

MT法による宮城県北部の比抵抗構造モデリング

市來雅啓¹⁾ 三品正明²⁾ 後藤忠徳¹⁾ 大志万直人¹⁾ 住友則彦¹⁾

地殻比抵抗研究グループ

1) 京都大学防災研究所

2) 東北大学理学部

Modeling of electrical resistivity structure of northern Miyagi prefecture
inferred from magnetotelluric survey.

Masahiro ICHIKI¹⁾, Masaaki MISHINA²⁾, Tadanori GOTO¹⁾, Naoto OSHIMAN¹⁾,
Norihiro SUMITOMO¹⁾ and Reserch Group for Crustal Resistivity Structure

1) Disaster Prevention Reserch Institiute, Kyoto Univ.

2) Faculty of Science, Tohoku Univ.

1. 緒言

宮城県北部は明治時代以降でも1900年のM7.0, 1962年のM6.5の2度の被害地震が発生しており, 微小地震活動が現在も活発な地域である. この地域の微小地震活動は, 大森公式に従うことから1962年の地震の余震と考えられている. また1962年の地震のメカニズム解は西北西下がりの逆断層解で, 現在の地震活動もその推定断層面上で起こっている. 一方震央分布図を見ると(第1図), 1962年の地震の震央のすぐ西側では地震活動がほとんど起こっていない(地殻比抵抗研究グループ・三品 [1994], 河野・他 [1993]).

地殻比抵抗研究グループは, 1993年11月にこの地域の地球電磁気学的な構造と地震活動分布との関連を調べるために, 地球電磁気合同観測を行った. TDEMやELF-MT, ULF-MT, 広帯域MTによる震源域内の解析結果では, 震源域にほぼ対応した低比抵抗帯が推定された(神田他 [1994], 西谷他 [1994], 内田他 [1994]). 本研究では, 西谷他 [1994] で1-D解析された震源域内のELF-MT, ULF-MTのデータに, 地球電磁気合同観測で得られている震源域近傍のELF-MT, ULF-MTのデータも加えて, やや広域の2-Dフォワードモデリングによる比抵抗構造の推定を試みた. その目的は, 地震のほとんど起こっていない震源域のすぐ西側において震源域と関連するような構造が見えないかということ, およびELF-MTとULF-MTの2-D解析によって震源域内の比抵抗構造をみることである

2. データ解析

合同観測におけるELF-MTとULF-MTの観測点位置図を第2図に示す。ULF-MTはサンプリング周波数1Hzで、磁場3成分と地電位差2成分がそれぞれ1pT, 1 μ Vの分解能で観測された。ELF-MTはテラテクニカ社製EL-529を用いて各観測点とも30分前後、昼間に観測された。電極は橋本氏による銅-硫酸銅電極である。

解析の対象とする周波数帯は、ELF-MTが1Hz～約30Hz、ULF-MTが約0.008～0.1Hzである。観測は約6日間行われた。解析した時間帯は、栗原電鉄（直流電化）の運行が停止している20時30分～翌6時20分（JST）である。ただし、観測した時間の全ての観測点の記録を目で見て、ノイズと思われる部分は解析に用いなかった。解析は128ポイントのFFTを用いてスペクトルを求め、remote-referenceを行った。reference点としては、1) 全日程に渡って観測していること、2) 磁場のデータが特によいこと、3) 解析する観測点との距離が離れていることの3つを満たしていることから、黒松（KRM）と小名倉（ONG）を用いている。128ポイントのFFTから求められたスペクトルを50個ずつスタッキングしてインピーダンスを求め、多重関連度関数が0.5以上のインピーダンスのみをスタッキングして各日毎の見掛け比抵抗と位相差の探査曲線を求めた。シグナルが少なかったりノイズが多いために、探査曲線がばらつく日や曲線の形状が明らかに異なる日のものを取り除いて、残った日のインピーダンスをスタッキングする。そして最後にSwiftの方法で走向を補正して各観測点の代表の探査曲線を求めた。

上のようにして求めた各観測点の探査曲線から2次元の比抵抗構造を推定した。比抵抗構造の推定には、Uchida and Ogawa [1993] の有限要素法2次元フォワードモデリング法を用いた。フォワードモデリングでは、水平方向40 \times 鉛直方向20（-40, -20, -10, -5.0, -3.0, 1.0, 0.50, 0.00, 0.20, 0.50, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0, 7.0, 10, 15, 20, 30, 40, 50 [単位km]）のブロックを用い、12の周波数に対して計算を行った。

3. 解析結果

ULF-MT, ELF-MTから得られた見掛け比抵抗の探査曲線の傾向は、広域的に4つに区分できる。各区域を西側からI, II, III, IVとする。ここでは各区域の代表の見掛け比抵抗とその位相差の探査曲線を第3図(a) (b)にそれぞれ示す。ここでエラーバーは、日毎のインピーダンスのスタッキングにおける標準偏差である。以下各区域の見掛け比抵抗と位相差の探査曲線の傾向について述べる。

Iの区域（上原[UEH]）はELF帯でTE-mode (Rho-xy, Phy-xy), TM-mode (Rho-yx, Phy-yx) とともに1 $\Omega \cdot$ mのオーダーである。しかしULF帯に入ると0.1Hzから

0.05Hz付近の低周波数に向かって両modeとも増加するが、周波数が0.05Hz付近で約 $10\Omega \cdot m$ からTE-modeが減少してTE-modeとTM-modeがスプリットしている。このことから、UEH観測点の近傍に2次元的な構造境界の存在が示唆される。ULF帯での位相差は、全体としてTE-modeは 45° 以上TM-modeは 45° 以下である。

Ⅱの区域（岩の沢[IWS]、黒松[KRM]、大坪[OTB]）はELF帯ではⅠに比べてやや高く、 $10\Omega \cdot m$ に近い。ULF帯ではTE、TMともほぼ $1\Omega \cdot m$ であるが、TE-modeは周波数を通じて殆んど同じ値であるのに対し、TM-modeは低周波数に向かって若干見掛け比抵抗が増加している。この傾向は位相差にも表われており、TE-modeはほぼ 45° であるが、TM-modeは 45° より小さい。

Ⅲの区域（深沢[FKS]、大形[OGT]、兵糧山[HRY]、富永[TMN]、友愛団地[YAD]、白地[HKJ]、高森[TKM]、四方子[YMK]、高倉山[TKY]、小名倉[ONG]）は小名倉を除きU36を集中的に設置した震源域にあたる。見掛け比抵抗の探査曲線はⅠに似てスプリットングを起こしている。Ⅰに比べるとややTE-modeの減少が小さい。位相差の探査曲線も見掛け比抵抗の探査曲線に対応している。

