

3.2.2 始良カルデラの地下構造調査

【実施内容】

平成 27 年度に整備した地震観測網を用いて、地震波トモグラフィー手法による地下の 3 次元的な P 波および S 波の伝搬速度構造の解析を実施した。昨年度に分解能を 5 km に向上させることによりカルデラ中央部の地下 15 km に顕著な低速度層を検出した。今年度は観測データの地震数を 255 個と増やし、更に解像度を向上させた。少なくともカルデラ内の 10 km 以浅には、顕著な速度異常は存在しない。遠地震を使ったレシーバー関数による地下構造境界の検出では、桜島の及び始良カルデラの中央部にかけての領域では、15 km から 30 km の深さでは、レシーバー関数が負となる領域があり、北部に行くにしたがって、負の領域が拡大していることが明らかになった。この負の領域は、15 km 以下の低速度層の上面に対応するものと思われる。地下構造の異常に対応する場所においてマグマの蓄積による地盤の隆起・膨張が地表面に現れるかどうかを検討することを目的とし設置した全地球測位システム連続観測では、始良カルデラの中心から離れる方向に変動を検知することができた。変動量は 0.3 cm から 1.2 cm であり、1 年あたりの変動量は 0.15 cm から 0.6 cm であった。広範囲に観測されたこの変動は、深部における圧力源の存在を示唆している。また、深部マグマの動態と関連している可能性がある深部低周波地震の検知能力の向上試験を地震計アレイ観測で実施し、観測点において相関を取ることで検知力が増加し、さらに、スタックすることにより、S 波を明瞭化することができた。

【研究成果】

(1) トモグラフィーによる 3 次元速度構造

1) 目的

始良カルデラから概ね 40 km の範囲に設置した地震計により観測された地震の P 波および S 波の到達時刻をデータとして、トモグラフィー手法により、地下の 3 次元的な P 波および S 波の伝搬速度構造を求める。速度が周辺より異常である場所を検出することによりマグマ溜りを特定するとともに、伝搬速度構造から得られる地殻の 3 次元弾性定数等を上記シミュレーションの基礎データとする。

2) 地震観測点配置

解析に使用した観測点の位置を、図 3.2.2-1 に示す。

3) 解析

解析の対象とした範囲は北緯 31.4 度～ 31.9 度、東経 130.4 度～131.0 度、また、深さ方向に 0～40 km とした。また、グリッドノードの間隔を水平方向に 5 km (始良カルデラ内) にして平成 29 年度報告書時点よりも分解能を向上させた。また、深さ方向には平成 29 年度報告書と同様に 10 km とした。

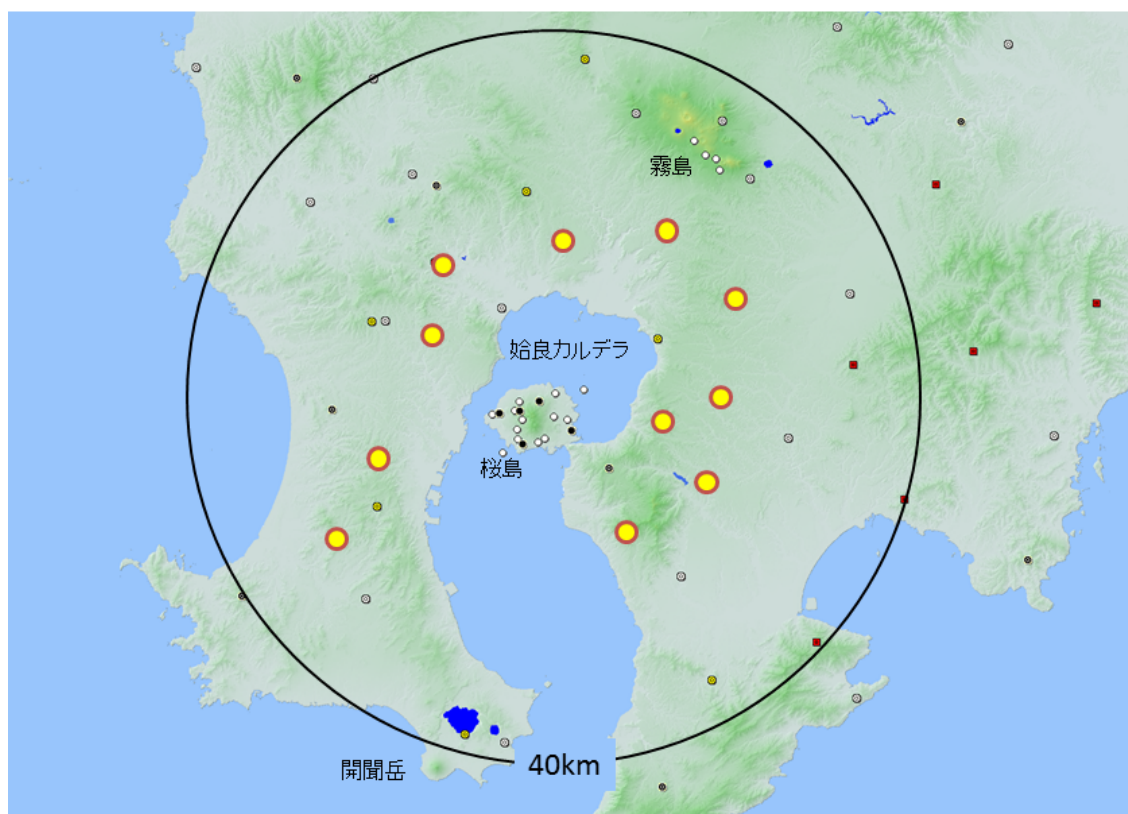


図 3.2.2-1 トモグラフィー的解析に用いた地震観測点の位置。黄色の丸が本プロジェクトで新たに追加した観測点の位置を示す。

本年度は解析対象を 2018 年 11 月までとし、験測データの地震数を 255 個と増加させた。このうち、験測と同時に行われる暫定震源決定で、深さが負の地震、及び震源座標が計算空間の外側に位置する地震 14 個を除外した。その結果、実際に 3 次元速度解析に用いた地震数は、241 個であった。また、解析に用いた観測点数は 79 点である。なお、平成 29 年度の報告書では 181 個の地震データを解析に用いていた。

解析は、まず、グリッドインバージョンのスキームにより 1 次元速度モデル、観測点補正值、震源位置を同時決定した。次に、得られた 1 次元速度モデルから 3 次元初期速度モデルを構築し、再びグリッドインバージョンのスキームにより 3 次元速度モデルと震源位置の同時決定を行った。この際、観測点補正值は、最浅部（地表付近）の 3 次元速度分布との分離が困難なため、1 次元速度解析で得られた補正值で固定した。解析精度に関する情報として、用いた地震と観測点のデータセットと同じ組み合わせの疑似データを作成し、チェッカーボードテストを行い、結果として得られたパターンの戻りと、RDE（Resolution matrix の対角要素値）を精度評価の参考にした。

解析範囲の中央部における水平方向のグリッドノード間隔が 5 km であるため、基準グリッドを構築した後、緯度方向（北方向）に 0～5 km の範囲で 1km 毎、経度方向（西方向）に 0～4 km の範囲で 1 km 毎、合計 25 モデルで解析を行い、個々のモデルから得られた速度の平均値をとることで平滑化した。

4) 結果

25 モデルのうち 22 モデルはダンピングファクター=0.010 で収束判定基準を満たした。その一方で、ダンピングファクター=0.011, 0.012, 0.055 で収束判定されたモデルがそれぞれ 1 モデルずつあった。初期モデルの走時残差 WRMS は 0.290 s で、得られた解モデルの走時残差 WRMS は 0.197~0.208 s であった。

チェッカーボードテスト (図 3.2.2-2, 図 3.2.2-3) におけるパターンの戻りと RDE の分布を比較すると、RDE が概ね 0.6 以上の領域は速度の高低のパターンが再現されるとみられ、さらに RDE が概ね 0.8 以上の領域は、解の信頼性が確保されたとみなせる。実データから得られた速度分布に対する RDE をみると、深さ 10 km までは、RDE は大部分の領域で 0.6 を超えているものの、深さ 20 km 以深では RDE が 0.6 を超える領域が限定される。解析に用いた地震数が平成 29 年度の報告書よりも 74 個増えたため、解像度は相対的に向上した。

深さ 15km 以浅における P 波及び S 波の速度分布を図 3.2.2-4 に示す。深さ 1 km のチェッカーボードテストでは破線の通りが悪く、全域において正の速度異常に振れており、信頼できる解ではない。深さ 5 km および 10 km においては、速度構造の不均質は顕著ではないが、P 波と S 波の速度比を見ると、始良カルデラの内部では相対的に値が大きく、弾性定数が小さいことが推定できる。

深さ 15 km においては不均質が顕著である。始良カルデラの中央部において、P 波、S 波とも低速度となっているが、特に S 波は 2km/s 以下の値が得られており、速度の低下が顕著である。S 波の速度低下が著しい部分は、ノードの設定範囲から考えて、カルデラ全域に及ぶようなものではなく、中央部に集中している。

深さ 20 km よりも深い領域についても大隅半島側に比べてカルデラ内部は、速度が小さい傾向にある (図 3.2.2-5, 図 3.2.2-6)。

今後の解析において、20 km 以深の信頼性を向上させるためには、現在の観測網におけるデータ蓄積だけでなく、当該深さ範囲において波線が交差するような地震を収集し、解析を進める必要があると考えられる。

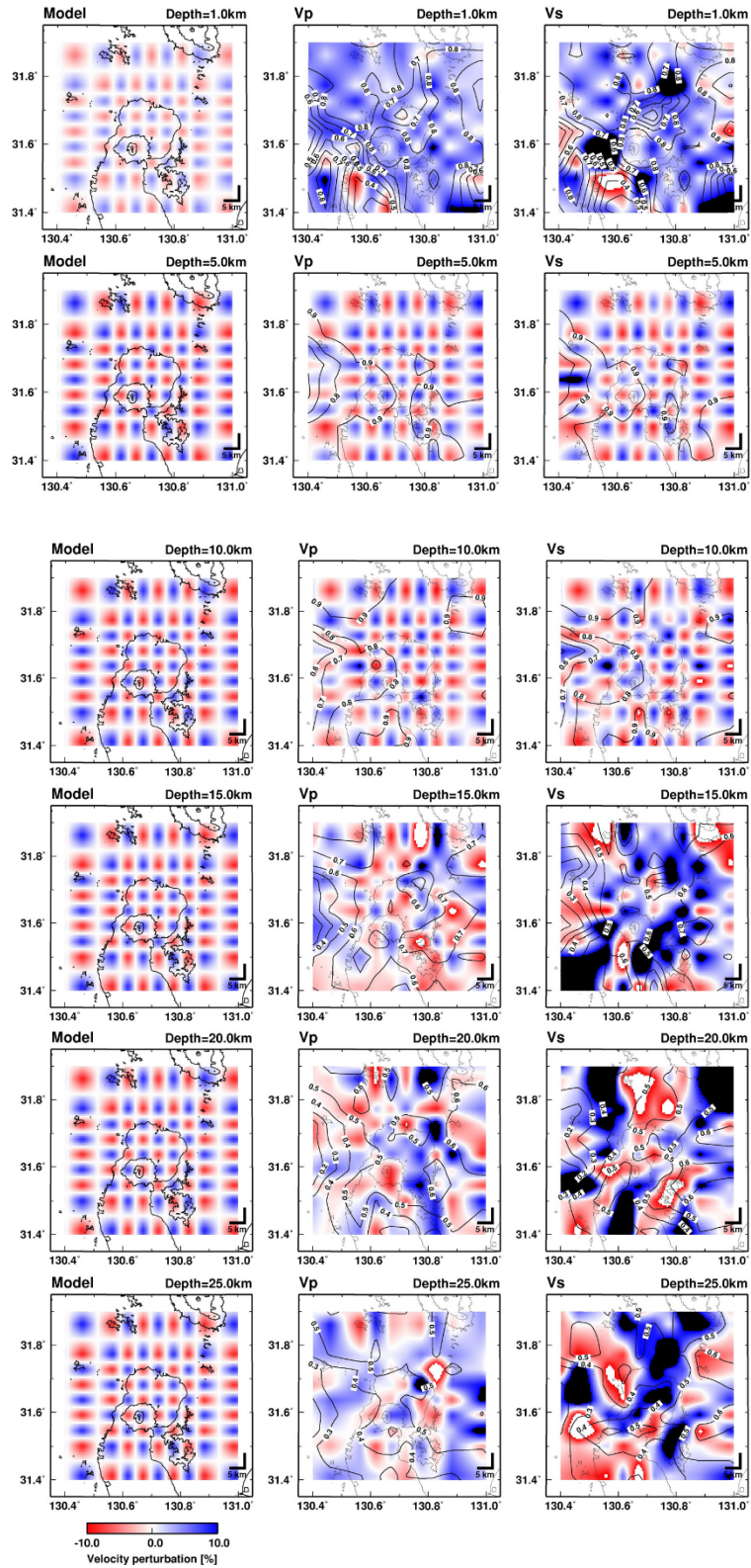


図 3.2.2-2 深さ 1, 5, 10, 15, 20, 25km におけるチェッカーボードテストのモデル (左), 得られた Vp (中), Vs (右). Vp と Vs には RDE のコンターを重ねた. 概ね RDE \geq 0.60 の速度の高低の再現性が得られている.

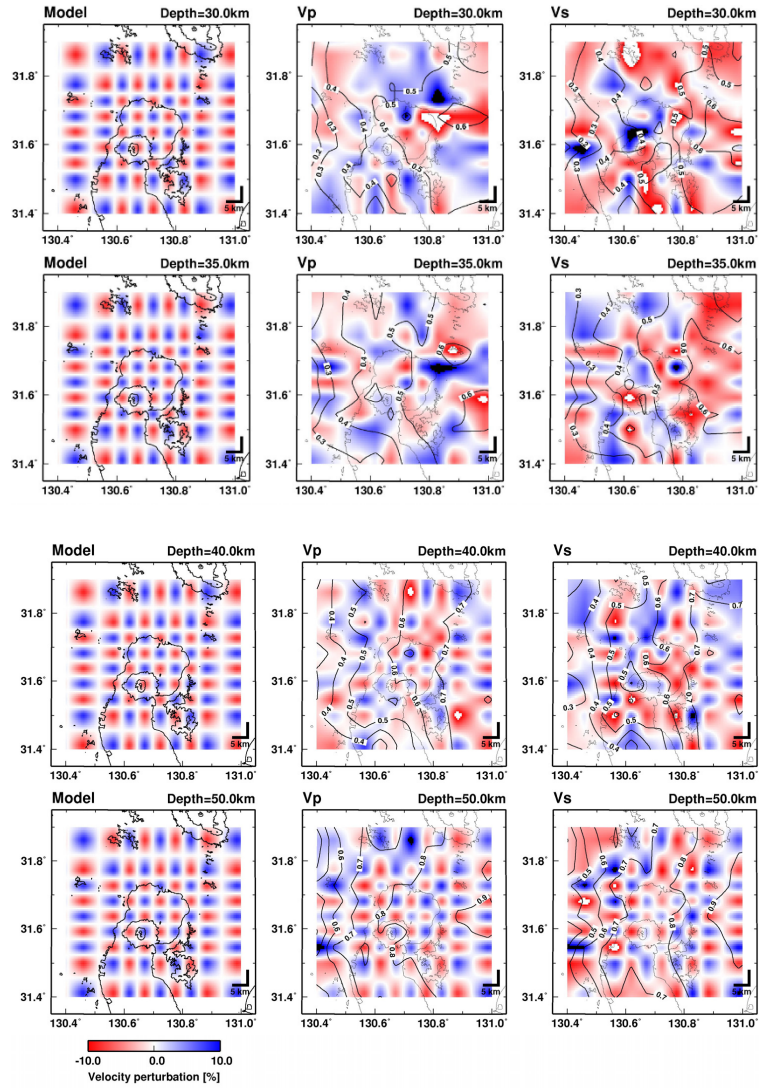


図 3.2.2-3 深さ 30, 35, 40, 50km におけるチェッカーボードテストのモデル (左), 得られた V_p (中), V_s (右). V_p と V_s には RDE のコンターを重ねた. 概ね $RDE \geq 0.60$ の領域で速度の高低の再現性が得られ, $RDE \geq 0.8$ で解像度が良い.

