

九州南西海域における海底電磁気観測

神戸大学自然科学研究科 一北 岳夫
東京大学地震研究所 歌田 久司
神戸大学理学研究科 柏原 功治
佐賀大学教養部 半田 駿
千葉大学理学部 伊勢崎 修弘

SEA FLOOR OBSERVATION OF EM FIELD IN THE SOUTHWEST OFF KYUSU ISLAND

Takeo ICHIKITA¹⁾, Hisashi UTADA²⁾
Kouji KASHIHARA³⁾, Shun HANDA⁴⁾, Nobuhiro ISEZAKI⁵⁾

1) The Graduate School of Science and Technology, Kobe University 2) Earthquake Research Institute, University of Tokyo 3) Faculty of Science, Kobe University 4) College of Liberal Arts, Saga University 5) Faculty of Science, Chiba University

1. はじめに

1990年、浜野・半田(1992)は海底電位磁力計 [Ocean Bottom ElectroMagnetometer (以下OBEMと記す)] を用いた海底観測を九州南西海域において行った。この観測が1991年8月に引き続いて行われることになった。そこで我々は3台のOBEMと佐賀大学のOBEM、合計4台のOBEMを用いて九州南西海域において海底における地球電磁場変動の測定を行った。

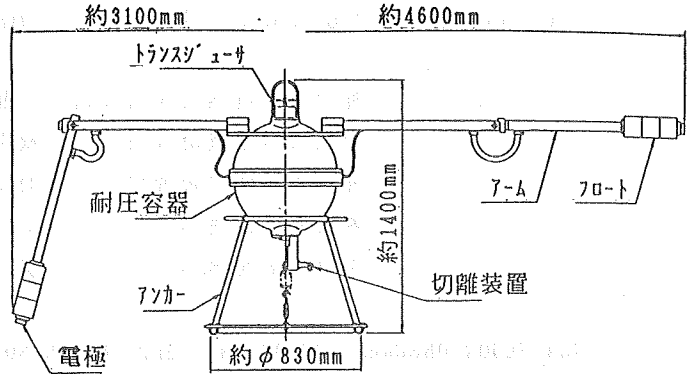
これまで九州において半田ら(1988)は精力的に電磁気観測を行い、九州で得られた多数の結果をもとにモデル計算を行い、沖縄トラフから対馬海峡を経由して日本海へ抜ける高電気伝導度層の存在を主張している。また、Shimakawa and Honkura(1991)は沖縄本島付近で海底磁力計を用いた観測を行い、琉球島弧-海溝系を横切る二次元電気伝導度構造を求めている。今回の観測点は両者の研究地域の中間に位置している。この地域の地下の電磁氣的性質を明らかにし、九州から沖縄にいたる地域の電磁氣的な構造を求めることが本研究の主要な目的である。

今回の観測では4台のOBEMを海底に5日間設置し、無事に回収することができた。しかし、本体動作プログラムのバグにより全ての測定機が4時間程度しか測定を行わなかった。そこで、短いデータでも安定したスペクトルを得ることができるAsakawa et al. (1988)の存比スペクトル法を用いて周波数解析を行った。

2. 測定機材について

観測に用いた4台のOBEMの磁場および電場の測定機本体と記録部は全く同じである。OBEMは海底における地球磁場三成分および水平電場二成分の変化を記録する。海中で伸ばしたアー

ムの先端に電極が付いていて、電位差計は約4~6m離れた電極間の海水の電位差を計測している。磁力計はフラックスゲート型で分解能は0.1nT、一方電位差計の分解能は0.1 μ Vである。電極には海水との接触電位差が小さく、ドリフトが小さい銀-塩化銀平衡電極を用いている。また、電極付近の海水の流れの影響を防ぐために、電極の周りには酸化アルミニウムの粉末を詰め、多孔質のセラミックを介して海水と接触するようにしている。東京大学地震研究所のOBEMを第1図に示す。



