



稠密重力観測に基づく
桜島火山における
真のマグマ質量供給量の把握

The Quantification of Actual Magma Mass
Supplied to Sakurajima Volcano,
Based on Dense Gravity Measurement

令和6年5月
May 2024

研究代表者 風間卓仁
Coordinator Takahito KAZAMA

要旨

本研究は桜島火山に供給されているマグマ質量を定量的に把握するため、桜島火山で重力測定を実施し、かつ重力測定に関わる諸問題の解決に取り組んだ。南岳火口からの噴火が活発であった 1975 年～1992 年には、桜島中央部で $+15 \mu\text{Gal/yr}$ もの大きな重力増加が観測されていた。本研究はこの時期の水準・重力データを解析したところ、1975 年～1992 年には桜島直下浅部で媒質変形を伴わずに $+4.5 \times 10^{10} \text{ kg/yr}$ の質量増加が生じていたことが分かった。この質量増加は、脱ガスによって密度増加・体積減少したマグマが浅部マグマだまりに蓄積し、かつ地下深部から浅部マグマだまりに新鮮なマグマが供給されることによって説明できる。また、本研究は桜島火山で新たな相対重力データを取得し、これを 1998 年以降の重力データとともに解析することで、桜島中央部で最大 $+4.3 \mu\text{Gal/yr}$ の重力増加を検出した。これは上述の質量増加が南岳噴火静穏期（1990 年代後半以降）にも継続していることを意味しており、1998 年～2024 年における桜島直下の質量変化速度は $+0.6 \times 10^{10} \text{ kg/yr}$ と試算された。ただし、この試算においては複数の単純化が行われており、今後スケールファクターや陸水重力擾乱といった寄与を補正することでより正確な質量変化速度を推定できると期待される。

Abstract

In order to quantify the magma mass supplied to Sakurajima Volcano, Southern Kyushu, Western Japan, we conducted gravity measurements at Sakurajima Volcano and worked on solving problems related to gravity measurements. During the eruptive period from 1975 to 1992, the significant gravity increase of up to $+15 \mu\text{Gal/yr}$ had been observed in the central part of Sakurajima. We found that the gravity increase during the eruptive period can be explained by the mass increase without crustal deformation of $+4.5 \times 10^{10} \text{ kg/yr}$ under Sakurajima Volcano. The mass increase can be caused by the density increase of degassed magma at the shallower magma chamber and the subsequent supply of fresh magma from depth to the shallower magma chamber. We also obtained the relative gravity data at Sakurajima Volcano, and detected the gravity increase of up to $+4.3 \mu\text{Gal/yr}$ at the central Sakurajima during the quiet period of volcanic activity from 1998 to 2024. The gravity increase indicates that the magma mass has been increasing at the shallower magma chamber even during the quiet period. We estimated the mass increasing rate at the shallower chamber during the quiet period to be $+0.6 \times 10^{10} \text{ kg/yr}$, which is approximately 13 % of that during the eruptive period. However, the estimation was based on some simplifications, so the mass increasing rate during the quiet period should be determined more accurately by correcting for several effects such as scale factors and hydrological gravity disturbances.

1 本研究の目的

桜島火山は始良カルデラの南端に位置する、日本を代表する活動的火山の1つである。1914年の大正噴火、および1946年の昭和噴火では桜島島内で溶岩流出を伴ったほか、1970年代～1990年代前半には南岳火口での噴火活動が活発化した。近年では2006年6月に昭和火口での噴火活動が再開し、2015年8月15日には桜島東部浅部へのダイク貫入が発生するなど、桜島では現在でも活発な火山活動が確認されている。そもそも、桜島火山の対岸には鹿児島市街地が広がっており、桜島島内にもいくつかの居住地域が存在している。そのため、桜島火山の今後の活動を予測することは防災・減災の観点から非常に重要であり、それを実現するには過去～現在における桜島の活動状況を深く理解する必要がある。

桜島火山では100年以上の長きに渡って、地殻変動観測・地震観測・火山ガス観測といった様々な地球科学的観測が実施されてきた。このうち、重力観測については1975年以降定期的に実施され、特に1975年～1992年の南岳噴火活発期には桜島中央部で $+15 \mu\text{Gal}/\text{yr}$ もの大きな重力増加が検出された（ただし、 $\mu\text{Gal} = 10^{-3} \text{ mGal} = 10^{-6} \text{ Gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$ ）。この重力増加は地殻変動データから予想される重力増加の約6倍にも達しており、地殻変動で検出できないような質量増加（マグマ質量の空隙充填や密度置換など）が桜島直下で発生していることを意味する。また、この観測事実は「地殻変動データに基づく従来の想定よりも数倍のマグマ質量が桜島直下に供給されている」ことを示唆しており、将来の火山活動を予測する上で重要な研究成果となっている（石原ほか, 1986）。

一方、2000年代に入ると桜島中央部の重力増加は不明瞭になっており、その原因の1つには「地下深部から桜島直下浅部へのマグマ質量の供給が低下した可能性」が考えられる。ただし、2000年代以降は桜島島内における重力測定点が半減されており、その影響で島内の重力変化が視認しづらくなっている可能性も否定できない。また、一般に重力測定データにはスケールファクターの検定不良に伴う系統誤差や、陸水変動などに伴う環境擾乱が含まれていることが多く、これらが火山性重力変化のSN比を低下させている可能性もある。すなわち、2000年代以降現在に至るまでの桜島直下の質量変動を定量的に正しく理解するためには、重力測定や重力データ解析における複数の問題点を解決する必要がある。

そこで本研究は、桜島火山において時空間的に稠密な重力観測を実施し、かつ重力観測データに含まれる複数の擾乱を補正することで、桜島周辺の重力時空間変化を把握することを目的とする。さらに、重力時空間変動データから質量変動モデルを構築することで、現在における桜島直下へのマグマ供給量を定量化し、将来の大規模噴火の規模予測に繋げることで災害軽減に資する。これらの目的を実現するため、本研究は具体的に以下の5つの研究項目を遂行する。

- ① 長距離測線における相対重力計の検定観測
- ② 陸水変動に起因する重力擾乱の水文学的補正
- ③ 南岳噴火活発期におけるマグマ質量変動モデルの構築
- ④ 重力連続観測による火山性重力変化の検出
- ⑤ 相対重力キャンペーン測定に基づく重力時空間変動の把握

次章以降では、上記の各項目について本研究実施期間（2022年度～2023年度）における成果を報告する。

2 長距離測線における相対重力計の検定観測

2.1 スケールファクター検定の必要性

本研究で使用する可搬型相対重力計はその内部にバネを有しており、バネ長の読取值 x と変換関数 f から相対重力値

$$g_R = f(x) \quad (1)$$

を推定できる。しかし、この変換関数はメーカーによって近似的に決定されたものであり、しかも各重力計によって異なる形を取っている。そのため、メーカー提供の変換関数をそのまま使用すると、各重力計の重力観測値に系統誤差や器差が生じる恐れがある。

このような事態を避けるために、各重力計に対して変換関数の検定観測がしばしば行われてきた (e.g., Nakagawa et al., 1983; Onizawa, 2019; 若林ほか, 2022)。具体的には、絶対重力値が既知の 2 点間を相対重力測定で結び、2 種類の重力差（絶対重力差 Δg_A および相対重力差 Δg_R ）の比を取ることで、変換関数 $f(x)$ の補正係数（スケールファクター） S を算出できる。

$$S = \frac{\Delta g_A}{\Delta g_R} \quad (2)$$

このとき、重力計の真の変換関数 $F(x)$ は以下のように表現でき、この変換関数を用いて真の相対重力値 g'_R を得ることができる。

$$g'_R = F(x) = S \cdot f(x) \quad (3)$$

ただし、スケールファクター S を精度良く決定するためには重力差の大きな測線を設ける必要があり、日本においては南北に長い測線を取ることで 1000 mGal 以上の重力差を稼ぐことができる。

2.2 本研究で実施したスケールファクター検定

そこで、本研究は北海道弟子屈町から沖縄県石垣市に渡る日本縦断測線において相対重力計による相対重力測定を実施し、その測定データを既知の絶対重力値と比較することで相対重力計のスケールファクターを検定した。本研究の実施期間（2022 年度～2023 年度）においては、以下の 4 台の相対重力計について検定測定を実施した。

- ラコスト型相対重力計 G031。北海道大学所有の重力計であり、桜島火山における相対重力測定で古くから利用されている。
- ラコスト型相対重力計 G534。京都大学測地学研究室所有の重力計であり、桜島火山をはじめとした複数の火山で使用されている。
- ラコスト型相対重力計 G791。北海道大学所有の重力計であり、近年桜島火山での相対重力測定に利用されている。
- シントレックス型相対重力計 CG5-150241330。京都大学地球熱学研究施設所有の重力計であり、近年阿蘇火山での相対重力測定に利用されている。

このうち、シントレックス重力計 CG5-150241330 のスケールファクターについては、本研究の研究分担者である若林環が解析および論文化を担当している (Wakabayashi et al., in preparation)。本稿ではこ

れ以降、3 台のラコスト重力計のスケールファクター検定について述べる。

3 台のラコスト重力計のスケールファクター検定は、以下の 3 つの測線に分けて実施された。まず、神奈川県小田原～富士山五合目の「富士山測線」では、2022 年 9 月に 3 台の重力計 (G031, G534, G791) のスケールファクター検定を実施した。次に、京都大学～石垣島の「南側測線」では、2023 年 6 月に G031 重力計のスケールファクター検定を実施した。さらに、京都大学～北海道弟子屈の「北側測線」では、2023 年 7 月に G031 重力計のスケールファクター検定を実施した。これにより、G031 については約 1500 mGal の重力差、G534 と G791 については約 500 mGal の重力差を取得することに成功した。3 つの測線の重力測定結果については既に京大リポジトリにて報告済みであり (風間・岡田, 2022; 風間, 2023)、本稿ではこれら報告済みの結果よりスケールファクターの推定値をまとめて示す。

2.3 スケールファクターの推定結果

Table 1 は本研究で推定された、3 台のラコスト重力計のスケールファクターである。G031 重力計および G534 重力計のスケールファクターは 1 より大きく、G791 重力計のスケールファクターは 1 より小さくなった。この傾向は本研究の研究分担者である若林環の推定結果 (若林ほか, 2024) とも一致している。

G031 重力計については 3 つの異なる測線でスケールファクター検定を実施したが、3 つの測線におけるスケールファクターはそれぞれ異なる結果となった。ただし、重力値が小さくなる測線 (富士山測線および南側測線) ではスケールファクターが小さくなり、重力値が大きくなる測線 (北側測線) ではスケールファクターが大きくなる傾向が確認できる。この傾向は若林ほか (2024) の推定結果でも確認されており、スケールファクターの読取值依存性 (Onizawa, 2019; 若林ほか, 2022; 若林, 2023)

$$g'_R = F(x) = S(x) \cdot f(x) \quad (4)$$

を反映していると考えられる。そもそも、メーカー提供の変換関数 $f(x)$ と真の変換関数 $F(x)$ が単なる比例関係となる (つまり式 (3) のように、スケールファクター S が定数となる) という保証は無い。もし $f(x)$ と $F(x)$ とで x に対する次数が異なればスケールファクターは読取值 x に依存することになり (すなわち式 (4))、本研究で確認されたスケールファクターの読取值依存性もこのような仕組みに基づいているものと考えられる。

ただし、本稿に記載しているスケールファクター値は誤差に関する検討が十分になされていない。例えば、Table 1 のスケールファクターを推定する際には、相対重力値の解析において重力鉛直勾配や器械高に関していくつかの簡単化を実施している (詳細は風間・岡田 (2022) および風間 (2023) を参照)。これらの簡単化は、スケールファクターの推定値に対して系統誤差として寄与している可能性がある。また、絶対重力や相対重力の測定値自身にも測定誤差を含んでいるため、誤差伝搬に基づいてスケール

Table 1: Scale factor values estimated in this study.