Ⅳ（畑の沢[HTS]）は見掛け比抵抗の探査曲線はELF帯で他の地域よりやや高く、 $10\Omega \cdot m$ のオーダーである。それに対してULF帯は4区域で最も見掛け比抵抗が低く $0.1\sim 1\Omega \cdot m$ のオーダーである。それを反映して、位相差は特にTE-modeで非常に高く、地下の比抵抗がかなり低いことが示唆される。

さらにこの地域の全体的な傾向を見るため位相の疑似断面を求めた。まず第4図はULF-MTのインピーダンステンソルの主軸を示したものである。ほぼ全体的に磁北から反時計回りに $40^\circ \sim 70^\circ$ を示している。そこで今回、この地域での主軸を 60° とした。内田・他[1994]のインダクション・アローの結果を参考にして主軸の走向に対する任意性を除去し、この地域の走向を $N60^\circ W$ とした。走向に対して垂直な $N30^\circ E-S30^\circ W$ の断面に対しての位相の疑似断面が第5図である。(a) TE-mode、(b) TM-modeともに区域の境界で位相差が変化していることが分かる。ただしTE-modeは周波数が低くなるにつれて位相差は減少するが、TM-modeは増加しており、傾向は逆になっている。

これらを踏まえてフォワード・モデリングを行った結果が第6図である。第6図の網を掛けた部分が震源域にあたる。モデリングにあたっては探査曲線のTE-modeとTM-modeを両方満足するように努めたが、どうしてもフィッティングが悪い場合にはTM-modeに合わせるようにした。3次元的な構造を2次元でモデリングする場合、TM-modeはTE-modeに比べて優れているからである（例えばTing and Hohmann[1981]）。4区域の代表の観測点における、探査曲線のフィッティングを示したものが第7図(a)、(b)である。

位相差の探査曲線に対しては大体の傾向が合うにとどまった。

4. 考察

推定された2-D比抵抗構造（第6図）の特徴をあげると、表層を除けば全般的に断面の左側（Ⅰ，Ⅱの区域）の方が比抵抗が高く、右側の方（Ⅲ，Ⅳの区域）が低い傾向にある。この傾向は、この地域の地震活動とよく対応している。地震活動のないⅠ，Ⅱの区域は少なくとも2km以深において比抵抗が高くなっている。それに対して地震活動の多いⅢ，Ⅳの区域は、比較的深部まで比抵抗が低い。このように地震活動のない震源域の西側近傍の比抵抗構造は震源域の比抵抗構造と異なり、明瞭な関連は見られない。

次に震源域での比抵抗構造（第6図で網を掛けた部分）について見てみると、深さ5～10kmの部分に、 $5\Omega\cdot m$ の低比抵抗帯が推定された。この部分について感度チェックを行った1例を第8図（a）（b）に示す。すなわち、（a）は深さ5～10kmに $5\Omega\cdot m$ の低比抵抗帯がある場合、（b）はこれを無くしてhost rockである $1000\Omega\cdot m$ とした場合の見掛け比抵抗の観測値と計算値の比較である。後者の場合TM-modeには大きな変化は無かったが、TE-modeにおいて変化が見られ、この低比抵抗が必要であることが分かる。この低比抵抗帯の分布は、神田他 [1994] のTDEMの結果や西谷他 [1994] のMT法の1-Dインバージョンと調和的である。しかし内田他 [1994] の広帯域MTでの結果はもう少し深いところに低比抵抗帯が分布している。この点については今後の課題である。畑の沢（HTS）観測点は非常に見掛け比抵抗が低く位相差が大きかったが、それを説明するために震源域の北東側で、表層付近から10kmまで $5\Omega\cdot m$ の比抵抗帯が推定された。今回の観測網から外れているので、この畑の沢観測点の探査曲線を反映した低比抵抗帯が、どの程度の広がりを持つかについては分からない。

一般に地殻の低比抵抗帯の原因に、1) 自由水の存在、2) 部分溶融、3) 伝導性鉱物の存在の3つがよくあげられる。Ⅲ，Ⅳの区域の低比抵抗帯に対し、1)～3)の可能性はどれも否定できない。最近では断層近傍や沈み込み帯のスラブ上部での1)の自由水の存在が言われているが（例えば宝谷他 [1994]，Hyndman [1988]，Marquis et al.[1995]），この地域の地質は、凝灰岩に挟まれた泥炭質の層が所々に分布しており（地質調査所 [1986]，日本の地質「東北地方」編集委員会 [1989]），これを考慮すると変成作用を受けて伝導性鉱物のGraphiteを生じることが十分考えられる。

一方表層付近は概して比抵抗が低い。Ⅰ，Ⅱの区域の表層は $5\Omega\cdot m$ であるが、この地域の地質図から、この層は北川凝灰岩及び相当層などの後期鮮新世の凝灰岩に相当すると思われる（地質調査所 [1986]，日本の地質「東北地方」編集委員会 [1989]）。今回Ⅱの区域の下に $0.5\Omega\cdot m$ のやや大きな比抵抗の非常に低いものが推定された。これはSeto and Kitamura [1990] のインダクション・アローの分布と調和的である。Seto and Kitamura [1990] はインダクション・アローの分布をSerpentineの貫入で説明している。

その解釈はこの地域が低重力異常になっていること（地質調査所 [1991]，三品 [1992]）と調和的である。しかしSerpentineの比抵抗は比較的高く、今回の結果は矛盾している。さらに詳しい解析が必要である。

5. 結論

本研究では、広域的な視点に立って、2-Dのフォワード・モデリングによる宮城県北部の比抵抗構造を推定した。その結果以下のことが明らかになった。

- 1) 微小地震活動のない震源域のすぐ西側の比抵抗構造は、震源域に比べ比抵抗が高く、震源域と関連するような傾向は見られなかった。
- 2) ULF-MT, ELF-MTの2-Dフォワード・モデリングにおいても震源域に低比抵抗帯が推定され、その分布はTDEMや1-DのULF-MT, ELF-MTの解析と調和的であった。

6. 今後の課題

考察で述べた以外の今後の課題を2つ掲げる。

まず第一は震源域のより詳細な解析である。神田他 [1994] のTDEMの解析と同様に、震源域内の詳細な比抵抗構造を推定し、地震と比抵抗構造の詳しい関連を明らかにする必要がある。そのためには今回は行わなかったStatic shiftの補正やMatrix Decomposition等によるGalvanic distortionの補正を行い、より正確な探査曲線を求める必要がある。

