

— 報 告 —

しんかいで地磁気を測る

富士原 敏也^{1a*}

海底に近い場所で地磁気を測ると、高分解能地磁気異常が得られ、海洋地殻の詳細な磁化構造や、海洋地殻に記された古地磁気変動を調べることに役立つ。潜水調査船を利用した地磁気調査では、磁力計のシステムが簡便である、海底の画像や採取試料等の他の観測情報が同時に入手できる等の長所がある。潜水船は海底直上を移動できるので、数mの分解能が期待できる。「しんかい6500」に深海磁力計を搭載しての地磁気観測が幾度か行われてきた。それらにより観測経験の蓄積、研究成果が積み重ねられてきた。一方で、計測に関しての問題点も次第に浮き彫りにされてきている。潜水船は地質観察優先の高度、航行をすること、センサーの設置位置、短い測線長などの制約により、地磁気測定に適したオペレーションを実現し難い。地磁気データのキャリブレーション法、オペレーション法には改善の余地が十分にあり、今後の検討が肝要である。潜水調査船で海底に近づいて観測することならではの長所を生かした地磁気観測は、潜水船観測の幅を拡げ、海洋底調査研究に非常に大きな効力を発揮することができると期待される。

キーワード：潜水船、しんかい6500、地磁気異常、古地磁気変動、海洋地殻磁化構造

2009年4月6日受領；2009年8月3日受理

1 独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部変動研究センター

現在の所属

a：独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部ダイナミクス領域

代表執筆者：

富士原 敏也

独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部ダイナミクス領域

〒237-0061 横須賀市夏島町2-15

046-867-9324

toshi@jamstec.go.jp

著作権：独立行政法人海洋研究開発機構

— Report —

Near-bottom Magnetic Measurements with Submersible Shinkai 6500

Toshiya Fujiwara ^{1*}

Near-bottom magnetic measurements provide us high-resolution magnetic anomaly. The high-resolution anomaly is valuable for the studies of the detailed magnetization structure of ocean crust and paleointensity recorded on the ocean crust. The measurements using a submersible have advantages to make the magnetometer system simple and to incorporate other observational results obtained by the submersible, such as seafloor pictures and samples that are informative for geology. A submersible usually moves at a height of several meters above seafloor, therefore the magnetic anomaly has a resolution of several meters. Magnetic measurements using the submersible Shinkai 6500 have been conducted several times, and experiences and scientific results have been accumulated. On the other hand, problems regarding the magnetic measurements were brought out. Because the submersible observation usually gives priority to geological observation, the navigation is not suitable for magnetic measurements. The restricted sensor position and the short track length are also disadvantages for the magnetic study. There is room for improvement in the magnetic calibration and operation. For the future, improvement of the measurement method is critically important. The near-bottom magnetic measurements with the submersible expand the range of the submersible study and provide additional information about lithology which may not be visible at the seafloor, and the seafloor age with a high resolution.

Keywords : Submersible, Shinkai 6500, Magnetic anomaly, Paleointensity, Magnetization of ocean crust

Received 6 April 2009 ; Accepted 3 August 2009

1 Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Corresponding author :

Toshiya Fujiwara

Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

2-15, Natsushima-cho, Yokosuka, 237-0061, Japan

+81-46-867-9324

toshi@jamstec.go.jp

Copyright by Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

1. 深海で地磁気を測る

磁場はポテンシャル量であり、地磁気異常の振幅は、海底からの距離（水深）を z 、地磁気異常の波数（～波長の逆数）を k とすると、指数関数 $\exp(-kz)$ に比例すると表すことができる（e.g. Blakely, 1996）。つまり地磁気異常の振幅は距離（水深）の増加によって減衰する、特に短波長異常は急速に減衰する。逆の見方をすれば、海底に近い場所で地磁気を測ると、海面上での測定では検知できない短波長、大振幅の高分解能地磁気異常が得られる。

深海地磁気異常は、海洋地殻の詳細な磁化強度分布、磁化構造を調べることに役立っている。研究例は、海洋地殻形成場である中央海嶺軸付近のものが数多い。中央海嶺軸で噴出した海底玄武岩は、変成の影響をほとんど受けていないため高磁化強度であるが、海嶺軸から離れるにつれて低温変成を受け残留磁化強度が減少する。そのため海嶺軸上では、高地磁気異常（Central Anomaly Magnetic High: CAMH）が観測される。深海CAMHの短波長成分を用いて海底玄武岩の磁化強度減衰の時定数が議論されており、低温変成は数万年以内の短い時間内に急速に進むと示されている（e.g. Gee and Kent, 1994）。数万年相当の時間変化は、高速拡大海嶺でも数百mの空間変化である。この規模の磁化構造変化に起因する波長の地磁気異常は、水深～3 kmを隔てた海上では検出することができない。

海底地質によく対応した詳細な海洋地殻の磁化強度分布が得られる。海底熱水域に対応して、その周囲より磁化強度が低い地殻部分があることが見出されている（e.g. Tivey and Johnson, 2002）。非活動の熱水域跡も低磁化であることから、成因は磁性鉱物の変成による寄与が大きいと議論されている。また、低速拡大海嶺の中軸谷壁では磁化強度が低い（e.g. Hussenöeder et al., 1996）。磁化強度低下の原因として、断層形成が磁化層を破碎あるいは薄化させるか低温変成を促進すると議論されている。

中央海嶺のトランスフォーム断層崖では、海洋地殻の鉛直断面というユニークな視点の観測ができ、鉛直方向の磁化構造が研究されている（e.g. Tivey, 1996）。中央海嶺における海洋地殻の磁化獲得機構や、海洋地磁気異常の原因層についての議論に寄与している。

中央海嶺軸に直交する方向の磁化強度変動が、堆積物試料から推定されたブルン（Brunhes）正磁極期から松山逆磁極期までにわたる古地磁気強度変動とよく対応できることは、深海地磁気異常から古地磁気強度変動を調べられる可能性を示している（e.g. Yamamoto et al., 2005）。

海洋地殻は過去2億年の地球磁場の唯一の連続記録媒体である。汎世界的に数多くの海域から深海地磁気異常の記録が得られたなら、グローバルな変動成分を取り出すことにより、期間の短い逆転やエクスカージョンの歴史、古地磁気強度変動が、大幅に過去まで遡れることが期待できる。これまでに、Anomaly 5（～10 Ma）の地磁気異常の微小変動（tiny wiggles）の観測（e.g. Bowers et al., 2001）や、ジュラ紀の地磁気異常の低振幅帯（Jurassic Quiet Zone: JQZ）の観測（e.g. Tominaga et al., 2008）等が行われている。

2. 潜水船調査と深海地磁気異常研究

2.1. 潜水調査船を利用した地磁気測定

海底近くで地磁気計測をするには、磁力計システムを単独で深海曳航する他に、曳航式サイドスキャンソナー等に磁力計を取り付ける、潜水調査船、無人探査機（ROV）や自律型無人探査機（AUV）に磁力計を取り付ける方法がある。

潜水船を利用した測定は、システムが簡便にでき安価であることが、長所として挙げられる。磁力計センサー以外の機器は潜水船内に納めることができるため、大きな耐圧容器、防水措置が要らない。電源供給あるいは位置・高度、姿勢等の計測データは、潜水船から供給を受けることが可能である。研究面での利点は、他の観測情報、例えば海底の目視地質観察・画像、採取試料の分析値が、同時に入手でき直接対応がつけられることである。

