

比抵抗分布からみた東北日本弧の地殻流体分布と地震活動

三品 正明

(東北大学大学院理学研究科)

Distribution of Crustal Fluids Inferred from Resistivity, and Seismicity in the Crust

Masaaki Mishina

(Graduate School of Science, Tohoku University)

Abstract

There are several magnetotelluric survey lines across the backbone range (Ohu Mountains) of Northeastern Japan arc. To the east of the backbone range, the volcanic front runs north and south parallel to the range. Comparing cross sections of resistivity distribution and crustal activities near the volcanic front, we can describe the relation between fluids and seismicities and crustal strain changes. Main features are summarized as follows:

1. The main origin of low resistivity in the crust is considered as to saline water.
2. Two flows from the uppermost of the mantle wedge penetrate to the lower crust: one is to the west of the volcanic front, and another is to the east of the volcanic front.
3. The distribution of fluids in the crust inferred from the distribution of resistivity may agrees with the distributions of volcanoes, hypocenters, seismic velocities, reflectors of S-wave and high strain rate zones.

The information of the distribution of fluids in the crust is important to understand activities of inland earthquake and to predict destructive earthquakes. The recent results of seismic tomography give us precise three-dimensional distribution of seismic velocities in the crust. Joint processing of both seismic and electrical data may make possible to estimate more accurately physical constants, porosity and water content of the crust, and to improve the model of seismogenesis in the crust.

1. 東北日本弧

私たちの比抵抗構造調査の目的は、いうまでもなく地震活動をはじめとした地学現象と地下構造との関係を明らかにして、「どこで、どんな観測をすれば」地震予知ができるかという問題に近づこうとするものである。ここでは筆者が関わった観測・研究をもとにして、東北地方における内陸地震発生の場について、地殻流体の分布を中心に見ていく。

東北日本弧は典型的な島弧の特徴を有しているといわれている。東方の日本海溝の走向に並行して島弧があり、内部には北上・阿武隈、奥羽、出羽の3列の山脈が南北に走っている。脊梁の奥羽山地の東側を火山フロントが南北に走り、それ以西に活火山および第四紀火山が分布している。山地の縁辺部には活断層があり、山地形成が現在も継続中であることを示している (Fig. 1)。地質学的には、東部の北上・阿武隈山地が先第三系の地層であるのに対して、中部から西部は第三紀以降の地層が分布している。北上山地は中生代の付加体とされ、その西側は第三紀の背弧グラベン堆積盆で、表層に厚い堆積層がある。火山フロントは年代とともに西に移動し、中新世には現在より約 20 km 東側にあった (Matsuda and Uyeda, 1971)。

北上、阿武隈両山地の西縁には、重力異常急変帯と呼ばれるブーゲー異常の水平勾配が大きな地帯があ

る(地質調査所, 2000). また, 火山フロントを含む脊梁山地に沿う地域は, 歪速度が大きいことも指摘されている(Miura et al., 2004). これらの地域は, 地殻内地震の活動も活発である. 詳しくみると, 重力異常急変帯は, 高歪速度域や地震活動が高い地域とは, 良く一致しているわけではなく, 構造的な要素以外のものも地殻活動に関与していることを示唆している.

筆者はそれが, 地殻流体の存在であると考えているが, 次節以降に比抵抗分布を中心にその説明をする. 地震波トモグラフィをもとにした Hasegawa et al.(2005)によれば, 海水を多量に含んだ海洋底地殻が海溝から沈み込むにつれて, 高温高压の条件化で脱水分離した水がマンテルウェジに放出される. その水(流体)がマンテルウェジ中を上昇し, 脊梁部の地殻底に達する. その流体がモホ面を通して, 下部地殻に浸入し, 流体(マグマ)溜りを形成したり, 地殻上部まで上昇して火山活動を起こしたりしていると考えられている. 流体の一部は, 上部地殻の地震活動にも関係していると考えられる. しかし, これまでの地震波トモグラフィの結果は, 地殻中での分解能が充分でなく, 地殻中での流体の振る舞いまでは言及されていなかった. それに対して, 広帯域 MT 観測をもとにした比抵抗構造解析は, 地殻中の流体分布を考えるのには十分な分解能がある.