Survey	Date	From	To	G031	G534	G791
Mt. Fuji	2022/09	Odawara	Fifth station	1.000118	1.000148	0.999979
South	2023/06	Kyoto	Ishigaki	1.000352		
North	2023/07	Kyoto	Teshikaga	1.000488		

ファクターの標準偏差を検討する必要もある。このように、Table 1 のスケールファクター値はあくまでも暫定的な結果であり、今後さまざまな解析を進めることによってより正確なスケールファクター値を決定する必要がある (Wakabayashi et al., in preparation)。

2.4 本研究項目の研究分担および成果発表

本研究項目に関しては、主に若林環・風間卓仁・岡田和見が相対重力測定を実施した (風間・岡田, 2022; 風間, 2023; Wakabayashi et al., in preparation)。その後、風間が相対重力値およびスケールファクターの初期的な推定を行い (本稿 Table 1)、若林がより詳細な解析を実施した (Wakabayashi et al., in preparation)。本研究項目に関する 2022 年度～2023 年度の成果発表は以下の通りである。

論文・報告書

- [1] 若林環, 風間卓仁, 福田洋一, 安部祐希, 吉川慎, 大倉敬宏, 今西祐一, 西山竜一, 山本圭吾 (2022): LaCoste 型および Scintrex 型相対重力計におけるスケールファクターの読取值依存性の検定. 測地学会誌, 68, 49–68. <https://doi.org/10.11366/sokuchi.68.49>
- [2] 風間卓仁, 岡田和見 (2022): ラコスト型相対重力計を用いた小田原～富士山間におけるキャンペーン相対重力測定 (2022 年 9 月). 京都大学学術情報リポジトリ, 9 pp. <https://doi.org/10.14989/277738>
- [3] 若林環 (2023): 日本縦断測線を用いたバネ式相対重力計のスケールファクター検定. 京都大学大学院理学研究科修士論文, 40 pp.
- [4] 風間卓仁 (2023): 日本縦断測線を用いたラコスト型相対重力計 G31 のスケールファクター検定 (2023 年 6 月～7 月). 京都大学学術情報リポジトリ, 11 pp. <https://doi.org/10.14989/284165>
- [5] T. Wakabayashi, T. Kazama, H. Oshima, K. Okada, Y. Imanishi, R. Nishiyama, K. Naganawa, R. Oyanagi, T. Ohkura, S. Yoshikawa (20xx): Reading Value Dependence of Scale Factors for Relative Gravimeters Determined by Latitudinal Calibration Surveys in Japan. Earth Planets Space, in preparation.

学会等発表

- [6] 若林環, 風間卓仁 (2022/10/07): 相対重力計のスケールファクター検定における陸水重力擾乱補正の重要性. 日本測地学会第 138 回講演会, 53, 鹿児島県鹿児島市 (oral).
- [7] 若林環, 風間卓仁 (2023/03/09): 日本縦断測線を用いたバネ式相対重力計のスケールファクター検定. 2022 年度重力研究集会, 05, 山梨県富士吉田市 (oral).
- [8] 若林環, 風間卓仁, 大島弘光, 岡田和見, 今西祐一, 西山竜一, 長縄和洋, 大柳諒, 大倉敬宏, 吉川慎 (2023/05/24): 日本縦断測線を用いたバネ式相対重力計のスケールファクター検定. 日本地球惑星科学連合 2023 年大会, SGD01-P05, 千葉県千葉市 (poster).
- [9] 若林環, 吉川慎, 風間卓仁, 大倉敬宏 (2023/10/18): 阿蘇火山における 2017 年～2023 年の重力時空間変化. 日本火山学会 2023 年度秋季大会, P105, 鹿児島県鹿児島市 (poster).
- [10] 若林環, 吉川慎, 風間卓仁, 大倉敬宏 (2024/03/18): 相対重力計の SF 検定および阿蘇の重力変化. 2023 年度重力研究集会, 01, 東京都文京区 (oral).

3 陸水変動に起因する重力擾乱の水文学的補正

3.1 陸水重力変動モデリングの重要性

重力観測は火山活動をはじめとした様々な質量変動をモニターすることができるものの、注目している現象（今回の場合は火山活動）以外の質量変動が擾乱として観測されることがある。特に、降水・地下水流動といった陸水変動は重力変化の振幅が大きいことが知られており、しばしば陸水重力変化が火山活動起源の重力シグナルを覆い隠してしまう。そのような状況下で重力観測から火山活動を把握するためには、陸水モデルを用いて陸水重力変化を再現し、重力観測データを補正する必要がある（風間, 2019）。

例えば、2004 年の浅間火山の噴火時には、度重なる台風襲来により約 25 μGal の陸水重力変化が観測された。Kazama et al. (2015) は、火山内における土壌水分および地下水の流動を物理方程式に基づいて数値計算し、その陸水分布を空間積分することで陸水重力変化 $g_w(t)$ を約 3 μGal の精度で再現した。その後、彼らは $g_w(t)$ を重力観測データ $g_{obs}(t)$ から差し引くことで陸水の寄与を補正した結果、火道内マグマの上昇下降に伴う約 5 μGal の重力変化を抽出することに成功した。

本研究課題の主な研究対象地域である桜島火山においては、相対重力キャンペーン測定データのデータに陸水変動の寄与が含まれていると指摘されてきた。風間ほか (2014) は陸水重力変動に関する経験的モデルを構築し、これを桜島に適用することで相対重力データの陸水擾乱補正を試みた。しかしながら、彼らの経験的モデルにおける陸水重力変化の再現精度は約 8 μGal に留まり、相対重力観測データから陸水変動を完全に除去することはできなかった。さらに高精度な陸水擾乱補正を実現するためには、Kazama et al. (2015) のような物理モデルを桜島火山に適用する必要がある。

3.2 透水係数および拡散係数の不飽和依存性

一般に地表直下では土壌空隙に水（土壌水分）と空気が混在しており、このような領域は不飽和層と呼ばれる。また、不飽和層の直下では土壌空隙が水（地下水）で飽和しており、このような領域は飽和層ないし帯水層と呼ばれる。いま地表で観測された重力データの陸水擾乱補正を考えると、飽和層よりも不飽和層の方が重力計に近いことから、不飽和層内の土壌水分変動を再現することが重要となる。不飽和槽内の土壌水分量は体積含水率 θ [m^3/m^3] で定量化でき、土壌水分の時空間分布 $\theta(x, y, z, t)$ は以下の非線形拡散方程式に従う。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad (5)$$

ここで、上式の D は拡散係数、 K は透水係数であり、それぞれその場の土壌水分量 θ に依存して数桁の範囲で変動する。 $D(\theta)$ および $K(\theta)$ の θ に対する関数形状（不飽和依存性）にはさまざまなモデルが提案されているが、本研究課題の代表者である風間はこれまで θ に対する指数関数則を用いてきた（Kazama et al., 2012, 2015）。しかし、不飽和依存性に指数関数則を用いると、土壌水分が存在しない（つまり $\theta = 0.0 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ）の場合にも流速が non-zero となる。これは現実土壌における土壌水流動の特徴に反しており、実際には土壌水分量が少なくなると毛細管現象の影響で流速がゼロに収束する。つまり、 $D(\theta)$ および $K(\theta)$ の不飽和依存性として指数関数則を乾燥土壌に適用することは不適切である。

この問題点を解決するには、土壌水分量 θ の広い範囲に対して $D(\theta)$ や $K(\theta)$ の不飽和依存性をより現実的に再現できるようなモデルを使用する必要がある。実際、土壌水文学の分野では Van Genuchten (1980) の提案した不飽和依存性モデル（以降 VG 則と略記）が多用されている。VG 則における拡散係数 $D(\theta)$ や透水係数 $K(\theta)$ は、 θ の大きな範囲では指数関数的に振る舞うが、 θ の小さな範囲では θ に対してべき乗的に変化する。このとき、 θ が限りなく小さくなると土壌水分の流速はゼロに漸近するので、VG 則は実際の乾燥土壌における土壌水流動を指数関数則よりも正確に再現できると言える。すなわち、VG 則を陸水流動シミュレーションに用いれば、土壌水分の時空間分布や、ひいては陸水変動起源の重力変化をより高精度に計算できるものと期待される。

3.3 胆沢扇状地におけるモデリング事例

そこで本研究は、土壌水分をはじめとした陸水の時空間変化や、それに伴う陸水重力変化をより正確に再現するために、VG 則を用いた陸水流動モデリングを実施した。本研究課題の実施期間（2022 年度～2023 年度）においては、火山地域に本モデリングを適用する前段階として、岩手県南部・胆沢扇状地に位置する国立天文台水沢を試験サイトとして本手法を適用した（隠岐, 2024; 隠岐ほか, 2024）。国立天文台水沢では指数関数則を用いたモデリングが既に実施されており（Kazama et al., 2012）、この論文以後にも超伝導重力計による重力連続観測が継続されてきた（Tamura et al., 2023）。さらに、国立天文台水沢では気象・土壌水分・地下水の観測も実施されているため（Kazama and Tamura, 2023）、本研究は VG 則を用いた陸水流動モデリングの有効性を判断するのに国立天文台水沢が最適であると考えた。

本研究は国立天文台水沢の土壌水分変化 $\theta(z, t)$ および陸水重力変化 $g_w(t)$ を計算するにあたり、土壌水分流動計算ソフト G-WATER [1D]（風間, 2018）を使用した。本ソフトは先行研究（Kazama et al., 2012）において指数関数則に基づく陸水流動計算に使用されていたが、このソフトはそれ以降 VG 則も扱えるようにバージョンアップがなされている。VG 則では土壌の物理的特性に関する 5 つの独立なパラメーター（ $K_0, \theta_{max}, \theta_{min}, \alpha, n$ ）を事前に設定する必要があるが、このうち飽和透水係数 K_0 と有効空隙率 θ_{max} については先行研究で実測された値（ $K_0 = 5.0 \times 10^{-8}$ m/s, $\theta_{max} = 0.52$ m³/m³）を利用した。この他の 3 つのパラメーター（ θ_{min}, α, n ）については未知数となるが、本研究は G-WATER [1D] における土壌水分・重力の計算値が実際の観測データを最も精度よく再現できるよう、これら 3 つのパラメーターの最適値をグリッドサーチにより決定した。

