Online ISSN：2186-490X
Print ISSN：1346-4272

# 地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 77　No. 5　2026




産総研　地質調査総合センター
令和8年

地質調査研究報告
BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Vol. 77 No. 5 2026

**論文**
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・柴崎達也・里口保文・菅沼悠介・細井　淳・八木浩司 …… 195

**概報**
関東山地金峰山地域周辺に分布する中期中新世深成岩体の定置時期
山岡　健・村上大知 …… 213

## 表紙の写真

男山山頂付近から西南西に望む千曲川上流域と奥秩父山地

標高 2,000 〜 2,600 m の山々が連なる奥秩父山地の主稜線とその北西側には，ジュラ紀〜白亜紀の付加体を基盤とし，これに貫入した中新世花崗岩類が広く分布する．長野県南佐久郡川上村と南相木村の境界をなす男山から天狗山に至る稜線では，大深山岩体（13.5 Ma）が稜線を横断するように分布し，その貫入境界は図中の白矢印で示した地点において確認できる．また，北奥千丈岳から三宝山にかけては三宝岩体（13.8 Ma）が露出し，大弛峠付近には瑞牆岩体（15.0 Ma）との貫入境界が位置する．これらの花崗岩類の年代については，本号掲載の山岡・村上（2026）を参照されたい．

（写真・文：山岡　健）

## Cover Photograph

Upper Chikuma River valley and the Okuchichibu Mountains viewed west-southwestward from near the summit of Mt. Otokoyama

Miocene granitoids intruding Jurassic–Cretaceous accretionary complexes are widely distributed along the main ridge of the Okuchichibu Mountains, where elevations reach 2,000–2,600 m, and on the northwestern flank of the mountains. The Omiyama pluton (13.5 Ma) extends across the ridge between Mt. Otoko and Mt. Tengu, which marks the boundary between Kawakami and Minamiaiki villages in Minamisaku District, Nagano Prefecture. The contact between the pluton and host rocks is exposed at the locations indicated by white arrowheads in the figure. The Sanpo pluton (13.8 Ma) is exposed between Mt. Kitaokusenjo and Mt. Sanpo, and its intrusive contact with the Mizugaki pluton (15.0 Ma) is located near Odarumi Pass. For details on the ages of these granitoids, see Yamaoka and Murakami (2026) in this issue.

(Photograph and Caption by YAMAOKA Ken)

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)．

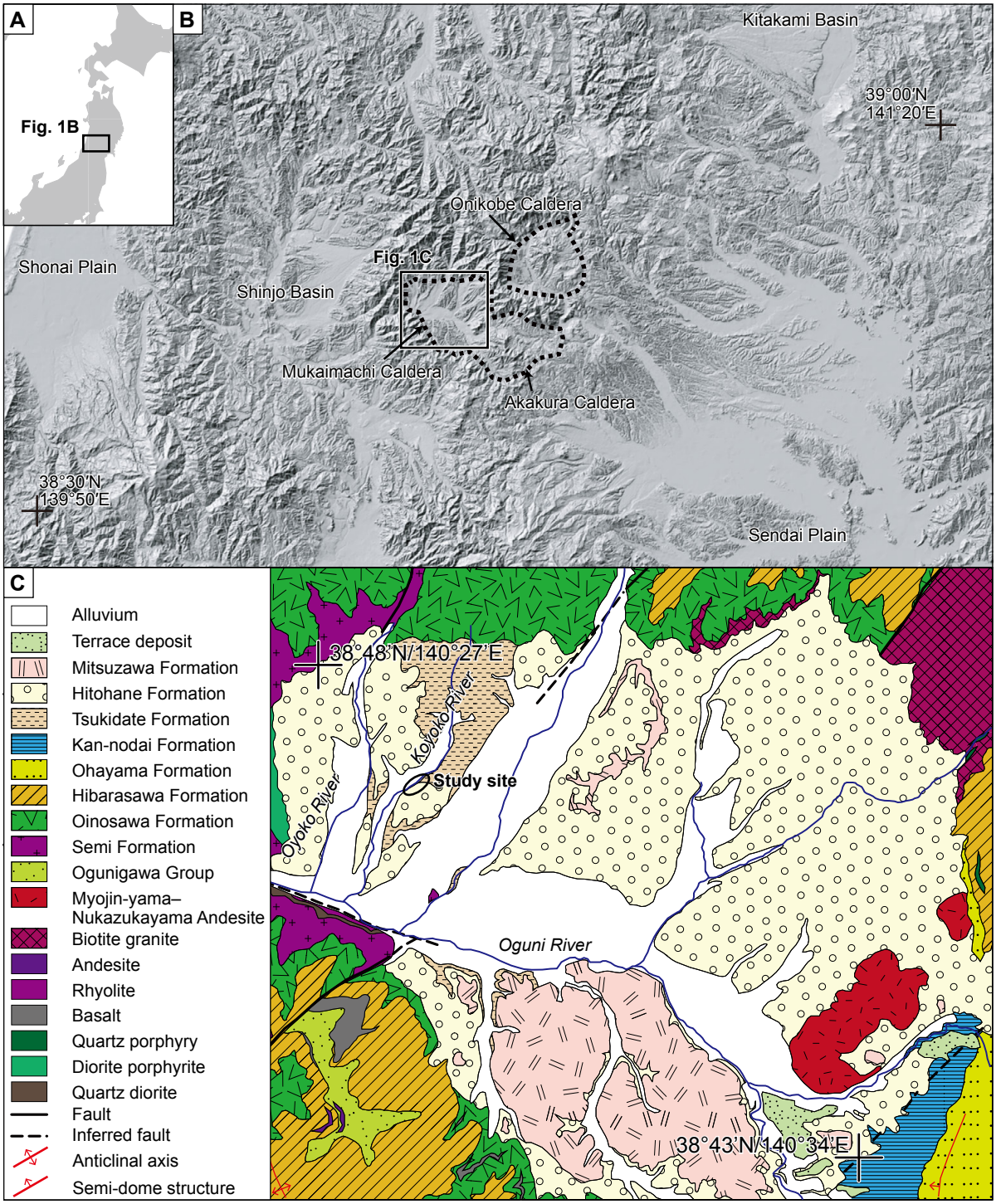
調査地の月楯層は基質支持凝灰質礫層とその上下の青灰色泥岩を主体とする．試料はこれら泥岩層から採取した(第3図)．試料yklは，土取場の最も低い層準から20 m程度比高が低い小横川沿いの月楯層から採取した(第4図B)．試料ykmは土取場の最下部の泥岩層から採取した．その上位には基質支持凝灰質礫層が重なり，中礫～大礫サイズの円磨された安山岩礫を主体とする(第4図C)．礫層内部には，試料YK-2を採取したレンズ状青灰色泥岩層やそれを削るように粒子支持礫層が挟まり，上位の礫層が下位の礫層を削るチャネル状構造も認められる．基質支持凝灰質礫層の上位には，試料YK-1を採取した層理の発達した泥岩層と試料yku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

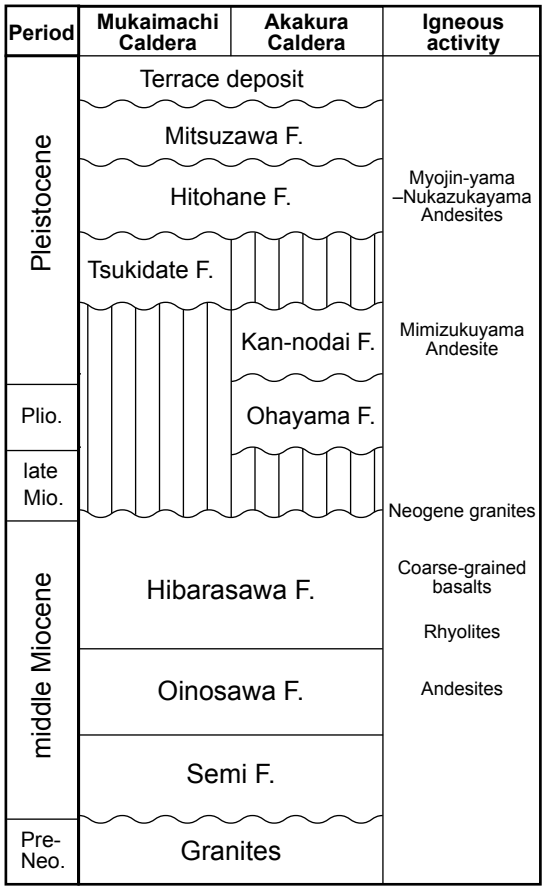
研究層序区間の磁気極性を特定するために，産総研が所有する磁気シールドルーム内にて，各試片に対して自然残留磁化（NRM：Natural Remanent Magnetization)の測定，PAFD及びPTHDを行った．NRM測定及びPAFDには産総研所有のSRM-R760パススルー型超電導岩石磁力計(2G Enterprises社製)を用いた．PAFDはピーク磁場2.5～10 mT刻みで，80 mTまで段階的に上昇させ，それぞれのピーク磁場での消磁後にNRMを測定した．PTHDは産総研所有の熱消磁電気炉TDS-48（夏原技研製)を用いて，100～690 ℃の範囲で20～50 ℃刻みで加熱温度を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

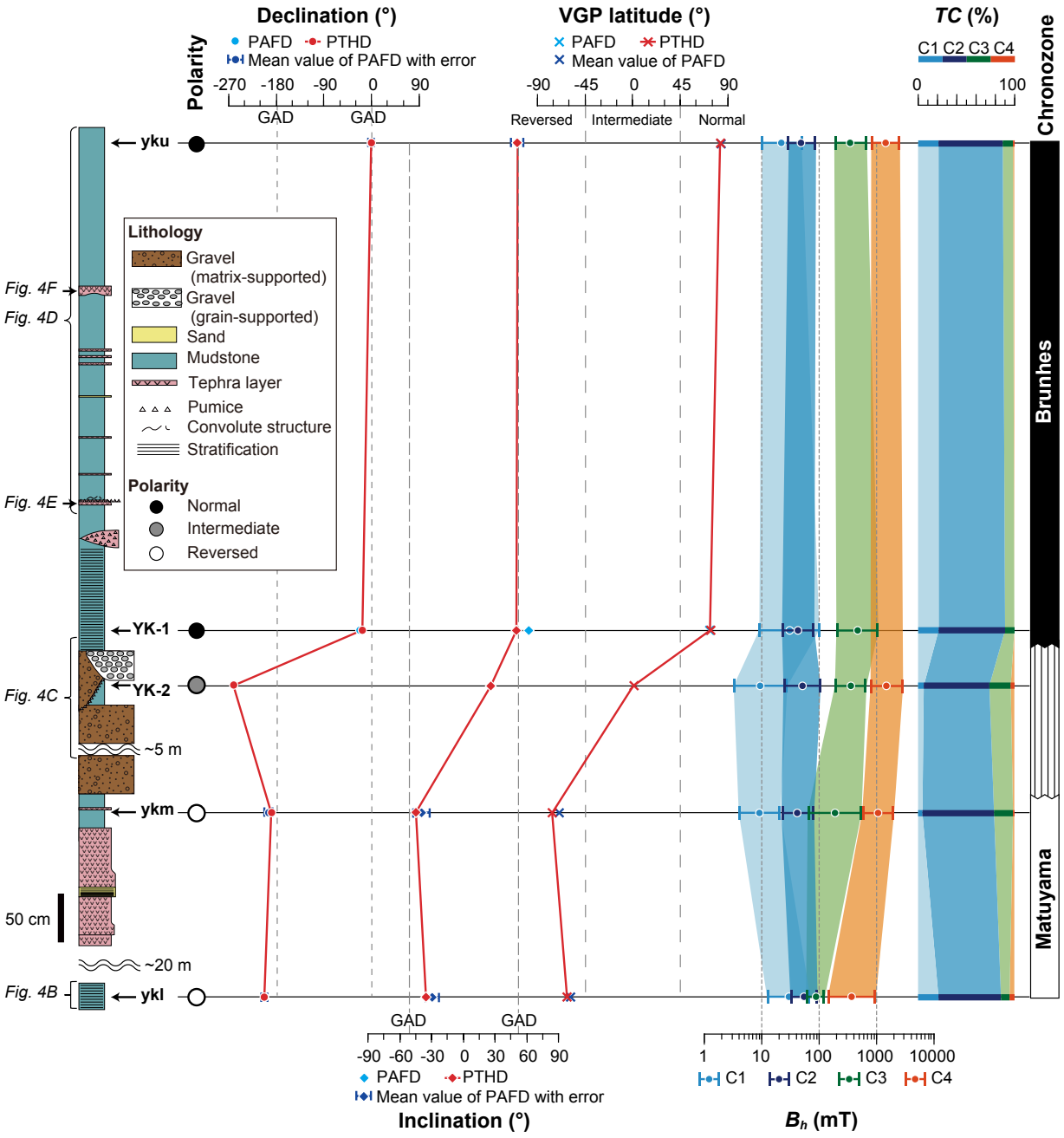
熱磁気分析では，試料に外部磁場をかけながら加熱・冷却し，その磁化強度を測定する．磁性鉱物はその種類や結晶構造，粒径に依存する磁区構造に応じて，磁化を消失・獲得する特定の温度（それぞれアンブロッキング温度，ブロッキング温度）を有する．また試料中の磁性鉱物や常磁性鉱物が，加熱によって別の鉱物に変質・分解されることによって磁化強度は変化する．このような温度に依存した磁化強度の変化から，試料中に含まれる磁性鉱物種を推定することが可能である．熱磁気分析には，高知大学海洋コア総合研究所が所有する磁気天秤NMB-89（夏原技研製）を用いた．

