

2015年蔵王山膨張イベントの変動源

三浦 哲, 山本 希, 太田雄策, 市來雅啓, 出町知嗣
 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター

1. はじめに

蔵王山では、2012年頃から深部低周波地震の発生頻度が増大しはじめ、2013年以降は火山性地震・微動が観測されている。2015年4月13日には地震数が急増したため、気象庁が火口周辺警報を発表するに至ったが、同年6月16日には地震回数が減ったため警報は解除された(図1)。同時期には蔵王山周辺のGNSS連続観測網によって僅かな山体膨張も観測された(三浦・他, 2016)が、それ以降は蔵王山周辺の基線長変化は概ね平坦になっている(気象庁, 2018)ことから、この期間中には顕著な火山性地殻変動は発生していないと考えられる。本報告では2015年7月以降の地盤変動を定常的であると仮定し、それを差し引くことによって従来よりも信頼性の高い火山性地殻変動を抽出し、変動源に関する検討を行う。

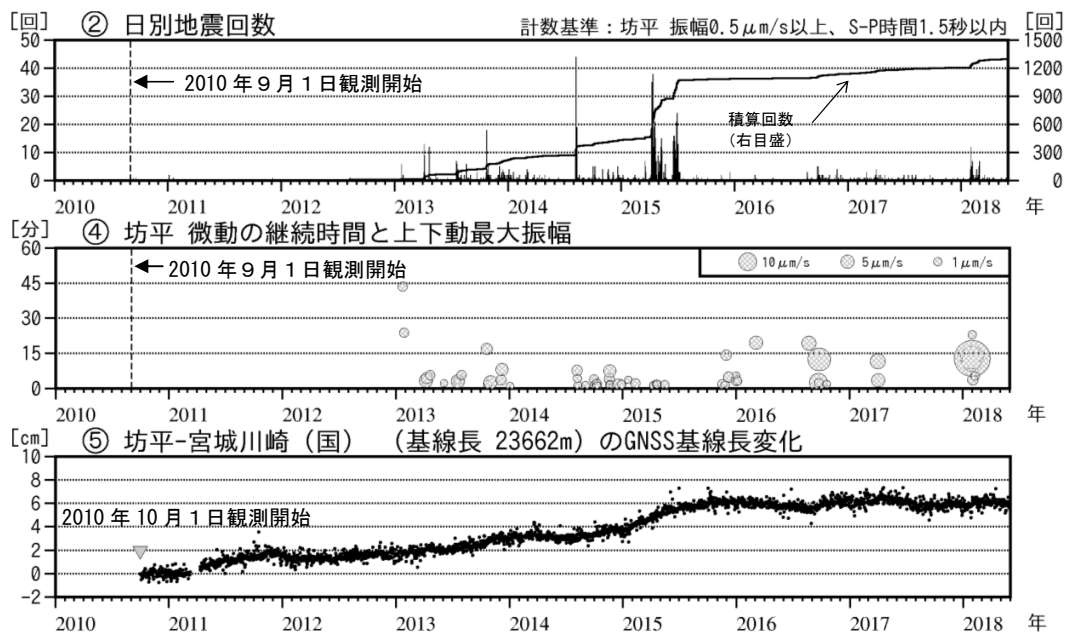


図1. 蔵王山の最近の火山活動(気象庁, 2018). (上段)日別地震回数, (中段)気象庁坊平観測点で観測された微動の継続時間と上下動最大振幅及び(下段)坊平観測点と GEONET 宮城川崎観測点間の基線長変化.

