

南海トラフ沈みこみ帯の地殻比抵抗構造

木村俊則^{**}・芦田 讓^{*}・後藤忠徳^{**}・笠谷貴史^{**}
三ヶ田 均^{*}・真田佳典^{*}・渡辺俊樹^{*3}・山根一修^{*4}

Crustal resistivity structure around the Nankai subduction zone

Toshinori Kimura^{**}, Yuzuru Ashida^{*}, Tada-nori Goto^{**}, Takafumi Kasaya^{**},
Hitoshi Mikada^{*}, Yoshinori Sanada^{*}, Toshiki Watanabe^{*3} and Kazunobu Yamane^{*4}

ABSTRACT

The forearc crust along the Nankai Trough is characterized as an accretionary prism. The unconsolidated sediments on the subducting Philippine Sea plate are underplated to the southwest Japan arc, so that large amount of fluid is supplied to the accretionary prism. Such fluid could be related to various geological phenomena in the accretionary prism such as the accumulation of methane hydrate, expected as new energy resource. However, fluid distribution below the seafloor, in the forearc crust, had not been understood clearly. Marine magnetotelluric soundings around the Nankai Trough and the Kumano Basin were carried out in 2002-2003 to elucidate fluid distribution in the forearc crust. Both time series data of horizontal electric and magnetic fields were obtained at seven sites, and only electric field data were obtained at two sites. Apparent resistivity and impedance phase at each site were calculated from these observed data with removal of spike noises, and a resistivity model below the seafloor was estimated. The model resembles to a seismic reflection section. By interpreting the estimated model, fluid distribution in the accretionary prism and the upper oceanic crust is discussed: high fluid content within the accretionary prism is interpreted, especially along the splay fault. This result implies a pass way of fluid along the splay fault.

Key words: marine magnetotelluric survey, Nankai Trough, resistivity

1. はじめに

南海トラフは西南日本の南沖合いにあるフィリピン海プレートの沈み込み口である (Fig. 1)。西南日本の島弧側の地殻は、海洋プレート上の堆積物が沈み込みに伴って上盤プレートに次々と押し付けられて形成された付加体と呼ばれる地質体によって特徴付けられる(木村,

2002)。付加体では、始めは未固結堆積物であったものが付加していく過程で固化して岩石になる。従って未固結堆積物に大量に含まれていた水(流体)は付加の過程で放出されることになる。流体は主としては、プレート間滑り面(デコルマ面)や付加体内に発達した逆断層帯、あるいは泥火山のような貫入体に沿って流れており、その他は粒子間を拡散的に移動していると考えられている

2005年4月14日原稿受付; 2005年6月13日受理

* 京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻地殻工学講座
ジオフィジクス分野

〒606-8501 京都市左京区吉田本町

** 海洋研究開発機構地球内部変動研究センター

〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町2-15

*3 名古屋大学大学院環境学研究科地震火山・防災研究センター

〒464-8602 名古屋市千種区不老町

*4 地熱技術開発株式会社

〒104-0033 東京都中央区新川1-22-4 新川ニッテイア
ネックスビル

※ 現在: サンコーコンサルタント株式会社

〒136-0071 東京都江東区亀戸1-8-9

Manuscript receiver April 14, 2005; Accepted June 13, 2005

* Geophysics Laboratory, Department of Civil and Earth Resources Engineering, Faculty of Engineering, Kyoto University

Yoshida-hanmachi, Sakyo-ku, Kyoto 606-8501, Japan

** Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology 2-15, Natsushima, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan

*3 Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University

Furou-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8602, Japan

*4 Geothermal Energy Research & Development Co., Ltd.

Shinkawa Nittei Annex Bldg., 22-4, Shinkawa 1-Chome, Chuo-ku, Tokyo 104-0033, Japan

©2005 SEGJ

(Carson and Screaton, 1998とその引用文献を参照)。例えば南海トラフの付加体先端部付近の地殻熱流量分布の地域性からは、デコルマや逆断層帯に沿う流体の移動が示唆されている (Yamano et al., 1992)。また付加体形成時の海洋地殻引き剥がし作用においては、付加体深部 (深さ数 km) の間隙水が重要な役割を担っていると考えられている (Kimura and Ludden, 1995)。このように多くの研究によって付加体内の流体の存在が指摘されているが、海底下浅部での温度や水圧の観測結果からは付加体全体 (特に深部) の平均的な含水率分布といった基礎的な情報は明らかにされておらず、付加体深部から海底への流体の移動経路もはっきりと分かってはいない。

付加過程に伴って島弧地殻深部で生まれた大量の流体は、付加体内部で起きる諸現象と密接に関連すると思われる。そのうちの1つがメタンハイドレート層の形成である。メタンハイドレートは格子状の水分子のケージ内にメタン分子が取り込まれて結晶化した氷状の物質であり、極地あるいは水深 400 m 以深の大陸棚周辺などのある一定の温度・圧力条件下で安定して存在しており (松本ほか, 1994), その賦存量の多さから新しいエネルギー源として期待されている (棚橋, 2002)。日本周辺では主に南海トラフ沿いの島弧側海域においてメタンハイドレート層の存在が確認されている (佐藤ほか, 1996)。メタンハイドレート生成の一般的なメカニズムは、メタンで飽和した状態の流体を有した地層が堆積の進行などによって圧密を受けた結果、地層中の流体がより上位へと移動していき、メタンハイドレートの生成条件を満たす深度においてハイドレート化を引き起こすというものである (清水ほか, 2002)。従って、メタンガスの生成・移動・凝集・ハイドレート化のメカニズムを解明するためには、メタンハイドレート分布域の周辺やその深部の流体流動の情報を得る必要がある。

アーチーの式 (Archie, 1942) で代表されるように、比抵抗値は岩石中の含水率により変化することが知られている。従って、電磁探査は地殻内の流体の分布推定に有効である (例えば齊藤, 1998)。そこで本研究では、付加体内部の流体の大きな分布を明らかにすることを目的として、南海トラフ熊野灘地域において海洋 Magnetotelluric (MT) 調査を実施し、調査地域の海底下比抵抗構造を得たのでここに報告する。本海洋 MT 調査については後藤ほか (2003) で速報の結果が述べられているが、本研究では解析データの品質向上および観測データ数の増加を行った結果、より高精度な比抵抗構造を得ることに成功した。

2. 調査概要

海底下の比抵抗構造を明らかにするために、2002年12月から2003年1月にかけて南海トラフ熊野灘地域で海底電磁気調査が実施された。Fig. 1 に調査測線および各観測点の位置を示す。また Table 1 には、各観測点の

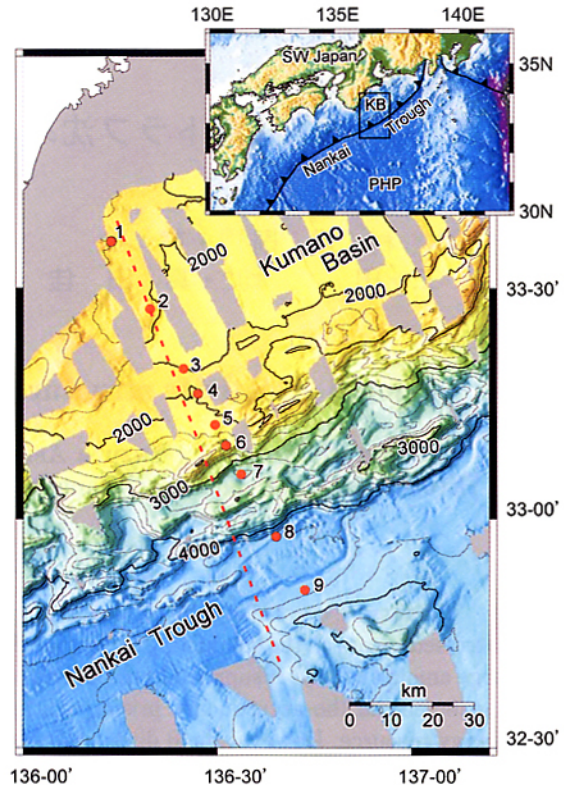


Fig. 1 Location for nine OBEMs (Ocean Bottom Electro-Magnetometer) in the Kumano Basin and the Nankai Trough, off southwest Japan (circles). Bathymetry data was obtained by R/V Kairei, JAMSTEC. A Seismic profile (Park et al., 2002) is also shown as a red broken line. Top-right: Location of the Nankai Trough, the Kumano Basin (KB) and the Philippine Sea plate (PHP).

