

GSJ 地球をよく知り、地球と共生する 地質ニュース



ないと
騎士くん

あんも
杏桃ちゃん



5月号

-
- 111 地球磁場と地球進化と生命 小田啓邦
-
- 120 堆積物記録を用いた南海トラフ巨大地震発生履歴解明へのチャレンジ —東海沖における海底掘削調査—
池原 研・金松敏也・Kan-Hsi Hsiung・三浦伊織・奥津なつみ
-
- 125 熱磁化 (Js-T) 曲線カタログ 森尻理恵
-
- 136 地質標本館キッズページからやってきました
石井武政・正根寺幸子
-
- 141 新刊紹介「海底の支配者 底生生物
世界は『巣穴』で満ちている」

地球磁場と地球進化と生命

小田 啓邦¹⁾

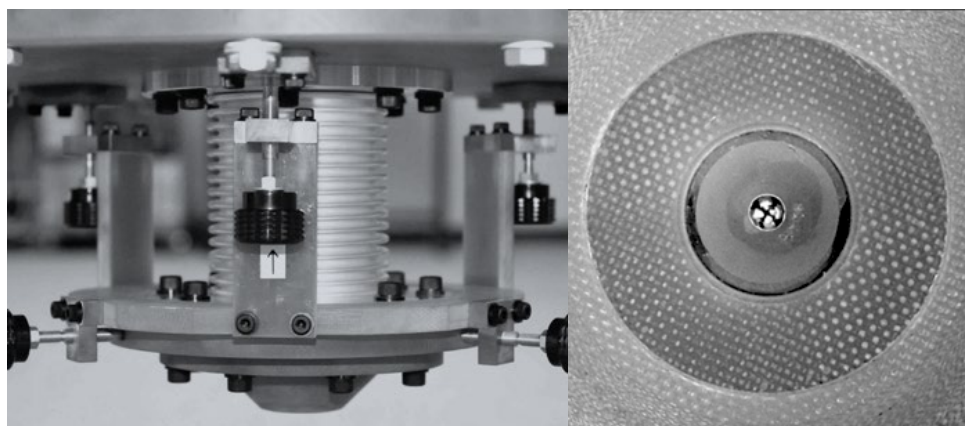
1. はじめに

現在の地球磁場は方位磁石のN極が北を指すことから北極がS極となる磁石(磁気双極子)で近似される。実際には、近似される磁気双極子の軸は地球の回転軸とは若干ずれており、その位置は年々変化している。また、過去に地球磁場の極性が何度も反転したことが知られている。地球磁場の極性が反転していることを発見したのは、フランスのBernard Brunhes(Brunhes, 1906)と日本の松山基範(Matuyama, 1929)である。最も新しい地球磁場逆転は約77万年前に起こったことが知られており、この地球磁場逆転以降の地質年代がチバニアン、房総半島千葉セクションが国際模式地(国際標準模式層断面とポイント: GSSP)となることが2020年1月17日に承認された(産業技術総合研究所, 2020)。

現在の地球は外側から地殻・マントル・核の層構造になっている。核は外核と内核から構成され、外核は液体、内核は固体の鉄を主成分とする導電性物質からなる。地球磁場は外核の流体鉄が対流運動を起こしながら電流と磁場がダイナミックに相互作用するダイナモ(発電機)として維持されていると考えられている。この複雑な物理現象は大型計算機でシミュレーションもされており、地磁気逆転現象なども再現されている(例えば Glatzmaiers and Roberts,

1995; Takahashi *et al.*, 2005)。

著者と共同研究者(以下、我々)は、科研費補助金などの支援により、地質試料が記録している微弱な過去の地球磁場の記録を高感度・高分解能で復元することを目的として、超伝導量子干渉素子(Superconducting Quantum Interference Device; SQUID)を用いた走査型 SQUID 磁気顕微鏡(第1図)を開発し(Kawai *et al.*, 2016; Oda *et al.*, 2016), 分析を行ってきた。走査型 SQUID 磁気顕微鏡では、液体ヘリウム温度(4.2 K)で超伝導を示すNbを用いた SQUID 素子を磁気センサーとして用いており、200 μm \times 200 μm の微小な検出コイルによって試料表面の微弱な表面磁場を分解能約100 μm で画像化できる。走査型 SQUID 磁気顕微鏡は半導体や超伝導物質の分析、機械部品の非破壊検査などにも用いられるが、我々の開発した装置は薄いサファイアウィンドウを用いて、SQUID 素子から約200 μm の距離で常温常圧に置いた試料を高感度・高分解能で分析することを可能にした。この装置を用いたこれまでの研究成果には、野島断層の断層岩(Fukuzawa *et al.*, 2017)、海底鉄マンガンクラスト(Noguchi *et al.*, 2017)、マントル起源の岩石(Pastore *et al.*, 2018)などがある。本報告では、地球創生期の地球磁場強度について最近我々が発表した研究(Tarduno *et al.*, 2020)と、その意味について最新の研究成果を交えながら紹介する。



第1図 産業技術総合研究所の走査型 SQUID 磁気顕微鏡の写真。左と右はそれぞれ、試料分析部を横および下から見たもの。右写真の中央にサファイアウィンドウ(開口部 直径3 mm, 厚さ40 μm)内部の SQUID センサと配線のための4つの電極が見える。

1) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

キーワード: 走査型 SQUID 磁気顕微鏡, 古地磁気, 地球磁場強度, ジャックヒルズ, ジルコン, 太陽風

2. 地球形成史と世界最古の鉱物粒子

太陽系における星間分子雲から地球・月の形成初期までの歴史は、主に隕石および地球・月の岩石の同位体研究によって明らかにされてきたが、これらは坂本(2000)によってわかりやすくまとめられている。まず、分子雲が45.7億年前に形成され、その後の微粒子形成を経て、45.63億年前に微惑星が形成された。さらに、45.58億年前に微惑星から原始惑星が形成され、45.55億年前には原始惑星から地球を含めた惑星が形成された。地球形成後、地表は天体衝突と放射壊変の熱で溶けてマグマオーシャンに覆われるようになった。その後、約45億年前に地球への巨大天体衝突によって月が形成され、地球はドロドロに熔融するとともに、鉄・ニッケルを主成分とする液体金属がコアとして分離したとされる。アポロ14号が持ち帰った岩石のジルコン粒子の同位体分析により、月の形成は45.1億年よりも前であると推定されている(Barboni *et al.*, 2017)。

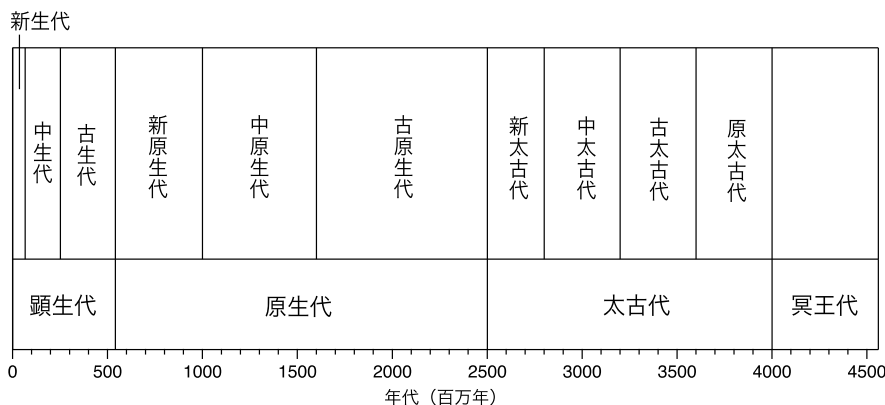
最近になって、マグマオーシャンで覆われた地球に巨大天体衝突が起こって月が形成されたシナリオについて、力学的にも矛盾が無いことが計算で示された(Hosono *et al.*, 2019)。地球大気が形成され始めたのは月形成直後の45億年前からであり、44.8億年前には大気成分元素の約80%が地球を覆っていたとされる(坂本, 2000)。さらに、月のクレーターの年代分布が約39億年前に集中していることから、この時代に月や地球を含む内惑星に多くの隕石が衝突したと考えられ、この時期が後期重爆撃期(Late Heavy Bombardment)と名付けられた。その後の研究により、隕石衝突頻度が39億年前に増加せずとも、月や地球ができてから隕石衝突の頻度が減少し続けることでも説明可能と示された(例えば Morbidelli *et al.*, 2018)。なお、

地質年代表では地球形成から40億年前までが非公式に冥王代(Hadean)とされている(第2図)。

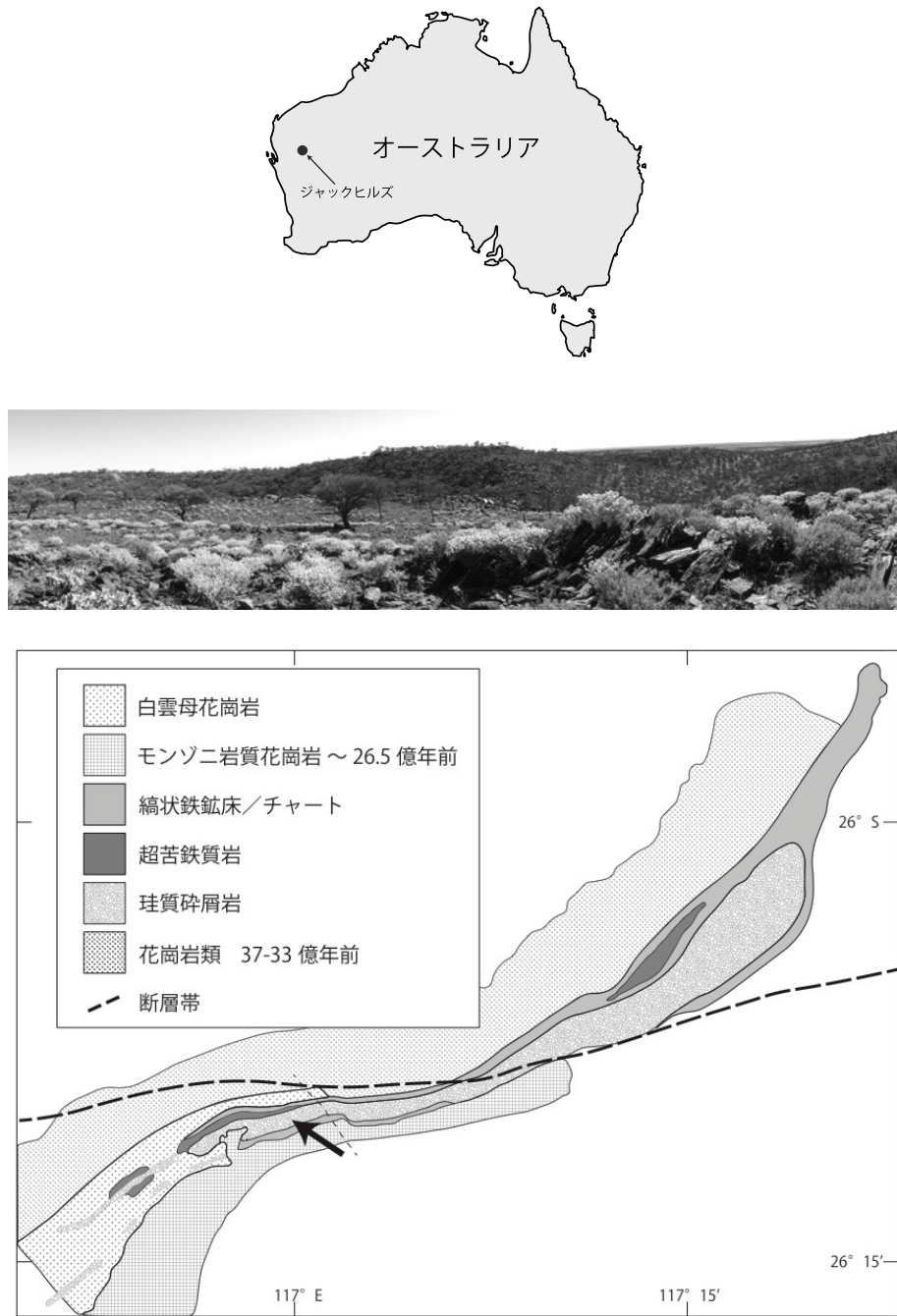
現在、地球上で最も古いとされる鉱物は、オーストラリア西部のジャックヒルズ(第3図)のジルコン結晶であり、そのうち最も古いものは約44億年前の年代を示すことが2001年に報告された(Wilde *et al.*, 2001)。また、このジルコン結晶の酸素同位体比から、約44億年前には地球上に大陸地殻と海が存在したとされた。ジルコン($ZrSiO_4$)はケイ酸塩鉱物の一種で、火成岩中に微小な結晶として広く産する風化変質に強い鉱物で、砂岩などの堆積岩にも広く見られる。ジルコンはウランに富み、鉛に乏しいので、ウラン・鉛法の放射年代測定が有効である。ウラン・鉛年代測定法は天然の放射性物質であるウランが崩壊して最終的に鉛となることを利用する。ウラン238(半減期約45億年)は鉛206に壊変し、ウラン235(半減期約7億年)は鉛207に壊変する。ジルコン結晶中の4種類の同位体を分析することでジルコンが形成されたときの年代推定が可能である。また、最初の鉛がゼロであるとして鉛同位体のみを使っても年代推定が可能である(鉛モデル年代; 坂本, 2000)。

3. 地球創生期の地球磁場強度

Tarduno *et al.* (2015)によってジャックヒルズのジルコン結晶を用いた過去の地球磁場の最初の研究が行われ、約42億年前から地球磁場が存在した可能性が示唆された。それまで約35億年前以降に発生したと考えられていた地球磁場が(Biggin *et al.*, 2011)、さらに約7億年過去に遡ったことになる。Tarduno *et al.* (2015)の結果に対して、その信頼性に疑問があるとの反論が示されたが、これについ



第2図 地質年代表. 国際地質科学連合(IUGS)の国際層序委員会(ICS)による国際年代層序表(v 2020/01)に基づく日本地質学会作成の日本語版による(http://www.geosociety.jp/uploads/fckeditor/name/ChronostratChart_jp.pdf 閲覧日: 2020年3月13日)



第3図 (上) 西オーストラリア、ジャックヒルズの位置を示した地図。(中) ジャックヒルズの露頭写真 (Tarduno 教授提供)。(下) ジャックヒルズ周辺の地質図。Cottrell *et al.* (2016) をもとに日本語に改変。矢印が Tarduno *et al.* (2015, 2020) による試料採取サイト。

では後に詳しく述べる。Tarduno *et al.* (2020) はジャックヒルズのジルコンから得られた地球磁場推定値が信頼できることを示し、約 42 億年前には地球磁場が存在した可能性が高いことを示した。以下に Tarduno *et al.* (2015) による初期の結果も含めて、地球磁場強度推定方法について述べる。

ジルコン結晶を用いた地球磁場強度推定のメリットは、結晶一粒ごとに地球磁場強度と年代を推定できることであ

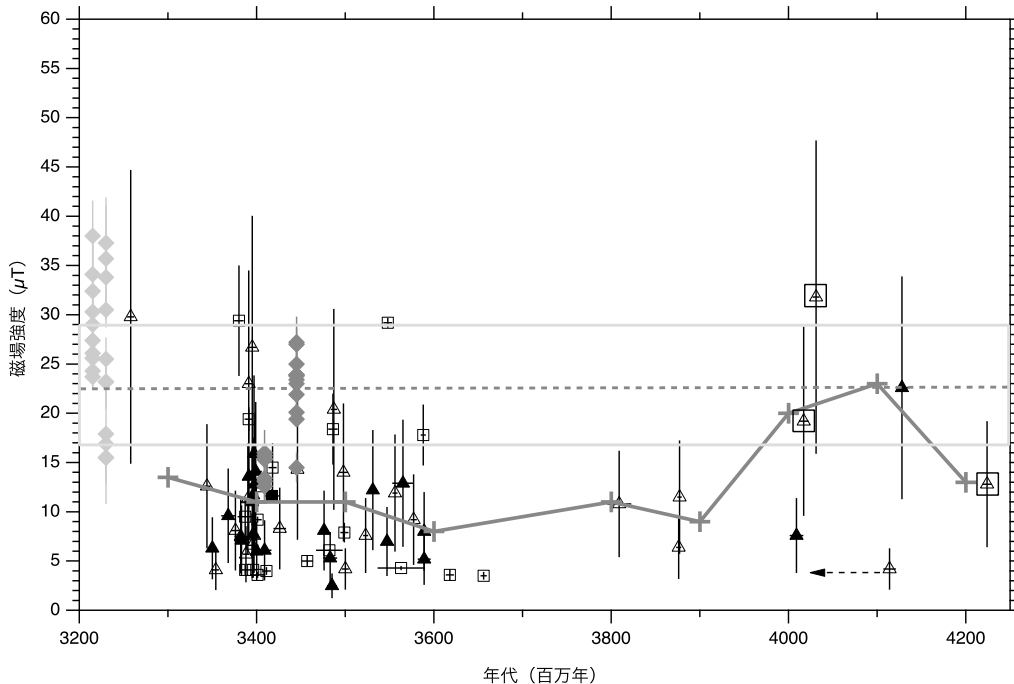
る。ジルコン結晶の年代値は既に述べたウラン・鉛年代測定法によって求める。岩石およびそれに含まれる鉱物は、岩石冷却時の地球磁場を記録している。これが自然残留磁化である。火成岩の場合は、その中に含まれる磁性鉱物がキュリー温度以下 (例えば磁鉄鉱 Fe_3O_4 の場合は $585\text{ }^{\circ}\text{C}$) になると、その時の地球磁場の方向が自然残留磁化として記録される。実際に磁場が記録される温度は、キュリー温度よりも低く、その温度は磁性鉱物の粒子サイズによって

異なる。より高温で記録される自然残留磁化が長期的に安定であり、後の加熱による変成作用などの影響を受けにくい。記録されている自然残留磁化から、当時の地球磁場の強さを推定することも可能である。岩石および鉱物が記録する残留磁化から形成時の地球磁場強度を求める基本原理としては、実験室無磁場中において一定温度で試料を加熱して失われた磁化を調べ、その後実験室の一定磁場中で試料を同じ温度で加熱して獲得された磁化を調べる。一定磁場中で獲得される磁化は磁場強度に比例すると仮定して、加熱で失われた自然残留磁化と実験室で獲得される磁化の比率から過去の地球磁場強度を推定することが可能である。

