

安山岩質降下軽石と溶岩流の結晶破砕度

—浅間火山と桜島火山の噴出物の場合—

安井 真也*

(2011年11月7日受付, 2012年9月13日受理)

Degrees of Fragmentation of Crystals Contained in Andesitic Pumice Fall Deposits and Lava Flows: Case Study of the Eruptive Products of Asama Volcano and Sakurajima Volcano

Maya YASUI*

Broken crystals are often contained in the eruptive products of explosive and nonexplosive eruptions. Although little is known of the actual mechanism of crystal fragmentation, the broken crystal itself is useful for understanding phenomena in the course from magma ascent to eruption. In order to describe the nature of broken crystals, the degrees of fragmentation of plagioclase (referred to as “b/a value”, hereafter) were measured in this study. The b/a values were obtained by dividing the length of a broken surface (b) by the circumference of the crystal (a) on the thin section. Plagioclase contained in the following lava flows and pumice fall deposits of Sakurajima Volcano and Asama Volcano were measured. In the case of the 1783 Asama eruption, the activity culminated to its climactic, pyroclastic eruption that generated Plinian pumice falls and clastogenic lava flows and formed a pyroclastic cone after the intermittent Vulcanian eruptions for about three months. The 1914–1915 Sakurajima eruption progressed from the initial vigorous pyroclastic eruption (Stage 1) via lava flowage with intermittent Vulcanian eruptions (Stage 2) to the long-lasting, gentle outflow of lava (Stage 3). The eruptive style of Stage 1 is similar to that of the climactic stage of the Asama 1783 eruption. The eruptive style of the 1946 Sakurajima eruption was similar to that of Stage 2. Concerning the pumice fall deposits, crystals in a single pumice clast and free crystals of various grain sizes were measured. Multiple timings and fields of crystal fragmentation are indicated from the following results. In the case of Stage 3 of the Sakurajima 1914–1915 eruption, a small amount of plagioclase shows smaller b/a values suggesting that a small amount of poorly fragmented crystals was produced prior to the eruption. In this case, crystal breakage related to melt inclusions foaming during the decompression of ascending magma and to shear-induced fragmentation of ascending magma near the conduit wall are instanced as the possible mechanism. In the cases of Stage 2 and the 1946 eruption, b/a values are higher than that in Stage 3. Crystal fragmentation within the conduit could occur, probably due to shock by repetitive Vulcanian explosions. In the cases of Stage 1 of the Sakurajima 1914–1915 eruption and the climactic stage of the Asama 1783 eruption, average b/a values increased in the order of crystals in pumice clast, free crystals, and crystals in lava. Free crystals consisting of broken surfaces without glass coating and crystal faces covered by vesicular glass are dominant. It is considered that the abundant broken free crystals are produced by magma fragmentation and then by quenching of erupting pyroclastic materials in the eruptive column. Additional fragmentation during flowage can be considered within the clastogenic lava flows.

Key words: broken crystal, fragmentation, pumice, free crystal, lava

1. はじめに

火山噴出物にはしばしば破片状の結晶が含まれる（例えば Ross and Smith, 1961）。破片状結晶は、降下軽石堆

積物のような著しいマグマの発泡・破砕を伴う火砕噴火の産物に多く含まれるが（安井・菅沼, 2003）、溶岩にも様々な含有量で含まれることがわかってきた（安井,

* 〒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, College of Humanities and Sciences, Nihon University, 3-25-40, Sakurajosui,

Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan

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

2006; 安井・他, 2007). 結晶の破碎の機構に関しては、例えば Pallister *et al.* (1996), Best and Christiansen (1997) や Allen and McPhie (2003) がデイサイト～流紋岩質の噴出物についてメルト包有物の発泡による破碎や高粘性マグマ内での剪断破碎を論じ、近年では結晶の破碎に関する実験的検証も行われている (例えば, Gonnerman *et al.*, 2003; Kennedy *et al.*, 2005, Forien *et al.*, 2011). しかしながら天然の噴出物の破片状結晶の観察事例は多くはなく、実態が不明な点が多い。本研究では安山岩質マグマの噴火様式と結晶の破碎の関係をj知るため、異なる噴出形態の堆積物に含まれる破片状結晶の破碎の程度 (安井・菅沼, 2003) に着目する。破碎度の測定対象としては、主に桜島火山の大正噴火と浅間火山の天明噴火の噴出物を扱い、桜島の昭和溶岩や榛名火山の降下軽石とも比較をする。結晶の破碎度に加え、破片状結晶の含有量や破碎組織の観察結果も合わせて検討することにより、結晶の破碎の時期と場、噴火様式との関係について考える。

2. 結晶破碎度の測定方法と対象

本研究では安井・菅沼 (2003) と同様の方法で破片状結晶の二次元的破碎度 (b/a 値) を測定した。まず偏光顕微鏡で1枚の薄片全体にわたって写真撮影を行う。次に顕微鏡写真上の破片状結晶 (径 >0.1 mm) の輪郭 (外周) a と破断面の部分 b を作画ソフト Canvas を用いて別々にトレースした後、 a 、 b の長さを測定し、 b/a 値を求めた。 $b/a=0.3$ と $b/a=0.8$ の例の顕微鏡写真を Fig. 1a と Fig. 1b に示す。降下軽石堆積物を構成する遊離結晶と軽石粒子内部の結晶、および溶岩に含まれる破片状結晶を測定対象とした。測定する鉱物種は、どの堆積物にも多く含まれる斜長石とした。遊離結晶は、ふるいで粒度を揃えてから樹脂で包埋し、できるだけ結晶の中心を通るように薄片を作製した。軽石、遊離結晶、溶岩の各試料 (詳細は後述) について、できるだけ100個前後の破片状結晶の b/a 値を測定した。任意の測定のために、薄片全体にわたって撮影した写真すべてを b/a 値の測定対象とした。しかし偏光顕微鏡写真において破断面が判定できる方向に切断された結晶は、各視野につき数個以内で、測定のできない視野もあった。多孔質な軽石や、元來破片状結晶の含有量が少ない試料については、薄片の枚数を増やすことで測定数を確保した。ここでは浅間・天明噴火と桜島・大正噴火の噴出物および桜島の昭和溶岩の52枚の薄片に含まれる計1,068個の斜長石の破碎度を測定した。なお試料毎の破片状結晶の破碎度を知らるのが目的であるため、破断面の認められない結晶 (b/a 値 $=0$) は対象外とした。各試料について b/a 値のヒストグ

ラムを作成し、軽石、遊離結晶、溶岩の比較や溶岩のユニット間の比較を行った (例 Fig. 2)。ヒストグラムの安定性をみるため、データをランダムに並び替えて二分し、それぞれのヒストグラムの形状や平均値、標準偏差を検討したところ、大きな違いが認められないため、測定数は十分であると判断した。また結晶の破碎度と粒径の関係をみるため、個々の破片状結晶の断面積を Canvas で測定し、それを正方形近似した一辺の長さを粒径として扱った。

浅間・天明噴火と桜島・大正噴火の噴火推移の概要と、測定対象とした噴出物の層準を以下に述べる。浅間・天明噴火 (1783年) では5月9日より火山灰や軽石を噴出する噴火が断続しながら次第に規模が増し、活動開始約3ヶ月後に激しい火砕噴火が起きた (Yasui and Koyaguchi, 2004)。8月2日から4日午後までにプリニー式噴火が断続的にあり、ESE降下火砕堆積物の下半分が形成された。この時期に噴煙柱の根元では大量の火砕物降下による火砕丘の形成 (釜山) と、火砕成溶岩 (鬼押出溶岩) の流出が始まった。この間には火砕流も複数回にわたって発生した (吾妻火砕流の一部ユニット)。4日夜からの約15時間にプリニー式噴火のクライマックスとなり、降下軽石 (21番層)、火砕丘の上半分、鬼押出溶岩の大半と吾妻火砕流の大半のユニットが噴出した。同じプリニー式噴火で噴出した火砕物 (軽石と火砕成溶岩) に含まれる結晶の破碎度を知らため、ここではクライマックスの降下軽石 (21番層) と鬼押出溶岩を結晶破碎度の測定対象とする。また比較のため、プレクライマックスの降下軽石17番層についても破碎度の測定を行った。