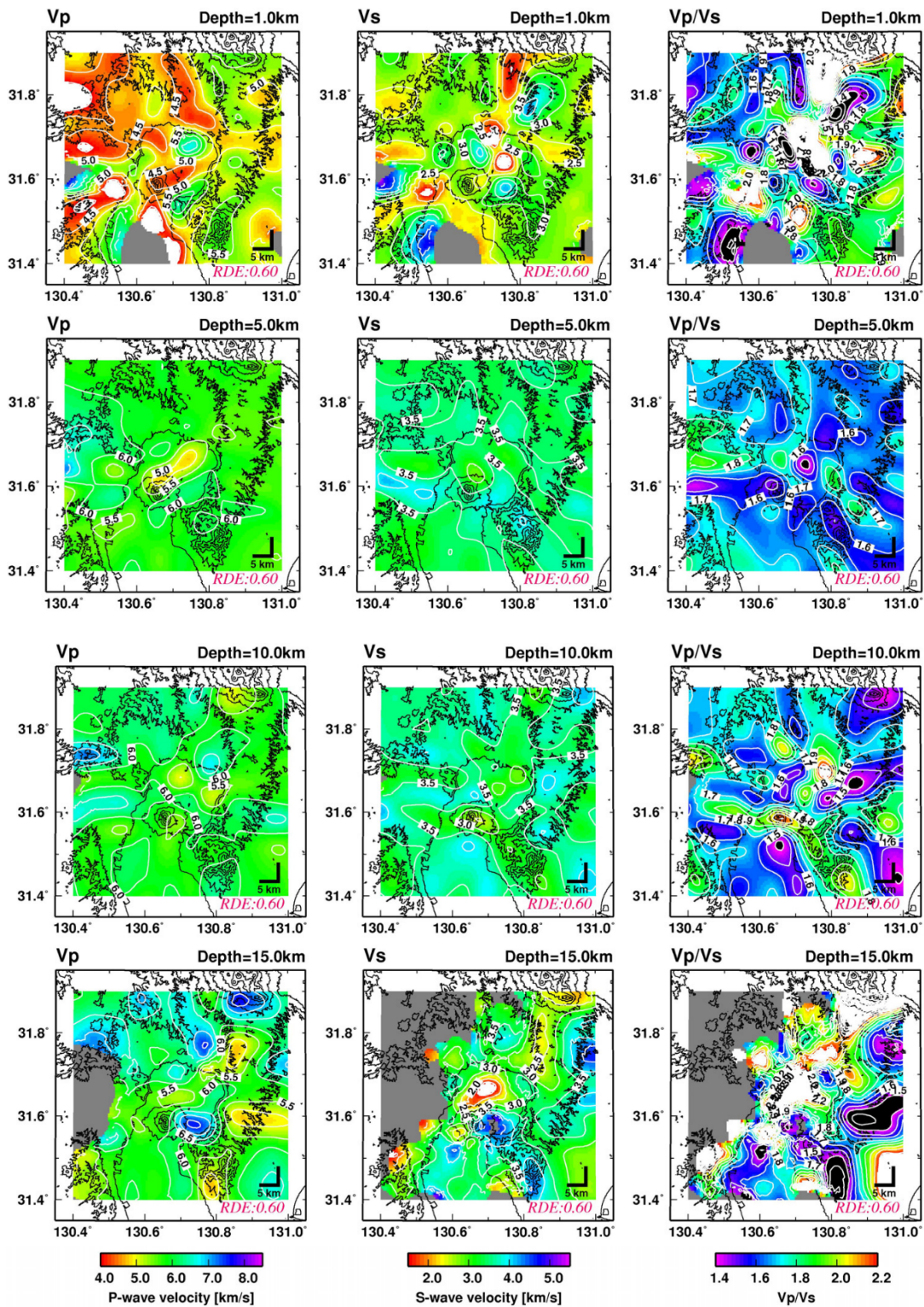


図 3.2.2-4 深さ 1, 5, 10, 15km における P 波速度 (V_p), S 波速度 (V_s), 速度比 (V_p/V_s) の水平断面 ($RDE \geq 0.60$ の領域). カラーインデックスは共通. 白色と黒色はカラーインデックスを外れる値

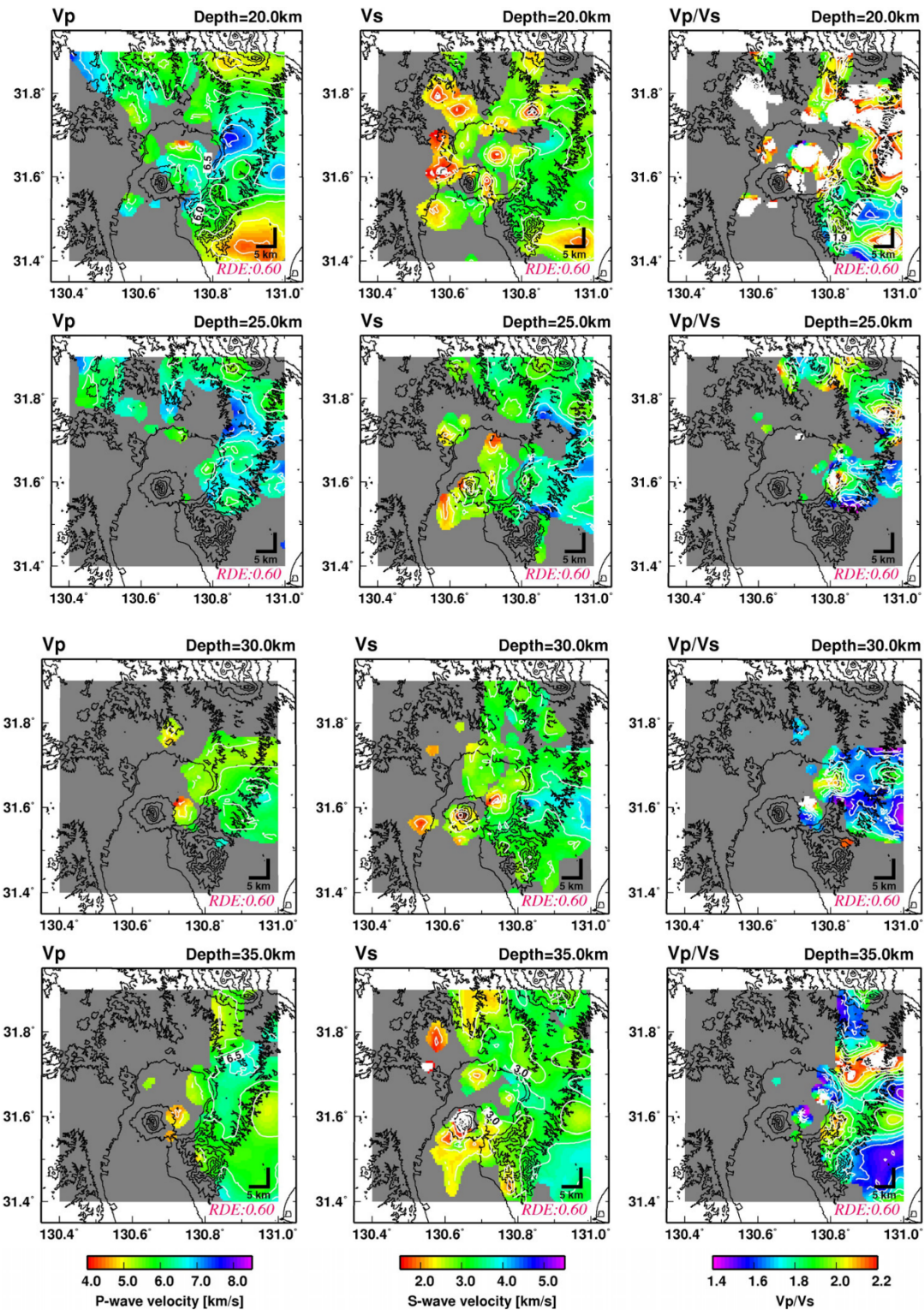


図 3.2.2-5 深さ 20, 25, 30, 35km における P 波速度 (V_p), S 波速度 (V_s), 速度比 (V_p/V_s) の水平断面 ($RDE \geq 0.60$ の領域). カラーインデックスは共通. 白色と黒色はカラーインデックスを外れる値

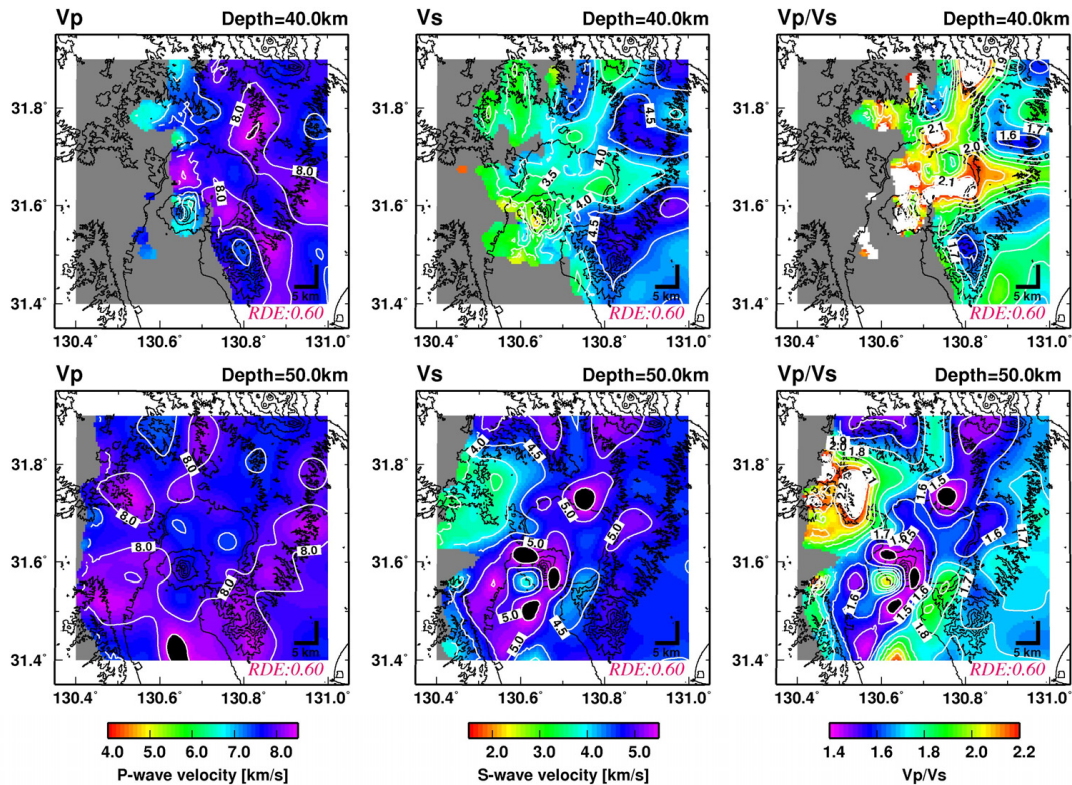


図 3.2.2-6 深さ 40km における P 波速度 (V_p), S 波速度 (V_s), 速度比 (V_p/V_s) の水平断面 ($RDE \geq 0.60$ の領域). カラーインデックスは共通. 白色と黒色はカラーインデックスを外れる値. 参考として, 深さ 50 km についても示した.

(2) レシーバー関数解析による地下構造

1) 目的

はるか遠方において発生した地震の波は観測点近くでは鉛直に近い角度で入射するが, 地下に構造の境界があれば, P 波初動に引き続き, 境界において P 波から S 波に変換された波が観測される. この波をレシーバー関数として評価することにより地下構造の境界を検出する. 地下構造の境界として最も顕著に表れるのは地殻とマンツルの境界であるモホ面であるが, マグマ溜りがあれば, モホ面の深度異常, あるいは不明瞭化として解析される地下構造に現れることが期待される.

2) 観測点の配置

図 3.2.2-7 は, 解析に使用した観測点は桜島島内および始良カルデラ周辺の京都大学防災研究所の常設観測点および臨時観測点データである. 本プロジェクトで新たに地震計を設置したが, 観測期間が短いために本年度の解析には使用していない.

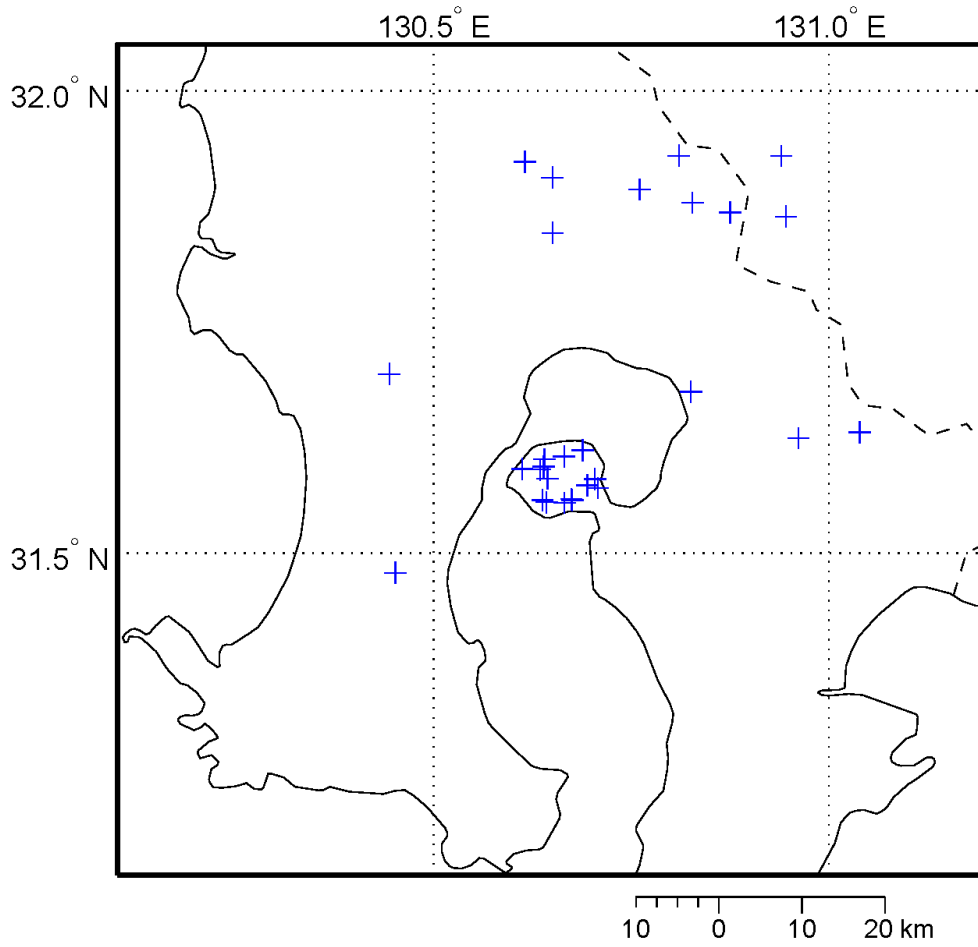


図 3.2.2-7 レシーバー関数解析に用いた地震観測点の位置 (青色の十字)

3) 解析

使用した遠地地震の主要なものを図 3.2.2-8 に示す.



