

1999 年南岳山頂噴火活動および 2006 年昭和火口噴火活動再開に 先行する桜島火山の地盤変動源について

Ground Deformation Sources Preceding Increase in Eruptive Activity of Sakurajima Volcano – Minamidake Crater in 1999 and Showa Crater in 2006 –

堀田耕平⁽¹⁾・大倉敬宏⁽¹⁾・井口正人

Kohei HOTTA⁽¹⁾, Takahiro OHKURA⁽¹⁾ and Masato IGUCHI

(1) 京都大学大学院理学研究科

(1) Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

We analyzed GPS data during 1998 – 2006 to make clear process of magma accumulation and movement of Sakurajima volcano prior to eruptive activity at the summit crater in 1999 and eruptive activity at Showa crater resumed in 2006. Obtained deformation rate was not constant. Large deformation rate was obtained prior to eruptive activity at the summit crater in 1999 and eruptive activity at Showa crater resumed in 2006, and we obtained a pressure source at depths 6-8 km near the northern coast of Sakurajima accurately by assuming a spherical source. In those periods, magma was thought to be moved from Aira caldera to Sakurajima volcano prior to eruptive activity at the summit crater in 1999 and eruptive activity at Showa crater resumed in 2006. In addition, in phases A (January – December 1998), B (December 1998 – September 1999), D (November 2004 – March 2005) and F (November 2005 – March 2006), magma accumulation rates estimated from volume changes of the pressure source and the amount of ash fall thought to be reached to $1 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$, which is average magma accumulation rate at Sakurajima.

キーワード: 桜島火山, 地盤変動, GPS, マグマ溜り, マグマ供給率

Keywords: Sakurajima volcano, ground deformation, GPS, magma chamber, magma accumulation rate

1. はじめに

火山体および周辺の地盤変動は、噴火発生に先行するマグマの蓄積・移動や噴火に伴うマグマの放出によって生じると解釈されており、その変動源を明らかにすることは、火山噴火予知や火山活動の推移予測のために重要である。

日本で最も活動的な火山の 1 つである桜島では、火山活動に伴って大きな地盤変動が観測されてきた。

1914 年大正噴火後、始良カルデラを中心とした同心円状の沈降パターンが見出された (Omori, 1916)。Mogi (1958) は、この地盤沈降に半無限弾性体内部における球状圧力源による弾性変形モデル (山川, 1955) を適用し、始良カルデラ中央部深さ約 10 km に収縮源を求めた。1955 年に活動を開始した南岳の噴火活動に伴う地盤変動については、桜島島内の上下変動も考慮することにより詳細な変動源が明らかにされてきた。1960 年の噴火活動ピークに前駆する時期の

変動源については、Yoshikawa (1961) により、始良カルデラ中央部深さ約 10 km の膨張する圧力源のほかに、桜島中央部地下約 5 km に膨張する副圧力源が存在することが推定された。石原・江頭 (1978) は、精密水準測量と潮位観測による上下変動から鹿児島と桜島との相対上下変動を求め、南岳山頂噴火活動が活発化する際に、桜島火山へマグマが移動してくることにより、桜島火山の地盤がほかの始良カルデラ縁部より急激に隆起することを指摘した。1974 年以降の噴火活動の最盛期には、始良カルデラの地盤は停滞、もしくは沈降を示した。沈降期においても、始良カルデラ中央部深さ約 10 km の主圧力源と南岳山頂直下深さ約 5 km の副圧力源からなる 2 つの球状圧力源が推定され、その収縮により地盤沈降が説明された (江頭・中村, 1986; 江頭, 1989)。1993 年ごろから、南岳の噴火活動が低下し、それに伴い、始良カルデラの地盤がそれまでの沈降から隆起に転じたことが確認された。この時期の変動源は始良カルデラ中央部深さ約 10 km に推定される主圧力源のみであり、南岳山頂火口下には有意な副圧力源は見出されなかった (江頭ら, 1997)。始良カルデラの地盤の隆起は、その後も続いている (山本ら, 2010)。

同様に、水平変動についても、GPS 観測により、始良カルデラ内部地下に推定される主圧力源の膨張に対応するカルデラを中心とする放射状の変動が見出されてきている。Kriswati and Iguchi (2003) は、GPS 観測によって検出された 1998~1999 年の変位パターンに 1 つの球状圧力源を適用し、始良カルデラ中央部深さ約 8-9 km に変動源を求めた。また、GPS 連続観測に基づく、地盤変動率は変化しており、変動率が大きい時期には、桜島北岸付近に圧力源が求められる傾向があることが指摘されている (井口ら, 2008)。

これまでの精密水準測量を主体して得られた上下変動と、桜島の噴火活動の間には、次のような関係が認められる。噴火活動の活発な時期に先行して、始良カルデラと桜島の北部を中心とする地盤の隆起が観測されるが、爆発活動の激しい時期には、桜島および始良カルデラの地盤が沈降することである。これらの変動は、始良カルデラ中央部深さ約 10 km 付近と、桜島南岳山頂火口直下の深さ約 5 km 付近の膨張・収縮により引き起こされている。一方、精密水準測量は、1 年~数年間隔で繰り返されており、地盤変動の隆起から沈降への転換点、もしくはその逆の転換点と噴火活動の増減の開始点の関係は、高い時間分解能をもって議論することができない。

