HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	水準測量による有珠山周辺の地盤変動観測
Author(s)	平戸, 悠登; 青山, 裕; 鈴木, 敦生 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 88, 53-74
Issue Date	2025-03
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.88.53
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/94328
Rights(URL)	https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/
Type	departmental bulletin paper
File Information	GBHU_88_53-74.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 88, March 2025, pp. 53 − 74
doi : 10. 14943 / gbhu. 88. 53

論説

水準測量による有珠山周辺の地盤変動観測

平戸悠登[1]・青山　裕[2]・鈴木敦生[2]・岡田和見[2]・保苅健陽[1]
泉那由多[1]・立石　悟[3]・筒井優斗[3]・田中　良[2]

[1] 北海道大学大学院理学院自然史科学専攻
[2] 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
[3] 北海道大学理学部地球惑星科学科

（2025 年 3 月 6 日受理）

Geodetic Observation around Mt. Usu by Leveling Survey

Yuto Hirado[1], Hiroshi Aoyama[2], Atsuo Suzuki[2], Kazumi Okada[2]
Toshiaki Hokari[1], Nayuta Izumi[1], Satoru Tateishi[3], Yuto Tsutsui[3], Ryo Tanaka[2]

[1] Natural History Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University
[2] Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University
[3] Earth and Planetary Sciences, School of Science, Hokkaido University

（Received 6 March 2025）

It is widely known that Usu volcano experiences large-scale ground deformation with each eruption. The Geospatial Information Authority of Japan and Hokkaido University have conducted repeated leveling surveys around Usu volcano, capturing ground deformation during both eruptive and quiet periods. We analyzed past survey results to understand the spatial pattern of vertical deformation around Usu volcano and detect variations due to accumulation and intrusion of magma underground. During quiet periods between eruptive activities, signals of uplift patterns increasing westward along the coast of Uchiura Bay and subsidence over the entire mountain after the 2000 eruption were observed. In the early stage of the 2000 eruption, leveling surveys confirmed an overall uplift of the volcano. Using a tensile crack model and Markov Chain Monte Carlo (MCMC) analysis implemented in the pydeform software, we estimated an inflation source located approximately 2 km underground at the center of the mountain, tilted slightly southward in a sill-like shape. The location and inclination of this inflation source align well with the hypocenter distribution of pre-eruption seismic activity, suggesting that the overall uplift at the initial stage of the 2000 eruption was caused by this inflation source. To analyze deformation during quiet periods caused by magma accumulation to deep magma reservoirs, we estimated parameters for vertical displacement observed along the route passing through the southern foot of Usu volcano and along the Uchiura Bay coast between 1985-1986 and 1992, as well as between 2004 and 2010, assuming a spherical pressure source. When no constraints were applied to the parameter search, the optimal solution estimated the source to be located 20 km underground in the landward area north of the survey route, with a radius of 400 m. However, when constrained the depth of the source based on prior petrological studies, the estimated inflation source was at a depth of 10 km with a radius of 3-4km.

CC BY-NC
この論文はクリエイティブ・コモンズ 表示 - 非営利 4.0 国際ライセンスの下に提供されています．なお，抄録はクリエイティブコモンズの定める CC0（パブリック・ドメイン提供）とします．

平戸　悠登・青山　裕・鈴木　敦生・岡田　和見・保苅　健陽
泉　那由多・立石　悟・筒井　優斗・田中　良

Ⅰ．は　じ　め　に

有珠山は北海道南部の洞爺カルデラ南縁に位置する活火山である．有珠山での噴火は 30-50 年の周期で発生しており，1900 年以降では 4 度の噴火を経験している．2000 年に発生した噴火では，有珠山のマグマ供給系を解明するため数多くの研究が取り組まれており，岩石学的研究から有珠山の地下には約 4-6km と 8-10km の深さにそれぞれマグマ溜まりが存在すると推察されている（例えば，Tomiya et al., 2010）．しかし，マグマ溜まりの位置や大きさを物理観測から推定するのは難しいとされてきた．

水準測量は，測量路線に沿って配置された水準点間の比高を計測する高精度な測量手法であり，繰り返し測量を行うことで，その期間における水準点ごとの上下変動を求めることができる．測量に時間や労力がかかるため，GNSS や InSAR といった衛星測地観測に比べ時間分解能は悪いが，高い精度で上下変動を検出することが可能である（青木，2016）．桜島および姶良カルデラ周辺では，水準測量による繰り返し観測が行われており，カルデラの地下深部におけるマグマ溜まりの変動が捉えられている（山本・他，2013）．

有珠山周辺における水準測量は，洞爺湖町の一等水準点 J06 から西麓を通過する路線（西麓路線），水準点 J06 から南麓を通過し噴火湾沿いに延びる路線（噴火湾南麓路線），J06 から西方に向かい噴火湾沿いに延びる路線（噴火湾北岸路線），および西麓路線と噴火湾南麓路線を繋ぎ有珠山を囲むように北西麓から壮瞥町を経由して南東麓に延びる路線（北麓東麓路線）の主に 4 つの路線で実施されている（Fig.1）．これらの路線では，国土地理院により 10-20 年間隔での繰り返し水準測量が実施されてきたが，各路線で測量が実施された時期が異なることが一般的である．2000 年噴火の前に噴火湾路線で実施された測量からは，噴火の準備過程を示唆するような深部マグマ溜まりの変動が捉えられた（村上，2003）．また，1977-78 年噴火や 2000 年噴火といった活動期には，数ヶ月に 1 度といった高頻度での測量も実施されている．長期間にわたる繰り返しの測量から，噴火時の急速収縮と噴火間の回復的な膨張の繰り返しが捉えられている（村上，2021）．

北海道大学（以下，北大）では，2006 年に有珠山一帯での水準測量を実施している．本研究では，2023 年から 2024 年にかけて，次期噴火に備えて現時点での水準点間の比高を計測すること，および深部マグマ溜まりの長期的な変動を捉えることを目的に再測量を実施し，国土地理院や北大による過去の測量結果も踏まえ，噴火活動期および静穏期における有珠山周辺での上下変動の空間パターンの把握および深部マグマ溜まりの長期的な変動の検出を試みた．

Ⅱ．水準測量の概要

Ⅱ-1．国土地理院による測量

国土地理院によって測量が実施された有珠山周辺の水準路線のうち，本研究で用いる水準点の地図上の位置を Fig.1 に示す．国土地理院 web サイトで公開されている一等水準点検測成果集録[1)]にもとづき，各路線において測量が実施された時期やその区間について以下に記す（Fig.2）．

・西麓路線（J06 ～ BM6601）：

静穏期において 1919 年 7 月，1953 年 5-9 月，1968 年 7-10 月，1985 年 7-9 月，2004 年 8-9 月，2010 年 7 月，1977-78 年噴火の活動期には 1977 年 8-9 月・10-11 月，1978 年 4 月（J06 ～ BM6598），そして 2000 年噴火の活動期には 2000 年 5 月・6 月・8-9 月（BM6599 ～ BM6601）に測量が実施されている．

・噴火湾北岸路線（J06 ～ BM7170）：

静穏期において 1905 年 7 月，1954 年 8-9 月，1968 年 8-9 月，1986 年 5-6 月，1992 年 5-7 月，2004 年 8-9 月，2010 年 7 月，2000 年噴火の活動期には 2000 年 5 月（J06 ～ BM7188）・6 月（J06 ～ BM7191）・8-9 月（J06 ～ BM7186）に測量が実施されている．

・噴火湾南麓路線（J06 ～ SB73）：

静穏期において 1905 年 9 月，1953 年 5-9 月，1968 年 9-10 月，1985 年 5-9 月，1992 年 5-7 月，2004 年 8-9 月，2010 年 8-9 月，1977-78 年噴火の活動期には 1977 年 8-9 月・10-11 月（J06 ～ SB348），2000 年噴火の活動期には 2000 年 5 月・6 月・8-9 月（J06 ～ BM7199）に測量が実施されている．

・北麓東麓路線（BM1054-7 ～ BM1051-7 ～ BM1047-7）：

静穏期において 1953 年 4-9 月（BM6598 ～ BM1051-7），1962 年 3 月（BM1051-7 ～ BM7197），2004 年 9 月，1977-78 年噴火の活動期には 1977 年 8-9 月・10-11 月，1978 年 4 月，1979 年 10 月（データなし），2000 年噴火の活動期には 2000 年 5 月・6 月（BM1054-7 ～ BM7197）・8-9 月（BM6598 ～ BM1051-7 ～ BM7197）に測量が実施されている．

ここに示すように，国土地理院による有珠山周辺での測量は，路線ごとに実施された時期やその範囲などが異なる．国土地理院の測量結果は，各水準点での上下変動量として公開されているため，上下変動を算出する場合の不動点（基準）を 1 点に固定することが難しい．そこで本研究では，同時期において測量が実施されている路線のうち，火山性地盤変動による影響が小さいと考えられる有珠山から南東（SB348 周辺）もしくは北西（BM6601 周辺）に離れた水準点を主に不動点として用いる．

1）https://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/level/KENSOKUSYUROKU/index.htm

Ⅱ-2. 北大による測量

北大によって測量が実施されているのは主に有珠山麓の路線である．2006 年の測量は，北大の他に気象庁や九州大学などの機関で分担し，西麓路線，北麓東麓路線，および噴火湾南麓路線の一部（J06 ～ BM7197）で実施されている．2023-2024 年の測量では，北大と測量業者で分担し，2006 年の路線に加え，噴火湾北岸路線の一部（J06 ～ BM7188）を対象とした．以下では区別のため，南麓付近の噴火湾沿岸の路線（SB339 ～ J06 ～ SB348）を特に南麓路線，沿岸の路線全体（BM7710 ～ J06 ～ SB73）を噴火湾路線と呼ぶこととする．2023-2024 年の測量に使用した機材は，１級デジタルレベル（ツァイス　DiNi12，Leica　LS10）および１級バーコード水準標尺（カールツァイス　LD13，ウイルド　GPCL3）である．