図 3.2.2-8 レシーバー関数解析に用いた主要な遠地地震

4) 結果

桜島を含む始良カルデラの地下を 1km の立方体に区切り，遠地地震の伝搬経路に沿って得られたレシーバー関数を立方体ごとに平均した。

レシーバー関数の水平分布を深さごとに図 3.2.2-9 に示す。青色が低速度層の上面，赤色が高速度層の上面を示し，色が濃いほどインピーダンスが大きいことを示す。深さ 10km までは，桜島島内においては正となるレシーバー関数が得られているが，始良カルデラの中心部では波線が通らないためにレシーバー関数を得ることができなかった。

深さ 20km～30km では，レシーバー関数が負となる領域が卓越しており，特に深さ 25km では桜島から始良カルデラの中央部まで負の領域が広がっている。深さ 35km および 40km では，桜島及び始良カルデラの領域は，レシーバー関数が正となっている。

東西断面におけるレシーバー関数の深さ分布を図 3.2.2-10 に示す。桜島の及び始良カルデラの中央部にかけての領域では，15km から 30km の深さでは，レシーバー関数が負となる領域があり，北部に行くにしたがって，負の領域が拡大していることがわかる。南北断面（図 3.2.2-11）では，桜島の直下と始良カルデラの北側の領域の深さ 15km～30km でレシーバー関数が負となっている。始良カルデラの北部での破線の通りがよくないが，この 2 つの負の領域はつながっている可能性がある。

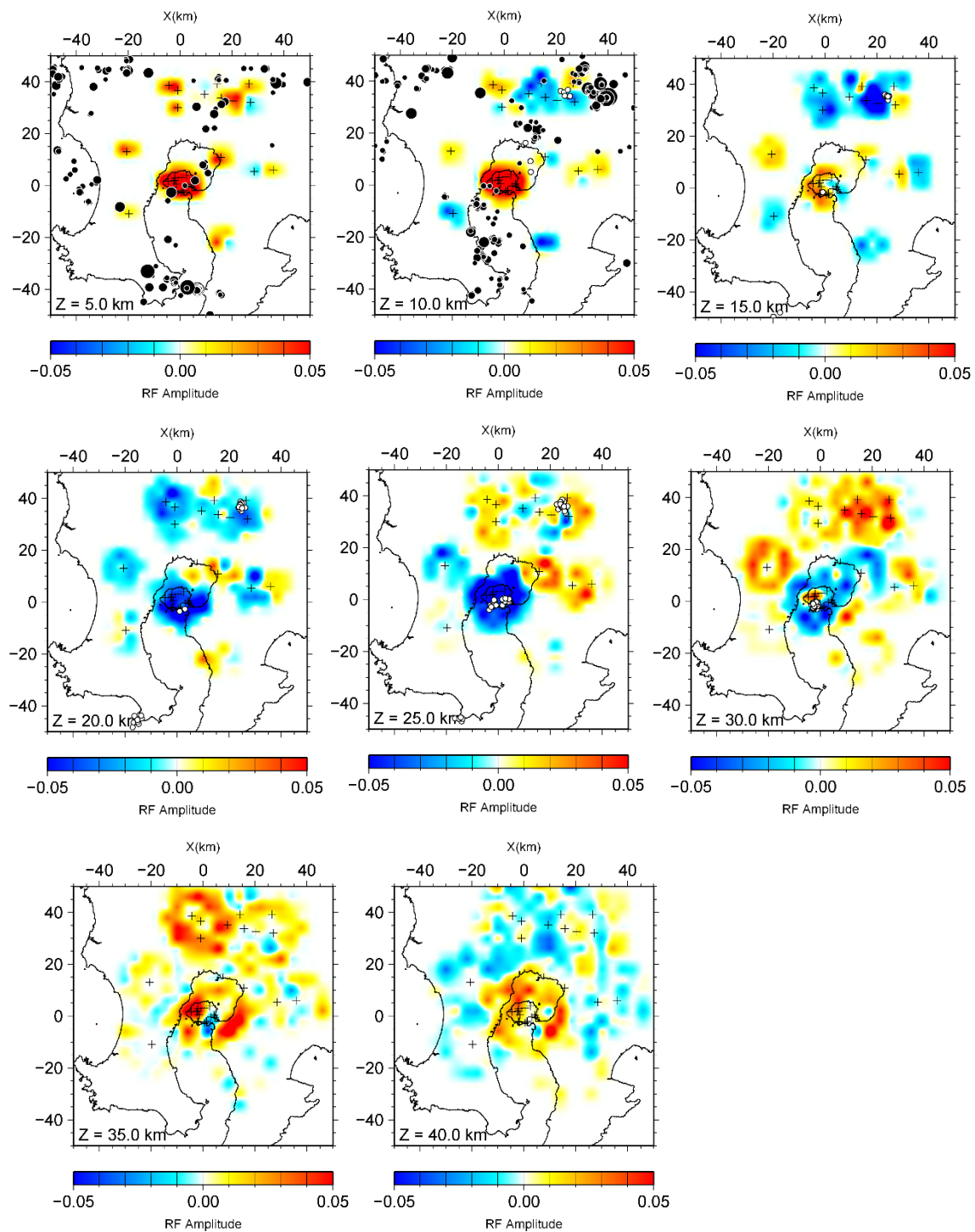


図 3.2.2-9 レシーバー関数の深さごとの水平分布. 丸は深さごとの地震の震源位置であり, 黒丸は火山構造性地震, 白丸は深部低周波地震を表す.

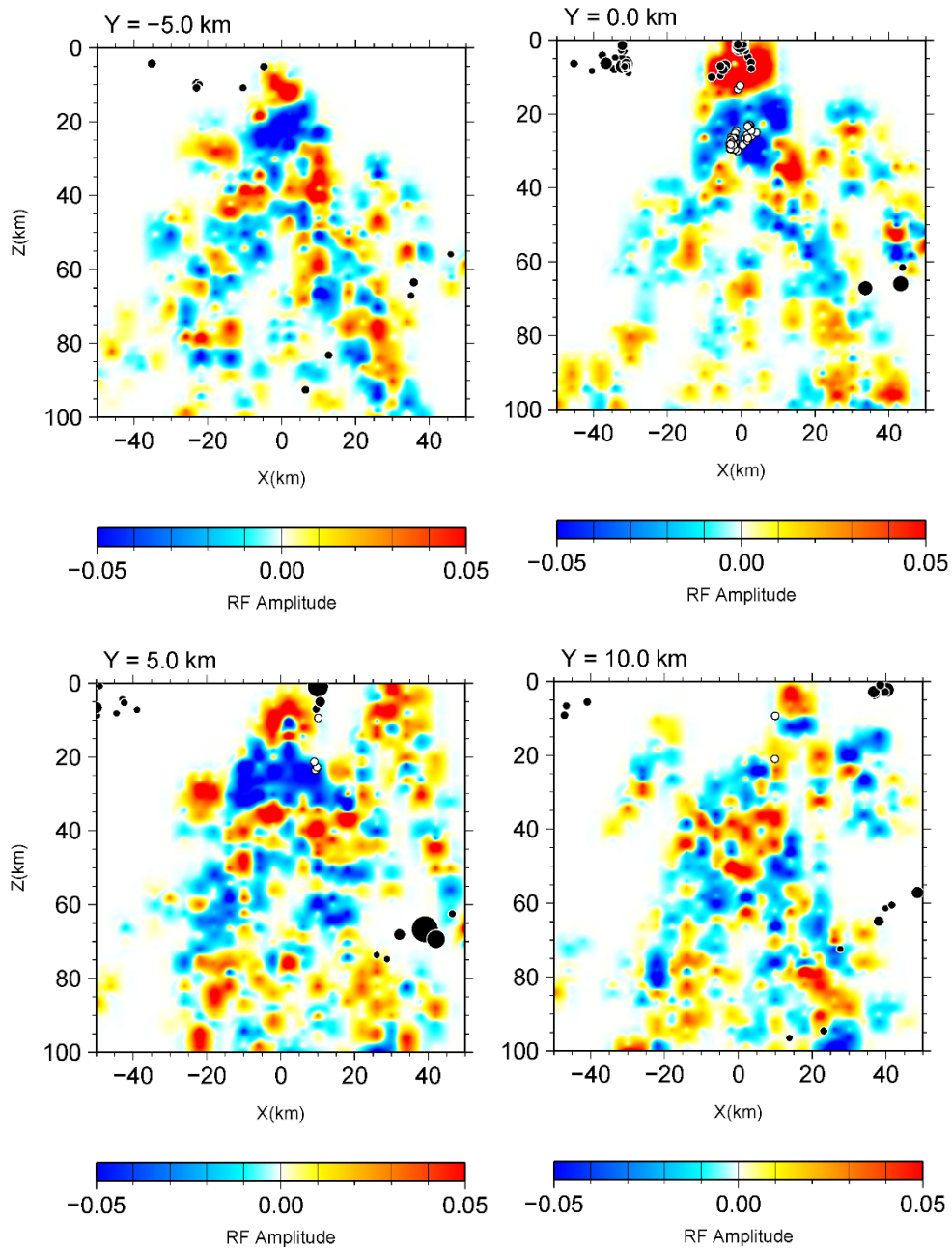


図 3.2.2-10 レシーバー関数の東西断面. 桜島南岳火口からの南北方向への距離ごとの断面で示す. +が北方向. 丸は深さごとの地震の震源位置であり, 黒丸は火山構造的な地震, 白丸は深部低周波地震を表す. $X=0$, $Y=0$ となる原点は桜島南岳の位置である.

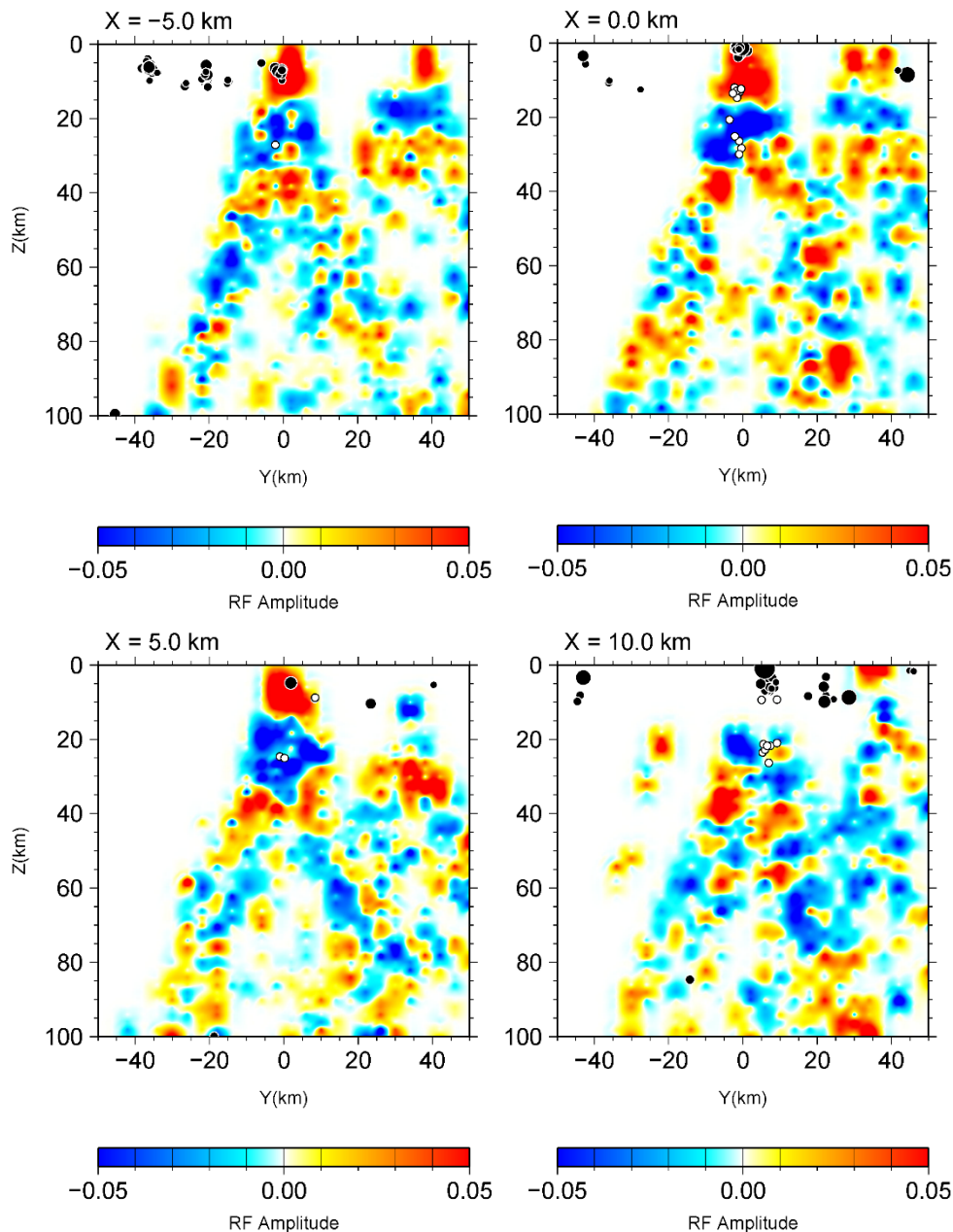


図 3.2.2-11 レシーバー関数の南北断面。桜島南岳火口からの東西方向への距離ごとの断面で示す。+が東方向。丸は深さごとの地震の震源位置であり、黒丸は火山構造的な地震、白丸は深部低周波地震を表す。X=0, Y=0 となる原点は桜島南岳の位置である。

(3) 始良カルデラ周辺の地殻変動

1) 目的

地下構造の異常に対応する場所においてマグマの蓄積による地盤の隆起・膨張が地表面に現れるかどうかを平成 27 年度に設置した GNSS の連続観測によって調査する。地殻内、特にカルデラ近傍においては構造が非均質であることが予想され、地盤変動も異方性が強いと予想される。また、これまでの研究により得られている地盤変動のソースは始良カルデラ下の深さ 10 km であるが、1914 年桜島噴火に伴う地盤沈降は南九州全域に及んでいることから、カルデラ深部の変動

ソースの存在について検討する。

2) 観測点の配置

図 3.2.2-12 に GNSS 観測点の位置を示す。京都大学防災研究所では 1994 年から始良カルデラ周辺及び桜島において GNSS 観測を続けているが、その後、GEONET 観測点が整備され、始良カルデラから 20 km 圏内でも 28 点が稼働している。一方、1914 年桜島噴火に伴う地盤変動は、始良カルデラの直近だけでなく、南九州全域に及んでおり、鹿児島県の北西部において沈降量が大きいことが知られている (Omori, 1916)。本プロジェクトでは、鹿児島県北西部において GNSS 観測点を、GEONET 観測点の間を補完するように設置した。また、大隅半島側にも 1 点 GNSS 観測点を設置した。