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

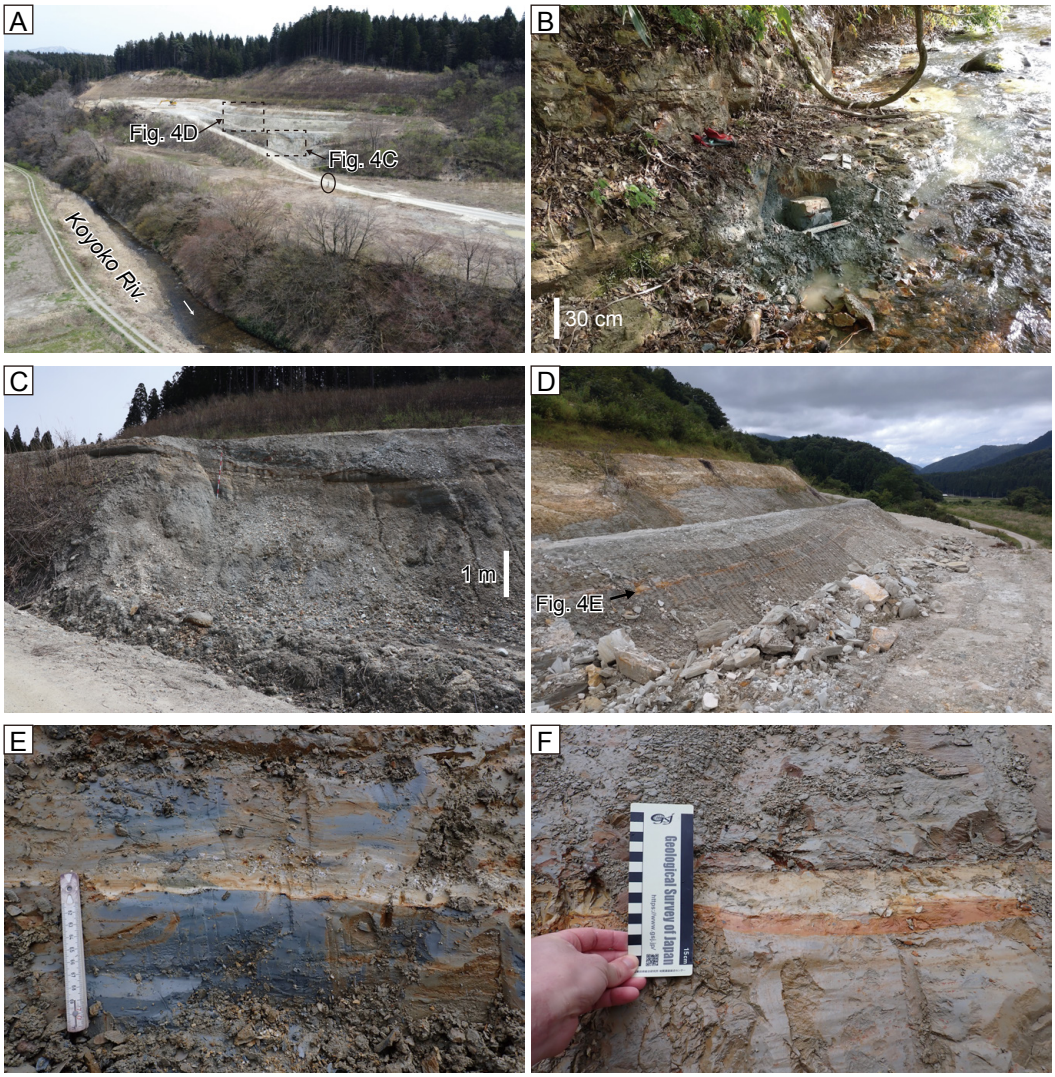
試料中に含まれる強磁性鉱物の粒径分布，磁気相互作用，磁区状態を評価するために，FORCの測定を行った．FORCは，誘導磁化を飽和させた試料に対して負方向の外部磁場を作用させた後，段階的に正方向に磁場を作用させることで測定する．これを負方向の外部磁場を段階的に強くしながら繰り返し，複数のFORCを得る．FORC群の解析からFORCダイアグラムを作成することで，試料の微視的保磁力（$B_c$）と相互作用磁場（$B_u$）の分布を定量的に表現することができる（Roberts *et al.*, 2000）．FORCダイアグラムを作成するために，産総研所有の8600 Series振動試料型磁力計（Lake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

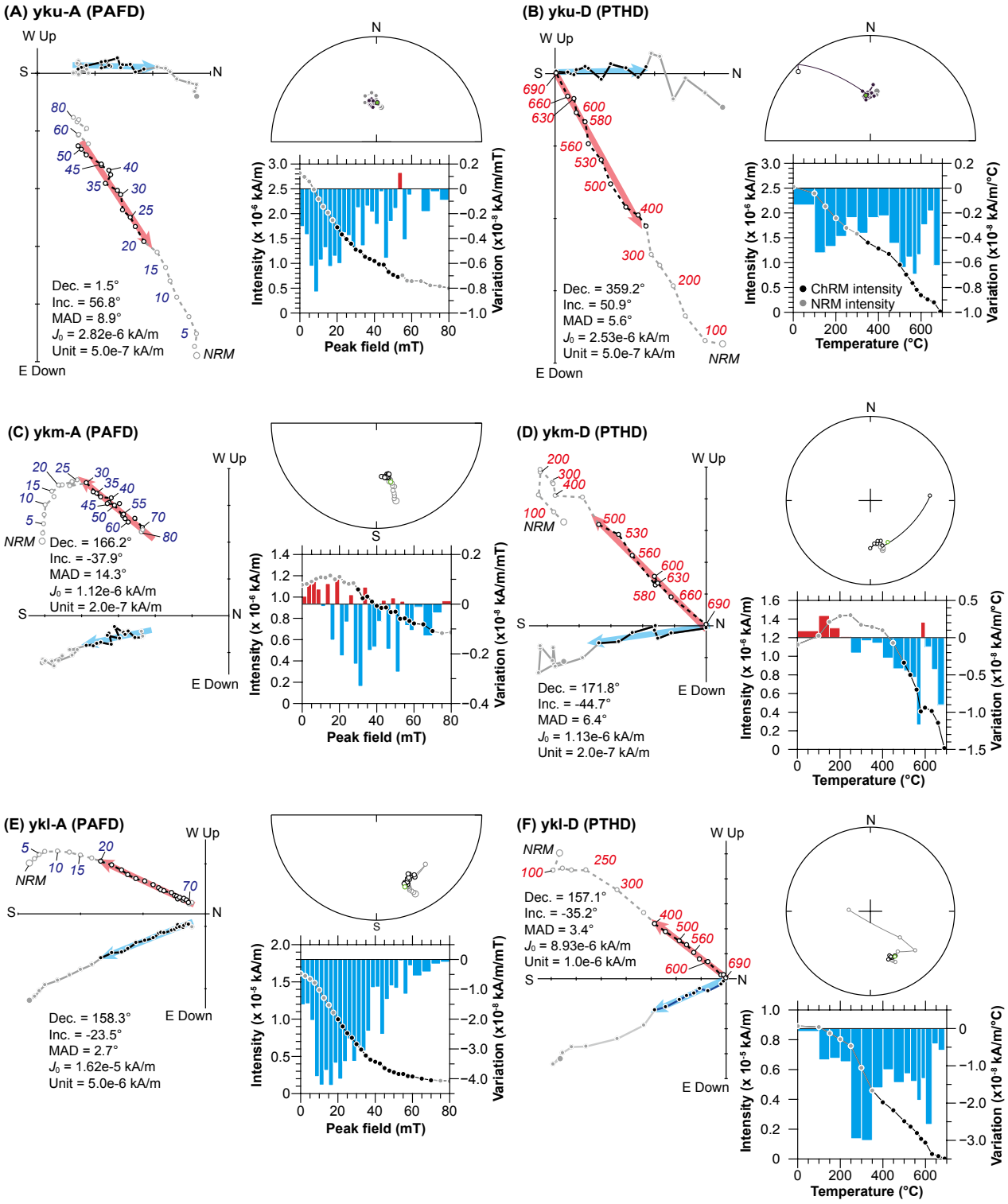
第7図に，FORCダイアグラムと相互作用磁場（$B_u$）が0における保磁力プロファイルを示す．FORCダイアグラムは横軸が微視的保磁力（$B_c$），縦軸が相互作用磁場を表し，各測定点に存在する磁性粒子群の寄与強度がパラメータ$\rho$で表されている．

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

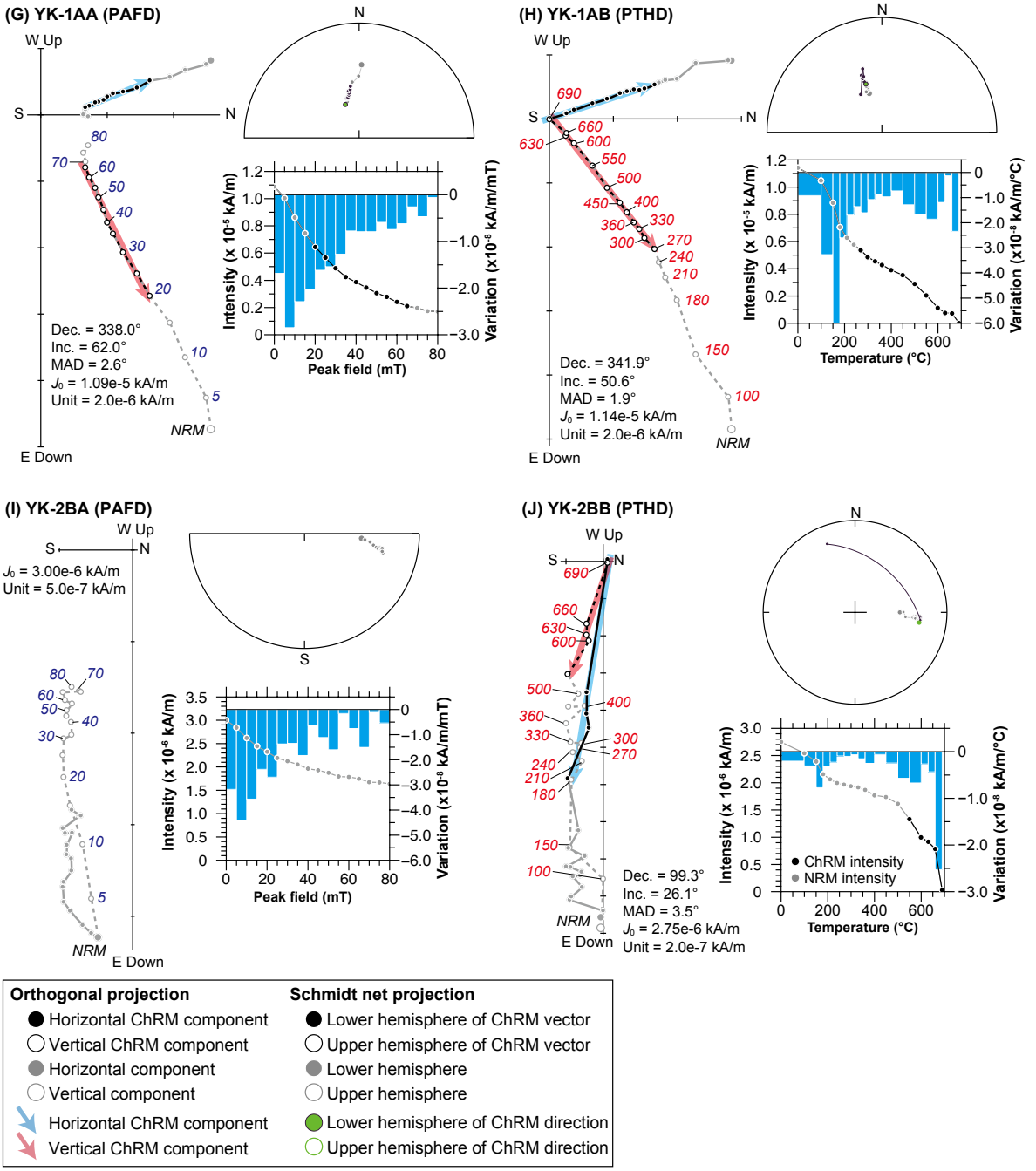
第8図及び第9図に，それぞれ$SF = 0.5$，0.7の条件での解析による保磁力分布を示す．推定された成分は，平均保磁力$B_h$が小さい方から保磁力第1成分，保磁力第2成分…とした．なお，本研究で5層準から採取した試料は，IRM獲得効率曲線を再現するためには少なくとも3成分を想定する必要がある．

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.

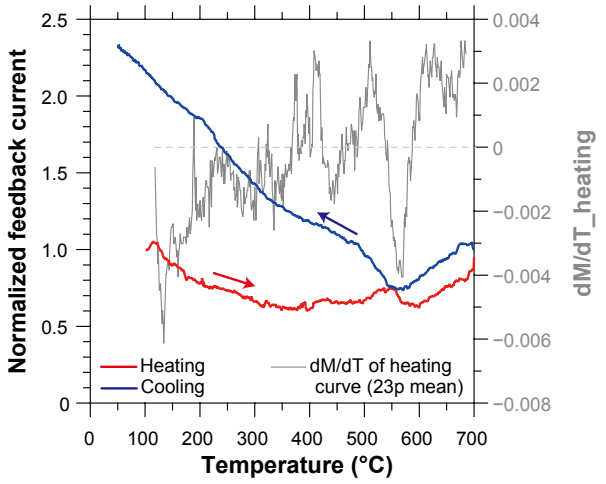



第5図　続き.

