地殻・上部マントルの電気比抵抗構造： 観測の原理・精度と物性データの現状

An overview of electrical resistivity in the crust and upper mantle:
principle of magnetotelluric method, accuracy and resolution of resistivity
modeling, and electrical resistivity feature of crustal and mantle rocks and minerals

市原 寛 (Hiroshi ICHIHARA)*
市来 雅啓 (Masahiro ICHIKI)**

Electrical resistivity is known as a good indicator for geo-fluid distribution especially in the crust and upper mantle. In this paper, we introduced physical concept of electrical resistivity in solid, liquid, and their mixing law, which can explain resistivity of crust and upper mantle. We also introduced magnetotelluric method, a common exploration method to image resistivity distribution in the earth, and modeling (inversion) method for resistivity distribution. Because resolution of inverted resistivity model from the magnetotelluric data depend on depth, resistivity, density of observation station and smoothness constraint, the model should be carefully interpreted. The magnetotelluric method has been applied for various tectonic settings. Many studies discovered low resistivity zones probably indicating fluid-rich area in or beneath the earthquake faults. In the volcanic zones, partial melt and hydrothermal areas were inferred based on three-dimensional modeling. Intensive MT surveys and newly developed interpretation techniques such as correction method of bathymetry effect and 3-D inversion method enable us to image resistivity of subduction slab and oceanic plate.

Keywords: Magnetotelluric, Geophysical inversion, Resistivity structure, Subduction zone, Electrical resistivity of rocks and minerals

I. はじめに

電気比抵抗 ρ (ohm-m) は物質の電気の通りにくさを表す物理量であり、物質の電気抵抗を R (ohm), 長さを L (m), 断面積を S (m²) と表すと下記のように表される。

$$\rho = R \times S / L \quad (1)$$

地殻・上部マントルの電気比抵抗は $10^0 \sim 10^4$ ohm-m 程度の幅広い範囲をとることが知られており (例えば, Shimizu *et al.*, 2010), これらは構成鉱物の種類や温度, 内包する間隙流体や構造水の状態および酸素フガシティーなどに依

存すると考えられている。間隙水やメルトなどの間隙流体の存在は、特に地殻などの表層部において比抵抗を支配する重要な要素であると考えられている。例として、室内実験による乾燥岩石と間隙水 (KCl 溶液) の電気伝導度 (比抵抗の逆数) を示した (Fig. 1)。これによると、観測によって推定されている比抵抗値は乾燥岩石よりも数桁低く、間隙水よりも高い範囲に位置している。このような点から地殻や上部マントルは間隙流体を多量に含んでいると考えられ、また一次近似的に比抵抗値の空間変化は流体の状態 (量, 組成および連結性など) を反映していると考えられる。このような背景から、比抵抗構造の探査手法は地下の流体分布を解明する重要なツールとして注目されてい

doi: 10.2465/gkk.110131b

(平成 23 年 1 月 31 日受付, 平成 23 年 4 月 15 日受理)

* 海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域, 〒237-0061 横須賀市夏島町 2-15

** 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター, 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉 6-6

* Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2-15 Natsushima-cho, Yokosuka 237-0061, Japan E-mail: h-ichi@jamstec.go.jp

** Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, 6-6 Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan E-mail: ichiki@aob.gp.tohoku.ac.jp

Fig. 1. Plot of electrical conductivity versus temperature of typical dry crustal rocks (Kariya and Shankland, 1983) and interstitial water with various salt concentrations and pressure conditions (Nesbitt, 1993) based on laboratory experiment (edited by Uyeshima, 2005). For the dry rocks, estimated conductivities based on the equation (11) are also plotted. The σ and E of them are also based on Kariya and Shankland (1983). The shadow area indicates temperature range in the crust and electrical conductivity range determined from field surveys.

る。本総説ではまず、地球内部の物質の電気比抵抗について、固体、液体およびその混合則に分けて解説する。次に、代表的な比抵抗探査手法である地磁気地電流 (Magnetotelluric: MT) 法と MT 法から得られたデータから比抵抗分布を推定する手法を解説する。また、これによって得られた比抵抗構造の信頼性や解像度についての議論も行い、比抵抗探査の今後の課題や将来性についても触れる。なお、この節では直感的に MT 法が理解できるような解説を心がけ、数式の使用も必要最低限とした。従って、理論的な厳密さに関して不十分な点があることをご容赦いただきたい。比抵抗構造を正しく解釈するためには探査・解析手法の原理や限界についての理解する事が不可欠であり、小論がその一助となれば幸いである。最後に、様々なテクトニクスにおける最新の比抵抗探査の実例およびこれらの研究から得られた知見について紹介する。

II. 地殻・マントル物質の電気伝導度物性

地殻・マントル岩石の電気伝導度物性を研究するには、1) 岩石全体をそのまま扱って研究する方法、2) 岩石を構成する要素個々の電気伝導度物性を研究し、それらの集合体

として岩石全体の電気伝導度物性を導く方法、がそれぞれ想像できるが、本総説では2)を前提にして記述を進める。なお、物性値測定分野では比抵抗よりもその逆数である電気伝導度が一般的に用いられるため、本章ではその習慣に従う。岩石を構成する要素とは鉱物と粒界物質(流体、粒界薄膜など)であるが、鉱物等の電気伝導度は固体の電気伝導度物性、流体は液体の電気伝導度物性に則った性質を有する。そこで以下では固体の電気伝導度物性、液体の電気伝導度物性に関して記述し、最後にそれら個々の要素の電気伝導度から、岩石全体の電気伝導度を計算する上で必要になる混合則に関して記述する。電気伝導度の高温高压における室内実験手法と岩石全体をそのまま扱った測定実験結果などは別に譲る(実験手法に関しては Yoshino (2010), 岩石全体の高温高压下での測定実験結果に関しては Olhoeft (1981)(花崗岩), Kariya and Shankland (1983)(花崗岩, 斑縞岩, 玄武岩; Fig. 1), Fuji-ta *et al.* (2004, 2007)(グラニュライト, 片麻岩)および Duba and Constable (1993)(橄欖岩)など)。また、本章と異なる視点から地球内部物質の電気伝導度を解説した総説として渡辺(2005)を挙げておく。

1. 固体の電気伝導度

固体は電気伝導度の大きさからしばしば絶縁体/半導体/金属に分類される。理科年表や教科書等に常温常圧でそれらがとりうる大体の電気伝導度範囲は記載されているが、実際には公認の電気伝導度閾値による分類基準などは存在しない。一方電気伝導機構から上記分類が可能かという点、金属はその伝導機構が金属伝導という具合に一つ一つに対応するが、絶縁体と半導体は伝導機構と一対一の関係にはなく様々な伝導機構をもつ。本章では原則として金属/半導体/絶縁体という分類よりむしろ伝導機構の違いで記述を進める。なお、ウエスト(1996)の固体化学の教科書には「絶縁体は、(電気)伝導度が半導体に比べ2, 3桁は小さいというだけで、本質的には半導体と同じ」という記述がある。そこで以下では絶縁体と半導体をまとめて半導体と呼ぶ。伝導機構の違いで固体を分類すると、半導体/金属の他に半金属という分類が必要になる。伝導機構を説明する上で重要な理論がエネルギーバンド理論(以下バンド理論)であるが、金属/半金属/半導体はバンド理論によって明確に分類できる。但し半導体のみその伝導機構はバンド理論で説明できるもの(通常半導体)と説明できないものが存在し、その点は順を追って説明する。

バンド理論で説明できる伝導機構は、電荷キャリアが電子あるいはホールの場合である。バンド理論における重要な概念は、伝導バンド、価電子バンド、フェルミ準位である。伝導バンドとは電子が特定の格子を離れて非局在化する為に必要な最低のエネルギー準位より高いエネルギーバンド、価電子バンドは特定の原子に電子が捕えられている軌道の内、最も高いエネルギー準位(つまり最外殻軌道のエネルギー準位)より低いエネルギーバンドである。伝

Fig. 2. Band structure of ordinal semiconductor (a), metal (b) and semi-metal (c). Chain line represents Fermi level. Shade area shows energy band in which electrons and holes occupy.

導バンドの最低準位が価電子バンドの最高準位より高い場合、その差のことをバンドギャップと呼び、バンドギャップが存在するエネルギー領域を禁制バンドと呼んでいる。電子が持っている最高のエネルギー準位はフェルミ準位に対応する。金属/半金属/通常半導体の分類はこれら伝導バンド、価電子バンド、フェルミ準位の関係で説明できる (Fig. 2)。通常半導体はフェルミ準位が絶対零度では禁制バンド領域に存在し、電子は特定の原子に局在化している。しかし、温度上昇などによってフェルミ準位が上昇することで、一部の電子あるいはホールエネルギー準位が伝導バンドに到達する。金属は絶対零度においてもフェルミ準位が伝導バンド内に存在している為自由電子が存在し、電気伝導度が常に高い状態にある。半金属は価電子バンドの最高エネルギー準位が伝導バンドの最低エネルギーバンドより高く禁制バンドが存在しない特殊なバンド構造を持つ。その為金属と同様自由電子が存在し、電気伝導度が高い状態にある。

金属元素は一般に地殻および上部マントルでは半導体である鉱物の構成元素として存在する為、単体の金属あるいは合金として存在することは極めて稀である。従って金属伝導は電気伝導度構造の解釈では通常無視される。半金属に関しては、唯一石墨が半金属に属する鉱物として地球内部の電気伝導度構造を解釈する上で重要であると認識されている。地殻・最上部マントルに対応する圧力で還元的な環境では石墨は安定して存在すると考えられ、電気伝導度構造の高い部分はほぼ石墨で説明できるという考え方がヨーロッパなどでは根強い (Glover and Adam, 2008; Mareschal *et al.*, 1992 他)。一般的に金属も半金属も温度上昇に伴い電気伝導度は若干下がるが、地殻・上部マントルの温度圧力範囲では常温常圧での値に比べその電気伝導度変化は極端に小さく無視できる (例えば、石墨に関する電気伝導度測定結果は Duba and Shankland, 1982)。従っ

て電気伝導度構造の解釈を石墨の量比で解釈する際は、石墨が安定して存在する温度圧力領域であれば、温度変化を気にせず直截的に解釈できる。

地殻・マントルを構成する鉱物の殆どは半導体に属する。従って半導体の電気伝導度物性は地球内部の電気伝導度構造で非常に重要である。以下通常半導体以外も含めた半導体全般の電気伝導度物性に関して話を移す。半導体の伝導機構は、バンド伝導、ホッピング伝導、イオン伝導に分類される。上述の通りバンド伝導に支配される半導体は通常半導体と呼ばれ (ウエスト, 1996)、その電気伝導度物性はバンド理論によって記述できる。バンド伝導の電荷キャリアは電子とホールである。一方バンド理論を適用できない半導体の伝導機構がホッピング伝導とイオン伝導である。ホッピング伝導に支配される半導体はホッピング半導体と呼ばれる。ホッピング伝導の電荷キャリアはポーラロンである。移動の遅い電子やホールは、その存在に分極による格子歪を伴う。そのような格子歪を伴った電子やホールを核とする荷電準粒子がポーラロンである。単位胞よりサイズが大きいポーラロンをラージポーラロン、小さいものをスモールポーラロンと呼んでいる。イオン伝導は、その電荷キャリアがイオンまたは格子歪を伴ったイオンによる伝導機構である。イオン伝導が支配する半導体がイオン伝導体である。固体のイオン伝導体は NaCl のような電気伝導度の低いものが一般的であるが、その中に固体電解質 (高速イオン伝導体, 超イオン導電体など呼称が多い) と呼ばれる電気伝導度の高い例外的な一群がある。固体電解質の伝導機構は通常のイオン伝導と異なるが、本総説ではこれ以上取り扱わない。天然に存在する鉱物で固体電解質に属するものはどれか、電気伝導度構造におけるそれらの寄与がどの程度か、など地球科学における固体電解質の重要性に関しては不明な点が多く、今後の研究を待ちたい。

