

苦鉄質マグマの温度が減圧結晶作用と噴火ダイナミクスに及ぼす影響：伊豆大島1986年噴火の玄武岩質安山岩メルトの例

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2018-08-06 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 石橋, 秀巳, 種田, 凌也 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00025657

苦鉄質マグマの温度が減圧結晶作用と噴火ダイナミクスに及ぼす影響：伊豆大島1986年噴火の玄武岩質安山岩メルトの例

石橋秀巳^{1*}・種田凌也¹

The effects of temperature on decompression-driven crystallization and eruption dynamics of mafic magma: A case study of the 1986 basaltic andesite melt from Izu-Oshima volcano, Japan

HIDEMI ISHIBASHI^{1*} and RYOYA OIDA¹

Abstract Numerical simulations of isothermal decompression-driven crystallization were performed for the basaltic andesite melt of the 1986 eruption at Izu-Oshima volcano ($\text{SiO}_2 = 54.4$ wt.%) by “rhyolite-MELTS” program under the conditions of temperatures of 1132–1079 °C, initial melt H_2O contents of 1–4 wt.%, initial pressure of 200 MPa and $f\text{O}_2$ at Ni-NiO buffer, respectively. The starting melt composition is similar to a groundmass glass composition of microlite-poor strombolian scoria from the A vent and also a whole rock composition of phenocryst-poor sub-plinian scoria from the B vents of the 1986 eruption. The results show that starting pressure of crystallization, and increasing rate and final value of crystallinity increase as temperature decreases. In addition, assemblage, abundance and order of crystallization of mineral phases change with temperature. The temperature-dependent changes of crystallization behaviors induce change of melt SiO_2 content-crystallinity-pressure paths. As a result, increasing rates and final values of both melt viscosity and relative viscosity, and hence those of bulk viscosity of magma increase as temperature decreases. Increases of crystallinity and magma viscosity inhibit outgassing and also facilitate magma fragmentation during magma ascent, resulting in violently explosive eruption. Present results suggest that temperature difference between magmas from the A and B vents is a key factor to induce the contrasting eruption styles observed during the 1986 eruption at Izu-Oshima volcano.

Key words: Izu-Oshima volcano, basaltic andesite, decompression-driven crystallization, eruption style, viscosity

1. はじめに

苦鉄質マグマの噴火様式は、比較的穏やかな溶岩流噴火から、弱い爆発を伴うストロンボリ式噴火、そして激しい爆発を伴うプリニー式噴火まで多様である (e.g., Parfitt, 2004; Houghton & Gonnermann, 2008). しか

し、この多様性を生じるメカニズムについては、必ずしも理解が十分とは言えず、特に低粘性の苦鉄質マグマが破碎し、激しい爆発的噴火をおこすメカニズムが問題となっている (e.g., Goepfert & Gardner, 2010). マグマの噴火様式は一般に、マグマからの脱ガスプロセスによってコントロールされていると考えられてきた (e.g.,

2018年3月23日受付. 2018年6月2日受理.

Received: 23 March 2018. Accepted: 2 June 2018.

¹静岡大学理学部地球科学科

¹Department of Geoscience, Faculty of Science, Shizuoka University, Ohya 836, Suruga-ku, Shizuoka, 422-8529, Japan

*Corresponding author

Gonnermann & Manga, 2013). ところで, 苦鉄質マグマの特徴のひとつに, 火道上昇中にマイクロライトを形成することがあげられる. マグマが火道上昇する際, 減圧に伴ってメルトから H_2O が離溶すると, メルトの含水量低下によってリキダス温度が上昇し, 結晶作用が駆動される (e.g., Applegath *et al.*, 2013). このプロセスを減圧結晶作用とよび, これによって形成される数~数十 μm サイズの結晶をマイクロライトとよぶ. マイクロライトの形成は, マグマのレオロジー的性質や脱ガスプロセスに影響を及ぼし, 結果として噴火ダイナミクスの変化を引き起こす可能性がある (e.g., Cashman, 1992; Hammer *et al.*, 1999; Cashman & Blundy, 2000; Sparks *et al.*, 2000; Wright *et al.*, 2012; 石橋・天野, 2017). しかし, マイクロライトが苦鉄質マグマの噴火ダイナミクスに及ぼす影響については未だ理解不十分である.

本研究対象である伊豆大島1986年噴火では一連の活動の中で, 三原山山頂のA火口では比較的穏やかなストロンボリ式噴火および溶岩流流出, カルデラ床に形成され

たB火口列ではサブプリニー式噴火という, 異なる様式の噴火を発生した. A火口とB火口列よりそれぞれ噴出されたマグマ (以後, 前者をAマグマ, 後者をBマグマと呼ぶ) の間では全岩化学組成が異なったため, 両者は異なるマグマだまりに由来すると考えられた (e.g., 藤井ほか, 1988). 一方で種田 (2018MS) は, 噴火時のメルトの化学組成が, 両マグマの間で類似していることを示した (Table 1). 更に, 噴火の激しかったBマグマの方が, Aマグマよりもマイクロライトに著しく富む (Fig. 1). これらの事実は, 火道上昇中のマイクロライト形成が噴火様式の違いを生む原因であった可能性を示唆する.

近年, マグマの熱力学的性質に関する理解とコンピューター技術の進歩により, SiO_2 - TiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - FeO - MnO - MgO - CaO - Na_2O - K_2O - H_2O 系で信頼度の比較的高い相平衡計算を実施可能なプログラム (Rhyolite-MELTS; Gualda *et al.*, 2012) が開発され, フリープログラムとして公表されている. このプログラムを使用すると, 天然マグマと同等の化学組成のメルトについて, 等温減圧結晶作用

Table 1 Major element compositions of the 1986 A (86A) and B (86B) melts.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
86A	54.3	1.3	13.8	13.1	0.2	4.9	9.6	2.1	0.4	0.2	100.0
86B	54.4	1.2	14.5	13.7	0.2	4.2	9.1	2.2	0.5	0.1	100.0

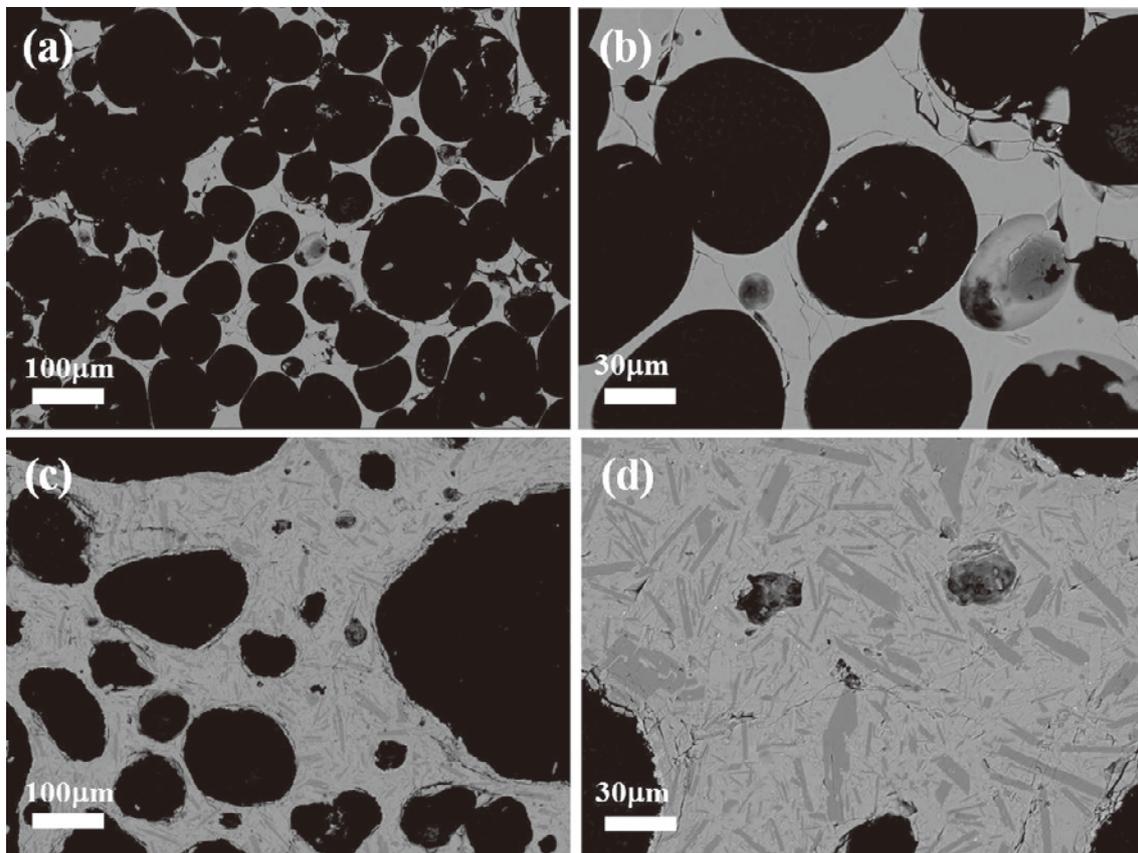


Fig. 1 Backscattered electron images of A scoria (a, b) and B scoria (c, d), respectively. Dark gray rectangles are plagioclase microlites, light gray rectangles are pyroxenes, white grains are Fe-Ti oxides, and black part is bubble, respectively.

