

## 降下火砕堆積物からみた浅間前掛火山の大規模噴火

安井 真也\*

(2014年5月26日受付, 2015年4月19日受理)

Large-scale Eruptions Inferred from the Pyroclastic Fall  
Deposits of the Asama-Maekake Volcano

Maya YASUI\*

Geological research on the large-scale eruptions of the Asama-Maekake volcano was carried out by investigating pyroclastic fall deposits such as A (1783 AD), B' (1128 AD), and B (1108 AD). These deposits are mainly composed of pumice layers. In the case of the well-studied 1783 eruption, the most voluminous fall unit A-21 is classified as subplinian from its estimated weight. Ash and lapilli layers composed of lithic fragments also characterize the pyroclastic fall deposits. The particles of these layers are massive and angular to subangular in shape. They are also similar to the particles produced in the recent small-scale eruptions (*e.g.*, 2004 eruption). Most of the recent eruptions, typically vulcanian eruptions, have mainly generated pyroclasts originating from solidified lava in a shallow level of the conduit. The pyroclastic fall deposits of the large-scale eruptions consist of pumice layers and lithic fragment layers, suggesting that intermittent vulcanian and subplinian eruptions occurred in the course of the large-scale eruptions as above.

Descriptions and isopach maps of the pyroclastic fall deposits were made as detailed as possible in this study. The distributions of some fall units of the lithic fragment layers of pyroclastic fall deposits B and B' were mappable. These isopach maps show elongated distributions, suggesting the strong effect of wind on dispersal. These lithic fragment layers are composed of coarser grains than those of the recent small-scale eruptions preserved in the ashy soil at all localities. These findings indicate that large-scale vulcanian eruptions occurred in the course of the 12th century eruptions.

At present, the 1783 eruption is the only example in the history of the Asama-Maekake volcano for which the temporal variations in the eruptive style and eruptive volume can be discussed with high reliability. Detailed reconstruction of the 1783 eruptive sequence was found to be possible by comparison between the stratigraphy of the eruptive products and information in old documents. The large-scale subplinian eruption that occurred after the intermittent eruptions is considered to be associated with the large-scale clastogenic lava flows owing to vigorous fountaining. On the other hand, little information is available on eruptions before 1783 because of the limited exposure and the availability of few old documents. Although the reconstruction reliability for the eruptions in the 12th century is poor, these eruptions might have occurred with a different sequence from those of the 1783 eruption. The eruptions in the 12th century were characterized by intermittent large-scale vulcanian eruptions after a major pyroclastic eruption in which subplinian pumice falls and pyroclastic flows were generated. This is a major difference from the 1783 eruption. Furthermore, little information, such as the distribution and stratigraphy of the eruptive products, is available for eruptions predating the 12th century owing to the lack of exposure. For instance, although isopach maps of the pyroclastic fall deposits can be prepared, the preparation of an accurate map is difficult for older deposits. Consequently, in the case of the Asama-Maekake volcano, it is not easy to predict the eruptive sequence of future large-scale eruptions on the basis of past eruptions.

**Key words:** Asama-Maekake volcano, pyroclastic fall deposit, isopach map, eruptive sequence, eruptive style

\*〒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.

e-mail: yasui.maya@nihon-u.ac.jp

## 1. はじめに

浅間火山の山麓の軽井沢町は年間 800 万人もの観光客が集う避暑地である。「軽井沢」の地名の由来は諸説あるが、江戸時代中期の『採薬使記』によると本草学者の阿部照任の言として「信州軽井沢ニ浮石多ク出ル。故ニカルイ澤ト云フ」とあり、軽石との関連性が高いとみられる。実際に旧軽井沢の別荘地の造成現場などでは、表土の下に天明噴火（1783 年）や天仁噴火（1108 年）の降下軽石の層がしばしば出現し、過去の大規模噴火を物語っている（例：Fig. 1 の地点 D25, Fig. 2h, Fig. 3）。本論文ではこうした降下火砕堆積物に着目して、過去の大規模噴火の実態について考えてみたい。

烏帽子・浅間火山群の東端に位置する浅間火山（広義）は、浅間黒斑、仏岩、前掛火山からなる。このうち、浅間前掛火山は 1 万年前頃に活動を開始した安山岩質の複成火山であり、歴史時代では、江戸時代（18 世紀）、平安時代（12 世紀）、古墳時代（4 世紀中頃）に降下軽石を伴う規模の大きい噴火があった。一方、20 世紀中頃を中心に頻発した活動では、爆発を伴うことも多いが、個々の噴火によってもたらされる噴石や火山灰の量は多くはない。このような活動では、本格的なブルカノ式噴火のみならずストロンボリ式噴火や連続的な灰放出（例：2004 年噴火；中田・他、2005）や、水蒸気爆発（例：2009 年噴火；前野・他、2010）がみられる。本研究では、こうした活動を「中小規模噴火」、多量のマグマを噴出して地質単位として降下軽石層などの堆積物を残す噴火を「大規模噴火」として区別して扱うことにする。最新の大規模噴火である天明噴火については、噴火の推移の詳しい復元が試みられている（津久井、2011；Yasui and Koyaguchi, 2004 など）。しかしながら天明噴火以前については、荒牧（1968）などによる天仁噴火の推移の議論があるが不明点が多い。これは天明噴火以前の情報が極端に減ることに起因する。一般に時代が古くなるほど火山体近くでの堆積物の露出が悪くなり、古記録も乏しいなど、噴火推移の復元の上で様々な困難を伴うようになる。降下火砕堆積物の場合は、等層厚線図を作成しても、時代の古い堆積物ほど図の信頼性が落ちることが否めない。このため噴火年代の違いによる情報の質や量の違いを把握することは、過去の噴火事例を考慮に入れた将来の噴火予測の上でも重要である。

本研究では浅間前掛火山の降下火砕堆積物を対象として、地質学的見地から示されることと、現段階で明らかでないことを具体的に示す。現時点では浅間前掛火山の初期の堆積物の情報が乏しいため、ここでは約 6500 年前以降の噴火の堆積物を扱うこととする。時代の新しい噴火事例についてはできるだけ高い分解能での噴火推移

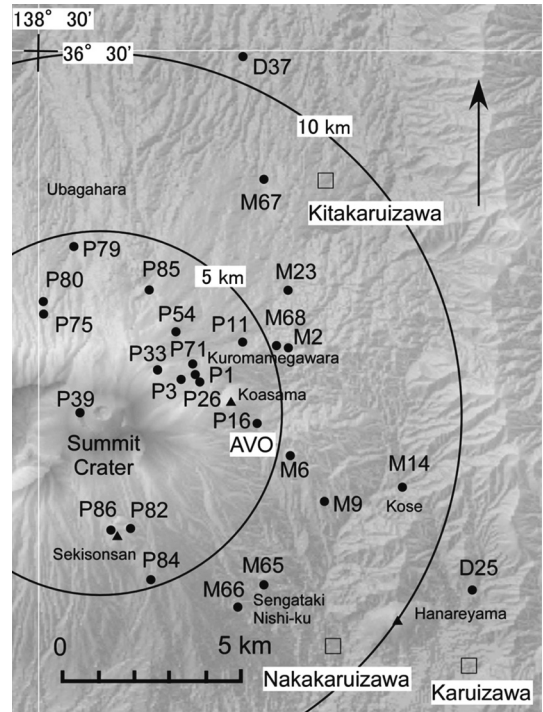


Fig. 1. Map showing the localities of the pyroclastic fall deposits of the Asama-Maekake volcano described in the text. For the topography, Kashmir 3D was used. AVO: Asama Volcano Observatory, Univ. of Tokyo.

の復元を試み、大規模噴火の噴火様式や噴火の規模、長期予測の可能性についても考えたい。

## 2. 浅間前掛火山の降下火砕堆積物に関する従来の研究

浅間前掛火山の降下火砕堆積物に関する先駆的な研究を行った Aramaki (1963) は、火口の東北東から東南東にかけての東麓を中心に、土壤中に挟在する軽石層を新しい方から A, A', B (上部と下部), C, D-1, D-2, E, F, G にわけ、主要な噴火期がおよそ 8 回認識されるとした。その後、東麓以外の山麓や遠方においても D より古い時代の軽石層が複数認識された（早田、1990；竹本・久保、1995）。噴火年代に関しては、天明噴火に対応する A より下位の軽石層について様々な議論がされてきた（新井、1979；荒牧、1968；荒牧、1981；早田、1990；竹本・久保、1995 など）。噴火年代には異なる見解がある噴火事例もあるが、個々の詳しい年代論は本論の趣旨と異なるため、ここでは時間軸の目安として以下の高橋・他（2007）の噴火史に沿ってすすめることとする。既存研究を総括した高橋・他（2007）は、浅間前掛火山には数 1000 年間の静穏期をはさむ 3 回の活動期があったと考えている。活

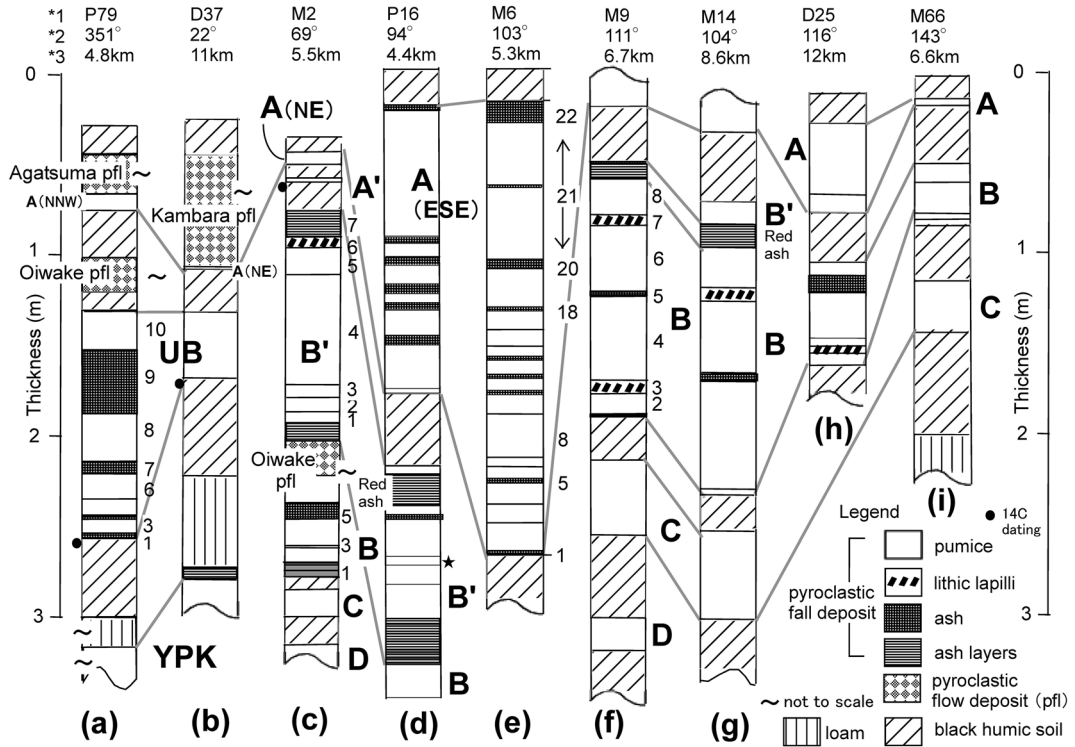


Fig. 2. Columnar sections at the representative localities and stratigraphic relations of the pyroclastic deposits of the Asama-Maekake volcano. For the localities, see Fig. 1.

