

(2) 活動的カルデラ火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査

(2) 1. 始良カルデラの火山性地殻変動データの蓄積

桜島の1914年の噴火（大正噴火）においては、約 1.3km^3 の溶岩と約 0.5km^3 の軽石や火山灰が噴出した（石原・他、1981）。この噴火の後に行われた水準測量によって、南九州一帯で地盤の沈降が広く観測された。特に始良カルデラ周縁部で沈降が顕著で、始良カルデラ西縁の大崎ノ鼻（BM2474）では鹿児島市街部（BM2469）に対して約70cmの沈降が観測された。この地盤沈降の中心は始良カルデラ中央部にあると考えられている（Omori, 1918 ; Mogi, 1958）。大正噴火の後、始良カルデラ周辺では地盤の隆起が観測された。佐々（1956）は、1891年に行われた最初の測量から大正噴火の直前まで地盤が隆起し大正噴火に伴って約1mの地盤沈降が発生したと考えた。さらに佐々は、大正噴火直後から再び隆起に転じた地盤が約 0.2km^3 （石原・他、1981）の溶岩を流出した1946年の噴火（昭和噴火）で約7cmの沈降を生じたと推定した（図2-1-1-1）。

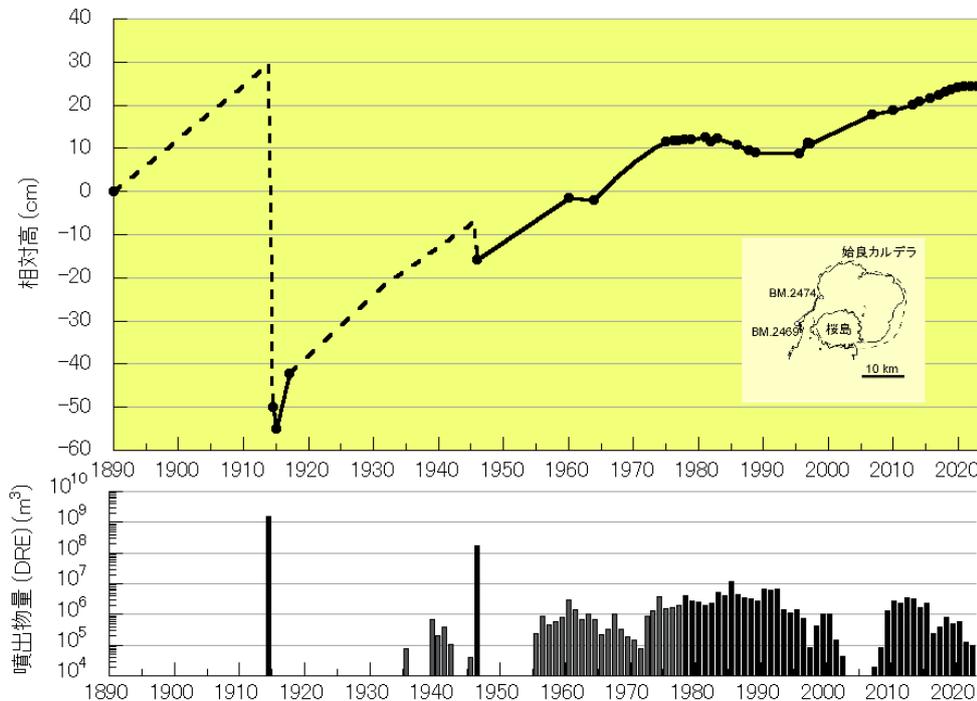


図 2-1-1-1. 始良カルデラ西縁の BM2474 の BM2469（鹿児島市）に対する相対上下変動および桜島の噴火による噴出物量の時間変化。

昭和噴火以後は始良カルデラ周辺の地盤は再度隆起に転じ、1955年に始まった桜島南岳の山頂噴火活動が特に活発であった1974年から1992年ごろには隆起の停滞やわずかな沈降が観測された。さらに、1993年ごろから桜島の噴火活動は静穏になり、それに伴って地盤の隆起や地盤の膨張を示す水平変動が観測されている（江頭・他、1998a, b）。始良カルデラ周辺のこうした地殻変動の特徴から、桜島火山へのマグマの主な供給源となるマグマだまりは始良カルデラ中央部の地下およそ10kmにあると考えられている。

1990年代以降、GPS/GNSSが地盤変動観測に利用されるようになり、水平変位および上下変位を連続的に観測することが可能になった。始良カルデラ周辺におけるGPS連続観測によって水平変位が始良カルデラ中央部を中心にした放射状のパターンを示すことが明らかになった

(Kriswati and Iguchi, 2003)。井口・他(2008)は、1996年から2007年までの期間のGPS観測で得られた地殻変動データから茂木モデルによる圧力源の位置を始良カルデラの中央部の深さ11km、体積変化量を $8 \times 10^7 \text{ m}^3$ と見積もった。

このように、地盤変動観測結果に圧力源モデルを適用することによってマグマだまりにおける体積変化量を求めることができる。これに桜島の噴火によって放出された噴出物量を加えることでマグマだまりへのマグマの供給量を見積もることができる。このような方法で始良カルデラ下のマグマだまりへのマグマ供給率はおよそ $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ (加茂・石原, 1980) ないし $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ (Ishihara, 1981) と見積もられている。さらに井口(2006)は1993年以降のマグマ供給は変動があるものの平均すると $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ の割合でマグマだまりへのマグマの供給が続いていたことを示した。

以下では、始良カルデラ周辺の地殻変動観測網の維持・強化について述べ、次に2018年11月から2021年11月の期間についてGNSS観測で得られた水平変動からテクトニックな定常的変動の影響を除いたデータと水準測量による上下変位データを統合する形で従来より広範囲のデータを用いて始良カルデラ下の圧力源の位置と体積変化量を求めた結果を報告する。また、有限要素法モデルを用いて始良カルデラ下の地殻変動圧力源の形状について検討した結果を示す。さらに桜島からの噴出物量を考慮した始良カルデラ下へのマグマ供給量の見積もりを示す。

(2) 1.1. 始良カルデラ臨時 GNSS 観測点の拡充と維持

a) 既設 GNSS 観測点における観測の継続

本課題では、原子力規制庁が「原子力施設等防災対策等委託費（火山影響評価に係る技術的知見の整備）事業」により設置した観測点および本課題により整備した観測点における GNSS 観測を引き続き維持することとしている（図 2-1-1-2）。

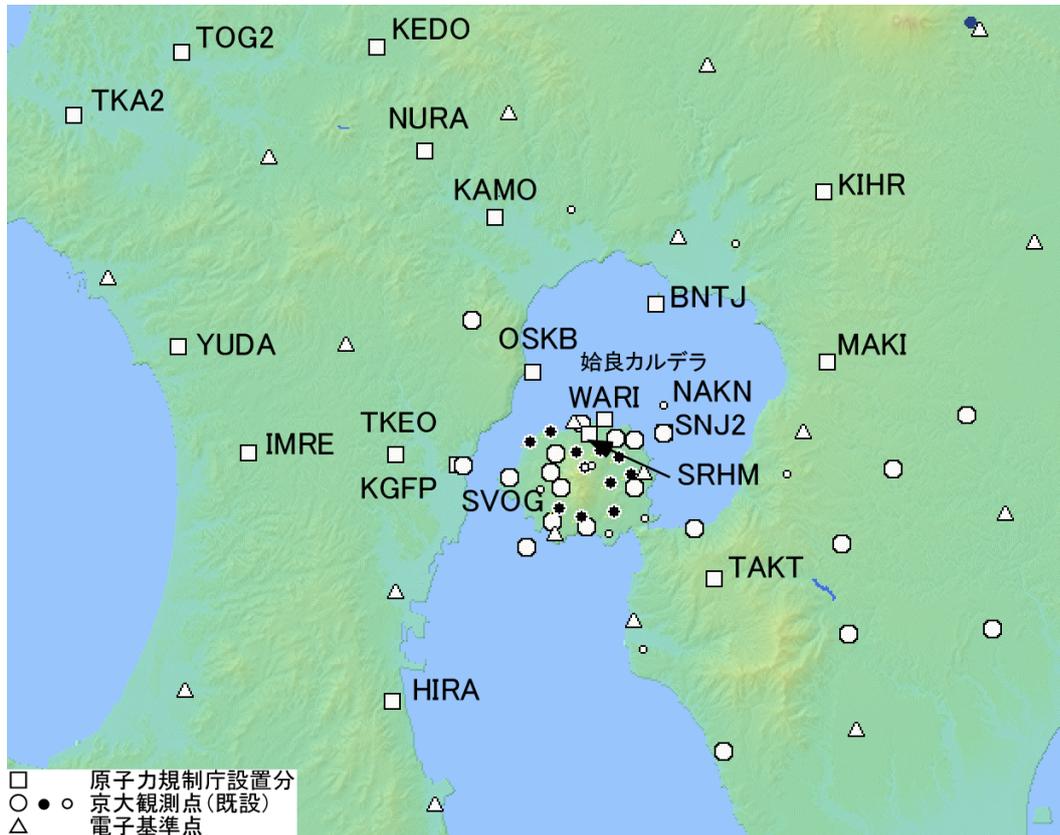


図 2-1-1-2. GNSS 観測点の位置。

これらの観測点での観測は順調で、長期の欠測は生じていない。また、現地での定期点検においても機器の動作状況や設置状況等に異状はみられなかった。2021 年度に購入した Septentrio 社製の受信機のハングアップの発生については、ファームウェアの不具合が原因と判り保有する同型機すべてのファームウェア更新を行った。また、NURA 観測点において受信機の LAN インターフェイスの故障が発生し修理を行った。修理期間中は予備の受信機を用いて観測を継続した。原子力規制庁および京都大学が設置した GNSS 観測点で得られた観測データは、SVOG を基準点として基線解析を行い、1 日毎の各観測点の位置データが蓄積されている。得られた位置データの例として、図 2-1-1-3 に 2019 年度から 2021 年度にかけて設置した 7 観測点の日毎の位置を示す。季節変化が認められるものの、日毎の測位結果は概ね安定している。図に示した 7 観測点のうち、KGFP および KIHR は既設建物の屋上に設置し、その他の 5 観測点は地表に設置したものである。

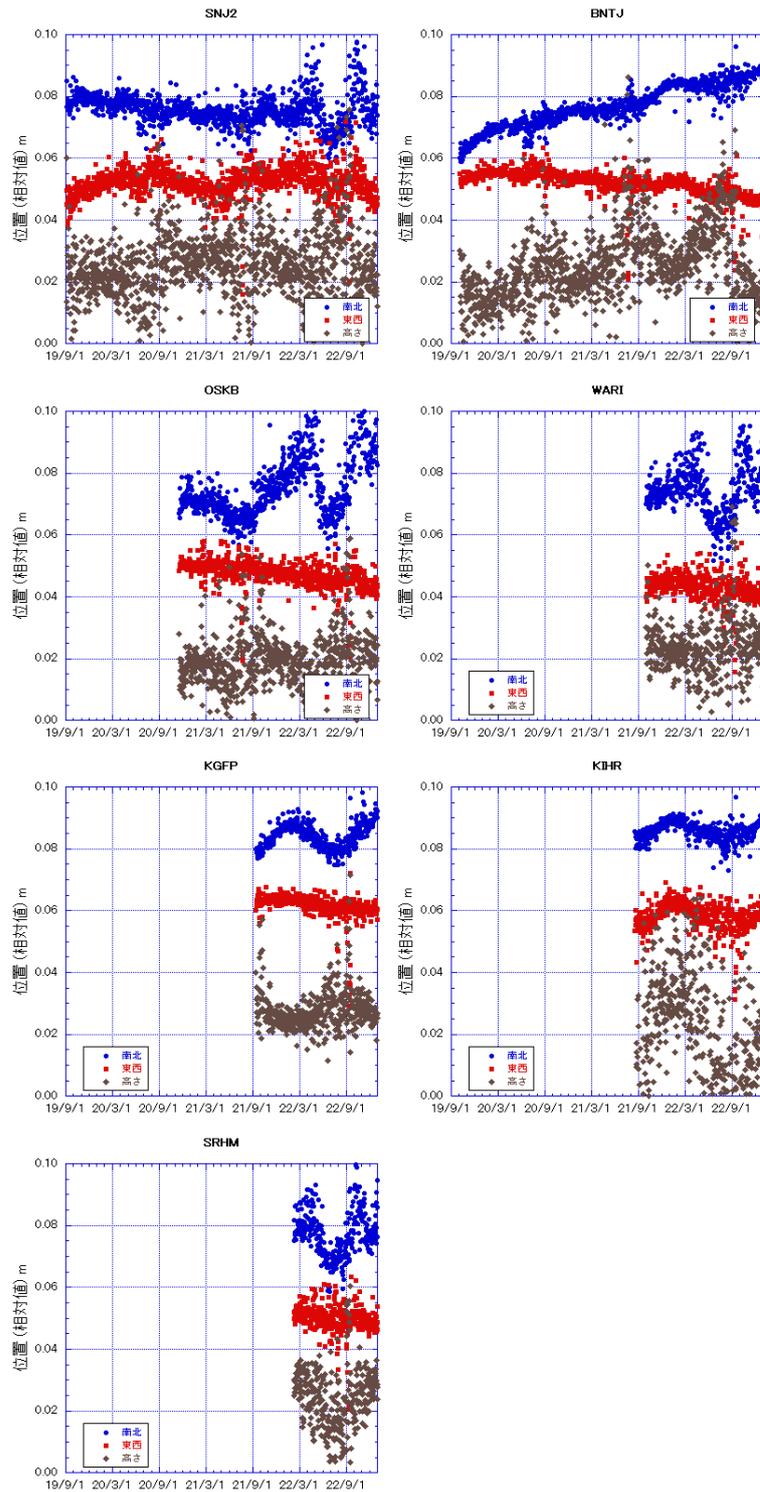


図 2-1-1-3. SVOG を基準点として求めた SNJ2、BNTJ、OSKB、WARI、KGFP、KIHR および SRHM 観測点の日毎の位置。

SNJ2 および BNTJ においては、水平および上下方向の位置変化のトレンドが設置後 1 年程度までとそれ以降では異なっている傾向が認められる。設置後 1 年程度までの両観測点の位置変化は、アンテナピラー埋設後に周辺の比較的軟弱な地盤が落ち着く過程を示していることが考えら

れ、地殻変動を正しく反映していない可能性がある。一方 OSKB 観測点ではこのような傾向はみられない。WARI および SHRM 観測点においては、1m 立方のコンクリート製基礎を設けたうえでアンテナピラーを設置しており、今のところ SNJ2 や BNTJ のような不規則な位置変化は認められないが、観測期間がまだ短いため今後の検討を要する。

TKEO 観測点および MAKI 観測点はいずれも鹿児島県立高等学校の校舎屋上に設置した観測点であるが、2021 年度に校舎の防水工事の実施に伴って観測機器を一時撤去してほしいとの要請があった。そこで、防水工事の範囲外に仮設の観測点を設置し、既設観測点との接続のために並行観測を行った後に、既設観測点の機器を一時撤去し、仮設観測点で観測を継続した。2021 年度末の防水工事完了後に観測機器を再設置し、接続のための仮設観測点との並行観測を実施した。TKEO 観測点（鹿児島県立武岡台高等学校）においては、2021 年 9 月 2 日に既設観測点の観測機器一時撤去作業を実施した。防水工事完了後の 2022 年 3 月 25 日に既設観測点に観測機器を再設置した（図 2-1-1-4）。GNSS アンテナ基台は撤去せず残置することが可能であったため、再設置の際、一時撤去前と同じ位置にアンテナを設置することができ、再設置後の仮設観測点との並行観測の結果からもアンテナが一時撤去前と同じ位置に設置されていることが確認できた。



図 2-1-1-4. 機器再設置後の TKEO 観測点（TKEO）。

MAKI 観測点（鹿児島県立福山高等学校）においても、2021 年 9 月 21 日に仮設観測点の設置作業を実施し、その後並行観測を経て 2021 年 12 月 14 日に MAKI 観測点の機器を撤去した。MAKI 観測点ではアンテナ基台を撤去する必要があったため、工事終了後に現地の下見を実施しアンテナ設置方法の検討やアンテナ基台の製作を経て、2022 年 7 月 27 日に機器再設置作業を実施した（図 2-1-1-5）。MAKI 観測点には仮設観測点で運用していたセプトリオ社製の GNSS 受信機 PolaRx5e およびアンテナ PolaNt-x MF を設置し、仮設観測点にはライカジオシステムズ社製 GR30 受信機および AR10 アンテナを設置した。仮設観測点との並行観測は 2022 年 10 月 17 日まで実施し、機器一時撤去前に実施した並行観測結果と合わせてこれまでの MAKI 観測点および仮設観測点（MAK2）と十分な精度で接続可能なデータが得られた。



図 2-1-1-5. 再設置後の MAKI 観測点 (MAKI)。

b) 新島北方の中ノ島におけるキャンペーン観測の実施

2022年11月28日から12月2日の期間、新島北方の中ノ島において、既設のベンチマークを利用したキャンペーン観測を行った(図2-1-1-6)。使用した機器はライカジオシステムズ社製GNSS受信機System500および同社製アンテナAT502で、欠測等はなく所期の観測データが得られた。



図 2-1-1-6. 中ノ島 (NAKN) における GNSS キャンペーン観測の機器設置状況。

中ノ島観測点 (NAKN) で得られた上下変動量を図 2-1-1-7 に示す。NAKN では 2010 年 11 月に対して 5cm 余の隆起が観測され、2021 年からは 3mm の隆起を示している。近隣の京都大学の連続観測点 (FUTG) および電子基準点 (960719) と比べてみると、変動のパターンが互いによく似ていることから本観測点におけるキャンペーン観測の信頼性は高いと考えられる。

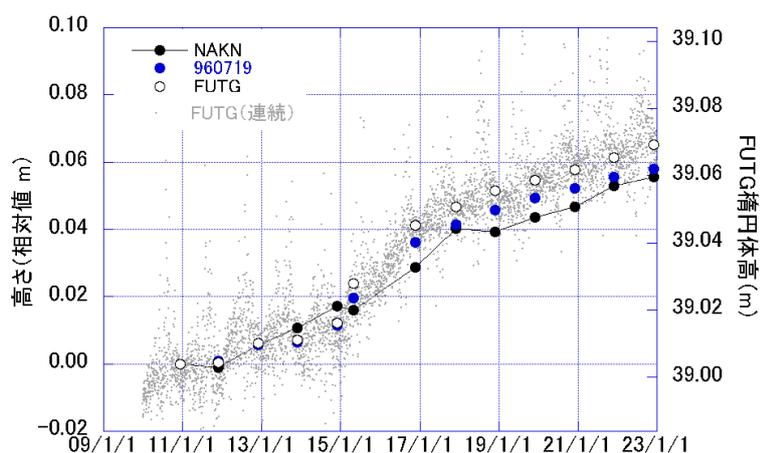


図 2-1-1-7. キャンペーン観測による NAKN（黒丸）の上下変動
電子基準点 960719（青丸）、FUTG（白丸、灰色の点は連続観測）をあわせて示した。

c) GNSS 連続観測による始良カルデラ周辺の地殻変動

始良カルデラ周辺のより広域の地殻変動を把握するため、原子力規制庁および京都大学の GNSS 連続観測点に加えて始良カルデラ中央部から概ね 60km 以内に位置する国土地理院の電子基準点を合わせた 90 点余りの観測データを用いて、始良カルデラ中央部から約 80km 離れた甕島に位置する国土地理院の電子基準点 950487（鹿島）を固定点とした基線解析を行い、2017 年以降の各観測点の日々の位置を算出している。基線解析には Leica Geo Office ソフトウェアを使用した。基線解析においては精密暦を使用し、電離層モデルおよび対流圏モデルはそれぞれ computed model および computed とした。求められた観測点毎の日々の位置から外れ値を除外し、斎藤・井口（2006）が示した水蒸気圧と相対位置の比を用いる気象補正を適用した。補正には、鹿児島地方気象台における日毎の蒸気圧（気象庁、2022）を用いた。基線解析結果の例として、原子力規制庁が設置した観測点で得られた気象補正後の日毎の位置を図 2-1-1-8 に示す。

いずれの観測点でも、気象補正によって軽減されてはいるものの年周変化と考えられる変化が認められるが、霧島火山周辺の観測点を除いて、位置変化の方向に大きな変化はみられず比較的単調な変動を示す。

一方、霧島火山周辺では、図 2-1-1-8 に示した 950486 を例にとると、2019 年初め頃を境に変動のトレンドが変化するとともに変動量も小さくなる。また、霧島火山で噴火が発生した 2018 年 3 月 6 日前後に位置のギャップが認められる。同様の変動は 960714（えびの）や 021087（都城 2）、YOSG などでも認められる。このことから、2019 年初め頃までの地殻変動には霧島火山地下の圧力源による変動が含まれていると考えられる。

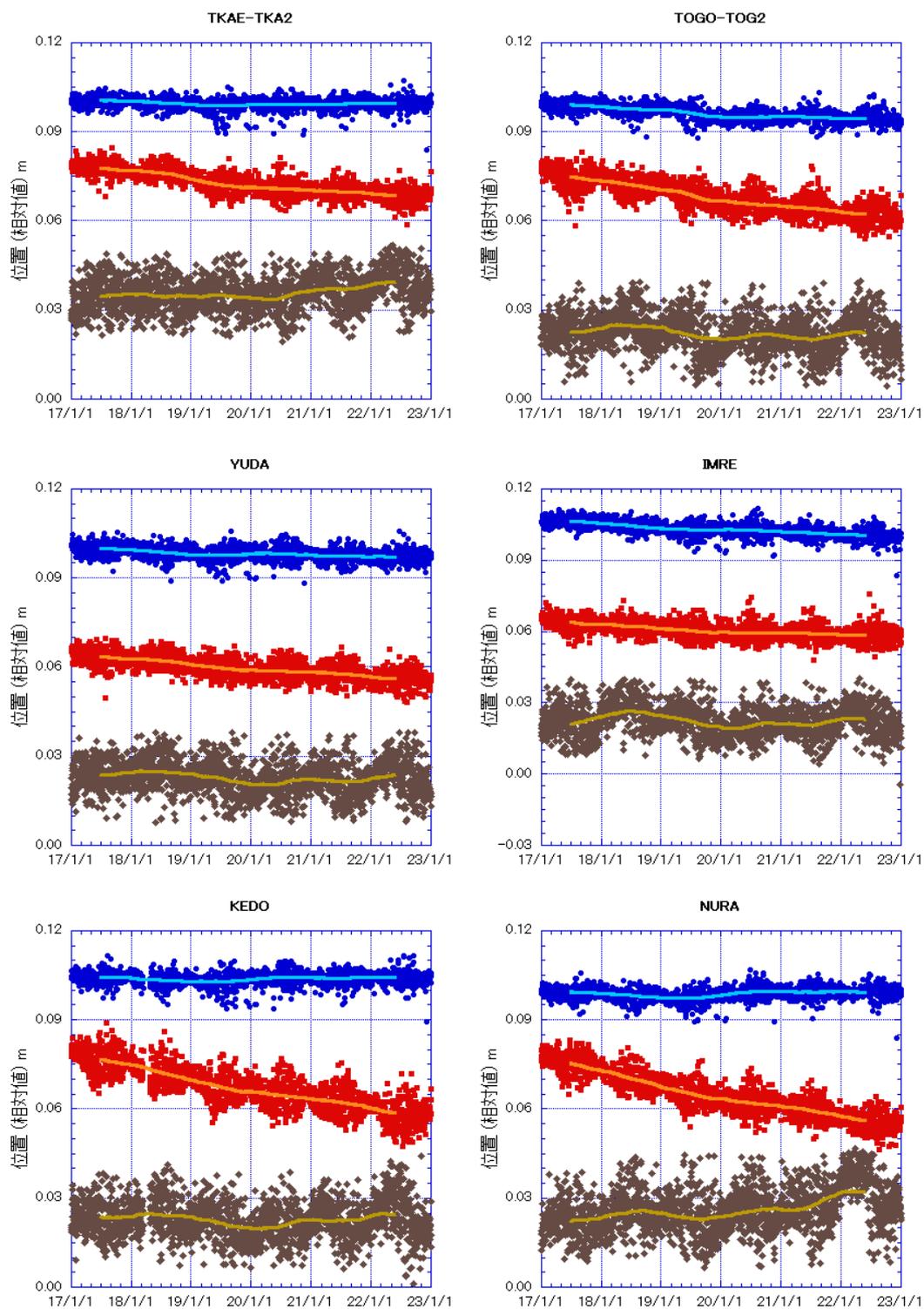


図 2-1-1-8. 2017 年-2022 年の GNSS 観測点の位置の時間変化（基準点：電子基準点 950487）。各観測点の日々の位置の南北（青色）、東西（赤色）、上下（茶色）成分とそれぞれの 365 日移動平均。値は相対値でそれぞれ北、東、上が正の値をとる。TKA2 および TOG2 はそれぞれ TKAE および TOGO を移設したもので移設前後の差分を補正している。

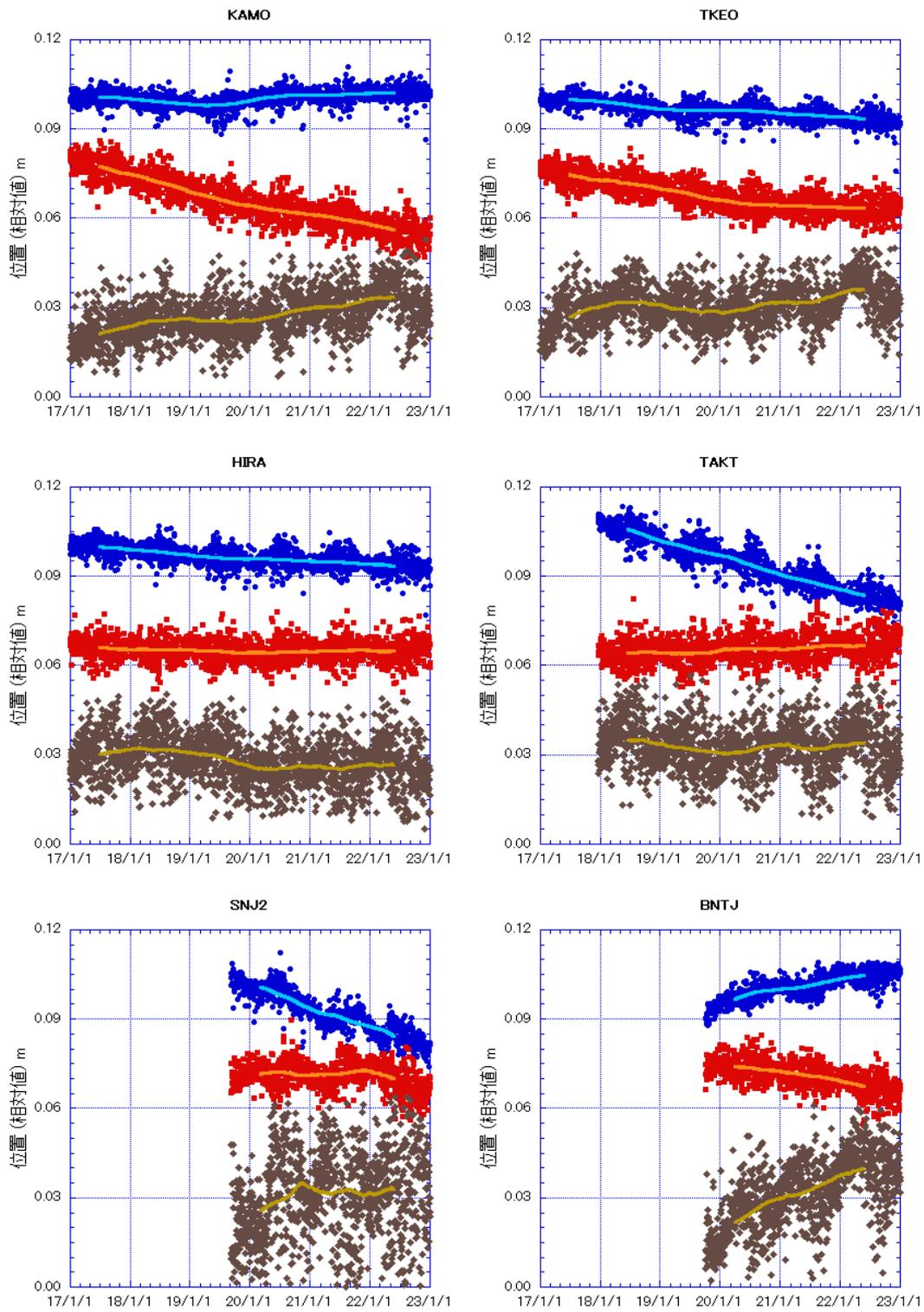


図 2-1-1-8 (続き)。TKEO には差分を補正した仮設点での観測結果が含まれる。

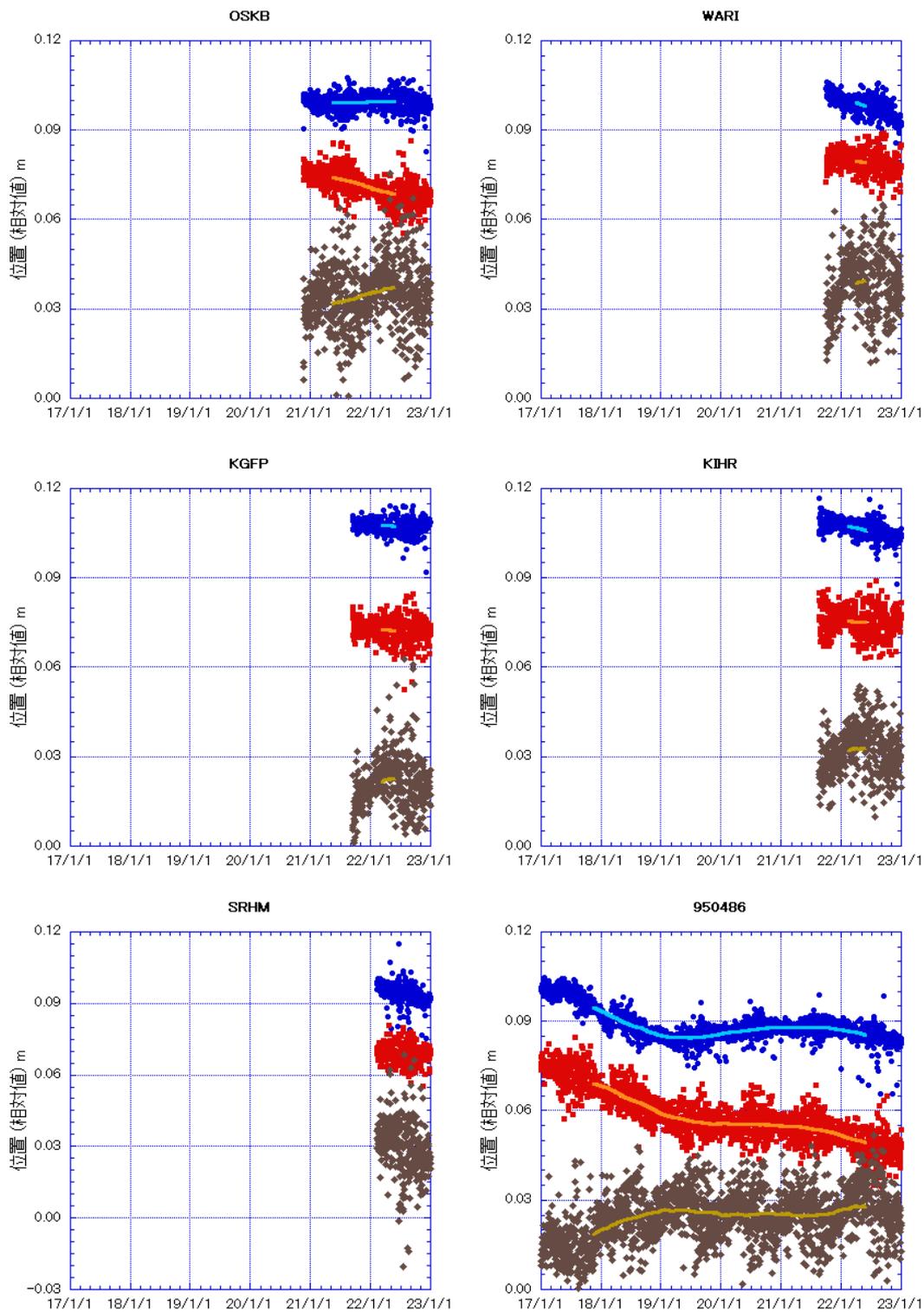


図 2-1-1-8 (続き)。950486 は国土地理院電子基準点 (牧園)。

その後 2022 年初めから半ば頃まで再び霧島火山周辺の観測点において 2019 年初め以前と同様の変動のトレンドがみられた。そこで、霧島火山の活動による影響が少ないと考えられる 2019 年 11 月および 2022 年 11 月の日々の位置の平均の差から各観測点の位置の変化量 (変位) を求

めた。なお、2019年11月の時点で未設置の観測点および観測点設置直後の局所的な変動が認められたSNJ2およびBNTJ観測点は除外した。図2-1-1-9はこうして求めたGNSS観測点の変位を地図上にプロットしたものである。水平変位をみると、全体として北東-南西方向に伸長するようなテクトニックな広域変動（渡部・田部井、2004）が支配的であるが、始良カルデラの近傍ではそれとは異なる傾向がみられ、火山性地殻変動を反映していると考えられる。上下変位においては、始良カルデラ周縁部で隆起する傾向が認められる。なお、GNSSによる上下変位の決定精度は水平変位に比べて劣るため、(2)1.2.c節で示す圧力源解析では同時期に行われた水準測量の結果を使用する。

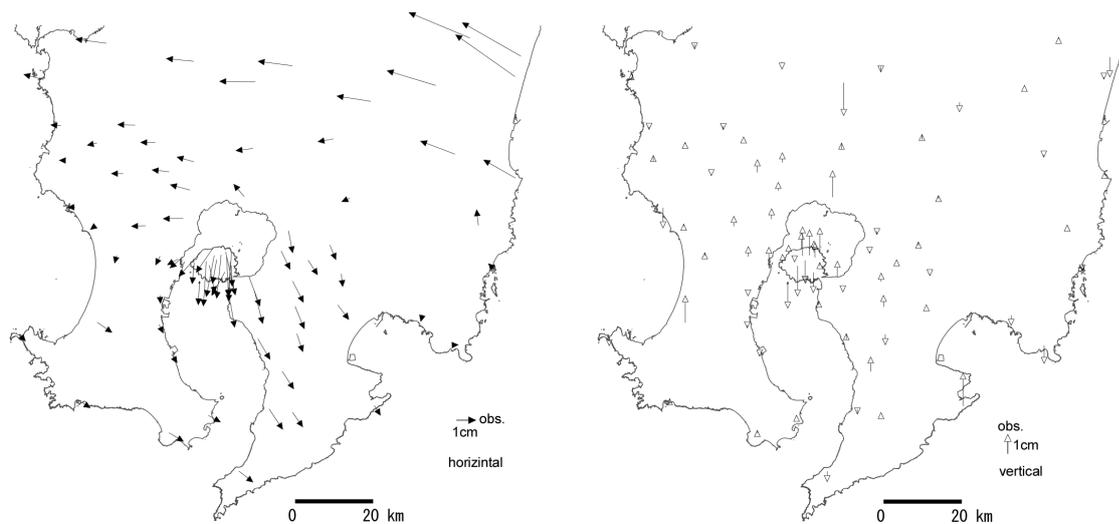


図2-1-1-9. GNSS基線解析による2019年11月-2022年11月のGNSS観測点の水平変位（左）および上下変位（右）。電子基準点950487を固定点として求めたもの。見やすさのため桜島内の観測点は一部を省略した（以降の図も同様）。

広域の変位データから火山性地殻変動を検出するには、テクトニックな変動の影響を除く必要がある。Takayama and Yoshida(2007)はこのようなテクトニックな広域水平変動を緯度と経度の一次多項式によって表した。微小な火山性地殻変動を検出するため、本稿ではこれを拡張し、テクトニックな地殻変動を観測点の緯度と経度の三次多項式で近似することにした。すなわち、

$$\begin{aligned}
 T_x &= \sum_{n=1}^3 (a_{1n}\Delta\varphi^n + b_{1n}\Delta\lambda^n) + c_1 \\
 T_y &= \sum_{n=1}^3 (a_{2n}\Delta\varphi^n + b_{2n}\Delta\lambda^n) + c_2
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

ここで、 T_x 、 T_y は変位の東西および南北成分、 $\Delta\varphi$ 、 $\Delta\lambda$ は観測点の経度および緯度の固定点との差である。図2-1-1-9右図に示した各観測点の水平変位ベクトルから、火山性地殻変動の影響が大きいと考えられる桜島内および霧島周辺（図2-1-1-10左図の破線内）を除き(1)式に近似することでテクトニックな広域地盤変動による水平変位ベクトル（同図の赤矢印）を求めた。

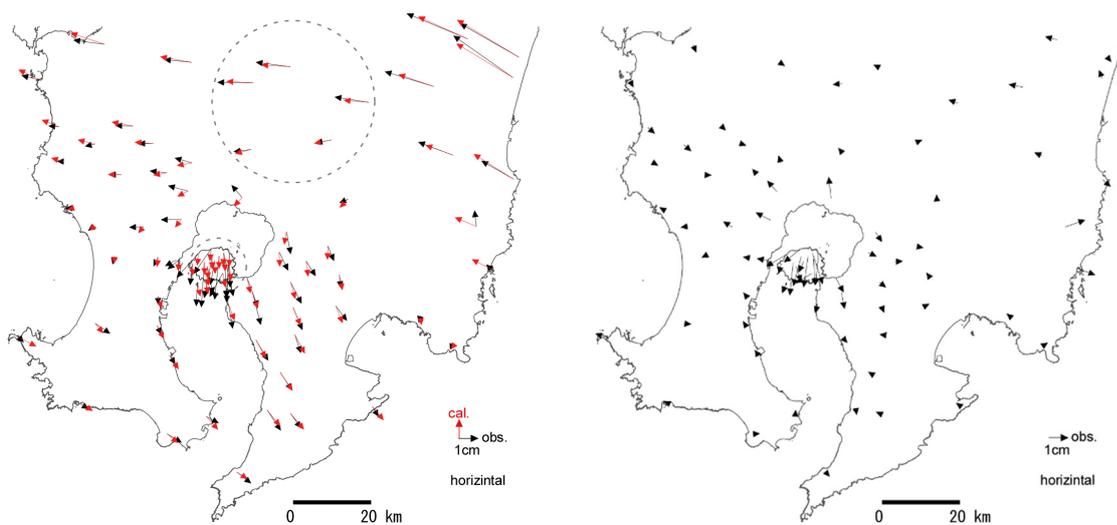


図 2-1-1-10. GNSS 基線解析による 2019 年 11 月–2022 年 11 月の GNSS 観測点の水平変位
 左図：テクトニックな変動を補正する前の変位（黒矢印、図 2-1-1-9 に示したものと同一）および三次多項式近似によるテクトニックな水平変位（赤矢印）。
 右図：テクトニックな広域地殻変動の影響を除去した GNSS 観測点の水平変位

ここで求めたテクトニックな地殻変動による水平変位ベクトルを観測値から引くことでその影響を補正した。このような補正により、始良カルデラ近傍で地盤が伸長する傾向が明瞭にみられる（図 2-1-1-10 右図）。始良カルデラ周辺の地盤の膨張は 2019 年以降においても継続していると考えられる。なお、補正後の水平変位には 2022 年前半の霧島火山の圧力源による影響を明瞭に判別できないためこれに対する補正は行わず、(2) 1. 2. c 節で示す圧力源解析ではここで得られた水平変位データを用いる。

(2) 1. 2. 始良カルデラ下の圧力源解析

a) 圧力源解析に使用した圧力源モデル

始良カルデラ下の圧力源解析には、圧力源モデルとして半無限均質弾性媒質中の微小球状圧力源（いわゆる茂木モデル、Mogi, 1958）を用いた。深さ D にある半径 a の微小球状圧力源の圧力増加 ΔP による水平距離 r の地点における水平変位 U_r 及び上下変位 U_z は以下のように記述される。

$$\begin{aligned}
 U_r &= K \frac{r}{(D^2+r^2)^{\frac{3}{2}}} \\
 U_z &= K \frac{D}{(D^2+r^2)^{\frac{3}{2}}} \\
 K &= \frac{3}{4\mu} a^3 \Delta P
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

ここで μ は媒質の剛性率、 K は圧力源の強度を表す係数である。圧力源における体積変化量 ΔV は Delaney and McTigue (1994) により、

$$\Delta V = \frac{4\pi K}{3} \quad (3)$$

となる。

圧力源解析では、このモデルを使用して圧力源の位置および体積変化量を未知パラメータとして、観測値とモデルによって計算される変位の差の二乗和が最小となるパラメータをグリッドサーチによって決定した。以下では、GNSS キャンペーン観測で得られた水平変位データを用いた圧力源解析、および図 2-1-1-10 右図に示した GNSS 連続観測点の水平変位データと、水平変位の解析期間とほぼ同時期に実施された水準測量で得られた上下変位データを統合する形で用いた圧力源解析の結果を示す。

b) GNSS キャンペーン観測による圧力源の同定

ここでは、2015 年以降の GNSS キャンペーン観測で得られた水平変位データを用いた圧力源解析結果について報告する。GNSS キャンペーン観測は、表 2.1-2-1 に示した期間に実施され、中ノ島を含むキャンペーン観測点に加えて、原子力規制庁および京都大学防災研究所の GNSS 連続観測点、さらに国土地理院の電子基準点においてキャンペーン観測実施期間に得られた観測データから、基線解析によって各観測点の位置を求め、2 年以上の期間を対象にして得られた水平変位データを基に圧力源の位置と体積変化を求めた。

表 2-1-2-1 GNSS キャンペーン観測の実施期間と連続観測点をあわせた観測点数

観測期間 (UT)		観測点数	サンプリング間隔
2015 年	11 月 23 日～11 月 26 日	49	1 秒
2016 年	11 月 21 日～11 月 24 日	58	1 秒
2017 年	11 月 27 日～11 月 30 日	63	1 秒
2018 年	11 月 26 日～11 月 29 日	65	1 秒
2019 年	11 月 25 日～11 月 28 日	68	1 秒
2020 年	11 月 30 日～12 月 3 日	69	1 秒
2021 年	11 月 29 日～12 月 2 日	68	1 秒
2022 年	11 月 28 日～12 月 1 日	68	1 秒

モデルの未知パラメータは、圧力源の位置（東西、南北、深さ）および体積変化量とし、それぞれの観測点の変位の観測値とモデルから予測される値の差の二乗和が最小になるようこれらの未知パラメータをグリッドサーチによって決定した。グリッドサーチにおいては、始良カルデラ下の圧力源の水平位置を始良カルデラの中心から東西南北それぞれに 20km の範囲を 0.1km 間隔で、2 つの圧力源とも圧力源の深さを海面下 0km から 0.1km 間隔で 20km まで、体積変化量を 0 m³ から 1×10³ m³ 間隔で ±20×10⁶ m³ まで、を探索範囲とした。

表 2.1-2-2 に 2021 年を含む期間の変位を基に求めた圧力源の位置と体積変化量を平成 31 年度から令和 3 年度までの報告書（京都大学防災研究所、2020、2021、2022）において報告された圧力源解析結果（A-0）とあわせて示す。

新たに得られた 2022 年を含む期間（表 2-1-2-2 の P-U）の水平変位から得られた圧力源の位置はいずれも始良カルデラの中央部付近で、そのうち 2015 年を含まない期間（表 2. 1-2-2 の Q-U）の圧力源の深さはその他の 2015 年を含まない期間（C、E、F、H-J、L-O）とほぼ同じ 11 km 付近である。

