

東北地方北部の広帯域MTトランセクト(秋田-岩泉測線)の結果

小川康雄・光畑祐司・高倉伸一

地質調査所

Result of Widenband Magnetotelluric Transect Across the Northern Tohoku District

-Akita-Iwaizumi Profile

Y.Ogawa, Y.Mitsuhata, and S.Takakura

1. はじめに

これまで東北地方では、島弧を横断する規模で、数多くのGDS・MT観測がなされ、2次元断面モデルについても、いわゆる「歌田モデル¹⁾」などにいたるまで、更新されてきた。これらの観測では、周波数 10^{-4} Hzから20KHzにいたる広帯域で観測されたデータに基づいている。しかし、観測は、この周波数帯域の中で連続ではなく、とびとびの狭い帯域の周波数で測定されている。そのため、解析にあつたては、地殻・上部マントルの形をあらかじめ地震学的な構造を用いて与えることが必要であつた。特に、これはいわゆるdead band(0.1Hzから数Hz)の測定がなかつたことによる。大地が $100\Omega\text{m}$ であるとすれば、dead bandに対応する表皮深度は15kmから1.5kmとなる。地殻の精密な構造を決めるにはdead bandの測定が重要になることがわかる。ここでわれわれが広帯域というのは、周波数300Hzから0.0005Hzにわたる連続測定のことで、dead bandをも計測の対象としている。そのため、地震学的なデータを参照することなく比抵抗モデルを決定することができる。

本研究の焦点は地殻下部にある。大陸性地殻においては、下部地殻に低比抵抗層が見いだされている²⁾⁻⁵⁾。電磁探査では、低比抵抗層の上面とそのコンダクタンスを保てば等価であるため、これは下部地殻全体が低比抵抗でなくても、その上面に薄層(深度に比べて薄い)があつてもよい。このことから、累進変成作用⁶⁾の帰結として、下部地殻上面に低比抵抗層が存在するモデル⁴⁾⁷⁾⁸⁾が考えられている。この累進変成作用のモデルはまた、大陸性地殻の下部地殻がreflective⁹⁾で、ductile^{例えば10)}であることも説明する。下部地殻は地球物理学的にconductive/reflective/ductileであることになり、その上面が400度C等温面に対応する⁹⁾。このように累進変成作用による地殻深部の低比抵抗層を第1タイプのCAと呼ぶことにする。これらは欧米で確立されつつある概念であるが、日本のような活動的な島弧では確立されていない。東北日本は典型的な島弧であり、豊富な地球物理データがある。この物理モデルを検証するのが本研究の目的の一つである。

一方、地殻深部のCAには、これにあてはまらないものがある。それは、プレート境界や大規模な衝上断層にともなつて堆積層が地殻深部にまで取り込まれたもの¹¹⁾¹²⁾(第2タイプのCA)であり、400度Cよりも十分低温側に現われる。このように地殻深部の低比抵抗(CA)を解釈するには、少なくとも2つの起源があり、それを同定するには、地震波速度構造や温度構造などの他の地球物理学的なデータと比較することが不可欠である。

われわれの最終目的は、広帯域MT法調査から以下のことを議論することにある。(1)下部地殻に低比抵抗層はあるか(2)それはどう分布するか(3)地殻の比抵抗は他の地球物理学

的なパラメータとどのように関係するか（特に地震波速度構造、地震波のreflectivity、溶融体(?)による地震波の反射面、震源の下限としてのbrittle/ductile boundary、温度構造）(4)地殻の比抵抗構造は、どのようなテクトニクスを反映しているか？

2. 測定データ

測定にはフェニックス社V5-MTシステム¹³⁾を用いた。周波数帯域は0.0005Hzから300Hzである。実際の観測点は、第1図のように、秋田-太平山地-田沢湖-秋田駒ヶ岳-岩手山-姫神山-岩洞湖-早坂峠-岩泉を通る約150kmの測線である。測点は全部で34点あるが、解析にたえるデータはそのうちの約2/3である。後の2d解析には19測点を使用した。データのうち秋田駒ヶ岳から岩手山までは新エネルギー・産業技術総合開発機構のデータを使用している。電磁モードについては、各測点各周波数ごとにインピーダンスの主軸を求め、見掛け比抵抗曲線、位相曲線が連続的に変わるように2つのモードを選択した。当然のことながら、地表の地質構造の走向や地形を反映して、主軸は2次元解析で期待するような南北方向にはそろわない。そこで、原則として、主軸が低周波数(<0.01Hz)で南北方向に近くなるものをTEモード、それと直交するものをTMモードと定義した。第2図に、TMモードの見掛け比抵抗の疑似断面を示す。