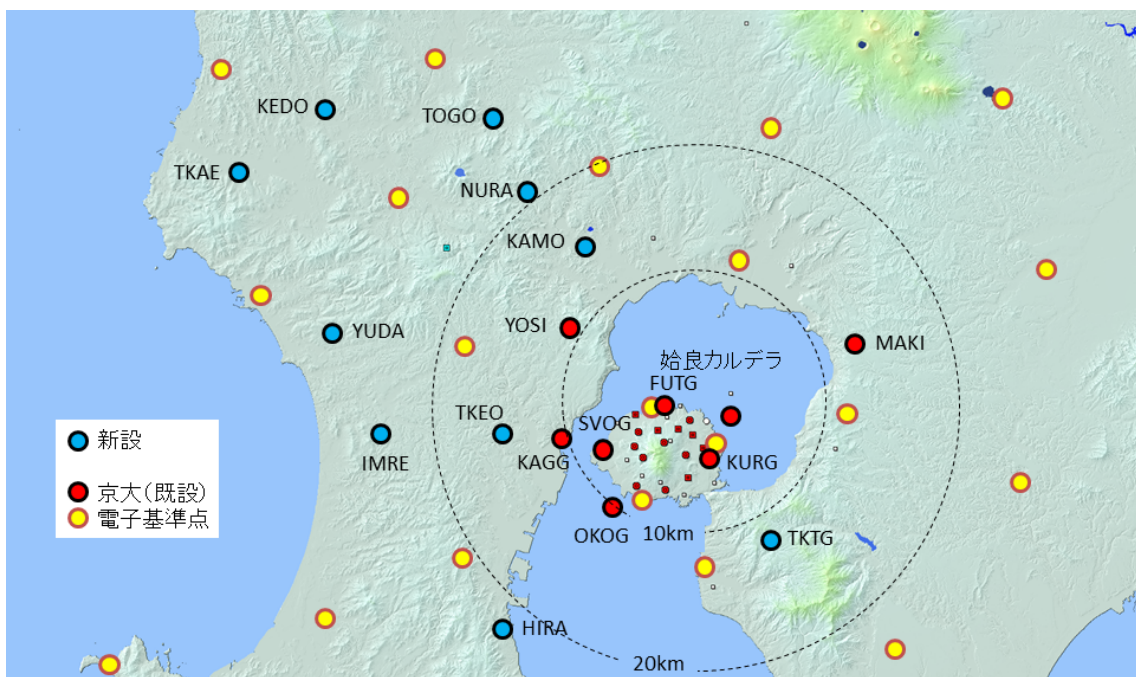


図 3.2.2-12 GNSS 観測点の位置図。赤丸は京都大学防災研究所の連続観測点，黄色の丸は GEONET 観測点，青丸は本プロジェクトで増設した観測点を示す。

3) 観測結果

始良カルデラ及び桜島の地盤変動を概観するために、長期間の基線長変化を図 3.2.2-13 に示す。桜島島内においては、2011 年 11 月～2012 年 3 月、2015 年 1 月～6 月、2016 年 1 月～8 月に伸長が観測された。2015 年 8 月 15 日の基線長のとびは急速な割れ目状マグマの貫入によるものである。これらの桜島島内の変動のうち、2011 年 11 月～2012 年 3 月の変動は、始良カルデラの伸長にも表れている。また、2015 年 1 月に桜島で始まった膨張は、始良カルデラでも 2015 年の 1 月頃に始まっているが、2017 年の末頃まで長期間にわたって続いたことと 2015 年 8 月 15 日のようなステップが見られないことが桜島島内の変動とは異なる。

本研究計画で実施した GNSS 観測は、2015 年に始まった伸長の後半部分を捉えていると考えられる。桜島西部の SVOG を基準として基線解析した結果を図 3.2.2-14～3.2.2-17 に示す。

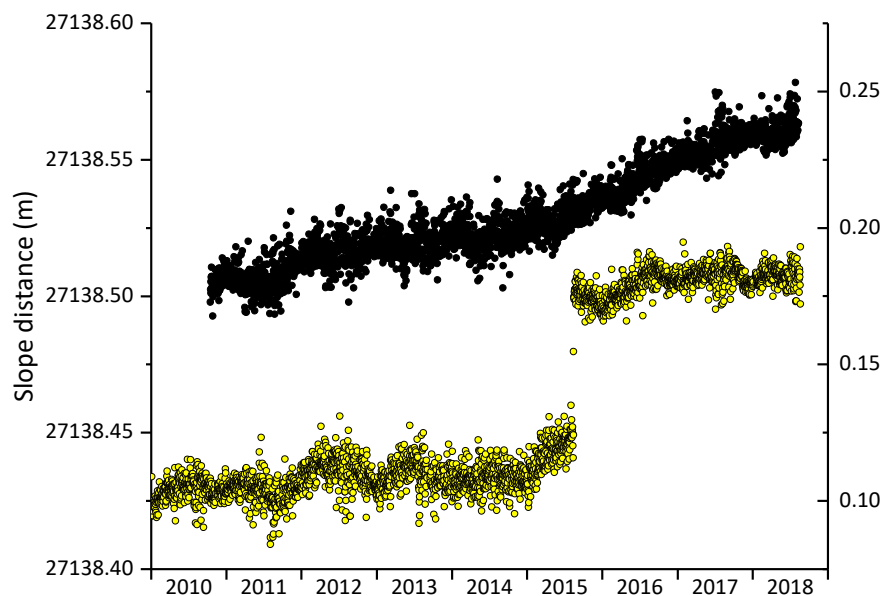


図 3.2.2-13 2010 年～2018 年までの長期間の基線長変化。黒丸は始良カルデラを東西に横断する YOSI-MAKI の基線長変化。黄色丸は桜島を東西に横断する SVOG-KURG の基線長変化。観測点の位置は図 3.2.2-12 を参照。

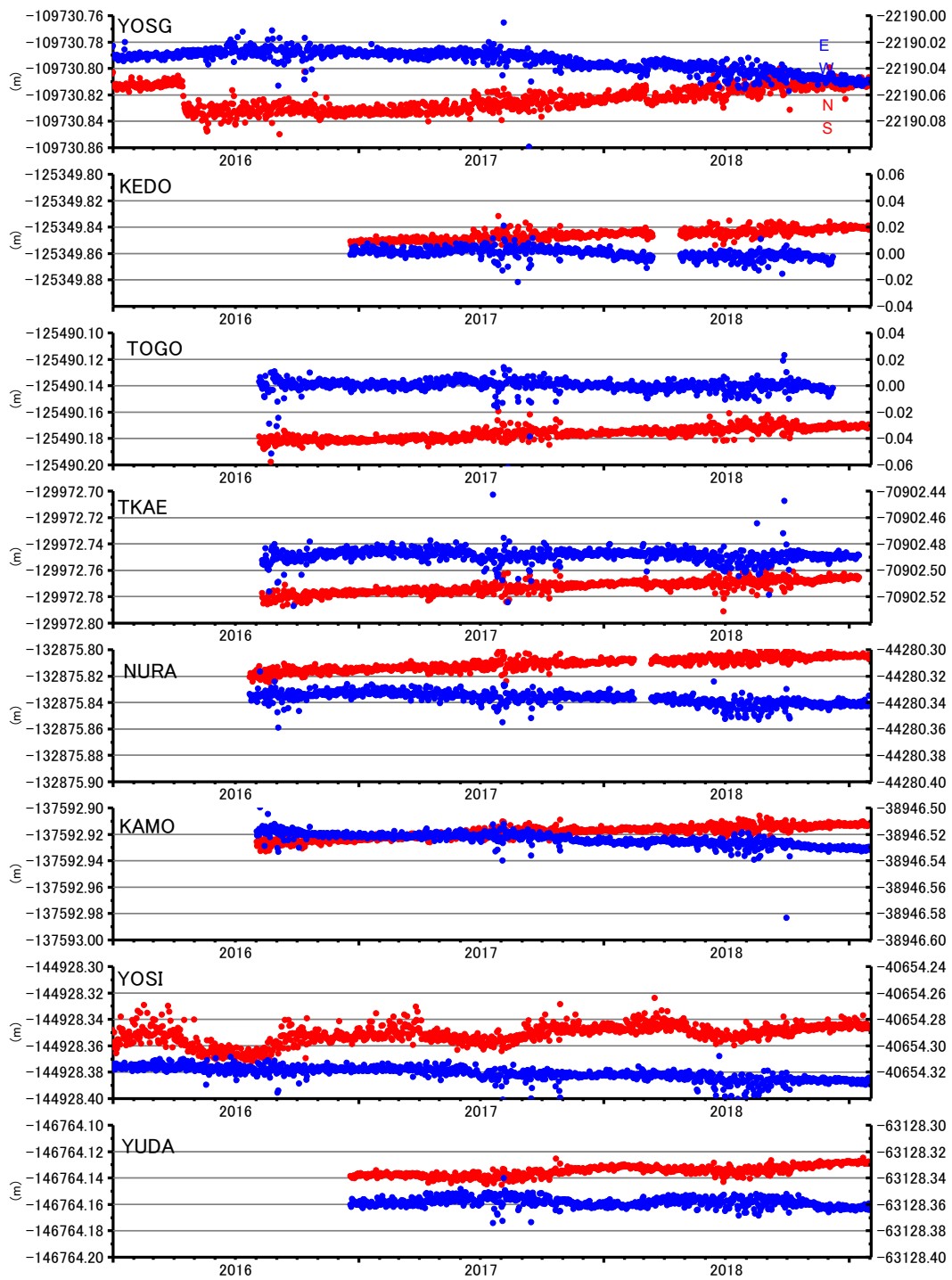


図 3.2.2-14 始良カルデラ北西部の水平変動 (2016年1月~2019年1月). 赤: 南北, 青: 東西, ↑向きは北及び東への変位を表す.

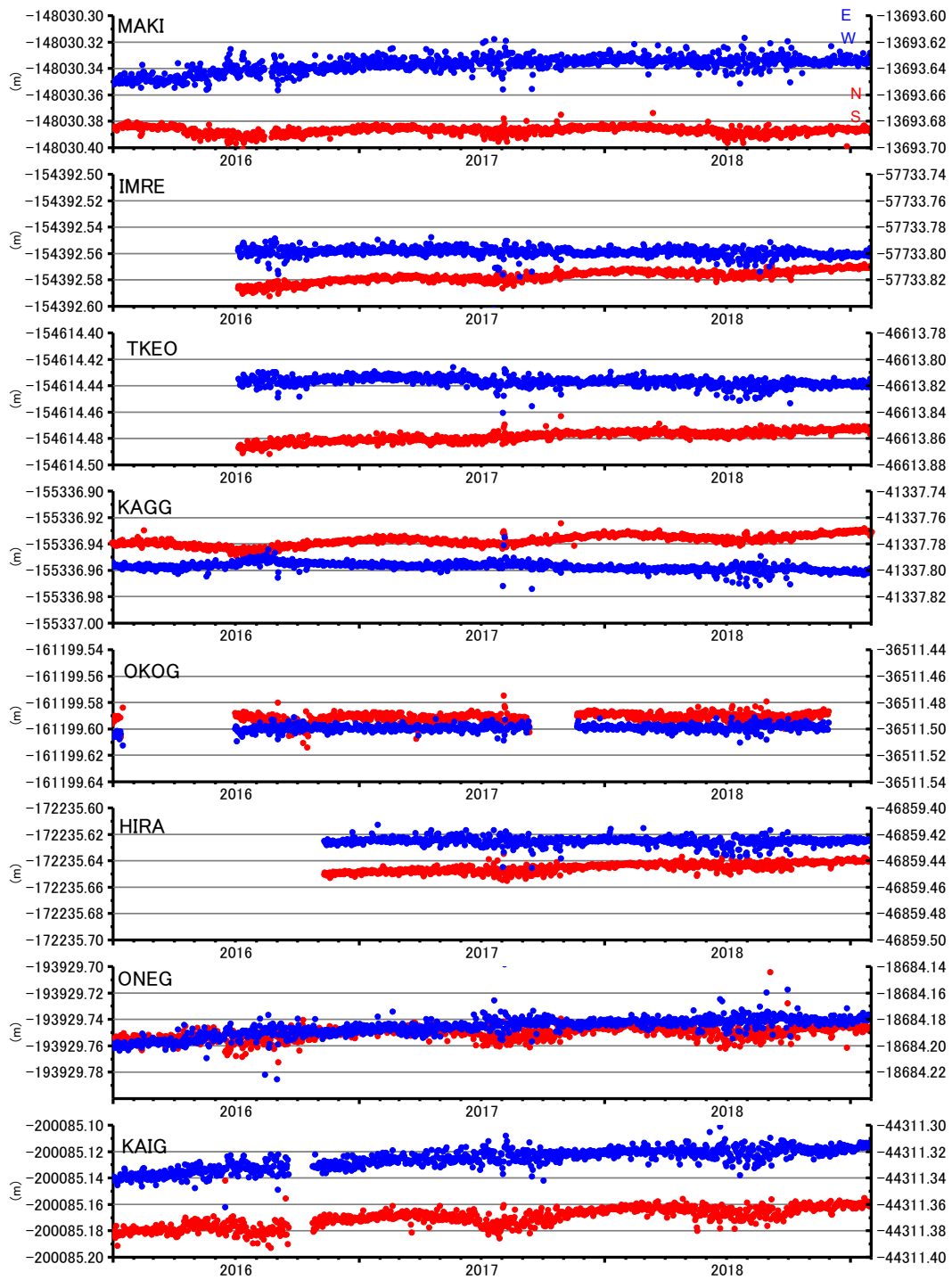


図 3.2.2-15 始良カルデラ南部および東部の水平変動 (2016年1月～2019年1月). 赤: 南北, 青: 東西, ↑向きは北及び東への変位を表す.

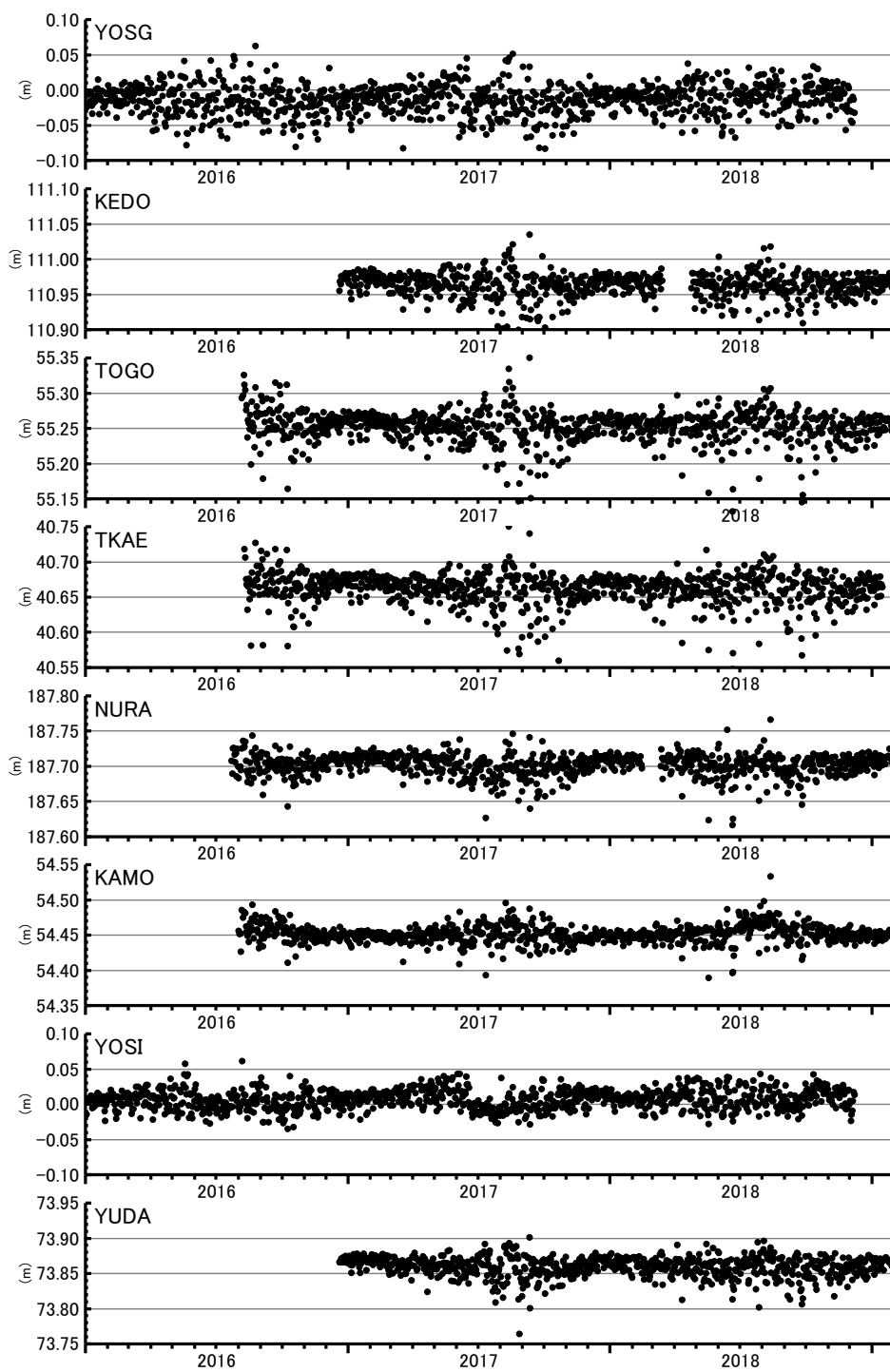


図 3.2.2-16 始良カルデラ北西部の上下変動 (2016年1月～2019年1月).

