

古地球磁場学—地質試料から過去の地磁気変動を探る

Paleo-geomagnetism—Investigating Variation in Past Earth’s Magnetic Field from Geologic Materials

山本裕二 高知大学海洋コア総合研究センター

Y. Yamamoto, Center for Advanced Marine Core Research, Kochi Univ.
Tel: +81-88-864-6722, Fax: +81-88-864-6713, E-mail: y.yamamoto@kochi-u.ac.jp

Geologic materials such as rocks and sediment acquire remanent magnetization under the influence of Earth’s magnetic field when they form. They are taken with their orientation information and measured by rock magnetometers. From the primary component of the magnetization, the paleointensity of the field can be estimated; instantaneous absolute paleointensity (API) and continuous relative paleointensity (RPI) are respectively estimated from thermoremanent magnetization and post-depositional remanent magnetization. APIs are deduced to be generally smaller than the present value between -50,000 CE (common era) and -10,000 CE and then become larger after -10,000 CE. Although much of the analytical data should be treated with caution, before 50 thousand years ago, it is suggested that APIs generally varied with an average value as the present value back to 150 million years ago and with an upper limit as the present value before 150 million years ago. RPIs have been reported back to about 2-3 million years ago in detail. Consistent patterns of repeated fluctuations are deduced from marine sediment around the globe, with the largest value reaching about 10 times larger than the smallest. The minima of the RPIs are thought to be accompanied with geomagnetic reversals and excursions.

Key words: Earth’s magnetic field, geologic material, rock magnetometer, thermoremanent magnetization, post-depositional remanent magnetization, absolute paleointensity, relative paleointensity, geomagnetic reversal, geomagnetic excursion

1. はじめに

地球には大規模な磁場、すなわち地磁気が存在する。近代測器による地磁気の観測は、ドイツの数学者であるカール・フリードリッヒ・ガウスと物理学者であるヴィルヘルム・ウェーバーらの主導により 1830 年代にゲッティンゲンに地磁気観測所が設立されたのを皮切りに、世界的規模で行われるようになった¹⁾。日本における観測は 1883 年に東京赤坂で開始され、その後、茨城県の柿岡に移転し、1913 年からは「地磁気観測所」としての観測が柿岡を中心として行われている²⁾。近年では、人工衛星による地球上空での全球的な観測も行われるようになり、これらの一連の観測結果に基づいて 1900 年以降の地球全体での地磁気分布を表現する国際標準地球磁場 (International Geomagnetic Reference Field; IGRF) モデルが 5 年おき

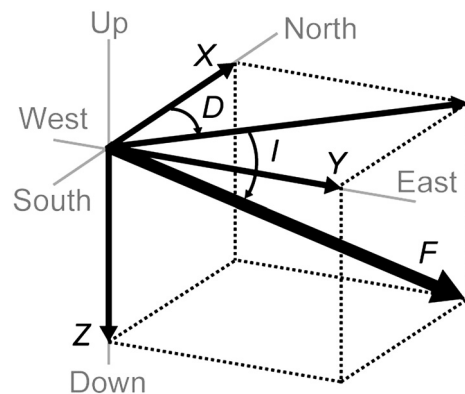


Fig. 1 Schematic illustration of geomagnetic elements.

に更新され公表されている。最新モデルである IGRF-12³⁾ に基づくと、地理上の南北・東西・上下を基準として全磁力 F ・偏角 D ・伏角 I の組み合わせで表現する地磁気要素 (Fig. 1) の現在の分布は、地球上の各地点で異なる。たとえば現在の全磁力は、主に緯度に応じて地球上の各地点で約 $20 \sim 70 \times 10^{-6} \text{ T}$ と異なる。このように地球上で異なる分布は、意外にも、地球中心に位置し自転軸に対して約 10° 傾いた磁気双極子、すなわち「地磁気双極子」によって作られる磁場という簡単な形で良く説明できることがわかっている。この双極子の S 極側を延長した地表との交点、すなわち地磁気北極は北半球高緯度に位置し、双極子モーメントの大きさは約 $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ である。

近代測器による観測が行われる以前の期間については、大西洋やインド洋を中心とする航路上で観測された偏角や伏角の航海日誌記録を統合することで、17 世紀以降の地球全体での地磁気分布を表現するモデル $\text{gufm1}^4)$ などが提案されている。しかし、さらに過去の期間については基本的に観測記録が存在しないため、「古地磁気学」により地磁気の分布や変動の解明が試みられてきた。「古地磁気学」は、天然の岩石や堆積物などの地質試料の磁氣的性質を利用した研究・学問分野の総称である。地質試料に含有される天然の磁性鉱物などの基本的な磁氣的性質の解明に主眼を置く「岩石磁気学」など幅広い分野を内包するが、過去の地磁気、すなわち古地球磁場の変動の解明を主眼と

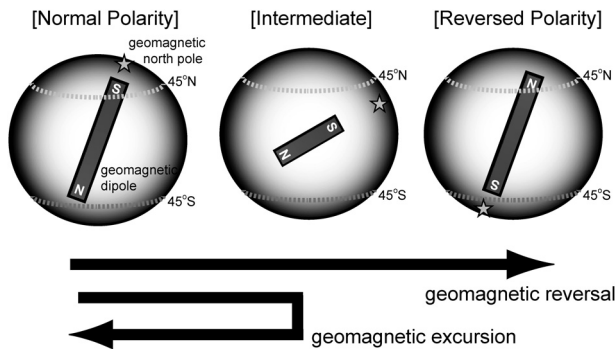


Fig. 2 Concept of geomagnetic polarities, reversal, and excursion.

