HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	非マグマ性の火山活動に伴う消磁及び地盤変動のソースの特徴
Author(s)	橋本, 武志; 宇津木, 充; 大倉, 敬宏 他
Citation	火山, 64(2), 103-119 https://doi.org/10.18940/kazan.64.2_103
Issue Date	2019-06-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/75040
Type	journal article
File Information	kazan64-2_103-119.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

論　説

火山　第 64 巻 (2019)
第 2 号　103–119 頁

非マグマ性の火山活動に伴う消磁及び地盤変動のソースの特徴

橋本武志*・宇津木充**・大倉敬宏**・神田　径***・
寺田暁彦***・三浦　哲****・井口正人*****

（2018 年 10 月 27 日受付，2019 年 4 月 24 日受理）

On the Source Characteristics of Demagnetization and Ground Deformation Associated with Non-magmatic Activity

Takeshi Hashimoto*, Mitsuru Utsugi**, Takahiro Ohkura**, Wataru Kanda***,
Akihiko Terada***, Satoshi Miura**** and Masato Iguchi*****

We collected information on non-magmatic unrest events reported mainly of Japanese volcanoes that have been monitored for extended time periods, with the aim of conducting a statistical evaluation of these phenomena, which can sometimes lead to an eruption. We assessed the geomagnetic field changes and ground deformation, which indicate demagnetization and inflation, respectively. We then compiled the source depth, intensity, and the rate (i.e., magnetic moment rate / deformation rate), based on the single magnetic dipole model or the Mogi model, since these models are the most frequently cited in the literature. We found clear positive correlations between the source depth and its intensity and rate, exhibiting a linear trend on the log-log scatter plots. We confirmed that all the magnetic events and some of the deformation events were plotted markedly above the cutoff line related to the detection limit. We suspected that the geometry of the monitoring network and/or the simplistic point-source modeling could contribute to these positive correlations; otherwise some physical requirements such as subsurface structure might be the cause.

Although the number of unrest events collected was small, we investigated the validity of the evaluation of these unrest events from different viewpoints. Upward deviation from the linear trend on the scatter plot was found to be a potentially useful criterion, whereas the source depth had no definitive relationship with the subsequent occurrence of eruptions.

We assert that observable non-magmatic unrest events should be plotted within a diagonal area between the lower-right and upper-left domains in a scatter plot of source intensity (or rate) and depth. This is because weak sources at great depths cannot be detected, while overly strong sources close to the ground surface are physically impossible. In the intermediate zone, “unerupted” and “erupted” unrest events both occur. Based on this idea, we propose a statistical

* 〒060–0810 北海道札幌市北区北 10 条西 8 丁目
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
Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University, N10W8, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060–0810, Japan.

** 〒869–2611 熊本県阿蘇市一宮町坂梨 3028
京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火山研究センター
Aso Volcanological Laboratory, Institute for Geothermal Sciences, Sakanashi 3028, Aso, Kumamoto 869–2611, Japan.

*** 〒377–1711 群馬県吾妻郡草津町草津 641–36
東京工業大学理学院火山流体研究センター
Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology, Kusatsu 641–36, Kusatsu, Agatsuma, Gunma 377–1711, Japan.

**** 〒980–8578 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉 6–6
東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター
Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba 6–6, Aramaki, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 060–0810, Japan.

***** 〒891–1419 鹿児島県鹿児島市桜島横山町 1722–19
京都大学防災研究所火山活動研究センター
Sakurajima Volcano Research Center, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 1722–19, Sakurajima-Yokoyama, Kagoshima 891–1419, Japan.

Corresponding author: Takeshi Hashimoto
e-mail: hasimoto@sci.hokudai.ac.jp

evaluation of the severity of unrest events, by measuring the deviation from the “unerupted unrests”, although this hypothesis must be tested with a sufficient number of unrest events in the future. Meanwhile, care must be taken in interpreting the data collected here, since they are based on the simplified point-source models that assume a uniform half-space, and they may not accurately recreate the physical entities.

Further studies that can relate the physical conditions and their time evolution in the subsurface to geophysical monitoring records at the ground surface will be necessary to evaluate how such unrest events are related to eruptions.
Key words: non-magmatic unrest, phreatic eruption, demagnetization, Mogi source, statistical evaluation

1. はじめに

水蒸気噴火は噴火直前の地震数の急増や顕著な地盤変動などの先行現象に乏しく，マグマ噴火と比較して噴火開始時期を予測することの難易度が高いと考えられている（Rouwet *et al*., 2014；de Moor *et al*., 2016）．水蒸気噴火（phreatic eruptions）あるいはそれに類する噴火現象に関する先行研究（*e.g.*, Mastin, 1991；Barberi *et al*., 1992；Browne and Lawless, 2001；Rouwet and Morrissey, 2015）からわかるように，水蒸気噴火に関連する言葉の使い方は必ずしも統一されていない（Rouwet *et al*., 2014）．本稿ではその定義の詳細には拘泥せず，非マグマ性の噴火という程度の意味で水蒸気噴火と呼ぶことにする．水蒸気噴火またはそれに関連する火山活動の背景には，山体内部に地下水や熱水系の存在が前提とされている．浅部に熱水系が発達した火山では，長期にわたる噴気活動やsteaming ground，温泉や活動的火口湖，熱水変質，準定常的な微小地震活動，局所的で緩慢な地盤変動などを伴っていることが多い．また，非噴火期にもバックグラウンドの火山活動があり，数年～数 10 年という時間スケールでこれらに消長が見られることは珍しくない．Rouwet *et al*. (2014) は，マグマの上昇が明瞭に確認されない場合に起こるこうした異常現象を非マグマ性（non-magmatic）の unrest と呼んだ．非マグマ性の unrest が火山浅部の熱水系における何らかの変化を反映していることは容易に想像できる．しかし現状では，こうした現象を，物理的因果関係に基づいて，水蒸気噴火の切迫度評価や噴火規模の予測に結びつけられる段階にはない．

一方で，浅部熱水系の不透水性シールや火道の閉塞が水蒸気噴火の準備過程において圧力を閉じ込める役割を果たす（*e.g.*, Christenson *et al*., 2010；Tanaka *et al*., 2017, 2018；Stix and de Moor, 2018）ことを想定するならば，この過程を観測的に捉えることが重要となる．そこで本研究では，こうした噴火準備過程での変化が期待される地磁気全磁力と地盤変動を取り扱い，継続的に観測が行われている国内の火山を主な対象として，非マグマ性の unrest イベントを収集し，その特徴を整理する．なお，噴火を含む一連の火山活動の中で，マグマが関与したと考えられるイベントも比較のために含める．本研究では，特に地磁気全磁力変化と地盤変動について，ソース深度と強度（及びその変化率）の関係に着目する．理想的には Rouwet *et al*. (2014) の提唱するように，個々の火山ごとに異なるバックグラウンドの活動を正確に把握した上で，そこから逸脱する現象を unrest として同定し，その危険度を確率的に評価できるようになることが望ましい．将来的にはそのようなことも可能になるかもしれないが，個々の火山でのデータ蓄積が十分ではない現状においては，複数の火山の観測事例を一括して取り扱うこともまた有意義である．それにより個々の火山の特性の違いを超えた共通の特徴が見いだせる可能性もある．特に，磁場変化については，我が国では古くから気象庁が火山観測の項目のひとつとして取り入れていることもあり，多くの火山でデータが蓄積されているが，海外ではそもそも火山での地磁気観測自体が希である．割れ目噴火や爆発的噴火に伴うピエゾ磁気効果（岩石磁化の応力応答）に着目した研究事例はいくつかあるが，数年から数 10 年スケールの変動については，海外ではこれまで議論の俎上にも上ってこなかった．この点からも，我が国での観測事例を収集・整理しておくことは，海外への情報発信という意味でも重要であると考えた．

2. イベント事例の収集と整理の方法

火山の地盤変動観測では，茂木モデル（球状圧力源）に基づくソース推定の報告事例は豊富である．磁場変化では，茂木モデルに相当する単一磁気双極子（一様磁化の球体または球殻と数学的に等価）の消帯磁モデルによる報告事例が多い．近年は，より複雑なソース形状を仮定したモデリングもよく行われるようになってはいるが，多点観測が展開されている場合や，面的なデータが利用可能な場合に限られることが多い．本研究では，事例数をできるだけ増やすことを重視して，ソースとして最も単純な，茂木モデル及び単一磁気双極子モデルに基づくソースパラメタを収集・整理した．

具体的には，非噴火期の比較的緩慢な地盤膨張及び消磁イベントを主な対象に，ソースの深度と強度（体積変化または磁気モーメント変化）及びその時間変化率を取り扱った．既出の論文や報告書中にソース情報の記載があるものはそれを参照したほか，いくつかのイベントについては，文部科学省による「災害の軽減に貢献するた

めの地震火山観測研究計画」の関連研究課題を通じて取得された観測データから新規にソースを推定した．なお，文献にソース強度変化量のみ記述がある場合については，変動が継続した期間を考慮して平均変化率を計算した．また，消磁と膨張がほぼ同期したケースもあるが，別個の文献で報告されていることが多いため，イベント名はそれぞれ独立に付与している（Tables 1, 2）．参考までに，消磁と膨張がほぼ同期したイベント名の対応を，[消磁: 膨張]の形式で列挙しておく．十勝岳[Tk: Tk1/2]，樽前山[Tr: Tr1]，吾妻山[Az: Az1/2/3]，安達太良山[Ad: Ad]，草津白根[Ks3: Ks の一部]，口永良部島[Kc3: Kc2]; [Kc4: Kc3]．なお，解析期間は地磁気と地盤変動で多少異なるので注意されたい．

