

第 2 章 マグマ上昇シナリオに基づく火山活動評価手法の研究

2.1 火山監視の視点から見たマグマ上昇シナリオの構築に向けて

火山活動は、マグマなどの物質が地中を移動して地表から噴出する現象であり、火山活動に伴って、地下の圧力分布の変化が生じ、地盤が変形することがある。そのため、火山活動に伴う地盤の変形つまり地殻変動を観測することは、火山活動を評価する上で非常に重要な観測項目の一つである。我が国では、古くは、大森房吉が 1914 年の桜島大正噴火に際して、地盤が始良カルデラを中心に同心円状に沈降したことを発見し、その後、茂木清夫がそれを地下の等方圧力源モデルで説明して、マグマだまりの深さを推定して以来、数多くの火山で地殻変動観測によってマグマ等のふるまいについての研究が行われてきた。気象庁でも、火山監視・情報センターが発足した 2001 年以降、全国の主な火山を対象に、GPS を中心とした地殻変動観測を本格的に導入した（山里，2005）。

一方、気象庁は、2007 年に、火山防災に資することを目的に、全国の主な火山に噴火警戒レベルを導入するとともに、従来の火山情報を気象業務法上の予報・警報に位置付ける改革を行った。噴火警戒レベルは、過去の噴火履歴や活動様式をもとにした噴火シナリオをもとにしているが、現在の噴火シナリオに基づく監視は、過去の経験則に大きく依存することから、現在噴火警戒レベルを発表している火山の噴火警戒レベルの判断基準は、噴火現象等の表面現象や地震活動を中心に記述されており、例えば地殻変動に関しては、具体的な記述がなされている火山は非常に少ない。

2009 年 2 月 2 日の浅間山噴火の直前に気象庁が傾斜変化をとらえて警報を発表することに成功した事例にみられるように、地殻変動は火山活動の判断には非常に重要な指標である。浅間山の傾斜変化は、2004 年 9 月からの噴火活動で発見され（中禮・瀧山，2006）、何度も同じ現象を繰り返していることがわかっているもので、それを判断するのは比較的容易である。このような数多くの異常経験のある火山であればともかく、静穏な火山でひとたび地殻変動が観測されたとしてもそれを評価する過去事例が少ない場合、それがどの程度異常な現象なのかさえ判断に迷うケースも出てくるであろう。そのため、本研究では、マグマの上昇がどのように起き、その上昇速度が何に支配されるかという一般的な性質を概観し、その上で、最近の研究によって得られた様々な火山における地殻変動圧力源モデルを整理して系統的な性質を見出して、一般的な地殻変動の監視の目安ができないかという視点で検討を行った。

2.1.1 マグマ内の気泡成長による理論的マグマ上昇とマグマ上昇速度の多様性

マグマの上昇は、周辺地殻との密度差による浮力によって生じるとされている。マグマだまりからのマグマの上昇のトリガーについてはよくわかっていないことが多いが、上昇過程において、マグマ内の揮発性物質が大きな役割を果たしているとされている。マグマが上昇を始めると、マグマ内の揮発性物質が気泡となり、減圧によってそれが成長、みかけの密度が小さくなり浮力が大きくなりさらにマグマは上昇、さらに減圧して気泡が成長して上昇力を増す。Nishimura (2006) は、これらの過程を数値シミュレーションによって再現する試みを行っている。その概要は以下のとおりである。

(1) 過飽和状態にあるマグマ内の気泡成長

メルト中に揮発性物質からなる気泡があった場合にそれがどのように時間成長するかを、揮発性物質の拡散方程式、気泡の成長運動方程式、揮発性物質の質量保存方程式から解く（Proussevitch et al., 1993）ことができる。

(2) 弾性体との相互作用

弾性体中にマグマが閉じこめられている場合、気泡成長は周辺の弾性体からの応力に支配される。それを Shimomura et al. (2006) に準拠して、弾性体との圧力平衡式から解く。(1) と合わせて、それによりマグマの密度の時間変化が計算できる。以上で最も重要となるのは、マグマ中の揮発性物質の濃度である。

(3) マグマ上昇の計算

以上のように計算できる密度変化を考慮して、マグマ上昇の機動力たる浮力を計算し、マグマ（ダイク）の運動方程式を解く。

Nishimura (2006) の方式によってマグマ上昇速度を計算した例を Fig. 2.1.1 に示す。マグマ上昇速度を支配するパラメータはきわめて多種であるが、上昇速度については、マグマと周辺地殻の密度差と粘性がそれを支配する。ダイク幅 d のマグマの上昇速度 U は、周辺地殻とマグマ密度（それぞれ ρ_s , ρ_m ）、粘性 η で

$$\dot{U} = \frac{\rho_m d^2 g}{12\eta} \left(\frac{\rho_s}{\rho_m} - 1 \right) \quad (g : \text{重力加速度})$$

を解くことによって得られる。Fig. 2.1.1 には、流紋岩マグマと玄武岩マグマの上昇シミュレーションを示したが、両者の粘性の違いによって上昇速度は大きく異なる。粘性以外にも、気泡の初期径や密度によっても上昇速度は大きく変わる。これは、マグマだまり内の揮発性物質の濃度もマグマ上昇速度を支配していることを示している。

また、マグマが上昇すると周辺の静水圧が小さくなり気泡が成長するので、 ρ_m は小さくなり、さらにマグマ密度が小さくなり、Fig. 2.1.1 にあるとおり、加速的にマグマ上昇速度は大きくなる。ただし、Nishimura (2006) も指摘しているとおり、揮発性物質が火山ガスとしてマグマから抜ける（脱ガス）と加速的にならない。

以上のように、一般的なマグマ上昇を数値的に記述することは可能である。しかしながら、それを支配するパラメータは非常に多様である。その代表的なものは、マグマや地殻の密度、マグマの粘性、揮発性物質の濃度などであり、その大半は地球物理学的な観測では直接把握できないパラメータである。そのため、現実に地殻変動が観測された場合にそれがどのように推移するかをそれらを観測データからの確に推測することは現段階では困難だと言わざるを得ない。ただし、地殻変動が加速的に進む場合には注意を要するといった定性的なことは言えるであろう。

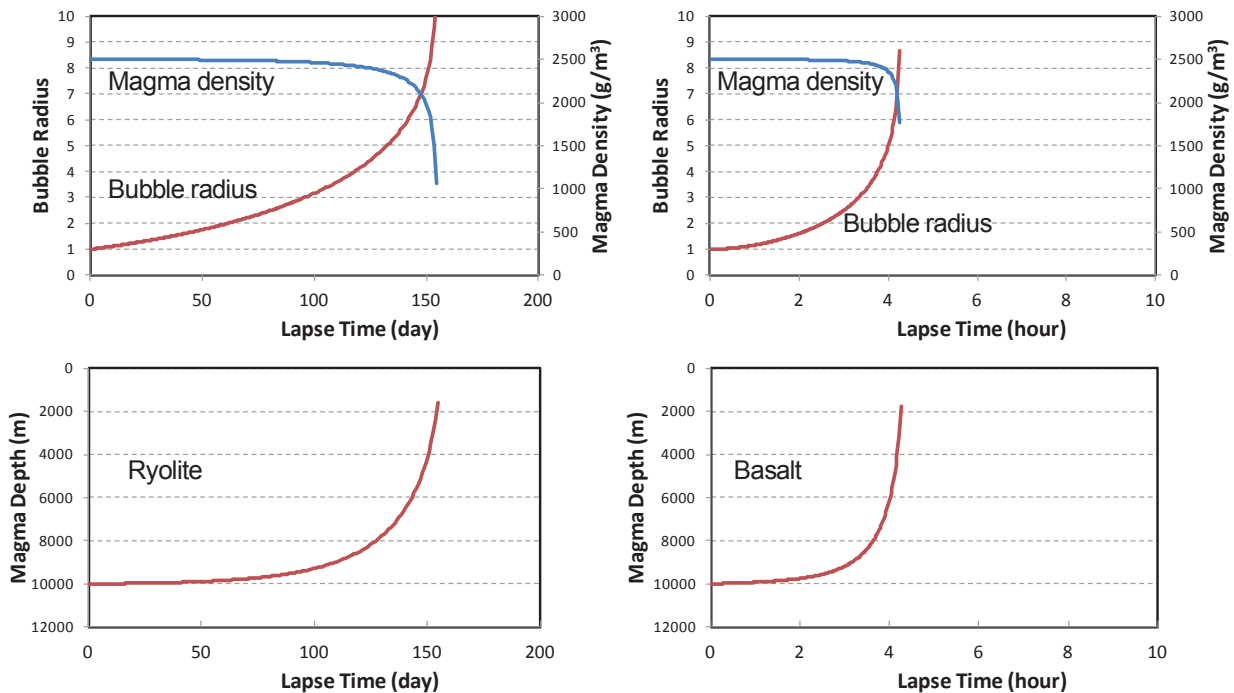


Fig. 2.1.1 Simulations of (top) the growth of bubbles in magma and magma density and (bottom) ascent of the top of the magma body from the neutral point at 10 km depth. Parameters are from Shimomura et al. (2004).

2.1.2 近年の様々な火山地殻変動—異常未経験火山における活動評価に向けて—

数多くの異常経験のある火山であればともかく、静穏な火山では、ひとたび地殻変動が観測されたとしてもそれを評価する過去事例が少ない場合、それがどの程度異常な現象なのかさえ判断に迷うケースも出てくる。そのため、本節以降では、最近の研究によって得られた様々な火山における地殻変動圧力源モデルを整理して系統的な性質を見出して、一般的な地殻変動の監視の目安ができないかという視点で検討を行った。

火山活動に起因すると思われる地殻変動が観測された場合、そのデータを用いて変動をもたらす地下の力学モデルを推定することがしばしば行われる。それは、地殻を弾性体と仮定して、地盤の変形を最もよく説明できる圧力源の形状や変形量を推定するという方法である。最も多く利用されるのは、等方的（球状）な圧力源で、これは茂木モデルと呼ばれ、茂木清夫が初めて桜島で適用したモデルである（計算式の提案者の名前をとり、山川—茂木モデルと呼ばれることもある）。一方、圧力源を有限の大きさの板状に仮定することもしばしば用いられ、ダイクモデルあるいは岡田モデルと呼ばれる（水平に近いダイクはシルと呼ぶ）。幾何学的には大きく異なるこれら 2 種類のモデル以外にも、様々な形状の圧力源を想定することも可能であるが、ほとんどの場合、このうちのどちらか、あるいは両方の合成によって説明されることが多い。どちらを用いるかは、例えば地殻変動の変位がわかっている場合に、その変化量に方位依存性があるかどうかによって依存することが多いが、データ量が十分でない場合、より単純な茂木モデルを用いることが多くなる。いずれの場合も、その圧力源の位置と膨張量が求められ、それを判断基準にした評価がなされることになる。

2.1.2.1 様々な火山の地殻変動モデル

ここでは、我が国で近年観測された火山性地殻変動とその圧力源モデルについて、できるだけ系統的に収集してみた。以下に本調査で用いた圧力源モデルの研究成果について、火山毎、北から順に列挙する。

(1) アトサヌプリ

1994 年 3 月～10 月に屈斜路湖東岸からアトサヌプリ付近の深さ数 km を震源とする M2 程度の有感地震を含む地震活動があり、1994 年 10 月 4 日に発生した北海道東方沖地震（M8.2）発生直後まで続いた。この地震活動に伴って、アトサヌプリ周辺を中心として約 25cm の隆起があったことが合成開口レーダー（SAR）データの干渉解析で明らかになった（国土地理院、2006a）。国土地理院によると、この変動は、深さ 6km 付近のシル状の膨張で説明でき、膨張体積は約 $2 \times 10^7 \text{ m}^3$ と推定される。

(2) 十勝岳

十勝岳では、2006 年頃から 62-2 火口直下浅部の膨張が継続している。膨張源の深さは 62-2 火口直下深さ 400m、膨張量は $4.4 \times 10^4 \text{ m}^3$ （2007～2008 年の 1 年間）と推定されている（気象庁・他、第 111 回火山噴火予知連絡会資料）。膨張はその後も継続しており、同じレートで膨張が続いているのであれば、2012 年には膨張量は $2 \times 10^5 \text{ m}^3$ に達すると推定される。

(3) 樽前山

樽前山では、山頂火口源の溶岩ドームを中心とする膨張が時々観測されている。気象研究所は、繰り返し GPS 観測によって得られたデータをもとに、茂木モデルによる圧力源推定を行い、1999 年 7 月～2000 年 8 月の期間について、ドーム直下深さ 310m で $1.9 \times 10^4 \text{ m}^3$ の体積膨張があったとした（気象研究所、2008）。

