

浅間前掛火山のブルカノ式噴火の噴出物の岩石組織の多様性

—天仁噴火から2004年噴火まで—

安井真也*・高橋正樹*・阪上雅之*・
日本大学浅間火山2004年噴火調査研究グループ**

(2005年4月15日受付, 2005年11月11日受理)

Textural Variety in the Eruptive Products of Vulcanian Eruptions between 1108 A.D.
and 2004 A.D. on Asama-Maekake VolcanoMaya YASUI*, Masaki TAKAHASHI*, Masayuki SAKAGAMI* and Research Group
on the Asama 2004 Eruption at Nihon University**

Ash fall deposits composed mainly of lithic fragments are often recognized in the eruptive products of Asama-Maekake Volcano. A comparative study was made on microscopic textures of coarse-grained particles of 1 to 2 mm in diameter from thirteen ash-fall deposits. Average composition of the ash particles from Vulcanian eruptions after the 1783 eruption was also investigated using the cumulative ash-soil mixtures. More than 70 percent of the particles are sub-angular and blocky in shape. Crystalline, grayish, and non-vesicular grains are also abundant. These features suggest that most particles have been produced by brittle fracture of solidified magma. Individual ash-fall deposit has a particular composition. Some ash falls, which were generated after the large-scale eruption in 1108 A.D., have fragments of welded pyroclastic rock as well as those of altered lava. It suggests that they might have been generated from the specific condition inside the vent after the formation and collapse of proximal pyroclastic cone. A series of ash falls through the 2004 eruption show obvious temporal variation in their textures and compositions. Vitric and vesicular grains increased after the appearance of molten lava in the crater-bottom on 16th September and decreased thereafter. Instead, crystalline, grayish, and sub-angular particles increased with time. Oxidized particles have been recognized in the later stage. These temporal variations might correspond to the processes of the appearance and cooling of newly supplied magma.

Textures of thirty ballistics including bread-crust bombs from Vulcanian eruptions between 1783 A.D. and 1983 A.D. were observed. Half of them have unbroken, euhedral phenocrysts in the homogeneous groundmass suggesting that they have been originated from magma column of the ordinal coherent lava (Type 1). Forty percent of them contain the veins filled with fine-grained crystal debris in the matrix which is similar to Type 1 (Type 2). Ten percent of them show remarkable eutaxitic texture indicating that they are fragments of welded pyroclastic rocks (Type 3). These textures of the ballistics could account for the variety of ash particles and also imply the processes of fragmentation of magma in the conduit. Micro-faults are sometimes observed in the groundmass of Type 2. It indicates that the outer part of solidified magma in the conduit experienced the pulverization probably due to shock wave throughout Vulcanian explosion. Zigzag cracks running through a single phenocryst are also found around the veins. Characteristic vein filled with fine-grained crystal debris in Type 2 might be the evidence of the ejection of pulverized materials which occurs immediately after the explosion.

Key words: Asama-Maekake volcano, Vulcanian eruption, lithic fragment, texture, fragmentation

* 〒156-8550 東京都世田谷区桜上水3-25-40
日本大学文理学部地球システム科学科
Department of Geosystem Sciences, Nihon University, 3-25-40, Sakura-josui, Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan.

** 日本大学浅間火山2004年噴火調査研究グループ:
遠藤邦彦・他11名

Research Group on the Asama 2004 Eruption at
Nihon University: Kunihiko Endo and others

Corresponding author: Maya Yasui
e-mail: yasui@chs.nihon-u.ac.jp

1. はじめに

一般にブルカノ式噴火の噴出物は、パン皮状火山弾のように高温状態で放出されたことを示す本質物質のみならず類質物質や捕獲岩などを含み、種類が多様である。一回の噴火でもたらされる噴出物の粒径は、弾道放出物である粗大な火山岩塊から噴煙由来の火山灰まで幅が広い。多くの噴火事例の噴出物について火山灰粒子の形態の記載と火山灰の生産過程に関する議論を行った先駆的な研究には Heiken (1972) や Wohletz (1983) がある。Heiken and Wohletz (1985) は、ブルカノ式噴火では急激に膨張するガスにより生じた衝撃波が古い溶岩などの火道充填物と新しい溶岩を共に粉砕して多様な火山灰が生産されるという大局的な見地を示した。その上で彼等は具体的に 5 火山 5 事例の火砕物を紹介し、複雑な粒子組成や表面形態の多様性を説明するには、噴火の推移、マグマ内の物性の不均質性や地下水などの影響を考慮する必要があることを指摘した。

火砕物粒子の表面形態は、主にマグマの破碎過程を知る手がかりとなるが、断面組織は爆発深度付近の物質の種類や状態、さらに周囲の山体の構造をより具体的に知る手がかりとなりうる。一回の噴火で放出される火砕物の実態を知るには、ある程度以上の数量の火砕物粒子について岩石組織を記載し、定量的に分類を行うのが有効な手段の一つであると考えられる。多様な粒径の火砕物を網羅した記載を行うのが望ましいが、細粒な粒子の場合は、薄片上での単一粒子の断面全体が石基や斑晶鉱物の一部となり、粒径が小さくなるほど原岩の推定が困難となる。ここでは記載岩石学的な観察が可能な最小の粒径を 1 mm とし、1~2 mm の粒径範囲の粗粒火山灰の岩石組織を、浅間前掛火山の異なる噴出物間で比較することとした。天仁噴火 (1108 年) から 2004 年噴火までの 13 試料について粗粒火山灰粒子の薄片観察を行った結果、断面組織とそれらの量比が多様であることがわかった。また 2004 年の一連の噴火では、火山礫や火山灰の構成粒子の時間変化があったことが知られているが (吉本・他, 2005; 星住・他, 2004; 高橋・他, 2004 など)、粗粒火山灰粒子の岩石組織の検討からも結晶度や断面形態などの諸性質に時間変化が読み取れた。これらの観察事実からは火砕物粒子の起源や破碎過程が単純ではないことが予想される。そこで天明噴火 (1783 年) 以降 200 年間のブルカノ式噴火によって放出された粗大な火山弾や火山岩塊の岩石記載もあわせて行い、粗粒火山灰粒子の原岩推定の材料とした。本論では得られた観察事実に基づき供給源付近の物質と破碎過程について考察を行う。

2. 観察対象とした噴出物

浅間前掛火山の山麓では緻密で角張った石質岩片からなる火山灰層がしばしば認められる。それらは天仁噴火や天明噴火などの大規模火砕噴火の噴出物の間の土壌中に認められる場合と、大規模火砕噴火によってもたらされた降下軽石層中に挟在する場合とに大別される。前者は長期にわたって断続的に堆積したものとみられ、後者は大規模火砕噴火の活動期間中にもブルカノ式噴火があったことを示唆する。ここでは天仁噴火から 2004 年噴火までの石質岩片を主とする降下火山灰に着目して、構成粒子の岩石組織の比較を行う。以下に本研究で観察対象とした噴出物の層準と岩相の概要を記す。代表的な地点における柱状図に観察対象とした火山灰層の層準を示したものを Fig. 1 に、個々の試料採取地点を Fig. 2-(1) に示す。

2-1 B 降下火砕堆積物

ここでは天仁噴火 (1108 年) の浅間 B 下部降下火砕堆積物 (Aramaki, 1963) を「B 降下火砕堆積物」と呼ぶ。東~東南東 (N95°E) 方向の分布軸 (宮原, 1991) に近く層厚の大きい火口から東南東 6.7 km の地点では、B 降下火砕堆積物は粒度や構成物の違いにより 8 枚の降下単位から構成される (下位より第 1 層~8 層, Fig. 1-(1))。第 1 層と第 5 層は火山灰から、それ以外は火山礫からなる。第 1 層は 3 枚の火山灰層からなり、石質岩片に富む。第 5 層は主に茶褐色ガラスからなる。第 2, 4, 6 および 8 層は軽石から、第 3 層と第 7 層は黒色でガラス光沢のある角張った石質岩片から構成される。第 8 層の上位には次に述べる赤色火山灰層が載る。本研究では岩片から構成される第 3 層と第 7 層を観察対象 (試料 1-1 および 1-2) とする。

2-2 赤色火山灰層

赤色火山灰層 (Aramaki, 1963) は様々な色調を呈する多数の火山灰層より構成され、場所により層厚、枚数が異なる。火口の東南東から北東までの広い範囲で確認される (Fig. 2-(2))。東方で厚く火山灰層の枚数が多い傾向があるため、東方に分布軸をもつ降下単位が多いものとみられる。赤色火山灰層は火口の南東山麓では B 降下火砕堆積物の上位に認められるが、東から北東山麓では追分火砕流堆積物を覆い、北東山腹では上舞台溶岩を覆うのが確認される。B 降下火砕堆積物も追分火砕流堆積物も多くのユニット (降下単位や流下単位) からなるが、分布方向が異なるため、ユニット間の正確な層序関係はわかっていない。降下軽石や火砕流をもたらした天仁大規模噴火の後に発生した複数回の噴火によって赤色火山灰層が堆積したことは確実であるとみられる。

一般に赤色火山灰層を構成する個々の火山灰層の層厚

からなり、第 4 層と第 5 層には黒灰色で角張ったガラス質の緻密な石質岩片が多く含まれる。第 3 層は軽石の粒間に褐色の火山灰や火山豆石を含み淘汰が悪い。第 7 層は 8 枚の火山灰層からなる。第 6 層と第 7 層はいずれも第 4 層や第 5 層に含まれる岩片と同質の石質岩片から構成される。火口から東北東 2~3 km の山腹斜面では、第 6 層と第 7 層の合計層厚は 60 cm 以上に及ぶ。ここでは第 7 層を構成する 1 枚の火山灰層を試料 3 として扱う。

