

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 -

佐藤秀幸・西田泰典（北海道大学理学研究科）・小川康雄（地質調査所）

高田真秀（北海道大学・地震予知観測地域センター）・長尾年恭（東海大学・地震予知センター）

Study on deep crustal resistivity structure using wideband magnetotellurics

- Eastern part of Hokkaido, Japan -

H.Satoh, Y.Nishida(Grad. School of Sci., Hokkaido Univ.),

Y.Ogawa(Geological Survey of Japan),

M.Takada(Research Center of Earthquake Prediction, Hokkaido Univ.),

T.Nagao(Univ. of Tokai)

1. はじめに

これまで日本列島を横断するスケールで比抵抗構造を明らかにするために、GDS(Geomagnetic Deep Sounding)やMT(Magnetotellurics)法による観測そして解析が精力的に行なわれてきた。特に東北日本弧では、典型的な沈み込み帯の構造を有すること、地震学的な島弧の深部構造の研究との比較が可能であることから、これまで多くの研究がなされてきた（例えば、Kato et al.,1971; Honkura,1974; Research Group for Crustal Resistivity Structure,1983）。そして最近の研究

（Ogawa et al.,1986; Utada,1987）では北緯 40° 付近を東西に横断する測線下の解析結果から、（1）火山フロントより西側すなわち背弧側の下部地殻に 10 ～数 $\Omega \cdot m$ という低比抵抗層が存在する（ただし、日本海側の下には存在しない）、（2）島弧下の上部マントルは 100 ～ 200 $\Omega \cdot m$ の比抵抗値を示す、という特徴を見い出している。一方、千島弧の南西端に位置する北海道東部地域でもこれまで MT 法による観測が行なわれてきた（例えば、地殻比抵抗研究グループ,1984; Uyeshima,1990）。これらの研究では扱った周波数の限界から、主に地下 1 ～ 2km の浅部、および下部地殻～上部マントルの比抵抗構造を推定したものであり、地殻中部～下部についての情報に乏しい。従って、東北日本弧で得られているモデルとはまだ比較できる状況には至っていない。

そこで、この両者を補間するように広帯域 MT 観測を行ない、地殻上部から上部マントルまでの構造を求め、千島弧のテクトニクスそして地震学的な情報と比較することを研究目的とした。なお、現在も解析をすすめているところであるが、本稿では主に広帯域 MT 観測のデータを用いた結果を中心に報告し、最後にネットワーク MT 法のデータ（Uyeshima,1990）と組み合わせた比抵抗モデリングの試みについて述べる。

2. 広帯域 MT 法による観測およびデータ解析

2.1 観測

測線は千島弧をほぼ南北方向に縦断する 3 測線を取り、観測点数は合計 48 点である（第 1 図）。本稿で用いていないが、参考のため小川ほか（1992）による観測点も第 1 図に示した。なお、観測点間隔は虹別測線 (NJB-line) はおよそ 7 ～ 8km、中標津測線 (NKS-line) および阿寒測線 (AKN-line) はおよそ 15km である。虹別測線の解析結果は佐藤ほか（1997）ですでに報告したが、その際構造解析に用いた背弧側の観測点のデータクオリティが低かったことから再測定をし再解析を行なった。測定には Phoenix 社製 V-5 測定システムを使用し、インダクション型コイルを用いて磁場 3 成分、鉛一塩化鉛電極を用いて電場 2 成分を観測した。ただし、場所によっては磁場鉛直成分はループ型センサーを使用した。データ取得は 1 測点 1 晩単位で行ない、320 ～ 8Hz（高周波バンド）を 1 ～ 2 時間、8Hz 未満（低周波バンド）を 15 ～ 19 時間計測し、リモートレファレンス点は設けずシングルサイトモードで測定した。