岩石の磁性は弱いため、SQUID センサーを用いた超伝導岩石磁力計によって分析する。本研究では、共同研究者の Tarduno 教授が所属するロチェスター大学の小口径型超伝導岩石磁力計と産業技術総合研究所の走査型 SQUID 磁気顕微鏡の 2 種類の高感度磁力計を用いた。一般的に岩石の自然残留磁化測定に使用される超伝導岩石磁力計の

ほとんどは 1 インチ径の岩石試料など比較的大きな試料の測定のためのものであるが、鉱物粒子 1 個の自然残留磁化強度を分析するには感度が十分でない。ロチェスター大学の保有する小口径型超伝導岩石磁力計の測定空間は直径 6.4 mm で検出コイルと試料の距離が近いために、ジルコン結晶など直径 1 mm 以下の微少試料を高感度で測定できる。残留磁化測定は XYZ 方向に配置された 3 つのピックアップコイルで同時に行われる。一方、走査型 SQUID 磁気顕微鏡は試料面に垂直上向きの磁場成分を検出するが、感度が 0.05 nT (ナノテスラ) 程度であり、石英ガラス板にジルコン結晶を埋め込んで、ジルコン結晶から 0.3 mm 程度離れたところで磁場のマッピングを行う。得られた磁場マップについて、最小自乗法で磁気双極子モデル磁場を当てはめ、ジルコン結晶の保持する磁気モーメント (方位と強度) を計算する。いずれの装置を用いた実験についても、加熱は CO₂ レーザー装置を用いた。

分析で得られた 42 ~ 32 億年前の地球磁場強度の推定値を第 4 図に示す。白と黒のシンボルが、それぞれ



第 4 図 約 42 億年前から 32 億年前までの鉱物結晶から得られた地球磁場強度変化を示した図。Tarduno *et al.* (2007, 2010, 2015, 2020) のデータから Tarduno *et al.* (2020) の図 8 を再構成。黒が Tarduno *et al.* (2020) による地球磁場推定値。黒三角が 565 °C での加熱、黒四角がテリエ法 (*) によるもの。白のシンボルが Tarduno *et al.* (2015) による地球磁場推定値。白三角が 565 °C での加熱、白四角がテリエ法によるもの。薄灰色と濃灰色のダイヤモンドは、それぞれ Tarduno *et al.* (2007) と Tarduno *et al.* (2010) による南アフリカのデータで赤道での磁場強度に換算してある。1 億年毎の移動平均値を灰色の大きなプラスで示す。三つの黒いボックスで囲んだ白抜き三角はリチウム分析によって信頼性が確保された試料で、黒矢印はリチウム分析によって加熱の影響が見られた試料。灰色の水平破線は過去 80 万年の赤道における平均磁場強度。エラーバーについては Tarduno *et al.* (2020) を参照のこと。
* テリエ法: 無磁場中での加熱、磁場中での加熱を、温度を段階的に上げながら複数回行い、残存自然残留磁化を縦軸、獲得熱残留磁化を横軸にとってデータを直線近似したときの傾きと実験室での磁場強度から過去の地球磁場強度を推定するもの。一回加熱による推定値よりも信頼性が高い。

Tarduno *et al.* (2015) と Tarduno *et al.* (2020) によってジャックヒルズのジルコン結晶から得られたデータを示す。また、南アフリカの岩石中鉱物から得られたデータも一緒に示してある。これら鉱物中に含まれる磁性鉱物が保持する地球磁場記録は、鉱物に包まれているために後の風化や変質に強いと考えられ、特に 30 億年以上前の試料について、単独の磁性鉱物を分析する場合よりも信頼性が高い地球磁場強度データが得られると考えられる。これらデータについて 1 億年毎に移動平均をとったものを灰色のプラスで示してある。42 億年前には現在の地球磁場の半分程度であった地球磁場強度が、41 ~ 40 億年前には現在の地球磁場程度となり、再び 39 ~ 33 億年前に現在の地球磁場の半分程度となり、その後長期にわたって同じ地球磁場強度で推移する。次に、ジャックヒルズのジルコン結晶から得られた地球磁場強度の信頼性について述べる。

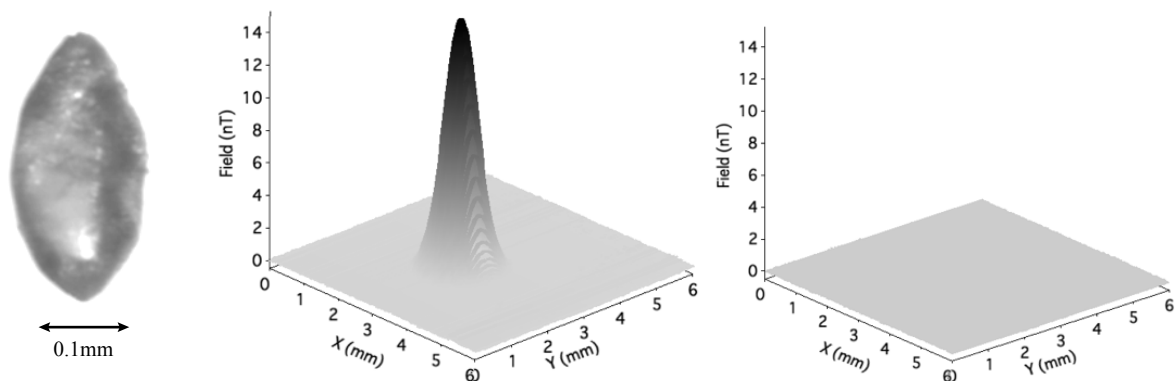
4. 地球磁場記録の信頼性確保

ジャックヒルズのジルコン結晶は約 26.5 億年前にモンゾニ岩質花崗岩(第 3 図下図)の貫入によって最高到達温度が 420-475 °C の熱変成作用を経験したとされる(例えば Rasmussen *et al.*, 2011)。また、上記以外にも何度か熱変成の影響を及ぼす火成活動があったことが知られている(例えば Weiss *et al.*, 2015)。Tarduno *et al.* (2015) がジャックヒルズのジルコン結晶を用いて求めた地球磁場強度データについて、Weiss *et al.* (2015) は様々な古地磁気フィールドテストを行い、ジルコン結晶に含まれる磁性鉱

物は後の熱変成作用(特に約 11 億年前の大規模火成活動)の影響を受けている可能性が高いとした。また、ジルコン粒子の表面と割れ目に沿って磁性鉱物が分布していること(Weiss *et al.*, 2018)、透過電子顕微鏡を用いて磁性鉱物と結晶欠陥の関係(Tang *et al.*, 2019)、などから Tarduno *et al.* (2015) の結果は磁性鉱物が二次的に生成した可能性が高く地球磁場強度推定値の信頼性が低いとされた。これに対して、地球磁場強度推定値が信頼できるものであることを示すために、Tarduno *et al.* (2020) ではいくつかの検証実験を行った。

ジャックヒルズのジルコン結晶(第 5 図左)は珪質碎屑岩(第 3 図下部)に含まれるが、堆積年代は 30.5 億年よりも若く 26.5 億年よりも古いとされている(Rasmussen *et al.*, 2010)。Tarduno *et al.* (2015) では石英に含まれるジルコン結晶から地球磁場強度の推定を行ったが、熱変成作用による石英中の二次的磁性鉱物の影響の可能性が指摘されていた。この可能性を排除するために、産総研の CO₂ レーザー加熱装置を用いて微弱な磁化を持つジルコン結晶とそれを取り囲んでいる石英を地球磁場程度の磁場中で 575 °C まで加熱し、走査型 SQUID 磁気顕微鏡で分析したところ、ジルコンは磁化され(第 5 図中央)、石英は磁化されなかった(第 5 図右)。これにより、ジルコン結晶を取り囲んでいる石英には検出可能な量の磁性鉱物が含まれないこと、ジルコン結晶が地球磁場程度の磁場を記録しうる磁性鉱物(磁鉄鉱)を含むことが確認できた。

また、ロチェスター大学で一つの石英に含まれる複数のジルコン結晶について 565-580 °C で分離できる自然残留磁化の方位を求めたところ、バラバラな方向を示した。こ



第 5 図 (左) ジャックヒルズの珪質碎屑岩から採取されたジルコン粒子の写真(Tarduno 教授提供)。(中央) ジルコン粒子、および(右) 隣接する石英粒子を石英ガラス板の凹みに固定して地球磁場程度の鉛直上向き磁場中で CO₂ レーザーを用いて 575 °C で加熱した試料を走査型 SQUID 磁気顕微鏡で分析した磁気マップを 3 次元表示したもの。センサと石英ガラス板表面の距離は約 240 μm。日本周辺の地球磁場は約 47000 nT。分析に用いたジルコン粒子は左の写真とは異なる。

のことは、この温度で記録されたジルコン結晶中に残る地球磁場は、ジャックヒルズの岩石が 26.5 億年前に経験したとされる変成作用による熱の影響を受けていないことを示唆する。一方で、100-400 °C で分離できる中低温成分の自然残留磁化方位は大円上に並ぶ結果となったが、このことは中低温成分が 26.5 億年前の加熱時の地球磁場逆転を記録している可能性を示唆する。

ジルコン結晶中のウランが放射壊変した原子核およびヘリウム原子核 (α 粒子) は、結晶に欠陥を作る (メタミクト化)。ジャックヒルズのジルコン結晶は古いため、特に含まれるウランが多い場合はジルコン結晶の結晶格子のダメージは大きい。このような結晶欠陥が結晶の表面に出た場合、熱変成作用に伴う熱水によってさらにダメージが広がって結晶内部まで熱水が浸入する。このため、Tarduno *et al.* (2015) では厳格な評価基準を設けてダメージを受けたジルコン結晶を排除した結果、ジルコン結晶全体の 2 % が分析すべき粒子として採択された。Tarduno *et al.* (2020) で新たに分析を行ったジルコン結晶も同じ評価基準で選んでいる。

特に、磁性鉱物の分布がジルコン結晶中の割れ目や結晶欠陥と関連している可能性について、光学顕微鏡、光学磁気顕微鏡、イオンビーム削剥と電子顕微鏡などを用いて観察し、ジルコン結晶中に安定な残留磁化を担う 200-300 nm の磁鉄鉱が分布すること、周辺の割れ目に鉄が分布しないことが確認された。さらに、磁気光学顕微鏡で確認された結晶内部の磁性鉱物をイオンビームで削剥後に電子顕微鏡で観察し、流体中に斜長石が存在すること、その斜長石に磁鉄鉱が含まれることが確認された。この流体の周囲に割れ目は存在しないため、これはジルコン結晶が成長したときのものであり、さらに斜長石中の磁鉄鉱はジルコン結晶ができたときのものであると思われる。

5. 地球磁場強度と地球中心核における対流運動

現在、地球のコアでは内核が成長しており、これが外核での対流のエネルギー源であると理解されている。鉄・ニッケルに富む内核の成長によってコアに含まれる軽元素 (珪素・硫黄・酸素など; Zhang *et al.*, 2016) が放出され、マントルに向かって上昇することで対流が生じる。この組成対流 (組成の違いによる密度差が原動力) と熱対流 (熱による密度差が原動力) が地磁気ダイナモのエネルギー源であると考えられている。

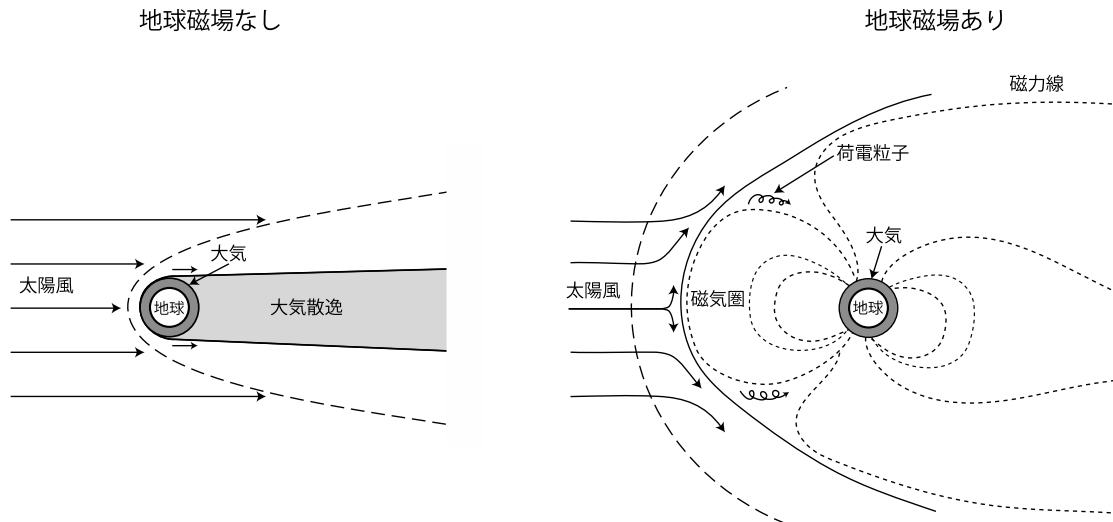
ところで、電気も熱も主に電子で運ばれるため、電気伝導度を知ることにより熱伝導度を知ることができる。

Ohta *et al.* (2016) はコアの温度・圧力条件での鉄の電気伝導度を実験によって求め、それから推定される熱伝導度から、内核が形成されたのは 7 億年前以降であると推定した。一方で、地球磁場記録から内核が形成されたのは 15 ~ 10 億年前頃 (Biggin *et al.*, 2015), あるいは 5.65 億年前以降 (Bono *et al.*, 2019) であるとされているが、後者は電気伝導度から推定された内核形成時期とよく一致している。

内核が形成される以前は内核成長に伴う組成対流が無いため、対流で供給される地磁気ダイナモのエネルギー源が小さい。しかし、特に月ができたときの巨大衝突直後の初期地球はコアの温度が高かったために、通常マントルに含まれるマグネシウムがコアに取り込まれ、その後地球全体が冷却されて酸化マグネシウムとしてコアからマントル下部に付け加わった可能性が示された (例えば Badro *et al.*, 2016)。彼らは、この酸化マグネシウムの上昇による組成対流が、内核形成される以前の流体核において地磁気ダイナモの大きなエネルギー源になったとしている。Tarduno *et al.* (2020) では、40 ~ 41 億年前に現在の地球磁場程度の磁場強度を示すことから、この頃の磁場発生メカニズムとして酸化マグネシウムの上昇に起因する組成対流が地磁気ダイナモの駆動力であった可能性を示唆した。また、その後長い間地球磁場強度が現在の地球磁場の半分程度と低めになっているのは、その後酸化マグネシウムの上昇が止まり、地磁気ダイナモの駆動エネルギーが低くなった可能性にも触れている。

6. 地球磁場による太陽風からの保護と生命活動

太陽からは高温の荷電粒子 (プラズマ) からなる太陽風が常時流れ出し地球まで到達しているが、現在の地球では地球磁場 (磁気圏) がこれら荷電粒子の地表への侵入を食い止めている (第 6 図)。地球磁場が無かったり弱かったりすると、高速の荷電粒子が地球大気に侵入して酸素や窒素などの大気分子が宇宙空間にはじき飛ばされて急速に失われるが、これを大気散逸と呼ぶ。大気散逸の程度は大気分子の種類によって異なるため、過去から現在までの地球磁場の状況によって惑星大気の組成も影響を受ける。現在の火星大気は 0.006 気圧とされているが、40 億年前の火星の大気は約 0.5 気圧以上の厚い大気で覆われていたとされている (Kurokawa *et al.*, 2017)。火星の質量は地球の約 10 分の 1 で、火星表面の重力は地球の 40 % なので、地球に比べると大気が宇宙空間に流出しやすい。さらに、ダイナモ作用による火星磁場は約 40 億年前には存在してい



第6図 太陽風による大気散逸の様子。左と右は、それぞれ地球磁場が存在しない状態（地球創世直後）と存在する状態（現在および地磁気ダイナモによる地磁場発生後）に対応する。

たとされるが (O'Rourke and Shim, 2019), 現在, 火星磁場は失われて火星表面の岩石が磁化しているのみである。このため, 太陽風の侵入による大気散逸が起こって, 火星大気圧が低くなっていると考えられている。

先述したとおり, 地球大気は約 45 億年前から形成され始めたとされる。Tarduno *et al.* (2020) により, 約 42 億年前には地球磁場が存在した可能性が高いことが示されたが, このことは当時から太陽風による大気散逸を地球磁場が防いでいたことになり, 現在の地球の大気組成に大きな影響を与えてきたことになる。また, 地球磁場は宇宙線粒子の侵入を防ぐことによって生命の維持に貢献している。さらに, 紫外線は成層圏のオゾン層で吸収されるが, 地球磁場は宇宙線粒子の侵入を防ぐことでオゾン層が破壊されることも防いでいる。最近, 約 40 億年前の生命の痕跡が報告されたが (Tashiro *et al.*, 2017), その頃から地球磁場が存在したことが, 生命の維持に大きな役割を果たしたであろうと推察される。

謝辞: なお, 本研究は, 日本学術振興会の外国人招聘研究者 (短期) (2017 年度) 「SQUID 顕微鏡を用いたジルコン単結晶による地球磁場強度の高信頼度推定」(ロチェスター大学 John Tarduno 教授) による支援を受けた。また, 分析に用いた SQUID 磁気顕微鏡は日本学術振興会の科学研究費補助金基盤研究 (A) (2013 ~ 2016 年度) 「SQUID 顕微鏡による惑星古磁場の先端的研究の開拓」による支援を受けて開発した。

