総 説

ブルカノ式噴火の発生要因としての 火道浅部マグマの増圧過程

Pressurization processes of magmas in a shallow conduit
to cause vulcanian eruption

竹内 晋吾 (Shingo TAKEUCHI)*

奥村 聡 (Satoshi OKUMURA)**,**

山野井勇太 (Yuta YAMANOI)**

Vulcanian eruptions are relatively frequent eruptive phenomena in island arc volcanism. The high frequency provides us many opportunities to observe the eruptive behavior and to sample the erupted materials. Vulcanian activity of the Sakurajima volcano located at southern Kyushu in Japan has continued since 1955 and been precisely monitored by Sakurajima Volcano Observatory. Therefore, the vulcanian eruptions of Sakurajima volcano can be a common, interesting target to study the eruptive behavior from the various viewpoints of material analysis, geophysical observation and numerical modeling. Recently, many researchers have focused on pressurization processes of magmas in shallow conduits to cause vulcanian eruptions. In this paper, we review several studies on observations and models of generation of excess pressure in shallow conduit magmas just before vulcanian eruptions. We evaluate the possibility of pressurization processes by dehydration-induced crystallization and buoyancy of vesicular conduit magmas. The results of this study indicate that the dehydration-induced crystallization is not effective for excess pressure generation, if crystallizing magma in shallow conduit contains a significant amount of exsolved gas phase. Instead, excess pressure can be generated in a shallow conduit by buoyancy of vesicular conduit magma, when partially solidified magma at the vent of conduit prevents magma ascent and the conduit is filled with vesicular magmas from magma chamber located at ca. 3 km depth to the shallow conduit.

Keywords: Vulcanian eruption, Sakurajima volcano, Excess pressure in shallow conduit magmas, Dehydration-induced crystallization, Buoyancy of vesicular magma

1. はじめに

ブルカノ式噴火は、プリニー式噴火に比べれば小規模で比較的安全に観測が行え、かつ高頻度の噴火現象であるがゆえ、地球物理学的観測研究が比較的豊富にある。例えば1955年以来、ブルカノ式噴火が断続的に発生している桜島では、非常に高精度な地球物理学的観測研究が行なわれている。その一方で、ブルカノ式噴火の発生メカニズム

をターゲットとした物質科学的研究は多くはない。ブルカノ式噴火を引き起こしているマグマの実体に対して物質科学からの具体的イメージを持ち込み、噴火メカニズムの理解をより精密化していくために、桜島を対象として筆者らは研究をすすめている。特に、ブルカノ式噴火の発生を左右すると思われる爆発直前の増圧過程の理解を目指し研究を行っている。

ブルカノ式噴火の研究は、爆発の地球物理学的観測や

(平成 18 年 2 月 17 日受付, 平成 18 年 4 月 24 日受理)

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門, 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

** 大阪大学大学院理学研究科宇宙地球科学専攻, 〒560-0043 豊中市待兼山町 1-1

*** 東北大学大学院理学研究科地学専攻, 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉

* AIST, Geological Survey of Japan, Higashi 1-1-1 Central 7, Tsukuba-si, Ibaraki 305-8567, Japan E-mail: s-takeuchi@aist.go.jp

** Graduate School of Science, Department of Earth and Space Science, Osaka University, Machikaneyama-cho 1-1, Toyonaka-si, Osaka 560-0043, Japan E-mail: yuta@ess.sci.osaka-u.ac.jp

*** Present address: Institute of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan E-mail: sokumura@mail.tains.tohoku.ac.jp

物理的モデル化が先行的に進められてきている。そして1993～95年のGaleras噴火や1995～99年のSoufriere Hills噴火を契機として、ブルカノ式噴火を対象とした研究が90年代後半から盛り上がりを見せている。その中で特徴的なのは“火道浅部でのマグマの結晶化と増圧”の観点からブルカノ式噴火の発生直前に起こる増圧過程が検討され始めていることである。結晶化という物質科学を中心に研究されてきた概念が導入された結果、ブルカノ式噴火直前の増圧過程は、地球物理観測・物質科学・理論モデルの融合を模索しやすいテーマの一つとなりつつある。

以下では、ブルカノ式噴火の一般的特徴や桜島での活動形態について簡単に述べた後に、ブルカノ式噴火直前の増圧過程に関する地球物理学的観測・物質科学的観測・増圧のモデルについてそれぞれ代表的な研究例を紹介し、今後の展望を述べる。

II. ブルカノ式噴火とは

1. ブルカノ式噴火のスケール

ブルカノ式噴火は、突発的な爆発の後に、噴煙を伴って火砕物が放出され、比較的短時間(秒から分)に噴火が終了するものを指す。ブルカノ式噴火を特徴付ける表面現象として衝撃波の発生・火山弾の放出・噴煙の発生・細粒火山灰の降下がある(Morrissey and Mastin, 2000)。

桜島火山では、このようなブルカノ式噴火による爆発が1955～1999年の間に7400回も発生している(石原, 2000)。なお桜島では基準値より大きな空震を伴う火山物質の噴出を行った場合に“爆発”と呼び、大きな空震を伴わない火山物質の噴出を“噴火”と呼んでいる。高山・石原(1998)によると、特に爆発回数が多かったのは1974年で500回近い記録がある。一方で、1971年に起こった爆発の回数は数10回である。このように年によって桜島では爆発の頻度は大きく変動する。Soufriere Hills火山や雲

