

中部九州の火山下の下部地殻の比抵抗構造

半田 駿

佐賀大学農学部

Lower Crustal Electrical Resistivity Structures beneath Volcanoes in Central Kyushu, SW Japan

Shun HANDA,

Faculty of Agricultural Science, Saga University

Abstract

The MT survey was conducted to clarify the lower crustal resistivity structure beneath the volcanoes of Tsurumi- and Yufu-Dake in central Kyushu, SW Japan. The 2-D resistivity model obtained reveals that the highly resistive lower crust lies under highly conductive layers with a thickness of about 3 km at a shallow part of the crust.

Since the resistive lower crust is also found in the Aso Volcano area, the present result implies that the lower crust is commonly resistive beneath volcanoes of the volcanic front in central Kyushu, while conductive layers are found at the middle and lower crust beneath the volcanic zone in many subduction zones, as seen in NE Japan.

The possible causes that the high-conductive layer is not found beneath the volcanic front in central Kyushu are: (1) no water is supplied from the subducting Philippine Sea plate at present; (2) the impermeable layer is not formed; (3) pore water in the lower crust is high-pressure vapor. Further studies, especially MT surveys between Aso Volcano and Shimabara Peninsula in the back arc region, are needed to clarify the cause of this high-resistive lower crust.

Key words: lower crust, electrical conductivity, volcanic zone, Kyushu

1. はじめに

世界の、安定地塊を除く多くの地域、特に沈み込み帯で、中・下部地殻の低比抵抗層が検出されている(例えば、SHANKLAND and ANDER, 1983)。このような下部地殻低比抵抗層が存在する原因は必ずしも明確になってはいないが、この層は広く分布するので、あまり特殊なものを考えるのは適当でない。考えられる原因の中では、地殻にトラップされた自由水は有力な候補である(栗田・濱野, 1984)。ところで、これらの水は何処から来たのであろうか。沈み込み帯では、沈み込むスラブ及び取り込まれた堆積層からの脱水反応が考えられており、また、それは火山フロントの形成とも密接に関係している(例えば、TATSUMI, 1989)。

“典型的な”沈み込み帯である東北日本では、北海道(例えば、佐藤・他, 1998)、東北

地方（例えば，OGAWA, 1987; UTADA, 1987）等で，下部地殻低比抵抗層が，火山フロント下及び背弧側に存在することが報告されている．ところが，フィリピン海プレートの沈み込む西南日本では，下部地殻の比抵抗構造が東北日本とは異なるように見える．HANDA *et al.* (1992) は，中・北部九州の GDS (Geomagnetic Depth Sounding), MT (Magnetotelluric) データから，“別府—島原地溝帯” 沿いに中部九州を横断する断面での比抵抗構造を求めている (Fig. 1)．このモデルの大きな特徴は，背弧側の九州西方海底下の上部マントルに高電気伝導層が存在することであるが，もう一つの特徴は，阿蘇火山下の下部地殻，及び上部マントルの最上部が高比抵抗なことである．同じく高比抵抗な下部地殻モデルは，四国・中国（塩崎, 1993）でも得られている．

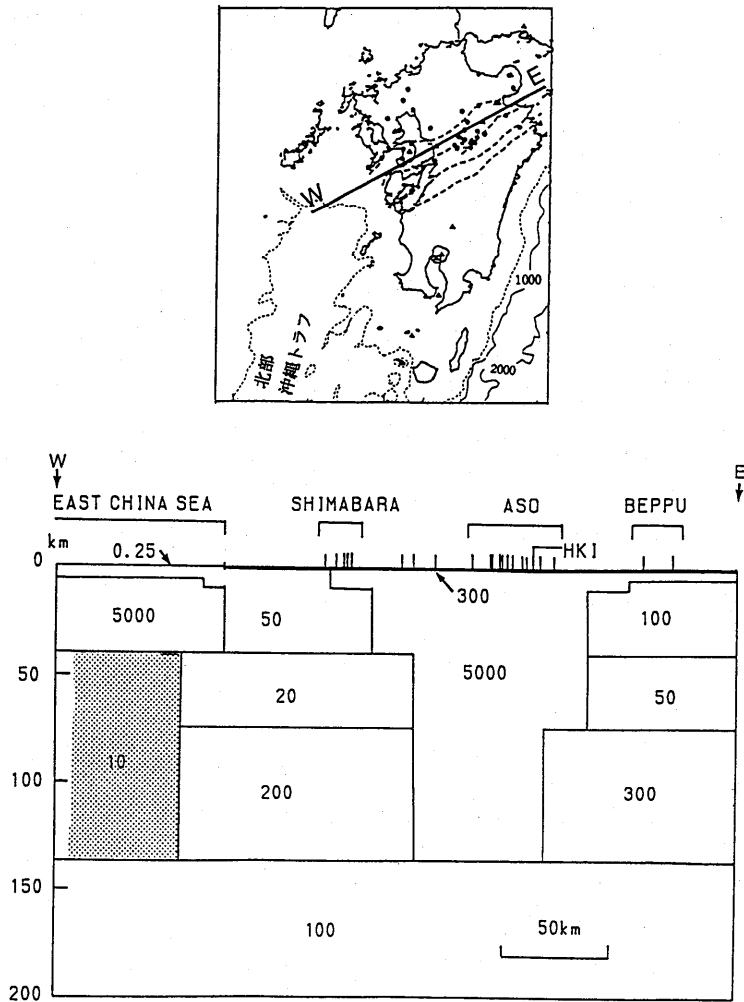


Fig. 1. The 2-D resistivity model along a line running WE obtained by the GDS and MT surveys in northern and central Kyushu (HANDA *et al.*, 1992). Numbers are resistivity in ohm-m.

中部九州を横断する比抵抗モデルでは、阿蘇火山周辺については、MT 観測の結果が考慮されているが、他の地域では GDS データのみに依存している。しかし、GDS データによる構造解析では、高分解能な鉛直構造モデルはあまり期待できない。この欠点を補い、同時に他の火山下の下部地殻構造を明らかにするために、このモデルの最東端にあたる別府西部地域の鶴見・由布岳を通る測線で、1993 年に長周期 MT 観測を行った。

2. 中部九州のインダクションベクトル

磁場 (H) と電場 (E) について、それらの南北、東西、鉛直成分をそれぞれ、添字 x , y , z で表す。これらの成分間を関係づけるパラメータ Z_{ij} ($i, j=x, y$), 及び A, B を次のように導入する。

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (1)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (2)$$

$$H_z = AH_x + BH_y \quad (3)$$

ただし、これらの変数は、いずれも周波数 (f) の関数であり、複素数でもある。

ここで、 Z_{ij} は通常インピーダンス・テンソルと呼ばれる。MT 法については、多くの解析方法が提案されているが、例えば、 $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$ を最小とするように座標を回転させた後のインピーダンス・テンソルを Z' とすると、見かけ比抵抗は

$$\rho_{xy} = \frac{1}{5f} |Z'_{xy}|^2$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{5f} |Z'_{yx}|^2$$