3. 2次元モデリング

実際の大地は程度の差はあるが、一般に3次元構造である。それを2次元モデル解析する場合には、TMモードの2次元モデルは良い近似を与える¹⁴⁾。さらに地表付近の不均質構造によって起きるスタティック効果についてもTMモードでは2次元モデルに組み込める。そのため、本稿ではTMモードの2次元解析のみを行った。これは、これまでの東北地方のモデルが、TEモードに大きく依存してきたことに反する。

モデルの修正は思考錯誤によった。第3図に解析結果を示す。解析結果と観測値との比較を第4図に示す。この2次元モデルは、測線についての断面であり、3次元構造の一つの断面を切り出したものに過ぎない。

4. 地学的な意味

(1)モデルの浅部構造と地質構造¹⁵⁾¹⁶⁾との対応

解析されたモデルと地質構造と対応を検討する。

測点2,74では表層に約1Ωmの低比抵抗層があり、西向きに厚くなる。これは、新第三紀の堆積層に対応する。測点1は太平山地の花崗岩の上にある。測点5、6は田沢湖の北西にあり、新第三紀の堆積層が田沢湖東部（測点13）に向かって厚くなる。測点74から6では花崗岩体は露出していないが、MT法では高比抵抗体として捉えられている。測点13から測点301までは地熱地域のデータである（測点38,49はそれぞれ秋田駒ヶ岳および岩手山にある）。この地熱地域では、表層に第四紀火山岩の高比抵抗層があり、深度300mから数Ωmの低比抵抗層があり、さらに深度約1kmに高比抵抗基盤がある。

火山フロントを越えて測点307に来到と顕著な数Ωmの低比抵抗層は無くなる。測点302

から測点101は、北上山地に属する。当初、これら先第三紀の地層は高比抵抗を示すと予想していたが、そうではなかった。北部北上帯は、ジュラ紀のアクリーション堆積物とそれを貫く白亜紀の花崗岩体からなる。ジュラ紀の堆積層は数 $10\Omega\text{m}$ から数 $100\Omega\text{m}$ を示し、花崗岩体は数 $100\Omega\text{m}$ から数 $1000\Omega\text{m}$ を示す。特に測点307から測点203の深度1kmから5kmには数 $10\Omega\text{m}$ の低比抵抗層がある。この分布は、東北地方北部のinduction vectorのマッピングから見いだされた低比抵抗ベルト¹⁷⁾に対応している。

(2) 上部地殻の構造の特徴

上部地殻としては、 $1000\Omega\text{m}$ 以上の高比抵抗体として花崗岩体が解析された。それは太平山地に対応して測点74から6に存在し、宮古岩体に対応し測点103から測点101に存在している。それらの高比抵抗体の底は約15kmであり、その下に数 $100\Omega\text{m}$ の低比抵抗が見えている。

この他の地域では、上部地殻は数 $100\Omega\text{m}$ である。地熱地域（測点13から測点301）では、その西側（測点6より西方）に比べて、基盤の比抵抗値が1桁低い。これは、fractureに富む基盤内に存在する広域的な熱水系による影響かも知れない。また、北上山地の堆積層の下の基盤も数 $100\Omega\text{m}$ を示す。これは、ジュラ紀の堆積物が厚い（10km以上）ことを示唆するのかもしれない。

花崗岩にふたたび注目すると、姫神山も花崗岩体からなるが、その底面深度は3kmと上述の花崗岩体に比べ浅い。また、堺の上岩体（測点201）についても底が3kmである。測点201と測点103との間には地体構造上重要な構造である岩泉構造線がある。測点201と103の間の高比抵抗体（花崗岩）の底面深度の違いは、花崗岩体が既存の断層を使って上昇した証拠と考えられる。

