

浅間火山 2004 年噴火噴出物の鉱物粒径分布と
マグマの結晶化過程

津金達郎*・牧野州明**・三宅康幸**・高橋 康*

(2005年4月14日受付, 2005年12月13日受理)

Crystal Size Distribution and Crystallization Process of the Ejecta from
the September 2004 Eruptions of the Asama Volcano, Central Japan

Tatsuro TSUGANE*, Kuniaki MAKINO**, Yasuyuki MIYAKE** and Kou TAKAHASHI*

The September 2004 eruptions of Asama volcano, central Japan, ejected essential materials such as pumice with bread crust on September 1st and scoria on September 23rd. The textural and chemical analyses on the materials reveal the crystallization processes in a deep magma chamber and a shallow vent.

Two distinct stages of crystallization can be recognized in size distributions and morphology of plagioclase phenocryst and microlite both in the pumice and scoria. First stage (range I): In a deep magma chamber, pyroxene phenocryst began to crystallize out at 1150°C, and then pyroxene and plagioclase continued to nucleate and grow slowly. Second stage (range II) is divided into two sub-stages for pyroxene or three (range II a-c) for plagioclase. II a: Magma left the chamber and rose slowly through the vent with ever increasing nucleation rate. II b-c: In a shallow vent beneath the crater, numerous plagioclase microlites like swallow-tailed shape precipitated rapidly under a high undercooling condition induced by decompression. Plagioclase microlite in the pumice and scoria developed a characteristic population density like a bell with a peak at the grain size of 0.003 mm, which is interpreted to reflect a decrease in nucleation rate of plagioclase, in response to crystallization and establishment of equilibrium during the time duration when the magma stayed in the vent. Magmatic temperatures estimated from plagioclase-glass equilibrium decreased to 850°C before the September 1st eruption. The similarity in crystal size distribution of the pumice and scoria implies that they had a common ascent history, although groundmass in the scoria has lower crystallinity than that in the pumice, suggesting that the magma of the Sept. 23rd eruption stood lower in the magma column than the Sept. 1st magma.

Key words: Asama volcano, crystal size distribution, microlite, pumice, scoria

1. はじめに

2004年9月1日に噴火活動をはじめた浅間火山では、同年12月までに、4回の中規模噴火が発生した。これらの噴火では、いずれも火口から4 km 以遠に火山礫サイズ以上の噴出物が降下した。

9月1日の中規模噴火での主な噴出物は安山岩片であったが、軽石の噴出も認められた。その後火山活動は静穏になったように見えたが、9月14日に小規模な噴火が3回発生して以降、18日までの間に2,000回を越す微～

小規模噴火が発生した。この間の噴出物は石質岩片に少量の発泡した透明ガラスが混ざる構成から、石質岩片がだんだん減少し、結晶片と発泡したガラス片を主体とする構成となった(星住・他, 2004)。また16日午前には火口底に溶岩ケーキがあらわれたことが確認されており、その体積は190万m³と見積もられている(中田・他, 2005)。その後、9月23日、29日に中規模噴火が発生した。両噴火での主な噴出物は安山岩片であったが、スコリアの噴出も伴われた。

* 〒390-8621 松本市旭 3-1-1

信州大学大学院工学系研究科地球システム科学専攻
Division of Environmental System Science, Graduate
School of Science and Technology, Shinshu University,
Asahi 3-1-1, Matsumoto 390-8621, Japan.

** 〒390-8621 松本市旭 3-1-1

信州大学理学部地質科学科

Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu
University, Asahi 3-1-1, Matsumoto 390-8621, Japan.Corresponding author: Tatsuro Tsugane
e-mail: ttsugane@yahoo.co.jp

軽石やスコリアは石基に多量のガラスをもち、噴火直前のマグマをいわば、“凍結”した岩石であり、深所から噴出時までに晶出した鉱物を保持している。急冷されて固結したことにより、溶岩のような徐冷による石基鉱物の晶出がないので、軽石やスコリアに含まれている石基鉱物は、全てマグマの噴出以前に形成されたものと考えられる。

本研究では9月1日と23日の本質物質の鉱物粒径分布を解析し、両噴火の約3週間の間におけるマグマ供給条件の変化について考察することを目的とする。火山岩組織を、数量化する試みは古くからなされているが、Cashman and Marsh (1988)が玄武岩中で斜長石のサイズと結晶数密度が指数関係にあることを見だして結晶化過程を定量的に議論して以来、玄武岩、安山岩および深成岩などでCSD (crystal size distribution) が測定され、さまざまな解釈がなされている。その理論は結晶数密度保存の微分方程式を出発点とし、現実の分布に適合するように展開し、玄武岩溶岩湖の斜長石の結晶数密度分布が解釈された。微分方程式は限定された条件（定常状態など）下ではサイズ (L) と結晶数密度 (n) との指数関係が導かれるが (Marsh, 1988)、常に指数関係である必然性はない。現実には、複数の分布が重なる場合や、釣り鐘型分布が報告されている (Armienti *et al.*, 1994; Cashman, 1988; Castro *et al.*, 2003; Higgins, 1996; Higgins and Roberge, 2003; Maaløe *et al.*, 1989; Mangan, 1990; 森下, 1992)。また近年、Hammer and Rutherford (2002), Couch *et al.* (2003) は実験岩石学的手法によって、デイスイト～流紋岩質メルトにおけるマイクロライトの形態やその晶出条件などを明らかにしている。このような分布様式の多様性の解析、および実験の成果に基づけば、CSDは組織を定量的に記述しマグマ過程を調べるための有力な方法となる。

今回報告する浅間噴出物は、火道での結晶化の中途段階が凍結されていると考えられるので、これらの岩石をもたらしただマグマの上昇、固結過程を鉱物粒径分布と結晶化温度から議論する。

2. 噴火の概要と分析試料

2-1 噴火と試料の概要

2004年9月1日と23日の噴火は、いずれもブルカニアン噴火であり、その噴出物には少量の本質物が含まれていたが (三宅・他, 2005)、噴出物の8～9割を占めていたのは帽状となっていた安山岩が脆性的に破壊された多角形状の岩石破片であった。三宅・他 (2005) によれば、両噴火の本質物と安山岩片は以下のようなものがあった。

9月1日噴火の本質物は厚さ5–10 mmの非孔質な安山岩質皮殻に覆われた軽石である。噴火に伴って破碎されたマグマ片の周縁部が急冷されて皮殻を作ったあと、内部のマグマが遅延発泡のために皮殻はパン皮状に割れてパン皮状軽石を形成した。9月1日噴火の安山岩片は軽石とはやや異なる全岩化学組成をもっている。一方、9月23日の噴火の本質物は黒色で多孔質なスコリアであり、その全岩化学組成は9月1日の軽石と同じである。9月1日の軽石が淡色であるのに対して9月23日のスコリアが黒色であるのは、石基ガラスの色の違いに起因する。軽石のガラスは透明で、スコリアのガラスは褐色である。この違いはスコリアの石基が軽石の石基に比べてマイクロライトに乏しく、従ってFeやMgに富んだ未分化なメルトのためだと説明される。なお、石基ガラスのSiO₂とFe₂O₃ wt%の平均値はそれぞれ軽石で76.44, 3.34%, スコリアで73.76, 3.98%である。また、9月23日の安山岩片は9月1日の軽石と同じ全岩化学組成をもつが、9月1日の安山岩片とは異なっている。以上のことから9月1日の噴火では、噴火以前に形成されていた安山岩体の破片と、新たに上昇してきたマグマのうち上部の結晶化が進んだ部分からできた軽石とが噴出したと考えられている。それに対して9月23日の噴火では、9月1日の軽石を形成したマグマが固結した安山岩の岩片と、軽石を形成したマグマよりも下位にあったより高温で結晶度の低いマグマからできたスコリアとが噴出したと考えられている。

本研究では、今回の噴火で新たに上昇してきたマグマの結晶化過程について考察するために、9月1日の軽石の皮殻部分と、9月23日のスコリアを検討した。なお、分析試料は三宅・他 (2005) で採取、記載されたものを用いている。

2-2 解析試料の記載

斑晶鉱物は軽石の皮殻、スコリアとも共通しており、斜長石>エンスタタイト>オージャイト>磁鉄鉱>チタン鉄鉱>カンラン石からなる。マイクロライトと石基組織について以下に詳しく記載する。なお鉱物の粒径分布は連続的なので斑晶-マイクロライトの粒径による定義は困難であるが、後述するレンジI aを斑晶、I bを微斑晶、レンジIIをマイクロライトと呼ぶことにする。Fig. 1に組成像を示す。