文献

- Badro, J., Siebert, J. and Nimmo, F. (2016) An early geodynamo driven by exsolution of mantle components from Earth's core. *Nature*, **536**, 326–328, doi:10.1038/nature18594.
- Barboni, M., Boehnke, P., Keller, B., Kohl, I. E., Schoene, B., Young, E. D. and McKeegan, K. D. (2017) Early formation of the Moon 4.51 billion years ago. *Science Advances*, **3**, e1602365, doi:10.1126/sciadv.1602365.
- Biggin A. J., de Wit, M. J., Langereis, C. G., Zegers, T. E., Voûte, S., Dekkers, M. J. and Drost, K. (2011) Palaeomagnetism of Archaean rocks of the Onverwacht Group, Barberton Greenstone Belt (southern Africa) : Evidence for a stable and potentially reversing geomagnetic field at ca. 3.5 Ga. *Earth and Planetary Science Letters*, **302**, 314–328, doi:10.1016/j.epsl.2010.12.024.
- Biggin, A. J., Piispa, E. J., Pesonen, L. J., Holme, R., Paterson, G. A., Veikkolainen, T. and Tauxe, L. (2015) Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation. *Nature*, **526**, 245–248, doi:10.1038/nature15523.
- Bono, R.K., Tarduno, J.A., Nimmo, F and Cottrell, R. D. (2019) Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity. *Nature Geoscience*, **12**, 143–147, doi:10.1038/s41561-018-

- 0288-0.
- Brunhes, B. (1906) Recherches sur la direction de l'aimantation des roches volcaniques. *Journal de Physique Théorique et Appliquée*, 4ème série, 5, 705–724.
- Cottrell, R. D., Tarduno, J. A., Bono, R. K., Dare, M. S. and Mitra, G. (2016) The inverse microconglomerate test: Further evidence for the preservation of Hadean magnetizations in metasediments of the Jack Hills, Western Australia. *Geophysical Research Letters*, 43, 4215–4220, doi:10.1002/2016GL068150.
- Fukuzawa, T., Nakamura, N., Oda, H., Uehara, M. and Nagahama, H. (2017) Generation of billow-like wavy folds by fluidization at high temperature in nojima fault gouge: microscopic and rock magnetic perspectives. *Earth, Planets and Space*, 69, 54, doi:10.1186/s40623-016-0493-2.
- Glatzmaiers, G. and Roberts, P. (1995) A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 377, 203–209, doi:10.1038/377203a0.
- Hosono, N., Karato, S., Makino, J. and Saitoh, T. R. (2019) Terrestrial magma ocean origin of the Moon. *Nature Geoscience*, 12, 418–423, doi:10.1038/s41561-019-0354-2.
- Kawai, J., Oda, H., Fujihira, J., Miyamoto, M., Miyagi, I. and Sato, M. (2016) SQUID Microscope With Hollow-Structured Cryostat for Magnetic Field Imaging of Room Temperature Samples. *IEEE Transactions of Applied Superconductivity*, 26, 1–5, doi:10.1109/TASC.2016.2536751.
- Kurokawa, H., Kurosawa, K. and Usui, T. (2017) A lower limit of atmospheric pressure on early Mars inferred from nitrogen and argon isotopic compositions. *Icarus*, 299, 443–459, doi:10.1016/j.icarus.2017.08.020.
- Matuyama, M. (1929) On the direction of magnetization of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria. *Proceedings of the Imperial Academy (Tokyo)*, 5, 203–205.
- Morbidelli, A., Nesvorný, D., Laurenz, V., Marchi, S., Rubie, D. C., Elkins-Tanton, L., Wieczorek, M. and Jacobson, S. (2018) The timeline of the lunar bombardment: Revisited. *Icarus*, 305, 262–276, doi:10.1016/j.icarus.2017.12.046.
- Noguchi, A., Oda, H., Yamamoto, Y., Usui, A., Sato, M. and Kawai, J. (2017) Scanning SQUID microscopy of a ferromanganese crust from the northwestern Pacific: Submillimeter scale magnetostratigraphy as a new tool for age determination and mapping of environmental magnetic parameters. *Geophysical Research Letters*, 44, 5360–5367, doi:10.1002/2017GL073201.
- Oda, H., Kawai, J., Miyamoto, M., Miyagi, I., Sato, M., Noguchi, A., Yamamoto, Y., Fujihira, J., Natsuhara, N., Aramaki, Y., Masuda, T. and Xuan, C. (2016) Scanning SQUID microscope system for geological samples: system integration and initial evaluation. *Earth, Planets and Space*, 68, 179, doi:10.1186/s40623-016-0549-3.
- Ohta, K., Kuwayama, Y., Hirose, K., Shimizu, K. and Ohishi, Y. (2016) Experimental determination of the electrical resistivity of iron at Earth's core conditions. *Nature*, 534, 95–98, doi: 10.1038/nature17957.
- O'Rourke, J. and Shim, S. - H. (2019) Hydrogenation of the Martian Core by Hydrated Mantle Minerals With Implications for the Early Dynamo, *Journal of Geophysical Research - Planets*, 124, 3422–3441, doi: 10.1029/2019JE005950.
- Pastore, Z., McEnroe, S. A., ter Maat, G. W., Oda, H., Church, N. S. and Fumagalli, P. (2018) Mapping magnetic sources at the millimeter to micrometer scale in dunite and serpentinite by high-resolution magnetic microscopy. *Lithos*, 232, 174–190, doi:10.1016/j.lithos.2018.09.018.
- Rasmussen, B., Fletcher, I. R., Muhling, J. R. and Wilde, S. A. (2010) In situ U-Th-Pb geochronology of monazite and xenotime from the Jack Hills belt: Implications for the age of deposition and metamorphism of Hadean zircons. *Precambrian Research*, 180, 26–46, doi: 10.1016/j.precamres.2010.03.004.
- Rasmussen, B., Fletcher, I. R., Muhling, J. R., Gregory, C. J. and Wilde, S. A. (2011) Metamorphic replacement of mineral inclusions in detrital zircon from Jack Hills, Australia: Implications for the Hadean Earth. *Geology*, 39, 1143–1146, doi:10.1130/G32554.1.
- 産業技術総合研究所 (2020) 地層「千葉セクション」の I U G S (国際地質科学連合) における審査結果について.

https://www.aist.go.jp/aist_j/news/pr20200117_2.html
閲覧日：2020年3月13日。

- Takahashi, F., Matsushima, M. and Honkura, Y. (2005) Simulations of a Quasi-Taylor State Geomagnetic Field Including Polarity Reversals on the Earth Simulator. *Science*, **309**, 459–461, doi:10.1126/science.1111831.
- Tang, F., Richard J. M. Taylor, Josh F. Einsle, Cauê S. Borlina, Roger R. Fu, Benjamin P. Weiss, Helen M. Williams, Wyn Williams, Lesleis Nagy, Paul A. Midgley, Eduardo A. Lima, Elizabeth A. Bell, T. Mark Harrison, Ellen W. Alexander and Richard J. Harrison (2019) Secondary magnetite in ancient zircon precludes analysis of a Hadean geodynamo. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **116**, 407–412, doi:10.1073/pnas.1811074116.
- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Watkeys, M. K. and Bauch, D. (2007) Geomagnetic field strength 3.2 billion years ago recorded by single silicate crystals. *Nature*, **446**, 657–660, doi:10.1016/j.precamres.2010.03.004.
- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Watkeys, M. K., Hofmann, A., Doubrovine, P. V., Mamajek, E. E., Liu, D., Sibeck, D. G., Neukirch, L. P. and Usui, Y. (2010) Geodynamo, solar wind and magnetopause 3.45 billion years ago. *Science*, **327**, 1238–1240, doi:10.1126/science.1183445.
- Tarduno, J., Cottrell, R., Davis, W., Nimmo, F. and Bono, R. (2015) A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals. *Science*, **349**, 521–524, doi:10.1126/science.aaa9114.
- Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Bono, R. K., Oda, H., Davis, W. J., Fayek, M., van 't Erve, O., Nimmo, F., Huang, W., Thern, E. R., Fearn, S., Mitra, G., Smirnov, A. V. and Blackman, E. G. (2020) Paleomagnetism indicates that primary magnetite in zircon records a strong Hadean geodynamo. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **117**, 2309–2318, doi:10.1073/pnas.1916553117.
- Tashiro, T., Ishida, A., Hori, M., Igisu, M., Koike, M., Méjean, P., Takahata, N., Sano, Y. and Komiya, T. (2017) Early trace of life from 3.95 Ga sedimentary rocks in Labrador, Canada. *Nature*, **549**, 516–518, doi:10.1038/nature24019.
- Weiss, B. P., Maloof, A. C., Tailby, N., Ramezani, J., Fu, R., Hanus, V., Trail, D., Watson, E. B., Harrison, T. M., Bowring, S. A., Kirschvink, J. L., Swanson-Hysell, N. L. and Coe, R. S. (2015) Pervasive remagnetization of detrital zircon host rocks in the Jack Hills, Western Australia and implications for records of the early geodynamo. *Earth and Planetary Science Letters*, **430**, 115–128, doi:10.1016/j.epsl.2015.07.067.
- Weiss, B. P., Fu, R., Einsle, J.F., Glenn, D. R., Kehayias, P., Bell, E. A., Gelb, J., Araujo, J. F.D.F., Lima, E. A., Borlina, C. S., Boehnke, P., Johnstone, D. N., T. Mark Harrison, T. M., Harrison, R. J. and Walsworth, R. L. (2018) Secondary magnetic inclusions in detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia, and implications for the origin of the geodynamo. *Geology*, **46**, 427–430, doi:10.1130/G39938.1.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H. and Graham, C. M. (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, **409**, 175–178.
- 坂本尚義 (2000) 太陽系の年代学, 天文月報, **93**, 121–133.
- Zhang, Y., Sekine, T., He, H., Yu, Y., Liu, F. and Zhang, M. (2016) Experimental constraints on light elements in the Earth's outer core. *Scientific Reports*, **6**, 22473, doi:10.1038/srep22473.

ODA Hirokuni (2020) Geomagnetic Field, Evolution of Earth and Life.

(受付：2020年3月13日)

堆積物記録を用いた 南海トラフ巨大地震発生履歴解明へのチャレンジ — 東海沖における海底掘削調査 —

池原 研¹⁾・金松 敏也²⁾・Kan-Hsi Hsiung²⁾・三浦 伊織³⁾・奥津 なつみ⁴⁾

1. はじめに

南海トラフは、フィリピン海プレートがユーラシアプレートに沈み込むプレート境界です。南海トラフに沿ってはプレート境界型地震が約 100～200 年の間隔で繰り返し発生してきました。政府の地震調査研究推進本部 (https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_kaiko/k_nankai/, 閲覧日: 2020 年 3 月 12 日) によれば、過去に南海トラフで発生した大地震は、その震源域の広がり方に多様性があり、南海地域における地震と東海地域における地震が同時に発生している場合と若干時間差(数年以内)を持って発生している場合があるとされます。さらに、東海地域の地震でも、御前崎より西側で断層のすべりが止まった場合と駿河湾の奥まですべりが広がった場合があり、震源域が異なることがあるとされています。そして、南海トラフ全体を一つの領域として考え、100～200 年で繰り返し地震が発生していると仮定した場合の地震発生確率は 30 年以内に 70～80% の高い値とされています。

上記のように歴史地震の記録から、東海地方の地震は他の南海トラフ沿いの地域とは異なる間隔で発生していたと考えられます。一方で、東海沖から遠州灘の海域の海底下には沈み込んだリッジ(海底の長く続く高まり)が存在し(Kodaira *et al.*, 2003), この影響で地震の発生が抑制されているという考えもあります。しかし、確認されている南海トラフ沿いの歴史地震は、東海沖から遠州灘の地域と他の南海トラフ沿いの地域で地震の発生間隔に違いがあるかどうかを統計的に検討するには数が少ないのが現状です。一方、東海沖から遠州灘の海域においては、海底堆積物中に過去の南海トラフ沿いの地震がタービダイトとして記録されているとされていました(池原, 2001)。池原(2001)の堆積物記録は過去 2000 年程度までのものですが、より長い堆積物試料を採取できれば、より長期にわ

たる、統計的に検討することが可能な数の地震発生間隔を知ることが期待できます。このため私たちは、海洋研究開発機構(JAMSTEC)の地球深部探査船「ちきゅう」を用いて、海底堆積物の掘削を行いました。ここでは、プレス発表した速報(https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2020/pr20200129/pr20200129.html あるいは http://www.jamstec.go.jp/j/about/press_release/20200129, 閲覧日: 2020 年 3 月 16 日)に基づいて、その概要を紹介します。

2. 地震によって作られる堆積層：タービダイト

南海トラフ沿いのプレート境界型地震のような巨大地震では、海底にも大きな擾乱が生じます。2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震後のたくさんの調査結果は海底堆積物の再懸濁や再堆積が広い範囲で起きていたことを示しています(例えば、池原・宇佐見, 2018)。また、巨大地震ではもっと規模の大きい海底地すべりが発生することもあることも知られています(例えば、原口ほか, 2020)。このような海底堆積物の再懸濁や海底地すべりによって発生する混濁流(水に堆積物粒子が混ざることによって周囲よりも密度が大きくなった水塊がその密度によって重力的に斜面を下る流れ)から堆積したタービダイト(第 1 図)は過去の巨大地震発生の地質学的な証拠の一つとなります。したがって、地層中からタービダイトを見つけ出し、そのたまった年代を決めることで過去の地震の発生年代や間隔を知ることができます。ただし、タービダイトは地震による混濁流だけでなく、洪水や嵐の時の大波、急激な堆積、海底での地下水の湧出、隕石の衝突など起源の混濁流からも形成されますので、見つけれられたタービダイトの起源に関する検討が大事になります。また、形成されたタービダイトが地層として残されるためには、海底に棲む底生生物の

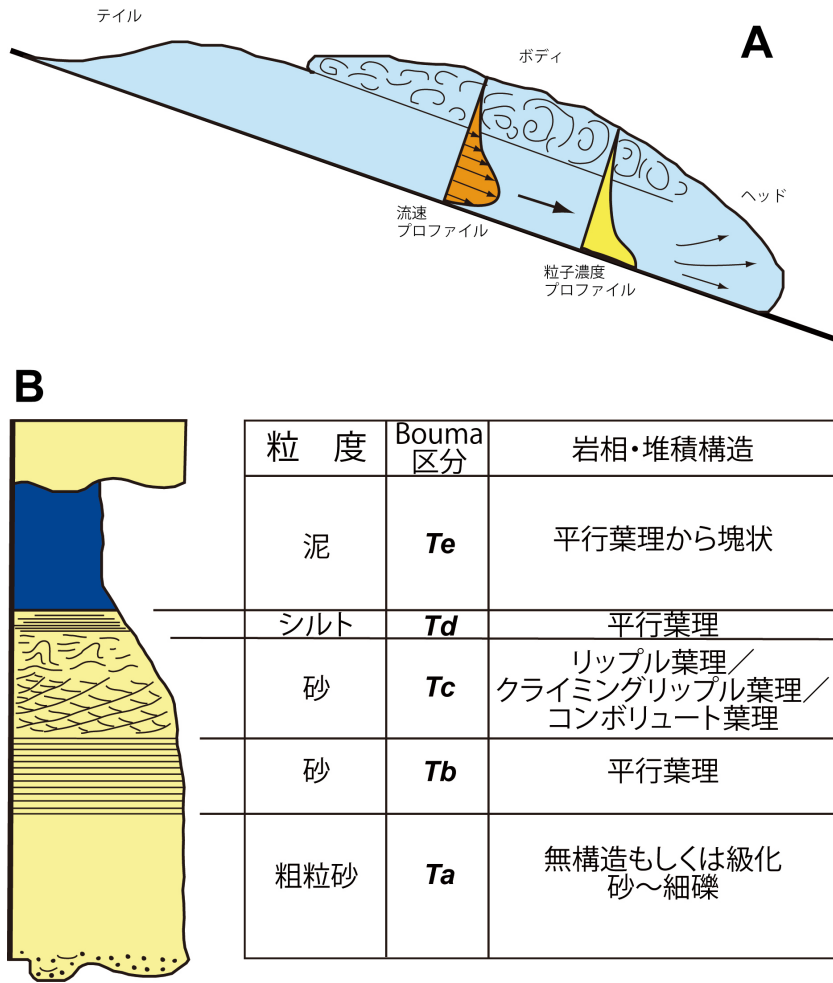
1) 産総研 地質調査総合センター地質情報研究部門

2) 海洋研究開発機構 海域地震火山部門

3) 東京大学 新領域創成科学研究科

4) 海洋研究開発機構 研究プラットフォーム運用開発部門

キーワード: 地震, 南海トラフ, タービダイト, 海底掘削, SCORE



第1図 混濁流 (A) とタービダイト (B)。典型的なタービダイトは砂質であるが、地震性タービダイトでは泥質なものも多い。Aは Pickering and Hiscott (2016) を、Bは Bouma (1962) を参考に作図した。

活動でタービダイトが壊されないことも必要で、このためには地震間の通常時に堆積物が連続してできるだけ早い速度で溜まることも重要になります。さらに、過去の地震の履歴を知ることから、過去の巨大地震の度にタービダイトが形成される場であるということがとても大事になります。このような点に留意しつつ、世界中の海や湖でタービダイトを用いた過去の地震履歴の検討(タービダイト古地震学)が進められています (Strasser *et al.*, 2015)。

3. 「ちきゅう」による掘削プロポーザル作成と審査

通常の海洋地質調査航海もそうですが、「ちきゅう」による海底掘削となるとさらに膨大なお金が必要になります。幸い日本地球掘削科学コンソーシアム (J-DESC) と JAMSTEC は「ちきゅう」を使った表層科学掘削プログラム (Chikyu Shallow Core Program: SCORE) を協働で推進しています。SCORE では、J-DESC 会員からの掘削提案がその科学的意義などについての審査を受け、優れた提案と

認められたものの実施が JAMSTEC に推薦されます。さらに、推薦された掘削提案の中から「ちきゅう」の年次運用計画に支障をきたさない実施可能なものが JAMSTEC により選定されて実施に至ります。そこで私たちは、このプログラムを利用した掘削の実行を考え、掘削提案の作成にあたりました。

SCORE の掘削提案は、以下の3つの条件を満たすことが必要になります。1) 学術研究を目的とした科学掘削提案であること、2) 海底表層(海底下 100 m 程度まで)のピストンコアリングによる海底面目視を行わないコア採取であり、数日程度の範囲で実施が可能な内容であること、3) 掘削サイトの事前調査データとして、海底地形図及び反射法地震探査(シングルチャンネル可)データ 1 本以上を含むこと。そして掘削提案書には、科学目的、掘削希望サイトの情報、コア採取と研究計画、国際海洋科学掘削計画 (International Ocean Discovery Program : IODP) の科学計画における対応項目を示す必要があります。私たちの場合の科学目的は「はじめに」で示した通りですが、これ