室内実験測定で用いる半導体の電気伝導度に関する実験式は、通常半導体、ホッピング半導体、イオン伝導体で最終的に同じ形式を用いている。以下にそれぞれの実験式の導出を示す。まず 3 つの伝導機構とも電気伝導度 [S/m] はミクロスコピックに

$$\sigma = ne\mu \quad (2)$$

と表される。 n はキャリアの数密度 [m^{-3}], e はキャリアの電荷 [C], μ がキャリアの移動度 (易動度) [$\text{m}^2 \text{V}^{-1} \text{s}^{-1}$] である。通常半導体の場合、バンド理論を適用すると、 n , μ はそれぞれ

$$n \propto T^{3/2} \exp[-E_g/(2k_B T)] \quad (3)$$

$$\mu \propto T^{-3/2} \quad (4)$$

と表される(アシュクロフト・マーミン, 1982; Poirier, 2000)。ここで μ はフォノン散乱に従っている。 T は絶対温度[K], k_B はボルツマン定数[JK⁻¹], E_g [J]はバンドギャップである。但し, 電気伝導度測定実験において仕事は[J]でなく[eV]単位の数値がよく用いられる。バンドギャップは特定の格子に局在化した電子やホールを自由にするために必要なエネルギーであり, バンド理論における価電子バンドと伝導バンドとのエネルギー差に相当する。伝導バンドに到達した電子やホールは非局在化し, ポーラロンにならない点がホッピング半導体と異なる。上記の式からバンド伝導による電気伝導度は, 比例定数を σ_0 と置き, $\exp$ 指数の $1/2$ をバンドギャップに含ませてしまえば

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-E_b/k_B T) \quad (5)$$

と書くことができる。 $\exp$ 指数以外の温度依存性が丁度打消し合うのである。ここで, E_b は $E_g/2$ に相当する。

一方ホッピング伝導とイオン伝導はやや事情が異なる。これらはバンド理論を適用できない為, 電気伝導度を定式化する際(荷電粒子の移動・輸送)=(荷電粒子の拡散)として取扱い, 拡散を支配する Nernst-Einstein の法則を適用する(Poirier, 2000; Tybuczy, 2007)。Nernst-Einstein の法則によれば, 荷電粒子の拡散において電気伝導度 σ と自己拡散係数 D の間には以下の関係がある。

$$\sigma \propto \frac{ne^2}{k_B T} D \quad (6)$$

ここで, n , D はそれぞれ,

$$n \propto \exp[-1/(k_B T)] \quad (7)$$

$$D \propto \exp[-\Delta H/(k_B T)] \quad (8)$$

と表される。ここでの n はボルツマン分布に従っている。 ΔH は活性化エネルギーである。 ΔH の意味は, ホッピング半導体, イオン伝導体において以下の物理的なイメージに対応する; ホッピング半導体では, 電子やホールが特定の原子に局在してポーラロンとなっているが, 外部からエネルギーを得ることで隣接する原子のエネルギー軌道へホップする。そのホッピングに必要なエネルギーと考えられる。一方イオン伝導体においてはイオンが空格子(ショットキー欠陥)に飛び移ったり, 格子間に侵入(フレンケル欠陥)したりするのに必要なエネルギーと考えられる。結果的に, ホッピング半導体やイオン伝導体の電気伝導度は, n に係る $\exp$ 指数を無視してしまえば,

$$\sigma = \frac{\sigma_0}{k_B T} \exp[-\Delta H/(k_B T)] \quad (9)$$

と書くことができる。このようにホッピング半導体及びイオン伝導体は温度依存性が通常半導体とは異なる。しかし, 電気伝導度構造で興味の対象となっている地球内部の地殻・上部マントルでの温度範囲を考えると, $1/(k_B T)$ と $\exp[-1/(k_B T)]$ では後者の変化が卓越する為に, 室内実験の実験式としては $1/(k_B T)$ を無視した

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-\Delta H/k_B T) \quad (10)$$

という式に当てはめてパラメータを求めている(Tybuczy, 2007; Yoshino, 2010)。

結果的に半導体鉱物に対しての高温高圧室内電気伝導度測定で用いる実験式は,

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-E/k_B T) \quad (11)$$

という定式を用いている。Figure 1 に示したように, (11) 式は対数をとれば $1/T$ に関して一次関数となる。上部マントルの様々な鉱物における σ_0 及び E の室内実験結果はYoshino (2010)(橄欖石, ザクロ石)やXu *et al.* (2000)(輝石)にまとめられている。

2. 液体の電気伝導度

地球内部の電気伝導度構造を解釈する上で重要な液体は, 水とメルトである。地球内部の水といった場合, 通常は純粋な水ではなく何らかのイオンが溶解した電解質水溶液である。マグマも複雑液体(河村, 1996)ではあるが, 電解質溶液であることには間違いない。電解質溶液の電気伝導度理論は電気化学分野における要諦を占め, ある希釈濃度に対する電気伝導度に関しては理論的枠組みが構築されている。そこで本節では, 液体の電気伝導度として, 電解質溶液の電気伝導度に絞って電気化学分野の常套的な考え方に沿って記述する。本節の記述は玉虫(1991)の教科書を大いに参考にした。興味のある読者はそちらも参照されたい。また, 電解質溶液での電気伝導度は溶液単位物質質量濃度当りの電気伝導度(モル伝導率)で表現することが慣例となっている。即ち濃度 d [mol liter⁻¹]の溶液の電気伝導度が σ [S(cm)⁻¹]の場合, モル伝導率 Λ は

$$\begin{aligned} \Lambda &= \sigma/d [\text{S liter mol}^{-1}(\text{cm})^{-1}] \\ &= 10^{-3} \times \sigma/d [\text{S}(\text{cm})^2 \text{mol}^{-1}] \\ &= 10 \times \sigma/d [\text{Sm}^2 \text{mol}^{-1}] \end{aligned}$$

である。この節の前半は電解質溶液の電気伝導度でなくモル伝導率で議論することをお許し願いたい。前節で述べた(2)式を想起すると, 物質質量濃度を数密度に対応すると仮定すれば, モル伝導率は $e \times \mu$ に対応した物理量になり, 実質電離したイオンの易動度を反映した量であるとイメージすれば解り易い。

電解質溶液の電気伝導度で最も理解しやすい系は, 強電

解質の溶質が溶媒中で完全に電離し、かつ無限に希釈されているような状態である。このような場合、電離した陽イオンと陰イオンは互いに独立に泳動して電荷を輸送する。その場合のモル伝導率が無限希釈モル伝導率、 A^∞ である。無限希釈の状態から少しずつ濃度が高くなると、陽イオンと陰イオン同士はクーロン力によって互いに影響を及ぼすようになり、結果としてモル伝導率あるいはイオンの易動度は減少してくる。そのような陽イオンと陰イオンの相互作用を扱った理論がデバイー・ヒュッケル理論 (Debye and Hückel, 1923; 以下 D-H 理論と略記) であるが、D-H 理論の適用範囲も比較的希釈な濃度の電解質溶液に限られる。D-H 理論を基にして Onsager (1927) はモル伝導率に関して以下の理論式を導いた:

$$A = A^\infty - \frac{S\sqrt{I}}{1 + Ba\sqrt{I}} \quad (12)$$

第二項がクーロン力による相互作用によってイオンの易動度が減少する効果である。ここで、 S, B はイオン価、溶媒の誘電率、粘性率、温度で決まる定数で、 a は電解質溶液を構成する代表的イオン半径 (モル伝導率の単位が $[S(\text{cm})^2 \text{mol}^{-1}]$ の場合、単位は $[\text{\AA}]$) であり、イオン種に依存する。 S, B, a は濃度に依存しない。 I はイオン強度と呼ばれ、次の式で定義される:

$$I = \frac{1}{2} \sum_i c_i z_i^2 \quad (13)$$

c_i, z_i はそれぞれ電解質溶液に含まれるイオン種 i の物質濃度 (モル伝導率の単位が $[S(\text{cm})^2 \text{mol}^{-1}]$ の場合、単位は $[\text{mol liter}^{-1}]$)、およびイオン価である。Robinson and Stokes (1954) は常温常圧において、1:1 アルカリハロゲン強電解質水溶液に対して、(12) 式の S, B を

$$S = B_1 A^\infty + B_2 \quad (14)$$

$$B_1 = 8.20 \times 10^5 / (\epsilon T)^{3/2} \quad (15)$$

$$B_2 = 82.5 / [\eta (\epsilon T)^{1/2}] \quad (16)$$

$$B = 50.29 / (\epsilon T)^{1/2} \quad (17)$$

と表し、様々なアルカリハロゲンイオンに対する a の最適値を求めている。ここで、 ϵ は媒質である水の誘電率、 η は粘性率である。

以上の理論は、常温常圧、強電解質、希釈溶液に対するものである。温度圧力の制限に関しては、上部地殻に相当する高温高压まで上記の理論は用いられるようである。しかし、弱電解質である場合や強電解質でも目安として 0.1

mol/liter 以上 (例えば, Quist and Marschall, 1968; 玉虫, 1991) の高濃度になると常温常圧ですら上記の理論は使えない。上部地殻の条件を超える高温高压や高濃度で上記の理論が破綻する共通の理由が、イオン対 (クラスター) の生成である。D-H 理論の想定を超えて陽イオンと陰イオンが近接し過ぎると、両者がクラスターを形成して一対となって行動し始める。その結果イオンの輸送と電荷の輸送は一致せず、濃度/温度/圧力の各増加に対するモル伝導率の減少はもちろん、それらに対する電気伝導度さえも減少に転ずることが予想される。実際に Nesbitt (1993) では、KCl 水溶液の電気伝導度が温度上昇につれて極大値を持ち、300 °C を超えたあたりから電気伝導度が減少している実験例を報告している。流体包有物の研究からみると、実際の地球内部の流体組成は $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ が最も現実的な近似であるが (例えば, Roedder, 1984), これらにアプローチする理論的な枠組みがまだ開発されていないのが実情である。いくつかの電解質溶液の高温高压での実験結果として, Quist and Marschall (1968) (NaCl 水溶液, 濃度 $< 0.1 \text{ mol/kg}^{-1}$, 圧力 0.4 GPa, 温度 0–800 °C の測定結果), Marschall and Frantz (1987) (様々な電解質水溶液の, 濃度 $< 0.1 \text{ mol/kg}$, 圧力 0.4 GPa, 温度 0–800 °C の測定結果), Nesbitt (1993) ($\text{KCl}, \text{NaCl}, \text{KHCO}_3$ 水溶液, 濃度 $< 25 \text{ wt}\%$, 圧力 $< 0.2 \text{ GPa}$, 温度 $< 500 \text{ }^\circ\text{C}$; Fig. 1) を挙げておく。