2-4 天明噴火の ESE 降下火砕堆積物

天明噴火 (1783 年) の降下火砕堆積物は、分布方向の異なる“ESE 降下火砕堆積物”、“NE 降下軽石”、および“NNW 降下軽石”に大別される (安井・他, 1997)。主体部をなす ESE 降下火砕堆積物は、軽石からなる火山礫層と火山灰層から構成され、22 枚のユニット (降下単位) にわけられている (安井・他, 1997)。火山灰層は基底部の 1a 層のみ岩片に富むが、残りは火山ガラスを主とする。ここでは 1a 層を試料 4 とする (Fig. 1-(3))。古記録との対応により、1a 層は 1783 年 6 月 25 日の噴火の噴出物であると考えられている (Yasui and Koyaguchi, 2004)。なお、1a 層は他の試料に比べ粒度組成が全体に細粒であるため (長井・他, 2004)、0.5 mm 以上 1 mm 未満の粒子を扱った。このため結晶の配列など観察が困難な一部の項目は、記載を行っていない。

2-5 天明噴火以降約 200 年間の噴火による火山灰

天明噴火以降の浅間火山の活動による噴出物は、火口からの距離により次のような岩相の変化が見られる。火口近傍では火山岩塊や火山礫が多いが、山腹では距離とともに細粒化し、山麓では土壌と火山灰の混合層となる。下鶴 (1995) は、天明噴火噴出物直下の土壌層が浅間火山の噴火による火山灰、軽石および礫を母材とした粗粒火山放出物未熟土であることを示した。産状の類似性から天明噴火噴出物直上の火山灰・土壌混合層も火山灰や礫を母材としていると考えられる。

ここでは、火口から東北東 2.4 km (試料 5-1)、東 4.4 km (試料 5-2)、および東北東 6.3 km (試料 5-3) の 3 地点で採取した火山灰・土壌混合層を扱う (Fig. 2-(1))。各地点では 1 cm 前後の緻密な石質岩片が土壌中に散在するが、成層構造は認められない。火山灰・土壌混合層の平均の層厚は 15 cm 前後である。各試料は 1990 年代後半に採取したものであるが、1990 年 7 月の噴火はきわめて小規模だったことからその火山灰は含まれていないとみられる。従って 1983 年 4 月の噴火までの、天明噴火以降約 200 年間の活動による火山灰が試料に含まれているものと考えられる。試料は実験室で水洗後、粒径を揃えて薄片作製を行った。

2-6 2004 年噴火の火山灰

2004 年噴火については、9 月 1 日から 11 月 14 日までの期間のうち 4 回の爆発的噴火による降下火山灰を観察対象とした; 試料 6-1 (9 月 1 日)、試料 6-2 (9 月 23 日)、試料 6-3 (10 月 10 日) および試料 6-4 (11 月 14 日)。9 月 14 日から 18 日にかけて発生した一連の噴火については、16 日から 17 日にかけて降下した火山灰を採取した。他の日付の試料に比べ全体に細粒で (長井・他, 2004)、粗粒火山灰粒子の試料が得られなかったため、参考に 0.125 mm 以上 0.25 mm 未満の粒径の粒子の薄片を観察した。

2-7 天明噴火以降約 200 年間の噴火による火山岩塊と火山弾

以上に挙げた試料を構成する粗粒火山灰粒子の原岩推定の材料として、天明噴火以降に噴出した粗大な火山岩塊やパン皮状火山弾の岩石組織を観察した。試料は、火口の北東山腹および西側山腹において (Fig. 2-(1))、2003 年 8 月から 2004 年 8 月までの期間に採取した。北東山腹の地表では天明噴火の火砕流堆積物に含まれる粗大な岩塊が多く突出するが、これと区別するために、衝撃クレーターを形成している火山岩塊を採取した。これらの火山岩塊やパン皮状火山弾の噴出時期は不明であるが、1973 年噴火や天明噴火以降で最後に活動が頻発した 1950 年代の噴火で放出されたものが多いものとみられる。46 個の岩塊のうちパン皮状構造が見られたのは 6 個 (14%) で、残りは特定の外形を示さない火山岩塊であった。ここでは代表的な 30 個の岩塊について薄片を作製して観察を行った。

3. 粗粒火山灰粒子の分類と岩石組織の詳細

3-1 粗粒火山灰粒子の分類とタイプ別量比

各試料の 1 mm 以上 2 mm 未満の粒径範囲の粒子をエポキシ樹脂で固定後、薄片を作製した。各薄片の 20 倍の顕微鏡写真を用意し、径の大きい方から 100 個以上の粒子に番号を付した。個々の粒子について次の 4 項目を観察した: 1) 断面形態, SP: 飛沫状, SA: 亜角礫~角礫状, 2) 気泡の有無: V: 気泡有, M: 気泡なし, 3) 石基の結晶度, G: ガラス質, C: 結晶質 (隠微晶質~ハイアロピリティック組織), および 4) 結晶の配列, R: 配列なし, A: 配列有。これらの観察項目の組み合わせから粒子タイプを Table 1 のように分類した。大局的に A タイプは輪郭が飛沫状であり、B タイプは亜角礫状である。各タイプは結晶質かガラス質か、気泡の有無および結晶の定方配列の有無により細分される。これらに加え、遊離結晶 (C タイプ) と変質した火山岩片 (D タイプ)、異質岩片 (E タイプ) を識別した (Fig. 3)。D タイプは石基と斑晶を

Table 1. Classification of ash particles in this study.

Type	Sub-type	1		2		3		4	
		SP	SA	V	M	G	C	R	A
A	A-1	○		○		○		○	
	A-2	○		○			○	○	
B	B-1		○	○		○		○	
	B-2		○		○	○		○	
	B-3		○	○			○	○	
	B-4		○		○		○	○	
	B-5		○	○		○			○
	B-6		○		○	○			○
	B-7		○	○			○		○
	B-8		○		○		○		○
C	free crystal								
D	altered fragment of volcanic rock								
E	fragment of accidental material								

Type A: particles with spray-like outline, Type B: particles with polygonal outline, Type C: free crystal, Type D: fragment of altered volcanic rock and Type E: fragment of accidental material. 1: Outline, SP: spray-like, SA: sub-angular. 2: Presence of vesicles, V: vesicular, M: massive. 3: Crystallinity of ground-mass, G: glassy, C: crystalline (cryptocrystalline to hyalopilitic). 4: Arrangement of minerals in ground-mass, R: random, A: arrangement.

確認できるが変質の著しい粒子である (Fig. 3-(12)). Eタイプには微細な気泡を含む無色ガラスに粒状の石英や長石を含むもの (Fig. 3-(13)) や粘土質岩状の粒子がみられ、透輝石を含むものは稀である。これらは Aramaki (1963) が記載した浅間火山の捕獲岩の性質と似ることから異質岩片とした。

対象とした試料のタイプ別個数比 (Fig. 4) からは次のような傾向が読み取れる。断面形態すなわち粒子の輪郭は垂角礫状の粒子 (Bタイプ) が大半を占め、飛沫状の粒子 (Aタイプ) は1割以下と少ない。飛沫状の粒子で

気泡を含まないものは見られなかった。試料2, 3および4以外は結晶質の石基をもつB-3とB-4タイプが50%以上を占める。試料1-2 (B降下火砕堆積物の第7層)、試料2 (赤色火山灰層) および試料3 (B'降下火砕堆積物の第7層) は結晶の定方配列を示すB-5~B-8タイプを数~数10%含む。遊離結晶 (Cタイプ) は10%以下が大半であるが、試料4 (天明噴火の1a層) のみ50%を超える。変質した岩片 (Dタイプ) は数%から30%まで幅があり、試料6-1 (2004年9月1日の火山灰) と試料2 (赤色火山灰層) に多い傾向がある。試料5 (天明噴火以降

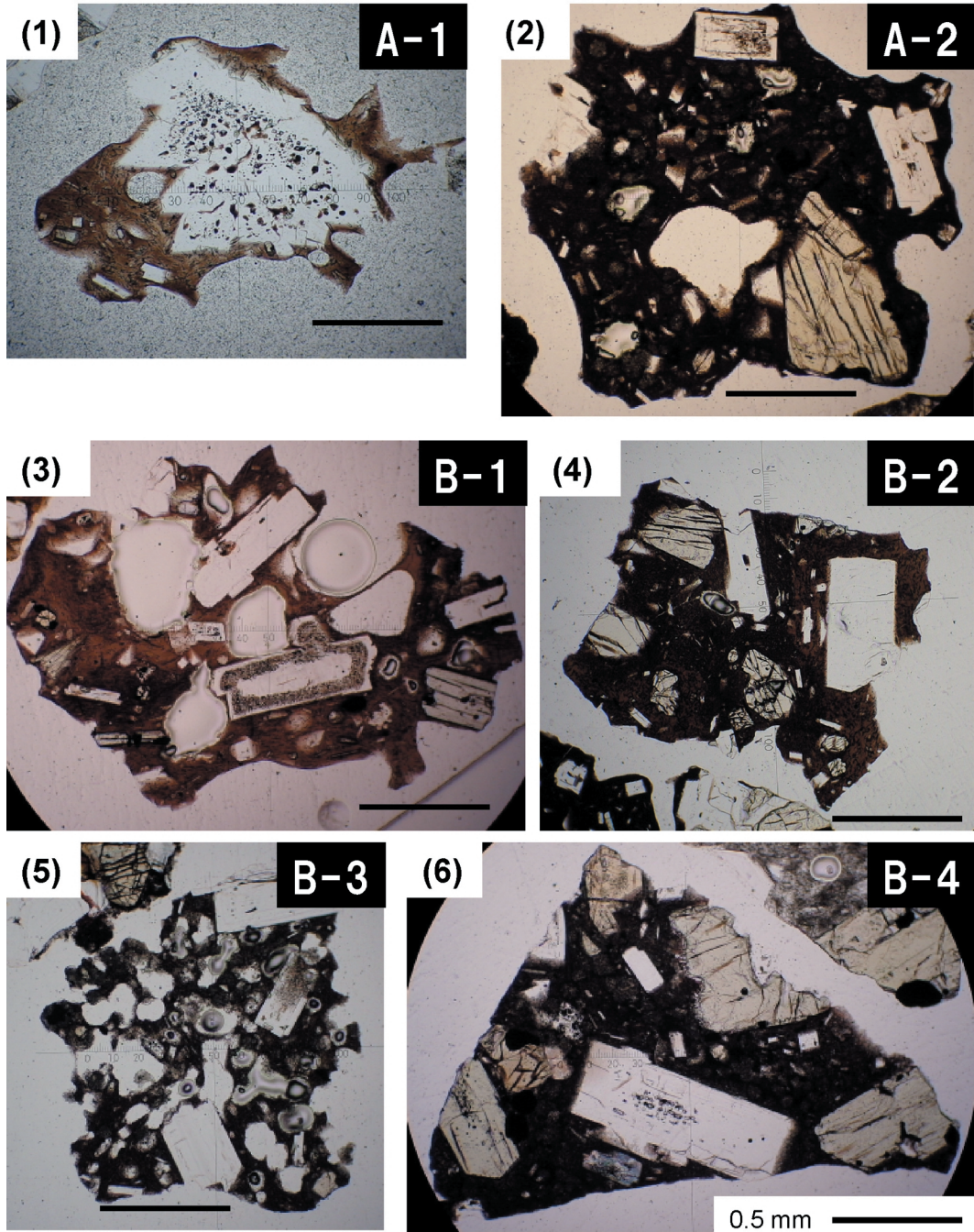


Fig. 3. Photomicrographs of typical grains of types A,B,C,D and E in this study. Grain size is 1 to 2 mm in diameter for each photo. Photos 1 to 13: open nicols. Photo 14: a grain of Type B-4 rich in fine-grained crystal debris. Crossed nicols. For details of individual types, see text in the subsection 3-1.