反面、潜航調査の多くは目視観察、試料採取を主目的としたものになるため、地磁気測定に適した潜航とすることが難点である。磁力計センサーを潜水船に取り付けているため、潜水船の船体磁化が大きな問題である。有人潜水船の作業安全の面も関係して、磁力計センサーを必ずしも理想とする位置に設置できない場合、電気系統による電磁気ノイズの影響を大きく受けてしまうことがある。

2.2. 海洋地殻の詳細な磁化構造

潜水調査船「しんかい6500」による初めての地磁気計測は、1994年の大西洋中央海嶺ケーントランスフォーム断層付近の潜航調査で行われ、14潜航で地磁気データが得られた（富士原ほか, 1995）。使用した深海磁力計は、当時東京大学海洋研究所の藤本博巳研究室で製作された（佐柳ほか, 1995）。日本には船上3成分磁力計の開発経験があり（e.g. Isezaki, 1986）、深海磁力計も地磁気3成分を測るように設計されている。その調査航海では、先達であるアメリカ・ウッズホール海洋研

研究所の潜水船「アルビン (Alvin)」で用いられた深海磁力計 (e.g. Macdonald et al., 1983; Tivey, 1996) も一緒に「しんかい6500」に取り付けられていた。両磁力計の測定データの比較ができ、アメリカのオペレーション、データ処理等を目の当たりに参考にできたことは有益であった (Tivey et al., 1998)。

低速拡大海嶺のトランスフォーム断層では、様々な岩石、海洋地殻断面を観察することができる。海底に接近した (潜水船高度数m) 測定のため、海底近くの岩石の磁化が、地磁気異常に非常に大きく寄与する。したがって、磁化層下面の位置にはほとんどよらずに、現場における海底岩石の磁化強度が求められる。トランスフォーム断層と拡大軸接合部の観測では、拡大軸の新規火山帯 (Neo-Volcanic Zone: NVZ) の数百mの狭い範囲で、海上で観測される地磁気異常に比べ1~2桁大きい、10000 nTを超える振幅の異常が得られた。NVZの玄武岩の磁化は~50 A/mであり、海嶺軸付近の

玄武岩では~20 A/m、3 Maの玄武岩は~10 A/mであった。斑礫岩、一部蛇紋岩化した橄欖岩の磁化は0~2 A/mという結果を得た (Fujiwara and Fujimoto, 1998)。

地磁気3成分異常を活用すれば、磁化構造が2次元である場合、その走向を調べることができる (Seama et al., 1993)。観測域では、成層磁化構造を示唆する地形の等高線に平行な走向が見られた他、等高線に斜交する走向も見られた。斜交する走向は、断層運動等による磁化構造の回転、傾動、あるいは変形を示しているのかもしれない。系統的な潜航測線配置ができれば、テクトニック変動も考察した磁化構造を明らかにできる可能性を示した。

「しんかい6500」には今日までその後も、産業技術総合研究所・山崎俊嗣研究室で製作された磁力計や、また東京大学海洋研究所・沖野郷子研究室の磁力計 (愛称「しんかいミニ子」) が載せられ、大西洋中央海嶺15度20分トランスフォーム断層付近、南西インド洋海

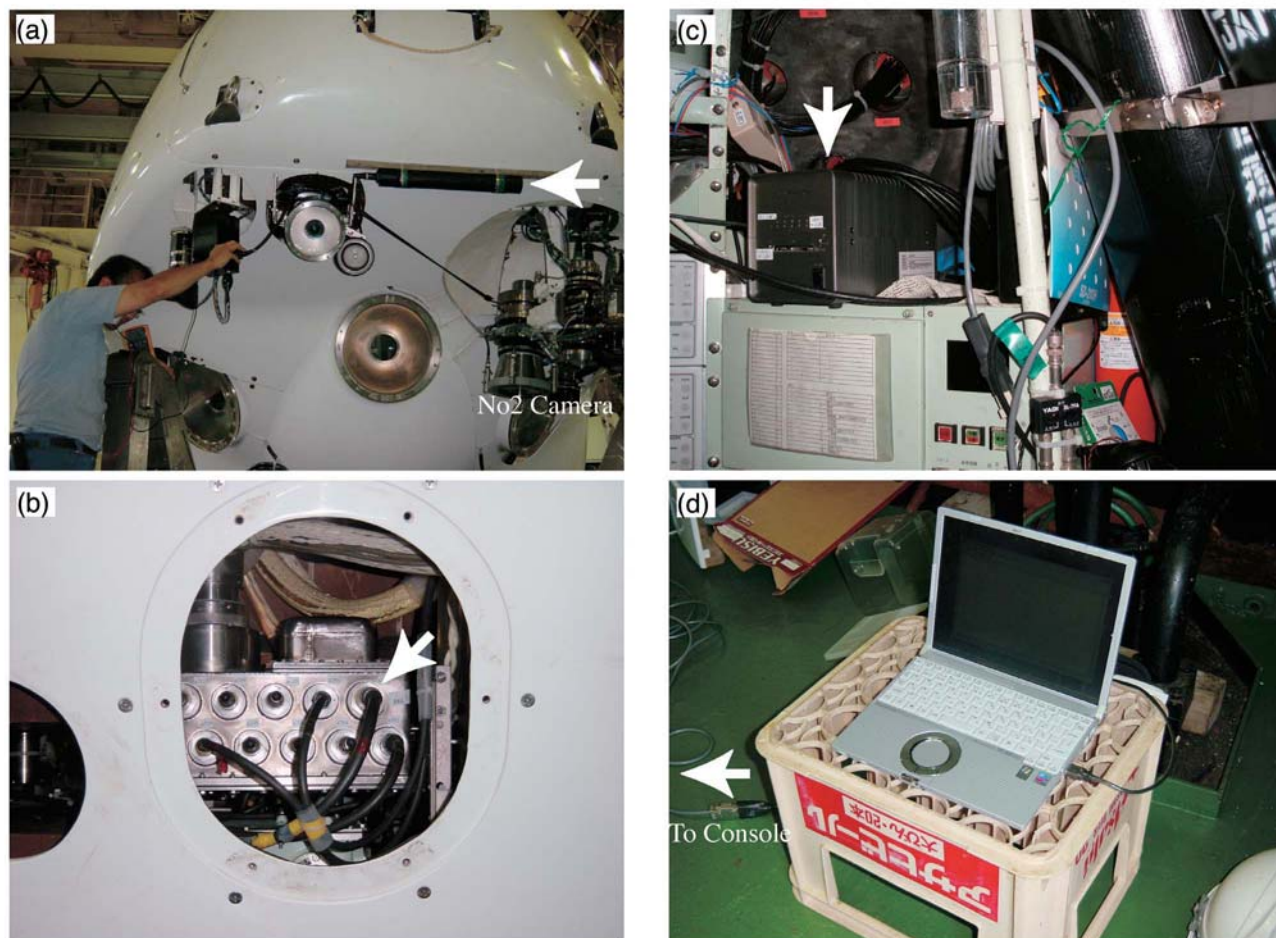


Fig. 1 The deep-sea magnetometer installed on the submersible Shinkai 6500. (a) The magnetometer sensor was attached to the front panel. (b) The sensor cable was connected to the outside payload branch box on the starboard of the submersible. (c) The controller unit was settled in the cockpit. (d) The personal computer started up the magnetometer system before the launch.