これら花崗岩の構造を検証するために、空中磁気データを用いて磁気構造の2次元モデルを作成した¹⁸⁾。磁性体の形はMT法の構造を用いる。インバージョンの結果得られた帯磁率は空中磁気異常を説明するばかりでなく、サンプル測定によって求められている帯磁率とも整合的である。特に姫神山では高帯磁率であり、かつ他の岩体よりも1桁低い比抵抗が得られているが、それは花崗岩がよりmaficな組成であるためかもしれない。

(3) 下部地殻の構造の特徴

下部地殻（深度>15km）はこの測線を通じて、数 $100\Omega\text{m}$ と解析された。これは果たして低比抵抗と言えるか？ 花崗岩体が大きく、深度15kmまで存在する地域では、地殻上部と下部の比抵抗コントラストが十分大きく、下部地殻が低比抵抗として捉えられる。しかしながら、地殻上部も数 $100\Omega\text{m}$ を示す地域では、地殻下部はその上部地殻に比べて、むしろ高比抵抗になる。下部地殻の数 $100\Omega\text{m}$ は、欧米の大陸性地殻で見つけられているものと比較で言えば低比抵抗層である。本測線では、上部地殻がresistiveな地域（花崗岩地域）でのみ、はっきり認識できると解釈できよう。あるいは、活火山地域では、下部地殻上面の不透水層が破壊されるため(?)低比抵抗層が顕著に見えにくい¹⁸⁾ことも考えられる。そうであれば、他の地熱地域でも低比抵抗層が見えにくいことになる。しかし、例えば磐梯山を横切る広帯域MT法探査²⁰⁾では、地殻深部の低比抵抗層が見えている（但し、その深度は数kmであり、コンラッド面より有意に浅い）。そのため、本測線の地熱地域で下部地殻

に低比抵抗が見えていないのは、上部地殻が比較的低比抵抗であるからと考えられる。

(4)地震学的な構造との比較

東北地方では、自然地震の観測からコンラッド面やモホの深度が推定されており、その形状をアприオリ情報として、速度構造のperturbationが3次的に推定されている²¹⁾。ブロックの水平方向の長さは25-35 kmと地質構造を論ずるには粗すぎる。上部地殻の速度分布と比抵抗モデルとを比較すると、比抵抗モデルで指摘された2つの花崗岩地域(太平山地と宮古岩体)の高比抵抗ブロックは、速度モデルでも高速度異常となっている。

堀・長谷川²²⁾は、田沢湖の西方に地殻内のreflectorを発見した。深度は、おおよそコンラッド面にありに地熱地域にむけて浅くなる。これは、われわれのモデルでは、傾斜こそ出していないが、高比抵抗体(花崗岩体)の底に相当する。堀・長谷川はreflector=溶融体と考えているが、reflectorの存在と顕著な低比抵抗層の存在は、400度の等温面に対応して下部地殻上面にfree waterがトラップされているconductor/reflectorである可能性もある。火山地熱地域にそれが見えないのは、高温過ぎるためであると考えられないだろうか？

ヒートフローのデータは、田沢湖西方のreflector / conductorが400度C等温面であることを支持するか？ヒートフローに基づく温度モデル²³⁾では、われわれの測線の火山フロント以西では、深度15kmにおいて400度Cと推定されている。よって堀・長谷川のreflectorは、400度C等温面のconductor/reflector,すなわちtrapped free waterである可能性がある。この温度モデルでは、地表付近のconvectionによる異常値データを排除しているため、地熱地域のデータが事実上排除されている。よって地熱地域では実際の温度を過小評価している。それゆえ、地熱地域では深度15kmでは温度が400度Cよりも十分高すぎてconductor / reflectorがないとも考えられる。