Figure 1 の赤線は、土壌パラメーター（ θ_{min}, α, n ）の最適値を用いて計算された土壌水分変化 $\theta_{cal}(t)$ と重力変化 $g_{cal}(t)$ である。ただし、重力観測データに含まれていた東北地震余効変動の寄与を考慮するために、 $g_{cal}(t)$ には陸水変動の推定値 $g_w(t)$ だけでなく余効変動の寄与 $g_{lin}(t)$ を加算している。計算値（ $\theta_{cal}(t)$ および $g_{cal}(t)$ ）は降雨時に急上昇し、その後緩やかに減少している。この変動は観測データ（ $\theta_{obs}(t)$ および $g_{obs}(t)$ ）とも定量的によく一致しており、土壌水分の RMS 残差は 0.0159 m³/m³、重力の RMS 残差は 0.644 μ Gal となった。これらの RMS 値は先行研究（Kazama et al., 2012）よりも小さいことから、指数関数則ではなく VG 則を使用することで国立天文台水沢の陸水変動をより高精度に再現できたと言える。なお、この場合における土壌パラメーターの最適値は $(\theta_{min}, \alpha, n) = (0.0, 0.45, 1.5)$ となり、シルト土壌として典型的な値（Carsel and Parrish, 1988）が得られた。実際、飽和透水係数の実測値や現場土壌の観察事実から、国立天文台水沢にはシルト土壌が分布していることが分かっており、今回得られた土壌パラメーターはこれらの観測事実とも調和的である。

$$f(\alpha) \rightarrow \min.$$

$$(\theta_{min}, \alpha, n) = (0.0, 0.45, 1.5)$$

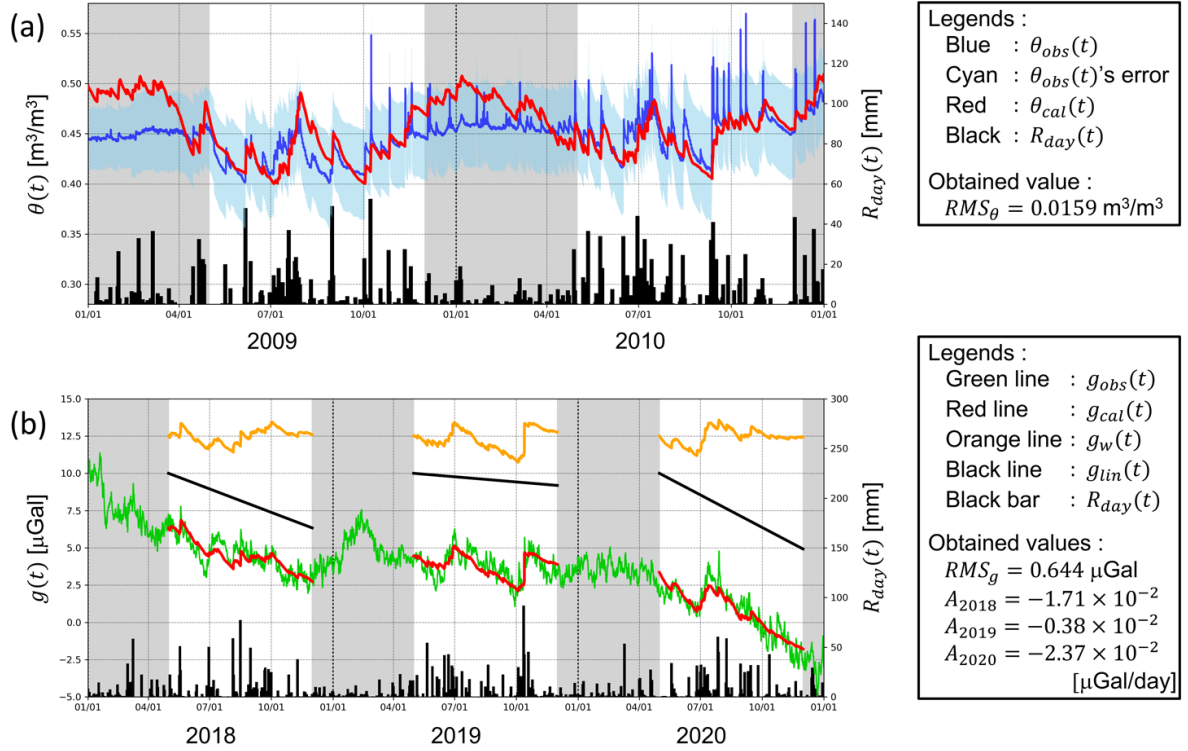


Figure 1: Time variations in soil moisture and gravity at NAOJ Mizusawa (Oki et al., 2024). (a) Blue and red lines indicate the observed and calculated soil moisture variations ($\theta_{obs}(t)$ and $\theta_{cal}(t)$), respectively. (b) Green and red lines indicate the observed and calculated gravity changes ($g_{obs}(t)$ and $g_{cal}(t)$), respectively. See Oki et al. (2024) for more details.

本研究における以上の結果 (隠岐, 2024; 隠岐ほか, 2024) は、陸水変動モデリングにおける VG 則の有効性を示した点で重要な成果であるが、依然としていくつかの課題が存在している。例えば、本研究は降雨期の陸水変動や重力変化のみを再現対象とし、降雪期の変動を考慮しなかった。これは国立天文台水沢の敷地内で降雪・積雪の観測がされていないため、およびソフトウェア内で雪の影響をモデル化していないためである。今後は積雪・融雪といった冬季特有の物理現象 (e.g., Watanabe and Flury, 2008; 竹内ほか, 2016) をモデル化することで、季節に関わらず陸水変動やそれに伴う重力変化を再現する必要がある。また、本研究では試験サイトとして国立天文台水沢に VG 則を適用したが、実際の火山に VG 則を適用した事例は無い。浅間火山の事例 (Kazama et al., 2015) は指数関数則を用いたモデル化に留まっているので、今後は浅間火山を含め火山地域における VG 則の有効性を確かめる必要がある。

3.4 本研究項目の研究分担および成果発表

本研究項目に関しては、風間卓仁が計算ソフト G-WATER [1D] で VG 則を使用できるようにプログラムコードを修正し、隠岐颯太が国立天文台水沢を対象とした陸水変動のモデル計算を担当した。国立天文台水沢での気象・水文・重力観測においては、田村良明氏・池田博氏・寺家孝明氏・浅利一善氏にご協力いただいた。本研究項目に関する 2022 年度～2023 年度の成果発表は以下の通りである。

論文・報告書

- [1] T. Kazama, Y. Tamura (2023): Continuous data of unconfined groundwater level recorded at Isawa Fan (Iwate Prefecture, northern Japan) from January 2008 to July 2021 [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.8181357>
- [2] Y. Tamura, T. Kazama, R. Nishiyama, K. Matsuo, Y. Imanishi (2023): Postseismic gravity changes after the 2011 Tohoku earthquake observed by superconducting gravimeters at Mizusawa, Japan. *Earth Planets Space*, 75, 145. <https://doi.org/10.1186/s40623-023-01901-9>
- [3] 隠岐颯太 (2024): 重力および土壌水分の連続観測データを用いた土壌パラメーターの推定：国立天文台水沢を例に. 京都大学大学院理学研究科修士論文, 55 pp.
- [4] 隠岐颯太, 風間卓仁, 田村良明 (2024): 重力および土壌水分の連続観測データを用いた土壌パラメーターの推定：国立天文台水沢を例に. 測地学会誌, in press.

学会等発表

- [5] 隠岐颯太, 風間卓仁, 田村良明 (2022/05/24, 06/01): 重力連続観測データを用いた土壌パラメーターの推定：国立天文台水沢を例に. 日本地球惑星科学連合 2022 年大会, SGD02-P02, 千葉県千葉市およびオンライン (poster).
- [6] 田村良明, 今西祐一, 西山竜一, 風間卓仁, 松尾功二 (2022/05/25): 国立天文台水沢の超伝導重力計で観測された 2011 年東北地方太平洋沖地震発生後の重力変化. 日本地球惑星科学連合 2022 年大会, SGD02-13, 千葉県千葉市 (oral).
- [7] 今西祐一, 田村良明, 風間卓仁, 西山竜一, 松尾功二 (2023/05/24): 国立天文台水沢 VLBI 観測所の超伝導重力計で観測された 2011 年東北地方太平洋沖地震発生後の重力変化 (その 2) . 日本地球惑星科学連合 2023 年大会, SGD02-P08, 千葉県千葉市 (poster).
- [8] 隠岐颯太, 風間卓仁, 田村良明 (2024/03/18): 重力および土壌水分の連続観測データを用いた土壌パラメーターの推定：国立天文台水沢を例に. 2023 年度重力研究集会, 05, 東京都文京区 (oral).

4 南岳噴火活発期におけるマグマ質量変動モデルの構築

4.1 南岳噴火活発期における測地観測

桜島火山では 1970 年代～1990 年代前半にかけて、南岳火口における活発な噴火活動が確認されていた。この期間、桜島島内や鹿児島湾沿岸では水準測量が定期的な実施され、始良カルデラを中心とした広域的な沈降が観測された。これは活発な噴火に伴って、地下のマグマが外部に放出されていたためと考えられている (江頭ほか, 1989)。

また、桜島では 1975 年以降ラコスト重力計による相対重力のキャンペーン測定が定期的な実施され、1975 年～1992 年の期間において桜島中央部で重力増加が確認されていた。この重力増加は地面沈降から予想される重力増加よりも数倍大きく、地殻変動で検出できないような質量増加 (マグマ質量の空隙充填や密度置換など) が桜島直下で発生していたことを示唆する。石原ほか (1986) はこの重力増加を無限小点での質量増加でモデル化し、1975 年～1983 年のうちに桜島中央部の海拔下 3 km で 2×10^{11} kg の質量増加があったことを示した。ただし、石原ほか (1986) はこの質量増加の元となった物理メカニズムを十分に議論しておらず、マグマの固化・組成変化やダイク貫入の可能性を言及するに留めている。

4.2 統一的な体積・質量変動モデルの構築

そこで本研究は、南岳噴火活発期の 1975 年～1992 年に測定された水準・重力データを整理し、これらのデータから桜島直下の体積変動および質量変動を統一的にモデル化した (Oyanagi et al., 2023)。

まず、本研究は南岳噴火活発期の水準データ (江頭ほか, 1989; Yamamoto et al., 2013) を用いて、遠方水準点 BM2786 を基準とした各水準点の上下変位速度 $\dot{u}_{obs}$ を計算した。その後、桜島直下と始良カルデラ直下にそれぞれ球状圧力源 (いわゆる茂木モデル) を仮定し、これらの球状圧力源で観測データ $\dot{u}_{obs}$ を再現できるよう、球状圧力源に関するパラメーターをグリッドサーチによって決定した。ただし、桜島東部沿岸の黒神地域では圧力源変動以外の理由で局所的に沈降しているため (八木, 2024)、グリッドサーチの際にはこの地域の観測データを再現対象から除外した。その結果、始良カルデラ中央部の海拔下 8.0 km に -4×10^6 m³/yr の収縮圧力源、および桜島中央部の海拔下 3.6 km に -0.7×10^6 m³/yr の収縮圧力源を置くことで、観測データ $\dot{u}_{obs}$ を最もよく説明できることが分かった。