桜島大正噴火 (1914-1915年) では最初期に激しい火砕噴火が起き、その後ブルカノ式噴火が断続するとともに溶岩の溢流が長期間継続した (安井・他, 2007)。この活動は3つのステージに大別される。1月12日に開始したステージ1では、東西山腹の割れ目火口から最大36時間に及ぶ激しいプリニー式噴火が起きて軽石が広範に降下した (大正軽石)。噴煙柱の根元では大量の火砕物降下による火砕丘形成と、火砕成溶岩の流出があり (東西山腹の大正溶岩 T1の一部ユニットに相当)、時々小規模な火砕流も流出した。その後の約20日間のステージ2では、東西山腹とも割れ目上の複数の火口からの溶岩 (T1) の溢流があった。ステージ2では断続的にブルカノ式噴火も起こって大量の降灰があった。1914年2月以降の活動 (ステージ3) は東側山腹に限られ、ブルカノ式噴火の頻度は次第に落ちたが、最長で20ヶ月以上の長期にわたって穏やかな溶岩 (T2) の溢流が継続した。次の理由により、本研究ではステージ1の降下軽石 (大正軽石) とステージ1~3の溶岩 (東西山腹の大正溶岩) を

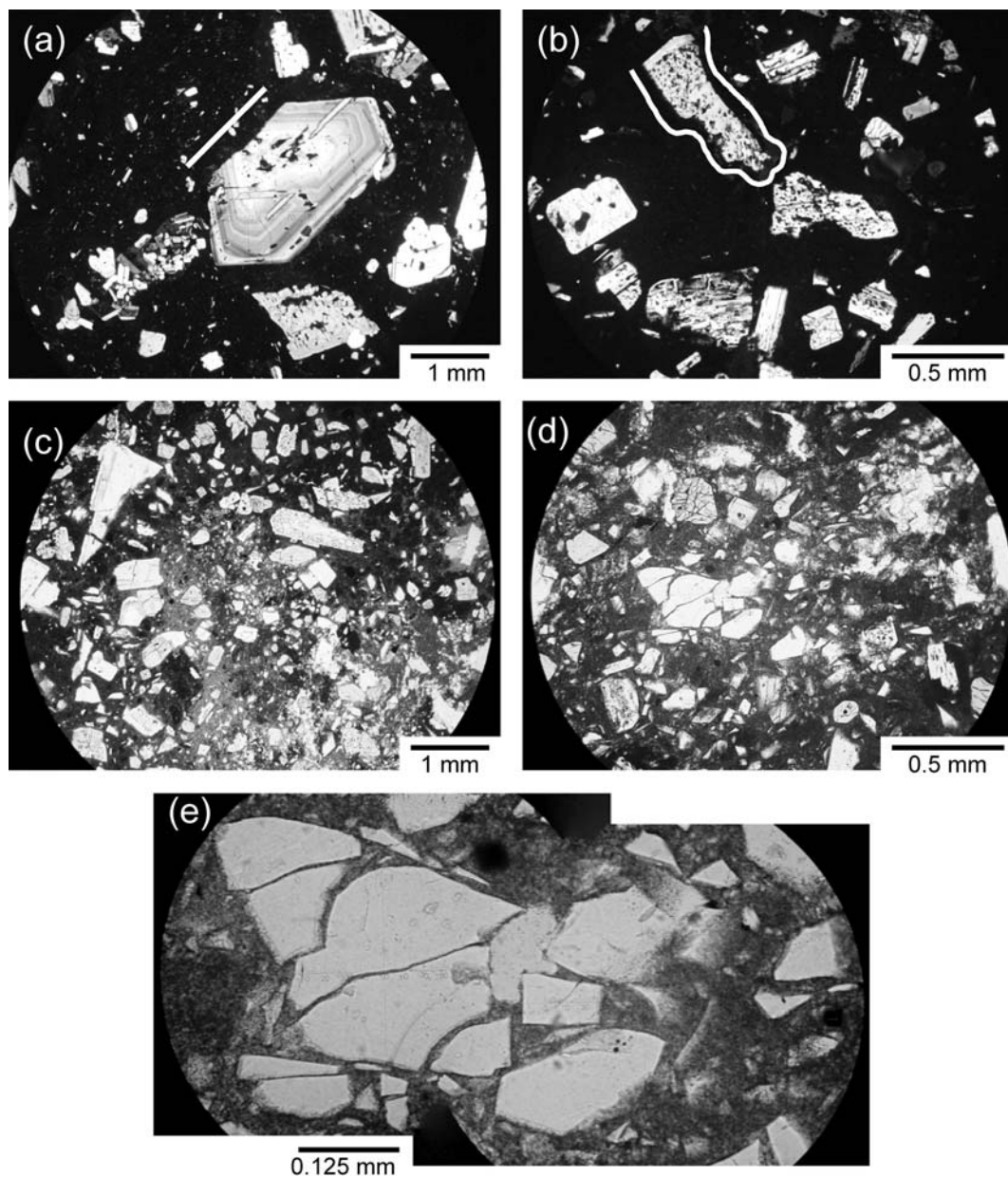


Fig. 1. Photomicrographs of broken plagioclase contained in lava flows. Symbols: X, cross polarized; P, plane polarized. (a) Photograph of lava of the Sakurajima 1914–1915 eruption. (b), (c), (d) and (e) Photographs of the Asama 1783 eruption. (a) Example of poorly fragmented crystal (X). The degree of fragmentation (b/a value) is 0.3. Broken surface is shown by white line. (b) Example of highly fragmented crystal (X). Value of b/a is 0.8. (c) Broken phenocrysts and abundant crystal debris in the groundmass (P). Sample is taken from the terminal of the Onioshidashi lava flow. (d) Cracked plagioclase (P). Thin section is the same as (c). (e) Enlargement of the cracked plagioclase of photograph (d) (P).

結晶破砕度の測定対象とする。ステージ1の降下軽石と溶岩は、同じプリニー式噴火で噴出した火砕物に由来するという点で、浅間・天明噴火のクライマックスの噴出物と比較が可能である。またステージ1~3の溶岩を検

討することで、火砕成溶岩、断続的なブルカノ式噴火に伴う溢流溶岩、穏やかな溢流溶岩に含まれる結晶の破砕度の比較が可能である。また比較のため桜島・1946年噴火の昭和溶岩についても測定を行った。萩原・他(1946)

Table 1. Summarized table of degree of fragmentation of plagioclase.

Erup- tive product	Container of broken plagio- clase	Volcano	Erup- tive age	Unit	Grain size (mm)	Average b/a value	Number *	b/a value >50% (%)
Pumice fall	Pumice clast	Asama	1783	21p		0.39	100	25
				17p		0.34	32	19
		Sakura- jima	1914- 1915	Stage 1		0.34	80	14
		Haruna	mid 6c	FP		0.6	22	91
	Free crystal	Asama	1783	21p	Total (2.0-0.0)	0.45	100	35
					0.75-0.5	0.34	22	9
					0.5-0.25	0.52	21	48
					0.25-0	0.53	30	53
				17p	Total (2.0-0.0)	0.49	107	50
					0.75-0.5	0.44	18	44
					0.5-0.25	0.54	18	50
					0.25-0	0.54	39	59
		Sakura- jima	1914- 1915	Stage 1	Total (2.0-0.0)	0.47	107	42
					0.75-0.5	0.41	23	26
					0.5-0.25	0.5	28	46
					0.25-0	0.6	32	72
Lava flow	Lava	Asama	1783	Onioshi- dashi		0.53	100	54
		Sakura- jima	1914- 1915	Stage 1		0.53	137	48
				Stage 2		0.41	90	26
				Stage 3		0.36	101	12
			1946			0.45	114	27

*: Measured number of plagioclase grains. b/a: the ratio of length of broken surface (b) to the total circumference of a crystal (a). "b/a value" was measured for plagioclase using the microphotographs. For detail, see chapter 2 in the text.

によれば、昭和溶岩は1946年3月10日頃から約2ヶ月半にわたって溢流したが、溶岩流出の間もブルカノ式噴火が断続的に起こった。

3. 軽石に含まれる結晶の破砕度

浅間・天明軽石21番層を構成する軽石粒子に含まれる斜長石の平均b/a値は0.39であり、輪郭の半分以上が破断面(b/a値>0.5)である割合は25%である(Table 1)。

桜島・大正軽石の軽石粒子に含まれる斜長石の平均b/a値は0.34であり、輪郭の半分以上が破断面(b/a値>0.5)である割合は14%である(Table 1)。桜島・大正軽石ではb/a値が0.61より高い粒子はみられず、浅間・天明軽石21番層に比べb/a値の幅が狭い(Figs. 2a and 3a)。