以下では，全磁力変化及び地盤膨張から推定されたソースの，深度を横軸に，強度またはその変化率を縦軸に取り，両対数スケールで散布図を作成した（Figs. 1, 2, 3, 4）．ソース深度については，引用文献中で標高値として示されているものについては，火口の標高等からの深度に換算した．このため，ごく浅いソースについては，基準となる標高をどこに設定するかによってある程度の任意性がある．なお，文献に誤差範囲が示されているものには図中にエラーバーを付加した．

3. 地磁気全磁力変化

火山活動に伴う磁場変化には，山体を構成する岩石の磁化が減少する場合（消磁）と増加する場合（着磁）が考えられるが，本研究では unrest イベントに着目するため，消磁トレンドに見えるイベント，すなわち，熱磁気効果で地下の温度上昇もしくは高温域の拡大に対応するイベントを取り扱う．着磁イベントは冷却期に対応すると考えて本研究では対象としない．以下，個々の消磁イベントについて簡単にレビューする．本文中の記号（Mp1 など）は，断りない限り Figs. 1, 2 及び Table 1 のイベント記号を表す．

雌阿寒岳では気象庁が 1992 年からポンマチネシリ火口周辺で全磁力観測を行っており，Takahashi *et al*. (2018) は 2008～2009 年（Mp1）と 2013～2014 年（Mp2）の消磁イベントを報告している．このうち，Mp1 については，解析期間中の 2008 年 11 月に水蒸気噴火が発生しており，消磁変化の大部分はこの噴火の開始後に起こっている．推定された消磁源は相対的に深く，磁気モーメント変化量も大きいのが特徴である．一方，Mp2 の前後には噴火は発生しておらず，ソース深度は比較的浅い．なお，Takahashi *et al*. (2018) に示された気象庁の連続観測記録によれば，Mp1 及び Mp2 の消磁イベントは，緩やかに始まり，最大の変化率に達したのち，緩やかに変化が終息する様態を示している．このため，文献中に示された磁気モーメント変化量を解析期間で単純に除する方法では，変化率は過小評価となってしまう．そこで本研究では，磁気モーメント変化率については，変化の傾きがほぼ一定と見なせる期間をグラフから読み取り独自に算出した．これとは別に，ナカマチネシリ火口周辺については，田中・他 (2016) が 2014～2015 年の反復観測に基づき火口直下浅部での消磁イベント（Mn）について報告している．

十勝岳では，北海道大学と気象庁が大正火口及び 62 火口群周辺で 2008 年から反復観測を行っている．橋本・他 (2010) は 2008～2009 年の期間に観測された消磁イベント（Tk）について報告し，62-2 火口直下のごく浅部にソースを求めている．なお，十勝岳の消磁トレンドはその後も加減速を繰り返しつつ継続しており，火口域のごく浅部で局所的な膨張性の地盤変動も観測されている（札幌管区気象台地域火山監視・警報センター, 2018）．

樽前山では，1999 年に気象庁が山頂火口原周辺で反復観測を始め，2010 年以降は北海道大学も共同し空間密度を上げて観測を続けてきた（気象研究所地震火山研究部, 2008; 橋本・他, 2018）．気象研究所地震火山研究部 (2008) は 2000 年前後に観測された消磁イベント（Tr）を解析し，1909 年溶岩ドームの頂部から約 370 m 深にソースを求めている．樽前山では，同時期に地盤膨張も観測されており（Table 2 の Tr1），両者は同一のソースに起因する現象である可能性が高い（気象研究所地震火山研究部, 2008; 橋本・他, 2018）．

有史時代に水蒸気噴火を繰り返した吾妻山の大穴火口周辺でも十勝岳と同様，長期間にわたって継続的な消磁が観測されている．山崎・他 (2010) は，2003～2009 年の反復観測のデータに基づいて約 300 m 深に消磁源を推定している（Az）．吾妻山では，数年周期で局所的かつ間欠的な地盤膨張も報告されており（山崎・他, 2010; 吉田・他, 2012），こうした特徴は，後述の十勝岳や口永良部島とも共通する．

草津白根山では，気象庁が 1976 年から全磁力観測を続けており，長期間にわたってデータが蓄積された希少な火山のひとつである．Takahashi and Fujii (2014) は 2 つの消磁期と 5 つの着磁期についてソースを推定しており，本稿ではこの 2 つの消磁期（Ks1: 1982～1985 年, Ks2: 1988～1991 年）について取り上げる．いずれも水釜火口直下の 500 m 深前後に消磁源となる磁気双極子が求められている．松永・他 (2015) は，東京工業大学が湯釜火口周辺に設置した連続観測点のデータを解析し，2014 年 5 月期に観測された消磁イベント（Ks3）について議論している．最大変化量は 1.1 nT 程度と小さく検

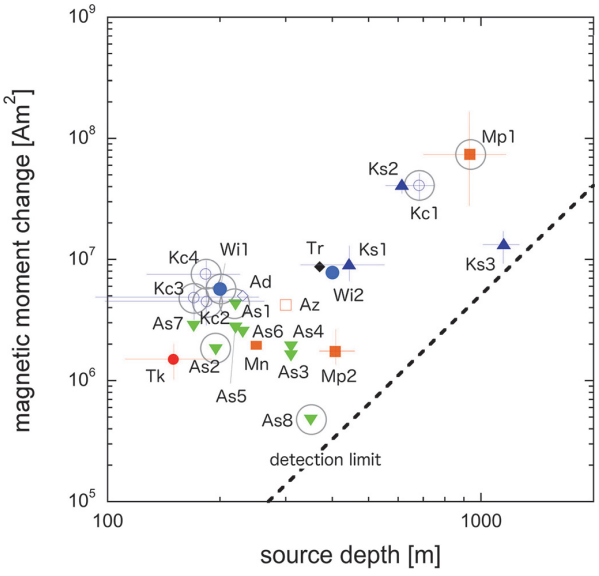


Fig. 1.　地磁気全磁力変化（単一双極子モデル）の磁気モーメント変化量．記号は Table 1 参照．横軸は地表面からのソース深度．波線は，地表での最大変化が 1 nT となる消磁源を想定した検出限界を表す．噴火に至ったイベント（5. 2 節を参照）は灰色の円で囲った．

Fig. 1.　Magnetic moment changes assuming a single dipole model, based on the reported geomagnetic total field records. Event names and references are listed in Table 1. The horizontal axis indicates the source depth from the ground surface. The dashed line represents a virtual detection limit calculated from the demagnetization sources that produce a maximum total field change of 1 nT on the ground surface. “Erupted” events are circled in gray.

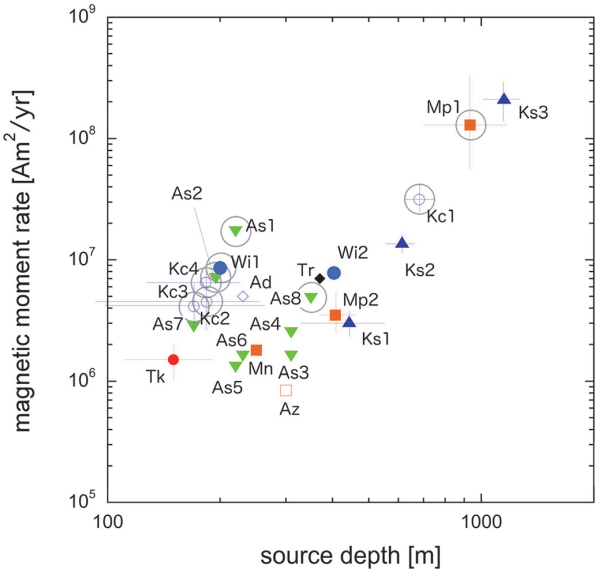


Fig. 2.　地磁気全磁力変化（単一双極子モデル）の磁気モーメント変化率．横軸は地表面からのソース深度．記号は Table 1 参照．噴火に至ったイベント（5. 2 節を参照）は灰色の円で囲った．

Fig. 2.　Magnetic moment rates assuming the single dipole model, based on the reported geomagnetic total field records. The moment rate is plotted in units of Am^2/yr. The horizontal axis indicates the source depth from the ground surface. Event names and references are listed in Table 1. “Erupted” events are circled in gray.