(4) 有珠山

2000 年の有珠山噴火においては、デイサイトマグマの貫入—マグマ水蒸気爆発によって顕著な地殻変動が観測された。

有珠山では、噴火発生（3月31日）の数日前から地震活動が見られ、広域に地殻変動が観測されたが、この地殻変動については、村上・他（2001）や岡崎・他（2002）によって圧力源モデルが求められている。村上・他（2001）は、GEONETのデータを用いて、3月27日から3月29日の期間について垂直なダイク貫入（膨張量は $8 \times 10^6 \text{m}^3$ ）、3月29日から4月3日までの期間は、地下2~3kmのシル状の貫入（膨張量は $5 \times 10^7 \text{m}^3$ ）、北麓直下でのダイク状の貫入（膨張量は 10^7m^3 ）、深さ10kmの深部での収縮源（収縮量は $2 \times 10^7 \text{m}^3$ ）で説明し、4月3日以降5月下旬までは西麓直下での膨張源（膨張量は $3 \times 10^7 \text{m}^3$ ）と深部での収縮源（収縮量は $5 \times 10^7 \text{m}^3$ ）で説明可能であるとしている。一方、岡崎・他（2002）は、近接したGPS観測網のデータを用いて、3月29日18時~24時、31日00時~06時の2期間について、それぞれ膨張量 $5.4 \times 10^6 \text{m}^3$ 、 $6.9 \times 10^6 \text{m}^3$ のダイク貫入モデルで説明している。これらとは別に松島・他（2000）は、傾斜計のデータから噴火全期間についてマグマ貫入量は $1.5 \times 10^8 \text{m}^3$ と推定している。

以上のように、研究者によって様々なモデルが提唱されているが、おおまかに見て、この活動全体で 10^8m^3 オーダーのマグマ貫入があり、その大部分が活動初期に起きたとみなしてよいであろう。一方、高木・他（2002）は、測角測量によって潜在ドームの形成された西山付近の変動を検出し、地下浅部で1日あたり $7 \times 10^4 \text{m}^3 \sim 8 \times 10^3 \text{m}^3$ の膨張圧力源でその変動を説明している。

(5) 北海道駒ヶ岳

北海道駒ヶ岳では、GPS観測により、長期的な膨張を示す地殻変動が捉えられた。Iwashita et al. (2005)は、稠密なGPS観測データを用いて、山頂地下2.4kmで1年あたり $4.86 \times 10^5 \text{m}^3$ の等方的な膨張圧力源でそれを説明した。

(6) 岩手山

岩手山は、1996年に初めて火山性微動が観測され始め、1998年に入ってから顕著な地殻変動を伴いながら地震活動が活発化、後に噴気活動の活発化が見られるなどの顕著な変化が観測された。噴火の可能性も危惧されたが、結局噴火は発生せず活動は収まった。近年我が国で発生した噴火未遂事件の代表のひとつとされている。

岩手山では、豊富な地殻変動観測データから、マグマが深部から貫入し、その後西山体浅部へ広がっていく様子が詳細に捉えられた。GPSや傾斜計等のデータをもとに、Sato and Hamaguchi (2006)がマグマの供給システムをとりまとめている。Sato and Hamaguchi (2006)は、1998年の活動期を8つの時期に分け、それぞれについて、ダイクと茂木モデルを組み合わせたモデルで地殻変動を説明している。この間の膨張量は、合計で $1 \sim 2 \times 10^7 \text{m}^3$ と推定されている。一方、Sato and Hamaguchi (2006)に先立って岩手山の地殻変動の解析を行った植木・他（1999）は、GPS観測データから、茂木モデルのみで近似しているが、その膨張量は $1.7 \times 10^7 \text{m}^3$ と推定されており、ほぼ同じ膨張量が得られている。

(7) 吾妻山

吾妻山では、2001年頃からは2~3年周期で地震活動の活発化と静穏化を繰り返すようになり、地震活動の活発期に膨張、静穏期には収縮傾向を示す地殻変動が起きていることを仙台管区気象台がGPS観測により明らかにした。吉田・他（2012）は、その圧力源を、一切経山大穴火口付近の地下200~600mに推定した。その膨張収縮量は $1.0 \sim 1.5 \times 10^5 \text{m}^3$ と推定している。

(8) 安達太良山

安達太良山では、沼ノ平火口で1996年頃から熱泥噴出など火山活動活発化の傾向が見られた。気象研究所によりGPS、全磁力、重力、自然電位の繰り返し観測が行われ、地下の諸現象の解析が進んだ。1998~1999年のGPS観測によると、深さ約280~130m、約 $5 \times 10^3 \text{m}^3$ の膨張源が推定されている（山本・他、2008）。

(9) 浅間山

浅間山では、国土地理院の GPS 観測等によって、山体西麓で活動の消長に応じた膨張-収縮が繰り返されていることが明らかとなっている（例えば、村上、2005）。青木・他（2006）は、2004 年の噴火に先駆けた変化について、その膨張をダイクモデルで近似し、頂部の深さ 3km、膨張量 $7 \times 10^6 \text{m}^3$ が推定されている。一方、高木・他（2010a）は、2008 年～2009 年の膨張について、中腹の GPS データから茂木モデルでそれを近似しているが、深さ 3km、膨張量 $2 \times 10^6 \text{m}^3$ という値が得られている。すなわち、浅間山では、山体西麓で $10^6 \sim 10^7 \text{m}^3$ オーダーのマグマ蓄積が繰り返し起きていることを示している。

一方、浅間山では爆発的噴火に数時間～1 日先駆して山体の隆起を示す傾斜変化が起きることがあることがわかってきた。中禮・瀧山（2006）は、その変化を火口直下のダイク貫入で説明したが、その後観測が強化され、観測点が増えた後に発生した 2009 年に発生した同様の現象については、膨張源は火口直下ではなく、山体の西方であることが明らかになった。舟崎・他（2012）は、その圧力源が山体西北西麓地下深さ 6～7km 付近であり、その膨張量は約 $2 \times 10^5 \text{m}^3$ と推定した。この種の変化は、BH 型地震の多発を伴うという特徴があり、2009 年 2 月の噴火直前に発生した傾斜変化と BH 型地震の多発に際して気象庁は噴火の半日前に噴火警報を発表するのに成功した。

これら以外にも、活動の消長に応じて山頂直下のごく浅部でも膨張-収縮が見られることが明らかになっており、高木・他（2010b）が、火口直下ごく浅部に膨張-収縮源を置いたモデルを提唱している。

(10) 御嶽山

御嶽山では、2006 年 11 月頃から火山性地震が活発化し、地殻変動が観測された。国土地理院（2008）は、GEONET で観測された地殻変動を説明するために、ダイク貫入モデルを提唱した。一方、高木・他（2007）は、国土地理院のモデルだけでは説明できない火山に近接した気象庁の GPS 観測データを説明するために、このダイク貫入に加えて、浅部に、等方膨張源を加えるモデルを提唱した。高木（本報告書）によると、ダイクは、深さ約 7km、膨張量 $8 \times 10^6 \text{m}^3$ と推定され、浅部の圧力源は海拔 1.2km（山頂下約 2km）で膨張量は $4 \times 10^5 \text{m}^3$ と推定されている。

(11) 富士山

富士山では、国土地理院等の GPS 観測によって、2008 年 8 月頃から 2010 年初頭にかけて山体が膨張する変化が捉えられた。国土地理院（2011）がこの間の地殻変動を茂木モデルで近似した解析結果によると、富士山地下約 15km で約 $1.2 \times 10^7 \text{m}^3$ の膨張があったとすると説明ができる。

(12) 箱根山

箱根山では、群発地震が繰り返し観測されているが、2001 年 6 月からの群発地震では顕著な地殻変動が観測された。群発地震は 2001 年 6 月から始まり 9 月程度まで続いた。この活動に伴い、周辺の傾斜計やひずみ計、GPS で地殻変動が観測された。

国土地理院（2002a）によると、この地殻変動を説明するには、深さ 5～7km の茂木モデルで可能であるが、傾斜計等の変化を説明するためには、浅部に 2 つの開口割れ目を置く必要がある。国土地理院のモデルは、深さ 7.4km に膨張量 $3.8 \times 10^6 \text{m}^3$ の茂木モデル、それに加えて、浅部に 2 つの開口割れ目（それぞれ、深さ 1.1km 及び 0.6km、膨張量 $1.5 \times 10^6 \text{m}^3$ 及び $1.3 \times 10^5 \text{m}^3$ ）を仮定するというものになっている。

(13) 伊豆東部火山群

伊豆半島東方沖は、1980 年代から活発な群発地震が繰り返し発生している地域である。この群発地震は、マグマ貫入によってもたらされていると推定されており、1989 年には海底噴火も発生した。

伊豆半島東方沖の群発地震に伴う地殻変動については数多くの圧力源モデルが提唱されているが、代表的なものとして、海底噴火が発生した 1989 年の活動についての Okada and Yamamoto (1991) による傾斜計のデータを用いたダイクモデルが挙げられる。Okada and Yamamoto (1991) は、1989 年 7 月の活動期を数日ずつの 4 つの期間に分け、3 つのダイクの膨張を組み合わせて説明した。それによれば、活動初期に深部で $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、群発地震最盛期で $2 \sim 7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{day}$ の膨張があったとされ、合計 $1.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ のマグマ貫入があったと推定された。

一方、宮村・他 (2010) は、繰り返し発生している群発地震について、Okada and Yamamoto (1991) をはじめとするダイクモデルを整理し、その膨張量が気象庁の東伊豆の体積歪計の変化量と相関があることを見出し、モデルが求められていない小さな群発地震も含めて膨張量を推定できる経験式を提唱している。

また、以上のような群発地震を伴うマグマ貫入以外に、静穏期でも冷川峠付近がゆっくりと隆起する地殻変動が知られており、国土地理院 (2006b) は、深さ 10km 付近のシル状のマグマだまりの膨張を原因とするモデルを提唱している。

(14) 伊豆大島

伊豆大島では、1986 年の割れ目噴火の約 2 時間前から地震活動が活発化、傾斜計やひずみ計に顕著な変化が観測された。活動前後の水準測量のデータをもとに、橋本・多田 (1988) が頂部の深さが 2km、膨張量が $3 \times 10^8 \text{ m}^3$ というダイクモデルを提唱しており、マグマ貫入が地震活動と地殻変動の原因であったことがわかった。当時の観測データからは詳細な時間変化はわからないが、傾斜計の変動の様子 (例えば、山本・他, 1988) から見て、この貫入のほとんどが活発な地震活動が見られた割れ目噴火前後半日程度で起きたと推定される。

一方、伊豆大島は静穏期に島全体が膨張する地殻変動が起きていることが明らかになっているが、近年の地殻変動観測網の充実によって、伊豆大島では数ヶ月程度の膨張期と収縮期を繰り返して、長期的に膨張していることが明らかになってきた。その圧力源モデルは数多く提唱されており、研究者によって、あるいは時期によっても多少の差異はあるが、例えば、鬼澤・他 (2012) は、カルデラ北部地下に等方的な変動源があるとし、2009 - 2010 年の収縮、2010 年の膨張に対していずれも深さ 3600 m、体積変化率は、収縮、膨張それぞれについて、 $-2.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ (体積変化量 $-1.3 \times 10^6 \text{ m}^3$)、体積変化率 $5.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ (体積変化量 $2.9 \times 10^6 \text{ m}^3$) という値を見積っている。

(15) 新島・神津島

2000 年の三宅島の活動の開始直後、新島―神津島近海で活発な群発地震が始まり、約 2 か月続いた。この群発地震はマグマ貫入によって引き起こされたとされており、顕著な地殻変動が観測された。群発地震は、主として三宅島の西方沖から新島・神津島近海までの西北西―東南東約 30km の領域で発生し、M6 クラスの地震を含む極めて活発なものであった (例えば、Uhira et al., 2005 ; 気象庁, 2006)。そして、この群発地震に伴い、周辺の GPS 観測で大きな変動がみられ、例えば、新島―神津島間 (約 22km) の基線長はこの間 1m 近い伸びを示した (国土地理院, 2002b)。

Yamaoka et al. (2005) は、周辺の GPS データを用いてこの地殻変動をもたらした圧力源モデルを推定し、3 種類のモデルを提唱している。すなわち、単独のダイク 1 枚で説明するモデル、横ずれ断層を取り入れたモデル、深部の減圧源を取り入れたモデルである。膨張量はそれぞれ異なるが、おおむね $1.2 \sim 2.0 \times 10^9 \text{ m}^3$ である。

一方、この海域とは別に、新島及び神津島においては、それぞれの島の直下で、地下 1~5km の膨張を示す長期的な地殻変動が見られることが国土地理院 (2009) の解析で明らかとなっている。膨張量は、時期により若干の違いはあるが、 $1 \sim 3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ と推定されている。

(16) 三宅島

三宅島は、2000 年に群発地震から海底噴火、カルデラ陥没、大規模マグマ水蒸気噴火、火山ガスの大量噴出活動に至る過程で、顕著な地殻変動が観測された。

三宅島の顕著な地殻変動は群発地震とほぼ同時（8月26日18時30分頃）に始まった。Ueda et al. (2005)は、傾斜計及びGPSデータを用いて、活動初期の圧力源モデルを推定している。それによれば、マグマ貫入の初期3時間弱（21時まで）で、 $3.9 \times 10^6 \text{m}^3$ のダイク貫入があり、その後の4時間（翌27日01時まで）で、 $3.8 \times 10^7 \text{m}^3$ のダイクが島の西部地下に貫入したとしている。その後の活動期（27日01～06時）について、Ueda et al. (2005)は、複数のモデルを提唱しており、1枚のダイクでそれを説明するとその膨張量は $1.1 \times 10^7 \text{m}^3$ 、収縮するダイクあるいは等方圧力源を組み合わせる方法だと膨張量は、 $2.3 \sim 3.2 \times 10^7 \text{m}^3$ と推定される。

