

3 世代にわたる日本の人工衛星によって見出された 1993 年から 2016 年にかけての 屈斜路カルデラ内アトサヌプリ火山群の地殻変動

Volcanic Deformation of Atosanupuri Volcanic Complex in the Kusscharo Caldera, Japan, from 1993 to 2016 Revealed by JERS-1, ALOS, and ALOS-2 Radar Interferometry

地理地殻活動研究センター 藤原智・矢来博司・小林知勝

Geography and Crustal Dynamics Research Center

Satoshi FUJIWARA, Hiroshi YARAI and Tomokazu KOBAYASHI

測地部 飛田幹男

Geodetic Department Mikio TOBITA

北海道大学 村上亮

Hokkaido University Makoto MURAKAMI

京都大学 西村卓也

Kyoto University Takuya NISHIMURA

要 旨

1994 年頃、北海道東部の屈斜路湖東岸にあるアトサヌプリ火山群において直径十数 km ほどの範囲が 20cm 以上膨張し、その後徐々に元に戻る地殻変動が人工衛星を利用した干渉合成開口レーダーによって見いだされた。その後、後継衛星を用い、20 年以上にわたる火山性地殻変動の推移を求めた。

アトサヌプリ火山群では活発な噴気が続いているものの、噴火等の活動はこの時期に観測されていない。しかしながら、地殻変動からは、地下数 km の深さの場所にマグマと考えられる火山性の熱流体が貫入することで火山体が膨張したあと、ゆっくりと収縮が継続したことが見出され、人知れず静かに進む火山活動の把握には、長期にわたる人工衛星からの観測が有効であることが確かめられた。

1. はじめに

火山活動に伴う噴火などの自然災害は人間活動に大きな被害をもたらすことがあり、その活動の推移を把握し予測していくことが被害の軽減につながる効果的な手段となる。火山活動の多くは地下のマグマやマグマに熱せられた水などの火山性の熱流体が移動していくことによって生じているために、それらの熱流体の量や動きを捉えることが火山活動の把握に有効である。こうした熱流体は、周りの岩盤を押し分けて貫入したりするため、地下での変動が地表まで地殻変動として伝わることになる。したがって、地表での地殻変動観測が火山監視ツールとして幅広く活用されている。

しかし、火山周辺での地殻変動は小さな領域内で局在して発生することも多いために、世界的にも高密度を誇る我が国の電子基準点による GNSS 観測網 (GEONET) をもってしても、全ての地殻変動を捕捉することは困難である。また、火山周辺は地形が

急峻で人の出入りが困難であることが多く、地上に観測機器を設置しようにも電気や通信回線を確保ができるとも限らないうえ、そもそも火山活動による危険性や機器への火山ガス等の影響といった過酷な条件のために、地上に高密度の地殻変動観測網を設置・維持することは難しい。

一方で地上に直接観測機器を設置することなく、遠隔地から電波等を用いて地表の状態やその変化を捉えようとするのがリモートセンシングである。リモートセンシングのなかでも、人工衛星にセンサーを搭載することによって、どんな場所でも繰り返し観測を継続することができる。センサーにはさまざまなものがあるが、地殻変動の観測に最も用いられるのが、電磁波を用いて、センサー（ここでは人工衛星）から地上までの距離に関する情報が得られるレーダーである。より細かい対象物を見るための分解能を高めた特殊なレーダーである合成開口レーダー (SAR) は地殻変動監視に関して次のような利点を有している。

- ・地上の測定設備を必要としない
- ・天候等に観測が左右されない
- ・広域にわたる地殻変動を一度に観測できる
- ・数 cm の高い地殻変動検出精度

こうしたことから、この SAR によるリモートセンシング技術は、地球表面の変形を監視するための標準的なツールとなっている。

宇宙航空研究開発機構 (JAXA) の前身の宇宙開発事業団 (NASDA) が打ち上げた日本の地球資源衛星 1 号「ふよう 1 号」(JERS-1) は、使用する電波の波長が 23.5cm (L バンド) の SAR センサーを搭載した衛星の 1 つで、1992 年から 1998 年にかけて世界各地の大量のデータを取得した。その後、JAXA は 2006 年から 2011 年に陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS) を運用し、さらに 2014 年に打ち上げられ現在も運

表-1 解析に用いた SAR 干渉画像ペアの緒元と求められた最大変位量

画像 ペア 番号	マスター画像 取得日	スレーブ画像 取得日	時間 間隔 (日)	衛星 軌道間 距離 (m)	時系列	最大 変位量 (cm)	修正された最大 変位量 (cm)
1	1993年5月18日	1997年5月9日	1452	159	C	13	13
2	1993年8月13日	1995年4月21日	616	-663	A	19	20
3	1993年8月13日	1998年7月22日	1804	45	A	10*	8*
4	1994年9月13日	1995年8月31日	352	-527	B	6	6
5	1994年9月13日	1998年4月25日	1320	-193	B	-2	-2
6	1995年4月21日	1996年4月7日	352	736	A	-3	-3
7	1995年4月21日	1998年7月22日	1188	712	A	-9	-9
8	1995年7月19日	1998年6月9日	1056	478	D	-11	-11
9	1995年7月19日	1998年7月23日	1100	-186	D	-7	-7
10	1995年8月31日	1997年10月31日	792	-556	B	-4	-4
11	1995年8月31日	1998年4月25日	968	333	B	-7	-7
12	1996年4月7日	1997年3月25日	352	985	A	-6	-5
13	1997年3月25日	1998年6月8日	440	227	A	-3	-3
14	1998年6月9日	1998年7月23日	44	-659	D	3	3
A1	2007年9月22日	2010年8月15日	1058	819	E	-6	-5
A2	2008年5月9日	2010年11月15日	920	310	F	-4	-4
A3	2014年8月9日	2016年8月6日	728	-47	G	-1	0
A4	2014年8月25日	2016年6月13日	658	22	H	-2	-1
A5	2014年9月29日	2016年7月4日	644	8	I	-1	0

JERS-1 は画像ペア 1~14, ALOS は A1 及び A2, ALOS-2 は A3, A4 及び A5 である. A4 (北行軌道) 以外の衛星データは南行軌道データを使用している. 衛星軌道間距離は衛星視線方向に直交する成分で表す. 時系列は A から I の 9 つあり, 変位の時間変化は同じ時系列内でのみ得られる. 最大変位量は各 SAR 干渉画像中の衛星視線方向の変位量の最大値を表す. 修正された最大変位量は小スケールの変位を差し引いたものを表す. *画像ペア 3 はノイズが多く, 最大変位量の信頼性は低い.

用中の陸域観測技術衛星 2 号「だいち 2 号」(ALOS-2) のデータが蓄積されつつあり, 地震, 火山活動や地盤沈下の観測に威力を発揮している.

北海道東部の屈斜路湖は約 3 万年前の火山活動によって形成された屈斜路カルデラ内に存在する. 屈斜路カルデラは日本最大のカルデラで東西 26km, 南北 20km もの大きさをもつ (図-1). 屈斜路カルデラ内には複数の火山が存在しており, そのなかでアトサヌプリカルデラ (直径約 4km) を含む火山群は, 屈斜路カルデラの東半分を埋める新しい火山複合体である. そこでは, 約 2 万年前にアトサヌプリカルデラが形成された後, 約 1 万 5 千年前から 10 個の溶岩ドームが形成された (長谷川ほか, 2009; 気象庁, 2013). アトサヌプリカルデラ内で, 北東部 (図-1) に位置するアトサヌプリ (硫黄山) は, これらの溶岩ドームのうち最も新しいものであり, 活発な噴気活動が見られ, 観光地としても知られている. なお, 本報告では, 単独の溶岩ドームであるアトサヌプリを含む溶岩ドーム群及びアトサヌプリカルデラ

をアトサヌプリ火山群と呼ぶ. 地質学的データによれば, 数百年前にアトサヌプリで最新の水蒸気噴出があったことがわかっているが, 当時の文化中心地から離れた場所であるので噴火の歴史的記録はなく (気象庁, 2013; 勝井ほか, 1986), 将来の噴火の可能性と, 地下のマグマ活動を理解するためのさらなる研究が必要である.

なお, 本報告は Fujiwara et al. (2017) に発表した内容を元に, 分かりやすく再構成したものである. 議論の詳細, 補足的な図や専門的な参考文献についてはそちらを参照されたい.