出限界レベルに近い．4 箇所の連続観測点からの推定であるが，ソース深度は 1,000～1,300 m と本研究で収集した事例では最も深い．また，変化量は小さいものの，継続時間が短い（約 3 週間）ことから，年率換算した変化率としては 10^8 Am^2/yr であり，これも最大である．

阿蘇山では，京都大学と気象庁が 1980 年代から継続的に地磁気観測を行っている．この期間中，1980 年代末から 1990 年代初頭にかけて中岳第 1 火口でストロンボリ噴火を含む活動があった．1990 年代中頃から 2010 年代前半までは，第 1 火口はほぼ常時湯だまりを維持していたが，湯量の減少期には，小規模な水蒸気爆発に伴う火口からの土砂噴出や火口壁の赤熱が観測された．2013 年後半からは再び火山活動が高まり，2014 年 11 月にはマグマ噴火に発展した．Tanaka (1993) が高頻度の反復観測に基づいて記載した 1989 年 9 月から 11 月にかけての消磁イベント（As1）は噴火活動中の記録である．火孔（pit crater）から火炎が観察されたのち，やがてストロンボリ式噴火に移行し，最後は爆発的噴火で終わっている．一方，As2 は水蒸気爆発に向かう湯だまり期の消磁イベントである．いずれも中岳第 1 火口直下のごく浅部（200 m 前後）での消磁であり，Tanaka (1993) は，浅部火道の周辺で加熱された水が水平方向に流動することによって，比較的短期間で高温域が拡大したと考えた．これらの消磁イベントが爆発的噴火で終わり，その後速やかに着磁相に移行していることは，爆発によって火道が開放され，それまで数ヶ月にわたって浅部熱水系に蓄積された熱が効率的に放出されたことを想像させる．2001 年から 2014 年にかけての一連の消磁イベント（As3～As8）は，京都大学の連続観測データ（京都大学理学研究科, 2014; 2015）に基づいて新規にソースを推定したもので，その深度は As1, 2 と同様にいずれも火口直下の数 100 m に求まった．この時期の特徴は，明瞭な着磁期を欠いたまま消磁期と停滞期が繰り返されてきたことである．橋本・他 (2001) もあわせて参照すると，中岳火口周辺では，1998 年以後は長期的な消磁傾向に入り，2002～2003 年頃に見られた弱い着磁期を最後に，それ以後は明瞭な着磁が観測されなくなった．このため，1990 年代中頃と比較すると，現在（2019 年）の全磁力値レベルは, かなり消磁が進行した状態になっている．これを，長期間にわたる継続的な熱消磁と考えるべきかどうかは今後議論の余地がある．火口の地下浅部における火口湖水のリサイクル（Terada *et al*., 2012）に伴う熱水変質による化学消磁の可能性も検討すべきであろう．なお，阿蘇山の場合は，消磁に同期した明瞭な地盤変動は観測されていない．

口永良部島では，京都大学が 2000 年から 2010 年にかけて新岳火口周辺の 5 地点で連続観測を行い，新岳火口周辺で 4 回の明瞭な消磁期を捉えた．Kanda *et al*. (2010) はこれを水蒸気噴火の準備過程と解釈した．このうち，2001 年のイベント（Kc1）は深度が新岳火口直下の 600～700 m に推定されており, 他の 3 イベント（Kc2～4）と比べて有意に深く，ソース強度も大きい．明瞭な着磁期を欠き，消磁期と停滞期が数年おきに繰り返すことに加えて，磁場変化にほぼ同期した局所的な地盤変動が伴っていることは特筆すべき特徴である．

冒頭に述べたように，海外では火山で地磁気を観測すること自体が希であり，多点観測で長期間の変化が追跡されたものは極めて少ない．数少ない事例のひとつとして，ニュージーランドのホワイト島での観測がある．Hurst and Christoffel (1973) は，4 回の反復観測に基づいて中央火口直下のごく浅部に消磁源（Wi1）を推定している．また，橋本・他 (2006) は，2005～2006 年の期間に行われた 2 回の多点反復観測に基づいて，火口直下約 400 m 深に消磁源を推定した．

4. 地 盤 変 動

本研究では，火山活動に伴って観測された膨張性の地盤変動について，茂木モデルに基づいてソースの推定がなされた事例を 6 火山 19 イベント収集した．収縮性のイベントは unrest とは考えにくいので，収集の対象から除外した．以下，個々の膨張イベントについて簡単にレビューする．括弧内の記号は特に断りない限り Figs. 3, 4 及び Table 2 のイベント記号を表す．なお，Figs. 3, 4 は，Figs. 1, 2 と横軸の範囲が異なっていることに注意されたい．また，干渉 SAR 解析に基づいて近年相次いで報告されるようになった極浅部の局所的地盤膨張については，本稿では取り扱っていないが，今後検討に加えるべきである．

十勝岳では，気象庁・北海道立総合研究機構・北海道大学が GNSS の反復観測を行っており，2006 年頃から大正火口・62 火口群周辺で局所的な膨張が続いていることが明らかになっている（札幌管区気象台地域火山監視・警報センター, 2018）．膨張には加速期と停滞期があり，数年おきにそれらが繰り返していることや，収縮期が見られない点は，口永良部島とよく似ている．札幌管区気象台地域火山監視・警報センター (2018) の解析によれば, 時期によって膨張源はわずかに移動しているが，その中心は大正火口付近（Tk1）または 62–2 火口付近（Tk2）の，いずれも浅部に求まっている．

樽前山では，気象庁が山頂火口原で GNSS 反復観測を実施してきた．1999 年に始まる継続的な観測の結果，1909 年溶岩ドーム直下の浅部を中心とした限られた範

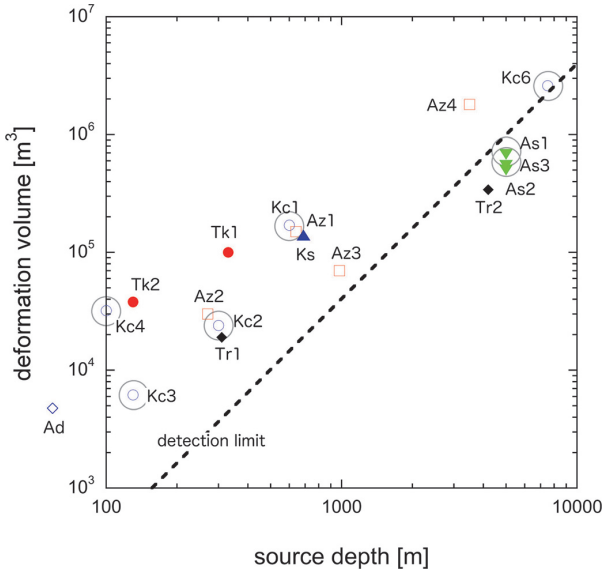


Fig. 3.　地盤変動（茂木モデル）から推定された膨張体積．Kc4 は FEM 解析（Hotta and Iguchi, 2017）による．横軸は地表面からのソース深度．記号は Table 2 参照．波線は，地表での最大隆起量が 1 cm となる膨張源を想定した検出限界を表す．噴火に至ったイベント（5. 2 節を参照）は灰色の円で囲った．

Fig. 3.　Source volume changes estimated from the Mogi model, based on the reported deformation records. The horizontal axis indicates the source depth from the ground surface. Event names and references are listed in Table 2. Kc4 is based on FEM modeling by Hotta and Iguchi (2017). The dashed line represents a virtual detection limit calculated from the inflation sources that produce a maximum uplift of 1 cm on the ground surface. “Erupted” events are circled in gray.

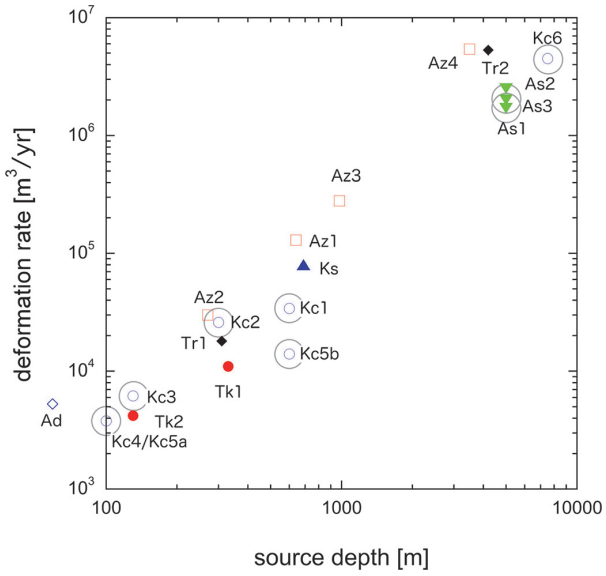


Fig. 4.　地盤変動（茂木モデル）体積膨張率．横軸は地表面からのソース深度．記号は Table 2 参照．噴火に至ったイベント（5. 2 節を参照）は灰色の円で囲った．

Fig. 4.　Source volume rates estimated from the Mogi model, based on the reported deformation records. The volume rate is plotted in units of m^3/yr. The horizontal axis indicates the source depth from the ground surface. Event names and references are listed in Table 2. “Erupted” events are circled in gray.