表 2-1-2-2 GNSS キャンペーン観測による圧力源の位置と体積変化

	期間	緯度	経度	深さ km	体積変化量 10^6 m^3	体積変化率 $10^6 \text{ m}^3/\text{年}$
A	2015-2017 (2年)	31° 40' 24"	130° 41' 10"	5.7	6.6	3.3
B	2015-2018 (3年)	31° 40' 28"	130° 40' 32"	5.8	8.2	2.7
C	2016-2018 (2年)	31° 41' 31"	130° 39' 19"	11.6	15.7	7.8
D	2015-2019 (4年)	31° 40' 18"	130° 40' 56"	6.2	10.8	2.7
E	2016-2019 (3年)	31° 41' 23"	130° 39' 59"	10.8	16.3	5.4
F	2017-2019 (2年)	31° 40' 32"	130° 40' 32"	10.4	9.6	4.8
G	2015-2020 (5年)	31° 40' 13"	130° 41' 42"	6.8	15.4	3.1
H	2016-2020 (4年)	31° 40' 58"	130° 41' 54"	10.2	23.4	5.8
I	2017-2020 (3年)	31° 40' 29"	130° 41' 50"	11.4	17.0	5.7
J	2018-2020 (2年)	31° 39' 50"	130° 41' 46"	10.7	11.2	5.6
K	2015-2021 (6年)	31° 40' 49"	130° 41' 50"	7.4	22.4	3.7
L	2016-2021 (5年)	31° 42' 55"	130° 42' 24"	10.3	32.4	6.5
M	2017-2021 (4年)	31° 41' 15"	130° 42' 09"	11.1	22.5	5.6
M	2018-2021 (3年)	31° 41' 15"	130° 42' 51"	12.4	22.9	7.6
O	2019-2021 (2年)	31° 40' 16"	130° 42' 17"	12.0	13.1	6.9
P	2015-2022 (7年)	31° 40' 52"	130° 44' 37"	7.4	20.1	2.9
Q	2016-2022 (6年)	31° 41' 25"	130° 44' 03"	10.6	39.7	6.6
R	2017-2022 (5年)	31° 41' 28"	130° 40' 27"	12.5	26.5	5.3
S	2018-2022 (4年)	31° 41' 22"	130° 44' 18"	10.8	29.6	7.4
T	2019-2022 (3年)	31° 37' 33"	130° 41' 28"	11.3	12.8	4.3
U	2020-2022 (2年)	31° 39' 15"	130° 43' 41"	11.2	10.1	5.1

一方、期間 P の圧力源の深さはそれより浅く、京都大学防災研究所（2020、2021、2022）で指摘されているのと同様に、桜島北部の浅部の膨張の影響を受けて圧力源が見かけ上浅く求められた可能性がある。この影響が少ないと考えられる 2016 年 11 月以降の期間について求められた圧力源の位置や圧力源における体積変化率はおおむね一致する。2020 年以降においても始良カルデラ下のマグマの蓄積状況に大きな変化がなく、始良カルデラ中央部の深さ 11km 付近において平均して約 $6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ の割合で体積増加が進行していることが示唆される。

c) GNSS 観測による水平変位と水準測量による上下変位を統合した圧力源解析

以下では、GNSS 連続観測で得られた 2019 年 11 月–2022 年 11 月の水平変位と、同時期に実施された水準測量による上下変位を用いた圧力源解析の結果を示す。水平変位として図 2-1-1-10 右図に示した水平変位を用いた。上下変位データとして用いたのは 2019 年 11 月および 2022 年 11 月に公共測量として実施された水準測量結果（九州電力株式会社、2020、2023）であり、GNSS 観測による水平変位とほぼ同時期をカバーする。図 2-1-2-1 に水準測量路線の端点である 2436、2785、021092A、2514 を不動点とした上下変位を示す。始良カルデラ周縁部に近づくにつれて隆起が大きくなる傾向が顕著である。また、始良カルデラ周縁部においては、GNSS 観測点で得られた上下変位（図 2-1-1-9 右図）と近傍の水準点の上下変位は概ね一致する。

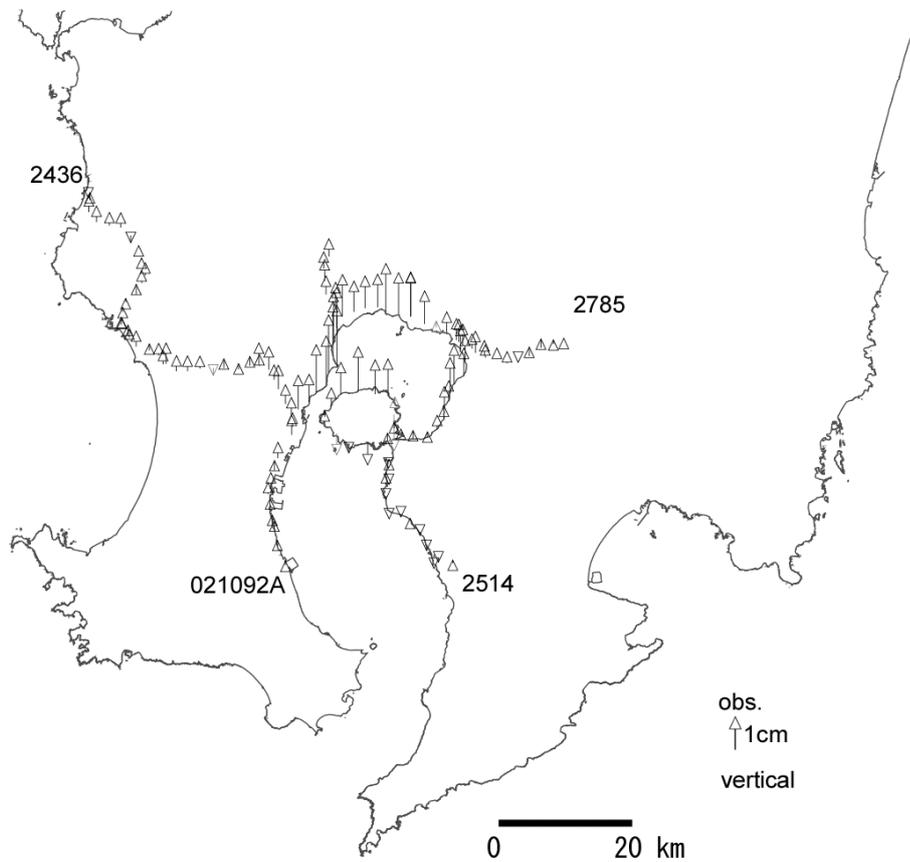


図 2-1-2-1 水準測量による上下変位（2019 年 1 月–2021 年 11 月）
水準点 2436、2785、021092A、2514 を不動点としたもの。

これまでの桜島および始良カルデラ周辺の地盤変動の観測から始良カルデラ下の他に、桜島内にも圧力源の存在が推定されている。例えば Yoshikawa (1961) や江頭 (1988) は水準測量による上下変位を説明するため、南岳の直下にも圧力源を導入した。図 2-1-1-9 右図や図 2-1-2-1 に示されるように、桜島北岸部に比べて桜島南岸部の変位量がかなり小さく、桜島島内の圧力源の存在を考慮する必要がある。そこで、ここで行う圧力源解析でも始良カルデラ下の圧力源に加えて、桜島南岳直下にもう一つの圧力源が存在すると仮定した。モデルの未知パラメータは、前

節で示したものに加えて、南岳直下の圧力源の水平位置を北緯 $31^{\circ} 34' 50''$ 、東経 $130^{\circ} 39' 30''$ に固定として、深さおよび体積変化量を未知とした。それらの未知パラメータを前節と同様のグリッドサーチによって決定した。

圧力源解析に使用するデータは、水準測量による上下変位データ 129 点と、水準測量路線近傍（図 2-1-2-2 の灰色の楕円内）の GNSS 観測による水平変位データ 62 点を使用した。これらの変位データのうち、近隣の観測点と極端に異なる変位を示した地点については異常値として除外した。試みに、始良カルデラ中央部から 25 km 以内の水平変位データのみを用いた圧力源解析、上下変位データのみを用いた圧力源解析も行った。

図 2-1-2-2 および表 2-1-2-3 に GNSS 観測による水平変位と水準測量による上下変位を統合した圧力源解析の結果を示した。また表 2-1-2-3 には水平変位のみおよび上下変位のみを用いた場合の解析結果も 2017 年 1 月–2019 年 12 月についての解析結果（京都大学防災研究所、2021）とあわせて示した。

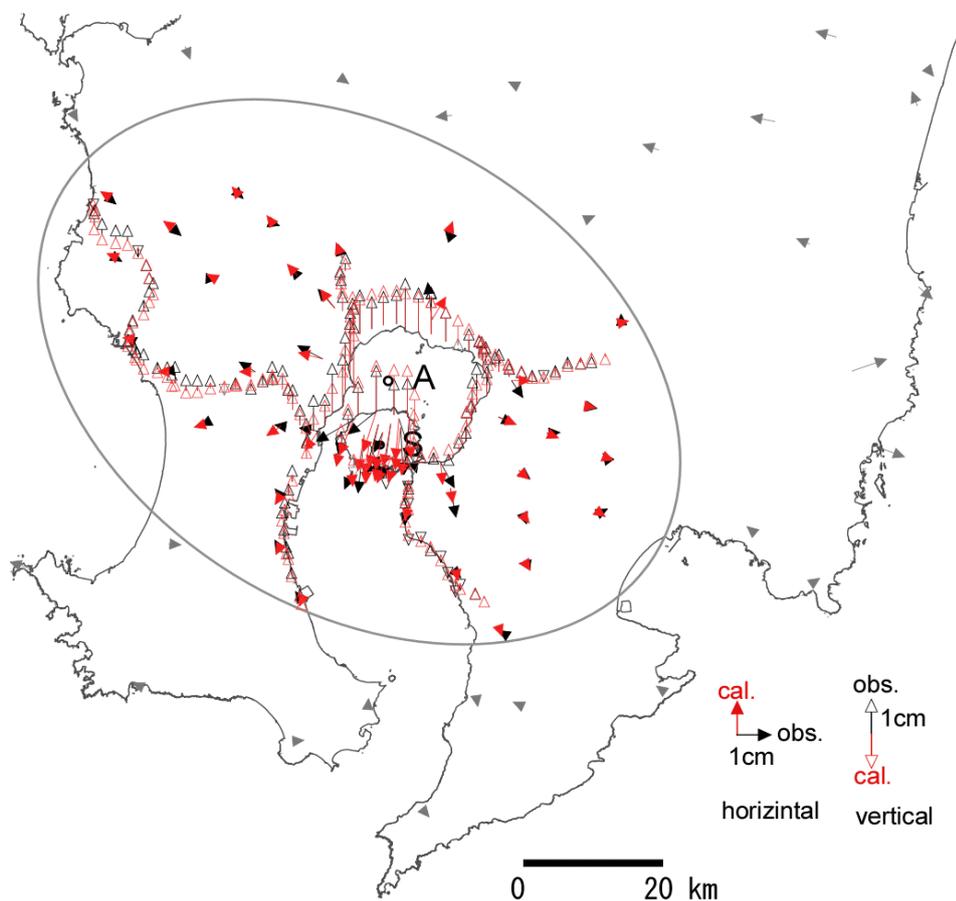


図 2-1-2-2. GNSS 観測による水平変位と水準測量による上下変位を統合した圧力源解析結果。黒矢印：変位の観測値、赤矢印：モデルから予測される変位、A：始良カルデラ下の圧力源の位置、S：桜島南岳直下の圧力源の位置。灰色の楕円内の観測値を圧力源解析に使用した。

表 2-1-2-3. 圧力源解析で得られた圧力源位置と体積増加量

	データ数	始良カルデラ下の圧力源				桜島南岳直下の圧力源			
		水平変位	上下変位	緯度	経度	深さ km	体積増加量 10 ⁶ m ³	深さ km	体積増加量 10 ⁶ m ³
統合	201701-201912	56	130	31° 40' 03"	130° 41' 04"	11.2	15.2	3.6	-0.8
	201911-202211	60	128	31° 38' 58"	130° 40' 27"	11.7	15.7	7.8	-4.0
水平変位	201701-201912	34	-	31° 38' 19"	130° 40' 31"	10.3	10.9	3.6	-1.4
	201911-202211	39	-	31° 39' 13"	130° 40' 31"	9.3	10.4	4.8	-1.3
上下変位	201701-201912	-	130	31° 40' 06"	130° 41' 12"	9.8	14.0	1.4	-0.8
	201911-202211	-	128	31° 38' 29"	130° 39' 26"	12.2	17.9	7.7	-6.9

南岳直下の圧力源の水平位置は固定

GNSS 観測による 2019 年 11 月 - 2022 年 11 月の水平変位と水準測量による上下変位を統合した圧力源解析の結果、始良カルデラ下の圧力源は始良カルデラの中央部の深さ 11.7km に求められ、 $15.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ の体積増加を示した。また桜島南岳直下の圧力源は深さ 7.3km、 $4.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ の体積減少と求められた。始良カルデラ下の圧力源の位置は 2017 年 1 月 - 2019 年 12 月とほぼ同じであり、体積変化量の年率も 2017 年 1 月 - 2019 年 12 月とほぼ一致する。このことは前節で述べたのと同様に始良カルデラ下のマグマの蓄積状況に大きな変化がないことを示している。さらに、ここで求めた圧力源の位置は、先行研究 (Mogi, 1958 ; 江頭, 1988 ; 井口・他, 2008 ; Hotta et al., 2016 など) において得られたものともほぼ一致している。このことは、今回の圧力源解析で得られた圧力源位置が妥当なものであるとともに、桜島の大正噴火以降大きく変化していないことを示すと考えられる。

GNSS 観測点 MAKI と YOSI の水平距離の変化は、基線が始良カルデラ中央部の圧力源の直上をほぼ東西に横切ることから、始良カルデラ下の圧力源における体積変化を直接的に反映していると考えられる。京都大学防災研究所 (2021) は、MAKI-YOSI 間の水平距離がほぼ一様な伸長を示す時期と停滞する時期を繰り返していることを指摘し、伸長を示す時期の圧力源における体積変化率が $9 \sim 10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ であることを示した。2019 年 11 月 - 2022 年 11 月の平均的な体積変化率は約 $5.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{年}$ であるが、図 2-1-2-3 に示した MAKI-YOSI 間の水平距離をみると、この期間には伸長が停滞している時期が含まれており、2020 年 7 月頃からの停滞が 2021 年 4 月頃から伸長に転じ、その後は伸長が継続していることがわかる。全体としては MAKI-YOSI 間の水平距離は伸長を続けており、始良カルデラ下においてマグマの蓄積が進行していることを示唆している。

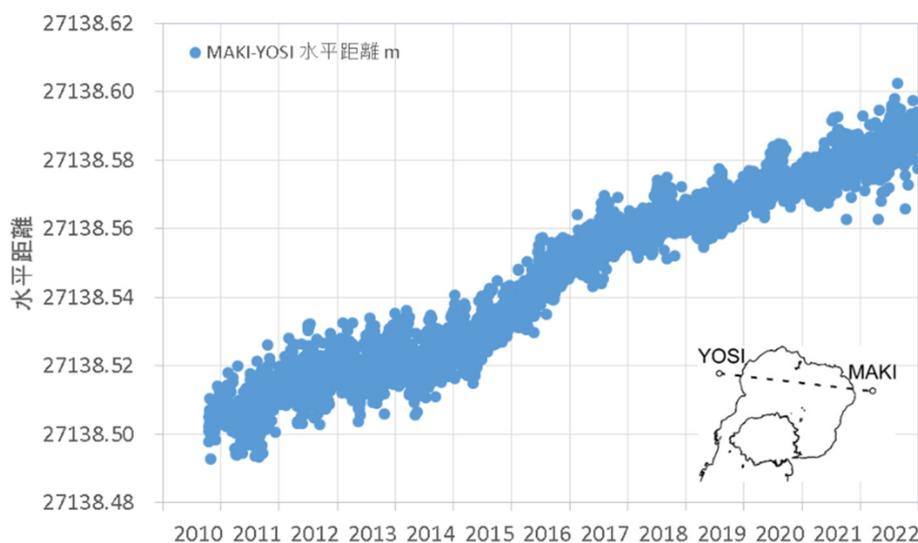


図 2-1-2-3. MAKI-YOSI 間の水平距離 (m)

d) 圧力源モデルの改良の試み

ここまで本稿で示した圧力源解析においては、始良カルデラ下および桜島南岳直下に 2 つの茂木モデルによる圧力源を仮定することで、対象期間の地殻変動を大きな矛盾なく説明できた。また、得られた始良カルデラ下の圧力源の位置は始良カルデラ中央部の深さ 10km 付近であり先行研究とも一致する。一方で、本研究では始良カルデラの地下構造に関する地震学的な知見が蓄積されつつある。為栗・他 (2022) は始良カルデラ下の深さ 15km に低 S 波速度領域の存在を明らかにし、また、筒井・他 (2021) は始良カルデラ中央部の深さ 13.6km に地震波の反射面の存在を示唆した。これらの研究では深さ 10km 付近には顕著な低地震波速度領域や反射面はみられず、地盤変動観測から得られた茂木モデルによる圧力源の深さとは必ずしも一致しない。茂木モデルは均質媒質中の球形圧力源を仮定したものであるが、始良カルデラ地下の圧力源モデルを地震学的な地下構造の特徴とより整合性の高いものにすることは、圧力源における体積変化量の推定精度の向上が期待できることから有用であると考えられる。そのための試みとして、令和 3 年度報告書においては有限要素法を用いて始良カルデラ地下に扁平率の異なる回転楕円体圧力源をおいたときの地表の変位量を算出した結果を示した。しかし、その後圧力源表面に作用させる応力の算出に誤りが見つかったため、これを修正したうえで再計算を行った。さらに、より地震学的知見との整合性の高いモデルの構築を企図して、始良カルデラ下に為栗・他が見出した低 S 波速度領域の形状を模した多面体を圧力源として作用させたモデルについての計算を行った。以下ではこれらの有限要素法によるモデル計算の結果を示す。

有限要素法の計算には FlexPDE7 を用いた。計算領域は、水平方向は始良カルデラ中央部から東西南北に 60km、深さ方向は海拔-50km までとした。モデル上端の形状は、陸域と鹿児島湾内については既存の地形データ (国土地理院、2022;海上保安庁、2002) を基に作成した地形データ (始良カルデラ周辺で約 100m メッシュ、最も遠方では 500m メッシュ) を用い、それ以外の領域では海拔 0 km とした。媒質には地震波速度構造 (Ono ほか、1978) を参考に深さにより剛性率

の異なる水平成層構造（表 2.1-2-4）を用いた。節点数は、最大の節点間隔を 4 km として FlexPDE7 の自動分割機能を使用した結果、2 万個程度であった。モデル計算においては、圧力源表面にその法線方向に作用する内部圧力を与え、それによる圧力源表面の変位から各接点の変位を Hooke の法則に従って算出した。

表 2.1-2-4 有限要素法モデルで使用した剛性率

深さ (km)	<0	0-4	4-8	8-12	12-16	16-20	20-24	24-28	28-32	32-36	36-40	>40
剛性率 (GPa)	12.7	18.5	27.1	29.1	32.1	34.7	37.5	40.3	43.3	46.4	49.7	58.5

始良カルデラ下の圧力源に形状の異なる鉛直回転軸を持つ回転楕円体および低 S 波速度領域の形状を模した多面体を用いた。それに加えて桜島南岳直下に球形の圧力源（半径 200m、深さ 11.2km、体積変化量 $-0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ ）を設けた。桜島南岳直下の圧力源（以下では圧力源 S と呼ぶ）の位置や体積変化量は、2017 年 1 月から 2019 年 12 月までの GNSS 測位による水平変位とほぼ同時期の水準測量による鉛直変位から茂木モデルを用いたグリッドサーチによって得られたもの（表 2-1-2-3）であり、今回のモデル計算においてはこの値で固定した。そのうえで、FlexPDE7 の最適化機能を用いてモデル計算による変位と観測値の残差の二乗和が最小になる始良カルデラ下の圧力源の内部圧力を探索し、その時の地表変位と圧力源の体積変化量を求めた。観測値としては 2017 年から 2019 年までの GNSS 測位による水平変位と水準測量による鉛直変位を使用した。

始良カルデラ下に鉛直な回転軸を持つ回転楕円体圧力源（以下では圧力源 A と呼ぶ）を設けたモデル計算では、圧力源 A の水平位置を表 2-1-2-3 に示した値に、上端を深さ 13.6km に固定し、水平半径 2000m および 6000m の場合について、図 2-1-2-4 の例に示すように、回転楕円体圧力源の上下半径／水平半径比（以下では縦横比と表記する）を 1/10 から 3 までの範囲で変化させてモデル計算を行った。

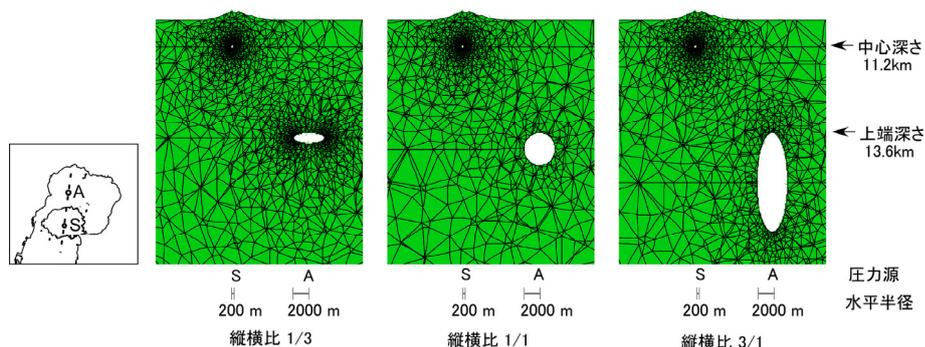


図 2-1-2-4. 回転楕円体圧力源の形状・位置と節点分布の例。左図の破線の断面。A、S はそれぞれ始良カルデラ下、桜島南岳直下の圧力源の水平位置を示す。

計算の結果、地表変位は、圧力源 S の影響が及ぶ桜島南部周辺を除いて、圧力源 A を中心とする同心円状の出現パターンを示す。圧力源 A の形状による変位の出現パターンの差異としては、圧力源の縦横比が小さい、つまり水平方向に長い扁平な形状であるほど最大の変位量が大きく、変動の及ぶ範囲が狭い傾向が認められ、圧力源の縦横比が 1/3 より小さいときは変位の出現パターンはほとんど同じになる。このような傾向は圧力源 A の水平半径が 2000m と 6000m のいずれの場合でも認められる。図 2-1-2-5 に圧力源 A の中心から北方に距離をとった時の地表変位の計算値を示す。

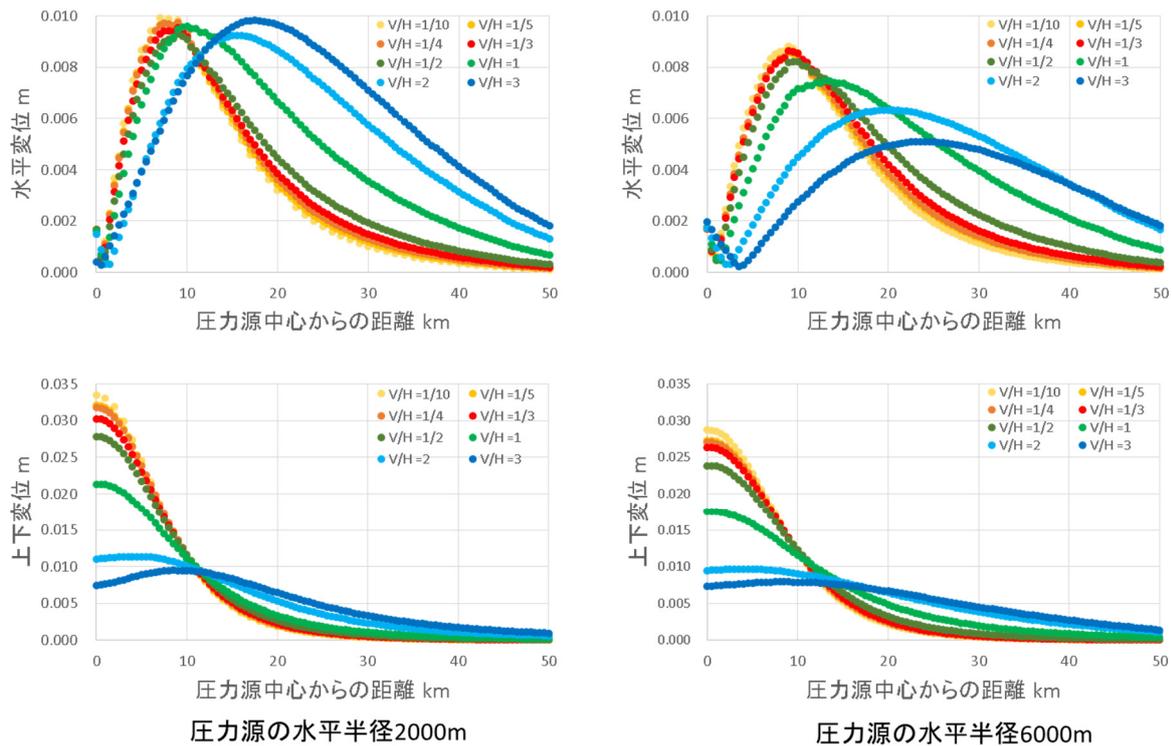


図 2-1-2-5. 回転楕円体圧力源による地表変位のモデル計算結果。距離は圧力源中心から北方に取った水平距離、V/H は圧力源の縦横比を示す。

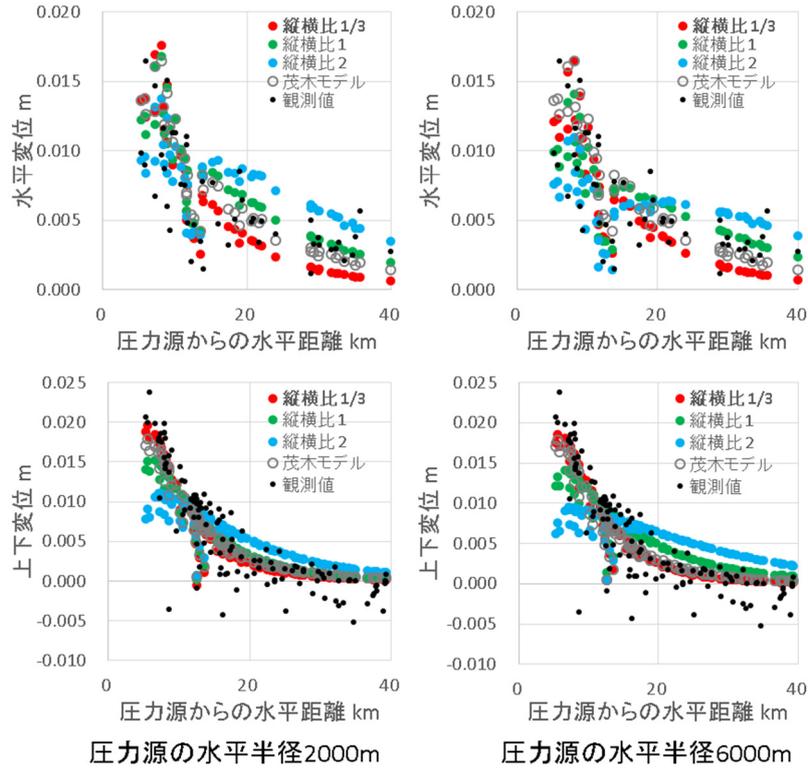


図 2-1-2-6. 有限要素法モデルおよび茂木モデルから予測される地盤変動観測点の変位と観測された変位の比較。●●●は回転楕円体圧力源を用いた有限要素法モデル、○は茂木モデルによる計算値、・は観測値。

図 2-1-2-6 は回転楕円体圧力源モデルおよび茂木モデルから予測される地盤変動観測点の変位と観測値を比較したもので、水平変位については GNSS 観測点、上下変位については水準点を示している。水平変位・上下変位ともに、圧力源 A の形状が扁平であるほうが全体として変位の出現パターンが観測値に近づく傾向が認められる。圧力源 A の縦横比が 1/3 の場合は茂木モデルとほとんど同じになり、圧力源に最も近い桜島北岸の観測点では茂木モデルよりわずかに観測値に近い値をとる。このような傾向は圧力源 A の水平半径が 2000m と 6000m のいずれの場合でも同様である。

圧力源 A が扁平であるほど地表変位の出現パターンが観測値に近づくことは観測値と予測値の残差二乗和 (図 2-1-2-7) にも反映されている。圧力源 A の形状が縦長から扁平になるにしたがって残差二乗和は小さくなり、縦横比が 1/3 より小さい領域ではほぼ一定の値をとる。圧力源 A の水平半径が 2000m と 6000m のいずれの場合もこの傾向は同様で、縦横比が 1/3 より小さい領域での残差二乗和の値は茂木モデルから予測されるものとほぼ同じ値になる。これらのことから、圧力源 A を水平方向に長い回転楕円体とした場合でも、茂木モデルと同程度には観測値を説明できることがわかった。

他方、圧力源 A の体積変化量 (図 2-1-2-8) は水平半径が 2000m と 6000m の場合で異なっており、圧力源の縦横比が 1/3 の時の体積変化量は、水平半径 2000m の場合 $11.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、水平半径

6000m の場合 $14.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ であった。これらは茂木モデルから予想される体積変化量 ($15.2 \times 10^6 \text{ m}^3$) より 10-20%小さい。

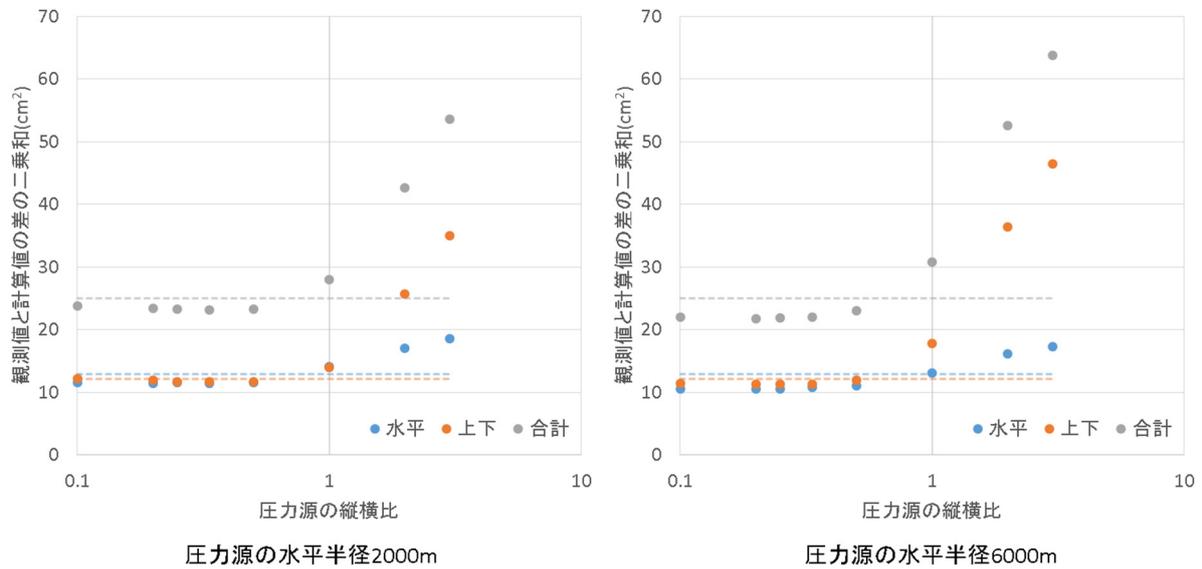


図 2-1-2-7. 圧力源の縦横比と計算値と観測値の残差二乗和の関係。破線は茂木モデルによる値。

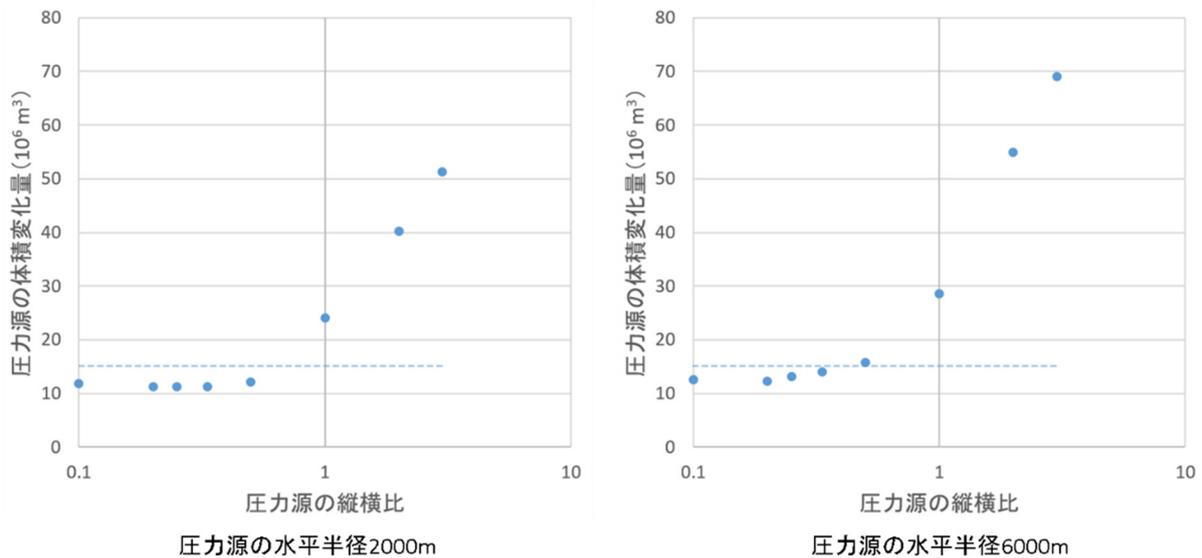


図 2-1-2-8. 圧力源の縦横比と体積変化量の関係。破線は茂木モデルによる値。

次に、始良カルデラ下の圧力源に為栗・他 (2022) の低 S 波速度領域の形状を模した多面体を用いたモデル計算について述べる。

圧力源の形状の決定にあたっては、為栗・他が求めた深さ 15 km の S 波速度の分布を基に、深さ 10 km および 20 km の S 波速度を按分して S 波速度が 2.45 km/s より小さい領域を深さの下限を 20 km として抽出し、さらに極端な凹凸を平滑化した。こうして得た始良カルデラ下の圧力源（以下では LS と呼ぶ）の形状を図 2-1-2-9 に示す。筒井・他（2021）が深さ 13.6km の反射面の存在を指摘した領域では圧力源 LS の上面の深さは 13 - 14km となっている。モデル計算では始良カルデラ下にこの圧力源 LS、桜島南岳直下に前述と同じ圧力源 S を設け、地表変位の計算値と観測値の残差二乗和が最小になるときの地表変位と圧力源 LS の体積変化量を求めた。

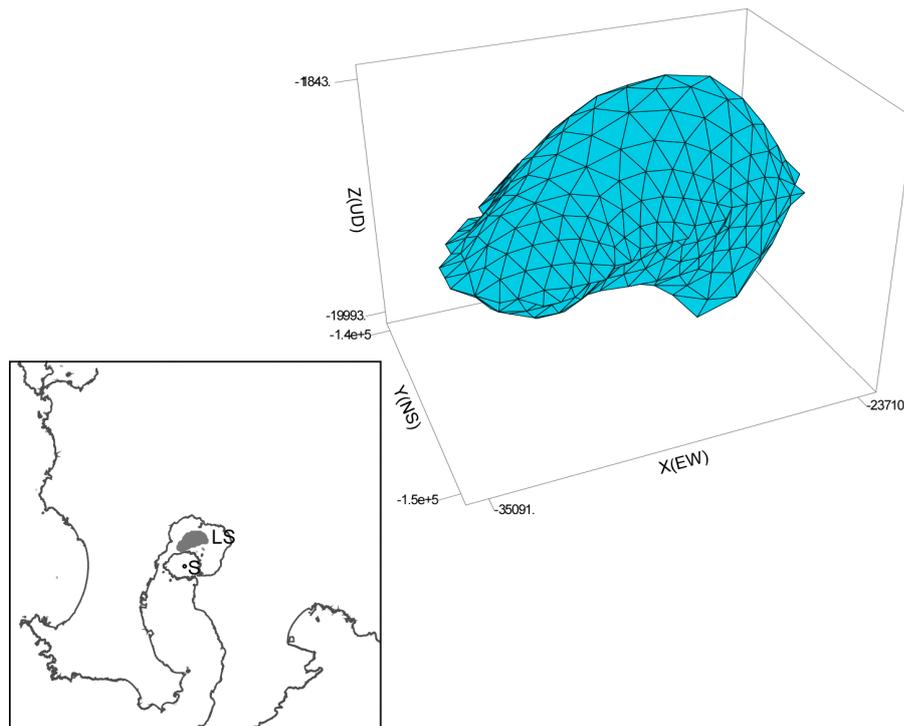


図 2-1-2-9. 為栗・他(2022)の S 波低速度領域を模した圧力源 (LS) の形状 (右図)。左図の LS、S は圧力源 LS および圧力源 S の水平位置。

上記のモデルによって計算された地表変位を図 2-1-2-10 に示す。桜島南部に圧力源 S の影響が認められるが、全体的には水平変位・上下変位ともにやや南北に伸びたほぼ同心円状のパターンを示し、茂木モデルや扁平な回転楕円体圧力源から得られるものと大きく異ならない。また、圧力源 LS 直上に出現する変位のピークの水平位置は同じ観測データから茂木モデルによって求めた圧力源の水平位置とほぼ一致する。

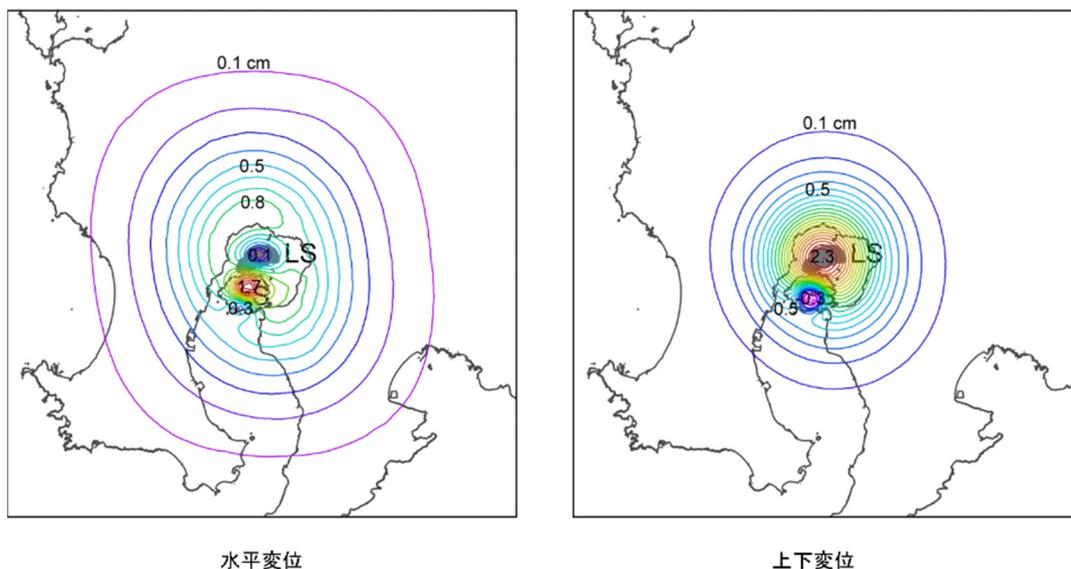


図 2-1-2-10. 圧力源 LS および圧力源 S による地表変位の計算結果。LS、S は圧力源 LS および圧力源 S の水平位置。

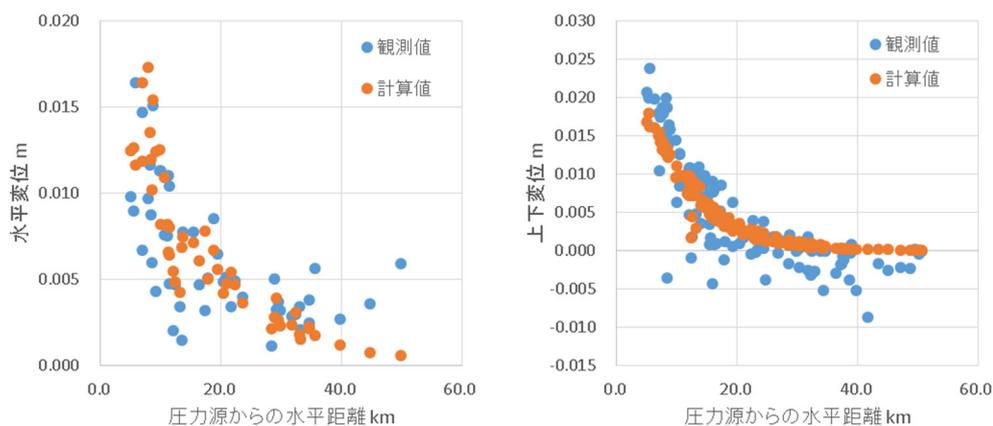


図 2-1-2-11. 圧力源 LS および圧力源 S を設けた有限要素法モデルから予測される地盤変動観測点の変位と観測された変位の比較。

表 2-1-2-5. モデル計算値と観測値の残差二乗和と体積変化量の比較。

始良カルデラ下の圧力源の形状	残差二乗和	体積変化量
	cm^2	10^6 m^3
LS	25.3	18.2
回転楕円体 (水平半径 2000m、縦横比 1/3)	23.1	11.2
微小球体 (茂木モデル)	25.1	15.2

図 2-1-2-11 に地表変位の計算値と観測値の比較を示す。水平変位・上下変位ともに計算値と観測値はおおむね合致しており、地表で観測される地盤変動を説明可能なことが示された。計算値と観測値の残差二乗和（表 2.1-2-5）は、茂木モデルや扁平な回転楕円体圧力源から得られるものとはほぼ同じ値をとる。一方で圧力源の体積変化量はモデルによって異なっており、今回の圧力源 LS を用いたモデルによれば圧力源の体積変化量は $18.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ と求められた。茂木モデルを仮定した場合より 2 割程度大きく推定されたことになる。

圧力源 LS は従来のモデルより始良カルデラの地下構造に関する地震学的知見との整合性が高いと考えられるが、モデル計算値と観測値の残差二乗和は茂木モデルや扁平な回転楕円体圧力源から得られるものと同程度であり、どのモデルが適しているかを現状の観測網による観測値との比較によって判断することは難しい。これは、変位のパターンが大きく変化する範囲が主に鹿児島湾北部の海域で地盤変動観測点が存在しないことも要因になっていると考えられ、本研究で設置を予定している海底地盤変動観測装置など、より圧力源に近い観測点でのデータの蓄積が期待される。また、圧力源の体積変化量はモデルによって異なっており、今後も、媒質の物性にも最近の地震学的な知見を反映させるなどの形で圧力源モデルをより現実的なものにする試みが続ける必要がある。

(2) 1.3. 始良カルデラへのマグマ供給量の推定

始良カルデラ下の圧力源の体積変化は新たなマグマの貫入による体積増加とマグマの流出による体積減少量の差である。圧力源からのマグマの流出量を桜島からの火山灰の放出量から見積もることができれば、圧力源の体積変化をこれに加えることで圧力源へのマグマの貫入量を見積もることができる。

a) 桜島からの火山灰放出量の検討

桜島から放出される火山灰の放出量を見積もるための基礎データとして、鹿児島県が行っている降灰量調査のデータを利用する。鹿児島県危機管理防災局は、1978 年以降、県内の約 60 か所（図 2-1-3-1）に観測点を設けて降下火山灰の量を調査しており、各観測点における月毎の面積あたり降灰重量（以下では降灰量と表記する）を公表している（鹿児島県、2023）。本稿執筆時点で 2022 年 12 月までのデータが存在する。表 2-1-3-1 に 2022 年の観測結果を示す。

