

2 活動的カルデラ火山の地下構造調査

巨大噴火ポテンシャルを有する規模のマグマ溜まりの存在を検知するために、活動的カルデラ火山の比抵抗地下構造を MT 法調査により明らかにする。調査対象は、昨年度に広域探査を実施した十和田火山である。また、昨年度にネットワーク MT 法観測を完了した阿蘇カルデラについては、追加の解析と器材の撤収を行った。

2.1 十和田カルデラにおける広帯域 MT 法探査

【実施内容】

昨年度は、十和田湖周辺で広帯域 MT 法探査を行い、地下の比抵抗構造を明らかにした。その結果、湖岸の 1 地点でカルデラの直下に検出された低比抵抗体に対する感度が確認できている。そこで、今年度は、低比抵抗域近くの湖岸の観測点を 5 点追加し MT 法観測を行うことで、十和田カルデラ地下構造の解析を進めた。その結果、カルデラ内の低比抵抗域は特に中湖を中心として広がっており、最も低い比抵抗値 ($1 \Omega \cdot \text{m}$) を示す深度は海拔下 1 km 程度である。この低比抵抗域は、空隙を酸性熱水が占めるためか、あるいはスメクタイト類の粘度鉱物を含むためと考えられる。

【研究内容】

1) はじめに

昨年度、十和田湖を含んだ青森県十和田市、平川市、新郷村、秋田県鹿角市、小坂町にまたがる、およそ東西約 30 km、南北約 30 km の範囲内で 54 の観測点を設け広帯域 MT 法の観測を行った。その結果、特徴的な比抵抗構造として、カルデラ中央やや西寄りに位置する円柱状の低比抵抗域と、カルデラ東縁から南方に伸びる高比抵抗域が検出された。いずれも感度テストの結果、観測データから得られる構造であると考えられる。ただし、低比抵抗域の直上には観測点がないので、より確実なモデルを求めるために、近接する陸上にて測点を追加することとした。また昨年度の最終モデルの RMS 値が 3.5 と比較的大きかった。そこで、インバージョンに係る各種パラメーターを調節することにより、RMS 値がより小さいモデルを求めた。そして、他の観測結果との比較を通じて、得られた比抵抗異常の地質学的な解釈を進めた。

2) 調査概要

広帯域 MT 法の調査地域は十和田湖を含んだ青森県十和田市、平川市、新郷村、秋田県鹿角市、小坂町にまたがる、およそ東西約 30 km、南北約 30 km の範囲内である。昨年度は 8 月 26 日から 10 月 15 日の期間に 54 地点で測定を行った。その結果、湖内浅部（海拔深度程度）の低比抵抗領域と湖外の南東部（海拔下 1 km より下部）の高比抵抗領域が得られた。ただし、測点分布が不十分であったため、より確実な比抵抗構造を求めるために追加の 7 測点を設け、今年度、10 月 2 日から 21 日の期間に調査を実施した（図 2.1-

1). 7測点のうち3測点は陸上からの接近が極めて困難であるため、カヌーを利用して湖上経路で接近した。その際輸送手段としてカヌーは有効であることを確認した。ただし、調査を予定していたうちの1測点である御門石は、天候悪化のため機器の設置を断念した。来年度実施する可能性もあるため、後日下見を実施した。その他の測点では、昨年同様に、電場2成分、磁場3成分を、周波数 300 Hz~0.001 Hz を含む範囲で測定した。測定機器は、Phoenix 社製の MTU5-A を使用した。また、測定データのノイズを取り除くため、リモート点調査地域から南東に約 80 km の位置に設置し、リモートリファレンス処理を行なった。

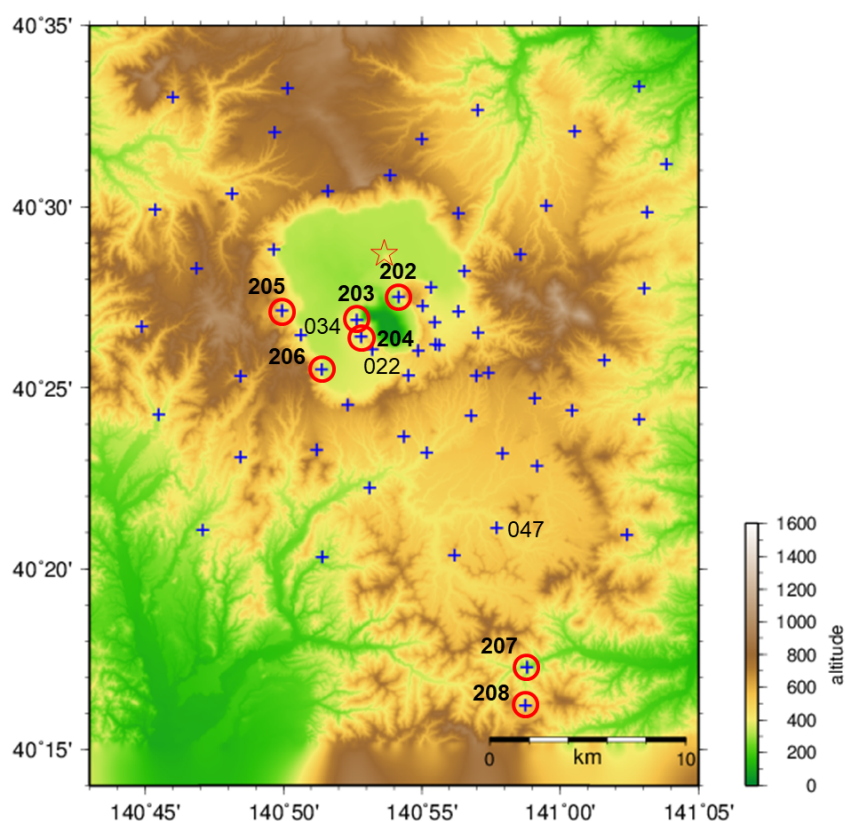


図 2.1-1 観測点配置. 赤丸が本年度の観測点.

3) 測定結果

南北方向の電場と東西方向の磁場より得られる見かけ比抵抗と位相を XY モード、東西方向の電場と南北方向の磁場より得られる見かけ比抵抗と位相を YX モードとして、今年度観測した測点における見かけ比抵抗および位相曲線（サウンディングカーブ）作成した。昨年度の報告書で詳述したように本地域の特徴として、YX モードの見かけ比抵抗が低周波側に向かって増大し、結果として XY モードの見かけ比抵抗と隔たりが大きくなる傾向を上げられる。このような傾向は今年度観測した測点においても見られた。

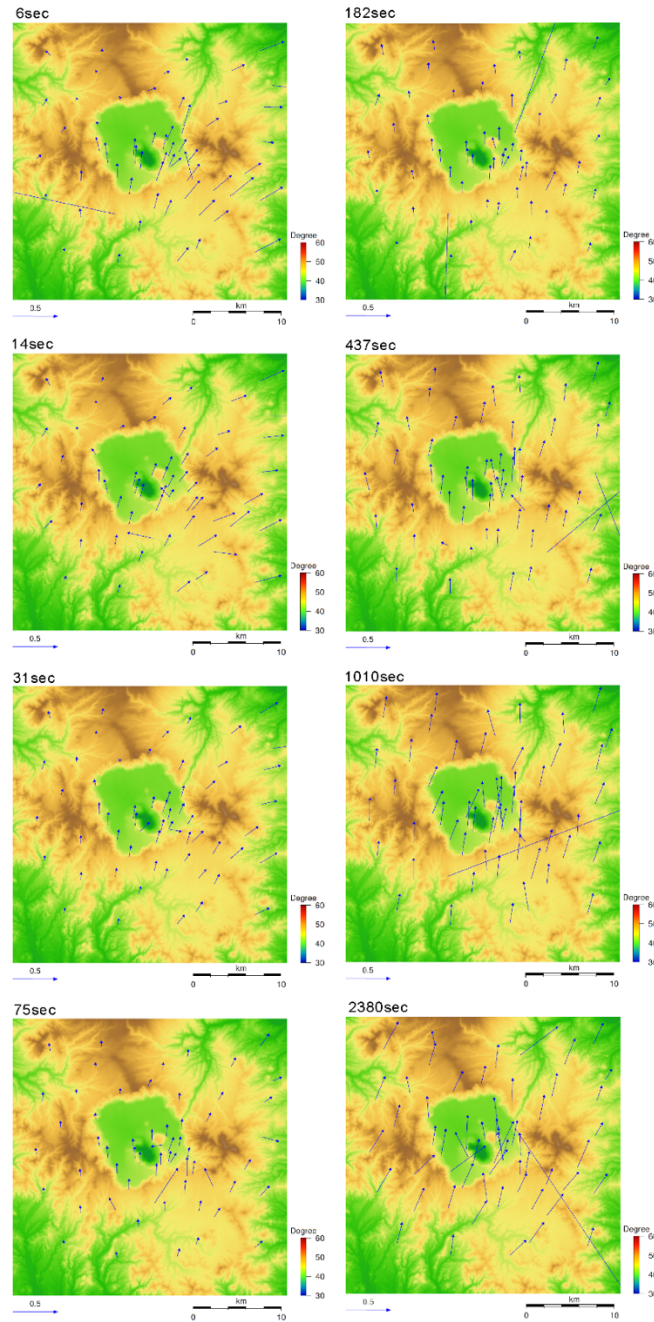


図 2.1-2 それぞれの周期（各図の左上に表示）でのインダクションベクトルの分布

インダクション・ベクトル（Parkinson 表示）についても昨年度と同様の傾向を示す（図 2.1-2）。同ベクトルは磁場の鉛直成分を水平成分の線形結合として表した場合の、実数部の係数を用いてベクトル表示したもので、一般に低比抵抗異常がある方向を向く。周期 75 秒までは、解析領域の東側の測点において、東ないしは北東を向くベクトルが顕著で、その方向に低比抵抗体が存在することを示唆している。一方、周期 182 秒からは、ほぼすべ

での測点において北方向を向くようになる。Kanda and Ogawa(2014)では周期 256 秒で十和田湖周辺の測点が強く北向きになることを報告しているが、その傾向と調和的である。また、本測定域の北北西に位置する、八甲田山系田茂菴岳西麓における測定結果においても周期 333 秒において全測点で北方を向き、津軽海峡の影響を受けていると推測されている(内田, 2022)。ただし、北向きのインダクションベクトルの原因は明らかにされていない。

4) 構造解析

今年度追加した 7 測点を含め合計 61 測点のデータについて、各測点ごとに 16 周波数 (194-0.00042 Hz) を選び出し、インピーダンス 4 成分とティッパー-2 成分を合わせた MT 応答関数の 6 成分 (複素数なので実部と虚部に分けると 12 成分) を入力データとして、3 次元比抵抗インバージョン解析 (Siripunvaraporn and Egbert, 2009) を行った。最終的な入力データのサイズは、 $61 \times 16 \times 12$ (測点の数 \times 周波数の数 \times 応答関数の数) である。

解析領域は昨年より若干変更し、南北および東西方向ともに 136 km、鉛直方向 200 km (海水面より上の地形 1400m を含む) とした。解析領域の範囲内は、南北および東西方向が 70、鉛直方向が 68 個のセルで構成した。水平方向のセルは、中心座標を北緯 40.444 度、東経 140.900 度として、中心から離れるにしたがって大きくなっていくように設定し、最小セルの水平サイズは 400×400 m で、最大セルのサイズは中心から最も遠方の 32×32 km である。また、鉛直方向のセルサイズは、海水面よりも上の領域については 50 m とし、海水面よりも下の領域については、100~100,000 m で深度が増すにつれて大きくなるように設定した。それぞれのセルに対して、昨年度と同様にして、空気と陸地、海水と陸地および湖水と陸地の境界の位置 (すなわち水平セルで表現される地表面) を設定した。地表面を計算するにあたって、日本国内の陸地のセルについては、国土地理院の数値地図 (50 m メッシュ) および湖沼図を使用した (図 2.1-3)。海に位置するセルについては近海については日本海洋データセンターの 500 m メッシュ水深データを、日本海洋データセンターのデータの範囲外の水深および外国の陸地については、The General Bathymetric Chart of the Oceans (<https://www.gebc.net/>) の 30 秒角のデータを用いた。

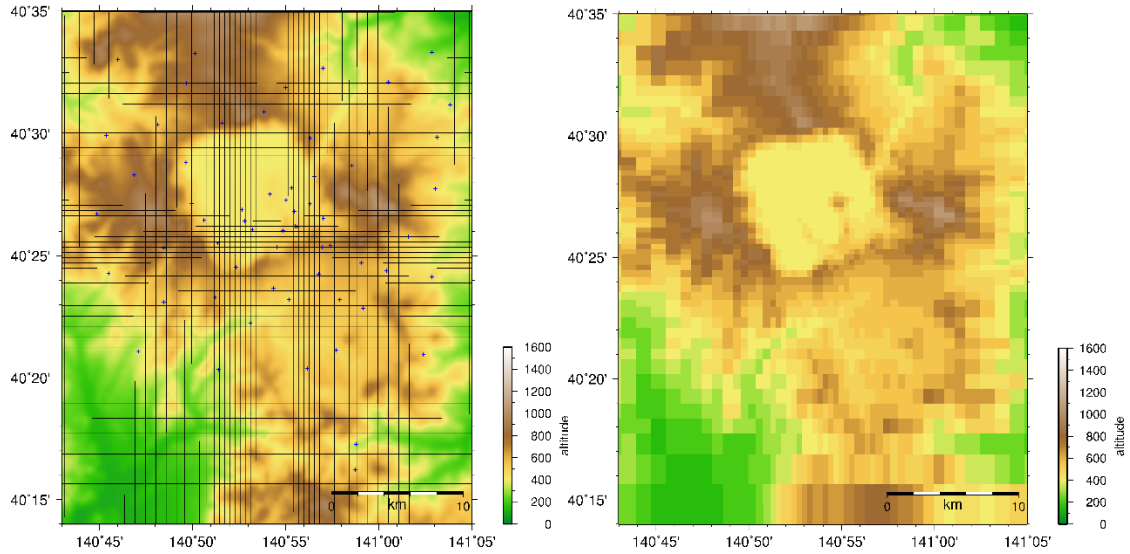


図 2.1-3 調査範囲におけるグリッド分割（左）と近似した地表面（右）.

インバージョンでは海水、湖水および空気をそれぞれ $0.25 \Omega \cdot \text{m}$, $56.4 \Omega \cdot \text{m}$ および $10^8 \Omega \cdot \text{m}$ で一定とし、陸地のブロックについては初期値を $100 \Omega \cdot \text{m}$ としてイタレーションを行い最適な比抵抗構造モデルを求めている。その際、インピーダンスとティッパーのエラーフロアをそれぞれ 5, 10% とした。本解析に使用しているインバージョンプログラム WSINV3DMT (Siripunvaraporn and Egbert, 2009) では、最小化する目的関数 U は以下で表される。

$$U = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \lambda^{-1} \{ (\mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}])^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}[\mathbf{m}]) - \chi^2 \}$$

ここで、 \mathbf{m} は 3 次元比抵抗モデル、 \mathbf{m}_0 は参照モデル、 \mathbf{C}_m はモデルの粗さを表す行列、 \mathbf{d} は測定データから得られる MT 応答関数、 $\mathbf{F}[\mathbf{m}]$ はモデル \mathbf{m} のレスポンスとなる MT 応答関数、 \mathbf{C}_d は測定誤差に基づく重み行列、 χ は目標とする残差を表す。右辺第一項はモデルノルムを第 2 項は測定値とモデルの残差を表し、 λ はその項の重みを表す。インバージョンでは初期モデルから目的関数 U を最小にする方向にモデルの修正を加えるようにイタレーションを繰り返す。本報告では 10 回のイタレーションを行い、最も RMS 値が小さいモデルを最適モデルとした。 \mathbf{C}_m は拡散方程式を解くことによって求められる。その際のスケールパラメータが $\sqrt{(4\delta\tau)}$ である。 τ はタイムステップでデフォルト値は 5 としている。 τ のより大きな値は、より多くの計算時間を要し、よりスムーズなモデルを求め、小さな値はその逆となる。 δ は x, y, z 方向のスケールを表しデフォルト値はそれぞれ 0.1 である。これらの値を変化させていくつかの計算を行ったところ、z 方向の δ を比較的大きくした場合に、より RMS 値の小さい最終モデルが得られる結果となった。本報告で表示する最終モデルは、z 方向の δ を 0.4 としたもので、最適モデルの RMS 値は 2.5 である。昨年度行ったデフォルトのパラメーターを用いた場合の RMS 値 3.9 に比べて十分に小さい結果となった。

観測値と最適モデルのフィッティングとして、最適モデルモデルのレスポンスから計算した見かけ比抵抗と位相を観測値の探索曲線に赤丸で加えた (図 2.1-4). インピーダンスの対角成分 (Z_{xx} と Z_{yy}) から得られる見かけ比抵抗と位相およびティッパー (T_x と T_y) については、フィッティングにばらつきがあるものの、インピーダンスの非対角成分 (Z_{xy} と Z_{yx}) から得られる見かけ比抵抗と位相については、比較的良い一致を示していることが確認できる。

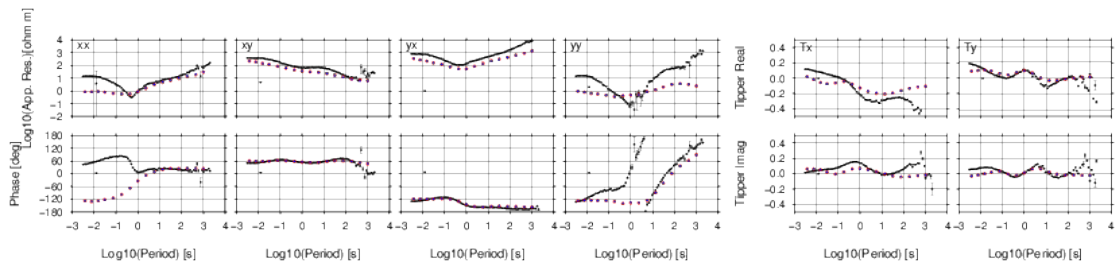


図 2.1-4a 観測点 202 における探索曲線. 上段が見掛比抵抗, 下段が位相で, 黒丸が観測値, 赤丸が計算値を示す. 以下同.

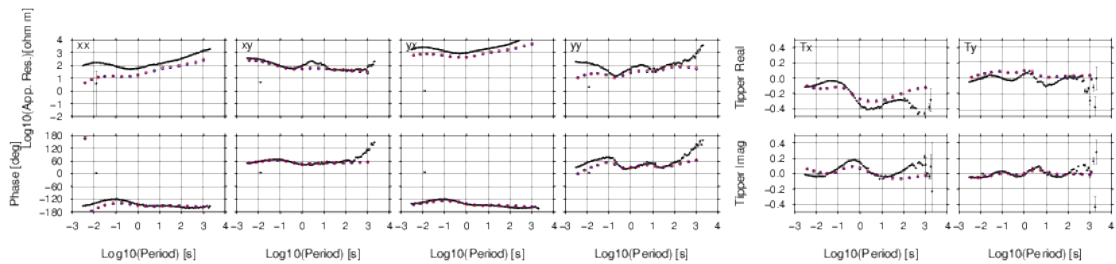


図 2.1-4b 観測点 203 における探索曲線.

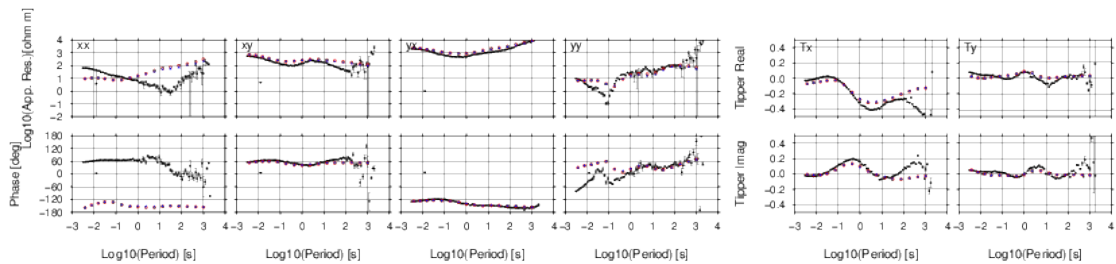


図 2.1-4c 観測 204 における探索曲線.

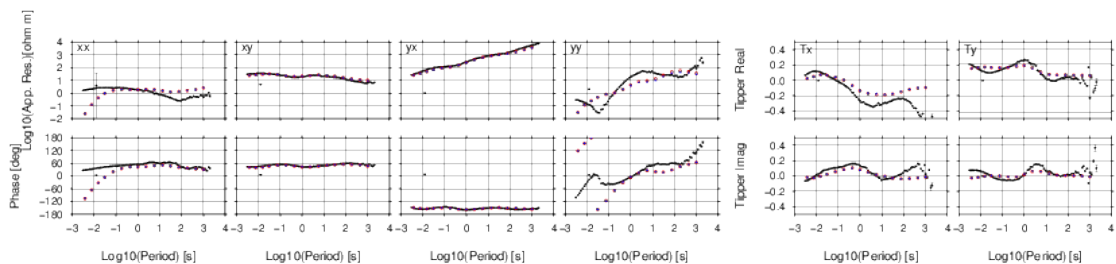


図 2.1-4d 観測点 205 における探索曲線.

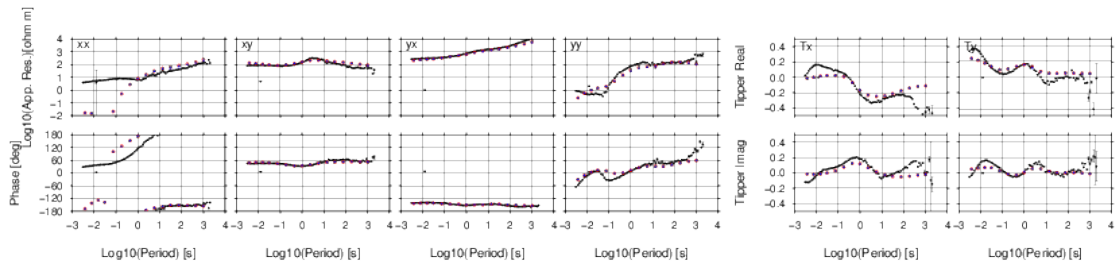


図 2.1-4e 観測 206 における探査曲線.

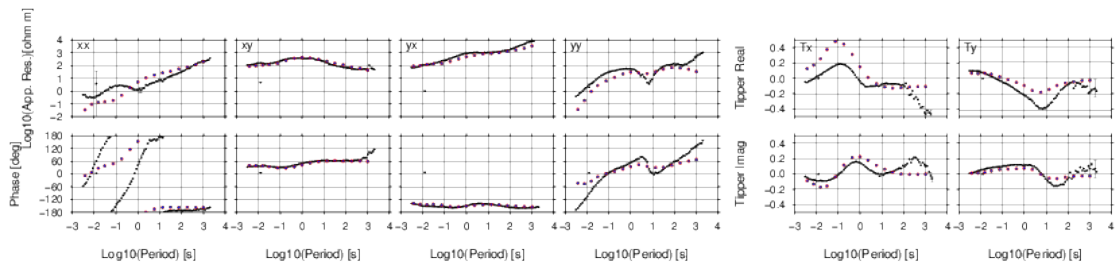


図 2.1-4f 観測 207 における探査曲線.

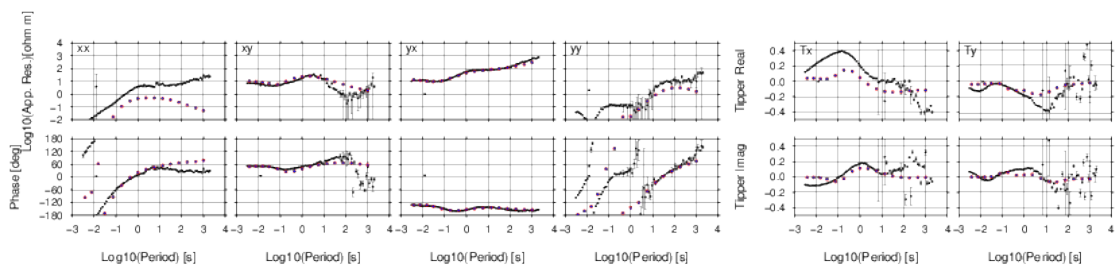


図 2.1-4g 観測 208 における探査曲線.

インバージョン解析により得られた比抵抗構造として、海拔 500-550 m, 300-350 m, 0-50 m, 海拔下 200-300 m, 400-500 m, 900-1000 m, 1.9-2.0 km, 2.8-3.0 km, 3.8-4.0 km および 4.5-5.0 km における水平面分布 (図 2.1-5) および東西, 南北方向の深度断面 (図 2.1-6) を示す. 地表下の比較的浅部からカルデラ周辺では $1-10 \Omega \cdot m$ 程度の低比抵抗領域が分布し, 本地域は全体的に低比抵抗を示すことがわかる. 一方, 海拔下 200-300m より深部では, カルデラ内の中湖および小倉半島先端辺りに一から数十 $\Omega \cdot m$ 程度の低比抵抗域が出現し, 5 km 程度の深度まで伸びていることがわかる. またカルデラ南東側には $1,000 \sim 10,000 \Omega \cdot m$ の高比抵抗が特徴的に分布し, 深くなるにつれて, 比抵抗値が高くなり, 分布域も広がる傾向にあることがわかる. これらの構造は大まかに見て昨年度の結果と変わらない. 以下, それぞれの比抵抗構造について考察を行う前に, カルデラ内の低比抵抗域については, その分布深度の信頼性を検討するために感度テストを行った.