桜島において GPS 連続観測が始められた 1995 年以降では、1999 年 12 月の南岳の爆発噴火活動が顕著であり、2006 年 6 月には昭和火口の噴火活動が 58 年ぶ

りに再開した。本研究では、高時間分解能に優れる GPS 連続観測の結果を用いることで、GPS 連続観測によ

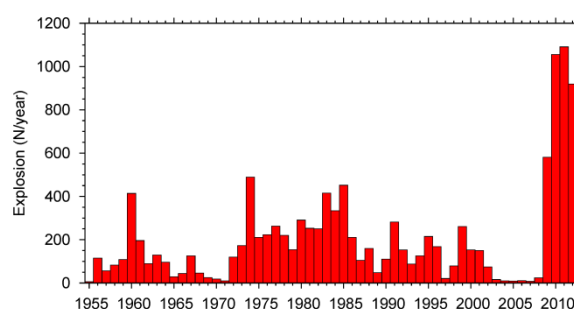


Fig. 1 Annual numbers of explosive eruptions at Sakurajima volcano (1955 – 2012)

り大きな膨張が検出され始めた 1998 年から 2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開直前までの GPS データを解析し、地盤変動の開始と噴火活動との関係を圧力源の位置と体積変動率に着目して調べた。

2. 1955 年南岳活動期以降の桜島の噴火活動

Fig. 1 に桜島の 1955~2012 年の年間爆発回数を示す。1955~1960 年にかけて、南岳山頂火口において爆発噴火の頻度が増加し、1960 年には 400 回を超えるピークに達した。その後、1971 年まで爆発噴火の頻度が減少傾向にあったが、1972 年 9 月以降、再び爆発噴火活動の頻度が増加し、以降、1993 年ごろまで活発な山頂噴火活動が続いた。一方、1993 年ごろ以降は、爆発噴火活動の頻度が減少傾向にあったが、1999 年 10~12 月にかけて、南岳山頂火口において爆発噴火活動が活発化し、12 月には 104 回の爆発が発生した。これは南岳の月別爆発回数としては、1955 年以降で最多である。その後、南岳の爆発回数は激減したが、2006 年 6 月には、昭和火口における噴火活動が 58 年ぶりに再開し、2009 年秋以降、爆発噴火活動の頻度が多い状態が現在に至るまで続いている。

3. GPS データ

本研究では、1997 年 4 月~2006 年 12 月の期間に観測された、国土地理院の GEONET の RINEX データと、京都大学防災研究所附属火山活動研究センター桜島火山観測所 (以下、SVO と呼ぶ) の GPS データを使用した。本研究で使用した GPS 観測点の分布を Fig. 2 に示す。SVO の GPS 観測では、Leica SR299/399E 受信機が使用されており、1 日 24 時間、15 秒毎の観測であるが、桜島島内および KAGG 観測点では 2005 年 6 月に AX1200 に更新され、1 秒毎の観測となった。SVO の