一方、北上山地では、久慈から石巻にいたる南北200kmの測線で屈折法地震探査²⁴⁾が行われた。屈折法測線の北部が、われわれの測線の東縁(測点103付近)で交差する。MTと比較すべき屈折法の結果は、6.35km/sおよび6.4-6.5km/s層が深度12kmから16kmから現われることである。北米のカスケード山脈で行われたMT法と屈折法の結果を比較すると、下部地殻の地震波速度6.4km/sの層が低比抵抗層に対応しているが、本測線でも同様の対応がある。さらに、6.35m/s層と6.4-6.5m/s層の上面に反射波が観測され、それを説明するために、薄い低速度層が存在することが示されている。MT法ではこれに対応する深度に低比抵抗層がある。では、これは400度C等温面と考えられるか？古川・山野のモデル²⁵⁾では、東北日本の陸上の前弧側では深度15kmでは約300度Cと推定されている。明らかに田沢湖の西方で見られたreflector / conductorの温度より低い。にもかかわらず、ほぼ同じ深度にreflector / conductorがある。このことは、reflector / conductorの出現が単に400度C等温面だけで決まっていなかったことを示すと考えられる。参考までに、空中磁気データから求めたキュリー一点深度²⁶⁾を見ると、田沢湖西方のreflector / conductor付近では8-9kmであり、測線東端の岩泉では深度14-15kmである。

5.最後に(これまでの比抵抗モデルとの比較)

CAグループによる測線¹⁾は、ほぼ本測線に近い。大きな違いは、北上山地でCAグループ

は、ほぼ早池峰構造線に沿って、南部北上帯を東南東に伸びているのに対し、本測線では早池峰構造線を横切らず、北部北上帯を東西に横断している。南部北上帯は白亜紀以前の異地性の基盤とそれを貫く花崗岩体で覆われている。それゆえ、北上山地の地殻の比抵抗構造は両者で大きく異なるのは当然である。(われわれは1992年に早池峰構造線を横断する測線を計画している。)

もう一つの重要な違いは、火山地域の下部地殻の比抵抗値である。CAグループのデータでは、火山地域では上部地殻が高比抵抗で下部地殻が顕著な低比抵抗を示していた。この結果と本測線の結果との違いは以下の2点にある。まず一つは、本測線がまさに活火山の直上を通っており、CAグループの測線に比べ、異常な構造を反映しているということがある。マグマだまりが確認された地域では下部地殻の低比抵抗層が顕著でなくなる¹⁰⁾といことがある。それゆえ、CAグループの結果で見えた下部地殻の低比抵抗が見えなくなっていることが考えられる。本測線の北方の仙岩地熱地域(秋田焼山、八幡平、曲崎山を含む地域)では、100点を越えるMT法探査²⁰⁾が行われているが、そこでは深度20kmから30kmに低比抵抗層(30-100 Ω m)が解析されている。それは特に表層が溶結凝灰岩に覆われ、高比抵抗である場合に顕著である。よって、本測線はその北部の地熱地域と比較しても異常である。この原因としては、上部地殻が低比抵抗であること、下部地殻のfree waterが高温過ぎて失われていることが考えられる。CAグループの結果について振り返ってみれば、数少ないMTの結果をもとに上部地殻を一様に1000 Ω m以上の高比抵抗ブロックと仮定していることは、問題かもしれない。われわれの測定結果は、花崗岩地域とそうでない地域とで、上部地殻(地質学的基盤)に1オーダー以上の違いがあることを示している。これは induction arrowの原因としても考慮されるべきである。下部地殻について考察するために、上部地殻が良く解かっている必要がある。

謝辞：瀬戸正弘博士、北村保夫博士には、観測に協力いただきました。

引用文献

- 1) Utada, H., PhD Thesis, Univ. of Tokyo, 1987.
- 2) Gough, D.I., *Nature*, vol.323, 143-144, 1986.
- 3) Haak, V. and Hutton, R., *Geological society special publication* No.24, 35-49, 1986.
- 4) Jones, A.G., *Geophys. J. R. astro. Soc.*, 89, 7-18, 1987.
- 5) 小川康雄、月刊地球、14、145-153、1992
- 6) Etheridge, M.A. & Wall, V.J., *J. Metamorph. Geol.*, 1, 205-226, 1983.
- 7) Hyndman, R.D., *J. Geophys. Res.*, 93, 13391-13405.
- 8) Hyndman, R.D. and Shearer, P.M., *Geophys. J. Int.*, 98, 343-365, 1989.
- 9) Klemperer, S.L., *J. Geophys.*, 61, 1-11, 1987.
- 10) Ito, K., *J. Phys. Earth*, 38, 223-250, 1990.
- 11) Stanley, D.W., *Phys. Earth Planet. Inter.*, 53, 228-238, 1989.
- 12) 小川康雄・西田泰典・上嶋誠・光畑裕司・仲山洋、月刊地球、1992(印刷中)