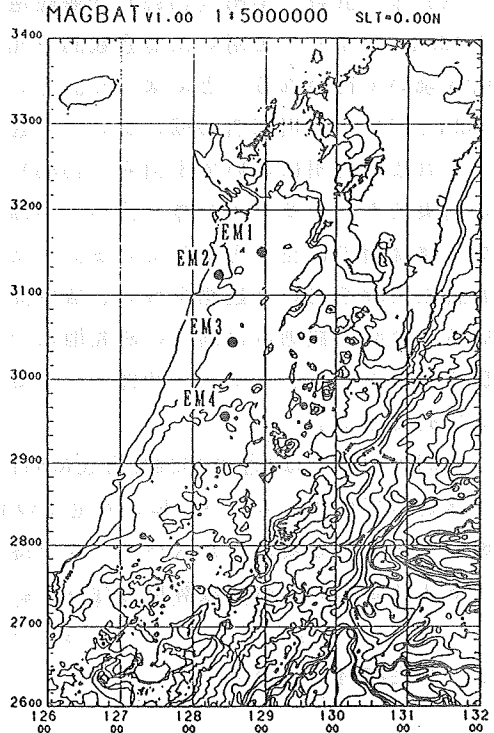
第1図 OBEM概略図

電磁場変動の記録は16ビットでAD変換され、S-RAMに記録される。10秒間隔で測定する場合、12日間の変動を記録することができる。

OBEMの測定機、電池、音響式切り離し装置はガラス製あるいはアルミ製の耐圧容器内に納められている。1990年秋に沖縄トラフ南西部海域で行った観測 [伊勢崎ら (1990)] では測定機の入っている耐圧容器と電池が入っている耐圧容器を結ぶ水中ケーブルのコネクタ内に海水が浸透し、それによる放電によって電池を消耗し測定ができなかった。そのため、今回は特にその点に注意し、接続後にプラスチックバンドでしっかりと固定し、さらに接続部に張力がかからぬようにケーブルを本体にしっかりと固定した。

3. 観測点

第2図に観測点の位置を示す。佐賀大学のOBEMは音響式切り離し装置の信号到達距離が1km程度なので水深376mのEM2に設置した。他の3台の観測点として音波探査の記録を見て水深500mよりも深い平坦な場所を選んだ。4台とも8月31日から9月4日までの5日間海底に設置した。概要を第1表に示す。また、4台とも無事に回収できた。



第2図 観測点の位置

観測点	緯度	経度	水深	所属	電極間隔	測定間隔	測定期間
EM1	31° 30.5867' N	128° 56.4350' E	726m	千葉大	6.080m	10秒	2時間
EM2	31° 14.8483' N	128° 20.6517' E	376m	佐賀大	5.145m	10秒	4時間
EM3	30° 26.8833' N	128° 32.6800' E	838m	地震研	6.290m	10秒	4時間
EM4	29° 33.3900' N	128° 25.5517' E	1026m	地震研	4.645m	10秒	4時間

第1表 観測点の位置

4. 測定記録及び結果

本体プログラムのバグによりEM1では2時間、EM2～EM4では4時間測定した後停止していた。また、投入作業に合わせて4時間間隔でスタート時刻をセットしていたために4点共に同時刻の記録を得ることができなかった。