する「古地球磁場学」が主柱である。20世紀初頭に、かつて地磁気極性が逆転していた時期があった可能性を示唆する溶岩類の存在がフランス⁹⁾や日本⁶⁾から報告され、第二次大戦を挟んで1960年代以降に急速に関連研究が進展し、これまでに過去約1億7000万年間の地磁気極性の逆転史が明らかになってきている⁷⁾。地磁気極性と逆転の概念をFig. 2に示す。白亜紀のうち約8400万年前から約1億2600万年前までの期間を除いて、北半球高緯度に地磁気北極が位置する期間である「正磁極期」と南半球高緯度に地磁気北極が位置する期間である「逆磁極期」とを比較すると、各々の磁極期を通算した期間はほぼ等しいことや、逆転は不規則に起こっている等の特徴が見いだされている。

「古地球磁場学」の研究は、地磁気極性の逆転史の解明に留まらずに多方面に展開している。本解説では、とくに過去の地磁気強度(古地磁気強度)の解明に焦点を絞り紹介する。

2. 岩石や堆積物が記録する残留磁化

地球上の多くの岩石や堆積物には磁性鉱物が含有される。代表的な磁性鉱物は、フェリ磁性を示す磁鉄鉱(Fe_3O_4)やチタン磁鉄鉱($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$)である⁸⁾。これらの磁性鉱物は、岩石や堆積物が形成される際に地球磁場の影響下で残留磁化を獲得する。形成過程に応じて異なる残留磁化を獲得するが、代表的なものに熱残留磁化(thermoremanent magnetization; TRM)と堆積後残留磁化(post depositional remanent magnetization; pDRM)がある。

TRMは、たとえば、溶融状態にあるマグマが地表に流出後に冷却して固結し、磁性鉱物粒子を含む溶岩(火山岩類)が形成される際に獲得される。溶岩の形成温度は、通常、磁鉄鉱のキュリー温度である約580℃よりも高い。キュリー温度以上の高温から常温まで急速に冷却することで、磁性鉱物粒子の残留磁化の緩和時間は著しく増大する。単磁区磁性粒子の系についてのTRM獲得過程はNéelによって明らかにされている⁹⁾。たとえば、 $30 \times 30 \times 40 \text{ nm}$ の立方体の単磁区磁鉄鉱粒子の場合は、緩和時間は約500℃で 10^{-6}

秒程度、約300℃で 10^2 秒程度、常温で 10^{21} 秒(3×10^5 億年)程度以上と見積もられる¹⁰⁾。このような粒子を含む溶岩が形成される場合、高温からキュリー温度まで冷却が進んだ段階で自発磁化が発生し、その磁化方向は当時の地球磁場の方位を向く。地球磁場が変化すれば、緩和時間が短いために自発磁化の方向も追隨して変化するが、約300℃よりも低温になると緩和時間が著しく増大するために、自発磁化の方向は「固定(ブロッキング)」されて変化しなくなる。つまり、「ブロッキング温度」である約300℃まで冷却が進んだ際の地球磁場の情報が、溶岩にTRMとして記録されることになる。冷却に要する期間はおおむね数日程度であり、「瞬間的」な地球磁場の情報が記録される。溶岩の形成後に再加熱や変質を受けていない場合は、理論的には、地球が誕生した約46億年前まで遡る地球磁場の推定が可能になる。なお、陶器・煉瓦・窯跡など過去の人類が焼成した考古遺物にも磁性鉱物が含有されTRMを獲得していることが広く知られている。

pDRMは、たとえば、磁性鉱物を含む粒子群が海底や湖底に堆積し、その後に圧密などの過程を経て堆積物として形成される際に獲得される。これらの過程は常温以下で起こるため、磁性粒子は既に自発磁化をもっている。堆積時の地球磁場の方位に緩やかに磁性粒子群が配向することで、巨視的な残留磁化が発生する。実験室内における再堆積実験^{11),12)}や実際の海底堆積物の分析^{13),14)}などにより、pDRMの方向は堆積物形成時の地球磁場の方位と平行になること、圧密などの過程は数cm~15cm程度に及ぶことなどがわかっている。つまり、海底や湖底で数cm~15cm程度の堆積物が形成されると、この期間の地球磁場の方位の平均と平行な方向をもつpDRMが「固定(ブロッキング)」されることになる。たとえば、1000年に3cmの堆積が起こるような環境では、15cmの堆積に必要な約5000年間にわたる平均となる。堆積物は連続して形成されるため、平均化はされるが「連続的」な地球磁場の情報が記録される点が重要である。堆積物を構成する磁性粒子には、陸上の岩石が浸食され河川などにより運搬されてきた粒子(碎屑起源)や砂漠などの乾燥地帯から風により運搬されてきた粒子(風成起源)、海底や湖底に生息する磁性細菌の体内磁石に起源をもつ粒子(生物起源)などがある。細胞内に鎖状の単磁区磁鉄鉱粒子を有し、地球磁場を感知して泳動する磁性細菌の存在は1970年代から知られている¹⁵⁾。このような細菌を起源とする磁鉄鉱粒子も、堆積物のpDRMを担う重要な磁性鉱物であることが広く認知されるようになってきている¹⁶⁾。

3. 試料の採取と残留磁化の分析

残留磁化の分析を目的とする際は、現地における岩石や堆積物の「姿勢」の情報を記録して試料を採取し、さらに磁力計に装着可能な形状と大きさの試片に整形する必要が



Fig. 3 Photos showing sample collection methods. (a) tripod compass; (b) hand sampling from outcrop; (c) plaster method; (d) drill sampling from outcrop; (e) orientator; (f) rock specimen; (g) cube sampling from sediment core; (h) cube specimen.

ある。「姿勢」については、採取する試料に試料座標系を設定し、現地における北・東・鉛直下向きの野外座標系に対する関係を記録する。基本的には、真北からの方位と水平面からの傾きの組み合わせとして記録する。形状と大きさについては、通常、直径約 2.5 cm かつ高さ約 2.2 cm の円筒状あるいは近い形になるように整形する。

岩石試料の採取は、野外において表面に岩石が露出している場所、すなわち露頭から行う。ハンマーで露頭に打撃を加えることによって岩石ブロック片を剥離させて採取する方法（定方位ブロック法）や、携帯用の岩石ドリルにより露頭を掘削して採取する方法（携帯ドリル法）などがある¹⁷⁾。定方位ブロック法の場合は、まず、三点支持ができる特殊なコンパス (Fig. 3a) などにより対象箇所の「姿勢」を記録して岩石ブロック片を剥離し (Fig. 3b)、実験室に持ち帰り石膏などで固定したうえで岩石ドリルにより直径約 2.5 cm の円筒状ミニコアをくり抜く¹⁸⁾ (Fig. 3c)。携帯ドリル法の場合は、ドリルにより露頭を掘削 (Fig. 3d) したうえでオリエンテーターという器具 (Fig. 3e) を挿入して「姿勢」を記録し、直接、掘削孔から直径約 2.5 cm の円筒状ミニコアを取り出す。円筒状ミニコアからは、共通して約 2.2 cm 単位の円筒状の試片を切り出す (Fig. 3f)。

