

地質構造調査のための MT 法探査技術の研究

内田利弘

旧地質調査所、産業技術総合研究所

要旨

MT 法（地磁気地電流法）は、自然界で発生する電磁波を利用して、地下の電気伝導率（比抵抗）の分布を求め、地質構造を調べる探査法です。地下資源の探査、火山や活断層の構造調査、深部地殻やマントルの研究などにおいて、世界中で広く適用されています。日本では、MT 法は 1980 年代初めに地熱資源探査のために初めて適用されました。当時は日本に本格的な MT 法調査を独自に行う技術はなく、海外企業の技術者が測定装置を持って来日し調査を行うという状況でした。工業技術院地質調査所では、通商産業省の地熱資源開発プロジェクトの下に、1980 年代中頃から MT 法の研究を開始し、野外測定技術の習得、データ解析手法の開発を行い、徐々にノウハウを蓄積しました。また、新エネルギー・産業技術総合開発機構（NEDO）の地熱プロジェクトとの連携、大学の研究者との協力、民間企業への技術支援を進めました。さらに、地熱貯留層の比抵抗構造についての特徴を調べ、基準となる解釈指針を作成しました。1990 年代初めに地質調査所が開発した 2 次元インバージョン解析プログラムは現在も国内外の大学や企業で標準的な解析ツールの 1 つとして使用されています。3 次元インバージョン解析プログラムについては、大学で開発されたものを利用し、安定な解析が行えるように改良を加え、2000 年代初めに、世界に先駆けて地熱地域の大規模データに適用しました。それらの結果をもとに、日本や海外の地熱地域における 3 次元調査について技術支援を行いました。

現在、測定装置の改良や 3 次元解析プログラムの普及によって、MT 法の 3 次元調査が海外や国内の地熱資源探査や火山・深部地殻構造研究などの分野で活発に実施されています。今後も、測定装置の革新やデータ解析プログラムの改良が国内外で進められると思いますが、産業技術総合研究所の研究者がその一翼を担い、技術向上に貢献することが期待されます。

1. はじめに

物理探査法は、岩石の弾性波速度、電気伝導率、密度、磁化率などの物理的特性（物性）を利用して、地表での観測データを解析することによって地下構造を求める手法であり、石油・地熱・金属鉱床などの資源探査、自然災害軽減に係る地質構造調査、土木分野における地盤評価、土壌・地下水の環境評価、固体地球科学研究などの広い分野で用いられています。

そのうち、電磁探査法は、電磁波を利用して地下の電気伝導率（比抵抗）の分布を調べます。本稿では、電磁探査法のうち、自然界で発生する電磁波を用いる地磁気地電流法（magnetotelluric method, MT 法）について、工業技術院地質調査所および産業技術総合研究所における研究開発の状況を紹介します。

2. MT 法の概要

MT 法は、太陽から到来する荷電粒子の作用によって磁気圏や電離層で発生する電磁波や、雷の放電によって発生する電磁波が、大気中を全地球にわたって伝わり、地下に透過していく現象を利用して、地下の比抵抗を求める探査法です。地表で観測される電場と磁場の水平成分の強度比（インピーダンス）は地下の比抵抗に依存しています。このとき、電磁波は水平方向に振動し、地中を鉛直下向きに伝播する平面波になっている必要があります。

低周波数の電磁波ほど地中での減衰が小さく地下深部まで伝わるので、インピーダンスは深部までの比抵抗分布を反映します。広い周波数帯域でインピーダンスを計測することにより、地下浅部から深部までの比抵抗構造を求めることができます。MT 法の測定は一般に $10^{-4} \sim 10^4$ Hz の周波数帯域を対象としています。深度が数 100m 程度までの金属資源探査、数 km までの地熱・石油資源探査、数 10km 以上の深部地殻やマントルを対象とする研究など、対象とする深度に応じて適切な帯域を選択します。

MT 法の測定配置と測定装置の例を図 1、図 2 に示します。測点では、水平電場 2 成分、水平磁場 2 成分および鉛直磁場を計測します。通常、10 数時間以上連続して、電場・磁場 5 成分の時系列データを記録し、その後、周波数解析を行って各成分のスペクトルを計算し（図 3）、水平成分の電場と磁場の比（インピーダンス）を広帯域にわたって求めます。インピーダンス $\mathbf{Z}$ はテンソル量であり、次式によって電場 $\mathbf{E}$ と磁場 $\mathbf{H}$ から計算されます。

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (1)$$

インピーダンスの各成分を見掛け比抵抗（インピーダンスの絶対値から計算）、位相（電場と磁場の位相差）などのデータに変換し（図 4）、これを測定データとして地下の比抵抗構造を解析します。他に、鉛直成分と水平成分の磁場の比もデータとして解析に用います。

MT 法は自然の電磁場を測定するため、測点の近くに電気を使う人工構造物があると、それらが発生する電磁ノイズの影響を受けてしまいます。そのため、測定は人工ノイズが少しでも軽減される夜間を中心に行います。また、1つの測点のデータだけでは、自然信号とノイズを識別することは難しいので、測点近傍のノイズ源の影響を受けない程度に十分離れていて、他の大きなノイズ源もない場所に参照観測点を設けて、電磁場の時系列データを調査地の測点と同時に観測します。そして、両者に共通して含まれる信号を優先的に用いるという処理（リモートリファレンス処理）を行うことによって、調査地周辺の局所的なノイズの影響を除去し、S/N 比を向上させます。参照観測点は、通常、数 10km 以上、時には、ノ

Figure 1 consists of four panels. Panel (a) shows a red and black magnetic field measurement system on a blue tarp. Panel (b) shows a person measuring the magnetic field in a trench. Panel (c) is a diagram of the measurement area with labels H_x , H_y , H_z , E_x , E_y , E_s , W , N , E , and S . Panel (d) shows a person measuring the magnetic field in a trench.

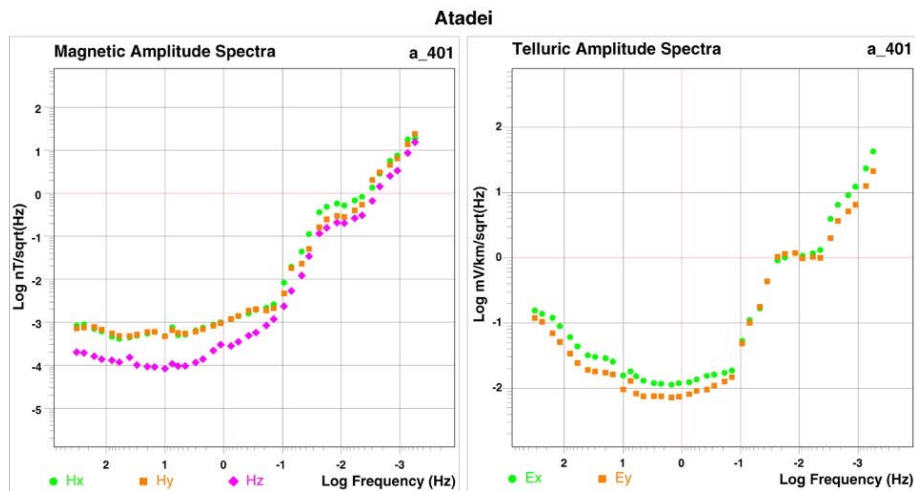


図 3 : MT 信号のスペクトラムの例 : (左) 磁場 3 成分、(右) 電場 2 成分。2001 年にインドネシア東部・レンバータ島の地熱地域で測定。

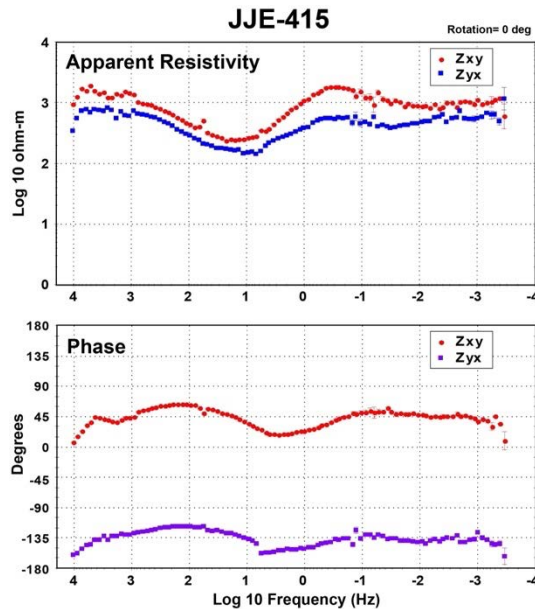


図 4 : MT 法の測定データ例 (内田ほか, 2008) : (上) 見掛け比抵抗、(下) 位相。高周波数データは地下浅部の比抵抗構造を反映し、低周波数データは地下浅部から深部までの比抵抗情報を反映する。xy 成分は南北成分の電場と東西成分の磁場から求めた値、yx 成分はその逆の組み合わせによる値。この調査は 2004 年に韓国・済州島で実施し、低周波数データの参照観測点は鹿児島県に置いた。

3. MT 法測定装置の変遷

MT 法が提唱されたのは 1950 年代です。それ以前から、日本国内では東京大学、東北大学、気象庁などが地球電磁気の研究の中で地磁気(earth magnetic field)と地電流(telluric current)の関係を調べていました。欧米の大学・研究所でも同様の研究が進められていました。地表で測定される磁場と電場から地下の比抵抗を求めることができることを初めて理

論的に示して magnetotelluric method という名称を付け、資源探査に適用できることを発表したのはフランスの Luis Cagniard 氏 (Cagniard, 1953) でした。

