

中央構造線（紀伊半島中央部）の電磁氣的構造調査

山口 覚・柏原 功治・溝畑 茂治・住友 則彦・
渡辺 邦彦・小泉 誠・小泉 尚嗣・安川 克己

ELECTROMAGNETIC SURVEY OF THE MEDIAN TECTONIC LINE AT THE CENTRAL PART OF KII PENINSULA

By Satoru YAMAGUCHI, Kohji KASHIHARA, Shigeharu MIZOHATA, Norihiko SUMITOMO,
Kunihiko WATANABE, Makoto KOIZUMI, Naoji KOIZUMI and Katsumi YASKAWA

Synopsis

Electromagnetic surveys of the Median Tectonic Line (MTL) were carried out at the central part of Kii Peninsula by VLF- and ELF-MT methods to know underground structure of the MTL. One-dimensional resistivity structures at eight sites were determined along two lines (the West line and the East line) across the MTL. We found some differences of electromagnetic structure between the West line and the East line. The West line approves the existence of a highly resistive ($> 2000 \Omega\text{m}$) layer below the surface layer which is less resistive, being 20-60 meters in thickness on the north side of the MTL. At the opposite side of the MTL, all layers except two layers show low resistivity of about 20-400 Ωm . As for the East line, a highly resistive layer of some thousands Ωm was confirmed below the surface layer of about 120-550 Ωm at all observation sites. A lineation of very low resistive layers is found on the south side of the MTL in both the measuring lines. The resistivity gap along the West line is caused by the different geological setting; Ryoke granite is widely distributed on the north side of the MTL and crystalline schist belonging to Shimanto belt is common on the south side of the MTL. The lineation of low resistive layers can be explained by existence of underground sub-faults of the MTL.

1. 序

日本における断層の電磁氣的構造調査は、主として活断層を対象として、地震予知研究の観点から進められてきた。その結果、活断層の電磁氣的特徴として、断層に沿って顕著な低比抵抗帯の存在すること¹⁾⁻⁴⁾や磁氣異常が存在すること^{5), 6)}が明らかになってきた。このように、断層周辺の水平方向の電磁氣的構造は解明されつつあるが、これに対して深さ方向の構造の解析は今後の重要な課題であろう。

中央構造線は日本の外帯と内帯を区切る第1級のスケールを持った活断層であり、その形成について多くの研究が進んでいる（例えば、市川(1980)⁷⁾）。しかし、震災の面からも地球科学的にも重要な断層にもかかわらず、中央構造線の断層構造についてはまだ解明されていない点が多い。

中央構造線の地球物理学的調査は今までに四国地方を中心に行われてきたものが多い。徳島県池田町付近で実施された電磁氣的調査では^{8), 9)}、中央構造線を境として南側は数 $\text{k}\Omega\text{m}$ の高比抵抗を示し、その北

側には幅約1kmの低比抵抗帯が存在することが見いだされている。震源分布の研究からは、深さが5kmより浅い地震は中央構造線より北側では起こっていないこと、四国中部・東部地域のマントル地震に対して中央構造線は震源分布の北限となっていることが報告されている¹⁰⁾。全磁力分布調査からは、中央構造線を境として南側の三波川帯（緑色片岩）が北側の和泉層群（和泉砂岩）より約10nT大きい値を示す事が見いだされている¹¹⁾。

中央構造線は、四国地方においては、北側に分布する和泉層群と南側に分布する三波川帯を区分しているが、紀伊半島中央部では北側の領家帯と南側の四万十帯の境界となっている。このことから、中央構造線は両地方で異なった地下構造となっている可能性も考え得る。さらに、従来研究が進んできた四国地方ことに東部は、中央構造線沿いに吉野川が流れその流域に町が発達しているので、地球物理的諸観測に関しては人工的雑音が多く、特に断層近傍での精度良い観測は難しい地域であった。それに対して、紀伊半島中央部は人家が少なく、中央構造線の直上でも観測可能な地域が広く分布し、断層構造の研究に適した場所が多い。そこで紀伊半島中央部に位置する奈良県東吉野村及び兔田野町において、中央構造線の電磁気の調査を実施した。本論文では、観測結果及びその1次元構造（水平成層構造）解析結果について報告する。

2. 観 測

奈良県東吉野村付近では、中央構造線は鷺家地区を通過してほぼ東西に伸びていると推定されている。中央構造線とほぼ直交する2本の測線（西測線、東測線）を設定し、その測線上にほぼ1km間隔になるように16点の観測点を設定した（Fig. 1）。

今回の電磁氣的構造調査には、MT法（Magneto-Telluric法）を用いた。MT法は地表で測定した磁場変動の大きさ（ H ）と地中に誘導された電場（ E ）との比から地下の比抵抗分布を知る方法である。地中に入射した電磁波は、地下では比抵抗がゼロではないので減衰する。入射した電磁波が平面波と見なされ、かつ地下での比抵抗が一樣な場合には、その特性を表すインピーダンス Z と電磁波が地表の $1/e$ になる深さ δ はそれぞれ(1)(2)式で定義される¹²⁾。

$$Z = E/H = (i\omega\mu/\sigma)^{1/2} \dots\dots\dots (1)$$

$$\delta = (2/\omega\sigma\mu)^{1/2} \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 ω 、 μ および σ はそれぞれ、角周波数、透磁率および電気伝導度である。MT法では、幅広い周波数にわたって、またできるだけ多くの周波数で観測すればするほど、より深くまで、またより詳しい比抵抗構造を知ることができる。本観測ではVLF帯（数kHz～数10kHz）の中の人工的信号（17.4kHz）を用いたVLF-MT法とELF帯（5～5kHz）の中の7.0～27.0Hzの信号を用いたELF-MT法を併用した。

VLF帯の信号源は米海軍の対潜水艦通信用の電波である。このための送信局は世界各地に設置されている。日本にも愛知県刈谷市佐佐美に送信局NDTが設けられている。我々の用いた測器は、この局以外にオーストラリア（NWC）からの電波も利用できるようになっている。