緯度経度などをまとめた。本研究では付加体内部の流体分布を明らかにすることを目的としているので、流体分布に大きな影響を及ぼすと考えられる分岐断層 (Fig. 7 参照) 上に位置する観測点 (Site 3~7) の測点間隔を約 5~10 km と比較的密にした。その他の観測点の間隔は 15~20 km とした。Site 8 は南海トラフのトラフ軸上に位置しており、また Site 9 はフィリピン海プレート上の水深 4400 m を超える深度に位置している。

海底電磁場データの取得には米 EMI 社製の高周波数の電磁場変動の記録が可能な海底電位差磁力計 (OBEM; Ocean Bottom Electro-Magnetometer) を 9 台用いた。本研究で使用した OBEM の詳細については後藤ほか (2003) に詳しいのでそちらを参照されたい。これらの OBEM を各観測点の海底面に 1 台ずつ設置して水平 2 成分の磁場変動および電場変動を 6.25 Hz のサンプリングレートで記録した。ただし Site 2 および Site 5 においては良質な電場変動データを記録するために、磁場測定は実施せず、電場 4 成分 (水平 2 成分×2 組) のみを記録した。着底時の OBEM の方位は、搭載されている磁気式方位計によって知ることが可能であ

Table 1. Specifications of OBEMs at each sites (position, depth, angle, and drift rate)

Site No.	Position (N. lat Elong)	Depth (m)	Angle from magnetic north (degree)	Drift rate (ppb)	note
Site 1	33.36N 136.14E)	1795	90.2	84	
Site 2	33.27N 136.20E)	1913	26.3	No data	E channel only
Site 3	33.20N 136.25E)	1990	114.7	362	
Site 4	33.16N 136.27E)	1987	303.9	-235	
Site 5	33.12N 136.30E)	2026	208.4	-217	E channel only
Site 6	33.10N 136.31E)	2328	279.8	-34	
Site 7	33.06N 136.34E)	3408	184.6	103	
Site 8	32.58N 136.39E)	4406	172.3	230	
Site 9	32.51N 136.43E)	4417	81	15	

る。観測終了後には自己浮上により OBEM を回収した。結果として、約 2 週間の期間にわたって、7 つの観測点において水平 2 成分の電場・磁場変動の時系列データと 2 つの観測点において水平 2 成分×2 組の電場変動の時系列データを取得することに成功した。

OBEM の内部時計は投下前に GPS からの時刻信号を用いた時刻同期がなされている。OBEM 回収後には内部時計と GPS の時刻信号とのずれが測定され、内部時計の平均ドリフト量が推定される。Table 1 に各 OBEM の時刻ドリフト量をまとめた。Site 2 に関しては、内蔵電池切れにより時計のドリフト情報を得ることが出来なかった。他の OBEM のドリフトから考えて、今回用いた OBEM のドリフトは ± 1000 ppb 以下であり、2 週間の観測期間での時刻ずれは最大で 1 秒程度であると思われる。従って Site 2 については 0.01 Hz 以下の低周波数帯についてのみ議論を進めることとする。この場合、内蔵時計の時刻ずれに伴う位相のずれは 0.01 Hz の周波数で最大で約 4 度、0.001 Hz では最大約 0.4 度であり、測定誤差以下であると考えられる。

3. MT データ解析

取得された電磁場変動の時系列データには、スパイク状の変動が高い頻度で認められた。このスパイク状変動は同一観測点の磁場、電場間で相関性がなく、異なる観測点間でも共通して現れていないために電離層起源の電磁場変動や、黒潮などの海面付近の海流によって誘導された電磁場変動ではなく、観測点近傍や測器そのものから発生したノイズであると思われる。このノイズの原因としては、底層流による OBEM の振動、堆積層の振動による OBEM の振動、あるいは OBEM に搭載されている方位計などから発されるノイズや電極の不安定性に起因するノイズが主に考えられる。このうち方位計などからのノイズは周期性があると推測できるが、OBEM の振動などによるノイズや電極の不安定性に起因するノイズは周期性を持たないので、通常の周波数領域での

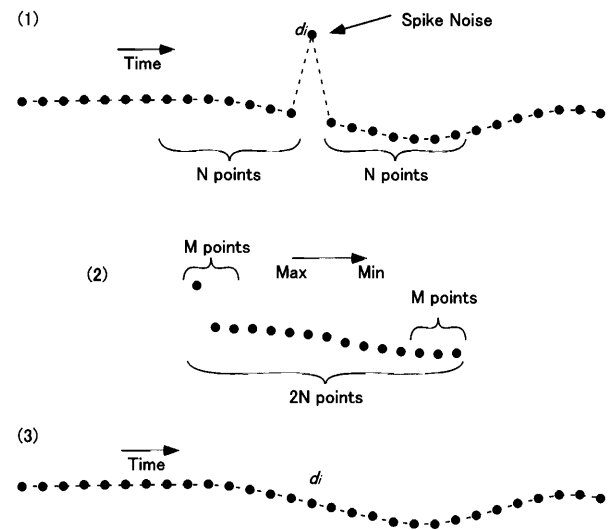


Fig. 2 Schematic diagram how to reject spike noises; (1) picking up $2N$ data points around d_i , (2) sorting the selected $2N$ data points and calculation of the average except of the M data points around its maximum and minimum ends, and (3) selection and interpolation for the rejected data. If the difference between the average of $2(N-M)$ data points and d_i is more than threshold we assume, then d_i is rejected and replaced with the average of $2(N-M)$ data points

フィルタリング操作では除去できない。そこで今回の解析では、スパイクノイズを除去するために次のような手法を用いた (Fig. 2)。まずデータ d_i に対して前後 N 個ずつのデータ区間を考える。その $2N$ 個のデータ区間に対してデータの sorting をおこない、最大値と最小値からそれぞれ M 個ずつのデータを除去した後に、その平均値 (d_{ave}) を計算する。最終的に、データ d_i と d_{ave} との差の絶対値がある一定の値を超えた場合にはデータ d_i をスパイクノイズであると判断し、平均値 d_{ave} と置き換えた。本研究では、 $M=100$, $N=200$ として計算した。また、データを置き換える際のしきい値は、各観測

点の時系列成分ごとにスパイクノイズの平均的な挙動を読み取ることで、シグナル成分に影響を与えず、スパイクノイズのみを除去できるように設定した。次に各観測点で得られた電磁場データに対して、線形1次補間により時刻ずれの補正をおこなった後、リサンプリング処理を施し、サンプリング周波数 0.25 Hz の電磁場データを作成した。Fig. 3 にスパイクノイズ除去とリサンプリングを実施した後の時系列と生データの時系列とを比較した例を示す。