嶺アトランティスバンク、中央インド洋海嶺にある海洋コアコンプレックスの調査 (Sato et al., 2009) 等が行われている。これらの観測域において、玄武岩から橄欖岩までの海洋地殻・最上部マントル断面が観測されている。

2.3. 詳細な古地磁気変動

1996年には、フランス・イフレメールの潜水調査船「ノティール (Nautile)」に東大海洋研の磁力計を搭載して、大西洋中央海嶺22°Nの潜航調査が行われ、19潜航で地磁気データが得られた (Honsho et al., 2009)。この調査では、数潜航の測線を海嶺軸に直交な方向に直線的に繋げ、海嶺斜面両側の松山逆磁極期に至る長い距離の海嶺斜面が調査された。その結果、ブルン正磁極期中の海洋地殻磁化強度変化を観測した。この磁化変化は、堆積物試料研究から調べられた古地磁気強度変動 (e.g. Vallet and Meynadir, 1993; Guyodo and Valet, 1999) と良く対比でき、深海地磁気異常により古地磁気変動が調べ得ることが示された。

3. しんかいで地磁気を測る

3.1. 深海磁力計

本稿では、2008年6~7月に行われた「よこすか」YK08-08 Leg-1 航海「しんかい6500」潜航調査 (Fujiwara et al, 2008) を例にして、地磁気計測方法とデータ処理方法を紹介する。本潜航調査では「しんかいミニ子」磁力計 (2.2節を参照) が用いられた。同磁力計は、耐圧容器に収められた3軸フラックスゲートセンサーと温度計、本体制御・データ収録部、およびパーソナルコンピュータ (Windows XP) より成る (図1)。

磁力計センサー部は、潜水船の前上部パネルに取り付けられた (図1(a))。この時センサーの3軸方向は、前方向、左舷方向、鉛直下向きに向いている。センサーケーブルをパネル内側から通し、船外右舷側のパイロード分岐箱に接続した (図1(b))。センサーケーブルはパイロード分岐箱、船内部のターミナル盤を介して磁力計本体に接続される。磁力計本体は船内後ろのスペースに備え付けられた (図1(c))。磁力計本体は潜水船内で電源DC12Vの供給を受け、ジャイロデータのリアルタイム供給を受ける。

3.2. データ取得

毎潜航開始前に、潜水船外に用意したコンピュータと船内の本体をRS232Cケーブルで繋ぎ、コンピュータから磁力計を起動する (図1(d))。磁力計内部時計の時刻、計測データ入力を確認して収録を開始し、コン

ピュータは切り離す。計測データは、磁力計データ (時間、地磁気3成分、温度) と潜水船ジャイロデータ (方位、ロール、ピッチ) で、同時に出力ファイル中の同行に記録される。データは本体のカードメモリに記録される。サンプリングレートは潜水船の動揺周期よりも十分短い0.1秒である。潜水開始前から潜航を終了し浮上するまでの間、連続測定・データ収録を行った。「しんかい6500」は毎分30~40mの速度で海中を下降する、上昇もほぼ同速度である。8~9時間の潜航時間の内、調査海域が3000~4000mの水深ならば、海底における調査時間は4~5時間で、1潜航では通常2km程度の移動距離 (測線長) となる。本航海では、西太平洋マリアナ島弧の前弧蛇紋岩海山 (18.5°N~20°N) で3潜航 (第1085~1087潜航)、マリアナトラフ背弧海盆拡大軸 (17°N) で3潜航 (第1088~1090潜航)、計6潜航調査が行われた。

3.3. 地磁気計測データのキャリブレーション・その1

地磁気データは潜水船に固定された磁力計の座標系で計測されるため、潜水船の姿勢変化に対応して地磁気データが変動する。またセンサーを船体に取り付けるため、潜水船の磁化の影響を大きく受ける。地磁気計測データは次式のように表せると考える (Isezaki, 1986; 島, 1992)。

$$\begin{aligned} \mathbf{H}_0 &= \mathbf{R} \cdot \mathbf{F} + \mathbf{A} \cdot \mathbf{R} \cdot \mathbf{F} + \mathbf{H}_p \\ &= \mathbf{A}' \cdot \mathbf{R} \cdot \mathbf{F} + \mathbf{H}_p \end{aligned} \quad (\mathbf{A}' = \mathbf{I} + \mathbf{A}) \quad (1) \text{式}$$

ここで、 $\mathbf{H}_0$: 地磁気測定値ベクトル、 $\mathbf{R}$: 潜水船方位・ロール・ピッチ角による座標変換行列、 $\mathbf{F}$: 地理座標系の地球磁場ベクトル、 $\mathbf{A}$: 潜水船の誘導磁化に関する行列、センサーの3軸方向と潜水船座標系とのずれの補正も含まれる、 $\mathbf{H}_p$: 潜水船の永久磁化に関するベクトルである。 $\mathbf{A}'$ 、 $\mathbf{H}_p$ は定数とすると、これらが推定できれば、測定値 $\mathbf{H}_0$ 、 $\mathbf{R}$ より地球磁場 $\mathbf{F}$ を求めることができる。(1)式を各成分に書き下すと、

$$\begin{pmatrix} H_{0x} \\ H_{0y} \\ H_{0z} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos\gamma & 0 & \sin\gamma \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin\gamma & 0 & \cos\gamma \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\beta & \sin\beta \\ 0 & -\sin\beta & \cos\beta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos\alpha & \sin\alpha & 0 \\ -\sin\alpha & \cos\alpha & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} a_{14} \\ a_{24} \\ a_{34} \end{pmatrix} \quad (2) \text{式}$$

ここで、(H_{0x} , H_{0y} , H_{0z}): 測定値3成分、(F_x , F_y , F_z): 地磁気3成分 (水平北向き、水平東向き、鉛直下向き)、 α : 方位角、 β : ロール角、 γ : ピッチ角である。地球磁場ベクトルにロール、ピッチ角行列を作用させる

順番は、使用されている鉛直ジャイロの構造によるので、仕様を調べるか、あるいはキャリブレーション後の地磁気データのばらつきの小さい方を選択する。「しんかい6500」においては(2)式の通りである。また「しんかい6500」では、ロール、ピッチ角の符号はそれぞれ右舷下がり、船尾上がりが正である。(2)式の連立方程式から各測定値成分につき4個の係数、合計12個の補正係数 a_{ij} を最小2乗法により求める。なお、計測データの同行に収録された姿勢データと地磁気データは、必ずしも同時ではなく時間差が生じる場合がある。本航海では、0.2秒(データ2行分)ずらして合わすと、補正後の地磁気データの分散が最も小さくなった。

潜水船は自然に回転しながら海中を下降する。「しん

かい6500」は、2~3分に1回転しながら降下する。その下降中に全方位の測定値が得られる(図2(a), (b))。海面から数百m以深かつ海底からの距離が遠い、したがって、母船「よこすか」の船体磁化の影響も海洋地殻磁化の影響も小さい水深中での計測データを、キャリブレーションに用いる。本航海では潜航開始約10分後から20分間のデータを使用した。これは、水深300~1200mでの8~9回転分の計測データである(図2中の黄色太線で示した時間帯)。

(2)式を解く際には、地球磁場は地磁気異常の影響がない周辺地球磁場として、国際標準磁場(International Geomagnetic Reference Field: IGRF, IAGA Division V, Working Group VMOD, 2005)による予測値を代用する。