与えられ、位相は Z' のアーギュメントから得られる。

また、信号源である外部磁場に Z 成分が含まれていないと仮定すると、(3) 式の A, B は、2 入力 (H_x, H_y), 1 出力 (H_z) 系の伝達関数であり、トランスファー・ファンクションと呼ばれる。この様な仮定の下では、 H_z は外部変動磁場によって地下に誘導された“異常”電流によってのみ生じるので、この A, B は地下の異常電流の分布を与えるパラメータの意味を持つ。通常は、 A, B の実部、虚部をそれぞれ、 A_u, B_u, A_v, B_v として、大きさが $\sqrt{A_{u,v}^2 + B_{u,v}^2}$ 、北からの方向が $\tan^{-1}(B_{u,v}/A_{u,v})$ となるベクトル (インダクション・ベクトル) で、 A, B は表示されることが多い。また、この方向を 180° 反転させたベクトル (パーキンソン・ベクトル) は、地下の異常電流の方向を向くので、このパーキンソン・ベクトルを用いることもある。

Fig. 2a, b に、HANDA *et al.* (1992) に示した結果も含めた、1983 年以降現在までに得られたすべての測点での、周期 972 秒と 122 秒の実部パーキンソン・ベクトル分布を示す。解析方法は、基本的には HANDA *et al.* (1992) と同じであるが、1993 年以降はテラテクニカ製 U30 フラックスゲート型磁力計を用いて、サンプル周期 1 秒で観測したデータを用いた。長周期 (972 秒) では、大部分の測点でベクトルは南西—西南西を向くが (HANDA *et al.*, 1992)、短周期になるに従い局所的な比抵抗構造の異常を反映するようにな

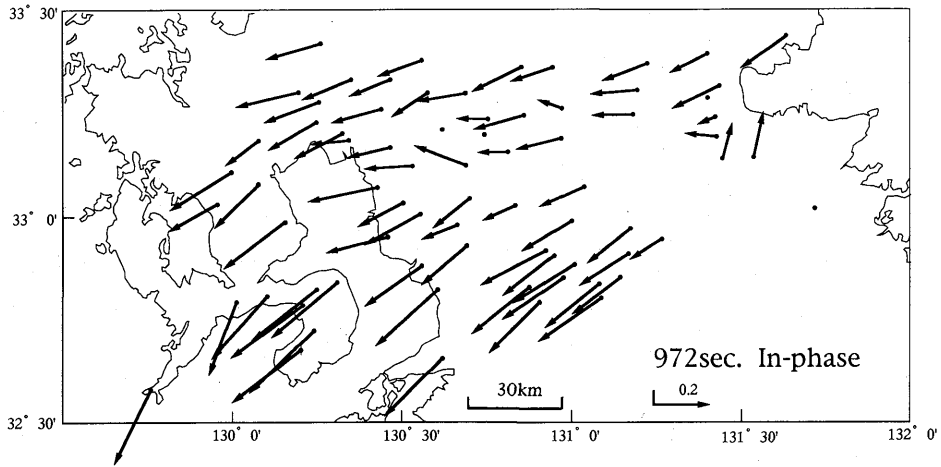


Fig. 2a. In-phase induction vectors for the period of 972 sec. The arrows have been reversed in direction to point towards internal currents and away from external currents.

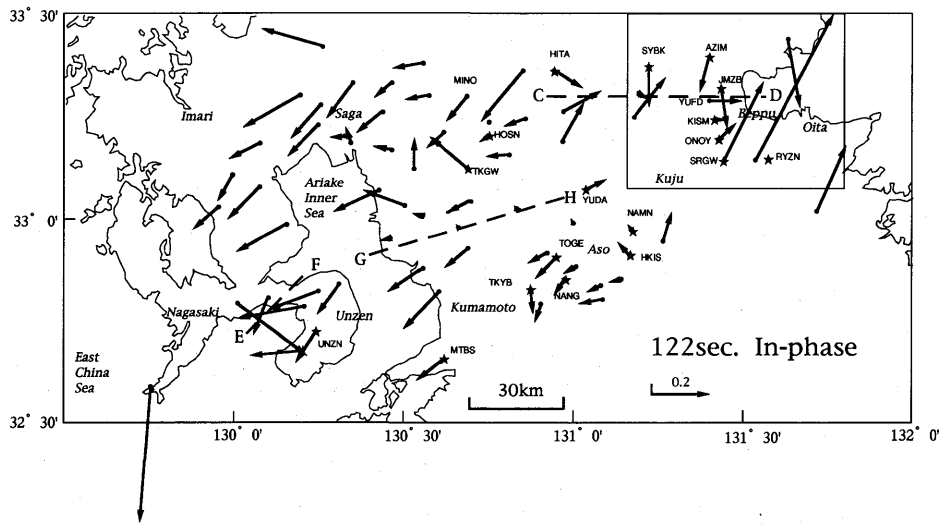


Fig. 2b. Same as Fig. 2a except for the period of 122sec. Stars indicate GDS and MT sites. Dotted lines show the areas where the anomalous current flows in the crust. A box shows the MT survey area in this paper.

る。ベクトルが互いに向き合う（ベクトルの反転する）2地点間では、その下に良導体 (CA) が存在するが、Fig. 2b では、CD (伊万里—松山構造線沿い)、EF (島原半島) に、このような分布が見られる。また、有明海東岸の GH では、このようなベクトルの方向性はないが、値が極端に小さくなるので、GH に沿う帯状の地域の地下にも電気伝導度異常が存在すると推定できる。ところで、有明海東岸では、深度 50 km 以下の浅い地震が多発

し、それは2ないし3列の北東—南西方向の帯状になっている（例えば、九州活構造研究会、1989）。このGHは、八女市付近から雲仙を経て天草灘へ抜ける地震帯と、別府湾から島原湾に至る地震帯間の無震域とよい対応を示す。

これらの地域では、短周期（122秒以下）でベクトルの反転が顕著になることから、ベクトル分布は、主として地殻浅部の電気伝導度構造の異常を反映していると考えられる。ただ、CDの東端（別府西部）では、ベクトルの反転は972秒の長周期成分にも現れており、これは、この地域の電気伝導度異常（CA）が大きいことを示唆する。

3. 別府西部地域でのMT観測

3-1. 観測地域の概要

別府市西部を南東—北西に横切るAB測線（Fig. 3）沿いの計7点で、1993年7月～12月に長周期MT観測を実施した。この測線は、北部で松山—伊万里構造線（MIL）、南部で大分—熊本構造線（OKL）を横切る。両構造線間では、 -30 mgalにも及ぶ負の重力異常が見られ、東西に延びる地溝構造を呈する（KAMATA, 1989）。この地溝内は、約5Ma以降の活発な火山活動による火山活動生成物によって埋積されており、それゆえに、KAMATA（1989）はここを豊肥火山地域と呼んでいる。Fig. 3に示すように、測線の大部分は、この豊肥火山地域で活動した火山の生成物で覆われているが、測線の南端（RYZN）は地溝外にあり、白亜紀堆積岩（大野川層群）上に位置する。また、測線の中央付近には、鶴見岳・由布岳火山がそびえ、鶴見岳地区では活発な噴気活動が見られる。