(1) Type A-1 (Sp. 6-2), (2) Type A-2 (Sp. 6-3), (3) Type B-1 (Sp. 6-3), (4) Type B-2 (Sp. 6-3), (5) Type B-3 (Sp. 6-3), (6) Type B-4 (Sp. 6-3), (7) Type B-5 (Sp. 2-1), (8) Type B-6 (Sp. 3), (9) Type B-7 (Sp. 3), (10) Type B-8 (Sp. 3), (11) Type C (Sp. 6-4), (12) Type D (Sp. 6-3), (13) Type E (Sp. 6-3) and (14) Type B-4 (Sp. 5-2).

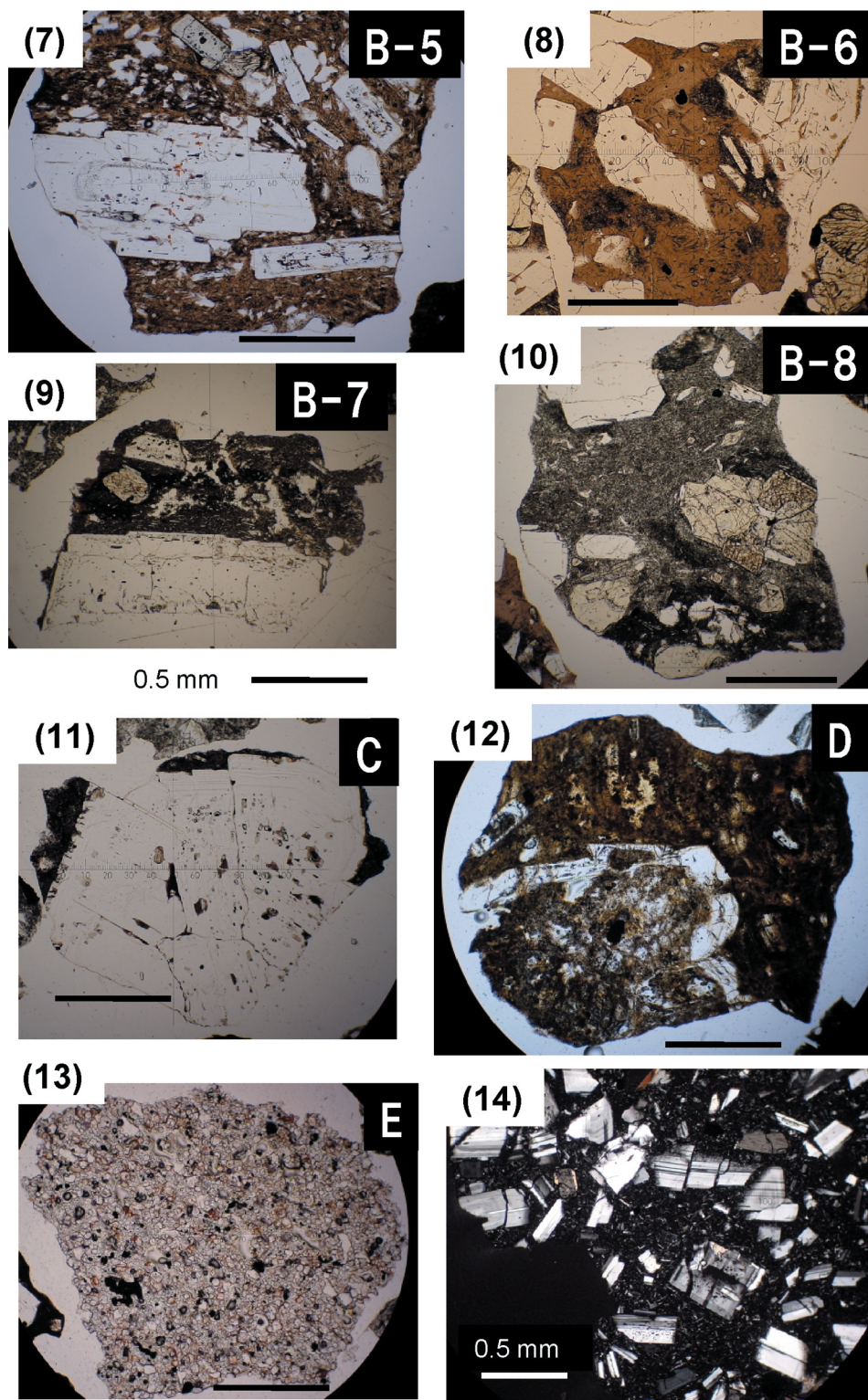


Fig. 3. Continued.

200 年間の火山灰・土壌混合層)は、距離によらず類似した構成粒子組成を示す。異質岩片 (E タイプ) はいずれの試料も 10% 以下である。

3-2 粗粒火山灰粒子の諸性質と割合

3-1 節で分類した E タイプは明らかに異質の物質であるが、D タイプの変質した火山岩片は類質物質か基盤の火山岩かの判定が難しい。A, B および C タイプは本質物質と類質物質の両方を含みうる。ここでは A, B および C タイプについて、3-1 節の観察項目にいくつかの観察項目を加え、各項目の試料中の割合を検討する。

まず各試料の A, B および C タイプについて、断面形態 (輪郭) が亜角礫～角礫状であり、飛沫状でない粒子の割合は 91～100% である (Fig. 5-(1))。そのうち角礫状粒子は 1 割前後であるので、多くの粒子は亜角礫状であるといえる。またここでは結晶の破断面が粒子の輪郭の一部を構成する粒子にも着目した (例 Fig. 3-(4), (6), (9))。その割合は 74～99% であり、全体に高い傾向がある (Fig. 5-(2))。

次に遊離結晶である C タイプを除く A タイプと B タイプについて、石基の諸性質をみる。まず 1 mm 以下の気泡を含まない緻密な石基をもつ粒子の割合は 30～94% と幅が広い (Fig. 5-(3))。結晶質の石基をもつ粒子の割合は 41～98% である (Fig. 5-(4))。次に鏡下での石基の色調に着目すると灰色粒子と茶褐色粒子に大別される。ここでの灰色粒子は稀に見られる無色の粒子を含む。灰色の粒子の割合は 21～94% と幅が広いが、70% 前後が多い (Fig. 5-(5))。試料 2 (赤色火山灰) は特徴的に茶褐色の粒子に富むといえる。観察した 13 試料のうち 6 割に細粒の結晶片に富む粒子が認められるが (Fig. 3-(14))、その割合は 8% 以下と少ない (Fig. 5-(6))。また輝石の周縁部に暗灰色のオパサイトリムを持つ粒子が稀に認められるが、割合は 0～13% である。また B-5～B-8 タイプには結晶の定方配列が認められるが、同時にユータキシティック組織が認められる場合が多い (例 Fig. 3-(7), (10))。結晶の定方配列が見られる粒子の割合とユータキシティック組織を呈する粒子の割合の関係をみると (Fig. 6)、どちらも非常に少ない試料が大半を占めるが、試料 1-2 (B 降下火砕堆積物の第 7 層)、試料 2 (赤色火山灰層) および試料 3 (B' 降下火砕堆積物の第 7 層) には数 10% 以上含まれることがわかる。

試料 6 の 2004 年 9 月 1 日、9 月 23 日、10 月 10 日および 11 月 14 日噴火の火山灰については各項目に細かい時間変化が読み取れる。A～C タイプの粒子について、まず粒子の形状は亜角礫状粒子が 91～100% と大半を占め、最も飛沫状粒子が多いのは試料 6-1 (9 月 1 日) である (Fig. 5-(1))。時間とともに亜角礫状粒子の割合が増

加し、試料 6-4 (11 月 14 日) には飛沫状粒子は全く認められない。結晶の破断面が粒子の輪郭の一部を構成する粒子の割合は 9 割前後であるが、試料 6-2 (9 月 23 日) 以降増加し、試料 6-4 (11 月 14 日) では 99% となる (Fig. 5-(2))。

A タイプと B タイプの粒子については、まず気泡を含まない粒子の割合は 47～80% と幅が広く、系統的な時間変化は見られない (Fig. 5-(3))。試料 6-2 (9 月 23 日) が最も緻密な粒子に乏しい。結晶質粒子の割合は 72～83% であり、言い換えるとガラス質粒子の割合は数割以下である (Fig. 5-(4))。試料 6-2 (9 月 23 日) がガラス質粒子の割合が最も多く、それ以降わずかに減少する。また石基の色調に着目すると、灰色を呈する粒子の割合は 64～94% であり、試料 6-1 (9 月 1 日) が最も灰色の粒子に富む (Fig. 5-(5))。系統的な時間変化はみられないが、試料 6-2 (9 月 23 日) と試料 6-3 (10 月 10 日) は茶褐色粒子を 40% 近く含む。なお、試料 6-4 (11 月 14 日) には周縁部がオパサイト化した輝石斑晶が特徴的に見られ、石基に赤褐色の鉱物が含まれる場合もある。なお参考のために観察した 9 月 16～17 日にかけて降下した火山灰 (0.125 mm 以上 0.25 mm 未満の粒径) について定性的傾向を述べる。ガラス質粒子が多く、飛沫状で気泡を含む A-1 タイプや亜角礫状で緻密な B-2 タイプがみられる。亜角礫状の石質岩片 (B-4) は少量認められる。飛沫状のガラスにうすく覆われた遊離結晶が多く認められる (C タイプ)。D タイプの変質した火山岩片はほとんど認められないが、E タイプの捕獲岩片はしばしば認められる。