しかし、実際に資源探査などに適用できる品質のデータを取得できるようになったのは、20 年程経過した 1970 年代になってからです (Vozoff, 1972)。微弱な自然磁場信号を広帯域で測定できる磁力計の開発や、ノイズ除去のためのリモートリファレンス処理法の開発 (Gamble et al., 1979) が重要な開発のステップになりました。しかし、その頃の測定装置（ここでは、第 1 世代と称する）は、信号増幅器、A/D 変換器、パソコン、磁気テープ装置などで構成された大きなシステムになっており、連続して動作させるには現場に発電機を持ち込む必要がありました。そのため、発電機が出す電磁波もノイズ源の 1 つになっていました。米国、カナダ、フランスなどの企業が測定システムを開発し、海外の石油資源や地熱資源の探査に適用が始まりました。

1980 年代後半には、自動車などに使われる 12V バッテリーを電源とする低電力消費の測定装置（第 2 世代）がカナダ、米国、ドイツの企業によって開発されました。A/D 変換は 16 ビットになり、無人での自動測定が可能になりました。遠隔参照点との時刻同期には恒温槽に入れた高精度水晶時計が使われました。これらにより、山岳地にある地熱地域にも測定装置を比較的容易に持ち込むことができるようになり、データの品質も向上しました。しかし、水晶時計はドリフトによって 2 日程度で時刻誤差が許容範囲を超えてしまうので、その度に数 10km ないし 100km ほど離れた遠隔参照点まで車で往復して、時計を同期し直す必要がありました。

1990 年代後半には、24 ビット A/D 変換デバイスが一般に普及し、MT 法測定装置にも導入されました（第 3 世代）。そのおかげで信号増幅器は簡素になってノイズが低減され、また装置も軽量化されました。合わせて、遠隔参照点との時刻同期には GPS の時刻信号を用いることができるようになり、遠隔参照点との間を車で往復する必要がなくなり、時計のドリフトもないので、自在に同期を取ったデータ取得を行えるようになりました。また、多数の測定装置を投入すれば効率よく調査を進めることができるようになりました。遠隔参照点が調査地から 1,000km 程度離れていても、数 100Hz より低い周波数では、測点と共通する磁場信号が観測されることが確認され、リモートリファレンス処理を有効に行えることがわかりました。現在も、基本的にこの仕様の測定装置が世界中で使われています。ただ、磁場を測定する磁力計（インダクションコイル型）は小型化が難しく、第 3 世代の装置ではそれ以前より短くかつ軽い磁力計が開発されましたが、それでも長さは 100~150cm、重さは 5~8kg 程度もあります。

4. MT 法の日本への導入と課題

日本で本格的な MT 法調査が初めて実施されたのは 1981 年でした。国による地熱資源調査事業の一環として、新エネルギー総合開発機構 (NEDO) の「地熱探査技術等検証調査 (仙岩地域、栗駒地域)」(1981 年~1985 年)、通商産業省による「大規模深部地熱発電所環境保

全実証調査（豊肥地域）」（1982 年～1983 年）、および NEDO による「全国地熱資源総合調査 第 2 次・第 3 次（9 地域：ニセコ、八甲田、国分、十勝、那須、鶴見岳、秋田駒、磐梯、阿蘇）」（1985 年～1989 年）において MT 法調査が実施されました。

これらの調査には米国、フランス、カナダの企業が製作した探査システム（第 1 世代）が用いられました。現地調査はそれらの企業の技術者が中心になり、日本の地質調査企業のスタッフが協力するという体制で実施されました。人工ノイズの強い日本での初めての調査であり、現在の装置に比べると、測定されたデータの品質はかなり劣るものでした。また、当時は解析法の開発も途上にあり、2 次元順解析も試行的に行われましたが、基本的に、地下を水平多層構造と仮定する 1 次元インバージョン解析を各測点で行い、その結果をつなぎ合わせて作成した比抵抗分布図が主な解析結果として報告されました。測定されたデータや解析結果から地下の比抵抗構造の大まかな特徴をつかむことはできましたが、地熱貯留層の存在を明瞭に示唆するような結果はあまり得られなかったと記憶します。地下深部の地熱貯留層を調べるには MT 法による比抵抗構造調査が切り札になるのではという大きな期待がありましたが、NEDO のプロジェクト担当者や国内の地熱関係者からは、MT 法調査の芳しくない結果に落胆する声が聞こえてきました。当時は、地質調査所（GSJ）の研究者にも、それらを改善するための提案を行うことができませんでした。

5. GSJ における MT 法研究

GSJ では、NEDO の実施する地熱探査技術等検証調査（仙岩・栗駒）や、その後継プロジェクトである断裂型貯留層探査技術開発（1988 年～1996 年）と連携して、1980 年代中頃から MT 法データの 2 次元解析法の研究を開始しました。また、1980 年代末に、日米貿易摩擦への日本政府の対処策の下、第 2 世代の測定装置をカナダから日本で初めて導入しました。日本の地質調査業界における MT 法装置の需要は小さく、また、高感度・低ノイズの磁力計の開発は難しいこともあり、日本企業が製作した装置の能力には限界がありました。第 2 世代装置の導入後、GSJ 研究者は国内の地熱地域、火山地域、活断層地域などで MT 法調査を実施し、品質の良いデータを取得するための現場ノウハウの蓄積と得られたデータの解析手法の開発を進めました。また、1990 年代末には、地熱研究プロジェクトなどで、第 3 世代の装置を同じくカナダから導入し、現地調査や解析技術の研究を拡大していきました。合わせて、ニュージーランド、韓国、インドネシアなどで共同調査を実施し、MT 法の調査手法、解析手法に関する技術移転を行いました。本章では、GSJ における 2 次元解析、3 次元解析技術の開発などについて、順を追って紹介します。

(1) 2 次元順解析手法の開発

まず、有限要素法を用いる 2 次元順解析プログラムの開発を行いました（GSJ 地殻物理部・小川康雄氏）。地下構造は一般に 3 次元ですが、1 方向（走向方向）には比抵抗は変化しないと仮定し、それと直交する断面の 2 次元比抵抗構造を求めます。1 次元解析結果を基

に、2次元の比抵抗モデルを試行錯誤でいくつも変えてフォワード計算（順計算）を繰り返し、計算値と測定値を比較します。沢山のモデルを試す必要がありますが、測定値を最もよく説明できるモデルを最終結果とします。

小川氏は、当該プログラムを用いて仙岩地熱地域（秋田県・岩手県）で取得された MT データを解析し、2次元比抵抗構造を求めました（図5～図7；小川ほか,1987）。試行錯誤によるモデルの設定でしたが、図7では測定値の傾向をよく説明する計算結果になっていることがわかります。ただ、この調査は第1世代の装置を用いて実施されたもので、データの測定誤差は全般的に大きくなっています。この成果は MT 法2次元解析結果を報告する日本の論文の先駆けとなりました。

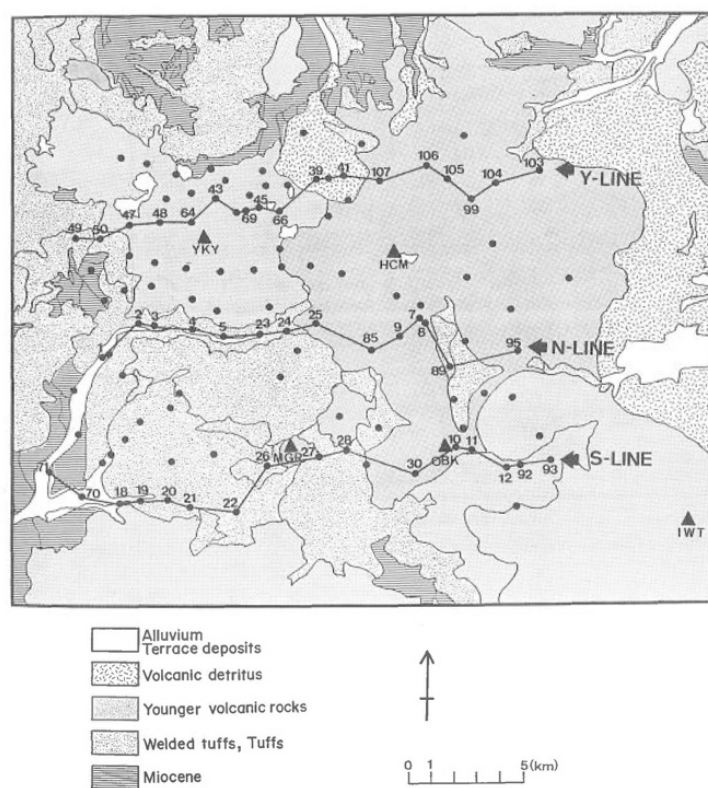


図5：仙岩地域の MT 法測点配置（小川ほか,1987）。黒点は MT 法測点、黒三角は火山を表す。YKY は秋田焼山、HCM は八幡平頂上、IWT は岩手山を示す。背景の灰色／白色トーンは地質区分を表す。