メルトに関しての電気伝導度はいくつか実験例があるが、こちらに関しても理論的な枠組みはない。メルトの電気伝導度測定実験に関しては silicic melt と basaltic melt が古くから研究されてきた。それらに関する最近の実験結果として, Gaillard and Marziano (2005) を紹介しておく。その論文によれば silicic melt や basaltic melt の電気伝導度は半導体鉱物に比べ一般に高い (1 atm, 1150 °C で 0.3 S/m 以上)。最近, 中央海嶺下の silicate melt の発生する深さは、水だけでは説明できず CO_2 と水の両者の相乗効果によって説明されるという解釈が浮上し (例えば, Dasgupta *et al.*, 2007), その前年には中央海嶺下 300 km 付近で carbonatite melt が発生しているという説が提出された (Dasgupta and Hirschmann, 2006)。その為 carbonatite melt や carbonated melt が melt の研究で重要視され始めており、これを受けて Gaillard *et al.* (2008) は carbonated melt の電気伝導度測定を行い、silicate melt や basaltic melt より遥かに carbonated melt の電気伝導度が高いことを報告している (1 atm, 900 °C で 100 S/m 以上)。

3. 混合法則 (Mixing Law)

異なる鉱物の集合体としての岩石全体の電気伝導度、あるいは水を含んだ岩石・固液複合体の電気伝導度を計算するのに用いるのが混合法則 (Mixing Law) である。電気伝導度に関しての混合法則は大きく分けて 2 つの研究の流れがある。一つは石油探査、物理探査分野の研究で水を含んだ砂の電気伝導度を測定する目的で開発されたアーチャーの

法則 (Archie, 1942) に代表される流れと、数理物理学的なアプローチで研究されてきた Hashin-Strickman 境界 (以下 H-S 境界) に代表される流れである。様々な混合法則の具体的な数式は Glover *et al.* (2000) と Xu *et al.* (2000) にまとめられているので、説明上必要な場合以外の書下しはそちらに譲り、ここではそれぞれの混合法則の物理的なイメージと歴史的な背景を述べる。ただし、Glover *et al.* (2000), Xu *et al.* (2000) の何れの論文においても H-S 境界は 2 媒体の混合しか記載されていない。既に多媒体の H-S 境界の定式化は、Park and Ducea (2003) によって定式化されていることを付記する。

アーチーの法則は、空隙が流体で飽和している砂岩などの岩石全体の電気伝導度 σ_{bulk} が、実質含有されている流体の性質によって支配されているということを示唆した法則で、以下の式で書かれる

$$\sigma_{\text{bulk}} = \alpha \sigma_w \phi^m \quad (18)$$

ここで、 α は定数、 σ_w は流体の電気伝導度、 ϕ は空隙率 (含水率)、 m は 1.2~2.5 の定数で、含まれている流体の連結度合いによって変化すると説明されている。地球物理分野ではアーチーの法則を 2 次元の網の目の抵抗回路網で、抵抗を任意に抜き取るアナロジーによるシミュレーション実験やパーコレーション理論を用いて説明する試みが半世紀に渡って展開されている (例えば、Kirkpatrick, 1973; Shankland and Waff, 1974 など)。しかし、それらの研究はアーチーの法則における m をより深く理解するまでは至っていないと思われる。一方、Sen *et al.* (1981) や茂木他 (1986) は等大球粒子の電気伝導度を扱った Bruggeman (1935) や Hanai (1961) の式に球粒子表面に伝導層を組み込むことによって、アーチーの法則の $m=1.5$ に当たる場合が説明できることを示した。それでも完全に m と実際の現象との関係を定式化するには至っていない。最近では岩石の粒界や空隙の連結度合いを表す量として二面角 (例えば、von Bargen and Waff, 1986) を用いることが一般的になってきている。二面角と m は何らかの関数関係にあることが期待されるが、それらの関係性を扱った研究は今のところ存在していない。一方最近の研究で、岩石の粒界は多数の鉱物粒を一つに凝集した時にできる単なる空隙ではなく、粒界をつなぐ何らかの薄膜が存在した特殊な薄膜境界が存在しているという考え方が広まりつつある (例えば、Watanabe and Peach, 2002 など)。具体的にそのような“薄膜”が原子・分子レベルのスケールのものか、変質した粘土層のようなものかはよく分かっていないが、そのようなモデルに対応した修正アーチーの法則が Glover *et al.* (2000) に最近提案されている。

アーチーの法則はパラメータが少ないことから、地球表層や地殻における岩石の電気伝導度を求める混合法則として広く使用されている。しかし、上部マントルになると一

Fig. 3. Various mixing laws for electrical conductivity of multimediu and their ranges of values in arbitral unit.

般に空隙は極めて限られ、アーチーの法則は適用できないと考えられる。そのような場合は数理物理的な観点で確立された混合法則を用いて計算を行う。一般的に、ある物理量を持った任意の種類の媒体を一つに凝集した場合に全体の物理量がどうなるかは、構成する媒体の物理量や体積比だけでなく媒体がどのような分布で存在するかが重要になってくる。数理物理的な混合法則は、その分布様式毎に法則が定式化されている。説明を解り易くする為に 2 媒体で考えると、全体の物理量が最大・最小になる場合は 2 媒体が全く混合しないで 2 つの平板を貼り合わせたような分布をしている場合である。電気伝導度で言えば、平板の延長方向と平行に電流が流れる場合 (平行モデル)、電流は殆ど電気伝導度の高い領域のみを流れ、実質電気伝導度の高い媒体単体の電気伝導度とその体積分率を乗じた値と変わらない (Fig. 3)。一方平板の延長方向と垂直に流れる場合 (垂直モデル) は、実質は電気伝導度の低い媒体単体の電気伝導をその体積分率で除算した値と変わらない (Fig. 3)。実際の地球内部で鉱物が観測可能なスケールでそのような分布をして岩石を構成するとは考えられず、通常は 2 つの媒体が様々な大きさ、様々な形状をした多数の粒状をしており、それらがランダムに凝集されていると考えるのが自然であろう。その場合に全体の物理量がどうなるかを理論的に示したものが Hashin and Shtrickman (1962, 1963) である。例えば透磁率においては、印加した磁力線が混合媒質を最短経路で透過する場合が最大の透磁率となり、最長経路で透過する場合が最小の透磁率となる。そこで変分法を適用することで、混合媒質の取りうる最大・最小の透磁率範囲を数式で表したのである。その最大値と最小値を

Hashin-Shtrickman 境界と呼び、全体を構成する各媒体の物理量と各媒体の体積量比によって求められる。電気伝導度の上限境界値(σ_U)および下限境界値(σ_L)も電流線に関して変分法を適用することによってとりうる範囲を導くことができ、それぞれ以下のように表される。

$$\sigma_U = \sigma_1 + \frac{f_2}{\frac{1}{\sigma_2 - \sigma_1} + \frac{f_1}{3\sigma_1}} \quad (19)$$

$$\sigma_L = \sigma_2 + \frac{f_1}{\frac{1}{\sigma_1 - \sigma_2} + \frac{f_2}{3\sigma_2}} \quad (20)$$

ここで、 σ_1 および σ_2 はそれぞれ媒質 1、媒質 2 の電気伝導度(ただし $\sigma_1 > \sigma_2$)、 f_1 および f_2 はこれらの体積量比を意味する。ただし、各媒体は固体であっても液体であっても問題でない。仮に上記の媒質 1 が液相、媒質 2 が固相である場合、上限境界は液相の各要素が完全に連結した状態、下限境界は液相の各要素が完全に孤立した状態における電気伝導度を意味する。H-S 境界は上記の平板状に媒体が完全に分離したような場合等には適用できない。従って、平行モデルは H-S 上限境界よりも電気伝導度が高く、垂直モデルは H-S 下限境界より低い。これらの関係を Figure 3 に示す。Hashin and Shtrickman (1962, 1963) は数学的に難解な論文である為、多くの研究者が理解できていなかったが、Waff (1974) は H-S 境界が、無限小の半径を含めた非等大の多層同心球を無数凝集したアナログモデルによって H-S 境界をうまく説明することに成功した。再び 2 媒体の混合で説明すると、2 媒体の体積量比によって 2 層の同心球の内核の半径と外殻の厚さの比を固定して、無限小を含む様々な大きさの同心球を考える。それらの同心球を凝集することで全系を作る (Fig. 4)。その際、無限小の同心球を考慮することで空隙を存在させない。2 媒体のうち物理量の大きいものが全ての同心球の外殻を構

Fig. 4. Analog model composed of concentric spheres with arbitral radius (Waff, 1974), which provides the formulation of mixing law identical to Hashin-Shtrickman bound.

成している場合、そこから計算される全系の物理量と H-S 上限境界が一致する。H-S 下限境界は物理量の小さいものが全ての外殻を構成している場合と一致する。このようなアナログモデルを考慮することによって、多媒体の H-S 境界も容易に導くことができる。

他にも数理物理的な公式として Effective medium theory (例えば, Landauer, 1952) やパーコレーション理論 (例えば, Kirkpatrick, 1973) などがあるが、それらの詳細は参考文献に譲る。

III. 地球内部の電気伝導度構造探査方法

電気伝導度構造を求める探査手法は電気探査と電磁探査に大別される。このうち電気探査(直流法)は地中に電気を流し、同時に電圧を測定する手法であり、測定された電流と電圧からオームの法則を介して電気伝導度(比抵抗)分布を推定する。その簡便さから、電気探査手法は古くより石油探査などに適用されているが、探査深度は深さ数 km 程度に限定される。電磁探査手法は電場に加えて磁場も用いる探査手法であり、人工的に発生させた電磁場を用いるものと自然の電磁場を用いるものがある。後者の代表的な手法の一つに地磁気地電流法(magnetotelluric 法; 以下 MT 法)が挙げられる。現在、地殻深部からマントルに至る電気伝導度構造の解明にはほぼ MT 法が用いられていることから、本章ではその原理の概略、観測手法および観測値から電気伝導度構造を求めるための解析手法について解説する。なお、より踏み込んだ MT 法に関する説明は Vozoff (1972), Ogawa (2002) および上嶋 (2009) などの解説を参照されたい。次に、インバージョン解析によって得られる電気伝導度構造の信頼性や解像度について解説し、近年の手法的な動向や課題についても触れる。

Fig. 5. Schematic image of MT method and instruments of land MT survey.