2. MT観測と比抵抗分布

東北地方中部では, 広帯域 MT 観測は 1962 年宮城県北部地震震源域(1993 年電磁気共同観測: Mitsuhashi et al., 2001)以来, 千屋断層・北由利断層(1998, 1999 年電磁気共同観測: Ogawa et al., 2001), 同測線の東方延長(2000, 2007: 三品・他, 2008), 宮城県北部(1997: 長尾・他, 1998), 岩手山南山麓(2001, 2002: 高橋・他, 2003), 長町-利府線断層帯(2002, 2003: 小川・他, 2003), 2003 年宮城県北部地震震源域(2004: 佐藤・他, 2006), 深部低周波地震震源域(2003 から 2005: Mishina, 2009)など, 筆者が関係したものだけでも多くの測定がある.

前述のように, 特徴的な地殻活動は火山フロント近傍なので, 火山フロント付近の比抵抗分布の特徴を, 栗駒山付近を通る測線の 2 次元比抵抗分布図(Fig. 2: Mishina, 2009)を例にして説明する. 図で F は火山フロント, 三角は活火山および第四紀火山である. 火山フロントの背弧側下部地殻に顕著な低比抵抗域があり, そこへ繋がる最上部マンテルから地殻底へと連なる低比抵抗域がある. これは, マンテルウェジを上昇してきた流体が, 地殻底から下部マンテルへ浸入している様子を表していると考えられる. 下部地殻の低比抵抗域から上昇し, 火山へと連なる低比抵抗帯がみられる. 火山活動の源となる流体(マグマ)供給路と考えられる. 下部地殻の低比抵抗域から斜め上方へ続く低比抵抗帯があり, その先には火山フロント東側の上部地殻低比抵抗域がある. 上部地殻低比抵抗域は, 火山フロント直近のものと, 火山フロントからやや離れた位置にあるものがある. 後者の低比抵抗域へは, 火山フロントから東へ離れた位置の地殻底から上昇する低比抵抗帯もみられる. すなわち, マンテルウェジからの流体浸入路が火山フロントの

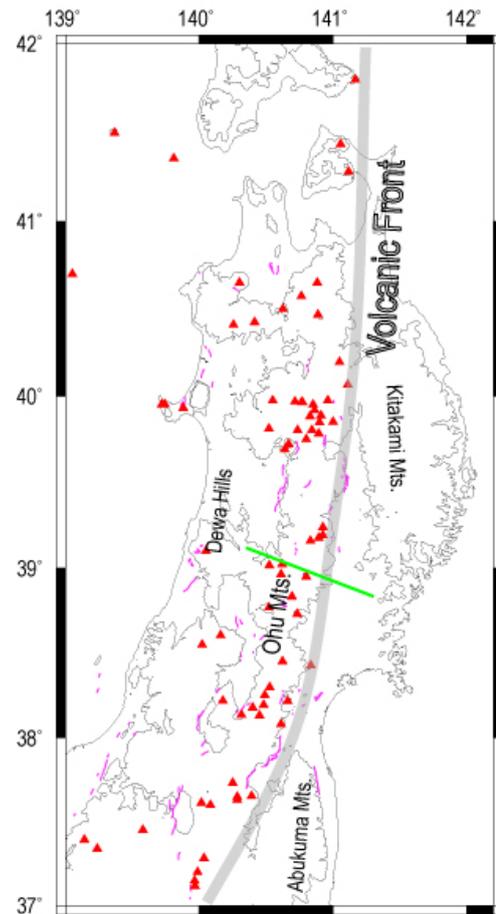


Fig. 1 Map of Northeastern Japan arc. Quaternary volcanoes (red triangles), and active faults (purple lines) are drawn. Green line denotes location of section mentioned later.