4. 天明噴火以降 200 年間の活動による火山弾および火山岩塊の岩石組織

天明噴火以降 200 年間の活動による火山弾および火山岩塊の 30 個の試料より作製した薄片の岩石組織は以下の 3 種類に大別される: タイプ 1: 溶岩, タイプ 2: 結晶片濃集部を有する溶岩, およびタイプ 3: 溶結火砕岩。30 枚の薄片の中ではタイプ 1 が 50% を占め、タイプ 2 が 40%、タイプ 3 は 10% である (Fig. 7)。

タイプ 1 は、大半の斑晶鉱物が自形であり、破片状の結晶はほとんど見られない。石基は均一である場合が多く (Fig. 8-(1))、細粒で隠微晶質なものから粗粒なものまで多様である。気泡を含む場合と緻密な場合があるが、後者の方が多い。17% の薄片に斑晶鉱物の定方配列が認められた。斑晶量は 15% 前後が多く、最大 25% である。

タイプ 2 は 2 つの領域からなる。ここでは便宜上、X 領域と Y 領域と呼ぶこととする。Y 領域はタイプ 1 と類

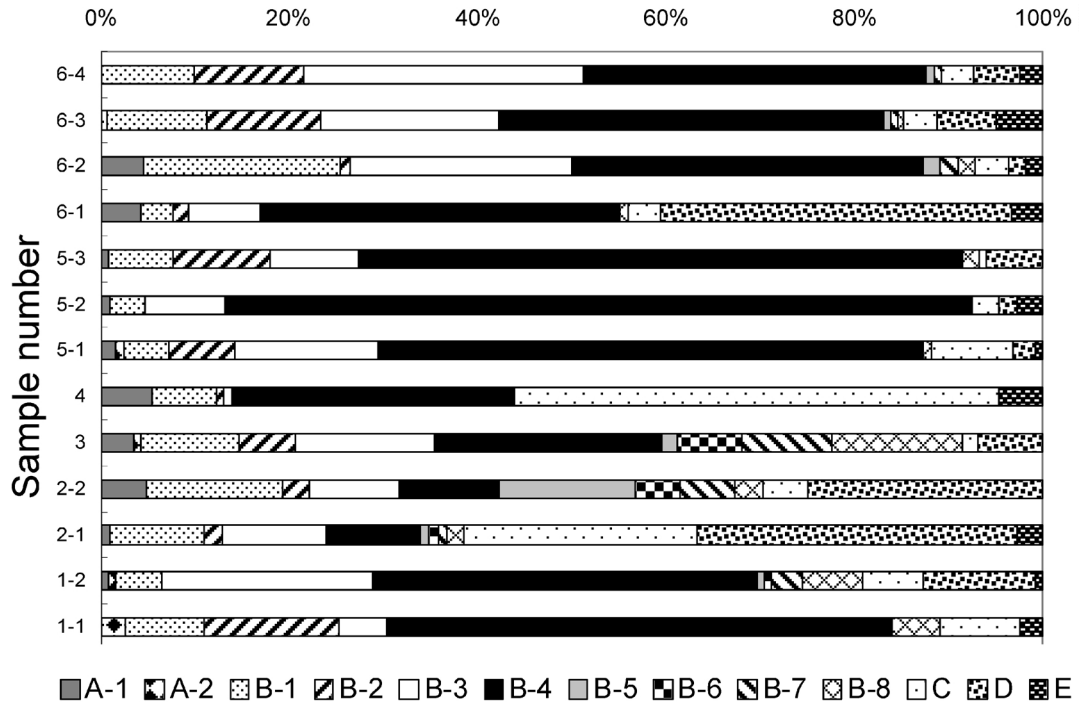


Fig. 4. Modal compositions determined by grain counts for the coarse-grained ash particles of 1 to 2 mm in diameter for the thirteen ash fall deposits on Asama-Maekake Volcano. Numbers of the vertical axis correspond to the sample number. Total numbers of particles which were counted for individual samples are as follows; Sp. 1-1: 120, Sp. 1-2: 125, Sp. 2-1: 106, Sp. 2-2: 104, Sp. 3: 116, Sp. 4: 130, Sp. 5-1: 126, Sp. 5-2: 106, Sp. 5-3: 117, Sp. 6-1: 118, Sp. 6-2: 110, Sp. 6-3: 142 and Sp. 6-4: 121.

似しており、多くの斑晶鉱物が自形であり、石基は均一であるが、破片状の結晶をしばしば含む。X領域はY領域中に脈状に分布することが多く (Fig. 8-(3), (5), (6)), 両領域の境界は明瞭である。X領域には数 100 μ m 以下の細粒の結晶片が濃集する。X領域の多い薄片では、全体に細粒の印象を与え (Fig. 8-(2)), Y領域中にX領域が複雑に入り組む。Y領域中の破片状結晶には、小断層に沿って結晶片が分布する場合や (Fig. 9-(1)~(3)), 単一の結晶内に亀裂が発達する (Fig. 9-(4)) 場合がみられる。薄片内で確認された小断層の変位は最大数 mm である。またX領域内に断層に沿って単一結晶に復元可能な結晶片が近接する組織が認められることはない。

Aramaki (1963) は、浅間火山の最近のブルカノ式噴火の噴出物に結晶の破片が濃集する組織を持つ岩石があることを記載し、斑晶の破碎が著しい場合は、淘汰の悪い碎屑性堆積物のようであると述べている。また荒牧 (1968) は、最近のブルカノ式噴火の噴出物には「自破碎溶岩」状の構造を示す本質岩塊が多く、鏡下では斑晶鉱物の著しい機械的破碎が特徴的に見られることを記載し

た。これは浅間火山に限らずブルカノ式噴火の噴出物には特有の構造であるという (荒牧, 私信)。このような特徴はここでのタイプ2に相当するとみられる。

タイプ3は、顕著なユータキシティック組織を示し、溶結レンズ部分は赤褐色に酸化している (Fig. 8-(4))。結晶片に富む場合もあるが、単一結晶に復元可能な結晶片が複数近接して分布することはない。

5. 岩石組織からみたブルカノ式噴火の火砕物の起源 5-1 天明噴火以降 200 年間の活動による火山灰の平均組成

小林 (1986) によれば、桜島火山では 1955 年以後の断続的なブルカノ式噴火の活動により、集積した火山灰が全体として一つの地層を形成している。火山灰が植生の繁茂した土地に低い集積率で堆積する場合は植物や動物による擾乱を受けやすく、集積率が低いほど堆積構造の明瞭でない腐植質土壌となることが指摘されている (小林, 1986)。井村 (1991) は諏訪之瀬島火山の最近 200 年間の火山砂層を精査し、噴火が活発な期間の火山砂層に

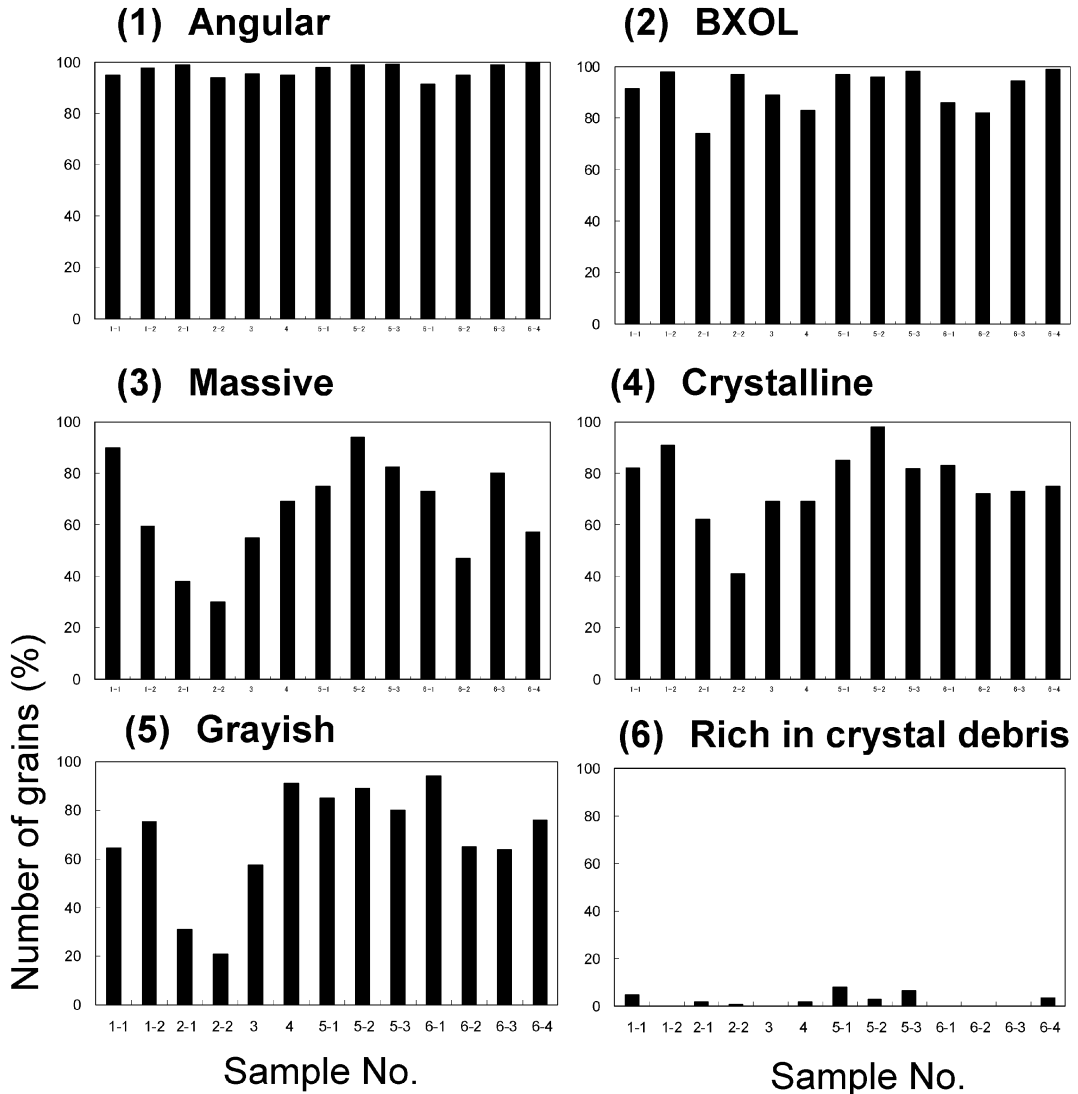


Fig. 5. Number of grains in percentage for six features for the thirteen ash fall deposits on Asama-Maekake Volcano. For details of the samples, see caption of Fig. 1. (1) Angular grains, that is, not spray-like in shape, (2) BXOL: broken surface of crystals are exposed on the outline of a single grain, (3) massive grains which contain no vesicles, (4) crystalline grains, that is, not vitric, (5) grains with grayish groundmass, that is, not brownish in color, and (6) grains rich in fine-grained crystal debris in their groundmass.