第二はこの地域の構造の走向についての考察である。時間の都合上、本研究ではU36, U30およびEM109でのインダクション・アローを求めている。広帯域MT (V5) によるインダクション・アローの向きは0.01Hz以上で南東を向くが、0.01Hzより周波数が低くなるに連れて反時計回りに変化する（内田他 [1994]）。他の地球物理学的データをみると、重力のブーゲー異常図ではこの地域の広域的な傾向はほぼ南北であり（地質調査所 [1991]，三品 [1992]），広域的な空中磁気測定のデータによる傾向（牧野私信 [1995]，三品・歌田 [1993]）や震源域内の地表全磁力探査による傾向（大谷・本蔵 [1994]），あるいは微小地震による地震断層の走向（河野他 [1993]）は北東-南西方向をしめす。インダクション・アローの結果と他の地球物理的な結果を比べれば、後者はそれぞれ異なる深さのものを反映しているのかもしれないが、0.01HzのULF-MTの探査深度は震源域の深さよりも深く、河野他 [1993] と整合しない。U30, U36, EM109のデータでもインダクション・アローを求めて考慮する必要がある。

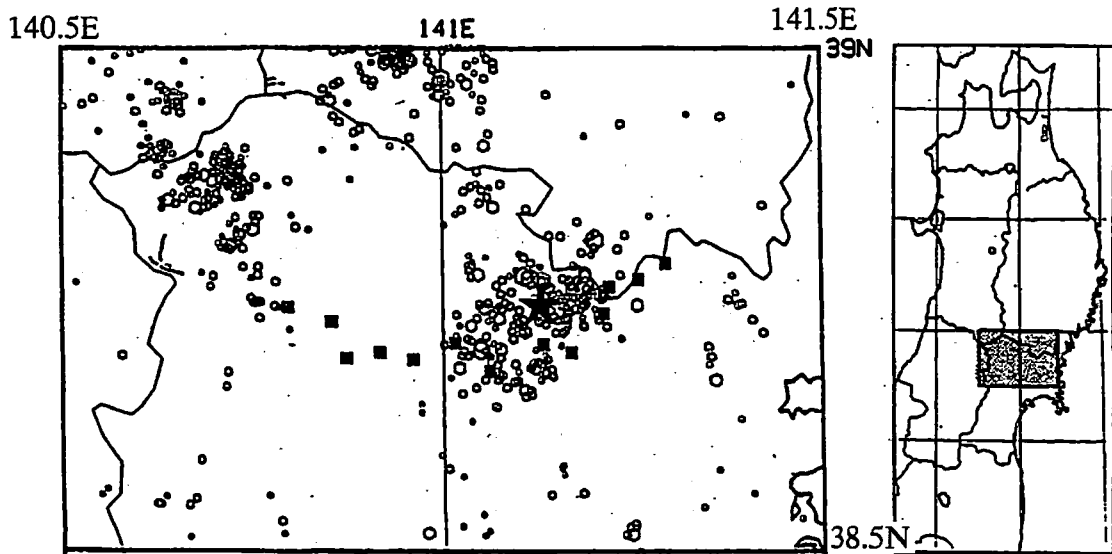
謝辞

東北地方の空中磁気について地質調査所の牧野雅彦氏から有益なご教示を頂きました

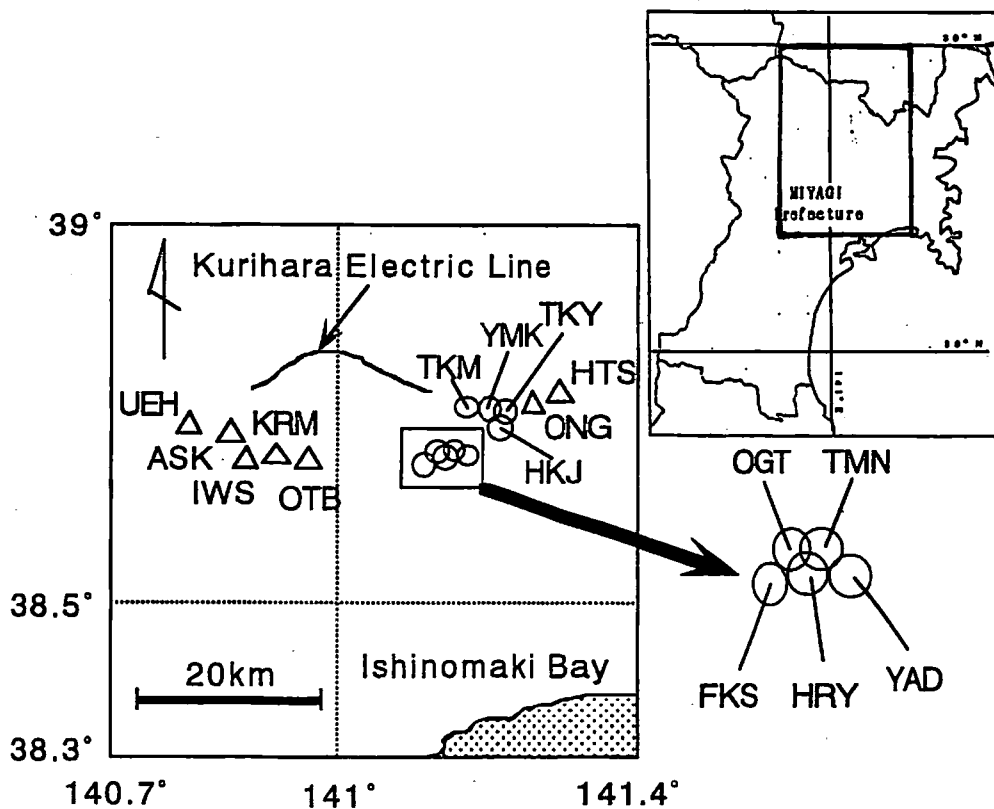
この場をお借りして厚く御礼申し上げます。

文献

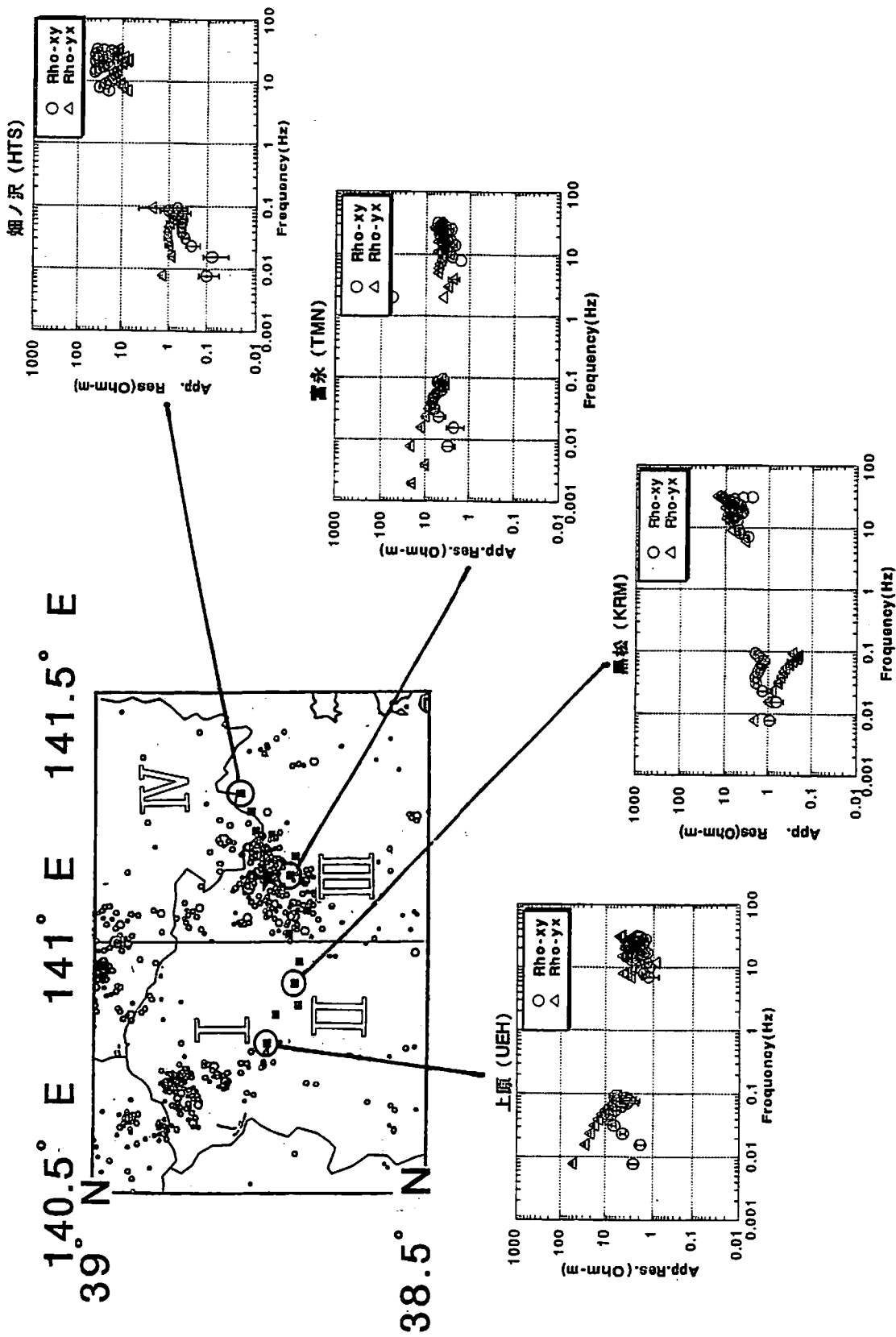
- 地殻比抵抗研究グループ・三品正明, 宮城県北部地震震源域における地球電磁気共同観測, *地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集*, P.513, 1994.
- 地質調査所(編), 20万分の1山形地域重力図, 1991.
- 地質調査所(編), 10万分の1栗駒地熱地域地質図, 1986.
- 宝谷博之・山口 覚・後藤忠徳・住友則彦・地殻比抵抗研究グループ, 滋賀県北西部・花折断層周辺の比抵抗構造, *CA研究会論文集*, 105-113, 1994.
- Hyndman, Roy D., Dipping seismic reflectors, Electrical conductive zones, and trapped water in the crust over a subducting plate, *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 13391-13405, 1988.