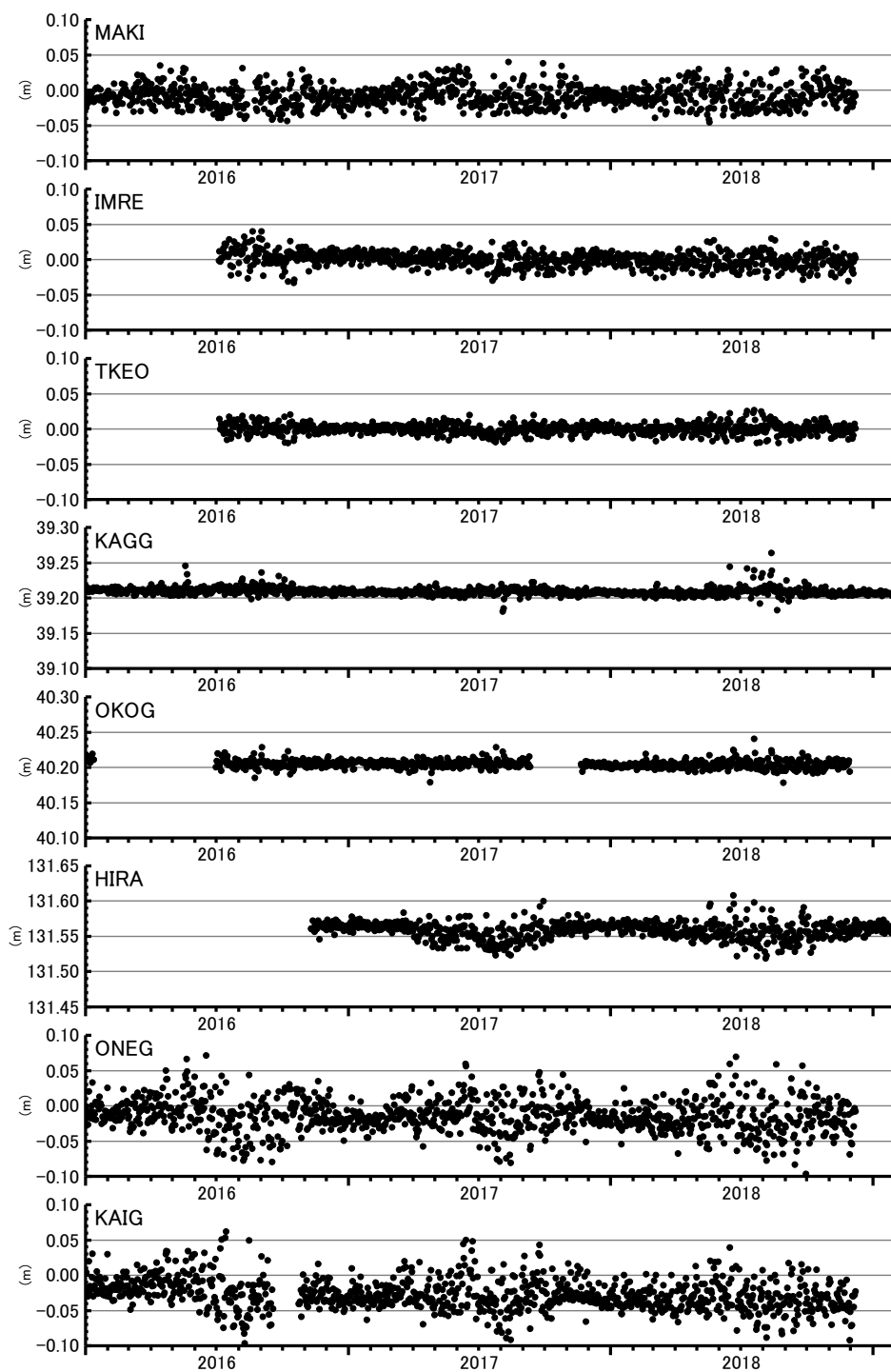


図 3.2.2-17 始良カルデラ南部および東部の上下変動 (2016年1月～2019年1月).

図 3.2.2-18 に GNSS 観測で得られた 2017 年 1 月～2019 年 1 月までの 2 年間の水平変動を示す。大隅半島の ONEG 観測点を固定とした。本研究計画では、始良カルデラの北西部において観測点を増強したが、始良カルデラの中心から離れる方向に変動を検知することができた。変動量は 0.3 cm から 1.2 cm であり、1 年あたりの変動量は 0.15 cm から 0.6 cm であった。また、始良カルデラの中心から約 40km 離れた TAKE および KEDO 観測点においても明瞭な北西向き水平変動が検知されており、広範囲に地盤変動が検知された。このことは、深部における圧力源の存在を示唆する。

始良カルデラ下の圧力源は、これまでも 10km～13km の深さに求められてきた（例えば、Mogi,1958；井口・他, 2007, Hickey et al., 2016 など）。そこでより深部の圧力源を検討するために、八代から鹿児島を經由して宮崎に至る延長 270km の水準路線における上下変動を検討した。この路線の上下変動を図 3.2.2-19 に示した。ここでは、測量路線の両端にある八代と宮崎が不動点となるように途中にある水準点の上下変動を線形的に内挿して補正した。1914 年以降の測量のうち、上下変動が大きい 1914 年から 1932/1936 年の期間と 1932/1936 年から 1960 年の期間の上下変動を拡大したものを図 3.2.2-20 に示した。始良カルデラの中央部に近い水準点においては、最大 30 cm 程度の隆起が観測されており、離れるに従って隆起量が小さくなる。始良カルデラより西側では路線距離 20 km～100 km において、また東側では路線距離 50 km～70 km において沈降となっている。

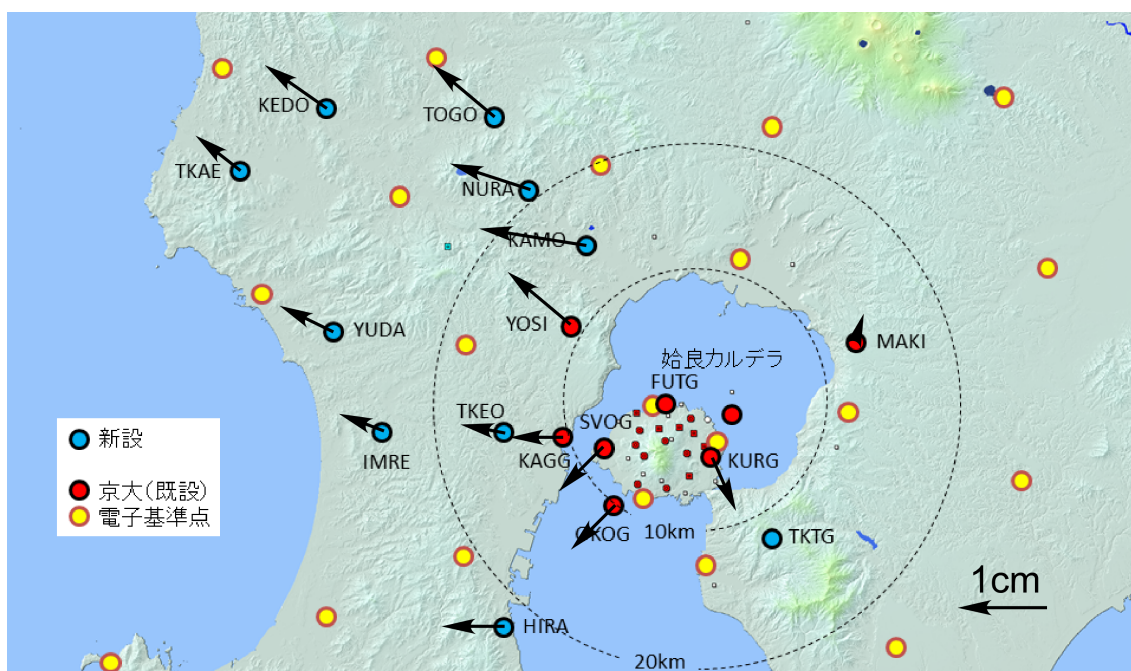


図 3.2.2-18 始良カルデラ周辺の水平変動 (2017 年 1 月～2019 年 1 月)

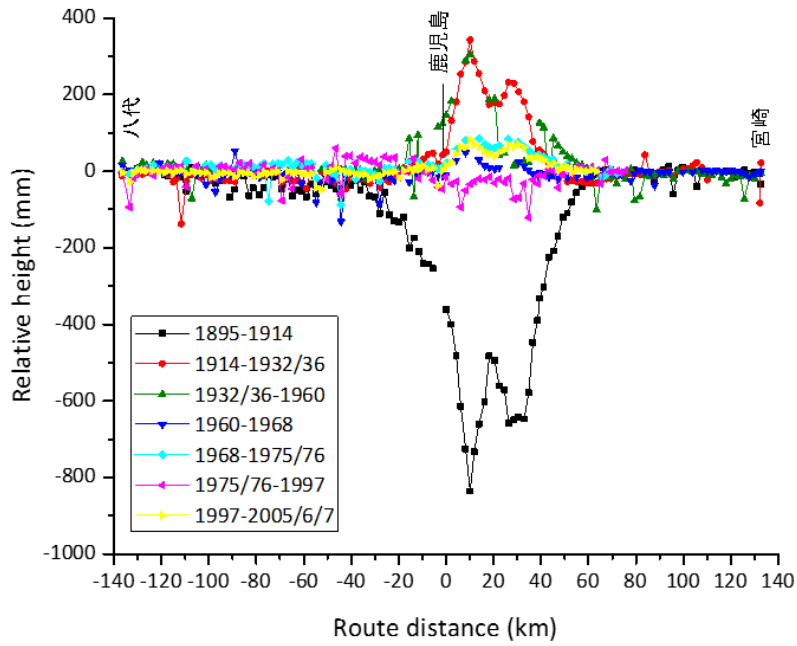


図 3.2.2-19 大正噴火以降の南九州の上下変動測量路線の両端の八代と宮崎が変動をゼロとなるように補正した。横軸は路線に沿った距離を示す。

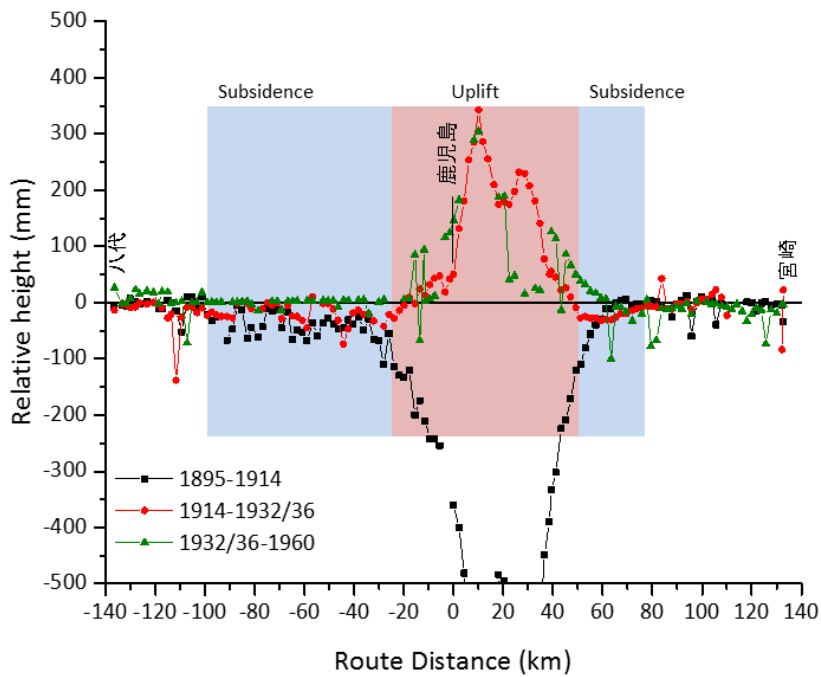


図 3.2.2-20 上下変動が大きい 1914 年から 1932/1936 年の期間と 1932/1936 年から 1960 年の期間の上下変動の拡大図

このような始良カルデラに近い場所で隆起，遠い場所での沈降を説明するために，浅部の増圧源と深部の減圧源からなる微小球状圧力源モデルを適用して上下変動を解析した．2つ圧力源による理論曲線を図 3.2.2-21 に示した．水準測量路線は，線状に延びているので，圧力源の水平位置はいずれも始良カルデラの中心に固定して，深さと体積変化量のみをグリッドサーチにより求めた．その結果，浅部の増圧源は深さ 8 km に，深部の収縮源は深さ 18 km に求められた．深さ 8 km の増圧源は，深さ 10 km としても大きな違いがなく説明できるので，深さは 10 km 程度としてよい．一方，深部の減圧源は深さ 10 km では，観測量を説明できず，15 km よりも深い場所にする必要がある．この深さは，始良カルデラの下での低速度領域に対応する．

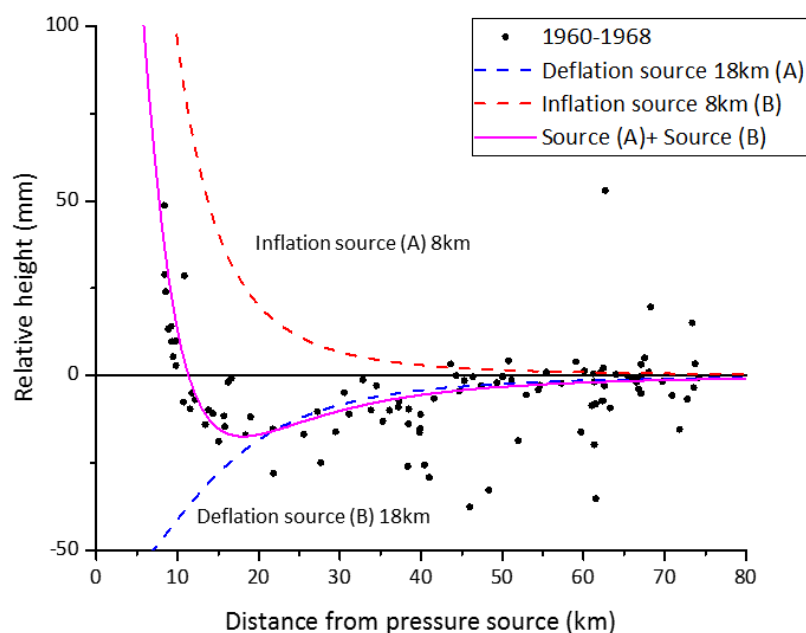


図 3.2.2-21 2 圧力源モデルを用いた圧力源解析．赤破線は深さ 8km の増圧源による理論上下変動，青破線は深さ 18km の減圧源による理論上下変動で，桃線は両者を足しあわせたものである．黒丸は八代と宮崎を不動点とした 1960 年～1968 年の上下変動量を示す．