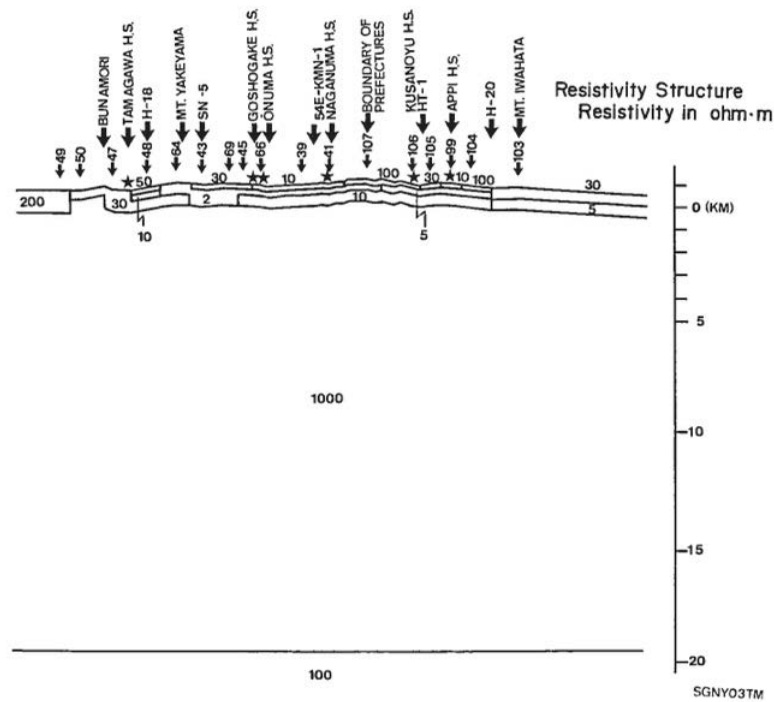


図 6：仙岩地域 Y 測線の MT 法 2 次元比抵抗モデル（小川ほか, 1987）。モデル中の数字は比抵抗 ($\Omega \cdot m$) を表す。測線は東西方向であり、位置は図 5 (Y-LINE) を参照。地熱貯留層に関係すると思われる低比抵抗層 ($2 \sim 10 \Omega \cdot m$) が海水準付近に分布している。

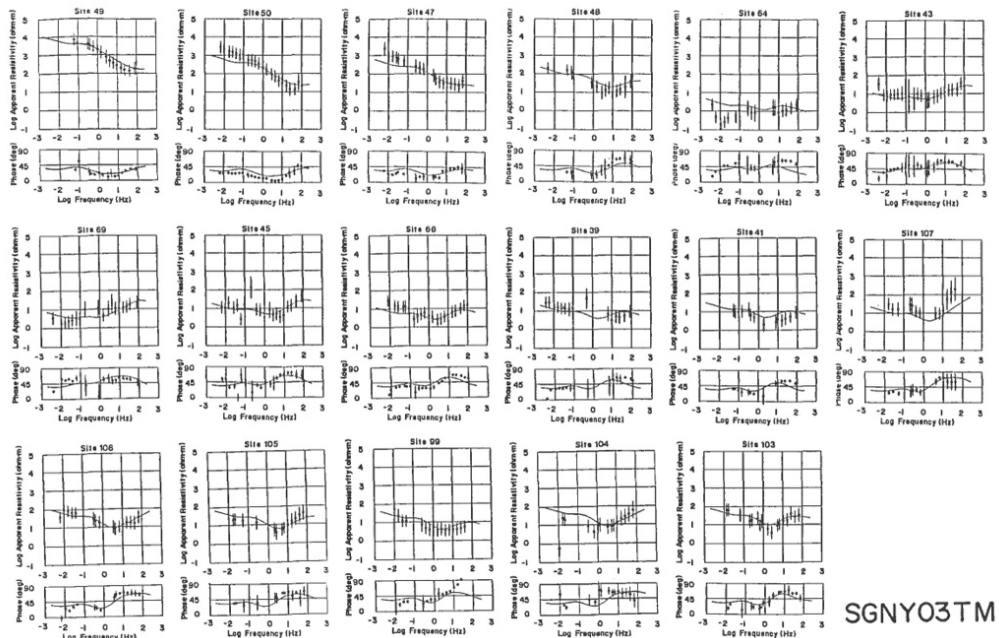


図 7：仙岩地域 Y 測線の 17 測点における測定値と 2 次元比抵抗モデルによる計算値の比較（小川ほか, 1987）。各測点の上段は見掛け比抵抗、下段は位相を示す。横軸は周波数であり、黒い点は測定値、鉛直の線分は測定誤差、滑らかな実線は計算値を表す。

(2) 2次元インバージョン解析手法の開発

小川氏は、続いて、測定データから2次元比抵抗構造を自動的に求めるインバージョン解析プログラムの開発を行いました(小川, 1988)。2次元モデルに対するMT法の応答は、有限要素法による数値計算手法を用いて計算されます。そして、地下の比抵抗分布をモデルパラメータとし、インバージョン解析によって測定データを満足するパラメータを推定します。MT応答はパラメータに対し非線形な関数になっています。そこで、測定データが与えられたとき、ある初期モデルのまわりでMT応答を線形化し、測定値と計算値の差(残差)が小さくなるように初期モデルのパラメータに修正を加えるという線形化最小二乗法の手法が適用されます。パラメータの修正は残差が十分小さくなるまで反復を繰り返します。

MT法の2次元インバージョンでは、線形化によって導かれる、データの残差とパラメータの擾乱との関係式が非常に不安定であるため、その関係式をそのまま解くことができません。そこで、一般に、比抵抗の分布は滑らかであるという制約を表す関係式を加えて、解を安定に求めるように努めます。このとき、最小化すべき目的関数 U は、

$$U = \|W\{d - F(m)\}\|^2 + \alpha^2 \|Cm\|^2 \quad (2)$$

で表されます。ここで、 W は測定誤差から計算される重み、 d は測定値、 F はモデルパラメータ m からMT応答を計算する演算子、 α は平滑の程度を決めるパラメータ、 C は隣り合うパラメータ間の差分をとるオペレータです。解析プログラムでは、地下を多くの矩形ブロックに分割して比抵抗を与え、その比抵抗を未知数として解くことにしています。式(2)右辺の第1項は残差を表し、第2項はモデルの粗さ(ラフネス)を表します。インバージョンの目標は目的関数 U を最小化することですが、平滑パラメータ α は第1項と第2項の最小化をトレードオフする働きがあり、 α の値の設定に依存して、最終的に得られるモデルが異なってしまいます。そこで、Uchida and Ogawa (1993)は、最適な平滑パラメータを客観的に与えるため、ベイズ統計とエントロピー最大化原理に基づく情報量基準 ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) を組み込んで小川(1988)のプログラムに改良を加えました(Uchida, 1993a)。その結果、測定データの品質(測定誤差など)に応じて、残差とモデルの粗さが自動的にバランスされるように平滑パラメータが選択され、安定なインバージョン解析が行えるようになりました。

同じ頃、海外でもMT法2次元インバージョン解析プログラムの開発が進められていました(例えば、deGroot-Hedlin and Constable, 1990)。カナダ地質調査所の提案で、プログラムの性能を比較するワークショップが1992年にニュージーランドでの国際学会に合わせて開催されました。カナダ地質調査所の取得した測定データが公開され、それを使って参加者が自分のプログラムで解析を行い、モデルを持ち寄って比較することになりました。Uchida and Ogawa (1993)のプログラムは開発の最終段階にありましたが、とりあえず暫定版の解析結果を持参して参加することにしました。ワークショップの後、参加者がそれぞれの解析方法と解析結果について執筆した論文集が出版されました(Jones, 1993; Uchida, 1993b)。ワー

クショップを主催した研究者からは、GSJ の解析結果は最終的なモデルの残差が小さく最も信頼性が高いのではというコメントをいただきました。

プログラムを地質調査所研究資料集 (GSJ Open File) として一般に公開したところ、国内外の多くの研究者に使われ、高い評価を受けました。その後、小川氏がさらに改良を加え、スタティックシフトを未知数を含めた Ogawa and Uchida (1996) のプログラムは標準的な解析プログラムとして現在も利用されています。

(3) 2次元インバージョン解析手法の地熱地域への適用

断裂型貯留層探査技術開発プロジェクトにおいて、秋田県の澄川地域で取得された MT 法データに Uchida and Ogawa (1993) のプログラムを適用して得られた解析結果を図 8～図 10 に示します (内田ほか, 1995)。澄川地域は、地熱探査技術等検証調査・仙岩地域に含まれており、図 9 のモデル (測線 I) は図 6 の仙岩地域 Y 測線の西半分に相当します。地熱貯留層の構造を詳細に把握することを目的としたため、比較的狭い範囲を対象とし、測点が密に配置されています。

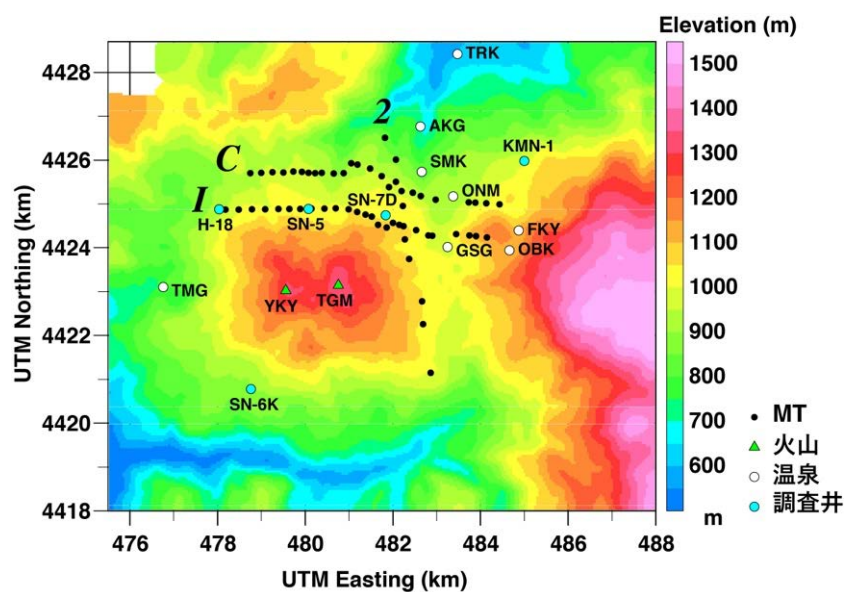


図 8：澄川地域の MT 法測点位置図 (内田ほか, 1995)。黒点は MT 法測点、緑三角は火山、白丸は温泉、水色丸は地熱調査井、背景のコンターは標高を表す。測線 I の MT データを解析した。