2. 日本の人工衛星による SAR 干渉画像

アトサヌプリ火山群の地殻変動を得るために, JERS-1, ALOS 及び ALOS-2 の 3 世代に日本の人工衛星による L バンド SAR データを用いた. 世界的には L バンドよりも波長の短い C バンド (波長約 6cm) や X バンド (波長約 3cm) の SAR 人工衛星が運用されているが, C バンドや X バンドの電波は植

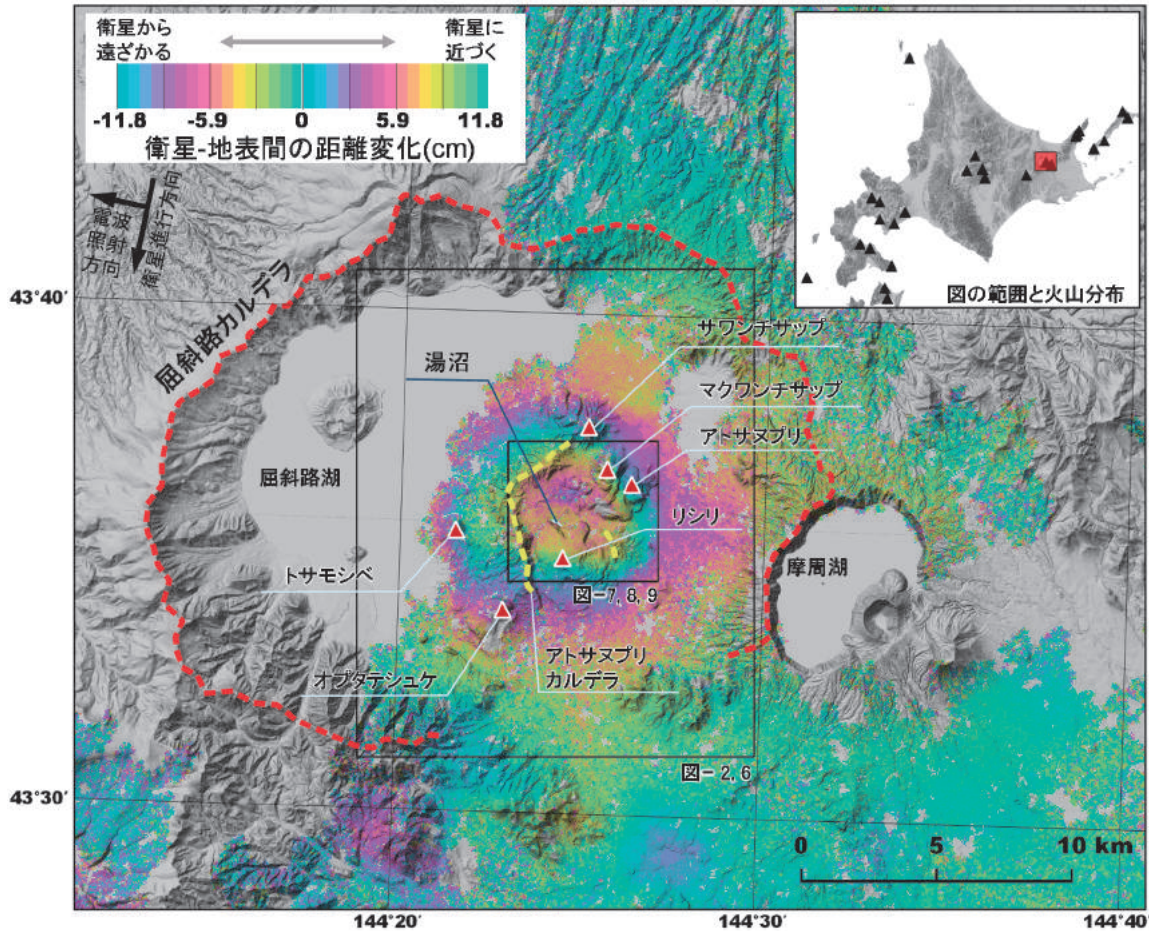


図-1 屈斜路カルデラ周辺の1993年8月13日から1995年4月21日までのJERS-1によるSAR干渉画像。カラースケールは衛星視線方向の変位量を表し、プラスが上向きもしくは東南東方向の変位を表す。赤の破線が屈斜路カルデラ、黄色の破線がアトサヌプリカルデラの概略位置を表す(勝井, 1962)。赤の三角はアトサヌプリ火山群に属する主な溶岩ドームを表す。

生の葉や枝で電波が反射されてしまい、地面の動きを直接捉えにくいという特徴がある。日本のように、深い植生で覆われた地域にこの技術を適用するには、LバンドのSARの使用が不可欠である。SARデータは、国土地理院独自で開発・改良を続けてきたGSISARソフトウェアを用いて処理を行った。

まず、JERS-1の1993年5月から1998年7月までの期間に取得されたデータを用いて複数のSAR干渉画像を作成した。SAR干渉画像とは、2時期のSAR画像を精密に重ね合わせて、画像上の画素ごとに人工衛星と地上の間の距離の変化を検出するものである。JERS-1では、東方向から地球の表面を電波で照らながら北から南へ下降する軌道から取得したSARデータを使用した。測定された地殻変動は、レーダーの視線方向に沿った各地上画素と人工衛星との間の距離の変化として取得されており、衛星は斜め上方から観測をしていることに注意が必要である。

JERS-1では、後継のALOSやALOS-2に比べる

とSAR干渉画像を作成することが想定されていなかったこともあって、SAR干渉画像としての品質が相対的に低い。したがって、できるだけ多くのSAR干渉画像ペアを作成・比較し、量的な面から必要な精度を確保するように努めた。

なお、ALOS及びALOS-2については、地殻変動の時間変化が小さかったことを考慮して、できるだけ撮像間隔が長くなる画像ペアを選択した。

3. 解析と結果

3.1 SAR干渉画像による地殻変動の検出

図-1は、屈斜路カルデラ周辺の1993年8月から1995年4月までのSAR干渉画像であり、今回得られた地殻変動としては最大のものである。SAR干渉画像では地表の位置の変化量を色で表しており、図中で同心円状に虹色で色が変化する領域を中心として大きな地面の変位(地殻変動)があったことを表している。地殻変動は直径10kmほどの領域に見ら