(4) 地震計アレイ観測による深部低周波地震の検知力の向上のための基礎研究

1) 目的

始良カルデラ深部，特に桜島直下の下部地殻から上部マントルにかけて低周波地震が発生する．深部低周波地震の発生は，深部マグマの動態と関連している可能性があるため，その検知能力の向上試験を地震計アレイ観測により行う．

2) アレイの設置位置

アレイを設置した吉松観測室の位置を図 3.2.2-22 に示す．

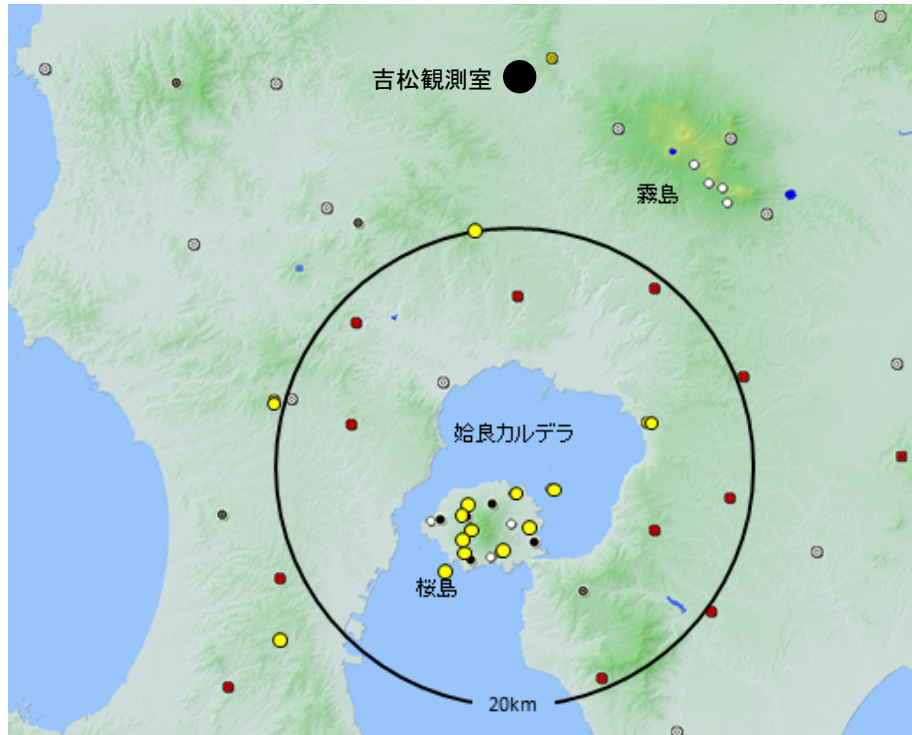


図 3.2.2-22 吉松観測室の位置図

吉松観測室は、元々深さ 100 m の観測坑道 A、深さ 10 m の坑道 B、C の一辺 500 m の三角アレイから構成されている。観測坑道 A の最奥部は一辺 30 m の直角三角形からなる地殻変動観測室であり、その部分に地震計を設置した。地震計の配置を図 3.2.2-23 に示す。

観測された深部低周波地震の波形の例を図 3.2.2-24、図 3.2.2-25 に示す。地震は、2018 年 11 月 30 日 20 時 48 分 10 秒に北緯 31.565、東経 130.63167°、深さ 28 km において発生した M0.3 のごく小規模な深部低周波地震である。“Stack” はそれぞれ成分の記録を重畳して、ノイズを低減したものである。2018 年 1 月～11 月までに図 3.2.2-22 に円で示した領域において 71 個の地震が深さ 20 km～40 km において発生した。マグニチュードは 1.4 以下と小さいが、おおむねマグニチュード 0.3 以上のものは、始良カルデラの中心から 40 km 離れた吉松観測室において検知できた。アレイ観測点において相関を取ることで検知力が増加し、さらに、スタックすることにより、S 波を明瞭化することができた。

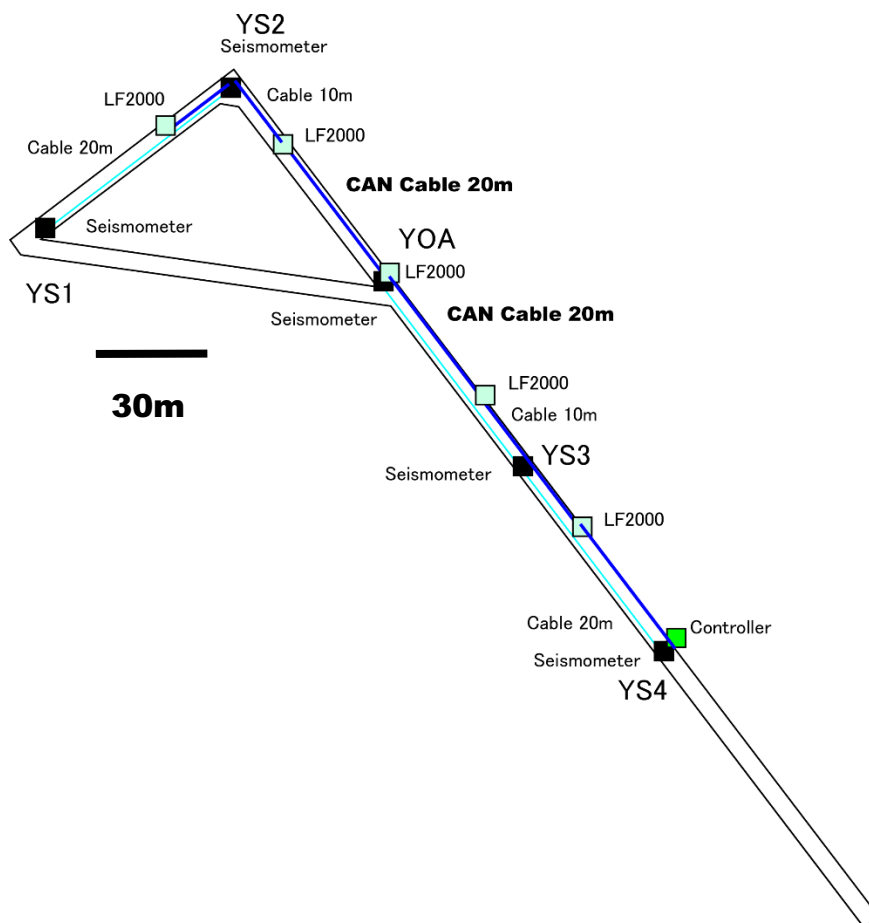
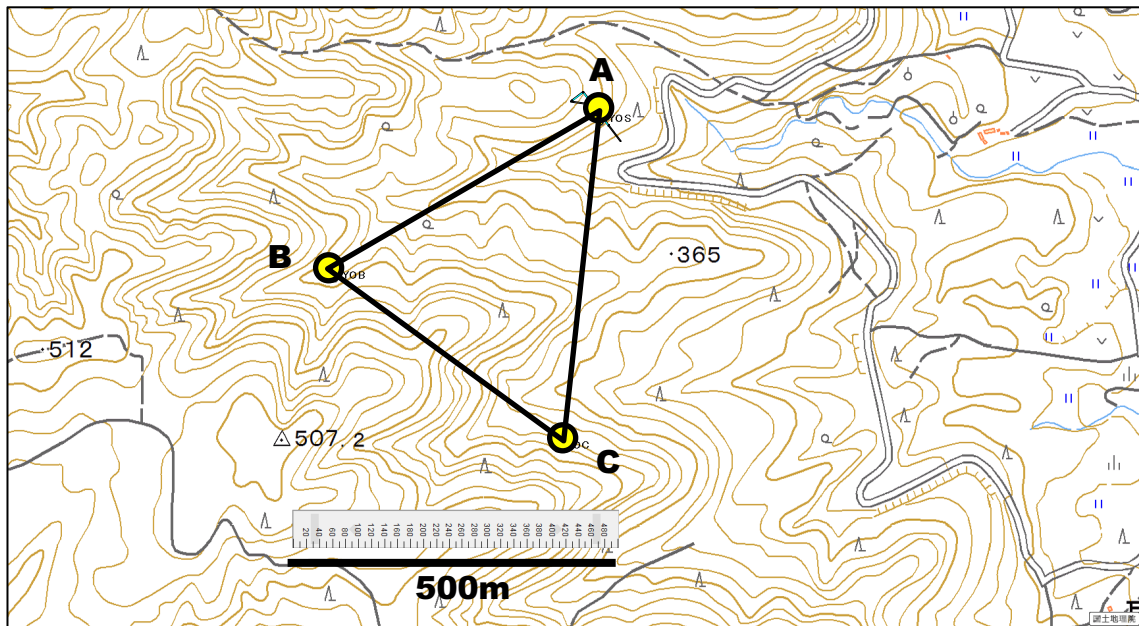


図 3.2.2-23 吉松観測室における地震計アレイの配置図. 上図:大アレイ (A, B, C 点), 下図:小アレイ (観測坑道 A 内部)

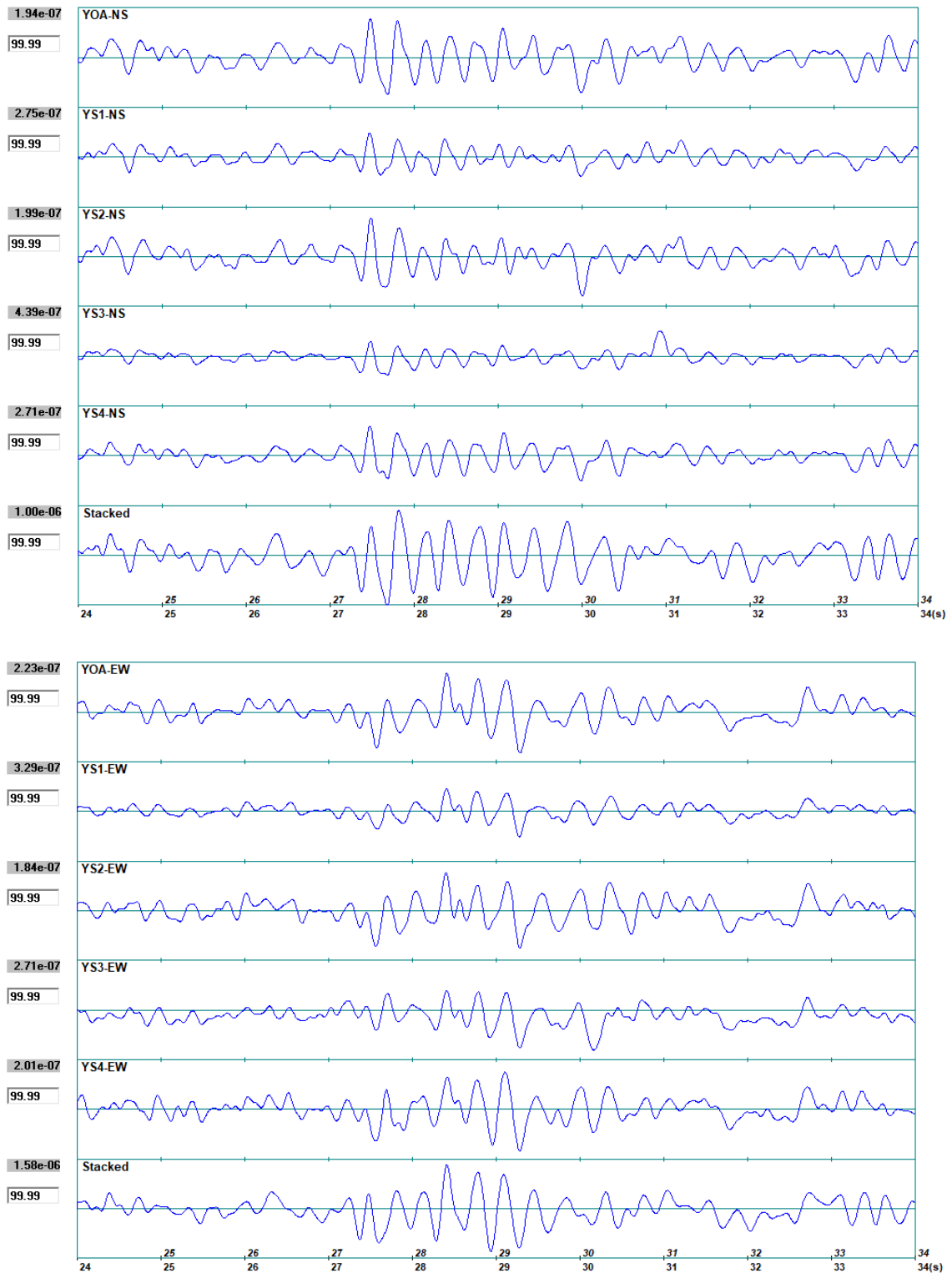


図 3.2.2-24 吉松観測室の地震計アレイによって観測された深部低周波地震の波形例. 上図:南北成分, 下図:東西成分.“Stack”はそれぞれ成分の記録を重畳して, ノイズを低減したものを示す. 地震は, 2018年11月30日20時48分10秒に北緯31.565, 東経130.63167°, 深さ28kmにおいて発生したM0.3のごく小規模な深部低周波地震である.