次に、本研究は南岳噴火活発期の重力データ (石原ほか, 1995; 平良, 2018) を用いて、曾於・伊集院・垂水を遠方基準点とした際の重力変化速度 $\dot{g}_{obs}$ を計算した。また、萩原 (1977) に基づいて、上述の圧力源収縮に伴う重力変化 $\dot{g}_{mogi}$ を計算し、この寄与を観測データ $\dot{g}_{obs}$ から差し引いた。その結果、圧力源収縮に伴う寄与を観測データから差し引いたとしても、桜島島内では最大 10 μ Gal/yr を超えるような重力増加が依然として残ることが分かった。これは桜島直下において、地殻変動を伴わないような質量増加が発生していたことを意味している。

さらに、本研究は桜島直下に点的な質量増加を仮定し、重力残差 ($\dot{g}_{obs} - \dot{g}_{mogi}$) を再現できるよう、点質量源に関するパラメーターをグリッドサーチによって決定した。その結果、点質量源における質量増加速度は $+4.5 \times 10^{10}$ kg/yr であり、点質量源の位置は桜島直下の球状圧力源と誤差範囲内で一致することが分かった。このことから、桜島直下の浅部マグマだまりは -0.7×10^6 m³/yr の速度で収縮しながら、その内部では $+4.5 \times 10^{10}$ kg/yr の速度で質量が増加していた、ということが言える (Figure 2)。

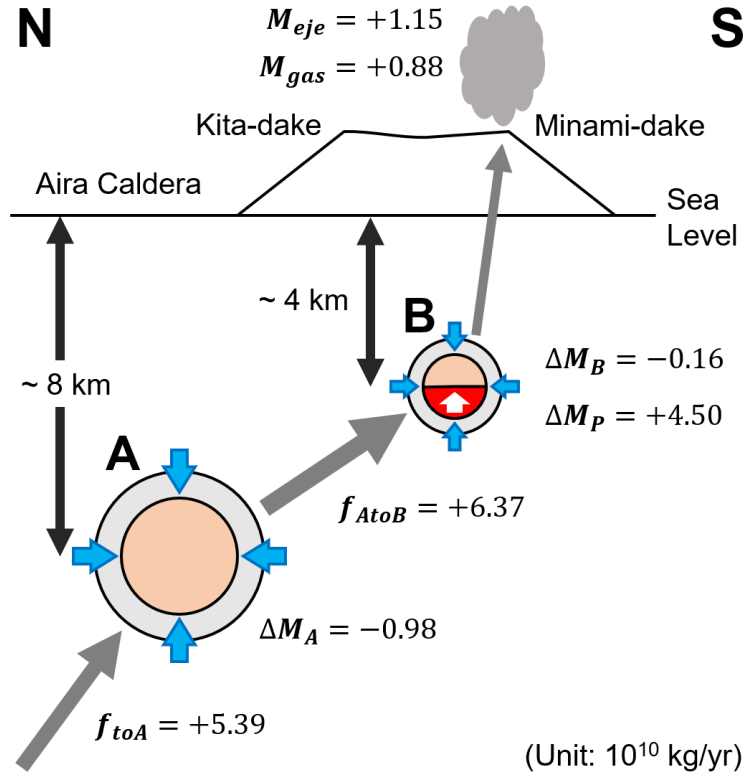


Figure 2: Distribution and flux of magma mass under Sakurajima Volcano during the eruptive period from 1975 to 1992. See Oyanagi et al. (2023) for more details.

4.3 質量変動をもたらす物理メカニズムの検討

浅部マグマだまりにおける質量増加の物理メカニズムを検討するうえで、関連する観測事実として火山ガス放出量がある。桜島火山では火山ガス観測が1970年代以降継続的に実施され、1000 tons/day前後の二酸化硫黄ガス放出が観測されてきた(Mori et al., 2013)。しかし、マグマ起源の固体物質(岩塊・火山灰など)の火口外放出量や、マグマ中の揮発性ガスの溶存比などから火山ガス放出量を単純に推定すると、火山ガス放出量の推定値は実際の観測値よりも有意に少ない量となる。このことは、火山ガスを外部放出しやすくするような物理プロセスが桜島火山内部に存在していたことを示唆しており、その物理プロセスの1つとして火道内マグマ対流モデルが提案されている(Shinohara, 2008)。火道内マグマ対流モデルでは、新鮮なマグマが火道内を火口付近まで上昇し、溶存していた火山ガスを火口外へ放出する。火山ガスを放出したマグマは浮力を失い、密度を高めることで火道内を下降する。このような対流プロセスが火道内で発生していれば、実際に観測された火山ガス放出量を説明できるのである。

ここで、火道内マグマ対流における脱ガスマグマに着目すると、密度を増した脱ガスマグマは浅部マグマだまりに蓄積する可能性がある(Shinohara, 2008)。このことは、桜島直下の浅部マグマだまりが地殻変動を伴わずに質量増加していたことと調和的である。そこで本研究は、マグマの熱力学的相平衡シミュレーションソフトウェア Rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012) を用いて、脱ガス前後におけるマグマ密度を計算した。その結果、脱ガス前のマグマの密度は 2253 kg/m^3 、脱ガス後のマグマの密度は 2637 kg/m^3 と計算された。すなわち、脱ガス前後のマグマ密度の変化量は $+384 \text{ kg/m}^3$ となり、この密度変化は重力観測で得られた質量変化速度とも矛盾しないことが分かった。

本研究の解析で得られた、1975 年～1992 年における桜島火山内部の質量変動モデルを Figure 2 に示す。2つのマグマだまりはこの期間に収縮していたことが地殻変動データから分かっており、この事実だけに基くと、マグマだまり内部におけるマグマ質量は減少を示す (Figure 2 の ΔM_A および ΔM_B)。しかし、重力測定によると浅部マグマだまりで $+4.5 \times 10^{10}$ kg/yr の質量増加が必要であり、これは脱ガスマグマの密度増加で説明できる。これらの結果は、桜島の火口で大量の火山ガス (Figure 2 の M_{gas}) が放出されていたことと調和的である。また、これらの結果を加味すると、地下深部からのマグマ供給量は $+5.4 \times 10^{10}$ kg/yr と計算でき、この値は地殻変動データのみに基づくマグマ供給量 ($= +5.4 - 4.5 = +0.9$ [$\times 10^{10}$ kg/yr]) の 6 倍にも達する。すなわち、地下深部からのマグマ供給量を正しく推定するには、重力測定によって「地殻変動を伴わない質量変動」をモニターすることが重要であると言える。

4.4 本研究項目の研究分担および成果発表

本研究項目に関しては、風間卓仁・山本圭吾がデータ整理を行い、大柳諒が主な解析を担当した。マグマ密度変化量の評価にあたっては、風早竜之介氏・宮城磯治氏にご協力いただいた。本研究項目に関する 2022 年度～2023 年度の成果発表は以下の通りである。

論文・報告書

- [1] R. Oyanagi, T. Kazama, R. Kazahaya, I. Miyagi, K. Yamamoto, M. Iguchi (2023): Magma mass increase under Sakurajima Volcano, Japan, inferred from campaign relative gravity and leveling data from 1975 to 1992: An interpretation from volcanic gas studies. Research Square (preprint submitted to Earth Planets Space). <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2880929/v1>
- [2] 八木優明 (2024): 桜島火山東部における局所的沈降の物理的解釈. 京都大学大学院理学研究科修士論文, 30 pp.

学会等発表

- [3] 八木優明, 風間卓仁, 大柳諒 (2022/10/06): 圧密理論に基づく桜島黒神地域の局所的沈降の物理的解釈. 日本測地学会第 138 回講演会, 36, 鹿児島県鹿児島市 (oral).
- [4] 大柳諒, 風間卓仁, 山本圭吾, 風早竜之介, 宮城磯治, 井口正人 (2022/10/07): 1975 年～1992 年の相対重力データで明らかになった桜島火山直下の質量増加: 火山ガス観測データに基づく考察. 日本測地学会第 138 回講演会, 58, 鹿児島県鹿児島市 (oral).
- [5] 大柳諒, 風間卓仁 (2023/03/09): 1970 年代から現在にわたる桜島火山内部の質量増加. 2022 年度重力研究集会, 01, 山梨県富士吉田市 (oral).
- [6] 大柳諒, 風間卓仁, 風早竜之介, 宮城磯治, 山本圭吾, 井口正人 (2024/02/21): 1975 年～1992 年の相対重力データで明らかになった桜島火山直下の質量増加: 火山ガス観測データに基づく考察. 令和 5 年度京都大学防災研究所研究発表講演会, P34, 京都府宇治市 (poster).

5 重力連続観測による火山性重力変化の検出

5.1 桜島火山における重力連続観測

本研究課題の代表者である風間は、桜島火山の2か所で相対重力の連続観測を実施してきた。このうち桜島南部に位置する有村では、2010年よりシントレックス型相対重力計 CG3M-9403248 による重力連続観測を継続しており、2015年8月15日の急膨張イベント時には $-5.86 \mu\text{Gal}$ の重力変化を捉えることに成功した(風間ほか, 2016)。その後、桜島南部の黒神にも2016年にシントレックス型相対重力計 CG3M-9507292 を設置し、現在でも有村・黒神の2地点で1分間隔の相対重力連続観測を継続している。2地点の重力連続データは1時間おきに京都大学のサーバーにアップロードされており、京都大学側では潮汐・気圧変化・器械ドリフトの自動補正や、補正済みデータの描画が自動でなされている^[1,2]。

本研究の実施期間(2022年度~2023年度)においては、本研究はキャンペーン重力測定(次章参照)の際にこれら2台の相対重力計のメンテナンス作業を実施した。この2年間ににおいても相対重力連続観測は継続されていたものの、2015年の急膨張イベントに相当するような急激な質量変動はこの2年間に発生しなかったため、これら2台の重力計で有意な火山性重力変化は検出されなかった。なお、桜島火山では長期的な重力増加が観測されているが(次章参照)、有村・黒神に設置しているシントレックス型相対重力計は器械ドリフトが非常に大きいため、長い時定数の重力変化を捉えるのには不向きである。これらの重力計はあくまでも短い時定数の重力変化(e.g., 風間ほか, 2016)を捉えるのに適しており、より長い時定数の火山性重力変化を連続的に捉えるには将来的に器械ドリフトの小さな重力計(例えば超伝導重力計など)を設置する必要がある。

5.2 その他の地域における重力連続観測

阿蘇火山の本堂観測室では、2020年12月よりラコスト型相対重力計 G1016 による重力連続観測が実施されている。中岳火口での噴火に伴って重力値のステップ的な変動が複数回観測されたが、地面振動に伴う偽の重力変化が含まれている可能性も否定できない。このことを考慮し、2022年6月にはシントレックス型相対重力計 CG3M-9310223 が本堂観測室に併設された。シントレックス重力計は振動に強いことで知られているので、今後これら2台の重力計の重力変化を比較することで、阿蘇火山の活動に伴う真の重力変化を検出できると期待される。