堆積物試料の採取は、調査船などにより海底や湖底から回収された直径数 cm の円柱状ボーリングコアから行う。ボーリングコアは約 1~1.5 m ごとのセクションに切り分けられたうえで半割されることが多く、半割面から小試料を分取することが可能である。よく用いられるのは、半割面に対して連続的に約 2 cm 角のプラスチック容器を挿入して取り出す方法である。この際、半割面に対しては垂直

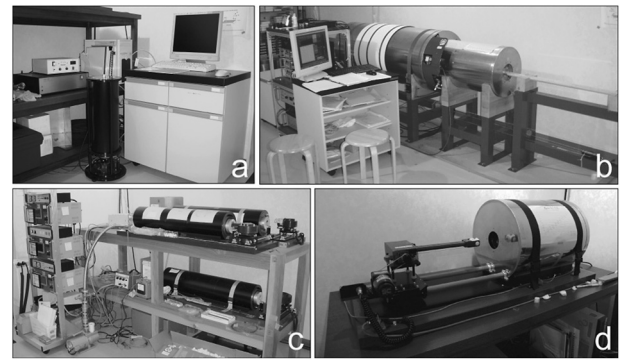


Fig. 4 Photos showing paleomagnetic analytical instruments. (a) spinner magnetometer; (b) pass-through SQUID rock magnetometer; (c) thermal demagnetizer; (d) alternating field demagnetizer.

に挿入して連続的な挿入方向はボーリングコアの長辺と平行とすることで、野外座標系に対する「姿勢」を関係づけられるようにする (Fig. 3g)。通常、ボーリングコアは水平面に対して鉛直方向となるように回収されるが、水平面内の方位については計測されない場合が多い。したがって、残留磁化分析により古地磁気方位として推定できるのは伏角に限られることが多い。偏角の推定についてはボーリングコア内での相対的な角度にとどまる。よく用いられるプラスチック容器の容積は約 7 cm³ であり、直径約 2.5 cm かつ高さ約 2.2 cm の円筒状の試片に近い形をしている (Fig. 3h)。

試片の残留磁化は、岩石磁力計により測定する。常用されるのは、比較的残留磁化強度が大きい TRM を記録している試片についてはスピナー磁力計、比較的残留磁化強度が小さい pDRM を記録している試片については超伝導磁力計である。スピナー磁力計は、複数層のミューメタルにより磁気シールドされた空間にセンサーとしてフラックスゲート磁力計を配置している。センサー近傍に配置された試料台に試片を設置して回転させ、その周期に応じた磁気シグナルを検出する。常温常圧で運用できるために小型化が可能である (Fig. 4a)。常用的な感度は 10⁻⁸ Am² 程度以上である。超伝導磁力計は、複数層のミューメタルにより磁気シールドされた空間にセンサーとして超伝導量子干渉素子 (SQUID) を配置している。センサーに連結されたピックアップコイル近傍に配置された試料台に試片を設置し、磁気シグナルを検出する。利便性のために試料台付近の空間を常温常圧とする一方、SQUID の冷却に液体ヘリウム貯留槽が必要であり真空断熱層や冷凍機も必要となるため、大がかりな装置となる (Fig. 4b)。常用的な感度は 10⁻¹¹ Am² 程度以上である。

岩石や堆積物などの自然界の物質が元々自身で保持している残留磁化を、起源にかかわらず自然残留磁化 (natural remanent magnetization; NRM) と総称する¹⁷⁾。通常、NRM は、岩石や堆積物の形成時に獲得された TRM や

pDRM などの「初生磁化」と、形成後に様々な要因により獲得された「二次磁化」からなる。二次磁化は、相対的にプロッキング温度や保磁力が低い磁性粒子に担われていることが多い。そのため、対象試料を無磁場空間で段階的に加熱する段階熱消磁や、対象試料に無磁場空間で段階的に増大する交流磁場を作用させる段階交流消磁によって、二次磁化を選択的に消磁して初生磁化の成分を分離する必要がある。段階熱消磁を行うための装置は、複数層のミューメタルによる磁気シールドと電気炉を組み合わせた設計となっているのが通常で、同時に円筒状試片を数個～数十個配置して700℃程度までの加熱を行うことが可能である (Fig. 4c)。段階交流消磁を行うための装置は、複数層のミューメタルによる磁気シールドと100～200 mT 程度までの交流磁場を発生可能なコイルを組み合わせた設計となっていることが多い (Fig. 4d)。通常、コイルは一軸方向のみの磁場が発生可能であるため、コイル内に円筒状試片を単独で設置して回転させるか、あるいは直交三方向に3回置き換えて増大する磁場を作用させることで消磁を行う。消磁の各段階で岩石磁力計により残留磁化を測定し、全段階の測定結果を解析して初生磁化成分を決定する。

4. 古地磁気強度の推定

岩石や堆積物から初生磁化成分を決定できれば、その磁化方向を当時の地球磁場の方向として推定することができる。磁化強度からは当時の地球磁場の強度を推定でき、初生磁化が TRM 起源であれば「瞬間的」な強度の絶対値 (absolute paleointensity; API) を、pDRM 起源であれば「連続的」な強度の相対値 (relative paleointensity; RPI) を推定できる。

単磁区磁性粒子の系については、外部磁場が 10^{-4} T 程度までであれば TRM 強度はプロッキングの際の外部磁場の強度 F に比例する⁹⁾。したがって、TRM の獲得効率、すなわち磁性鉱物の種類や量などに関係する定数を χ_{TRM} とすると、 $\text{TRM} = \chi_{\text{TRM}} \times F$ と表すことができる。初生磁化として当時の地球磁場強度 F_{anc} のもとに獲得された熱残留磁化 $\text{TRM}_{\text{anc}} = \chi_{\text{TRM}} \times F_{\text{anc}}$ を保持する試料に対し、実験室で制御された磁場強度 F_{Lab} のもとに熱残留磁化 $\text{TRM}_{\text{Lab}} = \chi_{\text{TRM}} \times F_{\text{Lab}}$ を獲得させて比較すると、 $F_{\text{anc}} = (\text{TRM}_{\text{anc}}/\text{TRM}_{\text{Lab}}) \times F_{\text{Lab}}$ の関係の下に API を推定できることがわかる。つまり、基本的に TRM_{anc} と TRM_{Lab} の二つの残留磁化強度を比較することで推定を行う。実際の比較は、段階熱消磁を行ってプロッキング温度の区間ごとに分解する「Thellier 法」¹⁹⁾ か、段階交流消磁を行って保磁力の区間ごとに分解して行う「Shaw 法」²⁰⁾ によって行われることが多い。それぞれの手法はともに改良と適用が続けられてきており、最近では「IZZI Thellier 法」²¹⁾ および「Tsunakawa-Shaw 法」^{22),23)} が常用されている。