のシミュレーションを行うことができる(石橋・天野, 2017). 一方で, 近年のマグマのレオロジーに関する研究によって, メルトの化学組成・温度・含水量と浮遊結晶の量から, マグマの粘性率を見積もることが可能となった(e.g., Giordano *et al.*, 2008; Mader *et al.*, 2013). この手法をRhyolite-MELTSシミュレーションと組み合わせることで, 減圧結晶作用がマグマの粘性率と噴火ダイナミクスに及ぼす影響を検討することができる(石橋・天野, 2017). そこで本研究では, Rhyolite-MELTSプログラムを用い, 伊豆大島1986年噴火で噴出した玄武岩質安山岩メルトについて異なる初期温度条件での減圧結晶作用シミュレーションを行うことで, 火道上昇過程におけるマグマの状態(メルトの化学組成, 結晶量など)・粘性率の変化と, それらに及ぼす初期温度条件の影響について定量的に検討した. 更に, この結果に基づき, 伊豆大島1986年噴火において, メルト組成の似たAマグマとBマグマが異なる様式の噴火をおこした原因について考察した.

2. 伊豆大島1986年噴火の経緯の概略

ここでは先行研究(e.g., 遠藤ほか, 1988; 小山・早川, 1996; 千葉ほか, 1988; 気象庁地震火山部, 1987)に基づき, 伊豆大島1986年噴火の経緯について簡単に解説する. この噴火は, 1986年11月15日17時25分に, 三原山山頂のA火口からの溶岩噴泉を伴うストロンボリ式噴火により開始した. この噴火では, 溶岩噴泉は最大500m以上噴き上げ, また三原山山頂に溶岩湖を形成した. そして, 18日早朝には溶岩流が溶岩湖より溢流した. その後, 噴泉の発生頻度は低下し, 21日にはその勢いは一旦衰えた. しかし, 21日15時50分頃, 三原山登山遊歩道北側のカルデラ床に小さなひび割れが発生しているのが発見され, 続いて16時15分頃, 三原山北西方のカルデラ床に新たな割れ目火口(B火口)が開き, サブプリニー式噴火が発生した. B火口噴火開始のおよそ30分後より, A火口の噴火も再度活発化した. 17時頃には, B火口からの溶岩噴泉の高度が1600mをこえ(阿部・高橋, 1987), 噴煙柱高度は12kmに達した(Mannen, 2006). また, 堆積した火砕物の2次流動による根無し溶岩流も流れた. 更に17時45分頃には, 外輪山北麓に新たな割れ目火口(C火口)を開き, 小規模な溶岩流を元町方面へと流した. これにより, 伊豆大島の全島民が島外避難を強いられることとなった. その後, 21時頃にC火口噴火は終息し, 22時頃にはB火口噴火も衰えた. 23日午前にはA火口噴火も終息したが, B火口噴出物の小規模な2次溶岩流が流れた. およそ1か月後の12月18日, A火口は小規模な活動を再開したが, 数時間後に活動を終了した(気象庁地震火山部, 1987). 1986年噴火では, 約5300万トンの溶岩流と約2600万トンの火砕物, 合わせて約7900万トン, 0.05km^3 (0.032km^3 DRE)にのぼる噴出物を噴出した(遠藤ほか, 1988). このうち, A火口からの噴出量は約3400万トン(0.018km^3), B火口群からの噴出量は約4400万トン(0.034km^3), C火口群からの噴出総量は約100万トン(0.0007km^3)であった.

この噴火では, AマグマとBマグマで岩石学的特徴が異なることが指摘されている(中野・山元, 1987; 荒牧・藤井, 1988; 藤井ほか, 1988). C火口より噴出したマグマは, Bマグマと同質である. Aマグマは一連の噴火を通して, 斑晶をおよそ7–8 vol.%程度含み(中野・山元, 1987), 全岩 SiO_2 量 $\sim 52.5\text{wt.}\%$ の玄武岩質であった. 一方で, Bマグマは無斑晶質で, 全岩 SiO_2 量 $\sim 54–58\text{wt.}\%$ の玄武岩質安山岩/安山岩であった. ただし, 噴出したBマグマの大部分は, 全岩 SiO_2 量 $\sim 54.5\text{wt.}\%$ であったことが報告されている(藤井ほか, 1988). AマグマおよびBマグマの噴火温度は $\sim 1150–1100^\circ\text{C}$, $\sim 1100–1070^\circ\text{C}$ とそれぞれ見積もられており, Aマグマの方がやや高温であったことが指摘されている(藤井ほか, 1988). 以上の岩石学的特徴の違いにより, AマグマとB・Cマグマは異なるマグマだまりに由来すると考えられている(e.g., 荒牧・藤井, 1988).

3. 研究方法

3-1. 伊豆大島1986年噴火の玄武岩質安山岩メルト

先に述べたように, 伊豆大島1986年噴火のマグマの SiO_2 量は, Aマグマで $\sim 52.5\text{wt.}\%$, Bマグマの大部分で $\sim 54.5\text{wt.}\%$ であった(e.g., 藤井ほか, 1988). このうち, Bマグマはほぼ無斑晶質であるので, 全岩組成をメルトの組成とみなすことができる. 一方で, Aマグマは斑晶を含むため, 全岩組成とメルト組成はやや異なる. ところで, 噴火初期のA火口噴出物には, 石基中にマイクロライトがほとんど含まれないレティキュライト質のものが見られる(Fig. 1a, b). Aマグマの全岩組成は一連の噴火を通してほとんど変化しなかったことから, レティキュライトの石基ガラス組成はマグマ中のメルト組成とみなすことができる. 種田(2018MS)は, A火口由来のレティキュライト中の石基ガラス組成を分析したところ, Bマグマの全岩組成と似た値を得ている(Table 1). そこで本研究では, 減圧結晶作用シミュレーションの初期メルト組成として, 1986年噴火のメルト組成を代表するBマグマの全岩化学組成(Table 1)を用いることとした. 以後, この初期組成メルトを86Bメルトと呼称する.

3-2. Rhyolite-MELTSによる等温減圧結晶作用シミュレーション

Rhyolite-MELTS(Gualda *et al.*, 2012)は, ケイ酸塩マグマの熱力学的相平衡・結晶作用シミュレーションを行うためのフリープログラムである. Rhyolite-MELTSの原理と, これを用いた等温減圧結晶作用シミュレーションの手法については既に石橋・天野(2017)で説明したので, 詳細はそちらを参照されたい. 本研究ではRhyolite-MELTSプログラムを用い, 石橋・天野(2017)と同じ手法を用いて, 86Bメルトの等温減圧結晶作用シミュレーションを行った. シミュレーションの初期圧力条件は200MPa, 減圧幅を0.1MPaとして, 1気圧まで繰り返し計算を行った. 地殻密度を 2500kg/m^3 としてリソスタティックな圧力-深さ関係と考えた場合, この初期圧力