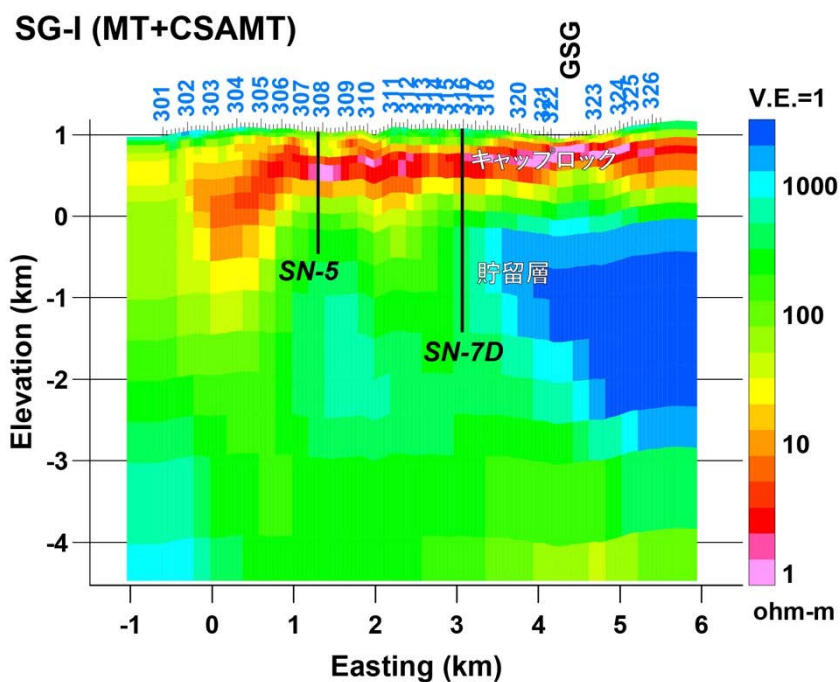


図 9：測線 I の 2 次元比抵抗モデル（内田ほか, 1995）。暖色系は低比抵抗、寒色系は高比抵抗を示す。NEDO による 2 つの地熱調査井（SN-5、SN-7D）の位置を重ねて表示した。GSG は後生掛温泉の位置を投影。

SG-I (TM)

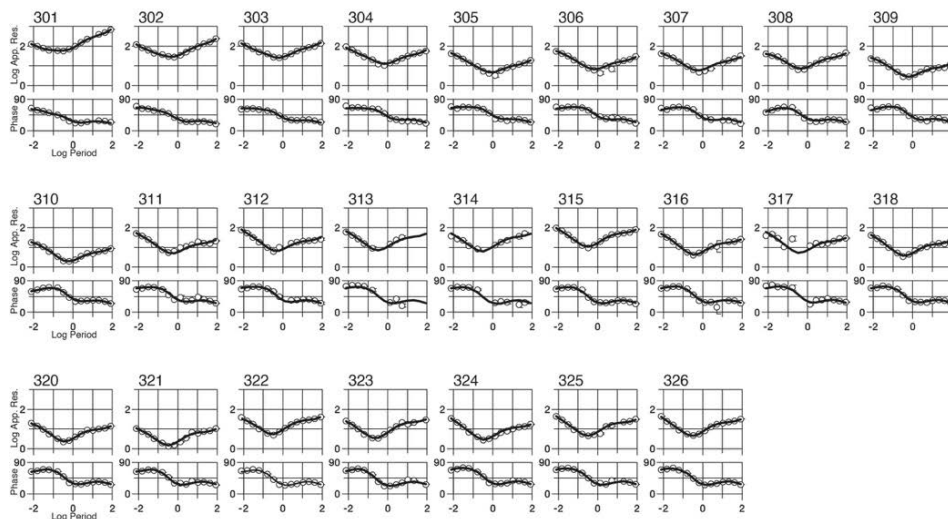


図 10：測線 I の測定値（白丸）と 2 次元モデルによる計算値（実線）の比較（内田ほか, 1995）。上段は見掛け比抵抗、下段は位相。測定値には測定誤差の線分も示してあるが、一般的に測定誤差は小さい。

測線 I の近くにある坑井の柱状図から推定した地質断面図を図 11 に示します。また、SN-7D 井の地質柱状図と温度検層結果を図 12 に示します。水を含んだ岩石の比抵抗は温度が高くなるにつれて低くなりますが、既存研究により、湿潤岩石の温度が室温から 200℃程度

まで高くなると比抵抗は1桁程度低くなるという実験結果が報告されていました。さらに、地熱貯留層の比抵抗を解釈するとき、粘土鉱物の存在が大きな要素になるということが理解され始めていました(内田,1990)。図12では、150℃程度より低い温度で安定な粘土鉱物であるモンモリロナイトが卓越する深度では、比抵抗は低くなっています(平均3 Ω・m程度)。それに対し、高温で安定な緑泥石が卓越する深度では、比抵抗は高くなっています(100 Ω・m程度)。モンモリロナイトには岩石の比抵抗と透水性を下げる効果があり、熱水の対流を妨げます。この部分が貯留層のキャップロックの役割を果たしていると考えられます。それに対し、緑泥石は比抵抗と透水性を小さくする効果は少なく、熱水の対流は妨げられません。緑泥石の卓越する深度区間が貯留層ゾーンになっていると考えられます。SN-7D井の掘削中に深度1,500mから坑底2,490mの区間のいくつかの深度で逸水層(地層内の割れ目)に遭遇しました。この深度区間の地層の温度は300℃前後です。深部の逸水層を対象にした噴気試験で有望な貯留層の存在が確認されました。SN-7D井はその後の企業による地熱発電所の建設に利用され、主要な生産井になりました。

地熱資源探査における比抵抗構造の解釈について、当時、アイスランドやニュージーランドでも研究が進められていました。例えば、Árnason and Flovenz (1992) はアイスランドにおける比抵抗調査の解釈について報告しました。澄川地域でのMT法2次元解析結果を1995年にイタリアで開催されたWorld Geothermal Congressで発表し(Uchida, 1995)、MT法の地熱資源探査への適用について、海外の研究者と情報交換を行いました。貯留層の上部のキャップロックはモンモリロナイトが卓越し、透水性が低く、低比抵抗であるのに対し、深部の貯留層本体は緑泥石が卓越し、熱水に富んで高温であるけれど比抵抗は比較的高い、という解釈を海外の研究者も行っていることを確認しました。それ以降、地熱貯留層に対するこのような比抵抗構造の解釈は国内外で定着することになりました。

GSJ地殻物理部・高倉伸一氏は、粘土鉱物が岩石の比抵抗に与える影響について室内実験を行い、詳細な検討を加えました(図13; 高倉ほか,2000)。小さなガラスビーズを詰めた容器に塩化カリウム(KCl)溶液を入れ、そこに粘土鉱物を少しずつ加えて、全体の比抵抗の変化を測定しました。スメクタイト(モンモリロナイト)の含有量が増えると岩石の比抵抗が顕著に低下することを確認しました。また、モンモリロナイトによる比抵抗の低下は、岩石の間隙を占める水の塩分濃度に依存し、海水に近い高塩分濃度の間隙水(KCl: 0.1 mol/l)の場合は、比抵抗の低下は起こらないことを示しました。

Uchida and Ogawa (1993) のプログラムは、断裂型貯留層探査技術開発プロジェクトの下に地質調査所の研究成果として発表されました。公開されたプログラムはNEDOの他の地熱プロジェクトでも使われました。当時のNEDOの担当者によると、断裂型貯留層探査技術開発プロジェクトの最終評価において、当該2次元解析プログラムが開発され普及していることが、プロジェクトが及第点の評価を得ることに貢献したとのことでした。

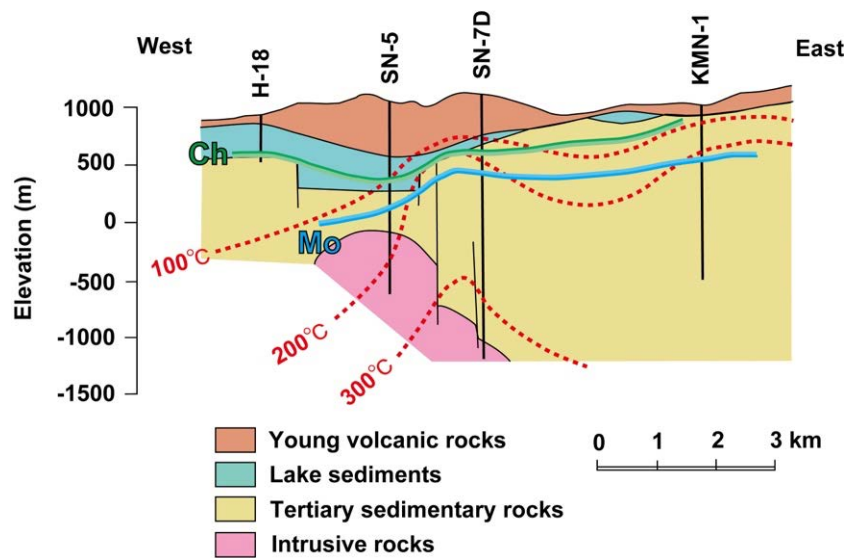


図 11：測線 I の近くの坑井データをもとに作成された地質断面図（内田ほか, 1995）。Mo はモンモリロナイトの出現下限、Ch は緑泥石（クロライト）の出現上限を示す。SN-7D 井の深部は約 300°C の高温であり、優勢な熱水貯留層が確認された。