1. Magnetotelluric (MT)法の原理の概要

太陽活動や雷などによって、自然に存在する磁場(地磁気)には擾乱が発生する。この擾乱に伴って地中には電流が生じるが、電流の大きさや方向は地下の比抵抗構造(電気伝導度構造)に依存する。例えば、ある一定の大きさの外部磁場が与えられた場合、低比抵抗域では大きな電流(電場：小)が生じる一方、高比抵抗域で生じる電流は小さくなる(電場：大)(Fig. 5)。また、不均質な比抵抗構造を持つ領域では、低比抵抗域に電流が集中する。Magnetotelluric(MT)法はこの現象を利用し、電場(地電流)と磁場の観測データから地下の比抵抗構造の推定を行う手法である。観測される電場と磁場との関係を式に示すと、

$$\mathbf{E}(\mathbf{x}, T) = \mathbf{Z}(\mathbf{x}, T) \mathbf{B}(\mathbf{x}, T) \quad (21)$$

となる。ここで、 $\mathbf{E}$ は電場、 $\mathbf{B}$ は磁場を示し、 $\mathbf{x}$ は観測点の位置、 T は周期を示す。 $\mathbf{Z}$ はインピーダンスと呼ばれ、この値に地下の電気伝導度構造に関する情報が含まれている。短周期の $\mathbf{Z}$ には浅く狭い領域の比抵抗の情報が含まれるのに対して、長周期ではより深く広い範囲の比抵抗の

情報が含まれる。したがって、様々な場所($\mathbf{x}$)において様々な周期(T)のインピーダンス($\mathbf{Z}$)を得る事によって、詳細な電気伝導度分布の解明が可能となる。なお、地下深部の構造に重要な長周期の磁場変動は太陽活動によって生じる事から、観測の成否は太陽活動の強弱に強く依存する。

一般的に、 $\mathbf{Z}$ は水平2成分の電場(E_X, E_Y)、磁場(B_X, B_Y)から求められることから、 2×2 のテンソルで表記される。すなわち、(3-1)式は以下のように表す事ができる。

$$\begin{bmatrix} E_X(\mathbf{x}, T) \\ E_Y(\mathbf{x}, T) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{XX}(\mathbf{x}, T) & Z_{XY}(\mathbf{x}, T) \\ Z_{YX}(\mathbf{x}, T) & Z_{YY}(\mathbf{x}, T) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_X(\mathbf{x}, T) \\ B_Y(\mathbf{x}, T) \end{bmatrix} \quad (22)$$

比抵抗構造が一次元(水平多層構造)および二次元の場合は、 Z_{XX} と Z_{YY} (対角成分)は0となる。このとき、 Z_{XY} は X 成分の電場と Y 成分の磁場から計算されたインピーダンス成分、 Z_{YX} は Y 成分の電場と X 成分の磁場から計算されたインピーダンスとみなす事ができる。後述するように、比抵抗構造によってインピーダンスの各成分は異なる特徴を示す。 $\mathbf{E}$ および $\mathbf{B}$ は電磁場である事から複素数で表され、ここから導出される $\mathbf{Z}$ も複素数である。比抵抗構造

(a) 1-D model

(b) 2-D model

Fig. 6. (a) 1-D resistivity model (above) and sounding curve of the model (below). (b) 2-D resistivity model (above) and sounding curves of the 2-D model (below).

の解釈には $\mathbf{Z}$ の振幅と位相(あるいは実数成分と虚数成分)の両方が用いられる。なお、鉛直磁場と水平磁場 2 成分から導出されるティッパーも比抵抗構造に依存する有益な情報として広く使用されているが、説明の簡略化のために小論では割愛する。

ある観測点において解析された $\mathbf{Z}$ を見かけ比抵抗(磁場と電場の比に比例)および位相(磁場と電場との位相差)に変換し、周期ごとに示したグラフをサウンディングカーブと呼ぶ(例えば、Fig. 6 の下段)。地下の比抵抗分布が一樣の場合、 $\mathbf{Z}$ の非対角成分(Z_{XY} および Z_{YX})の見かけ比抵抗は地下の比抵抗と常に一致し、位相は常に 45 度となる。一方、地下のある領域に層状に低比抵抗体が存在する場合、地上の観測点では長周期側の見かけ比抵抗が小さくなり、位相は一部の周期において高くなる(Fig. 5a)。次に、Figure 6b のように低比抵抗体が Y 方向に無限に伸びる二次元比抵抗構造を考え、構造の走向と座標軸(X 軸または Y 軸の方向)が一致する場合を考える。このとき、 X 成分の電場と Y 成分の磁場から計算されたインピーダンス(Z_{XY})と Y 成分の電場と X 成分の磁場から計算されたインピーダンス(Z_{YX})との間でサウンディングカーブは異なる特徴を示す(Fig. 6b)。このような成分ごとの特徴は二次元・三次元比抵抗構造を推定するための重要な情報となる。なお、構造の走向に平行な電場および直交する磁場、すなわち Figure 5 に示したような電磁場を TE モードと呼び、構造の走向に平行な磁場および直交する電場を TM モードと呼ぶ(Fig. 6b では、 Z_{YX} が TE モード、 Z_{XY} が TM モードに対応)。後述するように、TE および TM モードにはそれぞれ利点と欠点があり、二次元比抵抗構造解析では両方のモードのインピーダンスを使う場合と、いずれか一方のみを使う場合がある。なお、上記いずれの場合も対角成分(Z_{XX} および Z_{YY})は 0 となるが、三次元構造の場合は 0 とならない。したがって、三次元比抵抗構造解析では対角成分も有用な情報として解釈に組み込まれる事が多い。

2. MT 観測手法

前述の通り、MT 法は自然に存在する電磁場を用いるものであり、観測では磁場と電場の観測を同時に行う。Figure 5 に示したように、陸上観測では磁力計および電場を測定するための電極を埋設し、データの収録装置およびバッテリーを中心部に設置することが一般的である。磁場の測定にはインダクションコイルやフラックスゲート磁力計が用いられる事が多い。観測可能な周期は主に磁力計の種類に制約され、現状ではインダクションコイルでは 0.0001~1000 秒程度、フラックスゲート磁力計ではおおそ 1 秒以上の長周期のデータの取得が可能である。電場の測定には鉛-塩化鉛電極などを用いる。Galvanic distortion と呼ばれるローカルな比抵抗異常の影響(後述)を低減するため、電極間の距離はなるべく大きくする事が望ましいが、用地の確保の問題を考慮し、20~50 m 程度の電極間

Fig. 7. Ocean bottom electromagnetometer developed by Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Kasaya *et al.*, 2009).

距離が採用される場合が多い。なお、galvanic distortion の影響を避けるため、NTT の電話回線を電場線として用いる事によって数十 km 単位の電極間隔を実現した手法(Network MT 法)も開発されている(Uyeshima *et al.*, 2001)。海域においては主に自由落下・自己浮上式の電場磁場観測装置(Ocean Bottom Electro-Magnetometer; OBEM)を用いて観測が行われる(例えば、Fig. 7)。学術的な探査に用いられる OBEM は深度 6000 m 程度の深海域までをカバーしており、ほとんどの海域で観測が可能となっている。また、磁力計の省電力化および高精度化、観測装置のレイアウトの改良なども続けられており、海底地震計(OBS)と同等のサイズと取り扱いの容易さを実現した OBEM も実用化されている(Fig. 7; Kasaya and Goto, 2009)。

得られた電磁場の時系列データはフーリエ変換によって周波数毎のデータに変換し、インピーダンスを得る(Sims *et al.*, 1971)。しかしながら、外部の人工的なノイズや機器が発するノイズの影響などによって、精度の高いインピーダンスを求める事は通常困難である。このため、高品質なデータが得られる他の観測点のデータを参照しながらインピーダンスの推定精度を高める remote reference 法(Gamble *et al.*, 1979)や異常値を自動的に取り除きながら remote reference 法を適用し、インピーダンスを求める RRRMT 法(Chave *et al.*, 1987)および BIRRP 法(Chave and Thomson, 2004)などが開発されている。このような手法を施しても、直流電車が走行する地域などではノイズを除去しきれず、インピーダンスの推定が困難となる事が多い。これは、線路から漏洩する電流とそれに伴って誘導される磁場が、観測値を大きく乱す事に起因する。例えば 1984 年長野県西部地震震源域における MT 観測では、線路から 25 km 離れた観測点の長周期のインピーダンスの推定が、直流電車の影響によって困難になっている事が報告されている(Kasaya *et al.*, 2002)。したがって、これらの地域では、電車の走行が少ない夜間データのみを用いてインピーダンスの推定を行う事や太陽活動が活発な日のみの

データを用いるなどの試行錯誤が必要となる。

3. インバージョンと感度について

Figure 6 に示したように、与えた比抵抗分布から地表でどのようなインピーダンスが観測しうるのか、有限要素法などの数値計算手法を用いて予想することが可能である（フォワード計算）。逆に、観測されたインピーダンスを入力値として地下の比抵抗分布を推定する事をインバージョンと呼ぶ。以下、仮想的な比抵抗構造に対する二次元インバージョン結果を例示しながら、インバージョン手法によって得られる比抵抗構造の精度や限界について解説する。具体的には、二次元比抵抗構造を仮定してそこから観測しうるインピーダンスを計算し、次にこのインピーダンスを入力データとして二次元インバージョンを行う。インバージョンの結果が仮定した（正解の）比抵抗構造に近いほど、インバージョンが成功している事を示す。このような手法は *Synthetic inversion* と呼ばれ、インバージョン手法の精度を検証するためによく用いられる。

Synthetic inversion では、100 ohm-m の一様な構造の中に低比抵抗体（10 ohm-m）と高比抵抗体（1000 ohm-m）を仮定したモデル（model A）および、深度の異なる二つの低比抵抗体（10 ohm-m）を仮定したモデル（model B）を用いた（Fig. 8）。なお、インバージョンには Ogawa and Uchida (1996) による二次元インバージョンコードを用い、初期モデルは 100 ohm-m の一様構造とした。Model A のインバージョン結果によると、低比抵抗体が分布する領域では

比較的正確に近い構造が導出されているのに対して、高比抵抗体は明瞭に得られていない（Fig. 8a）。これは、低比抵抗体による電場への影響が、高比抵抗体による影響よりも大きい事に起因する。Model B のインバージョン結果では、浅部の低比抵抗体と比較して深部の低比抵抗体は再現されておらず、ぼやけているような構造が得られている（Fig. 8b）。これは、観測点における低比抵抗体の影響が、深部ほど出にくい事に起因する。また、Model A, B いずれにおいても低比抵抗体の下面の決定精度が、上面に比べて悪いという特徴も認められる（Fig. 8）。

また、どのテストにおいても正解の構造は不連続な比抵抗境界面を設定しているのに対して、インバージョン結果は連続的に比抵抗値が変化することが認められる。この主な要因は、安定した解を得るために構造がなめらかに変化するような制約（平滑化制約）を与えるためである。平滑化の強さは解析結果を左右することから、その決定方法は大きな課題である。決定方法の一つとして、「Occam の剃刀」という考え方が導入される事が多い。「Occam の剃刀」とは、ある事象を説明する際に必然性なしに多くのものを定立してはならないという原則であり、インバージョン問題においては平滑化が強い、すなわちより単純な構造の方が良い構造とみなすというように使われる。この考え方に基づき、観測値とモデルからの計算値との残差が同程度のインバージョン結果のうち最も平滑化制約の強いモデルを選択するようなルーチンが実装されることが多い（例えば、Constable *et al.*, 1987）。その他に、最適な平滑化制約の強

Fig. 8. Synthetic inversions of 2-D resistivity model. Inverted triangles denote observation points.