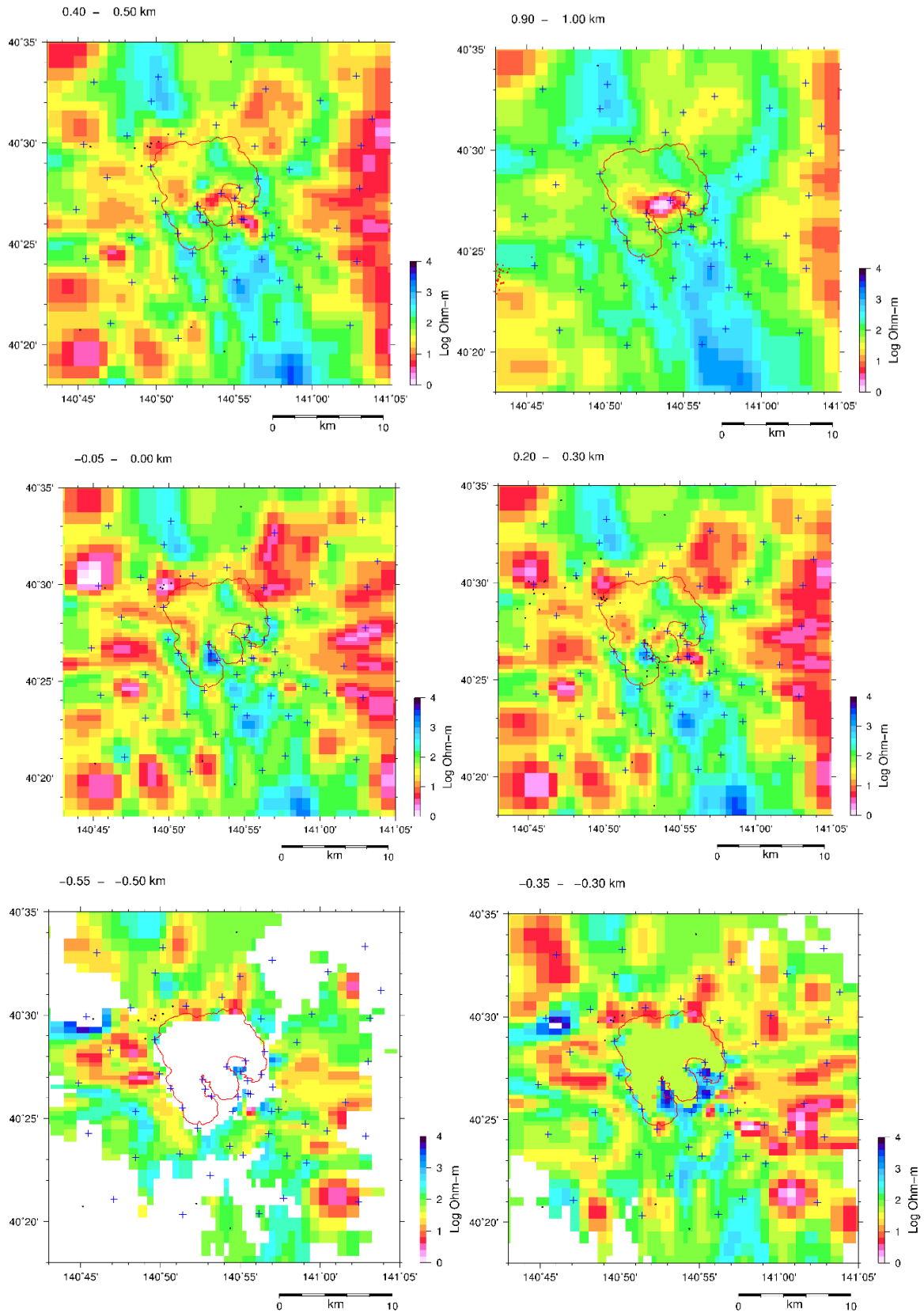


図 2.1-5 各深度（各図の左上に表示）における比抵抗構造の水平断面

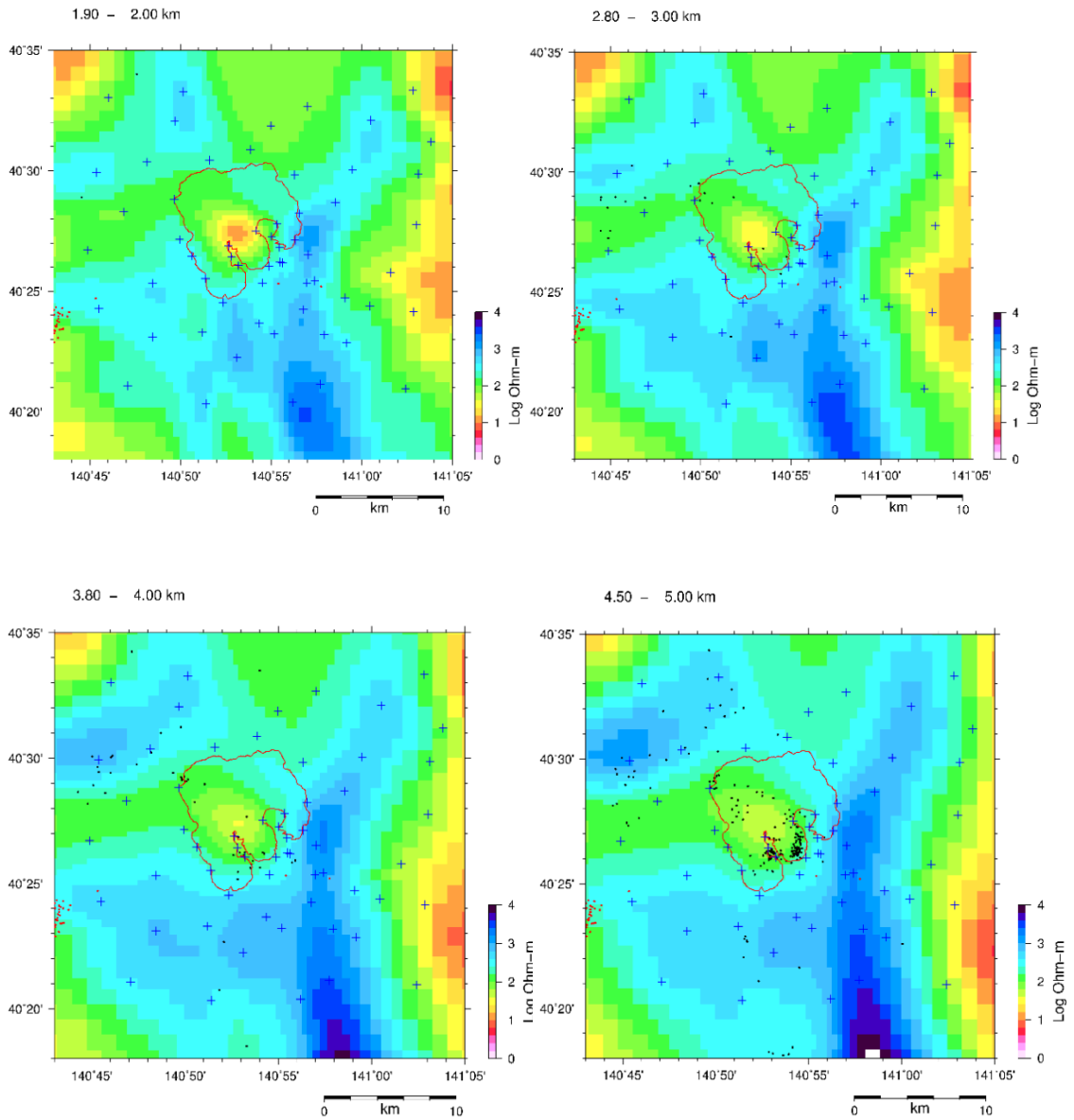


図 2.1-5 (続き) 各深度 (各図の左上に表示) における比抵抗構造の水平断面

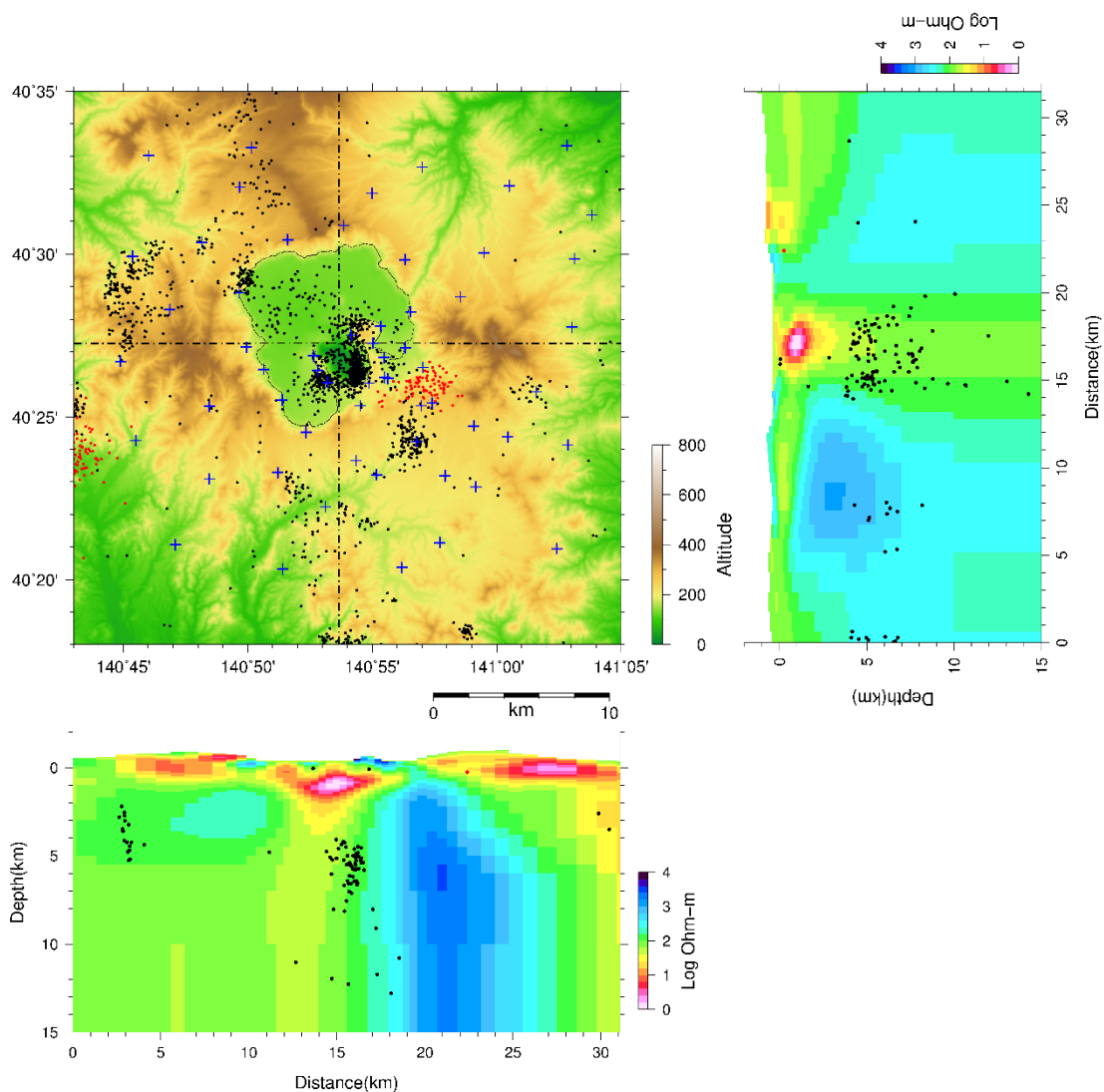


図 2.1-6 比抵抗構造の東西および南北断面. 地震の震源（黒丸）は断面の位置を中心として奥 500m, 手前 500m の範囲にあるものをプロットしている. 平面図に見られる赤丸は低周波地震の震央を示す.

感度テストは、カルデラ内の深度方向に円柱状に延びる低比抵抗構造について、深度方向の信頼性を確認するために行った。中湖の中央を中心として半径 4 km の円内にて海拔下 1 km より深部を対象にして、比抵抗が $80 \Omega \cdot \text{m}$ 以下の領域を $80 \Omega \cdot \text{m}$ にしたモデルを作成した（図 2.1-7）。そのモデルのレスポンスとして MT 応答関数を計算し、測点 202 の XX 成分および測点 204 の YX 成分について探査曲線で示した（図 2.1-8）。感度テストモデルのレスポンスは、最適モデルのレスポンスと乖離していることが認められる。このことから、感度テストのモデルで消失させた比抵抗コントラストは感度を有していることがわかる。すなわち、中湖から小倉半島で認められるカルデラ内の低比抵抗域は深部方向へ伸びていることが確認できた。

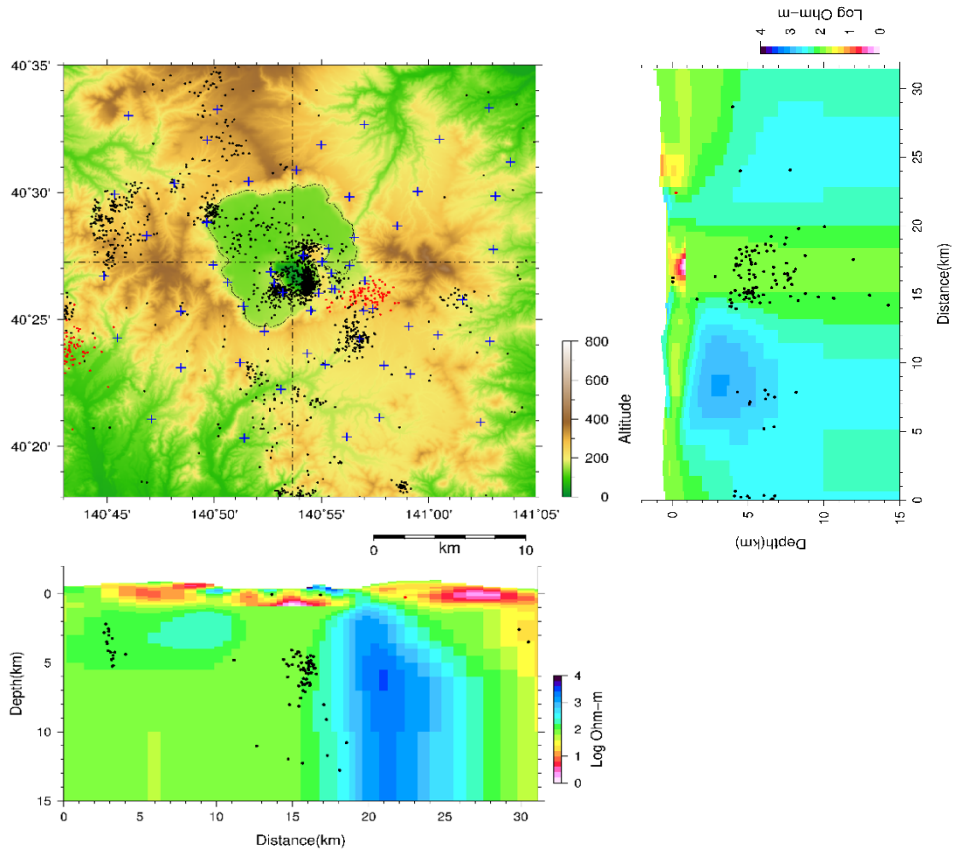


図 2.1-7 感度テストのモデル

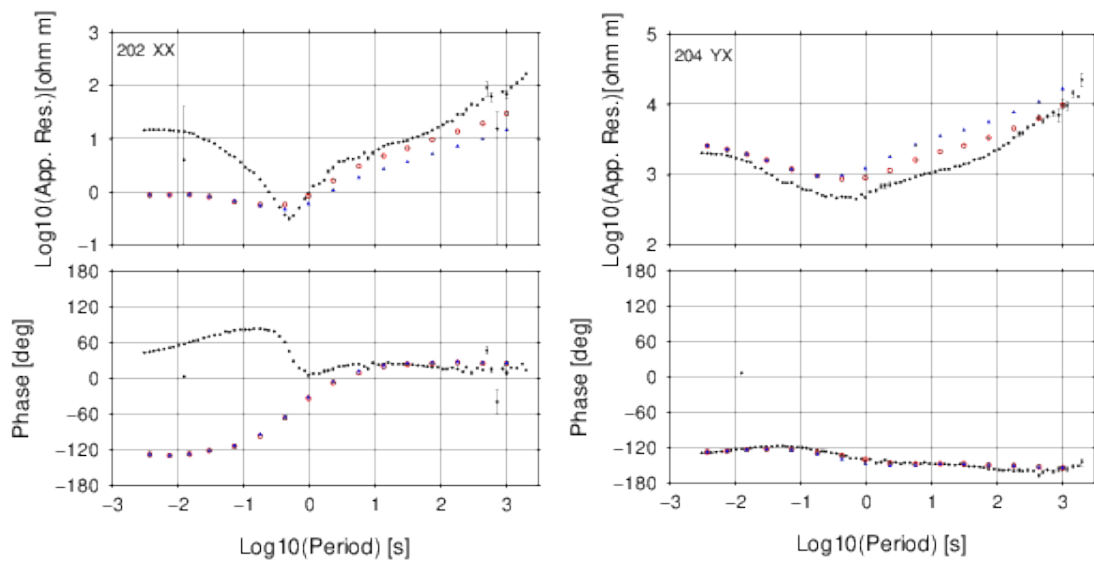


図 2.1-8 感度テストモデルのレスポンス。黒丸は測定値，赤丸は最適モデル，青三角が感度テストの結果を示す。

5) 比抵抗構造の解釈-カルデラ外南東部の高比抵抗領域—

カルデラの外側南東方向に認められる高比抵抗領域について考察する。Chen et al. (2018) が地震波より求めた速度構造と比較すると (図 2.1-9), 高比抵抗領域は, この地域の広範囲な高速度領域の北端に位置しているように見られ, 大局的な構造を反映している可能性がある。詳細は不明であるが北上山地の造山運動に係る深成岩体の存在を示唆するのかもしれない。

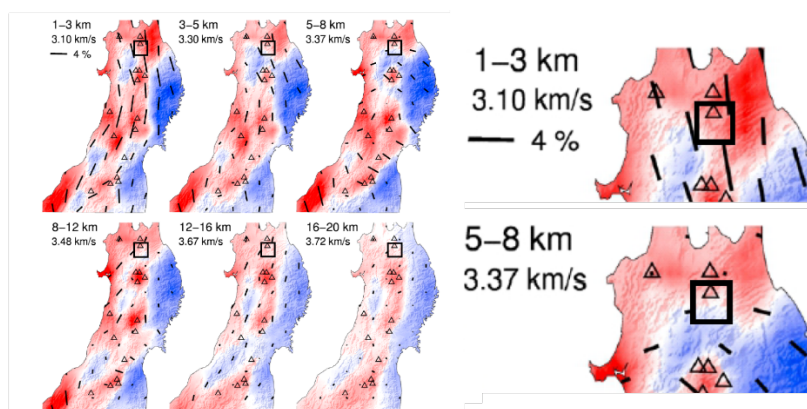


図 2.1-9 Chen et al. (2018) の地震波速度構造との比較。実線の黒枠は比抵抗構造の解析範囲。

6) 比抵抗構造の解釈—カルデラ周辺の低比抵抗領域—

カルデラの周辺では, 地表下の比較的浅部から $1-10 \Omega \cdot m$ 程度の低比抵抗領域が広く分布し, 本地域は全体的に低比抵抗を示すことがわかる (図 2.1-5)。 $1-10 \Omega \cdot m$ 程度の比抵抗を示す要因として, 岩石の空隙を酸性な熱水が存在する場合と, スメクタイトのような粘土鉱物が岩石に多く含まれる場合が考えられる。そこで, 温泉の分布や坑井で求められている地殻熱流量 (図 2.1-10) との比較を行ったが, それらとの相関はなく, 低比抵抗の要因として熱水の存在の可能性は低い。なおブーゲー異常分布図 (図 2.1-11, 地質調査総合センター重力データベース <https://gbank.gsj.jp/gravdb/>) との比較を見ると, 十和田湖北東部の低比抵抗域が低重力異常域と対応していることがわかる。十和田湖地域の地質 (工藤他, 2019) によると解析表示地域の西半分には新第三系が広範囲に分布する (図 2.1-10)。また, 十和田湖の東部から南部にかけても, 十和田火山噴出物に覆われているものの坑井柱状等から新第三系が厚く堆積していることが知られている。

地域は異なるが, 新潟及び秋田では油田開発のための大規模な構造調査試錐が行われている。それらの試錐調査にともなう物理検層の詳細な検討から, 厚く堆積している新第三紀の堆積層の区間においては, 一般的に, 続成変質によってスメクタイト類の粘度鉱物を多量に含み, $1-10 \Omega \cdot m$ 程度の極めて低い比抵抗を示すことが示された (高倉, 1995)。

また、国内に存在するベントナイト（スメクタイトの一種であるモンモリロナイトの工業製品名）鉱床の多くは、新第三系に胚胎しており、続成ないしは熱水変質作用によって生成されたと考えられている（伊藤他，1999）．十和田湖の北西に位置する黒石ベントナイト鉱山も新第三系の熱水変質作用によって生成されたと考えられている（村岡・長谷，1990）．これらのことから、本解析によって認められた十和田湖周辺の低比抵抗層も、新第三系が熱水ないしは続成変質作用によってスメクタイト類の粘度鉱物を多く含むことによって現れていると考えられる．

また、海水準から海拔下 500 m 位までの深度において、解析表示範囲の東縁において南北方向に延びた広範な低比抵抗域が存在する．カルデラ形成を含む十和田火山の活動とは別に、新第三系から第四系にかけて十和田湖の東部で発生した火山活動が認められている（工藤他，2019）．低比抵抗域は、その地域に対応しており、火山活動に伴った熱水活動により変質した地層が卓越していることを示しているのかもしれない．

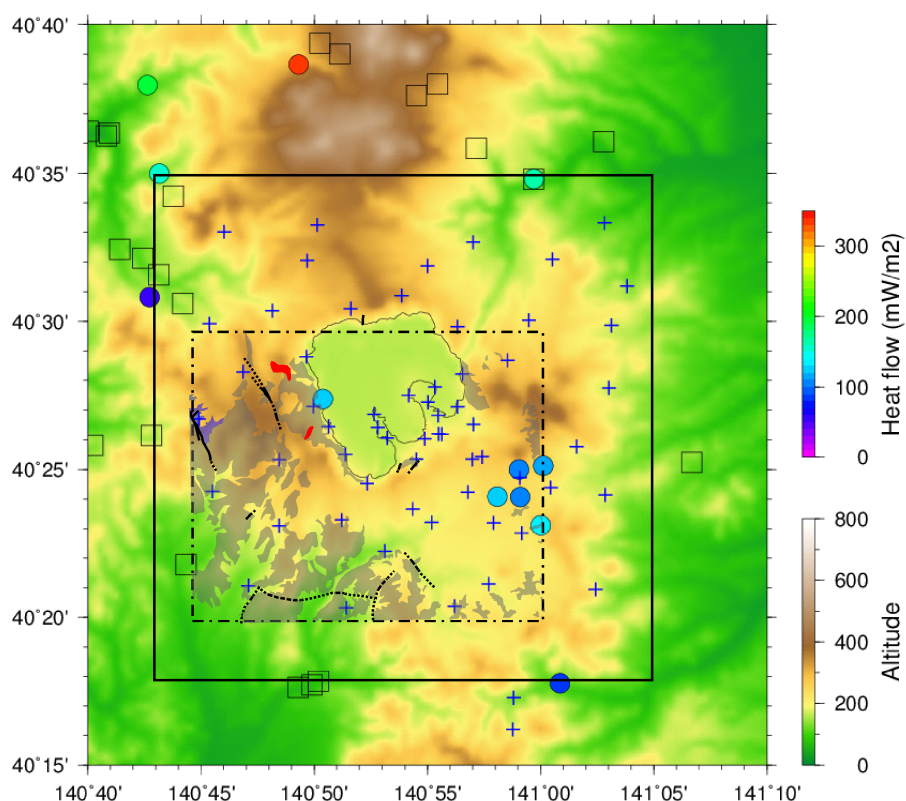


図 2.1-10 坑井の地殻熱流量（○印）と温泉（□印）の分布．十字は MT の測点．影の領域は地質図（工藤他，2019）から新第三系が認められるところ．実線の枠は比抵抗構造の解析範囲，鎖線の枠は地質図の表示範囲．

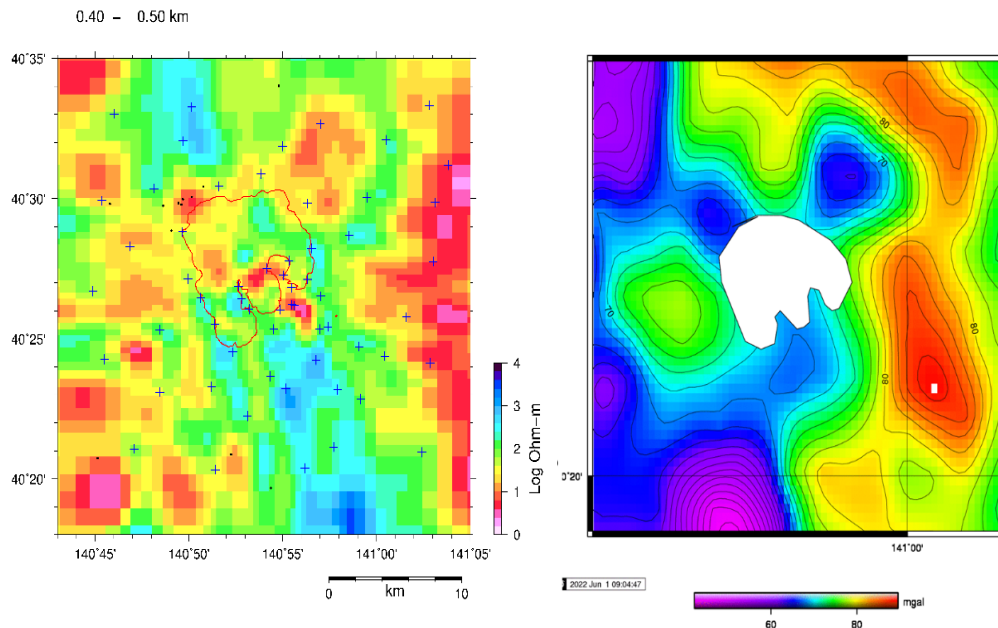


図 2.1-11 海拔下 400-500m の比抵抗分布（左図）と重力異常（右図：仮定密度 2.3 g/cc）との比較

7) 比抵抗構造の解釈—カルデラ内の低比抵抗領域—

十和田カルデラ内の海拔下 500 m から海拔下 2 km 程度に認められる $1-10 \Omega \cdot m$ 程度の低比抵抗領域は、今年度の追加観測によりその存在が確認されたといえる。中潮カルデラの北縁から小倉半島にかけて分布しているが、その詳細が明らかになった。さらにその下部では 5 km 程度の深度まで $10-80 \Omega \cdot m$ 程度の低比抵抗領域が円柱状に分布している。中潮では、湖水の温度と伝導率の鉛直分布から水深 150 m 付近で温泉水の湧出が推定されている (Nishimura et al., 1999)。また中湖最深部で熱水プルームの存在が示唆されている (Oikawa et al., 2015 ; 平成 26 年度報告書)。図 2.1-12 に日本国内の温泉水の化学組成から計算した熱水の比抵抗値を示すが、pH 2 より酸性になれば熱水の比抵抗は $1 \Omega \cdot m$ 以下となり、バルクの岩石の比抵抗も十分小さくなることが予想される。これらのことから岩石の空隙に酸性熱水が存在している可能性がある。一方、カルデラ周辺と同様、熱水変質によるスメクタイト類の粘土が存在することによって低比抵抗となっている可能性もある。そのどちらであるかについて決め手となる証拠はない。興味深いのは、図 2.1-6 の東西断面に見られるように、 $1-10 \Omega \cdot m$ 程度の低比抵抗領域は中湖を中止にして漏斗状に窪んでいることである。これは中湖のカルデラ構造を反映しているのかもしれない。

図 2.1-6 に見られるように、中湖およびその周囲の地震の震央は、中海を取り囲むように分布している。また、中湖の南東部の少し離れたところに地震の集中域が二つあり、そ

のうちの一つは低周波地震である。これらの地震との関係を見るためにいくつかの比抵抗断面を作成してみた（図 2.1-13 から 16）。断面で比較することで分かるように、中湖を取り囲むようにして発生している地震は低比抵抗柱内では発生しておらず、その周囲で発生しているようである。ただし、地震は概ね海拔下 3 km よりも深いところで発生しているので、以下の議論はその深度以深（下に述べるように感度がなくなる海拔下 5 km 位まで）を対象とする。同様な低比抵抗柱は阿蘇カルデラにおいても見出されている

（Matsushima et al., 2020）。阿蘇カルデラでは $30 \Omega \cdot \text{m}$ より低い低比抵抗値を示す領域で地震が発生しておらず、塑性領域であると判断された。弾性から塑性へ岩石が物性の変化をする温度は、ひずみ速度や岩種によって変化するが、一般的には $370\text{-}400^\circ\text{C}$ である

（Fournier 1999）。十和田カルデラの低比抵抗柱は $80 \Omega \cdot \text{m}$ 以下の値を示すので全体的には阿蘇カルデラよりも値が高いが、もしそのような高温な領域であるとするれば、水の臨界点温度（ 373.95°C ）を超えたブラインが存在していることになる。また、モンモリロナイト類の粘度鉱物が存在するのは 200°C 以下の環境なので、低比抵抗の要因として粘土鉱物の可能性は否定されることになる。

カルデラ外の南東に位置する二つの地震の塊（うち一つは低周波地震：図 2.1-15 の赤丸）については、図 2.1-14、図 2.1-15 に見られるように、それぞれ海拔下 10 km 前後、海拔下 20-25 km に位置している。海拔下 10 km の地震は高比抵抗領域の縁で発生しているように見える。一方低周波地震については高比抵抗領域内に分布しているようだ。ただし、弘前大学の臨時地震観測により 2001 年から 2002 年にかけて低周波地震およびイベント的な低周波地震波群が観測されており、それらの震源および発生源は小倉半島下の 10km 程度と解析されている（大谷，2003）。詳細な比較はできないが、それらは今回観測された低比抵抗柱の縁に位置すると考えられ、気象庁で求められている低周波地震とは明らかに異なる。

各断面図は、カルデラ外の低比抵抗域と中湖を中心とした低比抵抗柱との関係も示している。カルデラ外の低比抵抗域はどこも海拔 0 m あたりに位置するのに対し、中湖の低比抵抗柱の上面は海拔下 1 km 程度で周囲よりやや深くなっている。また、断面によっては中湖を中心にした漏斗状の形をしていることは既に述べたとおりである。カルデラの北東部、特に十和田鉱山等の鉱山が集中していた場所（工藤他，2019）と中湖とでは低比抵抗域が連続しているように見える（図 2.1-14、-15）。このことは新第三系に形成されたスメクタイト類の粘度鉱物を含む層がカルデラ内にも堆積していることを示すのかもしれない。

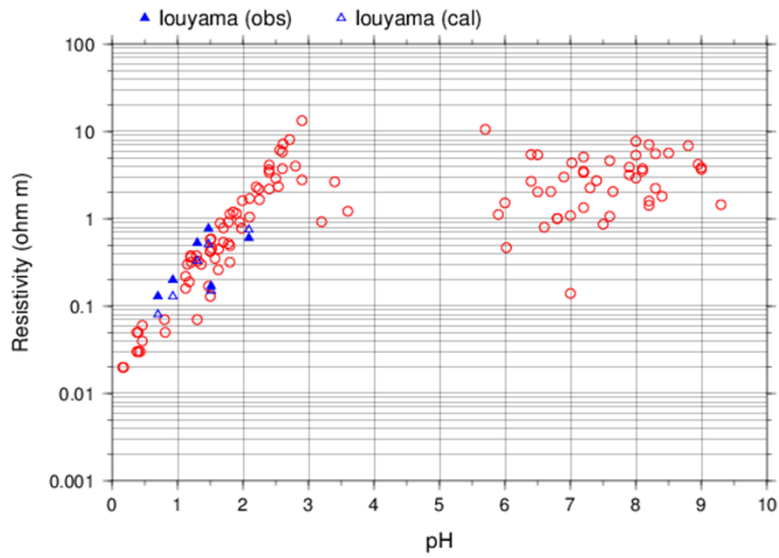


図 2.1-12 化学成分から求められた全国各地の温泉の比抵抗値. 青三角は霧島硫黄山で採取された熱水の測定値と計算値 (中抜き).

