

古地磁気測定

小山健宏 川上悦子 羽鳥潤

2006.2.16

1 目的

イタリア・グッピオの白亜紀時代の石灰岩の測定を通じて、古地磁気測定の手法を学ぶとともに地磁気の逆転が起きているか調べる。

2 方法

2.1 原理と測定

- 地磁気について

地磁気とは地球が持つ磁場のことである。電磁気学によれば、地球表面付近のような自由空間内の磁場の各成分はラプラスの方程式

$$\nabla^2 V = 0$$

を満たす磁気ポテンシャル V から導くことができる。球座標を用い、地球の半径を a とし、球関数 $P_n^m(\theta)$ の級数を導すると

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n [\{(g_i)_n^m \cos m\phi + (h_i)_n^m \sin m\phi\} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} + \{(g_e)_n^m \cos m\phi + (h_e)_n^m \sin m\phi\} \left(\frac{r}{a}\right)^n] \quad (1)$$

地磁気の成因は地球内部に起因するものと地球外部からの影響によるものの2つある。上の式のガウス係数と呼ばれる $(g_i)_n^m$ 、 $(h_i)_n^m$ 、 $(g_e)_n^m$ 、 $(h_e)_n^m$ はそれぞれ内部と外部の影響を表す係数である。

前者は図のような双極子磁場で表すことができ、それに対して後者は非双極子磁場と呼ばれ、その時期によって大きく異なるものである。

ここで、古地磁気学の基本的な仮定として「長い期間にわたり平均的にみると地磁気双極子の軸の傾きや非双極子磁場の割合は無視できる」(地心軸双極子モデル) というものがある。つまり、長い期間の平均を

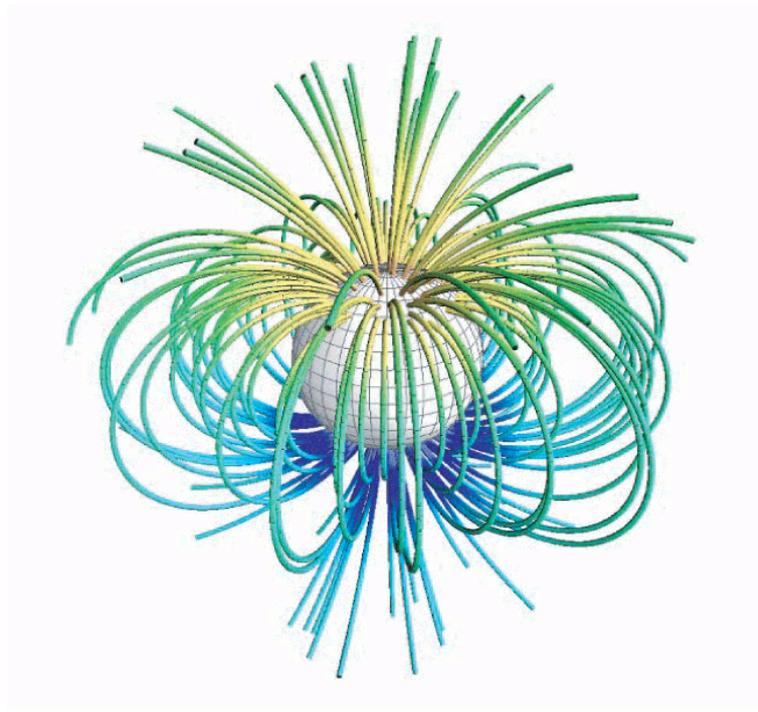


图 1: 双極子磁場

とると地磁気は双極子磁場によるものだけとみなしてよく、自転軸の方向と一致するということである。

もし、結果がこの仮定と矛盾し、平均した極が自転軸からずれるのならば、このモデルが間違えているではなく、他の要因、つまり大陸移動や地殻変化によって求めた極がずれたと解釈することにする。

