

海底磁力計データによる海上磁気測量日変化補正の試み(1)

金子康江・春日 茂 : 大陸棚調査室

Correction of Geomagnetic Field Variation with Ocean Bottom Magnetometer

Yasue Kaneko and Shigeru Kasuga : Continental Shelf Surveys Office

1. はじめに

磁気測量を精度良く行うには、①測点の正確な位置を決定できること、②磁場測定機器の精度が高いこと、③外部磁場変動を合理的に除去すること、が必要である。特に海上磁気測量では、①③が難しい。最近、人工衛星などの利用により船位決定精度もあがり、曳航式プロトン磁力計の改良も進んできた。たとえば、水路部の測量船「拓洋」の船位決定精度は絶対位置で約0.1海里、相対位置で約0.05海里であるし、同船で使用中の曳航式プロトン磁力計のばらつきは約1 n T以内におさえられている。このように海上における磁場の測定精度の向上が進む一方で、③の磁場の時間変化を除去する有効な方法は未だ確立されていない。測量海域近くの島などで磁場の定点観測が行われていればそのデータを使うこともできるが、測量海域の近くにいつも島があるとは限らない。

そこで、測量海域内に海底磁力計を設置し、定置観測点として利用することが有望視されている。しかし、海底で観測される磁場変化は海水による減衰をかなり受けており、そのまま海面での磁場変化として使うことはできない。そのため、海底磁力計による観測結果を海上磁気測量の時間変化補正に使用するには、海底での磁場変化にフィッター操作を加え、海面での磁場変化を推定しなければならない。

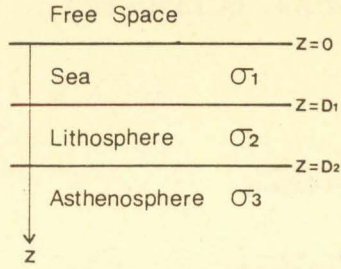
水路部では、1984年から海底磁力計を使用して海底地磁気変化観測を行っている。使用磁力計はガウス社製のOBM-S 4およびOBM-S 5 (J.Segawa, 1986)である。センサーはジルバル吊り下げ式のフラックスゲート型で、地磁気3成分の毎分値を、分解能0.1 n Tで測定できる。本稿では、海上磁気測量結果の時間変化補正に使用することを目的として、海底磁力計データから海面での磁場変化を推定することを試みた。

2. 方 法

参考のできるような陸上観測点がない場合を想定しているのので、たとえばある期間の陸上データとの比からフィルターを決めるというような方法は使えない。そこで、海底下の電気伝導度構造を仮定して海面での磁場変化に対する海底での磁場変化を計算し、フィルターを求めた。ただし、電気伝導度構造が詳しく推定されている海域は限られているので、海、リソスフェア、アセノスフェアの水平3層構造を持つ半無限導体を仮定した。

Z軸を鉛直下向きにとり、海面を $Z=0$ 、海底を $Z=D_1$ 、リソスフェアとアセノスフェアの境界を $Z=D_2$ とおく(第1図)。磁場を \mathbf{H} 、電流密度を \mathbf{i} 、電場を \mathbf{E} 、時間を t 、電気伝導度を σ とおき、変位電流を無視すると、電磁場は次のマクスウェルの方程式で記述される。(単位はcgsemu、透磁率は1とした)

$$\text{rot } \mathbf{H} = 4\pi \mathbf{i} = 4\pi \sigma \mathbf{E} \quad \dots\dots\dots (1)$$



第1図 水平3層構造

$$\text{rot} \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \dots\dots\dots (2)$$

$$\text{div} \mathbf{H} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

$$\text{div} \mathbf{E} = 0 \dots\dots\dots (4)$$

(1)(2)より

$$\nabla^2 \mathbf{E} = 4\pi\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \dots\dots\dots (5)$$

水平構造をもつ場合、角周波数を ω として

$$\mathbf{E} = e^{i\omega t} Z(z) \mathbf{F}(x, y) \dots\dots\dots (6)$$

と書くと、(4)より

$$\mathbf{F}(x, y) = \left(\frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial x}, 0 \right) \dots\dots\dots (7)$$