軽石の皮殻はマイクロライトとして、斜長石>エンスタタイト、オージャイト>石英>磁鉄鉱>>チタン鉄鉱>ピジョナイトを含み、ハイアロピリティック組織を示す。ガラスは無色。発泡度は低い。気泡はほぼ球形を呈す。斜長石は0.02–0.04 mmで卓状～長柱状、0.02–0.015 mmで短冊状～長柱状、0.015 mm以下では針状、または

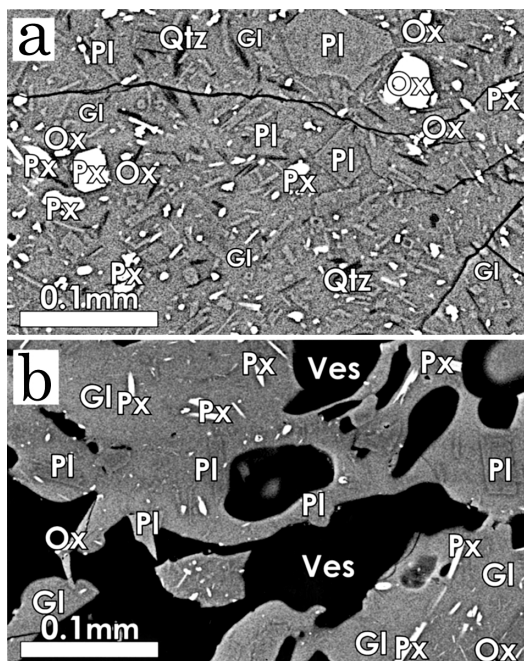


Fig. 1. Typical texture of groundmass in the pumice (a) and the scoria (b). Groudmass is composed of plagioclase (Pl), pyroxene (Px), oxide (Ox), quartz (Qtz), glass (Gl) and vesicle (Ves). The pumice and scoria have the different proportion between glass and microlite.

両端が燕尾状の長柱状，断面によっては中空の箱型である。エンスタタイト，オージャイトは方形から短冊形であるものが多いが中空のものもあり，まれに燕尾状を呈す。0.03 mm 以下では短冊状～針状である。ピジョンナイトは粒状でほとんどが 0.005 mm 以下のサイズである。石英は槍先状の独特の形態をしており 0.04 mm 以下のサイズである。

スコリアはマイクロライトとして，斜長石>エンスタタイト，オージャイト>磁鉄鉱>ピジョンナイト>チタン鉄鉱を含み，ハイアロピリティック組織を示す。ガラスは褐色。発泡度はやや高い。気泡は楕円～アメーバー状であることが多く，扁平なものや，時に完全につぶれたものもある。まれに気泡の内壁にヘマタイトを産する。斜長石は 0.02–0.04 mm で卓状～長柱状，0.02–0.015 mm で短冊状～長柱状，0.015 mm 以下では針状，または長柱状の両端が燕尾状となっているが，軽石の燕尾状長石に比べると長径が短く H 字型を呈することが多い。エンスタタイト，オージャイトは粒状，長柱状で，細粒になるに従って，中空の粒状，針状，燕尾状，葉片状のものが增える。特に細粒部では軽石の皮殻に比べ針状のもの

が目立つ。ピジョンナイトは 0.005 mm 以下のものがほとんどで，粒状を呈す。磁鉄鉱は方形，菱形，0.01 mm 程では十字手裏剣型のものもある。またマイクロライトが気泡中に突き出した，ディククタキシチック組織 (Bates and Jackson, 1987) がよく見られる。

3. 分析方法

鉱物粒径分布を得るためには，様々なサイズの結晶粒径を多数測定する必要がある。本稿では，顕微鏡写真から市販ソフトで鉱物種ごとに異なる色で塗り分けた画像を作成し，それを画像判別ソフト (自作 GRS04) で解析することで，鉱物粒径を測定した。GRS04 は判別した全ての粒径をリストアップするので，これらの粒径データから，結晶数密度を算出した。また，写真撮影には偏光顕微鏡，反射顕微鏡，電子顕微鏡を併用した。これは対象とする鉱物種・粒径によって，粒子境界の識別度に差があるためである。以上の方法の詳細は付録に記述した。

鉱物の晶出温度を求めるために斑晶鉱物，マイクロライトおよび石基ガラスの主成分化学組成の分析を行った。分析には信州大学理学部地質科学教室の SEM (日本電子製 JSM-5310E)-EDAX DX4 システム (EDS) を使用した。鉱物の分析条件，スタンダード及び分析誤差は基本的に竹下 (2004) と同様である。また石基ガラスの分析条件は牧野・他 (投稿中) と同じである。温度計算に用いた全岩化学分析値は三宅・他 (2005) の岩石種ごとの平均値を用いている。なお分析したマイクロライトの最小サイズは 0.004 mm であり，斑晶のリムも最外縁の 0.004 mm を分析している。

4. 鉱物粒径分布

軽石の皮殻 (以下，軽石と呼ぶ) では斜長石で 2 mm まで，輝石で 1 mm まで，鉄チタン酸化物で 0.25 mm までの結晶数密度 (population density) が，スコリアでは斜長石および輝石で 0.2 mm，鉄チタン酸化物で 0.04 mm までの結晶数密度がそれぞれ得られた。Fig. 2 は斑晶まで含めたすべてのサイズ領域での軽石の結晶数密度分布図である。Fig. 3 は軽石とスコリアの結晶数密度分布図であるが，スコリアについては試料が小さい (5 mm 以下) ため，斑晶サイズの鉱物の解析はできない。そこで，Fig. 3 には，0.3 mm 以上の鉱物粒子を除いた面積についてスコリア及び軽石の結晶数密度を示す。

以下，各鉱物の結晶数密度分布をその特徴から複数のレンジに区分して記載する，なお一部のレンジ区分には各鉱物の形態を参考にした。

4-1 斜長石

軽石，スコリアともに全体として粒径が小さいほど結

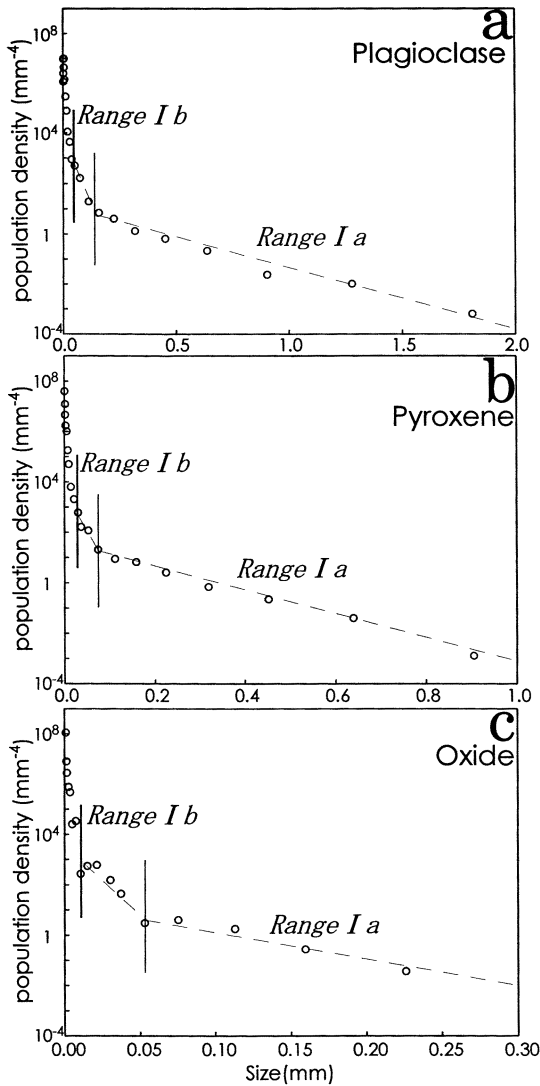


Fig. 2. Variation in population density over full range of grain size in the pumice.

晶数密度は高くなるが (Fig. 2a), 約 0.003 mm 以下で結晶数密度が低くなる釣鐘型の分布を示すことが特徴である (Fig. 3a).

