



東北日本トランセクト
—島弧変形と地殻活動—

MT法による奥羽脊梁 山地の地殻構造探査

1998年電磁気共同観測MTデータ整理委員会*

小川 康雄

おがわ やすお

三品 正明

みしな まさあき

編集部

筆者：地質調査所地殻物理部 主任研究官
東北大学大学院理学研究科 助教授

1998年に東北地方脊梁山地を横切る測線上で広帯域MT観測を行い、下部地殻に至る比抵抗構造を解析した。測線は、秋田県大曲市から岩手県花巻市に至る東西45kmであり、15観測点を配置した。この測線は、西部では千屋断層を、東部では北上低地西縁断層帯を横切る。2次元解析の結果、以下のことがわかった。1) 千屋断層の破碎帯と思われる低比抵抗異常が深度7~8kmまで続いていること、北上低地西縁断層についても深度5~6kmまで傾斜する低比抵抗異常がみられること。2) 地殻内の地震の震源が、高比抵抗部に集中すること。3) 地殻深部について見ると、測線中央部で低比抵抗層の盛り上がりがあり、その地表への延長に千屋断層があること。

1. はじめに

地殻比抵抗研究グループは、地震予知事業に参加する各大学と、全国の大学・研究機関の電磁気研究者によって構成され、地震予知計画に基づく内陸地震発生機構研究の一環として、電磁気共同観測を実施している。1998年度調査は、1896年陸羽地震(M7.2)の地震断層(千屋断層)の深部構造調査を中心課題として実施された。

千屋断層を中心とした脊梁山地周辺では、微小地震活動をはじめ自然地震・人工地震を使った屈折法・反射法地震探査、重力探査などによる構造調査、GPS稠密観測網による地殻変動観測など各種の観測が実施されていて、地殻活動の静的・動的な特徴が解明されようとしている^[1-3]。MT法から得られる比抵抗構造は、地震学的な構造とは独立な情報であり、かつ地殻深部の流体の分布を反映するもので、造構運動を理解する上で大変に有

*) 小川康雄(地質調査所)、三品正明(東北大学大学院理学研究科)、後藤忠徳(愛知教育大学教育学部)、上嶋誠(東京大学地震研究所)、大志万直人(京都大学防災研究所)、笠谷貴史(京都大学防災研究所)、市来雅啓(東京大学地震研究所)、坂中伸也(京都大学地球熱学研究施設)、西谷忠師(秋田大学工学資源学部)、高橋幸恵(秋田大学工学資源学部)、本蔵義守(東京工業大学理学部)、高橋優志(東京大学地震研究所)、佐藤秀幸(北海道大学大学院理学研究科)、村上英記(高知大学理学部)

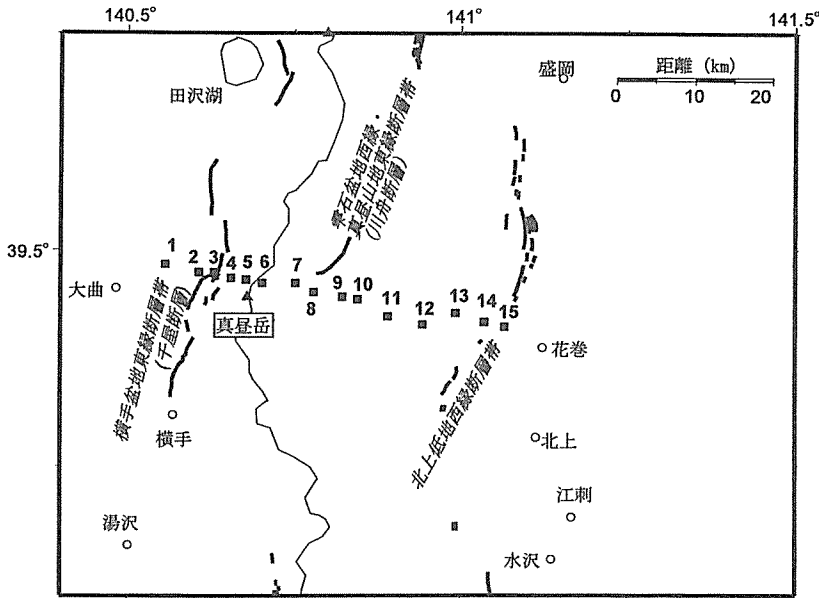


図1 奥羽脊梁山地を横切る広帯域MT法測点位置(黒い正方形:数字は測点番号)と主な活断層^[5].