は細かな成層構造が形成されていることを示した。浅間火山の場合は、19世紀末以降1960年頃まで特にブルカノ式噴火が活発な期間が複数あるが、先に記載したように天明噴火噴出物直上の火山灰・土壌混合層には特に成層構造が認められない。試料5-3を採取した4月下旬には火山灰・土壌混合層が凍結した状態であったことから、浅間山麓では凍結融解による粒子移動が起きることも予想される。従って天明噴火以降の200年間という長

い期間で見ると、その間に堆積した多数の火山灰層が植物や動物などによる擾乱や粒子間隙水の凍結融解の影響を受けたことが予想される。天明噴火噴出物直上の火山灰・土壌混合層から採取した試料は、火口からの距離に関わらず類似した構成粒子組成を示す (Fig. 4および Fig. 5)。いずれの地点でも粒子の移動が起きて平均的な粒子組成を示すようになったと考えられる。

3地点の試料に共通する特徴は、Bタイプの多角形粒

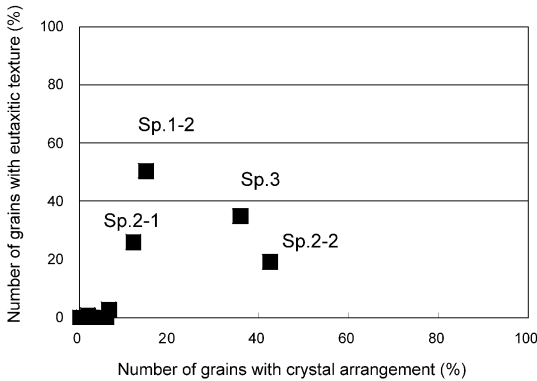


Fig. 6. Relation between number of grains with crystal arrangement and that with eutaxitic texture for the thirteen ash fall deposits on Asama-Maekake Volcano.

子が多いことであり、これらの粒子は脆性破壊により生産されたことを示唆する。最も多いのは結晶質で緻密なB-4タイプであることから (Fig. 4)、マグマ柱周縁の結晶化のすすんだ部分に由来するものとみられる。2004年噴火のように噴火毎に構成粒子が異なる可能性や、Bタイプの粒子にも火道周囲の山体構成物などの類質岩片が含まれている可能性があるが、天明噴火以降の約200年間には、平均的にはマグマ柱と周縁の固結部を吹き飛ばすような典型的なブルカノ式噴火の活動が多かったといえるだろう。

5-2 天明噴火以降のブルカノ式噴火による火山岩塊・火山弾からみたマグマの破碎過程

天明噴火以降のブルカノ式噴火の活動で放出された火山岩塊・火山弾30個から作製した薄片のタイプ2 (40%)とタイプ3 (10%)には破片状の結晶が特徴的に見られる。一般に結晶の破碎機構としては次のような可能性が挙げられる; 1) 粘性流動による破碎, 2) 火砕性の破碎, 3) 衝撃破碎, 4) 断裂破碎。まず粘性流動による破碎の可能性であるが、斑晶量が6割以上の高粘性のマグマの流動過程 (Blenkinsop, 2000) を想定した場合、結晶同士が接して剪断破壊が生じることが予想される。しかし本研究で扱った試料の斑晶量は最大でも25%であるため現実的とはいえない。次に火砕性の破碎の可能性を検討する。タイプ2には小断層に伴って単一斑晶に復元可能な結晶片が近接する組織が認められるが (Fig. 9-(1)~(3)), タイプ3には認められない。プリニー式噴火などの火砕噴火で生産された破片状結晶を含む火砕物が放出された後、火口近傍や火道上部に堆積して溶結火砕岩となった場合は、結晶片は散在し、単一斑晶に復元可能

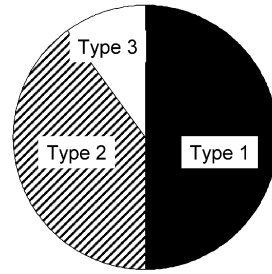


Fig. 7. Pie graph showing the ratio of rock-type recognized in the thirty ballistic ejecta of Vulcanian eruptions including bread-crust bombs between 1783 A.D. and 1983 A.D. on Asama-Maekake Volcano.

な結晶片が近接して分布する組織は形成されないと予想される。タイプ3はユータキシティック組織を示し、破片状結晶に富むことが、釜山火砕丘を構成する岩石のように火砕噴火によって形成された溶結火砕岩 (Yasui and Koyaguchi, 2004) と共通する。従ってタイプ3に含まれる結晶片は火砕性の破碎を受けたものであるが、タイプ2のそれは異なる破碎機構によって生じたと考えられる。

タイプ2のY領域には小断層の構造が認められる場合があるが、断層をはさんで対をなす結晶片は単一の斑晶鉱物に由来することが明らかである (Fig. 9-(2), (3)). これらの例では隠微晶質の石基が斑晶鉱物と共に小断層で切られていることから、石基の結晶化の後に割れ目が入ったことが示唆される。この組織は、ブルカノ式噴火の爆発点に近いマグマ柱周縁の固化した部分に爆発の衝撃が及んで脆性破壊が生じる状況を考えて説明ができる。しかし小断層の構造が認められる試料は少ないため、衝撃破碎が及ぶのは爆発点の周縁部に限られるようである。なおタイプ2にはパン皮状の構造をもつものは認められないため、マグマ柱周縁の固化した部分に由来するとみられるが、山体を構成する類質物質が含まれる可能性も否めない。

次にタイプ2に特徴的に含まれる細粒の結晶片に富む脈状の領域 (X領域) について検討する。細粒の結晶片がより微細な結晶片とガラスからなる基地に認められることから、X領域は粒径に幅のある火砕物から構成されるとみられる。X領域は周囲のY領域との境界が明瞭で、分岐した脈状の分布を示すことから (Fig. 8-(3), (6)), ガスを含む粉体流が貫入したことにより形成された一種の“火砕脈”であると考えられる。ブルカノ式噴火では、爆発により生産された火砕物の多くが地表に放