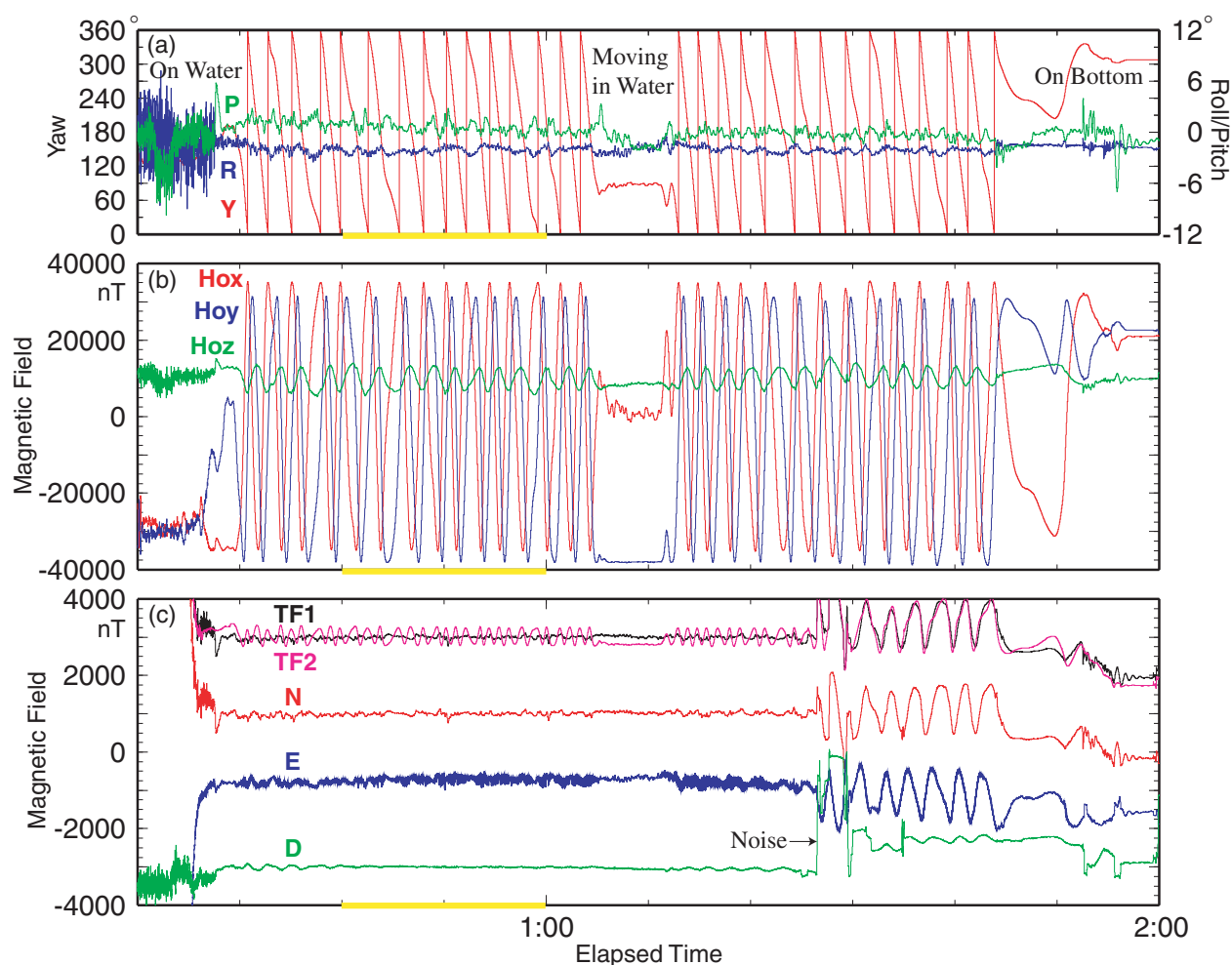


Fig. 2 Raw and calibrated data collected during Dive 1088. The horizontal axis indicates elapsed time from the recording start and the early part of the dive is shown in this figure. (a) Red, blue, and green lines show yaw, roll, and pitch angles of the submersible, respectively. Variation of yaw angles show the submersible spins on descent in water. (b) Raw data of magnetic field measured in the coordinate system fixed to the submersible. Measured magnetic data vary in response to the submersible's motion. Red and blue lines show horizontal components, and a green line is a vertical component. (c) Calibrated data of magnetic field in the geographical coordinate system. Red, blue, and green lines show horizontal northward, eastward, and vertical downward components, respectively. Black and purple lines are synthesized magnetic total force employing the first (see 3.3 section) and the second (see 3.4 section) methods of calibration described in the text, respectively. The thick yellow line on the horizontal axis indicates the time zone used for the calibration.

図2(c)はキャリブレーション後の地磁気データを示す、詳細については4章で後述する。

表1に各潜航で求められた補正係数を示す。A' (a_{ij} , $i,j=1 \sim 3$)は単位行列にほぼ等しい ($a_{ij} \sim 1$, $i=j$; $a_{ij} \sim 0$, $i \neq j$)ことから、誘導磁化の寄与は小さいと考えられる。

ロール、ピッチ角が数度程度と小さいため、地磁気計測データは磁場水平成分測定値に比べて、磁場鉛直成分 (Hoz) はほとんど変動しない (図2(a), (b))。そのため、(2)式の添字3に関わる係数は正しく決まらないおそれがある。特に、 a_{33} (鉛直方向の誘導磁化に関する係数) と a_{34} (鉛直方向の永久磁化に関する係数) がトレードオフの関係になる (表1)。

船上地磁気3成分観測の場合には、この悪条件を緩

和するため、航海中の緯度差がある数カ所で、キャリブレーションのための「8の字」航走を行い、周辺地球磁場鉛直成分を変動させることを図るが、潜航調査域内は緯度差が取れない。また観測船はよく揺れるが、潜水船はほとんど揺れない乗り物である、つまりロール、ピッチ角が非常に小さく、解を求めるための条件は、より悪い。「しんかい6500」は、トリム調整装置により10度程度の前後方向の傾斜角 (ピッチ角) を与えることができるので、キャリブレーション時の操船は工夫の余地があるかもしれない。ただし海中下降中に角度をつけることは、下側からの水流の抵抗のため困難であろうと考えられる (「しんかい6500」運航チーム：佐々木義高氏私信)。

Table 1 Correction coefficients determined in each submersible dives.

