

衝突残留磁化の磁化構造に関する研究

佐藤雅彦¹, 黒澤耕介², 加藤翔太¹, 潮田雅司³, 長谷川直⁴

¹東京大学, ²千葉工業大学, ³産業技術総合研究所, ⁴宇宙航空研究開発機構

1. はじめに

天体衝突イベントに伴って地殻岩石が獲得した磁化は衝突残留磁化として知られている[1]. 探査機による惑星磁場観測から, 月・火星においてクレーターと磁気異常の位置に良い相関があることが示され, 衝突残留磁化の重要性が指摘されている[2, 3]. 衝突残留磁化に関する過去の研究では, 主にターゲットバルクでの磁化測定が行われ, 衝突残留磁化の評価が行われている[1]. 近年では Superconducting Quantum Interference Device Microscopeを用いて, 磁場中でレーザーショックを与えた玄武岩試料の磁気観察実験が報告されている[4]. この測定では玄武岩試料内部での残留磁化強度は一様で, 衝突残留磁化は試料内部で一様であると結論されているが, これはmmスケールでの議論であることには注意が必要である. ターゲットの内部では, 衝突現象の際に経験した温度・圧力変化に3次元的な構造が存在する事は明らかであり, それに伴い獲得した衝突残留磁化にも3次元的な構造が存在していると予想される. そこで本研究では, 衝突残留磁化のcmスケールの構造を明らかにする事を目的として, (1) 磁場環境を制御した状態で衝突実験, (2) 実験後に回収したターゲットの衝突残留磁化測定, (3) iSALEを用いた温度・圧力構造の計算を実施する計画である. 今回は, 衝突磁化実験・磁気測定に関する予察的測定結果について報告する.

2. 実験

2.1 実験試料

直径10 cmおよび直径8 cmの円柱形玄武岩試料, 一辺約9cmの立方体形花崗岩試料を衝突実験に用いた. 玄武岩試料では磁氣的性質を調べることを目的として, 衝突実験に用いた試料と同じ岩石から切り出した玄武岩試料を用いて各種の磁気測定を行った. 直径1インチの円柱形試料を用いて玄武岩試料の保持する自然残留磁化の段階交流消磁測定を行なった(図1). 自然残留磁化は, 交流消磁80 mTで80%, 交流消磁160 mTで90%が消磁された. 続いて, 磁気特性測定装置(カンタム・デザイン)を用いて, 玄武岩岩片の低温磁気測定を行った(図2a). ZFC remanence及びFC remanence曲では約35 Kと約60 Kの低温変態温度が確認されたが, 一方で, 約120 Kの低温変態温度は検出されなかった. 等温残留磁化の低温消磁サイクル曲線においても残留磁化の減少はほとんど見られなかった. キュリー温度検出を目的として, 磁気天秤を用いて玄武岩岩片試料の高温磁気測定を行なった(図

2e) . 加熱曲線では250°C付近にキュリー温度に対応する変曲点が確認された. 低温磁気測定と高温磁気測定の結果は, 玄武岩試料に含まれる磁性鉱物がチタンを豊富に含むチタノマグネタイトであることを示唆する. 交番磁場勾配磁力計 (Princeton Measurements Corporation) を用いて, 玄武岩岩片の磁気ヒステリシス測定, B_{cr} 測定, FORC測定を行った (図2b-d) . 磁気ヒステリシス曲線における磁力は19 mT程度で, Day plot上では単磁区粒子的な振る舞いを示し, FORC図上では H_0 軸方向に広がった分布を示している. これら磁気測定の結果を踏まえると, 玄武岩試料に含まれる磁性鉱物は磁氣的相互作用がある単磁区チタノマグネタイト粒子であると推定される. 衝突実験に先立ち, 円柱形玄武岩試料の保持する自然残留磁化を消磁するために, 80 mTでの交流消磁処理を行った. 花崗岩試料においては, 消磁処理を行わずに, 自然残留磁化を保持した状態で衝突磁化実験を行なった.