囲に，ほぼ等方的で緩慢な地盤変動が検出されている（気象研究所地震火山研究部, 2008; 橋本・他, 2018）．2000年前後には明瞭な膨張相（Tr1）が観測されており，前章で述べた消磁イベント（Table 1 の Tr）に対応している．これとは別に，小四郎丸 (2014) は 2013 年 7 月の群発地震活動に前駆して 6〜7 月期に観測された傾斜及び歪記録を解析し，山頂溶岩ドームの北側約 1.5 km，深さ約 4 km に膨張源を推定した（Tr2）．膨張源は群発地震のクラスターのひとつに隣接していたことが明らかになっていて，火道の一部にあたるのではないかと考えられている．

吾妻山では，吉田・他 (2012) が大穴火口周辺で 2002〜2009 年に気象庁が行った GNSS 観測のデータを解析し，この期間に 3 つの膨張期（Az1〜Az3）と 2 つの収縮期があったことを報告している．膨張期と収縮期は，300〜1,000 m 程度の深さで数年おきに繰り返している．これとは別に，2014〜2015 年にはやや深部での膨張が広域的な GNSS データの解析で検出されている（Az4: 東北大学, 2015）．

草津白根山では，2014 年 3 月から 2015 年 11 月にかけて湯釜火口付近を中心とした地盤膨張が観測された（Ks）．東京工業大学 (2017) が傾斜記録から推定した茂木モデルの膨張力源はやや深く（540〜840 m），他の火山も含めた全イベントの中では中程度の強さであった．なお，Table 2 及び Fig. 4 に示したイベント Ks の変化率は，引用文献に示された体積変化量を解析期間で除した平均変化率であるが，傾斜計の時系列記録によれば，解析期間の末期には傾斜変化が緩やかになっている．解析期間の初期だけに注目した場合には，変化率はこの 2 倍程度と考えられる．

阿蘇山 2014〜16 年の膨張イベント群（As1〜3）は，過去の水準測量から推定された収縮力源（大倉・他, 2009）にソース位置を固定して，GNSS 基線長の変化から京都大学が推定したものである．このうち，As1 は 2014 年 7 月初めから 11 月 20 日のマグマ噴火開始までの期間にあたる．As1 は Figs. 1, 2 の消磁イベント As8 と対応している．As2, As3 は，それぞれ 2015 年 9 月のマグマ水蒸気噴火（Miyabuchi *et al*., 2018）及び 2016 年 10 月の爆発的噴火に先行する膨張イベントであるが，対応する消磁イベントは認められず，地盤変動のソースで見る限り As1 との顕著な違いは見られない．

口永良部島では，1999 年頃から地震活動が活発化し，数年おきに群発地震と新岳火口付近の地盤膨張が繰り返されるようになった（斎藤・他, 2015）．また，前節で述べたように，全磁力観測からは間欠的に消磁が起きていたことが明らかになっている（Kanda *et al*., 2010）．GNSS の反復観測に基づいて井口・他 (2007) が茂木モデルによる力源推定を行っている．Kc1 は 1995/96 年から 2000 年にかけての約 5 年間の変化であり，ソース深度は約 600 m であった．Kc2, Kc3 はそれぞれ 2005〜2006 年，2006〜2007 年の膨張イベントであり，時間の経過とともに力源が浅くなっている．2008 年 9 月から 2009 年 2 月頃にかけても顕著な地盤膨張が観測されており，斎藤・他 (2015) が GNSS 連続観測に基づいて，浅部とやや深部の 2 つの茂木ソースによる推定を行っている（Kc5 a, Kc5b）．このイベントについては，文献中に示された膨張率のみを引用し，膨張量への換算はしていない．なお，斎藤・他 (2015) は，2 つの茂木ソースに基づく推定は，やや深部の膨張源が新岳火口近傍の変位に与える影響の程度を評価するために行ったものであり，各ソースの詳細な位置や膨張量にはさほど意味はないとしている．また，茂木モデルではないが Hotta and Iguchi (2017) による，層構造を仮定した有限要素法モデル計算に基づく有限大の球状力源（2006 年 1 月〜2014 年 4 月）も比較のために示した（Kc4）．Kc4 は Kc1〜3 のどれよりも浅い位置に推定されている．Kc6 は 2014 年噴火後に行われた水準測量に基づく推定である．2015 年の再噴火の前には，地下深部（7, 500 m 深）でマグマの注入による膨張があったと考えられている（Yamamoto *et al*., 2017）．

安達太良山の沼ノ平火口では，1998 年から 1999 年にかけて，局所的な地盤膨張が気象庁の GNSS 反復測量で検出されている．山本・他 (2008) は，沼ノ平火口の南西側火口壁付近の地表から 60 m という極めて浅い位置に膨張茂木ソースを求めた（Figs. 3, 4 の Ad）．ただし，この推定は固定点を除くと 3 箇所の観測データで行われているため，決定精度は高くない．彼らの報告によれば，沼ノ平火口では，その後 2001−2005 年に火口底の中央部で収縮も観測されており，一連の膨張・収縮イベントは，それぞれ熱消磁（Figs. 1, 2 の Ad）・冷却帯磁の時期ともほぼ対応している．

5. 考　　察

5−1　ソースから見た消磁・膨張イベント群の特徴

前掲の Figs. 1〜4 から明らかなように，磁場変化・地盤変動のいずれにおいても，ソース深度とソース強度及び変化率の間には，明瞭な正の相関が認められる．この特徴について，本節では 3 つの視点から考察する．

第 1 に，観測網の空間スケールとモデリングの問題について述べる．点源としてモデリングした場合，観測網の空間スケールに応じた深さのソースが推定され易く，強度はそれに見合うように推定されているだけだという可能性はないだろうか．そうであるならば，Figs. 1〜4

Table 1.　Figs. 1, 2 の作成にあたり参照した消磁イベントの出典.

Table 1.　References for the demagnetization events and their source parameters plotted in Figs. 1 and 2. The second right column indicates the interpretation of the demagnetization source in the literature (P: hydrothermal system, M: magma, U: undefined).

Volcano name Crater name	event name	period of analysis	references	source depth (m)	magnetic moment change (Am^2)	magnetic moment rate (Am^2/yr)	origin	remarks
Meakandake Pon-machineshiri cr.	Mp1	2008.09-2009.09 (*1)	Takahashi *et al.* (2018)	700-1180 (*2)	2.7×10^7- 1.8×10^8	5.4×10^7-3.6×10^8 (*3)	P	(*1) 2008 年 11 月 18 日に水蒸気噴火 (*2) 96-1 火口の標高（1375m）からの深度に本研究で換算 (*3) 連続観測データから傾きがほぼ一定と見なせる期間（2008.11-2009.04 及び 2013.07-12）について本研究が算出
	Mp2	2013.06-2014.06		370-470 (*2)	$1.3\text{-}2.7\times10^6$	$2.6\text{-}5.4\times10^6$ (*3)	P	
Meakandake Naka-machineshiri cr.	Mn	2014.08-2015.09	田中・他 (2016)	250	2×10^6	1.8×10^6	P	2 回の反復測量の差分に基づく推定
Tokachidake 62-2 cr.	Tk	2008.09-2009.09	橋本・他 (2010)	110-190 (*4)	$1.0\text{-}2.0\times10^6$	$1.0\text{-}2.0\times10^6$	P	3 回の反復測量に基づく平均変化率からの推定 (*4) 62-2 火口底の標高（1730m）からの深さ
Tarumae summit cr.	Tr	1999.07-2000.10	気象研 (2008)	370 (*5)	8.7×10^6	7.0×10^6 (*6)	P	(*5) 山頂溶岩ドームの標高（1041m）から本研究が換算 (*6) 2 回の反復測量の間隔に基づいて本研究が算出
Azuma Oana cr.	Az	2004-2009	山崎・他 (2010)	300	4.2×10^6	8.4×10^5 (*7)	P	(*7) 文献に示された消磁体積と仮定磁化から本研究が算出
Adatara Numano-Taira cr.	Ad	1997.07-1998.06	山本・他 (2008)	230	5×10^6	5×10^6 (*8)	P	(*8) 解析期間に基づいて本研究が算出
Kusatsu-Shirane around Mizugama cr.	Ks1	1982.11-1985.10	Takahashi and Fujii (2014)	326-560 (*9)	6.6×10^6- 1.2×10^7	$2.2\text{-}3.9\times10^6$ (*10)	P	(*9) 水釜火口の標高（2056m）から本研究が換算 (*10) 解析期間に基づいて本研究が算出
	Ks2	1988.09-1991.09		551-677 (*9)	$3.6\text{-}4.8\times10^7$	$1.2\text{-}1.6\times10^7$ (*10)	P	
	Ks3	2014.05.08-2014.05.31	松永・他 (2015)	1000-1300	$0.9\text{-}1.8\times10^7$	$1.4\text{-}2.9\times10^8$ (*11)	P	東工大による 4 地点の連続観測データからの推定 (*11) 解析期間に基づいて本研究が算出

Table 1. Continued.