2. 蔵王山周辺の地盤変動

2015年7月から2018年6月までの定常的変動の期間においても、GNSS連続観測による変位3成分の時系列では2011年の東北沖地震の余効変動が依然として支配的である。このた

め、定常的変動を線型、対数、年周、半年周の各関数の和からなる近似関数で表現できると仮定して各項の係数を推定し、それを差し引いて火山性地殻変動を抽出した。このようにして得られた2015年の1月から6月までの期間の地盤変動の水平・上下成分を図2に示す。水平成分では山頂周辺を中心とした放射状の変位を、上下成分では山頂周辺で隆起傾向を示していることから、この期間に山体膨張現象が起きていたと考えられる。

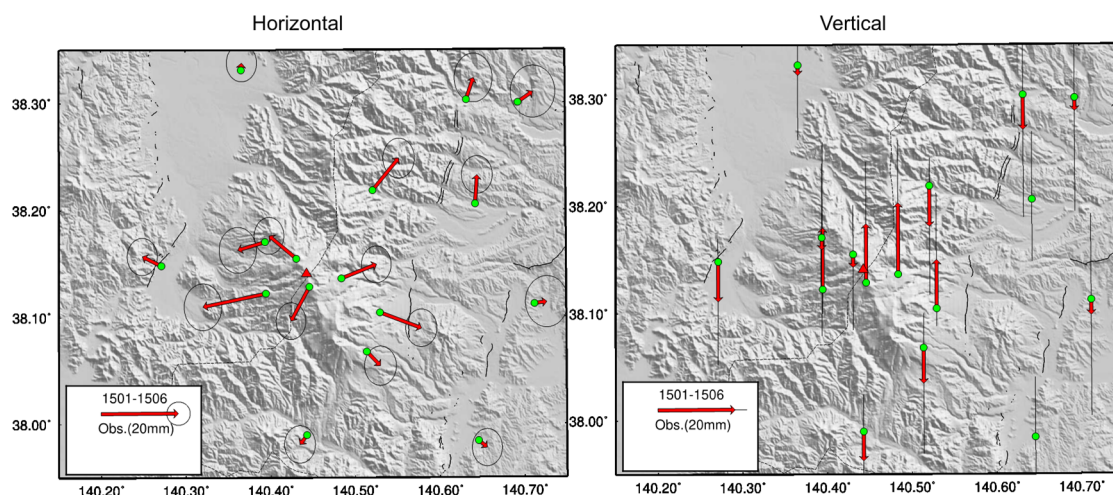


図2. 2015年1月から同年6月までの期間の地盤変動. 左は水平成分, 右は上下成分を示す. 赤の三角形は最高峰の熊野岳山頂の位置を示す.

3. 変動源モデルの推定方法

図2に示した地盤変動データを用いて、その変動源モデルを推定する。推定には、Bagnardi and Hooper (2018) による方法を用いた。この方法は、ベイズ推定すなわちモデルパラメータの事後確率分布が、観測データの尤度関数とモデルパラメータの事前分布の積に比例するという考え方にに基づき、多数のモデルパラメータを仮定して事後分布を計算しその最大値を与えるモデルパラメータを最適値とするものである。事後分布の最大値を効率よく求めるためにマルコフ連鎖モンテカルロ (MCMC) 法が採用されている。Bagnardi and Hooper (2018) は、この解析ソフトウェアを GBIS (Geodetic Bayesian Inversion Software) と命名し、web ページ上で公開している (<https://comet.nerc.ac.uk/gbis/>)。このソフトウェアは MATLAB で記述され、入力データとしては InSAR と GNSS による変位に、変動源モデルとしては、均質半無限弾性体中の点圧力源 (Mogi, 1958)、球状圧力源 (McTigue, 1987)、楕円体 (Yang et al., 1988)、円形クラック (Fialko et al., 2001)、矩形断層 (Okada, 1985) に対応している。

火山地域のように地形の起伏がある場合は、グリーン関数の計算における均質半無限弾性体の仮定が問題になることがある。地形の影響の評価方法には各種の方法があるが、本研究ではグリーン関数を計算する際に各観測点の標高分を補正する Varying Depth Model (Williams and Wadge, 1998) を GBIS に組み込むためソースコードに修正を加えた。

