地質調査研究報告, 第 77 巻, 第 5 号, p. 195–212, 2026 doi:10.9795/bullgsj.77.5_195

論文 - Article

向町カルデラ北西部に分布する湖成更新統月楯層最上部の磁気極性と岩石磁気特性

羽田 裕貴[1,*]・柴崎 達也[2]・里口 保文[3]・菅沼 悠介[4,5]・細井 淳[6]・八木 浩司[7]

HANEDA Yuki, SHIBASAKI Tatsuya, SATOGUCHI Yasufumi, SUGANUMA Yusuke, HOSOI Jun and YAGI Hiroshi (2026) Magnetic polarity and rock-magnetic properties of the uppermost part of the lacustrine Pleistocene Tsukidate Formation in the northwestern Mukaimachi Caldera, northeast Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 77 (5), p. 195–212, 9 figs. and 2 tables.

Abstract: The Mukaimachi Caldera, located in the southern part of the Kurikoma geothermal area in northeast Japan, is filled by Pleistocene lacustrine deposits. However, it remains unclear whether these deposits preserve stable remanence, given the lack of previous paleomagnetic surveys in the area. In this study, we conducted paleomagnetic and rock-magnetic measurements of the uppermost part of the lacustrine Tsukidate Formation in the northwestern Mukaimachi Caldera to identify its magnetic polarity and rock-magnetic properties. Progressive demagnetization experiments and remanence measurements show that mudstones of the uppermost Tsukidate Formation have a primary and stable remanence that is removed by heating to 690 ℃. The thermomagnetic curve, coercivity–interaction field distribution, and coercivity spectra suggest that this primary remanence is carried by magnetite and hematite in single-domain to pseudo-single-domain states. The paleomagnetic directions calculated from the primary remanence, together with previously reported tephra correlations and K–Ar ages of the Myojin-yama Andesite, which intrudes the Hitohane Formation that overlies the Tsukidate Formation, indicate that mudstones located below and above a tuffaceous gravel bed in the uppermost Tsukidate Formation correspond to the Matuyama Reversed Chronozone and Brunhes Normal Chronozone, respectively. Further work is required to clarify the timing and mechanism of the acquisition of the hematite-carried remanent magnetization.

Keywords: Brunhes normal polarity chron, coercivity spectra, First-Order Reversal Curves, hematite, Kurikoma geothermal area, magnetite, Matuyama reversed polarity chron, thermomagnetic curve

要 旨

東北日本の栗駒地熱地域南部に位置する向町カルデラは，湖成更新統を含む地層群によって埋積される．しかし，これらカルデラ湖成層は古地磁気研究に乏しく，安定な残留磁化を記録するか明らかでない．本研究では向町カルデラの湖成層である月楯（つきだて）層最上部の磁気極性と岩石磁気特性を明らかにすることを目的とする．消磁実験，熱磁気曲線，保磁力スペクトル及び保磁力–相互作用磁場分布は，月楯層の泥岩が単磁区～擬似単磁区サイズのマグネタイトとヘマタイトが担う安定な残留磁化を保持することを示す．泥岩層は基質支持凝灰質礫層を挟んで下位で逆帯磁，上位で正帯磁する．先行研究によるテフラ対比と月楯層上位の地層に貫入する明神山安山岩類のK–Ar年代値から，これらはそれぞれ松山逆磁極帯とBrunhes正磁極帯に対比される．今後はヘマタイトが担う残留磁化の獲得メカニズムとタイミングの解明が必要である．

1．はじめに

東北日本の栗駒地熱地域には，後期中新世末から前期更新世にかけて形成されたカルデラ群が分布する（佐藤，1986など）．向町盆地は山形県北東部に位置し，凹地構造と負の重力異常によってクレーター・レーク型カルデラ（宇井ほか，1975）あるいはじょうご型カルデラ（大場

[1] 産業技術総合研究所 地質調査総合センター地質情報研究部門（AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation）
[2] 国土防災技術株式会社（Japan Conservation Engineers & Co., LTD., Tokyo 105-0001, Japan）
[3] 滋賀県立琵琶湖博物館（Lake Biwa Museum, Shiga 525-0001, Japan）
[4] 国立極地研究所（National Institute of Polar Research, Tokyo 190-8518, Japan）
[5] 総合研究大学院大学（The Graduate University for Advanced Studies, Tokyo 190-8518, Japan）
[6] 茨城大学 基礎自然科学野 地球環境科学領域（Department of Earth Sciences, Ibaraki University, Ibaraki 310-8512, Japan）
[7] 山形大学（Yamagata University, Yamagata 990-8560, Japan）
* Corresponding author: HANEDA, Y., AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: y.haneda@aist.go.jp

ほか，2014)として認識されている．

向町カルデラを含む最上赤倉地域は，昭和50年代から地熱開発のための調査として，地質構造及び層序が検討されてきた(田口，1974，1975；NEDO, 1990)．向町カルデラ及びその南東に位置する赤倉カルデラは，先新第三系花崗岩類に重なる中部中新統緑色凝灰岩類（瀬見層，老の沢層，檜原沢層)を基盤として発達している(第1図；第2図)．向町カルデラでは，更新世の湖成層である月楯層が中新統を不整合に覆って分布し，凝灰質シルト岩, 凝灰質砂岩, シルト岩層, 亜炭層から構成される(田口，1961；佐藤，1986；NEDO, 1990；大場ほか，2014)．月楯層の露出は限定的であるが，NEDO (1990)による試錐では300 mを超える層厚が確認されている(大場ほか，2014)．また，本層からは現在の日本には自生しない*Metasequoia*属の花粉化石が産出することから，前期更新世の年代が与えられている(NEDO, 1990)．赤倉カルデラでは，基盤岩類の上位に後期鮮新世の火砕流堆積物が累重する．さらに，両カルデラの湖成層の上位には，中期更新世以降の一刎層, 満沢層が不整合に重なる(NEDO, 1990)．一刎層は凝灰質砂岩，シルト岩，軽石質凝灰岩を主体とし，明神山安山岩及び糠塚山安山岩が貫入する(田口，1961，1975；佐藤，1986；NEDO, 1990；大場ほか，2014；第2図)．満沢層は鬼首カルデラ由来の火砕流堆積物からなり，鬼首池月火砕流堆積物と下山里火砕流堆積物を含む(NEDO, 1990；八木・早田，2002；高島ほか，2006；大場ほか，2014；八木ほか，2015)．

カルデラ湖成堆積物は火山砕屑物が多く含まれることから安定な古地磁気シグナルを保存し，堆積当時の長期的な地球磁場変動を記録している可能性が高い．これらを対象にした古地磁気分析は，向町カルデラ形成後の堆積史に新しい年代制約を与えるとともに，第四紀の日本列島における磁場変動の解明に寄与することが期待される．しかし，向町カルデラの埋積堆積層の古地磁気層序の報告は無く，その年代制約は主に放射年代測定や花粉化石分析に基づいている(NEDO, 1990)．そのため，月楯層の岩石磁気特性や堆積当時の初生的な残留磁化を保持しているのかは明らかでない．そこで本研究では，月楯層を対象に古地磁気・岩石磁気分析を行い，その岩石磁気特性を明らかにするとともに磁気極性の認定を試みた．

2．試料と手法

2.1　調査地と試料

古地磁気・岩石磁気分析用の定方位試料は，向町カルデラ西部の山形県最上町志茂の丘陵西側斜面に位置する土取場と丘陵が開析されてできた谷底平野を南流する小横川沿いに露出する月楯層で採取した(第1図，第3図，第4図A)．丘陵部ではカルデラを埋積した湖成層の月楯層に，一刎層の礫層と満沢層の鬼首池月テフラ火砕流堆積物及び下山里火砕流堆積物が重なる(大場ほか，2014；八木，2014)．

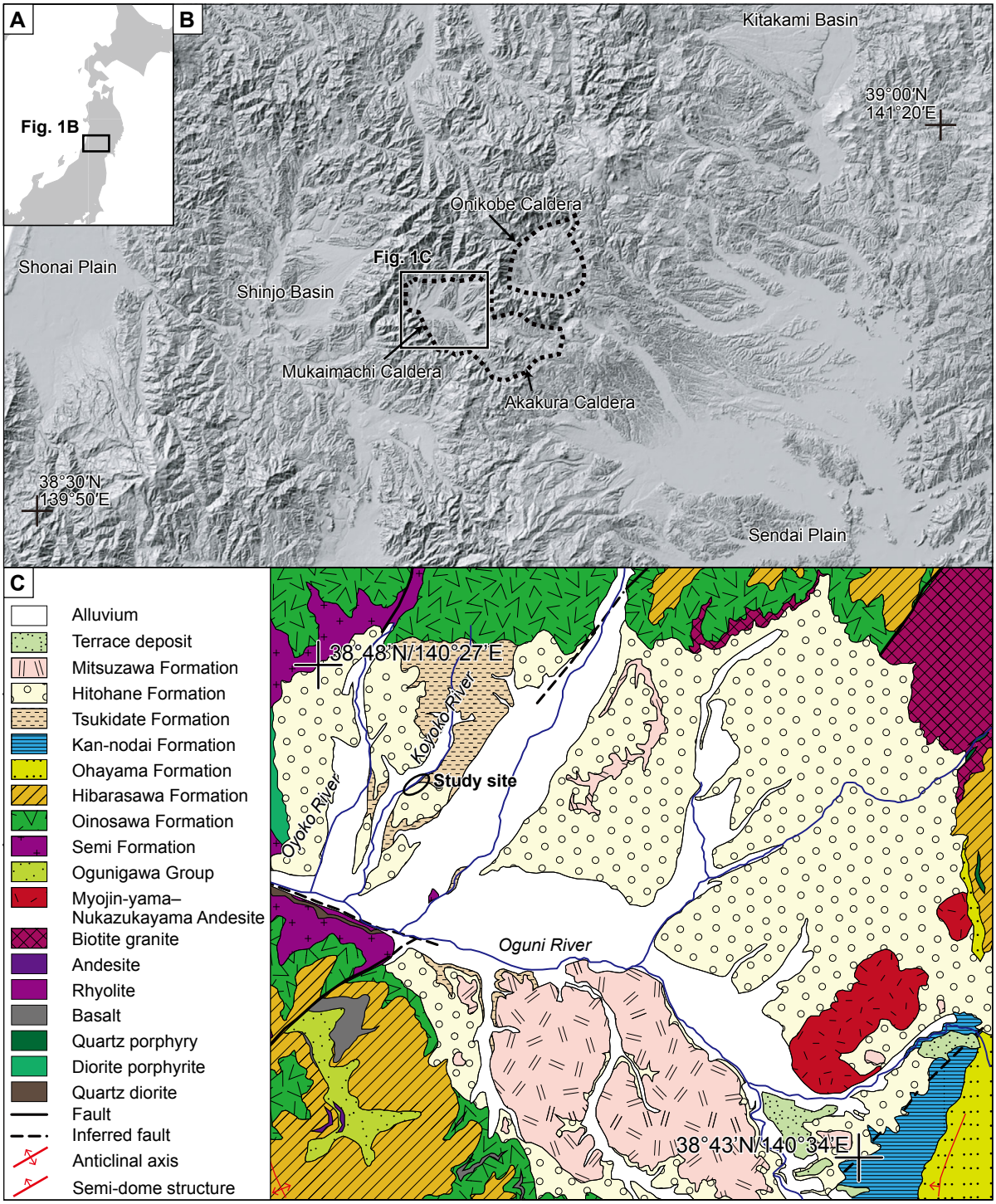
調査地の月楯層は基質支持凝灰質礫層とその上下の青灰色泥岩を主体とする．試料はこれら泥岩層から採取した(第3図)．試料yklは，土取場の最も低い層準から20 m程度比高が低い小横川沿いの月楯層から採取した(第4図B)．試料ykmは土取場の最下部の泥岩層から採取した．その上位には基質支持凝灰質礫層が重なり，中礫～大礫サイズの円磨された安山岩礫を主体とする(第4図C)．礫層内部には，試料YK-2を採取したレンズ状青灰色泥岩層やそれを削るように粒子支持礫層が挟まり，上位の礫層が下位の礫層を削るチャネル状構造も認められる．基質支持凝灰質礫層の上位には，試料YK-1を採取した層理の発達した泥岩層と試料ykuを採取した塊状泥岩層が重なる(第3図，第4図D)．塊状泥岩層には明瞭な堆積構造は認められないが，炭化木片が含まれ有機質であり，複数のテフラ層が挟まる(第3図，第4図E–F)．八木ほか(2015)は同調査地の塊状泥岩層に挟まるテフラ層を八甲田国本（Hkd-Ku)テフラに対比しており，これらテフラ層のいずれかに相当する．なお, yku, ykm, yklはハンマーを用いて定方位塊状試料として，YK-1，YK-2は電動ドリルコアラー及び磁気コンパスを用いて直径2.5 cmの定方位円筒形試料として採取した．