Aso Nakadake 1st cr.	As1	1989.09- 1989.11 (*12)	Tanaka (1993)	220 *(13)	4.2×10^6 (*14)	1.7×10^7 (*15)	M	15 地点の高頻度反復測量に基づく推定 (*12) ストロンボリ式噴火期 (*13) 第 1 火口南西縁の標高（1270m）からの深度に本研究で換算 (*14) 文献に示された消磁体積と仮定磁化から本研究で換算 (*15) 解析期間に基づいて本研究が算出 (*16) 湯だまり期（期間末に水蒸気爆発）
	As2	1990.02- 1990.04 (*16)		195 *(13)	1.8×10^6 (*14)	7.0×10^6 (*15)	P	
	As3	2001.01- 2001.12	京大理 (2014)	310 (*17)	1.6×10^6	1.6×10^6	P	京都大学による 4 地点の連続観測データの変化率から本研究で新規に推定 (*17) 第 1 火口南西縁の標高（1270m）からの深度
	As4	2003.01- 2003.09		310 (*17)	1.9×10^6	2.5×10^6	P	
	As5	2007.01- 2008.12		220 (*17)	2.7×10^6	1.3×10^6	P	
	As6	2009.10- 2011.04		230 (*17)	2.5×10^6	1.6×10^6	P	
	As7	2013.01- 2013.12	京大理 (2015)	170 (*17)	2.8×10^6	2.8×10^6	P	
	As8	2014.10.02- 2014.11.25		350 (*17)	4.7×10^5	4.8×10^6	M	
Kuchinoerabujima Shindake cr.	Kc1	2001.05- 2002.07	Kanda *et al.* (2010)	610-754 (*18)	$3.0\text{-}5.2\times10^7$ (*19)	$2.4\text{-}4.1\times10^7$ (*20)	P	(*18) 新岳火口の標高（495m）からの深度に本研究で換算 (*19) 5 地点の連続観測データに基づく，各期間の始点と終点の変化量からの推定 (*20) 文献に示された消磁モーメントから解析期間に基づき本研究で算出
	Kc2	2003.06- 2004.06		95-273 (*18)	$2.9\text{-}6.8\times10^6$ (*19)	$2.7\text{-}6.3\times10^6$ (*20)	P	
	Kc3	2004.12- 2006.01		78-262 (*18)	$3.1\text{-}6.6\times10^6$ (*19)	$2.6\text{-}5.7\times10^6$ (*20)	P	
	Kc4	2006.09- 2007.10		137-229 (*18)	$5.3\text{-}9.9\times10^6$ (*19)	$4.5\text{-}8.5\times10^6$ (*20)	P	
White Island (NZ) 1933 cr.	Wi1	1970.11- 1971.07	Hurst and Christoffel (1973)	200	5.7×10^6 (*21)	8.6×10^6 (*21)	P	4 回の反復測量に基づいて推定 (*21) 文献に示された消磁体積・仮定磁化・解析期間に基づいて本研究で換算
	Wi2	2005.02- 2006.02	橋本・他 (2006)	400	7.8×10^6	7.8×10^6	P	2 回の反復測量に基づいて推定

Table 2.　Figs. 3, 4 の作成にあたり参照した地盤変動イベントの出典.

Table 2.　References for the ground inflation events and their source parameters plotted in Figs. 3 and 4. The second right column indicates the interpretation of the demagnetization source in the literature (P: hydrothermal system, M: magma, U: undefined).

Volcano name Crater name	event name	period of analysis	references	source depth (m)	source volume change (m^3)	source volume rate (m^3/yr)	origin	remarks
Tokachidake Taisho cr.	Tk1	2005.06- 2014.06	札幌管区気象台 (2018)	330 (*1)	1.0×10^5 (*2)	1.1×10^4	P	(*1) 62-2 火口底の標高（1730m）からの深さ (*2) 引用文献に示された変化率と解析期間から本研究が換算
Tokachidake 62-2 cr.	Tk2	2005.06- 2014.06	札幌管区気象台 (2018)	130 (*1)	3.8×10^4 (*2)	4.2×10^3	P	
Tarumae summit cr.	Tr1	1999.07- 2000.08	気象研 (2008)	310 (*3)	1.9×10^4	1.8×10^4	P	GNSS 反復測量に基づく推定 (*3) 山頂溶岩ドーム頂部からの深さ
	Tr2	2013.06.19- 2013.07.05	小四郎丸 (2014)	4200	3.4×10^5	5.3×10^6	U	傾斜及び歪変化に基づく推定 ソース位置は山頂溶岩ドーム北約 1.5km
Azuma Oana cr.	Az1	2003.09- 2004.11	吉田・他 (2012)	640 (*4)	1.5×10^5	1.3×10^5 (*5)	P	(*4) 大穴火口の標高（1730m）からの深さに本研究が換算 (*5) 解析期間に基づいて本研究が算出
	Az2	2006.05- 2007.05	吉田・他 (2012)	270 (*4)	3×10^4	3×10^4 (*5)	P	
	Az3	2008.08- 2008.11	吉田・他 (2012)	980 (*4)	7×10^4	2.8×10^5 (*5)	P	
	Az4	2014.10- 2015.01	東北大 (2015)	3500	1.8×10^6	5.4×10^6 (*6)	U	気象庁及び国土地理院の GNSS 連続観測データの解析から推定 (*6) 解析期間に基づいて本研究が算出
Kusatsu-Shirane Yugama cr.	Ks	2014.03- 2015.11	東工大 (2017)	540-840 (*7)	1.4×10^5	8.0×10^4	U	3 地点（6 成分）の傾斜データに基づく推定 (*7) 湯釜火口の標高（2040m）から本研究が換算
Aso below Kusasenri	As1	2014.07.01- 2014.11.20		5000	6.8×10^5	1.7×10^6	M	京都大学の水準測量から求められた草千里地下の力源（大倉・他, 2009）にソースを固定して，GNSS 基線長変化から推定
	As2	2015.07.01- 2015.09.13		5000	5.0×10^5	2.5×10^6	M	
	As3	2016.07.01- 2016.10.07		5000	5.5×10^5	2.0×10^6	M	

Table 2. Continued.

Kuchinoerabujima around Shindake or Furudake crs.	Kc1	1995.08/96.03- 2000.12	井口・他 (2007)	600	1.7×10^{5}	3.4×10^{4}	P	GNSS 反復測量に基づく推定
	Kc2	2005.02-2006.01	井口・他 (2007)	300	2.4×10^{4}	2.6×10^{4}	P	
	Kc3	2006.01-2006.12/07.02	井口・他 (2007)	130	6.2×10^{3}	6.2×10^{3}	P	
	Kc4	2006.01-2014.04	Hotta and Iguchi (2017)	100	3.2×10^{4} (*8)	3.8×10^{3} (*9)	P	GNSS 反復測量データに基づく，地形と剛性率不均質を考慮した FEM モデリングによる推定 (*8) 361MPa のソース増圧を仮定 (*9) 解析期間に基づいて本研究で換算
	Kc5a	2008.09-2009.02	斎藤・他 (2015)	100		3.8×10^{3}	P	
	Kc5b	2008.09-2009.02	斎藤・他 (2015)	600		1.4×10^{4}	P	
	Kc6	2014.08-2015.03 (*10)	Yamamoto *et al.* (2017)	7500	2.6×10^{6}	4.5×10^{6} (*11)	M	山麓部における 2 回の水準測量に基づく推定（力源の水平位置を新岳火口直下に固定） (*10) 2014 年 8 月 3 日の噴火後, 2015 年 5 月 29 日の再噴火までの期間 (*11) 解析期間に基づいて本研究で換算
Adatara Numano-Taira cr.	Ad	1998.07-1999.06	山本・他 (2008)	60	4.8×10^{3}	5.2×10^{3} (*12)	P	(*12) GNSS 反復測量の解析期間に基づいて本研究で換算

に見られる相関は単に見かけ上のものであり，仮に様々な深度で同時に消磁や膨張が起こっていたとしても，それを正しく反映していないことになる．Fig. 3, 4 では，ソース深度 1,000〜3,000 m の領域は空白域となっているように見えるが，これは単純にこの深度の膨張源を捉えるのに適した観測網が不足しているためかもしれない．一方，実体としてソース深度と強度（または変化率）の間に強い相関があるのだとすれば，火山に共通する地下構造など，何らかの物理的必然性があるのかもしれない．現時点では明瞭な答えはない．この問題を解決するには，モデルを精緻化すること以上に，深度の異なるソースの有無（ソースの形状や大きさと言い換えることもできるが）の判定を可能にするマルチスケールの観測が必要であろう．

第 2 に，観測における検出限界の問題について検討する．ソース強度が同じであれば，深いソースほど地表における変動量は小さくなる．逆に言えば，観測系に検出限界があるとすれば，ソースが深ければ，相応に強いものでなければ検知されない．このため，深度対強度の散布図には，自ずと検出限界によるカットオフ・ラインができるはずである．そこで，Figs. 1 や 3 に見られる線形の相関が，このカットオフ・ラインなのかどうかを検証する．磁気モーメント変化量を示した Fig. 1 には，地表面の最大全磁力変化が 1 nT となるソース群（極磁気変換相当）に相当する直線 eq.（1），体積膨張量を示した Fig. 3 には，地表面の最大上下変位，すなわちソース直上における隆起量が 1 cm となるソース群に対応する直線 eq.（2）を，それぞれ検出限界レベルとして波線で示した．

$$\Delta M = \frac{2\Delta F_{\max}}{\mu_0} D^3 \tag{1}$$

$$\Delta V = \frac{2\pi(\lambda+\mu)}{\lambda+2\mu} D^2 \Delta h_{\max} \tag{2}$$

ここで，D はソース深度，ΔM は磁気モーメント変化，μ_0 は真空の透磁率，$\Delta F_{\max}$ は地表面での最大全磁力変化，ΔV は地盤変動ソースの膨張体積，$\Delta h_{\max}$ は地表面での最大隆起量，λ 及び μ はラメの定数である．すなわち，両対数スケールにおいて，磁気モーメント変化量の検出限界線は傾き 3，体積膨張量のそれは傾き 2 となる．