スパイクノイズ除去およびリサンプリングを行った電磁場データを用いて、MT 解析を実施した。より良質な電磁場データを用いた MT 解析を実施するために、複数の観測点における電磁場データを同時に表示して、観測点固有の局所的な変動がなく、観測点間の相関性の高い箇所を目視で切り出すこととした。電磁場データの表示、および目視による切り出しには KIM-2000 (木村,

2000; 大内, 2001) を用いた。KIM-2000 はスクリプト言語である Tcl/Tk を用いて作成された GUI Software である。Fig. 4 に KIM-2000 の画面の例を示す。KIM-2000 上では時系列データの一部分を選択して即座に MT 解析を実施することが可能である。MT 解析プログラムとして RRRMT (Chave et al. 1987; Chave and Thomson, 1989) を使用した。RRRMT ではリモートリファレンス処理 (Gamble et al., 1979) および Robust Stacking (Chave and Thomson, 1989) を実施し、統計的な手法で異常なデータの除去をおこなうことができる。KIM-2000 を用いた目視によるデータ選択と RRRMT による自動的なデータ選択を組み合わせることにより、高い精度で見掛け比抵抗値などを計算することが可能である。

スパイクノイズ除去および目視によるデータ選択の有効性を確認するために、これらの手法の実施時と非実施時の解析結果を比較した。例として、Site 5 の見掛け比抵抗値及び電場磁場間の多重関連速度関数 (マルチプルコヒーレンシー) を Fig. 5 に示した。Fig. 5 では簡略化のため、N28.8°W 方向の電場と N61.2°E 方向の磁場を用いた場合のみ示した。また用いたデータの組み合わせは後述の Table 2 に記されている。まず目視によるデータ選択の効果を示すため、スパイクノイズ除去を行わない状態で、全データにリモートリファレンス処理を行った場合 (Fig. 5(a)) と選択されたデータのみ (全データの約 70%) にリモートリファレンス処理を行った場合 (Fig. 5(b)) を比較した。目視によるデータ選択を行った方 (Fig. 5(b)) が見掛け比抵抗曲線はより滑らかであり、誤差もより小さくなっている。また Fig. 5(d) を見ると、Fig. 5(b) のケースの方が Fig. 5(a) より

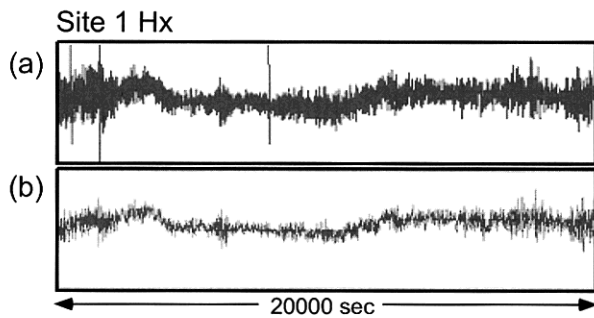


Fig. 3 (a) Raw time series data of recorded magnetic field (Hx) with sampling rate of 6.25 Hz and (b) time series after reducing spike noises and resampling with 0.25 Hz rate.

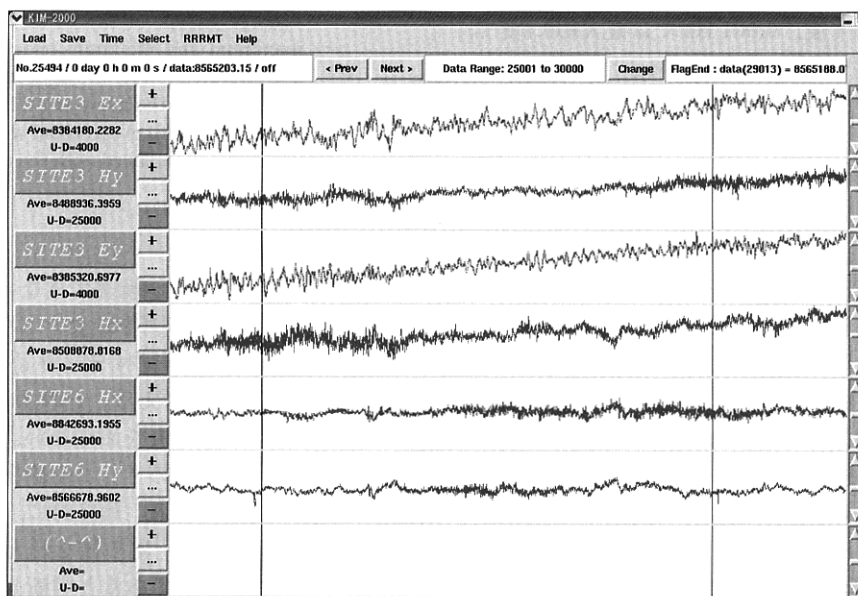


Fig. 4 Screen-captured image of KIM-2000, a software to select time series data with higher quality and to execute RRRMT, an MT analysis code. Time series data for about 5.5 hours obtained at Sites 3 and 6 are shown for MT analysis at Site 3.

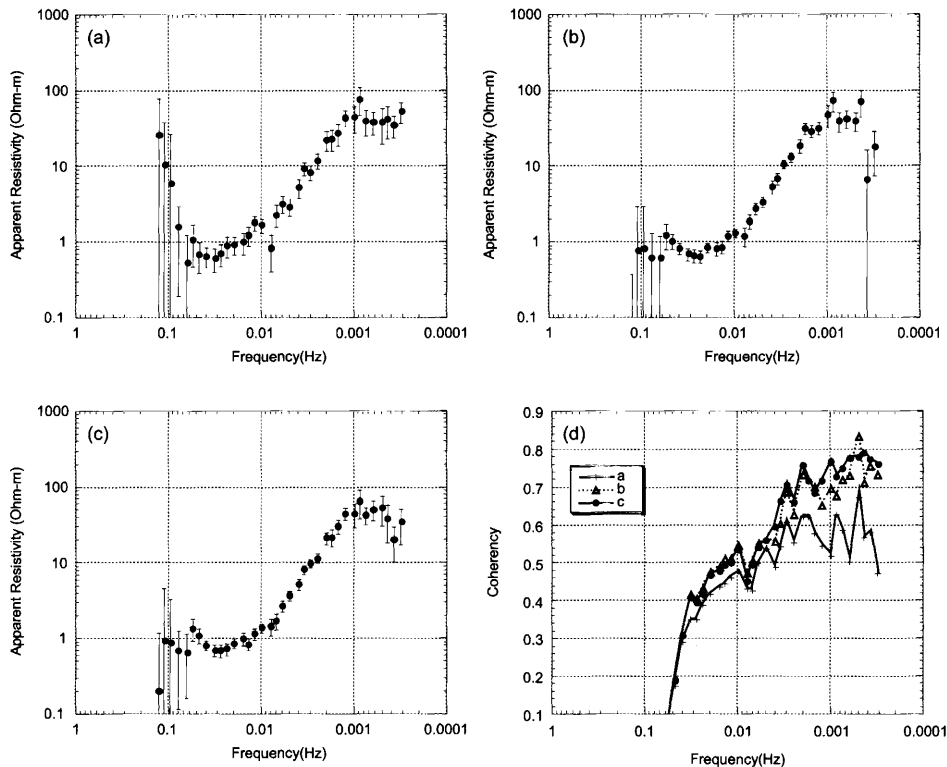


Fig. 5 Apparent resistivity at Site 5 (a) by using the raw data, (b) by using the selected data without the spike noise reduction, and (c) by using the selected data with the spike noise reduction. Multiple coherencies between electric and magnetic fields in the three cases are also shown in (d).

Table 2. Site list for MT analysis with electric field (E), magnetic field (H) and remote reference field (RR).