値はおよそ深さ8.2kmにおける圧力に相当する。この深さは、伊豆大島火山における主要なマグマだまりの推定深度~8-10km (Mikada *et al.*, 1997) と同等である。酸素フュガシティ条件は、島弧マグマに一般的なNi-NiOバッファに固定した。メルトの初期含水量は、1wt.%, 1.5wt.%, 2wt.%, 2.5wt.%, 3wt.%, 4wt.%とした (Fig. 2)。メルトの温度条件は、200MPaで与えた含水量条件でのリキダス温度とし、初期含水量の少ない方から1132°C, 1119°C, 1106°C, 1095°C, 1085°C, 1079°Cとした (Fig. 2)。これらのリキダス温度はRhyolite-MELTSプログラムを用いて計算した。なお、メルト温度がリキダスより高い場合、等温減圧結晶作用のふるまいは原理的に初期メルト含水量によらず、温度のみに依存することが、石橋・天野 (2017) によって既に示されている。したがって、本研究ではメルト温度がリキダスより高温の場合については計算を行わない。減圧結晶作用の際、一旦晶出した結晶は、その後メルトと化学反応しないものとした。これは、晶出した結晶が直ちに系から取り除かれる分別結晶作用と、化学的には等価なプロセスである。

天然の苦鉄質マグマが急速に火道上昇する場合、その熱過程は等温過程よりもむしろ断熱過程に近い可能性が考えられる。しかし、Rhyolite-MELTSプログラムでは、メルト-結晶間で熱量を分配しつつ、化学的には両者を隔離するという複雑な計算を行うことは現状難しい。したがって本研究では、より単純な等温過程の近似を採用した。また、Rhyolite-MELTSプログラムを使用することは、カイネティックな遅れなしに結晶作用が進行することを暗に仮定している。減圧結晶作用に及ぼすカイネティックな遅れの影響については、定量的には未だよくわかっていない。断熱過程とカイネティクスの影響については、4-5章で定性的な考察を行う。

3-3. マグマの粘性率の見積もり

一般にマグマの粘性率 (η_{magma}) は、液体部分であるメルトの粘性率 (η_{melt}) と、浮遊する結晶・気泡の影響を記述するパラメータである相対粘度 (η_r) との関数として次式で与えられる。

$$\log \eta_{\text{magma}} = \log \eta_{\text{melt}} + \log \eta_r \quad (1)$$

ケイ酸塩メルトの粘性率については、これまで多数の実験的研究が行われ、現在ではメルトの化学組成・含水量・温度の関数として精度よく粘性率を計算できるモデルが提案されている (e.g., Giordano *et al.*, 2008)。近年、メルトの粘性率計算に最もよく使われる Giordano *et al.* (2008) モデルでは、メルトの粘性率は次式で与えられる。

$$\log \eta_{\text{melt}} = -4.55 + B/[T(K) - C] \quad (2)$$

ここで $T(K)$ は絶対温度、 B と C はそれぞれメルトの化学組成の関数である。このモデルによるメルトの粘性率の見積もり誤差は $\pm 0.4 \log \text{unit}$ (1σ) である。

相対粘度は、マグマ中に浮遊する結晶・気泡の量や形状に依存する。メルト-結晶およびメルト-気泡の2相系については、結晶・気泡の量と形状の関数として相対粘度を計算するモデルが提案されている (e.g., Mader *et al.*, 2013)。一方で、メルト-気泡-結晶の3相系の相対粘度については、未だ限られた条件下 (気泡体積分率 < 0.3 , キャピラリー数 < 0.1) のみでのふるまいしかよくわかっていない (Truby *et al.*, 2015)。本研究の興味は、減圧結晶作用によるメルト+結晶系の粘性率変化であるので、次式で与えられる Einstein-Roscoe モデル (Roscoe, 1952) を用いて相対粘度を計算した。

$$\log \eta_r = -2.5 \log (1 - \Phi/\Phi_m) \quad (3)$$

ここで Φ はメルト+結晶系に占める結晶の体積分率、 Φ_m は結晶の最大充填密度である。 Φ_m の値は結晶のサイズ分布や形状、配列などに依存するが (e.g., Mader *et al.*, 2013)、本研究では、 $\Phi_m = 0.6$ (Marsh, 1981) の値を

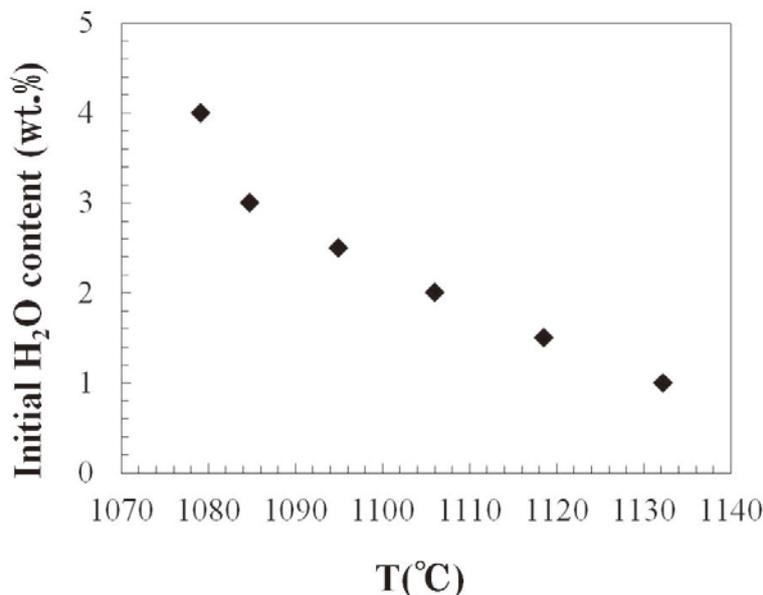


Fig. 2 Initial melt H₂O content-temperature conditions of rhyolite-MELTS simulation.

採用する。この値は、浮遊粒子が球状の場合のものであり、結晶の形状が扁平になると Φ_m の値は減少する。したがって、3式によって計算される相対粘度は、考える最小値に相当する。

マグマ中のメルト+結晶系の粘性率は、上の3つの式を連立して計算する。本研究では以下の理由で、マグマのバルク粘性率に及ぼす気泡の影響は考えない。相対粘度に及ぼす気泡の影響は、メルト-気泡間に働く表面張力と粘性力の比で与えられるキャピラリー数と気泡体積分率に依存し、キャピラリー数が1より大きい場合には相対粘度を減少させ、小さい場合には増加させる (Rust & Manga, 2002; Pal, 2003)。しかし、気泡体積分率 < 0.5 の場合、気泡による相対粘度の変動はおよそ ± 0.5

log unit 以下であり (Pal, 2003)、マグマのバルク粘性率の見積りに大きな影響を及ぼさない。

4. 結果と考察

4-1. 減圧結晶作用に伴うマグマの相変化

Fig. 3に、減圧結晶作用に伴うマグマの状態変化のシミュレーション結果を示す。いずれの温度でも、晶出したマイクロライトの総量は減圧とともに増加する。しかし、結晶作用の開始圧力、1気圧で最終的に到達するマイクロライト総量、晶出する鉱物相の組み合わせと晶出順序が、メルトの温度低下に伴って変化する。ある一定の初期組成のメルトを考える場合、等温過程では原理的