ELF帯の信号源は世界各地の雷放電によって生ずる電離層と地表との空洞共振によるもので、シューマン共振現象（5～40Hz）と呼ばれる。Fig. 2に観測点12を例に、ELF帯のパワースペクトルを示す。この図から7.8、14.0、20.4、26.6Hz付近の4周波数にパワーのピークがあることが見いだされる。このシューマン共振は、人工ノイズさえなければほとんど常時観測が可能なので、ELF帯MTとしてよく利用される。我々の今までの観測では、比較的パワーの大きな7.8、14.0、20.4Hzの3つの周波数しか用いなかったが、本観測では非常に良好な信号を観測することができ、第4モードの26.6Hzでも解析が可能であった。

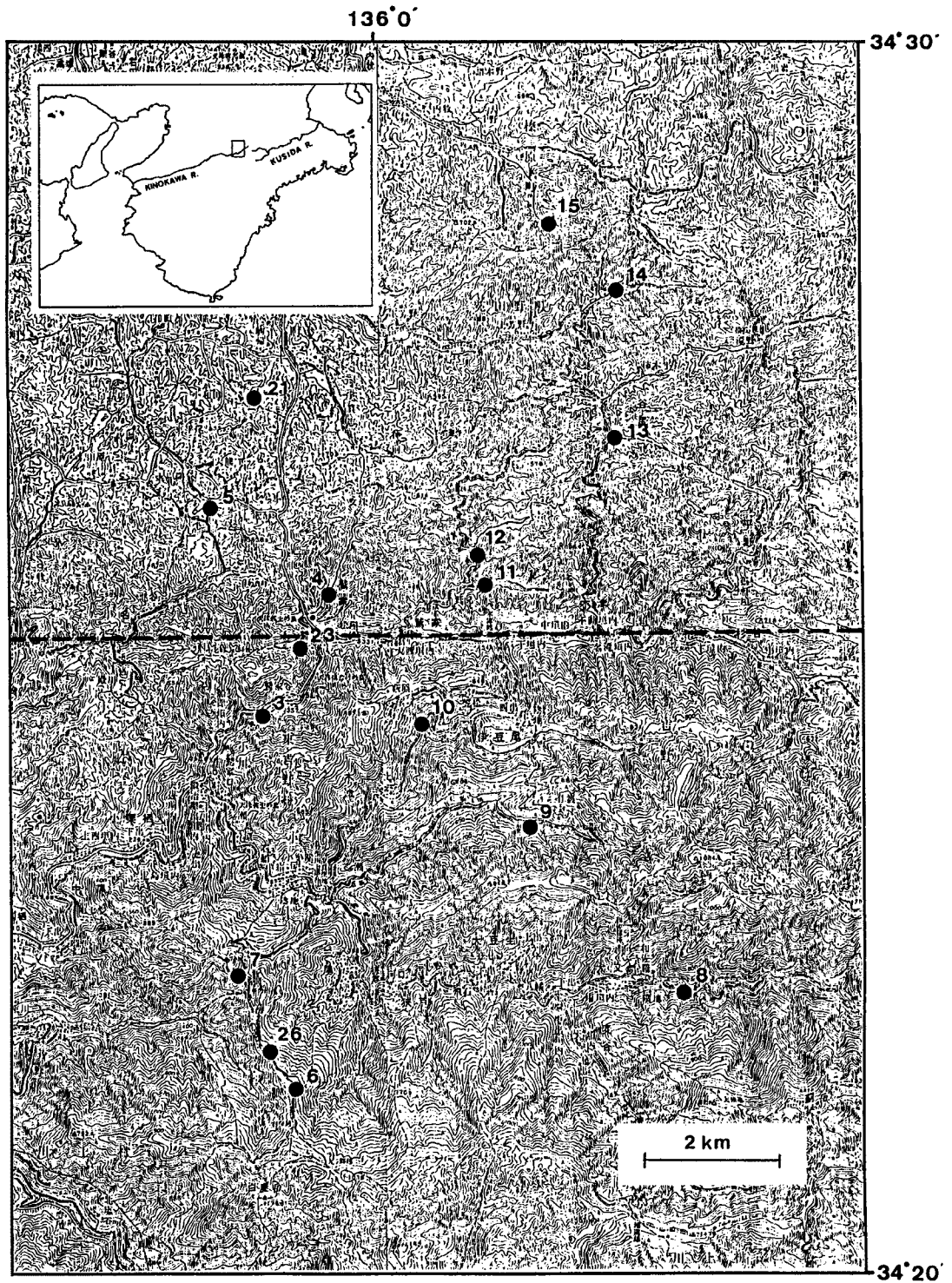


Fig.1. Observation sites. Solid circles indicate observation sites and figures beside circles show site numbers. Thick broken line indicates the Median Tectonic Line (MTL) inferred from the surface geological map.