	E	H	RR (H)
Site 1	Site 1	Site 1	Site 6
Site 2	Site 2	Site 4	Site 6
Site 3	Site 3	Site 3	Site 6
Site 4	Site 4	Site 4	Site 6
Site 5	Site 5	Site 4	Site 6
Site 6	Site 5	Site 6	Site 4
Site 7	Site 7	Site 7	Site 6
Site 8	Site 9	Site 8	Site 6
Site 9	Site 9	Site 9	Site 6

電場磁場間の相関は高いといえる。以上から、目視によるデータ選択は解析結果を非常に向上させるといえる。次に、スパイクノイズ除去の効果を考える。Fig. 5(c)は、スパイクノイズ除去を実施したのちに Fig. 5(b)と同じデータ区間を用いてリモートリファレンス処理を行った結果であるが、得られた見掛け比抵抗曲線は Fig. 5(b)よりもやや滑らかとなり、誤差も若干小さくなっている。また Fig. 5(d)に示されるように、0.01 Hz以下の低周波数帯では Fig. 5(c)の方が Fig. 5(b)より

0.05程高いコヒーレンシーを示す。これらより、スパイクノイズ除去の効果は顕著ではないものの、解析結果を若干向上させることが分かった。スパイクノイズ除去の効果が高い理由は、目視によるデータ選択により大きなスパイクノイズが取り除かれ、さらに Robust Stackingにより異常なデータ区間が自動的に排除されているためと考えられる。しかし、低周波の解析では高周波の解析時より長いFFT長が必要であり、スパイクノイズを含むFFT区間の割合が増えるため、Robust Stackingによる異常データ区間の自動除去が難しくなると予想される。そのため0.01 Hz以下の低周波数帯でスパイクノイズ除去の有効性が現れてきていると思われる。また図にはないが、スパイクノイズ除去を行ってから全データにリモートリファレンス処理を行った場合は、見掛け比抵抗・コヒーレンシー共に Fig. 5(a)と Fig. 5(b)の中間的な傾向を示した。このことはスパイクノイズ除去のみではノイズを完全には取り去ることが出来ないことを意味している。以上より、スパイクノイズ除去と目視によるデータ選択を組み合わせることで解析結果を向上させることが分かった。この傾向は Site 5 以外の観測点でも認められた。

本研究では、北東-南西方向に伸びる海底地形の2次元の特長や紀伊半島の2次元的な地質分布を考慮して、南海トラフのトラフ軸に直交する方向 (N28.8°W) を X 軸、並行する方向 (N61.2°E) を Y 軸と定義して、

Y軸方向に走向をもつ2次元構造を仮定した上で、座標回転後のMTレスポンス(見掛け比抵抗値と位相差)の計算を行った。以降の議論では、電場のX成分と磁場のY成分から導かれたものをTMモードのMTレスポンスと呼び、電場のY成分と磁場のX成分から求められたものをTEモードのMTレスポンスと呼ぶこととする。Table 2には、各観測点の解析に用いた電場データ、磁場データ、リモートリファレンスデータの組み合わせを示す。リモートリファレンスデータとしては、スパイクノイズをあまり含んでおらず、また観測期間を通じてデータに欠測のないSite 6の磁場データを主に用いた。また、磁場データの存在しないSite 2, Site 5のMT解析については、Site 4の磁場データを使用した。また、ノイズが多く見られたSite 6の電場データとしてSite 5の電場データを使用した。Site 8に関しても電場データにノイズ成分が多く見られたので、Site 9の電場データを代わりに使用した。このようにして得られた見掛け比抵抗、位相差などのMTレスポンスのうち、代表例としてSite 2およびSite 7で得られたものをFig. 6(a)に示した。またSite 1~9の全観測点でのMTレスポンスを擬似断面としてFig. 6(b)に示した。算出されたMTレスポンスはSiteごとに差はあるものの、およそ0.001 Hzから0.05 Hzの範囲においては誤差が小さく精度よく求められている。

得られたTMモードのMTレスポンスの特徴(Fig. 6)として、すべての観測点において見掛け比抵抗は低周波側では高い値をしめしており、周波数が高くなるにつれて低くなる傾向が見られる(Fig. 8)。また位相差は高周波側から0.01 Hz付近にかけて小さくなり、さらに低周波側では大きくなっている。Site 9に注目すると、ほかの観測点と比べて高い見掛け比抵抗値を示す傾向が見られる。これらのことから調査地域の比抵抗構造は、海底下から深部になるにつれて低比抵抗から高比抵抗となり、南海トラフのトラフ軸付近は海岸線の近くに比べて高比抵抗となる領域がより浅い部分にあると推定される。

4. 2次元インバージョン解析

算出された見掛け比抵抗と位相差より、海底下の地殻比抵抗構造を推定するためにインバージョンをおこなった。得られたインピーダンステンソルについてGroom-Bailey decomposition (Groom and Bailey, 1989)をおこない地殻構造の走向を推定した結果、海岸線から130 km以上離れているSite 9に関してはトラフ軸と直交する方向(N28.8W)に走向が推定されたが、その他の観測点については走向がN50°W~N70°Wと推定された。特にSite 1のデータに関しては、N28.8W方向へ座標回転後のインピーダンステンソルの対角成分は、非対角成分よりも大きな値を示した。以上の事から、海岸線に近いところに位置している観測点ほど、海底地形に

起因すると思われる3次元的な比抵抗構造の影響が大きく現れていると考えられる。従って本データの解析に対しては3次元的な海底地形の影響の補正が必要である。海底地形の影響の補正方法も考案されつつあるが(Schwalenberg and Edwards, 2004)、海陸境界のような強い比抵抗コントラストを有する地域での地形補正法はまだ考案されていない。そこでここでは3次元的な海底地形の影響をできるだけ軽減して比抵抗構造を求めるために、TMモードのMTレスポンスを用いた2次元インバージョンを適用した。TMモードのみを利用する理由は、直方体状の3次元物体を横切る測線上で、TMモードに相当するMTレスポンスを用いて求めた2次元構造は元の3次元構造の断面にほぼ近いと推定されるためである(Wannamaker et al., 1984)。

本研究では、2次元インバージョンの入力データとしてSite 2~7およびSite 9のMTレスポンスを使用した。Site 1は前述の通り、海岸線付近で急変する海底地形の影響が強いと思われるため、2次元モデリングには含まなかった。またSite 8では電場と磁場の相関性が低く、位相差もその多くが90°を超える値を示しているため以下の議論では除外した。さらに、良質なMTレスポンスから比抵抗構造を求めるために、Site 1, Site 8以外の観測点で得られたMTレスポンスのうち位相誤差が15°以下のものを選び出してインバージョンに使用した。

本研究では、海底地形を考慮に入れたABICを用いた最適平滑化法による2次元インバージョン(後藤ほか, 2003)を用いて比抵抗構造の推定をおこなった。本手法では有限要素法の要素は三角形で表現しており、測線方向に沿った海底地形から各要素の高度データを読み取ることで海底地形にあわせたモデルを作成することができる。また、海水の比抵抗値は0.25 Ωmと仮定して、インバージョン中ではこの値を固定した上で、海水層から海底下にかけての比抵抗値はスムーズに変化すると仮定した。また初期構造として、海底下の比抵抗値を10 Ωm一様であるとした。電場と磁場の位置が違う観測点に関しては、フォワード・インバージョン計算の際に位置の違いを加味してMTレスポンス及びそのヤコビアンを求めた。以上の条件のもとで反復回数20回としてインバージョン計算をおこなった結果、反復15回目のABICの値が最小となったので本研究ではこのときのモデルを最も精度良く推定されている最適モデルとして採用した。