つまり、今回の実験では、後に述べる手法により調べたい年代の試料それぞれにおいて仮想的な極（VGP）を求め、それらを地心双極子モデルによって平均した極が、現在と同じものなのか、あるいは逆を示すのか、また他の要因により違った様子を示すのかということを検証する実験である。

次に、今回の実験の趣旨である「地磁気の逆転」について述べる。地磁気の逆転とは、ある短いスパン（5000年程度）に双極子磁場の極性が逆転することである。つまり、図においてN極とS極が逆転し磁場の矢印が反対方向を向くということである。この現象はランダムに起るので既知の極性逆転表と測定値を比べることで地層の年代決定や地層間の対比などができる。また極が赤道付近まで移動しながらも、何らかの要因で逆転まで至らない「地磁気エクスカージョン」と呼ばれる現象も報告されている。

このような地磁気の成因を表す理論として電磁流体ダイナモ（MHD）理論が考えられている。しかし、非線形な方程式に内在するカオス的な現象であるだけに地磁気の振る舞いについてはまだまだ未解決な点が多い。

- 自然残留磁化

岩石や今回の試料を含めほとんどすべての物質は、外部からの磁場の影響で磁化を獲得する。これを自然残留磁化という。この自然残留磁化の獲得機構は熱残留磁化、化学残留磁化、堆積残留磁化、粘性残留磁化、等様々なものがあるのであるが、今回は堆積残留磁化に関する資料を取り扱った。

- － 堆積残留磁化（DRM）の獲得機構

海中で植物や生物の死骸、またその他の塵が堆積し、堆積物が形成されるのであるが、海底付近ではまだ堆積物も多量の水分を含んでいる。水分を含んでいる堆積物では磁性鉱物が動くことができ、地磁気に沿って向きを変えるのである。その後、さらにその上に堆積していくことで水分が抜け、磁性鉱物が固定された状態になる。この時点で残留磁化を獲得したことになる。なお、堆積した時点から磁化を獲得するまで水分を含んだ状態が続くのである

が、その期間は一般に数万年程度と言われている。つまり、DRM は数万年程度の磁場を平均したものと表れるのである。

今回の試料のように海中で DRM を獲得した堆積物が隆起等により地表に表れたものを採取するのであるが、隆起等により新たに二次残留磁化を獲得してしまうことがある。それを調べるのがフォールドテストである。フォールドテストとは同時期に堆積した複数の試料の残留磁化を調べ、その向きを比べることにより、二次残留磁化の影響がどれくらいあるものなのかを評価するテストである。ちなみに、二次残留磁化として獲得されることが多いのは粘性残留磁化 (VRM) である。VRM は DRM より不安定なので、VRMの方が先に消磁されるという特徴を持つ。

しかし、実際の試料では調べたい堆積残留磁化を獲得した後に、様々な要因で二次的な残留磁化が加わることがほとんどである。よって調べたい初生残留磁化を得るためには二次的残留磁化を消すことが必要となってくる。

- 消磁

人工的に磁化を消去することを消磁という。古地磁気学では主に交流消磁と熱消磁という方法が用いられるのであるが、今回の実験では交流消磁を用いた。交流消磁とは振幅が一定値からゆるやかにゼロまで減少する交流磁場によって試料を消磁する方法である。はじめの振幅値を段階的に大きくしながら交流消磁と磁化測定を繰り返すことによって安定な磁化成分を順に取り出すことができる (段階交流消磁)。幸いなことに、初生残留磁化は二次的残留磁化よりも安定な場合がほとんどなので、段階交流消磁を行い最後に残った磁化の成分が求めたい残留磁化ということになる。

ここで交流消磁の原理について述べる。簡単のために、岩石中の磁性粒子を 1 軸異方性単磁区粒子と考えたとき岩石の容易軸を ϕ の方向に磁場 H を加えると、粒子の単位体積あたりのエネルギー U は

$$U = -K \cos^2(\phi - \theta) + H J_s \cos \phi$$

ϕ は磁場 H と自発磁化 J_s のなす角度、 K は異方性定数である。この式から系が安定から不安定に移り変わる時点、すなわち $\frac{\partial U}{\partial \phi} = \frac{\partial^2 U}{\partial \phi^2}$ を満たす条件を求めると ($R_c = \frac{J_s H}{2K} = H / (\text{保磁力})$)

$$\sin 2\theta = \frac{2}{R_c^2} \left(\frac{1 - R_c^2}{3} \right)^{\frac{3}{2}}$$