収縮源を想定すれば当然ながらその分を相殺するために想定する膨張量は大きくせざるを得なくなるので、推定量に幅が出てくるが、おおむねこの期間（約半日）中のマグマ貫入量は $10^7 \sim 10^8 \text{m}^3$ とみなせる。

一方で、三宅島では、静穏期でもゆっくりとした地殻変動が進行していることが知られている（例えば、宮崎, 1990）。西村・他（2002）は、1983年噴火直後からの期間について、水準測量及びGPS観測に結果から、1年あたり $6 \sim 15 \times 10^6 \text{m}^3$ の膨張が地下約10kmで起きていたとしている。

(17) 八丈島

八丈島では、2002年8月中～下旬に活発な群発地震があり、地殻変動が観測された。群発地震は当初西山直下で始まり、北西沖へ次第に拡大した。震源の深さは5kmよりも深く、10～20km付近の地震活動が主であった。この群発地震に伴い、国土地理院のGPS観測で数cmの変動が観測された。

八丈島の地殻変動については、木股・他（2004）がGPSデータを用いた圧力源モデルを推定している。それによると、活動前期（8月13～16日）については、八丈富士地下のダイク貫入で説明可能であるが、活動後期（16日以降）については複数のモデルを提唱している。観測点が少ないことから確定的でないとしながらも、木股・他は、後期の地殻変動は貫入ダイクの下部での収縮によるものではないかと推察している。

(18) 硫黄島

硫黄島は、ここ数百年間に100m以上隆起し、カルデラ形成後の大規模地殻変動が継続していることがわかっている。25年以上にわたる地殻変動観測の結果、間欠的で大規模な隆起と定常的な沈降が主要な変動パターンであることがわかってきた（例えば、Ukawa et al., 2006）。この変動は単純な圧力源モデルなどでは説明できず、定常的な沈降をもたらす収縮源については、シル状の変動源がモデル化されている（Ukawa et al., 2006）が、隆起に関しては、傾動的な動きや断層帯を境界にしたブロック状の動きなどが混在しており、非常に複雑である（小澤・他, 2007）。

(19) 阿蘇山

阿蘇山は、活動的な火山でありながら顕著な地殻変動を伴った火山活動は知られていない。須藤・他（2006）は、水準測量の結果から、草千里付近を中心とする沈降があり、それは、地下数kmにマグマだまりがあり、そこからマグマが供給されていることで説明できるとしている。一方、国土地理院（2004）は、2003年7月から10月にかけて阿蘇山周辺のGPS基線に伸びが見られ、それは、阿蘇山の地下深いところの膨張と推定した。膨張源は須藤・他が推定したマグマだまりとは異なり、深さは10km以上、膨張量は概ね1000万 m^3 と推定している。

(20) 雲仙岳

雲仙普賢岳の1990年からの噴火活動に際して実施された各種の地殻変動観測により、雲仙火山のマグマ供給系について研究が進んだ。雲仙岳では、普賢岳直下から西に向かい順次深さと大きさが増大するような複数のマグマだまりからなるマグマ供給系が提案された。石原（1993）は、水準測量のデータから普賢岳西方のマグマだまり（いわゆるソースC）へのマグマ供給レートの時間変化を見積もり、噴火前には 10^4m^3 /月であった供給率が最初の噴火発生前後に $1 \sim 2 \times$

10^6m^3 /月に増加したと推定し、地表へのマグマ噴出とのバランスにより地盤の隆起と沈降が見られるモデルを提案している。西・他 (1995) も、GPS 観測データに基づき同様のモデルを提案している。

(21) 霧島山

霧島新燃岳は、2011 年 1 月、約 300 年ぶりの本格的なマグマ噴火が発生し、多量の火山灰や軽石が麓に降下する準ブリーニ式噴火からブルカノ式爆発を繰り返す活動が続いた。この噴火活動に先駆して 2 種類の地殻変動が観測されている。

ひとつは、気象研究所・福岡管区気象台の繰り返し観測で捉えられた 2005 年～2007 年にかけての山頂付近が膨張する変化である。福井・他 (2008) は、有限要素法を用いて火口地形の影響を加味した圧力源推定を行い、火口下 700m で $4 \times 10^4\text{m}^3$ の体積膨張があったとした。ちなみに、有限要素法を用いない標高補正茂木モデルによる解析では、火口下 300m で $2 \times 10^4\text{m}^3$ の体積膨張量が求められており、浅部での圧力源推定ではこの程度の誤差があるものと思われる。この地殻変動は 2008 年の小規模な水蒸気爆発の先駆現象とも考えられる。

ふたつめは、国土地理院の GEONET など捉えられた 2009 年 12 月頃からの新燃岳北西数 km を中心とした膨張である (例えば、国土地理院, 2012)。この膨張は 2011 年 1 月のマグマ噴火に際して収縮に転じ、その後再び膨張した後、2011 年 12 月にほぼ停止している。マグマ噴火に伴う収縮は周辺の傾斜計でも捉えられ、一連の地殻変動がマグマだまりの膨張-収縮を示していることが明らかとなった。圧力源モデルについては、研究者により若干の違いはあるが、おおむね、新燃岳北西数 km、深さ 6～9km、体積膨張量、収縮量ともに $1 \times 10^7\text{m}^3$ のオーダーのモデルが提唱されている。このマグマだまりの膨張に加えて新燃岳に至る領域に膨張源を仮定するモデルも提案されている (国土地理院, 2012)。

これら本格的噴火に先駆する地殻変動に加え、ブルカノ式噴火が繰り返した時期に、噴火直前に新燃岳直下が膨張する変化が気象庁の傾斜計で捉えられた。それは、噴火の数時間～数日前から、新燃岳方向が上昇する傾向の傾斜変化であり、新燃岳から離れた観測点では不明瞭になる。加藤・藤原 (2012) は、新燃岳直下のダイク状の圧力源でそれを説明した。この傾斜変化は BH 型地震の多発と同期して発生するという特徴があり、浅間山の場合によく似ている。

(22) 桜島

桜島は、活発な噴火活動を続けている国内有数の火山である。桜島では、始良カルデラ直下深部 (深さ約 10km) にマグマだまりがあり、それが桜島下へ供給されて噴火に至っていると考えられている。始良カルデラ直下のマグマだまりの膨張については、マグマだまりへ年間約 $1 \times 10^7\text{m}^3$ のマグマがより深部から供給されていると考えると説明できる (例えば、江頭・他, 1997)。マグマだまりから桜島直下へのマグマの供給系については多くの研究がなされている。例えば、Hidayati et al. (2007) は、始良カルデラから桜島を横切るマグマの貫入によって A 型地震が発生するモデルを提唱した。すなわち、始良カルデラ下深さ 10km と南岳直下深さ 3km に 2 個の茂木モデルを置き、それをつなぐ形でダイク状の圧力源を仮定するモデルであり、そのモデルを 1978～80 年の上下変動に適用したところ、膨張量 $2.1 \times 10^6\text{m}^3$ のダイク状膨張源が推定された。

また、桜島では、精密な坑道観測によって、個々の噴火に先駆して傾斜あるいはひずみ変化が現れることがあきらかになっており (例えば、加茂・石原, 1986)、それは火口直下の膨張を示していると考えられている。Ishihara (1990) は、等方圧力源を仮定し、傾斜とみずみのデータからその深さと膨張量を推定した。それによると、圧力源の深さは 2～6km、膨張量は $2 \sim 300 \times 10^3\text{m}^3$ と推定される。

(23) 口永良部島

口永良部島では、京都大学などの GPS 繰り返し観測で山頂浅部の膨張が発見されて以来、産業技術総合研究所や気象庁も GPS 連続観測を開始し、山頂浅部の膨張が繰り返されていることが明らかとなっている。井口・他 (2002) は、繰

り返し観測の結果から、新岳東約 500m、海面下 500m 以浅に膨張源があり、その膨張量は $4 \times 10^6 \text{m}^3$ と推定した。井口・他 (2002) の解析の段階では、その膨張がどの段階で起きていたかが明らかではなかったが、その後の GPS 連続観測で、地震活動の活発化と同期して地殻変動が観測されることが明らかになり、斎藤・井口 (2006) は、井口・他 (2002) の推定したよりも浅い、標高 250~300m (火口直下約 150m)、膨張レートは $7 \times 10^3 \text{m}^3/100\text{day}$ の膨張源モデルを推定している。

Table. 2.1.1 Ground deformation data and pressure source models for recently active volcanoes in Japan. See the text for details.

Volcano	Priod	Type S:Sill D:Dike M:Mogi	Dike		Mogi		Measurement	References	Classifi- cation
			Depth (km)	Volume (m^3)	Depth (km)	Volume (m^3)			
Atosanupuri	1993-1995	S	6	2.2E+07			SAR	GSI (2006a)	a
Tokachidake	2007-2008	M			0.4	4.4E+04	GPS	JMA et al. (2008)	c
Tarumaesan	1999-2000	M			0.3	1.9E+04	GPS	Fukui (2008)	c
Usuzan	2000/3/27-29	D	3	8.0E+06			GPS	Murakami (2001)	b
Usuzan	2000/3/29-4/3	S+D	2		2	6.0E+07	GPS	Murakami (2001)	b
Usuzan	2000/3/29 18-24h	D	0.5	5.4E+06			GPS	Okazaki et al. (2002)	b
Usuzan	2000/3/31 00-06h	D	0.25	6.9E+06			GPS	Okazaki et al. (2002)	b
Usuzan	All preiod	M			3	1.5E+07	Tilt	Matsushima et al. (2000)	b
Usuzan	2000/5/11-27	M			0.2	1.2E+06	Theodolite	Takagi et al. (2004)	c
Hokkaido-Komagatake	1997-2002	M			2.4	4.9E+05/y	GPS	Iwashita et al. (2005)	a
Iwatesan	1998/2-4	M			10.7	1.3E+07	GPS	Ueki et al. (1999)	a·b
Iwatesan	1998/4-6	M			5.2	6.9E+06	GPS	Ueki et al. (1999)	a·b
Iwatesan	1998/6-8	M			2.4	6.5E+06	GPS	Ueki et al. (1999)	a·b
Iwatesan	1998/8-9	M			5.4	2.5E+06	GPS	Ueki et al. (1999)	a·b
Iwatesan	1998/2/14-3/12	D+M	2	1.9E+06	3	4.0E+05	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a·b
Iwatesan	1998/3/13-3/18	D+M	2	2.4E+05	3	1.0E+05	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a·b
Iwatesan	1998/3/19-4/22	D+M	4	2.1E+06	3	1.5E+06	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a·b
Iwatesan	1998/4/23-4/28	D+M	2	3.2E+05	3	1.0E+05	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a·b
Iwatesan	1998/4/29-5/9	M			3	1.0E+06	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a·b
Iwatesan	1998/5/10-9/2	M			3	5.9E+06	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a·b
Iwatesan	1998/9/3-2000/12	D+M	0	9.6E+05	3	2.8E+06	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a·b
Iwatesan	2001/1-2002/12	D+M	0	5.2E+05	3		GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a·b
Azumayama	2003/9-2004/11	M			0.2	1.5E+05	GPS	Yoshida et al. (2012)	c
Adatarayama	1998/7-1999/7	M			0.2	4.8E+03	GPS	Yamamoto et al. (2008)	c
Asamayama	2004/7-2005/3	D	3	6.4E+06			GPS	Aoki et al. (2005)	a
Asamayama	2009/2/1	M			6	2.0E+05	Tilt	Fumasaki et al. (2012)	d
Asamayama	2008/9-2009/1	M			0.2	1.53E+04	EDM	Takagi et al. (2010a)	c
Ontakesan	2006/11-2007/4	D+M	6.9	7.9E+06	1.8	4.3E+05	GPS	Takagi et al. (2007)	a+c
Fujisan	2008/8-2010	M			14.6	1.2E+07	GPS	GSI (2011)	a
Hakoneyama	2001/6-9	D+M	1.1	1.5E+06	7.4	3.8E+06	GPS	GSI (2002b)	a+c
			0.6	1.3E+05			GPS, tilt		
Izu-Tobu	1989/5/21	D	3	2.3E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	a·b
Izu-Tobu	1989/7/1-4	D	5	1.5E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	a·b
Izu-Tobu	1989/7/4-5	D	1	7.2E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	b
Izu-Tobu	1989/7/5-8	D	1	7.2E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	b
Izu-Tobu	1989/7/8-11	D	1	5.4E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	b
Izu-Tobu	1993-1994	S	10	2.2E+07			GPS	GSI (2006b)	a
Izu-Oshima	1986/11/21	D	2	3.0E+08			Leveling	Tada and Hashimoto (1988)	b
Izu-Oshima	2010	M			3.6	2.9E+06	GPS	Onizawa et al. (2012)	a
Nijijima and Kodushima	2000/7-8	D	5	1.6E+09			GPS	Yamaoka et al. (2005)	b
Nijijima	2006-2007	M			4.5	3.0E+06/y	GPS	GSI (2009)	a
Kodushima	2006-2008	M			3.1	2.0E+06/y	GPS	GSI (2010)	a
Miyakejima	2000/6/26 18:30-21:00	D	1.7	3.9E+06			GPS, tilt	Ueda et al. (2005)	b
Miyakejima	2000/6/26 21-01	D	0.5	3.8E+07			GPS, tilt	Ueda et al. (2005)	b
Miyakejima	2000/6/27 01-06	D	0.3	1.0E+07			GPS, tilt	Ueda et al. (2005)	b
Miyakejima	1983-1988	M			9.5	1.48E+07/y	Leveling	Nishimura et al. (2002)	a
Miyakejima	1988-1997	M			9.5	9.8E+06/y	Leveling	Nishimura et al. (2002)	a
Miyakejima	1997-1999	M			9.5	6.4E+06/y	GPS	Nishimura et al. (2002)	a
Hachijojima	2002/8/13-16	D	3.3	3.0E+07			GPS	Kimata et al. (2004)	b
Asosan	2003/7-10	M			11.4	9.6E+06	GPS	GSI (2004)	a
Unzendake	1990/11-1991/5	M			7	6.0E+06	Leveling	Ishihara (1993)	a
Shinmodake	2005/9-2007/9	M			0.72	3.9E+04	GPS	Fukui et al. (2008)	c
Shinmodake	2009/12-2011/1	M			7.5	1.33E+07	GPS	GSI (2012)	a
					3.4	1.10E+06			
Shinmodake	2011/2-4	D	1.3	5.9E+04			Tilt	Kato et al. (2012)	d
Sakurajima	1991-1996	M			9	7.8E06/y	Leveling	Eto et al. (1997)	a
Sakurajima	1978-1980	D	6	2.2E+06			Leveling	Hidayati et al. (2007)	a
Sakurajima	1986-1987	M			2~6	2E+03~3E+05	Leveling	Ishihawa (1990)	d
Kuchinoerabujima	2005	M			0.15	7E+03/100d	GPS	Saito and Iguchi (2006)	c