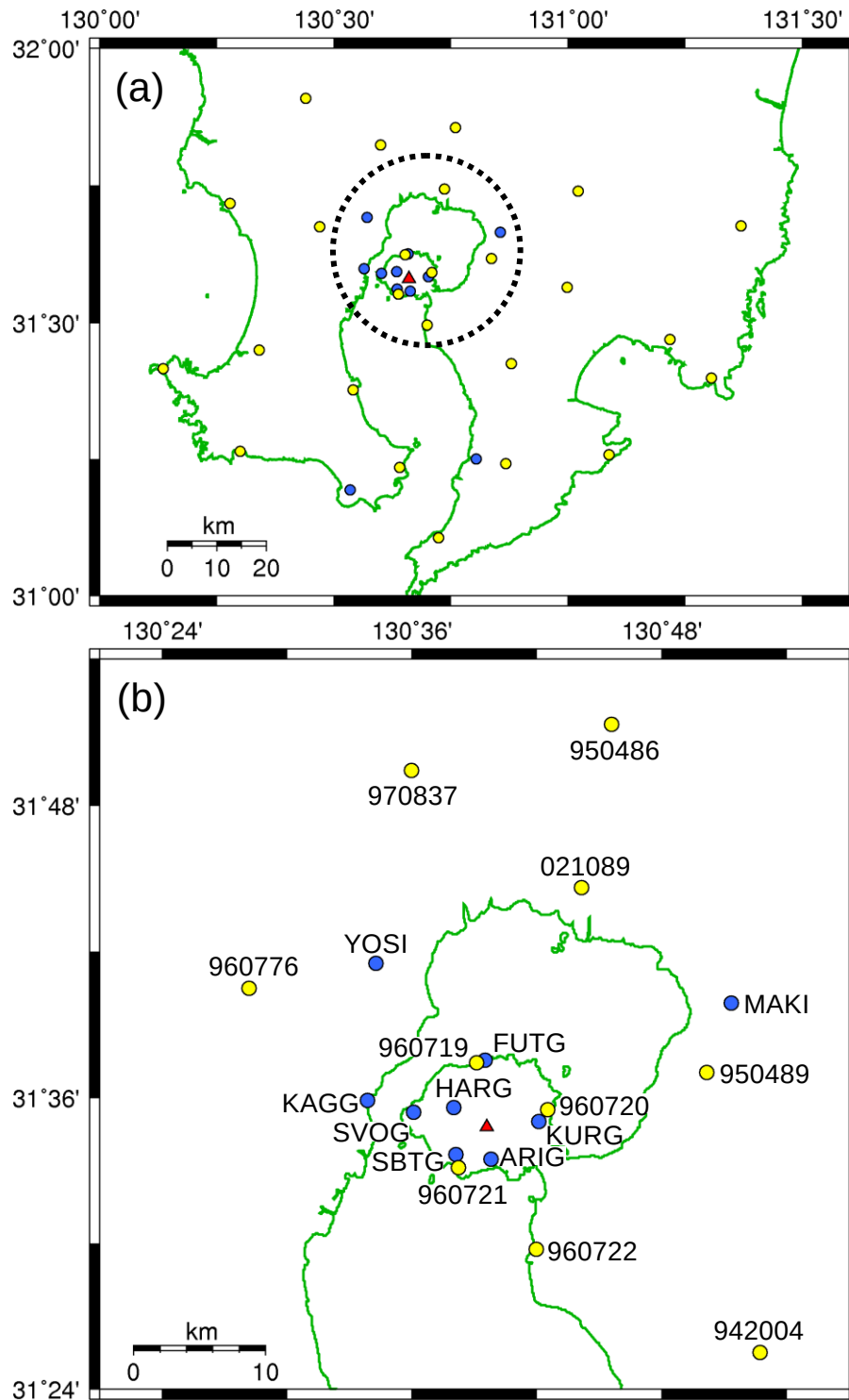


Fig. 2 Locations of GPS stations. Blue circles denote continuous GPS stations installed by Sakurajima Volcano Observatory. Yellow circles denote GEONET stations. Red triangle represents the summit crater of Minamidake. Stations in the dashed circle on (a) are excluded in estimation of extensive ground deformation.

値を計算した。ただし, SVOの桜島島内のSVOGを除くGPS観測点(ARIG, FUTG, HARG, KAGG, KURG, SBTG)およびKAGGについては, 2005年6月~2006年1月の期間の元の観測データが残っておらず, PPP-AR解析による座標値計算を行えない。しかしな

がら, 基線解析結果については, 2005年10月までは, SVOGを基準とした日々の座標値として残っている。そこで, この結果を用いて, 元の観測データが存在するSVOGのPPP-AR解析の座標値計算の結果を元に, PPP-AR解析における座標値を推定した。この操作を

行った観測点のデータについては、PPP-AR解析における標準偏差をいずれも2005年3月の平均値と同一と仮定した。

4. 地盤変動の特徴

4.1 広域地盤変動

桜島および始良カルデラを含む南九州一帯には、沖縄トラフの拡大や南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みにより、北西-南西方向に伸張するような広域地盤変動が生じている（渡部・田部井, 2004）。本研究では、Takayama and Yoshida (2007) に倣って、広域地盤変動の東西成分 F_x と南北成分 F_y をそれぞれ以下のように緯度 λ と経度 ϕ の一次関数で近似し、観測された ITRF2008 準拠の変動に重み付き最小二乗法を用いてフィッティングすることで係数を見積もった。

$$F_x = a_1\lambda + b_1\phi + c_1 \quad (1)$$

$$F_y = a_2\lambda + b_2\phi + c_2 \quad (2)$$

桜島島内および始良カルデラ周辺の観測点については桜島火山に起因する変動の影響を強く受けていると考えられるので、Fig. 2 (a) において破線の円で示した範囲内の観測点は除外し、それら以外の観測点のデータを用いた。1997年4月～2006年12月の期間において求められた係数は、 $a_1 = 0.346549$, $b_1 = -5.91598$, $a_2 = -1.36208$, $b_2 = 7.98421$ である。また、ITRF2008 準拠の変動と式 (1), (2) で近似される広域地盤変動の相関を Fig. 3 に示す。このようにして得られた係数と式 (1), (2) を用いて、すべての観測点の広域地盤変動を求めた。

4.2 火山性地盤変動

1997年4月～2006年12月の期間で一定の速度で変化しているものと仮定した広域地盤変動を取り除いて、桜島火山起因の変動を抽出した。その結果得られた GEONET 観測点 960719-960720 間、960720-960721 間、960721-960719 間の1997年4月～2006年12月の期間における桜島火山起因の水平方向の基線長変化を Fig. 4 に示す。桜島北東部の基線 960719-960720 間は期間を通して伸張である。一方、桜島南東部の基線 960720-960721 間と、桜島西部を南北に横切る基線 960721-960719 間は、変動が停滞したり若干収縮したりしている時期もある。これらの基線は、いずれもほぼ同様のパターンで基線長変