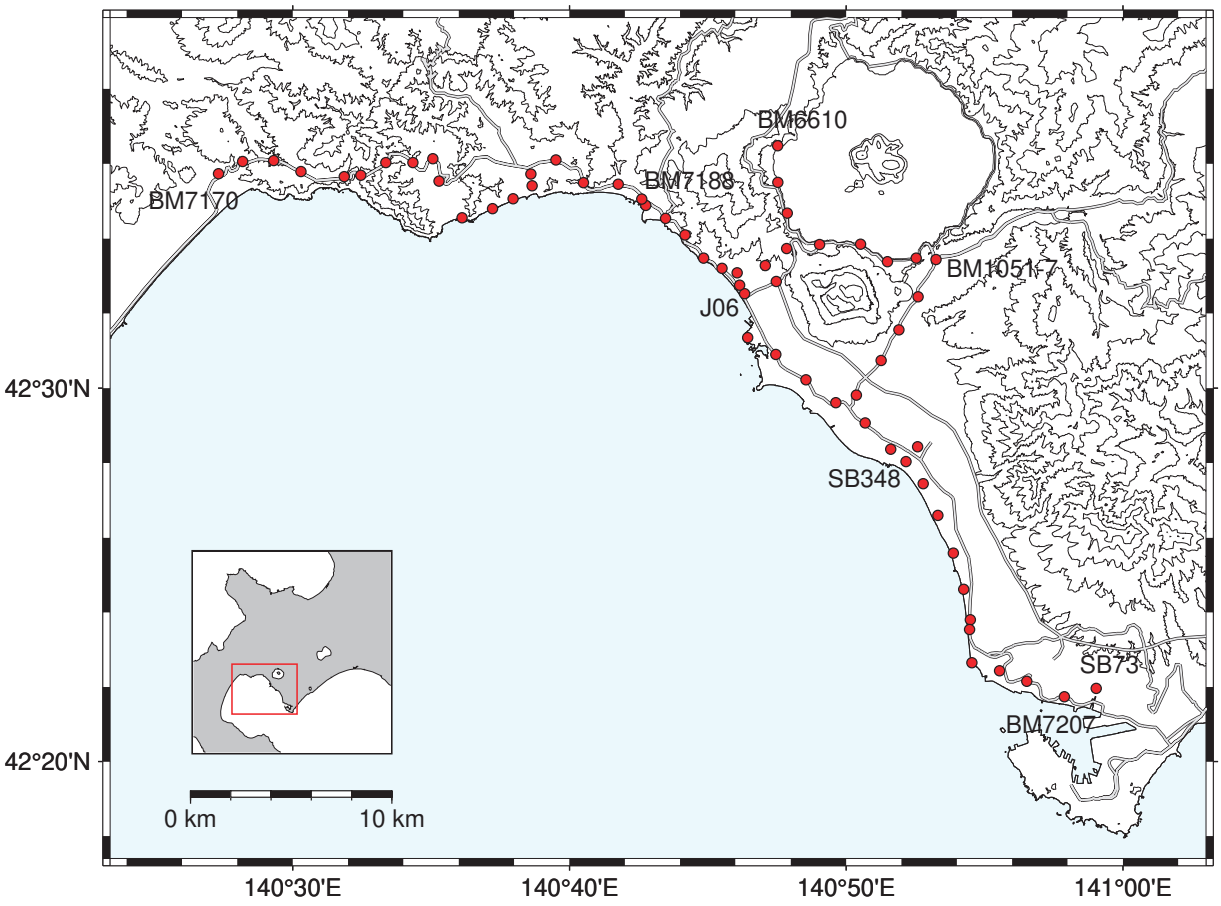


Fig.1. Location map of leveling benchmarks used in this study.

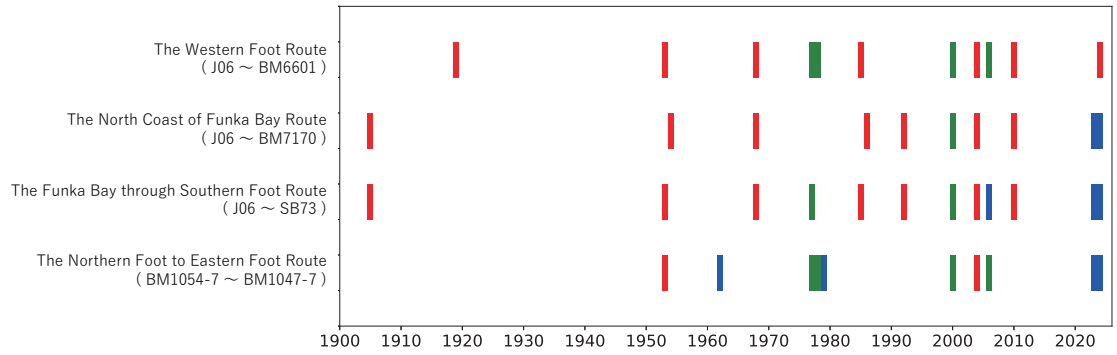


Fig.2. Survey implementation periods for each route. Red bars represent periods when the entire route was surveyed, blue bars represent periods when only a part of the route was surveyed, and green bars represent periods surveyed during the eruption period.

Ⅲ．北大による水準測量成果

北大によって得られた観測データについて、山本（2022）で紹介されている方法に従い，データ処理を行った．以下にその手順について示す．

測量に用いる標尺は，気温によって膨張・収縮する可能性があるため，この影響について補正する必要がある．この値を標尺補正量 ΔC(m) といい，以下の式で計算される（公共測量における作業規程の準則（付録 6)[2] ）．

$$\Delta C = \{C_0 + (T - 20)\alpha\}\, h$$

ここで，C_0 は基準温度（ここでは 20℃）における標尺改正数（単位長さ当たりの補正量）(m)，α は標尺の膨張係数（ppm/℃ ）であり，これらの値は用いる標尺によってそれぞれ異なる．T は観測時の測定温度（測定開始時の気温および測定終了時の気温の平均値）(℃)，h は水準点間の観測高低差 (m) であり，補正後の観測高低差 h' (m) は

$$h' = h + \Delta C$$

と求められる．また，一等水準測量では，水準点間の往復誤差 U_1(mm) および測量路線が環状となる場合には水準環の基準とした点での比高の誤差であるの閉合差 U_2(mm) について，以下の基準に従う．

$$\begin{cases} U_1 \leq 2.5 \times \sqrt{L} \\ U_2 \leq 2.0 \times \sqrt{S} \end{cases}$$

ここで，L は水準点間の観測距離 (km)，S は水準環の観測距離 (km) である．右辺の値を許容誤差といい，これを満たさない場合，その区間あるいは路線では再測量となる．2006 年および 2023-2024 年の測量は，有珠山を 1 周するような路線（J06 ～ BM6598 ～ BM1051-7 ～ BM7986 ～ J06）を含んでいる．この 1 周路線における環閉合差については，標尺補正を行った後に得られる比高から求められる値を，水準点間の距離に基づいて再分配することで補正する必要があり，2006 年および 2023-2024 年の測量では環閉合差はそれぞれ時計回りに 1.91mm，-4.06mm と求められた．いずれも閉合差の許容範囲であり，一等水準測量の基準を満たす．以上の補正処理を行

2) 国土交通省国土地理院ホームページ「作業規定の準則」.
https://psgsv2.gsi.go.jp/koukyou/jyunsoku/index.html

い，それぞれ J06 を基準とした各水準点との比高を求めた．また，測地成果 2011（国土地理院，2011）による各水準点の標高から同様に比高を計算し，2011 年における比高データとして本研究では扱う．2023-2024 年の測量で得られた水準点間の比高について，Table.1-4 に示す．それぞれの測量時点における水準点間の比高を用いて，2006 年から 2011 年，および 2011 年から 2023-2024 年における上下変動量を算出した．

Table 1. Relative height of benchmarks in the loop route based on J06.

Benchmark ID	2006 (HU) (m)	2011 (GSI) (m)	2023–2024 (HU) (m)
J06	0.0000	0.0000	0.0000
BM6596	47.6525	47.6538	47.6424
BM6596-1	134.1554	134.1476	134.1616
BM6597	189.0325	189.0324	189.0404
BM6598	93.4692	93.4425	93.4306
BM1054-7	79.8267	79.8396	79.7507
BM1053-7	82.3491	82.3536	82.3124
BM1052-7	81.9154	81.9136	81.9151
BM1051-7	47.9402	47.9396	47.9194
BM1050-7	33.8731	33.8756	33.8592
BM1049-7	39.0388	39.0486	39.0056
BM1048-7	17.9454	17.9556	17.8857
BM1047-7	3.6760	3.6826	3.6369
BM7196	2.3126	2.3173	2.2894
BM7195	26.7698	26.7767	26.7471
BM7194	-0.8217	-0.8166	-0.8443
BM7193	7.6143	7.6168	7.6155
Mean Square Error (mm/km)	±0.87		±0.62
Closed error (mm)	-1.91		4.06

Table 2. Relative height of benchmarks in the northern coast of Funka Bayroute based on J06.

Benchmark ID	2006 (HU) (m)	2011 (GSI) (m)	2023–2024 (HU) (m)
J06	0.0000	0.0000	0.0000
SB339		0.6014	-0.6112
BM7192		-1.8997	-1.8968
BM7191		39.4096	39.4217
BM7190		92.1792	92.1817
BM7189		66.9742	66.9851
SB350		3.7898	3.8071
BM7188		7.4134	7.4316
Mean Square Error (mm/km)			±0.37

Table 3. Relative height of benchmarks in the southern foot along Funka Bay route based on J06.

Benchmark ID	2006 (HU) (m)	2011 (GSI) (m)	2023–2024 (HU) (m)
BM7196	2.3126	2.3173	2.2894
BM7197	-0.3796	-0.3742	-0.4051
BM7198		0.1605	0.1294
SB348		0.4166	03853
Mean Square Error (mm/km)	±0.29		±0.71

Table 4. Relative height of benchmarks in the western foot route based on J06.