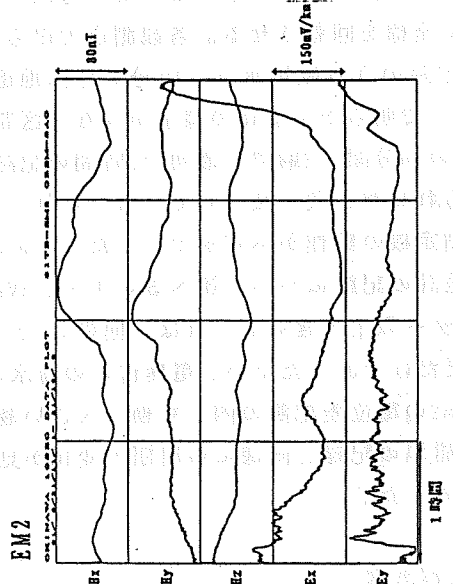
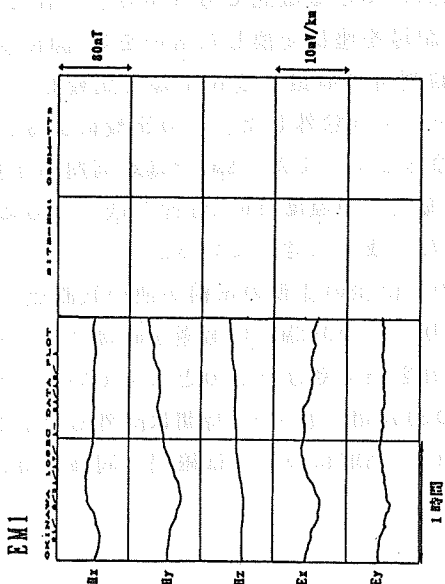
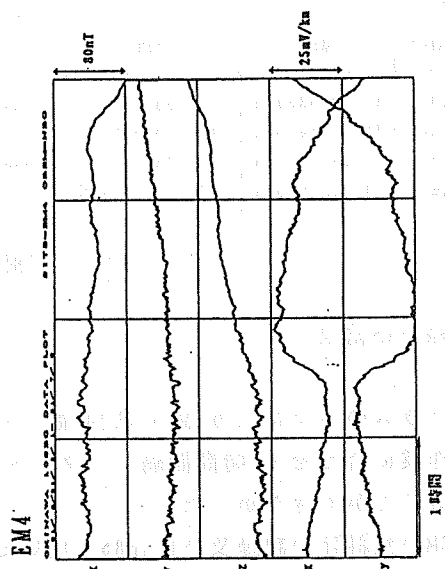
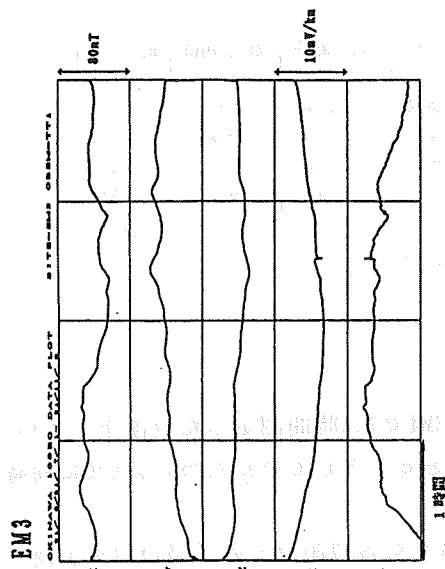
まず、OBEMの傾斜計の記録及びIGRF85を用いて計算した各観測点での磁場の偏角を使って地理的北をX座標にとるよう座標変換した。電位磁力計本体には、磁力計の座標系におけるX-Z平面およびY-Z平面内の傾斜角を測定する傾斜計が付いており、今回の場合2時間毎に傾斜角を記録している。この値を使って座標変換し、まず傾斜補正をする。また、傾斜角と同時に磁場3成分の定磁界補償値も記録しており、先程と同様にこれらを傾斜補正すると測定機に対する磁場水平成分の偏角が求まる。この方向が観測点における磁北であるから、これに合わせるように座標を回転させる。各観測点で得られた記録を座標変換したものを第3図に示す。

これらの記録のうち磁場水平二成分を柿岡地磁気観測所の地磁気変化記録と比較した。(第4図)ここで明らかに変化の様子が異なる区間のデータは除外した。この比較によるとEM2では最初の30分間、EM4では最初の2時間の記録を除外した。また、EM4では短周期の変動が全体に見られ時間と共に減衰している。これらは、海底での温度は0°C付近と低いために動作開始時に測定機の動作が不安定であったために起きたと我々は考えている。