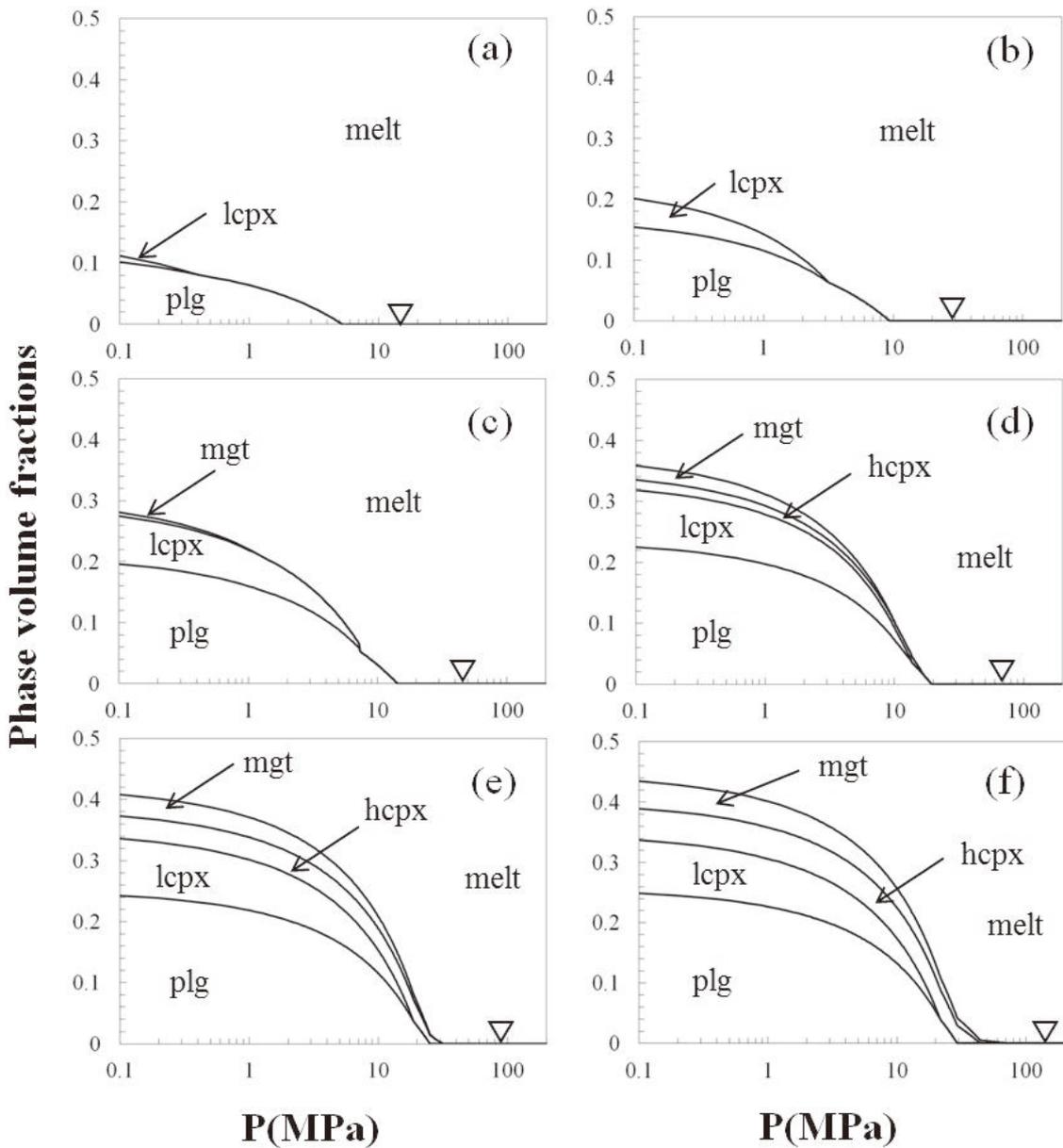


Fig. 3 Relations between pressure and volume fractions of melt and crystallized phases during isothermal decompression: (a) 1132 °C, (b) 1119 °C, (c) 1106 °C, (d) 1095 °C, (e) 1085 °C, and (f) 1079 °C, respectively. Inversed triangles indicate onset pressures of melt degassing. Abbreviations are as follows; plagioclase (plg), low-Ca clinopyroxene (lcp), high-Ca clinopyroxene (hcp), and magnetite (mgt).

に、減圧結晶作用の開始圧力は初期メルト含水量にはよらず、温度のみに依存して決まる(石橋・天野, 2017)。本研究での結晶化開始圧力も、1132°Cで5.2MPa, 1119°Cで9.4MPa, 1106°Cで14.2MPa, 1095°Cで19.4MPa, 1085°Cで31.6MPa, 1079°Cで72.3MPaと、メルト温度の低下に伴って増加する。地殻密度を2500kg/m³としてリソスタティックな圧力-深さ関係を考える場合、これらの圧力は深さ212m, 384m, 580m, 792m, 1290m, 2951mでの値にそれぞれ相当する。1気圧で最終的に到達するマイクロライト総量も同様に、1132°Cで11vol.%, 1119°Cで20vol.%, 1106°Cで28vol.%, 1095°Cで36vol.%, 1085°Cで41vol.%, 1079°Cで43vol.%と、温度低下に伴って増加する。

Fig. 4に、減圧結晶作用の結果、1気圧で最終的に到達したメルトの体積分率と温度の関係を示す。比較のために、圧力が1気圧、初期含水量が1気圧における飽和含水量~0.07wt.%の条件での等圧冷却による分別結晶作用のメルトの体積分率と温度の関係も示す。いずれの温度においても、減圧結晶作用によるメルトの体積分率と温度の関係は、1気圧での冷却結晶作用による関係と一致する。Aマグマの噴火温度は、石基中の輝石組成より~1150-1100°Cと見積もられている(藤井ほか, 1988)。Fig. 4の関係より、1150°Cでの等温減圧結晶作用によって1気圧で最終的に到達する結晶量は5vol.%程度と考えられるので、マイクロライトに著しく乏しいレティキュライト質の噴出物の噴火温度が1150°C程度であったと考えると、Fig. 4の結果とも矛盾しない。晶出する鉱物相の量も温度に依存して変化するが、いずれの条件でも斜長石が最も多量であり、続いて低Ca単斜輝石、高Ca単斜輝石、磁鉄鉱の順に量が減少する。B86メルトからは、かんらん石や斜方輝石は晶出しなかった。斜長石、輝石、磁鉄鉱の順にマイクロライト量が減少する点は、

実際のBスコリアの特徴と整合的である(Fig. 1)。マイクロライトの晶出順序は、1132°Cと1119°Cでは斜長石、低Ca単斜輝石、1095°Cでは斜長石、低Ca単斜輝石、磁鉄鉱、1085°Cでは高Ca単斜輝石、磁鉄鉱、斜長石、低Ca単斜輝石、1079°Cでは磁鉄鉱、高Ca単斜輝石、斜長石、低Ca単斜輝石と変化する。1090°C付近で、初相が斜長石から高Ca単斜輝石へと入れ替わる。

以上に示した様に、本研究のシミュレーション結果は、伊豆大島1986年噴火の噴出物の特徴と概ね整合的である。ただし、Bスコリア中のマイクロライトの量と晶出順序が、シミュレーション結果と実際の噴出物の間でどの程度一致するかについては、今後、定量的な検討が必要である。Bスコリア中のマイクロライトは比較的細粒で量が多いため、これまで詳細な定量組織観察が行われていない。しかし近年、サブミクロンスケールでの高解像度観察を可能とするFE-EPMAが普及しつつあるので、これを用いた今後の研究が期待される。

4-2. 減圧結晶作用に伴うメルトの組成変化

Fig. 5に、減圧結晶作用に伴うメルトのSiO₂量の変化を示す。減圧結晶作用の開始以降にはいずれの温度でも、減圧とともにメルトのSiO₂量は単調に増加する。しかし、その増加率は温度に依存して変化し、低温ほどSiO₂量の増加率が大きい。その結果、1気圧で最終的に到達するSiO₂量は、1132°Cで54.9wt.%, 1119°Cで55.4wt.%, 1106°Cで56.7wt.%, 1095°Cで59.8wt.%, 1085°Cで62.2wt.%, 1079°Cで63.4wt.%と、温度低下に伴って増加する。1095°C以下でSiO₂量の増加率が顕著に大きくなるのは、結晶作用の初期から磁鉄鉱が晶出を開始するためである。磁鉄鉱が晶出し始めると、晶出する結晶相の平均SiO₂量が大きく低下するため、残液メルト中でのSiO₂の濃縮が促進される。また、減圧結晶作用の開始圧力が

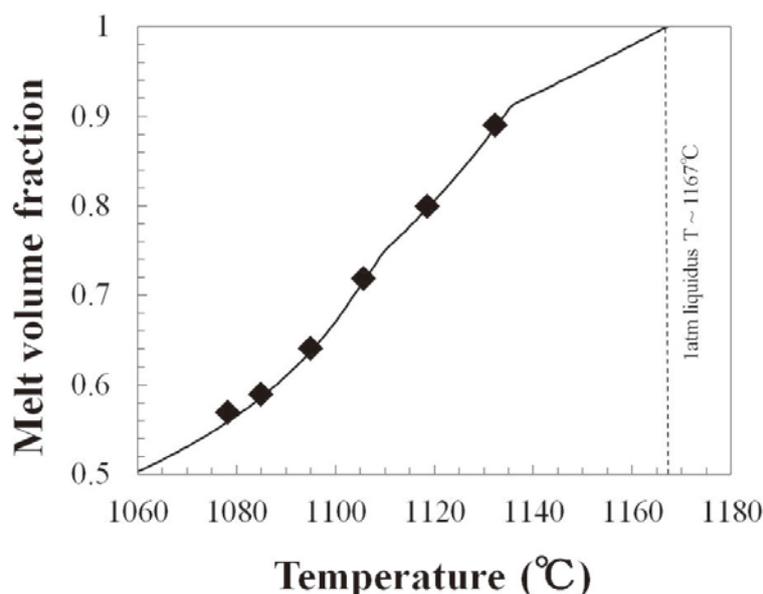


Fig. 4 Relations between melt volume fractions and temperatures at 0.1 MPa. Diamonds indicate the final melt volume fractions of isothermal decompression-driven crystallization. Solid curve indicates the relation for cooling-driven fractional crystallization at 0.1 MPa.

