



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	ALOS-2/PALSAR-2で捉えられた樽前山溶岩ドームの沈降(2015-2019年)
Author(s)	不破, 智志; 成田, 翔平; 大園, 真子 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 83, 71-83
Issue Date	2020-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.83.71
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/77093
Rights(URL)	https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/
Type	departmental bulletin paper
File Information	GBHU_83_p71-83.pdf



ALOS-2/PALSAR-2 で捉えられた樽前山溶岩ドームの沈降 (2015–2019 年)

不破 智志・成田 翔平

北海道大学大学院理学院自然史科学専攻

大園 真子・村上 亮

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2020 年 2 月 2 日受理)

Subsidence at lava dome of Tarumae volcano as revealed by ALOS-2/PALSAR-2 InSAR (2015–2019)

Satoshi FUWA, Shohei NARITA

Department of Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

Mako OHZONO, Makoto MURAKAMI

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received February 25, 2020)

We applied interferometry analysis to the L-band SAR (Synthetic Aperture Radar) images acquired by ALOS-2 satellite for the Tarumae Volcano from 2015 to 2019 and detected ground deformation at lava dome and eastern mountain flank. As a result, the observed distance length change in line-of-sight increased up to 4 cm at lava dome and eastern flank for 4 years. By the multiple images from two different track directions, quasi east-west and vertical ground deformation was also estimated. Each displacement at the lava dome and eastern flank were < 5 cm of east-west intension and < 5 cm subsidence, and 5 cm of eastward displacement and 7 cm subsidence, respectively. Source modeling to explain the displacement at the lava dome, shows 10^4 m^3 order of deflation at the depth of 200 ~ 500 m below the lava dome. A previous study supposed that the observed GNSS baseline length change in the same period is caused by depressurization and cooling at shallow hydrothermal reservoir. Our result also supports this suggestion. Several previous studies suggested that a shallow hydrothermal reservoir at around the same depth has been inflated for 1999 ~ 2000. Therefore, it is assumed that this reservoir is contracting during our observation period. On the other hand, it is thought that the eastward and subsidence displacement at the eastern flank might be not caused by volcanic activity for the present. more detailed SAR data analysis, and its temporal accumulation monitoring will give us further constrains on the on-going process at the shallow hydrothermal system of the Tarumae Volcano.



I. は じ め に

樽前山は支笏カルデラの南東に位置する後カルデラ火山であり (Fig. 1), 約 9000 年前に活動を開始した若い活火山である (古川・中川, 2010). 山体は主に火砕丘および火砕流堆積物からなる, なだらかな形状をしている. 山頂部には直径約 1.2 km の火口原を有し, その中央部には円錐台状の溶岩ドームがある. 主な活動期はおよそ 9000 年前に始まった第一活動期, およそ 2500 年から 2000 年前にかけての第二活動期と 1667 年から現在まで継続している第三活動期に分けられる. 第一活動期には 2 回のプリニー式噴火, 第二活動期には 3 回のプリニー式噴火が発生している. 最新の第三活動期では 1667 年と 1739 年に VEI (Volcanic Explosivity Index; Newhall and Self, 1982) 5 の噴火が発生しており, 1804 年から 1817 年にかけてのマグマ噴火と 1867 年のマグマ噴火では VEI 3 に達している (工藤・星住, 2006). 現在山頂部にある溶岩ドームは 1909 年の噴火に伴って形成された. 1909 年の噴火以降, マグマ噴火は発生していないものの 1981 年までに 18 回の水蒸気噴火を発生させており活発な活火山である.

樽前山では 1990 年代以降, 多項目の地球物理学的観測が行われてきた (例えば, 橋本・他, 2018). 現在, 樽前山では気象庁を中心に観測が行われており, その項目は GNSS (Global Navigation Satellite System), 地震, 全磁力, 噴気温度, 噴気ガス組成, リアルタイム噴気可視画像と多岐に及ぶ (気象庁, 2019). 橋本・他 (2018) によると 2000 年代以降の火山活動は全磁力,