ここで，磁場変化の検出限界を 1 nT としたのは，地磁気の日変化の振幅が数 10 nT であることと，こうした超高層大気起源の変化は参照点との単純差化成によって一般的に数 10 分の 1 程度に低減されることを考慮したものである．一方，本稿の収集事例の多くが依拠する GNSS 反復観測による上下変動の精度が一般に数 cm 程度であることに基づいて，地盤の上下変動の検出限界には，それよりやや小さめの 1 cm を設定した．勿論，GNSS 連続観測，水準測量や孔中傾斜計・歪計等によれば，さらに小さな地盤変動を検出することは可能である．

まず，磁場変化（Fig. 1）について見ると，本稿で取り扱った消磁イベントは全て検出限界レベルを超えており，殆どのケースでは 1 桁以上大きい．すなわち，観測事実としては検出限界に比べて十分大きな変動が捉えられていることになる．従って，Fig. 1 に見られる直線状の相関は，検出限界に起因するカットオフ・ラインそのものを表しているわけではないことがわかる．なお，500 m より浅い消磁源だけで見ると，検出限界レベルよりも 1〜2 桁大きいイベントが多く，深度と強度はほぼ無相関であるように見える．この傾向は変化率で見た場合も同様である（Fig. 2）．

次に，地盤変動（Fig. 3）について見る．阿蘇山 2014〜16 年の 3 つのイベント（As1〜3）と樽前山 2013 年のイベント（Tr2）は，検出限界レベルよりもやや下にあるが，これは，As1〜3 が GNSS の連続観測，Tr2 が孔中傾斜計・歪計の連続観測に基づいており，微小な変化を捉えることができたためである．地盤変動の検出限界線を上方にシフトしていくと，Kc3，Tr1，Az3，Az4 で結ばれる線に近くなる．このことは，実際には GNSS 反復観測の検出限界が 1 cm ではなく数 cm 程度であり，イベント群の下限線はそれに起因するカットオフを示唆しているのかもしれない．一方で，Tk1，Tk2，Kc1 などは明らかに検出限界を超えており有意な変動である．

第 3 に，変化量散布図（Figs. 1, 3）と変化率散布図（Figs. 2, 4）の特徴の違いについて述べる．これらを比較すると，変化率の方が変化量よりも，深度に対する相関はやや高い．特に地盤変動に関してはこの傾向が顕著である．次節でも述べるように，個々のイベントを詳しく見ると，変化量分布で相対的に下の方に位置するものが変化率分布では上の方にプロットされることもあれば，その逆のケースもある．一般に，unrest イベントに伴う消磁や膨張には，火口からの放熱や水平方向への流体の散逸など，それらを緩和する機構が付随すると考えられる．また，十勝岳や口永良部島で見られているように，火口周辺では，ある時点で起こった地盤膨張イベントが元に回復することなく終息し，停滞期を経て次の膨張イベントが起こる，というように，間欠的で一方的な地盤変動が観測されることもある．こうしたケースでは非弾性的な変形が含まれている可能性が高く，膨張量を単純に積算した結果が増圧量に対応するとは考えにくい．従って，unrest イベントが噴火に至るかどうかの評価に資す

るという目的においては，変化量だけではなく，変化率でも整理し，両者を比較することにも意味があると考えられる．

5-2　異常の判定可能性

前節で指摘したように，ソース深度とソース強度（及びその変化率）の間には正の相関が認められた．相関が生じる理由はともかく，こうしたunrestイベントが実際に噴火に至る危険度を，この散布図から読み取ることは可能だろうか．以下にいくつかの観点から検討する．

5-2-1　ソース深度

まず，ソース深度が噴火の有無や先行時間に関係しているかどうかを検討する．磁場変化（Table 1, Figs. 1, 2）について見ると，噴火に至ったのは，雌阿寒岳 Mp1（700～1,180 m; 解析期間中に噴火），阿蘇山 As1（220 m; 解析期間中に噴火），As2（195 m; 解析期間末期に噴火），As8（350 m; 解析期間直後に噴火），ホワイト島 Wi1（200 m; 解析期間中に噴火）等である．口永良部島については，Kc1～4がいずれも2014年噴火に向かうunrestであるとみなすならば，Kc1は610～754 mで12年後，Kc2は95～273 mで10年後，Kc3は78～262 mで8年後，Kc4は137～229 mで7年後に噴火したことになる．Figs. 1, 2では，記号を灰色の円で囲ってこれらのイベントを示した．Kanda *et al.* (2010) も指摘したように，Kc1とKc2-4は明らかに深度が異なっており，噴火準備のある段階で消磁源が浅部に移動したと考えることができる．Unrestが噴火に発展した可能性がある上記イベント群は，Kc1とMp1を除けばいずれもソースが浅い．しかし，その他の事例にも目を向ければ，ソースが浅ければ必ず噴火するとは言えないようである．

次に，地盤変動（Table 2, Figs. 3, 4）について見ると，噴火に至ったのは阿蘇山 As1（5,000 m; 解析期間直後に噴火）及びAs3（5,000 m; 解析期間直後に噴火），口永良部島 Kc1（600 m; 解析期間の19～14年後），Kc2（300 m; 9～8年後），Kc3（130 m; 8～7年後），Kc4（100 m; 8～半年後），Kc5 a/Kc5b（それぞれ100 m及び600 m; 6～5年後），Kc6（7,500 m; 解析期間の9～2ヶ月後に噴火）などとなっている．Figs. 3, 4では，記号を灰色の円で囲ってこれらのイベントを示した．口永良部島の場合には，消磁源と同じく，2014年噴火に近付く段階で膨張源が浅くなっている．ただし，2014年噴火の発生後，2015年噴火の前に観測された地盤変動ソース（Kc6）は，Kc1-4，Kc5a，Kc5bと比べて明瞭に深い．Yamamoto *et al.* (2017) の指摘するように，Kc6はマグマ性の地盤膨張であり，2014年噴火以前のイベント群とは実体が異なる可能性が高い．同様にマグマ性の可能性が高い阿蘇山 As1, 2, 3も合わせて除外すると，非マグマ性の噴火に発展したunrest事例は，比較的浅い膨張ソースであるように見える．しかし，これらに対応付けられた噴火は実質的に2014年口永良部島噴火の1件のみである．また，ソースが浅くても噴火に至っていない事例や，ソースが数kmの事例もあることを考慮すると，消磁源について見たのと同じく，unrestのソースが浅いことのみをもって，噴火に至るか否かを判定することは現状では困難である．

5-2-2　相関トレンドからの偏差

次に，散布図に見られる正相関のトレンドからの偏差という観点から異常の判定ができるかを検討する．消磁の変化率散布図（Fig. 2）を見ると，噴火に至ったunrestイベントであるAs1及びAs2（阿蘇1989-90），Kc2-4（口永良部島2003-2007），Wi1（ホワイト島1970）は，全体の直線トレンドからやや離れた，消磁源が浅く強い領域に分布している．とりわけ，阿蘇山1989年のマグマ噴火活動期を含む消磁イベントAs1は，全体のトレンドから大きく外れており特異的である．一方，2014年のマグマ噴火に先行する消磁イベントであるAs8は，2000年以降の活動の中では変化率は大きいものの，全体のトレンド上にあり特異的とは見えない．また，2008年11月の水蒸気噴火期を含む雌阿寒岳のMp1と地盤膨張を伴った草津白根山のKs3の消磁ソースは深くて強いが，これらも全体の傾向から外れているわけではない．本研究で収集した範囲では，比較的浅いイベント群で直線トレンドを外れて散布図の左上側に寄るものについては噴火した事例が多い．ただし，As8のように直線トレンド上にあっても噴火したイベントもある．さらに，変化量（Fig. 1）と変化率（Fig. 2）を比較すると，噴火に至ったAs1，As2，As8は，変化率で見た場合の方が，他のイベントと比較して相対的に分布の上方に向かってシフトしていることがわかる．逆に，変化量はやや大きいが，変化率では相対的に分布の下方にシフトしている吾妻山（Az）が，今後どのような経過を辿るのかは注目に値する．

地盤変動の膨張率（Fig. 4）を見ると，全体として磁場変化の場合よりも直線性が高く，どのunrestイベントもこの直線トレンドから大きく逸脱しているようには見えない．変化量（Fig. 3）と変化率（Fig. 4）を比較すると，十勝岳の膨張イベント（Tk1及びTk2）は，変化量ではトレンドの上部にあり，同程度のソース深度でありながら噴火したKc2やKc3よりも高い位置にプロットされるが，変化率ではむしろそれらよりも下方にシフトしている．これは，十勝岳では，緩慢な変動が長期間継続していることを反映した結果である．逆に，吾妻山（Az1及びAz3）では，変化量よりも変化率で見た方が，同等のソース深度をもつ他のイベントよりも高い位置にプロッ

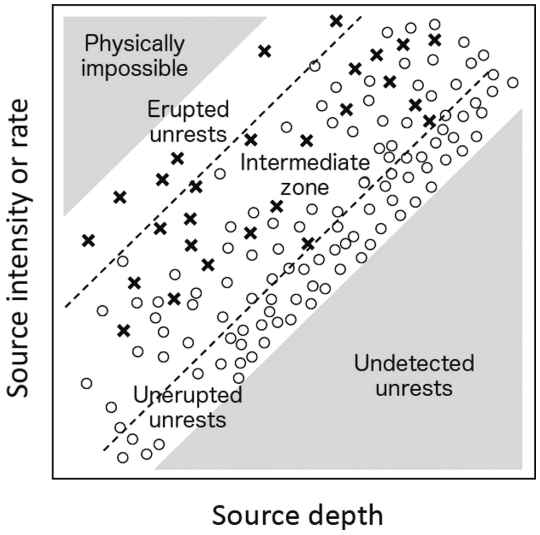


Fig. 5.　Non-magmatic unrest event のソース深度–強度の散布図に基づく統計的噴火予測の概念図．図中の×は噴火に至った変動源（erupted unrests），○は噴火に至らなかった変動源（unerupted unrests）を表す．破線に挟まれた帯状の領域には，両者が混在する．

Fig. 5.　Conceptual scatter plot demonstrating the statistical evaluation of non-magmatic unrest events. The symbols × and ○ represent “erupted” and “unerupted” unrests, respectively. Both kinds occur in the intermediate zone between the two dashed lines. Very small events at great depths, which belong in the shaded triangular zone on the lower-right, are not observable (undetected unrests). Very strong events close to the ground surface, which belong in the shaded triangle on the upper-left, are physically impossible.