京都大学1号館地下の重力測定室では、2017年よりラコスト型相対重力計による重力連続観測が開始され(風間, 2020)、延べ7台のラコスト重力計(G031, G534, G605, G680, G682, G791, G892)による並行観測が実施されてきた。このうち、2022年1月15日のトンガ火山噴火の際には、大気重力波の伝搬に伴って G031 重力計で $1 \mu\text{Gal}$ 未満の重力変化が観測された。また、この重力変化は大気重力波のモデル(Zürn and Wielandt, 2007)によって精度よく再現できることも分かった(小田ほか, in preparation)。これらの結果は、一般的なラコスト重力計が重力連続観測に利用可能であることを意味しており、今後火山地域にラコスト重力計を常時設置すれば火山活動に伴う微小重力変化を検出できると期待される。

¹ 有村 CG3M-9403248: <https://www-geod.kugi.kyoto-u.ac.jp/~takujin/data/sakura/9403248-v2.png>

² 黒神 CG3M-9507292: <https://www-geod.kugi.kyoto-u.ac.jp/~takujin/data/sakura/9507292-v2.png>

5.3 本研究項目の研究分担および成果発表

本研究項目に関しては、風間卓仁が相対重力計の設置やメンテナンス、および自動解析システムの構築を担当した。トンガ火山噴火に伴う重力変化については、小田雄大がデータ処理・インバージョン・フォワード計算を担当した。遠隔地での重力連続観測においては、阿蘇火山研究センターおよび桜島火山観測所の皆様に緊急時のトラブル対応（例えば停電後の観測再開）などにご協力いただいた。本研究項目に関する 2022 年度～2023 年度の成果発表は以下の通りである。

論文・報告書

- [1] 風間卓仁, 大柳諒, 山本圭吾, 岡田和見, 大島弘光 (2022): LaCoste & Romberg 型相対重力計のリードアウト感度設定の標準化 (2021 年 12 月). 北海道大学地球物理学研究報告, 85, 11–24.
<https://doi.org/10.14943/gbhu.85.11>
- [2] T. Kazama (2023): Continuous data of air temperature, relative humidity, and air pressure collected at Kyoto University in January 2022 [Data set]. Zenodo.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.8098323>
- [3] 風間卓仁, 鈴木臣, 深沢圭一郎 (2023): 京都大学内の 2 か所で観測された気圧連続データの比較：特にトンガ火山噴火起源の気圧変動に関して. 京都大学学術情報リポジトリ, 6 pp.
<https://doi.org/10.14989/284576>
- [4] 小田雄大, 風間卓仁, 加藤護 (20xx): LaCoste 型相対重力計の重力連続観測で検出されたトンガ噴火の気圧変動に伴う重力変化. 測地学会誌, in preparation.

学会等発表

- [5] 風間卓仁 (2023/01/20): 阿蘇火山における重力観測について. KUS02-HKD04 合同オンライン研究集会, 17, オンライン (oral).
- [6] 小田雄大, 風間卓仁 (2023/03/09): LaCoste 型相対重力計の重力連続観測で検出されたトンガ噴火の気圧変動に伴う重力変化. 2022 年度重力研究集会, 02, 山梨県富士吉田市 (oral).
- [7] 風間卓仁, 吉川慎, 岡田和見, 若林環, 西山竜一, 大柳諒, 今西祐一 (2023/03/09): ラコスト重力計を分解してみた. 2022 年度重力研究集会, 08, 山梨県富士吉田市 (oral).
- [8] 風間卓仁, 吉川慎, 岡田和見, 若林環, 西山竜一, 大柳諒, 今西祐一 (2023/05/24): ラコスト型相対重力計の分解. 日本地球惑星科学連合 2023 年大会, SGD01-15, 千葉県千葉市 (oral).
- [9] 小田雄大, 風間卓仁 (2023/05/24): LaCoste 型相対重力計の重力連続観測で検出されたトンガ火山噴火の気圧変動に伴う重力変化. 日本地球惑星科学連合 2023 年大会, SGD01-P03, 千葉県千葉市 (poster).
- [10] 風間卓仁, 小田雄大, 田村良明, 坂上啓 (2023/10/11): 京都および水沢での気圧連続観測に基づく MEMS 圧力センサーの性能評価. 日本測地学会第 140 回講演会, P12, 宮城県仙台市 (poster).
- [11] 小田雄大, 風間卓仁 (2023/10/11): LaCoste 型相対重力計の重力連続観測で検出されたトンガ火山噴火の気圧変動に伴う重力変化 (第 2 報). 日本測地学会第 140 回講演会, 22, 宮城県仙台市 (oral).
- [12] 風間卓仁, 若林環, 吉川慎, 大倉敬宏 (2023/12/11): 阿蘇火山における重力観測について. KUS02-HKD04 合同オンライン研究集会, 02, オンライン (oral).

6 相対重力キャンペーン測定に基づく重力時空間変動の把握

6.1 従来の測定状況

桜島火山の周辺では、広域の重力時空間変化を把握するために、ラコスト型相対重力計によるキャンペーン相対重力測定が1975年から実施されてきた(e.g., 石原ほか, 1986)。各回のキャンペーン測定では、桜島西麓のS16重力点ないしSVOG重力点を基準点と設定し、桜島周辺の各重力点と基準点を往復測定で繋ぐことによって、基準点に対する各重力点の相対重力値が決定されてきた。また、このような測定を定期的に繰り返すことによって、各重力点における相対重力値の時間変化、ひいては桜島内外における重力時空間変化が観測されてきた。南岳火口からの噴火が活発であった1975年～1992年には桜島中央部で10 $\mu\text{Gal}/\text{yr}$ を超えるような急速な重力増加が確認され、この重力増加は桜島直下浅部における質量増加によって再現された(Oyanagi et al., 2023)。

1990年代半ば以降は南岳の噴火活動が静穏化したものの、相対重力キャンペーン測定は引き続き定期的の実施され、桜島島内では最大33か所の重力点で重力値が取得された。しかし、時間的・予算的制約やマンパワーの不足により、2014年度には桜島島内の重力点が16点に半減された(Figure 3a)。桜島島内においてこの16点の分布には粗密があり、特に山麓や中腹における重力点数が少なくなっている。そのため、桜島における重力変化の空間分布をより正確に把握するためには、空間的に疎となっている地域で相対重力測定を実施(再開)する必要がある。

6.2 重力測定点の追加

そこで本研究は、2022年度のキャンペーン相対重力測定の折に、近年重力測定を実施していなかった重力点(計19点)の現状を調査した。その結果、このうちの多くの重力点では過去の測定状況のままで重力測定を再開できるを確認した。その後本研究は、全19点のうち以下の条件に適合する重力点

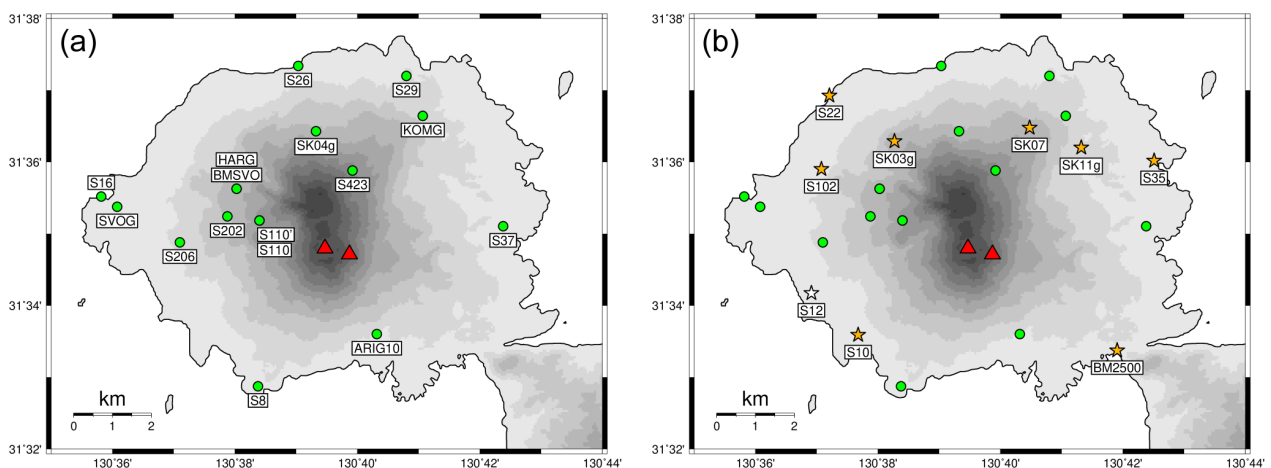


Figure 3: Distributions of relative gravity points in Sakurajima Volcano. (a) Green circles indicate the gravity points as of 2022. (b) Orange stars indicate the gravity points where the gravity data were additionally collected in 2023.

8 点 (S12, S22, S35, BM2500, S102, SK03g, SK07g, SK11g) を選定し、この 8 地点の重力測定を最優先で再開することとした。

- 重力点の金属標が残っており、重力点へのアクセスが比較的容易であること。
- 既存の重力点 (Figure 3a) を補うように、山麓や中腹でほぼ等間隔の重力点配置となること。
- 山頂近傍の重力点 (S110 および S423) から見て、複数の重力点が山麓方向に放射状に列をなし、そのような放射状の列を異なる方角に何本も配置できること。

本研究は 2023 年 10–11 月のキャンペーン相対重力測定の際に、桜島島内の 8 地点 (Figure 3b の橙色星印) で 10 年ぶりに相対重力測定を実施した。ただし、桜島南西部については当初 S12 重力点での測定を想定していたが、重力点周辺の樹木の伐採が困難であったため、その代替として S10 重力点での測定を行った。なお、2022 年度～2023 年度に取得された相対重力値は別論文に示しており (風間ほか, 2023, 2024)、重力時空間変化の特徴やそのモデル化については本章で後述する。

6.3 ラコスト重力計 G892 の修理

相対重力キャンペーン測定をある特定の地域で継続的に行う際には、全てのキャンペーン測定回で同じ重力計を使用することが理想的である。というのも、第 2 章で述べた通り、バネ式相対重力計はスケールファクターの問題を常に有している。各相対重力計 ($i = 1, 2, 3, \dots$) のスケールファクターが十分に検定されていない場合、各相対重力計で得られた相対重力差 Δg_i は真の絶対重力差 Δg_A から系統的に乖離し、相対重力計間で見ると相対重力差 Δg_i が器差を有することになる。もし、時刻 t_0 のキャンペーン測定で重力計 1 を使用し、別の時刻 t のキャンペーン測定で重力計 2 を使用した場合、相対重力差の時間変化 ($= \Delta g_2(t) - \Delta g_1(t_0)$) には器差に伴う偽の時間変化が乗ることになる。これは各キャンペーン測定で複数の重力計を用いた場合も同様で、全重力計で得られた相対重力差を各時刻で平均化したとしても、各時刻で用いた重力計の組み合わせが異なれば相対重力差の時間変化に偽の時間変化が依然として残る。この問題を解決するには、全ての相対重力計のスケールファクターを高精度に検定するか、それが難しい場合には毎回同じ相対重力計の組み合わせで重力測定を実施する必要がある。