採取した試料は産業技術総合研究所地質調査総合センター（以下，産総研)に持ち帰った後，分析用試片に整形した．定方位塊状試料は実験室にて卓上岩石切断機を用いておおよそ1 cm × 1 cm × 1 cmの形状に整形し，7 ccプラスチックキューブと内径2.1 cm，高さ2.5 cmの円筒形石英ガラスカップに収めた．プラスチックキューブ試片は段階交流消磁（PAFD：progressive alternating field demagnetization)に，石英ガラスカップ試片は段階熱消磁（PTHD：progressive thermal demagnetization)に用いた．定方位円筒形試料は，実験室にて卓上岩石切断機を用いて高さ約2 cmに整形し，PAFD及びPTHDに用いた．

2.2　古地磁気分析

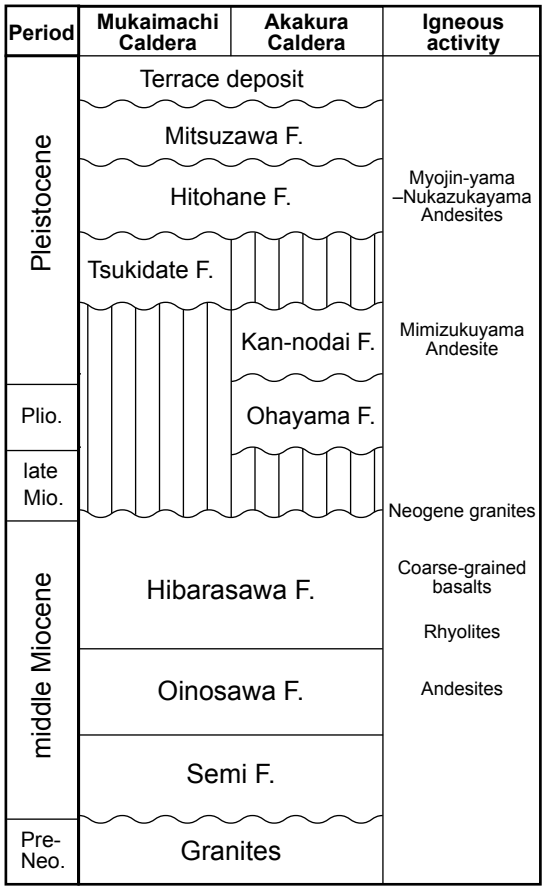
研究層序区間の磁気極性を特定するために，産総研が所有する磁気シールドルーム内にて，各試片に対して自然残留磁化（NRM：Natural Remanent Magnetization)の測定，PAFD及びPTHDを行った．NRM測定及びPAFDには産総研所有のSRM-R760パススルー型超電導岩石磁力計(2G Enterprises社製)を用いた．PAFDはピーク磁場2.5～10 mT刻みで，80 mTまで段階的に上昇させ，それぞれのピーク磁場での消磁後にNRMを測定した．PTHDは産総研所有の熱消磁電気炉TDS-48（夏原技研製)を用いて，100～690 ℃の範囲で20～50 ℃刻みで加熱温度を上昇させ，それぞれの消磁温度での加熱・冷却後にNRMを測定した．

これら消磁実験によって得られた残留磁化ベクトルは



第1図　調査地周辺の地形と地質．A：東北日本のインデックスマップ．B：栗駒地熱地域の陰影起伏図（国土地理院の陰影起伏図を使用）．本稿に関連するカルデラ盆地は，大竹・玉生（2011）に基づき黒色の破線で示した．C：向町カルデラ北西部の地質図．地層境界と地層名は5万分の1地質図幅「新庄」（田口, 1974）及び5万分の1地質図幅「鳴子」（田口，1975）に基づいた．

Fig. 1　Geomorphology and geology around the study site. A: An index map of Northeast Japan. B: Shaded relief map of the Kurikoma geothermal area (using the shaded relief data from the Geospatial Information Authority of Japan). Caldera structures, associated with this study, are indicated by black dashed lines after Otake and Tamanyu (2011). C: Geological map in the northwestern Mukaimachi Caldera. The formation boundaries and formation names are based on the geological map "Shinjo" 1:50,000 (Taguchi, 1974), and the geological map "Narugo" 1:50,000 (Taguchi, 1975).



第2図　向町カルデラ及び赤倉カルデラの層序図．大場ほか（2014）に基づいて作成．

Fig. 2　Stratigraphy of the strata filling the Mukaimachi and Akakura calderas based on Oba *et al.* (2014).

直交面投影図（Zijderveld, 1967；第5図）で示し，3点以上の磁化ベクトルの直線的な配列によって認識される固有磁化成分（ChRM：Characteristic Remanent Magnetization）を検討した．直交面投影図の原点に向かうChRMを分析試片に記録されている最も初生的な磁化成分として，その方位（偏角及び伏角）を主成分分析（Kirschvink, 1980）によって計算した．また，これら古地磁気方位と調査地の緯度・経度（38.8°N, 140.5°E）から仮想地磁気極（VGP：virtual geomagnetic pole）の緯度及び経度を計算した．磁気極性の認定はVGPの緯度に基づき，＞ 45°で正極性，＜ －45°で逆極性，≤ |45°|で中間極性とした．

2. 3　岩石磁気分析

試料が保持する残留磁化の獲得プロセスを明らかにするには，試料中に含まれる磁性鉱物の種類やその磁区構造などを推定する必要がある．そこで本研究では，熱磁気分析，First-Order Reversal Curves（FORC）測定及び等温残留磁化（IRM：Isothermal Remanent Magnetization）の段階獲得実験を行い，試料の磁気特性を検討した．

2. 3. 1　熱磁気分析

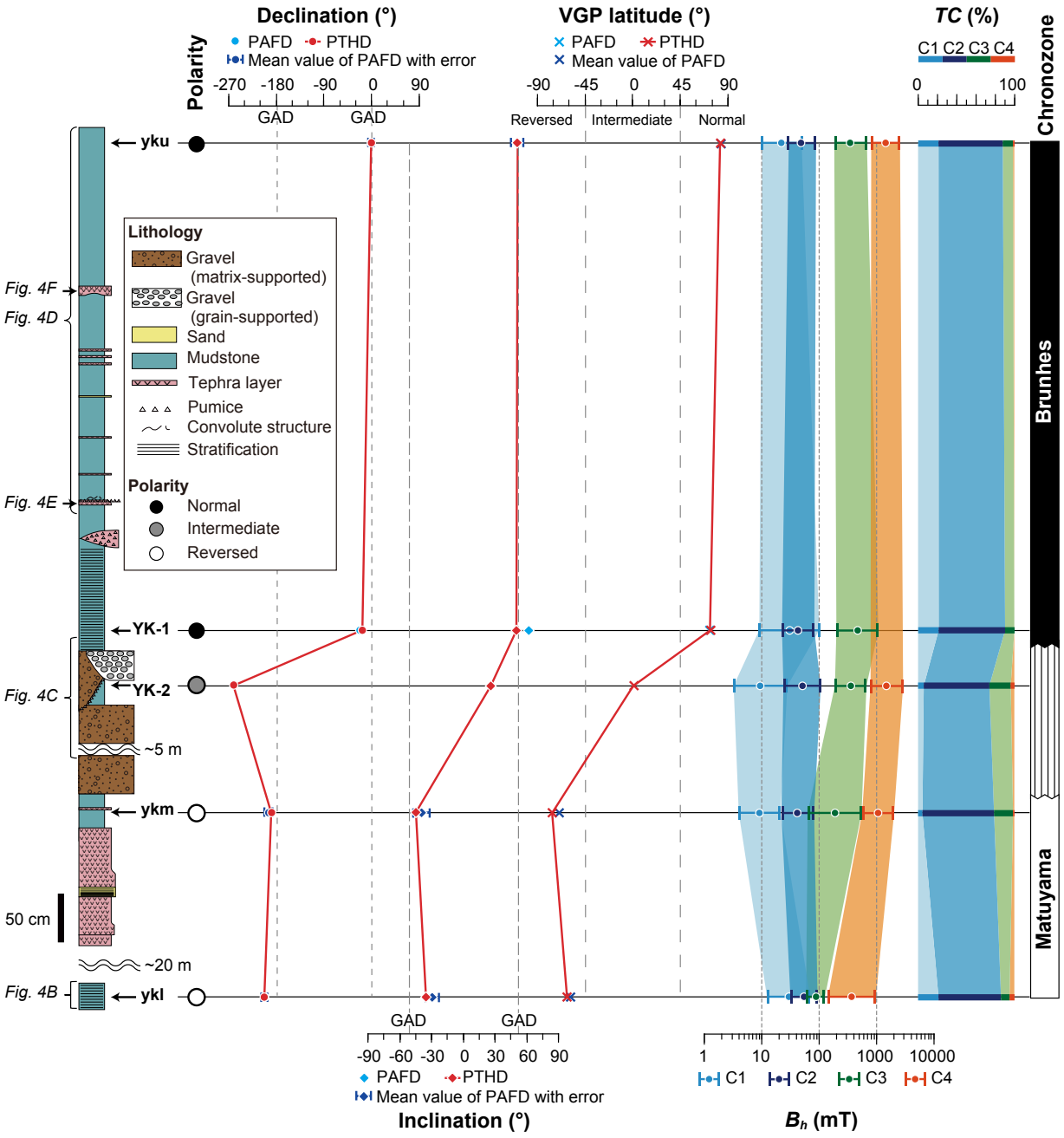
熱磁気分析では，試料に外部磁場をかけながら加熱・冷却し，その磁化強度を測定する．磁性鉱物はその種類や結晶構造，粒径に依存する磁区構造に応じて，磁化を消失・獲得する特定の温度（それぞれアンブロッキング温度，ブロッキング温度）を有する．また試料中の磁性鉱物や常磁性鉱物が，加熱によって別の鉱物に変質・分解されることによって磁化強度は変化する．このような温度に依存した磁化強度の変化から，試料中に含まれる磁性鉱物種を推定することが可能である．熱磁気分析には，高知大学海洋コア総合研究所が所有する磁気天秤NMB-89（夏原技研製）を用いた．

分析試料にはykuの岩石片（乾燥重量：42.09 mg）を供した．真空下で外部磁場強度300 mT，最大加熱温度700 ℃，昇温速度12 ℃/minの分析条件において，帰還電流を測定した．帰還電流値は加熱温度100 ℃における値で規格化し，磁化強度として扱った．また，得られた熱磁気曲線の変化を明確化するために，加熱時における単位温度当たりの磁化強度の変化量を算出し，23点の移動平均を施した．