Benchmark ID	2006 (HU) (m)	2011 (GSI) (m)	2023–2024 (HU) (m)
BM6598	93.4692	93.4425	93.4306
BM6599	83.8715	83.8586	83.8731
BM6600	82.6527	82.6388	82.6458
BM6601	84.2893	84.2762	84.2800
Mean Square Error (mm/km)	±0.68		±0.96

Ⅳ．変動場の特徴

Ⅳ-1．噴火湾路線における広域変動

火山周辺での水準測量によって捉えられる変動には，地下のマグマや熱水などに起因する火山性地盤変動だけでなくプレート運動や地震による余効変動などの広域的な変動が含まれる．特に測量が実施されてから次の測量が実施されるまでの期間に規模の大きな地震が発生した場合，広域的な変動は顕著に影響を及ぼす．よって，火山性地盤変動について適切に検討するためには，

この影響を除去する必要がある．

そこで，GEONET 点の時系列より，Munekane（2021）の手法を用いて測量が実施されてから次の測量が実施されるまでの広域での地盤変動を 2 次多項式で近似する．以下に近似式を示す．

$$T_{ij} = \alpha_{ij1} + \alpha_{ij2}\Delta x + \alpha_{ij3}\Delta y + \alpha_{ij4}\Delta x^2 + \alpha_{ij5}\Delta x\Delta y + \alpha_{ij6}\Delta y^2$$

ここで，T_{ij} は j 番目のエポックにおける i(=*NS,EW,UD*) 成分の地盤変動を表し，Δx および Δy は各 GEONET 点の位置する座標である．測量間で観測された GEONET 点での変動およびその座標から，最小二乗法により近似式を最もよく説明する係数 α_{ij} を計算し，広域での上下および水平方向の変動場を求める．この際，火山性地盤変動を考慮し，有珠山近傍の GEONET 点である虻田・壮瞥（壮瞥 A）・伊達のデータは用いていない．国土地理院によって噴火湾路線で 2004 年と 2009 年に実施された測量を例に，補正を適用した結果と求められた上下および水平方向の広域変動を Fig.3 に示す．GEONET 点の動きから推定された 2 次多項式による水平変位場が Fig.3a，上下変位場が Fig.3b である．Fig.3b から，2004–2009 年の間では，有珠山南岸の噴火湾路線において，東から西に向かうほど隆起量が増加するような変動パターンを示すことが分かる．一方，水準測量で得られたこの間の上下変動を，Fig.3c および Fig.3d に黒色で示した．東端の水準点である SB73 を基準とすると，西へ向かうにつれて隆起を示す結果となっている．この測量結果に対して，Fig.3b に示した広域の上下変動を補正すると，西に向かうほど沈降方向に補正され，西端の BM 7010 での補正量は約 2.00mm/year の沈降となる．結果として，補正前では J06 の西でほとんど変化しなかった上下変位分布が，補正後では BM7188 から BM7192 付近を隆起変動の頂点とし，西に向かうほど徐々に隆起量が減少するような分布となった．

本研究内で今後扱う長期間の水準測量データに関して，GEONET 点の安定運用がなされている期間については同様の手法によって広域変動の除去を行った．しかし，1996 年の GEONET 運用開始以前の測量結果については補正ができないため，ここで示すような広域変動が含まれている可能性について留意する必要がある．

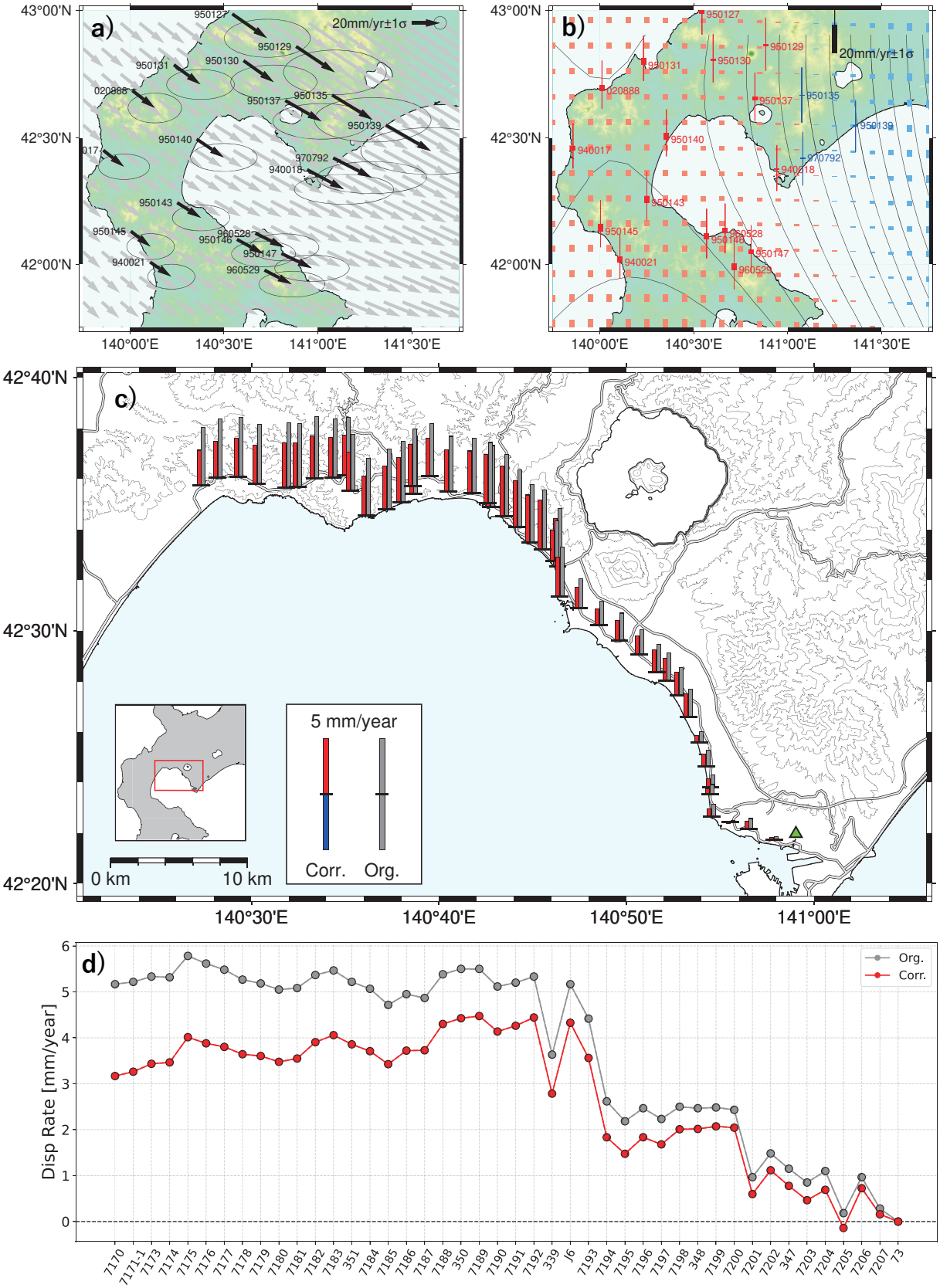


Fig.3. a) Crustal deformation in the horizontal direction. b) Crustal deformation in the vertical direction. c) and d) Results of the correction for crustal deformation applied to the vertical displacement from 2004 to 2010, plotted on a map and a graph. The gray plots represent data before correction, while the red plots represent data after correction.

Ⅳ-2. 噴火湾路線における変動の特徴

噴火湾路線において得られた上下変動について，変位速度へと変換し Fig.4 に示す．本路線の一部（南麓路線）では，噴火活動期（1977–1978 年・2000 年噴火）に繰り返し測量が行われているため，その期間で観測された上下変動量をそれぞれ水準点ごとに全て足し合わせることで，路線上の他の水準点との測量間の期間を合わせている．また，データの欠損が多いため，1968 年以前の測量成果は除外している．本路線は，噴火湾南麓路線および噴火湾北岸路線をつないだ路線となっており，これらの路線は近い時期での測量が実施されている．そのため，Fig.4 の図示にあたっての基準は，東端の水準点である SB73 もしくは BM7207 とした．

1985–1986 年から 1992 年の期間において，基準である SB73 から J06 まで変動は徐々に増加し，J06 から BM7188 の区間において約 2.5mm/year の隆起のピークを示す．それ以降，西に向かうほど隆起量が減少し，西端ではほとんど変動がなくなるようなパターンが捉えられている．村上（2003）では，この広域にわたる変動が 2000 年噴火の前の深部マグマ溜まりでのマグマの蓄積を示唆すると述べている．2004–2010 年の期間においては，同様に SB73 から J06 まで変動は増加し，J06 から BM7188 の区間において約 4.3mm/year の隆起のピークを示す．しかし，それ以降の西側での隆起量の減少は弱く，西端の BM7170 において約 3.2mm/year の変動が見られる結果となった．

1968 年から 1985–1986 年の期間では，他の期間に比べ変動が小さく，沈降を示す点が多く見られた．1992-2004 年の変動においては，有珠山南麓での顕著な隆起や一部水準点における局所的な沈降が確認できるが，局所的な沈降についての詳細は不明である．