桜島火山における相対重力キャンペーン測定では、初回の 1975 年より現在に至るまでラコスト型相対重力計 G031 が用いられてきたほか、近年ではラコスト重力計 G534, G791, G892 も継続的に使用されてきた。しかし、G892 重力計は 2018 年 10 月のキャンペーン測定時に故障し、重力値の読み取りができなくなった。G892 重力計は 2009 年から桜島での重力測定に定期的に使用されてきたが、2018 年 10 月以降に欠測となり、重力データの連続性が失われた。前段落で述べた通り、スケールファクターに起因する器差の影響を回避するには、同じ重力計を各キャンペーン測定で継続的に使用すべきである。つまり、桜島火山の長期の重力変化を安定的に把握するためには、G892 重力計の修理が必須となっていた。

そこで本研究は、本研究課題の予算を一部使用した上で、ラコスト型相対重力計 G892 の修理 (オーバーホール) を 2023 年度に実施した。ラコスト重力計を修理することができる業者は現在アメリカ合衆国に 2 社 (L and R Meter Service および ZLS Corporation) 存在するが、以前 L and R 社に他の重力計のオーバーホールを依頼したことがあったため、今回も同様に L and R 社に G892 重力計の修理を依頼した。L and R 社の調査によると、G892 重力計の内部では光学系の鏡が取れていたほか、バネをクランプ (トラベルロック) するための機構が動作しなくなっていた。L and R 社ではこれらの不具合を修繕し、重力計内部のオーバーホールも一通り実施したうえで、さらにオプション修理として光学系に

使用されている豆電球を LED 電球に交換した。従来の豆電球は光学系を照らす際にムラを生じやすいという問題のほか、内部のヒーターが ON になると豆電球の照度が低下するという問題が知られていた
ので、近年のオーバーホールでは LED 電球に交換することが一般的となっている。

以上の修理・オーバーホールの後に、本研究は G892 重力計による相対重力測定を 2023 年 10 月より
桜島火山で再開した。その結果、G892 重力計で問題なく重力値を測定でき、かつ 2023 年 10–11 月に取
得した相対重力値が過去の相対重力値とほぼ等しくなっていることを確認した。オーバーホール後には
読取値が劇的に変化することでスケールファクター値や相対重力値がステップ的に変化する場合も想
定されていたが (e.g., Onizawa, 2019)、今回の観測結果は「修理後における G892 重力計のスケールファ
クターが修理前とほぼ変わらない」ということを意味している。そこで、本研究ではこれ以降、G892 重
力計の特性が 2018 年以前から大きく変化していないと仮定した上で、2023 年 10–11 月に取得した相対
重力値を 2018 年以前の相対重力値と同等に扱い、桜島火山の重力時空間変化を議論していく。

6.4 得られた相対重力値および重力時間変化

本研究は 2022 年度～2023 年度の期間中、桜島火山の周辺で計 6 回の相対重力キャンペーン測定を実
施した。測定を実施した重力点は桜島島内で 24 点 (6.2 節で追加した 8 点を含む)、桜島島外で 4 点の
合計 28 点であり、測定の日程や各キャンペーン測定で使用したラコスト重力計は以下の通りである。

- 2022/08/05: G031, G534, G791
- 2022/10/24–29: G031, G534, G605, G680, G791
- 2023/02/28–03/02: G534
- 2023/06/18–20: G031
- 2023/10/30–11/08: G031, G534, G791, G892
- 2024/03/04–07: G534

測定で得られた相対重力データは風間 (2022) に従って解析し、桜島西麓の SVOG を基準とした相対重
力値を計算した。ただし、全ての重力計についてスケールファクターが十分な精度で決定されているわ
けではないので、本解析ではスケールファクターの寄与を補正せず、便宜的に全重力計のスケールファ
クターを 1.0 とした。なお、本測定で得られた相対重力値は風間ほか (2023, 2024) の表に記載しており、
本稿ではこれ以降、各重力点の重力時間変化について論述する。

本研究は 2022 年度～2023 年度に取得された相対重力値だけでなく、1998 年以降に取得された相対重
力値を全て用いることで、南岳火口噴火静穏期に該当する期間 (1998 年～2024 年 3 月) の各重力点の
重力変化速度を推定した。この際、本研究は以下のような状況を仮定した。

- (i) 各重力点の重力変化は時間に対する直線的变化で近似できる
- (ii) 各重力点では全ての重力計で同じ重力変化速度が観測されている
- (iii) スケールファクターの未補正に伴う相対重力値の器差は時間変化しない

以上の仮定に基づくと、重力計 i 、重力点 j 、時刻 t_k の相対重力値 Δg_i は以下のように書ける。

$$\Delta g_i(\vec{x}_j, t_k) = a_j \cdot t_k + b_{ij} \quad (6)$$

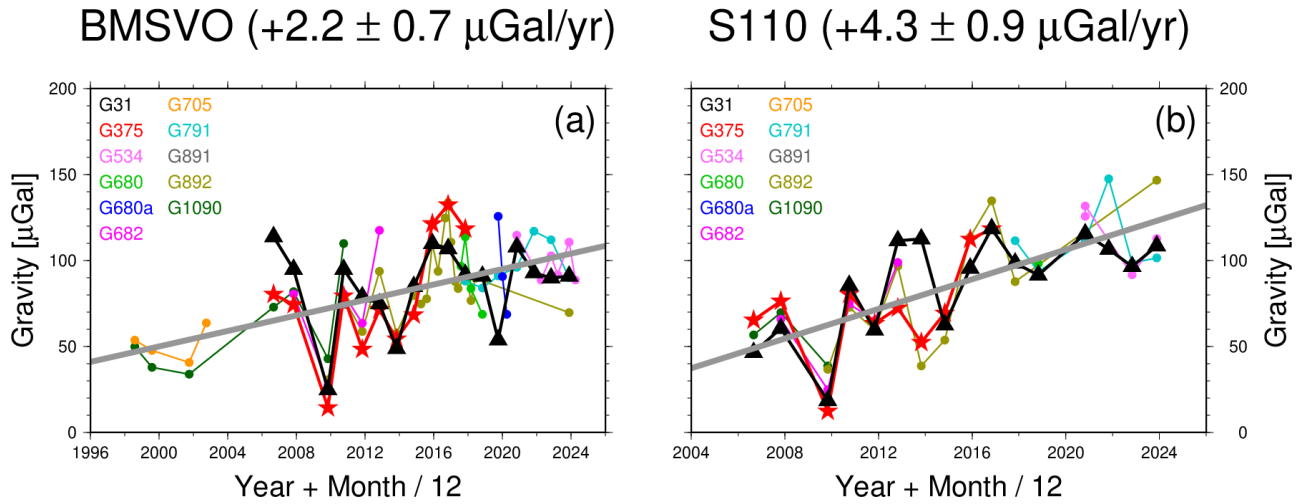


Figure 4: Time variations in relative gravity at BMSVO and S110 gravity points (panels (a) and (b), respectively). In each panel, colored symbols and a gray thick line indicate the measured gravity values and the calculated gravity trend, respectively.

ただし、 $\vec{x}_j$ は重力点 j の座標値、 a_j は重力点 j の重力変化速度、 b_{ij} は重力点 j における重力計 i の器差を意味している (風間ほか, 2018)。本研究はこの式に従い、各重力点における重力変化速度 a_j と器差 b_{ij} を最小二乗法により推定した。

Figure 4 は桜島西部中腹の BMSVO 重力点、および桜島山頂近傍の S110 重力点における重力時間変化である (重力点の位置は Figure 3a を参照)。色付き記号は各重力計で測定された相対重力値 (上式の左辺)、灰色太線は直線的な重力時間変化 (上式の右辺) を意味しており、両者とも器差の影響 (b_{ij}) は補正済みである。重力測定値は回帰直線の上下で $\pm 50 \mu\text{Gal}$ 程度ばらついているが、長期的にはどちらの重力点でも重力値が増加しているのが分かる。重力変化速度は BMSVO で $+2.2 \pm 0.7 \mu\text{Gal/yr}$ 、S110 で $+4.3 \pm 0.9 \mu\text{Gal/yr}$ であり、桜島中央部に近い S110 の重力変化速度の方が大きい。桜島中心部では、南岳噴火活発期 (1975 年～1992 年) に大きな重力増加が観測され、この重力増加は浅部マグマだまりの質量増加で再現されていた (Oyanagi et al., 2023)。今回の対象期間 (1998 年～2024 年) は南岳噴火の静穏期に当たるが、今回の結果 (Figure 4) は活発期以降も桜島中心部での重力増加が続いていることを意味しており、桜島直下浅部の質量増加が現在も継続している可能性を示唆している。

なお、上述の通り重力測定値は回帰直線の上下で $\pm 50 \mu\text{Gal}$ 程度ばらついていたが、この主な原因は相対重力キャンペーン測定の測定誤差が取得データに含まれているためと考えられる。この他の原因としては、第 3 章で言及したような陸水重力変化が測定値に含まれている可能性も考えられる。特に、2009 年 10 月の重力測定値は全ての重力計で減少しているが、これは 2009 年の降水量が平年よりも 900 mm 程度少なかった (鹿児島地方気象台の気データより) 影響で陸水重力変化の寄与が小さくなったものと考えられる。本稿においては、26 年間 (1998 年～2024 年 3 月) の長期的な重力変化速度を推定する際に年周期的な陸水重力擾乱の寄与は小さいと判断し、陸水重力擾乱を補正せずに重力変化速度を推定してきた。しかし、陸水重力擾乱を補正した後に式 (6) の直線回帰を行うと、重力変化速度 a_j の標準偏差は小さくなると期待されるので、将来的には相対重力キャンペーンデータに対して陸水擾乱補正 (風間ほか, 2014; Kazama et al., 2015) を適用することを検討すべきである。

6.5 重力時空間変化とそのモデル化

Figure 5 は、1998 年～2024 年 3 月の相対重力データから得られた、桜島島内の重力変化速度である。2022 年度末までのデータを用いた場合 (Figure 3 in 風間ほか, 2023) と比べて、重力変化速度が示されている重力点が増え、かつ複数の重力点で重力変化速度の標準偏差（楕円）が小さくなっている。前者の理由は、2023 年度の重力測定によって各重力点における測定データ数が増え、地図上に上下変位速度を描画する際に設定していた測定データ数の閾値（20 個）を超えたためである。後者の理由は、2014 年度まで重力測定を実施していた重力点で 10 年ぶりに重力測定を再開し、この重力点で重力変化速度の推定精度が向上したためである。

桜島西麓の SVOG（黒丸）を基準とした 1998 年～2024 年の重力変化速度は、沿岸の多くの重力点では誤差範囲内でゼロであるものの、内陸に入ると正になり、桜島中央部の複数の重力点で $+3 \mu\text{Gal}/\text{yr}$ を超えている。重力変化速度の最も大きな重力点は、桜島南岳火口に最も近い S110 重力点で、重力変化速度とその標準偏差は $+4.3 \pm 0.9 \mu\text{Gal}/\text{yr}$ である (Figure 4b)。重力変化速度のこのような空間パターンは南岳噴火活発期の 1975 年～1992 年にも確認されており (Oyanagi et al., 2023)、南岳噴火活発期における浅部マグマだまりでの質量増加が現在も続いていることを示唆している。

