

3.2.2 始良カルデラの地下構造調査

【実施内容】

平成 27 年度に整備した始良カルデラ地下構造探査のための地震観測網を用いて、昨年度に引き続き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と、レーザー関数解析による地下構造境界の検出を実施した。また、平成 27 年度に整備した整備した GNSS 連続観測による始良カルデラ周辺の地殻変動と、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も合わせて実施している。地震波トモグラフィーでは、昨年度の解析では 10km の深さ分解能であったのでカルデラ中央部の低速度域は深さ 20km に求められたが、今年度は分解能を 5km に向上させることにより 15km という値が得られた。

【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 次元的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。

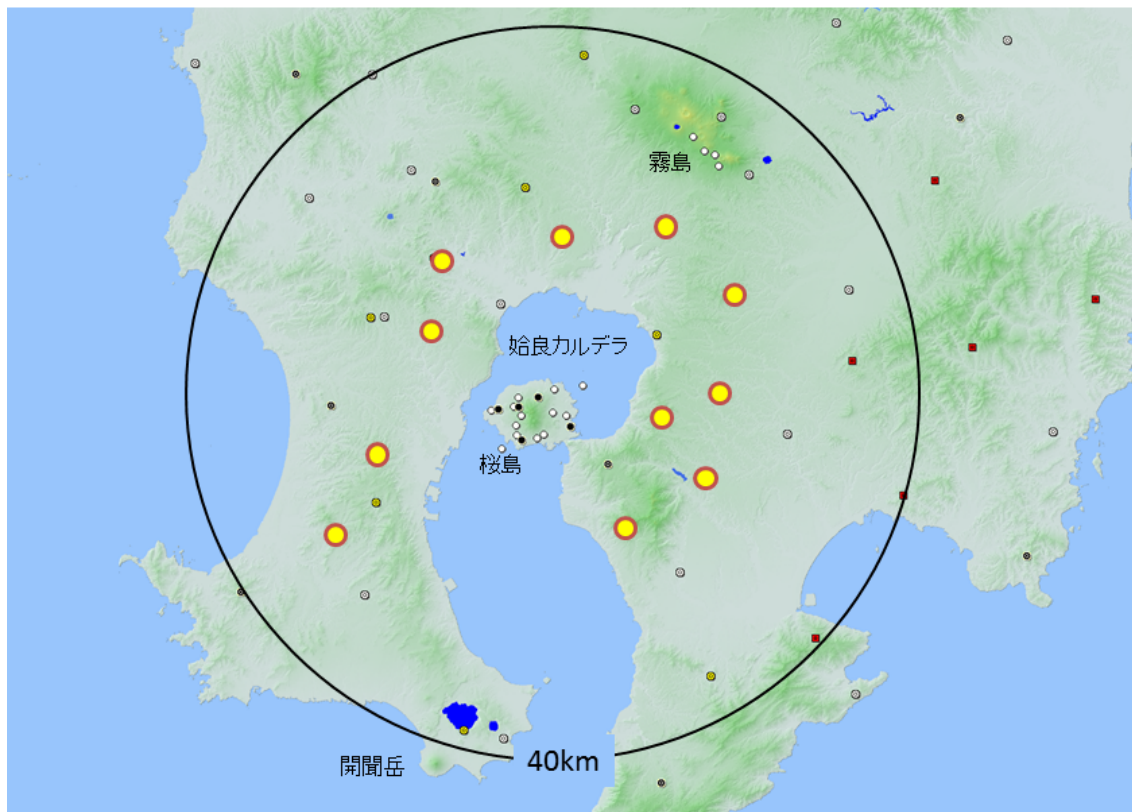


図 3.2.2-1 トモグラフィー的解析に用いた地震観測点の位置。黄色の丸が本プロジェクトで新たに追加した観測点の位置を示す。

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 0～50km とした。また，グリッドノードの間隔を水平方向に 5km（始良カルデラ内），深さ方向には 5km として空間分解能を上げた。

験測と同時にさ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を除外した 181 個の地震データを用いた。また，解析に用いた観測点数は 79 点である。

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。チェッカーボードテストの結果を図 3.2.2-2 に示す。深さ 10km までは全領域について疑似データを再現できている。深さ 20km，30km については始良カルデラについては疑似データを再現できているが，その外側は，再現できていない。したがって，始良カルデラの領域においては，信頼できる速度構造を得ることが期待される。

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 7.5km 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 0.0 km, 2.5 km, 5.0 km，経度方向（西方向）に 0.0 km, 2.5 km, 5.0 km 水平移動させた合計 9 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

9 つのモデルともに，ダンピングファクター=0.01 の適用で，イタレーションのステップ毎の走時残差 WRMS が単調減少し収束解が得られた。このことから，インバージョンスキームにおける計算上の振る舞いは良好と判定される。初期モデルの走時残差 WRMS は 0.260 s で，得られた解モデルの走時残差 WRMS は 0.183～0.188 s であった。

チェッカーボードテスト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 0.8 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 0 km と深さ 10 km における RDE はほとんどの領域で 0.8 を超えているものの，深さ 30 km 以深では RDE が 0.8 を超える領域がわずかにしかなく，深さ 30 km 以深で得られた解の信頼性が低いと判定された。従って，深さ 30 km 以深について描画された速度分布に認められる速度の顕著なゆらぎは，見かけのものの可能性が高い。

深さ 1, 5, 10, 15, 20km における P 波及び S 波の速度分布を図 3.2.2-3 (RDE>0.6) に、また、深さ 25, 30, 40, 50km における P 波及び S 波の速度分布を図 3.2.2-4 (RDE>0.6) に示す。深さ 5km および 10km 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 15km 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、カルデラ中央部に集中している。また、地盤変動観測から圧力源が求められている位置におおむね一致している。昨年度の解析では 10km の深さ分解能であったので、この低速度域は深さ 20km に求められたが、分解能を 5km に向上させることにより、15km という値が得られた。

今回の解析では、深さ 25~40km において信頼できる値がえられなかったが、地震数を増やすことにより改善したい。今後、解析する地震数を増加させる際には、深さ 25~40km の信頼性が有意に劣る深さ領域を通過する波線を収集するだけでなく、当該空間において波線が交差するような波線を効率的に収集する必要があると考えられる。

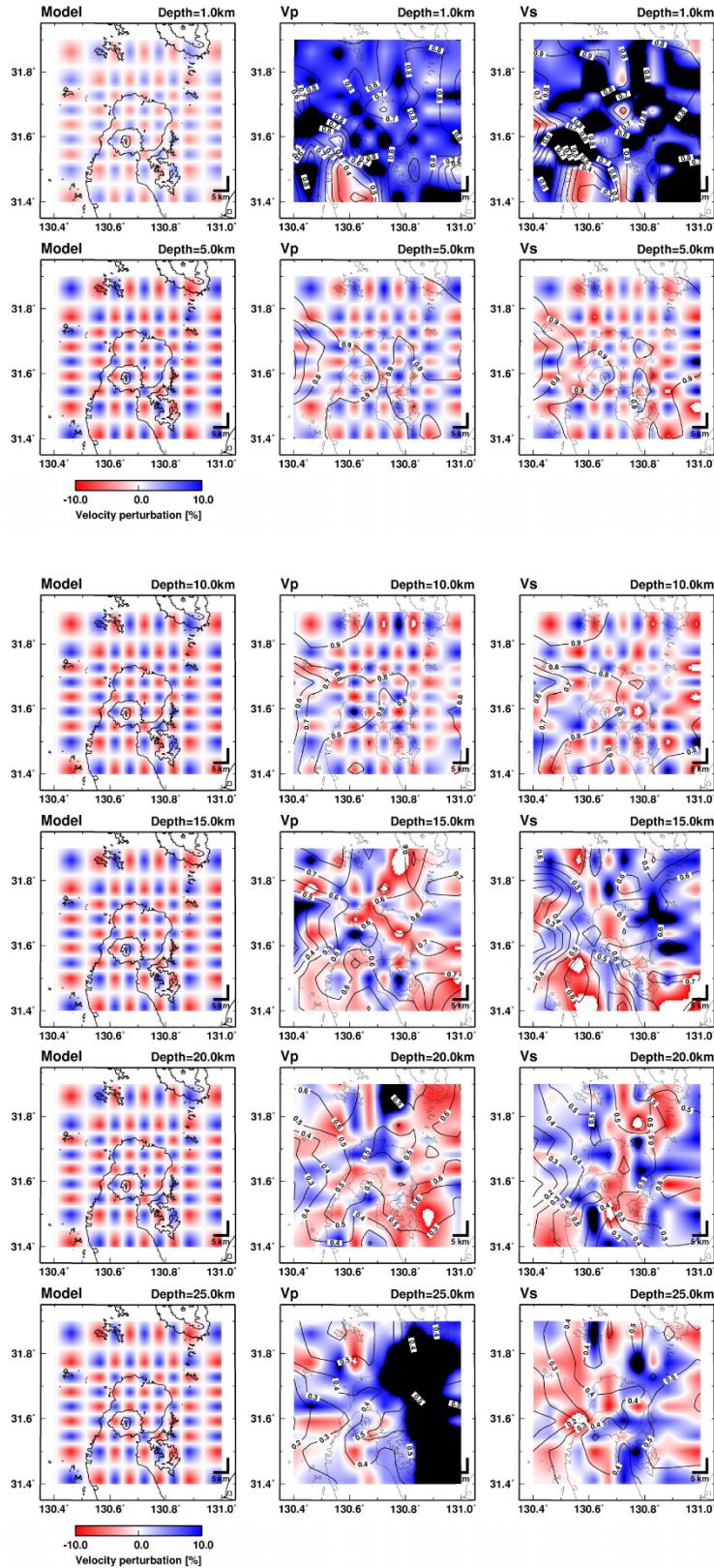


図 3.2.2-2 チェッカーボードテストの結果. 左の列が仮定した速度構造モデルであり, 中央列が P 波の解析結果, 右列が S 波の解析結果を示す. Vp と Vs には RDE のコンターを重ねた. 概ね $RDE \geq 0.8$ の領域で解像度が良い.