軽石, スコリアとも 0.003 mm より粗粒部では細粒径ほど CSD の傾きは緩やかであるが, 特に 0.04 mm 付近でその傾きは大きく変化する (Figs. 2a, 3a). そこでこの粒径を境に粗粒側をレンジ I, 細粒側をレンジ II とする. また, 約 0.04 mm を境により粗粒径での斜長石の形態は方形から柱状で, 鏡下での長径/短径比 (L/W 比) 8 以下, 平均で 4 程度であるのに対し, 0.04 mm より細粒径では方形から, 柱状, 針状と形態にバリエーションが

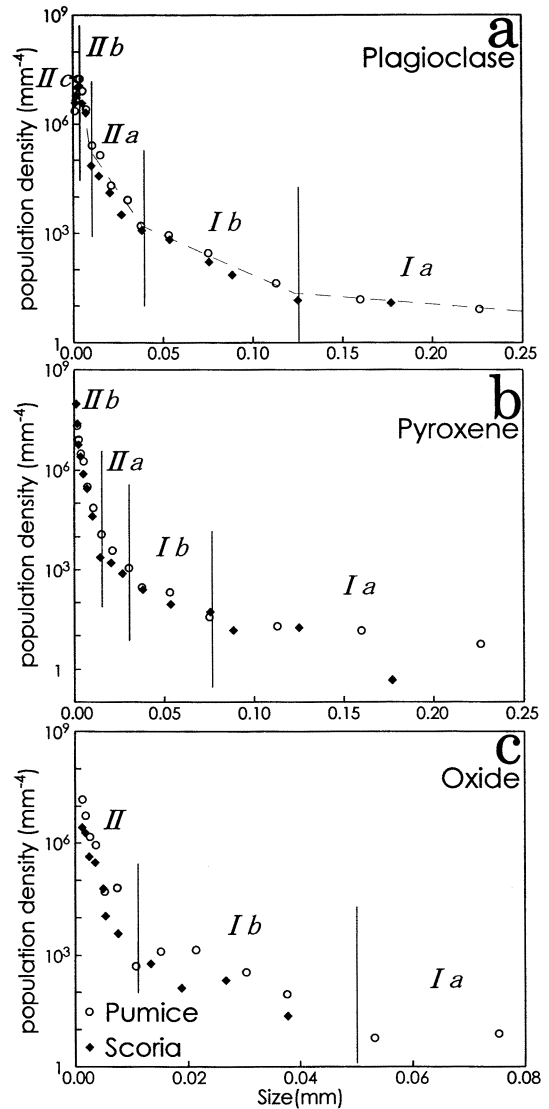


Fig. 3. Variation in population density within 0–0.25 mm diameter for plagioclase (a) and pyroxene (b) and within 0–0.08 mm for oxide (c) in the pumice and scoria. Roman numerals indicate the range divisions (see text).

あり, L/W 比は最大 25 で 10 程度のものが卓越するといった特徴もある.

レンジ I の中で, 軽石は 0.125 mm 以上では結晶数密度はきわめて低く, その分布はゆるやかな傾きの直線を示すが, 0.125 mm 以下では, その結晶数密度分布は細粒径ほど急な傾きの分布を持つ (Fig. 2a). よって 0.125 mm をレンジ I のサブ境界とし, 0.125 mm 以上をレンジ I a, 0.125–0.04 mm をレンジ I b とする. 一方スコリア

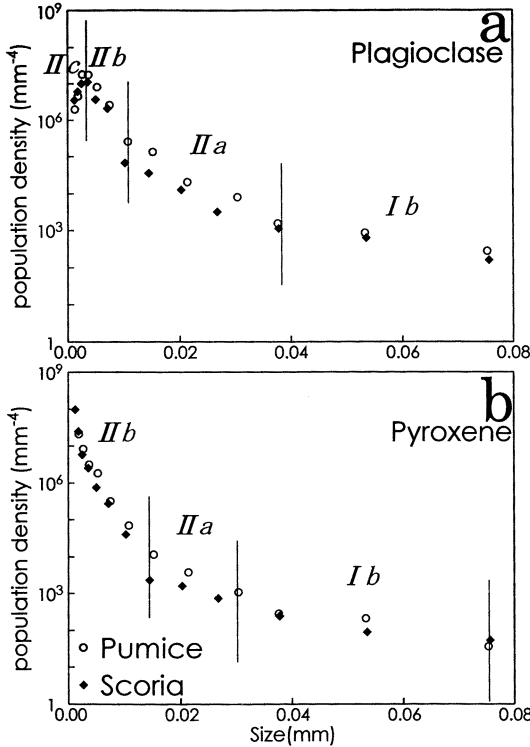


Fig. 4. Variation in population density within 0–0.08 mm diameter for plagioclase (a) and pyroxene (b) in the pumice and scoria. Roman numerals indicate the range divisions (see text).

は 0.2 mm 以上のデータはないが、軽石と同様に 0.125 mm 以下では結晶数密度の分布の傾きがやや急になる (Fig. 3a) ので、同じくここをレンジサブ境界とする。レンジ II では軽石、スコリアとともに L/W 比の高い (最大 20) 卓状の斜長石が出現し始めるといった記載岩石学的な特徴もあり、結晶数密度は細粒に向かい著しく増加する。0.01 mm 以下では両者の結晶数密度はさらに高くなり (Fig. 4a)、燕尾状斜長石が出現し始めるといった特徴もある。ここをレンジサブ境界とし 0.04–0.01 mm の範囲をレンジ II a とする。また先にも述べたように 0.003 mm 以下では軽石、スコリアとも結晶数密度が低くなるのでここをレンジサブ境界とし、0.01–0.003 mm の範囲をレンジ II b、0.003 mm 以下をレンジ II c とする (Fig. 3a)。

レンジ I a: 軽石の斜長石の結晶数密度はきわめて低く ($0.001 \sim 10 \text{ mm}^{-4}$)、その分布は、緩やかな傾きを持つ直線の分布に近似できる (Figs. 2a, 3a)。スコリアの斜長石ではデータの得られている 0.125–0.2 mm の範囲では軽石と同様の傾きを持つ直線に近似できる。レンジ I b: 斜長石の結晶数密度分布は、スコリアより軽石でやや高い (約

1.5 倍) が、両者とも同じ傾きをもつ直線に近似できる。

またその傾きはレンジ I a よりやや急である (Fig. 3a)。

レンジ II a: Fig. 4a に示すように軽石、スコリアとも粒径が小さいほど、結晶数密度は高くなるが、両者には明らかに差がある。0.04 mm ではほぼ同程度 (軽石/スコリア = P/S = 1.3) であった結晶数密度が、細粒径ほど軽石の方で高くなり、0.01 mm では P/S = 4 となる。レンジ II b: 軽石とスコリアの斜長石の結晶数密度は、0.01 mm 以下でいずれも爆発的に高くなるが、軽石の結晶数密度の方が常に高い。レンジ II c: 軽石、スコリアとも細粒径ほど結晶数密度が低くなる。また、0.002 mm 以下では軽石よりスコリアの結晶数密度が高い (Fig. 4a)。

4-2 輝石

軽石、スコリアとも細粒径ほど結晶数密度が高くなる分布を示す。CSD の傾きは粗粒径ほど緩やかだが、特に 0.03 mm 付近でその傾きの変化は大きい (Figs. 3b, 4b)。また、輝石の形態は軽石、スコリアとも約 0.03 mm 以上では菱形、方形～長柱状であり、L/W 比は 5 以下であるのに対し、0.03 mm 以下では短冊～長柱状、中空のものなど特徴的な形態をもつものが出現し、L/W 比は大きく 5 以上のものが目立つ。CSD の傾きの変化と輝石の形態的差異があらわれる約 0.03 mm をレンジ境界とし、粗粒側をレンジ I、細粒側をレンジ II とする。

軽石、スコリアとも 0.075 mm 以上の範囲では 0.075 mm 以下の範囲に比べより緩やかな傾きの直線に近似できる分布を示す (Figs. 2b, 3b) ので 0.075 mm をレンジサブ境界とし、0.075 mm 以上をレンジ I a、0.075–0.03 mm をレンジ I b とする。レンジ II ではおよそ 0.15 mm より細粒径側で CSD の傾斜がかなり急になるので、これをレンジサブ境界とし、0.03–0.015 mm をレンジ II a、0.015 mm 以下をレンジ II b とする (Figs. 3b, 4b)。

レンジ I a: 軽石、スコリアの輝石とも結晶数密度がきわめて低く、軽石では緩やかな傾きを持つ直線の分布に近似できる (Fig. 2b)。ただし、スコリアは 0.175 mm では分析面積に対する含有個数が少ないために、結晶数密度はばらつく (Fig. 3b)。レンジ I b: 軽石、スコリアとも似た傾きをもった直線に近似できるような分布をもつ。その傾きはレンジ I a より急である (Fig. 3b)。

レンジ II a: 軽石、スコリアともレンジ I b より急な傾斜の分布を持つが、その傾斜は軽石の方がより急である (Fig. 3b)。このレンジの結晶数密度は最大で P/S = 5 倍となるほどスコリアより軽石で高い (Fig. 4b)。レンジ II b: 軽石とスコリアの結晶数密度分布は細粒径で爆発的に高くなる。スコリアより軽石で高かった結晶数密度の差は細粒径ほど小さくなり、0.002 mm ではほぼ一致する (Fig. 4b)。

Table 1. Representative chemical compositions of constituent phases in the pumice and scoria.