- 神田 径・歌田久司・茂木 透・下泉政志・地殻比抵抗研究グループ, 宮城県北部におけるTDEM探査, *CA研究会論文集*, 18-22, 1994.
- 河野俊夫・仁田交市・松本 聡・堀内茂木・岡田知己・開原貴美・長谷川昭, 1962年宮城県北部地震(M6.5)震源域における微小地震活動, *地震*, **46**, 85-93, 1993.
- Marquis, Guy, Alan G. Jones and Roy D. Hyndman, Coincident conductive and reflective middle and lower crust in southern British Columbia, *Geophys. Jour. Int.*, **120**, 111-131, 1995.
- 三品正明, 宮城県北部(1962, M6.5)の震源域とその周辺の重力異常, *地球惑星科学関連学会1992年合同大会予稿集*, P.171, 1992.
- 三品正明・歌田久司, 宮城県北部地震震源域の空中磁気探査, *第94回地球電磁気地球惑星圏学会講演会講演予稿集*, 1993.
- 西谷忠師・佐藤秀幸・地殻比抵抗研究グループ, 宮城県北部地域の比抵抗構造, *CA研究会論文集*, 23-30, 1994.
- 日本の地質「東北地方」編集委員会(編), 日本の地質2 東北地方, 共立出版, PP.338, 1989.
- 大谷冬彦・本蔵義守, 宮城県北部地震活動域における磁気探査, *CA研究会論文集*, 31-36, 1994.
- Ting, Sam C. and Gerald W. Hohmann, Integral equation modeling of three dimensional magnetotelluric response, *Geophys.*, **46**, 182-197, 1981.
- 内田利弘・光畑裕司, 宮城県北部地域MT法データのリモートリファレンス処理によるノイズ除去, *CA研究会論文集*, 37-46, 1994.
- Uchida Toshihiro and Yasuo Ogawa, Development of FORTRAN code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint., *Open-file report, Geological Survey of Japan*, **205**, PP.115, 1993.