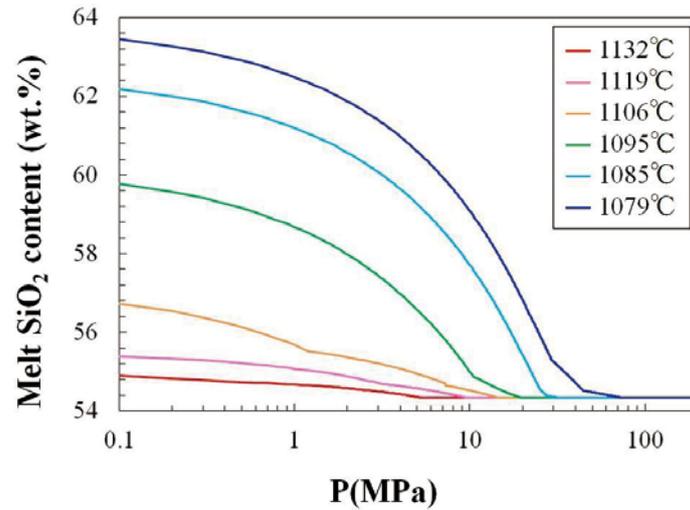


Fig. 5 Relations between pressure and SiO_2 content of melt under different temperature conditions. Colors of curves indicate temperatures; red (1132 °C), pink (1119 °C), orange (1106 °C), green (1095 °C), light blue (1085 °C), and blue (1079 °C).

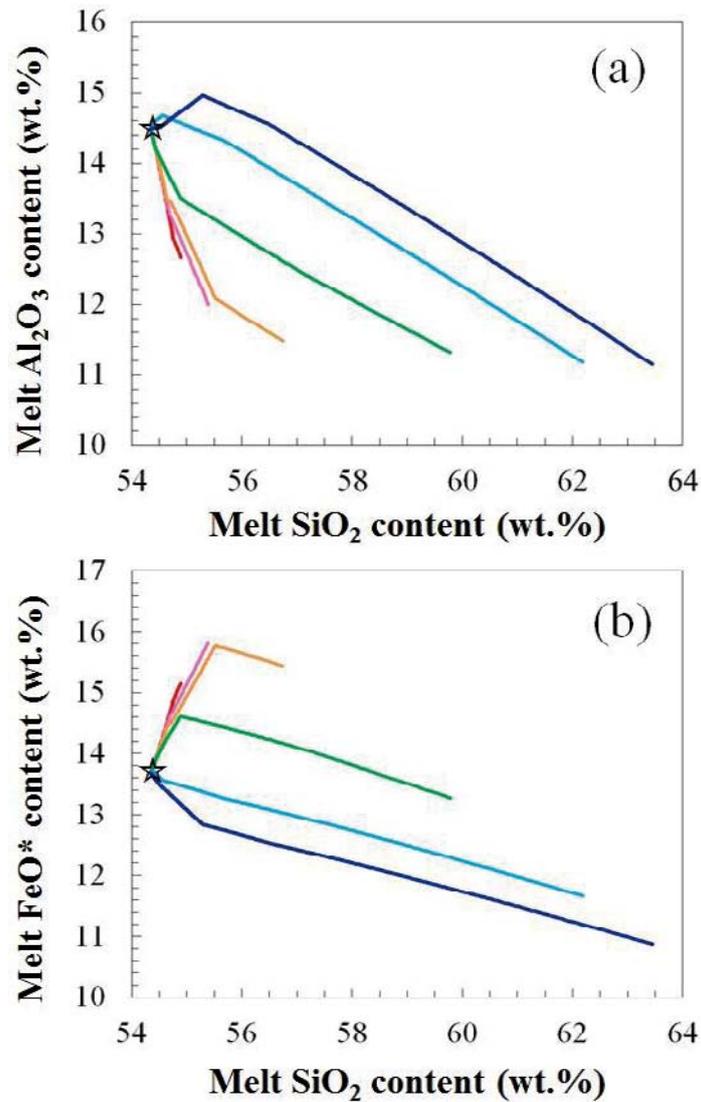


Fig. 6 Relations between SiO_2 content and Al_2O_3 , (a), and FeO^* contents, (b), of melt under different temperature conditions. Colors of curves indicate temperatures; red (1132°C), pink (1119°C), orange (1106°C), green (1095°C), light blue (1085°C), and blue (1079°C).

低温ほど高压側へとシフトすることも (Fig. 3), 1気圧で最終的に到達するSiO₂量が低温ほど大きくなる傾向に拍車をかける。同一温度においては, SiO₂量は減圧とともに単調に増加するため, 温度条件を制約できれば, メルトが結晶作用を停止した圧力条件をSiO₂量から求めることが原理的に可能であると考えられる。

Fig. 6に, メルトのSiO₂量とAl₂O₃およびFeO* [= FeO + 0.9 Fe₂O₃]の各含有量との関係を示す。温度条件に依存して, 晶出する鉱物相の組み合わせ・量・順序が変化するため, 結果として残液メルトの組成変化経路も変化する。斜長石の晶出が卓越する1095°C以上の条件では, SiO₂量の増加に伴って急速にAl₂O₃量が減少し, FeO*量が増加する。一方で輝石・磁鉄鉱が早期に晶出し始める1085°C以下の条件では, SiO₂量の増加に伴ってAl₂O₃量が一旦増加した後に減少に転じる。なお, MgO, CaOについてもSiO₂量との関係を検討したが, これらの元素についてはメルトの組成変化経路が温度によって大きく変化しなかった。以上の結果は, 石基に凍結されたメルト(ガラス)のSiO₂量とAl₂O₃およびFeO*含有量の関係から, メルトが結晶作用を停止した温度圧力条件を制約できる可能性を示唆している。Bスコリアの石基は細粒のマイクロライトと気泡に富むため, その隙間を埋めるガラスの化学組成分析はこれまで困難であった。しかし, FE-EPMAの導入によって, 石基メルトに残留するガラスの化学分析を行うことができれば, Bマグマの噴火温度と結晶作用停止圧力の条件を推定可能になると期待できる。

4-3. 減圧結晶作用に伴う斜長石マイクロライトの組成変化

Fig. 7に, 減圧結晶作用の過程で晶出する斜長石のAn# [= Ca/(Ca+Na+K)]と圧力との関係を示す。いずれの温度においても, 斜長石のAn#は減圧とともに単調に減

少する。また, 最も高压で最初に晶出する斜長石のAn#は, 温度低下とともに増加する傾向が見られる。これは, 温度低下に伴って斜長石の晶出開始圧力が増加し, これによってメルトの飽和含水量も増加するためである。ある一定の化学組成のメルトと斜長石が共存するとき, メルトの温度・含水量の増加に伴って斜長石のAn#も増加する(e.g., Putirka, 2008)。メルトがほぼ一定の化学組成を保つとき, リキダス上では温度と含水量は負の相関を示すため, 両者が斜長石のAn#に及ぼす影響は互いに相殺するが, 温度よりも含水量がAn#に及ぼす効果が相対的に大きいと, より高压・高含水量条件で結晶作用の開始する高温条件の方がAn#が大きくなる。石橋・天野(2017)は, この最初に晶出する斜長石のAn#が, メルトの化学組成と温度のみの関数であり, メルトの初期含水量に依存しないため, 結晶作用のカイネティックな遅れが無視できる場合, マグマの火道上昇時の温度を決定する方法として有用であることを指摘している。伊豆大島1986年噴出物中の斜長石マイクロライトについては, そのAn#の範囲や頻度分布が系統的に調べられていないが, 今後これを行うことで噴火温度を制約できるかもしれない。