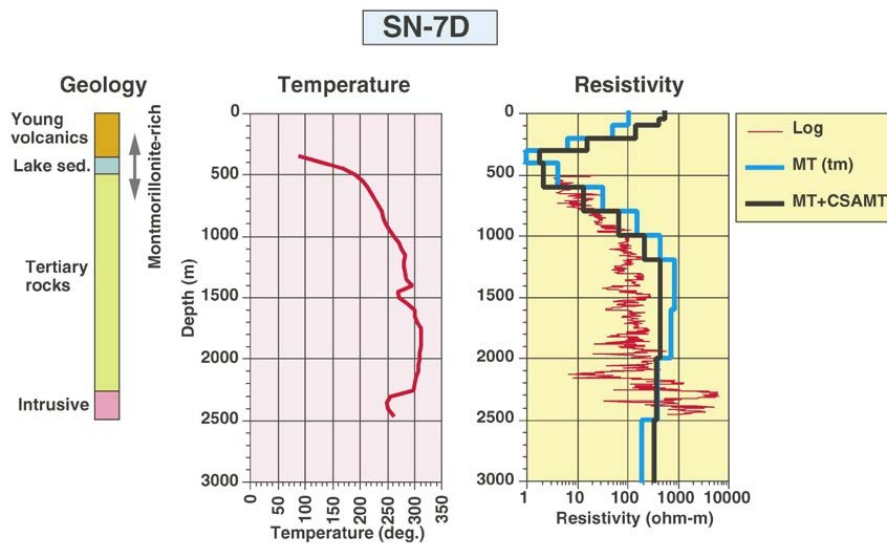


図 12：坑井 SN-7D の簡略地質柱状図（左）、温度検層（中）および電気検層（右）（内田ほか, 1995）。電気検層（赤線）に MT 法モデルの比抵抗（水色線、黒線）を重ねて表示した。

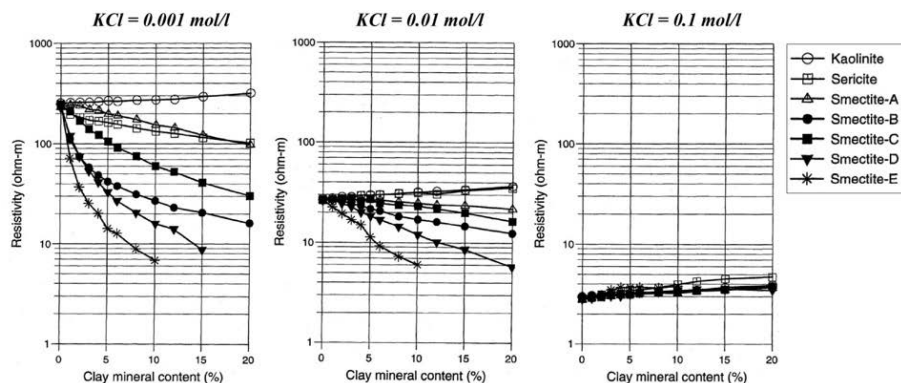


図 13：粘土鉱物の含有量および間隙水の塩分濃度と比抵抗の関係（高倉ほか, 2000）。

(4) 3次元インバージョン解析手法の開発と地熱地域への適用

1990年代末頃まで MT 法調査では 2 次元解析の適用が一般的であり、地熱探査でも成果を上げていました。しかし、複雑な比抵抗構造を有する地熱地域に対して 2 次元解析では不十分ではないかという認識が研究者の間では一般的になり、3 次元解析プログラムの開発が急がれていました。3 次元順解析について、GSJ 地殻物理部・光畑裕司氏は有限要素法によるプログラムを開発しました（Mitsuhata and Uchida, 2004）。3 次元インバージョン解析については、米国、ロシア、日本などの研究者が開発を進めていました（例えば、Newman and Alumbaugh, 2000; Sasaki, 2001）。

筆者は Sasaki (2001) のプログラムを借りて ABIC 最小化法を組み込んで改良を加え（Uchida and Sasaki, 2003）、いくつかの地熱地域の MT データに適用して、プログラムの有効性をチェックしました。そのうち、大霧地熱地域（鹿児島県）における解析例を紹介します（Uchida and Sasaki, 2003; Uchida, 2005）。大霧地域における MT 法データは、主に NEDO の地熱プロジェクトにおいて、2 次元解析を行うことを目指して実施されたものです（図 14）。しかし、データは 3 次元解析が行えるように測点が格子に近い状態で配置されていました。

3 次元解析結果を図 15～図 17 に示します。大霧地域の地熱貯留層は、すべて新しい火山噴出物の地層の中に分布しています。地表付近の高比抵抗層は未変質の溶岩層に対応し、その下の低比抵抗層は粘土鉱物（モンモリロナイト）に富んだキャップロックになっていることがわかります。高温の大霧貯留層と白水越貯留層は、深部の高比抵抗層が浅くなったところに位置しており、比抵抗構造のこれらの解釈は上述の澄川地域の比抵抗構造モデルと共通するものでした。

いくつかの測線を選び、2 次元解析結果と 3 次元解析の該当する断面を比較したところ、両者が似通っている測線と、2 次元解析に不自然な形状の低比抵抗異常があり 3 次元モデルと異なる測線がありました。実際には 3 次元である地下構造に対して、データを無理に 2 次元で解析すると、偽の比抵抗異常を作ってしまうことがあります。大霧地域における MT 法 3 次元解析は、世界に先駆けての本格的な 3 次元解析になりました。

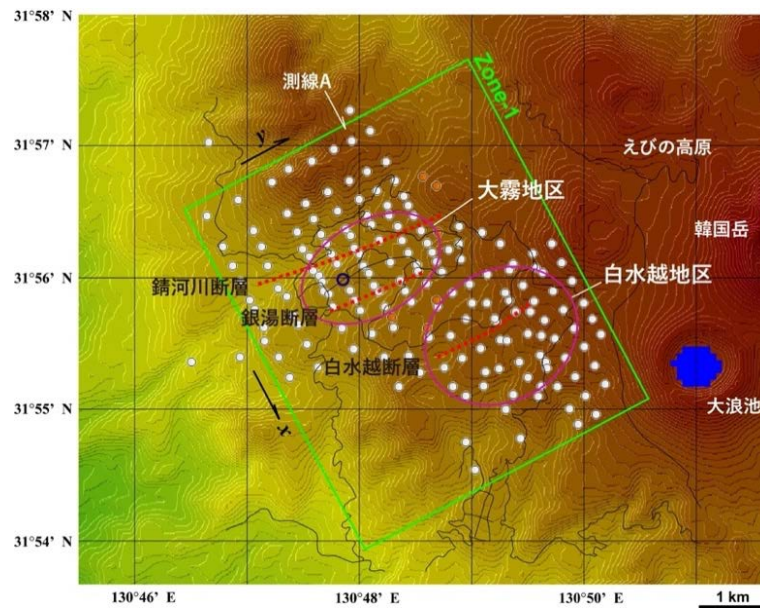


図 14 大霧地熱地域における MT 法の測点配置（白点およびオレンジ色の点）。黒丸は大霧地熱発電所の位置、破線（赤色）は推定断層、楕円（紫色）は地熱貯留層の存在が期待される領域を表す。緑四角は 3 次元解析の対象範囲を示す。

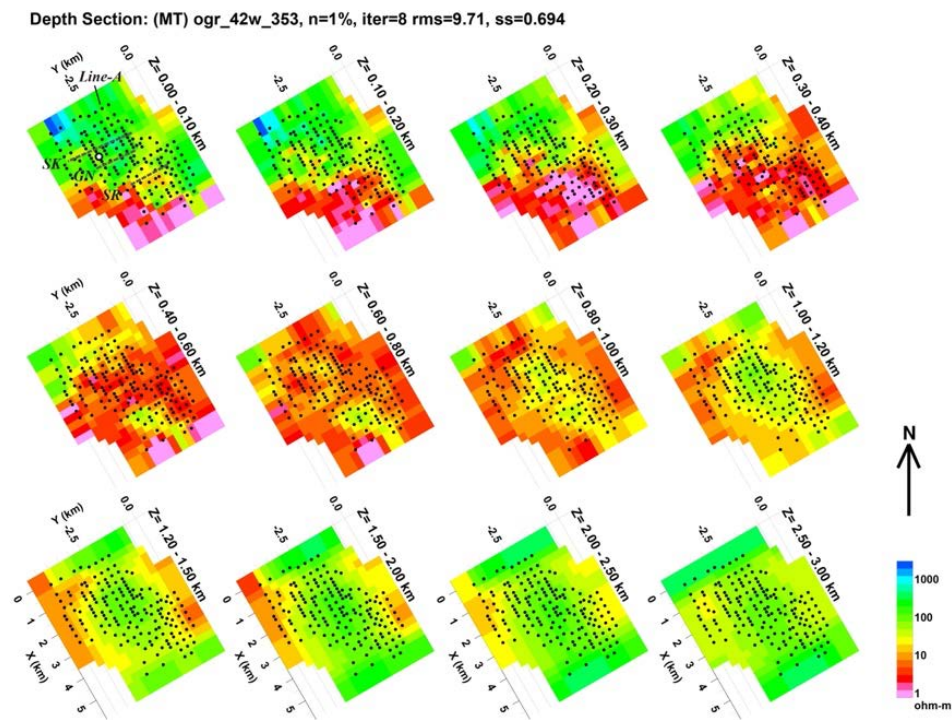


図 15 大霧地熱地域の MT 法 3 次元解析結果。深度スライスで比抵抗構造を示してあり、左から右および上から下にかけて徐々に深い断面を示す。黒点は測点の位置を表す。左上のパネルで、SK: 錫河川断層、GN: 銀湯断層、SR: 白水超断層、白丸は大霧地熱発電所、Line-A は図 16 にデータを示す測線。

