海底電磁気観測の現状と将来

藤 浩 明*

Goelectromagnetic observation at the seafloor
—Present and future

Hiroaki Toh*

ABSTRACT

It has been almost three decades since goelectromagnetic observation at the seafloor was enabled. The objective of this article is to make an overview of the present status of the seafloor electromagnetic observation and its potential in the future. Specifically, it consists of: (1) Characteristics of the natural electromagnetic fields at the seafloor with a special reference to the difference between those on land. (2) Reviews on one- or two-dimensional electrical conductivity models derived by seafloor magnetotelluric array measurements, which were recently conducted around Japan and overseas. (3) Future challenges of geophysical exploration at sea, viz., controlled-source marine electromagnetic prospecting and rather difficult instrumentation in shallow seas.

Key words: seafloor goelectromagnetic observation, natural-source magnetotellurics, controlled-source

1. はじめに

本稿では、海底における地磁気・地電位差観測の現状と将来を概観する。主な内容は、(1)陸上と比較した海底電磁場の特徴、(2)日本周辺と世界各地で最近行われた海底電磁気アレイ観測例の紹介と一次元および二次元解釈上の問題点、(3)浅海域での観測の重要性と制御電流源を用いた海洋電磁気探査、の三つである。

2. 海底の電磁場

海底で自然電磁場を用いた Magnetotelluric (MT) 観測に世界で初めて成功したのは、米国スクリップス海洋研究所の J. H. フィュー博士であった (Filloux, 1977)。以来、日・米・加・豪・仏・印・英といった国々が海底電磁気観測を行っている。近年は、より深部の構造を求める為、年単位の長期観測が主流になりつつある。

現行の自己浮上型海底観測装置の中で、最も長期間の観測が可能な測器 (Toh et al., 1998; Toh et al., 2004) を Fig. 1 に示す。磁場センサーとして、Overhauser

(1953) 型絶対全磁力計と Fluxgate 型三成分変化計の二種を有し、電場は銀・塩化銀焼結型電極 (Perrier et al., 1997) を先端に取り付けた差し渡し 5 m 程度の直交水平ダイポールを用いて海底から数十 cm ~ 1 m 数十 cm の海水中で測っている。その他、海底での方位測定と傾斜変化をモニターする為、Fiber Optical Gyro (FOG) と高精度傾斜計を搭載している。近年海底に恒常的な観測点を持つ事の必要性が世界各国で説かれ、北米では Ocean Research Interactive Observatory Network (ORION) 計画が実行に移されようとしているが (Copley, 2004)、これらの姿勢データは本装置を「海底地磁気観測所」として見た場合に、特に磁場の成分観測にとって、重要不可欠である。

Fig. 2 に、北西太平洋水深約 5600 m の海底で観測された電磁場時間変化を示す。この図では、地電位差変化の北向き成分と地磁気変化の東向き成分の組 (Fig. 2 上) と、地電位差変化の西向き成分と地磁気変化の北向き成分の組 (Fig. 2 下) を同じ枠内に描いてある。同枠内では上側が地電位差変化、下側が地磁気変化である。ま

2005年1月28日原稿受付; 2005年4月6日受理

* 富山大学理学部地球科学
〒930-8555 富山市五福3190

©2005 SEGJ

Manuscript received January 28, 2005; Accepted April 6, 2005.

* Dept Earth Science, Toyama University
3190 Gofuku, Toyama 930-8555 Japan

Fig. 1 SeaFloor ElectroMagnetic Station (SFEMS; inset) and its location (NWP; star) in the northwest Pacific. Small diamonds are existing geomagnetic observatories on the Japanese islands other than Kakioka Magnetic Observatory (KAK; circle).

Fig. 2 Two-day plots of coherent MT signals observed at the seafloor at a depth of ~ 5600 m in the northwest Pacific. The thin lines are geoelectric variations, while the thick lines are geomagnetic variations orthogonal to the respective geoelectric components. Both time-series were detided using BAYTAP-G.

た、地球潮汐解析プログラム BAYTAP-G (Ishiguro et al., 1981; Tamura et al., 1991) を用いて海洋潮汐13分潮及び日変化とその高調波6分潮の計19分潮を予め取り除いてある。互いに直交する電場と磁場間には正の相関が認められるが、電場変化と比較すると磁場変化はかなりなまっているようにも見える。実際、観測された電磁場成分間のコヒーレンスを計算すると、Fig. 3のようになる。これらの図から分かる通り、海底で自然電磁場を用いた MT 観測が可能な帯域は、今の所周期1000秒～100000秒の約二桁程度に限られる。短周期側は良導的な海水による磁場の自然減衰と磁力計感度の不足により制限され、長周期側は潮汐帯の存在と海洋ダイナモ効果及び電極チョッパー（後述）の欠如により制約を受けている、と考えられる。

構造探査の観点からは、より広帯域で観測できるのがのぞましいが、観測帯域を短周期側に伸ばすのは現状では難しい。その理由は、使用している Fluxgate 型磁力計の分解能が既に 10 pT に達している為である。すなわち、信号レベルが高ければ使用している磁力計の実力から言って十分計測可能な周期のコヒーレンスが悪いのは、海底への入力信号である外部磁場擾乱自体が海水中で強い減衰を受けているからに他ならない。この状況を打開するには、磁場センサーを Induction Coil などに変更する (Key, 2004)、或いは、人工電流源を用いて短

Fig. 3 Multiple coherences of seafloor MT signals observed at NWP. The thick line with symbols is for Ex and By, while the thin line is for -Ey and Bx. Conventional skewness (the dashed line) is also plotted for reference. The horizontal dashed line shows the skewness threshold of 0.3.