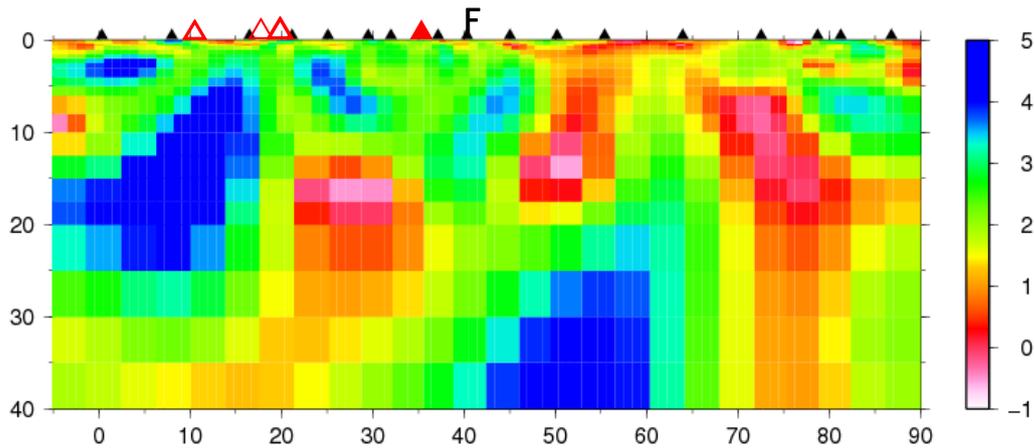


Fig. 2 Resistivity profile along the survey line passing near Mt. Kurikoma, shown by green line in Fig. 1. Numerals attached to the color scale show logarithm of resistivities.

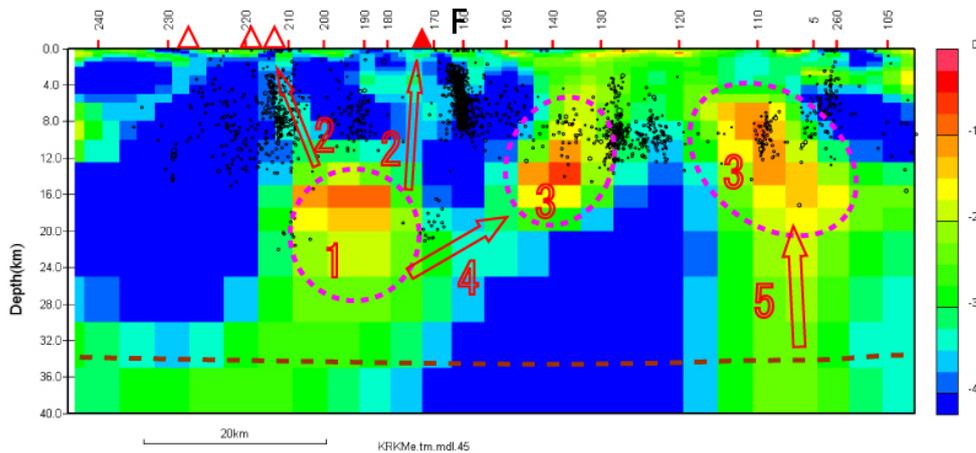


Fig. 3 Distribution of fluid content deduced from resistivity distribution along the same survey line of Fig. 2. Numerals attached to the color scale show logarithm of water contents.

東方にもあることを示唆している。

これらの特徴は、脊梁を横断する各測線で共通にみられ、島弧の走向方向にはほぼ同様な現象が起きているものと考えられる。

3. 地殻流体分布

低比抵抗が流体の存在域と考え、流体の存在量を見積もってみた。

岩石が低比抵抗になるのは、温度の上昇、融解、水（塩水）を含む場合などが考えられる。Yoshida(2001)は岩石学的な研究から東北地方の地下の温度分布を与えている。それによれば、下部地殻、モホ面近傍でも高々1000°Cである。Kariya and Shankland(1983)の実験室での測定では、1000°Cでの乾燥岩石の比抵抗は数十Ω・m以上で、MT観測データのインバージョンから得られた顕著な低比抵抗域の比抵抗値（数Ω・m以下）よりは1桁以上大きいので、高温だけでは低比抵抗を説明できない。Tyburczy and Waff(1983)の測