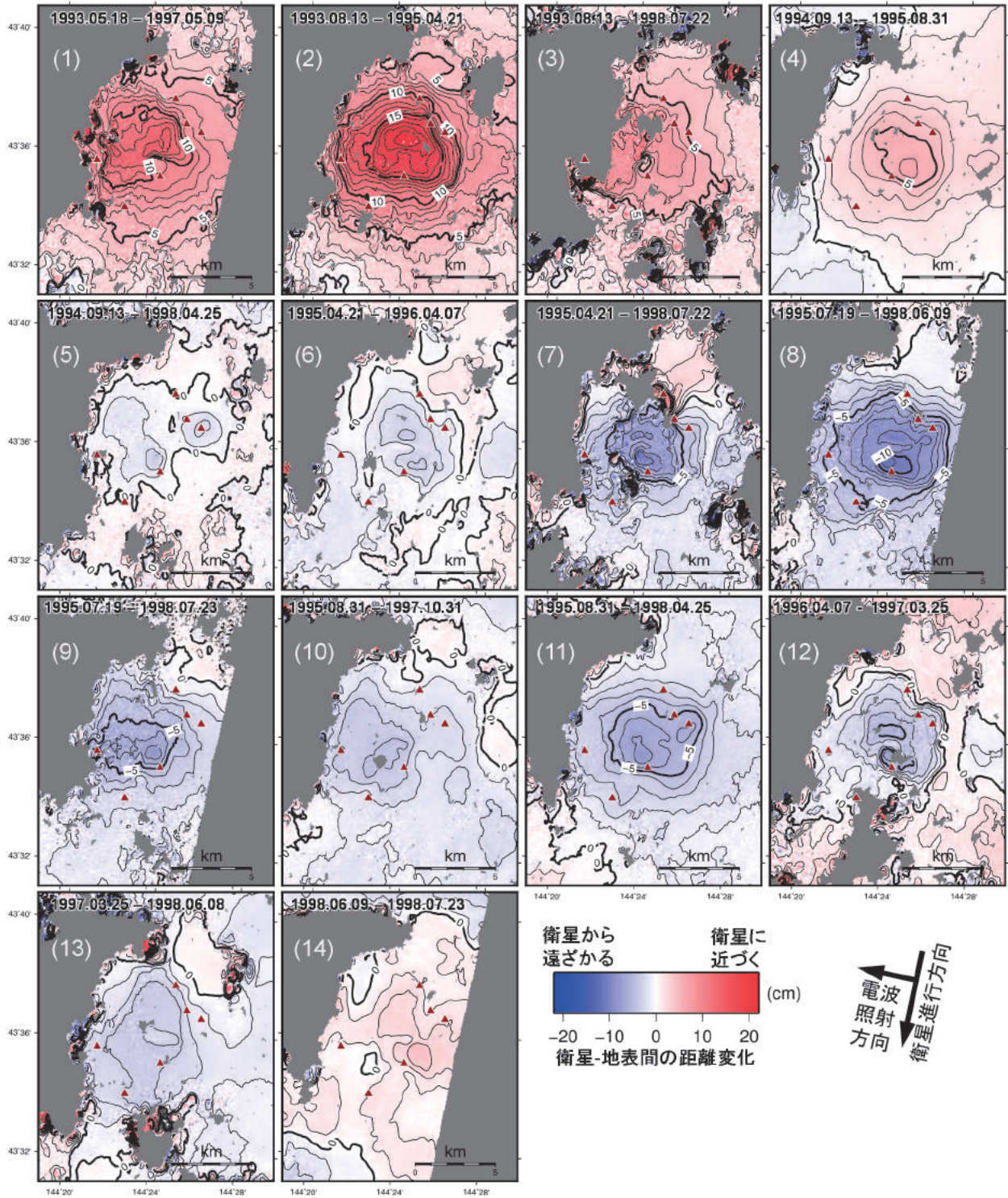


図-2 JERS-1 の SAR 干渉画像から求めた衛星視線方向の変位量分布
 画像ペア番号は表-1 による。等変位量線間隔は 1cm。赤の三角はアトサヌプリ火山群に属する主な溶岩ドームを表す。各画像の位置は図-1 に表示されている。

れ、アトサヌプリ火山群のほぼ全域にわたっている。変位領域の中心付近では、衛星に向かう視線方向で約 20cm の変位に達した。なお、特定の斜め方向から観測された SAR 干渉画像 1 枚のみでは地面の変位の向きを上下方向や水平方向に分離することは

きないために、SAR 干渉画像が示す地面の変位が上下、東西及び南北の成分も含むという事実注意到注意を払う必要があるが、大局的に見て、地下のマグマ等の熱流体の膨張/収縮が、観測される衛星視線方向の短縮/伸長として表れ、アトサヌプリ火山群の地

殻の隆起／沈降を示すと解釈すると理解しやすい。

図-2は、この解析で使用した JERS-1 の SAR 干渉画像から衛星視線方向の変位量に変換して表示したものである。どの画像においても、変位はほぼ同心円状で釣鐘の下部を広げたような形状をしており、変位の最大値は中央付近に存在している。図-3には、図-2 の各図の最大変位量の相対的時間変化を示す。図-3 は、アトサヌプリ火山群での隆起が 1993 年と 1995 年の間に急激に起こり、その後沈降に転じたことを表している。隆起時の衛星視線方向での変位速度は約 10cm /年、沈降時の変位速度は約 4cm /年であり、1995 年の隆起のピークに比べると 1998 年半ばまでは隆起量は約半分にまで減少したことになる。

図-3 にはアトサヌプリ火山群周辺で観測された毎月の地震数も記載しており、興味深いことに、初めの隆起が観測された 1994 年に地震数が増加（群発地震の発生）している。震源の深さは 10km より浅く、この群発地震の最大マグニチュードは 3.2 であった。1950 年以来、1967 年のマグニチュード 6.5

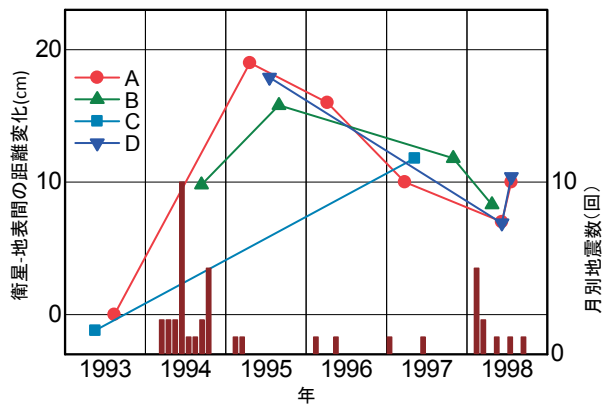


図-3 JERS-1 によって得られた衛星視線方向の変位量の最大値の変化
 プラスの値は上向きもしくは東南東方向の変位を表す。時系列の A から D (表-1) はお互いに独立しているために、時系列ごとの差が最小になるように時系列間の上下位置を調整している。月別の地震数は図-2 の範囲で発生した地震で、マグニチュードが 0.3 より大きく 20km より浅いものを数えている (Earthquake Research Institute, 2002)。

の地震を含むマグニチュード 5.0 以上の地震がアトサヌプリ火山群の近くで発生している (勝井ほか, 1986)。これらの大きな地震の震源はアトサヌプリの南西約 10km のやや離れた地域に存在していた。しかし、1994 年の群発地震の震源はアトサヌプリ火山群の真下にあり、近年では特異であったといえる (本谷・一柳, 1996)。1998 年には別の小さな群発地震が観測されており (図-3)、1995 年以降に観測された唯一の隆起が 1998 年 6 月～7 月に発生したとと時的に関連しているように見える。

3.2 地下の圧力源のモデル

地下でマグマが岩盤に貫入するなどして、割れ目が開口することで圧力が高まり、その応力が弾性的に周囲に伝わって地上で隆起が観測される。このとき、地球という物質構造に対して、地下で発生する圧力源が入力であり、地表に現れる地殻変動は結果としての出力であると考えることができる。ここでは、圧力源を推定する必要があるため、出力である地殻変動の分布を既知の観測値として、入力である未知の圧力源のパラメータを求める逆問題を解くことになる。観測された地上の変位分布から地下の圧力源の大きさや形のパラメータについて最小二乗法

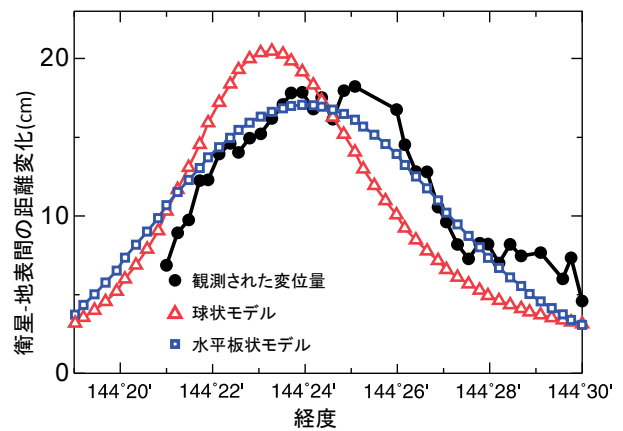


図-4 各モデル計算による変位量の比較
 隆起時の画像ペア 2 に対応する北緯 43 度 36 分に沿った球状モデル、水平板状モデル及び観測値の変位量の断面図で表している。

表-2 モデル計算による最適圧力源のパラメータ

SAR 干渉画像ペア番号	圧力源モデル形状	深さ(km)	幅 (km)	長さ(km)	走向 (°)	開口量 (m)	体積(m ³)	残差の二乗平均 (cm)
2	球状	5.5 ± 0.1	-	-	-	-	2.8 × 10 ⁷	2.2
2	水平板状	6.0 ± 0.2	8.4 ± 0.4	1.9 ± 0.7	12.2 ± 2.9	1.4 ± 0.6	2.2 × 10 ⁷	2.0
8	水平板状	5.3 ± 0.2	7.1 ± 0.4	1.4 ± 0.7	5.0 ± 2.9	-1.0 ± 0.5	-1.0 × 10 ⁷	1.3