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

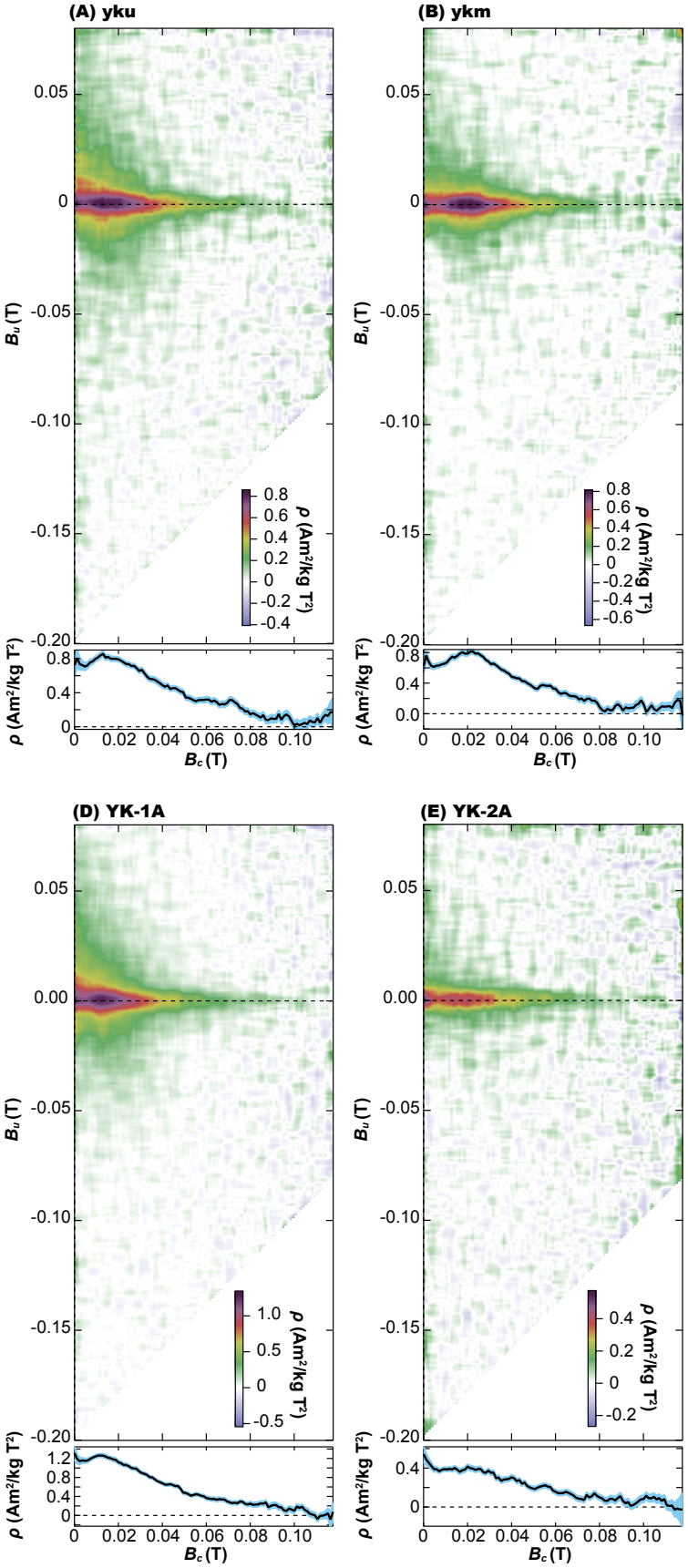
### 4. 1　残留磁化を担う磁性鉱物

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．

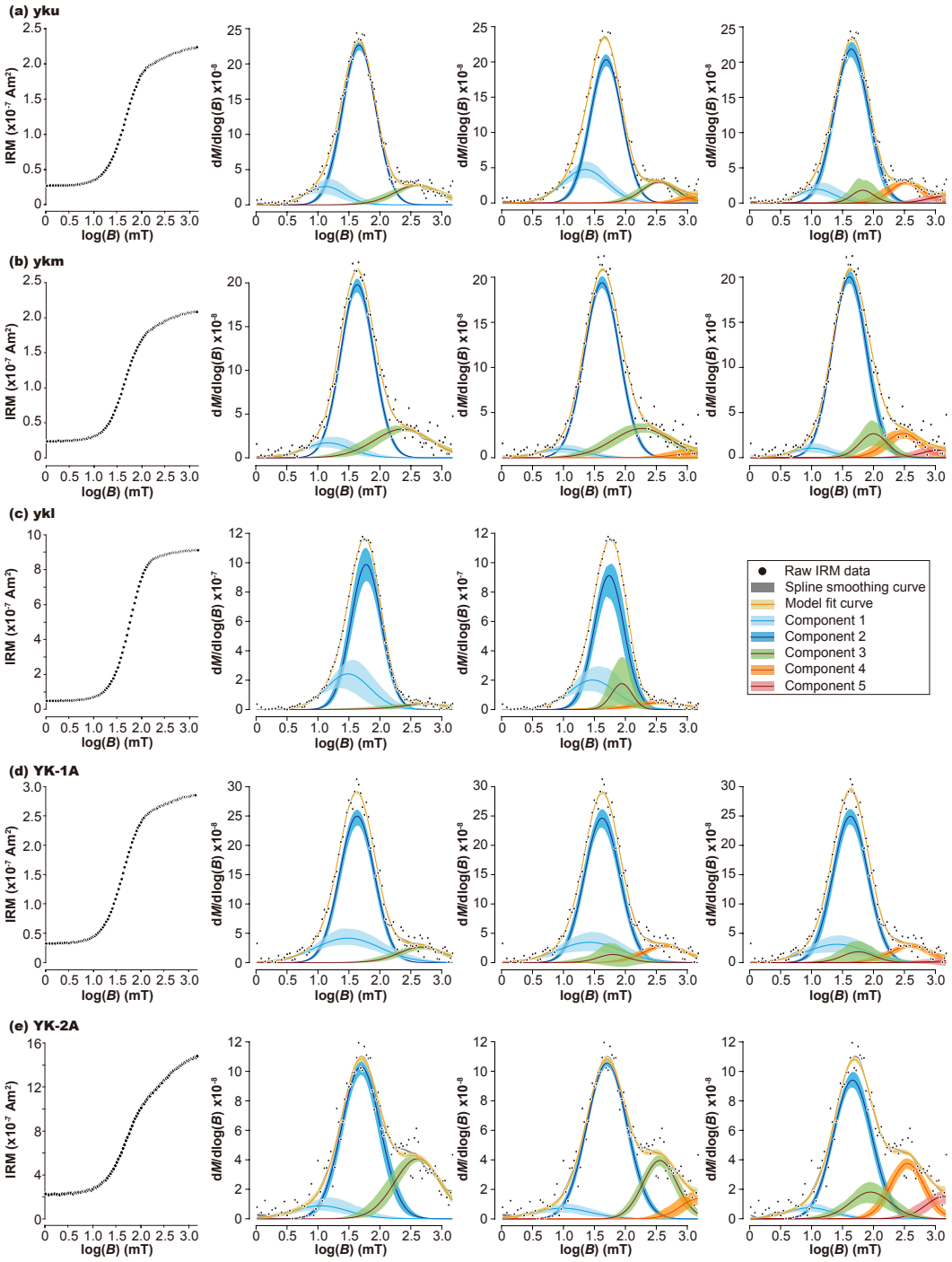
グレイガイトと単斜晶ピロータイトは磁気特性が類似するが，その生成環境及び形成時期は大きく異なる．グレイガイトは有機物分解に伴う硫酸還元過程によって，初期続成作用で形成されるため，堆積後比較的早期に獲得された古地磁気シグナルを担うと考えられる（Roberts *et al.*, 2011；Roberts, 2015）．一方，単斜晶ピロータイトの形成には軽微な加熱や変成作用が必要であり，約250 ℃以下の環境ではその生成が著しく遅いことが実験的に示されている（Lennie *et al.*, 1995；Roberts, 2015）．そのため，単斜晶ピロータイトはより後期の続成過程において形成され，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



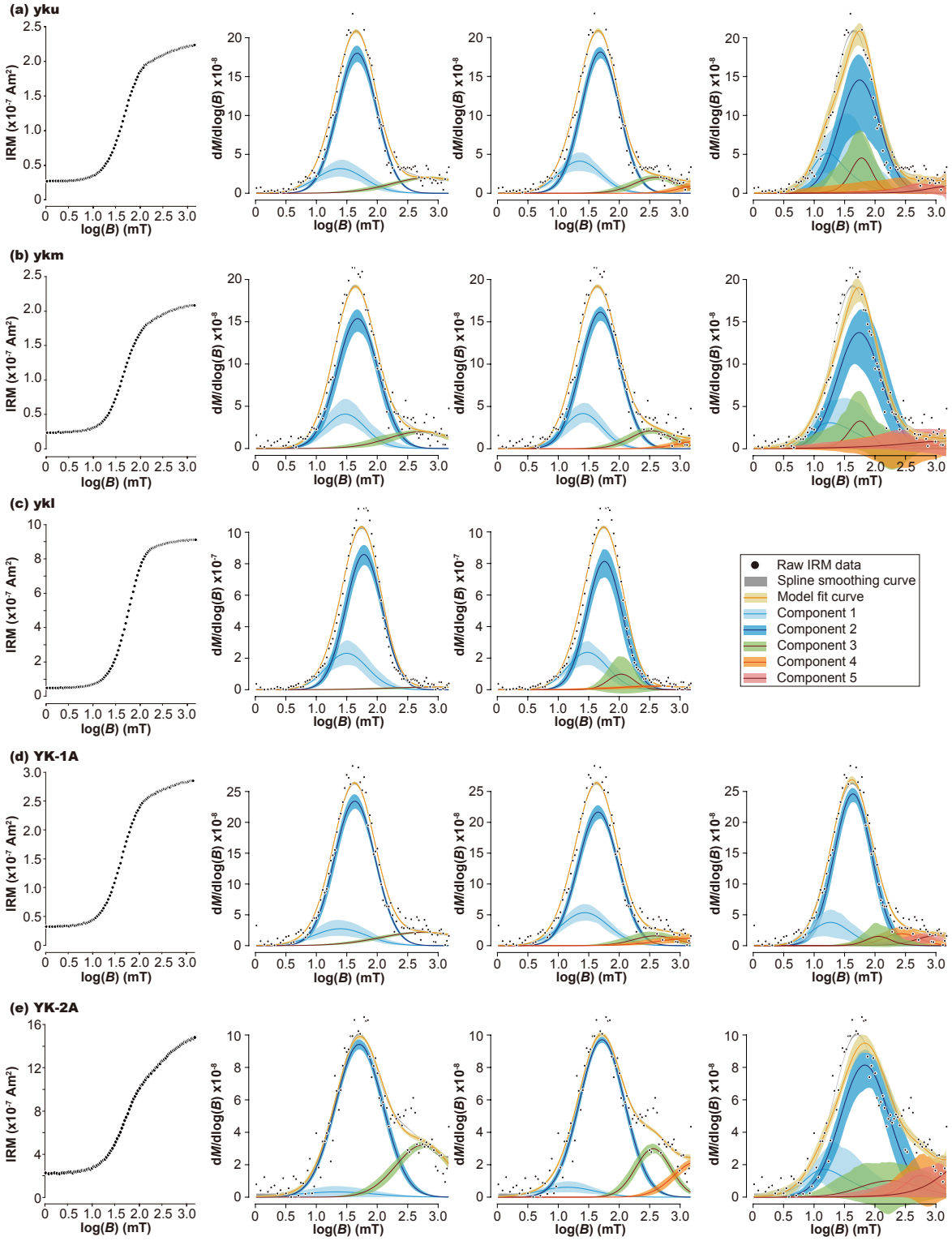

第7図　FORCダイアグラムと相互作用磁場（$B_u$）＝0における微視的保磁力（$B_c$）のプロファイル．（A）yku,（B）ykm,（C）ykl,（D）YK-1A,（E）YK-2A．FORCダイアグラムのカラーチャートは，測定点に存在する磁性粒子群の寄与強度（$\rho$）を示す．

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 ($\rho$) 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．$\alpha_{95}$：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. $\alpha_{95}$: 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. (°) | $\alpha_{95}$ (°) | $k$ | 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 ）

地質調査研究報告, 第 77 巻, 第 5 号, p. 213–225, 2026 doi:10.9795/bullgsj.77.5_213

概報 - Report

# 関東山地金峰山地域周辺に分布する中期中新世深成岩体の定置時期

山岡　健[1,2,*]・村上　大知[1,3]

YAMAOKA Ken and MURAKAMI Daichi (2026) Timing of emplacement of middle Miocene plutonic rocks in the Kinpusan area, Kanto Mountains, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 77 (5), p. 213–225, 6 figs. and 2 appendices.

**Abstract:** We conducted U–Pb zircon dating of granodiorite samples collected from the Sanpo and Omiyama plutons to clarify the timing of emplacement of middle Miocene plutons in the Kinpusan area around Mt. Kinpu, Kanto Mountains, central Japan. The Sanpo pluton yielded an age of 13.75 ± 0.16 Ma (2σ) and the Omiyama pluton yielded an age of 13.50 ± 0.18 Ma (2σ). Previous zircon U–Pb ages of 11–10 Ma reported for the Sanpo pluton are interpreted to reflect the emplacement age of the neighboring Hirose pluton. These results suggest that the magmatism that produced the Sanpo and Omiyama plutons corresponds to the second phase of episodic magmatism that occurred in the South Fossa Magna region, triggered by the collision of the Izu–Bonin–Mariana arc and the Honshu arc.

**Keywords:** plutonic rock, Kanto Mountains, Miocene, zircon, U–Pb dating

## 要　旨

関東山地金峰山地域に分布する中期中新世深成岩体の定置時期を明らかにするため，三宝岩体及び大深山岩体から採取した花崗閃緑岩試料中ジルコンのU–Pb年代を測定した結果，三宝岩体試料から13.75 ± 0.16 Ma (2σ)，大深山岩体から13.50 ± 0.18 Ma (2σ) を得た．三宝岩体の形成年代として報告されているもののうち，約11–10 Maのジルコン U–Pb年代については，広瀬岩体の形成年代である可能性が高い．三宝岩体及び大深山岩体は，伊豆–小笠原–マリアナ弧の本州弧への衝突に伴って南部フォッサマグナ地域で発生した断続的な火成作用のうち，第二期に相当するマグマ発生イベントで形成されたと考えられる．

## 1．はじめに

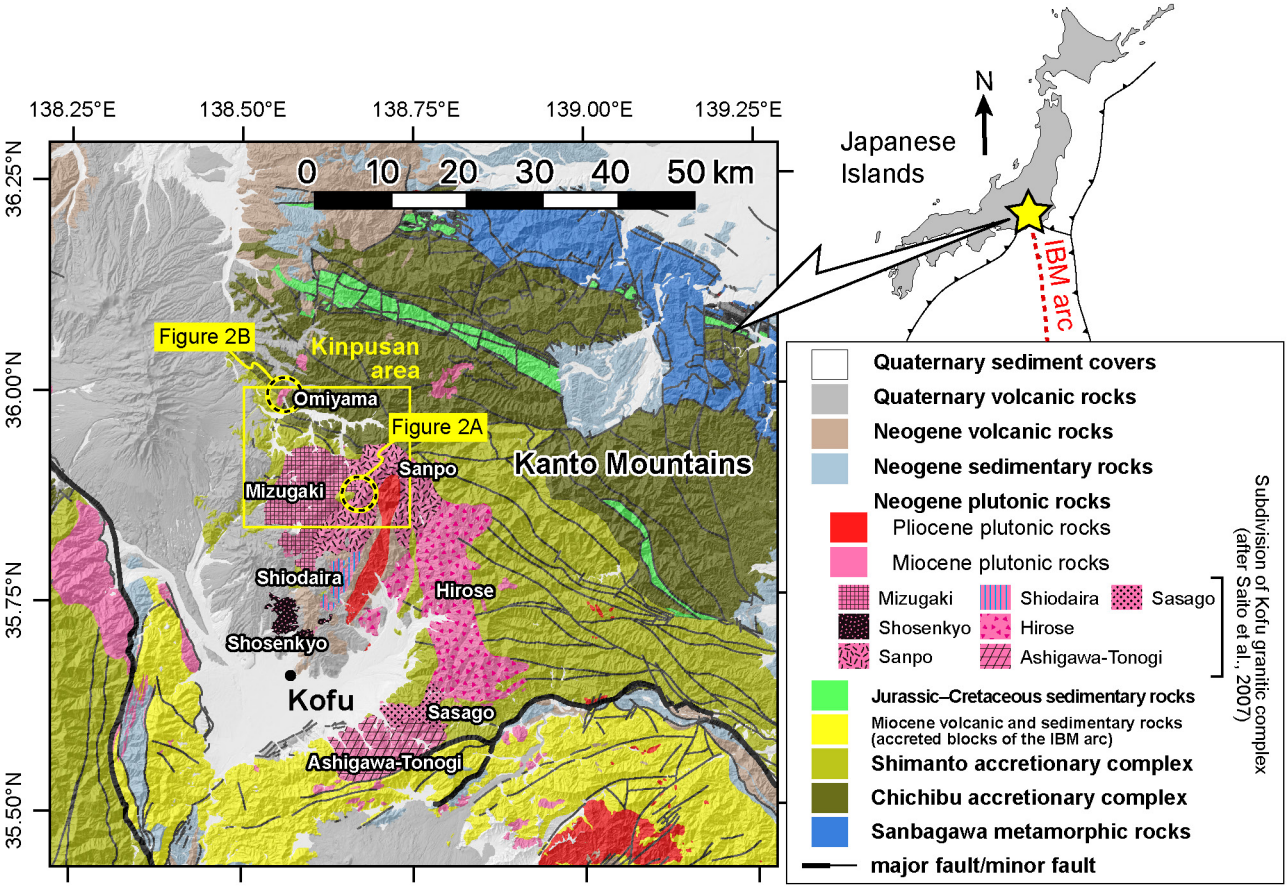
関東山地西部から南部フォッサマグナ地域には，中期中新世に形成された甲府複合岩体に代表される中間質–珪長質深成岩体が広く露出する（例えば，Kato, 1968；Saito and Tani, 2017；Sawaki *et al.*, 2020）．これらは伊豆・小笠原・マリアナ弧（Izu–Bonin–Mariana arc；IBM弧）が本州弧に衝突した直後以降に発生したマグマが上部地殻に貫入した結果形成されたと考えられていることから（例えば，青池，1999；Saito *et al.*, 2007），これらマグマの起源，定置の時空間分布と冷却履歴，及び周囲の地殻との熱・力学的相互作用を検討することは，島弧衝突のテクトニクスを広く理解するために重要である．甲府複合岩体及びその周辺深成岩体においては多くの放射年代測定の結果が報告されている（例えば，Saito *et al.*, 1997；Saito *et al.*, 2007；佐藤ほか，2015）．一方，甲府複合岩体を構成する個々の岩体の分布域については，岩相の類似性，急峻な地形及び露出の悪さなどによって不明瞭な場所が多く，研究者によっても岩体の区分や境界位置が大きく異なる（齊藤，2014）．