と書ける。

(6)(7)を(5)に代入すると、

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} + \nu^2 P = 0 \dots\dots\dots (8)$$

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial z^2} = \{\nu^2 + 4\pi i \omega \sigma\} Z \dots\dots\dots (9)$$

ここで、 ν は定数である。結局、

$$\mathbf{E} = e^{i\omega t} Z(z) \left(\frac{\partial P}{\partial y}, -\frac{\partial P}{\partial x}, 0 \right) \dots\dots\dots (10)$$

対応する磁場は、(2)より、

$$\mathbf{E} = \frac{e^{i\omega t}}{i\omega} \left(\frac{dZ}{dz} \frac{\partial P}{\partial x}, \frac{dZ}{dz} \frac{\partial P}{\partial y}, \nu^2 Z P \right) \dots\dots\dots (11)$$

ただし、Z と P は、(8)(9)を満たす関数である。(A.T.Price,1962)

(9)より、空気中の Z を

$$Z = Ae^{-\nu z} + Be^{\nu z} \quad \dots\dots\dots (12)$$

海水中の Z を Z₁とし、

$$Z_1 = A_1 e^{-\theta_1 z} + B_1 e^{\theta_1 z} \quad \theta_1 = \sqrt{\nu^2 + 4\pi i \omega \sigma_1} \quad \dots\dots\dots (13)$$

リソスフェア中の Z を Z₂とし、

$$Z_2 = A_2 e^{-\theta_2 z} + B_2 e^{\theta_2 z} \quad \theta_2 = \sqrt{\nu^2 + 4\pi i \omega \sigma_2} \quad \dots\dots\dots (14)$$

アセノスフェア中の Z を Z₃とし、

$$Z_3 = A_3 e^{-\theta_3 z} \quad \theta_3 = \sqrt{\nu^2 + 4\pi i \omega \sigma_2} \quad \dots\dots\dots (15)$$

と書く。

境界条件は、電場および磁場の切線方向の成分が連続で、電束密度および磁束密度の法線方向の成分が連続であることなので、

$$A + B = A_1 + B_1 \quad \dots\dots\dots (16)$$

$$A_1 e^{-\theta_1 D_1} B_1 e^{\theta_1 D_1} = A_2 e^{-\theta_2 D_1} + B_2 e^{\theta_2 D_1} \quad \dots\dots\dots (17)$$

$$A_2 e^{-\theta_2 D_2} B_2 e^{\theta_2 D_2} = A_3 e^{-\theta_3 D_2} \quad \dots\dots\dots (18)$$

$$-\nu A + \nu B = -\theta_1 A_1 + \theta_1 B_1 \quad \dots\dots\dots (19)$$

$$-\theta_1 A_1 e^{-\theta_1 D_1} + \theta_1 B_1 e^{\theta_1 D_1} = -\theta_2 A_2 e^{-\theta_2 D_1} + \theta_2 B_2 e^{\theta_2 D_1} \quad \dots\dots\dots (20)$$

$$-\theta_2 A_2 e^{-\theta_2 D_2} + \theta_2 B_2 e^{\theta_2 D_2} = -\theta_3 A_3 e^{-\theta_3 D_2} \quad \dots\dots\dots (21)$$

これらを解いて、

$$\frac{(H_z=0)_{\text{水平}}}{(H_z=D_1)_{\text{水平}}} = \frac{M-1}{Me^{\theta_1 D_1} - e^{-\theta_1 D_1}} \quad \dots\dots\dots (22)$$

$$\frac{(H_z=0)_{\text{鉛直}}}{(H_z=D_1)_{\text{鉛直}}} = \frac{M+1}{Me^{\theta_1 D_1} + e^{-\theta_1 D_1}} \quad \dots\dots\dots (23)$$

ここで、

$$M = \frac{(\theta_1 - \theta_2)e^{-\theta_1 + \theta_2 D_1} + (\theta_1 + \theta_2)e^{-\theta_1 D_1} N}{(\theta_1 + \theta_2)e^{\theta_1 - \theta_2 D_1} + (\theta_1 - \theta_2)e^{\theta_1 D_1} N} \quad \dots\dots\dots (24)$$

$$N = \frac{\theta_2 - \theta_3}{\theta_2 + \theta_3} e^{-2\theta_2 D_2 + \theta_2 D_1} \quad \dots\dots\dots (25)$$