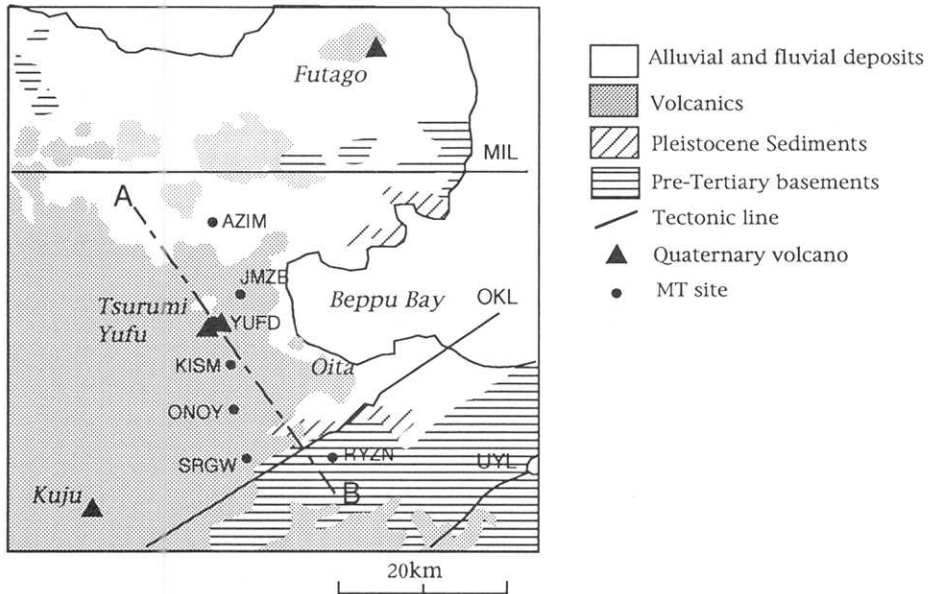


Fig. 3. MT sites with simplified geological map compiled after KAMATA (1992). MIL: Matsuyama-Imari tectonic line; OKL: Oita-Kumamoto tectonic line; UYL: Usuki-Yatsushiro tectonic line; AZIM: Azimu; JMZB: Jumonjibaru; YUFD: Yufu-Dake; KISM: Kishima-kogen; ONOY: Onoya; SRGW: Serigawa dam; RYZN: Ryozen.

3-2. MT 観測

測定は長周期 MT 計 (テラテクニカ製 U30, ULF モード; 1 秒サンプリング) を用い、地磁気活動度の比較的高い期間を選び、1 地点につき 2~3 日間実施した。この装置は、フラックスゲート型磁力計、地電流計からなり、地電流測定は銅-硫酸銅電極を用いた。測定時に、リモートリファレンス点は設置していない。600 秒以上の長周期 MT パラメータを求めるために、U30 の 1 分平均値データを利用した。データは、北部九州で通常見られる私鉄からのノイズも無く、一般的には良好であるが、ONOH では局所的な東西成分の地電流ノイズのため、解析に耐えられる MT データは得られなかった。また、RYZN では 2 日間観測を実施したが、初日のデータには地電流ノイズが見られ、このため、イベント数の不足から 1 分平均値データを用いた長周期パラメータを得ることはできなかった。

3-3. 構造の方向性

表層付近の局所的な電場の擾乱を除き、広域的な構造による電磁誘導を選択するため、得られたテンソル・インピーダンスに対して decomposition (GROOM and BAILEY, 1989) を行った。decomposition 後の主軸 (major axis) 方向は全地点でよく似た周波数特性を示し、周期約 300 秒以上ではほぼ一定の値 (全測点の平均値は $N55^{\circ}E$)、それより短周期では周期が減少するに従い、北 (0°) を向くようになる (Fig. 4)。ターゲットは下部地殻であること、卓越方向が長周期で安定することから、この地域では $N55^{\circ}E$ に構造の走向があると仮定した。

Fig. 3 で分かるように、この方向 ($N55^{\circ}E$) は、九州での基盤構造を支配している構造線の方向 (図では、大分-熊本構造線 (OKL)、臼杵-八代構造線 (UYL) を示した) とほぼ一致する。ところで、これはまた、中部九州全域の長周期パーキンソン・ベクトルの卓越方向とほぼ同じである (Fig. 2 a)。このことは、パーキンソン・ベクトル (またはインダクション・ベクトル) が比抵抗構造の走向に直交する傾向を示すことを考えると、一見矛盾した結果に見える。しかし、中部九州での長周期ベクトルは、HANDA *et al.* (1992) で示したように、九州の陸域の構造 (線) ではなく、西方の東シナ海海底下の上部マントルの良導体に支配されており、この両者の一致は、ほとんど偶然の結果である。それに対して、Fig. 2 a で分かるように、AB 測線、特に南部の測点では、他の中部九州の長周期ベクトルとは異なる大きな北向きの成分を持つ。これは、この測線での局所的な電気伝導度異常が、大規模構造の影響に打ち勝って長周期ベクトルの方向をも変化させるほど大きいこと、また、その局所的な構造が、北向き成分を作り出す、つまり東西に近い方向性 ($N55^{\circ}E$) を持つことを示唆するものである。

G-B decomposition の後、全測点の MT パラメータを強制的に、 $N55^{\circ}E$ と直角の方向 ($N35^{\circ}W$: Fig. 3 の AB) に回転させた。そのようにして得られた見かけ比抵抗、位相データを Fig. 5 に示す。エラーバーは G-B decomposition 時のフィッティングエラー (± 1 S. D., 誤差の伝搬を考慮した観測値と G-B decomposition 後の値との差) を示す。

3-4. 2次元比抵抗モデル

AB 測線での比抵抗断面を、2次元有限要素法を用いた試行錯誤法で求めた。今回の観測では、約 10 秒より短周期のデータはなく、我々の観測データだけでは浅部地殻の比抵抗構造を正確に決定することは困難である。ところで、本探査域では、NEDO (1990) による MT, CSMT 調査が実施されており、AB 測線では、JMZB-KISM 間で 2048~1 Hz