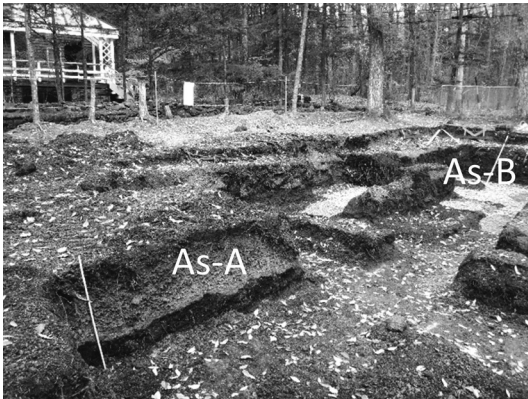


Fig. 3. A photograph of pyroclastic fall deposits A and B in Karuizawa at Loc. D25. Scale: 1 m.

動期は大規模噴火によって特徴付けられるが、大規模噴火の間には中小規模噴火が起こる。静穏期は、散発的な中小規模噴火はあるが長期にわたって比較的静穏である。約 1.1 万年前の仏岩火山の最後の大規模噴火の後、まず数千年間の静穏期があった。その後の第 I 活動期には約 9200 年前の藤岡軽石 (As-Fo) と約 8600 年前の熊川

軽石 (As-Km) をもたらした噴火があった。第 II 活動期には約 6300 年前の六合軽石 (As-Kn)、約 6000 年前の御代田軽石 (As-My)、約 5600 年前の千ヶ滝軽石 (As-Se)、約 5200 年前の D 軽石 (As-D) の計 4 回の大規模噴火があった。なお、第 I, II 期の上記の噴火の年代は較正暦年代である。第 III 活動期は歴史時代であり、4 回の大規模噴火があった: 4 世紀中頃の C 軽石 (As-C)、1108 年 (天仁) の B 軽石 (As-B)、1128 年 (大治) の B' 軽石 (As-B')、1783 年 (天明) の A 軽石 (As-A)。なお B' 軽石の年代 (早田, 1995) については 5-3-2 で後述する。

軽石層の分布に関して、天明噴火については、Minakami (1942) が火口の南東方向での分布を詳細に調べた。荒牧 (1981) は北東方向への分布があることを示し、安井・他 (1997) は北北西方向への分布も追加して A 降下火砕堆積物全体の分布を示した。東方・小林 (1993) は A' 降下火砕堆積物が北東麓に分布することを示した。12 世紀の噴火に関しては、Aramaki (1963)、新井 (1979) がそれぞれ、B 全体の等層厚線図を示し、分布軸が東であることを示した。これに対して宮原 (1991) は、B 下部を B、B 上部を B' として、それぞれ等層厚線図を示し、B の分布軸は東南東、B' のそれは北東であることを示した。C

降下火砕堆積物の分布軸はほぼ真東であることが示されている(新井, 1979). 早田(1990)は, 群馬県の遺跡の調査結果を含めてC降下火砕堆積物の主に火口から30 km以遠での分布を詳細に示した. 新井(1979)は, D降下火砕堆積物の分布は不明な点が多いが, かなり南よりに分布軸が推定されるとし, 南東に伸長する10 cmの等層厚線を図示した. 竹本・久保(1995)はD-2軽石の分布軸は北東と南東にあるとしている. なお, Aramaki(1963)は南東麓において土壌を挟むD-1とD-2を認識したが, 本研究を含む他の著者がDとして認識した層がAramaki(1963)のD-1あるいはD-2に対応するかは不明である. Aramaki(1963)はCより下位の堆積物の異なる地点間の対比はできていないとしたが, 今なお課題の一つである. As-Knは火口の北東方向を中心に分布すると考えられている(早田, 1990; 竹本・久保, 1995). またAs-Se, My, Km, Foについても分布の概略と主軸方向が推定されている(竹本・久保, 1995). しかしながら, C軽石より古い時代の堆積物は露頭が少ないために, 詳しい等層厚線図の作成が困難であり, 第Iおよび第II活動期の噴出物の実態は不明な点が多い. 例えば, 竹本・久保(1995)によればAs-Myは火口の南方に主軸があるが, 南方に分布する降下火砕堆積物は稀である. このような場合, 同一地点で他の堆積物と重ならず, 独立した噴火の産物であるのか, 他の方向にも降下単位のある噴火の噴出物の1降下単位であるのかの判別が難しい. 従ってより古い時代の噴火の回数を決めるのは容易ではなく, 継続的に地質調査を行う必要があろう.

前掛火山の降下火砕堆積物の規模については, Aramaki(1963), 荒牧(1981), 宮原(1991)などの体積見積り結果の報告がある. それらによれば, A, B, B'降下火砕堆積物はいずれも0.1 km<sup>3</sup>のオーダーとなっている. また新井(1979)は, 等層厚線で囲まれる領域の面積から定性的な比較を行い, 大きい方から, B>A>C>?Dの順であると推定した.

A, BおよびB'降下火砕堆積物については, 降下単位毎の細かい議論がされている. 宮原(1991)はB降下火砕堆積物を8つの, B'降下火砕堆積物を6つの降下単位にそれぞれわけて, 密度や全岩化学組成を調べた. 今井・三ヶ田(1982)はAの軽石の密度を, 加藤・他(2010)はAとBの密度を調べた. 加藤・他(2010)によれば, 顕著な垂直変化はないが, 火砕流の発生時期の前に発泡が良くなる場合(A)と, 悪くなる場合(B)が示されている. Yasui and Koyaguchi(2004)はA降下火砕堆積物の複数の降下単位の粒径分布の距離変化や噴出量などに基づき, クライマックス噴火に至る推移を議論した. 佐藤・中村(2009)は, A降下火砕堆積物について, 軽石の

発泡度, 石基ガラスとメルト包有物の含水量, 斜長石マイクロライトの化学組成や数密度などの降下単位による違いを示し, 脱ガスやマグマ破碎のプロセスについて論じた.

天明噴火以降の特に20世紀中頃は, 中小規模噴火の活動が活発であり, 多くの研究例があるが, 例えば宮崎(2003)は, 膨大な活動記録を整理して活動の実態の再考証を行った. 最近では多様なアプローチがなされた2004年噴火も記憶に新しい(「火山」50~51巻の特集: 2004年浅間山噴火など). 中小規模噴火の痕跡は天明噴火の噴出物より下位の土壌中にも認められる(下鶴, 1995; 竹本・久保, 1995).

前掛火山の大規模噴火の降下火砕堆積物は主に多孔質な火砕物粒子からなるが, それぞれ灰白色(AとA'降下火砕堆積物), 褐色~淡褐色(B), 濃褐色と灰白色の不均質(B'), 黄白色(C)などと色調が異なる. また降下単位の数, 挟在する火山灰層の層準や枚数, 石質岩片の含有量などの特徴が異なる. また高橋・他(2007)は, 浅間前掛火山の大規模噴火の噴出物の全岩化学組成がそれぞれ異なり, 特にA, B, およびB'はSiO<sub>2</sub>-MgO変化図上で明瞭に区別されることを示した. したがって, これらの降下火砕堆積物は同一地点での層位や岩相, 化学組成に基づいて比較的容易に識別できる. しかし, Aramaki(1963)が指摘したように, Cより下位の軽石層については異なる地点間での対比はきわめて難しい.

本研究では, まずAramaki(1963)を基準として, 東麓でAs-Cの下位に土壌を挟んで出現する風化した軽石層をD降下火砕堆積物とし, 東麓以外の山麓へ調査範囲を拡大した. しかしDより古い時代の降下火砕堆積物については, 露頭が限られ十分な観察ができなかった. 一方, キャベツ畑の広がる北西山麓一帯(嬬恋村)では, 約1.3万年前噴火の嬬恋降下軽石(YPK)の上位の厚い土壌中にUB降下火砕堆積物(新称)が見出される(Fig. 2a). 3-4で後述するように, この堆積物直下の土壌の暦年代は約6500年前を示し, 第II活動期にあたる. 本論では浅間前掛火山のA~DおよびUB降下火砕堆積物を対象とし, 6500年前より古い降下火砕堆積物は今後の調査課題とする.