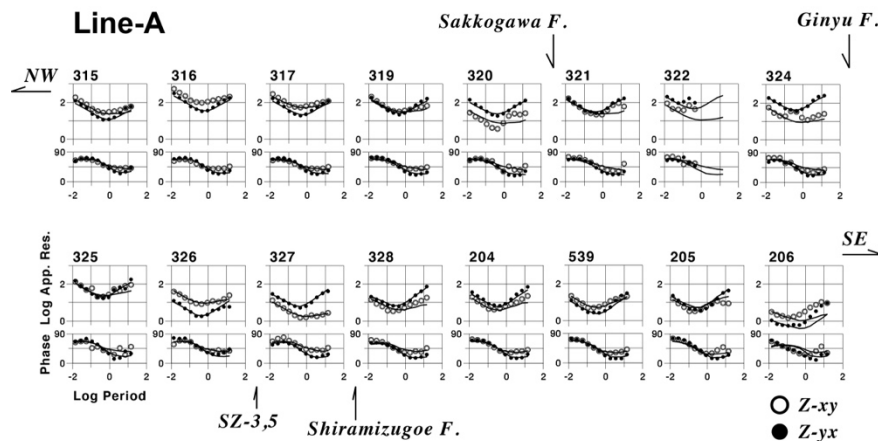


図 16 大霧地熱地域の測線 A の測定値と 3 次元モデルによる計算値の比較。MT インピーダンス・テンソルの非対角成分(Z_{xy} , Z_{yx})をデータとして解析を行った。

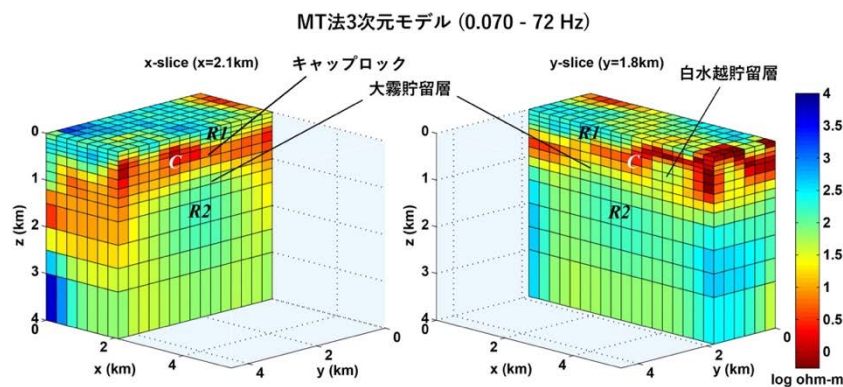


図 17 大霧地熱地域の 3 次元比抵抗モデルの立体表示。南から俯瞰した図。R1 は浅部の未変質火山噴出物に相当する高比抵抗領域、C はキャップロックによる低比抵抗領域、R2 は高温の貯留層となっている高比抵抗領域を表す。

(5) 沿岸域海底での MT 法調査

高レベル放射性廃棄物の地層処分では、海岸に近い地域の堆積岩層に廃棄物を封入することが 1 つの候補になっています。産総研における地層処分研究の一環として、2007 年～2011 年に、沿岸域の帯水層や断層の構造を調べるため、北海道幌延町の沿岸域で MT 法調査を実施しました。測点は陸域と海域の両方に配置しました。陸域の測定には既存の MT 法測定装置（第 3 世代）を用いることができますが、海底、特に水深の浅い沿岸海域で測定できる装置はありませんでした。沿岸海域では波による海水の振動が海底まで伝わり、海底に置いた測定装置は海水と一緒に揺動します。それを軽減するため、プロジェクトの中で、揺動の影響を受けにくい、低床型の測定装置を民間企業（地熱技術開発株式会社）と協力して開発しました（図 18）。装置は陸域用の第 3 世代装置と同様に、24 ビット A/D 変換、GPS 同期などの機能を有していますが、コンパクトな設計にし、小型バッテリーを含めて、小さな耐圧容器に収納できるようにしました。鉛直方向に磁力計を装着するのは難しいので、水平磁場 2 成分、水平電場 2 成分を測定します。

幌延沿岸域における調査結果を紹介します (Ueda et al., 2014)。測点配置図を図 19 に示します。海岸線に直交する形で海域から陸域にわたる測線を 2 本設定しました。海域の測点では、測定装置を 3 日間海底に沈め、連続して観測を行いました。測定装置の海底からの回収の様子を図 20 に示します。装置の投入や回収には小さな漁船 (5 トン) を借り上げました。天候が崩れ、風が少し強くなると波が高くなり、海に出ることができなくなります。漁船の船長の指示に従いながら作業を進め、無事に全ての測点で測定を完了したとき、安心して胸をなで下ろしました。

測定されたデータの例を図 21 に示します。海底の測点のデータは陸側の測点より品質が劣ります。特に、水深が 8m で最も浅い測点 601 は、海水の動きに合わせて装置が大きく揺動し、低周波数側のデータの品質は非常に悪いです。それでも、他の海底測点では、解析に使えるレベルの比較的に良好なデータを取得することができました。



図 18 開発した海底 MT 法測定装置の外観。左右の白いケースにインダクション磁力計（長さ約 140cm）が、交差する 2 本のねずみ色のロッド（長さ 5m）の両端に電極（Ag-AgCl）が装着されている。台座中央の灰色円筒形の耐圧容器にデータ収録装置が収納されている。

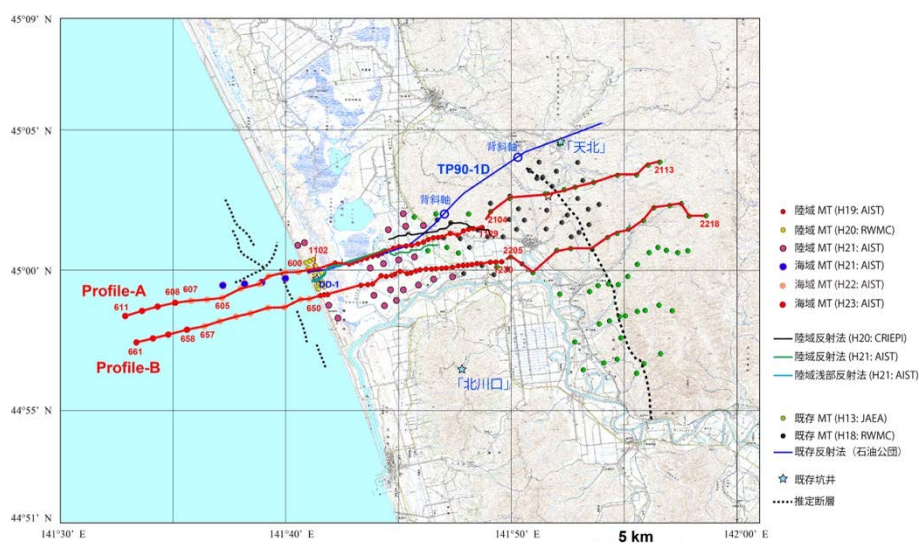


図 19 幌延沿岸地域における MT 法測点配置図。産総研は、測線 A、測線 B に沿って海域、陸域で調査を実施した（赤色測点）。赤線は後述の 2 次元解析の測線を示す。青線は石油公団による反射法地震探査測線。背景の地形図は国土地理院の数値地図 50000 を使用。



図 20 海底 MT 装置の回収の様子。

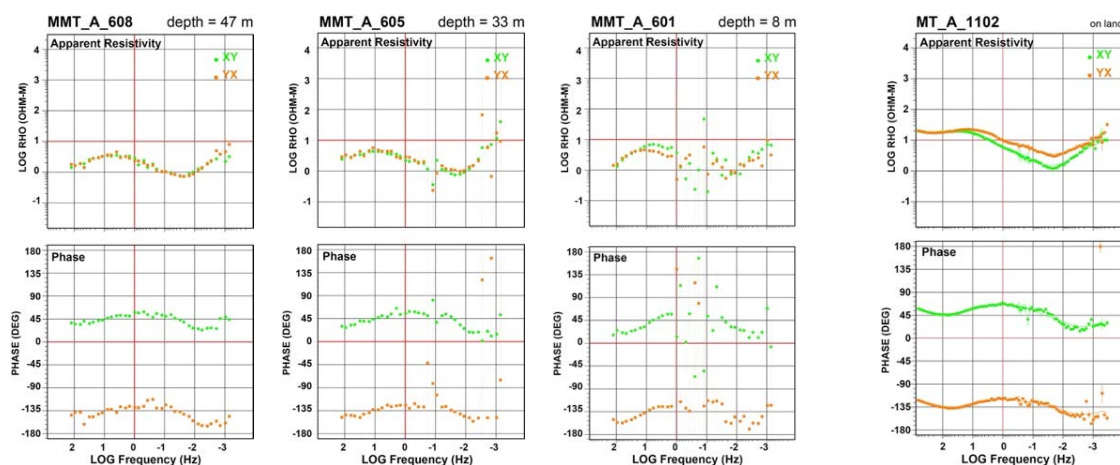


図 21 海底測点および陸上測点で取得されたデータの例（上段：見掛け抵抗、下段：位相）：測線 A の海域の 3 測点（608, 605, 601）と陸域の測点（1102）。

測線 A の 2 次元比抵抗モデルを図 22 に示します。本地域に広く分布する新第三紀の堆積岩層（下位から、鬼志別層、増幌層、稚内層、声間層、勇知層）は全体の厚さが 4km 程度であり、顕著な低比抵抗（ $1 \sim 10 \Omega \cdot m$ ）を示します。これらの地層は海底下で堆積し、当時の海水が地層中にそのまま保持されていて（化石海水）、地層全体が低比抵抗になっていると考えられます。距離 20km 付近の更別背斜では、その低比抵抗層が地表近くに達しています。