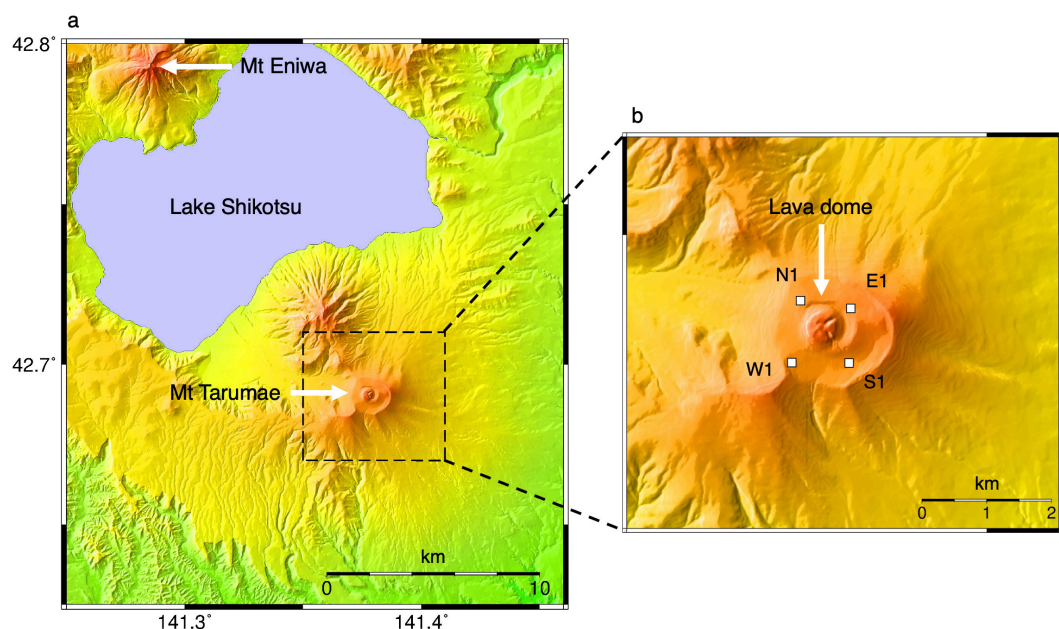


Fig. 1. (a) Map of the study area. (b) Close view of Tarumae Volcano, which is indicated by the rectangle with dashed-line in (a). White squares indicate campaign GNSS stations constructed by Japan Meteorological Agency.

GNSS、噴気温度および噴気ガス組成はおおよそ同期するような時間変化を示し、この期間の活動は、火山浅部の膨張と温度の上昇を示すような観測結果が見られる期間 (1998 年 7 月から 2000 年 10 月) と、火山浅部の収縮と温度の低下を示すような観測結果が見られる期間 (2010 年 10 月から 2016 年 10 月まで) の 2 つに分けられる。橋本・他 (2018) は、樽前山浅部の B 型地震の分布と浅部比抵抗構造 (Yamaya et al., 2009) との比較から、溶岩ドーム直下に鉛直方向に伸びた低比抵抗領域に沿って深部から火山ガスが上昇することで B 型地震が発生し、帯水層と見られる最上部の高比抵抗領域に吹き込むことで増減圧や消帯磁が発生していると解釈している。

2000 年代以降の樽前山での地盤変動観測は気象庁による繰り返し GNSS 観測が主体であった (気象研究所, 2008; 気象庁, 2019)。1998 年から 2000 年の比較的火山活動が活発な時期に関しては GNSS データから地盤変動のモデリングを行なった報告がある (気象研究所, 2008; 山本・他, 2011)。また、気象研究所 (2011) や 国土地理院 (2010) ではわずかな膨張性の地盤変動が進行していた 2005 年から 2010 年前半の期間を対象として干渉 SAR (Synthetic Aperture Radar) 解析およびその変動源のモデリングを行なっている。一方、2010 年 10 月から継続して発生している収縮性の地盤変動に関しての報告は橋本・他 (2019) で行われているものの、繰り返し GNSS 観測による基線長変化のみに着目しており、干渉 SAR 解析は行われていない。そこで本研究では 2015 年から 2019 年までに Advanced Land Observing Satellite-2/ Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar-2 (ALOS-2/PALSAR-2) で取得された SAR 画像を用いて、樽前山で発生している地盤変動の詳細を明らかにする。溶岩ドーム周辺に見られる地盤変動に対して火山性の収縮源を仮定した上でその収縮源のモデルパラメータを推定し、これと先行研究で推定されたモデルパラメータを比較することで、過去の膨張源との類似点・相違点も議論する。

II. 干渉 SAR 解析

本研究では樽前山で 2015 年から 2019 年までに ALOS-2 によって取得された 18 枚の SAR 画像を使用した。Fig. 2 にパスフレームの組み合わせを、Table 1 にデータの諸元を示す。干渉解析には RINC (Radar Interferometry Calculation Tools) ソフトウェアパッケージ (Ozawa et al., 2016) を使用した。干渉画像にはレーダー座標系での空間分解能が約 10 m になるように、レンジ方向 (マイクロ波の照射方向) 及びアジマス方向 (衛星の進行方向) のルック数をどちらも 4 としてマルチルック処理を施した。地形縞の補正には国土地理院から提供される 10 m メッシュの数値標高モデル (Digital Elevation map, DEM) を元に小澤拓博士 (防災科学技術研究所) が作成した 0.4 秒角サンプリング数値楕円体高モデル (Digital Ellipsoidal Height model, DEHM) を使用した。2 回の観測における軌道の不一致から生じる位相差の傾きは軌道情報からシミュレートした計算値を差し引くことで取り除いた。干渉画像の平滑化には窓領域の大きさ 32 として Baran filter (Baran et al., 2003) を使用した。0.4 秒のピクセル間隔でジオコードを行い、地図座標系に投影した。 $-\pi \sim +\pi$ の間に wrap された位相差を隣同士のピクセルでつなぎあわせて、

変動の絶対量を求めるアンラッピングにはSNAPHU (Chen and Zebker, 2002) を用いた。最後に大気中の水蒸気によって生じる対流圏誤差は、標高に相関したシグナルが存在することを確認した上で、DEM を元に標高相関成分をシミュレートし、干渉画像から引き去ることで低減した。本研究では合計 43 枚の干渉画像を作成した (Fig. 2)。