4. 推定結果

4-1. 点圧力源に基づく推定結果

最初に変動源モデルとして点圧力源を仮定した場合の結果について述べる。図 3 に解析実行時の各パラメータの更新履歴を示す。点圧力源の場合、未知パラメータは点圧力源の位置（東西、南北の座標値、深さ）及び体積変化量の 4 個であるが、いずれも一定値に収束していることが分かる。図 4 は各パラメータの事後確率分布とそれらの結合確率分布（**joint probability function**）を示す。各パラメータの事後確率分布を見ると、いずれも偏りや多峰性は見られず正規分布に近い形をしており、各パラメータが正常に推定されていると考えられる。各パラメータの結合確率分布を見ると、点圧力源の深さと体積変化量の間には顕著な相関が見られるほかは特に相関は見られず、各パラメータは独立に推定されている。推定された点圧力源の推定位置は、火口湖御釜の中心から東側に約 1.0 km、海拔下約 4.4 km、体積増加量は $4.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定された。図 5 に地盤変動の観測値と推定されたモデルパラメータによる計算値の比較を示す。

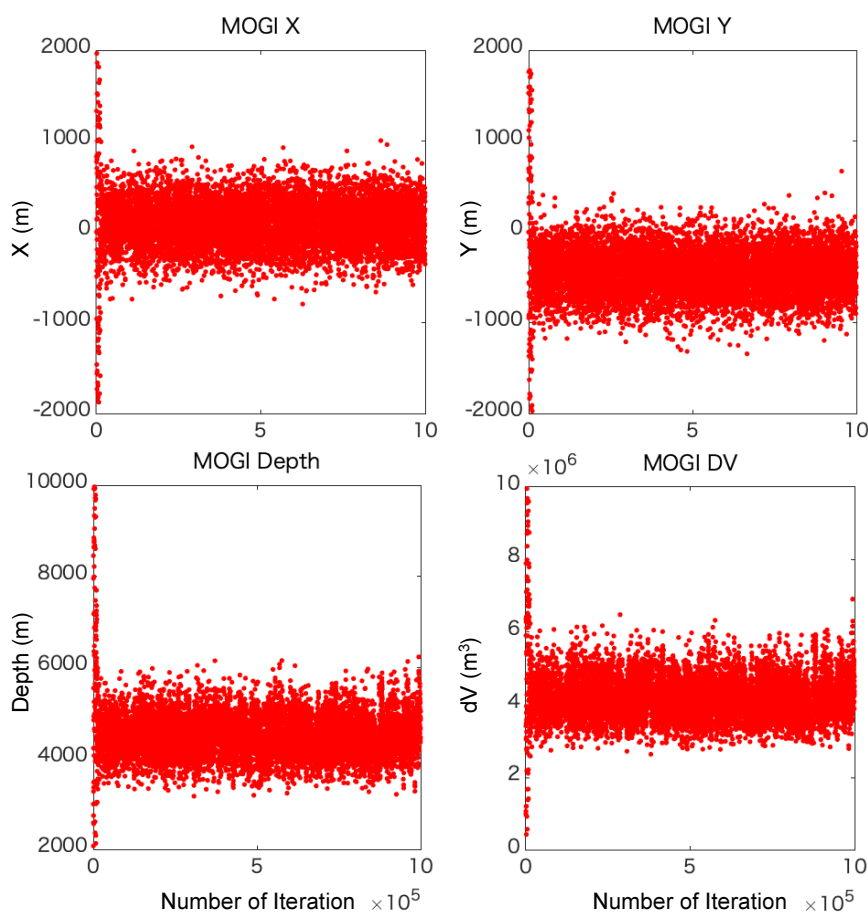


図 3. 茂木モデルを仮定した解析におけるパラメータ更新履歴. (左上) 点圧力源の x 座標, (右上) y 座標, (左下) 深さ, (右下) 体積変化量について示す.