(22)(23)がフィルターとなる。この周波数フィルターを決定するパラメーターは、D₁、D₂、σ₁、σ₂、σ₃、νである。D₁、σ₁はほとんどの場合既知であるが、D₂、σ₂、σ₃はほかのデータから推定されているプレートの厚さなどを参考に決定するしかない。また、2π/νは電磁場の水平方向の広がりを表わしているが、ほとんどの磁場擾乱は高次の球面調和関数を含むので、ν=10⁻⁸cm⁻¹くらいが適当であろう。(A.T.Price,1962)

3. 試行とその結果

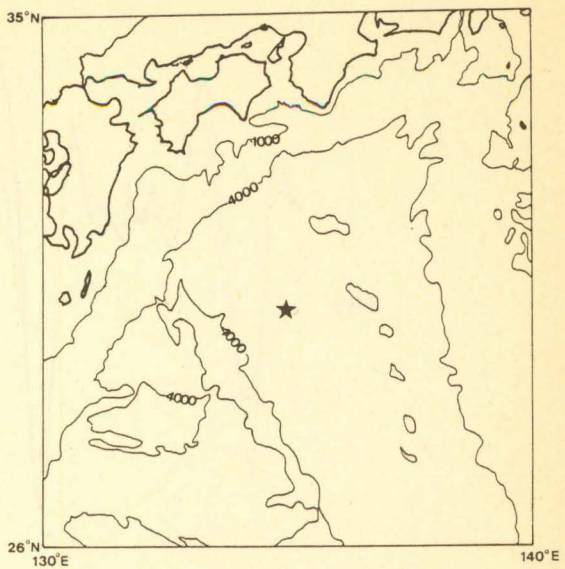
海底磁力計データをフーリエ変換し、周波数ごとに前節で求めたフィルターをかけ、逆フーリエ変換によって時系列データにもどした。その際、1024データごとに変換を行った。

一例として、1987年4月15日から4月25日まで、四国海盆(北緯30°00′、東経135°00′、水深、4610m 第2図)で観測された毎分値にフィルターをかけてみた。パラメーター値として、 $D_1=4.6\text{km}$ 、 $D_2=40\text{km}$ 、 $\sigma_1=4\text{ S/m}$ 、 $\sigma_2=0.0001\text{ S/m}$ 、 $\sigma_3=0.01\text{ S/m}$ 、 $\nu=2\pi/(5000\text{km})$ を用いた。

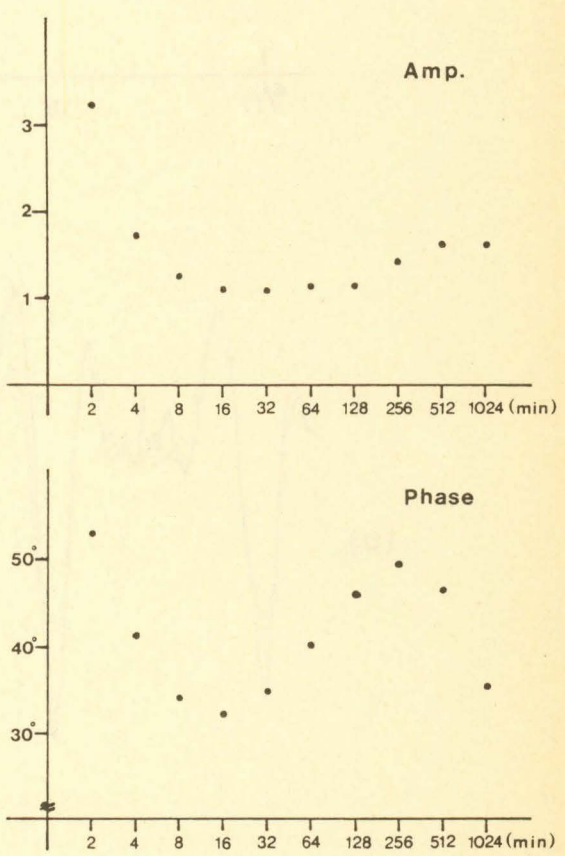
このフィルターは、第3図のような特性をもっている。結果は第4図に示した。aが海底磁力計による測得データ、bがフィルターをかけた結果で、参考として鹿屋(気象庁地磁気観測所、北緯31°25′、東経130°53′)における磁場変化を重ねてある。周期1時間以内の短周期変化は減衰が激しく、十分に回復させることができていないが、そのような変化を十分増幅させようとすると、周期数分のばらつきがでてしまうおそれがある。完全なフィルターであるとは言い難いが、日変化の振幅に着目すると全体的にかなり良い近似を与えているように見える。

