

3 火山モニタリング評価のための調査研究

3.1 カルデラ噴火前兆評価シミュレーション技術開発

【実施内容】

本研究においては、平成 29 年度までに検証された粘弾性地殻変動モデルの振る舞いを、噴火にともなうマグマ排出及びその前後におけるマグマ供給に対する地殻の応答に適用し、その振る舞いを始良カルデラにおける事例に応用することにより、同カルデラ下におけるマグマ蓄積の様子や地殻の粘性率について、次のような制約を与えることができた：(1) 弾性地殻下の粘弾性地殻の有効粘性率は $\sim 5 \times 10^{18}$ Pa s であり、(2) 深さ $\sim 10\text{-}15$ km でのマグマの定置の始まりは 1914 年噴火の ~ 50 年前にはじまり、そこへのマグマ供給は噴火前後において少なくとも ~ 0.01 km³/yr である。このように制約された粘弾性モデルの振る舞いにより、1914 年の噴火後の 50 年間程度におけるマグマ蓄積量は弾性体モデルによる見積もりよりも小さく、しかしそれ以降については弾性体モデルによる見積もりよりも \sim 数倍大きくなることが、予測された。また、弾性体モデルの振る舞いを外挿されて求められていた 1914 年噴火直前の隆起量が、その 3 分の 1 程度でしかなかったことも予測することができた。本研究により、噴火にともなうマグマ排出前後の測地信号について、地殻の粘弾性を考慮して再解析する必要性を提案することができた。

【研究成果】

(1) はじめに

火山性地殻変動は地殻の弾性に従ってよく解析されてきたが、そこにおいては、時間変動をみせる地面の動きを説明するには力源の時間変動を考えるよりほかなかった(e.g., Mogi, 1958)。しかし、マグマの排出やその前後の供給の両方に対して粘弾性地殻の応答を無視できないのは、火山域においてはその下に存在するであろうマグマにより地温勾配が高くなっており、それにしたがって、地殻の有効粘性率も大きく減じられているだろうと考えられるからである(e.g., Noonan and Chadwick, 2009; Yokoyama, 2013; Segall, 2016, 2018; Yamasaki et al., 2018)。したがって、地殻の粘弾性という視点を持って、火山性地殻変動を再検討する必要がある、それをすることにより上部地殻内におけるマグマの収支に関する概要をより明確にできることが期待される。

九州南部に位置する始良カルデラにおける測地観測により(図 3.1-1)、マグマの給入排出にともなう地表面動に地殻の粘弾性がどのような効果を持つのかを調べる絶好の機会が与えられる。カルデラ南縁における 1914 年桜島噴火の前から地面の動きが測地的に制約されてきており、それによると 1914 年の噴火時に大きく沈降した地表面は、徐々に回復してきており、その振る舞いは全般的に指数関数に従うようなものであるが、主に 1946 年の噴火によりそれからの逸脱も見て取ることができる(e.g., Omori, 1916; Sassa, 1956; Eto et al., 1997; Yamashina, 2013; Yamamoto, 2013)。

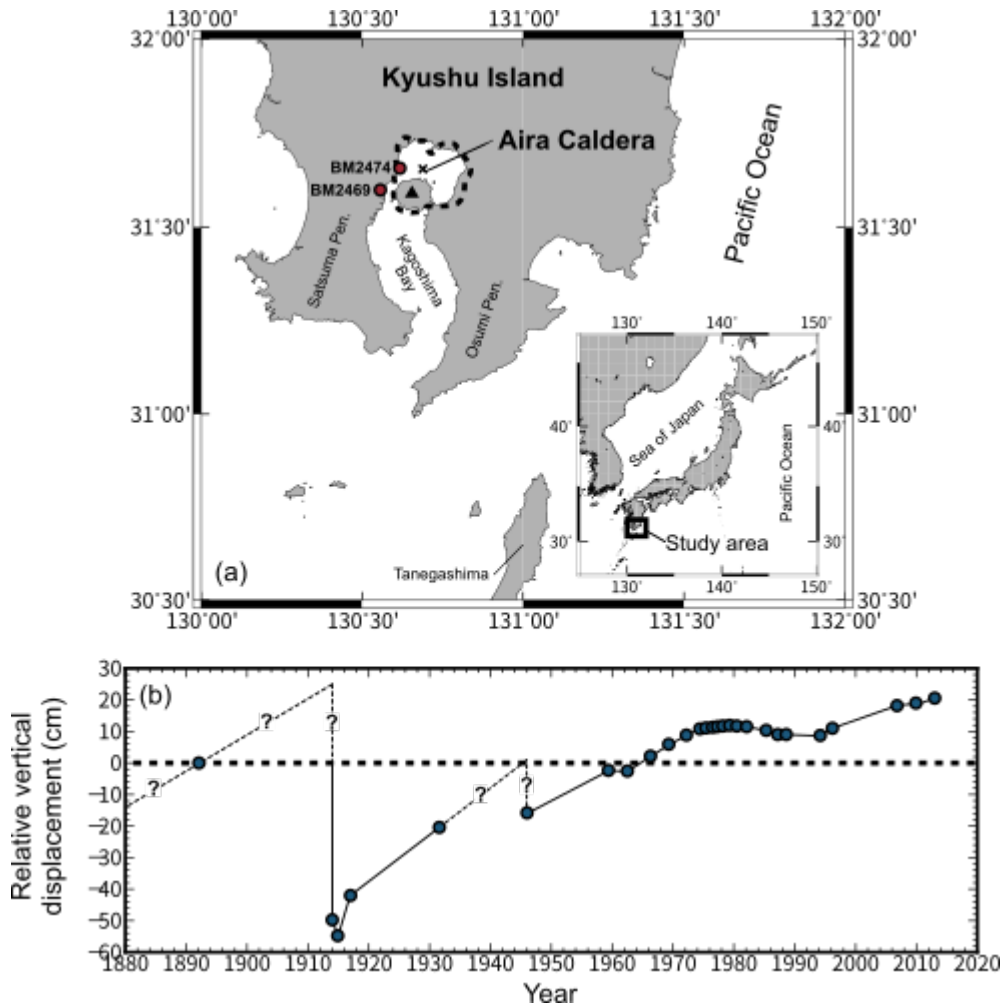


図 3.1-1 (a) 研究調査地域. (b) 1914 年噴火(大正噴火)前後における BM2474 における BM2469 に対する相対鉛直変位の時間変化；ただし 1982 年を時間変化の基準としている(e.g., Omori, 1916; Sassa, 1956; Eto et al., 1997; Yamashina, 2013; Yamamoto, 2013).

そのような 1914 年以降の地表面回復現象を使って、マグマの蓄積(再供給)量が推定されてきた。Iguchi et al. (2008)は、Mogi (1958)のモデルを 1996 年から 2007 年の期間における GNSS 観測、特にその水平成分、に適用し、その期間における力源の深さを 11 km、そしてマグマ溜まりの体積変化が $\sim 0.09 \text{ km}^3$ (供給率は $\sim 0.007 \text{ km}^3/\text{yr}$)と推定している。より最近の Hickey et al. (2016)は、Iguchi (2008)で用いた同じ期間の GNSS 観測を 3 次元の不均質弾性モデルに適用して、その期間におけるマグマ溜まり内の圧力の時間変化を求めているが、マグマ溜まりの体積変化それ自体は概ね Iguchi et al. (2008)と同程度である。しかし Hickey et al. (2016)は、粘性率の温度依存性を考慮した標準線型粘弾性モデルを構築し、粘弾性の効果により必要となる圧力増加は弾性モデルにくらべて 15%ほど減じられることも示している。

一方、Yamasaki et al. (2018) や Yamasaki and Kobayashi (2018)は、上部地殻におけるシルの定置が発達するにしたがい地表面は隆起するが、その下の粘弾性層における応力緩和がシルの

定置による地表面隆起を減じさせることを明らかにしている。このことは、地表面のインフレーションを示す測地観測に弾性モデルを適用して解析することは、推定されるマグマ蓄積量を過小評価してしまう可能性があることを我々に知らしめてくれている。しかしもし、その地表面のインフレーションが噴火後のものであるなら、マグマ蓄積量の評価には、噴火時のマグマ排出にとまらぬ力源の収縮に対する粘弾性応答を考慮してやる必要があるであろう。

実際、マグマ排出に対する粘弾性応答についてはすでにそれを取り入れた研究がいくつかなされている。Nooner and Chadwick (2009)は、Juan de Fuca RidgeにあるAxial Seamountで観測される噴火後の隆起過程は、次の二通りのいずれかで説明できるとした：(1)マグマの供給、あるいは(2)粘弾性緩和とPoroelastic緩和との組み合わせ。Yokoyama (2013)はそれと同じような議論を始良カルデラにおける1914年噴火以降の地表面回復に適用している。マグマ噴出に対する粘弾性応答はまた、力源としてのマグマ溜まりのその周りがDragoni and Magnanensi (1989)のモデルのように弱体化して粘弾性殻をなしているようであれば、マグマの圧縮率がその振る舞いを大きく規定することもあるだろうと考えられている(Segall, 2016, 2018)。いずれにしても、マグマ排出後の測地観測に関しては、マグマ排出に対する粘弾性応答を考慮しなければならない。

本研究は、Yamasaki et al. (2018)のモデルにマグマ排出の効果を考慮して発展させ、そのモデルの振る舞いがどのようなものであるのかを記述した。その目的のため、噴火によるマグマ排出前後のマグマ供給に対する粘弾性応答も同時に考慮した。まずは、モデルの一般的な振る舞いを記述するが、噴火によるマグマ排出がない場合、噴火によるマグマ排出ある場合の両方を考え、さらにその後者の場合においては、排出後のマグマの再供給がない場合とある場合のそれぞれ場合を考える。その後、粘弾性モデルの一般的な振る舞いを、始良カルデラにおける1914年前後の測地観測に適用してやり、マグマのシル状定置や地殻内粘性率を規定するモデルパラメータを制約した。

(2) 始良カルデラでの変動観測

始良カルデラは西南日本九州の南部に位置しており(図 3.1-1a)、その空間的な広がりには $\sim 20 \times 24$ kmの大きさを持つ。この地域の火山活動は ~ 1 Ma頃からはじまったと認識されており(Smith et al., 2013)、その活動度は ~ 30 Ka頃のカルデラ形成噴火により最盛期をむかえるが、その大規模噴火には大隅降下軽石、垂水・妻屋・伊都火砕流、および始 Tn 降下火山灰が主に含まれ、それらの総量は ~ 300 km³ (DRE)にもおよぶ(Kobayashi et al., 1983; Aramaki, 1984, 1985; Fukushima and Kobayashi, 2000; Machida and Arai, 2003; Ueno, 2016)。

始良カルデラにおける最近の火山活動は、カルデラ南縁の桜島火山の噴火活動により特筆されるであろう。桜島火山は13Kaごろに形成され、現在も活発な活動をみせる活動的火山で、その噴火様式は主にストロンボリ式であるが、プリニアン式噴火を見せることもある。最も特筆すべき噴火は1914年1月におこり、それは大正噴火と呼ばれているが、主な噴火活動は1ヶ月ほ

どであったが、その間に噴火様式は火砕流を含む爆発的なものから溶岩流へと変化している。噴火後に測られた溶岩および火山灰の堆積総量は $\sim 1.5 \text{ km}^3$ (DRE)になる(Ishihara et al., 1981)。1914 年噴火後の大きな噴火は 1946 年に起こっているが、その噴出量は全体で $\sim 0.18 \text{ km}^3$ (DRE)であり、それは 1914 年噴火のその 10 分の 1 程度でしかない。その後も、噴火活動は断続に発生しているが、それぞれの噴火における噴出量は最大でも 0.007 km^3 (DRE)程度であり、1914 年の噴火のわずか $\sim 0.46\%$ でしかない。

始良カルデラ内およびその周辺の測地観測は 1892 年から始まっているが、そのおもな手法は水準と三角測量であり、それらにより 1892 年の時点に対して、1914 年噴火時に沈降した地表面が、その後隆起に転じ、現在にいたるまでもその隆起が続いていることが明らかにされている。最近では、衛星測地 GNSS による解析がなされて、より詳細な時間変化がとらえられてきている(e.g., Omori, 1916; Yamamoto, 2013)。1914 年噴火以降の地表面隆起の時間変化は主に BM2474 における BM2469 に対する鉛直相対変動により議論されてきたが(図 3.1-1b)、その時間変化は 1892 年を基準にして測られている。本研究では、BM2474 における BM2469 に対する鉛直相対変動を R_z 、そして 1892 年でのそれからの時間変化を ΔR_z と定義して表現する。1892 年と 1914 年の間には有意な測量がおこなわれなかったため、1914 年噴火前の変動の様子はどうかがい知ることができないが、Yamashina (2013)は、しかし BM2474 の BM2480 に対する鉛直相対隆起速度は、1892 年から 1900 年にかけては平均 $\sim 0.8 \text{ cm/yr}$ 程度であったとしている。

1914 年噴火時に地表面は沈降し、 $-\Delta R_z$ は $\sim 50\text{-}55 \text{ cm}$ 程度であると測られている。その後地表面は隆起回復を見せるが、1946 年噴火時に地表面は再び沈降したことが窺い知れる。しかし、1931 年と 1946 年の間に有意な測量がおこなわれなかったため、1946 年噴火直前の地表面がどの程度の高さであったかを知る術はない。しかし、1914 年噴火時と 1946 年噴火時のそれぞれにおける噴出総量を鑑みると、1946 年噴火による地表面沈下は、1914 年噴火時の 10 分の 1 程度であったと制約できるのかもしれない。

1946 年噴火以降、地表面は再び隆起を続けているが、1892 年時の高さを 1964 年に通過している、つまり 1914 年噴火の 50 年後に地表面は 1892 年時の高さに回復した。1980 年から 1994 年にかけてはわずかながらの沈降をみせているが、その後再び地表面は隆起に転じ、2012 年の時点においては、1892 年時よりも 20 cm ほど高いところに位置している。

(3) モデル説明

並列化された 3 次元有限要素コード OREGANO_VE(e.g. Yamasaki and Houseman, 2015; Yamasaki et al., 2018; Yamasaki and Kobayashi, 2018)を用いて、地殻上部におけるマグマの給排出に対する地殻・マンツルの粘弾性応答を解析する。一定のレートで上部地殻にマグマが供給されることを考え、そのなかで噴火にともなうマグマの排出が瞬間的に起こることとする。モデルの設定、そのサイズや力学的境界条件等、については、基本的には Yamasaki et al. (2018)

と同じものとする；3次元モデルの概略については Yamasaki et al. (2018)の Fig. 2 を参照のこと。したがって、ここでは大切な点についてのみ書いておくことにする。

モデルは地殻とマントルで構成されているとし、それぞれの厚さは Z_c' ($= Z_c/L_0$, ここで L_0 は長さスケールの基準参照値) = 4 と Z_m' ($= Z_m/L_0$) = 6 とする。一定の弾性定数 (ポアソン比 $\nu = 0.25$, 剛性率 $\mu = 3 \times 10^{10}$ Pa) を持つ線型マックスウェル粘弾性の構成式をモデルの全領域に適用する。それが弾性層として振る舞うように地殻最上部の厚さ H' ($= H/L_0$) の層に非常に高い粘性率を与える。その弾性層の下には粘弾性地殻・マントルが横たわっており、それによりモデルは力学的二層構造モデルとなる。その粘弾性地殻は時空間的に一様な粘性率 η_c' ($= \eta_c/\eta_{c0}$, ここで η_{c0} は粘性率の基準参照値)を持つとする。マントルも同様に時空間的に一様な粘性率 η_m' ($= \eta_m/\eta_{c0}$) を持つとするが、その値は η_c' と同じであるとする。

上部地殻に定置するマグマの形状は長径が水平軸となる回転楕円体であるとし、その赤道半径は W' ($= W/L_0$), 赤道面の深さを D' ($= D/L_0$) とする。本研究においては、マグマの定置は弾性層の最も深いところとするが(つまり $D' = H'$), その深さは概ね脆性-塑性境界の深さに相当する (e.g., Watts, 2001; Pollitz and Sacks, 2002; Watts and Burov, 2003; Yamasaki et al., 2008). この仮定は、上昇してきたマグマは脆性-塑性境界での応力勾配の変化が生じる深さに達すると水平方向に広がる傾向をもつ、とする以前の研究により支持されるかもしれない (e.g., Hogan and Gilbert, 1995; Rubin, 1995; Watanabe et al., 1999; Burov et al., 2003). 一方、Yamasaki et al. (2018) は、上部地殻へのマグマ貫入に対する粘弾性応答による地表面の変動速度が最も大きくなるのは、そのマグマ貫入が弾性層の最も深いところで生じた時であることを明らかにしている。したがって、本研究におけるモデルの振る舞いは、粘弾性緩和に効果が最も大きく現れる場合のものである。

図 3.1-2 は定置したシルの中心での厚さ d_c' ($= d_c/d_{c0}$, ここで d_{c0} は変位量スケールの基準参照値)の時間変化を示している。噴火前後における d_c' は次の式にしたがう：

$$d_c' = t' \tag{1}$$

ここで t' は無次元時間で、マックスウェル緩和時間 τ_c ($= \eta_c/\mu$)で規格化されている。マグマの供給は時間 $t' = 0$ に始まり、 d_c' は時間とともに線型増加し、時間 $t' = 1$, つまり $t = \tau_c$ に、 d_c' は 1, つまり $d_c = d_{c0}$ になる。地表面の変位量 U は d_{c0} でスケーリングされる。

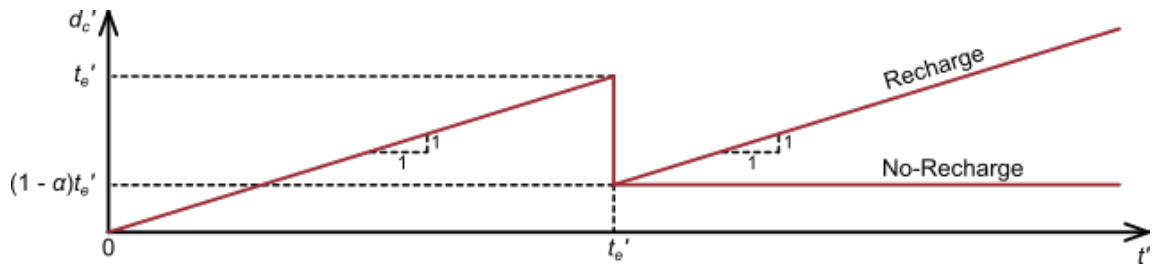


図 3.1-2 シルの中心の厚さの時間変化

時間 $t' = t_e'$ において噴火が瞬間的に起こり、それにより d_c' はマグマ排出により瞬間的に $(1-\alpha)t_e'$ に減じられる。ここで α は無次元定数で、蓄積したマグマのどれだけの分量が排出されるのかを規定するパラメータである；例えば、 $\alpha = 1$ は蓄積したマグマが全て排出されること、そして $\alpha = 10$ は蓄積した全マグマ量の 10% だけが排出されるということ。時間 $t' > t_e'$ においては、2つの異なるマグマ再供給について考える；一つはマグマの再供給がない場合で、もう一つは d_c' が再び線型増加するが、その傾きは噴火前のそれと同じであるとする。

(4) 粘弾性モデルの振る舞い

1) 噴火によるマグマ排出がない場合

図 3.1-3(a)は地表面の $(x', y') = (0, 0)$ での鉛直変位 U_z' の時間変化(図の実線)を示しているが、時間 $t' = t_e'$ での噴火によるマグマ排出がない場合の結果である。 $D' (= H')$ は 1 で固定し、5つの異なる $W' = 0.2, 0.5, 1, 1.5, 2$ を適用している。全般的なモデルの振る舞いは、Yamasaki et al. (2018)で報告されているようなものである。シルの体積はマグマ供給により一定の割合で増加するものとしているのにもかかわらず、 U_z' の時間変化は一定の傾きを持った直線から逸脱したものになっている。これは、シルの体積増加に対する粘弾性緩和が地表面の隆起を抑制しているからである。得られる U_z' は、より大きな W' でより大きくなることもここに記しておく。これらに加え、 U_z' は時間とともに増加するが、その変位増加の勾配は時間とともに小さくなっていき、ある一定の値に漸近して収束いく(図の破線)。収束する変位増加の勾配は、より大きな W' でより大きくなる。これは、粘弾性緩和による地表面沈降の割合がより大きな W' でより小さくなるからだが、そのような振る舞いは実効的な粘弾性緩和時間が変動源の波長にも依存していることでよく知られている(e.g., Fukahata and Matsu'ura, 2018)。

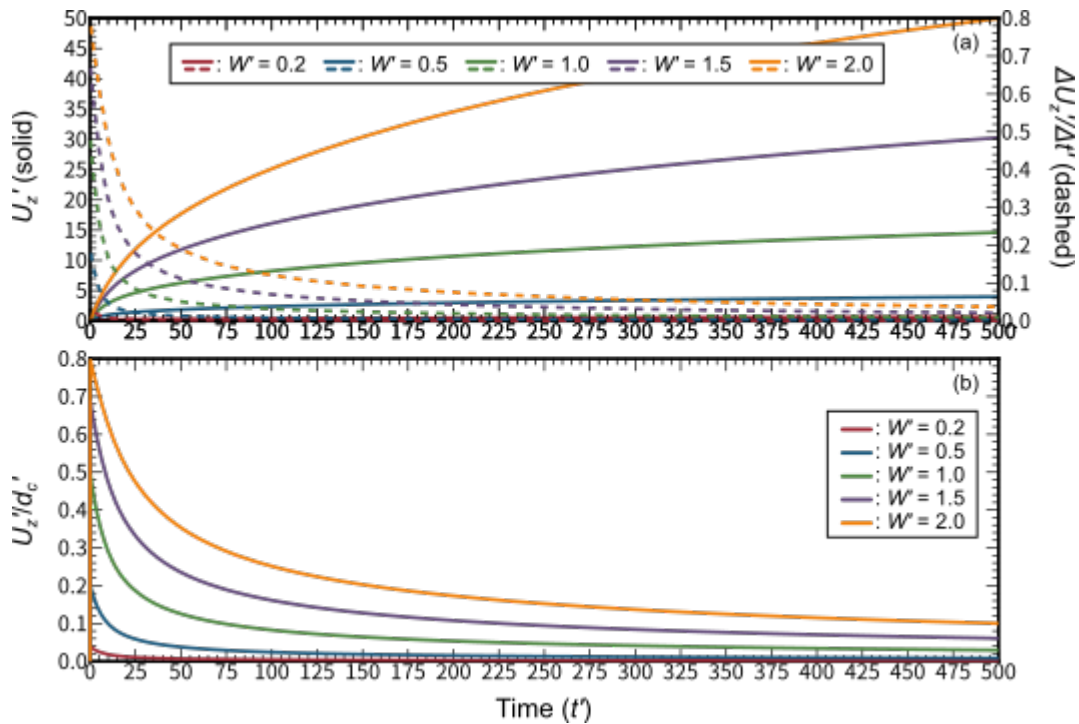


図 3.1-3 噴火によるマグマ排出がない場合の地表面の $(x', y') = (0, 0)$ における鉛直変位量の振る舞い. (a) 鉛直変位の時間変化(実線)とその変位勾配の時間変化(点線). (b) シルの中心の厚さに対する鉛直変位の割合.

図 3.1-3(b) は U_z' の d_c' に対する比を時間の関数として示しているが、 $D' (= H') = 1$ 及び $W' = 0.5$ は図 3.1-3(a)と同じである. 時間 $t' \rightarrow 0$ で、 U_z'/d_c' は瞬間的なシルのインフレーションに対する弾性応答のときの比を代表しており、 U_z' は、 $W' = 2, 1.5, 1, 0.5, 0.2$ の時、それぞれ d_c' の $\sim 80, \sim 70, \sim 50, \sim 20, \sim 4\%$ となる. 時間 $t' > 0$ で、比 U_z'/d_c' は時間とともに減少し、ある特定の値に漸近していくが、それはマグマ供給と粘弾性緩和とのバランスで決定される値である. 図 3.1-3(a)における変位勾配にも見られたように、比 U_z'/d_c' が漸近する値は、より大きな W' でより大きくなる.

2) 噴火によるマグマ排出がある場合

2-1) 噴火によるマグマ排出後にマグマの再供給がない場合

図 3.1-4 は地表面の座標 $(x', y') = (0, 0)$ における鉛直変位の時間変化(実線)を時間 $t' = t_e'$ での噴火によるマグマ排出がある場合で示している. 時間 $t' \leq t_e'$ においてマグマは一定の割合で供給されているが、噴火後の $t' \geq t_e'$ において、マグマは一切再供給されないとしている;ここで、下付き文字“e-”と“e+”はそれぞれ噴火の直前と直後をあらわしている. D' と W' はそれぞれ 1 と 0.5 である. U_z' それ自体の代わりに、 $U_z' - U_{ze}'$ をプロットしており;ここで U_{ze}' は時間 $t' = t_e'$ での変位量である、それにより噴火直前の変位量が 0 となるようにしている. 時間 $t' \geq t_{e+}'$ で、

一定の割合を持ってマグマが再供給されていることに対する”弾性応答”を点線で示している。これにより、噴火後の粘弾性緩和の効果がよりはっきりしてくる。

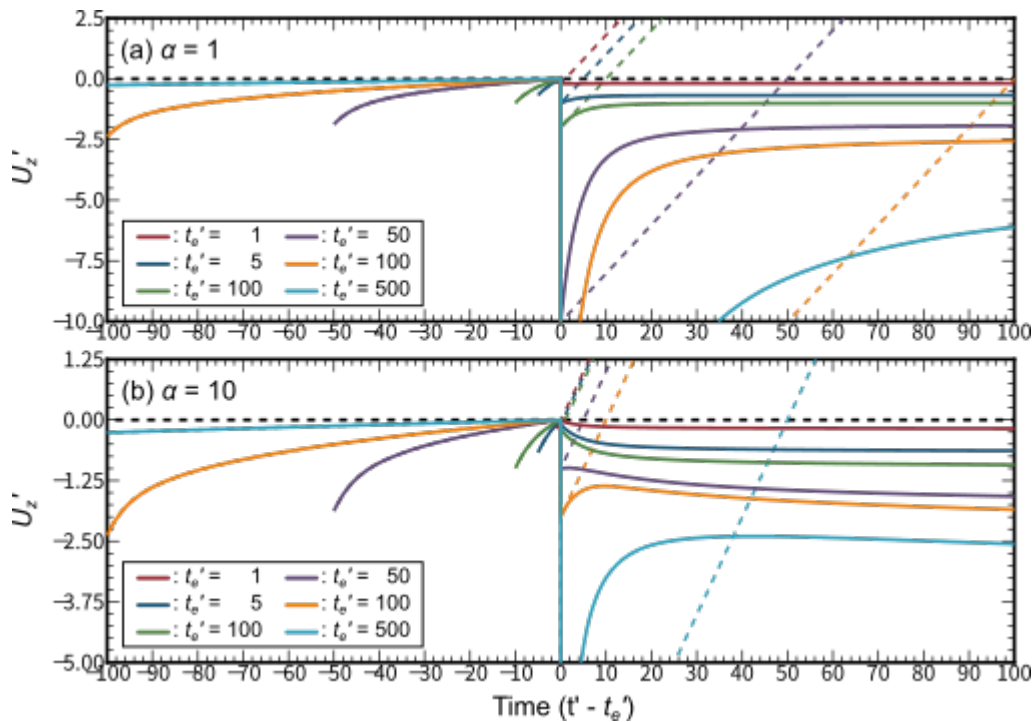


図 3.1-4 噴火によるマグマ排出が $t' = t_e'$ で生じ、噴火後にマグマの再供給がない場合の $(x', y') = (0, 0)$ における鉛直変位量の振る舞い。噴火後にマグマの再供給がない場合。 $D' = H' = 1$, $W' = 0.5$ 。 $\alpha =$ (a) 1, (b) 10。点線は噴火後にもしマグマ再供給があった場合の”弾性応答”の振る舞い。

α が 1 のとき(図 3.1-4(a)), つまり, 時間 $t' = 0$ 以降蓄積されてきたマグマ量の全てが時間 $t' = t_e'$ で全て排出されるとき, マグマ排出に対する粘弾性応答は地表面を噴火時の沈降から回復させる, つまり地表面を隆起させる。地表面回復の程度は t_e' に依存しており, 噴火後の地表面回復は, t_e' が大きいほどその程度も大きくなる。別の言い方をすれば, 噴火後の粘弾性応答は, 噴火前にどれほどの時間をかけてマグマが供給されていたのか, つまり, 噴火前にマグマ供給に対してどれほど粘弾性応答が生じていたのかに強く依存する, ということである。

t_e' が 50 より大きい時, 粘弾性応答のみによる地表面回復は, マグマ再供給に対する応答としての地表面回復よりも大きくなり, しかしそれは噴火後の早い段階においてのみであり, ある時間以降においては, マグマ再供給に対する弾性応答による地表面回復が優位になってくる。粘弾性回復が弾性回復よりも優位になるのは, $t_e' = 50, 100, 500$ のそれぞれの場合で, 時間 $t' - t_e'$ が $\sim 40, \sim 87, \text{ and } > 100$ より短いときである。一方, t_e' が 10 より小さい時, 噴火前のマグマ供給に対する粘弾性応答が小さく, そのために噴火後の粘弾性回復がつねに弾性回復よりも小さくなっ

てしまう。しかし、いずれの場合であっても、粘弾性応答により、地表面は時間 $t' = 0$ での最初の高さにまでしか回復されない。

蓄積マグマ量の一部だけが噴火により排出されるのかもしれない(e.g., Shinohara, 2008)。 α が 10 のとき(図 3.1-4(b)), 噴火後の地表面変位の方向は、 t_e' に依存して少し複雑になる。 $t_e' \leq 50$ の場合、噴火直後の地表面は時間 $t' = 0$ での最初の高さに比べて大きく上回っているが、その後の地表面は、時間 $t' = 0$ での最初の高さに向けて沈降を続けることになる。 $t_e' = 100$ の時、噴火直後の地表面はまだ最初の高さを上回っているが、その後、地表面はまず回復(隆起)を見せるが、時間 $t' - t_e' = \sim 10$ あたりから沈降に転じ、その後ずっと沈降を続ける。 $t_e' = 200$ の時の振る舞いはむしろ簡単で、噴火直後の地表面は最初の高さを下回っているが、その後の地表面は最初の高さに向かってひたすら回復していくのみである。

2-2) 噴火によるマグマ排出後にマグマの再供給がある場合

図 3.1-5 は地表面の座標 $(x', y') = (0, 0)$ における鉛直変位の時間変化を、 $t' = t_e'$ での噴火によるマグマ排出がある場合で示しているが(実線)、そこにおいては噴火前後の両方においてマグマの供給が一定の割合で行われることを考えている。図 3.1-3 及び 3.1-4 と同様に、 $D' = H' = 1$ と $W' = 0.5$ を仮定している。噴火後の地表面は常に回復を示しており、それは α が 1 でも 10 でもそうである。噴火後にマグマの再供給がない場合の振る舞い(図 3.1-4 に示された振る舞い)を比較のために示しているが(点線)、実線と点線との差により、マグマ再供給に対する粘弾性応答としての表面隆起を認識することができる。

噴火後にマグマ蓄積量が噴火直前の量に回復する時間(t_{rv}')、それは t_e'/α に相当するわけだが、その時間を与えられた t_e' のそれぞれに対して示している(三角印がそれである)。 t_{rv}' はいつも地表面が噴火直前の高さに戻る時間(t_{rs}')よりも短くなる。上でも述べたように、噴火後の粘弾性緩和は、噴火により沈下した地表面を、マグマ供給が始まる前の高さにまでしか戻すことができない。加えて、マグマ供給が一定の割合で行われている限り、粘弾性緩和は地表面隆起をゼロにすることはできない。したがって、地表面を噴火直前の高さに戻すには、マグマの再供給を欠かすことができないのである。しかし、粘弾性緩和は、マグマ供給による地表面隆起を減じさせる方向に作用するので、地表面の回復は常にマグマ蓄積量の回復より遅れてしまうわけである。

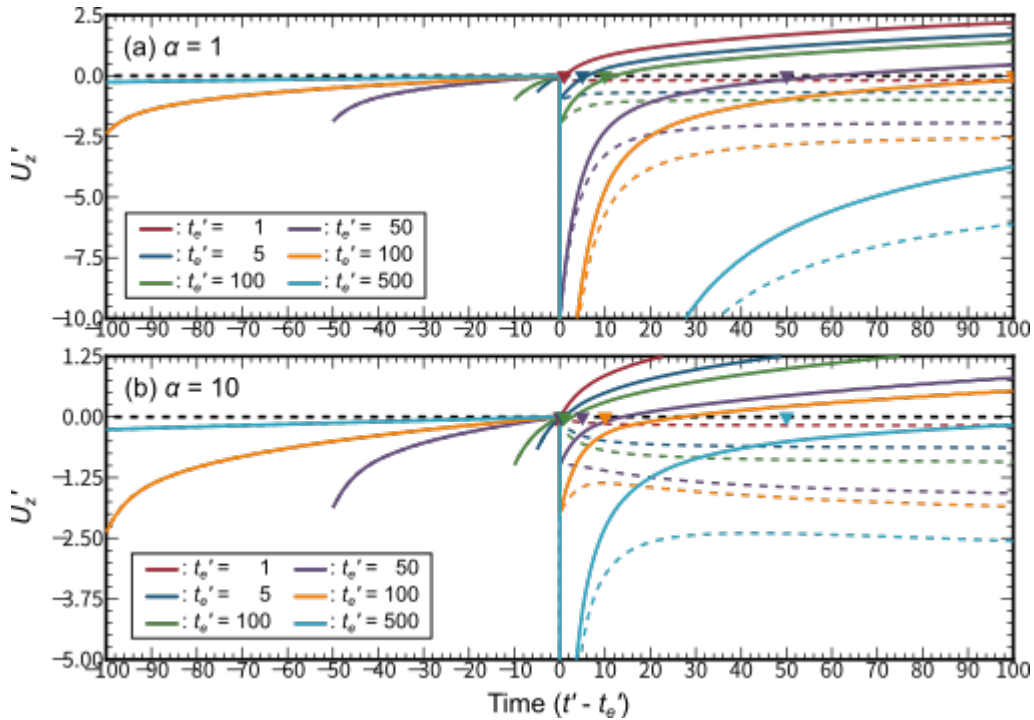


図 3.1-5 噴火によるマグマ排出が $t' = t_e'$ で生じ、噴火後にマグマの再供給がある場合の地表面の $(x', y') = (0, 0)$ における鉛直変位量の振る舞い。 $D' = H' = 1$, $W' = 0.5$. $\alpha =$ (a) 1, (b) 10. 点線は噴火後にマグマ再供給がない場合の振る舞い。 三角はマグマ量が噴火直前の量に回復する時間。

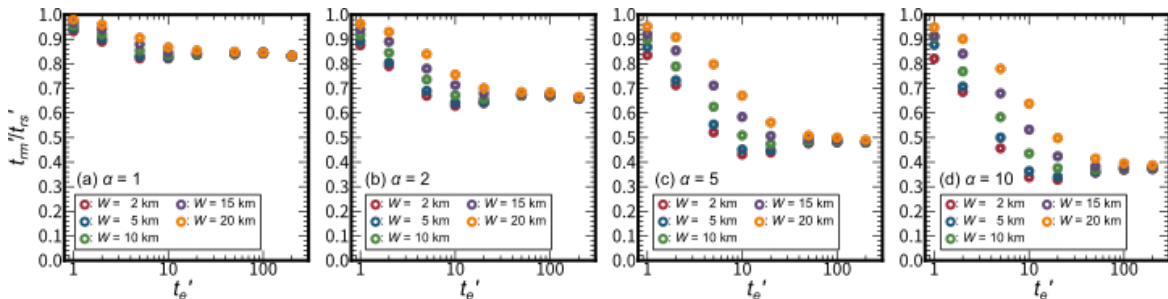


図 3.1-6 地表面が噴火直前の高さに回復する時間 t_{rs}' に対するマグマ量が噴火直前の量に回復する時間 t_{rm}' の比。 $\alpha =$ (a) 1, (b) 2, (c) 5, (d) 10. $W' =$ (赤) 0.2, (青) 0.5, (緑) 1, (紫) 1.5, (橙) 2. $D' = H' = 1$.