2.2 衝突実験

衝突残留磁化の着磁実験は, 宇宙科学研究所スペースプラズマ実験施設に導入されている二段式軽ガス銃を用いて行った. 衝突磁化実験の概略図を図3に示す. チャンバー内に外径32 cm, 内径28 cm, 長さ100 cmのパーマロイ製3層磁気シールドを入れて外部磁場を遮蔽した. チャンバー内部の磁場強度は50 μ T程度であったが, チャンバー内に設置後に測定した磁気シールド内部の磁場強度は300 nT以下であった. 磁気シールド内に直径約26 cmのソレノイドコイルを設置し, コイルに電流を流す事で試料周辺磁場の制御を行った. コイル中央にターゲットを置いて衝突実験を行った. 衝突実験に先立ち, コイル内の磁場分布を評価するために, コイルの軸方向のプロファイルをコイル中心から 0, 2, 4 cmの位置で測定した. ソレノイドコイルは試料に対して十分長く, 試料周辺の磁場強度の変化は数%程度であることを確認した. これまでに合計19回の衝突実験を行い, 弾丸は直径 2 mmのA1球及び直径 7 mmのポリカーボネイト球を使用した. 弾丸速度は約1-7 km/s, 外部磁場強度は0-100 μ Tと設定した. 今回の実験では, 円柱上面および立方体の一面に垂直に弾丸を衝突させ, 外部磁場は円柱上面および立方体の一面に垂直に印可した.

2.3 磁気測定

今回は直径10 cmの円柱形玄武岩試料 (外部磁場0 μ Tおよび100 μ Tの試料) を用いて磁気測定を行った. クレーター中心と試料中心を通る断面で円柱試料を半割した後, 厚さ約3 mmのスラブを切り出し, スラブから約3 mm \times 3 mm \times 3 mmの立方体を切り出した. 残留磁化の測定には超電導磁力計 (2G Enterprise) を交流消磁には交流消磁装置 (夏原技研) をそれぞれ使い, 80 mTまでの段階交流消磁処理を行った.

3. 結果・考察

図4に衝突残留磁化測定結果の一例を示す. 外部磁場100 μ Tで衝突磁化実験を行なった

試料では、印加した外部磁場の方向にほぼ一成分の残留磁化が確認された。試料切断時などに二次的な残留磁化を獲得する可能性も考慮して、今回は段階交流消磁時の2 mTと80 mTの残留磁化ベクトルの差分を計算することで、衝突残留磁化成分を求めた。外部磁場100 μ Tの試料では衝突点からの距離に対して系統的に変化する残留磁化成分が検出され、一方で外部磁場0 μ Tの試料では外部磁場100 μ Tの試料と比較して残留磁化強度は弱くまた衝突点からの距離に対して系統的な変化は見られなかった。この結果は、外部磁場100 μ Tの試料では衝突現象に伴う残留磁化を獲得している事を示している。外部磁場100 μ Tの試料では衝突残留磁化の構造として以下の特徴が見られた：（1）衝突点から1 cm程度の範囲では、衝突点からの距離に対し残留磁化強度が増加し、交流消磁に対して安定な残留磁化成分の割合が高い、（2）一方で、1 cmよりも遠い領域では、衝突点からの距離に対し残留磁化強度が減少し、交流消磁に対して不安定な残留磁化成分の割合が高い。今回確認された残留磁化の異なる傾向は、衝突残留磁化の獲得機構として複数の要因があり、衝突点からの距離によって卓越する要因が異なっている事を示唆している。今後はiSALEの計算結果などと比較を行って、温度・圧力変化と残留磁化の性質を比較・検討していくことで、衝突残留磁化の成因を明らかにし、衝突残留磁化の構造決定を行っていく予定である。