を可能にする掘削地点を決めることが重要です。私たちはこれまでの調査結果を踏まえて、地震起源のタービダイトが地震の度に堆積し、保存され、地震以外の起源のタービダイトがないという観点から堆積物の採取地点を慎重に検討し、正・副の2つの掘削候補地点を選びました。さらに、どのようにコアを採って、採れたコアについてどのような研究を行うかを検討しました。ここでは、どのくらいの深度まで掘削を行うと、どのくらいの年代の堆積物までが回収できるかをこれまでの表層堆積物の分析結果から推定しました。そして、正の候補地点では海底下95 mまで、副の候補地点では80 mまでの掘削を提案することとしました。次に、予想される年代までの堆積物について如何に詳細な堆積年代の推定を行うか、手法を含めて検討を重ねました。

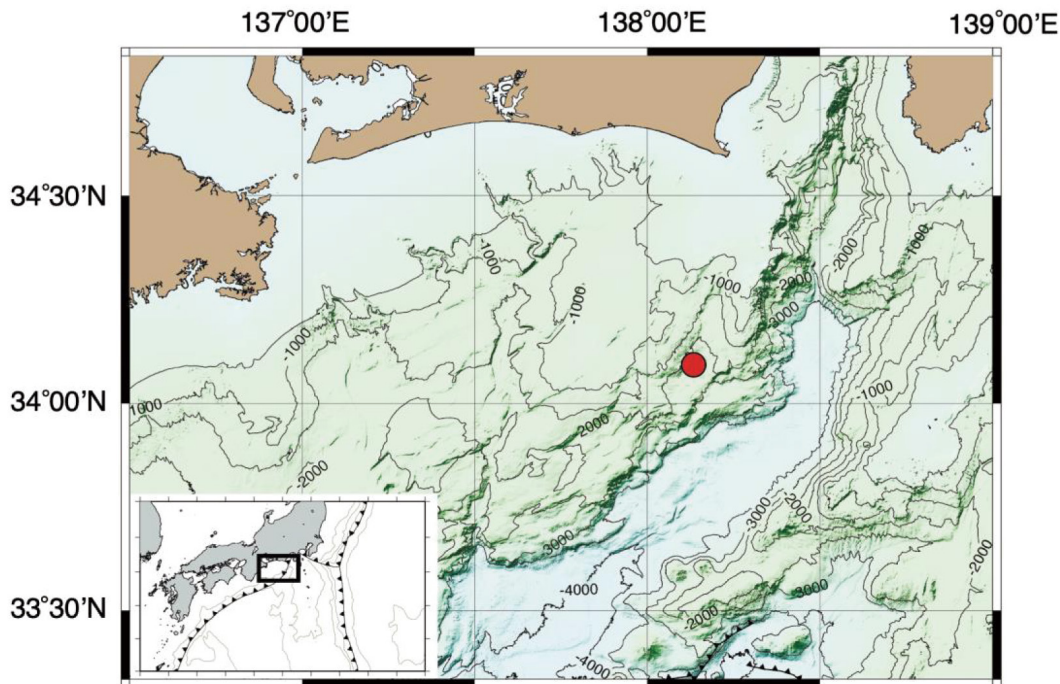
そのようにして提出された私たちの掘削提案は、J-DESCのIODP 部会科学推進専門部会で審査され、科学的に曖昧な点や事前調査データの追加や解釈のやり直し、分析手法の詳細の記述の追加などの修正を行った後、無事に審査を通過することができました。

4. 「ちきゅう」による掘削結果の概要

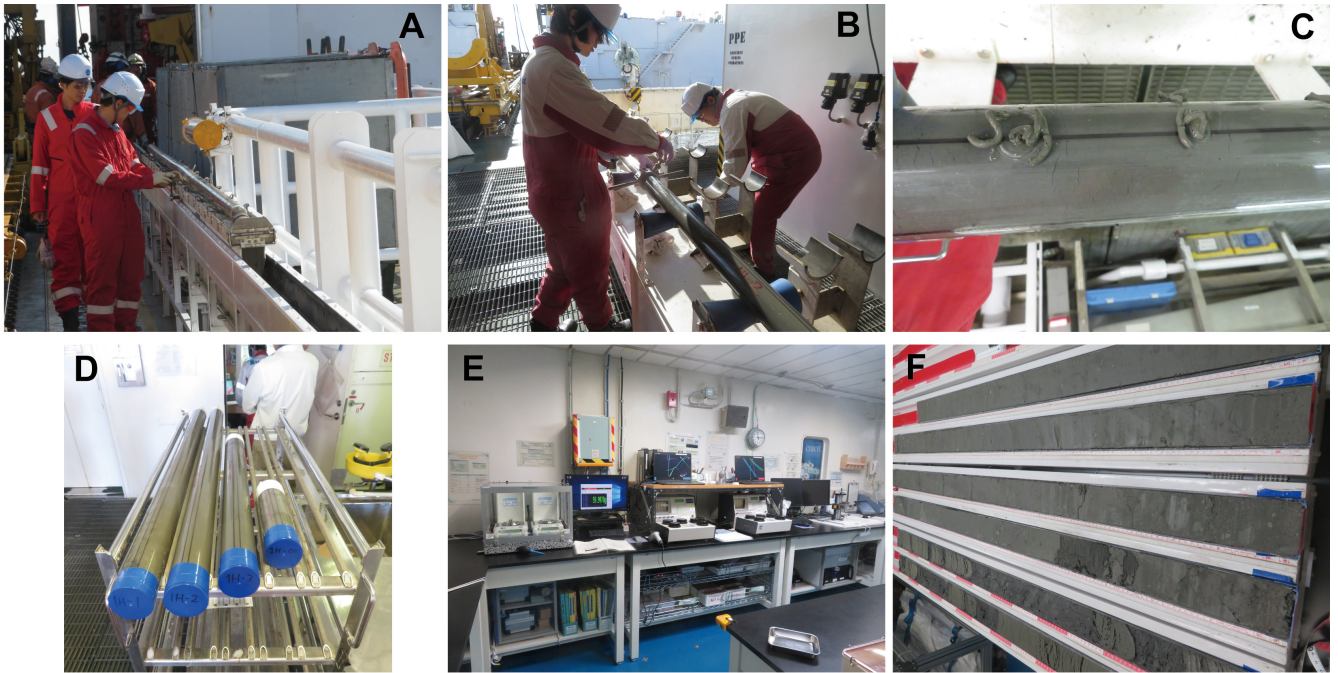
「ちきゅう」による掘削は、2020年1月に実施されました。年明け早々の1月5日に静岡県清水港を出港した

「ちきゅう」は翌日から東海沖の水深2414 mの凹地の掘削提案地点(第2図)で掘削作業を始めました。掘削では、一回に9.5 mの長さの試料(これを単位としてコアと呼びます)が採取できます。これを何度も繰り返すことで、長い試料が採取できます。1回に採取されたコアは、キャットウォークと呼ばれる場所に持ち込まれ、ラボテクニシャンの方々によって1 m毎に分割されます(第3図A~C)。堆積物も海底下深くなってくると、上にあった堆積物や海水による上載圧から解放されるので伸びようとしています。コアが伸びてくるのを防ぐために圧力解放用の穴をライナーに開けますが、その穴からは堆積物がニュルニュルと出てくることがあります。1 m毎のセクションに分割されたコアはその後、エックス線CT装置による撮影、マルチセンサコアロガーによる非破壊物性測定の後、半割されて研究用(ワーキング)ハーフと保存用(アーカイブ)ハーフに分けられます。今回船上では、研究用ハーフから物性測定用の試料を1コアあたり1~2個採取して、含水率、乾燥密度、粒子密度、間隙率、間隙比の測定ならびに1~2層準での貫入強度の測定を行いました。保存用ハーフでは、半割面のデジタルイメージの取得の後、1 mに分割されたセクション毎の肉眼記載と主要な岩相の組成確認のためのスミアスライドの作成とその検鏡、古地磁気測定を行いました(第3図D~F)。

今回の掘削では、海底下80 m以上の地層を掘り抜く



第2図 掘削地点の位置。プレスリリース資料 (https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2020/pr20200129/pr20200129.html あるいは http://www.jamstec.go.jp/j/about/press_release/20200129, 閲覧日: 2020年3月16日) から転載。



第3図 船上作業の様子。A：コアが上がってきた。B：1 m 毎への分割作業。C：コアライナー内の圧力解放用の穴から出てくる堆積物。D：1 m 毎のセクションに分割されたコア。E：物性測定ラボ。F：肉眼記載用テーブルに展開されたコア。

ことができました。そして、その上部の約 40 m の堆積層にはたくさんのタービダイトが認められました(第 4 図)。同じ凹地から採取された表層堆積物コアの堆積速度は約 1m/ 千年です(池原, 2001; Omura *et al.*, 2012) ので、約 40 m の堆積層がたまるには 4 ~ 5 万年がかかる計算になります。この約 40 m の堆積層に挟在するタービダイトの枚数を船上での肉眼観察の結果から数えると、約 200 枚ありました。単純に割り算すると、平均的なタービダイトの堆積間隔は約 200 年になります。堆積層の堆積年代やタービダイトの枚数は今後の分析によって変わる可能性はありますが、地震性と考えられるタービダイトを 4 ~ 5 万年もの期間に渡って連続的に採取できたのは初めてと言えます。また、このような連続的で未攪乱の堆積物コアの取得は、「ちきゅう」の水圧式ピストンコアリングシステムの技術により成し得たものと言えます。

5. おわりに

SCORE のもとでの「ちきゅう」による掘削により、4 ~ 5 万年間という十分に長い期間についてタービダイトの堆積間隔を検討できる試料を得ることができました。今後は、採取された試料の堆積年代を決定し、タービダイトの堆積間隔を詳細に検討していく予定です。これにより南海トラフの巨大地震の姿を少しでも解明できればと考えています。また、今回の掘削で「ちきゅう」による掘削コア

がタービダイト古地震学にも非常に役に立つことがわかりました。南海トラフ沿いの別の場所での掘削は、南海トラフのセグメント間での地震発生様式の違いに関する情報を提供してくれるかもしれません。今後是非、継続して研究すべき課題と考えられます。

この掘削を行うにあたり、以下に挙げる多くの人の支援を受けました。深く感謝いたします。

掘削提案プロポーネント(筆者ら以外)の芦 寿一郎氏、小平秀一氏、荒井晃作氏。J-DESC IODP 部会科学推進専門部会の皆様、提案書の査読者の方々。JAMSTEC 研究プラットフォーム運用開発部門の皆様、J-DESC の皆様。「ちきゅう」C912 航海の船長をはじめとする船員、掘削技術者、ラボテクニシャン、乗船研究者の皆様。

文 献

- Bouma, A. H. (1962) Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- 原口 強・池原 研・柳澤英明 (2020) 講座「海底地すべりと津波」2. 国内外で発生した海底地すべりと津波の被災事例. 地盤工学会誌 (印刷中).
- 池原 研 (2001) 深海底タービダイトを用いた南海トラフ東部における地震発生間隔の推定. 地学雑誌,



第4図 採取されたコアの例 (JAMSTEC による)。黒色部がタービダイト。左側の数字は海底からの深度 (m) を示す。プレスリリース 資料 (https://www.aist.go.jp/aist_j/press_release/pr2020/pr20200129/pr20200129.html あるいは http://www.jamstec.go.jp/j/about/press_release/20200129, 閲覧日: 2020年3月16日) から転載。

110, 471–478.

池原 研・宇佐見和子 (2018) 海底の地震・津波堆積物：巨大地震・津波による海底の擾乱と擾乱記録を用いた巨大地震・津波履歴の解明。シンセシオロジー, 11, 12–22.

Kodaira, S., Nakanishi, A., Park, J.-O., Ito, A., Tsuru, T. and Kaneda, Y. (2003) Cyclic ridge subduction at an inter-plate locked zone off central Japan. *Geophysical Research Letters*, 30, 1339.

Omura, A., Ikehara, K., Sugai, T., Shirai, M. and Ashi, J. (2012) Determination of the origin and processes of deposition of deep-sea sediments from the composition of contained organic matter: An example from two forearc basins on the landward flank of the Nankai Trough, Japan. *Sedimentary Geology*, 249–

250, 10–25.

Pickering, K. T. and Hiscott, R. N. (2016) *Deep Marine Systems: Processes, Deposits, Environments, Tectonics, and Sedimentation*. American Geophysical Union and Wiley, West Sussex, 657p.

Strasser, M., Cattaneo, A., Ikehara, K. and McHugh, C. (2015) Submarine paleoseismology: Using giant-piston coring within IODP to fill the gap in long-term records of great earthquakes – 16–18 July 2015, Zurich (Switzerland). *ECORD Newsletter*, 25, 24.

IKEHARA Ken, KANAMATSU Toshiya, HSIUNG Kan-Hsi, MIURA Io and OKUTSU Natsumi (2020) Challenge for decoding the sedimentary record of the past megathrust earthquakes along the eastern Nankai subduction zone -Preliminary report on SCORE drilling off Tokai.

(受付: 2020年3月31日)

熱磁化 (Js-T) 曲線カタログ

森尻 理恵¹⁾

1. はじめに

岩石の磁化の研究では、その磁化を担っている磁性鉱物の種類を同定します。磁性鉱物の同定には反射顕微鏡を使う方法もありますが、磁性鉱物の磁気的な反応を加熱・冷却実験により調べる方法がよく利用されています。その理由は、磁性鉱物の含有量がほかの鉱物に比べて少なく、粒子サイズが小さいものに磁性が強いものが多いためです。磁気的な反応のうち、例えばキュリー点(キュリー温度ともいう)などは磁性体に固有の値を持っています。しかしながら、実際に実験をしてみると、自然の鉱物が持つ磁気的な反応にはバリエーションがあり、そんなに単純なものではないことが分かります。例えば、密度、熱伝導率、電気抵抗など、ほぼ全ての物性は試料の大きさが変わっても変わりません。その一方で磁性体試料の性質は、岩石や堆積物の試料中の磁性鉱物の種類と含有量、さらに鉱物の大きさの影響を強く受けます。これが磁性分析の有利な点でもあり、同時に難しい点でもあります。

地球科学でも、新しい技術が生まれて、アプローチの仕方が変わっていき、今まで盛んにおこなわれていた手法があまり顧みられなくなることもあります。岩石試料の熱磁気分析も、日本では研究例が少なくなっていると思います。しかしながら、バリエーションが大きく、ある種の「経験値」に頼っていた部分も大きい地球科学の分野において、過去の例を集めておくのはあながち無駄なことでもないだろうと思いました。そこで、ここではいくつかの実験例をご紹介します。これは何だ?と思ったときに参照していただければ幸いです。なお、解釈等はその論文をそのまま引用しています。文献一覧もありますので、原論文に当たってみてください。

2. 基礎的なこと

熱磁気分析は、試料に強い磁場をかけると同時に、試料を加熱して磁化の変化を測定するものです。試料には磁場によって誘導された磁化(残留磁化ではない)が発生しており、それが加熱されるにしたがって変化していきます。

この変化を横軸に温度(T)、縦軸に飽和磁化強度(Js)を取ったグラフにします。そのグラフのパターンから、磁性鉱物を同定していきます。ここでは触れませんが、熱磁気分析だけでなく、磁気ヒステリシス曲線も同じ試料に対して測定されることも多く、合わせて磁性鉱物の同定に用いられています。

測定には磁気天秤(magnetic balance)や振動型磁力計(vibrating sample magnetometer)が用いられます。装置により異なりますが、だいたい100 mg程度以下の粉末状試料あるいは岩石片を1つの試料としてセットして、目的に応じて、空气中/真空中/不活性ガス中(例えばAr)のいずれかで行います。温度変化は5~15℃/分の範囲で行われることが多いです。一定の強い磁場中(機種によるが0.5 Tあるいは1.0 Tが多い)で加熱と冷却を行い、試料の飽和磁化強度(JsまたはMsと表記される)を測定します。岩石の磁化を担う典型的な磁性鉱物であるマグネタイトの存在が予想される場合、室温から700℃くらいまで加熱してまた室温に戻します。

測定結果としては、例えば蛇紋岩試料の場合には第1図のような磁化温度曲線(以下、Js-T曲線)が得られます。ここから、磁気的変化(キュリー点Tc、磁気的相変態点)、加熱による鉱物の化学変化(結晶構造の変化、酸化・還元反応(強磁性鉱物の生成・消失))などに着目し、含有磁性鉱物の推定を行っていきます。参考までに第2図に同じ試料の磁気ヒステリシス曲線を示します。

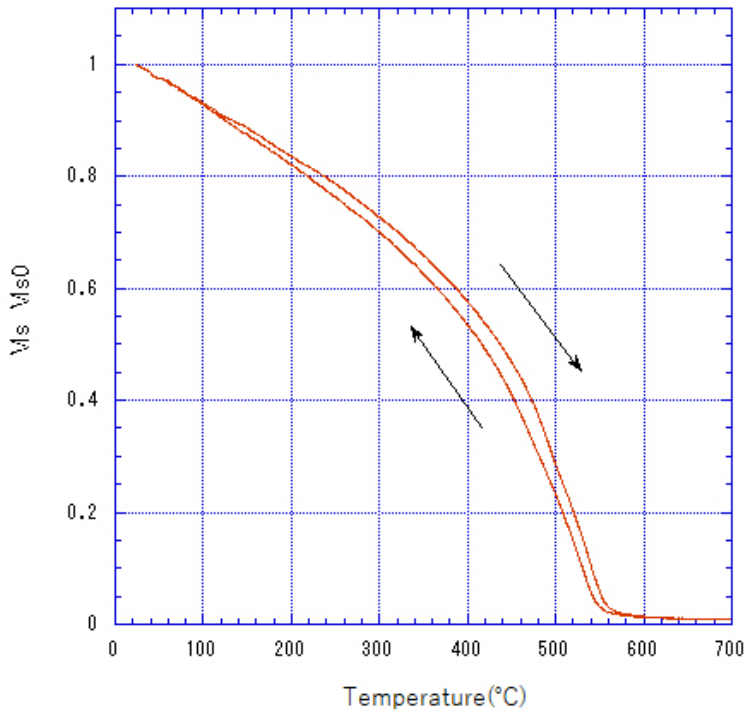
振動試料型磁力計は、磁場中に置いた試料を一定周波数、一定振幅で振動させ、試料の周辺に置いた検出コイルに誘起する起電力を測定します。起電力と磁化との関係式を基礎にして、試料の磁化を決定します。一方、磁気天秤とは磁性体の磁化の大きさを天秤の釣り合いによって測定する装置です。基本的には電磁石と電気炉を組み合わせた系に「天秤」もしくは「振り子」の機構を付け加えたもので、磁性体に働く力を計測することによって磁化を測定します。どちらの装置を使っても、同じように試料を加熱したり冷却したりして、温度変化に対する磁化強度を測定できます。