中部九州の火山下の下部地殻の比抵抗構造

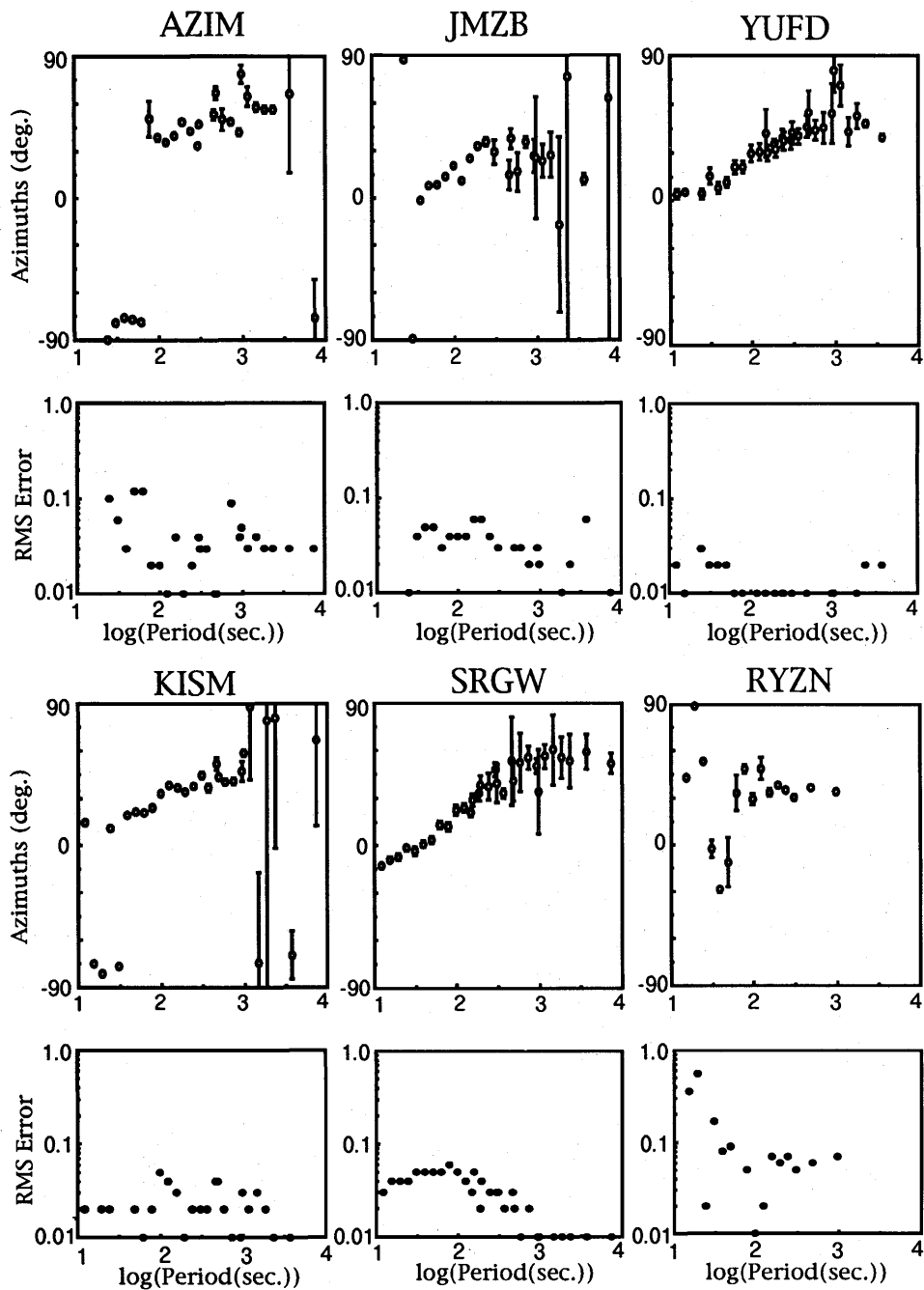


Fig. 4. Inductive strike and error of fit by G-B decomposition.

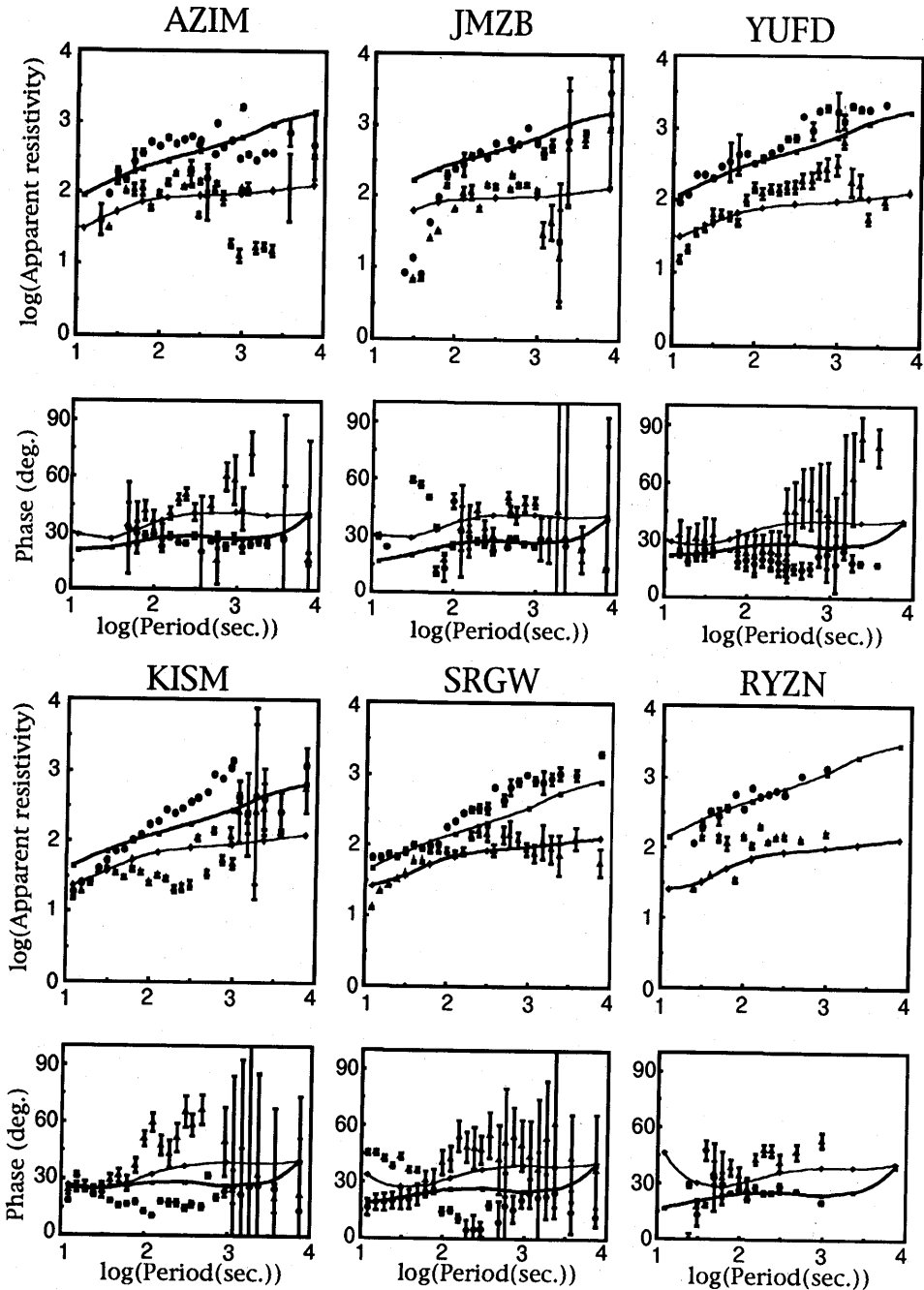


Fig. 5. Decomposed MT parameters with error bars (± 1 S.D.). Circles and triangles indicate TM and TE responses (i.e. xy and yx components in the present cases), respectively. Thick and thin lines denote the theoretical response curves for TM and TE mode, respectively in a 2-D resistivity model in Fig. 5.