益である。

千屋断層とその周辺においては、すでに1980年に、比抵抗探査(直流法、ELF-MT法、VLF-MT法)などの電磁気調査が実施されている^[4]。しかし、この調査に用いられた手法・器材の制約から、得られた結果は千屋断層ごく浅部の構造を反映するものだけであった。そこで、1998年度の観測に際しては、千屋断層の深部構造探査に焦点を絞り、脊梁山地を含むその周辺部の比抵抗構造を明らかにすることによって、この地域の地殻活動・造構運動における千屋断層の役割を調べ、地震発生機構理解の一助としたいと考えた。ここでは、広帯域MT法(周期0.003~2,000秒)を用いた千屋断層深部比抵抗構造の調査について、得られたデータとその速報的解析結果について述べる。

2. 千屋断層と脊梁山地周辺の地殻活動

東北地方は島弧-海溝系構造の典型として知られている。脊梁山地は東西圧縮場の東北日本弧の中央部にあって、その東西両翼にある逆断層型の活断層の活動により現在も標高を高めつつあると考えられている。活断層研究会^[5]によれば、観測地域付近では東の北上低地西縁断層帯と、西の横

手盆地東縁断層帯がその断層にあたる。また、これらふたつの活断層帯の間に雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯があり、やはり活断層としての活動が見られる。近年の活動では、陸羽地震の際に千屋断層と同時に活動した川舟断層や、1998年9月の雫石付近の地震(M6.1)はこの雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯の活動である。また、1970年秋田県南東部の地震(M6.2)もこの断層帯の南への延長上での地震活動である。

3. MTデータの取得

測線は、東西方向に45kmで、横手盆地から脊梁山地を横断し、北上低地にいたる。測点はほぼ均等に15測点配置した(図1)。測定には、GPS時計で同期した10台の広帯域MT法測定装置を用いた。これらのうち5台は、磁場3成分および電場2成分を測定するユニット(Phoenix-V5(4台)とPhoenix-MTU5(1台))である。残り5台は電場2成分のみ測定するユニット(Phoenix-MTU2E)である。

これらは周期0.003秒から2,000秒までをカバーする。測定は約2週間にわたって行われた。電磁場5成分を取得した測点同士では、相互にリモート・レファレンス処理が行われた。また、電場の

みの測定点では、磁場データとして、最も近い地点の5成分観測点の磁場を使用し、さらにより遠方測点の磁場データを用いることによって、リモート・レファレンス処理をした。各観測点において、数日間のデータが得られているが、それらを足し合わせたうえで、さらにデータを編集した。データの品質は、ほとんどの測点で周期0.01~1000秒までの範囲で良好である。ただし、測点8のデータが周期1秒以上でややエラー・バーが大きい。また測点7および8では、長周期になると、一方のモードの位相が90度を越え、ガルバニック・ディストーション⁶⁾が効いていると思われる。

4. 2次元性の検討

取得されたデータを解析する前に、データが2次元構造の仮定を許すかどうかを検討した。インダクション・ベクトルの実部を図化すると、インダクション・ベクトルは、周期1秒付近で最も大きく、その向きは測線中央から離れるように、外側を向いて分布している。これは、南北走向の2次元構造を示唆する。特に、測線の両端にある横手盆地（測線の西端）と北上低地（測線の東端）の比抵抗の低い堆積層が影響していると考えられる。周期10秒でも同様の傾向がある。周期100秒では、インダクション・ベクトルの大きさがほとんどゼロとなる。東北地方の北部で見られる、津軽海峡の影響で北向き成分が大きくなる傾向⁷⁾は、ここまでは及んでいない。これらのインダクション・ベクトルは、ほぼ南北走向の2次元構造があることを示唆する。

次に、インピーダンスから走向を検討するために、各測点ごと各周期ごとに、テンソル分解⁶⁾を行った。周期1秒以上では、走向がN0~20°E方向に卓越することがわかった。

5. 2次元解析

以上のように、インダクション・ベクトルおよびインピーダンス・テンソルはともに、周期1秒以上ではほぼ南北走向の2次元性を示唆している。プレリミナリーな解析のために、南北方向に走向