2. 3. 2　FORC測定

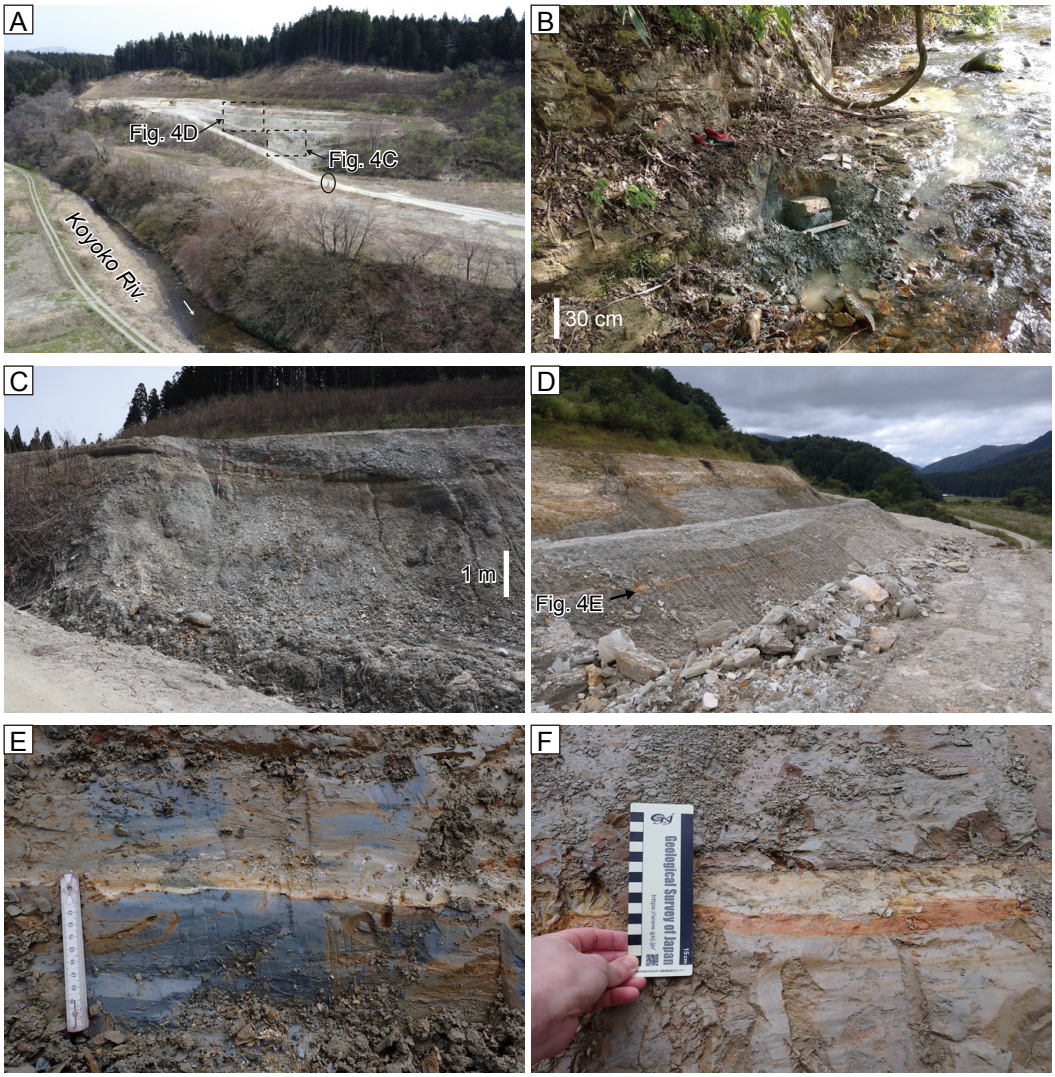
試料中に含まれる強磁性鉱物の粒径分布，磁気相互作用，磁区状態を評価するために，FORCの測定を行った．FORCは，誘導磁化を飽和させた試料に対して負方向の外部磁場を作用させた後，段階的に正方向に磁場を作用させることで測定する．これを負方向の外部磁場を段階的に強くしながら繰り返し，複数のFORCを得る．FORC群の解析からFORCダイアグラムを作成することで，試料の微視的保磁力（B_c）と相互作用磁場（B_u）の分布を定量的に表現することができる（Roberts *et al.*, 2000）．FORCダイアグラムを作成するために，産総研所有の8600 Series振動試料型磁力計（Lake Shore Cryotronics社製）を用いFORC測定を行った．

測定試料の乾燥重量を第1表に示す．各層準の試料から分取した岩石片をゼラチンカプセルに入れ，高温セメントで固定することで測定用試片とした．なお，後述するIRMの段階着磁実験には，本分析と同様の試片を使用した．試片をサンプルロッドに固定後，外部磁場50 mTで測定位置が磁力計の感度中心となるように調整した．電磁石の間隔はGap 3とした．測定位置を決定後，最大磁場1 T，最小磁場10 μTで試片に消磁を施し，FORC測定を実施した．FORCは1 Tの飽和磁場で120本を測定し，測定時の平均化時間は0.2秒である．FORCダイアグラムはIgor Proのフリーパッケージ FORCinel（Harrison and Feinberg, 2008）を用いて作成した．



第3図　調査地の岩相柱状図，磁化方位及び保磁力分布の層序変化．古地磁気方位及びVGP緯度は，PAFDを水色，PTHDを赤色で示した．また，PAFDの平均古地磁気方位及び平均VGP緯度は青色で示した．平均保磁力は保磁力第1成分～第4成分をそれぞれ水色，青色，緑色，オレンジで示した．また，平均保磁力のエラーは分散パラメーターから算出した．古地磁気方位における縦の破線は，調査地において予測される地心軸双極子磁場（Geocentric Axial Dipole：GAD）の方位を示す．

Fig. 3　Columnar section of the study site with stratigraphic profiles of paleomagnetic directions and coercivity spectra. Paleomagnetic directions and VGP latitudes obtained by PAFD and PTHD are indicated by light blue and red markers, respectively. Mean paleomagnetic directions and mean VGP latitude of PAFD are indicated by blue marks. Mean coercivities of components 1–4, with errors calculated from DP, are shown by light blue, blue, green, and orange, respectively. Vertical dashed lines in the declination and inclination profiles indicate the field directions expected from the geocentric axial dipole (GAD) at the studied site.



第 4 図　調査地の露頭写真．(A) 横川土取場と小横川の遠景．スケールとなる人物は中央の黒色の楕円で示した．(B) 小横川に露出する月楯層の泥岩層．写真中央で定方位塊状試料ykl を採取した．横川土取場の (C) 凝灰質礫層，(D) 塊状泥岩層，(E) – (F) テフラ層．層位は第 3 図に示す．

Fig. 4　Photographs of outcrops at the study site. (A) Distant view of the Yokokawa Borrow Pit and the Koyoko River. The person used for scale is indicated by the black oval at the center. (B) Mudstone beds of the Tsukidate Formation along the Koyoko River. The site of the oriented block sample ykl was the center of the photo. (C) Tuffaceous gravel bed, (D) massive mudstone bed and (E) – (F) tephra layers in the Yokokawa Borrow Pit. These stratigraphic horizons are shown in Fig. 3.

2. 3. 3　IRM段階着磁実験

磁性鉱物は，その種類や磁区構造，結晶構造に応じて特有の保磁力を持つ．そのため，磁化の段階着磁曲線あるいは段階消磁曲線の成分解析によって保磁力分布を把握することで，試料に含まれる磁性鉱物を推定することが可能である (Kruiver *et al.*, 2001 など)．本研究では，前述の振動試料型磁力計を用いて，IRM段階着磁と残留磁化測定を行い，IRM獲得曲線を得た．さらに，IRM獲得曲線に対して保磁力成分の解析を行った．

IRM段階着磁実験には，上述のFORC測定に使用した試片を最大磁場 1 T，最小磁場 10 μTで再び消磁して用いた．本実験では，100 μTから 1.5 Tまで非線形に外部磁場を強くしてIRMを着磁し，各段階で残留磁化を測定した．各段階での測定時の平均化時間は 1 秒，測定数は 100 点である．

IRM獲得曲線の成分解析にはフリーソフトウェアMAX UnMix RStudio版 (Maxbauer *et al.*, 2016；https://github.com/dan-maxbauer/max-unmix) を用いた．MAX UnMixでは，解析対象としてそれぞれ磁化強度曲線とその微分曲線に対する磁化平滑化 (Magnetization Smoothing) と保磁

第1表 IRM獲得効率曲線の成分解析から得た保磁力成分のパラメーター．B_h：平均保磁力，*DP*：分散パラメーター，RSS：残差平方和，*SF*：平滑化係数，*TC*：寄与率．

Table 1 Parameters of coercivity components obtained by the component analysis for IRM acquisition efficiency curves. B_h: mean coercivity, *DP*: dispersion parameter, RSS: residual sum of squares, *SF*: smoothing factor, *TC*: contribution of coercivity.

Sample	Sample weight (mg)	*SF* = 0.5						*SF* = 0.7					
		Number of component	RSS	Comp.	log(B_h [mT])	*DP*	*TC* (%)	Number of component	RSS	Comp.	log(B_h [mT])	*DP*	*TC* (%)
yku	127.3	3	2.07E-15	1	1.11	0.30	10.1	3	3.74E-16	1	1.39	0.40	16.0
				2	1.66	0.27	77.3			2	1.67	0.32	73.1
				3	2.61	0.38	12.5			3	2.84	0.61	10.9
		4	8.93E-16	1	1.35	0.36	21.7	4	3.19E-16	1	1.35	0.35	18.2
				2	1.69	0.26	66.2			2	1.69	0.31	71.7
				3	2.54	0.29	10.7			3	2.61	0.36	8.8
				4	3.15	0.25	1.4			4	3.28	0.29	1.3
		5	8.43E-16	1	1.07	0.29	7.4	5	7.04E-17	1	1.26	0.28	19.9
				2	1.64	0.27	76.6			2	1.75	0.33	61.7
				3	1.82	0.18	4.3			3	1.77	0.19	10.9
				4	2.53	0.27	9.9			4	2.73	0.39	5.4
				5	3.17	0.29	1.9			5	3.30	0.32	2.0
ykm	130.7	3	8.57E-16	1	1.15	0.37	8.6	3	9.39E-16	1	1.48	0.34	18.6
				2	1.64	0.27	71.8			2	1.68	0.34	69.8
				3	2.37	0.46	19.6			3	2.71	0.54	11.6
		4	3.58E-16	1	0.96	0.36	4.8	4	4.75E-16	1	1.41	0.32	17.9
				2	1.62	0.28	74.1			2	1.69	0.32	70.8
				3	2.27	0.47	20.1			3	2.53	0.34	9.7
				4	3.03	0.28	1.1			4	3.35	0.39	1.6
		5	3.04E-16	1	0.99	0.32	4.5	5	2.04E-16	1	1.31	0.36	16.3
				2	1.61	0.28	74.7			2	1.74	0.36	67.2
				3	2.00	0.23	8.2			3	1.78	0.21	8.8
				4	2.47	0.29	10.4			4	2.70	0.45	2.4
				5	3.06	0.29	2.2			5	3.22	0.63	5.2
ykl	133.5	3	2.93E-14	1	1.48	0.35	25.0	3	4.23E-15	1	1.50	0.34	22.9
				2	1.78	0.25	71.0			2	1.78	0.30	74.8
				3	2.75	0.43	4.0			3	2.91	0.71	2.3
		4	4.77E-15	1	1.47	0.37	21.8	4	2.59E-15	1	1.48	0.33	22.6
				2	1.74	0.24	64.4			2	1.76	0.29	68.0
				3	1.94	0.17	8.5			3	2.04	0.21	6.1
				4	2.57	0.42	5.2			4	2.59	0.60	3.3
YK-1A	121.7	3	7.70E-16	1	1.48	0.53	21.7	3	2.87E-16	1	1.39	0.44	11.8
				2	1.63	0.28	69.5			2	1.63	0.33	77.4
				3	2.66	0.37	8.8			3	2.74	0.69	10.8
		4	6.01E-16	1	1.42	0.53	17.8	4	2.00E-16	1	1.44	0.39	20.7
				2	1.62	0.28	69.4			2	1.65	0.33	70.8
				3	1.81	0.27	3.5			3	2.59	0.35	5.4
				4	2.64	0.35	9.3			4	3.19	0.53	3.1
		5	5.02E-16	1	1.41	0.50	15.3	5	3.52E-16	1	1.27	0.32	12.0
				2	1.63	0.28	70.3			2	1.64	0.31	75.3
				3	1.76	0.26	4.9			3	2.08	0.21	3.2
				4	2.59	0.33	9.1			4	2.43	0.29	5.7
				5	3.39	0.37	0.4			5	3.00	0.32	3.8
YK-2A	153.0	3	1.45E-15	1	1.03	0.45	7.8	3	8.41E-16	1	1.33	0.63	3.9
				2	1.70	0.31	64.1			2	1.70	0.39	72.6
				3	2.61	0.37	28.2			3	2.75	0.45	23.5
		4	7.32E-16	1	0.97	0.46	6.5	4	9.89E-17	1	1.14	0.47	5.6
				2	1.70	0.32	68.0			2	1.72	0.37	71.3
				3	2.56	0.28	21.6			3	2.56	0.29	16.8
				4	3.17	0.28	3.9			4	3.28	0.38	6.4
		5	5.33E-16	1	0.96	0.37	5.5	5	6.90E-17	1	1.21	0.37	13.4
				2	1.66	0.31	57.9			2	1.84	0.40	65.2
				3	1.95	0.33	11.8			3	2.27	0.43	9.7
				4	2.55	0.27	20.0			4	2.77	0.28	6.8
				5	3.14	0.29	4.8			5	3.34	0.39	4.9