### 3. 浅間前掛火山の降下火砕堆積物の特徴

降下火砕堆積物の記載の前に, 使用する用語の定義や説明をする. Fig. 1に本論文中で扱う地点を, Fig. 2には代表的な地点の柱状図を示す. Fig. 4にはA~UB降下火砕堆積物の産状を示す. なお個々の地点番号は, P45やM16などのように示す. これは火口からの距離が5 km以内はP(Proximal)を, 5~10 kmの地点はM(Medial)

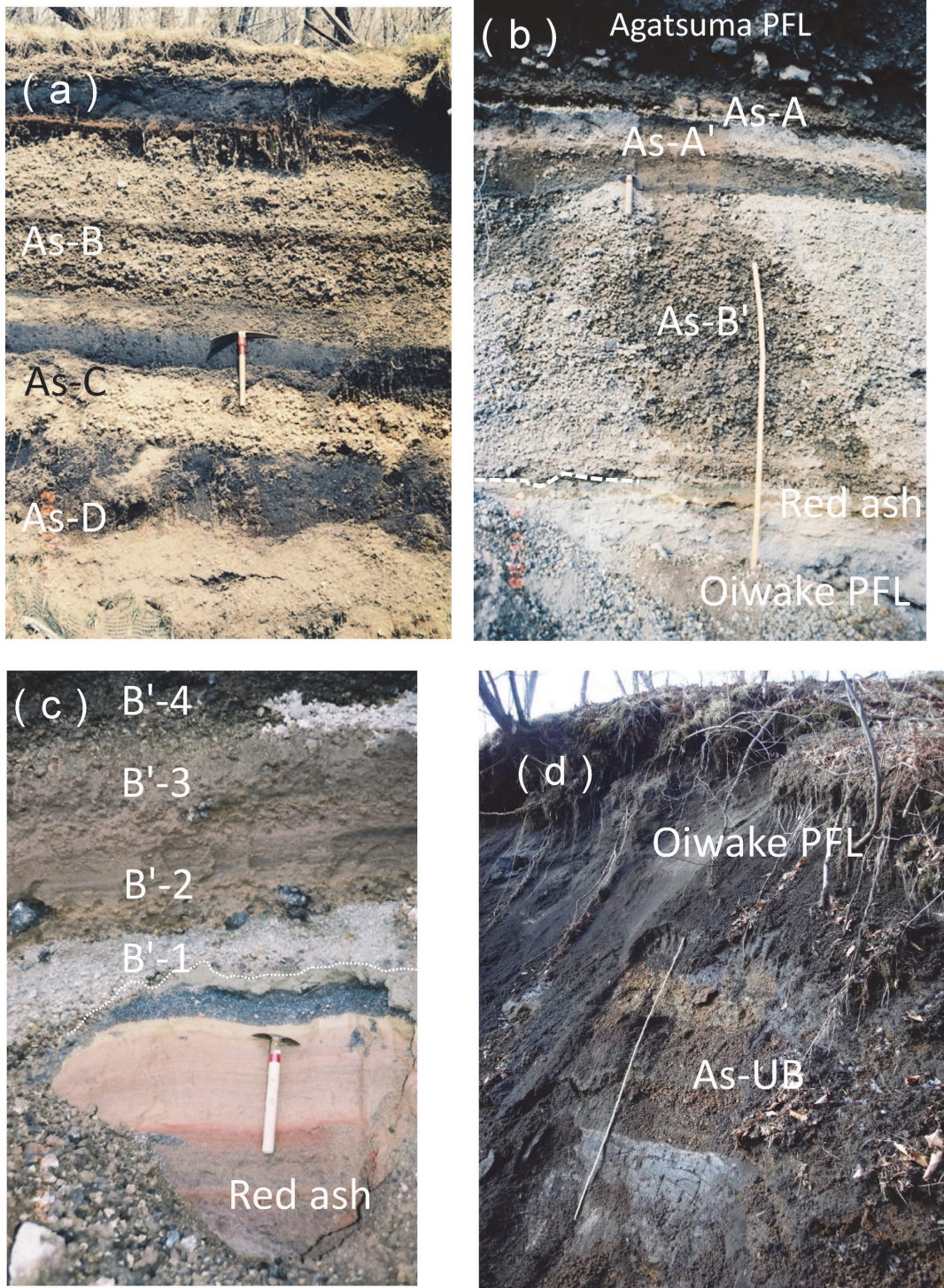


Fig. 4. Photographs of the representative outcrops.

(a) Pyroclastic fall deposits B, C, and D at Loc. M9. Scale: 47 cm. (b) Pyroclastic fall deposit B' at Loc. P11. Scale: 1 m. (c) Pyroclastic fall deposit B' and the underlying "red ash" at Loc. P1. Scale: 26 cm. (d) Pyroclastic fall deposit UB at Loc. P79. PFL: pyroclastic flow deposit. Scale: 2 m.

Table 1. Results of AMS  $^{14}\text{C}$  age determination for buried soil immediately below pyroclastic fall deposits A' and UB.

No.	Sample locality	Unit	Material	Measured radiocarbon age* (yBP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional $^{14}\text{C}$ age** (yBP)	2 sigma calibrated result 95% probability	Lab code
1	P79	UB	Black paleosol (humin)	5670±30	-20.8	5740±30	Cal BC 4685 to 4500 (Cal BP 6635 to 6450)	Beta-382090
2	D37	UB	Black paleosol (humin)	5710±30	-21	5780±30	Cal BC 4710 to 4545 (Cal BP 6660 to 6495)	Beta-385434
3	M68	A'	Black paleosol (humin)	200±30	-21.5	260±30	Cal AD 1525 to 1555 and Cal AD 1630 to 1665 and Cal AD 1780 to 1795	Beta-393952

\*  $^{14}\text{C}$  dates were analyzed based on the Libby's  $^{14}\text{C}$  half life of 5,568 years

\*\* Conventional  $^{14}\text{C}$  ages were calculated by  $\delta^{13}\text{C}$  values.

を、10 km 以遠の地点は D (Distal) をそれぞれ冠して区別したものである。なお Fig. 2 には過去 20 数年間に於いて、岩相や層位関係の観察の上で条件のよい露頭を選び、柱状図と火口からの方位、距離を示した。しかし Fig. 2c, 2e, 2f, 2h, および 2i の地点の露頭は人工的な被覆や地形改変、自然崩壊により現存しない。将来的にこれらの地点の近くにまた露頭が出現することがあれば、Fig. 2 の柱状図と同様の堆積物の観察ができるものと思われる。

以下の記載において火砕物粒子の粒径は、火山岩塊 (64 mm 以上)、火山礫 (2~64 mm)、火山灰 (2 mm 未満) の区分に加え、火山灰については粗粒火山灰 (2~1/16 mm) と細粒火山灰 (1/16 mm 未満) の区分も使用する。また粗粒火山灰や火山礫を細分する場合は、中粒砂サイズや中礫サイズなどと表記する。一般に降下火砕堆積物を構成する粒子の粒径は、単一の降下単位で火口距離や、同じ火口距離でも分布主軸からの距離によって変化する。任意の地点では、分布軸方向や規模の異なる複数の降下単位が累重していることが予想される。しかし複数の地点における平均的な粒径の垂直変化の傾向は、噴火規模の時間変化を把握するのに役立つ。ここでは主要地点における各層の平均的な粒径を記載し、また代表地点の最大平均粒径 (MP, ML) の垂直変化も示す。粒子の最大平均粒径 (軽石は MP, 石質岩片は ML とする) は、安井・他 (1997) と同様に、大きい方から 3 個の粒子の長径の平均をとったものである。なお、平均的な大きさの構成粒子に比べ極端に粗く、周縁部より内部が著しく発泡し、また高温酸化により赤紫色を呈する軽石質の火山礫や火山岩塊が認められる場合があるが、それらは MP の

測定では除いた。

浅間前掛火山では多様な色調の多孔質な火砕物粒子がみられる。ここでは、多孔質で色調が灰白色、淡褐色、褐色の粒子を“軽石”、濃褐色の粒子を“スコリア”と表記することとする。また暗灰色の緻密な亜角~角礫の岩片が認められるが、ここでは成因を含まない記載用語として“石質岩片”と呼ぶこととする。

また本研究における“降下単位”は、層を構成する火砕物粒子の粒径の違いに基づいて区分した。なお、後述の A-21, B'-1, B-4, B-6, B-8 は、いずれも単一の降下単位としたが、それぞれ層厚の大きい地点では若干の粒径の垂直変化を示す。粒径の垂直変化は、一連の噴出時の噴出率やマグマの破碎度の変動に起因するか、あるいは異なる噴煙柱に由来する複数の降下単位を含むことを示唆する。多数の地点で粒径の変化パターンを調べ、等層厚線図を描いて詳細に検討する必要があるが、地点数を増やすにはかなりの時間を要する。現時点ではこれらは単一の降下単位として扱い、上記の問題点については今後の継続課題としたい。また本論での堆積物の体積は、マグマ換算の場合は DRE を付して表記する。

また年代のわかっていない降下火砕堆積物について、堆積物直下の黒色土壌から 3 試料を採取し、放射性炭素年代測定を行った (Table 1)。測定は米国 Beta Analytic 社に依頼した。測定は、前処理 (酸洗浄) の後、加速器質量分析 (AMS) 法によって行われた。 $^{14}\text{C}$  年代の算出には Libby の半減期 5568 年が使われ、 $\delta^{13}\text{C}$  ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) による同位体分別効果の補正が行われている。 $\delta^{13}\text{C}$  補正に使用した値 (conventional radiocarbon age の算出のため) は加速器質量分析 (AMS) による  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  が用いられている。

る。暦年較正值の算出は、IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009) を使用して Beta Analytic 社製のプログラムで行った。

3-1 A 降下火砕堆積物

天明噴火の A 降下火砕堆積物の細かい産状等は安井・他 (1997) や Yasui and Koyaguchi (2004) にまとめられているため、ここでは概略と追記事項を示す。A 降下火砕堆積物は地表直下の厚さ約 16 cm の火山灰土壌下位にあり、主に中礫～微粒砂サイズの灰白色の軽石からなることから容易に識別される。A 降下火砕堆積物の下位も黒色の火山灰土壌である。天明噴火の降下火砕堆積物は、山頂火口の東南東方向、北東方向、および北北西方向の 3 方向に分布し、それぞれ“ESE 降下火砕堆積物”、“NE 降下軽石”、および“NNW 降下軽石”と呼ばれている (安井・他, 1997)。これらのうち ESE 降下火砕堆積物の規模が特に大きく、A 降下火砕堆積物の体積 (0.03 km<sup>3</sup> DRE) の 90% 以上を占める。ESE 降下火砕堆積物は A-1 から A-22 の降下単位に分けられる (Fig. 2e)。下半分は降下単位が多く、成層構造が著しいのに対して、上半分は層厚が大きい。基底部 (噴火前の地表の直上) には、石質岩片と遊離結晶に富む淡灰色の火山灰層が認められる (A-1)。A-1 には気泡を含む粒子も 10% 強含まれる (安井・他, 2005)。A-2~4, 6~9, 11, 13, 15~17, 19 および 21 は軽石層である。A-5, 10, 12, 14, 18, 20, および 22 は紫がかった淡褐色や淡赤橙色を呈する厚さ数 cm 程度の火山灰層で、主に細粒火山灰サイズの火山灰からなる。これらの火山灰層の地点 P16 (東京大学浅間火山観測所構内) における粒径分布の中央粒径 Mdφ は A-20: +4.4, A-18: +4.0, A-12: +4.3 である。地点 P16 では、同様の産状の淡赤橙色の火山灰が A-21 層内中ほど軽石に付着して認められる。地点 P26 (黒豆河原) で A-21 層内に挟まる火砕流堆積物を直接覆う厚さ数 cm の火山灰層も同様の淡赤橙色を呈し、Mdφ は +4.3 と細粒である。こうした観察事実から Yasui and Koyaguchi (2004) は、これらの火山灰層は、火砕流の灰かぐらであると考えている。下半部を構成する軽石層 A-2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 11, 13, 15, 16 および 17 はそれぞれ厚さと構成軽石の粒径が A-19 や A-21 に比べ小さく、細礫に富むが、A-19 と A-21 は中礫に富む。地点 P16 における粒径分布の中央粒径 Mdφ は A-21: -4.2, A-19: -4.1, A-17: -2.6 である (淘汰度などの詳細は安井・他, 1997 を参照)。地点 P16 における MP, ML の垂直変化をみると、A-19 と A-21 を構成する粒子が軽石、岩片とも粗い傾向がある (Fig. 5a)。A-21 はどの地点においても層厚・粒径が最大であり、8 月 4 日夜からのクライマックスの噴火に対比される。A-21 は水平的な追跡が比較的容易であり、粒径の詳しいデータが得られている。分布軸の南側が MP, ML