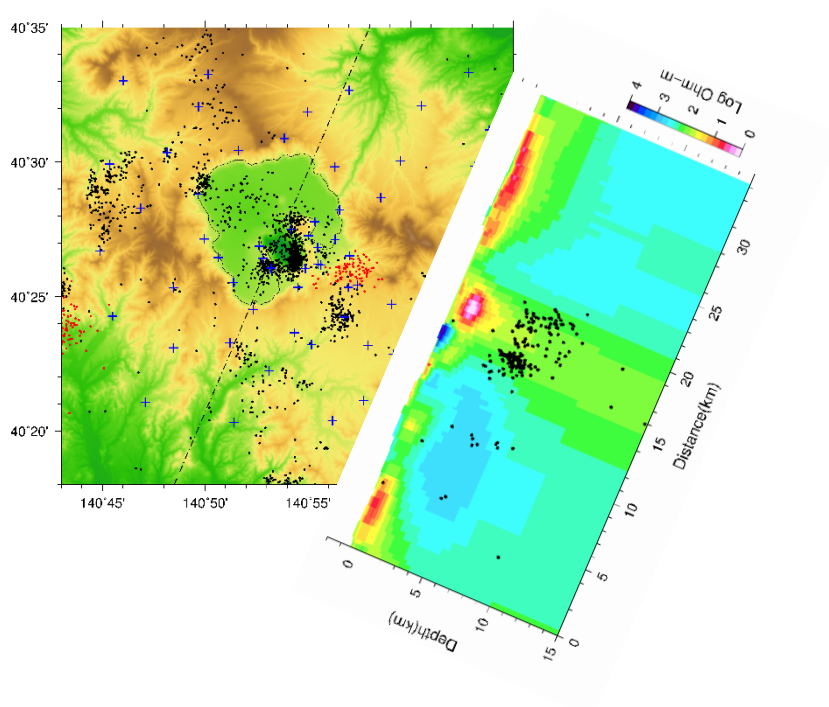


図 2.1-13 比抵抗構造の北北東 - 南南西断面

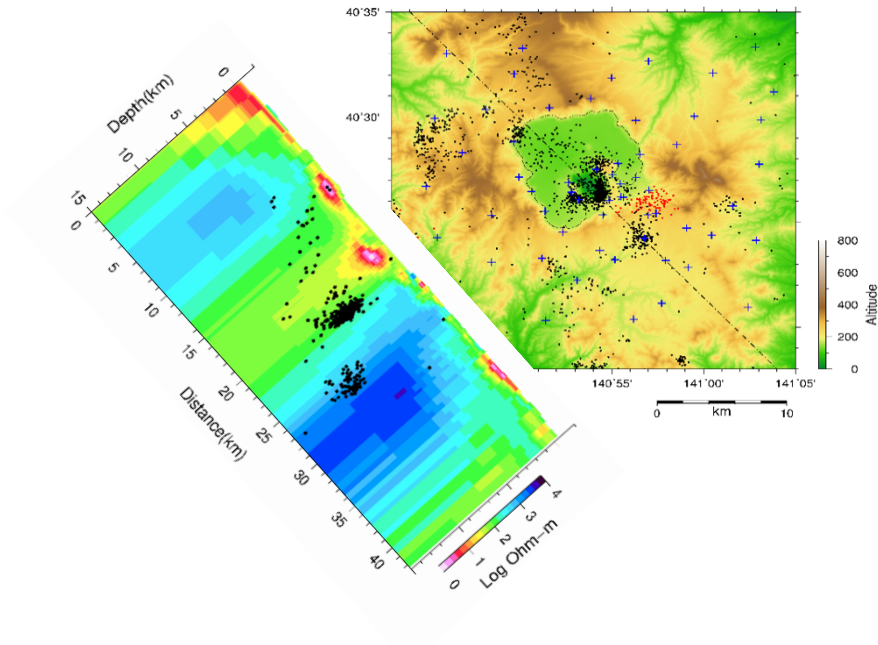


図 2.1-14 比抵抗構造の北西 - 南東断面

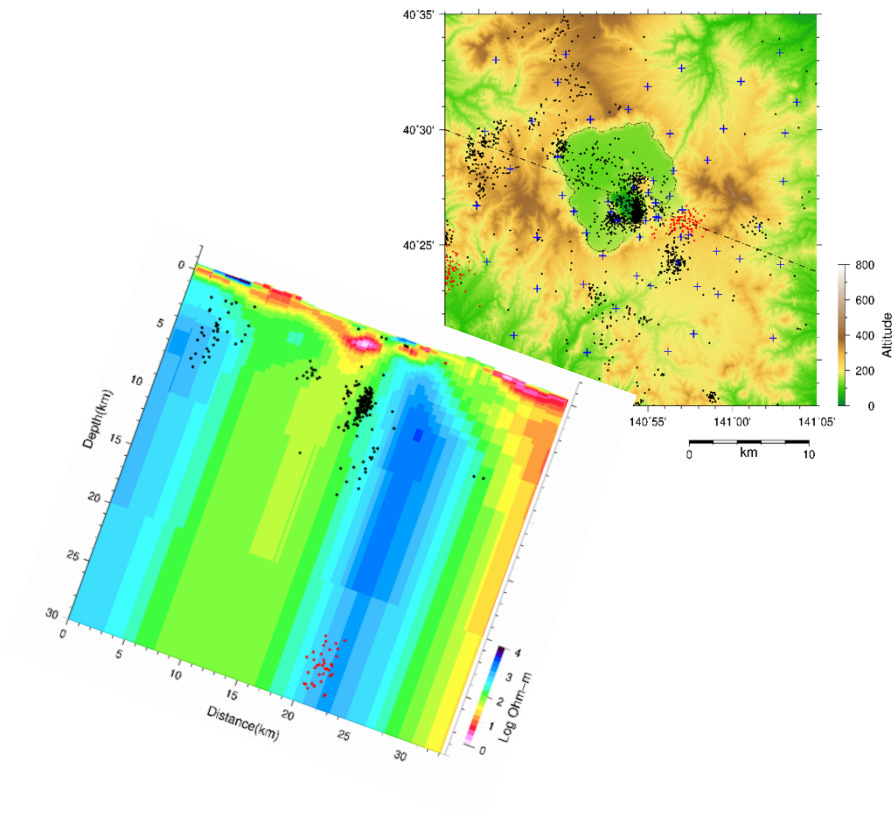


図 2.1-15 比抵抗構造の北西 - 南東断面

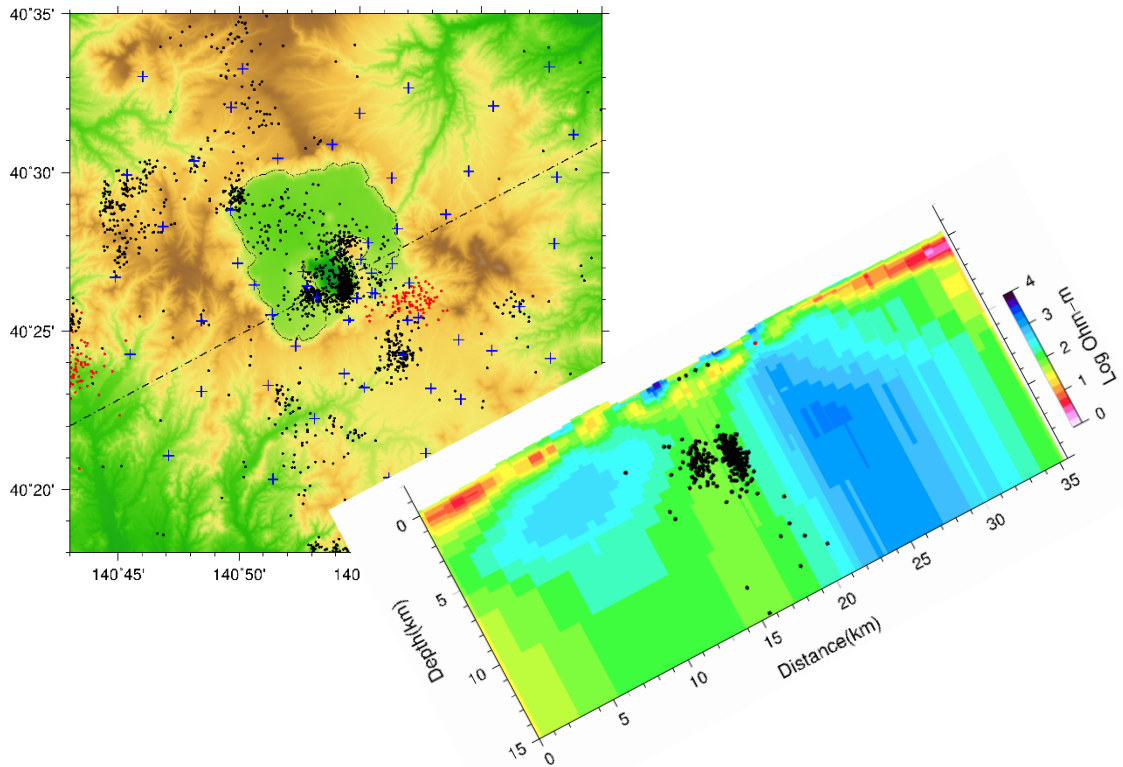


図 2.1-16 比抵抗構造の北西 - 南東断面

8) マグマ溜り存在の可能性

マグマ溜まりと想定される大規模な構造に関して、Chen et al. (2020)がレーシーバー関数で求めた十和田湖下約 5 km の深度に位置する低速度の反射面 (図 2.1-17) に対応するような比抵抗構造は、今回の解析では認められなかった。浅部が極めて比抵抗であるため、探査深度が十分でない可能性がある。そこで、十和田カルデラ下、海拔 5-7 km の深度で半径 4 km の円盤状のマグマ溜りを想定し、その比抵抗値を $1 \Omega \cdot \text{m}$ としたモデル (図 2.1-18) について感度テストを行った。モデルの MT 応答関数から計算した測点 202 の xx 成分、204 の yx 成分のサウンディングカーブを図 2.1-19 に示す。最適モデルに対する感度モデルのレスポンスに有意な差は認められず、今回の MT 探査からはその存在の有無を検討することはできない。

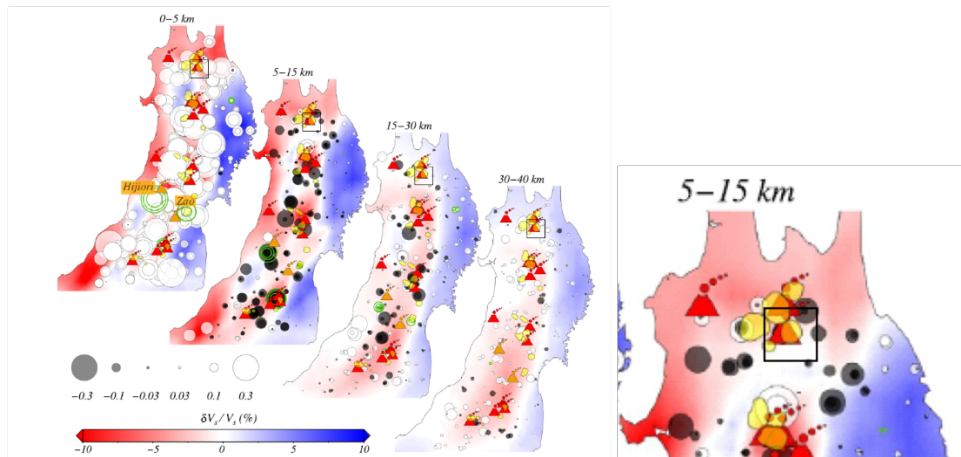


図 2.1-17 Chen et al. (2020) のレーダー関数による反射面の位置 (○印). 三角は主な火山を, 実践の枠が比抵抗構造の解析範囲を示す.

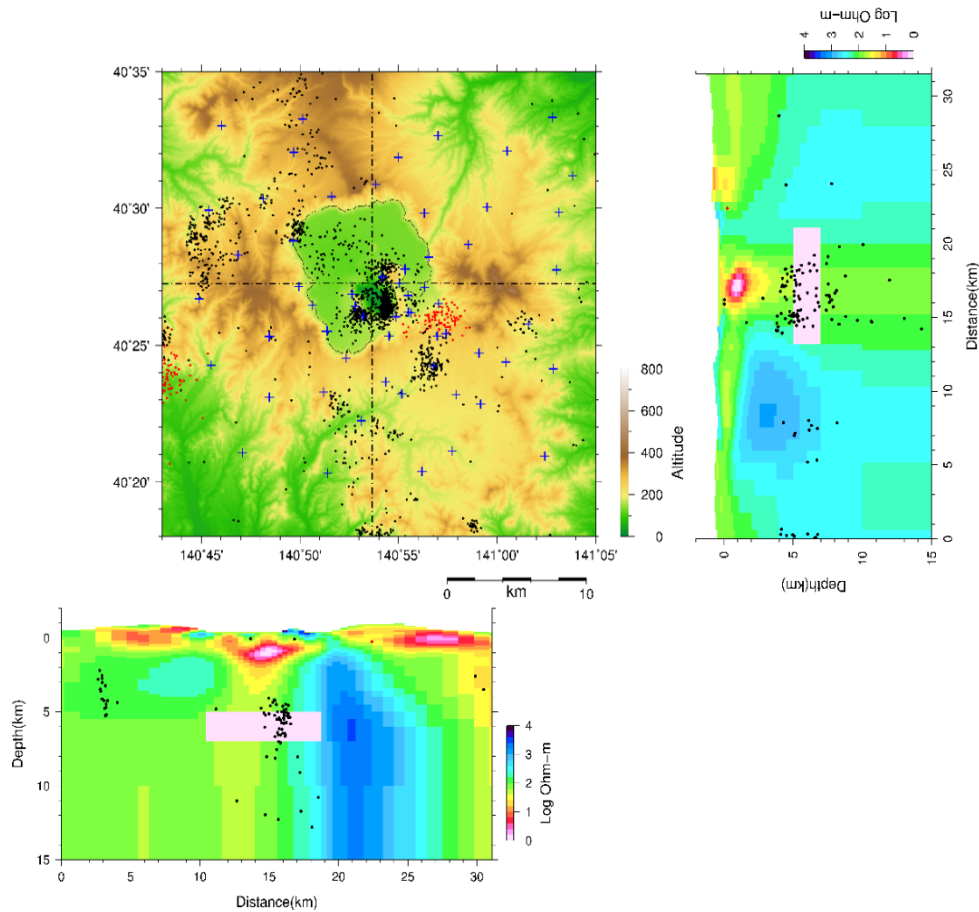


図 2.1-18 マグマだまりを想定したモデル

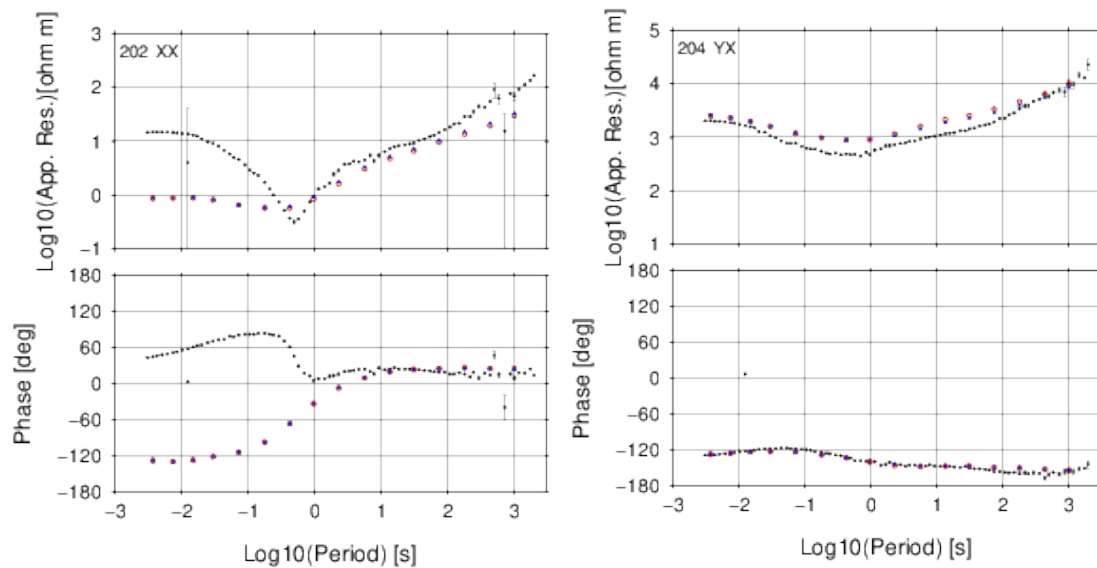


図 2.1-19 マグマだまりを想定したモデルのレスポンス。黒丸は測定値，赤丸は最適モデル，青三角が感度テストの結果を示す。

9) おわりに

昨年度の解析結果を踏まえ，新たに小倉半島 1 点，中山半島 2 点，十和田湖西岸 2 点，十和田湖南方 2 点の計 7 点で追加の広帯域 MT 法の測定を行った。昨年度の測点を含めた計 61 点の測定データを用いて，3 次元インバージョンを実施し比抵抗構造を得た。インバージョンでは，モデルノルムに係るパラメーターの調節を行い，RMS 値の改善が見られた。得られた比抵抗構造に対して以下のように解釈した。カルデラの周辺では，海拔 0 m 程度に $1\text{--}10 \Omega \cdot \text{m}$ の極めて低い比抵抗の領域が分布するが，これは本地域の浅部に厚く堆積する新第三系が，変質作用によりスメクタイト類の粘度鉱物を多く含むためと考えられる。カルデラ内の低比抵抗域は特に中湖を中心として広がっており，最も低い比抵抗値 ($1 \Omega \cdot \text{m}$) を示す深度はカルデラ外の低比抵抗域よりはやや深く海拔下 1 km 程度である。この低比抵抗域は，空隙を酸性熱水が占めるためか，あるいは周辺と同様にスメクタイト類の粘度鉱物を含むためと考えられる。また，深部に向けて柱状に延びている。3-7 km 程度の深度で発生している地震は低比抵抗柱の内部では発生しておらず，岩石が高温で延性状態になっていることを示唆する。カルデラ外の南東部に位置する高比抵抗領域は解析範囲内のかなりの範囲を占める。また，地震波速度構造から得られている北上山地下へと延びる大規模な高速度異常域の北端に対応しているように見えることから，北上山地の造山運動にかかわる深成岩体を示している可能性がある。

引用文献

- Caldwell T.G., Bibby H.M. and Brown C. (2004) The magnetotelluric phase tensor. *Geophys.J.Int* 158: 457-469
- Fournier RO (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic epithermal environment. *Econ Geol* 94(8):1193–1211. doi:10.2113/gsecongeo.94.8.1193
- 伊藤雅和・石井 卓・中島 均・平田征弥 (1999) ベントナイトの成因・生成環境に関する一考察—国内 4 鉱床の比較—. *粘土化学*, 38, 181-187.
- Kanda W. and Ogawa Y (2014) Three-dimensional electromagnetic imaging of fluids and melts beneath the NE Japan arc revisited by using geomagnetic transfer function data. *Earth, Planets and Space* 2014 66:39.
- 工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志 (2019) 十和田湖地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地 質調査総合センター, 192p.
- 工藤 崇 (2010a) 十和田火山, 御倉山溶岩ドームの形成 時期と噴火推移. *火山*, 55, 89-107.
- 村岡洋文・長谷紘和 (1990) 黒石地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) . 地質調査所, 124p.
- Nishimura R. Tsunogai U. Ishibashi J. Wakita H. and Nojiri Y. (1999) Origin of ¹³C-enriched methane in the crater lake Towada, Japan. *Geochemical Journal*, 33, 277-283.
- Oikawa T., Kudo T., Osamu I., Sugimoto Y. and Matsumoto Y. (2015) Detailed morphology and structure of a caldera lake: lake Towada (Towada Caldera), NE Japan Arc, Abstract, IAVCEI 2015.
- 大谷佳子, 2003, 十和田湖周辺域における高周波地震及び低周波地震活動, 弘前大学大学院理学 研究科修士論文, 66p
- Siripunvaraporn W, Egbert G (2009) WSINV3DMT: Vertical Magnetic Field Transfer Function Inversion and Parallel Implementation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 173(3-4), 317–329.
- 高倉伸一 (1995) 新潟および秋田油田地域の新第三系岩石の比抵抗. *物理探査*, 48, 161-175.
- 内田利弘 (2022) 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, 7-21.