力平滑化（Coercivity Smoothing）を選択することが可能である．本研究ではIRM獲得曲線（磁化強度曲線）に対する磁化平滑化を行い，平滑化係数（*SF*：Smoothing Factor）を0.5と0.7に変化させることで解析の再現性を確認した．また，1試料当たりの保磁力成分の数を3 ～ 5成分ないし3 ～ 4成分に変化させて，解析を行った．その際，スプライン平滑化したIRM獲得効率曲線とMAX UnMixの解析によって得られるIRM獲得効率モデル曲線の残差平方和（RSS：residual sum of squares）が最小となるように各保磁力成分を調整し，平均保磁力B_h，対数標準偏差に相当する分散パラメーター*DP*，全保磁力成分の磁化総計に対する寄与率*TC*の3つのパラメーターを決定した．なおIRM測定データは，MAX UnMixで解析可能な1 mT以上のものを使用した．

3．結果

3.1　消磁実験

PAFD及びPTHDによって得られた代表的な直交面投影図，シュミットネット投影図，単位消磁レベル当たりの磁化強度変化量を第5図に示す．

ykuではPAFDとPTHDで消磁経路は類似する．yku-Aには5 mT以下，5 ～ 20 mT，20 ～ 55 mTの3つのChRMが認められ，これより高いピーク磁場では磁化ベクトルは安定しない（第5図A）．20 ～ 55 mTの高保磁力ChRMはおおむね直交面投影図の原点に向かって消磁されるが，5 ～ 20 mTの中保磁力成分は偏角が真北からやや東偏する．80 mTの消磁後では，消磁前のNRMの8 ～ 11 %の磁化が残る．yku-Dは少なくとも100 ～ 300 ℃と300 ～ 690 ℃の2つのChRMを有する（第5図B）．また高温成分は，350 ℃，580 ℃，690 ℃において磁化強度の顕著な減少が認められることから，アンブロッキング温度の異なる3種類の磁性鉱物が担うと考えられる．

ykmではPAFDとPTHDにおいて，直交面投影図の原点に向かう成分の磁化方位は類似するが，より低い消磁段階での消磁経路に差異が認められる．PAFDでは，消磁経路は曲線を描き，30 mT以上の消磁によって直交面投影図の原点に向かう成分が抽出される（第5図C）．80 mTの消磁後では消磁前のNRMの54 ～ 71 %の磁化が残り，磁化ベクトルが原点から僅かに離れる．PTHDでは150 ℃以下，250 ～ 400 ℃，400 ～ 580 ℃，630 ～ 690 ℃の少なくとも4つのChRMが認められる（第5図D）．400 ～ 580 ℃と630 ～ 690 ℃の高温ChRMは直交面投影図の原点に向かって消磁され類似する磁化方位を有する．一方，150 ℃以下の低温ChRMは，これら高温ChRMとは反対の磁化方位を有する．

yklのPAFDとPTHDにおける消磁経路の特徴はykmに似る．PAFDでは，消磁経路は曲線を描き，20 ～ 70 mTの成分が直交面投影図の原点に向かう（第5図E）．80 mTの消磁後では，消磁前のNRMの15 ～ 18 %の磁化が残り，磁化ベクトルが原点から僅かに離れる．PTHDでは100 ～ 250 ℃，250 ～ 350 ℃，400 ～ 690 ℃の少なくとも3つのChRMが認められる（第5図F）．最も高温のChRMは630 ℃で磁化減少率が最大になる．

YK-1ではPAFDとPTHDの消磁経路は類似するが，直交面投影図の原点に向かう成分の磁化方位がやや異なる．PAFDでは5 ～ 15 mTと20 ～ 65 mTの2つのChRMが認められる．高保磁力ChRMは直交面投影図の原点から僅かに逸れるが直線的に消磁される（第5図G）．70 mT以上の消磁では，磁化ベクトルは原点から離れる．また，80 mTの消磁後では，消磁前のNRMの16 %の磁化が残る．PTHDでは150 ～ 270 ℃と270 ～ 690 ℃の2つのChRMが認められる（第5図H）．高温ChRMは600 ℃と690 ℃で磁化減少率が最大となる．

YK-2は他の層準に比べて異なる磁化方位を持つ．PAFDでは消磁経路は曲線を描き，80 mTまでに直交面投影図の原点に向かうChRMは認められない．また，80 mTの消磁後では，消磁前のNRMの55 %の磁化が残る．PTHDでは550 ～ 690 ℃で直交面投影図の原点に向かって減衰するChRMが認められ，その磁化方位は偏角が真北から約100°東偏する．それより低温の消磁では消磁経路はやや不安定である．加熱による磁化減少率は600 ℃と690 ℃で最大となる．

3.2　熱磁気分析

試料ykuの熱磁気曲線は加熱と冷却で非可逆的に変動する（第6図）．加熱実験では，100 ～ 380 ℃で磁化が減少し，その減少率は180 ℃までの区間で顕著かつ約130 ℃で最も大きい．その後，磁化は約350 ℃と約600 ℃で最小に，約500 ～ 550 ℃と600 ～ 700 ℃では増加する．冷却実験では，磁化は540 ～ 580 ℃で最小となり，その後は上昇を続ける．実験終了時の磁化は実験開始時の約2.3倍となる．また，試料ykuの磁化は，約350 ℃と約600 ℃の最小値でも分析開始時の60 %以上が残る．

3.3　FORCダイアグラム

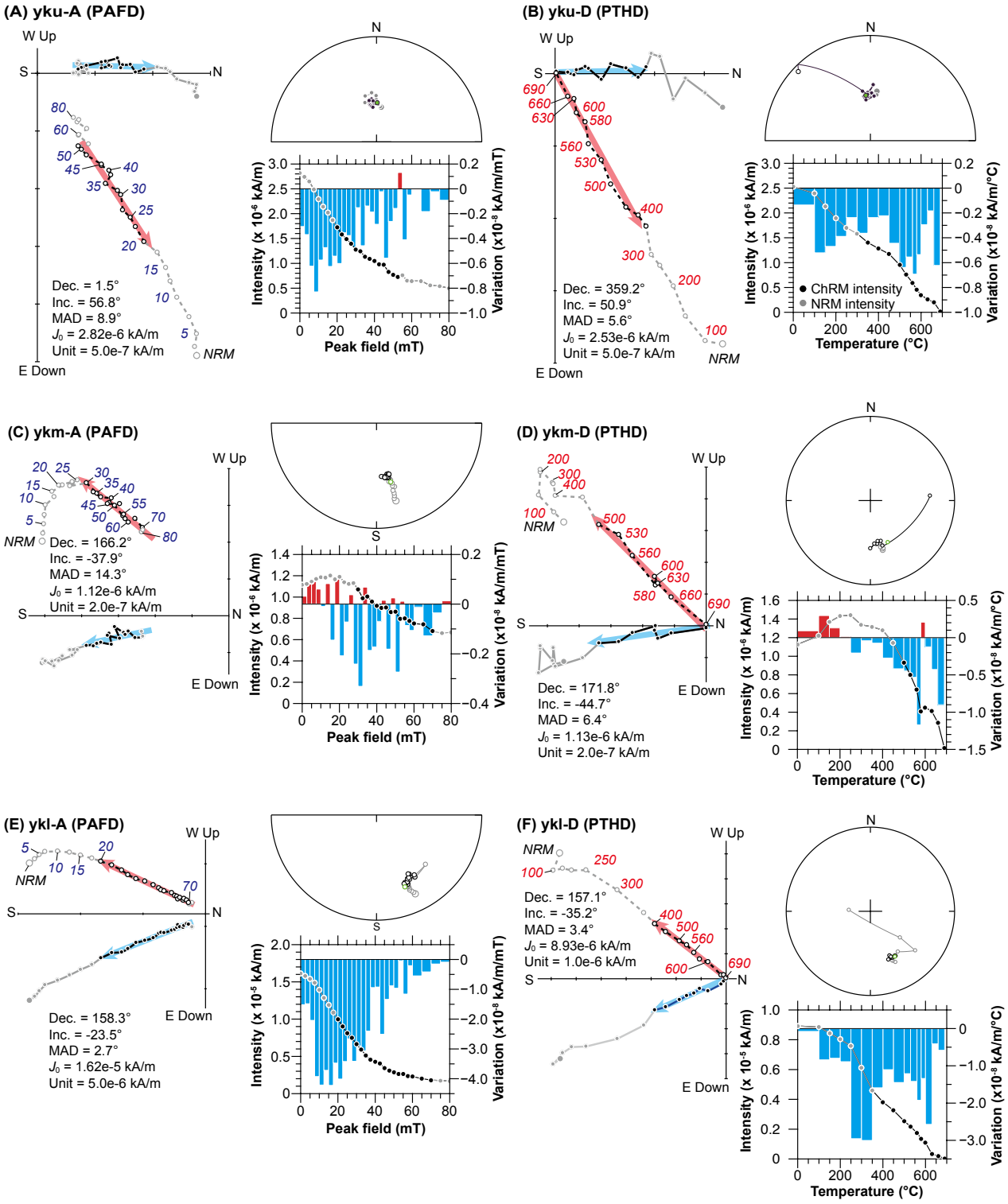
第7図に，FORCダイアグラムと相互作用磁場（B_u）が0における保磁力プロファイルを示す．FORCダイアグラムは横軸が微視的保磁力（B_c），縦軸が相互作用磁場を表し，各測定点に存在する磁性粒子群の寄与強度がパラメータρで表されている．

