

浅海用海底電位磁力計の開発 (I)

下泉 政志(九州能開大)、半田 駿(佐大農)、田中良和(京大理)、
茂木 透(北大理)、湯元 清文(九大理)

Preliminary report regarding the development of the Ocean Bottom Electromagnetometer (OBEM) for the shallow sea (1)

M. Shimoizumi (Kyushu Polytec. Colle.), S. Handa (Saga Univ.), Y. Tanaka (Kyoto Univ.),
T. Mogi (Hokkaido Univ.), K. Yumoto (Kyushu Univ.)

1. はじめに

海底での電磁場観測が可能になったのは、1970年代からであり、日本では1980年代から海底磁力計(瀬川ら、1981)、海底電位差計(浜野ら、1984)、次いで、海底電位磁力計(OBEM: 浜野ら、1989)の開発・改良が行われ、一北ら(1993)により、より高性能かつ低価格なOBEMが開発された。これらは、東北・中部日本弧、琉球弧、伊豆・小笠原弧、対馬海盆などの深海(数km深)での観測に使用され、数々の成果をあげている。また、最近では、より長期間の海底観測を目指したシステム開発が行われており、Toh et al.(1998)は音響システムを用いてデータ回収を行い1年間の連続観測が可能なOBEMシステムを、中塚ら(1999)は海底ケーブルを用いた深海底地磁気電場観測システムを開発している。

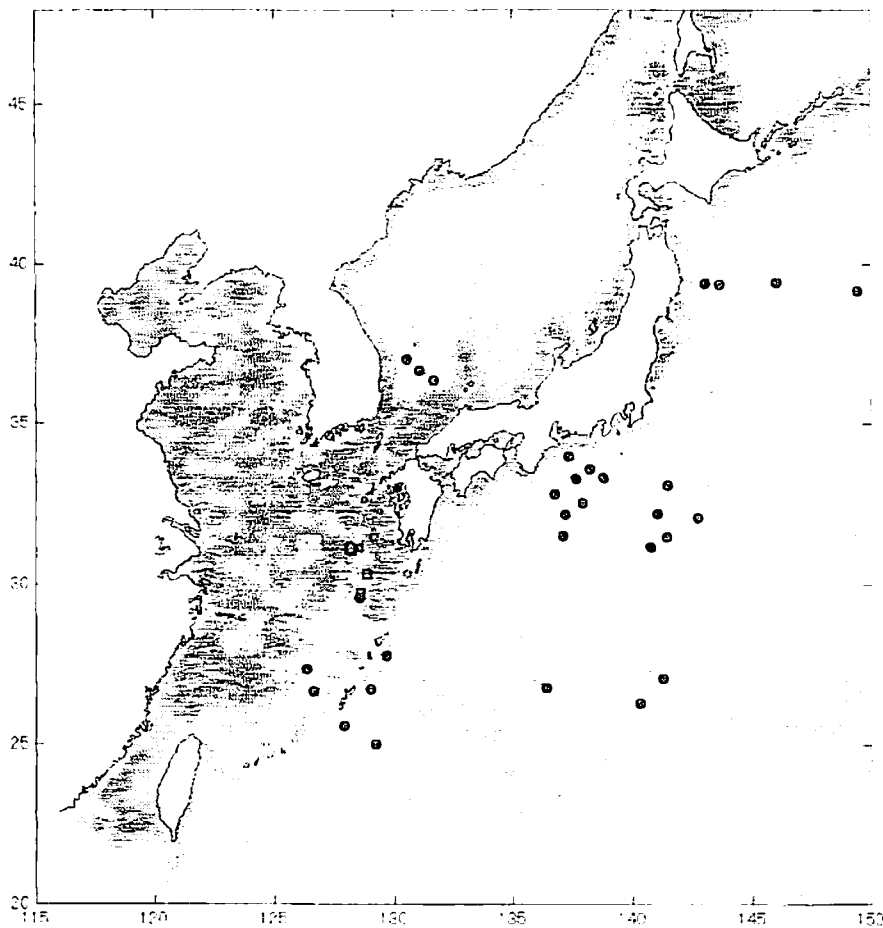
日本のような周りを高電気伝導度の物体(海水)で囲まれている地域においては、海(を流れる誘導電流)の影響は無視できないほど大きなものであり、大規模な構造を考える際には無視することが出来ないものであることは自明の理ではある。この海の効果の定量的なモデリング手法としては、薄層モデリング法(McKirby et al. [1985])や、3次元モデリング法があるが、前者の手法では海底下に2/3次元構造を組み込むことはできず、3次元フォワードモデリングも実用段階に入っているが、細かい構造を組み込むまでにはもう少し時間が必要な状況のようである。が、これらモデリング技術のより実際の構造への適用は時間の問題であるように思われる。従って、その進展にあわせて、それらモデリング結果を評価するためにも海域での電磁気観測(トイ観測から面的観測)は必要不可欠であり、島ら(1995)は海底でのより展開力のある観測をめざした海底電位差計、電位磁力計の開発を着々と進めている。