(CSMT), 178~0.00562 Hz (MT) の周波数のデータがある。そこで、浅部についてはこれらのデータを、以下のように参考にしながらモデル化を進めた。NEDO の CSMT, MT 見かけ比抵抗データ (位相データは記載されていない) の平均的な周波数特性では、主軸の見かけ比抵抗は 1-0.1 秒で最小となり、周期の減少、及び増大と共に増加し、主軸に直交する成分では、この最小となる周期がやや長周期側 (1 秒前後) に移る。今回の測点, KISM, JMZB とほぼ同一地点に NEDO の測点 (560 C, 592 A (CSMT), 及び 38, 59) があるので、この地点ではこれらのデータを用い、他の点では、上記に示す測線の平均的な周波数特性を推定して用いた。

Fig. 5 のように、今回の観測結果でも見かけ比抵抗は、すべての測点で長周期側で増大する傾向を示すので、深部が高比抵抗、地殻浅部は低比抵抗であることが容易に推定できる。今回の解析では、ELF 帯以上の周波数でのデータの欠落もあり、主として下部地殻の構造決定に主眼を置いてモデリングを行った。なお、モデリングでは、スタティックシフトは考慮しなかった。最終的に得られた 2 次元比抵抗モデルを Fig. 6 に、そのモデルから計算された MT パラメータを Fig. 5 の曲線で示す。モデルのフィットネスは必ずしも良くないが、その原因の 1 つは、ノイズの混入によりデータの質がやや良くないこと (特に長周期)、試行錯誤法ではフィットネスの向上に限界があるためである。このようにして得られたモデル (LC 1000 モデル) で特徴的な点は

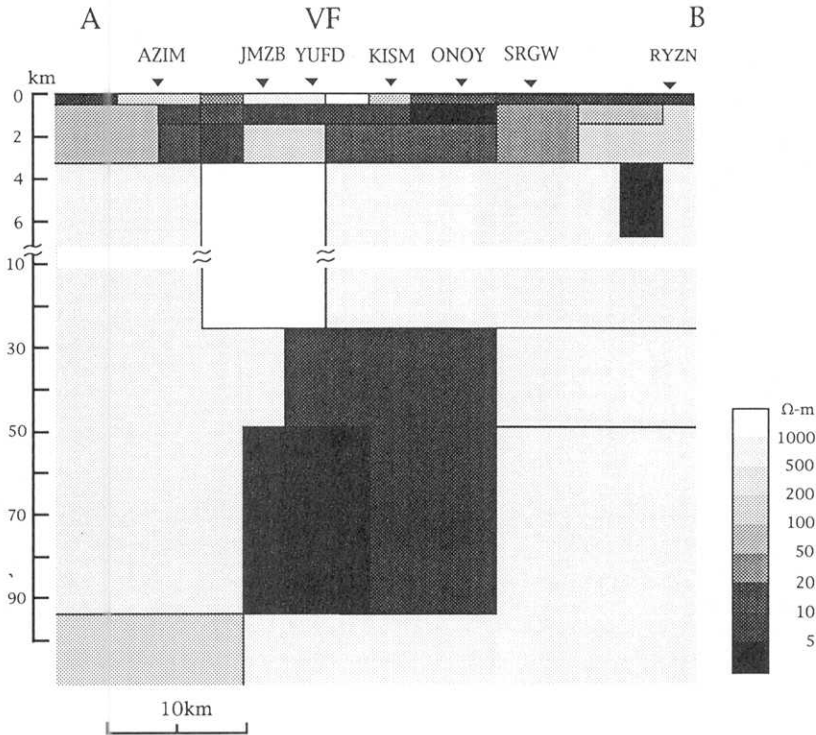


Fig. 6. The 2-D resistivity model (LC 1000 model) along the dot-dashed line of AB in Fig. 3. VF indicates the volcanic front.

1. 深さ約 3.5 km までの表層は低比抵抗であること
2. 表層を除く地殻は高比抵抗であること

である。

Fig. 7 は、上記モデルで、九州の下部地殻におおよそ相当する層（深度 15~29 km）を 1000 Ω m から 30 Ω m まで変えたときの、見かけ比抵抗と位相についてプロットしたものである。ただし、基本のモデル（LC1000）のみ、Fig. 6 で示すように、JMZB, YUFD 下には 5000 Ω m の高比抵抗下部地殻が存在するとした。MT パラメータは、由布岳東麓での測点（YUFD）についてのみ示した。主軸方向の見かけ比抵抗で特に顕著であるが、観測値に合わせるためには下部地殻はできるだけ高比抵抗である方が望ましい。位相は、分散が大きいのでどれが良いとは言いがたいが、少なくとも 30 Ω m では、主軸及びその直交軸共にデータを説明し得ないことが分かる。従って、この測線での下部地殻の比抵抗は、データの分散を考慮しても 100~30 Ω m 以上、おそらくは 1000 Ω m 程度であるといえる。

Fig. 6 の LC1000 モデルでは、上部マントルが SRGW より北部で低比抵抗である。この低比抵抗層は、長周期での主軸及び直交する軸（minor axis）の位相のフィットネスの向上のため導入されたものである。Fig. 8 に、この構造（LC1000 モデル）、及びそれらを取り去ったもの、つまり、上部マントルも 1000 Ω m と高比抵抗かつ均一であるモデル（HUM モデル）の MT パラメータを示した。見かけ比抵抗、特に minor axis については、むしろ HUM モデルのほうがフィットはよい。この傾向は、図で示した YUFD 測点以外でもいえる。しかし、逆に minor axis の位相のフィットネスは全測点で悪化する。ただ、もともと位相データの誤差が大きいので、見かけの比抵抗のフィットネスの向上を重視すると、この測線での上部マントルも下部地殻同様、高比抵抗であるのかもしれない。しかし、この上部マントルの構造決定については今後の課題としたい。

「構造の指向性」で述べた、測線南部での 972 秒と 122 秒の実部パーキンソン・ベクトル（インダクション・ベクトル）の北方向への回転は、3 km より浅部の低比抵抗層の存在だけで説明できる。Fig. 9 は 972 秒と 122 秒の測線方向の、観測から得られたトランスファー・ファンクション、及び LC1000, HUM モデルからの計算値である。両モデルから得られた 972 秒のトランスファー・ファンクションは、オフセット分を除けばほとんど同じ変化をしている。従って、LC1000 モデルでいた上部マントルの不均一の効果は小さく、トランスファー・ファンクションからだけでは、上部マントルの構造決定は困難であることが分かる。一方、虚部成分は、測線の南部で不一致が目立つ。この不一致は、より短周期の 122 秒でも見られる。トランスファー・ファンクションは、スキンドープスが良導体の深度より浅い場合は、実部と虚部の符号は逆になり、深い場合は、Fig. 9 の南部（SRGW）のように同符号となる。このことから、上部地殻よりも深部側に良導体がある可能性がある。しかし、浅部の変化に打ち勝って、この様な虚部の変化を説明できるような比抵抗ギャップを導入すると、今度は、上記の MT データを説明できなくなる。おそらく、もっと大規模な構造を反映しているのであろうが、この虚部成分の不一致も今後の課題である。