をとり、インピーダンス・テンソルを回転させた。2次元解析では、構造とスタティック・シフトを同時に解析した⁸⁾。ここでは、TMモードの見掛比抵抗と位相とを観測データとして、インバージョンを行った結果を示す。インバージョンでは、100Ωmの一様大地を初期モデルとし、構造が最も単純になるような制約条件を付けている。極端に誤差の小さなデータによって解析結果が歪まないようにするため、また順計算やヤコビアン⁹⁾の計算誤差を考慮するため、見掛比抵抗のerror floorとして10%を仮定した。すなわち10%以下の誤差を持つデータは、強制的に10%の誤差を持つものとした。位相のerror floorも見掛比抵抗の誤差と等価なものを仮定した。10回の反復計算の後、rms errorが1.5まで減少した。見掛比抵抗のerror floorが10%であるから、見掛比抵抗に換算して誤差15%以内でモデル計算値が観測値を説明できていることになる。得られたモデルを図2に示す。

6. 結果と考察

1) 地表付近の構造

図2の5km以浅の構造で顕著なのは、測点1~3付近、測点8付近および測点13~15付近での低比抵抗である。この低比抵抗層の分布は屈折法地震探査結果⁹⁾とおおむね調和的で、横手盆地、北上低地および沢内盆地表層にある低速度堆積層が低比抵抗層として現れている。また、測点5、6付近および測点10~12付近では高比抵抗層が見られる。この高比抵抗層は速度構造との関係は明瞭ではないが、重力異常¹⁰⁾が高異常域になっているので、真昼山や四枚平山・八方山など高密度の基盤岩が浅部にあることに対応していると思われる。

2) 断層の深部延長

千屋断層の深部延長が深度7~8kmまで低比抵抗異常として見られる。これはfault coreそのものではなく、damaged zone¹¹⁾がぼんやりとイメージされたものであると思われる。また、北上低地西縁断層帯についても、同じように深度5~6kmまで傾斜する低比抵抗異常がみられる。これらの低比抵抗異常は、上部地殻については反射法地震探査によ