Coefficients in Equation (2)

A'			Hp (nT)
a_{11}	a_{12}	a_{13}	a_{14}
a_{21}	a_{22}	a_{23}	a_{24}
a_{31}	a_{32}	a_{33}	a_{34}

Dive 1085

1.00523	-0.01134	0.04632	-368.9
0.00130	0.99816	-0.12471	-1409.6
-0.06863	0.00307	1.47534	-9145.4

Dive 1086

1.00214	0.01802	-0.03914	691.8
-0.02324	1.00401	-0.22050	138.8
-0.07451	0.00233	0.99515	-2046.6

Dive 1087

1.00367	-0.01138	-0.00725	246.5
0.00680	0.99491	0.12584	-5797.7
-0.07333	0.00397	1.00570	118.0

Dive 1088

1.00064	0.02059	-0.07959	921.5
-0.02250	0.99696	-0.13467	-1295.6
-0.07394	0.00193	1.00583	-2175.8

Dive 1089

1.00064	0.02496	-0.05810	720.5
-0.02872	1.00190	-0.21099	-367.5
-0.07577	0.00274	0.97137	-1925.2

Dive 1090

1.00635	-0.00357	-0.08900	661.1
-0.00119	0.99774	0.09183	-5028.3
-0.07345	0.00347	1.02779	672.0

3.4. 計測地磁気データのキャリブレーション・その2

誘導磁化の寄与は十分小さいとみなして、潜水船の永久磁化のみ考慮する方法がある。姿勢データを利用して地磁気3成分を算出せずに全磁力のみを利用するなら、この方法が使える。例えば前述の「アルビン」の磁力計は、この方法でキャリブレーションをしている。次式は、地磁気測定値から各成分に加わる永久磁化による磁場補正定数を差引いた3成分合成値 (磁場強度) は、周辺地球磁場全磁力値と同値であり、潜水船の方位によらず、キャリブレーション中の範囲では一定であることを表している。

$$(H_{ox} - H_{px})^2 + (H_{oy} - H_{py})^2 + (H_{oz} - H_{pz})^2 = \text{Constant} \quad (3)$$

ここで (H_{px} , H_{py} , H_{pz}) は、潜水船の永久磁化に関する3成分である。上式に一連の測定値を代入して、上記の3補正係数を変えながら左辺を計算し、右辺の分散 (標準偏差) を求めた (図3)。水平成分の補正值 H_{px} , H_{py} の組み合わせは明晰に極小値が見つかる (図3(a))。しかしながら鉛直成分の補正值 H_{pz} は、拘束できないことがわかる (図3(b), (c))。

与えられた H_{pz} に対して、(3)式右辺の分散が最も小さくなる H_{px} と H_{py} の組み合わせを求め、その時の標準偏差と計算全磁力値 ((3)式の左辺の平方根) を示した (図4)。第1088潜航に例をとると、 $H_{pz} < -2000$ nT では標準偏差はほぼ横ばいで、適当な H_{pz} を判定できない。数値上、標準偏差が最小になるのは H_{pz} が -9400 nT の時である (図4中の黒矢印)。(3)式を最小2乗法を使って補正係数を決定した場合には、ここに求まることになる。しかしながら全磁力値が39900 nT になってしまう。IGRFや本航海で得られた海上曳航プロトン磁

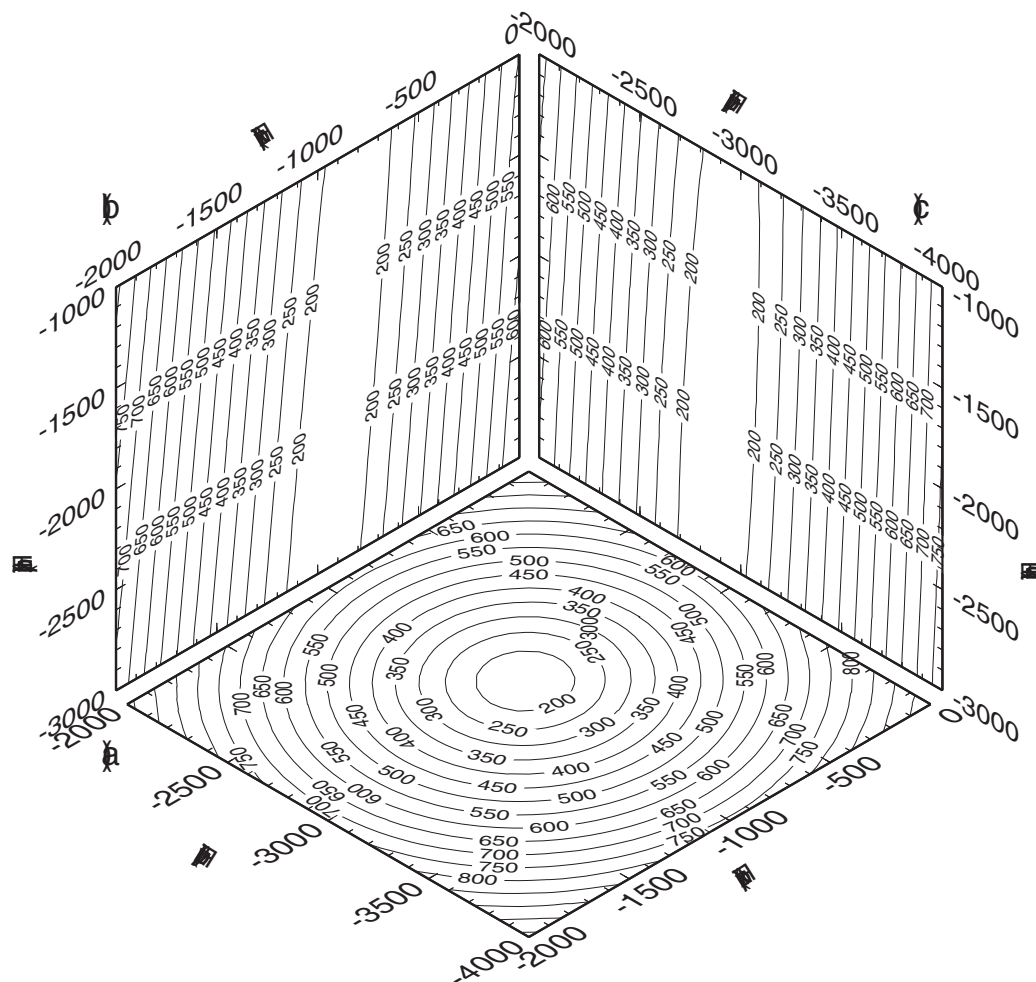


Fig. 3 Contour maps of standard deviations of computed total force (square root of the left-hand side of the Equation (3)) for given Hpx, Hpy, and Hpz combinations. Measured data during Dive 1088 were applied. (a) Hpx-Hpy plane at Hpz = -2300 nT. (b) Hpx-Hpz plane at Hpy = -2900 nT. (c) Hpy-Hpz plane at Hpx = -900 nT.

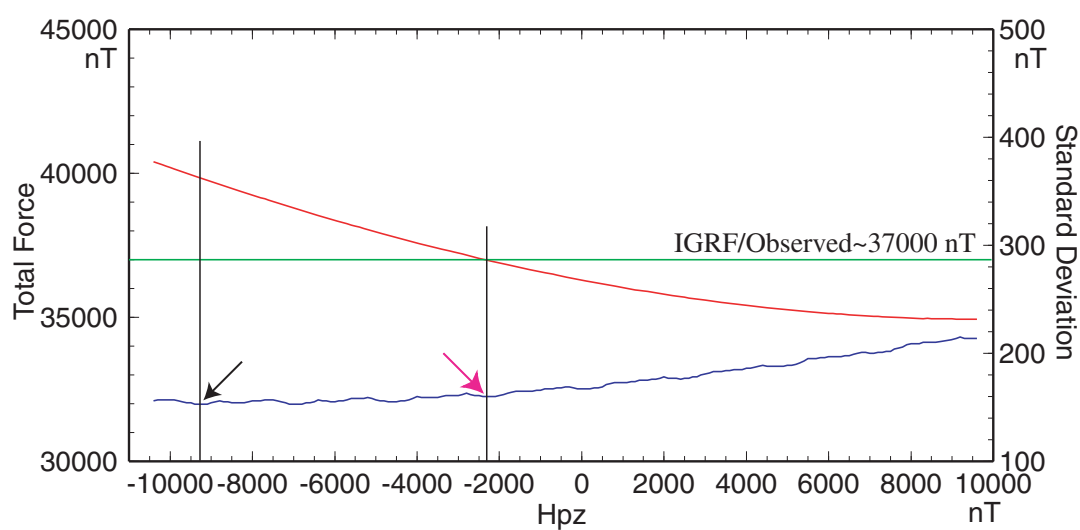


Fig. 4 For given Hpz, Hpx and Hpy to minimize variance of the right-hand side of the Equation (3) were estimated. Measured data during Dive 1088 were applied. A blue line shows the standard deviations and a red line shows computed total force employing the three coefficients. IGRF and observational values with a surface-towed proton magnetometer during the YK08-08 Leg-1 cruise indicate that the total force of ambient geomagnetic field is approximately 37000 nT (green line).