を用いて逆算することからインバージョン計算と呼ばれる。

ここでは、まず、1993年から1995年にかけて観測された地盤隆起時の地殻変動の分布を説明するためのモデルを作成した。火山における地下の圧力源を簡素化したモデルとして、ある特定の場所で等方向の球状に膨らむモデル（球状モデルと呼ぶ）、水平に薄い長方形の板状に割れて膨らむモデル（水平板状モデルと呼ぶ）、そして鉛直方向の薄い長方形の板状に割れて膨らむモデル（鉛直板状モデルと呼ぶ）の3種類がよく用いられる。鉛直板状モデルが作る地殻変動は同心円状の分布が2か所に現れるが、実際の地殻変動では同心円状の分布が1か所だけであ

ることから球状モデルと水平板状モデルの2種類についてモデル計算を行った。

図-4は、2種類のモデルについて、最適モデルによる計算値と観測値の変位の断面を示す。球状モデルでは変位の形状の詳細をうまく表現できておらず、例えば、釣鐘形の変位は観測値よりも急で尖った形になっており、変位の中心となる場所はモデルのほうが西側にずれている。これに比較して、水平板状モデルは変位の形状を良く再現できている。また、観測値とモデル計算値の残差の二乗平均値でも、球状モデルが2.2cm、水平板状モデルが2.0cmとなっており、地下の圧力源の形は等方的な球状よりは水平の板状に近いものと推定される。水平板状モデル

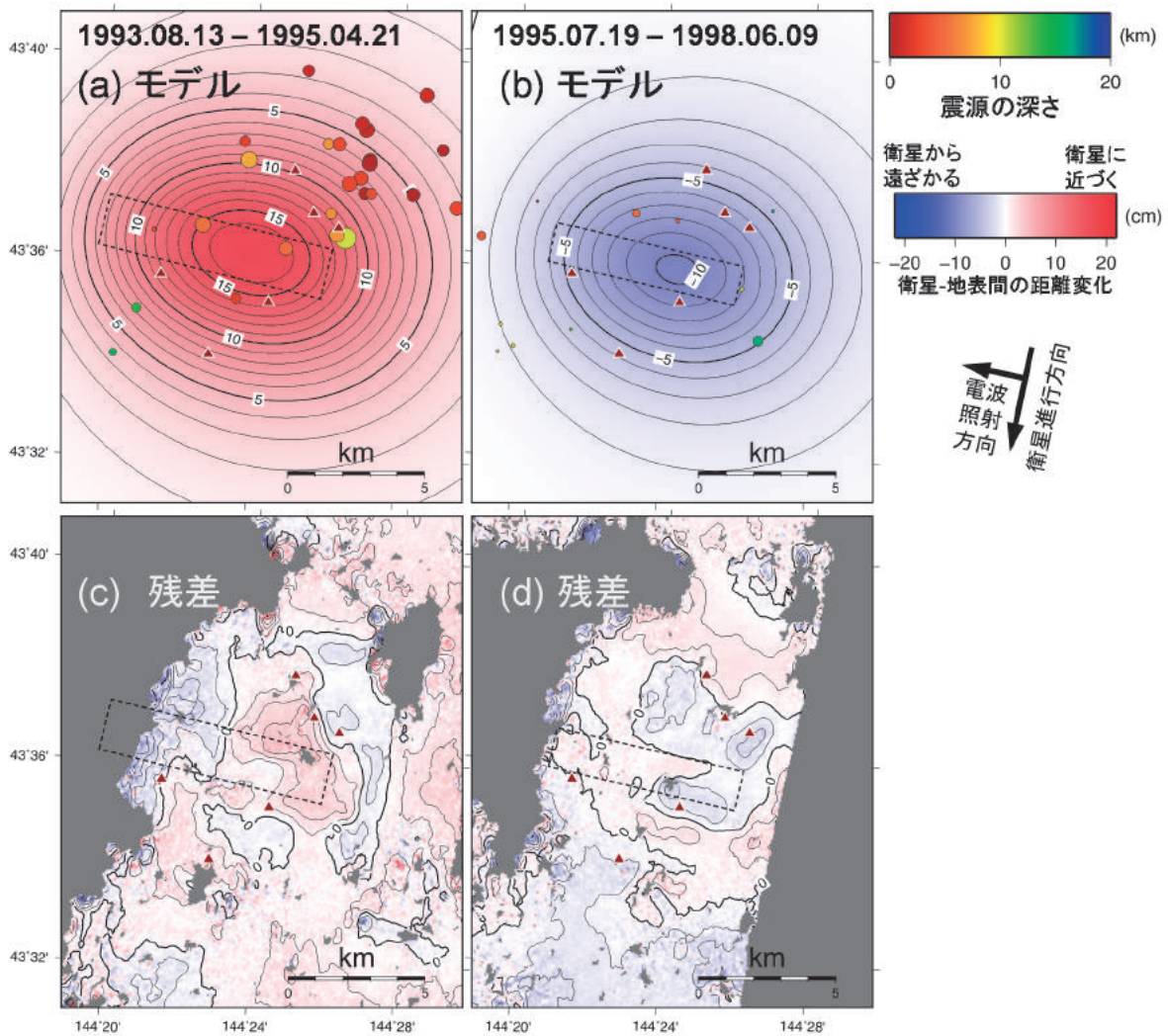


図-5 モデル計算による変位量分布

- (a) 隆起時の画像ペア 2 に対応する最適な水平板状圧力源による変位量モデル。丸印はこの期間に発生した地震（図-3）の位置を表す。黒の破線は水平板状モデルの位置を表す。
- (b) 沈降時の画像ペア 8 に対応する最適な水平板状圧力源による変位量モデル。丸印はこの期間に発生した地震（図-3）の位置を表す。黒の破線は水平板状モデルの位置を表す。
- (c) (a) の観測値からの残差
- (d) (b) の観測値からの残差

の計算値と残差の分布を図-5 に示す。

次に、1995年7月から1996年6月にかけての地盤沈降の期間の地殻変動について、水平板状モデルのパラメータを推定した。地盤沈降時の地下圧力源の水平位置と形状は、隆起時とほぼ同じであることがわかった(表-2及び図-5)。沈降と隆起の両モデルでは圧力源の深さの差(〜700m)が存在するが、観測値が最大20cm程度に対して観測値に含まれる干渉SARとしての誤差が数cmであるので、こうした観測誤差が原因の一つであることが考えられる。したがって、地盤隆起と沈降は地下の同じ場所に存在する圧力源の膨張と収縮で説明することが可能であり、1993年から1998年の間に圧力源の位置が同じ場所に留まっていたことを示唆するものである。

残念なことに、JERS-1衛星は1998年10月に観測を停止したために、さらなる変化を直接追跡することはできなかった。そこで、JAXAのALOS(2006年-2011年)とALOS-2(2014年-)の2つの新しいSAR衛星によるデータを解析した(図-6)。アトサヌ

プリ火山群の最初の沈降が見つかったJERS-1の観測から10年は経過したALOSの観測によっても見出されたことは興味深い(図-6のA1及びA2)。衛星視線方向の沈降率はおよそ2cm/年と小さいものの、変形の形状はJERS-1で観測された1998年までのものと類似している。つまり、沈降率はだんだん小さくなったが、その沈降は10年以上続いたことになる。なお、2006年にアトサヌプリの北東にGNSS連続観測点を設置して以降、現在に至るまで特段の地殻変動は観測されていないが、変動の中心から少し離れているためにALOS及びALOS-2での観測値と矛盾するものではない。

4. 議論

ここでは、干渉SARから求めたアトサヌプリ火山群での地殻変動の詳細とその原因を議論する。なお、釣鐘形の大きな変動が目立つが、重畳する、より小さい空間スケールの変動を取り除く必要があるため、先に小スケールの地殻変動の議論を行う。