仙火山で観察されたように溶岩ドーム噴火の際にも、ブルカノ式噴火が起こる(Robertson *et al.*, 1998; Nakada *et al.*, 1999)。ブルカノ式噴火の噴火規模はプリニー式噴火に比べて桁で小さい。プリニー式噴火の一回の噴出量は $10^{11} \sim 10^{15}$ kg (Carey and Sigurdsson, 1989)であるのに対し、一回のブルカノ式噴火による噴出量はSoufriere Hills火山で1996年9月17日に起こった比較的大きい爆発でさえ $10^5 \sim 10^7$ kg程度(Robertson *et al.*, 1998)である。桜島では、Ishihara (1990)のまとめによると月あたり 10^9 kg程度の降灰量が観測されている。この間、月あたり4～40回の爆発が発生している。ただし火山灰の放出量は爆発のときに最も多いわけではなく、むしろ爆発を伴わない連続噴煙が長く続くとなくなる(小林, 1986)。

2. 桜島に於けるブルカノ式爆発までの推移

桜島火山では、1955年以来、現在までブルカノ式噴火が断続的に続いていて、詳細な地球物理学的な観測が行われている(e.g., Ishihara, 1985; Ishihara, 1990; 井口, 2000; 石原, 2000)。ブルカノ式噴火は、地下3～4 kmに存在するマグマだまりに由来する安山岩質マグマが引き起こしていると考えられている(Ishihara, 1990)。これまでの研究により、ブルカノ式爆発が起こるまでの典型的な推移が井口(2000)により示されている(Fig. 1)。

まず、ブルカノ式噴火に先立って、山体の南西部のやや深い場所で、断層運動に起因し、P波およびS波が明瞭なA型地震が発生し、その震源が次第に浅くなる。その後、震源が火口直下に移動し、1 kmよりも浅い場所で、S波が不明瞭かつ比較的低周波数(1～3 Hz)のBL型地震が群発する(Fig. 1b)。BL型地震の群発時には、マグマが火山弾・火山灰・火山ガスとして火口から溢れ出しているような比較的穏やかなタイプの噴火が起こる(石原・井口, 1989)。BL型地震はやがてC型微動と呼ばれる火山性微動へと遷移し、噴火活動も一旦沈静化する(Fig. 1c)。C型微動は、

Fig. 1. Schematic illustrations of typical geophysical and surface observations before the vulcanian eruption at Sakurajima volcano, after Iguchi (2000).

スペクトルの性質から火山ガスで満たされた空洞の振動によって発生すると推定され(加茂ら, 1977), このステージにおいて固結した溶岩などで火道浅部に栓がされることによって, その直下にガス溜まりが形成されると考えられている。空中写真からは, 直径が10~250 mの溶岩ドームあるいは溶岩プールが火口底に形成されているのが確認されており(高山・石原, 1998), それが火道内のガスやマグマの上昇を妨げる栓として働いている可能性が提案されている(Fig. 1d)(Ishihara, 1985)。BL型地震からC型微動に移行した後, 1日から数日で爆発的なブルカノ式噴火が発生する(井口, 2000)。噴火の数分~10時間前に, 火口の地盤が隆起・膨張する地殻変動が観測される(Fig. 1d)。この変動は火口直下3~6 kmで起こっている圧力増加によって引き起こされていると考えられている(Ishihara, 1990)。そして, 深さ2 km付近で爆発地震が起こり(Fig. 1e), その1.1~1.5秒後に高压ガス溜まりの破裂によって火口底で爆発が起こる(Fig. 1f)。爆発に伴い衝撃波が発生し, その後に火山弾や火山灰, 時には軽石が放出される(石原, 2000)。また, 爆発的噴火はその後にはしばしば火山灰が連続的に放出される連続噴煙活動に移行することがあり, 噴煙活動に伴い火山性微動が発生する(野上ら, 2004)。また後述するように, 火道浅部の収縮を示すステップ状の歪変化が爆発と同時に観測される(Ishihara, 1990)。

III. 火道浅部マグマの過剰圧

桜島で考えられたような火道浅部でのガスを含んだ高压力源の破裂は, ブルカノ式爆発の普遍的イメージといえる。ブルカノ式噴火の物理モデル(Self *et al.*, 1979; Turcotte *et al.*, 1990; Woods, 1995)でも, 火道の最上部に“栓”を想定し, それが瞬間的に壊れることによって起こる爆発をモデル化している。栓の直下の空間を占めているのはガスのみ(Self *et al.*, 1979; Turcotte *et al.*, 1990)やマグマとガスの混合物(Woods, 1995)が考えられている。いずれにせよ, 火道浅部にあるマグマがどのようにして増圧するのか, またその大きさはどれくらいかを明らかにしていくことが, ブルカノ式噴火の発生メカニズムの中での本質的問題の一つであり, 後述するような様々な研究が行われている。

増圧過程に関する研究の多くは, マグマの圧力から地殻静水圧を引いた圧力として過剰圧を定義し, 過剰圧の大きさが母岩を引張り破壊を引き起こす臨界値に達するかどうかを議論する(例えばStix *et al.*, 1997)。臨界過剰圧の大きさはTait *et al.* (1989)のモデルを基に, 最大でも20 MPa程度と考えられている。