ところで、第1図に従来の海底観測地点(黒丸)と、水深1000m未満の海域を示しているが、数10km間隔の群列観測であったため、海域の観測点は殆どが水深1km以上の所となり、浅海での長期間にわたる観測は殆どなされていないことが分かる。しかし、Utada(1987)が指摘しているように、海陸境界部分での電磁場の変化は非常に大きく、大陸棚などの浅海での観測は、深海でのそれと同等、もしくは、それ以上にモデリングの際に重要となる。また、東シ海という発達した大陸棚に接する九州・沖縄地域においては避けて通ることの出来ない観測域である。

このような近海での観測は、漁船など小型船舶が利用できるのも、備船の点では深海のそれに比べて遥かに容易であり、陸上観測ほどではないにしても、台数さえ準備できればかなりの観測密

度で実施することも可能である。ただ、好漁場であることが多く、底引き網漁などが行われているため、漁業関係者との折衝が必要であり、場合によっては希望通りの場所に投入できないこともありえるが。ところで、観測機器であるが、深海用に開発された機器を浅海にそのまま持ち込んでも良好な解析に耐えるデータが得られるとは限らない。その実例を第2図に示す。この場合の最大の敵は、深海では考慮する必要のない「センサーを揺らす海水の流れ」の存在である。さらに、それ以外にも、小型船舶の利用時における OBEM 投入・回収の際の操作性を考えた電極アーム部の設計、機器の小型化、および、大量生産に向けた低価格化など「浅海用」OBEM 機器として解決しなければいけない点は少なくない。

我々は、東シベリア海（九州北西海底下）に眠る（？）HCL（高電気伝導度層）の構造（面的分布、深部構造、電気伝導度など）探査を当面のターゲットとして、水深数 100m 程度以下の浅海用の OBEM 開発・製作に取り掛かった。今回は、その概要と進行状況などに関して報告する。