周期シグナルを能動的に発生させる、または、短周期地磁気変化が受信できる海域（浅海域）で観測を行う、のいずれかしかない。制御電流源を用いた海底下構造探査については、浅海域における自然電磁場観測の問題と併せて、第五節で再び議論する。

短周期側と比較して、長周期側は潮汐成分をうまく取り除く必要はあるにせよ、長期観測によりまだ帯域を拡張できる可能性がある。この事が、最近年単位の海底長期電磁気観測がよく行われるようになった要因の一つとなっている。但し、長周期のMT信号を分離するには電極ドリフトの除去が必須であり、これは一般には電位電極の位置を一定の頻度で物理的に交換しながら地電位差を測定する「ソルト・ブリッジ・チョッパー (Fig. 4)」により実現される (Filloux, 1987)。しかし、日本の海底電磁気観測コミュニティで電極のチョッピングが可能な観測装置を運用している研究グループは皆無であり、高次元解釈が可能なMTテンソルを長周期まで求めるには今後地電位差測定法の改善が必要であろう。

但し、磁場の長周期応答を用いれば、海底地電位差測定の長期安定性を電極チョッパーで保証しなくても、Geomagnetic Depth Sounding (GDS) 法によりある程度帯域を伸ばせる可能性がある。すなわち、周期二日以上であれば、各観測点の地磁気鉛直成分 H_r と地磁気水平成分 H_θ の比である C 応答関数；

$$C(\omega) = \frac{R_E}{2} \tan \theta \frac{H_r}{H_\theta}$$

を用いて、スカラーMTインピーダンス Z を次式；

$$Z(\omega) = -i\omega C(\omega)$$

から推定する事ができる (Schultz and Larsen, 1987; Lizarralde et al., 1995)。ここに、 ω は電磁場時間変化の角周波数、 R_E は地球半径、 θ は地磁気座標における余緯度である。このGDS応答からMT応答への変換では、外部磁場変化の空間分布が P_1^0 で近似できる事を仮定しているが、この仮定はDstを含む長周期地磁気擾乱に対して有効である事が既に知られている (Banks, 1969; Hamano, 2002)。

この換算を行う場合には、今度は地磁気測定の長期安定性が保証されていなければならないが、前節で既に論じた通り、海底における精密傾斜測定データがあれば、磁場成分の絶対観測も今や不可能ではない。従って、GDS応答とMT応答の組み合わせにより長周期側を補間する事は、電極のチョッピングに限られた電力を割くよりも現実的な方法、と言う事もできる。また、必ず何らかの磁場ノイズを伴うソルト・ブリッジ・チョッパーを使用する際は、海底電位差計と海底磁力計は分離して別々に設置・観測しなければならない、という制約も生じない。更に、磁場成分間の応答関数は、「海岸線効果 (後述)」に代表される地球表層の不均質による場の歪みに対して、電場が介在する応答関数より常にrobustでもある。この事は、周期一日未満のMT応答関数がstatic shiftの影響を被っていた場合でも、GDS応答関数を用いて電気伝導度の絶対値が復元可能である事も意味している。従って、長周期の海底スカラーMTインピーダンスは、GDS応答関数との照合により、その絶

ΔV : Electrodes' self-potential difference,
Insulator's position A: Solid, B: Dashed,

For the insulator's position A, $[V_2 - V_1]_A = V_P - V_Q + \Delta V$

For the insulator's position B, $[V_2 - V_1]_B = V_Q - V_P + \Delta V$

We can determine the true natural voltage difference $V_P - V_Q$
by the two successive measurements as:

$$\{ [V_2 - V_1]_A - [V_2 - V_1]_B \} / 2$$

Fig. 4 Principle of the salt-bridge chopper. It enables estimation/removal of the electrodes' self-potential difference by two successive measurements of voltage difference between the electrodes.

対値の検定が行えるのである。但し、MT インピーダンスをスカラーではなくテンソルで求める場合には、何らかの形で海底地電位差測定の基線変化を補正する必要がある事は言うまでもない。また、さらに長周期になれば、良導体である海水が地球主磁場中を運動した結果生じる磁場が卓越するようになる (Filloux, 1973) 事にも注意が必要である。

3. 海底 MT 観測結果の一次元解釈

Fig. 5 に、深海底における MT sounding curve の例を示す。これらの sounding curve も、前節同様北西太平洋における海底長期電磁気観測点 (NWP) で得られたものである。図から分かる通り、北西太平洋海盆の中心付近における MT テンソルは、対角成分の大きさが非対角成分より一桁小さく、かつ、 Z_{xy} と Z_{yx} の振幅・位相共に大きな違いが見られない事から、一次元解釈が可能であると考えられる。FOG を装備した SFEMS で観測されたこの MT テンソルでは、 x は真北、 y は真東に対応している。地磁気変換関数も計算してみた所、この帯域では絶対値が 0.1 よりも小さく、横方向の不均質がない、すなわち、MT テンソルの一次元解釈を支持する結果が得られた。MT テンソルの回転不変量の一つである行列式から合成したスカラー・インピーダ

ンス (Fig. 6 左) に、Parker (1980) の D^+ 検定を施してみると、使用した 10 周波数のデータ自由度 20 に対し、最適 D^+ モデルの与えるカイ自乗残差は 29.0、その 95% 信頼区間は 31.4、という値が得られ、一次元性の検定をパスする。但し、MT コヒーレンスの 95% 信頼区間の下限が 0.3 に満たないか、または、スキューネス (Swift, 1967) が 0.3 より大きい周波数は除いて考えた (コヒーレンスとスキューネスの周波数依存性は Fig. 3 を参照の事)。行列式から合成したスカラー・インピーダンスに構造の滑らかさを拘束条件とした Occam Inversion (Constable, et al., 1987) を当てはめると、Fig. 6 右のような北西太平洋海盆下の一次元電気伝導度構造が得られる。この図には、参考までに、 D^+ 検定の際に分解されたコンダクタンスの大きさと深さも同時にプロットしてある。

こうして得られた一次元モデルは、果たして一億二千万年以上の年代を持つこの非常に古い海洋リソスフェアの真の構造を表しているのだろうか？得られた構造は、(1)非常に絶縁的な最上部マントル、(2)中心深度約 40 km の良導層、(3)中心深度約 120 km の良導層、の三つで特徴づけられる。(1)の比抵抗値は数十 $k\Omega m$ に達しており、水を含まないカンラン石の比抵抗値、及び、制御電流源を用いた北東太平洋での地殻比抵抗探査結果 (Cox

Fig. 5 MT sounding curves observed at NWP. Apparent resistivities are shown in the left column, while phases are on the right. The following symbols correspond to each element of the observed MT tensor: circle for xy, square for yx, plus for xx and cross for yy.