次に電位差計の記録について述べる。まず、EM2での電位差の変動の振幅が他の観測点と比較して1オーダー以上大きい。これは、他の3台と異なり、このOBEMだけ電極を直接ガラスウールで包んだだけであったため、電極付近の海水の流れを強く受けたものと考えている。したがって、EM2の電位差記録の内、変動の大きい最初の30分間と最後の1時間は除外した。EM4については磁場の記録と同様に短周期の変化が見られる。EM4については磁場と同様に最初の2時間を除外した。

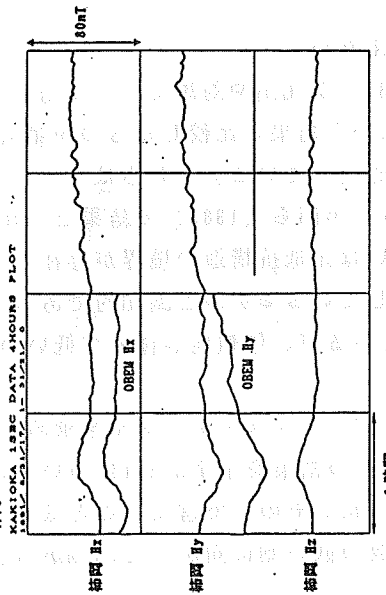
5. 解析および考察

解析に用いるデータが非常に短いために、FFT法による周波数解析では安定したスペクトルを求めることが困難である。そこで、短時間のデータでも安定した結果を求めることができるAsakawa et al. (1988)の存比スペクトル法を用いた周波数解析を行い、各観測点における地磁気変換関数およびインピーダンス・テンソルを計算した。