地質調査総合センターでは，5万分の1地質図幅「金峰山」の作成のため，関東山地西部の現地調査が進められている．本地域には甲府複合岩体が分布しており，標高約2200 mから2600 mまでの奥秩父山地の高標高部を構成している（第1図）．本報告では，金峰山地域周辺の中期中新世深成岩体の形成時期を整理する目的で測定したジルコンU–Pb年代の結果を示す．また，得られた年代を踏まえて甲府複合岩体の形成史について若干の議論を行う．

## 2．地質概説

甲府複合岩体は秩父帯–四万十帯ジュラ系–白亜系付加コンプレックスに貫入して接触変成作用を与え，中新世後期の小楢山火山岩及び小烏花崗閃緑岩からなる東山梨火山深成複合岩体に切られている（例えば，Kato,

[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] 神戸大学 理学研究科惑星学専攻（Department of Planetology, Graduate School of Science, Kobe University, Rokkodai 1-1, Nada-ku, Kobe, Hyogo 657-8501, Japan）
[3] 信州大学 総合理工学研究科理学専攻（Department of Science, Graduate School of Science and Technology, Shinshu University, Nagano 390-8621, Japan）
* Corresponding author: YAMAOKA, K., Email: kenyamaoka@topaz.kobe-u.ac.jp




第1図　関東山地南西部の地質概略図．20万分の1日本シームレス地質図V2（産総研地質調査総合センター，2022）に基づき作成．IBM arc: 伊豆–小笠原–マリアナ弧．

Fig. 1　Geological overview around the Kanto Mountains and its surrounding area (modified after the Seamless Digital Geological Map of Japan, 1:200,000; Geological Survey of Japan, AIST, 2022). IBM arc: Izu–Bonin–Mariana arc.

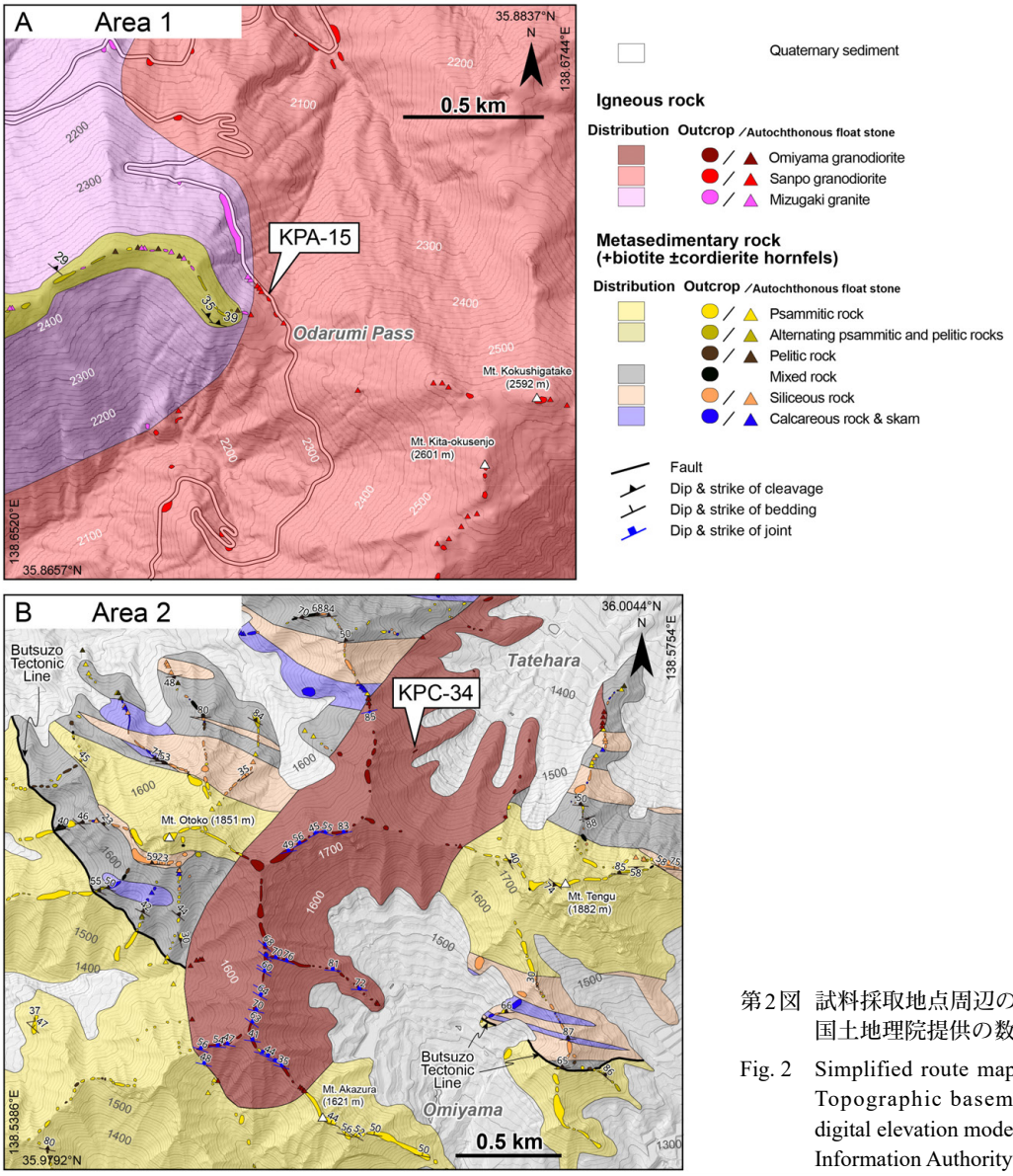
1968）．甲府複合岩体は様々な程度に進化したマグマ組成（$SiO_2$ = 60–78 wt%），貫入時期（ジルコンU–Pb年代として約15–10 Ma），及び岩石組織を示し，研究者により様々に細分されている（藤本ほか，1958；Kato, 1968；山梨県地質図編纂委員会，1970；三村ほか，1984；角田，1988；Saito, 1989；Takahashi, 1989；Sato, 1991；Saito *et al.*, 2007）．本報告ではSaito *et al.*（2007）に従い，本複合岩体を瑞牆（みずがき），昇仙峡，塩平，三宝，広瀬，笹子，芦川–藤野木（とうのぎ）に区分する．本複合岩体からは，Saito *et al.*（2007），Sawaki *et al.*（2020），Sueoka *et al.*（2022），Yamaoka *et al.*（2025）によるジルコンU–Pb年代など多くの放射年代値が報告されており，基本的には西から東に向かって若い年代を示す傾向にある．

一方，甲府複合岩体の北西約6 kmの大深山地域に半径1 km以内の小岩体として分布する花崗閃緑岩～トーナル岩質岩は，藤本ほか（1958）や通商産業省資源エネルギー庁（1975）などによって存在が示され，佐藤（2009）により大深山岩体とされた．大深山岩体は秩父帯ジュラ–白亜系付加コンプレックス及び四万十帯白亜系付加コンプレックスの境界部に貫入しており，周囲に著しい接触変成作用を与えている（通商産業省資源エネルギー庁，1975；岩崎ほか，1989）．このため，周囲の付加体構成岩類はホルンフェルス化しており，砂質及び泥質岩には黒雲母が生じるとともに，炭酸塩岩にはしばしば小規模なスカルンが伴う（通商産業省資源エネルギー庁，1975）．また，大深山岩体に由来する転石から14.3 ± 0.7 Maの黒雲母K–Ar年代が報告されている（佐藤，2009）．

甲府複合岩体をはじめとして関東山地西部から南部フォッサマグナ地域にかけて分布する中新世の火成岩体は，酸化的な性質を示す花崗岩である磁鉄鉱系列に属しており，大深山岩体も同様の傾向を有する（佐藤・石原，1983；佐藤，2009）．

## 3．分析試料

年代測定用に，三宝岩体と大深山岩体からそれぞれ1試料ずつ（KPA-15及びKPC-34）を採取した．

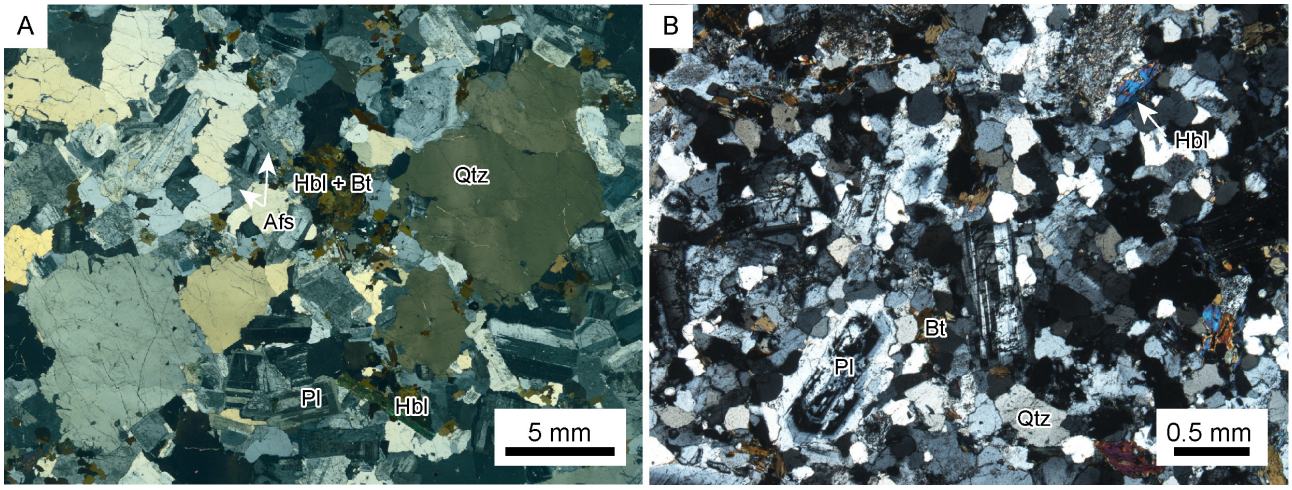



第2図　試料採取地点周辺のルートマップ．地形図は国土地理院提供の数値標高モデルより作成．

Fig. 2　Simplified route map around the sampling site. Topographic basemap is produced using the digital elevation model provided by the Geospatial Information Authority of Japan.

三宝岩体試料（KPA-15）の採取地点は長野県南佐久郡川上村と山梨県山梨市にまたがる大弛峠の北方約200 mの林道沿いの小露頭である（第2図A）．同地点は瑞牆岩体と三宝岩体の境界部に近い．周辺の調査では，瑞牆岩体を構成する花崗岩が三宝岩体を構成する花崗閃緑岩にゼノリスとして取り込まれている様子が観察されることや（Yamaoka *et al.*, 2025のFigure S3），瑞牆岩体を構成する花崗岩中の黒雲母が接触変成作用を受けて細粒多結晶体に再結晶していることが確認されるため，瑞牆岩体の冷却後に三宝岩体が貫入したことが明らかである．本地点の周辺では花崗閃緑岩中にしばしば径数センチメートルから数十センチメートルの苦鉄質マグマ性包有岩が認められるが，本試料では確認されない．なお，角田ほか（1992）が本地点のごく近傍の同岩相から全岩K–Ar年代として11.5 ± 0.3 Ma（1σ）を報告している．

本試料は塊状の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩である（第3図A）．構成鉱物は斜長石，石英，アルカリ長石，黒雲母，普通角閃石を主体とする．まれに黒雲母，普通角閃石，斜長石のクロット状の濃集が認められる．斜長石は長径が1 ～ 4 mmの自形～半自形を示し，顕著な累帯構造とアルバイト双晶が発達する．しばしば箱型セル状組織がコアに発達し，汚濁帯を有する．石英は他形で，5 mmから2 cm程度の斑晶状のものと，1 mm程度で，アルカリ長石とともに他の鉱物の粒間を充填するものとがある．アルカリ長石は1 mm程度の他形で産し，石英との境界は文象組織様の複雑に入り組んだ形状を示す．黒雲母は0.5–1 mm程度の自形～半自形で，褐色–淡褐色の多色性を示す．普通角閃石は長径5 mm以下の自形で，淡緑褐色から淡褐色の多色性を示す．コア部が褐色，リム部が緑褐色の累帯構造を示すことが多い．しばしば




第3図　分析試料の偏光顕微鏡写真．（A）KPA-15（三宝岩体），（B）KPC-34（大深山岩体）．クロスポーラーにて撮影．

Fig. 3　Photomicrographs of (A) KPA-15 (Sanpo pluton) and (B) KPC-34 (Omiyama pluton) taken under cross-polarized light.