力計全磁力観測値を参照すると、周辺磁場全磁力値は ~ 37000 nTである。したがってHpzは -2300 nT付近に解を取るのが妥当と思われる（図4中の紫矢印）。

4. 問題点

本航海の6潜航調査では、各潜航でそれぞれ異なる補正係数の組が求まった（表1）。このような結果は過去の潜航調査でも報告されている。その原因としては、最小2乗法で解を求めるためには条件が悪いので、小さな計測誤差でも大きく影響してしまうことが理由として考えられる。各潜航の搭載機器・器具の違い、あるいは航海中に粘性残留磁化を獲得する等で、実際に潜航ごとに船体磁化が変化することもあるかもしれない。

キャリブレーション後の地磁気データには、依然、数百 $\sim$ 数千 nT程度の振幅の変動が残る（図2(c)）。潜水船のロール、ピッチ動揺と同様の周期（20 $\sim$ 30秒）で、100 $\sim$ 200 nTの振幅の磁気変動がある。また、潜水船の方位変化に同期して、磁気データの値が変化している。海底調査中においては、潜水船の変針の前後で、500 $\sim$ 1000 nTの値のバイアス的な飛びとなって現れる（例えば図5(b)中の紫矢印で示した箇所）。

キャリブレーション・その2法（3.4節を参照）を用いた地磁気データでは、潜水船の1回転の間に2周期の変動がある（図2(c)中の紫線）。このことは、誘導磁化

の補正も完全には無視できなく必要であることを示唆している。

第1086潜航記録で顕著に見ることができるが、地磁気データには不連続な値の飛び（1500 $\sim$ 3000 nTの差）が時折見られる（図5(b)中のNoiseで示した部分）。このような矩形状あるいは階段状の変動は、海底の磁化構造を反映しているものではなく、人工的ノイズと思われる。何かの潜水船作業（マニピュレータ、投光器、カメラ操作、交信等）と関係して、電磁気ノイズが発生して混入する。同現象は、センサーを同位置に設置した他潜航調査でも報告されている（佐藤, 2007）。全潜航の画像記録と磁気データを時間を追ってチェックした結果、この地磁気異常のノイズ的変動のタイミングと大きさは、No.2カメラ（図1(a)中の右側）を動かした時間、位置と移動量に一致していることがわかった。矩形的なノイズに見えるのは、潜航研究者が航走中のカメラ位置と試料採取作業中のカメラ位置を、ほぼ固定して使うからである。第1088潜航の場合を参考にすると、航走中の海底画像を撮るときには、左右（パン）角で約 -60 度、試料採取作業時は、潜水船のマニピュレータとサンプルバスケットが映るように約 $+30$ 度にしていた。再び航走になったときには、ほぼ同じ位置約 -60 度に直していた。磁気データは、試料採取作業でカメラを動かした時（内側に向けた時：磁力計センサー

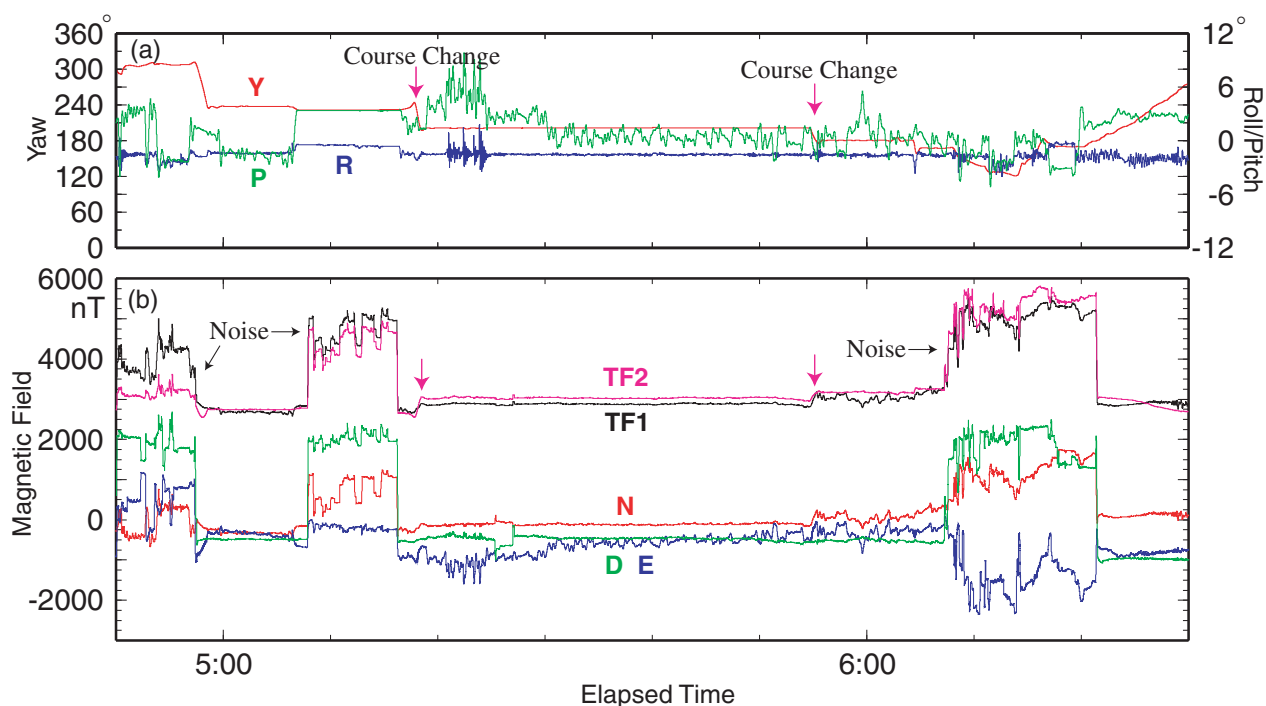


Fig. 5 Calibrated magnetic field data during Dive 1086. The horizontal axis indicates elapsed time from the recording start and the middle part of the dive near-bottom is shown in this figure. (a) Submersible's yaw, roll, and pitch angles. (b) Northward, eastward, vertical downward components, and total forces, respectively. Color code is the same as shown in Fig. 2. The profiles are DC-shifted for an easy look.