トされる．これらの火山の今後の活動推移は，unrest イベントの異常判定手法を考える上で大きなヒントとなることが期待される．

5–2–3　仮想事象からの検討

本研究で収集できた unrest 事例は現状では少数であるため，全貌を把握できているとは思えない．そこで，ここでは逆に，散布図上で相関トレンドから大きく外れた領域に分布する事象があるとすれば，それらは何を意味するのかを考えてみる．

まず，相対的に深くて微弱な（あるいは緩慢な）消磁や膨張，すなわち散布図の右下の領域にプロットされるべきイベント（Fig. 5 の “undetected unrests” に相当）について考える．これらは，実際には発生しているかもしれないが，地上で行われる全磁力や GNSS の反復観測では検知されない．一方で，傾斜計・伸縮計・広帯域地震計等の高感度の連続観測では，継続時間が短い（10～1,000 秒程度の時間スケール），微小な地盤変動や振動現象が多くの火山で報告されている．こうした個々の微小イベントの多くは，ソース強度散布図の右下側の領域に属するであろうことが想像される．ただし，継続時間が短いため，変化率換算の散布図でもそうであるとは限らない．本研究で取り扱っている比較的継続時間の長い unrest イベントが，微小イベントの繰り返しでトリガーされるものなのか，あるいは，個々の微小イベントによる変化が積算された結果であるのか，本稿では議論しないが，今後追究すべき課題のひとつであろう．

一方，地表に近い位置で起こる大強度の unrest イベント，すなわち Fig. 5 の左上の三角形領域に属する事象は，直観的には，噴火を引き起こす可能性が高いと考えられる．本研究で収集・整理した観測事例では，この左上の領域は空白域となっているように見える．すなわち，浅く強い unrest イベントは，検知可能であるにも拘わらず，現象として物理的に存在し得ないか，または発生頻度が非常に低い等の理由で観測されていない可能性がある．消磁域や膨張域に相当する空間が地表より上に出てしまうほど浅く強いイベントでは，そもそも点源モデルの前提が成立しないというだけでなく，そのような事象が起こる前に噴火してしまっていると考えるべきなのかもしれない．

Fig. 5 の 2 つの三角形領域に挟まれた部分には，観測で検知される unrest イベント群が分布する．先行期間を恣意的に設定すれば，それらは実際に噴火したもの（“erupted unrests”）と噴火しなかったもの（“unerupted unrests”）に分けることができる．上述の考え方が正しいならば，散布図の左上に向かうほど噴火するイベントが多いと期待される．なぜならば，浅部熱水系における側方流動による散逸効果を超えて流体が供給された場合には，ソースがより強くなるか，流体がさらに上方に移動してより浅いソースが形成されることになるからである．その結果，噴火の可能性は相対的に高くなると考えるべきであろう．この場合のソースは，Fig. 1 または Fig. 3 において時間とともに上方または左方に移動するはずである．また，流体が岩石の間隙を通過する際に鉱物が沈積して浸透率を下げる現象（Christenson *et al*., 2010）は，流体の側方・上方への移動を阻害し，その場でソースを強める効果があると考えられる（*e.g.* Tanaka *et al*., 2017, 2018）ので，そのようなソースは散布図上で上方に移動すると予想される．

本研究のように異なる火山の事例からひとつの散布図を作成する場合，そこには火山ごとの特性のばらつきが含まれることは避けられない．特に，消磁については岩

石の初期磁化がオーダーで異なる可能性もある．このため，中間的な領域（Fig. 5 の “intermediate zone”）では，噴火したイベントと噴火しなかったイベントが混在することになるであろう．それでもなお，今後観測事例が多数蓄積され，Fig. 5 のように密な事象分布が得られた段階においては，ある火山である時点に検知された unrest イベントに対して，それがどの程度の噴火可能性を孕んでいるのかを，統計的，あるいは確率的に評価できるようになるのではないだろうか．

本稿には含めることができなかったが，2015 年の箱根山や 2018 年の霧島硫黄山で発生した水蒸気噴火でも，噴火前に地下浅部の局所的な地盤膨張があったことが報告されている（Kobayashi *et al*., 2018; Tsukamoto *et al*., 2018）．特に，霧島硫黄山の事例では，比抵抗探査から推定された地下浅部の不透水粘土層と，地盤変動のソースとの位置関係，及び噴火に至るまでの経過が明らかにされている．Tsukamoto *et al.* (2018) によれば，上記の粘土層の下面付近に形成されていた熱水だまりによる地盤膨張源に加えて，噴火前には粘土層が部分的に破壊され，その上面付近にも新たな膨張源を形成したとされている．こうした水蒸気噴火に至る過程において，ソース深度と膨張率がどのような時間経過を辿ったのかを，本研究のような方法で整理し，他火山のイベントと比較することは，unrest イベントの異常性を判定する上で有益な情報となるはずである．

6. 結　　論

本研究では，継続的に観測が行われている国内の火山を主な対象として，非マグマ性の unrest イベントを中心に収集した．磁場変化については消磁，地盤変動については膨張を示したイベントについて，それぞれ単一磁気双極子モデル及び茂木モデルに基づいて求められたソースの深度と強度（または強度変化率）の関係について，散布図に整理した．その結果，磁場変化・地盤変動のいずれにおいても，深度と強度，または深度と強度変化率の間には，明瞭な正の相関が認められた．この相関は，少なくとも磁場変化については，観測の検出限界に伴うカットオフでないことは明らかであり，地盤変動についても複数のイベントがカットオフを超えていることが確認された．一方，この相関が，観測網の空間スケールと点源モデリングの特性による見かけ上のものである可能性については明確に否定はできない．

ソース深度–強度（または変化率）の散布図において，右下側の領域にもソースが存在する可能性はあるが，観測では検出されない．一方，散布図の左上側は，物理的に存在不可能なソースの領域と考えられる．観測で検出可能な unrest イベントは，両者に挟まれた領域に分布することになる．本研究で収集したイベントについて見た限りでは，ソース深度とその後の噴火の有無の間には，明瞭な関係性は認められなかった．本稿では，この散布図上で，unrest イベントのソースがイベント群の直線トレンドから左上方向にシフトする程度によって，噴火の危険度を統計的に評価できるのではないかとする考え方を提案した．ただし，現時点では収集事例が十分でないため仮説に過ぎない．これを検証するには，今後のさらなる文献調査やデータの蓄積が不可欠である．また，磁場変化と地盤変動以外にも，非マグマ性の unrest を特徴付ける観測量についてモデルパラメータの分布を求めることができれば，評価に用いるデータ空間の軸が増えることになるので，unrest イベントの異常性の統計的評価が容易になる可能性がある．

本研究では，磁場変化・地盤変動ともに点源を仮定したものだけを収集したが，当然ながらモデルの一意性はなく，物性についても全く考慮していない．それゆえ，仮にここで扱ったイベントが個々の火山における熱水系の消長を反映しているとしても，熱量や体積などの物理的実体をどこまで表現できているかは注意が必要である．本稿で提案した統計的な予測に留まらず，噴火の切迫性評価をも目指していくためには，地下の不均質構造や温度圧力状態の時間発展に関して，数値モデリングなどによって地下の状態と地上での各種観測量を結びつける研究も，平行して進めていくことが必要であろう．

謝　　辞

北海道大学の青山 裕氏・田中 良氏，東北大学の市來雅啓氏には，本稿の準備段階において貴重な議論をいただいた．本研究は，文部科学省による「災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計画」による支援を受けた．相澤広記氏と一名の匿名査読者からのコメントは，本稿の改善に大いに役立った．深く感謝申し上げる．

引 用 文 献

Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P. and Principe, C. (1992) A review on phreatic eruptions and their precursors. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **52**, 231–246, doi:10.1016/0377-0273(92)90046-G.

Browne, P. R. L. and Lawless, J. V. (2001) Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. Earth-Science Rev. **52**, 299–331.