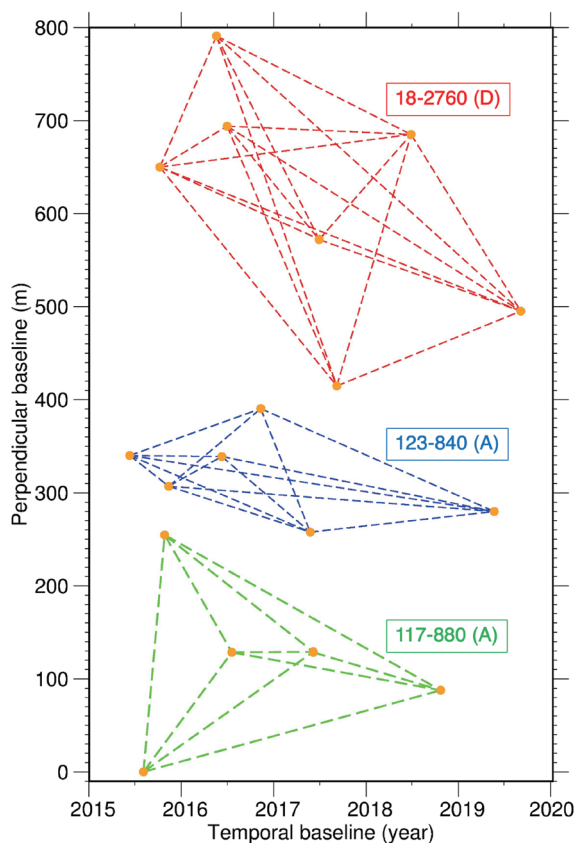


Fig. 2. Temporal and perpendicular baselines between each path frame. The orange circles denote radar acquisitions. Each line represents an interferogram formed using two acquisitions connected. Green, blue and red lines indicate path frame as 117-840, 123-840 and 18-2760, respectively.

Table 1. SAR data used in this study

Path frame (orbit type)	117-840 (A)	123-840 (A)	18-2760 (D)
Number of images	5	6	7
Interferograms	10	14	19
Looking angle (deg.)	36.2	36.2	39.6
Azimuth angle (deg.)	-17.0	-11.1	189.8

Note. A and D represent the ascending and descending paths, respectively.

Ⅲ. 結 果

本章では 2015 年 6 月から 2019 年 5 月までの約 4 年間に得られた ALOS-2 データの解析結果とそのモデリングによる変動圧力源の推定結果を示す。主な結果を先に述べると、干渉 SAR 解析により溶岩ドームを中心とした約 500 m の領域で収縮性の地盤変動が検出され、その最大値は 4 年間で LOS（Line-Of-Sight）方向に 4 cm 程度であった。また、山体東部の火口原縁から山腹までの範囲において、溶岩ドーム周辺と同程度の視線方向の伸長を示す変動が見られた。溶岩ドーム周辺の収縮性の地盤変動を説明するための変動圧力源を推定した結果、溶岩ドーム直下深さ 200 ～ 500 m に体積変化量が 10^4 m^3 オーダーの収縮源が推定された。以下では項別にその詳細を示す。

1. 干渉 SAR 画像

Fig. 3 (a-i) に干渉 SAR 解析で得られた結果のうち、9 例を示す。Fig.3 (a-c), Fig.3 (d-f), Fig. (g-i) はそれぞれ期間が約 1 年, 2 年, 3 年以上となるペアの解析結果を示しており、これらの比較から、小さいシグナルでも時間的に累積することにより、確実なシグナルとして抽出可能な地盤変動が捉えられた。主に期間が 3 年以上となる観測ペア画像 (Fig. 3g-i) では、溶岩ドーム

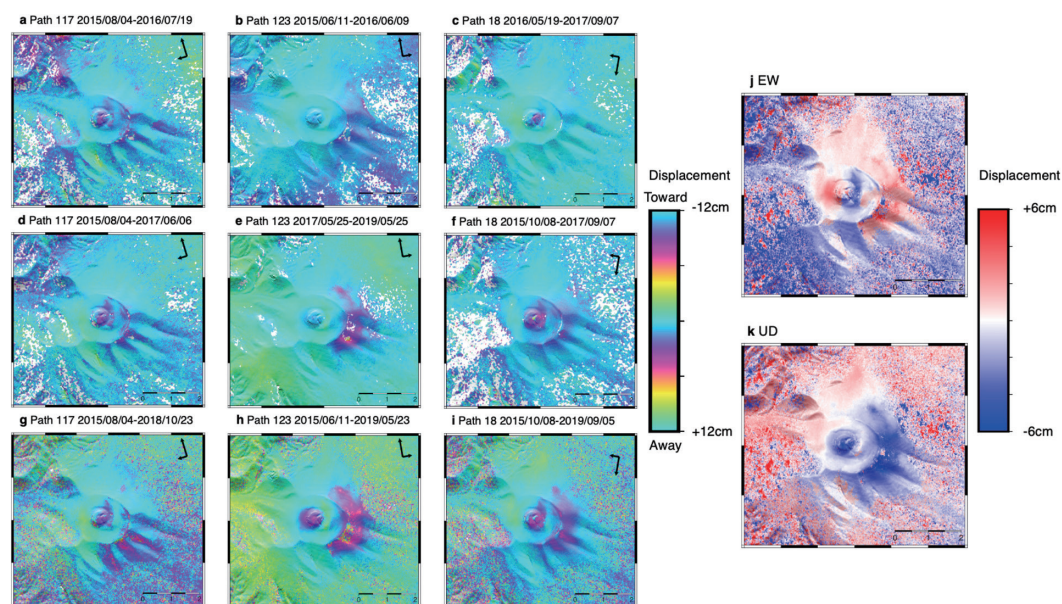


Fig. 3. Results of SAR interferometry for the area shown in Fig. 1b. (a-i) Interferograms depicted dLOS (distance change in LOS). The path and period for the stacking are shown at the top of each interferogram. Positive dLOS values correspond to increases in the distance between the satellite antenna and the ground target. Arrows represent the flight and viewing direction of the ALOS-2. (j and k) Displacement distributions in the quasi east-west and quasi vertical component, respectively calculated from Fig. 3h and 3i.