フィルタリングは、水平成分鉛直成分おのおのについて行い、その結果から全磁力値を得た。しかし、鉛直成分のフィルターは周期30分をこえると振幅がおおよそ1で、かつ位相のずれもないため、結果にほとんど影響を及ぼさない。つまり、両成分にそれぞれフィルターをかけて合成した結果と、水平成分にのみフィルターをかけて、観測データの鉛直成分と合成した結果とは、ほぼ完全に一致する。また、海水中を流れる電流が海底地形の影響をうけて曲られると鉛直方向の磁場が発生するので、海底で観測される磁場の鉛直成分に水平構造を仮定して求めたフィルターをかけることは、必ずしも適当ではないだろう。今後このフィルターを利用する際には、水平成分のみフィルターをかけ、Z成分は測得値のまま使用の方が良いのではないかと思う。

この他、水深2500mの別な地点の海底地磁気変化データなどにもこのフィルターを適用してみたが、おおむね前述程度の結果が得られた。

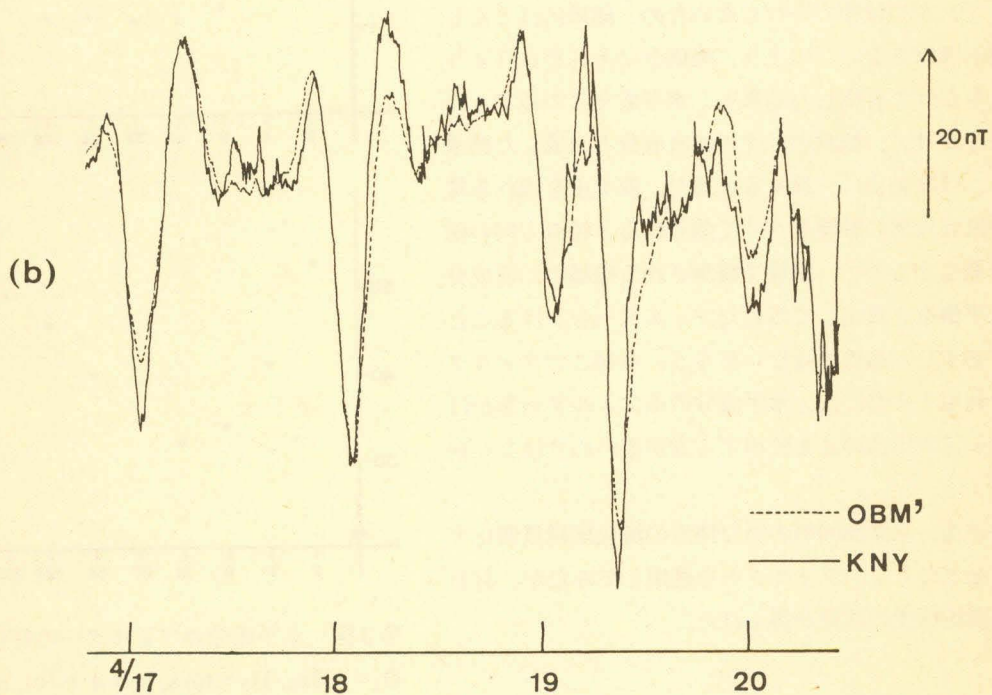
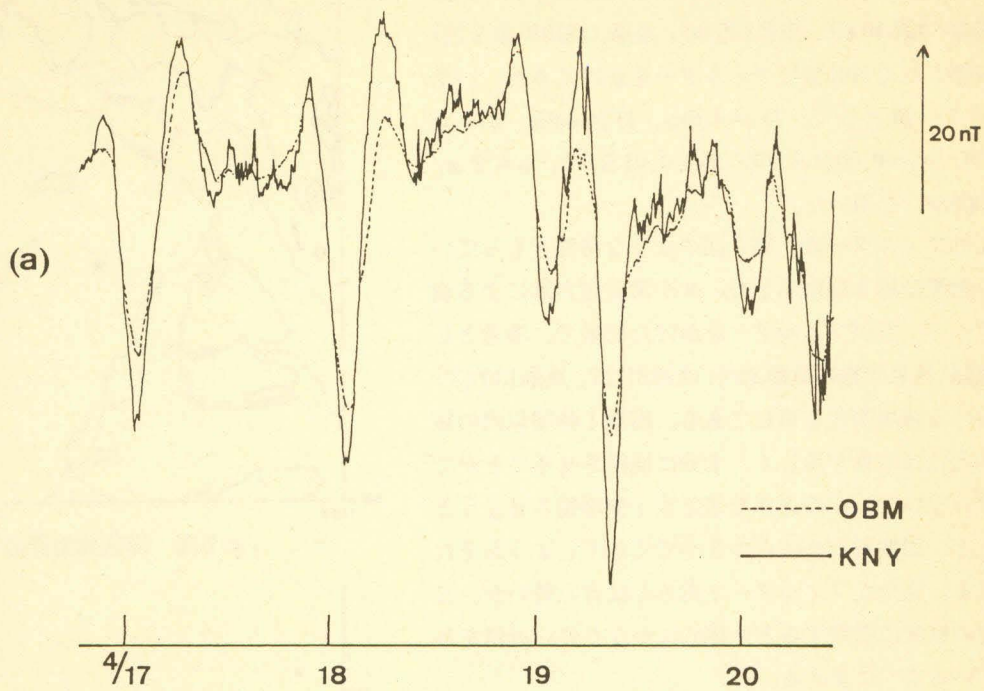