4. 遊離結晶の破砕度

浅間・天明軽石21番層に含まれる遊離結晶の斜長石

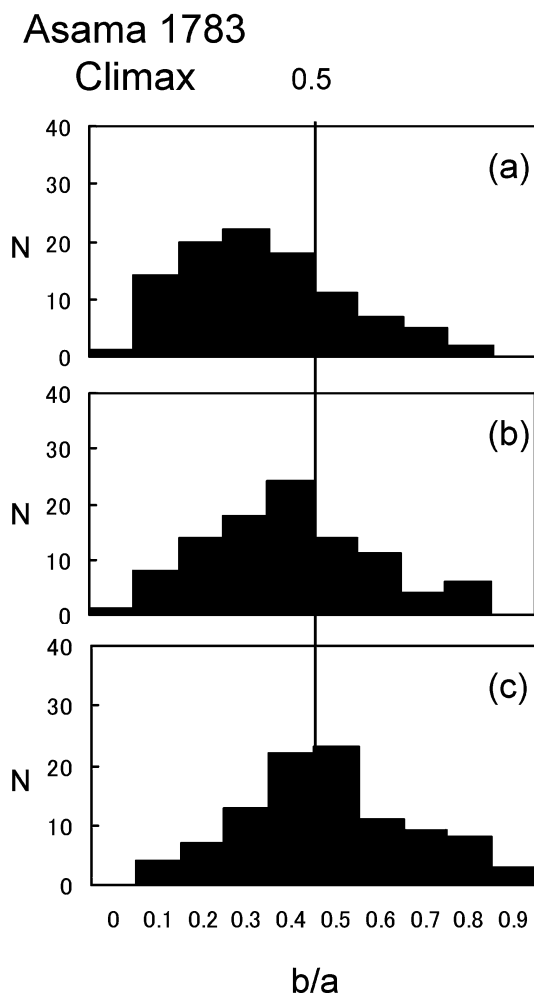


Fig. 2. Frequency diagrams of the degree of fragmentation (b/a value) of plagioclase contained in the eruptive products of the climax of the Asama 1783 eruption. (a) Plagioclase contained in the pumice clasts of the 21st layer of the pumice fall deposits ($N=100$). Number of thin sections is 7. (b) Free crystals of the 21st layer of the pumice fall deposits ($N=100$). (c) Plagioclase contained in the Onioshidashi lava ($N=100$). Number of thin sections is 4.

全体の平均 b/a 値は 0.45 であり、輪郭の半分以上が破断面 (b/a 値 >0.5) である割合は 35% である (Table 1 and Fig. 2b)。次に量的に多い 0.75 mm 以下の粒径に注目すると、細粒になるほど b/a 値の平均が大きくなり、かつ輪郭の半分以上が破断面である粒子の割合が大きくなる (Table 1)。比較のため、浅間・天明軽石 17 番層についてみると、0.75–0.5 mm 区間で 21 番層に比べやや高破砕度であるが、より細かい区間は 21 番層とほぼ同様の値を示す

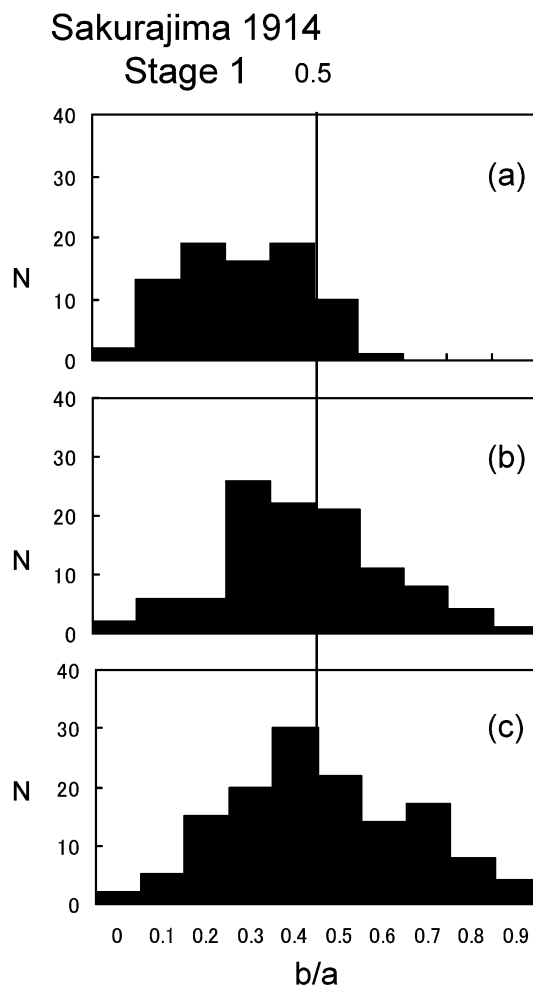


Fig. 3. Frequency diagrams of the degree of fragmentation (b/a value) of plagioclase contained in the eruptive products generated in Stage 1 of the Sakurajima 1914–1915 eruption. (a) Pumice clast of the pumice fall deposit ($N=80$). (b) Free crystals of the pumice fall deposit ($N=107$). (c) Taisho lava ($N=137$). Number of thin sections is 6.

(Table 1)。桜島・大正軽石の場合は、遊離結晶の斜長石全体の平均 b/a 値は 0.47 であり、輪郭の半分以上が破断面 (b/a 値 >0.5) である割合は 42% である (Table 1)。0.75 mm 以下の粒径では、細粒になるほど b/a 値の平均が大きくなり、かつ輪郭の半分以上が破断面である粒子の割合が大きくなる (Table 1)。

以上に示した浅間・天明軽石と桜島・大正軽石では 0.47 前後の破砕度の遊離結晶が多い。粒径に着目すると、どちらの事例でも 0.5 mm 以下の粒子に高い b/a 値を示すものが多い傾向がある (Fig. 4)。

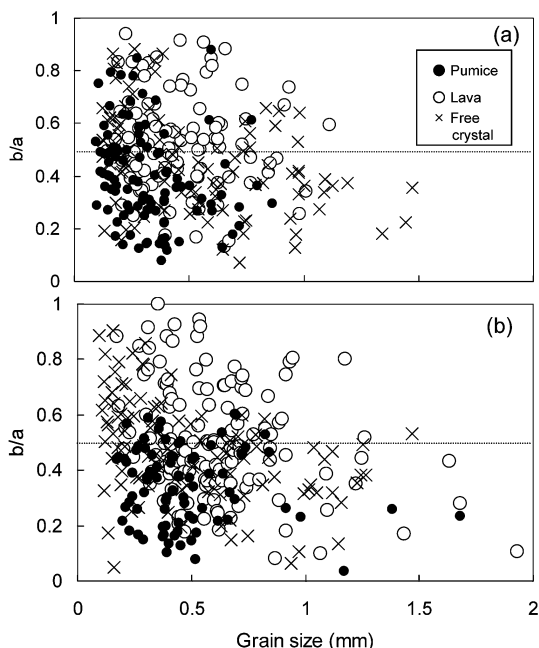


Fig. 4. Relationship between the degree of fragmentation (b/a value) and the grain size of broken plagioclase crystals. (a) Eruptive products of the climax of the Asama 1783 eruption. (b) Eruptive products generated in Stage 1 of the Sakurajima 1914-1915 eruption.

5. 溶岩に含まれる結晶の破砕度

浅間・鬼押出溶岩の平均 b/a 値は 0.53、輪郭の半分以上が破断面 (b/a 値 > 0.5) である割合は 54% である (Table 1)。桜島火山の大正溶岩のうち、ステージ 1 の溶岩に含まれる斜長石の平均 b/a 値は 0.53 であり、 b/a 値 > 0.5 は 48% である (Table 1)。同様にみていくと Table 1 および Fig. 5 より、ステージ 3 の溶岩はステージ 1 およびステージ 2 の溶岩に比べ破砕度が低く、輪郭の半分以上が破断面である結晶が他に比べ非常に少ないことが示される。またステージ 2 の溶岩と昭和溶岩は類似した破砕度を示す (Table 1)。またステージ 3 の溶岩 (Fig. 5c) は破砕度およびヒストグラムの形状が大正軽石 (Fig. 3a) と類似する (Table 1)。

次に桜島火山の溶岩の破片状斜長石含有量 (BPL) (安井・他, 2007) と破砕度の関係を検討する。BPL の測定方法は以下のとおりである。1) 約 8 倍の薄片の引伸し写真を用意する、2) 顕微鏡下で径 0.5 mm 以上の破片状斜長石斑晶を確認し、引伸し写真にマークする、3) ポイントカウント法で破片状斜長石と破片状でない斜長石を測定する、4) 次式で破片状斜長石斑晶の含有量 (BPL%)