図 3.1-6 は、 t_{rv}' の t_{rs}' に対する比 (t_{rv}'/t_{rs}') を示しているが、その比を t_e' の関数として、異なる α と W' の場合でプロットしている。モデルパラメータ $D' = H' = 1$ と $W' = 0.5$ は図 3.1-1, 3.1-4, 3.1-5 における場合と同じである。上でも述べたように、その比は常に 1 より小さくなる。しかし、どのような値の α であっても、与えられた W' に対して、 t_{rv}'/t_{rs}' はより大きな t_e' でより小さくなる、また、与えられた t_e' に対してはより小さな W' でより小さくなる。その比はまた、与えられた t_e' と W' の組み合わせに対してはより大きな α でより小さくなる。 W' に対する依存性は t_e' や α により異なる。どのような α についても、 W' が異なることにより得られうるその比の幅は t_e' とともに増加するが、それは $t_e' \leq 5$ の場合であって、 $t_e' \geq 10$ の場合は逆に t_e' とともに減少

する。また、その比の持ちうる最大幅は、 W' に依存しているわけだが、より大きな α でより大きくなる。

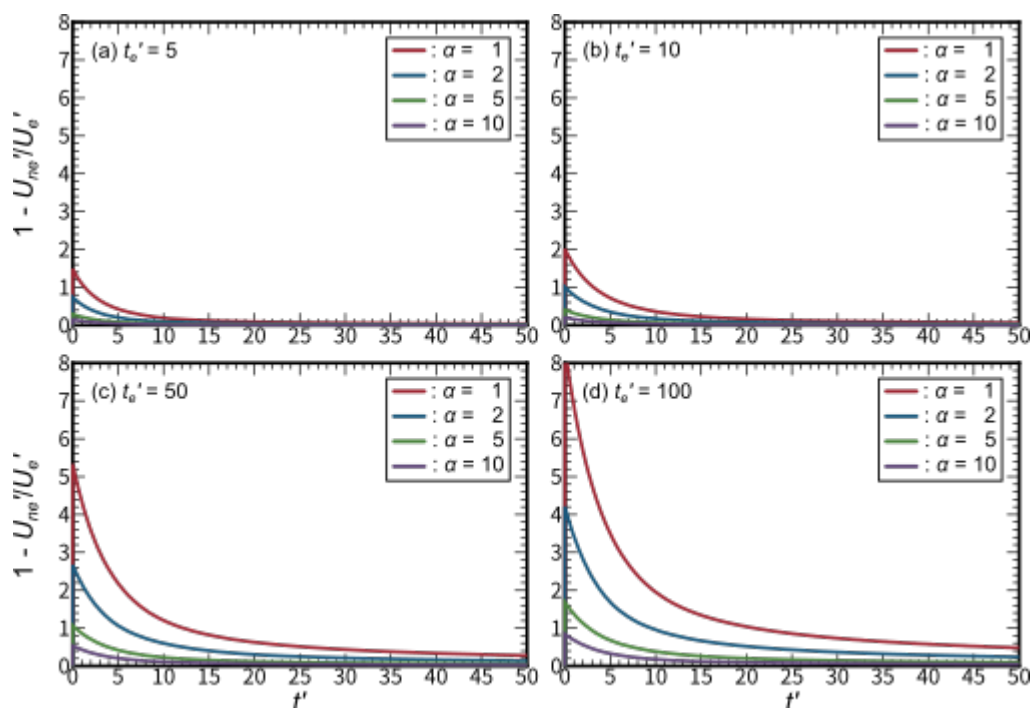


図 3.1-7 噴火がない場合の鉛直変位 U_{zne}' と噴火があり噴火後のマグマ再供給がある場合の鉛直変位 U_{zer}' の違いを、噴火後の時間の関数としてプロットしたもの。その両者の違いは相対誤差 $|1 - U_{zer}' / U_{zne}'|$ で評価している。 $t_e' =$ (a) 5, (b) 10, (c) 50, (d) 100。 $\alpha =$ (赤) 1, (青) 2, (緑) 5, (紫) 10。 $D' = H' = 1$, $W' = 0.5$ 。

図 3.1-7 は、モデルの振る舞いのまた別の重要な側面を示している。噴火がない場合の鉛直変位 U_{zne}' と噴火がありしかも噴火後のマグマ再供給が有る場合の鉛直変位(U_{zer}')との違いを噴火後の時間の関数としてプロットしている。ただし、その違いは相対誤差: $|1 - U_{zer}' / U_{zne}'|$ により評価している。また、 $D' = H' = 1$ と $W' = 0.5$ はこれまで示した結果の図の場合と同じである。時間 $t' - t_e' = 0$, つまり噴火によるマグマ排出が生じるとき、その違いは瞬間的に増加し、その大きさは t_e' と α , つまり、どれほどのマグマが噴火前に蓄積され、どれほどのマグマが噴火により排出されるのかに依存している。時間 $t' - t_e' > 0$ においては、その違いは指数関数的に減少する。そして、 U_{zer}' が U_{zne}' に近づいていく速さは、 t_e' がより大きい、あるいは α がより小さいときに、より大きくなるが、そのことを言い換えれば、噴火前の粘弾性緩和がより大きい、あるいは噴火によるマグマ排出がより大きいときに、 U_{zer}' が U_{zne}' に近づいていく速さはより大きくなる。

(5) 始良カルデラへの応用

上で記述した粘弾性モデルの振る舞いをここで用いて、始良カルデラにおける 1914 年の桜島噴火前後の測地観測を解析してみる。長さの基準参照スケール L_0 には 10km を適用するが、それは、地震学的研究により始良カルデラ下の地殻の厚さが~40km であること(Alanis et al., 2012), そして本研究のモデルにおける地殻の厚さを $Z_c' = 4$ としているからである。時間 t は、与えられた地殻の粘性率 η_c に対して、マックスウェルの緩和時間 τ をもってスケーリングされる: $t = t'\tau$ 。変位量 U は、時間 $t = \tau$ でのシルの中心での厚さ d_{c0} でスケーリングされ: $U = U'd_{c0}$, d_{c0} は、噴火直前のシルの中心での厚さ $(te/\tau)d_{c0}$ と、 α に依存した噴火時の地表面沈降に関する予測量と観測量とを比較して決定される。

マグマがシル状に定置するその概要と地殻の粘性率をまず制約するが、それには R_z : BM2474 における BM2469 に対する鉛直相対変位, の時間変化 ΔR_z : 1982 年における R_z から増分量, を用いることにする。

1) マグマ定置の概要

ここではマグマ定置の概要を制約するが、まずは、特に次の 2 つの観測事実を制約条件として用いることにする。まず、その一つ目についてであるが、1914 年噴火時の地表面沈降量 ΔR_z は~50 cm であったと観測されている。その後、1915 における測量によりさらに~5 cm ほど沈降していることがわかったが、その 1914 年噴火後の沈降を Araya et al. (2019)は、より深いマグマ溜まりから浅い火道へのマグマ給送の結果であると説明している。本研究においては 1914-1915 年における地表面や浅部火道へのマグマ排出に対する地殻の応答は全て弾性であるとして、1914 年噴火時の沈降量 ΔR_z を 55cm と固定して用いることにする。

もう一つの制約条件についてであるが、 ΔR_z は 1964 年ごろにゼロに回復している、つまり 1914 年噴火の 50 年後である。1946 年に有意な噴火が起きているが、それを無視すると、 ΔR_z の回復は 1964 年よりも前であることが期待される。しかもその回復が 1946 年よりも後であることが期待されるのは、1946 年噴火におけるマグマ噴出量は 1914 年のその 10 分の 1 程度であり、そのことはその噴火による地表面沈降量も~5.5cm 程度であると予想されるからである。したがって、本研究では、地表面の回復つまり、 ΔR_z がゼロに回復するのは、1914 年の 40 年後であると仮定して制約条件として用いることにする。

図 3.1-8 は上で述べた 2 つの制約条件: (1) 1914 年の噴火時での $-\Delta R_z$ が~55cm であること, (2) ΔR_z が 0 に回復するのは 1914 年噴火の 40 年後の 1954 年であること, を同時に満たすように制約されたモデル変数を示している。それらモデル変数はマグマ定置の深さ D の関数としてプロットしており、それぞれ 5 つの異なるシル状定置マグマの赤道半径 W の値の場合で示している。エラーバーは 5 つの異なる地殻の粘性率 η_c , つまり 1, 2.5, 5, 7.5, 10 x 10¹⁸ Pa s の場合で持ちうる範囲を示している。 η_c は次の小節で制約する。

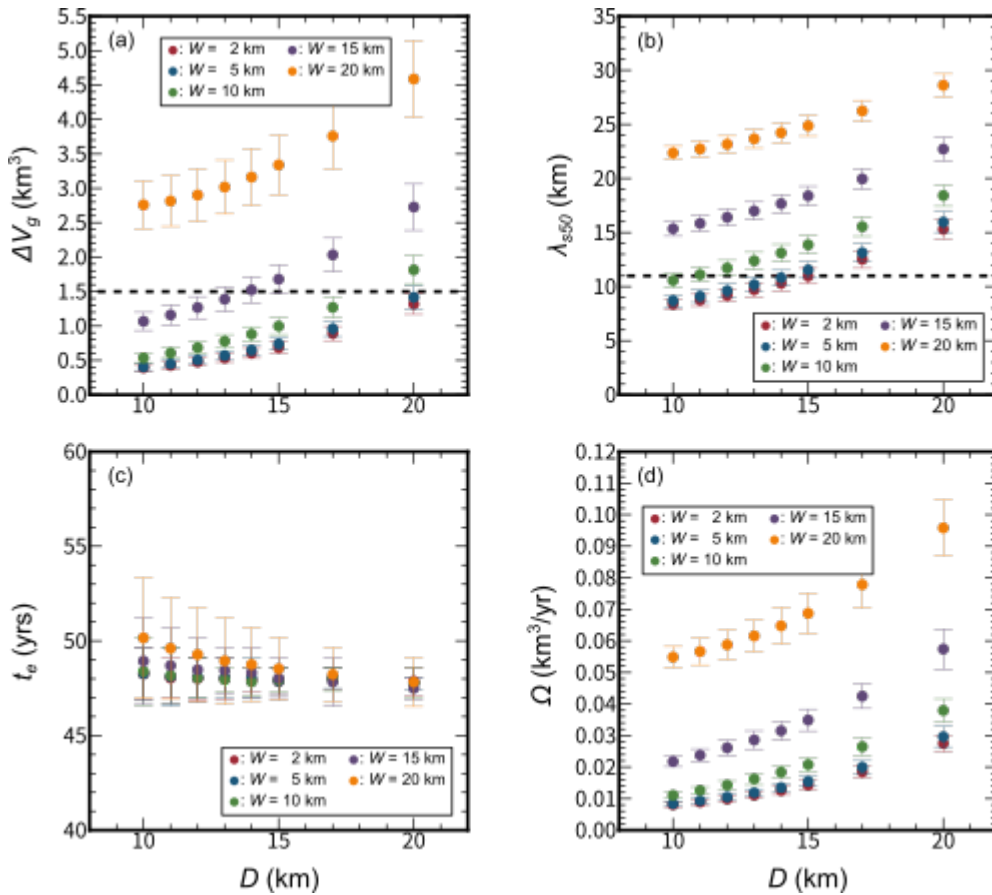


図 3.1-8 始良カルデラで制約されたマグマ定置の深さ D に依存したモデルパラメータ：(a) 測地観測が求める 1914 年噴火時の力源の収縮体積 ΔV_g 、(b) 1914 年噴火時の沈降量 ΔR_z が 50cm になる地点から変動の中心までの距離 λ_{s50} ；ここで ΔR_z は BM2474 における BM2469 に対する相対的な地表面鉛直変位量を 1882 年でのそれを基準に測った相対変位量変化、(c) 1914 年噴火より何年前からマグマ供給が始まっていたのかを表すパラメータ t_e 、(d) マグマ供給率 Ω 。エラーバーは粘弾性地殻の粘性率 $\eta_c = 1, 2.5, 5, 7.5, 10 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ を考えたときにそれぞれのパラメータが持ち得る範囲を示している。 $W =$ (赤) 2 km, (青) 5 km, (緑) 10 km, (紫) 15 km, (橙) 20 km.

図 3.1-8(a)は測地的に求められる 1914 年噴火時に排出されたマグマ体積量(ΔV_g)示しているが、噴火までに溜められた全てのマグマが排出されるとしている(つまり $\alpha = 1$)。 ΔV_g は、より大きな D や W でより大きくなっている。 1914 年噴火時に地表面に実際に噴出したマグマ量 V_m は $\sim 1.5 \text{ km}^3$ と測られており(Ishihara et al., 1981), それを点線で図中に示してある。 ΔV_g が V_m より大きく予測する D や W は除外されなければならないが、マグマの圧縮性を考慮すると、 V_m より小さい V_g を予測する W と D を除外する必要はない(e.g., Kozono et al., 2013; Kilbride et al., 2016).

図 3.1-8(b)は、1914 年噴火時の沈降量 ΔR_z が 50cm になる変動の中心からの距離(Λ_{s50})を示している。測地観測はその距離が ~ 11 km であることを明らかにしているが(e.g., Yamashina, 2013),それを点線で図中に示してある。この条件は D と W をそれぞれ $\sim 10 - 15$ km と $\sim 2 - 10$ km と強く制約するが、その範囲内において、W はより大きな D でより小さくなる。そのように始良カルデラ下で取りうる D と W の範囲は、 $\Delta V_g \sim 0.5 - 0.8$ km³と制約し、それにより比 $V_m/\Delta V_g$ は $\sim 1.8 - 3.0$ と得られる。

図 3.1-8(c)は予測された t_e 、つまり噴火のどれほど前からマグマ定置がはじまり、発達し続けてきたのかを示している。いずれの場合にしろ、 t_e の取りうる幅は小さく、 ~ 45 年と ~ 55 年の間に限定されている。にもかかわらず、その僅かな範囲内においても、 t_e の D に対する依存性がみられ、 t_e は、より大きな D で、わずかながらにも、より小さくなる。取りうる D と W の範囲により、それは V_g と Λ_{e50} により制約されたわけだが、 t_e は ~ 48 年とさらに強く制約される。

図 3.1-8(d)は、予測された一定のマグマ供給率(Ω)を示している。一般的に、 Ω はより大きな D や W でより大きくなる。上で制約された D と W の範囲は、 Ω を ~ 0.01 km³/yr と制約する。

以上は、噴火によるマグマ排出により蓄積されていたマグマの全てが排出されるとした場合の制約である。本研究では、 α がどのような値であっても、その値に基づき制約される ΔR_z の時間変化は、 $\alpha = 1$ の場合の制約とほとんど変わらないことを確かめている。もちろん、マグマ供給量は α 倍となる($\alpha > 1$)が、1914 年の噴火時の沈降量は測地観測により制約されており、それを説明するための力源の体積減少は、 α の値にほとんど依らない。噴火前の変動の中に α を制約する何かしらの兆候があらわれているのかもしれない。実際、粘弾性モデルにより予測された噴火前の変動の振る舞いは、より大きな α で噴火前の隆起量がわずかながらに小さくなる。しかし 1914 年噴火前の測地観測は α を制約するほどの精度を持ち合わせていないので、実際の噴火前の、いやそれだけでなくその後についても、マグマ蓄積の総量について言及することはできない。したがって、本研究で制約されたマグマ供給率やマグマ蓄積量は、それらの過少評価でないことを忘れてはならない。

2) 地殻粘性率

図 3.1-9 は、地殻粘性率 η_c を制約するために、 ΔR_z の時間変化を D, W, η_c の異なる組み合わせで予測し、それらを示している。D と W がそれぞれ異なることで僅かな振る舞いの違いしか生み出さないことがわかる。しかし、その振る舞いは η_c に強く依存している。 $\eta_c \leq 2.5 \times 10^{18}$ Pa s の時、噴火後の早い段階と後の段階のそれぞれで変位勾配が大きすぎ、小さすぎで測地観測を説明できない。一方、 $\eta_c = 10^{19}$ Pa s のとき、変位増加が大きすぎて最も最近の測地観測が説明できない。したがって、測地観測をうまく説明するために η_c は $\sim 5 - 7.5 \times 10^{18}$ Pa s と制約される。その場合、噴火直前の地表面隆起量 ΔR_z はいずれの場合にせよ ~ 10 cm 程度である。

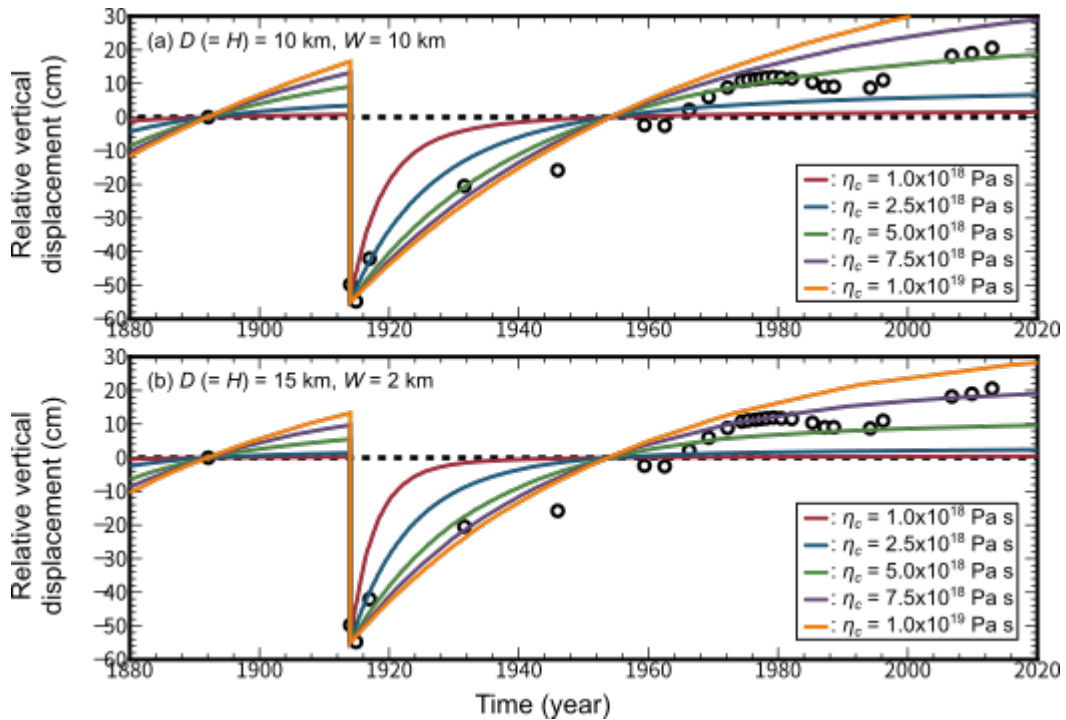


図 3.1-9 始良カルデラで制約された粘弾性モデルの振る舞い ΔR_z , ここで ΔR_z は BM2474 における BM2469 に対する相対的な地表面鉛直変位量を 1882 年でのそれを基準に測った変位量変化. (a) $D = H = 10$ km, $W = 10$ km, (b) $D = H = 15$ km, $W = 2$ km. $\eta_c =$ (赤) 1, (青) 2.5, (緑) 5, (紫) 7.5, (橙) 10×10^{18} Pa s. また, $\alpha = 1$ を仮定している.

(6) 議論

マグマ排出に対する粘弾性応答は噴火前にマグマ供給に対してどれほどの粘弾性緩和が進行したかに依存している. 瞬間的なマグマ供給の直後に全てのマグマが瞬間的に排出された場合, それら両方に対する応答は弾性応答であり, マグマ供給で隆起した地表面はマグマ排出により元の位置にもどるだけで, マグマ排出後に何かしらの変動がおこるわけではない. マグマ排出を考えることは, それ以前のマグマ供給を考えなければならないわけだが, そもそも, さもなければ噴火後に負の体積を持つ力源という非常に難しい事態を考えなければならない. したがって, もし噴火にともなうマグマ排出後の変動における粘弾性の効果を調べるのであれば, 噴火前のマグマ供給そしてそれに対する粘弾性応答を考慮しなければならないのである.

マグマ排出に対する粘弾性応答として生じる地表面の鉛直変位の方向は, 溜められたマグマ量のうちどれほどの量のマグマが排出されるのかに依存している. この点はまた噴火前のマグマ供給及びそれに対する粘弾性応答を考えなければならないことと関係している. もし噴火前の粘弾性応答を考慮しないのであれば, マグマ排出後の粘弾性応答による地表面の鉛直変位は常に正, つまり, 地表面は隆起するのみである. Nooner and Chadwik (2009)や Hamlyn et al. (2018)は, このような仮定のもと, 噴火後の地表面隆起について議論している.

もし、圧縮性マグマが、Dragonì and Magnanensi (1989)のモデルのように低粘性率を持つ粘弾性殻に覆われているなら、噴火後の地表面の鉛直変位は、マグマの圧縮性に依存して隆起にも沈降にもなりうる；圧縮性が高い場合地表面沈降を見せやすくなるが、非圧縮性の場合地表面は常に隆起を見せることになる(Segall, 2016, 2018). 本研究においては、しかし、力源としてのマグマ定置を基本的には弾性層の中で生じるとしている. そのような場合、マグマ排出量が少なく、噴火により沈下した地表面がマグマ供給が始まる前の高さよりもまだ高かった場合、噴火後の地表面は沈降を続ける；逆に、マグマ排出量が多いと、噴火後の地表面は隆起を見せる. 粘弾性は噴火により沈下した地表面を、マグマ供給が始まる前の高さに戻すのみである. しかしこれらは噴火後にマグマの再供給がない場合の振る舞いであって、マグマ再供給はその供給率によって地表面の振る舞いを複雑にしうる.

Hamlyn et al. (2018)は、Segall (2016)のモデルを適用し、Nabro 火山(エリトリア)での 2011 年噴火後の地表面沈降をマグマの圧縮性で説明している. 本研究における数値実験はしかし、蓄積されたマグマの一部のみが排出された場合、噴火後の地表面沈降を、マグマの圧縮性を考えることなしに説明することができることを示している. このメカニズムは火山ガス研究により正当化されるかもしれない. 脱ガスマグマ量は実際に出てきた量にくらべて有意に大きいことがよくあるらしい(Shinohara, 2008). もちろん、噴火後のマグマ再供給が我々の議論を複雑なものにするが、その再供給レートが粘弾性緩和の効果を上回ることがないほどに小さければ、上に述べたメカニズムは有用であることに変わりはない.

マグマの圧縮性は、マグマ活動にともなう地殻変動を説明する重要な要素であると考えられてきた. Rivalta and Segall (2008)はマグマ溜まりからマグマが浅部へ移動して貫入現象を見せるときに、マグマ溜まりの体積減少量とマグマ貫入部の体積増加量が一致しないということを示す測地観測をとりあげ、その不一致はマグマの圧縮性により説明できることを示した. より最近において、Kozono et al. (2013)は、2011 年の霧島新燃岳噴火前後の測地観測から推定される力源の体積減少が、実際に地表に排出されたマグマ体積よりも小さいことを、Rivalta and Segall (2008)と同様に、マグマの圧縮性で説明しており、測地観測から推定される力源の体積減少 ΔV_g と排出されたマグマ体積 V_m の比が、 $V_m/\Delta V_g = \sim 2.28-2.85$ になるとしている.

本研究は同様のパラドックスを始良カルデラにおいて見出している. もし非圧縮マグマを考えて、 ΔV_g と $V_m = 1.5 \text{ km}^3$ とが同じになるようにすると、1914 年噴火時の地表面沈降の空間的広がり；ここでは λ_{s50} を説明することが困難になる(図 3.1-8). 本研究では、測地学的に要請される力源の収縮体積をユニークに決定することはできなかったが、 ΔV_g が $\sim 0.5 - 0.8 \text{ km}^3$ の範囲に限定されることは制約できた. したがって、始良カルデラにおける 1914 年噴火時における $V_m/\Delta V_g$ 比は $\sim 2-3$ と求まることになるが、これは 2011 年の新燃岳噴火のときと同等であるが (Kozono et al., 2013), Nabro 火山(エリトリア)での 2011 年噴火時のもの(~ 3.44 , Hamlyn et al., 2018)より少し低い値である.

本研究では、始良カルデラ下における変動の力源としてのマグマ定置の深さを、測地観測のみから制約することを試みたが、その深さは $\sim 10 - 15 \text{ km}$ と制約された。Mogi (1958)は、1914年噴火時の減圧源を深さ 10 km に求めている。また、1996-2007のGNSS観測を最も説明する変動源の深さを、Iguchi et al. (2008)とHickey et al. (2016)はそれぞれ 11 km と 13 km と制約している。本研究の粘弾性モデルはこれら以前の研究と同様の深さに変動源を制約したことになる。

始良カルデラ下の構造を明らかにしようと、地球物理学的なイメージングがなされ始めている。その予備的な結果において、S波の低速度層が深さ 15 km に数 km の水平幅をもって横たわっていることが見出されているが、その低速度層は 10 km と 20 km の深さには見られていない(産業技術総合研究所、平成29年度原子力規制庁委託成果報告書「火山影響評価に係る技術知見の整備」)。したがって、測地観測のみから制約したマグマ定置の深さは、マグマの存在を示唆する地震波構造とも調和的である。しかし、カルデラ形成噴火時、つまり $\sim 30 \text{ Ka}$ の噴出物に関する最近の岩石学的研究(Yasuda, et al., 2015)は、マグマの深さを $4-5 \text{ km}$ と制約しており、本研究の結果とより調和的な $\sim 8-10 \text{ km}$ としたAramaki (1984)やTsukui and Aramaki (1990)の見積もりより有意に浅い結果を出している。

本研究の粘弾性モデルは始良カルデラ下における定常的なマグマ供給率は $\sim 0.01 \text{ km}^3/\text{yr}$ と制約した。始良カルデラ下においては、これまで弾性体モデルを用いて、マグマの蓄積が議論がされてきた。Iguchi et al. (2008)は、1995年から2007年までの期間における力源の体積増加量は $\sim 0.09 \text{ km}^3$ (供給率は $\sim 0.007 \text{ km}^3/\text{yr}$)であるとした。最近のHickey et al. (2016)による制約は、Iguchi et al. (2008)の25%増し程度であり、両者に有意な違いは認められない。Iguchi et al. (2008)はまた、マグマ供給率は短期間内において数倍の違いを見せることを示している。本研究においてはそのようなマグマ供給率の時間変化については考慮していない。しかし、そのことが、特にモデル予測と観測量とのより良い一致を得られない原因かもしれないが、供給率の擾乱は $0.01 \text{ km}^3/\text{yr}$ を上回るものではなく、本研究の粘弾性モデルの振る舞いは、第一近似的な変動の特徴を説明するのに十分なものであると言えるであろう。

本研究において、始良カルデラ下の粘弾性地殻の粘性率は $\sim 5-7.5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ と制約された。この値は、余効変動から一般的に制約されてきた地殻の平均的な粘性率 10^{19} Pa s (e.g., Bürgmann and Dresen, 2008)より僅かに低だけの値であるが、北海道東部の屈斜路カルデラ下におけるマグマ貫入後の変動から推定された粘性率(Yamasaki et al., 2018; Yamasaki and Kobayashi, 2018)よりもひと桁大きな値である。Yamasaki and Kobayashi (2018)は、マグマ貫入後の変動速度を、マグマの存在によりどれほど地殻の粘性率が減じられているのかと関連付けて議論しており、より有効的にマグマの存在が大きければ変動速度も大きくなるだろうとしている。始良カルデラ下の地殻粘性率は、マグマの存在を否定するほどに高い値ではないが、マグマの存在は屈斜路カルデラほどの規模ではないことを示唆しているのかもしれない。

本研究においては、たった一つの噴火イベントのみを考え、それとそれの前後におけるマグマ供給に対する粘弾性応答について吟味した。始良カルデラにおいては、1914年以降において、そのマグマ排出量は1914年のそれに比べて非常に小さいとはいえ、噴火活動は続いている。また1914年以前においても噴火活動はあったわけだが、それらの噴火の影響は本研究の粘弾性モデルに考慮されていない。今後の研究においては、長中期的な噴火サイクルにおける粘弾性の効果を評価することが求められる。それにより、例えばマグマ噴出量の階段ダイアグラムに力学的な視点を与えることができるようになることが期待され、それにより、火山噴火活動をより多角的に理解していけるようになる。

(7) まとめ

本研究は、線形弾性層の下に空間的に一様な粘性率を持つ線形マックルウェル粘弾性層がある力学的二層構造モデルを使って、上部地殻におけるマグマ供給と排出、そして排出後の再供給に対する粘弾性地殻の応答を調べた。モデルには、シル状のマグマ定置を考え、その定置は弾性層の最も深いところで一定の速度で発達(膨張)し続けている途中でマグマ排出が瞬間的に生じることを考えた。

本研究の数値実験は、マグマ排出に対する粘弾性応答は地表面の隆起を促進させるが、その程度は、噴火の前にどれほどの時間をかけてマグマが供給されてきたのか、つまり、噴火に必要なマグマ供給に対して粘弾性応答がどれほどおこなわれたのかに強く依存していることを明らかにした。噴火前の粘弾性緩和が有意な場合、噴火後の早い段階においては、粘弾性緩和のみによる地表面隆起がマグマ供給それのみによる地表面隆起を上回るが、粘弾性緩和の効果は時間とともに弱まっていき、次第にマグマ供給による隆起が上回っていくことになる。しかしマグマ再供給に対する粘弾性応答は地表面隆起を減じる方向に作用するので、地表面が噴火直前の高さまで回復するその前にマグマ蓄積量は噴火直前のそれに回復し終わっている。

このような振る舞いを見せる粘弾性モデルを始良カルデラにおける測地観測に適用し、カルデラ下のマグマ定置の様子や粘弾性地殻の粘性率の制約を試みた。一定のマグマ供給が続く中でマグマ排出が瞬間的に起こるというモデルに粘弾性緩和を考慮することにより、1914年噴火後の第一近似的な地表面変動を説明することができるのは、モデル変数が次のような場合であると制約された：(1) 粘弾性地殻の有効粘性率が $\sim 5\text{--}7.5 \times 10^{18}$ Pa s, (2) $\sim 2\text{--}10$ kmの水平幅を持つマグマの定置とその発達が、1914年噴火の50年ほど前から深さ $\sim 10\text{--}15$ kmで始まり、そこへのマグマ供給率が少なくとも ~ 0.01 km³/yrで続いている。このように制約された粘弾性モデルは、1914年噴火後の50年間ほどにおいては、弾性体モデルによるマグマ蓄積の見積もりを過大評価させ、しかしそれ以降の時間においては過小評価させると予測した。さらに、1914年噴火直前の地表面の高さが、これまで思われてきた3分の1程度でしかないことも予測された。本研究により、火山地域における測地観測は地殻の粘弾性を考慮して再解析されなければならない、さらに

そこから見出される新たな地殻内マグマ活動の様子について議論を進めていかなければならないという今後の火山研究の方向が示された。

引用文献

- Alanis, P.K., Miyamachi, H., Yakiwara, H., Goto, K., Kobayashi, R., Tameguri, T., Iguchi, M., 2012. Seismic velocity structure of the crust beneath the Aira caldera in southern Kyushu by tomography of travel times of local earthquake data. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 57, 227-234.
- Aramaki, S., 1984. Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *J. Geophys. Res.* 89, 8485-8501.
- Araya, N., Nakamura, M., Yasuda, A., Okumura, S., Sato, T., Iguchi, M., Miki, D., Geshi, N., 2019. Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan. *Sci. Rep.* 9, 1979, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-38494-x>.
- Bürgmann, R., Dresen, G., 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy and field observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36, 531-567.
- Burov, E., Jaupart, C., Guillou-Frottier, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust. *J. Geophys. Res.* 108:2177. <https://doi.org/10.1029/2002JB001904>.
- Dragoni, M., Magnanensi, C., 1989. Displacement and stress produced by a pressurized, spherical magma chamber, surrounded by a viscoelastic shell. *Phys. Earth Planet. Inter.* 56, 316-328.
- Eto, T., Takayama, T., Yamamoto, K., Hendrasto, M., Miki, D., Sonoda, T., Matshushima, K., Uchida, K., Yakiwara, H., Wan, Y., Kimata, F., Miyajima, R. and Kobayashi, K., 1997. Reupheaval of the ground surface at the Aira caldera - December 1991~October 1996-. *Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.* 40B-1, 49-60 (in Japanese with English abstract).
- Fukahata, Y., Matsu'ura, M., 2018. Characteristics of viscoelastic crustal deformation following a megathrust earthquake: Discrepancy between the apparent and Intrinsic relaxation time constants. *Pure Appl. Geophys.* 175, 549-558.
- Hamlyn J, Wright T, Walters R, Pagli C, Sansosti E, Casu F, Pepe S, Edmonds M, McCormick Kilbride B, Keir D, Neuberg J, Oppenheimer C. 2018. What causes subsidence following the 2011 eruption at Nabro (Eritrea)? *Progress in Earth and Planetary Science.* 5:31, <https://doi.org/10.1186/s40645-018-0186-5>.
- Hickey, J., Gottsmann, J., Nakamichi, H., Iguchi, M., 2016. Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan. *Sci. Rep.* 6, 32691, doi: 10.1038/srep32691.

- Hogan, J.P., Gilbert, M.C., 1995. The A-type Mount Scott Granite sheet: importance of crustal magma traps. *J. Geophys. Res.* 100, 15,779-15,792.
- Iguchi, M., Takayama, T., Yamazaki, T., Tada, M., Suzuki, A., Ueki, S., Ohta, Y., Nakao, S., 2008. Movement of Magma at Sakurajima Volcano Revealed by GPS Observation. *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 51, 241-246 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, K., Takayama, T., Tanaka, Y. and Hirabayashi, J., 1981. Lava flows at Sakurajima volcano (1) Volume of the historical lava flows. *Ann. Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.* 24, 1-10 (in Japanese with English abstract).
- Kilbride, B.M., Edmonds, M., Biggs, J., 2016. Observing eruptions of gas-rich compressible magmas from space. *Nat. Commun.* 7, 13744 doi: 10.1038/ncomms13744.
- Kozono, T., Ueda, H., Ozawa, T., Koyaguchi, T., Fujita, E., Tomiya, A., Suzuki, Y.J., 2013. Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations. *Bull. Volcanol.* 75:695, doi: 10.1007/s00445-013-0695-4.
- Mogi, K., 1958. Relations between eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 26, 99-134.
- Nooner, S.L., Chadwick, W.W.Jr., 2009. Volcanic inflation measured in the caldera of Axial Seamount: Implications for magma supply and future eruptions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q02002, doi:10.1029/2008GC002315.
- Omori, F., 1916. The Sakura-Jima eruptions and earthquakes, II. *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.* 8(6), 179p.
- Pollitz, F. F., Sacks, I. S., 2002. Stress triggering of the 1999 Hector Mine Earthquake by transient deformation following the 1992 Landers Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1487-1496.
- Rubin, A.M., 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 287-336.
- Sassa, K., 1956. A few problems on prediction of earthquake (II). *Proceedings of the fifth anniversary of founding of Disast. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.*, 3-7 (in Japanese).
- Segall, P., 2016. Repressurization following eruption from a magma chamber with a viscoelastic aureole. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, doi:10.1002/2016JB013597.
- Segall, P., 2018. Magma chambers: what we can, and cannot, learn from volcano geodesy. *Phil. Trans. R. Soc. A377: 20180158*, <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018.0158>.
- Shinohara, H., 2008. EXCESS DEGASSING FROM VOLCANOES AND ITS ROLE ON ERUPTIVE AND INTRUSIVE activity. *Rev. Geophys.* 46, RG4005, doi:10.1029/2007RG000244.
- Tsukui, M., Aramaki, S., 1990. The magma reservoir of the Aira pyroclastic eruption - A remarkably homogeneous high-silica rhyolite magma reservoir. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 35, 231-248.

- Ueno, T., 2016. Features, Source, and eruption volume of the Tsumaya pyroclastic flow deposit of the Aira caldera, southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 61, 533-544.
- Yamamoto, K., Sonoda, T., Takayama, T., Ichikawa, N., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Inoue, H., Matsushima, T., Uchida, K., Nakamoto, M., 2013. Vertical ground deformation associated with the volcanic activity of Sakurajima Volcano, Japan during 1996-2010 as revealed by repeated precise leveling surveys. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 58, 137-151.
- Yamasaki, T., Kobayashi, T., 2018. Imaging a low viscosity zone beneath the Kutcharo caldera, eastern Hokkaido, Japan, using geodetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 504, 1-12.
- Yamasaki, T., Kobayashi, T., Wright, T.J., Fukahata, Y., 2018. Viscoelastic crustal deformation by magmatic intrusion: A case study in the Kutcharo caldera, eastern Hokkaido, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 349, 128-145.
- Yamasaki, T., Miura, H., Nogi, Y., 2008. Numerical modelling study on the flexural uplift of the Transantarctic Mountains. *Geophys. J. Int.* 174, 377-390.
- Yamashina, K., 2013. The Inflation-deflation history of Aira Caldera for the last 120 years and the possibility of a forthcoming large eruption at Sakurajima Volcano. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 58, 103-114.
- Yokoyama, I., 2013. An Interpretation on Secular Changes in Deformation Caused by the 1914 Eruption of Sakurajima Volcano. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 58, 77-90.
- Watts, A.B., 2001. *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 458.
- Watts, A.B., Burov, E.B., 2003. Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth planet. Sci. Lett.* 213, 113-131.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., Wobbe, F., 2013. *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*. *EOS Trans. AGU* 94(45), 409-410.

3.2 活動的カルデラの地下構造調査

3.2.1 阿蘇カルデラ

3.2.1.1 阿蘇カルデラの地下構造調査

【実施内容】

活動的なカルデラ火山である阿蘇カルデラの地下構造について、深部からのマグマ供給系の全体像を、電磁気学的手法によって把握するための研究を実施した。阿蘇カルデラは南北約 25 km、東西約 18 km の世界最大級のカルデラであるが、外側を含めた広い範囲が陸上にあるため物理探査を行うには適地である。カルデラの構造や成因、マグマ供給系のモデルを作成するための基礎データを構築するために、当該カルデラをモデルフィールドとして広帯域 MT 法による電磁探査を行った。平成 27 年度は、およそ 30 km 四方の領域において 56 点（うち 6 点は増設）の観測点を設け測定を行ったが、さらに詳細な構造を求めるため、平成 28 年度には範囲をおよそ 50 km 四方の領域に拡張し、観測点分布の疎な個所を埋めるように 45 点（うち 4 点は増設）設け測定を行った。2017 年度は、これまでは噴火活動のために接近できなかった阿蘇中岳第一火口周辺の 9 観測点について測定を行った。いずれも、夜間 18 時～翌朝 8 時の時間帯に測定を行い、1 点あたり最低 2 晩以上のデータを取得した。リモートリファレンス等のデータ処理を行い、300~0.001 Hz の良好なデータを取得した。

まず、平成 28 年度までに取得した 100 の測点からなる、カルデラを覆うような広帯域 MT 法探査データを用いた 3 次元インバージョン解析を実施した。そして精度よく求められた 3 次元比抵抗モデルについて、中央火口丘の地下に現れる低比抵抗異常領域の検証を行った。次に、昨年度観測を行った中岳第一火口周辺の 9 地点のデータをこれまでのデータに追加し、3 次元インバージョンによる比抵抗構造の再解析を実施した。これにより、これまで不明であった阿蘇火山のより浅部の地下構造を求めることができた。一方で、広帯域 MT 法では探査が困難であった地殻下部の比抵抗構造の解明を目指し、電話回線設備を利用した長基線の電磁探査法であるネットワーク MT 法の既存データによる構造解析を引き続き実施し、阿蘇カルデラでの、ネットワーク MT 法探査の適用拡大に向けた可能性を検討する研究を行った。

【研究内容】

(1) 広帯域 MT 法データによる 3 次元比抵抗モデルと、特徴的な低比抵抗異常領域についての検証

平成 27 年度の阿蘇カルデラ中央火口丘を中心にした観測（45 測点）、および、平成 28 年度の阿蘇カルデラ内外における補充観測（55 測点）によって取得した 100 測点（図 3.2.1.1-1）の MT 法データを用いて行った 3 次元比抵抗インバージョン解析によって、阿蘇カルデラ下の上部地殻の比抵抗構造モデルを求めた（Hata et al., 2018a）。本研究では、新しく得られた 3 次元比抵抗モデル中に存在する顕著な低比抵抗異常領域について、

マグマ溜まりとの関係に焦点を当てて行った検証結果について報告する。また、本 3 次元比抵抗モデルを得るために用いた MT 法データのデータ処理の詳細、および、インバージョン処理の詳細については、既に、2015・2016 年度の報告書、ならびに、2017 年度の報告書に記載済みであるが、検証対象である低比抵抗異常領域の存在を理解する上でポイントとなる部分については、以下にも記載しておく。

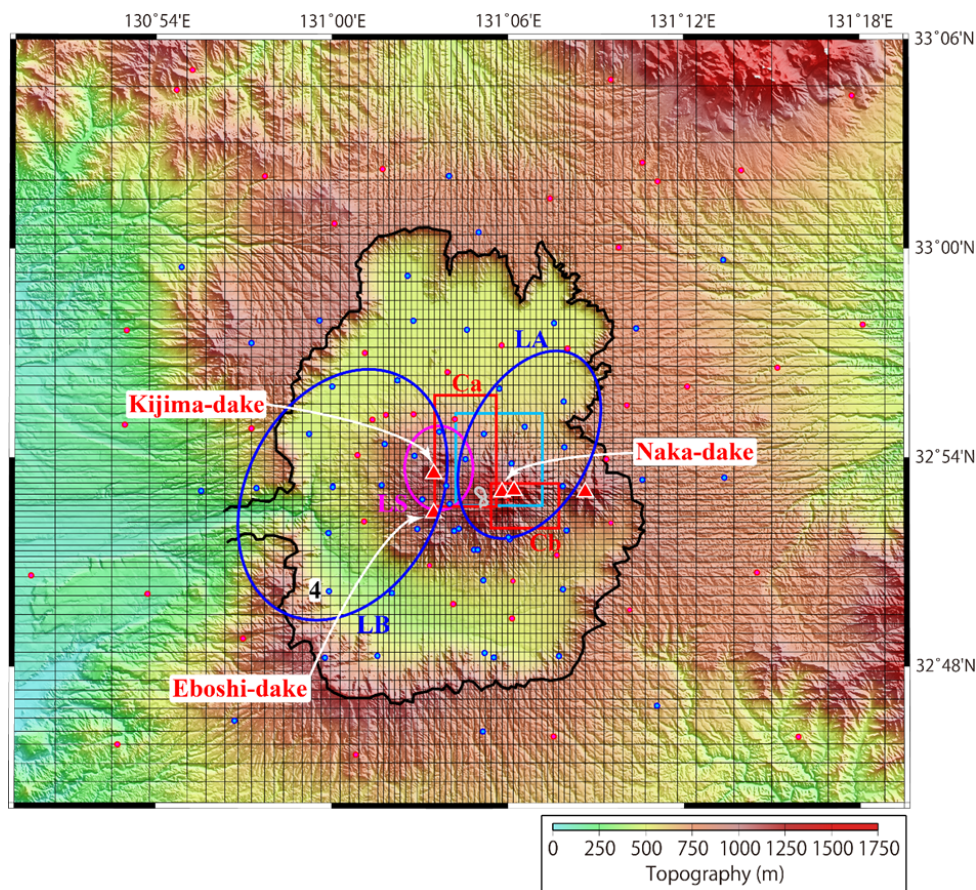


図 3.2.1.1-1 阿蘇カルデラ周辺の MT 観測点の位置図。●と○は、2015 年度の観測点、および、2016 年度の観測点。▲は中央火口丘の火山、灰色枠は中岳第一火口を表す。赤色枠の領域 (Ca と Cb) は、2015 年度の観測点のみを用いて求めた 3 次元比抵抗モデルの低比抵抗異常の位置。水色枠、青色枠、ピンク色枠の領域は、それぞれ、深度 15.5km に推定されたシル状の変動源 (国土地理院, 2004)、地震波トモグラフィ解析によって推定された深度 8~15km と 15~23km に分布する S 波の低速度異常領域 LA と LB (Abe et al., 2017)、深度 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., 2018a より引用】

a) 3次元比抵抗インバージョン解析

本インバージョン解析では、これまでの観測で取得した 100 測点の 16 周波数 (194Hz ~0.00042Hz) の MT 応答関数 6 成分 (インピーダンス 4 成分とティッパー-2 成分) を入力データとした 3 次元比抵抗インバージョン解析 (Siripunvaraporn & Egbert, 2009) を行った。入力データのサイズは、 $100 \times 16 \times 12$ (測点数 \times 周波数 \times 応答関数の数。応答関数は複素数であることから $6 \times 2 = 12$ となる。) であるが、エラーが大きく信頼度の低いと考えられるデータは、得られるモデルのあるべき構造を歪める要因となるので、モデル計算に影響しないように設定した。次に、初期構造モデルには、陸域の比抵抗値に、平成 27 年度の中央火口丘を中心にした観測点配置で取得した 55 測点のデータのみを用いて求めた比抵抗モデル [2016 解析モデル (Hata et al., 2016)] の値を与え、また、海水層に $0.33\Omega\text{m}$ 、空気層に $10^8\Omega\text{m}$ の比抵抗値を与えた構造を使用した。そして、インピーダンスに 5%、ティッパーに 10% のエラーフロアーを与え、南北 106、東西 100、鉛直 74 のセルで構成した $1400\text{ km} \times 1400\text{ km} \times 1001.79\text{ km}$ (海水面より上の地形 1.79 km) の領域について、海水層と空気層以外のブロックの比抵抗値を変化させ RMS 残差 1.82 の最適モデルを得た。ここで、モデル水平面のセルは、中央火口丘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、中央火口丘付近の $0.3\text{ km} \times 0.3\text{ km}$ であり (図 3.2.1.1-1)、最大セルのサイズは、 $150\text{ km} \times 150\text{ km}$ である。また、鉛直方向のグリッドサイズは、地形効果の影響を出来る限り考慮する目的のため、海水面よりも上の領域については、 $0.01 \sim 0.06\text{ km}$ と細かくした。一方で、海水面よりも下の領域については、 $0.01 \sim 300\text{ km}$ で深度が増すにつれて大きくなるように設定した。

b) 3次元比抵抗構造モデルと感度検定 -低比抵抗異常領域 C1 について-

図 3.2.1.1-2 と図 3.2.1.1-3 には、3 次元比抵抗モデル (Hata et al., 2018a) の代表的な 6 つの深度 (2-2.5km, 6-7km, 9-10km, 11.5-13km, 15-17km, 20-24km) の水平断面と、中央火口丘を横断する 6 つの測線 (profile A1, A2, A3, B1, B2, B3) の深度 20km までの鉛直断面を示す。図 3.2.1.1-3 の鉛直断面のうち、profile A2, B1 は、中岳第一火口を横断する断面であり、A 断面と B 断面は、それぞれ $N60^\circ W - S60^\circ E$ 方向と、それと直交する方向の断面に分類される。