pDRM 強度については、プロッキングの際の 10^{-4} T 程

度までの外部磁場の強度に対する比例関係が先験的前提とされているが、その他にも磁性鉱物の種類・粒径・量や、湖底・海底環境 (pH・塩分濃度など) の影響も受ける²⁴⁾。プロッキングの際の湖底・海底環境を再現して実験室内で pDRM を再獲得させる実験を行うことは現実的に不可能であるため、TRM の場合と異なり、初生磁化と再現磁化を比較することはできず、API は推定できない。一方で、ある一定区間 (たとえば湖底・海底下数十 m) に着目した際に、湖底・海底環境および磁性鉱物の種類・粒径が一定で変動しない条件下で形成 (プロッキング) された堆積物の場合は、実験室内で人工的に与える残留磁化により pDRM を規格化して磁性鉱物の量の変化の影響を除去し、RPI 変動を推定することができる²⁵⁾。規格化に常用される人工残留磁化は、非履歴性残留磁化 (anhysteretic remanent magnetization; ARM) と等温残留磁化 (isothermal remanent magnetization; IRM) である。ARM は、室温のもとに 10^{-4} T 程度の直流磁場を作用させ、さらに時間とともに振幅が 10^{-1} T 程度からゼロまで減少する交流磁場を作用させることで印可できる。IRM は、室温で 1 T 程度の強磁場を作用させることで印可でき、たとえば、自然界でも落雷などにより獲得されることが知られている¹⁰⁾。また、通常は岩石磁気学的な分析を行い、湖底・海底環境の変化にも起因する磁性鉱物の種類・粒径などの変化について検討を行い、一定を超える変化が見られる区間については除外する^{26),27)}。

5. 古地磁気強度変動の姿—過去 5 万年間

現在までに、世界中の研究者によって精力的に火山岩や考古遺物からの API 推定や、堆積物からの RPI 推定が進められてきている。これらの結果は論文として多数報告されており、データベース化する取り組みが進められている。とくに、現在から 5 万年前までに形成された試料からの推定結果のデータベースとして GEOMAGIA50 database がある。このデータベースは大きく二つにわかれており、火山岩や考古遺物の TRM を対象とした API 推定結果が含まれるデータベース²⁸⁾ と、堆積物の pDRM を対象とした RPI 推定結果が含まれるデータベース²⁹⁾ から構成されている。2019 年 6 月に最新の更新が行われ、2019 年 5 月までに出版された関連論文によるデータが登録されている。

API 推定結果のデータベースには、おもに 1960 年代以降の 800 編を超える論文からの約 6,400 個の推定結果が登録されている。これらのうち約 5,300 個の結果については、推定誤差とともに試料形成年代が報告されている。推定の信頼性を向上させるため、各溶岩や各考古遺物からは複数個の試片を対象として分析を行うことも多い。複数個の試片からの API 推定結果が整合的であれば、これらの API の平均には一定程度の信頼性が担保されていると考えられる。各溶岩や各考古遺物の単位について、5 個以上の

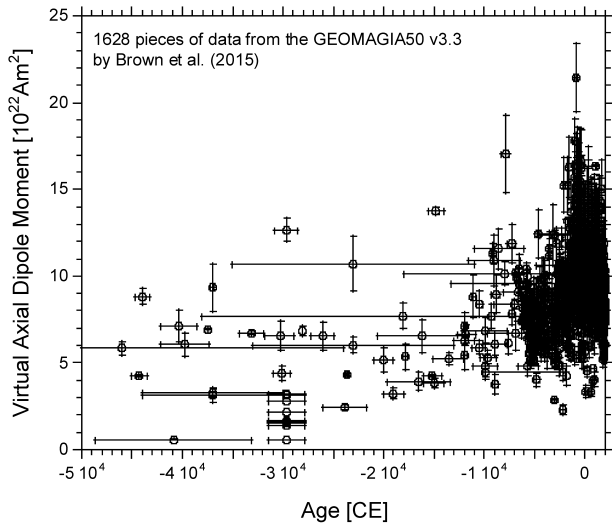


Fig. 5 VADM variation deduced from API database²⁸⁾ between CE -50,000 and 2,000.

試片から API 推定結果が得られていること、これらの結果の標準偏差が平均値に比して 15% 以内であることという条件を付すと、約 1,600 個の推定結果が選別できる。現在の地球上での地磁気全磁力の分布と同様に、過去の同時代の API は緯度に応じた分布差を示すことが考えられる。API は、通常、自転軸からの傾きがない仮想的な地磁気双極子モーメント (Virtual Axial Dipole Moment; VADM) に換算して議論を行うことが多い。それぞれの API から換算される VADM 強度を年代 (common era; CE) に対してプロットしたものを Fig. 5 に示す。

前述のように VADM 強度の現在値は約 $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ であるが、概して -50,000 から -10,000 CE 頃までは VADM は現在値よりも小さく、-10,000 CE 頃以降は VADM は現在値よりも大きいことがわかる。とくに推定結果が集中している -7,000 から 2,000 CE 頃までの期間に着目する。これらの大部分は考古遺物から報告されているものである。さらに、試料形成年代の推定誤差が 100 年以内と比較的良く推定されている約 1,300 個の推定結果を選別して VADM 強度を年代に対してプロットすると、時系列としての変動の様子が浮かび上がってくる (Fig. 6)。VADM 強度は、-7,000 から -2,000 CE 頃まではおおむね現在値を中心に強弱を繰り返し、-2,000 から -1,000 CE 頃にかけては急激に現在値の約 2 倍まで増加し、その後に最大値となり -500 CE 頃まで継続している。その後は 0 CE 頃まで急激に減少して約 $11 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ ほどとなり、800 CE 頃に再び約 $12 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ ほどの極大を示した後は、2,000 CE にかけて現在値に向けて緩やかに減少している。このように、古地磁気強度は大きく変動していることがわかる。