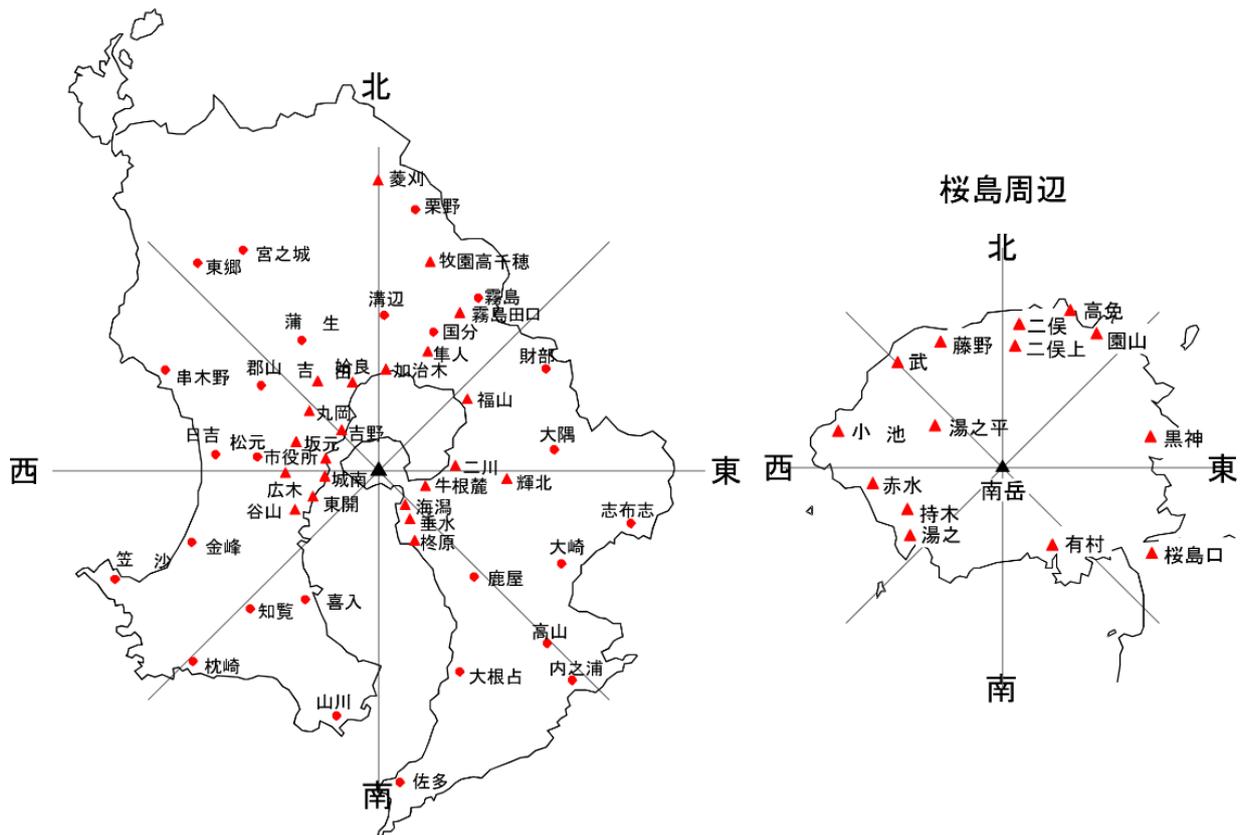


図 2-1-3-1 鹿児島県による降灰観測点の分布（鹿児島県、2022 を改変）。

桜島から放出された火山灰量の総量を推定するのに、江頭・石原(1979)、Eto (1989, 2001)の方法を用いた。これは、中心角 45° の 8 方位の扇形の領域について、それぞれ領域毎に、火口近傍 (3 km 以内) では指数関数、遠方 (3 km 以上) ではべき関数を仮定して火口からの距離に対する降灰量の分布関数を求め、これを積分して領域内の総降灰重量を算出するものである。遠方では降灰量分布関数において降灰量が 10 g/m^2 になる距離を限界距離として 3 km から限界距離までを積分範囲としている。ここでは、鹿児島県危機管理防災局が公表しているものに鹿児島県農政部が行っている降灰調査の観測点を加えた約 100 地点の観測結果を基に、月毎の火山灰放出量を求めた。例として、図 2-1-3-2 に、2022 年 8 月の各観測点の降灰量と南岳からの距離の関係を示す。

鹿児島県が調査を開始した 1978 年 6 月以降は、このようにして得られた月毎の推定総降灰重量データが蓄積されている (図 2-1-3-3)。2022 年は 2020 年 7 月以降の降灰が少ない状態が続いている。月別の推定総降灰重量では、8 月の 10 万トンが最も多く、7 月以前はほとんどの月が 5 千トン未満で特に少ない。2022 年の月別推定総降灰重量の合計は 24 万トンで、2020 年の 149 万トン、2021 年の 31 万トンよりさらに少ない。

表 2-1-3-1. 鹿児島県による降灰量調査結果。

各観測点の月毎の面積あたり降灰重量（鹿児島県、2023）および南岳火口からの距離

観測点名	南岳からの距離 km	月間降灰量（2022年） g/m ²											
		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
湯ノ平	3.0	4	13	15	12	38	5	487	22	132	854	131	103
二俣上	4.5	8	2	7	11	4	12	5	1177	28	99	13	22
二俣	5.0	4	2	3	3	3	14	21	935	11	29	5	9
武	5.2	5	5	8	5	7	2	312	26	72	185	34	199
藤野	4.9	13	7	5	8	7	4	1833	135	21	36	17	33
赤水	4.5	3	6	2	4	9	3	257	11	903	221	87	94
小池	5.7	4	7	4	5	6	3	20	7	97	211	34	56
高免	5.1	13	5	6	5	7	2	48	405	16	42	4	94
園山	5.8	8	5	5	4	8	14	70	525	35	69	7	97
黒神	4.5	8	3	6	10	8	4	284	753	412	130	12	5
有村	3.1	643	93	7	8	34	3	141	759	473	390	157	428
湯之	3.5	16	8	3	3	4	3	175	9	254	277	61	76
持木	3.8	19	6	3	8	5	3	244	9	319	309	107	92
桜島口	5.3	17	186	5	3	17	3	34	208	111	91	18	60
海潟	7.3	92	25	9	8	4	6	24	56	22	55	36	132
垂水	10.5	21	12	3	3	5	2	4	7	12	18	12	54
牛根麓	9.0	5	38	4	3	6	2	48	59	23	21	6	20
椋原	14.8	7	4	3	3	4	2	4	5	11	15	8	29
二川	12.5	3	3	2	2	1	2	6	59	22	8	3	3
市役所	9.7	3	2	2	2	3	2	13	3	47	32	3	6
坂元	10.8	2	2	2	2	1	2	19	4	6	15	4	3
吉野	8.6	2	2	2	2	1	2	87	4	3	25	5	7
丸岡	14.8	2	2	1	4	1	2	27	3	6	3	2	3
東開	12.0	2	3	2	2	1	2	3	3	16	10	4	6
広木	13.7	2	2	1	2	1	2	41	2	51	5	4	3
谷山	15.7	2	2	1	2	1	2	2	2	20	6	2	3
城南	9.0	8	10	4	4	3	2	20	5	211	73	15	11
福山町	18.7	2	2	1	2	1	1	2	12	2	3	2	30
輝北町	20.0	2	2	1	2	1	2	17	8	2	2	1	19
加治木町	17.8	2	2	1	2	1	4	2	101	4	2	1	3
隼人町	20.0	1	1	1	1	1	4	1	1	1	1	1	1
始良町	16.7	1	1	1	1	1	1	1	30	1	1	1	1
吉田町	17.4	1	1	1	1	1	1	55	3	1	1	1	1
国分	20.4	1	2	1	1	1	1	1	2	1	4	2	3
溝辺	27.8	1	1	1	1	1	1	1	62	1	1	1	1
蒲生	21.9	1	1	1	1	1	1	1	40	10	1	2	1
霧島	31.3	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1
栗野	41.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
郡山	20.2	4	2	1	1	1	1	2	13	4	7	1	1
松元	21.4	4	1	1	1	1	1	2	2	17	19	8	8
日吉	29.6	0	0	0	0	1	1	0	1	32	3	1	2
串木野	39.2	1	0	0	0	1	1	1	1	1	2	1	1
金峰	33.2	1	1	1	1	1	0	1	1	5	2	1	1
宮之城	40.8	1	1	1	1	1	0	1	8	1	1	1	1
東郷	43.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
知覧	32.8	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1
笠沙	48.4	1	1	1	1	1	0	0	0	1	0	2	1
枕崎	48.4	1	1	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1
大隅	32.0	0	1	1	1	0	1	1	3	1	1	1	1
財部	35.7	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	2
大崎	37.2	1	1	1	1	2	1	1	1	2	2	2	3
志布志	43.5	5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
喜入	25.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
山川	41.8	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1
鹿屋	28.4	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1
高山	38.2	2	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
大根占	39.5	1	0	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1
内之浦	51.8	5	2	1	0	0	0	1	0	0	1	1	0
佐多	54.2	2	1	1	0	0	0	0	0	1	1	0	1
霧島田口	36.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
牧園高千穂	37.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
菱刈	48.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

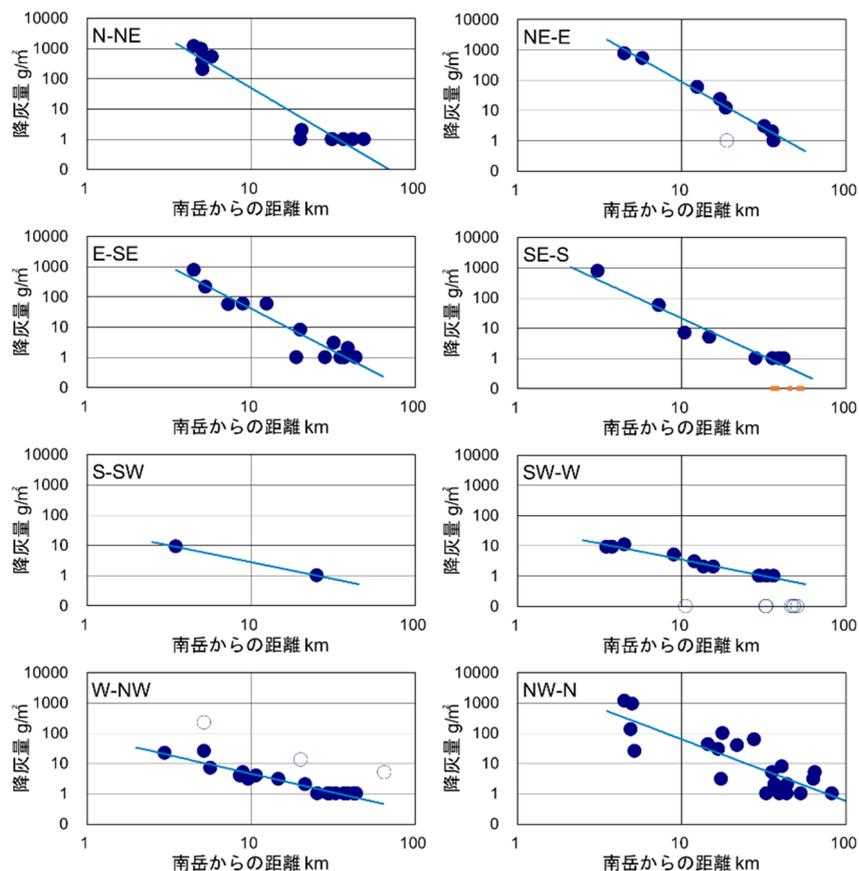


図 2-1-3-2. 鹿児島県の降灰観測点における月別降灰量と南岳からの距離の関係 (2022年8月)。

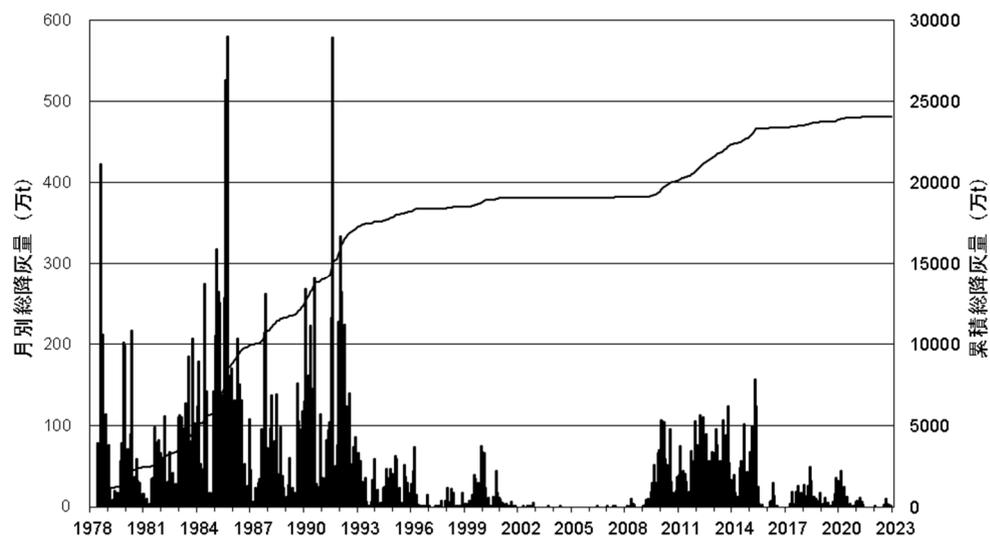


図 2-1-3-3. 桜島から放出された月別推定総降灰量とその累積値 (1978年6月以降)。縦棒は月別推定総降灰量、線はその累積値をそれぞれ示す。単位：万トン。

b) 茂木モデルに基づく始良カルデラへのマグマ供給量の推定

既に述べたように、GNSS 観測点 MAKI および YOSI の間の水平距離の変化（図 2-1-3-4）は、始良カルデラ下の圧力源における体積変化を直接的に反映していると考えられる。MAKI-YOSI 間の水平距離は 2010 年から 2022 年までにおよそ 8cm 伸長しているが、時期によって伸長率が異なり、2015 年から 2017 年までの期間は 12mm/年に達する。2022 年は 2021 年 4 月頃以降の約 7mm/年の割合での伸長が継続している。

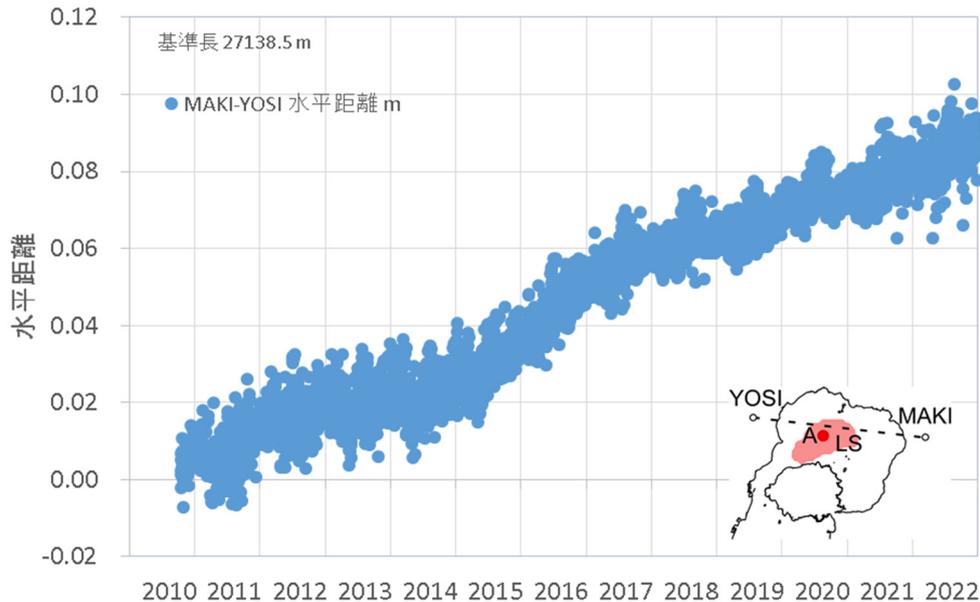


図 2-1-3-4. GNSS 観測点 MAKI と YOSI の間の水平距離の時間変化 (m)。右下に MAKI、YOSI および体積変化量の算出に用いた圧力源の位置 (A、LS) を示す。

以下では、MAKI-YOSI 間の月平均の水平距離の変化を始良カルデラ下の圧力源における体積変化に起因するものとして圧力源における体積変化量を見積り、これに月毎の火山灰放出量を体積に換算したものを加えることで始良カルデラへのマグマ供給量を求めた結果を示す。始良カルデラ下の圧力源として、2017 年 1 月から 2019 年 12 月までの GNSS による水平変位とほぼ同時期に行われた水準測量による上下変位を統合した茂木モデルによる圧力源解析から得られた位置（北緯 $31^{\circ} 40' 03''$ 、東経 $130^{\circ} 41' 04''$ 、深さ 11.2 km、表 2.1-2-3）、および、(2) 1. 2. d 節で示した圧力源 LS を用いた。降下火砕物の重量を圧力源におけるマグマの体積に換算する際に仮定する密度（以下では DRE 換算密度）は $2500\text{kg}/\text{m}^3$ がよく用いられる（例えば、江頭・他、1998）が、降下火砕物に含まれない揮発成分の寄与を考慮すると DRE 換算密度はより小さい値をとるほうが妥当かもしれない。ここでは DRE 換算密度として $2500\text{kg}/\text{m}^3$ および $1000\text{kg}/\text{m}^3$ とした場合のマグマ供給量を求めた。

MAKI-YOSI 間の水平距離の変化が始良カルデラ下の茂木モデルによる圧力源の体積変化に起因するとして求めた始良カルデラへのマグマ供給量を図 2.1-3-5 に示す。2010 年以降 2022 年までの圧力源の体積変化量は、DRE 換算密度を $2500\text{kg}/\text{m}^3$ とした場合 $89 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、DRE 換算密度を

1000kg/m³とした場合 112×10⁶ m³と求められた。マグマ供給速度は時期により変動はあるが、平均的には、DRE 換算密度を 2500kg/m³とした場合 8×10⁶ m³/年、1000kg/m³とした場合 10×10⁶ m³/年である。これまで知られているマグマの供給速度 1×10⁷ m³/年 (Ishihara, 1981) とほぼ同等であるといえる。2022 年においては、2021 年 4 月頃以降のマグマ供給が続いており、平均的な供給速度は、この期間の火山灰の放出がほとんどないため DRE 換算密度が 2500kg/m³および 1000kg/m³のいずれの場合も約 8×10⁶ m³/年となる。

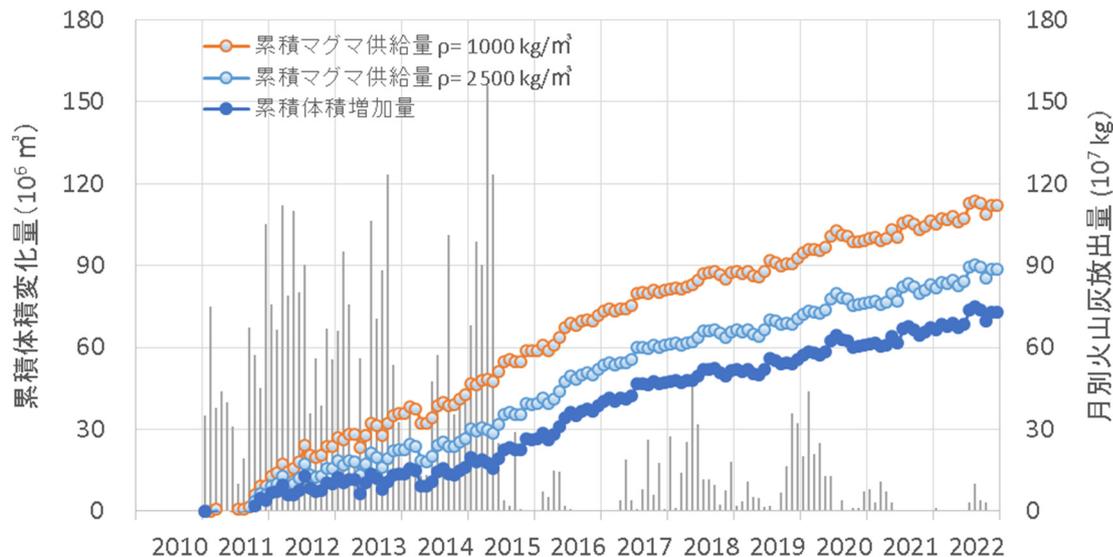


図 2-1-3-5. 茂木モデルに基づく始良カルデラへのマグマ供給量の時間変化

火山灰放出量を体積に換算する際の密度を 2500kg/m³および 1000kg/m³とした場合のマグマ供給量について示す。圧力源における体積変化および月別火山灰放出量（縦棒）も合わせて示した。

c) 有限体積圧力源モデルに基づく始良カルデラへのマグマ供給量の再検討

次に MAKI-YOSI 間の水平距離の変化が始良カルデラ下の圧力源 LS の体積変化に起因するとして始良カルデラへのマグマ供給量を求める。始良カルデラ周辺の地盤が弾性体であるとする、圧力源の体積変化と地表の変位量は比例する。そこで (2) 1.2.d 節で述べた有限要素法モデルに圧力源として LS のみを設け、圧力源の内部圧力を様々な値にとって圧力源の体積変化量と MAKI および YOSI の水平変位を計算し、そこから MAKI-YOSI 間の水平距離の変化量と圧力源 LS の体積変化量の関係を求めた (図 2-1-3-6)。

こうして求めた始良カルデラへのマグマ供給量を図 2.1-3-6 に示す。2010 年以降 2022 年までの圧力源の体積変化量は、DRE 換算密度を 2500kg/m³とした場合 114×10⁶ m³、DRE 換算密度を 1000kg/m³とした場合 138×10⁶ m³と求められた。

圧力源 LS を用いたモデル計算はメルトを包有すると考えられる始良カルデラ下の低 S 波速度領域全体が圧力源として作用することを想定したものであり、茂木モデルなど従来のモデルより始良カルデラの地下構造に関する地震学的知見との整合性は高いと考えられる。このモデルによ

れば、始良カルデラ下へのマグマ供給量は従来の茂木モデルを仮定した推定より 20-30%程度大きくなる。

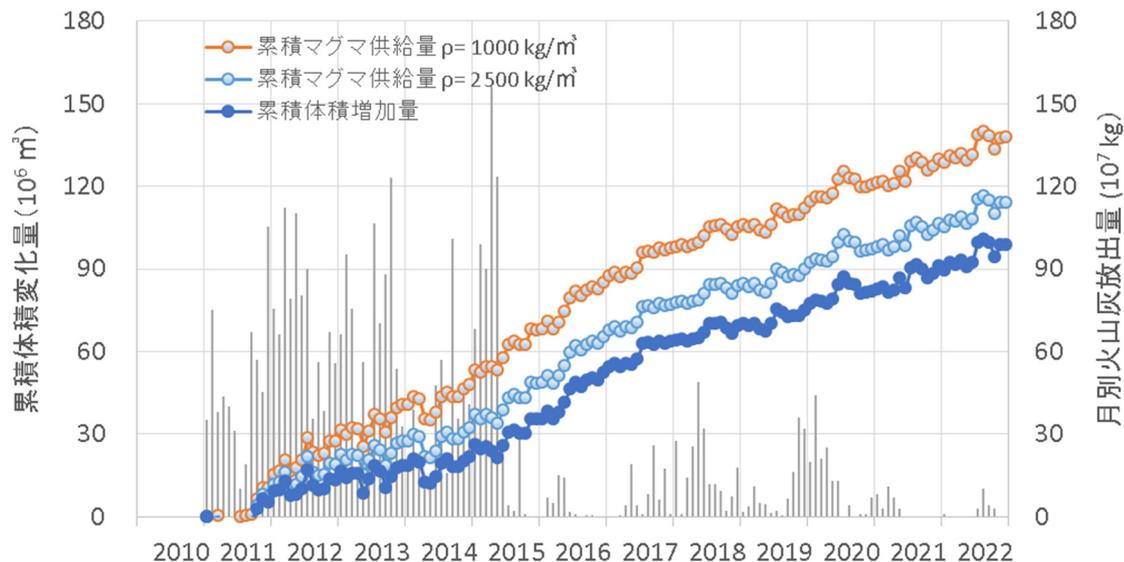


図 2-1-3-6. 圧力源 LS の体積変化量および始良カルデラへのマグマ供給量の時間変化
火山灰放出量を体積に換算する際の密度を 2500kg/m³および 1000kg/m³とした場合のマグマ供給量について示す。圧力源における体積変化および月別火山灰放出量（縦棒）も合わせて示した。

(2) 1.4. まとめ

始良カルデラ周辺における GNSS 観測による地殻変動観測網からは順調に観測データが蓄積されている。

GNSS キャンペーン観測で得られた水平変位データを用いた圧力源解析から得られた圧力源の位置は、先行研究で得られていたものと同様に、始良カルデラ中央部の深さおよそ 11km であった。また、GNSS 連続観測によって得られた水平変位と水準測量による上下変位を統合する形で、2018 年 11 月–2021 年 11 月の期間について、始良カルデラ下の圧力源の位置と体積変化量を求めた。圧力源の位置は、先行研究で得られていたもの、また GNSS キャンペーン観測で得られたものとはほぼ一致する。

マグマ供給量の推定精度向上のために圧力源モデルを改良する試みとして、有限要素法モデルを用いて圧力源の形状の違いによる地表の変位の出現パターンの差異を検討した。回転楕円体圧力源の場合、圧力源の形状は水平方向に長い形状の方が、また圧力源の深さは茂木モデルによる推定値よりもやや深いほうが観測値をよりよく説明できる。さらに、為栗・他（2022）が示した始良カルデラ下の低 S 波速度領域の模した形状の多面体圧力源を用いた有限要素法モデルによるモデル計算を行った。このモデルでも地表変位の観測値を茂木モデルや回転楕円体圧力源モデルと同程度によく説明できることがわかった。一方で、圧力源の体積変化量は圧力源の形状によって異なっている。これらのモデル間で、観測点の変位の出現パターンはほとんど変わらず、観測

値との比較によって最適なモデルを決定することは現状では困難である。本研究で計画されている海底地盤変動観測装置は、このような問題の解決に寄与すると期待される。また、媒質の物性にも最近の地震学的な知見を反映させるなどの形で圧力源モデルをさらに現実的なものにする試みを今後も続ける必要がある。

桜島から放出された噴出物量を始良カルデラからのマグマ流出量とみなして始良カルデラへのマグマ供給量を見積もった。茂木モデルを基に見積もった2011年以降2022年までの平均的なマグマ供給速度は $8\sim 10\times 10^6\text{ m}^3/\text{年}$ であり、これまで知られている値と同等であった。2021年4月以降はマグマ供給速度が $8\times 10^6\text{ m}^3/\text{年}$ で推移している。

地震学的な知見との整合性がより高いと考えられる始良カルデラ下の低S波速度領域を模した形状の多面体圧力源を用いた有限要素法モデルを基にすると、始良カルデラへのマグマ供給量は、茂木モデルによるものより20-30%大きく見積もられる。

参考文献

Delaney, P.T. and McTigue, D.F. (1994) Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea Volcano, Bull. Volcanol., 56, 417-424.

江頭庸夫(1988)桜島火山周辺における地盤変動—1982年～1985年—, 第6回桜島火山の集中総合観測, 15-19.

Eto, T. (1989) An estimation of the amount and the dispersal of volcanic ash-falls ejected by summit eruptions at Sakurajima Volcano, Proceedings, Kagoshima International Conference on Volcanoes 1988, 448-451.

Eto, T. (2001) Estimation of the amount and dispersal of volcanic ash-fall deposits ejected by vulcanian type eruption, Rep. Fac. Sci. Kagoshima Univ., 34, 35-46.

江頭庸夫・石原和弘(1979)桜島火山周辺における火山灰の降下堆積状態, 火山, 24, 88.

江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・木股文昭・宮島力雄・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・小林和典(1998a)桜島火山周辺における水準測量結果について—1991年12月～1996年10月—, 第9回桜島火山の集中総合観測, 15-29.

江頭庸夫・高山鐵朗・園田忠惟・山本圭吾(1998b)桜島火山周辺における光波測量結果—1992年1月～1996年12月—, 第9回桜島火山の集中総合観測, 31-37.

Hotta, K., Iguchi, M., Ohkura, T. and Yamamoto, K. (2016) Multiple-pressure-source model for ground inflation during the period of high explosivity at Sakurajima volcano, Japan - Combination analysis of continuous GNSS, tilt and strain data -, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 310, 12-25.

井口正人(2006)マグマの蓄積過程にある始良カルデラ, 月刊地球, 28, 2, 115-121.

井口正人・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂・前野直・長尾潤・馬場幸二・大重吉輝・放生会正美(2008)桜島および始良カルデラ周辺におけるGPS観測, 第10回桜島火山の集中総合観測, 53-62.

Ishihara, K. (1981) A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic materials ejected, Abstract 1981 IAVCEI Symposium - Arc Volcanism, 143.

石原和弘・高山鉄朗・田中良和・平林順一(1981)桜島火山の溶岩流 (I) —有史時代の溶岩流の容積—, 京都大学防災研究所年報, 24, 1-10.

海上保安庁 (2002) 「沿岸の海の基本図」シェープファイル, 販売元: (財)日本水路協会 海洋情報研究センター

鹿児島県 (2023) 鹿児島県ホームページ,
URL: <http://www.pref.kagoshima.jp/bosai/sonae/sakurajima/index.html>

加茂幸介・石原和弘(1980)地盤変動から見た桜島の火山活動, 桜島地域学術調査協議会研究報告, 鹿児島県, 19-28.

気象庁 (2022) 気象庁ホームページ, URL:
<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php>.

国土地理院 (2022) 数値標高モデル(10m メッシュ), 国土地理院ホームページ, URL:
<https://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>

Kriswati, E. and Iguchi, M. (2003) Inflation of the Aira caldera prior to the 1999 eruptive activity at Sakurajima volcano detected by GPS network in south Kyushu. Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 46B, 817-826.

京都大学防災研究所 (2020) 平成 31 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、329pp.

京都大学防災研究所 (2021) 令和 2 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、469pp.

京都大学防災研究所 (2022) 令和 3 年度原子力規制庁委託研究成果報告書、原子力施設等防災対策等委託費 (火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究) 事業、189pp.

九州電力株式会社 (2020) 国土地理院九州地方測量部公共測量成果, 令 1 九公第 268 号.

九州電力株式会社 (2023) 国土地理院九州地方測量部公共測量成果, 令 4 九公第 430 号.

Mogi, K. (1958) Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 38, 99-134.

Omori, F. (1918) The Sakura-Jima eruptions and earthquakes, II. Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm., 8(6).

Ono, K., Ito, K., Hasegawa, I., Ichikawa, K., Iizuka, S., Kakuta, T., and Suzuki, H. (1978) Explosion Seismic Studies in South Kyushu Especially Around the Sakurajima Volcano, J. Phys. Earth, 26, Supplement, S309 - S319.

斎藤英二・井口正人 (2006) 口永良部島火山における GPS 連続観測による気象要素を加味した 3 次元変位検出, 火山, 51, 21-30.

佐々憲三 (1956) 地震予知に関する 2, 3 の問題 (II), 地殻変動について; 京都大学防災研究所設立 5 周年記念論文集, 3-7.

- Takayama, H. and A. Yoshida (2007) Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data. *J. Geophys. Res.*, 112, B06413.
- 為栗健・八木原寛・筒井智樹・井口正人 (2022) 高分解能な3次元速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング, *火山*, 第67巻, 69-76.
- 筒井智樹・為栗健・井口正人 (2021) 人工地震記録による始良カルデラ西部の地殻内S波地震反射面の推定, *火山*, 第66巻, 71-81.
- 渡部豪・田部井隆雄 (2004) 南西諸島のGPS速度場とサイスモテクトニクス. *地震*, 57, 1-10.
- 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.
- Yoshikawa, K. (1961) On the crustal movement accompanying with the recent activity of the volcano Sakurajima (Part 1), *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 48, 1-1

(2) 2. 始良カルデラにおける海底地盤変動観測の検討

本委託費の事業を構成する項目の一つである、活動的カルデラにある火山の火山性地殻変動とマグマ活動に関する調査では、地球物理学的調査の一環として九州南部の始良カルデラにおける海底地殻変動観測の検討を実施する。この計画の重要な一翼を担うのが海底地盤変動観測装置

(以下、本装置と称する)である。本装置は火山観測において測地測量における電子基準点に相当する役割を担う。本装置を始良カルデラに相当する北部鹿児島湾の海底に設置することによって、始良カルデラの火山活動に伴って生ずる地盤変動をその変動源の直近で直接計測できることが期待される。また変動源の直近における地盤変動は始良カルデラの地下における火山活動の詳細な情報をもたらすことが期待される。

始良カルデラにおける既往の観測研究(たとえば、京都大学防災研究所, 2021; Yamamoto et al., 2013 等)によれば、始良カルデラ中央部では火山活動にともなって大きな地盤変動量の出現が期待されるうえ、圧力源近傍の地盤変動は圧力源の形状と大きさに関する情報を含んでいないはずである(京都大学防災研究所, 2022)。しかしながら始良カルデラとされる地域は全域が海域であり、地盤変動観測が困難であった。本項目で取り扱う海底地盤変動観測装置は海域における地盤変動観測を可能にするものである。

これまでも複数の海底地盤変動観測の試みがなされてきている。プレート運動に伴う水平変動の観測では Spiess (1985) による音響結合型 GNSS (GNSS/A) 測位法が実用化され、Fujita et al. (2006) を初めとする観測研究によって日本周辺の海域の水平変動の姿が明らかにされてきている。また火山性地盤変動の垂直成分の観測ではイタリア INGS がポッツォーリ湾におけるブイを用いた GNSS 観測を実施している (Iannacone et al., 2018; Martino et al. 2016)。

本研究の対象とする鹿児島湾は九州南端から北に約 50km 入り込む幅約 20 km の細長い内湾で、桜島以北の湾奥部では一部をのぞき水深 100m 前後である。鹿児島湾はその北部に現在も活動中の活火山桜島を擁する他に、海底には若尊カルデラ、阿多カルデラなどが踵を接して存在している。本装置設置予定地点付近では 1 cm/Year 程度の地盤変動の検知が期待される(たとえば、京都大学防災研究所, 2021; Yamamoto et al., 2013 等)。鹿児島湾は通常は穏やかではあるものの、夏季から秋季にかけて台風の接近あるいは上陸が毎年のように見られる海域であるうえ、音響試験の海域として用いられていることから、海中計測の音響通信には強い制約がある環境である。このような環境を考慮し、ここでのべる本装置は年 1 cm 程度のスケールの地盤変動の検出を狙い、海底に定置したアンカーとユニバーサルジョイントで結ばれたピラーを水面上の GNSS アンテナと海底との結合に用いるピラー直結形の構成とした。

本項目のロードマップを図 2-2-1 に示す。

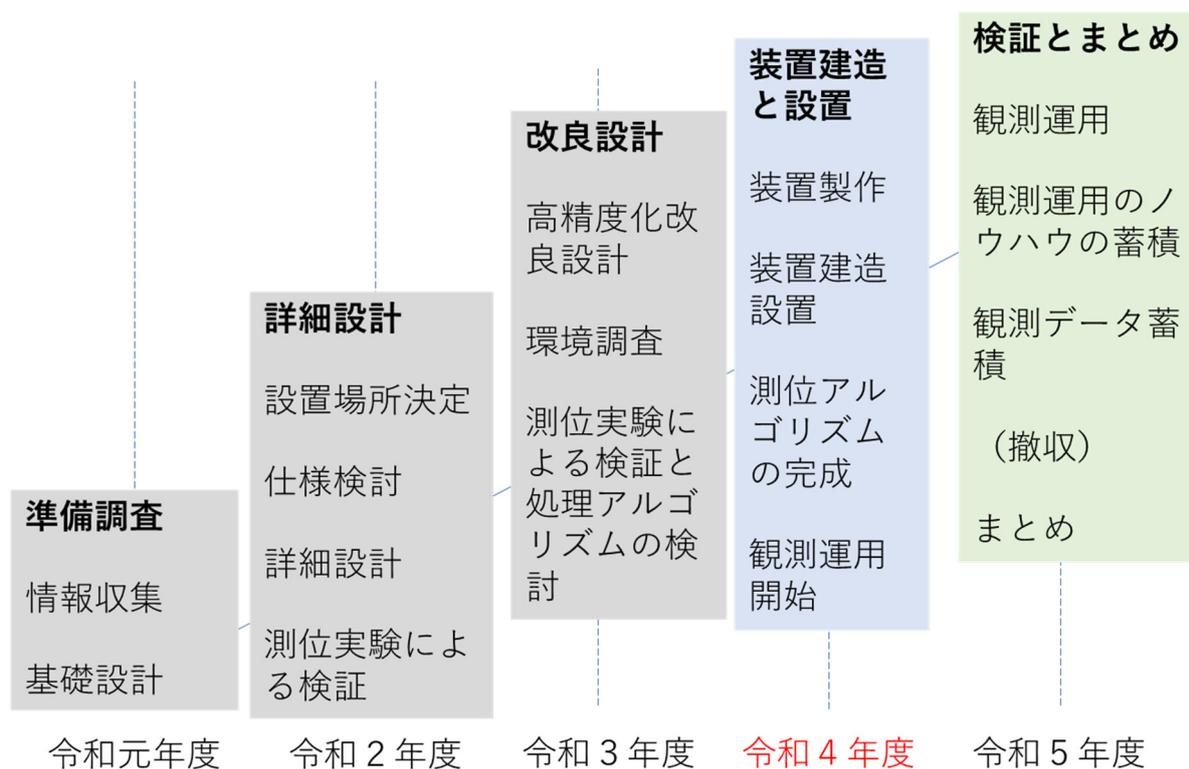


図 2-2-1. 本項目のロードマップ

上に示すロードマップにもとづき、令和4年度は以下の項目に取り組んだ。

- 1) 海底地盤変動観測装置設置予定地点水深調査
- 2) 海底地盤変動観測装置測位方式安定性の検証
- 3) 関連観測点の稼働状況
- 4) 海底地盤変動観測装置建造

1) では令和3年度における改良設計を考慮して、令和4年度に建造される観測装置の設置予定地点の確認調査を行った結果について報告する。2) では建造される観測装置に搭載される測位システムの安定性の検証を目的として、1ヶ月以上の期間にわたって測位システムを運用した結果について報告する。3) では本装置の設置予定地点周辺で実施された環境計測データについて報告する。4) ではこれまでの成果を踏まえて実施された本装置の建造の経過と設置状況について報告する。

海底地盤変動観測装置設置予定地点と始良カルデラとの位置関係を図 2-2-2 に示す。

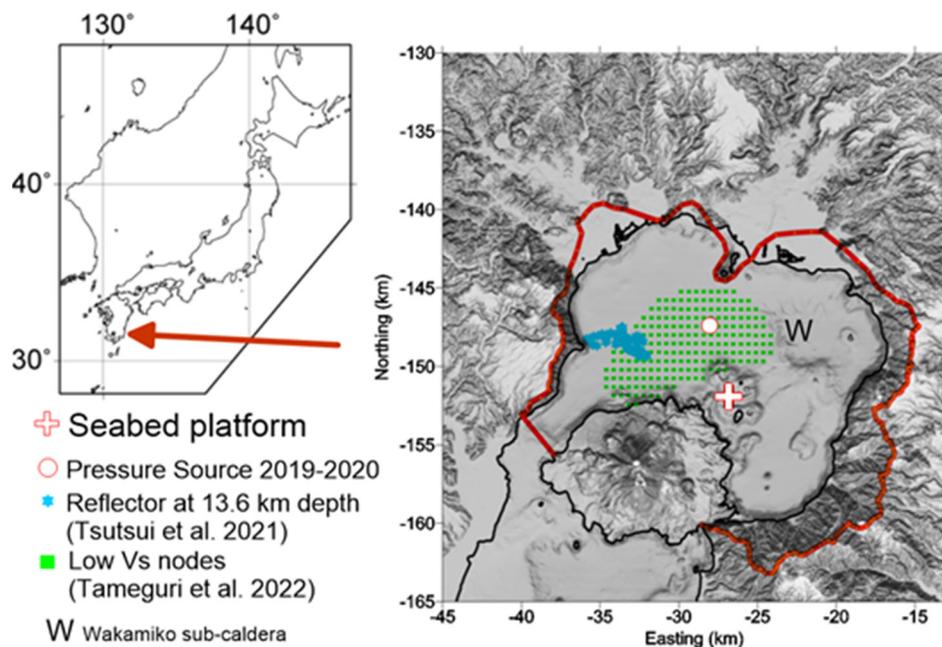


図 2-2-2. 始良カルデラと海底地盤変動観測装置設置位置。Seabed platform が海底地盤変動観測装置を指す。Pressure source は京都大学防災研究所(2022)による推定結果を示す。陸上標高データは国土地理院(2000)を、海域水深データは日本水路協会(2002)によるものを用いた。

本装置の設置候補地点は桜島北東沖に選定された。この場所が候補に選定された理由は始良カルデラの地下活動に伴う地盤変動を明瞭に観測できることが期待される場所であることと、観測機材の試験設置が可能な水深を示すことである。Yamamoto et al. (2013)等の既往の研究によれば桜島北岸から北東岸は始良カルデラの活動に伴う隆起／沈降が明瞭に表れる場所とされている。また Mogi (1958)をはじめ江頭他(1998a)、江頭他(1998b)、Hotta et al. (2016)は桜島の火山活動に伴う地盤変動圧力源の一つを桜島北方の鹿児島湾中央部に推定しており、近年の地盤変動観測結果を解析した京都大学防災研究所(2022)でも既往の研究と変わらない位置に圧力源を推定している。

本装置は令和3年度に設計水深30mとした改良設計を行い、図2-2-3に示す寸法形状とされた。

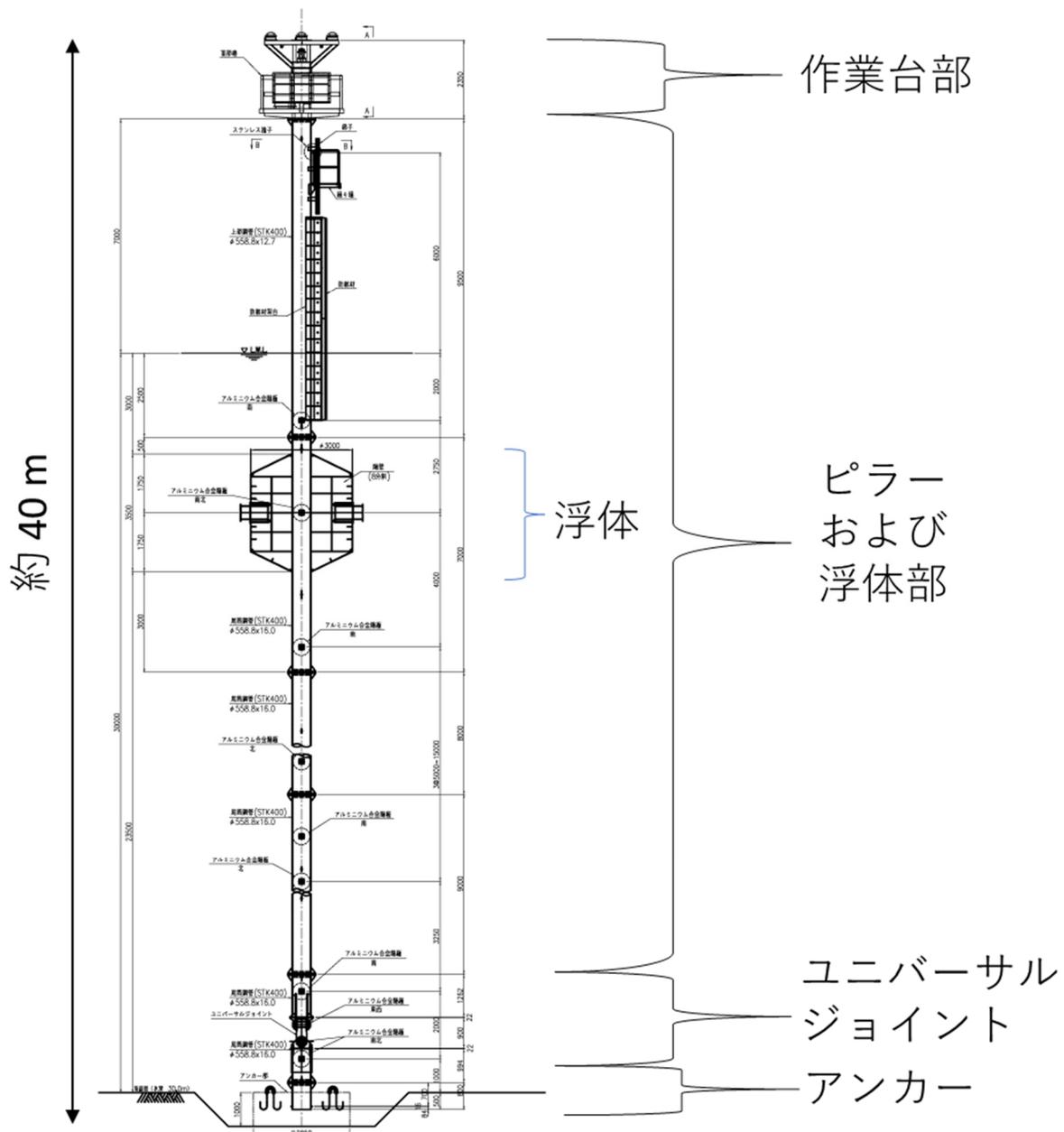


図 2-2-3. 海底地盤変動観測装置

(2) 2.1. 海底地盤変動観測装置設置予定地点水深調査

令和 4 年度は本装置の設置に最適な地点の状況の最終的な確認をすることを目的として水深調査を実施した。

調査内容は本装置設置予定地点 a1, a2 およびその周辺の水深測定と海底の状況観察で構成した。測深はおもり付きメジャーによるポイント測深と魚群探知機による連続測深データ取得により、海底状況観察は水中ドローンで実施した。使用した機材を表 2-2-1 に示す。

表 2-2-1. 水深調査使用機材

品名	サイズ	重量	備考
魚群探知機	奥行き 43cm×幅 72cm ×高さ 33cm	27 kg	GPS つきプロッタ魚探 HDX-9S 1 式。 6 8L コンテナに詰め込み。バッテリー：20 kg
魚探センサー	奥行き 21cm×幅 8 cm×高さ 1m	3 kg	取り付け部最大開口幅 12 cm、GNSS アンテナ取り付け台つき、センサー本体直径 15 cm
GNSS 受信機 NovAtel PwrPak7D	奥行き 43cm×幅 72cm ×高さ 33cm	23.5 kg	本体：500g, アンテナ：合計 1 kg バッテリー：20 kg 設定 1 秒サンプリング、内蔵フラッシュディスクに保存。PPK 解析
測深メジャー	50 cm×24 cm × 8 cm	6.5 kg	おもり 5kg 付き、メジャー本体 1.5 kg
水中ドローン	奥行き 52 cm×幅 82 cm ×高さ 21 cm	6 kg	本体 4.5kg をセメントフネに収納して積込。