2 活動的カルデラ火山の地下構造調査

2.2 ネットワークMT法観測による阿蘇カルデラの比抵抗構造調査

【実施内容】

本研究は、電磁探査法の中でも長周期データの取得に有利なネットワークMT法の適正な測点配置による観測を、阿蘇カルデラを完全に覆う領域で計画・実施することで、阿蘇カルデラの地殻下部に至る高解像度の3次元比抵抗構造を求め、地殻深部におけるマグマ供給系の存在有無を検討および評価することを最終的な目的としている。今年度は、昨年度までに観測を完了させたデータを用いて、阿蘇カルデラの地殻下部に着目した3次元比抵抗モデルを求めるための追加のインバージョン解析を実施した。また、昨年度までにNTT基地局に設置した観測用電極の撤去を行った。

【調査・研究成果】

(1) はじめに

本研究で実施した阿蘇カルデラ地域におけるネットワークMT法観測は、平成3年度までの本委託研究で実施した全100観測点の広帯域MT法データによって求めた3次元比抵抗インバージョンモデルによって推定された阿蘇カルデラ地下のマグマの供給経路のさらに深部の構造について補完検証するための3次元比抵抗構造モデルを得る目的で実施されたものである。広帯域MT法データによって求めた3次元比抵抗インバージョンモデルでは、阿蘇カルデラ内の北東域の深度20km（最大推定深度であり不確定性を含む）付近から中央火口丘へと延びる低比抵抗異常ブロックの存在が確認された（図2.2-1, -2, -3）。この低比抵抗異常ブロックは、地球物理的・化学的な先行研究の結果を鑑みれば、中岳火口での現在の活動を支えるマグマの供給経路を反映していると考えられ、さらに、マグマ溜まりが形成されているのは、最も比抵抗地が低い値を示す深度6km程度を中心とした領域である可能性が高いと結論付けられた（Hata et al., 2016; 2018a）。一方で、前委託研究で求めた広帯域MT法データによる3次元比抵抗モデルでは、阿蘇カルデラ西部の深度15~23kmに存在が示唆されている低速度異常領域LB（e.g., Abe et al., 2017）に対応する低比抵抗異常は検出されていなかった。低速度異常領域LBが流体の存在に起因すると考える場合、低比抵抗異常が検出されなかった理由としては、①広帯域MT法データの探査深度が足りなかった（ターゲットの深度に感度をもつ周期のデータが含まれていなかった、もしくは、少なかった）ので検出できなかった、②電磁気学的に捉えられる異常が存在しなかった、の2つの理由が大局的に考えられる。理由①については、より長周期のデータを使用して探査深度をのばすことで検証可能である。理由②については、地殻の比抵抗に最も寄与する要素である間隙流体が、ほぼ連結しない状態で存在しているという可能性が考えられ、この検証は容易ではない。しかしながら、温度にも高い感度をもつ電磁探査法データによって求めた構造モデルに低比抵抗異常が現れないということは、メルトなどの高温の間隙流体が多量に存在する可能性は低いことを示唆するとも考えられる。そこで、本委託研究は、主に探査深度の問題を解決するために、電話回線設備を利用することで長期にわたって安定したデータを取得することが可能なネットワークMT法の新規観測網を整備するとともに、地殻下部の高解像度3次元比抵抗構造モデルを得ることを目指した検証を実施するものである。

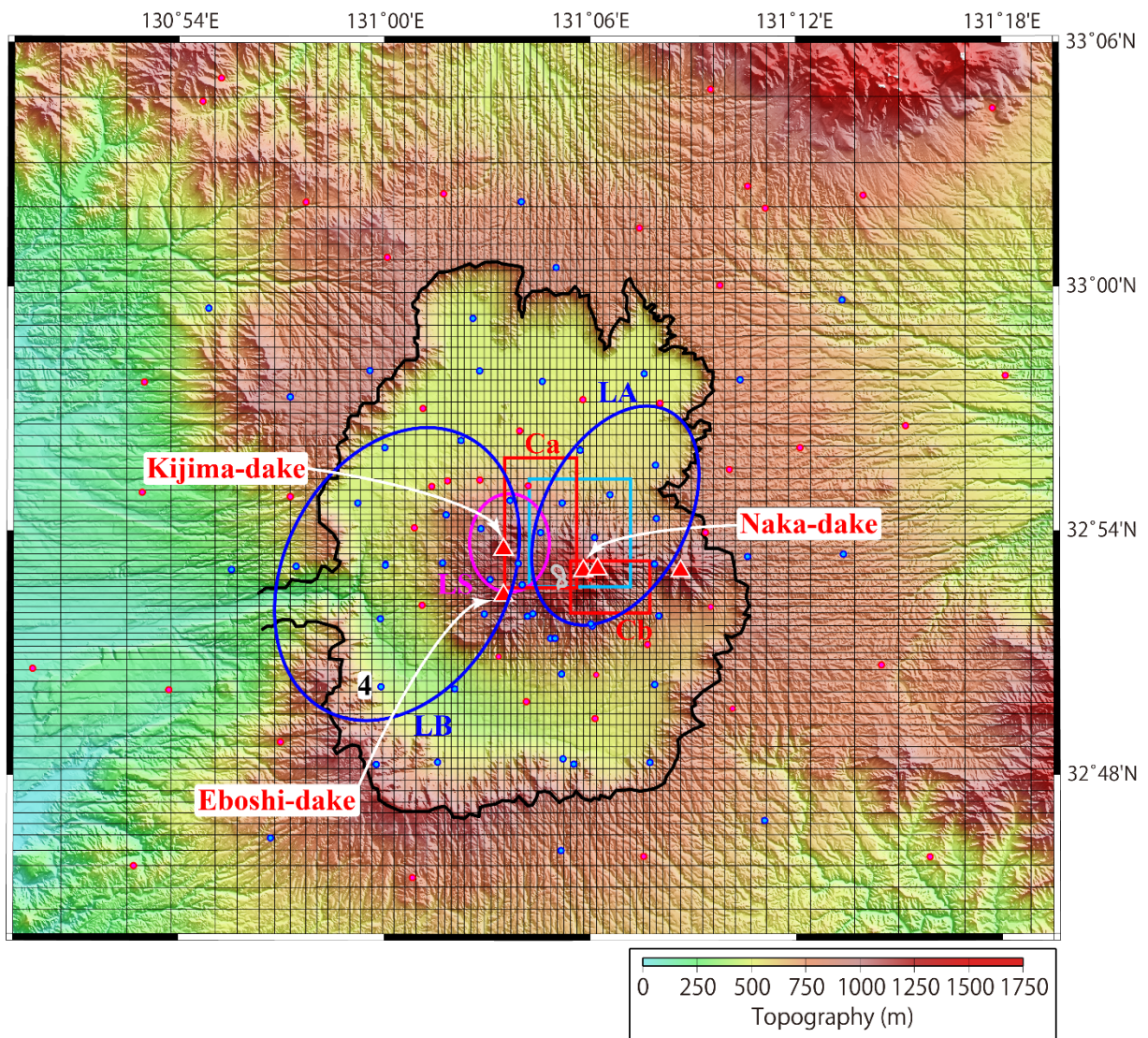


図 2.2-1. 阿蘇カルデラ周辺の MT 観測点の位置. ●と●は、2015 年度の観測点、および、2016 年度の観測点. ▲は中央火口丘の火山、灰色枠は中岳第一火口を表す. 赤色枠の領域 (Ca と Cb) は、2015 年度の観測点のみを用いて求めた 3 次元比抵抗モデルの低比抵抗異常の位置 (Hata et al., 2016). 水色枠、青色枠、ピンク色枠の領域は、それぞれ、深度 15.5km に推定されたシル状の変動源 (国土地理院, 2004)、地震波トモグラフィー解析によって推定された深度 8~15km と 15~23km に分布する S 波の低速度異常領域 LA と LB (Abe et al., 2017)、深度 6km に中心をもつ球状の P 波の低速度異常の領域 LS (Sudo & Kong, 2001) の位置を示す. 【Hata et al., 2018 より引用】

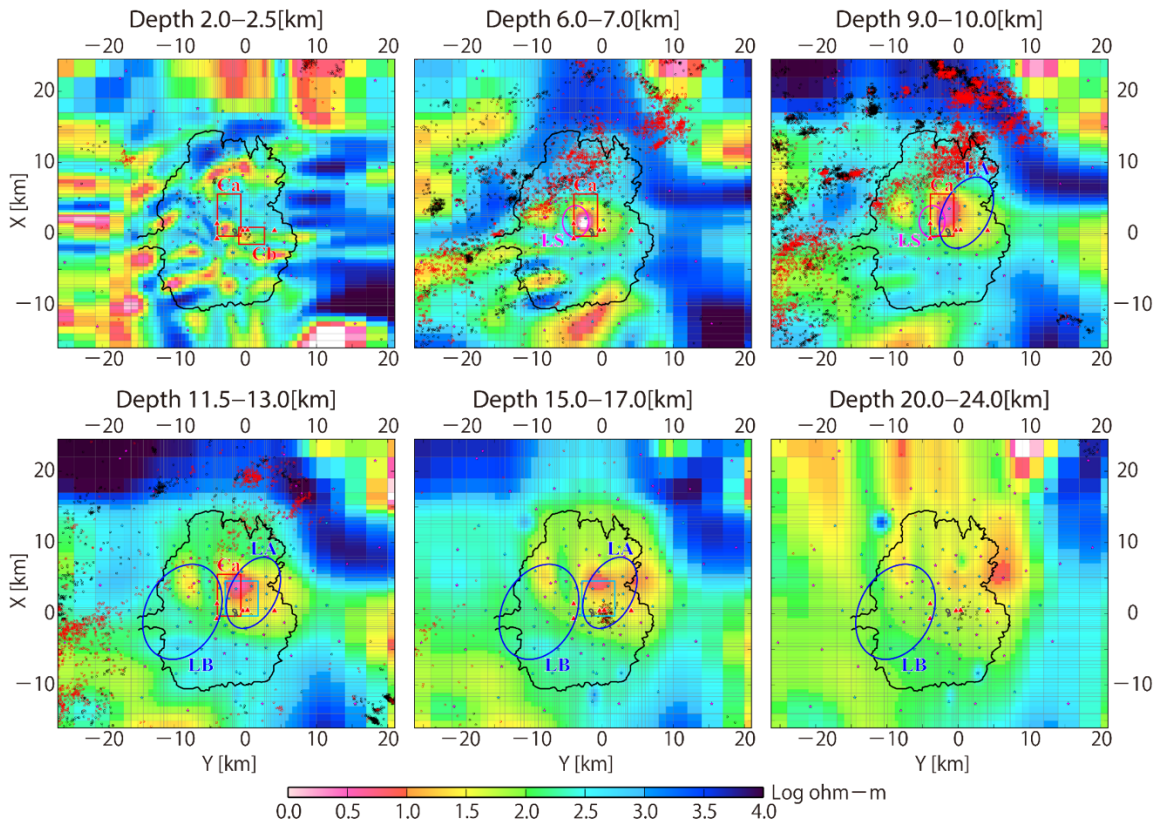


図 2.2-2. 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺の水平断面. ★と☆は MT 観測点, ○と○は, 2003年1月-2013年12月の期間, 2013年1月-2016年12月の期間の気象庁一元化震源の震源分布を表す. その他のシンボルについては, 図1と同様. 【Hata et al., 2018より引用】

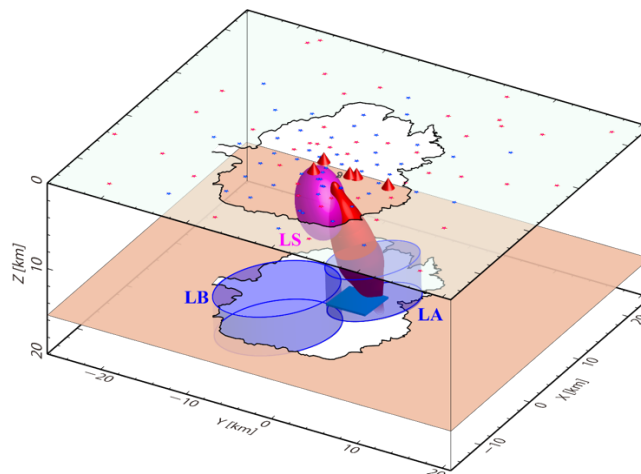


図 2.2-3. 3次元比抵抗構造モデルから得られた低比抵抗異常ブロック C1 と先行研究によって得られている異常領域の空間配置. ★と☆は MT 観測点, ▲は中央火口丘の火山を示す. 水色枠■, 青色枠●, ピンク色枠●の領域は, それぞれ, 深度 15.5km に推定されたシル状の変動源 (国土地理院, 2004), 地震波トモグラフィ解析によって推定された深度 8~15km と 15~23km に分布する S 波の低速度異常領域 LA と LB (Abe et al., 2017), 深度 6km に中心をもつ球状の P 波の低速度異常の領域 LS (Sudo & Kong, 2001) の位置を示す. 【Hata et al., 2018より引用】

さらに、ネットワーク MT 法の新規観測網については、3次元比抵抗構造解析の深さ方向のモデル解像度に、観測点の面的な分布（広がり）が影響を及ぼすことから、カルデラを完全に覆う40km四方にわたる領域で計画・実施した（図 2.2-4）。以下では、平成3年度までの本委託研究で実施した観測をまとめるとともに、取得したネットワーク MT 法観測データの適正配置を図って求めた比抵抗構造モデルを基にした阿蘇カルデラ地下のマグマ供給系についての検討結果を報告する。

(2) Network-MT 法の概念

Network-MT 法は、Magnetotelluric 法（以後、MT 法）に基礎をおき、Uyeshima (1990) によって応用発展された手法である。また、基礎理論である MT 法は、Cagniard (1953) によって提案されたものである。MT 法は、平面電磁源を用いて地下の構造を比抵抗分布として捉える物理探査法であり、その信号源は、太陽風によって発生する地磁気脈動や雷放電によって発生する空電といった自然電磁場である。地表から入射し大地に浸透していく電磁場の影響で、地中では電磁誘導の効果により磁場の変化に伴った誘導電流が生じるが、大地の比抵抗値は有限であるので、電磁場エネルギーは熱エネルギーに変換されていく。従って、大地に入射した電磁場は、地下に浸透していく過程で減衰するので、ある周波数の電磁場の減衰の様子を知ることができれば、逆に大地の比抵抗値を求めることが可能になる。ここで、この地中での電磁場の振舞いは Maxwell 方程式に従うので、Maxwell 方程式から大地の比抵抗値を求めることができることになる。次に、MT 法測定の原理について記述しておく。

MT 法測定では、直交する2方向（南北を X、東西を Y とする）の電場および磁場と鉛直方向の磁場を測定する。観測される電場 $E(\omega)$ と磁場 $H(\omega)$ の間には、次式の関係が成り立つ。

$$\begin{pmatrix} E_X(\omega) \\ E_Y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{XX}(\omega) & Z_{XY}(\omega) \\ Z_{YX}(\omega) & Z_{YY}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_X(\omega) \\ H_Y(\omega) \end{pmatrix}$$

Z はインピーダンスと呼ばれ、 2×2 の複素数からなる行列となる。大地が1次元である場合や2次元の時に走向に沿って座標を回転させた場合、その行列の対角項は0となり、特に1次元の場合には非対角項が同じ値となる。地下の構造が2次元であることを前提とした解析を行う場合は、南北方向の電場に対応した項を XY モード、東西方向の電場に対応した項を YX モードと呼ぶ。さらに、2次元性を持つ地下構造を仮定し、その走向と平行する方向を x 方向として電場と磁場をその方向に回転させたとき、x 方向に電場のみが存在する場合を TE モード、x 方向に磁場のみが存在する場合を TM モードと呼ぶ。それぞれのモードについて、各周波数 ($f(\omega)$) のインピーダンスを用いることで、見掛比抵抗 ($\rho_a(\omega)$) が次式のように求められる。

$$\rho_a(\omega) = \frac{0.2}{f(\omega)} |Z(\omega)|^2$$

ここで、見掛比抵抗は、あくまで均質大地を仮定した場合の各周波数での値であり、実際の大地の比抵抗そのものではない。上記の式で示すように、さまざまな周波数の見掛比抵抗からいろいろな深度の大地の比抵抗が求められる。また、MT 法では見掛比抵抗と同時に、各モードそれぞれに対し、周波数毎の磁場変化に対する電場変化の進みを位相 ($\phi(\omega)$) として次式のように求める。

$$\phi(\omega) = \arg(Z(\omega))$$

位相は見掛比抵抗同様、地下の比抵抗構造によって変化するため、比抵抗構造解析において重要なパラメータとなる。例えば、地下の構造が均質であれば位相は 45 度となる。位相が 45 度より大きな値になる場合は、より深部が低比抵抗であることを、逆に小さな値となる場合は、より深部が高比抵抗であることを示す指標となる。

また、MT 法測定では、通常、水平方向 2 成分の磁場と鉛直方向の磁場も測定するが、それらの間には、次式のような関係が成り立つ。

$$H_z(\omega) = T_x(\omega) \cdot H_x(\omega) + T_y(\omega) \cdot H_y(\omega)$$

磁場の鉛直成分は、水平成分によって誘導された電場が不均一であるときに生じる。ここで、上式の T_x 、 T_y は、ティッパーと呼ばれる。ティッパーは、複素数で表現されるが、その実数部を用いて、ベクトル表示したものをインダクションベクトルと呼ぶ(Parkinson, 1962)。このベクトルは、一般に、低比抵抗異常がある方向を向き、値が 1 に近いほど比抵抗コントラストが大きいことを示すので、地下の比抵抗変化が急激な部分を示す指標となる。

ネットワーク MT 法の基礎理論は MT 法と同様に、自然電磁場を用いることにある。一方で、次に述べる測定方法における違いが、長周期データ取得に関するネットワーク MT 法の優位性を生む。ネットワーク MT 法では、電極として NTT (NIPPON TELEGRAPH AND TELEPHONE CORPORATION) の通信局舎アースや自作の非分極性電極を、さらに、電極をつなぐケーブルとして NTT のメタリック通信回線を利用し、数 km ~ 数 10 km という長基線で電位差測定を行う。そして、電位差データは、メタリック回線が集められた中心点で収録し、日々、公衆回線やネットワーク回線を介して研究室へと転送される (図 2.2-5)。一方で、広帯域 MT 法では、非分極性電極を用いて直交する水平 2 成分の電位差を 10 ~ 100 m 程度の基線で測定し、測定地点においてバッテリー駆動の収録装置でデータ収録を行い、データを回収する。ネットワーク MT 法の優位性は、まずは、基線長を稼げることに起因した、①高 S/N 比のデータを得やすさ、②スタティックシフトの影響の受けにくさ、にある。また上記の 2 つの優位性に加え、NTT の通信回線網を利用するので、③安定した電位差測定を長期間・連続的に実施できる、④観測域の拡大が行いやすい (NTT のメタリック通信回線が分布していることが前提条件)、といった優位性も得られる。さらに、磁場データは、観測領域内または近傍にある磁場観測所などで恒久的 (長期間かつ連続的) に取得されているデータ、もしくは、長周期のデータ取得に向いているフラックスゲート磁力計を独自に長期設置することで取得・使用する。

MT 法観測データについてのインピーダンスに相当する電場 (電位差) と磁場の比である周波数応答関数 $T_x(\omega)$ 、 $T_y(\omega)$ は、ネットワーク MT 法観測データについては以下に示す関係式より求める。

$$V(\omega) = T_x(\omega) \cdot H_x(\omega) + T_y(\omega) \cdot H_y(\omega)$$

ここで、 $V(\omega)$ は、ある測線で測定された電位差であり、 $H_x(\omega)$ 、 $H_y(\omega)$ は、水平磁場 2 成分である。本委託研究で最終的に実施する 3 次元比抵抗構造解析では、応答関数 $T_x(\omega)$ 、 $T_y(\omega)$ を利用することになる。

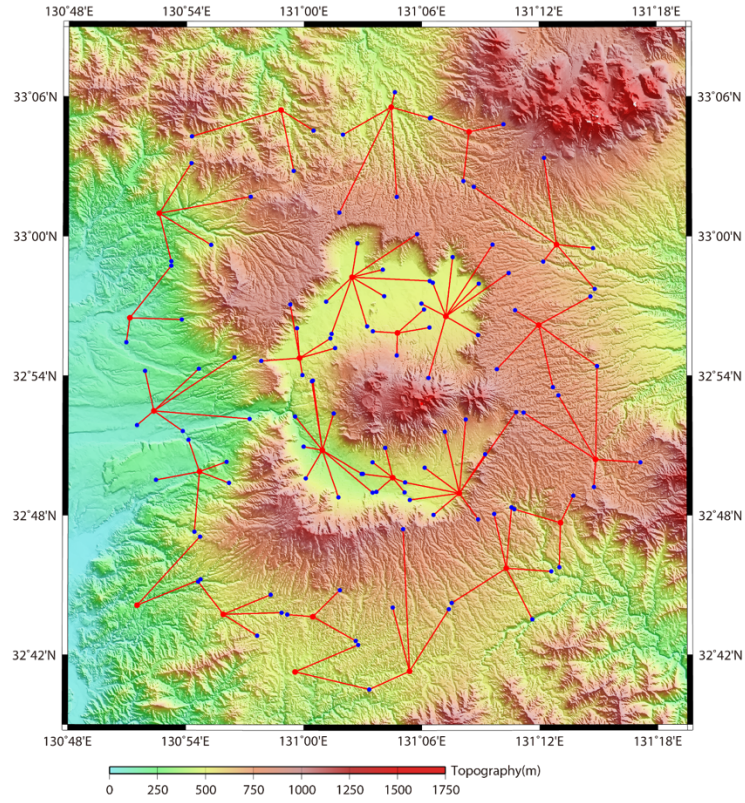


図 2.2-4. 平成 31～令和 3 年度に本委託研究で実施した電位差観測網（ネット）の分布状況。
●と●は、観測ネットの中心局（電極埋設点）と支点（電極埋設点）を示す。

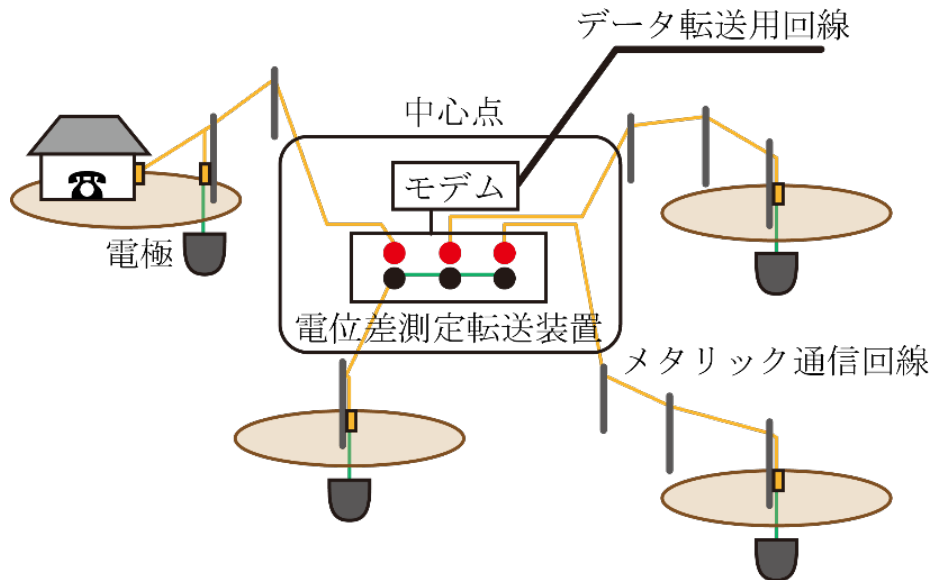


図 2.2-5 ネットワーク MT 法観測，および，測定機器配置の概念図。【上嶋，1995 より改訂】。

(3) 阿蘇カルデラにおける Network-MT 法観測の概要

ここでは、平成 31 年度から令和 3 年度までの本委託研究で、阿蘇カルデラを対象に実施した Network-MT 法観測についての詳細を再記述する。

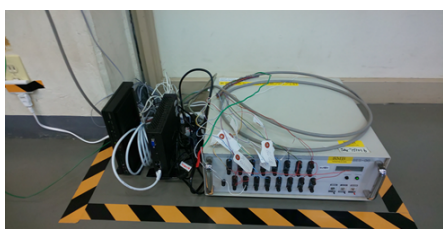
1) 電位差観測網の分布状況

図 2.2-4 は、平成 3 年度までの本委託研究で実施した阿蘇カルデラを覆う領域における、電位差観測網（ネット）の分布状況を示すものである。図中の赤丸は観測ネットの中心局を、青丸は支点（電柱）を表す。実際の電位差測定は、中心局付近の電柱位置に埋設した電極と、各支点の電柱位置に埋設した電極との間の電位差として、電話回線網のメタリック線（専用線）を介して測定するが、支点の電柱位置の選定は、電柱付近にノイズ源になるようなものが存在しないかの確認を現地調査して行っている。また、電位差データの収録は、エリア毎に全てのメタリック線が中心局に集められてくることから、データ収録装置を中心局に設置し実施している。

2) 電位差観測とデータ

本観測では、図 2.2-6 に示すように、電柱の位置に非分極電極 Pb-PbCl₂:TIERRA_TECNICA 社製を埋設し使用している。その際、電極は、接地抵抗を下げるため、接地抵抗低減剤チコージェル：日本土工株式会社を用いて電極が完全にチコージェルで覆われるようにした状態にして埋設している。また、電位差データの収録には、測定したデータをインターネット回線（本研究では、ISDN 回線または光回線）で研究室のパソコンへ直接転送することができる多チャンネルの電位差データ収録装置を使用している。観測で使用した電位差データ収録装置は、以下に示す 2 種類（タイプ A、タイプ B）の形態である。設定できる収録データのサンプリング間隔は、電位差測定転送装置の種類で異なっているが、本収録では基本的に 1 秒サンプリングを使用している。

タイプ A



- ・電位差測定転送装置：SES96 [Ado_Systems 社製]
(42 幅×50 奥行×17 厚 cm, max 12.5W)
- ・小型 PC：SESNET [Xstech 社製]
(21 幅×26 奥行×6.5 厚 cm, max 24W)
- ・ルーター：RT57i [YAMAHA 社製]
(23 幅×18 奥行×4 厚 cm, max 5W)
- ・モデム：適宜 NTT からレンタル

タイプ B



- 電位差測定転送装置（小型 PC 内蔵）：NETMT-ELOG8 [NT_System_Design 社製]
(34 幅×20 奥行×13 厚 cm, max 6.1W(AC 使用時))
- ルーター：NVR500 [YAMAHA 社製]
(22 幅×16 奥行×4 厚 cm, max 20W), または,
RTX830 [YAMAHA 社製]
(22 幅×16 奥行×4 厚 cm, max 11W)
- モデム：適宜 NTT からレンタル

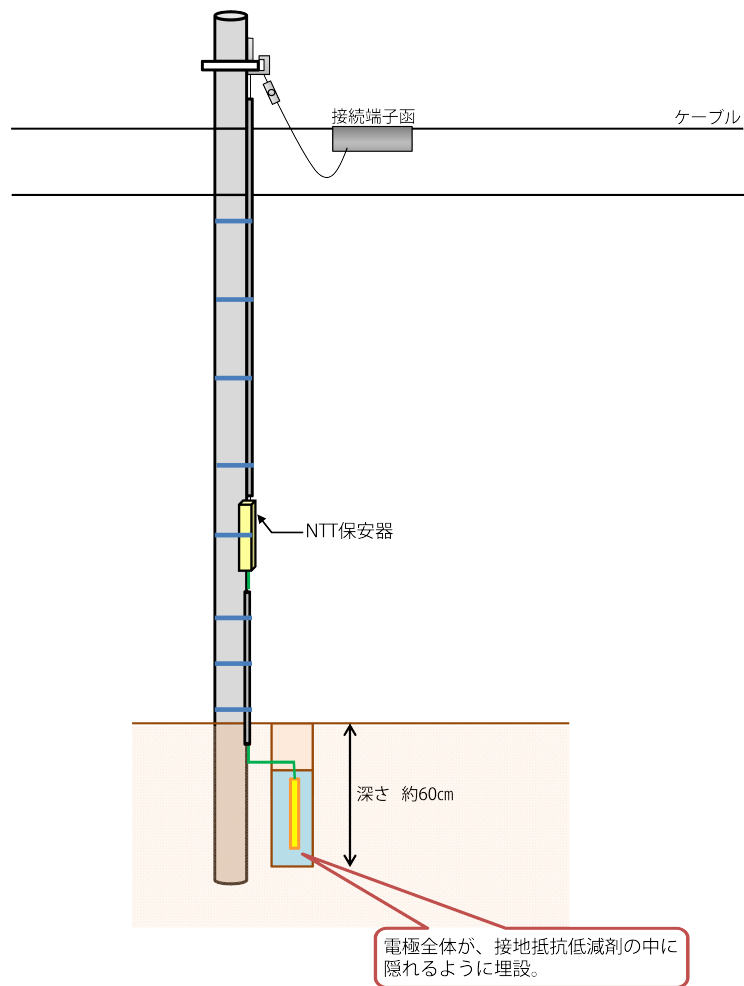


図 2.2-6. 電柱位置での電極埋設の概要

3) 磁場観測とデータ

本委託研究の Network-MT 法観測における磁場データは、観測領域内（近傍）にある磁場観測所で恒久的（長期間かつ連続的）に取得されているデータ、および、長周期のデータ取得に向いているフラックスゲート磁力計を独自に長期設置することで取得したデータを使用した。九州では、気象庁鹿屋観測施設（北緯 $31^{\circ} 25' 27''$ ，東経 $130^{\circ} 52' 48''$ ）で磁場の常時観測が実施されている。また、本委託研究では平成 31 年度に、2 台のフラックスゲート磁力計を、それぞれカルデラ北東部（馬場豆札牧野の杉林：北緯 $32^{\circ} 57' 17.472''$ ，東経 $131^{\circ} 10' 25.236''$ ）と南部（京都大学火山研究センターの南外輪観測坑道の敷地：北緯 $32^{\circ} 47' 58.956''$ ，東経 $131^{\circ} 5' 26.268''$ ）に 1 台ずつ設置している。設置した 2 台の機器は、カルデラ北東部に埋設した LEMI_LL.C.製の LEMI-420 と、カルデラ南部に埋設した TIERRA_TECNICA 社製の UY44 である。収録は、どちらの磁力計についても、サンプリング間隔 1 秒で行っている。それぞれの磁力計の主要な仕様については、以下に示す。