5. 結果

Fig. 7にTMモードのMTレスポンスから求められた南海トラフ~熊野灘地域の地殻比抵抗構造の最適モデルを示す。また、Fig. 8にこのモデルからフォワード計算をすることにより得られたMTレスポンスの計算値と実測値を示した。最適モデルからの計算値と実測値を

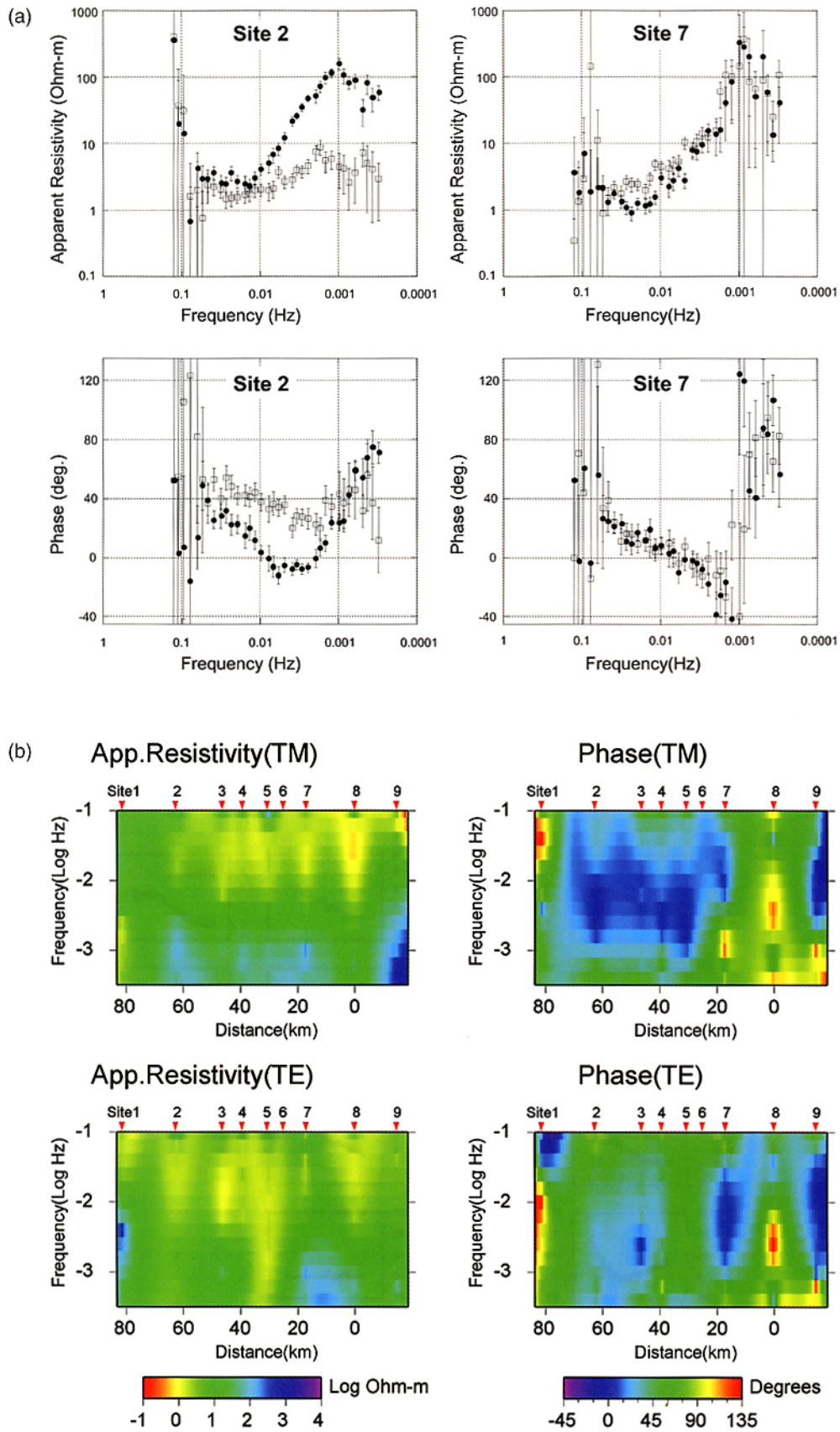


Fig. 6 Obtained MT responses; (a) apparent resistivity and phase at Sites 2 and 7, and (b) pseudo-section of apparent resistivity and phase. Inverted triangles indicate locations of the OBEM. The origin of horizontal distance is defined at the trough axis.

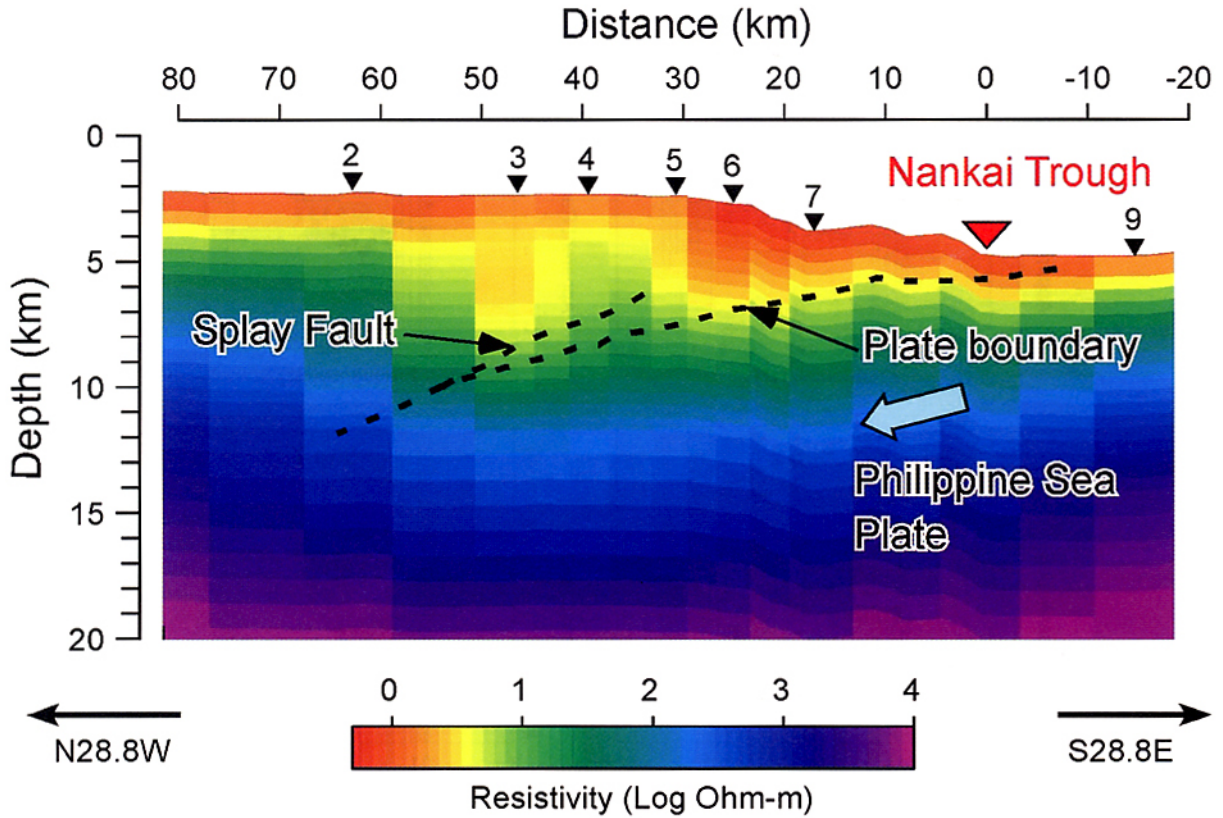


Fig. 7 Best fitting resistivity model across the Nankai Trough and the Kumano Basin obtained by a two-dimensional inversion procedure. Black inverted triangles indicate locations of the OBEM used for the inversion. Seismic reflectors (interpreted as the splay fault, and the plate boundary) by Park et al. (2002) are shown as broken lines. The origin of horizontal distance is defined at the trough axis, shown as a red inverted triangle.