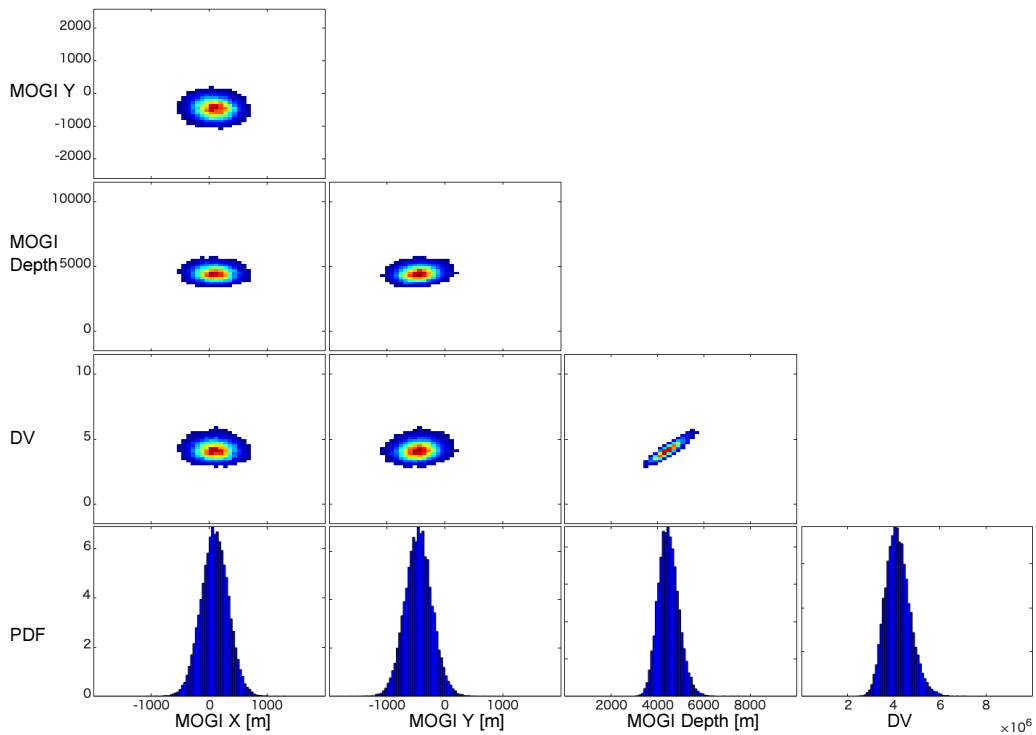


図 4. 茂木モデルを仮定した解析によって得られた各パラメータの事後確率分布(最下段). 1~3 段目は上から y 座標, 深さ, 体積変化量と他の各パラメータ間の結合確率分布 (joint probability function) を示す.