Fig. 6 (Left) Symbols with error bars are apparent resistivity and its phase at NWP computed from the determinant scalar impedance together with fits of the 1D model in the right diagram. The thick line is for apparent resistivity, while the thin line is for phase. (Right) The estimated 1D electrical conductivity structure beneath the northwest Pacific basin. The horizontal impulses are the finite conductances required in the D^+ analysis.

et al., 1986) と良い一致を示す。(3)は、比抵抗値が急激に下がり始める深さ 100 km 付近が太平洋プレートの底面であると解釈すれば、地震学的に求められているプレート厚と一致する。問題は、(2)の良導層である。

これほど古く、従って、厚く冷たい海洋プレート内に電気伝導度が高い層が実際に存在するとは考えにくい。もし対応する地学的証拠があるとすれば、年代が一億三千万年を超える日本海溝付近の海底で最近発見された極めて新しい(約六百万年前)玄武岩の存在(平野ほか, 2004)であろうが、現在の所両者を直接関連づけるの

は困難である。また、(3)から推定される電気的リソフェアの厚さも、これまでの海底 MT 観測結果(Yukutake et al., 1983; 藤, 1997)と必ずしも良い一致を示していない。これらの点を考え合わせると、構造の一次元性が高いと考えられる海域で海底 MT 観測を行い、その点解析結果から得られた構造を解釈する場合でも、様々な角度から求める構造に課した仮定の妥当性を吟味する必要がある、と言えるであろう。

すなわち、上記の事例解析の場合には、(1)海岸線効果の影響、(2)長周期の応答関数、の2点に対する考慮が

なされていないのが問題である。これらについての議論無くして、海底 MT 観測の点解析結果を直接上部マントルの物性（温度・組成・状態）やダイナミクス（異方性）と関連づけるのには無理がある。換言すれば、この二点が、海底 MT 観測結果の解釈を構造の一次元性が高いと考えられる地域においても困難にしている主要な原因である、と言う事ができる。

「海岸線効果」の及ぶ範囲、すなわち、海陸境界に蓄積された電荷が海洋中の誘導電流を有意に歪め得る領域の幅については、Cox (1980) の adjustment distance (L) を考えると分かり易い (Fig. 7)。海洋中の誘導電流は、海洋の持つコンダクタンス $S = \sigma_{sw} h$ が大きいほど歪み易く、また、海底直下の層の比抵抗値と厚さの積 (Resistivity-Thickness Product) $R = \rho_{sf} H$ が大きいほど地下にしみ込みにくくなるから、海陸境界の影響が及ぶ水平スケール L として両者の積の平方根；

$$L = \sqrt{SR} = \sqrt{\sigma_{sw} \rho_{sf} h H}$$

が適当であろう。ここに、 σ_{sw} , h , ρ_{sf} , H は各々、海水の電気伝導度 [S/m]、水深 [m]、海底下高比抵抗層の比抵抗値 [Ωm]、及び、高比抵抗層の厚さ [m] である。Cox らは、北東太平洋での制御電流源を用いた海底電気探査結果 (Cox et al., 1986) から、海洋リソスフェア最上部は極めて絶縁的であり、その Resistivity-Thickness Product は $10^9 \Omega\text{m}^2$ のオーダーに達すると推定し、この値と平均的な海水の電気伝導度 (4 S/m) と水

深 (4000 m) とを用いて、 L は数千 km に達する、と結論づけた。つまり、どんなに広い海洋でも、「海岸線効果」の影響を全く被らない海域は殆ど存在しない、という事になる。これを受けて Heinson and Constable (1992) は、海底 MT 観測から得られたマントル電気伝導度が室内高温高压実験の結果より常に高めに出るのは、この「海岸線効果」によるものである、と主張した。

しかし、この adjustment distance は海洋から良導的マントル (アセノスフェア) に抜ける伝導経路が無いとした場合に有効な近似であり、あくまで目安に過ぎない。実際、Tarits et al. (1993) が反駁を加えたように、地球表層の不均質は海陸分布だけでなく沈み込み帯や中央海嶺も存在し、これらのプレート境界と地球深部間を行き来する電流の効果を無視する訳にはいかない。従って問題は、個々の海底観測点に対して adjustment distance が実際にはどの程度になるかを定量的に見積もった後、得られた構造の解釈を行うべきである、という点に集約される。北西太平洋 (NWP) の例でも、海陸分布を薄層導体近似 (e.g., McKirdy et al., 1985) を用いて含めると Fig. 6 右の一次元構造は変更する必要があるのかどうか、或いは、最寄りの海陸境界 (クリル海溝) に垂直な二次元断面で沈み込み帯の影響を考慮すると「海岸線効果」は有意に弱まるのか、といった検証を行わずに、一次元インバージョンの結果を解釈するのは危険なのである。

4. 海底 MT アレイ観測の動向と海陸同時 2D インバージョンの問題点

海底長期 MT データの一次元解釈には、海洋リソスフェアの発達過程解明という面白い課題があった様に、発散あるいは収束的プレート境界で電気伝導度の二次元断面を求める場合には、マントル・ダイナミクスや鉱物物理と直結した新知見が得られるという面白さがある。この節では、(1)国内外で最近行われた海底 MT アレイ観測結果、及び、(2)現在海底電磁気分野が直面している「海陸接合問題」、の二つを取り上げる。

4.1 海底 MT アレイ観測

1990年代に行われた大規模な海底 MT アレイ観測として、Mantle Electromagnetic and Tomography experiment (MELT 実験; The MELT Seismic Team, 1998) が挙げられる。この観測は、米国が主導した国際共同観測であったが、海底電磁気・海底地震両分野の共同観測という側面も併せ持っていた。その結果、百台を超える海底地震計・海底電位差計・海底磁力計・海底電位磁力計が、南緯17度で東太平洋海膨をほぼ東西に横切る測線 (Fig. 8) に投入される史上最大規模の海底観測となった。また、この実験を契機に海底 MT 観測も年単位の長期係留時代へ移行した、という意味でも、重要な観測として位置づけられる。

Fig. 7 Schematic diagram of the adjustment distance, L . L becomes large if we have a thick and conducting ocean, and/or a thick and resistive uppermost layer beneath the seafloor. However, it will be reduced when there is a path to the conducting mantle.

Fig. 8 The east-west profile of the MELT experiment along 17°S. The experiment was conducted around the East Pacific Rise, one of the world's fastest spreading ridges.