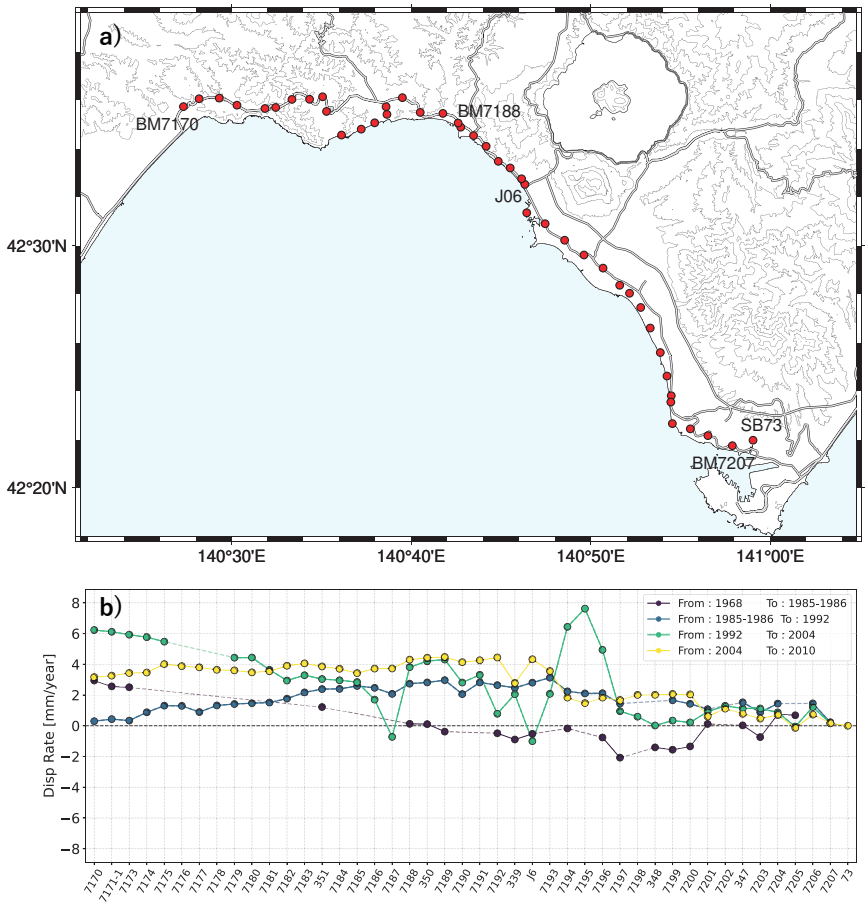


Fig.4. a）Location map of leveling benchmarks along the Funka Bay Route. b）Displacement velocity at each points. Dotted lines represent data missing.

Ⅳ-3. 有珠山麓の路線における変動の特徴

各路線において得られた上下変動について，静穏期および噴火活動期（1977-1978 年・2000 年噴火）に分けて以下に示す．上下変動を図示するにあたっては，静穏期のように長い期間が空いて測量が実施されている場合には変位速度へと変換し，活動期のように短期間で複数回の測量が実施されている場合には観測された変位量をそのままプロットしている．また，データの欠損が多いため，1968 年以前の測量成果は除外している．

・西麓路線（J06 ～ BM6601）：

本路線の水準点は 2000 年噴火に際して強く影響を受けている．西山の麓の水準点（BM6596, BM6598）では長期間にわたり測量が実施できなかったため，噴火活動期における詳細な変動について捉えることができていない．また，西山西麓における潜在ドームの形成により BM6597 は亡失したため，改埋され大幅に位置が変更された（Fig.5a）．以下では改埋前を BM6597-A，改埋後を BM6597-B と呼ぶ．上下変動を求める際の基準は，主に本路線の北端の水準点である BM6601 としているが，1977-1978 年噴火の際には BM6601 まで測量が実施されなかったので，基準は同時期に測量が実施された SB348 もしくは J06 とした．結果を Fig.5 に示す．

1977-1978 年噴火の活動期（Fig.5c）において，西麓および北西麓において 10mm ほどの隆起が観測されたが，北麓の BM6598 では活動中期に 67.5mm の隆起が観測された．また，2000 年噴火の活動期（Fig.5d）においては，本路線上で噴火が発生したためにデータが少ないが，洞爺湖北岸へ続く国土地理院の 2000 年 5 月の測量成果から本路線の BM6601，BM6600，BM6659 において変動がない事が確認できる．潜在ドームの形成に伴って，西麓および北西麓の水準点では極めて大きな変動が観測された．

静穏期（Fig.5b）においては，2000 年噴火直後の 2000 年 8-9 月から 2004 年における変動では BM6598 で顕著な沈降が観測された．この変動は 2000 年噴火から時間が経つにつれ変動量が小さくなり，最新の測量の結果ではほとんど沈降が観測されなかった．

・南麓路線（SB348 ～ SB339）：

本路線は，噴火による水準点への影響が小さかったため，比較的安定して測量が実施されている．ここでは東端の水準点である SB348（2006-2011 年の変動のみ BM7197）を基準として，結果を Fig.6 に示す．

1977-1978 年噴火の活動期（Fig.6c）では，変動量はほとんどが 10mm 以下であり，最も大きいもので活動初期の BM7194 における 12.5mm の隆起であった．対して，2000 年噴火の活動期（Fig.6d）では，活動初期に極めて顕著な変動が生じており，BM7195 では 132.5mm の隆起が観測された．1977-1978 年噴火で最大であった BM7194 では 109.9mm の隆起が生じており，2000 年噴火の際に生じた有珠山南麓での地盤変動は 1977-1978 年に生じたものに比べて極めて大きい．また，2000 年噴火では活動初期に顕著な隆起が観測されたが，その後の期間では活動初期ほど顕著な変動は観測されず，2000 年 5 月以降の測量では沈降変動へ変化している．

静穏期（Fig.6b）では，ほとんどの期間で年間数 mm 程度の変動しか観測されず，西に向かうほど変動が徐々に大きくなるような特徴が確認できる．噴火直後である 2000-2004 年は，他の期間に比べ変動の大きい水準点が多い．しかし，変動に一貫性が見られないため一意に解釈するこ

とが難しい．2000–2004 年の変動については，2000 年噴火の際に生じた局所的な地盤変動の影響を受けている可能性がある．特に J06 と SB339 はその位置が近いにも関わらず，変動は大きく異なっている．

・北麓東麓路線（J06 ～ BM6601）：

本路線での測量は主に噴火活動期に実施されており，同時期に測量が実施されている路線が南麓路線の場合と西麓路線の場合がある．よってここでの上下変動の図示にあたっては，有珠山の南東（SB348 周辺）もしくは北西（BM6601 周辺）に離れた水準点を主に基準として用いた．1977–1978 年における変動については J06 を基準とした．結果を Fig.7 に示す．

本路線では活動期（Fig.7c，7d）において，北東麓の BM1053–7 および BM1052–7 では顕著な隆起を示すが，山体から北東方向に離れた BM1051–7 ではほとんど変動を示さず，北麓の BM1054–7 は極めて顕著な沈降を示すという特徴が見られる．また両活動期において，東麓で隆起が観測されるという特徴があるが，1977–1978 年噴火では最大で BM1049–7 における 24.1mm の隆起に対し，2000 年噴火では 293.6mm の極めて顕著な隆起が観測されており，2000 年噴火の際には東麓での変動も顕著であったことがわかる．

本路線における静穏期（Fig.7b）では，2000–2004 年において 2000 年噴火で隆起した区間での沈降が確認できる．特に北麓の BM1054–7 では，2000 年噴火の活動期においても沈降を示し，活動が落ち着いた後にも顕著な沈降を示している．それ以降の変動については，2000–2004 年のものに比べ極めて小さかったため，2000 年噴火による影響は活動が落ち着いてから早い段階で収束したことがわかった．また，2011 年以降の測量では変動のパターンが変化しているが，変動が年間数 mm と小さいことから，有珠山における火山性地盤変動を示すシグナルとは考えにくい．

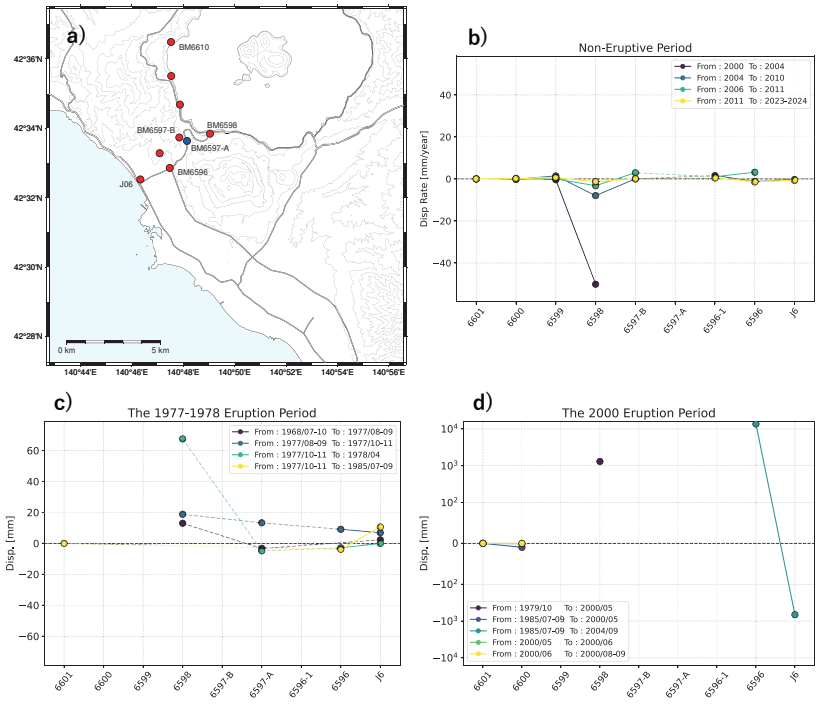


Fig.5. a）Location map of leveling benchmarks along the western foot route.b）Displacement rate at each point during non-eruptive periods. c）Displacement at each point during the 1977–1978 eruption period. d）Displacement at each point during the 2000 eruption period. In b), c), and d), dotted lines indicate data missing, and points not connected by lines are based on relative height from different leveling survey.