さとデータの説明具合のバランスを ABIC(赤池ベイズ情報量規準)と呼ばれる統計的な規準によって決定するインバージョン手法も開発されている(Uchida, 1993; Ogawa and Uchida, 1996)。他の探査法などによって比抵抗境界面の位置が既知である場合、この位置では平滑化制約を弱くする事が望ましい。このため、予め境界面をモデル上に設定し、この面を挟む要素間の平滑化制約の強さを ABIC によって決定するインバージョン手法も開発されている(木村ら, 2010)。

以上に述べたように、MT データのインバージョンによって得られる解の精度は深さや比抵抗値などによって大きく異なる。また、平滑化制約が与えられていることにも留意する必要がある。この他にも、データに含まれるエラーや galvanic distortion によって、精度が損なわれる事もある。ここで galvanic distortion とは、観測点近傍の局所的な比抵抗の不均質によって電場が歪められる効果であり、周波数に依存しない事、比較的単純な実数行列で表現される事などが知られている(例えば, Groom and Bahr, 1992)。比抵抗分布が二次元構造と見なす事が可能であれば、galvanic distortion による影響は、static shift を除いて補正する事が可能である(Groom and Bailey, 1989)。ここで、static shift とは見かけ比抵抗値に特定の数が乗算される効果である。Figure 7 のように見かけ比抵抗を対数で表すと、static shift によってサウンディンカーブは上下にシフトする。deGroot-Hedlin (1991) および Ogawa and Uchida (1996) などによって static shift の補正をしながら二次元比抵抗構造を求めるインバージョン手法が開発されている。したがって、比抵抗構造が二次元と見なす事ができる場合、galvanic distortion による影響を受けない構造を推定する事が可能となっている。また、インピーダンスは galvanic distortion の影響を受けない phase tensor (Caldwell *et al.*, 2004) という量に変換する事も可能であり、これを用いて解釈が行われる事も多い。構造の三次元性が強い領域において二次元解法を用いる事も解析結果の正確性を損なう要因となるが、これについては次節で解説する。

4. 比抵抗構造解析手法の動向と課題

構造の三次元性が強い領域において二次元解析手法を適用すると、虚像と呼ばれる実際には存在しない比抵抗構造が導出されることがある。この影響は特に TE モード(ここでは、“測線”に対して直交する電場と平行する磁場という意味で用いる)のインピーダンスを使用した場合に顕著に現れる事が知られており(Wannamaker *et al.*, 1984; Siripunvaraporn *et al.*, 2005b)、強い比抵抗構造の三次元性が推定される地域では TM モード(同、“測線”に対して直交する磁場と平行する電場)のみを用いて二次元解析が行われる事が一般的である。しかしながら、TM モードも、三次元性的な影響を強く受ける場合がある事が近年知られるようになってきた(例えば, Ichihara *et al.*, 未公表)。近年、三次元インバージョン手法の開発が進められ

ており(Avdeev, 2005)、実用段階に入っている計算コードも発表されている(例えば, Siripunvaraporn *et al.*, 2005a)。したがって、構造の次元性に起因する問題は今後解決されることが期待できる。

非対角成分のインピーダンスの位相(磁場と電場の位相差)は、通常 0~90 度の範囲をとる事が想定されている。しかしながら、この範囲から大きく外れる異常な位相が特に島弧の観測点において頻繁に得られており、その原因は長らく解明されていなかった(異常位相問題)。近年, Ichihara (2008) および Ichihara and Mogi (2009) によって異常位相は海水などの広域に分布する低比抵抗体が観測点近傍の低比抵抗体などが組み合わさり、電場に強い歪みが生じる事に起因する事が明らかにされた。また、三次元比抵抗構造解析手法を導入する事によって、異常位相地域の比抵抗構造の解明が可能である事も示されている(Ichihara, 2008)。このような点からも、三次元比抵抗構造解析の重要性が今後も増大していくことが予想される。

次章で述べる通り、地震波データから得られる速度構造と、MT データから得られる比抵抗構造には対応関係が認められる事が多い。これは、含水率分布などの要素が、地震速度と比抵抗の両者に影響を与えている事を示唆している。したがって、MT データと地震波データを組み合わせると同時にインバージョンを行うことができれば(ジョイントインバージョン)、より高い精度で含水率分布などの解明が進むと期待できる。このような背景から、近年ジョイントインバージョン手法の開発が進んでいる(Moorkamp *et al.*, 2010; Gallardo and Meju, 2007)。例えば, Gallardo and Meju, 2007 は、比抵抗構造の変化する方向と速度構造変化する方向が一致するように制約を与えるジョイントインバージョン手法を開発しており、この手法によって比抵抗、地震波速度共により確度の高い構造が得られる事を示唆している。

IV. さまざまなテクトニクスでの電気伝導度構造

MT 法は火山地域、地震発生帯、海嶺などあらゆるテクトニクス場において適用されている。また、対象のスケールも地下水調査などの局所的なものから、マントル遷移層に至る深部まで(例えば, Ichiki *et al.*, 2006)、非常に幅広い範囲が対象となる。また、地熱開発や鉱物資源の探査などの資源分野へも幅広く適用されている。日本周辺においてこれらの研究成果をまとめたものとして、地震発生帯については上嶋(2009)、火山地域については相澤(2010)および上嶋(2009)、沈み込み帯スケールの広域構造については Ichiki *et al.* (2009)、海嶺軸を始めとする海域については Baba (2005) などのレビューが挙げられる。しかしながら、この数年で MT 法を用いた研究は三次元解析手法の開発などによって進展し続けていることから、本説ではこれらのレビューの後に発表された論文に焦点を当てる。

Fig. 9. (a) Inverted resistivity profile around the Shonai Plain fault zone, northeastern Japan (Ichihara *et al.*, 2011). Reverse triangles denote observation stations. (b) Interpretation of the resistivity profile of (a).

1. 地震発生帯における研究例

断層の剪断強度や岩石の塑性的性質は間隙水に強く依存することから、間隙水は地震の発生を支配する重要な要素と考えられている。例えば、東北日本において内陸地震を起こす断層の多くは中新世に形成された正断層が逆断層として再活動したものと考えられている(例えば、Sato, 1994)。これらの断層の傾斜は多くが45度を超えていることから、通常の岩石物性を考えると逆断層運動は困難と考えられ、高圧の間隙流体を含む事によって剪断強度が下がる必要が有るとの議論がある(例えば、Sibson, 1990, 2009)。このような背景から、断層帯の間隙水に関する情報を得るためのMT法探査が地震発生帯において行われている。一つの研究成果として、Ichihara *et al.* (2011)による庄内平野東縁断層帯での研究例を挙げる。この研究では断層帯を跨ぐ測線においてMT探査を行い、断層下部に東傾斜する長細い低抵抗体(Fault zone conductor, 以下FZC)を発見した(Fig. 9)。その比抵抗は中心部(深さ11 km)で3 ohm-mと推定されている。地質構造との比較によって、FZCは庄内東縁断層の下部に相当すると解釈されており、1894年庄内地震(M7.0)の断層破壊などとの関係が示唆される。観測地域では基盤岩として花崗岩類が分布しているが、その比抵抗は、Kariya and Shankland (1983)によって得られた花崗岩の σ_0 および E を式(11)に代入する事によって 2.7×10^6 ohm-mが得られる(Fig.

1)。なお、FZC温度条件としては、上嶋(2005)に基づき360°C(深さ11 km)を採用した。この比抵抗値はFZCの比抵抗よりも6桁程度高く、FZCの説明には間隙流体などの存在が必要である事が分かる。

以下、FZCの抵抗値を、乾燥岩石(固相)と間隙流体(液相)との混合則に基づいて説明を試みる。II.2で述べた通り、高温高圧下での間隙流体の比抵抗値については研究例が少ないため、ここでは最も低い値が示されている3.6 wt%のKCl水溶液(0.04 ohm-m)を採用する(Nesbitt, 1993)。このとき、流体が完全に連結している事、すなわちH-S上限境界を仮定すれば、含水率は式(19)により2.0%と推測される。この値は、与えられた間隙流体の比抵抗条件(0.04 ohm-m)における含水率の最小値と考えてよい。なお、上限境界付近では含水率は間隙流体の比抵抗にほぼ比例する。一方で、流体が完全に孤立しているH-S下限境界付近では、含水率はほぼ100%と算出されるため、現実的にFZCの比抵抗を説明する事はできない。したがって、間隙流体はある程度は連結している事が求められる。なお、インバージョンには平滑化制約がかかっているため実際のFZCの比抵抗はより低い値を示す可能性が高い事を考慮に入れると、間隙率や連結性はより高い事が推定される。庄内東縁断層の地表部では高ヘリウム同位体比が報告されている事から(Sano and Wakita, 1985; Fig. 9)、これらのFZCに存在する間隙流体はマントルから上昇してきたものと解釈され、FZC内の流体の連結性が高い事が支持される。したがって、断層帯内部は連結性の高い間隙流体が満たされていると解釈する事が可能である。

東北日本の内陸地震発生帯では、Sibson (2009)らによってfault-valve説が主張されている。この説によると、高圧の間隙流体が断層の剪断強度を下げることにより断層破壊が引き起こされるが、破壊によって断層帯内部の流体は連結して放出される。その後、時間をかけて系は閉じられ、再び間隙水圧の上昇が起きると考えられている。Fault-valve説に乗ずれば、FZCは1894年庄内地震(M7.0)の断層破壊に伴い連結した流体をとらえている可能性がある。この解釈が正しければ、FZCは断層の活動サイクルの一つの時間断面を捉えたものと言える。このような時間軸を考慮した解釈も、断層破壊のメカニズム解明ために今後重要になっていくと考えられる。

断層直下の下部地殻領域に低比抵抗体が検出される例も数多く報告されている。Yoshimura *et al.* (2009)は新潟神戸歪み集中帯に存在する跡津川断層帯の下部地殻領域において高間隙水域と解釈される低比抵抗体の存在を示している。Iio *et al.* (2004)によると、新潟-神戸歪み集中帯で発生する内陸地震は下部地殻の高間隙水領域に起因する事が議論されており、Yoshimura *et al.* (2009)の結果はこれと調和的である。また、跡津川断層帯直下の上部地殻の比抵抗も周辺に比べて低い事から、下部地殻に分布する流体が上昇し、周囲の地殻変動に影響を与えた事も示唆されてい

る。このような断層帯下に存在する低比抵抗体は、2008年岩手宮城内陸地震(M 7.2)発生域やニュージーランド南島北部の断層帯などにおいても明らかにされており(Mishina, 2009; Wannamaker *et al.*, 2009), 断層帯における一般的特徴として認識されつつある。しかしながら、多くの場合これらの低比抵抗体は、高イオン濃度の間隙水でもメルトでも解釈が可能であり、現状では流体の種類を特定する事は難しい。一方で、先述したようにこれらの流体が取りうる比抵抗値の範囲も十分に知られておらず、今後の研究の蓄積が待たれる。特に、下部地殻以深において間隙水の多くは超臨界状態にあると考えられているが、超臨界状態での電気伝導度の研究はまだ始められたばかりであり(佐久間, 2010), 研究の進展を期待したい。