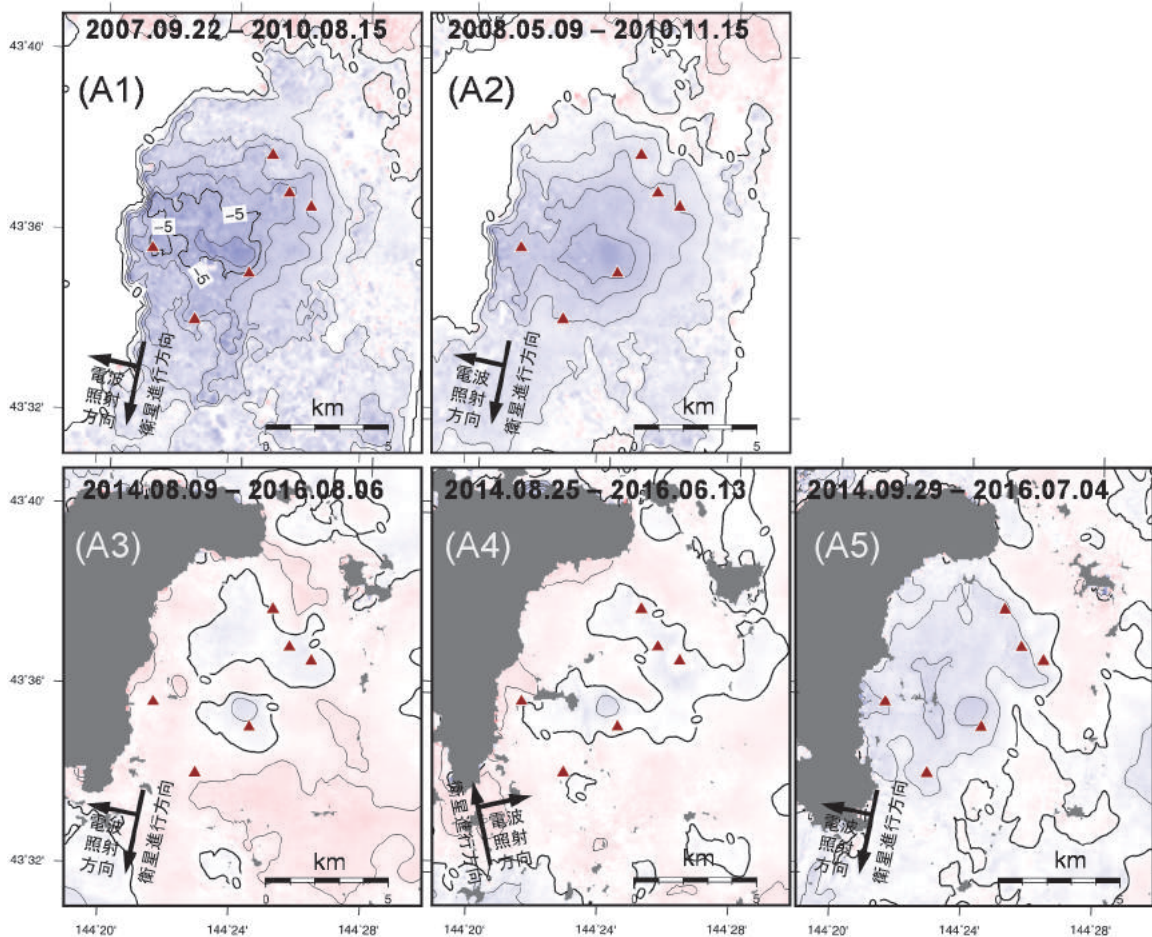


図-6 ALOS及びALOS-2のSAR干渉画像から求めた衛星視線方向の変位量分布

画像ペア番号は表-1による。等変位量線間隔は1cm。赤の三角はアトサヌプリ火山群に属する主な溶岩ドームを表す。各画像の位置は図-1に表示されている。

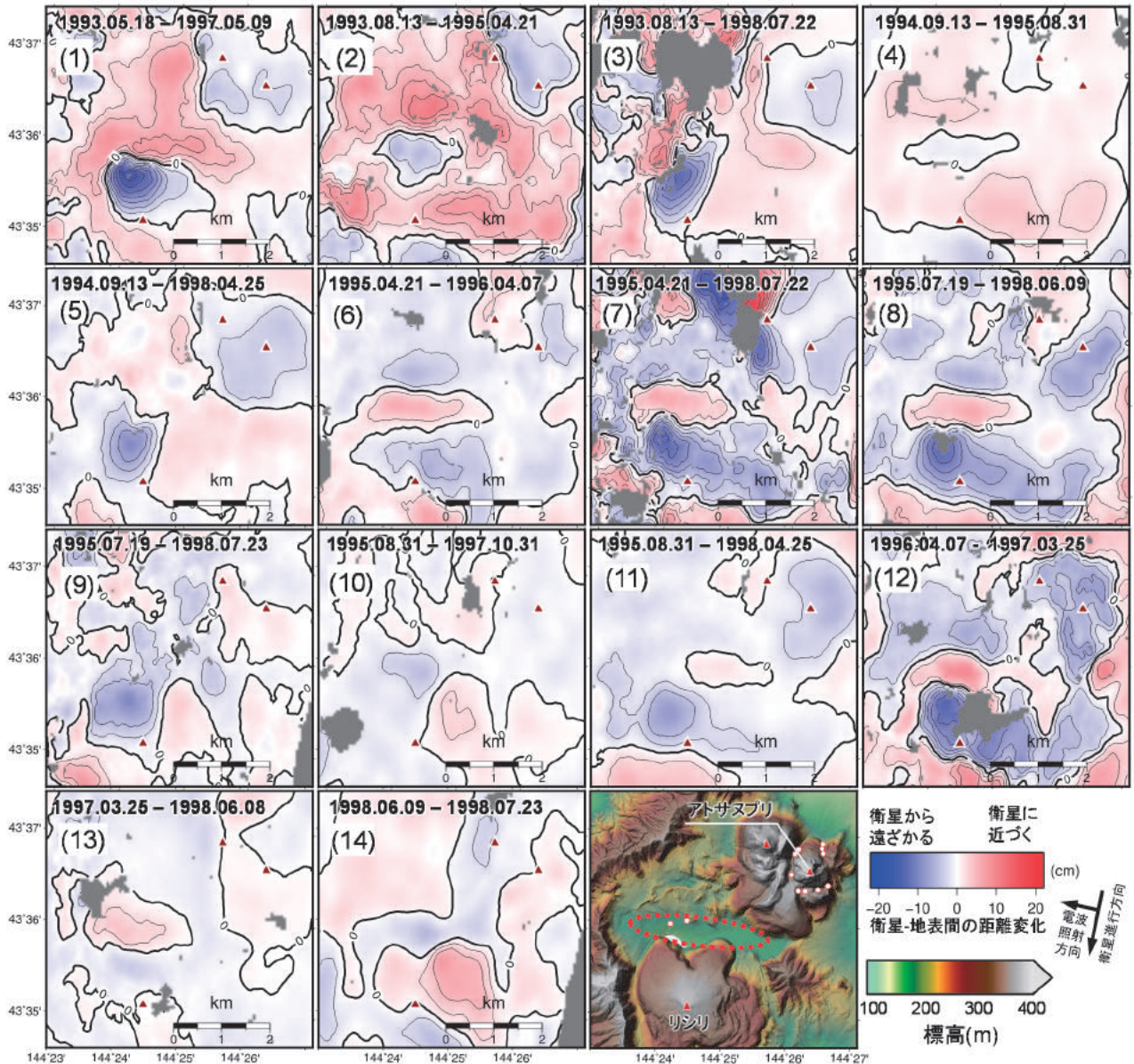


図-7 ハイパスフィルター適用後（7kmより短波長成分抽出）の地殻変動の中心部分の変位量分布
 画像ペア番号は表-1による。等変位量線間隔は0.5cm。赤の三角はアトサヌプリ火山群に属する主な溶岩ドームを表す。各画像の位置は図-1に表示されている。右下の図は地形を表し、赤の点線はアトサヌプリとリシリの二つの溶岩ドームに挟まれた細長い窪地（谷）、白丸は噴気の位置を表す。

4.1 小空間スケールの地殻変動

図-2及び図-6に見られる地殻変動は、大きな釣鐘形の変位と他の小さなパターンが重なっている。釣鐘形の変位の空間的広がり（空間波長）が約10kmであるため、ハイパスフィルターを適用して大きな釣鐘形の変位及び長い波長のノイズを除去し、空間波長が短く小空間スケール（以下「小スケール」という。）の変位のみを抽出して図-7及び図-8に示した。これらの小スケールの変位には、

- (1) 大きい釣鐘形の変位の中央付近に存在する東西方向に延びた小規模な変位の谷（図-7の右下の標高図中の赤の点線の地域）

(2) アトサヌプリの南西側に位置するリシリ溶岩ドームの北西側の沈降
 という2つの特徴が見られることが分かった。小スケールの変位の量は、最大で2〜3cmであり、JERS-1の SAR 干渉解析のノイズレベルと同等である（Fujiwara et al., 1998）。 SAR 干渉画像中の最も大きなノイズの一つは大気中の水蒸気の不均一さによるものである。しかし、大気によるノイズは空間波長が長い（Fujiwara et al., 1998）、図-7に見られるような短波長の変位は大気によるノイズには関連していないと考えられる。さらに、異なる日時に撮影された複数の SAR 干渉画像でも共通の変位が確認

