原・藤巻 (2002) によると, 本岩はソレライト質安山岩であり, 斑晶として斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, かんらん石, 鉄チタン酸化物を少量含み, 石基は隠微晶質である。本岩から 13.3 ± 0.4 Ma の K-Ar 全岩年代が報告されている (杉原・藤巻, 2002)。誤差を考慮すると, この年代は杉原・藤巻 (2002) が報告した設楽中央岩脈群および大峠コーンシートの K-Ar 全岩年代と区別できない。ただし設楽中央岩脈群については杉原・藤巻 (2002) が 13.5 ± 0.4 Ma の年代を報告した同一露頭から 15.1 ± 0.5 Ma の K-Ar 全岩年代も報告されており (Tsunakawa et al., 1983), どちらかが, あるいはどちらも岩石の形成年代を示していない可能性がある。今後, K-Ar 以外の手法で貫入岩類の年代を検討する必要がある。

試料は岩床下部貫入面から 2~3 m 内側で採取した。採取にはエンジンドリルを使用し, 合計 7 本の定方位コアを採取した。コアの定方位付けには磁気コンパスを使用した。愛知教育大学の実験室にて岩石カッターを用いてコアを切断し, 高さ約 22 mm, 直径 25 mm の円柱状測定試料に整形した。

3. 古地磁気

残留磁化測定は愛知教育大学の岩石磁気・古地

磁気実験室 (星, 2010) で行った。岩石が安定な残留磁化を持っているかどうかを検討するために, 3 個のパイロット試料を選び, 1 個に段階熱消磁, 2 個に段階交流消磁を適用した。段階熱消磁ではまず試料の自然残留磁化 (NRM) を測定し, その後 Schonstedt TSD-1 熱消磁装置 (夏原技研によりコントローラー部を更新) を用いて段階的に消磁温度を上げ, 10 ステップ以上の消磁温度 (最高 600°C) で消磁と残留磁化測定を行った。段階交流消磁でも最初に試料の NRM を測定, その後 Schonstedt GSD-5 交流消磁装置 (夏原技研により電源・制御部とタンブラーを更新) を用いて 15 ステップ以上の消磁レベル (最高 70 mT) で消磁と残留磁化測定を行った。後述のようにパイロット試料は段階熱消磁, 段階交流消磁とも安定な残留磁化を示したため, 他の 4 試料には段階交流消磁を適用した。測定後, 段階消磁結果を直交投影図 (Zijderveld, 1967), 等積投影図, 消磁曲線に示し, 残留磁化成分の認定を試みた。試料 02A は不安定な残留磁化の挙動を示したため方位決定を諦めた。その他の 6 試料では直交投影図上で原点に向かって直線的に減衰する固有磁化成分 (特徴磁化成分) が認められたため, Kirschvink (1980) の主成分解析を適用して固有磁化成分方位および直線性の目安となる最大角偏差 (MAD) を決定した。固有磁化成分の地点平均方位は各試料の方位を長さ 1 の単位ベクトルとして計算した。平均方位の 95 % 信頼限界半径 (α_{95}) と集中度パラメータ (k) の算出