以上の圧力源モデル (膨張モデル) をまとめたのが Table 2.1.1 である。これらの中には、同一のイベントについて細かく期間を区切って圧力源モデルを推定したものと全体期間の圧力源モデルを併記しているものもある。同じ研究者

あるいは異なる研究者によって複数のモデルが推定されているものについては、できるだけ単純なモデル（単一力源に近いもの）を示してある。これは、火山活動の監視上は、最初はまず単純なモデルを仮定して圧力源推定を行うことが多いためである。また、同様の地殻変動が繰り返し観測されている場合（例えば浅間山や伊豆大島など）や継続的に地殻変動が続いている火山（桜島など）については、1例だけを示しているものもある。そのような場合には、活動期によって深さの推定値や膨張量に若干の違いがあり得ることに注意する必要がある。また、以上のほかにも、阿蘇山や九重山の長期的な地殻変動のように収縮とみられる変化が認められるケースもある（例えば、須藤・他、2006；中坊・他、2002）が、ここでは膨張イベントだけを対象とした。

2.1.2.2 多様な地殻変動

以上の地殻変動モデルを監視の視点から分類し、評価の指標を求める試みを行った。

Fig. 2.1.2に、横軸に力源の深さ、縦軸に膨張量をプロットした図を示す。力源の深さは、ダイクモデルの場合は、本来はダイクの重心の深さを使用すべきではあるが、ダイクの下端は上端よりも推定精度が悪いことが多いため、ここでは上端の深さを用いている。

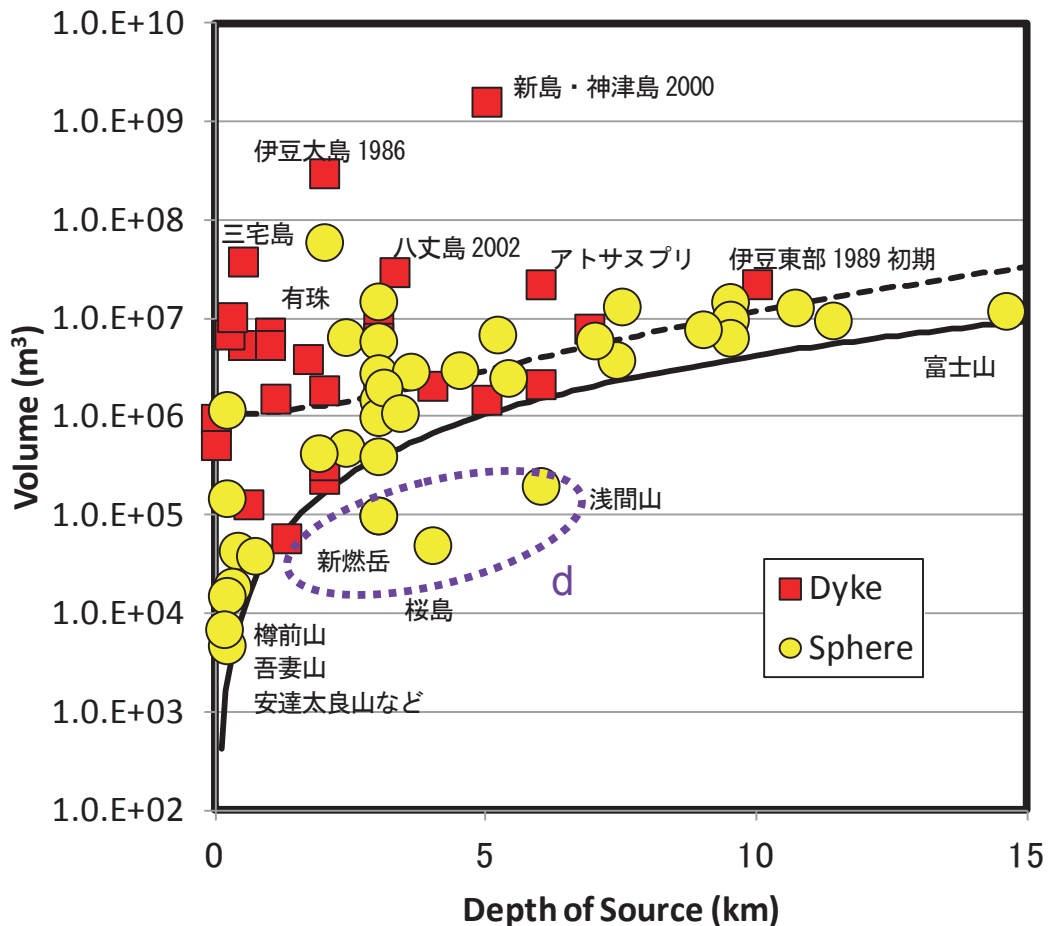


Fig. 2.1.2 Relation between the depths and the volume changes of pressure sources at various active volcanoes in Japan, calculated from observed ground deformations. The solid black curve indicates the Mogi model that produces an upheaval of 1 cm at the surface directly above the source. The dashed black line indicates the Mogi model that produces a horizontal displacement of 1 cm at surface points 5 km from the source epicenter. A purple dashed oval indicates events of D type ground deformation (see the text for details).

まず、近年観測された地殻変動にはその規模や深さに大きな幅があることがわかる。膨張量という視点から見た場合、最も顕著に大きいのが2000年の新島-神津島近海の群発地震に伴ったダイク貫入である。これは複数のモデルが提案さ

れているがいずれの場合でも少なく見積もっても 10^9m^3 のマグマがこの海域の地下に貫入したとされており、近年の我が国では傑出したマグマ貫入イベントであったことがわかる。その次に大きいのは 1986 年の伊豆大島の割れ目噴火に伴うマグマ貫入であり、 10^8m^3 クラスのマグマ貫入と推定される。次に 2000 年の三宅島や有珠山のマグマ貫入が続くが、2002 年の八丈島のマグマ貫入事件は、ソースは深い（約 3km）ものかなり大きい部類に属することがわかる。一方で、近年の火山に近接した GPS 観測によってきわめて小規模な膨張まで捉えることができるようになり、特に浅部の小規模な膨張が数多く報告されている（例えば、樽前山、吾妻山、安達太良山等）。つまり観測できる火山地殻変動の規模は 5 桁以上の幅があると言える。

また、圧力源のモデルとして、膨張量が大きく浅い現象の多くがダイクモデルで近似され、深い現象については、等方的な茂木モデルで近似されていることが多いことがわかる。これは、観測される変化量が大きい場合、非等方的な成分が目立つためにそれを説明するために研究者がダイクモデルを使うことが多くなるのに対して、変化量が小さい場合にはできるだけ単純なモデルを使う傾向があることもあるが、浅部の大きな変動の多くがマグマ貫入であり、本質的に非等方的な成分が卓越する地殻変動であることも理由であると考えられる。

地殻変動の検知力は圧力源の深さに依存し、浅い膨張源ほど小さな膨張量でも捉えることが出来る。Fig. 2.1.2 には、膨張源直上の地表で 1cm の隆起をもたらす茂木モデルを実線で、膨張源から水平 5km 離れた地点で 1cm の水平変位をもたらす茂木モデルを破線で示した。近年求められた圧力源モデルの多くが、GPS 観測によって得られたデータをもとにしたものになっている。つまり、観測された変位をもとに計算したものであるが、GPS の観測精度は観測環境にもよるが少なくとも 1cm 程度であれば捉えられると考えられ、火山周辺の国土地理院の GEONET の観測点密度（全国約 20km 間隔、ただし活動的な火山近傍ではやや密度が高い）からみて、前者が火山に近接した GPS 観測によって捉えられる膨張の下限、後者が GEONET によって捉えられる膨張の下限と概ね相当すると考えることができる。後者については、現実のデータを見るとそれよりやや下限は小さいようである。極めて浅い $10^3\text{m}^3\sim 10^5\text{m}^3$ オーダーの膨張については、実線と破線で囲まれた領域にあり、国土地理院の GEONET では捉えられず、火山に近接した気象庁や大学等の GPS 観測（繰り返し観測も含む）でしか捉えられない現象であることがわかる。なお、実線よりも下の領域にプロットされている圧力源は、岩手山、浅間山や桜島で高感度の傾斜計やひずみ計で捉えられたものである。

次に、膨張量と地殻変動の継続時間から、1 日あたりの膨張レートに換算して、それと深さの関係をみたのが Fig. 2.1.3 である。圧力源の膨張レートからみると、 $10^3\text{m}^3\sim 10^9\text{m}^3/\text{day}$ であり、9 桁もの幅がある。玄武岩質の伊豆大島や三宅島のマグマ貫入の場合は、 $10^8\text{m}^3/\text{day}$ を超えるレートが見積もられ、きわめて短時間で大きな地殻変動が観測されたことがわかる。これらをはじめ、高い膨張レートの地殻変動については、そのほとんどがダイクモデルで近似されるものである。一方で、前述したように浅部の膨張の場合、数ヶ月～数年かけてゆっくりと膨張するものがあり、短時間の観測では捉えることは困難で、長期間の観測が必要となる。また、深さ 6km 以深の膨張の場合、ほとんどが $10^4\sim 10^5\text{m}^3/\text{day}$ オーダーである。これらは地下深部でのマグマ蓄積と考えられているケースが多く、1 年あたりに換算すると、1000 万 m^3 に相当する。これは深部でのマグマ蓄積の検知限界を示すとも考えられるが、桜島や新燃岳をはじめ、地下深部でのマグマ蓄積レートがほとんどこの程度の量となり共通しているように見えるのは、深部でのマグマ蓄積のメカニズムを考える上で興味深い。