1. 地殻変動観測による火道浅部マグマの過剰圧の推定

火道浅部でのマグマの増圧をとらえる手法としては地殻変動観測が最も直接的であろう。浅い圧力源を検出するには火口に近接した位置に観測点を置く必要があるが,

火口に近接した場所への観測点の設置には様々な困難が伴うため, 地殻変動によって直接的に火道浅部マグマの過剰圧の発生が定量的にとらえられた事例は多くはない。

Ishihara (1990) は, 桜島において爆発とほぼ同じ発生時刻に火道浅部での収縮を示唆するステップ状の歪み変化を観測した。伸縮計によって火口方向では伸びを, それに直行する成分では縮みとなる変化が観測された。Mogi モデルによる解析の結果, これらの変化は山頂の地下500 m以浅にあるガス溜まりの破裂による急激な圧力の減少として理解されている。それ故, ガス溜まりの破裂に先立って, 火道浅部ではガス溜まりの生成に伴う増圧が起こっていると予想されている。また, 火道浅部の増圧に関して今よりも高精度な観測を行なうためには, 火口により近接した場所に観測点が必要であることが指摘されている(石原, 2000)。現在の観測点は火口から3 kmの場所にあり, 1 kmよりも浅い場所にある圧力源の変動を精密にとらえることは難しい。

Soufriere Hills 火山では, 1995~99年に起こった活動のうち, 溶岩ドーム噴火が卓越していた1997年までの期間に火口近傍での地殻変動観測が行われた。Voight *et al.* (1999) は溶岩ドーム近く(溶岩ドームからの水平距離750 m以内)に設置された傾斜計での観測によってとらえた変動を半無限媒質内の有限長の線圧源(火道)によるモデルで検討した。その結果, 圧力源となる火道の上端の深さが溶岩ドームの基底から270 mの深さ(半無限弾性媒質の表面を仮定したドーム頂上から400 mの深さ)にあると見積もった。さらに火道半径を15 mと仮定した場合には, 膨張源の増圧量は上限値として60 MPaと見積られた。この値が, 爆発による放出物の速度から推定された爆発圧力(27.5 MPa; Robertson *et al.*, 1998)に比べて大きい理由は, 半無限遠媒質モデルからの幾何学的なズレや媒質の不均質性に由来すると彼らは述べている。

Soufriere Hills 火山では上記の観測が行われた後にブルカノ式噴火による爆発的活動が引き続いた。はじめの3回の爆発を記録した時点で傾斜計は破壊されてしまい, それ以後の爆発期における傾斜変動は観測できていない(Druitt *et al.*, 2002)。それら爆発の原因として, ドーム噴火期の観測でとらえられた火道浅部の増圧が考えられている(Formenti *et al.*, 2003)。

2. 爆発圧力の観測に基づく火道浅部の過剰圧の推定

地殻変動観測とは別の方法として, 爆発直前の圧力源の圧力(爆発圧力)の観測に基づく過剰圧の推定が行われている。この手法では, 噴出物の放出速度の観測や噴出物の含水量の分析から爆発圧力を見積もり(Table 1), 別な手法によって推定された噴出物の由来する深さでの地殻静水圧と比較し, 間接的に過剰圧を推定している。

(1) 噴出速度観測に基づく爆発圧力の見積もり

桜島のブルカノ式噴火では, 火山弾の弾道放出の観測から爆発時の圧力が見積られている(Ishihara, 1985; Table 1)。この方法では, 夜間に起こったブルカノ式噴火を長時

Table 1. Estimation of explosion pressure of vulcanian eruptions

Volcano	Eruption Year, Date, Time	Pressure (MPa)	Source data		Ref.
Sakurajima	1982, Jun. 8, 22:33	20	135 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1985)
	1982, Jul. 23, 03:20	16	119 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1985)
	1982, Aug. 7, 21:00	14	112 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1985)
	1982, Nov. 1, 22:20	27	157 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1985)
	1983, Jan. 10, 19:14	20	135 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1985)
	1983, Feb. 12, 23:40	21	139 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1985)
	1986, Apr. 16, 05:37	49	210 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1990)
	1986, Nov. 23, 16:02	63	240 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1990)
	1987, Nov. 17, 20:56	49	210 m/s	Exit velocity of bomb	Ishihara (1990)
	1975, Oct. 30, 02:39	30–45	1.8–2.2 wt %	Water in matrix glass	This study
Soufriere Hills	1997	5–15	55–75 vol%	Vesicularity	Druitt <i>et al.</i> (2002)
	1997	1.1–3.7	0.3–0.6 wt%	Water in matrix glass	Harford <i>et al.</i> (2003)
	1996, Sep. 17	20	1.6 wt%	Water in matrix glass	Harford <i>et al.</i> (2003)
	1996, Sep. 17	27.5	180 m/s	Exit velocity of bomb	Robertson <i>et al.</i> (1998)
	1997, Oct. 6, 17:45 1st	2	38–44 m/s	Exit velocity of jet	Formenti <i>et al.</i> (2003)
	1997, Oct. 6, 17:45 2nd	2–10	50–112 m/s	Exit velocity of jet	Formenti <i>et al.</i> (2003)
	1997, Oct. 7, 16:03 1st	2–3	41–57 m/s	Exit velocity of jet	Formenti <i>et al.</i> (2003)
	1997, Oct. 7, 16:03 2nd	5–11	86–116 m/s	Exit velocity of jet	Formenti <i>et al.</i> (2003)
	1997, Oct. 9, 17:32 1st	2–9	46–103 m/s	Exit velocity of jet	Formenti <i>et al.</i> (2003)
	1997, Oct. 9, 17:32 2nd	13–16	127–143 m/s	Exit velocity of jet	Formenti <i>et al.</i> (2003)
Pinatubo	1991, preclimactic	7.9–15.4	1.3–1.6 wt%	Water in matrix glass	Hammer <i>et al.</i> (1999)