LEMI-420 [LEMI_LL.C.製]

- ・変化磁場：記録分解能 0.002nT
- ・傾斜：直行性誤差 30 分角以下
- ・消費電流（センサー）：1.2W 以下

UY44 [TIERRA_TECNICA 社製]

- ・変化磁場：計測範囲 $\pm 327.68\text{nT}$
AD 分解能 0.0000390625nT/LSB
記録分解能 0.0001nT/LSB
- ・傾斜：計測範囲 約 ± 900 秒角
AD 分解能 約 0.000107288 秒角/LSB
記録分解能 0.001 秒角/LSB
- ・消費電流（センサー）：約 10W

(4) データ解析 -応答関数の算出-

3 次元比抵抗インバージョン解析におけるインプットデータである応答関数（「(2) Network-MT 法の概念」参照）の算出には、ロバスト処理と相互リモートリファレンス処理（Gamble et al., 1979）の両方で電磁場データのノイズ除去処理を行うことによって精度よく応答関数を算出することが可能な Bounded Influence, Remote Reference Processing（BIRRP; Chave and Thomson, 2004）コードを用いた。リモートリファレンス処理法とは、リモートリファレンス点のデータに混入するノイズと観測点のデータに混入するノイズとの間に相関がないことを前提にして、測点間で相関のないノイズ（局所的なノイズ）を除去する手法であるので、リモートリファレンス点には、観測点のノイズと相関を持つノイズが混入しないように十分に距離をとった点を選ばなければならない。本解析では、リモートリファレンス処理のために、阿蘇地方から 900km 以上離れた気象庁柿岡地磁気観測所（北緯 $36^{\circ} 14' 07''$ ，東経 $140^{\circ} 10' 59''$ ）で常時観測されている磁場データを用いた。

応答関数は、BIRRP コードによって 5~122,880 秒の 30 周期を求めた。応答関数の算出に関しては、気象庁鹿屋観測施設 (kny; 北緯 31°25'27", 東経 130°52'48") の常時観測磁場データ、および、本研究のために独自にカルデラ南部 (京都大学火山研究センターの南外輪観測坑道の敷地: 北緯 32°47'58.956", 東経 131°5'26.268") に設置したフラックスゲート磁力計のデータの 2 パターンを適用した解析データの比較により、どちらを利用しても大きな差異は見られないことが判っている (令和 2 年度本委託研究報告書を参照)。また、令和 2 年度本委託研究のデータ解析においては、推定する地下構造をゆがめるノイズとなりえる電磁場データへの海洋潮汐 (tide) の影響を検討するために (Egbert et al., 1992; 藤井 & シュルツ, 1999), 長周期の電磁場データに含まれる海洋潮汐の影響を除去 (de-tide 処理; 藤井, 2004) した電磁場データを使用して求めた応答関数との比較も実施している。その結果、本委託研究では海洋潮汐に左右されない十分なスタック数を稼げる長期観測を実施できており、潮汐の周期に関わるデータ除去を適用しない方が長周期データの推定誤差を低減できることも判っている (令和 2 年度本委託研究報告書を参照)。

図 2.2-7 には、24 エリアの電位差データを使用して求めた応答関数のうち、最終的に 3 次元比抵抗インバージョン解析に使用した応答関数の探査曲線を示す。ここで、応答関数の ch01, ch02 などのゼロ始まりの二桁数字は、図 2.2-4 の電位差観測網で示した中心局・支点間 (ダイポール) の電位差データから求めた応答関数であることを表している。また、二桁数字の最初の数字がダイポールのグラウンド (電位基準) 側を表している。さらに、例えば ch12 などのゼロ始まり以外の応答関数は、ch01 と ch02 の電位差データを用いてグラウンドが支点 1 (電極埋設点 1) になるように算出した支点 1・支点 2 の間の電位差データから求めた応答関数であることを表している。求めた応答関数の推定誤差は、図 2.2-7 に示した探査曲線のエラーの大きさから見て取れる。一方で、周囲の周期と著しく異なるような外れ値がある場合には、prediction coherence (観測時系列と理論時系列間の coherence) が解析データの S/N 比の判定目安になる。prediction coherence は 1 に近いほど、決定精度が高いことを示唆する。この理由としては、グラウンドにした電極埋設点周辺でのノイズ環境が悪い場合、すべてのダイポールの電位差データに多くのノイズが入ってしまうことになるが、混入ノイズの起源が同じ場合には、グラウンド変更によってノイズを上手く除去することができるからだと考えられる。そこで、本委託研究の 3 次元比抵抗インバージョン解析では、探査曲線の推定誤差、および、prediction coherence の値を考慮して、決定精度の高いダイポールの応答関数を使用している。

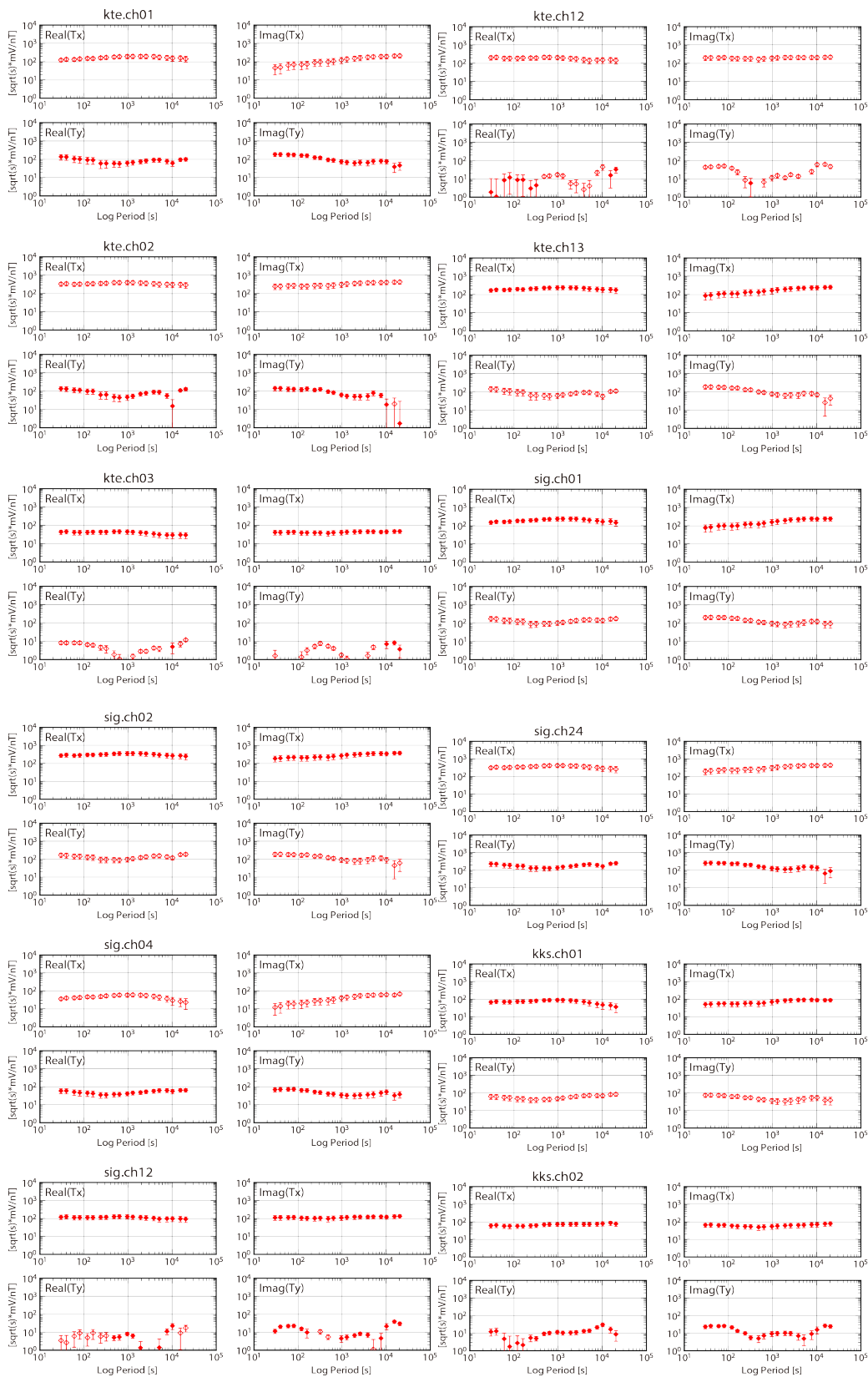


図 2.2-7(a). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の190ダイポールの応答関数の探査曲線。