ム周辺において最大 4 cm 程度の視線方向の伸長を示す変動が見られる。またこの期間では、山体東側面の火口原縁から山腹において、溶岩ドーム周辺で見られるシグナルと同程度の大きさの視線方向の伸長が見られる。これら 2 つの領域でそれぞれ見られるシグナルは異なる軌道のペアでも同様に捉えられていることから、実際の地盤変動を反映していると考えられる。

2. 2.5 次元解析

今回使用した干渉ペアには同時期にそれぞれ異なる方向から観測する 2 つの軌道があるため、2.5 次元解析を行うことができる (Fujiwara et al., 2000)。2.5 次元解析により準東西成分と準上下成分を推定した結果を Fig. 3j, k に示す。この推定には Fig. 3h と Fig. 3i の 2 つの干渉画像を使用した。なお、Fig. 3h と Fig. 3i の観測期間はそれぞれ 1442 日と 1422 日と観測期間にそれほど大きな差はないので、干渉画像にスケーリングによる変位量の調整などは行っていない。Fig. 3j, k より、溶岩ドーム周辺の狭い範囲において、準東西成分では最大で 4 cm、準上下成分では最大 6 cm の沈降が見られた。準東西方向では溶岩ドームの東側で西向き、溶岩ドームの西側で東向きの地盤変動が見られる。準上下成分では溶岩ドーム周辺で同心円状に下向きの変動が見られる。これらの特徴は典型的な収縮性の地盤変動を反映したものであり、溶岩ドーム直下のごく浅部にある収縮源によって引き起こされていると見られる。

山体東側面の地盤変動は準東西方向の変位が最大で 5 cm 程度、準上下方向の変位が最大で 7 cm 程度となった。この領域には火口や噴気孔などは存在せず、地表面での熱活動なども報告されていない。青山・他 (2004) や気象庁 (2019) でも地震活動は報告されていない。これらのことから火山性の活動による地盤変動を反映したものではないと考えられるが、その詳細については現時点でのデータから制約することは難しい。

3. 地盤変動のモデリング

本研究では、溶岩ドーム周辺の地盤変動に対して半無限均質媒質中の球状の収縮源を仮定し、茂木モデル (Mogi, 1958) で説明することを試みた。収縮源の水平位置は溶岩ドーム直下と仮定し、その深さと体積変化量を未知数としてグリッドサーチによって観測値との残差が最小となる値を推定した。この推定は観測期間が 3 年以上となる 7 枚の干渉画像に対してそれぞれ行なった。観測値はそれぞれの干渉 SAR 画像から溶岩ドーム中心に 1 km 四方の中にあるピクセルから 100 点を変位の勾配が大きい領地では密に、勾配が小さい領域では疎にリサンプリングを行うことで得た。モデルパラメーターの探索範囲は先行研究 (気象研究所, 2008; 2011; 山本・他, 2011) を参考にして、深さを 100 ~ 1000 m の幅で 100 m 刻み、かつ体積変化量を $0.1 \times 10^4 \sim 10 \times 10^4 \text{ m}^3$ の範囲で $0.5 \times 10^3 \text{ m}^3$ 刻みとし、ポアソン比は 0.25 とした。グリッドサーチの結果、収縮源の深さは 200 ~ 500 m、体積変化量は $-1.0 \sim -4.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ と推定された。モデル推定に用いた干渉画像ごとの最適なモデルパラメーターの値から計算される変位画像 (Fig. 4a-c) と計算された変位画像と観測画像との差分をとった画像を Fig. 4d-f に示す。Fig. 4d-f から溶岩ドーム周

