箱根火山のマグマ・熱水系モデル

萬 年 一 剛*

Magma-hydrothermal System of Hakone Volcano

Kazutaka MANNEN*

[Received 12 January, 2021; Accepted 5 May, 2021]

Abstract

Hakone volcano has been in an active phase since 2001, as implied by frequent volcanic unrest every 2–5 years, with each accompanied by deep inflation (6–10 km), increase of deep low-frequency events (DLFEs) at a depth of ~20 km, increase of CO₂/H₂S ratio in fumarole gas, and surge of volcano tectonic earthquakes (VT; < 6 km deep). A series of episodes of volcanic unrest culminated in a small phreatic eruption (erupted volume; ~100 m³) in 2015; however, lesser unrest in terms of seismic activity occurred in 2017 and 2019. Recent studies on crustal structures based on seismic tomography indicate a magma chamber 10–20 km beneath the volcano, which might be connected to a large magma chamber beneath Fuji volcano, approximately 30 km NW of Hakone. Interestingly, the DLFEs beneath Hakone volcano seem to take place in a high attenuation zone that connects the magma chambers. Deep inflation beneath Hakone volcano, however, is clearly located at a shallower location than the magma chamber of Hakone. The increases of CO₂ and He within the fumarole of Hakone during its unrest may indicate degassing of magma at depth. The maximum fumarole temperature after the eruption and constraints on subsurface temperature (~200°C at 400 m deep indicated by the mineral assemblage and ~370°C at 4 km below sea level where is the lower depth limit of VT) imply a vapor-dominated hydrothermal system in the volcano from the bottom of the cap structure (~100 m deep) to a depth of possibly 2–4 km. Such a vapor-dominated system may allow rapid transfers of magmatic gases and their emission from the fumarole area in the very early phase of volcanic unrest, as was observed. Hakone lacks long period events (LF) and volcanic tremors, which are common at many active volcanoes. Because such events are considered to be related to fluid migration, the vapor-dominated system can be attributed to their absence in Hakone. An estimation of the water mass balance implies that the amount and rate of inflation in the hydrothermal system are comparable to those emitted from the fumarole area in pre-eruptive calm periods. Thus, continuous inflation at depth can be explained by crystal depositions from the hydrothermal fluid. The high temperature of steam emitted in the fumarole area after the eruption indicates destruction of the container of the hydrothermal system, which also caused the lower VT activity and CO₂/H₂S ratio during post-eruptive unrest.

Key words : Hakone volcano, phreatic eruption, volcanic unrest, hydrothermal system, magma chamber, vapor dominated system

キーワード : 箱根火山, 水蒸気噴火, 異常, 熱水系, マグマだまり, 蒸気卓越系

* 神奈川県温泉地学研究所

* Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, Odawara, 250-0031, Japan

I. はじめに

箱根火山は本州中部に位置する活火山である。この火山の 40 万年以上の活動期間には、玄武岩質の中小規模の成層火山からなる火山群の形成期や、 10 km^3 オーダーの軽石流を伴うカルデラ形成期など、多様な活動があるが、最近 4 万年間はカルデラ中央部（後期中央火口丘）で溶岩流を噴出する噴火が数千年に 1 回の頻度で発生している（小林, 1999; 日本地質学会, 2007; 山口ほか, 2021）。このように、マグマ噴火という意味で、最近の箱根火山の活動は低調といえる。しかし、約 3000 年前に発生した最新のマグマ噴火以降、少なくとも 6 回の水蒸気噴火が地質調査から知られ、そのうち 4 回は文書記録がないものの、平安時代以降の歴史時代噴火である（小林ほか, 2006; 土屋ほか, 2017）。これらの水蒸気噴火の堆積物は分布が断片的なため噴出体積の見積はされていないが、堆積物が地層として残っていることや明瞭な火口地形を有する事から考えて、御嶽火山 2014 年噴火 ($1 \times 10^6 \text{ m}^3$; Maeno *et al.*, 2016) や草津白根山（本白根山）2018 年噴火 ($0.03 \times 10^6 \text{ m}^3$; 小川ほか, 2018) と同規模かそれ以上と考えるのが妥当であろう。一方、箱根火山では群発地震が頻繁に発生しており、有感地震を多数伴うものは 1900 年以降 10 回前後、また有感地震を伴わないものは毎年のように観測されている（萬年, 2003; 本多ほか, 2011）。20 世紀末に GNSS の観測網が整備されてから、こうした群発地震は山体膨張とリンクしていることが明らかになってきた（図 1）（原田, 2015）。また、21 世紀に入ってから、群発地震は規模および頻度が増加しているようにみえていたが（本多ほか, 2011）、2015 年には噴出量 100 m^3 規模の小規模な水蒸気噴火が発生するに至った（萬年, 2016; Mannen *et al.*, 2018a）。最近の研究で、近年の群発地震や山体膨張は地下 20 km 付近における深部低周波地震や、地表に噴出する噴気中の火山ガス組成の変化を伴うことも明らかになってきており（Ohba *et al.*, 2011, 2019; Yukutake *et al.*, 2019）（図 2）、マグマ貫入とみられる深部の体

積膨張を契機に、一連の現象が発生するという見方がされるようになってきた（例えば, Mannen *et al.*, 2018a）。

以上をまとめると、箱根火山の活動の特徴は次の 4 点に集約できる。(1) マグマ噴火の頻度が数千年に 1 度と稀である一方、比較的大規模な水蒸気噴火が数百年に 1 度発生している。(2) 活発な地震活動・地殻変動が必ずしも噴火に結びつかない。(3) 21 世紀に入ってからでは明らかに活動の活発化が認められる。(4) こうした活発化にはマグマが関与している可能性が指摘されている。

箱根火山は年間 2000 万人の観光客が訪れる大観光地である。うち 2015 年噴火の火口が形成された大涌谷には年間 300 万人の観光客が来訪する。こうした社会的背景をもつ箱根火山において、噴火可能性を過小に見積もるのはきわめて危険であるが、過大に見積もるのも社会経済的な影響が甚大で、精度の高い火山の活動度評価はきわめて重要である。活動度評価を適切なものにするためには、観測監視を強化することに加え、箱根火山のマグマ・熱水システムの理解を進め、火山活動のシグナルを適切に解釈することが必要である。それには上記 4 点の背景となるマグマ・熱水システムの性質を可能な限りモデル化する必要がある。そこで本総説では、箱根火山のこれまでの研究を通覧して、マグマ・熱水システムの現時点での理解とその限界を明らかにする。なお、気象庁により、箱根火山では噴火警戒レベル 2 発表の基準として、地震活動、地殻変動、噴気活動の 3 つがいずれも活発化することがあげられているが、これらのうち複数が活発化していると認められる状況が継続することを本総説では異常（volcanic unrest）と呼ぶことにする。

II. 地殻構造とマグマ供給系

1) 箱根近傍のプレートと地殻

本章では富士箱根地域の地殻構造とマグマ供給システムについて最近の研究をレビューする。その概要は図 3a に示したが地球物理的に検出された構造の解釈や深度、場所については手法によっ

図 1 箱根火山における積算地震回数 (上段; 箱根地域で発生する $M > 0$ の地震数の積算で起点は 2000 年 1 月 1 日) と山体をまたぐ基線長 (下段; 小田原-裾野 2 間の距離 (m)). 黄色で示したのは箱根火山の活動により基線長の増加が認められる期間. 緑で示したのは東北地方太平洋沖地震直後の地殻変動が活発な時期. 東北地方太平洋沖地震 (Tohoku Eq.) および箱根火山 2015 年噴火 (Eruption) の発生時期も示す.

Fig. 1 Cumulative number of earthquakes at Hakone volcano (upper panel; $M > 0$ earthquakes starting from January 1, 2000) and baseline length across the volcano (lower panel; distance between Odawara and Susono-2 in meters). Yellow indicates period of baseline length increase. Green indicates period of active crustal movement immediately after the 2011 earthquake off the Pacific coast of Tohoku (Tohoku Eq.). Timing of 2015 eruption of Hakone Volcano (Eruption) is also shown.

て異なるので、ここに示されたのはあくまでも概念的なものであることに留意されたい。以下、順を追って各研究を振り返る。

Kinoshita *et al.* (2015) はレシーバ関数の解析から、富士箱根地域には深さ 40 ~ 50 km に明瞭な速度境界があることを見だし、これをフィリピン海プレートの地殻とマントルの境界 (モホ面) と考えた。また、この速度境界は、富士火山の直下で部分的に曖昧になり、これがマグマの上昇通路である可能性を指摘している。一方、フィリピン海プレートの上面は、箱根火山中央部をほぼ南北に縦断する箱根町・宮城野断層の東側では伊豆地域を広く覆う白浜層群相当層 (鮮新統) がみられるのに対し、西側では海面下数百メートルの井戸でも見いだされないことから、この断層東側が伊豆半島系の地層の露出西限とみられる (萬年, 2014)。したがって、箱根町・宮城野断層の西側でフィリピン海プレートの上面は地下に入ると考えられるが、西に行くほど深くなり、富士火山付近では深さ 10 km に達していることが地

震波速度構造の研究から指摘されている (Nakajima *et al.*, 2009; 図 3a)。地質学的にみて、箱根の西部で箱根の基盤は所属不明の火山岩類やトラフ充填堆積物である足柄層群になり (木宮・狩野, 1987; 萬年, 2014), 低重力異常も顕著になることから (駒澤, 2003), 基盤の急速な深化が示唆される。しかし、富士山南麓、十里木付近では富士火山噴出物の直下に伊豆地域に広く分布する湯ヶ島層群 (中新統) に類似する地層が検出されており (Tsuya, 1962; 高須賀ほか, 2015), 基盤は再び浅くなるようにみえる。したがって、地震波速度構造で検出されたフィリピン海プレートの「上面」が何を意味するのかは今後の課題であろう。箱根および富士火山のマグマは太平洋プレートの沈み込みによって生じていると考えられるが (例えば, Nakamura *et al.*, 2008), 最終的な噴火活動を支配するマグマ熱水系の主要部分はフィリピン海プレート内にあり、同プレートの構造や変形と火山活動との関連性が注目される。

箱根火山の東半分を含む伊豆半島北東部の地殻

図 2 箱根火山の2012年以降の異常と観測パラメータ (Mannen *et al.*, 2021 を改変). 上段から, 上湯 (大涌谷近傍) の噴気ガス中の $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ 比, GNSS による小田原-裾野 2 間の距離, 深部低周波地震 (DLFE) の積算回数, 箱根火山における 1 日あたりの構造性地震 (VT) の数 ($M > 0$), の時間変化. 黄色で山体の伸長時期, 紫色で気象庁により 2 以上の噴火警戒レベルが発表されていた時期を示す. どの異常も GNSS による山体の伸長にはじまり, 深部低周波地震, 火山ガス比の変化がほぼ同時か追隨して発生する. 地震活動の活発化はそれよりやや遅れて発生する. 火山ガス比や地震数のピークは, 山体の伸長が鈍化する頃に位置するようにみえる.

Fig. 2 Parameters observed at Hakone volcano since 2012 (After Mannen *et al.*, 2021). From the top, $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ ratio in fumarolic gas near Owakudani, baseline length between Odawara and Susono 2 from GNSS, cumulative number of deep low-frequency earthquakes (DLFE), and number of volcano tectonic earthquakes ($M > 0$) per day at Hakone Volcano. Yellow indicates period of baseline length increase, and purple indicates term of volcano alert level of 2 or higher. Every episode of volcanic unrest started with an increase of baseline length across the volcano, which was immediately or soon after followed by DLFE and changes in volcanic gas ratio. Seismic activity occurs slightly later than these changes. Peaks of volcanic gas ratio and number of earthquakes seem to occur at around the time when the increase of baseline length slowed.