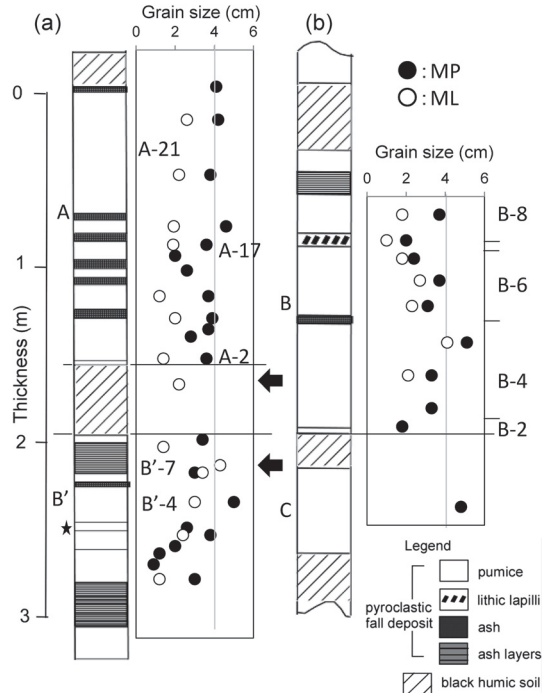


Fig. 5. Vertical variation in MP and ML of the pyroclastic fall deposits A, B' and B. MP: maximum pumice. ML: maximum lithic. (a) Locality P16 and (b) locality M14. The columnar sections are the same as those in Fig. 2.

ともに大きい傾向があり、同様の火口距離で軸対称ではないことが示されている (安井・他, 1997)。

NE 降下軽石層は、火口から北東に約 9 km までの地点では地表下約 16 cm のレベルに明瞭な軽石層として確認される。主に中礫サイズの灰白色の軽石からなり、岩片は少ない。NNW 降下軽石は、NE 降下軽石より規模が小さく、火口から約 6 km までの地点では軽石層として認められるが、それより遠方では地表下約 16 cm の土壌中の同一レベルに軽石粒子が散在する産状を示す。主に細礫サイズの灰白色の軽石からなり、岩片は少ない。

3-2 B' 降下火砕堆積物

B' 降下火砕堆積物は黒色土壌を挟んで A 降下火砕堆積物の下位にみられ、特徴的な組織のスコリアの存在により比較的容易に識別される。B' 降下火砕堆積物の下位には土壌などを挟まず赤色火山灰層が認められるが、赤色火山灰層の上面に軽微な侵食面が認められる場合がある (Fig. 4c)。層厚が厚く、多くの降下単位が認められる地点 M2 (浅間牧場南方) での記載を以下に述べる。地点 M2 では粒度と構成物の違いにより 7 枚の降下単位から構成される (下位より B'-1~B'-7; Fig. 2c)。B'-1 は

粗粒～極粗粒砂サイズの灰白色の軽石からなり、3-3で後述する赤色火山灰層を覆う。B'-2は中礫サイズの褐色軽石よりなる。B'-3は主に淡褐色の火山灰からなるがB'-2と同質の軽石粒子を含む。B'-4は中礫サイズの軽石とスコリアが不均質に混じった火砕物（以下、不均質スコリアと呼ぶ）から構成される。不均質スコリアは、スコリア質の基底に軽石質部分がパッチ状に含まれる組織や縞状構造を示す（安井, 1994）。またB'-4には黒灰色で角張った石質岩片が多く含まれる。B'-5は主に中礫サイズのスコリアから構成され、黒灰色で角張った石質岩片を多く含む。B'-6は中礫サイズの黒灰色で角張った石質岩片から構成される。B'-7は8枚の層からなり、全体として成層構造が発達する。粗粒火山灰の層が多いが、細礫サイズの火山礫を含む層もある。各層の構成粒子はB'-6と同様で石質岩片を主とする。石質岩片は緻密なものが多いが、細かい気泡を含むものもみられる（Fig. 6a）。4-2で後述するが、B' 降下火砕堆積物全体の分布主軸は北東方向であるが、その南方、つまり火口の東方で層厚がやや厚い傾向がある。地点P16（東京大学浅間火山観測所構内）では、B'-4の直下に、地点M2ではみられない中礫サイズの灰白色の軽石層が認められる（Fig. 2dの★印）。またB'-1は若干の粒径の垂直変化を示し、B'-2とB'-3の層準も複数の層に細分される。B'-7は細礫～中礫サイズの6枚の岩片層とその上位の中礫サイズの軽石層からなる。地点P16におけるB'-6およびB'-7の7枚の石質岩片層の中央粒径Mdφは+1.5～-4.6である。4-2で後述するように、現時点ではB'-4より下位の層厚の小さい層までは細かく追跡できていない。また地点P16ではB'-4層内の上方に赤紫色の火山灰が軽石粒子に付着するレベル（厚さ3cm前後）が認められる。

一方、より火口に近い東北東山腹斜面では、以下の点が追記される。地点P1（黒豆河原）（Fig. 4c）ではB'-1の最下部に数センチ大の不均質スコリアが散在する。B'-2は軽石の粒間を淡褐色の火山灰が埋める産状を示し淘汰が悪い。B'-2は上下中の3層にわけられ、下部層には大礫サイズの不均質スコリアの岩塊が含まれる（Fig. 4c）。中部と上部層は淡褐色の火山灰からなり、細礫～中礫サイズ（径3-8mm）のやや扁平な火山豆石を含む。中部層には成層構造が発達し、淡褐色の細粒火山灰からなる層と暗灰色の中粒砂サイズの火山灰からなる層の互層である。淡褐色の層には火山豆石に富む層も認められる。地点P3ではB'-4を構成する火砕物と同質のブロックを含む厚さ40cm程度の溶結した火砕流堆積物が、B'-4層内の上方にレンズ状に挟まる。地点P33から山頂方向にかけての斜面では、厚さ1～3mのシート状の非溶結のスコリア流堆積物がB'-4の上位に認められる。軽石質

のパッチを少量含むスコリア質のブロックと同質の基質火山灰からなり、緻密で黒灰色の角張った岩片を多く含むのが特徴で、Aramaki (1963) の“B”スコリア流に相当する。ただしこのスコリア流堆積物とB'-5の層位関係はまだ確認できていない。山頂部の地点P39（西前掛火口壁）でもB'-4の上位に厚さ115cm前後の溶結したスコリア流堆積物が認められる。南側山腹上位ではB'-4と同質の不均質スコリアのブロックと基質火山灰からなる火砕流堆積物が見出されている（高橋・他, 2003）。これは幅約240m、厚さ1m以上の小規模なローブ状の堆積物で、火口から6.5kmの距離まで認められ、地点P82（石尊山溶岩ドーム東方）では天仁噴火の追分火砕流堆積物を覆う。

### 3-3 B 降下火砕堆積物

B 降下火砕堆積物は、火口の南東方向で土壌をはさんでA 降下火砕堆積物の下位に認められ、淡褐色や褐色の軽石の層の存在や、角張った暗灰色の石質岩片を多く含む点、以下に示す岩相上の特徴により識別される。東南東～東北東側の山麓では、Bの上位に赤色火山灰層とB'が認められる。層厚が大きく、多くの降下単位が認められる地点M9（千ヶ滝東区）での記載を以下に述べる。地点M9では粒径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B-1～B-8; Fig. 2f）。黒色土壌の直上のB-1は主に石質岩片からなる火山灰層で、色調や粒径の違いにより、3枚に分けられる。中粒砂サイズの粒子が多く、色調は下位より、濃褐色、青灰色、桃色を呈し、それぞれの層厚は1mm弱である。B-2は灰白色の軽石、遊離珪晶および暗灰色の石質岩片からなる。軽石は中礫サイズであるが、上部はやや粗い。B-3は粗粒～極粗粒砂サイズの黒灰色でガラス光沢のある角張った岩片からなり、淘汰がよいが、最大13cm大の岩片も含まれる。B-3の中央に灰白色の中礫サイズの褐色の軽石が散在するレベルがみられる。B-4は中礫サイズの軽石からなる層で、淡褐色の軽石が多いが、色調が多様で、下部には褐色と淡褐色部の混じった縞状軽石がしばしば認められる。B-4は角張った黒灰色の石質岩片を多く含むが、変質を受けた岩片もしばしば含む。B-5は細粒火山灰サイズの濃褐色の火山灰から成る。不定形で気泡を含む褐色のガラスを主とすることが鏡下で確認される（Fig. 6b）。B-6は中礫サイズの軽石からなり、色調は淡褐色のものが多い。B-4と岩相が似るが、岩片の含有量がやや少ない。B-7は細礫～中礫サイズの石質岩片からなる。岩片はB-3のものと同質である。B-8は中礫サイズの褐色の軽石からなり、上部がやや粗い。中礫サイズの角張った暗灰色の石質岩片を多く含む。B-4、B-6、B-8に多く含まれる黒灰色～暗灰色の角張った石質岩片は、