MELT 実験の結果明らかになった海底拡大系下部の深部構造をまとめると、Fig. 9 のようになる。海嶺軸の東西で海洋地殻の厚さは6~7 km と殆ど変わらない (Canales et al., 1998) にも関わらず、部分溶融体の構造は地球電磁気学的にも (Evans et al., 1999)、地震学的にも (Toomey et al., 1998; Forsyth et al., 1998) 「非対称」であり、それに対応してS波偏向異方性にも非対称性が検出されている (Wolfe and Solomon, 1998)。この非対称構造は、(1)高速で拡大している太平洋プレート側でより幅広く分布する広域的に (全幅約 400 km) 溶けた部分溶融体、と(2)部分溶融体の頂点が海嶺軸直下ではなく西に数十 km ずれている事で特徴づけられる。Scheirer et al. (1998) は、このずれとこの地域の中央海嶺セグメントの絶対運動方向がほぼ西に 32 mm/y である事との関連を指摘している。

MELT 実験そのものの目的は、高速拡大軸下部のマントル・ダイナミクスが、(1)表層のプレートが拡大するためにその補償流としてやむを得ずマントル物質が上昇しているのか (受動的上昇流)、(2)拡大軸下部の部分溶融体が自らの浮力で上昇しているのか (能動的上昇流)、のどちらに支配されているのかを明らかにする事であった。観測した結果、拡大軸下部は広域的に部分溶融している事が分かった為、高速拡大軸下部では受動的マントル・ダイナミクスが支配的である、という結論が得られたのだが、明らかになった構造自体は意外にも極めて非対称なものであった。この非対称性が生じる原因はよく

Fig. 9 Interpretation of the electrical and seismic 2D section beneath the East Pacific Rise.

分かっていないが、中央海嶺が誕生する位置は拡大速度の大小によらず上部マントル内に存在する広域的不均質に強く影響される、すなわち、中央海嶺は物質境界にできる、とする説（藤，2003）もある。

東太平洋海膨下部に存在する上昇流は、その更に下のマントル遷移層の厚さに顕著な変化が見られない事から（Shen et al., 1998）、上部マントル内に限られた根の浅い対流系である、と解釈されている。これに対し、全マントル対流に対応する下部マントルからの大規模上昇流（プルーム）が起こっているとされるタヒチ周辺では、フランスのグループが海底 MT 観測を行っている（Nolasco et al., 1998）。それによれば、Pacific Super Swell の中心部と周辺部では、深さ約 410 km に存在し上部マントルとマントル遷移層との境界面を成している地震波速度不連続面の深さが有意に異なる、という結果が得られている。この 410 km 不連続面の Clapeyron 勾配；

$$C = \frac{\partial T_m}{\partial p}$$

は正であるから、プルームに伴って高温異常が発生すれば相転移が起こる深さは深くなる。ここで、 T_m は相転移を起こす温度、 p は圧力すなわち深さである。従って、Nolasco らが言う通り Pacific Super Swell の中心部で良導層の深さが深くなっているのであれば、プルームによってできた 410 km 不連続面の凹みが見えている事になる。しかし、マントル物質の Clapeyron 勾配は、温度だけでなくその組成の関数でもある。最近の研究（Chambers, et al., 2004）によれば、プルームが湿っている場合 410 km 不連続面は逆に膨らむ可能性がある。この事が、レシーバー関数などを用いて深部構造を調べても、マントル遷移層の厚さ変化があまり顕著に分解されない原因の一つなのかもしれない。

プルーム上昇域での海底観測は、全地球ダイナミクスの観点から非常に重要であるにも関わらず、シップ・タイムの確保が困難であるといった設営面での制約から実際の観測例が少ないのが実情である。最近では、日本の海底地震グループが、フランスとの共同でフレンチ・ポリネシアの広帯域海底長期地震観測を開始している（Shiobara et al., 2003）。海底電磁気分野でも、この地域における再観測がいずれ必要であろう。

マントル・ダイナミクスの理解において、海底拡大系・プルーム上昇域と並んで重要なのが、日本が位置する沈み込み帯である。日本周辺では、海洋性島弧である伊豆・小笠原弧（Toh, 2002）、東南海地震の震源域を横切る紀伊半島・南海トラフ測線（後藤ほか，2003）、東北日本から日本海東縁を横切る東西測線（Baba et al., 2004）などで、最近二次元電気伝導度構造断面が提出されている。この内、後二者が海陸共同観測の、前者が海底地磁気データのみを用いた結果である。海底・陸上

両方のデータを用いた構造決定については次の4.2節でやや詳しく述べるので、ここでは前者についてだけ触れる。

Toh (2002) では、1980年代後半から1990年代前半にかけて行われた海底地磁気観測データを基に、北緯32度の伊豆・小笠原弧北部を東西に横切る断面で電気伝導度構造を求めている。測線長は約 650 km に達し、沈み込む太平洋プレートから背弧海盆である四国海盆までの全島弧・海溝系をカバーしている。得られた構造断面の特徴は、(1)沈み込む太平洋プレートは厚く（～150 km）絶縁的である、(2)背弧海盆のフィリピン海プレートは、太平洋プレートと比較すると薄く（～50 km）電気伝導度も高い、(3)島弧下部には沈み込む絶縁的な太平洋プレートが追跡でき、この島弧の火成活動に及ぼす海側プレートの影響が非常に強い事を示唆する、の3点である。

この例で面白いのは、得られた構造が、島弧を挟む二つの海洋プレートの構造を含めて地電位差データなしに地磁気データだけで決定された、しかも TM mode の断面である点である。MT データを使わずに求められた海洋プレートの構造は、どちらも MT 法を用いた一次元インバージョン結果（Toh and Segawa, 1995）と良く一致しており、島弧下部に分解された電氣的太平洋プレートの上面は、この地域の震源分布と符合している。

伊豆・小笠原弧は、発達した東北日本弧などと比較すれば、未成熟な海洋性島弧であり、点在する火山島を除き、その殆どが水没している。これが構造決定を海底データだけに頼らざるを得なかった理由でもあるのだが、Toh (2002) では八丈水路観測所の地磁気水平二成分と海底での地磁気水平二成分間の応答関数、すなわち、Vertical Gradient Sounding (VGS) 応答を用いて、利用可能な海底地電位差データが少ない事を補っている。

VGS 法は、Law and Greenhouse (1981) に最初の応用例が見られ、90年代に入るとタスマン海（Ferguson et al., 1990）、ファン・デ・フカ海嶺（Heinson et al., 1993）や琉球弧（Shimakawa and Honkura, 1991）での海底電磁気観測で盛んに研究された。この方法は、海面での地磁気水平成分が海底ではどの程度減衰しているか、を用いて海底下の構造を求める。すなわち、地下の構造が絶縁的であれば、海水中で地磁気水平成分の大部分を打ち消さなければならないので、その分海底での地磁気水平成分の減衰は激しくなり、逆に地下構造が良導的であれば、それ程減衰しない事を利用する。一次元の場合には、VGS 応答と MT 応答とは等価であり、変換公式も存在する。比較的構造が簡単だと思われる海洋プレートで、VGS 法と MT 法の結果が一致したのは、恐らくこの為である。