強磁性鉱物の多くは、ある温度になると強磁性を失い、

1) 産総研 地質調査総合センター地質情報基盤センター

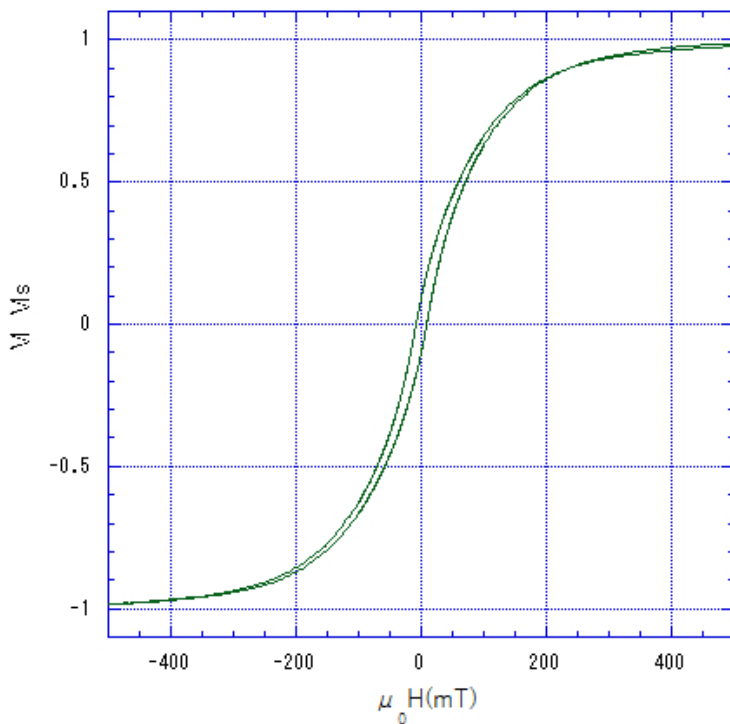
キーワード: 熱磁化曲線, 低温酸化, 高温酸化, 磁性鉱物

HAYACHINE 25



第1図 振動型磁力計を用いて真空中で加熱→冷却したJs-T曲線の例。試料は早池峰山の蛇紋岩。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度。森尻・中川 (2019)。

HAYACHINE 25



第2図 第1図と同じ試料の磁気ヒステリシス曲線。横軸はかけた磁場強度 (H)，縦軸は磁化強度 (M) を飽和磁化強度 (Ms) で標準化したもの。森尻・中川 (2019)。

常磁性体に相変態します。この温度をキュリー点(T_c)と呼びます。キュリー点は鉱物ごとに違いますから、鉱物の種類を決めるのには非常に有力な方法です。第1表に典型的な磁性鉱物のキュリー点と室温における飽和磁化強度を示します。

3. 解釈の基本

3.1 キュリー点

まず、Js-T曲線が得られたら、キュリー点を読み取ります。キュリー点の求め方はいろいろとやり方があります

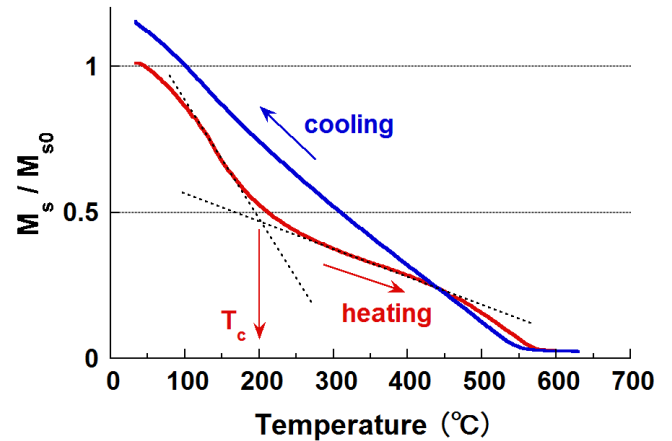
第1表 主な磁性鉱物のキュリー点と室温の飽和磁化強度.
鳥居 (2010) より.

鉱物名	組成	キュリー点 (°C)	室温飽和磁化強度 (Am ² /kg)
Hematite 赤鉄鉱	α -Fe ₂ O ₃	675	0.4
Maghemite 磁赤鉄鉱	γ -Fe ₂ O ₃	~600	70-80
Magnetite 磁鉄鉱	Fe ₃ O ₄	575-585	90-92
Pyrrhotite 磁硫鉄鉱	Fe ₇ S ₈	320	20
Greigite グレイサイト	Fe ₃ S ₄	380	59
Goethite 針鉄鉱	α -FeOOH	~117	<1

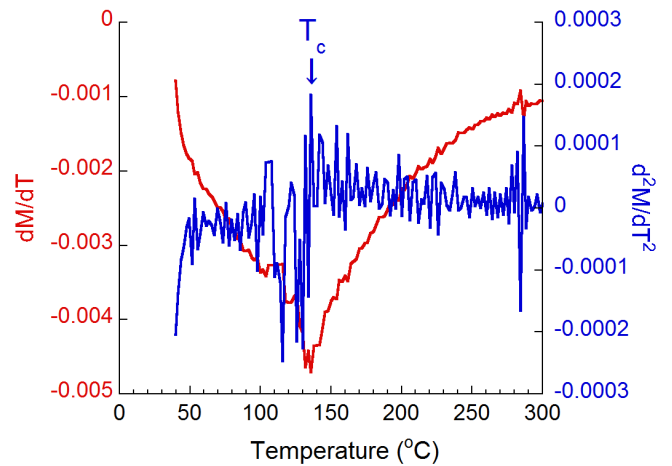
が、自然の岩石試料ではぴったりと一致しないことも多いです。

広く行われているのは Intersecting tangents method (Grommé *et al.*, 1969 ; Prévot *et al.*, 1983) と呼ばれているもの (第3図) です。これは Js-T 曲線で、急激に磁化が落ちるところについて、二本の接線の交わる場所を読み取るもので、“Graphical method” と呼ばれています。また、データがアナログ式ではなくデジタルで取得されるようになっていたので Differential method (Tauxe, 1998) という Js-T 曲線の最大曲率の点 = 二次微分の最大値の点を求めるやり方もあります (第4図)。ただし2回の微分によって測定データに含まれるノイズが大きく増幅されるため、数点の移動平均を取るなどしてデータを平滑化してから解析します。

キュリー点と同等に Js-T 曲線の解釈で重要なポイントは可逆性です。Js-T 曲線は加熱と冷却で1サイクルですので、このパターンを見ることによって、磁性鉱物を推定することができます。例えばマグネタイトであれば可逆的な曲線を描きます。ですから、キュリー点が 580 °C 付近で、真空中で加熱冷却を行ったときに可逆的な曲線が得られたら (例えば第1図) ほぼ、この試料の磁化を担っている鉱物はマグネタイトだと考えられます。また、真空中の実験で可逆的な Js-T 曲線が得られたけれども、キュリー点が 580 °C より低い時は、チタノマグネタイト (ウルボスピネルの割合が高いほどキュリー点が下がる) と考えてよいでしょう。チタノマグネタイト (Fe_{3-x}Ti_xO₄) は、マグネタイト (Fe₃O₄) とウルボスピネル (Fe₂TiO₄) の固溶体で、固溶体比 x とキュリー点の間には第5図のような関係が知られています。



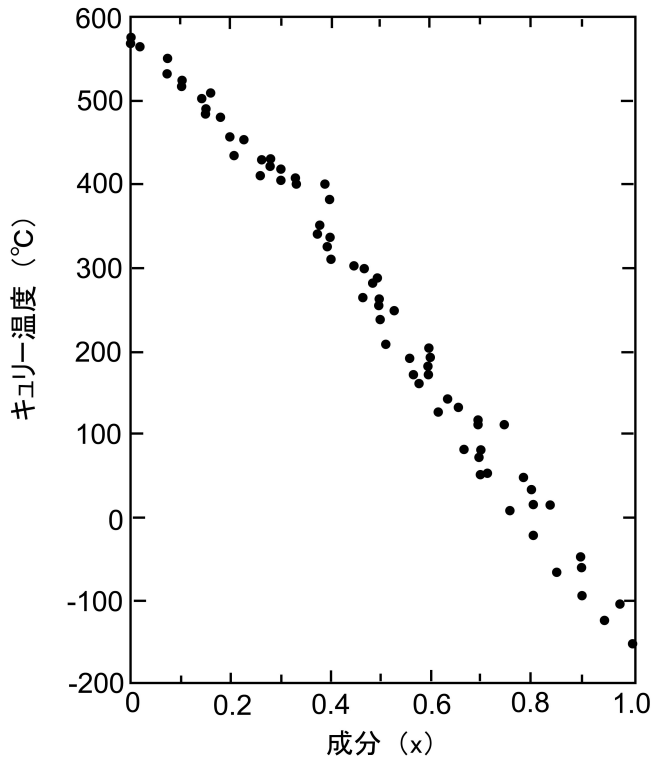
第3図 Intersecting tangents method による Tc 決定の例. 山本 (2010) より. 縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度. 横軸は温度.



第4図 Differential method による Tc 決定の例. 山本 (2010) より. 右の縦軸は飽和磁化強度の二次微分, 左の縦軸は飽和磁化強度の一次微分. 横軸は温度. 第3図と同じ測定データを用いており, 移動平均などは取っていない.

3.2 非可逆性

磁磁性鉱物の結晶構造を示す言い方に α 相 (ヘマタイト), β 相 (マグネタイト), γ 相 (マグヘマイト) があります。岩石磁気学の教科書 (例えば小嶋・小嶋, 1972) によると真空中の Js-T 曲線が可逆的であれば β 相を示します。空气中で加熱した場合は β 相 (Fe₃O₄) → α 相 (α Fe₂O₃) の反応が起きます。ただしヘマタイト (α Fe₂O₃) の飽和磁化強度はマグネタイト (Fe₃O₄) に比べて無視できるほど小さいので、室温に戻った時の飽和磁化強度は開始時のものより小さくなっています。また、チタノマグネタイトの場合、1つの岩石試料の中でも β 相の部分や粒子によって Ti の含有量が異なれば、キュリー点や飽和磁化強度 Js も異なります。



第5図 チタノマグネタイト ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$) の組成とキュリー点 (図中ではキュリー温度と表記) の関係 (河野 (1982) を改変). 山本 (2010) より.

陸上の火山岩などでは、形成時初期に高温状態(約 400 ~ 500 °C 以上)で酸化を受け(高温酸化)、 $x \leq 0.6$ のチタノマグネタイトが含まれることが多くなります。一方、海底玄武岩は形成時に急冷され高温酸化を受けないため、固溶体組成 $x = 0.6$ のチタノマグネタイトが含まれることが多くなります。室温における $x = 0.6$ のチタノマグネタイトの自発磁化はマグネタイトの約 1/4 です (山本, 2010)。

高温酸化はウルボスピネルと酸素が反応してイルメナイトとマグネタイトができる反応 ($6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 \rightarrow 6\text{FeTiO}_3 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$) です。この反応は結晶ができた直後の高温 (1000 °C ~ 500 °C) で起きます。高温酸化を受けると、Ti の少ないマグネタイトと、Ti の多いイルメナイトラメラに分かれます。常温のイルメナイトは磁性を持たないので、 β 相の Ti 量が少なくなります。その結果、高温酸化を既に受けているもの(イルメナイトのラメラを持つマグネタイト)は、受けていないものに比べてキュリー点も高く飽和磁化強度 (J_s) の値も大きくなるのです。

低温酸化は、酸化が 400 °C 程度より低温で進行して、 $\text{Fe}_{2+} \rightarrow \text{Fe}_{3+}$ という変化が起きる反応です。 γ 相 (マグヘマイト: $\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$ またはチタノマグヘマイト) が存在するということは、2 次的に酸化されている証拠になります。

ただし、Ti が少ない場合は、ほぼ可逆的な Js-T 曲線が得られます。典型的な例は、海底玄武岩です。

真空中で加熱して、非可逆的な Js-T 曲線が得られた場合は、まず γ 相 (マグヘマイトまたはチタノマグヘマイト) は真空中であっても高温で分解されるので、可逆的になりません。(b) マグヘマイトを空气中で加熱すると、分解され、酸化されてヘマイトになるので、これもまた可逆的になりません。(c) マグヘマイトとマグネタイトの混合体を真空中で加熱すると、マグヘマイトがキュリー点に達する前に分解されて γ 相のキュリー点は現れません。冷却時の飽和磁化強度はマグネタイトが増えるのでやや増加します。

さらに、実際の地質試料中では、 β 相 (マグネタイトおよびチタノマグネタイト) と γ 相 (マグヘマイトおよびチタノマグヘマイト) は、共存していることが多いです。真空中で加熱すると、加熱時のキュリー点よりも冷却時のキュリー点のほうが低く、途中まで加熱時より冷却時のほうが磁化が小さいという、特徴的な非可逆的な Js-T 曲線が得られます。小嶋・小嶋 (1972) によると、このような特徴は、 TiO_2 が 10 ~ 15 wt% 含まれる安山岩に典型的に見られるとしています。

4. Js-T カタログ

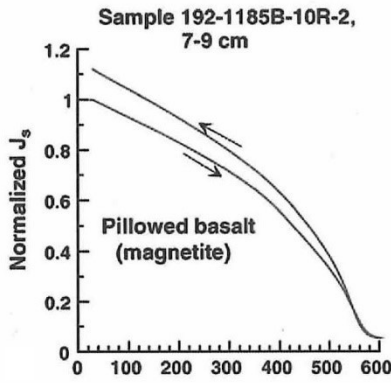
それでは、Js-T 曲線の例を見ていきましょう。

4.1 玄武岩

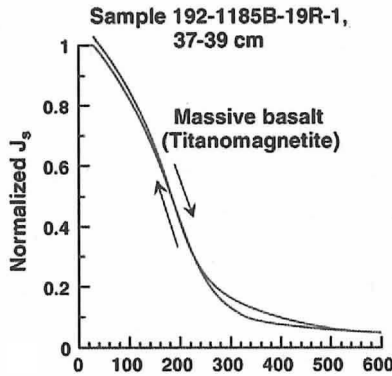
玄武岩に代表される火山岩の磁性を担っている磁性鉱物は、マグネタイトあるいはチタノマグネタイトが主なものです。マグネタイトあるいはチタンの少ないチタノマグネタイトの Js-T 曲線は、真空中の Js-T 曲線が可逆的で、キュリー点が 580 °C 付近を示します。また、チタンの多いチタノマグネタイトは可逆的な Js-T 曲線で、キュリー点が 580 °C より低くなります。第 6 図と第 7 図は南西太平洋のオントンジャワ海台から得られた玄武岩の例です。

第 8 図は小嶋・小嶋 (1972) にある模式図を示しますが、(a) は累帯構造がある場合で、最も高いキュリー点のみ決まります。(b) は石基と斑晶で組成が違う場合で、キュリー点も 2 つ現れます。

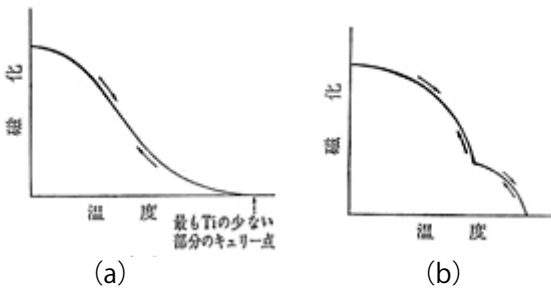
第 9 図は Yamazaki and Yamamoto (2014) の海山の玄武岩 (IODP Exp.330 の掘削試料) の例です。この論文では加熱と冷却の曲線の差にも注目しています。(a) は Ti が少ないチタノマグネタイト、(b) は Ti の量にバリエーションのあるチタノマグネタイト、(c) は化学量的にマグネタイト



第6図 南西太平洋のオントンジャワ海台で得られた枕状溶岩 (ODP Leg192 Site 1185B) の Js-T 曲線。真空中で加熱。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度 (°C)。キュリー点は 480 ~ 580 °C で、ほぼ可逆的な曲線になっている。よって Ti の少ないチタノマグネタイトと解釈された。Zhao *et al.* (2006) より。



第7図 南西太平洋のオントンジャワ海台で得られた緻密な玄武岩 (ODP Leg192 Site 1185B) の Js-T 曲線。真空中で加熱。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度 (°C)。キュリー点は 260 ~ 280 °C で、ほぼ可逆的な曲線になっている。よって Ti の多いチタノマグネタイトと解釈された。Zhao *et al.* (2006) より。



第8図 チタノマグネタイトの真空中 Js-T 曲線の模式図。縦軸は飽和磁化強度。横軸は温度。(a) 累帯構造のあるチタノマグネタイト、(b) 斑晶と石基で組成が違う場合。小嶋・小嶋 (1972) より。