有色鉱物は緑泥石に置換され，緑簾石を伴っている．ジルコンは有色鉱物の縁辺に産する．

大深山岩体試料（KPC-34）の採取地点は長野県南佐久郡南相木村と川上村を境する男山から天狗山にかけての山稜の中間地点にある1797 mのピークの北斜面標高1600 m付近に位置する露頭である（第2図B）．大深山岩体の主な露頭は稜線上に認められ，風化が進んでいることが多いが，本露頭は見かけ上均質かつ比較的新鮮である．本岩体を横断して岩相の系統的な変化は認められない．なお，大深山岩体がNNE–SSW方向の右ずれ成分を伴う高角度断層（白岩–栗生断層；通商産業省資源エネルギー庁，1975）の南方延長部に沿って貫入している可能性がいくつかの先行研究から指摘されている（通商産業省資源エネルギー庁，1975；岩崎ほか，1989；佐藤，2009）．しかし，今回の調査によって明らかになった大深山岩体を挟んだ付加体構成岩の分布からは，当断層に対比可能な変位を有する断層の存在は認定されなかった．

本試料は塊状の細粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩である（第3図B）．構成鉱物は斜長石，石英，アルカリ長石，黒雲母，普通角閃石を主体とする．全体として均質である．斜長石は累帯構造とアルバイト双晶が発達する1～2 mm程度の斑晶として含まれるものと，他形の細粒（<0.5 mm）のものがある．石英及びアルカリ長石は他形であり，細粒粒状（<0.5 mm）である．黒雲母は0.2 mm程度の他形～半自形で，褐色–淡褐色の多色性を示す．普通角閃石は0.5 mm程度の自形で，淡緑褐色から淡褐色の多色性を示す．黒雲母は緑泥石化しているものが多い．ジルコンは黒雲母中に含まれることが多い．

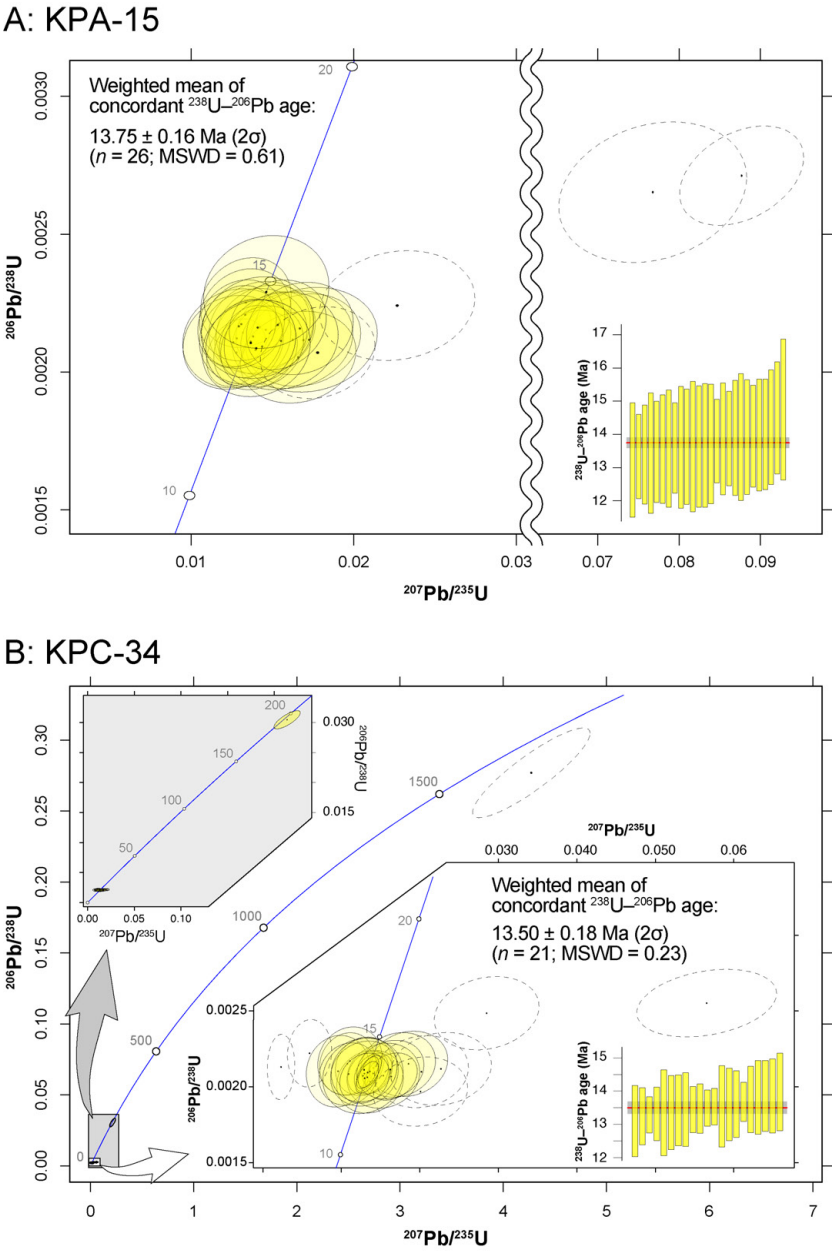
## 4．測定手法

ジルコンの分離から測定にかけては株式会社京都フィッション・トラックに依頼した．ジルコンは鉛を含まないテフロンシート上にマウントされ，ダイヤモンドペーストを用いて結晶内部を露出させ，レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析法（LA–ICP–MS）によりU–Pb年代を測定した．測定に用いたLA–ICP–MSシステムは東京大学大学院理学系研究科附属地殻化学実験施設に設置されているYb:KGWフェムト秒レーザーアブレーション装置（Light Conversion CARBIDE）を用いた二重収束型誘導結合プラズマ質量分析装置（Nu Plasma Ⅱ；Nu Instruments, Ltd）である（Iwano *et al.*, 2020）．分析箇所は割れ目や包有物を避けて一粒子につき1箇所がランダムに選定された．得られたデータの補正及び確度の確認のため，1次標準として91500ジルコン（Wiedenbeck *et al.*, 1995）を，2次参照としてPlešovice（Sláma *et al.*, 2008），GJ-1（Jackson *et al.*, 2004），OD-3ジルコン（岩野ほか，2012；Iwano *et al.*, 2013；Lukács *et al.*, 2015）を用いた．測定はIizuka and Hirata（2004），Hirata *et al.*（2005）に準拠した．より詳しい分析条件を付表1に，分析結果を付表2に示す．

本研究では，測定した結果に基づき，コンコーディア図（Wetherill plot）の作成及び加重平均値の計算をIsoplotR 4.1（Vermeesch, 2018）を用いて行った．1つの分析箇所の測定結果から計算される$^{235}$U–$^{207}$Pb年代と$^{238}$U–$^{206}$Pb年代がそれぞれの2σの誤差範囲で重複する場合にコンコーダント，そうでない場合をディスコーダントとみなした．年代計算と議論には，コンコーダントな粒子年代において，誤差の小さい$^{238}$U–$^{206}$Pb年代を用いた．

### 4. 1　測定結果と深成岩形成年代

三宝岩体から採取したKPA-15において，30粒子の測定から26点のコンコーダントな年代が得られた．これ




第4図　分析に使用した各試料（A）KPA-15（三宝岩体），（B）KPC-34（大深山岩体）のコンコーディア図．点線楕円はディスコーダントデータを示す．右下はコンコーダントな$^{238}$U–$^{206}$Pb年代のランクオーダープロット．赤太線は加重平均，灰色の領域は誤差（2σ）を示す．

Fig. 4　Concordia diagrams for each sample analysed (A) KPA-15 (Sanpo pluton), (B) KPC-34 (Omiyama pluton). The dotted ellipse indicates discordant data. The lower right shows a rank-order plot of concordant $^{238}$U–$^{206}$Pb ages. The thick red line represents the weighted mean, while the grey area indicates uncertainty (2σ).

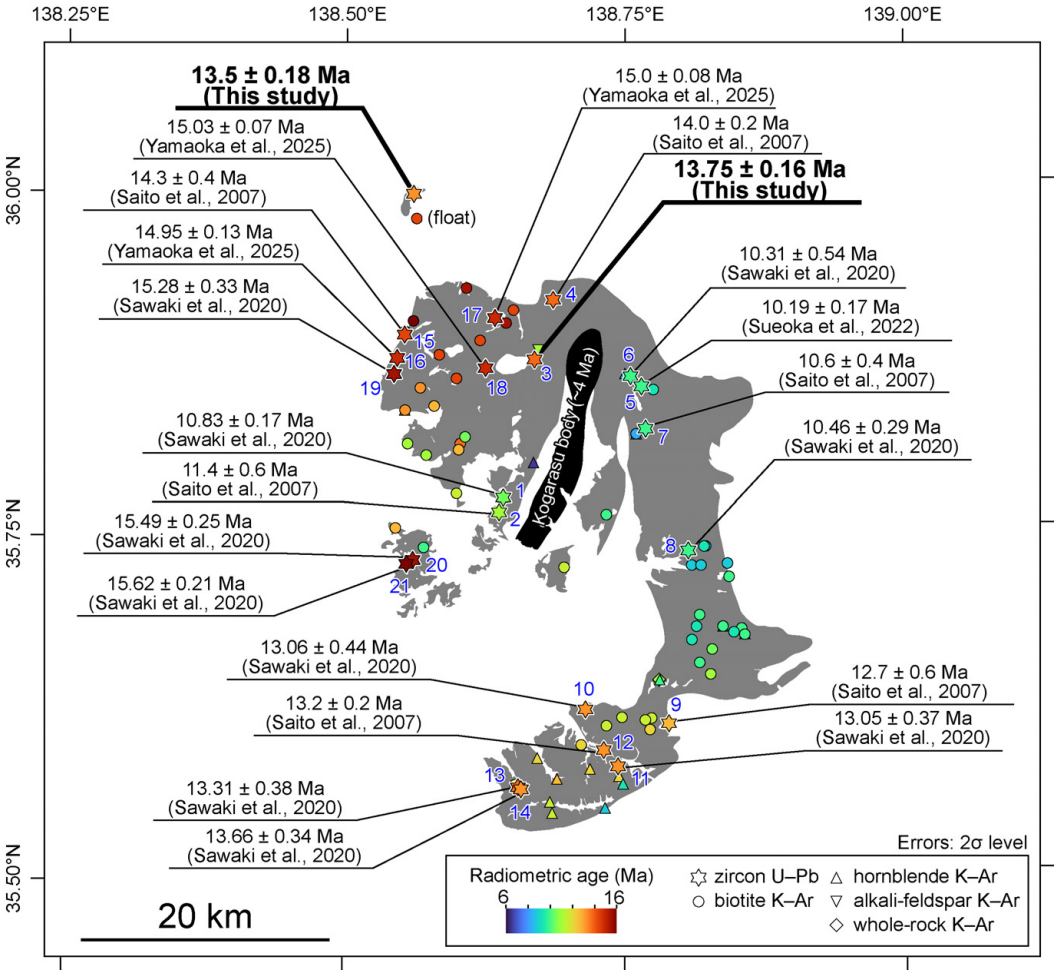
らは15–13 Maに集中し，互いに2σの誤差範囲で重なっている（第4図A）．これらの$^{238}$U–$^{206}$Pb年代の加重平均値13.75 ± 0.16 Ma（2σ）を三宝岩体の形成年代として得た．

大深山岩体から採取したKPC-34において，30粒子の測定から22点についてコンコーダントな年代が得られた（第4図B）．コンコーダントな粒子のうち，1粒子のみ約200 Maを示す一方，ほか21粒子は14–13 Maに集中し2σの誤差範囲で重なっている．この約200 Maを示す粒子はその年代から母岩である後期ジュラ紀–前期白亜紀の秩父帯付加コンプレックス（岩崎ほか，1989）に由来するものと判断される．そのため，これを最終的な計算から除外し，$^{238}$U–$^{206}$Pb年代の加重平均値13.50 ± 0.18 Ma（2σ）を大深山岩体の形成年代として得た．なお，$^{235}$U–$^{207}$Pb年代が1688 Maを示すディスコーダントなデータが1粒子から得られていることも同様に母岩の付加体構成岩を由来とする捕獲結晶の存在を裏付ける．

## 5．三宝岩体の年代と分布

本研究及び先行研究で得られた各放射年代と試料の採取地点の関係を第5図に，このうちのジルコンU–Pb年代と，先行研究で提案されてきた甲府複合岩体の細分の位置的関係をまとめたものを第6図に示す．第5図，第6図に共通して，ジルコンU–Pb年代については試料ごとに1から21までの通し番号を付している．このうち，KPA-15から得られたジルコンU–Pb年代は3番で示されている．

KPA-15から得られたジルコンU–Pb年代を，三宝岩体



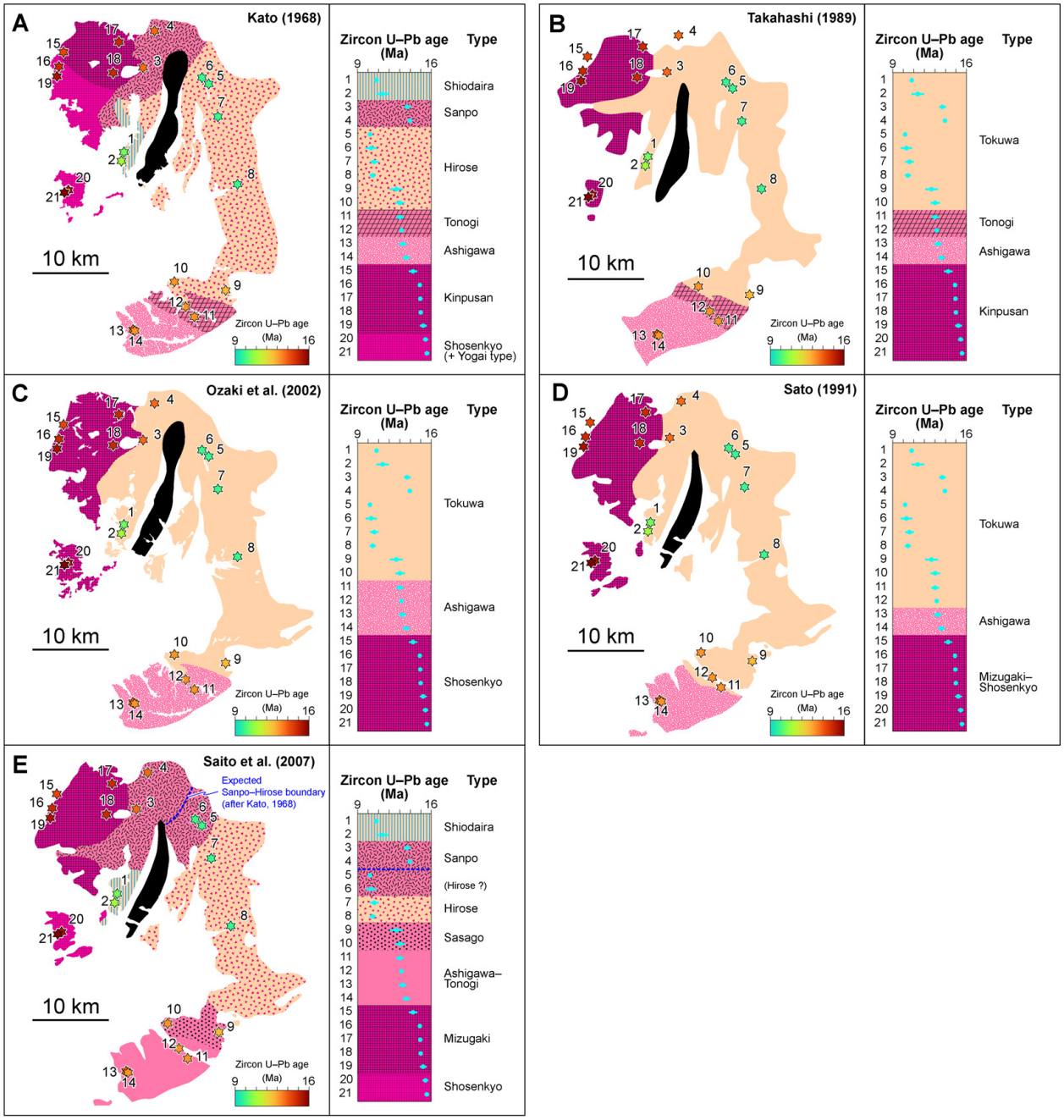

第5図　甲府複合岩体及び大深山岩体で得られている放射年代値の試料採取場所の分布．マーカーは測定手法ごとに異なり，得られた年代値ごとに16 Maから6 Maまでをカラーバーに沿って色付けしてある．ジルコンU–Pb年代値ごとに与えられている番号は第6図に対応．柴田ほか（1984），角田ほか（1992），Saito and Kato（1996），Saito *et al.*（1997），Saito *et al.*（2007），佐藤（2009），佐藤ほか（2015），Sawaki *et al.*（2020），Sueoka *et al.*（2022），Yamaoka *et al.*（2025）のデータを使用．