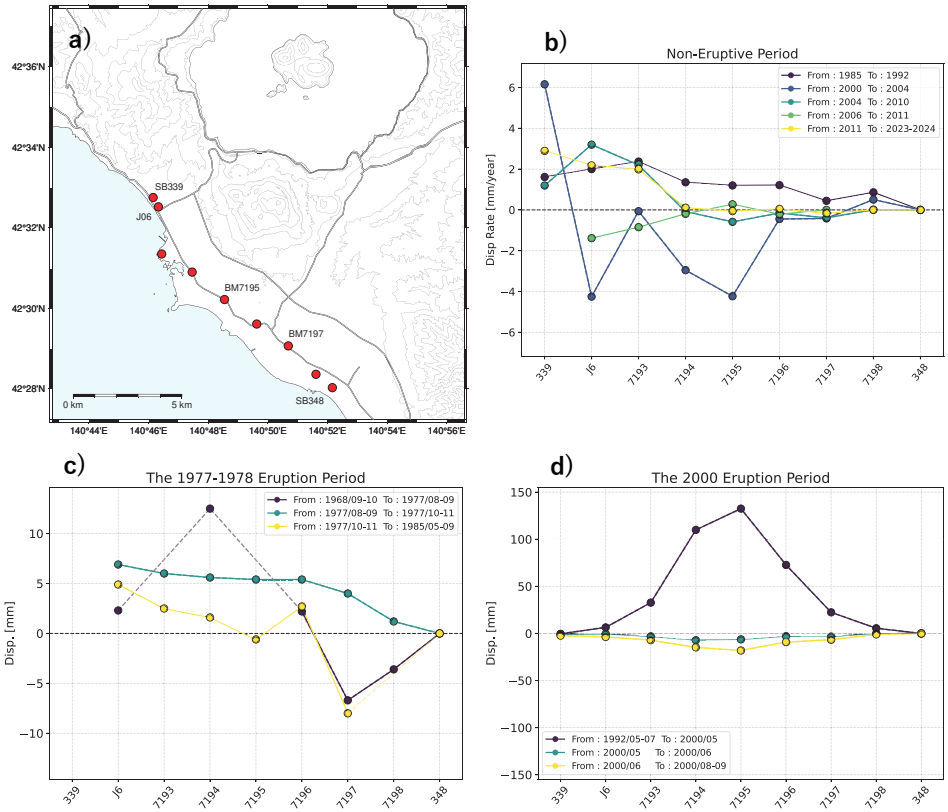


Fig.6. a) Location map of leveling benchmarks along the southern foot route. b) Displacement rate at each point during non-eriptive periods. c) Displacement at each point during the 1977-1978 eruption period. d) Displacement at each point during the 2000 eruption period.

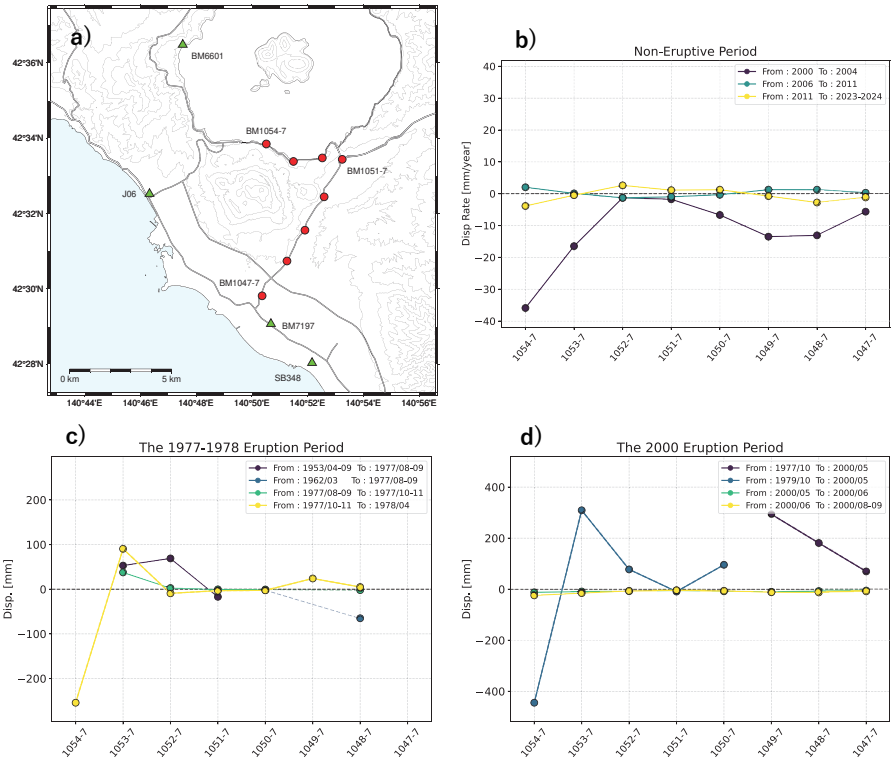


Fig.7. a) Location map of leveling benchmarks along the northern foot to eastern foot route. b) Displacement rate at each point during non-eriptive periods. c) Displacement at each point during the 1977-1978 eruption period. d) Displacement at each point during the 2000 eruption period.

Ⅴ．議論と考察

Ⅴ-1. 2000 年噴火における活動初期の変動

1977–1978 年噴火の活動期における変動は，北麓の BM6598 から BM1052-7 において顕著な変動を示していたが，東麓や西麓，南麓では北麓ほど大きな変動は観測されなかった．対して，2000 年噴火の活動期では，西麓での潜在ドームの形成に伴う大規模な地盤変動，活動初期には北麓や東麓，南麓での顕著な変動が観測された．北麓，東麓における変動は山体に近い水準点ほど顕著にあらわれた．古屋・他（2001）による 2000 年噴火開始後の重力観測では，得られた重力分布から有珠山は全山的に隆起したことが示唆されており，本研究で確認した 2000 年噴火の活動初期における変動パターンと調和的である．また南麓において，路線上の水準点は山体からほとんど等距離にあるにも関わらず，隆起量はそれぞれ異なり，特に BM7194，BM7195，BM7196 で大きな値が観測された（Fig.6d）．Onizawa et al.(2007) では 2000 年噴火の際に発生した前兆地震の震源決定が行われており，噴火開始の 2 日前から地下 2–3km において有珠山山頂直下から水平に南下するような震源域の拡大が求められた．この震源域拡大の解釈として，シルの貫入を示唆している可能性があるとされている．この震源分布は BM7194 および BM7195 のほうへ延びており，仮にシルの貫入によるものだとすると，南麓での隆起のパターンはある程度説明ができそうである．また山体から等距離にある北東の BM1051-7 と南東の BM1047-7 の変動について，BM1051-7 ではほとんど変動が観測されなかったのに対して，BM1047-7 では 69.7mm の隆起が観測されている（Fig.7d）．このことは，ここでの変動源は山体中心から南方寄りに存在することを示唆している．したがって，Onizawa et al.(2007) で示唆された南方への震源の移動がシルの南方への貫入を示し，貫入した深さ 2–3km のシルが全山隆起の変動源となった可能性がある．

Fig.7d に示した東麓北麓路線の変動量を見る際には，BM1054-7 から BM1050-7 は 1979 年から 2000 年 5 月まで，BM1049-7 から BM1047-7 は 1977 年から 2000 年 5 月までの変動量となっている点に留意する必要がある．1977–1978 年噴火では 1982 年 3 月まで有珠新山の隆起が続いたこともあり，1977–1978 年噴火の活動期で比較的大きな変動を示した BM1049-7 や BM1053-7，BM1054-7 においては（Fig.7c），2000 年噴火活動初期の変動を過大もしくは過小評価している可能性がある．他の水準点については 1977–1978 年噴火活動後期ではほとんど変動が観測されず，2000 年噴火以降の観測データではあるが，静穏期での変動量は十分に小さいため，Fig.7d にある 2000 年噴火活動初期の変動は有意であると考えられる．

これらを踏まえ，2000 年噴火の活動初期における変動データを用いて，上下変動分布を説明する地盤変動源モデルの推定を試みた．モデル推定は地殻変動解析プログラムである pydeform に実装されている MCMC 法を用いた．MCMC 法によるサンプリングには，python のパッケージである emcee（Foreman-Mackey et al., 2013）が用いられている．仮定する変動源モデルは矩形開口モデルとし，Onizawa et al.(2007) の震源分布を参考にして傾斜と深さの探索範囲に拘束条件を与えた場合と，探索範囲の拘束を一切しない場合の 2 通りで推定を行った．この時，BM1054-7 は断層

を境としたブロック運動による影響を受けていると考えられることから，推定には用いていない．

Fig.8 に傾斜を 0-10°，深さの探索範囲を 2-4km に拘束し，シル状の変動源を仮定した場合の結果を示す．最適解となるモデルでは，計算値が観測値をよく説明できているが，開口量が約 100m と大きい一方で，長さが 100m となっているため，シルのような板状ではなく細長い棒のような形状となっている．MCMC による事後確率分布（Fig.8b）から，パラメータは一意に定まらず複数のピークを持っており，開口量には約 20m 以下の値にも強いピークがあることがわかる．そこで，開口量の探索範囲を 0-50m に拘束した上で観測値を説明できるモデルの推定を行った．その結果，Fig.9 に示すように，開口量が小さく，長さが大きい，北東から南西に伸びる細長いシルが求められた．Fig.9a が示すように，この場合の計算値も観測値をよく説明する．また，Fig.8 のモデルと Fig.9 のモデルの VR と AIC はほぼ同じで，有意な差はない．

次に拘束を与えなかった結果について，Fig.10 に示す．求められたモデルは，拘束を与えた場合のものに比べてより大きな幅や長さを持つ形状となり，傾斜が少し大きくなる結果となった．Fig.9，Fig.10 のどちらの場合もモデルの南端はほとんど同じ場所で停止しており，Onizawa et al.（2007）が推定した震源分布と調和的である．また，2000 年噴火前後の国土地理院地形図を参照すると，活動を挟んで大有珠山頂で約 1m，小有珠山頂で約 5m，有珠新山山頂で約 2m の隆起があったと推測される．傾斜，深さ，開口量に拘束を与えた Fig.9 のモデルの場合，大有珠で 1.74m，有珠新山で 1.35m，小有珠で 1.18m の隆起が生じる．また拘束なしの Fig.10 のモデルでは，大有珠で 1.00m，有珠新山および小有珠で 1.06m の隆起が生じる．いずれのモデルでも，山頂域における隆起量もオーダーでほぼ説明できていることが分かる．また，どちらの場合も有珠新山と小有珠の隆起を過小評価しているが，山頂域西部での隆起は岡崎・他（2002）で示唆されるような西麓での噴火活動に関連した浅部へ貫入した別の増圧源による影響もあると考えられるため，本モデルでの推定値が過小評価となっていても不自然ではない．