この式を満たす磁場をかけると、不安定となった磁化がキャンセルされ、その分だけ全体の磁化が減少されるのである。段階交流消磁におい

て、 $H = (\text{保磁力})/2$ から磁化が減少し始め、 $H = (\text{保磁力})$ で磁化ゼロの完全な消磁状態となることがわかる。

- ARM

交流消磁の途中に特定の直流磁場を加えて得られた磁化を部分非履歴性残留磁化 (ARM) という。各試料に同じ ARM を加えることにより試料の磁化の得やすさを比べることができる。それにより各試料の初生残留磁化の強度や信頼度を調べることができる。

- 測定装置

- 超伝導磁力計

他の磁力計より高感度で短時間に多くの試料を測定できるという特徴を持つ。試料のもつ磁化によって作り出される磁場を超伝導素材で作られたコイルで検知し、そこに誘起される超伝導電流を SQUID 素子というものをを用いて測定する。SQUID 素子とは超伝導体リングにごく薄い切れ目を入れ、その間に絶縁体をつめたもので、磁束変化をごく微小な単位に量子化することにより、 10^{-10}Gcm^2 の精度で測定できる。

- 交流消磁装置

交流消磁では試料の全方向にできるだけ均一に磁場加えなければならないので、互いに直行する 3 方向ごとに同じレベルの消磁を繰り返す必要がある。また先に述べた ARM も同時に加えることができ、磁力計での計測も同時に行う必要がある。そこで超伝導磁力計と消磁用コイルを組み合わせた測定システムがある。試料を磁力計とコイルの双方の間で移動させながら測定と消磁を繰り返すシステムで、コンピューター制御することにより全自動化できる。ただし、現在の地磁気の影響を受けないように磁気シールドで覆わなくてはならない。

2.2 試料採取

本実験で使用した石灰岩は、2005 年 8 月から 9 月にかけて地球内部変動研究センターの方々が、イタリア、マルケ州のグッピオ周辺において採取されたものであり、白亜紀 (およそ 1 億 4500 万年前 ~ 6500 万年前) に堆積したものと考えられる。この時代、採取した場所は昔の地中海であるテチス海の海底で陸から離れた場所にあった。白亜紀という名前の由来は、この頃に各地の海洋で石灰岩が沈殿し白い堆積物が多く見られることに由来する。サンプルの GSC、GSB はグッピオ周辺の Gorgo a Cerbara で採取された。