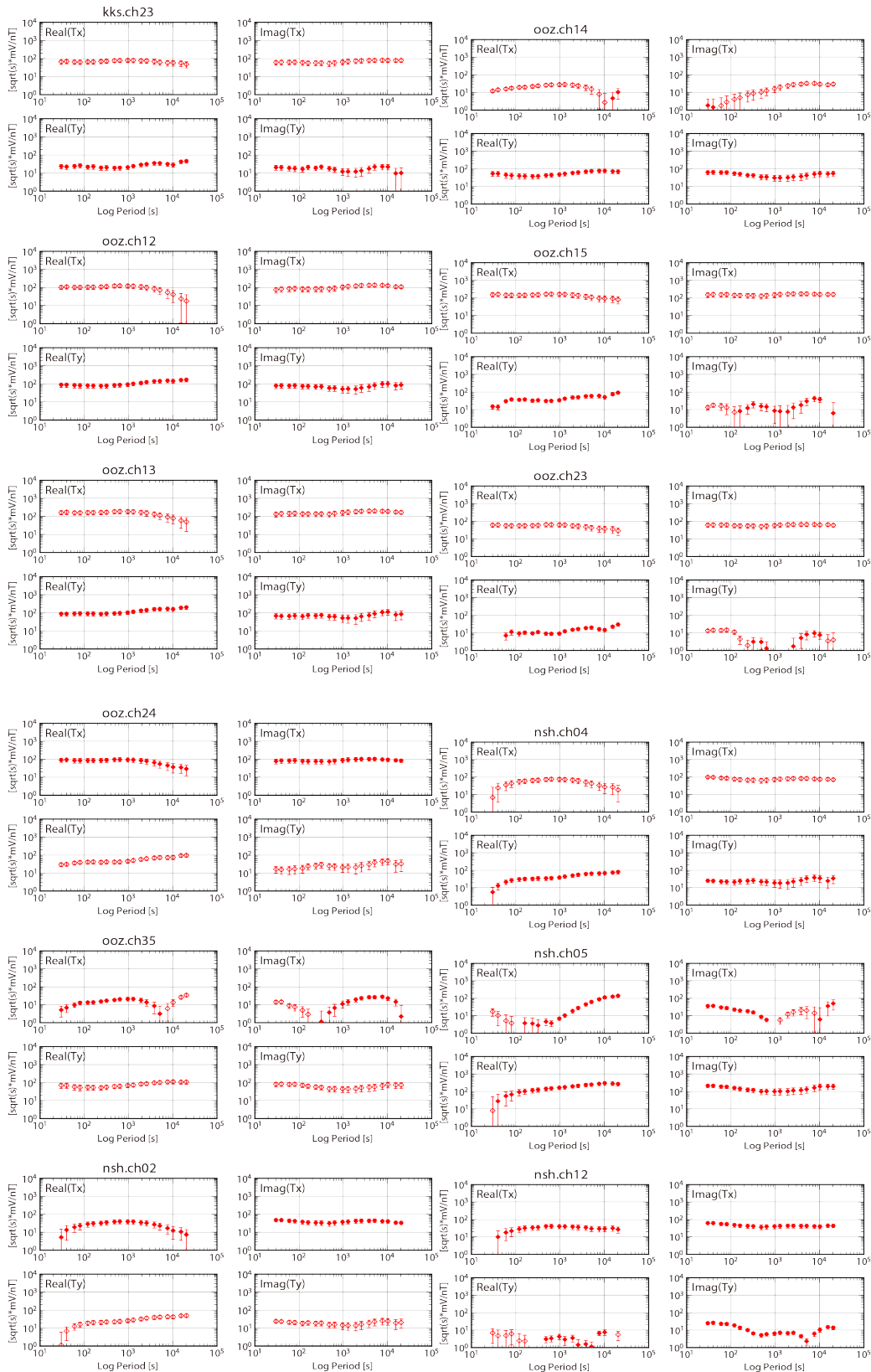


図 2.2-7(b). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探査曲線。

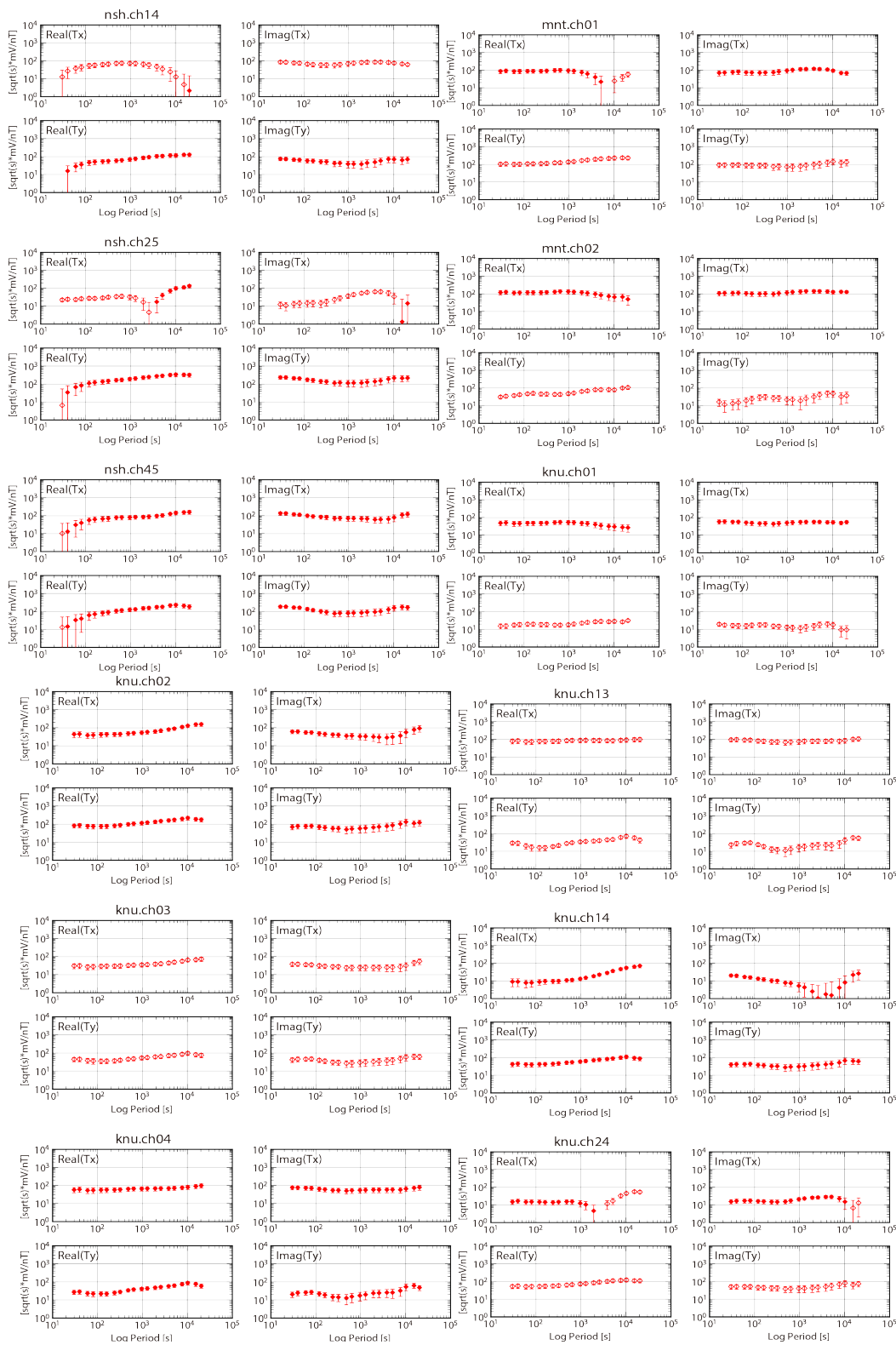


図 2.2-7(c). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探查曲線。

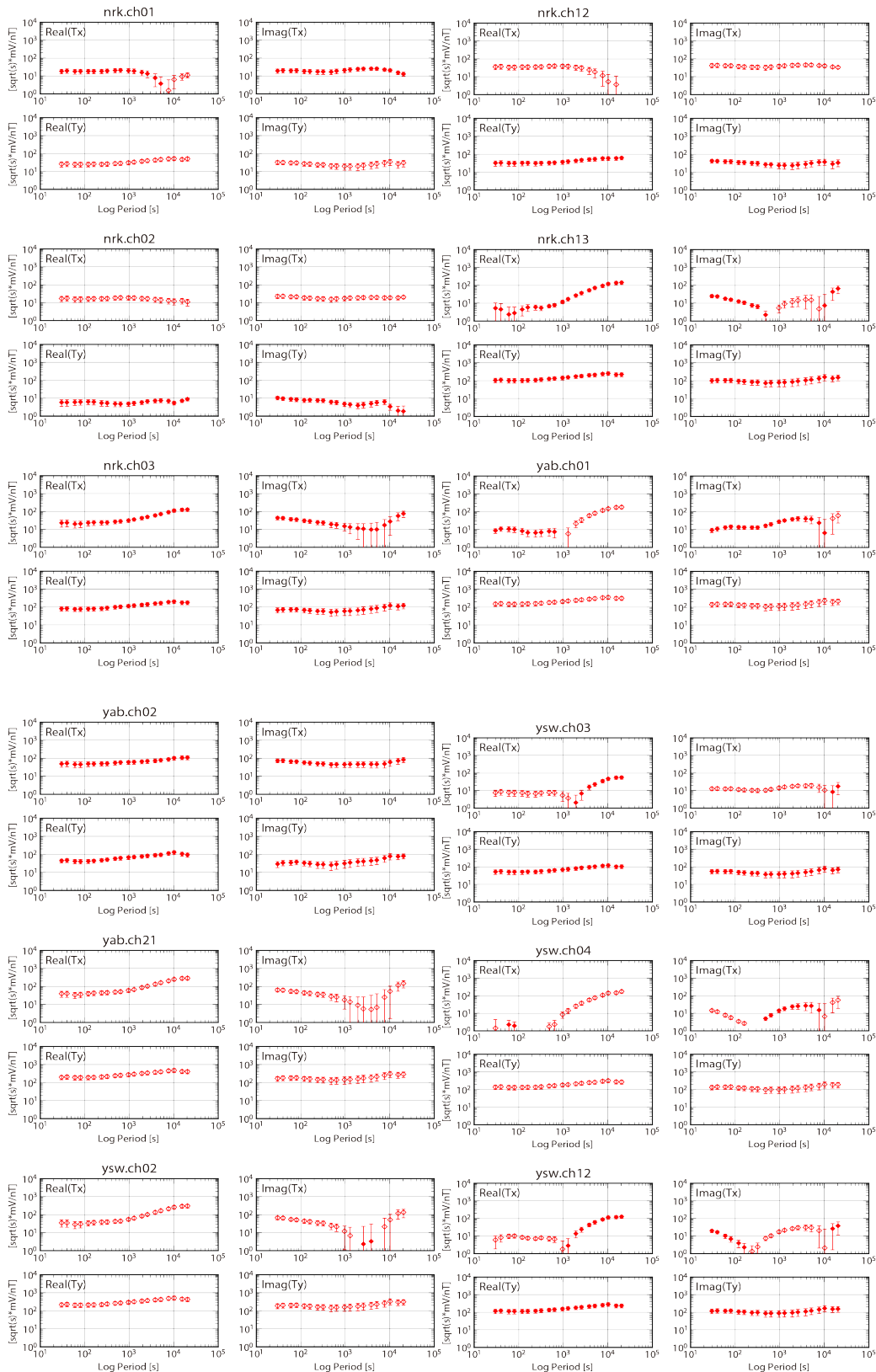


図 2.2-7(d). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探索曲線。

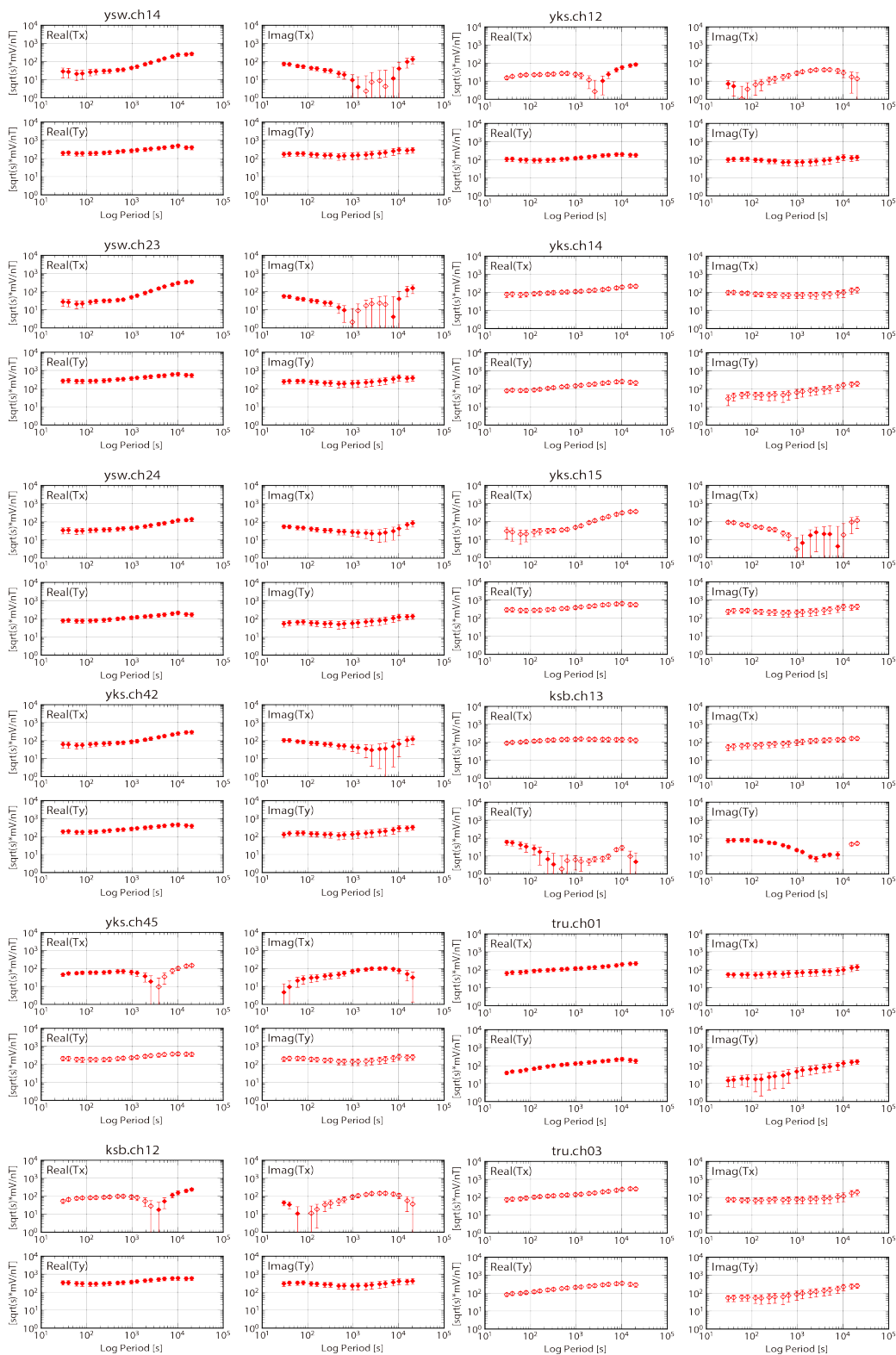


図 2.2-7(e). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探査曲線。

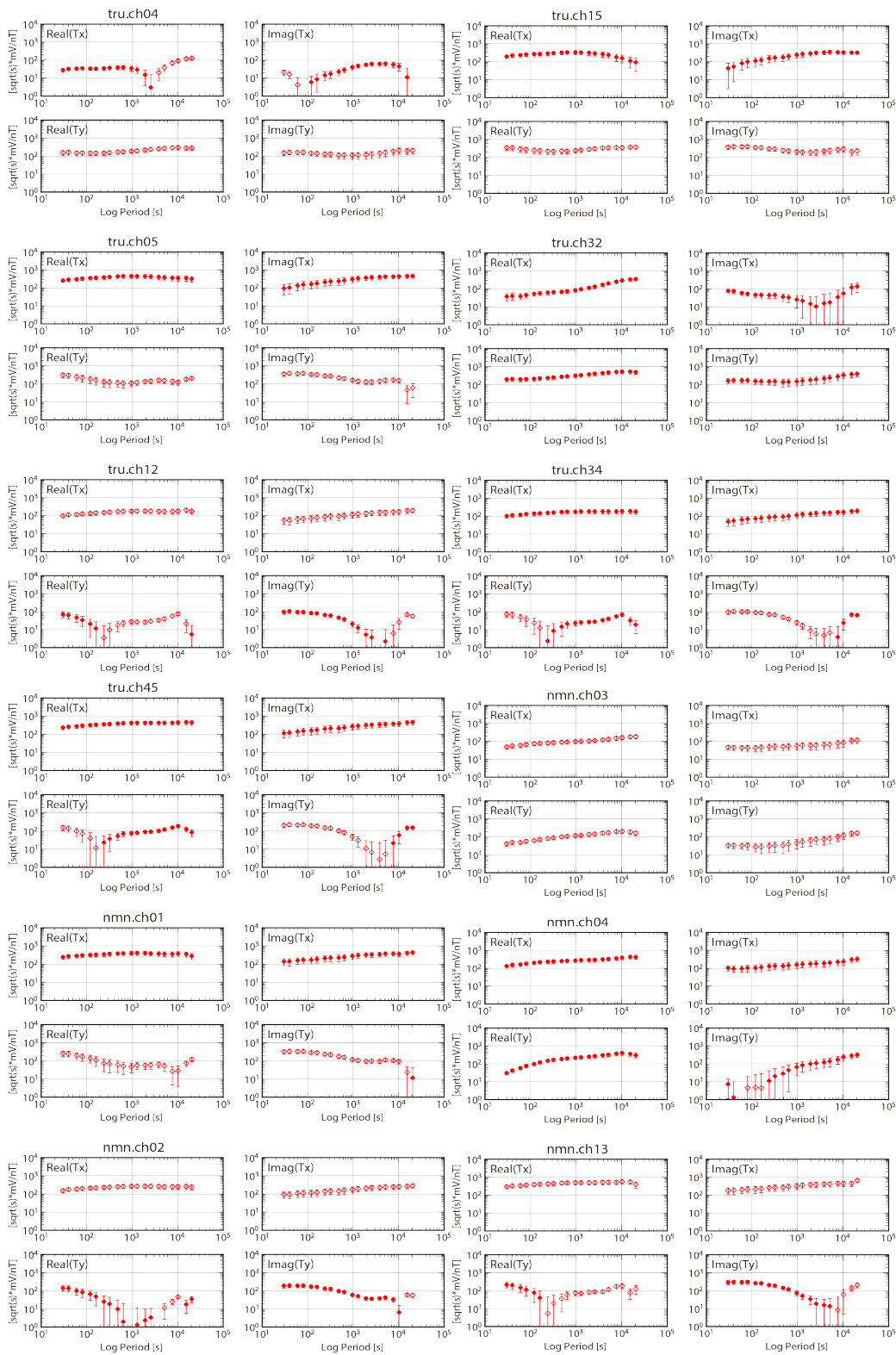


図 2.2-7 (f). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探査曲線。

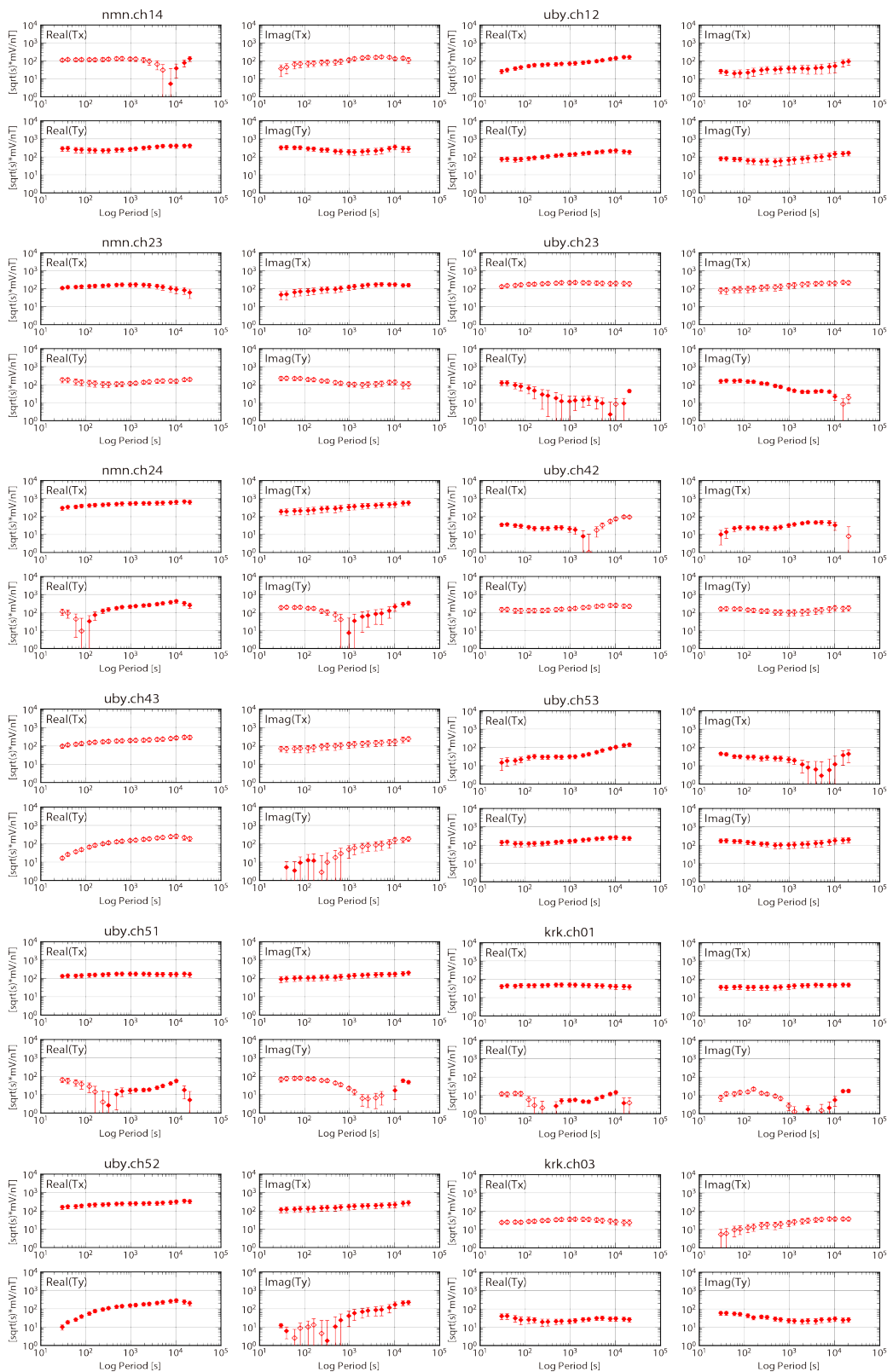


図 2.2-7 (g). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探查曲線。

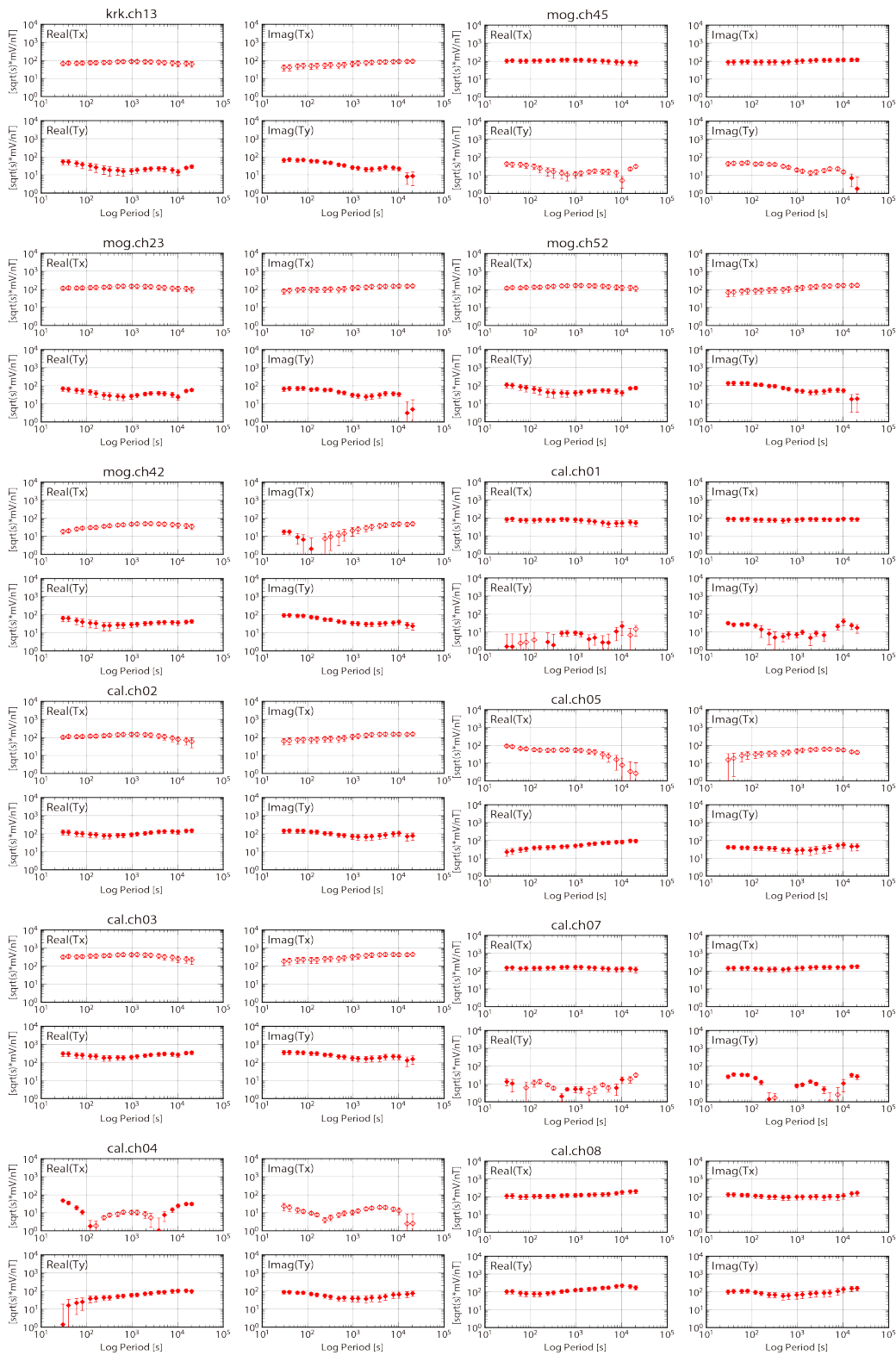


図 2.2-7 (h). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探査曲線。

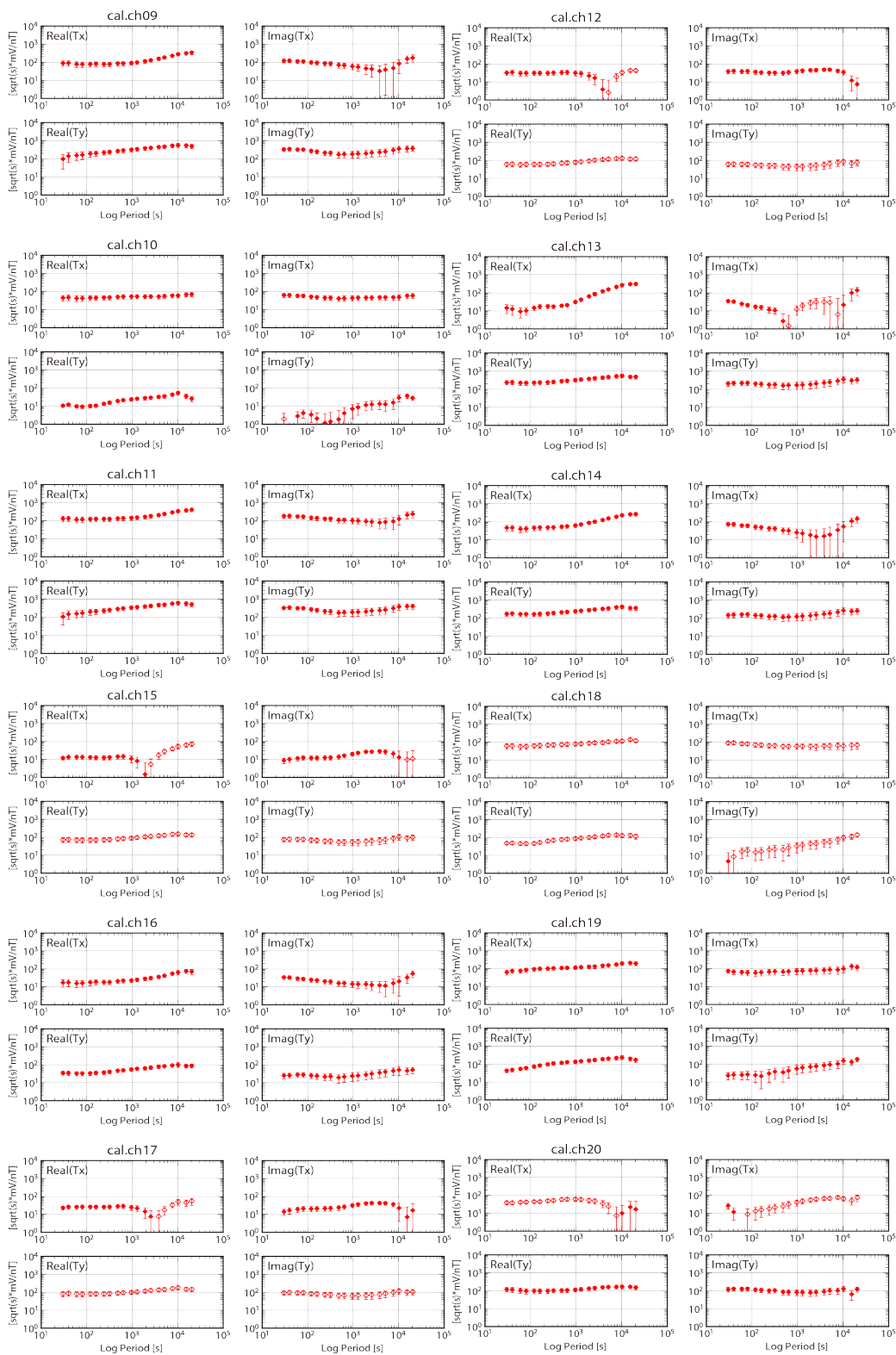


図 2.2-7(i). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探査曲線。

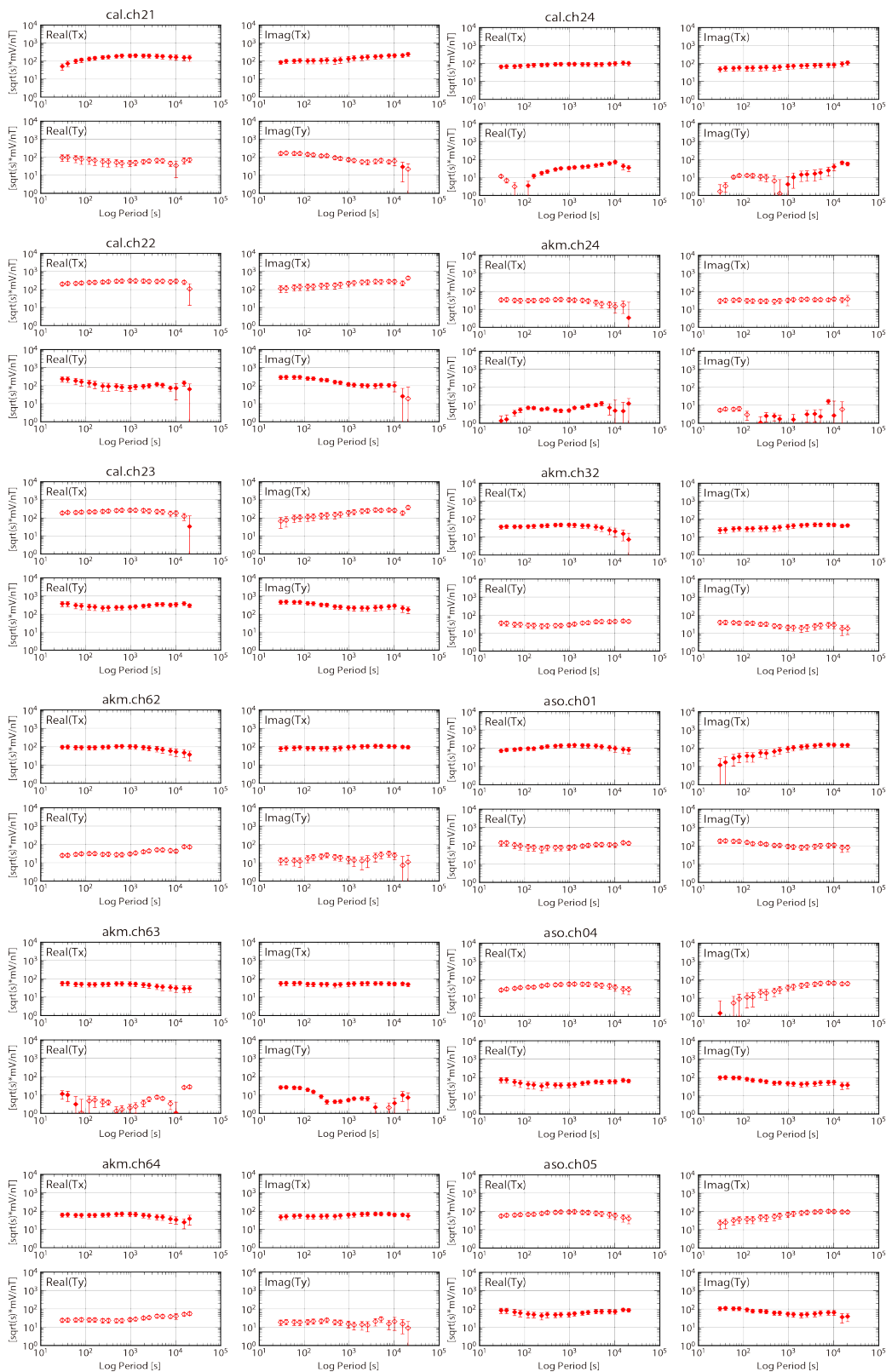


図 2.2-7(j). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探查曲線。

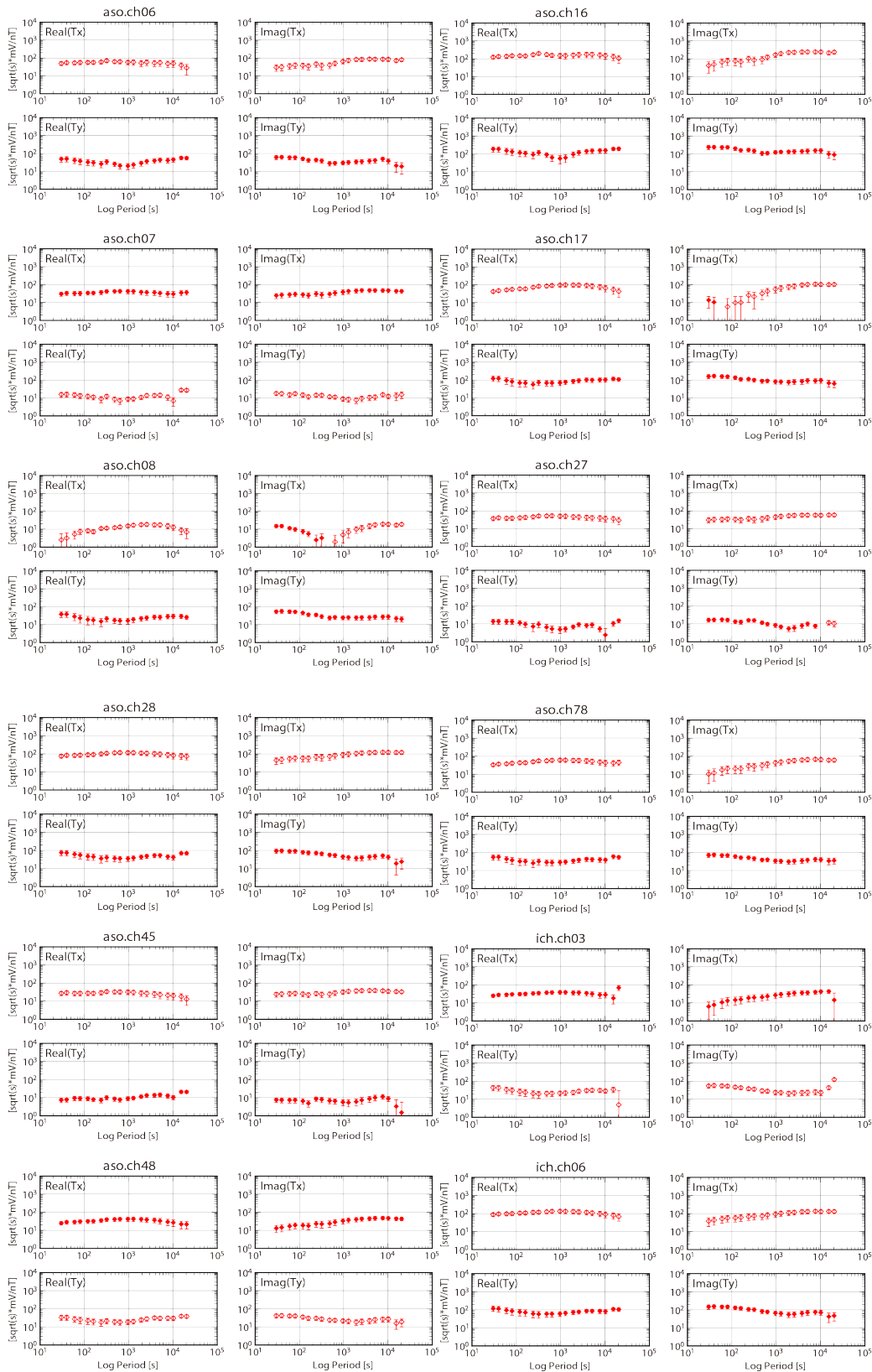


図 2.2-7(k). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探査曲線。

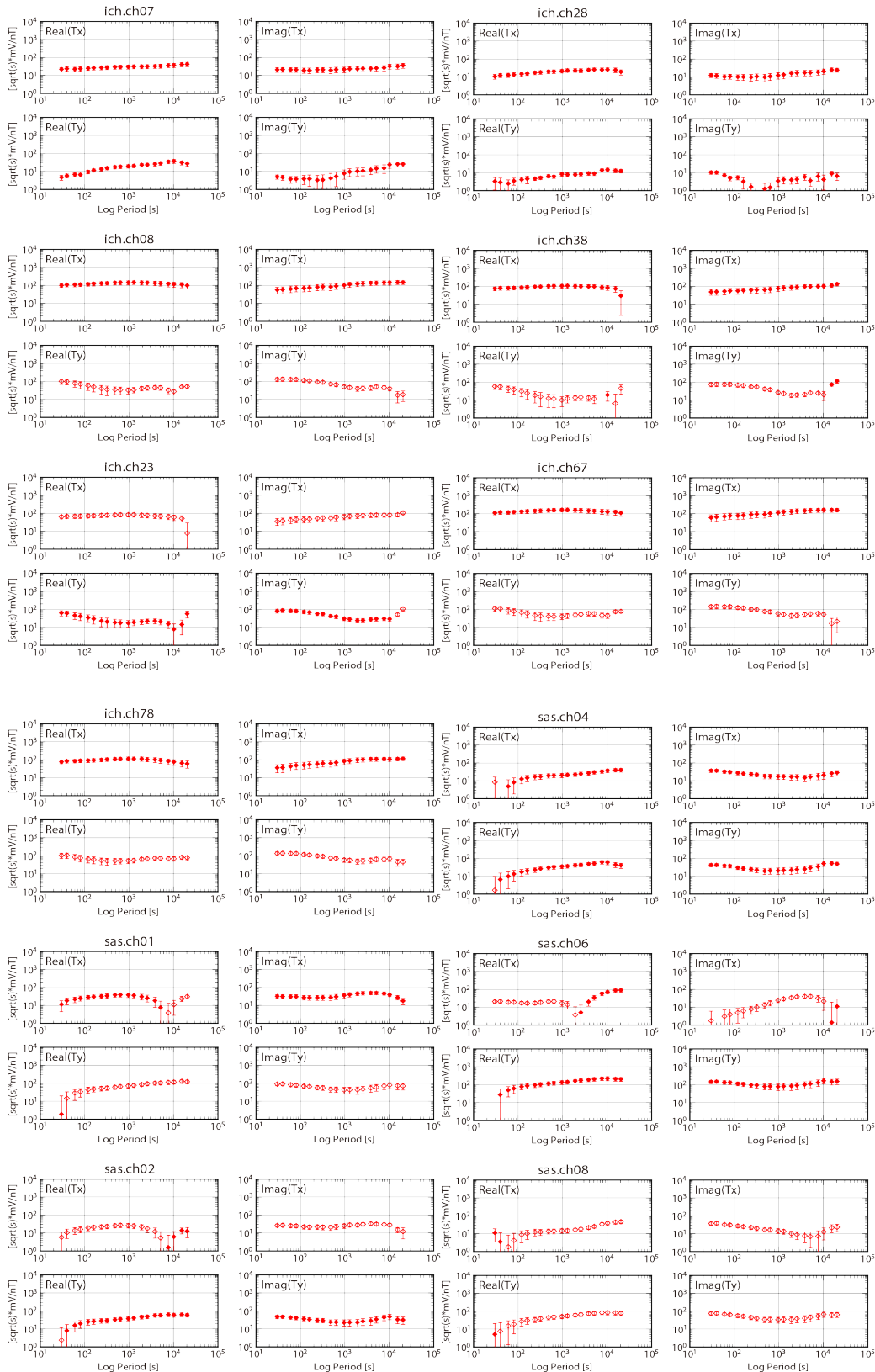


図 2.2-7(I). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探查曲線。

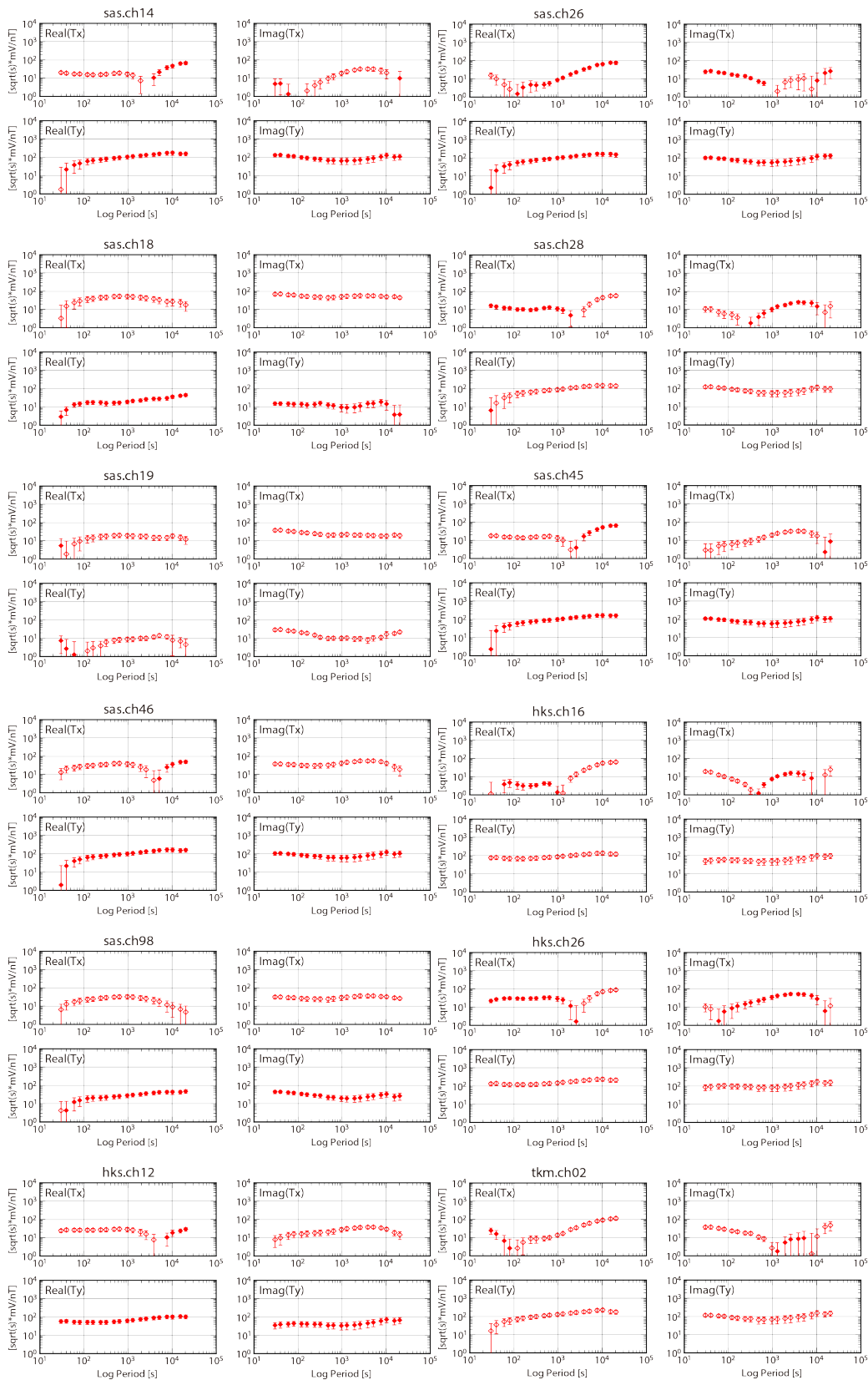


図 2.2-7 (m). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探查曲線。

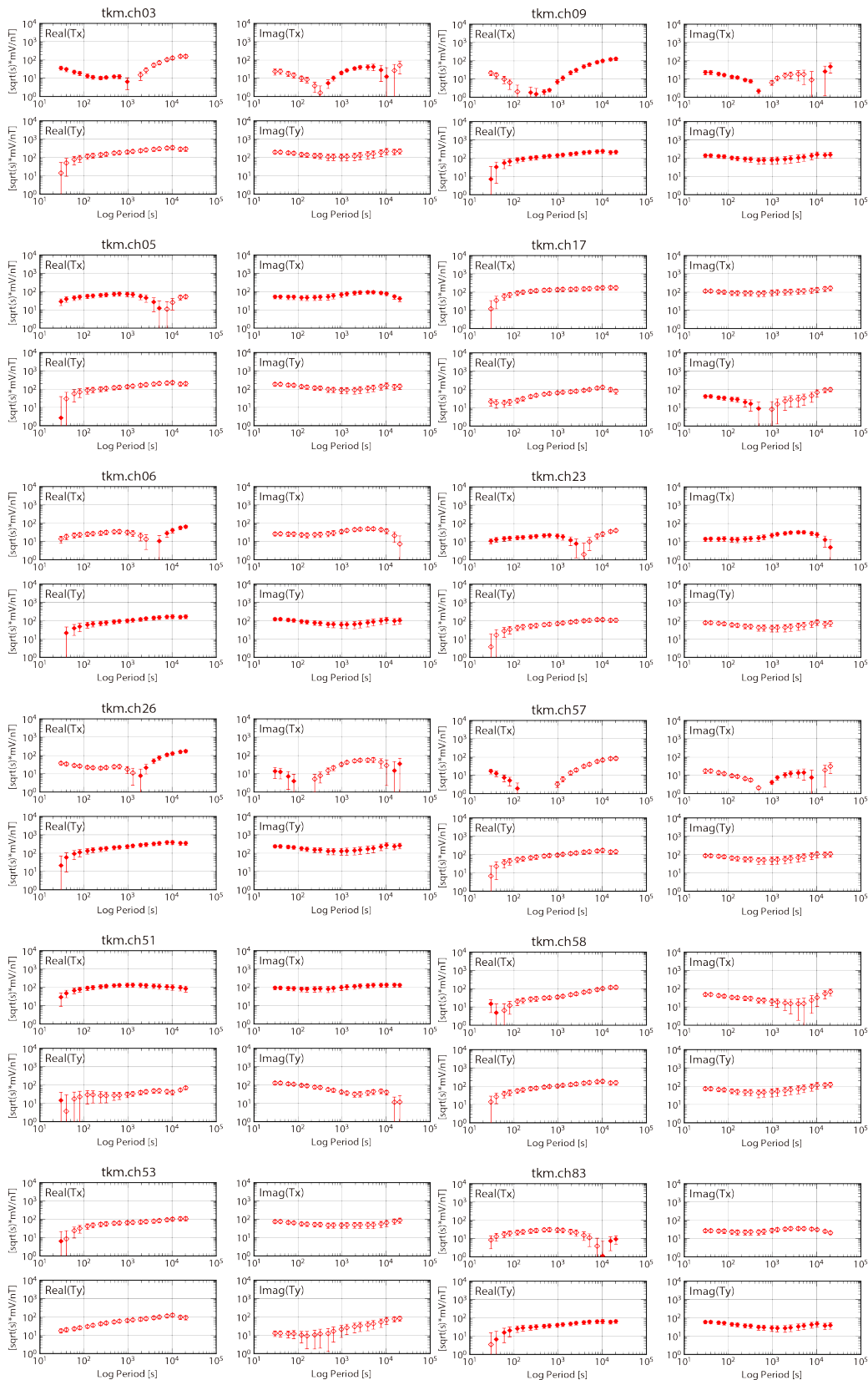


図 2.2-7(n). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探索曲線。

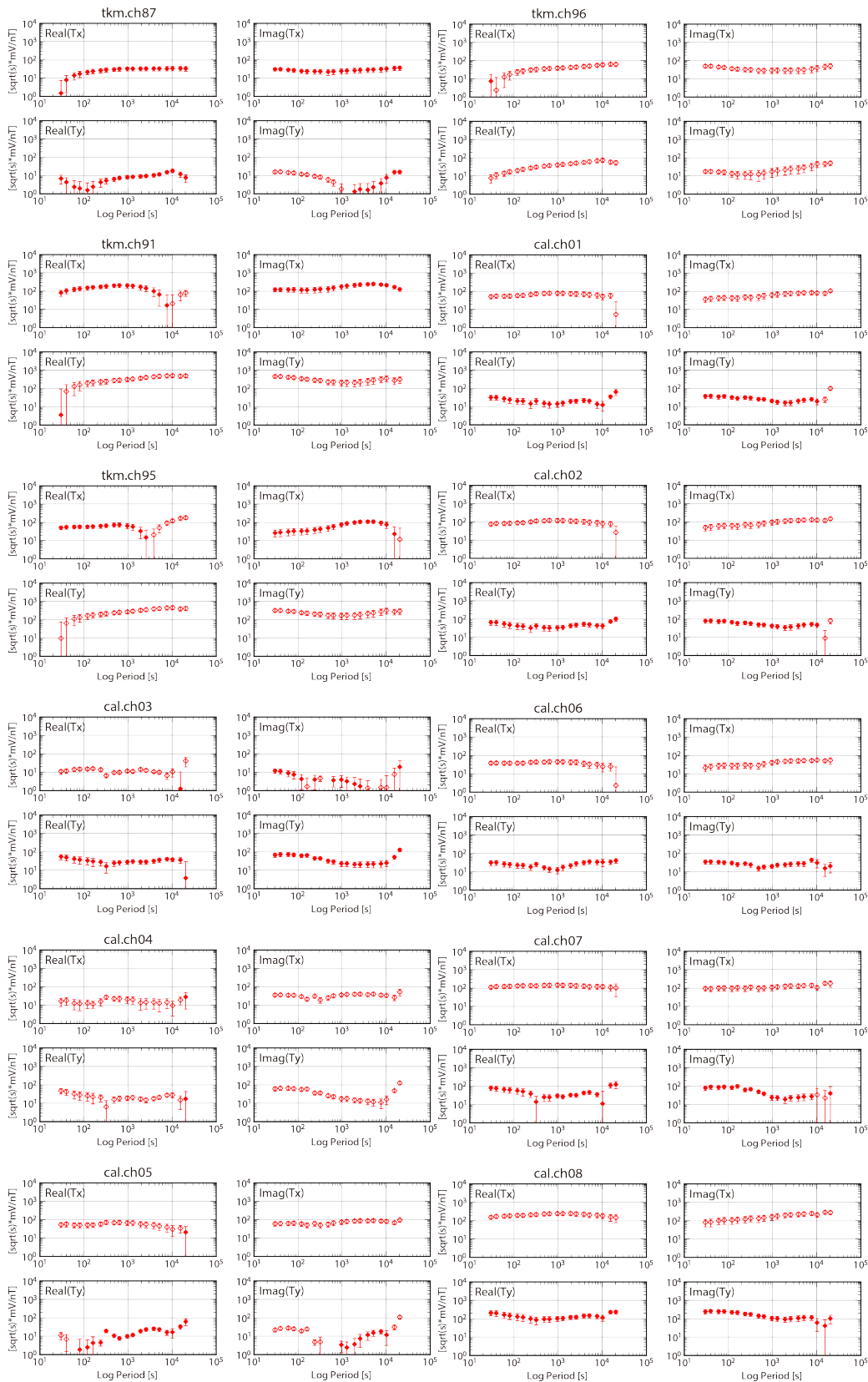


図 2.2-7(o). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探索曲線。

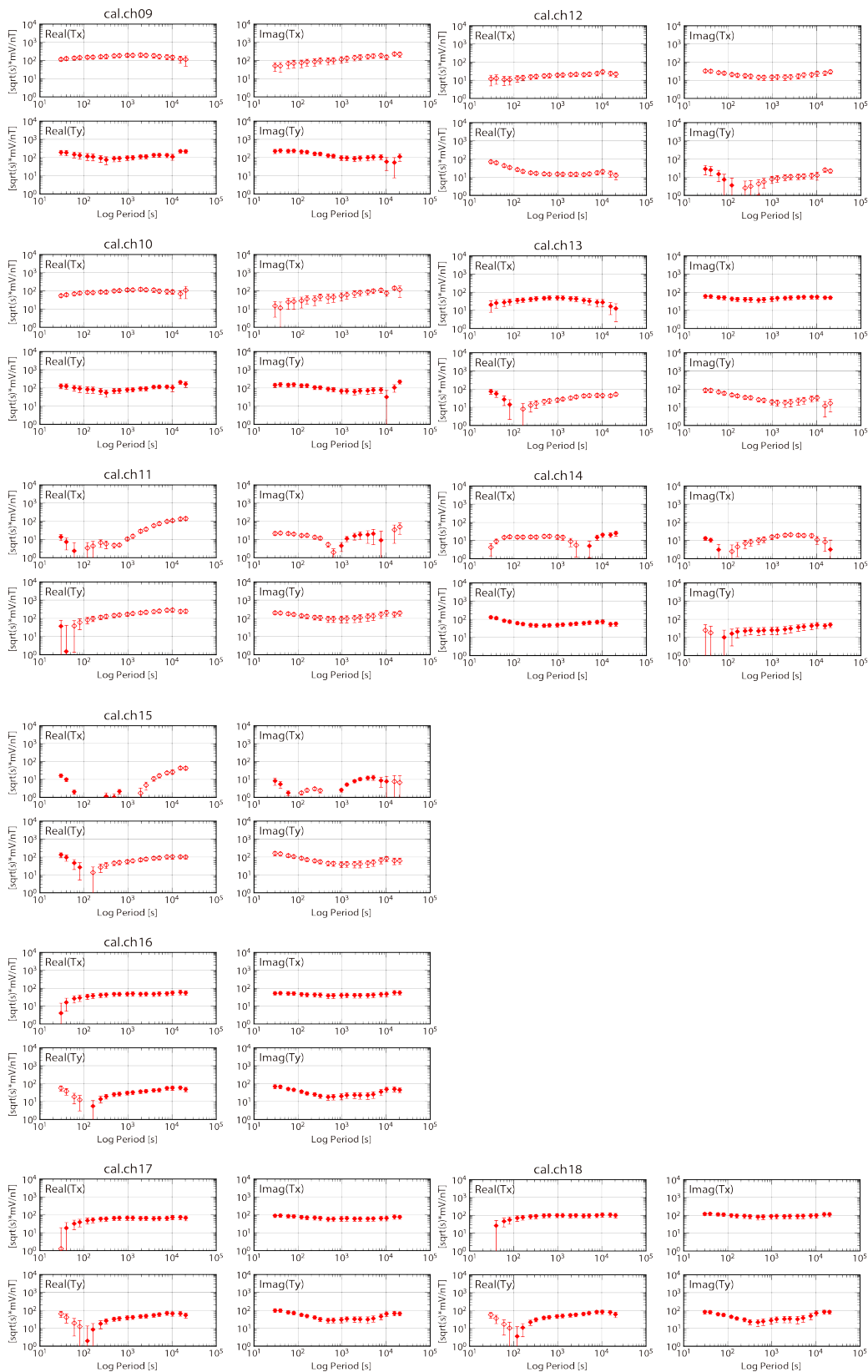


図 2.2-7(p). 気象庁鹿屋観測施設の常時観測による磁場データを使用し、リモートリファレンス処理には、気象庁柿岡地磁気観測所で常時観測されている磁場データを用いて求めたカルデラ内外の 190 ダイポールの応答関数の探査曲線。

(5) ネットワーク MT 法の既存データを用いての検討作業

阿蘇カルデラを含む九州全域では、1990年代にネットワーク MT 法観測が実施されている(図 2.2-8)。前委託研究(火山影響評価に係る技術知見の整備)においては、広帯域 MT 法観測データ(周期 0.005~2,380 秒)を用いて求めた阿蘇カルデラ地下の構造と比較検討するために、阿蘇カルデラが位置する別府-島原地溝に沿った領域において、再解析した既存のネットワーク MT 法観測データ(周期 640~10,240 秒)による 3 次元比抵抗構造解析を実施した(Hata et al., 2018b)。この既存データによる 3 次元比抵抗モデルは、広帯域 MT 法観測データによる比抵抗モデル同様に、阿蘇カルデラ地下に大局的な構造として、カルデラ北部の深度 20km 程度から中央火口丘(中岳付近)に向かって延びる顕著な低比抵抗異常のブロックの存在を示唆した。図 2.2-9 には、広帯域 MT 法観測データによる比抵抗構造モデルと同じ深度 2~2.5km, 6~7km, 9~10km, 11.5~13km, 15~17km, 20~24km の水平断面図、および、別府-島原地溝に沿った方向に中岳を通過する深度~50km までの鉛直断面を示す。鉛直断面からは、地溝の最西端部にあたる熊本平野の下(~15km 以深)にも、低比抵抗な領域が分布しており、深部流体あるいは火山性流体(マグマを含む)が潜在する可能性が示された。一方、一般的に探査深度が延びると考えられる長周期データを使用した本モデルにおいても、Abe et al. (2017)で示された阿蘇カルデラ西部の深度 15~23km の低速度異常領域 LB に対応するような顕著な低比抵抗異常ブロックは確認できず、阿蘇カルデラ西部の深部には、少なくとも、数 km を超える厚みを持つ顕著な低比抵抗異常ブロックは存在しない可能性が示唆された。しかしながら、比抵抗構造解析においては、構造解析に使用する周期の他に、観測点配置や観測点の広がり、さらには、モデルのグリッド間隔といった要素が、深さ方向のモデル解像度に影響を及ぼす。そこで、本委託研究では、新しく取得するネットワーク MT 法観測データの解析によって、特に下部地殻の構造を高解像度で得ることを目指して、既存データを用いて実施できる上記の要素の影響評価を令和 2 年度本委託研究の解析において実施した。

1) 3 次元比抵抗構造解析

インバージョン解析では、測定したネットワーク MT 法データの実際の基線長を考慮できるよう改変されたコード(Siripunvaraporn et al., 2004)を使用している。また、インバージョンモデル計算では、エラーが大きく信頼度が低いと考えられるデータについては、モデル計算に影響しないように設定している。以下には、平成 31~令和 3 年度本委託研究においてカルデラ内で取得した新しいネットワーク MT 法データによる 3 次元比抵抗構造解析モデルを示す前に、令和 2 年度本委託研究報告書に記載した旧ネットワーク MT 法データによる異なる 3 つの 3 次元比抵抗モデル(モデル 1[図 2.2-9], モデル 2[図 2.2-10], モデル 3[図 2.2-11])を使用して行った検討作業について再記載しておく。