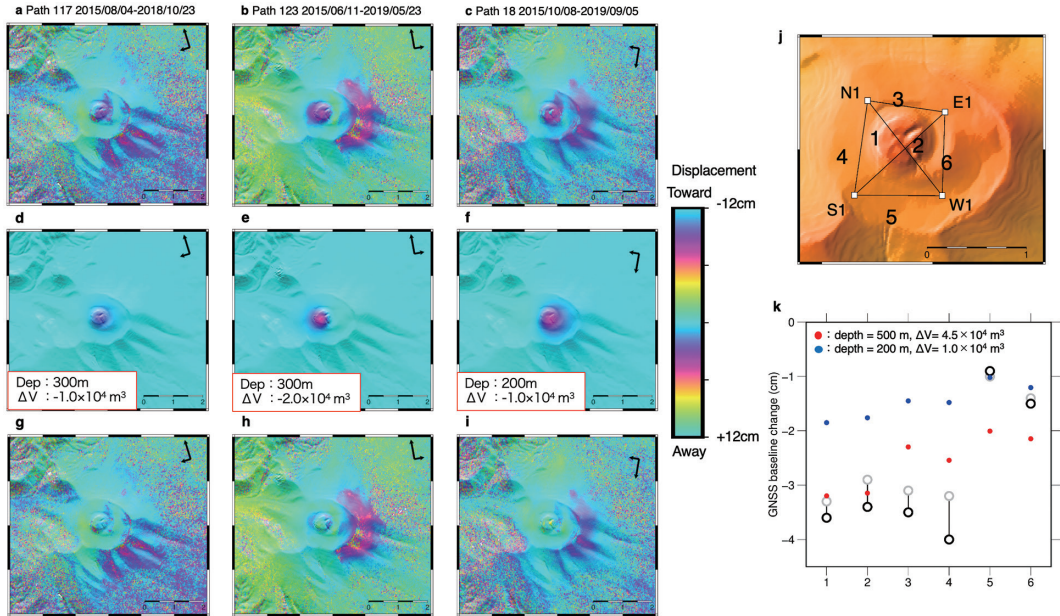


Fig. 4. Comparison between observed and calculated displacements. (a-c) Interferograms depicted dLOS same as Fig. 3g-i, respectively. (d-f) Calculated dLOS distribution using preferred model for Fig. 4a-c, respectively. (g-i) Residuals between the observed dLOS shown in Fig. 3g-i and calculated dLOS by the optimal model, shown in Fig. 4a-c. (j) Location of the campaign GNSS stations and their baseline number. (k) Calculations and observations of the GNSS baseline length change (BLC). The number of horizontal axis is corresponding to Fig. 4j. The gray and black circles are observed BLCs for 3 and 4 years, respectively. Red and blue circles are calculated BLCs.

辺での残差はごく小さいことから、推定されたモデルは十分にデータを説明できていると判断できる。また同様の理由から、収縮源の水平位置が溶岩ドーム直下との仮定は妥当であると考えられる。本研究で推定された収縮源の深さと体積変化量は先行研究と比較して、おおよそ整合的な値となった（Table 2）。一方、橋本・他（2018）で推定された帯磁源の深さは 500 m と本研究の

Table 2. Estimated model parameters by previous study and this study

	Data	Data period	Location	Depth (m)	Volume change (m ³)
Meteorological Research Institute (2008)	GNSS	1999/07-2000/08	under the dome	310	+1.9×10 ⁴
	GNSS	2003/07-2003/10	under the dome	270	+3.0×10 ³
	Geomagnetic total force	1999/07-2000/10	north-west under the dome	370	*
Meteorological Research Institute (2011)	InSAR	2003/07-2003/10	under the dome	200	+1.3×10 ⁴
Yamamoto et al. (2011)	GNSS	1999-2000 2005-2009	*	340	+10 ⁴
Hashimoto et al. (2018)	Geomagnetic total force	1998/07-2000/10	north-east under the dome	380	*
	Geomagnetic total force	2010/10-2016/10	north under the dome	500	*
This study	InSAR	2015/06-2019/05	under the dome	200-500	-0.5×10 ⁴ - 4.5×10 ⁴

Note. * mean "Not mentioned in previous study".

下限値と一致する結果となった。

Fig. 4j, k に気象庁 (2019) から読み取った繰り返し GNSS 観測による 3 ~ 4 年間 (2015 ~ 2018 年と 2015 ~ 2019 年の期間) の基線長変化の結果を示す。計算値として深さ 200 m で体積収縮量 $-1.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ の場合と深さ 500 m で体積収縮量 $-4.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ の場合に計算される基線長変化も同様に示す。GNSS の繰り返し観測の誤差が 1 cm 程度であるとする、グリッドサーチから推定されたモデルパラメータによっておおよそ観測値を説明する結果となった。この観測値と計算値の差については地形の効果が大きいと考えられる。本研究では半無限媒質を仮定したが、溶岩ドームと GNSS 観測点の高低差 $> 100 \text{ m}$ と約 700 m の観測点間距離の三次元スケールを考えると、地形の効果を考慮することで計算値が改善する可能性がある。また、本研究では GNSS 観測による結果を比較としてのみ用いた。今後、GNSS 観測データと干渉 SAR 解析の結果の両方のデータを用いたモデル推定により、より現実的な変動源モデルが推定できると期待される。

IV. 考 察

本章では前章で得られた結果から山体東側面での地盤変動の発生メカニズムについて考察を行う。推定された収縮源のメカニズムに関しては簡単に熱収縮を仮定したモデルと推定された収縮源の体積変化量との比較から考察を行う。最後にそれらの議論を踏まえた上で今後の課題について考察を行う。

1. 収縮メカニズム

橋本・他 (2018) では、2010 年頃の地盤変動が膨張から収縮に転じ、全磁力が帯磁傾向を示し始めるような傾向を捉え、それが噴気ガス組成の変化や噴気温度の低下し始める時期と重なることを示した。その原因は深部からの高温の火山ガスの注入が衰え、火道浅部において減圧と冷却が進行していることによるものと考察している。本研究で推定された溶岩ドーム直下の収縮源の深さは橋本・他 (2018) で推定された帯磁源の深さとおおよそ一致するか、それより若干浅い位置になる傾向がある。前述の通り、本研究では地形を考慮していない。また、橋本・他 (2018) でも地形の影響は考慮していない。従って、今後地形の効果を考慮するなどしてより詳細なモデルパラメータの推定を行うことで、これらの位置関係を定量的に評価できるかもしれない。いずれにせよ本研究で捉えられた地盤変動も山体浅部での減圧または冷却過程、あるいはその両方を反映したものであると考えられる。