間露出で写真撮影し、画像に残った火山弾の飛跡から火山弾の射出角と射出初速度が求められた。そして、各爆発での火山弾放出の射出角と初速度の関係から垂直に放出された場合の最大初速度が見積もられ、その最大初速度からベルヌーイの式によるエネルギー保存を基に爆発直前のガス溜まりの圧力が見積もられた。火山弾の弾道は放物線近似された。厳密には、空気抵抗など考えると弾道は放物線にはならないが、井口ら (1983) では放物運動から大きく外れない条件の火山弾 (直径 1 m 以上、1 km 以内の範囲に落下したもの) に限って解析を行っている。射出角と初速度の大きさの関係からは、垂直に放出された火山弾が最大の初速度を持ち、射出角が 63 度のものが水平方向に最も遠くまで飛ぶことが明らかにされている。火山弾の密度を 2200 kg/m^3 と仮定した場合、初速度 $110 \sim 160 \text{ m/s}$ に対して $13 \sim 27 \text{ MPa}$ という爆発圧力が桜島のブルカノ式噴火から見積もられている。

爆発圧力は過剰圧と地殻静水圧の和である。そこで噴出物がどの程度の深さから噴出するかを合わせて考察することにより過剰圧がおおよそ見積もられる。例えば地殻変動からは爆発と同時に 500 m よりも浅い場所を圧力源とする急激な収縮が起こるとされている (Ishihara, 1990)。噴出物を噴出したことによってこの深さでの収縮が起こったとすると、火山弾がこの圧力源の深さに由来したとおおよそ仮定できる。山体を造っている岩石の密度

を $2100 \sim 2600 \text{ kg/m}^3$ と仮定すると地下 500 m の深さの地殻静水圧は $10 \sim 13 \text{ MPa}$ 程度である。それゆえ、500 m の深さに圧力源が存在していて、そこから $13 \sim 27 \text{ MPa}$ の圧力で爆発が起こったならば、圧力源は数 MPa 以上の過剰圧を持っていたことになる。

噴出物の噴出速度の観測に基づく爆発圧力と過剰圧の見積もり例としては、爆発直後に噴出されるジェットのモデル化による見積もり例もある (Formenti *et al.*, 2003; Table 1)。

(2) 噴出物の分析に基づく爆発圧力の見積もり

Harford *et al.* (2003) は Soufriere Hills 火山のブルカノ式噴火の噴出物の含水量測定から爆発圧力を推定した。彼らは、噴出した軽石は爆発・破碎後に速やかに急冷されると仮定し、急冷によって石基ガラス中に閉じ込められた水の量を測定し、メルトへの水の溶解度則と比較することで爆発圧力 (正確には急冷圧力) を計算した。その結果、爆発直前の圧力は $1.1 \sim 3.7 \text{ MPa}$ と見積もられた。一方、1996 年の比較的大きなブルカノ式噴火で噴出した火山弾からは同様の方法で 20 MPa の圧力が見積られた (Table 1)。

本研究も同じように軽石の石基ガラスの含水量から桜島のブルカノ式噴火に対して爆発圧力を見積った結果、およそ 45 MPa であった。Soufriere Hills 火山と比較すると大きな値であるものの、桜島の火山弾の弾道解析からの結果とは比較的近い値である (Table 1)。

Druitt *et al.* (2002) は爆発によって噴出した軽石の発泡度が爆発時の圧力を記憶したまま急冷されていると考え、爆発圧力を見積った。マグマ溜まりでの初期含水量は既知であるので、閉鎖系を仮定することにより初期含水量を基にしてマグマを減圧した時の圧力に対する発泡度が水の溶解度則に基づき計算できる。その関係を実際の軽石の発泡度に当てはめ、見積られた爆発圧力は 5~15 MPa であった。さらに彼らは以下のように過剰圧を推定している。まず、一回の爆発で噴出されるマグマの体積とおおよその火道のスケールから、一回の爆発で 500 m の深さまでの火道内のマグマが放出されることを仮定する。そして、一回の爆発における噴出物の大半は軽石で、火道を塞ぐ栓に相当すると考えられる緻密な岩片の量はおよそ 5% 以下であることから、栓の厚さを 25 m (500 m の 5%) とした。25 m の厚さの栓の荷重によって発生する圧力は 1 MPa 程度なので、爆発圧力との比較により栓の下に存在していたマグマは数 MPa 以上の過剰圧を持っていたと推定した。しかしながら噴火過程で起こる脱ガスによってマグマからガスが抜けてしまう効果や、爆発時にマグマの破碎が起って軽石が急冷されるまでの間に減圧膨張する可能性を考えると、発泡度からの爆発圧力の見積もりは必ずしも精度の高いものではない。

IV. 過剰圧の発生モデル

これまでに、火道浅部でのマグマ増圧の原因の一つとして、マグマの結晶化に伴う発泡が提案されている (Sparks, 1997; Stix *et al.*, 1997)。また、火口を塞ぐ溶岩ドームなどによりマグマの上昇が強制的に止められることで、発泡したマグマの浮力が原因となって火道浅部のマグマが増圧する可能性も提案されている (Melnik and Sparks, 1999; 本研究)。

1. 結晶化に伴う発泡による増圧

深さ数 km 以深のマグマ溜まり条件にマグマがあるとき、多くの場合、その温度・圧力・含水量条件でメルトと結晶 (斑晶) が共存している。そのようなマグマがより浅部へと上昇し減圧された場合、それまでメルトに溶け込み、ソリダスの低下を引き起こしていた水がメルトから気泡へと脱水する。その結果、温度の低下が無くとも減圧後のマグマでは“脱水による結晶化”が起こりえる。