- 13)小川康雄、地質ニュース、428,48-54,1990,
- 14)Wannamaker, P.E., G.W. Hohmann, and S.H. Ward, *Geophysics*, 49, 1517-1533, 1984.
- 15)箕浦幸治、月刊地球、5, 480-487, 1983.
- 16)箕浦幸治、月刊海洋、21, 64-75, 1989.
- 17)Ogawa,Y., *J.Geomag.Geolectr.*, 39, 559-569, 1987.
- 18)Finn, C., Y.Ogawa, and M.Makino, *to be presented at IGC, Kyoto*, 1992.
- 19)Jiracek, G.R. W.L. Rodi, and L.L. Vanyan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 45, 179-192., 1987.
- 20)Ogawa,Y.,準備中、1992.
- 21)趙大鵬、東北大学博士学位論文、pp.301, 1991.
- 22)堀修一郎・長谷川昭、地震、44, 39-48, 1991.
- 23)古川善昭・山野誠、月刊海洋、21, 39-46, 1989.
- 24)岩崎貴哉ほか、地震学会春季予稿集、144、1992.
- 25)新エネルギー総合開発機構、1984.
- 26)小川康雄・内田利弘・菊地恒雄・佐藤功、地調報告第266号、467-503, 1987.

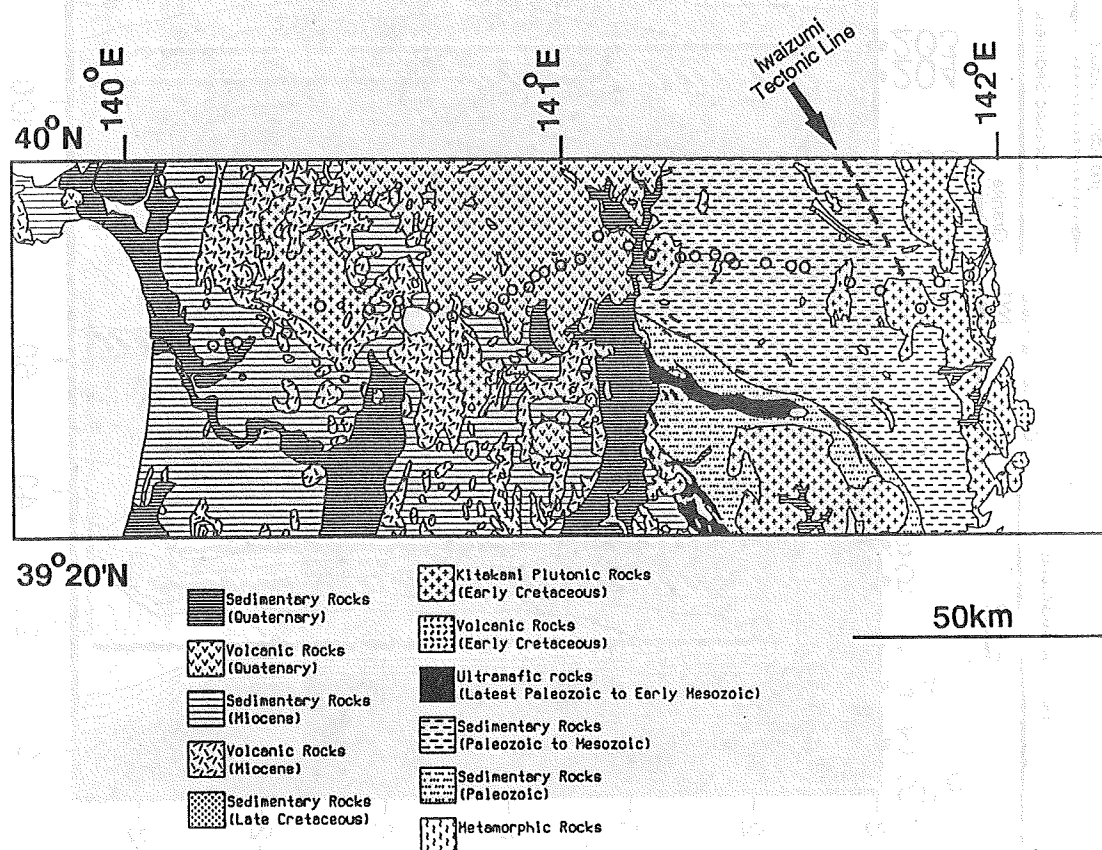
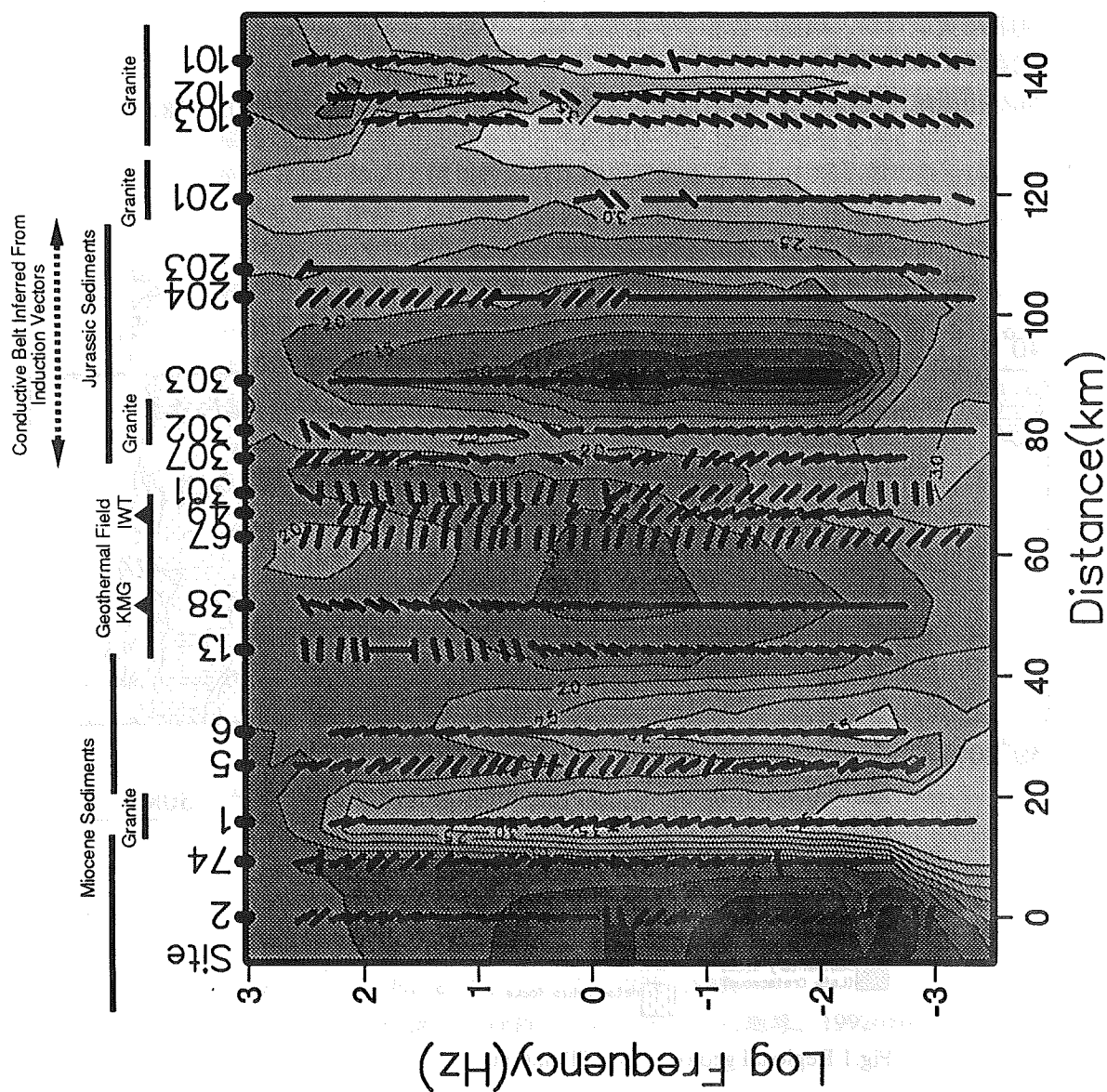