に近づけた時) 2000 nT 程度数値が上がって、位置を戻した時に数値はほぼ元のレベルに下がった。試料採取作業中は、マニピュレータの手元を追って多少細かく動かしたが、その時は移動量に応じた変動をした。ノイズ源から少しでも距離を離せば、電気系統による電磁気ノイズは避けられる。今後の潜航調査ではセンサーの設置位置を変え、ノイズ混入を防げるか試みるなど検討が必要である。センサーを船体から離せれば望ましいが、有人潜水船の作業安全の面も関係するので難しい面がある。

第1088潜航の海中下降中の記録を見ると、電磁気ノイズと思われる値の飛びが現れている間の地磁気データは、方位変化に連動して大きく変動して、補正が不完全になる現象が出ている(図2(c)中のNoiseで示した部分以降の部分)。値の飛びは潜航中に数度は起こる現象であるので、海底調査中の地磁気データが被る影響は深刻である。

現状では、潜水船の動揺が小さく、一定方向を航走した区間の地磁気異常相対変化を抽出し、磁化構造解

析に用いることになる。地質観察のために変針を繰り返す、試料採取のためにしばしば停船し、着底し作業を行う、母船との交信をする。これらのことは潜水船調査では必要不可欠なことであるが、地磁気計測面からは望ましくないことである。地磁気データ取得が研究にとって決定的に重要である時には適切に、調べたい磁化構造変化に直交して一定方向を航行する必要がある。潜水調査船で海底に近づいて観測することの新鮮な驚きと感動を生かしながら、良質の地球物理学データを取得することが、必須の要点となると思われる。

今後、計測データの残差変動の要因を究明して、キャリブレーション、オペレーション方法の改善を検討し、測定精度向上を図っていく必要がある。将来広く行われるであろうAUVを活用した地磁気観測にとっても、有用な知識の獲得となることが期待できる。

5. 深海地磁気異常の特徴

キャリブレーション後の地磁気データから矩形状・階段状のノイズ、変針によって生じるバイアスを除去

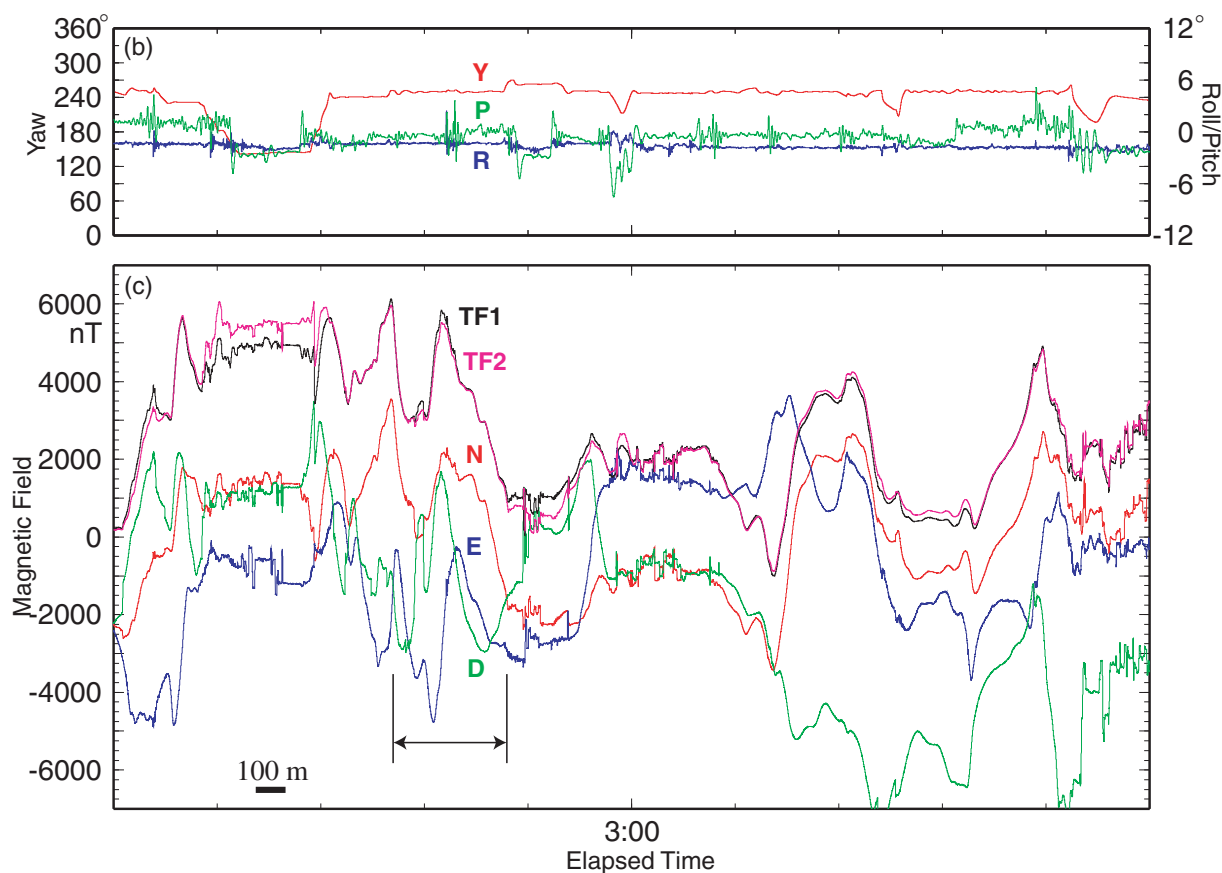


Fig. 6 Near-bottom magnetic anomaly during (a) Dive 1086 (the same time span as Fig. 5). (b) Ship's attitude and (c) near-bottom magnetic anomaly during Dive 1088, the middle part of the dive near-bottom is shown in this figure. Artificial noise and bias associated with submersible's course changes were corrected and data while sampling works were removed from the magnetic data. The profiles are DC-shifted for an easy look. Color code is the same as shown in Fig. 5.

し、着底作業中のデータを削除し、地磁気異常を求めた。図6には、比較的一定方向を航走している部分を選び、2潜航の記録を示している。ノイズは完全には除去できていないと思われる。潜水船は海底直上を移動しているので分解能を考慮すると、細かい地磁気変動はシグナルである可能性もあるが、議論することは難しい。波長100 mより長い地磁気異常変動が確認でき、それに注目すると、第1086潜航では変動が小さい（図6(a)）。この潜航では蛇紋岩海山を調査したが、大部分の海底表層は半遠洋性の堆積物で被われていた。地磁気異常の変化が少ない理由は、海底堆積層の磁化が小さいためであろう。

一方これに対して、玄武岩溶岩上を潜航した第1088潜航の地磁気データは、大きな地磁気異常変動が現れている、その振幅は5000 nTにおよんでいる（図6(c)）。地磁気異常の波長は100～数百mで、潜水船で目視観察された海底微細地形変化の空間的規模に対応しているものと思われる。地磁気3成分全てが変動していることは、3次元的磁化構造を示唆しており、溶岩流地形起伏の複雑さによるものであろう。

調査域であるマリアナトラフは磁気赤道に近く、地球磁場ベクトルはほぼ水平北向きである。したがって、地磁気北向き成分の変化と全磁力変化は、パターンが良く類似している。水平東向き成分と鉛直下向き成分の地磁気変化が所々で、それぞれの位相が1/4波長程ずれて見えるところがある（例えば図6(c)中の矢印部分）。これは南北方向に伸びる磁化境界の存在を示唆している（Isezaki, 1986）。背弧拡大軸の走向とほぼ平行方向であるので、拡大軸に平行な断層・割れ目構造か、1つの溶岩流の伸張方向、あるいは年代変化に伴う磁化強度変化を反映しているのかもしれない。