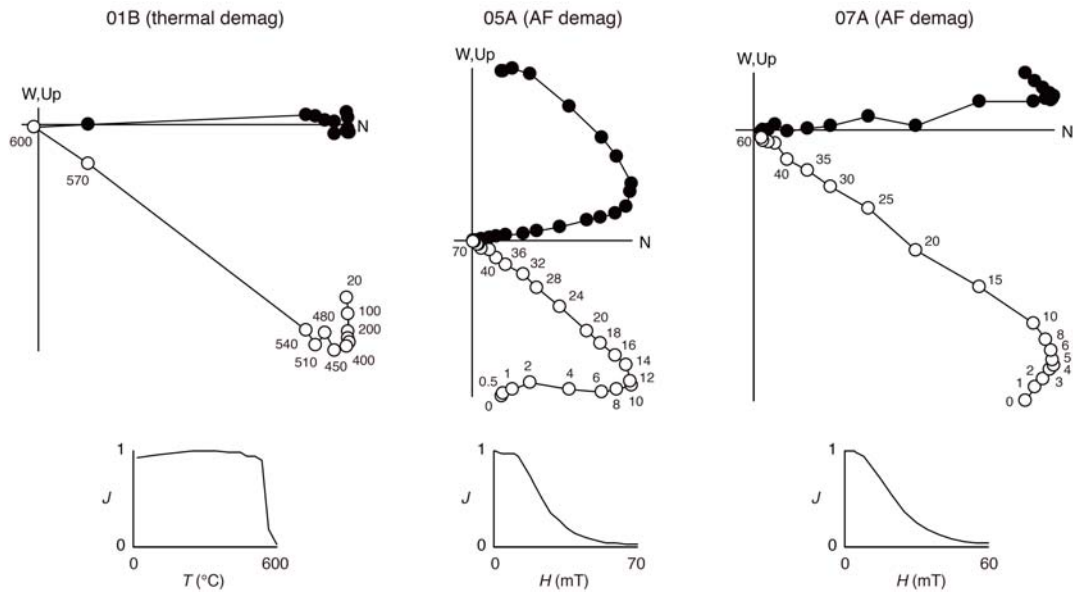


図3 パイロット試料の段階消磁結果(直交投影図および消磁曲線)。左は試料01Bの段階熱消磁, 中央と右はそれぞれ試料05Aと07Aの段階交流消磁。直交投影図で黒丸と白丸はそれぞれ残留磁化ベクトル端点の水平面投影とN-S軸を含む鉛直面投影を示す。消磁曲線で J は規格化した残留磁化強度(NRM強度を1とする), T は段階熱消磁の温度, H は段階交流消磁の磁場強度を示す。

はFisher (1953)の方法によった。

パイロット試料の段階消磁結果を図3に示す。段階熱消磁(試料01B), 段階交流消磁(試料05A, 07A)とも固有磁化成分の分離に有効であることが判明した。

段階熱消磁ではNRMから540°Cまで強度がほとんど変化しなかったが, 540°Cと570°Cの間で急激に減衰し, 600°Cではほぼ完全に失われた。最初の数ステップで消磁された原点に向かわない小さな成分は二次磁化と判断される。主成分解析の結果, 450°Cから600°Cまでの6ステップに対して偏角(D) = 358.5°, 伏角(I) = 36.9°, MAD = 1.9°という, ほぼ北向きで下向き伏角の固有磁化成分方位が決定された(表1)。アンブロッキングが540~600°Cで起こったことから, 残留磁化を担う強磁性鉱物は磁鉄鉱またはTi含有量が乏しいチタン磁鉄鉱(岩石磁気的には磁鉄鉱と類似しているため, 以下磁鉄鉱とする)と推定される。また, アンブロッキングがキュリー点付近で集中的に起こり, 結果的に右上に凸型の熱消磁曲線が描かれたことは, 磁鉄鉱の粒子サイズが単磁区領域であることを示唆する。

段階交流消磁でも固有残留磁化が分離され, その方位は段階熱消磁で分離された固有磁化方位と類似していた(表1)。試料05A, 07Aとも比較

的大きな二次磁化成分を持っていたが, それは10~15 mTで完全に消磁された。段階熱消磁を適用した試料01Bも含め, 二次磁化成分の方位は正磁極期や逆磁極期に期待される方位と大きく異なっていたため, 試料採取時またはその後付着した粘性残留磁化(VRM)または等温残留磁化(IRM)と推察される。残留磁化の減衰率($\Delta J/\Delta H$)は30 mT付近で最も大きかったが, これは磁鉄鉱の保磁力が一般に数10 mTであることと整合する。また残留磁化が60~70 mTでほぼ失われたことから, それ以上の保磁力を持つ赤鉄鉱や針鉄鉱などの強磁性鉱物が残留磁化の担い手ではないことがわかる。

上述のように試料02Aは不安定な残留磁化の挙動を示した。この試料はNRM強度も他試料に比べて小さかった(表1)。

試料02Aを除く6試料の固有磁化成分方位を図4に示す。これらの方位はほぼ北向きで下向き伏角の共通した方位のまわりに分布するよう見えるため, 6つの方位の平均を求めた。その結果, $D = 357.6^\circ$, $I = 36.5^\circ$, $\alpha_{95} = 4.2^\circ$ という地点平均方位が決定された(表1, 図4)。