本研究で分析した5試料のFORCダイアグラムは，寄与強度の分布によって2つに分類することができる．試料yku，ykl，YK-1Aは，寄与強度が正となる領域が$B_c = 0$の縦軸に沿って広がり，$B_u = 0$に収束する（第7図A，C，D）．また，$B_u = 0$において，寄与強度は微視的保磁力が5 mTと20 mT程度で最大となり，約100 mTまでその正の領域が分布する．試料ykm，YK-2Aでは，縦軸に沿った寄与強度が正となる領域は相互作用磁場が±50 mTの範囲に限定される（第7図B，E）．他試料と同様に，$B_u = 0$における寄与強度は微視的保磁力が5 mTと20 mT程度で最大となる．しかし，その正の領域は，$B_u = 0$における微視的保磁力が100 mTより小さい範囲に限られる．

3.4　IRM曲線の成分解析

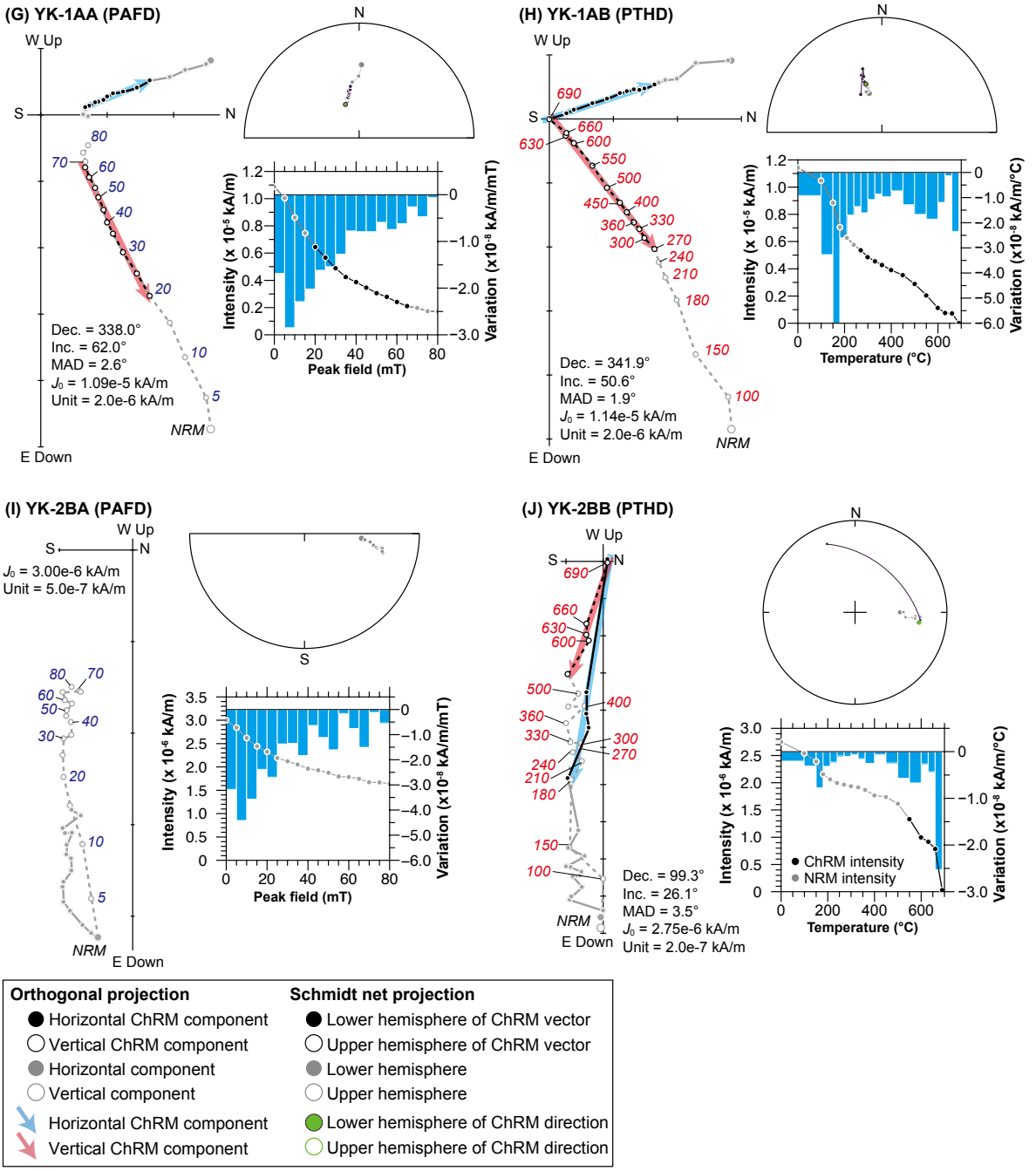
第8図及び第9図に，それぞれ$SF = 0.5$，0.7の条件での解析による保磁力分布を示す．推定された成分は，平均保磁力B_hが小さい方から保磁力第1成分，保磁力第2成分…とした．なお，本研究で5層準から採取した試料は，IRM獲得効率曲線を再現するためには少なくとも3成分を想定する必要がある．

yku，ykm，YK-2Aは全ての解析条件において，寄与率は異なるが類似した平均保磁力を示す成分が検出された



第5図　代表的な試片の直交面投影図，シュミットネット投影図，磁化強度，単位消磁レベル当たりの磁化強度変化量．(A) yku-A，(C) ykm-A，(E) ykl-A，(G) YK-1AA，(I) YK-2BAはPAFDの，(B) yku-D，(D) ykm-D，(F) ykl-D，(H) YK-1AB，(J) YK-2BBはPTHDの結果を示す．

Fig. 5　Orthogonal vector diagrams, Schmidt net projections, magnetization intensity, and variation of magnetization per unit demagnetization level for representative specimens. PAFD was conducted for (A) yku-A, (C) ykm-A, (E) ykl-A, (G) YK-1AA, and (I) YK-2BA. PTHD was conducted for (B) yku-D, (D) ykm-D, (F) ykl-D, (H) YK-1AB, and (J) YK-2BB.

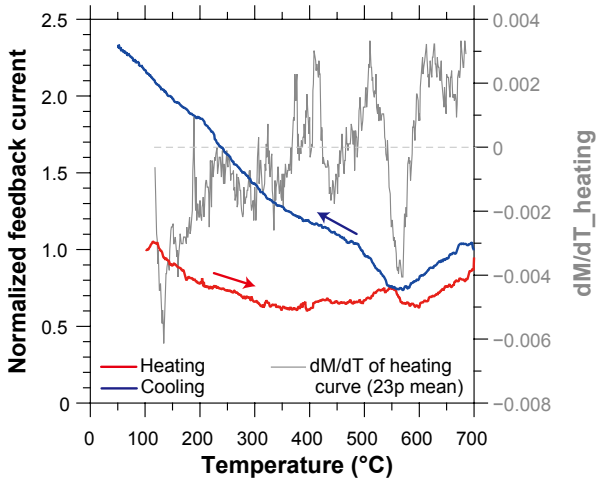


第5図　続き.

Fig. 5　Continued.

(第1表). 平均保磁力が約40 ～ 70 mTの成分の寄与が最も大きく，それに約10 ～ 30 mTないし約180 ～ 580 mTの平均保磁力の成分が次ぐ. 特にYK-2Aでは350 ～ 690 mTの成分が高い寄与率 (20 ～ 30 %) を示す. これらの試料では，約60 ～ 190 mTの成分を加えた5成分解析において，*SF* = 0.5及び0.7の条件で同様の保磁力分布を得ることができなかった. そのため，yku，ykm及びYK-2Aでは4成分解析の結果を採用した.

yklのIRM獲得効率曲線は3成分ないし4成分を想定することでよく再現される (第1表). 上述の3層準と同様に，約50 ～ 60 mTの平均保磁力を有する保磁力第2成分の寄与が最も大きく，約30 mTの平均保磁力の第1成分



第6図　ykuの熱磁気曲線．実験は真空中で行い，赤線と青線はそれぞれ加熱実験と冷却実験の結果を示す．帰還電流値は100 ℃での加熱時の値で規格した．灰色の線は，加熱曲線の23点移動平均の微分を示す．

Fig. 6　High-field thermomagnetic curves for heating (red line) and cooling (blue line) runs in a vacuum for the yku. The feedback current values were normalized by the value at 100 ℃ heating. The gray line indicates the first derivative (23-point running mean) of the heating curve.

が次ぐ．また，3成分解析では第3成分が，4成分解析では第4成分が，それぞれ560 ～ 806 mTと370 ～ 390 mTの平均保磁力を有する．また4成分解析では，上述の3層準とは異なり，約90 ～ 110 mTの平均保磁力を示す成分が検出された．3成分解析に比べてRSSが大きく改善されていることから，yklでは4成分解析の結果を採用した．

YK-1Aでは，他の4層準に類似した平均保磁力を示す成分が検出された（第1表）．しかし，4成分解析では用いた平滑化係数によって検出される成分が異なる．*SF* = 0.5では，保磁力第1成分が26 mT，第2成分が42 mT，第3成分が64 mT，第4成分が433 mTである．一方*SF* = 0.7では，保磁力第1成分が27 mT，第2成分が45 mT，第3成分が388 mT，第4成分が1538 mTである．また，5成分解析でも平滑化係数によって異なる成分が検出された．そこで，YK-1Aでは異なる平滑化係数で再現性を確認できた3成分解析の結果を採用した．