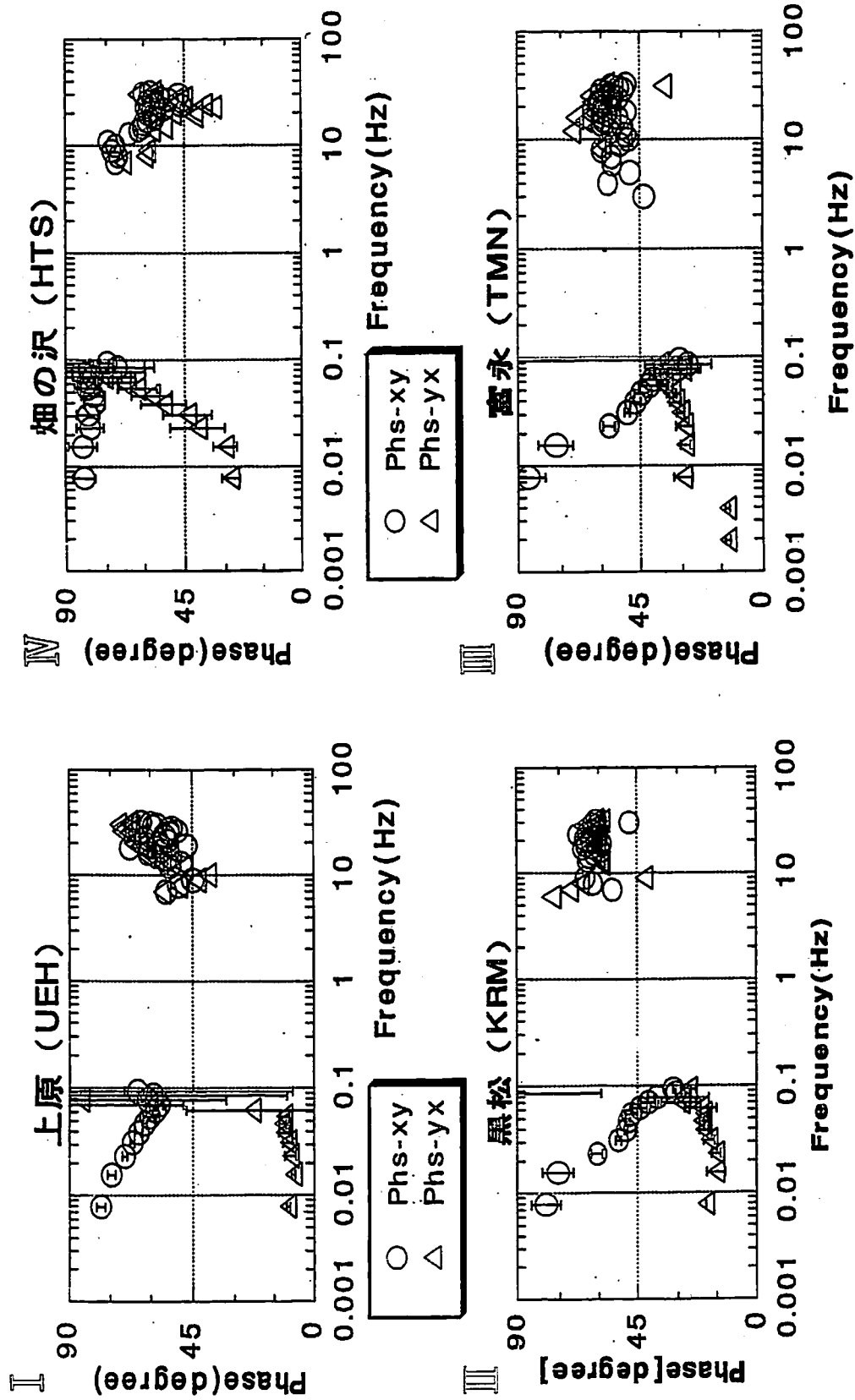
第1図 1983.11-1993.10, 深さ20km以浅, マグニチュード1以上の震央分布図. 星印は1962年の地震の震央. 黒四角は今回の観測点 (地殻比抵抗研究グループ・三品 [1994] より).



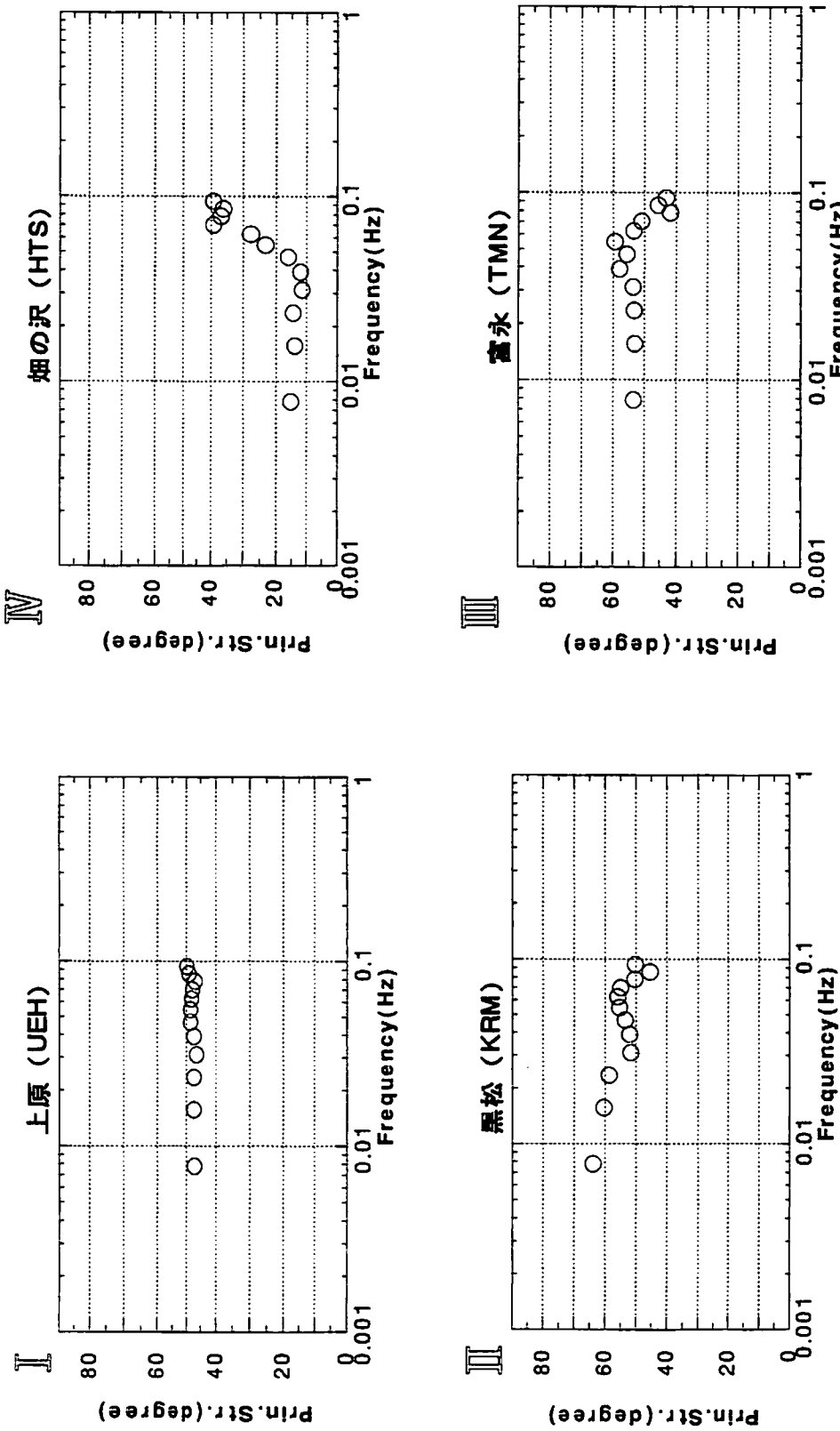
第2図 観測点位置図. ○はU36による観測点, △はU30及びEM109による観測点.