なお本稿では、虹別測線および中標津測線の解析結果を主に報告する。

2.2 構造の走向方向の推定

表層付近の局所的な電場の擾乱 (distortion) と広域的な構造による電磁誘導とを分離し後者のみ取り出すため、得られたインピーダンスに対して Groom and Bailey(1989) によるテンソル分解を適用した。中標津測線および虹別測線ともに、各観測点ごと、周波数ごとに構造の走向を求めた(第2図)。周期 0.1-1 秒、1-10 秒では卓越方向が判断できないが、10-100 秒および 100-2000 秒では主軸方向が $N65^{\circ}E$ と $N25^{\circ}W$ の2方向が推定される。また、中標津測線、虹別測線の中央部から南部にかけてのインダクションベクトル特に周期 100 秒に着目すると、ほぼ北西-南東の方向を示すことから(第3図)、それと直交する方向すなわち北東-南西方向に構造の走向方向があると想定した。従って、2次元解析には $N65^{\circ}E$ に座標回転させたインピーダンスを用いた。

2.3 データ解析結果

第4図(a)と(b)に、中標津測線と虹別測線のそれぞれ北部、中央部、南部を代表する観測点で得られた見掛け比抵抗および位相差曲線を示す。いくつかの観測点では1~10秒付近および500秒から長周期では、データの質があまり良好ではないためエラーバーが大きくなっている。この原因については、前者は観測期間中にシグナルが弱かったこと、後者については1観測点でのデータ取得時間が短かったため長周期側のデータのスタッキングが不十分であったことによるものと考えられる。しかし、広帯域にわたってデータを取得しているのでデータクオリティの低い帯域が部分的にあっても、構造解析には十分たえることができる。探査曲線から、北部と中央部の構造は高、低、高の3層構造、南部は低、高の2層構造であることが推定できる。特に、測線中央部の観測点では1Hz付近で見掛け比抵抗が数 $\Omega \cdot m$ という極めて低い値を示すこと、TMおよびTEモードがスプリットしないことから、この低比抵抗層は相当の厚さを持ちかなり均質に分布していることが推定できる。

2.4 2次元構造解析

地下構造解析には static shift 補正を組み入れた平滑化制約付きの最小二乗法2次元インバージョン (Ogawa and Uchida, 1996) を適用した。ただし、見掛け比抵抗がと位相差ともになり合う周波数で連続的に変化していないところ、エラーバーが大きいデータは解析より除外した。100 $\Omega \cdot m$ の均質大地を初期モデルとし反復計算を行なったところ、中標津測線および虹別測線それぞれ、15回および18回ではほぼ最終的なモデル構造が得られた。ただし、海の比抵抗は0.25 $\Omega \cdot m$ とあらかじめ固定してある。第4図には、得られた見掛け比抵抗および位相差を最も良く説明できる比抵抗モデルを示した。なお、第4図は $N25^{\circ}W$ における比抵抗断面を示している。

3. ネットワーク MT 法データ解析

第5図に Uyeshima(1990) によるネットワーク MT 観測の観測網と広帯域 MT 法による観測点分布図を示した。本報告では虹別測線の解析結果と組み合わせるため、広帯域 MT 法による観測点と重なるネットワーク MT 観測による三角ネット10ネットについて、それぞれネットごとに合成したインピーダンスから見掛け比抵抗および位相差を算出した。なおモデリングには、虹別測線北部の斜里付近、南部の厚岸付近の一部のネットのデータはエラーバーが大きかったために除外し、5ネットのみ使用した。また、インピーダンスは広帯域 MT 法から推定された主軸方向である $N65^{\circ}E$ に座標回転させた。見掛け比抵抗および位相差は5分~128分までの50周波数について計算したが、解析には6周波数(5, 8, 16, 32, 64, 128分)を用いた。第6図に周波数に対する見掛け比抵抗値をプロットした疑似断面図を示す。TMおよびTEモードともに見掛け比抵抗は比較的連続しており、スムーズに変化していることがわかる。特に測線中央部では1つのネットに広帯域 MT 観測点が4点あるが、探査曲線を見るとこれらのデータとネットワーク MT データとの間には比抵抗ギャップは見られず連続性は良い。なお、広帯域 MT 法とネットワーク MT 法のデータを組み合わせた比抵抗モデ