no.	two-pyroxene		clinopyroxene			plagioclase			glass					
	pumice		pumice		scoria	pumice		scoria	pumice		scoria	pumice	scoria	
	cpx	opx	cpx	cpx	cpx	pl	pl	pl	whole	glass	glass	glass	glass	
	rim	rim	core	rim	microlite	core	rim	microlite	rock	average	average	GL1	GL10	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
SiO ₂	51.65	53.18	52.50	51.21	51.84	51.09	53.28	53.45	61.52	76.44	73.76	76.30	73.62	
TiO ₂	0.28	0.20	0.41	0.50	0.60	0.04	0.03	0.13	0.71	0.74	0.90	0.86	0.95	
Al ₂ O ₃	1.56	0.75	1.58	2.67	2.34	31.11	29.02	29.13	16.12	11.70	12.94	11.76	13.26	
Cr ₂ O ₃	0.34	0.16	0.31	0.33	0.18	0.23	0.11	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	11.06	21.46	9.97	11.03	12.59	0.54	0.77	0.81	6.53	3.34	3.98	2.86	3.88	
MnO	0.26	0.48	0.25	0.27	0.19	0.00	0.00	0.00	0.11	0.05	0.05	0.05	0.00	
MgO	14.50	22.50	14.67	14.45	17.10	0.12	0.03	0.06	3.92	0.43	0.58	0.52	0.63	
CaO	19.45	1.71	20.23	19.67	14.55	13.71	12.12	12.03	6.67	1.58	2.32	1.55	2.04	
Na ₂ O	0.30	0.17	0.36	0.13	0.02	2.98	4.09	3.79	3.10	3.07	3.08	3.22	3.19	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	1.31	2.65	2.38	2.88	2.43	
Total	99.40	0.00	100.28	100.26	99.43	99.82	99.45	99.66	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
	O=6.00	O=6.00	O=6.00			O=8.00			cation fractions of oxides					
Si	1.94	1.96	1.95	1.91	1.94	2.33	2.43	2.43	SiO ₂	0.572	0.726	0.700	0.722	0.697
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	TiO ₄	0.005	0.005	0.006	0.006	0.007
Al	0.07	0.03	0.07	0.12	0.10	1.67	1.56	1.56	AlO _{1.5}	0.177	0.131	0.145	0.131	0.148
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	CrO _{1.5}	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.05	0.04	—	—	—	—	—	—	FeO	0.051	0.026	0.032	0.023	0.031
Fe ²⁺	0.30	0.62	0.31	0.34	0.39	0.02	0.03	0.03	MnO	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	MgO	0.056	0.006	0.008	0.007	0.009
Mg	0.81	1.24	0.81	0.81	0.95	0.01	0.00	0.00	CaO	0.067	0.016	0.024	0.016	0.021
Ca	0.78	0.07	0.81	0.79	0.58	0.67	0.59	0.59	NaO _{0.5}	0.056	0.057	0.057	0.059	0.059
Na	0.02	0.01	0.03	0.01	0.00	0.26	0.36	0.33	KO _{0.5}	0.015	0.032	0.029	0.035	0.029
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Total	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Σcation	4.00	4.00	4.01	4.01	4.00	4.97	4.97	4.95						
	end-member component													
Ac	0.022	NaR ³⁺	0.012	Jd	0.026	0.009	0.00	An	0.718	0.621	0.637			
CaTs	0.052	R ²⁺ Ti	0.006	AlCaTs	0.000	0.023	0.04	Ab	0.282	0.379	0.363			
Wo	0.377	R ²⁺ R ³⁺	0.026	TiCaTs	0.024	0.031	0.01	Or	0.000	0.000	0.000			
En	0.455	Wo	0.036	CrCaTs	0.005	0.005	0.00							
Fs	0.169	En	0.641	DiHd	0.780	0.729	0.53							
		Fs	0.32	EnFs	0.176	0.215	0.41							

Ac: Acmite, CaTs: (Al-tschemmakite) + (Ti-tschemmakite) + (Fe-tschemmakite) + (Cr-tschemmakite), AlCaTs: Al-tschemmakite, TiCaTs: Ti-tschemmakite, CrCaTs: Cr-tschemmakite, DiHd: diopside-hedenbergite, EnFs: enstatite-ferrosilite, R²⁺: Mg²⁺ + Fe²⁺, R³⁺: Fe³⁺ + Al³⁺ + Cr³⁺, Fe³⁺: calculated from pyroxene stoichiometry.

The pair phase to calculate the temperatures is as follows: 1-2, 3-9, 4-10, 5-11, 6-9, 7-12, 8-13.

4-3 鉄チタン酸化物

分析面積に対する含有個数が少ないので、斜長石のようなはっきりしたレンジを設定することは困難である。しかし、少なくとも0.05, 0.01 mm 付近を境にして3つの区間には分けられ、粗粒側からレンジ I a, I b, II とする (Figs. 2c, 3c).

レンジ I a: スコリアのデータはないが、軽石では緩やかな傾きを持つ直線に近似できる (Fig. 2c). レンジ I b: 軽石, スコリアともかなりばらついた分布を示すが、これは斜長石, 輝石に比べ鉄チタン酸化物のモードが圧倒的に低いことに起因したものであり、本来の結晶数密度分布を表してはいないと考えられる (Fig. 3c). レンジ II: 0.01 mm 以下でスコリア, 軽石とも結晶数密度は爆発的に高くなる。軽石の結晶数密度分布はレンジ内の粗粒側側でばらつきが大きいので、細粒側側と比較すると軽石とスコリアの結晶数密度の差はより細粒側で大きく、P/S=3~5 である (Fig. 3c). 両者の分布がやや不連続なの

は分析誤差に起因するものと考えられる。また、0.002 mm 以下では斜長石より鉄チタン酸化物の結晶数密度が高い (Figs. 3c, 4a).

5. 晶出温度

複数の地質温度計を用いて、斑晶とマイクロライトの固結温度を推定した。温度計算に用いた化学組成の代表的な値を Table 1 に示す。

5-1 輝石温度計

今回の一連の噴火での噴出物は全て、斑晶としてエンスタタイトとオーザイト (以後、両輝石) を含むので、Lindsley (1983) の輝石温度計を使用した。軽石, スコリア, 9~11月に噴出した全ての安山岩片に含まれる両輝石はどれも同じ組成範囲に含まれる (三宅・他, 2005) ため、ここでは噴出日, 岩石種によらず、両輝石をコア, リムにのみ分け、Fig. 5 に図示した。多くの温度は1,050°C を示し、全体としては、1200~900°C の温度範囲におさま

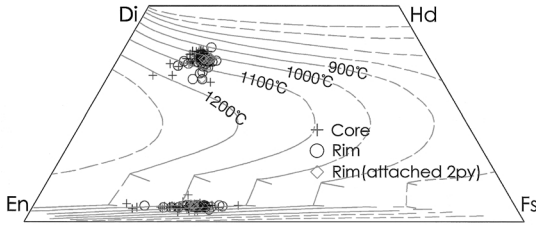


Fig. 5. Pyroxene components on a projection of the two-pyroxene geothermometer at 1 atom (after Lindsley, 1983).

る。なお、両輝石が密接するリム同士の組成は 1,030°C 付近に密集しているが、まれに 1,100°C を超える温度を示すこともある。

5-2 単斜輝石-液相温度計

Lindsley (1983) の輝石温度計を使うには、両輝石が共存していることが条件であるが、実際には 5-1 で得られた全ての温度範囲で両輝石が共存していたという証拠はない。そこで Putirka *et al.* (2003) の単斜輝石-液相温度圧力計を用いて、温度の推定を試みる。この方法では温度と圧力が一緒に求まるが、算出される圧力はばらつきが大きい。しかし、今回検討を試みる組成範囲では温度の圧力依存性が極めて小さい (1°C/kb) ので、圧力は 1 kb と仮定して計算する。結果を Fig. 6 に示す。

単斜輝石斑晶のコアの組成と平衡であった液相に全岩化学組成を用いると、その温度は 1,074-1,152°C となる。ここで注意しなければならない点が 2 点ある。1 点はコアとは言っても 2 次元の切断面の中心なので、必ずしも 3 次元の鉱物粒子の中心ではないこと。もう 1 点は単斜輝石の成長過程で、液相組成は変化するので、真のコア以外で全岩化学組成を液組成とするのは不適当であることである。したがって、単斜輝石斑晶の晶出開始温度は計算された最高温度を採用することが適当と考え、1,150°C と推定する。次に固結直前の最終温度を推定した。輝石組成として、単斜輝石斑晶のリムまたは単斜輝石マイクロライトを使い、液相組成としては石基ガラスの平均組成を用い推定した。軽石で 888-953°C、平均 904°C、スコリアで 887-945°C、平均 918°C である。ところで、Putirka *et al.* (2003) の単斜輝石-液相温度圧力計の温度適用範囲は最低温度が 1350 K (1077°C) であり、今算出したリムとマイクロライトの結晶化温度はこの範囲外となるので、ここでは参考値とする。