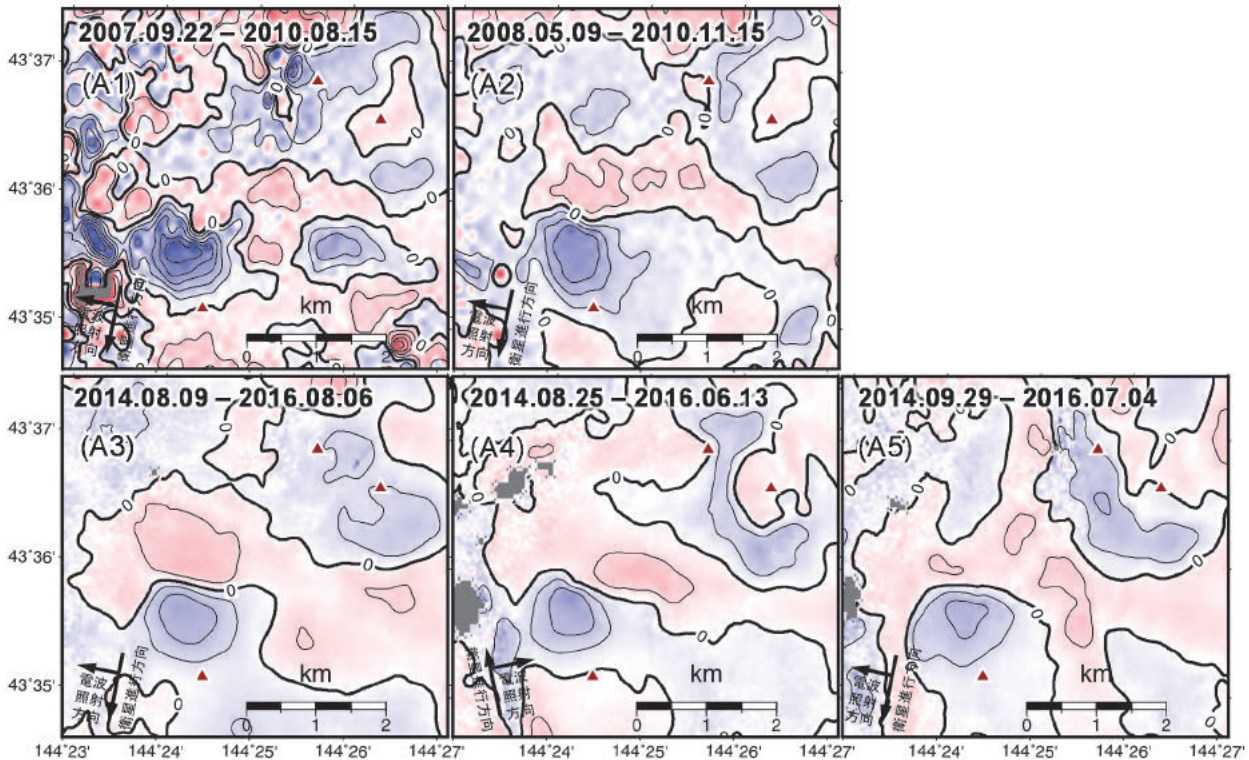


図-8 ハイパスフィルター適用後(7kmより短波長成分抽出)の地殻変動の中心部分の変位量分布

画像ペア番号は表-1による。等変位量線間隔は0.5cm。赤三角はアトサヌプリ火山群に属する主な溶岩ドームを表す。各画像の位置は図-1に表示されている。

できており、異なるデータ取得日に同じ大気効果が発生する可能性は低い。

上記(1)の東西の谷状の小スケールの変位は、変位の方向がプラスの場合が多いが(図-7の(1),(6),(7),(8)など)、マイナス(図-7の(2),(10),(14))になる場合がある。JERS-1のSAR干渉画像では地形の影響を除去するために50mメッシュのデジタル標高モデル(DEM)を使用している。したがって、DEMの系統的なずれがSAR干渉画像に現れて誤差となることがあり、その誤差の量は2回の観測の軌道間距離(正確には衛星視線方向に垂直な軌道間距離)の大きさに比例している。JERS-1は後継の衛星に比べると軌道間距離が大きく、DEMのずれによって変位量で数cmの誤差が現れることがある。上記(1)について表-1を元に調べたところ、軌道間距離と見かけの変位量が相関しているために、この谷状の変位がプラスやマイナスに変化するのを見かけ上の誤差である可能性が高い。しかし、ALOS-2の画像である図-8の(A3),(A4)及び(A5)は、ALOS-2の衛星軌道の良好な制御によって、軌道間距離が非常に小さい(表-1によれば100m以下)ためにDEMの系統的ずれに起因する誤差は十分小さく、実際に何らかの地殻変動があった可能性が高い。

リシリ溶岩ドーム北西側の変位は、表-1に示した

ように各変位が軌道間距離の大小とは無関係であることから、実際に地表で生じた変位であると考えられる。図-8は、ALOSによる2007年から2010年までの変位とALOS-2による2014年から2016年までの変位を示している。図-8の(A3)及び(A5)は東側からの観測、(A4)については西側からの観測になっているために厳密には同じ基準では比べられないが、リシリの小規模な変位の形状はお互いに似ている。したがって、衛星からの観測方向に敏感な水平方向の変位が十分に小さく、小スケールの変位は主に高さ方向(上下)の変位から構成されていると仮定して、各観測の地上への入射角を用いて、衛星視線方向の変位量を高さ方向の変位に換算した。さらに各画像のノイズを低減するために、小スケールの変位の速度がほぼ一定であるとして、各期間の変位量を平均することで高さ方向の変位の年平均変化率を示す図-9を作成した。

図-9に基づき以下の特徴が見出せる。

- (1) リシリ溶岩ドームの北西側は、JERS-1、ALOS及びALOS-2のそれぞれの観測期間中に一定の割合で(最大約0.8cm/年)沈降が継続している
- (2) アトサヌプリ周辺には沈降が存在するが、沈降地域は各衛星の観測時期では同じではない