は, フィリピン海プレートの運動とは異なる動きをしていることが活断層や古地磁気の解析によって示唆されることから, 真鶴マイクロプレートの存在が提唱された (小山, 1995)。真鶴マイクロプレートの主要な境界は伊豆半島から延びる, 左横ずれ断層である丹那・平山構造線 (北伊豆断層系) であるが (小山, 1995), この活構造は箱根火山を縦断しており (箱根町・宮城野断層), 箱根火山にはプリアパート構造が発達している可能性が示されてきた (高橋, 1995; 高橋ほか, 1999; 萬年, 2014)。最近の GNSS の解析から, 活構造によって山体が縦断されているとするこのような

見方と調和的な変形が, 現在進行形で生じていることが支持され, 箱根火山の異常に応じた変形量の増加も認識できることが明らかになってきている (Doke *et al.*, 2020a)。

2) 地震波速度構造

富士箱根地域における地震波速度構造は Nakamichi *et al.* (2007) により詳しい構造が得られ, 深部低周波地震の発生場との関連がはじめて明らかになった。これによると, 富士山直下の深部低周波地震は, 深さ 7 ~ 17 km の低 V_p ・低 V_s ・低 V_p/V_s の領域で発生していることがわかった (図 3a の DLFE1)。また, 深さ 15 ~ 25 km

図3 箱根～富士地域の地下構造 (A). Nakamichi *et al.* (2007), Yukutake *et al.* (2007), Nakajima *et al.* (2009), Kaneko *et al.* (2010), Kinoshita *et al.* (2015), Harada *et al.* (2018), 石橋ほか (2019), Kashiwagi *et al.* (2020) をもとに作成. 富士山の直下 30 km 前後には玄武岩質のマグマだまり (MC1) の存在が地震波速度構造, Q 値, および岩石学的な検討から示唆される. 深部低周波地震は富士・箱根両火山の直下で発生しているが (DLFE1・2), いずれも MC1 から延びる P 波減衰係数 (Q^{-1}) の大きい (> 0.004) 領域上で発生している. 箱根火山で異常の際に活動する深部膨張源 (DIS) は箱根直下の高 V_P/V_S 領域として検出されるマグマだまり (MC2) ではなくそれよりも有意に浅い部分に存在する. 富士山では地下 8～9 km ないし 11 km 付近に珪長質の小規模なマグマだまりの存在が岩石学的検討から示唆される (MC3). 箱根の直下では, 火山性地震の下限深度から脆性・塑性境界 (BDB) が示唆される. 箱根火山の地下 30 km 付近には広域の地震波速度構造からマグマだまりの可能性がある領域があるが詳細は不明である (MCx). 異常時の地殻変動観測からは海面付近から上に, 浅部膨張源 (SIS) の活動が示唆されている. 箱根火山中央火口丘山体内の地下構造 (B). キャップブロックおよび蒸気だまり (vapor pocket) は比抵抗構造の解釈だが, 変質鉱物の解析や噴気温度などからもその存在が示唆される. 蒸気だまりは浅部膨張源 (SIS) と同様 2015 年の噴火前後に地殻変動からも膨張源となったことが示唆されている.

Fig. 3 Conceptual model of subsurface structure of Hakone-Fuji area (A), based on Nakamichi *et al.* (2007), Yukutake *et al.* (2007), Nakajima *et al.* (2009), Kaneko *et al.* (2010), Kinoshita *et al.* (2015), Harada *et al.* (2018), Ishibashi *et al.* (2019), and Kashiwagi *et al.* (2020). Seismic velocity structure, Q -values, and petrological studies suggest the existence of a basaltic magma chamber (MC1) around 30 km beneath Fuji volcano. Deep low-frequency earthquakes occur just beneath Fuji and Hakone volcanoes (DLFE1 and DLFE2), both of which take place at P-wave attenuation zone ($Q^{-1} > 0.004$) extending from MC1. Deep inflation source (DIS), which is active during episodes of unrest at Hakone volcano, is located significantly shallower than the magma chamber (MC2), which is detected as a high V_P/V_S zone. Petrological investigations suggest the existence of a small silicic magma chamber around 8–9 to 11 km beneath Fuji volcano (MC3). A brittle-ductile boundary (BDB) is suggested by the lower depth limit of volcano tectonic earthquake directly beneath Hakone. At about 30 km beneath Hakone volcano, there is a region that may be a magma chamber based on the wide area seismic velocity structure, but details are unknown (MCx). Observations of crustal movement during volcanic unrest at Hakone suggest the activity of a shallow inflation source (SIS) near above sea level. Schematic subsurface structure of central cone of Hakone volcano (B). Caprock and vapor pockets are interpreted from resistivity structures, and are also supported by altered minerals and fumarolic temperatures. The vapor pocket seems to have been a source of very shallow inflation observed before the 2015 eruption.

の低 V_P ・低 V_S ・高 V_P/V_S の領域は, マグマだまりに相当すると考えた (図 3a の MC1)。

Yukutake *et al.* (2015) は箱根直下の地震波速度構造を明らかにし, Nakamichi *et al.* (2007) と整合的な構造を得たが, 箱根地域に特化した高分解能の速度構造分布をもとに, マグマだまりおよび熱水系との対照, および箱根火山で一般的な構造性地震及び深部低周波地震の発生場との関連

を論じた。これによると, 箱根火山直下の深さ 3～10 km に認められる低 V_P ・低 V_S ・低 V_P/V_S の領域を熱水系 (図 3a の DIS 付近に対応), 深さ 10～20 km に認められる低 V_P ・低 V_S ・高 V_P/V_S の領域をマグマだまり (図 3a の MC2) と考えた。また, 構造性地震が熱水系とした領域の浅部から地表近くまでの浅い領域で生じていること, 深部低周波地震はマグマだまりとした領域よ

り明らかに深い、低 V_p/V_s の領域にあることを明らかにした (図 3a の DLFE2)。Mannen *et al.* (2018a) では箱根火山の活発時にみられる深部膨張が、マグマだまりへのマグマ充填に伴うものとする解釈をしたが、Harada *et al.* (2018) では 2015 年噴火・異常の際の深部膨張の深度を海面下 6.5 km 付近、Kobayashi *et al.* (2018) は海面下 4.8 km 付近としている。地震波速度構造を踏まえると、2015 年噴火・異常時の膨脹は、明らかにマグマだまりよりも浅い深度で発生しており、深部膨張の原因はマグマだまりへのマグマ充填ではない可能性が高い。深部低周波地震の発生領域が、低 V_p/V_s 領域にあることは、マグマだまりより深部で移動している流体が、マグマではないことを示唆しているのかもしれない。一方で、深部膨張の深度は異常の度に異なる深さに求められる。例えば、道家ほか (2019) では 2019 年異常の深部膨張源を深度約 10 km としており、これは MC2 の上端もしくは DIS の下端付近にあたる。したがって、膨脹の原因については、活動イベント毎に精査・再検討が必要である。なお、ごく最近出版された Yukutake *et al.* (2021) は Yukutake *et al.* (2015) の改訂版といえる論文で、より高密度の地震観測網によって得られた、より高解像度の地震波速度構造をもとに、流体の通路やマグマだまりの結晶度、膨脹源の位置についてより説得力のある考察を行っている。

3) 地震波減衰構造

Kashiwagi *et al.* (2020) は富士箱根地域の地震波減衰構造を明らかにした。これによると、富士山直下 30 km 付近に大規模な減衰領域が存在するが、ここから直上の富士火山と、側方の箱根火山に通路状の高減衰領域が延びている。深部低周波地震は、深さが異なるものの、箱根火山 (深さ 20 km 前後) でも富士火山 (深さ 10 ~ 20 km) でもこの通路上で発生しているようにみえる。かつて、Yukutake *et al.* (2015) は、富士火山と箱根火山では、マグマだまりと深部低周波地震の上下 (= 深度) 関係が逆であることを指摘した。すなわち富士火山ではマグマだまり (図 3a の MC1) より浅部に深部低周波地震 (図 3a

の DLFE1) が分布するのに対し、箱根火山ではマグマだまり (図 3a の MC2) より深部 (図 3a の DLFE2) に分布している。このことについて、Yukutake *et al.* (2015) は、より広域の地震波速度構造を明らかにした先行研究で箱根火山の直下、深さ 30 km 付近に低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 構造が検出されていることから、この付近にもうひとつのマグマだまりがある可能性を指摘した (図 3a の MCx)。

しかし、Kashiwagi *et al.* (2020) の結果を踏まえると、共通の深部マグマだまり (MC1) からそれぞれの火山直下に存在する浅部マグマだまり (箱根では MC2、富士では MC3) へと繋がる通路上で深部低周波地震が発生しているときとみなすことができる。テフラ層位からみて、箱根火山の噴火のなかには富士火山の噴火と近接しているものがあるとする指摘が存在し (上杉ほか, 1992)、Kashiwagi *et al.* (2020) の描像はきわめて興味深く、今後の岩石学的な検討が待たれる。一方、原田ほか (2010) では、富士直下の膨脹歪発生時に、富士直下の深部低周波地震は活発化するが、箱根直下のそれはそうではないと報告しており、MC1 が富士と箱根の共通のマグマだまりとする仮説が最近の地殻変動観測から支持されているわけではない。しかし、この研究では深部低周波地震について気象庁の検測結果を用いていることや、検討の対象となった期間が 2006 年ごろからはじまった膨脹歪のみが対象となっていることに注意が必要である。前者については箱根火山においても検知能力の高さが実証されている Matched Filter 法 (Yukutake *et al.*, 2019)、後者についてはより長期間の観測結果を用いることで、富士直下の膨脹歪と箱根火山直下の深部低周波地震の関係について改めて検討をする必要がある。

III. 熱水系とその温度構造

1) 比抵抗構造による熱水系の描像

箱根火山では電磁探査により全山 (Yoshimura *et al.*, 2018) および大涌谷周辺の比抵抗構造が求められている (Mannen *et al.*, 2019; Seki *et al.*,

図 4 箱根火山で実施された比抵抗構造探査の結果. 上段は箱根全山を対象とした AMT 法による探査結果で、大涌谷 (赤三角) を含む東西断面 (A) と南北断面 (B) (Yoshimura *et al.*, 2018). 下段は大涌谷付近を対象とした CSAMT 法による探査結果で、噴火後の 2018 年 (C) と噴火前の 2008 年 (D) の探査結果を示した (Mannen *et al.*, 2019). P は蒸気だまり (vapor pocket) と考えられる高比抵抗部. 上段との対照のため下段のプロファイルの範囲を B に示した.

Fig. 4 Resistivity structure of Hakone Volcano revealed by AMT survey for the whole edifice (A and B; Yoshimura *et al.*, 2018) and series of CSAMT surveys of the eruption center area (C and D; Mannen *et al.*, 2019). P indicates high resistivity area, which is interpreted as a vapor pocket. Area of CSAMT surveys (C and D) is shown in panel B as a rectangle.

2020)。この解釈と地殻変動源との関係は図 3b に概念的にまとめた。

Yoshimura *et al.* (2018) は箱根火山の全域に設置した 64 の観測点で AMT 法による探査を実施し、南北 20 km、東西 14 km の範囲の比抵抗構造を明らかにした。これによると、箱根火山では全体として大涌谷付近を頂点とする釣鐘状の低比抵抗帯 ($< 10 \Omega m$) が認められることがわ

かった (図 4a, b)。この低比抵抗帯はスメクタイトを主な成分とし、熱水系を閉塞する変質帯 (キャップ構造) で、その内側が熱水系であると解釈された。また、興味深いことに箱根火山で発生する火山構造的な地震 (VT 地震) が、低比抵抗帯の下面を上限とし、熱水系のなかで発生をしているようにみえることがわかった。このことから、Yoshimura *et al.* (2018) は、箱根火山で発生す

る火山構造成地震が流体の移動によって引き起こされると考えた。

Mannen *et al.* (2019) は神奈川県、神奈川県企業庁、防災科学技術研究所が 2008 年以降にたびたび大涌谷付近で実施した CSAMT 探査の結果を解析した (図 4c, d)。この結果, Yoshimura *et al.* (2018) が指摘した釣鐘状の低比抵抗帯を確認した。Mannen *et al.* (2019) では、高解像度の比抵抗構造が得られたが、あわせて実施された孔井地質試料の解析により, Yoshimura *et al.* (2018) が推定したように、低比抵抗帯 (< 10 Ω m) がスメクタイトに富む層からなることがわかった。また、大涌谷の 2015 年噴火口域直下の地下 150 m 付近に、高比抵抗帯を見いだした (図 4d の P)。この部分は高比抵抗でありながらスメクタイトに富む層であること、2015 年噴火前に観測された局所的隆起の力源がこの深度であることから (Doke *et al.*, 2018; Kobayashi *et al.*, 2018), 蒸気だまり (vapor pocket) であると考えた。加えて、この高比抵抗帯は噴火後、噴火前に比べて大きくかつ比抵抗値が高く変化したことから、火山活動の活発化により、蒸気だまりの範囲や間隙を満たす蒸気量が大きくなったものと考えた。

Seki *et al.* (2020) は大涌谷近傍で実施された AMT 探査と 3 次元インバージョンにより、およそ Mannen *et al.* (2019) と同様の結果を得た。一方、低比抵抗を一般に示すスメクタイトが、高比抵抗を示す原因として、間隙が蒸気で充填されること以外にスメクタイト鉱物の層間水が高温で脱水することが原因である可能性を指摘した。この指摘は重要であるが、定圧の気液共存系では、系の熱量増加は温度上昇に結びつかない。温度の増加があるとすれば、系の圧力変化か、気液が共存しない系を仮定する必要があるが、別の観測により系の状態に制約が与えられることが望まれる。