なお、本研究では桜島島外の 4 地点 (K9, BM2789, Tanagi, 950482A) でも相対重力測定を実施している。このうち最も古くから相対重力測定が実施されてきたのは曾於市内の BM2789 重力点であるが、SVOG 基準の BM2789 の重力変化速度は $+0.4 \pm 1.5 \mu\text{Gal}/\text{yr}$ と推定されている。すなわち、遠方を基準とした SVOG の重力変化速度は誤差範囲内でゼロと言えるので、Figure 5 に示している重力変化速度は桜島遠方を基準とした絶対重力の変化速度 ($\dot{g}_{obs}$ と表現する) とみなすことができる。

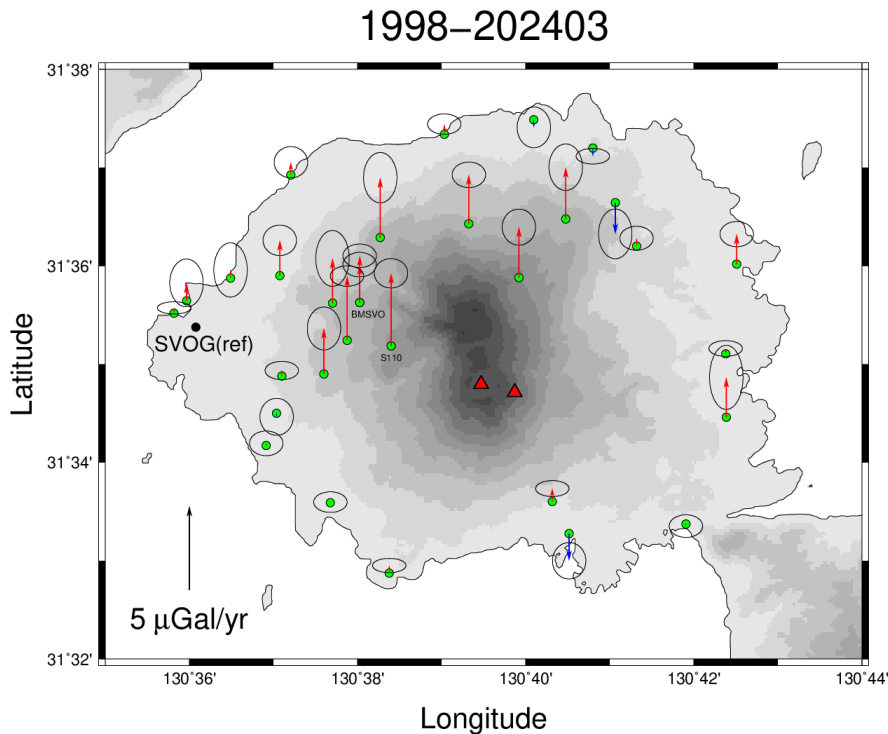


Figure 5: Gravity variation rate at gravity points in Sakurajima Volcano, relative to the SVOG gravity point. The rate was calculated from the relative gravity data obtained from 1998 to 2014.

ここで、地下質点での質量増加に伴う絶対重力変化 $\dot{g}_{cal}$ は以下のように書ける。

$$\dot{g}_{cal}(\vec{x}_i) = \frac{G\dot{m}}{r_i^2} \cdot \frac{d}{r_i} \quad (7)$$

$$r_i = \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + d^2} \quad (8)$$

このうち、 $\vec{x}_i = (x_i, y_i)$ は重力点 i の水平座標、 (x, y, d) は質点の空間座標、 G は万有引力定数、 $\dot{m}$ は質点における質量変動速度である。ただし、この式では簡単のために重力点の標高を無視し、全ての重力点が海拔 0 m に位置している状況を仮定している。

本研究は上式の $\dot{g}_{cal}$ で観測値 $\dot{g}_{obs}$ を再現できるよう、点質量に関する未知パラメーター $(x, y, d, \dot{m})$ を試行錯誤的に探索した。その結果、北岳直下の海拔下 2.5 km に $+0.6 \times 10^{10}$ kg/yr の質量増加を置くことで、1998 年～2024 年に観測された重力時空間変動を Figure 6 のように再現できることが分かった。このとき、質量変動源の水平位置は南岳噴火活発期（1975 年～1992 年）における解析結果 (Oyanagi et al., 2023) とほぼ同じであり、質量増加ソースの水平位置はこの約 50 年間であまり移動していないことが分かる。また、1998 年～2024 年における質量変動源の深さは南岳噴火活発期（4.0 km）よりも浅く、質量変化速度は活発期の約 13 % と推定された。これらの結果は、脱ガスマグマの蓄積に伴って密度置換がより浅い場所で起きていること、および地下深部からの新鮮なマグマの供給が低下していることを反映している可能性がある。ただし、質量変動源の深さや質量変化速度の推定値は、地殻変動の補正有無や絶対重力変化の扱いによって変わる可能性があり（次節で詳述）、これらの値を正確に決定するには今後さらなる詳細な解析が必要である。

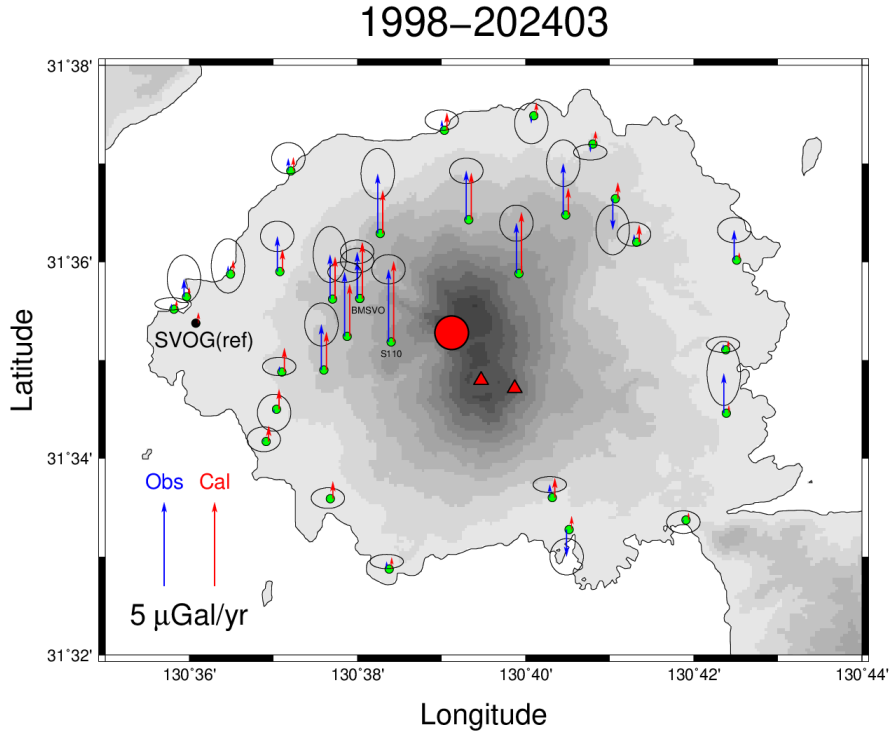


Figure 6: Observed (blue) and calculated (red) gravity variation rates at Sakurajima Volcano from 1998 to 2014. A red circle indicates the horizontal location of the point mass source, determined based on the trial-and-error analysis.

6.6 今後の課題

本研究は桜島火山で相対重力キャンペーン測定を実施し、1998年～2024年の相対重力データを解析することで、南岳噴火活発期（1975年～1992年）に確認されていた桜島直下の質量増加 (Oyanagi et al., 2023) が静穏期に当たる現在も継続していることを示した。ただし、前節で示したのはあくまでも試算結果であり、今後は以下の4点を精査する必要がある。

1点目は、相対重力データに含まれる各種効果（スケールファクター・地殻変動・陸水）の補正である。本章では各重力点 j の重力変化速度 a_j が重力計 i に依存しないと仮定したが（式(6)）、スケールファクター未補正の影響で a_j に偽の経年重力変化が乗る事例が報告されている (Onizawa, 2019)。この効果は桜島の相対重力データにも含まれている可能性があり、今後はスケールファクターの検定結果（本稿第2章）を用いて相対重力データからスケールファクターの寄与を補正する必要がある。また、本章では地殻変動に伴う重力変化 (萩原, 1977; Oyanagi et al., 2023) を無視したが、厳密にはこの寄与を補正すべきである。浅部マグマだまりの体積は南岳静穏期にもわずかに時間変化しており (山本ほか, 2024)、この寄与を補正すると重力変化速度の大きさ（ひいては質量変動源の深さや質量増加速度の推定値）が変わる可能性がある。さらに、年周期的な陸水重力変化が重力変化速度 a_j の推定誤差を悪化させたり、長い時間スケールの陸水変動が a_j のバイアスとなったりする可能性もあり、それを防ぐには陸水重力変化の寄与を重力観測データから差し引く必要がある（本稿第3章）。

2点目は、地殻変動モデルや質量変動モデルにおける複雑性の検討である。本章では簡単のため、重力点の標高や周辺地形を無視し、重力点が半無限媒質の表面上に位置する状況を仮定した（式(7)）。しかし、実際の火山では地形凹凸が存在しており、半無限媒質のみを用いてモデル化していると真の変動を再現できない可能性がある (Hotta and Iguchi, 2017; Nishiyama, 2023, 2024; 小濱ほか, 2024)。また、弾性・粘弾性の鉛直構造が地殻変動や重力変化に効くことも知られており (Naganawa et al., 2022; Yamasaki et al., 2022; 西上ほか, revised)、火山内部の物理変動をモデル化するにはこれらの寄与を評価する必要がある。さらに、本研究では無限小の体積変動や質量変動を仮定してきたが (Mogi, 1958; Oyanagi et al., 2023)、圧力変動源や質量変動源の大きさを考慮するとモデリング結果が変わる可能性もある (e.g., McTigue, 1987)。このように、モデルの不完全性を言及するとキリがないが、今後これらの効果の大きさ（振幅）を定量的に評価し、その効果が無視できないと判断される場合には各効果を変動モデルに適切に取り入れることが重要である。

3点目は、モデリングに使用する重力測定データの拡充である。本研究では相対重力キャンペーン測定の他に、有村と黒神でシントレックス型相対重力計による重力連続観測を実施していた（本稿第5章）。しかし、シントレックス重力計は器械ドリフトが大きいため、本研究では長い時定数の重力変化を器械ドリフトと区別することができなかった。今後はシントレックス重力計の器械ドリフトを正確に補正できるような仕組みを検討するか、あるいは超伝導重力計といった器械ドリフトの小さな重力計を桜島に設置することを検討すべきである。また、有村では東京大学地震研究所によって絶対重力のキャンペーン測定も毎年実施されていて、2017年～2023年の間に $+3.4 \text{ } \mu\text{Gal/yr}$ の絶対重力変化が観測されている (西山ほか, 2023)。この絶対重力変化は本研究で得られた同地点の相対重力変化 (Figure 5) よりも大きく、このことは相対重力キャンペーン測定で絶対重力変化を把握することの限界を示唆している。もし絶対重力データを用いて相対重力データを絶対値化すると、桜島直下浅部の質量増加速度は本研究の結果 (Figure 6) よりも大きく推定されるはずである。