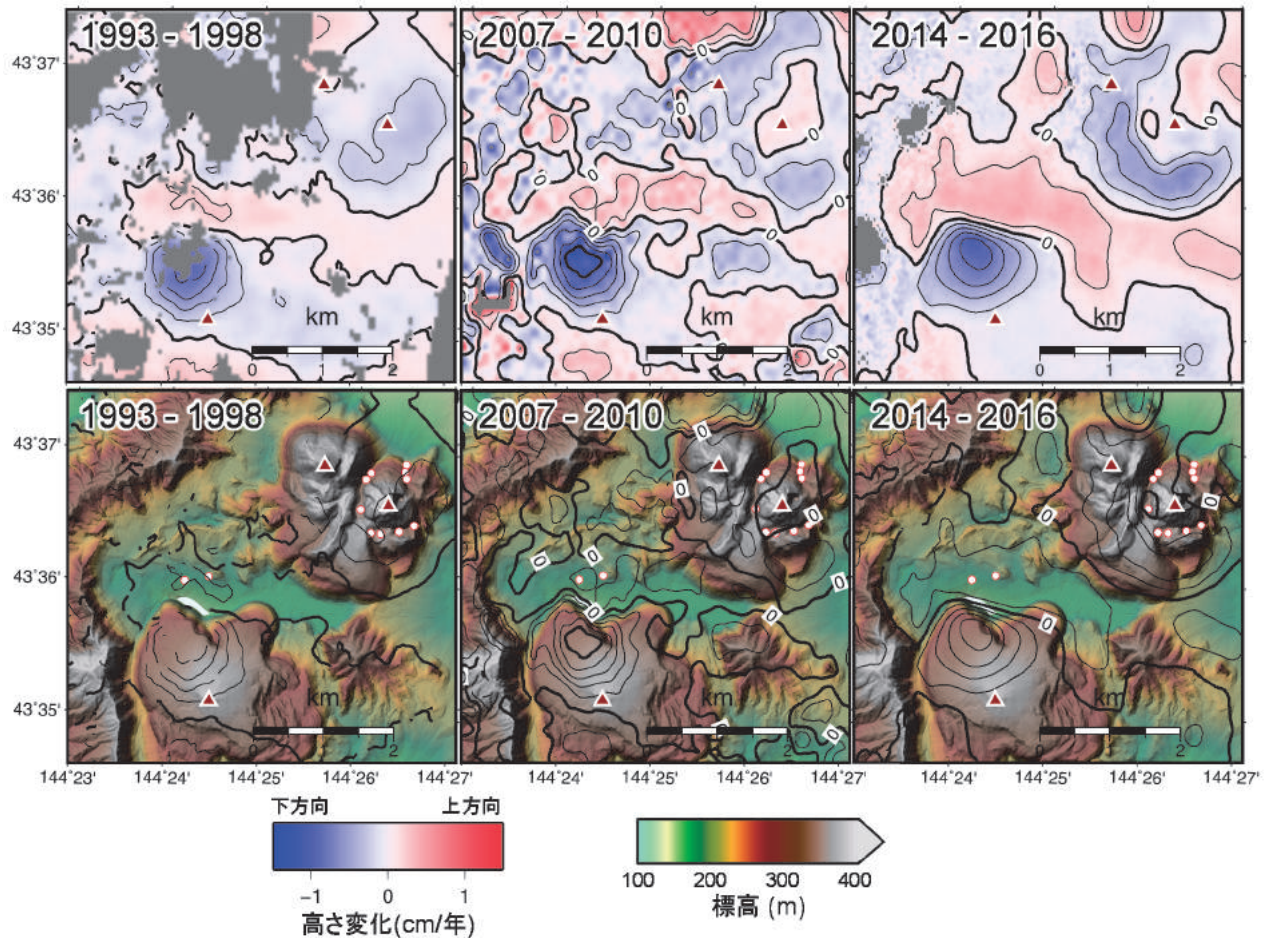


図-9 高さ方向に換算した各期間の平均変位速度

等変位量線間隔は 0.2cm/年. 図-7 及び 8 を元に, 左図は画像ペア 1,3,5,7,8,9,及び 11, 中央図は画像ペア A1 及び A2, 右図は画像ペア A3, A4 及び A5 から作成. 下図は等変位量線を地形とともに表示している. 赤の三角はアトサヌプリ火山群に属する主な溶岩ドームを表す. 各画像の位置は図-1 に表示されている.

(3) 中央の東西方向の小さな変位の谷ではすべての観測期間で隆起している

リシリの小スケールの変位の水平方向の広がりには 2 km 以下であるため, この変位の原因は溶岩ドームの深さ 1km 以内程度の浅い領域に存在する可能性が高い. 同じ種類の沈降が 3 つの期間に独立して起こったと仮定することは不合理なので, 沈降が継続しており, その沈降の時定数は 20 年を超える可能性が高いと考えられる. 溶岩ドームであるリシリは約 5500 年前に火砕流を噴出している. しかし, それ以降, 噴火などの火山活動は記録されていない(気象庁, 2013). アトサヌプリ火山群の大きな釣鐘形の変形とは別に, 複雑な起源の火山活動が存在する可能性があり, 例えば, 何らかの熱が加わる活動の後にリシリが継続して冷却過程にあり, 収縮・沈降しているのが観測されたと推測される.

4.2 大きな隆起と引き続く沈降

4.2.1 長期的な変動過程

釣鐘形の地殻変動は, 20cm という変動量の大きさとともに, 10km という地殻変動の範囲についてもかなり大きく, 火山噴火に結びつくような系統的な地下のマグマ活動プロセスに関連する可能性も高い. 今回検出された 1993 年以降の大きな地殻変動について以下で議論する.

前節で述べたように, 図-2 及び図-6 には, より大きな釣鐘形の地殻変動だけでなく, 小スケールの変位も含まれている. 小スケールの変位は衛星ごとの期間の平均変化率(図-9)で進行したのものとして, 元の変形から期間の長さに応じて差し引いた. 各 SAR 干渉画像ペアの補正後の最大変位を表-1 に追記している. 大きな隆起/沈降全体に対して小スケールの変位の影響は小さく, 最大変位の変化はほぼ 1cm 以下である. これらの補正された値に基づいて, 変位領域の中心付近における高さ方向に換算した最大変位の時間的推移を図-10 に示す. この図の中で,

- (1) JERS-1 (1993 年~1998 年)
- (2) ALOS (2007 年~2010 年)

(3) ALOS-2 (2014年～2016年)

の3つの衛星(上記の括弧内はデータを利用した期間)のSARデータは衛星軌道が異なるなどの違いのため、衛星ごとの相対的な変化のみが利用可能である。したがって、長期にわたる絶対的な変位の全容を決定することはできないことに留意が必要である。

まず、期間(1)の最初で急激な隆起が観測された後は徐々に沈降が進行している。期間(2)では、(1)より約10年後であるが、(2)でも継続するように見える沈降の速度は(1)の期間の自然な沈降過程の緩和(例えば、指数関数的減衰)よりも大きい。さらに、その後の期間(3)は短いものの、目立った沈降は見られなかった。これらの事実から、(1)に見られる大きな隆起現象の後に、ある一定の時定数で沈降過程が約20年にわたって自然に緩和していったものとは考えにくい。つまり、(1)と(2)の間の期間に隆起が再び発生したか、もしくは沈降速度が変動した可能性がある。実際に、期間(1)の最後の1998年の小さな群発地震に対応する小さな隆起が観測されている(図-3)。このことは、複数の隆起-沈降の過程が存在することを示唆している。1994年と1998年に屈斜路カルデラ内で記録された2つの群発地震は、ともに隆起に伴うか、あるいはわずかに先行して発生している。なお、地盤の沈降が2014年までに止まったので、沈降の時定数はおそらく20年未満であり、小スケールの変位よりは時定数が短いといえる。

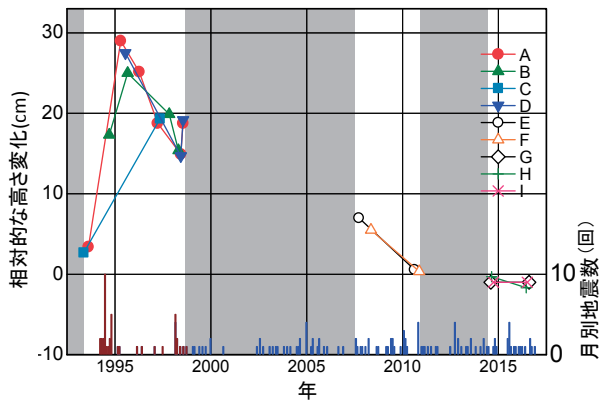


図-10 高さ方向に換算した変位量の最大値の時間変化系列のAからI(表-1)はお互いに独立しているために、時系列ごとの差が最小になるように時系列間の上下位置を調整している。灰色の期間はデータが存在しないため、その前後の上下方向の位置には任意性がある。月別の地震数は図-2の範囲で発生したマグニチュードが0.3より大きく20kmより浅い地震を数えており、茶色はEarthquake Research Institute(2002)、青色は気象庁による。

4.2.2 隆起の過程

1993年から1995年にかけて観測された隆起の原因には下記の2種類が考えられる。

(1) マグマの深部から浅部への移動

一般に液体であるマグマは固体である周囲の岩石よりも密度が小さいために浮力を得て、熱気球が上昇するように上部へ向かうが、地球の岩石は上部ほど密度が小さいことから、周囲の岩石と密度が同じになった場所で留まり、いわゆる「マグマだまり」を形成する。マグマだまりの中で、例えば温度が下がってマグマの結晶化が進むと、マグマに溶けていた揮発成分が結晶に入らずに気泡(ガス)となって出現することで密度が小さくなり、再び浮力を得てさらに浅部へと上昇することになる。こうした、マグマの浅部への移動は噴火等への過程の一部として理解されている。

(2) 熱水の活動

ガスを含む熱水活動による地殻変動が存在することが知られているが、実際の観測例や数値シミュレーションによれば5kmより浅い場所にあると推定されることが多く、今回のように6kmもの深さでの圧力源の存在は説明しにくい。