2.1.2.3 監視の視点から見た地殻変動の分類

以上の地殻変動の時空間的特徴から、近年観測されている地殻変動は、定性的に以下の 4 種類に分類できる。

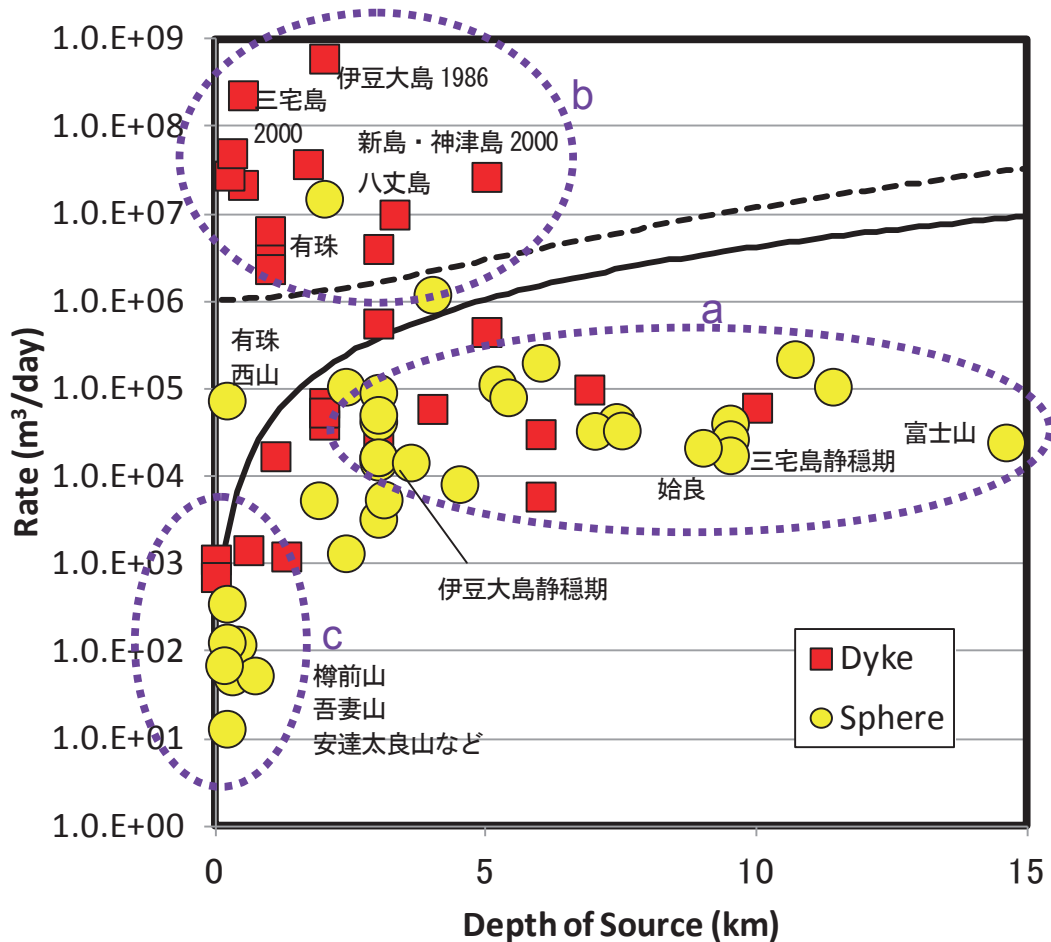


Fig. 2.1.3 Relation between the depths and the inflation rates of pressure sources at various active volcanoes in Japan, calculated from observed ground deformations. Solid line and dashed lines are the same as in Fig. 2.1.2. Purple dashed ovals indicate events of A, B, and C type ground deformations (see the text for details).

(a) 深部のゆっくりとした膨張 (Fig. 2.1.3 で a で囲んだグループ)

深さ数 km よりも深いところでの $10^4 \sim 10^5 \text{ m}^3/\text{day}$ オーダーのゆっくりとした膨張。多くが茂木モデルで近似されることが多い。深部でのマグマの蓄積・移動によるものと推定される。

(b) マグマ貫入による地殻変動 (Fig. 2.1.3 で b で囲んだグループ)

大きな膨張レート ($10^6 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上) で特徴づけられる地殻変動で、その多くがダイクモデルで近似される。マグマの浅部への貫入現象と見られる。

(c) 浅部のゆっくりとした膨張 (Fig. 2.1.3 で c で囲んだグループ)

深さ 1km 未満で $10 \sim 10^3 \text{ m}^3/\text{day}$ 程度でゆっくりと膨張する現象である。

(d) 高感度の機器だけで観測される微小な地殻変動 (Fig. 2.1.2 で d で囲んだグループ)

傾斜計やひずみ計だけで観測される微小な変化で、物理学的には上述の (a) ~ (c) のいずれかあるいはその中間型とみなすべき現象であるが、浅間山や桜島、新燃岳では、このような変化が噴火直前に見られたこともあり、監視上重要である。

以上から一定の閾値で Table 2.1.1 に各地殻変動について、(a) ~ (d) の 4 種類に分類した結果を示した。具体的には、

- (1) 5km 以深の膨張は (a) に分類
- (2) 膨張レートが $10^6 \text{ m}^3/\text{day}$ 以上は (b) に分類
- (3) 1km 未満かつ膨張レートが $10^4 \text{ m}^3/\text{day}$ 以下は (c) に分類

(4) 直上の地表での隆起が 1cm 以下 (Fig. 2. 1. 2 において実線よりも下の領域の現象) は(d)に分類とすると、約 7 割の現象がいずれかに自動的に分類される。

残りのうち、北海道駒ヶ岳、新島、神津島の長期的膨張は、求まっている圧力源の深さは若干浅い(それぞれ 2. 4km, 4. 5km, 3. 1km) もの、性質的には(a)に分類するべきものと考え、浅間山や伊豆大島の深さ数 km の膨張イベントも、(a)に近いものとみなした。ただし、岩手山のマグマ貫入イベントや伊豆東部の群発地震発生初期の深部でのマグマ貫入などは、上の(a)と(b)の中間的なものと考えてみた。有珠山の西山の潜在ドーム形成期の局所的変動は、その膨張レートは非常に大きく性質的には若干異なるが(c)に分類してみた。このようにして、全ての地殻変動がいずれかに分類することができた (Table 2. 1. 1)。

2.1.2.4 地殻変動と地震活動の関係

顕著な地殻変動が観測された際に同時に地震活動が活発化することが知られている。火山監視上では、地震観測はその時空間分解能が高いことから、地殻変動とともに、同時に活発化する地震活動の推移を監視することは重要である。上述の各火山で観測された地殻変動について、それと同時に発生した地震活動との相関について調査した。気象庁一元化震源データを用いて、当該地域の地震活動から、地殻変動(膨張)がみられた期間に対して、M=1 以上の地震の回数を計測し、それを基準とした。M=1 程度の地震がもれなく震源決定できていない場合や、M=1 以上の地震がない場合には、Gutenberg-Richter 則に従うものとして外挿して M=1 以上の回数に換算することにした (Fig. 2. 1. 4 参照)。対象範囲は、地殻変動の進行に応じて地震活動が活発化した範囲を適宜対象としたが、活動によっては、地殻変動との関係の有無を含め不明確な場合もあり、誤差は大きいことに注意を要する。

Fig. 2. 1. 5 に、その結果を示す。ある程度活発な地震活動がみられたケースだけを示しており、ほとんど地震活動に変化が見られなかったようなケースはプロットされていない。図には、宮村・他 (2010) によってコンパイルされた伊豆東部火山群の地殻変動と地震活動の関係についてもプロットしている。地殻変動の膨張レートと地震活動はオーダーで見ると、火山によらず一定のよい相関がある。この関係を用いれば、マグマ貫入(ここに示した例はそのほとんどは前述の分類で言う(b)に当たる地殻変動である)時に地殻変動データが不十分な場合でも、地震活動からおおよその膨張量を推定することが可能になる。

一方、Fig. 2. 1. 6 は、代表的なマグマ貫入事例について、活動の時間経過のなかで、地殻変動から推定される膨張

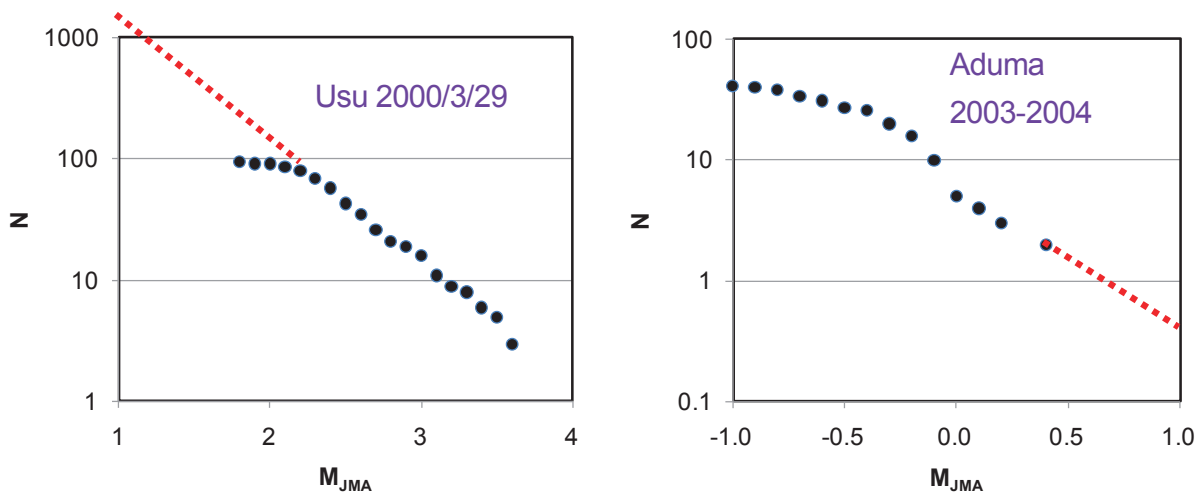


Fig. 2.1.4 Magnitude–frequency distributions of volcanic earthquakes associated with ground deformation. Red dotted lines represent events extrapolated using the Gutenberg-Richter relation.

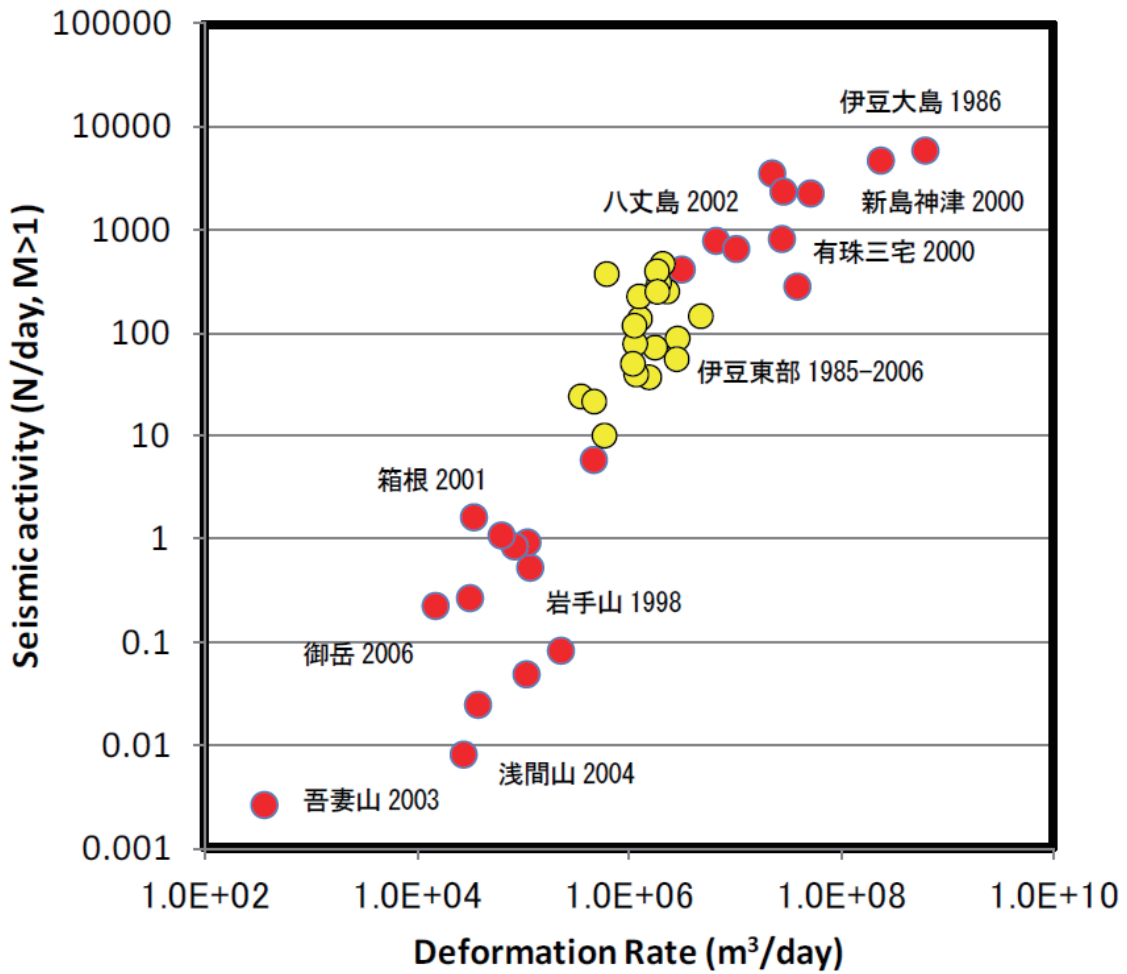


Fig. 2.1.5 Deformation rates plotted against seismic activity for various episodes of volcanic inflation. Yellow circles indicate data from Izu-Tobu volcanoes compiled by Miyamura et al. (2010).

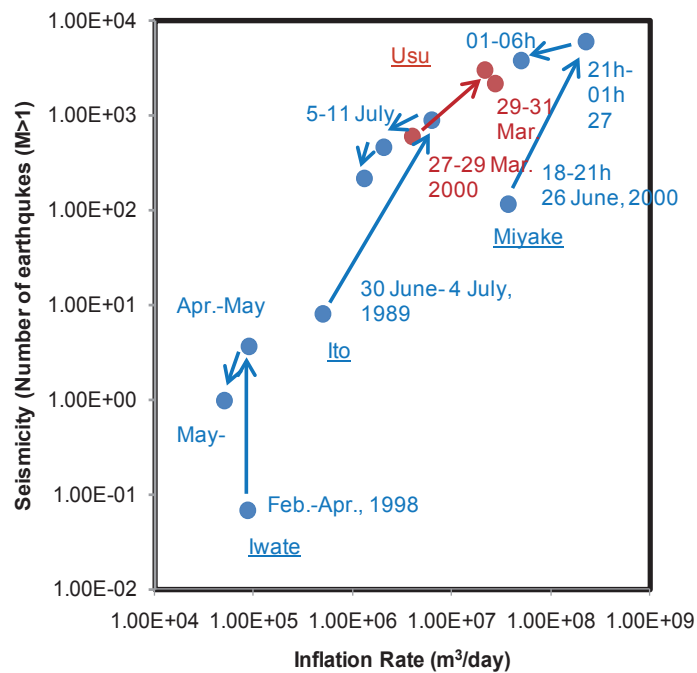


Fig. 2.1.6 Deformation rates plotted against seismic activity for magma intrusions at Usu in 2000, Miyake in 2000, Ito in 1989, and Iwate in 1998.