なお、今後の桜島火山のマグマ質量蓄積過程を監視していくためには、相対重力キャンペーン測定を今後も継続していく必要があるということは言うまでもない。本研究では桜島島内の重力点8点で10年ぶりに相対重力測定を再開したが、桜島島内では残りの11重力点で相対重力測定がまだ再開されていない。桜島では今後も年数回の相対重力キャンペーン測定を実施する予定であり、その際に残りの11重力点で相対重力測定を再開できれば、より高い空間分解能で桜島火山の重力時空間変動を把握できると期待される。また、1970年代～1990年代前半にはS16重力点が、および1990年代後半以降はSVOG重力点が基準重力点として扱われてきたものの、1990年代後半の一部のキャンペーン測定ではSVOGでの測定が実施されていなかったようである。そのため本章ではこのようなキャンペーンデータを除外してSVOG基準のデータのみを解析したが、このようなデータをうまく観測方程式(式(6))に組み込むことで重力変化速度 a_j の推定精度が向上する可能性もある。相対重力キャンペーン測定やそのデータ解析においては、これらの点についても今後検討する余地がある。

4点目は、質量変動モデルにおけるパラメーター決定方法の高度化である。質量変動に関する未知パラメーター(x, y, d, m)を推定する際、本稿では初期的な解析として試行錯誤法を用いた。しかし、この方法はパラメーターを客観的に決定できているとは言えないので、より高度な方法を用いるべきである。Oyanagi et al. (2023)においてはグリッドサーチ法が使用されているほか、他の測地学的解析では遺伝的アルゴリズム(Hotta et al., 2016)、焼きなまし法(Aoki et al., 1999)、MCMC法(Munekane, 2021)などが使用されてきた。今後はこのような高度な手法を適用することによって、モデルパラメーターの最適値を客観的に決定し、かつモデルパラメーターの誤差を評価する必要がある。

6.7 本研究項目の研究分担および成果発表

本研究項目に関しては、風間卓仁・大柳諒・山本圭吾・岡田和見・大島弘光が桜島火山周辺での相対重力測定を実施し、各測定者が自身の測定データを解析することで各重力計の相対重力値を決定した。その後、風間卓仁が各自の相対重力値の計算結果を取りまとめ、各重力点の重力変化速度や桜島内部の質量増加量を推定した。小川泰生氏・小濱瑞希氏・榎本倫太郎氏・高山祐輝氏・船津圭汰氏・村本空太氏・毛利智紀氏には現場での重力測定に、園田忠臣氏・竹中悠亮氏には測定環境の整備にご協力いただいた。本研究項目に関する2022年度～2023年度の成果発表は以下の通りである。

論文・報告書

- [1] 風間卓仁 (2022): LaCoste & Romberg 型重力計を用いた重力加速度の相対測定. 京都大学学術情報リポジトリ, 15 pp. <https://doi.org/10.14989/276327>
- [2] 風間卓仁, 大柳諒, 山本圭吾, 岡田和見, 大島弘光, 竹中悠亮, 井口正人 (2022): 桜島火山における繰り返し相対重力測定 (2021年10月および2022年3月). 京都大学防災研究所年報, 65B, 67–76. <http://hdl.handle.net/2433/279417>
- [3] K. Naganawa, T. Kazama, Y. Fukuda, S. Miura, H. Hayakawa, Y. Ohta, J.T. Freymueller (2022): Updated absolute gravity rate of change associated with glacial isostatic adjustment in Southeast Alaska and its utilization for rheological parameter estimation. Earth Planets Space, 74, 116. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01666-7>
- [4] 風間卓仁 (2023): ラコスト型相対重力計のリードアウト端子に接続する指針検流計およびローパスフィルター回路について. 京都大学学術情報リポジトリ, 7 pp. <https://doi.org/10.14989/279957>

- [5] 風間卓仁, 大柳諒, 山本圭吾, 岡田和見, 大島弘光, 竹中悠亮, 井口正人 (2023): 桜島火山における繰り返し相対重力測定 (2022 年 10 月および 2023 年 2~3 月). 京都大学防災研究所年報, 66B, 67-75.
<http://hdl.handle.net/2433/286666>
- [6] 西上直志 (2023): 球対称地球における地震時変形の計算プログラム Sun_SNREI について. 京都大学学術情報リポジトリ, 4 pp. <https://doi.org/10.14989/282050>
- [7] 風間卓仁, 山本圭吾, 岡田和見, 大島弘光, 大柳諒, 小濱瑞希, 竹中悠亮, 井口正人 (2024): 桜島火山における繰り返し相対重力測定 (2023 年 6 月~2024 年 3 月). 京都大学防災研究所年報, 67B, in preparation.
- [8] 西上直志, 風間卓仁 (20xx): 半無限モデルと球対称モデルによる地震時地殻変動および地上重力変化の再現性評価: 2011 年東北地方太平洋沖地震を例に. 測地学会誌, revised.

学会等発表

- [9] 風間卓仁, 大柳諒, 山本圭吾, 岡田和見, 大島弘光, 竹中悠亮, 井口正人 (2023/02/21): 桜島火山における繰り返し相対重力測定 (2022 年度). 令和 4 年度京都大学防災研究所研究発表講演会, A213, 京都府宇治市 (oral).
- [10] 西上直志, 風間卓仁 (2023/03/09): 地震時変形のモデル計算における球対称モデルと半無限一様モデルの比較: 2011 年東北地方太平洋沖地震を例に. 2022 年度重力研究集会, 04, 山梨県富士吉田市 (oral).
- [11] 風間卓仁, 吉川慎, 岡田和見, 若林環, 西山竜一, 大柳諒, 今西祐一 (2023/03/09): ラコスト重力計を分解してみた. 2022 年度重力研究集会, 08, 山梨県富士吉田市 (oral).
- [12] 風間卓仁, 吉川慎, 岡田和見, 若林環, 西山竜一, 大柳諒, 今西祐一 (2023/05/24): ラコスト型相対重力計の分解. 日本地球惑星科学連合 2023 年大会, SGD01-15, 千葉県千葉市 (oral).
- [13] 西上直志, 風間卓仁 (2023/05/24): 地震時変形の数値計算における球対称モデルと半無限モデルの比較. 日本地球惑星科学連合 2023 年大会, SGD02-P18, 千葉県千葉市 (poster).
- [14] 西上直志, 風間卓仁 (2023/10/11): 東北地震時の地殻変動および地上重力変化に基づいた半無限モデルと球対称モデルの再現性評価. 日本測地学会第 140 回講演会, 15, 宮城県仙台市 (oral).
- [15] 風間卓仁, 山本圭吾, 岡田和見, 大島弘光, 大柳諒, 小濱瑞希, 竹中悠亮, 井口正人 (2023/12/19): 桜島火山における相対重力キャンペーン観測: これまでの重力変化と今後の観測計画について. 2023 年度桜島火山大規模噴火総合研究グループ研究集会, 08, 鹿児島県鹿児島市 (oral).
- [16] 風間卓仁, 山本圭吾, 岡田和見, 大島弘光, 大柳諒, 小濱瑞希, 竹中悠亮, 井口正人 (2024/02/21): 桜島火山におけるキャンペーン相対重力測定 (2023 年度). 令和 5 年度京都大学防災研究所研究発表講演会, P30, 京都府宇治市 (poster).
- [17] 西上直志, 風間卓仁 (2024/03/18): 2011 年東北地方太平洋沖地震の余効変動に伴う地上重力変化のモデル計算: 予備的解析. 2023 年度重力研究集会, 03, 東京都文京区 (oral).
- [18] 小濱瑞希, 風間卓仁, 西山竜一 (2024/03/18): Lagrange 形式に基づく地上重力変化の数値計算: 球状圧力源変動を例に. 2023 年度重力研究集会, 04, 東京都文京区 (oral).
- [19] 風間卓仁, 大柳諒, 山本圭吾, 岡田和見 (2024/03/19): 桜島火山における相対重力時空間変化. 2023 年度重力研究集会, 12, 東京都文京区 (oral).

7 まとめ・謝辞

本研究は重力データに基づいて桜島火山内部のマグマ質量変動を把握するため、観測・データ補正・データ解析・モデル化などに関する多角的な研究を実施した。

1970年代～1990年代前半の南岳火口噴火活発期に関しては、水準データとキャンペーン相対重力データを解析することで、地殻変動を伴わないような質量増加が桜島直下で発生していたことが分かった。この質量増加の大きさは 4.5×10^{10} kg/yr であり、この質量増加速度は脱ガスマグマの密度増加によって定量的に説明できる（第4章参照）。

一方、南岳火口噴火静穏期に当たる1990年代後半～2024年3月のキャンペーン相対重力データを解析すると、桜島直下の質量増加速度は 0.6×10^{10} kg/yr と試算された。この質量増加速度は噴火活発期の約13%であり、これは噴火静穏期における地下からのマグマ供給量が活発期よりも低下していることを示唆している（第6章参照）。ただし、静穏期の質量増加量の見積もりでは複数の単純化が行われているので、今後はスケールファクター補正や陸水重力擾乱補正（第2章～第3章参照）など様々な解析を実施することで、近年の桜島火山のマグマ質量変動量をより正確に決定する必要がある。また、桜島火山における今後の活動状況の変化を見据え、重力連続観測や相対重力キャンペーン測定（第5章～第6章参照）といった時空間的に超密な重力観測を今後も継続し、桜島火山内部のマグマ質量の時空間変化を随時監視していくべきである。

本研究は京都大学防災研究所一般共同研究（課題番号：2022G-08）の支援を受けて実施された。本研究は主に京都大学理学研究科 地球惑星科学専攻 地球物理学教室 測地学研究室の教員・学生によって実施され、本研究課題の申請および予算執行においては京都大学防災研究所 桜島火山観測所の山本圭吾氏・清水里恵氏にご協力いただいた。本研究課題の予算執行状況は以下の表の通りである。また、本研究課題を遂行するにあたり、付随的に以下の支援を受けた。東京大学地震研究所共同利用（課題番号：2022-B-04）、JSPS 科研費・基盤C（課題番号：22K03777）、文部科学省「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画（第2次）」。

表 2: 本研究課題の予算執行状況。金額の単位は円。

年	月	項目	予算額	執行額			残額
				旅費等	委託	消耗品	
2022	4	2022 年度予算額	975000				975000
2022	7	重力計検定（京都～水沢）		172571			802429
2022	8	重力計検定（京都～桜島）		139410			663019
2022	10	測地学会（鹿児島）		187330			475689
2022	11	重力計検定（京都～石垣）		358899			116790
2023	2	相対重力測定（桜島）		116790			0
2023	4	2023 年度予算額	848000				848000
2023	5	相対重力計点検			616000		232000
2023	6	重力計検定（京都～石垣）		192540			39460
2023	6	除湿器				39460	0
		合計	1823000	1167540	616000	39460	