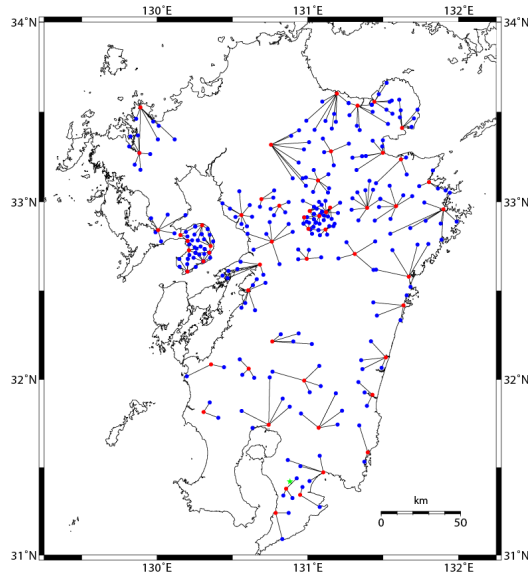


図 2.2-8. 1990 年代に実施された九州におけるネットワーク MT 法観測の電位差観測網の分布 (● : 観測ネットの中心点, ● : 支点, ☆ : 磁場点).

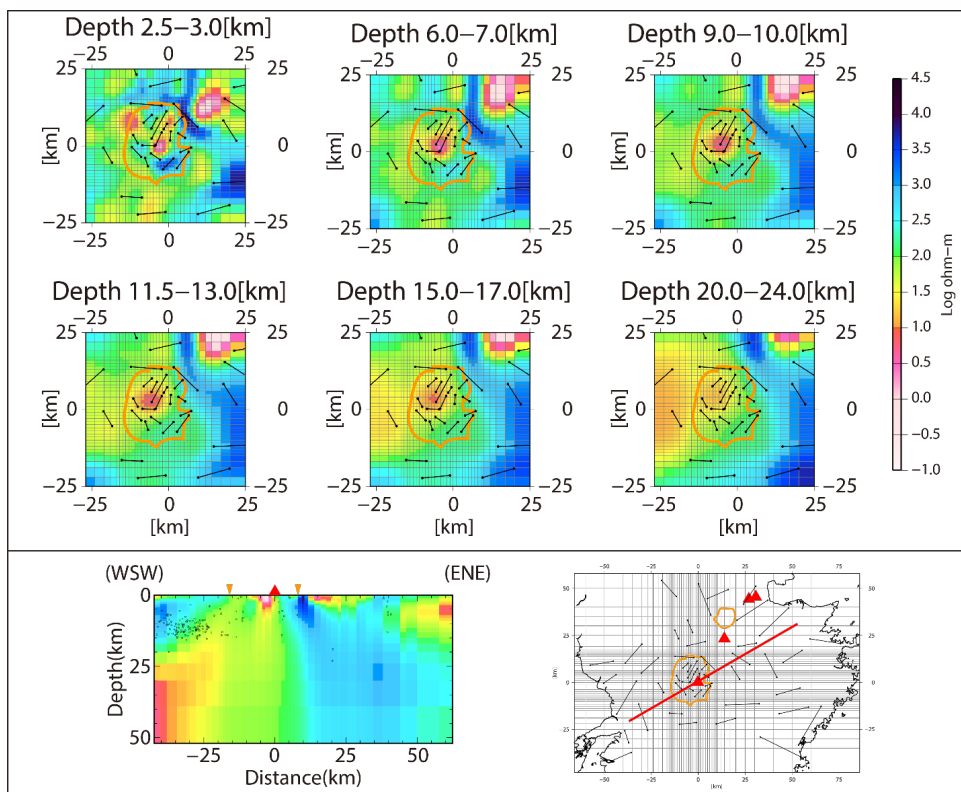


図 2.2-9 既存のネットワーク MT 法データを使用した 3 次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面 (上段), および, 中岳を横断する鉛直断面 (下段). 水平断面上のオレンジ色枠は, 阿蘇カルデラ. 端点に黒丸をもつ黒線は, ダイポールを表す. 鉛直断面上の○は震源分布, ▲は中岳, ▼はカルデラ壁の位置を示す. 地図上の赤線が, 鉛直断面の通過する位置を表す. 【Hata et al., 2018b より改訂引用】

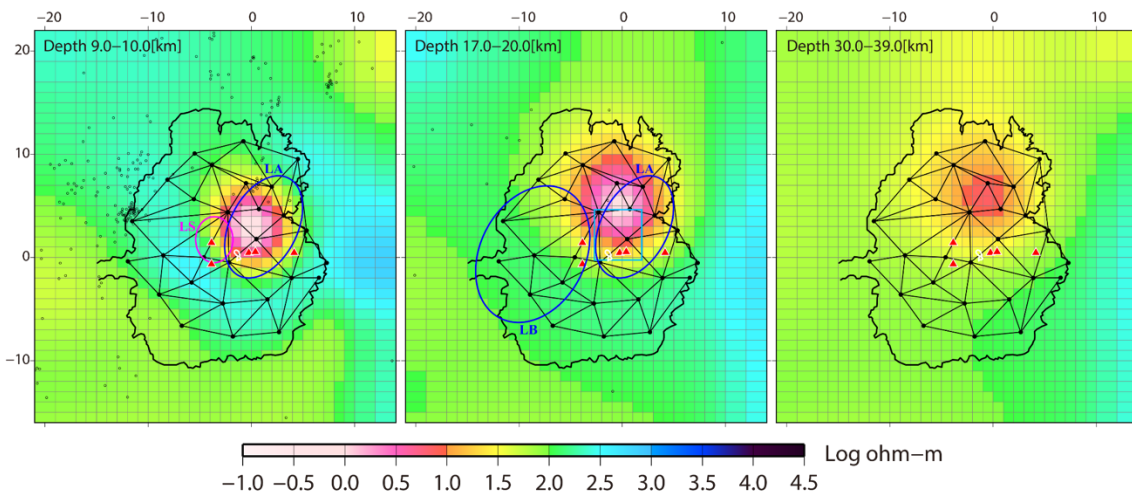


図 2.2-10. ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データを使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。その他のシンボルについては、図 2.2-1 と同様。

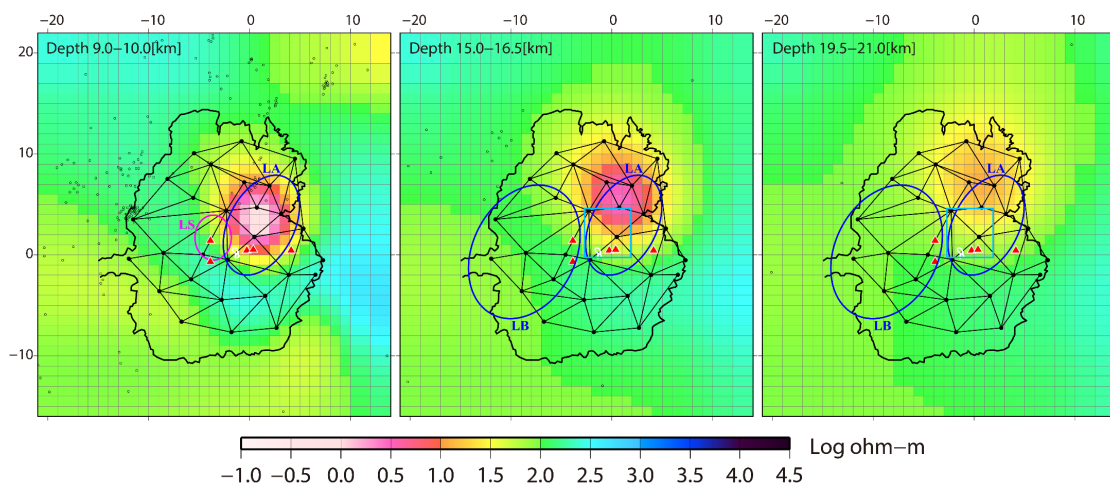


図 2.2-11. ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データ (1990 年代に測定) を使用して、さらに、深さ方向のグリッドを細かくして求めた 3 次元比抵抗構造モデル (RMS 残差 1.25) の阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。その他のシンボルについては、図 2.2-1 と同様。

モデル 1 : 別府-島原地溝に沿った領域の 3 次元比抵抗構造モデル

モデル 1 のインバージョン解析では、別府-島原地溝の全域に阿蘇カルデラを中心とした 50 ダイポールを配置して (図 2.2-9), 9 周期 (640~10,240 秒) の応答関数を入力データとした 3 次元比抵抗インバージョン解析を行った。入力データのサイズは、 $50 \times 9 \times 4$ (測線数 \times 周期数 \times 応答関数の数。応答関数は複素数であることから $2 \times 2 = 4$ となる。) である。初期構造モデルには、南北 61, 東西 57, 鉛直 34 のセルで構成した $580 \text{ km} \times 580 \text{ km} \times 500 \text{ km}$ (海面より上の地形を含まず) の領域について、陸地 $100 \Omega \text{ m}$, 海水 $0.33 \Omega \text{ m}$ の比抵抗値を与え、海水以外の

ブロックの比抵抗値を変化させ最適な構造モデルを求めた。モデル水平面のセルは、阿蘇カルデラから離れるにしたがって大きくなっていくように設定しており、最小セルのサイズは、阿蘇カルデラ付近の1×1kmであり(図 2.2-9)、最大セルのサイズは、60×60kmである。また、鉛直方向のグリッドサイズは、0.01~150kmで深度が増すにつれて大きくなるように設定した。さらに、インバージョン解析では、与えるエラーフロアの値を2段階で下げることで、データフィットが徐々に良くなっていくように設定した。先ず、1段階目のインバージョンでは、比較的大きなエラーフロア20%を与えて計算を行わせることで大局的な構造を求め、最終的に、2段階目のインバージョンで、1段階目のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与えると共に、より小さなエラーフロア5%を与えて計算を行わせることで、RMS 残差 1.45 の最適モデルを得た。

モデル 2 : 阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル①

モデル 2 は、インバージョン解析に用いるデータのダイポール配置と得られる構造の精度の関係を検討するために構築したモデルである。図 2.2-10 には、カルデラ内に 65 測線のダイポール(仮想ダイポールを含む)を網目状に配置して求めた 3 次元比抵抗モデルの水平断面(9-10km, 17-20km, 30-39km)を示す。本モデルの初期構造モデルは、先のモデル(モデル 1)と同様の、南北 61, 東西 57, 鉛直 34 のセルで構成した 580 km×580 km×500 km(海水面より上の地形を含まず)の領域に、陸地 100Ωm, 海水 0.33Ωm の比抵抗値を与えたモデルである。使用周期も同様に 9 周期(640~10,240 秒)であるが、ダイポール数が異なることから、インバージョン解析における入力データサイズは、65×9×4(測線数×周期数×応答関数の数)となっている。また、本モデルのインバージョン解析では、与えるエラーフロアの値を 3 段階で下げる設定にした。各段階でのエラーフロアは、20%, 10%, 5%の順で与え、前段階のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与える計算を繰り返し、最終的に、RMS 残差 1.23 の最適モデルを得た。

モデル 3 : 阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル②

モデル 3 は、インバージョン解析によって得られる下部地殻の構造の精度向上を図るために、深さ方向のグリッド間隔による影響を評価する目的で構築したモデルである。使用したデータは、65 測線のダイポール(仮想ダイポールを含む)を網目状に配置したモデル 2 と同様のデータである。一方で、使用周期は、12 周期(480~20,480 秒)に増やしている。従って、インバージョン解析における入力データサイズは、65×12×4(測線数×周期数×応答関数の数)となっている。図 2.2-11 には、求めた 3 次元比抵抗モデルの水平断面(9-10km, 15-16.5km, 19.5-21km)を示す。本モデルの初期構造モデルは、使用する周期を長周期側に伸ばしたこと、および、深さ方向のグリッドを細かくしたことから、セル数(南北 67, 東西 63, 鉛直 45)と計算領域(1,100 km×1,100 km×510 km; 海水面より上の地形を含まず)ともに拡大しているが、陸地 100Ωm, 海水 0.33Ωm の比抵抗値を与えたモデルである。ここで、地殻での深さ方向のグリッド間隔の違いについて、表 2.2-1 に示しておく。また、本インバージョン解析でも、与えるエラーフロアの値は 20%, 10%, 5%の順の 3 段階で下げる設定にしており、