浅部の比抵抗分布から地質学的に断層帯の議論がされた例も存在する(例えば, Ichihara *et al.*, 2008, 2009, 2011)。庄内東縁断層帯の例では、表層部では断層(FZCの上部延長)を境界に西側で低比抵抗、東側で高比抵抗となっている(Ichihara *et al.*, 2011; Fig. 9)。ボーリングデータとの対比により、西側の低比抵抗部は後期中新世―鮮新世の海成堆積岩類、東側で高比抵抗部はその基盤である中新世以前の火山性堆積岩類に相当すると解釈される。前述の通り、低抵抗体(FZC)は東傾斜する庄内平野東縁断層を表すと考えられる事から、この地質分布は衝上断層運動による上盤側(東側)の上昇を示唆している。この結果はSato(1994)などによって議論されているインバージョンテクトニクスによる庄内平野東縁断層の再活動説を支持している。他の研究例として、Ichihara *et al.* (2009)は1938年屈斜路地震(M 6.0)の地震断層下に高傾斜の比抵抗境界面を示している。密度構造およびボーリングデータとの対比により、この比抵抗境界面は地震断層であると共に火山性碎屑物によって埋もれたカルデラ壁でもある事が明らかにされた。これは、カルデラ崩壊によって形成されたカルデラ壁が、地震断層として再活動した事を示唆している。

2. 火山域における研究例

火山地域においてもMT探査手法に基づく研究例が数多く報告されている。浅部では層状の低比抵抗体が検出される事が多く、これらは主に熱水域や熱水変質作用によって形成された粘土鉱物層(例えば, 高倉, 2000)などと解釈される。逆にガス化している領域は高抵抗を示す事から、熱水域とガス化した領域が判別されることもある(Nurhasan *et al.*, 2006)。富士山などでは火山体深部でも低比抵抗体が推定されており、これらはマグマ溜まりなどの流体が多い領域をイメージしているものと解釈される(例えば, Aizawa *et al.*, 2004)。

火山地域においても、二次元解析手法に基づき比抵抗構造を求める例が多かった。しかしながら、二次元的な構造が推定される事が多い断層帯と異なり、火山深部の比抵抗構造は三次元性が強い事が予測される。したがって、二次元解析手法ではIII.4で述べたように三次元構造を二次元

Fig. 10. Schematic model of the hydrothermal system around the lava dome of Tarumai volcano (Yamaya *et al.*, 2009).

構造に近似することによる虚像が生じている可能性が高い。一方で、三次元インバージョン解析による研究もこの数年の間に報告されるようになった(Hill *et al.*, 2009; Ingham *et al.*, 2009; Heise *et al.*, 2010)。例えばHill *et al.* (2009)はSt Helens火山において三次元比抵抗構造解析を行い、地表近くから垂直に伸びるダイク状の低抵抗体の存在を示した。この低抵抗体の端部は、マグマの移動に伴って発生したと考えられる地震の位置と対応することから、火山活動に関係した部分溶融域と解釈されている。

地表面は絶縁体に近い高抵抗をもつ大気と大地との境界であることから比抵抗コントラストが非常に高く、地形が急峻な火山体ではその影響がインピーダンスに強く影響を与えている可能性がある。しかしながら、インバージョンコードの制約によって、上記の研究も三次元的な火山体の地形の影響を考慮していない。これに対し、Yamaya *et al.* (2009)は樽前火山において火山体の地形をモデルに組み込んだ上で三次元比抵抗構造モデリングを行った。その結果、地形の効果を考慮しても火山体下に低抵抗異常が認められる事を示した(Fig. 10)。このように、今後火山地域では、三次元地形を考慮した上で解析を行う事が必須となると考えられる。

電磁気学的観測手法を用いて火山活動に伴う比抵抗の時間変化をとらえる研究例も報告されている。Yukutake *et al.* (1990)は1986年伊豆大島の噴火前後に電気探査を行い、噴火に伴う顕著な見かけ比抵抗の変化を検出した。これは後年、山頂火口の下に分布する低抵抗体の上面が上昇したものであると解釈されている(Utada, 2003)。近年、Utada *et al.* (2007)は人工的に発生させた電磁波を用いる

事によって、より詳細な伊豆大島下の比抵抗変化の検出を試みており、有意な時間変化をとらえる事に成功している。また、Aizawa *et al.* (2011)はMT法によって桜島火山周辺の比抵抗変化をとらえようと試みており、最大で20%の見かけ比抵抗変化および2°の位相変化を検出している。

3. 沈み込み帯スケールでの研究例

沈み込み帯全体を対象にした比抵抗構造の研究は、1980年代に日本周辺において先駆的に始められ(Ogawa *et al.*, 1986; Utada *et al.*, 1986), 島弧の下部地殻領域や沈み込む前の太平洋プレート下における低比抵抗領域などが示唆されてきた。その後、陸上・海底観測技術および解析技術の発展に伴い、より詳細な比抵抗構造モデルが示されるようになってきた。例えば Matsuno *et al.* (2010)はマリアナ海溝を跨ぐ測線において計40点のOBEM観測を行い、二次元比抵抗構造モデルを提案した(Fig. 11)。なお、海底の電磁場は複雑な海底地形によって大きく歪んでおり、その補正が必須となるがこの点については後述する。比抵抗構造解析の結果として、1)測線全域において地表近くより高抵抗層が分布するが、その厚さは沈み込む前の太平洋プレートで最大150 km, 背弧側のマリアナトラフにおいて80~100 km, さらに西側の Parece Vela 海盆において60 kmと水平方向に異なり、これらの違いは温度構造を反映している事、2)火山弧の下に沈み込むプレートから脱水した水や部分溶融と考えられる低抵抗体が分布する事などの知見を得ている。

南海トラフや西南日本においてもMT観測による沈み

込み帯のイメージングが精力的に行われている(例えば, Kasaya *et al.*, 2005; Yamaguchi *et al.*, 1999)。近年, Yamaguchi *et al.* (2009)は紀伊半島におけるnetwork MT観測によってプレート境界とConrad面の間に低比抵抗体が存在する事を示した(Fig. 12)。この低抵抗体はMatsubara *et al.* (2008)による高 V_p/V_s 領域ともおよそ一致し、高含水域を示していると考えられる。気象庁一元化震

Fig. 11. Optimal 2-D inversion model beneath the Mariana subduction system (Matsuno *et al.*, 2010). The model allows a sharp resistivity change at the boundary between the subducting slab and the overlying mantle wedge. Triangles across the top from left to right correspond to the West Mariana Ridge (WMR), the back-arc spreading center (BSC), the volcanic arc (VA), and the Marianas Trench (MTR). Open reversed triangles denote OBEM stations.

Fig. 12. (a) 2-D geo-electric cross-section and seismicity beneath the Kii Peninsula (Yamaguchi *et al.*, 2009). Two types of hypocenters are shown here: hypocenters of DLTs (blue '+' symbols) and those of regular earthquakes (black dots). Earthquake hypocenters within 10 km either side of the transect during the period from October 1997 through December 2005 were sourced from the integrated hypocenter database prepared by the Japan Meteorological Agency. Site locations are indicated along the top of the figure. Location of the Conrad discontinuity and the upper surface of the PHS slab, which were defined by Yamauchi *et al.* (2003) based on a receiver function. (b) V_p/V_s values at the same range of (a) (Matsubara *et al.* (2008)). The dashed areas represent the locations of highly conductive zones in (a).

源に基づく深部低周波微動はこの低抵抗体の中に分布することから、流体が深部低周波微動の発生に強く影響している事が示唆されている。また、近年著者らによる陸上および海底 MT 観測によって、東北日本の沈み込み帯の全体の比抵抗構造を明らかにする研究が進められており、模式的な沈み込み帯として研究が進んでいる東北日本弧の流体分布に制約が与えられる事が期待できる。

一方で、沈み込み帯の三次元構造解析による研究も活発になっている。US array プロジェクトでは、現在までにアメリカ北西部の沈み込み帯である Cascadia の陸側において 110 点の MT 観測点を設置し、三次元比抵抗モデリングが行われた (Patro and Egbert, 2008)。これによって、沈み込む太平洋プレートに対応すると考えられる高比抵抗体が検出されたほか、下部地殻において海溝と斜交する比抵抗境界面およびマントルウェッジにおける複雑な比抵抗分布が得られた。このような結果を二次元解析で得る事は困難であり、三次元解析の重要性が改めて示されている。

4. 海洋プレートでの研究例

低抵抗体である海水 (0.3 ohm-m) と比較的抵抗の高い地球表層の境界である海底面では、複雑な海底地形や海陸境界の影響により電磁場が大きく歪められている (例えば, Baba, 2005; Key and Constable, 2011)。したがって、海底 MT データを取り扱うためには海底地形による影響を補正するなどの対策が必要となる (例えば, Matsuno *et al.*, 2007; Nolasco *et al.*, 1998)。また、海底地形による影響を補正しながら海底の一次元 (水平多重) 比抵抗構造を求める手法も開発されている (Baba and Chave, 2005)。究極的には、詳細な海底地形を始めからモデルに組み込みながらインバージョン手法を適用する事が理想的である。現在、海底地形を組み込む事のできる三次元インバージョン手法の開発も進んでおり (Tada *et al.*, 2010)、海底下における詳細な比抵抗構造の解明が期待されている。具体的な海洋プレート下の研究例として、Baba *et al.* (2010) を取り上げる。Baba *et al.* (2010) は上記の Baba and Chave (2005) による手法を用いて北西太平洋プレートおよびフィリピン海プレート下の一次元比抵抗構造を比較した。その結果として、両者とも深さ 200 km 以浅に 1000 ohm-m 程度の高抵抗層が存在するが、これらの厚さは太平洋プレートの方が有意に厚いことなどを解明した。これらはプレートの年齢の違いによる温度構造の違いを反映していると解釈されている。

謝 辞 小論で触れた地球内部を対象とした電磁気学的研究の成果は数多くの研究者の絶え間ない努力によって成り立っているものであり、これらの方々に敬意を表したい。上嶋誠博士、笠谷貴史博士、松野哲男博士および山口覚博士には図の掲載を快諾して頂いた。芳野極博士と匿名の査読者には本論を改善する有益なコメントを頂いた。