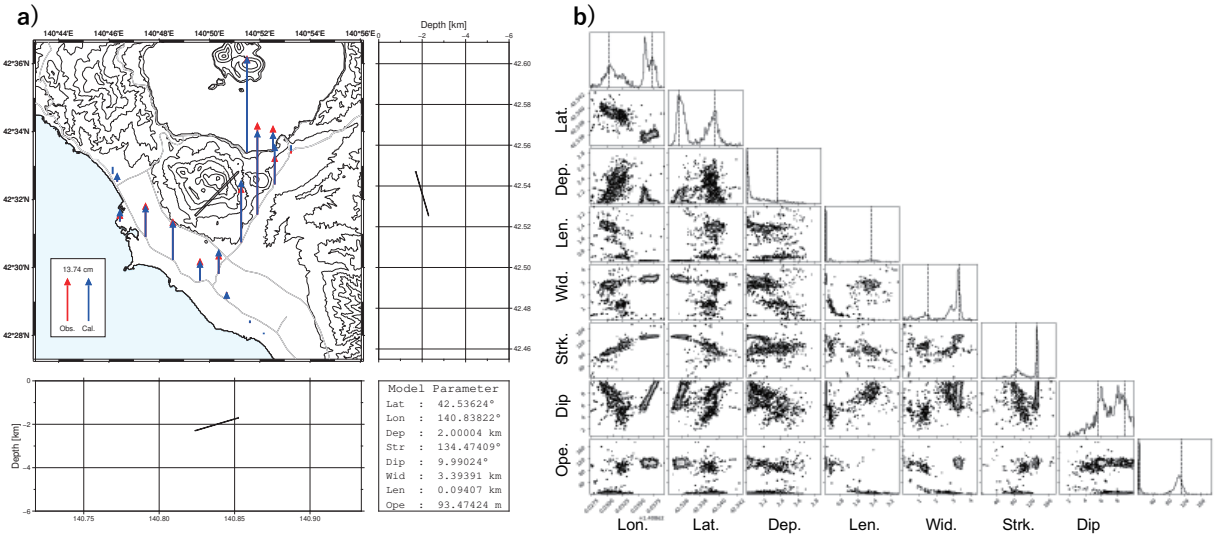


Fig.8. a）Sill-like source model obtained by MCMC with constrained search ranges for depth and dip. Red arrows represent observed uplift, while blue arrows represent calculated uplift. b）Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

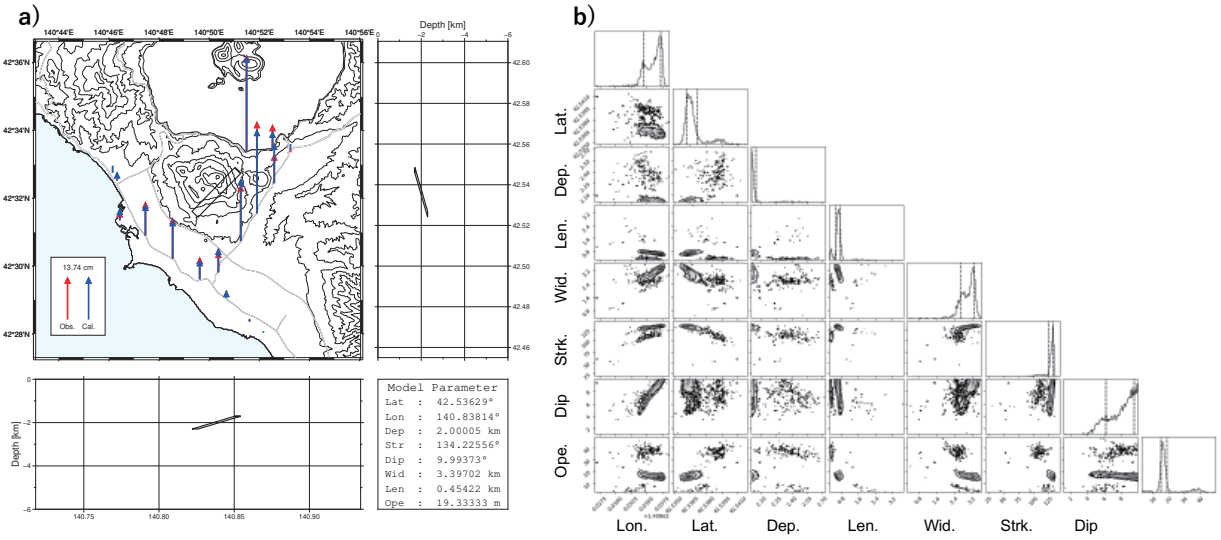


Fig. 9. a) Sill-like source model obtained by MCMC with constrained search ranges for depth, inclination, and opening amount. Red arrows represent observed uplift, while blue arrows represent calculated uplift. b) Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

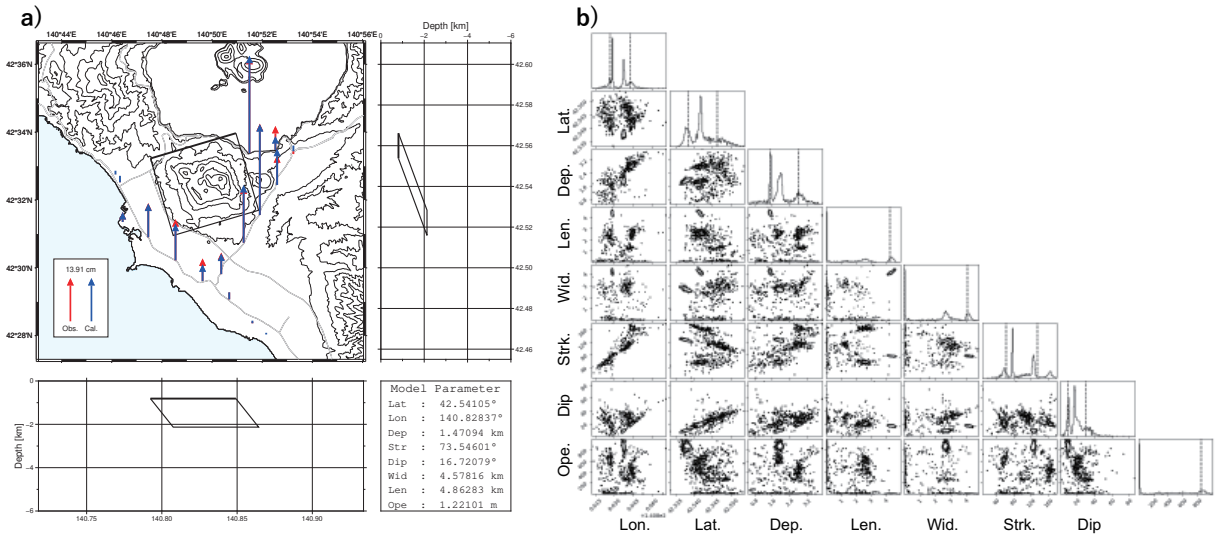


Fig.10. a) Sill-like source model obtained by MCMC without any searching constraint. Red arrows represent observed dislocation, while blue arrows represent calculated dislocation. b) Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

Ⅴ-2. 静穏期の噴火湾路線のデータに基づく深部マグマだまりの探索

有珠山には地下約 4-6kmと約8-10km の深さにそれぞれマグマ溜まりが存在すると岩石学的な研究から推察されており（Tomiya et al., 2010），深部マグマだまり（地下約 8-10km のマグマ溜まり）による変動があるとするならば広域に表れると考えられる．ここでは，噴火湾路線において噴火活動期の間に見られた J06 から西側を中心とした隆起変動を，村上（2003）に倣って深部マグマ溜まりの膨張変動と仮定し，噴火湾路線において得られた観測結果のうち，データの欠損が少なく噴火による影響が少ない 1985-1986 年から 1992 年の変動および 2004 年から 2010 年の変動について MCMC 法による地盤変動源モデルの推定を試みた．仮定する変動源モデルは球状圧力源とし，パラメータ探索範囲には一切の拘束を与えずに解析を行なった．結果を Fig.11,12 に示す．

どちらの場合も尤もらしく変動を説明できる増圧源は深さ 20km，かつ陸側に位置するようなモデルとなった．また，増圧源の半径は約 40m と極めて小さく求められた．pydeform の解として得られる圧力変化は剛性率で規格化された Normalized Pressure であり，それぞれ 155.81，305.29 であった．地殻の剛性率を 30GPa と与えているので，モデルの圧力変化量はそれぞれ約 4700GPa および約 9200GPa となる．地殻の岩石密度を 2700kg/m^3 と仮定したときの地下 20km における静岩圧は約 540MPa であるため，モデルによる圧力変化量は静岩圧に比べて顕著に大きく不適切である．