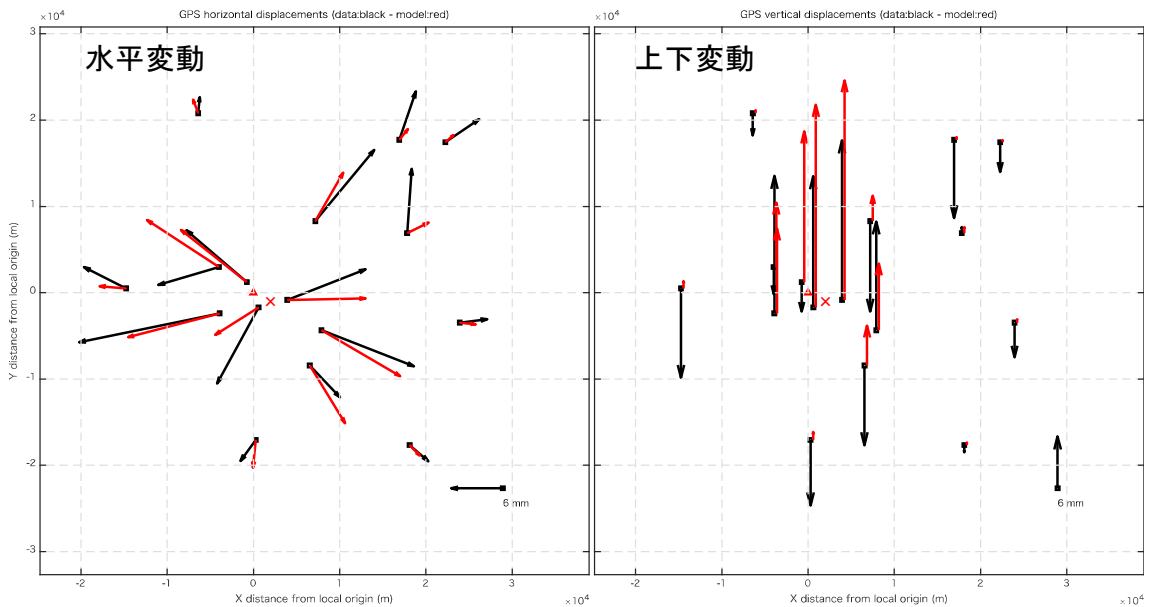


図 5. 茂木モデルを仮定した解析によって推定された各パラメータから計算された地盤変動(赤矢印)と観測値(黒矢印)の比較. 赤三角印は最高峰熊野岳の位置を, 赤×印は推定された点圧力源の位置を示す.

4-2. 球状圧力源に基づく推定結果

次に変動源モデルとして、有限の大きさをもつ球状圧力源を仮定した場合について述べる。図6に解析実行時の各パラメータの更新履歴を示す。球状圧力源を仮定した場合、未知パラメータは点圧力源の位置（東西、南北の座標値、深さ）、球状圧力源の半径及び圧力変化量と剛性率の比の5個であるが、図6を見ると半径と圧力変化量と剛性率の比（下段）は収束していないことが分かる。（1）式にMcTigue（1987）により定式化された球状圧力源による変位成分を示す。ここで u_z 、 u_r は変位の上下及び動径方向成分、 ν 、 ΔP 、 μ 、 a 、 z_0 、 r はそれぞれポアソン比、圧力変化、剛性率、圧力源の半径、圧力源中心の深さ、圧力源と観測点の水平距離を示す。これらを見ると、変位量は球状圧力源の半径と圧力変化量と剛性率の比の積に比例しているため、これら2個のパラメータ間でトレードオフが生じることによって前述のように収束しないものと考えられる。

$$\begin{aligned} u_z &= (1-\nu) \frac{\Delta P a^3}{\mu} \frac{z_0}{(r^2+z_0^2)^{3/2}} \left\{ 1 - \left(\frac{a}{z_0} \right)^3 \left[\frac{1+\nu}{2(7-5\nu)} - \frac{15(2-\nu)}{4(7-5\nu)} \frac{z_0^2}{r^2+z_0^2} \right] \right\} \\ u_r &= (1-\nu) \frac{\Delta P a^3}{\mu} \frac{r}{(r^2+z_0^2)^{3/2}} \left\{ 1 - \left(\frac{a}{z_0} \right)^3 \left[\frac{1+\nu}{2(7-5\nu)} - \frac{15(2-\nu)}{4(7-5\nu)} \frac{z_0^2}{r^2+z_0^2} \right] \right\} \end{aligned} \quad (1)$$