結晶化による増圧は、閉じた空間にあるマグマの中での結晶化によって揮発性成分が残りのメルトへ濃集し、玉突き的に揮発性成分が気泡へ析出し、マグマ全体が膨張しようとすることで起こる。Stix *et al.* (1997) は、Tait *et al.* (1989) のマグマ溜まりを想定した結晶化発泡増圧モデルを比較的浅い場所にあるマグマの結晶化による増圧過程に応用した。このモデルでは無限弾性媒質内に球状のマグマ溜まりを仮定し、周辺の母岩の弾性や液相・固相の弾性、ガスの圧縮性を考慮して結晶化発泡による増圧が計算されている。各相の割合はマスバランス計算のみによって計算される。Stix *et al.* (1997) は、いくつかの深さに相当

Fig. 2. Excess pressure generated by groundmass crystallization in a shallow magma pocket. Bold and thin lines represent the excess pressure for magmas with initial vesicularity of 65 and 0 vol%, respectively. Dotted lines indicate the excess pressures at crystal content of 56 vol%

する初期圧力で、初期発泡度を 1 vol% とした場合、実際の噴出物からも観察される 7 wt% 程度のメルト結晶化によって数~15 MPa の増圧が期待できることを示した。そして、Galeras 噴火での爆発の原因として結晶化による火道浅部の増圧を提案した。

ここで、Stix *et al.* (1997) が行ったモデル計算には二つの重要な仮定がある。一つは、浅い場所に存在するマグマが完全に閉じた球状の空間の中にあるという仮定である。実際の火道の場合は、より深部にあるマグマ溜まりと連結している可能性を考えると、浅い場所のマグマは完全に閉じた空間に閉じ込められているのではなく、火道の下方には比較的動きやすい状況がありうる。その場合には、結晶化による増圧が起ころうとしてもマグマが下方に膨張可能であるため、発生する過剰圧はより小さくなるだろう。また二つ目は、マグマの初期発泡度が低い状態からの結晶化を仮定していることである。実際のマグマの場合、析出した気相がマグマの外へと逃げてしまう脱ガスが起こっていないと浅い場所に上昇した時点で相当量の気泡を含んでいることになる。例えば Figure 2 は初期発泡度が高い条件を仮定して桜島のマグマについて行った結晶化発泡増圧過程の計算結果である。この計算では、同じく Tait *et al.* (1989) のモデルを用いて、36 vol% の斑晶を含む 1030 °C の安山岩質マグマが 500 m の深さまで上昇した後に一旦定置し、結晶化することを想定した。初期圧力として、500 m の深さでの地殻静水圧に相当する 10 MPa を仮定した。マグマが脱ガスせずに火道を上昇した場合、火道浅部 (10 MPa) で結晶化を始める時点で、マグマの初期発泡度は約 65 vol% である。また、マグマ中のガスが脱ガスによって失われた場合の極端な条件として初期発泡度 0 vol% の場合についても計算を行った。計算結果から、実際に桜島のマグマで観察されている 13~20 vol% の石基結晶化によって発生する過剰圧は、初期発泡度が 65 vol% のマグマでは 1 MPa、0 vol% のマグマでは 9 MPa 程度と見積

られる (Fig. 2)。重要な点は、初期発泡度が高い場合にはガスの圧縮性によって増圧が緩和され、気泡を含まない場合に比べ、結晶化による増圧が起こりにくいということである。つまり、火道浅部でのマグマの結晶化による大きな増圧は、脱ガスが著しく進行し発泡度が大きく下がった状態に限られる。

2. 火道浅部でのマグマの粘性増大 1: マグマ溜まり過剰圧の伝播

Sparks (1997) は脱水によるメルト粘性の増大を考慮し溶岩ドーム噴火の火道流れをモデル化した。減圧による脱水によって、火道極浅部でのマグマの粘性が劇的に増大する“マグマの硬化”が起こる。硬化したマグマはあたかも火道を塞ぐ“栓”のように振舞うために、火道中のマグマ上昇が妨げられ、火道浅部のマグマが増圧する。Sparks (1997) では、火道極浅部のマグマの硬化によってマグマ溜まりがもっている過剰圧が、硬化領域の下の方火道浅部にまで伝わることを示されている。この計算の場合には、火道はいずれの深さでも同程度の過剰圧を持った状態になる。またこのモデルは火道マグマの発泡の効果が考慮されていないためマグマ溜まりが過剰圧をもっていない場合には、火道内でも過剰圧は発生しない。

3. 火道浅部でのマグマの粘性増大 2: 火道マグマの浮力による過剰圧の発生

Melnik and Sparks (1999) は脱水による粘性の増大だけでなく、発泡や浸透的な脱ガスの効果も考慮して、溶岩ドーム噴火の火道流れを定常流としてモデル化した。Soufriere Hills 火山のマグマ条件について行われた火道内の過剰圧分布に関する計算の結果を Figure 3 に示す。Sparks (1997) と違って、マグマ溜まりが過剰圧を持っていないとしても、発泡した火道マグマの浮力によって火道浅部に

Fig. 3. Variation of excess pressure in a conduit flow of lava dome extrusion (Reprinted by permission from Nature, Vol. 402, 37–41, 1999. Copyright: Nature Publishing Group). Curves are shown for values of the permeability coefficient k_0 from values of 0 to 100.