4. 岩石磁気

段階熱消磁および段階交流消磁の結果から, 本岩の残留磁化は単磁区磁鉄鉱によって担われて

表 1 安山岩岩床の残留磁化測定結果。

Sample	NRM ($\times 10^{-4} \text{ Am}^2/\text{kg}$)	Demag	D ($^{\circ}$)	I ($^{\circ}$)	MAD ($^{\circ}$)
01B	2.23	450–600 $^{\circ}\text{C}$	358.5	36.9	1.9
02A	0.47	—	—	—	—
03A	2.50	7.5–40 mT	4.8	33.7	1.9
04A	2.69	5–40 mT	3.9	38.1	3.0
05A	1.72	16–70 mT	349.7	38.2	1.8
06B	3.08	2.5–40 mT	354.8	36.1	2.6
07A	2.37	6–60 mT	353.7	35.1	2.2
Mean			357.6	36.5	

($\alpha_{95} = 4.2^{\circ}$, $k = 252.1$)

Sample : 試料名
 NRM : 自然残留磁化強度
 Demag : 主成分解析により試料固有磁化方位を分離した消磁範囲
 D, I : 試料固有磁化方位の偏角, 伏角
 MAD : 最大角偏差 (Kirschvink, 1980)
 Mean : 試料固有磁化方位の平均 (02Aを除く6試料から算出)
 α_{95}, k : 95%信頼限界半径, 集中度パラメータ (Fisher, 1953)

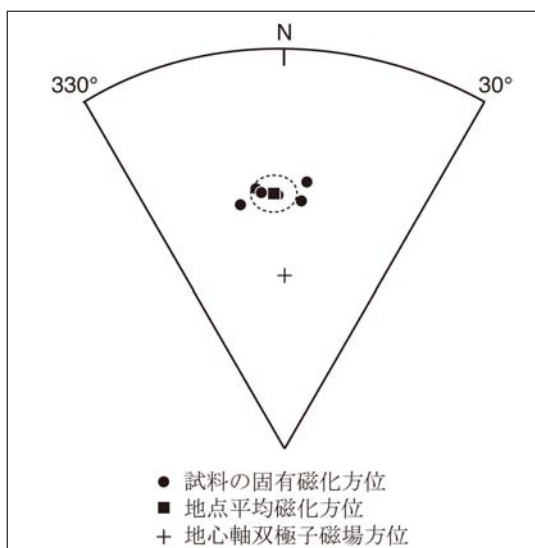


図 4 残留磁化方位。地点平均磁化方位は 6 試料の固有磁化方位を平均して求めた。平均方位のまわりの破線楕円は 95 % 信頼限界 (半径 α_{95})。

いることが推定されたが、どのような種類・粒子サイズの強磁性鉱物が残留磁化のキャリアーなのかを詳しく探るために岩石磁気実験を行った。実験に用いた試料は段階交流消磁を行ったパイロット試料 07A である。1 つの試料を用いて各種実験を行うために、次の順序で処理した。

- 1) 初磁化率 (初帯磁率) を測定。測定には Bartington MS-2 初磁化率計を用いた。
- 2) NRM を段階交流消磁 (パイロット測定, 上記)。
- 3) 100 mT で交流消磁後, 非履歴性残留磁化 (ARM) を段階的に着磁。ARM は交流消磁装置に ARM 用ソレノイドと直流電源を組み合わせ, 0.1 mT の直流磁場を印加しながら交流磁場を段階的に強くし (最大 100 mT), 着磁させた。
- 4) ARM を段階交流消磁 (100 mT まで)。
- 5) IRM を段階的に着磁。IRM 着磁にはトーキン製水冷電磁石 (愛知教育大学理系機器共同利用センター設置) を使用し, 最大 1.6 T まで段階的に磁場を強くし着磁させた。
- 6) IRM の段階交流消磁 (100 mT まで)。
- 7) 上記電磁石を用いて, 試料の直交 3 軸方向に 1.6 T (hard 成分), 0.4 T (medium 成分), 0.125 T (soft 成分) の順に IRM を着磁させ, その 3 成分 IRM を段階熱消磁。

4.1. ARM と IRM の段階着磁実験

粒子保磁力の分布を探るために, ARM と IRM の段階着磁データに cumulative log-Gaussian analysis (CLG 解析: Kruiver et al., 2001) を適