4. おわりに

今後は玄武岩試料および花崗岩試料から立方体試料を切り出し、超電導磁力計を用いて残留磁化測定を行う事で、試料内部の衝突残留磁化強度分布を求める。また、iSALEを用いて試料内部での温度・圧力変化を計算し、衝突残留磁化強度や安定性の分布と比較を行う。この比較から衝撃圧・温度と衝突残留磁化強度の対応関係を求める事が出来ると期待される。本研究の目的が達成され、衝撃圧・温度と衝突残留磁化強度の対応関係が明らかになれば、衝突現象により形成されたクレーター周辺の衝突残留磁化値モデリングが可能となる。月・火星などの地球型惑星において、探査により得られているクレーター上空の磁場観測値と、衝突残留磁化値モデリングから得られるクレーター上空の磁場強度を比較する事で、クレーター形成当時の惑星磁場強度を復元する事が出来る可能性がある。惑星磁場強度の進化と惑星内部ダイナミクス状態の進化は密接に関係しているため[5,6]、地球型惑星の磁場進化・内部ダイナミクス進化の理解が大きく進展すると期待される。しかし上述の惑星磁場強度復元には、ターゲット天体の地殻内部構造の情報や観測磁場データの解析手法開発など多くの基礎研究を今後行う必要がある。

参考文献

- [1] Nagata, T (1971), Introductory notes on shock remanent magnetization and shock demagnetization of igneous rocks, Pure Appl. Geophys., 89, 159-177.
- [2] Mitchell, D. L., R. J. Lillis, R. P. Lin, J. E. P. Connerney, and M. H. Acuna (2007), A global map of Mars' crustal magnetic field based on electron

reflectometry, J. Geophys. Res., 112, E01002.

[3] Mitchell, D. L., J.S. Halekas, R.P. Lin, S. Frey, L.L. Hood, M.H. Acuna, and A. Binder (2008), Global mapping of lunar crustal magnetic fields by Lunar Prospector, Icarus, 194, 401-409.

[4] J. Gattacceca, M. Boustie, E. Lima, B.P. Weiss, T. de Resseguier, and J.P. Cuq-Lelandais (2010), Unraveling the simultaneous shock magnetization and demagnetization of rocks, Phys. Earth Planet. Interiors, 182, 42-49.

[5] Stevenson, D. J., T. Spohn, and G. Schubert (1983), Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets, Icarus, 54, 466-489.

[6] Aubert, J., S. Labrosse, and C. Poitou (2009), Modelling the palaeo-evolution of the geodynamo, Geophys. J. Int., 179, 1414-1428.