Fig. 5　Compiled data of distribution of sampling locations for previously reported radiometric ages from the Kofu granitic complex and the Omiyama pluton. Marker shapes indicate analytical methods, and marker colors represent the obtained ages, scaled along the color bar from 16 Ma to 6 Ma. The numbers assigned to each zircon U–Pb age correspond to Fig. 6. Data from Shibata *et al.* (1984), Tsunoda *et al.* (1992), Saito and Kato (1996), Saito *et al.* (1997), Saito *et al.* (2007), Sato (2009), Sato *et al.* (2015), Sawaki *et al.* (2020), Sueoka *et al.* (2022), and Yamaoka *et al.* (2025).

として報告されているジルコンU–Pb年代と比較してみると，本試料採取地点から北北東に5 kmほど離れた地点から得られたSaito *et al.*（2007）の報告値（第5図，第6図の4番；14.0 ± 0.2 Ma；2σ）とは誤差の範囲で一致している．一方，KPA-15の採取地点より東方からは，上記2地点に比べて数百万年以上若い10.6–10.2 Maのジルコン U–Pb年代が報告されている（第5図，第6図の5，6番；Sawaki *et al.*, 2020；Sueoka *et al.*, 2022）．

このような単一岩体内部での年代差は，一見，三宝岩体が数百万年にわたる形成期間を経て形成された可能性があることを示す．しかし，三宝岩体内部と外部の野外証拠：1）岩体内部で明瞭な漸増定置境界が見つかっておらず，2）三宝岩体の周囲に形成される接触変成帯の広がりが，約15 Maに比較的短い時間で定置した瑞牆岩体（数万年以内；Yamaoka *et al.*, 2025）と同程度であること（角田・清水，2010）は，三宝岩体が比較的迅速なマグマ供給により，短期間で形成された可能性が高いことを示している．

Kato（1968）で示された三宝岩体と広瀬岩体の境界の位置に基づけば，上記10 Ma台のジルコンU–Pb年代は全て広瀬岩体に帰属することになる．この場合，三宝岩体の2つのジルコンU–Pb年代と広瀬岩体の4つのジルコンU–




第6図　甲府複合岩体における代表的な岩体区分とその境界位置，及びジルコンU–Pb年代との空間的関係．黒色部は甲府複合岩体を貫く小鳥岩体．A–Eの左パネルでは代表的な岩体区分を個別の簡略化した地質図として示し，右パネルではその岩体区分名称と塗色凡例を示す．岩体区分はA：Kato（1968），B：Takahashi（1989），C：尾崎ほか（2002），D：Sato（1991），E：Saito *et al.*（2007）による．また同時に，第5図でコンパイルされたジルコンU–Pb年代について，左パネルでは地質図上でのサンプル採取位置を示し，右パネルでは年代値を地点番号順に縦に並べて示す．

Fig. 6　Representative subdivisions of the Kofu plutonic complex, their boundary locations, and their spatial relationships with zircon U–Pb ages. The black areas represent the Kogarasu pluton, which intrudes the Kofu plutonic complex. In panels A–E, the left panels show simplified geological maps illustrating representative subdivisions, and the right panels show the corresponding unit names and color legends. Subdivisions of the plutonic complex are followed by Kato (1968) for A, Takahashi (1989) for B, Ozaki *et al.* (2002) for C, Sato (1991) for D, Saito *et al.* (2007) for E. In addition, zircon U–Pb ages compiled in Fig. 5 are plotted at the sampling locations on the geological maps (left panels), and the same ages are arranged vertically in order of sample numbers in the right panels.

Pb年代はそれぞれ誤差範囲で一致することから，本地域の三宝–広瀬岩体の境界位置はKato (1968)によるものが最も放射年代データを矛盾なく説明可能であると言える(第6図E)．三宝岩体と広瀬岩体は岩相や化学組成の類似性が高く(Kato, 1968)，それに起因して研究者ごとに岩相境界位置の認識が大きく異なることが上記のような分布と年代の混乱を招いているものと思われる．今後，詳細な現地調査による三宝岩体と広瀬岩体の貫入境界の特定が求められる．

## 6．大深山岩体の年代的位置付け

佐藤 (2009)は，14.3 ± 0.7 Ma (1σ)の黒雲母K–Ar年代に基づき，大深山岩体が瑞牆岩体とほぼ同時期に形成された岩体である可能性を指摘した．その後，Sawaki *et al.* (2020)は，南部フォッサマグナにおける火成活動をジルコンU–Pb年代を基に総括し，主要な深成岩体の形成時期が約16–15 Ma，14–12.5 Ma，11.5–10 Ma，5.5–4 Maと4つの段階に分けられることを示した．本研究で得られた大深山岩体の13.50 ± 0.18 Ma (2σ)のジルコンU–Pb年代は，既報の黒雲母K–Ar年代と誤差の範囲で一致するものの，より若い年代を示す．また，瑞牆岩体から得られているほとんどのジルコンU–Pb年代値 (約15 Ma)よりも有意に若く，むしろ糸魚川–静岡構造線以西の甲斐駒ヶ岳岩体や，甲府複合岩体における三宝岩体や芦川，藤野木及び笹子岩体の形成時期と類似する(第6図；Saito *et al.*, 2007；Sueoka *et al.*, 2017；Sawaki *et al.*, 2020)．このため，大深山岩体はSawaki *et al.* (2020)におけるIBM弧衝突後の二段階目の活発な火成活動時期に形成された岩体として位置付けることができる．

Sawaki *et al.* (2020)は，甲府盆地周辺地域における中新世の周期的な火成活動の消長の原因について，少なくとも一部は間欠的な伊豆弧の衝突・沈み込みに対応して発生するマントルの反転流による下部地殻あるいは中部地殻の部分溶融の促進を反映している可能性を提示している．大深山岩体周辺で見られる黒雲母ホルンフェルスの分布は岩体の分布に対して著しく広いことから(通商産業省資源エネルギー庁，1975)，高い地温勾配や多量のマグマ流出，すなわち火山噴火と関連している可能性が考えられる(Floess and Baumgartner, 2015；Yamaoka *et al.*, 2023)．したがって，大深山岩体がIBM弧衝突のテクトニクスと火成活動の対応関係を明らかにするためのフィールドの一つとして重要となりうる．

## 7．まとめ

- 甲府複合岩体北部の三宝岩体は約14 Maに貫入し，その後，約11–10 Maに広瀬岩体や塩平岩体が貫入した．
- 大深山岩体は三宝岩体とほぼ同時期に形成された．

**謝辞**：株式会社京都フィッション・トラックの壇原　徹氏及び岩野英樹氏にはジルコンのU–Pb年代を測定いただいた．地質情報基盤センター地質標本館室地質試料調製グループの諸氏には岩石薄片を作成いただいた．活断層・火山研究部門の山崎誠子博士，担当編集委員の宮城磯治博士からは原稿の改善にあたって有益なコメントをいただいた．ここに記して御礼申し上げます．

## 文　献

青池　寛 (1999) 伊豆衝突帯の構造発達．神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学)，no. 9，111–151.

Floess, D. and Baumgartner, L. P. (2015) Constraining magmatic fluxes through thermal modeling of contact metamorphism. *In* Caricchi, L. and Blundy, J. D., eds., *Chemical, Physical and Temporal Evolution of Magmatic Systems*, Geological Society, London, Special Publication, **422**, 41–56.

藤本丑雄・柴田秀賢・吉竹　博・大木靖衛 (1958) 山梨県小烏山付近の地質及び深成岩類．地質学雑誌，**64**，250–257.

Hirata, T., Iizuka, T. and Orihashi, Y. (2005) Reduction of mercury background on ICP-mass spectrometry for in situ U–Pb age determinations of zircon samples. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **20**, 696–701.

Iizuka, T. and Hirata, T. (2004) Simultaneous determinations of U-Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS. *Geochemical Journal*, **38**, 229–241.

岩野英樹・折橋裕二・檀原　徹・平田岳史・小笠原正継 (2012) 同一ジルコン結晶を用いたフィッション・トラックとU–Pbダブル年代測定法の評価―島根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて―．地質学雑誌，**118**，365–375.

Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U–Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382–394.

Iwano, H., Danhara, T., Danhara, Y., Hirabayashi, S., Nakajima, T., Sakai, H. and Hirata, T. (2020) Zircon fission-track and U–Pb double dating using femtosecond laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry: A technical note. *Island Arc*, **29**, e12348.

岩崎敏典・指田勝男・猪郷久義 (1989) 関東山地北西部，長野県南佐久郡北相木–川上地域の中生界．地質学雑誌，**95**，733–753.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. and Belousova, E. A. (2004) The application of laser ablation-inductively

coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**, 47–69.

Kato, Y. (1968) Petrology of the tertiary granitic rocks around Kofu basin, central Japan. *The Science Reports of the Tohoku University, Third Series (Mineralogy, Petrology and Economic Geology)*, **10**, 241–312.

Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišík, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I. and Szepesi, J. (2015) Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **170**, 52.

三村浩二・加藤祐三・片田正人（1984）御岳昇仙峡地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，61p.

尾崎正紀・牧本　博・杉山雄一・三村弘二・酒井　彰・久保和也・加藤碵一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久（2002）20万分の1地質図幅「甲府」．産総研地質調査総合センター.

Saito, K. (1989) Potassium–Argon dates for plutonic bodies in the South Fossa Magna. *Modern Geology*, **14**, 145–152.

Saito, K. and Kato, K. (1996) A high density sampling K–Ar dating of the Kinpu-san plutonic body and the initiation of the Philippine Sea plate subduction. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **48**, 233–246.

Saito, K., Kato, K. and Sugi, S. (1997) K–Ar dating studies of Ashigawa and Tokuwa granodiorite bodies and plutonic geochronology in the South Fossa Magna, central Japan. *Island Arc*, **6**, 158–167.

齊藤　哲（2014）伊豆衝突帯に分布する新第三紀花崗岩質岩体の地球化学的多様性とその意義：未成熟海洋性島弧から成熟大陸地殻へ．岩石鉱物科学，**43**，115–130.

Saito, S. and Tani, K. (2017) Transformation of juvenile Izu–Bonin–Mariana oceanic arc into mature continental crust: An example from the Neogene Izu collision zone granitoid plutons, Central Japan. *Lithos*, **277**, 228–240.

Saito, S., Arima, M., Nakajima, T., Misawa, K. and Kimura, J.-I. (2007) Formation of distinct granitic magma batches by partial melting of hybrid lower crust in the Izu arc collision zone, central Japan. *Journal of Petrology*, **48**, 1761–1791.

Sato, K. (1991) Miocene granitoid magmatism at the island-arc junction, central Japan. *Modern Geology*, **15**, 367–399.

佐藤興平（2009）関東山地北西縁に産する大深山花崗岩質岩体のK–Ar年代．群馬県立自然史博物館研究報告，no. 13，69–76.

佐藤興平・石原舜三（1983）甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成．地質調査所月報，**34**，413–427.

佐藤興平・柴田　賢・内海　茂（2015）甲府盆地周辺の花崗岩体の年代と南部フォッサマグナ地域の構造発達史における意義．群馬県立自然史博物館研究報告，no. 19，95–109.

産総研地質調査総合センター（2022）20万分の1日本シームレス地質図V2．https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html（閲覧日：2022年7月1日）.

Sawaki, Y., Asanuma, H., Abe, M. and Hirata, T. (2020) U–Pb ages of granitoids around the Kofu basin: Implications for the Neogene geotectonic evolution of the South Fossa Magna region, central Japan. *Island Arc*, **29**, e12361.

柴田　賢・加藤祐三・三村弘二（1984）甲府北部の花崗岩類とその関連岩のK–Ar年代．地質調査所月報，**35**，19–24.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N. and Whitehouse, M. J. (2008) Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**, 1–35.

Sueoka, S., Ikeda, Y., Kano, K., Tsutsumi, H., Tagami, T., Kohn, B. P., Hasebe, N., Tamura, A., Arai, S. and Shibata, K. (2017) Uplift and denudation history of the Akaishi Range, a thrust block formed by arc-arc collision in central Japan: Insights from low-temperature thermochronometry and thermokinematic modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **122**, 6787–6810.

Sueoka, S., Kobayashi, Y., Fukuda, S., Kohn, B. P., Yokoyama, T., Sano, N., Hasebe, N., Tamura, A., Morishita, T. and Tagami, T. (2022) Low-temperature geothermochronology of active arc-arc collision zone, South Fossa Magna region, central Japan. *Tectonophysics*, **828**, 229231.

Takahashi, M. (1989) Neogene granitic magmatism in the South Fossa Magna collision zone, central Japan. *Modern Geology*, **14**, 127–143.

角田謙朗（1988）甲府北部深成岩類について（その6）— 東沢渓谷周辺の地質．山梨大学教育学部研究報告．第2分冊，自然科学系，no. 39，82–88.