RPI 推定結果のデータベースには、おもに 2000 年以降の 30 編の論文に基づく、世界中の 20 地点における堆積物コアからの推定結果が登録されている。それぞれの地点

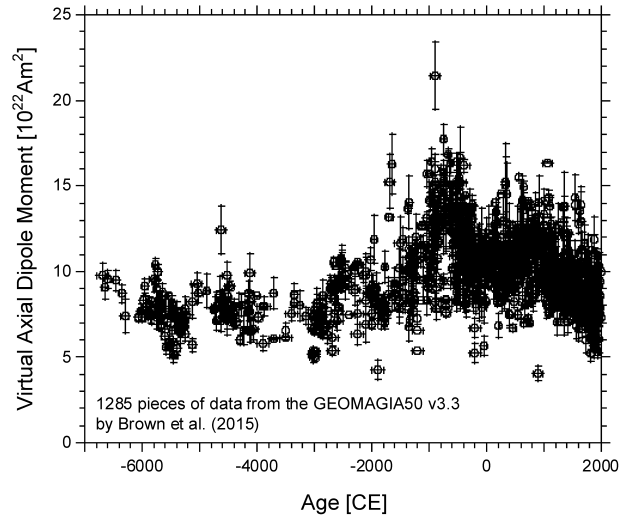


Fig. 6 VADM variation deduced from API database²⁸⁾ between CE -7,000 and 2,000.

では緯度や堆積速度などが異なるため、RPI の平均値や変動幅が異なる。VADM に相当する強度に換算して共通の変動を見いだすためには、平均値と変動幅の違いを考慮した重ね合わせの処理を行う必要がある。このような処理を施したものを RPI stack と称する。これまでに、これらの 20 地点からの結果を部分的に含み、かつ、データベースには登録されていない地点からの結果も包含して解析することで得られた様々な RPI stack が報告されている。最新の RPI stack のうちの一つは、北東大西洋のイベリア半島沖の 12 地点からの推定結果と、それ以外の世界中の 12 地点からの推定結果を包含して解析することで得られた stack³⁰⁾ である。原論文では絶対値への較正がなされているが、RPI としての変動を Fig. 7 に示す。明確な強弱の変動パターンが確認でき、全地球規模で同調して RPI が変動していたことがわかる。RPI は -41,000 CE 頃から急激に減少して -39,000 CE 頃に最小となり、その後に -36,000 CE 頃にかけて急速に回復した後は、弱い強弱の変動を繰り返しながら -16,000 CE 頃に最大となる。さらにその後は再び弱い強弱の変動を繰り返しながら -6,000 CE 頃まで減少を続けた後は、-4,000 CE 頃にかけて増加傾向を示す。

とくに目を引くのは -39,000 CE 頃に RPI が最小を示す事象で、全地球的な規模で発生した「Laschamp 地磁気エクスカージョン」という地磁気イベントに伴っていたことが強く示唆されている³⁰⁾。「地磁気エクスカージョン」は、地磁気北極の位置が北半球高緯度 (正磁極期) あるいは南半球高緯度 (逆磁極期) から赤道域付近へと大きく移動し、短期間のうちに元の北半球 (あるいは南半球) 高緯度へと戻る現象である (Fig. 2)。地球上の各地点では、おもに北向き (正磁極期) あるいは南向き (逆磁極期) であった偏角が大きく振れて元の向きに戻る現象として発生することに

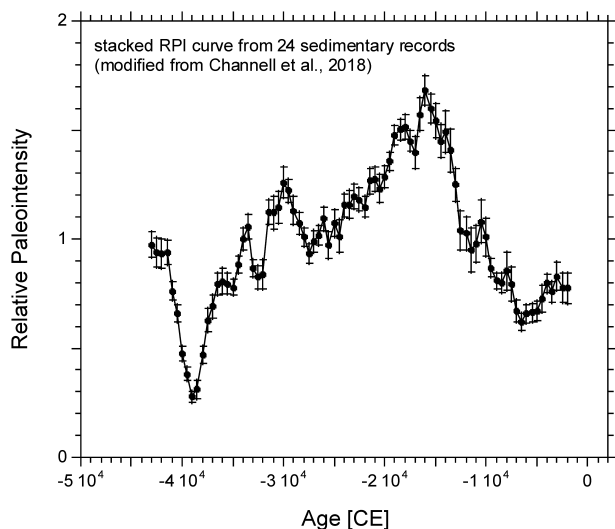


Fig. 7 RPI variation deduced from sedimentary records for last 45,000 years.³⁰⁾

なる。地域的な規模で発生することもあれば、全地球的な規模で発生することもあり、期間は10,000年程度よりも短いことが知られている³¹⁾。Laschamp地磁気エクスカージョンは多くの研究者の注目を集めており、火山岩や堆積物から数多くの古地磁気データが報告されている。これらのデータを統合し解析して得られた全球磁場変動モデルによると、Laschamp地磁気エクスカージョンは約2000年間にわたり地球表層で全地球的な規模で発生し、その際にVADM強度がほぼゼロまで減少した時期もあったことが示唆されている^{32),33)}。このエクスカージョンの際に地磁気強度が著しく減少した結果として紫外線の強度が増加し、ネアンデルタール人の絶滅につながったのではないかと指摘もある³⁴⁾。

6. 古地球磁場強度変動の姿—さらに過去

5万年前よりも古い時代に形成された火山岩類からのAPI推定結果が登録されたデータベースとしてPINT database (<http://earth.liv.ac.uk/pint>)³⁵⁾がある。2015年5月に最新の更新が行われ(PINT2015.05)、約35億年前までに遡る約4,000個のデータが登録されている。その後も関連研究が進みAPI推定結果の報告は着実に積み重ねられてきているが、本稿での議論はPINT2015.05を基にする。一定程度の信頼性が担保されたデータを選別するため、各溶岩等の単位について、3個以上の試片からAPI推定結果が得られていること、これらの結果の標準偏差が平均値に比して15%以内であることという条件を付すと、約1,300個の推定結果が選別できる。それぞれのAPIから換算されるVADM強度を年代に対してプロットしたものをFig. 8に示す。約5億年前よりも過去については、僅か約70個とデータ数が著しく少ないため解釈には慎重を期する必要があるが、概して現在のVADM強度である約

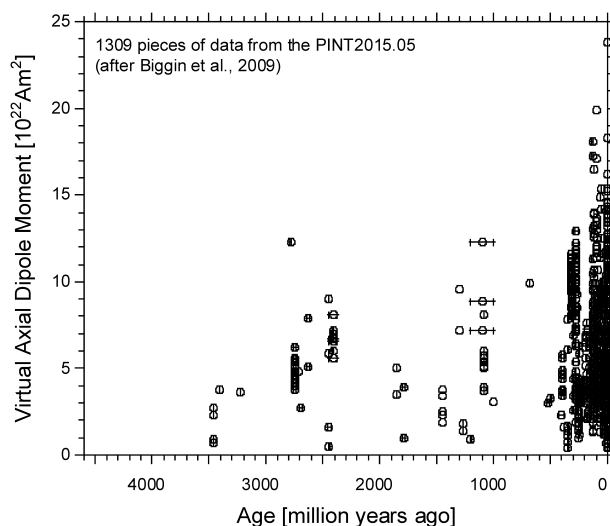


Fig. 8 VADM variation deduced from API database³⁵⁾ for last 4,600 million years.