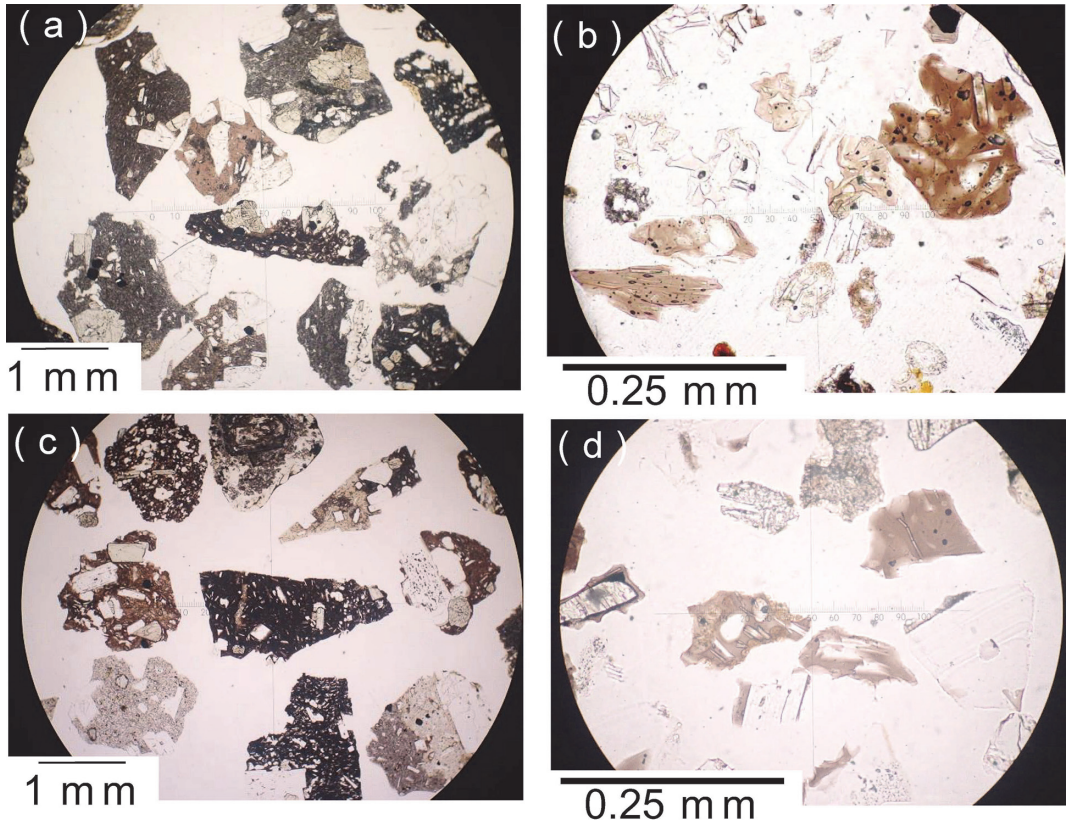


Fig. 6. Photomicrographs of ash grains of the eruptive products in the 12th century eruptions.

(a) Fall unit B' -7 from pyroclastic fall deposit B'. (b) Fall unit B-5 from pyroclastic fall deposit B. (c) One of fall units of red ash. (d) Matrix of the Oiwake pyroclastic flow deposit. Photographs were taken in plane-polarized light.

岩片表面に軽石が付着するものは見出されないが、単一の岩片粒子内で緻密部から軽石質部分に連続的に変化するものが稀に見つかる。また共通して、鏡下ではユータキシティック組織を示し、破片状結晶に富む。

火口距離はM9より2kmほど遠いが、B降下火砕堆積物全体の分布主軸(4-3で後述)に近い地点M14(小瀬)では、B-4、B-6およびB-8はそれぞれ若干の粒径の垂直変化を示す。またB-3とB-7はそれぞれ上中下の3枚に分けられ、上下の岩片層の間に細礫サイズの軽石の層を挟む。B-1は層厚2mm以下の灰色の火山灰層が一枚のみみられる。M14における粒子の最大平均粒径(MP, ML)の垂直変化をみると、B-4の上部がもっとも粗い(Fig. 5b)。

B-8の上位の“赤色火山灰層”(Aramaki, 1963)は、様々な色調を呈する厚さが数mm~数cmの多数の火山灰層より構成され、B降下火砕堆積物を整合的に覆う(Fig. 2f, 2gなど)。場所により全体の層厚、枚数が異なる。地点M9では層厚約7cmとさほど大きくはないが、地

点P1(黒豆河原)では合計層厚56cmで40枚以上の火山灰層からなる(Fig. 4c)。各層は主に石質岩片から構成されるが、岩片粒子は細粒火山灰に覆われており、層によって異なる色調を呈する。暗灰色の石質岩片以外に、やや丸みを帯びた変質粒子も含まれる(Fig. 6c)(安井・他, 2005)。粒径は粗粒火山灰を主とする層が多いが、細礫サイズの火山礫に富む層もある。なお地点P1では、赤色火山灰層の上面が削られており、その軽微な不整合面をB'降下火砕堆積物が覆う(Fig. 4c)。地点P1周辺の山腹斜面は現在ガリーが発達しており、赤色火山灰層の降下当時もガリー侵食の場であつたらしい。

赤色火山灰層を構成する石質岩片に含まれる斜長石斑晶の組織は、天仁噴火の噴出物中の斜長石の組織と区別がつけられない。なおB'に含まれる斜長石は蜂の巣状で高An含有量のAタイプと清澄でpatchy zoningを示す低An含有量のBタイプがあるが(安井, 1994)、これらは赤色火山灰層の構成粒子には認められない。三浦・他(2007)は、4世紀中頃の下舞台溶岩、天仁噴火の上

の舞台溶岩，天明噴火の鬼押出溶岩で，それぞれ含まれる斜長石の組織と An 含有量が異なることを示している。さらに B' 降下火砕堆積物中の斜長石の An 量（安井，1994）も含めて検討し，それぞれヒストグラム上で An 含有量の分布が異なることを示した。つまり浅間前掛火山の歴史時代の大規模噴火のマグマは全岩化学組成のみならず，斜長石斑晶の組織と鉱物化学組成も異なる。赤色火山灰層の構成粒子の全岩化学組成は得られていないが，斜長石の組織の観点からは天明噴火のマグマに由来するといえる。

次に天明噴火の降下火砕堆積物とそれ以外の堆積物の層位関係について述べる。主に火口の南北山麓へ分布する追分火砕流堆積物と，火口の南東方向へ分布する B 降下火砕堆積物は，多くのユニット（降下単位や流下単位）からなる。それらは分布が重なる範囲が狭いため（Fig. 9d，分布の詳細は 4-3 で後述），層位関係の確認が難しい。北東山麓の火砕流堆積物と B 降下火砕堆積物の分布が重なる領域は，天明噴火の吾妻火砕流堆積物の分布域でもある。吾妻火砕流堆積物は強く溶結しているため表層の谷の発達が悪く，その下位が確認できる地点が少ない。地点 M2（浅間牧場南方）では B-6 の上位に追分火砕流堆積物が認められる（Fig. 2c）。地点 M2 は B-8 の分布域内にあるとみられるが（Fig. 11b，分布の詳細は 4-3 で後述），追分火砕流堆積物の直上には，火砕流と同質の 2 次堆積物（ラハール様）が覆い，降下火砕堆積物は認められない。また南側について地点 P86（石尊山の山頂直下）では，表層の火山灰土壌の直下に B 降下火砕堆積物が認められるが，石尊山周辺ではロープ状の火砕流堆積物が分布し，火山灰土壌に直接覆われている。石尊山南東の地点 P84 では，沢の谷壁に火砕流の流下単位が 3 枚認められるが，その上位に降下火砕堆積物は認められない。追分火砕流堆積物の分布域のすぐ東方の地点 M66（千ヶ滝西区の西縁）では厚さ 33 cm の B 降下火砕堆積物が認められるが，M66 の西方の大日向地区では厚い火砕流堆積物の上位に降下火砕堆積物は認められない。赤色火山灰層の多くの降下単位は，北東山麓に分布する追分火砕流堆積物の流下単位を覆う（例 Figs. 2c and 4b）。地点 P54（上の舞台溶岩の側端崖上）では，溶岩の上位に赤色火山灰層および B' 降下火砕堆積物が確認される。

### 3-4 A', C, D および UB 降下火砕堆積物

#### 3-4-1 A' 降下火砕堆積物

A' 降下火砕堆積物は火口の東北東方向の狭い範囲でのみ，A と B' 降下火砕堆積物の間の黒色土壌に挟まれて認められる（Fig. 4b）。細礫～中礫サイズの灰白色の軽石からなり，岩片は少ない。確認された最大層厚は地点 P1 の 16 cm である。地点 M68（浅間牧場南方）の本堆積

物直下の土壌の<sup>14</sup>C 年代測定による暦年代は 1650 年頃（AMS 年代 260 ± 30 yBP）を示した（Table 1）。これについては 5-3-3 で後述する。

#### 3-4-2 C 降下火砕堆積物

C 降下火砕堆積物は土壌を挟んで B 降下火砕堆積物の下位に認められ，A，B'，B 降下火砕堆積物の構成粒子とは異なり，黄白色のやや風化した軽石を主とすることから識別される。堆積物の上下は直接，黒色土壌と接し，底部に火山灰層は認められない。C 降下火砕堆積物は中礫サイズの軽石からなり，岩片は少ない。軽石の粒径が一樣である地点が多いが，地点 M14 では，不明瞭ながら中央部の軽石が上下に比べ若干粗い。中央部の軽石の平均最大粒径 MP は 5.5 cm である（Fig. 5b）。火口の東から南東方向では，同様の火口距離でも他の方向に比べ軽石が粗い傾向がある。

#### 3-4-3 D 降下火砕堆積物

D 降下火砕堆積物は，主に南東麓で土壌を挟んで C 降下火砕堆積物の下位に見出される。中礫サイズの風化した軽石からなるという特徴と，その層準から識別される。層厚の厚い一部の地点を除くと，黒色土壌中の同一レベルに軽石が散在する産状を呈する場合が多く，明瞭に降下単位が識別されることはない。軽石は風化が著しく，黄白色～黄土色を呈する。地点 M65（千ヶ滝西区）では雑多な種類の岩片に富む。なお Aramaki (1963) の D-1 と D-2 を同一地点で見出せる露頭は未確認である。