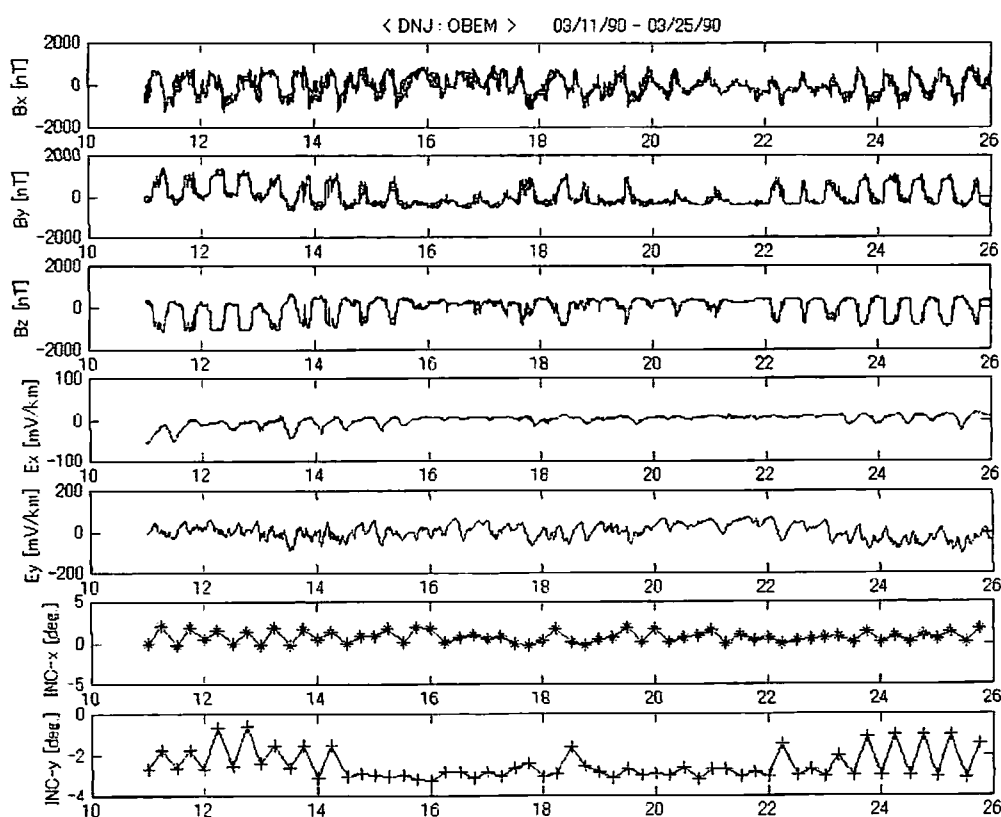


第 1 図 日本近海での海底観測地点と海深 1000m 未満の領域（薄墨）

- : Ogawa et al.(1986), Utada et al.(1987), Shimakawa et at.(1991), Toh et al. (1995), 一北ら (1995)
- : 半田ら(1990)、 □ : 一北ら(1992) ■ : 本実験サイト (1999)

2. 浅海での電磁気観測

まず、浅海での海流によるセンサーの揺れによりどのような『良好といえない』電磁場データが得られているのかを見てみる。磁場の分解能を 0.1nT (0.01nT) とすると、この分解能内に揺れの影響が収まるためには、水平分力 $36,000\text{nT}$ で 1.6×10^{-4} (10^{-5}°) 以内の揺れしか許されないのだが、第2図に示す OBEM (テラテカ製 EMS-501, 1990) の2方向の傾斜計データ (下2段) をみると、機器の揺れは12時間程度のゆっくりとした変動の場合、 $2\sim 3^\circ$ にも及んでいる。磁場は 1° の変化で 600nT 程度以上変化するが、実際の磁場データの変動幅も同程度であり、この大きな磁場変動の原因は、機器の揺れと解釈できる。一方、変動する水平磁場成分と直交する電場成分に相関がよい変動が現れているのは、揺れを起こす流れの速度ベクトル U と鉛直磁場成分 B_z により生じた電場 ($U \times B_z$) が計測されていると考えられる。このような電場変動は、数 10km の海底同軸ケーブルによる地電位差観測でも生じており (例えば、下泉ら(2000)、本論文集)、その場合、電磁誘導成分よりも1桁以上大きい電位差を生じている。海水の流れの大きな浅海では、測定した電場にその情報も入り、その大きさは1ノット (約 0.5m/s) で $10\mu\text{V/m}$ 程度以上にも達するようである。



第2図 海底電磁気観測データ (1990年3月、水深369m地点)

下段の INC-X, Y は、磁力計座標系の x-z 面、y-z 面の傾斜角 (6 時間サンプリングデータ) を示す。傾斜角 INC-Y に約 14 日周期 (太陰半月周潮 Mf) の大きな変動 (数度) が顕著で、その揺れが磁場 B_y , B_z と電場 E_y 成分によく現れている。