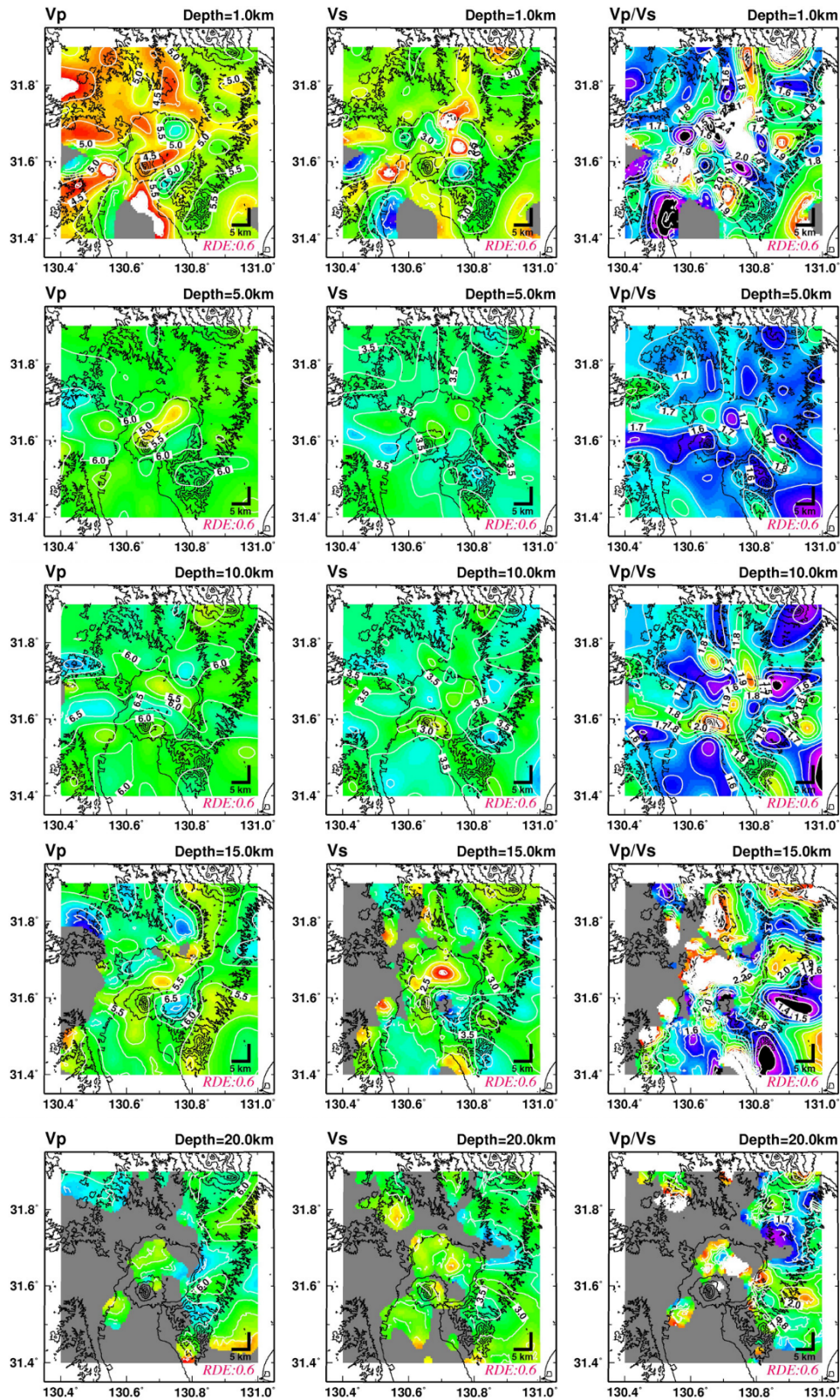


図 3.2.2-3 深さ 1, 5, 10, 15, 20km における P 波及び S 波の速度分布 (RDE>0.6). 左列: P 波速度, 中央列: S 波速度, 右列: P 波と S 波の速度比

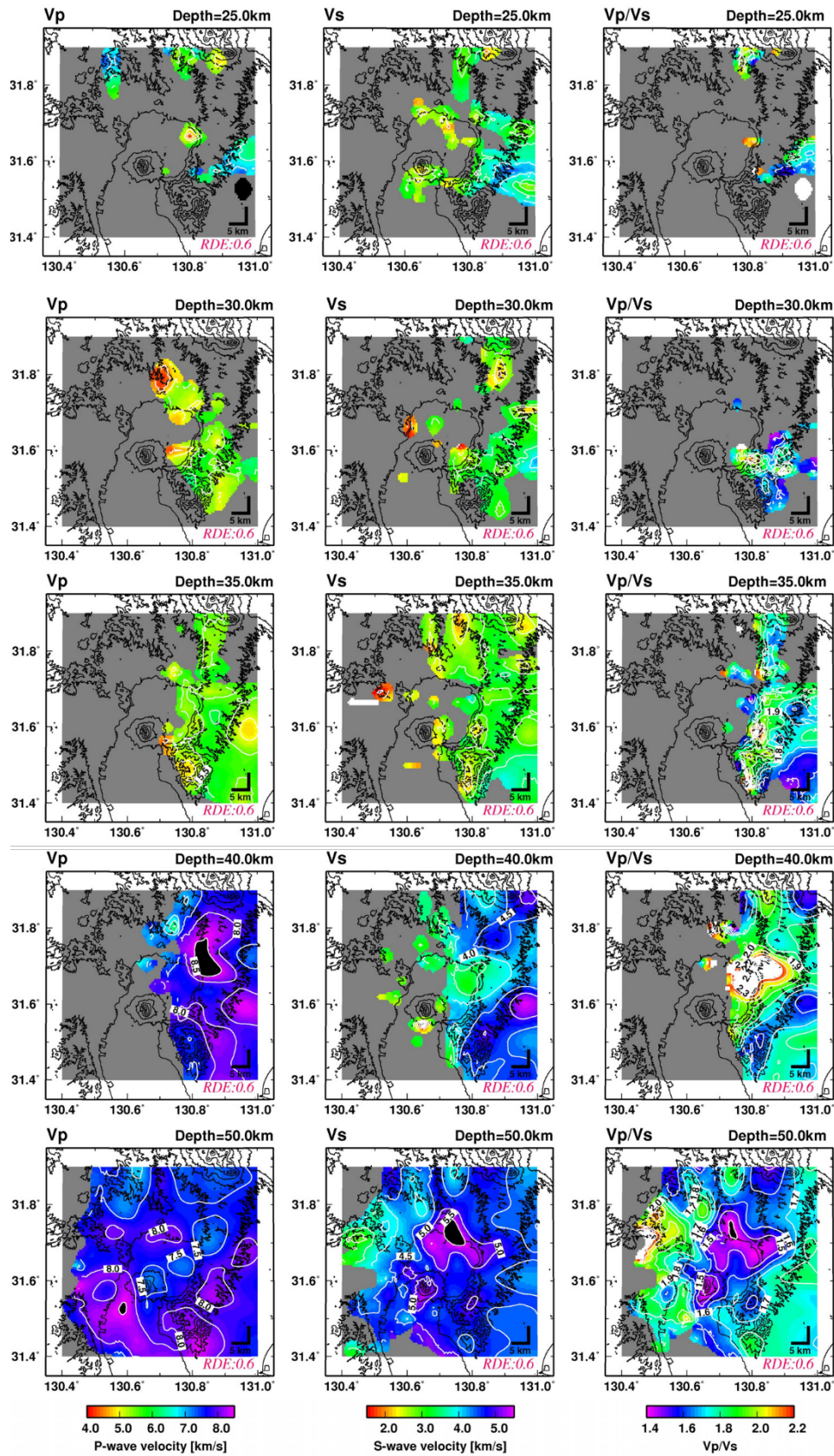


図 3.2.2-4 深さ 25, 30, 35, 40, 50km における P 波及び S 波の速度分布 (RDE>0.6). 左列: P 波速度, 中央列: S 波速度, 右列: P 波と S 波の速度比

(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

解析に使用した観測点(図3.2.2-5)は、桜島島内の京都大学防災研究所の常設観測点のデータである。

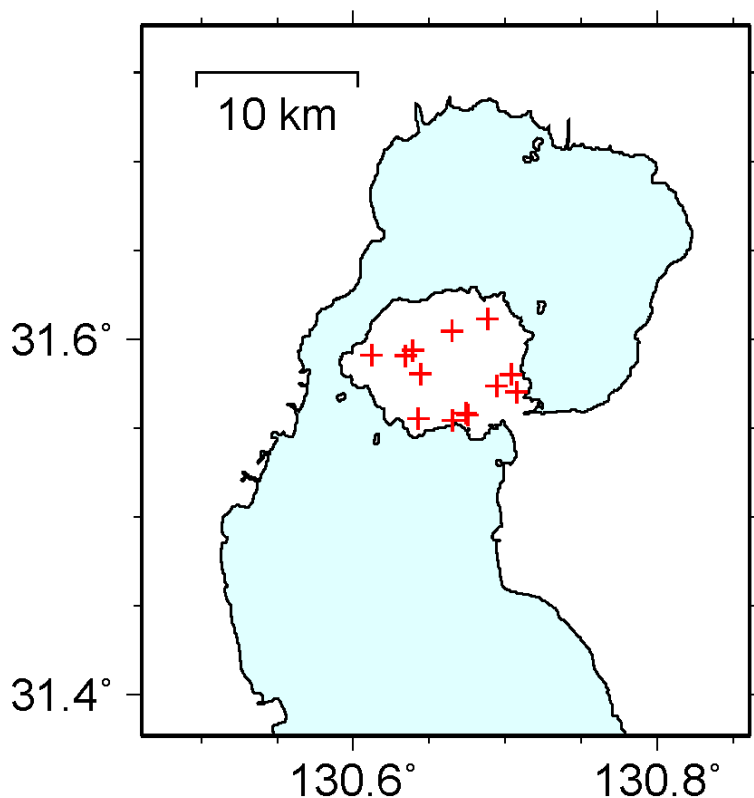


図 3.2.2-5 レシーバー関数解析に用いた地震観測点の位置 (赤色の十字)