本研究において注目した低比抵抗異常領域 C1 は、阿蘇カルデラ内の中央火口丘の地下約 20km から中岳第一火口に向かって延びる北傾斜の低比抵抗ブロックを含む領域である (図 3.2.1.1-4)。この低比抵抗異常領域 C1 の中心ブロックは、GPS 連続観測データの解析によって推定された深度 15.5km のシル状の変動源 [図 3.2.1.1-2 の水色四角領域 (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 に分布する S 波の低速度異常領域 [図 3.2.1.1-2 の LA (Abe et al., 2017)]、および、深度 6km に中心をもつ球状の P 波の低速度異常領域 [図 3.2.1.1-2 の LS (Sudo and Kong, 2001)] を通過しながら上昇するような経路をたどる (図 3.2.1.1-5)。つまり、低比抵抗異常領域 C1

は、阿蘇カルデラの上部地殻に存在するマグマ供給系（マグマの移動経路）に起因した異常であり、中岳第一火口における現在の活動と関連する異常と考えられる。また、阿蘇カルデラの上部地殻に存在するマグマ供給系は、この20年ほどの間は、定常的に同じ経路を使用していると推察される。低比抵抗異常領域 C1 については、得られた3次元比抵抗モデルにとって必須の高い信頼性を有する構造であることを感度検定によって確認している。感度検定の方法や結果についての詳細は、2017年度の報告書を参照のこと。

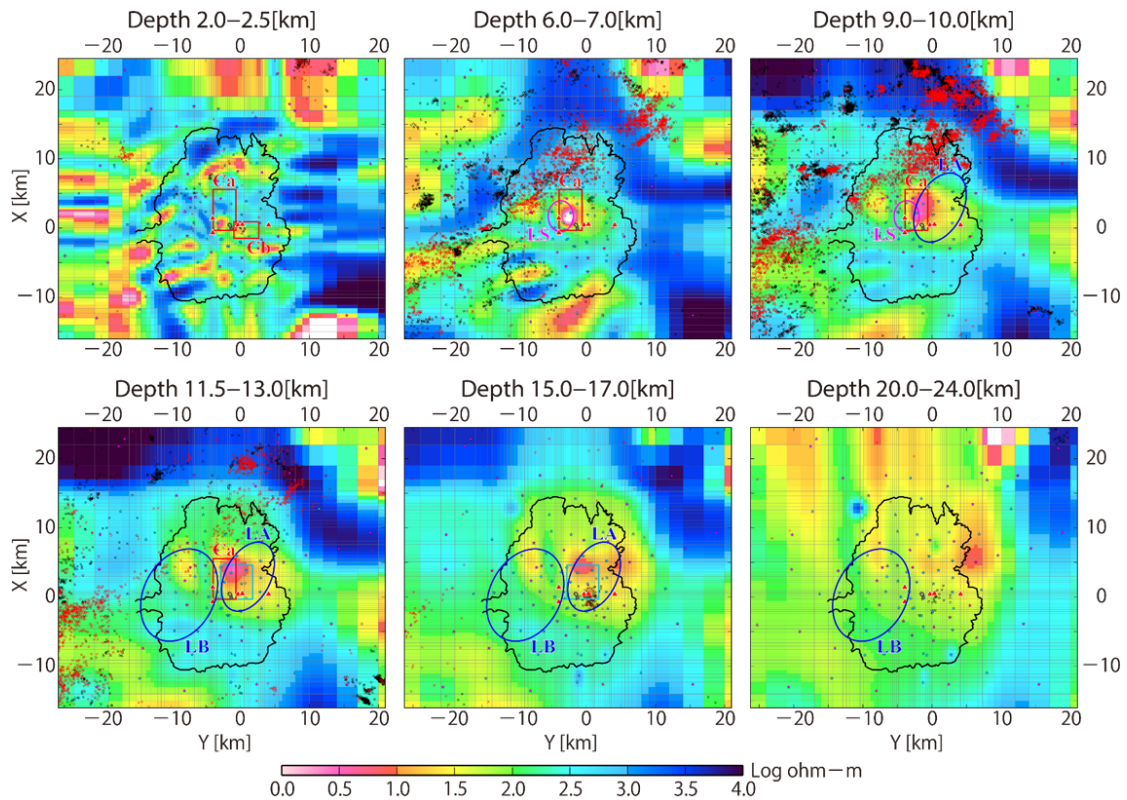


図 3.2.1.1-2 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺の水平断面。★と☆はMT観測点、○と○は、2003年1月-2013年12月の期間、2013年1月-2016年12月の期間の気象庁一元化震源の震源分布を表す。その他のシンボルについては、図1と同様。【Hata et al., 2018a より引用】

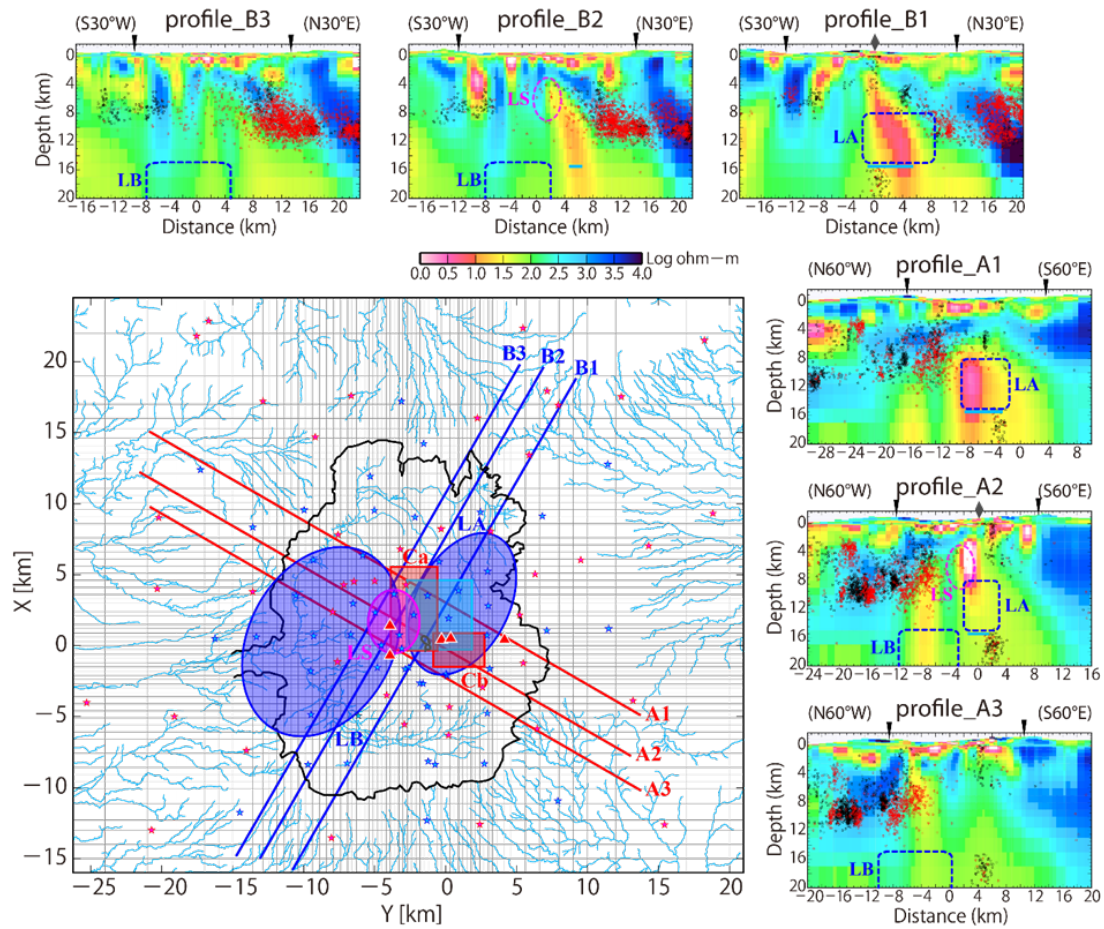


図 3.2.1.1-3 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラを横断する鉛直断面。断面上の▼はカルデラ壁の位置、◆は中岳第一火口の位置、○と◇は、2003年1月–2013年12月の期間、2013年1月–2016年12月の期間の気象庁一元化震源の震源分布を表す。それぞれのカルデラ横断測線は、地図上の赤線と青線に対応する。★と☆はMT観測点を示す。その他のシンボルについては、図1と同様。【Hata et al., 2018a より引用】

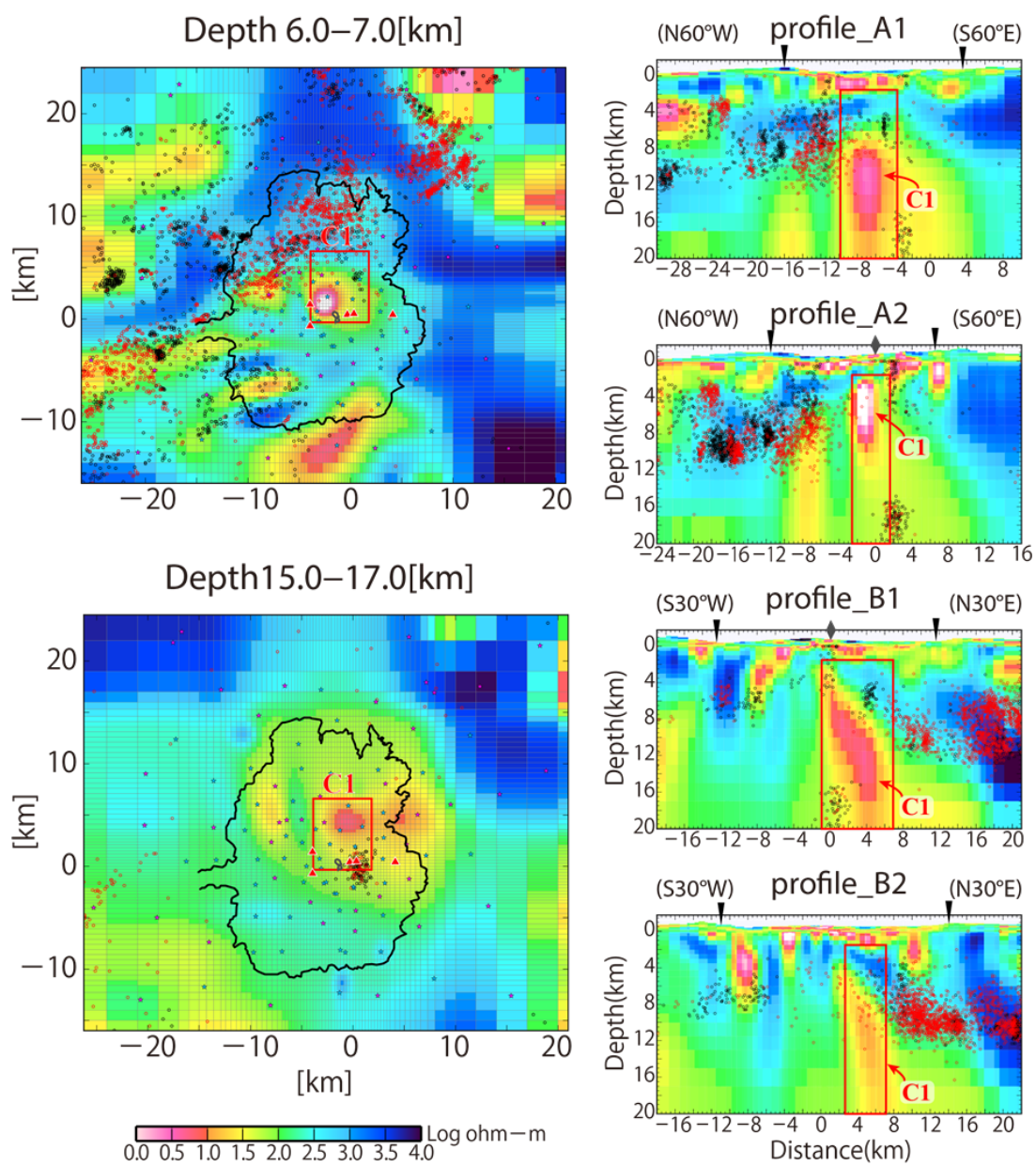


図 3.2.1.1-4 感度検定モデル C1 で置き換えに指定した領域 (赤枠). その他のシンボルについては, 図 3 と同様. 【Hata et al., 2018a より引用】

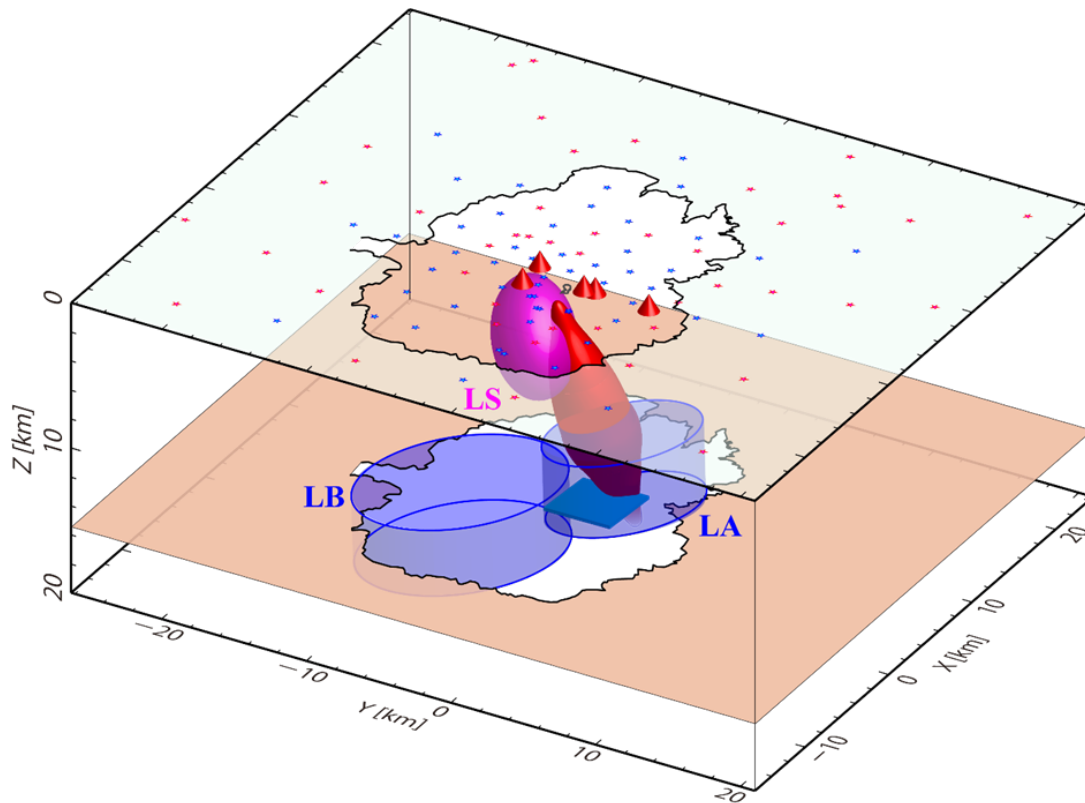


図 3.2.1.1-5 3次元比抵抗構造モデルから得られた低比抵抗異常ブロック C1 と先行研究によって得られている異常領域の空間配置. ★と☆は MT 観測点, ▲は中央火口丘の火山を示す. 【Hata et al., 2018a より引用】

c) 低比抵抗異常領域 C1 についての解釈 - マグマ溜まりとの関係についての検証 -

前節で述べたように、阿蘇カルデラ中央火口丘の地下に現れた低比抵抗異常領域 C1 は、先行研究で求められている上部地殻の低速度異常域 (Sudo and Kong, 2001; Abe et al., 2017) や変動源の分布域 (国土地理院, 2004) と調和的な位置に存在することから、マグマの移動経路 (マグマ供給系) に起因した異常であると推察される。ここで、本研究におけるマグマ供給系とは、マグマの移動および停留領域を意味することとする。一般的に、マグマの密度と地殻を構成する岩石 (母岩) の密度は、下部地殻の密度 > マグマの密度 > 上部地殻の密度の関係にある。従って、マントルから上昇してくるマグマは、下部地殻までは浮力で上昇できる可能性が高いと考えられ、下部地殻と上部地殻の境界付近には、マグマの停留領域 (マグマ溜まり) が形成されうる。阿蘇カルデラ周辺では、下部地殻と上部地殻の境界であるコンラッド面は、深度 16~18km に位置すると報告されており (Oda and Ushio, 2007), 深度 15.5km に推定されたシル状の変動源 (国土地理院, 2004) と調和的である。一方で、上昇してくるマグマの密度が上部地殻において密度中立になる場合には、上部地殻においてマグマ溜まりが形成される。阿蘇カルデラ内では、深

度 6km に中心をもつ球状の低速度異常領域 LS が報告されているが (Sudo and Kong, 2001), 本研究で得られた低比抵抗異常領域 C1 において最も比抵抗の低いブロックの深度と調和的である (図 3.2.1.1-2, 3.2.1.1-3). また, マグマ上昇過程において, マグマに満たされたクラックの成長方向は, 浮力, クラック表面に働く応力勾配, マグマ溜まりの過剰圧, クラックへのマグマの供給率といった要素に支配される (e.g., Rubin, 1995; Takada, 1989, 1990, 1994). 阿蘇カルデラは, 別府-島原地溝の南縁に位置することから北落ちの正断層系が認められる地域であり, 低比抵抗異常領域 C1 のような北傾斜のマグマ供給系が形成されやすい応力分布にあることが示唆される. 上記の知見を踏まえて考察すると, カルデラ北東側から中央火口丘に向かって延びる北傾斜の低比抵抗異常領域 C1 は, 深度 17km 程度に停留したマグマが上昇していく経路部分, 上昇してきたマグマが上部地殻の深度 6km 程度に停留した部分 (マグマ溜まり), 上部地殻のマグマ溜まりからマグマが上昇していく経路部分, で構成されるマグマ供給系を反映していると考えられることができる.

一般的に, 地下浅部 (地殻) における比抵抗に最も寄与する要素は, 間隙水やメルトなどの流体 (間隙流体) の存在であり, さらに, 流体の組成や量, 温度-圧力状態, そして, 連結度といった要素が, 比抵抗を支配する重要な要因となる. また, 乾燥した岩石の比抵抗値は, 1000°C を超えるような温度条件であっても 10 Ω m 以下になることなないと考えられている (e.g., Kariya and Shankland, 1983). ここでは, 低比抵抗異常領域 C1 において最も比抵抗の低い領域 (深度 2~9km) にマグマ溜まりが形成されているとの仮定のもと, マグマ溜まりのメルト分率の見積もりを行った. マグマ溜まりとしてメルト分率を計算するブロックには, 4 つの比抵抗値 (<40 Ω m, <10 Ω m, <3 Ω m, <1 Ω m) を閾値にしてセル抽出した 4 種類の異なる体積をもつブロックを設定した. それぞれの閾値で抽出されたブロックの体積は, 89.3 km³ (閾値 40 Ω m), 37.4 km³ (10 Ω m), 16.5 km³ (3 Ω m), 6.3km³ (1 Ω m) である. ブロックの体積計算に係る閾値以下の比抵抗値をもつセル抽出の具体例を, 図 3.2.1.1-6 に示す. また, 今回の計算では, それぞれの体積ブロックの平均比抵抗値 (平均比抵抗値=セルの体積×セルの比抵抗値/全体の体積) を, 流体部分 (メルト) と固体部分で構成されるマグマ溜まりのバルク比抵抗値として使用した. 最終的に, 体積ごとのマグマ溜まりの平均比抵抗値は, 15.67 Ω m (マグマ溜まりの体積 89.3 km³), 4.13 Ω m (37.4 km³), 1.38 Ω m (16.5 km³), 0.53 Ω m (6.3km³) となった. 先行研究である Sudo and Kong (2001) では, マグマ溜まりの体積は 100km³ 程度と見積もられるが, 本研究では, -15% 以下の低速度異常域 (体積 70 km³ 程度) を図 3.2.1.1-1~3 に示している. 次に, メルト (流体) の比抵抗値は, 2014 年 11 月 26-27 日に中岳第一火口で噴出したスコリアの化学分析結果 Na₂O 3.21 wt%, SiO₂ 57.68 wt%, 1113°C \approx 1386K, 含水量 0.6~0.8 wt% (斎藤 他, 2017) を使用し, SIGMELTS システム (Pommier et al., 2011) でケイ酸塩メルトの比抵抗値 (0.50~0.52 Ω m) を求めた. この時, マグマ溜まりの圧力は, 平均的な地殻の密度である 2800kg/m³ を用いて計算した深度 6km の静岩圧

164.64MPa と等しいと仮定した。さらに、固体（母岩、または、結晶部分）の比抵抗値には、得られた比抵抗モデルの低比抵抗異常領域の周囲の比抵抗を考慮して、40~80 Ωm とした。そして、上記のようにして求めたマグマ溜まりの平均比抵抗値、メルトの比抵抗値、固体の比抵抗値を Hashin-Shtrikman のメルト完全連結の式 (Hashin and Shtrikman, 1962) に当てはめて解くことによって、マグマ溜まり中に存在するメルトの割合を計算した。最終的に、4つの比抵抗の閾値を使用して規定した、拡がり（体積）の異なるマグマ溜まりのメルト分率は、3~4%（マグマ溜まりの体積 89.3 km³）、16~17%（37.4 km³）、45~47%（16.5 km³）、96~99%（6.3km³）、となった。近年の主に岩石学的・熱的な知見の蓄積を基に定義された、流動可能な状態のマグマが溜まっている領域（狭義のマグマ溜まり）は、メルト量>約 50%（結晶量<約 50%）の領域であるので（e.g., Bachmann and Bergantz, 2008）、本研究から推定される阿蘇カルデラ地下の上部地殻に存在する噴火可能なマグマは、最大 15 km³程度と考えられる。

(2) 阿蘇火山浅部の比抵抗構造を得るための再解析

これまでに得られた比抵抗構造の結果を見ると、中岳下から深度 15km 程度まで延びる円柱状の低比抵抗体が求められている。比抵抗値は最も小さいところで 1 Ωm 以下になり極めて低い値を示す。その一部は地震波トモグラフィーによって求められている低速度異常域 (Sudo and kong 2001) と重なっている。また、深度 15km 以深のシル状地殻変動源 (国土地理院, 2004) や深部低周波地震 (気象庁) に向かって延びているように見える。このことから、この低比抵抗体は深部のマグマ溜まりから上方へ延びるマグマ供給系であると解釈されている。しかしながらこれまでに行った解析では、深度 2km ぐらいから浅部の構造が不明瞭であった。そこで、有史以来頻繁に噴火活動を繰り返している中岳第一火口とこの低比抵抗体の関係を明らかにするべく、2015 年のデータに第一火口周辺の 9 観測点を加え、特に浅部の構造に着目した 3 次元の比抵抗構造の再解析を行った。

a) 熊本地震の影響評価

浅部の比抵抗構造を求めるにあたって 2015 年に観測した 56 地点のうち S/N 比の悪い観測点(007, 026, 036, 037, 038, 046, 126)を除いた 49 地点のデータと 2017 年に測定した 9 地点のデータを用いた。それぞれの観測点位置を図 3.2.1.1-7 および 8 に示す。

2回の測定の間熊本地震が 2016 年 4 月に発生していることから、この地震による地下比抵抗構造の変化の有無を確認するために、一部の同一の測点で地震後に再測定を行った。比較を行った観測点でのサウンディングカーブを図 3.2.1.1-9a~d に示す。限られた測点での結果ではあるが、地震の前後において顕著な変化は見られず、地震の影響のない均質なデータに基づいてインバージョンを行ったとみなすことができる。

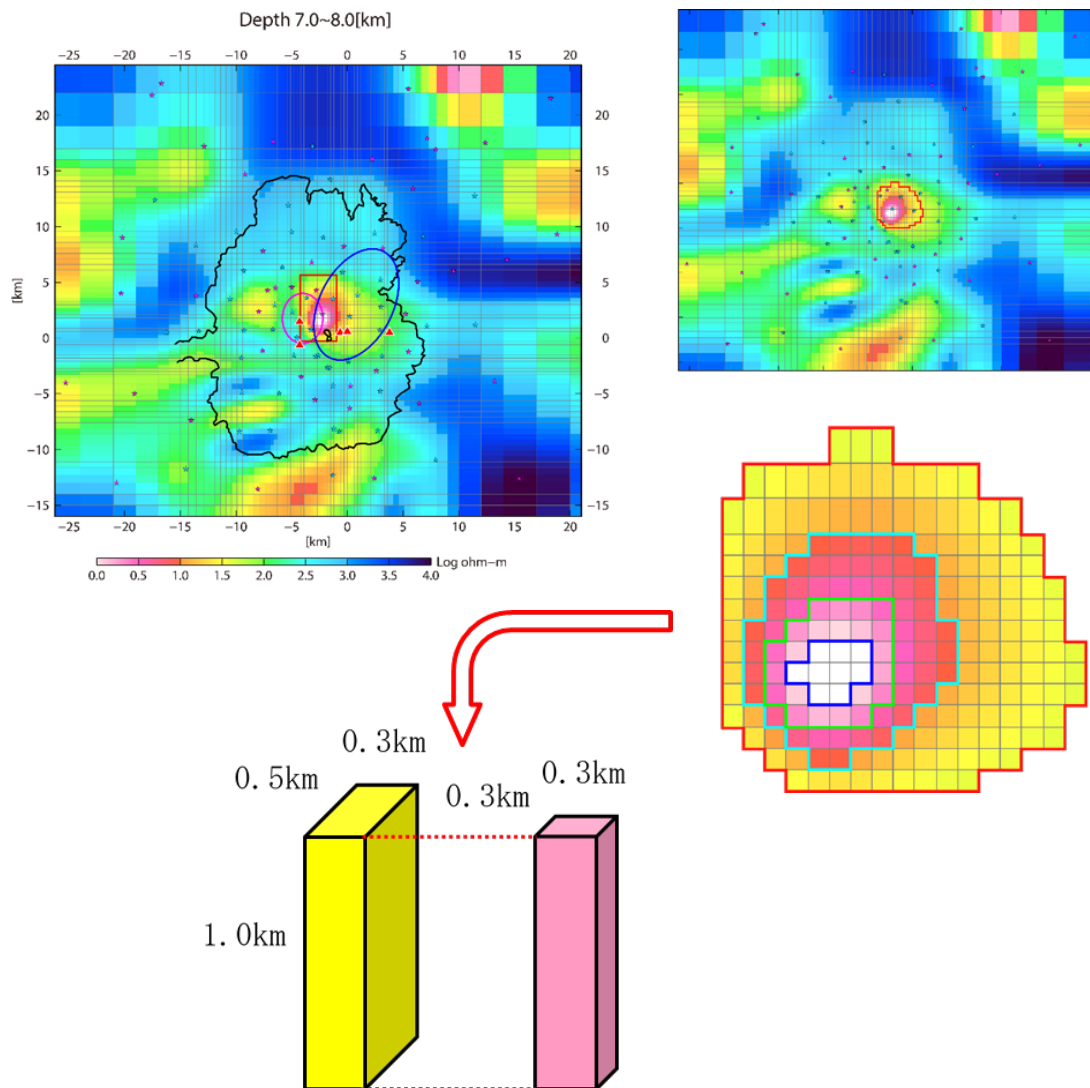


図 3.2.1.1-6 深度 7~8km を例に，マグマ溜まり（広義のマグマ溜まり）の領域として抽出したセルの拡がりを示すための平面図，および，領域に含まれる 2 種類のセルの体積（上から 1~3 段目のセル：0.5 km×0.3 km×1.0 km，4~15 段目のセル：0.3 km×0.3 km×1.0 km）を表した図．切り出された平面図で，赤色枠，水色枠，緑色枠，青色枠に囲まれた領域は，それぞれ，40Ωm，10Ωm，3Ωm，1Ωm の閾値以下の領域を表す．

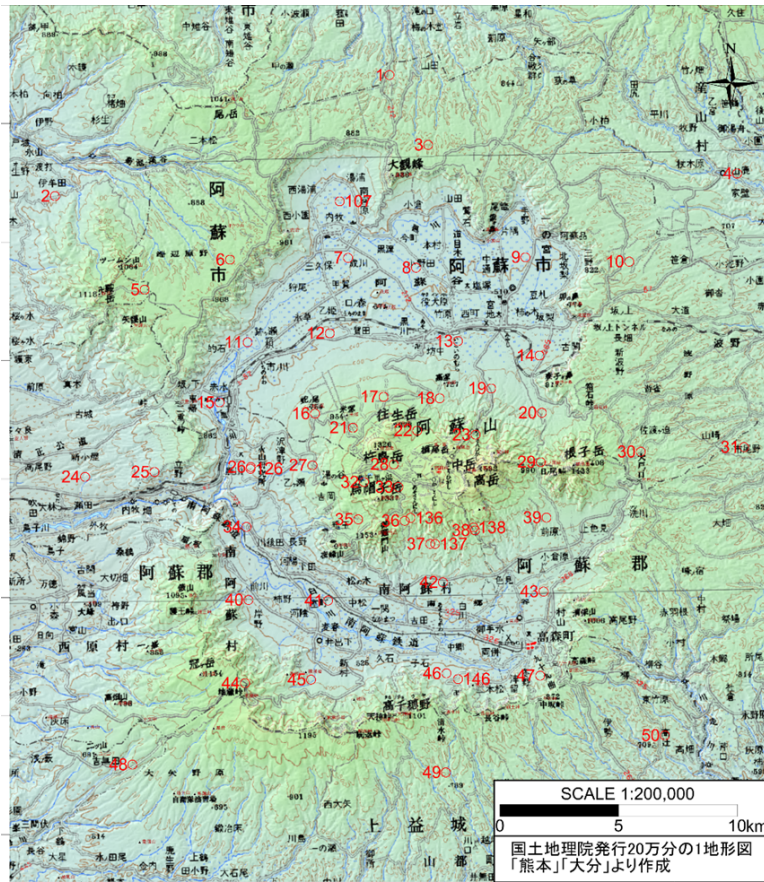


図 3.2.1.1-7 2015 年の測点位置図。作図には国土地理院の地形図を用いた。

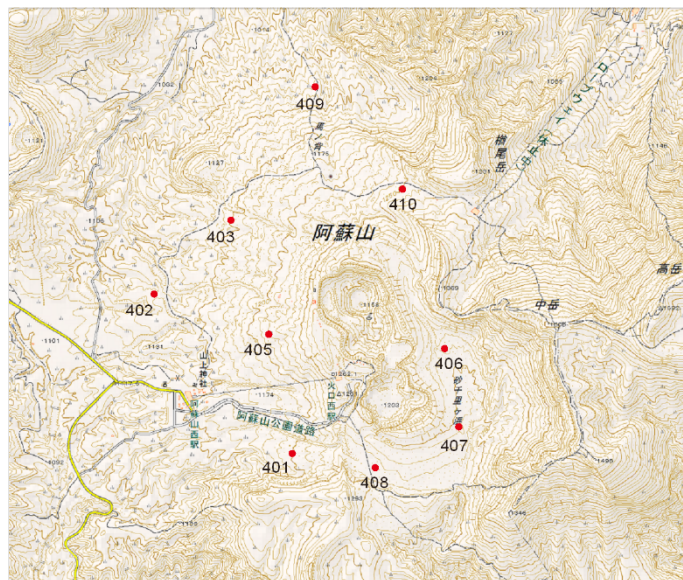


図 3.2.1.1-8 2015 年の測点位置図。作図には国土地理院の地形図を用いた。

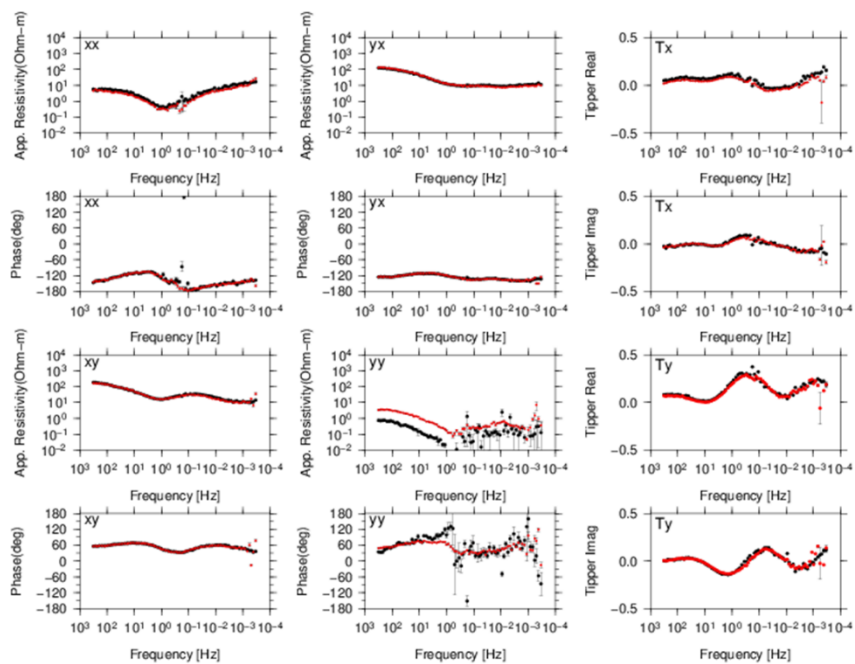


図 3.2.1.1-9a 観測点 018 における熊本地震前後のサウンディングカーブ.黒線が 2015 年 12 月, 赤線が 2017 年 3 月の測定値.

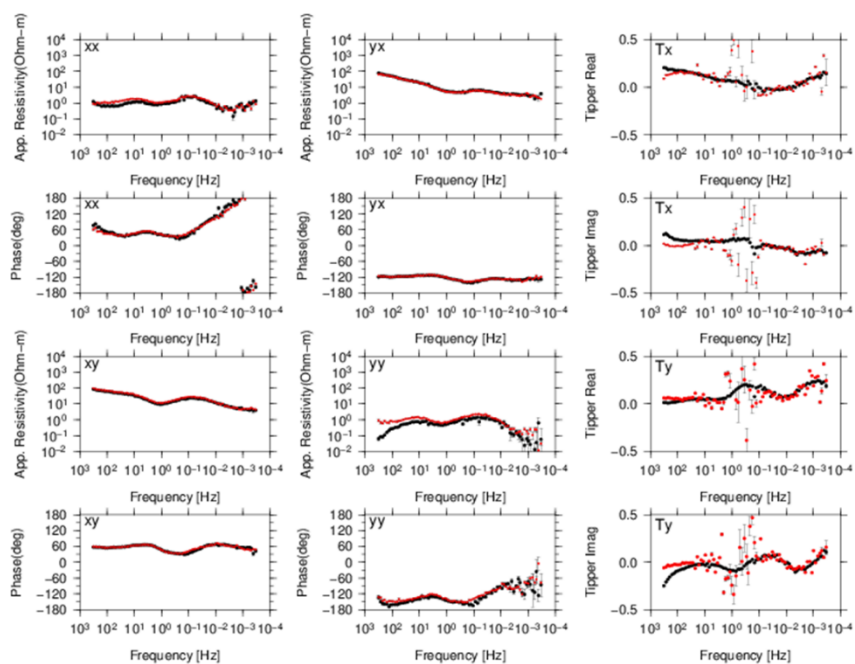


図 3.2.1.1-9b 観測点 022 における熊本地震前後のサウンディングカーブ.黒線が 2015 年 12 月, 赤線が 2017 年 3 月の測定値.

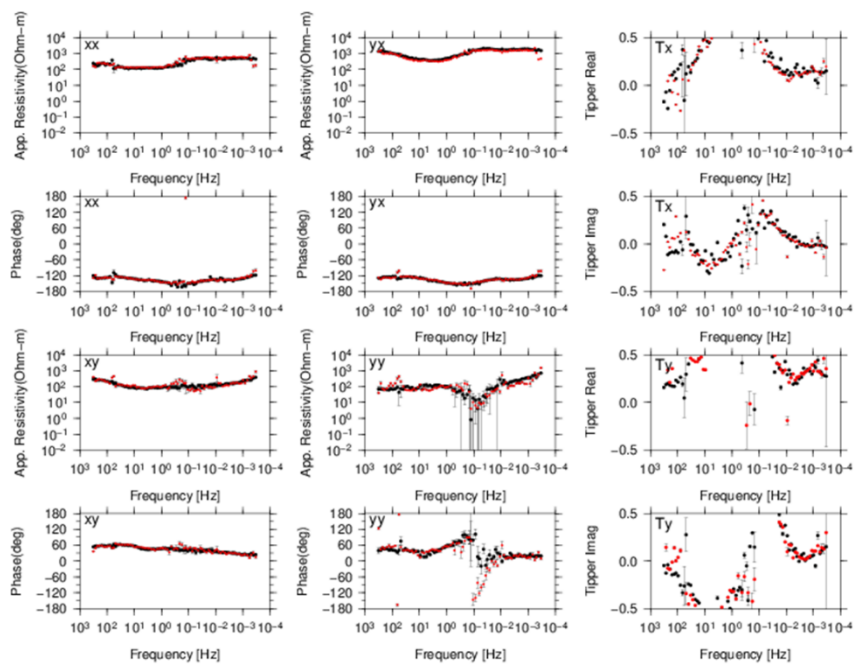


図 3.2.1.1-9c 観測点 024 における熊本地震前後のサウンディングカーブ.黒線が 2015 年 12 月, 赤線が 2017 年 3 月の測定値.