#### 3-4-4 UB 降下火砕堆積物（新称）

UB 降下火砕堆積物は，主に北西麓の姥ヶ原一帯（嬬恋村）で仏岩火山の嬬恋降下軽石（YPK）の上位の厚い黒色土壌中に見出される。特に追分火砕流堆積物の分布域以西の北西麓一帯では，前掛火山の最近の大規模噴火の堆積物がほとんど分布しないため，比較的容易に UB 降下火砕堆積物が見出される。灰褐色や黄白色の軽石層と石質岩片層からなり，成層構造が著しい。地点 P79（溶岩樹型北方）では，天明噴火の追分火砕流堆積物の下位に本堆積物が認められる（Figs. 2a and 4d）。P79 では軽石層と火山灰層の計 10 枚の降下単位からなる（Figs. 2a and 4d）。最下部の UB-1 は灰色，橙色，褐色を呈する粗粒火山灰～細粒火山灰サイズの火山灰の互層で，色調が特徴的であるため北西麓での UB 降下火砕堆積物の対比に有用である。各層は厚さ 2 cm 以下で，主に石質岩片からなることが鏡下で確認される。UB-2，4，6，8，10 は細礫～中礫サイズの軽石からなるが，UB-2 と UB-10 がやや細かい。最上部の UB-10 は発泡のよい黄白色の軽石からなるが，それより下位の軽石層は灰褐色の軽石からなる。これらの軽石層に挟む火山灰層は，粗粒火山灰～細礫サイズの暗灰色の石質岩片からなる。UB-9 は厚

い粘土質の火山灰層であるが、しゃくなげ園北方の地点 P80 や P75 では P79 と同じ層準に亜円礫の軽石や岩片が含まれ淘汰が悪い。UB-9 は風化が著しいが、おそらく火砕流堆積物で、P79 の厚い火山灰層はその縁辺部に灰かぐらの堆積物であるとみられる。P79 の UB 降下火砕堆積物直下の黒色土壌の<sup>14</sup>C 年代測定による暦年代は約 6500 年前 (AMS 年代 5740 ± 30 yBP) を示した (Table 1)。これについては 5-3-3 で後述する。

北北東麓の地点 D37 (赤川土取り場) では、天明噴火の NE 降下火砕堆積物下位の土壌中に厚さ約 36 cm の軽石層が見出される (Fig. 2b)。細礫～中礫サイズの黄白色軽石からなり、火山灰層などを挟まず、特に構造は示さない。この軽石層直下の土壌の<sup>14</sup>C 年代測定による暦年代は約 6600 年前 (AMS 年代 5780 ± 30 yBP) であり、上記の地点 P79 の UB 直下の土壌の年代と近い (Table 1)。

### 3-5 大規模噴火の噴出物に挟まれる火山灰土壌

浅間前掛火山では天明噴火以降、特に 20 世紀中頃を中心にブルカノ式噴火が頻発したことが知られている (宮崎, 2003 など)。植生限界より標高の高い山腹斜面では、これらの噴火の噴出物がほぼ全面に露出し、しばしばパン皮状火山弾や衝撃クレーターも認められる。なお山頂部では、2004 年噴火のものともみられる衝撃クレーターを伴う粗大な岩塊もみられるが、山腹～山麓では 2004 年噴火の痕跡はわからない。植生限界よりも低標高の山腹斜面 (Fig. 7 に地点のある範囲) では、地表面から天明噴火噴出物までの間の黒色土壌中に火山灰～火山礫サイズの石質岩片が多く認められる。地点 P71 (黒豆河原) など、火口から数 km 以内の数地点で弱い成層構造がみられる以外は、堆積構造は特に示さない。こうした火砕物粒子は天明噴火以降の多数回の噴火の噴出物の集積したものである。粗い方は火山岩塊サイズまで径が幅広いが、山腹～山麓では火山灰サイズが主なため、以下では“火山灰土壌”と呼ぶこととする。なお火口北東 6.3 km の地点 M23 (分去茶屋東方) での火山灰土壌の中央粒径値  $Md\phi$  は +1.6 である。桜島島内の火山灰層の  $Md\phi + 2 \sim 3$  (井村, 1995) と比べると、若干粗い。A 降下火砕堆積物の分布域以外では土壌が厚く、天明噴火以降に形成された土壌の厚さを決められない。A 降下火砕堆積物の分布域に限ってみるかぎり、A 上位の火山灰土壌の厚さ (Fig. 7) の平均 (計 61 地点) は 16 cm である。20 cm 以上の厚い地点は、火口から 5 km 以内で 64% (7 地点)、5～10 km で 13% (4 地点)、10 km 以遠で 28% (5 地点) である。東北東から東南東方向の火口距離 5 km 以内で厚い地点が多いといえる。しかし遠方でも厚い地点がみられ、方位や距離による系統的な変化があるか否かの判断は難しい。

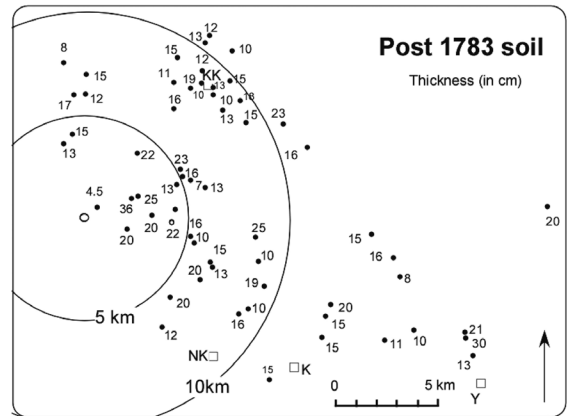


Fig. 7. Map showing spatial distribution of the soil developing on the 1783 pyroclastic fall deposits. Thicknesses are in cm. K: Karuzawa, NK: Nakakaruizawa, KK: Kitakaruizawa, Y: Yokokawa.

火山灰土壌中の火砕物粒子は、巨視的には暗灰色で緻密な多面体の石質岩片が多い。粒径に関わらず粒子の形状は、角礫から亜角礫である。微視的観察のため、地点 P16 と M65 (千ヶ滝西区) における A, B, C, および D 降下火砕堆積物を挟む土壌から径 1～2 mm の火山灰粒子を洗い出した (Fig. 8b～f)。比較のため 2004 年 9 月 1 日噴火の火山灰も観察した (Fig. 8a)。これらはいずれも、軽石質の粒子が少量含まれるが、緻密で角張った隠微晶質の石質岩片が主な構成粒子である。

### 4. 浅間前掛火山の降下火砕堆積物の分布

ここでは A から UB までの降下火砕堆積物の分布について述べる。Fig. 9 に浅間前掛火山の A から UB までの降下火砕堆積物の全体の等層厚線図を示す。B と B' についてはできる限り降下単位毎の等層厚線図を作成した (Figs. 10 and 11)。なお各図の等層厚線の破線部分は、周辺の調査地点数が不十分のため等層厚線の通過位置の決定が難しく、今後の調査により等層厚線の形状が変わる可能性がある。測定点によっては、同じ等層厚線で囲まれる領域内の他の測定点と厚さが調和的でない地点もあるが、そのまま記した。また分布限界 (>0) の線の通過位置を決めるのは非常に難しいが、検出されない地点の分布から推定して線を引いた。なお、本文中の分布軸の方向は、東を 90°、南を 180°、西を 270°、北を 360°とした角度で表している。なお Fig. 9d および Fig. 11 中の下線付きの地点 (小浅間山の西方) は、防災科学技術研究所のボーリングコア試料のデータ (長井, 私信) を使用させていただいた。

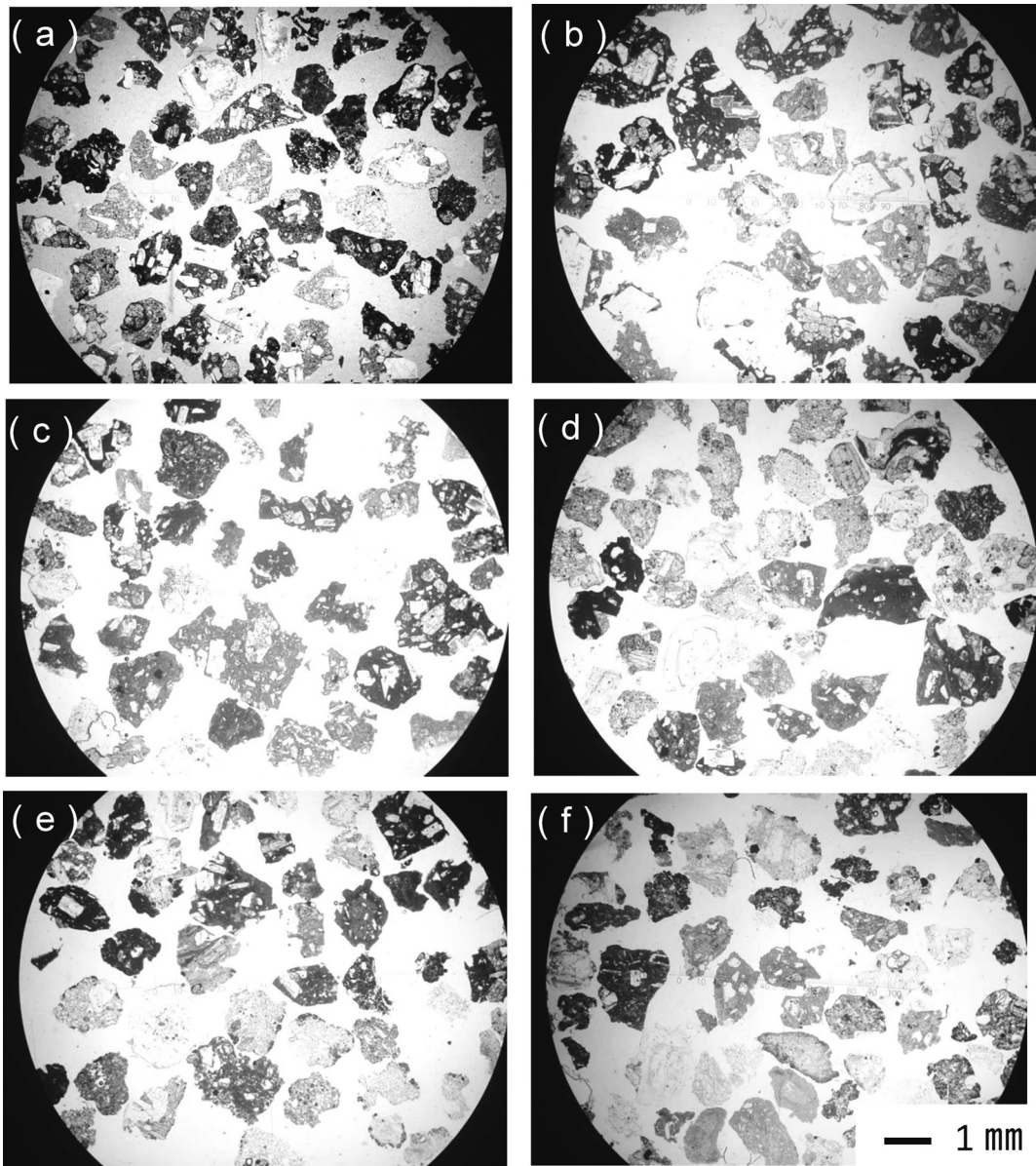


Fig. 8. Photomicrographs of the ash grains with diameter between 1 and 2 mm.