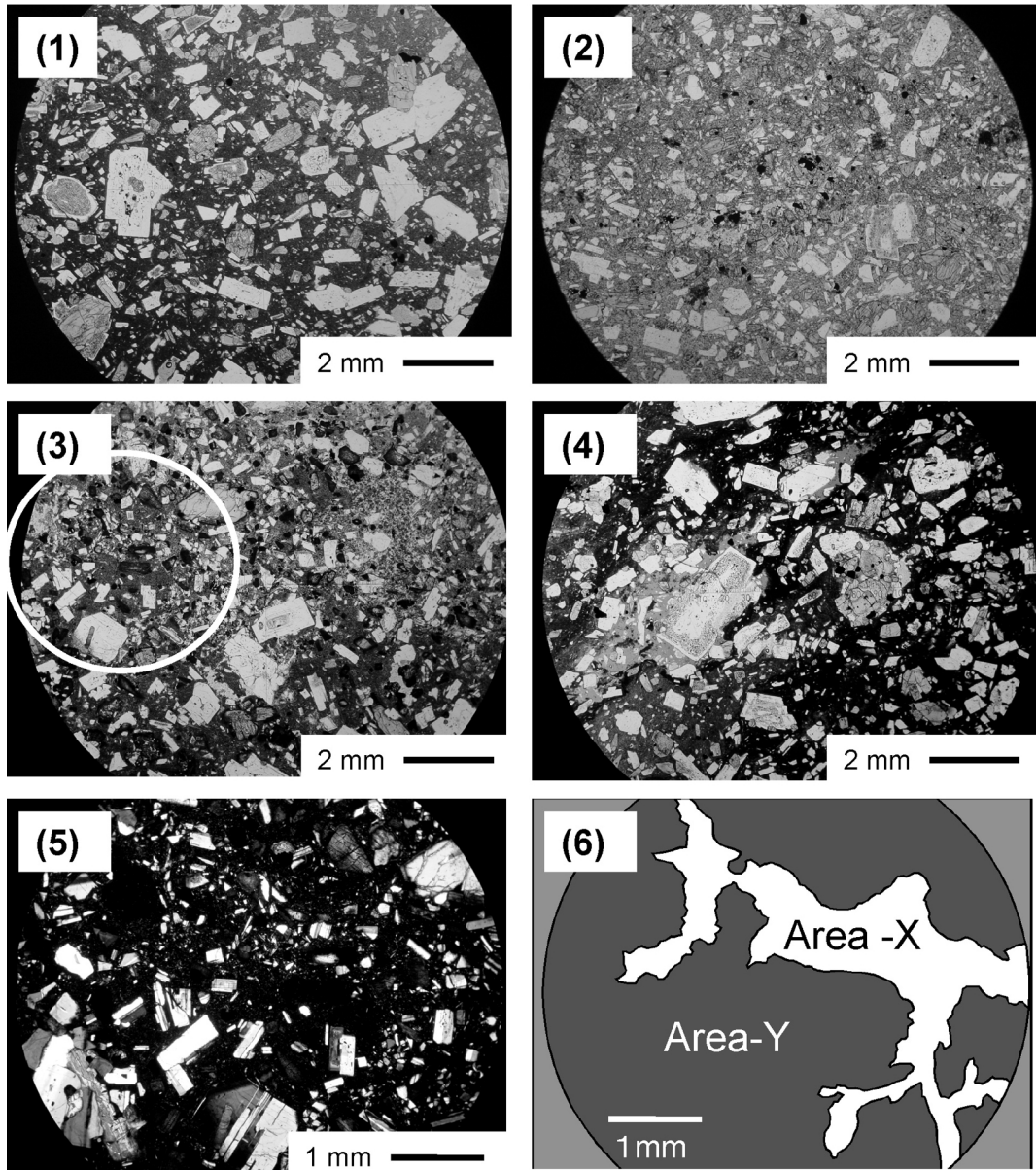


Fig. 8. Representative photomicrographs showing textures of the ballistic ejecta of Vulcanian eruptions between 1783 A.D. and 1983 A.D. of Asama-Maekake Volcano, (1) Type 1: ordinal lava with euhedral phenocrysts of plagioclase and pyroxene and homogeneous groundmass. Open nicols. (2) Type 2: an extreme example of Type 2 in which abundant broken crystals are contained. Open nicols. (3) Type 2: lava which contains a vein filled with fine-grained crystal debris. Open nicols. (4) Type 3: welded pyroclastic rock with remarkable eutaxitic texture. Open nicols. (5) Enlarged photo of an area shown by a circle in photo (3). A vein filled with fine-grained crystal debris can be seen. Crossed nicols. (6) A sketch showing areas X and Y in the field of view of photo (5). Area X: vein of fine-grained crystal debris, Area Y: lava which sometimes contains broken crystals.

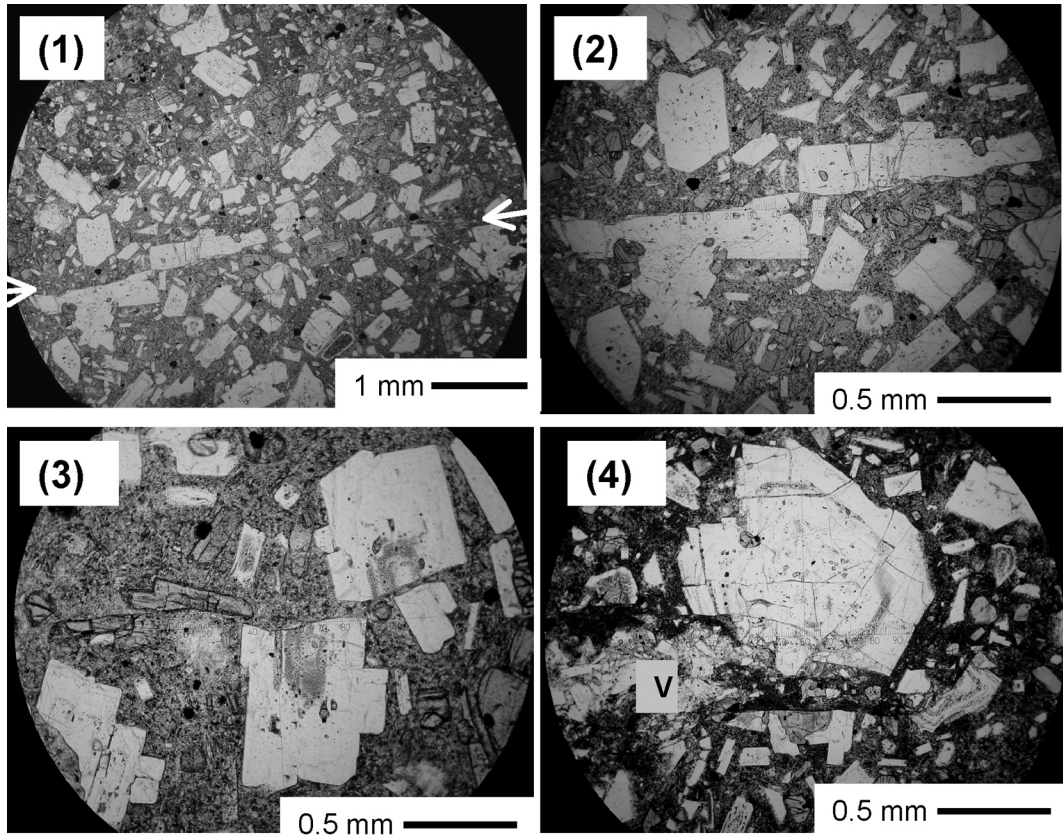


Fig. 9. Photomicrographs of representative textures observed in Type 2 of the ejecta of Vulcanian eruptions between 1783 A.D. and 1983 A.D. on Asama-Maekake Volcano. (1) Area Y containing some broken crystals. A micro-fault running through the field of view is shown by arrows. Open nicols. (2) A pair of fragments which can be reconstructed to a single plagioclase phenocryst. Open nicols. (3) Fragments of phenocrysts of plagioclase and pyroxene. Open nicols. (4) Plagioclase phenocryst with cracks. V: "pyroclastic vein" running from left hand side to the right in the field of view. Open nicols.

出されると予想されるが、火砕物の一部が爆発深度付近のマグマ柱周縁の固結部に貫入して停止することも考えられる。X領域の周囲には単一の結晶内に亀裂が発達する組織 (Fig. 9-(4)) が認められる場合があるが、これは脈の貫入によって周囲に断裂破碎が生じたことを示しているのかもしれない。X領域を切る断層は認められないことから、火砕脈の貫入は上述の断層を生じた破碎より後か同時であったと考えられる。X領域はタイプ2のすべての試料に認められることから、より広い範囲に火砕脈の貫入が及ぶことが考えられる。浅間火山山頂部の釜山周辺に分布する粗大な火山岩塊には、数cmから数10cmの径の角礫が同質の基質中に多数含まれる領域を持つものが稀に認められる。火砕性の可能性もあるが、この領域の周囲との境界は明瞭で、溶結レンズなどの構造は認められないため、タイプ2の微視的な火砕脈の規模

の大きなものであるとみられる。

試料の50%を占めるタイプ1は、均一な石基中に自形結晶が含まれ、破片状結晶はほとんど含まれない。タイプ1の火山岩塊の表面にはパン皮状の構造が見られることは少なく、石基が結晶質である試料が多いため、破碎時に固結がすすんでいたとみられる。タイプ1はマグマ柱の中で固結後、噴出時の爆発以外の破碎の影響のない部分に由来するものとみられる。例えば火口底に噴出したマグマ柱頂部がタイプ1の起源の候補として挙げられる。

2004年噴火の例のように、長期間活動するマグマ柱は、断続的にブルカノ式噴火を起こす傾向がある。またマグマ柱自体も活発に上昇や下降をする場合がある。荒牧(1968)によれば1965年からの3年間に火口の深さが50メートルの間で変動した。また大規模なブルカノ式噴

火の前には火口底の溶岩の中央部の孔から大量の水蒸気や火山ガスが勢いよく放出することが知られている (Aramaki, 1963). 個々の爆発的噴火に加え、マグマ柱自体の動きや、通過する火山ガスによっても、マグマ柱周縁部の破砕が進行するのかもしれない。

以上の議論をまとめると、タイプ 1 は噴出以前に破砕の影響を受けていないとみられ、その由来の候補としては火口底に噴出した溶岩が挙げられる。タイプ 2 はマグマ柱周縁の固結部に形成された破砕帯、すなわち爆発点の周辺で衝撃や火砕脈の貫入による破砕を受けた部分に由来すると考えられる。タイプ 3 は天明噴火のような大規模な火砕噴火時に火口近傍や火道上部に形成された溶結火砕岩に由来すると考えることができる。

5-3 火山岩塊・火山弾の岩石組織と粗粒火山灰粒子のタイプの関連

ここでは粗粒火山灰粒子の各タイプの起源を火山岩塊・火山弾の岩石組織との関連に基づいて考える。量的に最も多い B タイプの火山灰は輪郭が多角形で、結晶の破断面が輪郭の一部を構成する。タイプ 2 の火山岩塊の Y 領域にみられる小断層 (Fig. 9-(1)) は、脆性破壊による割れ目とみられ、ブルカノ式噴火の破砕過程を記録した組織であるととらえられる。このような割れ目がブルカノ式噴火の爆発点とその周辺の物質に形成されて粉砕が生じ、破片が散逸すれば、B タイプのような粒子になると考えられる。また火山灰の多くは爆発時に 1 次的に生産されると予想されるが、過去の爆発の衝撃により破砕がすすんでいたマグマ柱周縁の“破砕帯”からの寄与もあるとみられる。

B タイプの火山灰は結晶質かガラス質、気泡の有無、結晶の定方配列の有無で細分される。火山岩塊や火山弾も石基の結晶度や気泡の有無などに関して組織が多様であるため、結晶度や発泡度がマグマ柱内で不均質、あるいは時期によって異なることが B タイプの火山灰の多様性に反映されているとみられる。B-1 および B-2 の粒子はガラス質で多角形であるので、脆性破壊を受けた後に急冷したとみられる。一方、結晶質の石基をもつ B-3 と B-4 粒子は固化した部分が脆性破壊を受けたとみられるため、マグマ柱周縁の固結部と火道周辺の山体構成物の両方に由来すると考えられる。

B-5~B-8 タイプは、結晶の定方配列を示すが、同時にユータキシティック組織を示す粒子が多いので、溶結火砕岩の破片であると考えられる。B-5 と B-6 タイプは溶結したガラスが高温状態を保ったまま脆性破壊を受けた後、急冷されたようである。一般に溶結火砕岩は溶結度の垂直変化を示すことから、B-5~B-8 タイプの組織の多様性はそれを反映したものとみられる。タイプ 3 の火山

岩塊や火山弾は 10% と多くはないが、基本的には B-5~B-8 タイプ火山灰粒子と同様の組織を示すため、両者とも火口近傍や火道上部の溶結火砕岩に由来するものとみられる。