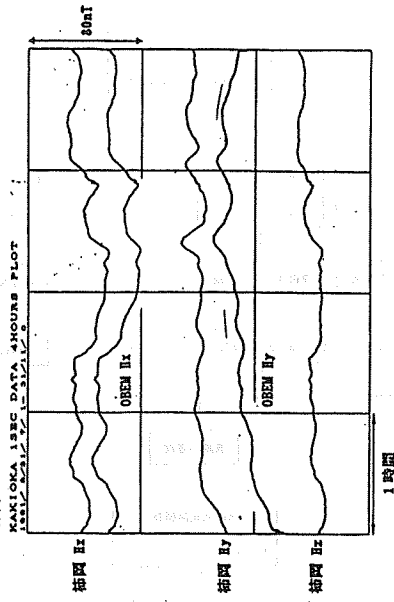


第3図 地球磁場三成分および水平電場二成分変化記録

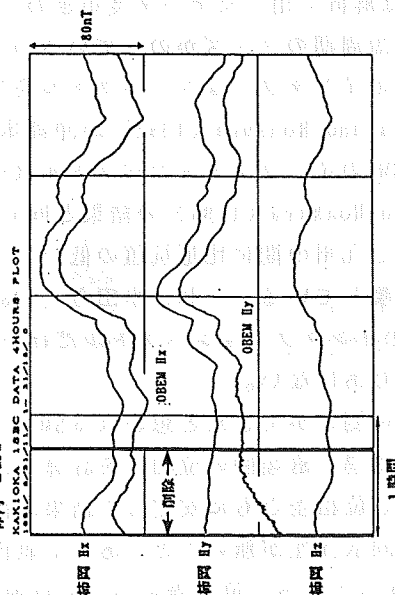
柿岡-EM1



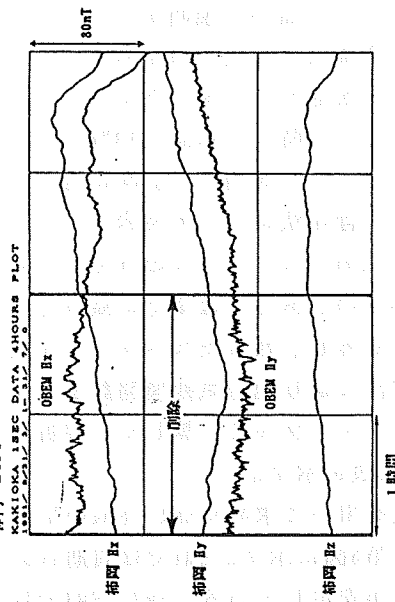
柿岡-EM3



柿岡-EM2



柿岡-EM4



第4図 ODEMの記録と柿岡地磁気観測所の毎秒値との比較

解析手順について簡単に説明する。まず、時系列データを異なる通過帯域をもつバンドパスフィルターを通し、帯域ごとにデータセットをつくる。この時には斎藤（1978）のバトワース・フィルターを用いた。次に各データセットごとに存比法によって波素スペクトルを求める。求めたスペクトルのうちエネルギーの小さいもの、あるいはすぐに減衰してしまうものは除外し、残ったスペクトルを用いて最小二乗法により地磁気変換関数及びインピーダンス・テンソルを計算した。解析手順の概要を第2表に示す。

上記の手法を用いて求めたEM1～EM4の地磁気変換関数を第5図に示す。EM1では周期100～1000秒で値が安定している。EM2、EM3では周期100秒以上については安定したインダクションベクトルが求まっており、実数部のインダクション・ベクトルが東南東を示す。

EM4については解析に用いたデータ長がきわめて短い上に短周期のノイズがのっているので何とも言えない。

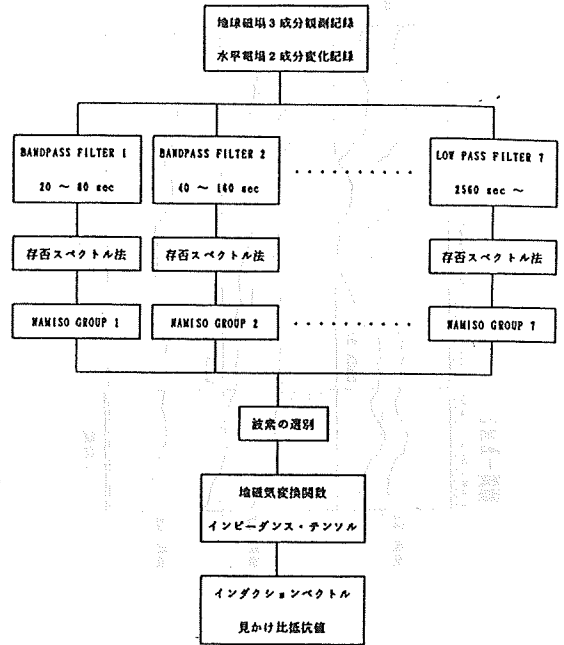
周期約30分のインダクション・ベクトルを半田ら（1988）が九州や対馬で求めた結果、そしてShimakawa and Honkura（1991）が沖縄本島近海で求めた結果と比較したものを第6図に示す。EM2～EM4のインダクションベクトルはほぼ島弧に直交している。これらはShimakawa and Honkura（1991）の結果と同じ傾向である。半田ら（1988）の結果との比較は今回の観測点と九州の間に比抵抗値の低いブロックあるいは比抵抗構造の境界が存在している可能性を示唆している。これは半田ら（1988）の提唱しているモデルと調和的である。