定による融解した岩石（メルト）の比抵抗は、1200°Cで1 $\Omega \cdot m$ 程度である。地殻の温度条件での測定ではないが、低温側へ外挿して下部地殻の800~1000°Cの比抵抗を推定すると、数~10 $\Omega \cdot m$ である。メルトの比抵抗は、水の存在でもっと低下することも知られている（Lebedev and Khitarov, 1964）。低比抵抗域の比抵抗値に近く、メルトが低比抵抗源の候補ではあるが、比抵抗値を説明するためには低比抵抗域のほとんどがメルトである必要があり、地殻中にほとんど流体のみの領域が大規模に存在することは、地震波伝搬などの観測事実とは相容れない。また、顕著な低比抵抗域は上部地殻にもあるので、これらまで含めてメルトの分布と考えることは不自然である。Nesbitt(1993)の測定によれば、塩水の比抵抗は温度や圧力に対する変化は小さくて、塩分濃度によって敏感に変わる。また、深さ10 km付近の条件で、数%のKCl溶液の比抵抗は、0.05 $\Omega \cdot m$ 程度である。葛根田におけるボーリング調査では、約40%の濃度の塩水が採取されている（Muraoka et al., 1998）。ドイツの深層ボーリング（KTB）では、NaCl換算で数から48%の塩水が採取されている（Emmermann and Lauterjung, 1997）。このような事実から考えると、地殻中の顕著な低比抵抗域に、高濃度の塩水があると考えることは、不自然なことではない。塩水ならば、下部地殻から上部地殻まで広く存在しうるし、数%の溶液でも非常に低比抵抗になるので、含水量を大きくしなくても低比抵抗域の比抵抗値を説明しうる。そこで、ここでは数%の塩水（比抵抗0.05 $\Omega \cdot m$ ）と乾燥岩との2相からなる岩盤の比抵抗を仮定して、含水量を推定した。

固相と液相とからなる2相媒体の比抵抗計算式は、Archieの式（Archie, 1942）、修正Archieの式（Glover et al., 2000）、Hashin-Shtrikmanの式（Hashin and Shtrikman, 1962）、Waffの式（Waff, 1974）などいくつか知られている。Archieの式とWaffの式は含水量が少ないと母岩より高比抵抗になるなど、不自然な点がある。上嶋（2003）は千屋断層を横断する測線にHashin-Shtrikmanの上限の式を適用して、含水量分布を推定した。修正Archieの式は液相の連結度もパラメータとして使えるので、ここでは修正Archieの式を使って含水率を推定した。実際には液相の連結度を定める情報がなかったため、もっとも連結度が高い状態（連結度 $m=1$ ）を仮定している。固相としての母岩を上部地殻は玄武岩、下部地殻はかんらん岩として、比抵抗はKariya and Shankrand(1983)の乾燥岩の実験式を用いた。Yoshida(2001)による地殻内の温度分布を使い、固相の比抵抗とした。なお、連結度 $m=1$ の時の修正Archieの式とHashin-Shtrikmanの上限の式とはほとんど等しい比抵抗が得られる。

このような仮定のもとに計算された含水量分布をFig.3に示した。比抵抗値が等しくても、深さによって母岩の比抵抗が変わるので、含水量は違ったものになる。例えば火山フロント（F）の西の下部地殻の低比抵抗域は、比抵抗値では100 $\Omega \cdot m$ 程度で、地殻中部の比抵抗の10倍ほどであるが、含水率は1/10以下である。火山フロントの両側にある顕著な低比抵抗域の含水率は最大10%に達するものと推定された。Nakajima and Hasegawa(2003)は、鳴子火山付近の上部地殻にある低速度域の地震波速度低減率から、地殻水の含水率が0.3~5%と推定している。ここで使用した比抵抗から含水率を推定する手法を同地域に適用すると、含水率は数%と見積もられるので、ここに挙げた種々の仮定と手法は適切なものと考えられる。