量と地震活動の関係を示したものである。有珠山については不明瞭であるが、その他の 2000 年三宅島、1998 年岩手山、1989 年伊豆東部についてみると、活動初期は膨張量/地震回数比が大きく、活動が進むに従いその比が小さくなる様子がみ取れる。つまり、マグマ貫入初期は地殻変動（膨張量）の割に地震活動がそれほど活発ではないことが多いことがわかる。伊豆東部火山群での群発地震において、活動の始まりが気象庁の体積ひずみ計で最初に捉えられることがある。ここには示していないが、浅間山の噴火直前の傾斜変化についても、傾斜変化が始まった後しばらくしてから BH 型地震が多発し始める場合がある。観測データの質にも依存するが、マグマ貫入が地震観測より先に地殻変動観測で捉えられる場合があることを示している。

2.1.2.5 分類したそれぞれの地殻変動と火山活動の関係

以上のように、近年我が国で観測された火山性地殻変動（膨張イベント）を、その時空間的特徴をもとに 4 種類に分類した。それぞれの地殻変動について、火山監視の視点からその特徴や火山活動との関係について議論する。

(a) 深部のゆっくりとした膨張

深さ数～10km でゆっくりと膨張する変化である。膨張率は $10^4 \sim 10^6 \text{m}^3/\text{day}$ 。深部マグマだまりの膨張、深部のマグマ貫入を示す変化と推定されており、それが直接噴火に結びつくことはないが、中長期的には噴火の先駆現象と考えることが出来る。桜島始良カルデラや三宅島の深部の膨張のように、定常的に一定レートで膨張している場合もあるが、霧島山、伊豆大島のように、日～年単位で続いたり、繰り返したりすることがある。

これらの変化の多くが国土地理院の GEONET で捉えられている。Table 2.1.1 に列挙した事例でもその膨張モデルの推定において GEONET のデータを活用したものがほとんどである。SAR 干渉解析でも捉えられることがある（例えば、安藤・他、2011）。火山に近接した基線長の短い GPS やトレンドの評価が難しい傾斜計等では捉えられないことが多いが、伊豆大島で繰り返されている数ヶ月程度の膨張はひずみ計や傾斜計でも捉えられており（火山噴火予知連絡会伊豆部会、2008）、膨張源と観測点の位置関係や機器の安定性にも依存する。

深部のゆっくりとした膨張の場合、顕著な地震活動を伴わないケースも多いが、Fig. 2.1.5 にみられるように、膨張レートに応じた地震活動が周辺で観測されることがある。

(b) 浅部の急激な膨張

深さ 0～5km で時間～月単位で急激に膨張する変化である。膨張率は $10^5 \sim 10^9 \text{m}^3/\text{day}$ 。岩脈状マグマの貫入に伴う膨張と推定される。近年観測されたこの種の地殻変動のうち、噴火に至ったのは、有珠山（2000 年）、伊豆東部（1989 年）、伊豆大島（1986 年）、三宅島（2000 年）、噴火に至らなかったのは、岩手山（1998 年）、伊豆東部（1989 年以外）、新島・神津島近海（2000 年）、八丈島（2002 年）である。この種の変動は、GPS だけでなく傾斜計等あらゆる観測機器で捉えられる。岩手山を除けば、噴火に至らなかった事例はいずれもダイクの深さが 3～5km 程度に推定されており（噴火に至った例と岩手山は 2km 以浅）、ダイクの深さが重要であると考えられる。

繰り返しマグマ貫入事件が起きている伊豆東部火山群では、詳細な地震活動の解析が行われ、マグマの上昇に伴い震源が移動することが知られている（例えば、Hayashi and Morita, 2003）。この種の地殻変動の場合、極めて活発な地震活動を伴う（Fig. 2.1.5）ことから、地殻変動の進行傾向とともに震源の移動が重要な監視項目となる。

(c) 浅部のゆっくりとした膨張

深さ 0～1km で月～年単位でゆっくりと膨張する変化である。吾妻山、新燃岳（2006～2007 年）などで気象庁等の観測により発見されている。Table 2.1.2 にこの種の変動をまとめて示す。膨張率はほとんどが $10^4 \text{m}^3/\text{day}$ 以下である。広域の地殻変動を捉える国土地理院の GEONET では捉えられず、気象庁などの近傍の GPS で捉えられることが多い。干

Table 2.1.2 Recently observed episodes of slow, small and shallow inflation at various active volcanoes.

Volcano	Year	Depth (km)	Volume (m ³ /year)	Deep inflation	Seismic activity	Visual phenomena	References
Tokachidake	2007-	0.4	4.4E+04	—	—	△?	JMA et al. (2008)
Tarumaesan	1999-2000	0.3	1.9E+04	—	—	△	Fukui (2008)
Azumayama	2003-2004	0.2	1.5E+05	—	○	△	Yoshida et al. (2012)
Adatarayama	1998-1999	0.2	4.8E+03	—	—	△	Yamamoto et al. (2008)
Asamayama	2008-2009	0.2-0.6	4.6E+04	—	—	○	Takagi et al. (2010b)
Ontakesan	2006-2007	1.8	1.0E+06	○	○	○	Takagi et al. (2007)
Hakoneyama	2001	0.6	6.0E+06	○	○	△	GSI (2002b)
Shinmoedake	2005-2007	0.7	2.0E+04	—	—	○	Fukui et al. (2008)
Kuchinoerabujima	2005	0.15	2.5E+04	—	○	△	Saito and Iguchi (2006)

渉 SAR で捉えられることもある（気象研究所，本技術報告）。多くが熱水活動に関係した膨張と考えられている。地震活動は、 $10^5\text{m}^3/\text{year}$ を超える場合には火山性地震の活発化などの変化が見られることがある（火山性地震の活発化が見られたイベントは Table 2.1.2 に○で示した）が、多くの場合ほとんどないか非常に低い。深部の膨張と同時に観測されることもある（Table 2.1.2 に○で示した）。

重要なことは、この種の膨張は、その後に小規模な噴火や熱活動の活発化など表面現象を伴っていることである。Table 2.1.2 に、噴火を伴ったものに○、噴気活動等の活発化が見られたものに△印をつけた。例えば、樽前山や安達太良山では、噴気活動の活発化と同時に発生しており、箱根山のように地殻変動が進行した後に活動期の後半で噴気活動の活発化した例がある。吾妻山や口之永良部島のように膨張イベントを繰り返しているなかで新噴気の出現などが見られたこともある。繰り返し観測によって捉えられることが多いため、そのような表面現象との正確な時間関係を特定することが難しいケースもある。十勝岳の場合、2007 年頃から山頂直下浅部の膨張が継続的に見られるが、現時点で顕著な表面活動には至っていない。しかし、2012 年 7 月の大正火口の熱活動の活発化がこの膨張と関連している可能性はあり、今後注意が必要であろう。

(d) 噴火直前の膨張

噴火を繰り返している火山で、高感度の傾斜計などで、噴火の数時間～数日前から山体がわずかに膨張する地殻変動が見られることがある。桜島では 1980 年代からこのような変化から噴火の直前予知に成功している。2004 年の浅間山噴火でもよく似た変化が見られた。その圧力源は、深さ 0～4km 程度で、膨張量は $10^4\sim 10^5\text{m}^3/\text{day}$ と推定されている。浅間山では、ほとんどの場合低周波地震（BH 型地震）の多発と同期して発生する（桜島でもまれに見られる）。新燃岳でも、2011 年 2～4 月の爆発的噴火活動期に浅間山に極似た変化が見られた。この変化は、広帯域地震計でも捉えられることがある。噴火の直前予知にとって極めて有用な現象である。

同様に傾斜計などの高分解能の機器でのみ観測される地殻変動としては、浅部の火山性微動に同期した変化が観測されることもあり、草津白根山や霧島山、伊豆大島などで報告例がある。いずれも熱水やマグマの移動に起因すると考えられる。

2.1.3 火山地殻変動シナリオに関する一考察

以上、4 種類の地殻変動についての特徴と、火山活動が活発化していく中でこれらの地殻変動がどのように観測さ

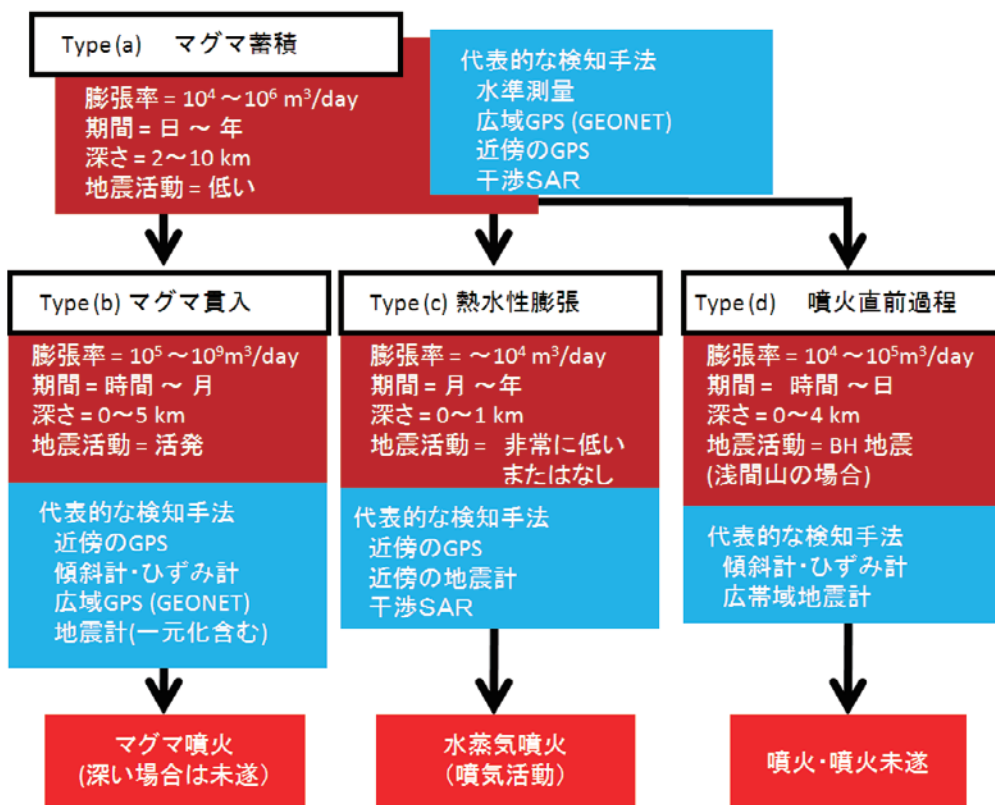


Fig. 2.1.7 Characteristics of the four types of volcanic inflation and general scenario of volcanic activity.