そこで、山体浅部の収縮が温度低下のみによって発生していると仮定した場合、推定された収縮体積を説明することができるかについて簡易的な検討を行う。物体の体積膨張率 α は以下のよう

$$\alpha = \frac{1}{V} \frac{\Delta V}{\Delta T} \quad (1)$$

(1) 式右辺の V は物体の体積, ΔV および ΔT はそれぞれ体積変化量と温度変化量である。(1) 式より温度変化量に対する体積変化量は以下ようになる。

$$\Delta V = \alpha V \Delta T \quad (2)$$

体積膨張率 α は $10^{-5}/\text{K}$ とする。ここでは、推定された体積変化量が先行研究から見積もられるパラメータによってどの程度説明されるかを考える。火山浅部の球状の領域の収縮が一様に -50 K の温度低下によって引き起こされていると仮定する。地上での噴気温度の低下量と収縮源付近での地下温度の低下量との関係は不明であるが、気象庁 (2019) の対象期間における火口での噴気温度の低下量のおおよそその値を用いた。この場合、推定された体積変化量 $-1.0 \sim -4.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ を説明するために必要な球状圧力源の半径は $170 \sim 280 \text{ m}$ となる。推定された収縮源の深さ ($200 \sim 500 \text{ m}$) と比較すると地表から収縮源の深さを若干超える値となる傾向もあるものの、おおよそ現実的な値の範囲に収まったと言える。一方、気象研究所 (2008) では 1999 年から 2000 年の火山活動の活発化の傾向が見られる期間の GNSS 繰り返し観測と全磁力観測の結果から、それらの統合解析機能を持つ火山用地殻活動解析支援ソフトウェア MaGCAP-V (気象研究所, 2008) を用いて、剛性率 (4 GPa) と岩石磁化率 (1 A/m) を仮定することで溶岩ドーム直下の球状圧力源の大きさと深さと位置を推定した。その結果溶岩ドーム直下で半径 120 m の球状膨張源を推定した。この推定結果と比較すると、本研究で推定された半径の値は最大でおよそ 2 倍程度の値となった。観測期間が異なり、捉えられている火山活動のセンスも異なることから直接比較することは難しいものの、おおよそ一致する値に収まっていると考えられる結果となった。以上のことから浅部での収縮が山体内部の温度低下により発生していると考えても説明できるかもしれない。今回は簡単のため温度低下による収縮のみを考慮したが、詳細なメカニズムの推定のためには橋本・他 (2018) が指摘しているように浅部の減圧と冷却を仮定したモデルを構築する必要があると考えられる。

2. 山体東側面での地盤変動

Fig. 5 は 10 m DEM から計算した樽前山地表面における傾斜を示す。火山活動に起因するものではないと想定される干渉画像で見られる山体東側面の地盤変動は、樽前山山体の中でも最大傾斜が 30 度を超えるような比較的傾斜が大きな領域で発生している。また、東側面での地盤変動は Fig. 3j, k より東向き成分と下向き成分を含むことから、急勾配の地形に起因する地すべりによって発生している可能性が考えられる。Fig. 3d-f はおよそ 2 年間の干渉 SAR 画像であるが、2018 年胆振東部地震を挟む干渉ペアではより明瞭に東側面の地盤変動が見られる傾向がある。本研究で利用した SAR 画像のデータ数が少ないことや変動量自体が小さいことなどから定量的

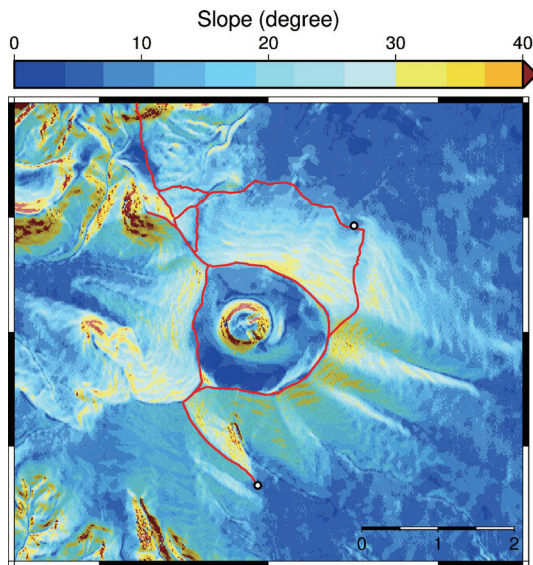


Fig. 5. Slope of the Tarumae volcano. Red line indicates the main trail of Tarumae Volcano. White circles indicate parking space for climbers.

な評価を行うことは難しいものの東側面での地盤変動は観測期間において定常的に発生しているのではなく、2018年胆振東部地震によって加速もしくは励起された可能性が考えられる。この地盤変動が発生している領域では気象庁によるGNSS繰り返し観測は行われていない（気象庁，2019）。また、当該領域には登山道や登山者用の駐車場が存在するため（Fig. 5），今後のSARやGNSSなどの測地学的手法による山体東側面での地盤変動の継続した監視は防災の観点からも重要であると考えられる。

3. 今後の課題

本研究では観測期間において変動が線形に進行していると仮定して解析を行なった。気象庁（2019）の2014年から2019年の期間の繰り返しGNSS観測による溶岩ドーム周辺の観測点の基線長変化は速度が減衰するような傾向を示す。一般に干渉SAR解析における精度は高くても数cm程度とされるため、この減衰の様子を捉えるのは難しい。高精度に地表変位を推定する手法としてPS（Permanent Scatterer）干渉SAR解析がある。この手法では年間1cm程度の変位を捉えられるため（例えば、Kobayashi et al., 2018），今後こういった手法を取り入れることで溶岩ドーム直下の収縮や山体東側面での地盤変動の時間変化を推定することができると考えられる。