2) 地震の下限による地下温度の制約

地殻内の地震は一般に脆性破壊域で生じるため、地震の下限は脆性・塑性境界に一致し、その深度は地殻の温度によって決まると考えられる。脆性・塑性境界の温度は 370 ~ 400°C と推定さ

れている (Fournier, 1999)。Ohba *et al.* (2011) は箱根火山中央火口丘直下の地震の下限深度を 2 ~ 3 km と考え、そこに脆性・塑性境界を考えたが、これはやや浅すぎるように思われる。神奈川県温泉地学研究所のルーチン観測による箱根火山中央部の震源分布を図 5 に示したが、地震の下限は大涌谷付近でもっとも浅くなり、海面下 4 km、地表からの深さ 5 km ほどとなる。このことから、箱根火山中央火口丘直下の塑性脆性境界は海面下 4 km 付近にある可能性がある。

3) 孔井地質の変質鉱物による地下温度の制約

一般に変質鉱物は温度によって安定な鉱物が異なるため温度の指標に利用できる。前述の Mannen *et al.* (2018a) では変質によって生じた粘土鉱物が低温で安定なスメクタイトから高温で安定なイライトに変化する深度が 380 m (標高 620 m) 付近にあることから、この付近の地温が 200°C 前後であると推定した。一方、200°C を越える温度で安定するパイロフィライトや硬石膏などの鉱物はこの孔井に産しないため、孔底 (深度 500 m) 付近まで 200°C を大きく越えない可能性が高いと結論した。

4) 過熱蒸気とその起源

沸点を超える温度を示す蒸気を過熱蒸気というが、大涌谷では戦前まで過熱蒸気の報告が複数あり、最高で 141°C (1917 年) が記録されている (大森, 1917; 萬年, 2009)。戦後は長らく、過熱蒸気が存在が報告されてこなかった。これは火山活動の低下ではなく、戦後に行われるようになった、火山性ガスによる地盤の変質を抑制することを意図して実施された排気ボーリングや、温泉造成のための蒸気井掘削により、地下数十~数百 m の熱水がバイパスされ、自然噴気が減衰したためである可能性が高い (萬年, 2009)。噴火後は噴火で新たに生じた噴気孔から、最高で 160°C 台の自然噴気が認められてきたが (萬年ほか, 2018b), 最近では噴気孔が徐々に閉塞してきているため、高温噴気の探索が難しくなっている。また、赤外線画像を用いたモニタリングでは、噴気の最高温度の減少が顕著に認められている (原田, 2018)。

図 5 2015 年の異常期間（噴火時を含む）における大涌谷近傍の震源分布（2015 年 4 月 1 日～同年 9 月 26 日）。a では東経 139.022°～139.012°で発生した地震の南北断面，b では北緯 35.23°～35.25°で発生した地震の東西断面を示す。噴火中心（北緯 35.2422°，東経 139.0219°）の直下では赤線で示した地震の下限がもっとも浅くなり，その深度は海面下 4 km ほどであることがわかる。

Fig. 5 Distribution of hypocenter near Owakudani during 2015 volcanic unrest (April 1 to September 26, 2015). a, north-south cross section (earthquakes between 139.022°E and 139.012°E are plotted in black). b, east-west cross section (earthquakes between 35.23°N and 35.25°N are plotted in black). Lower limit of earthquakes shown by red line is shallowest just below the eruption center (35.2422°N, 139.0219°E), and depth is about 4 km below sea level.

蒸気井の噴気は過熱蒸気である。大沢ほか（2000）は大涌谷の蒸気井で 191°C の噴気を報告している。この値は突出して高いが，噴気位置は不明である。神奈川県温泉地学研究所の調査では大涌谷北部の 54 号井で最高 175.6°C の噴気が認められている（2020 年 11 月）。一方，2015 年の火口域中心にある 52 号井は 160°C 台の温度を示している（例えば，Mannen *et al.*, 2018a; Ohba *et al.*, 2019）。以上をまとめると，一部で，より高温の蒸気が噴出している可能性があるものの，大涌谷の 2015 年噴火の火口周辺域の噴気の最高温度は，地表・蒸気井ともに 160～170°C 前後であると考えてよい。

大気圧における温度 160～170°C の蒸気の比エンタルピー（単位重量あたりエンタルピー）は 2796～2816 kJ/kg で，飽和蒸気のもつエンタルピーの最高値（2803 kJ/kg）と近接している（図 6）。このことは，大涌谷の噴気が地下の気液が共存する熱水系からもたらされた蒸気であることを示唆する。

大涌谷の地表でみられる噴気温度が多様なのは，地表に上昇する過程で地下水が作用するためであると考えられる。地下水が関与して噴気温度に多様性が生まれる過程については，大涌谷においては今後の課題といえるが，イタリアのポツオリでは詳細な解析がされており（Gresse *et al.*, 2018），今後の参考になるかもしれない。

5) 熱水系の温度プロファイル

以上の情報を踏まえ，ここでは大涌谷直下の熱水系の温度プロファイルを推定したい。大涌谷直下の熱水系は，気液共存系である可能性が高いが，こうした系では，流体にかかる圧力が決まると自動的に温度も決まる。流体にかかる圧力は，流体が孤立している場合は静岩圧となるが，流体がネットワークを形成している場合，ネットワークを満たす支配的な流体が液相の水である場合は静水圧，気相の蒸気である場合は静蒸気圧となる。流体にかかる圧力が静水圧か静蒸気圧の場合，深さ方向の圧力プロファイルは，地表での圧力温度を気圧（ 10^5 Pa）と水の沸点（約 100°C）

図 6 水の圧力-比エンタルピー図 (p-h 図)。太線は相境界、細線は等温線。M は飽和水蒸気の最大エンタルピー点。S は臨界点。大涌谷の地表で観測される噴気の最高温度 (160 ~ 170°C) の比エンタルピー (およそ 2800 kJ/kg) は飽和水蒸気の最大比エンタルピー (2803 kJ/kg) と近似し、気液共存系の蒸気が起源であることを示唆する。

Fig. 6 Pressure vs. specific enthalpy diagram of pure water (p-h diagram). Bold line is phase boundary. M is maximum enthalpy point of saturated water vapor, and S is critical point. Specific enthalpy (~2800 kJ/kg) of highest temperature (160–170°C) of fumaroles observed on the surface of Owakudani approximates the maximum specific enthalpy of saturated water vapor (2803 kJ/kg), suggesting the origin of vapor in vapor-liquid coexisting systems.

と仮定した上で、流体の密度を蒸気表によって求め、深さ方向の圧力変化を計算し、次の深度の圧力・温度を求めるという手順の繰り返しによって計算できる。このようにして求められた圧力・温度プロファイル (図 7) は、どの深度でも温度が水の沸点に等しいため、深度沸点 (Boiling Point for Depth; BPD) 曲線と呼ばれる (例えば、Ingebristen *et al.*, 2006)。このプロファイルは動圧や、地形や熱水系の形状に影響された流体の側方流動を考慮していないため、シミュレーションなどにより妥当性をさらに検証する必要がある。一方で、BPD 曲線の温度・圧力プロファイルは、深部から浅部への熱水移動がある熱水系の、もっとも単純なモデルであることから、BPD 曲線で

上記の観測がどの程度説明できるかを確認することは、大涌谷直下の熱水系を理解する第一歩といえる。

地表から、静岩圧 (図 7 の曲線 a)、静水压 (図 7 の曲線 b) を示す深度沸点曲線は、温度上昇が急すぎて、深さ 400 m 付近で 200°C を大きく超えてしまう。これだと 200°C 付近で発生すると考えられる、スメクタイトからイライトへの粘土鉱物の変化が、深さ 400 m で認められたことが説明できない。したがって、少なくともこの深度まで、空隙が孤立している、ないしは液相で満たされている状態が続いている可能性は低いといえる。

大涌谷にある 2015 年噴火火口域の低比抵抗体は地表からおおむね深さ 100 m まで続いていることが前述の通り電磁探査から知られているが、これが熱水系を閉塞する難透水性と考え、空隙は地表から熱水系上端 (深度 100 m) まで静水压のプロファイルを示すと仮定する。そして、100 m より深い部分は蒸気卓越の熱水系であると考え、空隙は静蒸気圧を示すと考え、図 7 の曲線 c となる。プロファイル b では深さ 400 m 付近で地温が約 179°C となり、スメクタイトからイライトに粘土鉱物に変化する境界よりもかなり低い。100 m 以深に蒸気だまりがあり蒸気卓越層がこの深度から続いているという仮定を重視すると、難透水性層では静水压より大きく、静岩圧 (ここでは密度 2500 kg/m³ の岩石層を仮定している) 寄りの圧力プロファイルである可能性が指摘できる。

また、前述の通り観測では地震の下限が深さ 5 km 付近にあり、これが脆性・塑性境界の深度と考えられるが、この付近の温度は 370 ~ 400°C と予測される。一方、静水压、静岩圧のプロファイルはそれぞれ、深度約 3000 m と約 800 m で 370°C を超えてしまう。このことから、大涌谷直下の地表付近から深部まで静水压、静岩圧のプロファイルが続くとは考えにくいことがわかる。またこのことから、深さ 5 km での温度を 370 ~ 400°C に抑えるために、ある程度の蒸気卓越層 (厚さ約 2 ~ 4 km; 地震の下限 5 km から、静水

図 7 深度沸騰 (BPD) を仮定した場合の間隙圧 (A) と流体温度 (B) の深さ方向の変化。(a)は流体が孤立している静岩圧のプロファイル。(b)は間隙のネットワークを満たす流体が液相の水である静水圧プロファイル。(c)は vapor pocket の上端 (深度 100 m) までは静水圧、それ以降が間隙のネットワークが蒸気で満たされる静蒸気圧 (vaporstatic) である場合のプロファイル。深さ 400 m 付近に smectite-illite 境界があることから、この深度の温度が 200°C 程度となることが知られているのでこの点 (d) が温度プロファイルの制約条件となる。vapor pocket の存在を考慮して深さ 400 m 付近の smectite-illite 境界を説明するには深さ 100 m 付近までが静水圧～静岩圧の中間領域である必要がある。

Fig. 7 Pore pressure and fluid temperature profiles under the assumption of boiling point for depth model (BPD). (a) Static rock pressure profile where fluid is isolated. (b) Hydrostatic pressure profile where fluid filling the pore network is water in liquid phase. (c) Profile of hydrostatic pressure up to the top of the vapor pocket (100 m depth) and vapor-static pressure beyond that depth, where the pore network is filled with vapor. Because the smectite-illite boundary exists at a depth of 400 m, temperature at this depth is assumed to be 200°C. Thus, point d (200°C at 400 m) gives a constraint to the profile beneath the steaming area and it is necessary to assume intermediate pressures of hydrostatic and lithostatic at 100 m in depth.

圧ないし静岩圧で 370°C に達するために要する厚さを引いたもの) が必要になることがわかる。

以上のことを踏まえると、大涌谷直下の熱水系はスメクタイトを主な粘土鉱物とする低比抵抗帯に閉塞されており、熱水系の最上部で間隙に静水圧～静岩圧がかかっているものの、熱水系はある程度の深さまで間隙中の圧力が蒸気によって支配されていると考えるのが、妥当であると考えられる。間隙圧が蒸気に支配されている系を、蒸気卓越系というが、これは蒸気による静的垂直圧力プロファイルが実現されていることを意味するにすぎず、空隙を占める流体の質量比では液相のほ

うが気相よりも高い可能性もある (Pruess and Narasimhan, 1982)。今後は大涌谷における蒸気や湧泉の化学組成や同位体比、大涌谷直下での地震活動、地殻変動が熱水系で発生している事実に基づき、熱水系の研究を参照したり、熱水系シミュレーションの援用をしつつ、観測結果の解釈をしていく必要がある。

6) 蒸気卓越系での水蒸気噴火

Browne and Lawless (2001) はマグマからの熱や物質の注入なしに、熱水系のみの熱エネルギーで発生する熱水噴火 (hydrothermal eruption) について論じ、爆発的な噴火は沸点に近い

熱水が支配的な熱水卓越系で発生するとした。熱水卓越系では、地表付近の荷重がとり去られるなどの減圧を引き金として、熱水の相転移と爆発、地表への放出が発生するため、減圧が地下深部へ伝搬して、爆発が持続する。同論文ではこの状態を *progressive flashing* と呼んでいる。蒸気卓越系では、熱水卓越系に比べて圧力勾配・温度勾配ともにきわめて小さいので、共存する熱水の相転移は限定的で *progressive flashing* は発生しないとされる。