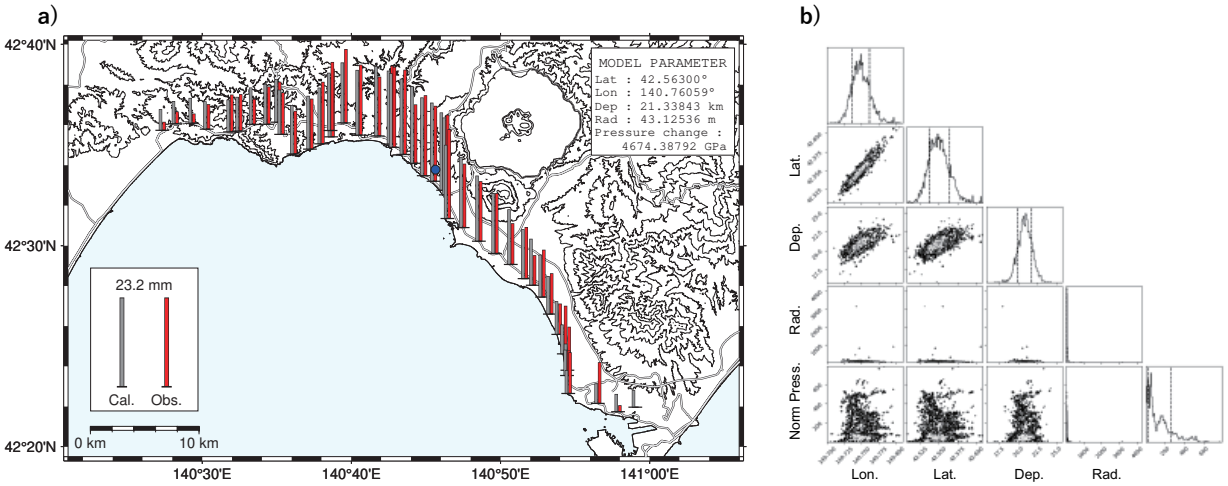


Fig.11. a) Spherical source model obtained by MCMC without any searching constraint for vertical deformation from 1985-1986 to 1992. Red bars represent observed vertical displacement, gray bars represent calculated vertical displacement, and blue dot represents horizontal source location. b) Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

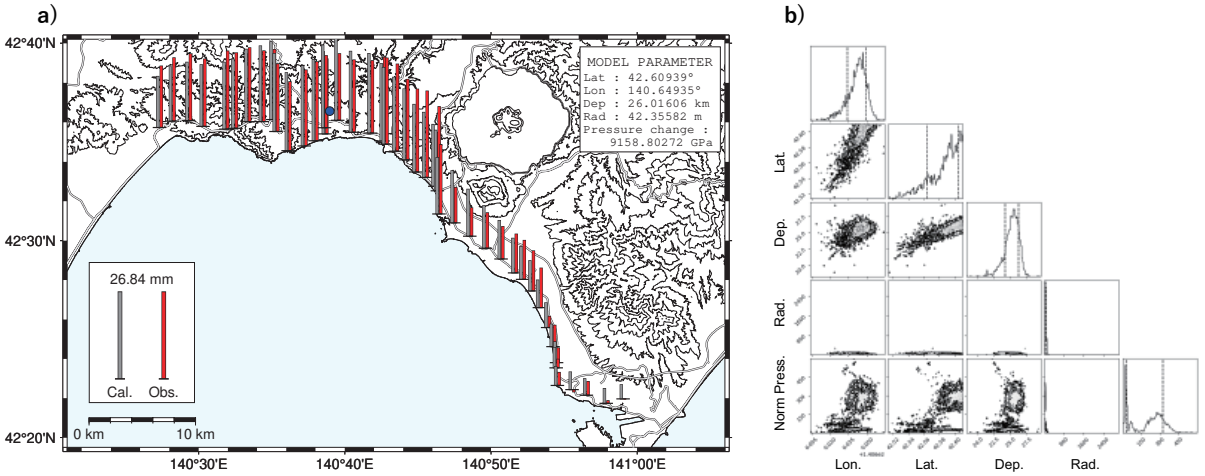


Fig.12. a) Spherical source model obtained by MCMC without any searching constraint for vertical deformation from 2004 to 2010. Red bars represent observed displacement, gray bars represent calculated displacement, and blue dot represents horizontal source location. b) Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

まず，球状圧力源では半径と圧力変化量にはトレードオフがあるため（山川，1955），半径に対し値の拘束を与えることを考える．有珠山の過去の噴火履歴から，1853 年に総噴出量が 0.35km^3 に至る噴火が発生したことがわかっている（気象庁，2013）．そこで，この体積のマグマをもつ球の半径（約 440m）を最小値として，半径に対して探索範囲の拘束を与えた．結果は Fig.13, 14 に示すように，拘束を与えない場合と比べてほとんど変化しなかった．半径はどちらの期間も探索範囲の下限値となり，その位置や深さに大きな変化が見られなかった．圧力変化量は拘束を与えなかったモデルに対して大きく減少したが，いまだ静岩圧に比べて大きいため，これらのモデルも不適切である．

次に，Tomiya et al.（2010）の深部マグマ溜まりの深さ情報に基づき，球状圧力源の深さの探索範囲を 7-11km に拘束して解析を行なった．結果を Fig.15,16 に示す．結果として，両期間とも深さは約 10km かつ海側に位置が推定された．また，半径も 1985-1986 年から 1992 年のモデルでは約 3.7km, 2004 年から 2010 年のモデルでは約 4.3km となり，圧力変化量も 5.2MPa, 5.6MPa とかなり減少し，静岩圧を下回る．2004 年から 2010 年のモデルが 1985～1986 年から 1992 年のモデルに比べて西側へ推定されたのは，噴火湾路線の西側に隆起変動が拡がって求められたことによるためである．マグマ溜まりの位置が 15 年ほどで大きく動くことは考えにくいが，どちらのモデルも観測値をよく説明できているため，有珠山西方の噴火湾内に推定されたこれらの解は尤もらしい増圧源の 1 つであるといえる．しかし，推定値が信頼区間から少し外れた点に求められていることについては今後検討の余地がある．Komori et al.（2024）では，MT 法による洞爺カルデラ南部における地下構造の探査が実施されたが，本研究で推定された深部マグマ溜まりの位置では 5km を超える深さでは十分な感度がなかったため，地下構造探査との比較はできなかった．

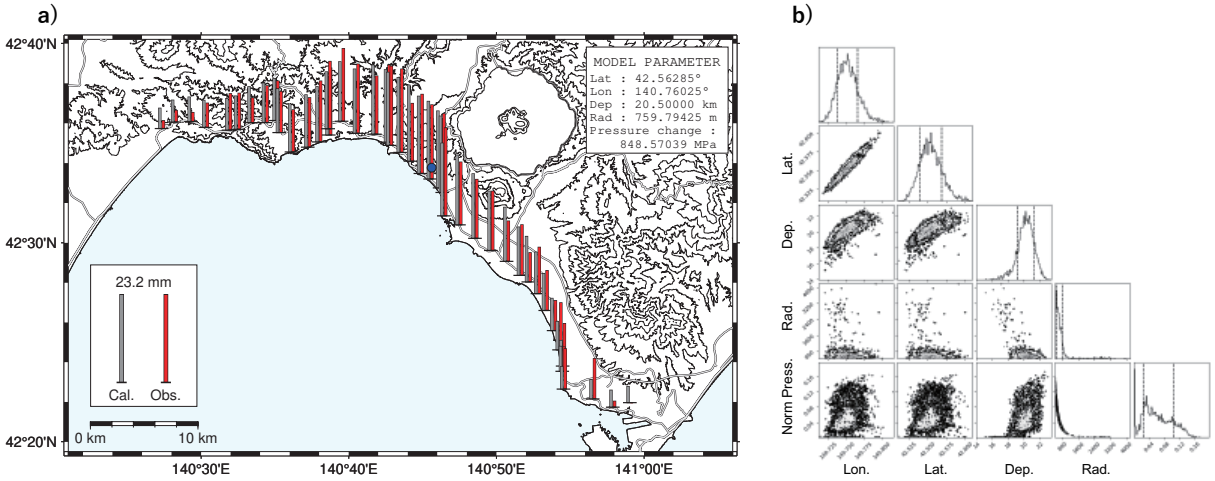


Fig.13. a) Spherical source model obtained by MCMC with constrained search ranges for radius for vertical deformation from 1985-1986 to 1992. Red bars represent observed vertical displacement, gray bars represent calculated vertical displacement, and blue dot represents horizontal source location. b) Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

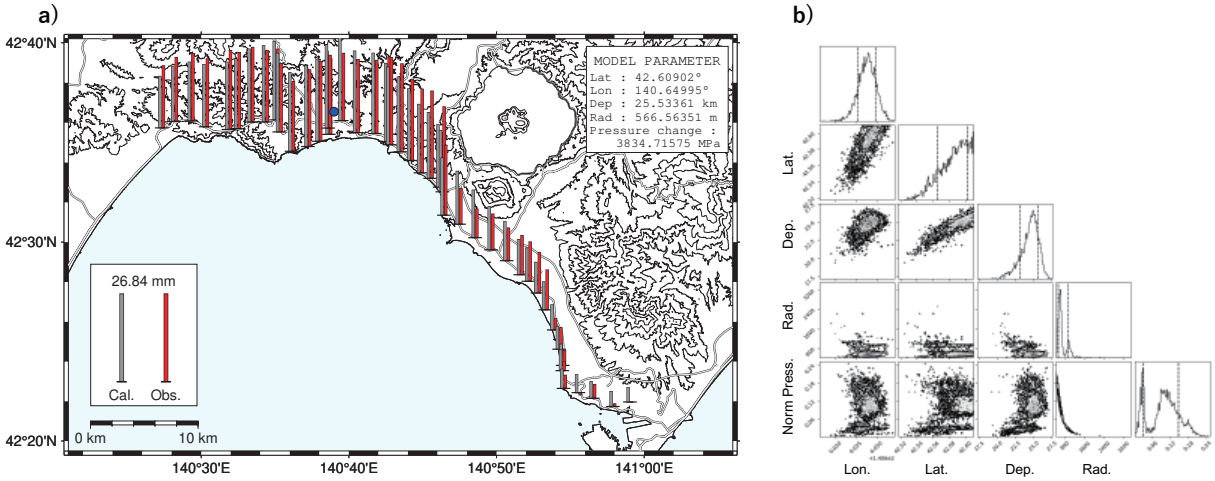


Fig.14. a) Spherical source model obtained by MCMC with constrained search ranges for radius for vertical deformation from 2004 to 2010. Red bars represent observed vertical displacement, gray bars represent calculated vertical displacement, and blue dot represents horizontal source location. b) Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