$8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ を上限とするような変動が起こっていたことが示唆される。約5億年前から約1億5000万年前にかけては、3億年前頃にVADM強度が $13 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ に達するような変動をしていた様子も見受けられるが、やはり約 $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ を上限とするような変動が起こっていたことが示唆される。約1億5000万年前から5万年前までにかけては、VADM強度が現在値の2倍程度以上にまで達するような大きな変動をしていたことを示唆するデータが多くなる。とくに約600個のデータが集中している500万年前から5万年前までの期間に着目すると、VADM強度の平均は $7.0 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ と計算され、おおむね現在値を平均とするような変動をしていたことが示唆される。

しかし、これらのデータの大半は旧来の「Thellier法」によって推定されたものである。2000年代以降、旧来の測定法および解析の信頼性に疑問が投げかけられており^{23),36)~38)}、とくに火山岩類に適用した場合にAPIが過大に推定されてしまう危険性が指摘されている³⁹⁾。一方で、考古遺物に適用する場合や、火山岩類でも最新手法である「IZZI Thellier法」と「Tsunakawa-Shaw法」を適用する場合はその危険性は低い^{40),41)}。500万年前から5万年前までの期間のデータについて推定手法に着目してVADM強度の平均を計算すると、「Thellier法」によるVADM強度の平均は $6.9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ であるのに対して(データ数約360個)、「Tsunakawa-Shaw法」によるVADM強度の平均は $4.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ である(データ数約70個)。実際には、現在値の約半分を平均とするようなVADM強度の変動が起こっていた可能性も示唆される。PINT databaseについてはデータ選別基準が異なる解析報告があり、たとえば、過去1億4千万年間のVADM強度の中央値は一定して $4.2 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ であったという報告もある²⁴⁾。今後の研究の進展を注意深く見守る必要がある。

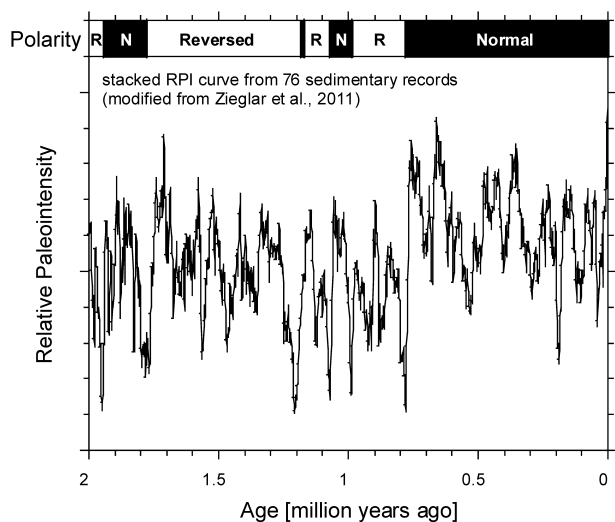


Fig. 9 RPI variation deduced from sedimentary records for last two million years.⁴⁵⁾

5万年前よりも古い時代に遡る RPI 推定結果については、約 200–300 万年前までについて比較的多数の研究報告があり、RPI stack が報告されている^{42)–45)}。地表に到達する宇宙線の影響を受けて生成する ¹⁰Be の量は地磁気強度に逆相関することが知られているが、海底堆積物コアに含有される ¹⁰Be の化学分析に基づいて推定された約 200 万年前までの VADM 強度の連続時間変動パターンは RPI stack に見られる変動パターンとよく一致しており⁴⁶⁾、RPI stack の信頼性が裏付けられている。RPI stack の例として PADM-2M⁴⁵⁾ に着目する。世界各地の 76 地点のコア試料からの RPI 推定結果に基づいており、過去 200 万年間を網羅している。原論文では絶対値への較正がなされているが、RPI としての変動を Fig. 9 に示す。明確な強弱の変動パターンが確認でき、全地球的な規模で同調して RPI は最大が最小の約 10 倍にも達するほどの強弱を繰り返していたことがわかる。

なかでも目を引くのは、約 78・99・107・118・195 万年前に起こっている RPI の著しい減少である。これらの時期は、いずれも古地磁気極性境界、すなわち地磁気極性の逆転が起こった時期とよく一致していることがわかる。つまり、地磁気逆転時には著しく古地磁気強度が減少していたことが示唆される。とくに約 78 万年前に起こった逆転は「松山・ブルン地磁気逆転」として広く知られている。この逆転を記録した世界各地の火山岩からも API 推定結果の報告がある。たとえば、フレンチポリネシアの火山岩に「Tsunakawa–Shaw 法」を適用することで、逆転時には VADM 強度が $1.0 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ まで減少していたことが推定されている⁴⁷⁾。また、国際地質科学連合により「チバニアン（千葉時代）」の地質時代の命名が決定した国際標準模式地（GSSP）である千葉県市原市の地層からは、この逆転について非常に詳細な古地磁気変動の様子が報告さ

れている。地磁気方位に着目すると、主要な逆転は 77 万 3900 年前から 77 万 1900 年前にかけて起こり、その後も不安定が 76 万 8500 年前まで継続したことが推定されている⁴⁸⁾。