箱根火山の 2015 年噴火は、深さ 100 m 程度まで爆発が進展して噴出物が放出されたことが噴出物と孔井地質の構成鉱物の比較から示唆されているが (Mannen *et al.*, 2018a), より深部の物質が噴出するような大きな噴火に至らなかった。これは、地表付近が熱水卓越系であった一方、熱水系は蒸気卓越系であったため *progressive flashing* が持続しなかったからかもしれない。なお、大涌谷直下がもともと蒸気卓越系だった可能性はあるが、人工的に蒸気卓越系に拡大した可能性もある。大涌谷では 1950 年代から蒸気井が設置されていたが (萬年, 2009), 蒸気井の能力が高くなくても長期間の蒸気採取により、もともと熱水卓越系だった熱水系で蒸気卓越帯が大きく拡大することが数値シミュレーションや地熱開発での経験から示唆されている (Pruess, 1985; 花野, 2010)。藤井 (2016) は 2015 年噴火が箱根火山でかつてみられたような大規模な水蒸気噴火 (小林ほか, 2006; 土屋ほか, 2017) に至らず、ごく小規模な噴火に留まったことについて、蒸気井の設置によって噴火が制御された可能性を指摘しているが、蒸気井による熱水採取が蒸気卓越帯を広げたため、大規模な噴火が抑制された可能性はある。

一方、箱根火山の 2015 年噴火より 3 桁大きい水蒸気噴火を起こした御嶽火山 2014 年噴火について, Narita *et al.* (2019) は噴気活動の解析や地殻変動観測で得られた流体の質量バランス、比抵抗構造から、浅部熱水系が液相 1 相の系であると提案した。Minami *et al.* (2016) は噴出物の鉱物組み合わせから、深さ 2 km 付近にあった

物質が放出された可能性を指摘しているが、これは熱水系が液相卓越であったために *progressive flashing* が深部まで進展したためかもしれない。箱根と御嶽の事例は熱水系の支配的な相によって、噴火の大きさが異なる可能性を示唆しており、今後はさまざまな観測やシミュレーションをもとに、熱水系のモデリングを行い、噴火規模との関係を探ることが重要である。

なお、箱根火山の水蒸気噴火堆積物でも Hk-Ow1 (3 ka) および Hk-Ow2 (2 ka) の泥流堆積物の X 線回折分析からは、パイロフィライトとみられるピークが検出されている (小林ほか, 2006)。パイロフィライトは箱根で産出の報告がないため、小林ほか (2006) は給源について今後の課題としていたが、その後の研究では火山体中心部に発達する珪化変質帯や高度粘土化変質帯で認められる代表的鉱物とされている (大場, 2011)。したがって、箱根火山においても深部まで爆発が進展する、または爆発源が深部である水蒸気噴火が発生していた可能性があり、今後の研究が必要である。

IV. 活動活発期の地震活動と 2015 年噴火の影響

1) 火山構造成地震とその特徴

箱根火山の異常時に有感を含む多数の地震が発生することは先に述べた。火山構造成地震はマグマ貫入などによる応力変化が原因となる場合も多いと考えられるが (例えば, Roman and Cashman, 2006), 後述するように箱根火山では浅部のマグマ貫入は考えにくく、流体の関与により説明できる可能性が高い。箱根火山における火山構造成地震の研究としては以下のようなものがある。

Yukutake *et al.* (2011) は、2009 年に湖尻付近で発生した群発地震について、Double-difference 法 (DD 法) による精密な震源決定に基づき、地震が厚さ 100 m ほどの薄い平板状の領域で発生していること、また、震源が時間とともにある点から周辺に拡散するような移動をみせることを明らかにし、断層損傷帯を高压流体が拡散することで引き起こされていると考えた。

こうした地震活動がほかの異常時にも普遍的に

みられるかどうかは不明であるが、2015 年の噴火と前後の異常時には、流体の関与が疑われる観測がされている。板寺ほか (2016) と Mannen *et al.* (2018a) は、2015 年噴火と前後の異常時、地震活動がバースト的に活発化した際に近傍の傾斜計で変動が観測されることを報告した。この時の傾斜計の変化は強震動に応じたステップ状のものもあるが (本多, 2019)、解析では局所的な地殻変動を示唆する有意な変動がみられている (板寺ほか, 2016)。傾斜計の設置密度に比べ変動範囲は大幅に小さいため、変動の力源はよくわからない。今後は、Yukutake *et al.* (2011) で認められたような平板状の震源分布や震源の移動を伴うものか、検証を要する。

従来から、箱根火山では活発期の震源が直径 1 ~ 2 km の大きさのクラスターをなし、時間とともに活動場所を変えるようにみえてきた (棚田ほか, 2007; 本多・伊東, 2010; 行竹・本多, 2014)。箱根の地震活動はキャップ構造の下、熱水系内で発生していることが指摘されているが (Yoshimura *et al.*, 2018)、電磁探査では検出できない難透水帯で、熱水系が分割されていて、それぞれのクラスターが異なる熱水系の変動に対応しているのかもしれない。実際、Doke *et al.* (2020b) は InSAR の観測で、大涌谷の西にゆっくりとした沈降を認め、浅部熱水系が収縮源と考えた。この研究は、地殻変動で確認できる熱水系が大涌谷直下のほかに存在することを示唆する。今後は、複数あるとみられるこうした変動源の位置を推定したり、変動速度を定量化することが必要であろう。その一方で、このようなクラスター状の活動は、既存の断層や後述するメッシュ構造の存在が原因となっている可能性も否定できない。

箱根でみられる地震がすべてクラスター状の活動というわけではない。Mannen *et al.* (2018a) では箱根火山の 2001 年異常や、2015 年異常～噴火時に観測された、時間-地震数の関係が、バースト的な増加を伴いつつも、数か月程度のスパンでみると全体としては指数関数的減少を示すことを指摘し、松代群発地震でみられたものと同様、広域での地下の間隙水圧の高まりによって箱

根火山全体の地震の活発化が引き起こされていると考えた。また、この論文では噴火確認の約 5 時間前にあたる 2015 年 6 月 29 日 7 時 30 分過ぎから翌午前 10 時頃までの地震活動が、浅部にはじまり、時間とともに深部へ進展することを示した。このことは、間隙水圧の高まりにより活動をする断層のオリエンテーションの範囲が、封圧の小さい浅部ほど大きいことが原因であると考えた。しかし、この考えについてはこれまで実証的な検討はされていない。

以上をまとめると次のとおりとなる。箱根火山の活発期に発生する火山構造的な地震には、(1) 既存断層の間隙を拡散する流体や、(2) 詳細不明の熱水貫入によって引き起こされるバースト状の地震活動に加え、(3) 熱水系全体の間隙圧増加によるとみられる、より広域・長期間の地震活動の高まりがみられる。このうち、(1) と (2) は同じ可能性もあるが今のところ詳細はわかっていない。

Shelly *et al.* (2013a, b, 2015) は活発な熱水活動で知られる Mammoth Mountain, Yellow Stone, Mt. Rainier などの火山で波形相関により多数の地震イベントを検出し、DD 法により詳細な震源決定を行った。その結果、こうして新たに検出された地震はバースト的な群発地震として観察され、ひとつのバーストはひとつの断層面というより、メッシュ構造 (fracture mesh) で発生しているようにみえると結論した。メッシュ構造とは主として伸長裂罅 (れっか; 割れ目のこと)、伸長剪断裂罅、剪断裂罅の組合せからなる裂罅の集中域で、鉱床などの地質学的な観察では古くから知られていたが、火山体等で発生する群発地震の解釈としてもこの構造が提案されてきた (Hill, 1977; Sibson, 1996; 日本語のコンパクトな解説として渡辺, 2002)。熱水系を擁し、活構造により縦断され、多数の地震が群発する箱根でもメッシュ構造の形成ないし活発化が、群発地震の原因と考えるのが素直である。箱根でもバースト状の地震群の精密な震源決定やノンダブルカップル成分の検出など今後の詳細な解析が望まれる。

2) 火山特有の地震の欠如

箱根火山の地震活動で特徴的なのは、上に示した通り、地震活動に流体の関与が強く疑われるにもかかわらず、ほぼ火山構造成地震のみが発生しており、活火山で一般的で、流体移動が関与して発生するとされる LP 地震 (Long period event) や火山性微動 (volcanic tremor) がほとんど観測されていない点である。箱根火山における LP 地震の唯一の観測例は、2006 年の異常時である 2006 年 10 月 1 日 19:59 分頃に大涌谷のやや西のごく浅いところで発生した M -0.3 のイベントであり、これは神奈川県温泉地学研究所でテレメータが整備された 1989 年以来はじめてであるが (棚田ほか, 2007)、それ以降も観測されていない。火山性微動に関しては、2015 年噴火が発生当日である 6 月 29 日に観測され、火道中を上昇した気泡が火口で破裂する際に励起されたと解析された (Yukutake *et al.*, 2017) のものが、箱根火山における唯一の事例である。箱根火山では気象庁も国内の他火山と同様な火山監視業務を実施しているが、火山構造成地震以外の火山性地震を検知していない。このことは、少なくとも国内の他火山で発生している規模の LP 地震や火山性微動が、箱根ではほぼ存在しないことを示唆している。

箱根火山で LP 地震や火山性微動がほとんど欠如する理由は不明であるが、前節までに紹介した知見を踏まえると、(1) 箱根火山では 21 世紀以降の活発時にも浅部マグマ貫入などによる熱水系への熱供給量の大幅な増加があるわけではない、(2) 地表下 100 m 付近からある程度の深度まで蒸気卓越系が広がっているため、新たな物質供給による圧力増加が緩和されやすい、(3) 活構造に縦断され亀裂が発達した構造であるため流体の移動に抵抗が少ない、などの理由で流体、とくに液相が大規模に移動して LP 地震や火山性微動を励起する環境ではないからかもしれない。

3) 2015 年噴火後の顕著な地震活動の低下

箱根火山では 2017 年と 2019 年に山体膨張を伴う異常が認められた (図 1, 2)。とくに、2019 年の異常では 5 月 19 日に多数の地震が発生し、基準を上回ったため噴火警戒レベル 2 が発

表された。しかし、地震の震源は 2015 年に噴火があった大涌谷から西に 3 ~ 4 km 離れたカルデラ縁付近が中心で、大涌谷の直下の地震活動は顕著でなかった。このように、大涌谷直下の地震活動は 2015 年噴火後、低調である印象を受ける。そのことを確認するために、大涌谷の約 1 km 南にある神山山頂から半径 2 km 以内で神奈川県温泉地学研究所の観測網が検知した地震の数とその深さ分布を調べた (図 8)。これをみると、確かに地震数は少ないものの、2008 年の異常と同程度で、噴火後の異常が特異的に小規模であるとまではいえない。しかし、深さ方向の頻度分布には顕著な差が認められ、噴火後は浅い地震の割合が明らかに減少している (Mannen *et al.*, 2021)。深さ 2 km 以浅の地震の割合を例にとると、噴火前の異常時には 6 割超であるのに対し噴火後は、4 割未満にすぎない。この理由としては、(1) 2015 年噴火の際にはほぼ既存の断層が破壊し尽くされることで地震が発生できる領域が減少した、あるいは (2) 噴火によりキャップ構造が破壊されたため熱水系の圧力増加ができなくなったため、などが考えられる。前述 (III 章 4) 節) の通り、現在大涌谷の噴気活動は減衰しつつあり、キャップ構造が再生する過程にある可能性がある。したがって今後のモニタリングで、上記の仮説が検証できる可能性があり期待される。

V. 山体の膨張と熱水の収支

1) 箱根火山の膨張とその規模

これまで、箱根火山では熱水系の圧力上昇が異常を引き起こしていることを述べてきたが、こうした異常を起こした熱水供給イベントはどの程度の規模のものなのだろうか。ここでは、箱根火山で観測されている膨張に関する研究を整理するとともに、膨張量がよく定量化されている 2001 年と 2015 年の事例をもとに、通常の噴気活動との比較からこれら膨張の規模を考察したい。

2001 年の異常では、同年 5 月末から 9 月にかけて傾斜計で地殻変動が認められた。この変動の全期間について、代田ほか (2009) は深部 (海面下 7 km) で 7.1 Mm^3 の球状の深部膨張

図 8 2001 年以降の異常時における地震の深度別分布。浅部から深部へ積算の百分率で表現した。神奈川県温泉地学研究所のルーチン観測に基づくカタログから作成。箱根中央火口丘北部の神山山頂 (35.2333°N 139.0208°E) から 2 km 以内で、図右上の日から 6 か月以内に発生した地震を対象としている。深さ 0 km は海水準。海水準以浅では深さ方向の震源決定に精度がない。噴火後の 2017 年・2019 年の活動ではそれ以前に比べ浅部の地震の割合が明らかに低いことがわかる。

Fig. 8 Depth distribution of hypocenter at central part of Hakone volcano during episodes of volcanic unrest after 2001 based on seismic catalogue of routine observations by Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture. Earthquakes, the epicenters of which were within 2 km from the summit of Kamiyama (35.2333°N 139.0208°E), were counted. Duration of volcanic unrest is defined as six months and onset dates are shown in the box to the right above. 0 km in depth indicates sea level. Note that depth accuracy for earthquakes, hypocenter depth of which is above sea level, is less accurate. It is noteworthy that shallow seismic activity during episodes of volcanic unrest in 2017 and 2019 is less significant than episodes of post-eruptive unrest.