化率が変化していることがわかる。この特徴

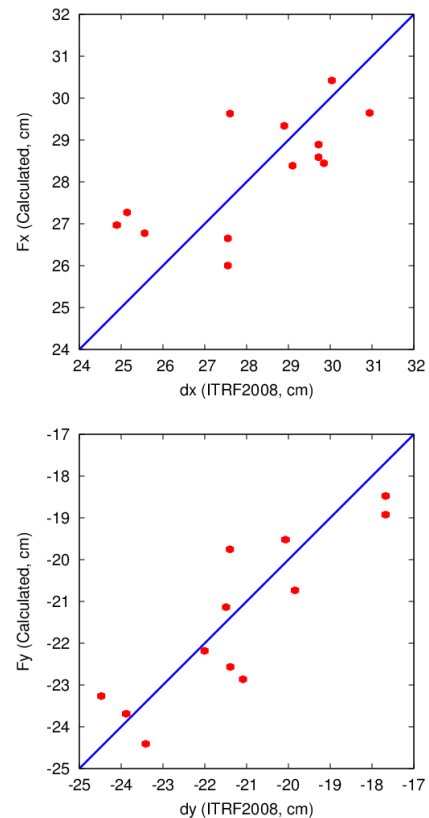


Fig. 3 Relation between horizontal displacements based on ITRF 2008 (dx , dy) and calculated extensive ground deformations (F_x , F_y) for each component during the period of Apr97-Dec06

から、大きな水平変位が検出され始めた1998年1月から、昭和火口噴火活動再開に最も近い時期に先行する急激な変動が終わった2006年3月までを以下の6つのPhaseに区分される。

Phase A : 1998年1月～1998年12月

Phase B : 1998年12月～1999年9月

Phase C : 1999年9月～2004年11月

Phase D : 2004年11月～2005年3月

Phase E : 2005年3月～2005年11月

Phase F : 2005年11月～2006年3月

各Phaseにおける960719-960720間、960720-960721間、960721-960719間の水平変位率はTable 1に示すとおりであり、急激な変動と緩やかな変動が交互に現れている。いずれの基線もPhase Dにおいて最大の変動率を示している。

5. 解析

半無限弾性体中の球状圧力源による弾性変形モデル（山川, 1955）に基づく1993年以降の隆起時期の地盤変動は、1つの圧力源のみで説明されてきてお

り，副圧力源は見出されていない（江頭ら，1997）．

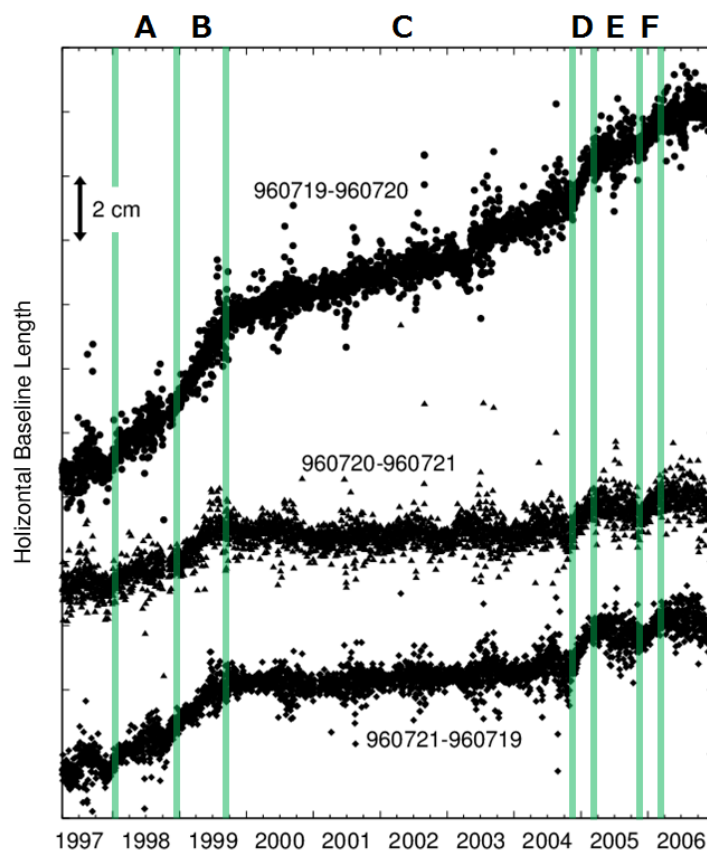


Fig. 4 Daily horizontal baseline lengths along baseline between 960719 and 960720, 960720 and 960721, and 960721 and 960719 during the period of April 1997 – December 2006

このことから，本研究の対象時期における地盤変動も 1 つの圧力源で説明できると仮定して，圧力源の位置と体積変化量を求めた．

地盤を Poisson 比 0.25 の半無限弾性体と仮定すると，深さ f にある半径 a ($a \ll f$) の球状圧力源内部の静水圧的な圧力変化 P による地表面の水平変位 Δd および鉛直変位 Δh は，

$$\Delta d = \frac{3a^3P}{4\mu} \cdot \frac{d}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (3)$$

$$\Delta h = \frac{3a^3P}{4\mu} \cdot \frac{f}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (4)$$