半田ら(1992)は、上記海底電磁力計の電極間距離をほぼ半分の 5m にし、四方に出ているフート付きのアームの安定性に関する実験を水深 10m 程度の有明海で行った。有明海は干満の差が大きいところであり、潮流は内海部でも大きい。その結果、干・満潮時の前後、つまり潮の流れが緩やかになる数時間の間は傾斜角の変化が小さくなり(といっても、 0.01° 程度以下)、それ以外の時の流れ方向の傾斜は、やはり数度にも及んでいる。架台台座に足をつけて安定化を図ってはいるが、解決策にはならず、おそらく、電極アーム部の揺れが背の高い機器全体を揺らしている可能性が高い。従って、島ら(1995)が設計しているような姿勢の低い形態が1つの解決策であるかも知れない。ともあれ、流れのある浅海では 0.1nT 精度の磁場計測はかなり困難であるように思われる。機器自体を海底に埋設でもしない限り、揺れを防止するのは難しい。それで、当面磁場は陸上の固定点のものをを用い、電位差のみを主に計測する事にした。

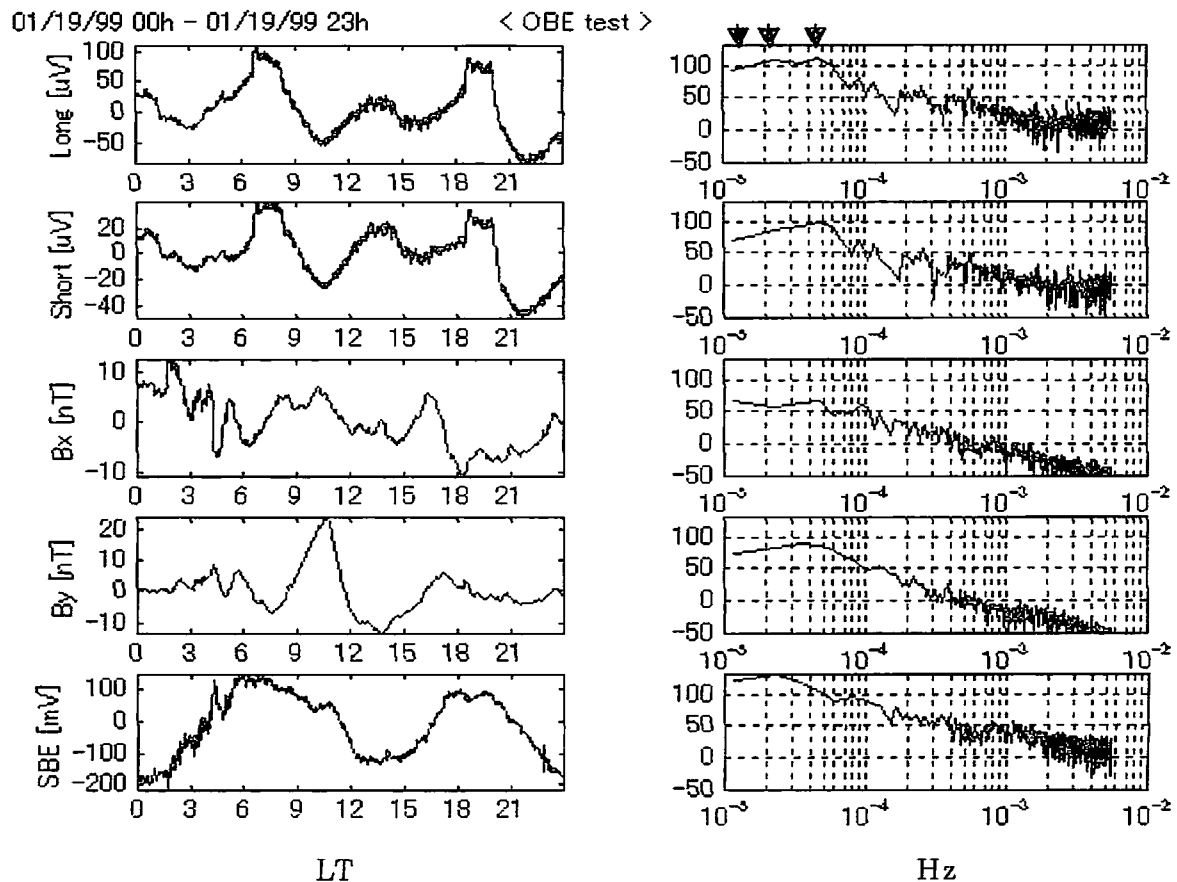
3. 海底電位差測定の基本実験

浅海底計測への第 1 歩として、信号強度調査、及び、電位差計測アセンブリのために、水深 10m 程度の有明海で基礎実験を行った。その際、電極は、深海観測で実績のあるテラテクニカ製のものをを用いた。電極間隔が 6m 長のもの と 2m 長のもの の 2 種類を用意し、有明海に設置された佐賀大学の海上観測棟の近く(水深 10m 程度で、2m 程度の変動がある)にはほぼ同方向に沈め、6.5 桁(22 ビット分解能相当)のマルチメータ(HP34970A と 16CH マルチプレクサ HP34902A)を観測塔内に設置し、それら電位差を測定した。第 3 図に、得られた時系列データと、陸上の水平磁場 2 成分を、参考のため、長崎—福江間(約 100km)に設置されている NTT 海底ケーブルを用いて計測された電位差を示す。尚、右側には対応するパワースペクトルも示している。

電極投入後、8時間程は、2m 間隔の Short 電極間電位差が数 mV 程度ドリフトしたが、その後は第 3 図に見られるように安定し、1 日の変動(潮汐)分が電極間隔 6m で $200 \mu\text{V}$ ($33\text{mV}/\text{km}$ 相当)程度であった。従って、電極ドリフトがこの程度におさまるならば、増幅器のゲインを 60dB 程度とることが可能であり(今回は、24dB と低めに設定していた)、ダイナミックレンジは 120dB (20 ビット)程度以上必要であることが分かった。