本航海では、深海サブボトムプロファイラを「しんかい6500」に同時搭載して観測を行っている（小池ほか, 2008）。堆積層厚の計測情報により、玄武岩溶岩の年代と場所による新旧が議論できる。第1088潜航はマリアナトラフ拡大軸に直交方向に測線が取られている。その潜航では拡大軸谷の中軸部が最も堆積物の被覆量が少なく、拡大軸谷端に向けて堆積物被覆量が増えていくことが観察された（Fujiwara et al., 2008）。したがって、中軸付近の海底形成が最も新しく、拡大軸谷端に向けて海底年代が古くなると推定される。地磁気異常も拡大軸谷中軸付近の振幅が最も大きく（図6(c)）、海底が新しい溶岩であることを示唆し、堆積物からの年代推定と調和している。拡大軸谷端では、中軸付近に比べて地磁気異常の振幅が1/5に減少している。潜航測線内では、溶岩年代は数千から数万以内と考えられる。

サブボトムプロファイラ観測、試料分析の結果も合わせて、得られた地磁気異常振幅データから、磁化強度の空間分布、拡大軸谷内の溶岩年代分布が今後議論できる可能性がある。また玄武岩の低温酸化による残留磁化強度の減少を示唆する、年代と海底玄武岩磁化強度の関係の議論ができる期待がある。

謝辞

調査航海を通じて「しんかい6500」運航チームや「よこすか」乗組員、日本海洋事業の観測技術員には多大なる支援をいただいた。沖野郷子准教授には磁力計を貸与いただいた。佐藤太一氏には磁力計使用法、データ処理についての有益な意見をいただいた。査読者の山崎俊嗣、佐柳敬造両博士には、論文を改善するための有益なコメントをいただいた。YK08-08 Leg-1 航海には、科学研究費補助金・基盤研究(C)（代表：富士原敏也、課題番号：20540417）、独立行政法人海洋研究開発機構地球内部変動研究センター運営交付金の一部を使用した。

引用文献

- Blakely, R. J. (1996), *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*, Cambridge University Press, New York, 441 pp.
- Bowers, N. E., S. C. Cande, J. S. Gee, J. A. Hildebrand, and R. L. Parker (2001), Fluctuations of the paleomagnetic field during chron C5 as recorded in near-bottom marine magnetic anomaly data, *J. Geophys. Res.*, **106**, 26379–26396.
- 富士原敏也, 藤本博巳, M. Tivey (1995), 大西洋中央海嶺ケントランスフォーム断層西側接合域 (WMARK) における海底地磁気3成分観測, *JAMSTEC 深海研究*, **11**, 11-20.
- Fujiwara, T. and H. Fujimoto (1998), Seafloor geomagnetic vector anomaly of the intersection of the Mid-Atlantic Ridge and the Kane Transform Fault: Implications for magnetization of the oceanic crust, *J. Geophys. Res.*, **103**, 30335-30349.
- Fujiwara, T., S. Umino, M. Asada, Y. Koike, T. Kanamatsu, K. Kimoto, and S. Okada (2008), A submersible study of the Mariana Trough back-arc spreading center at 17°N, *JAMSTEC Rep. Res. Dev.*, **8**, 61-73.
- Gee, J., and D. V. Kent (1994), Variations in layer 2A thickness and the origin of the central anomaly magnetic high, *Geophys. Res. Lett.*, **21**(4), 297-300.
- Guyodo, Y. and J. P. Valet (1999), Global changes in

- intensity of the Earth's magnetic field during past 800 kyr, *Nature*, 399, 249-252.
- Honsho, C., J. Dyment, K. Tamaki, M. Ravilly, H. Horen, and P. Gente (2009), Magnetic structure of a slow spreading ridge segment: Insights from near-bottom magnetic measurements on board a submersible, *J. Geophys. Res.*, 114, B05101, doi:10.1029/2008JB005915.
- Hussenoeder, S. A., M. A. Tivey, H. Schouten, and R. C. Searle (1996), Near-bottom magnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge axis, 24°-24°40'N: Implications for crustal accretion at slow spreading ridges, *J. Geophys. Res.*, 101, 22051-22069.
- International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA), Division V, Working Group VMOD: Geomagnetic Field Modeling (2005), The 10th-Generation International Geomagnetic Reference Field, *Geophys. J. Int.*, 161, 561-565.
- Isezaki, N. (1986), A new shipboard three component magnetometer, *Geophys.*, 51, 1992-1998.
- 小池悠己, 富士原敏也, 海野進, 浅田美穂, 岡田聡 (2008), 「しんかい 6500」に搭載されたサブボトムプロファイラを用いたマリアナトラフ背弧拡大軸付近の表層堆積物観察, *JAMSTEC Rep. Res. Dev.*, 8, 75-89.
- Macdonald, K. C., S. P. Miller, B. P. Luyendyk, T. M. Atwater, and L. Shure (1983), Investigation of a Vine-Matthews magnetic lineation from a submersible: the source and character of marine anomalies, *J. Geophys. Res.*, 88, 3403-3418.
- 佐藤太一 (2007), 中央インド洋海嶺南端部に位置する海洋コアコンプレックスの磁化構造, 船上および深海型三成分磁力計を用いた解析, 東京大学大学院理学系研究科修士論文, 71pp.
- Sato, T., K. Okino, and H. Kumagai (2009), Magnetic structure of an oceanic core complex at the southernmost Central Indian Ridge: Analysis of shipboard and deep-sea three-component magnetometer data, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q06003, doi:10.1029/2008GC002267.
- 佐柳敬造, 藤本博巳, 玉木賢策, 富士原敏也, 村上英幸, 蓑島克久 (1995), 汎用深海三成分磁力計システムの開発, *海洋調査技術*, 6, 21-32.
- Seama, N., Y. Nogi, and N. Isezaki (1993), A new method for precise determination of the position and strike of magnetic boundaries using vector data of the geomagnetic anomaly field, *Geophys. J. Int.*, 113, 155-164.
- 島伸和 (1992), 海上における地磁気三成分異常の研究, *海洋調査技術*, 4, 41-49.
- Tivey, M. A. (1996), Vertical magnetic structure of ocean crust determined from near-bottom magnetic field measurements, *J. Geophys. Res.*, 101, 20275-20296.
- Tivey, M. A., A. Takeuchi, W. Bryan, H. Fujimoto, T. Fujiwara, T. Furuta, H. Ishizuka, P. B. Kelemen, H. Kinoshita, K. Kobayashi, and T. Matsumoto (1998), A submersible study of the western intersection of the Mid-Atlantic Ridge and Kane Fracture Zone (WMARK), *Mar. Geophys. Res.*, 20, 195-218.
- Tivey, M. A., and H. P. Johnson (2002), Crustal magnetization reveals subsurface structure of Juan de Fuca Ridge hydrothermal vent fields, *Geology*, 30(11), 979-982.
- Tominaga, M., W. W. Sager, M. A. Tivey, and S. M. Lee (2008), Deep-tow magnetic anomaly study of the Pacific Jurassic Quiet Zone and implications for the geomagnetic polarity reversal timescale and geomagnetic field behavior, *J. Geophys. Res.*, 113, B07110, doi:10.1029/2007JB005527.
- Valet, J. P. and L. Meynadier (1993), Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years, *Nature*, 366, 234-238.
- Yamamoto, M., N. Seama, and N. Isezaki (2005), Geomagnetic paleointensity over 1.2 Ma from deep-tow vector magnetic data across the East Pacific Rise, *Earth Planets Space*, 57, 465-470.