引用文献

- 相澤広記 (2010) : 電磁気観測で探る火山浅部の浸透率構造と地下水流動, 火山, **55**, 251–259.
- Aizawa, K., Kanda, W., Ogawa, Y., Iguchi, M., Yokoo, A., Yakiwara, H. and Sugano, T. (2011): Temporal changes in electrical resistivity at Sakurajima volcano from continuous magnetotelluric observations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **199**, 165–175, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.11.003.
- Aizawa, K., Yoshimura, R. and Oshiman, N. (2004): Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi: 10.1029/2004gl019477.
- Archie, G. E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIME*, **146**, 54–62.
- アシュクロフト・マーミン (松原武生, 町田一成 共訳) (1982) : 固体物理の基礎. pp. 1049, 吉岡書店.
- Avdeev, D. B. (2005): Three-dimensional electromagnetic modeling and inversion from theory to application. *Surv. Geophys.*, **26**, 767–799, doi: 10.1007/S10712-005-1836-2.
- Baba, K. (2005): Electrical structure in marine tectonic settings. *Surv. Geophys.*, **26**, 701–731, doi: 10.1007/S10712-005-1831-2.
- Baba, K. and Chave, A. D. (2005): Correction of seafloor magnetotelluric data for topographic effects during inversion. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi: 10.1029/2004JB003463.
- Baba, K., Utada, H., Goto, T., Kasaya, T., Shimizu, H. and Tada, N. (2010): Electrical conductivity imaging of the Philippine Sea upper mantle using seafloor magnetotelluric data. *Phys. Earth Planet. Int.*, **183**, doi: 10.1016/j.pepi.2010.09.010.
- Bruggeman, D. A. G. (1935): Berechnung verschiedener physikalischer konstante von heterogenen substanzen. *Ann. Phys. Lpz.*, **24**, 636–679.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M. and Brown, C. (2004): The magnetotelluric phase tensor. *Geophys. J. Int.*, **158**, 457–469.
- Chave, A. D. and Thomson, D. J. (2004): Bounded influence magnetotelluric response function estimation. *Geophys. J. Int.*, **157**, 988–1006, doi: 10.1111/J.1365-246X.2004.02203.X.
- Chave, A. D., Thomson, D. J. and Ander, M. E. (1987): On the Robust Estimation of Power Spectra, Coherences, and Transfer-Functions. *J. Geophys. Res.*, **92**, 633–648.
- Constable, S. C., Parker, R. L. and Constable, C. G. (1987): Occams Inversion—a Practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding Data. *Geophysics*, **52**, 289–300.
- Dasgupta, R. and Hirschman, M. M. (2006): Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide. *Nature*, **440**, doi: 10.1038/nature04612.
- Dasgupta, R., Hirschman, M. M. and Smith, N. D. (2007): Water follows carbon: CO₂ incites deep silicate melting and dehydration beneath mid-ocean ridges. *Geology*, **35**, 135–138, doi: 10.1130/G22856A.1.
- Debye, P. and Hückel, E. (1923): The theory of electrolytes I. The lowering of the freezing point and related occurrences. *Physikalische Zeitschrift*, **24**, 185–206.
- deGrootHedlin, C. (1991): Removal of static shift in two dimensions by regularized inversion. *Geophysics*, **56**, 2102–2106.
- Duba, A. and Constable, S. (1993): The Electrical-Conductivity of Lherzolite. *J. Geophys. Res.*, **98**, 11885–11899.
- Duba, A. and Shankland, T. J., (1982): Free carbon and electrical conductivity in the Earth's mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 1271–1274.

- Fuji-ta, K., Katsura, T., Matsuzaki, T., Ichiki, M. and Kobayashi, T. (2007): Electrical conductivity measurement of gneiss under mid- to lower crustal P-T conditions. *Tectonophysics*, **434**, 93–101, doi: 10.1016/J.Tecto.2007.02.004.
- Fuji-ta, K., Katsura, T. and Tainosho, Y. (2004): Electrical conductivity measurement of granulite under mid- to lower crustal pressure-temperature conditions. *Geophys J Int*, **157**, 79–86.
- Gaillard, F., Malki, M., Iacono-Marziano, G., Pichavant, M., and Scaillet, B., (2008): Carbonatite melts and electrical conductivity in the asthenosphere. *Science*, **322**, 1363–1365.
- Gaillard, F., and Marziano, G. I., (2005): Electrical conductivity of magma in the course of crystallization controlled by their residual liquid composition. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi: 10.1029/2004JB003282.
- Gallardo, L. A. and Meju, M. A. (2007): Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic travel-time data for structural and lithological classification. *Geophys. J. Int.*, **169**, 1261–1272, doi: 10.1111/J.1365-246X.2007.03366.X.
- Gamble, T. D., Clarke, J. and Goubau, W. M. (1979): Magnetotellurics with a Remote Magnetic Reference. *Geophysics*, **44**, 53–68.
- Glover, P. W. J. and Adam, A. (2008): Correlation between crustal high conductivity zones and seismic activity and the role of carbon during shear deformation. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi: 10.1029/2008JB005804.
- Glover, P. W. J., Hole, M. J. and Pous, J. (2000): A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **180**, 369–383.
- Groom, R. W. and Bahr, K. (1992): Corrections for near-Surface Effects—Decomposition of the Magnetotelluric Impedance Tensor and Scaling Corrections for Regional Resistivities—a Tutorial. *Surv. Geophys.*, **13**, 341–379.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C. (1989): Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensors in the Presence of Local 3-Dimensional Galvanic Distortion. *J. Geophys. Res.*, **94**, 1913–1925.
- Hanai, T. (1961): Dielectric theory on the interfacial polarization for two phase mixtures. *Bull. Inst. Chem. Res., Kyoto Univ.*, **39**, 341–367.
- Hashin, Z. and Shtrickman, S. (1963): A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *J. Mechanics Phys. Solids*, **11**, 127–140.
- Hashin, Z. and Shtrickman, S. (1962): A variational approach to theory of effective magnetic permeability of multiphase materials. *J. Applied Physics*, **33**, 3125–3131.
- Heise, W., Caldwell, T.: G., Bibby, H. M. and Bennie, S. L. (2010): Three-dimensional electrical resistivity image of magma beneath an active continental rift, Taupo Volcanic Zone. New Zealand, *Geophys Res Lett*, **37**, doi: 10.1029/2010gl043110.
- Hill, G. J., Caldwell, T. G., Heise, W., Chertkoff, D. G., Bibby, H. M., Burgess, M. K., Cull, J. P. and Cas, R. A. F. (2009): Distribution of melt beneath Mount St Helens and Mount Adams inferred from magnetotelluric data. *Nat. Geosci.*, **2**, 785–789, doi: 10.1038/Ngeo661.
- Ichihara, H. (2008): Three dimensional crustal heterogeneity revealed by magnetotelluric method and its role for the generation of intraplate earthquakes. Ph. D thesis, Hokkaido University, Sapporo, pp. 169.
- Ichihara, H., Honda, R., Mogi, T., Hase, H., Kamiyama, H., Yamaya, Y. and Ogawa, Y. (2008): Resistivity structure around the focal area of the 2004 Rumoi-Nanbu earthquake (M 6.1), northern Hokkaido, Japan. *Earth Planets Space*, **60**, 883–888.
- Ichihara, H. and Mogi, T. (2009): A realistic 3-D resistivity model explaining anomalous large magnetotelluric phases: the L-shaped conductor model. *Geophys. J. Int.*, **179**, 14–17, doi: 10.1111/J.1365-246X.2009.04310.X.
- Ichihara, H., Mogi, T., Hase, H., Watanabe, T. and Yamaya, Y. (2009): Resistivity and density modelling in the 1938 Kutcharo earthquake source area along a large caldera boundary. *Earth Planets Space*, **61**, 345–356.
- Ichihara, H., Uyeshima, M., Sakanaka, S., Ogawa, T., Mishina, M., Ogawa, Y., Nishitani, T., Yamaya, Y., Watanabe, A., Morita, Y., Yoshimura, R., and Usui, Y. (2011): A fault-zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, doi: 2011GL047382.
- Ichiki, M., Baba, K., Obayashi, M. and Utada, H. (2006): Water content and geotherm in the upper mantle above the stagnant slab: Interpretation of electrical conductivity and seismic P-wave velocity models. *Phys. Earth Planet. Int.*, **155**, 1–15.
- Ichiki, M., Baba, K., Toh, H. and Fuji-Ta, K. (2009): An overview of electrical conductivity structures of the crust and upper mantle beneath the northwestern Pacific, the Japanese Islands, and continental East Asia. *Gondwana Res.*, **16**, 545–562, doi: 10.1016/J.Gr.2009.04.007.
- Iio, Y., Sagiya, T. and Kobayashi, Y. (2004): Origin of the concentrated deformation zone in the Japanese Islands and stress accumulation process of intraplate earthquakes. *Earth Planets Space*, **56**, 831–842.
- Ingham, M. R., Bibby, H. M., Heise, W., Jones, K. A., Cairns, P., Dravitzki, S., Bennie, S. L., Caldwell, T. G. and Ogawa, Y. (2009): A magnetotelluric study of Mount Ruapehu volcano, New Zealand. *Geophys J Int*, **179**, 887–904, doi: 10.1111/J.1365-246X.2009.04317.X.
- Kariya, K. A. and Shankland, T. J. (1983): Electrical-conductivity of dry lower crustal rocks. *Geophysics*, **48**, 52–61.
- Kasaya, T. and Goto, T. (2009): A small ocean bottom electromagnetometer and ocean bottom electrometer system with an arm-folding mechanism. *Explor. Geophys*, **40**, 41–48, doi: 10.1071/Eg08118.
- Kasaya, T., Goto, T., Mikada, H., Baba, K., Suyehiro, K. and Utada, H. (2005): Resistivity image of the Philippine Sea Plate around the 1944 Tonankai earthquake zone deduced by Marine and Land MT surveys. *Earth Planets Space*, **57**, 209–213.
- Kasaya, T., Oshiman, N., Sumitomo, N., Ueshima, M., Uehara, D. (2002): Resistivity structure around the Western Nagano prefecture earthquake and earthquake swarm region. *Earth Planets Space*, **54**, 107–118.
- 河村雄行 (1996): メルトの化学と物性, 岩波講座地球惑星科学 第5巻. 91–122, 岩波書店.
- Key, K. and Constable, S. (2011): Coast effect distortion of marine magnetotelluric data: Insights from a pilot study offshore northeastern Japan. *Phys. Earth Planet. Int.*, **184**, 194–207, doi: 10.1016/j.pepi.2010.11.008.
- 木村俊則, 後藤忠徳, 笠谷貴史, 岡本 拓, 三ヶ田 均, 真田佳典, 渡辺俊樹, 芦田 譲 (2010): 境界面を組込んだ MT 法の 2 次元インバージョン. 物理探査, **63**, 185–196.
- Kirkpatrick, S. (1973): Percolation and conduction. *Rev. Mod. Phys.*, **45**, 574–588.
- Landauer, R. (1952): The electrical resistance of binary metallic mixtures. *J. Applied Phys.*, **23**, 779–784.
- Marshall, W. L. and Frantz, J. D. (1987): Electrical conductance