浅海では、電磁場の減衰が深海に比べて小さく、特に、電場は数秒程度以上では殆ど減衰しないので、浅海底では数 m の電極間隔でも地磁気脈動を検出できる可能性があり、その検出も1つの目的であった。ただ、九州北部では夜間(01 時—05 時)以外では電車ノイズのためそれを確認することが難しいので、第 4 図には、第 3 図に示したデータのうち地磁気脈動現象が見られた期間(01/19 03h—04h)に 30 秒から 300 秒のバンドパス・フィルターをかけたものを示す。

その結果、陸上の電場には地磁気脈動磁場成分と相関の良い電場変動が記録されているが、残念ながら海底での電場には対応する現象が見られなかった。電場の変動幅は、観測点直下の比抵抗構造に依存するため一概には言えないが、概算すると、周期 100 秒で 1nT の磁場変動に対して、 $10 \Omega\text{m}$ の一様な比抵抗の場所では $0.5 \mu\text{V}/\text{m}$ 程度の電場値が期待できる。陸上部の電場、及び、電極間隔が約 100km の海底ケーブルを用いた計測による電場では同程度の大きさがえられている。水深 10m 程度の海底での電場も同じスケールで上段に表示しているが対応は悪く、スペクトルの形状も異なる。周期が 100 秒程度の現象が水深 10m で減衰してしまうと考えるのは不自然である。この結果からは、計算上の分解能は、 $0.1 \mu\text{V}$ であったが、信号強度が弱く(分解能に近く)、また、海底電位差記録システム全体のノイズ・レベルも高かったため、信号が検出できなかったと思われる。以上より、地磁気脈動を検出するためにはあと 1 桁以上のシステム全体としての精度向上が必要であることが分かった。



第 3 図 有明海における基礎実験(1999)で得られた 1 日間の時系列データとオートパワースペクトル

上から、電極間隔 6m、2m の場合の時系列データ (μV 単位)、次いで、陸上での磁場水平 2 成分、長崎一福江間 (ほぼ東西方向) の海底ケーブルを用いた電位差測定データ (SBE) を示す。電位差データには潮汐成分が顕著で、有明海では短周期の電車ノイズ (AM05 時 - AM00 時) が見える。パワースペクトルは dB 単位で、上部の矢印は左から周期 24, 12, 6 時間野位置を示している。