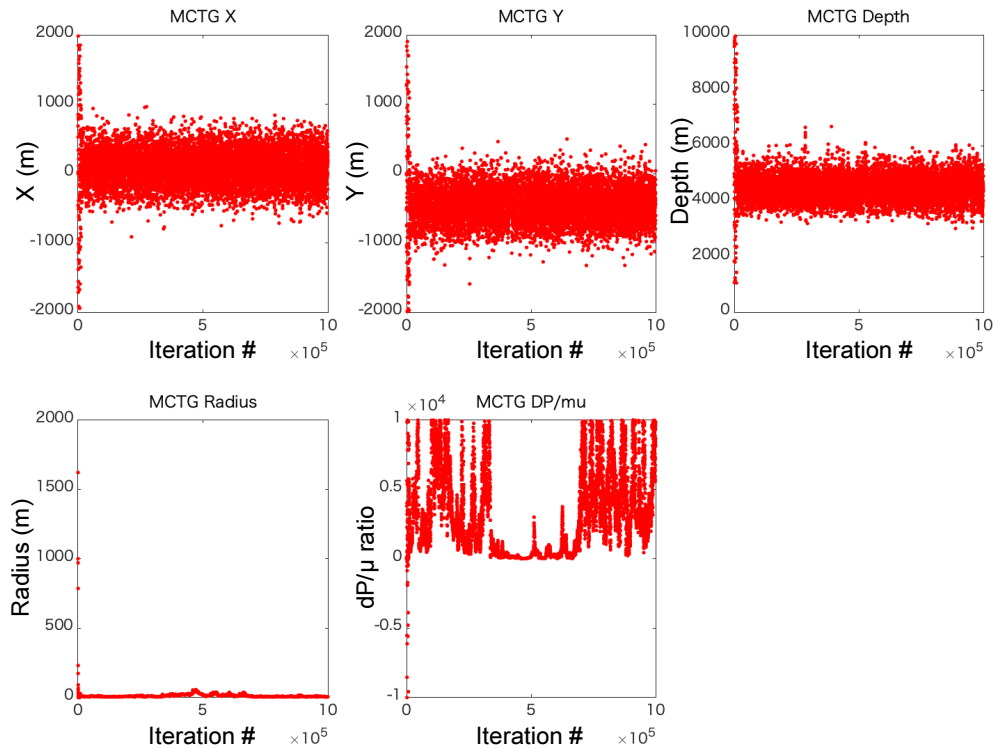


図6. 球状圧力源モデルを仮定した解析におけるパラメータ更新履歴。(左上)球状圧力源のx座標、(中上)y座標、(右上)深さ、(左下)圧力源の半径、(中下)圧力変化量と剛性率の比について示す。

そこで、球状圧力源の半径については一定値に固定した上で、それ以外の 4 個のパラメータを推定した。図 7 に 50～5,000 m の範囲で固定した半径ごとに計算された Variance Reduction (VR), 深さの推定値及び圧力変化量と剛性率の比の推定値を示した。図を見ると、半径が 50～1,000 m の範囲では半径を変えても有意な差は見られなかったが、1,000 m よりも大きくなると VR は減少し、圧力源の深さも次第に深く推定されていることが分かる。一方、圧力変化量と剛性率の比については前述のように、完全にトレードオフしている。以上のことから、変動源として有限な大きさをもつ球状圧力源を仮定した場合には、その半径について最適値を推定することはできないものの上限値としては 1,000 m 程度であることが分かった。

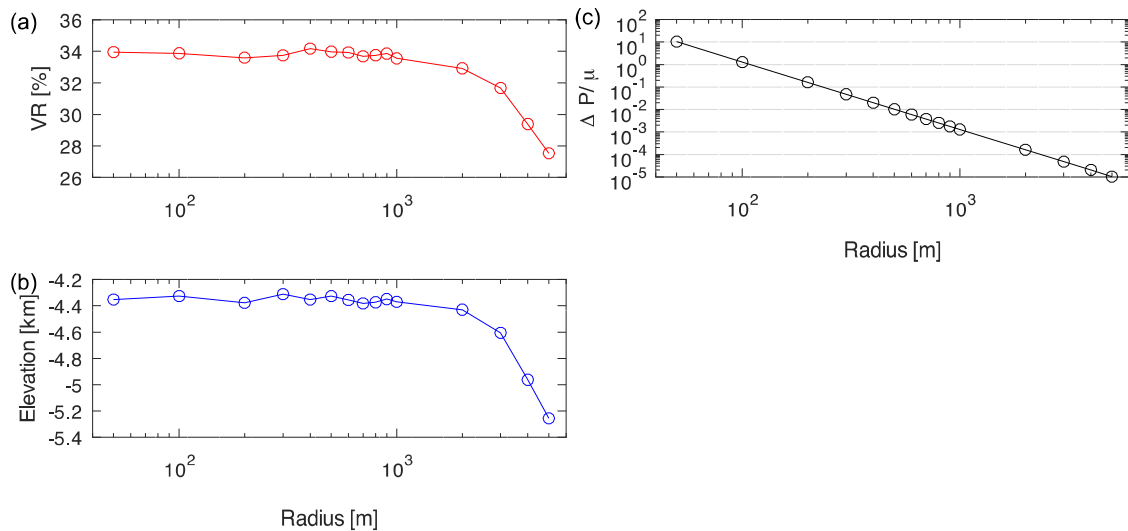


図 7. 球状圧力源モデルを仮定した解析において半径を一定値に固定して得られた結果の比較。(a) Variance Reduction (VR), (b) 深さの推定値, (c) 圧力変化量と剛性率の比の推定値を示す。横軸は仮定した半径の値を示す。