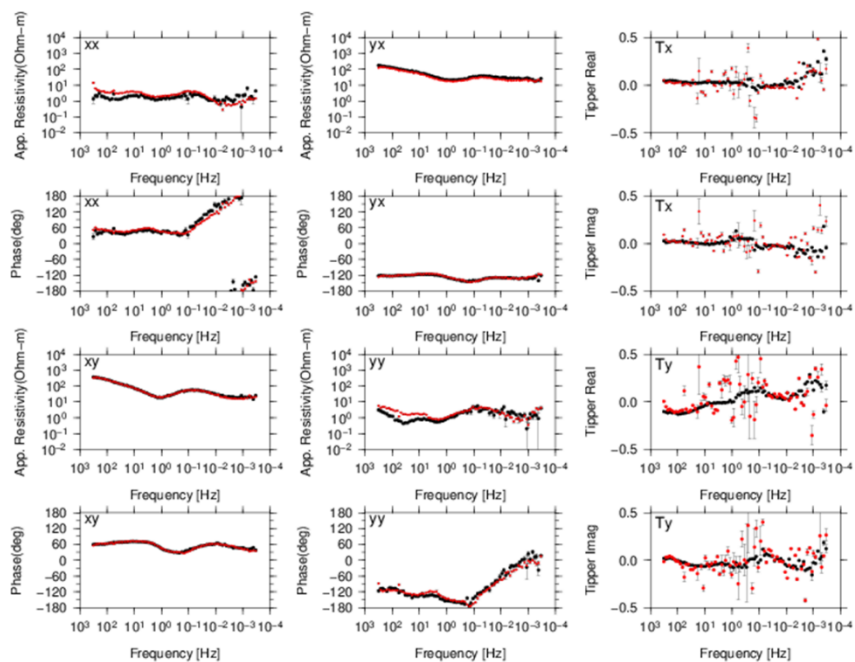


図 3.2.1.1-9d 観測点 028 における熊本地震前後のサウンディングカーブ.黒線が 2015 年 12 月, 赤線が 2017 年 3 月の測定値.

b) 解析手順

解析手順はこれまでと同じである。すなわちリモートリファレンス処理を行ったMT法データの80周波数（320Hz～0.000343Hz）から16周波数（194Hz, 79Hz, 33Hz, 13.7Hz, 5.6Hz, 2.34Hz, 1.02Hz, 0.43Hz, 0.176Hz, 0.073Hz, 0.032Hz, 0.0134Hz, 0.0055Hz, 0.00229Hz, 0.00099Hz, 0.00042Hz）を選び出し、インピーダンス4成分とティッパ2成分を合わせたMT応答関数の6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。入力データについては、エラーが大きく信頼度の低いと考えられるデータを使用しないこととし、全ての測点について周波数毎に全成分の取捨選択を行った。最終的な入力データのサイズは、 $58 \times 16 \times 12$ （測点数×周波数×応答関数の数）である。ここで、応答関数の数は、MT応答関数が複素数であることから $6 \times 2 = 12$ となる。

解析領域は南北1400 km、東西1400 km、鉛直1001.8 km（海水面より上の地形1.8kmを含む）である。解析領域の範囲内は、南北106、東西100、鉛直70個のセルで構成した。水平面のセルは、中心座標を北緯32.88度、東経131.10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、最小セルのサイズは中央火口丘付近の 0.3×0.3 kmで、最大セルのサイズは中心から最も遠方の 150×150 kmである。また、鉛直方向のセルサイズは、以前のモデルと異なり、海水面よりも上の領域については、0.05kmで一定とし、海水面よりも下の領域については、0.1～300kmで深度が増すにつれて大きくなるように設定した。鉛直方向のセルサイズの変更に伴い、空気と陸地および海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）を再計算した。水平位置が異なる各セルの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（50mメッシュ）を使用した。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500m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、GEBCO（大洋水深総図）の30秒角（約500m）のデータを用いた。これまでの解析事例から、この地表面の形状が解析結果に及ぼす影響は大きいと考えられるので、本報告では再現性をチェックすることにした。その結果を図3.2.1.1-10に示す。セルの大きさによって地形の分解能は悪くなるが、元地形はよく再現されている。

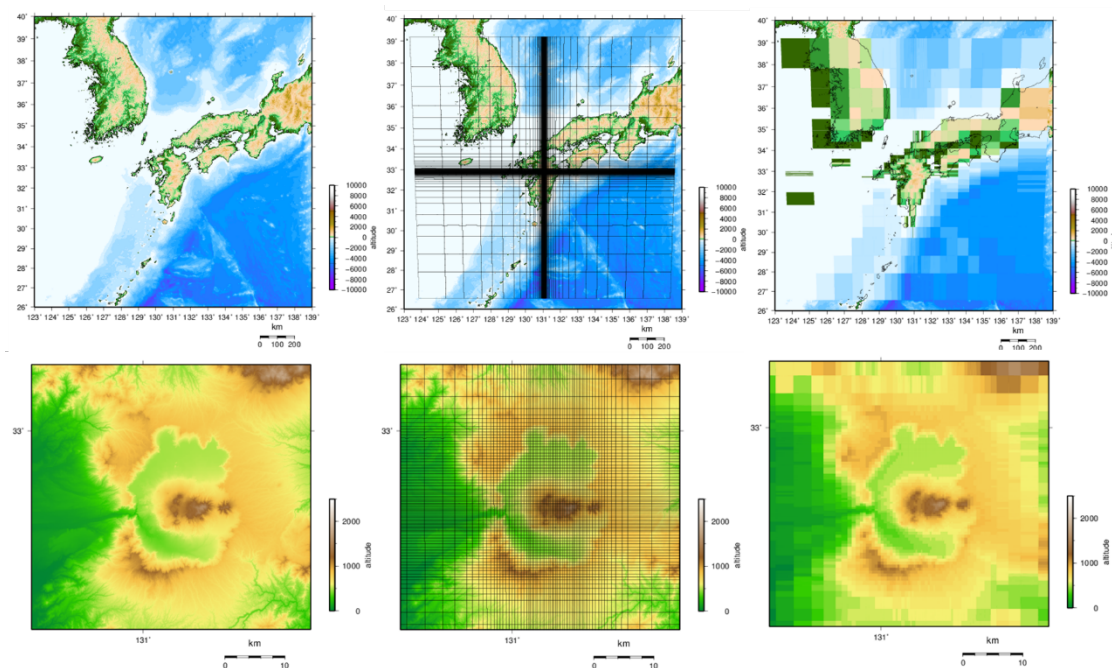


図3.2.1.1-10 地形図（左），インバージョンで使したグリッド（中），各グリッドに与えた標高（右）．下段は阿蘇カルデラ周辺を拡大したもの．

インバージョンでは海水および空気をそれぞれ $0.33 \Omega \cdot \text{m}$ ， $10^8 \Omega \cdot \text{m}$ で一定とし，陸地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ている．その際に陸地には $80 \Omega \cdot \text{m}$ の比抵抗値を初期条件として与えた．まず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20，30%とし，RMS値の低い結果を初期値として，次にエラーフロアをそれぞれ5，10%としたイタレーションを10回行い，最もRMS値の低いものを最終結果とした．RMS残差として2.156のモデルを得た．

c) 解析結果

観測値と最適モデルの計算値のフィッティングとして，全測点についてサウンディングカーブで示す（図3.2.1.1-11a～cc）．インピーダンスの対角成分（ Z_{xx} と Z_{yy} ）とティッパー（ 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} ）については，かなり良い一致を示していることが確認できる．

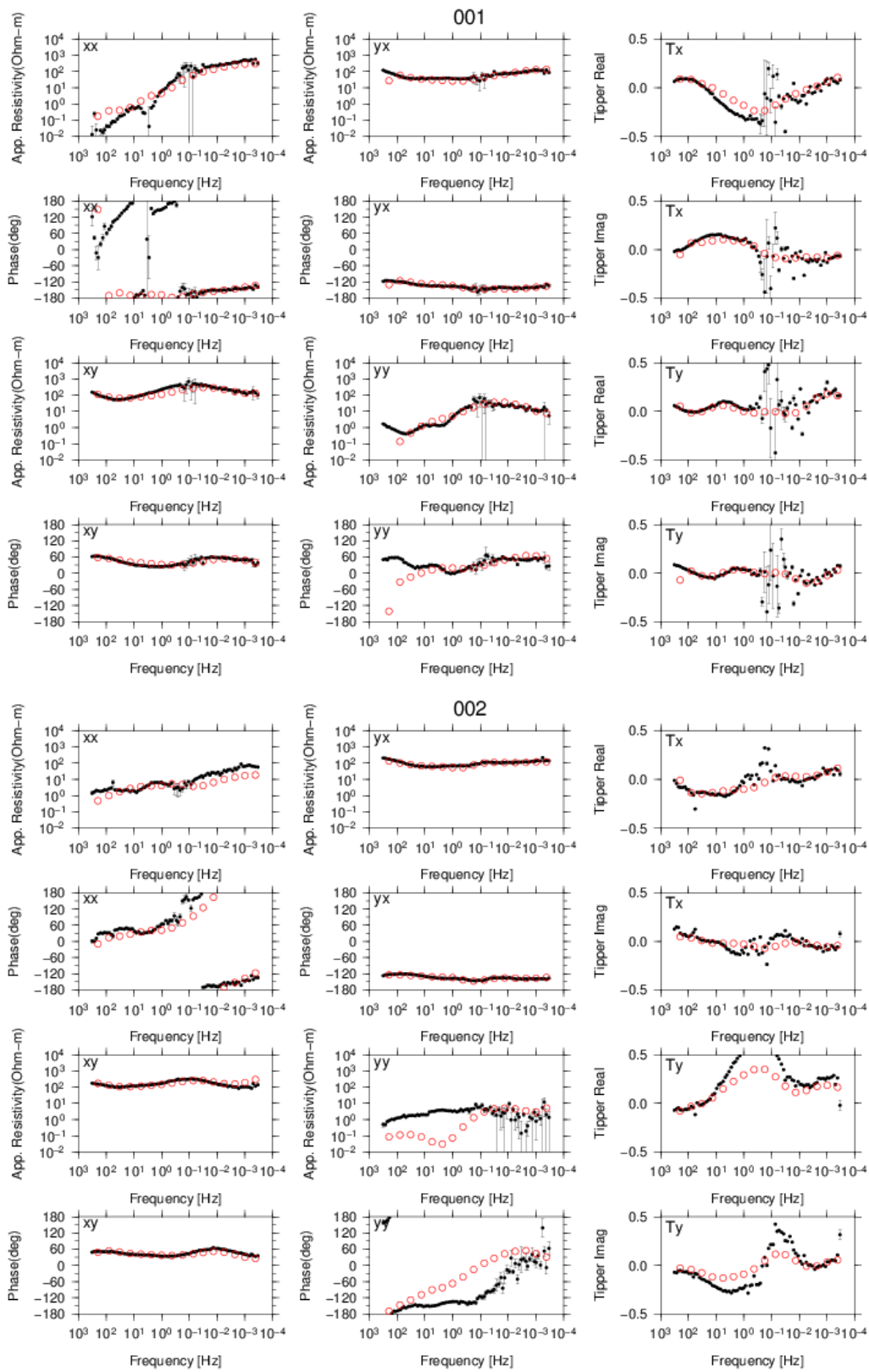


図 3.2.1.1-11a 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

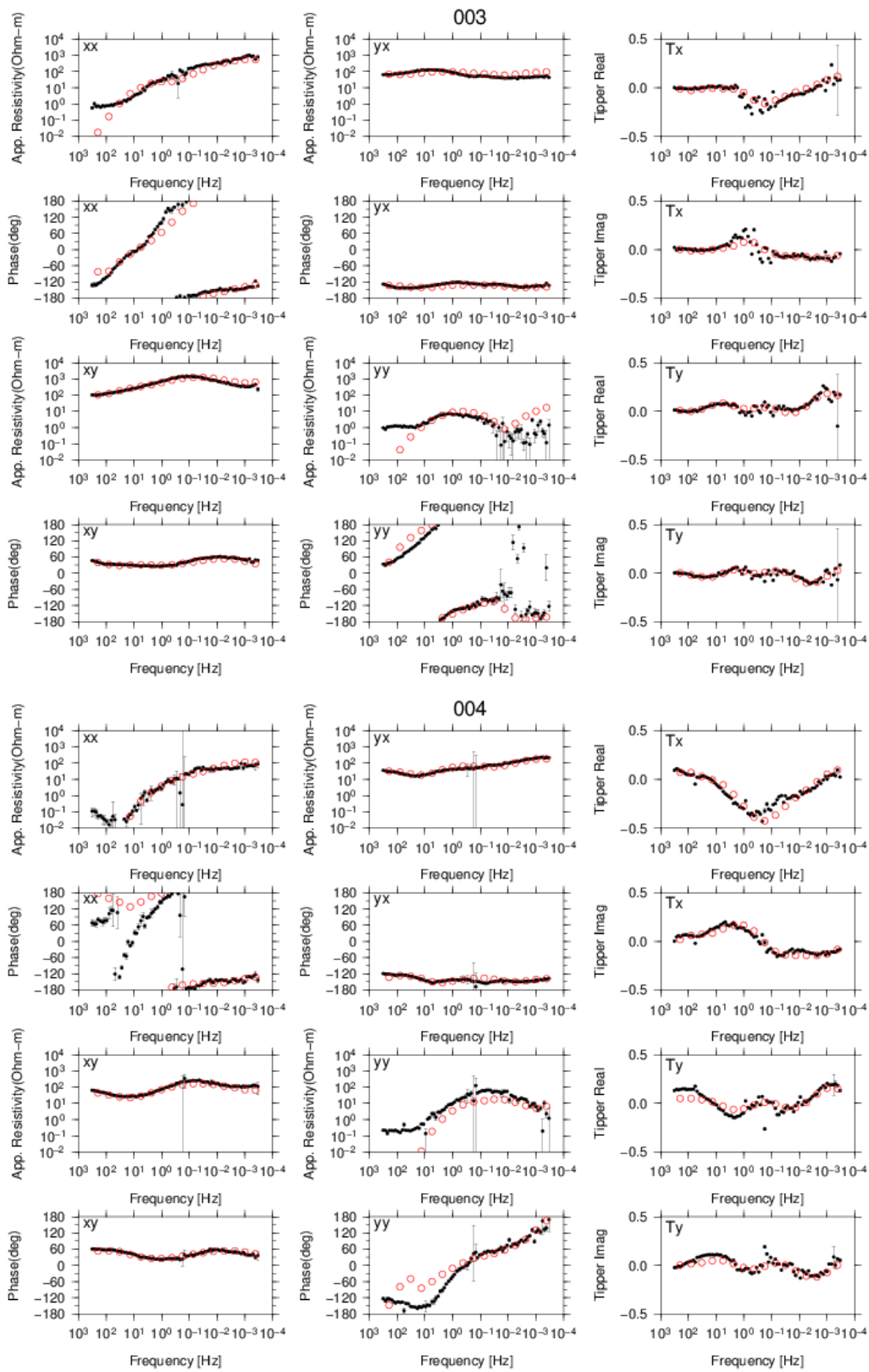


図 3.2.1.1-11b 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗, 下段：位相). 黒丸：観測値, 赤丸：計算値.

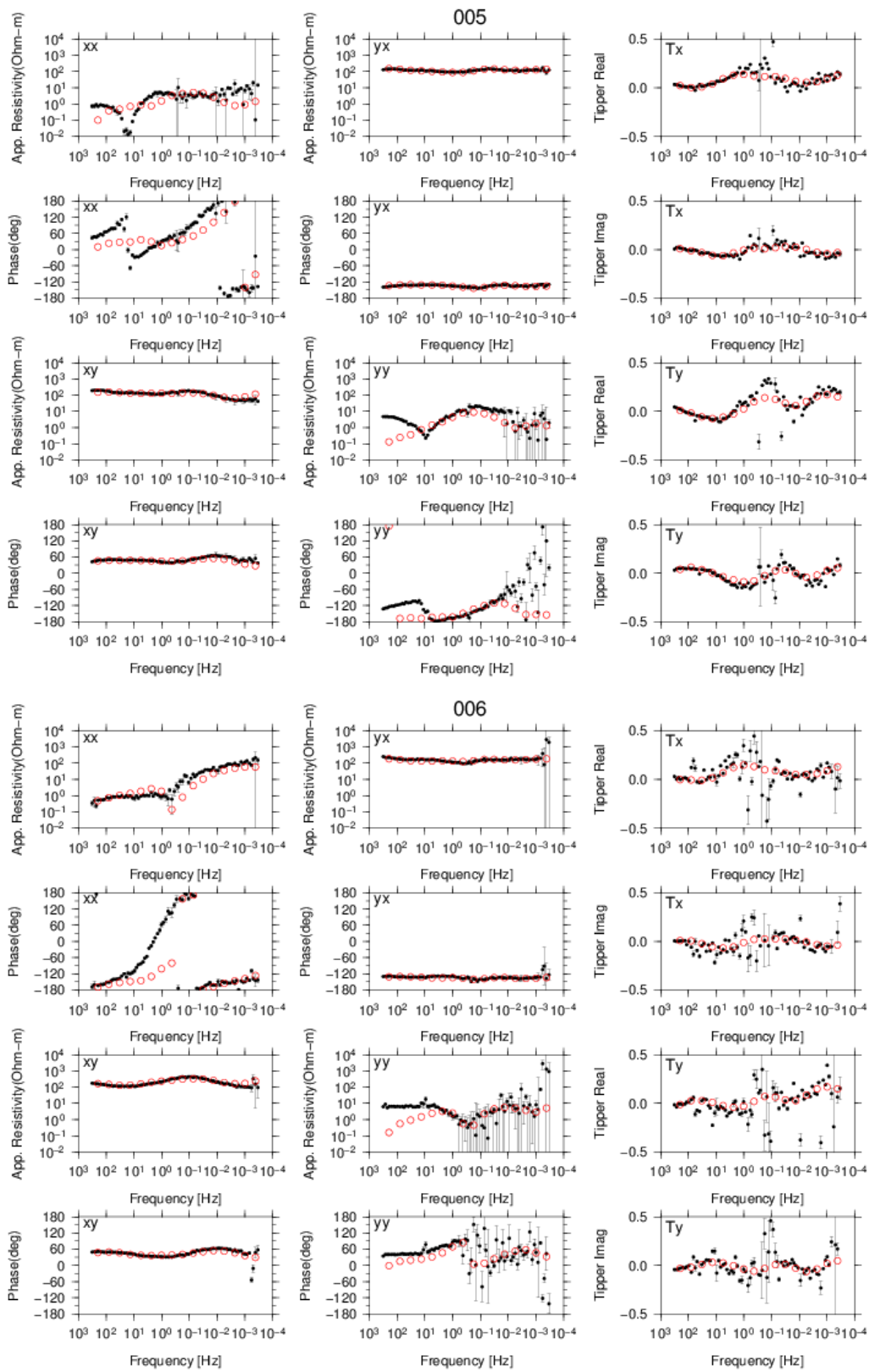


図 3.2.1.1-11c 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗，下段：位相)．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

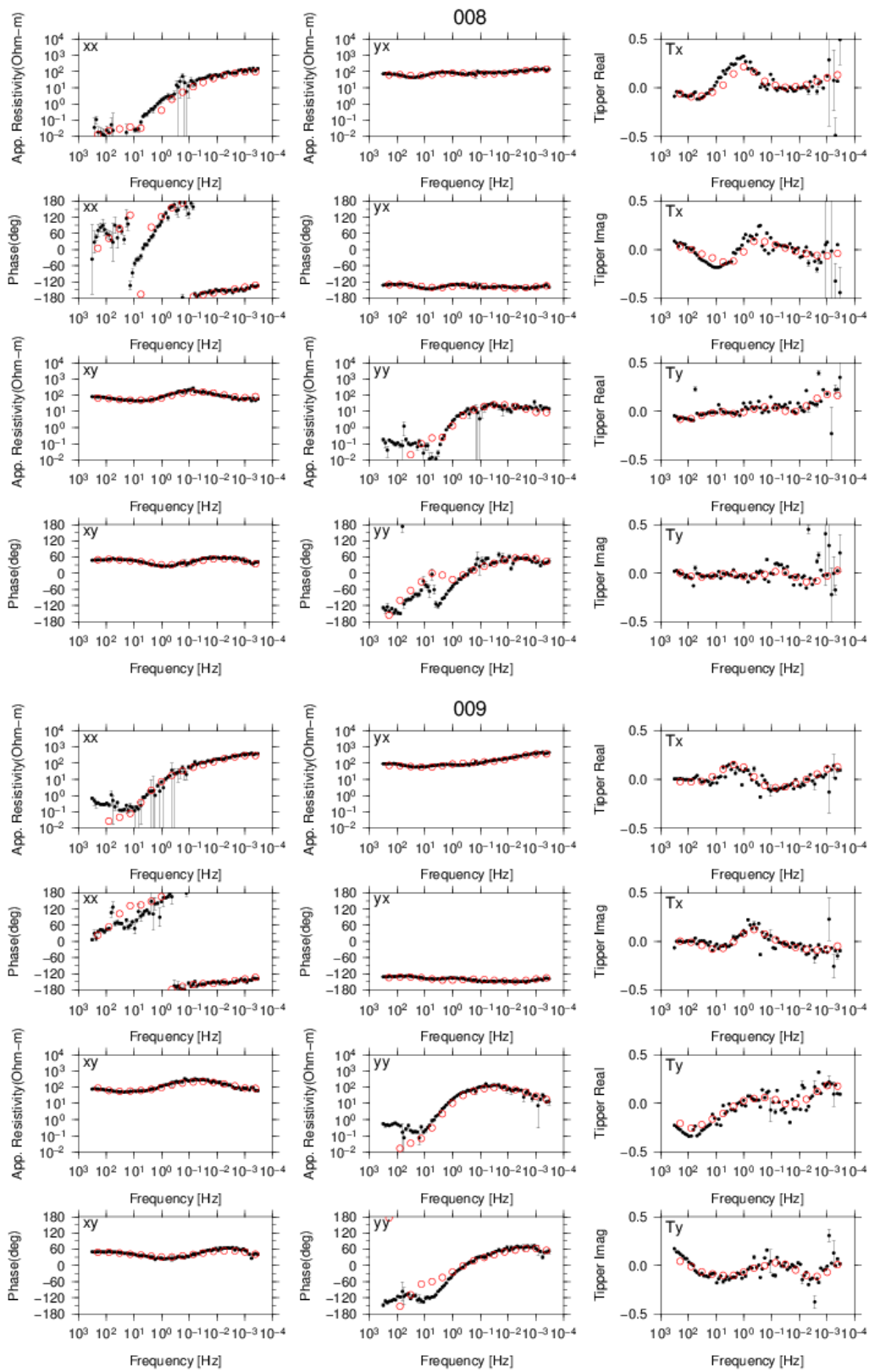


図 3.2.1.1-11d 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗，下段：位相)．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

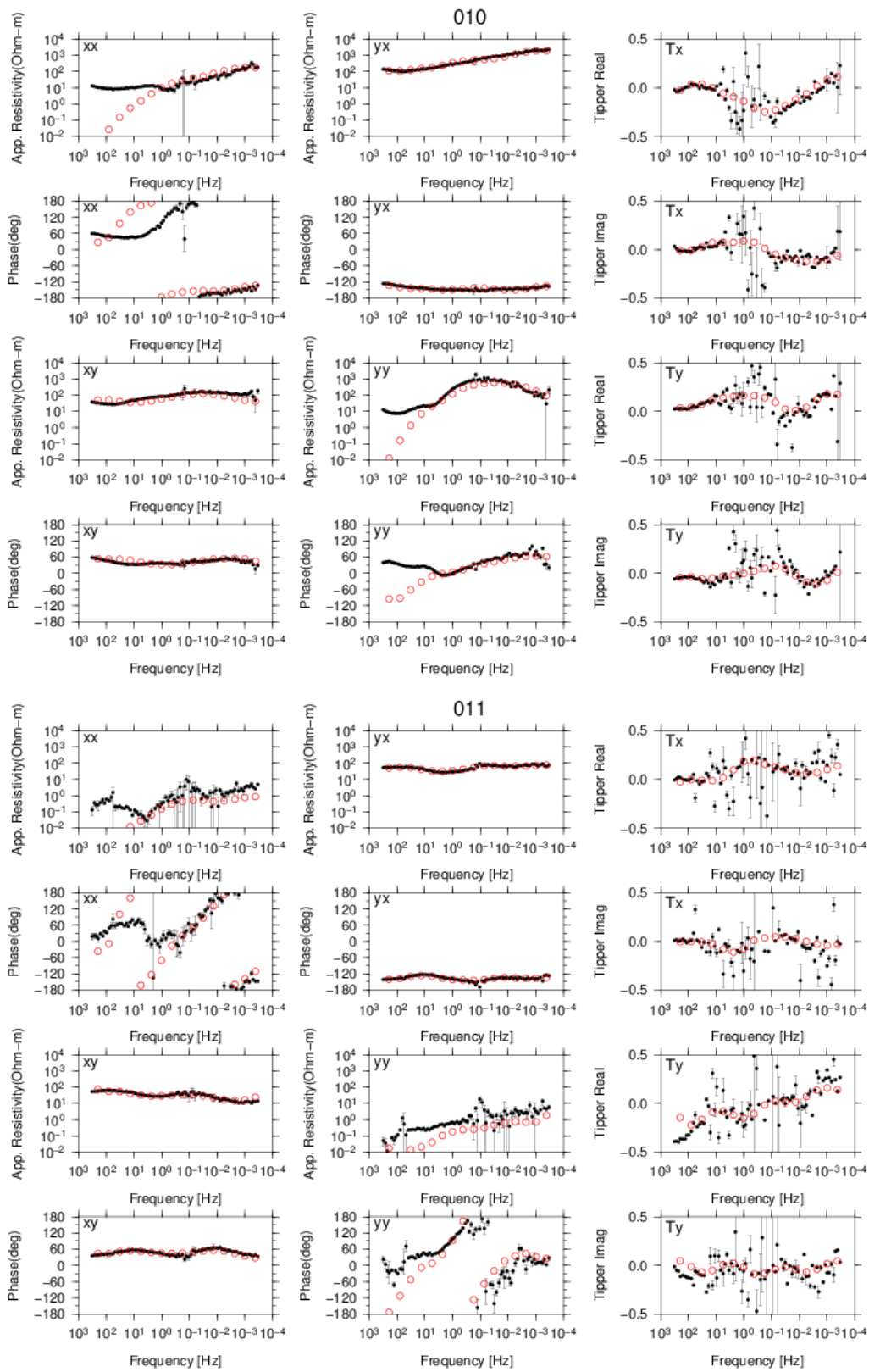


図 3.2.1.1-11e 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗, 下段：位相). 黒丸：観測値, 赤丸：計算値.

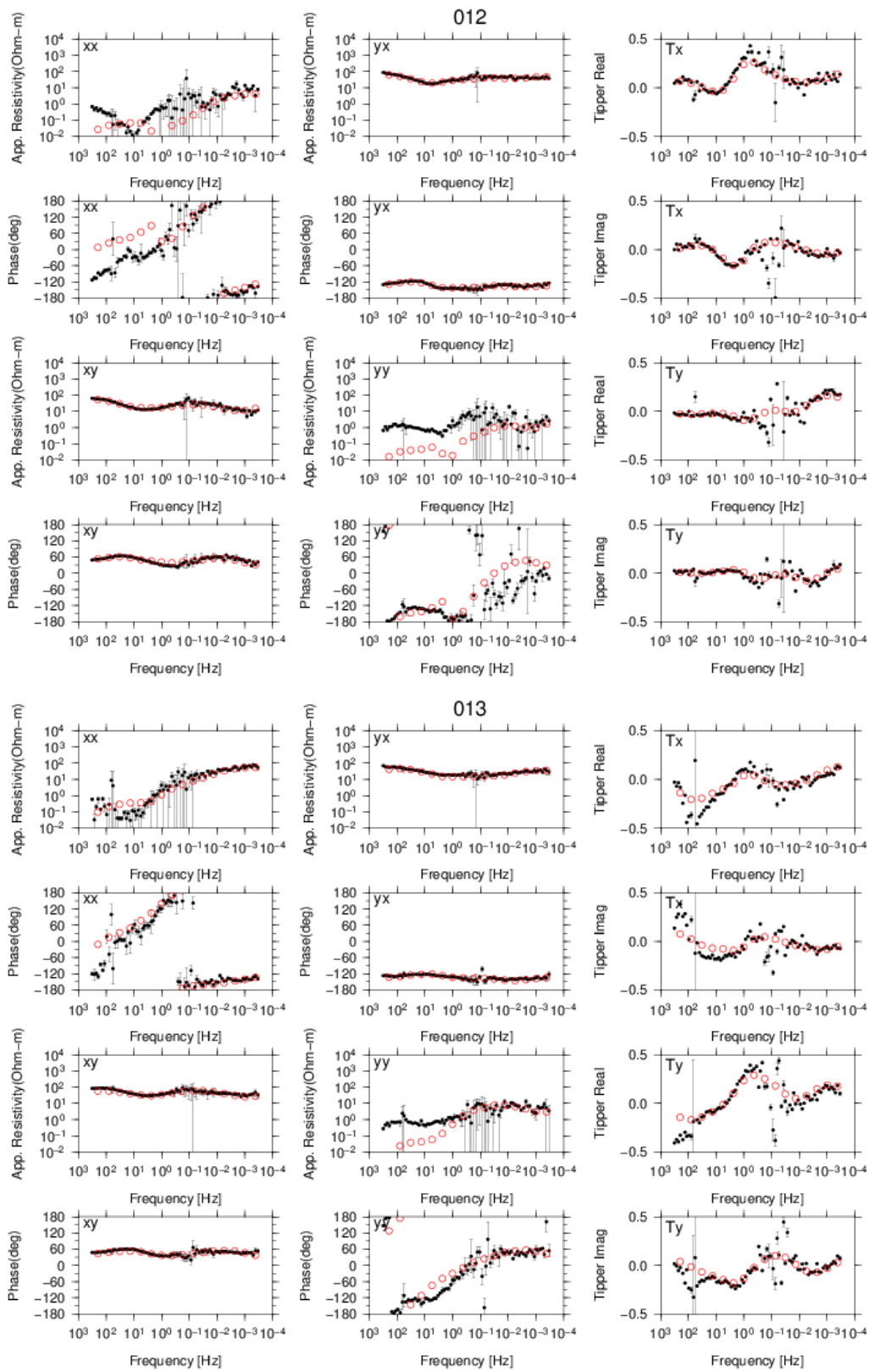


図 3.2.1.1-11f 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

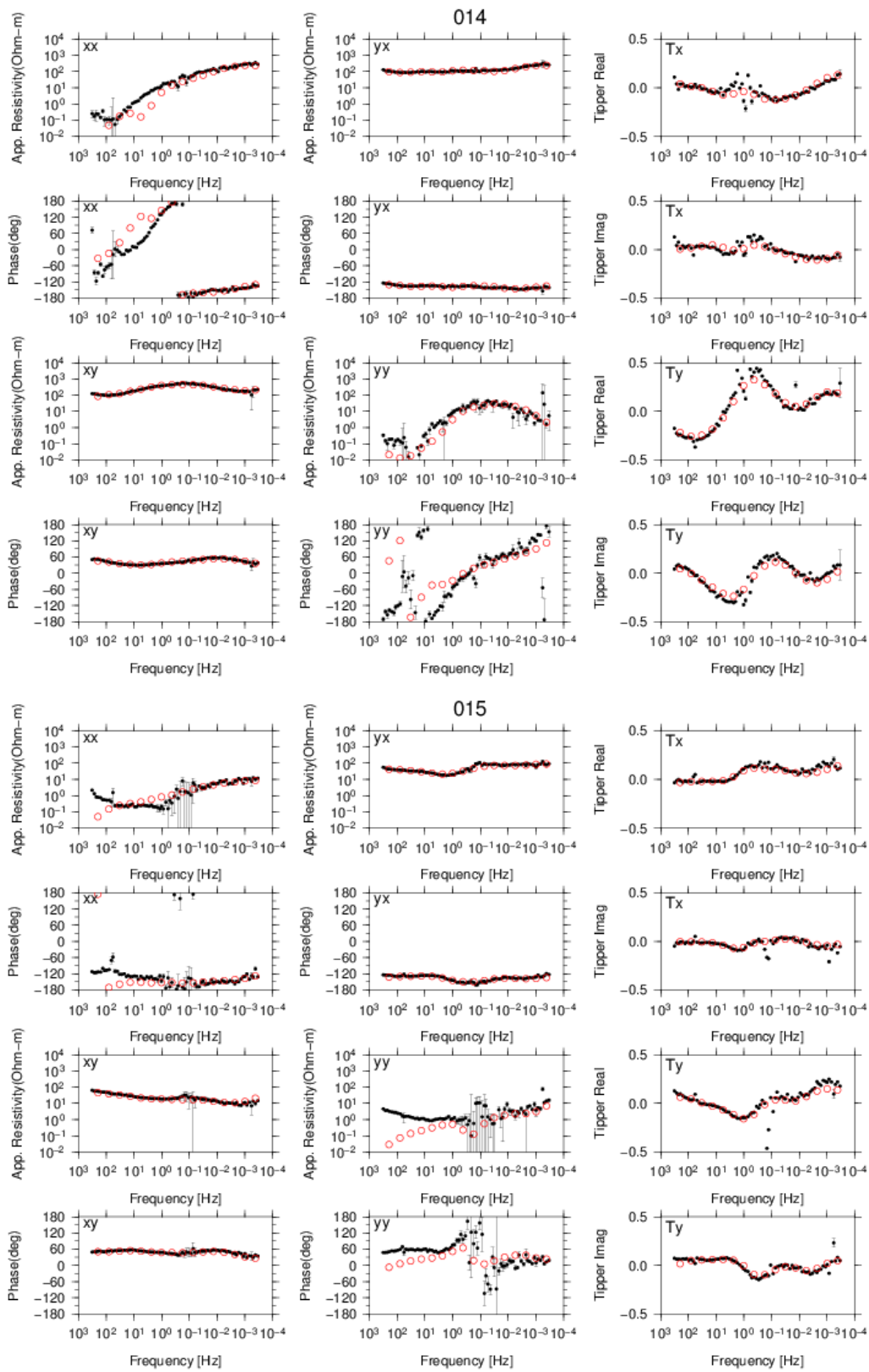


図 3.2.1.1-11g 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

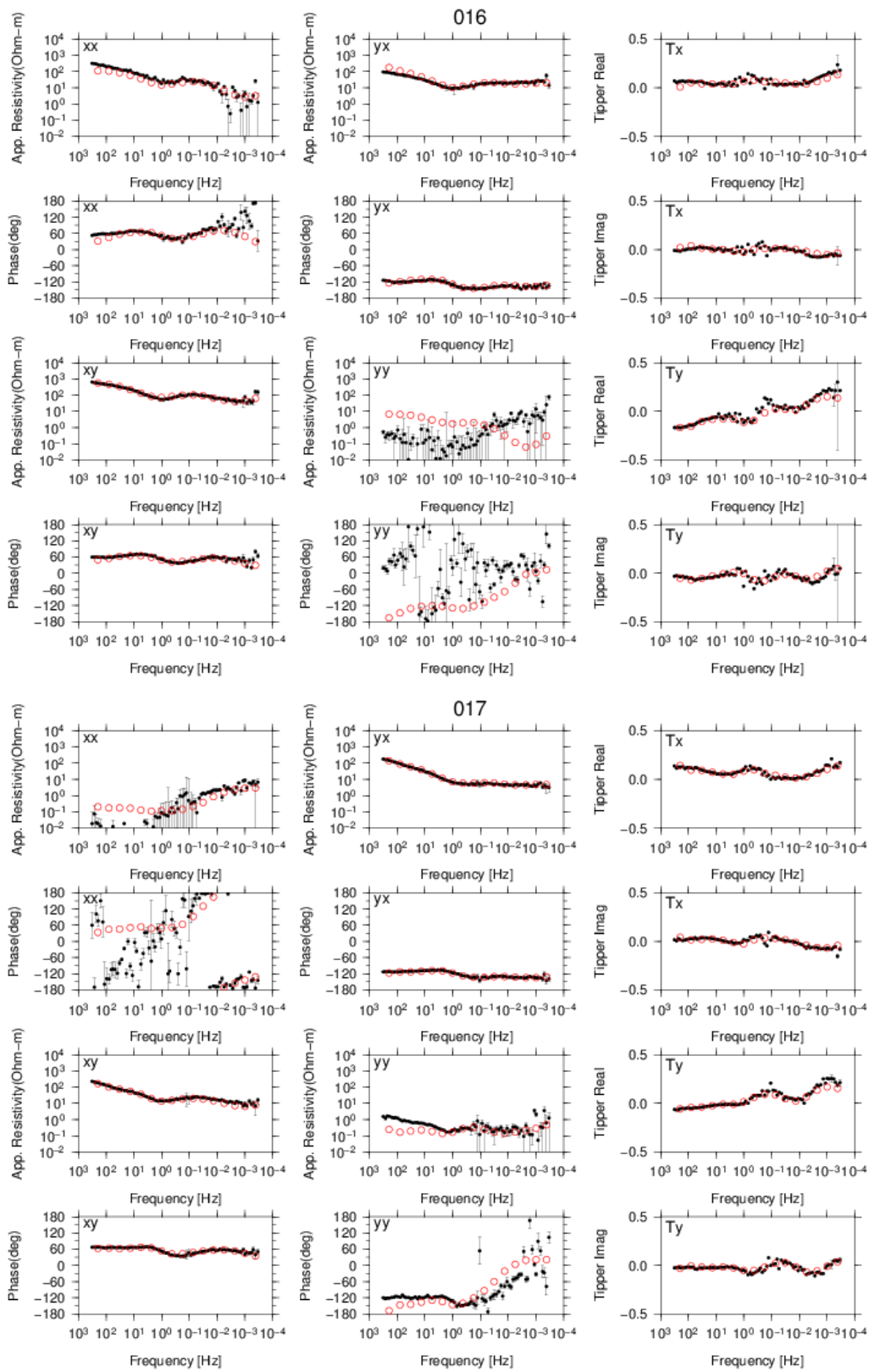


図 3.2.1.1-11h 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

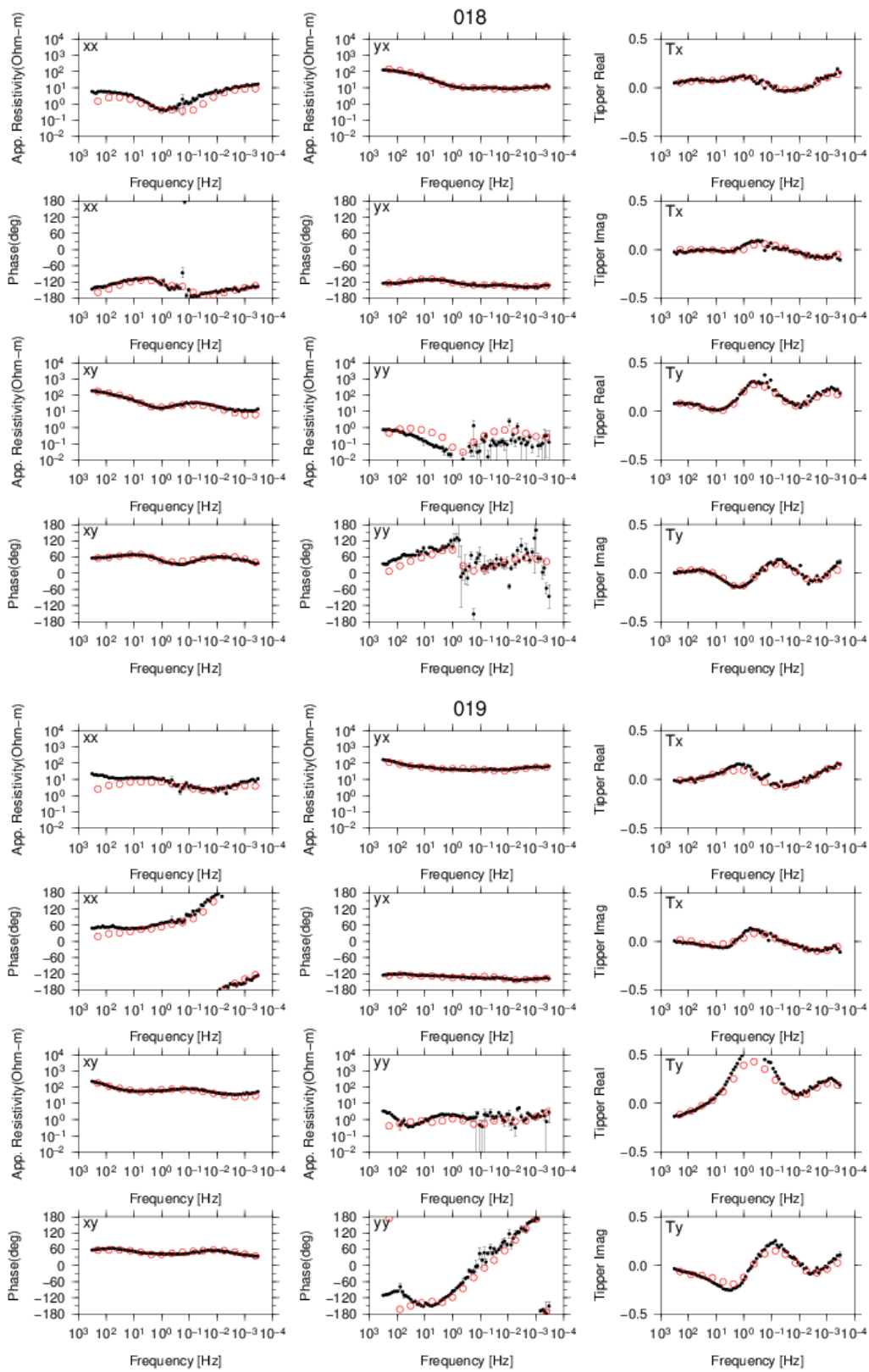


図 3.2.1.1-11i 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

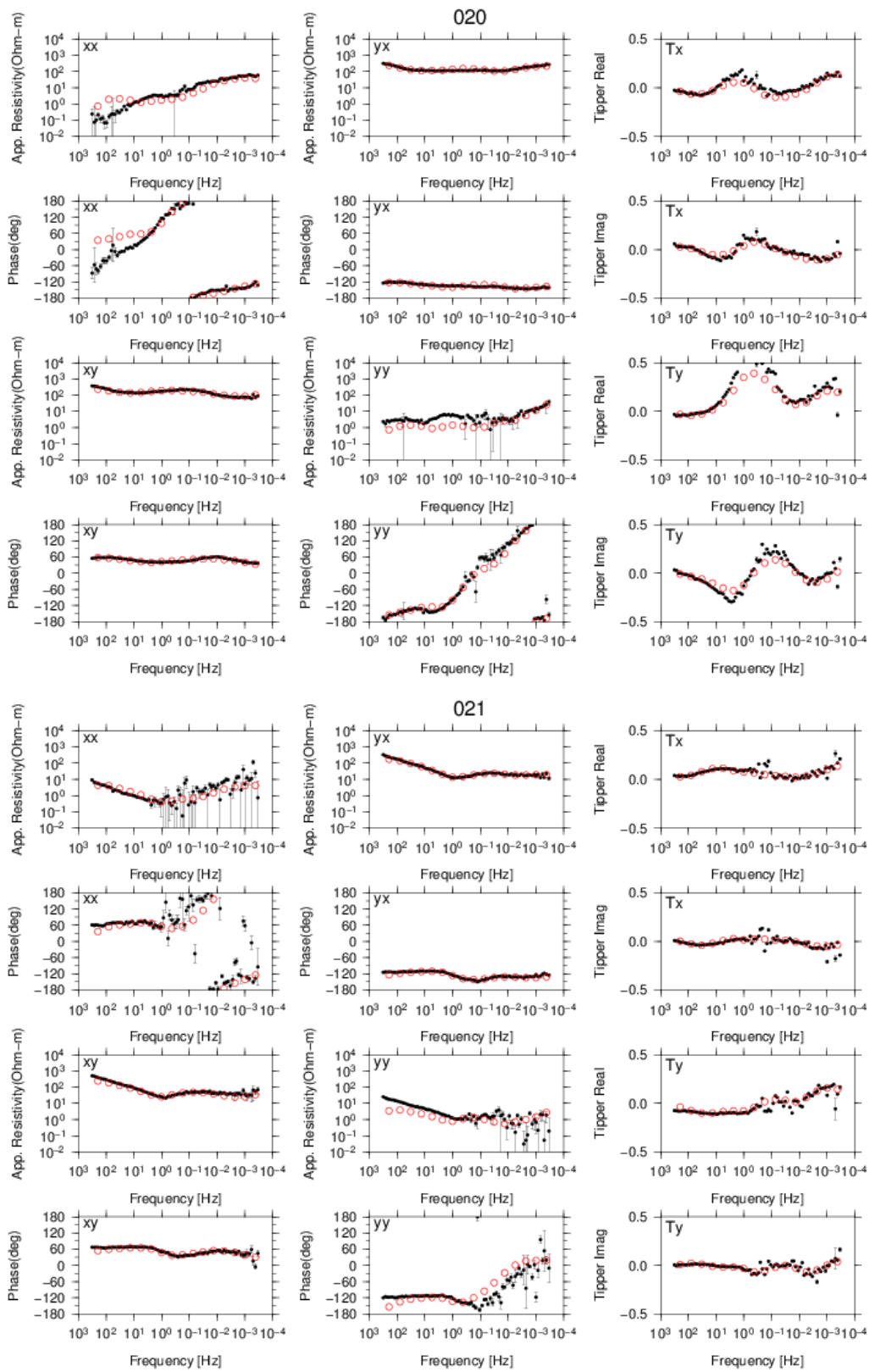


図 3.2.1.1-11j 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

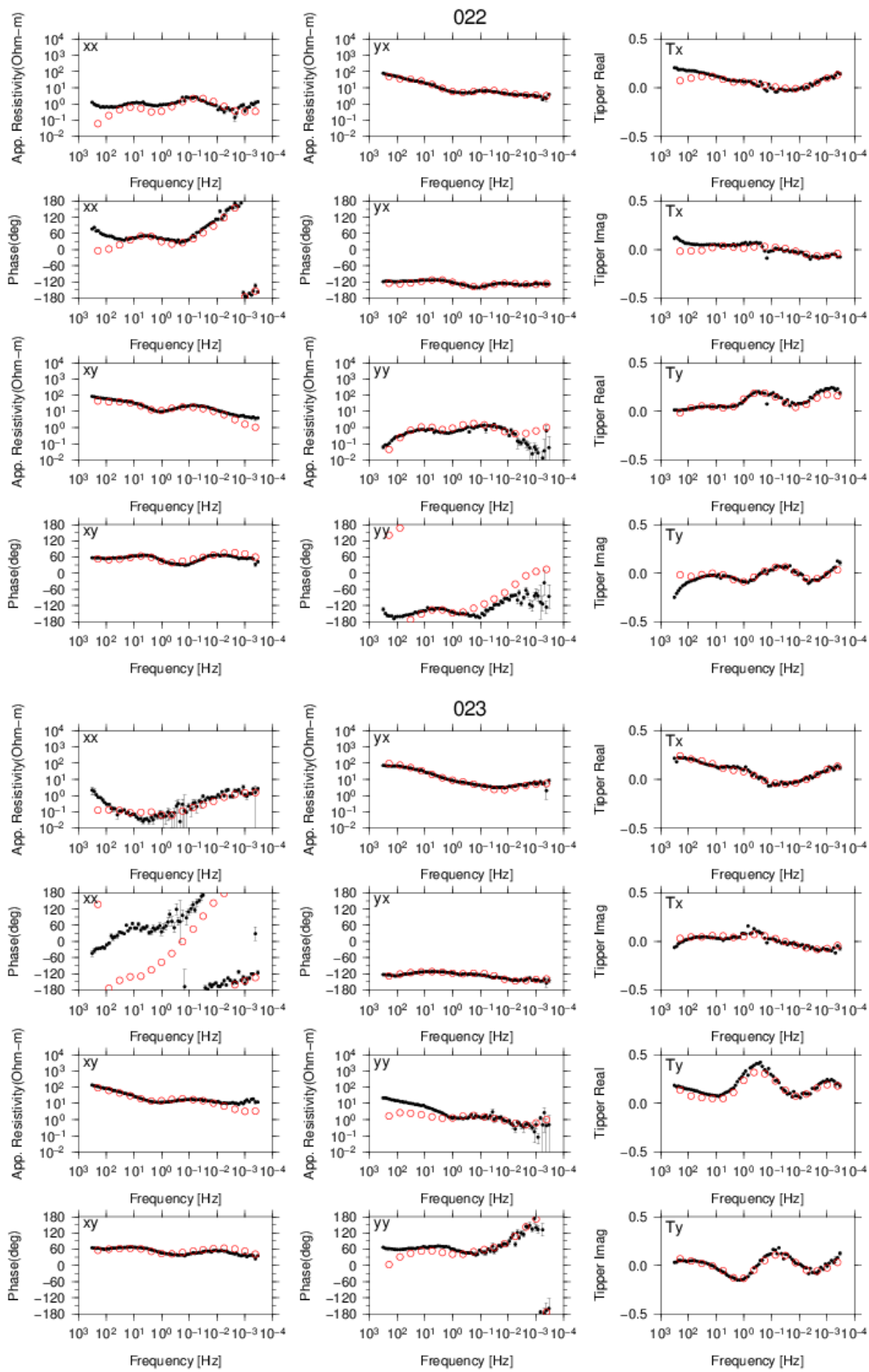


図 3.2.1.1-11k 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗，下段：位相)．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