となる（Mogi, 1958）．ここで， d は圧力源直上から観測点までの水平距離， μ は剛性率である．また，静水圧的な圧力変化 P による球状圧力源の体積変化量 ΔV は，

$$\Delta V = \frac{4\pi}{3} \cdot \frac{3a^3P}{4\mu} \quad (5)$$

となる（Delany and McTigue, 1994）．式 (5) を用いて式 (3)，(4) を変形すると，

Table 1 Displacement rates for each baseline and phase

	960719-960720	960720-960721	960721-960719
Phase A (Jan-Dec98)	+1.8 cm/year	+0.7 cm/year	+1.2 cm/year
Phase B (Dec98-Sep99)	+3.4 cm/year	+1.2 cm/year	+1.6 cm/year
Phase C (Sep99-Nov04)	+0.7 cm/year	± 0.0 cm/year	+0.1 cm/year
Phase D (Nov04-Mar05)	+3.9 cm/year	+2.0 cm/year	+2.9 cm/year
Phase E (Mar-Nov05)	+0.5 cm/year	-0.3 cm/year	-0.3 cm/year
Phase F (Nov05-Mar06)	+2.8 cm/year	+1.8 cm/year	+1.8 cm/year

$$\Delta d = \frac{3\Delta V}{4\pi} \cdot \frac{d}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (6)$$

$$\Delta h = \frac{3\Delta V}{4\pi} \cdot \frac{f}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (7)$$

となる．

ITRF2008 準拠の変動から広域地盤変動を除去して抽出した桜島火山起因の変動から圧力源の位置と体積変化量を決定するために、以下に述べるグリッドサーチ法を用いた．

直交座標系において、地点 (x, y) の直下深さ f にある球状圧力源の体積変化 ΔV による観測点 $O_i (x_i, y_i)$ の水平変位を考える．なお、座標の x 軸方向が東、 y 軸方向が北である．この球状圧力源の直上と観測点 O_i の水平距離 d_i は、

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

である．この d_i を用いると、式 (6) より観測点 O_i における水平変位は

$$\Delta d_i = \frac{3\Delta V}{4\pi} \cdot \frac{d_i}{(f^2 + d_i^2)^{3/2}} \quad (9)$$

となる．この Δd_i を用いると、基準点 O_j に対する観測点 $O_i (i \neq j)$ の相対水平変位は、

$$\text{Cal}\Delta dx_{ij} = \Delta d_i \cdot \frac{x_i - x}{d_i} - \Delta d_j \cdot \frac{x_j - x}{d_j} \quad (10)$$

$$\text{Cal}\Delta dy_{ij} = \Delta d_i \cdot \frac{y_i - y}{d_i} - \Delta d_j \cdot \frac{y_j - y}{d_j} \quad (11)$$

となる．ここで、 $\text{Cal}\Delta dx_{ij}$ 、 $\text{Cal}\Delta dy_{ij}$ はそれぞれ東西方向、南北方向の相対変位の計算値である．また、東西方向、南北方向の相対変位の観測値をそれぞれ $\text{Obs}\Delta dx_{ij}$ 、 $\text{Obs}\Delta dy_{ij}$ として、各成分の相対変位の観測値と計算値の残差をそれぞれ

$$Rx_{ij} = \text{Obs}\Delta dx_{ij} - \text{Cal}\Delta dx_{ij} \quad (12)$$

$$Ry_{ij} = \text{Obs}\Delta dy_{ij} - \text{Cal}\Delta dy_{ij} \quad (13)$$

とおく．これらを用いて、 R を

$$R = \sqrt{\sum_{1 \leq i < j \leq n} \left\{ \left(\frac{Rx_{ij}}{\sigma x_{ij}} \right)^2 + \left(\frac{Ry_{ij}}{\sigma y_{ij}} \right)^2 \right\}} \quad (14)$$

と定義する．ここで、 n は観測点数、 σx_{ij} 、 σy_{ij} は各成分の相対変位の観測値の標準偏差であり、 σx_{ij} 、 σy_{ij} と観測点ごとの PPP-AR 解析の標準偏差 σx_i 、 σx_j 、 σy_i 、 σy_j の関係は、

$$\sigma x_{ij} = \sqrt{\sigma x_i^2 + \sigma x_j^2} \quad (15)$$

$$\sigma y_{ij} = \sqrt{\sigma y_i^2 + \sigma y_j^2} \quad (16)$$

Table 2 Parameters of grid search

	Range	Step
x (Easting)	± 20.0 km from summit crater	0.1 km
y (Northing)	± 20.0 km from summit crater	0.1 km
f (Depth)	0.0 - 20.0 km	0.1 km
ΔV (Volume Change)	$0.0 \times 10^6 - 50.0 \times 10^6 \text{ m}^3$	$0.1 \times 10^6 \text{ m}^3$