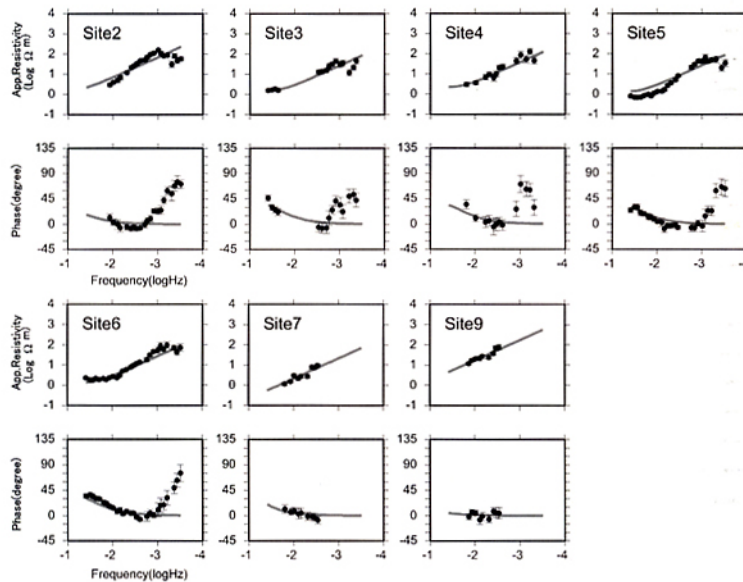


Fig. 8 Calculated MT responses from best fitting model (lines) and observed ones with error bars (circles).

比較すると、見掛け比抵抗については、すべての周波数において良く一致している。位相差については高周波数側では計算値と実測値が概ね一致するが、0.001 Hzより低周波数側においては異なっている。このことから得

られたモデルの浅部の比抵抗構造については、信頼性の高いものであるといえるが、一方で深部の比抵抗構造は実際の構造と違ったものである可能性が高いと推測される。そこで本研究では、後藤ほか (2003) と同様に、

20 km より浅い部分のみを議論の対象とした。

本研究により得られた南海トラフ熊野灘地域の比抵抗構造モデルのうち、付加体部分には大きく以下のような特徴がある。

- (a) 海底下から深くなるにつれて徐々に高比抵抗値を示す構造となっている。
- (b) 海底下1~2 km までは極めて低比抵抗構造（およそ $0.5 \Omega\text{m} \sim 1 \Omega\text{m}$ ）である。
- (c) トラフ軸から北へ20~30 km 地点付近で低比抵抗構造の領域が海底下約4 km まで連続している。

また比抵抗構造モデルのうちフィリピン海プレートの部分は、地震波反射面とよい対応を示す。Fig. 7には、ほぼ同じ測線上で実施された反射法地震探査により明らかになった主な地震波反射面 (Park et al., 2002) およびその解釈を示した。プレート境界と解釈されている反射面に沿って、5~20 Ωm 程度の低比抵抗体が分布している。その下側のフィリピン海プレート内部では、深い部分ほど徐々に比抵抗値が高くなり1000 Ωm 以上の高比抵抗を示すようになる。フィリピン海プレート表面の低比抵抗層と深部の高比抵抗層の境目（例えば100 Ωm の部分）は、トラフ軸から南20 km~北50 km 付近の範囲ではプレート境界と解釈されている反射面に概ね並行している。

本研究における最適な比抵抗モデルは、国際深海掘削計画 (ODP; Ocean Drilling Program) の検層結果とも調和的である。ODP Leg. 196により明らかとなった南海トラフ室戸岬沖の比抵抗検層データ (Bourlange et al., 2003) によれば海底下1 km 付近までの比抵抗値はおよそ0.6 Ωm であり、本研究での最適モデルのうちSite 7 および Site 9 付近の海底の比抵抗値と概ね一致している。

6. 議 論

本研究で明らかとなった地殻比抵抗構造と含水率の関係を議論するために、最適モデル (Fig. 7) の比抵抗値からアーチーの式 (Archie, 1942) を用いて付加体内部の含水率を求める。アーチーの式によれば、岩石全体の比抵抗値 (ρ_t) は以下の式で示される。

$$\rho_t = \rho_f \cdot a \cdot \phi^{-m} \quad (1)$$

ここで ρ_f は流体の比抵抗値、 ϕ は含水率（空隙は飽和状態と仮定）である。また m は膠結係数と呼ばれており粒間孔隙型では2前後であり、 a は1前後の定数である (宮入, 1998)。ここでSite 3の海底下3 km 地点（付加体中心部）および7 km 地点（プレート境界直上の付加体最深部）での含水率を考える。最適モデルでの比抵抗値はそれぞれ約2 Ωm および約17 Ωm である。Bourlange et al. (2003) に基づいて ρ_f を見積もり（詳細は付録1を参照）、 $a=1$ および $m=2$ と仮定して式(1)へ代入すると、Site 3の海底下3 km および7 km 付

近の含水率はそれぞれ約21~23%および約5.1~5.7%と見積もられる。掘削コアや地表の岩石サンプルの含水率測定 (Bray and Karig, 1985) から、付加体の含水率は海底付近では60%程度であるが深部に行くほど急激に減少し、海底下3 km では5~20%となると考えられている。付加体変形モデルの数値計算の結果 (Saffer and Bekins, 1998) も同様の傾向を示し、海底下3 km では約15%になると考えられる。またそれより深部では含水率は緩やかに減少し、海底下6 km~10 km では5%以下になると思われる (Bray and Karig, 1985)。本研究で得られた比抵抗構造からアーチーの式によって見積もられた含水率分布の傾向は、これらの岩石サンプルや変形モデルから予測される傾向と調和的であることから、比抵抗構造は第一義的には岩石の平均的な含水率を反映したものであると考えることが出来る。

ただし堆積層に低比抵抗を形成する要因としては、流体以外に粘土鉱物の寄与が考えられる (高倉ほか, 2000; 高倉, 2000)。Bourlange et al. (2003) では、検層によって得られた比抵抗値から含水率を計算する際に、粘土鉱物の影響の補正を行い、その結果コアサンプルから得られた含水率とよく一致する含水率プロファイルを得ることに成功している。試みに、Bourlange et al. (2003) による粘土鉱物の影響の補正法を適用して、比抵抗構造から含水率を再計算すると（詳細は付録2を参照）、Site 3の海底下3 km および7 km 付近ではそれぞれ約12~14%および約0.8~1.0%と見積もられた。これらの値は式(1)から求めた含水率と同様に深部に行くほど低くなる傾向を示す上に、式(1)から求めた値以上にBray and Karig (1985) や Saffer and Bekins (1998) で提案された含水率に近い。従って、より正確な含水率分布を得るためには、四万十帯などの過去の付加体の岩石サンプルや超深度掘削コアを分析し、含水率推定における粘土鉱物の影響を補正することは重要であると考えられる。これは今後の課題としたい。