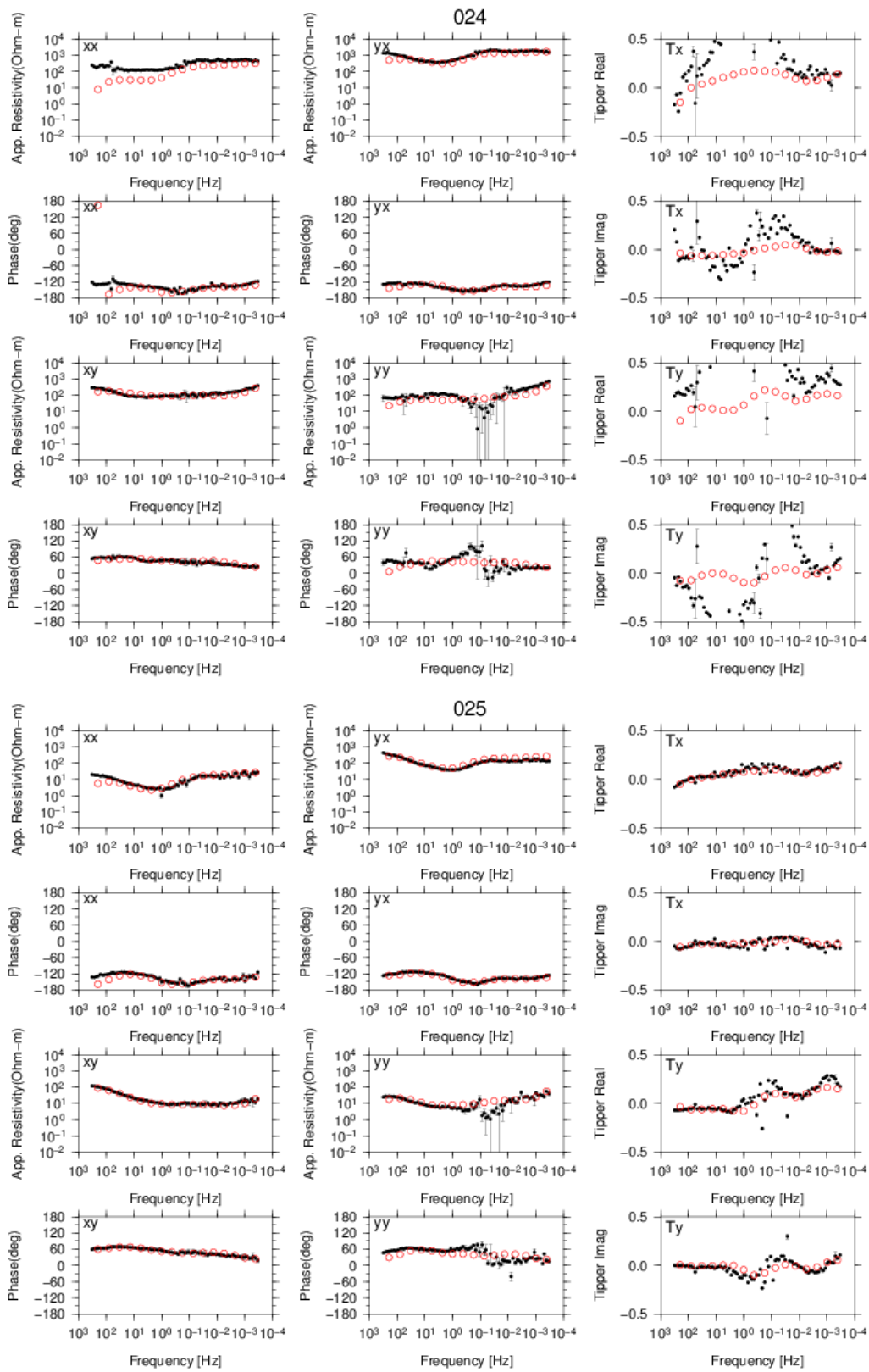


図 3.2.1.1-111 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

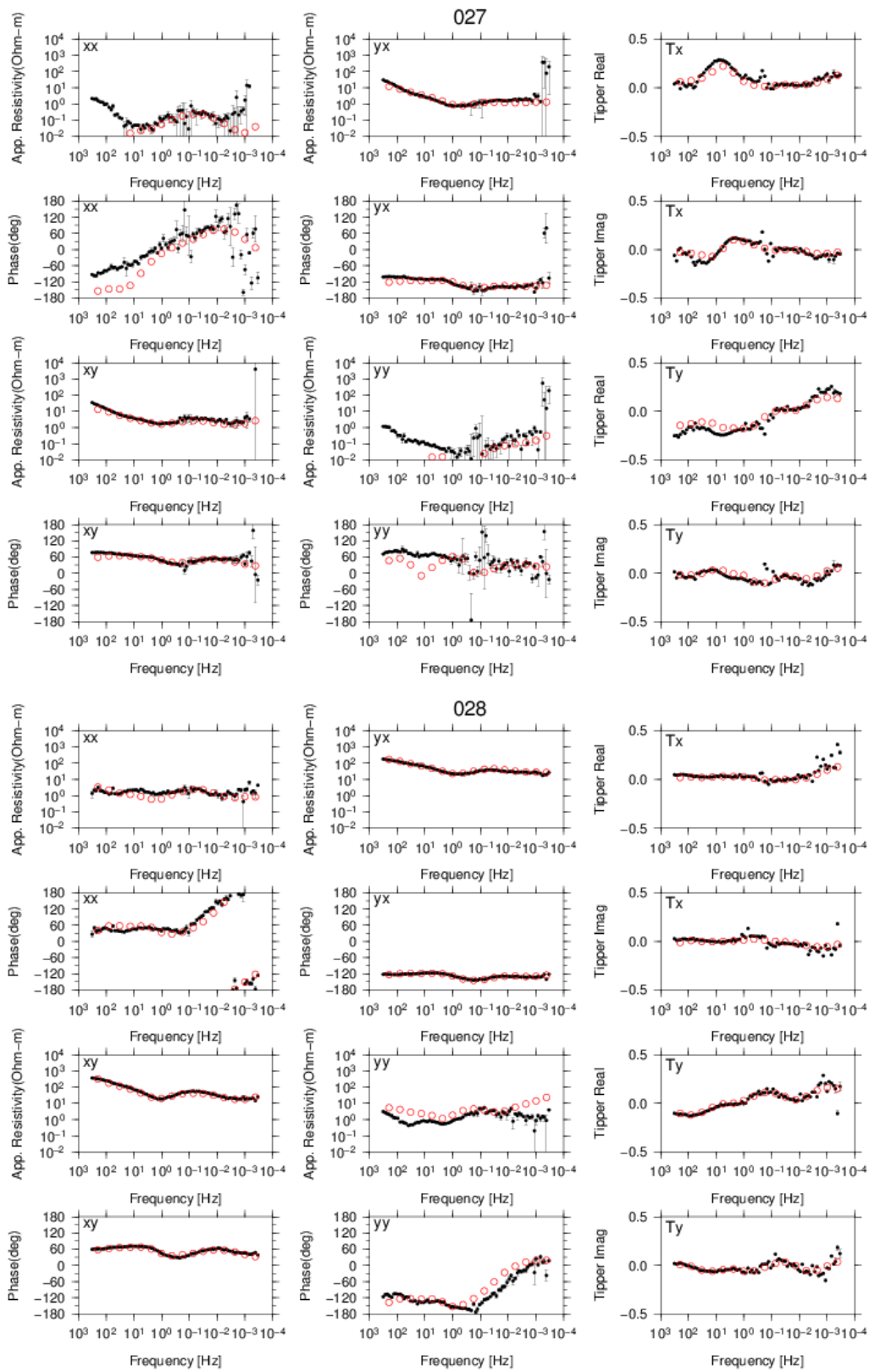


図 3.2.1.1-11m 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

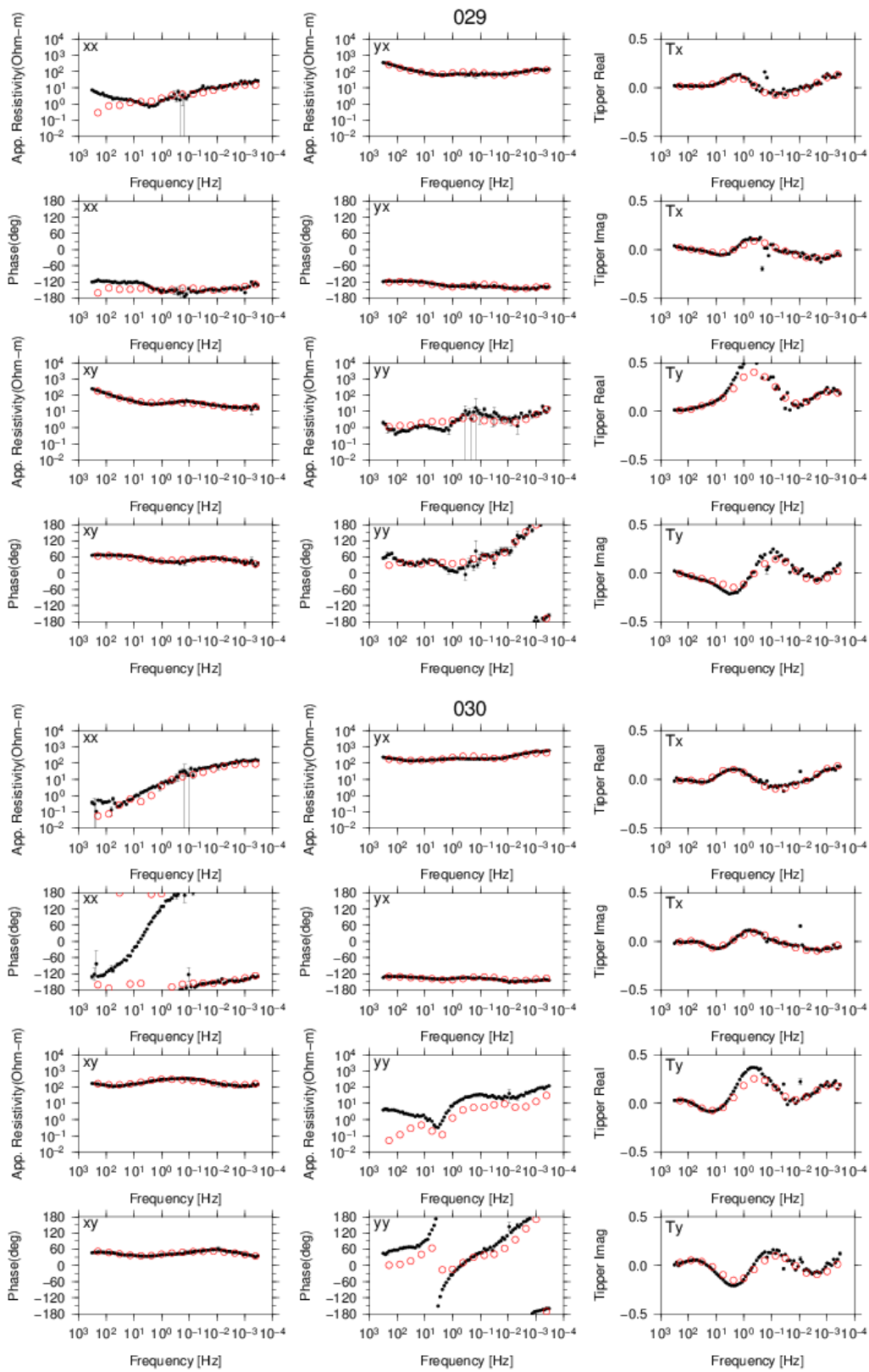


図 3.2.1.1-11n 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

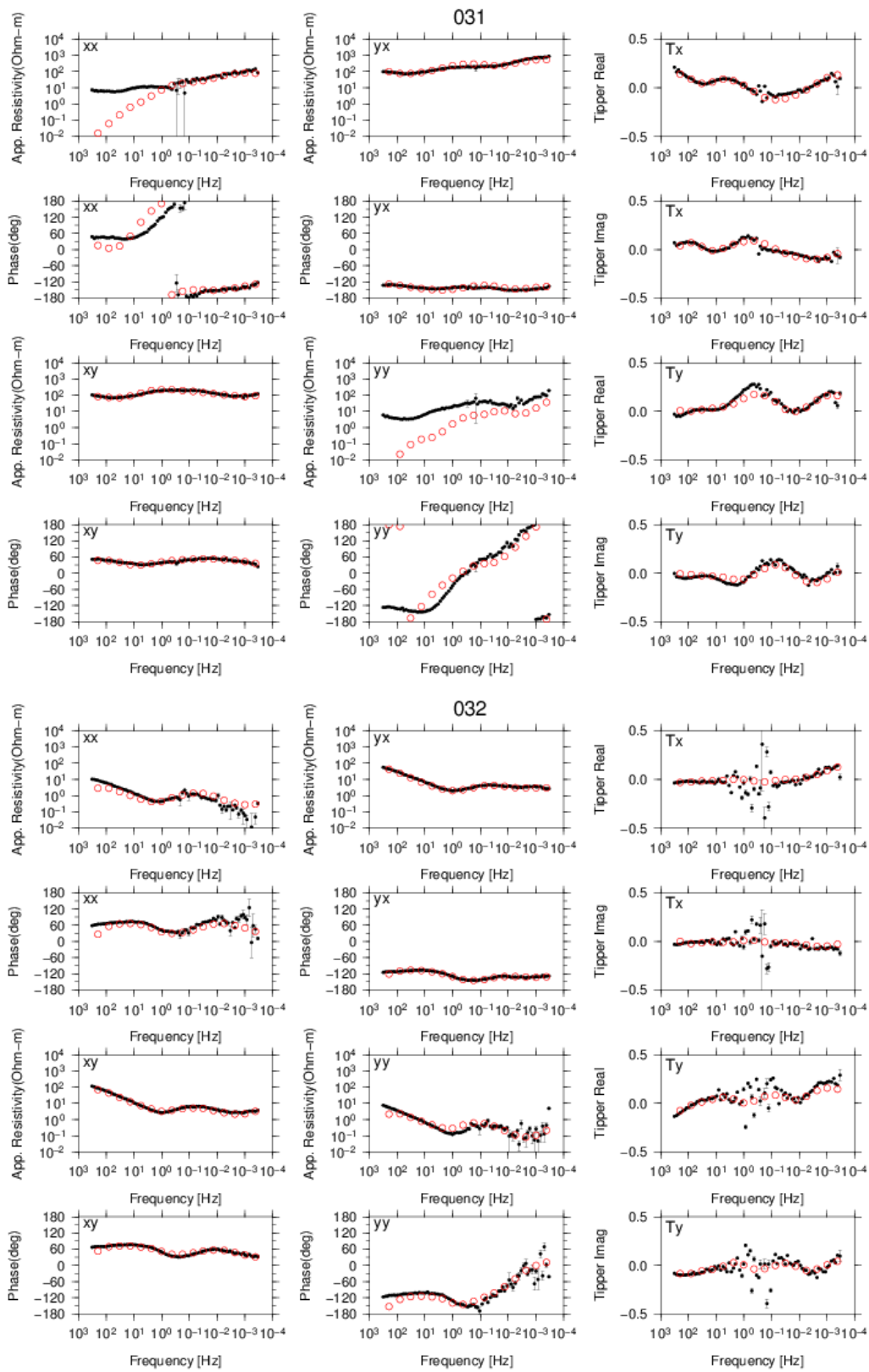


図 3.2.1.1-11o 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗, 下段：位相). 黒丸：観測値, 赤丸：計算値.

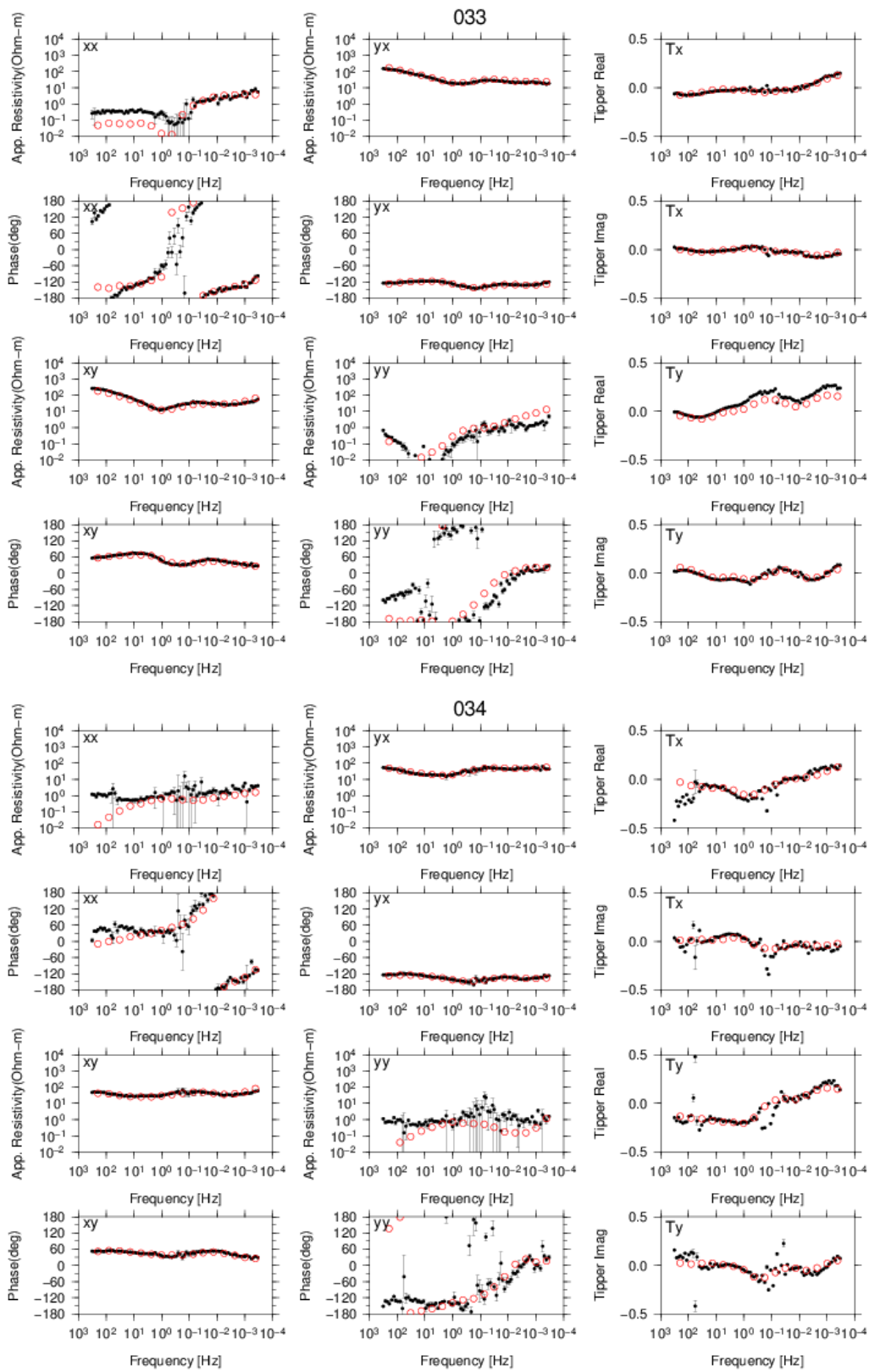


図 3.2.1.1-11p 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

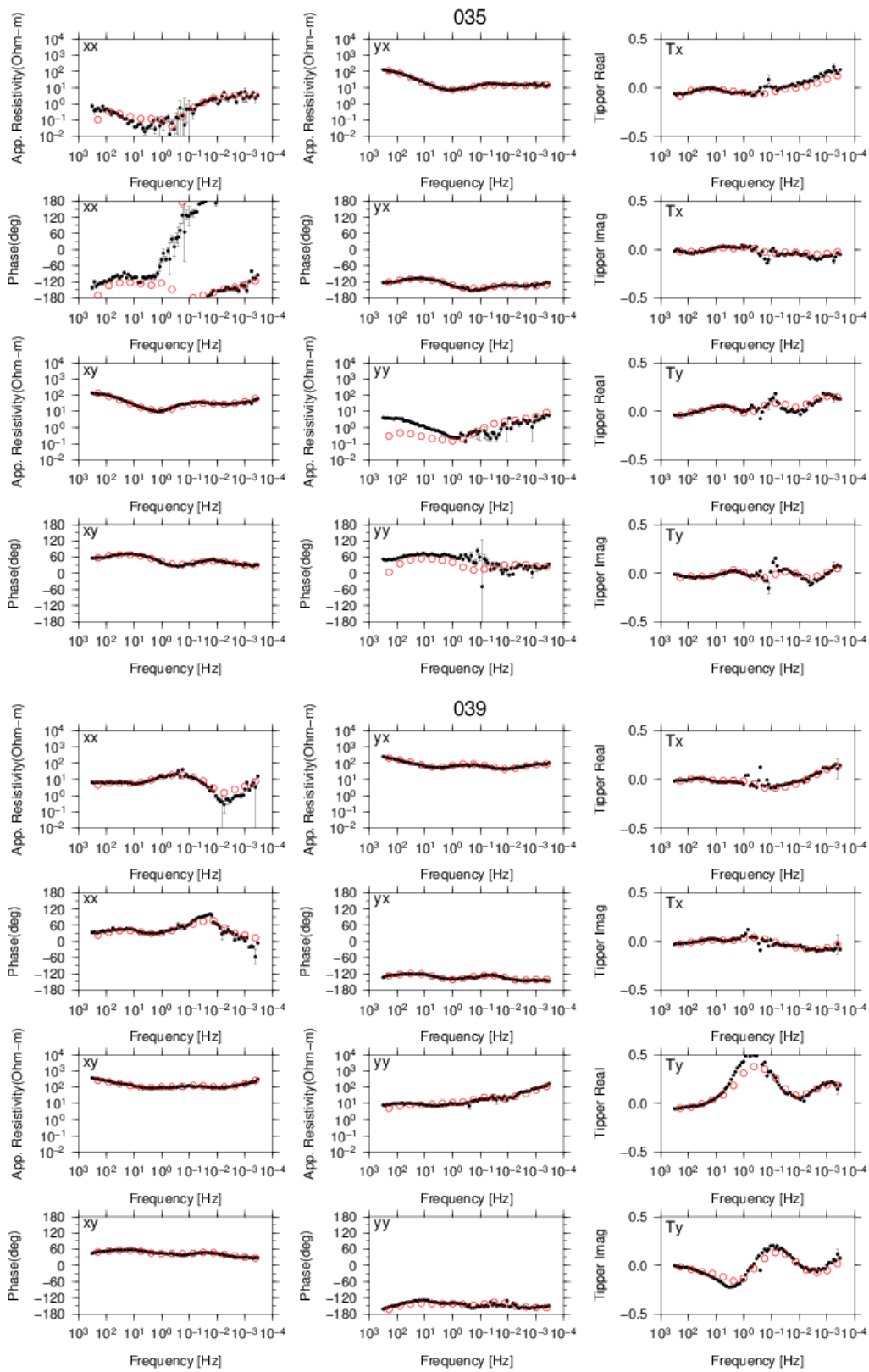


図 3.2.1.1-11q 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗, 下段：位相). 黒丸：観測値, 赤丸：計算値.

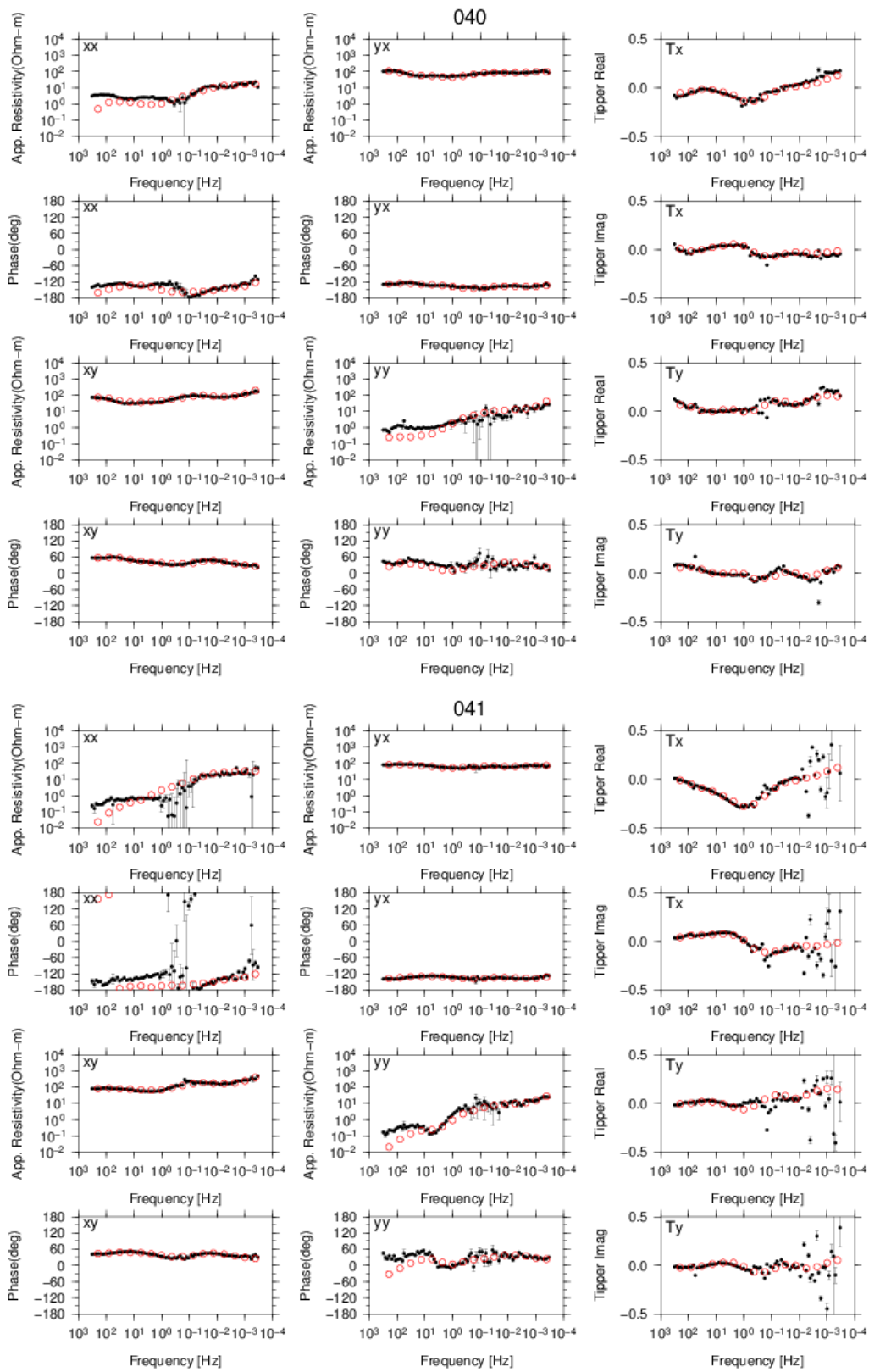


図 3.2.1.1-11r 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗，下段：位相)．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