逆転時ほどの著しい減少ではないものの、同一の地磁気極性が継続している期間においても RPI が極小を示す時期が多数あったこともわかる。堆積物の古地磁気記録には、これらの RPI 極小に伴って、北向き（正磁極期）あるいは南向き（逆磁極期）から大きく振れた古地磁気方位が見られることが多い。すなわち、RPI の極小の多くは、前節で紹介した「地磁気エクスカージョン」の発生に伴っていたと推定されている。とくにチバニアンの時代までに遡る期間については地磁気エクスカージョンの報告例が多く、規模の大小はあるものの、約 3 万 3 千年前・4 万 1 千年前・12 万年前・18 万 8 千年前・21 万 1 千年前・56–58 万年前・67 万年前の報告例については確証が高いとされている³¹⁾。約 4 万 1 千年前の報告例は「Laschamp 地磁気エクスカージョン」であり、前節で紹介したように最も関連研究が進んでいる。その他、報告例が少なく今後の検証が必要なものも含めると、過去約 200 万年間に 20 回以上の地磁気エクスカージョンが起こっていた可能性があることが指摘されている⁴⁹⁾。

約 300 万年前よりも古い時代に遡る RPI 推定結果については、報告例はごく僅かである。新しい時代の堆積物による被覆を受けるため、狙いとする堆積物を回収するためには海底下 100 m を超えるような深度掘削を必要とするからである。このような掘削は、世界でもごく限られた深海掘削船による調査研究航海でのみ実施可能である。2003–2013 年に実施された国際共同研究プロジェクト「統合国際深海掘削計画 (Integrated Ocean Drilling Program; IODP)」では、世界中の多数の地点の海底から深度掘削が行われボーリングコアが採取された。いくつかの地点のコアは古地磁気分析に適しており、たとえば赤道太平洋域から掘削されたコアの分析結果からは、現在～820 万年前までの期間⁵⁰⁾、1450 万年前から 1850 万年前までの期間⁵¹⁾、1750 万年前から 2650 万年前までの期間⁵²⁾、2300 万年前から 4100 万年前までの期間^{53),54)} についての RPI 推定結果が報告されている。これらのうち、約 3500 万年前から約 4000 万年前までの期間の RPI 変動を Fig. 10 に示す。これまでの RPI 変動報告のなかでも最も古い時代についての報告であり、RPI は大きく強弱を繰り返して地磁気逆転時に著しく減少するほか、同一の地磁気極性が継続している期間においても極小となる時期があるという特徴が見られ、過去約 200–300 万年間と同様な変動をしていたことが示唆される。ただし、この報告は単一地点のコアからのものであるため、今後、同時期の形成年代をもつ他地点のコアからも推定結果を得て、RPI stack として同様の変動が見られるかどうか検討を進めていく必要があ

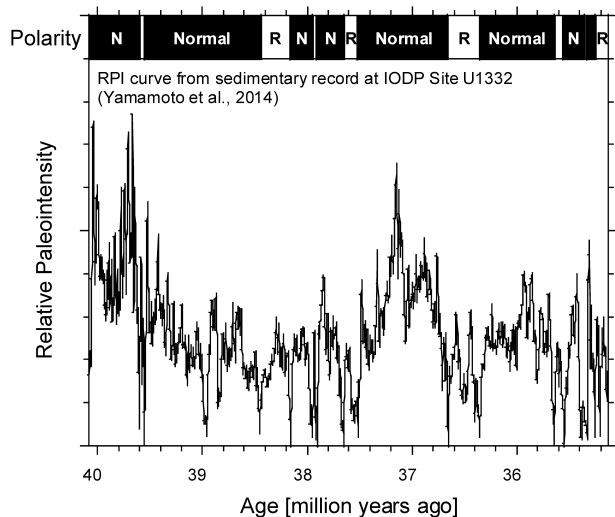


Fig. 10 RPI variation deduced from sedimentary record for period between ~35 and ~40 million years ago⁵⁴⁾.

る。IODPの後継として2013~2023年の計画期間で実施中の国際共同研究プロジェクト「国際深海科学掘削計画(International Ocean Discovery Program)」による深度掘削で新たなコアが採取され分析が進められており、成果が期待されている。

7. おわりに

本解説では、岩石や堆積物などの地質試料の残留磁化を分析することで解明が進められてきている古地磁気強度変動の姿について概要を紹介した。限られた紙面の中では触れることが出来なかった事項も多く、たとえば、重要な地球磁場モデルとして、数多くの古地磁気データを統合・解析して提案されている過去10万年間の地球全体での地磁気分布の時間変化を表現するモデルGGF100k⁵⁵⁾などがある。また、数億年よりも古い古地磁気記録を探索するためには二次的な風化・変質を免れている残留磁化記録を見出す必要がある。残留磁化の保存の良い可能性のある鉱物単結晶粒子に着目した研究^{56),57)}や、微小領域の残留磁化の解像を可能とする地質試料向け走査型SQUID顕微鏡や量子ダイヤモンド顕微鏡の開発・応用研究^{58),59)}などの先駆的な研究が進められており、約42億年前に地球磁場が存在した可能性⁶⁰⁾などが示されつつある。

References

- 1) M. Kono: *Treatise on Geophysics: Second Edition*, **5**, 1–31 (Elsevier B.V., 2015).
- 2) 気象庁地磁気観測所: <https://www.kakioka-jma.go.jp/intro/hajimeni.html> (As of June 17, 2020).
- 3) E. Thébaud *et al.*: *Earth, Planets Sp.*, **67**, Article no. 79 (2015).
- 4) A. Jackson, A.R.T. Jonkers, and M.R. Walker: *Philosophical Transaction of the Royal Society of London A*, **358**, 957 (2000).