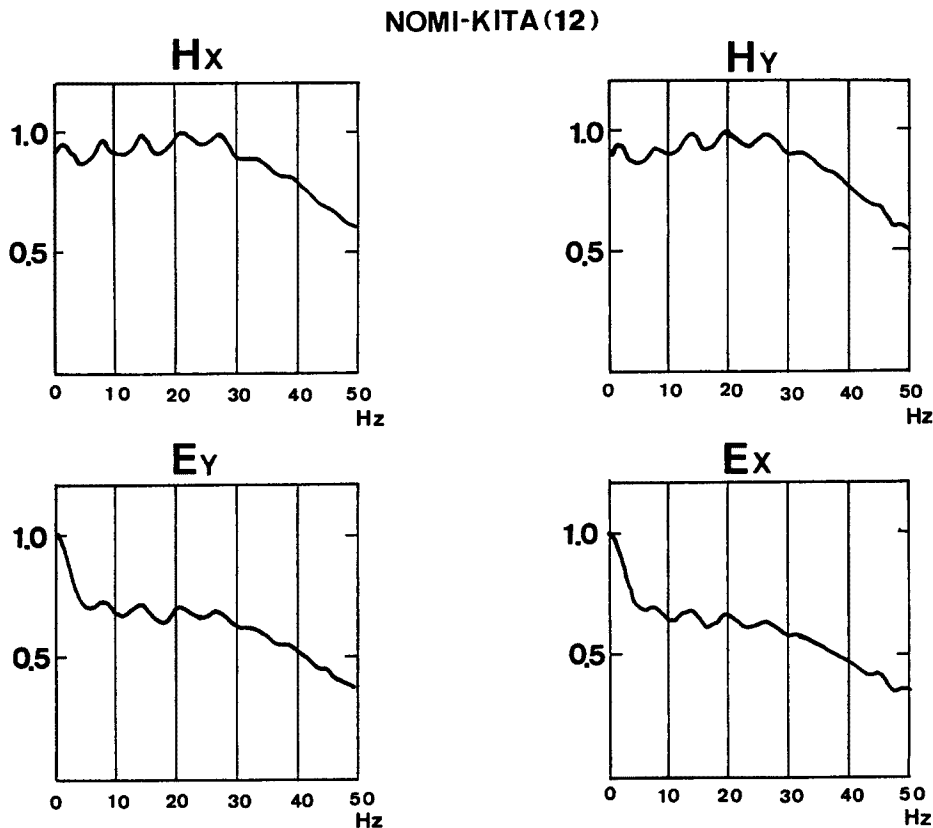


Fig. 2. The power spectra of geomagnetic and electric field variations in ELF band at NOMI-KITA (12) observation site. Hx and Hy indicate the north-south and east-west components of geomagnetic field variations, respectively. Ex and Ey indicate the north-south and east-west component of geoelectric field variations, respectively.

3. 解 析

大地の比抵抗値が一様であれば、ある周波数 ω で観測された互いに直交する電場と磁場の比は、そのまま(1)式のインピーダンスを与える。しかし現実の地球の比抵抗分布は水平方向にも不均質であるのでインピーダンスは異方性を示し、(3)式のようにテンソルで表現される¹³⁾。

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \dots\dots\dots (3)$$

ELF-MT 観測では、磁場・電場ともに、それぞれ東西および南北の2方向で測定している。地下の比抵抗構造の走向が、ちょうど東西または南北方向であることはまれであるので、処理の段階で解析する周波数毎に観測の座標軸を回転させ、直交する磁場と電場のインピーダンス Z_{xy} と Z_{yx} が最大または最小を取る方向を決定する。この方向は主軸と呼ばれ、一般には比抵抗構造に平行または直交する。また主軸の長さはその方向の見かけ比抵抗の大きさを表わす。Fig. 3に各観測点の7.8 Hzの主軸の分布を示す。他の3つの周波数もほぼ同じ分布であった。主軸はほぼ東西および南北方向に揃っていることが認められる。

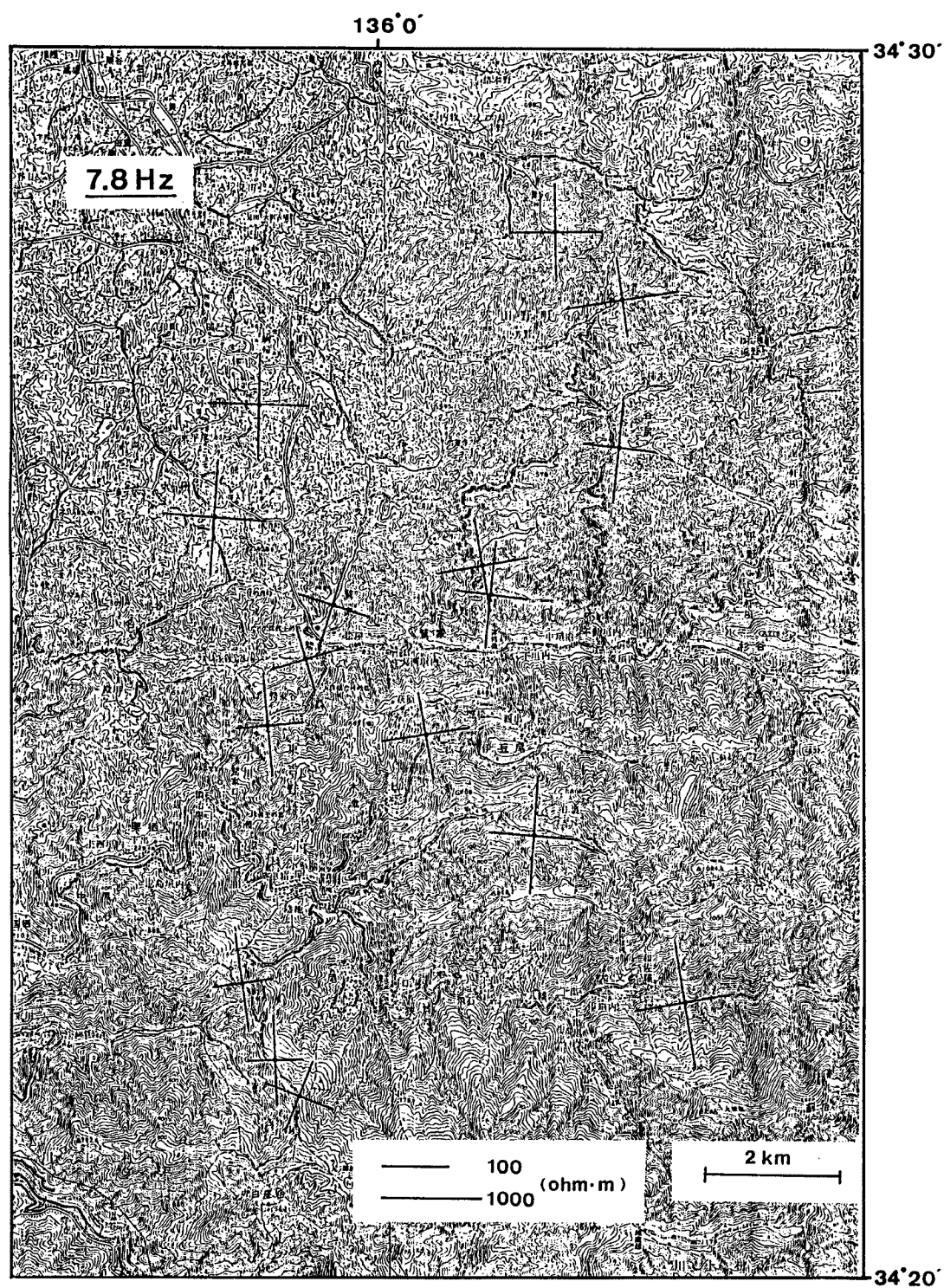


Fig. 3. Distribution of the principal axes of tensor impedance (7.8Hz).