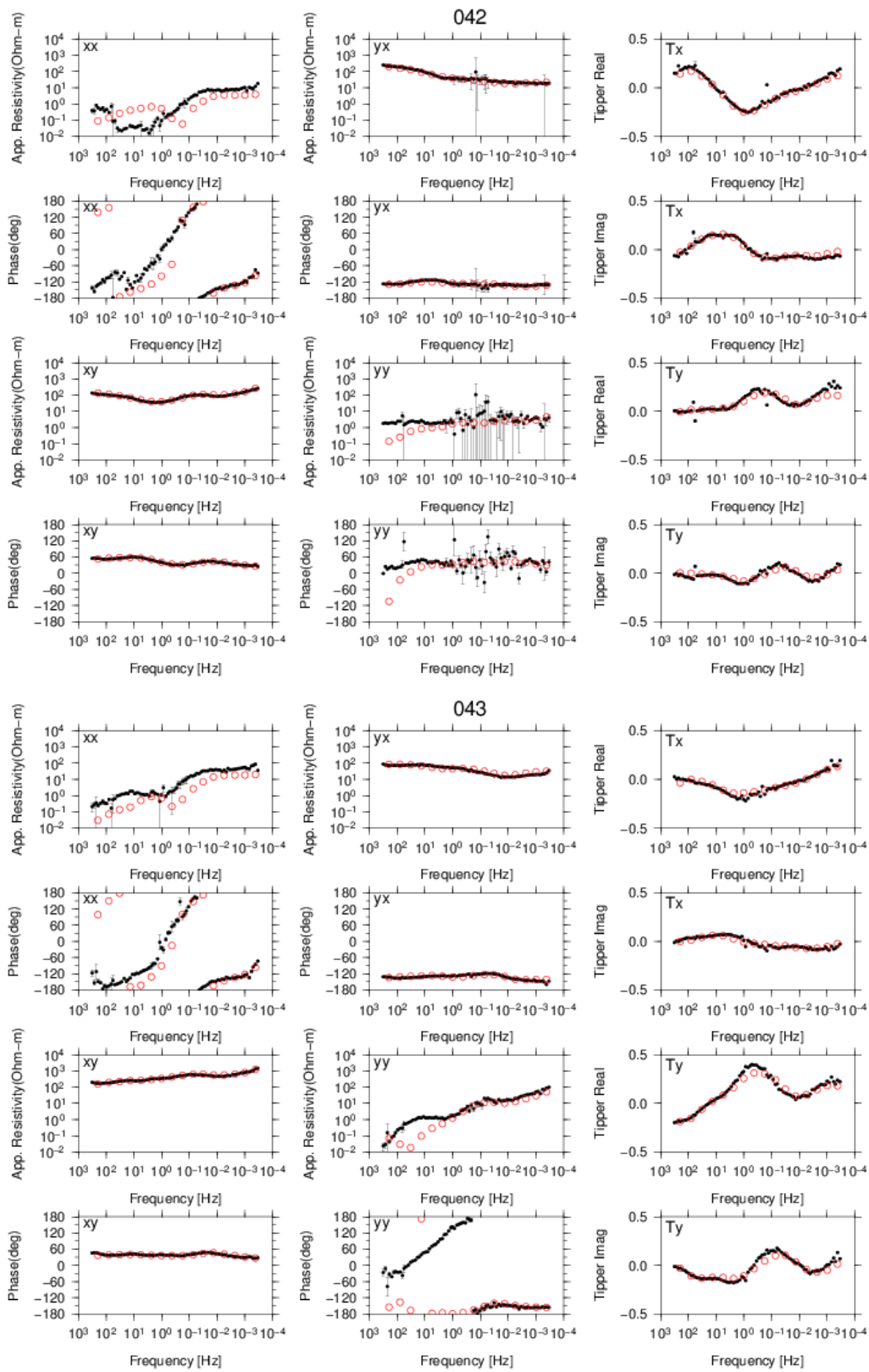


図 3.2.1.1-11s 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

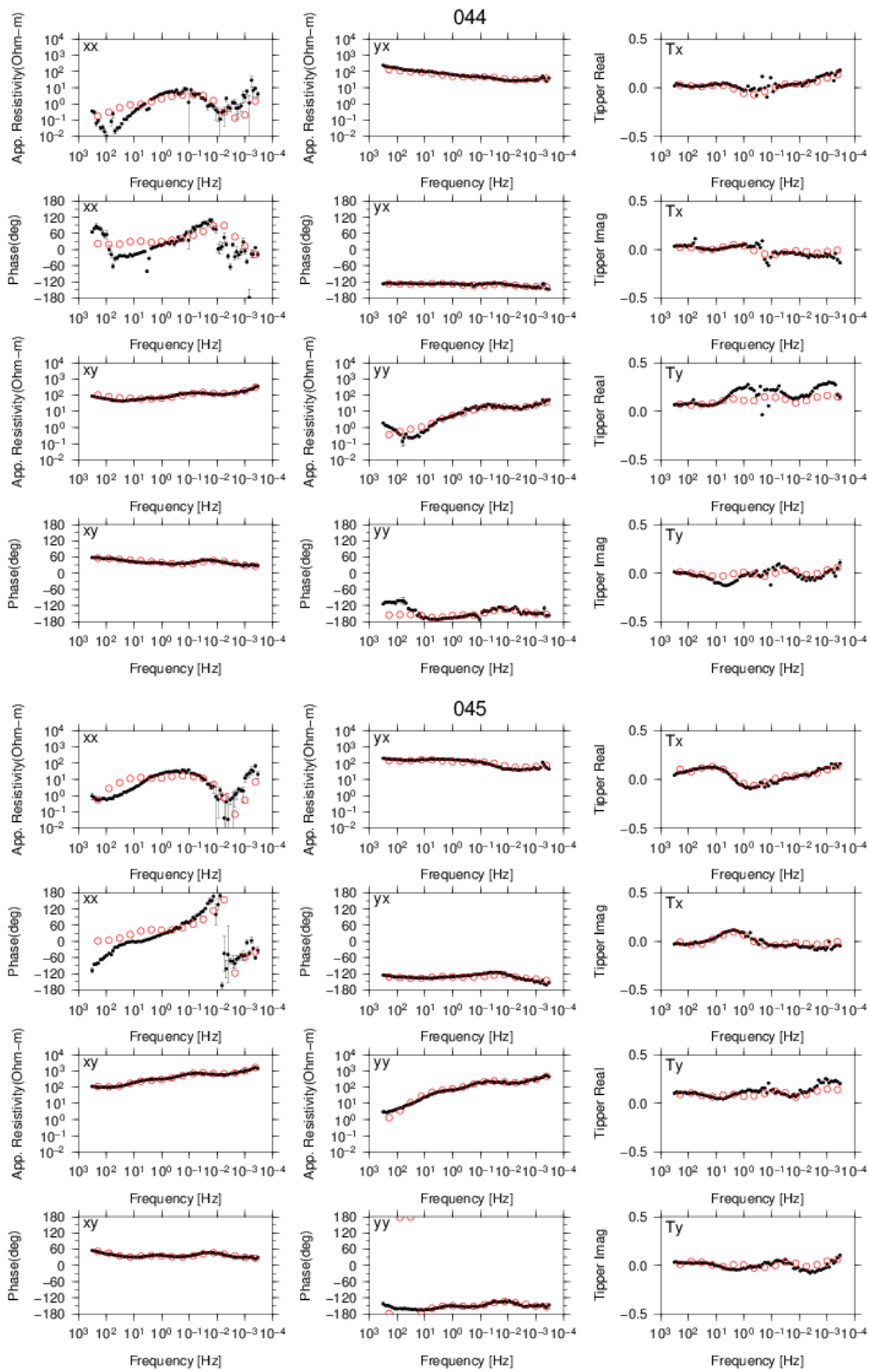


図 3.2.1.1-11t 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

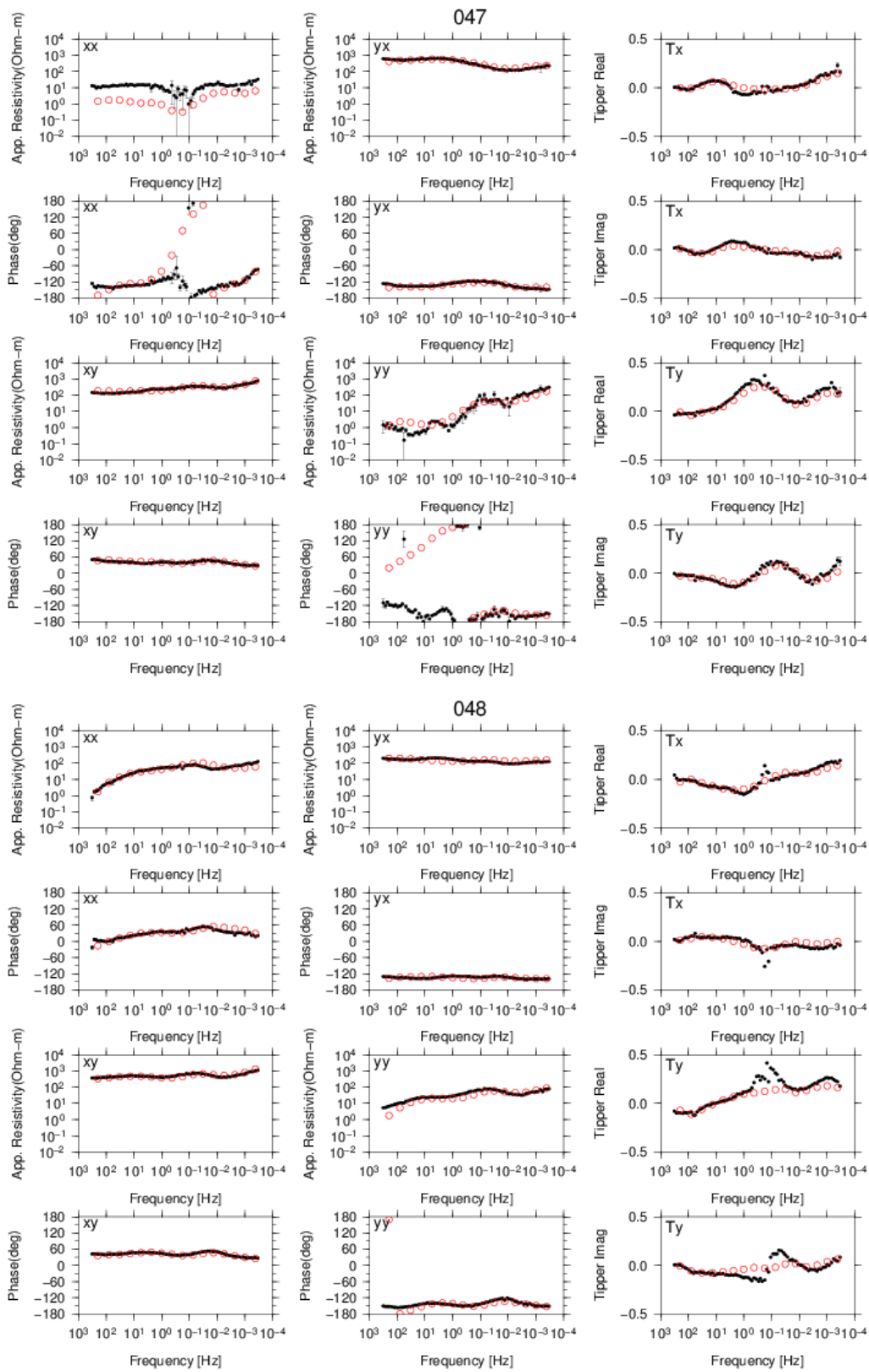


図 3.2.1.1-11u 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

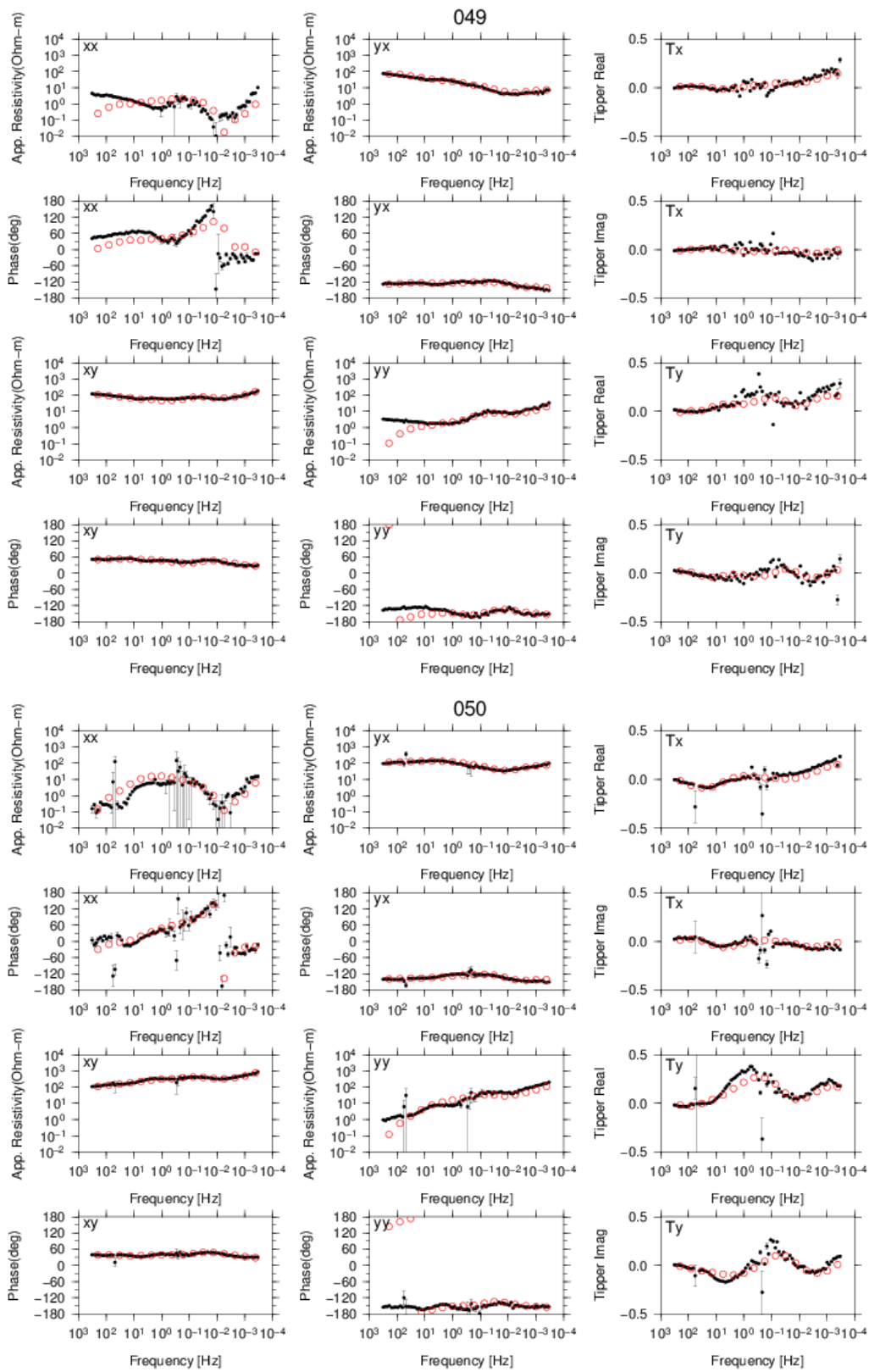


図 3.2.1.1-11v 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

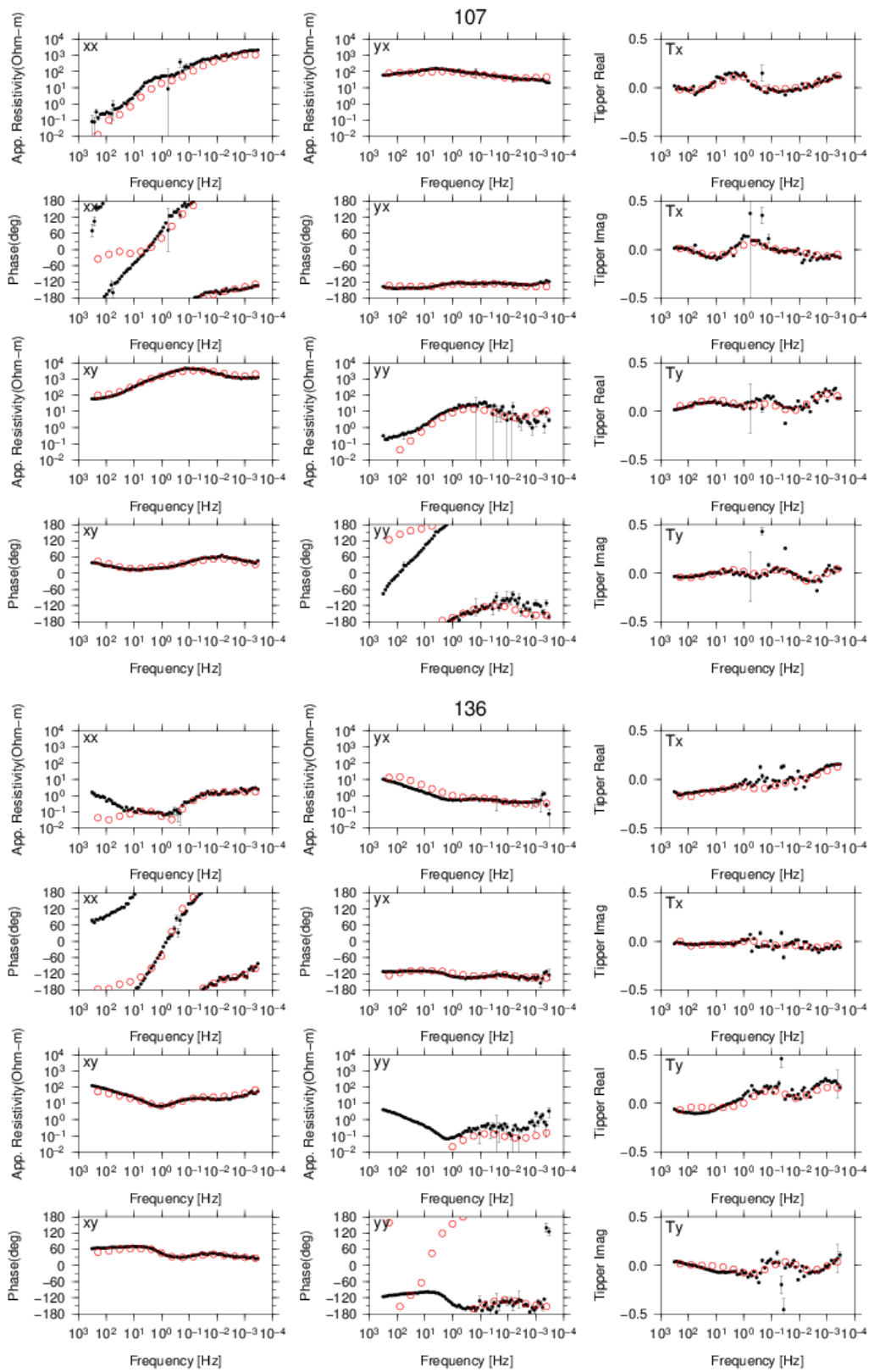


図 3.2.1.1-11w 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

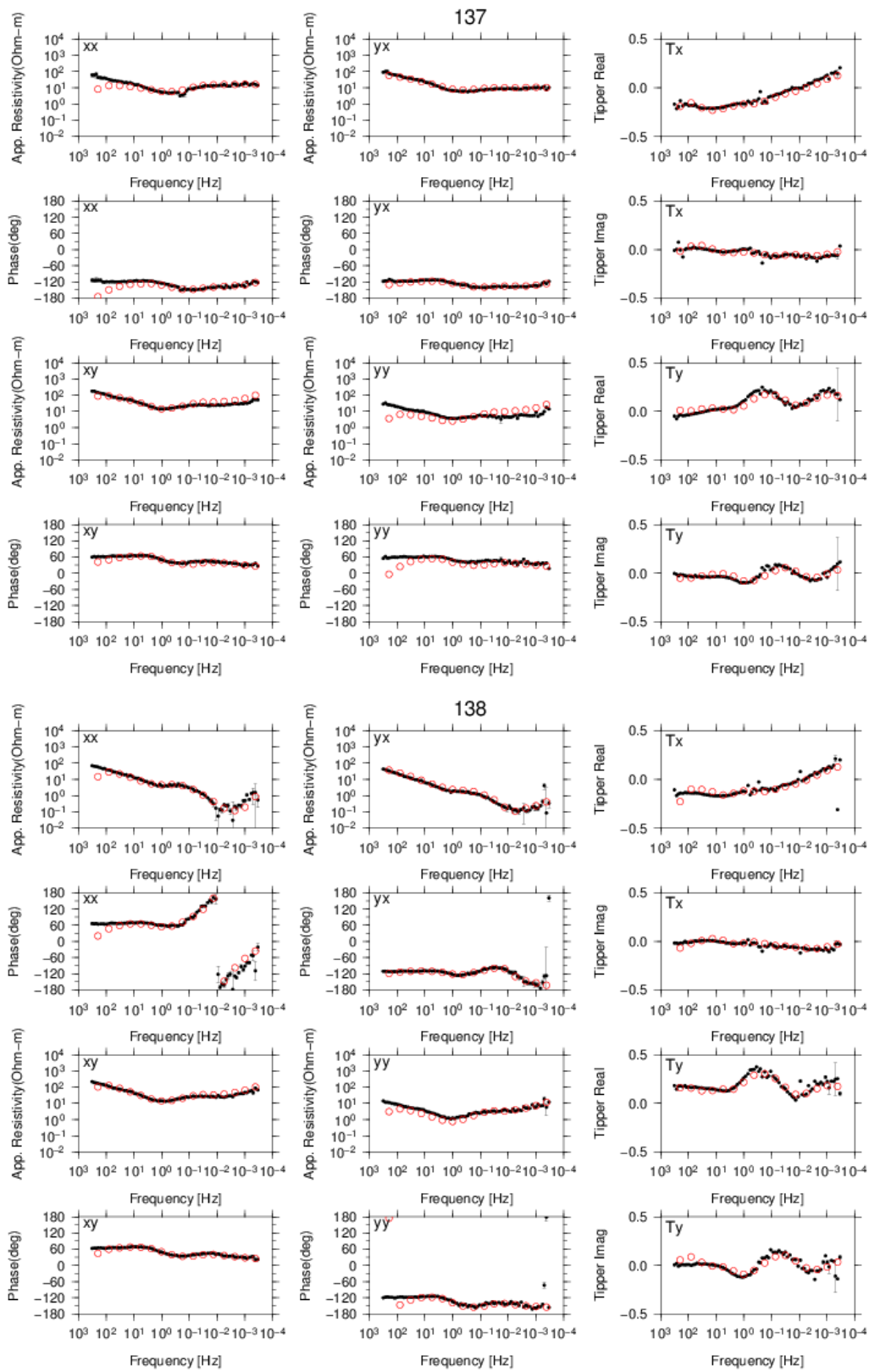


図 3.2.1.1-11x 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

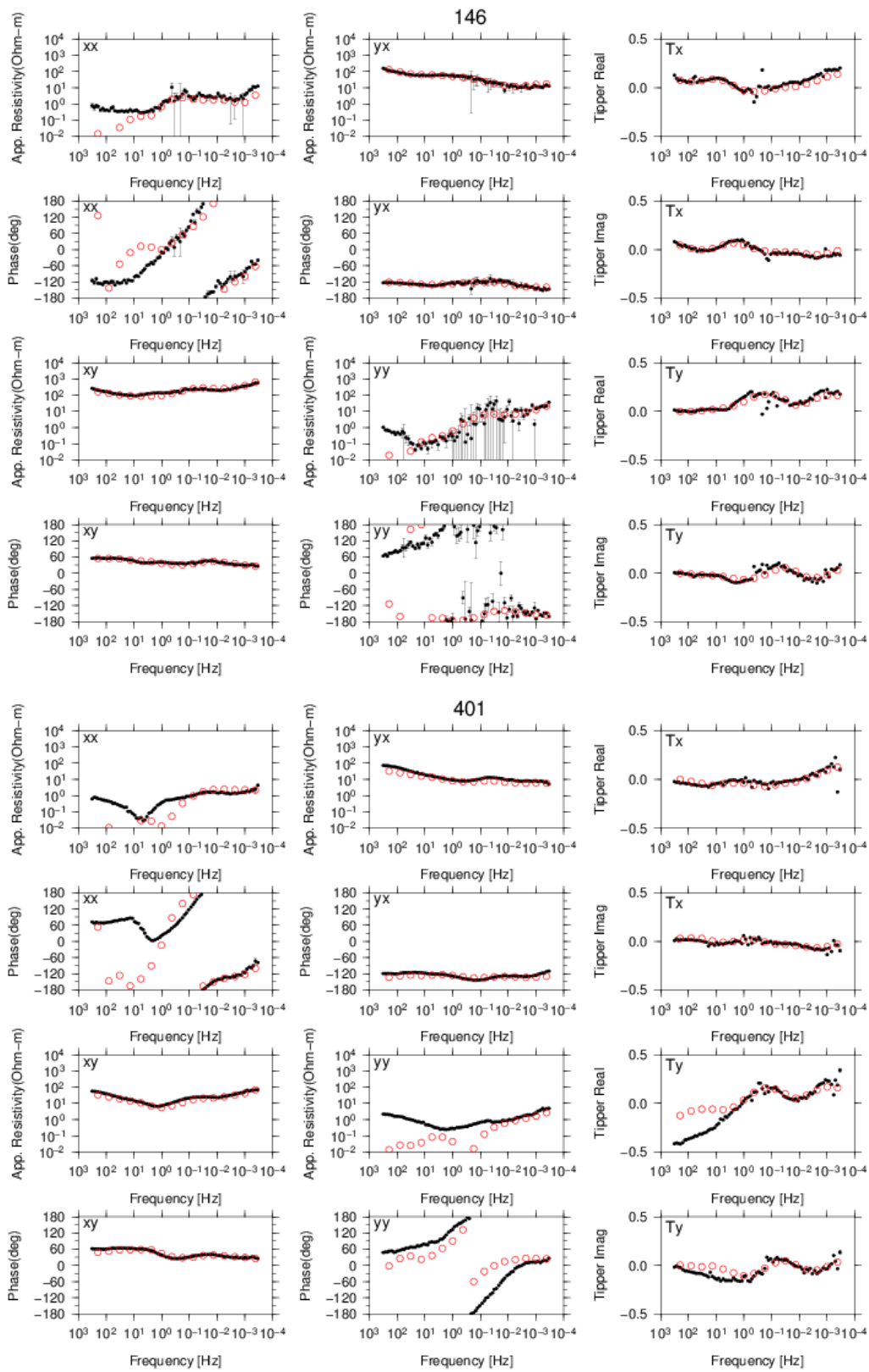


図 3.2.1.1-11y 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

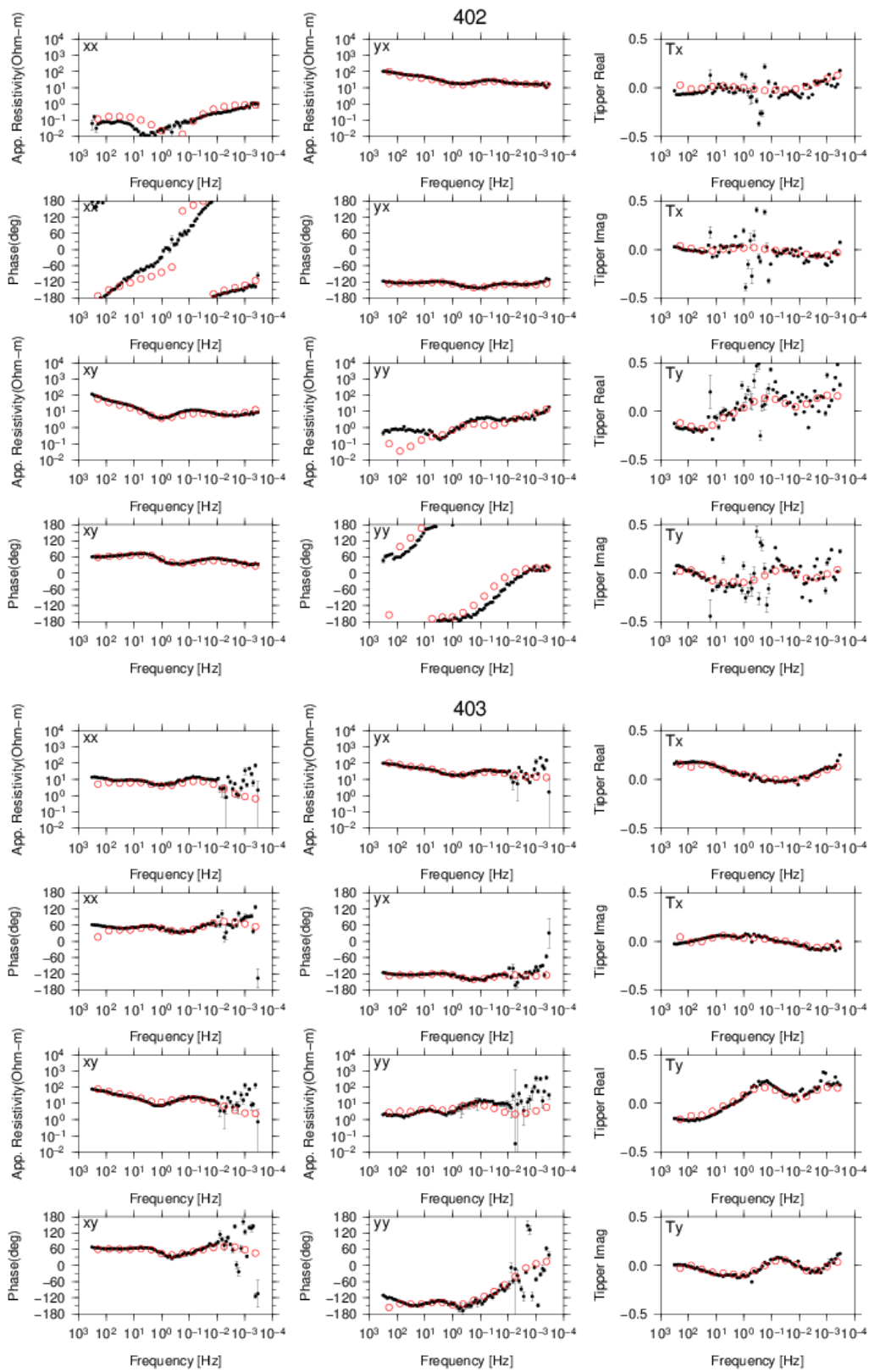


図 3.2.1.1-11z 各成分のサウンディングカーブ (上段：見かけ比抵抗, 下段：位相). 黒丸：観測値, 赤丸：計算値.

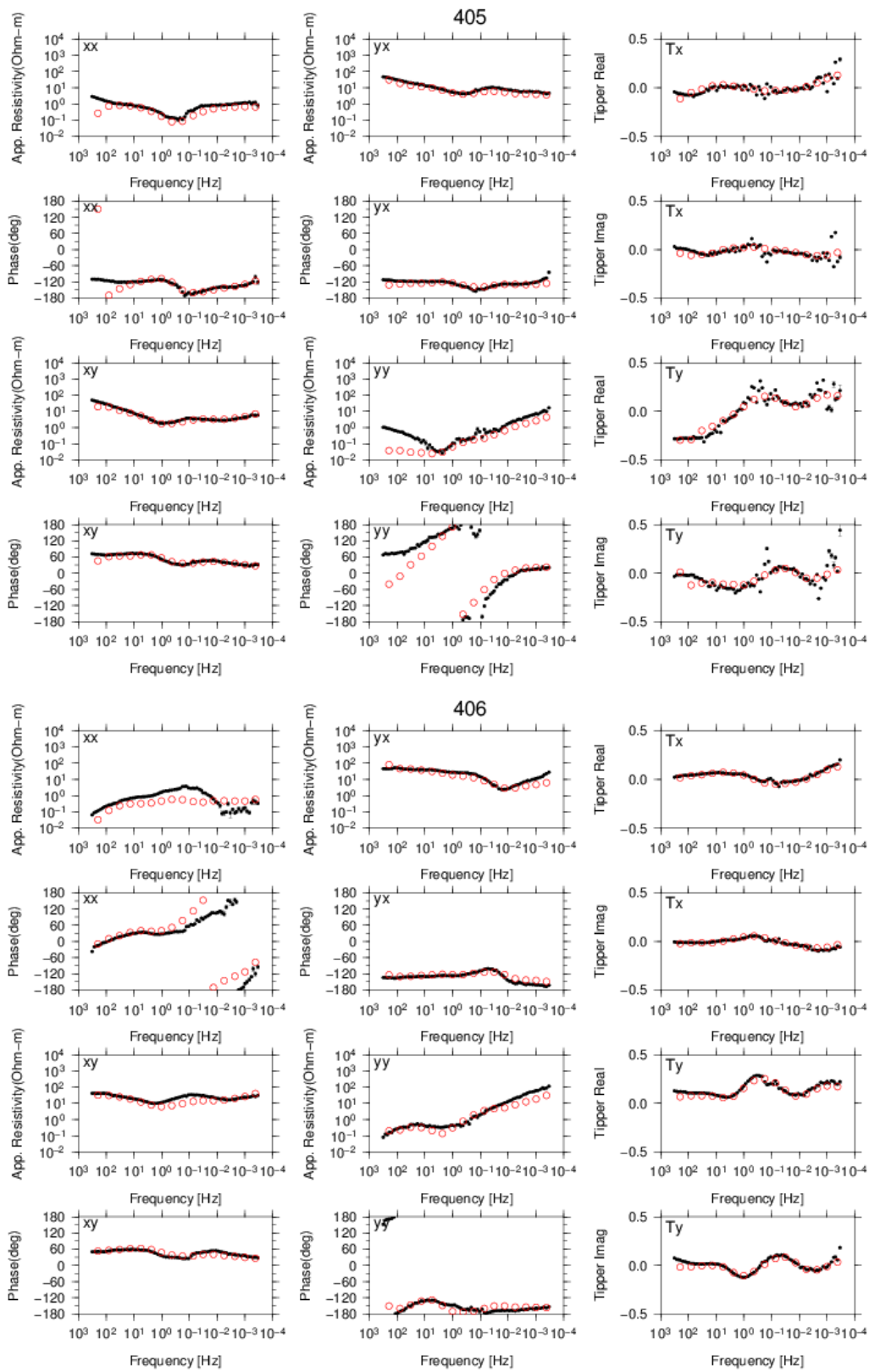


図 3.2.1.1-11aa 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

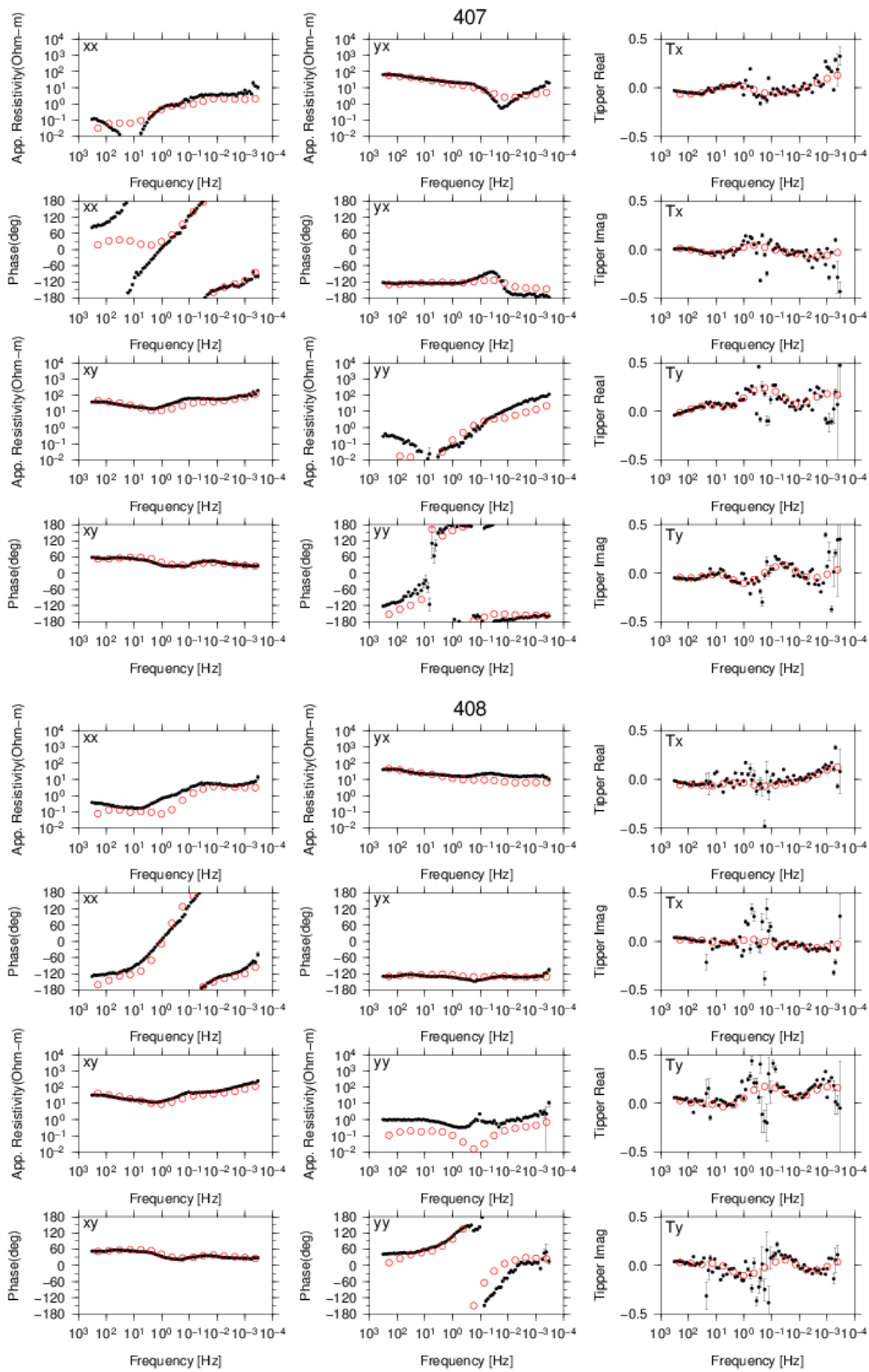


図 3.2.1.1-11bb 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

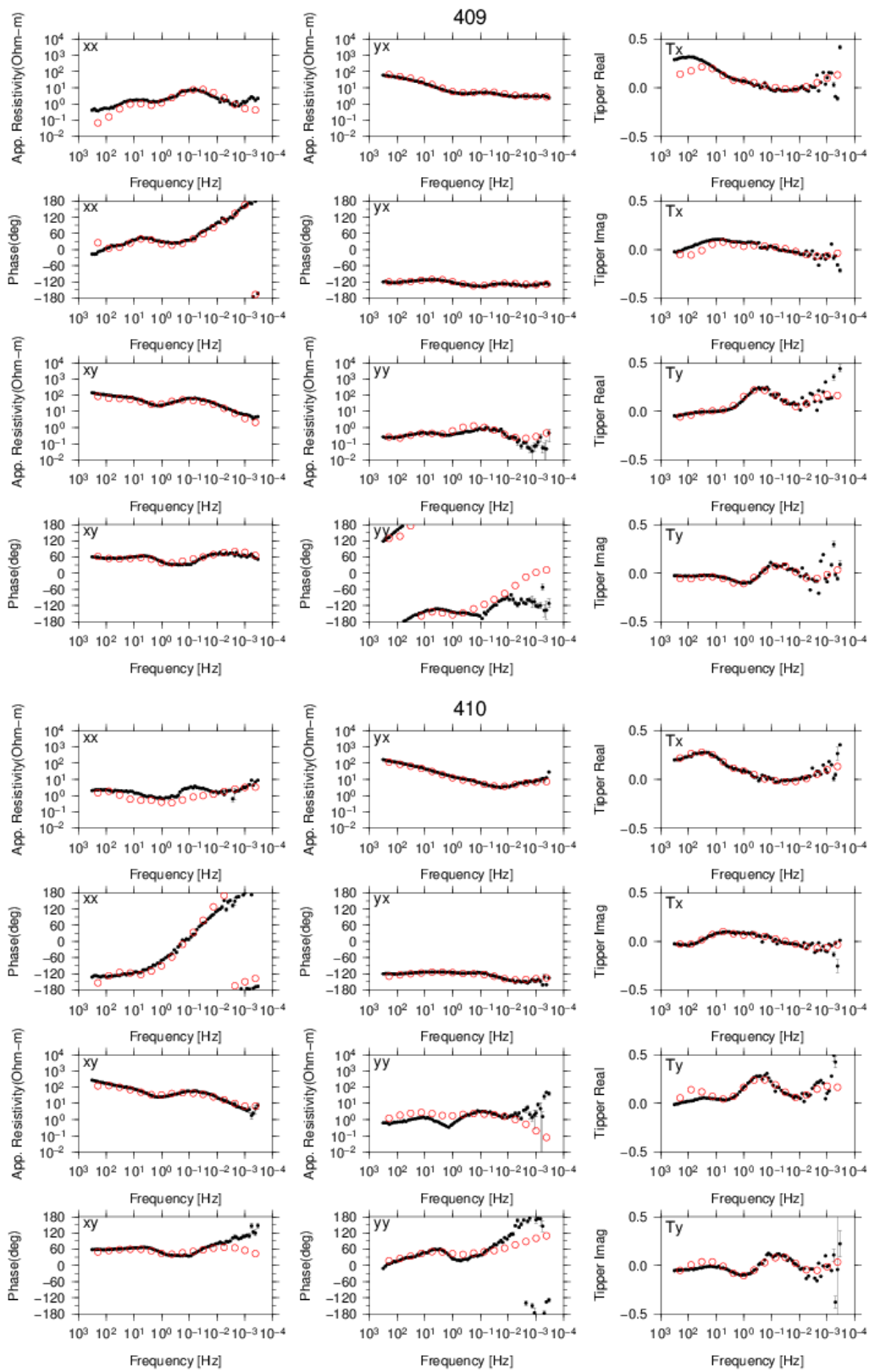


図 3.2.1.1-11cc 各成分のサウンディングカーブ（上段：見かけ比抵抗，下段：位相）．黒丸：観測値，赤丸：計算値．

得られた比抵抗構造を全体的に示すため、東西方向の鉛直断面を南から北に向かって 200m ごとに示した図を 3.2.1.1-12a~b、南北方向の鉛直断面を東から西に向かって 200m ごとに示した図を 3.2.1.1-13a~b に示す。中央火口丘の中央部から、最小値が $0.1 \Omega \cdot m$ の北下がりの円柱状の低比抵抗域が深度 15km 程度まで伸びている様子はこれまでの構造解析の結果から得られているとおりである。この低比抵抗柱の浅部の構造を明確に描くことができた。また、海水準程度の深さで、この低比抵抗柱を中心にした低比抵抗域が水平方向に山腹へ向かって伸びている様子を見ることができる。

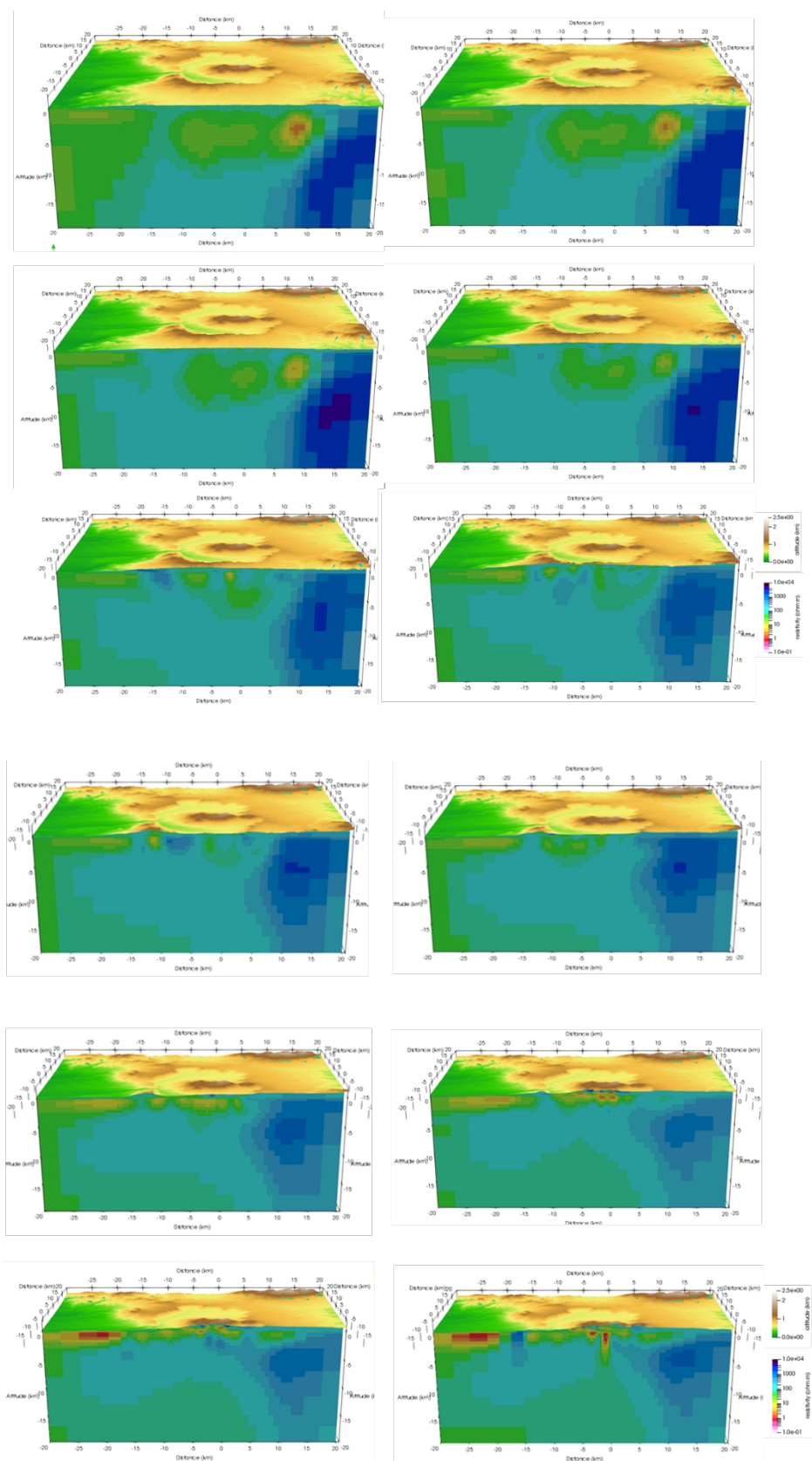


図 3.2.1.1-12a 東西方向（左が西，右が南）の鉛直断面。

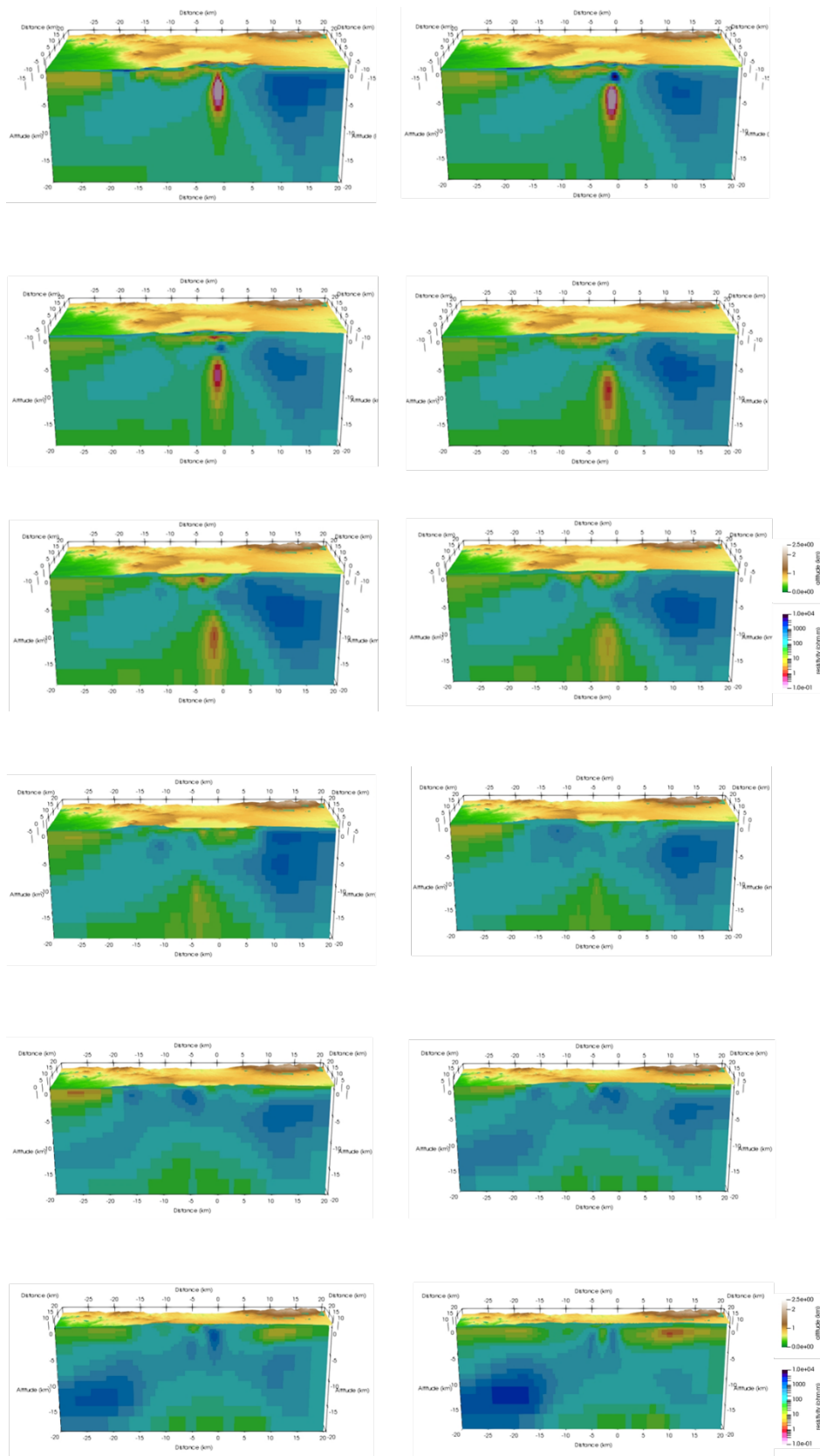


図 3.2.1.1-12b 東西方向（左が西，右が南）の鉛直断面（つづき）.