B タイプ粒子のその他の組織として、細粒の結晶片が濃集した組織がある (Fig. 3-(14)). この種の粒子を 10% 未満と少量であるが含む試料が半数以上にみられる (Fig. 5-(6)). 組織がタイプ 2 の火山岩塊の X 領域の組織 (Fig. 8-(5)) と酷似することから、5-2 節で議論したマグマ柱周縁部の細粒結晶片の脈部分に由来すると考えれば説明が可能である。細粒結晶片が濃集した粒子の出現する割合が低いのは、タイプ 2 の X 領域の薄片上での面積が大きくないことと調和的である。

A タイプの火山灰粒子は、観察した試料全体を通じて数パーセント以下と出現する割合が低い (Fig. 4). このことは 5-4 節でも後述するが、主に石質火山灰粒子からなる降下火砕物をもたらす噴火では脆性破壊が卓越し、飛沫状の粒子の生産がきわめて少ないことを示唆する。

プリニー式噴火の降下軽石に含まれる遊離結晶は気泡を含む飛沫状の透明ガラスにうすく覆われる場合が多い (安井・菅沼, 2003). このことはプリニー式噴火のような火砕噴火では単独の斑晶鉱物が選択的に遊離することを示唆する。一方、観察対象とした試料に含まれる遊離結晶 (C タイプ) には飛沫状のガラスの覆いはほとんど認められない。C タイプは Fig. 3-(11) のように薄片上での結晶の面積が大きいが、粒子の輪郭が石基と結晶の破断面からなるという点で B-4 タイプの粒子と本質的に違いがない。従って C タイプの粒子は、マグマ柱周縁の固結部が脆性破壊を受けた際に、石基部分に富む B-4 タイプと同時に生産された結晶に富む粒子であると考えられる。つまりブルカノ式噴火の場合には脆性破壊が卓越し、結晶の選択的な遊離は起こりにくいとみられる。

Aramaki (1963) は浅間火山の最近の噴出物に含まれる捕獲岩を、シリカに富むもの、粘土質のもの、カルシウムに富むもの、および変質した火山岩片の 4 種類に大別した。火山灰粒子についてみると、変質した火山岩片 (D タイプ) は大半の試料に認められ、30% を超える場合もある。これらは火口底や火道内の火山ガスの通路周辺で硫黄変質を受けた部分に由来するものが多いと考えられるが、基盤岩に由来する可能性も否定はできない。異質物質 (E タイプ) については 10% 以下と少量ではあるが、天仁噴火以降の大半の試料に含まれる (Fig. 4). 石英や董青石を含むガラス質の捕獲岩 (Aramaki, 1963 の“シリカに富む捕獲岩”に相当) は、天明噴火などの大規模火砕噴火の降下軽石や火砕流堆積物にもしばしば認められる。従って浅間前掛火山ではこの種の捕獲岩

は、時期や噴火の規模、噴火様式に関わらずマグマ柱内に取り込まれる場合が多いようである。嶋野・他 (2005) は 2004 年 9 月 23 日以降の噴出物に白色岩が多いことを記載し、地下でマグマ周囲の堆積岩を捕獲溶融したことを議論した。E タイプの火山灰粒子の多くは、マグマと溶融した捕獲岩が混交した状態で上昇し、周囲のマグマと共に破碎されて生産されたものと考えられる。

5-4 2004 年噴火における火砕物組成の時間変化

5-1 節では、天明噴火以降約 200 年間の活動でもたらされた火山灰試料について、ブルカノ式噴火の平均的な火砕物の種類を議論した。2004 年噴火では継続的試料採取に基づく時間分解能の高い分析が行われ、噴火毎に火山灰構成粒子の組成が異なることが報告されている (星住・他, 2004; 高橋・他, 2004; 吉本・他, 2005 など)。降灰量と火口内溶岩の地形変化の見積りにより、2004 年噴火の噴出物の半量以上が火口近傍に放出岩塊として堆積したと考えられている (吉本・他, 2005)。本研究で扱った 1 mm 以上 2 mm 未満の粒径範囲の粗粒火山灰粒子は、噴火で生産された火砕物のごく一部であるが、タイプ別量比や組織別量比の定量結果 (Fig. 4 および Fig. 5) は、火山岩塊から火山灰に至る幅広い粒径の火砕物の構成比の観察結果 (嶋野・他, 2005) と大差がないとみられる。従って、ここでは粗粒火山灰が個々の噴火で生産された火砕物を代表するものとして、火山灰粒子のタイプ別量比や組織の時間変化について考察する。

飛沫状粒子 (A タイプ) は 9 月 1 日, 23 日, 10 月 10 日噴火の火山灰 (試料 6-1~6-3) では 5% 以下であり, 11 月 14 日噴火のそれ (試料 6-4) には認められない (Fig. 4)。すなわち対象とした 2004 年噴火の粗粒火山灰粒子の外形は、大半が多角形である。また大半の粒子の輪郭の一部を結晶の破断面が構成する (Fig. 5-(2)) ことも考え合わせると、いずれの噴火でも脆性破壊により生産された粒子が大半であったとみられる。この点では浅間火山の平均的なブルカノ式噴火の火山灰の特徴と同じである。

活動開始時の 9 月 1 日の火山灰は、B-3, B-4 および D タイプが 83% を占め、ガラス質粒子 (A タイプと B-1 および B-2 タイプ) は 9% と少ない (Fig. 4)。嶋野・他 (2005) は岩石学的性質に基づき、9 月 1 日噴火で噴出した軽石質の本質物質は少量であるのに対し、9 月 23 日以降の噴火で噴出した緻密な岩塊の大半が本質物質であると考えた。9 月 1 日噴火の緻密な岩片の化学組成は軽石質の本質物質の組成と異なる (嶋野・他, 2005) ことを考慮すると、試料 6-1 の B-3 および B-4 タイプ粒子は既存の山体に由来する類質物質である可能性がある。また試料 6-1 には特徴的に D タイプの変質岩片が多い。噴

火前に火道内を埋積していた物質の硫気変質がすすんでおり、9 月 1 日噴火ではその部分を含めて吹き飛ばしたと考えることができよう。以上より 9 月 1 日の噴火では、火口底までマグマが上昇した 9 月 14~18 日の連続噴火に先駆けて、マグマの通路が形成されたと考えることもできよう。

9 月 14 日から 18 日にかけて発生した一連の噴火の後半に噴出した火山灰は石基の結晶度が低く発泡したものが多く (嶋野・他, 2005)。本研究の分類では、9 月 16 日から 17 日にかけて降下した火山灰は、飛沫状ないしは多角形のガラス質粒子 (A-1, B-2)、飛沫状のガラスに囲まれた遊離結晶 (C タイプ)、および少量の石質岩片 (B-4) からなる。星住・他 (2004) によれば、16 日 14 時以降に降下した火山灰に含まれる火山ガラスには、気泡が引き伸ばされたものや短い針状の外形を示すもの (短いペレーの毛) も認められるという。Heiken and Wohletz (1985) はマヨン火山 1968 年のブルカノ式噴火の火山灰に角張った粒子の他に液滴状の粒子も含まれることを示し、後者は不均質なマグマ柱の低粘性部分に由来すると考えた。この噴火事例では、高さ 5 km におよぶ噴煙柱からの降灰と同時に火口近傍ではスパターの降下があったという。浅間火山の場合は、9 月 16 日の夜間に間欠的にスパターが噴出する映像が撮影されており、ストロンボリ式噴火があったことが考えられている (中田・他, 2005)。9 月 16~17 日の火山灰粒子に多様な形態のガラス質粒子が含まれるのは、マグマ柱が温度や粘性に関して不均一であったことを反映しているのかもしれない。

9 月 23 日噴火の火山灰にはガラス質粒子が 27% と多く、その後の噴火ではわずかに減る (Fig. 5-(4))。嶋野・他 (2005) は、噴火活動が活発なほど石基の結晶度の低い高温マグマ起源の噴出物が放出され、噴火間隔が長いほど石基の結晶度が高い傾向がみられることを指摘し、噴火毎に新たなマグマが上昇したことを議論した。9 月 23 日以降の噴火のガラス質粒子は多角形の B-1 や B-2 タイプが多い (Fig. 3-(3), (4) および Fig. 4)。飛沫状のガラス (A-1) を多産した 9 月 16~17 日の噴火とは異なり、結晶化のすすんでいないマグマの一部も脆性破壊を受けて放出されることが考えられる。11 月 14 日では周縁部がオバサイト化した輝石斑晶がみられ、石基にも赤褐色の鉱物が含まれることから、10 月 10 日以降約 1 ヶ月の間に、マグマ柱頂部の結晶化と高温酸化が進行したと考えられる。以上より噴火毎の火山灰粒子の組織や量比には、新しいマグマの上昇と火口底付近での冷却等の過程が細かく反映されていると考えられる。

5-5 ブルカノ式噴火の大規模火砕噴火との関連

一般にブルカノ式噴火は単発のイベントないしは周期

的な爆発的噴火活動の一環として起きることが多いが、準プリニー式やプリニー式噴火の前駆的活動として、あるいは衰退期に起きる場合もある (Morrissey and Mastin, 2000). 浅間前掛火山では石質岩片からなる火山灰層の層位から、天仁噴火などのプリニー式噴火や火砕流流出を行う一連の大規模火砕噴火の前後や活動期間中にブルカノ式噴火が行われたことが示される。以下ではこのような火山灰層について、火砕噴火との関連を検討する。

試料 1-1 (B 降下火砕堆積物の第 3 層) は降下軽石層に挟まれる (Fig. 1-(1)). 試料 1-1 の構成粒子の組成や特徴 (Fig. 4 および Fig. 5) は、天明以降約 200 年間の火山灰 (試料 5) に示される浅間前掛火山の平均的なブルカノ式噴火の火山灰のそれと類似する。第 1 層の火山灰も石質岩片に富むことを考え合わせると、規模の大きいプリニー式噴火の前にブルカノ式噴火が断続したことが考えられる。降下軽石層に挟まれる試料 1-2 (B 降下火砕堆積物の第 7 層) は試料 1-1 とは異なり溶結火砕岩の岩片に富む (Fig. 4 および Fig. 6). 天明噴火で大量の火砕物が火口近傍に降下したこと (Yasui and Koyaguchi, 2004) からの類推では、第 7 層をもたらした噴火の直前の火砕噴火により火道上部が閉塞されたことが予想される。第 7 層の噴火では、火口近傍や火道上部の溶結火砕岩を破壊し、火道を確保したのかもしれない。天仁噴火についての古記録は少なく、噴火の期間などに関する情報は得られないが、今後、火山灰層の構成岩片の化学分析などにより天仁噴火のマグマ組成との関連を調べる必要がある。