源、大涌谷付近（海面下 0.2 km）で 0.15 Mm^3 、駒ヶ岳直下（海面下 0 km）で 0.51 Mm^3 のいずれもクラック状の浅部膨張源の存在により説明ができるとした。以後、多くの研究で深部膨張源

（図 3 の DIS）に加え、浅部膨張源（図 3 の SIS）の存在を仮定すると、地殻変動をうまく説明できるとする結果が得られている。

2015 年の噴火前後の一連の地殻変動について、Harada *et al.* (2018) は GNSS のデータから深部（海面下 6.5 km）で 7.1 Mm^3 の球状膨張源を求めた。Doke *et al.* (2018) は InSAR により認められた噴火前後の地殻変動が 0.11 Mm^3 の浅部クラック状膨張源（上端の標高 827 m）と 0.049 Mm^3 のシル状収縮源（標高 225 m 付近）により説明できるとした。Harada *et al.* (2018) はこれらの変動源モデルを仮定した場合、GNSS の変動データからもほぼ同じ膨脹（収縮）量が計算されることを示した。一方、Honda *et al.* (2018) は噴火当日の 6 月 29 日 7:32:50 頃から約 2 分間継続した傾斜変動を解析し、 0.16 Mm^3 のクラック状の浅部膨張源を推定した。このクラックの場所やオリエンテーションは Doke *et al.* (2018) と類似する。

なお、前述のシル状収縮源は、クラック状の浅部膨張源に流体を供給した結果として生じたとするシナリオが考えられている (Doke *et al.*, 2018)。クラック状浅部膨張源とシル状収縮源の体積変化量の絶対値を比較すると、Doke *et al.* (2018), Harada *et al.* (2018) のいずれの解析でも、クラック状浅部膨張源の膨脹量は、シル状収縮源の収縮量の約 2.2 倍、Honda *et al.* (2018) では 3.3 倍と計算される。

2) 膨脹後の収縮

これまでの観測で 2001 年の異常以降、数年に 1 度ある異常の度に深部膨張源（ $\geq 6 \text{ km}$ ）は膨脹を続け、2015 年の噴火でも収縮に転じることなく、その後も間欠的に膨脹を続けていることがわかっている（図 1）。一方、浅部膨張源（ $\leq 0 \text{ km}$ ）は様相が異なる。Harada *et al.* (2018) では、2015 年噴火について、GNSS による地殻変動の時系列変化を分析し、各膨張源の膨脹（収縮）量の時間変化を求めた。この結果、浅部膨張源は、噴火の約 1 か月前から、噴火の約 2 か月後の 8 月下旬ごろまで膨脹を続けたが、その後は収縮に転じ 1 年後にはほぼもとに戻ったとした。

一方、水準測量の結果からも噴火後の収縮は明らかであるが、これは噴火後数年を経過しても継続中である（日本大学文理学部ほか, 2019）。なお、Harada *et al.* (2018) では浅部膨張源の位置を固定としているが、膨脹・収縮の力源は熱水系の解釈に重要であるので、位置の時間変化の検出は今後の重要な課題と考えられる。

3) 噴気放出量と熱水貫入量の比較

さて、熱水の貫入のうち規模が大きかった 2015 年噴火とその前後の熱水貫入量は、通常観測される噴気放出量と比べてどのくらいの規模のものだったのか、熱水の収支をもとに検討する。噴火前の大涌谷では 20 MW 近い放熱量が記録されていた (Mannen *et al.*, 2018a)。そこで、噴火前の放熱量を 20 MW とし、放熱が水の気化により担われていると仮定する。この時、水蒸気のもつ熱量が 1 気圧、100°C での気化熱 (2257 kJ/kg) に相当するものとする、20 MW の放熱量は 8.9 kg/s の水蒸気放出率に相当するが、日量換算でこれは約 0.8×10^6 kg/day となる。

前述の通り、ダイク状の浅部膨脹源の膨脹量は 0.11 Mm^3 と見積もられているが (Doke *et al.*, 2018)、これは地下浅部での水の密度を 10.5 kg/m^3 (図 3 の d の条件に近い、蒸気 200°C, 2 MPa を想定) とすると、重量換算で、 1.2×10^6 kg となる。これが大涌谷からの放熱、すなわち水蒸気放出で消費されるとすると、噴火前の噴気活動レベルでも 1.5 日分の放出量にしか相当しない。したがって、観測された浅部膨脹源に満たされた熱水では、噴火（継続時間約 2 日間）やその前後の噴気活動を担うことはできない。

次に、同様の計算により深部膨脹源（膨脹量 7.1 Mm^3 ）に供給された熱水の消費にかかる時間を計算する。深部膨脹源が地震発生域の下限より下にあることから、膨脹を担った水が高温で臨界点のものと仮定する (374°C, 22 MPa, 322 kg/m^3)。すると深部膨脹量は水の重量換算で 2.3×10^9 kg となるが、これを噴火前の噴気量で消費する場合の日数は、約 3000 日 (8.2 年) となる。これは噴火後現在までの時間よりも長い。しかし、噴火後の噴気量は定量化されていないものの、噴

火前の少なくとも数倍はあるだろう。したがって、噴火とその後の 5 年間で放出された熱水量は、深部膨脹の量と同等かそれ以上である可能性がある。

以上をまとめると、2015 年噴火の前後に観測された浅部および深部膨脹が熱水によって生じたと考えた場合、膨脹に要した熱水量は噴火時や普段の熱水放出量に比べて桁違いに多いといえる水準ではないことがわかる。浅部膨脹については噴火前に定常的に放出されていた熱水量の 2 日分にすぎない。また、深部膨脹は異常間の時間スケールに放出される熱水量と同等程度で、御嶽火山 2014 年噴火でみられたように地下深部での熱水蓄積が将来の噴火で解消される可能性も警戒すべきであるが (Murase *et al.*, 2016)、膨脹で生じた空隙が、熱水起源のシリカ鉱物などで速やかに充填されている可能性 (例えば、Weatherley and Henley, 2013) も残る。今後の研究では深部膨脹がマグマによるものである可能性のほか、深部膨脹域の温度圧力条件や鉱床学的研究との比較、噴気量の見積もりについて改善をして、深部膨脹源のモデル化を進める必要がある。

VI. マグマ性ガスの放出と熱水系

1) マグマ性ガスの放出

箱根火山では噴火前から噴気ガスの継続的な繰り返し測定が実施されている。このなかで、噴気中に含まれる CO_2 と H_2S の比率 (C/S 比) は箱根の火山活動と顕著な関係性があることが指摘されている (Ohba *et al.*, 2011, 2019) (図 2)。こうした変化は深部からのマグマ性 CO_2 供給が噴気に反映しているものと解釈されている。人力による採取・測定のためサンプリングレートに限界があるが、地震の活発化よりも前、地殻変動の開始とほぼ同時に C/S 比は変動をはじめているようにみえ (図 2)、熱水系への CO_2 の付加が地表に速やかに反映されることを示唆する。 CO_2 と同様、マグマ性の深部起源ガスであると考えられる He も同様の傾向が認められる。熱水系へマグマ性流体の付加が生じるのは地殻変動から深さ 6.5 km 付近であると考えられるが、マグマ性流体の影響が地表に到達するまでの速度は、表層の地下

水の流動速度が通常、数 m/day 以下（例えば、農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会, 1986）であることを考えると非常に速く、地表までに液相で間隙が充填されている区間が多いとは考えにくい。このことから、大涌谷直下の熱水系が深部まで蒸気卓越である可能性が示唆される。ちなみに、大沢ほか（2000）は箱根火山の噴気の化学組成を調べ、大涌谷の蒸気井が放出する噴気は He-Ar-N₂ 組成からマグマ性ガスの関与が大きいこと、SO₂/H₂S 比からかなりの高温で平衡であったことが示唆されるとした。これは活発化する前の 1998 年頃のデータを基にした考察であるが、噴火前から大涌谷直下の熱水系は蒸気卓越型で、マグマ性流体の影響をかなり受けていたことを示唆する。

ところで、異常時の C/S 比の変化パターンは 2015 年噴火を境にして顕著な違いをみせている（Mannen *et al.*, 2021）。すなわち、2015 年噴火以前は急激な変化と高い C/S 比が観測されたあと、比較的速やかに減少をみせたのに対し、噴火後は C/S 比のピークは低く不明瞭で、その後の減少も緩やかである（図 2）。この違いは CO₂ の起源となるマグマだまりと、熱水系との間のシーリング機能が噴火後に低下しているためではないだろうか。すなわちシーリング機能が有効なとき、シーリング層の下ではマグマから脱ガスした CO₂ が蓄積されるため、異常時には新たに貫入したマグマ性流体を起源とする CO₂ に加えて、蓄積された CO₂ が一気に放出され、高くても明瞭な C/S 比のピークをみせる。一方シーリング層が破壊された 2015 年以後は、CO₂ を蓄積する機能が失われているため、異常発生時に貫入したマグマ性流体を起源とする CO₂ のみが放出される。

2) マグマ性ガスからみた浅部マグマ貫入の可能性

SO₂ や HCl はマグマから直接放出される場合があるため、マグマ性のガスと呼ばれるが同時に水溶性でもある。噴火前の大涌谷は過熱蒸気が存在せず、優勢な表流水や地下水の存在もあってか、SO₂ や HCl など水溶性のガスは大気中へほとんど放出されてこなかったが、噴火後は大気中の量の

測定が実施されている。

SO₂ は DOAS による繰り返し測定が、2015 年噴火以降、気象研究所や温泉地学研究所により実施されている（安部ほか, 2018）。この結果、SO₂ は 100 t/day の放出量が噴火直後に観測されていたが、その後は日量数十～数トンの放出量に留まっている。SO₂ の放出量は噴火後の異常時も顕著な変化を示さない。一般に SO₂ はマグマが関与する可能性があると思なされる一方、マグマの関与を疑う SO₂ 放出量は 100 t/day 以上とする見方がある（Symonds *et al.*, 2001）。噴火後の異常時には明瞭な放出量の増加なしに、100 t/day よりかなり低いまま推移していることを考えると、マグマの浅部への貫入は積極的には支持されない。火山ガスの放出のされやすさは CO₂、SO₂、HCl の順とされるが（篠原, 2003）、CO₂ や He の増加が顕著なのに、SO₂ はそうでもないのは、マグマの脱ガスが比較的深いところで発生しているからかもしれない。今後はこのような情報を利用して、マグマの脱ガス深度が明らかにし、マグマ・熱水系の描像がより明瞭になることが期待される。

SO₂/H₂S 比、HCl/H₂S 比は 2018 年の春から、15-2 噴気孔の近傍でパッシブドジチューブによる繰り返し測定を実施しているが（Mannen *et al.*, 2021）、2019 年の 3 月頃から急上昇し同年 7 月頃にピークを迎え、その後は単調かつ緩やかに減少し、本稿執筆時点（2020 年 12 月）でようやく 2019 年 3 月以前のレベルに戻りつつある（図 9）。この変化は、箱根火山の 2019 年異常と軌を一にしており、火山活動の異常を反映した変化とみられる。これもマグマの関与とする解釈もありうるが、前述の通り大涌谷全体の SO₂ 放出量が増加しているわけではないことから（安部ほか, 2018）、その可能性は低い。熱水系では、水溶性のガスを液相が吸収するため、気相からとりさられる scrubbing という機能が考えられている（Symonds *et al.*, 2001）。SO₂、HCl とともに水溶性のガスであることを考慮すると、熱水系に深部から熱がもたらされたために気相が増加し、液相が減少したことで、scrubbing の機能が低下したためである可能性が考えられる。

図9 火山ガスと地震活動、地殻変動の相関関係。a) バッブドジチューブで観測された15-2噴気近傍の大気における、2019年異常時における火山ガスの変化(Mannen *et al.*, 2021を改変)。マグマ性とされる二酸化硫黄と塩化水素それぞれについて、熱水性の硫化水素との比を示した。b) 箱根地域の日別地震数(5日間の移動平均)。c) GNSSによる小田原・裾野2間の基線長変化。2019年3月はじめから地震数と基線長の増加がみられるが、ほぼ同時期(3月14日の観測)からマグマ性のガスの比率が増加したことがわかる。

Fig. 9 Relationships between volcanic gas ratio and geophysical observations (after Mannen *et al.*, 2021). a) Volcanic gas ratios in the atmosphere near the fumarole 15-2 during 2019 volcanic unrest at Hakone volcano. b) Daily number of earthquakes (five-day moving average) in the Hakone area. c) Baseline length between Oda-wara and Susono-2 GNSS stations. Geophysical observations (b and c) imply onset of unrest in early March, whereas volcanic gas ratio shows almost coincident jump on March 14.