3) 解析

使用した遠地地震の主要なものを図 3.2.2-6 に示す。今年度期間中に限ると、解析に有効な遠地地震はほとんど発生していない。



図 3.2.2-6 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 1 km 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図 3.2.2-7 に示す。また、東西断面における分布を図 3.2.2-8 に示す。分布の形状は、昨年度解析結果とほとんど変わっていない。水平分布についてみてみると、深さ 10 km までは、レシーバー関数が正となっているが、深さ 12 km において部分的に正となる領域が桜島の南西部に現れる。深さ 20 km 以深では、レシーバー関数が負となる領域が卓越しており、深さ 24 km ではほぼ負となっている。東西断面についてみてみると、10 km 以浅で正、20~30 km で負となっていることがわかる。南 3 km の東西断面では、12 km 付近の深さにおいて、正の領域の中に負の領域が存在する。

地震の震源位置との関係をもてみる。火山構造成地震の多くは、レシーバー関数が正となる領域で発生するが、深部低周波地震は負となる領域で発生している。レシーバー関数が負となる場所は、低速度層の上面に位置するので、深部低周波地震は、低速度の領域において発生している可能性が高い。また、桜島南西部の深さ 6~9 km において火山構造成地震がよく発生するが、地震発生域の直下にも低速度の領域があるのかもしれない。

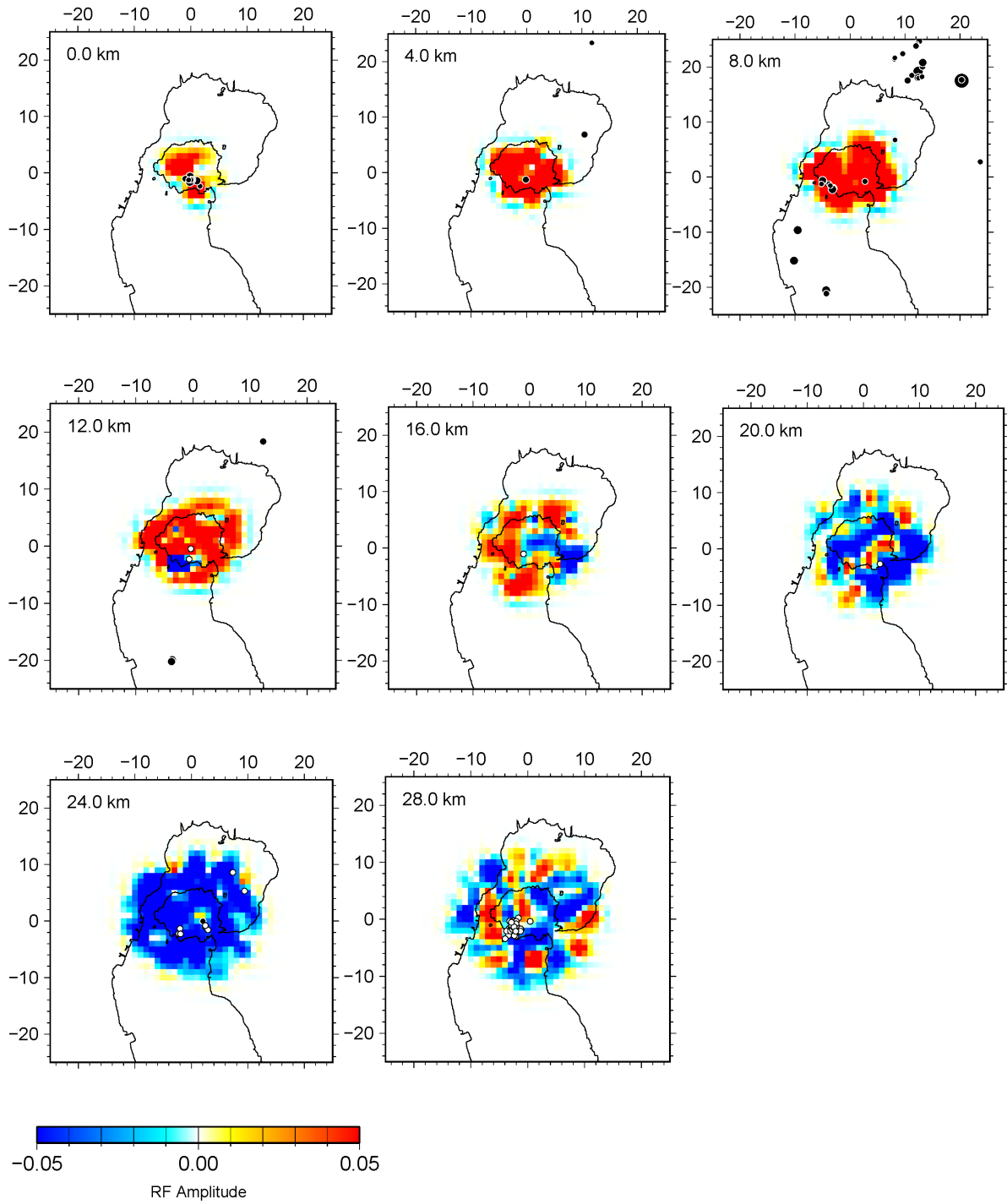


図 3.2.2-7 レシーバー関数の深さごとの水平分布. 丸は深さごとの地震の震源位置であり, 黒丸は火山構造的な地震, 白丸は深部低周波地震を表す.

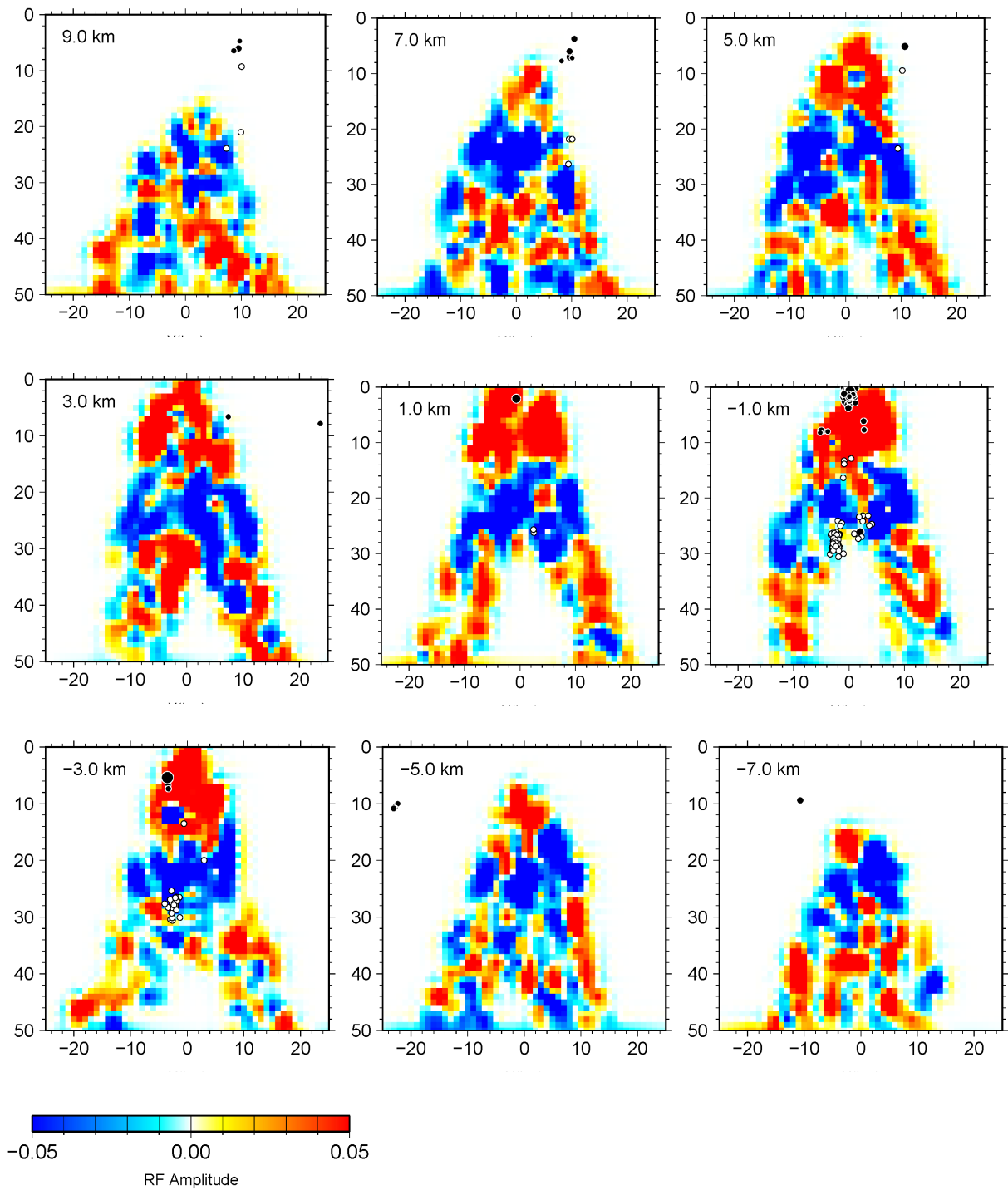


図 3.2.2-8 レシーバー関数の東西断面。桜島南岳火口からの南北方向への距離ごとの断面で示す。+が北方向。丸は深さごとの地震の震源位置であり、黒丸は火山構造的な地震、白丸は深部低周波地震を表す。