- measurement of dilute, aqueous electrolytes at temperatures to 800 °C and pressures to 4000 bars: Techniques and Interpretations, in *Hydrothermal and Experimental Techniques* (edited by Barnes and Ulmer). Wiley-Interscience, 261–292.
- Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K. (2008): Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography. *Tectonophysics*, **454**, 86–103, doi: 10.1016/J.Tecto.2008.04.016.
- Matsuno, T., Seama, N. and Baba, K. (2007): A study on correction equations for the effect of seafloor topography on ocean bottom magnetotelluric data. *Earth Planets Space*, **59**, 981–986.
- Matsuno, T., Seama, N., Evans, R. L., Chave, A. D., Baba, K., White, A., Goto, T., Heinson, G., Boren, G., Yoneda, A. and Utada, H. (2010): Upper mantle electrical resistivity structure beneath the central Mariana subduction system. *Geochem. Geophys. Geos.*, **11**, doi: 10.1029/2010gc003101.
- Mishina, M. (2009): Distribution of crustal fluids in Northeast Japan as inferred from resistivity surveys. *Gondwana Res.*, **16**, 563–571, doi: 10.1016/J.Gr.2009.02.005.
- Mareschal, M., Fyfe, W. S., Percival, J., and Chan, T., (1992): Grain-boundary graphite in Kapuskasing gneisses and implications for lower-crustal conductivity. *Nature*, **357**, 674–676.
- 茂木 透, 本郷克己, 佐々宏一 (1986): 細粒土の電気的特性. 物理探査, **39**, 17–27.
- Moorkamp, M., Jones, A. G. and Fishwick, S. (2010): Joint inversion of receiver functions, surface wave dispersion, and magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.*, **115**, doi: 10.1029/2009jb006369.
- Nesbitt, B. E. (1993): Electrical resistivities of crustal fluids, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4301–4310.
- Nolasco, R., Tarits, P., Filloux, J. H. and Chave, A. D. (1998): Magnetotelluric imaging of the Society Islands hotspot. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30287–30309.
- Nurhasan, Ogawa, Y., Ujihara, N., Tank, S. B., Honkura, Y., Onizawa, S., Mori, T. and Makino, M. (2006): Two electrical conductors beneath Kusatsu-Shirane volcano, Japan, imaged by audiomagnetotellurics, and their implications for the hydrothermal system. *Earth Planets Space*, **58**, 1053–1059.
- Ogawa, Y. (2002): On two-dimensional modeling of magnetotelluric field data. *Surv. Geophys.*, **23**, 251–272.
- Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996): A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. J. Int.*, **126**, 69–76.
- Ogawa, Y., Yukutake, T. and Utada, H. (1986): Two-dimensional modelling of resistivity structure beneath the Tohoku district, northern Honshu Japan, by a finite element method. *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 45–79.
- Olhoeft, G. R. (1981): Electrical-Properties of Granite with Implications for the Lower Crust. *J. Geophys. Res.*, **86**, 931–936.
- Onsager, L. (1927): On the theory of electrolytes. II. *Physikalische Zeitschrift*, **28**, 277–298.
- Park, S. K. and Duca, M. N. (2003): Can in situ measurements of mantle electrical conductivity be used to infer properties of partial melts? *J. Geophys. Res.*, **108**, doi: 10.1029/2002JB001899.
- Patro, P. K. and Egbert, G. D. (2008): Regional conductivity structure of Cascadia: Preliminary results from 3D inversion of USArray transportable array magnetotelluric data. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi: 10.1029/2008gl035326.
- Poirier, J-P. (2000): Introduction to the Physics of the Earth's interior. pp. 312, Cambridge University Press.
- Quist, A. S. and Marshall, W. L. (1968): Electrical conductances of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 800° and at pressures to 4000 bars. *J. Phys. Chem.*, **72**, 683–703.
- Roedder, E. (1984): Fluid Inclusions, Reviews in Mineralogy vol. 12., pp. 644, Mineralogical Society of America.
- Robinson, R. A. and Stokes, R. H. (1954): The variation of equivalent conductance with concentration and temperature. *J. American Chemical Soc.*, **76**, 1991–1994.
- 佐久間 博 (2010): 岩石粒界に存在する超臨界流体の分子シミュレーション. 岩石鉱物科学, **39**, 199–207.
- Sano, Y. and Wakita, H. (1985): Geographical-Distribution of He-3-He-4 Ratios in Japan—Implications for Arc Tectonics and Incipient Magmatism. *J. Geophys. Res.*, **90**, 8729–8741.
- Sato, H. (1994): The Relationship between Late Cenozoic Tectonic Events and Stress-Field and Basin Development in Northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22261–22274.
- Sen, P. N., Scala, C. and Cohen, M. H. (1981): A self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads. *Geophysics*, **46**, 781–796.
- Shankland, T. J. and Waff, H. S. (1974): Conductivity in fluid-bearing rocks. *J. Geophys. Res.*, **79**, 4863–4868.
- Shimizu, H., Koyama, T., Baba, K. and Utada, H. (2010): Revised 1-D mantle electrical conductivity structure beneath the north Pacific. *Geophys. J. Int.*, **180**, 1030–1048, doi: 10.1111/J.1365-246X.2009.04466.X.
- Sibson, R. H. (1990): Rupture Nucleation on Unfavorably Oriented Faults. *B. Seismol. Soc. Am.*, **80**, 1580–1604.
- Sibson, R. H. (2009): Rupturing in overpressured crust during compressional inversion—the case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics*, **473**, 404–416, doi: 10.1016/J.Tecto.2009.03.016.
- Sims, W. E., Bostick, J., F. X. and Smith, H. W. (1971): The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, **36**, 938–942.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y. and Uyeshima, M. (2005a): Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. *Phys. Earth Planet. Int.*, **150**, 3–14.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G. and Uyeshima, M. (2005b): Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples. *Geophys. J. Int.*, **160**, 804–814.
- Tada, N., Baba, K., Siripunvaraporn, W., Uyeshima, M. and Utada, H. (2010): 3-D inversion of synthetic marine magnetotelluric data: resolution and sensitivity, 2010 AGU Fall Meeting, D123A–1963.
- 高倉伸一 (2000): 粘土鉱物を含む試料の比抵抗と物理・化学・力学的特性との関係. 物理探査, **53**, 415–426.
- 玉虫伶太 (1991): 電気化学 (第2版). pp. 331, 東京化学同人.
- Tyburczy, J. A., (2007): Properties of rocks and minerals—The electrical conductivity of rocks, minerals, and the Earth, in *Treatise on Geophysics* vol. 2. 631–642, Elsevier.
- Uchida, T. (1993): Smooth 2-D inversion for magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC. *J. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 841–858.
- ウエスト (遠藤 忠, 武田保雄, 井川博行, 池田 攻, 伊藤祐敏, 菅野了次, 君塚 昇, 泰松齊共訳) (1996): 固体化学入門. pp. 322, 講談社サイエンティフィク.
- Utada, H. (2003): Interpretation of time changes in the apparent resistivity observed prior to the 1986 eruption of Izu-Oshima volcano, Japan. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **126**, 97–107, doi: 10.1016/S0377-0273(03)00119-7.
- Utada, H., Hamano, Y. and Yukutake, T. (1986): A two-dimensional conductivity model across central Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*

- oelectr.*, **38**, 447–473.
- Utada, H., Takahashi, Y., Morita, Y., Koyama, T. and Kagiya, T. (2007): ACTIVE system for monitoring volcanic activity: A case study of the Izu-Oshima Volcano, Central Japan. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **164**, 217–243, doi: 10.1016/J.jvolgeores.2007.05.010.
- 上嶋 誠 (2005): 電気伝導度構造から探る地殻の水の存在. 地学雑誌, **114**, 862–870.
- 上嶋 誠 (2009): MT 法による電気伝導度研究の現状. 地震, **61**, S225–S238.
- Uyeshima, M., Utada, H. and Nishida, Y. (2001): Network-magnetotelluric method and its first results in central and eastern Hokkaido, NE Japan. *Geophys. J. Int.*, **146**, 1–19.
- von Bargen, N. and Waff, H. F. (1986): Permeabilities, interfacial areas and curvatures of partially molten systems: Results of numerical computations of equilibrium microstructure. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9261–9276.
- Vozoff, K. (1972): The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, **37**, 98–141.
- Waff, H. F. (1974): Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry. *J. Geophys. Res.*, **79**, 4003–4010.
- Wannamaker, P. E., Caldwell, T. G., Jiracek, G. R., Maris, V., Hill, G. J., Ogawa, Y., Bibby, H. M., Bennie, S. L. and Heise, W. (2009): Fluid and deformation regime of an advancing subduction system at Marlborough, New Zealand. *Nature*, **460**, 733–736, doi: 10.1038/Nature08204.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W. and Ward, S. H. (1984): Magnetotelluric Responses of 3-Dimensional Bodies in Layered Earths. *Geophysics*, **49**, 1517–1533.
- 渡辺 了 (2005): 岩石の電気物性—レビュー—. 地学雑誌, **114**, 837–861.
- Watanabe, T. and Peach, C. J. (2004): Electrical impedance measurement of plastically deforming halite rocks at 125 degrees C and 50 MPa. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi: 10.1029/2001JB000204.
- Xu, Y., Shankland, T. J. and Poe, B. T. (2000): Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle. *J. Geophys. Res.*, **105**, 27865–27875.
- Yamaguchi, S., Kobayashi, Y., Oshiman, N., Tanimoto, K., Murakami, H., Shiozaki, I., Uyeshima, M., Utada, H. and Sumitomo, N. (1999): Preliminary report on regional resistivity variation inferred from the Network MT investigation in the Shikoku district, southwestern Japan. *Earth Planets Space*, **51**, 193–203.
- Yamaguchi, S., Uyeshima, M., Murakami, H., Sutoh, S., Tanigawa, D., Ogawa, T., Oshiman, N., Yoshimura, R., Aizawa, K., Shiozaki, I. and Kasaya, T. (2009): Modification of the Network-MT method and its first application in imaging the deep conductivity structure beneath the Kii Peninsula, southwestern Japan. *Earth Planets Space*, **61**, 957–971.
- Yamauchi, M., Hirahara, K., and Shibutani, T. (2003): High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan. *Earth Planets Space*, **55**, 59–64.
- Yamaya, Y., Mogi, T., Hashimoto, T. and Ichihara, H. (2009): Hydrothermal system beneath the crater of Tarumai volcano, Japan: 3-D resistivity structure revealed using audio-magnetotellurics and induction vector. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **187**, 193–202, doi: 10.1016/J.jvolgeores.2009.09.008.
- Yoshimura, R., Oshiman, N., Uyeshima, M., Toh, H., Uto, T., Kanazaki, H., Mochido, Y., Aizawa, K., Ogawa, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Mishina, M., Satoh, H., Goto, T., Kasaya, T., Yamaguchi, S., Murakami, H., Mogi, T., Yamaya, Y., Harada, M., Shiozaki, I., Honkura, Y., Koyama, S., Nakao, S., Wada, Y. and Fujita, Y. (2009): Magnetotelluric transect across the Niigata-Kobe Tectonic Zone, central Japan: A clear correlation between strain accumulation and resistivity structure. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi: 10.1029/2009gl040016.
- Yoshino, T. (2010): Laboratory Electrical Conductivity Measurement of Mantle Minerals. *Surv. Geophys.*, **31**, 163–206, doi: 10.1007/S10712-009-9084-0.
- Yukutake, T., Yoshino, T., Utada, H., Watanabe, H., Hamano, Y. and Shimomura, T. (1990): Changes in the Electrical-Resistivity of the Central Cone, Miharayama, of Oshima Volcano Observed by a Direct-Current Method. *J. Geomag. Geoelectr.*, **42**, 151–168.