リングは、現在進めているところである。従って次章では、広帯域 MT 法のみから得られた結果に対しての考察を行なう。

4. 考察

第4図を見ると、調査地域全体にわたって浅部に低比抵抗層（数 $10\Omega \cdot m$ ）が見られ、特に中央部付近ではもっとも厚い（層厚 4.5 ~ 5km）。この低比抵抗層は、地質図（地質調査所,1976）によると第四系および新第三系の堆積層の分布域に対応している。特に日本に分布する新第三系の堆積岩類は、続成変質作用により粘土鉱物が多量に生成され、数 ~ 数 $10\Omega \cdot m$ と低い比抵抗値を示す例が多いと報告されている（高倉,1995）。従って、浅部の低比抵抗は主として新第三紀層の分布に起因するものと考えられる。測線中央部の層厚 4.5 ~ 5km を持つ低比抵抗層の存在は、第3図に示したインダクションベクトルの反転の様子からも示唆される。森（1965）は重力異常の解析から根釧平野中軸部における基盤（白亜系の凝灰岩）までの深さを 1300 ~ 1500m と見積もった。しかし、鶴居（1980年、1650m）および標茶（1984年、1505m）における深部ボーリングの結果からは基盤が確認されていない。低比抵抗層が堆積層全体を示しているとすれば、その層厚は 1500m 以上おそらく 4.5 ~ 5km と推定できる。虹別測線北側（背弧側）の地表から地下 10km までは、80 ~ $10\Omega \cdot m$ と低比抵抗値を示している。特に地下 4.5 ~ 10km までは $10\Omega \cdot m$ と極めて低い。地表から 1km 付近までは第四系および新第三系の堆積層の分布域に対応する（地質調査所,1970）と考えられるが、それ以深の低比抵抗層の原因については現在のところまだわからない。また、中標津測線北側の浅部に着目すると虹別測線北側で見られたような低比抵抗層は見られない。これは知床半島の中央部に分布する羅臼岳や別海岳などの第四紀の火山岩類が分布しているためと考えられる。

地殻中部～下部は、大局的に見ると両測線とも南側では高比抵抗、北側では低比抵抗とはっきりとした違いがあらわれている。前者の高比抵抗層（ $10^4 \sim 10^3\Omega \cdot m$ ）は、虹別測線では主に南部域に分布するのに対し、中標津測線ではさらに内陸部に入り込むように分布している。また、前者の層厚（～35km 深）は後者（～28km 深）に比べて厚い傾向にある。高比抵抗層上面の比較的浅い南部域では白亜紀の凝灰岩および粗粒玄武岩などの火山岩類が分布しているので、この岩帯を反映した構造だと考えられる。また、両測線最南部は最大 +227mGal を含む正の重力異常帯である（例えば、山本ほか,1989）。この正の重力異常は中標津測線においては、より内陸部まで分布している。従って、この正の重力異常と高比抵抗層の分布域は良く対応しており、両者の原因も同一物質に起因しているものと考えられる。後者の低比抵抗層（10 ~ $40\Omega \cdot m$ ）は火山フロントより北側（背弧側）に解析される。下部地殻の上面の低比抵抗層は、大陸性地殻においても電磁探査法によって広く検出されている。この低比抵抗層は、地震学的に下部地殻が reflective・ductile であることに対応するという考え方があり（例えば、Jones,1987;Hyndman,1988; Marquis et al.,1995; Schwarz et al.,1997 など）。その場合、下部地殻の低比抵抗層の原因は、地殻中部にトラップされた free water の存在によると考えられており、地殻深部で進行する累進変成作用に伴って起こる hydration/dehydration によって説明されている。モデルの根拠になっているのは reflective/ductile /conductive layer の深度と地殻熱流量との相関が見られることに依存している。また、Utada(1987)も東北日本の下部地殻で検出された低比抵抗層の要因を、地殻深部にトラップされた自由水であると考えている。一方、下部地殻の低比抵抗層の原因としてもうひとつ考えられるのは、テクトニックな活動によって地殻深部に取り込まれた堆積層の存在である。これはかつてのプレートの沈み込みや、プレートの衝突によって生じた大規模な衝上断層などによって生じたものと考えられている（例えば、Ogawa et al.,1994; 佐藤ほか,1998）。東北日本と北海道東部地域ではテクトニクスがかなり異なるため、本研究で得られた下部地殻の相対的な低比抵抗層の原因を考える上で、いずれの説が適切であるのか、さらに別の考え方をしなければならないのかは今後の検討課題に残る。