(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 10km 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も検討する必要がある。

2) 観測点の配置

図 3.2.2-9 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 20km 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。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、GENET 観測点の間を補完するように設置している。

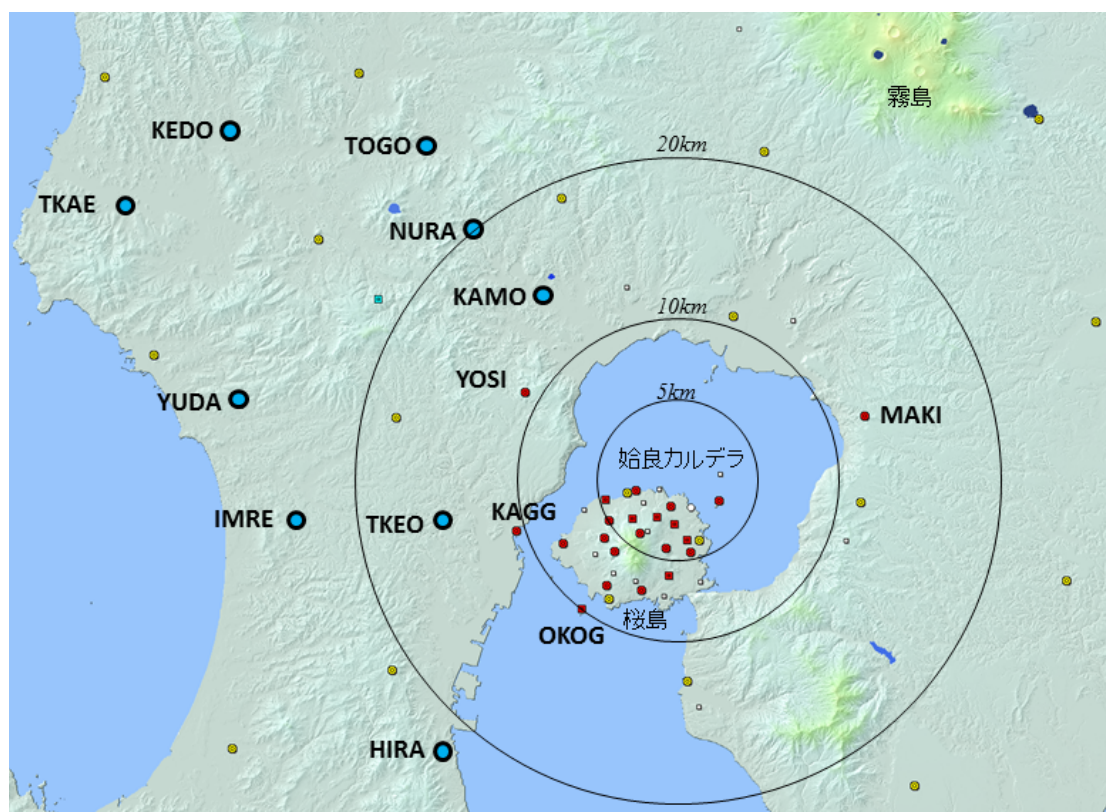


図 3.2.2-9 GNSS 観測点の位置図。赤丸は京都大学防災研究所の連続観測点，黄色の丸は GEONET 観測点，青丸は本プロジェクトで増設した観測点を示す。

3) 観測結果

桜島西部の SVOG を基準として基線解析した結果を図 3.2.2-10 に示す。昨年度と同様に，期間中の大きな変動は見られていない。今後，データを蓄積して解析を進めるとともに，カルデラ深部の変動ソースの存在についても検討する

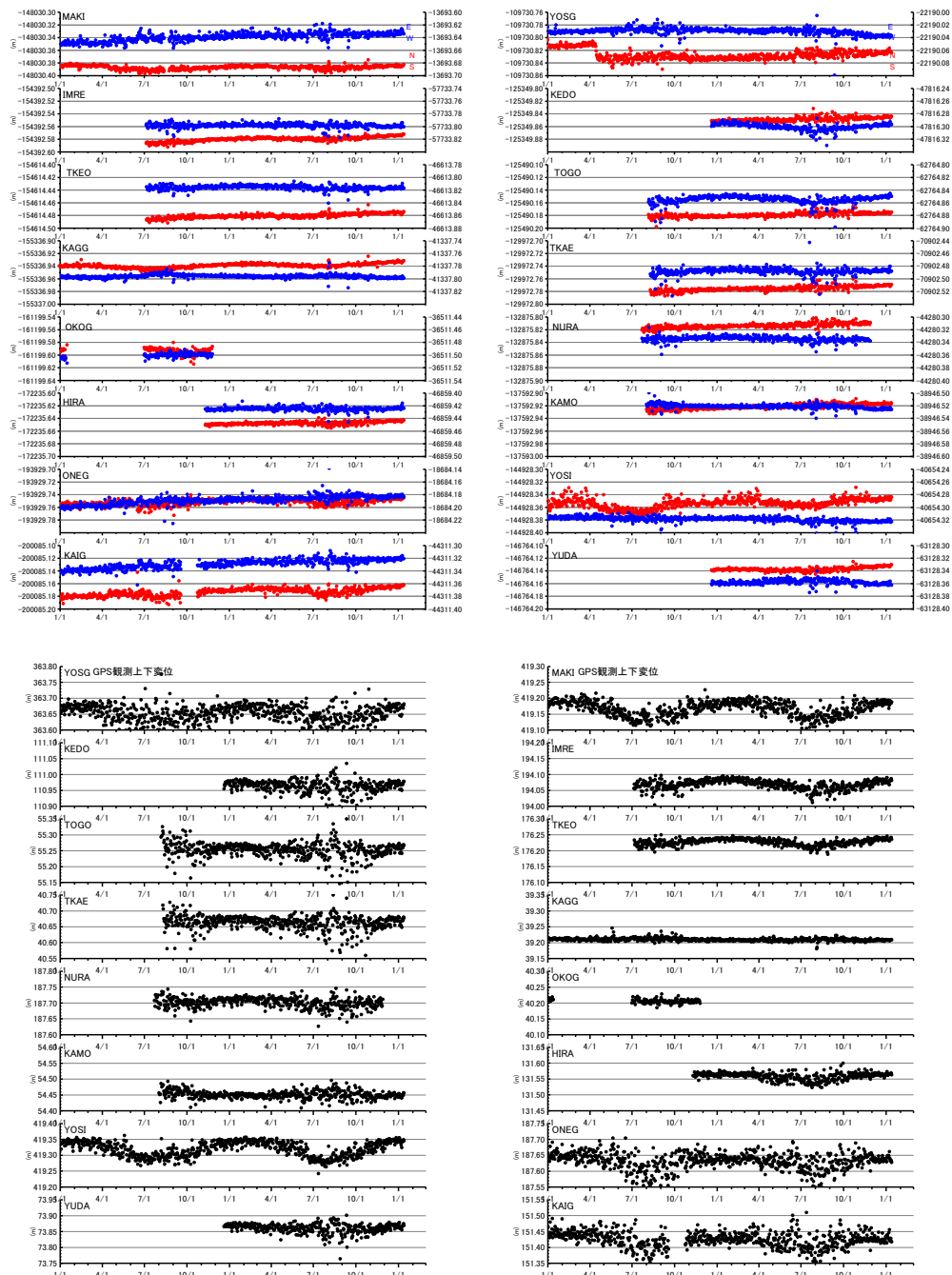


図 3.2.2-10 始良カルデラ北西部の地盤変動 (2016 年 1 月～2018 年 1 月)。上図：水平変動 (赤：南北，青：東西，↑向きは北及び東への変位を表す)。下図：上下変動。

(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 3.2.2-11 に示す。

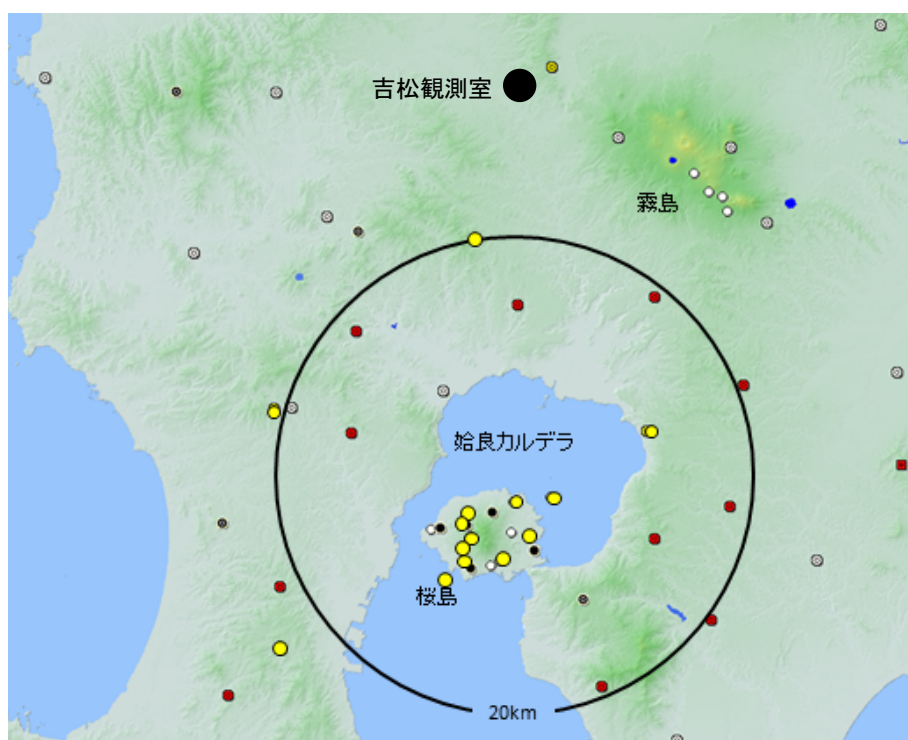


図 3.2.2-11 吉松観測室の位置図

吉松観測室は，元々深さ 100m の観測坑道 A，深さ 10m の坑道 B，C の一辺 500m 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 30m 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 3.2.2-12 に示す。