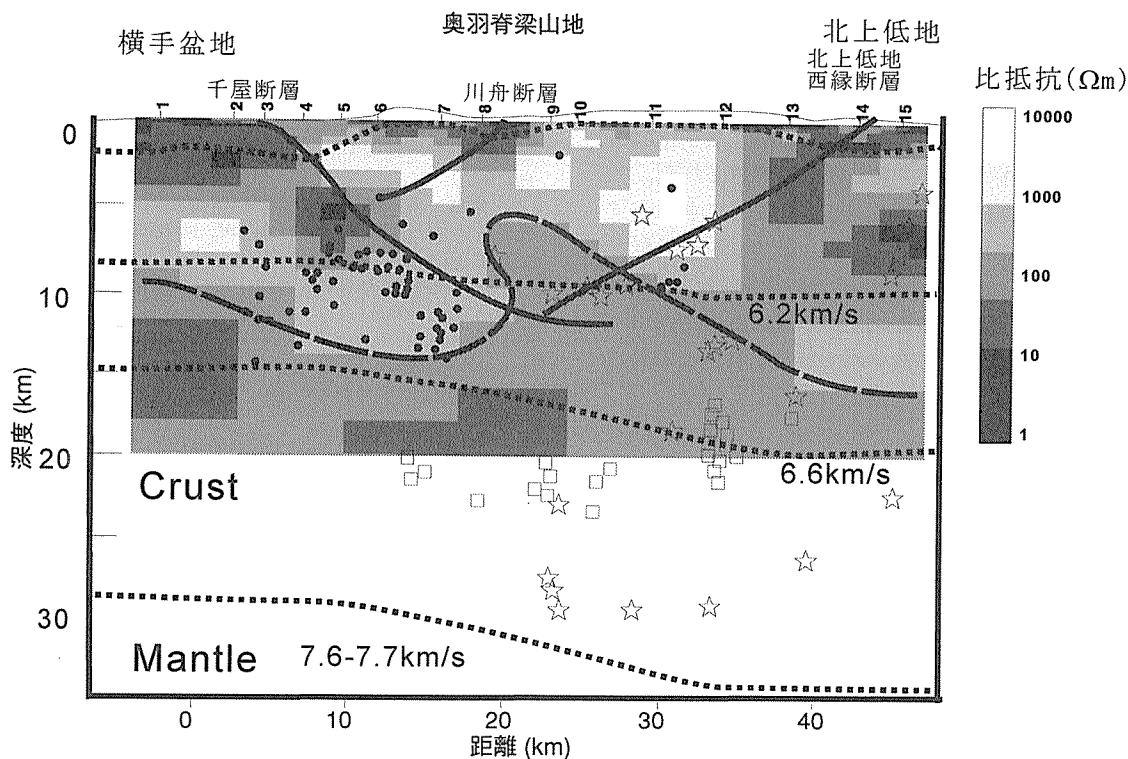


図2 2次元解析で得られた深度20kmまでの比抵抗構造(グレイスケール)と地震学的な情報との比較。破線で示された曲線は、地殻内の低比抵抗層の上面を表す。図中の実線および点線は、それぞれ反射法地震探査による反射面、屈折法地震探査による速度構造境界を表す^[8]。屈折法の最上部層は、P波速度が(4.3~2.1km/s)の低速度層である。小さな黒丸、白抜きの四角、星印は、それぞれ、自然地震の震源分布、自然地震のS波反射面の分布、人工地震による地震波散乱体の分布を示す^[13]。

る構造(図2の太線:[9],[12])とよく対応している。

3) 断層の深部すべり領域?

図2の測線中央部の深さ10km付近では、低比抵抗層が盛り上がっている。これは、測線中央部の周期1~10秒での高い位相のデータに対応しているので、有意な構造である。この盛り上がった低比抵抗構造の延長部に、千屋断層があり、地殻深部の構造と地表の活断層とが関係していることを示すものと考えられ、興味深い。また、対応する位置には、地震波散乱体が推定されている^[13]。流体に富んだ(比抵抗の低い)下部地殻がめくれあがり、深部すべりをおこし、これが地表に達したものが千屋断層なのかもしれない。

4) 地震発生域の比抵抗構造

東北脊梁山地合同地震観測の稠密地震観測網に

よる高精度の震源決定が進められている(例えば,[14])。自然地震の震源で、内陸合同観測が始まってからのものを、人工地震のデータを使った補正値を入れて再決定されたもの^[13]を図2の小さな黒丸で示す。この分布と比抵抗構造とを比較すると、地震が高比抵抗部で起こっていることがわかる。高比抵抗の下面(低比抵抗の上面)が地震発生層の底に対応している。東北日本弧のスケールでは、内陸浅発地震の震源は、モホ面近傍に発生する例外的な地震を除いてほとんど地殻上部にあることが知られ^[15]、地震活動の下限は400℃の等温面に相当するともいわれている^[16]。比抵抗からも、下部地殻上面の低比抵抗の原因を変成作用による流体のトラップと解釈する説があり、測線中央部では、等温面が浅くなっている可能性もあ

る (たとえば, [17]を参照).

7. おわりに

1998年度の観測でデータ品質が良くなかった測点での再測を含めて, 補充観測が実施された. また, 長周期MT (20~13,000秒) 観測やネットワークMT観測も行われている. これらの結果を含め, さらにTEモードをも合わせた解析が実施されれば, この地域の地殻深部の比抵抗構造について, この報告以上に種々のことが解明されるものと期待される.

この観測に際して, 下記の機関のご協力をいただきました. 花巻営林署, 湯田営林署, 大曲営林署, 国土地理院水沢測地観測所, 奥羽山荘 (太田町), カナダ国フェニックス社. また, 観測に当たっては京都大学防災研究所の断層解剖計画の員等旅費, および東京大学地震研究所の第7次地震予知計画経費のうち海・プレート境界域のダイナミクスに関する観測研究経費のそれぞれ一部を使用させていただきました.