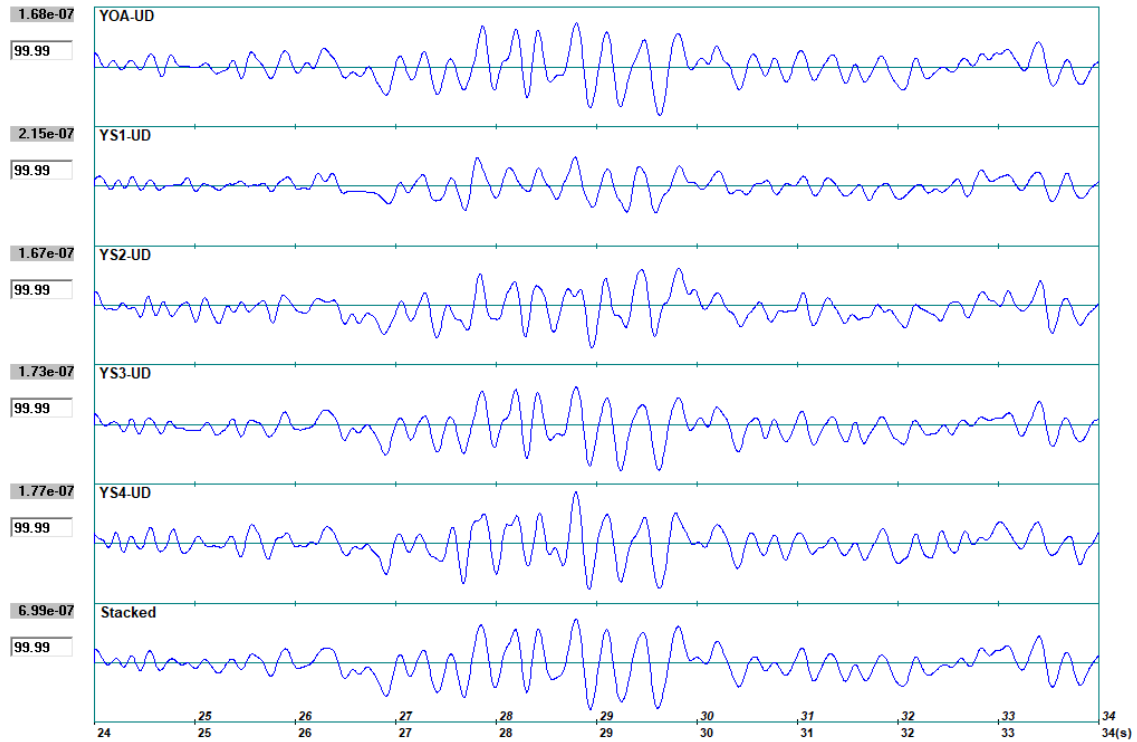


図 3.2.2-25 吉松観測室の地震計アレイによって観測された深部低周波地震の上下動成分の波形例。

“Stack” はそれぞれ成分の記録を重畳して、ノイズを低減したものを示す。地震は、2018年11月30日20時48分10秒に北緯31.565, 東経130.63167°, 深さ28kmにおいて発生したM0.3のごく小規模な深部低周波地震である。

3.2.3 海底カルデラ地下構造探査手法の検討

【実施内容】

海底カルデラである鬼界カルデラを対象に、海底下に存在する可能性があるマグマ起源の低抵抗体の検出が可能かどうかを検討するために、海底電位差磁力計の投入と回収を行い、海底での電磁場の時間変動のデータを取得し、地磁気地電流法に基づいて初期的に解析した。その結果、ほぼ全ての観測点の海底電位差磁力計が海底で振動していることが明らかになった。このことは、この海域の海底では海底設置型機器が振動しやすい環境にあることを示している。その原因は、①設置場所が火山地域の特有の急冷溶岩の散乱した海底の起伏が激しいところである、②水深が浅く海域近辺の黒潮や島嶼間の流れの強い海流の影響を受けている、であると結論づけた。そのため、機器振動の影響の小さなデータ区間を抽出するなど注意深く時系列データ解析を行い、地磁気地電流法に基づいて 10 観測点のデータから電磁場応答関数を推定した。推定した応答関数を用い、インバージョンにより 3 次元比抵抗構造を推定した。

【研究成果】

(1) 鬼界カルデラにおける海底電磁気探査

電磁気探査によって明らかになる地下の電気比抵抗は、マグマや熱水などの存在によってその値が減少する事が知られている。したがって、カルデラ下のマグマ溜りやこれに関連する熱水系の分布、カルデラ構造そのものを調べる手法の一つとして、電磁気探査が近年注目を浴びている（例えば Hata et al., 2016）。本研究では、神戸大学大学院海事科学研究科附属練習船深江丸による神戸大学海洋底探査センター探査航海において、海底電位差磁力計の投入と回収を行い、海底での電磁場の時間変動のデータを取得した。さらに、海底電磁場変動に対する海底地形、および低比抵抗体から構成される堆積物層の影響を定量的に見積もるため、海底電位差磁力計の設置点周辺、および、その周辺海域で、同じ探査航海にて CTD 調査も含めた海底地形調査と反射法地震探査を行った。海底電位差磁力計の投入・回収と海底地形調査は、過去 2 年度の 10 月と 3 月、本年度の 10 月で実施した探査航海にて、反射法地震探査は 2017 年 3 月の探査航海を除き、継続的に行なっている。カルデラ下の比抵抗構造を明らかにするため、機器投入点を航海ごとに変え、複数観測点（図 3.2.3-1）のデータ取得を行った。機器の投入点は、海底地形調査の結果をふまえ、電磁場データへの海底地形の影響の評価や、鬼界カルデラ海底下に存在が予想されるマグマ溜りに関係する低比抵抗域の検出の検証に最適な場所として決定した。また、本年度、および、過去年度の海底地形調査と反射法地震探査により得られたデータは、海底電磁気観測点周辺に加え、広く鬼界カルデラ海域をカバーしており、海底電磁気探査でのマグマ溜り推定において取り除くべき影響を及ぼす海底地形と堆積物層についての定量的情報を与える。

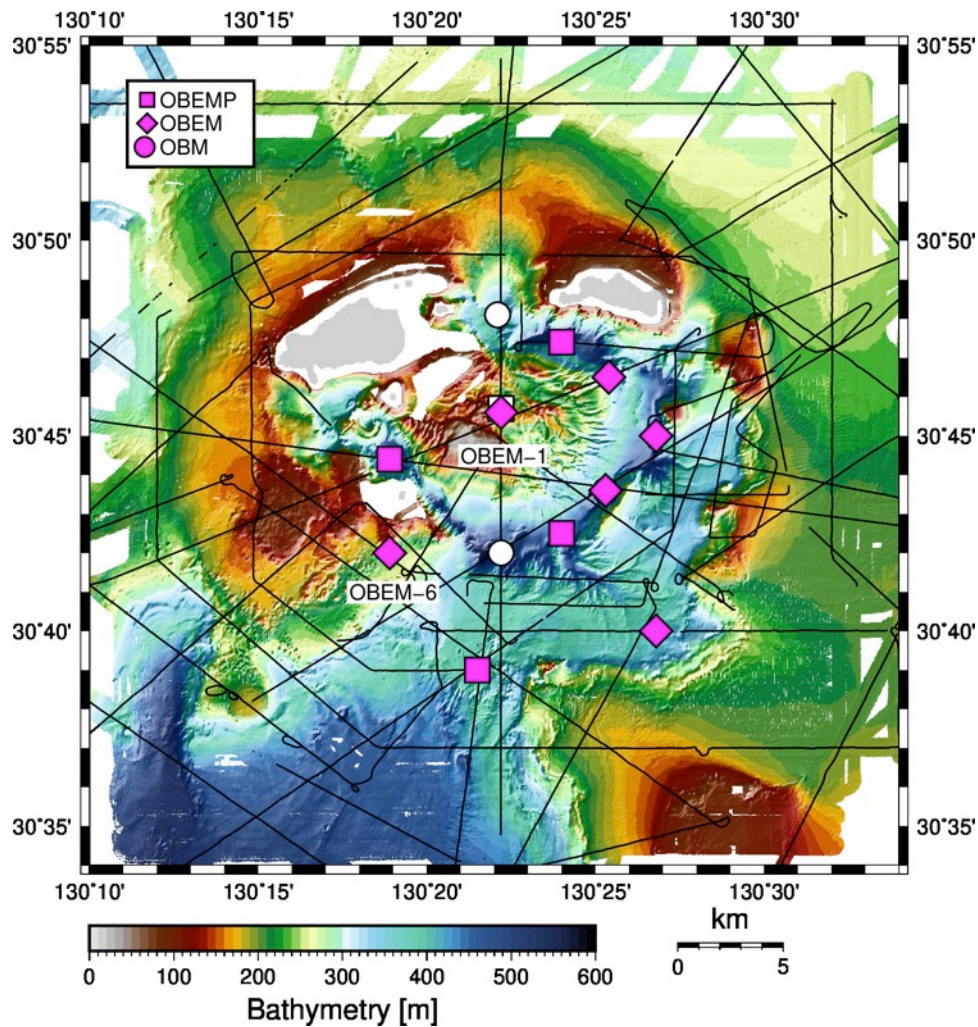


図 3.2.3-1 鬼界カルデラ海域での、海底電位差磁力計と海底磁力計の観測点位置、海底地形図と反射法地震探査測線図。四角と菱形はこれまで設置・回収した海底電位差磁力計の位置で、紫色が3次元インバージョンに使用したデータ観測点を示す。丸印は海底磁力計の観測点を示す。これまでの探査航海で得た30m間隔の海底地形図は背景色で、これまでの探査航海の反射法地震探査の測線は黒線で示す。

(2) 解析結果

これまでに取得した電磁場時系列データの確認と処理を行ったところ、データには海底電位差磁力計が海底で振動していることを示す特徴的な時間変動が含まれることが明らかになった(図3.2.3-2)。例えば、観測点OBEM-6の1日の時系列データでは、0-6時と12-22時の間の磁場三成分に高周波数の振動成分が見られる(図3.2.3-2)。このような振動を示唆するデータはほぼ全観測点で得られていた。そのため、これまで取得したデータは、この海域の海底では海底設置型機器が振動しやすい環境にあることを示している。このような環境である原因を検討し、最終的に1) 設置場所が火山地域の特有の急冷溶岩の散乱した海底の起伏が激しいところであること、2) 水深が浅く海域近辺の黒潮や島嶼間の流れの強い海流の影響を受けていること、が原因であると結論づけた。

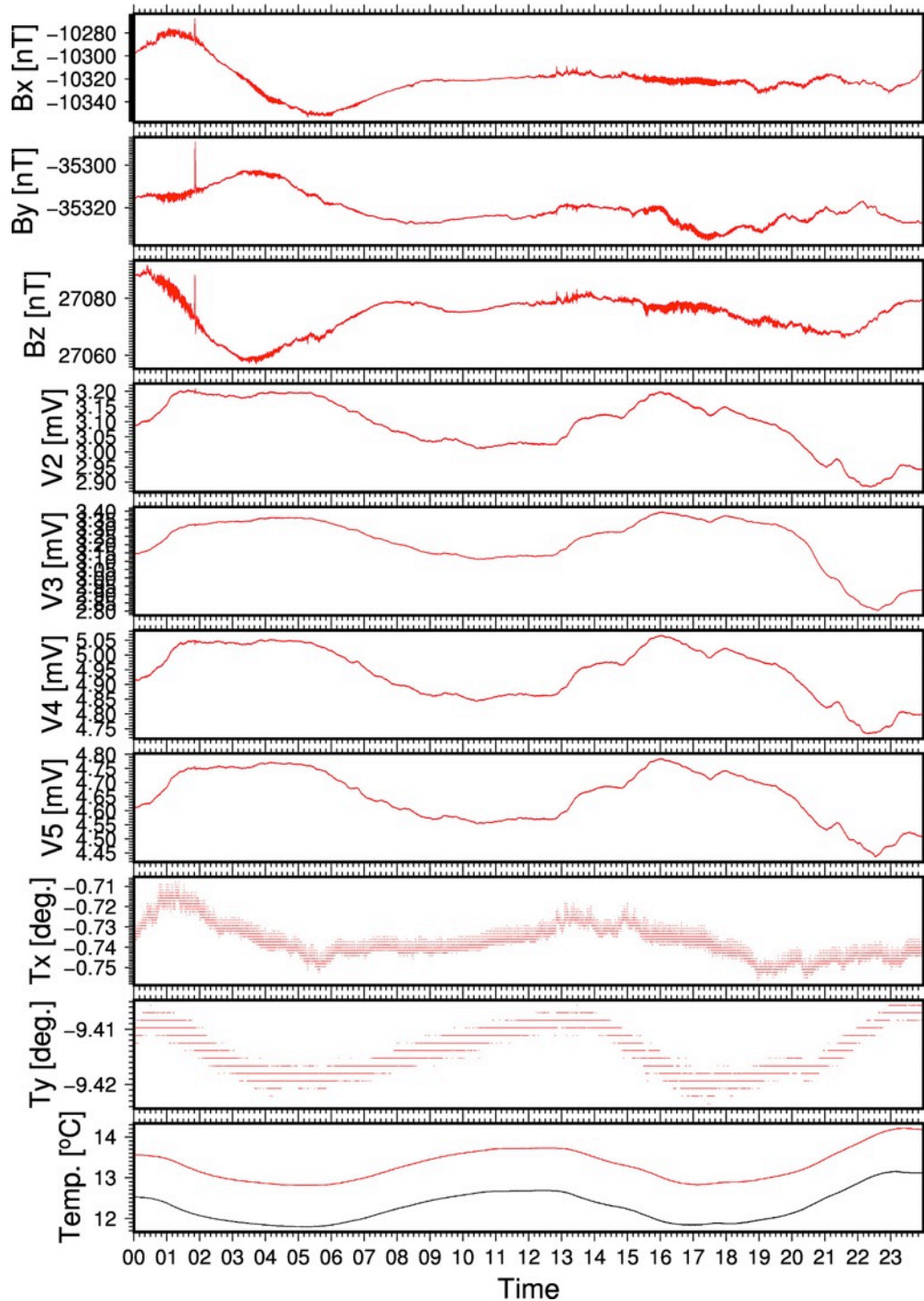


図 3.2.3-2 海底電位差磁力計による観測時系列データ例. 観測点 OBEM-6 (図 1) の, 2018 年 3 月 22 日の 1 日分(UTC)のデータを示す. 上から磁場三成分, 電位差四成分, 傾斜二成分, 磁力センサーと機器回路の温度を示す. 磁場の計測間隔は 8 Hz, その他の成分の計測間隔は 1 Hz である.

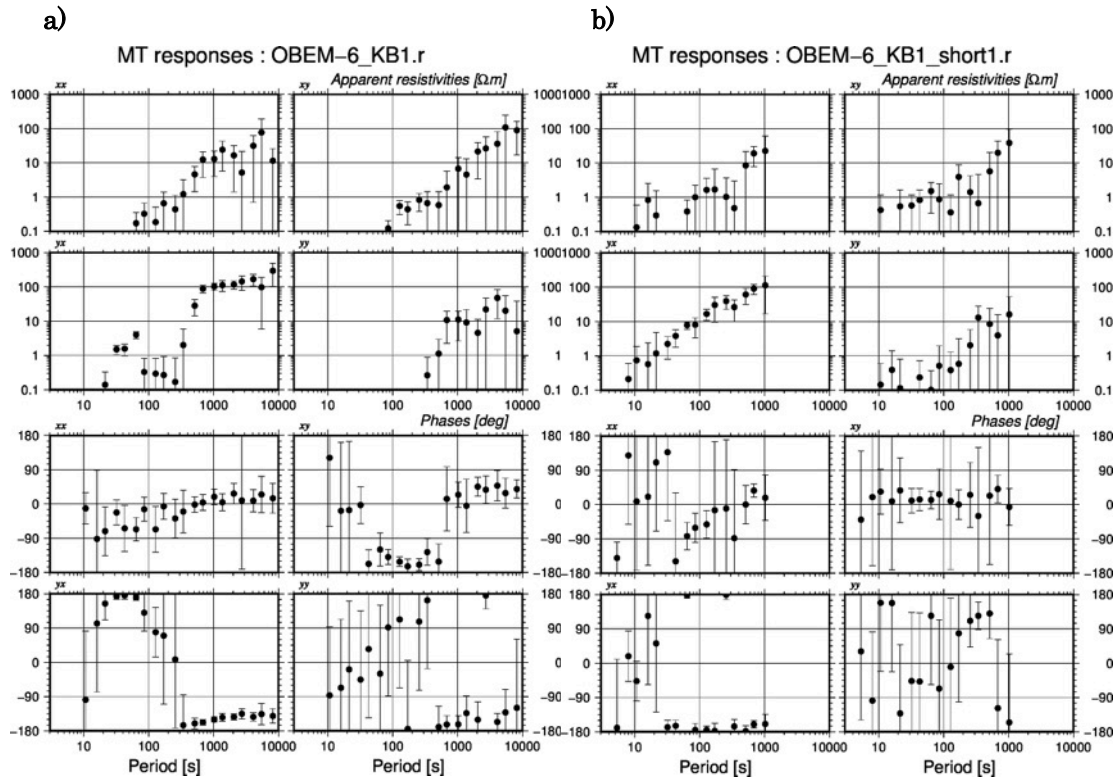


図 3.2.3-3 観測時系列データから推定した電磁場応答関数の例。観測点は OBEM-6 (図 1) である。(a)海底機器の振動が示唆される期間を含むデータセット (図 2 の例で示した高周波数変動期間を含むようなデータセット) を解析した場合、(b)振動期間を取り除いたデータセットを解析した場合。(a)、(b)それぞれ、上四つが見かけ比抵抗の四成分、下四つが位相の四成分を示す。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