れるかを、これまで見てきた事例を踏まえて、Fig. 2.1.7 に示した。4 種類の地殻変動は、何らかの物質移動を捉えており、時空間的な差異を見ているだけでも言え、また、これらの中間型に分類すべき現象もあるが、火山監視という視点では、これらの変動をいかに現用の監視網で捉えるか、どのような変化として捉えられるか、あるいはこのような変化を捉えるためにどのような監視が必要かを考える上で、この分類はひとつの視点となると考えられる。また、過去の噴火事例の少ない火山において噴火シナリオを想定する上でもひとつのヒントとなるであろう。

一つの具体的事例として、霧島山での地殻変動の検知力に係る検討を行った例を示す。以下に示すのは、2011 年の新燃岳マグマ噴火に先立って検討を行った結果であり、マグマ噴火が発生した 1 月 26 日の午前、気象庁本庁、福岡管区気象台及び鹿児島地方気象台の関係官と共有したものである（観測点配置等は当時のものであり、2011 年噴火後に明らかとなった事実については注書きで括弧内に示した）。

2.1.3.1 霧島山におけるマグマ蓄積による地殻変動

2.1.2.5 で示したうち、(a) に相当するゆっくりとしたマグマ蓄積による地殻変動の検知力について考察した。

考察を行った時点では、霧島山のマグマ供給系はあまりよくわかっておらず、噴火の準備過程としてどのような場所でマグマ蓄積が起きるかについての情報はなかった（注：2011 年噴火によって、新燃岳北西数 km、深さ 6~10km にマグマだまりがあり、そこから新燃岳にマグマが供給されたことが明らかになった）。そこで、当時の観測網で検知しうる地殻変動、つまり、任意の場所で膨張があった場合、どの程度の膨張量が現状の観測網で検知しうるかについて検討した。

ここでは深さ 10km 及び 5km、3km に茂木モデル圧力源を想定して、複数の独立した GPS 基線長が 1cm 以上変化するのが観測される膨張量の分布を調べた (Fig. 2.1.8)。複数の独立した GPS 基線長を基準としたのは、複数の基線長に変化が現れても、それがすべて 1 か所の観測点に係る基線であった場合は、その観測点付近のローカルな影響の可能

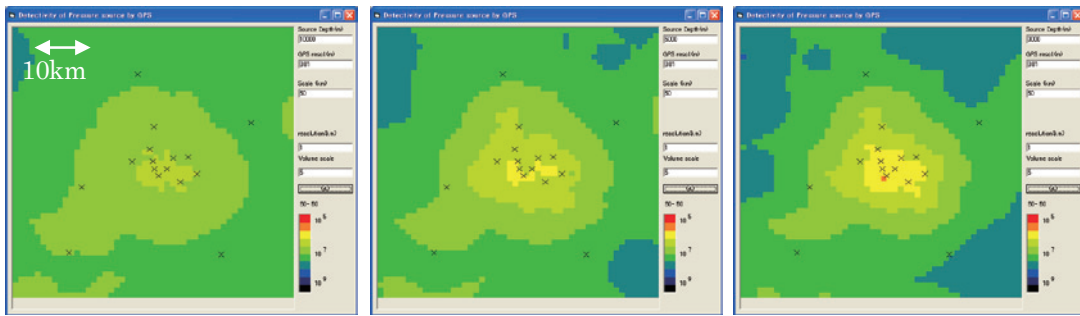


Fig.2.1.8 Detection limit of inflation by networks of GPS observation points (crosses) for sources at 10, 5 and 3 km depth at Kirishimayama.

性をただちには捨てきれず、判断は難しいことがあるためである。GPS 観測では、1cm 以下の基線長変化でも捉えることができるので、現実にはここに示したより小さい段階で検知できると考えられ、明瞭に検知できる限界と考えるべきものである。

Fig. 2. 1. 8 にみられるとおり、深さ 10km では、霧島山周辺では、 10^7m^3 程度以上の膨張が国土地理院の GEONET で捉えられる。浅くなればなるほど、気象庁の GPS 観測点が密に存在する火山体ではより小さな膨張も捉えることができるようになる。一方、火山体から離れた地域では、浅い膨張の検知力は低下する。つまり、深部でのマグマ蓄積の場合、周辺の国土地理院の GEONET のデータが重要であり、火山体に近い数 km 以浅でのマグマ蓄積であれば気象庁の観測点が重要な意味を持つことがわかる。(注：2011 年噴火の前に新燃岳北西のマグマだまりの膨張量は 10^7m^3 程度であり、これは GEONET で的確に捉えられた。)

2.1.3.2 霧島山におけるマグマ貫入による地殻変動

次に、2.1.2.5 で示したうち、(b) マグマ貫入による地殻変動については、次のようなモデルを想定して検討を行った。

前述のとおり、近年我が国で観測されているマグマ貫入事件で最大規模のものは、2000 年の新島－神津島近海で観測されたマグマ貫入で、2 か月程度の期間で、 10^9m^3 のマグマ貫入があったと推定されているが、多くは、 10^7m^3 級の貫入が多い (伊豆東部、有珠山、三宅島など)。これらと同規模のマグマ貫入、ここでは、 10^7m^3 のマグマ貫入を想定することとした。これまで様々な火山で推定されたマグマ貫入ダイクモデルでは、そのアスペクト比は $10^{-3}\sim 10^{-4}$ であるので、 $3\times 3\text{km}$ 、厚さ 1m のダイクが深部から徐々に浅部へ移動するモデルを想定した。霧島山の場合、火山体が北西－南東に並ぶ配列が顕著であることから、新燃岳、高千穂峰の間に北西－南東に走行を持つダイクを想定し、その深さ (上端の深さ) を 15km から 1km まで移動させた。

Fig. 2. 1. 9 に示したのは、ダイク上端が 3km に達したときの周辺の国土地理院及び気象庁の GPS 観測点の変位分布である。周辺の GPS 観測点で 1～2cm の変動が観測され、明瞭に検知可能なレベルの地殻変動である。一方、ダイクの深さの変化によって観測される主な基線長、2 カ所の傾斜計の変化例を Fig. 2. 1. 10 に示す。

ダイクの走行や貫入様式の違いで、現れる地殻変動は様々であるが、共通して言えることは、以下のとおりである。

- (1) 深部からのマグマ貫入は、まず遠方にある国土地理院の GEONET で捉えられる可能性が高い。近距離にある気象庁の GPS 観測点は深さ数 km よりも浅くなった時点で捉えられ、その後は急激な変化を示す。
- (2) 傾斜計は、ノイズレベルや時定数にも依存するが、気象庁の GPS で検知できるよりもマグマが深い時点で検知できる。そして、マグマが浅くなるにつれて、加速的な変化を示す。

マグマの貫入形式 (つまりダイクの方向や傾斜など) によっては、検知できない基線があったり、マグマの浅部への移動に伴いセンスが逆転するなど、複雑な動きを示すことがあることも監視上は注意しておく必要がある。

当然ながら、マグマ貫入の量と変化量は比例するので、想定するマグマ貫入量によっては、検知限界は変わる。

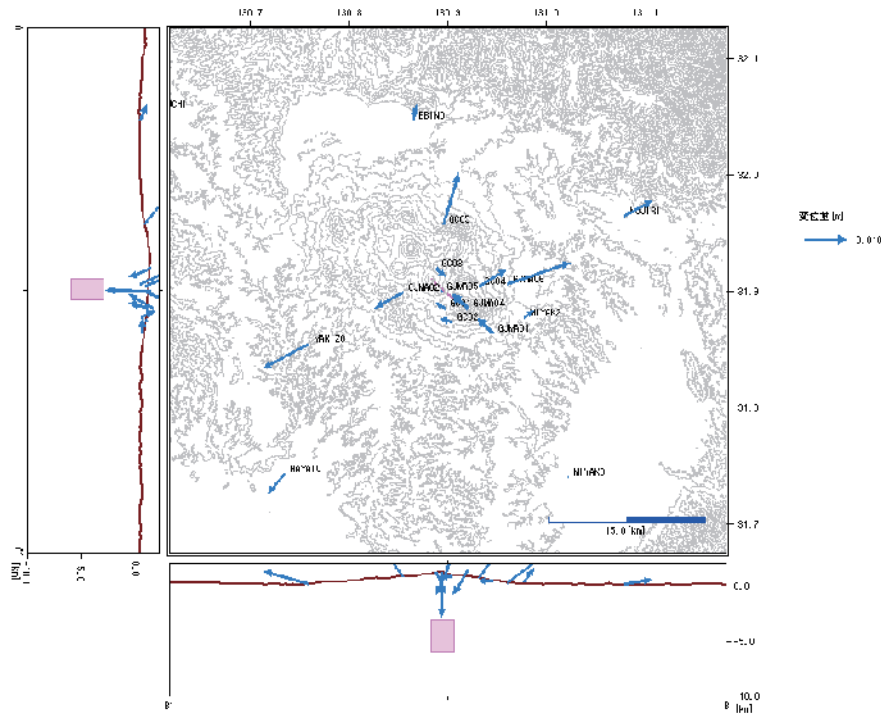


Fig.2.1.9 Example of the distribution of displacement from a dike-model inflation at Kirishimayama. The top of the dike is at 3 km depth.

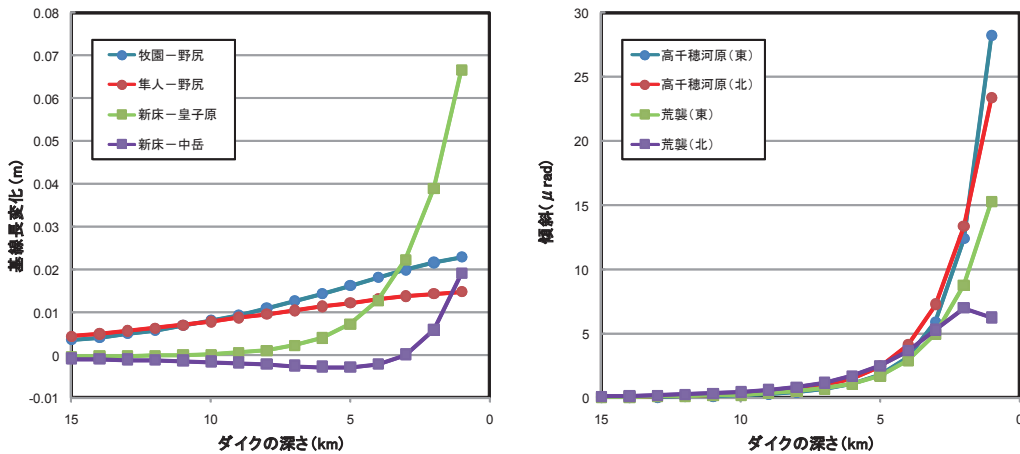


Fig.2.1.10 Examples of time variations of GPS baselines and tilts observed by the JMA network as a result of the dike shown in Fig. 2.1.9 extending toward the surface.

2.1.3.3 霧島山における熱水性の膨張による地殻変動

次に、2.1.2.5 で示したうち、(c)浅部のゆっくりとした膨張について、それを的確に検知するための観測網について検討した。

新燃岳では繰り返し観測によって実際にこの種の膨張が観測されているが、連続観測網で捉えることができる膨張量がどの程度かを推定した。我が国の他の火山も含めた熱水膨張の圧力源の深さは数百~1000mに推定されていることが多いことから、ここでは平均的な深さ 600m (標高 700m) について、前述と同じ手法で検知力を検証した。Fig. 2.1.11 左に結果を示す。活動火口として注目している新燃岳及び御鉢の火口周辺では、 $10^5 \sim 10^6 \text{ m}^3$ 程度以上の膨張であれば問題なく明瞭に検知できる。しかし、他の火山でしばしば見られる $10^4 \sim 10^5 \text{ m}^3$ 程度の膨張については、変化量は微小となり、火口をターゲットにした繰り返し観測を組み合わせることが必要である (Fig. 2.1.11 右)。特に、新燃岳の

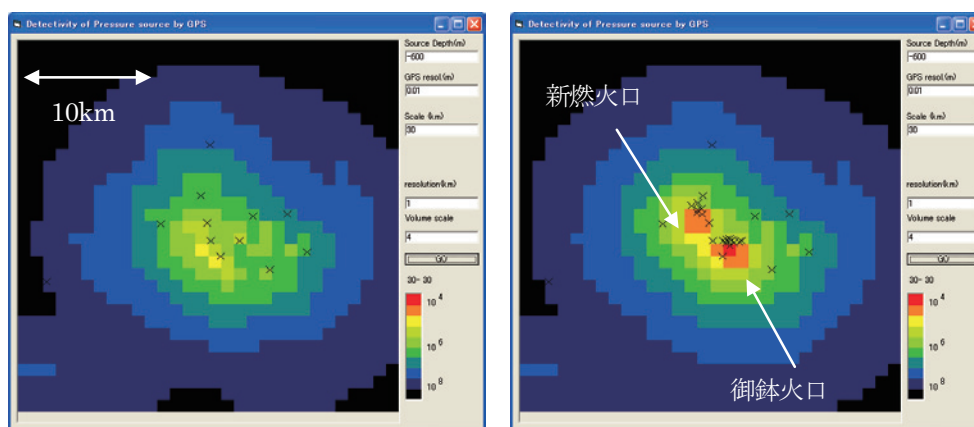


Fig.2.1.11 Detection limit of inflation by networks of GPS observation points (crosses) for sources at 0.4 km depth at Kirishimayama. (left) Result using continuous GPS observations. (right) Result using the GPS network and campaign observations by JMA.