しかし、2次元以上の高次元では VGS 応答と MT 応答の等価性が崩れるのに加え、実際には海面での観測が困難なため何らかの陸上地磁気データで代用しなければ

ならない分近似的な方法である、と見なされている。

Toh (2002) では、VGS 法を 2 次元問題に応用する際、有限要素法を用いて海水部分のメッシュを細かく切り海底地形を正確に表現する事で、これらの問題を回避している。ここで正しておきたいのは、VGS 法は高次元に応用する際近似が入る、という誤解である。メッシュ上で陸上参照点と海底観測点それぞれにおける磁場水平成分の比を取れば、数値計算誤差の範囲内で観測 VGS 応答に対応する理論応答が正確に計算できる。従って、特に海面の磁場を仮定する必要はどこにもない。この誤解は、VGS 法を定性的に理解する際に「海面の磁場と海底の磁場の差が、海水中を流れている正味の電流量である」と説明される事が多い為に生じたものであろう。海水層を精密に表現しなければならないので多くのメッシュが表層部分で消費されてしまうという実際上の問題はあるものの、フォーワード計算で観測応答に対応する理論応答を厳密に計算する事は可能なのである。また、伊豆・小笠原弧の場合には、その北に日本列島が作り出す「海岸線効果」が、特に南北方向の誘導電流 (TE mode) を曲げてしまうので TM mode を使用したのだが、TE mode を使用して構造断面を決定する事も勿論可能であるし、磁場・磁場の応答関数を用いる VGS 法は表層不均質の影響を受けにくいという利点も

併せ持っている。従って、MT 法が適用できるデータセットであっても、陸上磁場参照点が利用可能な海底データの場合には、MT 法で決まった構造を検証するという意味でも、VGS 法を併用するのが有効である。

4.2 海陸接合問題

海陸共同観測が可能になって久しいが、我が国でその実質的な成果が得られた例は極めて少ない。その背景には、陸上観測と海底観測は周波数帯域によりある種きれいに住み分け可能であり、極く大雑把に言えば、陸上観測＝地殻比抵抗構造であり、海底観測＝マントル電気伝導度構造であったという事情がある。海外では、米国西海岸で大規模な海陸国際共同観測 (EMSLAB 計画, Wannamaker et al. 1989) が行われたのをきっかけに、アパラチア山脈から大西洋にかけての東海岸でも海陸共同観測 (Wannamaker et al., 1996; Ogawa et al., 1996) が実施されている。

Fig. 10 左に、2001年10月から2002年7月にかけて東北日本背弧の日本海で行った海底 MT 観測データと、それ以前に千屋断層付近で観測された長周期 (20～13650秒) 陸上 MT データ (Ogawa et al., 2001) とを用いた海陸同時二次元インバージョン例を示す (Baba et al., 2004)。TE mode については現実的に解釈可能な

Fig. 10 (Left) 2D electrical sections transversing the arc-backarc region of Northeast Japan at 39.5°N. Results of REBOCC inversion (Siripunvaraporn and Egbert, 2000) are shown for TE, TM and joint mode from top to bottom, respectively. (Right) Results of Occam 1D inversion at each land (solid) and seafloor (dashed) site. Strong static shifts are evident in the difference of mean resistivities for each depth profile.

モデルが現在までに得られているが、TM mode を説明するモデルが作れない為に、ジョイント・インバージョンもうまく合わせられていない。その原因として、表層不均質による電磁場の歪みの影響 (Fig. 10 右) が海底と陸上で非常に異なる点が挙げられる。陸上 MT 観測では、事実上絶縁体と見なしてよい大気と導体である岩石との境界面で電場を測定している為、地表付近に露出した電気伝導度の横方向コントラストが電場に及ぼす影響が甚だしく、各観測点で周期によらず振幅の大幅な変化 (static shift) と位相混合を起こす。Fig. 10 右のように、観測点毎にスカラー・インピーダンスを求め、個別に一次元構造を推定すると、電気伝導度プロファイルの相対的な深さ依存性は陸上・海底それぞれで類似しているのにも関わらず、各観測点における電気伝導度の平均値には海底でも一桁程度、陸上では三桁以上もの違いがある。これは、static shift の影響が大きいためである、と推定される。ただ、陸上データの場合には、個々の電気伝導度コントラストが影響する範囲はあくまで局所的であり、海陸分布のような大波長コントラストであっても、海岸線から非常に離れた観測点にその影響が及ぶ可能性は海底と比較すれば小さい。

これに対し導体中で電場を測定している海底では、一次元構造で見た場合に static shift の影響が一桁程度に収まった事から分かるように、表層の局所的不均質が各観測点に及ぼす影響は相当程度軽減される。しかし、前節で議論した adjustment distance から考えると、この測線上で「海岸線効果」の影響を被っていない海底観測点は存在しない、と言える。言い換えれば、陸上 MT データの場合には観測点毎に異なる local distortion が大きな影響を及ぼしているのに対して、海底の場合には原因を一にする regional distortion が問題になる。これは、陸上データを含めようと含めまいと、海底 MT データの TM mode をうまく合わせる事ができない (藤ほか, 2003) という事実とも符合する。従って、海底 MT データから構造断面を求める場合にも、やはり「海岸線効果」の定量的な影響の見積り/除去が不可欠である。

考えられる一つの方法は、観測応答から直接地形効果を取り除く事である。これは Nolasco et al. (1998) と Baba and Seama (2002) により定式化されているが、どちらも海を含む地形部分と地球内部間の相互誘導が無視できるとして「海岸線効果」の補正を行っている点では変わりがない。従って、分厚い堆積層が存在するなど表層直下の電気伝導度が高い場合、すわち、相互誘導が無視できない場合には適用できない。但し、補正した応答関数は、平坦な面上に分布していると見なせるので、(1)既存の MT 構造解析コード群が、一次元であろうと二次元であろうと、そのまま利用できる、(2)補正の際にどのような順問題解を用いるかにもよるが、薄層近似のように適用できる周波数帯に限られる事は一般にはな

い、など実用面で優れている。

今後、特に地震発生帯を対象にしたプレート境界域での海陸共同観測の重要度が増す事を考えれば、「海陸接合問題」は早急に解決すべき問題であるが、TE/TM mode 双方を説明できるモデルを求める方法は、まだ確立されていない。