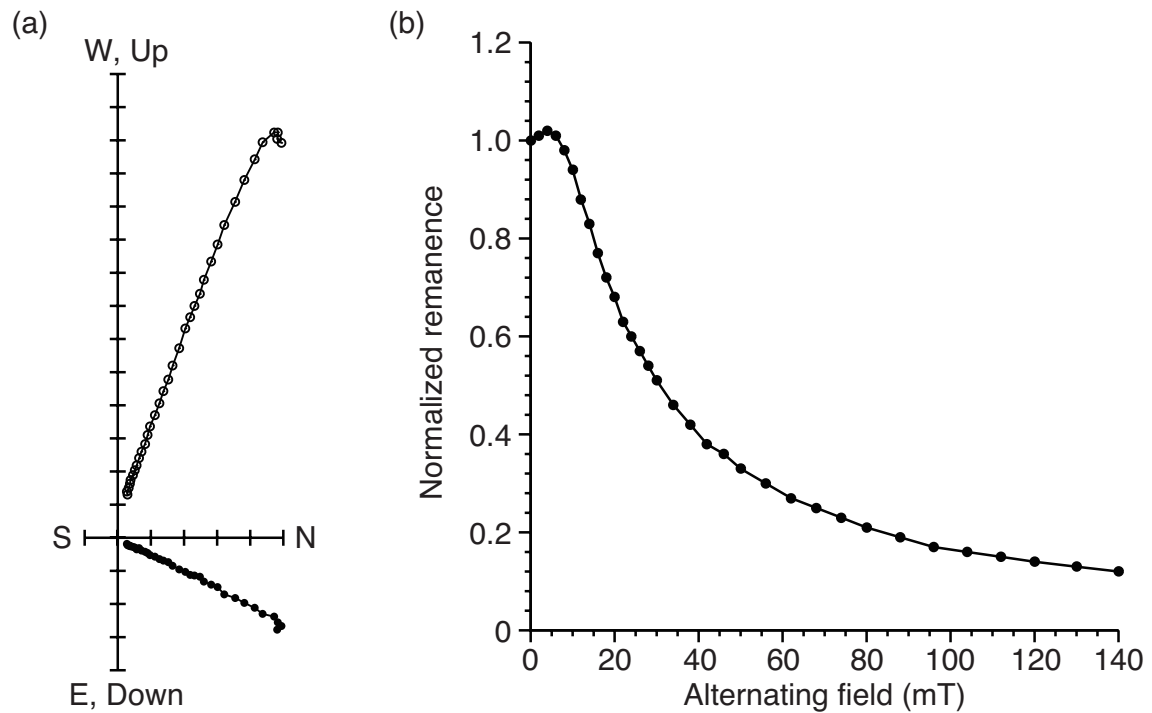


図 1. 玄武岩試料の自然残留磁化測定の結果. (a) ギャーベルト図. (b) 段階交流消磁曲線.