流体分布の主な特徴を図の中の番号と矢印で示した。(1)火山フロント以西の中部・下部地殻には顕著な貯留域がある。(2)この貯留域から、真上に伸びて上部地殻の火山活動に関係する流路を形成している。(3)火山フロント前面の上部地殻にも顕著な貯留域がある。(4)下部地殻の貯留域から、斜め上方に伸びて火山フロント前面の上部地殻の貯留域に連なる流路がある。(5)火山フロントの東側の地殻上部貯留域の下部には、下部地殻から連なる流路がある。

比抵抗分布を含水率に置き換えることにより、地殻水の移動経路が明らかとなった。最上部マントルからモホ面を通して下部地殻への地殻水の浸入路が、火山フロントの西と東との2箇所あることが明瞭になった。前節に挙げた低比抵抗域、低比抵抗帯がそれぞれ地殻水の滞留するところと移動経路であるイメー

ジが明瞭になった。火山フロントの前面の上部地殻には、2つの源から上昇する地殻水が滞留している。火山フロントの西側の浸入路と上昇路は、第四紀の火山活動に関係していることは容易に理解できる。火山フロントの東側の上昇路は現在の火山活動には結びつかない。第三紀の火山フロントが現在より東にあったことを考えると、当時のマグマ上昇路が現在も流体上昇路として残っている可能性が考えられる。

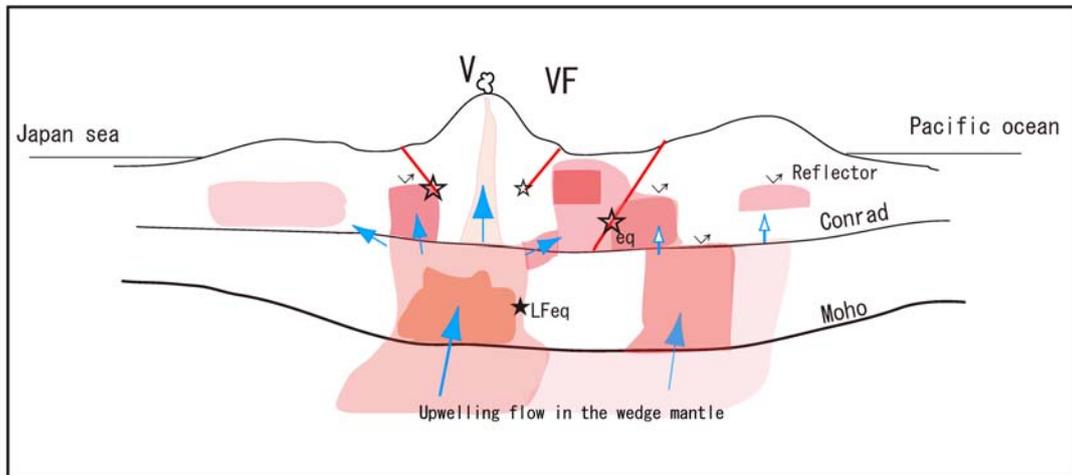


Fig. 4 Schematic view of the distribution of fluids. Volcanones and volcanic front are denoted by V and VF, respectively. Pink areas show inferred fluid rich areas estimated from distribution of low resistivity. Stars show hypocentral area of deep low-frequency earthquakes (solid), and disastrous earthquakes (open stars), and fault planes are denoted by thick straight lines. Arrows show estimated paths of crustal fluid supplied from the uppermost mantle. Small hook-shaped arrows mean S-wave reflectors in the middle crust.