Christenson, B., Reyes, A. G., Young, R., Moebis, A., Sherburn, S., Cole-Baker, J. and Britten, K. (2010) Cyclic processes and factors leading to phreatic eruption events: insights from the 25 September 2007 eruption through Ruapehu Crater Lake, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm.*

Res., **191**, 15–32, doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.01.008.

De Moor, J. M., Aiuppa, A., Pacheco, J., Avard, G., Kern, C., Liuzzo, M., Martínez, M., Giudice, G. and Fischer, T. P. (2016) Short-period volcanic gas precursors to phreatic eruptions: insights from Poás Volcano, Costa Rica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **442**, 218–227, doi:10.1016/j.epsl.2016.02.056.

橋本武志・青山　裕・小山　寛・森井敦司・三嶋　渉・荻野　激・高橋　良・岡崎紀俊 (2018) 非噴火時における多項目観測の重要性―樽前山の事例―．月刊地球，**40**，163–169.

橋本武志・神田　径・Hurst, A. W.・宇津木充・吉村令慧 (2006) ホワイトアイランドにおける地上繰り返し磁気測量．平成 15 年度～17 年度科学研究費補助金基盤研究 B2（海外学術研究）「空中磁気測量による火山性磁場変動の検出」（15403007）報告書，1–43.

橋本武志・西村三治・有田　真・山本輝明・小木曽仁・重野伸昭・岡崎紀俊・茂木　透 (2010) 十勝岳の全磁力変化と蓄熱過程（2008–2009 年）．北海道大学地球物理学研究報告，**73**，269–280，10.14943/gbhu.73.269.

橋本武志・田中良和・宇津木充 (2001) 阿蘇火山における地磁気変化について（1991～2000 年）．京都大学防災研究所年報，**44**，B–1，333–343.

Hotta, K. and Iguchi, M. (2017) Ground deformation source model at Kuchinoerabu-jima volcano during 2006–2014 as revealed by campaign GPS observation. *Earth Planets Space*, **69**: 173, doi:10.1186/s40623-017-0763-7.

Hurst, A. W. and Christoffel, D. A. (1973) Surveillance of White Island Volcano, 1968–1972. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **16**, 965–972, doi:10.1080/00288306.1973.10555236.

井口正人・斎藤英二・鈴木敦生 (2007) 口永良部島火山における GPS 繰返し観測 ― 1995 年～2006 年―．京都大学防災研究所平成 18 年度防災研究推進特別事業，口永良部島の水蒸気爆発発生とその後の推移の予測のための実践的研究，33–40.

Kanda, W., Utsugi M., Tanaka, Y., Hashimoto, T., Fujii, I., Hasenaka, T. and Shigeno, N. (2010) A heating process of Kuchi-erabu-jima volcano, Japan, as inferred from geomagnetic field variations and electrical structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **189**, 158–171, doi: 10. 1016/j. jvolgeores. 2009.11.002.

気象研究所地震火山研究部 (2008) 火山活動評価手法の開発研究．気象研究所技術報告，**53**，286–303，doi:10.11483/mritechrepo.53.

小四郎丸拓馬 (2014) 樽前山近傍における 2013 年 6 月～7 月の地震活動に先行した傾斜及び歪変化から推測した圧力源モデル．北海道大学大学院理学院自然史科学専攻修士論文，pp.89.

京都大学理学研究科 (2014) 阿蘇火山地磁気全磁力観測結果（～2014/9）．第 130 回火山噴火予知連絡会資料（その 9）九州地方及び南西諸島，29.

京都大学理学研究科 (2015) 阿蘇火山地磁気全磁力観測結果（～2014/12）．第 131 回火山噴火予知連絡会資料（その 4）阿蘇山，29.

Kobayashi, T., Morishita, Y. and Munekane, H. (2018) First detection of precursory ground inflation of a small phreatic eruption by InSAR. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **491**, 244–254, doi:10.1016/j.epsl.2018.03.041.

Mastin, I. (1991) The roles of magma and groundwater in the phreatic eruptions at Inyo Craters, Long Valley Caldera, California. *Bull. Volcanol.*, **53**, 579–596.

松永康生・神田　径・小山崇夫・小川康雄 (2015) 草津白根山で観測された火山活動の活発化に伴う地磁気変化について．2015 年 Conductivity Anomaly 研究会論文集，67–74.

Miyabuchi, Y., Iizuka, Y., Hara, C., Yokoo, A. and Ohkura, T. (2018) The September 14, 2015 phreatomagmatic eruption of Nakadake first crater, Aso Volcano, Japan: eruption sequence inferred from ballistic, pyroclastic density current and fallout deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res*., **351**, 41–56, doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.12.009.

大倉敬宏・吉川　慎・井上寛之・宇津木充・鍵山恒臣・寺田暁彦・加納将行・由井智志・山本圭吾・高山鐵朗・山崎友也・多田光宏・立尾有騎・松島　健・内田和也・中元真美・山下裕亮・平岡喜文・三森庸里江・根本盛行 (2009) 阿蘇カルデラにおける水準測量（2008 年 9 月–10 月）．第 4 回阿蘇火山の集中総合観測，8–15.

Rouwet, D. and Morrissey, M. M. (2015) Mechanisms of crater lake breaching eruptions. In *Volcanic Lakes* (Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F. and Vandemeulebrouck, J. eds), 73–91, Springer-Heidelberg.

Rouwet, D., Sandri, L., Marzocchi, W., Gottsmann, J., Selva, J., Tonini, R. and Papale, P. (2014) Recognizing and tracking volcanic hazards related to non-magmatic unrest: a review. *J. Appl. Volcanol.*, **3**: 17, doi:10.1186/s13617-014-0017-3.

斎藤英二・井口正人・松島喜雄 (2015) GPS 連続観測による口永良部島火山の 2014 年噴火 10 年前からの地盤変動．地質調査研究報告，**66**，103–141.

札幌管区気象台地域火山監視・警報センター (2018) 十勝岳の最近約 10 年間（2006～2016 年）の活動経過．火山噴火予知連絡会会報，**127**，29–44.

Stix, J. and de Moor, J. M. (2018) Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing. *Earth Planets Space*, **70**: 83, doi: 10. 1186/s40623-018-0855-z.

Takahashi, K. and Fujii, I. (2014) Long-term thermal activity revealed by magnetic measurements at Kusatsu-Shirane volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **285**, 180–194, doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.08.014.

Takahashi, K., Takakura, S., Matsushima, N. and Fujii, I. (2018) Relationship between volcanic activity and shallow hydrothermal system at Meakandake volcano, Japan, inferred from geomagnetic and audio-frequency magnetotelluric measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **349**, 351–369.

Tanaka, Y. (1993) Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989–1990 activity of Aso Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res*., **56**, 319–338.

田中　良・橋本武志・鈴木敦生 (2016) 雌阿寒岳ナカマチネシリ火口の全磁力変化と熱活動．北海道大学地球物理学研究報告，**79**，15–23，doi:10.14943/gbhu.79.15.

Tanaka, R., Hashimoto, T. Matsushima, N. and Ishido, T. (2017) Permeability-control on volcanic hydrothermal sys-

tem: case study for Mt. Tokachidake, Japan, based on numerical simulation and field observation. *Earth, Planets, Space*, **69**: 39, doi:10.1186/s40623-017-0623-5.

Tanaka, R., Hashimoto, T., Matsushima, N. and Ishido T. (2018) Contention between supply of hydrothermal fluid and conduit obstruction: inferences from numerical simulations. *Earth, Planets, Space*, **70**: 72, doi:10.1186/s40623-018-0840-6.

Terada, A., Hashimoto, T. and Kagiyama, T. (2012) A water flow model of the active crater lake at Aso volcano, Japan: fluctuations of magmatic gas and groundwater fluxes from the underlying hydrothermal system. *Bull. Volcanol*., **74**, 641−655, doi:10.1007/s00445-011-0550-4.

Tsukamoto, K., Aizawa, K., Chiba, K., Kanda, K., Uyeshima, M., Koyama, T., Utsugi, M., Seki, K. and Kishita, T. (2018) Three-dimensional resistivity structure of Iwo-yama volcano, Kirishima volcanic complex, Japan: relationship to shallow seismicity, surface uplift, and a small phreatic eruption. *Geophys. Res. Lett*., **45**, 12821−12828, doi: 10.1029/2018GL080202, 2018.

東北大学 (2015) 吾妻山周辺の地殻変動．第 131 回火山噴火予知連絡会資料（その 8）東北地方，104−106.

東京工業大学 (2017) 草津白根山の地殻変動・熱活動．第 138 回火山噴火予知連絡会資料（その 6）草津白根山・阿蘇山，22−23.

Yamamoto, K., Ohkura, T., Yokoo, A., Tameguri, T., Sonoda, T. and Inoue, H. (2017) Vertical ground deformation related to the 2014 and 2015 eruptions at Kuchierabujima Volcano, Japan detected by repeated precise leveling surveys. *J. Nat. Disast. Sci*., **38**, 133−144.

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, doi:10.2467/mripapers.59.39.

山崎　明・中島新三郎・田口陽介・海東恵美・芥川真由美・増子徳道・ 清水淳平・大和田毅・山崎伸行・長町信吾・大川隆志 (2010) 吾妻山における地球電磁気観測．2010 年 Conductivity Anomaly 研究会論文集，5−11.

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.

（編集担当　藤田英輔）