Table 3 Location and volume change of the sources

	Phase A Jan-sDec98	Phase B Dec98-Sep99	Phase C Sep99-Nov04	Phase D Nov04-Mar05	Phase E Mar-Nov05	Phase F Nov05-Mar06
x	0.6 km	1.7 km	2.9 km	0.2 km	3.3 km	1.3 km
y	3.8 km	5.0 km	6.5 km	4.8 km	11.6 km	4.5 km
f	9.6 km	6.6 km	9.7 km	6.1 km	4.9 km	7.8 km
ΔV	$8.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ $1.0 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$	$7.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ $1.0 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$	$24.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ $0.5 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$	$3.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ $1.0 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$	$1.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ $0.2 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$	$4.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ $1.2 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$

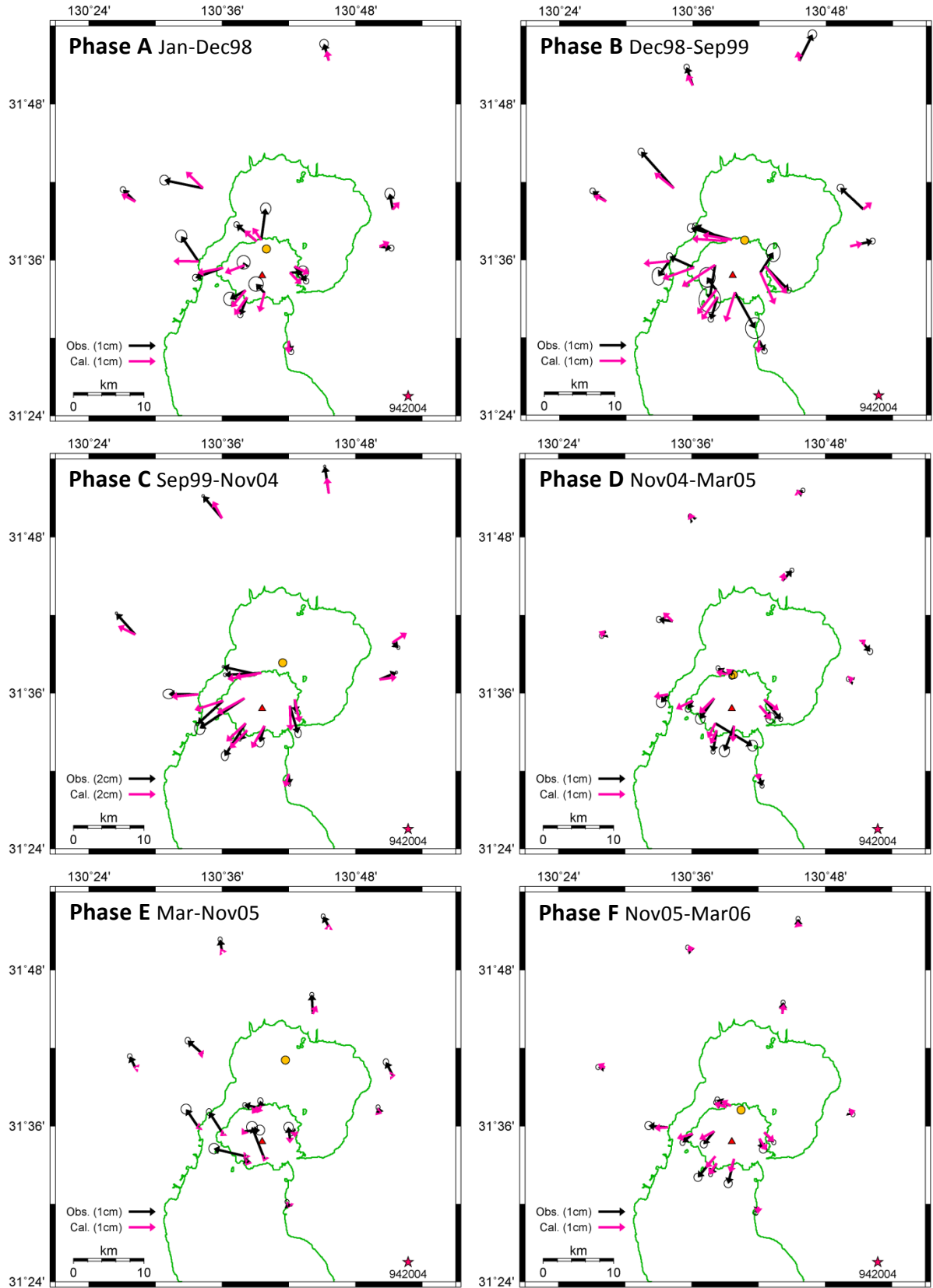


Fig. 5 Locations of pressure source for each phase. Orange circle denotes location of the source. Black and magenta arrows are observed and calculated displacements, respectively. Error ellipses are 1σ . Red triangle and magenta star represent the summit crater of Minamidake and reference station (942004), respectively.