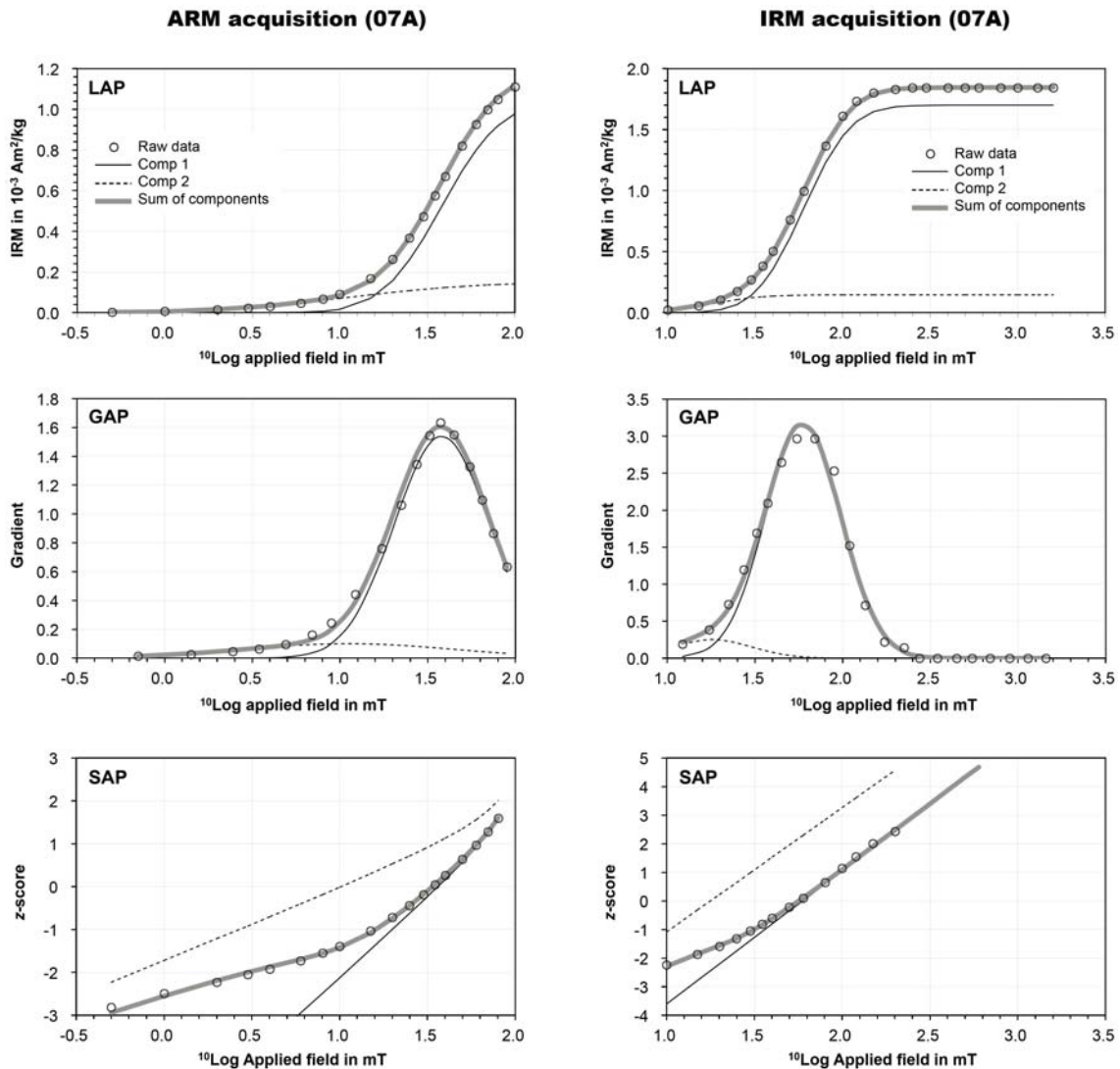


図5 非履歴性残留磁化 (ARM) および等温残留磁化 (IRM) の段階着磁データに対する cumulative log-Gaussian analysis (CLG 解析)。試料 07A に対して実施。LAP, linear acquisition plot; GAP, gradient of acquisition plot; SAP, standardized acquisition plot。グラフ横軸は印加磁場 (常用対数スケール)。