観測された深部低周波地震の波形の例を図 3.2.2-13 に示す。地震は，2018 年 01 月 17 日 10 時 28 分 37 秒に北緯 31.55833°，東経 130.62833°，深さ 28km において発生したものであり，マグニチュード 0.9 とごく小規模である。“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。観測を開始してから時間が短いので，検知力向上を検証するデータが得られていないが，今後，データを蓄積して，検討していく予定である。

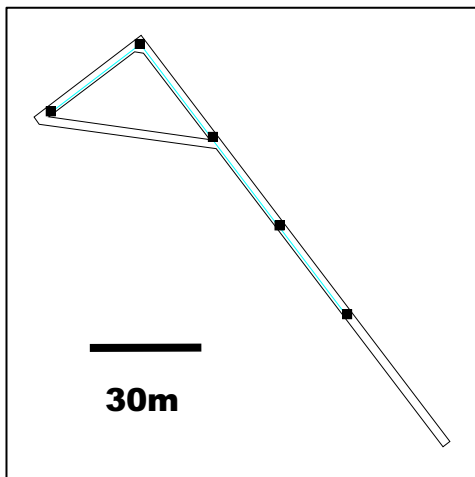
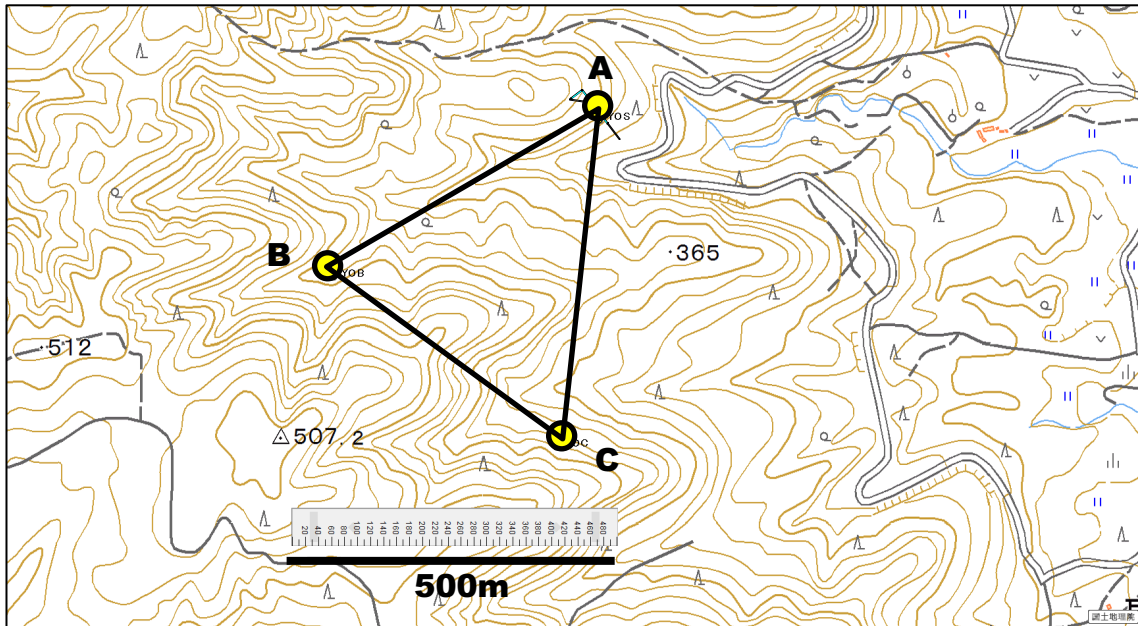


図 3.2.2-12 吉松観測室における地震計アレイの配置図. 上図:大アレイ (A, B, C 点), 下図:小アレイ (観測坑道 A 内部)

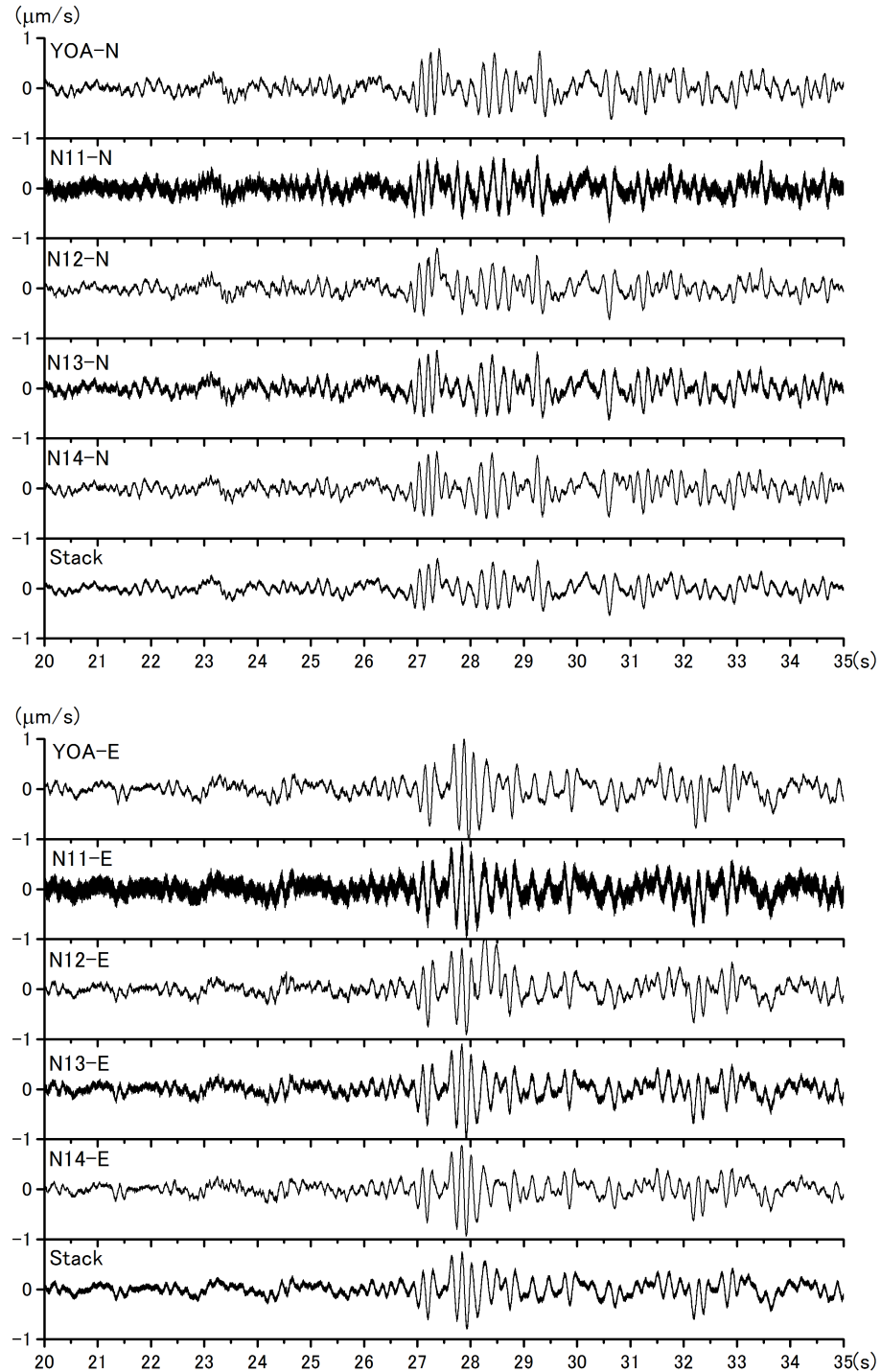


図 3.2.2-13 吉松観測室の地震計アレイによって観測された深部低周波地震の波形例. 上図:南北成分, 下図:東西成分. “Stack”はそれぞれ成分の記録を重畳して, ノイズを低減したものを示す. 地震は, 2018年01月17日10時28分37秒に北緯31.55833°, 東経130.62833°, 深さ28kmにおいて発生したM0.9のごく小規模な深部低周波地震である.