4. 比抵抗分布と地震・歪速度分布

Fig. 3には含水率分布に測線近傍の微小地震の震源分布を重ねて示した。図からわかるように、多くの地震発生域は含水率が高い領域を避けるように分布している。また、深さ20 km付近にある深部低周波地震の発生域は、高含水域の縁の部分にある。このことは、高含水域の地殻が地震を起こすほどの強度を持たないことと、地殻水の存在が地震発生に関与していることを示唆している。

Ogawa and Honkura (2004)は、糸魚川-静岡構造線付近の比抵抗構造と歪速度との関係から、地殻中深部に顕著な低比抵抗域があるところと高歪速度域とが一致していて、流体の存在が地殻の変形を助長していると指摘している。含水率が高いことは、岩盤中に孔隙が多くて、かつそこを流体が満たしていることを意味している。孔隙率の増大は岩盤の強度を低下させ、含水率の増大も有効法線応力を低下させるので岩盤の強度低下となる。これにより高含水域の地殻強度が弱くなることから、歪の集中もおきやすくなる。GPS観測から得られた歪速度が大きい地帯がこの高含水域と一致していること、さらに地震活動域が構造境界の重力異常急変帯よりは高歪速度域と一致していることも、地殻水の分布を反映したものと言える。

ここまでは栗駒山付近を通る測線について、比抵抗分布・地殻水分布と地震活動・歪速度分布との関係について見てきた。脊梁を横断するほかの測線でもここにあげたような特徴は共通に見られる(Mishina, 2009)。各測線で共通する特徴から東北日本弧中部の地殻水分布と移動経路を模式的に示すと、Fig. 4 (Mishina, 2009)のように考えられる。堀・他(2004)により見つけられている地殻中深部のS波反射体の分布も流体の分布と良い相関があり、含水率の高い領域の上下縁に多く分布している。

宮城県北部地震(1962年M6.5)、岩手・宮城内陸地震(2008年M7.2)、秋田県南東部の地震(1970年M6.2)などの内陸の被害地震の断層下部には高含水域があり、断層面への地殻水の供給が地震発生に関与していることを示唆している。岩手県遠野市の下深さ20 km付近では、下部地殻としては例外的に通常の

周波数の地震が発生している。震源域の近くには高含水率の領域があり、低周波地震以外にも地殻深部の地震発生に対して地殻水が関与しているものと考えられる。

5. まとめ

東北日本弧の火山フロントを横断する広帯域 MT 観測により得られた比抵抗構造と地震活動等の諸現象を比較して、次のような特徴がわかった。

1. 地殻中の低比抵抗の主な原因は、塩分を含んだ地殻水の存在と考えられる。
2. マントルから上昇する地殻水は、火山フロントの背弧側だけでなく、前弧側からも下部地殻に供給されている。
3. 比抵抗分布から推定された地殻水の分布は、火山の分布、地震の震源分布、地震波速度分布、地震波の反射体分布、歪集中域（高歪率域）の分布など多くの現象と調和的である。

内陸地震の活動を理解し、大地震を予知する手がかりとして、地殻水の分布についての情報は重要と考えられる。近年の地震波トモグラフィの研究成果により、3次元的で詳細な地殻内地震波速度分布が得られるようになった。比抵抗分布も3次元的分布が得られれば、地震波速度と比抵抗との組み合わせによって、岩盤の物性、孔隙率、含水率など諸情報がより正確に推定できるようになり、より高度な地震発生モデルの構築が可能になるものと期待している。

謝 辞

この一文は、2009年2月に行われたCA研究会において講演した内容を元にして、起草されました。講演の機会を与えてくださいました主催者の皆様に感謝いたします。また、筆者は同年3月をもって東北大学を退職しました。1970年代に行われた山崎断層の共同観測以来、各地で行われた電磁気共同観測とCA研究会に参加し、皆様からたくさんの知識と励ましをいただきました。ここに紹介した東北日本弧に関する研究成果も、そのおかげでできたことのひとつです。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- Archie, G. E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. Am. Inst. Metall. Eng.*, 146, 54-62.
- 地質調査所（編）(2000): 日本の重力CD-ROM, 数値地質図P-2, 地質調査所.
- Emmermann, R. and J. Lauterjung (1997): The German Continental Deep Drilling Program KTB: Overview and major results, *J. Geophys. Res.*, 102, 18179-18201.
- Glover, P. W. J., M. J. Hole, and J. Pous (2000): A modified Archie's law for two conducting phases, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180, 369-383.
- Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino, and S. Miura (2005): Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity, *Tectonophysics*, 403, 59-75.
- Hashin, Z. and S. Shtrikman (1962): A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials, *J. Appl. Phys.*, 33, 6582-6591.
- 堀修一郎・海野徳仁・河野俊夫・長谷川昭 (2004): 東北日本弧の地殻内S波反射面の分布, *地震* 2, 56, 435-446.
- Kariya, K. A. and T. J. Shankland (1983): Electrical conductivity of dry lower crustal rocks, *Geophysics*, 48, 52-61.
- Lebedev, E. B. and N. I. Khitarov (1964): Dependence of the beginning of melting of granite and the electrical conductivity