5-3 斜長石-液相温度圧力計

Putirka (2005) の斜長石-液相温度圧力計を用いて、単斜輝石と同様に斜長石斑晶のコア、リム、斜長石マイクロライトの結晶化温度を推定した。この温度圧力計を使

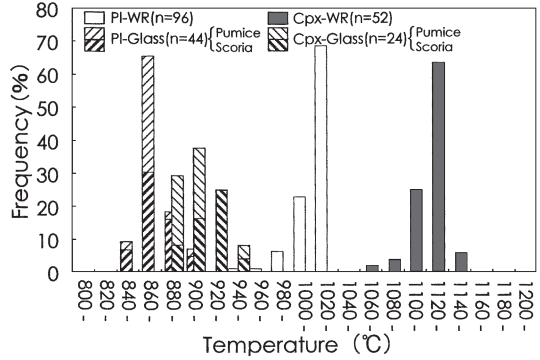


Fig. 6. Frequency in crystallization temperatures of clinopyroxene and plagioclase coexisting with melt in the pumice and the scoria. Temperatures are obtained at 1kb from clinopyroxene-liquid assemblage (after Putirka *et al.*, 2003) and plagioclase-liquid (after Putirka, 2005). Pl-WR: core of plagioclase phenocryst -whole rock. Pl-Glass: plagioclase microlite and phenocryst rim-glass. Cpx-WR: core of clinopyroxene phenocryst-whole rock. Cpx-Glass: clinopyroxene microlite and phenocryst rim-glass.

用するには H₂O 量が必要だが、H₂O 量を使用しないモデルも提示されている。斜長石と液相の平衡時の H₂O は、上昇・噴出過程で失われていく可能性が高く、正確な量を知ることは困難である。このため、ここでは H₂O 量を使用しないモデル (Putirka, 2005; Table 2 (B) 式) で計算を行った。こちらも単斜輝石-液相温度圧力計と同様に温度と圧力が一緒に求まるが、算出される圧力はばらつきが大きい。しかし温度の圧力依存性は 8-9°C/kb と充分小さな値であるので、圧力は 1 kb として計算した。結果は Fig. 6 に示す。

斜長石斑晶のコアの結晶化温度は平衡にあった液相を全岩化学組成と仮定すると、941-1034°C と求められた。5-2 で述べたのと同様の理由で斜長石斑晶の晶出開始温度は 1,030°C とみるのが適当であろう。また、6-1 で述べるように、斜長石は輝石より後から晶出し始めた可能性があるため、全岩化学組成から輝石を 10% 取り除いた値を液相組成として計算すると、その温度は約 10°C 低くなる。

一方、斜長石マイクロライトの結晶化温度を求めるにあたっては、液組成としてガラスの組成を用いたが、単斜輝石-液相温度圧力計と異なり、平均ガラス組成に加えて、マイクロライトとそれに隣接するガラスの組成を測ったものはそれをペアにして計算をおこなった。斜長石のリム、及びマイクロライトの温度は軽石で 860-

901°C, 平均 873°C, スコリアで 845–922°C, 平均 879°C となった。

6. 議 論

6-1 斑晶-微斑晶の結晶化

Marsh (1988) によると, 定常状態にあるマグマだまりの CSD は指数分布になり, 結晶数密度の対数を粒径に対してプロットすると, 傾き $-1/G\tau$ の直線になる。ここで G は結晶成長速度, τ はマグマ溜りの結晶が入り替わりに要する時間である。このようなマグマだまりでは, 恒常的なマグマの流入・流出があり, 結晶は一定の速度で成長している。多くの火山岩の斑晶の CSD は指数分布に近く, マグマ溜りはこのような定常状態にあると考えられた (Marsh, 1988)。

本研究では, 結晶の形態的特徴から斑晶-微斑晶としたレンジ I はその粒径の大きさと結晶数密度の低さからマグマだまりで形成されたと解釈される。レンジ I a では, 全ての鉱物種で軽石, スコリアとも結晶数密度がきわめて低く, 緩やかな傾斜の直線状の分布 (Figs. 2a, 2b, 2c, 3a, 3b) を示す。斜長石, 輝石のレンジ I b では, その傾きはレンジ I a よりも急な直線的分布となる。

このような異なった結晶数密度分布は, 2種類のマグマの混合で形成されることを Higgins (1996) は議論している。一方, Maaløe *et al.* (1989) はマグマの冷却速度が異なることにその原因を求め, マグマの温度がやや低下するような異なったイベントが起こった可能性を推論している。現在のところ傾きの異なる 2 直線様の分布となる原因を特定することは難しいが, 少なくともレンジ I の分布は Armienti *et al.* (1994) が議論したように, マイクロライト生成条件に比べ, マグマだまりでのより平衡に近い条件下で, 結晶が長時間かけて成長することで形成されると考えられる。

軽石, スコリアの各鉱物のレンジ I a・I b での軽石とスコリアの CSD の一致 (Figs. 3a, 3b) は, 両者が同一マグマだまり起源であることを示唆する。このことは, 軽石とスコリアの全岩化学組成, 斑晶鉱物の化学組成がほぼ一致する (三宅・他, 2005) ことから支持される。次にマグマだまり内での各鉱物の結晶化温度をまとめる。

密接する両輝石斑晶から得られた輝石温度計による温度, 単斜輝石-液相温度圧力計から求められた斑晶単斜輝石のコアの温度とも最高値は約 1,150°C であるので, 両輝石斑晶とも 1,150°C では晶出し始めていたと考えられる。一方, 斜長石のコアの晶出開始温度は, およそ 1,030°C であり, 斑晶単斜輝石のコアの晶出開始温度より, 約 100°C ほど低い。Fig. 7 には斜長石と輝石の特徴的な産状を示した。斜長石の大斑晶が輝石の斑晶を包み

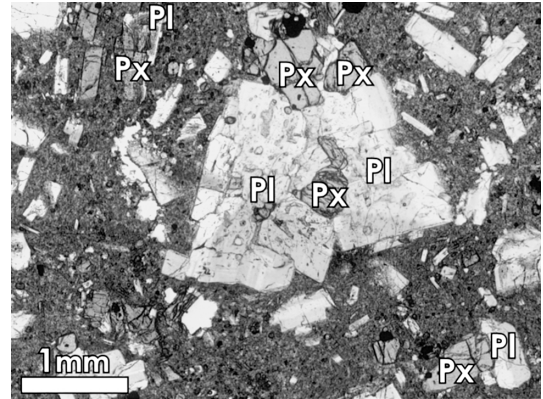


Fig. 7. Pyroxene (Px) enclosed in plagioclase (Pl) phenocryst observed in the pumice under an optical microscope.

込むように成長している産状は多く認められるが, その逆はないので, 斜長石は輝石より後に晶出を開始したことをあらわし, 輝石と斜長石の晶出開始温度に差があることと矛盾しない。よって, 輝石温度計および斜長石-液相温度計で最も値の集中する 1,020–1,030°C がマグマだまりの平均的な温度と考えられる。斑晶状の鉄チタン酸化物については, 晶出開始温度をマグネタイト-イルメナイト温度計 (Frost *et al.*, 1988) から求めると 900–1,020°C となり, その最大値は斜長石の晶出開始温度に近い。よって, マグマだまり内ですでに晶出しはじめていたであろう。

なお以降の議論では, 9月1日噴火時に軽石を形成したマグマを 901 マグマ, 9月23日噴火時にスコリアを形成したマグマを 923 マグマと呼ぶ。

6-2 斜長石マイクロライトの結晶化過程

軽石, スコリアの斜長石マイクロライトは, すでに述べたような特徴的な形態と高い結晶数密度をもつ。このような斜長石マイクロライトをもつ組織はいくつかの合成実験により再現されている。Lofgren (1974) は玄武岩を用いた結晶化実験で, 斜長石と輝石の特徴的結晶形態は過冷却度の違いによって生じることを明らかにした。Couch *et al.* (2003) は, 水に飽和した流紋岩質の試料 (SiO_2 wt% = 71.5) の等温減圧による結晶化実験を行っている。その際, 急減圧と段階的な減圧の 2 種類の方法をとり, 実効的過冷却 (ΔT_{eff}) による組織と結晶数の違いを記載した。同様の実験は Hammer and Rutherford (2002) により流紋岩質の試料 (SiO_2 wt% = 77.4) でなされ, Larsen (2005) は流紋デイサイト質の試料 (SiO_2 wt% = 70.6) を用いて過冷却度一定の条件で実験を行い, 結晶化過程について論じている。

三宅・他 (2005) は本研究で使用した軽石とスコリアの石基のモード組成、鉱物及びガラスの分析値を報告している。これらの値と各成分の密度から石基の総化学組成を計算すると SiO_2 含有量はそれぞれ 70, 68% 程度となる。これらの値は前述した実験に用いられた試料の化学組成に比較的近いので、以降、再現実験を参照して、斜長石マイクロライトの結晶化過程を考察する。