角田謙朗・清水正明（2010）三峰地域の地質，第8章，新第三紀深成岩類及び岩脈．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，62–81.

角田謙朗・西戸裕嗣・清水正明（1992）甲府盆地周縁の花崗岩類に伴う鉱床のK–Ar年代．資源地質，**42**，147–153.

通商産業省資源エネルギー庁（1975）昭和45年度広域調

査報告書　秩父地域．56p.
Vermeesch, P. (2018) IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**, 1479–1493.
Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J. C. and Spiegel, W. (1995) Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1–23.
山梨県地質図編纂委員会 (1970) 山梨県地質誌．10 万分の 1 図幅山梨県地質図及び同説明書，山梨県，240p.
Yamaoka, K., Wallis, S. R., Miyake, A. and Annen, C. (2023) Identifying plutons associated with long-lived volcanism by thermal modeling of contact metamorphic aureoles. *Geology*, **51**, 1173–1177.
Yamaoka, K., Murakami, D., Mori, H., Morohoshi, T., Iwano, H., Danhara, T. and Hirata, T. (2025) Emplacement and cooling history of a pluton with evident laminated structure constrained by field anatomy of the Kinpusan pluton, central Japan. *Island Arc*, **34**, e70014.

（ 受 付：2025 年 12 月 18 日； 受 理：2026 年 5 月 26 日 ）

## Appendix

付表1　LA–ICP–MS分析の装置と分析条件の詳細.

Table A1　Instrumentation and operational conditions for the LA–ICP–MS analysis.

| | |
|---|---|
| **Laser ablation system** | |
| Model | CARBIDE (Light Conversion, Vilnius, Lithuania) |
| Laser type | Yb:KGW femtosecond laser |
| Wavelength | 260 nm |
| Fluence | 3.8 J $cm^{-1}$ |
| Crater size | 10 μm |
| Repetition rate | 1,000 Hz |
| Ablation pit size | 20 μm*20 μm |
| Ablation duration | 0.2 s |
| Carrier gas flow rate (He) | 0.60 L $min^{-1}$ |
| **ICP-MS** | |
| Model | Nu Plasma II (Nu Instruments, Wrexham, UK) |
| ICP-MS type | Magnetic sector field multi-collector |
| Forward power | 1300 W |
| Make-up gas (Ar) | 0.95 L $min^{-1}$ |
| Data acquisition protocol | Time-resolved analysis |
| Data acquisition | 8.5 s (6 s gas blank, 2.5 s ablation signal) |
| Monitored isotopes | $^{202}Hg$, $^{204}Hg$+$^{204}Pb$, $^{206}Pb$, $^{207}Pb$, $^{208}Pb$, $^{232}Th$ and $^{235}U$ |
| Detector | Three full size multipliers (IC), three Daly detectors (D) and single Faraday cup (H) IC0 for $^{208}Pb$, D1 for $^{207}Pb$, D2 for $^{206}Pb$, IC3 for $^{204}$(Hg+Pb), IC4 for $^{202}Hg$, D5 for $^{235}U$ and H9 for $^{232}Th$ |
| Pb/U correction reference | 91500 zircon [*1] |
| Secondary standard | Plešovice [*2], GJ-1[*3], OD-3 [*4, 5, 6] |

*1, Wiedenbeck *et al*. (1995); *2, Sláma *et al*. (2008); *3, Jackson *et al*. (2004); *4, Iwano *et al*. (2012); *5, Iwano *et al*. (2013); *6, Lukács *et al*. (2015)

付表2　同位体データ及びU–Pb年代.

Table A2　Isotopic data and U–Pb ages.

| Sample | Grain No. | Concentration (μg/g) and ratio | | | Isotope ratios | | | | | | | | | Age (Ma) | | | | Remarks |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | U | Th | Th/U | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | 2σ error | | $^{206}Pb/^{238}U$ | 2σ error | | $^{207}Pb/^{235}U$ | 2σ error | | $^{238}U–^{206}Pb$ | 2σ error | $^{235}U–^{207}Pb$ | 2σ error | |
| **KPC-34 (Omiyama pluton)** | 1 | 157.60 | 125.92 | 0.80 | 0.00793 | ± 0.00479 | | 0.00213 | ± 0.00017 | | 0.00233 | ± 0.00140 | | 13.722 | ± 1.122 | 2.362 | ± 1.43 | discordant |
| | 2 | 183.54 | 152.03 | 0.83 | 0.03634 | ± 0.00969 | | 0.00215 | ± 0.00017 | | 0.01078 | ± 0.00285 | | 13.854 | ± 1.065 | 10.889 | ± 2.89 | |
| | 3 | 2326.85 | 618.57 | 0.27 | 0.04806 | ± 0.00332 | | 0.00212 | ± 0.00009 | | 0.01408 | ± 0.00111 | | 13.680 | ± 0.589 | 14.198 | ± 1.13 | |
| | 4 | 119.38 | 94.20 | 0.79 | 0.07772 | ± 0.01827 | | 0.00212 | ± 0.00019 | | 0.02270 | ± 0.00517 | | 13.639 | ± 1.249 | 22.794 | ± 5.24 | discordant |
| | 5 | 121.67 | 102.70 | 0.84 | 0.06978 | ± 0.01712 | | 0.00210 | ± 0.00019 | | 0.02021 | ± 0.00482 | | 13.523 | ± 1.232 | 20.316 | ± 4.88 | discordant |
| | 6 | 161.62 | 135.42 | 0.84 | 0.06255 | ± 0.01383 | | 0.00215 | ± 0.00017 | | 0.01856 | ± 0.00402 | | 13.855 | ± 1.118 | 18.675 | ± 4.08 | |
| | 7 | 212.77 | 186.40 | 0.88 | 0.04370 | ± 0.00998 | | 0.00214 | ± 0.00016 | | 0.01287 | ± 0.00291 | | 13.749 | ± 1.004 | 12.982 | ± 2.95 | |
| | 8 | 164.93 | 138.85 | 0.84 | 0.05833 | ± 0.01320 | | 0.00214 | ± 0.00017 | | 0.01725 | ± 0.00383 | | 13.811 | ± 1.107 | 17.369 | ± 3.88 | |
| | 9 | 120.82 | 68.17 | 0.56 | 0.07404 | ± 0.01833 | | 0.00197 | ± 0.00018 | | 0.02010 | ± 0.00482 | | 12.677 | ± 1.185 | 20.209 | ± 4.89 | discordant |
| | 10 | 170.65 | 110.34 | 0.65 | 0.11184 | ± 0.00285 | | 0.27697 | ± 0.01290 | | 4.27215 | ± 0.23282 | | 1576.106 | ± 82.650 | 1688.012 | ± 212.52 | discordant |
| | 11 | 162.56 | 141.15 | 0.87 | 0.04873 | ± 0.01239 | | 0.00203 | ± 0.00017 | | 0.01367 | ± 0.00341 | | 13.096 | ± 1.075 | 13.783 | ± 3.46 | |
| | 12 | 946.20 | 635.27 | 0.67 | 0.05089 | ± 0.00172 | | 0.03047 | ± 0.00124 | | 0.21384 | ± 0.01155 | | 193.483 | ± 8.008 | 196.771 | ± 11.66 | |
| | 13 | 156.99 | 152.06 | 0.97 | 0.01946 | ± 0.00744 | | 0.00222 | ± 0.00018 | | 0.00596 | ± 0.00226 | | 14.302 | ± 1.155 | 6.033 | ± 2.30 | discordant |
| | 14 | 123.21 | 111.05 | 0.90 | 0.03306 | ± 0.01137 | | 0.00210 | ± 0.00019 | | 0.00959 | ± 0.00325 | | 13.540 | ± 1.227 | 9.688 | ± 3.30 | |
| | 15 | 153.67 | 140.84 | 0.92 | 0.05370 | ± 0.01329 | | 0.00207 | ± 0.00017 | | 0.01536 | ± 0.00373 | | 13.352 | ± 1.113 | 15.473 | ± 3.78 | |
| | 16 | 377.70 | 271.83 | 0.72 | 0.05741 | ± 0.00919 | | 0.00207 | ± 0.00013 | | 0.01637 | ± 0.00267 | | 13.314 | ± 0.808 | 16.486 | ± 2.70 | |
| | 17 | 508.93 | 321.45 | 0.63 | 0.04651 | ± 0.00704 | | 0.00209 | ± 0.00012 | | 0.01342 | ± 0.00209 | | 13.471 | ± 0.744 | 13.533 | ± 2.12 | |
| | 18 | 151.64 | 79.62 | 0.53 | 0.03712 | ± 0.01111 | | 0.00217 | ± 0.00018 | | 0.01111 | ± 0.00330 | | 13.974 | ± 1.169 | 11.215 | ± 3.34 | |
| | 19 | 158.35 | 116.60 | 0.74 | 0.08321 | ± 0.01582 | | 0.00249 | ± 0.00019 | | 0.02852 | ± 0.00537 | | 16.002 | ± 1.256 | 28.553 | ± 5.44 | discordant |
| | 20 | 176.77 | 128.76 | 0.73 | 0.03803 | ± 0.01064 | | 0.00208 | ± 0.00017 | | 0.01093 | ± 0.00304 | | 13.420 | ± 1.070 | 11.038 | ± 3.08 | |
| | 21 | 646.06 | 478.51 | 0.74 | 0.04887 | ± 0.00645 | | 0.00209 | ± 0.00011 | | 0.01407 | ± 0.00194 | | 13.446 | ± 0.696 | 14.188 | ± 1.97 | |
| | 22 | 161.03 | 128.32 | 0.80 | 0.04499 | ± 0.01219 | | 0.00209 | ± 0.00017 | | 0.01295 | ± 0.00347 | | 13.442 | ± 1.112 | 13.065 | ± 3.52 | |
| | 23 | 111.18 | 80.33 | 0.72 | 0.04465 | ± 0.01464 | | 0.00207 | ± 0.00020 | | 0.01276 | ± 0.00412 | | 13.347 | ± 1.293 | 12.876 | ± 4.17 | |
| | 24 | 212.18 | 127.89 | 0.60 | 0.05576 | ± 0.01187 | | 0.00211 | ± 0.00016 | | 0.01625 | ± 0.00345 | | 13.610 | ± 1.006 | 16.369 | ± 3.49 | |
| | 25 | 2522.35 | 2391.87 | 0.95 | 0.04704 | ± 0.00336 | | 0.00210 | ± 0.00009 | | 0.01363 | ± 0.00118 | | 13.536 | ± 0.550 | 13.750 | ± 1.20 | |
| | 26 | 205.89 | 156.91 | 0.76 | 0.16068 | ± 0.02026 | | 0.00255 | ± 0.00018 | | 0.05655 | ± 0.00717 | | 16.431 | ± 1.156 | 55.852 | ± 7.25 | discordant |
| | 27 | 2745.76 | 2211.95 | 0.81 | 0.04626 | ± 0.00321 | | 0.00209 | ± 0.00008 | | 0.01336 | ± 0.00114 | | 13.486 | ± 0.544 | 13.474 | ± 1.15 | |
| | 28 | 2371.01 | 265.74 | 0.11 | 0.04684 | ± 0.00347 | | 0.00206 | ± 0.00008 | | 0.01333 | ± 0.00118 | | 13.285 | ± 0.545 | 13.441 | ± 1.20 | |
| | 29 | 313.50 | 262.96 | 0.84 | 0.04572 | ± 0.00891 | | 0.00206 | ± 0.00013 | | 0.01297 | ± 0.00254 | | 13.243 | ± 0.857 | 13.080 | ± 2.58 | |
| | 30 | 170.10 | 127.61 | 0.75 | 0.04436 | ± 0.01170 | | 0.00211 | ± 0.00017 | | 0.01292 | ± 0.00338 | | 13.600 | ± 1.096 | 13.034 | ± 3.43 | |
| **KPA-15 (Sanpo pluton)** | 26 | 531.45 | 344.38 | 0.65 | 0.23438 | ± 0.01661 | | 0.00271 | ± 0.00014 | | 0.08768 | ± 0.00613 | | 17.461 | ± 0.934 | 85.343 | ± 6.210 | discordant |
| | 15 | 160.22 | 71.57 | 0.45 | 0.20983 | ± 0.02714 | | 0.00265 | ± 0.00021 | | 0.07676 | ± 0.00930 | | 17.075 | ± 1.323 | 75.093 | ± 9.401 | discordant |
| | 16 | 229.21 | 87.72 | 0.38 | 0.07333 | ± 0.01282 | | 0.00224 | ± 0.00016 | | 0.02267 | ± 0.00384 | | 14.432 | ± 1.033 | 22.759 | ± 3.894 | discordant |
| | 17 | 330.35 | 160.98 | 0.49 | 0.06225 | ± 0.01018 | | 0.00207 | ± 0.00013 | | 0.01778 | ± 0.00284 | | 13.333 | ± 0.864 | 17.893 | ± 2.880 | discordant |
| | 9 | 319.62 | 193.49 | 0.61 | 0.05852 | ± 0.01027 | | 0.00205 | ± 0.00013 | | 0.01658 | ± 0.00286 | | 13.227 | ± 0.864 | 16.693 | ± 2.900 | |
| | 2 | 1028.84 | 707.75 | 0.69 | 0.04478 | ± 0.00508 | | 0.00207 | ± 0.00010 | | 0.01279 | ± 0.00147 | | 13.333 | ± 0.636 | 12.901 | ± 1.496 | |
| | 11 | 528.10 | 309.17 | 0.59 | 0.04865 | ± 0.00725 | | 0.00208 | ± 0.00012 | | 0.01396 | ± 0.00207 | | 13.397 | ± 0.747 | 14.076 | ± 2.099 | |
| | 29 | 286.53 | 164.67 | 0.57 | 0.04867 | ± 0.00948 | | 0.00209 | ± 0.00014 | | 0.01401 | ± 0.00267 | | 13.435 | ± 0.910 | 14.122 | ± 2.711 | |
| | 21 | 520.35 | 395.28 | 0.76 | 0.04977 | ± 0.00719 | | 0.00209 | ± 0.00012 | | 0.01436 | ± 0.00205 | | 13.475 | ± 0.765 | 14.482 | ± 2.080 | |
| | 30 | 410.59 | 234.98 | 0.57 | 0.04706 | ± 0.00778 | | 0.00211 | ± 0.00013 | | 0.01367 | ± 0.00223 | | 13.560 | ± 0.820 | 13.784 | ± 2.259 | |
| | 12 | 314.68 | 154.85 | 0.49 | 0.04330 | ± 0.00866 | | 0.00211 | ± 0.00014 | | 0.01259 | ± 0.00248 | | 13.574 | ± 0.884 | 12.703 | ± 2.519 | |
| | 19 | 902.66 | 463.08 | 0.51 | 0.04694 | ± 0.00535 | | 0.00211 | ± 0.00011 | | 0.01366 | ± 0.00156 | | 13.591 | ± 0.680 | 13.781 | ± 1.582 | |
| | 24 | 286.49 | 165.54 | 0.58 | 0.05329 | ± 0.00990 | | 0.00211 | ± 0.00014 | | 0.01553 | ± 0.00282 | | 13.607 | ± 0.919 | 15.648 | ± 2.864 | |
| | 3 | 333.30 | 226.20 | 0.68 | 0.05792 | ± 0.00987 | | 0.00212 | ± 0.00013 | | 0.01690 | ± 0.00284 | | 13.626 | ± 0.870 | 17.019 | ± 2.875 | |
| | 13 | 233.72 | 114.68 | 0.49 | 0.05906 | ± 0.01184 | | 0.00212 | ± 0.00015 | | 0.01724 | ± 0.00338 | | 13.633 | ± 0.985 | 17.361 | ± 3.427 | |
| | 6 | 285.62 | 145.17 | 0.51 | 0.05562 | ± 0.01039 | | 0.00212 | ± 0.00014 | | 0.01624 | ± 0.00298 | | 13.635 | ± 0.917 | 16.359 | ± 3.021 | |
| | 10 | 273.97 | 180.26 | 0.66 | 0.04375 | ± 0.00928 | | 0.00212 | ± 0.00014 | | 0.01281 | ± 0.00268 | | 13.668 | ± 0.932 | 12.923 | ± 2.714 | |
| | 14 | 301.95 | 150.00 | 0.50 | 0.04704 | ± 0.00919 | | 0.00213 | ± 0.00014 | | 0.01382 | ± 0.00266 | | 13.712 | ± 0.903 | 13.932 | ± 2.699 | |

付表2　続き.