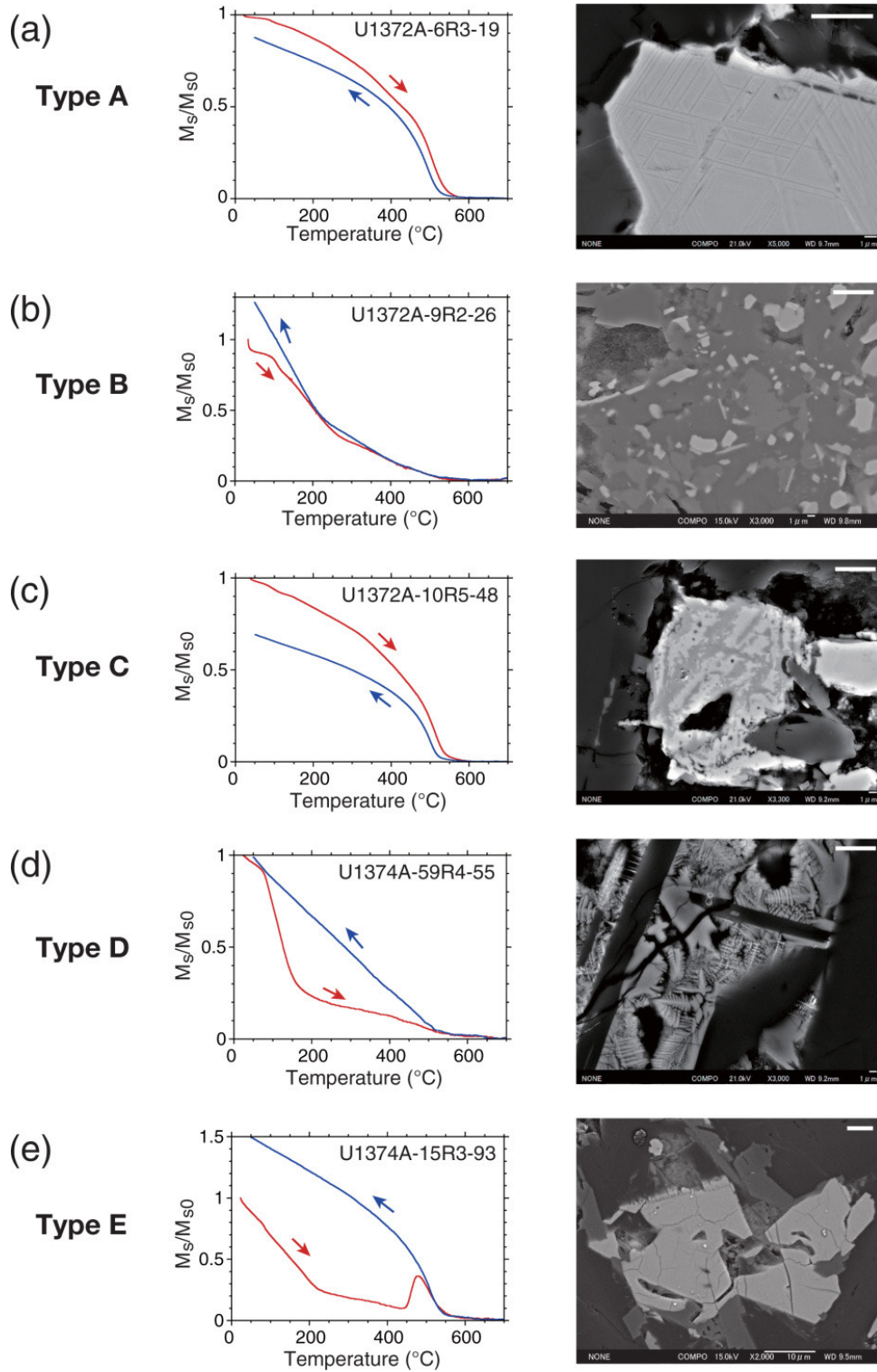
ト、(d) はチタノマグネタイト、(e) はチタノマグネタイトが低温酸化を受けてチタノマグヘマイトになった例、となっています。

第10図は Furuta *et al.* (1980) の海底玄武岩の例です。海底玄武岩は低温酸化を受けて、海嶺から離れると急激に磁化強度が小さくなるという観測結果を説明しています (河野, 1982)。

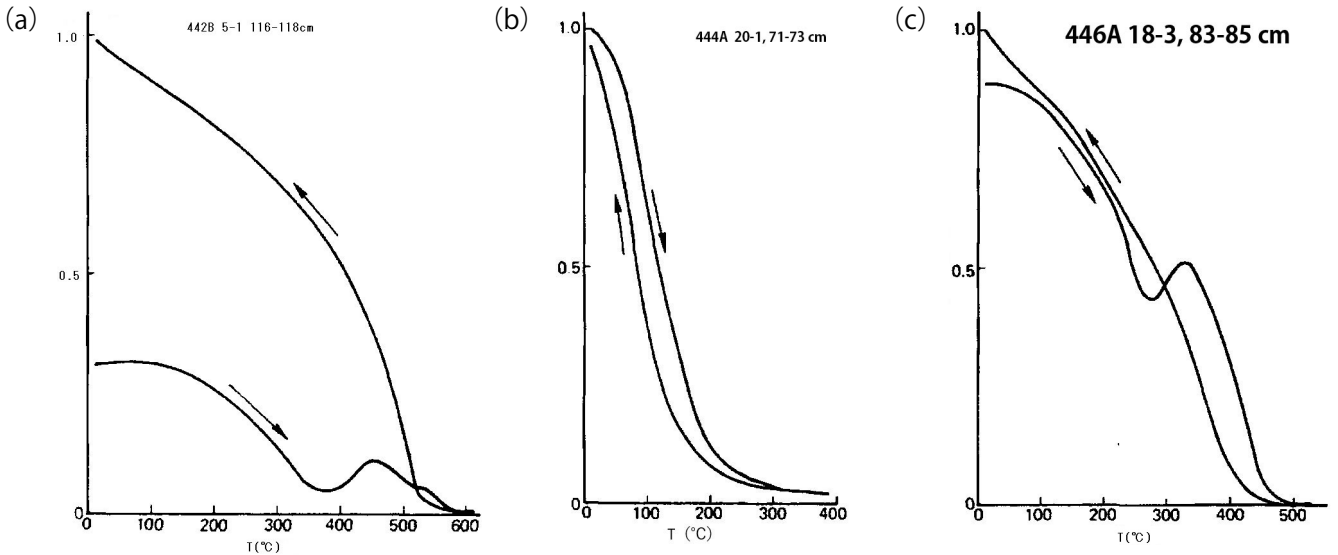
第10図 (a) に示されているように低温酸化を受けてチタノマグヘマイトになっている試料は真空中の加熱と冷却で非可逆的な曲線を描きます。加熱によってチタノマグヘマイトが還元されるので冷却時の飽和磁化強度 (Js) が加熱時に比べてずっと大きくなるという特徴があります。この非可逆性は海底玄武岩を陸上の玄武岩と区別する重要な指標となっています (河野, 1982)。(b) と (c) を見ると、同じサイトで得られた玄武岩でありながら、酸化されていなかったり、イルメナイトに富む高温酸化を受けていたり、組成や条件の違いで Js-T 曲線が大きく違ってきます。

4. 2 蛇紋岩, 流紋岩質溶結凝灰岩, 花崗閃緑岩

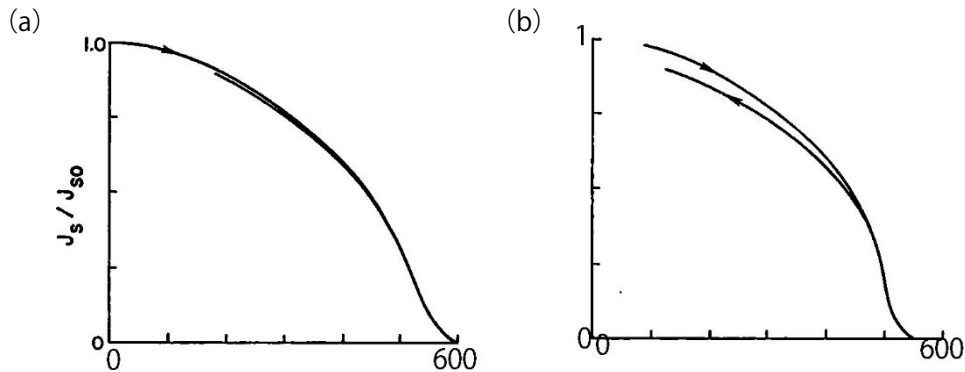
斑レイ岩が加水、加圧されて蛇紋岩になるとき、マグネタイトが生成されます。そのため、可逆性のある Js-T 曲線を得られることが多いです。第11図の (a) は典型的な例です。さらに、(b) に示されるように、冷却時の Js が少し小さくなるのは、磁性を帯びたクロム鉄鉱 (chrome ferrites, $Fe_{3-x}Cr_xO_x$) が混じっているせいだと解釈されています。第12図に γ 相の鉱物と β 相の鉱物の混在が考えられる Js-T 曲線を示します。このとき真空中で加熱をしているのですが、450 °C 付近で著しく真空度が低下しました。その状態はすぐに解消されましたが初めは何が起きたのかよくわかりませんでした。これは、蛇紋岩にしばしば含まれているブルース石 ($Mg(OH)_2$) が 450 °C 付近で脱水反応を起こしたのだらうと考えています。また第12図の実験では、同じ岩石片に2サイクルの加熱と冷却を行っています。2サイクル目は1サイクル目の冷却曲線と同じ線を可逆的にたどっています。1サイクル目で γ 相が熱で分解され、 β 相が残ったものと考えられます。 β 相の一部だけが低温酸化を受けて γ 相になっていることは、自然の岩石ではごく普通にみられる現象だからです。 γ 相は β 相のキュリー温度まで還元されずに存在することができるので、1回目の加熱曲線は γ 相のものだと考えられます。さらに、 γ 相のキュリー温度は β 相のものよりも高くなっています。2回目の加熱曲線で γ 相はすでに β 相に還元されてしまったので、可逆的な曲線になったと考えられます。この試料で β 相のキュリー温度はマグネタイトの



第9図 南太平洋 Louisville 海山列の Canopus 海山で得られた玄武岩 (Type A,B,C) と Rigil 海山で得られた玄武岩 (Type D,E) の Js-T 曲線 (左側) と SEM (scanning electron microscope) 画像 (右側)。Yamazaki and Yamamoto (2014) より。Js-T 曲線は真空中で測定。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度 (°C)。右側 SEM 画像中の横棒は 5 μm を示す。主たる磁性鉱物は、(a) Ti が少ないチタノマグネタイト。キュリー点は1つで 500 $^{\circ}\text{C}$ より高い。加熱と冷却の曲線の差は 30 % 以内。高温酸化を受けた。(チタノマグネタイト \rightarrow イルメナイトの離溶ラメラ + Ti の少ないマグネタイト) (b) Ti の量にバリエーションのあるチタノマグネタイト。2つ以上のキュリー点を低温から真中あたりを持つ。加熱と冷却の曲線の差は 30 % 以内。ラメラはない。(高温酸化を受けていない) (c) 化学量的にマグネタイト。キュリー点は1つで 500 $^{\circ}\text{C}$ より高い。加熱と冷却の曲線の差は 30 % より大きい。高温酸化を受けた。一部低温酸化も受けた。(d) チタノマグネタイト。2つのキュリー点を低温と高温に持つ。加熱と冷却の曲線の差は 30 % より大きい。樹状構造が見られる。溶岩の急速冷却。低温酸化は受けていない。(e) チタノマグネタイトが低温酸化を受けてチタノマグヘマイトになった。キュリー点は低温 (チタノマグヘマイト)。特徴的な磁化の増加が 400 ~ 500 $^{\circ}\text{C}$ に見られる (チタノマグヘマイトが真空中の加熱で分解した)。加熱と冷却の曲線の差はかなり大きい。ほとんどのチタノマグネタイトに収縮割れ目が見られる。かなり低温酸化を受けた。熱残留磁化 (TRM) が化学残留磁化 (CRM) に置き換わっている。



第10図 海底玄武岩 (DSBP Leg58 Hole442B) の Js-T 曲線. Furuta *et al.* (1980) より. 縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度. 横軸は温度 (°C). (a) 斜長石-単斜輝石サブオフィティック (subophitic) ドレライト (Hole442B sample5-1) の Js-T 曲線. 熱的に非可逆的. 低温酸化を受けている. キュリー点は加熱時 577 °C. 真空中で加熱. (b) 斜長石-かんらん石-単斜輝石オフィティック (ophitic) ドレライト (Hole444A sample20-1) の Js-T 曲線. 熱的にほぼ可逆的. 酸化していない. キュリー点は加熱時 577 °C. 真空中で加熱. (c) 斜長石-単斜輝石充填状組織玄武岩の Js-T 曲線. イルメナイトに富む (Hole446A sample18-3). 熱的に非可逆的. キュリー点は加熱時 577 °C. 真空中で加熱.



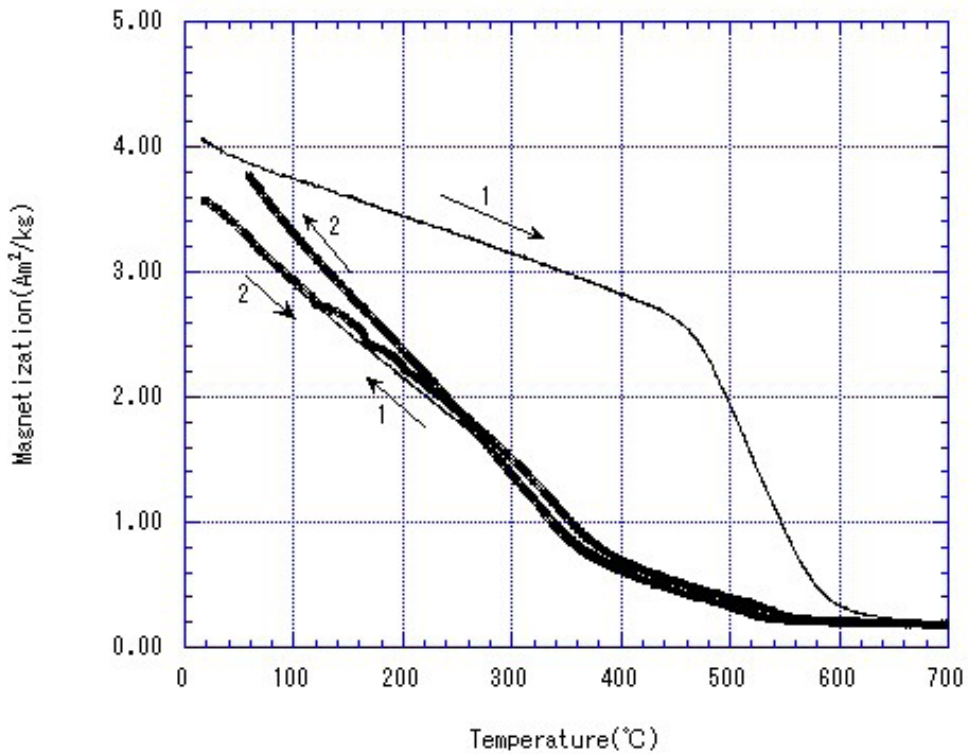
第11図 蛇紋岩 (Malenco serpentinite) の Js-T 曲線. Shive *et al.* (1988) より. 縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度. 横軸は温度 (°C). (a) キュリー点は1つで 570 °C. 磁性鉱物はマグネタイトと解釈される. 真空中で加熱. (b) キュリー点は1つで 525 °C. ほぼ可逆的だが冷却時の Js が少し小さい. 磁性鉱物は磁性を帯びたクロム鉄鉱 (Chrome ferrite) とマグネタイトと解釈される. 真空中で加熱.

理論値よりも低いので, 少量の Ti が含まれていた可能性があります. また, この γ 相の磁性を持った鉱物は, (チタノ) マグヘマイトと考えるのが一般的です. しかし, 蛇紋岩には磁性鉱物ではないクロム鉄鉱が含まれていることが多く, クロム鉄鉱をコーティングするようにフェリットクロミットという磁性を持った鉱物が存在することも知られています. この鉱物も γ 相なので, 両者が混在している可能性も否定できません.

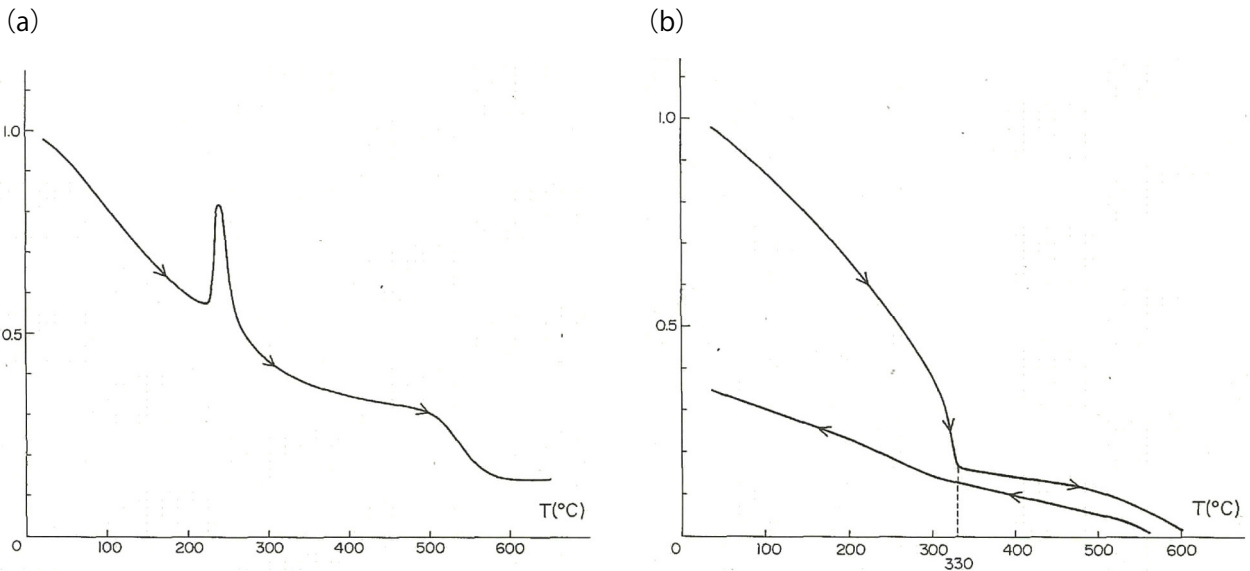
第13図はピロータイトを含む岩石の例です. (a) は

250 °C 付近に特徴的なカーブが表れています. 渡辺・服部 (1980) によると, 第14図のピロータイトの磁気的相関図 (Nagata, 1961) より, $\text{FeS}_{1.10}$ のピロータイトのパターンに相当すると判断されています. (b) はキュリー点より $\text{FeS}_{1.12}$ のピロータイトのパターンに相当すると判断されています. ピロータイトは FeS と $\text{FeS}_{1.14}=\text{Fe}_7\text{S}_8$ ($x=0.14$) の固溶体と考えられ, $0.11 > x > 0.09$ では限られた温度範囲で, $0.14 > x > 0.11$ では常温でフェリ磁性を示します (小嶋・小嶋, 1972).