陸上 MT データから地殻内比抵抗構造の二次元断面を求める場合にも、現行では TM mode だけが用いられる事が多い。前述した通り陸上データには static shift の影響が卓越する為、その対策として表層の局所的不均質に鈍感かつ二次元モデリングの際に表層不均質を直接組み込める TM mode が多用されている、と考えられる。但し、local distortion には static shift だけでなく、Groom and Bailey (1989) のテンソル分解では twist と shear で表される「位相混合」も含まれており、これは TM mode でも二次元ではモデル化できない。これらは、二次元でモデル化する前に、Groom-Bailey の方法等で予め除去しておくべき量である。local distortion の問題はさておき、二次元構造に敏感なのはむしろ TE mode の方である。表層不均質によってもたらされる虚像を恐れるあまり、わざわざ肝心の二次元構造に鈍感な方を用いて「TM mode にも表れているのだから、得られた構造は真の構造 (の一部) である」とする議論は、データの持つ情報量を十分引き出せているとは言えない。これは海底データの場合に、海岸線の広域的な走向に電場が平行な方を TE mode、直交する方を TM mode として、「TM mode は regional distortion で汚染されているので、TE mode を説明するモデルを作れば十分」とするのと同じである。

陸上・海底を問わず今後地球内部電磁誘導分野に求められるのは、他分野で得られた構造探査結果を踏まえて、(1)電気伝導度の水に代表される揮発性成分や流体の量への換算 (上嶋, 2003)、(2)電気伝導度異方性と地震波速度の異方性との比較、といったより高次のモデル化であろう。その為には、二次元モデリングにおいても TE/TM mode 双方を用いたより精度の高い地球内部電気伝導度決定が必要である。

5. 浅海域および制御電流源を用いた海洋電磁探査

水深が浅い沿岸域での自然電磁場観測ないし人工電磁探査は、前節で取り上げた「海陸接合モデル」を作成する際に、また、浅海域に存在する採掘可能な有用資源の探査という点からも非常に重要である。にも関わらず、これまでに目立った成果が上げられていないのは、深海底での観測と比較して、浅海域では次のような困難が伴うからであろう：(1)潮流が強い為、測器を失う確率が高いのに加え、海底での測器姿勢が安定せず良いデータが得られにくい。(2)人間活動が活発である為、海底と言っても人工ノイズが存在する上、漁船などにより誤って測器が持ち去られたり、漁業権との兼ね合いで観測海域が

限られる場合がある。

しかし、浅海域は自然電磁場の短周期信号が受信できるという利点があり、人工電磁探査でも実際に採掘可能な資源が対象となる事から、今後その重要度が増してゆくものと予想される。特に後者は、最近脚光を浴びているメタン・ハイドレートの探査が、その有力な応用例として挙げられる。

制御電流源を用いた海底電磁探査の物理は、異なる電気伝度を持つ媒質中における電磁場拡散の組み合わせで理解できる (Edwards and Chave, 1986; Fig. 11)。すなわち、海底でインパルス状の人工信号を発生させた時、受信器に信号が到達する経路は(1)海水層を通過し大気を経由して受信点まで再び海水中を伝わる、(2)構造探査の対象である海底下の地殻・マントル部分を伝わって受信点に至る、(3)受信点まで海水中だけを拡散する、の3つであり、観測海域の水深にもよるが、恐らくはこの順で受信点に届く。つまり、ほぼ絶縁体と見なし得る大気中では電磁場は拡散ではなく波動として伝わるので、観測海域の水深が十分浅い場合には経路(1)の方が経路(2)よりも早く届く事がある。また、電磁場が拡散で伝わる場合、拡散の時定数 τ と媒質の電気伝導度 σ との間には、次の関係が成り立つ。

$$\tau = \sigma \mu l^2$$

ここに、 μ と l は、各々透磁率及びソース・レシーバー間距離である。

具体的には、(2)の信号がいつ届いたかと、ピークがど

の程度変形していたか等を用いて、地下の構造探査が行える。例えば、メタン・ハイドレートは電気的には絶縁体として振る舞う事が知られているので、あまり減衰しない信号として非常に早く受信点に到達するはずである。Edwards (1997) によれば、メタン・ハイドレートの探査に現在主として用いられている反射法地震探査に劣らない精度を、人工電磁探査も持っている事が示唆されている。また、(3)が受信可能な時間帯まで観測すれば、海水の電気伝導度は既知であるとして、観測データの較正にも利用できる。但し、有効探査深度が信号・受信点間距離の約半分である事は、陸上の人工電磁探査と同じである。

陸上の TDEM と異なるのは、海水中を拡散する電磁場が late time に被る為、early time を使用しなければならない点である。但し、early time とは言っても、水深と信号・受信点間距離によっては、大気中を伝わってきた波を観測してしまう場合もあり得るので、事前の入念な観測設計が重要である事は言うまでもない。Cheesman et al. (1987) は、様々なソースとレシーバーの組み合わせを比較して、地殻比抵抗が海水のそれより高い場合には、信号源・受信器共に水平電場ダイポールを用いた方法 (ERER 法) が優れている、と結論している。これを受けて、現在米国では SIO のグループが精力的に ERER 法を用いた EM shooting を行っている (Constable and Cox, 1996)。この方法は、地震学で言うエアガン・ストリーマーないしエアガン・海底地震計による反射/屈折法探査に対応する海洋電磁探査法である。我

Fig. 11 Three paths of an electromagnetic impulse artificially transmitted and passively received at the seafloor.

が国においても近い将来実効的な装置開発が望まれる。

6. おわりに

以上、海底電磁場の特徴、その一次元/二次元解釈上の問題点、及び、浅海域と制御電流源を用いた海洋電磁探査を概観してきたが、最後に「電気伝導度構造を求めて地球の何を知らうとするのか」に触れて結語としたい。

2004年のAGU秋季大会におけるBirch Lecturerは、エール大学の唐戸博士であった。博士は“Where on earth is the ocean?”という意欲的なタイトルで、地球の本当の海は実はマントルの中にこそある、という議論を展開され、室内実験の結果を基にマントルの含水量を求めるのに必要な物理量として、地震波速度の異方性と並んで「電気伝導度」を挙げて講演を締めくくられた。