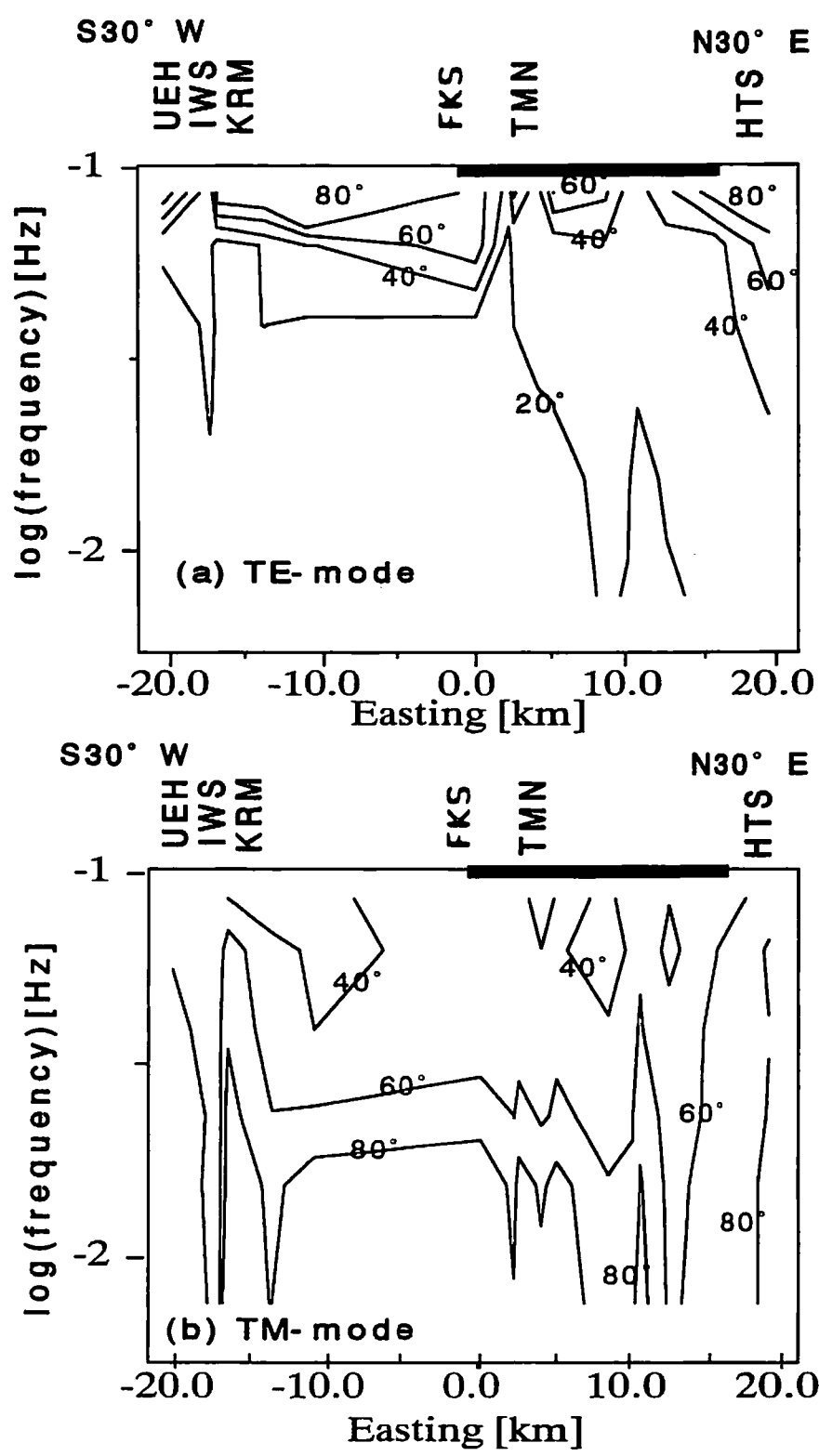
第3図 (a) 4区域代表の観測点における見掛け比抵抗探索曲線。○がTE-mode, △がTM-modeにあたる。



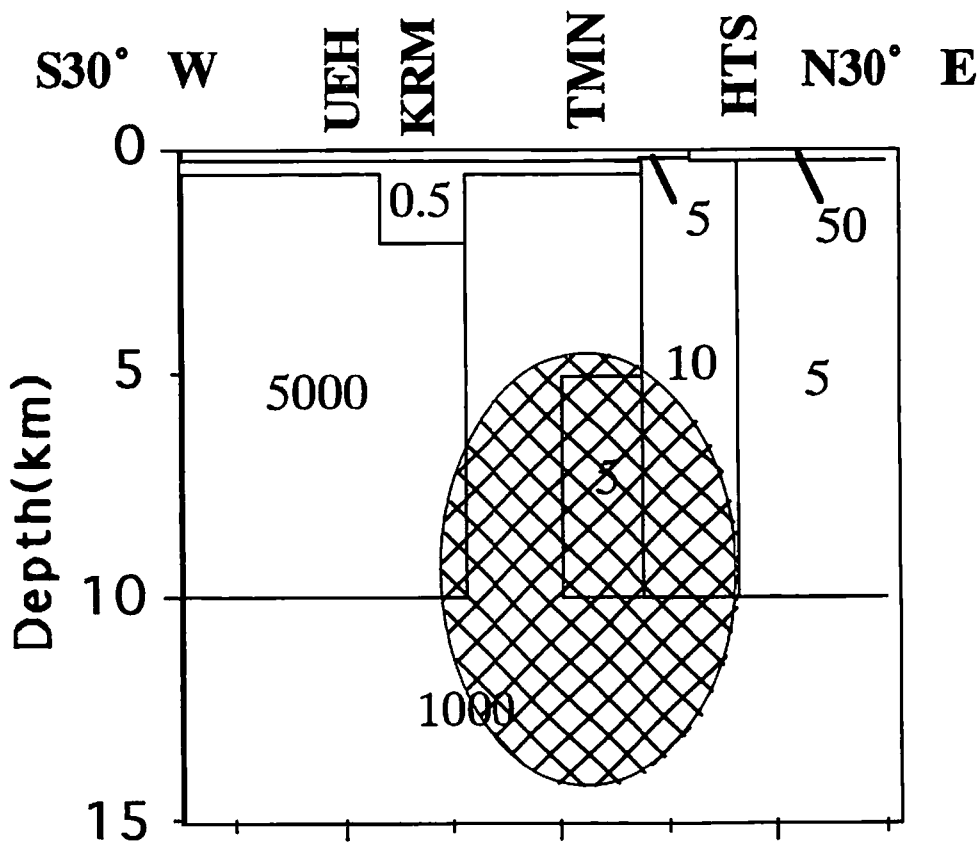
第3図 (b) 4区域代表の観測点における位相差探査曲線。○がTE-mode, △がTM-modeにあたる。