赤色火山灰層の 2 層準から採取した火山灰 (試料 2-1 と 2-2) は、変質した火山岩片 (D タイプ) や溶結火砕岩の破片を特徴的に含む (Fig. 4 および Fig. 6). 赤色火山灰層は全体として成層構造が発達し、最近のブルカノ式噴火の堆積物に比べ個々の層厚が大きいので、規模の大きいブルカノ式噴火が繰り返されたことが示唆される。現在の山頂部には釜山の周囲に大型の前掛火口が形成されており、追分火砕流の活動で大量のマグマが噴出したために山頂部が陥没したことが考えられている (Aramaki, 1963). 釜山の周囲には天仁噴火の溶結火砕岩の露頭が点在することから、天明噴火と同様に火砕噴火時に火口近傍に火砕丘が形成された可能性が高い。陥没火口内を埋積した崩落物質の多くは火砕丘を構成する溶結火砕岩であり、一部は火口内で硫気変質がすすんだと考えれば、赤色火山灰層が特徴的に溶結火砕岩の破片や変質した火山岩片を含むことを説明できる。

B' 降下火砕堆積物の第 7 層の 1 層準から採取した試料 3 には、溶結火砕岩の破片が 40% 近く含まれる (Fig.

6). 赤色火山灰層と同様に第 7 層にも成層構造が発達しているため、規模の大きいブルカノ式噴火が繰り返されたものとみられる。層位的にプリニー式噴火の堆積物より上位にあることから、火砕噴火の後、火口近傍や火道上部に形成された溶結火砕岩の一部を吹き飛ばすようなブルカノ式噴火の活動が断続したことが示唆される。

試料 4 (天明噴火の 1a 層) は他の試料と異なり、多角形の緻密岩片 (B-4) 以外に、遊離結晶 (C タイプ) や飛沫状で気泡に富むガラス (A-1) を多く含む。1a 層に含まれる遊離結晶は飛沫状のガラスにうすく覆われ破断面を持つのが特徴で、プリニー式噴火の降下軽石に含まれる遊離結晶 (安井・菅沼, 2003) と類似する。1a 層の粒子の構成と組織は 2004 年 9 月 16 日から翌日にかけての火山灰と類似する。これらのことからマグマ柱周縁の固結部の脆性破壊のみならず、より粘性の低いマグマの発泡による破砕も行われたことが示唆される。天明噴火の 3 ヶ月の活動期間の前半は断続的に小規模なブルカノ式噴火が繰り返されたが (Yasui and Koyaguchi, 2004), 活動期間の中盤に起きた 1a 層をもたらした噴火は、後半の大規模火砕噴火に先立って新鮮なマグマ物質の噴出する割合が増加するステージととらえられるかもしれない。

以上を考え合わせると、大規模火砕噴火に伴う石質火山灰層には多様な成因があるようである。B 降下火砕堆積物下部の火山灰 (第 1 層および第 3 層) は、大規模な火砕噴火に先駆けてブルカノ式噴火があったことを示唆する。天明噴火の活動中盤に 1a 層をもたらした噴火では、活動後半の大規模火砕噴火に先駆けて大規模なブルカノ式噴火を行ったらしい。天明噴火や天仁噴火では最盛期の火砕噴火の前に、ブルカノ式噴火と小規模なプリニー式噴火が頻発し活発化する過程があるようである。そのような期間には、プリニー式噴火の前にマグマ柱の深部で発泡が生じるものとみられるが、きっかけは不明である。プリニー式噴火の後には速やかにマグマが火口付近まで上昇して次のブルカノ式噴火を起こすものとみられる。一方、B 降下火砕堆積物の第 7 層、赤色火山灰層、および B' 降下火砕堆積物の第 7 層には溶結火砕岩の破片が多く含まれる。一つの考え方としては、直前の大規模火砕噴火によって形成された火口近傍の溶結火砕岩を破壊する噴火であったことが挙げられ、閉塞した火道上部を掃除する活動と位置づけられるのかもしれない。

6. ま と め

1) 浅間前掛火山の天仁噴火から 2004 年噴火までの石質の降下火山灰層 (13 例) の 1mm 以上 2mm 未満の粒径範囲の粗粒火山灰粒子の断面組織を観察した。全体を通じて卓越するのは多角形で結晶質の岩片 (B-4) であ

ることから、マグマ柱周縁の固結部の脆性破壊により生産される粒子が多いものとみられる。これらの石質火山灰は、2004年噴火のように大規模火砕噴火の活動のない期間にもたらされるものと、天仁噴火などの大規模火砕噴火の活動に関連するものとに分けられる。

2) 2004年噴火では構成粒子の形態と組織、それらの量比が細かい時間変化を示すことから、新しいマグマの上昇と火口底付近での冷却の過程を反映しているとみられる。

3) 天仁や天明の大規模噴火の活動前半の火山灰からは、小規模なブルカノ式噴火が断続した後に大規模火砕噴火へと推移したことが読み取れる。

4) 大規模火砕噴火後の火山灰には溶結火砕岩の破片が含まれることから、直前の火砕噴火時に火口近傍に形成された溶結火砕岩を破壊したものとみられる。

5) 天明噴火以降のブルカノ式噴火の火山弾・火山岩塊30個の岩石組織を観察した。50%は破片状結晶を含まないが(タイプ1)、40%の試料は破片状結晶を含み、小断層や細粒結晶片が濃集した脈状の構造が特徴的に認められる(タイプ2)。残りの10%は溶結火砕岩の特徴を有する(タイプ3)。タイプ1は噴出前に破砕の影響を受けていないマグマ柱部分に由来するが、タイプ2は爆発点付近のマグマ柱周縁の固結部の“破砕帯”に由来すると考えられる。破砕帯の成因としては、爆発の衝撃や爆発直後の火砕脈の貫入による破砕が挙げられる。タイプ3は、過去の大規模な火砕噴火時に火口近傍や火道上部に形成された溶結火砕岩に由来すると考えられる。

謝 辞

東京大学名誉教授の荒牧重雄先生には1950年代の活動についてご教示いただいた。日本大学研究員の長井大輔博士と長井雅史氏には2004年噴火の試料を提供いただいた。日本大学学部生の土橋広宣氏には薄片製作を一部お手伝いいただいた。査読者の下司信夫博士と吉本充宏博士には多くの建設的なご意見をいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。本研究の一部には平成16年度科学研究費(基盤B「活動的火山のリアルタイム予測を旨す次世代ハザードマップの研究」代表者:遠藤邦彦)を使用した。

引用文献

Aramaki, S. (1963) Geology of Asama volcano. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. II*, **14**, 229-443.
 荒牧重雄 (1968) 浅間火山の地質. 地団研専報, **14**, 45 pp.
 Blenkinsop, T. (2000) Magmatic and sub-magmatic deformation. In *Deformation Microstructures and Mechanisms*

in Minerals and Rocks, 59-64. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
 星住英夫・他14名(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(演旨). 日本火山学会講演予稿集(2004年度秋季大会), 187.
 Heiken, G. (1972) Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 1961-1988.
 Heiken, G. and Wohletz, K. (1985) Vulcanian eruptions. In *Volcanic ash*, 46-61. University of California press, Berkeley, Los Angeles, London.
 井村隆介(1991) 諏訪之瀬島火山の最近200年間の噴火堆積物-火山砂層による噴火活動の消長の評価-1. 地質雑, **97**, 865-868.
 小林哲夫(1986) 桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層. 鹿児島大学南科研資料センター報告特別号『桜島』, **1**, 1-12.
 Morrissey, M. and Mastin, L. (2000) Vulcanian eruptions. In *Encyclopedia of volcanoes*, 463-475. Academic Press, London.
 宮原智哉(1991) 浅間火山1108年噴出物における密度と化学組成の変化. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **26**, 39-49.
 長井大輔・千葉 崇・吉武大輔・遠藤邦彦・大里重人(2004) 粒度分布と堆積物からみた浅間山2004年噴火の火山灰(速報)(演旨). 日本火山学会講演予稿集(2004年度秋季大会), 188.
 中田節也・吉本充宏・小山悦郎・辻 浩・卜部 卓(2005) 浅間火山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.
 嶋野岳人・飯田晃子・吉本充宏・安田 敦・中田節也(2005) 浅間火山2004年噴火噴出物の岩石学的検討. 火山, **50**, 315-332.
 下鶴大輔(1995) 火山灰降下火砕物に挟まれている土壌について-浅間山天明テフラ下の土壌-1. 地学雑, **104**, 254-266.
 高橋 康・信州大学浅間火山04年噴火調査グループ(2004) 浅間火山2004年9月1日噴火の噴出物: その産状と化学組成(演旨). 日本火山学会講演予稿集(2004年度秋季大会), 192.
 Wohletz, K.H. (1983) Mechanism of hydrovolcanic pyroclast formation: size, scanning electron microscopy, and experimental results. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 31-63.
 安井真也・小屋口剛博・荒牧重雄(1997) 堆積物と古記録からみた浅間火山1783年のプリニー式噴火. 火山, **42**, 281-297.
 安井真也・菅沼由里子(2003) 降下軽石堆積物の遊離結晶と軽石中の結晶の破砕組織. 火山, **48**, 221-227.
 Yasui, M. and Koyaguchi, T. (2004) Sequence and eruptive style of the 1783 eruption of Asama volcano, central Japan: a case study of an andesitic explosive eruption generating fountain-fed lava flow, pumice fall, scoria flow and forming a cone. *Bull. Volcanol.*, **66**, 243-262.
 吉本充宏・他20名(2005) 浅間山2004年噴火の噴出物の特徴と降灰量の見積り. 火山, **50**, 519-533.

(編集担当 川邊 禎久)