4-4. 減圧結晶作用に伴うマグマの粘性率変化

Fig. 8aに, メルト粘性率と圧力との関係を示す。いずれの温度でも, 減圧に伴ってメルト粘性率は単調に増加するが, 初期粘性率, 粘性率の増加開始圧力や増加率が温度によって異なる。200MPaにおけるメルトの粘性率は, 1132°Cで10^{2.0}Pa s, 1119°Cで10^{1.9}Pa s, 1106°Cで10^{1.8(1.82)}Pa s, 1095°Cで10^{1.8(1.78)}Pa s, 1085°Cで10^{1.8(1.75)}Pa s, 1079°Cで10^{1.6}Pa sと, 温度低下に伴ってわずかに低下する。メルト粘性率は, 温度上昇・含水量増加に伴って減少するが(Giordano *et al.*, 2008), リキダス条件では含水量と温度は負の相関を持つため, 両者がメルトの粘性

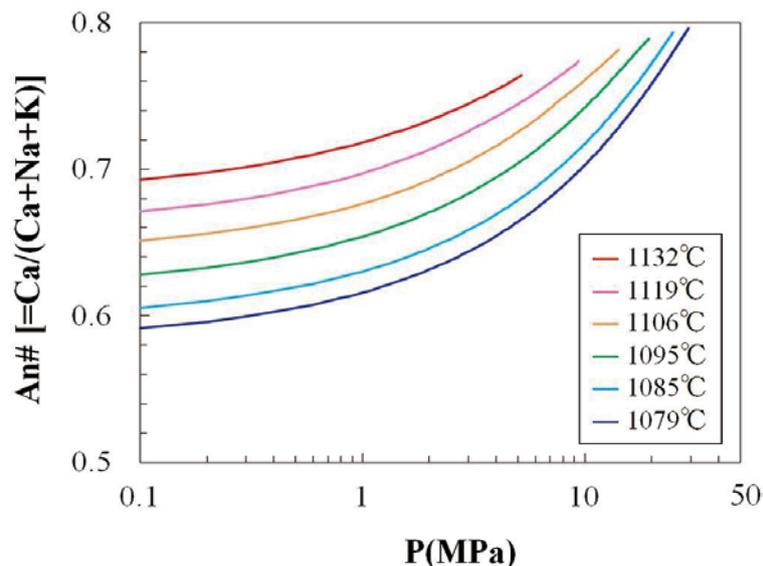


Fig. 7 Relations between pressure and An# [= Ca/(Ca+Na+K)] of plagioclase under different temperature conditions. Colors of curves indicate temperatures; red (1132°C), pink (1119°C), orange (1106°C), green (1095°C), light blue (1085°C), and blue (1079°C).

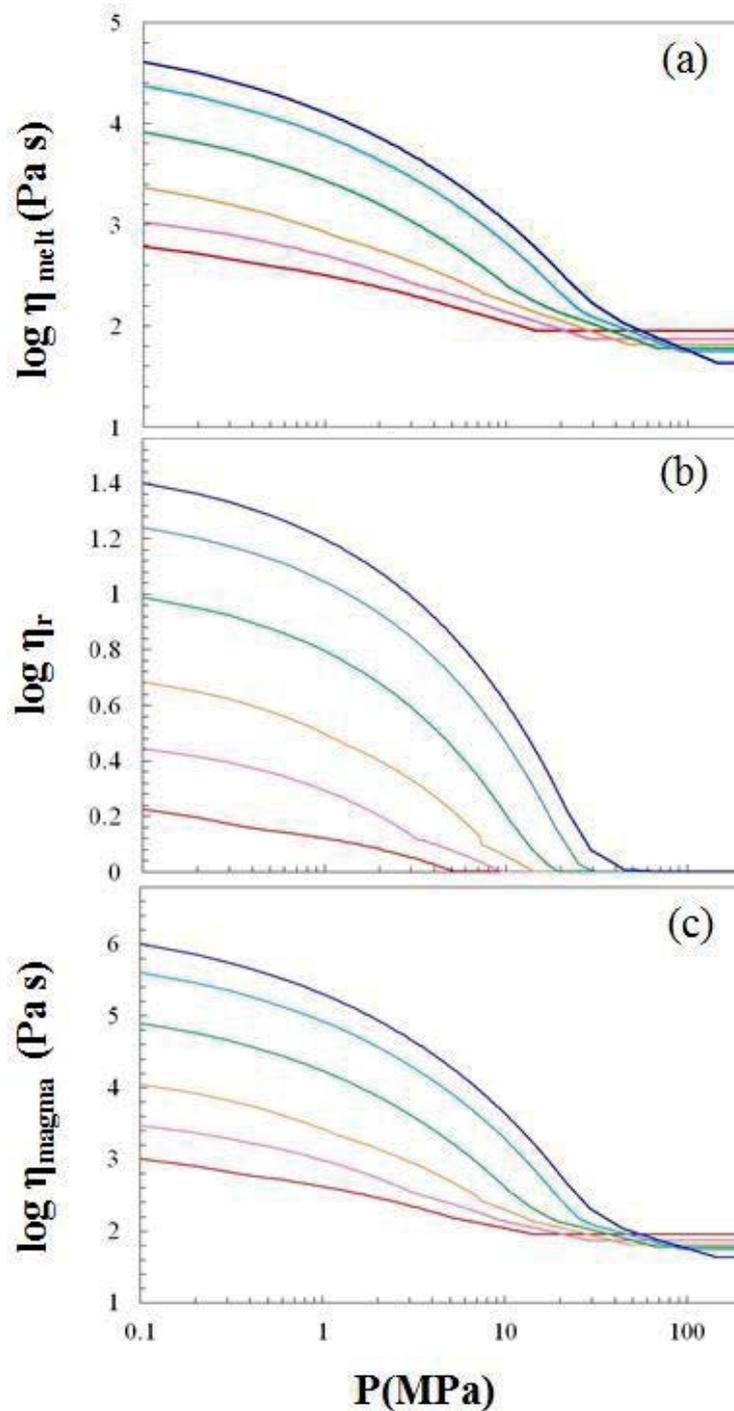


Fig. 8 Relations between pressure and melt viscosity, (a), relative viscosity, (b), and bulk viscosity of magma, (c), respectively. Colors of curves indicate temperatures; red (1132°C), pink (1119°C), orange (1106°C), green (1095°C), light blue (1085°C), and blue (1079°C).

率に及ぼす効果は互いに相殺する。結果として、メルト含水量の効果が温度効果をわずかに上回るため、上に述べるような傾向が見られる。メルトの圧力がH₂O飽和圧力以下になるとH₂Oの離溶がはじまり、メルト粘性率も増加し始める。このため、低温のメルトほど、粘性率が増加し始める圧力が大きい。更に、結晶作用が開始すると、メルトの組成が変化し始めるため、メルト粘性率の増加率が大きくなる。メルトの粘性率は、SiO₂量の増加

とともに大きくなるので (Giordano *et al.*, 2008), 減圧結晶作用に伴うSiO₂量の増加率が大きい低温条件ほど、粘性率の増加率も大きくなる。結果的に、1気圧で最終的に到達するメルト粘性率の最大値は、1132°Cで10^{2.8} Pa s, 1119°Cで10^{3.0} Pa s, 1106°Cで10^{3.4} Pa s, 1095°Cで10^{3.9} Pa s, 1085°Cで10^{4.4} Pa s, 1079°Cで10^{4.6} Pa sと、低温ほど高粘性となる。200MPaから1気圧にかけて、1132°Cではメルト粘性率は6倍程度しか増加しないが、

1079°Cでは初期値のおよそ1000倍になる。

Fig. 8bに、相対粘度と圧力の関係を示す。相対粘度も、いずれの温度でも減圧に伴って単調に増加するが、その増加開始圧力や増加率が温度に依存する。相対粘度は結晶量のみ関数であるため、Fig. 3で示した結晶量のふるまいと同じ傾向を示す。すなわち、低温ほど増加開始圧力が高压側へとシフトし、増加率も上昇する。結果的に、1気圧で最終的に到達する相対粘度の最大値は、1132°Cで1.7、1119°Cで2.8、1106°Cで4.8、1095°Cで9.7、1085°Cで17、1079°Cで25と、低温ほど大きくなる。