5. 考察とまとめ

本研究では、Varying Depth Model により地形補正を施したが、これを地形の起伏の無い均質半無限弾性体に基づいた推定結果と比較したところ、点圧力源の位置は西側に約 200 m ずれることが分かった。蔵王山の西側、東側の平均斜度はそれぞれ 13 度、7 度と比較的なだらかな地形であるが、それでも地形補正を行う場合と行わない場合で上記の程度の差異が生じることがわかった。

有限な大きさをもつ球状圧力源の半径について考察する。長・他(2009)は、国内の深度 1,600 m 程度までの地殻応力測定結果についてまとめている。それによると、深度 h m における最大水平主応力 σ_{Hmin} は、近似的に $0.02 h$ MPa で表されることが示されている。本研究で推定された点圧力源の場合は、地表面からの深さが約 6,000 m なので、そこでの最大水平主応力は 100 MPa 程度と考えられる。今回の山体膨張イベントが噴火未遂に終わったことを考えると、圧力変化 ΔP はこれを下回るはずである。剛性率を 10 GPa のオーダーとすると、 $\Delta P/\mu$ は 0.01 程度以下となる。この比の値は図 7(c) によると半径が 500 m に相当する。いろいろな仮定の不確定性を考慮すると、球状圧力源の半径としては数 100 m 程度と考えられる。

本研究により、2015 年前半の山体膨張の圧力源の深さとして海拔下約 4 km という結果が得られた。Ban et al.(2016)によれば、約 2000 年前以降の蔵王山の噴火による噴出物の岩石学的調査から、この期間に発生した噴火では地下約 4~6 km 程度の浅部に位置する珪長質分マグマ溜まりに、深部由来の苦鉄質マグマが注入・混合して噴火したと結論付けている。したがって、今回の山体膨張の原因は浅部マグマ溜まり、またはその周辺おける増圧現象と考えられる。

以下に本研究の結論をまとめる。

- 蔵王山では、2015 年 1 月~6 月の半年間に山体膨張現象が観測された。
- その変動源は山頂火口湖御釜の東側約 1 km、海拔下約 4 km の位置に推定された。
- 変動源として球状圧力源と仮定するとその半径は数 100 m 程度と考えられる。
- 蔵王山周辺の地盤変動源の推定において、地形補正の有無による水平位置の差異は 200 m 程度である。

参考文献

- Bagnardi, M., and Hooper, A. (2018). Inversion of surface deformation data for rapid estimates of source parameters and uncertainties: A Bayesian approach. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 2194–2211. <https://doi.org/10.1029/2018GC007585>.
- Ban, M., Y. Takebe, T. Adachi, R. Matsui and Y. Nishi (2016). Eruption Histories of Zao and Azuma Volcanoes and Their Magma Feeding Systems for Recent Activities, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 91, 25-39.
- 長 秋雄, 国松 直, 金川 忠, 藤井真希, 横山幸也, 小川浩司, 田仲正弘 (2009). 我が国における地下岩盤内の初期地圧状態-応力解放法による実測データに基づく-, 地質調査研究報告, 60, 413-447.
- Fialko, Y., Khazan, Y., & Simons, M. (2001). Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophysical Journal International*, 146(1), 181-190.
- 気象庁 (2018). 第 141 回火山噴火予知連絡会資料(その 6 の 2)東北地方, https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/CCPVE/shiryo/141/141_06-2.pdf, pp. 95.
- McTigue, D. F. (1987). Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B12), 12931-12940.
- 三浦 哲, 太田雄策, 出町知嗣, 立花憲司, 山本 希, 市來雅啓 (2016). 蔵王山・吾妻山周辺の火山性地殻変動, 日本地球惑星科学連合2016年大会予稿集, SCG62-07.
- 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.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.
- Williams, C.A. and Wadge, G. (1998). The effect of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 25(10), 1549-1552.
- Yang, X. M., Davis, P. M., & Dieterich, J. H. (1988). Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half space as a model for volcanic stressing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4249-4257.