陸側の海岸線近くで掘削された調査井 DD-1（深さ 1,000m）の分析データを図 23 に示します。DD-1 では、深さ約 80m～500m の範囲に第四紀の更別層（礫層、砂層、シルト層）が存在し、淡水で満たされていることが確認されました。比抵抗モデルでは、数 $10 \Omega \cdot m$ の高比抵抗層に対応しています。更別層は陸側では 400m 程度の厚さで海岸線から東に 5km 以上続いています。さらにこの淡水性の高比抵抗帯水層が海側に 10km 以上、層厚が薄くなりながら、続いていることがわかりました。海水は淡水より密度が大きいので、沿岸域では、

通常、海水が陸側の淡水層の下に浸入するのが一般的です。本研究による、海底下の淡水帯水層が海岸線から沖に向かってかなりの距離まで連続しているということの発見は世界でも希な例です。また、浅海域における MT 法の調査はこれが世界初の成功例になりました。

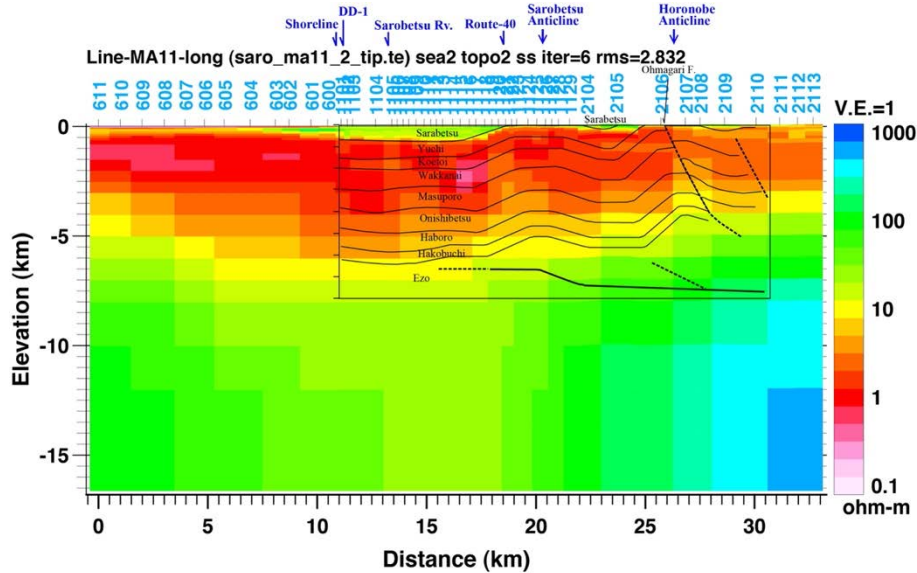


図 22 幌延地域の測線 A の 2 次元比抵抗モデル。600 番代の測点は海底での測定、1100 番代の測点は陸域での測定、2100 番代の測点は日本原子力研究開発機構による既存の陸域測点。石油公団による地震探査測線 TP90-1D の解析結果（地層境界）を重ねて表示した。

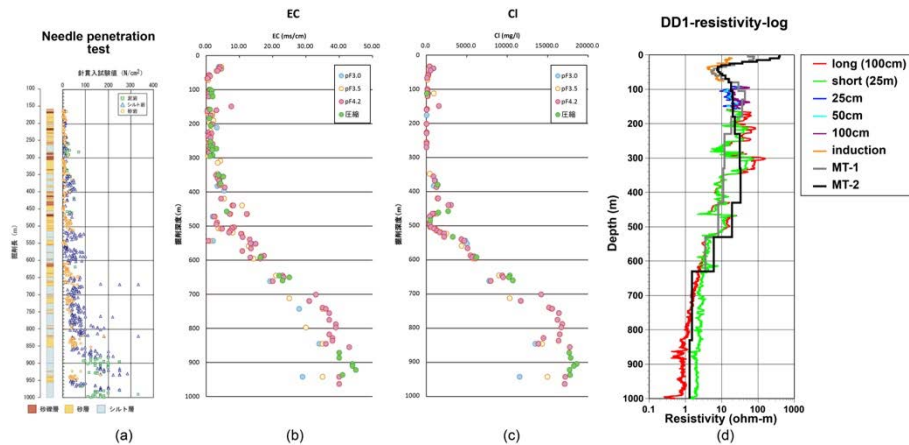


図 23 陸側の海岸線に近い場所に掘削された坑井 DD-1 のデータ：(a) 針貫入試験によるコアの堅さ、(b) 間隙水の電気伝導度、(c) 間隙水の塩素濃度、(d) 電気検層（6 回に分けて実施）と MT 法 2 次元比抵抗モデル（黒線、灰色線）による比抵抗。パネル(d)の MT-1 および MT-2 は、2 次元モデルで DD-1 近傍の隣り合うブロックの比抵抗プロファイルを示す。深さ約 80m～約 500m は更別層、500m 以上は勇知層である。現地の海面で採取した海水の電気伝導度は $0.23 \Omega \cdot \text{m}$ (44 mS/cm) であった。

6. 考察

MT 法の 3 次元調査は、現在、世界の地熱資源探査で標準的に実施されています。技術的

な点では、第 3 世代の測定装置の普及と 3 次元解析プログラムの公開が大きな牽引力になっていると思います。また、社会的な側面では、地球温暖化への対策として、世界で地熱を含む再生可能エネルギー開発が加速しており、地熱資源開発では MT 法に対する各国の地熱関係者の期待が高まっていることも MT 法調査の拡大を後押ししています。さらに、地球科学研究の分野では、大規模な金属鉱床の賦存を調べる研究、火山の深部構造の調査、海底下の地殻・マントル研究などにおいても 3 次元 MT 法調査が活発に行われています。

3 次元解析プログラムについては、現在は順計算に差分法を用いるインバージョン解析プログラムが普及していますが、近年、地形変化を含んで柔軟な離散化近似を行える有限要素法を用いたプログラムの研究論文が発表され始めました。今後も各国の研究者によるプログラム開発の競争は活発になると思われます。

Uchida and Sasaki (2003)の 3 次元解析プログラムは、順計算に差分法を用いています。計算速度などの制約により、解析にはインピーダンス 4 成分のうち非対角 2 成分しか用いておらず、また、地形変化を考慮せず平坦な地形を仮定しているという弱点がありました。2010 年の国際学会で、地熱探査の権威である米国の友人に久しぶりに会ったとき、筆者の研究を覚えていてくれましたが、「君の 3 次元解析がまだ地形を考慮していないのなら、俺はその結果を信用しない」と、きっぱり言われてしまいました。3 次元差分法による電磁場の計算を、地形の変化が大きい地熱地域に適用するときは、比抵抗が大きく異なる大気と地下媒質を直方体セルの集合として離散化することに起因する数値計算誤差が大きくなるとされています。そのため、地形を含めた解析はあまり行われていませんでした。しかし、近年、公開されている差分法 3 次元解析プログラムを使い、地形を含めた解析事例が報告され始めました。

そこで、筆者も、差分法による MT 法 3 次元解析における適切なメッシュの設定について検討するため、公開プログラム (Siripunvaraporn and Egbert, 2009) を用い、いくつかのメッシュ設定による計算を行って、収束の状況や最終的な 3 次元モデルを比較してみました (内田, 2021)。その結果、鉛直方向に小さなセルの設定を行えば、差分法を用いる場合でも地形を考慮した解析が有効であるという感触を得ました (図 24)。今後、地形変化を柔軟に扱える有限要素法を用いる 3 次元解析プログラムが普及し、差分法プログラム等との比較が行われ、信頼性が検証されることを期待しています。

近年の海外の地熱地域での MT 法調査は、1 つの地域で測点数が優に 100 を超える大規模なものが一般的になりました。さらに、米国、オーストラリア、ニュージーランドでは、国の全土あるいは地方の全域を対象に、広域かつ深部の比抵抗構造を調べるため、測点数が数千になる調査が実施されています。大規模な金属鉱床の形成過程や地熱貯留層への深部からの熱供給機構の解明などを目的にしているようです。日本国内でそのような大規模な MT 法調査はまだ実施されないと思いますが、広範囲に深部までの 3 次元地下構造を把握することは科学的に大変意義があり、資源探査などにおいても重要であると思います。そのような大規模調査に対応する現場調査手法や解析のためのソフトウェア・計算機環境の構築も

大切であると思います。

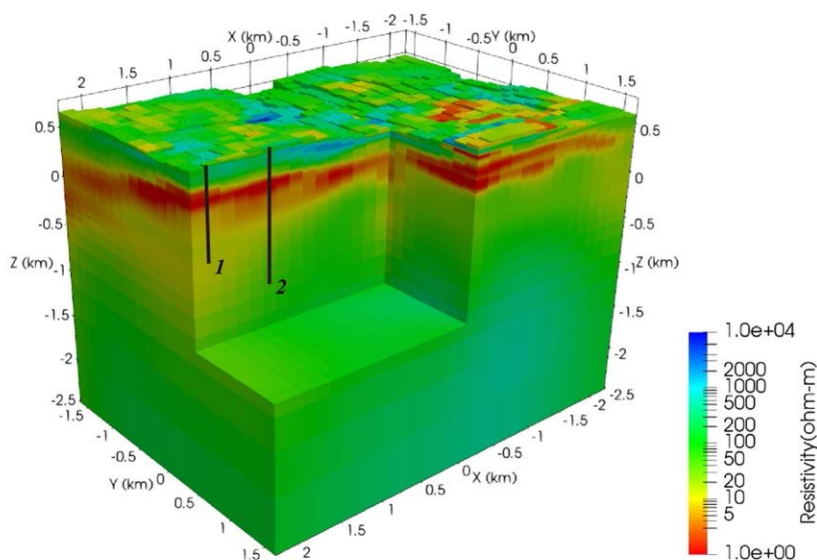


図 24 地形を含めた差分法 3 次元インバージョン解析による比抵抗モデル。八甲田地域で取得された MT データを解析。x 軸は南北方向、y 軸は東西方向であり、南東から俯瞰した図。太い黒線は過去の地熱調査井を表す。