第2図 海底磁力計設置点



第3図 水平成分のフィルターの特性

$D_1=4.6\text{km}$ 、 $D_2=40\text{km}$ 、 $\sigma_1=4\text{ s/m}$ 、 $\sigma_2=0.0001\text{ s/m}$ 、 $\sigma_3=0.001\text{ s/m}$ 、 $\nu=2\pi/(5000\text{km})$



第4図 観測データ (a) とフィルタリング結果 (b)

4. おわりに

成層構造をもつ半無限導体の電磁感応理論から求めたフィルターを使って、海底で観測された地磁気変化から海面での磁場変化を推定した。周期1時間以内の短周期変化の回復に不満があるが、全体的に見るとフィルターが有効であることは確かなようだ。実際に海上磁気測量結果の日変化補正に使用して、有効性を確かめたかったのだが、測線間隔が広く、交差点も少なかったため、実証するには至らなかった。次の機会にぜひ確かめたい。

海上磁気測量結果の時間変化補正に関するもう1つの大きな問題は、経年変化をどう補正するかということである。経年変化の地域的な特徴を精度良く知ることは陸上でもむづかしい。ましてや海では、何年にもわたって地磁気の連続観測を行っている点はないので、陸上観測所のデータを参考にするしかない。そのため、測量期間中の日変化補正が正確に行われていても、数年前の測量結果とくい違うこともある。今後の課題である。

謝 辞

地磁気データの解析について御指導いただいた東京工業大学本蔵義守助教授に深く感謝いたします。また、本稿をまとめるにあたり多くの貴重な助言をくださった大島章一大陸棚調査室長、データの取得に御尽力くださった測量船「拓洋」の船長以下乗組員の方々に、心から御礼申し上げます。

参 考 文 献

A.T.Price : The Theory of Magnetotelluric Methods When the Source Field Is Considered. Journal of Geophysical Research. vol. 67, No.5, p.1907-1918, 1962

瀬川爾朗：海底磁力計，月刊地球，vol. 8, No.9, p.532-538, 1986

報 告 者 紹 介



Yasue Kaneko

金子 康江 昭和62年3月現在、
本庁水路部海洋調査課大陸棚調査室
大陸棚調査官付