この付近は、中央構造線をはじめ、地質構造も東西方向の配列が卓越している地域である。主軸の分布は、この地域は地質的のみならず比抵抗分布の面からも東西方向の走向が卓越している、いわゆる2次元的な比抵抗構造を持つ地域であることを示している。

地下の比抵抗構造が2次元である時、電磁氣的測定方法や解析方法には2つのモードが考えられる。すなわち、磁場が構造に平行で電場が構造に直交する TM モードと磁場が構造に直交し電場が構造に平行な TE モードに分けることができる。一般に、TE モードは直下の比抵抗構造の深さ方向の変化に敏感で、TM モードは水平方向の比抵抗変化に敏感である。Fig. 4 a, b に東西両測線の見かけ比抵抗と電場磁場間の位相差のプロファイルを示す。見かけ比抵抗値と位相差のプロファイルは東西の測線で両モードとも大きく異なる。ここでは直下の比抵抗分布をみるために TE モードの値に注目する。西測線では、南北で見かけ比抵抗値が階段状に変化している。北側の2地点では 1000 Ω m 程度の高比抵抗であるのに対して南側の6地点は数 10 から高々 200 Ω m の低比抵抗値を示している。位相差にも同様の変化が見られる。ただし比抵抗値の境界は地質学的に言われている中央構造線の推定位置と一致せず、それよりも北側に位置している。東測線では全般的な傾向として中央構造線の推定位置よりやや北側を最小値として、そこから離れるにしたがって比抵抗値は大きくなるような分布をしている。

各観測点において直下の構造に鋭敏な TE モードの見かけ比抵抗値と位相差をもとに、比抵抗値が深さ方向にのみ変化する水平成層構造（いわゆる1次元構造）を仮定してモデル計算を行った。見かけ比抵抗のプロファイルから判断して、3層または4層構造モデルを仮定した。まず、試行錯誤的に見かけ比抵抗値と位相差との両方に適合するモデルを決めた後、各層の厚さ及び比抵抗値を1万回のモンテカルロ法によって変化させ、最適モデルを決定した。観測値とモデル計算値は、観測点5を例にして示す通り、充分によく一致している（Fig. 5）。全ての観測点で同様の解析を行い、比抵抗構造モデルを得た（Fig. 6）。

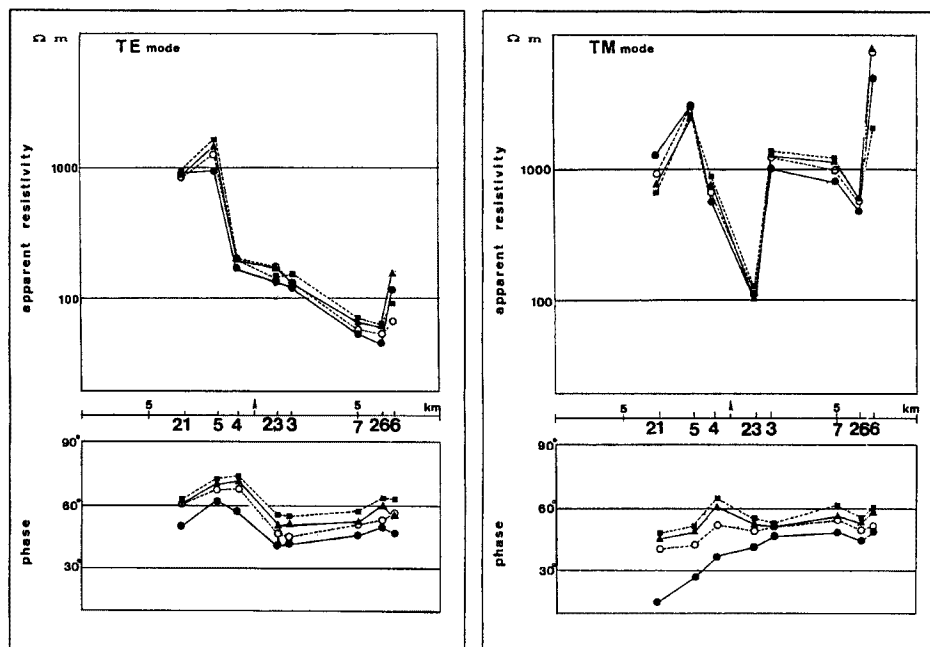


Fig. 4(a). Profile of apparent resistivity and phase along the West line. ● : 7.8 Hz, ○ : 14.0 Hz, ▲ : 20.4 Hz, ■ : 26.6 Hz. Numerals 3-7, 21, 23 and 26 show site numbers, respectively. ↑ indicates the position of Median Tectonic Line inferred from the surface geological map.

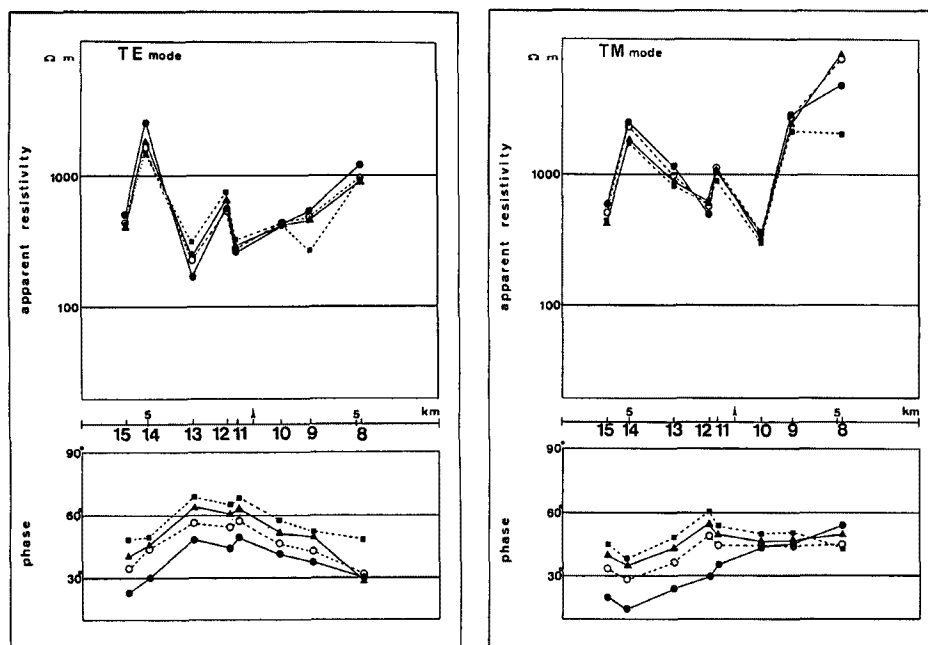


Fig. 4(b). Profile of apparent resistivity and phase along the East line.