Fig.1 Regional geology and MT stations



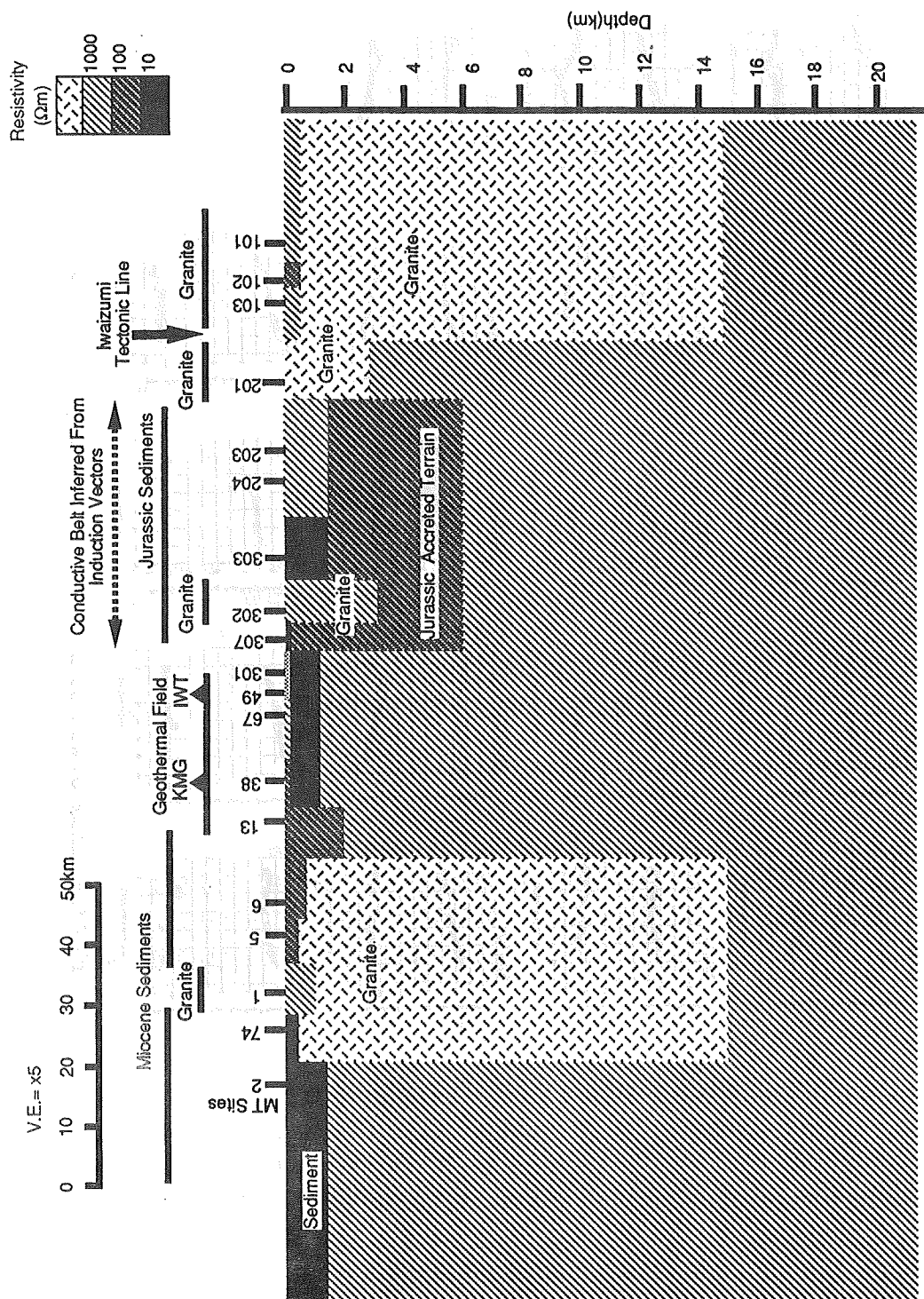


Fig.3 Final 2D resistivity model. Sea water distributions are padded on