VII. 異なるモデルと観測

本稿では、「I. はじめに」で触れたように、深さ20 km前後で発生する深部低周波地震によって示唆されるマグマまたはマグマ性流体の深部膨張源(6~10 km)への供給が引き金になって、地殻変動、噴気中の火山ガス組成比や放出量の変

化、熱水系の増圧、地震活動の活発化などが引き起こされるというシナリオに基づいて、箱根火山の異常時に観測されてきたさまざまな現象をレビューした。しかし、ここであまり強調していなかった観測を重視した、異なるモデルも提案されている。

Ohba *et al.* (2019) は2015年の異常発生前の1月後半以降、ArやN₂などの大気成分が増加することをとらえ、本総説とはかなり異なる以下のようなモデルを提案している。このモデルでは、本総説のモデルとは逆に通常は脆性・塑性境界付近がシーリング層として機能していない。このため、マグマ性のガスが地表に供給されている。しかし、地球物理学的観測による異常が顕著になる数か月前、脆性・塑性境界付近にシーリングが形成されて深部が増圧するとともに、マグマ性ガスの供給がなくなった熱水系には大気が混入するようになる。その後、シーリング層が破壊されるとシーリング層の下に溜まったCO₂に代表されるマグマ性ガスが熱水系にもたらされ、増圧することで地震が多発し、噴気中のC/S比も急増する。

このモデルは興味深い、地球物理学的観測の結果とは親和性がよくない。2015年異常をこのモデルにあてはめると、1月末から3月末が、シーリング層が形成・機能した時期にあたる。しかし、この時期の深部の体積膨張は顕著でない。また、シーリング層が破壊したのは4月頃と考えられるが、この時期を境に深部膨張源は収縮ではなく逆に顕著な膨脹をみせている。一方、このモデルの根拠となった火山ガスについて検討すると、大気成分の増加が観察されたのは噴火口近くの観測点で、ここから約700 m離れた観測点では観測されていない。したがって、少なくとも熱水系全体に及ぶような大気成分の混入ではなかったものと考えられる。このように、このモデルは地球物理学的観測から支持されず、熱水系全体の変化を反映しているかも疑問ではある。しかし、噴気中の大気成分の増加は過去2回の異常時に認められる観測結果なので、今後の活動活発でも認められるのか、注視する必要がある。

Kobayashi *et al.* (2018) はGNSSによる箱根

火山をまたぐ基線長変化（力源は深部で同論文によると海面下 4.8 km）と、InSAR 観測によって認められた 2015 年火口域で噴火前にみられた局所的な隆起（力源は前述の蒸気だまりで地表からの深さ 150 m）の、2 つの変動レートが連動していることを示した。これは、地下深部から熱水系の地表近くまでが圧力的に繋がっていることを示しており、地下浅部から深部までつづく蒸気卓越型貯留層を考える本総説のモデルと調和的であるといえるかもしれない。一方、Kobayashi *et al.* (2018) は 2015 年 6 月に入ってから、上述 2 つの力源の変動レートがともに減少したにもかかわらず、その月末には噴火に至ったことを問題視した。他の研究からも 6 月頃に深部・浅部の力源変動レートが減少に転じたことが報告されているが (Doke *et al.*, 2018; Harada *et al.*, 2018), その理由は検討されていないので Kobayashi *et al.* (2018) の視点は独自性があるといえるかもしれない。Kobayashi *et al.* (2018) は、深部からの熱水供給が減少したにもかかわらず噴火した原因として、両力源の間にシーリング層が形成されたため、深部の圧力が徐々に増加し、最終的にシーリング層が破綻することで噴火に至ったと考えた。しかし、噴火は噴火当日朝に発生した熱水クラック貫入が引き金となっているとみられる (Honda *et al.*, 2018; Kuraoka *et al.*, 2018; Mannen *et al.*, 2018a; Yukutake *et al.*, 2018)。このクラック貫入が Kobayashi *et al.* (2018) の仮定するシーリング層の破綻によってもたらされた可能性もあるが、クラック貫入を疑わせる地震活動は噴火当日に限らず多発していたのは本総説 (IV 章 1) 節) で述べたとおりで、とくにこの貫入イベントがシーリング層の破綻と結論するには地震活動を精査する必要がある。加えて、Kobayashi *et al.* (2018) の仮定したように、浅部膨脹源と深部膨脹源との間にシーリング層が形成されたとすれば、浅部膨脹源の膨脹レートは低下するにしても、深部膨脹源の膨脹レートは低下ではなく増加するのではないだろうか。6 月以降の膨脹レート低下は、単純に深部膨脹源より深部からの流体供給が減少しただけだと考えれば、何らかの構造

変化を仮定する必要はないように思われる。

Kobayashi *et al.* (2018) によるもうひとつの大きい指摘は、2 つの力源の膨脹が、Harada *et al.* (2018) や Mannen *et al.* (2018a) が指摘する 2015 年 3 月末～4 月ではなく、そのはるか以前の 2014 年の遅くとも年末に、低いレートながらはじまったとしている点である (図 1, 2)。これは前述の Ohba *et al.* (2019) がシーリング層の形成を 2015 年 1 月後半以降としている点を支持するかもしれない。しかし、指摘された変動は顕著とはいいがたく、地殻変動ではない可能性も残る。

以上のように、Ohba *et al.* (2019) や Kobayashi *et al.* (2018) のモデルは、さまざまな観測を統一的に説明しているわけではないと著者は考えるが、本総説が考慮していない観測に光をあてており、今後発生する異常で現象の再現がみられるか、注目する必要がある。

VIII. まとめと今後の課題

本総説では、箱根火山のマグマ・熱水システムについて、これまでの知見をまとめた。それらの概要は以下の通りである。

- (1) 箱根火山直下のマグマだまり（深さ 10 ～ 20 km）は富士火山の直下にある深部マグマだまり（深さ約 30 km）との関係性が指摘されており、今後の検証が必要である。箱根火山直下の深部低周波地震は、両者を結ぶ通路上の地震波高減衰域に位置するようにみえる。
- (2) 山体全体および大涌谷周辺の電磁探査から、熱水系を閉塞するキャップ構造とみられるベル型の低比抵抗体が認められた。また、孔井地質との比較からこのキャップ構造はスメクタイトに富むことが確認できた。一方、電磁探査から認識できない構造により熱水系が細分されている可能性が、InSAR による変動観測や、地震の発生様式から指摘できる。
- (3) 孔井地質で得られた変質鉱物の分布や、地震の下限から、大涌谷の直下における地下温度の制約をかけるたうえて、熱水系のもっとも単純な温度圧力モデルである深度沸騰 (BPD)

曲線を仮定すると、大涌谷直下の熱水系は地下 100 m 付近以深から相当の深さまで蒸気卓越系である可能性が導かれる。

- (4) 大涌谷付近で蒸気卓越の熱水系が発達していることは、大涌谷の噴気中のマグマ性ガスである CO_2 や He の量比が山体膨張で認識される異常発生とほぼ同時に上昇することや、平時からマグマ性ガスに富み高温で平衡な組成を示すとする過去の研究と調和的である。また、2015 年噴火が小規模で終わったことや、箱根火山では LP 地震や火山性微動など、火山特有の地震がほとんど認められないことに関係しているかもしれない。
- (5) 2015 年噴火以降、大涌谷周辺の地震活動はとくに浅部で不活発である。この原因として、2015 年噴火で熱水系内の既存断層が破壊しつくされたため地震発生可能な断層がほとんどなくなった、あるいはキャップ構造が破壊され、間隙水圧の上昇が発生しなくなったなどの理由が考えられる。
- (6) 箱根火山では 21 世紀以降続いている地下 6 ~ 7 km 付近の間欠的膨脹は、2015 年噴火後も継続している。この深度は地震波速度構造からは熱水系の領域とみられ、マグマよりも熱水の間欠的供給と蓄積が原因である可能性が高い。熱水蓄積が膨脹の原因であれば、将来の規模の大きい水蒸気噴火に繋がる可能性がある。一方、膨脹が熱水からの鉱物晶出による不可逆的なものである可能性も検討する必要がある。
- (7) 2019 年の異常では、噴気中のマグマ性ガスと熱水性ガスの比が上昇したが、 SO_2 の総放出量に顕著な変化がない。この結果はマグマの浅部貫入よりも、地下深部からの熱供給量が増加することで熱水系の気液比が変化したことを示唆する。また異常の際に、マグマ性ガスである CO_2 、 He が増加する一方、 SO_2 、 HCl の絶対量の増加が顕著でないのは、マグマの脱ガスが地下深部で発生していることを示唆する。
- (8) シーリングの形成時期や場所には、着目する

観測によって異なる提案がある。しかし他の観測を統一的に説明できないほか、顕著とはいえない変化に着目しているようにもみえる。今後の異常でも同様の観測がみられるか、再現性の検証が必要である。

謝 辞

本総説をまとめるにあたり神奈川県温泉地学研究所の行竹洋平（現・東京大学地震研究所）、道家涼介、藤松 淳の各氏にはそれぞれ、箱根火山の地震活動、地殻変動および気象庁による監視についてご教示いただいた。同研究所の原田昌武氏には、GNSS による基線長解析の結果を提供していただいたほか、加藤照之前所長には、原稿にさまざまな意見をいただいた。大場 武教授（東海大学）、篠原宏志博士（産業技術総合研究所）、気象庁火山課諸氏には折に触れてさまざまな情報をいただいたほか、議論をしていただき、考察を深めることができた。査読者の田中 良博士、および匿名のお一方には、子細に検討していただき、粗稿にあった数々の重大な誤りを訂正することができた。以上の方々に感謝申し上げる。

文 献

- 安部祐希・原田昌武・板寺一洋・森 健彦・高木朗充 (2018): 箱根火山大涌谷における二酸化硫黄放出率—観測・解析手法と 2018 年 6 月までの放出率の推移—. 神奈川県温泉地学研究所報告, **50**, 1-18. [Abe, Y., Harada, M., Itadera, K., Mori, T. and Takagi, A. (2018): Emission rate of sulfur dioxide at Owakudani, Hakone volcano, Japan—Observation, analysis, and temporal transition of emission rate to June 2018—. *Bulletin of Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **50**, 1-18. (in Japanese with English abstract)]
- Browne, P.R. and Lawless, J. (2001): Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. *Earth-Science Reviews*, **52**, 299-331, doi:10.1016/S0012-8252(00)00030-1.
- 代田 寧・棚田俊收・丹保俊哉・伊東 博・原田昌武・萬年一剛 (2009): 2001 年箱根群発地震活動に伴った傾斜変動と圧力源の時間変化. 火山, **54**, 223-234. [Daita, Y., Tanada, T., Tanbo, T., Ito, H., Harada, M. and Mannen, K. (2009): Temporal change of the pressure source estimated by tilt records during the 2001 Hakone swarm activity. *Bulletin of Volcanological Society of Japan*, **54**, 223-234. (in Japanese with English abstract)]
- Doke, R., Harada, M., Mannen, K., Itadera, K. and Takenaka, J. (2018): InSAR analysis for detecting the route of hydrothermal fluid to the surface dur-