Table A2 Continued.

| Sample | Grain No. | Concentration (μg/g) and ratio | | | Isotope ratios | | | | | | | | | Age (Ma) | | | | Remarks |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | U | Th | Th/U | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | 2σ error | | $^{206}Pb/^{238}U$ | 2σ error | | $^{207}Pb/^{235}U$ | 2σ error | | $^{238}U–^{206}Pb$ | 2σ error | $^{235}U–^{207}Pb$ | 2σ error | |
| | 1 | 1237.78 | 674.96 | 0.55 | 0.04461 | ± | 0.00459 | 0.00214 | ± | 0.00010 | 0.01318 | ± | 0.00139 | 13.799 | ± 0.633 | 13.300 | ± 1.413 | |
| | 8 | 382.89 | 174.24 | 0.46 | 0.04912 | ± | 0.00835 | 0.00215 | ± | 0.00013 | 0.01459 | ± | 0.00245 | 13.866 | ± 0.842 | 14.706 | ± 2.489 | |
| | 4 | 699.60 | 504.14 | 0.72 | 0.05090 | ± | 0.00641 | 0.00215 | ± | 0.00011 | 0.01512 | ± | 0.00191 | 13.875 | ± 0.714 | 15.243 | ± 1.941 | |
| | 23 | 358.40 | 181.03 | 0.51 | 0.05605 | ± | 0.00905 | 0.00216 | ± | 0.00013 | 0.01668 | ± | 0.00264 | 13.897 | ± 0.869 | 16.800 | ± 2.679 | |
| | 27 | 265.86 | 191.11 | 0.72 | 0.04727 | ± | 0.00951 | 0.00216 | ± | 0.00015 | 0.01409 | ± | 0.00278 | 13.917 | ± 0.957 | 14.207 | ± 2.819 | |
| | 7 | 353.77 | 230.45 | 0.65 | 0.04765 | ± | 0.00851 | 0.00216 | ± | 0.00013 | 0.01421 | ± | 0.00251 | 13.921 | ± 0.866 | 14.323 | ± 2.545 | |
| | 22 | 568.77 | 401.15 | 0.71 | 0.04328 | ± | 0.00627 | 0.00217 | ± | 0.00012 | 0.01293 | ± | 0.00186 | 13.947 | ± 0.768 | 13.044 | ± 1.885 | |
| | 25 | 399.99 | 257.26 | 0.64 | 0.05119 | ± | 0.00814 | 0.00217 | ± | 0.00013 | 0.01533 | ± | 0.00240 | 13.980 | ± 0.845 | 15.446 | ± 2.432 | |
| | 20 | 420.55 | 296.83 | 0.71 | 0.04364 | ± | 0.00727 | 0.00217 | ± | 0.00013 | 0.01308 | ± | 0.00215 | 13.999 | ± 0.834 | 13.200 | ± 2.182 | |
| | 18 | 383.66 | 212.00 | 0.55 | 0.04376 | ± | 0.00755 | 0.00221 | ± | 0.00013 | 0.01333 | ± | 0.00227 | 14.216 | ± 0.866 | 13.441 | ± 2.300 | |
| | 5 | 421.43 | 271.66 | 0.64 | 0.04304 | ± | 0.00726 | 0.00225 | ± | 0.00013 | 0.01337 | ± | 0.00224 | 14.500 | ± 0.846 | 13.484 | ± 2.271 | |
| | 28 | 220.69 | 90.97 | 0.41 | 0.04627 | ± | 0.01001 | 0.00229 | ± | 0.00016 | 0.01462 | ± | 0.00310 | 14.749 | ± 1.063 | 14.737 | ± 3.142 | |
| **Reference materials** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| GJ-1 | GJ1 2-1 | 193.93 | 8.99 | 0.05 | 0.06293 | ± | 0.00331 | 0.09791 | ± | 0.00592 | 0.84993 | ± | 0.05304 | 602.153 | ± 38.056 | 624.613 | ± 52.477 | |
| | GJ1 2-2 | 194.60 | 10.69 | 0.05 | 0.06047 | ± | 0.00321 | 0.09761 | ± | 0.00590 | 0.81426 | ± | 0.05103 | 600.368 | ± 37.927 | 604.842 | ± 50.533 | |
| | GJ1 2-3 | 194.99 | 9.87 | 0.05 | 0.05969 | ± | 0.00315 | 0.10031 | ± | 0.00606 | 0.82588 | ± | 0.05165 | 616.202 | ± 38.953 | 611.326 | ± 51.137 | |
| | GJ1 2-4 | 250.36 | 11.84 | 0.05 | 0.06159 | ± | 0.00246 | 0.09572 | ± | 0.00420 | 0.81297 | ± | 0.05172 | 589.264 | ± 27.009 | 604.120 | ± 51.207 | |
| | GJ1 2-5 | 208.23 | 12.32 | 0.06 | 0.06029 | ± | 0.00252 | 0.09775 | ± | 0.00441 | 0.81269 | ± | 0.05322 | 601.188 | ± 28.347 | 603.963 | ± 52.648 | |
| | GJ1 2-6 | 187.74 | 9.88 | 0.05 | 0.06268 | ± | 0.00267 | 0.09762 | ± | 0.00448 | 0.84377 | ± | 0.05603 | 600.422 | ± 28.802 | 621.225 | ± 55.352 | |
| Plešovice | PSV 2-1 | 694.28 | 64.99 | 0.09 | 0.05234 | ± | 0.00256 | 0.05372 | ± | 0.00303 | 0.38782 | ± | 0.02167 | 337.294 | ± 19.491 | 332.777 | ± 21.769 | |
| | PSV 2-2 | 637.23 | 58.00 | 0.09 | 0.05743 | ± | 0.00281 | 0.05427 | ± | 0.00307 | 0.42992 | ± | 0.02405 | 340.674 | ± 19.749 | 363.123 | ± 24.128 | |
| | PSV 2-3 | 736.76 | 65.67 | 0.09 | 0.06229 | ± | 0.00298 | 0.05341 | ± | 0.00300 | 0.45889 | ± | 0.02515 | 335.395 | ± 19.342 | 383.485 | ± 25.225 | |
| | PSV 2-4 | 638.07 | 55.83 | 0.09 | 0.05435 | ± | 0.00206 | 0.05317 | ± | 0.00214 | 0.39852 | ± | 0.02397 | 333.924 | ± 13.754 | 340.575 | ± 24.048 | |
| | PSV 2-5 | 685.52 | 65.65 | 0.10 | 0.05482 | ± | 0.00204 | 0.05315 | ± | 0.00212 | 0.40181 | ± | 0.02397 | 333.839 | ± 13.680 | 342.962 | ± 24.056 | |
| | PSV 2-6 | 584.88 | 53.11 | 0.09 | 0.05317 | ± | 0.00206 | 0.05322 | ± | 0.00215 | 0.39022 | ± | 0.02373 | 334.263 | ± 13.859 | 334.531 | ± 23.814 | |
| OD-3 | OD-3 2-1 | 457.64 | 454.44 | 0.99 | 0.04938 | ± | 0.00529 | 0.00510 | ± | 0.00032 | 0.03475 | ± | 0.00375 | 32.795 | ± 2.058 | 34.682 | ± 3.800 | |
| | OD-3 2-2 | 819.02 | 660.49 | 0.81 | 0.04701 | ± | 0.00408 | 0.00504 | ± | 0.00030 | 0.03270 | ± | 0.00290 | 32.416 | ± 1.923 | 32.667 | ± 2.944 | |
| | OD-3 2-3 | 1239.62 | 1600.70 | 1.29 | 0.04644 | ± | 0.00347 | 0.00513 | ± | 0.00030 | 0.03283 | ± | 0.00255 | 32.956 | ± 1.902 | 32.801 | ± 2.583 | |
| | OD-3 2-4 | 451.39 | 382.88 | 0.85 | 0.04862 | ± | 0.00511 | 0.00502 | ± | 0.00024 | 0.03365 | ± | 0.00378 | 32.267 | ± 1.574 | 33.605 | ± 3.831 | |
| | OD-3 2-5 | 1391.85 | 1299.20 | 0.93 | 0.04688 | ± | 0.00300 | 0.00523 | ± | 0.00021 | 0.03381 | ± | 0.00262 | 33.627 | ± 1.386 | 33.766 | ± 2.659 | |
| | OD-3 2-6 | 436.12 | 308.07 | 0.71 | 0.07045 | ± | 0.00629 | 0.00528 | ± | 0.00026 | 0.05127 | ± | 0.00502 | 33.934 | ± 1.655 | 50.773 | ± 5.084 | |

## 地質調査総合センター研究資料集


| | | |
|---|---|---|
| 779 | 国内 69 地点で実施されたケーブル方式熱応答試験の結果一覧 | 石原 武志・冨樫　聡・進堂 晃央 |
| 780 | 国内で掘削された 13 本のオールコア試料の各種分析結果 | 石原 武志・吉岡 真弓・冨樫　聡・内田 洋平 |
| 781 | WIN/WIN32 フォーマット地震波形データ読み込み用 Python モジュール：io_win32 | 内出 崇彦 |
| 782 | 機械学習モデルの学習のための臨時地震観測データセット | 内出 崇彦・松下 レイケン・椎名 高裕・堀川 晴央 |
| 783 | 八丈島 NEDO コア試料の全岩化学組成 | 中野　俊・津久井 雅志・星野 希宣・一色 直記 |
| 784 | 山陰沖 GH86-4 航海で採取された試料の珪藻化石 | 柳沢 幸夫・井上 卓彦 |
| 785 | 沖縄県，硫黄鳥島火山の全岩主成分化学組成 | 中野　俊・小林 哲夫 |
| 786 | 桜島南岳山頂火口、2020 年 6 月 4 日噴火による火山岩塊のガラスビーズ法を用いた密度測定 | 松本 恵子・下司 信夫・山田 大志 |
| 787 | 阿寒カルデラ阿寒湖温泉街東側に分布する軽石質火砕流堆積物の特徴と U–Pb 年代 | 石塚 吉浩・佐藤 鋭一・檀原　徹・和田 恵治 |
| 788 | 水戸地域の地質（地形・鮮新統・第四系） | 山元 孝広 |

## 地質調査総合センターの最新出版物

| | |
|---|---|
| 5 万分の 1 地質図幅 | 「大多喜」「浜坂」 |
| 20 万分の 1 地質図幅 | 京都及大阪（第 2 版） |
| 海洋地質図 | No. 97　奥尻島北方海底地質図 |
| 火山地質図 | No. 10　伊豆大島火山（第 2 版） |
| 海陸シームレス地質図 | S-8　海陸シームレス地質情報集「伊勢湾・三河湾沿岸域」 |
| 大規模火砕流分布図 | No. 5　洞爺カルデラ洞爺火砕流堆積物分布図 |
| 水文環境図 | No. 15　大井川下流域 |
| 重力図（ブーゲー異常） | No. 36　甲府－静岡地域重力図 |
| 土壌評価図 | E-11　表層土壌評価基本図 ～近畿地方～ |
| 特殊地質図 | Sr. 41　栃木県シームレス地質図（第 2 版） |

地質調査研究報告編集委員会

委員長　宮城磯治
副委員長　長森英明
委員　東郷洋子
丸山正
藤井孝志
斎藤健志
湊翔平
鈴木淳
大谷竜
三澤文慶
伊藤剛
羽地俊樹
中村淳路

**Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board**

Chief Editor: MIYAGI Isoji
Deputy Chief Editor: NAGAMORI Hideaki
Editors: TOGO Yoko
MARUYAMA Tadashi
FUJII Takashi
SAITO Takeshi
MINATO Shohei
SUZUKI Atsushi
OHTANI Ryu
MISAWA Ayanori
ITO Tsuyoshi
HAJI Toshiki
NAKAMURA Atsunori

事務局
国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
地質情報基盤センター　出版室
https://www.gsj.jp/inquiries/index.html

Secretariat Office
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geoinformation Service Center　Publication Office
https://www.gsj.jp/en/inquiryEN.html

地質調査研究報告 第77巻 第5号
令和8年11月18日　発行

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567
茨城県つくば市東1-1-1 中央事業所7群

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol. 77 No. 5 Issue November 18, 2026

**Geological Survey of Japan, AIST**

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi,
Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

© 2026 AIST
https://www.gsj.jp/

AIST16-G68699-77-5

Online ISSN : 2186-490X
Print ISSN : 1346-4272

# BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 77 No. 5 2026

## CONTENTS

Magnetic polarity and rock-magnetic properties of the uppermost part of the lacustrine Pleistocene Tsukidate Formation in the northwestern Mukaimachi Caldera, northeast Japan

HANEDA Yuki, SHIBASAKI Tatsuya, SATOGUCHI Yasufumi, SUGANUMA Yusuke, HOSOI Jun and YAGI Hiroshi ..... 195

Timing of emplacement of middle Miocene plutonic rocks in the Kinpusan area, Kanto Mountains, central Japan

YAMAOKA Ken and MURAKAMI Daichi ..... 213

Geological Survey of Japan, AIST

地 調 研 報
Bull. Geol. Surv. Japan
Vol. 77, No. 5, 2026