5. まとめ

北海道東部地域において広帯域 MT 観測を実施し、いままで明らかにされていなかった地殻中部から下部の情報を得ることができた。特に背弧側の下部地殻には数十 $\Omega \cdot m$ という低比抵抗層が検出され、東北日本弧と共通する特徴が得られた。今後この低比抵抗層の島弧の走向方向への変化や分布域

の把握そして原因を明らかにしていきたい。そして、従来の MT 法データとネットワーク MT 法のデータを組み込んだモデリングを進め島弧スケールでの考察をしていくつもりである。

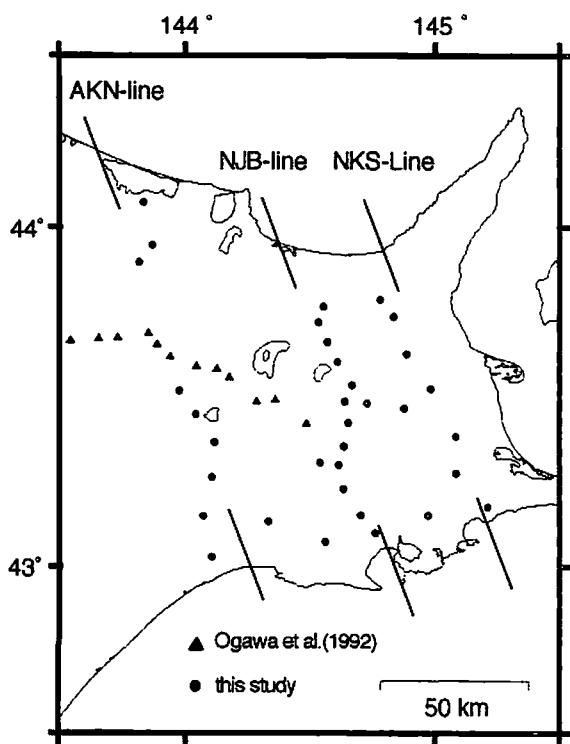
謝辞

本研究の一部は、東京大学地震研究所特定共同研究費および理化学研究所地震国際フロンティアプログラムによる補助を頂いて実施された。また野外におけるデータ取得に際しては、北海道大学理学研究科宇津木充氏、谷元健剛氏、前田宜浩氏、田村慎氏に多大な御協力を頂いた。記して謝意を表します。