- 5) B. Brunhes: *J. Phys. Théorique Appliquée*, **5**, 705 (1906).
- 6) M. Matuyama: *Proc. Imp. Acad.*, **5**, 203 (1929).
- 7) J. G. Ogg: *The Geologic Time Scale 2012*, G. M. Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, Ed. pp. 85–113, (Elsevier, Amsterdam, 2012).
- 8) D. J. Dunlop and O. Özdemir: *Treatise on Geophysics: Second Edition*, **5**, 255–308 (Elsevier B.V., 2015).
- 9) M. L. Néel: *Ann. Geophys.*, **5**, 99 (1949).
- 10) L. Tauxe, S. K. Banerjee, R. F. Butler, and R. van der Voo: *Essentials of Paleomagnetism, 5th Web Edition* (2018).
- 11) D. V. Kent: *Nature*, **246**, 32 (1973).
- 12) R. Løvlie: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **30**, 209 (1976).
- 13) Y. Suganuma *et al.*: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **296**, 443 (2010).
- 14) K. Horiuchi *et al.*: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **440**, 105 (2016).
- 15) R. Blakemore: *Science*, **190**, 377 (1975).
- 16) 山崎俊嗣, 山本裕二, 金松敏也: *地質学雑誌*, **123**, 251 (2017).
- 17) 小玉一人: 「古地磁気学」(東京大学出版会, 1999).
- 18) 望月伸竜: *地質ニュース*, **641**, 67 (2008).
- 19) E. Thellier and O. Thellier: *Ann. Geophys.*, **15**, 285 (1959).
- 20) J. Shaw: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **39**, 133 (1974).
- 21) L. Tauxe and H. Staudigel: *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, **5**, Cite ID Q02H06 (2004).
- 22) H. Tsunakawa and J. Shaw: *Geophys. J. Int.*, **118**, 781 (1994).
- 23) Y. Yamamoto, H. Tsunakawa, and H. Shibuya: *Geophys. J. Int.*, **153**, 263 (2003).
- 24) L. Tauxe and T. Yamazaki: *Treatise on Geophysics: Second Edition*, **5**, 461–509 (Elsevier B.V., 2015).
- 25) S. Levi and S. K. Banerjee: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 219 (1976).
- 26) J. W. King, S. K. Banerjee, and J. Marvin: *J. Geophys. Res.*, **88**, 5911 (1983).
- 27) L. Tauxe: *Rev. Geophys.*, **31**, 319 (1993).
- 28) M. C. Brown *et al.*: *Earth, Planets Sp.*, **67**, Article no. 83 (2015).
- 29) M. C. Brown *et al.*: *Earth, Planets Sp.*, **67**, Article no. 70 (2015).
- 30) J. E. T. Channell, D. A. Hodell, S. J. Crowhurst, L. C. Skinner, and R. Muscheler: *Quat. Sci. Rev.*, **191**, 57 (2018).
- 31) C. Laj and J. E. T. Channell: *Treatise on Geophysics: Second Edition*, **5**, pp. 343–383 (Elsevier B.V., 2015).
- 32) M. Brown, M. Korte, R. Holme, I. Wardinski, and S. Gunnarson: *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **115**, 5111 (2018).
- 33) M. Korte, M. C. Brown, S. Panovska, and I. Wardinski: *Front. Earth Sci.*, **7**, Article no. 86 (2019).
- 34) J. E. T. Channell and L. Vigliotti: *Rev. Geophys.*, **57**, 709 (2019).
- 35) A. J. Biggin, G. H. M. A. Strik, and C. G. Langereis: *Earth, Planets Sp.*, **61**, 9 (2009).
- 36) Y. Yamamoto and H. Hoshi: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **167**, 118 (2008).
- 37) G. A. Paterson, L. Tauxe, A. J. Biggin, R. Shaar, and L. C. Jonestrask: *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, **15**, 1180 (2014).
- 38) G. Cromwell, L. Tauxe, H. Staudigel, and H. Ron: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **241**, 44 (2015).
- 39) 山本裕二, 綱川秀夫: *地学雑誌*, **114**, 161 (2005).
- 40) Y. Kitahara, Y. Yamamoto, M. Ohno, Y. Kuwahara, S. Kameda, and T. Hatakeyama: *Earth, Planets Sp.*, **70**, Article no. 79 (2018).
- 41) Y. Yamamoto and R. Yamaoka: *Front. Earth Sci.*, **6**, Article no. 48 (2018).

- 42) J. P. Valet, L. Meynadier, and Y. Guyodo.: *Nature*, **435**, 802 (2005).
- 43) T. Yamazaki and H. Oda: *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, **6**, Cite ID Q11H20 (2005).
- 44) J. E. T. Channell, C. Xuan, and D. A. Hodell: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **283**, 14 (2009).
- 45) L. B. Ziegler, C. G. Constable, C. L. Johnson, and L. Tauxe: *Geophysical Journal International*, **184**, 1069 (2011).
- 46) Q. Simon *et al.*: *Earth and Planetary Science Letters*, **482**, 510 (2018).
- 47) N. Mochizuki, H. Oda, O. Ishizuka, T. Yamazaki, and H. Tsunakawa: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **116**, Cite ID B06103 (2011).
- 48) Q. Simon, Y. Suganuma, M. Okada, and Y. Haneda: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **519**, 92 (2019).
- 49) J. E. T. Channell, B. S. Singer, and B. R. Jicha: *Quat. Sci. Rev.*, **228**, Article no. 106114 (2020).
- 50) T. Yamazaki and Y. Yamamoto: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **123**, 7305 (2018).
- 51) C. Ohneiser, G. Acton, J. E. T. Channell, G. S. Wilson, Y. Yamamoto, and T. Yamazaki: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **374**, 227 (2013).
- 52) J. E. T. Channell and L. Lanci: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **387**, 77 (2014).
- 53) T. Yamazaki, Y. Yamamoto, G. Acton, E. Guidry, and C. Richter: *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, **14**, 29 (2013).
- 54) Y. Yamamoto, T. Yamazaki, G. D. Acton, C. Richter, E. P. Guidry, and C. Ohneiser: *Geophys. J. Int.*, **196**, 694 (2014).
- 55) S. Panovska, C. G. Constable, and M. Korte: *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, **19**, 4757 (2018).
- 56) M. Sato *et al.*: *Earth, Planets Sp.*, **67**, Article no. 150 (2015).
- 57) C. Kato, M. Sato, Y. Yamamoto, H. Tsunakawa, and J. L. Kirschvink: *Earth, Planets Sp.*, **70**, Article no. 176 (2018).
- 58) H. Oda *et al.*, *Earth, Planets Sp.*, **68**, Article no. 179 (2016).
- 59) P. Voosen: *Science*, **368**, 354 (2020).
- 60) J. A. Tarduno *et al.*: *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **117**, 2309 (2020).

(2020年7月11日受理)

山本裕二 やまもと ゆうじ

平 9 東京工業大学理学部卒, 平 14 東京工業大学大学院理工学研究科地球惑星科学専攻博士後期課程修了, 同年 産業技術総合研究所特別研究員, 平 15 日本学術振興会特別研究員 PD, 平 18 日本学術振興会海外特別研究員, 平 19 高知大学海洋コア総合研究センター助教, 平 27 同准教授, 平 29 同教授, 現在に至る.
専門 古地磁気学、岩石磁気学 博士(理学)