of its melts on high water vapor pressure, *Geochemistry International*, 1, 193-197.

Matsuda, T. and S. Uyeda (1971): On the Pacific-type orogeny and its model - extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas, *Tectonophysics*, 11, 5-27.

三品正明・小川康雄・高倉伸一 (2008): 広帯域 MT 法により得られた東北日本弧を横断する地殻比抵抗構造, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会 予稿集, S147-009.

Mishina, M. (2009): Distribution of crustal fluids in Northeast Japan as inferred from resistivity surveys, *Gondwana Research*, doi:10.1016/j.gr.2009.02.005 (in press).

Mitsuhashi, Y., Y. Ogawa, M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura and T. Uchida (2001): Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4371-4374.

Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, and S. Yui (2004): Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observation in the NE Japan arc, *Earth Planets Space*, 56, 1347-1355.

Muraoka, H., T. Uchida, M. Sasada, M. Yagi, K. Akaku, M. Sasaki, K. Yasukawa, S. Miyazaki, N. Doi, S. Saito, K. Sato, and S. Tanaka (1998): Deep geothermal resources survey program: igneous, metamorphic and hydrothermal processes in a well encountering 500°C at 3729 m depth, *Geothermics*, 27, 507-534.

長尾榮広・三品正明・歌田久司・大志万直人 (1998): 宮城県北部地域における広帯域 MT 観測, *Conductivity Anomaly 研究会 1998 年論文集*, 217-224.

Nakajima, J. and A. Hasegawa (2003): Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution, *J. Volcanol. Geothermal. Res.*, 127, 1-18.

Nesbitt, B. (1993): Electrical resistivities of crustal fluids, *J. Geophys. Res.*, 98, 4301-4310.

Ogawa, Y. and Y. Honkura (2004): Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan, *Earth Planets Space*, 56, 1285-1291.

Ogawa, Y., M. Mishina, T. Goto, H. Satoh, N. Oshiman, T. Kasaya, Y. Takahashi, T. Nishitani, S. Sakanaka, M. Uyeshima, Y. Takahashi, Y. Honkura, and M. Matsushima (2001): Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan back arc, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3741-3744.

小川康雄・三品正明・本蔵義守・高橋幸祐・タンク・ブレント (2003): 内陸地震地域の深部比抵抗構造探査—長町利府断層, *Conductivity Anomaly 研究会 2003 年論文集*, 1-7.

佐藤秀幸・光畑裕司・内田利弘・三品正明・小川康雄・本蔵義守・西谷忠師・坂中伸也 (2006): 広帯域 MT 法から推定された 2003 年宮城県北部地震震源地域周辺における比抵抗構造, *Conductivity Anomaly 研究会 2006 年論文集*, 129-131.

高橋幸祐・三品正明・浜口博之・茂木 透 (2003): 岩手山付近の深部低周波地震発生域の比抵抗構造, *Conductivity Anomaly 研究会 2003 年論文集*, 40-47.

Tyburczy, J. A. and H. S. Waff (1983): Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kilobars pressure: geophysical significance and implications for charge transport and melt structure, *J. Geophys. Res.*, 88, 2413-2430.

上嶋 誠 (2003): 「地震と水」, 東京大学出版会, pp.283-296.

Waff, H. S. (1974): Theoretical considerations on electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry, *J. Geophys. Res.*, 79, 4003-4010.

Yoshida, T. (2001): The evolution of arc magmatism in the NE Honshu, Japan, *Tohoku Geophys. J.*, 36, 131-149.