4. 中部九州の火山下の下部地殻

本研究の目的は HANDA *et al.* (1992) の「中部九州を横断する比抵抗構造」モデル（簡単のため Handa モデルと呼ぶ）を再検討し、中部九州の火山下での比抵抗構造を明らかに

中部九州の火山下の下部地殻の比抵抗構造

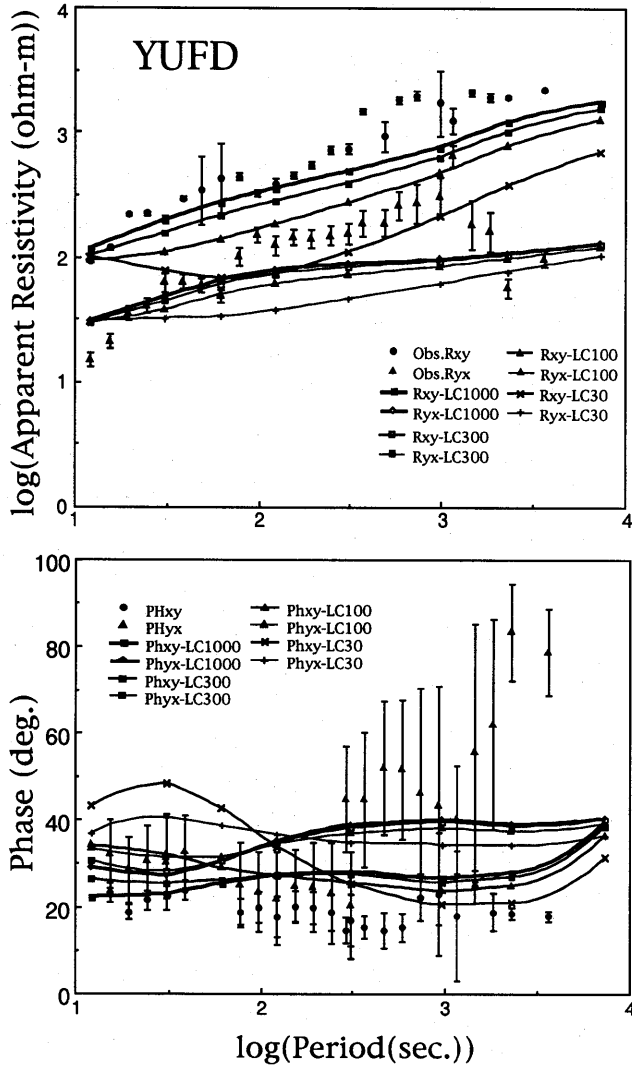


Fig. 7. MT response of four models in which the resistivity values of the lower crust are: 1000, 300, 100, and 30 ohm-m for the LC1000, LC300, LC100, and LC30 models, respectively.

することであった。今回、別府西部でのMT観測から、鶴見・由布岳下の、浅部を除いた地殻が1000 Ωmと高比抵抗である結果が得られた。しかし、Handaモデルでは、この地域の地殻の比抵抗値は100 Ωmで必ずしも高比抵抗ではない。最近、SHIMOIZUMI *et al.* (1997) は、HANDA *et al.* (1992) 以後に得たデータ、特に九州西部の島嶼でのGDS観測結果も加味して、このHandaモデルと同じ測線で再モデリングを行っている。その結果によれば、九州西方の海底下の上部マントルに低比抵抗層が存在するとの結果に変わりはないが、別府地区下ではHandaモデルで置いたやや低比抵抗な地殻は必ずしも必要ではなく、

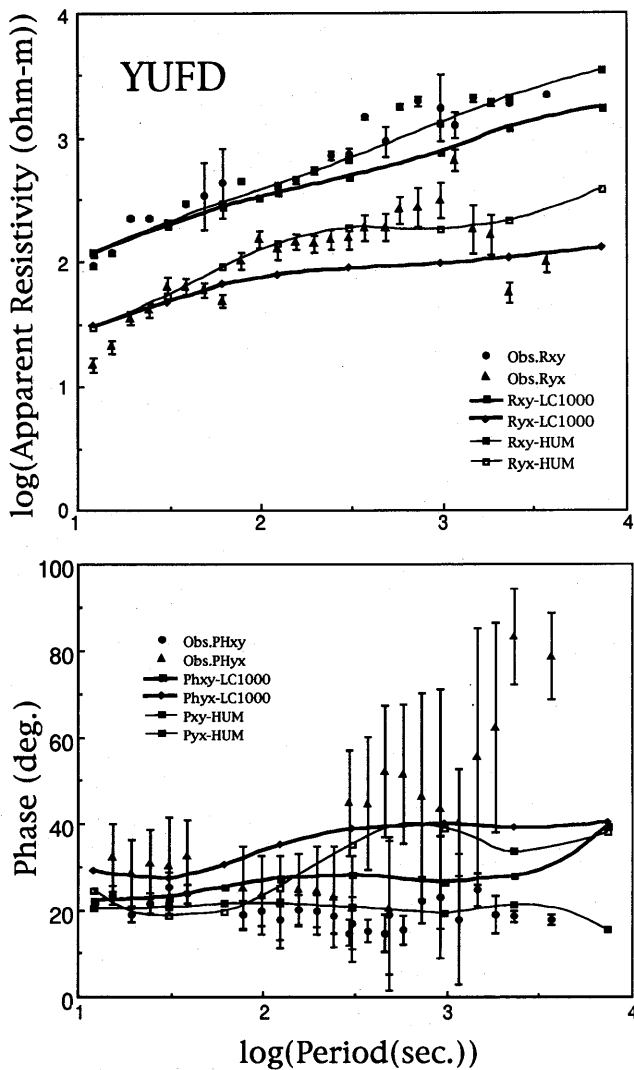


Fig. 8. MT response computed for LC1000 and HUM model. The structure of the HUM model is the same as the LC1000 model except for the uniform upper mantle with a resistivity of 1000 ohm-m.