前段階のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与える計算を採用した。そして、最終的に、RMS 残差 1.25 の最適モデルを得た。

表 2.2-1. モデル 1&2, および, モデル 3 の地殻での深さ方向のグリッド間隔の違い

モデル 1&2		モデル 3	
深度 [km]	グリッド間隔 [km]	深度 [km]	グリッド間隔 [km]
10.0	1.5	10.0	1.0
11.5	1.5	11.0	1.0
13.0	2.0	12.0	1.5
15.0	2.0	13.5	1.5
17.0	3.0	15.0	1.5
20.0	4.0	16.5	1.5
24.0	6.0	18.0	1.5
30.0	9.0	19.5	1.5
39.0		21.0	1.5
		23.0	2.0
		25.0	2.0
		27.0	2.0
		29.0	2.0
		31.0	3.0
		34.0	3.0
		37.0	3.0
		40.0	

2) 3次元比抵抗構造モデルの比較

上記の3つの3次元比抵抗モデル(モデル1-3)を用いた比較検証により、既に以下のような結果がこれまでの委託研究で得られており再記載する。まず、モデル1とモデル2の比較からは、仮想ダイポールを含めた網目状のダイポール配置で対象領域を隙間なく覆うことで、モデルの解像度向上を図れることが示されている。さらに、モデル2とモデル3の比較からは、下部地殻の深さ方向のグリッドサイズをより細かく設定することで、下部地殻の異常域の上端や下端についての議論の不明瞭さを緩和できることが示唆されている。これらの検証結果を踏まえ、令和3年度本委託研究の解析では、平成31~令和2年度本委託研究においてカルデラ内で実施したネットワークMT法観測データを用いた3次元比抵抗構造解析を実施した。

3) 3次元比抵抗構造モデルによる阿蘇カルデラ西部の深部異常域への感度についての検証

ダイポール配置, および, 深さ方向のグリッド間隔の最適化を図り, 3次比抵抗構造モデルの特に下部地殻解像精度の向上を行ったモデル3においても, Abe et al. (2017)で示された阿蘇カルデラ西部の深度15~23kmの低速度異常領域LBに対応するような低比抵抗異常ブロックは検出されなかった. そこで, 低速度異常領域LBに対応するような低比抵抗異常ブロックの有無, および, LBに対応する領域へのモデル感度をさらに検証するため, 最適モデル(モデル3)において感度検定を実施した. この感度検定は, 低速度異常領域LBの分布する領域(図2.2-12; 深度15~23km)に, 低比抵抗異常ブロックを挿入した構造モデル(感度検定モデル)を作成し, その感度検定モデルに対してフォワード計算を適用するというものである. 挿入した低比抵抗異常ブロックの比抵抗値は, 40 Ωm, 30 Ωm, 25 Ωm, 15 Ωm, 10 Ωm, 5 Ωmの6パターンである. それぞれの感度検定モデルに対して計算されたRMS残差は, 1.26, 1.28, 1.30, 1.36, 1.43, 1.55となり最適モデルに対するRMS残差1.25から増加し, 比抵抗値を下げるに従って観測値と一致しない方向にずれていくことを示した. このRMS残差の変化が, モデル間の有意な差を示す値であるかを確認するため, 自由度 $65 \times 4 \times 12 - 1$ (測点数 \times 成分数 \times 周波数 -1)で95%信頼区間のF分布検定を行った. その結果, RMS残差の値が1.29を超えるモデルは, 最適モデルとは有意な差をもつモデルとして判定できることが分かった. 感度検定モデルのRMS残差は, 40 Ωmと30 Ωmの低比抵抗異常ブロックを挿入したモデルを除いて1.29を超えることから, 低速度異常領域LBに対応するような顕著な低比抵抗異常が存在する場合は, モデルに異常として解像出来る可能性が高いと結論付けられる. 一方で, 3次元比抵抗構造解析の深さ方向のモデル解像度には, 観測点の面的な分布(広がり)が影響を及ぼす. そこで, 平成31~令和2年度本委託研究におけるネットワークMT法観測では, 既存ネットワークMT法観測データのダイポール配置がカルデラ内に限定されるのに対して, カルデラ外側を1周取り巻く配置の40km四方にわたる領域でデータ取得を行った(図2.2-4).

ここで, 平成27~28年度委託研究(火山影響評価に係る技術知見の整備)で取得した100観測点の広帯域MT法データによって求めた3次元比抵抗構造モデル(Hata et al., 2018a)に対して実施した, 同様の手法による下部地殻の異常域への感度検定の結果についても再述しておく(図2.2-13). 低速度異常領域LBに対応する領域に挿入した低比抵抗異常ブロックの比抵抗値は, 同様に40 Ωm, 30 Ωm, 25 Ωm, 15 Ωm, 10 Ωm, 5 Ωmの6パターンである. それぞれの感度検定モデルに対して計算されたRMS残差は, 1.82, 1.82, 1.82, 1.83, 1.83, 1.84となり最適モデルに対するRMS残差1.82から, ほぼ変化しないことを示した. また, モデル間の有意な差を示す値の指標となるF分布検定(自由度 $100 \times 12 \times 16 - 1$ (測点数 \times 成分数 \times 周波数 -1)の95%信頼区間で実施)では, RMS残差の値が1.84を超えるモデルが, 最適モデルと有意な差をもつモデルとして判定できるという結果であった. このことから, 広帯域MT法データによって求めた3次元比抵抗構造モデルのみでは, 低速度異常領域LBに対応するような低比抵抗異常の存在を議論するのは難しいということが判った.

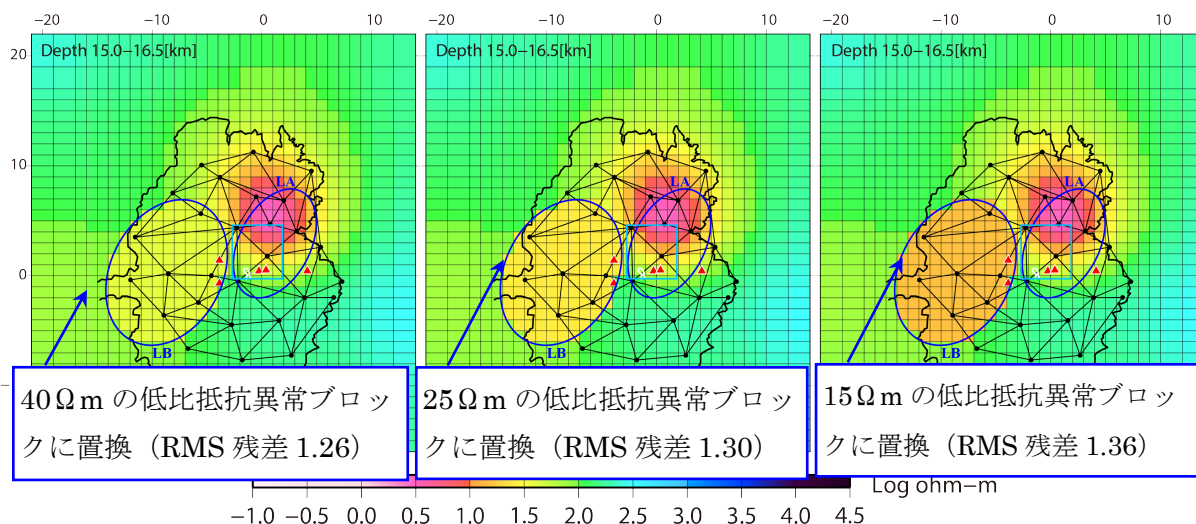


図 2.2-12. ダイポールを網目状に配置した既存のネットワーク MT 法データ（1990 年代に測定）を使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルに、地震波トモグラフィー解析によって推定された深度 15~23km の S 波の低速度異常領域 LB (Abe et al., 2017) の領域に低比抵抗異常領域（深度 15~23km の LB の領域）を置いたフォワード解析による検証モデル例。各フォワード解析モデルの RMS 残差が最適モデルの RMS 残差 1.25 から変化していることから、長周期のネットワーク MT 法データを図のような網目状に配置すれば、各モデルのような低比抵抗異常領域が存在する場合には、異常として解像することが可能だと考えられる。

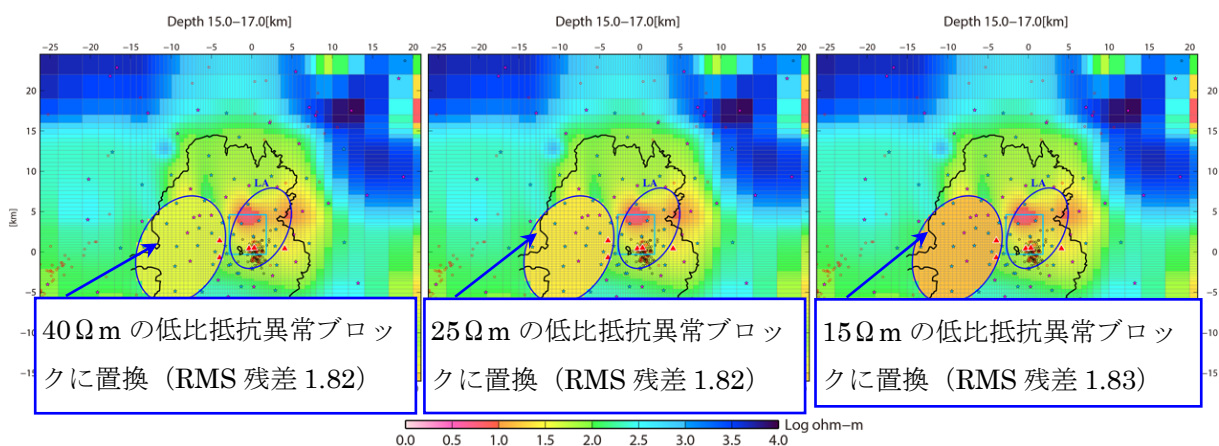


図 2.2-13. 平成 27~平成 28 年度委託研究（火山影響評価に係る技術知見の整備）で取得した 100 観測点の広帯域 MT 法データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデル (Hata et al., 2018a) に、地震波トモグラフィー解析によって推定された深度 15~23km の S 波の低速度異常領域 LB (Abe et al., 2017) の領域に低比抵抗異常領域（深度 15~23km の LB の領域）を置いたフォワード解析による検証モデル例。各フォワード解析モデルの RMS 残差は最適モデルの RMS 残差 1.82 から、ほぼ変化しない。

(6) 新ネットワーク MT 法観測データによる 3 次元比抵抗構造解析モデル

新モデル 1 : 阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル①'

令和 3 年度本委託研究では、「(5) ネットワーク MT 法の既存データを用いての検討作業」の結果を踏まえて、既にデータ解析を終えていたカルデラ内 7 エリアの電位差観測網で平成 31 ~令和 2 年度本委託研究において取得したデータを使用した 3 次元比抵抗構造解析を実施した。本モデルのインバージョン解析では、78 測線のダイポール（仮想ダイポールを含む）を網目状に配置したデータを使用している。ダイポール配置については、1990 年代に実施した観測の旧データと全く同じにすることは難しかったので行っていないが、使用周期については、同じ 12 周期（480~20,480 秒）である。従って、入力データサイズは、 $78 \times 12 \times 4$ （測線数 \times 周期数 \times 応答関数の数）となっている。また、本モデルの初期構造モデルは、下部地殻の構造の精度向上を図るために深さ方向のグリッド間隔の最適化に考慮したモデル 3 と同様の、セル数（南北 67, 東西 63, 鉛直 45）と計算領域（1,100 km \times 1,100 km \times 510 km ; 海水面より上の地形を含まず）である。そして、陸地 100 Ω m, 海水 0.33 Ω m の比抵抗値を与えている。図 2.2-14 には、求めた 3 次元比抵抗モデルの水平断面（9~10km, 15~16.5km, 19.5~21km）を示す。さらに、本インバージョン解析でも、与えるエラーフロアの値は 20%, 10%, 5%の順の 3 段階で下げる設定にしており、前段階のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与える計算を採用している。最終的に採用した最適モデルの RMS 残差は、1.70 となっている。

新モデル 2 : 阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル②'

本年度は先ず、より浅部の構造にも感度を持つようにインバージョン解析に使用するデータの短周期側への拡張を行った。そのため、短周期データに現れる収録装置に関する特性補正を施した。そして、本モデルのインバージョン解析では、カルデラ内に網目状に配置した 78 測線のダイポール（仮想ダイポールを含む）の 20 周期（30~20,480 秒）のデータを使用した。よって、入力データサイズは、 $78 \times 20 \times 4$ （測線数 \times 周期数 \times 応答関数の数）となっている。初期構造モデルについては、下部地殻の構造の精度向上を図るために深さ方向のグリッド間隔の最適化に考慮したモデル 3 と同様の、セル数（南北 67, 東西 63, 鉛直 45）と計算領域（1,100 km \times 1,100 km \times 510 km ; 海水面より上の地形を含まず）とし、陸地 100 Ω m, 海水 0.33 Ω m の比抵抗値を与えている。図 2.2-15 には、求めた 3 次元比抵抗モデルの水平断面（9~10km, 15~16.5km, 19.5~21km）を示す。さらに、これまでと同様に本インバージョン解析でも、与えるエラーフロアの値は 20%, 10%, 5%の順の 3 段階で下げる設定にしており、前段階のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与える計算を採用している。得られた最適モデルの RMS 残差は、2.90 である。

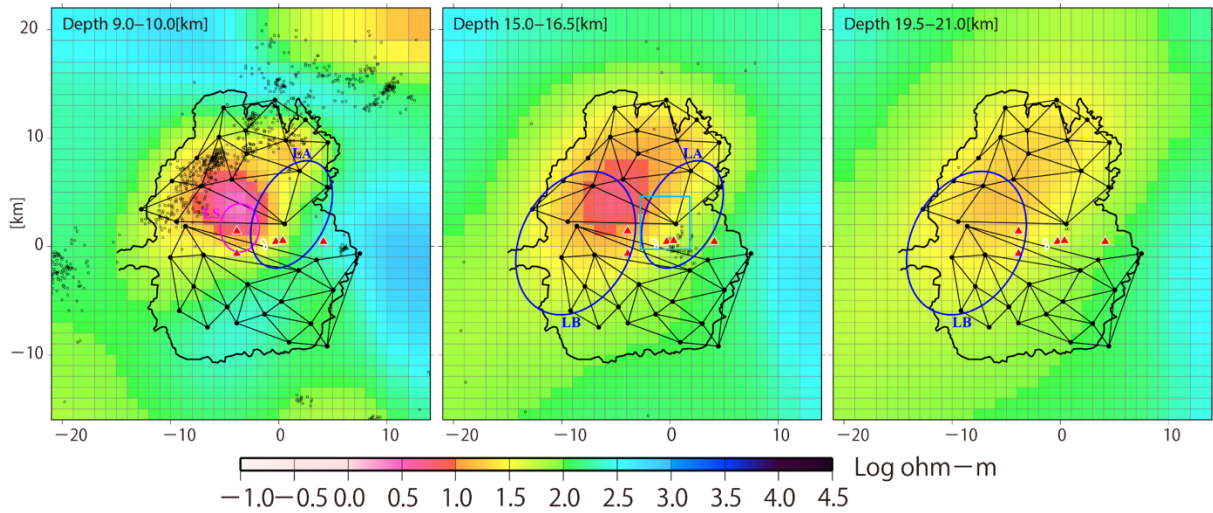


図 2.2-14. ダイポールを網目状に配置した新ネットワーク MT 法データ (480~20,480 秒の 12 周期) を使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデル (RMS 残差 1.70) の阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。

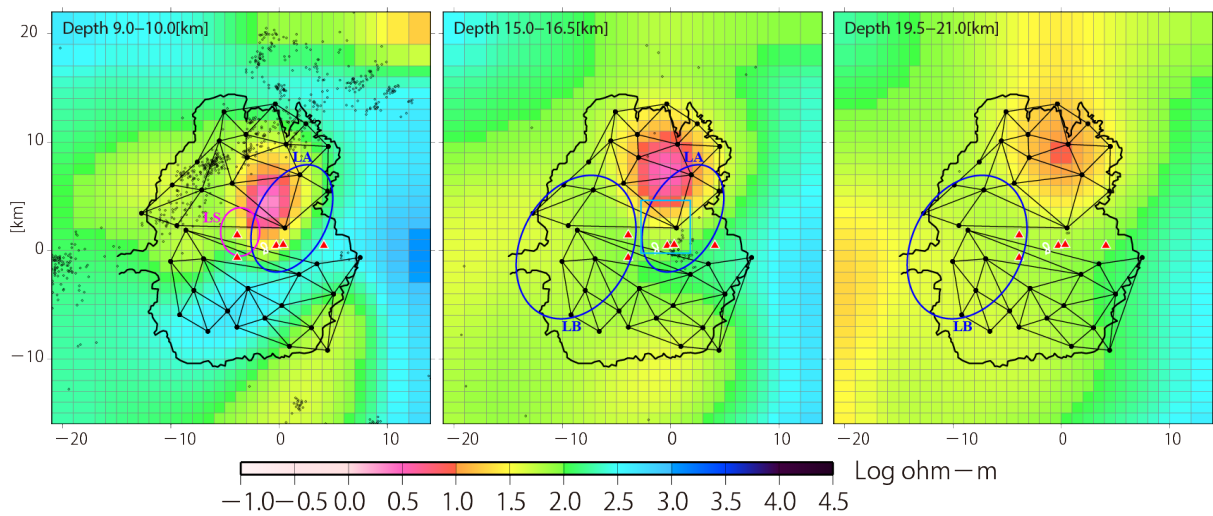


図 2.2-15. ダイポールを網目状に配置した新ネットワーク MT 法データ (30~20,480 秒の 20 周期) を使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデル (RMS 残差 2.90) の阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。

新モデル 3 : 阿蘇カルデラの 3 次元比抵抗構造モデル③'

続いて、本年度は、カルデラ内外の 24 エリアの電位差観測網で取得した全データのデータ解析を終えたことにより、カルデラを完全に覆う領域のダイポール配置のデータを使用した 3 次元比抵抗構造解析に至った。本モデルのインバージョン解析では、190 測線のダイポール（仮想ダイポールを含む）を網目状に配置したデータを使用している。使用周期は、短周期側に拡張した 20 周期（30～20,480 秒）である。従って、入力データサイズは、 $190 \times 20 \times 4$ （測線数×周期数×応答関数の数）の大サイズとなっている。また、初期構造モデルについては、下部地殻の構造の精度向上を図るために深さ方向のグリッド間隔の最適化に考慮したモデル 3 と同様の、セル数（南北 67，東西 63，鉛直 45）と計算領域（1,100 km×1,100 km×510 km；海水面より上の地形を含まず）とし、陸地 $100\Omega\text{m}$ ，海水 $0.33\Omega\text{m}$ の比抵抗値を与えている。図 2.2-16 には、求めた 3 次元比抵抗モデルの水平断面（9～10km, 15～16.5km, 19.5～21km）を示す。さらに、これまでと同様に本インバージョン解析でも、与えるエラーフロアーの値は 20%，10%，5%の順の 3 段階で下げる設定にしておき、前段階のインバージョンで得られた最適モデルを初期構造モデルとして与える計算を採用している。最終的に採用した最適モデルの RMS 残差は、2.39 となっている。

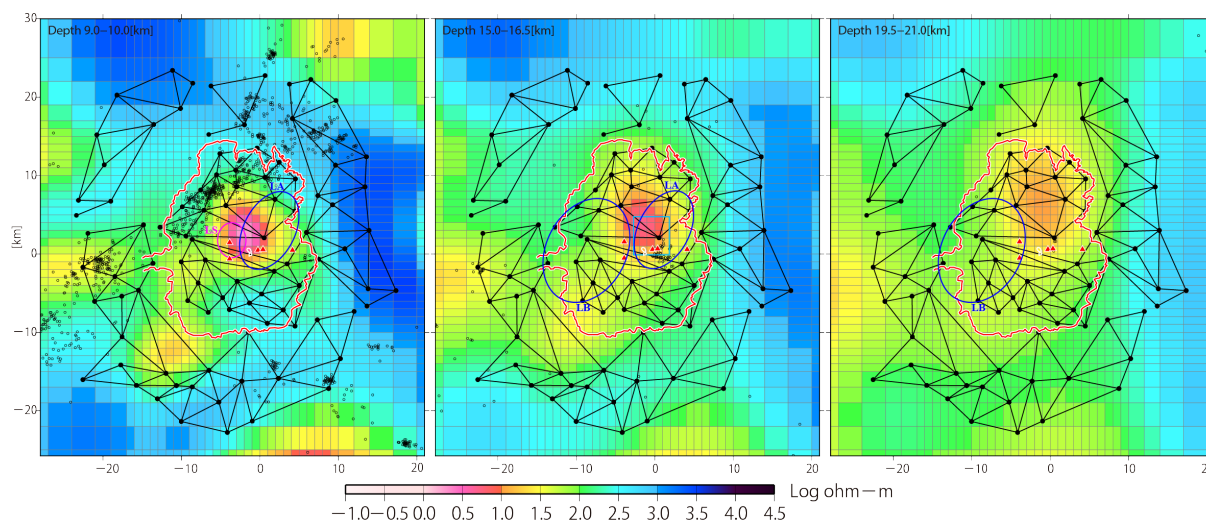


図 2.2-16. 阿蘇カルデラ内外にダイポールを網目状に配置した新ネットワーク MT 法データ（30～20,480 秒の 20 周期）を使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデル（RMS 残差 2.39）のカルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。

(7) まとめ

阿蘇カルデラの下部地殻（～15km 以深）におけるマグマ供給系の存在有無を検討および評価することを目的として、平成 31～令和 3 年度本委託研究で、阿蘇カルデラを完全に覆う領域でのネットワーク MT 法の観測網を構築した。最終的な解析で得られたモデルには、これまでの広帯域 MT 法観測データ（周期 0.005～2,380 秒）によるモデル（図 2.2-2）と既存のネットワーク MT 法観測データ（周期 480～20,480 秒）によるモデル（図 2.2-10, -11）に現れたカルデラ北東域の深部から中央火口丘に向かってせり上がる低比抵抗異常ブロックよりも西側に移動したように見える低比抵抗異常ブロック（図 2.2-14）が存在した。この特徴は、広帯域 MT 法データによって求めた 3 次元比抵抗構造モデル（Hata et al., 2016; 2018a）、および、既存のネットワーク MT 法観測データ（1990 年代の観測データ）によって求めた 3 次元比抵抗構造モデルに表れた北東域の深部から中央火口丘に向かってせり上がる低比抵抗異常ブロックとは異なるものであった。しかしながら、同じダイポール配置で、インバージョン解析に使用するデータをより浅部（細部）に感度を持つように短周期側まで拡張したデータ（周期 30～20,480 秒）によるモデルでは、これまで同様のカルデラ北東域の深部から中央火口丘に向かってせり上がる低比抵抗異常ブロックが現れた（図 2.2-15）。また、カルデラを完全に覆うダイポール配置のデータセットを作成して求めたモデルにおいても、同様のカルデラ北東域の深部から中央火口丘に向かってせり上がる低比抵抗異常ブロックが現れるという結果であった（図 2.2-16）。検証の結果、本モデル解析のグリッドサイズにおいて、最短周期 480 秒のデータを使用してインバージョン解析を実施してしまうと数 km の不確実性が出てしまうことが分かった。一方で、このことから、阿蘇カルデラ地下の低比抵抗異常ブロックから推定されるマグマ供給系は、約 30 年の期間において同じ経路に存在している可能性が示唆された。さらに、異なる観測手法、異なる時期のデータセットを用いた電磁気学的な一連の本研究からは、阿蘇カルデラの下部地殻（～15km 以深）に顕著かつ巨大なマグマ供給系の存在は示唆されないとの結果が得られた。

(8) ネットワーク MT 法観測点の撤去

平成 31～令和 3 年度本委託研究で設置された以下の観測機器は、設置を請け負った NTT ビジネスソリューション株式会社により、全て撤去された。

1) NTT 基地局

南小国（熊本県阿蘇郡南小国町大字赤馬場 1 9 8 3-3）

黒川（熊本県阿蘇郡南小国町大字満願寺 6 7 3 5-3）

2) 電極埋設地点

熊本西原（6 か所）、熊本大津（7 か所）、旭志（4 か所）、黒川（4 か所）、南小国（6 か所）、水源（5 か所）、金内（5 か所）、名連川（4 か所）、矢部清和（5 か所）、矢部柏（6 か所）、草部（4 か所）、津留（6 か所）、御船七滝（3 か所）、矢部（3 か所）、波野（6 か所）、産山（6 か所）、上津江（4 か所）の 17 地域の合計 84 か所。

引用文献

- Abe, Y., Ohkura, T., Shibutani, T., Hirahara, K., Yoshikawa, S., & Inoue, H. (2017). Low-velocity zones in the crust beneath Aso caldera, Kyushu, Japan, derived from receiver function analyses. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 2013–2033.
- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of the Magneto Telluric Method of Geophysical Prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.
- Chave, A.D., & Thomson, D.J. (2004). Bounded influence estimation of magnetotelluric response functions. *Geophysical Journal International*, 157, 988-1006.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., & Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference, *Geophysics*, 44, 53-68.
- Egbert, G.D., Booker, J.R., & Schultz, A. (1992). Very long period magnetotelluric at Tucson Observatory: estimation of impedance, *J. Geophys. Res.*, 97, 15113-15128.
- 藤井郁子 (2004), 確率差分法を用いた火山性全磁力変動の抽出手法, 地磁気観測所テクニカルレポート, 2-1, 1-17.
- 藤井 郁子 & シュルツ A. (1999). 地球磁場観測ネットワークデータの解析手法について (その1) . CA 研究会 1999 年論文集, 97-104.
- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T., and Utsugi, M. (2016). Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure, *Geophys. Res. Lett.*, 43.
- Hata, M., Matsushima, N., Takakura, S., Utsugi, M., Hashimoto, T., & Uyeshima, M. (2018a). Three - Dimensional Electrical Resistivity Modeling to Elucidate the Crustal Magma Supply System Beneath Aso Caldera, Japan. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 123, 6334–6346.
- Hata, M., Uyeshima, M., Tanaka, Y., Hashimoto, T., Oshiman, N., & Yoshimura, R. (2018b). Three - Dimensional Electrical Resistivity Distribution Beneath the Beppu-Shimabara Graben with a Focus on Aso Caldera, Southwest Japan Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 123, 6397–6410.
- 国土地理院. (2004). 阿蘇火山周辺の地殻変動. 噴火予知連絡会会報, 88, 106-110.
- Parkinson, W.D. (1962). The Influence of Continents and Oceans on Geomagnetic Variations. *Geophysical Journal International*, 6, 441-449.
- Siripunvaraporn, W., Uyeshima, M., & Egbert, G. (2004). Three-dimensional inversion for Network-Magnetotelluric data. *Earth Planets Space*, 56, 893–902.
- Sudo, Y., & Kong, L.S.L. (2001). Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, 63, 326-344.
- Uyeshima, M. (1990). Application of network MT method to the study of electrical conductivity structure in the eastern part of Hokkaido. PhD thesis, Univ. of Tokyo.
- 上嶋 誠. (1995). 通信回線網を用いて地球内部をのぞく試み-ネットワーク MT 法-, 電子情報通信学会誌, 78-6, 584-588