(a) Ash grains from the Sep. 1st, 2004 eruption. (b) Grains from ashy soil overlying pyroclastic fall deposit A at Loc. P16. (c) Grains from ashy soil immediately below pyroclastic fall deposit A. (d) Grains from ashy soil immediately below pyroclastic fall deposit B. (e) Grains from ashy soil immediately below pyroclastic fall deposit C. (f) Grains from ashy soil immediately below pyroclastic fall deposit D. The samples in the photos in (c)-(f) were taken from Loc. M65. All photographs were taken in same magnitude and in plane-polarized light.

#### 4-1 A 降下火砕堆積物の分布

火口の3方向に分布する堆積物 (Fig. 9a) のうち, ESE 降下火砕堆積物全体の分布軸は  $108^\circ$  である. ESE 降下火砕堆積物の降下単位のうち A-1, 17, 19, 21 の等層厚線図 (安井・他, 1997 の Fig. 4) は, いずれも東南東方

に伸長している. 分布軸方向は, A-17 は  $109^\circ$ , A-19 は  $106^\circ$ , A-21 は  $111^\circ$  である. 一方, NE 降下軽石堆積物の分布軸は  $43^\circ$ , NNW 軽石堆積物のそれは  $351^\circ$  である. 尾瀬ヶ原湿原の泥炭層において, 深度約 20 cm に挟在する火山灰層 I が A 降下火砕堆積物に対比されている (阪

口, 1989). 尾瀬ヶ原は浅間火山の北東方向 (48°) 約 64 km に位置する. 分布方向 (Fig. 9a) からみて, 尾瀬ヶ原の火山灰層 I は NE 降下軽石であると考えられる.

最近の調査結果も含めて再検討したところ, ESE 降下火砕堆積物の南側の分布の縁が沓掛 (現在の中軽井沢) よりも南方にあることがわかった. 分布の縁に近い地点では, 明瞭な軽石層を形成せず, 土壌中の同一レベルに数センチ大の軽石が散在する産状を示す. このため噴煙の縁付近では, まばらに軽石が降下するような堆積状況が考えられる. 真の分布の縁辺部は地層としては残らない可能性があるが, 少なくとも安井・他 (1997) の Fig. 4-(2) の ESE 降下火砕堆積物の南側の 1 cm の等層厚線は最大 1 km 南を通るべきで, Fig. 9a に修正して示した.

#### 4-2 B' 降下火砕堆積物の分布

等層厚線図より示される B' 降下火砕堆積物全体の分布軸方向は東北東 (62°) である (Fig. 9c). B' 降下火砕堆積物の主な降下単位については等層厚線図を描くことができるが, A 降下火砕堆積物に比べると露出が良好ではなく, 測定点が少ないため, 個々の等層厚線図も破線で示した部分が多い. 等層厚線図の形状が細長いロープ状の降下単位が多い (Fig. 10). 分布軸はそれぞれ, B'-1: 91°, B'-2: 60°, B'-4: 64°, B'-5: 54°, B'-6 と 7 の合計: 70° である (Fig. 10). これらの分布軸方向の幅は 37° である.

細かくみると B'-1 の分布軸が他に比べ南よりである (Fig. 10e). 層厚の厚い B'-4 の分布は, B' 降下火砕堆積物の全体の分布とほぼ調和的であることから, 全体の分布を規定しているとみられる. B'-6 と B'-7 は, 多くの降下単位からなり, 合計層厚で等層厚線図を作成した (Fig. 10a). その形状 (Fig. 10a) より, B'-6 と B'-7 は東北東へ軸をもつ降下単位が多いとみられるが, 東方に膨らんだ分布を示す. B'-7 に挟在する軽石層は, 地点 P16 では最上部にあるため, 軽石層より上位の岩片層は東方には分布していないとみられる. P16 の最上部の軽石層は, 北北東の M2 や南南東の M14 付近では認められないため, 東方に狭い分布するらしい.

#### 4-3 B 降下火砕堆積物の分布

B 降下火砕堆積物全体の分布軸は東～東南東 (102°) である (Fig. 9d). 東南東から南東方向へ軸をもつロープ状の降下単位が多い (Fig. 11). 現時点で等層厚線図が作成できる降下単位の分布軸の方向はそれぞれ, B-3: 97°, B-4: 115°, B-6: 105°, B-7: 102°, B-8: 96° である (Fig. 11). 分布軸方向の幅は 19° で, B-4 が最も南よりである. B-4 と B-7 は分布軸に直交する方向の等層厚線の間隔が対称的ではなく, いずれも軸の南方で急に薄くなる傾向がある (Figs. 11c and 11f). なお, B-1, B-2 および B-5 は測定点の値が火口距離に応じて規則的に変化せず, 分布縁の

み推定した (Figs. 11e, 11h, and 11i).

赤色火山灰層は火口の東南東から北東までの範囲で確認される (Fig. 11a). 最近の調査により北東方向でも厚いことがわかり, Fig. 11a には安井・他 (2005) の Fig. 2-2 を修正して分布を示した. 火口の東北東方向で火山灰層の枚数が多く層厚が大きいため, 東北東に分布軸をもつ降下単位が多いとみられる.

尾瀬ヶ原の泥炭層中の火山灰層 II は B 降下火砕堆積物に対比されている (阪口, 1989). Fig. 9c と 9d の分布からすると, 尾瀬ヶ原 (火口の 48°) は B' の分布軸 (62°) の延長線上のやや北側に位置するが, B 降下火砕堆積物の分布の北縁よりは外側に位置する. 従って火山灰層 II は B' 降下火砕堆積物に対比されるのだろう.

#### 4-4 A', C, D および UB 降下火砕堆積物の分布

##### 4-4-1 A' 降下火砕堆積物

A' 降下火砕堆積物は細長い分布を示し, その分布軸は東北東方向 (63°) にあるものとみられる (Fig. 9b). ただし測定点が少なく, 特に 4 cm の等層厚線の分布軸の延長方向の通過位置が決められない.

##### 4-4-2 C 降下火砕堆積物

C 降下火砕堆積物は全体として分布範囲が広いが, 大局的には東方に分布軸があるものとみられ (Fig. 9e). この点は新井 (1979) および早田 (1990) に示された広域的な分布と調和的である. C 降下火砕堆積物は個々の調査地点では, 降下単位が単一に見える場合が多い. 尾瀬ヶ原の泥炭層に挟在する微量の火山灰 V が C 降下火砕堆積物に対比される可能性があるという (阪口, 1989). 分布方向からみて, 地点 M67 (古瀧) や地点 P85 (浅間園) でみられる C 降下火砕堆積物が尾瀬の火山灰 V と同じ降下単位である可能性はある. 一方, 火口の南東側では北東側に比べ層厚が大きく (Fig. 9e), 粒径も粗い傾向がある. クライマックス噴火の降下単位は南東方向へもたらされたとみられる.

##### 4-4-3 D 降下火砕堆積物

D 降下火砕堆積物は測定地点が少ないため, 現時点では等層厚線を引くことができない (Fig. 9f). しかし図上で観察地点の分布を見ると, 南東方向で多く認められる他, 北東方向でも認められる. 新井 (1979, 1993) によると, D 降下火砕堆積物は火口の南東 20 km の和美峠付近で層厚が 16 cm あり, 南東へ分布軸をもつ降下単位が推定されている. 一方, 火口の北東方向では, 尾瀬ヶ原の泥炭層中の火山灰 X に対比される可能性がある (阪口, 1989). これは火口の東北東方向での観察地点 (Fig. 9f) から推定される分布と矛盾しないことから, D 降下火砕堆積物の分布の北限は尾瀬ヶ原の北方を通るとみられる. 以上より, D 降下火砕堆積物には, 火口の南東方向

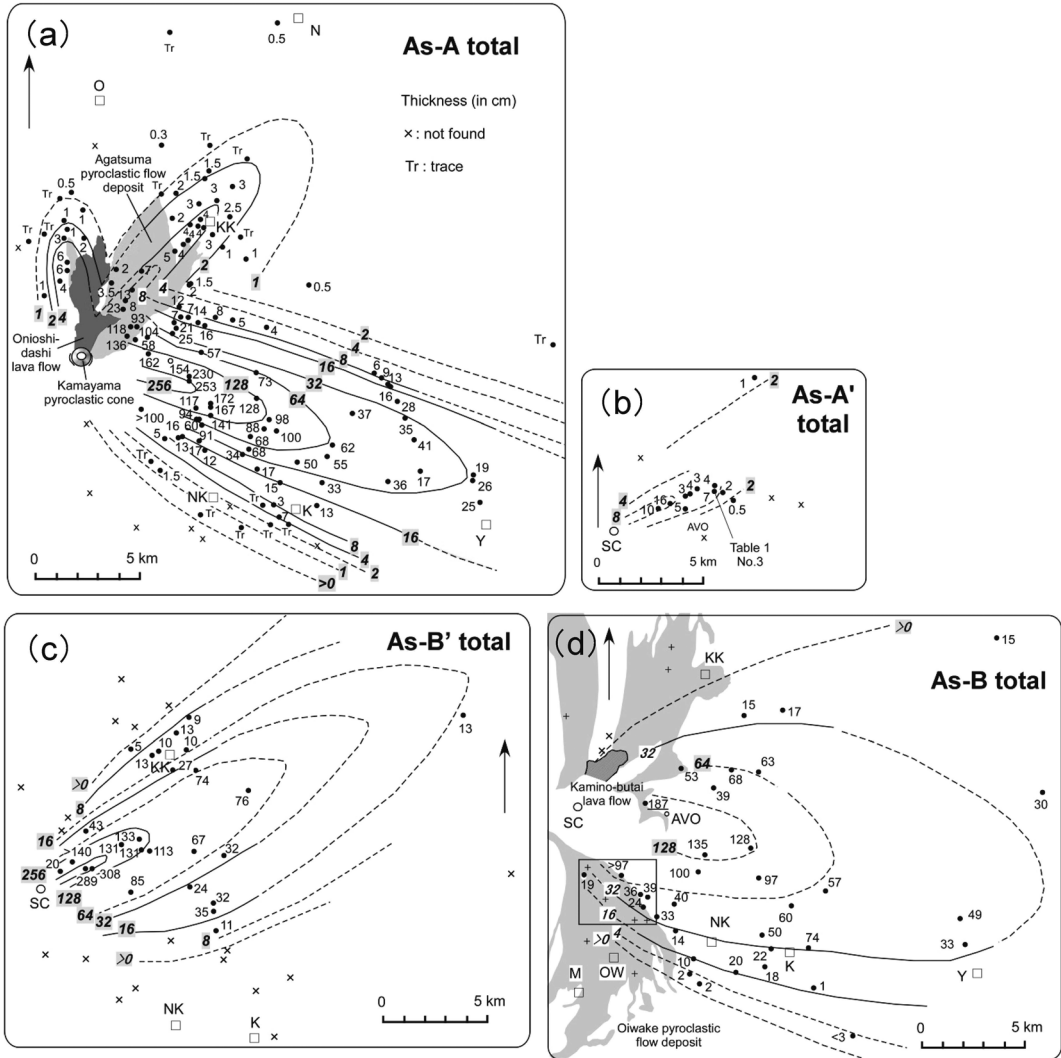


Fig. 9. Isopach maps of the pyroclastic fall deposits of the Asama-Maekake volcano.