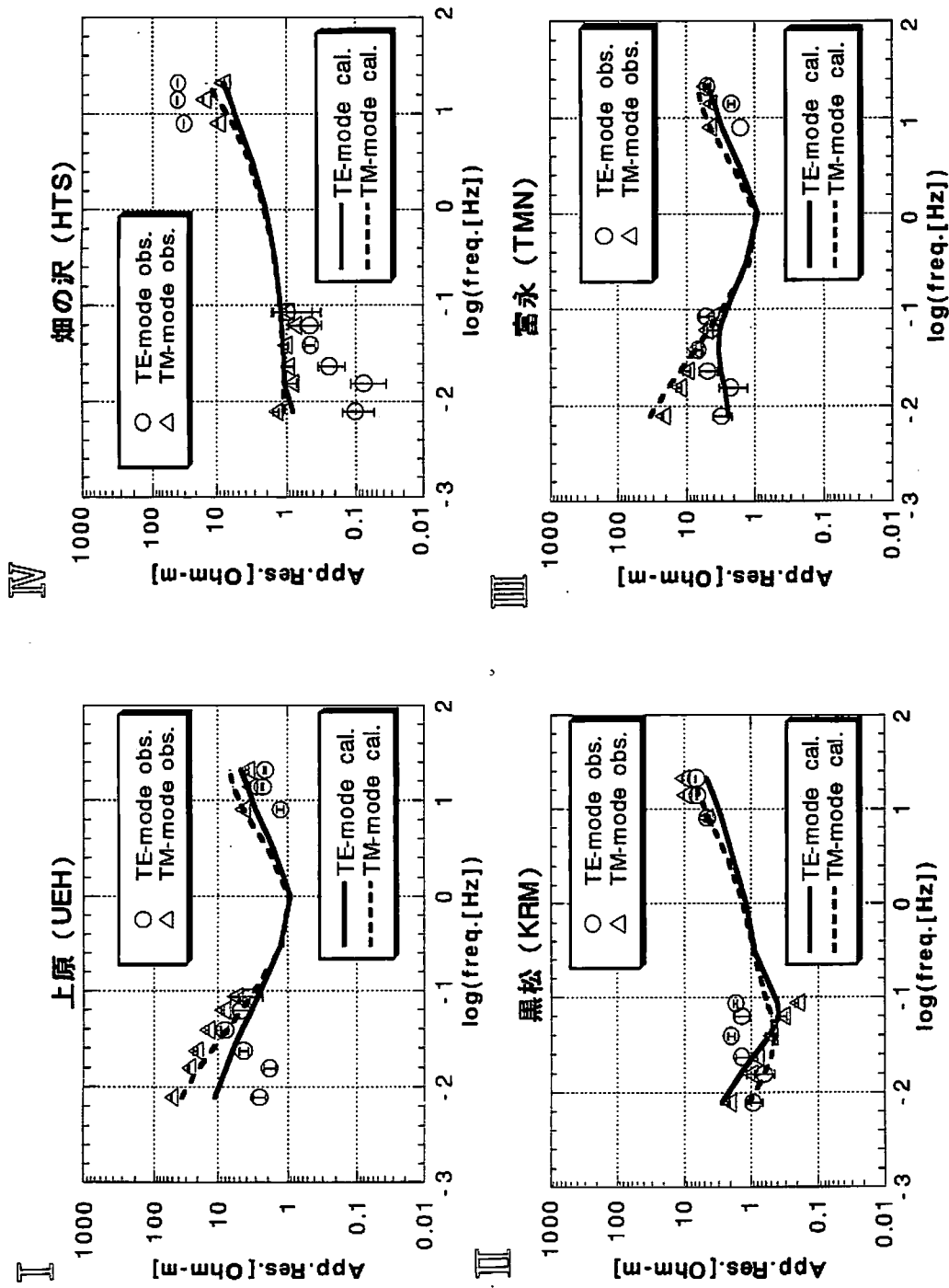
第4図 各区域代表の観測点におけるインピーダンス・テンソルの主軸。座標系は反時計回りに0°～90°回転させている。