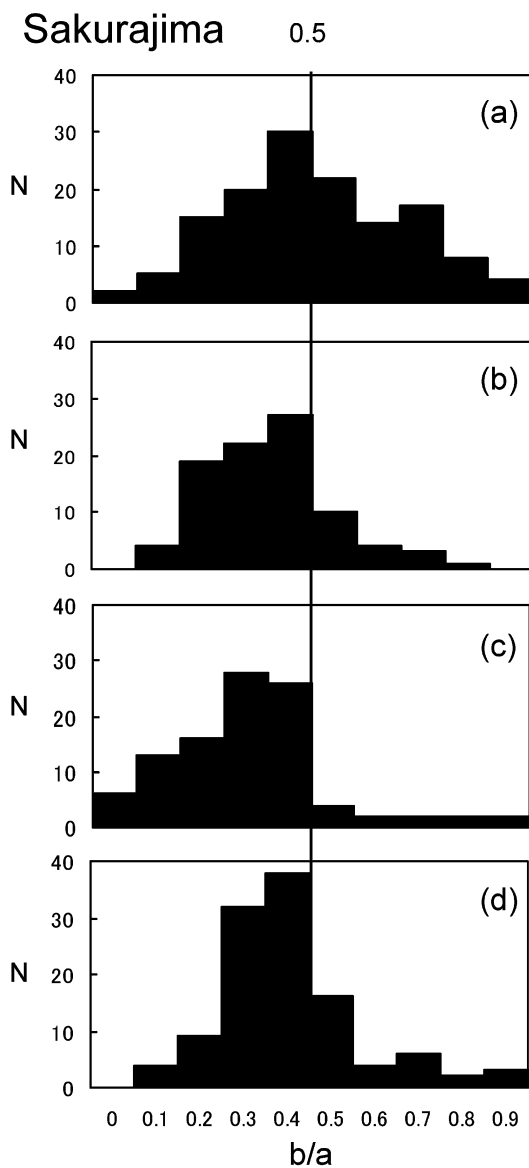


Fig. 5. Frequency diagrams of the degree of fragmentation (b/a value) of plagioclase contained in the lava of Sakurajima Volcano. (a) Stage 1 of the 1914-1915 eruption ($N=137$). Number of thin sections is 6. (b) Stage 2 of the 1914-1915 eruption ($N=90$). Number of thin sections is 5. (c) Stage 3 of the 1914-1915 eruption ($N=101$). Number of thin sections is 6. (d) 1946 lava ($N=114$). Number of thin sections is 4.

を算出する。 $BPL = 100 \times (BPL^* \div (BPL^* + NPL))$ ここで、 BPL^* : 破片状斜長石のカウンタ数、 NPL : 破片状でない斜長石のカウンタ数。安井・他 (2007) によれば、

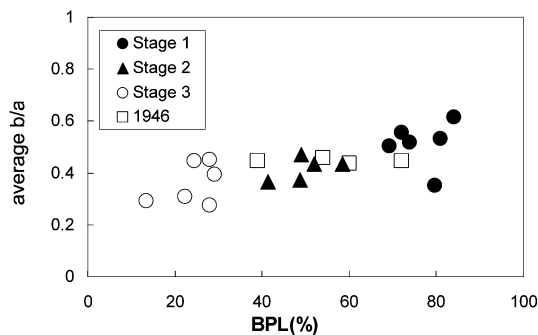


Fig. 6. Relationship between the content of broken plagioclase (BPL %) and the average b/a value (degree of fragmentation) for each thin section of the lava of Sakurajima Volcano. Stages 1, 2 and 3 are the lava flows of the 1914–1915 eruption.

大正溶岩の破片状結晶量 (BPL) は、ステージ 1 の溶岩で 60% 以上と高く、顕著な溶結組織を示すのに対し、ステージ 2 の溶岩は 50% 前後で溶結組織はほとんど認められない。ステージ 3 の溶岩は数 10% 前後と破片状結晶に乏しく、溶結構造も認められない。

破片状斜長石含有量 (BPL) を測定した個々の薄片について平均 b/a 値をみると、両者には正の相関がみられ、破砕度の高い方からステージ 1 の溶岩、ステージ 2 および昭和溶岩、ステージ 3 の溶岩の順である (Fig. 6)。このことから破片状結晶に富む試料ほど、個々の斜長石の破砕度も高いといえる。

6. 軽石中の結晶、遊離結晶、火砕成溶岩中の結晶の破砕度の比較

浅間・天明噴火の鬼押出溶岩と桜島・大正噴火のステージ 1 の溶岩は顕著なユータキシティック組織を示し、80% 前後の高い破片状結晶量 (BPL) を示すことから、これらは溶結火砕岩であり、降下軽石をもたらしたプリニー式噴火時に火口近傍に降下した火砕物の集積と流動による火砕成溶岩であると考えられている (Yasui and Koyaguchi, 2004; 安井・他, 2007)。ここではこれらの溶岩に含まれる結晶の破砕度と、降下軽石堆積物を構成する軽石に含まれる結晶および遊離結晶の破砕度の比較を行う。

浅間・天明噴火のクライマックスの噴出物では、降下軽石 (21 番層) の軽石に含まれる結晶、遊離結晶、溶岩に含まれる結晶の順に破片状斜長石の平均 b/a 値が大きくなる (Table 1)。輪郭の半分以上が破断面 (b/a 値 > 0.5) である割合も同様の順番で大きくなる (Table 1)。ヒストグラムの形状は遊離結晶と溶岩がやや似ている (Figs. 2b and 2c)。

桜島・大正噴火のステージ 1 の場合も、軽石に含まれる結晶、遊離結晶、溶岩に含まれる結晶の順に平均 b/a 値が大きくなる (Table 1)。輪郭の半分以上が破断面 (b/a 値 > 0.5) である割合も同様の順に大きくなる (Table 1)。ヒストグラムの形状は遊離結晶と溶岩がやや似ている (Figs. 3b and 3c)。軽石は遊離結晶や溶岩に比べ b/a 値の幅が狭い (Fig. 3)。なお Fig. 3c は Fig. 5a と同じグラフである。

浅間・天明噴火も桜島・大正噴火も共通して、火砕成溶岩は平均 b/a 値が 0.5 であり、輪郭の半分以上が破断面 (b/a 値 > 0.5) である割合は 50% 前後と、軽石と遊離結晶に比べ結晶の破砕度が高い。b/a 値と粒径の関係をみると (Fig. 4)、浅間・天明噴火では遊離結晶の相関係数 $R = -0.4$ 、火砕成溶岩は $R = -0.1$ 、軽石は $R = -0.2$ を示す。桜島・大正噴火では遊離結晶の相関係数 $R = -0.4$ 、火砕成溶岩は $R = -0.3$ 、軽石は $R = -0.1$ を示す。いずれも相関は低いですが、遊離結晶は b/a 値と粒径にやや相関があり、破砕度の高い結晶が細粒側に多いとみられる。

7. 議 論

7-1 結晶の破砕過程の多様性

以上の記載からは、降下軽石や溶岩流といった噴出形態の違いや、同じ噴火でも溶岩の流出時期の違いにより結晶の破砕度が異なることが示され、結晶の破砕過程が多様であることが予想される。ここでは結晶の破砕度に加え、破片状結晶の含有量や破片状結晶の組織の特徴もあわせて、浅間火山と桜島火山の事例についての結晶の破砕過程を複数想定し、それぞれについて検討する。

7-1-1 遊離結晶の破砕過程

今回観察した浅間火山・天明噴火と桜島火山・大正噴火の降下軽石堆積物に含まれる 1 mm 前後の径の遊離結晶は、同じ堆積物を構成する軽石粒子内に含まれる 1 mm 前後の斑晶と組織が同様であることから、マグマ中の斑晶が遊離したものと考えられる。全国 8 火山の 15 事例の降下軽石堆積物について遊離結晶の破砕度 b/a 値を調べた安井・菅沼 (2003) によれば、どの事例の遊離結晶も破砕度の幅が広い。また破片状の遊離結晶は断面形態の違いから次の 3 つのタイプに大別される (安井・菅沼, 2003 の Fig. 3)。タイプ A: 輪郭が結晶面と破断面から成り、結晶面は“切手の縁”状の発泡したガラスに薄く包まれるが、破断面はガラスに覆われていない、タイプ B: 輪郭が結晶面と破断面から成り、共にガラスに包まれる、タイプ C: 不定形で輪郭のすべてが破断面で囲まれ、ガラスに覆われていない。タイプ A と B の例を Fig. 7d に示す。遊離結晶の多くはタイプ A であり、タイプ B は少ない。また細粒な結晶にはタイプ A の他、タイプ