西測線において、中央構造線より北側の観測点4, 5, 21の地下には2000 Ωm 以上の高い比抵抗値を示す層が存在しているが、南側は最大でも1200 Ωm である層が存在しているに過ぎず、全般的に低比抵抗である。見かけ比抵抗のプロファイルでは観測点5と観測点4との間にギャップが認められたが、比抵抗モデルでは比抵抗構造の境界は中央構造線と一致している。また、中央構造線より南側では、深さ200 m ~ 900 mにかけて数10 Ωm の大変低い比抵抗層が北下がり傾向をもって存在している。

東測線では、西測線に比べて全般的に高い比抵抗値を示している。表層部には数100 Ωm 層があること、および深さ1 km付近の数十 Ωm 層以外は数k Ωm の比抵抗値を示している。また、その分布も西測線のように南北に区分されるものではない。しかし、数十 Ωm 層は、西測線と同じく北下がり傾向を示している。

4. 考 察

東西両測線の見かけ比抵抗値のプロファイルは、どちらも四国地方中央部で得られている見かけ比抵抗値の分布と異なる。半田・玉田(1981)⁸⁾及び下泉・北村(1988)⁹⁾によると、四国中央部では、中央構造線を境として南側は数k Ωm の高い比抵抗値を示し、北側では数100 Ωm の低比抵抗帯が数kmの幅を持って存在している。また、この低比抵抗帯の中に10 ~ 100 Ωm の極端な低比抵抗の谷が断層に並行に数本存在していることが確認されている。さらに、南北の比抵抗値が異なる原因は地質構造の違いであることが指摘されている。すなわち、中央構造線は砂岩や泥岩を主とする和泉層群と比較的緻密な変成岩で構成される三波川帯の境界となっている。両者を比較すると砂岩や泥岩の方がルーズであり、水が浸透しやすく比抵抗値は低くなりやすい⁸⁾。一方、紀伊半島中央部では中央構造線の北側は花崗岩が広く分布する領家帯であり、南側は四万十帯に分類される変成岩が分布している¹⁴⁾ (Fig. 7)。両者を比較すると花崗岩の方が大きな比抵抗値を示すことが期待される。このことから西測線沿いの南北の比抵抗値の違いは、この

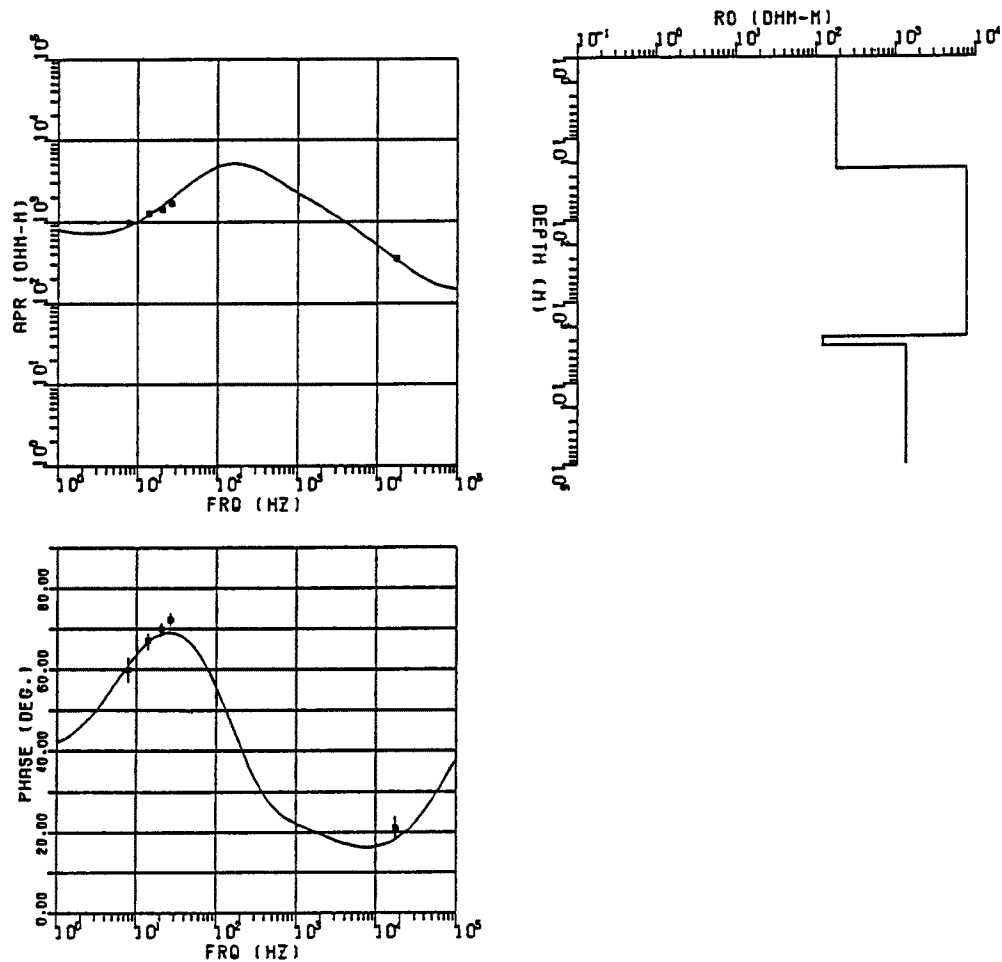


Fig. 5. Calculated apparent resistivity and phase based on a four layered model. The upper figure on the left-side shows the apparent resistivity and the lower figure shows the phase angle. Solid aquares indicate the observed values and the solid lines indicate the calculated values based on the resistivity model shown on the right side.