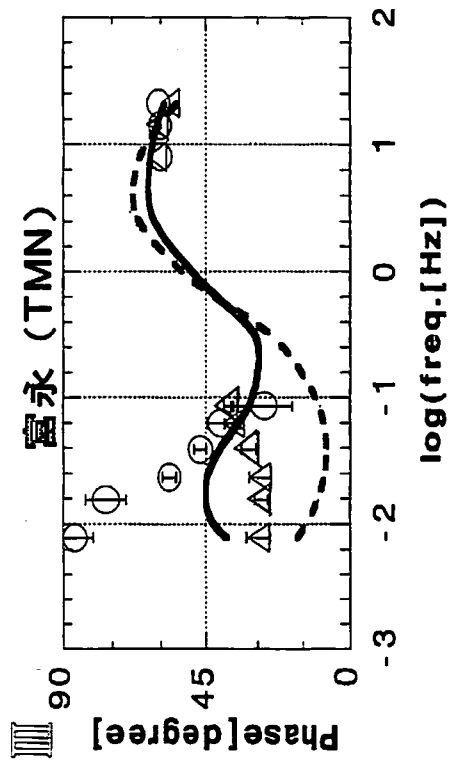
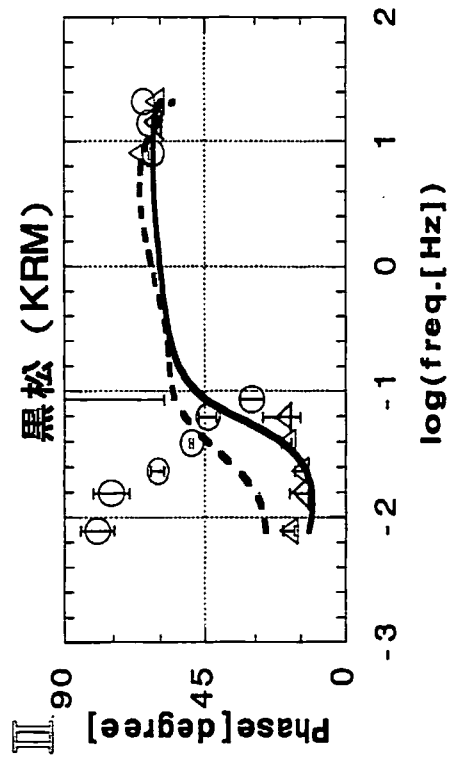
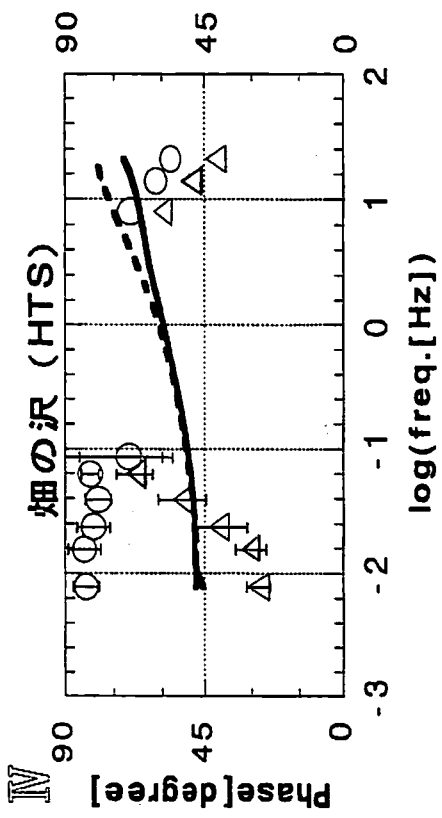
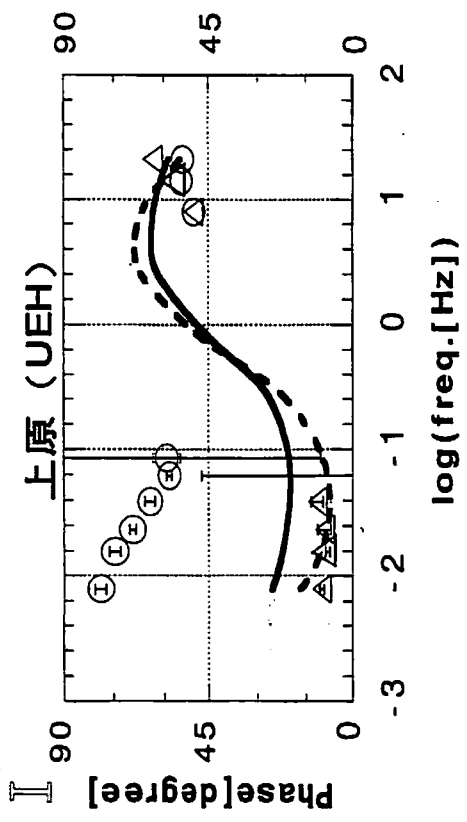
第5図 (a) TE-mode (b) TM-modeの位相差疑似断面
太線を施したところは、震源域にあたる。



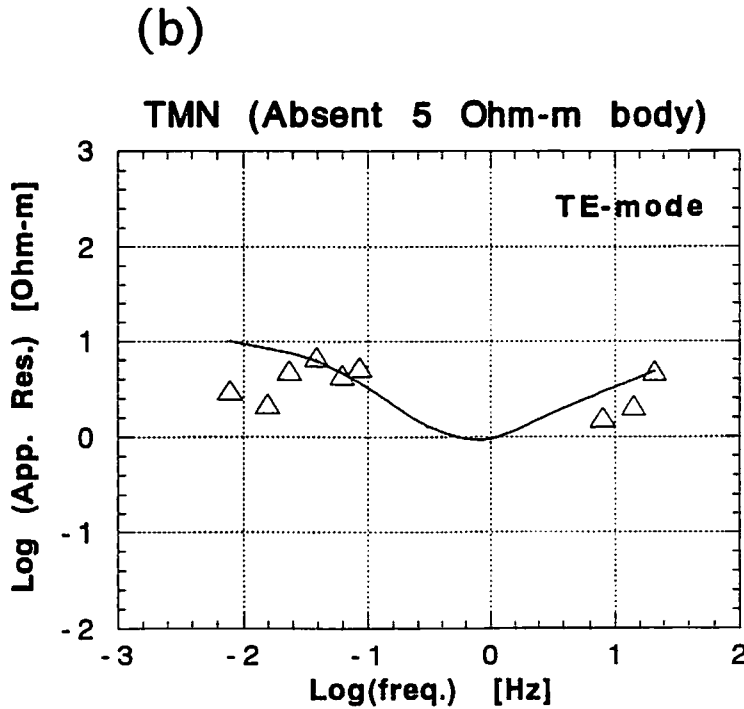
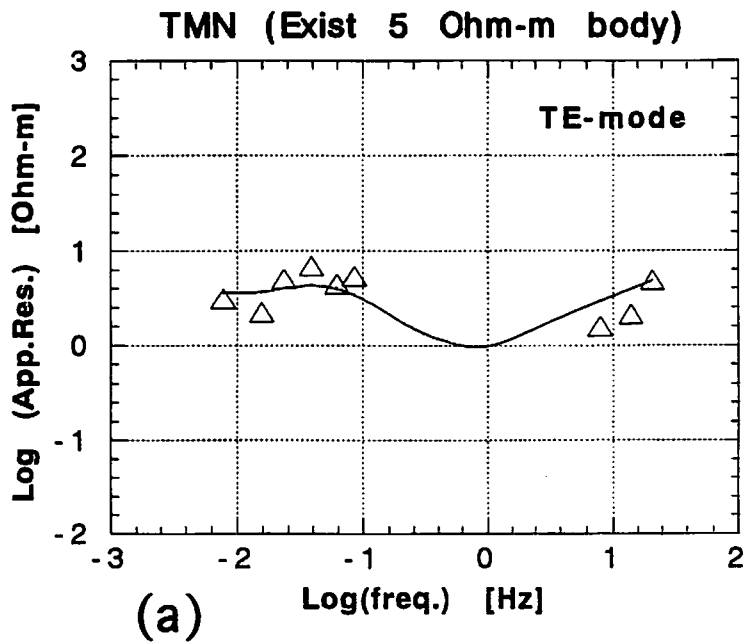
第6図 推定された比抵抗構造. 数字の単位は Ω m. 網を掛けた部分は震源域にあたる.



第7図 (a) 推定された構造の見掛け比抵抗探索曲線の計算値と観測値との比較.



第7図 (b) 推定された構造の位相差探索曲線の計算値と観測値との比較.



第8図 $5 \Omega \cdot \text{m}$ の比抵抗帯が (a) ある場合および (b) ない場合の計算値. 詳細は本文参照.