4．議論

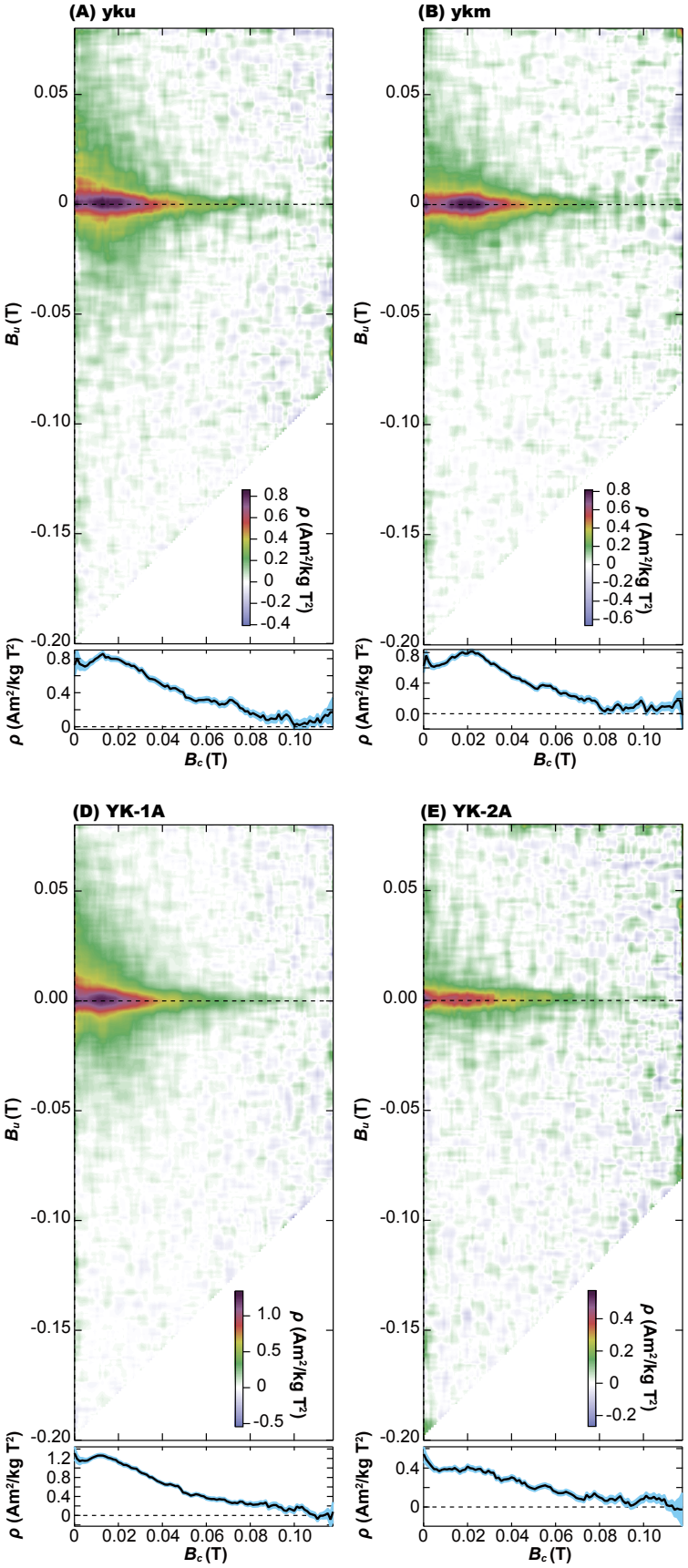
4. 1　残留磁化を担う磁性鉱物

直交面投影図で認められたChRM成分は，保磁力とアンブロッキング温度に対応する強磁性鉱物が担う．消磁を施した全ての試片ではPAFDとPTHDの磁化ベクトルの消磁経路は部分的に類似するが，PAFDではNRMを完全に消磁できていない．NRMは，PTHDにおいて690 ℃でほぼ消失するが，PAFDでは80 mTのピーク磁場でも500 ～ 600 ℃のPTHD後と同等の磁化強度が残る（第5図）．これは，直交面投影図の原点に向かうChRMのうち500 ～ 600 ℃以上の成分が，それ以上のアンブロッキング温度と80 mT以上の保磁力を有する磁性鉱物に担われていることを示す．加えて，PTHDにおける原点に向かう成分は，約600 ℃と690 ℃で磁化強度が大きく減少する．そのため，この成分は，580 ℃と675 ℃にアンブロッキング温度を有する磁鉄鉱（マグネタイト）と赤鉄鉱（ヘマタイト）によって，類似した方位として担われていると考えられる（O'Reilly, 1984；Dunlop and Özdemir, 1997）．

研究対象層序区間の磁化ベクトルは磁性硫化鉄鉱物であるグリグ鉱（グレイガイト）や単斜晶系の磁硫鉄鉱（ピロータイト）の存在を示唆する（第5図）．グレイガイトと単斜晶ピロータイトはその磁区構造によって数10 ～ 100 mT程度の保磁力を示し，300 ℃前後にアンブロッキング温度を有する（O'Reilly, 1984；Dekkers, 1988, 1989；Roberts, 1995；Roberts *et al.*, 2011）．また，交流消磁の過程で人工的なジャイロ残留磁化（GRM：Gyroremanent magnetization）を獲得しやすく，数10 mT以上のピーク磁場で磁化増加やベクトルの回転として現れる（Hu *et al.*, 2002；Snowball, 1997）．yku-D，ykm-D，ykl-Dの原点に向かって消磁される成分は，300 ～ 350 ℃で磁化強度が比較的大きく減少する．加えて，ykm，ykl，YK-1の試片は，70 ～ 80 mTのPAFDで磁化ベクトルが直交面投影図の原点から僅かに離れることから，GRM獲得が疑われる．そのため，月楯層最上部ではこれら磁性硫化鉄鉱物が磁化の一部を担うと考えられる．

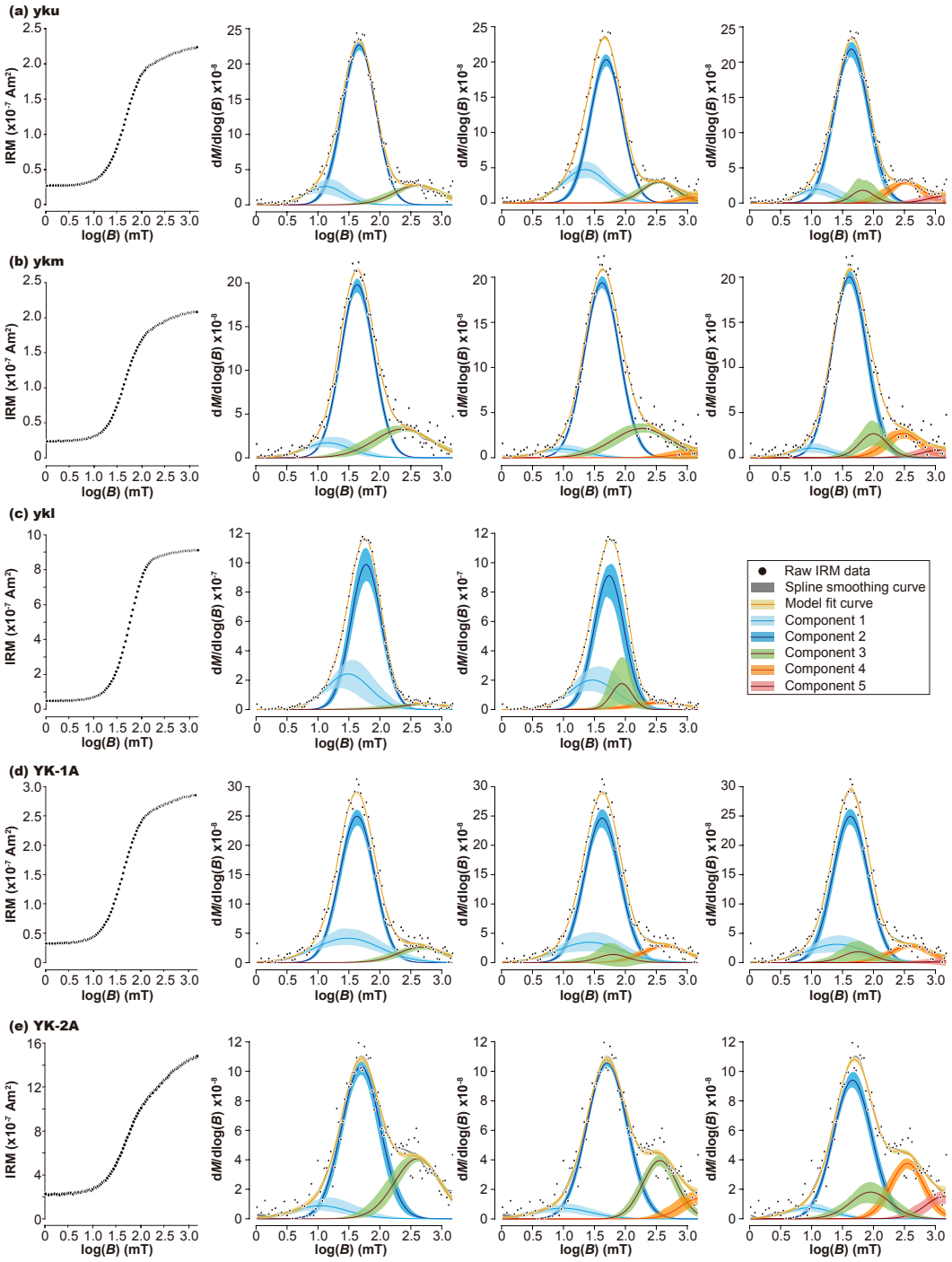
グレイガイトと単斜晶ピロータイトは磁気特性が類似するが，その生成環境及び形成時期は大きく異なる．グレイガイトは有機物分解に伴う硫酸還元過程によって，初期続成作用で形成されるため，堆積後比較的早期に獲得された古地磁気シグナルを担うと考えられる（Roberts *et al.*, 2011；Roberts, 2015）．一方，単斜晶ピロータイトの形成には軽微な加熱や変成作用が必要であり，約250 ℃以下の環境ではその生成が著しく遅いことが実験的に示されている（Lennie *et al.*, 1995；Roberts, 2015）．そのため，単斜晶ピロータイトはより後期の続成過程において形成され，堆積後ある程度時間を経た段階の古地磁気シグナルを記録する可能性が高い（Roberts, 2015）．yku-D，ykm-D，ykl-Dに認められる300 ～ 350 ℃までの成分は，それより高温のマグネタイトやヘマタイトが担う成分と類似した方位を有する．後述するマグネタイトとヘマタイトが初生的な磁化を担うと考えられることと月楯層の堆積環境から，300 ～ 350 ℃までの成分は初期続成作用によって形成されたグレイガイトが担うと解釈した．

IRM段階着磁実験による保磁力分布は，全ての層準に平均保磁力が42 ～ 55 mTの第2成分と186 ～ 461 mTの第3成分（yku, ykm, YK-1, YK-2）ないし第4成分（ykl）に対応する磁性鉱物が存在することを示す（第8図；第



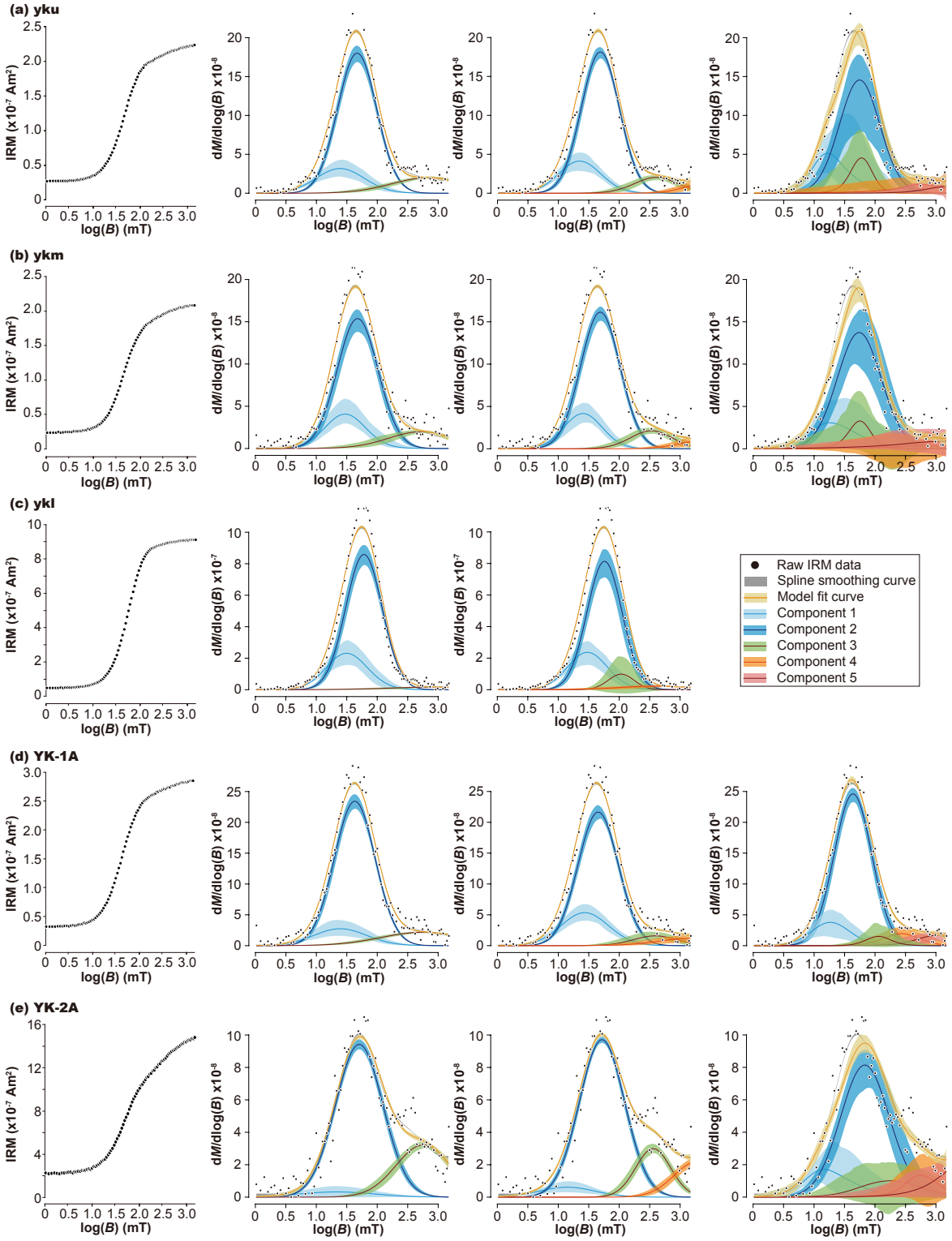
第7図　FORCダイアグラムと相互作用磁場（B_u）＝0における微視的保磁力（B_c）のプロファイル．（A）yku,（B）ykm,（C）ykl,（D）YK-1A,（E）YK-2A．FORCダイアグラムのカラーチャートは，測定点に存在する磁性粒子群の寄与強度（ρ）を示す．

Fig. 7　FORC diagrams and microscopic coercivity (B_c) profiles at magnetic interaction (B_u) = 0 for the samples (A) yku, (B) ykm, (C) ykl, (D) YK-1A, and (E) YK-2A. The color charts of the FORC diagrams represent the contribution of magnetic particles (ρ) at the measurement point.