Table. 3に今回使用したALOS-2のSARデータと今回使用できなかったものの撮像範囲に樽前山が含まれるALOS-2のSARデータの諸元を示す。本研究では異なる2つの軌道による観測結果から2.5次元変位場を推定した。Table. 3に示すように3方向以上のSAR画像を使用することで実際の3次元変位場を推定することができる。3次元変位場の情報を用いることで、収縮源

Table 3. SAR data used / not used in this study

Path frame (orbit type)	Number of images	Date of images
117-840 (A-L)	5	See Fig. 2.
123-840 (A-R)	6	See Fig. 2.
18-2760 (D-R)	7	See Fig. 2.
25-2710 (D-L)	2	2015/10/29, 2019/07/04
116-890 (A-L)	17	2015/10/22, 2016/06/02, 2016/07/14, 2016/08/25, 2016/11/17, 2017/08/24, 2018/05/17, 2018/05/31, 2018/06/14, 2018/06/28, 2018/07/12, 2018/07/26, 2018/08/23, 2018/08/09, 2018/09/06, 2018/09/20, 2018/10/04
123-850 (A-R)	6	2015/06/11, 2015/11/12, 2016/06/09, 2016/11/10, 2017/05/25, 2019/05/23
124-840 (A-R)	2	2017/10/03, 2018/05/15

Note. A, D, R and L in parentheses following path frames represent the ascending, descending paths, right and left look, respectively. Images taken in winter season (Mid-November to mid-May) is excluded.

の形状を制約することができるかもしれない。今回使用できなかった画像は本研究で使用した画像の倍以上の枚数が存在する。これらのデータを使用し、上記の PS 干渉 SAR 解析を用いることで時空間的に高分解能な変動速度が推定できるかもしれない。本研究では日本の ALOS-2 の SAR 画像を用いた。樽前山山体は植生に覆われていないため、X-band あるいは C-band の帯域を持つ海外の衛星を活用することで、より高精度な変位場の推定ができる可能性がある。

Narita and murakami (2018; 2019) では御嶽山の 2014 年水蒸気噴火後の地盤変動を対象に干渉 SAR 解析を行い、得られた結果と GNSS データおよび噴気放出率から火山全体での質量収支を推定した。その結果から山体内部の流体の相状態を制約することも試みている。樽前山では北海道大学、気象庁、北海道立総合研究機構および産業技術総合研究所によって地震観測、定常および繰り返し GNSS 観測、全磁力の反復観測、噴気温度および噴気ガス組成の現地観測が行われている（橋本・他, 2018）。また、山頂火口原近傍では 2001 年から国土地理院の GNSS 火山変動リモート観測装置 REGMOS により GNSS 連続観測が行われている（平岡・他, 2011）。また樽前山で噴気放熱率を推定する試みは寺田（2004）によって行われている。現在では噴気のリアルタイム可視画像データは気象庁によって定常的に取得されており（例えば、気象庁, 2019）、ここから放熱率の推定は可能であると思われる。以上のような多項目の観測データと本研究で得られた地盤変動のデータを定量的に比較することで、樽前山においても溶岩ドーム直下における収縮の詳細なメカニズムや山体内部の熱力学的情報に対する制約を与えられる可能性がある。

V. ま と め

本研究では 2015 ～ 2019 年の期間に ALOS-2/PALSAR-2 で取得された SAR 画像の干渉解析から、樽前山で発生している地盤変動を明らかにした。その結果、樽前山山頂の溶岩ドームとその

近傍では、2015 年から 2019 年の約 4 年間で最大 4 cm 程度の LOS 方向の伸長を示す変動が見られた。山体東側面においても同程度の変動が見られた。2.5 次元解析の結果からは溶岩ドーム周辺での準東西および準上下変動はそれぞれ最大でおよそ 4 cm と 6 cm と見積もられた。その変動の特徴から溶岩ドーム直下浅部の収縮源によるものとみられる。山体東側面の変動は準東西および準上下方向でそれぞれ最大でおよそ 5 cm と 7 cm と見積もられた。溶岩ドーム周辺の沈降に対してモデル推定を行なった結果、溶岩ドーム直下の深さ 200 ～ 500 m の位置に体積変化量 $-1.0 \sim -4.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ の収縮源が推定され、膨張期間における先行研究の推定値と整合的な結果となった。この収縮は全磁力観測結果を用いた先行研究が指摘しているように、溶岩ドーム直下の浅部の減圧と冷却によって発生している可能性が高いと考えられる。1998 年から 2000 年にかけての膨張期間を対象とした先行研究との比較から、この収縮は過去の膨張が発生したのと同じ領域において発生しているかもしれない。山体東側面の地盤変動は火山活動によるものではないと考えられるものの、防災の観点から変動速度の時間変化を見ていく必要がある。今後の課題としては、使用する SAR 画像数を増加させることや時系列解析などを行うことで詳細な変動場を推定することが挙げられる。また、他の地球物理学的観測との定量的比較により収縮源の詳細なメカニズム推定や山体内部の熱力学的状態を制約することのできる可能性がある。