用した。結果を図5に示す。図中左列は ARM, 右列は IRM の解析結果である。上段は LAP (linear acquisition plot: IRM 獲得曲線), 中段は GAP (gradient of acquisition plot: IRM 獲得曲線の微分), 下段は SAP (standardized acquisition plot: 正規確率プロット, 縦軸は標準偏差の倍数) で, いずれも横軸は印加磁場を常用対数スケールで示した。図中の丸印は測定データ, 細実線と破線は保磁力成分の分布, 灰色太線は保磁力成分を足し合わせたものである。なお, この解析はフォワードモデリングであるため, ここに示した結果は唯一解ではないことを断っておく。ARM, IRM とも2つの保磁力成分が推定されたが, そのうち成分1が主要な保磁力成分である。この主要成分は ARM の約 87%, IRM

の約 92% を担い, その平均保磁力は ARM が約 38 mT, IRM が約 60 mT である。この結果は NRM の段階消磁において 30 mT 付近で残留磁化減衰率が最も大きかったことと矛盾せず, NRM の段階熱消磁から磁鉄鉱が主要強磁性鉱物と推定されたこととも整合する。

4.2.3 成分 IRM の段階熱消磁実験

この実験は強磁性鉱物の種類によって保磁力とキュリー温度が異なるという事実を利用し, 異なる静磁場強度で獲得された IRM を段階熱消磁することによって得られる消磁曲線から強磁性鉱物の種類を推定するものである (Lowrie, 1990)。すべての消磁ステップにおいて S 成分, M 成分, H 成分の順で磁化が大きく (上記の IRM 段階着磁実験結果と整合), 3 成分とも 540°C と 570°C

の間で磁化が大きくアンブロックされた(図6)。この結果は磁化を担う主要な強磁性鉱物が磁鉄鉱であることを明瞭に示す。

4.3. ローリー・フラー・テスト

熱残留磁化(TRM)とIRMの交流消磁に対する安定性は強磁性鉱物の磁区構造(単磁区, 多磁区)によって大きく異なることが古くから指摘されている(Lowrie and Fuller, 1971)。単磁区粒子の場合, 弱磁場で着磁されたTRMのほうがIRMよりも安定で, 逆に多磁区粒子の場合はIRMのほうがTRMよりも安定とされる。この正反対の性質を利用し, 試料に人工的に着磁させたTRMとIRMの比較から強磁性鉱物の平均的な磁区構造を推定するのがローリー・フラー・テストである。TRM着磁の際に試料が熱変質することを避けるために, TRMのかわりにARMを用いることがある(Dunlop et al., 1973; Johnson et al., 1975)。実際には, ローリー・フラー・テストの結果には磁区構造の他にも考慮しなければならない要素があり, 単純に単磁区, 多磁区と判断することはできないようである(Xu and Dunlop, 1995)。それでも, 定性的な粒子サイズ比較や残留磁化の安定性の理解にある程度有効であると考えられる。

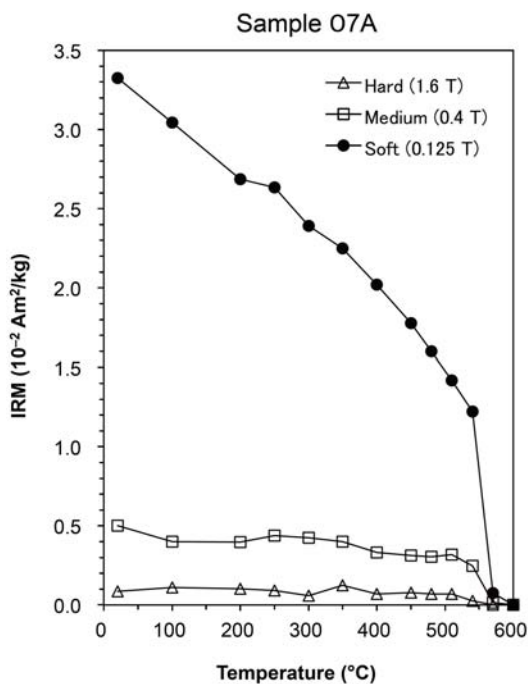


図6 試料07Aに対する3成分IRMの段階熱消磁結果。

実験結果(TRMのかわりにARMを利用)を図7に示す。ARMのほうがIRMよりも交流消磁に対する抵抗性がある(安定である)という結果になった。この結果から, 本試料の強磁性鉱物の平均的な磁区構造は「単磁区的」と推定され, これはNRMの段階熱消磁から残留磁化の主要キャリアーが単磁区磁鉄鉱と推定されたことと調和的である。