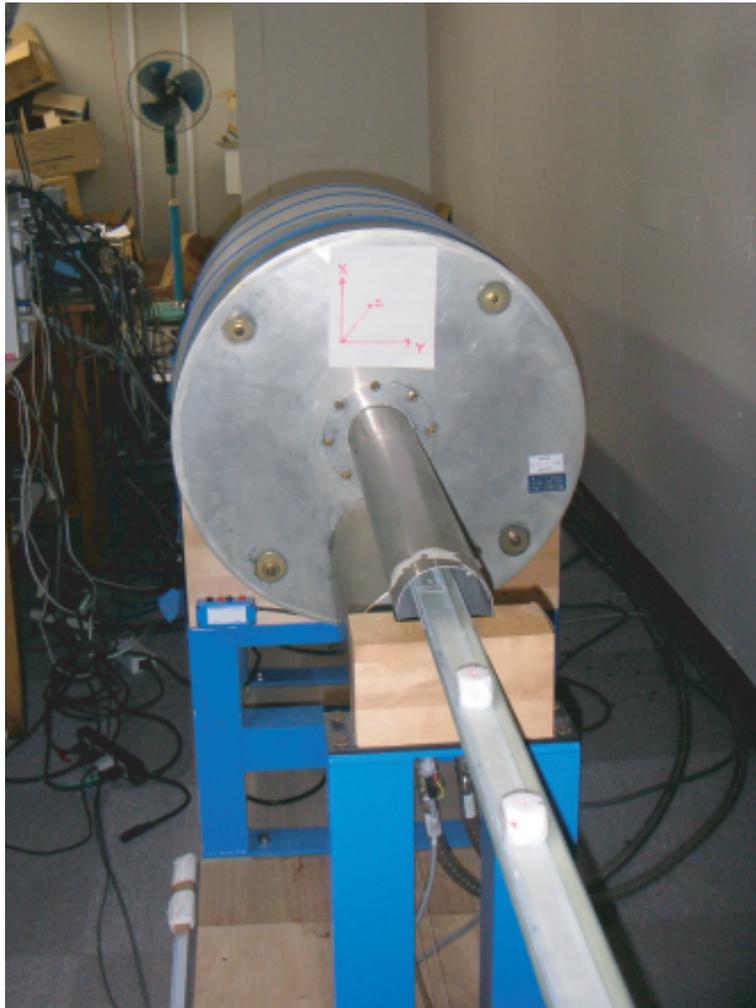


图 2: SQUID



図 3: SQUID の周辺機器

- GCB : およそ 9350 万年前、セノマニアン最後の時代の地層。このあとのチューロニアンとの境には、80m ほどの黒色頁岩が存在する。これは海洋中で酸素がなくなり、有機物が分解されにくくなったことが原因であると考えられる。このことを海洋無酸素事変と呼ぶ。
- GSC : およそ 1 億 2000 万年前 (バレミアンとアプチアンの境界) の地層。この場所はおよそ 1 億 2000 万年前から 8000 万年前ほど続いたといわれる白亜紀スーパークロン (地磁気逆転が起こらなかった期間。このように長い期間地磁気逆転が起こらなかったことは例外的。ちなみにもっとも最近起きた地磁気逆転は約 78 万年前) に入る前後である。

サンプル採取の方法は地層にエンジンドリルで直径約 3cm ほどの穴を開けて円柱を採取する。この際に地層の傾斜、サンプルの方向などを記録する。

2.3 実験手順

本実験では GCS007 ~ 019 の 13 個、GCB010、011、013 ~ 019 の 9 個の計 21 個のサンプルを使用し、このサンプル中の残留磁化を測った

試料形成 : 各サンプルの長さをおよそ 22cm になるように切り、堆積を 10ml とした。残留磁化の測定 : SQUID で残留磁化を測った。SQUID には 7 個のサンプルホルダーが取り付けられており、同時に 7 サンプルを扱える。交流消磁 : 10G ~ 600G まで交流消磁を行い、各ステップごとの磁化を測った。ARM : 600G の交流、0.5G の直流で ARM をつけ、20G から 600G まで NRM と同様に交流消磁を行った。帯磁率の測定 : AGICO 社製 KAPPABRIDGE、KLY - 3 で各サンプルの帯磁率を測定した。