Fig. 8cに、マグマのバルク粘性率と圧力の関係を示す。ここの値はメルト-結晶系でのものであり、気泡の影響を考慮に入れていない。しかし既に述べたように、気泡体積分率 < 0.5 では、気泡がバルク粘性率に及ぼす影響は大きくない。マグマのバルク粘性率は、メルト粘性率と相対粘度の積として与えられるため、先に示した両者のふるまいの特徴を重ねあわせたものとなる。結晶作用が開始するまでのふるまいは、メルト粘性率のふるまいと同一であるが、結晶作用開始後は相対粘度の効果によって、メルト粘性率よりも高粘性側にシフトする。いずれの温度でも減圧とともに単調にバルク粘性率が増加するが、低温ほどその増加開始圧力は高压側にシフトし、増加率も大きくなる。結果的に、1気圧で最終的に到達するバルク粘性率は、1132°Cで $10^{3.0}$ Pa s、1119°Cで $10^{3.5}$ Pa s、1106°Cで $10^{4.1}$ Pa s、1095°Cで $10^{4.9}$ Pa s、1085°Cで $10^{5.6}$ Pa s、1079°Cで $10^{6.0}$ Pa sと、低温ほど高粘性となる。1132°Cと1079°Cでは、後者の方が最終的に到達するバルク粘性率はおよそ1000倍も大きい。

以上の結果より、火道上昇する玄武岩質安山岩マグマのバルク粘性率変化に、温度条件が著しい影響を及ぼすことが示された。この結果は、石橋・天野(2017)で行った富士山1707年宝永噴火の玄武岩質メルトのシミュレーション結果と定性的に整合するものであり、苦鉄質マグマに共通の一般的性質をとらえていると言えよう。ただし、初期メルト組成に依存して、晶出する鉱物相の組成や量・晶出順序・晶出開始圧力など複数の性質が変化するため、組成依存性を排したユニバーサルモデルを提案することは現時点では難しいと考えられる。また、晶出する結晶がメルトよりも SiO_2 に富むような場合では、本研究とは異なるふるまいを示す可能性がある。これらについての検討は、今後の課題としたい。

4-5. 伊豆大島1986年噴火のダイナミクスへの示唆

伊豆大島1986年噴火では、Aマグマは比較的穏やかなストロンボリ式、Bマグマは激しいサブプリニー式の噴火を発生したことは既に述べた。この違いを生じた原因を考えるうえで重要なのは、(1) AマグマとBマグマの間で、メルトの化学組成はほぼ同じであること、(2) Aスコリアはマイクロライトに乏しいが、Bスコリアがマイクロライトに富むこと、そして(3) Aマグマの方がBマグマよりも温度が高いこと(藤井ほか, 1988)の3点であろう。両マグマ間でメルトの組成が似ていることから、本研究で行った86Bメルトの減圧結晶作用シミュレーション結果がどちらのマグマについても適用可能と考え

られる。本研究のシミュレーション結果と照らし合わせると、温度の低いBマグマの方がマイクロライトの晶出量が大きくなるとともに、より高粘性になると考えられる。石橋・天野(2017)で議論したように、火道上昇するマグマ中で多量のマイクロライトが形成すると、気泡を囲む“籠”構造が結晶によって形成されるため、気泡の移動や変形・合体が阻害されると考えられる。実際、Bスコリア中の気泡はマイクロライトに変形を阻害された結果、マイクロライトを含まないAスコリア中の気泡と比べて歪な形状を示す(Fig. 1)。

一方で、多量のマイクロライトの晶出は、マグマ(メルト+結晶系)のバルク粘性率の増加を引き起こす(Fig. 8)。マグマのバルク粘性率が増加すると、気泡の変形・合体・移動が阻害されるだけでなく、マグマの粘性-脆性遷移を促進すると考えられる。Cordonnier *et al.* (2012)によると、マグマの粘性-脆性遷移は臨界デボラ数 De_c によって特徴づけられ、デボラ数 $De = \eta_{\text{magma}}(d\varepsilon/dt)/G$ が De_c より大きくなると、そのふるまいは粘性的から脆性的へと遷移する。ここで $d\varepsilon/dt$ はせん断歪速度、 G はマグマの剛性率である。 De_c は結晶量の関数として、 $De_c = De_{c0}(1 - \Phi/\Phi_m)$ (4)

で与えられる(Cordonnier *et al.*, 2012)。ここで De_{c0} はメルト単相系での臨界デボラ数 $\sim 10^{-2}$ である。3式と4式を連立すると、

$$De_c = De_{c0} \eta_r^{-0.4} \quad (5)$$

が得られ、相対粘度の増加に伴って De_c が低下することがわかる。すなわち、結晶量が増加することで相対粘度が大きくなると、より小さいせん断歪速度の条件でもマグマは破碎するようになると考えられる。

更に近年、メルト-結晶-気泡3相系を模倣したアナログ物質について振動変形実験を行い、そのレオロジー的ふるまいに及ぼす結晶・気泡の影響について検討した結果が報告されている(Namiki & Tanaka, 2017)。この結果によると、 $V_b/(V_b + V_p + V_l) < 0.4$ 以下の場合、 $V_b/(V_p + V_l) > 0.4$ で系は固体的にふるまう。ここで V_b 、 V_p 、 V_l はそれぞれ気泡、結晶、メルトの体積である。この結果も、マイクロライトの増加がマグマの破碎を促進することを支持する。

以上の議論より、低温のマグマほど(1)マグマからの気泡の除去(outgassing)が抑えられるため、火道浅部までマグマ中に気泡を保持することが可能になるとともに、(2)より小さいせん断歪速度で破碎することが可能となると考えられる。火道浅部まで多量の揮発性成分を保持することと、火道浅部で破碎に至ることは、マグマが激しい爆発的噴火をおこすための必要条件である(e.g., Gonnermann, 2015)。本研究の結果は、温度の低いマグマの方が、この必要条件を満たしやすいことを明示している。したがって、ほぼ同じ組成のメルトからなるAマグマとBマグマでは、低温のBマグマの方がマイクロライトを形成しやすく、結果としてバルク粘性率の増加とoutgassingの抑制がおり、激しいプリニー式噴火に至ったと考えられる。一方でAマグマは比較的高温であったためにマイクロライトが形成せず、マグマ自体の粘性率もあまり上昇しなかった。その結果、outgassing

が抑制されずに進行して、火道浅部に至るまでに揮発性成分の大半を失ったため、激しい爆発をおこさなかったと考えられる。すなわち、伊豆大島1986年噴火でストロンボリ式とサブプリニー式の対照的な様式の噴火がおこった主な原因は、AマグマとBマグマの温度の違いであったと本研究では結論する。

最後に、本研究では考慮しなかった断熱過程と結晶作用のカイネティックな遅れの影響について予察的に述べる。断熱過程では、メルトからの気泡・結晶の形成に伴う潜熱が重要な役割を果たす。気泡の形成は吸熱反応であるために系の温度を低下させる一方、結晶作用は発熱反応なので系の温度を上昇させる。前者より後者の効果が大きいと、減圧結晶作用の進行とともにマグマの温度は上昇する。しかし、マグマの温度上昇は、更なる減圧結晶作用の進行を抑制するため、結果として等温過程に比べて定性的にマイクロライトの総量が減少する。したがって、等温過程から断熱過程に近づくことは、マグマの温度上昇と同じベクトルの効果をもたらす。次に結晶作用のカイネティックな遅れについてであるが、これがおこると結晶作用が抑制されるため、定性的にはやはり温度上昇と同じベクトルの効果をもたらすと考えられる。したがって、実際のマグマの火道上昇過程では、本研究で示したよりも減圧結晶作用の影響はやや小さいかもしれない。

ところで、火道上昇過程ではマグマの置かれた圧力条件が急速に変化するため、結晶作用のカイネティックな遅れが生じると、晶出する結晶の化学組成やメルトの組成変化経路が変化する可能性が考えられる。特に、温度が既知の場合、結晶作用の潜伏期間中に減圧が進むため、最初に晶出する斜長石の $An\#$ が減圧速度に依存して変化すると予想される。すなわち、最初に晶出する斜長石マイクロライトの $An\#$ は、潜在的な減圧速度計として利用できる可能性がある(石橋・天野, 2017)。現在、マグマの減圧速度を求める方法として、マイクロライト数密度減圧速度計(Toramaru *et al.*, 2008)がしばしば用いられている。この手法が有用であることに異論はないが、火道上昇中にマグマが一時停滞するなどして2次核形成がおこる場合には、減圧速度を過大見積もりしてしまう可能性がある。一方で、最初に晶出する斜長石の $An\#$ に基づく減圧速度計が実用化できれば、火道浅部での2次核形成の影響を受けずに、マイクロライト形成開始深度におけるマグマ減圧速度を見積もることが可能と考えられる。これは、噴火ダイナミクスの研究に極めて有用であると見込まれるので、今後の研究の進展が期待される。