4.4. 初磁化率とARM磁化率の比較

岩石試料の初磁化率, IRM, ARMなどは含まれる強磁性鉱物の含有量(濃度)に応じて変化するが, 粒子サイズの影響も受ける(例えば, Maher, 1988)。特にARMは初磁化率やIRMに比べて単磁区粒子の含有量を敏感に反映する(Maher, 1988; Bloemendal et al., 1993)。こうした性質を利用し, 初磁化率とARMの測定結果から磁鉄鉱の平均的な粒子サイズを推定可能である(Banerjee et al., 1981; King et al., 1982)。

5試料(03A, 04A, 05A, 06B, 07A)について初磁化率とARMを測定し, 結果をパイプロットに示した(図8)。このグラフではARMのかわりにARM磁化率(ARM強度を印加直流磁場強度で割った値)を示してある。5試料の結果は傾き約2.4の直線上にプロットされ, これはKing

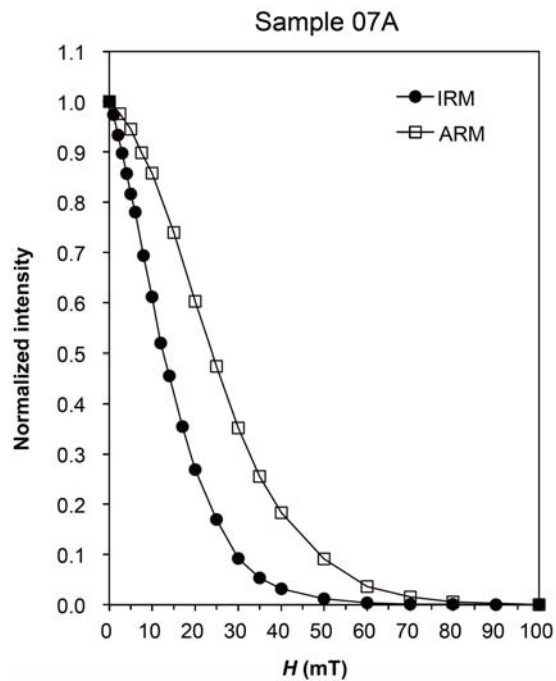


図7 試料07Aに対するローリー・フラー・テスト。縦軸は規格化したIRMおよびARM強度, 横軸(H)は交流消磁の磁場強度。

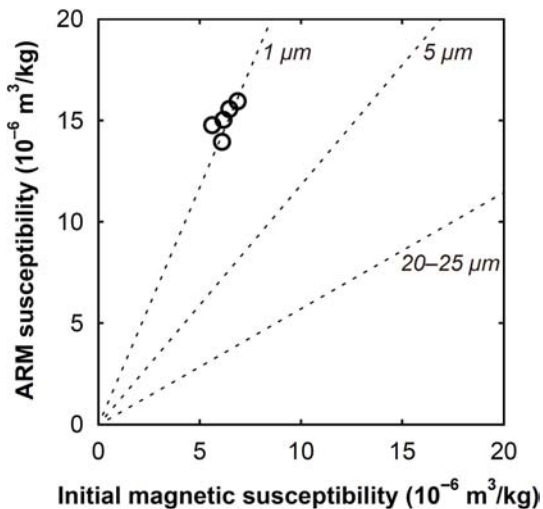


図8 5試料のARM磁化率と初磁化率のバイプロット。粒子サイズ(破線)はKing et al. (1982)による。

et al. (1982)に従うと約 $1\ \mu\text{m}$ の粒子サイズに相当する。磁鉄鉱の単磁区/多磁区境界サイズは、粒子形状によって変化するものの $0.1\ \mu\text{m}$ 前後(立方体)~ $1\ \mu\text{m}$ 前後(針状)と推定される(Dunlop and Özdemir, 1997)。従って、本岩の平均的な粒子サイズは磁鉄鉱の単磁区/多磁区境界付近にある可能性が高く、粒子サイズ分布(一般に対数正規分布)を考慮すると単磁区粒子がある程度含まれている可能性が高いと考えられる。