7. まとめ

日本における最初の本格的な MT 法の実施は、1981 年に国の地熱資源調査事業において、海外の企業が測定装置や技術者を日本に送り込んで実施されたものでした。当時、GSJ における MT 法研究は端緒についたばかりであり、筆者は、それらの調査の状況を見ながら、MT 法を理解し、課題を把握することに努めていました。筆者が 1987 年度に工業技術院サンシャイン計画推進本部（地熱担当）に併任していた頃、当時の GSJ の上司と面談したとき、第 1 世代 MT 法装置を用いた NEDO の MT 法調査について、「僕は NEDO 地熱プロジェクトで実施した MT 法調査の報告書を見るたび、いつも目眩がするんだ。専門外なので図は理解しにくいし、解析結果には地熱貯留層の存在を示すような情報がほとんど見えないじゃないか。何とかならないのかね。」と言われました。自分でもその様子は理解していたので、返答に窮してしまいました。

その後、工業技術院の地熱プロジェクトの一環として、GSJ も、まず日本企業製の磁力計やデータ収録装置を購入し、独自の MT 法調査を開始しました。また、1980 年代末には海外の最新の MT 法装置（第 2 世代）を導入できる機会を得ました。それ以降、現場測定での課題の把握、ノイズ軽減策の検討、2 次元解析プログラムの開発を行い、徐々にノウハウを蓄積していきました。1990 年代に入ってから、2 次元インバージョン解析プログラムの開発と公開などを通して、日本の MT 法研究における GSJ の役割と GSJ への期待は大きくなりました。2000 年代になって、3 次元インバージョン解析に着手し、地熱地域でデータに適用してその重要性を確認し、その結果を学会等で国内外に示しました。

これらの一連の研究を実施するにあたり、担当された研究者のアイデアと努力が一番の原動力になりました。それに加え、在外研究や共同研究で海外の研究者と接したり、国際学会に継続的に参加して交流を深めたりすることによって、海外の研究の方向性を理解することが、研究を進める上で良い影響を与えたと感じます。また、自身の研究を海外の研究者に理解してもらうことで自信を得て、研究のモチベーションを維持することにつながったと感じます。その結果として、担当研究者のボトムアップの研究成果を合わせ、GSJの研究プロジェクトの遂行に貢献できたものと思います。筆者は、電磁探査法（MT法など）の地熱分野への適用に関する上述の研究業績を評価され、2006年に、電磁探査法研究の世界的権威であった米国ユタ大学教授（1992年逝去）を記念し電磁探査法関連の教育・研究を支援するために設立された Gerald W. Hohmann Memorial Trust から研究業績賞（The G.W. Hohmann Award for Excellence in Electromagnetic Geophysics）を授与されました。

これまでの研究によって、30年以上前のGSJ上司の苦言に少しは応えられたと思いますが、現在でも、MT法調査と3次元解析結果が国内の地熱関係者やその他の分野の研究者の期待に応えられていないケースは多くあります。また、今後、MT法の測定装置の革新や高能力のデータ解析プログラム、データ解釈技術の開発が国内外で進められることと思います。産総研の研究者がその一翼を担い、MT法や関連物理探査技術が必要とされる分野で活躍されることを期待します。

8. 謝辞

本稿で紹介した地質調査所地殻物理部および産総研地圏資源環境研究部門におけるMT法の研究には、筆者に加え、小川康雄氏（現 東京工業大学）、高倉伸一氏、光畑裕司氏、上田 匠氏（現 早稲田大学）が参加されました。地質調査所の小玉喜三郎元所長には、本稿を執筆する機会を与えていただきました。ここに記して感謝の意を表します。

9. 参考文献

- Árnason, K. and Flovenz, O.G. (1992) Evaluation of physical methods in geothermal exploration of rifted volcanic crust, *Geothermal Resources Council Transactions*, **16**, 207-217.
- Cagniard, L. (1953) Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, **18**, 605-635, doi:10.1190/1.1437915
- deGroot-Hedlin, C., Constable, S.C. (1990) Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, **55**, 1613-1624, doi:10.1190/1.1442813
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Clarke, J. (1979) Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, **44**, 53-68, doi:10.1190/1.1440923
- Jones, A.G. (1993) The COPROD2 dataset: tectonic setting, recorded MT data, and comparison of models, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **45**, 933-955.
- Mitsuhata, Y., Uchida, T. (2004) 3D magnetotelluric modeling using the T-Ω finite-element method, *Geophysics*, **69**, 108-119, doi:10.1190/1.1649380

- Newman, G.A., Alumbaugh, D.L. (2000) Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients, *Geophysical Journal International*, **140**, 410-424.
- 小川康雄, 内田利弘, 菊地恒夫, 佐藤功 (1987) 仙岩地熱地域における MT 法探査, 地質調査所報告, no. 266, 467-503.
- 小川康雄 (1988) MT 法の 2 次元順・逆解析プログラムリスト, 地質調査所研究資料集, no. 59, 96p.
- Ogawa, Y., Uchida, T. (1996) A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift, *Geophysical Journal International*, **126**, 69-76, doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb05267.x
- 高倉伸一, 小酒欽弥, 西澤修, 青木正博 (2000) 粘土鉱物を含む試料の比抵抗測定, 物理探査, **53**, 119-128.
- Sasaki, Y. (2001) Full 3D inversion of electromagnetic data on PC, *Journal of Applied Geophysics*, **46**, 45-54.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G. (2009) WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **173**, 317-329. doi:10.1016/j.pepi.2009.01.013
- 内田利弘 (1990) 比抵抗構造から推定される地熱貯留構造について-仙岩地熱地域を例にして-, 日本地熱学会誌, **12**, 1-21.
- Uchida, T., Ogawa, Y. (1993) Development of Fortran code for two-dimensional magnetotelluric inversion with smoothness constraint, *Geological Survey of Japan Open-File Report*, No. 205, 115p.
- Uchida, T. (1993a) Smooth 2-D Inversion for magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **45**, 841-858.
- Uchida, T. (1993b) Inversion of COPROD2 magnetotelluric data by use of ABIC minimization method, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **45**, 1063-1071.
- 内田利弘, 光畑裕司 (1995) 澄川地熱地区における MT 法データの 2 次元解析とその解釈, 地質調査所報告, no. 282, 17-49.
- Uchida, T. (1995) Resistivity structure of Sumikawa geothermal field, northeastern Japan, obtained from magnetotelluric data, *Proceedings of World Geothermal Congress 1995*, 921-955.
- Uchida, T., Sasaki, Y. (2003) Stable 3-D inversion of MT data and its application to geothermal exploration, *Proceedings of 3rd International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics*, Paper 12, 10p.
- Uchida, T. (2005) Three-dimensional magnetotelluric investigation in geothermal fields in Japan and Indonesia, *Proceedings of World Geothermal Congress 2005*, 12p.
- 内田利弘, Yoonho Song, Tae Jong Lee, Seong Kon Lee, Seong Keun Lim (2008) 済州島における MT 法調査ー超長距離リモートリファレンスの適用, GSJ 地質ニュース, no. 644, 44-53.
- 内田利弘 (2021) 地形を考慮した差分法による MT 法 3 次元解析に関する考察 - 八甲田北部のデータ解析, 日本地熱学会誌, **44** (印刷中).
- Ueda, T., Mitsuhata, Y., Uchida, T., Marui, A., Ohsawa, K. (2014) A new marine magnetotelluric measurement system in a shallow-water environment for hydrogeological study, *Journal of Applied Geophysics*, **100**, 23-31, doi:10.1016/j.jappgeo.2013.10.003
- Vozoff, K. (1972) The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*,

10. 著者略歴

内田利弘 (Toshihiro Uchida)

学歴

1979 年 3 月 京都大学大学院工学研究科修士課程資源工学専攻 修了
1996 年 9 月 京都大学 博士 (工学)

職歴

1979 年 4 月～1986 年 9 月 地質調査所物理探査部、研究官
1986 年 10 月～1995 年 8 月 地質調査所地殻物理部、主任研究官
(1987 年 5 月～1988 年 4 月) 工業技術院サンシャイン計画推進本部 (地熱担当)
(1990 年 2 月～1991 年 7 月) 米国 Lawrence Berkeley National Laboratory、客員研究員
1995 年 9 月～1997 年 10 月 新エネルギー・産業技術総合開発機構地熱調査部地熱調査第二課、課長
1997 年 11 月～1998 年 3 月 地質調査所地殻物理部、主任研究官
1998 年 4 月～2001 年 3 月 地質調査所地殻物理部地殻構造研究室、室長
2001 年 4 月～2010 年 3 月 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門物理探査研究グループ、研究グループ長
2010 年 4 月～2012 年 3 月 地圏資源環境研究部門、主幹研究員
2012 年 4 月～2015 年 3 月 イノベーション推進本部、イノベーションコーディネータ
2015 年 4 月～2020 年 3 月 地質調査総合センター研究戦略部国際連携グループ、グループ長
2020 年 4 月～2021 年 3 月 地質調査総合センター研究戦略部国際連携グループ

学会

2010 年 5 月～2012 年 5 月 公益社団法人物理探査学会、会長
2016 年 10 月～2020 年 6 月 International Geothermal Association, Vice President

受賞

1994 年 物理探査学会論文賞
2006 年 The Gerald W. Hohmann Award for Excellence in Electromagnetic Geophysics, the Gerald W. Hohmann Memorial Trust, USA

受理日：令和3年9月7日