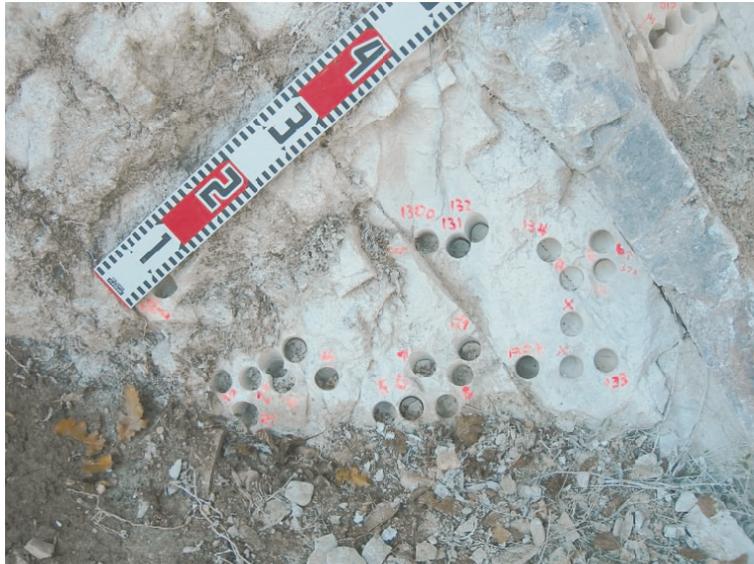


図 4: サンプル採取の様子

2.4 データ解析

超伝導磁力系によって得られた試料(コア)の磁気ベクトルは、コアを採取した方向を基準とする座標系にあるので、それを実際の地磁気ベクトルに変換するために、以下の2段階の補正を行う。

1. サンプル補正

まず、地盤からコアを採取した方向を、実際の方角を基準としたものに変換する必要がある。つまり、地磁気学で一般に行われているように、北を x 軸、東を y 軸、鉛直下向きを z 軸とした直交座標系に直すのである。図中の θ_1 及び ϕ_1 が、補正しなければならない角度を表す。

2. 傾動補正

一般に、試料が磁場を獲得した年代から現代に至るまでの間に、地盤そのものも傾いてくるため、当時の地磁気ベクトルを知るには地盤が傾いた分を補正しなければならない。図中の θ_2 が補正しなければならない角度を表す。

サンプルを採取した方向は当然の事、地盤の傾きも地上に露出した地層の傾きから容易に知ることが出来るため、[1] 及び [2] は基本的な補正である。古地磁気方位をさらに正確に求めるには、さらに [3] 地層の回転、[4] 大陸の移動、[5] 大陸の回転、などの要素を考慮しなければならないが、通常これらの効果を考えることは非常に難しく、また、最低限 [1][2] の補正を考えれば、

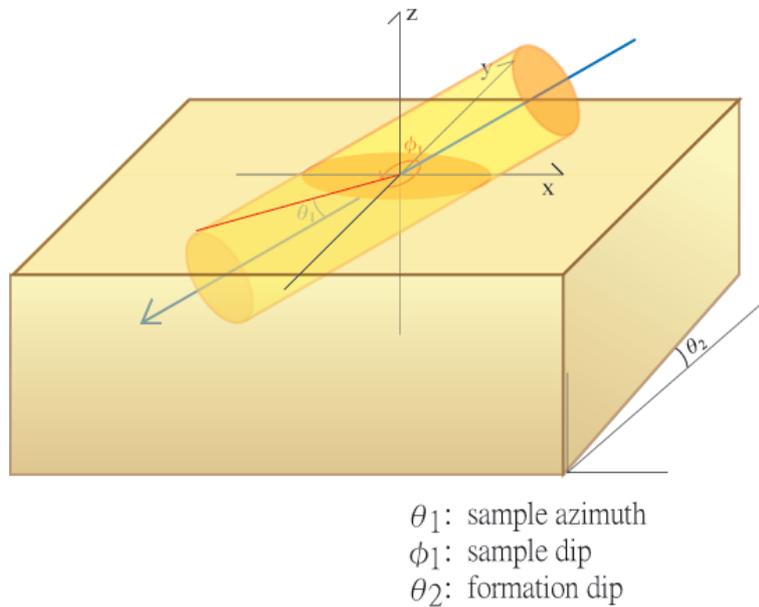


図 5: 傾動補正の概念図

広範な地域で得られたデータを相互に比較する事が可能になるため、今回の実験ではこれら 2 つの補正に留めた。

3 結果と考察

- GCB について

磁場の向きをグラフにすると図 1 のようになった。正磁極である。これは、この年代がスーパークロン内であることを支持する。また、この磁場の向きは論文 (1) に書かれているものとほぼ一致する。また、磁場の方向が西を向いているのは、採取場所の位置が現在とは別の所にあったのではないかと、つまり大陸移動の可能性を示唆する。