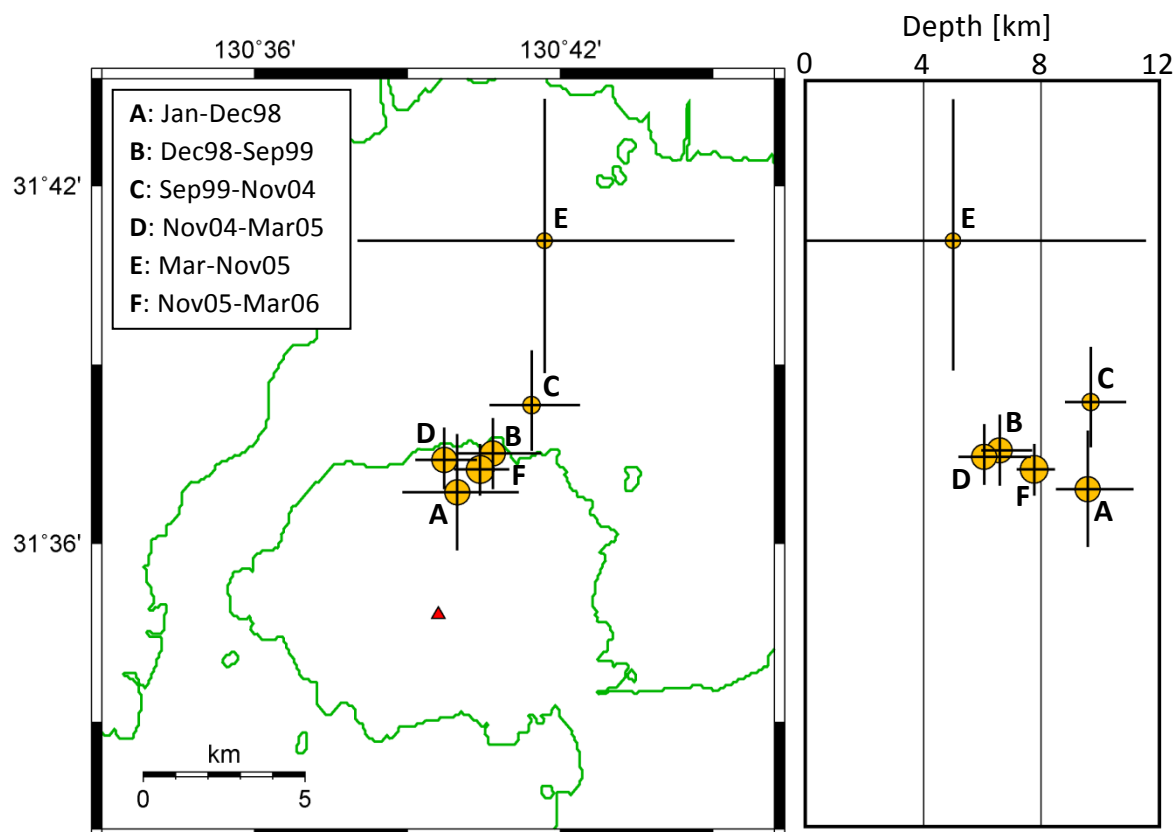


Fig. 6 Distributions of pressure source for each phase. Orange circles denote location of the source for each phase. The sizes of each circle correspond to volume change rate. Error bars denote 95% confidence intervals estimated from *F*-tests (Arnadottir and Segall, 1994). Red triangle represents the summit crater of Minamidake.

である。この R の値が最小になる球状圧力源の位置(x, y)と深さ f 、体積変化 ΔV をグリッドサーチ法により決定した。グリッドサーチを行った範囲とパラメータの間隔についてはTable 2に示したとおりである。

6. 結果

各 Phase において、グリッドサーチによる解析で得られた圧力源のパラメータを Table 3 に示す。なお、 xy 座標の原点は南岳山頂火口の中心である。GEONET 観測点 942004 (鹿屋) を基準点とした各 Phase の水平変位の観測値と計算値を Fig. 5 に示す。また、各 Phase で求められた球状圧力源の位置を Fig. 6 にまとめて示す。95%信頼区間は *F* 検定から推定した (Arnadottir and Segall, 1994)。

急激な変動が検出された Phase B, D, F では、桜島北岸付近の深さ 6-8 km に精度よく決まった。一方、Phase B, D, F と比較して変動率の小さい Phase A は桜島島内北部に、Phase C, E は始良カルデラ内部にそれぞれ決まったが、これらの時期における圧力源の位置決定精度は Phase B, D, F と比較するとよく

ない。

圧力源の体積変化率については、Phase A, B, D, F は $1.0\text{--}1.2 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$ と決まった。一方、Phase C, E は、 $0.2\text{--}0.5 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{yr}$ と半分以下であった。

7. 議論

1999 年 10~12 月における南岳の爆発噴火活動活発化に先行する Phase B や、2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開に前駆する Phase D や F には、急激な膨張が検出された。これらの急激な膨張が検出された時期においては、桜島北岸付近の深さ 6-8 km に圧力源が精度よく決まった。Phase B, D, F は 1999 年 10~12 月における南岳の爆噴火活動活発化や、2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開に向けての準備過程と考えられ、桜島にマグマが移動してくることで桜島北岸付近の深さ 6-8 km に膨張の中心が移動したと考えられる。

同様の現象が 1970 年代初めにも観測されている。1971~1974 年は噴火活動の静穏期から南岳山頂噴火活動が活発化していく時期にあたり、桜島北岸付近

に隆起の中心が位置する（石原・江頭，1978）．この期間でも，同様に桜島にマグマが移動してくることで隆起の中心が始良カルデラから桜島北岸付近に移動したと考えられる．