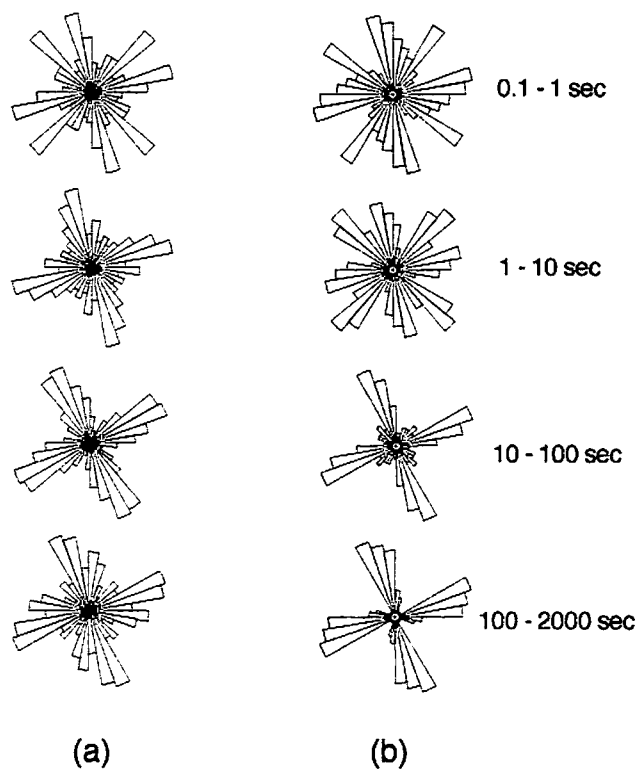
参考文献

- Ádám, A., 1987. Are there two types of conductivity anomaly (CA) caused by fluid in the crust?. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **45**, 209-215.
- 地殻比抵抗研究グループ, 1984. ELF-VLF-MT 法による北海道東部地域の比抵抗分布, CA 研究会 1984 年論文集, 57-61.
- 地質調査所, 1970. 1/20 万地質図幅「斜里」
- 地質調査所, 1976. 1/20 万地質図幅「釧路」
- Groom, R.W. and R.C. Bailey, 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three dimensional galvanic distortions, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913-1925.
- Honkura, Y., 1974. Electrical conductivity anomalies beneath the Japan arc, *J. Geomag. Geoelectr.*, **26**, 147-171.
- Hyndman, R.D., 1988. Dipping seismic reflections, electrical conductive zones, and trapped water in the crust over a subducting plate, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13391-13405.
- Jones, A.G., 1987. MT and reflection: an essential combination, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **89**, 7-18.
- Kato, Y., M. Daguchi, M. Seto and T. Aruga, 1971. Northeastern Japan anomaly of the upper mantle, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5*, **32**, 19-35.
- Klemperer, S.L., 1987. A relation between continental heat flow and the seismic reflectivity of the lower crust, *J. Geophys.*, **61**, 1-11.
- Marquis, G., A.G. Jones and R.D. Hyndman, 1995. Coincident conductive and reflective middle to lower crust in southern British Columbia, *Geophys. J. Inst.*, **120**, 111-131.
- 森俊雄, 1965 根釧原野における重力異常, 北海道大学地球物理学研究報告, **14**, 59-71
- Ogawa, Y., T. Yukutake and H. Utada, 1986. Two dimensional modelling of resistivity structure beneath the Tohoku district, Northern Honshu of Japan, by finite element method, *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 45-79
- 小川康雄・西田泰典・上嶋誠・光畑裕司・仲山洋, 1992. 広帯域 MT 法から見た北海道の深部地殻構造, 月刊地球, **14**, 545-550.
- Ogawa, Y., Y. Nishida and M. Makino, 1994. A collision boundary imaged by magnetotellurics, Hidaka Mountains, central Hokkaido, Japan, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22373-22388.
- Ogawa, Y. and T. Uchida, 1996. Two dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Inst.*, **126**, 69-76
- Schwarz, G. and D. Kruger, 1997. Resistivity cross section through the southern central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings, *J. Geophys. Res.*, **102**, 11957-11978.
- Research Group for Crustal Resistivity Structure, 1993 preliminary report on a study of resistivity structure beneath the Northern Honshu of Japan, *J. Geomag. Geoelectr.*, **35**, 589-608.
- 佐藤秀幸・宇津木充・西田泰典・小川康雄・高田真秀・笠原稔・長尾年恭, 1997. 北海道東部域における電場・磁場連続観測および広帯域 MT 観測, CA 研究会 1997 年論文集, 142-148.
- 佐藤秀幸・西田泰典・宇津木充・平野和幸・土井剛・在田一則, 1998. マグネトテルリック法から推定される日高変成帯南部域の比抵抗構造, 北海道大学地球物理学研究報告 (印刷中)