ここの地殻はむしろ高比抵抗 (1000 Ωm) でよい。また、上部マントルも高比抵抗である。今回の結果は、下部比抵抗構造に関しては、この Shimoizumi モデルを支持する。なお、阿蘇火山下では、Handa, Shimoizumi モデル共に下部地殻及び最上部マントルは高比抵抗であるので、中部九州では火山フロントの、少なくとも下部地殻は高比抵抗であるとの結論が得られる。

「はじめに」で述べたように、“典型的な”沈み込み帯である東北地方では、火山フロントを含む背弧側の下部地殻は低比抵抗層である (例えば, UTADA, 1987). HYNDMAN (1988)

中部九州の火山下の下部地殻の比抵抗構造

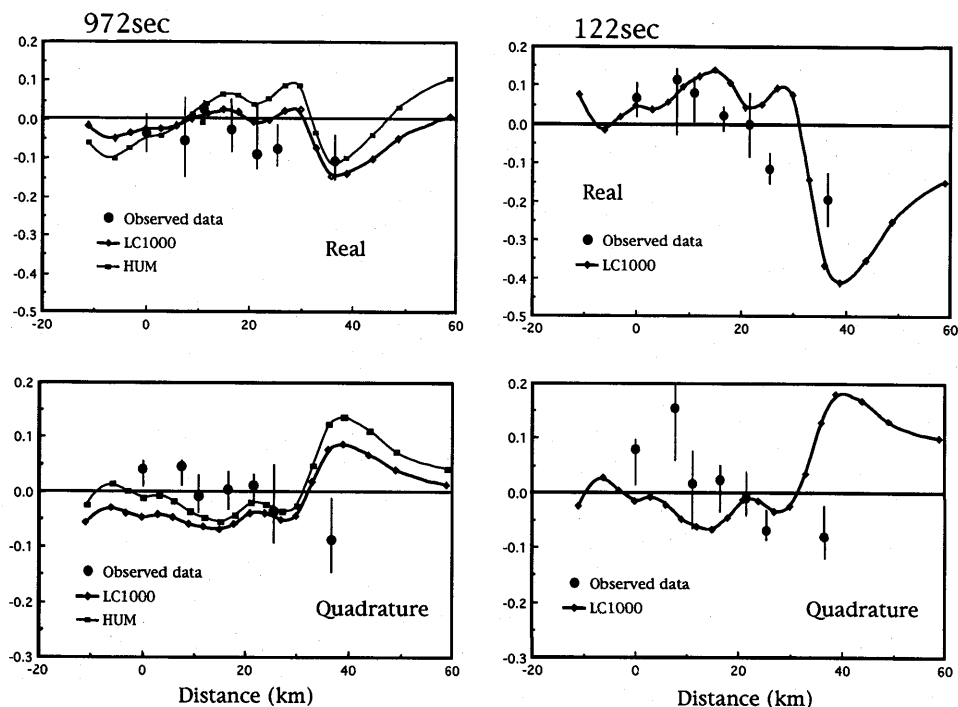


Fig. 9. Transfer functions computed for the HUM and the LC1000 model are indicated by thin and thick lines, respectively, compared to the observed transfer functions at periods of 972 and 122 sec. Error bars are plus or minus one standard deviation.

は、沈み込むファンデークプレート上の中・下部地殻中の低比抵抗層が、スラブからの脱水反応により作られた自由水によることを指摘し、さらにこの層の上面に、変成作用により生成された結晶片岩（これは地震の高反射面として観測される）が不透水層となって、スラブからの自由水の上部への逸水を防いでいるとのモデルを提唱した。東北地方の地殻の低比抵抗層が、ファンデークプレートでのそれと同じ機構で作られているかどうかはまだ明らかではないが、いずれにせよ、自由水が下部地殻での低比抵抗の原因であり、その水は沈み込むスラブから供給されているという説明は受け入れやすいものである。

この“典型的な”沈み込み帯である東北地方に対し、西南日本はテクトニクス的にも“特異な”地域である。四国—中国地方に低角で北に向かって沈み込むフィリピン海プレートは、周防灘から南西では急にその方向を変え、九州では、西方に高角度で沈み込むようになる。また、応力場も他の日本の地域と異なり、九州—南西諸島では伸張場が卓越している。鶴見・由布岳—阿蘇—霧島と続く火山フロント直下では、沈み込み角度は 80° にも達する。今回の観測で、中部九州での火山フロント下には、東北日本で見られる低比抵抗下部地殻は存在しないことが明らかになったので、比抵抗構造でも九州中部は東北日本とは異なった構造をしている可能性が高い。

では、今回の比抵抗モデルで示される、火山フロント下での高比抵抗下部地殻にはどのような意味があるのだろうか。基本的には、岩石は絶縁体であるので、下部地殻の温度

350°~750°Cでは、岩石の比抵抗は $10^3\sim 10^7\ \Omega\ m$ と高い (KARIYA and SHANKLAND, 1983). 従って、本モデルで得られた下部地殻の比抵抗 $1000\ \Omega\ m$ は、比抵抗を低下させる原因がなければ妥当な値である。

下部地殻の比抵抗構造では、むしろなぜ低比抵抗になるのかが議論されている。例えば、栗田・濱野 (1984) は、その一般的な原因として、(1)トラップされた自由水、(2)シリケイトを溶かし込んだ水の相変化、(3)伝導性鉱物 (蛇紋岩+磁鉄鉱) の存在を指摘している。一方、プレートの沈み込みとマグマの発生に関する「異モデル」では、沈み込む含水カンラン岩層内の脱水分解反応で放出された水は、部分溶融やマグマの生成に深く関わっている (TATSUMI, 1989)。このモデルからは、火山フロント下の下部地殻に水が存在し、低比抵抗となる可能性が高い。しかし、九州中部ではそうはなっていないのである。

この高比抵抗の原因を議論するには、残念ながらデータ不足であるが、今後の議論、及び観測の方向性を考えるため、次のような可能性を指摘しておきたい。

(1) 西南日本では、沈み込むフィリピン海プレートからは、水は供給されていない。

塩崎 (1993) は、四国—中国地方の下部地殻の高比抵抗について、フィリピン海プレートの沈み込み期間が短く、スラブからの脱水反応が生じていない可能性があることを指摘している。これは、西南日本の下部地殻を構成する岩石はドライである (藤井, 1984) ことを考えると、現在活動している火山のない紀伊半島、四国地方では説得力がある。しかし、マグマの生成にスラブからの水が重要な役割を果たしていることを認めると、中部九州では、なぜ火山活動が存在するのかという根本的な疑問が生じる。

(2) 何らかの理由で不透水層が形成されていない。

例えば、阿蘇、豊肥火山地帯で過去に生じた大規模な火山活動のため、ファンデフーカプレートで考えられている、変成作用により生成された結晶片岩のような不透水層が、中部九州では形成されていない可能性がある。

(3) もう一つの可能性として、下部地殻に水は存在するが、高圧の蒸気であり、そのため高比抵抗であることが考えられる。

ところで、同じ中部九州でも、島原半島の雲仙岳下の下部地殻は低比抵抗らしい。Handa モデルも島原半島下には低比抵抗層 ($20\ \Omega\ m$) が存在する。これは Shimoizumi モデルではより明確に示されており、この層が島原半島直下の下部地殻・上部マントルの最上部 (深度 30-50 km) から西に延び、九州西方の海底下の上部マントルの低比抵抗層 (HANDA *et al.*, 1992) につながるように見える。また、島原半島での MT 観測から YAMAMOTO *et al.* (1996) は、低比抵抗層が半島下の深さ 15-20 km に分布するという結果を得ている。島原半島の玄武岩類が、島弧型の豊肥火山地域とは異なり、ホットスポット型マントルに由来する化学組成を持っていること (中田, 1995) から、雲仙火山については、例えばマントル・プルームのような、沈み込みとは別の原因を考える必要があるかもしれない。