軽石、スコリアともレンジ II a には卓状のマイクロライトが出現する。マイクロライト結晶化実験によると、卓状斜長石は急減圧の場合は $\Delta T_{\text{eff}} 38^\circ\text{C}$ 、段階的減圧の場合は $\Delta T_{\text{eff}} 38-98^\circ\text{C}$ で晶出することが示されている (Couch *et al.*, 2003)。また、結晶数密度はレンジ I b よりもかなり高く (数 100 倍以上) なっていることから、901, 923 両マグマはレンジ I b に比べ過冷却度が高く核形成率も高い状態になったことが分かる。

軽石、スコリアのレンジ II b ではともに結晶数密度が爆発的に増加し、マイクロライトは燕尾状の特徴的な形態を持つ。燕尾状の斜長石マイクロライトは急減圧で、 ΔT_{eff} が 98°C の時にのみ晶出し、急減圧での $\Delta T_{\text{eff}} 66^\circ\text{C}$ や 132°C の実験、及び段階的な減圧実験では出現しない (Couch *et al.*, 2003)。同様に、Hammer and Rutherford (2002) は、急減圧の場合 $\Delta T_{\text{eff}} = 120^\circ\text{C}$ で燕尾状の斜長石マイクロライトが晶出することを示している。これらの実験結果から軽石、スコリアの燕尾状斜長石マイクロライトの形成は、それぞれのマグマが徐々にではなく、一気に 100°C 近くの過冷却条件下にもたらされたことによると推定できる。また、過冷却度が大きくなると、結晶成長より核形成速度が劇的に高くなるが (Hammer and Rutherford, 2002; Couch *et al.*, 2003 など)、これはレンジ II b の著しく高い結晶数密度に対応している。上述したような高い過冷却度を急に与えるには、上昇したマグマの急激な減圧・脱ガスによるリキダスの上昇というプロセスを考えるのが最も妥当であろう。一方、このようなレンジ II b に比べ、レンジ II a は、マグマだまりから離れた直後の冷却速度も脱ガス速度も比較的小さい状態で形成されたと解釈できる。

軽石、スコリアの斜長石で 0.003 mm までは粒径の減少に伴い上昇していた結晶数密度は、 0.003 mm 以下では逆に低くなりピークを形成する。このような事例は、^{とが}砥川溶岩 (森下, 1992)、エトナ火山の溶岩 (Armiienti *et al.*, 1994) などでも知られている。実験岩石学的手法を用いた研究 (Hammer and Rutherford, 2002; Couch *et al.*, 2003; Larsen, 2005) から CSD にみられるピークの成因は次のように解釈される。

Couch *et al.* (2003) は急減圧後に晶出した斜長石の結晶度の時間変化を測定している。その結果は、 ΔT_{eff} が

$38-98^\circ\text{C}$ では $100-200$ 時間程度で結晶度はほぼ一定に達し (平衡)、以降結晶度は上がらない。Hammer and Rutherford (2002) は $\Delta T_{\text{eff}} 34^\circ\text{C}$ で 168 時間、Larsen (2005) は $\Delta T_{\text{eff}} 35^\circ\text{C}$ で 240 時間で平衡に達するという類似した結果を得ている。また Couch *et al.* (2003) は数試料において鉱物粒子の面積ごとの頻度を求めて、平衡に達した試料では細粒部にピークがあらわれることを示している。つまり結晶度が一定になるとオストワルド熟成が働いて粗粒化が起る (Larsen, 2005)。結晶度が一定となった後およそ 400 時間後に、粗粒化により細粒子は減少して、結晶数密度のピークが現れる (Couch *et al.*, 2003, $\Delta T_{\text{eff}} 66^\circ\text{C}$ の試料)。従って、901, 923 両マグマは、高い過冷却度下におかれた後もほぼ一定の条件下にある程度の時間保たれ、結晶度が一定に達し、粗粒化を経て、結晶数密度のピークを形成したことになる。

6-3 輝石、鉄チタン酸化物マイクロライトの結晶化

輝石のレンジ II a, II b のマイクロライトは軽石とスコリアとともに長柱状から針状、中空なものなど特徴的な形態をもつ。このような形態の輝石も高い過冷却度下で晶出することが Lofgren (1974) の玄武岩を用いた実験で明らかにされているので、輝石マイクロライトも斜長石マイクロライトと同様に高い過冷却度下で晶出したことがわかる。鉄チタン酸化物には散晶状の形態を持つものもあるので、これも同様の環境で晶出したと考えられる。

輝石と鉄チタン酸化物の CSD は細粒径ほど常に高く、斜長石のようなピークをもたない。これは、両者の成長速度がマイクロライト生成条件下で斜長石に比べ遅いため、オストワルド熟成による粗粒化の影響がほとんど認められないことに起因すると考えられ、輝石と鉄チタン酸化物の各レンジ境界が斜長石よりも細粒径側にあることとも矛盾しない。

6-4 901 マグマと 923 マグマの上昇過程の違い

軽石とスコリアの結晶数密度は斜長石、輝石のレンジ I a, I b ではそれぞれほぼ一致した分布を持っているが、レンジ II a より細粒径では異なった分布となる。これらのマイクロライトの平均粒径は、それぞれ $6 \mu\text{m}$, $5 \mu\text{m}$ とその差は小さいが、マイクロライト結晶度には 28%, 14% と顕著な差があるので (Fig. 8)、これらの違いをもたらした 901 マグマと 923 マグマの上昇・結晶化過程の差異について考察する。

マグマ上昇初期にあたるレンジ II a では軽石の方がスコリアの結晶数密度よりも少し高い。これは 901 マグマの方が 923 マグマより、核形成率がわずかに高い状態にあったことを意味する。これは先行した 901 マグマが冷えた火道を上昇したのに比べ、923 マグマは暖められた火道をあとから上昇したので冷却しにくかったためかも

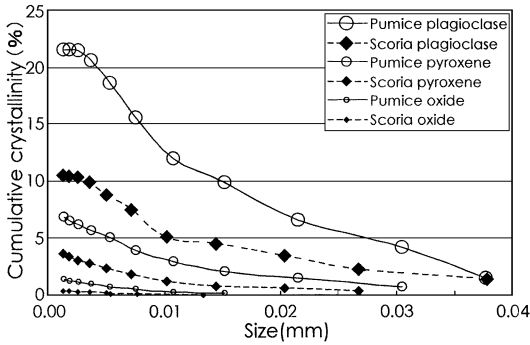


Fig. 8. Accumulative microlite crystallinity against the grain size in the pumice and scoria. Pm: pumice, Sc: scoria, Pl: plagioclase, Px: pyroxene, Ox: oxide.

しれない。また、901 マグマの方が一時期、上昇速度が速かったなど、両マグマの上昇速度に差があった場合にも、若干の過冷却度の差は起こりうる。しかし、現段階でその原因を特定することは困難である。

次に軽石とスコリアのマイクロライトの平均粒径に基づき、マグマの上昇時期について考察する。急上昇したマグマが火道中に停滞するとマイクロライトが形成されるが、その平均粒径は火道停滞期の長さに依存する。ここで、オストワルド熟成による粗粒化速度が901 マグマと923 マグマで等しいと仮定する。両マグマが同時に上昇を開始しレンジIIのマイクロライトを晶出したとすると、軽石の噴出はスコリアの噴出より約3週間早いので、火道中の停滞時間の長いスコリアのマイクロライトの平均粒径の方が大きくなるはずである。しかし、マイクロライトの平均粒径は軽石とスコリアでほとんど変わらないので、両マグマのマイクロライトの粗粒化に要した時間はほぼ等しかったと想定できる。従って、923 マグマは901 マグマより3週間ほど遅れて上昇を開始したと考えられる。

一方、軽石とスコリアの結晶度は大きく異なっている (Fig. 8) が、これは定置位置でのマイクロライト形成期の生成条件を反映している。このような結晶度の差は1つには、定置位置での温度の違いが考えられる。また、Hammer and Rutherford (2002), Couch *et al.* (2003) は、より低圧下で平衡に近い条件に達すれば、結晶度はより高くなることも示している。両者の差異は結晶度が一定に達した条件での圧力の差異による可能性もある。斜長石-液相温度圧力計から求めた斜長石のリム及びマイクロライトの結晶化温度は、901 マグマと923 マグマとでそれぞれ約870°C、約880°Cである。923 マグマの方が若干高温であるが、その差は僅かなので、マイクロ

ライト晶出時の両マグマの温度はほぼ等しかったと考える方が適当であろう。従って、マイクロライトの結晶度が高い901 マグマが923 マグマより低圧下で火道中に定置していたと考えられる (Fig. 9C)。