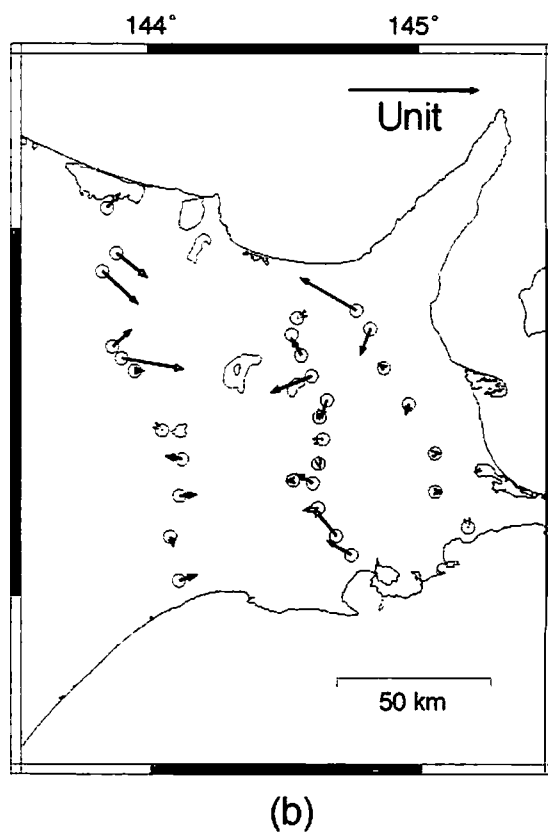
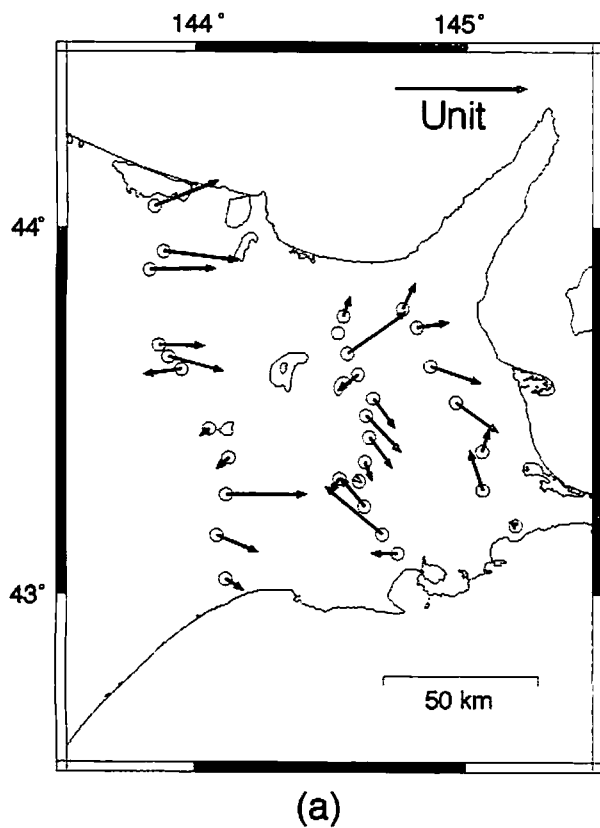
- 高倉伸一. 1995. 新潟および秋田地域の新第三系岩石の比抵抗. 物理探査. **48**, 161-175
- Utada.H., 1987. A direct inversion method for two-dimensional modeling in the geomagnetic induction problem, PhD Thesis, Univ.of Tokyo
- Uyeshima.Y., 1990. Application of Network MT method to the study of electrical conductivity structure in the central and eastern part of Hokkaido, PhD Thesis, Univ.of Tokyo
- 山本明彦・森谷武男. 1989. 北海道の重力異常と地下構造. 月刊地球. **11**. 377-385