総重量 66 kg、チャーター船：麗丸(3.2 トン, 144 KW。長さ 8.46m×幅 2.3m×深さ 0.8m)

調査は表 2-2-2 の経過をたどった。魚群探知機のセンサーの直上の水上には測位用 GNSS アンテナを装着し、出航から入港まで GNSS および持ち込み魚探は連続して測位測深記録を行った。

表 2-2-2. 調査経過

日時	場所	内容
2022/8/4 (木)	7:30 港 (約 30 分)	機材積込・持ち込み魚探取り付け。出港 (7 時 36 分頃)。センサー類は一旦水面上に上げて目標①まで航行。
	08:00 目標①	目標① 北緯 31 度 37 分 47.0 秒、東経 130 度 42 分 59.0 秒 ここからセンサーを下ろして目標②まで速力 3 ノットで測量航行を試みた。08:00 の潮位 1.61 m
	測深航行 (約 41 分) 約 2860m 長 2~3 ノット	→目標②北緯 31 度 37 分 57.0 秒、東経 130 度 42 分 59.0 秒 (8:06) 速力 3 ノットの航行ではセンサーロッドに補強が必要なことがわかり、進行方向にロープでステーを張る。以降、約 3 ノットにて測定。ステー装着後の船の位置を考慮して、当初とは逆の向きに各測線を測定することにした。そのために通過する目標は番号順ではなくなった。 →目標①(8:10) →目標④北緯 31 度 37 分 47.0 秒、東経 130 度 43 分 00.5 秒 (8:11) →目標③北緯 31 度 37 分 57.0 秒、東経 130 度 43 分 00.5 秒 (8:15) →目標⑥北緯 31 度 37 分 57.0 秒、東経 130 度 43 分 02.0 秒 (8:15)→目標⑤北緯 31 度 37 分 47.0 秒、東経 130 度 43 分 02.0 秒(8:18) →目標⑧北緯 31 度 37 分 47.0 秒、東経 130 度 43 分 03.5 秒 (8:19)→目標⑦北緯 31 度 37 分 57.0 秒、東経 130 度 43 分 03.5 秒(8:23) →目標⑩北緯 31 度 37 分 57.0 秒、東経 130 度 43 分 05.0 秒 (8:23)→目標⑨北緯 31 度 37 分 47.0 秒、東経 130 度 43 分 05.0 秒(8:27) →目標⑫北緯 31 度 37 分 47.0 秒、東経 130 度 43 分 06.5 秒 (8:31)→目標⑪北緯 31 度 37 分 57.0 秒、東経 130 度 43 分 06.5 秒(8:32) →目標⑭北緯 31 度 37 分 57.0 秒、東経 130 度 43 分 08.0 秒 (8:36)→目標⑬北緯 31 度 37 分 47.0 秒、東経 130 度 43 分 08.0 秒(8:36)

	<p>→目標⑮北緯 31 度 37 分 53.5 秒、東経 130 度 43 分 08.0 秒 (8:38)→目標⑯北緯 31 度 37 分 53.5 秒、東経 130 度 42 分 59.0 秒 (8:42)</p> <p>→目標⑰北緯 31 度 37 分 48.2 秒、東経 130 度 42 分 59.0 秒 (8:45)→目標⑱北緯 31 度 37 分 48.2 秒、東経 130 度 43 分 08.0 秒 (8:47)</p>
8:57 目標⑱ (a1)	目標⑱ (地点 a1) 北緯 31 度 37 分 48.20 秒 東経 130 度 43 分 00.58 秒 (31.6300556° N, 130.7168278° E)
目標⑱(a1)にて測定 (約 15 分)	<p>測深メジャーで測深し、時刻とともに記録</p> <p>08:56 メジャー測定：水面 33.9 m, 魚探測定：33.1 m</p> <p>08:56 メジャー測定：水面 33.9 m, 魚探測定：33.1 m</p> <p>船流される。(潮流のせいかな差が大きい)。潮位を考慮しても a1 は深すぎる。</p>
9:06 目標⑳ (a2) に移動(約 5 分)	目標⑳ (地点 a2) 北緯 31 度 37 分 53.5 秒 東経 130 度 43 分 03.5 秒 (31.6315277778° N, 130.7176388889° E)。09 時の潮位 1.96 m
目標⑳にて測定 (約 48 分間；水中ドローン投入時はスクリュー停止。) ~9:48	<p>測深メジャーで測深し、時刻とともに記録</p> <p>09:06 メジャー測定：水面 31.0 m, 魚探測定：30.9 m</p> <p>09:06 メジャー：水面 31.0 m, 魚探測定：30.9 m</p> <p>(2 回とも同じ読み) 潮位を考慮すると目標⑳は 1.2 m ほど浅すぎる。</p> <p>水中ドローンを投入し、底まで潜航の上写真撮影</p> <p>水中ドローン引き揚げ</p>
9:48 測線離脱で港に帰投	センサーを全て水面上に引き揚げ、帰投。
10:24 港到着	持ち込み魚探撤去、すべての機材を陸揚げ、解散

調査地点を図 2-2-4 に、調査測線計画を図 2-2-5 に示す。また、調査に用いた魚群探知機を図 2-2-6 に示し、機材の結線および取り付け方式を図 2-2-7 に示す。

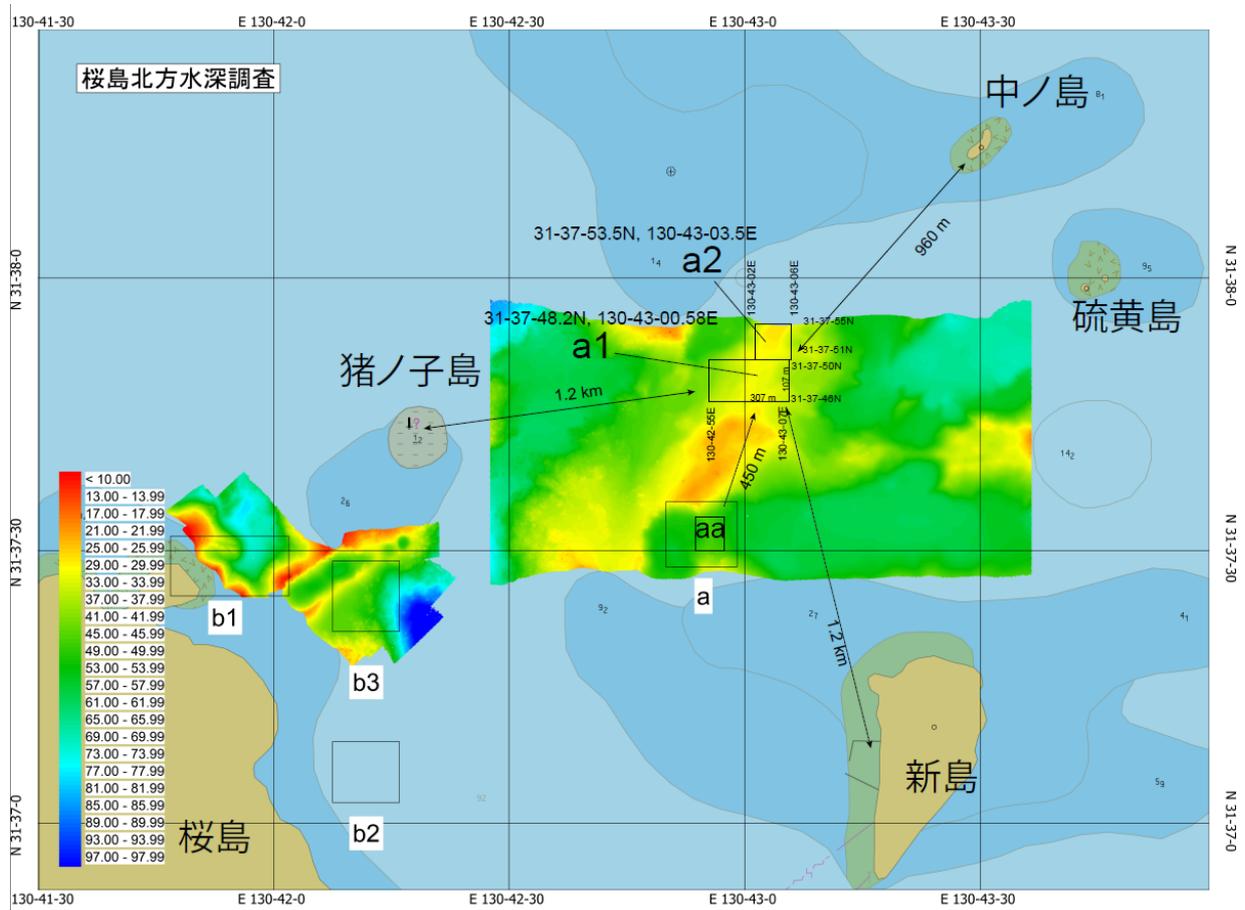


図 2-2-4. a1 地点、a2 地点 今回の測深は a1 地点、a2 地点を含む領域を連続して実施した。
(海上保安庁提供図に加筆)

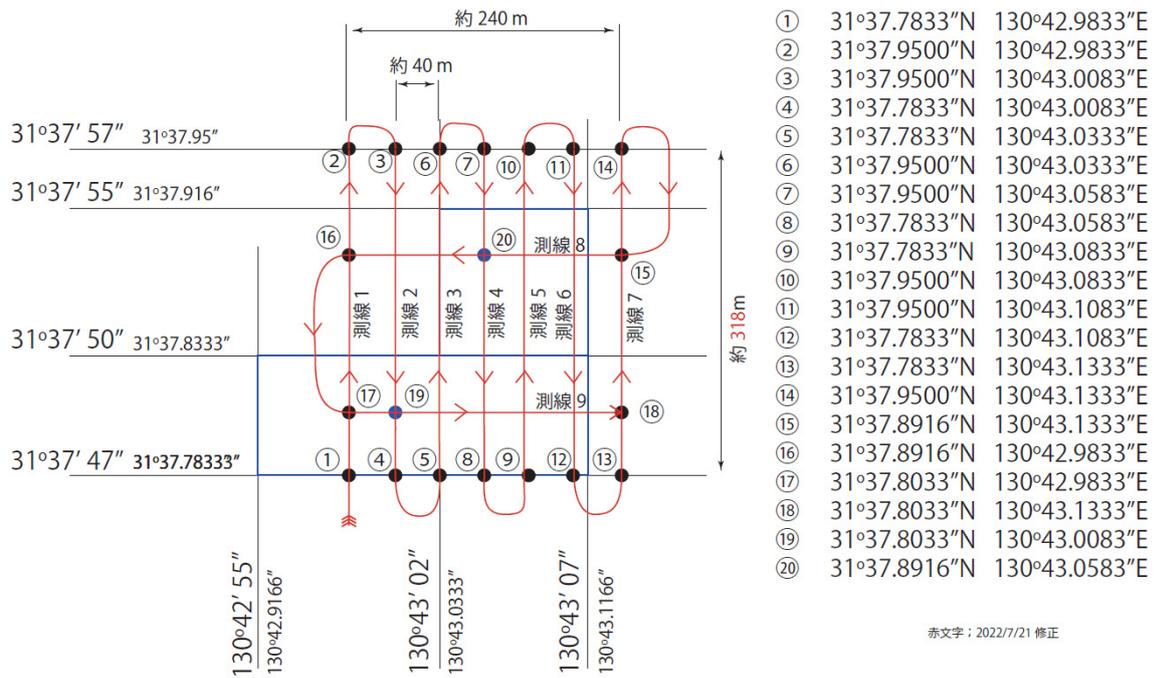


図 2-2-5. 当初予定調査測線図



図 2-2-6. 魚探センサー取り付け金具（パイプ長 1m） HONDEX GPS つきプロッタ魚探 HDX-9S 本体 2 kg

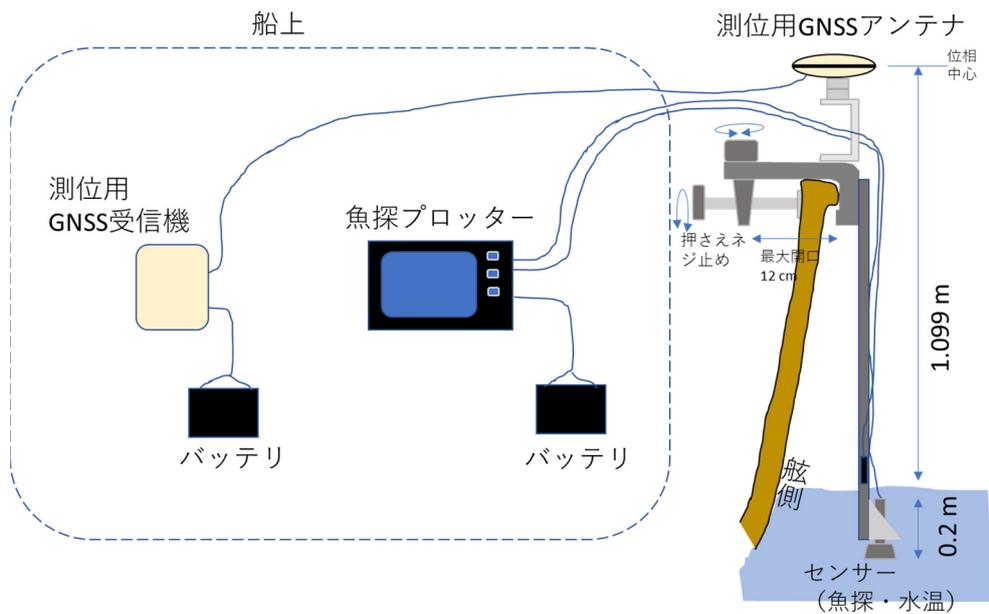


図 2-2-7. 計測機器構成図

実際のセンサー取り付け状況を図 2-2-8b に示す。魚探センサーを取り付けたポールが船の移動に伴う水の抵抗でたわむことが判明したため、ロープでステーを張りセンサーが直下を向くように補強して測定を行った (図 2-2-8a)。

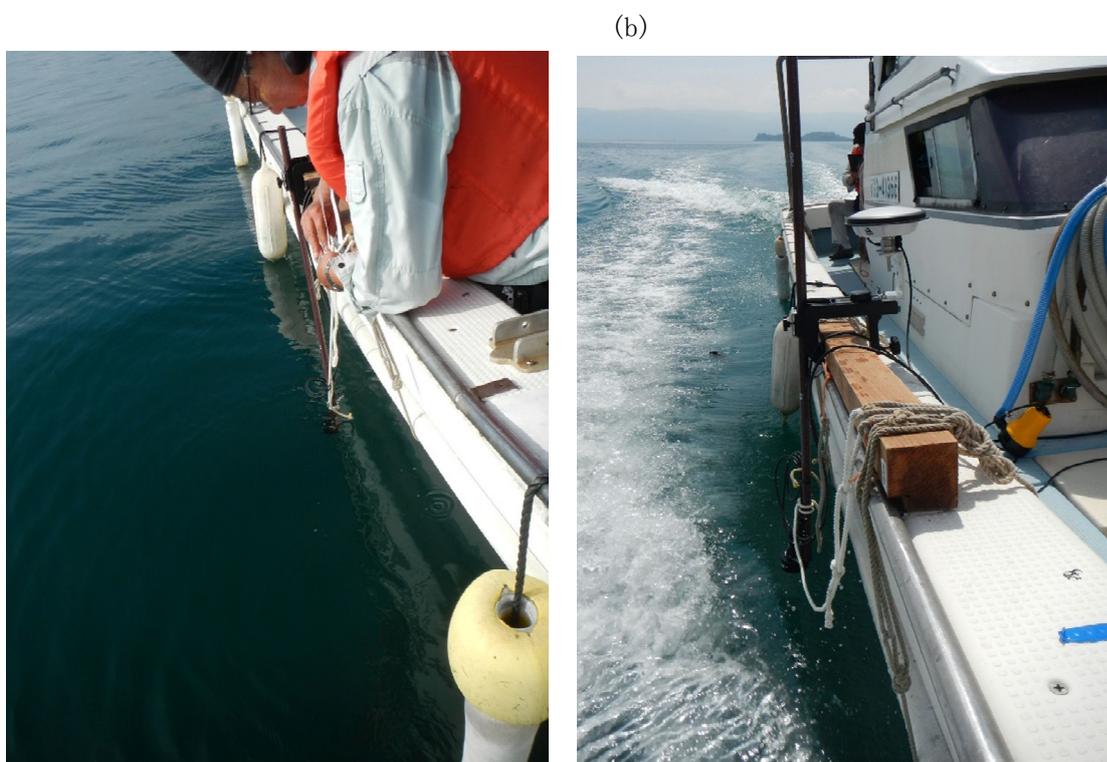


図 2-2-8. 実際のセンサー取り付け (a)ステー張り作業 (目標②にて)、(b)センサー基台と GNSS アンテナの位置関係 (センサー上げ状態)

図 2-2-9 に海底状況観察に用いた水中ドローンを示す。



本体サイズ：38 cm×27 cm×16.5 cm 4.5 kg

図 2-2-9. 水中ドローン Chasing m2 このほかにコントローラを使用して操縦する。

図 2-2-10 に実測値から水深推定値をもとめる方法を示す。本装置の設計時の水深の基準は平均干潮潮位 (LWL) であるので水深推定値はこの LWL からの水深とした。LWL からの水深表記は海上保安庁が発行する海図の水深の基準面でもある。

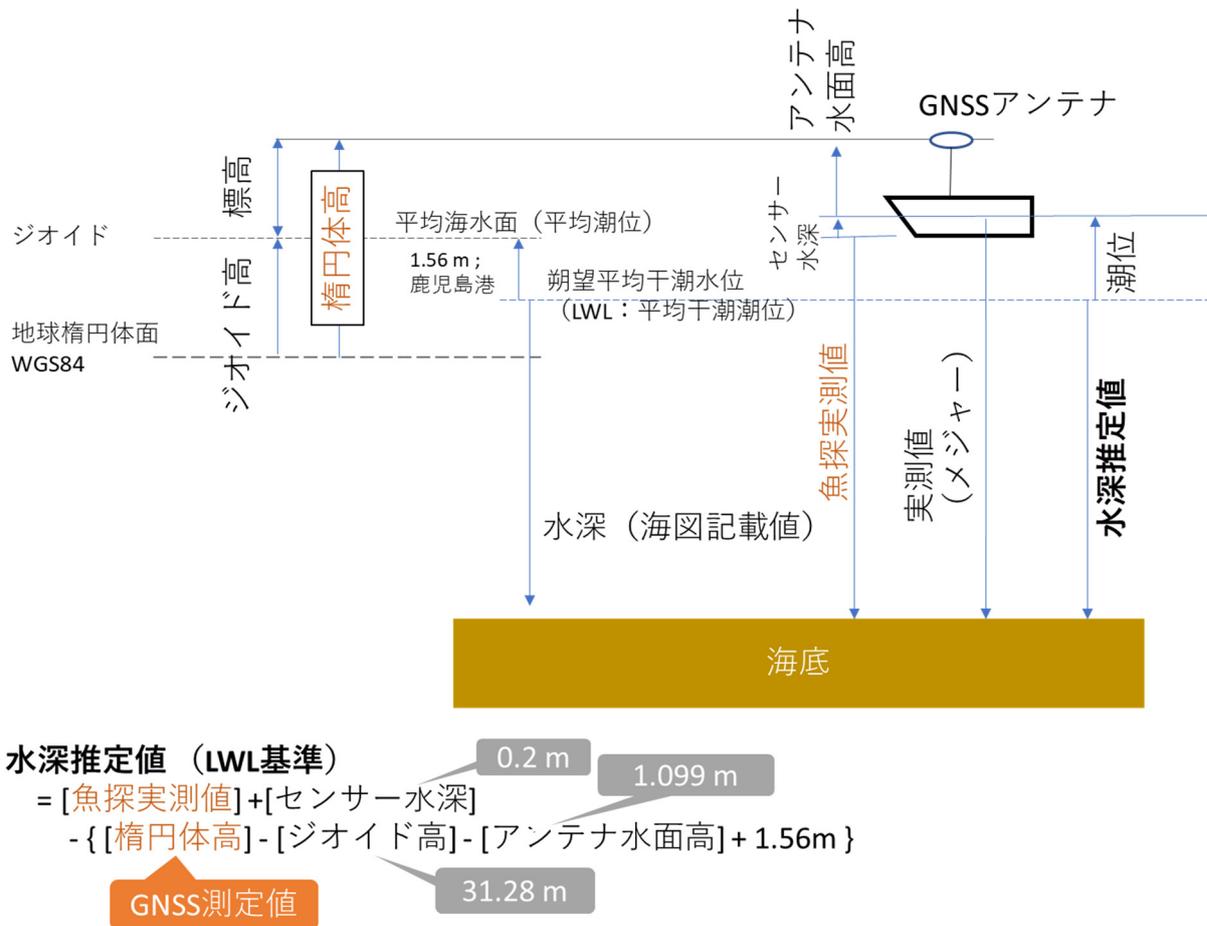


図 2-2-10. 測定結果処理の概念 結果として得られる水深推定値はLWL (朔望平均干潮水位) を基準とした値。

測定の結果として、得られた測深データ数：727ポイント（全1211ポイント）ほぼ5秒間隔のデータであった。ジオイド高は国土地理院ジオイド高計算サービスによる値を使用した。LWL基準平均水面高は鹿児島港の値を用いた。

GNSSデータはRTKLIBによるPPK解析を実施した。PPK解析の参照点は京大SNYM観測点（測深地域から距離2.5km南西方向）を使用し、楕円体高は国土地理院電子基準点0719（西方約4km）を参照した値を用いた。

潮位補正を施したLWL基準の水深を次の図2-2-11に示す。位置はGNSSによる測位結果を示す。この水深値を検討した結果、図2-2-11中の赤十字印が本装置にとって最適な候補地点（LWL基準水深30±0.5m）と考えられる。図2-2-11の右に座標値を示す。

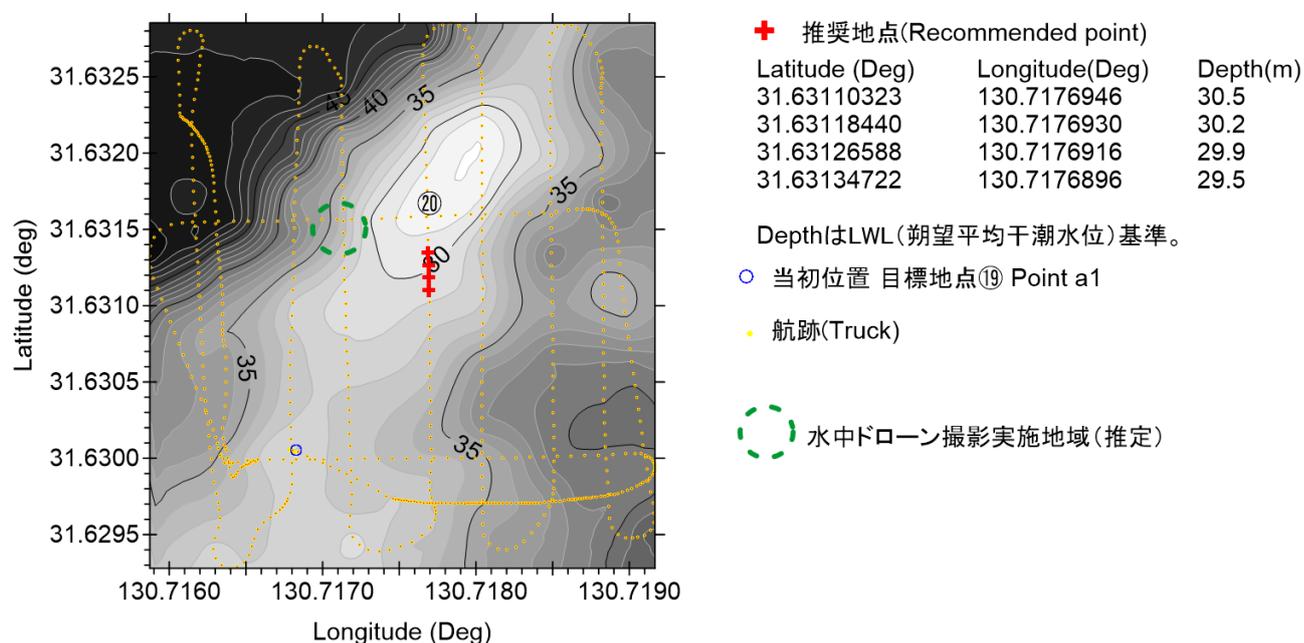


図2-2-11. 水深測定結果 コンターはLWLを基準とした水深(m)。赤十字の場所が候補地点。当初計画地点の約200m北北東。青丸は当初計画地点。

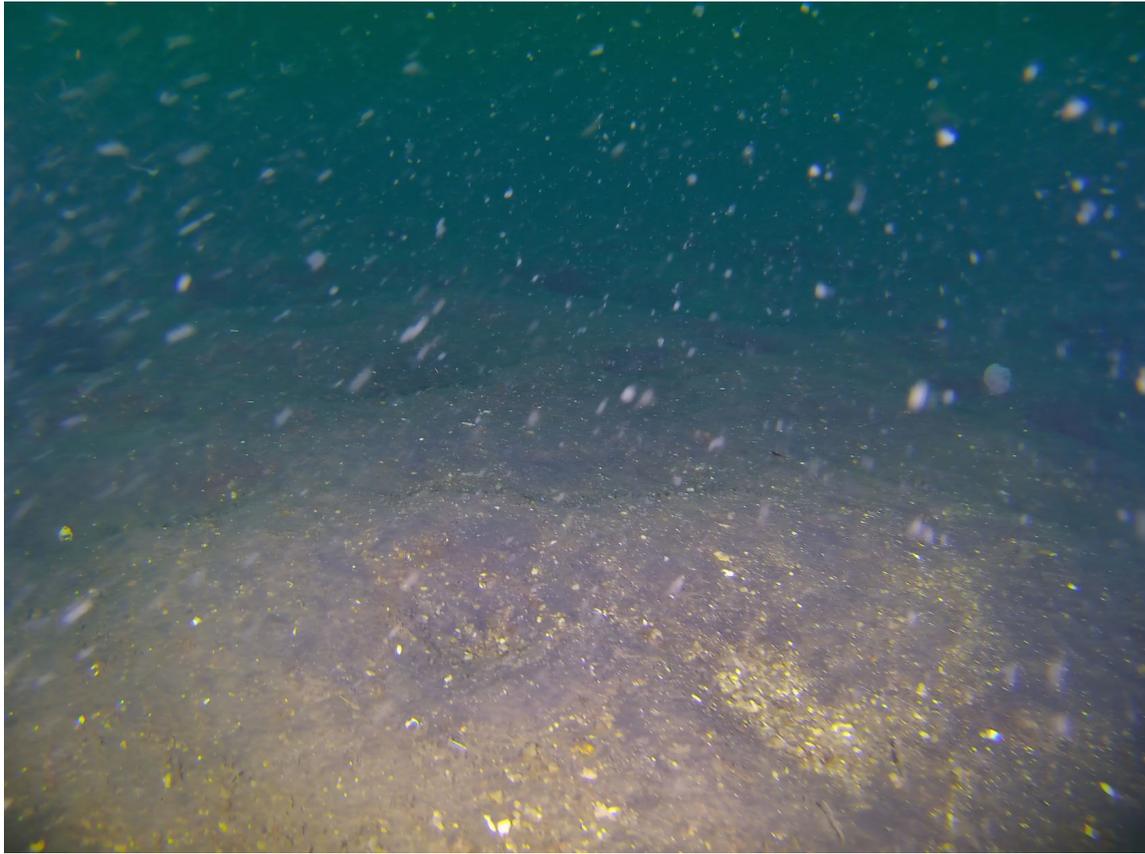


図 2-2-12. 水中ドローンによる海底撮影画像。水深 34m 図 2-2-11 中の緑破線内の地点と思われる。目標⑳でドローンを投入したが潮に流され、目標㉑より西側で着底した。

図 2-2-12 に水中ドローンによって撮影された海底の様子を示す。これまでの採泥調査では黒色の火山灰由来の粘性土質砂(SCs)が海底の土質であるとされてきたが、実際的水中写真では黒色部分が少なく、黄褐色の粗粒物が見受けられる。

また、目標㉑や目標㉒の地点におけるメジャーによる直接測深では、先端につけたおもりの着底時には明らかな手応えがあった。このことから海底の表面に分布しているのは、少なくとも深い泥ではない。

水深調査のまとめ

以上のことから、もっとも推奨される設置場所は下記 2 地点の間

北緯 31.6311844 度 東経 130.717693 度

北緯 31.63126588 度 東経 130.7176916 度

である。

(2) 2.2. 海底地盤変動観測装置測位方式安定性の検証

本装置の測位にはGNSSによる人工衛星測位法を用いることにする。測位結果の解析にはGNSS搬送波の位相を用いるKinematic解析法を用いる予定である。令和3年度に提唱されたアンテナアレイによる測位結果の傾斜補正方式は5日間の運用による検証にとどまっており、1ヶ月以上にわたる運用の実績が無かった。これを踏まえて令和4年度はその測位補正方式の安定性と精度を検証するための実験を行った。

実験に用いた2軸実験台IIAを図2-2-13に示す。2軸実験台IIAにおける測位実験を2022/8/18～2022/10/3の47日間行った。実際の運用を想定してエポック間隔を15秒に設定しそれぞれのGNSS受信機の内蔵フラッシュメモリにエポック毎の測位結果を蓄えた。



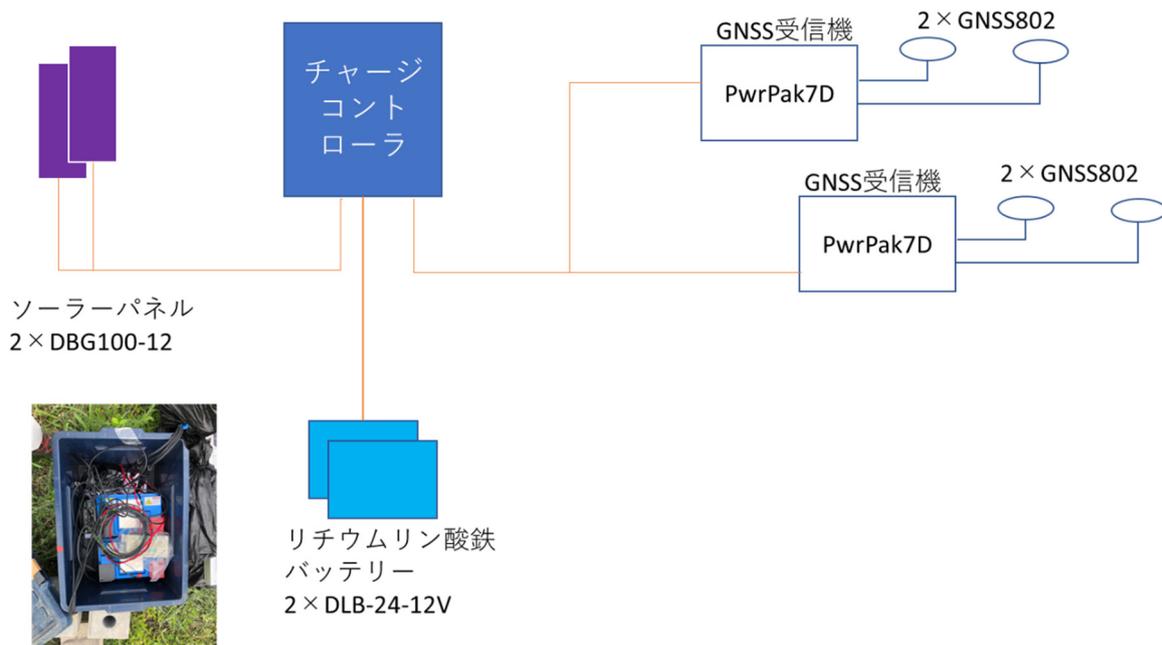


図 2-2-14. 実験機器結線

実験における機器の結線を図 2-2-14 に示す。測位用観測計器に京都大学防災研究所(2022)と同様デュアルアンテナ GPS 受信機 PwrPak7D(NovAtel 社製)を 2 セット用意し、それぞれアンテナ A 及び B の組と、アンテナ C および D の組とを接続した。GNSS 受信機 PwrPak7D のアーキテクチャは NovAtel (2021)に記載されている。

デュアルアンテナ GNSS 受信機を 2 台用いる基本的な構成は京都大学防災研究所(2022)と同様であるが、令和 4 年度の実験では電源系統に実機に搭載予定の部品を取り入れた。電池には容量 100Ah のリチウムリン酸鉄イオン電池 (ディスカバー社製 DLB-G24-12V) を 2 台並列接続し合計 200Ah とし無日照日数 4 日程度を確保した。電池の充電用ソーラーパネルには 100W のソーラーパネル (電菱製 DBG100-12) を 2 枚用いることにして、30A 対応チャージコントローラ (未来舎製 PV1230D1AB) を用いたソーラー電源システムを構成した。

リチウムリン酸鉄イオン電池は現在市販されているリチウム系二次電池の中では最も安定性が高いとされている電極構成である。リチウムリン酸鉄イオン電池は同容量の鉛蓄電池の 1/3 程度の質量であるため、搭載機器の軽量化がはかれる利点がある。今回採用したディスカバー社製 DLB-G24-12V はヒューズによる安全対策がほどこされ、かつ短絡しにくい端子構造の設計となっている。また、チャージコントローラはバルク充電完了電圧値等をリチウムリン酸鉄イオン電池用に設定して用いた。

本実験は数ヶ月間であったので、ソーラーパネルの設置にはフレームによる固定を行わず、コンクリートブロックによる傾斜を与えて土嚢で地面に直接定置した。

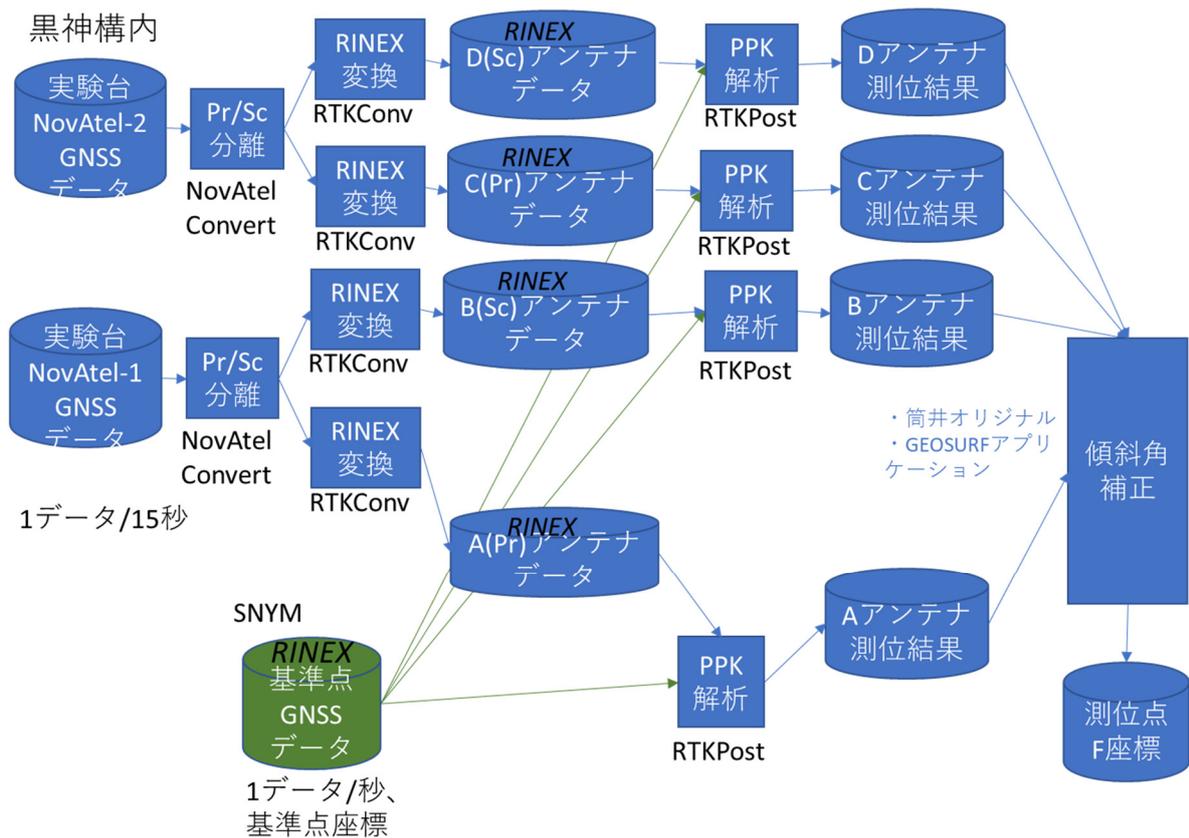


図 2-2-15. データ処理の流れ

実験における実験データ処理の流れを図 2-2-15 に示す。実験台頂部に設置された個々のアンテナの測位結果の解析はフリーソフトウェア RTKLIB(Takasu, 2013)による PPK (Post-Processing Kinematic) 法を用いた。さらにピラーの傾斜補正には筒井他 (2022) の考案によるアンテナアレイを用いたアルゴリズムを用いた。PPK 法解析にあたり実験台から 3.4 km 離れた SNYM 観測点を基準点とした。SNYM 観測点は実験台から約 3.4km の距離にあり、そのアンテナは実験台のアンテナ A より 45.6 m 低い。

測位実験の稼働状況を下図 2-2-16 に示す。

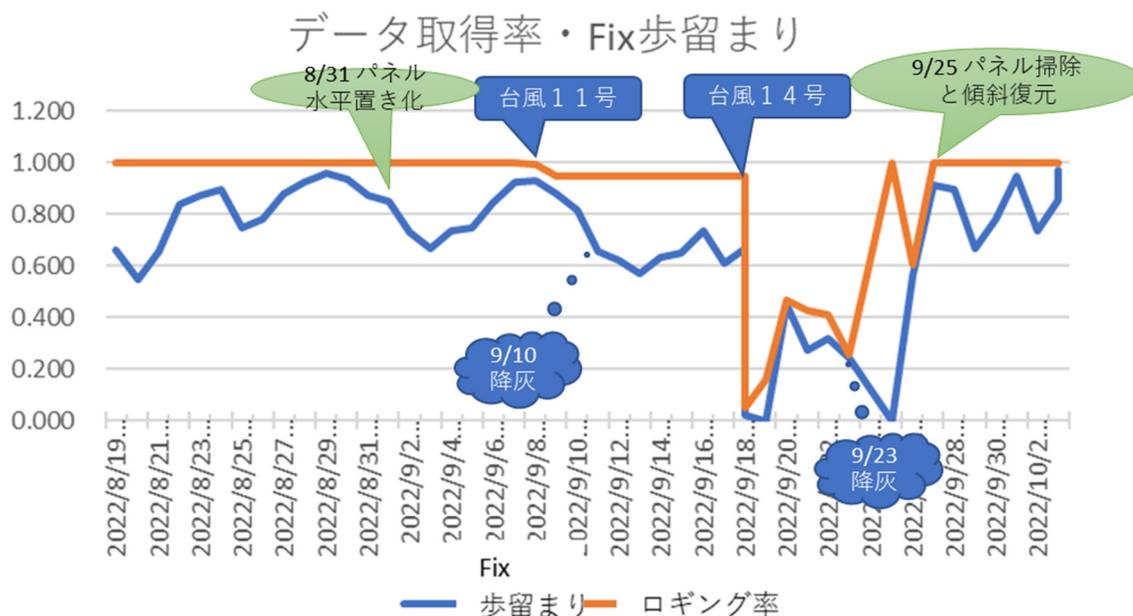


図 2-2-16. 測位実験稼働状況

ここでは測位実験の稼働状況を「ロギング率」と「Fix 歩留まり率」で表す。ロギング率＝ $([取得エポック数]-[Ref 取得失敗エポック数])/[全エポック数(5760)]$ 、Fix 歩留まり率＝ $([Fix エポック数]-[Ref 取得失敗エポック数])/[全エポック数(5760)]$ で計算される。ロギング率は PPK 解析の際に用いる参照点の稼働も含めた今回の観測システム全体の稼働率を表し、Fix 歩留まり率は解析可能な組み合わせの測位結果が得られたエポックの中で Fix 解が得られたエポックの割合を示す。

測位実験期間中には少なくとも 2 回（令和 4 年 9 月 10 日、令和 4 年 9 月 23 日）の黒神方面への降灰と、鹿児島地方への 1 回の台風接近（令和 4 年 9 月 5 日晚～6 日未明）、1 回の台風上陸（令和 4 年 9 月 18 日晚）があった。

本実験は数ヶ月間の予定であったので、ソーラーパネルの設置ではフレームを用いなかった。ソーラーパネルの強風による飛散を防ぐために 8/31 にパネルの傾斜を解除して地面に直接定置していた。このため 8/31 以降は降灰によって充電量の不足が慢性的に発生するとともに、GNSS アンテナへの灰の堆積が生じていた模様である。また、9/17 の 17 時以降は台風 14 号の上陸に伴う常設点 SNYM への停電が発生したため、翌々日 19 日まで欠測が発生した。明瞭な降灰の影響が見られるのは 9/23～9/25 である。9/23 午後に発生した爆発による降灰でソーラーパネルおよび GNSS アンテナのそれぞれにおよそ 1 センチメートルの厚さの灰の堆積を生じた。9/23 以降 9/25 までの FIX 歩留まり率の極度の悪化はこの現象の発生によるものである。9/25 に火山灰の除去とソーラーパネル傾斜の復元を行って以降、ロギング率は 9 割以上に復帰した。

期間中の傾斜補正済み測位値日平均の時系列を図 2-2-17 に示し、日平均時系列の統計を表 2-2-3 に示す。

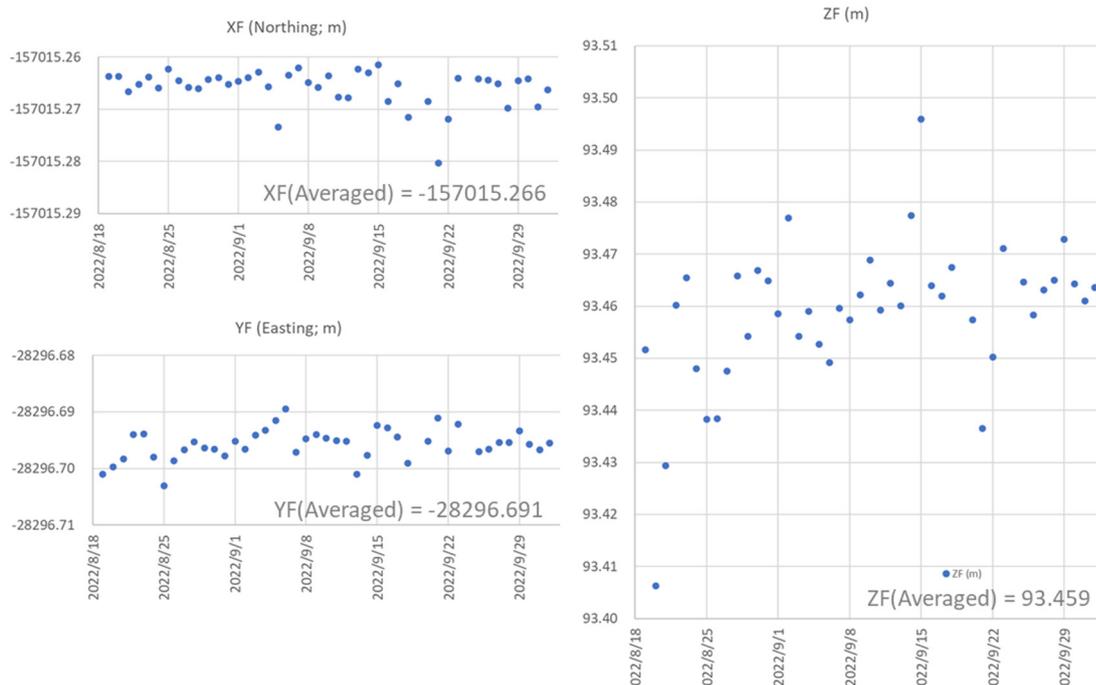


図 2-2-17. 測位点 F 傾斜補正済み測位値日平均時系列

表 2-2-3. 日平均時系列の統計

2系直角座標	南北方向 XF (m)	東西方向 YF (m)	上下方向 ZF (m)
期間内平均値	-157015.2659	-28296.6908	93.4585
期間内標準偏差	0.0035	0.0027	0.0142