Post Perovskiteの発見 (Murakami et al., 2004) を始めとして、最近の鉱物物理分野の進歩は、実に目覚ましいものがある。今後は、この分野の最新の成果に留意しながら、求めた電気伝導度の内のどれだけが「水」で解釈可能かを、海底に限らず地球内部電磁誘導分野で明らかにしてゆくべきであろう。その際「全ては水で説明できる」という先入観に囚われる事なく、出てきた結果を客観的に解釈する姿勢が求められる。そして、その姿勢を支えるものは、地道な観測の実践に他ならない。

参考文献

- Baba, K. and Seama, N. (2002) : A new technique for the incorporation of seafloor topography in EM modeling, *Geophys. J. Int.*, **150**, 392-402.
- Baba, K., Toh, H., Ichiki, M., Motobayashi, T., Ogawa, Y., Mishina, M., Takahashi, I. and Utada, H. (2004) : Electrical structure beneath the eastern margin of Japan Sea, Programme & Abstracts of 17th Int. Workshop on EM Induction in the Earth.
- Banks, R. (1969) : Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **17**, 457-487.
- Canales, J. P., Detrick, R. S., Bazin, S., Harding, A. J. and Orcutt, J. A. (1998) : Off-axis crustal thickness across and along the East Pacific Rise within the MELT area, *Science*, **280**, 1218-1221.
- Chambers, K., Woodhouse, J., Deuss, A. (2004) : Explaining topography of the 410-km discontinuity: Chemical vs thermal heterogeneity in the mantle, *Eos Trans. AGU*, **85**, Fall Meet. Suppl., Abstract U34A-08.
- Cheesman, S. J., Edwards, R. N. and Chave, A. D., (1987) : On the theory of sea-floor conductivity mapping using transient electromagnetic systems, *Geophysics*, **52**, 204-217.
- Constable, S. C., Parker, R. L. and Constable, C. G. (1987) : Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, **52**, 289-300.
- Constable, S. C. and Cox, C. S. (1996) : Marine controlled-source electromagnetic sounding 2. The PEGASUS experiment, *J. Geophys. Res.*, **101**, 5519-5530.
- Copley, J. (2004) : All wired up, *Nature*, **427**, 10.
- Cox, C. S. (1980) : Electromagnetic induction in the oceans and inferences on the constitution of the Earth, *Geophys. Surv.*, **4**, 137-156.
- Cox, C. S., Constable, S. C., Chave, A. D. and Webb, S. C. (1986) : Controlled-source electromagnetic sounding of the oceanic lithosphere, *Nature*, **320**, 52-54.
- Edwards, R. N. and Chave, A. D. (1986) : A transient electric dipole-dipole method for mapping the conductivity of the sea floor, *Geophysics*, **51**, 984-987.
- Edwards, R. N. (1997) : On the resource evaluation of marine gas hydrate deposits using a seafloor transient electric dipole-dipole method, *Geophysics*, **62**, 63-74.
- Evans, R. L., Tarits, P., Chave, A. D., White, A., Heinson, G., Filloux, J. H., Toh, H., Seama, N., Utada, H., Booker, J. R. and Unsworth, M. J. (1998) : Asymmetric electrical structure in the mantle beneath the East Pacific Rise at 17°S, *Science*, **286**, 752-756.
- Ferguson, I. J., Lilley, F. E. M. and Filloux, J. H. (1990) : Geomagnetic induction in the Tasman Sea and electrical conductivity structure beneath the Tasman Seafloor, *Geophys. J. Int.*, **102**, 299-312.
- Filloux, J. H. (1973) : Techniques and instrumentation for study of natural electromagnetic induction at sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **7**, 323-338.
- Filloux, J. H. (1977) : Ocean-floor magnetotelluric sounding over North Central Pacific, *Nature*, **269**, 297-301.
- Filloux, J. H. (1987) : Instrumentation and experimental methods for oceanic studies, in Jacobs, J. A. ed., *Geomagnetism Vol. 1*, Academic Press Ltd., London, 143-248.
- Forsyth, D. W., Webb, S. C., Dorman, L. M. and Shen, Y. (1998) : Phase velocities of Rayleigh waves in the MELT experiment on the East Pacific Rise, *Science*, **280**, 1235-1238.
- 後藤忠徳・笠谷貴史・三ヶ田均・木下正高・末廣 潔・木村俊則・岩田 譲・渡辺俊樹・山根一修 (2003) : 電磁気学的な流体の分布と移動の解明—南海トラフを例として—, 物理探査, **56**, 439-451.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C. (1989) : Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913-1925.
- Hamano, Y. (2002) : A new time-domain approach for the electromagnetic induction problem in a three-dimensional heterogeneous Earth, *Geophys. J. Int.*, **150**, 753-769.
- Heinson, G. S. and Constable, S. C. (1992) : The electrical conductivity of the oceanic upper mantle, *Geophys. J. Int.*, **110**, 159-179.
- Heinson, G. S., White, A., Law, L. K., Hamano, Y., Utada, H., Yukutake, T., Segawa, J. and Toh, H. (1993) : EM-RIDGE: The electromagnetic investigation of the Juan de Fuca Ridge, *Marine Geophys. Res.*, **15**, 77-100.
- 平野直人・小川勇二郎・海野 進・川村喜一郎・原口悟・李仁泰・田中勝法・初谷和則・小柳津昌久 (2004) : 日本海溝 130 Ma 太平洋プレート上で発見された 6 Ma 玄武岩, 第20回しんかいシンポジウム予稿集, 海洋科学技術センター, 23-24.
- Ishiguro, M., Akaike, H., Ooe, M. and Nakai, S. (1981) : A Bayesian approach to the analysis of earth tides, Proc. 9th Int. Symp. on Earth Tides, New York, 283-292.
- Key, K. (2004) : Application of broadband marine magnetotelluric exploration to a 3D salt structure and a fast-spreading ridge, Ph. D. Thesis, Univ. California, San Diego, pp.126.

* Correspondence and requests for materials should be addressed to toh@sci.toyama-u.ac.jp.