プレート境界と解釈されている反射面付近の比抵抗値は5~20 Ωm で一様であり、その上に位置する付加体の比抵抗値は反射面付近より小さく数 $\Omega\text{m} \sim 10 \Omega\text{m}$ 程度である。これらの値は乾燥状態の岩石よりもはるかに低い値であり、先述と同様にアーチーの式に基づくと、沈み込む海洋プレート上面付近やその上側の付加体は高い含水率を有していると考えられる。地下深部で高い含水率を維持するためには、ある程度高い流体圧が必要であることから、沈み込みに伴って海洋プレートから付加体側に流体が供給されているか、もしくは過去に日本列島に付加した堆積物からの脱水反応が付加体深部でいまだに進行していると考えられる。

Site 3 下部の海底下深度8 km 付近から発達している分岐断層上面においては、低比抵抗領域（1~3 Ωm 程度）の存在が認められる。さらに、反射法地震探査と海底観察の結果 (芦ほか, 2002) から、分岐断層が海底

に到達していると推測されている Site 6 付近では、海底下 1 km ~ 5 km における比抵抗値は極めて低い値 (0.5 ~ 2 Ωm 程度) となっている。低比抵抗の要因を前述と同様に高い含水率で説明するとすれば、分岐断層周辺には多くの流体が分布していると考えることが出来る。このことは、分岐断層が付加体深部から海底付近への流体の通り道になっている可能性を示唆する。Toki et al. (2004) は分岐断層の海底延長部付近 (Site 6 の南西約 10 km 地点) で採取された表層堆積物中の間隙水の分析を行っており、塩化物イオン濃度が海水より低く、陸水起源の淡水が混ざった流体が海底で湧水しているのではないかと報告している。この結果は、本研究で予想される分岐断層周辺の高含水率を支持している。つまり、陸域や海洋プレート上面から始まり付加体深部を経て海底へと至る大規模地下水流動があり、分岐断層がその出口になっていると考えられる。またこの間隙水からは生物起源と考えられる高濃度のメタンも検出されている (Toki et al., 2004)。海域のメタンハイドレートは大部分が微生物起源のメタンによるものであるといわれているが、基礎試錐「南海トラフ」ではメタンハイドレート層周辺の地層中には有機物が少ないという報告があり、高濃度のメタンハイドレートの生成にはある程度深部からのメタンないし有機物の提供が必要だと考えられている (棚橋, 2002)。今回得られた比抵抗構造は、付加体深部まで分布すると思われる流体の海底面への移動がメタン移動およびメタンハイドレート形成に関与している可能性を示している。ただし、今回の海洋 MT 探査のデータのみでは、分岐断層のみに流体が集中しているのか、あるいは分岐断層周辺の幅広いゾーンに流体が分布しているのかについては制約できない。現在は比抵抗構造がスムーズであるという制約条件下でインバージョンを実施しているため、分岐断層やプレート境界といったシャープな物質境界をモデル化することが難しいためである。今後、それらシャープな構造境界とスムーズに変化する比抵抗構造を同時に扱えるインバージョンコードの開発が必要である。また本研究では自然の電磁場変動を用いたが、海水層によって高周波成分が減衰するため、低周波成分 (0.05 Hz 以下) のみを用いて比抵抗モデルを見積もった。比抵抗値を 0.5 Ωm と仮定すると、0.05 Hz の電磁場変動のスキンドープスは約 1.6 km であり、従って本研究で適用した自然電磁場を用いる海洋 MT 法では分岐断層上端やメタンハイドレート層のような海底下浅部の薄い比抵抗異常体をイメージすることは難しい。本研究よりも高周波数の電磁場変動を海底で観測するためには、海底付近に電流源において人工的に高周波変動を発生させる必要がある。このような「コントロールソース海底電磁探査法」は海外ではすでに実用化されており (例, Constable et al., 1996), 日本でも実用段階に入りつつある (Seama et al., 2003)。またコントロールソース海底電磁法によってメタンハイドレ

ト層そのものを検出する試みもなされている (Yuan et al., 2000)。今後の観測機器や解析技術の進展によって、メタンハイドレート等の海底下の資源の直接的な探査へ海底電磁法が適用されることが期待される。

本研究では過去の研究よりもデータ解析及び構造解析に際して高精度化を目指した結果、分岐断層周辺の構造解析に成功した。本研究では、後藤ほか (2003) では行われていなかった時系列データに含まれるスパイクノイズの除去および目視によるデータ選択を行った。その結果、従来よりも誤差の小さな MT レスポンスを求めることが出来た。さらに後藤ほか (2003) では 4 観測点のデータを用いた序報的な比抵抗構造解析であったが、本研究では計 7 観測点のデータを用いた比抵抗構造解析を実施した。その結果、後藤ほか (2003) よりも高い解像度で比抵抗構造を求めることが出来た。特に比抵抗構造の特徴のうち、分岐断層の周辺の低比抵抗異常は後藤ほか (2003) には見られない特徴である。従って本研究によって、観測データに含まれるノイズの除去の重要性および多数の OBEM を用いた構造解析の有用性が示された。

7. まとめ

付加体内部の地下の流体分布を明らかにするために、南海トラフ熊野灘海域において海洋 MT 調査が実施された。7 つの観測点で 0.05 Hz ~ 0.001 Hz 付近の周波数帯で見掛け比抵抗値・位相差を得ることが出来た。これらの観測値に基づいて、海底下の 2 次元比抵抗構造を見積もった。その結果、海洋プレート上面付近から付加体全体にかけて、海底下に最大で 8 km の厚さで 20 Ωm 以下の低比抵抗体が存在することが明らかとなった。また分岐断層周辺は比抵抗値が 2 Ωm 以下と特に低い事も明らかとなった。これらの比抵抗構造は付加体周辺の流体分布を反映していると考えられる。すなわち、付加体全体が高い含水率を示しており、分岐断層に沿っては特に含水率が高いと考えられる。分岐断層周辺の高含水率は地下深部からの流体の移動と関連付けられるかもしれない。このような地殻深部流体の情報を付加体で得た例は世界でも稀であり、付加体内部での諸現象 (例えばメタンハイドレート凝集メカニズム) の解明する際の基礎的な情報として利用可能であると考えられる。

謝辞

海洋 MT 調査は、AOA Geophysics 社および Electromagnetic Instruments 社、地熱技術開発株式会社の協力により実施された。海洋研究開発機構の朴進午博士には反射法地震探査結果および海底地形データを提供いただいた。東京大学地震研究所歌田久司教授には、電磁場計算用 2 次元有限要素法プログラムを使用させていただいた。産業技術総合研究所の内田利弘博士、東京工業大学小川康雄教授には、2 次元インバージョンソフト

を使用させていただいた。時系列データの解析には Woods hole 海洋研究所の Alan Chave 博士が開発した RRRMT を使用した。本論文の一部の図の作成には Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1995) を使用した。匿名の査読者からはノイズ除去法に関する有益なコメントを頂戴した。