過剰圧が発生することが示されている。また k_0 の値の違いはマグマの浸透性の違いを表している。垂直方向に浸透的な脱ガスが活発に起こり、マグマ中のガスが抜けやすい場合 (k_0 の値が大きい場合) には、火道マグマの浮力が小さくなり、火道浅部の過剰圧の大きさも小さくなるという関係になる。

桜島のマグマについても、岩石学的に推定したマグマの発泡度と圧力の関係を使って、火道の出口が栓でふさがれた場合に火道マグマ全体の浮力によって発生する火道浅部の過剰圧を見積った (Fig. 4)。Melnik and Sparks (1999) のモデルでは、粘性が増大して極度に流れにくくなったマグマを考えたのに対し、この計算では完全に硬化して全く動かない“栓”を火道出口に仮定し、完全に上昇運動が停止した条件での計算が行われた。この場合、火道マグマの圧力分布はマグマにかかる重力のみによって決まる。この計算では、火道の入口であるマグマ溜まりの頂部でマグマの圧力はマグマ溜まりの深さに相当する地殻静水圧と等しいと仮定し、その圧力から火道マグマの加重の分を差し引いていくことによって、火道内マグマの深さ方向の圧力分布を求めている。深さが浅くなって、圧力が減少するとともにマグマは発泡し、マグマの密度も減少し、差し引かれる加重も小さくなる。この計算では、Melnik and Sparks (1999) が考えた浸透的な脱ガスの効果はモデルに含まれていない。計算結果 (Figure 4 の no gas chamber) は

Fig. 4. Variation of excess pressure in a conduit, assuming that a conduit plug at 0 m depth prevents ascent of vesicular magma from magma chamber at 3 km depth. Allows with 500, 100 and 50 m indicate the variation curves assuming that a gas chamber with the vertical length of 500, 100 and 50 m, respectively, exists at the top of conduit. All the variation curves overlap up to -500 m depth. The variation curves for the vertical length of 500, 100 and 50 m bifurcates at -500, -100 and -50 m depth, respectively.

浮力による過剰圧の蓄積によって、栓の直下に相当する深さ 0 m では、9 MPa の過剰圧をマグマは持つことを示している。各深さでの地殻の圧力を計算するに当たり、桜島の浅部地殻の密度を 2100 kg/m^3 と仮定した。地殻密度を 2600 kg/m^3 と仮定した場合には、栓の直下には 15 MPa の過剰圧が発生する。また、500 m 以浅の火道浅部でのマグマの圧力 (Figure 4 に地殻静水圧を足した圧力) は、10~15 MPa となり火山弾の放出速度から推測される圧力 (10~27 MPa: Ishihara, 1985) と調和的である。

これまでの桜島の噴火モデルの中では火道最上部、栓の直下に“ガス溜まり”の存在が考えられている (Ishihara, 1985)。もし栓の直下に完全にガスで占められているガス溜まりが形成されていた場合には、ガスは発泡したマグマに比べ密度が小さいために付加的な浮力が発生しうる。栓の直下のガス溜まりを考慮して過剰圧を計算した結果を Figure 4 に示す。Figure 4 の 50~500 m の長さは仮定したガス溜まりの垂直スケールを表している。ガス溜まりが存在しない場合の曲線 (no gas chamber) から、それぞれの直線が分岐した深さが、それぞれの垂直スケールを持ったガス溜まりの底 (ガスとマグマの境界面) に相当する。ガス溜まりが垂直方向に 50 m のスケールをもっていた場合に栓の直下に生じる過剰圧の大きさは、ガス溜まりが存在しない場合 (no gas chamber) に比べて 0.4 MPa 大きいだけに過ぎない。ガス溜まりの存在によって 1~5 MPa の過剰圧を生じさせるためには、ガス溜まりの垂直方向のスケールが 100~500 m 程度必要である。

爆発前の 1~数日のタイムスケールで、100~500 m の垂直スケールを持つガス溜まりが形成しうるかどうかについては、火道内のマグマからガス溜まりへのガスの供給と、ガス溜まりから母岩へのガスの散逸のモデル化に基づいて、今後、検証する必要があるだろう。ガス溜まりは爆発時の衝撃波や噴煙の発生には大きな役割を果たしているが、もし 100~500 m スケールよりも小さなガス溜まりしか形成されない場合、爆発を引き起こすための過剰圧発生は発泡した火道マグマの浮力に起因することになる。この場合、マグマ中の気泡一つ一つにガスが保持されることで、母岩へのガスの散逸を防ぎ、火道マグマの浮力は保持される。いずれにせよ、過剰圧発生の主要因を検証するためには、マグマと母岩・溶岩栓のガス浸透性の相対的關係が重要となる。最近行われ始めている減圧発泡実験に基づく発泡マグマのガス浸透率測定 (Takeuchi *et al.*, 2005) は、このような過剰圧発生の可能性を検証するために必要な基礎データを与えるだろう。

V. 結晶化の可能性

前述した過剰圧発生モデルでは、マグマの脱水による結晶化が重要な役割を果たしている。結晶化発泡増圧モデルでは結晶化自体が増圧を駆動している。また発泡した火道マグマの浮力による増圧モデルにおいても、火道極浅部に存在する栓を形成する要因として結晶化が重要と

なる。なぜならば、脱水の結果起こる結晶化はマグマの硬化 (固結) をいっそう促進するからである。そのため結晶化のタイムスケールが、ブルカノ式噴火の休止期間などのタイムスケールを支配する可能性がある。

脱水による石基の結晶化がどのようなタイムスケールで起こるのかに関してはいくつかの研究がある。一つは Hammer *et al.* (1999) による天然の噴出物からの推定である。Hammer *et al.* (1999) は、Pinatubo 火山の 1991 年の最盛期噴火の前に起こったブルカノ式噴火的な断続的な爆発によって噴出された軽石の石基結晶度と爆発と爆発の間の休止期間の長さとの関係を調べた。そして、その結果から休止期間の長さと石基の最大結晶度の間に正の相関を見出し、メルトの結晶化が 28~262 分の休止期間の間に進行していることを示した。