マイクロライト極小粒径のレンジIIcでは軽石とスコリアではCSDに差異が見られ、0.002 mm以上では常に軽石の方が高かった結晶数密度が0.002 mm以下ではスコリアの方で高くなる (Fig. 4a)。また、軽石の皮殻部には気泡がまれなのに対し、スコリアには気泡が多く、気泡にマイクロライトが突き刺さったディクチャキシチック組織が見られる。これらの差異は以下のような、噴火前の両マグマの動きの違いによると考えられる。つまり、901 マグマは定置位置 (Fig. 9C (3)) での圧力下で、脱ガスし平衡含水量に達していた。軽石の皮殻部は噴出時に急冷固結したため、定置位置での組織を保存している。一方923 マグマは定置位置 (Fig. 9C (2)) で脱ガスしマイクロライトを晶出したあと、火口底付近までの再上昇時 (Figs. 9C (2)-E (4)) に再び脱ガスし発泡した。この再発泡でスコリア中にはディクチャキシチック組織が形成され、再上昇の間にさらに極細粒のマイクロライトの形成が促進された。

両マグマは噴出時に再び過冷却度が高くなるが、Couch *et al.* (2003), Larsen (2005) が指摘しているように、高過冷却度下であっても数時間は核形成は開始しないこと、また低温への急冷却であることから、噴出時にマイクロライトが形成されることはない。このことから斜長石-液相温度圧力計で求めたマイクロライトと斑晶のリムの結晶化温度は、それぞれのマグマの定置位置 (Fig. 9C (2), (3)) での温度を示していると考えられる。前述したように両マグマの斜長石の晶出温度差は僅かなので、その温度はほぼ等しかったと考え、得られたデータの最低値から両マグマはそれぞれ約850°Cに達した後、噴出したと推定できる。

最後に上昇から噴出までの時間経過をマイクロライトの平均粒径などから見積もる。Couch *et al.* (2003) らの実験では、結晶度が一定に達するまでに24-240時間かかっていることから、軽石、スコリア両マグマが急上昇を開始後、定置して平衡に達するまでの時間は、1日から2週間以内であったであろう。また、マイクロライトの粗粒化がおおよそ時間に比例すると考えられると、平均粒径からマイクロライトの生成時間が見積もれる。細粒部にピークがあらわれた Couch *et al.* (2003) の実験では、形成されたマイクロライトの平均粒径は15 μ mとなる (504時間)。それから推定すると軽石とスコリアのマイクロライトの平均粒径はそれぞれ、6 μ m, 5 μ mなので、火道内で結晶度がほぼ一定に達し (平衡) てから、

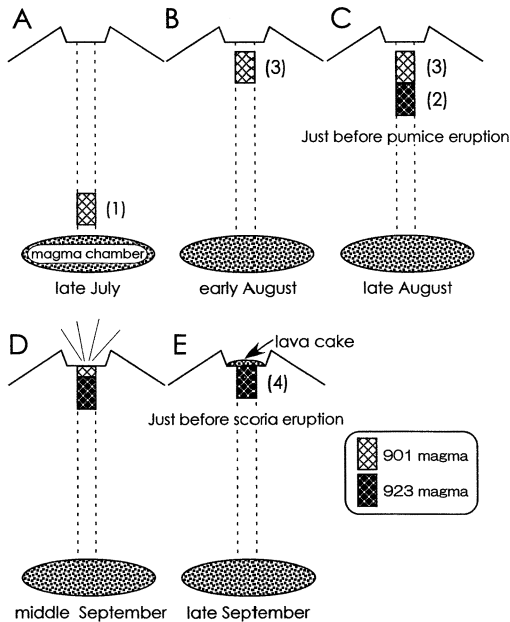


Fig. 9. Schematic illustration of magma ascent history. The depth and volume of magmas are not to scale. The number in a parenthesis represents relative depth of the magma column. A) 901-magma left the magma chamber and ascended through the vent. B) 901-magma stopped under the crater. C) 923-magma ascended through the vent and stopped beneath 901-magma. D) 901-magma erupted intermittently, accompanying with 923-magma ascent. E) Lava cake was formed in the crater. 923-magma ascended up to beneath the crater.

噴出するまで1-2週間程度の時間が経過したであろう。

6-5 マグマの上昇時期の推定

村上(2004)は、GPS観測により捉えられた地殻変動から黒斑山の下、海拔下2-3kmに垂直からやや傾いたダイク状のマグマだまりの存在を推定し、7月下旬ごろにそこからマグマが浅部へ上昇した可能性があることを指摘している。この時期をレンジⅡの開始時期であると仮定してみると、9月1日の噴火までの間に1ヶ月強の時間があり、その間に斜長石マイクロライトは0.04mmになった。このことから結晶成長速度を見積もると、およそ $1.2\sim 1.5\times 10^{-8}$ mm/sとなる。Couch *et al.* (2003)はマイクロライトの最大結晶成長速度を求めており、実験条件が浅間のマグマに近い場合(ΔT_{eff} : 38-98°C, ランタイム: 96-504時間)、 $10\sim 1.4\times 10^{-8}$ mm/sの成長速度を得ている。この速度は浅間で見積もった結晶成長速度とオーダーでは一致しているので、901マグマはマグマ

だまりから上昇を開始してから噴出まで1ヶ月強、火道に滞在したと判断できる。

ここまでで推定した時期と期間をまとめると、マイクロライトの粒径分布から読み取れる901マグマと923マグマの上昇、定置の時期は以下ようになる。901マグマはマグマだまりから7月下旬に上昇を始め、やがて急上昇を開始し(Fig. 9A), 数日後に火口底付近(Fig. 9B(3))に定置した。923マグマは8月中-下旬にマグマだまりから上昇を開始し、途中から急上昇に転じ、8月下旬から9月上旬に901マグマの直下に定置する(Fig. 9C(2))。9月1日に901マグマは最初の噴火をするが、9月14~18日の噴火以前にはまだ火道の上位に901マグマが残っていた(Fig. 9C(3))ので、923マグマはその直下に定置することとなった。9月14~18日の連続噴火(Fig. 9D)や火口底への溶岩ケーキの出現をもって火道中の901マグマはほぼ噴出し終わり、この時期に先に噴出した901マグマとともに上昇していた923マグマも火口底付近まで上昇して(Figs. 9C(2)-E(4)), 9月23日に噴出した。

7. まとめ

2004年9月の噴火で噴出した軽石とスコリアの結晶粒径を測定し、結晶数密度分布を得た。これらの結晶数密度分布およびマイクロライトの特徴、複数の地質温度計から得た結晶の晶出温度から、マグマだまりと、火道内でのマグマの結晶化過程を議論した。

2004年噴火の本質マグマである901マグマと923マグマは、同一マグマだまりを起源とし、約3週間の時間差をもって上昇し、異なる深度で定置し結晶化を続けた後、噴火をむかえた。

軽石、スコリアの岩石組織の差は、901マグマの方が、より低圧環境で、多くのマイクロライトを晶出したこと、定置後の異なった噴出過程のため形成された。

謝 辞

本研究をすすめるにあたり、信州大学理学部の柏原秀雄氏には画像の彩色を手伝っていただいた。初稿は東宮昭彦博士および匿名の査読者の方のご意見をいただき大いに改善された。以上のみなさまに感謝いたします。また研究費には信州大学の2004年度プロジェクト推進経費、東京大学地震研究所特定共同研究B(2003-B-01)「活火山における噴火様式の時代的変遷と長期噴火予知の基礎的研究(中川光弘代表)」、日本學術振興会科学研究費補助金(基盤研究(C): 17540435)「浅間火山噴出物の石基組織を利用した噴火予測の研究(三宅康幸代表)」を充たせていただいた。