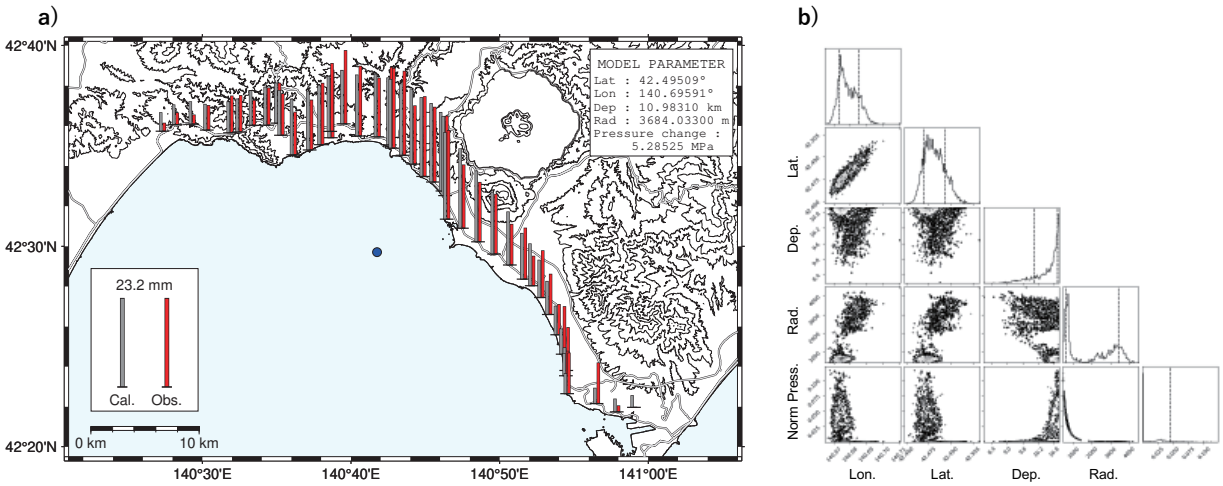


Fig.15. a) Spherical source model obtained by MCMC with constrained search ranges and depth for radius for vertical deformation from 1985–1986 to 1992. Red bars represent observed vertical displacement, gray bars represent calculated vertical displacement, and blue dot represents horizontal source location. b) Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

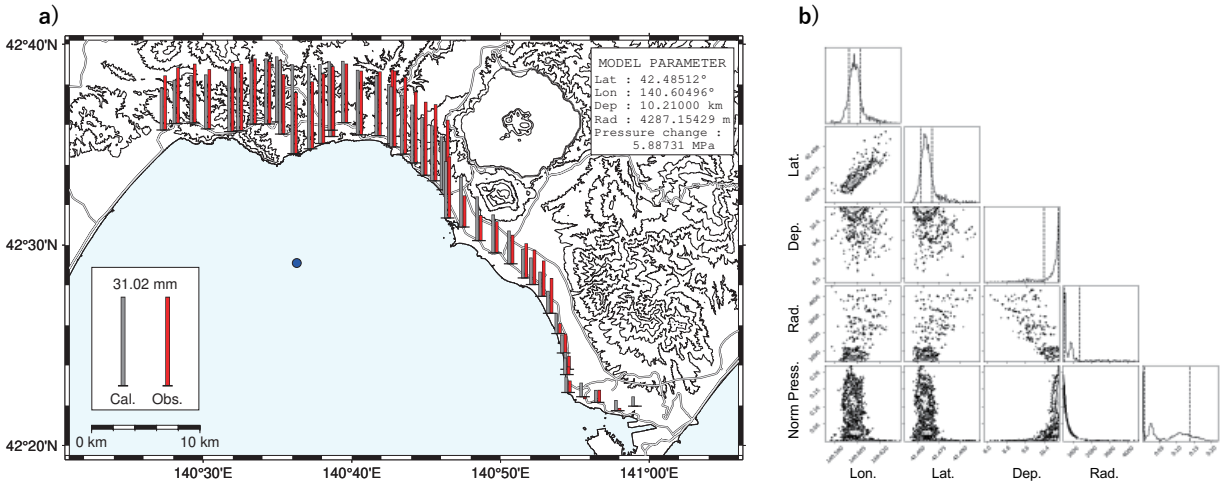


Fig.16. a) Spherical source model obtained by MCMC with constrained search ranges for radius and depth for vertical deformation from 2004 to 2010. Red bars represent observed displacement, gray bars represent calculated displacement, and blue dot represents horizontal source location. b) Correlation and posterior probability distribution of parameters obtained by MCMC.

Ⅵ．まとめ

国土地理院および北海道大学による水準測量の観測データを用いて，有珠山周辺における静穏期および噴火活動期における地盤変動の空間パターンを把握し，2000 年噴火活動の初期に見られた地盤変動と静穏期における噴火湾沿いの地盤変動を説明しうる圧力変動源の推定を試みた．有珠山の活動期では顕著な地盤変動が生じ，特に 2000 年噴火では全山規模の隆起が観測された．pydeform を用いたモデル推定により，この変動は地下 2km に貫入したシル状の増圧源で説明できることが明らかになった．この結果は，Onizawa et al.(2007) が推定した前兆地震活動の南西方向への拡大とも調和的で，地震活動がシルの貫入を反映していた可能性をうかがわせる．また，静穏期における地盤変動については，Tomiya et al.(2010) に基づく深部マグマ溜まりの先験情報として深さの探索範囲に拘束を与えることで，有珠山西方の噴火湾内の地下 10km に半径 3-4km の増圧源が推定された．しかし，測量期間によってその水平位置が大きく異なっていたため，今後より慎重に検討する必要がある．

本研究では，噴火湾路線での過去の測量で求められた地盤変動が，噴火湾内に存在する深部マグマ溜まりに起因する変動である可能性を示した．2023 年度から北大が実施している再測量は，本論の執筆時点では西端が豊浦町内の BM7188 までとなっており，深部マグマ溜まり起源と考えられる変動の解析には十分ではない．来年度以降，さらに噴火湾路線を西に向かって延ばす計画があり，今後はそのデータも合わせて深部マグマ溜まりの変動について精査していきたい．

謝辞　本研究では，国土地理院による GEONET の座標解析解，一等水準点検測成果の測量結果および 10m 間隔の地形メッシュデータを使用させていただきました．また，国土地理院発行 2.5 万分 1 地形図を参照させていただきました．地盤変動解析には国土地理院の宗包浩志様にご提供いただきました pydeform を，一部作図には GMT（Wessel and Smith, 1998）を使用させていただきました．本研究は文部科学省次世代火山研究推進事業から研究費の支援をいただきました．ここに記して，深く感謝申し上げます．

文　献

青木陽介，2016，火山における地殻変動研究の最近の発展，火山，61，2，311-344.

Foreman-Mackey, D., D. W. Hogg, D. Lang, J. Goodman, 2013, EMCEE: The MCMC hammer. Pub. Astro. Soc. Pacific, 125, 306-312. doi:10.1086/670067.

古屋正人・大木裕子・大久保修平・前川徳光・大島弘光・清水　洋，2001，有珠山2000年噴火活動に対する緊急重力測定:絶対重力観測網の構築と噴火前後の重力変化，東京大学地震研究所彙報，76，2，237-246.

北海道立地質研究所，2007，有珠山の地殻変動予測に関する研究，北海道立地質研究所調査研究報告，35.

気象庁，2013，日本活火山総覧(第4版)．

国土地理院，2011，平成23年(2011)東北地方太平洋沖地震に伴う基準点成果の改定，国土地理院時報，122．

Komori, S., S. Takakura, Y. Mitsuhata, T. Yokota, T. Uchida, M. Makino, Y. Kato, K. Yamamoto, 2024, Three-dimensional resistivity structure in Toya caldera region, Southwest Hokkaido, Japan － Constraints on magmatic and geothermal activities, Geophys. 89, B31-B50.

Munekane, H., 2021, Modeling long-term volcanic deformation at Kusatsu-Shirane and Asama volcanoes, Japan, using the GNSS coordinate time series, Earth, Planets and Space, 73, 192.

村上　亮，2003，水準測量結果が示唆する有珠山2000年噴火の準備過程，日本火山学会2003年秋季大会講演予稿集，A-23．

村上　亮，2021，測地データに見る有珠山の噴火時収縮と噴火間膨張の反復，日本火山学会2021年秋季大会講演予稿集，A1-09．

岡崎紀俊・高橋浩晃・笠原　稔・石丸　聡・森　済・北川貞之・藤原健治・中禮正明，2002，高密度GPS観測による2000年有珠山噴火の地殻変動，火山，47，5，547-557．

Onizawa, S., H. Oshima, H. Aoyama, H. Y. Mori, T. Maekawa, A. Suzuki, T. Tsutsui, N. Matsuwo, J. Oikawa, T. Ohminato, K. Yamamoto, T. Mori, T. Taira, H. Miyamachi, H. Okada, 2007, P-wave velocity structure of Usu volcano: Implication of structural controls on magma movements and eruption locations, J. Volcanol. Geotherm. Res. 160, 2, 175-194.

Tomiya, A., E. Takahashi, N. Furukawa, T. Suzuki, 2010, Depth and Evolution of a Silicic Magma Chamber: Melting Experiments on a Low-K Rhyolite from Usu Volcano, Japan, J. Petrol., 51, 6, 1333-1354.

Wessel, P., W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 47, 579.

山川宜男，1955，内部力源による半無限弾性体の変形について，地震，8，84-98．

山本圭吾・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫・大倉敬宏・吉川　慎・井上寛之・松島　健・内田和也・中元真美，2013，水準測量の繰返し観測による桜島火山の火山活動に伴う地盤上下変動(1996年～2010年)，火山，58，1，137-151．

山本圭吾，2022，精密水準測量概説―火山活動に伴う微小な地盤上下変動の検出を目指して―，火山，67，2，221-231．