- ing the 2015 phreatic eruption of Hakone Volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, **70**, doi:10.1186/s40623-018-0834-4.
- 道家涼介・原田昌武・板寺一洋・加藤照之 (2019): GNSS 観測による箱根火山 2019 年群発地震活動に伴う地殻変動. 神奈川県温泉地学研究所報告, **51**, 1-9. [Doke, R., Harada, M., Itadera, K. and Kato, T. (2019): Crustal deformation associated with the 2019 earthquake swarm activity of Hakone volcano observed by GNSS. *Bulletin of Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **51**, 1-9. (in Japanese with English abstract)]
- Doke, R., Honda, R., Harada, M., Miyaoka, K., Kato, T. and Satomura, M. (2020a): Deformation of the seismogenic zone in the northeastern part of the Izu Peninsula, Japan, inferred from GNSS observations. *Geological Society, London, Special Publications*, doi:10.1144/SP501-2019-104.
- Doke, R., Kikugawa, G. and Itadera, K. (2020b): Very local subsidence near the hot spring region in Hakone volcano, Japan, inferred from InSAR time series analysis of ALOS/PALSAR data. *Remote Sensing*, **12**, 2842.
- Fournier, R.O. (1999): Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, **94**, 1193-1211.
- 藤井敏嗣 (2016): わが国における火山噴火予知の現状と課題. 火山, **61**, 211-223. [Fujii, T. (2016): Present situation and issues to be concerned on the prediction of volcanic eruption in Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **61**, 211-223. (in Japanese with English abstract)]
- Gresse, M., Vandemeulebrouck, J., Byrdina, S., Chiodini, G., Roux, P., Rinaldi, A.P., Wathelet, M., Ricci, T., Letort, J., Petrillo, J., Tuccimei, P., Luchetti, C. and Sciarra, A. (2018): Anatomy of a fumarolic system inferred from a multiphysics approach. *Scientific Reports*, **8**, 7580.
- 花野峰行 (2010): 蒸気卓越型地熱資源の理解進展のきっかけ. 地質ニュース, **665**, 36-45. [Hanano, M. (2010): Clues to improvement of understanding of vapor dominated geothermal resources. *Chishitsu News*, **665**, 36-45. (in Japanese)]
- 原田昌武 (2015): 箱根における火山活動の観測と最近の状況. 温泉, **83**(4), 24-25. [Harada, M. (2015): Observation of volcanic activity in Hakone and recent status. *Onsen*, **83**(4), 24-25. (in Japanese)]
- 原田昌武 (2018): 大涌谷における熱赤外カメラによる連続観測とその特徴. 神奈川県温泉地学研究所報告, **50**, 53-59. [Harada, M. (2018): Characteristics of continuous observation by infrared thermal camera at Owakudani, Hakone volcano. *Bulletin of Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **50**, 53-59. (in Japanese)]
- 原田昌武・細野耕司・小林昭夫・行竹洋平・吉田明夫 (2010): 富士山及び箱根火山の膨張歪と低周波地震活動. 火山, **55**, 193-199. [Harada, M., Hosono, K., Kobayashi, A., Yukutake, Y. and Yoshida, A. (2010): Extensional strains around Mt. Fuji and Hakone volcano and low-frequency earthquake. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **55**, 193-199. (in Japanese with English abstract)]
- Harada, M., Doke, R., Mannen, K., Itadera, K. and Satomura, M. (2018): Temporal changes in inflation sources during the 2015 unrest and eruption of Hakone volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, **70**, doi:10.1186/s40623-018-0923-4.
- Hill, D.P. (1977): A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 1347-1352.
- 本多 亮 (2019): 箱根周辺で観測された地震時の傾斜ステップに関する考察. 神奈川県温泉地学研究所報告, **51**, 17-23. [Honda, R. (2019): On coseismic tilt changes observed at Hakone volcano. *Bulletin of Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **51**, 17-23. (in Japanese with English abstract)]
- 本多 亮・伊東 博 (2010): 神奈川県内およびその周辺における 2009 (平成 21) 年の地震活動. 神奈川県温泉地学研究所観測だより, **60**, 49-54. [Honda, R. and Ito, H. (2010): Seismic activity in and around Kanagawa prefecture in 2009. *Catfish Letters, Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **60**, 49-54. (in Japanese)*]
- 本多 亮・伊東 博・行竹洋平・原田昌武・吉田明夫 (2011): S-P 時間を用いた再解析によって明らかになった 1970 年代の箱根群発震源域の特徴: 最近の群発震源域との比較. 火山, **56**, 1-17. [Honda, R., Ito, H., Yukutake, Y., Harada, M. and Yoshida, A. (2011): Features of hypocentral area of swarm earthquakes in Hakone volcano in 1970's revealed by re-analysis using S-P data—Comparison with recent activities—. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **56**, 1-17. (in Japanese with English abstract)]
- Honda, R., Yukutake, Y., Morita, Y., Sakai, S., Itadera, K. and Kokubo, K. (2018): Precursory tilt changes associated with a phreatic eruption of the Hakone volcano and the corresponding source model. *Earth, Planets and Space*, **70**, doi:10.1186/s40623-018-0887-4.
- Ingebritsen, S.E., Sanford, W. and Neuzil, C. (2006): *Groundwater in Geologic Processes*. Cambridge University Press.
- 石橋秀巳・針金由美子・安田 敦・外西奈津実 (2019): 富士山宝永噴火の斑レイ岩カクレーサイト捕獲岩. 日本火山学会講演予稿集 2019 年度秋季大会, 21. [Ishibashi, H., Harigane, Y., Yasuda, A. and Hokenishi, N. (2019): Gabbro cataclastic xenolith of the Fuji 1707 eruption, Japan. *Programme and Abstracts the 2019 Fall Meeting of the Volcanological Society of Japan*, 21. (in Japanese)]
- 板寺一洋・原田昌武・吉田明夫 (2016): 2015 年箱根火山活動における傾斜変動と地震活動の関連性. 神

- 奈川県温泉地学研究所報告, **48**, 1-10. [Itadera, K., Harada, M. and Yoshida, A. (2015): Relationship between ground tilts and earthquake swarms during the 2015 Hakone volcanic activity. *Bulletin of Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **48**, 1-10. (in Japanese with English abstract)]
- Kaneko, T., Yasuda, A., Fujii, T. and Yoshimoto, M. (2010): Crypto-magma chambers beneath Mt. Fuji. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **193**, 161-170.
- Kashiwagi, H., Nakajima, J., Yukutake, Y., Honda, R., Abe, Y. and Sakai, S. (2020): Seismic constraint on the fluid-bearing systems feeding Hakone volcano, central Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, doi:10.1029/2020JB020341.
- 木宮一邦・狩野謙一 (1987): 箱根北西麓でのボーリング結果とそのテクトニックな意義. 日本地震学会講演予稿集昭和62年度秋季大会, 98. [Kimiya, K. and Kano, K. (1987): Result of borehole sampling on the north-western flank of Hakone and its tectonic significance. *Programme and Abstracts the Seismological Society of Japan 1987*, 98. (in Japanese)]
- Kinoshita, S.M., Igarashi, T., Aoki, Y. and Takeo, M. (2015): Imaging crust and upper mantle beneath Mount Fuji, Japan, by receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**, 3240-3254.
- 小林 淳 (1999): 箱根火山の最近5万年間のテフラ層序と噴火史. 第四紀研究, **38**, 327-343. [Kobayashi, M. (1999): Tephrochronology and eruptive activity on Hakone Volcano in the past 50 ka. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **38**, 327-343. (in Japanese with English abstract)]
- 小林 淳・萬年一剛・奥野 充・中村俊夫・袴田和夫 (2006): 箱根火山大涌谷テフラ群: 最新マグマ噴火後の水蒸気爆発堆積物. 火山, **51**, 245-256. [Kobayashi, M., Mannen, K., Okuno, M., Nakamura, T. and Hakamata, K. (2006): The Owakidani tephra group: A newly discovered post-magmatic eruption product of Hakone Volcano, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **51**, 245-256. (in Japanese with English abstract)]
- Kobayashi, T., Morishita, Y. and Munekane, H. (2018): First detection of precursory ground inflation of a small phreatic eruption by InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, **491**, 244-254.
- 駒澤正夫 (2003): 重力測定による富士山の重量と内部構造. 地質ニュース, **590**, 44-48. [Komazawa, M. (2003): The weight and the internal structure of Mt. Fuji by gravity measurement. *Chishitsu News*, **590**, 44-48. (in Japanese)]
- 小山真人 (1995): 西相模湾断裂の再検討と相模湾北西部の地震テクトニクス. 地学雑誌, **104**, 45-68. [Koyama, M. (1995): Reevaluation of the West Sagami Bay fracture and seismotectonics in and around the Northwestern Sagami Bay, Japan. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **104**, 45-68. (in Japanese with English abstract)]
- Kuraoka, S., Nakashima, Y., Doke, R. and Mannen, K. (2018): Monitoring ground deformation of eruption center by ground-based interferometric synthetic aperture radar (GB-InSAR): A case study during the 2015 phreatic eruption of Hakone volcano. *Earth, Planets and Space*, **70**, doi:10.1186/s40623-018-0951-0.
- Maeno, F., Nakada, S., Oikawa, T., Yoshimoto, M., Komori, J., Ishizuka, Y., Takeshita, Y., Shimano, T., Kaneko, T. and Nagai, M. (2016): Reconstruction of a phreatic eruption on 27 September 2014 at Ontake volcano, central Japan, based on proximal pyroclastic density current and fallout deposits the Phreatic Eruption of Mt. Ontake Volcano in 2014. *Earth, Planets and Space*, **68**, doi:10.1186/s40623-016-0449-6.
- 萬年一剛 (2003): 文献による箱根群発地震活動の再検討 (1917 ~ 1960): 箱根群発地震活動の地学的意義. 火山, **48**, 425-443. [Mannen, K. (2003): A re-examination of Hakone earthquake swarms by literature (1917-60): Implications for the regional tectonics. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **48**, 425-443. (in Japanese with English abstract)]
- 萬年一剛 (2009): 大涌谷噴気地帯における過熱蒸気—その歴史と消滅の理由. 神奈川県温泉地学研究所報告, **41**, 23-32. [Mannen, K. (2009): Overheated steams in Owakidani fumarolic area; History and cause of extinction. *Bulletin of Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **41**, 23-32. (in Japanese with English abstract)]
- 萬年一剛 (2014): 箱根火山群, 強羅付近の後カルデラ地質発達史. 地質学雑誌, **120**, 117-136. [Mannen, K. (2014): Post-caldera geology of Gora region in Hakone volcano group, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **120**, 117-136. (in Japanese with English abstract)]
- 萬年一剛 (2016): 箱根火山の観測・研究と2015年噴火. 地質と調査, **145**, 26-31. [Mannen, K. (2016): Observation of Hakone volcano and the 2015 eruption. *Chishitsu To Chosa*, **145**, 26-31. (in Japanese)*]
- Mannen, K., Yukutake, Y., Kikugawa, G., Harada, M., Itadera, K., and Takenaka, J. (2018a): Chronology of the 2015 eruption of Hakone volcano, Japan—Geological background, mechanism of volcanic unrest and disaster mitigation measures during the crisis. *Earth, Planets and Space*, **70**, doi:10.1186/s40623-018-0844-2.
- 萬年一剛・菊川城司・宮下雄次・山口珠美・丹保俊哉・本間直樹 (2018b): 箱根火山2015年噴火後の大涌谷噴気地帯と噴気温度の変化. 神奈川県温泉地学研究所報告, **50**, 19-44. [Mannen, K., Kikugawa, G., Miyashita, Y., Yamaguchi, T., Tanbo, T. and