5. まとめ

本研究では、伊豆大島1986年噴火の玄武岩質安山岩メルトについてRhyolite-MELTSを用いた等温減圧結晶作用シミュレーションを行い、その火道上昇におけるマグマの状態と粘性率の変化に及ぼす温度の影響を検討した。その結果、玄武岩質安山岩メルトの温度の違いは、火道上昇するマグマの結晶量・メルト組成・粘性率に著しい変化を引き起こすことが明らかとなった。特に、温度低

下に伴って結晶量・バルク粘性率の両方が増加することが重要であり、これによって火道上昇するマグマからのoutgassingが抑えられるとともに破碎を促進するため、より激しい爆発的噴火に帰結すると考えられる。伊豆大島1986年噴火でAマグマとBマグマが対照的に異なる様式の噴火を発生した原因として、両者の間の温度の違いが重要であったと本研究では結論付けた。今後、Bスコリアの斜長石マイクロライトと石基ガラスの化学分析を行うことで、本研究の説の妥当性が検証可能と期待できる。

謝辞

本稿をまとめるにあたり、東京大学地震研究所の安田敦准教授、外西奈津美技術主任には、FE-EPMAによる後方散乱電子像の撮影でお世話になりました。防災科学技術研究所の三輪学央博士と、静岡大学理学部の北村晃寿教授には、原稿を改善するうえで有益なコメントをいただきました。以上の方々にお礼申し上げます。本研究は、日本学術振興会の学術研究基金助成金(基盤研究C JP16K05605)、東京大学地震研究所共同研究プログラム(2017G03)および文部科学省「次世代火山研究・人材育成総合プロジェクト」の援助を受けました。

引用文献

- Applegath L. J., Tuffen H., James M. R. & Pinkerton H. (2013), Degassing-driven crystallization in basalts. *Earth-Science Reviews*, **116**, 1–16.
- 阿部勝征・高橋正義(1987), 伊豆大島カルデラ床での割れ目噴火(1986年11月21日)の推移—写真解析による調査—。地震研彙報, **62**, 149–162.
- 荒牧重雄・藤井敏嗣(1988), 伊豆大島1986～1987年噴火の岩石学的・地質学的モデル。火山第2集, **33**, S297–S306.
- Cashman K. V. (1992), Groundmass crystallization of Mount St Helens dacite, 1980–1986: a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **109**, 431–449.
- Cashman K. V. & Blundy J. (2000), Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, **358**, 1487–1513.
- 千葉達朗・遠藤邦彦・太刀川茂樹・谷口英嗣(1988), 伊豆大島1986年噴火の溶岩流。火山第2集, **33**, S52–S63.
- Cordonnier B., Caricchi L., Pistone M., Castro J., Hess K. U., Gottschaller S., Manga M. & Dingwell D. B. (2012), The viscous-brittle transition of crystal-bearing silicic melt: Direct observation of magma rupture and healing. *Geology*, **40**, 611–614.
- 遠藤邦彦・千葉達朗・谷口英嗣・隅田まり・太刀川茂樹・宮原智哉・宇野リベカ・宮地直道(1988), テフロクロロジーの手法に基づく1986～1987年伊豆大島噴火の経緯と噴出物の特徴。火山第2集,

- 33, S32–S51.
 藤井敏嗣・荒牧重雄・金子隆之・小澤一仁・川辺禎久・福岡孝昭 (1988), 伊豆大島火山1986年噴火噴出物の岩石学的特徴. 火山第2集, **33**, S234–S254.
- Giordano D., Russell J. K. & Dingwell D. B. (2008), Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, **271**, 123–134.
- Goepfert K. & Gardner E. (2010), Influence of pre-eruptive storage conditions and volatile contents on explosive Plinian style eruptions of basic magma. *Bulletin of Volcanology*, **72**, 511–521.
- Gonnermann H. M. (2015), Magma fragmentation. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **43**, 431–458.
- Gonnermann H. M. & Manga M. (2003), Dynamics of magma ascent in the volcanic conduit. In *Modeling Volcanic Process: The Physics and Mathematics of Volcanism*, eds. Fagents S. A., Gregg T. K. P. & Lopes R. M. C., Cambridge University Press, pp. 55–84.
- Gualda G. A. R., Giorso M. S., Lemons R. V. & Carley T. L. (2012), Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, **53**, 875–890.
- Hammer J. E., Cashman K. V., Hoblitt R. P. & Newman S. (1999), Degassing and microlite crystallization during pre-climatic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, **60**, 355–380.
- Houghton B. F. & Gonnermann H. M. (2008), Basaltic explosive volcanism: Constraints from deposits and models. *Chemie der Erde*, **68**, 117–140.
- 石橋秀巳・天野大和 (2017), 玄武岩質マグマの減圧結晶作用と噴火ダイナミクスに及ぼすプレ噴火条件の影響: 富士山1707年噴火玄武岩質マグマの例. 静岡大学地球科学研究報告, **44**, 17–29.
- 気象庁地震火山部 (1987), 災害時火山現象調査報告 昭和61年 (1986年) 伊豆大島噴火. 気象庁, 163p.
- 小山真人・早川由紀夫 (1996), 伊豆大島カルデラ形成以降の噴火史. 地学雑誌, **105**, 133–162.
- Mader H. M., Llewellyn E. W. & Mueller S. P. (2013), The rheology of two-phase magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **257**, 135–158.
- Mannen K. (2006), Total grain size distribution of a mafic subplinian tephra, TB-2, from the 1986 Izu-Oshima eruption, Japan: An estimation based on a theoretical model of tephra dispersal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **155**, 1–17.
- Marsh B. D. (1981), On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**, 85–98.
- Mikada H., Watanabe H. & Sakashita S. (1997), Evidence for subsurface magma bodies beneath Izu-Oshima volcano inferred from a seismic scattering analysis and possible interpretation of the magma plumbing system of the 1986 eruption activity. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **104**, 257–269.
- 中野 俊・山元孝広 (1987), 伊豆大島火山1986年噴出物の主成分化学組成. 地質調査所月報, **38**, 631–647.
- Namiki A. & Tanaka Y. (2017), Oscillatory rheology measurements of particle- and bubble-bearing fluids: Solid-like behavior of a crystal-rich basaltic magma. *Geophysical Research Letters*, **43**, doi: 10.1002/2017GL074845
- 種田凌也 (2018MS), 伊豆大島火山1986年噴火の斜長石中のメルト包有物: プレ噴火プロセスへの示唆. 静岡大学理学部地球科学科卒業論文, 1054, pp. 392.
- Pal R. (2003), Rheological behavior of bubble-bearing magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, **207**, 165–179.
- Parfitt E. (2004), A discussion of the mechanism of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **134**, 77–107.
- Putirka K. D. (2008), Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **69**, 61–120.
- Roscoe R. (1952), The viscosity of suspensions of rigid spheres. *British Journal of applied Physics*, **3**, 267–269.
- Rust A. C. & Manga M. (2002), Effects of bubble deformation on the viscosity of dilute suspensions. *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, **104**, 53–63.
- Sparks R. S. J., Murphy M. D., Lejeune A. M., Watts R. B., Barclay J. & Young S. R. (2000), Control on the emplacement of the andesite lava dome of the Soufriere Hills volcano, Montserrat by degassing-driven crystallization. *Terra Nova*, **12**, 14–20.
- Toramaru A., Noguchi S., Oyoshihara S. & Tsune A. (2008) MND (microlite number density) wate solution rate meter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **175**, 156–167.
- Truby J. M., Mueller S. P., Llewellyn E. W. & Mader H. M. (2015), The rheology of three-phase suspensions at low bubble capillary number. *Proceedings of Royal Society A*, **471**, 20140557
- Wright H. M. N., Cashman K. V., Mothes P. A., Hall M. L., Ruiz A. G. & Le Pennec J. L. (2012), Estimating rates of decompression from textures of erupted ash particles produced by 1999–2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador. *Geology*, **40**, 619–622.