地質構造の差を反映していると思われる。

東測線の見かけ比抵抗値分布には、他の断層でも多くみられるような断層線沿いの低比抵抗帯が認められていた。しかし、比抵抗構造モデルでは、その存在は明瞭でない。

中央構造線の南側では、北に向かって深くなる低比抵抗層が、存在深度に差があるものの東西両測線に共通して認められている。今回の観測地域の西約 60 km の粉河町付近で反射法地震探査が実施されている¹⁵⁾。その結果、Fig. 8 に示すように、地下 200 m ～ 800 m にかけて北に行くほど深くなる複数の反射波の明瞭な境界が存在していることが発見されている。吉川他(1987)¹⁵⁾は、この反射面を南側の三波川変成岩帯に属する基盤の上面と、その上の堆積物中の堆積構造であると解釈している。本観測地域のうち中央構造線の南側には四万十層群が広く分布しており、新しい時代の堆積物は報告されていない。本観測で見いだされた低比抵抗層は四万十帯中の構造、すなわち付加するときの岩質の境界あるいは中央構造線の副次的な断層に沿って水が多く存在することによって作られていると推測される。

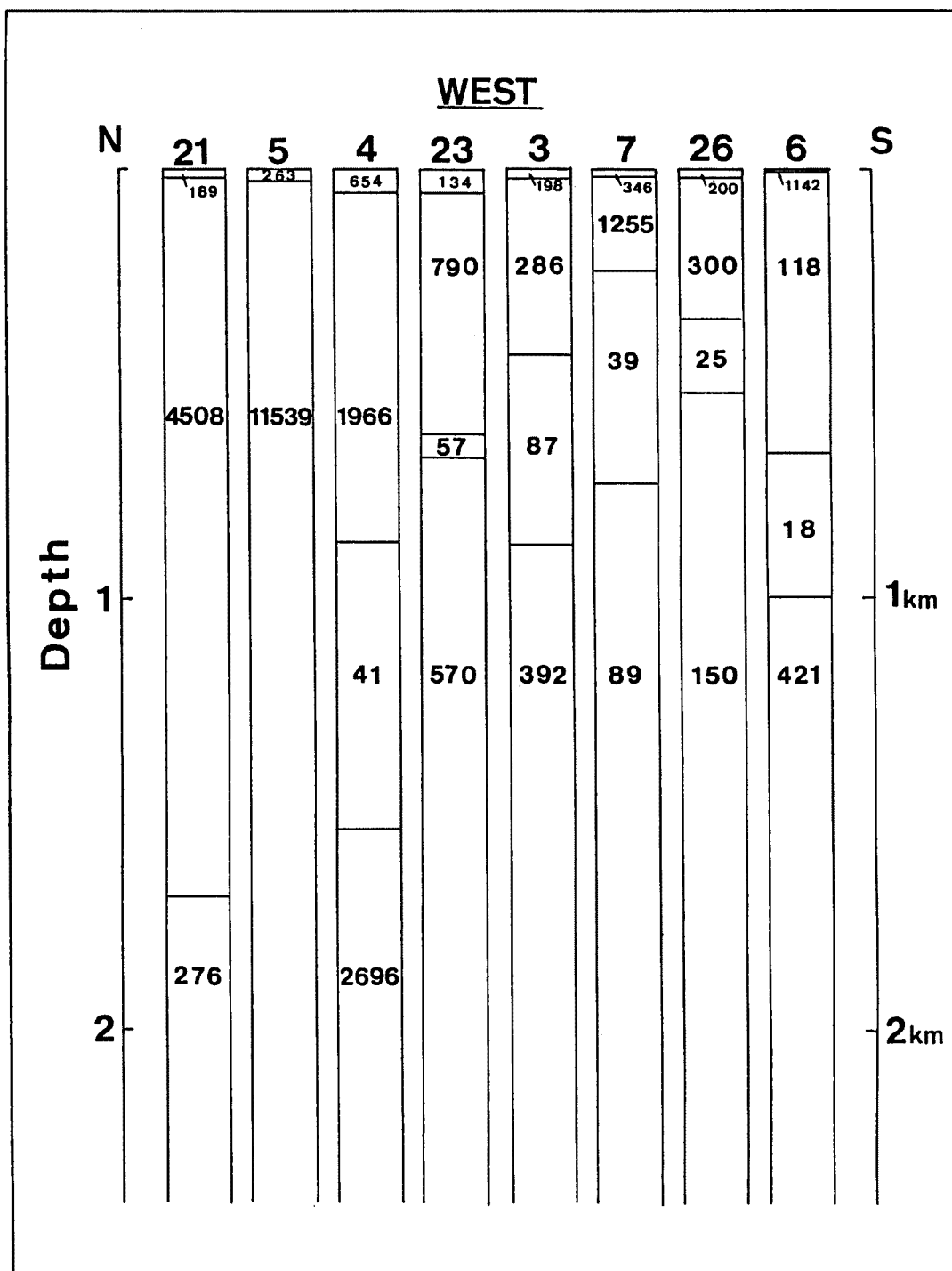


Fig. 6(a). One dimensional resistivity structure models for the West line. Numerals on the top indicate observation site numbers and those in the columns show resistivity in ohm-meter unit.