脱水による結晶化が比較的短いタイムスケールで生じることが実験的にも調べられている。Couch *et al.* (2003) は、Soufriere Hills 噴火の石基組成を持つ出発物質について減圧実験をおこない、脱水による結晶化過程を速度論的に調べた。減圧様式として、減圧の最終圧力まで瞬間的に減圧してその後比較的長い時間保持した実験 (SDE: Single Decompression Experiments) と、目標圧力まで時間をかけて 8 段階に減圧した実験 (MDE: Multiple Decompression Experiments) の二つを行った。SDE 実験では、いずれの最終圧力でも最初の 10 時間程度の間には 1 時間当たり 1~10 wt% の結晶化速度を持つ。最終圧力が 30 MPa では最も結晶化が進み、24 時間で 50 wt% 近くに達する。50 MPa を最終圧力とした MDE 実験では、平均減圧速度が最も早い場合でも 8 時間で 15 wt% の結晶が生じている。

結晶化の速度は、それぞれの噴火におけるマグマの性質の違いによって異なると考えられるが、現時点で報告されている例から判断して、結晶化はブルカノ式噴火におけるイベントのタイムスケールの中で十分に起こりえる現象であるだろう。

VI. 観測・理論・物質科学などの異なる研究手法間の関係について

1. 過剰圧観測の今後

今まで述べてきたようにブルカノ式噴火直前の増圧過程は、様々な手法で研究することのできる現象である。より精密な過剰圧の観測に向けて決め手になるのは、やはり精密な地殻変動観測であると考えられる。またその他の手法でも過剰圧を意識した観測や分析を行い、火道浅部マグマの過剰圧を多角的にとらえていくことは今後も重要であろう。

物質科学的に爆発圧力 (急冷圧力) をより詳細に調べていくことは短期的なテーマである。様々な噴火様式 (爆発・連続噴煙) で噴出した様々な噴出物 (火山灰・軽石・火山弾) の急冷圧力の違い、年月日の異なる爆発の爆発圧力の違いを噴火推移の全体の中で比較していくことが、今後重要である。

2. 浮力モデルの桜島の活動における位置付け

桜島における火道浅部マグマの増圧の要因は、前述のような検討から火道マグマによる浮力が最大の要因であると筆者らは考えている。この考えは桜島で観察されている爆発までの推移の中に調和的に組み込むことが出来る。典型的な推移の中では、爆発を起こす前に一旦、火山灰の放出や溶岩ドームの噴出が穏やかに行われるステージがある (Fig. 1b)。このステージでは、開いた火口を通じ上昇運動を妨げられずにマグマが噴出するため、粘性摩擦による圧力消費によって地表に噴出するまでにマグマが十分に減圧されていると考えられる。その結果、火道浅部マグマには大きな過剰圧は発生せず、噴火は爆発を伴わない穏やかな形態になると考えることが出来る。一方、その後のステージで栓が形成され火口が閉塞した場合には、栓の妨害によりマグマの上昇運動が妨げられるため、粘性摩擦による圧力消費が起こらず、発泡した火道マグマ全体の浮力が過剰圧となって火道浅部マグマにかかる。その結果、より圧力の高い、過剰圧を持ったマグマが比較的浅い場所に存在する状態になる。過剰圧が小さい間は栓の変形によって過剰圧は支えられる。そして栓の強度によって制約される臨界圧力に過剰圧が達したら、火道の栓が破壊し、爆発的な噴火が引き起こされるというシナリオが考えうる。

しかしながら、これまで述べてきた増圧モデルには時間発展が入っていない。例えば桜島で観測されている爆発までに存在するタイムスケールが何によって決まっているのかを時間発展を含む増圧モデルを基に検討することが大きな課題である。

3. 火山性地震の成因に関する物質科学的検討

桜島で観測されているような様々な地震 (特に B 型地震や爆発地震) の成因を理解するために、マグマがそれぞれの深さ (圧力) でどんな内部構造 (結晶度・発泡度など) や物性 (粘性・ガス浸透性) を持ち、それらがどの程度のタイムスケールで変化していくのかを実験などで明らかにすることで、物質科学からマグマのより具体的なイメージを火山地震学に提供していくことは、今後重要である。

VII. ま と め

本論では、ブルカノ式噴火直前の過剰圧の発生過程に着目し、地球物理学的・物質科学的手法による過剰圧の見積もり例と、過剰圧の発生メカニズムに関するモデルを紹介した。また最近注目されている結晶化による増圧や火道マグマの浮力による増圧の可能性を、桜島火山のブルカノ式噴火による噴出物の解析データに基づき検討した。その結果、これまで考えられてきた結晶化発泡による増圧は、脱ガスが著しく進行しマグマの発泡度が大きく下がった状態に限られることが示された。代わって、火道極浅部にマグマの上昇を妨げる栓が形成されたとき、もし深部に存在するマグマ溜まりと火道浅部マグマとの連結が火道を通じ保たれたなら、発泡した火道マグマの浮力によって

大きな過剰圧が火道浅部マグマに生じることが示された。

謝 辞 研究にあたって、費用の一部は平成 15 年度深田地質研究所研究助成金を使用した。筆者らが行っている桜島のブルカノ式噴火の噴出物は京都大学防災研究所桜島火山観測所から分けていただいた。NPO 法人・桜島ミュージアムの福島大輔氏には野外調査でお世話になった。東北大学の中村美千彦氏は本論を書く機会を与えて下さっただけでなく、丁寧な査読をして下さった。以上の方々に深く感謝します。