機器振動の周期帯は、比抵抗構造推定に使用する周波数領域の電磁場応答関数の周期帯に重なるため、機器振動の影響を取り除くことは、電磁場応答関数、ひいては、比抵抗構造推定に大きな影響がある。そのため、データ中に断続的に見られた機器振動の小さな区間を注意深く抽出した上で、データノイズ処理などの時系列データ解析を行い、地磁気地電流法に基づいて電磁場応答関数を 10 観測点で推定した (図 3.2.3-3)。機器振動の影響を取り除いたデータセットを使用することにより、数 10 秒から 1,000 秒弱の短周期の電磁場応答関数が精度良く推定できた (図 3.2.3-3 では特に yx 成分)。推定した電磁場応答関数を用いて、インバージョンにより 3 次元比抵抗構造を推定した (図 3.2.3-4, 3.2.3-5)。推定した構造は海底下の浅い領域 (深さ 5-10 km 程度) では西側で薄く東側で厚い低比抵抗域 (3-10 ohm-m) が広がっており、さらに深い領域 (深さ 10-30 km) では高比抵抗 (30-300 ohm-m) という特徴を示している。

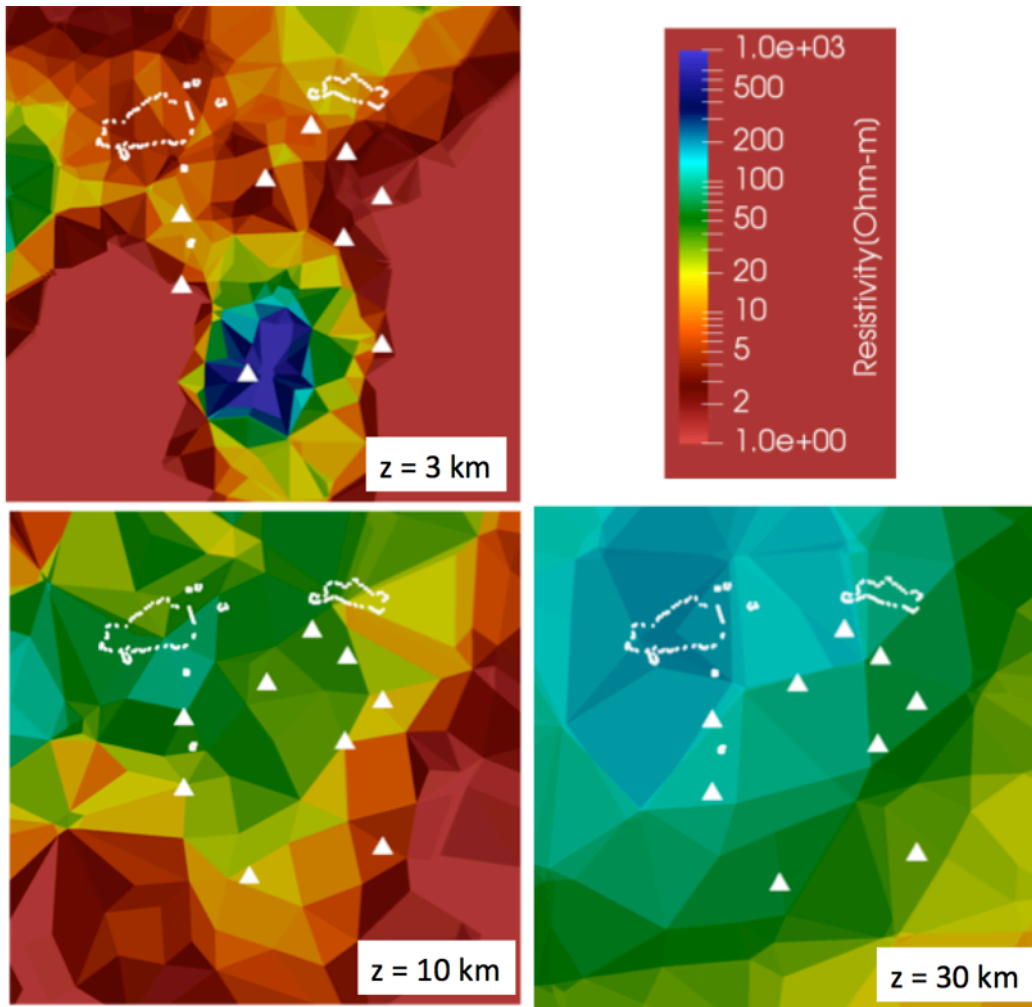


図 3.2.3-4 インバージョンにより推定した 3 次元比抵抗構造の深さ 3, 10, 30 km での平面図. 白三角はインバージョンデータ点を示す. 観測領域の海岸線を白点で示している.

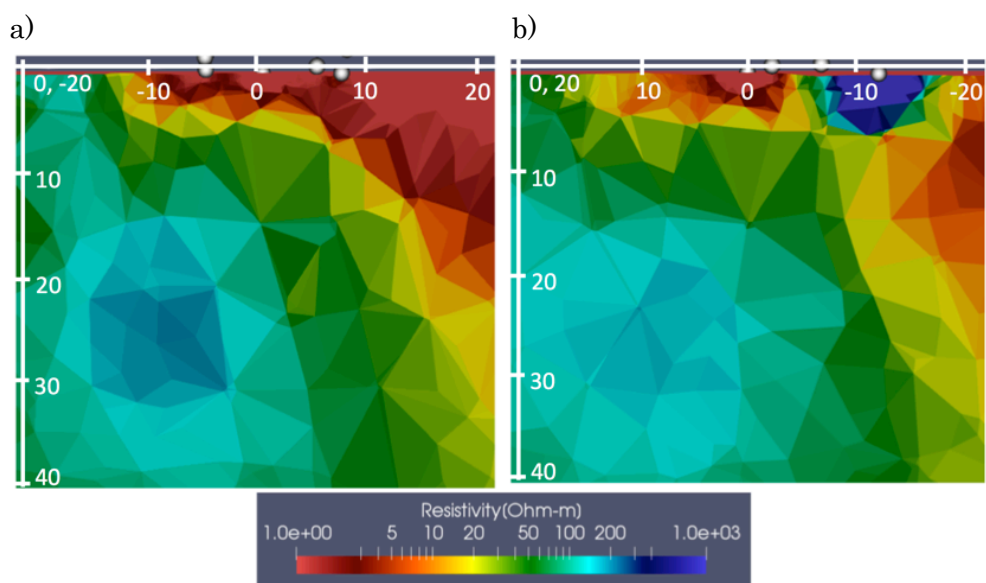


図 3.2.3-5 インバージョンにより推定した 3 次元比抵抗構造の(a)東西鉛直断面図 (b)南北鉛直断面図. それぞれの断面図は, 観測点 OBEM-1 (図 1) を通る.

4. 各カルデラの成果取りまとめ

複数の項目において研究を実施している火山については、項目ごとのまとめだけではなく、項目を横断して検討を行い、これまでの成果について取りまとめた。

4.1 支笏カルデラ

支笏火山は約 6 万年前の大規模噴火の後、約 4 万年前にカルデラ形成噴火を起こして現カルデラを形成した火山である。地質学的調査の結果、支笏-洞爺火山地域では中期更新世から続いた安山岩質の火山活動が 60~50 万年前には終了し、その後約 40 万年間の休止期を経て、約 13 万年前に洞爺火山、約 12 万年前には羊蹄火山南東の尻別火山が珪長質火山活動を開始したことが明らかになった。その後活動は東へ広がり、クッタラ火山は約 9 万年前、支笏火山は約 8.5 万年前に噴火を開始し、続いて羊蹄火山も約 7.5 万年前には活動を始めた。支笏-洞爺火山地域の火山活動は、数万年程度の休止期をはさんで 13~11 万年前、9.5~7.5 万年前、6~4 万年前の大きく 3 つに区分される。このうち支笏火山の活動は、約 6 万年前に VEI=6 の大噴火を起こした活動（社台期）、約 4 万年前の VEI=7 の支笏カルデラ形成噴火（カルデラ形成期）、そしてそれ以降現在まで続く後カルデラ期の 3 活動期に大別されており、珪長質マグマの組成は時代毎に変化しており、珪長質マグマの起源物質が活動中心毎に異なることを意味していよう。

支笏カルデラ噴出物の岩石学的検討から、カルデラを形成した流紋岩マグマは地殻物質の部分熔融により生成されたと考えられている。約 4 万年前のカルデラ形成期噴火のマグマ供給系は、深さ約 4~10 km 程度の斑晶に乏しい珪長質マグマ系（CP）と斑晶に富む安山岩質マグマ系（CR）、そして苦鉄質マグマ系（M）の 3 つのサブマグマシステムから構成される。斜方輝石斑晶の累帯構造より CP サブマグマシステムでは 1600 年前ころから流紋岩質マグマ（R タイプ）とデイサイト質マグマ（D タイプ）の混合が起き、マグマが蓄積されていた（500 年~100 年前が中心）と見積もられる。カルデラ形成噴火最盛期には CP+M サブマグマシステムが活動し、カルデラ陥没後に CR サブマグマシステムが活動している。CP 中の斜方輝石の H₂O 飽和深度からは、マグマ溜まりの平均的な深度が 3.7 km であったと推定されている。

4.2 阿蘇カルデラ

阿蘇カルデラでは約 27 万年前以降、4 回の大規模火砕流噴火があり、下位からの阿蘇 1, 2, 3, 4 火砕流と呼ばれている。特に最後の阿蘇 4 火砕流噴火は約 9 万年前に発生したもので、その規模が最大であった。阿蘇カルデラの一連の噴出物の Sr, Nd, Pb 同位体組成から、カルデラを形成した珪長質マグマは同位体的に枯渇したマントルと、4~12%程度の地殻物質の部分熔融液によって、ほぼ説明できることが明らかになった。同じ九州の始良カルデラの入戸火砕流がほぼ地殻物質の溶けた均質な流紋岩マグマのみからなることと比べると、阿蘇カルデラの噴出物はマントルの寄与が大きいことが特徴となっている。また、阿蘇カルデラの大規模火砕流は噴火毎に化学組成が異なっており、熔融した起源物質が異なっていたと考えられている。阿蘇 3/4 間テフラを対象にした噴出物層序の再検討と化学組成分析により、阿蘇 4 大規模火砕流の前兆となる黒雲母を含んだ流紋岩マグマの出現を阿蘇 3/4 間テフラの最上部で発見し、カルデラ噴火に先

行した前兆噴火の存在を確認した。さらに、阿蘇4噴出物の揮発性成分濃度からは、噴火したマグマは、深さ12kmのマグマ溜まりから地下8km程度まで上昇した後に爆発的に噴出したか、マグマ溜まりから直接由来した可能性が高いと考えられる。この見積りは、阿蘇4噴出物の珪長質端成分を用いた高温高压実験結果とも整合的である。

MT法による地下構造探査では、深さ20kmまでの地下比抵抗構造を明らかにすることが出来た。すなわち、深部から現在活動中の中岳に繋がるマグマ供給路の存在と、カルデラ浅部には巨大なマグマ溜まりがないことが明らかになっている。また、地下水の H_2O 、 CO_2 、 Cl に関するマグマへの溶解度やマグマ-熱水流体間の分配のデータを用いて、深部マグマから脱ガスする熱水流体の化学的特徴を推定する手法を開発し、阿蘇カルデラ下に大規模な珪長質マグマ溜まりが存在しない可能性が示唆された。

4.3 始良カルデラ

始良カルデラでは、約3万年前にカルデラを形成した入戸火砕流噴火が発生している。約10万年前に始良カルデラ北東部から噴出した福山降下軽石以降の主要な噴出物の全岩化学組成・鉱物化学組成および斑晶に含まれるメルト包有物の含水量の組成を測定し、入戸火砕流噴火までのマグマ溜まりの温度圧力条件の推測を行った。その結果、始良カルデラから入戸火砕流として噴出した流紋岩マグマと組成がほぼ一致する流紋岩マグマが、岩戸火砕流噴火以降の約5万年前、始良カルデラ下のほぼ一定の圧力条件（天井深さ約4~5km）に貯留していたことが推測された。この流紋岩マグマのSr同位体組成は、地殻物質に由来することを示している。また、斑晶組織の累帯構造からは、入戸噴火直前のマグマ溜まりへの高温・苦鉄質マグマの注入が示唆された。入戸火砕流噴火の直後から後カルデラ期火山である桜島の活動が始まるが、その噴出物には、地殻由来の珪長質マグマと苦鉄質マグマの混合が顕著に認められる。特に、桜島では、歴史時代になると噴出率の上昇と伴に噴出物が苦鉄質化する現象が起きている。また、後カルデラ期に若尊カルデラから噴出した流紋岩マグマの化学組成は、入戸火砕流噴火までの流紋岩マグマとは明瞭に区別が可能であり、カルデラ下には別の流紋岩マグマが蓄積し噴出していることを示している。

地震波トモグラフィ手法による地下の3次元的なP波およびS波の伝搬速度構造の解析を実施した結果、カルデラ中央部の地下15kmに顕著な低速度層を検出した。少なくともカルデラ内の10km以浅には、顕著な速度異常は存在しない。遠地震を使ったレシーバー関数による地下構造境界の検出では、桜島の及び始良カルデラの中央部にかけての領域では、15kmから30kmの深さでは、レシーバー関数が負となる領域があり、北部に行くにしたがって、負の領域が拡大していることが明らかになった。この負の領域は、15km以下の低速度層の上面に対応するものと思われる。また、粘弾性モデルを用いることにより、桜島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りよりも~数倍大きくなることが、予測された。ただし、地震波観測で見つかった低速度層や地殻変動の変動源と桜島のマグマ供給系との間に、どのような対応関係があるのかは分かっていない。今後は、地球化学的観測を行うことにより、カルデラ下に存在する低速度層がどのようなマグマであるのかを識別することが必要である。

4.3 鬼界カルデラ

鬼界カルデラを形成した約 7.3 千年前の鬼界アカホヤ噴火の噴出物について、岩石学的解析とメルト包有物化学分析を行い、流紋岩マグマについては輝石温度計で $902 \pm 15^\circ\text{C}$ 、鉄チタン鉱物温度計で $874 \pm 6^\circ\text{C}$ 、安山岩マグマについては輝石温度計で $975 \pm 5^\circ\text{C}$ が得られた。これらの温度推定結果とメルト包有物の H_2O および CO_2 濃度を用いてマグマのガス飽和圧力を見積もると、流紋岩マグマは $146 \pm 53\text{MPa}$ 、安山岩マグマは $115 \pm 27\text{MPa}$ の圧力下にあったと推定された。両マグマのガス飽和圧力の平均値は $133 \pm 46\text{MPa}$ であることから、地殻密度を 2500kg/m^3 と仮定すると、鬼界アカホヤ噴火マグマ溜まりの主体は深さ $5 \pm 2\text{km}$ にあったと推定できた。一方、後カルデラ期の噴出物はマグマ組成が鬼界アカホヤ噴火とは明瞭に区別され、異なるマグマ供給系が形成されている。

海底電磁気探査により、現在の鬼界カルデラ地下の 3 次元比抵抗構造を推定したが、マグマ溜まりに相当する構造は検出出来ていない。

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。