3.2.3 海底カルデラ地下構造探査手法の検討

【実施内容】

海底電磁気探査により、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、カルデラ構造を調査するため、鬼界カルデラ周辺海域を対象として、海底電位差磁力計の投入・回収と海底地形調査を行った。海底電位差磁力計の投入地点は、本研究の海底地形調査や鬼界カルデラで行っている総合的地球物理・地質調査の結果に基づき判断し、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、これまでに回収した海底電位差磁力計に収録された電磁場時系列データについて、地磁気地電流法に基づく初期的なデータ解析を行い、地下の比抵抗構造によって変化する電磁場応答関数の推定と、その後の1次元比抵抗構造の推定を行った。

【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の変化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を中心に、CTD 調査も含めた海底地形調査を行った。海底電位差磁力計の投入・回収、海底地形調査は、昨年度の10月と3月、本年度10月で実施した探査航海、および、本年度3月の探査航海にて継続的に実施している。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、海底地形調査や、同じ鬼界カルデラを対象に行っている反射法地震探査、遠隔操作型無人潜水機による海底観察、岩石採取の結果をふまえ、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。

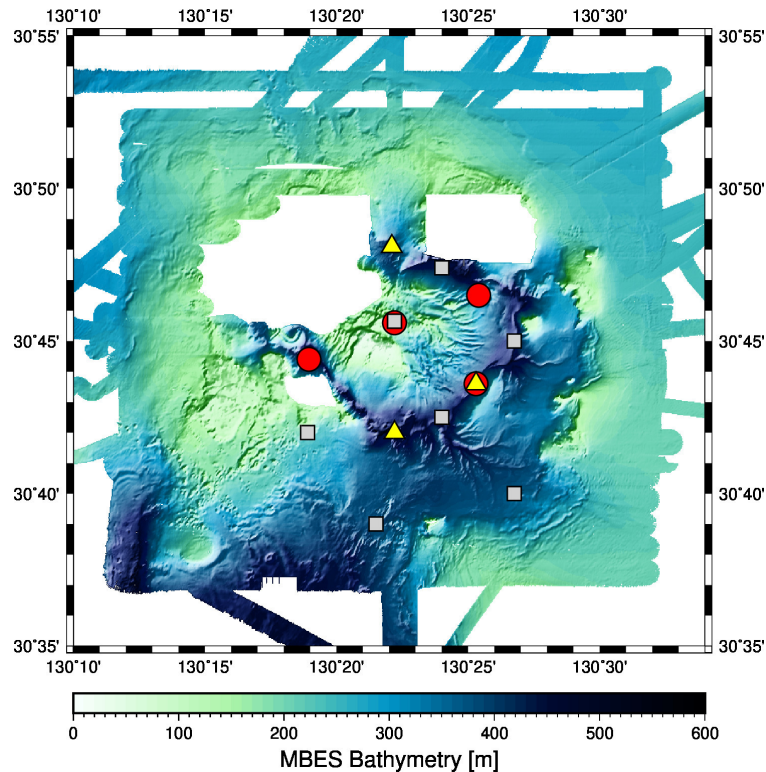


図 3.2.3-1 鬼界カルデラ海域の海底地形図と海底電位差磁力計と海底磁力計の設置位置

赤丸はこれまで設置・回収した海底電位差磁力計，黄三角はこれまで設置・回収した海底磁力計，灰色四角は現在設置中の海底電位差磁力計の位置を示す。海底地形は、これまでの探査航海で得たデータをまとめた 50m 間隔のデータである。

(2) 予察的な解析結果

海底電位差磁力計により得られた海底電磁場変動データの予察的な解析結果を示す。予察的解析に使用したデータは、図 3.2.3-2 の観測点(OBEM-2)で得られたデータであり、各種補正を施した時系列の海底電磁場データを図 3.2.3-3 に示した。この電磁場時系列データから、海底下の比抵抗構造分布、および、海底地形の起伏や海水・地下構造の比抵抗値コントラストによって変化する、周波数領域の電磁場応答関数 (MT インピーダンス、図 3.2.3-4) を推定した。この応答関数を利用して、データを取得した観測点下の 1 次元比抵抗構造 (深さ方向にのみ比抵抗値が変化する) を予察的に推定した (図 3.2.3-5)。今後、新たに得られた海底地形データも使用して、電磁気データに対する海底地形の影響の評価を行う。さらに、回収したばかりの海底電位差磁力計による海底電磁場変動データや現在観測中の海底電磁場変動データを加えることで、より複雑で詳細な 3 次元比抵抗構造の推定を来年度に行う。

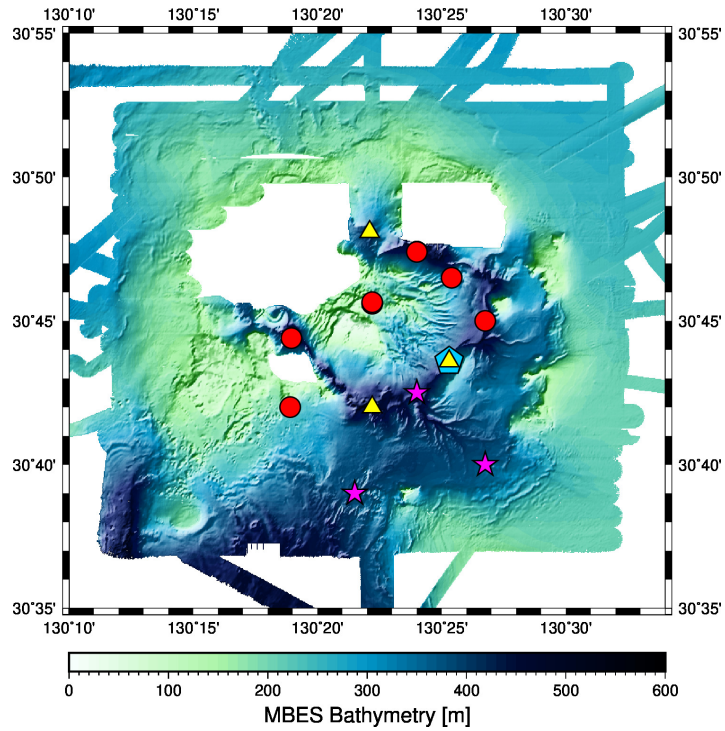


図 3.2.3-2 海底電位差磁力計と海底磁力計の観測点図（既出）のうち、予察的なデータ解析を行った観測点(OBEM-2)を水色五角形で示した、海底地形図。

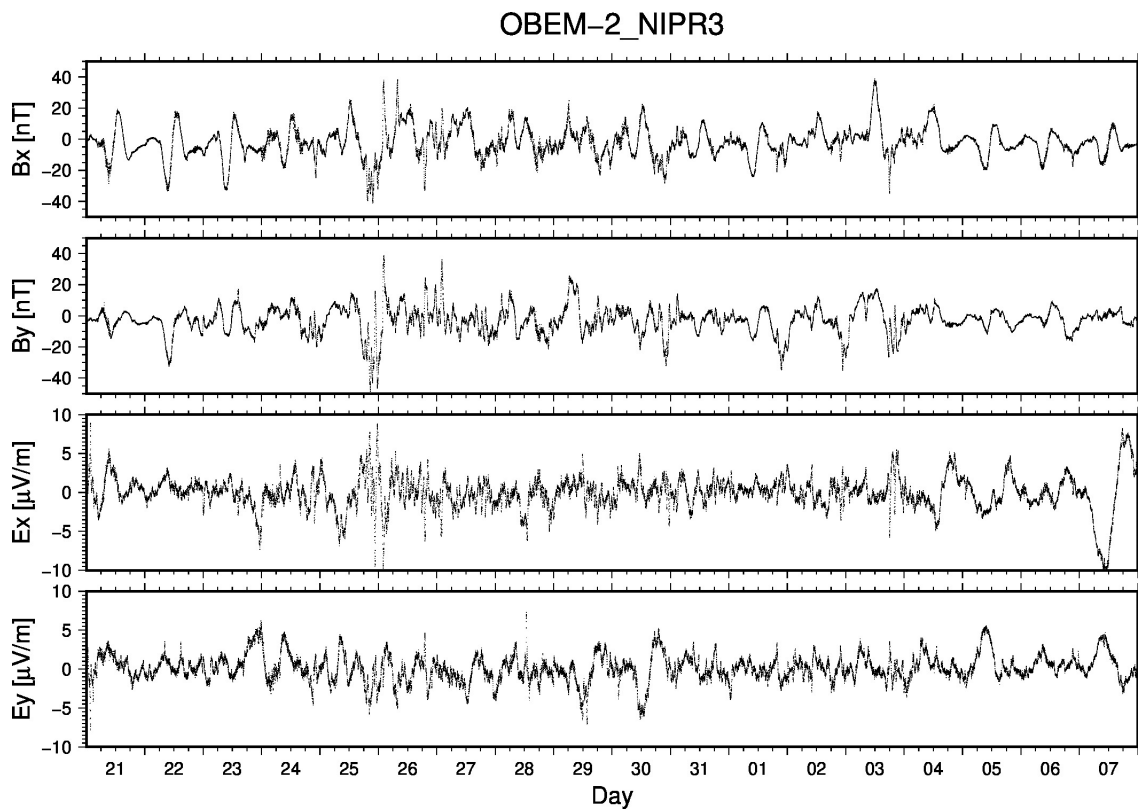


図 3.2.3-3 観測点 OBEM-2 の 2016/10/21 00:01:00 から 2016/11/08 00:00:00 までの 60 秒間隔の水平磁場・電場時間変動データ。X 軸が地理的北，Y 軸が地理的東を指す。地球磁場の主成分や、磁場・電場変動の 1 日以上長周期トレンド成分は除去している。