令和 3 年度の定常観測点間の統計量（京都大学防災研究所，2022）を表 2-2-4 に示す。表 2-2-4 は京都大学防災研究所の常設観測点 SNYM-KMNG を基線（1.5 km 長）とする測位結果である。

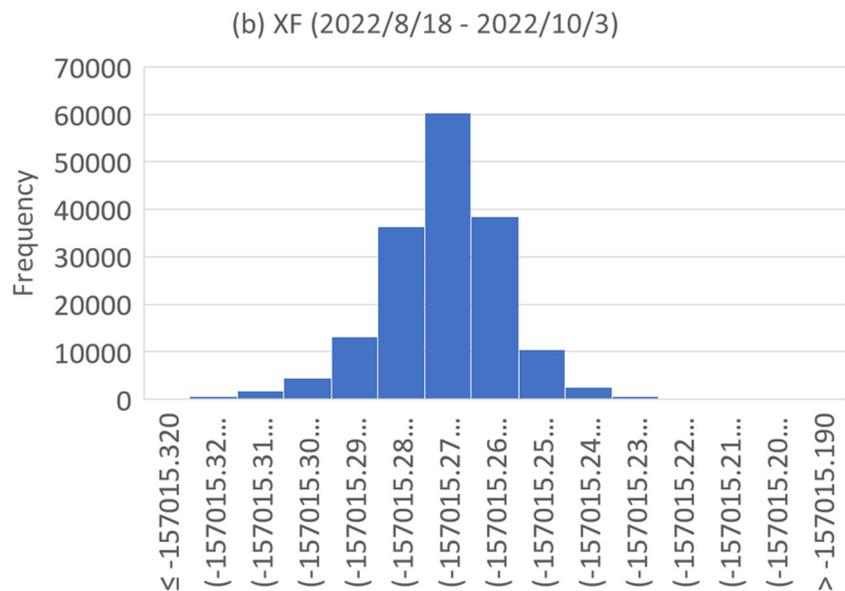
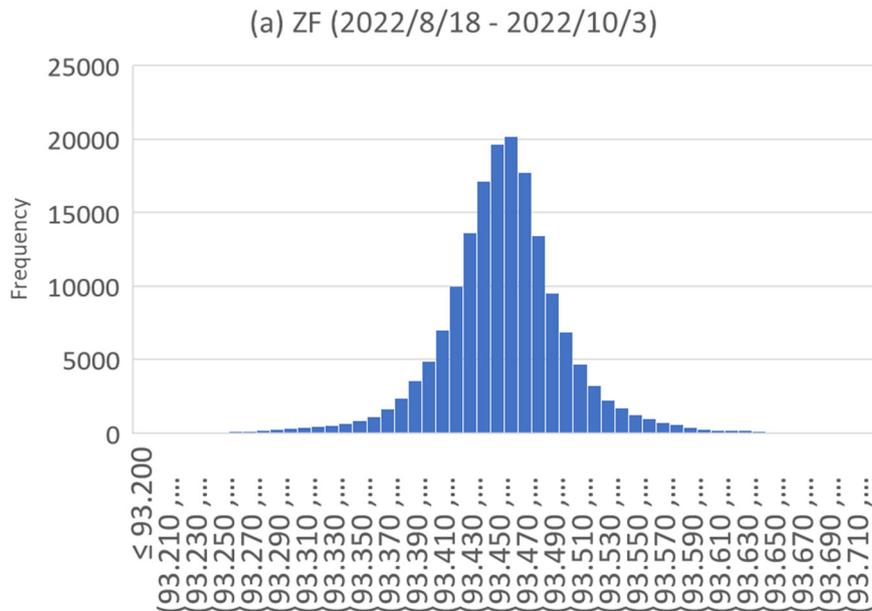
表 2-2-4. 定常点間の測位結果の統計（京都大学防災研究所，2022 による）

	南北方向標 準偏差 (m)	東西方向標 準偏差 (m)	上下方向標 準偏差 (m)
PPK	0.0013	0.0015	0.0051

表 2-2-3 と表 2-2-4 とを比較すると、今回の実験の結果は定常観測点間の PPK 測位結果より標準偏差が大きい値を示していることに気がつく。両者は基線長が異なり、京都大学防災研究所（2022）は基線長 1.5 km の定常観測点 SNYM-KMNG を用いた結果をしめしており、本稿の基線長 3.4 km の 1/2.7 の基線長の結果である。今回の場合、それぞれの成分の標準偏差は南北方向が 2.7 倍、東西方向が 1.8 倍、高さ方向が 2.8 倍であるので、概ね基線長の倍率と整合的な関係にある。一般に Kinematic 解析では基線長が短いほど測位結果の標準偏差が小さくなる傾向があ

り、Okuda et al. (2001)はキロメートルスケールの基線における Kinematic 法解析結果の標準偏差は、その基線長に比例する傾向があることを報告している。京都大学防災研究所(2022)の報告でも同様な傾向がうかがわれる。Okuda et al. (2001)の説が正しいとすれば実験台 PPK 傾斜補正結果の標準偏差は許容範囲内であると考ええる。

また、測位点 F の日平均値の分布を図 2-2-18 に示す。



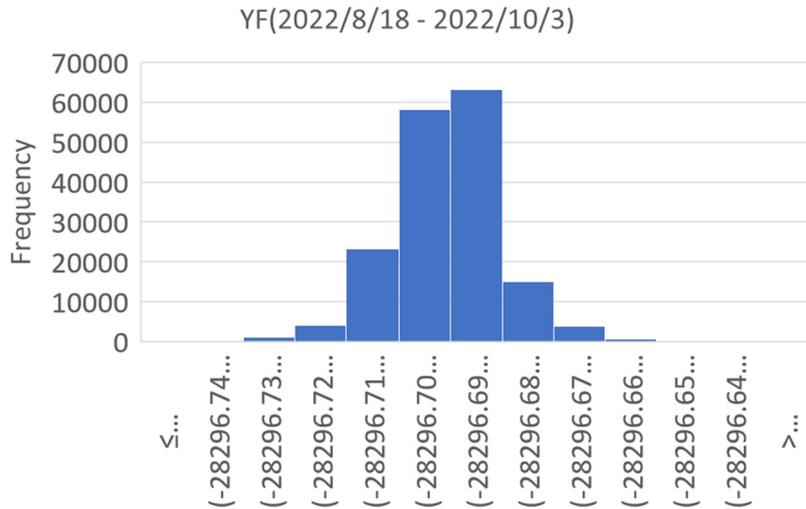


図 2-2-18. 日平均値分布。傾斜角補正後の測位点 F 測位値分布。15 秒データ全数 (N=169707 エポック) の分布を示す。(a)上下座標、(b)南北座標、(c)東西座標。

傾斜補正の効果は台風などの強風によってアンテナの運動が大きくなるときに顕著に表れる。図 2-2-19 は台風 14 号が鹿児島島に接近し上陸する直前の測位結果と傾斜補正結果を中央値からの変位量として示す。

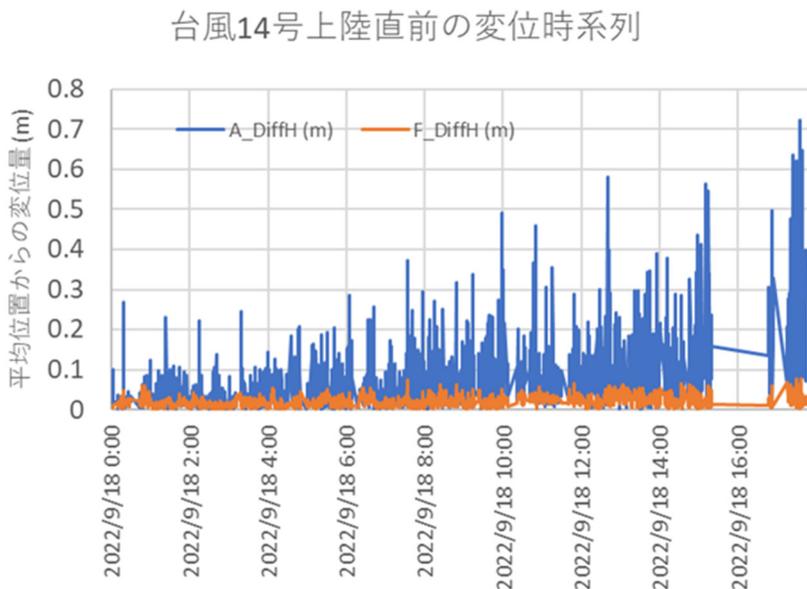


図 2-2-19. 台風 14 号(T2214) 上陸直前の測位結果時系列。アンテナ A 変位量を青曲線で、測位点推定結果のずれを橙曲線で表す。

図 2-2-19 において主アンテナ A の変位量の幅に比べて傾斜補正後の測位点 F の変位量が狭い範囲に収まっていることが示されている。図 2-2-19 からは主アンテナ A の変位量が大きな値を

取る場合でも補正結果の変位量は拡大しないことから、アンテナアレイの運動が水平方向に 0.4m に達している場合でも傾斜補正が機能していることが示される。

また、主アンテナ A の水平座標分布と、傾斜補正結果 F 点水平座標分布とを図 2-2-20 に示す。また、この期間中の傾斜補正後 F 点測位結果座標の分布を図 2-2-21 に示す。

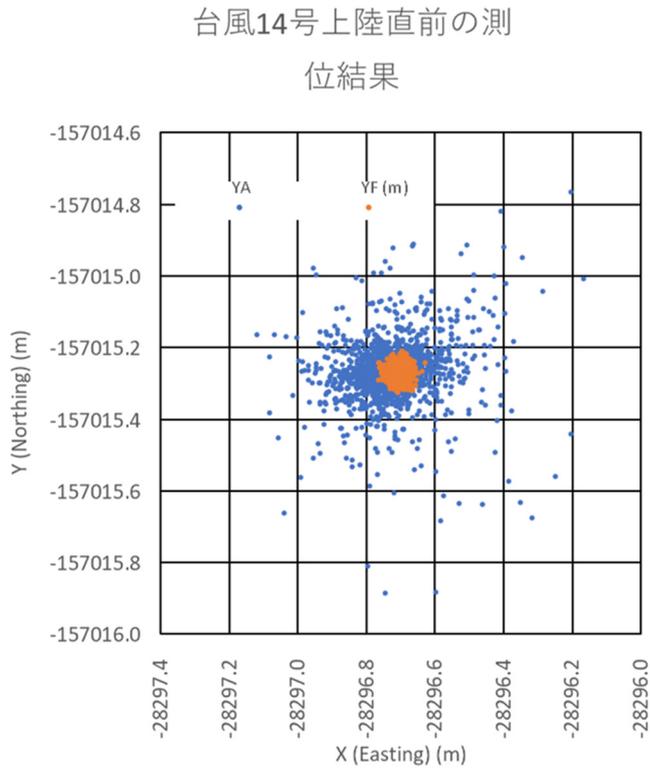
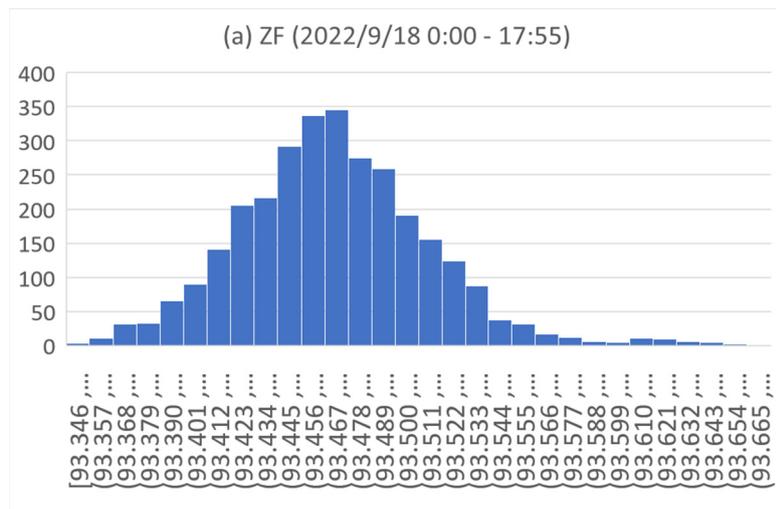


図 2-2-20. 台風 14 号 (T2214) 上陸直前の主アンテナ測位結果と傾斜補正結果の平面分布。青点はアンテナ A の測位結果、橙点は傾斜補正後の F 点推定値を示す。



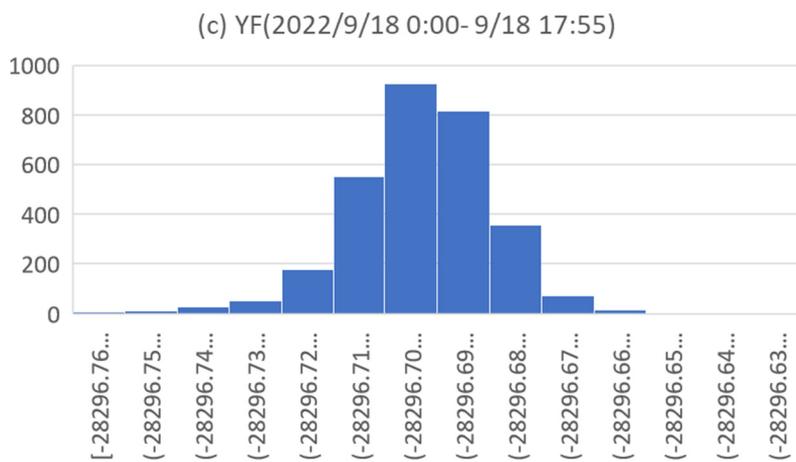
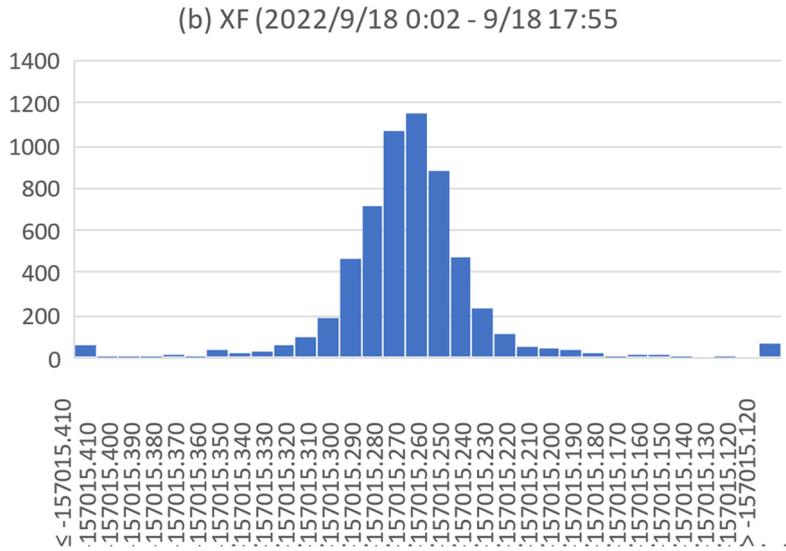


図 2-2-21. 台風 14 号(T2214) 上陸直前の傾斜補正後の F 点測位値の分布。(a) 上下座標、(b) 南北座標、(c) 東西座標。

図 2-2-21 に示されるように台風 14 号上陸直前の傾斜補正後 F 点測位値各成分の分布は単峰分布であった。

以上のことから台風上陸直前の強風下にあっても京都大学防災研究所(2022)で提唱した傾斜補正が有効であることが示された。

(2) 2.3. 関連観測点の稼働状況

令和 4 年度は前年度からの新島 SZKM 観測点における気象観測（京都大学防災研究所，2022）を継続するとともに、令和 4 年 5 月に桜島北岸の二俣潮位観測井における潮位観測を開始した。期間中には鹿児島地方への 1 回の台風接近（令和 4 年 9 月 5 日晚～6 日未明）、1 回の台風上陸（令和 4 年 9 月 18 日晚）があった。

新島における気象観測

気象観測を海底地盤変動観測装置設置予定地点の約 1.6 km 南南東の鹿児島市新島地先（通称：州崎）で行った。以降で観測点を SZKM と称する。SZKM における主な観測項目は、地上 2 m の高さにおける超音波風速計（WMT-703A1C0A3E2B1A3、ヴァイサラ社製）による風向風速観測、地上 1.5 m の高さにおける温湿度観測（HMP155A2GB11A0A3A1A0A、ヴァイサラ社製）である（図 2-2-22）。ロガー（CR-310、キャンベルサイエンティフィック社製）を用いた現地収録方式で運用を行っている。令和 3 年 10 月に観測が安定に推移するようになってからのデータ回収周期は 3～4 ヶ月に 1 度程度である。



図 2-2-22. 気象観測点 SZKM(京都大学防災研究所, 2022)

SZKM では順調に観測が推移しており、観測期間中の日別平均風向風速が図 2-2-23 のように得られている。観測期間中の鹿児島地方への台風の接近は 1 つ(台風 202211: 2022/9/6 未明)と、鹿児島に 1 つが上陸した(台風 202214: 2021/9/17-18)であった。

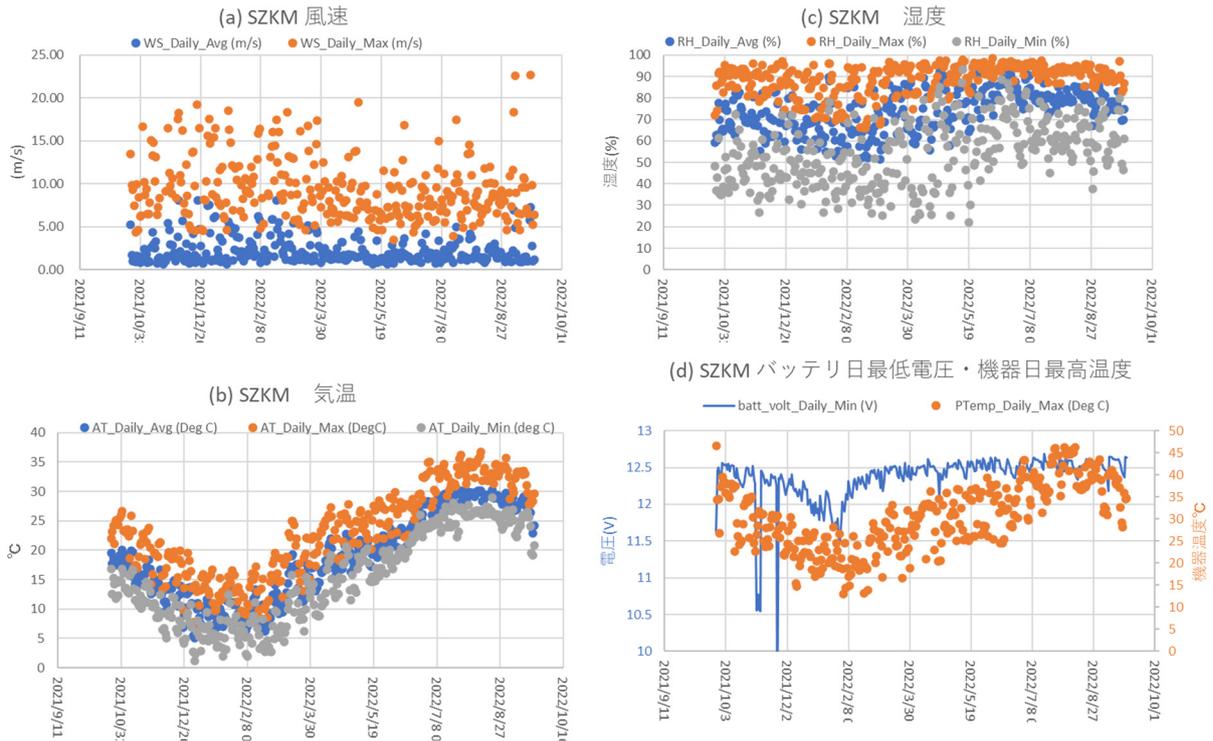


図 2-2-23. SZKM における気象観測。2021/10/15 - 2022/9/23 の期間の 1 日値を示す。(a)平均風速 (橙) および最大風速 (青)、(b)最高気温 (橙) および平均気温 (青)、最低気温 (灰)、(c)最大湿度 (橙) および平均湿度 (青)、最低湿度 (灰)、(d)バッテリー電圧 (青) と機器温度 (橙)。

また、観測期間中の最大瞬間風速：22.68 m/s (2022/9/19 07:06) , 245.2 度 (南西) 方向、最高気温：36.8 度 (2022/8/11 14:08)、最低気温：1.14 度 (2021/12/27 1:21) を記録した。最大瞬間風速は令和 4 年 9 月の台風 14 号通過後の吹き返しによるもので、最高気温は夏季の午後、最低気温は冬季の未明である。また、野外に設置された記録計の筐体温度も記録しており最高気温が記録された日に最高温度は 47 度に達していた。

期間中に経験した最大の台風 14 号 (T2214) は 2022 年 9 月 18 日 19 時頃中心気圧 930hPa で鹿児島市に上陸した。台風 14 号通過前後の風速変化を図 2-2-24 に示す。

(a) T2214(2022年 台風14号) 10分平均



(b) T2214(2022年台風14号) 瞬間最大風速



図 2-2-24. SZKM における台風 14 号通過時の風速変化 (a) 10 分平均値。青曲線は 10 分平均風速を示し、橙点は平均風向を示す。(b)瞬間最大風速。青曲線は瞬間最大風速を、橙曲線は風速測定時の測定エラー回数を示す。

図 2-2-24(a) では SZKM において台風上陸時の強風が示されているが、台風上陸後の吹き返しの風速が大きな値をとっていたことが示されている。SZKM における最大瞬間風速： 22.68 m/s (2022/9/19 07:06) ， 245.2 度 (南西) 方向 はこの台風 14 号上陸後の吹き返しで記録されたものである。

図 2-2-24(b) の最大瞬間風速では 9/18 19 時頃に瞬間最大風速が 70 m/s に達する測定が得られているが、この最大値は信用できない。風速 30 m/s を超えた時間から急速に測定エラー数が増えていることから、当該時間は風速計のセンサー間の風場が一様でなかった可能性があり正常な測定結果ではないと考えられた。

桜島北岸における潮位観測

海底地盤変動観測装置の検証用データを取得することを目的として、令和4年度は桜島北岸の鹿児島市桜島白浜町二俣避難港で潮位観測を開始した。二俣避難港の見取り図を図2-2-25(a)に二俣避難港の位置を示す。二俣避難港は桜島の大正級大噴火の際の住民の避難用に建造されたもので、フェリーの接岸できる岸壁と待合所建物があり、岸壁には潮位観測井が作られているほか待合所建物の横には京都大学の観測室が作られている(図2-2-25b)。この既設の観測井にセンサーを投入して潮位観測を立ち上げた。

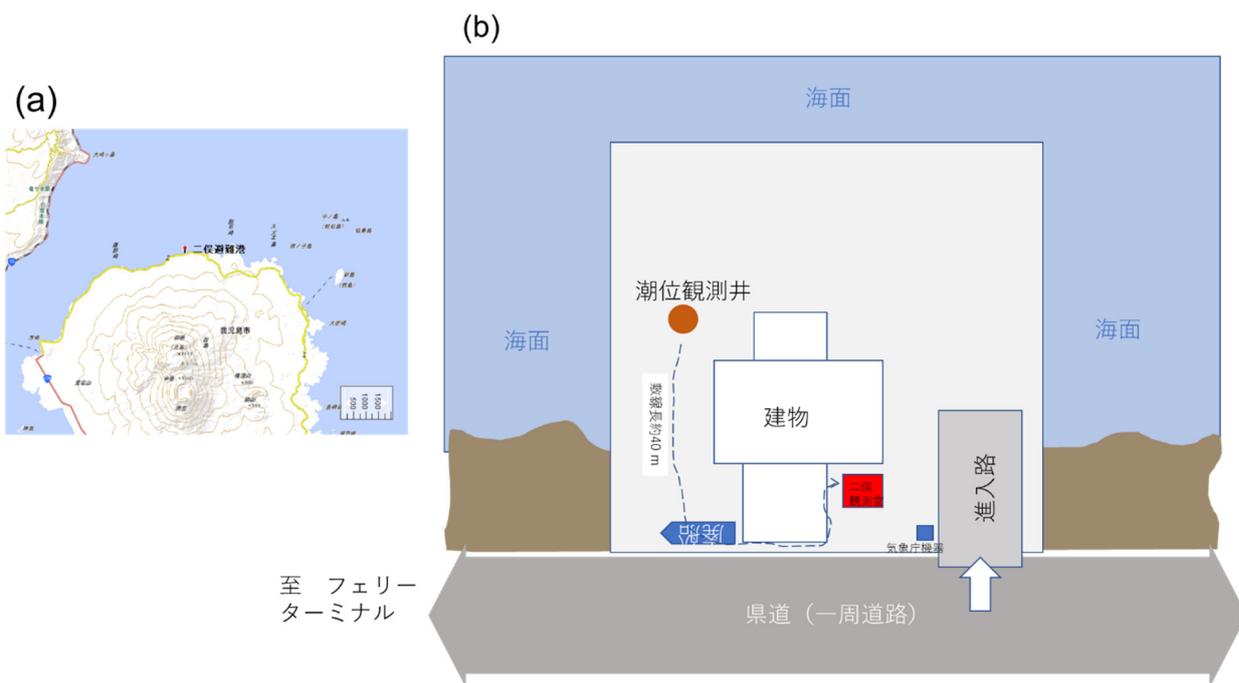


図2-2-25. 二俣潮位観測点見取り図 (a)桜島島内位置図、(b)二俣避難港建物配置

二俣潮位観測井の周囲を図2-2-26に、潮位観測井の内部を図2-2-27に示す。二俣観測井は深さ約5.5mで水面下の連通管で海と連絡しているほか、観測室との間に約40mのセンサーケーブル管が準備されている(図2-2-28)。表2-2-5に観測井に投入したセンサーの諸元を示す。

センサーで観測されたデータは観測室内のA/D変換器でデジタル化された上で1秒データとして、既設の通信回線を介して京都大学防災研究所火山活動研究センターまで伝送される。



図 2-2-26. 二俣潮位観測点。 中央の鉄蓋が潮位観測井。



図 2-2-27. 二俣潮位観測点観測井内。中央上の塩ビパイプ内にセンサーを装着している。

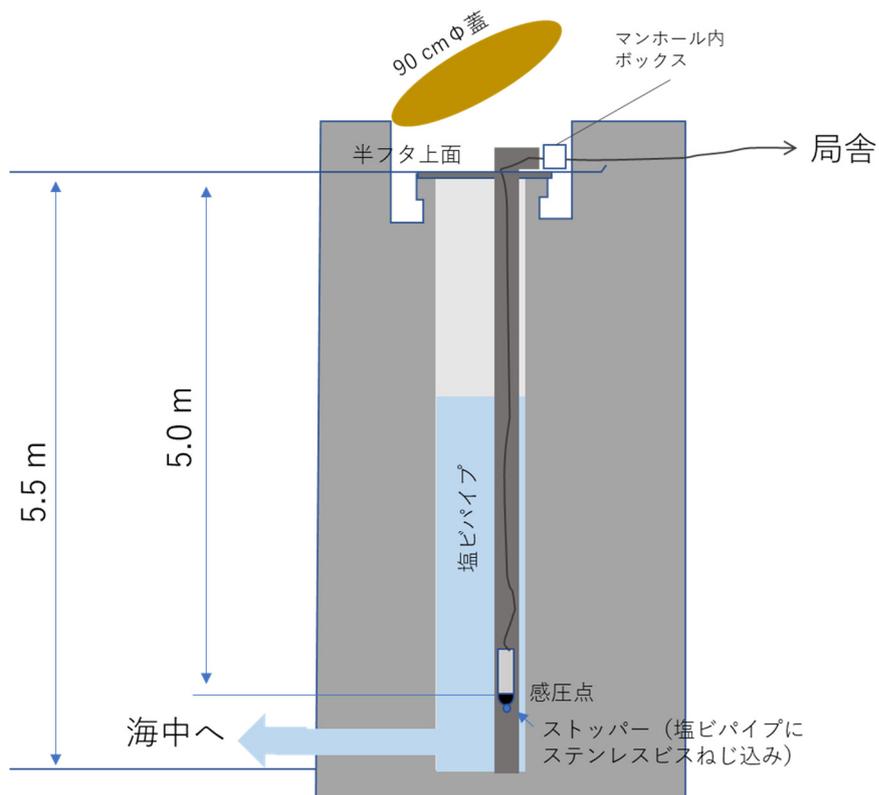


図 2-2-28. 二俣潮位観測点構造

表 2-2-5. 二俣観測井潮位センサー

型式	STS ATM/N 型
仕様	Ti 筐体、テフロンケーブル 40 m 付き
特性	0-10m、0-1V out (0.1 V/m)

観測は 2022/5/26 に始められて調整を実施した後、安定したデータが 2022/6/1 以降得られるようになり、その順調に観測が推移している。例として図 2-2-29 に 2022/8/1 - 8/31 の一ヶ月間の潮位記録を示す。隣接する既設潮位観測点の KURT (黒神潮位観測井) の観測記録と関連する記録が得られていることが同図で示されている。1 分データの相互相関では FUTT 潮位と KURT 潮位の位相差は 0 であった。

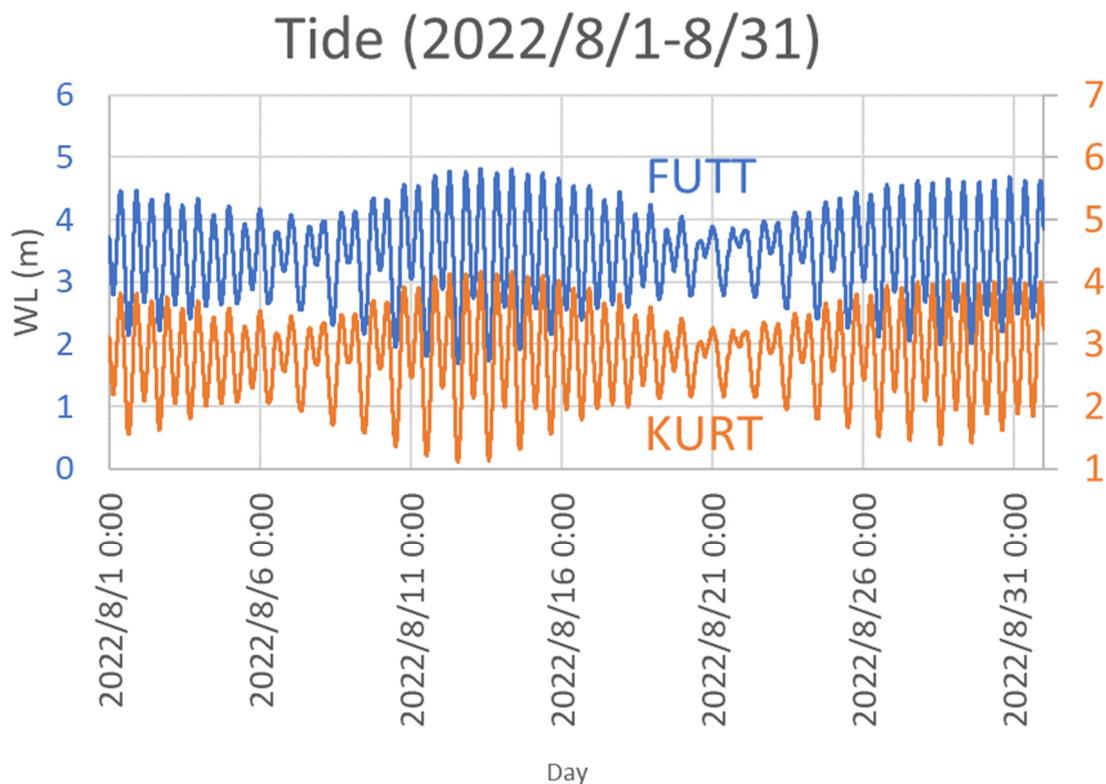


図 2-2-29. 潮位観測値例。

FUTT における 1 日平均潮位の推移を図 2-2-30 に示す。6 月から 9 月にかけて平均潮位が緩やかに上昇し、9 月から 12 月末にかけて平均潮位が低下する。さらに 12 月末からは再び平均潮位が上昇する傾向を示している。この変化は年周変化の可能性はあるが、さらなるデータ蓄積によってその性質が明らかになることが期待される。最大潮位は 2022/9/19 の台風 14 号通過時に認められ、台風来襲前後に比べると 0.3 m 高い平均潮位を示していた。最低潮位は 2022/12/29 に認められ台風 14 号来襲時の最大潮位より 0.9 m 低い値を示していた。

また、隣接する KURT との潮位差は約 0.2 m ほどの幅で変動するが、台風 14 号来襲時の潮位差のように継続時間の短いパルス状変動は風の影響と考えられる。観測期間が 1 年に満たないので潮位差変動の年周変化成分および永年変化成分を認識するまでには至っていない。今後データ蓄積を継続することによって、FUTT における年周変化成分および永年変化成分が明らかになることが期待される。

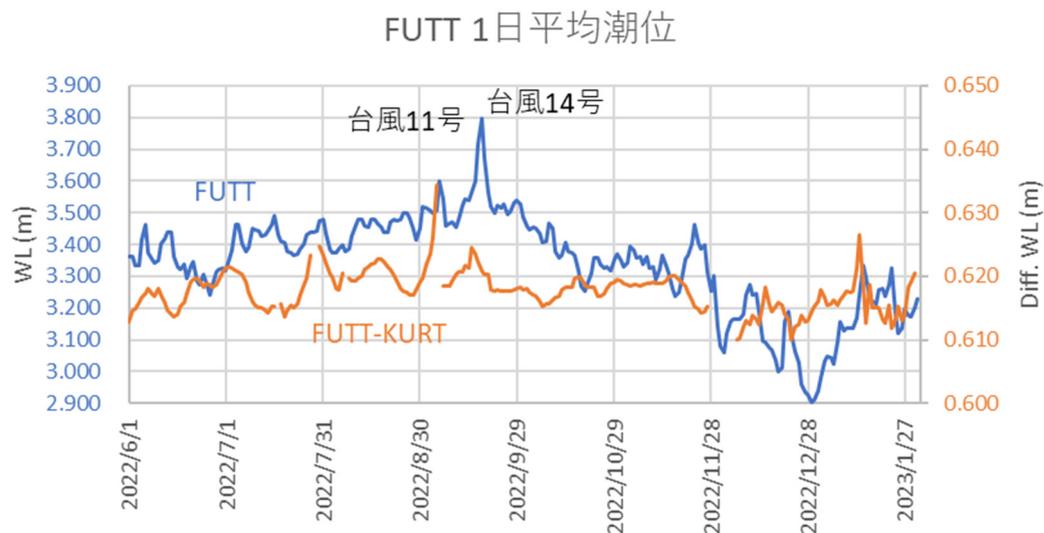


図 2-2-30. 日平均潮位の推移。青曲線はFUTT の日平均潮位を示し、橙色曲線は黒神潮位観測所（KURT）の日平均潮位との差を示している。

観測は順調に推移している。現在のところ観測期間が1年に満たないのでKURT との比較ではトレンドを確認することは困難であるが、データの蓄積によって始良カルデラ周辺の地盤変動に関する情報の抽出が可能になることが期待される。

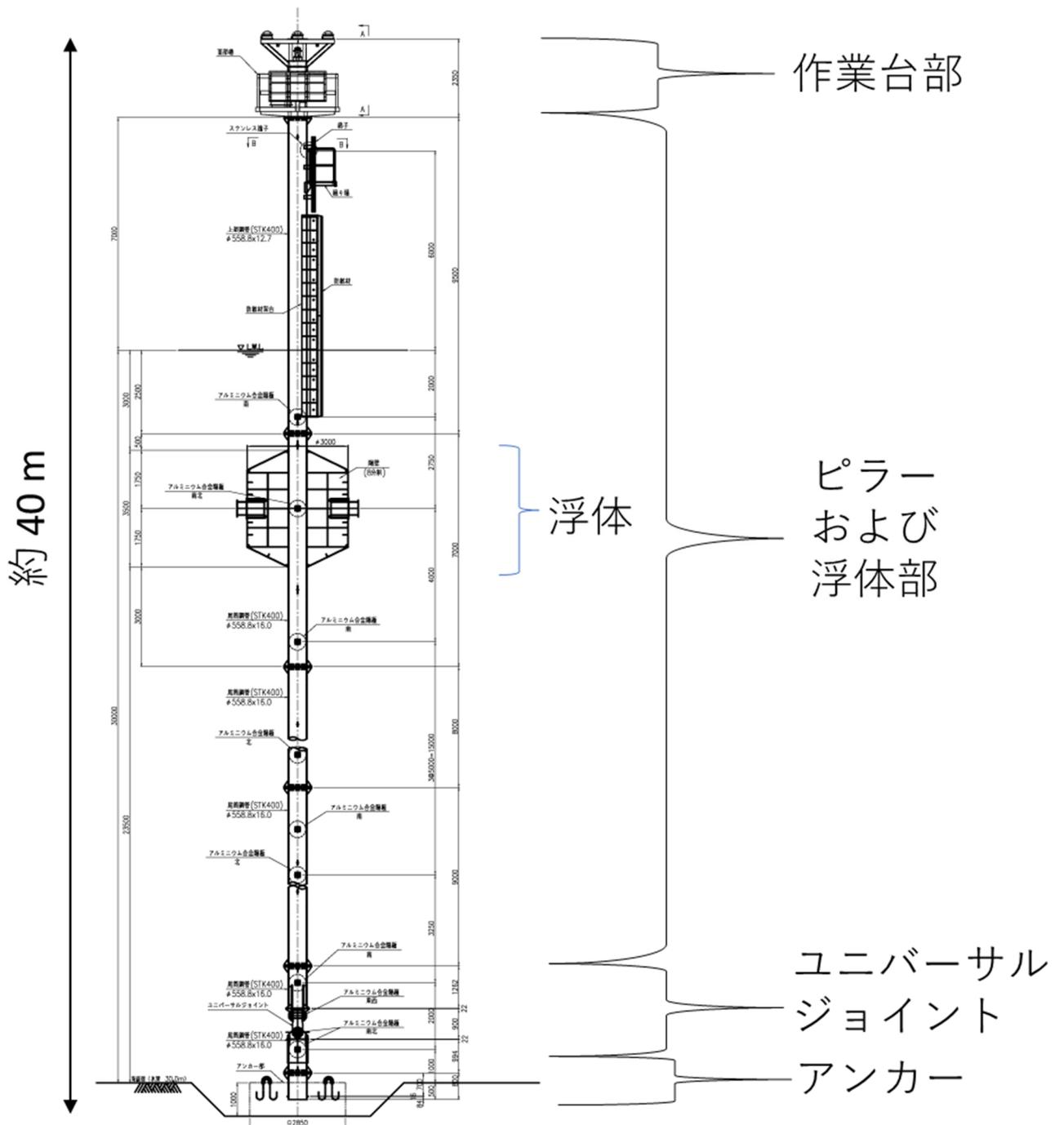
(2) 2.4. 海底地盤変動観測装置建造

海底地盤変動観測装置の建造は京都大学防災研究所(2022)の資料に記載されている仕様に基づいて行われた。表 2-2-6 に令和 3 年度海底地盤変動観測装置改良設計の前提とした環境条件を示す。環境条件の大部分の値は原子力規制庁(2019)による。地質については京都大学防災研究所(2021)によった。

表 2-2-6. 海底地盤変動観測装置設計用環境

自然条件	地形	水深 30m
	地質	粘性土質砂または粘性土礫混じり砂
	10 年確率風速	21.6 m/s (SSE)
	30 年確率風速	27.1 m/s (SSE)
	50 年確率風速	30.0 m/s (SSE)
	最高潮位	428 cm (鹿児島湾)
	潮流	0.5 kt 以下
	最大フェッチ	13.3 km (NW)
	10 年確率波高	1.4 m
	30 年確率波高	2.0 m
	50 年確率波高	2.5 m
	10 年確率周期	3.9 s
	30 年確率周期	4.5 s
	50 年確率周期	4.9 s

海底地盤観測装置の全体組立図を図 2-2-31 にふたたび示す。



海底地盤変動観測装置の建造は表 2-2-7 の経緯をたどった

表 2-2-7 海底地盤変動観測装置建造の進捗

年度	月日	項目	内容
令和元年度	通年	海底地盤変動観測装置設計の準備調査	既存の類似設備の調査 (イタリア国)、基本設計の検討、海底地盤変動観測装置の構成の検討 京都大学防災研究所 (2020)
令和2年度	通年	海底地盤変動観測装置の詳細設計	設置予定海域の底質調査 海底地盤変動観測装置の各部詳細設計 実現可能性の検討 京都大学防災研究所 (2021)
令和3年度		海底地盤変動観測装置の改良設計	設置予定海域の絞り込み、 設置予定海域に適合させるための改良設計の実施、 設置予定海域の海況調査 海上自衛隊と協議 調達準備 京都大学防災研究所 (2022)
令和4年度	令和4年5月19日	海底地盤変動観測装置一式の製造請負 契約	海底地盤変動観測装置の請負業者との契約成立
	令和4年6月2日	初回打ち合わせ	全体設計の細部打ち合わせ
	令和4年8月1日	第2回打ち合わせ	ピラーおよび浮体部、アンカー部設計の詳細打ち合わせ
	令和4年9月28日	第3回打ち合わせ	作業台部に関する詳細打ち合わせ
	令和4年11月14日	第4回打ち合わせ	設置作業関連、ヤード確保関連

	令和4年12月9日	第5回打ち合わせ	作業台部設計承認
	令和4年12月23日	作業台部溶接・気密検査	作業台部の溶接状況と気密試験（京大立ち会い）
	令和5年1月19日	ピラーおよび浮力体出来形検査	ピラーおよび浮力体溶接検査および浮力体気密試験（京大立ち会い）
	令和5年1月26日	アンカー部完成	
	令和5年2月3日	作業台部完成検査	作業台部塗装完了出荷前検査
	令和5年2月10日	ピラー及び浮力体出来形完成検査	ピラー及び浮力体部塗装完了出荷前検査
	令和5年2月24日	作業台部出来形検査・搭載計測機器動作試験	全計測機器搭載後動作試験
	令和5年2月28日	全体出来形検査	組み上がり
	令和5年3月7日	設置作業、設置作業検査	現地に設置、設置後動作試験。姿勢検査観測開始
	令和5年3月15日	竣工検査	引き渡し

海底地盤変動観測装置の建造

溶接検査時のアンテナ台を図2-2-32に示す。アンテナ台は鋼製である。図2-2-32ではアンテナ台は倒立状態となっており、アンテナ取り付け部分が床に接地した状態を撮影したものである。



図 2-2-32. 海底地盤変動観測装置 GNSS アンテナ台（倒立状態）

次にアンテナ台の下位に組み付けられる作業台デッキを図 2-2-33 に示す。溶接検査時の状態である。図 2-2-33 では作業台は上面を手前に向け東側を下にした横倒しの状態になっている。先述のアンテナ台は手前側の中心柱に組み付けられる。



図 2-2-33. 海底地盤変動装置作業台デッキ（東面を下にした状態）

作業台の下位に組み付けられるピラーの上部鋼管の溶接検査時の状態を図 2-2-34 に示す。この部品は先述の作業台デッキの裏側になる。作業台デッキへの進入用の梯子と踊り場が作り付けられている。



図 2-2-34. 海底地盤変動観測装置上部鋼管最上部

さらに下位に組み付けられる浮力体を図 2-2-35 に示す。気密検査中であるため、8 箇所ある気室のうち、4 箇所が解放されて内部の検査ができる状態になっている。解放されていた気室は検査終了後蓋の溶接により密閉された。



図 2-2-35. 海底地盤変動観測装置浮力体（気密検査中）

ピラー最下部に位置するユニバーサルジョイントを図 2-2-36 に示す。溶接検査時の状況である。写真撮影時は製作中のユニバーサルジョイントは上下端の四隅を仮止めした状態であった。



図 2-2-36. 海底地盤変動観測装置ユニバーサルジョイント。上下端四隅に仮止め材をつけた状態を示す。仮止め材は納品時に撤去された。

最下部のアンカーを図 2-2-37 に示す。アンカーは鹿児島で製作された。製作時にはユニバーサルジョイントとの接合部は布で覆ってある。



図 2-2-37. 海底地盤変動観測装置アンカー（日立造船提供）

海底地盤変動観測装置は令和 5 年 2 月 28 日に全体が組み上がり出来形完成検査を行った。出来形完成検査時の姿を図 2-2-38 に示す。



図 2-2-38. 組み上がり後全景。2022 年 2 月 28 日撮影。

また、設置作業に先立って行われた起重機船への積み込み作業時の海底地盤変動観測装置の立ち姿を図 2-2-39 に示す。



図 2-2-39. 全体の姿

さらに令和 5 年 3 月 7 日に設置作業を行った。設置完了時の状況を図 2-2-40 に示す。



図 2-2-40. 設置完了（北東側から撮影）

設置と動作試験が完了した令和 5 年 3 月 7 日 14 : 29 以降、GNSS 測位データの取得を行っている。設置地点座標を含む最終的な設置パラメータを表 2-2-8 に示す。設置作業完了時の搭載機器を表 2-2-9 に示す。

表 2-2-8. 設置パラメータ

項目	値	備考
設置水深 (m)	30.7	アンカー設置場所
設置点座標	31°37'52.38"N, 130°43'03.71"E	アンテナ A 平均位置
F 点平均座標	31°37'52.38"N, 130°43'03.69"E	F 点推定位置
L1 (mm)	37754.12	E 軸中心からアンテナ A 位相中心
L2 (mm)	500	F 軸- E 軸中心間距離
β (°)	0.49	F 軸方位; 北を基準として時計回り正
γ (°)	-1.61	F 軸傾斜; 北下りを正

表 2-2-9. 搭載機器

品名	型式	製造元 (供給元)	数量
GNSS 受信機	PW7720-DDD-LZN- TMN (PwrPak-7D)	NovAtel	2
GNSS アンテナ	GNSS-802	NovAtel	4
チャージコントローラ	POWERTITE PV-1230D1AB	未来舎	1
LTE アンテナ	FMM800W-4T-10M- BP-LTE	日精 (センチュリーシステムズ)	1
モバイルルータ	Future Net NXR-G110/L	センチュリーシステムズ	1
リン酸鉄リチウム電池	Lithium Blue DLB-G24- 12V	Discover	3
ソーラーパネル	DBG100-12	電菱	3

(2) 2.5. まとめ

令和4年度は海底地盤変動観測装置の建造に取り組んだ。海底地盤変動観測装置の建造は順調に進捗し、令和5年3月に海底への設置が完了した。また陸上に設置した実験台において海底地盤変動観測装置の観測計器システムの安定性を検証する実験も実施し、得られた測位データを用いてデータ処理アルゴリズムの検証を実施した。1ヶ月におよぶ試験の結果、観測計器システムの基本構成の動作が検証されるとともに、台風来襲時の強風下のアンテナの大きな変位に対してもデータ処理アルゴリズムが機能していることが確かめられた。

また、海底地盤変動観測装置の設置予定地点における水深および海底状況の把握を目的として水深調査を実施した。

水深調査では海底地盤変動観測装置の設置に好適な水深の地点を当初計画領域付近で確認し、設置予定地点と定めた。

また新島周辺の海象および気象を把握することを目的として、設置地点近傍の新島における気象観測を令和3年8月から継続し、近傍の桜島北岸の二俣観測点における潮位観測を始めた。両者の観測は順調に推移し観測データの蓄積が進んでいる。

海底地盤変動観測装置の建造・設置にともない、令和5年度は下記の項目への取り組みが要請される。

- ・データ解析システムの構築
- ・維持管理のノウハウの確立
- ・測位データの検証

令和5年度は早い時期に海底地盤変動観測装置のデータ収集解析システムの構築と立ち上げを行い、データの蓄積に着手する。また設置後約1年経過後の海上部および水中部の点検を実施することによって維持管理のノウハウの蓄積を行う。海底地盤変動観測装置で想定される点検項目を案として表2-2-10に示す。

表2-2-10. 海底地盤変動観測装置想定点検項目案

		観測装置本体		作業台部			
点検項目	ピラー	腐食、亀裂、損傷	点検項目	作業台	外観		
	浮体部	腐食、亀裂、損傷		灯ろう	ボルトの締付け	水密性	
	塗装	塗装			外観	ボルトの締付け	水密性
	陽極 ^{※1}	電気防食工			点滅動作	配線材	電圧測定
点検頻度	一般定期点検	2年毎(2年、4年)	点検頻度	電源	太陽電池パネル		
	詳細定期点検	5年(供用期間延長時)		定期点検	配線材	1年毎に1回または2回	

※1 詳細定期点検時のみ、陽極の点検を実施する。

さらに海底地盤変動観測装置の測位結果と設置地点の周囲のGNSS観測点の測位結果とを比較し、海底地盤変動観測装置で得られた測位結果の妥当性を検証することが必要である。

参考文献

- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・Muhamad Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・木股文昭・宮島力雄・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・小林和典(1998a) 桜島火山周辺における水準測量結果について—1991年12月～1996年10月—, 第9回桜島火山の集中総合観測, 15-29.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・園田忠惟・山本圭吾(1998b) 桜島火山周辺における光波測量結果—1992年1月～1996年12月—, 第9回桜島火山の集中総合観測, 31-37.
- Fujita, M., Ishikawa, T., Mochizuki, M., Sato, M., Toyama, S., Katayama, M., Kawai, K., Matsumoto, Y., Yabuki, T., Asada, A., and Oscar L. Columbo, 2006, GPS/Acoustic seafloor geodetic observation: method of data analysis and its application, Earth Planets Space, 58, 265-275.
- 原子力規制庁(2019) 平成30年度原子力規制庁請負成果報告書 海底地殻変動観測に係る施設的设计・施工検討業務, 677pp.
- Hotta, K., Iguchi, M., Ohkura, T. and Yamamoto, K. (2016) Multiple-pressure-source model for ground inflation during the period of high explosivity at Sakurajima volcano, Japan – Combination analysis of continuous GNSS, tilt and strain data –, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 310, 12-25.