なお、EM1のインダクションベクトルだけが西を向いているが、信頼性が極めて低いのでここでは特にとりあげない。

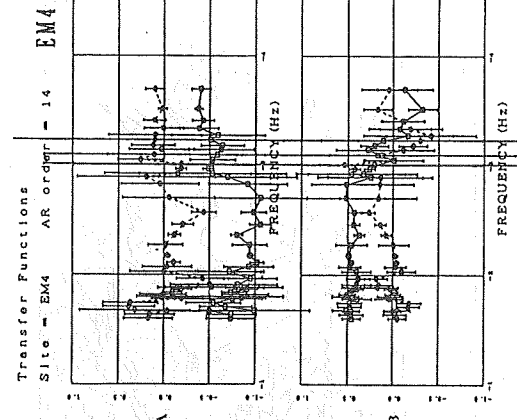
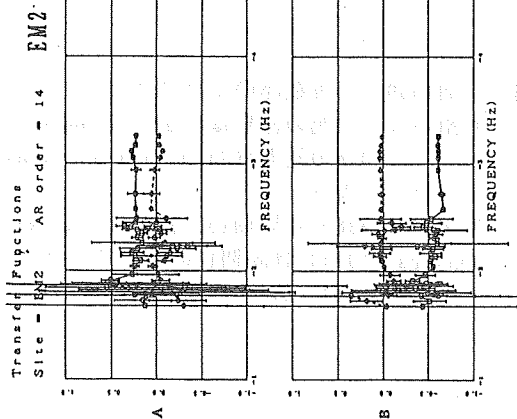
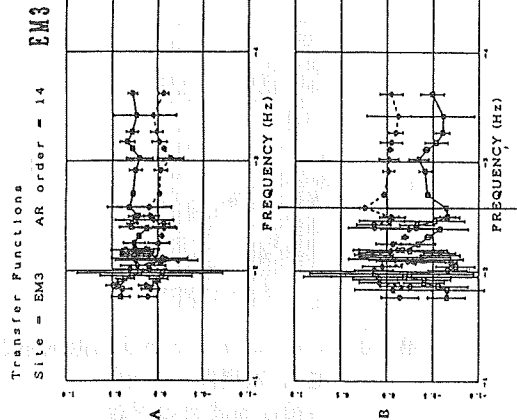
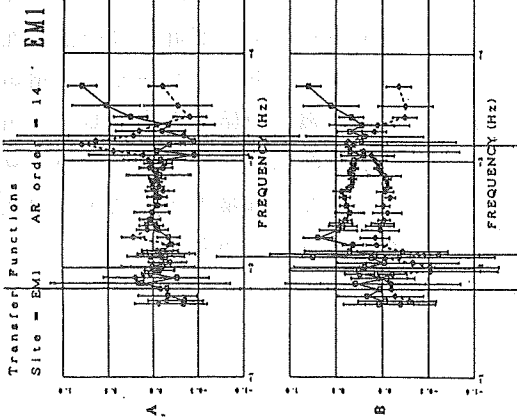
正常に電場の測定ができたと思われるEM1についてインピーダンス・テンソルを求め、見かけ比抵抗値と電場、磁場間の位相差を計算した。第7図にその結果を示す。EM1については見かけ比抵抗値、位相差ともに安定した結果が得られなかった。その上で言えることは見かけ比抵抗値に方向依存性が無いことである。値自体は周波数の低い側に向かって $1\Omega\text{m}$ から $10\Omega\text{m}$ へと高くなっている。位相差については何とも言えない。

6. まとめ

今回の観測では全ての観測点で4時間程度の記録しか採ることができなかった。しかし、データを見る限り、今回使用したOBEMは海底における観測に十分使用できるものであることが