場合、北西側に連続観測点があれば効果的に検知力は上がると思われる（注：2011年噴火開始後、北西側を中心に監視強化がなされている）。

2.1.3.4 開口火道マグマ供給系火山での地殻変動の評価

以上見てきたのは、体積膨張を起こしながら、マグマが地下での蓄積から上昇に至る過程を見ている。しかし、2011年新燃岳の噴火は、本格的マグマ噴火の際にはマグマだまりの収縮が明瞭に捉えられたものの、直前には明瞭な地殻変動は見られなかった（例えば、Kato and Yamasato, 2013）。その原因については諸説考えられるが、2008年以降繰り返した小噴火の間に、あるいはその前から、マグマだまりから新燃岳に至るマグマ供給系が確立され、顕著な体積膨張を起こさずにマグマが上昇できたことを示すと考えられる。活発な噴火を繰り返している桜島でも活発な活動期ほどほとんど顕著な地震活動（A型地震）は伴わない。このような火道が開いた系でのマグマ供給が起きている火山では、供給されるマグマの量がそのまま地殻変動で膨張量として捉えられないことになる。そういった火山では、より高感度・高精度な観測によってマグマの動きを捉えるとともに、噴火規模の即時的な把握によりマグマの供給と噴出のバランスを監視・評価していくことが重要である。

2.1.4 今後の火山監視の技術的方向性

以上のように、様々な火山で観測された地殻変動には時空間的また規模的にも大きな幅があるものの、火山学的意味を理解した上で火山監視の視点で系統的に分類した結果は、火山の活動評価に有効なものであることを示した。これを受けて、気象庁火山課では、火山監視の基本に地殻変動観測を位置付け、震動観測の成果を組み合わせる火山活動評価の基礎とし、さらにこれら以外の観測や研究成果で総合的な火山活動評価とするという考え方を中心とした「今後の火山監視の技術的方向性」（案）を平成24年2月の地震火山技術検討会で提案した。

その中では、地殻変動の多様性に応じて適した観測手法も含め、以上に示したような特徴を踏まえつつ、観測データを的確に監視・評価できる体制の構築、その上で、新たに設置したボアホール観測点における降水応答をはじめとするノイズレベル調査など、検知力の基礎的調査、過去データも含むGPSデータの補正処理も進める必要があるとされている。

当面、マグマ供給系がわかっている火山（例えば桜島や浅間山、新燃岳など）においては、これまでの観測成果をもとに、どのような観測によりどのような変化が捉えられるかをあらかじめ想定しておき、監視基準を設定し、監視評価をしていくこと、マグマ供給系がわかっていない火山では、上述のような様々なタイプの地殻変動について、2.1.3に示したように、その火山における検知力の調査をあらかじめ進めておいた上で、地殻変動が観測された際に、どのタイプの変化か、どの程度の規模かを即座につかめるようにしておく必要があるとされた。

その他に、異常時の観測強化の事前検討、現業監視体制の改善、MaGCAP-V（火山用地殻活動解析支援ソフトウェア）の活用の拡大、他機関のデータ、リモートセンシング手法のさらなる活用も指摘されている。

(山里 平)

謝辞

地図データとして国土地理院作成の「数値地図 50mメッシュ（標高）」を使用した。札幌管区気象台宮村淳一地震火山課長には、伊豆東部火山群での地震地殻変動に係るデータベースの提供をいただいた。お礼申し上げます。解析の一部は、MaGCAP-V（火山用地殻活動解析支援ソフトウェア，気象研究所，2008）を用いた。

参考文献

- 安藤 忍・福井敬一・斉藤 誠，2011：SAR 干渉解析による全国の活火山（4）．地球惑星科学連合大会，STT057-P07.
- 青木陽介・渡辺秀文・小山悦郎・及川 純・森田裕一，2005：2004-2005 年浅間山火山活動に伴う地殻変動．火山，**50**，575-584.
- 中禮正明・瀧山弘明，2006：2004 年浅間山噴火活動に伴う傾斜変動について．火山，**51**，91-101.
- 江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・M. Hendrasto・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・宮島力雄・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，**40B-1**，49-60.
- 福井敬一・坂井孝行・鳥巢啓多・小枝智幸・高木朗充，2008：地殻変動源推定への火口地形の影響—霧島山新燃岳山頂部における GPS 観測を事例に—．日本火山学会講演予稿集，**B22**.
- 舟崎 淳・高木朗充・藤松 淳，2012：2009 年 2 月 2 日浅間山噴火発生時の傾斜変化から推定した収縮源．日本火山学会秋季大会予稿集，**A1-08**.
- 橋本 学・多田 堯，1988：1986 年伊豆大島噴火前後の地殻変動．火山，**33**，S136-S144.
- Hayashi, Y and Y. Morita, 2003 : An image of magma intrusion process inferred from precise hypocentral migrations of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula. *Geophys. J. Int.*, **153**, 159-174.
- Hidayati, S., K. Ishihara and M. Iguchi, 2007: Volcano-tectonic earthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **52**, 289-309.
- 井口正人・山本圭吾・味喜大介・高山鐵郎・寺石眞弘・園田保美・鬼澤真也・八木原寛・平野舟一郎，2002：口永良部島火山における地盤変動．全国主要活火山の集中総合観測・薩摩硫黄島火山・口永良部島火山の集中総合観測，99-108.
- 石原和弘，1993：雲仙火山の溶岩の噴出率と地盤の変動速度から推定されるマグマの供給率について．京都大学防災研究所年報，**36B-1**，219-230.
- Ishihara K., 1990 : Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan. in *Magma Transport and Storage*, edited by M. P. Ryan, pp.336-356, John Wiley, New York.
- Iwashita, S., H. Takahashi, N. Okazaki, J. Miyamura, M. Kasahara, M. Ichiyonagi, R. Takahashi, and M. Nakagawa, 2005 : Volcanic inflation of Mount Hokkaido-Komagatake, Japan, determined from a dense GPS array. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20304, doi:10.1029/2005GL023438.
- 加茂幸介・石原和弘，1986：地盤変動連続観測で捕捉された山頂噴火の前駆現象．京都大学防災研究所年報，**29B-1**，1-12.
- 加藤幸司・藤原善明，2012：2011 年新燃岳の噴火に前駆する傾斜変動量と噴出物量の関係について．地球惑星科学連合大会，SVC50-P29.
- Kato, K. and H. Yamasato, 2013, The 2011 eruptive activity of Shinmoedake volcano, Kirishimayama, Kyusyu, Japan - General view

of the activity and Volcanic Alert Level of the Japan Meteorological Agency - *Earth, Planets and Space*, Submitted.

- 火山噴火予知連絡会伊豆部会, 2008: 伊豆大島の火山活動に関する勉強会報告書—伊豆大島噴火シナリオ—. 158p, 気象庁.
- 木股文昭・メイラノ イルワン・深野慶太, 2004: GPS により観測された八丈島における地殻変動とそのダイク貫入モデルの推定. *火山*, **49**, 13-22.
- 気象庁, 2006: 平成 12 年 (2000 年) 三宅島噴火及び新島・神津島近海の地震活動調査報告. 気象庁技術報告, **128**, 293p.
- 気象研究所, 2008: 火山活動評価手法の開発研究. 気象研究所技術報告, **53**, 306p.
- 国土地理院, 2002a: 箱根山とその周辺地域の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **80**, 34-40.
- 国土地理院, 2002b: 三宅島 2000 年噴火にともなう伊豆諸島の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **78**, 41-48.
- 国土地理院, 2004: 阿蘇山周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **88**, 106-110.
- 国土地理院, 2006a: アトサヌプリ周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **91**, 1-4.
- 国土地理院, 2006b: 地殻変動観測データで見る伊豆東部火山群のマグマシステムについて. 地震予知連絡会会報, **76**, 272-284.
- 国土地理院, 2008: 御嶽山周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **96**, 36-39.
- 国土地理院, 2009: 新島・神津島周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **99**, 57-58.
- 国土地理院, 2011: 富士山周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **106**, 36-41.
- 国土地理院, 2012: 霧島山周辺の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **108**, 197-220.
- 松島 健・清水 洋・渡辺篤志・山科健一郎・西村裕一, 2000, 2000 年有珠火山噴火で観測された傾斜変動について. 日本火山学会秋季大会, P51
- 宮村淳一・上野 寛・横田 崇, 2010: 体積歪変化量から推定した伊豆東部火山群のマグマ貫入量と火山活動評価の試み. 北海道大学地球物理学研究報告, **73**, 239-255.
- 宮崎 務, 1990, 水準測量によって明らかにされた日本の活動的火山の地殻変動. 東京大学地震研究所彙報, **65**, 665-807.
- 村上 亮・小沢慎三郎・西村卓也・多田 堯, 2001: 2000 年有珠山噴火にともなうマグマモデル—GPS 連続観測を主とする地殻変動データによる推定. 国土地理院時報, **95**, 99-105.
- 村上 亮, 2005: GPS 連続観測結果が示唆する浅間火山のマグマ供給系. *火山*, **50**, 347-361.
- 中坊 真・小野博尉・迫 幹雄・橋本武志・須藤靖明・大倉敬宏・吉川 慎・宇津木充・坂中伸也・Anthony W. Hurst, 2002: 九重火山の地殻変動. 京都大学防災研究所年報, **45B**, 633-643.
- 西 潔・石原和弘・加茂幸介・小野博尉・森 濟, 1995: GPS 測量による雲仙火山のマグマ溜りの推定. *火山*, **40**, 43-51.
- 西村卓也・村上 亮・小沢慎三郎・石本正芳・鷺谷 威・矢来博司・多田 堯・海津 優・鶴川元雄, 2002: 三宅島 2000 年噴火前後の地殻変動と変動源の推定—1983 年噴火後から 2001 年 5 月までの収縮・膨張源—. 東京大学地震研究所彙報, **77**, 55-65.
- Nishimura, T, 2006: Ground deformation due to magma ascent with and without degassing. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23309, doi:10.1029/2006GL028101.
- Okada, Y., and Yamamoto, E., 1991: Dyke intrusion model for the 1989 seismovolcanic activity off Ito, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **96**, 10361-10376.
- 岡崎紀俊・高橋浩晃・笠原 稔・石丸 聡・森 濟・北川貞之・藤原健治・中禮正明, 2002: GPS 連続観測による 2000 年有珠山噴火の地殻変動. *火山*, **47**, 547-557.
- 鬼澤真也・高木朗充・小久保一哉・山本哲也・新堀敏基, 2012, 伊豆大島火山における地殻変動観測(3). 地球惑星科学連合大会講演予稿集, SVC50-P09.

- 小澤 拓・上田英樹・島田政信・飛田幹男・矢来博司・和田弘人・雨貝知美・藤原みどり・藤田英輔・鶴川元雄, 2007 : PALSAR/InSAR により得られた小笠原硫黄島の 2006 年火山活動活発化に伴う地殻変動 (速報). 防災科学技術研究所研究報告, **71**, 11-22.
- Proussevitch, A., D. L. Sahagian, and A. T. Anderson, 1993 : Dynamics of diffusive bubble growth in magmas: Isothermal case. *J. Geophys. Res.*, **98**, 22,283–22,307.
- 斉藤英二・井口正人, 2006 : 口永良部島火山における GPS 連続観測による気象要素を加味した 3 次元変位検出. 火山, **51**, 21-30.
- Sato, M. and H. Hamaguchi, 2006, Weak long-lived ground deformation related to Iwate volcanism revealed by Bayesian decomposition of strain, tilt and positioning data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **155**, 244–262.
- Shimomura, Y., T. Nishimura, and H. Sato, 2006 : Bubble growth processes in magma surrounded by an elastic medium, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **155**, 307–322.
- 須藤靖明・筒井智樹・中坊 真・吉川美由紀・吉川 慎・井上寛之, 2006 : 阿蘇火山の地盤変動とマグマ溜まり一長期間の変動と圧力源の位置一. 火山, **51**, 291-309.
- 高木朗充・高木朗充・西村裕一・宮村淳一, 2002, セオドライト観測による 2000 年有珠山噴火後の地殻変動. 火山, **47**, 559-570.
- 高木朗充・北川貞之・宮村淳一, 2007 : GPS で捉えられた御嶽山の地殻変動. 地球惑星科学連合大会, V156-P002.
- 高木朗充・福井敬一・小司禎教, 2010a : 火山周辺での GPS 観測における数値気象モデルを用いた対流圏補正. 火山, **55**, 41-51.
- 高木朗充・福井敬一・新堀敏基・飯島 聖, 2010b : 光波測距の数値気象モデルに基づく大気補正 一浅間山への適用一. 火山, **55**, 41-51.
- Ueda, H., E. Fujita, M. Ukawa, E. Yamamoto, M. Irwan and F. Kimata, 2005: Magma intrusion and discharge process at the initial stage of the 2000 activity of Miyakejima, Central Japan, inferred from tilt and GPS data. *Geophys. J. Int.*, **161**, 891–906.
- 植木貞人・三浦 哲・佐藤俊也・立花憲司・浜口博之, 1999 : 高密度 GPS 観測により解明された岩手火山の地殻変動. 月刊地球, **21**, 296-301.
- Uhira, K., T. Baba, M. Mori, H. Katayama, and N. Hamada, 2005: Earthquake swarms preceding the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **67**, 219~230.
- Ukawa, M., E. Fujita, H. Ueda, T. Kumagai, H. Nakajima, and H. Morita, 2006 : Long-term geodetic measurements of large scale deformation at Iwo-jima caldera, Japan. *J. Volcanology Geothermal Res.*, **150**, 98-118.
- 山本英二・熊谷貞治・島田誠一・福山英一, 1988 : 伊豆大島の火山活動 (1986-1987 年) に伴う傾斜変動, 火山, **33**, S170-S178.
- 山本哲也・高木朗充・福井敬一・大和田毅, 2008, 安達太良山の火山活動の総合的観測と推定される熱水活動. 気象研究所研究報告, **59**, 39-64.
- Yamaoka, K., M. Kawamura, F. Kimata, N. Fujii, and T. Kudo, 2005: Dike intrusion associated with the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **67**, 231–242.
- 山里 平, 2005 : 近代火山観測の歴史一気象庁の監視観測を中心に一. 火山, **50**, S7-S18.
- 吉田友香・舟越 実・西田 誠・近江克也・高木朗充・安藤 忍, 2012, GPS 観測で捉えられた吾妻山の地殻変動. 験震時報, **76**, 1-8.