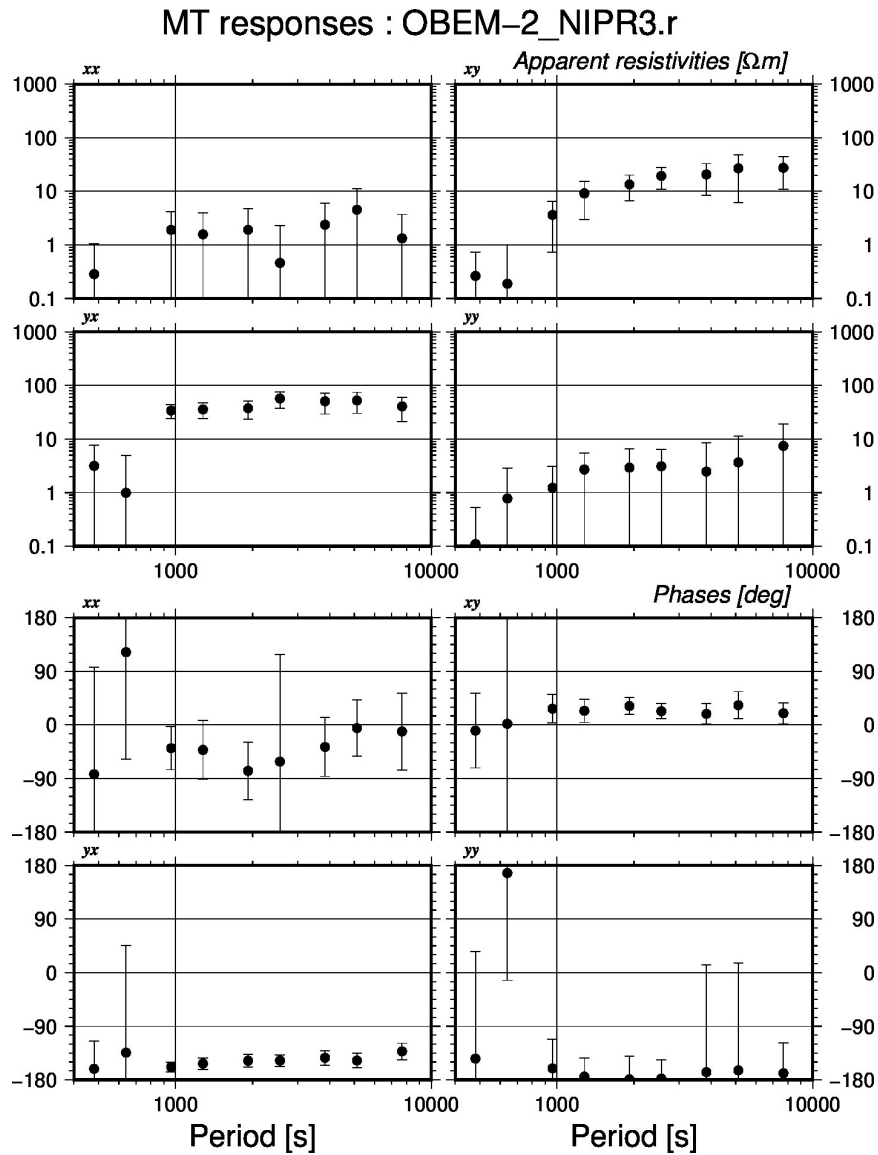


図 3.2.3-4 観測点 OBEM-2 のデータから予察的に計算した見かけ比抵抗と位相. エラーバーは 95% 信頼区間を示す. MT インピーダンスの推定は Chave and Thomson (2004)にもとづく. 60 秒間隔のデータを使用している.

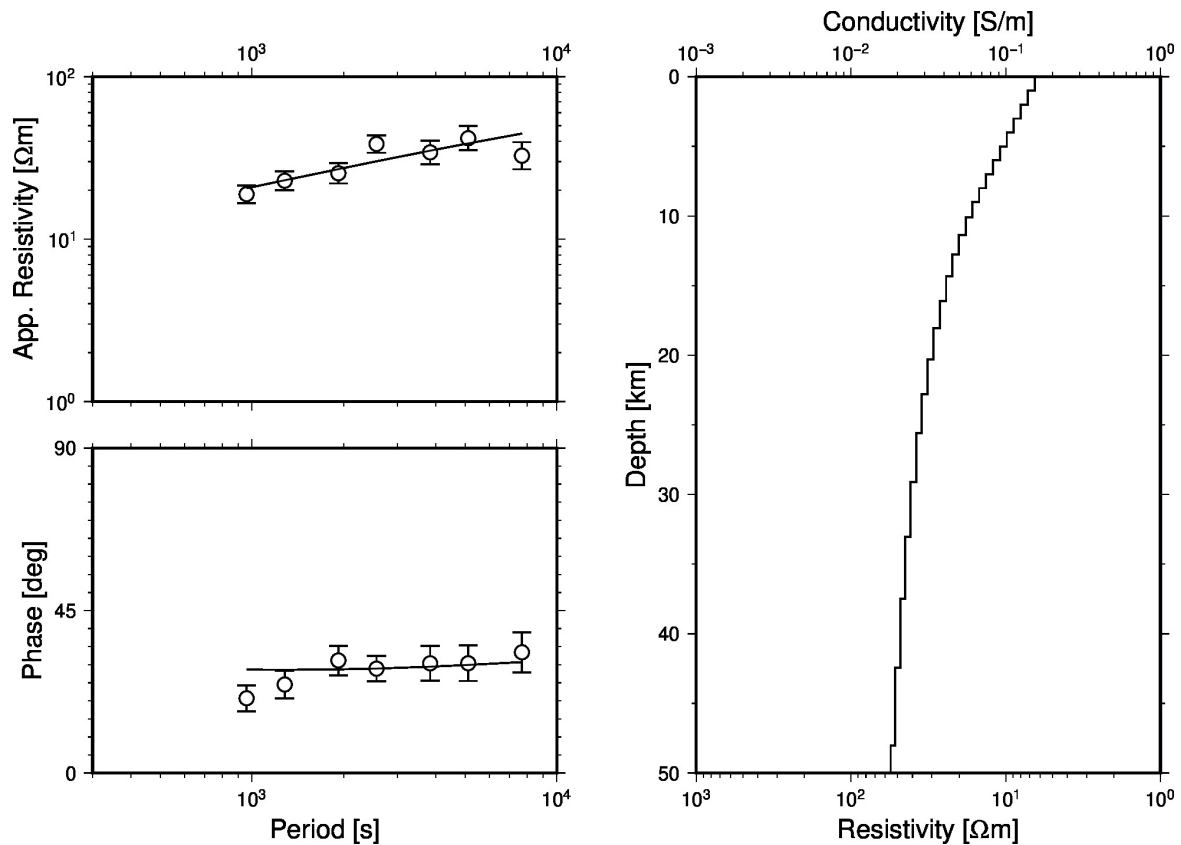


図 3.2.3-5 観測点 OBEM-2 の MT インピーダンスから計算した回転不変量 SSQ (the sum of the squared elements) インピーダンス (Szarka and Menvielle, 1997) と、それを入力データとし Occam のインバージョン (Constable et al., 1987) によって推定した 1 次元比抵抗構造. SSQ インピーダンスのエラーバーは 1 標準偏差の信頼区間を示す. インバージョンの RMS ミスフィットは 1.0 である.

文献

- Chave, A. D. and D. J. Thomson (2004), Bounded influence estimation of magnetotelluric response functions, *Geophys. J. Int.*, 157, 988–1006, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02203.x.
- Constable, S.C., R. L. Parker, and C. G. Constable (1987), Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics* 52(3), 289–300, doi:10.1190/1.1442303.
- Hata, M., S. Takakura, N. Matsushima, T. Hashimoto, and M. Utsugi (2016), Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure, *Geophys Res Lett*, 43(20), 10720-10727, doi: 10.1002/2016gl070315.
- Szarka, L. and M. Menvielle (1997), Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor, *Geophys. J. Int.* 129, 133–142.

3.3 干渉 SAR 解析の研究動向

【実施内容】

活動的カルデラの噴火可能性を把握するために、観測手法やデータの評価も重要である。この章では、衛星搭載の SAR (Synthetic Aperture Radar, 合成開口レーダ) データを用いた干渉 SAR 解析についての情報を主に文献調査や論文になる前にワークショップなどで発表される情報などをもとに整備した。

【研究成果】

地殻変動を捉えることのできる GNSS とは異なり、干渉 SAR (InSAR) は、面的な観測が可能であり、地上機器の設置も必要としない。火山活動や地震に伴う地殻変動、地滑り、氷床変動、大陸氷河流動、地盤沈下など広い分野で利用されている。従来の測地観測データに比べて、高密度の変位量データが得られることから、InSAR でなければわからなかったような地殻変動の微細構造も明らかになることも多い。衛星搭載の SAR データの利用は、広域にわたり現地観測が容易ではない場所において、有効である。衛星により取得されるデータは、センサの特性、観測面積、空間解像度、観測頻度、運用期間などさまざまな制限があるとはいえ、その特性である、広域性、周期性に加え、ある程度の期間にわたりデータがアーカイブされている点からも、時間変化をとらえる目的にかなっている。