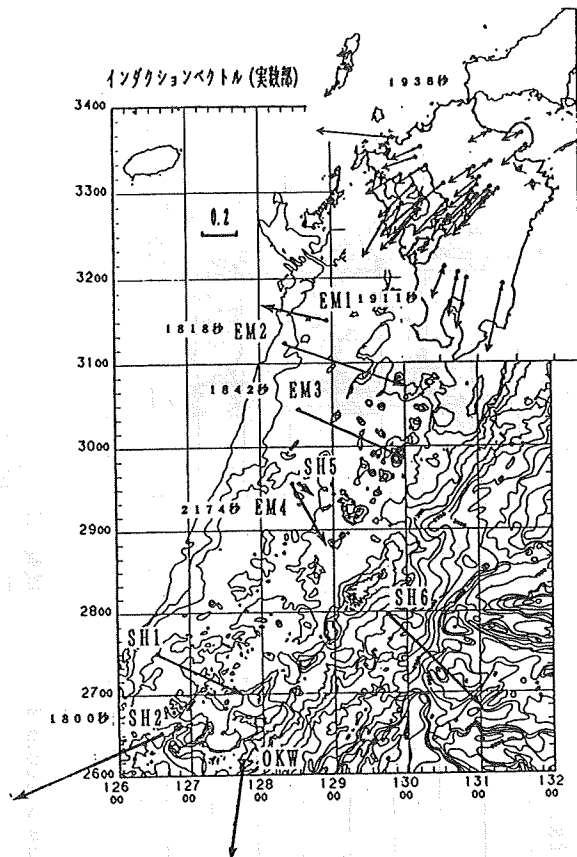
第2表 解析手順の概要



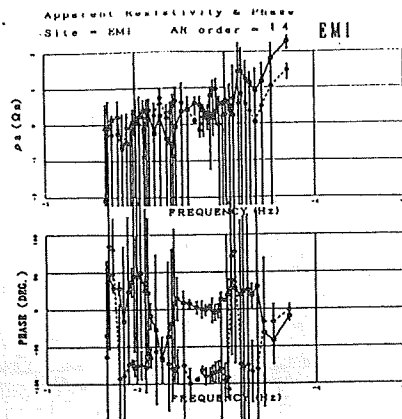
第5図 地磁気変換関数

横軸は周波数の対数

□ : 実数部 ○ : 虚数部



第6図 周期約30分の実数部のインダクション・ベクトル
九州および対馬の結果は半田ら(1988)、SH1, 2, 5, 6およびOKWの結果はShimakawa and Honkura (1991)による。
半田ら(1988)は周期1938秒、Shimakawa and Honkura (1991)は周期1800秒のインダクション・ベクトル。EM1~EM4の周期は図中に示してある。



第7図 EMIにおける見かけ比抵抗値と電場-磁場間の位相差
横軸は周波数の対数
□ : E_x-H_y ○ : E_y-H_x

確認できた。また、10秒のサンプリング間隔で測定した場合、水深500m程度の地点では、周期100秒程度の現象から取り扱うことができることがわかった。データ長が非常に短いので、解析結果の信頼性はきわめて低い。しかし、九州および沖縄での結果と比較し、九州の南西海域に比抵抗値の低いブロックもしくは境界が存在する可能性があることがわかった。

参考文献

ASAKAWA, E., UTADA, H., and YUKUTAKE, T., Application of Sompri Spectral Analysis to the Estimation of the Geomagnetic Transfer Function, *J. Geomag. Geoelectr.*, 40, 447-463, 1988.

伊勢崎修弘(研究代表者), 琉球弧-東支那海の電磁気学的及び熱的構造に関する研究, 平成2・3年度科研費報告書, 83-96, 1990.

斎藤正徳, 漸化式デジタルフィルターの自動設計, *物理探鉱*, 31, 240-263, 1978.

SHIMAKAWA, Y. and HONKURA, Y., Electrical Conductivity Structure Beneath the Ryukyu Trench-Arc System, *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 1-20, 1991.

濱野洋三・半田駿, 海底電磁気観測 (第1回航海), 中国東部大陸棚における熱流量及び電磁気調査, 私信, 1992.

半田駿, 鈴木亮, 田中良和, 中・北部九州のインダクション・ベクトル分布から推測される沖縄トラフ下のC A, 第84回地球電磁気・地球惑星圏学会講演予稿集, I, 32, 1988.