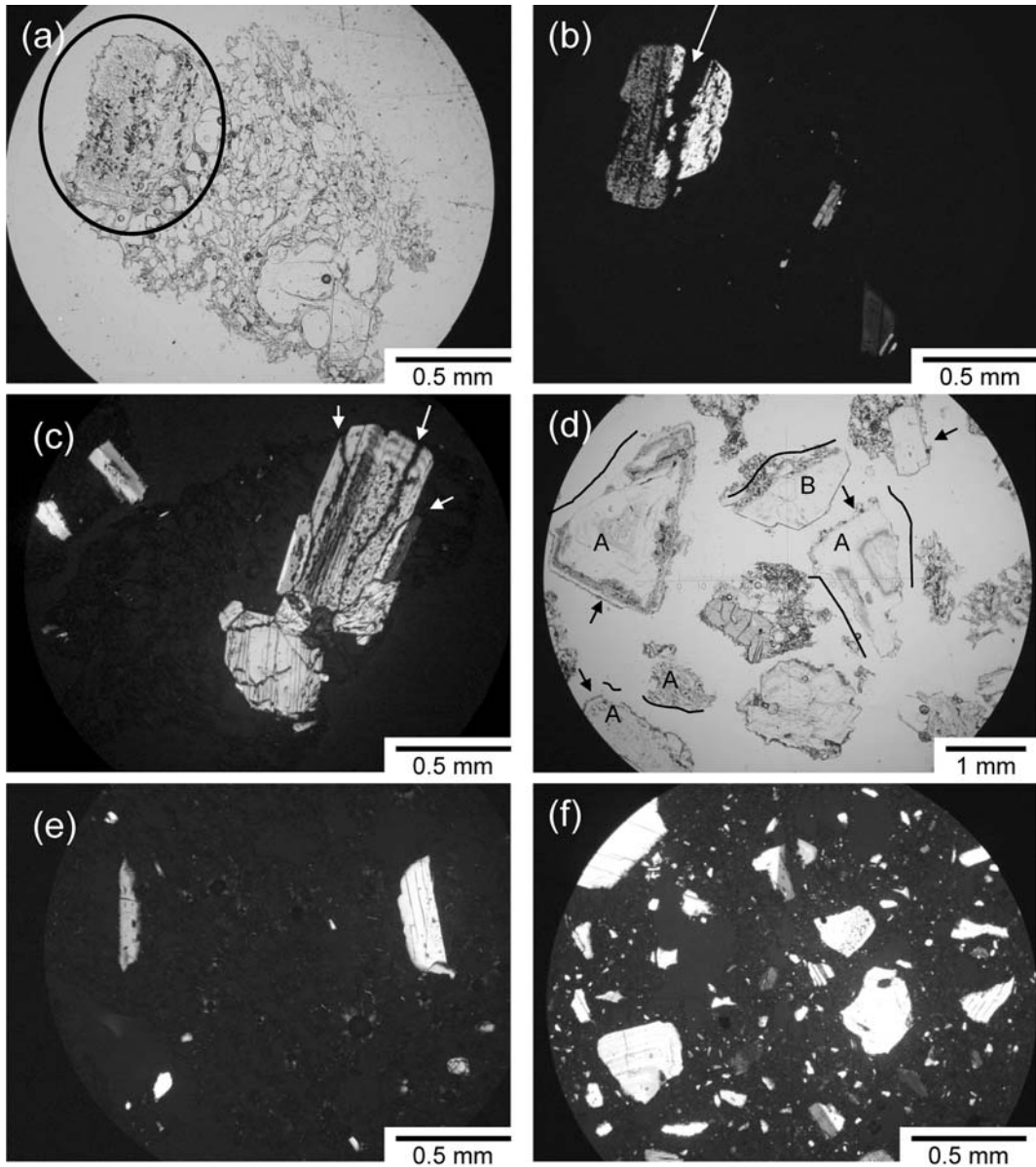


Fig. 7. Photomicrographs of broken crystals contained in the pumice fall deposits. Symbols: X, cross polarized; P, plane polarized. (a), (b), (c) and (d) Photographs of the 21st layer of the pumice fall deposit of the Asama 1783 eruption. Photograph of (e) a pumice grain of the Sakurajima 1914 eruption and (f) the Haruna mid-sixth century eruption. (a) Breaking plagioclase contained in a single pumice clast (P). (b) Same as (a). Penetrative cracks are seen in the plagioclase. Photomicrographs (b) and (c) are examples of plagioclase with cracks filled with vesicular glass (X). Arrows show cracks. (d) Plagioclase free crystals of types A and B (P). Broken surfaces are shown by black lines. Thin glass coatings are shown by arrows. (e) Note that crystal debris in the groundmass is scarce (X), (f) Note that abundant crystal debris is scattered in the groundmass (X).

Cも多い。今回観察した細粒の遊離結晶の多くは破碎度が
高く、上記の分類ではタイプCかタイプAである。

ブリニー式噴火における噴霧流内では気体成分ととも

にマグマの破片（気泡と結晶を含むメルトや遊離結晶）
が急速に放出されて急冷される状況が考えられる。
Martel *et al.*, (2001) は、急冷により結晶に亀裂が生じる

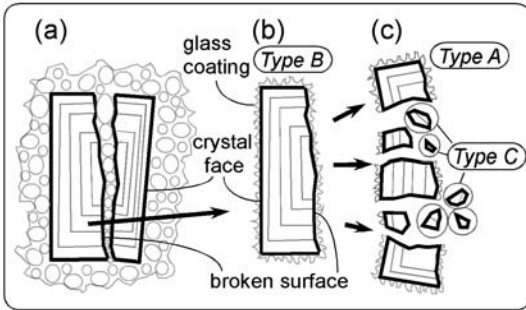


Fig. 8. Schematic illustrations showing expected processes of crystal fragmentation generating variations in free crystals of Types A, B, and C. (a) Formation of a fracture through the crystal in the bubbly flow, probably owing to burst of melt inclusions during decompression of magma, (b) Formation of broken free crystals of Type B owing to breakage of crystal shown in (a) in the course of magma fragmentation. Note that the whole crystal is surrounded by a thin mantle of vesicular glass. (c) Formation of broken free crystals of Types A and C by rupturing of Type B shown in (b), caused by quenching in the eruptive column. For detailed discussion, see chapter 7-1-1.

ことを実験的に示し、熱衝撃による破砕を考えた。このことから勢いよく上昇する遊離結晶は、急冷する際に収縮割れ目が生じて破砕する可能性がある。この時、細かく破砕した結晶の破片はタイプCの遊離結晶になると予想される (Fig. 8c)。以上からは、遊離結晶にみられるガラスに覆われていない破断面は、軽石や遊離結晶を生じたマグマの破砕より後にできたと推察される。

タイプAとBの遊離結晶には、薄いガラスの覆いがみられる。多量の気泡を含むメルトが膨張するのにに対し結晶がほとんど変形しないことによって応力が発生し、結晶周囲のメルトが細かく破砕したとすると、遊離結晶周囲のガラスが薄いことが説明できるかもしれない。火道内を上昇する気泡流マグマ内では、結晶の周囲はメルトとの接合部が少ないために、マグマの破砕時に選択的に結晶の周囲が破砕して遊離結晶が生じる可能性もある。言い換えると、気泡流において結晶の存在する部分が選択的によく破砕し、元々結晶の少ない領域が軽石粒子になる、ととらえることもできる。

7-1-2 軽石に含まれる結晶の破砕過程

今回対象とした浅間火山・天明噴火と桜島火山・大正噴火の降下軽石堆積物の軽石粒子内部の結晶には、b/a値が0.3前後の破砕度の低い結晶片が存在する (Figs. 2a and 3a)。このことは軽石の生成の前にも結晶の破砕があったことを示唆する。次のような結晶の破砕過程が想

定される;可能性1:結晶内部のメルト包有物の発泡による母結晶の破砕,可能性2:高粘性マグマの上昇時の剪断破砕,可能性3:結晶集合体の分解。Pallister *et al.* (1996) や Best and Christiansen (1997) は、結晶破砕の有力な機構として可能性1について議論し、Allen and McPhie (2003) は可能性2を有力視した。また Best and Christiansen (1997) は可能性1の他に可能性3によっても破片状の結晶が生成されることを述べている。

可能性1に関してここでは Fig. 7a と Fig. 7b に示した浅間・天明軽石 21 番層の軽石粒子の組織に着目する。この軽石粒子には、破砕の途上で凍結されたような産状の斜長石斑晶が含まれている。向かい合う破断面の間には発泡したガラスの領域が認められる。この斜長石は蜂の巣状組織を呈し、結晶内には運河状に気泡を含むメルトが分布している。高压で取り込まれたメルト包有物が減圧時に発泡して母結晶を破砕することが考えられているが (Best and Christiansen, 1997 など)、この場合もメルト包有物が発泡し、気泡が連結して結晶が破砕した可能性がある。このまま向かい合う破断面の間のメルトが破砕したとすると、画面左側の部分は、破断面がガラスに覆われたタイプBの遊離結晶になると予想される (Figs. 8a and 8b)。実際には破断面の間のメルトの破砕は起きず、斜長石周囲のメルトの温度がガラス転移点を下回って粒子自体が硬くなって Fig. 7a の状態となったとみられる。Best and Christiansen (1997) は、マグマの破砕の前にはメルト包有物の発泡による結晶の破砕が卓越して起こるが、急激な噴出時には急冷されるためメルト包有物の発泡による結晶の破砕は生じにくいと考えた。この斜長石を含む軽石粒子自体を作ったメルトの破砕と斜長石の破砕は、マグマの発泡と破砕過程において時期的にきわめて近接していると推測されるが、前後関係は不明である。いずれにしても Fig. 7a の組織は、マグマの発泡時に結晶が破砕しうることを示唆する。ただし天明噴火の軽石の場合、破砕途上の組織は蜂の巣状斜長石にしばしば見られるが (Figs. 7b and 7c)、清澄な斜長石には認められないため、特定の組織の結晶に限る現象のようである。桜島の大正軽石にも蜂の巣状斜長石が認められるが、メルト包有物をほとんど含まない斜長石も多い。従って可能性1はプリニー式噴火のような著しいマグマの発泡を伴う噴火において、一部のメルト包有物に富む結晶の破砕を説明しうる、といえるだろう。ただしメルト包有物に乏しい結晶の場合も、後述する可能性2などの要因で潜在的な割れ目を獲得し、その後の周囲のメルトの発泡や、破砕後の急冷の過程で破砕することも考えられる。可能性2と可能性3については7-1-3でまとめて検討する。