- Iannaccone, G., Guardato, S., Donnarumma, G. P., Martino, P., D., Dolce, M., Macedonio, G., Chierici, F., and Beranzoli, L., 2018, Measurement of Seafloor Deformation in the Marine Sector of the Campi Flegrei Caldera (Italy), *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 66-83, <https://doi.org/10.1002/2017JB014852>.
- 京都大学防災研究所(2022)令和3年度原子力規制庁委託研究成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費(火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究)事業 令和4年3月
- 京都大学防災研究所(2021)令和2年度原子力規制庁委託研究成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費(火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究)事業、京都大学防災研究所、令和3年3月。
- 京都大学防災研究所(2020)平成31年度原子力規制庁委託研究成果報告書 原子力施設等防災対策等委託費(火山性地殻変動と地下構造及びマグマ活動に関する研究)事業、京都大学防災研究所、令和2年3月。
- 国土地理院(2000) 50m メッシュ 数値地図 Digital Map 50m Grid (Elevation) NIPPON-III
- Martino, P. D., Guardato, S., Tammara, U., Vassallo, M., and Iannaccone, G., 2014, A first GPS measurement of vertical seafloor displacement in the Campi Flegrei caldera (Italy), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 145-151.
- Mogi, K. (1958) Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 38, 99-134.
- Novatel (2021) OEM7 Receiver system, https://docs.novatel.com/OEM7/Content/Core_Installation/OEM7_Receiver_System_Overview.htm, 2022/2/7 確認
- Okuda, K., Mise, M., Motomura, K., and Tatsumi, S. (2001) The Base Line Length Characteristics of the Positioning Accuracy by Kinematic GPS/GLONASS, *Fisheries Engineering*, Vol. 38, No. 1, 9-18.
- Spieß, F., N., 1985, Suboceanic geodetic measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 23, 502-510.
- Takasu, T. (2013) RTKLIB: An Open Source Program Package for GNSS Positioning, <http://www.rtklib.com/>
- Teledyne RD Instruments (2021) Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation A Practical Primer, Teledyne Instruments, Inc. P/N 951-6069-00 (January 2011), 56pp.
- 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.

財団法人日本水路橋会 海洋情報研究センター (2002) 海の基本図

(3) 活動的カルデラのシミュレーションモデルによる火山性地殻変動の検討

これまでの粘弾性モデルにより、南九州の始良カルデラ周辺の測地データは、1914年の桜島火山噴火後の異なる時期に異なる有効均一粘性を必要とすることが、明らかにされている（ポスト噴火期間前半は $\sim 5 \times 10^{18}$ Pa s、後半は $\sim 5 \times 10^{19}$ Pa sあるいはそれ以上の粘性率）。本研究では、3次元線形マックスウェル粘弾性モデルを用いて、このような遷移的挙動が地殻内の低粘性領域（Low viscosity zone; LVZ）によって説明されることを示した。実際、最近の地震探査においては、始良カルデラ下に低速度異常領域が見つかり、それにより、測地データから制約されていた変動源よりも深いところにマグマの影響を受けた LVZ が存在することが示唆されている。地殻粘性率を LVZ 中心の 10^{17} Pa s から通常的背景地殻の 10^{20} Pa s までガウス関数したがって変化させて LVZ を粘弾性地殻変動モデルに導入した。その結果、深さ 15-19km を中心とする LVZ が、ガウス半値幅である水平・垂直方向でそれぞれ $\sim 1-2.5$ km、 $\sim 1-3$ km の範囲で、粘性率が 2×10^{17} Pa s 以下であれば、測地データは単純な単一粘性率モデルよりも LVZ モデルでより良く説明されることが示された。1914年噴火とその後のマグマ供給に対する粘弾性応答における始良カルデラの地殻変動速度は、それぞれ主に LVZ の内側と外側の粘性、すなわちマグマによって著しく弱められた粘性と通常的背景地殻に近い粘性率を反映していることがわかった。本研究は、火山性地殻変動の理解を深めるために、地球物理学的に推定されたレオロジー構造を含む粘弾性地殻変動モデルを提案し、測地学と地球物理学のデータセットを統合した学際的な研究の必要性を強調するものである。また、粘弾性緩和による地表面変位の時間変化は、初期弾性変位で規格化すると、水平変位のどの成分も同じふるまいを見せ、変位量の減衰率は鉛直成分に比べて速いこともわかった。

(3) 1. 始良カルデラ下の地震学的地殻構造を反映させた粘弾性地殻変動モデルの検証

(3) 1.1. はじめに

本研究は、令和3年度再委託研究でおこなった課題を、本年度においても継続しておこなったものである。本節においては、昨年度報告書でも記載した研究動機内容をアップデートして改めて述べることにし、課題研究の目的を本報告書においても明確にしておく。

火山性地殻変動は、マグマ活動（変動源）と地殻母岩のレオロジー（変動源に対する母岩の応答を規定する構成方程式）の相互作用の結果である。特に火山では、地殻のレオロジーはマグマの影響を受けていると思われる。マグマの粘性率は通常地殻のそれよりもはるかに低く、また、マグマの温度は非常に高いため、周辺母岩の熱活性化クリープが促進される（e.g., Newman et al., 2001）。実際、火山下の地殻構造をイメージングした地球物理学的研究はその結果を、マグマあるいはそれに伴う地熱/熱水流体や、より高い地温勾配の観点から説明している（例えば、Farrell et al., 2014）。また、火山下の地球物理学的イメージがマグマの影響を受けた地殻の特性を反映していることは、これまでの理論的・実験的に支持されてきている（e.g., Taylor and Singh, 2002; Chantel et al., 2016; Shinevar et al., 2018）。したがって、地球物理学的に推定されたレオロジー構造を持つ地殻変動モデルは、空間的に均一な粘性率のような単純なレオロジー構造を持つモデルと比較して、火山地域の測地データをよりよく説明することができるかもしれない。

九州南部の始良カルデラ周辺の測地データ（図 3-1）は、1914年の桜島火山噴火時またはその後のいくつかの限られた時間窓において、変動源の膨張・収縮を地表の膨張・収縮と単純に相関させる弾性モデルにより解析されてきた（e.g., Mogi, 1958 ; Iguchi et al., 2008 ; Yamashina, 2013 ;

Hickey et al., 2016)。Hickey et al. (2016) は、さらに、弾性モデルインバージョンから推定された最適な変動源パラメータを、温度依存性粘性率を持つ標準線形固体 (standard linear solid) 粘弾性モデルに適用し、1996-2007 年の期間における粘弾性地殻の影響の可能性を検討している。

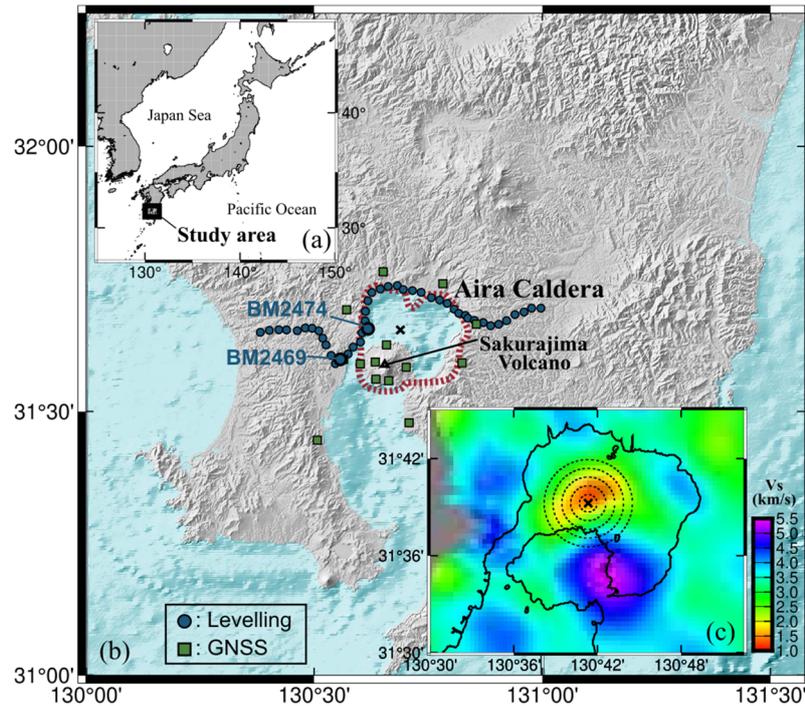


図 3-1. (a, b) 調査地の位置図。

地形は、SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) データ (Farr et al., 2007; Jarvis et al., 2008; Tozer et al., 2019) に基づく。赤色の破線は始良カルデラの縁を示す (Uto et al., 1997)。青丸と緑四角は、それぞれ本研究で使用した水準測量と GNSS データの位置を示す。測地データの詳細は Yamasaki et al. (2022) に掲載されている。(c) Tameguri et al. (2022) がイメージングした始良カルデラ下の深さ 15km の S 波速度構造。十字は茂木(1958)の研究により制約され、本研究で仮定した変動源の位置を示す。点線の円は変動源からの水平距離を 1km 間隔で示す。

一方、より最近の研究である Yamasaki et al. (2020, 2022) は、弾性層の下に粘弾性層が存在する線形 Maxwell 粘弾性モデルを用いて、1914 年噴火後の全期間の測地データを解析した。Yamasaki

et al. (2020) は、1914 年噴火の前後で変動源へのマグマ流入速度が一定であることを仮定している。しかし、このような一定の流入速度モデルでは、1976-1997 年に観測された地表面沈下やその後の地表面回復（特にその水平変位成分）を説明することができない。そこで、Yamasaki et al. (2022) は、変動源のインフレーション率の時間変化を導入することで、データをよりよく説明できるようにモデルを改良した。しかし、空間的に一様な粘性率の一意の値は見いだせず、1914 年噴火後の最も早い時期には $\sim 5 \times 10^{18}$ Pa s の粘性率が必要であるが、その後の期間、特に地表沈下が生じた期間には、 $\sim 5 \times 10^{19}$ Pa s あるいはそれ以上の粘性が必要であることを明らかにした。

このような粘性率の見かけの増加は、地震後や地震間の測地データを粘性緩和の観点から説明するために、しばしば必要とされてきた (e.g., Bürgmann and Dresen, 2008)。その解釈として、標準的な線形固体モデル (Ryder et al. 2007 など)、二粘性 Burgers モデル (e.g., Pollitz, 2005; Hearn et al. 2009)、三粘性粘弾性モデル (e.g., Hetland and Hager 2005)、べき乗則粘性モデル (e.g., Freed and Bürgmann 2004) などの遷移レオロジーモデルがもっともらしいと提案されてきている。また、空間的に可変なニュートン粘性率も代替可能なモデルとして考えられてきた (e.g., Riva and Govers, 2009; Yamasaki and Houseman, 2012; Hetland and Zhang, 2014; Yamasaki et al. 2014)。同様に、火山性地殻変動についても、べき乗則レオロジーモデル (e.g., Chery et al., 1991; Fialko and Pearse, 2012) や空間的粘性率変化モデル (e.g., Del Negro et al., 2009; Gregg et al., 2013; Hickey et al., 2016; Yamasaki and Kobayashi, 2018; Head et al., 2021) の適用性が、先行研究において検討されてきた。マグマの存在により、その中心からの距離に応じて粘性が変化する可能性のある低粘性領域 (LVZ) が形成さ

れることを考慮し、粘性率の空間的な変化が火山性地殻変動に及ぼす影響についてさらに検討する必要がある。

始良カルデラ下の地殻構造に関する最近の高分解能地震探査 (Tameguri et al. 2022) により、深さ 15 km に P 波と S 波の低い速度 (それぞれ V_p と V_s) 異常領域が存在することが明らかにされている (図 3-1c)。この異常領域は、既往の研究 (Mogi, 1958; Iguchi et al., 2008) で制約された始良カルデラの測地学的変動源をほぼ水平中心とし、そこから最大で約 3~4 km、しかし南~南東方向ではやや小さい約 1~2 km、の範囲をカバーしている (図 3-1c)。この異常領域の V_p と V_s の最小値はそれぞれ ~4 km/s と ~1 km/s で、 V_p/V_s 比は ~4 に相当する。鉛直方向の速度構造イメージの分解能が 5 km 以上なので、速度異常領域の鉛直方向の広がりを実際まだよくわからないが、深さ 15km で見られるような明確な異常領域は、深さ 10km では見られないことがわかっている (Tameguri et al., 2022)。また、始良カルデラ西部の深さ 13.6 km にある反射波は、異常領域の上面に相当するのかもしれないとの議論がなされている (Tsutsui et al., 2021)。

これまでの測地学的モデル研究により、1914 年噴火後の測地データから、始良カルデラ中央部の深さ ~10-11km に変動源があると制約されている (Mogi, 1958; Iguchi et al, 2008; Yamasaki et al, 2020)。一方、Hickey et al. (2016) は、カルデラの北東部に、赤道面が深さ 13 km、垂直半軸と水平半軸がそれぞれ 2.4 km、7.2 km の水平扁球状変動源を提唱している。しかし、このような大規模なマグマ変動源、さらに、それに基づいて構築された地殻熱構造は、Tameguri et al. (2022) の地震波速度イメージでは支持されていない。したがって、これまでの研究から、変動源は少なくとも低速度異常の中心より上に位置していると考えられそうである。

Tameguri et al. (2022) は、Taylor and Singh (2002) の有効媒質理論を用いて、低速度異常をマグマの存在と関係付けて説明しているが、その理論においては、地震波速度が部分溶融体のメルトフラクションとメルトポケットの形状等によって制御される。一方、岩石の粘性率は溶融の割合によって著しく低下することが知られている (e.g., Takeda, 1998; Schmeling et al., 2012)。したがって、低速度異常領域は、メルトフラクションの関数としての地殻粘性率が、その中心からの距離に応じて減少するような低粘性領域 (Low viscosity zone、LVZ) として機能する可能性がある。このような変動源下の地殻粘性率の空間変化は、火山の粘弾性地表面変位に重要な役割を果たしていると考えられている (e.g., Yamasaki and Kobayashi, 2018)。

本研究では、昨年度研究に引き続き、3次元有限要素モデルを用いて、マグマ変動源に対する線形 Maxwell 粘弾性応答に地殻粘性率空間変化が与える影響について、特にモデルパラメータの検証範囲をさらにひろげて、継続して検討をおこなった。粘弾性地殻に LVZ を導入し、Tameguri et al. (2022) の地震学的研究から推定された粘性構造を簡略化して導入した。地球物理学的に推定された LVZ が、噴火後の異なる段階における異なる有効均一粘性を予測し、1914年噴火後のどの段階においても始良カルデラおよびその周辺における測地データをうまく説明できるかどうかを評価した。

(3) 1.2. モデル説明

モデルの説明も昨年度報告書で記載済みであるが、本節においては、モデル設定に関する新たな項目を書き加えて、改めて記載する。

上部地殻における変動源のふるまい、すなわち噴火による変動源の瞬時収縮とその後の継続的なマグマ供給による変動源の膨張に対する線形マックスウェル粘弾性応答を、並列化された 3 次元有限要素コード `oregano_ve` (Yamasaki and Houseman, 2012) を用いて計算した。粘弾性層の下に弾性層がある力学的 2 層構造モデルおよびそのモデルの境界条件は、Yamasaki et al. (2020, 2022) と同じである。ただし、本研究では、粘弾性層に空間的に変化する粘性率分布を導入している (図 2 参照)。

変動源は初期状態以前に既に発達している可能性があるが、地殻応力は完全に緩和されているものとする。本研究では、変動源の初期状態からの逸脱、すなわちマグマの供給・排出がさらに進んだ場合の粘弾性地表面変位を計算する。また、初期のマグマの厚さは深さに比べて小さいと仮定する。このことは、Tameguri et al. (2022) の地震学的イメージ、深さ 10km (変動源があると推定される深さ) に大きな速度異常が存在しないこと、から妥当であると言えるかもしれない。しかし、変動源初期の厚さ、変動源の形状、変動源内のマグマの圧縮性は、マグマの流入/流出量と変動源の体積変化の比に影響を与える (e.g., Rivalta and Segall, 2008; Amoruso and Crescentini, 2009; Anderson and Segall, 2011; Sigmundsson, et al, 2020)。

図 2 は、本研究で用いたレオロジー構造の一つの場合のモデル断面図を示している。粘弾性層における粘性率の空間変化を制御する以外のモデルパラメータは、Yamasaki et al. (2020, 2022) の推定値に従ってあらかじめ固定する。弾性層の厚さは $h = 11 \text{ km}$ であり (Yamasaki et al., 2020)、これは始良カルデラ下の地震発生のカットオフ深度 (Hidayati et al., 2007) と調和的である。シル状のマグマ変動源は、赤道半径 $w = 2 \text{ km}$ の扁球体として近似し、その中心を座標原点 ($x = y = 0$)

に、赤道面を弾性層と粘弾性層の境界の深さに相当する $d = 11 \text{ km}$ に置く (Yamasaki et al., 2020, 2022)。変動源の水平位置は Mogi (1958)に従っている。これらのパラメータ値の妥当性については Yamasaki et al. (2020, 2022)において議論されている。扁球変動源の厚さは中心部で s_c とする。また、マグマの流入/流出によって s_c は変化するが、 w は変化しないと仮定する。

LVZ モデルの粘弾性層の粘性率 η は、次式で定義する:

$$\eta = \frac{\eta_0}{f}$$

(1)

ここで、 η_0 は空間的に一様な背景地殻の粘性率、 f は空間的に可変な弱化係数である (図 3-2)。本研究では、地震後～地震間変動から推定される地殻粘性の上限値である 10^{20} Pa s を η_0 に採用した (e.g., Bürgmann and Dresen, 2008)。

始良カルデラ下の深さ 15 km の低速度異常領域 (Tameguri et al., 2022) は、変動源に対して厳密な軸対称性を持っていない (図 1c)。しかし、本研究では、LVZ を簡略化して導入することにし、 $x = y = 0$ を中心に、 f をガウス関数にしたがって空間的に 3 次元変化させる (e.g., Yamasaki et al, 2014) :

$$f = 1 + (f_m - 1) \exp \left[- \left\{ \frac{x^2}{2c_x^2} + \frac{y^2}{2c_y^2} + \frac{(z-z_c)^2}{2c_z^2} \right\} \right]$$

(2)

ここで、 f_m は最大弱化係数、 z_c は LVZ 中心の深さ、ガウスパラメータ $c_x = c_y$ と c_z はそれぞれ、 f が $f_m/2$ より大きい LVZ の水平・鉛直ガウス半値幅 Φ と Θ を決める (図 3-2b、c を参照のこと)。

$$\Phi = \sqrt{2}c_{x(y)}\sqrt{\ln\left\{\frac{2(f_m-1)}{f_m-2}\right\}}$$

(3)

$$\Theta = \sqrt{2}c_z\sqrt{\ln\left\{\frac{2(f_m-1)}{f_m-2}\right\}}$$

(4)

本研究では、0.1～10km の範囲で Φ と Θ の値を考える。

弾性層は、小さな z_c と大きな Θ を持つ LVZ によって局所的に薄くなっている可能性がある。しかし、本研究では、弾性層厚の不均一性による複雑さがない場合で、LVZ の効果を検証した。

Yamasaki et al. (2021) は、不均一な弾性層厚により修正される地表面変位は、変位中心での隆起・沈降の～15%未満でしかなく、LVZ モデルの全体的な挙動にほとんど影響しないことを示している。

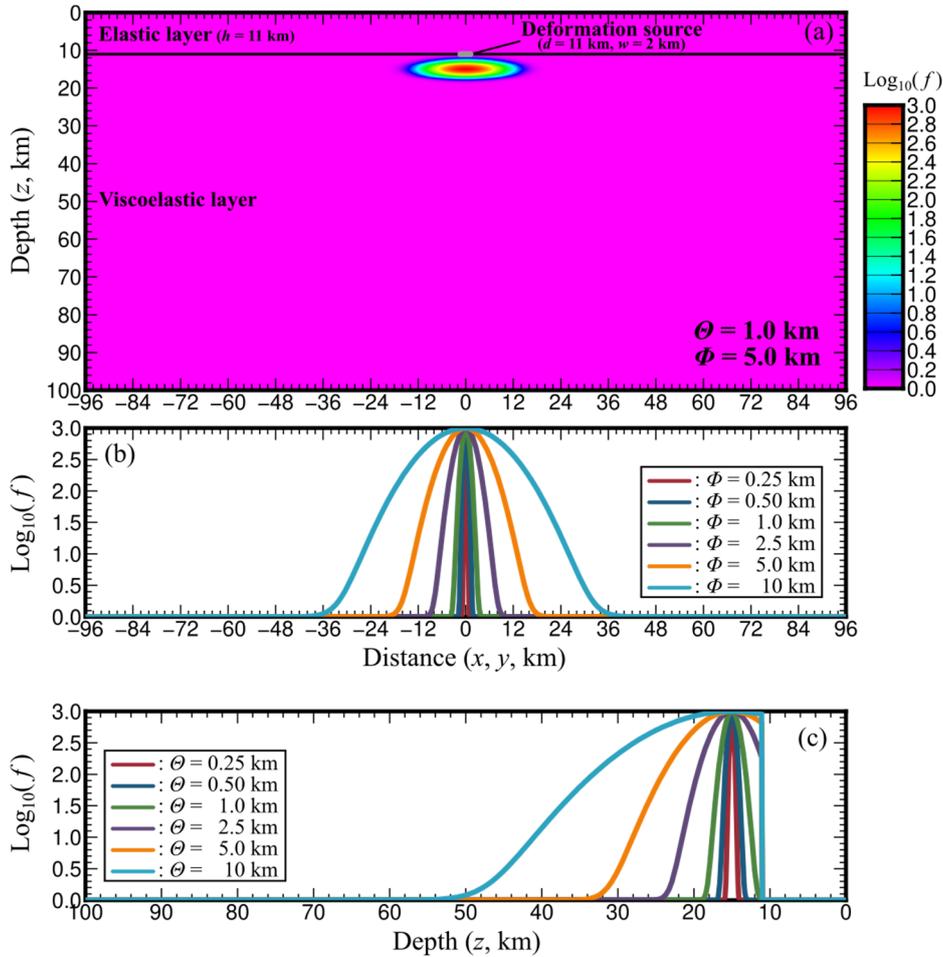


図 3-2. 本研究で用いたモデルにおける弱体化係数 f の空間分布 (式 (2) 参照)。

(a) $\Phi = 5$ km、 $\Theta = 1$ km、 $f_m = 1000$ の場合の f の断面図。横線は粘弾性層の上にある厚さ $h = 11$ km の弾性層の底を示す。(b) f の水平変化。 $\Phi =$ (赤) 0.25 km、(青) 0.5 km、(緑) 1 km、(紫) 2.5 km、(橙) 5 km、(水色) 10 km。(c) f の深さの変化。 $\Theta =$ (赤) 0.25 km、(青) 0.5 km、(緑) 1 km、(紫) 2.5 km、(橙) 5 km、(水色) 10 km。

本報告書で取り扱う始良カルデラへの適用においては、Yamasaki et al. (2022)が見出したように、
 ~1934 年前後の見かけの一樣粘性率がそれぞれ $\sim 5 \times 10^{18}$ Pa s、 $> \sim 5 \times 10^{19}$ Pa s と予測できるように、特定の LVZ モデル (式 2 の Θ 、 Φ) を制約する。そこで、Tameguri et al. (2022)の地震学的イメージに対して、より妥当な LVZ の概要を探るために、昨年度の $z_c = 15$ km に加えて、本年度は $z_c = 13$ 、17、19 km の 3 つ場合についてさらに検討した。そして、Yamasaki et al. (2022)の方法に従っ

て、制約した LVZ モデルに要請される 1914 年噴火後の変動源のインフレーション率の時間変化を測地データから評価した。

実際に f_m の値を決定することは困難である。しかし、先行研究においていくつかの手がかりを見出すことができる。Newman et al. (2001) は、670°C 付近の結晶度の高い流紋岩メルトは $\sim 10^{15}$ – $\sim 10^{17}$ Pa s、部分溶融体の影響を受けていると考えられる 500–600°C の石英含有結晶質岩は $\sim 10^{17}$ – $\sim 10^{19}$ Pa s の粘性率を有するとまとめている。したがって、本研究では、LVZ 中心の粘性率を 10^{17} Pa s とし、弱化係数の最大値 f_m を 1000 とする。しかし、その依存性を評価するため $f_m = 5000$ についても検証する。

Yamasaki and Kobayashi (2018) は北海道東部の屈斜路カルデラにおける火山性地殻変動について調査を行い、 10^{19-20} Pa s の範囲の高粘性背景地殻に、粘性率が $\sim 5 \times 10^{17}$ Pa s に弱められたボックス型 LVZ を埋め込んだ。この LVZ は、粘性率が弱められた均一粘性モデルが予測する粘弾性緩和と同じ量の地表面変位を得るために、どの程度の大きさのボックス型 LVZ が必要になるのかを評価するために導入された。Yamasaki et al. (2014) も、北アナトリア断層帯西部の地震後・地震間変動に対して、粘性率 10^{20} Pa s 以上の背景地殻に、粘性率 $\sim 10^{18 \pm 0.3}$ Pa s のボックス型 LVZ を導入している。本研究では、低速度異常領域の外側に向かって地震波速度が徐々に変化する (Tameguri et al., 2022) ことが、粘性率も徐々に変化するを意味するであろうとして、ガウス型 LVZ を採用し、それが、噴火後の地殻変動の異なる段階において、異なる有効粘性率を予測できるかどうかを検証している。

(3) 1.3. 結果

昨年度研究においては、 $z_c = 15 \text{ km}$ の LVZ モデルの振る舞いを、一様粘性 (Uniform viscosity, UNV) モデルと比較して、定量的に評価した。LVZ モデルのそれぞれの地点での地表面変位の時間変化を最も良く説明する UNV モデルの粘性率 η_a を、2つの変動源モード、つまり、噴火時の瞬時収縮 (M1 モード) と一定速度で膨張を続ける (M2 モード) 場合のそれぞれの場合で評価した。そして、それぞれの地表面地点において評価した η_a で、背景地殻の粘性率 η_0 を割って得た $f_e = \eta_0/\eta_a$ を、LVZ モデルが持つ有効弱係数とした。その結果、LVZ モデルは、M1 モードと M2 モードの粘弾性応答の f_e が異なること、すなわち、M1 の方が M2 よりも f_e が大きい (η_a が小さい) と予測されることが明らかになっている。

M1 モードと M2 モードの応答の違いは、(1) 変動源が LVZ の中心より有意に上方に位置していること、(2) 噴火時の収縮量がその後の単位時間当たりの膨張量よりかなり大きいこと、の2点から説明される。両モードとも、膨張・収縮率以外の変動源の概要は同じであるため、膨張・収縮による弾性応力変化 ($\Delta\sigma_e$) は同じ領域で発生する。変動源に隣接する LVZ の外側では内側よりも $|\Delta\sigma_e|$ が大きい (しかし LVZ の下側では $|\Delta\sigma_e|$ は小さいため、表面変位挙動への影響がより少ない)。M1 モードの場合、単位時間当たりの変動源の体積変化が、(M2 モードの場合よりも) 大きいため、LVZ の内側でも $\Delta\sigma_e$ が十分大きく、粘弾性応答により、多くの応力が緩和され、そのことが地表面変位を有意に生じさせる。もちろん、LVZ 外側の $|\Delta\sigma_e|$ は確かに大きいですが、緩和時間(τ)が大きいので、それに応じた表面変位速度は遅く、したがって、表面変位速度は LVZ 内側の緩和により支配される。一方、M2 モードでは、単位時間当たりの $|\Delta\sigma_e|$ は M1 よりも小さくなっている。もちろん、LVZ 内側の $\Delta\sigma_e$ は急激に緩和されるが、分配される弾性応力が小さいので、

その大きさは LVZ 外側のそれに比べて非常に小さく、表面変位速度は LVZ 外側の緩和により支配されることになる。

このように、始良カルデラの測地データでは、M1 と M2 の粘弾性応答がそれぞれ卓越する 1914 年噴火後の初期と後期に、低い UNV と高い UNV を必要とするため、LVZ モデルがその測地データを満足させる可能性がある。以下の始良カルデラへの適用では、M1 と M2 に対する粘弾性応答を評価するために、BM2469 に対する BM2474 の地表隆起を用いる（それぞれのベンチマーク位置は図 1 を参照）。Yamasaki et al. (2022) は、これら 2 つのベンチマーク間の相対的な地表面隆起の観測値に対するモデル予測値のフィッティングが、利用可能なすべての測地データに対するフィッティングを適切に表していることを見出している。

Yamasaki et al. (2022) にしたがって、M1 (1914 年噴火) と M2 (その後のマグマ供給) に対する粘弾性応答のそれぞれで、 $f_e = \eta_0 / \eta_a = \sim 20$ 、 ~ 2 以下となるように、LVZ 構造を制約する。そのためには、LVZ モデルと UNV モデルの違いを最小にする時間間隔 Δt を決定する必要がある。1914 年噴火に対する応答では、1914 年噴火後最初の 20 年間でより大きな有効弱化係数が必要であるため (Yamasaki et al., 2022)、M1 に対する応答における f_e は、 $\Delta t = 0.2\tau_0 = \sim 21$ 年で評価することにした。一方、M2 に対する応答は、1914 年噴火以降、継続的に変動源のインフレーションが続いており、噴火後のより遅い時期により小さい弱化係数が必要となるため、 $\Delta t = \tau_0 = \sim 106$ 年程度で評価することにした。

図 3-3 は、 $z_c = 13, 15, 17, 19$ km の LVZ モデルについて、M1 と M2 に対する f_e の予測値を Θ - Φ 空間で示しています。どの z_c でも、M1 に対する応答では $\text{Log}_{10}(f_e = \sim 20) = \sim 1.3$ の等値線上の

LVZ 構造 (Θ と Φ) (図 3-3a、c、e、g) が、M2 に対する応答では $\text{Log}_{10}(f_e = \sim 2.5) = \sim 0.4$ に対応していることがわかるが (図 3-3b、d、f、h 参照)、そのことはつまり、M2 に対する見かけの一様粘性率は $\eta_a = \sim 4 \times 10^{19} \text{ Pa s}$ ということであり、これは噴火後期に必要とされる粘性率の下限値と同程度である。したがって、これらの LVZ は、測地データを十分に説明できる最適なモデルとして制約されることになる。また、M1 と M2 に対する応答で $f_e = \sim 20$ と ~ 2.5 を保つためには、 z_c が大きいモデルほど Θ と Φ を大きくする必要があることもわかった。

地震波速度異常の特性により、LVZ モデルの Θ と Φ はより狭い範囲に限定される可能性がある。図 3-4 は、LVZ モデルにおける f の空間分布を示したものである。与えられた Φ (0.63、1、2.5 km) と z_c (13、15、17、19 km) に対して、 Θ は M1 で $f_e = \sim 20$ となるように値を選んでいる (図 3 の赤丸)。Tameguri et al. (2022) では、深さ 15 km で低速度異常が見つかったが、深さ 10 km では見つかっていない。これにしたがうと、 $\Phi \leq 0.63 \text{ km}$ の LVZ モデルは、有意に大きな弱化係数が $\sim 10 \text{ km}$ より浅い深さにまで及ぶため、除外される。また、 $z_c = 13 \text{ km}$ のモデルも、深さ 15 km での有意な弱化係数を予測しないので、除外される。したがって、Tameguri et al. (2022) の地震波速度構造と調和的な LVZ モデルは、 $z_c \geq 15 \text{ km}$ 、 $\Phi = \sim 1.0\text{--}2.5 \text{ km}$ 以上、 $\Theta = \sim 1\text{--}3 \text{ km}$ であると言える。 $z_c > 19 \text{ km}$ の LVZ モデルは本研究において調べていないが、 Φ と Θ の z_c 依存性から、 z_c が大きいほど Φ と Θ が大きくなる必要があることがわかる (図 3-3 参照)。深さ 15 km 以上、そして深さ 10 km と 15 km の間の地震波速度構造が不足しているため、さらなる制約は現時点では期待できない。

ここでは、図 3-3 の赤丸で示した LVZ モデル（図 4 も参照）に着目し、Yamasaki et al. (2022) の方法に従って、変動源のインフレーション率 Ω の時間変化を制約する。1914 年噴火以降の (I) 1914-1934、(II) 1934-1960、(III) 1960-1968、(IV) 1968-1976、(V) 1976-1997、(VI) 1997-2020 の 6 期のそれぞれで Ω は一定と仮定した。1914-2006 年の水準測量データ (Yamasaki et al., 2020, 2022) や 1996-2007 年の GNSS データ (Iguchi et al., 2008)、これらの変動の中心から 30km 以内の距離で利用できるすべてのデータを最もよく説明するように Ω を制約する。用いた水準・GNSS データ、および Ω の制約方法に関するより詳細な説明は、Yamasaki et al. (2022) に掲載されている。

1914 年噴火と 1946 年噴火の変動源の収缩量 ΔV_{g14} と ΔV_{g46} は、噴出マグマ量 $V_{m14} = 1.54\text{km}^3$ と $V_{m46} = 0.18\text{km}^3$ (Ishihara et al, 1981) に対してそれぞれ 4 と 2 倍、すなわち $\Gamma_{14} = V_{m14}/\Delta V_{g14} = 4$ 、 $\Gamma_{46} = V_{m46}/\Delta V_{g46} = 2$ とする。この 2 つの Γ_{14} と Γ_{46} の値は、 Γ 依存性の解析により、1914 年噴火後の全期間と 1946 年噴火直後の測地データをそれぞれ $\Gamma_{14} = \sim 4-5$ 、 $\Gamma_{46} = \sim 2-3$ で最もよく説明できることを確認したものである。1914 年噴火と 1946 年噴火の Γ の有意な違いは、Yamasaki et al. (2022) が議論したように、マグマの圧縮性の違いで説明できるかもしれない。

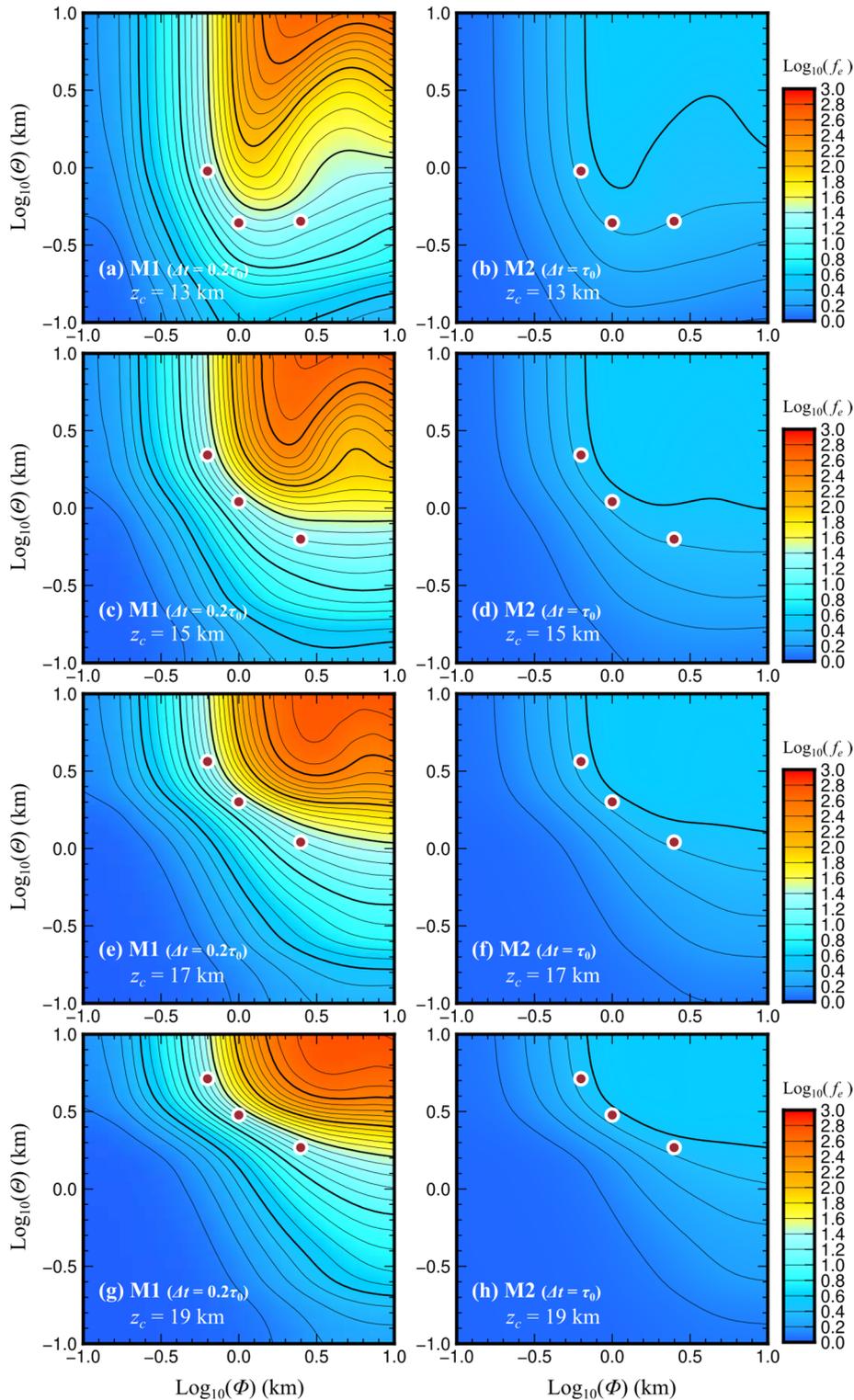


図 3-3. M1 (a, c, e, g) と M2 (b, d, f, h) の変動源モードに対する粘弾性応答における $f_e = \eta_0/\eta_a$ のコンターを Φ と Θ のパラメータ空間で示した図。

BM2469 に対する BM2474 の相対隆起量の違いが LVZ と UNV のモデル間で最小となる η_a の評価には、M1 と M2 のモードそれぞれで $\Delta t = 0.2\tau_0$ と τ_0 の期間を適用した。赤丸は、期間 $\Delta t = 0.2\tau_0$ における M1 モードに対する粘弾性応答が $f_e = \sim 20$ と予測する 3 つの LVZ モデル $(\Phi, \Theta) = (0.63 \text{ km}, 2.2 \text{ km})$ 、 $(1.0 \text{ km}, 1.1 \text{ km})$ 、 $(2.5 \text{ km}, 0.63 \text{ km})$ を示している。 $z_c =$ (a, b) 13, (c, d) 15, (e, f) 17, and (g, h) 19 km。 $f_m = 1000$ 。