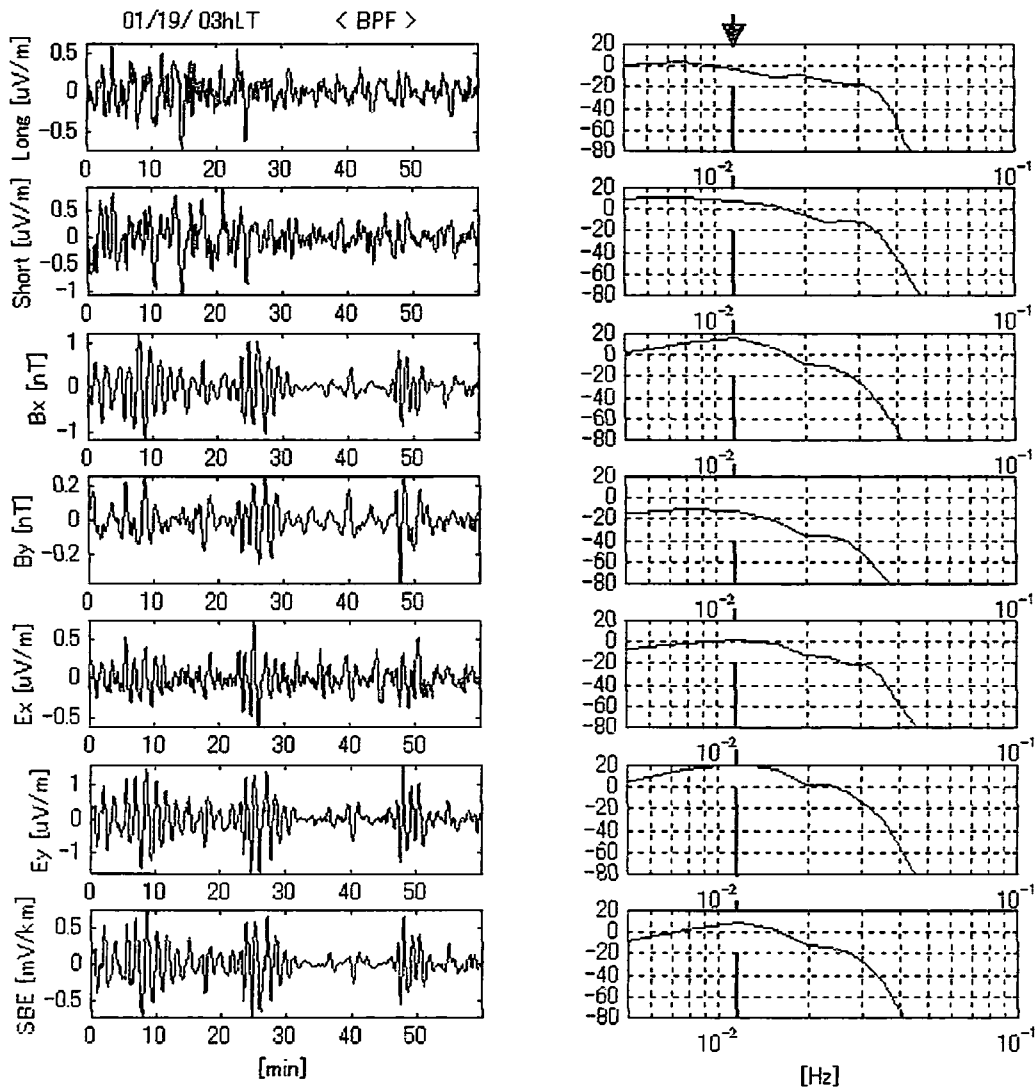
3. おわりに

海底電磁気観測機器の基本的な部分は、陸上観測機器を転用することが出来るが、その観測環境(数 10 気圧の水圧)は予想外に厳しく、陸上観測では全く不要な耐圧防水容器(これが高価)、さらには自己浮上用の音響式切り離し装置(これも高価)、2成分の傾斜計(同じく高価)が必要であり、OBEM で採用されている機器を調べれば調べるほどため息のでものであった。そして、これらは下手をすると、海底の藻屑になってしまう確率も低くはないという、かなり、リスキーな観測である！