both ends of the model.

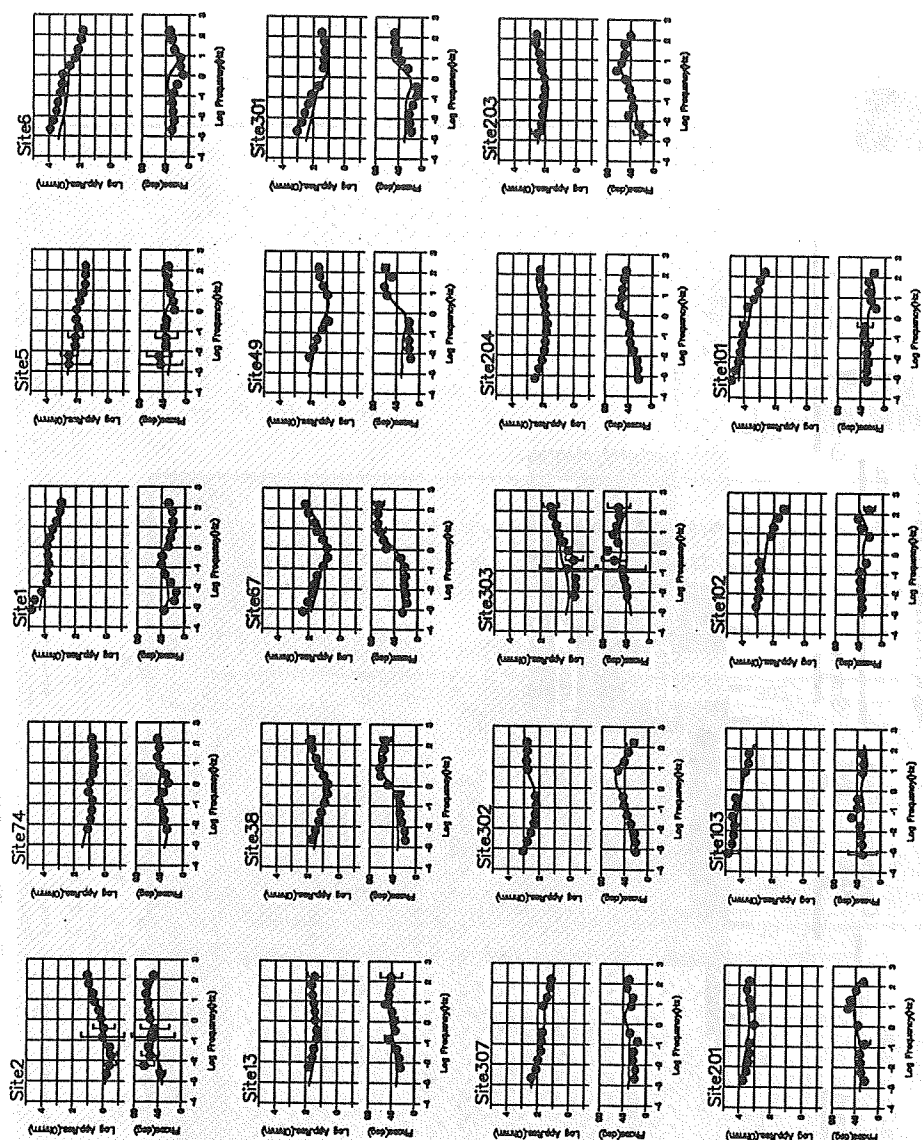


Fig.4 Comparison between observed(dots with error bars) and calculated(lines) responses.