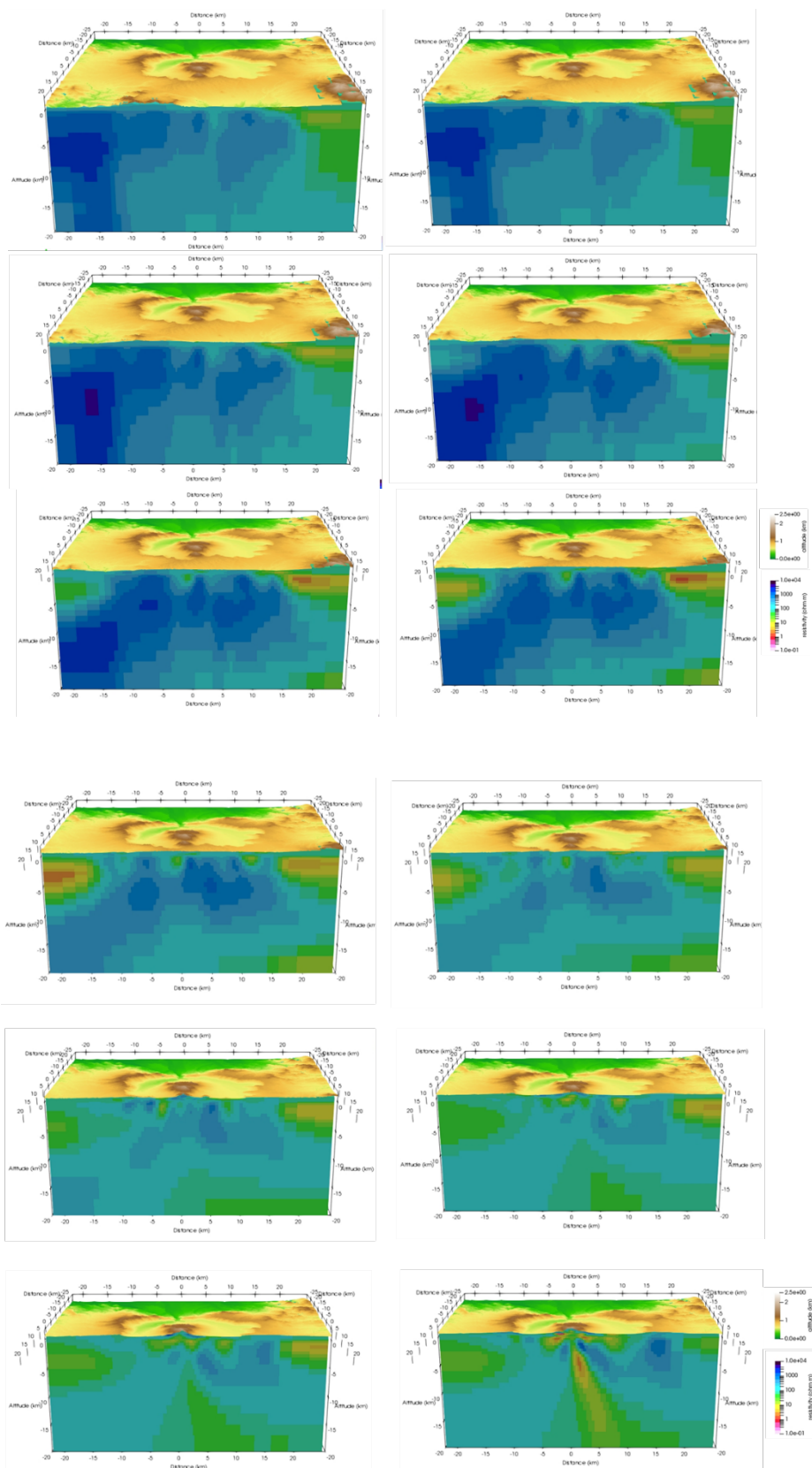


図 3.2.1.1-13a 南北方向 (左が南, 右が北) の鉛直断面.

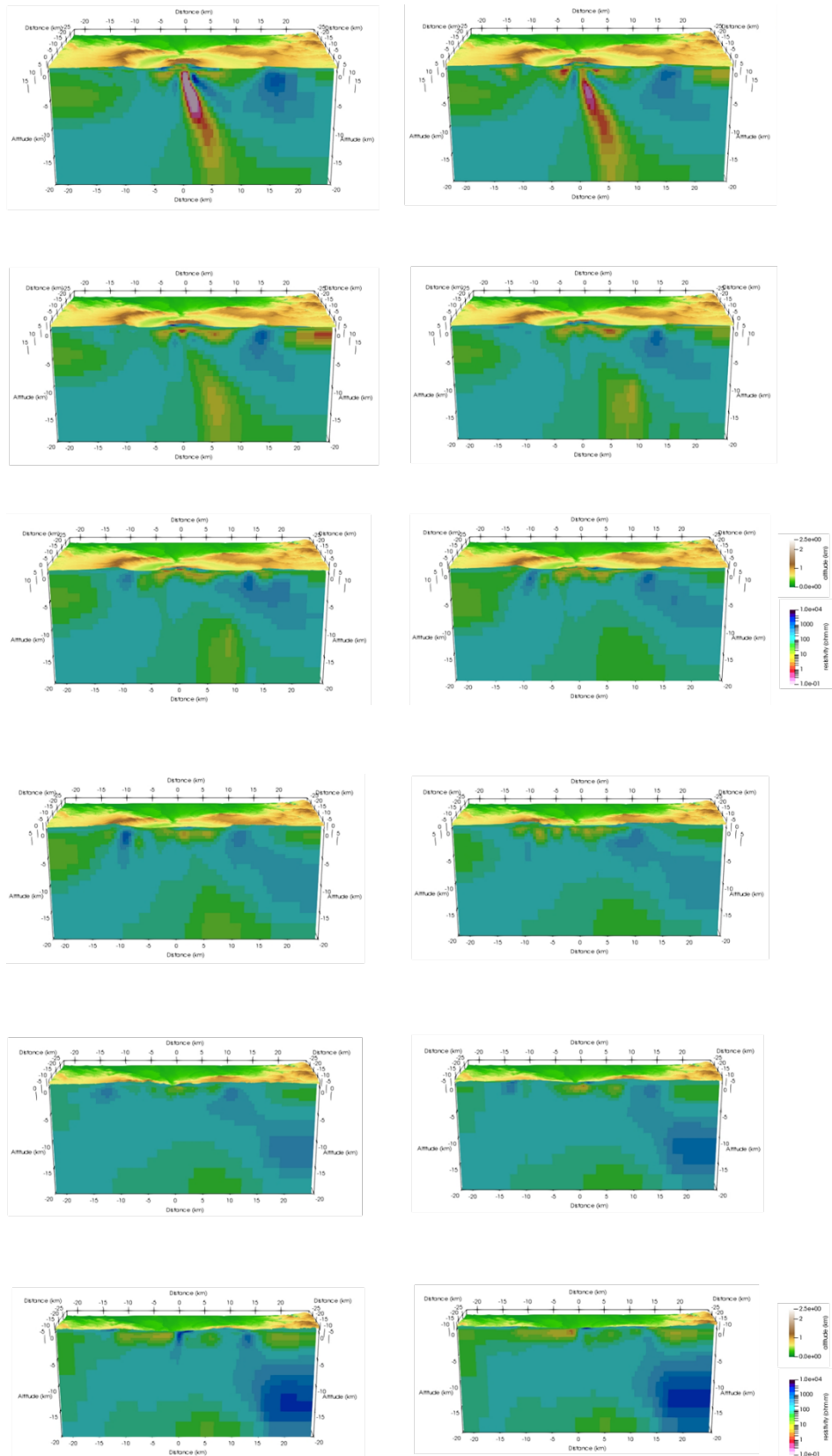


図 3.2.1.1-13b 南北方向（左が南，右が北）の鉛直断面（つづき）

d) 感度解析

本解析で得られた円柱状の低比抵抗について、偽造ではないことを示すために感度解析を行った。低比抵抗柱の $10 \Omega \cdot m$ より低い領域を $10 \Omega \cdot m$ で置き換え（図 3.2.1.1-14 の上図）たときのレスポンスを測点 409 におけるサウンディングカーブで示す（図 3.2.1.1-14 の下図）。特に xy 成分において、置き換えた時のレスポンス（青三角印）は、最適モデル（赤丸印）から大きくはずれるようになり、観測値（黒丸印）と有意に異なる。このことから、最適モデルで解析された低比抵抗柱は偽造ではないことが明らかである。

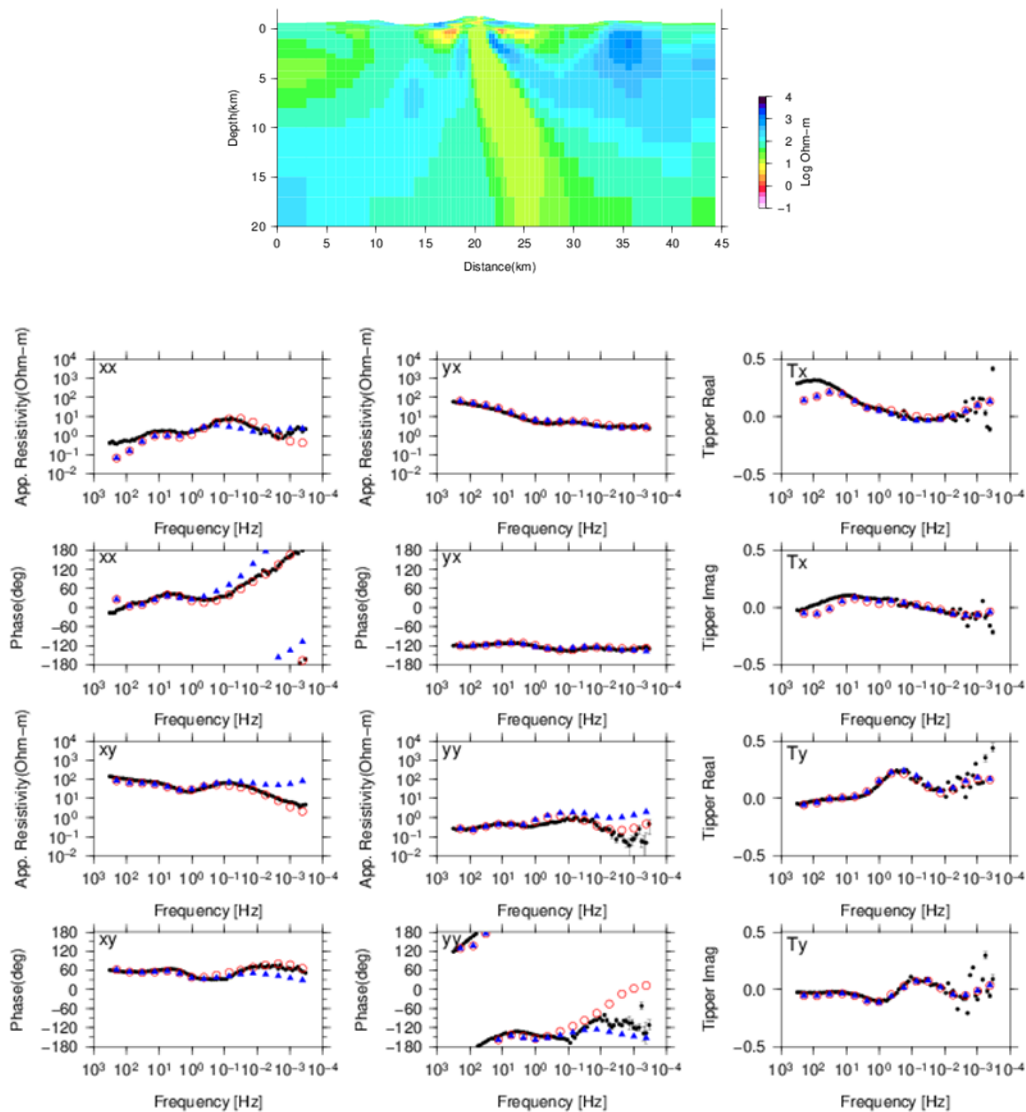


図 3.2.1.1-14 感度解析のために円柱状の低比抵抗域を $10 \Omega \cdot m$ に置き換えたモデル（上図）とその時の測点 409 におけるサウンディングカーブ（下図）。黒丸：観測値，赤丸：最終モデル，青三角：置き換えたモデル。

e) 他の観測結果との比較

得られた比抵抗構造を考察するため、他の観測量との比較を行った。まず、全体的な比較を行ったのが図 3.2.1.1-15 である。ここで、比抵抗構造は平面図の黒鎖線に沿った東西および南北の鉛直断面を示す一方、他の観測量で求められている異常域は平面および鉛直断面に投影したものである。青星印は茂木ソースの地殻変動源 (Ohkura and Oikawa 2012)、紫線は地震波トモグラフィーから得られた P 波および S 波の速度異常域 (Sudo and Kong, 2001)、黒丸は気象庁によって求められている深部低周波地震の震源、青線はシル状の地殻変動源 (国土地理院, 2004)、紫波線はレシーバー関数から求められた S 波の速度異常域である (Abe et al. 2016)。これまでの解析結果より、円柱状の低比抵抗域の東西方向の位置が東側にずれたため、深度 5km 付近に位置する茂木ソースや地震波速度異常域との一致はあまりよくない。不一致の原因は不明であり、今後の検討課題となる。一方、それより深部では、シル状の地殻変動源や深部低周波地震源へむかって伸びているところは従来の解析結果と変わらない。

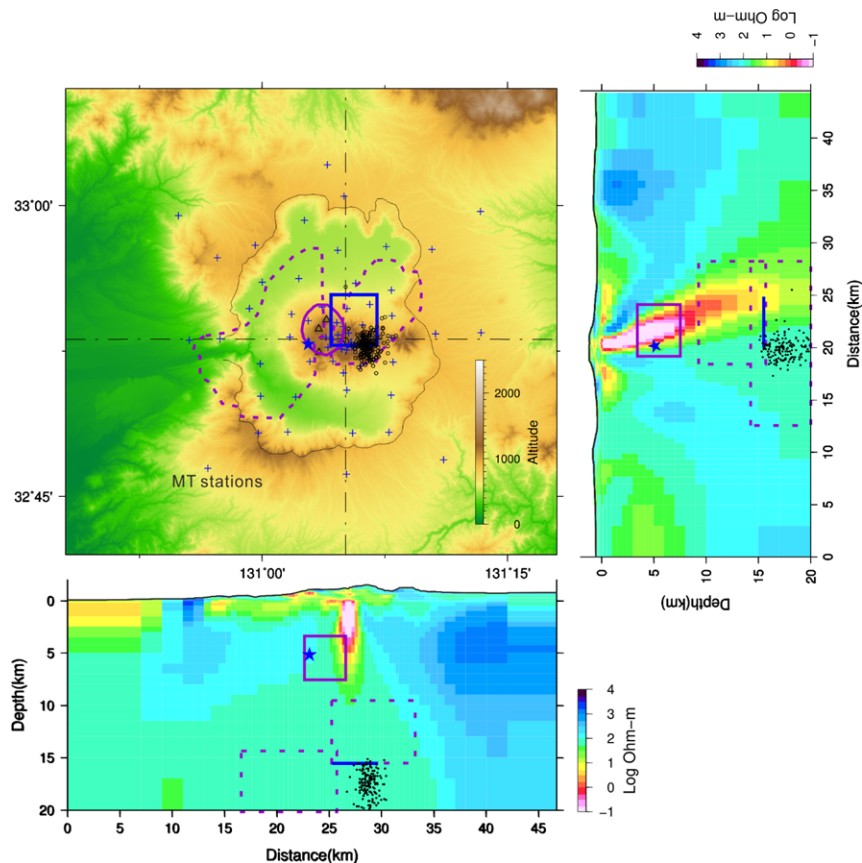


図 3.2.1.1-15 他の観測量との比較。茂木ソースの地殻変動源 (星印: Okura and Oikawa, 2012)、地震波トモグラフィーから得られた P 波および S 波の速度異常域 (紫線: Sudo and Kong, 2001)、気象庁によって求められている深部低周波地震の震源 (黒丸)、シル状の地殻変動源 (青線: 国土地理院, 2004)、レシーバー関数から求められた S 波の速度異常域である (紫破線: Abe et al. 2016) を比抵抗構造 (平面図破線での鉛直断面) に併せて示す。

次に、浅部を拡大して比較を行ったのが図 3.2.1.1-16 である。青線は常時微動のクラック状の振動源 (Yamamoto et al. 1999), 緑星印は正異常を示す自然電位の発生源 (Hase et al., 2005), 赤矢印は 1979, 1989, 2014 年の噴出物試料のメルトインクルージョンの分析から推定されたマグマの深度 (Saito et al., 2018) を示す。これらの観測量との比較は良い一致を示し、円柱状の低比抵抗域の最上部は中岳第一火口直下に位置していることが今回の解析より明らかになった。また、その深度は海水準付近となり、メルトインクルージョンの分析から推定されたマグマの深度の上限が海水準付近であること良い一致を示す。このことから、低比抵抗体は第一火口にマグマを供給する火道であると推測される。ただし、低比抵抗体の水平方向の幅は 1km 程とかなり厚く、低比抵抗域をすべてマグマとみなすのは無理があるかもしれない。今後、さらなる考察が必要となるが、火道の周囲に塩分濃度の濃い流体が存在している可能性を示しているのかもしれない。

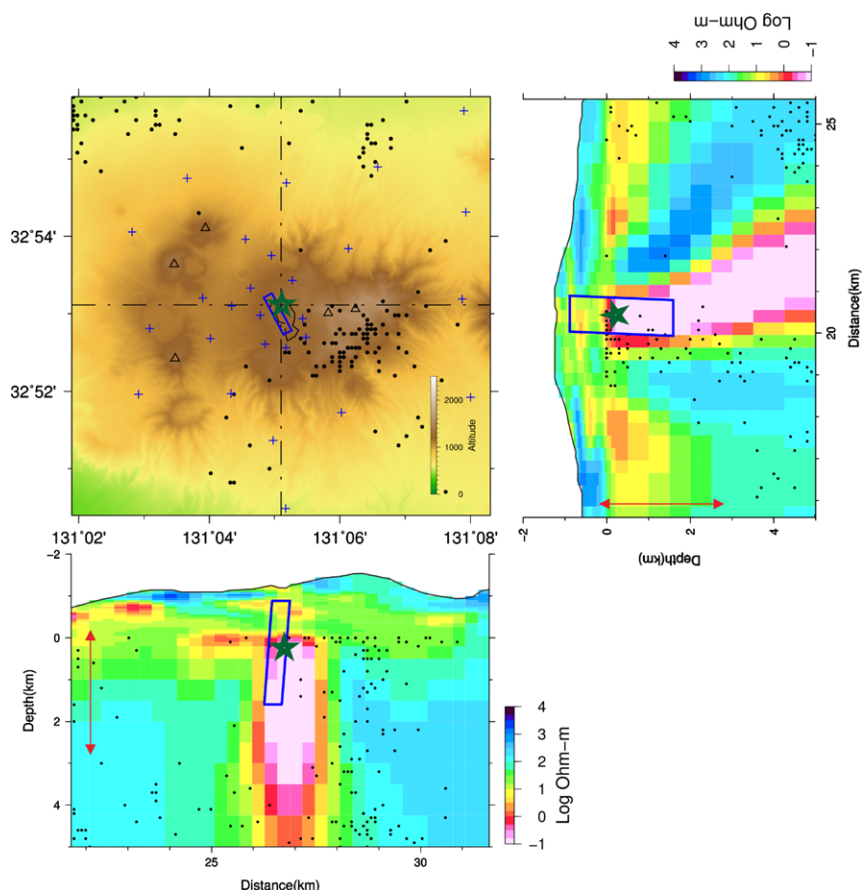


図 3.2.1.1-16 浅部を拡大した比較。常時微動のクラック状の振動源 (青線 : Yamamoto et al., 1999), 自然電位の正異常の発生源 (Hase et al., 2005), メルトインクルージョンから推定されたマグマの深度 (Saito et al., 2018) と比抵抗断面 (平面図の黒鎖線における鉛直断面) を併せて示す。

過去に中岳第一火口周辺で地表付近を対象とした AMT 法による観測が行われ 2 次元の比抵抗構造解析が行われている (Kanda et al.,2008). 水平位置に近い断面での比較を行ったのが, 図 3.2.1.1-17 である. 過去の解析結果では, 今回の円柱状の低比抵抗域の頂部はむしろ高比抵抗域として解析されており整合的ではない. この可能性として, 過去の測定が 2004 年から 2005 年にかけて比較的噴火活動が低調な時期に行われたのに対し, 今回の観測は活発な噴火活動期の直後に行われたためであるかもしれない. このような比抵抗構造の経時変化が認められるのか否かは, 今後, 定点において繰り返し観測を行い明らかにしていく必要がある.

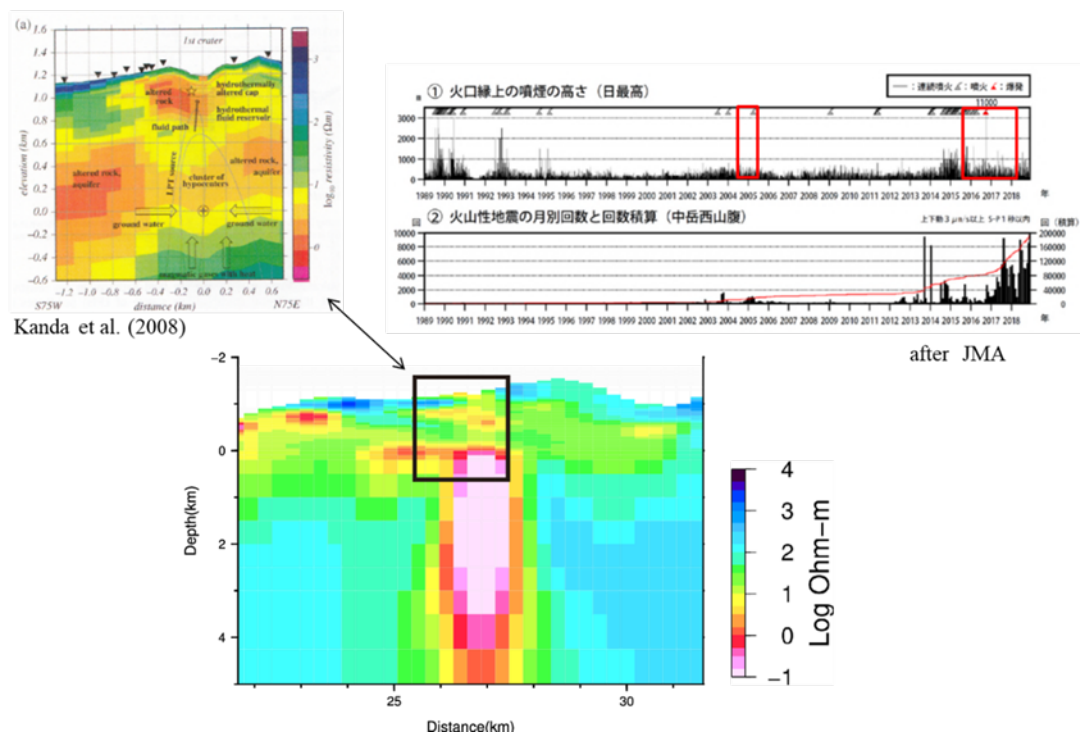


図 3.2.1.1-17 過去に中岳第一火口周辺にて解析されている比抵抗断面 (左上: Kanda et al., 2008) との比較. 今回の比抵抗断面図で対応した領域を示したのが下図の黒枠. それぞれの解析に使用したデータを取得した期間を示したのが右上の図の赤枠

f) 浅部熱水系

中岳第一火口直下の円柱状の低比抵抗域の頂部を中心として, 海水準から深度 1km 程度で数 Ωm の低比抵抗域 ($10\Omega\text{m}$ 以下) が山腹にかけて水平方向に広がっている. そこで山腹の垂玉温泉や本塚, 内牧温泉との関係を見るために, 第一火口とそれらを通る測線 (図 3.2.1.1-18 の波線 A と B) の比抵抗断面を図 3.2.1.1-19 に示す. 断面図の W1 と W2 は垂玉温泉の近傍にて掘削された地熱調査井 (NEDO,1994) の位置とその深度である. W1 と

W2 の検層結果を図 3.2.1.1-20 に示す。それぞれ、左側より地質柱状（網掛けはモンモリロナイト等の熱水変質鉱物が多い地層）、比抵抗検層、温度検層の結果である。比抵抗検層の結果にインバージョンによる比抵抗構造（坑井の位置における計算結果）を赤線で重ね合わせた。両者は整合しており、インバージョンが正しく行われていることを示している。検層結果を見ると、どちらの坑井でも、深部に向かうにつれて温度が高くなるが、比抵抗値と温度の相関はなく、低比抵抗になっているのは熱水変質鉱物の現れる層であることがわかる。この検層結果をもとに西側の山腹の比抵抗断面（図 3.2.1.1-19 の a）を解釈すると低比抵抗となっている熱水変質帯がキャップロックとなりその下部に熱水系が発達していると想像される。一方、北側（図 3.2.1.1-19 の b）については検層結果がないが、W3 の位置で温泉井が掘削されており、1000m の深度で 60°C の熱水が確認されている。また、その北方には中央火口丘の一つである本塚が存在するが、ここでは極めて溶存成分に富んだ湧水が見られる（Kagiyama,2012）。これらの情報のもとに比抵抗断面図を見ると、中岳火口直下の円柱状の低比抵抗域の頂部から、凝縮した火山ガスが水平方向に流動し、さらに天水と混合しつつ熱水系を形成した、低比抵抗層として検出されていると考えられる。さらに北方に位置する内牧温泉とこの熱水系の関係は不明である。内牧温泉周辺で掘削された坑井（図 3.2.1.1-18 の W4, W5, W6）では、それぞれ 150m, 482m および 420m の深度で花崗岩に達している（NEDO, 1994）。比抵抗断面に見られるそれに対応する高比抵抗（500Ω・m 以上）は花崗岩層に対応するのかもしれない。

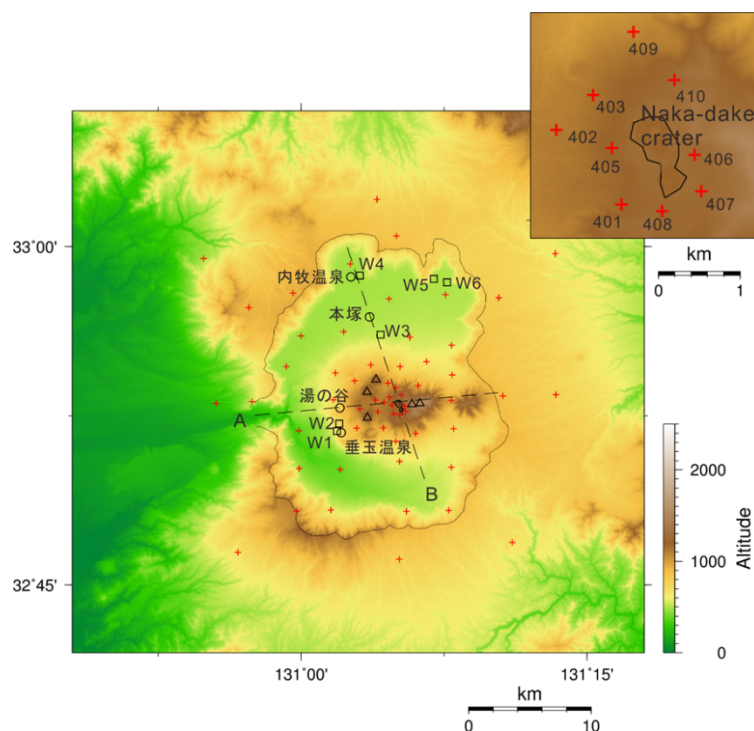


図 3.2.1.1-18 温泉（垂玉，内牧），湧水（本塚），坑井（W1, W2, W3, W4, W5, W6）の位置と比抵抗断面図の位置（破線 A,B）を示す。赤十字は MT 観測点。

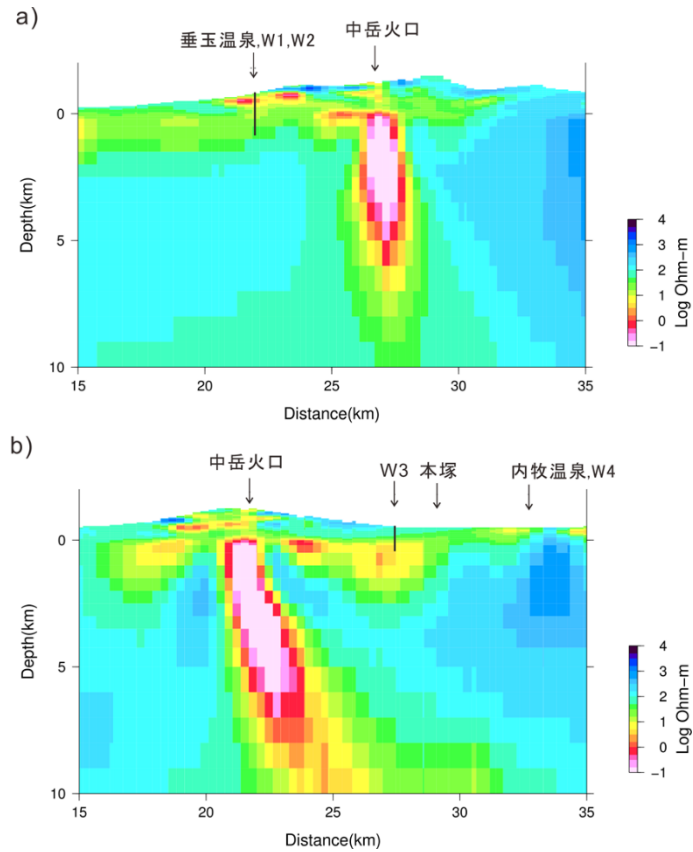


図 3.2.1.1-19 a) 図 3.2.1.1-11 の波線 A, b) 図 3.2.1.1-11 の波線 B における比抵抗の鉛直断面図.

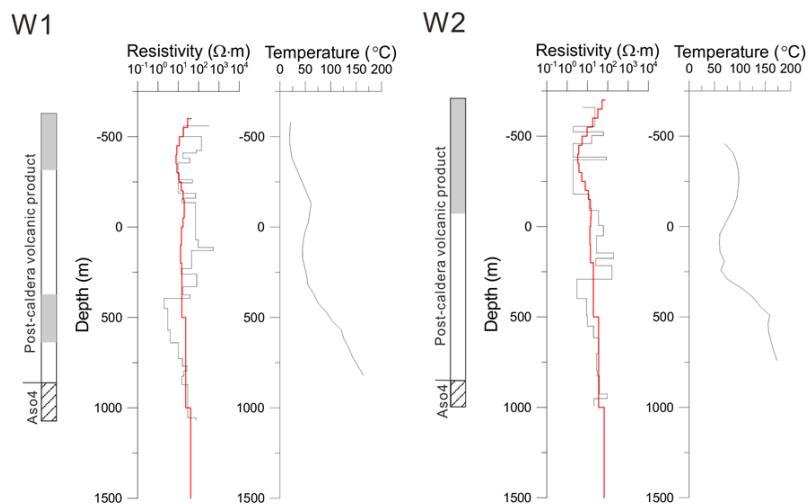


図 3.2.1.1-20 坑井 W1, W2 における検層結果でそれぞれ左側より, 簡略化された地質柱状, 比抵抗検層, 温度検層の結果を示す. 赤線はインバージョンによって得られたモデルの比抵抗.

g) 仮想マグマ溜りに対する MT レスポンス

将来的にマグマが地下浅部へ貫入し比抵抗構造が変化したときにどのようなレスポンスが MT の観測地に現れるか予備的な検討を行った。図 3.2.1.1-21~23 は、それぞれ、半径 5 km で厚さが 5 km の円柱状のマグマ（比抵抗 $1\Omega\cdot\text{m}$ ）が 10-15km, 5-10km, 0-5km の深度に位置するときの、MT インピーダンス xy 成分に対応する見かけ比抵抗と位相のサウンディングカーブをいくつかの測点について示す。このうち、009 および 022 は中岳の北側、035, 041 は中岳の南側、401, 409 は第一火口周辺の測点である。サウンディングカーブにおいて黒は観測値、赤は最適モデル、青は仮想マグマを置いた時のレスポンスである。深度が 10-15km の場合にはレスポンスにはほとんど変化が見られない。5-10km に置いた時には、仮想マグマの外側に位置する 009 や 041 を除いて若干の変化がみられる。0-5km に置いた場合には、やはり、仮想マグマの外側に位置する 009 や 041 では変化が見られないが、その他の点では有意な変化がみられる。これらの結果から、阿蘇カルデラで同規模の MT 観測を繰り返し行った場合、10km より深い深度での構造の変化を検出することは極めて難しいことがわかる。最後に、現在観測されている細長い円柱状の低比抵抗域の下部が、深部からのマグマの注入により、より低比抵抗になった場合の MT レスポンスを計算した（図 3.2.1.1-24）。低比抵抗域は北下がりになっているため、第一火口北側の 409 や 022 において、特に位相の低周波側において有意な変化が検出されることが期待される。

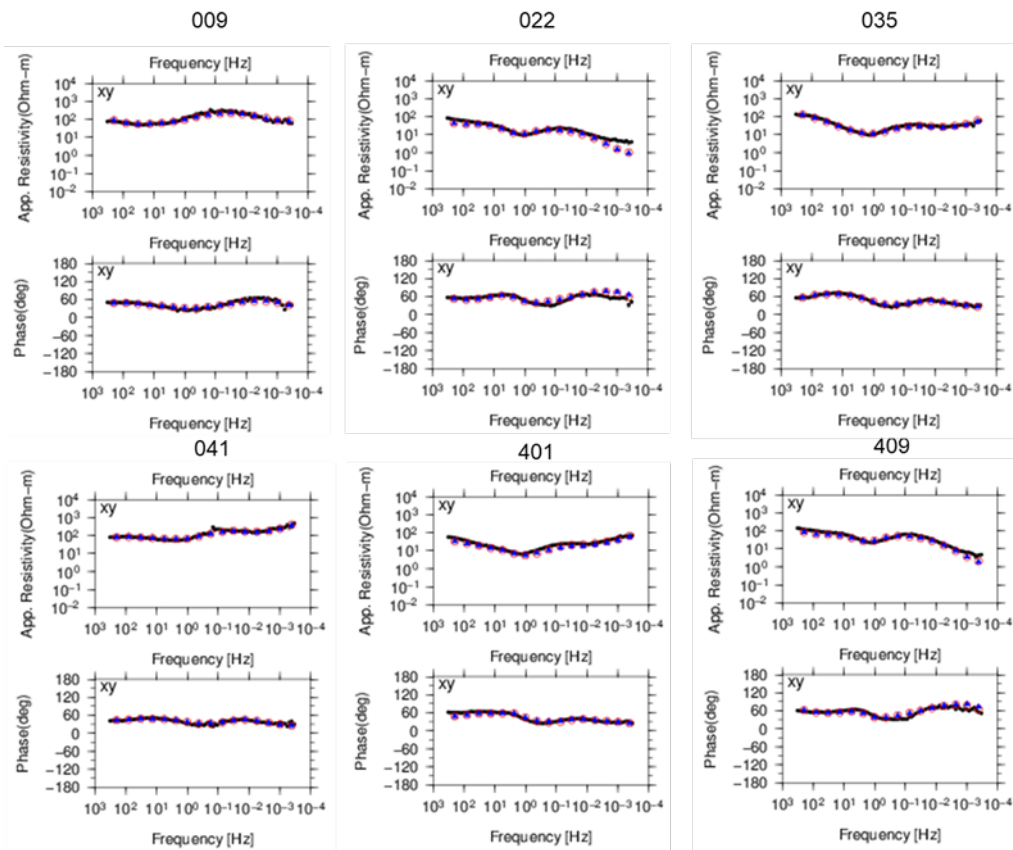
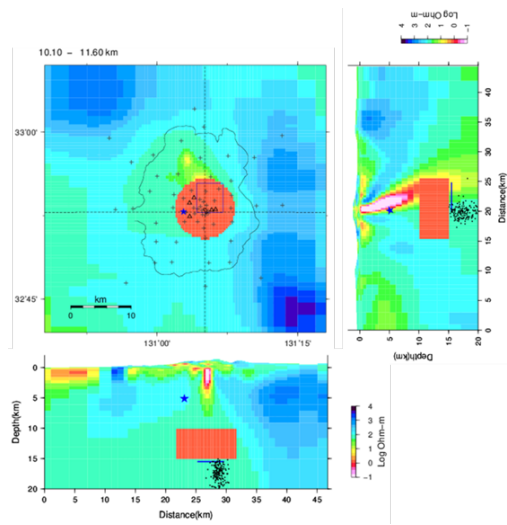


図 3.2.1.1-21 深度 10-15km に仮想マグマ溜り（上図）を置いた場合の各測点におけるレスポンス（下図の青三角印）.

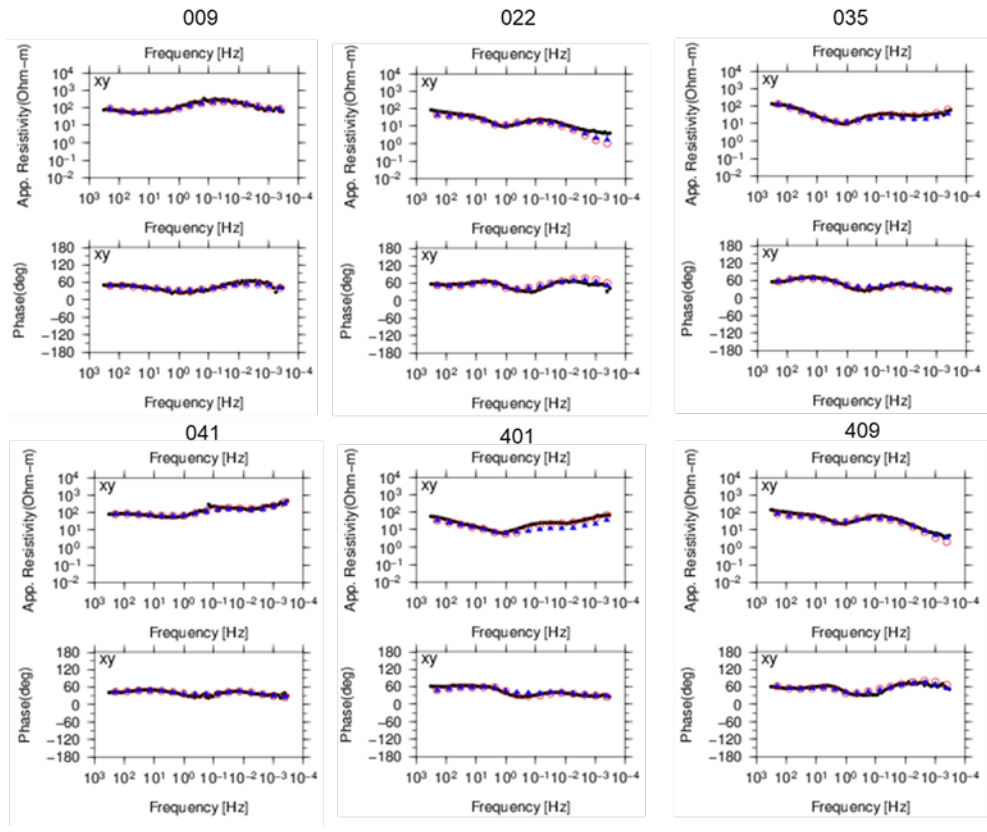
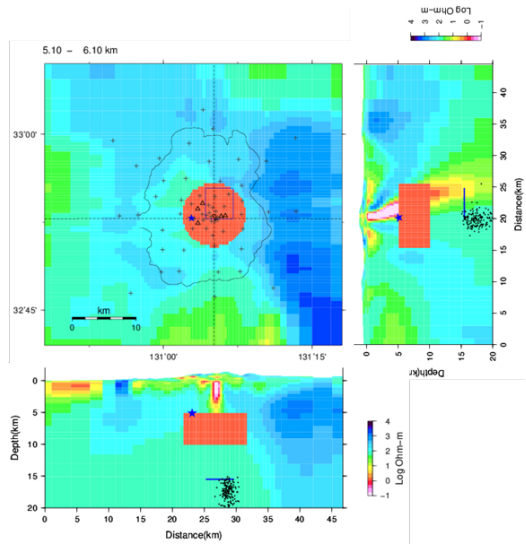


図 3.2.1.1-22 深度 5-10km に仮想マグマ溜り（上図）を置いた場合の各測点におけるレスポンス（下図の青三角印）.