参 考 文 献

- Archie, G. E. (1942) : The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.* **146**, 54-62.
- 芦寿一郎・倉本真一・森田澄人・角皆 潤・後藤秀作・小島茂明・岡本拓士・石村豊穂・井尻 暁・土岐知弘・工藤新吾・浅井聡子・内海真生 (2002) : 熊野沖南海トラフ付加プリズムの地質構造と冷湧水—YK01-04 Leg2 熊野沖調査概要一, *JAMSTEC 深海研究*, **20**, 1-8.
- Bray, C. J. and Karig, D. E. (1985) : Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes, *J. Geophys. Res.*, **90**, 768-778.
- Bourlange, S., Henry, P., Moore, J. C., Mikada, H., Klaus, A. (2003) : Fracture porosity in the decollement zone of Nankai accretionary wedge using logging while drilling resistivity data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **209**, 103-112.
- Carson, B., and Sreaton, E. J., 1998, Fluid flow in accretionary prisms: Evidence for focused, time-variable discharge, *Rev. Geophys.*, **36**, 329-351.
- Chave, A. D., and Thomson, D. J. (1989) : Some Comments on Magnetotelluric Response Function Estimation, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14215-14225.
- Chave, A. D., Thomson, D. J., and Ander, M. E. (1987) : On the Robust Estimation of Power Spectra, Coherences, and Transfer Functions, *J. Geophys. Res.*, **92**, 633-648.
- Constable, S. C. and Cox, C. S. (1996) : Marine controlled source electromagnetic sounding II: The PEGASUS experiment, *J. Geophys. Res.*, **101**, 5519-5530.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., and Clarke, J. (1979) : Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, **44**, 53-68.
- 後藤忠徳・笠谷貴史・三ヶ田均・木下正高・末廣 潔・木村俊則・芦田 讓・渡辺俊樹・山根 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*, **56**, 439-451.
- Groom, R. W. and Bailey, R.C. (1989) : Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.* **94**, 1913-1925.
- Hyndman, R. D., K. Wang, and M. Yamano (1995) : Thermal constraints to the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Kimura, G., and Ludden, J. (1995) : Peeling oceanic crust in subduction zones, *Geology*, **23**, 217-220.
- 木村 学 (2002) : プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版, 271pp.
- 木村高之 (2000) : 電磁気探査における人工ノイズ除去について, 愛知教育大学教育学部卒業論文, 61pp.
- 松本 良・奥田義久・青木 豊 (1994) : メタンハイドレート 21世紀の巨大天然ガス資源, 日経サイエンス社.
- 宮入 誠 (1998) : 石油貯留層に関する情報, 物理探査ハンドブック (第13章), 物理探査学会編, 641-649.
- 大内康雄 (2001) : 電車漏洩電流の分布特性の時間変化, 愛知教育大学教育学部卒業論文, 47pp.
- Park, J., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P. R., and Kaneda, Y. (2002) : Splay Fault Branching Along the Nankai Subduction Zone, *Science*, **297**, 1157-1160.
- Saffer, D. M., and Bekins, B. A. (1998) : Episodic fluid flow in the Nankai accretionary complex; timescale, geochemistry, flow rates, and fluid budget: *J. Geophys. Res.*, **103**, 30351-30370.
- 佐藤幹夫・前川竜男・奥田義久 (1996) : 天然ガスハイドレートのメタン量と資源量の推定, *地質学雑誌*, **102**, 959-971.
- Schwalenberg, K. and Edwards, R. N. (2004) : The effect of seafloor topography on magnetotelluric fields: an analytical formulation confirmed with numerical results, *Geophys. J. Int.*, **159**, 607-621.
- Seama, N., Goto, T., Nogi, Y., Ichiki, M., Kasaya, T., Tada, N., Iwamoto, H., Kitada, K., Matsuno, T., Yoshida, S., Kawada, Y., Ito, M., Ishii, R., Takizawa, K., Suyehiro, K., Uta-da, H., and Shimoizumi, M. (2003) : Preliminary Report of KR02-14 Kairei cruise, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **22**, 89-106.
- 齊藤 章 (1998) : 地下水・温泉と物理探, 物理探査ハンドブック (第5章), 物理探査学会編, 1099-1100.
- 清水祥四郎・田中智之 (2002) : 南海トラフにおけるBSRとメタンハイドレートの分布, *物理探*, **55**, 425-433.
- 高倉伸一・小酒欽弥・西澤 修・青木正博 (2000) : 粘土鉱物を含む試料の比抵抗測定, *物理探*, **53**, 119-128.
- 高倉伸一 (2000) : 粘土鉱物を含む試料の比抵抗と物理, 化学, 力学的特性との関係, *物理探*, **53**, 415-426.
- 棚橋 学 (2002) : メタンハイドレート資源の開発, *物理探*, **55**, 403-412.
- Toki, T., Tsunogai, U., Gamo, T., Kuramoto, S. and Ashi, J. (2004) : Detection of low-chloride fluids beneath a cold seep field on the Nankai accretionary wedge off Kumano, south of Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 37-47.
- Wannamaker, P.E., Hohmann, G.W. and Ward, S.H. (1984) : Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths, *Geophysics* **49**, 1517-1533.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1995) : New Version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans., AGU*, **76**, 33, 329.
- Yamano, M., Foucher, J. P., Kinoshita, M., Fisher, A., Hyndman, R. D. and ODP Leg 131 Shipboard Scientific Party (1992) : Heat flow and fluid flow regime in the western Nankai accretionary prism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 451-462.
- Yuan, J. and Edwards, R. N. (2000) : The assessment of marine gas hydrate through electrical remote sounding: Hydrate without a BSR?, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2397-2400.

付録 1. 付加体内の深さ 3 km および 7 km での流体の比抵抗値の推定方法

Bourlange et al. (2003) の式(3)に基づくと, 海水の比抵抗値 (ρ_{sw}) と温度 (T; 単位は°C) の関係は次式で示される。

$$\rho_{sw} = [5.32(1 + 0.02(T - 25))]^{-1} \quad (A1)$$

Hyndman et al. (1995) の Fig. 6(b)に基づくと, 本研究の Site 3 (=トラフ軸から約 48 km 陸側) 直下のフィリピン海プレート上面 (海底下 7 km) の温度は約

185°Cであり、海底面を2°Cとすると線形補完から、海底下3 kmでの温度は約80°Cである。従ってSite 3の海底下3 kmおよび7 kmの深さでの海水の比抵抗値は式(A1)より、それぞれ約0.090 Ωmおよび約0.045 Ωmである。間隙中の流体の成分は海水とは異なっており、このために流体の比抵抗値 (ρ_f) は海水と異なる値をとる。Bourlange et al. (2003) は ODP Leg. 190で得られた間隙流体の成分に基づいて、流体の比抵抗値 (ρ_f) は海底面直下では ρ_{sw} だが、深さ1 kmでは $(1/0.8) \rho_{sw}$ 程度に増加すると報告している。南海トラフ周辺では1 kmより深い掘削データはないため、本研究では付加体内の ρ_f は $\rho_{sw} \sim (1/0.8) \rho_{sw}$ の値を取りうると仮定する。この場合、Site 3の海底下深さ3 kmおよび7 kmでの ρ_f はそれぞれ0.090 ~ 0.11 Ωm, 0.045 ~ 0.056 Ωmと見積もられる。

付録2. 粘土鉱物の影響を補正し、比抵抗値から含水率を求める方法

本手法は Bourlange et al. (2003) の式(8)に基づいている。本稿の式(1)で示されたアーチーの式は粘土鉱物の影響を示す係数 (ζ) を用いて、次式のように書き直される。

$$\rho_r = \rho_f \cdot a [1 + 2\zeta(\rho_r/\rho_f - 1)]^{-1} \cdot \phi^{-m} \quad (\text{A2})$$

ζ は鉱物粒子の表面伝導と間隙流体の電気伝導度の比である。表面伝導は、粒子の密度・陽イオン交換容量(CEC)・鉱物表面のイオン移動度・イオンの凝集度・イオンの電荷から計算される (Bourlange et al., 2003: 式(6))。Bourlange et al. (2003) では、海底掘削孔の最深部(海底下深さ1 km)で $\zeta=0.05$ と報告されている。南海トラフ周辺には1 kmより深い掘削孔はないために、本稿では海底下1 km~7 kmでの ζ の値を0.05と仮定した。 ρ_f については付録1の方法により求め、 $a=1$, $m=2$ と仮定して、式(A2)から含水率 (ϕ) を求めた。