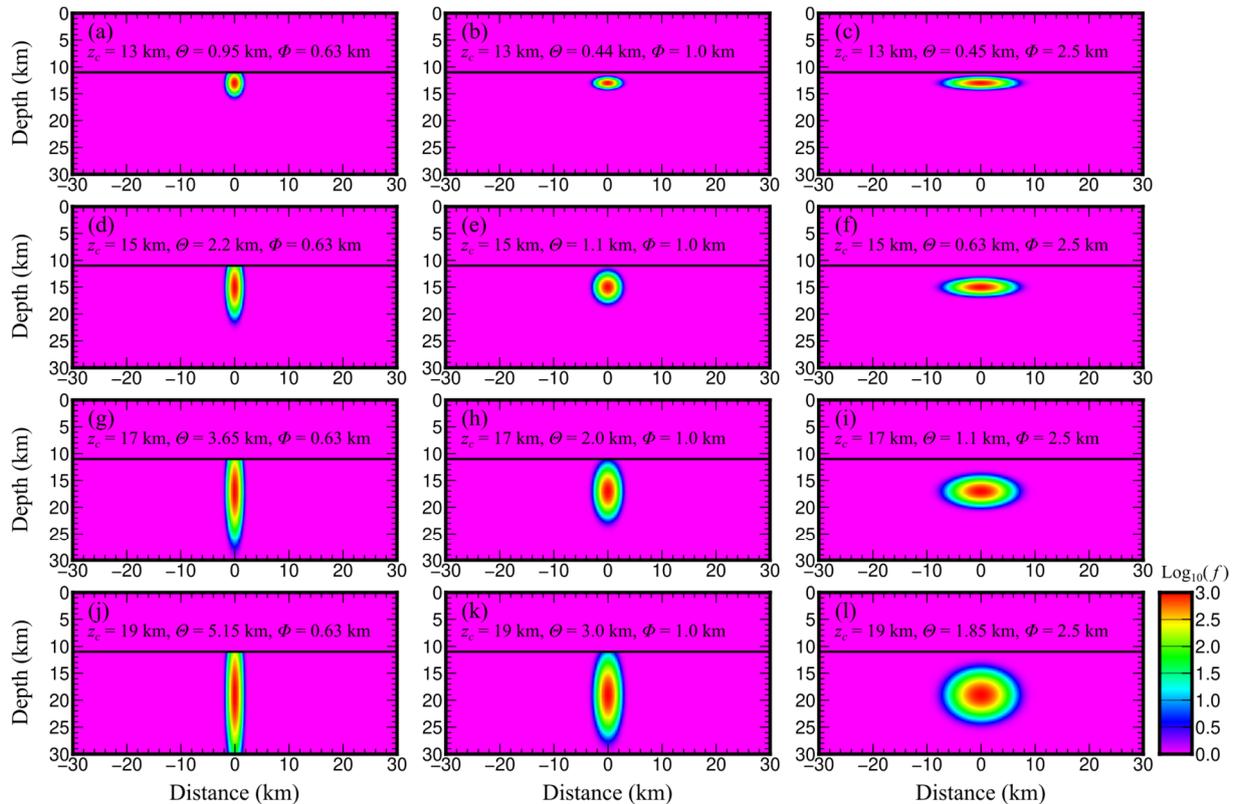


図 3-4. Φ と Θ の組み合わせで、BM2469 に対する BM 2 4 7 4 における相対隆起量に関して、変動源モード M1 に対する粘弾性応答が $\Delta t = 0.2 \tau_0$ の期間で $f_e = \sim 20$ となるような、LVZ モデルの弱係数 f の空間分布。(図 3 の赤丸参照)。

$z_c =$ (a, b, c) 13、(d, e, f) 15、(g, h, i) 17、および (j, k, l) 19 km。 $f_m = 1000$ 。水平線は弾性層と粘弾性層の境界を示す。

図 3-5 は、 $z_c = 15$ km の 3 種類の LVZ モデルが、LVZ の構造自体が異なっても、非常によく似た振る舞いをすることを示している。1914 年噴火後の最初の 20 年間で、 Ω は $\sim 2-4 \times 10^6$ m³/yr と予測され、これは弾性モデルのそれよりも小さい(図 5 a)。LVZ モデルによる推定値が小さいのは、噴火に伴う粘弾性応答による地表の回復が原因である。一方、1934 年以降では、LVZ モデルほどの段階でも弾性モデルより Ω が大きくなると予測している。しかし、LVZ モデルと弾性モデ

ルの Ω の差は $\sim 2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ 以下であり、1934 年以前の差よりも小さい (図 5 a 参照)。これは、変位速度がより高い粘性率、すなわち LVZ の外側の粘性率に支配されているためである。実際、過去の弾性モデル研究である Iguchi et al. (2008) や Hickey et al. (2016) は、1996 年から 2007 年の GNSS データを活用し、LVZ モデルによるインフレーションと同等の $\sim 9 \sim 12 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ と推定している (図 5 a 参照)。

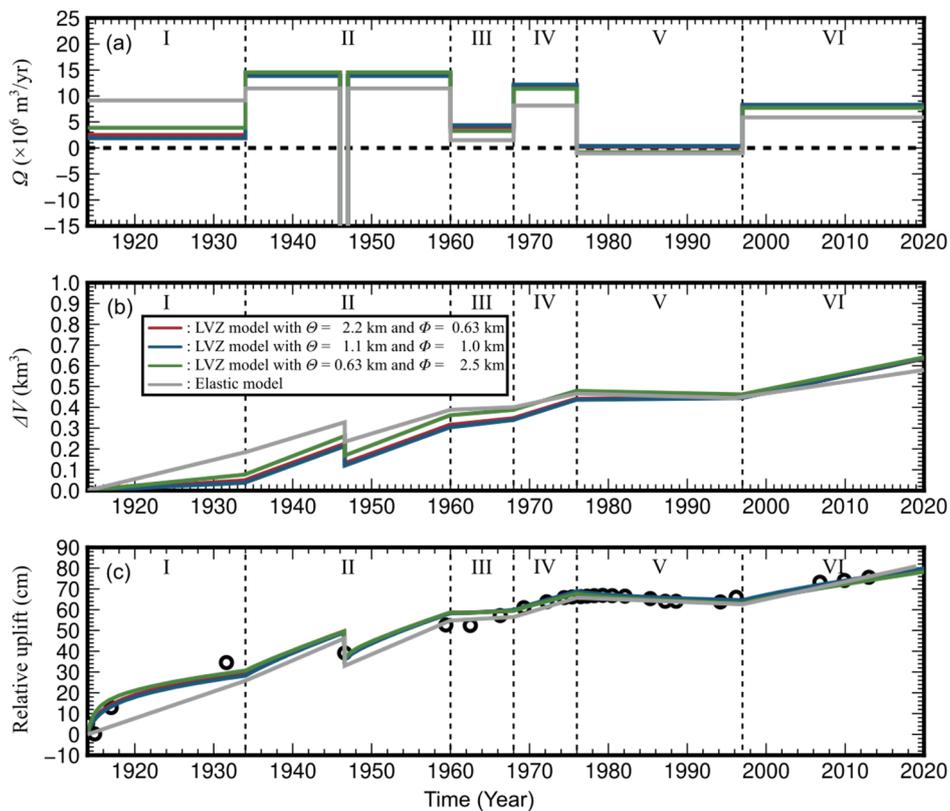


図 3-5. $z_c = 15 \text{ km}$ の LVZ モデルの予測。(赤) $\Phi = 0.63 \text{ km}$ 、 $\Theta = 2.2 \text{ km}$ 、(青) $\Phi = 1 \text{ km}$ 、 $\Theta = 1.1 \text{ km}$ 、(緑) $\Phi = 2.5 \text{ km}$ 、 $\Theta = 0.63 \text{ km}$ (図 3c、d の赤丸参照) と弾性モデルの (灰色) の場合。

1914 年噴火と 1946 年噴火ではそれぞれ $\Gamma_{14} = 4$ 、 $\Gamma_{46} = 2$ 。 $f_m = 1000$ 。(a) 測地データから推定される変動源の膨張率 Ω を (I) 1914-1934、(II) 1934-1960、(III) 1960-1968、(IV) 1968-1976、(V) 1976-1997、(VI) 1997-2020 の各時期で示したものを。(b) 1914 年噴火以降の変動源の累積体積変化 ΔV 。(c) BM2469 に対する BM2474 での相対隆起量の予測値(実線)と観測値(丸)。

観測には公開されている水準測量データ (Omori, 1916; Eto et al., 1997; Yamamoto et al., 2013) を使用。

予測された Ω は、3 つの LVZ モデルのいずれにおいても、2020 年の ΔV (1914 年噴火以降の変動源の累積体積変化) を $\sim 0.7 \text{ km}^3$ と算出し、弾性モデルによる予測より $\sim 0.05 \text{ km}^3$ だけ大きい (図 3-5b)。弾性体モデルによる噴火後の初期と後期における ΔV の過大評価と過小評価が結局は最終的に相殺されているわけである。

LVZ モデルは、Omori (1916)、Eto et al. (1997)、Yamamoto et al. (2013) が報告した BM2469 に対する BM2474 の相対隆起の時間変化をうまく説明する (図 3-5c 参照)。相対隆起量に対する二乗平均平方根 (RMS) のミスフィットは、3 つの LVZ モデルで $\sim 2.9 \sim 3.2 \text{ cm}$ である。Yamasaki et al. (2022) の先行研究では、 ~ 1934 年以前と以降の期間について、それぞれ $\eta = \sim 5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ と $\sim 5 \times 10^{19} \text{ Pa s}$ あるいはそれ以上の UNV モデルが必要とされた。 $\eta = 5 \times 10^{18} \text{ Pa s}$ と $5 \times 10^{19} \text{ Pa s}$ の UNV モデルは、噴火後の全期間の相対的隆起に対して、RMS ミスフィットは 5.1 cm と 3.6 cm であった。一方、弾性体モデルは、噴火後の全期間において、相対隆起に対する RMS ミスフィットが 3.5 cm 程度であるが、1934 年以前のデータをうまく説明できない (図 3-5c 参照)。この弾性モデルのミスフィットは、予測と観測の間の地表面変動の半波長の差に由来するため、変動源のインフレーション速度を調整しても改善されない (Yamasaki et al., 2022)。しかし、もう少し複雑な設定をした弾性モデル、例えば、1934 年以前はより浅い変動源を適用することで観測データを説明できるかもしれない；弾性モデルが予測する地表変位の波長がその時期の観測値よりも大きいため。

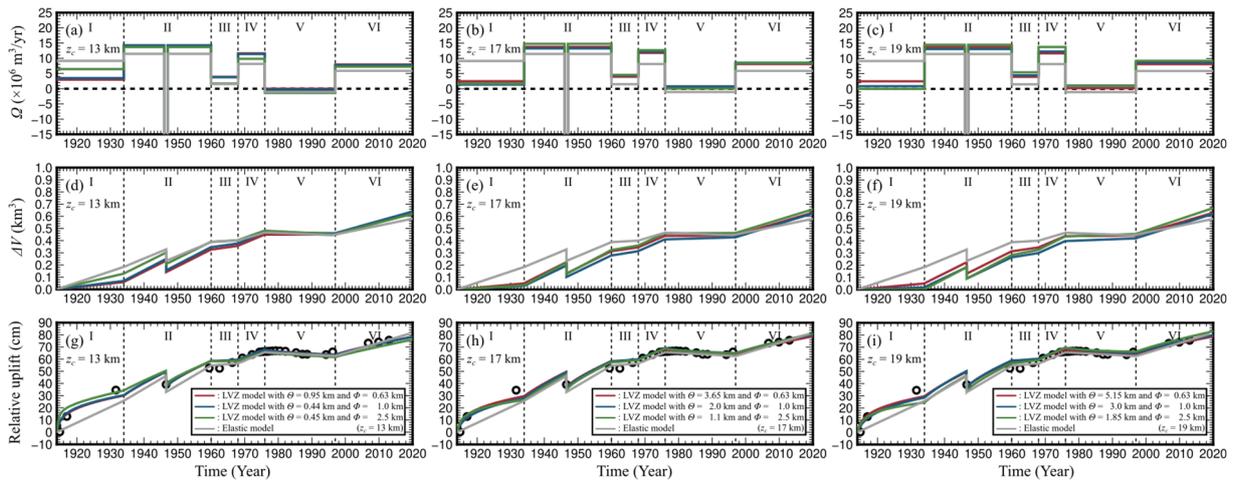


図 3-6. $z_c =$ (a, d, g) 13、(b, e, h) 17、(c, f, i) 19 km の LVZ モデルと (灰色の線) 弾性モデルの予測値。 (a, b, c) Ω 、(d, e, f) ΔV 、(g, h, i) Omori (1916)、Eto et al. (1997)、Yamamoto et al. (2013) が報告した観測 (丸) と比較した BM2469 に対する BM2474 での相対的隆起予測。

与えられた z_c に対して、 $\Phi =$ (赤) 0.63、(青) 1、(緑) 2.5 km を採用し、変動源モード M1 に対する粘弾性応答において、LVZ モデルと UNV モデルの BM2469 に対する BM2474 の相対隆起量の違いを $\Delta t = 0.2 \tau_0$ の期間で最小にする f_e が ~ 20 となるように Θ を選択 (図 3 の赤丸参照)。 $f_m = 1000$ 。

図 3-6 は、 $z_c = 13、17、19$ km の LVZ モデルの挙動を示している。異なる z_c に対して LVZ モデルの予測値が互いに類似しているかどうかを確認し、1914 年噴火後の初期と後期にそれぞれ有効弱化係数 $f_e = \sim 20$ と ~ 2.5 が満たされる場合、始良カルデラおよび周辺の測地データをよく説明できることを確認することを目的としている。予測されたモデルの振る舞いは、 $z_c = 15$ km の場合とほぼ同じである (図 3-5 参照)。ここで特に説明しなければならないような大きな違いはない。予測された相対隆起は、Omori (1916)、Eto et al. (1997)、Yamamoto et al. (2013) が報告した観測結果とよく一致している。したがって、LVZ 構造が異なっても、ある f_e を持つ LVZ モデルの予測値は z_c に影響を受けないという結論を得るに至った。

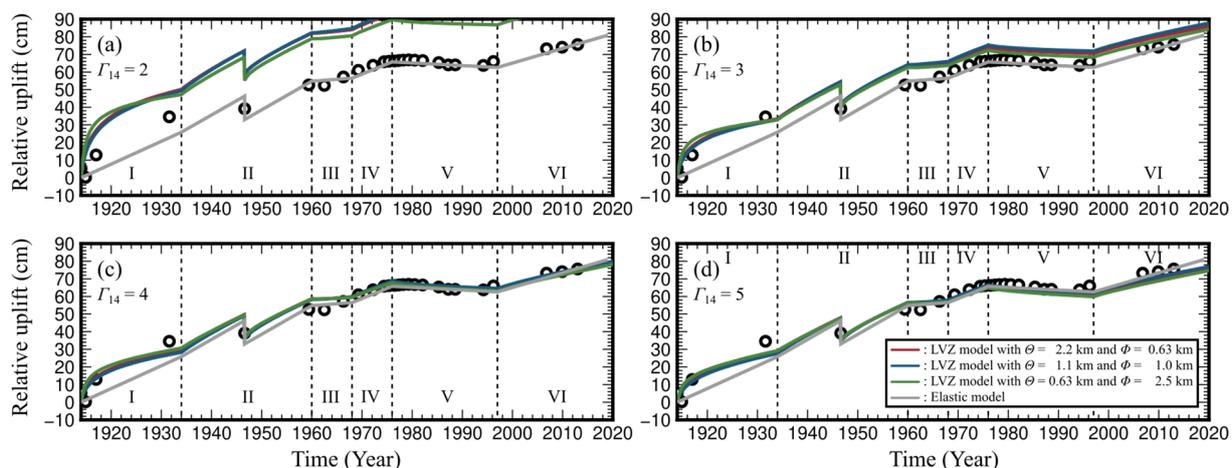


図 3-7. (赤) $\Phi = 0.63$ km、 $\Theta = 2.2$ km、(青) $\Phi = 1$ km、 $\Theta = 1.1$ km、(緑) $\Phi = 2.5$ km、 $\Theta = 0.63$ km の LVZ モデルと(灰色)弾性モデルにおける BM2469 に対する BM 2 4 7 4 の地表面隆起量の予測を、Omori (1916)、Eto et al. (1997)、Yamamoto et al. (2013) が報告した観測値 (丸) と比較した図。

$\Gamma_{14} =$ (a) 2、(b) 3、(c) 4、(d) 5。 $\Gamma_{46} = 2$ 。 LVZ モデルでは $z_c = 15$ km、 $f_m = 1000$ 。

図 3-7 は、1914 年噴火時の変動源収縮に $\Gamma_{14} = 2、3、4、5$ を適用した場合の BM2469 に対する BM2474 における相対隆起の予測を、Omori (1916)、Eto et al (1997)、Yamamoto et al (2013) の観測と比較して示している。($\Phi = 0.63$ km、 $\Theta = 2.2$ km)、($\Phi = 1.0$ km、 $\Theta = 1.1$ km)、($\Phi = 2.5$ km、 $\Theta = 0.63$ km) の 3 つの LVZ モデルを使用し、 $z_c = 15$ km を、そして、1946 年噴火には $\Gamma_{46} = 2$ を採用している。予測は LVZ 構造にはほとんど依存しないが、 Γ_{14} には強く依存する。 $\Gamma_{14} = 2-3$ の場合 (図 3-7a、b)、1914 年噴火の粘弾性応答の影響が大きすぎて、観測値を満足しないことがわかる。また、 $\Gamma_{14} = 4$ と 5 のどちらが観測値を説明するのに適しているかの判断は難しいが、特に V 期では $\Gamma_{14} = 4$ の方がフィッティングが良いように見える (図 3-7c、d)。

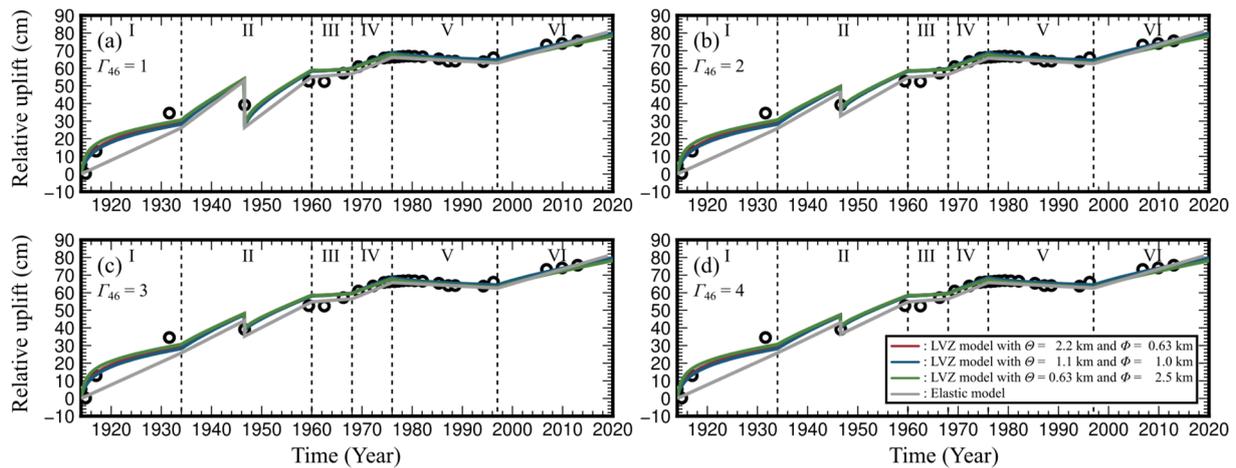


図 3-8. (赤) $\Phi = 0.63$ km、 $\Theta = 2.2$ km、(青) $\Phi = 1$ km、 $\Theta = 1.1$ km、(緑) $\Phi = 2.5$ km、 $\Theta = 0.63$ km の LVZ モデルと(灰色)弾性モデルにおける BM2469 に対する BM 2 4 7 4 の地表面隆起量の予測値を、Omori (1916)、Eto et al. (1997)、Yamamoto et al. (2013) が報告した観測値 (丸) と比較した図。

$\Gamma_{46} =$ (a) 1、(b) 2、(c) 3、(d) 4。 $\Gamma_{14} = 4$ 。 LVZ モデルでは $z_c = 15$ km、 $f_m = 1000$ 。

図 3-8 は、図 3-7 と同じ LVZ モデルを用い、 $\Gamma_{14} = 4$ を採用して、 $\Gamma_{46} = 1, 2, 3, 4$ の場合で予測した BM 2 4 6 9 に対する BM2474 における相対隆起の時間変化を示したものである。一般に、どの LVZ モデルでも、予測は観測とかなり一致する。LVZ 構造の違いによる挙動の差はほとんどない。しかし、1946 年噴火が発生した期間 II では、 Γ_{46} が小さいと、変動源収縮が大きくなり、その期間ではより大きなインフレーション率が必要となる。 $\Gamma_{46} = 1$ では、1946 年噴火時の相対沈下量が大きすぎて、噴火直後の観測データを満足できない (図 3-8a)。一方、 $\Gamma_{46} = 4$ のモデルでは、噴火直後の相対沈下量は観測が要求する値より小さくなる (図 3-8d)。したがって、測地データは $\Gamma_{46} = \sim 2-3$ を支持していると考えられる (図 3-8b, c)。

(3) 1.4. 議論

(3)-1-4-1. LVZ の構造に関するさらなる制約に向けて

始良カルデラ下の LVZ 構造は、測地データと Tameguri et al. (2022) の地震波速度構造を満足するように制約した。しかし、本研究では、特定の LVZ 構造を一意に制約できたわけではない。今後、より高解像度の物理探査を行うことで、LVZ に対する更なる制約が期待される。例えば、深さ 20km に有意な広がりを持った低速度異常が存在する場合、 $z_c = 15$ km の LVZ モデルは除外され、 $z_c \geq 17$ -19km のモデルが今後のさらなる検討に必要となる。さもなければ、深さ 20 km で顕著な弱化が見られる $z_c = 19$ km のモデルが除外されるべきとなる。また、LVZ 下部にプリュームテイルのような形状を考えてみることも今後の課題であるが、下からのマグマ供給を想定した場合、より妥当であるかもしれない。

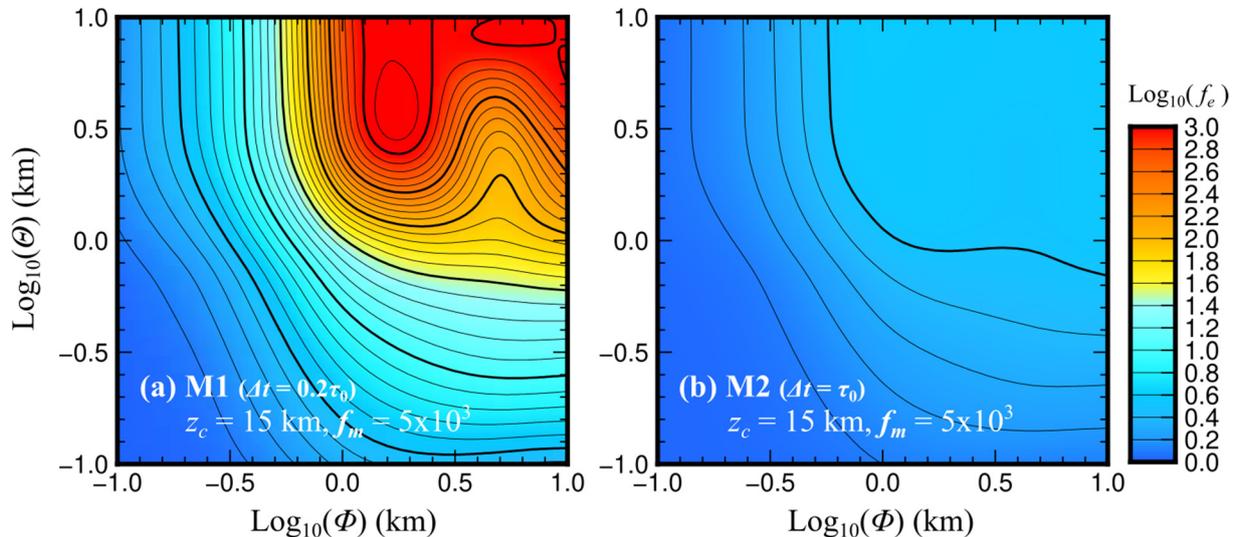


図 3-9. M1 (a) と M2 (b) の変動源モードに対する粘弾性応答における $Q_e = \eta_0 / \eta_a$ のコンターを Φ と Θ のパラメータ空間で示した図。

BM2469 に対する BM2474 の相対隆起量の違いが LVZ と UNV のモデル間で最小となる η_a の評価には、M1 と M2 のモードそれぞれで変動期間 $\Delta t = 0.2\tau_0$ と τ_0 を適用した。 $z_c = 15 \text{ km}$ 、 $f_m = 5000$ 。

LVZ モデルの非一意性は $f_m = 1000$ の仮定にも起因している。より大きな f_m を仮定した場合、始良カルデラ周辺の測地データを満足するためには、LVZ の大きさを小さくする必要がある (図 3-9 参照、そこでは $f_m = 5000$ を仮定している)。Tameguri et al. (2022) で低速度異常が明らかになった深さ 15km で有意な弱화를起こすことがさらに難しくなるため、 $z_c = 13 \text{ km}$ の LVZ モデルは引き続き除外されるべきとなる。同様に、より低い粘性率の変動に関わってくることになるので、 $z_c > 15 \text{ km}$ の LVZ モデルも、 f_m が高くなるにつれ、除外されていく傾向となる。そして、結局は、 z_c が $\sim 15 \text{ km}$ に近づく確率が高くなっていく。せん断弾性率 (μ) の空間変化も同様の効果を持つ。測地データとの整合性を保つためには、 μ の値が小さいほど LVZ が小さくなる必要がある。 μ と V_s (せん断波速度) の関係、すなわち $\mu = \rho V_s^2$ (ρ は地殻媒質の密度) により、LVZ では μ が小さくなることが期待される。したがって、Maxwell 緩和時間を一定に保つためには、LVZ の中心に向かって粘性率の低下が、 V_s に対する μ の依存性がない場合よりも、大きくなるはずである。LVZ モデルを一意に決めていくためには、速度異常の構造、特にその深さ方向の広がりについてさらなる制約が必要であり、それに基づいて速度異常と LVZ 構造の相関をより具体的に関係づけることが可能になっていく。

また、LVZ の形状も問題である。Tameguri et al. (2022) の速度異常領域は変動源に対して非軸対称に見え、特に南から南東方向で水平方向の広がりが小さくなっている (図 1c)。しかし、本研究では、始良カルデラの変動源の中心に対して軸対称な構造になるように簡略化して LVZ を導入し

ている。実際、測地データは、水平方向に一様なレオロジー構造に軸対称な変動源が埋め込まれたモデルで十分に説明されるため、非軸対称の要素は一切必要ない (Yamasaki et al, 2020, 2022)。

したがって、少なくとも有効的には、LVZ は変動源に対して軸対称であると考えられるかもしれない。しかし、Tameguri et al. (2022) の速度異常と LVZ を関連付ける限り、LVZ がどの程度軸対称から逸脱しても、測地データを満足できるかを評価する必要があり、今後の検討課題として残されている。

(3)-1-4-2. 火山性地殻変動を理解するための一般的意義

火山性地殻変動は、マグマの力学的側面、すなわち変動源とレオロジーの 2 つの側面によって支配されている。本研究では、地球物理学的に推定された LVZ が、噴火後の地殻変動の進行とともに有効地殻粘性率をどのように変化させるかを示し、特に後者のレオロジカルな側面を検討することにした。M1 と M2 に対する応答が大きく異なるためには、LVZ の中心より有意に上方に変動源があることが必要である。このような場合、LVZ の最内部からマグマが変動源に供給されている可能性がある。つまり、LVZ は変動源としても機能する可能性がある。異なる深さレベルでの相互同期的な膨張・収縮に対する粘弾性応答は今後の研究課題であり、その際には温度依存性のレオロジー構造 (e.g., Del Negro et al., 2009; Gregg et al., 2013; Hickey et al., 2016; Head et al., 2021) が検証されるべきであるかもしれない。

火山性地殻変動速度の時間変化は、通常、変動源の膨張・収縮速度の時間変化という観点から説明されてきており、火山性地殻変動を支配する一つの側面であるレオロジー的側面にはあまり

注意が払われてこなかった。今後、測地観測と定量的モデルの相互利用が進めば、噴火間における地殻変動のより詳細な特性が明らかになると思われる。火山性地殻変動の挙動を完全に理解するためには、弾性体や単純な一粘性体の Maxwell 型モデルよりも複雑なレオロジーが今後の研究で必要になるかもしれない。火山下の地殻構造の地球物理学的イメージは、他の種類のレオロジーモデルよりも、空間的に可変な粘性率モデルを用いて、利用可能な測地データを十分に説明できるかどうかをテストする良い動機付けとなる。本研究の始良カルデラでの事例研究で得られた知見は、他の火山、特に物理探査によってマグマの存在とその影響によるレオロジー的不均質性が示唆されている火山の現象の研究に応用することができる。

(3) 1.5. まとめ

本研究では、3次元線形マックスウェル粘弾性モデルを用いて、地殻上部でのマグマ活動に対する地表面変位の時間的挙動に、地球物理学的に推定される低粘性領域 (LVZ) が与える影響を検討した。LVZ の粘性率 η は、ガウス関数に従った弱化係数 f で変化させるが、その f は、通常背景地殻の $f = 1$ ($\eta = \eta_0 = 10^{20}$ Pa s) から LVZ 中心の $f = f_m = 1000$ ($\eta = 10^{17}$ Pa s) あるいは 5000 ($\eta = 5 \times 10^{16}$ Pa s) まで指数関数的に増加させ、 η はガウス半値幅の Φ と Θ で 2×10^{17} Pa s より小さくなるように設定した。

LVZ モデルの挙動を、見かけの一様粘性率 η_a 、あるいは一様粘性率 (UNV) モデルが、LVZ モデルの変位を最もよく模倣する有効弱化係数 $f_e = \eta_0 / \eta_a$ を用いて定量的に記述した。一般的な LVZ モデルの挙動は、噴火による変動源の収縮に対する粘弾性応答の η_a が、その後の連続的なマグマ供給に対する応答のそれよりも小さいという特徴を持つ。また、変動源が LVZ の中心より有意に上

方にあり、噴火時の収縮量がその後の単位時間当たりの膨張量より有意に大きいという条件下で、変動源モードの違いによる $\eta_a(f_e)$ の有意な違いが予測された。

始良カルデラ下の LVZ 構造は、測地データと地震波速度構造から推定され、1914 年噴火後の最初期と変動後期の測地データのそれぞれに必要な $f_e = \sim 20$ と ~ 2.5 は、LVZ の中心深度を $z_c = 15\text{-}19\text{km}$, $\Phi = \sim 1\text{-}2.5\text{km}$ 以上, $\Theta = \sim 1\text{-}3\text{km}$ としたモデルにより得られた (与えられた Φ に対する Θ は、 z_c が大きいほど大きくなる)。LVZ モデルは、単純な一粘性モデルよりも測地データをより良く説明する。1914 年の噴火後、始良カルデラの火山性地殻変動が進むにつれて、変動速度を制御する粘性率が LVZ の内側のものから外側のものへと変化していくことがわかった。

(3) 2. 粘弾性水平変位の一般的な振る舞い

ここではシル状マグマ貫入に対する地表面の粘弾性水平変位について記述し、その特徴を明らかにする。GNSS を用いた火山モニタリングにおいては、変位の鉛直成分の誤差は、水平変位に比べて、一般的に大きいため、粘弾性水平変位の特徴を把握しておくことは、GNSS 変位から地下のマグマ活動を探ることに有用な知見となる。

(3) 2. 1. モデルの設定

モデルは厚さ $H' (=H/L_0) = 1$ の弾性層の下に、時空間的に一様な粘性率 $\eta' = \eta/\eta_0$ を持つ粘弾性層がある力学的二層構造とする。ここで L_0 は基準長さスケール、 η_0 は基準粘性率。モデルのサイズや境界条件は 3. 1 章で用いたモデルと同じである。変動源であるシル状のマグマ貫入はその形状を扁球回転楕円体とし、その赤道半径を $W' = W/L_0 = 0.5$ 、赤道面の深さを $D' = D/L_0 = 1$ とする。

$D' = H'$ なので、マグマ貫入は弾性層と粘弾性層の境界に与えることになる。つまり、ここでの粘弾性変位の記述は、与えられた変動源の水平広がりや弾性層厚における粘弾性の効果が最大となる設定のもとおこなわれる(Yamasaki et al., 2018)。変動源の中心の厚さを $s_c' = s_c/s_{c0}$ とし、時間 $t = t'/\tau = 0$ で瞬間的に $s_c = 100$ にし、それに対する粘弾性応答を計算する。 s_{c0} は基準厚さ、 $\tau = \eta_0/\mu$ は緩和時間である； μ は剛性率で本研究では 3×10^{10} Pa の値を与える。座標軸は右手座標系に従っており、鉛直下方向が z 方向、 x, y がそれぞれ北、東方向に相当する(Yamasaki et al., 2018)。

(3) 2.2. 結果

図 3-10 は、 x 方向の地表面変位 $U_x' = U_x/s_{c0}$ のコンターを、 $t' = 0+, 5, 10, 100$ で示したものである。シル状マグマ貫入の形状は、 z 軸に関して軸対称であるため、 U_x' を時計回りに 90° 回転させた分布が $U_y' = U_y/s_{c0}$ の分布に相当する (図 3-11 参照)。 U_x' (または U_y') は x' (または y') = 0 に沿ってゼロであり、変位の振幅は粘弾性緩和の進行に伴って時間と共に減少する。 $|U_x'|$ (または $U_y'|$) は $t' = 0+, 1, 10, 100$ においてそれぞれ x' (または $y')$ = $\pm 0.6, \pm 0.6, \pm 1.0, \pm 3.9$ で最大となり、 $s_c' = 100$ に対して 5.6、4.4、0.81、0.0067% の大きさを持つ。各時刻における $|U_x'|$ (または $U_y'|$) は、最大変位が得られた座標からの距離に応じて減少する。

図 3-12 は、それぞれの変位成分の異なる地表面地点での時間変化を示している。近地においては、変位の成分に関わらず、変位量は時間とともに粘弾性緩和がすすむにしたがい減少していく。しかし、遠地においては、振る舞いが近地におけるそれと異なり、初期においては変位量は増加し、その後減少に転じるものもあれば、そのまま増加を続ける成分もある。このように、変位の成分や、変動中心からの距離に依存して、粘弾性変位は複雑な振る舞いをみせる。

図 3-13 は、それぞれの変位成分の時間変化を初期弾性変位で無次元化したものを示している。

それぞれのパネルは地表面の異なる地点の予測量である。水平変位は初期弾性変位で無次元化すると、どの成分も同じ振る舞いになることがわかった。ただし、変動中心からの距離には依存している。ここで特筆すべき重要な点は、水平変位成分は、鉛直変位成分に比べて、より速やかに変位量が減じられていくことである。また、水平変位成分の向きが変わる変動中心からの距離は、鉛直変位成分のそれに比べて、遠方になることもわかった。粘弾性の効果が発現する深さの変動源に対するこのような振る舞いが、これまでの測地観測で捉えられているかも含め、今後さらに検証すべき一つのポイントになりうる。

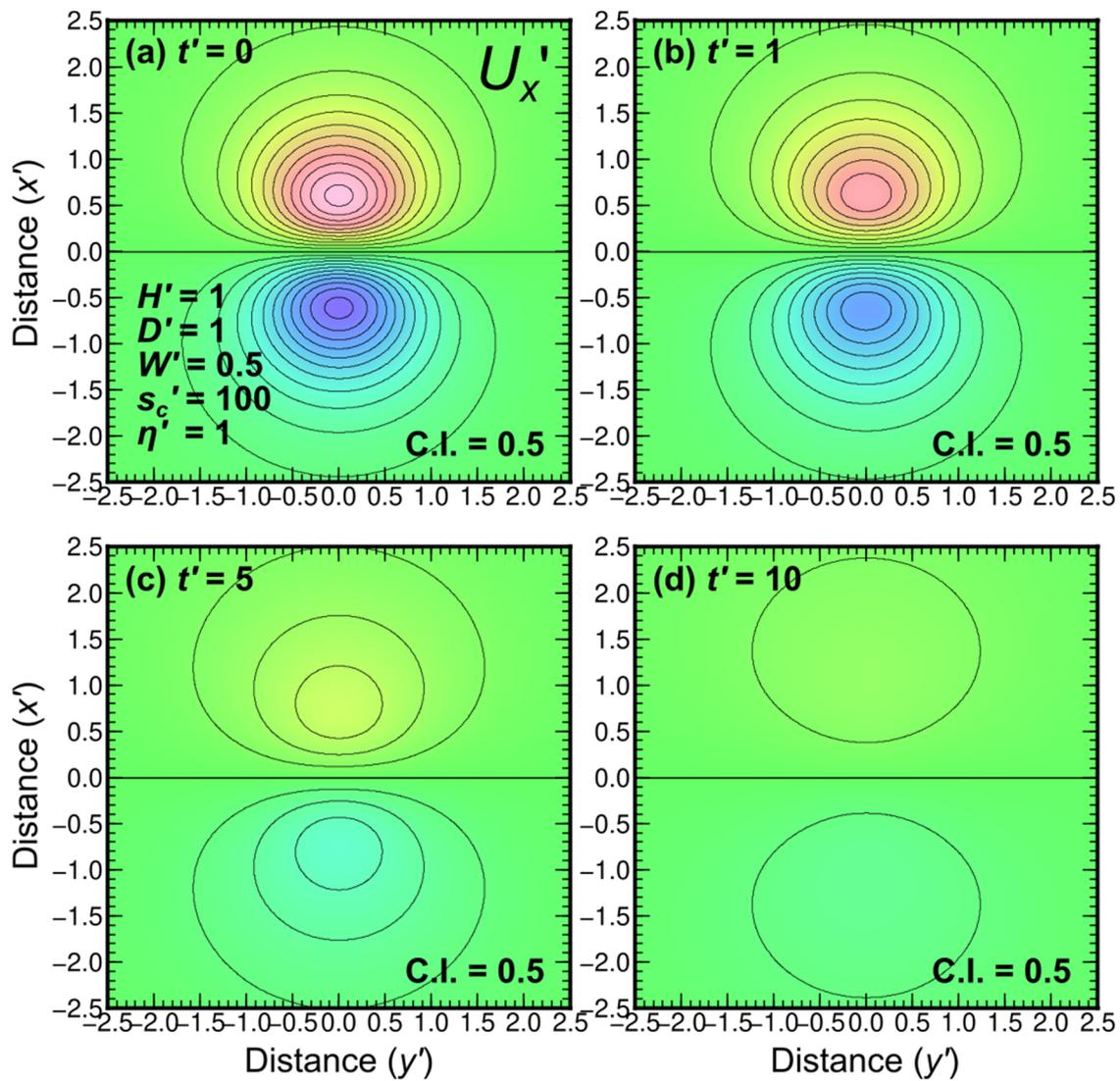


図 3-10. 地表面における $t' = t/\tau =$ (a) $0+$ (瞬間的膨張直後)、(b) 5、(c) 10、(d) 100 での水平面変位 $U'_x (= U_x/s_{c0})$ のコンター図。

ここで s_{c0} は基準厚さ、 $\tau = \eta/\mu$ は緩和時間で、 $\mu = 3 \times 10^{10}$ Pa は剛性率。 $H' = 1$, $D' = 1$, $W' = 0.5$, $\eta' = 1$ である。コンター間隔は 0.5。図は Yamasaki et al. (2018) の Fig. B1 に加筆して用いている。

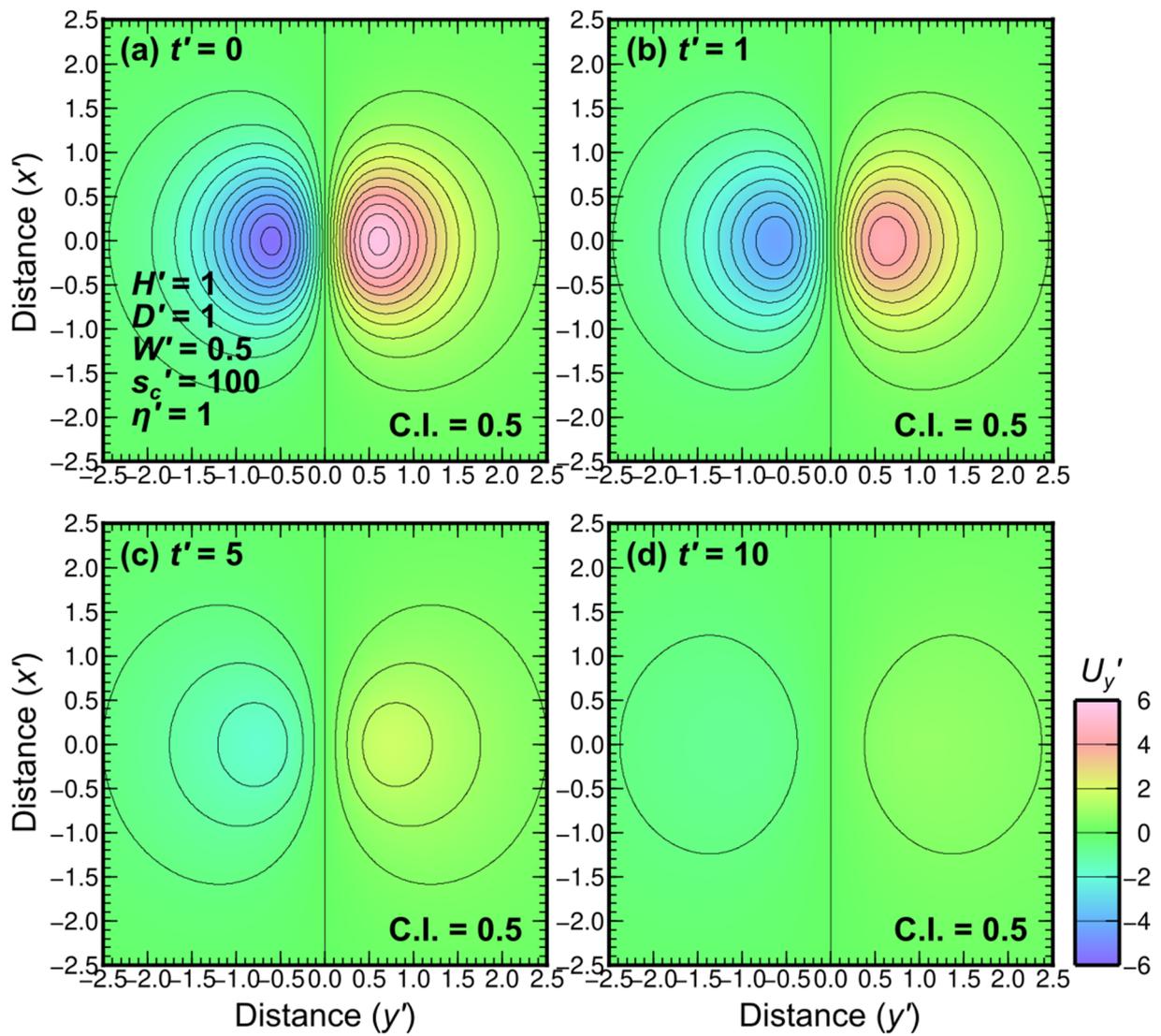


図 3-11. 地表面における $t' =$ (a) $0+$ (瞬間的膨張直後)、(b) 5、(c) 10、(d) 100 での水平面変位 U'_y ($= U_y/s_{c0}$) のコンター図。

モデル設定等や図の説明は図 3-10 と同じ。図は Yamasaki et al. (2018) の Fig. B1 を改変加筆して用いている。

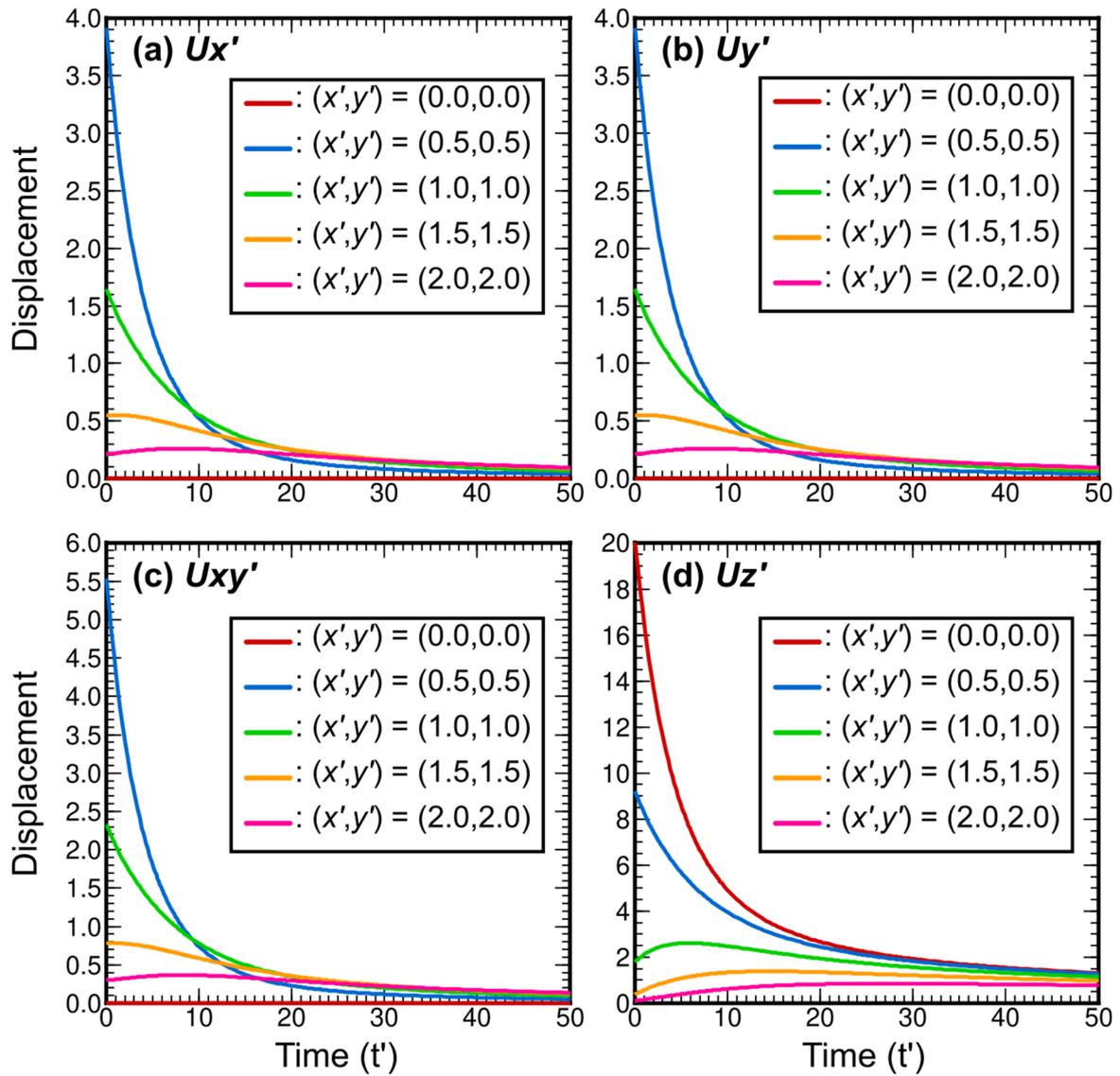


図 3-12. 粘弾性地表面変位の時間変化の予測量。

(a) $U_{x'}$, (b) $U_{y'}$, (c) $U_{xy'}$: 動径方向、(d) $U_{z'}$ 。地表面の地点 (x', y') = (赤) (0.5, 0.5)、(青) (1, 1)、(緑) (1.5, 1.5)、(橙) (2, 2)。