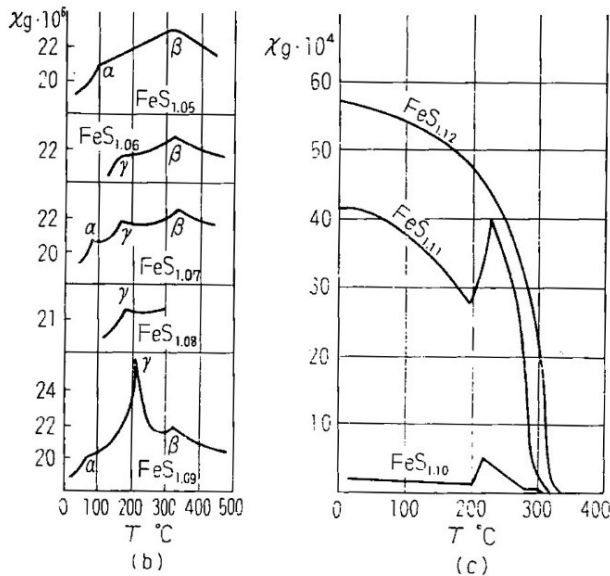
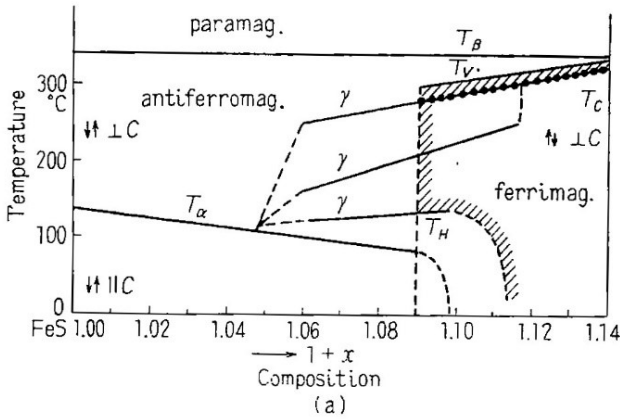
Ir54



第 12 図 蛇紋岩 (北海道岩内岳) の Js-T 曲線。森尻・中川 (2009) より。縦軸は飽和磁化強度 (Am^2/kg)。横軸は温度 ($^{\circ}\text{C}$)。キュリー点は 1 サイクル目で 585°C 。2 サイクル目で 550°C 。β 相 (マグネタイトあるいは Ti の少ないチタノマグネタイト) と γ 相の混在と解釈される。真空中で加熱。



第 13 図 ピロータイトの Js-T 曲線。渡辺・服部 (1980) より。縦軸は室温における飽和磁化強度で標準化した飽和磁化強度。横軸は温度 ($^{\circ}\text{C}$)。 (a) 流紋岩質溶結凝灰岩 (尾鈴山酸性岩類, MZ-24C) の Js-T 曲線。250 $^{\circ}\text{C}$ 付近のカーブのパターンからピロータイトと解釈される。さらに第 14 図に示されるパターンから $\text{FeS}_{1.10}$ と解釈される。加熱時は真空中か空気中かの記載なし。 (b) 花崗閃緑岩 (尾鈴山西方, MZ-22) の Js-T 曲線。キュリー点が 330°C であることから磁性鉱物はピロータイトと解釈される。第 14 図のパターンより $\text{FeS}_{1.12}$ と解釈される。加熱時は真空中か空気中かの記載なし。



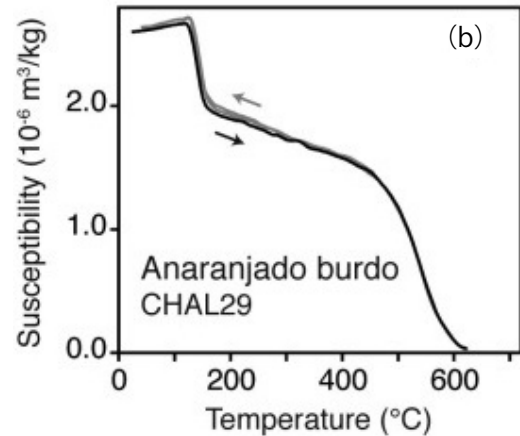
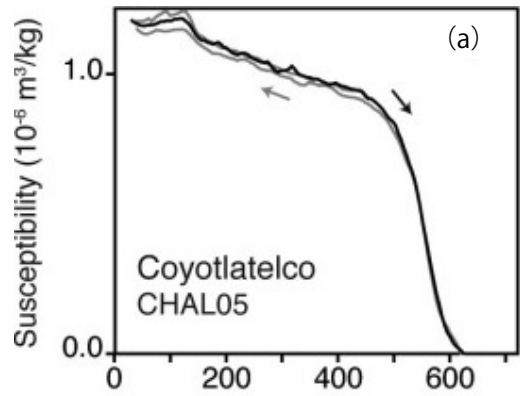
第 14 図 ピロークタイトの磁氣的相関図. Nagata (1961) より.

4. 3 土器片

第 15 図は土器片の熱磁気分析例をあげます。このグラフの縦軸は飽和磁化強度 J_s ではなく磁化率になっています。土器や遺跡のレンガ片などは、作られた年代がわかっていることが多いので、そこから古地球磁場強度を測定する実験が行われています。ここで出てくるイプシロン型酸化鉄 ($\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$) という物質は、鉄 (Fe) と酸素 (O) のみからなる最も単純な磁性体で、人工合成して磁性材料として注目されているようです。いずれにせよ、高温で加熱されていますので、安定した磁化が得られるケースが多いようです。

5. おわりに

今回は、高温の J_s -T 曲線を見てきました。磁性鉱物が生成されるとき条件やその後を受けてきた酸化等によ



第 15 図 メキシコの Chalcatzingo で得られた土器の破片サンプルの熱磁化曲線. Herve *et al.* (2019) より。土器は 650 ~ 900 年前のもの。熱磁化曲線は粉末試料を用いて Agico MFK1 で測定した。縦軸は磁化率。横軸は温度 (°C)。磁化率測定は 450 °C または 620 °C に加熱したのち冷却。全ての熱磁化曲線は可逆的。(a) Ti の少ないチタノマグネタイトと解釈される。キュリー点は 550 °C。(b) 150 °C でキュリー点が見られるのは Ti に富むチタノマグネタイトかイプシロン酸化鉄 ($\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$) (Lopez-Sanchez *et al.*, 2017) と解釈される。

て、磁氣的な反応が敏感に変わってきます。この性質をうまく利用することで岩石の変遷を推定する強力なツールとなりうるはずですが、ただし、地球科学はある程度経験が必要な分野でもあります。先人の経験を効果的にデータベース化できれば、その先の研究に役立つことと思います。今回、この記事を書くにあたり、「日本地球掘削科学コンソーシアム (J-DESC) コアスクール 古地磁気コース」の教科書を公開するサイト (<http://peach.center.ous.ac.jp/gpr/index.php/menu-knowledge>, 閲覧日:2020 年 3 月 16 日) にお世話になりました。これは、執筆者およびコミュニティ (地磁気・古地磁気・岩石磁気研究会) によって公開されています。関係者の皆様、特に管理人の岡山理科大の畠山唯達氏に感謝いたします。

ついでながら、磁性鉱物は高温ではキュリー点で相変態を起こしますが、低温でも別の相変態を起こす場合があり

ます。磁性体の同定には低温での実験も有効です。室温以下の低温での測定の大きな利点は、加熱しないので、試料の酸化や熱による変質が起こらないことです。そのため、とくに堆積物などの変質しやすい試料に含まれる磁性体の同定に用いられているようです。こちらには MPMS (magnetic property measurement system) という装置が用いられます。

以下は鳥居 (2010) からの引用ですが、例えばマグネタイトは、120 K でフェルベー相変態という顕著な変化を起こして、磁性が大きく変わります。ただし、チタノマグネタイトや、低温酸化をおこなっているマグネタイトにはフェルベー相変態は現れないようです。また、ピロータイトは 34 K ではっきりした変化を示します。ヘマタイトは相変態を 260 K 前後 (モーリン点と呼ばれている) で示しますが、見え方は粒径に依存するので、見えないときの方が多いようです。また、グレイガイトは低温でなにも特徴的な変化を示さないのが、特徴といえ特徴です。

低温での磁気測定が地球科学分野に広まったのは高温での磁気特性よりも後ですが、ほかにも様々な磁気特性の測定法が取り入れられています。太古の地球磁場の問題や環境変動の問題などにも、磁性鉱物は大きく寄与していくものと思います。

文 献

- Furuta, T., Kobayashi, K. and Momose, K. (1980) 41. Magnetic Properties of Igneous Rocks of the Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 58. doi:10.2973/dsdp.proc.58.129.1980
- Grommé, C. S., Wright, T. L. and Peck, D. L. (1969) Magnetic properties and oxidation of iron - titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi Lava Lakes, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 5277-5293.
- Herve, G., Perrin, M., Alva-Valdivia, L., Madingou Tchibinda, B., Rodriguez-Trejo, A., Hernandez-Cardona, A., Cordova Tello, M. and Meza Rodriguez, C. (2019) Critical analysis of the Holocene palaeointensity database in Central America: impact on geomagnetic modelling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **289**, 1-10.
- 河野 長 (1982) 岩石磁気学入門. 東京大学出版, 東京, 146p.
- Lopez-Sanchez, J., McIntosh, G., Osete, M.L., del Campo, A., Villalain, J. J., Perez, L., Kovacheva, M. and Rodriguez de la Fuente, O. (2017) Epsilon iron oxide: origin of the high coercivity stable low Curie temperature magnetic phase found in heated archeological materials. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **18**, 2646-2656.
- 森尻理恵・中川 充 (2009) 磁性からみた蛇紋岩化度: 北海道岩内岳超苦鉄質岩体を例として. 地質調査研究報告, **60**, 381-394.
- 森尻理恵・中川 充 (2019) 早池峰超苦鉄質岩体の磁気的性質. 産総研地質調査総合センター研究資料集. no.690, 産総研地質調査総合センター, 38p.
- Nagata, T. (1961) Rock Magnetism. 丸善, 東京, 350p.
- 小嶋 稔・小嶋美都子 (1972) 岩石磁気学. 共立出版, 東京, 226p.
- Prévot, M., Mankinen, E. A., Grommé, S. and Lecaille, A. (1983) High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on Rift Valley pillow basalts from the Mid - Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **88**, 2316-2326.
- Shive, P. N., Frost, B. R. and Peretti, A. (1988) The Magnetic Properties of Metaperidotitic rocks as a function of metamorphic grade: implications for crustal magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 12187-12195.
- Tauxe, L. (1998) Palaeomagnetic principles and practice. Modern Approaches in Geophysics 17. Kluwer Academic Publishers, New York, 299p.
- 鳥居雅之 (2010) 磁性鉱物の同定. J-DESC コアスクール・古地磁気コースの講習資料 (<http://peach.center.ous.ac.jp:443/cswiki/index.php>, 閲覧日: 2020年3月16日).
- 渡辺史郎・服部 仁 (1980) 南東九州の岩石の磁性・密度及び磁気・重力異常について. 地質調査所月報, **31**, 105-136.
- 山本裕二 (2010) 磁気天秤. J-DESC コアスクール・古地磁気コース 2010 の講習資料として 改訂第二版 (2010年8月) (<http://peach.center.ous.ac.jp/cswiki/index.php?磁気天秤#h51746e0>, 閲覧日: 2020年3月16日)
- Yamazaki, T. and Yamamoto, Y. (2014) Paleointensity of the geomagnetic field in the Late Cretaceous and earliest Paleogene obtained from drill cores of the Louisville seamount trail. *Geochemistry, Geophysics,*

Geosystems, 15, 2454–2466.

Zhao, X., Riisager, P., Antretter, M., Carlot, J., Lippert, P., Liu, Q., Galbrun, B., Hall, S., Delius, H. and Kanamatsu, T. (2006) Unraveling the magnetic carriers of igneous cores from the Atlantic, Pacific, and the southern Indian oceans with rock magnetic

characterization. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 156, 294–328.

MORIJIRI Rie (2020) Js-T curves catalog.

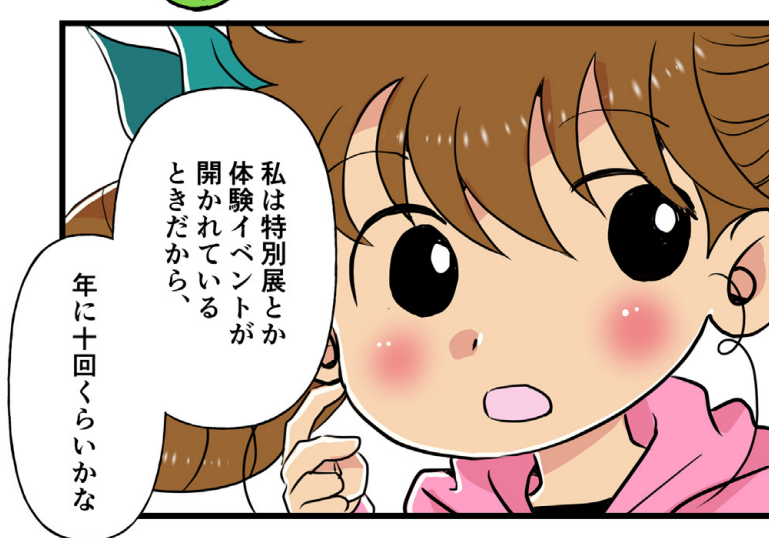
(受付：2020年3月24日)

地質標本館キッズページからやってきました

～「地質標本館キッズページの地質まんがを紹介したいのですが、
これってその地質まんの第12話なの？」の巻～

作：石井 武政¹⁾

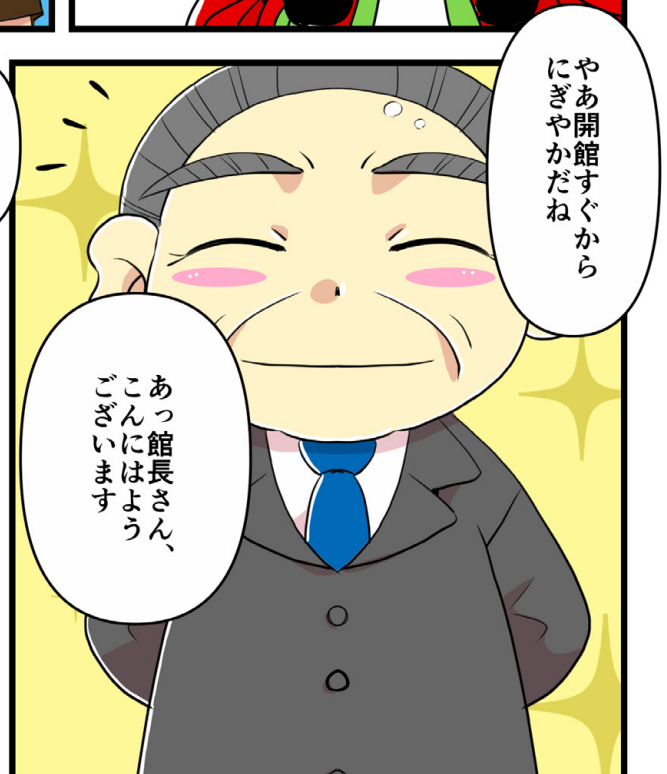
絵：正根寺 幸子¹⁾



※この地質まんの経緯については、
裏表紙の説明をお読みください

1) 産総研 地質調査総合センター-地質情報基盤センター

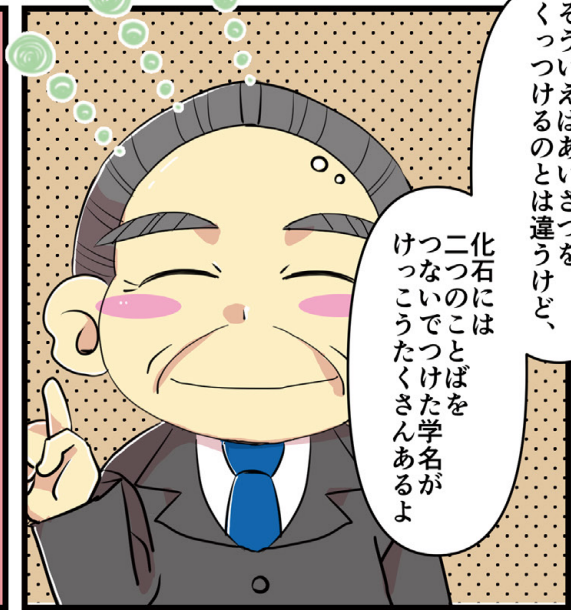
キーワード：地質標本館キッズページ、地質まんが、杏桃(あんも)ちゃん、騎士(ないと)くん、館長さん