7-1-3 溶岩に含まれる結晶の破碎過程

桜島・大正噴火のステージ3の溶岩は、ステージ1と2の溶岩に比べ破片状斜長石の含有量が少なく、個々の斜長石の破碎度も低い (Figs. 5 and 6). 噴火当時の記録によれば、ステージ3は爆発を伴わない穏やかな溶岩の溢流だったため、火道内かより深所で少量の結晶が少し欠けるような結晶の破碎過程を経て溶岩が地表に噴出したものと考えられる。ステージ3の溶岩は大正軽石とも類似した破碎度を示す (Figs. 3a and 5c and Table 1). 発泡が著しい軽石と発泡が顕著ではないステージ3の溶岩の結晶の破碎度が共通して低いことは、マグマの発泡自体は著しい結晶の破碎をもたらさないことを示すのかもしれない。

Allen and McPhie (2003) は、オーストラリアとニュージーランドの流紋岩質の溶岩流と溶岩ドームに含まれる結晶片の含有量が20%以下であることを示し、単一の結晶に復元可能な結晶の破片が近接する機会が多いことから、高粘性マグマの火道上昇から噴出時の剪断による結晶の破碎を考えた。最近では火道壁付近でのマグマの剪断破碎と脱ガスとの関連も議論されているが (例えば Rust *et al.*, 2004; 中村, 2011), そのような場を想定した実験において剪断応力に誘発された結晶の破碎が生じることが再現されている (Forien *et al.*, 2011). 剪断破碎の場合は、破碎後固化するまでマグマの変位量が十分小さければ、単一の結晶に復元可能な結晶片が近接する組織の形成が予想されるが、ステージ3の溶岩にはそのような組織はほとんど見られない。火道中心部を上昇するプラグ状のマグマ内では破碎が起きにくく、破碎した周縁部との境界部で破片状結晶を取り込んだためにステージ3の溶岩に少量の破片状結晶が含まれるのかもしれない。

Best and Christiansen (1997) は半自形から他形の輪郭をもつ一部の破片状結晶が、結晶の破碎ではなく結晶集合体の分解により生じることを論じた。これは結晶が機械的に破碎する以外にも破片状の結晶が生じうることを意味する。鬼押出溶岩や大正溶岩には集斑状組織や集斑晶と記載されるような結晶集合体が普通に見られ、粒間には気泡を含むガラスが認められることもある。ステージ3の溶岩に含まれる結晶集合体の顕微鏡写真を切り抜いてみると、異なる結晶の接合部は直線的ではなく、やや丸味を帯びた凹凸に富む (Figs. 9b, 9c, and 9d). この結晶集合体を構成する斜長石の累帯構造は異なる結晶との接合部で切られている (Fig. 9e の楕円内). 一方、ステージ3の溶岩に含まれる単体の破片状結晶には、Fig. 1a や Fig. 1b の例のような、破断面が直線的なものと、丸味を帯びた凹凸に富むものの両方が見られる。直線的な破断面は機械的の破碎を示唆するが、凹凸に富む破断面は Fig.

9a のような結晶集合体が分解して生じたのかもしれない。つまり Fig. 9e の楕円内のような累帯構造が切られた部分は、破片状結晶の破断面として認識されうる。集斑晶はマッシュ状マグマ中での結晶ネットワークを示すと考えられている (中川, 2008). 以上より、破片状結晶の一部は、噴出開始時にマグマ溜まり壁部の結晶に富む部分 (Marsh, 1996) から結晶が引き剥がされて生じる可能性が考えられる。なお丸味を帯びた破断面は、流動するマグマ内で、近接する結晶片同士が磨耗しあったり、マグマ中での再加熱で熔融して生じる可能性もあり、今後これらの予察を検証するための観察や定量的な検討が必要である。

桜島・大正噴火ステージ2の溶岩と昭和溶岩の結晶破碎度と破片状結晶の含有量が似ている (Figs. 5b, 5d, and 6). これらはステージ3の大正溶岩より破碎度が若干高い (Figs. 5 and 6). どちらの事例も溶岩の流出時にブルカノ式の爆発が断続的に起こっている。ブルカノ式噴火における結晶の破碎については7-2でも後述するが、例えば浅間火山の火山弾を観察した安井・他 (2005) は、亀裂に富む結晶、単一の結晶に復元可能な結晶片がジグソーパズル状や小断層状に近接する組織、火砕脈状の組織、顕微鏡下で認められることを示し、繰返される爆発の衝撃により爆発点の周囲のマグマに破碎が及ぶことを論じた。桜島のステージ2の大正溶岩や昭和溶岩の場合も爆発に伴う衝撃により結晶が破碎した可能性は否定できない。しかしステージ2の大正溶岩と昭和溶岩には破片状結晶が近接する組織がほとんどみられないため、衝撃破碎の場合はその後の流出過程で結晶片が散逸する過程が必要である。

浅間・天明噴火と桜島・大正噴火のステージ1の火砕成溶岩に着目すると、火砕成溶岩は同じ時期に噴出した軽石や遊離結晶よりも破碎度が高く、輪郭の半分以上が破断面である割合も高い (Figs. 2 and 3). 火砕成溶岩に含まれる結晶の破碎度が高い原因としては、火口近傍への火砕物 (軽石や遊離結晶) の降下・集積後の圧密や流動時の溶岩基底部などでの剪断によりさらに結晶が破碎することが考えられる。例えば噴出時の急冷により割れ目を獲得した結晶の場合は、溶岩の流動時に容易に破碎するかもしれない。鬼押出溶岩は平均80% (薄片数23) と高い破片状結晶含有量 (BPL) を示す。鬼押出溶岩の先端部ではBPLが96%とさらに高く、細粒の結晶片に富み (Fig. 1c), 亀裂を有する斜長石も見られる (Figs. 1d and 1e). このような観察事実は、火口近傍での火砕物集積から流下の過程での付加的な結晶の破碎を示唆する。火砕成溶岩に含まれる結晶の破碎度の高さは、多段階の破碎が積算されたものと考えられる。