降灰量から推定されるマグマの放出量は，いずれの Phase も得られた圧力源の体積変化量の 1/100 未満であり，圧力源の体積変化量がマグマの供給量とほぼ等しいとみなせる．Phase A, B, D, F については，マグマの供給率は $1.0\text{--}1.2\times 10^7\text{ m}^3/\text{yr}$ であり，これまで考えられてきた始良カルデラにおける平均的なマグマの供給率 ($1\times 10^7\text{ m}^3/\text{yr}$; Ishihara, 1981) とほぼ同じオーダーである．一方，Phase D, F に先行する Phase C, E におけるマグマの供給率については， $0.2\text{--}0.5\times 10^7\text{ m}^3/\text{yr}$ と半分以下であった．このことから，2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開に前駆して Phase D, F で急激な変動が検出されたのは，マグマの供給率が始良カルデラの平均的なマグマの供給率である $1\times 10^7\text{ m}^3/\text{yr}$ にまで増加したことに対応すると考えられる．

8. 結論

GPS データ解析の結果，大きな膨張が検出され始めた 1998 年から昭和火口噴火活動が再開した 2006 年にかけて，地盤変動率は一定ではなく，急激な変動と緩やかな変動を交互に繰り返していたことが分かった．1999 年 10～12 月の南岳における爆発噴火活動活発化や，2006 年 6 月の昭和火口噴火活動再開に先行して，急激な膨張が検出され，桜島北岸付近の深さ 6-8 km に変動源が決まった．また，1970 年代初めにも，同様に桜島北岸付近に隆起の中心が位置する．これらはいずれも噴火活動の準備過程であると考えられ，桜島に向かってマグマが移動したことにより，変動の中心が始良カルデラから桜島北岸付近に移動したと考えられる．また，噴火活動の直前にはマグマの供給率が始良カルデラの平均的なマグマの供給率である $1\times 10^7\text{ m}^3/\text{yr}$ にまで増加したと考えられる．

本研究では，2006 年昭和火口噴火活動再開直前までの地盤変動を解析したが，今後は昭和火口噴火活動が再開した以降の地盤変動について解析・議論していきたい．

謝 辞

本研究では，国土地理院の GEONET データを使用させていただいた．

参考文献

- 井口正人・高山鐵郎・山崎友也・多田光宏・鈴木敦生・植木貞人・太田雄策・中尾茂（2008）：GPS観測から明らかになった桜島のマグマ活動，京都大学防災研究所年報，第51号B，pp. 241-246．
- 石原和弘・江頭庸夫（1978）：桜島火山近傍の垂直地盤変動と山頂噴火活動の関係について，京都大学防災研究所年報，第8号B-1，pp. 153-162．
- 江頭庸夫・中村貞美（1986）：桜島火山周辺における地盤変動—1974年～1982年—，第5回桜島火山の集中総合観測，pp. 11-21．
- 江頭庸夫（1989）：噴火活動に伴う桜島火山および始良カルデラ周辺の地盤変動，京都大学防災研究所年報，第32号B-1．
- 江頭庸夫・高山鐵郎・山本圭吾・Hendrasto, M.・味喜大介・園田忠臣・松島健・内田和也・八木原寛・王彦賓・木股文昭・三島力雄・小林和典（1997）：始良カルデラの地盤の再隆起—1991年12月～1996年10月—，京都大学防災研究所年報，第40号B-1，pp. 49-60．
- 山川義男（1955）：内部力源による半無限弾性体の変形について，地震，8，pp. 84-98．
- 山本圭吾・園田忠臣・高山鐵郎・市川信夫・大倉敬宏・吉川慎・井上寛之・松島健・内田和也（2010）：桜島火山周辺における水準測量（2009年11月および2010年4月），京都大学防災研究所年報，第53号B，pp. 227-232．
- 渡部豪・田部井隆雄（2004）：南西諸島のGPS速度場とサイズモテクトニクス，地震，57，pp. 1-10．
- Arnadottir, T. and Segall, P. (1994): The 1989 Loma Prieta earthquake imaged from inversion of geodetic data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, B11, pp. 21, 835-21, 855．
- Delany, 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, pp. 417-424．
- Ishihara, K. (1981): A quantitative relation between the ground deformation and the volcanic material ejected, Abstract, 1981 IAVCEI Symposium –Arc Volcanism–, pp. 143．
- 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.*, No. 46B, pp. 817-826．
- 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, 36, pp. 99-134.
- Omori, F. (1916): The Sakurajima Eruptions and Earthquakes II, Bull. Imp. Earthq. Invert. Comm., Vol. 8, 2, pp. 35-53.
- Takayama, H. and Yoshida, A. (2007): Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, J. Geophys. Res., Vol. 112, B06413.
- Yoshikawa, K. (1961): On the Crustal Movement Accompanying with the Recent Activity of the Volcano Sakurajima (Part 1), Bull. Des. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 48, pp. 1-15.

(論文受理日 : 2013 年 6 月 11 日)