引用文献

- Armenti, P., Paresci, M. T., Innocenti, F. and Pompilio, M. (1994) Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth; the case of the 1991–93 Mt. Etna eruption. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 402–414.
- Bates, R. L. and J. A. Jackson (1987) *Glossary of geology*, 3rd Edition. American Geological Institute.
- Cashman, K. V. (1988) Crystallization of Mount St. Helens dacite: a quantitative textural approach. *Bull. Volcanol.*, **50**, 194–209.
- Cashman, K. V. and Marsh, B. D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics dynamics of crystallization: 2. Makaopuhi lava lake. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 292–305.
- Castro, J. M., Cashman, K. V. and Manga, M. (2003) A technique for measuring 3D crystal-size distributions of prismatic microlites in obsidian. *Amer. Mineral.*, **88**, 1230–1240.
- 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.
- Frost, B. R., Lindsley, D. H. and Andersen, D. J. (1988) Fe-Ti oxide-silicate equilibria; assemblages with fayalitic olivine. *Amer. Mineral.*, **73**, 727–740.
- Hammer, J. E. and Rutherford, M. J. (2002) An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt. *J. Geophys. Res.*, **107**(B1), 2021, doi : 10. 1029/2001JB000281.
- Higgins, M. D. (1996) Magma dynamics beneath Kameni volcano, Greece, as revealed by crystal size and shape measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **70**, 37–48.
- Higgins, M. D. and Roberge, J. (2003) Crystal size distribution (CSD) of plagioclase and amphibole from Soufriere Hills volcano, Montserrat: evidence for dynamic crystallisation/textural coarsening cycles. *J. Petrol.*, **44**, 1401–1411.
- 星住英夫・下司信夫・石塚吉浩・古川竜太・宇都浩三・中野 俊・宝田晋治・斎藤元治・東宮昭彦・宮城磯治・篠原宏志・伊藤順一・風早康平・大和田道子・森俊哉 (2004) 浅間火山 2004 年 9 月噴火の噴出物の特徴と噴出量の見積り. 日本火山学会 2004 年度秋季大会演旨, 187 p.
- Kirkpatrick, R. J. (1977) Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 78–84.
- Larsen, J. F. (2005) Experimental study of plagioclase rim growth around anorthite seed crystals in rhyodacitic melt. *Amer. Mineral.*, **90**, 417–427.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**, 477–493.
- Lofgren, G. (1974) An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *Amer. J. Sci.*, **274**, 243–273.
- Maaløe, S., Tumyr, O. and James, D. (1989) Population density and zoning of olivine phenocrysts in tholeiites from Kauai Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 176–186.
- 牧野州明・津金達郎・曾根原崇文・三宅康幸 (投稿中: 本特集号) 浅間火山 2004 年 9 月の噴出物の含水量. 火山.
- Mangan, M. T. (1990) Crystal size distribution systematics and the determination of magma storage times: the 1959 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **44**, 295–302.
- Marsh, B. D. (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics dynamics of crystallization: 1. Theory. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 277–291.
- 三宅康幸・高橋 康・津金達郎・牧野州明・角前壽一・西来邦章・福井喬士・信州大学浅間火山 04 年噴火調査グループ (2005) 浅間火山 2004 年 9 月噴火の本質噴出物について. 火山, **50**, 333–346.
- 森下律生 (1992) 砥川安山岩溶岩の結晶サイズ分布について. 火山, **37**, 285–293.
- 村上 亮 (2004) GPS が捉えた浅間火山 2004 年 9 月噴火前のマグマ移動. 日本火山学会 2004 年度秋季大会演旨, 204 p.
- 中田節也・吉本充宏・小山悦郎・辻 浩・卜部 卓 (2005) 浅間山 2004 年噴火と過去の噴火との比較による活動評価. 火山, **50**, 303–313.
- Putirka, K. D. (2005) Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *Amer. Mineral.*, **90**, 336–346.
- Putirka, K. D., Ryerson, F. J. and Mikaelian, H. (2003) New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *Amer. Mineral.*, **88**, 1542–1554.
- 竹下欣宏 (2004) 中部日本, 注記更新世古期御嶽火山の火山活動史—テフラ層序学と記載岩石学に基づいて—. 地質雑, **110**, 158–174.
- Wager, L. R. (1961) A note on the origin of ophitic texture in the chilled olivine gabbro of the Skaergaard intrusion. *Geol. Mag.*, **98**, 353–366.

付 録

A1. 鉱物粒径分布の測定法

A1-1 元画像の撮影

偏光顕微鏡, 反射顕微鏡, 電子顕微鏡 (日本電子製 JSM-5310E, JSM-5200LVP) を併用し, 軽石は, 光学顕微鏡 40 倍, 100 倍写真をデジタルカメラで撮影. 電子顕微鏡写真 (組成像) は 100 倍, 350 倍, 1,000 倍で撮影した. スコリアは光学顕微鏡 40 倍, 100 倍, 電子顕微鏡 (組成像) 100 倍, 350 倍, 750 倍で軽石と同様に撮影した. Table A1 にそれぞれの倍率での撮影枚数等をまとめた. なお, 軽石では 0.2 mm 以上の結晶も解析対象としたので, 誤差を小さくするため, より広い範囲の画像が必要であった. そのため 40 倍の写真は 2 セット用意した.

A1-2 彩色

Table A1. Conditions utilizing for taking digital pictures of the pumice and scoria.

	Pumice					Scoria			
	1000	350	100	40	40	750	350	100	40
magnification									
back-scattered electron image	○	○	○			○	○	○	
optical image*			○	○	○			○	○
reference area (mm ²)	0.076	0.728	7.846	28.298	181.321	0.112	0.484	5.674	10.369
maximum grain-size (mm)	0.009	0.035	0.123	0.261	13.484	0.012	0.024	0.087	0.204
minimum grain-size (mm)	0.001	0.009	0.031	0.092	0.369	0.001	0.008	0.022	0.072
image resolution (μ m/pixel)	0.096	0.275	0.962	2.4	2.4	0.128	0.275	0.962	2.4
number of grains	647	168	253	186	105	574	79	225	63

* Images were photographed under reflected light and under transparent light with one- and crossed polarizer.

鉱物種ごとの彩色には市販画像ソフト (AdobePhotoshop7.0) を用いた。輝石, 鉄チタン酸化物, 気泡, クラックなどは, 彩色対象ごとに, Photoshop で色調補正, 色域指定をして彩色し, その後肉眼で確認し修正をほどこした。一方, 斜長石はガラスとの色調の差が微弱で色域指定での彩色が不可能なため, 全粒子の外形を肉眼で確認しトレースして彩色した。

100 倍の電子顕微鏡写真で斜長石は, 周囲のガラスとの境界を識別するのが困難となる。斜長石は偏光顕微鏡写真では容易に識別できるが, 薄片の厚みのため, 薄片表面に出ている鉱物の輪郭を正しく読み取ることができない。そこで反射顕微鏡写真を併用することで, 正確な輪郭を決定し彩色した。電子顕微鏡写真, 偏光顕微鏡写真 (オープン, クロス) と反射顕微鏡写真はそれぞれでレイヤーを作り重ね合わせた。その他の鉱物などは, 高倍率時と同様にして彩色した。また, 40 倍画像では偏光顕微鏡写真と反射顕微鏡写真を用い 100 倍画像と同様に彩色した。

各倍率で実際にカウントに用いた鉱物粒径範囲は Table A1 に示した。異なった倍率の画像から得たデータをスムーズに繋がられるように, 実際の彩色はより広範囲の粒径にわたって行っている。

各鉱物の彩色には, RGB の端成分を組み合わせた色を用いた。斜長石, エンスタタイト+オーゾライト, 不透明鉱物 (磁鉄鉱+チタン鉄鉱), 石英, 気泡, クラックなどを別レイヤーとし, RGB と色名でそれぞれ (255, 0, 0) red, (0, 0, 255) blue, (0, 255, 0) lime, (255, 255, 0) yellow, (255, 0, 255) magenta, (255, 255, 255) white, に彩色した。これらを別に作った (0, 255, 255) aqua で塗りつぶしたレイヤーに重ね合わせた。鉱物や気泡で彩色され

ない aqua の部分がガラスとなる。最後に全てのレイヤーを統合し, 24 ビットのビットマップファイルとして解析元の画像とする。

A1-3 画像データの取り込み

彩色された画像から, 同じ色の閉じた領域を探し個々の粒子を識別する。そのために, 画像を順次 1 ピクセルづつスキャンし, 着目ピクセルの色と隣接ピクセルの色と比べ, 同色なら隣接ピクセル番号を, 異なるなら新しい粒子番号を対象ピクセルに付ける。この操作が完了した時点では, たとえば凹凸粒子などでは, 同じ鉱物粒子にもかかわらず異なった番号が付けられる場合が生じる。次に, 粒子番号をスキャンして, 接している同種の鉱物粒子を結合して同一鉱物粒子番号に付け換える (最小の粒子番号に書き換える)。最終的に, 粒子番号による 2 次元マップが作られる。この 2 次元マップを利用して粒子番号ごとのピクセル数を算出し, 等ピクセル数をもつ正方形の辺の長さを該当鉱物の径として全てをリストアップする。以上の計数操作をプログラムし (GRS04, Visual Basic6.0) 実行した。

A1-4 結晶数密度の算出

まず, リストアップしたデータから 1 mm² に含まれる結晶の粒径ごとの頻度分布を求める (区間幅は隣り合う区間での鉱物の面積比が 2 倍になるように設定した)。次に計数された各区間の数値を 3/2 乗して 1 mm³ 当たりの個数に変換する (Wager, 1961; Kirkpatrick, 1977)。さらにその値を各区間幅で除することで, 結晶数密度を得た。なお, 0.001 mm 以下の粒径データは, 色域指定で行った彩色に不確実性を伴うので結果から除外した。

(編集担当 津久井雅志)