これらの点を明らかにするために、鶴見・由布岳、阿蘇山下の高比抵抗下部地殻の分布形態、さらに、低比抵抗下部地殻の存在する、島原半島地域との境界についての詳細な調査は重要である。例えば、島原半島—阿蘇火山間の下部地殻の電気伝導度構造の、MT 法による決定や、マントルプルームの可能性を探るための九州西方海底下での海底電磁力観測は、九州の火山の成因、さらには九州のテクトニクスの解明に重要な情報を提供し

てくれるであろう。

謝 辞

2名の匿名査読者及び編集委員氏の意見は、本論分の改善にとって大変参考になるものであった。ここに記して、感謝の意を表すものである。本研究の一部は伊藤科学振興会の研究助成金(1989)によった。なお本稿は、『平成9年度東京大学地震研究所共同利用・研究集会(課題番号:1997-W2-09)「フィリピン海プレート:その構造とテクトニクス・火山活動との関係」』において発表し、議論された成果をとりまとめたものである。

文 献

- 藤井敏嗣, 1984, 下部地殻の岩石モデル, Conductivity Anomaly 研究会 1984年論文集, 25-34.
- GROOM, R.W. and R.C. BAILEY, 1989, Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913-1926.
- HANDA, S., Y. TANAKA and A. SUZUKI, 1992, The Electrical High Conductivity Layer beneath the Northern Okinawa Trough, Inferred from Geomagnetic Depth Sounding in Northern and Central Kyushu, Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, **44**, 505-520.
- HYNDMAN, R. D., 1988, Dipping seismic reflectors, electrically conductive zones, and trapped water in the crust over a subducting plate, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13391-13406.
- KAMATA, H., 1989, Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central Kyushu, Japan, *Bull. Volcanol.*, **51**, 315-332.
- 鎌田浩毅, 1992, 中央構造線の西方延長としとしての大分-熊本構造線の右横ずれ運動とフィリピン海プレートの右斜め沈み込み, *地質学論集*, **40**, 53-63.
- KARIYA, K.A. and T.J. SHANKLAND, 1983, Electrical conductivity of dry lower crustal rocks, *Geophysics*, **48**, 52-61.
- 栗田 敬・濱野洋三, 1984, 地殻中の高電気伝導度層について, Conductivity Anomaly 研究会 1984年論文集, 17-23.
- 九州活構造研究会, 1989, 「九州の活構造」, 東京大学出版会, 553頁.
- 中田節也, 1995, 中北部九州における上部マントルの時間的空間的变化, *月刊地球*, **17**, 427-429.
- NEDO, 1990, 1次元解析比抵抗平面図, 「広域熱水流動調査鶴見岳地区地熱調査成果図集」, 39-41.
- OGAWA, Y., 1987, Two-dimensional resistivity modeling based on regional magnetotelluric survey in the Northern Tohoku district, Northeastern Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, **39**, 349-366.
- 佐藤秀幸・西田泰典・小川康雄・高田真秀・長尾年恭, 1998, 広帯域 MT法を用いた深部地殻比抵抗構造の研究—北海道東部地域について—, CA 研究会 1998年論文集, 201-208.
- SHANKLAND, T.J. and M.E. ANDER, 1983, Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust, *J. Geophys. Res.*, **88**, 9475-9484.
- SHIMOIZUMI, M., T. MOGI, M. NAKADA, T. YUKUTAKE, S. HANDA, Y. TANAKA and H. UTADA, 1997, Electrical conductivity anomalies beneath the western sea of Kyushu, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1551-1554.
- 塩崎一郎, 1993, 中国・四国地方の電気比抵抗構造に関する研究, 神戸大学博士論文, 196頁.
- TATSUMI, Y., 1989, Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **94**, 4697-4707.
- UTADA, H., 1987, A direct inversion method for 2 dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, Ph. D. thesis, Univ. of Tokyo, 409 pp.
- YAMAMOTO, T., T. KAGIYAMA and H. UTADA, 1996, Resistivity structure by ULF-MT around Unzen Volcano, SW Japan, *Proc. 13th Workshop on Electromagn. Induc. Earth*, 155.

(Received August 31, 1998)

(Accepted March 12, 1999)

Index to Vol. 73

Page		Page
	AKETAGAWA, T. et al., Configuration of the Philippine Sea Slab and Seismic Activity in the Tokai Region.....	291
	ASHI, J. et al., Effect of the Latent Heat on the Gas-hydrate/Gas Phase Boundary Depth Due to Faulting.....	305
	GOTO, S. et al., Effect of the Latent Heat on the Gas-hydrate/Gas Phase Boundary Depth Due to Faulting.....	305
	HANDA, S., Lower Crustal Electrical Resistivity Structures beneath Volcanoes in Central Kyushu, SW Japan.....	345
	HARADA, S. et al., Configuration of the Philippine Sea Slab and Seismic Activity in the Tokai Region.....	291
	KAWAKATSU, H., On the Realtime Monitoring of the Long-period Seismic Wave-field.....	267
	KINOSHITA, M. et al., Thermal Structures of the Shikoku Basin and Southwest Japan Subduction Zone.....	105
	KINOSHITA, M. et al., Effect of the Latent Heat on the Gas-hydrate/Gas Phase Boundary Depth Due to Faulting.....	305
	MURAKAMI, H. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	NAKANO, Y. et al., Effect of the Latent Heat on the Gas-hydrate/Gas Phase Boundary Depth Due to Faulting.....	305
	NISHIDA, R. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	NISHIGAKI, T. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	NOGUCHI, S., Seismicity, Focal Mechanisms and Location of Volcanic Front Associated with the Subducting Philippine Sea and Pacific Plates beneath the Kanto District, Japan.....	73
	OSHIMAN, N. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY, Correction to the paper "Seismic Refraction Experiment in and around a Source Region of the 1995 Kobe Earthquake (Keihoku-Seidan Profile)".....	151
	RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY, Correction to the Paper "Precise Seismic Experiment with the Use of Controlled Sources in the Vicinity of a Fault Region of the 1995 Kobe Earthquake within the Awaji Island".....	153
	SAGIYA, T., Interplate Coupling and Plate Tectonics at the Northern End of the Philippine Sea Plate Deduced from Continuous GPS Data.....	275
	SAWADA, M., The Source Mechanism of B-type and Explosion Earthquakes and the Origin of N-type Earthquakes Observed at Asama Volcano, Central Japan.....	155
	SHIOZAKI, I. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	SUMITOMO, N. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	TAKEMURA, M., Recent Studies on the Strong Ground Motions from the 1923 Kanto Earthquake and Its Aftershocks: Analyses of Data of Seismic Records, Damage and Descriptions of Personal Experiences.....	125
	UTADA, H. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	UTADA, H. et al., Variations in Earth Resistivity at Aburatsubo, Central Japan (1983~1997).....	1
	UYESHIMA, M. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	YAMAGUCHI, S. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	YAMAGUCHI, T. et al., A Report on Network MT Investigations in the Chugoku District, Southwestern Honshu, Japan.....	319
	YAMANO, M. et al., Thermal Structures of the Shikoku Basin and Southwest Japan Subduction Zone.....	105
	YOSHIDA, A. et al., Configuration of the Philippine Sea Slab and Seismic Activi-	