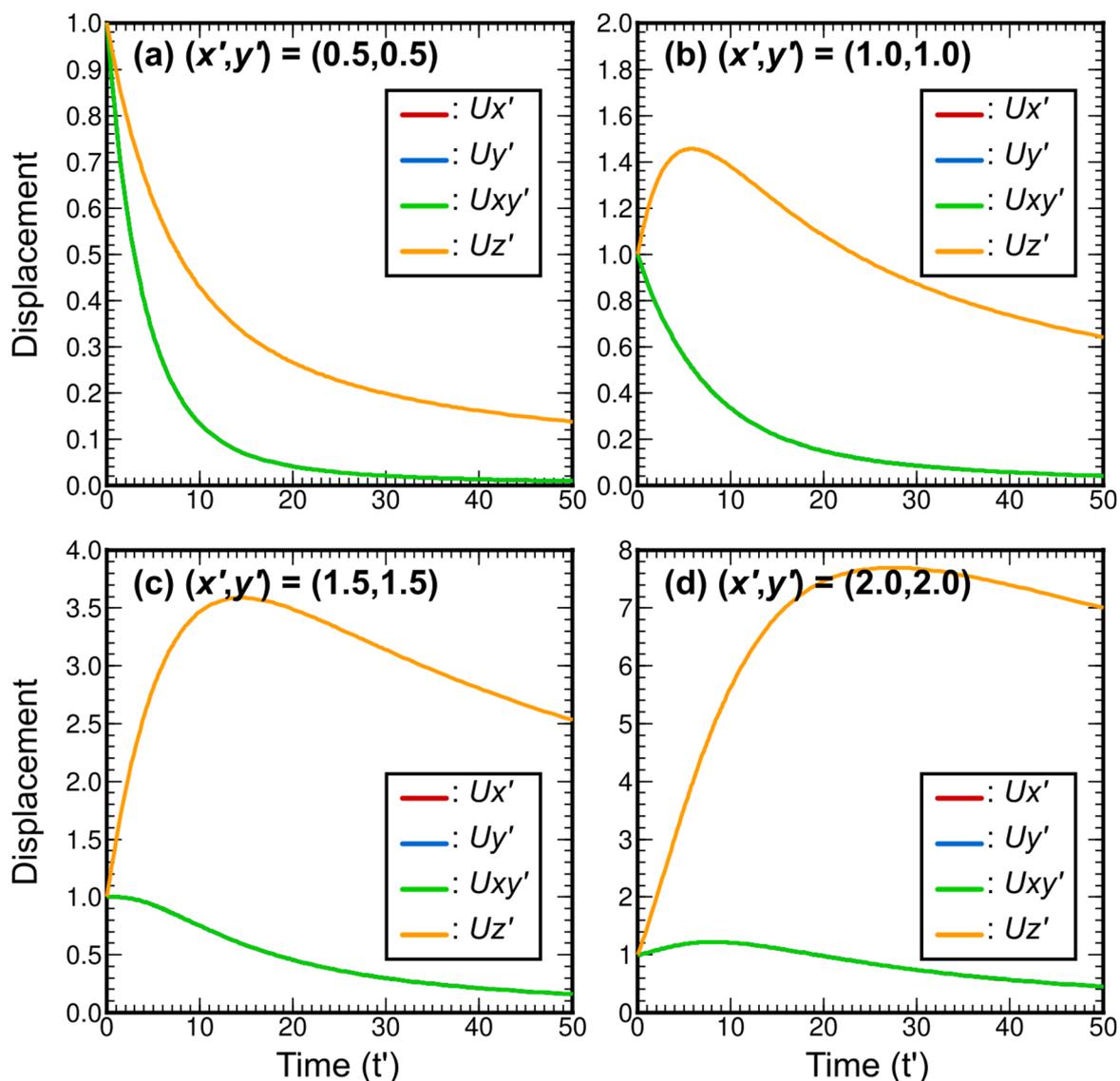


図 3-13. 粘弾性地表面変位の時間変化の予測値。

変位量は時間 $t' = 0+$ での弾性変位量 $U_e' = U_e/s_{c0}$ で規格化している。(赤) $U_x' = U_x/U_{ex}$, (青) $U_y' = U_y/U_{ey}$, (緑) $U_{xy}' = U_{xy}/U_{exy}$: 動径方向、(橙) $U_z' = U_z/U_{ez}$ 。地表面の地点 $(x', y') =$ (a) (0.5, 0.5)、(b) (1, 1)、(c) (1.5, 1.5)、(d) (2, 2)。

図 3-14 は、鉛直・水平変位成分の変動源の中心からの距離の関数として (プロファイル) を示している。水平変位成分のより速やかな減衰がこの図からも読み取ることができる。そのことは特に鉛直変位プロファイルの時間変化から理解することができる。粘弾性緩和による変動の中心など近地での鉛直変位減衰速度は、遠地に比べて速い。それは、近地により多くの緩和可能な弾

性応力が、変動源の瞬時収縮により分配されるためである。しかし近地の粘弾性変位も時間とともに応力が緩和されるにしたがいその速度を緩め、遠地のそれと歩調をあわせるようになる。その結果、粘弾性鉛直変位はより広域な範囲で同じような速度で進行し始め、つまり鉛直変位勾配が緩やかになりはじめ、それとともに水平成分変位の減衰が鈍化してくることになる。変動源の瞬時収縮による弾性応力の再分配は、その時点ではある限られた領域に及んでいるが、その後の粘弾性緩和により、さらなる応力の再分配が（しかし蓄積応力それ自体は緩和により減少していく）より広範囲に及んでいくので、それとともに鉛直地表面変位の領域も広範囲に及んでいき、鉛直変位勾配それ自体が減少してくる。このような変位領域の空間的広がりの変化が、水平成分変位のより速やかな減少となってあらわれてくるわけである。

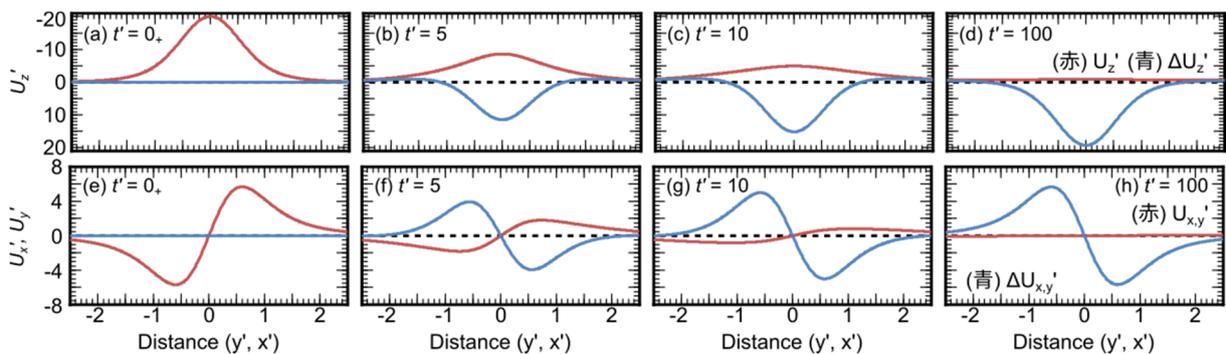


図 3-14. 粘弾性地表面変位の時間変化の予測量の変動源の中心からの距離関数プロファイル。(赤)総変位量。(青)粘弾性緩和による変位量。(a, b, c, d)鉛直変位、(e, f, g, h)水平変位。時間 $t' =$ (a, e) $0+$ 、(b, f) 5 、(c, g) 10 、(d, h) 100 。Yamasaki et al. (2018)の図に加筆して用いている。

(3) 3. 粘弾性地殻変動解析ツールの基本の方針の検討

ここでは、粘弾性地殻変動解析ツールにおける、基本的な方法について検討する。火山性地殻変動は特にその粘弾性応答は複雑であり、一つのみでなく数多くの噴火や貫入現象に対する粘弾性応答の総和として記述されなければならない。しかし、そんな複雑な応答も、線形レオロジーのみを考える場合、主に3つのコンポーネントの組み合わせで記述することができるはずである；つまり、変動源の単純な膨張/収縮パターンに応答する粘弾性応答の総和によって、正確な解を得るための簡単で効果的な方法を取ることができるはずである。以下に、その方法が現実的に可能かどうかについて検討する。

図 3-15a は、本ツールで採用するシル状変動源の膨張・収縮の3つのパターンを示している：

(S1) 一定速度で膨張、(S2) 一定速度で収縮、(S3) 噴火時のマグマの流出をあらゆる瞬間的な収縮である。変動源は赤道半径 w 、赤道面を深さ d に配置した扁平球体として近似し、その中心の厚さを s_c とする。S1、S2 の場合、 $sc'=sc/sc_0$ はそれぞれ時間とともに線形に増加、減少する (sc_0 は基準の厚さ)。膨張・収縮の絶対勾配は、 sc_0/τ で定義され、 τ はマックスウェル緩和時間 ($\tau=\eta/\mu$ 、ここで η は粘性率、 μ は剛性率) である。地表面変位 u は、 sc_0 で無次元化され、 $u'=u/sc_0$ となり、単位年あたりの変動源の膨張率 Ω は sc_0 を τ で割った値で評価される。M3 の場合、 sc' は $t'=0$ において瞬間的に -1 となり、その後もその値を維持する。

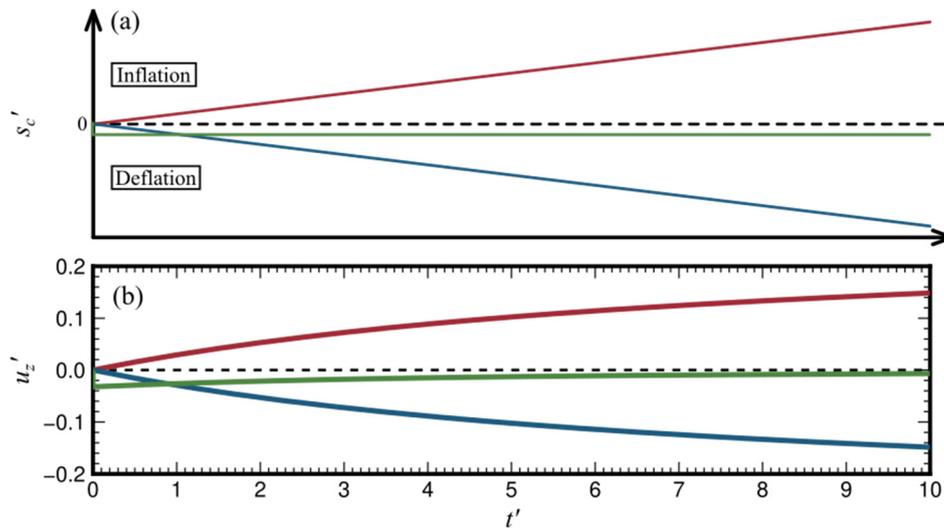


図 3-15. シル状変動源の 3 つの膨張・収縮パターンに対する粘弾性変位の時間変化。

(a) 変動源の中心での厚さ ($sc' = sc/sc_0$, sc_0 は基準厚さ) を時間 ($t' = t/\tau$, τ はマクスウェル緩和時間) の関数として示す。(赤) sc' が直線的に増加、(青) sc' が直線的に減少、(緑) $t'=0$ において sc' が瞬間的に減少する。 sc' が時間と共に増加/減少する勾配は 1 ; つまり、 s_c は、期間 τ で s_{c0} ずつ増加/減少する。瞬間収縮の場合、 $t'=0$ で瞬間的に-1 になり、その後その値が維持される。(b) (a) に示した変動源の膨張/収縮に対する地表面変形の中心での垂直方向の粘弾性変位 ($uz' = uz/sc_0$) : (赤) 一定の膨張、(青) 一定の収縮、(緑) $t'=0$ における瞬間的収縮に応答した場合の uz' 。

図 3-15b は、変動源の 3 つの異なる挙動 S1、S2、S3 に対する地表面変形の中心での鉛直変位予測値を示している。厚さ $h=11\text{km}$ の弾性層の下には、一様な粘性率を持つ粘弾性層があるという、力学的二層構造モデルを用いている。シル状変動源の赤道半径は $w=2\text{km}$ 、赤道面の深さは $d=11\text{km}$ である。S1 に対する粘弾性変位 $uz1'=uz1/sc_0$ は時間と共に増加する。S2 に対する粘弾性変位 $uz2'$ は $uz1'$ の鏡像である。S3 に対する粘弾性変位 $uz3'$ は $t'=0$ で瞬間的に減少するが、その後指数関数的に増加する。

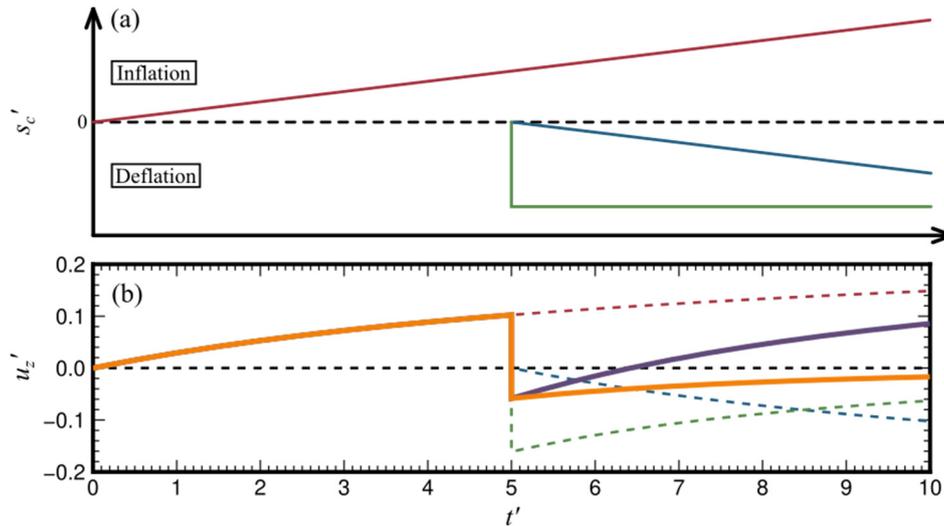


図 3-16. 図 3-15 に示した変動源の 3 つの基本挙動の組み合わせによって得られた $t' = 5$ での噴火に対する粘弾性挙動。

(a) 変動源の中心での厚さ ($sc' = sc/sc0$, $sc0$ は基準の厚さ) を時間の関数で表したものの。(赤) $t' = 0$ から sc' が勾配 1 で増加、(青) $t' = 5$ から sc' が勾配 1 で減少、(緑) $t' = 5$ で瞬間的に減少。

(b) (a) で示した変形源の膨張・収縮に対する地表面変形の中心での垂直方向の粘弾性変位 ($uz' = uz/sc0$) : (赤の破線) $t' = 0$ から sc' が一定に増加、(青の破線) $t' = 5$ から sc' が一定に減少、(緑の破線) $t' = 5$ で sc' は 0 になり、その後 0 で保持される。(紫) $t' = 5$ で噴火が発生し、その前後で変形源が時間と共に直線的に膨張する場合、粘弾性変位 uz' は赤と緑の破線で示した二つの粘弾性モデル挙動の和で得られる。(オレンジ) $t' = 5$ で噴火が起こり、その前は変形源が一定に膨張し、その後はマグマの再供給がないため膨張しない場合、 uz' は赤、青、緑の破線で示した 3 つの粘弾性モデルの振る舞いの和で求められる。

本ツールにおける粘弾性変位予測は、これら 3 つの基本的な挙動の総和として得ることにし、そのことの可能性を検討する。ここでは、まず、一つの事例として $t' = 5$ で噴火が発生し、その後で変動源が無次元勾配 1 (時間は τ で、変位量は $s c 0$ で規格化されているので、無次元勾配 1 というのは、時間 τ の間に、変動源の中心の厚さが $s c 0$ だけ増加することである) で線形に膨張した場合の粘弾性応答を考えてみる (図 3-16)。噴火前の全粘弾性変位 uz' は $uz1'$ である。噴火時および噴火後は、噴火に伴う粘弾性応答の寄与 ($uz3'$) を加える必要があり、すなわち、 $uz' = uz1'$

+uz3'となる。蓄積されたマグマがすべて排出されるのであれば、sc'は瞬時に5だけ減少するはずである一方、マグマが半分しか排出されなければ、sc'は2.5減少するはずである。また、噴火後にマグマが再供給されない場合もあり、その場合は、噴火後の線形収縮の寄与を加えればよい、すなわち、 $uz' = uz1' + uz3' + uz2'$ となる。ここで重要な点は、uz1'にuz3'とuz2'を加えるのは $t' \geq 5$ でおこなうこと、つまりuz3'とuz2'の振る舞いの時間の原点は $t'=5$ でなければならないことである。このような単純な変動源の振る舞いの総和で求めた粘弾性変位は、実際に時間 $t'=5$ で噴火を起こしたとするシミュレーション結果と完全に一致することを確認した。

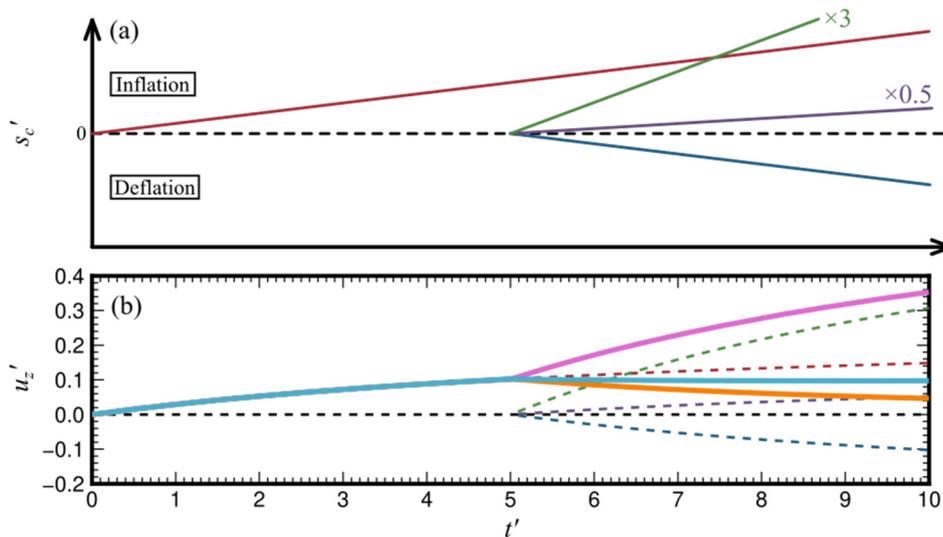


図 3-17. 変動源の膨張率の変化に対する粘弾性挙動。

(a) シル状変動源の中心での厚さ ($sc'=sc/sc_0$, sc_0 は基準厚さ) を時間の関数で表したもの :

(赤) $t'=0$ から sc' が勾配 1 で増加、(青) $t'=5$ から sc' が勾配 1 で減少、(緑) $t'=5$ から sc' が勾配 3 で増加、(紫) $t'=5$ から sc' が勾配 0.5 で増加。(b) (a) で示した変動源の膨張に対する地表面変形の中心での垂直方向の粘弾性変位 ($uz' = uz/sc_0$)。 (赤の破線) $t'=0$ から sc' が勾配 1 で増加した場合、(青の破線) $t'=5$ から sc' が勾配 1 で減少した場合、(緑の破線) $t'=5$ から sc' が勾配 3 で増加した場合、(紫の破線) $t'=5$ から sc' が勾配 0.5 で増加した場合の、それぞれの粘弾性変位 uz' 。(ピンク) $t' \geq 5$ で変動源の膨張率が 3 倍になると、赤、青、緑の破線で示した 3 つの粘弾性モデルの挙動の和で粘弾性表面変位 uz' が求められる。(水色) $t' \geq 5$ で変動源の膨張率が半分になると、 uz' は赤、青、紫の破線で示した 3 つの粘弾性モデルの挙動の和で求められる。(オレンジ) $t' \geq 5$ で

変動源の膨張率がゼロになるとき、 uz' は赤と青の破線で示した2つの粘弾性モデルの動作の和で得られる。

次に、変動源の膨張率の変化に対する粘弾性変位も、基本的な粘弾性挙動の総和で求めることができることを確認する。ここでは、例えば、変動源の膨張率が $t'=5$ で γ 倍になることを考えてみる (図 3-17)。 $t' < 5$ では、総変位量 uz' は $uz1'$ と同等である。一方、 $t' \geq 5$ では、 uz' は、 $uz' = uz1' + uz2' + \gamma uz1'$ で得られ、後者2つの時間原点は $t'=5$ となる。 $uz1'$ に $uz2'$ を加えることで、 $t' \geq 5$ でマグマの供給がなくなったような挙動が得られ、 $t'=5$ 以前の変動源膨張に対する粘弾性緩和による変位のみが出現する。その後、さらに $\gamma uz1'$ を加えることで、最終的に変動源の膨張率変化後の粘弾性変位が求められる。このような単純な変動源の振る舞いの総和で求めた粘弾性変位は、実際に時間 $t'=5$ で膨張率が変化するシミュレーション結果と完全に一致することを確認した。

上記の方法は、噴火後のいくつかの期間のそれぞれにおいて、変動源の異なる膨張率を持つようなケースにも適用することができる。変動源膨張率の時間変化に対する粘弾性変位については、 i 番目の期間の挙動は、前の期間までの挙動に $\gamma_i uz1' + \gamma_{i-1} uz2'$ を加えることで得られ、追加項の時間原点は i 番目の期間の開始時点とすればよい。

数多くの噴火にともなう変動源の収縮に対する粘弾性応答を足し合わせる必要もある。上記のように、変動源の膨張率が複雑な時間変化をみせている状況下での、噴火にともなう変動源収縮に対する粘弾性応答も、単純に $\gamma_e uz3'$ の項を足し合わせればよいだけである。ここで、 γ_e は変形源の膨張体積を制御する係数を表す。

以上のように、噴火や貫入減少が異なる時間でいくつ発生しても、それらに対する粘弾性応答は、単純な3つの変動源の振る舞いに対する粘弾性応答をくみ合わせることで、求められることがわかった。しかし、変動源の水平広がりや深さ、そして弾性層の厚さについては、様々な値に対する粘弾性応答を計算しなければならない。本ツールでは、まず、弾性層の厚さを2-20 kmの範囲で2 kmずつ、変動源の水平広がりについては2-20 kmの範囲で2 kmずつ、変動源の深さについては2-20 kmの範囲で2 kmずつの計算結果を用意し、それらから外れるパラメータ値に対しては、線形補間をおこなうことで、解を得ることとする。

引用文献

- Amoruso, A., Crescentini, L., 2009. Shape and volume change of pressurized ellipsoidal cavities from deformation and seismic data. *J. Geophys. Res.* 114, B02210, doi:10.1029/2008JB005946.
- Anderson, K., Segall, P., 2011. Physics-based models of ground deformation and extrusion rate at effusively erupting volcanoes. *J. Geophys. Res.* 116, B07204, doi:10.1029/2010JB007939.
- 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.
- Chantel, J., Manthilake, G., Andraut, D., Novella, D., Yu, T., Wang, Y., 2016. Experimental evidence supports mantle partial melting in the asthenosphere. *Sci. Adv.* 2, e1600246.
- Chery, J., Bonneville, A., Vilotte, J.P., Yuen, D., 1991. Numerical modelling of caldera dynamical behaviour. *Geophys. J. Int.* 105, 365-379.

Debayle, E., Bodin, T., Durand, S., Ricard, Y., 2020. Seismic evidence for partial melt below tectonic plates.

Nature 586, 555-559.

Del Negro, C., Currenti, G., Scandura, D., 2009. Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground

deformation: Application to Etna volcano during the 1993–1997 inflation period. *Phys. Earth Planet. Inter.*

172, 299–309.

Eto, T., Takayama, T., Yamamoto, K., Hendrasto, M., Miki, D., Sonoda, T., Matsushima, K., Uchida, K., Yakiwara,

H., Wan, Y., Kimata, F., Miyajima, R. and Kobayashi, K., 1997. Re-upheaval 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).

Farr, T. G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth,

L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The

Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.* 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

Farrell, J., Smith, R. B., Husen, S., and Diehl, T., 2014. Tomography from 26 years of seismicity revealing that

the spatial extent of the Yellowstone crustal magma reservoir extends well beyond the Yellowstone

caldera, *Geophys. Res. Lett.* 41, doi:10.1002/2014GL059588.

Fialko, Y., Pearse, J., 2012. Sombrero uplift above the Altiplano-Puna magma body: Evidence of a ballooning

mid-crustal diapir. *Science* 338, 250–252.

Freed, A.M., Bürgmann, R., 2004. Evidence of power-law flow in the Mojave desert mantle, *Nature* 430,

548-551.

- 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.
- Gregg, P.M., de Silva, S.L., Grosfils, E.B., 2013. Thermomechanics of shallow magma chamber pressurization: Implications for the assessment of ground deformation data at active volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 384, 100-108.
- Head, M., Hickey, J., Gottsmann, J., Fournier, N., 2021. Exploring the impact of thermally controlled crustal viscosity on volcanic ground deformation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 126, e2020JB020724, <https://doi.org/10.1029/2020JB020724>.
- Hearn, E.H., McClusky, S., Ergintav, S., Reilinger, R.E., 2009. İzmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the North Anatolian Fault Zone. *J. Geophys. Res.* 114, B08405, doi:10.1029/2008JB006026.
- Hetland, E.A., Hager, B.H., 2005. Postseismic and interseismic displacements near a strike-slip fault: a two-dimensional theory for general linear viscoelastic rheologies. *J. geophys. Res.* 110, B10401, doi:10.1029/2005JB003689.
- Hetland, E.A., Zhang, G., 2014. Effect of shear zones on post-seismic deformation with application to the 1997 M_w 7.6 Manyi earthquake. *Geophys. J. Int.* 198, 259-269, doi: 10.1093/gji/ggu127.
- 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.

Hidayati, S., Ishihara, K., Iguchi, M., 2007. Volcano-tectonic earthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 52, 289-309.

Huang, H.H., Lin, F.C., Schmandt, B., Farrell, J., Smith, R.B. and Tsai, V.C., 2015. The Yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust, *Science* 348, 773-776.

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. *Ann. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 51B, 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).

Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4. Available from the CGIAR-CSI SRTM 90m database (<http://srtm.csi.cgiar.org>), 15, 25-54.

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.

Newman, A.V., Dixon, T.H., Ofoegbu, G.I., Dixon, J.E., 2001. Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology. J. Volcanol. Geotherm. Res. 105, 183-206.

Omori, F., 1916. Level change and horizontal displacement of the ground caused by the Sakura-jima eruption of 1914. *Bull. Imp. Earthq. Invest. Comm.* 8, Part II, 152-179.

- Pollitz, F.F., 2005. Transient rheology of the upper mantle beneath central Alaska inferred from the crustal velocity field following the 2002 Denali earthquake, *J. geophys. Res.* 110, B08407, doi:10.1029/2005JB003672.
- Riva, R.E.M., Govers, R., 2009. Relating viscosities from postseismic relaxation to a realistic viscosity structure for the lithosphere, *Geophys. J. Int.* 176, 614-624.
- Rivalta, E., Segall, P., 2008. Magma compressibility and the missing source for some dike intrusions. *Geophys. Res. Lett.* 35, L04306. <https://doi.org/10.1029/2007GL032521>.
- Ryder, I., Parsons, B., Wright, T.J., Funning, G.J., 2007. Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modelling, *Geophys. J. Int.*, 169, 1009-1027.
- Schmeling, H., Kruse, J.P., Richard, G., 2012. Effective shear and bulk viscosity of partially molten rock based on elastic moduli theory of a fluid filled poroelastic medium. *Geophys. J. Int.* 190, 1571–1578.
- Shinevar, W.J., Behn, M.D., Hirth, G., Jagoutz, O., 2018. Inferring crustal viscosity from seismic velocity: Application to the lower crust of Southern California. Earth Planet. Sci. Lett.* 494, 83-91.
- Sigmundsson, F., Pinel, V., Grapenthin, R., Hooper, A., Halldórsson, S.A., Einarsson, P., Ófeigsson, B.G., Heimisson, E.R., Jónsdóttir, K., Gudmundsson, M.T., Vogfjörð, K., Parks, M., Li, S., Drouin, V., Geirsson, H., Dumont, S., Fridriksdóttir, H.M., Gudmundsson, G.B., Wright, T., Yamasaki, T., 2020. Unexpected large eruptions from buoyant magma bodies within viscoelastic crust. Nat. Commun.* 11, 2403.
- Takeda, Y.-T., 1998. Flow in rocks modelled as multiphase continua: application to polymineralic rocks. J. Struct. Geol.* 20, 1569–1578.

- Tameguri, T., Yakiwara, H., Tsutsui, T., Iguchi, M., 2022. High resolution three-dimensional seismic velocity imaging below Aira Caldera. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 67, 69-76 (in Japanese with English abstract).
- Taylor, M.A.J., Singh, S.C., 2002. Composition and microstructure of magma bodies from effective medium theory. *Geophys. J. Int.* 149, 15-21.
- Tozer, B, Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Olson, C., Beale, J. R., Wessel, P., 2019. Global bathymetry and topography at 15 arc sec: SRTM15+. *Earth Space Sci.* 6., <https://doi.org/10.1029/2019EA000658>.
- Tsutsui, T., Tameguri, T., Iguchi, M., 2021. A S-wave reflector in middle crust beneath western Aira Caldera, inferred from controlled-source seismograms. *Bull. Volcanol. Soc. Japan* 66, 71-81 (in Japanese with English abstract).
- Uto, K., Sakaguchi, K., Teraoka, Y., Okumura, K., Komazawa, M., 1997. Geological map of Japan 1:200,000, Kagoshima. Geological Survey of Japan.
- 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.
- 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., Houseman, G.A., 2012. The signature of depth-dependent viscosity structure in post-seismic deformation. *Geophys. J. Int.* 190, 769-784.

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., Sigmundsson, F., Iguchi, M., 2020. *Viscoelastic crustal response to magma supply and discharge in the upper crust: Implications for the uplift of the Aira caldera before and after the 1914 eruption of the Sakurajima volcano.* *Earth Planet. Sci. Lett.* 531, 115981.

Yamasaki, T., Sigmundsson, F., Iguchi, M., 2022. *Variable inflation rate of a magmatic deformation source beneath Aira caldera after the 1914 eruption of Sakurajima volcano: Inferences from a linear Maxwell viscoelastic model constrained by geodetic data.* *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 421, 107446.

Yamasaki, T., Takahashi, H., Ohzono, M., Wright, T.J., Kobayashi, T., 2021. *The influence of elastic thickness non-uniformity on viscoelastic crustal response to magma emplacement: Application to the Kutcharo caldera, eastern Hokkaido, Japan.* *Geophys. J. Int.* 224, 701-718.

Yamasaki, T., Wright, T.J., Houseman, G.A., 2014. *Weak ductile shear zone beneath a major strike-slip fault: Inferences from earthquake cycle model constrained by geodetic observations of the western North Anatolian Fault Zone.* *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 3678-3699, doi:10.1002/2013JB010347.

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.

(4) 成果のまとめと今後の課題

本委託業務の目的は、原子力施設に影響を与える火山活動の可能性をより定量的に評価するための評価基準・指標及び火山活動モニタリング評価基準・指標の作成に資する最新の知見を地下構造探査、地殻変動観測等から得ることである。対象は始良カルデラであるので、その下に蓄積されつつあるマグマ溜まりの実態把握とその体積変化による地表における地殻変動等の観測量への応答を定式化した。また、反射法によるマグマ溜まりの変化および海底地殻変動観測装置による地表の変形のモニタリング手法の開発も行った。

地表における地殻変動は、圧力源、変形媒質、および観測点近傍のサイトの影響により決定される。火山性地殻変動の評価においても、強震動予測における破壊断層、地震波伝播、サイト効果の評価と同様のプロセスを踏む必要がある。本委託業務では観測点近傍のローカルな影響は当面無視することにして、圧力源とその応力を地殻変動として伝える媒質の特性について研究を行った。

そのために必要なのは、圧力源と変形媒質不均質性のイメージングであり、本委託業務では始良カルデラ周辺に展開した地震観測点の地震波到達時刻の異常性をトモグラフィ的に解析し、地震波伝播速度の不均質性としてイメージングした。その結果、始良カルデラ中央部の深さ 15km 付近に著しい S 波低速度領域を見出し、空間分布からその形状を決定するとともに、その領域がメルトを含む領域と考えるとメルト量を推定した。得られた量は 20~30km³ であり、巨大カルデラ噴火噴出物のマグマ換算量よりは 1 桁小さいが、桜島での大規模噴火よりは 1 桁大きい。すなわち、巨大カルデラ噴火を発生させるにはメルトの量が依然として不足しているが、大規模噴火であればいつでも発生させうる。

火山活動に起因する地殻変動の圧力源として、従来、微小球状圧力源（いわゆる茂木モデル）が用いられてきたが、ここでは、弾性体内において有限の大きさを持つ回転楕円体や、地震波伝播低速度域の空間分布から決められる形状をもつ圧力源を用い、圧力源の体積変化量を推定した。一方、媒質については地殻を弾性体、マントルを粘弾性体とする 2 層構造とし、それぞれ地震波伝播速度のイメージングによる 3 次元構造を仮定し、シル状の回転楕円体の圧力変化に対する地表での変形応答の時間関数を定式化するとともに、圧力源直下の弾性および粘性に強い影響を受けることを見出した。本委託業務では圧力源の問題と媒質の問題を分離した課題として取り扱ったが、将来的にはマグマの貫入速度は、統合して任意の形状の圧力源における応力増加の粘弾性応答として解くべき問題である。

今後の課題

今後、火山噴火、特に巨大噴火を見据えて重要な研究課題は、深部マグマの貫入→溜まりへの蓄積→浅部への貫入過程の解明である。そのためには、マグマ溜まりの実態とその動きの解明が必要である。これまでの地殻変動における圧力源は、微小球状圧力源を基本とし、その拡張として、有限の大きさを持つ球、回転楕円体、水平方向の広がりのみを考慮するシルがモデルとして採用されてきた。マグマの貫入を考えるのであれば、最も少ないエネルギーで貫入可能なのは、開口割れ目であり、開口割れ目の開口量の増加及び割れ目の進展はマグマの貫入そのものである。互いに直交する 3 つの微小で同等な開口割れ目は、微小球状圧力源と等価であり、開口量と

開口面の大きさの違いは回転楕円体として近似できる。さらに、水平方向に開口面をもつものがシルであり、鉛直方向の面の開口がダイクである。すなわち、開口割れ目を基本モデルとしてその組み合わせを考慮することにより、すべての地盤変動モデルを構築でき、さらにマグマの貫入・上昇方向を推定することが可能となる。構造解析によって得られた低速度領域は、繰り返されるマグマの供給によって形成された開口割れ目の集合体と考えればよい。地震波の反射は、互いに直交する3つの開口割れ目のうち、水平方向に開口面をもつ割れ目によって引き起こされたものと解釈すればよい。離れた場所での観測は圧力源を微小化するので、微小球状圧力源か3つの等価開口割れ目かの判断はできないが、圧力源に近づく海底地殻変動観測装置はその分離を可能とする。3つの開口割れ目モデルは海底地殻変動観測装置によって得られるかもしれない非等方的な地殻変動にもその解釈を与えることが可能となる。海底地殻変動観測装置の導入によって始良カルデラ下の圧力源を根本的に見直すことになるかもしれない。

本委託業務では観測点近傍の局所的な影響は考慮していない。局所的な地殻変動にはドリフトや変動方向の偏向性、周辺の地下水の影響などが含まれるが、火山体そのものが持つ粘弾性的ふるまいも考慮されなければならない。固体の火山噴出物で構成される火山体でさえ疑似粘弾性的な変動を示すことがあり、特に通常の粘弾性体と同様に応力変化が速いときに疑似粘性の効果が顕著である。2015年8月の桜島の群発地震活動を伴ったマグマ貫入により引き起こされた地盤変動はその代表例である。巨大カルデラ噴火に前駆する応力増加は極めて高速なはずであり、粘性の効果はマントルだけでなく、火山体についても考える必要がある。

地殻変動により推定されるマグマ溜まりの体積変化は、溜まりへの流入量とそこからの流出量の差と考えられるので、必要な情報であるマグマの流入量はマグマ溜まりの体積変化量に火山からの噴出量を加えたものとして評価した。1990年代後半以降の桜島の噴火活動は低調であるので、火山からの噴出量はマグマ溜まりの体積変化量に比べ小さいが、噴火活動が活発化すれば、マグマの流入量見積もりに有意な影響を与える。これまでの見積もりで不足している点は、マグマにおける揮発性成分の評価である。噴出量において火山ガスの噴出量を評価するとともに、揮発性成分が発泡することによる密度低下、また、揮発性成分が存在することによる圧力源の体積弾性率の違いを考慮する必要がある。特に、巨大噴火、大規模噴火のように多量のマグマが一挙に浅部へ移動する際は、圧力低下に伴う発泡の促進によってマグマの見かけ体積は著しく増大するはずであり、その効果を含めた地殻変動時間関数モデルを構築しておく必要がある。DRE換算で基準以下のマグマ貫入速度であっても、地殻変動観測データからは基準を超えることも十分ありうる。

(5) 委員会等の開催

令和4年度は外部評価委員会を2回開催した。開催日時と会場を以下に示す。

第1回外部評価委員会

令和4年6月20日(月) 13時30分～16時

場所：京都大学東京オフィス

第2回外部評価委員会

令和4年11月25日(金) 13時25分～16時05分

場所：京都大学東京オフィス

令和4年度外部評価委員は以下の4氏に委嘱した。

防災科学技術研究所・主幹研究員	森田裕一
九州大学大学院理学研究院・名誉教授	清水 洋
東北大学大学院理学研究科・教授	三浦 哲
防災科学技術研究所・総括主任研究員	藤田英輔

(5) 1. 第1回外部評価委員会の内容の要点

第1回外部評価委員会では令和4年度の研究計画の全般の内容と個別の研究計画について提案があった。委員からは本研究に関連するこれまでの個々の研究成果に対する質問と今後の展望に関する質問がなされた。

(1-1) 始良カルデラにおける地震観測による地殻構造調査・地震観測計画

研究担当者からトモグラフィによる15km以深の地震波速度構造解析、始良カルデラ内のメルト量推定、地震波減衰構造解析を実施するとの提案があった。

委員からは解析に用いる波線の方向分布、減衰構造の解析方法、今後のデータ収集の見込み等に関する質疑が出された。

(1-1) 始良カルデラにおける地震観測による地殻構造調査・地殻構造研究計画

研究担当者からは始良カルデラに新設された観測点のデータをさらに追加した解析と前年度に問題とされた現象のさらなる調査の提案があった。

委員からは前年度に問題とされた現象の出現に関する系統性その分布、解釈に関連する質疑がなされた。

(1-2) 始良カルデラにおける長期連続反射法の有効性の検討

研究担当者から振源波形変化の除去、繰り返し観測について基本的技術の検証と確立、今年度基礎実験計画などの提案があった。

委員からは受振点アレイの分解能や振源波形除去の結果検出されたとされる後続相の発生源に関する質疑が行われた。

(2-1) 始良カルデラの火山性地殻変動データの蓄積

研究担当者からは GNSS 観測の継続、地震学的構造の見解を導入した地盤変動力源モデル、有限要素を用いた解析の検討などの提案が行われた。

委員からは地震学的証拠を反映した水平方向不均質の導入の可能性や、圧力源モデルの設定内容に関する確認があった。

(2-2) 始良カルデラにおける海底地盤変動観測の検討

研究担当者が海底地盤変動観測装置の建造設置計画を提案した。

委員からはこれまでに実施された実験の結果と、傾斜検出補正方式のオリジナリティに関する質疑と、耐用年数について指摘された。

(3) 活動的カルデラのシミュレーションモデルによる火山性地殻変動の検討

研究担当者が資料に基づき粘性率の空間不均一性の考慮、水平変位の振る舞いの表示を提案した。

委員からはモデルの不均質領域の形状設定、空間的な設定に加えて時間変化に関する設定、マグマ物性の設定に関する質疑が行われた。

(5) 2. 第 2 回外部評価委員会の内容の要点

第 2 回外部評価委員会では各研究項目の進捗状況について報告がなされ、専門性および品質保証の立場から質疑が行われた。

(1-1) 始良カルデラにおける地震観測による地殻構造調査・地震観測計画

研究担当者からはカルデラ内部のレシーバ関数イメージング、波形インバージョンによる S 波速度イメージング、トモグラフィに関して地下構造イメージの分解能の改善 [15 km 以深の深部構造、グリッド間隔の検討]、始良カルデラ地下構造の描像が報告された。

委員からは波形インバージョン結果の空間分解能と、信頼性の目安に関する質疑があった。また、トモグラフィに関しては低速度領域の姿とその周辺の地震活動、メルト量計算の際の地震波速度構造の取り扱いについて質疑があった。

(1-2) 始良カルデラにおける長期連続反射法の有効性の検討

研究担当者から令和 2 年度で得られた基礎実験データを用いた振源効果除去と後続相検出の試み、令和 4 年度実験実施による振源波形の安定性の検証、構造変化検出のためのデータ蓄積について報告があった。

委員からは振源効果除去の検証方法、3 成分記録の取り扱い、振源波形を支配する発振パラメータ、実験の頻度に関する質疑があった。

(2-1) 始良カルデラの火山性地殻変動データの蓄積

令和 3 年度の地震学的構造の見解を導入した地盤変動力源モデルの検討というキーワードに対して、研究担当者から、観測の維持状況、圧力源モデルの検討結果の報告があり、扁平な形状の圧力源が観測値をよく説明するうえ、メルトの存在が期待される領域全体が圧力源として作用すると考えても、茂木モデルと同程度には観測値を説明できることが報告された。

委員からは地盤変動圧力源の形状や圧力の与え方、残差の重み付け等の質疑があった。

(2-2) 始良カルデラにおける海底地盤変動観測の検討

研究担当者から海底地盤変動観測装置調達の進行状況報告、設置場所調査の成果、測位の安定性確認実験では47日間の運用の結果良好な結果が得られたことが報告された。その他気象観測のトピックとして台風14号上陸時の観測報告があった。

委員からは観測中断の原因や補正方法、実機で想定される変位量とその速度について質疑があった。

(3) 活動的カルデラのシミュレーションモデルによる火山性地殻変動の検討

研究担当者からは粘弾性不均質構造における粘性不均質領域の中央値の探索を行ったこと、粘性不均質領域のジオメトリの検討を実施し地震学的見地と矛盾しない粘性不均質領域の形状の候補が示されたことが報告された。このほか、粘弾性挙動計算ツールの基本構成の紹介、水平変位への粘弾性効果の定量的記述についても報告がなされた。

委員からは粘弾性水平変位の振る舞いの解釈や図の見方に関する質疑が出された。

(4) まとめ

外部評価委員からは全体として順調な進捗であるとの講評を得ることができた。

一方、実施責任者からはあらためて本委託研究のアウトプット内容の確認の必要性が指摘され、プロジェクトの骨格を再確認する発言があった。