- Honma, N. (2018b): Steaming area formed after the 2015 eruption of Hakone volcano, Japan and sequential changes of fumarolic temperature. *Bulletin of Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **50**, 19–44. (in Japanese with English abstract)]
- Mannen, K., Tanada, T., Jomori, A., Akatsuka, T., Kikugawa, G., Fukazawa, Y., Yamashita, H. and Fujimoto, K. (2019): Source constraints for the 2015 phreatic eruption of Hakone volcano, Japan, based on geological analysis and resistivity structure. *Earth, Planets and Space*, **71**, doi:10.1186/s40623-019-1116-5.
- Mannen, K., Abe, Y., Daita, Y., Doke, R., Harada, M., Kikugawa, G., Honma, N., Miyashita, Y. and Yukutake, Y. (2021): Volcanic unrest at Hakone volcano after the 2015 phreatic eruption: Reactivation of a ruptured hydrothermal system?. *Earth, Planets and Space*, **73**, doi:10.1186/s40623-021-01387-3.
- Minami, Y., Imura, T., Hayashi, S. and Ohba, T. (2016): Mineralogical study on volcanic ash of the eruption on September 27, 2014 at Ontake volcano, central Japan: Correlation with porphyry copper systems. *Earth, Planets and Space*, **68**, doi:10.1186/s40623-016-0440-2.
- Murase, M., Kimata, F., Yamanaka, Y., Horikawa, S., Matsuhira, K., Matsushima, T., Mori, H., Ohkura, T., Yoshikawa, S., Miyajima, R., Inoue, H., Mishima, T., Sonoda, T., Uchida, K., Yamamoto, K. and Nakamichi, H. (2016): Preparatory process preceding the 2014 eruption of Mount Ontake volcano, Japan: Insights from precise leveling measurements. *Earth, Planets and Space*, **68**, doi:10.1186/s40623-016-0386-4.
- Nakajima, J., Hirose, F. and Hasegawa, A. (2009): Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: Effect of slab-slab contact and overlap on seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **114**, B08309.
- Nakamichi, H., Watanabe, H., Ohminato, T., Nakamichi, H., Watanabe, H. and Ohminato, T. (2007): Three-dimensional velocity structures of Mount Fuji and the South Fossa Magna, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, **112** (B3), B03310.
- Nakamura, H., Iwamori, H. and Kimura, J.-I. (2008): Geochemical evidence for enhanced fluid flux due to overlapping subducting plates. *Nature Geoscience*, **1**, 630.
- Narita, S., Murakami, M. and Tanaka, R. (2019): Quantitative relationship between plume emission and multiple deflations after the 2014 phreatic eruption at Ontake volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, **71**, doi:10.1186/s40623-019-1124-5.
- 日本地質学会 (2007): 日本地質学会国立公園地質リーフレット1 箱根火山. [Geological Society of Japan (2007): *Hakone Volcano: Geological Society of Japan National Park Geological Leaflet Series 1* (*Nihon Chishitsu Gakkai Kokuritsu Koen Chishitsu Rifuretto 1 Hakone Kazan*). (in Japanese)*]
- 日本大学文理学部・神奈川県温泉地学研究所・九州大学 (2019): 精密水準測量による箱根火山における上下変動 (2015–2018). 火山噴火予知連絡会会報, **132**, 132–135. [Faculty of Human Sciences, Nihon University, Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture and University of Kyushu (2019): Vertical deformation detected by precise leveling survey in Hakone volcano (2015–2018). *Report of Coordinating Committee for Prediction of Volcanic Eruptions*, **132**, 132–135. (in Japanese)]
- 農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会 (1986): 日本の地下水. 地球社, 1043p. [Editorial Board of “Groundwater in Japan”, Research Group for Groundwater of Japan (1986): *Groundwater in Japan* (*Nihon No Chikasui*). Chikyusha, 1043p. (in Japanese)*]
- 小川康雄・青山 裕・山本 希・筒井智樹・寺田暁彦・大倉敬宏・神田 径・小山崇夫・金子隆之・大湊隆雄・石崎泰男・吉本充宏・石峯康浩・野上健治・森俊哉・木川田喜一・片岡香子・松元高峰・上石 勲・山口 悟・伊藤陽一・常松佳恵 (2018): 2018 年草津白根山噴火に関する総合調査. 自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, **55**, 25–30. [Ogawa, Y., Aoyama, H., Yamamoto, M., Tsutsui, T., Terada, A., Ohkura, T., Kanda, W., Koyama, T., Kaneko, T., Ohminato, T., Ishizaki, Y., Yoshimoto, M., Ishimine, Y., Nogami, K., Mori, T., Kikawada, Y., Kataoka, K., Matsumoto, T., Kamiishi, I., Yamaguchi, S., Ito, Y. and Tsunematsu, K. (2018): Comprehensive survey on the 2018 eruption of Kusatsu-Shirane volcano. *Shizen Saigai Kagaku Sogo Shinpojiumu Koen Ronbunshu*, **55**, 25–30. (in Japanese)*]
- 大場 司 (2011): 熱水変質鉱物に富む火山噴出物—火山直下熱水系との関係, 噴火機構, 繰り返し様式. 地質学雑誌, **117**, 344–356. [Ohba, T. (2011): Hydrothermal mineral-bearing volcanic products: Relationships with subvolcanic hydrothermal systems, and styles and patterns of their formation. *Journal of the Geological Society of Japan*, **117**, 344–356. (in Japanese with English abstract)]
- Ohba, T., Daita, Y., Sawa, T., Taira, N. and Kakuage, Y. (2011): Coseismic changes in the chemical composition of volcanic gases from the Owakudani geothermal area on Hakone volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, **73**, 457–469.
- Ohba, T., Yaguchi, M., Nishino, K., Numanami, N., Daita, Y., Sukigara, C., Ito, M. and Tsunogai, U. (2019): Time variations in the chemical and isotopic composition of fumarolic gases at Hakone volcano, Honshu Island, Japan, over the earthquake swarm and eruption in 2015, interpreted by magma sealing model. *Earth, Planets and Space*, **71**, doi:10.1186/s40623-019-1027-5.
- 大沢信二・由佐悠紀・大山正雄 (2000): 噴出ガスの化学組成から得られる箱根火山の地熱情報. 温泉科学,

- 49, 151-161. [Ohsawa, S., Yusa, Y. and Oyama, M. (2000): Information of geothermal systems beneath Hakone volcano, Japan, obtained by chemical compositions of discharged gases. *Journal of the Balneological Society of Japan*, **49**, 151-161. (in Japanese with English abstract)]
- 大森房吉 (1917): 箱根山ノ鳴動ニ就キテ. 東洋学芸雑誌, **34**, 1-9. [Omori, F. (1917): On rumblings of Mt. Hakone. *Toyo Gakugei Zasshi*, **34**, 1-9. (in Japanese)*]
- Pruess, K. (1985): A quantitative model of vapor dominated geothermal reservoirs as heat pipes in fractured porous rock. *Geothermal Resources Council, Monograph on the Geysers Geothermal Field, Special Report Geothermal Resources Council Transactions*, **9**, 353-362.
- Pruess, K. and Narasimhan, T.N. (1982): On fluid reserves and the production of superheated steam from fractured, vapor-dominated geothermal reservoirs. *Journal of Geophysical Research*, **87**(B11), 9329.
- Roman, D.C. and Cashman, K.V. (2006): The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*, **34**, 457, doi:10.1130/G22269.1.
- Seki, K., Kanda, W., Mannen, K., Takakura, S., Koyama, T., Noguchi, R., Yukutake, Y., Ishikawa, M., Fukai, M., Harada, M. and Abe, Y. (2020): Imaging the source region of the 2015 phreatic eruption at Owakudani, Hakone Volcano, Japan, using high-density audio-frequency magnetotellurics. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2020GL091568.
- Shelly, D.R., Hill, D.P., Massin, F., Farrell, J., Smith, R. B. and Taira, T. (2013a): A fluid-driven earthquake swarm on the margin of the Yellowstone caldera. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, **118**, 4872-4886.
- Shelly, D.R., Moran, S.C. and Thelen, W.A. (2013b): Evidence for fluid-triggered slip in the 2009 Mount Rainier, Washington earthquake swarm. *Geophysical Research Letters*, **40**, 1506-1512.
- Shelly, D.R., Taira, T., Prejean, S.G., Hill, D.P. and Dreger, D.S. (2015): Fluid-faulting interactions: Fracture-mesh and fault-valve behavior in the February 2014 Mammoth Mountain, California, earthquake swarm. *Geophysical Research Letters*, **42**, 5803-5812.
- 篠原宏志 (2003): 地殻内流体の関与する化学現象. 野津賢治・清水 洋編: 地球化学講座 3 マントル・地殻の地球化学. 培風館, 271-295. [Shinohara, H. (2003): Chemical phenomena related to crustal fluid. in *Geochemical Seminar 3 Geochemistry of Mantle and Crust (Chikyu Kagaku Koza 3 Mantoru Chikaku No Chikyu Kagaku)* edited by Notsu, K. and Shimizu, H., Baifukan, 271-295. (in Japanese)*]
- Sibson, R.H. (1996): Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, **18**, 1031-1042.
- Symonds, R.B., Gerlach, T.M. and Reed, M.H. (2001): Magmatic gas scrubbing: Implications for volcano monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **108**, 303-341.
- 高橋正樹 (1995): 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. 火山, **40**, 33-42. [Takahashi, M. (1995): Large-volume felsic volcanism and crustal strain rate. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **40**, 33-42. (in Japanese with English abstract)]
- 高橋正樹・長井雅史・内藤昌平・中村直子 (1999): 箱根火山の形成史と広域テクトニクス場. 月刊地球, **21**, 437-445. [Takahashi, M., Nagai, M., Naito, S. and Nakamura, N. (1999): Formation history and regional tectonics of Hakone volcano. *Chikyu Monthly (Gekkan Chikyu)*, **21**, 437-445. (in Japanese)]
- 高須賀俊文・藤本光一郎・萬年一剛 (2015): 静岡県裾野市十里木の孔井試料に基づく富士山, 愛鷹山, 基盤の分布と岩石学的特徴. 日本地球惑星科学連合 2015 年大会講演予稿集, SVC45-P10. [Takasuka, T., Fujimoto, K. and Mannen, K. (2015): Subsurface geology of Mt. Fuji based on continuous cuttings from a borehole at Jyuriki, Susono City, Central Japan. *Japan Geoscience Union Meeting 2015 Abstract*, SVC45-P10.]
- 棚田俊收・本多 亮・原田昌武・行竹洋平・伊東 博 (2007): 神奈川県内およびその周辺における 2006 (平成 18) 年の地震活動. 神奈川県温泉地学研究所観測だより, **57**, 1-12. [Tanada, T., Honda, R., Harada, M., Yukutake, Y. and Ito, H. (2007): Seismic activity in and around Kanagawa prefecture in 2006. *Catfish Letters, Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **57**, 1-12. (in Japanese)*]
- 土屋美穂・萬年一剛・小林 淳・福岡孝昭 (2017): 箱根火山大涌谷テフラ群から見つかった 2 種類の火山ガラス—その給源火山と年代への制約. 火山, **62**, 23-30. [Tsuchiya, M., Mannen, K., Kobayashi, M. and Fukuoka, T. (2017): Two types of glass shards within the Owakidani Tephra Group Deposit, Hakone Volcano: Constraints on their sources and ages. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **62**, 23-30. (in Japanese with English abstract)]
- Tsuya, H. (1962): Geological and petrological studies of volcano Fuji (VI). 6. Geology of the volcano as observed in some borings on its flanks. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **40**, 767-804.
- 上杉 陽・米澤 宏・宮地直道・千葉達朗・肥田木 守・細田一仁・米澤まどか・由井将雄 (1992): 富士系火山泥流のテフラ層位. 関東の四紀, **17**, 3-33. [Uesugi, Y., Yonezawa, H., Miyaji, N., Chiba, T., Hidaki, M., Hosoda, K., Yonezawa, M. and Yui, M. (1992): Tephrostratigraphy of volcanoclastic flow deposits of Mt. Fuji. *Bulletin of the Association for Kanto Quaternary Research*, **17**, 3-33. (in Japanese)]
- 渡辺 寧 (2002): メッシュ構造. 地球科学, **56**, 305-307. [Watanabe, Y. (2002): Mesh structure. *Earth*

- Science*, **56**, 305–307. (in Japanese)]
- Weatherley, D.K. and Henley, R.W. (2013): Flash vaporization during earthquakes evidenced by gold deposits. *Nature Geoscience*, **6**, 294–298.
- 山口珠美・山下浩之・萬年一剛・小林 淳 (2021): 箱根火山の地質と形成史：最近の研究レビュー. 神奈川県立博物館調査研究報告自然科学, **16**, 137–160. [Yamaguchi, T., Yamashita, H., Mannen, K. and Kobayashi, M. (2021): Geology and eruptive history of Hakone volcano, central Japan: Reviewing two decades of progress. *Research Report of the Kanagawa Prefectural Museum, Natural History*, **16**, 137–160. (in Japanese with English abstract)]
- Yoshimura, R., Ogawa, Y., Yukutake, Y., Kanda, W., Komori, S., Hase, H., Goto, T., Honda, R., Harada, M., Yamazaki, T., Kamo, M., Kawasaki, S., Higa, T., Suzuki, T., Yasuda, Y., Tani, M. and Usui, Y. (2018): Resistivity characterisation of Hakone volcano, Central Japan, by three-dimensional magnetotelluric inversion. *Earth, Planets and Space*, **70**, doi:10.1186/s40623-018-0848-y.
- 行竹洋平・本多 亮 (2014): 神奈川県およびその周辺における 2013 (平成 25) 年の地震活動. 神奈川県温泉地学研究所観測だより, **64**, 121–122. [Yukutake, Y. and Honda, R. (2014): Seismic activity in and around Kanagawa prefecture in 2013. *Catfish Letters, Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture*, **64**, 121–122. (in Japanese)*]
- Yukutake, Y., Ito, H., Honda, R., Harada, M., Tanada, T. and Yoshida, A. (2011): Fluid-induced swarm earthquake sequence revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms in the 2009 activity at Hakone volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **116**, 1–13, doi:10.1029/2010JB008036.
- Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M., Arai, R. and Matsubara, M. (2015): A magma-hydrothermal system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**, 3293–3308.
- Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M., Doke, R., Saito, T., Ueno, T., Sakai, S. and Morita, Y. (2017): Analyzing the continuous volcanic tremors detected during the 2015 phreatic eruption of the Hakone volcano. *Earth, Planets and Space*, **69**, doi:10.1186/s40623-017-0751-y.
- Yukutake, Y., Ichihara, M. and Honda, R. (2018): Infrasonic wave accompanying a crack opening during the 2015 Hakone eruption. *Earth, Planets and Space*, **70**, doi:10.1186/s40623-018-0820-x.
- Yukutake, Y., Abe, Y. and Doke, R. (2019): Deep low-frequency earthquakes beneath the Hakone volcano, central Japan, and their relation to volcanic activity. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2019GL084357.
- Yukutake, Y., Abe, Y., Honda, R. and Sakai, S. (2021): Magma reservoir and magmatic feeding system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, doi: 10.1029/2020jb021236.
- * Title etc. translated by K.M.