引用文献

- Carey, S. and Sigurdsson, H. (1989): The intensity of plinian eruptions. *Bull. Volcanol.*, **51**, 28-40.
- Couch, S., Sparks, R.S.J. and Carroll, M.R. (2003): The kinetics of degassing-induced crystallization at Soufriere Hills volcano, Montserrat. *J. Petrol.*, **44**, 1477-1502.
- Druitt, T.H., Young, S.R., Baptie, B., Bonadonna, C., Calder, E.S., Clarke, A.B., Cole, P.D., Harford, C.L., Herd, R.A., Luckett, R., Ryan, G. and Voight, B. (2002): Episodes of cyclic Vulcanian explosive activity with fountain collapse at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999 (Druitt, T.H. and Kokelaar, B.P. Eds.). Geological Society Memoir (London), London, **21**, 281-306.
- Formenti, Y., Druitt, T.H. and Kelfoun, K. (2003): Characterisation of the 1997 Vulcanian explosions of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, by video analysis. *Bull. Volcanol.*, **65**, 587-605.
- Harford, C.L., Sparks, R.S.J. and Fallick, A.E. (2003): Degassing at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, recorded in matrix glass compositions. *J. Petrol.*, **44**, 1503-1523.
- Hammer, J.E., Cashman, K.V., Hoblitt, R.P. and Newman, S. (1999): Degassing and microlite crystallization during pre-climatic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bull. Volcanol.*, **60**, 355-380.
- 井口正人 (2000): 火山性地震の発生と火山爆発発生場としての火道内の状態変化. 月刊地球, **22**, 315-333.
- 井口正人, 石原和弘, 加茂幸介 (1983): 火山弾の飛跡の解析 放出速度と爆発圧力について. 京都大学防災研究所年報, **26**, 1-13.
- Ishihara, K. (1985): Dynamical analysis of volcanic explosion. *J. Geodyn.*, **3**, 327-349.
- Ishihara, K. (1990): Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan. In Magma Transport and Storage (Ryan, M.P. Ed). Wiley and Sons, New York, 335-356.
- 石原和弘 (2000): ブルカノ式噴火の特性とその発生場. 月刊地球, **22**, 308-314.
- 石原和弘, 井口正人 (1989): 火山体の変形, 表面活動と火山性地震発生の関係 (1) 微小地震の群発現象について. 京都大学防災研究所年報, **32**, 1-11.
- 加茂幸介, 古沢 保, 赤松純平 (1977): 桜島の火山性微動の性質について. 火山, **22**, 41-58.
- 小林哲夫 (1986): 桜島の断続的噴火によって形成された火山灰層. 鹿児島大学南方科学研究委員会, 1-12.
- Melnik, O. and Sparks, R.S.J. (1999): Nonlinear dynamics of

- lava dome extrusion. *Nature*, **402**, 37-41.
- Morrissey, M.M. and Mastin, L. (2000): Vulcanian eruptions. In Encyclopedia of volcanoes (H. Sigurdsson, Ed.). Academic Press, San Diego, 463-476.
- Nakada, S., Shimizu, H. and Ohta, K. (1999): Overview of the 1990-1995 eruption at Unzen volcano. *J. Volcanol. Geothermal. Res.*, **89**, 1-22.
- 野上健治, 井口正人, 石原和弘, 平林順一, 味喜大介 (2004): 火山噴火様式と火山噴出物中の揮発性成分の挙動に関する研究. 京都大学防災研究所年報, **47**, 765-772.
- Robertson, R., Cole, P., Sparks, R.S.J., Harford, C., Lejeune, A.M., McGuire, W.J., Miller, A.D., Murphy, M.D., Norton, G., Stevens, N.F. and Young, S.R. (1998): The explosive eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies, 17 September, 1996. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3429-3432.
- Self, S., Wilson, L. and Nairn, I.A. (1979): Vulcanian eruption mechanisms. *Nature*, **277**, 440-443.
- Sparks, R.S.J. (1997): Cause and consequences of pressurisation in lava dome eruption. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 177-189.
- Stix, J., Torres, C.R., Navaez M.L., Cortes, J.G.P., Raigosa, A.J., Gomez, M.D. and Castonguay, R. (1997) A model of vulcanian eruptions at Galeras volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geothermal. Res.*, **77**, 285-303.
- Takeuchi, S., Nakashima, S., Tomiya, A. and Shinohara, H. (2005): Experimental constraints on the low gas permeability of vesicular magma during decompression. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L10312.
- Tait, S., Jaupart, C., and Vergnolle, S. (1989): Pressure, gas content and eruption periodicity of shallow, crystallising magma chamber. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 107-123.
- 高山鐵朗, 石原和弘 (1998): 空中写真で見た桜島南岳山頂火口の形状変化. 火山, **43**, 39-42.
- Turcotte, D.L., Ockendon, H., Ockendon, J.R. and Cowley, S.J. (1990): A mathematical model of vulcanian eruptions. *Geophys. J. Int.*, **103**, 211-217.
- Voight, B., Sparks, R.S.J., Miller, A.D., Stewart, R.C., Hoblitt, R.P., Clarke, A., Ewart, J., Aspinall, W.P., Baptie, B., Calder, E.S., Cole, P., Druitt, T.H., Hartford, C., Herd, R.A., Jackson, P., Lejeune, A.M., Lockhart, A.B., Loughlin, S.C., Lockett, R., Lynch, L., Norton, G.E., Robertson, R., Watson, I.M., Watts, R. and Young, S.R. (1999): Magma flow instability and cyclic activity at Soufriere Hills volcano, Montserrat, British West Indies. *Science*, **283**, 1138-1142.
- Woods, A.W. (1995): A model of vulcanian explosions. *Nucl. Eng. Design*, **155**, 345-357.