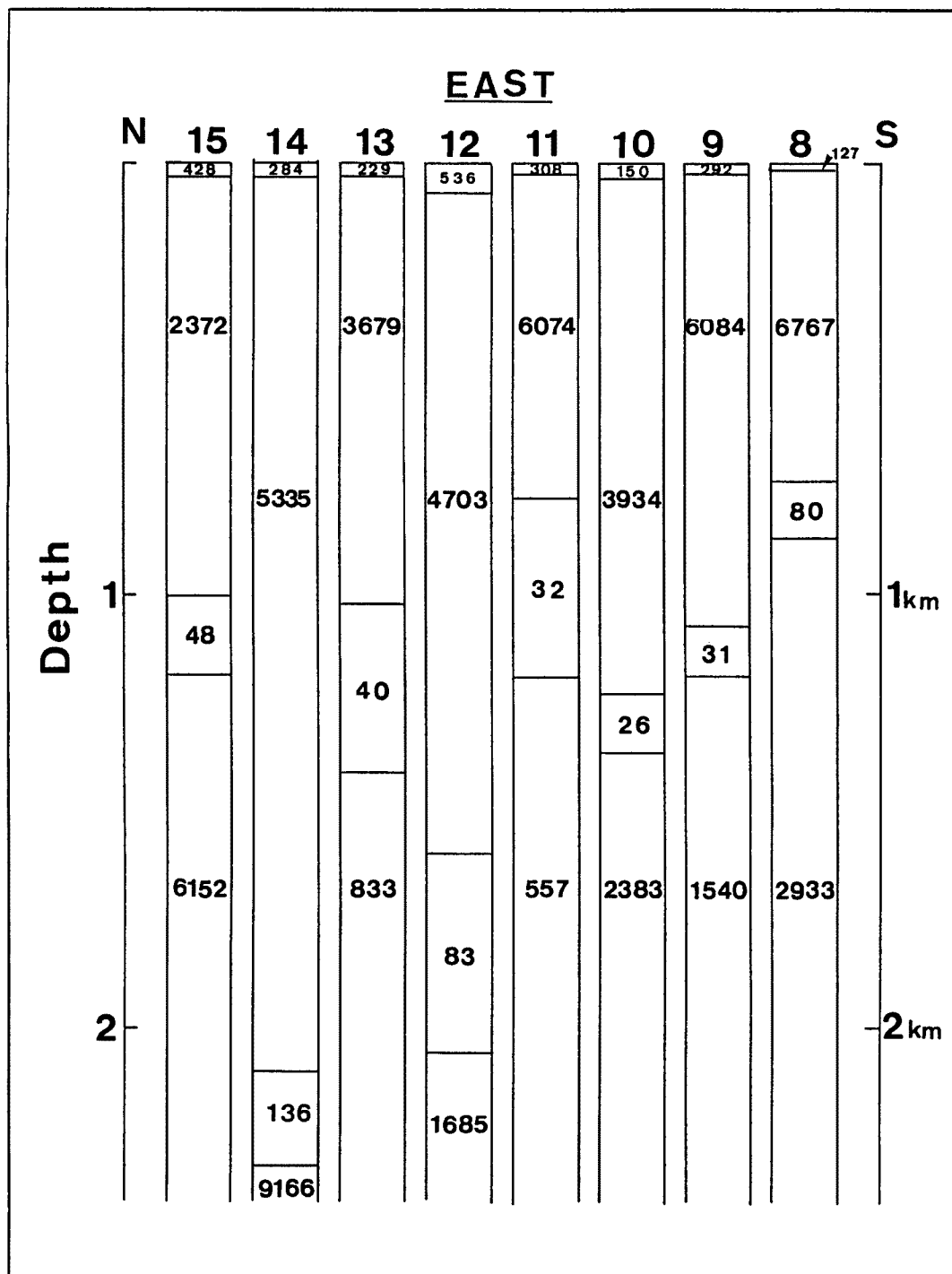
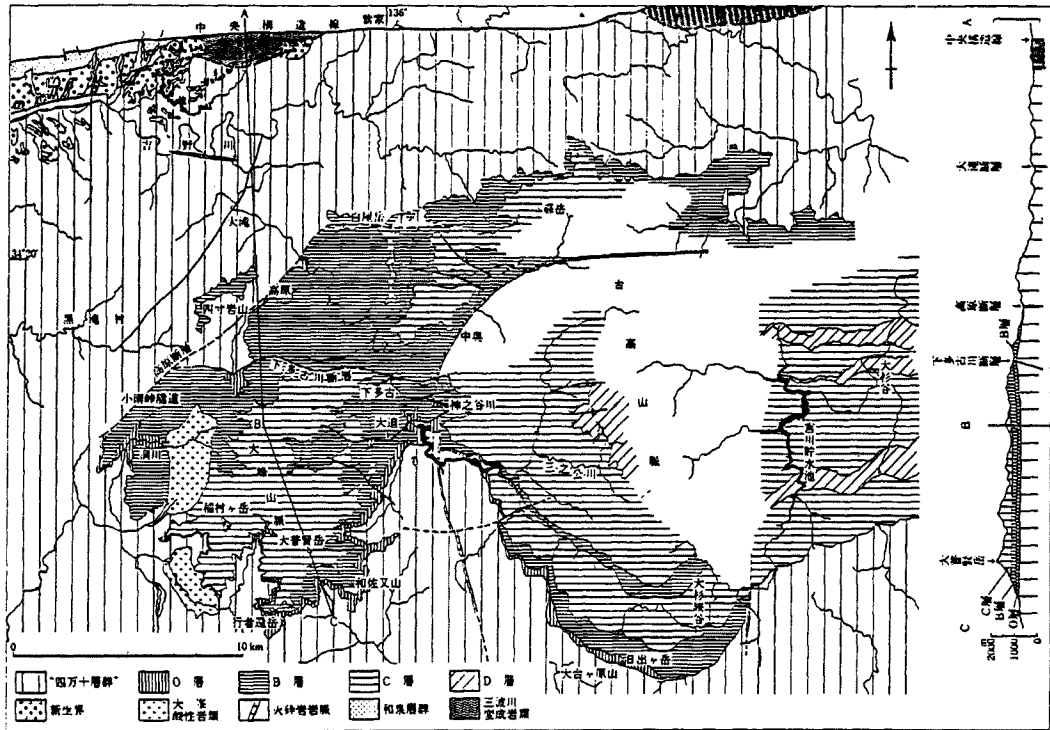
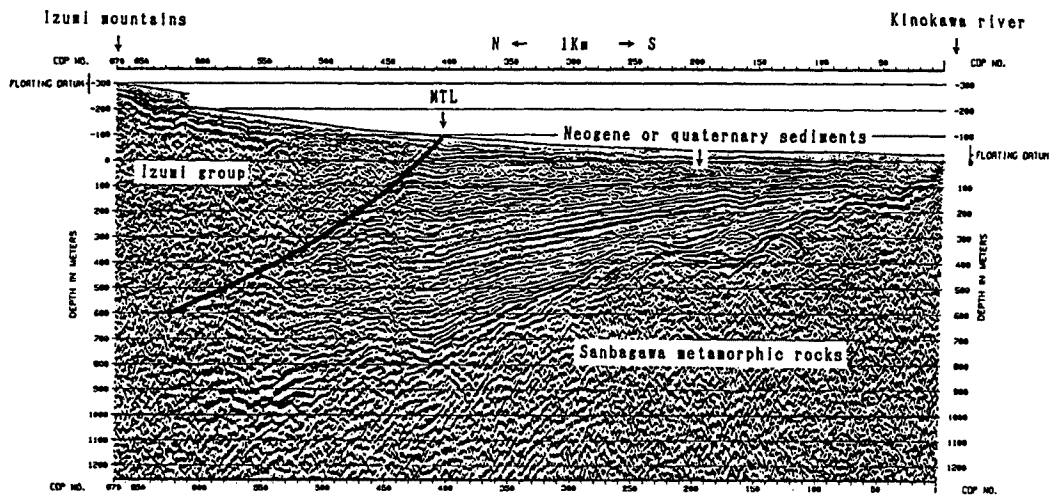