さらに、海底における電磁場計測は非日常的な(未体験の)環境でのものであり、海に関する基本的な知識(海洋科学、海洋工学など)無しには、機器の設計(主に、機械的な)をすることもできない。また、浅海用途のみの簡易型としても、現段階では新規に製作する場合にはコスト的に厳しく、既存のものを再利用していくのが実機製作という観点から早道であるようであるが、自己浮上のための切り離し装置に関しては、現存の爆破式ではなく、電食方式のものを採用することが必要である。なお、本年3月には、既存の OBEM をベースに、新規に設計したフレームと電極アームなどの基礎実験を予定している。

克服すべき点が多いが、我々は本研究に取り掛かったばかりであり、既に深海用 OBEM を開発しているグループからの助言などを受け、基礎実験を積み重ねながら研究を進めていく必要があると考えている。余談であるが、潮流が作る電位差は外部磁場による誘導成分を測定対象にする者にとっては、邪魔な(ダイナミック・レンジを大きくせざるを得ない)成分であるが、電極間隔が数mでも十分な信号強度を持つので「潮流センサー」としては非常に有効なものであると思われる。

本研究は、1998 年度文部省科学研究「九州北西海域下の電気伝導度構造の研究」により行った。



第 4 図 バンドパス処理 (30-300 秒) を行ったデータ

有明海近傍で記録した電場(Ex, Ey: 電極間隔はそれぞれ 75, 50m)も参考のため表示し、右側のスペクトル図内の縦太線は、このデータ区間の地磁気脈動の基本周期を表している。

参考文献

- 瀬川 爾郎、春日隆、行武毅、歌田久司、浜野 洋三、海底磁力計 OBM-C&S 型(概報)、99-104、
磁場精密測定(Proceedings of the joint symposium on MAGSAT result and high-sensitive
magnetometers)、1981
- 浜野 洋三、行武毅、瀬川爾郎、浅岡達史、歌田久司、中川一郎、笹井洋一、電位差計による海底観測、
CA 論文集、259-265、1984
- 浜野 洋三、歌田久司、瀬川爾郎、行武毅、海底電位磁力計、CA 論文集、235-240、1989
- 一北 岳夫、大西信人、歌田久司、新型海底電位磁力計の製作、CA 論文集、22-30、1993
- 藤 弘明、海底の電磁誘導現象、月刊地球、17、号外、151-156、1997
- Toh, H., T. Goto, and Y. Hamano, A new electromagnetic station with an Overhauser
magnetometer, a magnetotelluric variograph and an acoustic telemetry modem, *Earth
Planets Space*, 50, 895-903, 1998
- 中塚 正、宮崎光旗、西村清和、村上裕、小川康雄、Venus 計画における深海底地磁気電場観測システム、
CA 論文集、229-235、1999
- Toh, H. and J. Segawa, Anomalies o geomagnetic and geoelectric variations at the sea floor
around the Izu-Ogasawara arc, *Bull. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo*, 1995
- McKirdy, D. McA., J. T. Weaver, and T.W. Dawson, Induction in a thin sheet of variable
conductance at the surface of a stratified earth: -2. Three-dimensional theory, *Geophys. J.
R. Astron. Soc.*, 80,177-104, 1985
- 島 伸和、大道寺 貴、簡易型海底電位差計の開発 (1)、CA 論文集、157-162、1995
- Utada, H., A direct inversion method for 2 dimensional modeling in the geomagnetic
induction problem, (Diss.), Earthquake Research Institute, Univ. Tokyo, 1987
- Ogawa Y., T. Yukutake, and H. Utada, Two dimensional modeling of resistivity structure
beneath the Tohoku district, northern Honshu, Japan, by a finite element method, *J.
Geomag. Geoelectr.* , 38, 45-79, 1986
- Shimakawa, Y., Y. Honkura, Electrical Conductivity Structure Beneath the Ryukyu
Trench-Arc System and Its Relation to the Subduction of the Philippine Sea Plate, *J.
Geomag. Geoelectr.* , 43, 1-20, 1991
- 一北 岳夫、歌田久司、柏原功治、半田駿、伊勢崎修弘、九州南西海域における海底電磁気観測、
CA 論文集、153-161, 1992
- 半田 駿、田中良和、海底電磁力計による有明海での MT 観測、佐賀大学教養部研究紀要、24、1-6、
1992