衛星搭載の InSAR 解析の地殻変動の量と質は、過去 20 年間あまりに劇的に増加した (例えば, Elliott *et al.*, 2016)。当初, InSAR を用いた地殻変動への利用は研究段階であった。それは垂直基線長が長いことが多く、干渉解析可能なデータが限られていたことなどによる。また、現在に比べ、回帰日数が長く、空間分解能が低いため、変動量の大きな現象に限られていた。ERS-1/2 (1991-2000/1995-2011), JERS-1 (1992-1998), RADARSAT-1 (1995-2013) がこれらの段階に該当する。また、計算機資源が貧弱かつ高価であり、解析者の "腕の見せ所" によることも多々あった。ただし、ERS-1 による Landers 地震に伴う地殻変動が明らかにされた図が Nature の表紙を飾って (Massonnet *et al.*, 1993) 以来、この手法が注目されることになり、干渉 SAR を主な目的の一つとされる衛星の計画が次々と実施されることにつながった。この段階では、安定して干渉 SAR 解析を行うことができるようになり、火山噴火や地震などのイベントが起こった際に、それに伴う地殻変動をとらえることはある意味当然となった。例えば、通常の干渉 SAR 解析の火山地域への適用は、ある意味ではルーチンワークになりつつあり、現在 233 火山の変動に関する情報は、web 公開されている Fournier *et al.*, 2010; http://www.geo.cornell.edu/eas/PeoplePlaces/Faculty/matt/volcano_table.html)。また、時系列解析により sub-cm/yr 程度の地殻変動速度が得られるようになった (図 3.3-1)。ENVISAT (2002-2012), ALOS-1 (2006-2011), ALOS-2 (2014-), RADARSAT-2 (2007-), TerraSAR-X (2007-), Cosmo-SkyMed (2007-) などがこの段階に含まれる。今後計画されている衛星搭載の SAR は、広域の時系列解析を実現しようとしている。これらには、Sentinel-1 (2014-), ALOS-4 (2020?-), NISAR (2020?-), Tandem-L (2022?-) などが想定される。

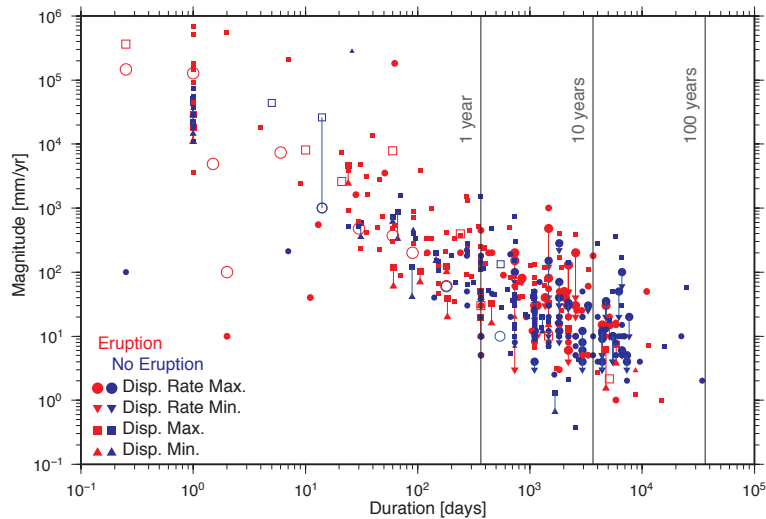


図 3.3-1 221 火山の 485 個のデータ（うち 358 個については InSAR の情報が使用されている）についての地殻変動速度とその継続期間（データは Biggs and Pritchard (2017) による。）。

最近では、自動解析も進み、LiCS (Looking inside the Continents from Space) [<http://comet.nerc.ac.uk/COMET-LiCS-portal/>], G-TPEP (Geohazards Thematic Exploitation Platforms) [<https://geohazards-tep.eo.esa.int/>], SARVIEWS (SAR Volcano Integrated Early Warning System) [<http://sarviews-hazards.alaska.edu/>] などにおいて、その結果が公開されている。例えば、SARVIEWS では、火山活動に関しては、VNS (The Volcano Notification Service. USGS がモニターしている火山が対象 [<https://volcanoes.usgs.gov/vns2/>]) の "Activity Notice emails" や、Smithsonian Institution Global Volcanism Program [<https://volcano.si.edu/>] の "RSS feed" をトリガーにして自動解析を実施している。

干渉 SAR は、GNSS などと比較して、観測時間間隔の長さが問題とされることが多い。しかし、2017 年 6 月 26 日の時点では、レーダが搭載された衛星により赤道では 8 時間、緯度 78 度では 1.68 時間に 1 度程度は観測することが可能とされている (図 3.3-2)。2014 年 8 月 17 日ではこの期待値は 9 時間であった。

しかし、変動が観測された場合、それが噴火へとつながるのかについては未だ明らかになっていない。図 3.3-1 に示すように、変動量が大きいイベントは短時間で収束し、噴火へとつながることが多いようにも見える。しかし、噴火をもたらす変動量あるいは継続時間の閾値を示すことは困難である。また、このコンパイルも全ての事象を含んでいるわけではないし、その時空間サンプリングは十分ではない。

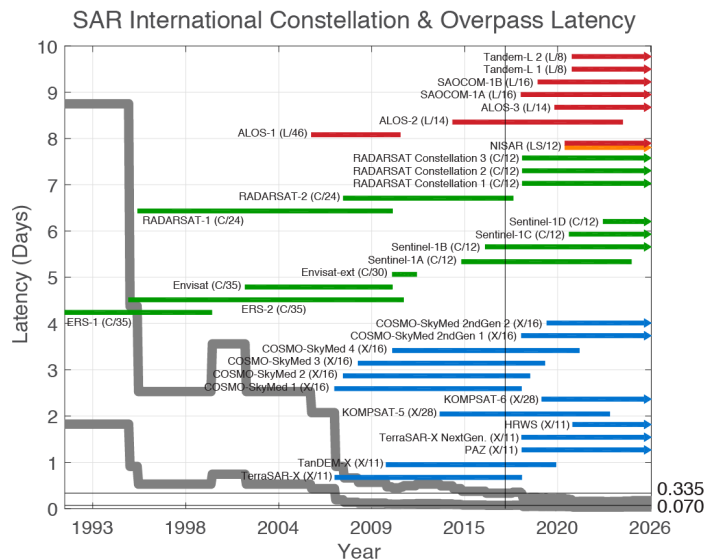
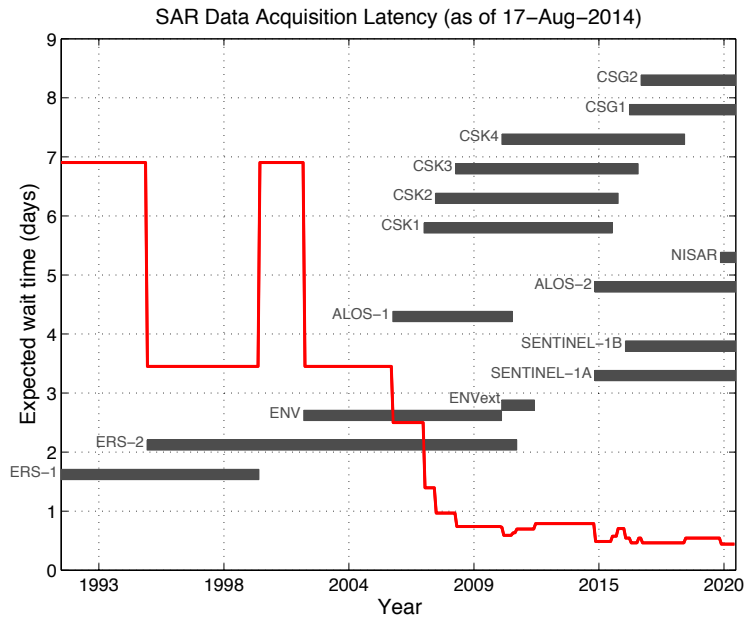


図 3.3-22 2014年8月17日と2017年6月26日時点における SAR 衛星の観測時間間隔の変遷 (Simons *et al*, 2015, Sag-Ho Yun, personal comm.) . 2017年時点の図の, 赤, 緑, 青, 橙色は, それぞれ L-, S-, C-, X-band のデータを, 灰色の太線の数字, 0.335 と 0.070, はそれぞれ赤道と緯度 78 度における期待値を表す.

現地調査を行うことなく, 面的に, ある程度の期間の地表変動モニタリングが可能である干渉 SAR は, 火山体の変動源の位置や体積変化の推定に有効である. 時系列解析を行うことのできるデータが蓄積 (~数年) すれば, その精度は向上する. 1991 年の ERS-1 の打ち上げ以来, 四半世紀以上経過し, 定常的に火山地域において干渉 SAR 解析が行われるようになった. 干渉 SAR 解析は, 噴火などのイベントに関してはツールの一つとして使用されるようにはなったが, 噴火の間隔など火山活動のサイクルに比べると, 観測期間はきわめて短い. 今後計画されている新たな SAR 衛星によりさらに新しい知見が得られることが期待される. しかし一方, いかなる

変動が噴火へとつながるのかについては未だ明らかになっていない。

文献

- Biggs, J., and Pritchard, M.E. (2017) Global Volcano Monitoring: What Does It Mean When Volcanoes Deform?. *Elements*, 13, 17-22.
- Elliott, J. R., Walters, R.J., and Wright, T.J. (2016) The role of space-based observation in understanding and responding to active tectonics and earthquakes. *Nat. Commun.* 7, 13844 doi: 10.1038/ncomms13844.
- Fournier, T.J., Pritchard, M.E., and Riddick, S.N. (2010) The duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New InSAR results from Latin America and a global synthesis. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q01003, doi:10.1029/2009GC002558
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., and Rabaute, T. (1993) The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364, 138-142.
- Simons, M., Owen, S., Hua, H., Yun, S.-H., Agram, P., Sacco, G.F., Webb, F., Rosen, P., Lundgren, P., Fielding, E., Manipon, G., Moore, A., Liu, Z., Milillo, P., Riel, B., Milillo, G., Cruz, J., Polet, J., Samsonov, S. (2015) Using SAR and GPS (and Optical) for Hazard Management and Response: Progress and Examples from the Advanced Rapid Imaging and Analysis (ARIA) Project. ESA FEINGE Conference, Frascati, Italy, 23-27 March.