- GCS について

磁場の向きのグラフは図 2 で与えられる。これをみると、磁場の向きは GCB で考えられる正磁極の向きと逆方向を示しているものが 007、013、016 とあり、逆磁極であると考えることができる。しかし、GCB の正磁極に相当するものは少ない。GCB と GCS の年代差 (約 3000 万年) を考えるとこの間に大陸移動が起きたとは考えにくいいため、この二つの磁極の向きはほぼ同じでなくてはならない。測定による誤差を考えると、GCB と同様な手順で行ったため GCS の方が特に誤差が大

きいとは考えにくい。そこで、GCB と GCS での相対的磁場の強さを比べた。それぞれ誤差はあるものの、帯磁率は GCS の方が GCB よりも平均して約 4 倍大きい。しかし残留磁化の強度はあまり変わらない。帯磁率と ARM からそれぞれ求められる相対的磁場の強さを比べると、平均して GCB の方が GCS よりも強いことがわかる。これによって、GCB の方が堆積時の残留磁化が安定で、その後の磁場変動の影響をあまり受けなかったため、交流消磁とそのあとの磁場の向きの読み取りを正確に行えたと考えられる。このことを考慮に入れて、GCB の正磁極を基準として GCS のデータを考察する。

GCS は白亜紀スーパークロン（正磁極）とその前の M0 と呼ばれる逆磁極あたりの地層からサンプリングしており、サンプル番号が大きい程古い地層のものである。まず、逆磁極を表している 007、013、016 は正しいと考え、また GCB の正磁極と一致している 018、019 も正しいとする。そしてその他のサンプルは残留磁化が不安定であったため正確に測ることができなかったとして、今回のサンプルがどのクロンに属しているかを考える。007～019 まではおよそ 4 m であるので、このころの堆積速度を 100 万年で数 m と見積もると GCS の範囲は 100 万年程度である。このため図 3 で GCS の相当するであろう範囲の中に 2 つの逆磁極が入っているとは考えにくい。測定に誤差があることを考えるとこのサンプルは M1 から M0 をまたいでいると思われる。019、018 では正磁極だったが、年代を経るにしたがって 017 と 016 との間辺りで磁場の逆転が起こり、その後は逆磁極であったということである。

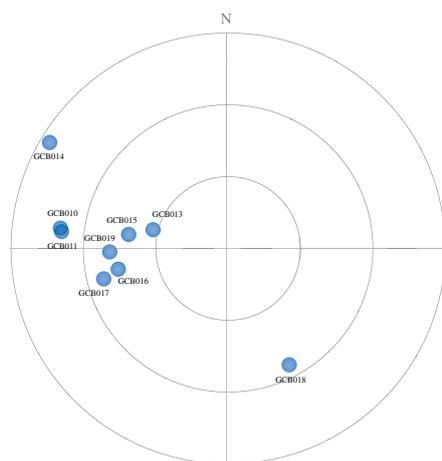


図 6: GCB



図 7: GCS

VGP 地球磁場を双極子磁場で近似できるとしたとき、その磁気ポテンシャル V は、

$$V = \frac{\mu\mathbf{M} \cdot \mathbf{r}}{4\pi r^3}$$

で表される。この \mathbf{M} が地磁気双極子のモーメントベクトルで、このベクトルの方向が指す極が地磁気南極であり、その逆が地磁気北極である。瞬間的な古地磁気を双極子磁場と仮定して、任意の地点の緯度と経度、そしてその場所の地磁気の成分から求めた地磁気極を VGP という。もとめた過去の磁場の向きから、現在の位置（北緯 43.5 度、東経 13 度）を元にして VGP を計算した。

4 参考文献

1. Walter Alvarez, William Lowrie 「Upper Cretaceous palaeomagnetic stratigraphy at Moria (Umbrian Apennines, Italy): verification of the Gubbio section」
2. 小玉一人 『古地磁気学』 東京大学出版会