- Law, L. K. and Greenhouse, J. P. (1981) : Geomagnetic variation sounding of the asthenosphere beneath the Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res.*, **86**, 967-978.
- Lizarralde, D., Chave, A., Hirth, G. and Schultz, A. (1995) : Northeastern Pacific mantle conductivity profile from long-period magnetotelluric sounding using Hawaii-to-California submarine cable data, *J. Geophys. Res.*, **100**, 17837-17854.
- McKirdy, D. McA., Weaver, J. T. and Dawson, T. W. (1985) : Induction in a thin sheet of variable conductance at the surface of a stratified earth-II. Three-dimensional theory, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **80**, 177-194.
- Murakami, M., Hirose, K., Kawamura, K., Sata, N. and Ohishi, Y. (2004) : Post-Perovskite phase transition in MgSiO_3 , *Science*, **304**, 855-858.
- Nolasco, R., Tarits, P., Filloux, J. H. and Chave, A. D. (1998) : Magnetotelluric imaging of the Society Islands hotspot, *J. Geophys. Res.*, **103**, 30287-30309.
- Ogawa, Y., A.G. Jones, M.J. Unsworth, J.R. Booker, X. Lu, J. Craven, B. Roberts, J. Parmelee, and C. Farquharson (1996) : Deep electrical conductivity structures of the Appalachian orogen in the southeastern U.S., *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1597-1600.
- Ogawa, Y., Mishina, M., Goto, T., Satoh, H., Oshiman, N., Kasaya, K., Takahashi, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Uyeshima, M., Takahashi, Y., Honkura, Y. and Matsushima, M. (2001) : Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3741-3744.
- Overhauser, A. W. (1953) : Polarization of nuclei in metals, *Phys. Rev.*, **92**, 411-415.
- Parker, R. L. (1980) : The inverse problem of electromagnetic induction : existence and construction of solutions based on incomplete data, *J. Geophys. Res.*, **85**, 4421-4428.
- Perrier, F. E., Petiau, G., Clerc, G., Bogorodsky, V., Erkul, E., Jouniaux, L., Lesmis, D., Macnae, J., Meunier, J. M., Morgan, D., Nascimento, D., Oettinger, G., Schwarz, G., Toh, H., Valiant, M. J., Vozoff, K. and Yazici-Cakin, O. (1997) : A one-year systematic study of electrodes for long period measurements of the electric field in geophysical environments, *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 1677-1696.
- Scheirer, D. S., Forsyth, D. W., Cormier, M., Macdonald, K. C. (1998) : Shipboard geophysical indications of asymmetry and melt production beneath the East Pacific Rise near the MELT experiment, *Science*, **280**, 1221-1224.
- Schultz, A. and Larsen, J. C. (1987) : On the electrical conductivity of the mid-mantle-I. Calculation of equivalent scalar magnetotelluric response functions, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **88**, 733-761.
- Shen, Y., Sheehan, A. F., Dueker, K. G., de Groot-Hedlin, C. and Gilbert, H. (1998) : Mantle discontinuity structure beneath the southern East Pacific Rise from P-to-S converted phases, *Science*, **280**, 1232-1235.
- Shimakawa, Y. and Honkura, Y. (1991) : 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.
- Shiobara, H., Fukao, Y., Suetsugu, D., Sugioka, H., Kanazawa, T. and Suyehiro, K. (2003) : Polynesia broadband ocean bottom seismic observation project, *Frontier Research on Earth Evolution*, **1**, *IFREE Report for 2001-2002*, 15-18.
- Siripunvaraporn, W. and Egbert, G. (2000) : REBOCC: An efficient data-subspace inversion for two-dimensional magnetotelluric data, *Geophysics*, **65**, 791-803.
- Swift, C. M. Jr. (1967) : A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, Ph. D. Thesis, MIT.
- The MELT Seismic Team (1998) : Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: The MELT experiment, *Science*, **280**, 1215-1218.
- Tamura, Y., Sato, T., Ooe, M. and Ishiguro, M. (1991) : A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.*, **104**, 507-516.
- Tarits, P., Chave, A. D. and Schultz, A. (1993) : Comment on 'The electrical conductivity of the oceanic upper mantle' by G. Heinson and S. Constable, *Geophys. J. Int.*, **114**, 711-716.
- Toh, H. and Segawa J. (1995) : Anomalies of geomagnetic and geoelectric variations at the seafloor around the Izu-Ogasawara arc, *Bull. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo*, **32**, pp.368.
- 藤 浩明 (1997) : 海底の電磁誘導現象, 月刊地球, 号外 No. 17, 151-156.
- Toh, H., Hamano, Y. and Goto, T. (1998) : A new seafloor electromagnetic station with an Overhauser magnetometer, a magnetotelluric variograph and an acoustic telemetry modem, *Earth Planets Space*, **50**, 895-903.
- Toh, H. (2002) : Two-dimensional electrical conductivity structure of the northern Izu-Bonin arc revealed by seafloor geomagnetic observations, *Abstracts for NSF-IFREE MAR-GINS Workshop on the Izu-Bonin-Mariana Subduction System*, 62.
- 藤 浩明 (2003) : 海底拡大系下の非対称電気伝導度構造, 地学雑誌, **112**, 684-691.
- 藤 浩明・高橋一郎・市来雅啓・馬場聖至・歌田久司・伊勢崎修弘 (2003) : 東北日本背弧の電気伝導度構造~KT03-11次航海の成果(速報), 第114回地球電磁気・地球惑星圏学会講演予稿集.
- Toh, H., Hamano, Y., Ichiki, M. and Utada, H. (2004) : Geomagnetic observatory operates at the seafloor in the northwest Pacific ocean, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **85**, 467-473.
- Toomey, D. R., Wilcock, W. S. D., Solomon, S. C., Hammond, W. C. and Orcutt, J. A. (1998) : Mantle seismic structure beneath the MELT region of the East Pacific Rise from P and S wave tomography, *Science*, **280**, 1224-1227.
- 上嶋 誠 (2003) : 電気比抵抗と水, 笠原順三・鳥海光弘・河村雄行編, 地震発生と水, 東京大学出版会, 283-296.
- Wannamaker, P. E., Booker, J. R., Jones, A. G., Chave, A. D., Filloux, J. H., Waff, H. S. and Law, L. K. (1989) : Resistivity cross section through the Juan de Fuca subduction system and its tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14127-14144.
- Wannamaker, P. E., A. D. Chave, J. R. Booker, A. G. Jones, J. H. Filloux, Y. Ogawa, M. Unsworth, P. Tarits, and R. Evans (1996) : Magnetotelluric experiment probes deep physical state of southeastern U.S., *Eos*, **77**, 329-333.
- Wolfe, C. J. and Solomon, S. C. (1998) : Shear-wave splitting and implications for mantle flow beneath the MELT region of the East Pacific Rise, *Science*, **280**, 1230-1232.
- Yukutake, T., Filloux, J. H., Segawa, J., Hamano, Y. and Utada, H. (1983) : Preliminary report on a magnetotelluric array study in the northwest Pacific, *J. Geomag. Geoelectr.*, **35**, 575-587.