Fig. 6(b). One dimensional resistivity structure models for the East line. Numerals on the top indicate observation site numbers and those in the columns show resistivity in ohm-meter unit.



(after Yamato-Ohmine research group, 1987)

Fig. 7. Geological map of the surveyed area (after Yamato-Ohmine research group, 1987).



(after Yoshikawa et. al., 1987)

Fig. 8. The north-south section of the geological structure of the Median Tectonic Line revealed by seismic reflection method (after Yoshikawa et. al., 1987)¹⁵⁾.

5. ま と め

紀伊半島中央部において、中央構造線の比抵抗構造調査を行った。中央構造線を横切る2本の測線に沿って ELF-, VLF-MT 法を用いた探査である。ELF-MT 法では、従来検出されにくかったシューマン共振の第4モードである、26.6 Hz付近の信号も利用することができた。

モンテカルロ法を用いた一次元比抵抗構造モデル計算の結果、次のようなことが判った。

- 1) 東測線では、全般的に数 $k\Omega m$ 層が、数 $10 \Omega m$ という非常に低い比抵抗層を挟みながら分布している。
 - 2) 西測線では、中央構造線を境として比抵抗構造が異なっている。すなわち、中央構造線より北側では深さ数 $10 m \sim 1$ また $2 km$ まで数 $k\Omega m$ の高比抵抗層が分布しているが、南側では数 $10 \sim$ 数 $100 \Omega m$ という比較的比抵抗の層が分布している。
 - 3) 中央構造線より南側には、存在深度に差があるものの、両測線に共通して数 $10 \Omega m$ の極端な低比抵抗層が北下がりの傾斜をもって並んでいる。
- 2) の比抵抗構造の差は、中央構造線を境とする地質岩体の違いによるものと解釈される。中央構造線より北には、領家帯に属する花崗岩が広く分布しており、南には四万十帯に属する結晶片岩が広く分布している。モデル計算より得られた比抵抗値は、両岩体に期待される比抵抗値と整合的である。3) の原因はまだ推測の域をでないが、地表では見られない中央構造線の副次的な断層または四万十帯中の岩質の違いなどの境界面を表していると考えられる。

参 考 文 献

- 1) 乗富一雄 (編): 地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, No. A-56-2, 1981.
- 2) ELECTROMAGNETIC RESEARCH GROUP FOR THE ACTIVE FAULT: Low Electrical Resistivity Along the Yamasaki Fault, J. Geomag. Geoelectr., 34, 1982, pp.103-127.
- 3) HANDA, S. and S. SUMITOMO: The Geoelectric Structure of the Yamasaki and the Hanaori fault, Southwest Japan, J. Geomag. Geoelectr. 37, 1985, pp.93-106.
- 4) OSHIMAN, N., Y. HONKURA, K. KUGE and H. SAKAI: Electric and Magnetic Anomalies at the Atotsugawa Fault and their Implications for Fault Activity, J. Geomag. Geoelectr., 39, 1987, pp.143-158.
- 5) 村上英記・山田功夫・小林 潮: 活断層に伴う全磁力異常一跡津川断層・阿寺断層における全磁力調査一, 地震 2, 37, 1984, pp.397-405.
- 6) HONKURA, Y., A.M. ISHIKARA, D. KOLCAK, N. ORBAY, S. SIPAHIOGLU, N. OSHIMAN and H. TANAKA: Magnetic Anomalies and Low Grounded Resistivity as Possible Indicators of Active Fault Location: Preliminary Results of Electric and Magnetic Observations from the Western Part of the North Anatolian Fault Zone, J. Geomag. Geoelectr. 37, 1985, pp.169-187.
- 7) ICHIKAWA, K. (ed.): Median Tectonic Line of Southwest Japan, Geol. Soc. Japan, Mem., 18, 1980, pp. 1-212.
- 8) 半田 駿・玉田 攻: 中央構造線の地下比抵抗の観測—四国北東部における ELF-MT 探査—, 京都大学教養部地学教室報告 (九十九地学), 16, 1981, pp. 1-5.
- 9) 下泉正志・北村泰一: 四国中央部 MTL の電磁気構造, CA (Conductivity Anomaly) 研究会

論文集, 1988, pp. 128 - 133.

- 10) 岡野健之助・木村昌三：震源分布から見た四国における中央構造線, 地震 2, 41, 1988, pp. 603 - 307.
- 11) 多田 堯・海津 優・津沢昌晴・宮崎大和・佐藤 昇・青木和夫・広石一男：中央構造線と地磁気異常（序報）, 地震 2, 26, 1983, pp. 423 - 429.
- 12) CAGNIARD, L.: Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, Geophysics, 18, 1953, pp. 605 - 635.
- 13) KAUFMAN, A. A. and G. V. KELLER: The magnetotelluric sounding method, Elsevier, 1981.
- 14) 中沢圭二・市川浩一郎・市原 実（代表編集）：近畿地方（日本の地質 6）, 共立出版株式会社, 1987.
- 15) 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・黒田 徹・横田 裕：紀伊半島西部地域における中央構造線の反射波構造, 昭和 62 年度春季地震学会予稿集, 1987.