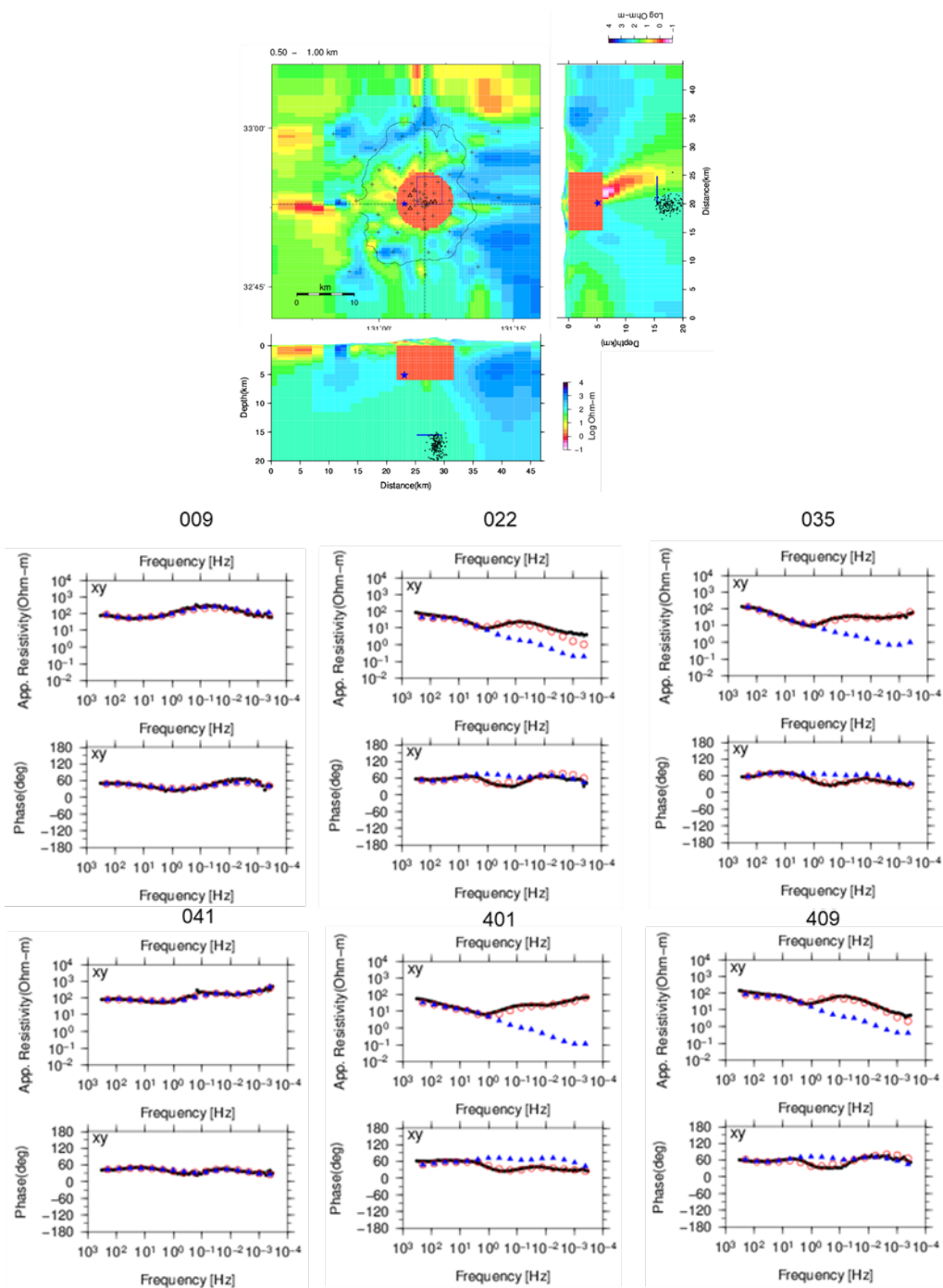


図 3.2.1.1-23 深度 0-5km に仮想マグマ溜り（上図）を置いた場合の各測点におけるレスポンス（下図の青三角印）.

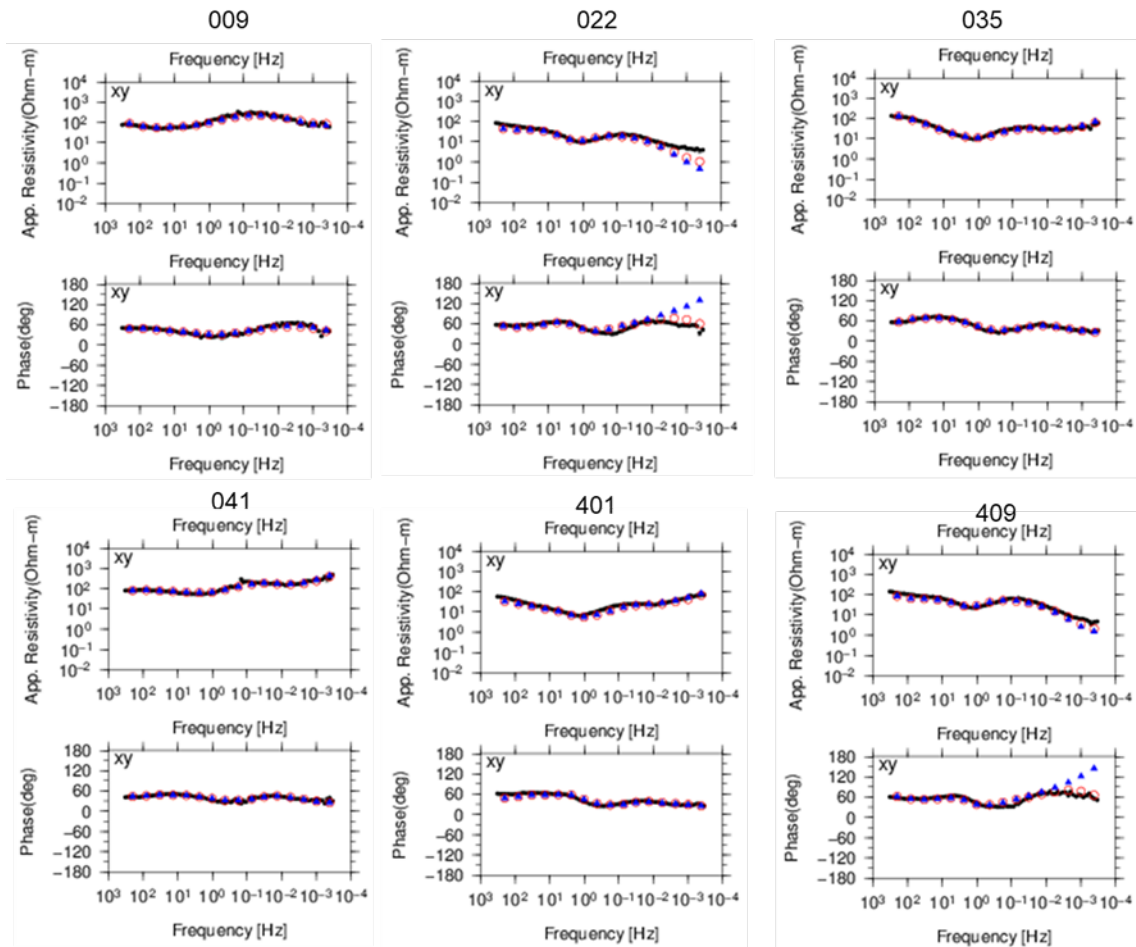
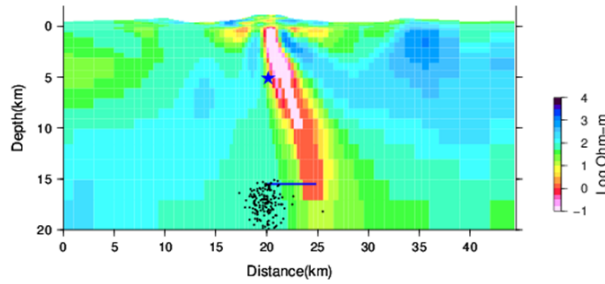


図 3.2.1.1-24 既存の低比抵抗域の下部にマグマが注入し（上図），比抵抗値が低下した場合の各測点におけるレスポンス（下図の青三角印）。

(3) ネットワーク MT 法データの適用拡大に向けた可能性の検討

阿蘇カルデラ西部の深度 15~23km には，低速度異常領域（図 3.2.1.1-1~3 の LB）の存在が示唆されている(e.g., Abe et al., 2017)．一方で，本研究で求めた広帯域 MT 法データによる 3 次元比抵抗モデルには，その低速度異常領域に対応する低比抵抗異常は検出されなかった．低速度異常領域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ため検出できなかった、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ぼ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。一方で、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。そこで、本研究では、主に探査深度の問題を解決するために、ネットワーク MT 法探査によって取得された既存の長周期データを用いて、より深部の構造を明らかにすることを目的とした 3 次元比抵抗構造解析による検証を実施した。さらに、本研究では、ネットワーク MT 法データを用いた比抵抗イメージングによって、阿蘇カルデラ地下の構造をより精度よく求めることを目的とした検討を行った。

ここでは、ネットワーク MT 法の概要、および、1990 年代に実施された阿蘇カルデラを含む九州全域でのネットワーク MT 法観測の概要を簡単に述べた後（詳細については、2017 年度の報告書を参照のこと。）、本検証の結果について説明する。

a) ネットワーク MT 法の概要、および、阿蘇カルデラ地域におけるネットワーク MT 法観測の概要

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 3.2.1.1-25）。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高い 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。

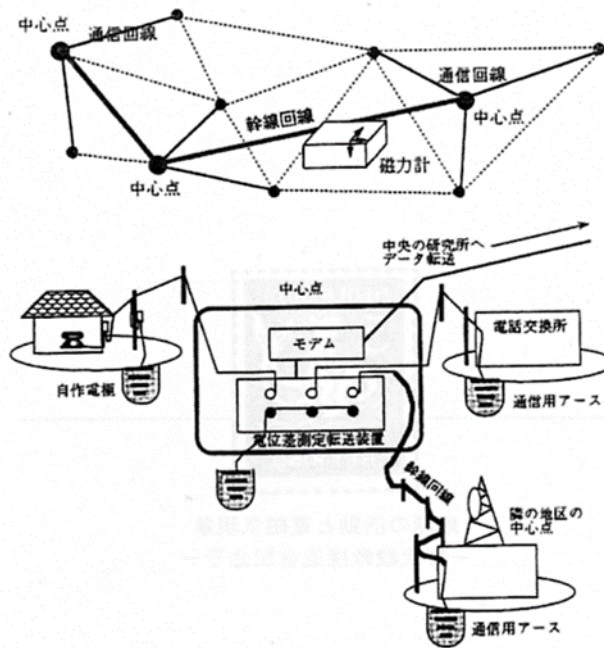


図 3.2.1.1-25 ネットワーク MT 法観測の概念図, および, 測定機器配置の概念図. 【上嶋, 1995 より引用】.

図 3.2.1.1-26 は, 九州地方において, 1993~1995 の期間と 1997~1998 の期間に実施されたネットワーク MT 法観測の電位差測定網を示しており, 阿蘇カルデラ周辺では, 稠密な観測が実施されていたことが分かる. ネットワーク MT 法データを用いた比抵抗構造推定では, 電位差-磁場間の周波数応答関数 $T_X(\omega)$, $T_Y(\omega)$ を使用するが, 磁場データについては, 観測領域 (観測網) 近傍で恒久的 (長期間かつ連続的) に取得されているデータを使用する. 本解析では, 気象庁柿岡地磁気観測所の支所である鹿屋 (北緯 $31^{\circ}25'14''$, 東経 $130^{\circ}52'56''$) で取得されたデータを使用した. ここで, ある測線で測定された電位差 $V(\omega)$, および, 水平磁場 2 成分 $H_X(\omega)$, $H_Y(\omega)$ の間には以下に示すような関係が成立する: $V(\omega) = T_X(\omega) H_X(\omega) + T_Y(\omega) H_Y(\omega)$. データ解析の詳細については, 2017 年度の報告書を参照のこと.

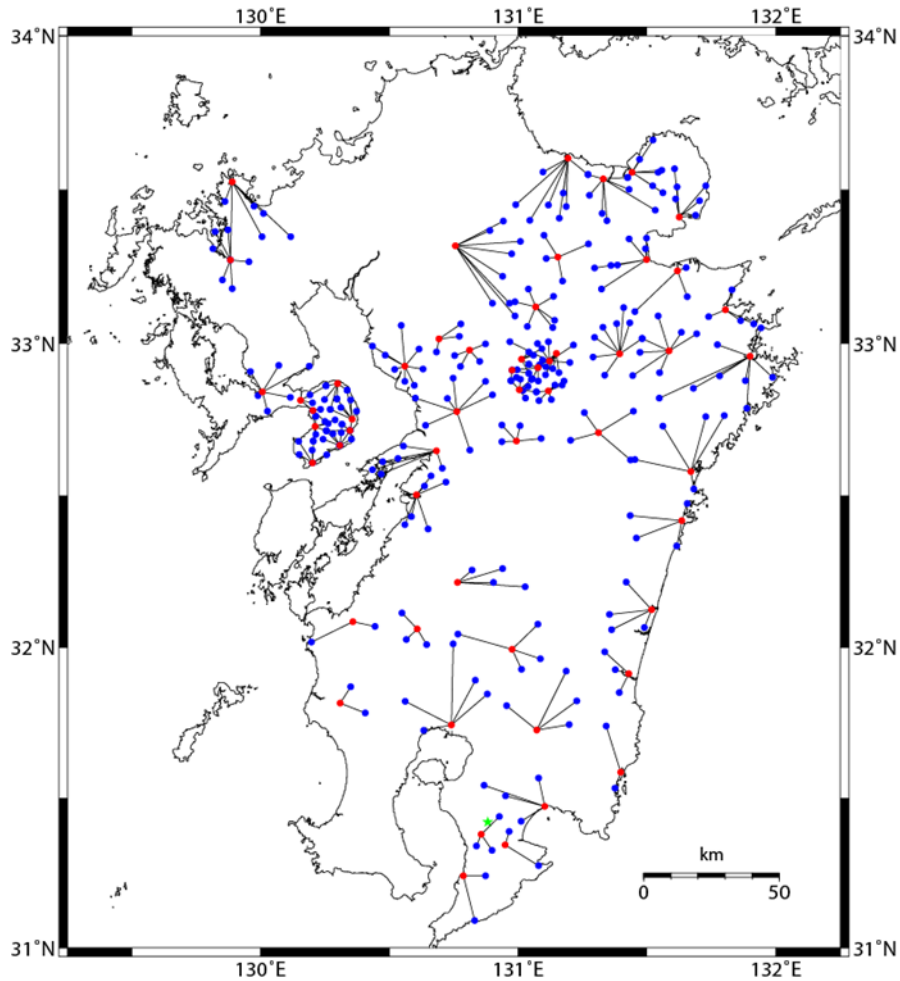


図 3.2.1.1-26 九州におけるネットワーク MT 法観測の電位差観測網の分布 (●: 観測ネットの中心点, ●: 支点, ★: 参照磁場点).

b) 3次元比抵抗インバージョン解析

インバージョン解析では、先ず、阿蘇カルデラを中心とした 50 測線のダイポール配置で (図 3.2.1.1-27), 9 周波数 (0.0000977~0.00156Hz) の応答関数 2 成分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. インバージョンには, ネットワーク MT 法データの基線長を考慮できるよう改変されたコード (Siripunvaraporn et al., 2004) を使用した. 本インバージョン解析においても, 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た. 入力データのサイズは, $50 \times 9 \times 4$ (測線数 \times 周波数 \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 $580 \text{ km} \times 580 \text{ km} \times 500 \text{ km}$ (海水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 3.2.1.1-27）、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。また、インバージョンは、与えるエラーフロアの値を2段階で下げることによって、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。まず、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。観測値と最適モデルの計算値のフィッティングについては、代表点として9測線の応答関数の探査曲線を図 3.2.1.1-28に示す。

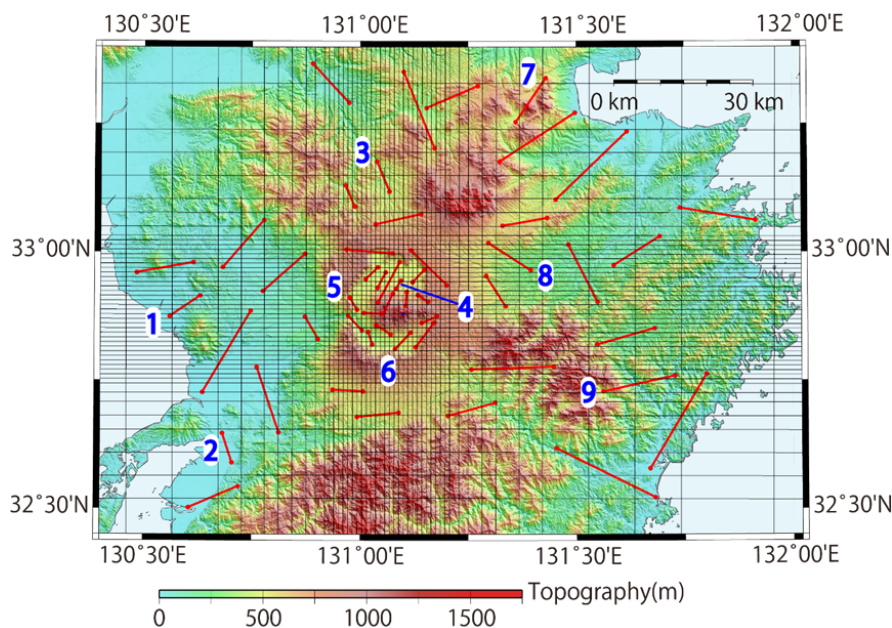


図 3.2.1.1-27 阿蘇カルデラを中心とした領域におけるネットワーク MT 法の電位差観測線の分布図。端点に赤丸をもつ赤線が、電位差観測線（ダイポール）。1～9の数字ラベルの付いたダイポールは、図 10 で探査曲線を示しているダイポールを示す。【Hata et al., 2018b より改訂引用】

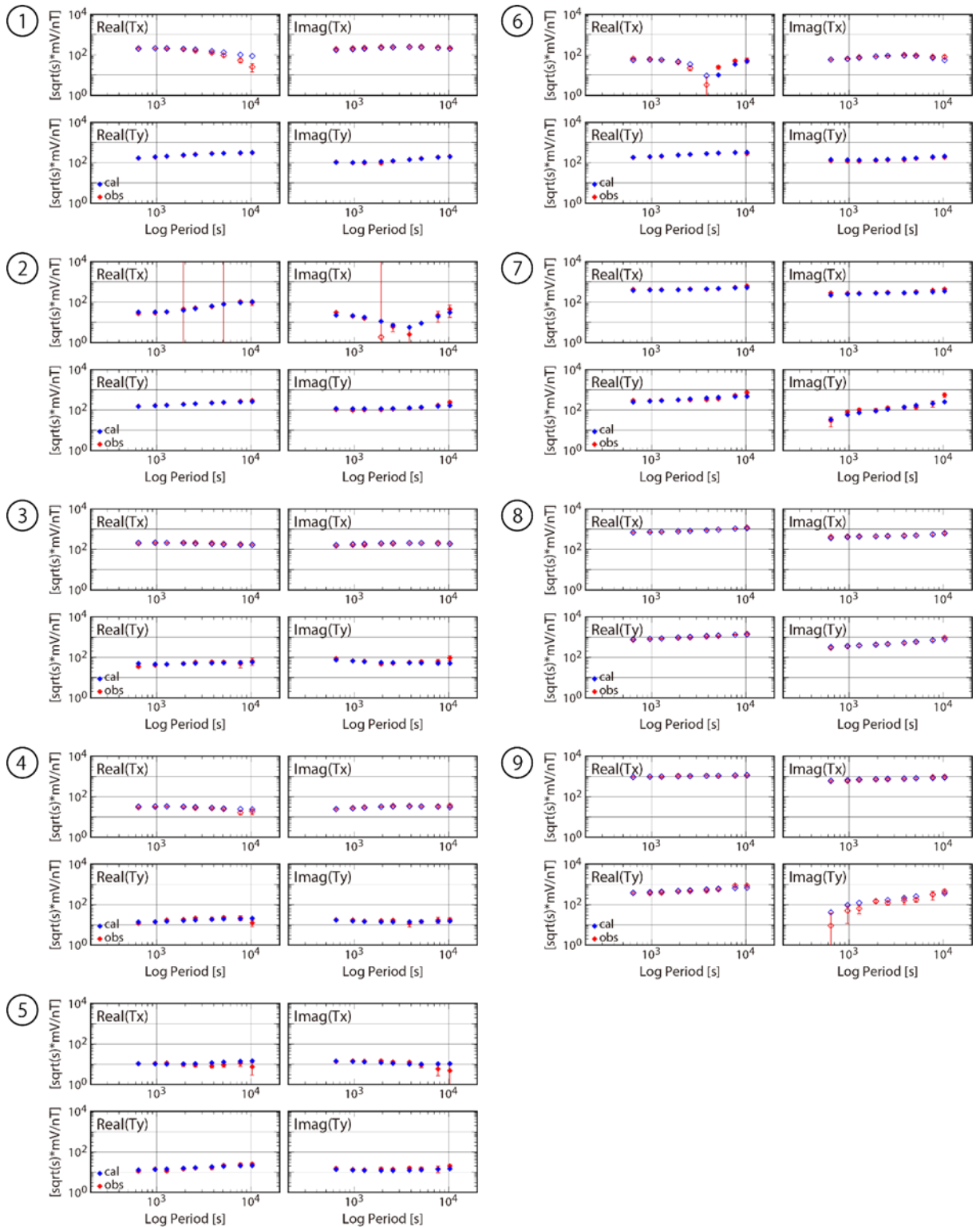


図 3.2.1.1-28 図 9 で示した代表点の応答関数 2 成分 (T_x と T_y) の探査曲線. エラーバー付き
 ◇が観測値, ◇が最適モデルに対する計算値を表す. 【Hata et al., 2018b より引用】

c) 3次元比抵抗構造モデルと感度検定-中央火口丘に延びる低比抵抗異常領域について-

阿蘇カルデラ地下の構造を広帯域 MT 法データによる 3次元比抵抗モデルと比較するために、ネットワーク MT 法データによる 3次元比抵抗モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面図を、MT 法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 で図 3.2.1.1-29 に示す。図 3.2.1.1-29 には、阿蘇カルデラの中岳を横断する測線の深度 50km までの鉛直断面についても、地震の震源 (○: 1993 年 1 月–1998 年 12 月の期間の気象庁一元化震源) とともに示している。2017 年度の報告書で記載したように、ネットワーク MT 法データによる 3次元比抵抗モデルでも、阿蘇カルデラには、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が存在する。また、この低比抵抗異常ブロックは、火口丘下においては深度 5km 程度に底をもつことが示唆される (図 3.2.1.1-29)。一方、阿蘇カルデラ西部の 20km 以深には、顕著な低比抵抗異常を示す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。

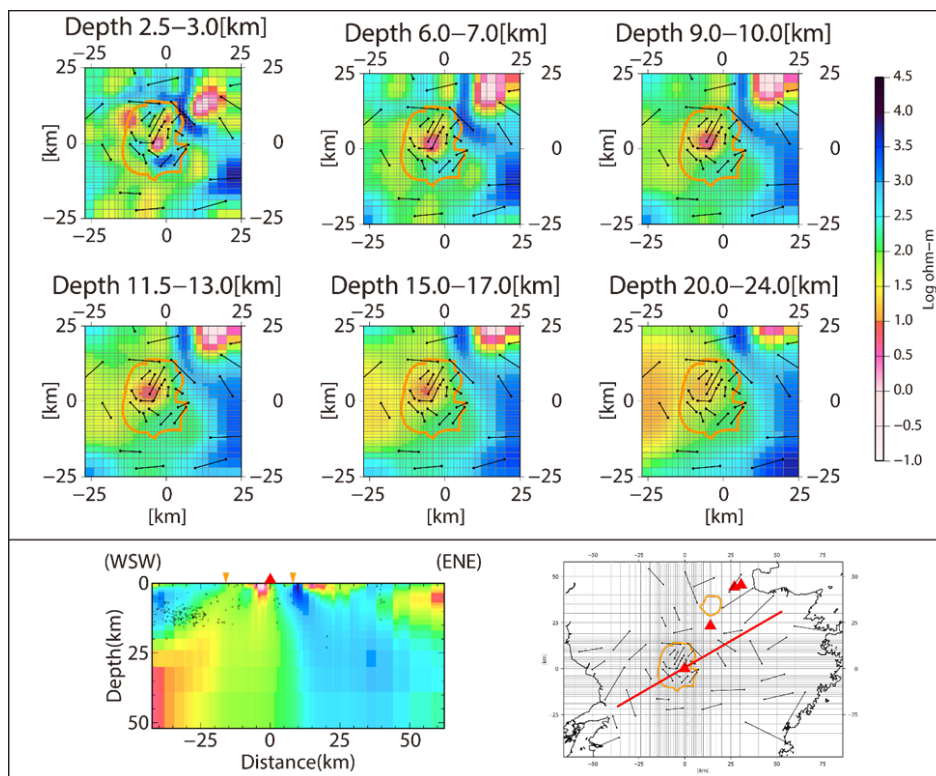


図 3.2.1.1-29 ネットワーク MT 法データを使用した 3次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面 (上段), および、中岳を横断する鉛直断面 (下段)。水平断面上のオレンジ色枠は、阿蘇カルデラ。端点に黒丸をもつ黒線は、ダイポールを表す。鉛直断面上の○は震源分布, ▲は中岳, ▼はカルデラ壁の位置を示す。地図上の赤線が、鉛直断面の通過する位置を表す。【Hata et al., 2018b より改訂引用】

ここでは、本モデルにおいても存在し、マグマ供給系との関連が示唆される中央火口丘へと伸びる顕著な低比抵抗異常ブロックに対して感度検定を新たに実施したので、その詳細について、以下に述べる。今回の感度検定は、低比抵抗異常の周囲の比抵抗値を考慮して、図 3.2.1.1-30 で示した低比抵抗異常ブロックを含む領域の $70\Omega\text{m}$ 以下のセルを $70\Omega\text{m}$ に置き換えた構造モデル（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行うことで実施した。置き換えに指定した領域は、南北方向 10km 、東西方向 10km 、深さ方向 17km である（図 3.2.1.1-30）。感度検定モデルに対して計算された RMS 残差は、 3.67 となり最適モデルに対する RMS 残差 1.45 から増加する。また、感度検定モデルの計算値は、観測値と一致しない方向にずれることが探査曲線から示される（図 3.2.1.1-30）。さらに、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検定するため、自由度 $50 \times 4 \times 9 - 1$ （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 1.52 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 3.67 であることから、低比抵抗異常ブロックは、得られた最適モデルにとって必須であり、高い信頼度を有する構造であると結論付けられる。

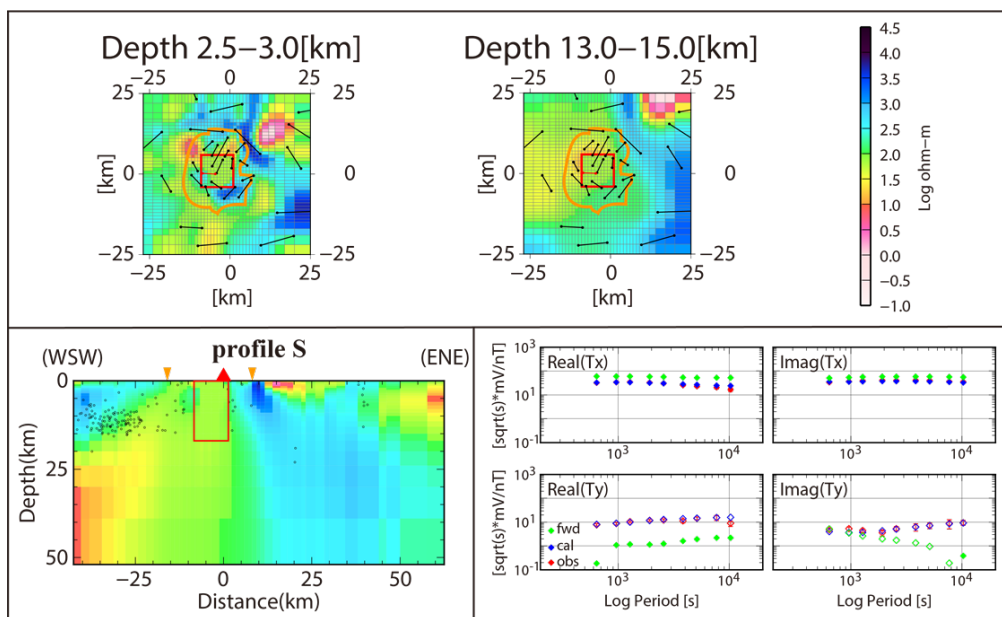


図 3.2.1.1-30 感度検定モデル C1 で置き換えに指定した領域（赤枠）を示すための平面図と鉛直断面図、および、代表点（平面図の赤色ダイポール）の応答関数 2 成分 (T_x と T_y) の探査曲線。エラーバー付き \diamond が観測値、 \diamond が最適モデルに対する計算値、 \diamond が感度検定モデルに対する計算値を表す。【Hata et al., 2018b より改訂引用】

d) 3次元比抵抗構造モデルの比較-ダイポール配置について-

本節では、ネットワーク MT 法データを用いた比抵抗イメージングによって、阿蘇カルデラ地下の構造をより精度よく求めることを目的に、インバージョン解析に用いるデータのダイポール配置について行った検討結果を記載する。図 3.2.1.1-31 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。使用周波数も同様に 9 周波数（0.0000977~0.00156Hz）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×周波数×応答関数の数）となっている。また、本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。

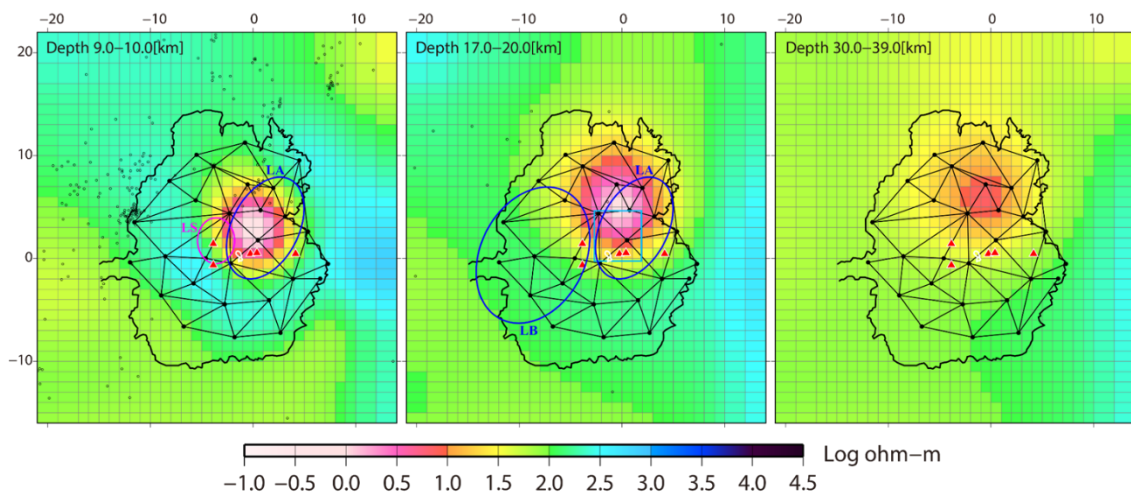


図 3.2.1.1-31 ダイポールを網目状に配置したネットワーク MT 法データを使用して求めた 3 次元比抵抗構造モデルの阿蘇カルデラ周辺についての水平断面。端点に黒丸をもつ網目状の黒線は、各ダイポールを表す。

得られた 3 次元比抵抗モデルの阿蘇カルデラ内には、前述の 2 つのモデルと同様に、カルデラ北部から中央火口丘（中岳付近）に向かってせり上がってくるような顕著な低比抵抗異常のブロックが存在する。また、中央火口丘に向かって延びる低比抵抗異常ブロックが、より深部へと延長される可能性を示唆するモデルでもある（図 3.2.1.1-31）。しかしな

がら、本研究を通して使用したモデルの 20km 以深の鉛直方向のセルサイズは、数 km サイズで構成されており、中央火口丘に延びる低比抵抗異常ブロックの底を決めるには粗すぎると判断せざるをえない。一方で、本インバージョン解析の結果は、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覆うことで、得られるモデルの解像度向上を図れる可能性を示唆するものであった。従って、阿蘇カルデラを完全に覆う領域について、網目状のダイポール配置を組めるようにネットワーク MT 法観測を実施し、鉛直・水平方向ともにモデルのセルサイズを吟味した上で 3 次元比抵抗構造解析を行うことができれば、さらに深部までの高解像度の比抵抗モデルを得ることが期待される。

(4) おわりに

2015 年度と 2016 年度に取得した全 100 観測点の広帯域 MT 法データによって精度良く求めた 3 次元比抵抗インバージョンモデルを用いて、阿蘇カルデラ北部の深度 20km 付近から中央火口丘へと延びる低比抵抗異常ブロックについて、マグマ溜まりとの関係に焦点を当てた検証を行った。低比抵抗異常ブロックは、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るが、先行研究の結果を考慮すると、マグマ溜まりが形成されているのは、深度 6km 程度を中心とした領域である可能性が高いと判断された。そこで、低比抵抗異常ブロックのうち最も比抵抗の低い領域でもある深度 2~9km について、マグマ溜まりを仮定したメルト分率の算出を行った。その結果、メルト量 > 約 50% (結晶量 < 約 50%) の流動可能な状態のマグマが溜まっている領域 (狭義のマグマ溜まり) は、最大 15 km³ 程度と推定されることが分かった。

従来のモデルでは、深度 2km より上部の比抵抗構造が不明瞭であったが、適切な地形を与え直すことにより改善され、浅部の熱水系との対比が可能となった。それによると、山腹や山麓の温泉や溶存成分の多い湧き水は、中岳下の円柱状の低比抵抗域の頂部を源として、火山ガスの凝縮相と天水が混合しながら山体内を流下することによって形成されていると考えられる。中岳第一火口周辺の広帯域 MT 法の観測データを加えることによって、インバージョンによって求められる円柱状の低比抵抗域は、第一火口直下に位置することが明らかになった。このことから、円柱状の低比抵抗域は噴火を繰り返す第一火口へマグマを供給する火道を反映していると考えている。今後、熱や物質の流動を考慮したシミュレーションを実施し火道のモデルを検証する必要がある。仮想のマグマ溜まりに対する MT のレスポンスを予測した。その結果を見ると、深度 10km より深いような場所でマグマが貫入したとしても、現状の観測システムでは、比抵抗の変化として捉えることは難しいことが分かった。

一方、阿蘇カルデラ全体のより深部の構造を明らかにすることを目指し、ネットワーク MT 法データを用いた 3 次元比抵抗構造解析を実施した。得られた比抵抗モデルは、広帯域 MT 法データによるモデルに存在する中央火口丘へと延びる低比抵抗異常ブロックが、阿蘇カルデラ内に分布することを支持するものであった。さらに、本研究では、ネットワ

ーク MT 法データを用いた比抵抗イメージングによって、阿蘇カルデラ地下の構造をより精度よく求めることを目的にした検討を行い、網目状のダイポール配置のもと 3 次元比抵抗構造解析を実施すれば、さらに深部までの高解像度の比抵抗モデルを得られる可能性があることを示した。

引用文献

- Abe Y, Ohkura T, Shibutani T, Hirahara K, Kato M (2010) Crustal structure beneath Aso caldera, Southwest Japan, as derived from receiver function analysis. *J Volcanol Geotherm Res* 195(1):1–12. doi:10.1016/j.volgeores.2010.05.011.
- Abe Y, Ohkura T, Shibutani T, Hitahara K, Yoshikawa S, Inoue H (2016) Low-velocity zones in the crust beneath Aso caldera, Kyushu, Japan, derived from receiver function analysis. *J Geophys Res Solid Earth* 122(3):2013–2033. doi:10.1002/2016JB013686.
- Bachmann O, Bergantz G W (2008), The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4, 17–21.
- 国土地理院 (2004) 阿蘇火山周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報 88:106–110.
- Hase H, Hashimoto T, Sakanaka S, Kanda W, Tanaka Y (2005) Hydrothermal system beneath Aso volcano as inferred from self-potential mapping and resistivity structure. *J Volcanol Geotherm Res* 143(4):259–277. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.12.005.
- Hata M, Takakura S, Matsushima N, Hashimoto T, Utsugi M (2016) Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure. *Geophys Res Lett* 43(20):10720–10727. doi:10.1002/2016GRL070315.
- 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. *J Geophys Res Solid Earth* 123. doi:10.1029/2018JB015951.
- 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.
- 鍵山恒臣・吉川慎・宇津木充・浅野剛 (2012) 阿蘇カルデラ北部における表層電気伝導度分布. *月刊地球* 34:650–658.
- Kanda W, Tanaka Y, Utsugi M, Takakura S, Hashimoto T, Inoue H (2008) A preparation zone for volcanic explosions beneath Naka-dake crater, Aso volcano, as

- inferred from magnetotelluric surveys. *J Volcanol Geotherm Res* 178(1):32–5.
doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.01.022.
- Kariya K A, Shankland TJ (1983) Electrical conductivity of dry lower crustal rocks. *Geophysics*, 48, 52–61.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1994a) 地熱開発促進調査報告書 阿蘇山西部地域.
- Oda H, Ushio T (2007) Topography of the Moho and Conrad discontinuities in the Kyushu district, Southwest Japan. *J. Seismol.*, 11, 221–233.
- 大倉敬宏・及川純 (2012) 阿蘇火山における GPS 観測. 月刊 34:706–711.
- Pommier A, Le-Trong E (2011) “SIGMELTS”: A web portal for electrical conductivity calculations in geosciences, *Computers & Geosciences*, 37, 1450-1459.
- Rubin A M (1995), Propagation of magma-filled cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23, 287–336, <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001443>.
- 斎藤 元治・石塚 治・石塚 吉浩・星住 英夫 (2017) メルト包有物分析による阿蘇火山中岳 2014, 1989, 1979 年噴火マグマの揮発性成分濃度. 日本地球惑星科学連合 2017 年大会, SVC47-P20.
- Saito G, Ishizuka O, Ishizuka Y, Hoshizumi H, Miyagi I (2018) Petrological characteristics and volatile content of magma of the 1979, 1989 and 2014 eruptions of Nakadake, Aso volcano, Japan. *Japan. Earth Planets Space*, 70.
- Siripunvaraporn W, Egbert G (2009) WSINV3DMT: Vertical Magnetic Field Transfer Function Inversion and Parallel Implementation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 173(3-4), 317–329.
- Siripunvaraporn W, Egbert G, Lenbury Y, Uyeshima M (2005) Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 150, 3–14.
- Siripunvaraporn W, Uyeshima M, Egbert G (2004) Three-dimensional inversion for Network-Magnetotelluric data. *Earth Planets Space*, 56, 893–902.
- Sudo Y, Kong SL (2001) Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso volcano, Kyushu, Japan. *Bull Volcanol* 63(5):326–344. doi:10.1007/s004450100145.
- Takada A (1989) Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks. *Bull. Volcanol.*, 52, 118–126.
- Takada A (1990) Experimental Study on Propagation of Liquid-filled Crack in Gelatin: Shape and Velocity in Hydrostatic Stress Condition. *J. Geophys. Res.*, 95(B6), 8471–8481.
- Takada A (1994) Development of a subvolcanic structure by the interaction of liquid-filled cracks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 61, 207–224.

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.

Yamamoto M, Kawakatsu H, Kaneshima S, Mori T, Tsutsui T, Sudo Y, Morita Y (1999) Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso volcano, Japan. *Geophys Res Lett* 26(24):3677-3680. doi:10.1029/1999GL005395.