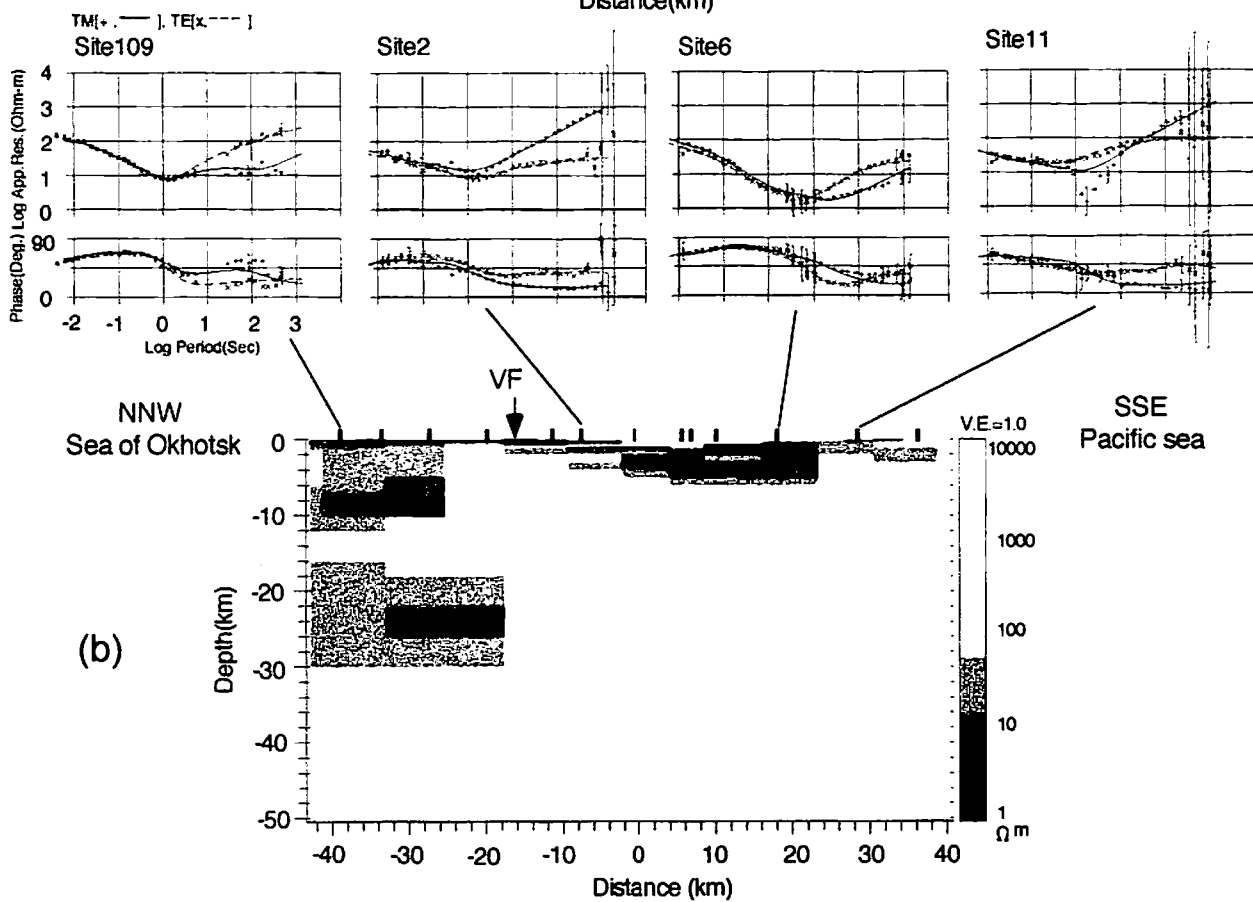
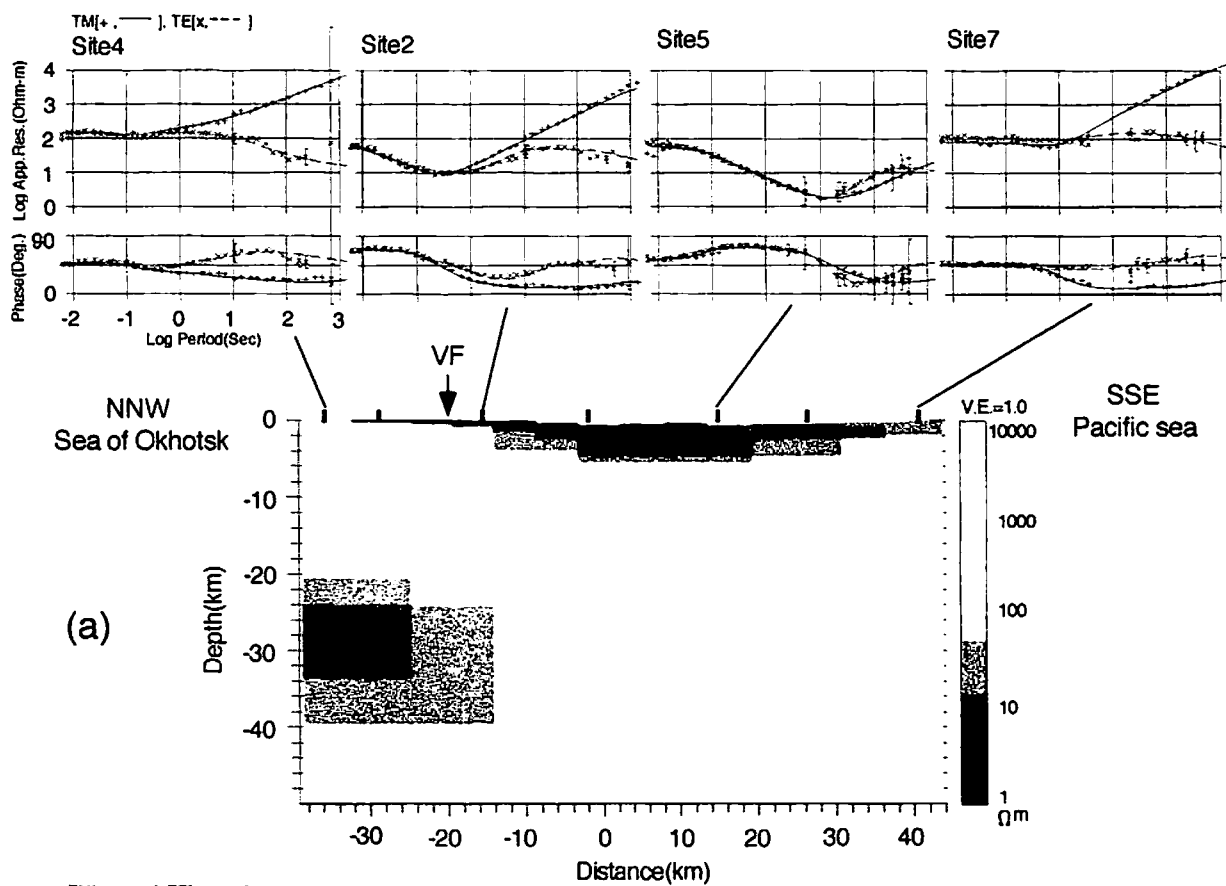
第1図 観測点分布図
(阿寒測線;AKN, 虹別測線;NKS, 中標津測線;NKS)