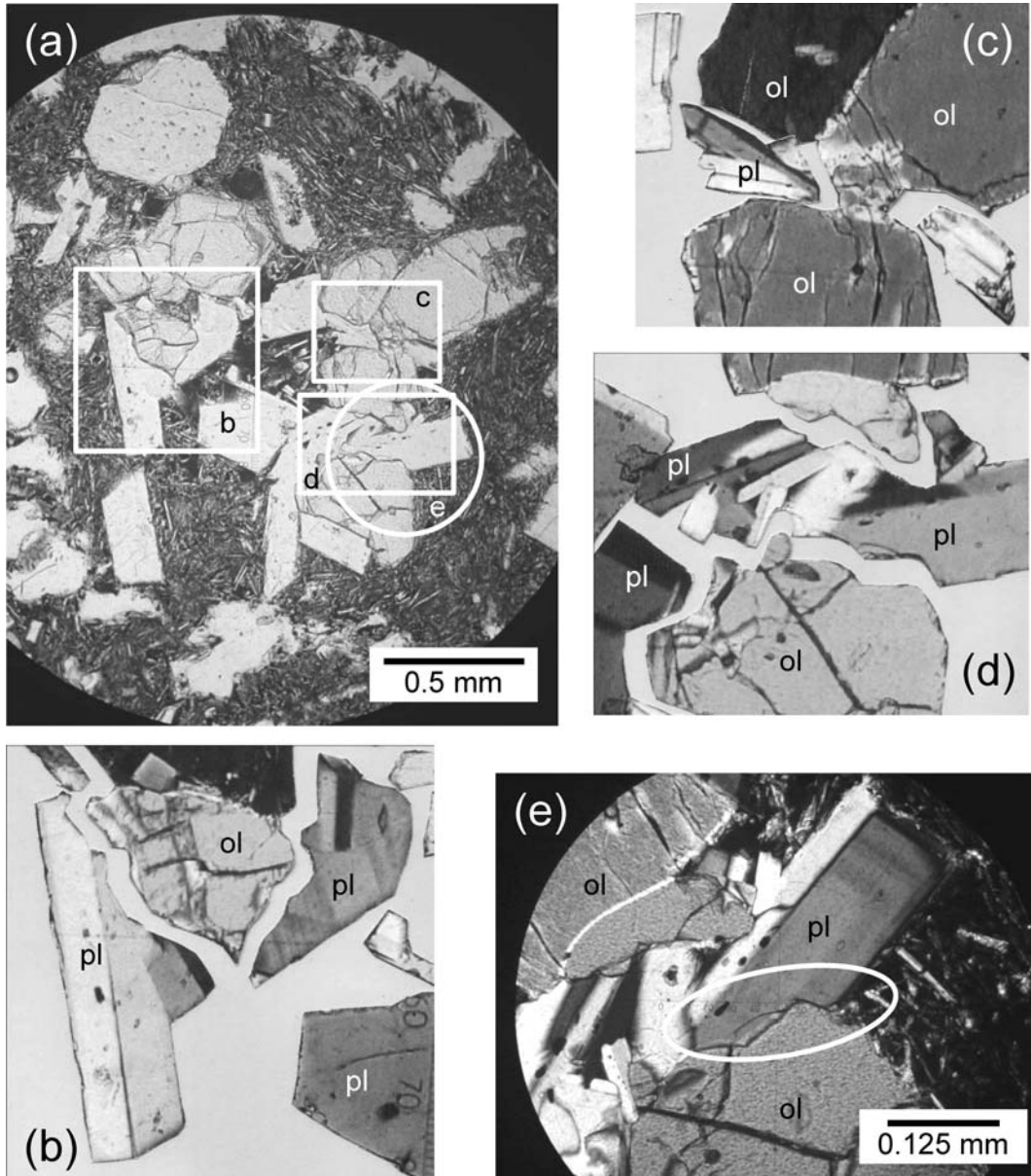


Fig. 9. Photomicrographs of a crystal clot contained in the lava of Stage 3 of the Sakurajima 1914–1915 eruption. Symbols: pl, plagioclase; ol, olivine; X, cross polarized; P, plane polarized. (a) Whole view of the crystal clot which consists of crystals of plagioclase and olivine (P). Squares and a circle show the areas of photographs (b), (c), and (d). (b), (c), and (d) Cutouts of the crystal clot. Note that the boundaries between different crystals are subhedral to anhedral in shape (X). (e) An ellipse in the photograph shows the boundary between plagioclase and olivine. Note that the zonal structure of the plagioclase is cut off at the boundary (X).

7-2 結晶の破碎と噴火様式

7-1 の検討結果を考え合わせると、結晶の破碎の時期と場、および破碎機構は多様であるとみられる。以下では噴火様式の観点から、どのような場で結晶の破碎が卓

越するかを考える。Fig. 10 にはプリニー式噴火、ブルカノ式噴火、断続的ブルカノ式噴火と溶岩溢流、穏やかな溶岩溢流、の4通りの場合について、考える結晶の破碎の場を模式的に示した。

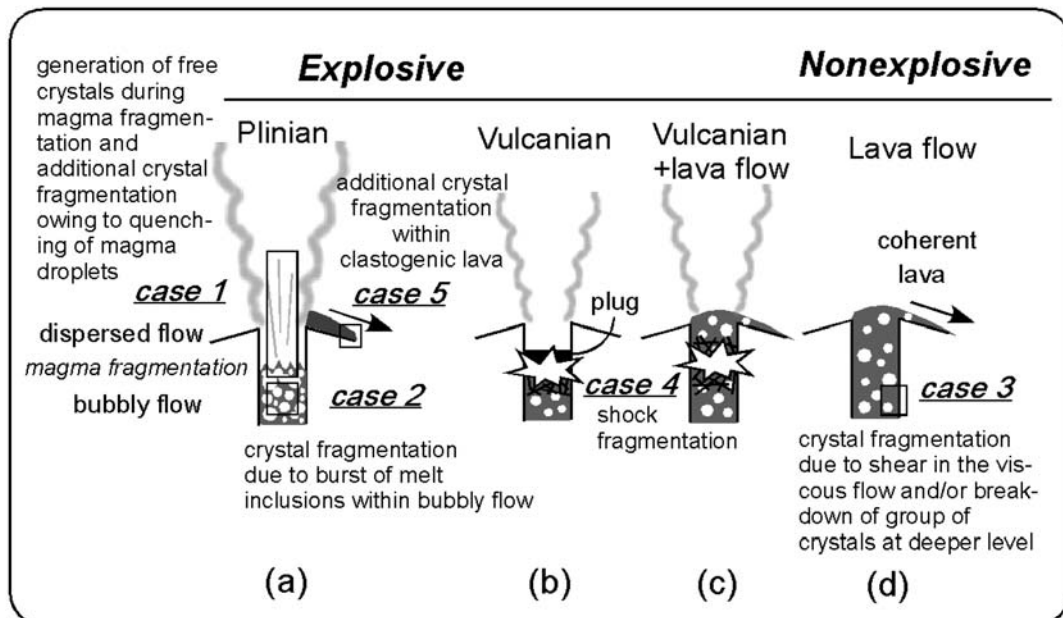


Fig 10. Schematic illustrations showing the timings and fields of crystal fragmentation in the different eruptive styles.

まずプリニー式噴火に関して、7-1-1では、マグマの破碎後の急冷過程でタイプAやタイプCの遊離結晶が多産される可能性について論じた (Fig. 10a のケース 1)。この場合は、ガラス転移点以下に温度が低下するまで噴煙内でマグマ片の破碎が進行し、火砕物全体の粒径分布も時々刻々と細粒側へと変化することが予想される。しかし、この過程では破断面もガラスに覆われるタイプBの遊離結晶は生じにくいと考えられるため、タイプBについてはそれ以前の結晶の破碎過程を考える必要がある。

マグマの著しい発泡と破碎により気泡流から噴霧流へ流れの状態が大きく変化するプリニー式噴火では、マグマの破碎の仕方により遊離結晶のタイプも異なることが予想される。まず可能性の一つとして脆性破壊によるマグマの破碎を考える。脆性破壊の場合、メルトも結晶も共に粉碎して破断面にガラスの覆いのないタイプAやタイプCの遊離結晶が生産されるが、タイプBの遊離結晶は生じにくいと予想される。また軽石粒子内にも単一の結晶に復元可能な結晶片が近接する組織が残ることが予想されるが、今回観察した浅間火山と桜島火山の軽石にはほとんど見られない。他には気泡の破裂と周囲の気泡との連結によりマグマが破碎する可能性、が挙げられる。この場合は破断面の有無に関わらず結晶はガラスに覆われると予想され、深部での破碎 (Fig. 10d のケース 3) により既に破断面を有する結晶があれば、タイプ

Bの遊離結晶も生じうる。タイプBおよび破断面をもたない遊離結晶がマグマの破碎で生じ、その後の噴出過程でさらに破碎されてタイプAやタイプCの遊離結晶が多産されると考えると、タイプBの遊離結晶が少ないという事実も説明できる。

浅間・天明軽石 21 番層の軽石には、破片状結晶に乏しい粒子とやや富む粒子がある (安井, 2008)。21 番層をもたらしたクライマックスのプリニー式噴火の前には断続的な爆発的噴火が繰返されて多数の降下軽石の降下単位が形成されたが、この時期の活動では、毎回マグマが火道浅部まで上昇し、脱ガスを起こすだけの時間一旦停滞してから破碎・爆発したことが考えられている (佐藤・中村, 2009)。ドーム崩壊により火道中央部のマグマが急激に減圧発泡・破碎して噴出し、火道壁付近のマグマが遅れて発泡・破碎するという Conduit implosion モデルも提唱されているが (Kennedy *et al.*, 2005)、天明軽石 21 番層の破片状結晶に富む軽石は、プレクライマックス期に火道壁付近で破碎のすすんだ部分に由来するのかもしれない。他の考え方としては、破片状結晶に富む粒子は、マグマが破碎して生産されたマグマ片 (軽石や火山灰) と破片状の遊離結晶が、火道上部や噴煙内で再結合して生じる可能性もある。これは軽石粒子自体が単一のマグマの破碎過程で生じたのではなく、破碎と結合の過程を経ている場合もあることを示唆する。

榛名火山の 6 世紀中葉噴火の降下軽石 (FP) の場合は、

軽石粒子内部の結晶の平均破砕度が0.6と高く、輪郭の半分以上が破断面である割合も浅間や桜島の測定結果に比べ明らかに高い (Table 1, 安井・他, 2009 の図 8)。また浅間・天明噴火や桜島・大正噴火の軽石と同一スケールで比較すると FP の軽石は細粒な結晶片に富む (Figs. 7c, 7e, and 7f)。従って FP の場合は、細粒な結晶片を巻き込むような粒子結合があったのかもしれない。しかし減圧率が大きいと結晶片がより細粒になるという実験結果もあり (Martel *et al.*, 2001)、マグマの破砕以前に結晶の破砕が進行していた可能性もある。メルトには結合の痕跡が残りにくい (中村, 2011) ため、粒子結合が否かの判断が難しい例といえよう。