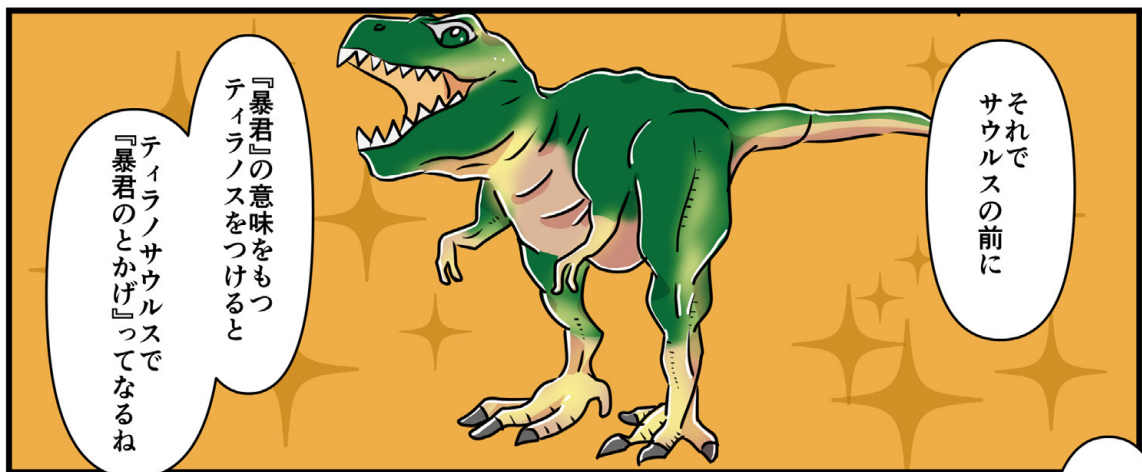
恐竜の名前で
サウルスは

とかげ、
ラプトルは泥棒、
ドンは歯っていう
意味があるってこと、
前にお話したこと



そういうえばあいさつを
くつつけるのとは違うけど、

化石には
二つのことばを
つないでつけた学名が
けっこうたくさんあるよ



それで
サウルスの前に

『暴君』の意味をもつ
ティラノスをつけると

ティラノサウルスで
『暴君のとかげ』ってなるね



それって
ひどくない？
名前を
変えてあげようよ

学名はそう簡単には
変えられないから
仕方ないかな



それから
オビイという
卵の意味のついた

オビイラプトルは
『卵泥棒』になるんだけど、

発見されたときの
化石の姿は
他の恐竜の卵を
盗んでいたんじゃないかって
自分の卵を
温めていたところ
だったようだね



ぼくたち地質標本館で断層や火山の展示を見てきたけど、

なぜ地震や噴火が起こるのかわからなかった



ところで杏桃ちゃん、地質まんがの一冊の本になるらしいね

館長さんもちろん登場するんだよ完成が楽しみよ



もしかしたら地質まんがで取り上げた内容はキッズのみんなの参考になったのかな？

地質まんがで地質に興味をもった

キッズのみなさんがうんと増えてくれるとうれしいです

だといいいね



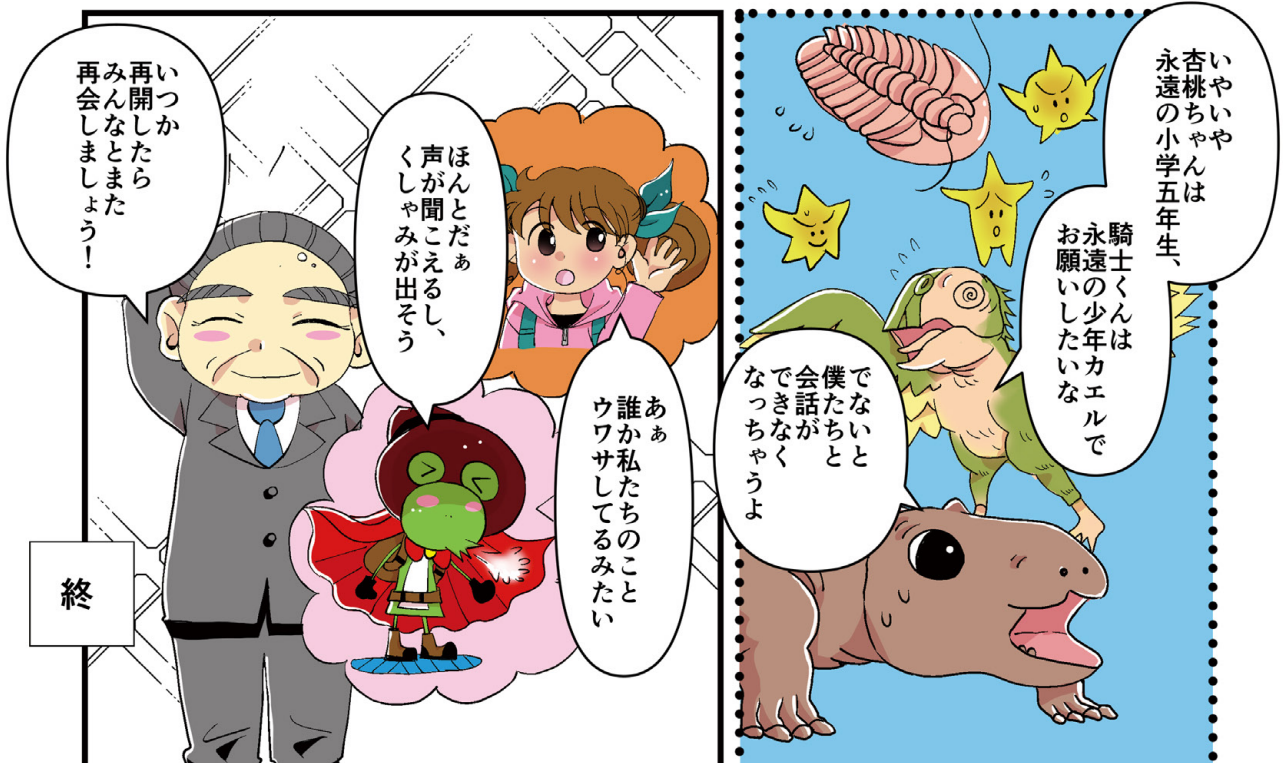
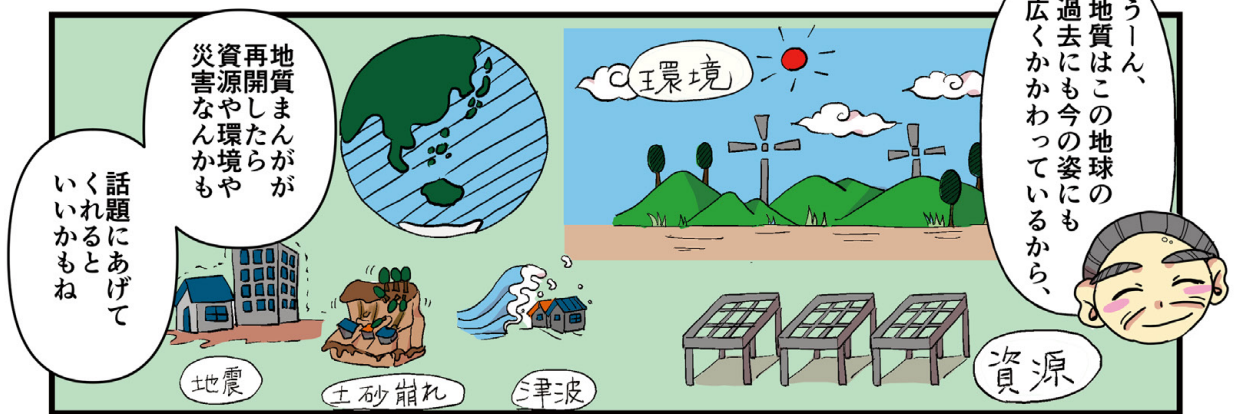
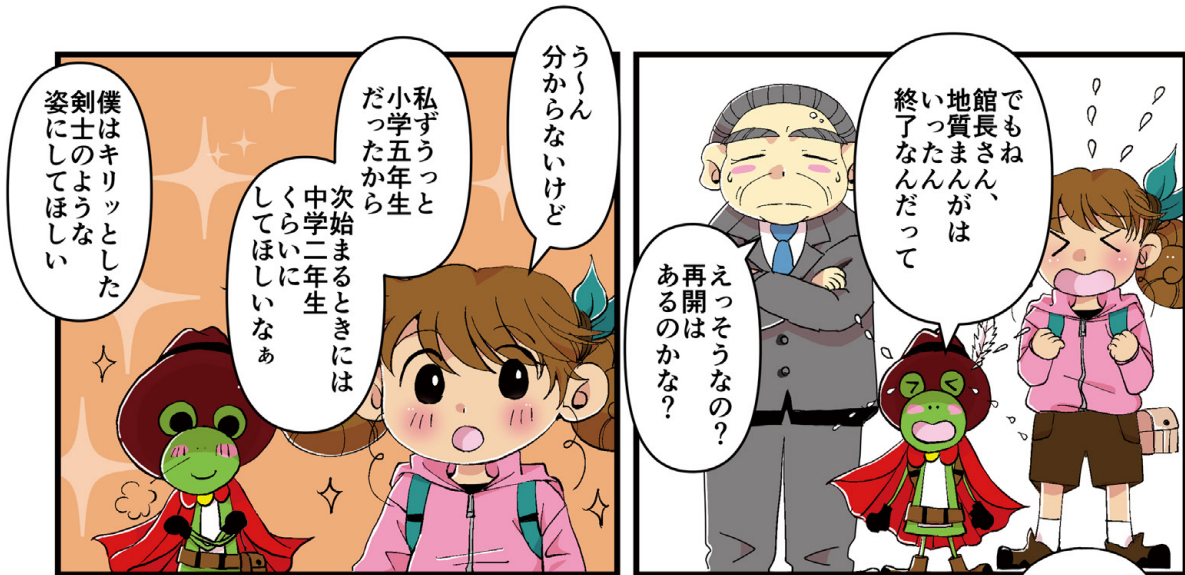
それを館長さんがよく説明してくれて

すごくためになった



難しい言葉があっただけど

ぼくはもっともっと地質のことを知りたくなった



ISHII Takemasa and SHOKONJI Sachiko (2020) Hi, we are from the Geological Museum kids page.

(受付：2020年3月23日)

海底の支配者 底生生物 世界は「巣穴」で満ちている

清家弘治 [著]

中央公論新社 (中公新書ラクレ)
発売日: 2020年2月7日
定価: 本体 820円 + 税
ISBN: 978-4-12-150676-4
17.3 cm x 11.0 cm x 0.8 cm
ソフトカバー
190 ページ

清家弘治博士は、東京大学大気海洋研究所助教を経て、文部科学省平成 29 年度卓越研究員に採用され、2017 年 12 月に産業技術総合研究所地質調査総合センターに入所してこられた。現在の肩書きは主任研究員である。彼は入所後、GSFC という我々産総研職員が昼休みに行っているハーフコートでのサッカーの練習に参加し、一緒に汗を流している。彼はサッカーの経験者では無いようだが、ゴカイのように地を這うようなドリブルやアナジャコのようなことなく軽やかなプレースタイルも相まって、一躍チームの人気 FW に上りつめた。

清家さんの専門は海洋生物学・海洋地質学と自称されている。彼の研究のたいへんユニークなところは、日本の研究者としては珍しい生痕を作る底生生物の生態学的(生物学分野)研究と、その知識を応用して過去の地層中の生痕化石からその生痕形成者である底生生物を特定し、さらにその古環境情報を知る古生態学的(古生物学+地質学分野)研究、の学際的なマリアージュにあると私は思う。しかも、取り扱っている研究対象のフィールドが、干潟、海浜からスキューバーでの潜行が必要な水深数 10 m の浅海底、さらには大型調査船を用いた水深数 1000 m に達する深海底まで、と幅広いことも特筆すべきところと言えよう。

清家さんは平成 28 年度には、文部科学大臣表彰・若手科学者賞を受賞し、現在も破竹の勢いで多くの論文が国際誌に掲載され、国際的な研究者へと成長された。

ところで、私は過去に 3 度ほど国際深海科学掘削計画 (IODP) に参加し、掘削調査船 JOIDES Resolution 号の船



上において、総計 4000 m 以上の大西洋の深海底コアの記載を行った経験を持つ。これらのコアには様々な形状の生痕化石が観察されることは、当時からよく知っていた。但し、我々堆積物の記載を専門とするセディメントロジストからすると、生痕で乱された砂混じりの泥層を記載することはたいへん手間であり、困難を伴うことが多い。元々別々の層を成していた砂と泥が混じり合い、初生的な堆積構造が斑^{まだら}になってしまうからである。一方で、深海コア中にはのっぺりした顔つきの塊状の泥岩がしばしば認められ、これについては“massive mudstone”と書くだけなので、セディメントロジスト的には記載がとても楽である。ところが、この部分を軟 X 線や X 線 CT で透過して観察してみると、各種底生生物の這い跡や巣穴の密集帯となることがよく解る。要するに堆積構造が消滅してしまうほど、底生生物によって極限まで耕された泥岩相なのである。

近年になって、この種の深海底の生痕の“主”の多くは、ゴカイやユムシなどの無脊椎動物であることが解ってきた。彼らは常に海底下に潜って隠れているうえ、多くは体が柔らかく化石としては残りにくいため、まったく証拠がなかったのである。そこで清家さんたちは大きく発想を転換し、現世の海底に現在作られている生痕、つまり巣穴に着目し、そこに特殊な薬剤を注入して固結させて採取する“巣穴型どり”というサンプリング手法を駆使して、彼らの海底下での生態を明らかにしてきたのである。

本書の構成は、以下の通りである。



はじめに

- 1章 「謎」しかない底生生物—彼らはどこにひそんでいるのか
- 2章 巣穴はすごい—その驚くべき仕組みについて
- 3章 砂浜に生きる—生物にとって過酷な環境／砂浜とはどういう場所なのか
- 4章 愉快的な底生生物たち—そのかわいらしい生態について
- 5章 深海底に挑め！—深海巣穴型どり大作戦
- 6章 東日本大震災と底生生物—海底生態系にどのような影響をもたらしたか
- 7章 海底は「穴」と「謎」だらけ—生痕学の知見から

1～4章では、底生生物や生痕研究の基礎的な解説を行っている。まず1章において底生生物についての基本的知識を概説し、2章では、底生生物の巣穴の構造、巣穴の共生生物、巣穴がカンブリア紀に出現した理由などを述べ、3章では、波浪と太陽光にさらされる砂浜環境において底生生物がどのように適応しているのかについて解説している。そして4章では、底生生物たちのどことなくユーモラスな生態を紹介している。

5～7章では研究事例の紹介がメインとなっている。5章では深海底下の底生生物の生態研究について、6章では、清家さんが東日本大震災発生前後に岩手県の大槌湾や船越湾において行った潜行調査により、2011年3月11日に三陸海岸を襲った大津波が沿岸の海底生態系に及ぼした大きな影響とその回復状況を具体的に述べている。7章では、生痕研究の現状をとりまとめ、今後の研究課題を熱く語っている。

私の読後の印象では、5章が本書で清家さんが最も力を入れて執筆した文章に思える。この章ではこれまで未知であった深海底下の底生生物の生態について詳しく解説して

いる。深海で遊泳する深海魚や巨大イカなどの大型生物については、近年、しんかい6500やハイパードルフィン等の潜行調査船や無人探査機(ROV)で撮影された映像をたびたび目にする機会もある。それに対し、深海底下に生息している底生生物については、大水深の極限環境のさらにその下の海底下に潜むことから、その存在すらまったく未知であった。この章では、2010年10月に相模湾の水深1173mの海底下において世界に先駆けて実施した“巣穴型どり”の詳細な経緯について力説している。ところで、本書の原稿は太平洋と南極周辺の水深約3500mの海底下の生痕を調べる学術研究船の船上で書かれたと冒頭でも述べられており、その船上の臨場感も感じられるが、その成果の一端を紹介するまでには至っていないのは少々残念である。

本書では、これまで生物学や古生物学の専門書でしか記述されることのなかった底生生物たちの実態について、とても解りやすく紹介しており、底生生物について全く知識を持たない私でも楽しく読めた。生痕や底生生物を描写したオリジナルのイラストからも、清家さんの底生生物への愛情も感じ取れる。その一方で、その応用としての地層中の生痕化石についてあまり触れられていないのは、我々地質研究者からするとやや不満が残る部分ではあるが、おそらく清家さんの思いの全てを190ページの新書のボリュームでは到底書き切れなかったのであろう。本書では一貫して難しい用語はあまり使われておらず、優しく語りかけるような文体でもあり、中学生以上の広範囲の読者層にお勧めできる。私を知る限り、これまで前例の無いサイエンスフロンティアの一般普及書と言っても決して過言ではないであろう。

(産総研 地質調査総合センター 地質情報研究部門 七山 太)

GSJ 地質ニュース編集委員会

委員長 宮地良典
副委員長 名和一成
委員 杉田創
児玉信介
竹田幹郎
落唯史
小松原純子
伏島祐一郎
森尻理恵

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
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

GSJ 地質ニュース 第9巻 第5号
令和2年5月15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 中央第7

印刷所

GSJ Chishitsu News Editorial Board

Chief Editor : MIYACHI Yoshinori
Deputy Chief Editor : NAWA Kazunari
Editors : SUGITA Hajime
KODAMA Shinsuke
TAKEDA Mikio
OCHI Tadafumi
KOMATSUBARA Junko
FUSEJIMA Yuichiro
MORIJI Rie

Secretariat Office

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geoinformation Service Center Publication Office
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

GSJ Chishitsu News Vol. 9 No. 5
May 15, 2020

Geological Survey of Japan, AIST

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



地質標本館のウェブサイトにはキッズページのコーナーがあり、そのコンテンツの一つとして「まんがで学ぼう!地質」が掲載されています。まんがのタイトルは「地質まんが 地質標本館に行こう!」で、2017年4月から2019年12月の掲載まで、全11話をお読みいただけます。地質の話題を取り上げながら、地質にかかわる疑問や不思議にできるだけ分かりやすく答えようと、主要キャラクターの杏桃ちゃん、騎士くん、館長さんが活躍します。そしてストーリー展開によっては放散虫たち、三葉虫、コンコラプトル、デスモスチルスが会話を繰り広げます。地質ニュースのこの号では、地質まんがの紹介のため「地質標本館キッズページの地質まんがを紹介したいのですが、これってその地質まんがの第12話なの?」の巻を掲載させていただきました。

(参考) 地質標本館 キッズページ

<https://www.gsj.jp/Muse/kids/index.html> (閲覧日: 2020年3月25日)

(文: 石井武政・絵: 正根寺幸子 産総研地質調査総合センター地質情報基盤センター)

Ammo-chan and Knight-kun, the leading characters of the Geological Museum kids page. Caption by ISHII Takemasa, Illustration by SHOKONJI Sachiko