今回の広帯域MT共同観測の参加者は, 次のとおり. 西田泰典・佐藤秀幸 (北海道大学), 小菅正裕・佐藤教央・千田良道 (弘前大学), 西谷忠師・高橋幸恵 (秋田大学), 三品正明・立花憲司・橋本恵一・長尾栄広・有吉慶介 (東北大学), 北村保夫・村山賢持 (東北工業大学), 小川康雄 (地質調査所), 笹井洋一・上嶋誠・歌田久司・清水久芳・小河勉・小山崇夫・市來雅啓 (東京大学), 本蔵義守 (東京工業大学), 富澤一郎・石井直人 (電気通信大学), 後藤忠徳 (愛知教育大学), 領本邦浩 (大阪職業能力開発短期大学校), 住友則彦・大志万直人・中川渥・矢征・笠谷貴史・村上貴久・山崎健一・松村史樹・網田和宏・坂中伸也 (京都大学), 塩崎一郎・福本隆史 (鳥取大学), 村上英記 (高知大学)

参考文献

[1] 長谷川昭: 97東北脊梁山地合同地震観測一島弧地殻の変形過程と内陸地震テクトニクス解明を目指して一, 1. 97東北脊梁山地合同地震観測, 日本地震学会ニュースレター, vol.9, no.3, pp.12-13 (1997).
[2] 岩崎貴哉・平田直・佐藤比呂志・吉井敏尅: 97東北脊梁山地合同地震観測一島弧地殻の変形過程と内陸地

震テクトニクス解明を目指して一, 2. 1997東北日本地震探査, 日本地震学会ニュースレター, vol.9, no.3, pp.13-15 (1997).

[3] 三浦 哲: 97東北脊梁山地合同地震観測一島弧地殻の変形過程と内陸地震テクトニクス解明を目指して一, 3. GPS観測, 日本地震学会ニュースレター, vol. 9, no.3, pp.15-16 (1997).

[4] 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 4. 千屋断層における研究, 自然災害特別研究研究成果 No.A-56-2, 107pp (1982).

[5] 活断層研究会 (編): 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437pp. (1991).

[6] Groom, R. W. and R. C. Bailey: Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three dimensional galvanic distortions, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1,913-1,925 (1989).

[7] Ogawa, Y.: Preliminary interpretation on detailed magnetovariational profilings in the northern Tohoku district, *J. Geomag. Geoelectr.*, **39**, 559-569 (1987).

[8] Ogawa, Y. and T. Uchida: A two dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophys. J. Int.*, **126**, 69-76 (1996).

[9] 岩崎貴哉・加藤 亘・武田哲也・関根秀太郎・森谷武男・海野徳仁・岡田知己・長谷見晶子・宮下 芳・溝上智子・田代勝也・松島 健・宮町宏樹: 屈折法地震探査による東北日本弧の地殻構造一東北脊梁山地の浅部構造一, 日本地震学会講演予稿集 1998年度秋季大会, P163 (1998).

[10] 地質調査所: 秋田地域重力図 (ブーゲー異常) (1990).

[11] Chester, F. M., Evans, J. P. and Biegel, R. L.: Internal structure and weakening mechanism of the San Andreas fault: *J. Geophys. Res.*, **98**, 771-786 (1993).

[12] 佐藤比呂志・平田直: 活断層の深部構造と日本列島の成立, *科学*, 第68巻, no. 1, pp.63-71 (1998).

[13] 浅野陽一: 奥羽脊梁山地およびその周辺域における地震波散乱体分布の推定, 東北大学大学院修士論文, 110pp (1999).

[14] 松原 誠・平田直・酒井慎一・井出 哲・山中佳子・久保篤規・羽田敏夫・荻野 泉・酒井 要・小林 勝・橋本信一・井上義弘・三浦勝美・田上貴代子・三浦禮子・李西林・橋田幸治・功刀 卓・上村 彩・中川茂樹・永井理子: 1998年東北合同観測一北上・千屋断層系微小地震観測一, 日本地震学会講演予稿集 1998年度秋季大会, p.165D (1998).

[15] 長谷川昭・趙 大鵬・山本 明・堀内茂木: 地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構, *火山*, **36**, 197-210 (1991).

[16] 山本 明・長谷川昭: 東北地方内陸部の浅発地震の深さ分布, 地球惑星科学関連学会 1997年合同大会予稿集, B31-11 (1997).

[17] 小川康雄: 深部地殻の電磁探査, *月刊地球*, 第14巻, 第3号, 145-153 (1992).

[18] 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉: 東北日本の地殻構造と新生代テクトニクス, *月刊地球*, Vol.21, No.4, 212-219 (1999).