謝辞 本研究では、PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) で共有している PALSAR-2 データを使用した。これは宇宙航空研究開発機構 (Japan Aerospace Exploration Agency, JAXA) と東京大学地震研究所との共同研究契約により JAXA から提供されたものである。PALSAR-2 データの所有権は経済産業省および JAXA にある。解析には、防災科学技術研究所の小澤拓氏によって開発された SAR 干渉解析ツール (RINC) を使用した。国土地理院の基盤地図情報 10 m メッシュ標高を使用した。図の作成には GMT (Generic mapping Tools) ソフトウェア (Wessel and Smith, 1998) を使用した。気象庁による樽前山での繰り返し GNSS 観測の観測点情報は気象庁研究官 (札幌分室) の奥山哲氏に提供して頂いた。樽前山の登山道および登山者用駐車場の位置情報は地理院地図 (電子国土 web) をマニュアルで読み取り作成した。関係各位に感謝の意を表する。

文 献

- 青山裕・大島弘光・鈴木敦生・前川徳光, 2004. 北海道の活動的火山における最近の地震活動 : 樽前山, 北海道大学地球物理学研究報告, 67, 111-129, doi: 10.14943/gbhu.67.111.
- Baran, I., m. Stewart, B. Kampes, Z. Perski, and P. Lilly, 2003. A modification to the Goldstein Radar Interferogram Filter, *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(9), 2114-2118, doi:10.1109/TGRS.2003.817212.
- Chen, C., and H. Zebker, 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: statistical segmentation and generalized network models, *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(8), 1709-1719, doi:10.1109/TGRS.2002.802453.
- Fujiwara, S., Nishimura, T., murakami, m., Nakagawa, H., Tobita, m., & Rosen, P. A., 2000. 2.5-D surface deformation of m6.1 earthquake near mt Iwate detected by SAR interferometry, 27(14), 2049-2052, doi.

org:10.1029/1999gl011291

古川竜太・中川光弘, 2010. 樽前山火山地質図, 産総研地質調査総合センター

橋本武志・青山裕・小山寛・森井敦司・三嶋渉・荻野激・高橋良・岡崎紀俊, 2018. 非噴火時における多項目観測の重要性 (樽前山の事例), 月刊地球, 40, 3, 163-169.

平岡喜文・横川正憲・根本盛行・村山盛行・武山峰典, 2011. 次世代衛星携帯電話を利用した GPS 火山変動リモート観測装置 (REGMOS-Hybrid) の開発, 測地学会誌, 57(4), 173-180

気象庁, 2019. 樽前山, 第 144 回火山噴火予知連絡会資料北海道地方, 69-84, <https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/CCPVE/CCPVE08.html>

気象研究所, 2008. 火山活動評価手法の観測データへの適用 - 火山用地殻活動解析支援ソフトウェアの開発, 気象研究所技術報告第 53 号「火山活動評価手法の開発研究, doi: 10.11483/mritechrepo.53

気象研究所, 2008. 火山活動評価手法の観測データへの適用 - 樽前山における地殻変動および地磁気観測データを組み合わせた解析, 気象研究所技術報告第 53 号「火山活動評価手法の開発研究, doi: 10.11483/mritechrepo.53

気象研究所, 2011. だいち /PALSAR の SAR 干渉法による樽前山溶岩ドームの隆起, 火山噴火予知連絡会会報, 106, https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/CCPVE/Report/ccpve_bulletin_106.html

Kobayashi, T., morishita, Y. and munekane, H., 2018. First detection of precursory ground inflation of a small phreatic eruption by InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 491, 244-254, doi:10.1016/j.epsl.2018.03.041

国土地理院, 2010. 平成 22 年高精度地盤変動測量 (干渉 SAR) 監視年報, 国土地理院技術資料, B1, No.45

工藤崇・星住英夫, 2006. 活火山データベース, 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, https://gbank.gsj.jp/volcano/Act_Vol/index.html

Mogi, K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull Earthq Res Inst*, 36, 99-134

Narita, S., and m. murakami, 2018. Shallow hydrothermal reservoir inferred from post-eruptive deflation at Ontake Volcano as revealed by PALSAR-2 InSAR, *Earth Planets Space*, 70(1), 191, doi:10.1186/s40623-018-0966-6.

Narita, S., m. murakami, and R. Tanaka, 2019. Quantitative relationship between plume emission and multiple deflations after the 2014 phreatic eruption at Ontake volcano, Japan, *Earth Planets Space*, 71(1), 145, doi:10.1186/s40623-019-1124-5.

Newhall, C. G., & Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87(C2), 1231, doi:10.1029/jc087ic02p01231

Ozawa, T., E. Fujita, and H. Ueda, 2016. Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effect on the magma system of Aso volcano, *Earth Planets Space*, 68(1), 186, doi:10.1186/s40623-016-0563-5.

寺田曉彦, 2004. 樽前火山 A 火口の放熱率推定 : Plume Rise 法を火山噴煙に適用する注意点, 北海道大学地球物理学研究報告, 67, 327-335, doi:10.14943/gbhu.67.327

山本輝明・高橋裕二・松村智之・伏谷祐二・宮村淳一, 2011. 樽前山で最近観測された山頂直下の膨張と熱活動について, 2011 年火山学会予稿集, 141

Yamaya, Y., T. mogi, T. Hashimoto, and H. Ichihara, 2009. Hydrothermal system beneath the crater of Tarumai volcano, Japan: 3-D resistivity structure revealed using audio-magnetotellurics and induction vector, *J Volcanol Geoth Res*, 187(3-4), 193-202, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.09.008.

Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998. New, improved version of the Generic mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.