第8図　IRM獲得効率曲線の成分解析（*SF* = 0.5）による保磁力分布．左からIRM段階着磁曲線，3成分解析，4成分解析，5成分解析の結果を示した．なお，成分数は（A）yku，（B）ykm，（D）YK-1A及び（E）YK-2Aで3 ～ 5，（C）yklで3 ～ 4とした．保磁力分布図の横軸と縦軸は，それぞれ外部磁場及びIRMの獲得効率を対数スケールで表す．黒点と灰色の帯は，それぞれIRM測定値とそのスプライン平滑化曲線を示す．保磁力分布（水色，紫，緑，オレンジ，赤の実線と帯）は，スプライン平滑化曲線を最もよく説明できるモデル曲線（黄色の線と帯）を成分分離することで得た．色付きの領域は，95 %信頼区間を表す．

Fig. 8　Component analysis for the IRM acquisition efficiency curve (*SF* = 0.5). IRM acquisition curves, three-component analysis, four-component analysis, and five-component analysis are shown from left. The number of components was set to 3–5 for (A) yku, (B) ykm, (D) YK-1A, and (E) YK-2A, and to 3–4 for (C) ykl. The horizontal and vertical axes indicate the applied field and the acquisition efficiency of IRM on log scales, respectively. Black closed circles and gray bands are measurement data of IRM and its spline fit, respectively. Coercivity spectra (light blue, purple, green, orange, and red solid lines and bands) are deconvoluted from the model curve (yellow solid line and band), which best fits the spline curve. The band area represents the 95 % confidence interval.



第 9 図　IRM獲得効率曲線の成分解析（*SF* = 0.7）による保磁力分布．左からIRM段階着磁曲線，3 成分解析，4 成分解析，5 成分解析の結果を示した．なお，成分数は（A）yku，（B）ykm，（D）YK-1A及び（E）YK-2Aで 3 ～ 5，（C）yklで 3 ～ 4 とした．保磁力分布の凡例は第 8 図と同様である．

Fig. 9　Component analysis for the IRM acquisition efficiency curve (*SF* = 0.7). IRM acquisition curves, three-component analysis, four-component analysis, and five-component analysis are shown from left. The number of components was set to 3–5 for (A) yku, (B) ykm, (D) YK-1A, and (E) YK-2A, and to 3–4 for (C) ykl. The legend of the coercivity spectra is the same as Fig. 8.

9図）．分散パラメーターに基づくと，平均保磁力42 ～ 55 mTの成分は最小保磁力が22 ～ 31 mT，最大保磁力が80 ～ 107 mTとやや広い範囲（1σ）をとることから（第3図），単磁区（SD：single domain）～擬似単磁区（PSD：pseudosingle domain）サイズの砕屑性マグネタイトとグレイガイトが混在していると考えられる．平均保磁力186 ～ 461 mTの成分は，ykmを除くと最小保磁力が141 ～ 198 mT，最大保磁力が678 ～ 1075 mTの範囲（1σ）をとる（第3図）．ykmの保磁力第3成分の範囲は63 ～ 547 mT（1σ）とやや低い．これらの成分は主にヘマタイトに対応し，ykmでは部分的にグレイガイトが担う可能性がある．なお，yklの保磁力第3成分は60 ～ 129 mT（1σ）の値を示し，グレイガイトが担う成分と解釈した．そのため，本研究層序区間では砕屑性のSD ～ PSDマグネタイト，ヘマタイト，グレイガイトが普遍的に含まれると考えられる．

異なる磁区構造を有する磁性鉱物の存在はFORCダイアグラムからも示される．消磁及びIRM段階着磁実験から示されるマグネタイト（B_h = 42 ～ 55 mT）とグレイガイト（B_h = 約90 mT）は，FORCダイアグラム上のB_u = 0の軸に集中して分布する寄与強度の高い領域として表れており，これは相互作用磁場の小さいSDサイズの磁性鉱物の特徴である．一方，yku，ykl，YK-1の微視的保磁力が5 mT以下及び20 mT程度の領域では，寄与強度はB_u = 0の軸上で特に高く，加えて比較的幅広い相互作用磁場を示す．これら寄与強度の高い領域は，それぞれ多磁区（MD：multidomain）及びPSDサイズのマグネタイトの存在を示す．MD及びPSDマグネタイトが，PAFDにおける30 mT以下の成分を担い，上述のグレイガイトとともにykm-A，ykl-A，YK-2BAの非線形の消磁経路を描く原因となっていると考えられる．また，ykm及びYK-2Aにも微視的保磁力が5 mT以下に寄与強度が高い領域が認められるが，相互作用磁場の範囲は狭い．これらの層準における保磁力第1成分の平均保磁力が取り得る範囲（1σ）は，分散パラメーターに基づくとそれぞれ3 ～ 27 mT，4 ～ 21 mTであり，他層準に比べて小さい．そのため，ykm及びYK-2Aは他層準に比べて超常磁性（SP：superparamagnetic）サイズの磁性粒子の寄与が大きいと考えられる（Pike *et al.*, 2001）．

試料ykuの熱磁気曲線は，複数の磁性鉱物の存在と加熱に伴うそれらの相変化を示している（第6図）．130 ℃の加熱での顕著な磁化減少は，アンブロッキング温度が比較的低い針鉄鉱（ゲーサイト）の存在を示唆する．ykuのPTHDではゲーサイトに対応する磁化成分は明瞭ではないが（第5図B），ykmでは原点に向かう高温成分に対して，150 ℃以下で反対の方位を向く低温成分が認められる（第5図D）．IRM段階着磁実験は，yku，ykm，YK-2Aで1000 mT以上の保磁力成分を示し（第8図；第9図），高い保磁力を有するゲーサイトの存在を支持する．また，加熱曲線の350 ℃での磁化極小と550 ℃までの磁化増加は，それぞれゲーサイトの脱水分解によるヘマタイトの生成及びフェリ磁性鉱物の生成に対応すると考えられる（Goss, 1987）．さらに，600 ℃以上での磁化増加は，真空中加熱によりヘマタイトがマグネタイトや金属鉄に還元されることに加え（Shive and Diehl, 1977；Till and Nowaczyk, 2018），強磁場下では磁化が外部磁場に比例する誘起磁化成分を含むため，常磁性成分が磁化に寄与した結果と解釈される（Clark, 2016）．実験終了時の磁化が初期値の2.3倍に増加していることも，マグネタイトの生成を支持する．

残留磁化を担うヘマタイトの供給経路を検討する．ヘマタイトは堆積物中への供給経路の違いによって初生磁化と二次磁化を保持し得る．砕屑物として供給される砕屑性ヘマタイトは堆積残留磁化（DRM：detrital remanent magnetization）として堆積時の磁場を，初期続成作用によって堆積物中で生成される自生ヘマタイトは化学残留磁化（CRM：chemical remanent magnetization）として堆積後の磁場を記録する．Han *et al.* (2025)は三畳紀赤色岩層に含まれる黒雲母粒子中に，安定な磁化を担うSDヘマタイトが自生することを報告した．さらに，彼らは堆積場の後背地に黒雲母を高い割合で含む花崗岩や閃緑岩，黒雲母片麻岩が分布する場合は堆積岩のNRMの取り扱いに注意を要することを指摘した（Han *et al.*, 2025）．向町カルデラ周辺には中新世の閃緑ひん岩や先新生代の黒雲母花崗岩が分布していることから（第1図；田口，1974, 1975），初期続成作用によって自生したヘマタイトを内部に含む黒雲母粒子がカルデラ内部に供給された可能性は十分に考えられる．一方で，月楯層堆積後の初期続成作用によってヘマタイトが自生した可能性も否定できない．本稿のデータだけではヘマタイトの起源を特定することは困難だが，DRMを保持し得るSD ～ PSDマグネタイトが担う磁化と方位が類似することから，本研究層序区間に含まれるヘマタイトは地層堆積直後に磁化を獲得したと解釈できる．

以上をまとめると，直交面投影図の原点に向かう高保磁力・高温ChRMは主にSD ～ PSDマグネタイトとヘマタイトが，それよりも低保磁力・低温ChRMはPSD ～ MDマグネタイトが担う．また，グレイガイトや高保磁力かつ低いアンブロッキング温度を有するゲーサイトがNRMの一部を担う．高保磁力・高温ChRMは，直交面投影図の原点に向かって減衰することから，試料が保持するNRMで最も初生的な磁化成分とみなすことができる．しかし，地層堆積後の続成作用によって生成され高い保磁力を有するゲーサイトやグレイガイトを含む層準では，現在の地球磁場による影響をPAFDで取り除くことが難しい．そのため，磁化方位の議論にはPTHDの結果を用いる．

第2表 残留磁化の古地磁気方位と磁気極性．α_{95}：95 %信頼円錐の半頂角，ChRM：固有磁化成分，k：集中度パラメーター，MAD：最大角分散，PAFD：段階交流消磁，PTHD：段階熱消磁，VGP：仮想地磁気極．

Table 2 The paleomagnetic directions of primary remanence and magnetic polarities. α_{95}: radius of the 95 % confidence cone, ChRM: characteristic remanent magnetization, k: concentration parameter, MAD: maximum angular deviation, PAFD: progressive alternating field demagnetization, PTHD: progressive thermal demagnetization, VGP: virtual geomagnetic pole.