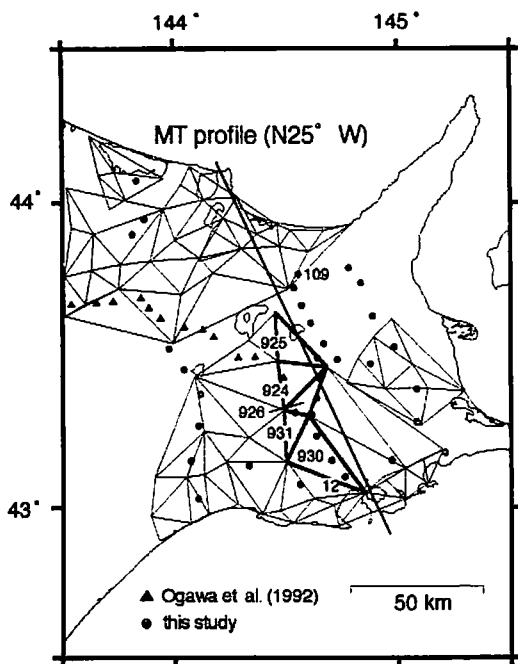
第2図 Groom-Baileyテンソル分解から
推定した2次元走向のヒストグラム
((a)虹別測線, (b)中標津測線)



第3図 インダクションベクトル (実部) ((a)100秒,(b)1秒)



第4図 2次元比抵抗構造と観測地域北部、中央部、南部の代表的な見掛け比抵抗および位相差曲線 ((a)中標津測線,(b)虹別測線)。なお、図中のVFは火山フロントの位置を示している。



第5図(⇐)Uyeshima(1990)によるネットワークMT観測の観測網とOgawa(1992)および本研究で観測を実施した広帯域MT法の観測点分布図。図中の太線で囲まれた三角ネットのデータを解析に使用した。

第6図(↓)第5図のプロファイルに沿った見掛け比抵抗の疑似断面図 ((a)TMモード、(b)TEモード)。なお、見掛け比抵抗は対数をとリコンター表示をしている。単位は $\Omega \cdot m$ である。また、図中の黒丸は周波数に対応している。観測点925,924,926,931,930はネットワークMT法のデータを示している。