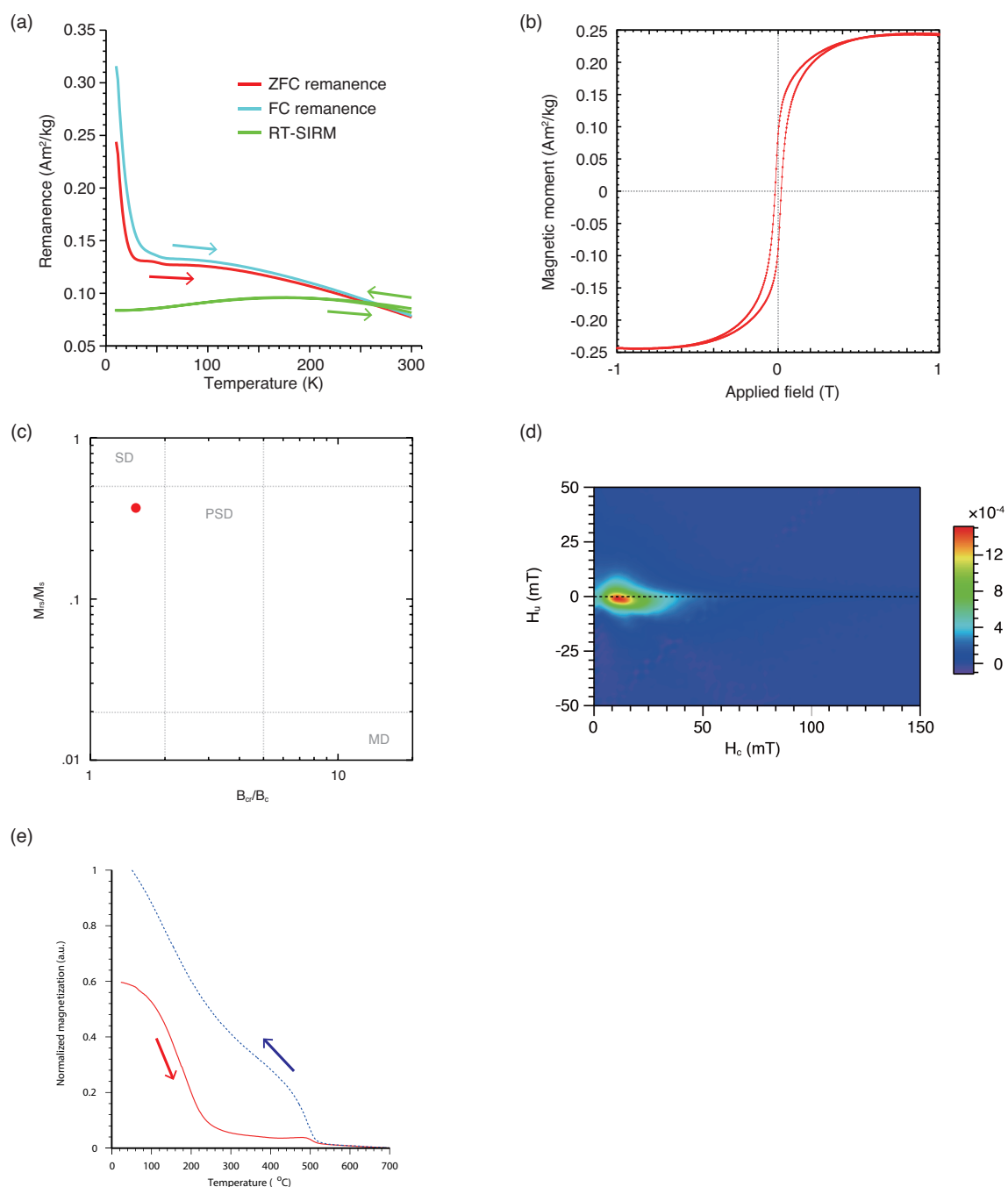


図 2. 玄武岩試料の岩石磁気測定の結果. (a)低温磁気測定. (b)ヒステリシス曲線. (c)Day plot. (d)FORC 図. (e)高温磁気測定.

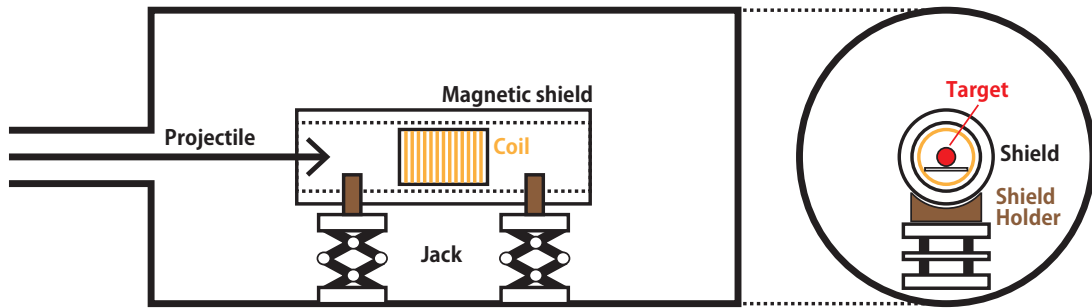


図 3. 衝突残留磁化実験の構成.

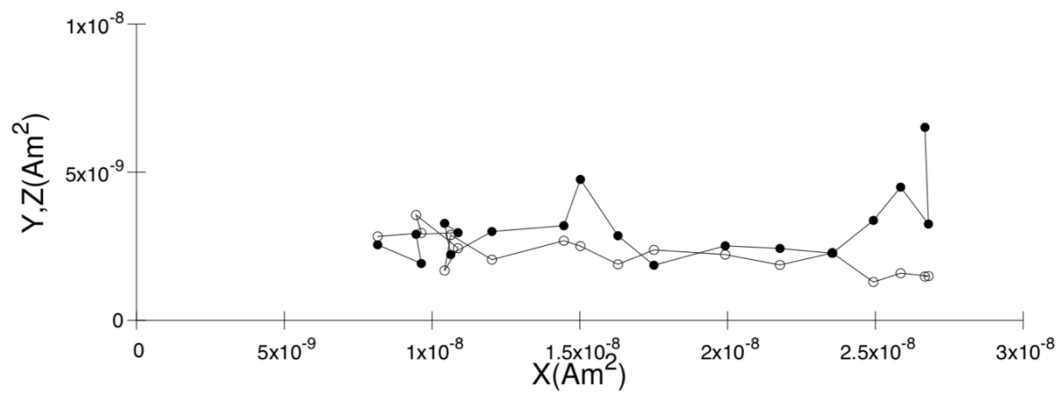


図 4. 外部磁場 $100 \mu\text{T}$ で衝突磁化実験を行なった円柱形玄武岩試料の残留磁化測定結果.