本多ほか(2011)は、アトサヌプリの直下に低比抵抗体(〜10Ωm)という電気を流しやすい領域が存在し、さらに非常に低比抵抗(〜1Ωm)な構造が14km以深に存在すると報告しており、これらの低比抵抗を示す物質はマグマと関連していると考えられる。低比抵抗体の上部の深さが約6kmと推定されているため、1993年後半また1994年初めに、なんらかのメカニズムで浮力を得たマグマが地下深くから上昇し、約6kmの深さまで上昇した後、横に移動して新しく水平板状に広がったか、または既存の水平板状の割れ目を開口させたと考えるのが自然である。群発地震という一時的な地震活動の活発化は、割れ目の開口によって引き起こされる周囲の応力の変化によって生じたと説明することができる。板状の膨張に寄与した全マグマ容積は、1995年中頃までにおいて $2 \times 10^7 \text{m}^3$ 以上であった(表-2)。

地下で物質が移動するにしても質量が保存されることを考えれば、マグマが上昇することによって、マグマがもともとあった場所の深部のマグマだまりは収縮していなければならないことになる。しかし、SAR干渉画像からは、収縮するマグマだまりによるような変位は見いだせない。なお、マグマだまりから真上にマグマが上昇する場合は、浮力を得るために新たに膨張する部分の体積が、収縮するマグマだまりの体積の3倍以上になることが分かっている。したがって、マグマはおそらく水平板状の割れ目開口の真下から来ており、深部のマグマだまりの変形

は、板状の膨張による変位内に隠れているか重なっているために SAR 干渉画像に明瞭に現れていないものと考えられる。

4.2.3 沈降の過程

隆起に引き続いての沈降は 1995 年の夏頃から始まった。1998 年の夏までに、体積は約 $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ 減少した(表-2)。これは 1993 年から 1995 年に発生した膨張量の約半分である。モデルシミュレーション(表-2)は、隆起と沈降がほぼ同じ場所で発生していることを示唆している。これらのことから、沈降のメカニズムには下記のようなものが考えられる。

(1) マグマが深部に戻る(ドレインバック)

マグマが深部から浅部への移動する際は、気泡の出現による浮力が働くが、これらの気泡が別の場所へ抜けてしまうと(脱ガス)、浮力を失って、深部に自然に戻るものが発生する

(2) 冷却による収縮

(3) 結晶化による冷却マグマの縮小

(4) 地殻等の粘弾性緩和

マグマの冷却による収縮については、温度が 1000°C 低下したとしても体積変化はわずか数%であるので変位を完全には説明できない。結晶化は、最大 20% ほどの体積変化を説明するとされるものの、量的には不十分である。粘弾性は、図-10 に示す変形が経時的に指数関数的に緩和していることを説明できる。しかし、粘弾性は隆起と沈降の両方に影響するはずであり、貫入したマグマの周囲が粘弾性体に囲まれたとすると、海外の事例やモデル計算では地震活動が粘弾性体の存在によって地盤隆起の開始後に始まるとされているが、屈斜路カルデラ内で発生した 1994 年と 1998 年の 2 つの群発地震は、地盤隆起と同時か、わずかに先行しており、必ずしも粘弾性で説明がつくものではなさそうである。したがって、マグマの冷却、結晶化、粘弾性の組み合わせが沈降の一部に寄与しているかもしれないが、マグマからの徐々にガスが抜けていくことで浮力を失って発生するマグマのドレインバックは沈降を説明する最も可能性の高いメカニズムであろう。

なお、アトサヌプリ火山群の溶岩ドーム位置の水平分布(図-1)と低比抵抗体の頂部が水平板状の圧力源モデルの大きさとはほぼ一致するため、圧力源すなわちマグマの貫入場所は過去からその場所に存続しつづけている可能性が高く、過去にも何回となく、同じ場所へマグマが貫入してきたことが推測される。

5. まとめ

1993 年から 2016 年の間の 3 世代にわたる人工衛星による地殻変動観測によって、アトサヌプリ火山群の下では、原因が異なる 2 種類の地殻変動が起こ

っていたことが明らかになった。第一は、大きな隆起とそれに引き続いて継続する沈降という一連の地殻変動である。この地殻変動は期間全体にわたって同様の形状を有し、地下 6km 程に存在すると推定される同じ場所での膨張/収縮に起因すると考えられる。幸いにも、貫入してきたと思われるマグマは地上付近までは上がってこなかったため、噴火等の災害にはつながらなかった「未遂」事象であった。第二は、溶岩ドーム上の部分的ながらも 3 つの衛星の期間を通じて一定のスピードで進む小スケールな沈降である。このことは、過去に何らかの火山活動があり、その後にかなり長期にわたって緩和・冷却が継続していることを示唆する。

これらの地殻変動は、GNSS や傾斜計といった他の連続的な地殻変動モニタリングシステムが近隣に存在しなかったために観測されていなかった。したがって、この火山活動は本報告で提示した過去にさかのぼる人工衛星データ解析が地殻変動を明らかにするまで誰にも知られなかったことになる。このような地殻変動が、噴気以外には活発な火山活動現象を示してきてこなかったアトサヌプリ火山群で発生していたことは、将来の噴火の可能性を評価するにも、こうした火山の継続的な監視が不可欠であること示している。

3 つの異なる人工衛星の使用は、長期的な地殻変動の推移を複数の人工衛星を利用して検出することが可能であることを示した。しかしながら、別の衛星間での SAR 干渉画像が作成できないために、長期間の地殻変動の絶対的な変化を得ることができていない。将来の SAR 衛星が、過去の衛星を凌駕する能力を有することに加え、過去から未来への火山活動を明らかにする助けとなるように過去の衛星との互換性を持つことの重要性を指摘したい。

謝辞

JERS-1 のデータは JAXA から提供されました。JERS-1 の原初データの所有権は経済産業省と JAXA にあります。ALOS と ALOS-2 のデータは、国土地理院と JAXA の間の協定を通じて提供されました。ALOS の原初データの所有権は JAXA と経済産業省にあります。ALOS-2 の原初データの所有権は、JAXA にあります。地震データは「国立大学観測網地震カタログ震源ファイル」及び気象庁によって処理されたデータを用いました。この場を借りて、御礼申し上げます。

(公開日：平成 30 年 3 月 29 日)

参考文献

- Earthquake Research Institute (2002) : Japan University Network Earthquake Catalog, <https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/db/junec/index.html> (accessed 11 Jan. 2018).
- Fujiwara S., P. A. Rosen, M. Tobita, M. Murakami (1998) : Crustal deformation measurements using repeat-pass JERS 1 synthetic aperture radar interferometry near the Izu Peninsula, Japan, *J. Geophys. Res.*, 103, 2411–2426. doi:10.1029/97JB02382
- Fujiwara, S., M. Murakami, T. Nishimura, M. Tobita, H. Yarai, and T. Kobayashi (2017) : Volcanic deformation of Atosanupuri volcanic complex in the Kussharo caldera, Japan, from 1993 to 2016 revealed by JERS-1, ALOS, and ALOS-2 radar interferometry, *Earth Planets Space*, 69, 78. doi:10.1186/s40623-017-0662-y
- 長谷川健, 岸本博志, 中川光弘, 伊藤順一, 山元孝広 (2009) : 北海道東部, 根釧原野及び斜里平野における約3万5千~1万2千年前のテフラ層序と後屈斜路カルデラ火山の噴火史, *地質学雑誌*, 115, 369-390. doi:10.5575/geosoc.115.369
- 本多亮, 山谷祐介, 市原寛, 長谷英彰, 茂木透, 山下晴之, 大山倫敦, 上嶋誠, 中川光弘 (2011) : 屈斜路カルデラ周辺における MT 法による比抵抗探査, *北海道大学地球物理学研究報告*, 74, 45-55. doi:10.14943/gbhu.74.45
- 勝井義雄 (1962) : 5 万分の 1 地質図 屈斜路湖, 説明書, 北海道開発庁.
- 勝井義雄, 横山泉, 岡田弘, 西田泰典, 松本佳久, 川上則明 (1986) : アトサヌプリ 摩周 (カムイヌプリ) -火山地質・噴火史・活動の現況及び防災対策-, 北海道防災会議, 104p.
- 気象庁 (2013) : 日本活火山総覧 (第4版), 5 アトサヌプリ, http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/souran/main/5_Atosanupuri.pdf (accessed 11 Jan. 2018).
- 本谷義信, 一柳昌義 (1996) : 北海道東部弟子屈地域, アトサヌプリ周辺の地震活動 (1926–1995), *北海道大学地球物理学研究報告*, 59, 211-220. doi:10.14943/gbhu.59.211