5. 考察とまとめ

今回の測定により、本岩の残留磁化方位は水平分力がほぼ北向きで下向き伏角を持つことが判明した(表1, 図4)。異なる消磁方法(熱, 交流)で分離された固有磁化成分がほぼ同じ方位を示した(図3)。NRMの段階消磁結果(図3)および岩石磁気の詳細な検討(図5~8)から、固有磁化成分を記録している主要強磁性鉱物は磁鉄鉱であり、全体として単磁区的(単磁区粒子をある程度含んでいる可能性が高い)と推定された。また岩石は設楽岩床群の中では例外的に新鮮である。これらの事実と解釈から、固有磁化成分は本岩形成時に獲得された初生的なTRMと考えられる。伏角が地心軸双極子磁場方位($D = 0^\circ$, $I = 54.5^\circ$)のそれに比べて約 20° 浅いが、その理由としては本岩形成時の地磁気伏角が浅かった(地磁気永年変化による)可能性や、本岩形成後に傾動を受けた可能性などが考えられる。いずれにしても、本岩の古地磁気極性は正極性と

判断される。

本岩のK-Ar年代($13.3 \pm 0.4\ \text{Ma}$: 杉原・藤巻, 2002)が岩体の形成(貫入固結)年代を示していると仮定すると、本岩の形成は $13\ \text{Ma}$ 頃の正磁極期に起こったことになる。当時(中期中新世の中頃)は地磁気が数10万年程度の間隔で逆転を繰り返していた(Cande and Kent, 1992, 1995)。K-Ar年代の誤差があるため、本岩の正磁極期が中期中新世地磁気逆転史のどの正磁極期に対応するのかは決定できない。ただし、今後設楽岩床群の古地磁気測定を進めることで、設楽岩床群の形成について年代的な制約を与えられる可能性がある。筆者は新城市海老地区(本研究の試料採取地点の北北東約 $5\ \text{km}$)で北設垂層群中に貫入する変質安山岩岩床の古地磁気を測定し、やはり正極性の残留磁化方位を得ている(星・小川, 投稿準備中)。設楽岩床群は $13\ \text{Ma}$ 頃のある特定の正磁極期(数10万年以内)に形成されたのかもしれない。

本岩体は変成岩中に貫入する岩床であるため、残留磁化方位の傾動補正が原理的に不可能である。そのため今回決定された方位が貫入冷却時の古地磁気方位である保証はない(傾動により変化している可能性がある)。また、本岩体は1枚の火山岩岩床であり、地質学的には一瞬のうちに冷却したはずなので、残留磁化方位は地磁気永年変化の一瞬を記録したものに違いない(古地磁気のスナップショット)。よって、今回の結果だけから回転運動の有無を論じることはできない。回転運動を議論するために、設楽火山岩類の古地磁気調査を今後も進め、傾動を評価できる溶岩や火砕岩から地磁気永年変化を平均化した中期中新世方位を決定する必要がある。

6. 謝辞

試料採取では横山美穂さん(愛知教育大学卒業生)に手伝ってもらった。本研究の一部は2010年度愛知教育大学教育研究重点配分経費「磁気測定による中央構造線の湾曲形成の研究」および科学研究費(基盤(C), no. 23540532)「高精度磁気測定による中央構造線の湾曲形成の探究」によった。

7. 文献

Banerjee, S. K., King, J. and Marvin, J., 1981, A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental

- studies. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 333–336.
- Bloemendal, J., King, J. W., Hunt, A., deMenocal, P. B. and Hayashida, A., 1993, Origin of the sedimentary magnetic record at Ocean Drilling Program sites on the Owen Ridge, western Arabian Sea. *J. Geophys. Res.*, **98**, 4199–4219.
- Cande, S. C. and Kent, D. V., 1992, A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **97**, 13917–13951.
- Cande, S. C. and Kent, D. V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6093–6095.
- Dunlop, D. J. and Özdemir, Ö., 1997, *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 573p.
- Dunlop, D. J., Hanes, J. A. and Buchan, K. L., 1973, Indices of multidomain magnetic behavior in basic igneous rocks: alternating-field demagnetization, hysteresis, and oxide petrology. *J. Geophys. Res.*, **78**, 1387–1393.
- Fisher, R., 1953, Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, **217**, 295–305.
- Fournier, M., Jolivet, L. and Fabbri, O., 1995, Neogene stress field in SW Japan and mechanism of deformation during the Sea of Japan opening. *J. Geophys. Res.*, **100**, 24295–24314.
- 星 博幸, 2006, 設楽第三系: 沈降, 回転, 隆起, 火山活動の証言者. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4 中部地方, 朝倉書店, 362–367.
- 星 博幸, 2010, 愛知教育大学の岩石磁気・古地磁気研究設備. 名古屋地学, no. 72, 1–4.
- 星 博幸・小川晃一, 愛知県設楽地域に分布する北設楽層群の古地磁気方位と中央構造線の湾曲形成 (投稿準備中).
- 星 博幸・齋田卓哉, 2009, 愛知県設楽地域に分布する北設楽層群 (下部中新統) の磁気層序. 地質雑, **115**, 193–205.
- Hoshi, H. and Yokoyama, M., 2001, Paleomagnetism of Miocene dikes in the Shitara basin and the tectonic evolution of central Honshu, Japan. *Earth Planets Space*, **53**, 731–739.
- 星 博幸・横山実穂, 2002, 東海地方設楽地域, 中新世平行岩脈群の古地磁気からみた本州中央部のテクトニクス. 愛知教育大研報 (自然科学), **51**, 47–55.
- 星 博幸・檀原 徹・岩野英樹, 2006, 西南日本の中新世テクトニクスに対する新たな年代制約: 愛知県設楽地域におけるフィッション・トラック年代測定. 地質雑, **112**, 153–165.
- 星 博幸・伊東宣貴・本山 功, 2000, 愛知県設楽地域に分布する北設楽層群の地質, 放散虫化石, および地質年代. 地質雑, **106**, 713–726.
- Johnson, H. P., Lowrie, W. and Kent, D. V., 1975, Stability of anhysteretic remanent magnetization in fine and coarse magnetite and maghemite particles. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **41**, 1–10.
- Kato, Y., 1962, On the structural development of the Shidara basin. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **10**, 51–69.
- 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.*, **59**, 404–419.
- Kirschvink, J. L., 1980, The least squares lines and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **62**, 699–718.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J. and Heslop, D., 2001, Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **189**, 269–276.
- Lowrie, W., 1990, Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 159–162.
- Lowrie, W. and Fuller, M., 1971, On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremanent magnetization in magnetite. *J. Geophys. Res.*, **76**, 6339–6349.

- Maher, B. A., 1988, Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophys. J.*, **94**, 83–96.
- 齊藤正次, 1955, 5 万分の 1 地質図幅「三河大野」及び同説明書. 地質調査所, 36p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010 編, 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース (2010 年 11 月 11 日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 杉原孝充・藤巻宏和, 2002, 愛知県設楽地域に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 岩鉱科学, **31**, 15–24.
- 高田 亮, 1987a, 愛知県設楽地方の大峠環状複合岩体中に存在するコールドロンの構造. 地質雑, **93**, 107–120.
- 高田 亮, 1987b, 設楽火成複合岩体の発達史とコールドロンの構造. 地質雑, **93**, 167–184.
- Torii, M., 1983, Paleomagnetism of Miocene rocks in the Setouchi Province: Evidence for rapid clockwise rotation of Southwest Japan at middle Miocene time. Doctoral Dissertation, Kyoto Univ., 126p.
- Tsunakawa, H., Kobayashi, Y. and Takada, A., 1983, K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochem. J.*, **17**, 265–268.
- Xu, S. and Dunlop, D. J., 1995, Toward a better understanding of the Lowrie-Fuller test. *J. Geophys. Res.*, **100**, 22533–22542.
- Zijderveld, J. D. A., 1967, A. C. demagnetization of rocks: analysis of results. In Collinson, D. W., Creer, K. M. and Runcorn, S. K., eds., *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, 254–286.