以上の議論を整理すると、プリニー式噴火における結晶の破砕は、マグマの上昇、発泡、破砕、火砕物の噴出と急冷の過程で起きている可能性がある。つまり、メルト包有物に富む結晶は発泡するマグマ内で破砕しうるが、そうでない結晶も、火道壁付近でのマグマ上昇時の剪断破砕や、破砕したマグマ片の噴出時の急冷の際に破砕することが予想される。また乱流状態の噴煙柱内を上昇する粒子同士の衝突による磨耗や破砕も起きるのかもしれない。プリニー式噴火を理解する上での制約条件の一つとして、多段階の結晶の破砕過程を今後さらに検討する必要がある。

次に溶岩溢流 (非爆発的噴火) の場合の結晶の破砕を考える。穏やかな溶岩溢流の事例の一つである桜島・大正噴火のステージ 3 の溶岩には低破砕度の破片状結晶が数 10% ほど含まれる (Fig. 6)。この場合はプリニー式噴火のような顕著なマグマの発泡はないと考えられることから、上昇時の火道壁付近での剪断破砕あるいは、より深部での破砕によるものとみられる (Fig. 10d)。一つの可能性としては、7-1-3 の議論のようにマッシュ状マグマ溜まりからの上昇時の結晶集合体の分解による破片状の結晶の生成が予想される。爆発的な噴火の場合でもマグマ上昇の出発段階として、言い換えればバックグラウンドとして、数 10% の破片状結晶の含有を想定する必要があるのかもしれない。

最後にブルカノ式噴火の場合の結晶の破砕について考える。桜島火山・ステージ 2 の大正溶岩と昭和溶岩の場合、溶岩の溢流を行いながらブルカノ式噴火が断続的に生じていたため、ブルカノ式噴火と類似した状況が予想される (Fig. 10c)。ブルカノ式噴火における結晶の破砕機構としては、爆発点の周囲のマグマの衝撃破砕 (安井・他, 2005)、減圧下での等方的な気泡膨張時の伸張による結晶破砕 (Miwa and Geshi, 2012)、Conduit implosion (Kennedy *et al.*, 2005) などがあり、多様な結晶の破砕の機構が存在する可能性もある。これらの根拠となった観察事実は、

いずれも結晶片が隣接する組織であるが、桜島火山・ステージ 2 の大正溶岩と昭和溶岩の場合はそのような組織がほとんど見られない。7-1-3 で述べたように結晶の破砕後に結晶片が溶岩流内で散逸する機構を今後検討する必要がある。

8. ま と め

安山岩質降下軽石と溶岩流に含まれる破片状結晶の破砕度を調べた結果、以下のことがわかった。

(1) 浅間火山・天明噴火と桜島火山・大正噴火の場合、降下軽石と溶岩流といった噴出形態の違いや、同じ噴火でも溶岩流の流出時期により結晶の破砕度が異なることから、結晶の破砕の時期や場は多様であると考えられる。

(2) 桜島・大正噴火の溶岩流の場合、破片状結晶に富むユニットほど、個々の斜長石の破砕度も高い。噴火推移や噴出形態を考えあわせると、ステージ 1 のプリニー式噴火に伴う火砕成溶岩の結晶破砕度が最も高く、顕著なマグマの発泡・破砕を伴う噴火では高い破砕度の破片状結晶が多産されると考えられる。ステージ 2 の溶岩は昭和溶岩と破砕度が似るが、どちらもブルカノ式噴火が断続する時期に溢流している。爆発による衝撃などにより火道内マグマの結晶も破砕した可能性がある。穏やかに溢流したステージ 3 の溶岩には破砕度の低い結晶が少量認められ、深部での結晶集合体の分解や、マグマ上昇時の火道壁付近での剪断破砕により破片状結晶が生産されると考えた。ステージ 1 の降下軽石の軽石内部に含まれる結晶も同様に破砕度が低く、軽石粒子を生成したマグマの破砕以前の結晶の破砕過程を示唆する。

(3) 激しい火砕噴火を行った桜島・大正噴火のステージ 1 と浅間・天明噴火のクライマックスの噴出物を比較すると、どちらも軽石に含まれる結晶、遊離結晶、溶岩の順に結晶破砕度の平均値が大きくなる。また遊離結晶と火砕成溶岩は軽石に比べ高破砕度の細粒な結晶に富む。軽石や遊離結晶を生産したマグマの破砕に加え、噴出時の急冷の過程でも高破砕度の遊離結晶が生じ、また火口近傍への火砕物の降下・集積と火砕成溶岩の流下の過程でも結晶の破砕が生じたと考えられる。

(4) 多様な結晶破砕の時期や場が想定されることから、高破砕度の破片状結晶には、マグマの著しい発泡や噴出時の急冷などに伴う破砕の過程が積算されている可能性がある。

謝 辞

元日本大学文理学部の荒牧重雄博士には、結晶の破砕度の測定方法に関してご助言をいただきました。東北大学の中村美千彦博士と東京大学地震研究所の市原美恵博

士には結晶の破碎現象について貴重なコメントをいただきました。編集委員の宮城磯治博士、査読を担当された佐藤博明博士と宝田晋治博士には本論を改善する上で多数の建設的なコメントをいただきました。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- Allen, S.R. and McPhie, J. (2003) Phenocryst fragment in rhyolitic lavas and lava domes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **126**, 263–283.
- Best, M.G. and Christiansen, E.H. (1997) Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **109**, 63–73.
- Forien, M., Arbaret, L., Burgisser, A., and Champallier, R. (2011) Experimental constraints on shear-induced crystal breakage in magmas. *J. Geophys. Res.*, **116**, B08217, doi: 10.1029/2010JB008026.
- Gonnermann, H., and Manga, M. (2003) Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature*, **426**, 432–435.
- 萩原尊礼・表俊一郎・村内必典・明石和彦・山田重平 (1946) 昭和21年3月の櫻島噴火。震研彙報, **XXIV**, 143–159.
- Kennedy, B., Spieler, O., Scheu, B., Kueppers, U., Taddeucci, J. and Dingwell, D.B. (2005) Conduit implosion during Vulcanian eruptions. *Geology*, **33**, 581–584.
- Marsh, B. D. (1996) Solidification fronts and magmatic evolution. *Min. Mag.*, **60**, 5–40.
- Martel, C., Dingwell, D.B., Spieler, O., Pichavant, M. and Wilke, M. (2001) Experimental fragmentation of crystal- and vesicle-bearing silicic melts. *Bull. Volcanol.*, **63**, 398–405.
- Miwa, T. and Geshi, N. (2012) Decompression rate of magma at fragmentation: Inference from broken crystals in pumice of vulcanian eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **227–228**, 76–84.
- 中川光弘 (2008) マグマ供給系。下鶴大輔・他編「火山の事典」, 朝倉書店, 182–190.
- 中村美千彦 (2011) 火砕堆積物の解析から探る火山噴火のダイナミクス。地質雑, **117**, 329–343.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J. and Siems, D.F. (1996) Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. In *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S. eds), 687–731. Philippine Inst. of Volcanology and Seismology, Quezon city, Univ. of Wash. Press, Seattle.
- Ross, C.S., and Smith, R.L. (1961) Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification: *U.S. Geol. Survey Prof. Pap.*, **366**, 81p.
- Rust, A.C., Cashman, K.V., and Wallace, P.J. (2004) Magma degassing buffered by vapor flow through brecciated conduit margins. *Geology*, **32**, 349–352.
- 佐藤典子・中村美千彦 (2009) 浅間火山天明噴火の火道内プロセス。月刊地球 (プロキシマル火山地質学の新展開), **31**, 23–28.
- 安井真也 (2006) 安山岩質火山の火口近傍堆積物と噴火様式。月刊地球 (プロキシマル火山地質学), **28**, 245–252.
- 安井真也 (2008) 安山岩に含まれる破片状結晶の産状。日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **43**, 217–233.
- 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碎組織。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.
- 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) 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—。火山, **50**, 501–517.
- 安井真也・高橋正樹・味喜大介・石原和弘 (2007) 桜島火山大正噴火の噴火様式とその時間変化。火山, **52**, 161–186.
- 安井真也・萩原秀美・高橋正樹 (2009) 結晶破碎度からみた溶岩ドーム噴出プロセス—榛名火山・ニッ岳と霧島火山・硫黄山および箱根火山・二子山の比較—。月刊地球 (プロキシマル火山地質学の新展開), **31**, 29–34.

(編集担当 宮城磯治)