Sample horizon	Specimen	Demag. method	ChRM directions				VGP		Polarity	Mean direction of PAFD				Mean VGP of PAFD	
			Decl. (°)	Incl. (°)	MAD (°)	Range	Lati. (°)	Long. (°)		Decl. (°)	Incl. (°)	α_{95} (°)	k	Lati. (°)	Long. (°)
yku	yku-A	PAFD	1.5	56.8	8.9	20–52.5 mT	88.2	-79.8	Normal	-2.5	51.2	9.3	178.5	82.8	-22.4
	yku-B	PAFD	-5.2	51.2	7.3	20–80 mT	81.9	-6.5	Normal						
	yku-C	PAFD	-3.3	45.4	4.1	20–80 mT	77.8	-25.5	Normal						
	yku-D	PTHD	-0.8	50.9	5.6	350–690 °C	82.8	-34.1	Normal						
ykm	ykm-A	PAFD	-193.8	-37.9	14.3	30–70 mT	-68.8	178.5	Reversed	-197.3	-36.9	7.5	270.7	-66.5	-175.3
	ykm-B	PAFD	-194.7	-34	13.7	25–80 mT	-66.1	177.0	Reversed						
	ykm-C	PAFD	-203.5	-38.6	13.8	20–80 mT	-63.6	-163.0	Reversed						
	ykm-D	PTHD	-188.2	-44.7	6.4	500–690 °C	-75.8	171.8	Reversed						
ykl	ykl-A	PAFD	-201.7	-23.5	2.7	20–70 mT	-57.2	-177.6	Reversed	-203.1	-26.8	6.8	331.4	-58.0	-173.5
	ykl-B	PAFD	-200.5	-27.3	2.5	20–70 mT	-59.7	-177.3	Reversed						
	ykl-C	PAFD	-207.3	-29.6	2.2	20–70 mT	-56.9	-165.7	Reversed						
	ykl-D	PTHD	-202.9	-35.2	3.4	400–690 °C	-62.3	-167.3	Reversed						
YK-1	YK-1AA	PAFD	-22	62	2.6	20–65 mT	72.9	72.6	Normal	-	-	-	-	-	-
	YK-1AB	PTHD	-18.1	50.6	1.9	270–690 °C	73.4	29.2	Normal						
YK-2	YK-2BA	PAFD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	YK-2BB	PTHD	-260.7	26.1	3.5	550–690 °C	1.5	-146.0	Intermediate						

4.2　古地磁気極性

月楯層最上部の磁気極性を検討する．SD ～ PSDサイズのマグネタイト及びヘマタイトが担うChRMを初生磁化と解釈し，PTHDにおける270 ℃以上の磁化ベクトルを用いて磁化方位とVGP緯度を求めた（第3図；第2表）．

VGP緯度から判定した本研究の分析試料の磁気極性は，下位からyklとykmが逆極性，YK-2が中間極性，ykuとYK-1が正極性である（第3図；第2表）．そのため，逆から正への極性反転は基質支持凝灰質礫層を挟んで起きたことになる．この礫層にレンズ状に挟まる泥岩層は中間極性に帯磁するが，これは礫層堆積時に下位の泥岩層が取り込まれ，移動・回転したためと考えられる．

本調査地の塊状泥岩層には，火山ガラスの屈折率と主成分元素組成からHkd-Kuテフラに対比されたテフラ層が挟まる（八木ほか，2015）．Hkd-Kuテフラは東日本の更新統に広く分布し，房総半島の上総層群国本層ではKu1テフラに対比される（Suzuki *et al.*, 2005；Satoguchi and Nagahashi, 2012）．酸素同位体層序及び古地磁気層序によって得られたKu1の天文年代値は751 kaであり（Suganuma *et al.*, 2018；Haneda *et al.*, 2020），これはBrunhes正磁極帯の海洋酸素同位体ステージ（MIS：marine isotope stage）18に相当する．月楯層の上位の一刎層に貫入する明神山安山岩類からは0.61 ± 0.05 Maから0.98 ± 0.10 MaのK–Ar年代値が報告されている（NEDO, 1990；Iwata and Takaoka, 2019）．これらテフラ対比と放射年代値を考慮すると，調査層序区間の基質支持凝灰質礫層の上位はBrunhes正磁極帯，下位は松山逆磁極帯に対比できる（第3図）．

5．まとめ

向町カルデラ北西の丘陵部に分布する月楯層最上部を対象に，古地磁気及び岩石磁気分析を行った．2種の消磁実験と熱磁気実験，IRM段階着磁実験，FORC測定は，月楯層の泥岩では主にSD ～ PSDマグネタイトとヘマタイトが初生的な磁化を，PSD ～ MDマグネタイト，グレイガイト，ゲーサイトが二次的な磁化を担うことを示す．一部の層準ではSPサイズの磁性鉱物が含まれる．初生磁化の方位から認定された研究対象区間の磁気極性は，基質支持凝灰質礫層の下位で逆極性，上位では正極性である．上位の泥岩層に挟まるHkd-Kuテフラに対比されるテフラ層の堆積年代や明神山安山岩のK–Ar年代値を考慮すると，これら磁気極性はそれぞれ松山逆磁極帯とBrunhes正磁極帯に対比される．ヘマタイトの残留磁化獲得のメカニズムとタイミングの解明が，月楯層の古地磁気層序を構築する上で重要な課題である．

謝辞：本稿の調査は2023年と2024年に実施された．2023年の調査では梶田展人氏（弘前大学），山崎新太郎氏（京都大学防災研究所），山崎孝成氏（元国土防災技術株式会社），小嶋孝徳氏（元国土防災技術株式会社）に活発なご議論とご助言をいただいた．2024年には大竹正巳氏（独立行政法人エネルギー・金属鉱物資源機構）に同行していただき，赤倉カルデラを案内していただいた．また同年の調査では，小坂日奈子氏（茨城大学）に現地でご議論をいただいた．地質情報研究部門の小田啓邦氏の建設的なコメントにより本稿は大きく改善された．これらの方々に深く感謝申し上げます．

文　献

Clark, D. A. (2016) Field-dependent susceptibility of rocks and ores – implications for magnetic petrophysics and magnetic modelling. *ASEG Extended Abstracts*, **2016**, 926–934.

Dekkers, M. J. (1988) Magnetic properties of natural pyrrhotite. Part I: Behaviour of initial susceptibility and saturation-magnetization-related rock-magnetic parameters in a grain-size dependent framework. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **52**, 376–393.

Dekkers, M. J. (1989) Magnetic properties of natural pyrrhotite. II. High- and low-temperature behaviour of J_{rs} and TRM as function of grain size. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **57**, 266–283.

Dunlop, D. J. and Özdemir, Ö. (1997) *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge, 596p.

Goss, C. J. (1987) The kinetics and reaction mechanism of the goethite to hematite transformation. *Mineralogical Magazine*, **51**, 437–451.

Han, F., Zheng, Z., Jiang, Z., Qin, H., Fan, L. and Wang, H. (2025) Authigenic haematite may exhibit similar rock magnetic properties to detrital haematite: a case study from early Triassic red beds in North China. *Geophysical Journal International*, **240**, 1639–1651.

Haneda, Y., Okada, M., Kubota, Y. and Suganuma, Y. (2020) Millennial-scale hydrographic changes in the northwestern Pacific during marine isotope stage 19: teleconnection with ice melt in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, **531**, 115936.

Harrison, R. J. and Feinberg, J. M. (2008) FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, Q05016.

Hu, S., Stephenson, A. and Appel, E. (2002) A study of gyroremanent magnetisation (GRM) and rotational remanent magnetisation (RRM) carried by greigite from lake sediments. *Geophysical Journal International*, **151**, 469–474.

Iwata, N. and Takaoka, N. (2019) Unpublished K-Ar dates measured in the geochronology laboratory of Yamagata University - Rocks from Myojinyama in the Mukaimachi caldera, northeastern Yamagata Prefecture. *Bulletin of Yamagata University (Natural Science)*, **19**(1/2), 1–6.

Kirschvink, J. L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, **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 and Planetary Science Letters*, **189**, 269–276.

Lennie, A. R., England, K. E. R. and Vaughan, D. J. (1995) Transformation of synthetic mackinawite to hexagonal pyrrhotite: a kinetic study. *American Mineralogist,* **80**, 960–967.

Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M. and Fox, D. L. (2016) MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*, **95**, 140–145.

NEDO（新エネルギー・産業技術総合開発機構）(1990) 最上赤倉地域．地熱開発促進調査報告書，**23**，808p.

大場　總・長澤一雄・阿部弘也・阿部龍市 (2014) 最上町の地質と生い立ち．最上町自然環境現況調査会編，最上町の自然，最上町，9–106.

O'Reilly, W. (1984) *Rock and Mineral Magnetism*. Blackie, New York, 220p.

大竹正巳・玉生志郎 (2011) 地熱井データから推定されるカルデラ陥没盆地の堆積環境と地熱ポテンシャル：地熱開発促進調査「最上赤倉」地域の例．日本地熱学会誌，**33**，15–27.

Pike, C. R., Roberts, A. P. and Verosub, K. L. (2001) First-order reversal curve diagrams and thermal relaxation effects in magnetic particles. *Geophysical Journal International*, **145**, 721–730.

Roberts, A. P. (1995) Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4). *Earth and Planetary Science Letters*, **134**, 227–236.

Roberts, A. P. (2015) Magnetic mineral diagenesis. *Earth-Science Reviews*, **151**, 1–47.

Roberts, A. P., Pike, C. R. and Verosub, K. L. (2000) First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B12), 28461–28475.

Roberts, A. P., Chang, L., Rowan, C. J., Horng, C.-S. and Florindo, F. (2011) Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4): an update. *Reviews of Geophysics*, **49**, RG1002.

Satoguchi, Y. and Nagahashi, Y. (2012) Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, **21**, 149–169.

佐藤比呂志 (1986) 東北地方中部地域（酒田－古川間）の新生代地質構造発達史（第Ⅰ部）．東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告，no. 88，1–32.

Shive, P. N. and Diehl, J. F. (1977) Reduction of hematite

to magnetite under natural and laboratory conditions. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **29**, 345–354.

Snowball, I. F. (1997) Gyroremanent magnetization and the magnetic properties of greigite-bearing clays in southern Sweden. *Geophysical Journal International*, **129**, 624–636.

Suganuma, Y., Haneda, Y., Kameo, K., Kubota, Y., Hayashi, H., Itaki, T., Okuda, M., Head, M. J., Sugaya, M., Nakazato, H., Igarashi, A., Shikoku, K., Hongo, M., Watanabe, M., Satoguchi, Y., Takeshita, Y., Nishida, N., Izumi, K., Kawamura, K., Kawamata, M., Okuno, J., Yoshida, T., Ogitsu, I., Yabusaki, H. and Okada, M. (2018) Paleoclimatic and paleoceanographic records through Marine Isotope Stage 19 at the Chiba composite section, central Japan: a key reference for the Early–Middle Pleistocene Subseries boundary. *Quaternary Science Reviews*, **191**, 406–430.

Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O. (2005) Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda caldera, northeast Japan. *The Island Arc*, **14**, 666–678.

田口一雄（1961）山形県最上郡小国川南方山地の新第三系．地質学雑誌，**67**，157–170.

田口一雄（1974）5万分の1地質図幅「新庄」及び説明書. 山形県，22p.

田口一雄（1975）5万分の1地質図幅「鳴子」及び説明書. 山形県，14p.

高島　勲・村上英樹・ディク グエン ホン・エディ スチプタ・毛利陽司・柴田能辰（2006）鬼首・鳴子カルデラ周辺の後期更新世火砕流堆積物及び火山岩の熱ルミネッセンス年代．岩石鉱物科学，**35**，70–77.

Till, J. L. and Nowaczyk, N. (2018) Authigenic magnetite formation from goethite and hematite and chemical remanent magnetization acquisition. *Geophysical Journal International*, **213**, 1818–1831.

宇井忠英・鈴木雅宏・沼野達明（1975）向町盆地はカルデラか？（日本火山学会1975年度秋季大会講演要旨）．火山第2集，**20**，171–172.

八木浩司（2014）最上町の地形．最上町自然環境現況調査会編，最上町の自然，最上町，1–8.

八木浩司･早田　勉（2002）脊梁山脈西山麓部，向町盆地･新庄盆地南部に分布する鬼首池月テフラ層（O-Ik）．第四紀研究，**41**，457–469.

八木浩司・早田　勉・伴　雅雄（2015）向町カルデラ・赤倉カルデラ内のテフラと地形．季刊地理学，**67**，45.

Zijderveld, J. D. A. (1967) Demagnetization of rocks: analysis of results. *In* Collison, D. W., Creer, K. M. and Runcorn, S. K., eds., *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, 254–286.

（ 受 付：2026年3月11日； 受 理：2026年9月20日 ）