(a) Pyroclastic fall deposit A. Distributions of the pyroclastic flow deposits and lava flow (Aramaki, 1956) are also shown. (b) Pyroclastic fall deposit A'. (c) Pyroclastic fall deposit B'. (d) Pyroclastic fall deposit B. Distributions of the pyroclastic flow deposits and lava flow (Aramaki, 1963) are also shown. +: Localities where pyroclastic fall deposit B can not be found on the pyroclastic flow deposits. A value with underline shows the datum from a drilling core sample. Stratigraphic relation between pyroclastic fall deposits and pyroclastic flow deposits in the area shown by a square is discussed in 5-3-1. (e) Pyroclastic fall deposit C. (f) Pyroclastic fall deposit D. (g) Pyroclastic fall deposit UB. Gray area shows an assumed distribution of a fall unit toward NNE. SC: summit crater, AVO: Asama Volcano Observatory, Univ. of Tokyo, K: Karuizawa, NK: Nakakaruzawa, KK: Kitakaruzawa, N: Naganohara, O: Omae, Y: Yokokawa, M: Miyota, OW: Oiwake. Sample localities for the  $^{14}\text{C}$  age determination are also shown on the Figs. 9b and 9g.

と北東方向に分布軸をもつ降下単位が推定される。

#### 4-4-4 UB 降下火砕堆積物

UB 降下火砕堆積物は測定点が少ないが、北北西（約  $342^\circ$ ）に伸長する分布が示される (Fig. 9g)。分布軸の西方へは追跡ができるが、東方の山麓は追分火砕流堆積物

や吾妻火砕流堆積物などの最近の噴出物に厚く覆われるため、追跡が困難となる。一方、地点 D37 の軽石層は (3-4-4 で前述)、草津白根火山の南東麓まで追跡できる可能性がある (Fig. 9g のグレーの領域)。しかし測定点が乏しく、現時点では等層厚線図を作成できない。

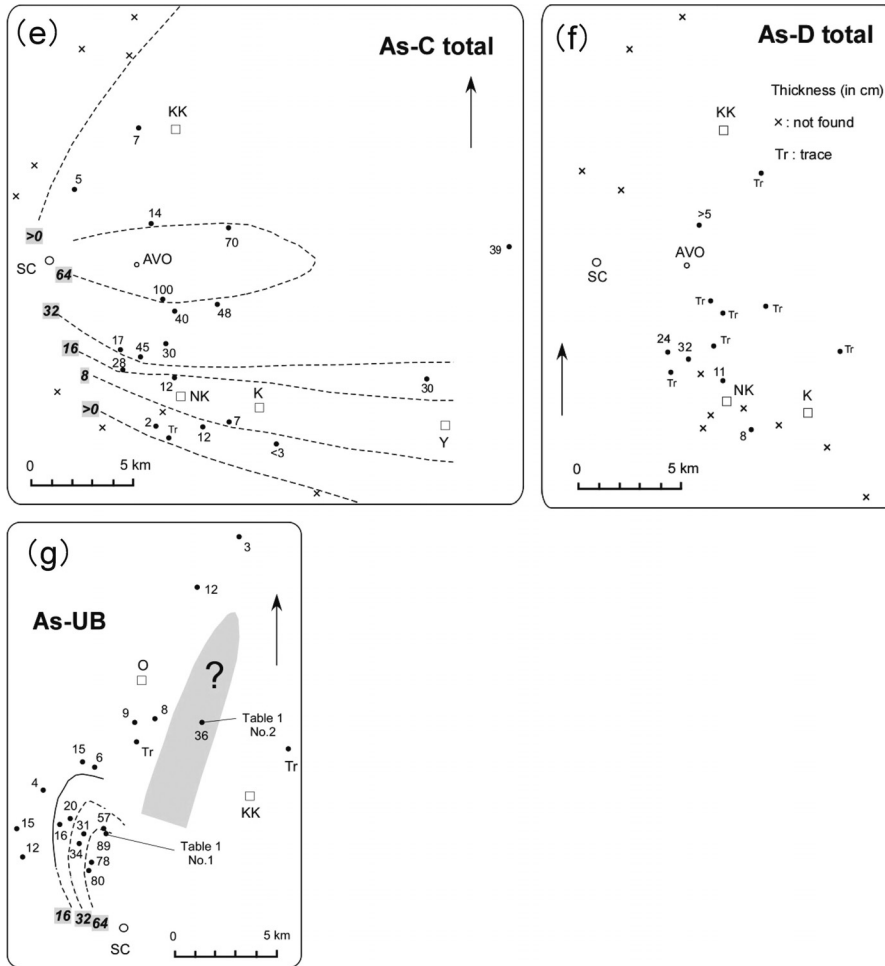


Fig. 9. Continued.

### 5. 議論

ここでは3章および4章の降下火砕堆積物の記載に基づいて、浅間前掛火山の大規模噴火の実態をできるだけ明らかにし、将来的な大規模噴火の長期予測の手がかりについても考える。5-1ではまず、噴火様式の本論での取り扱いを述べる。5-2では大規模噴火の降下火砕堆積物に特徴的に含まれる石質岩片の層について、中小規模噴火の噴出物と比較しながら、それらをもたらした噴火様式を考える。5-3では降下火砕堆積物の層序を中心に、過去の大規模噴火の推移がどこまで復元できるか、いくつかの噴火事例について検討する。5-4では異なる年代の降下火砕堆積物について、噴火の規模がどの程度評価できるかを検討し、また堆積物の性質等に基づいて噴火様式の実態を議論する。5-5では噴火事例の比較に基づいて、噴火の推移パターンなどの、将来的な噴火の

長期予測の手がかりを探る。

#### 5-1 噴火様式の取り扱い

噴火様式を議論する際には、「ハワイ式噴火」等の用語を使用するのがわかりやすい。しかしこうした用語は研究者により見解が異なる場合や、実際の噴火活動で多様な現象がみられる場合もありうる。本論では堆積物の岩相や性質から最もありえそうな様式を想定して、便宜的にこうした用語を用いる場合がある。しかし噴火現象の実態解明のためには、単にこうした用語を過去の噴火の堆積物に当てはめて理解するよりも、記載対象の観察事実から引き出される描像を議論することに主眼を置きたいと考える。

3, 4章で記載した堆積物のうち、もっともよく記載された降下単位は天明噴火のクライマックスのA-21であり、その体積は0.05 km<sup>3</sup>と見積もられている (Yasui and

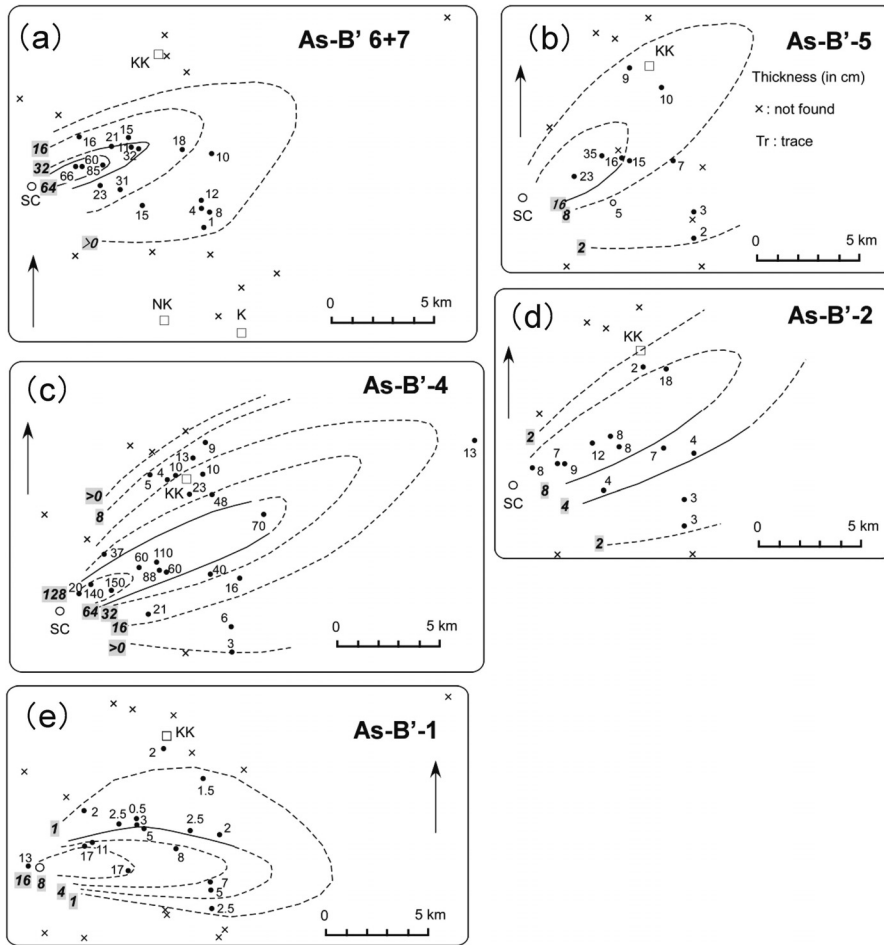


Fig. 10. Isopach maps of fall units of pyroclastic fall deposit B' of the Asama-Maekake volcano. (a) B'-6+7, (b) B'-5, (c) B'-4, (d) B'-2, (e) B'-1.

Koyaguchi, 2004). これに地点 P16 における A-21 の堆積密度の実測値  $550 \text{ kg/m}^3$  (羽成, 2001MS) を掛けると重量は  $2.8 \times 10^{10} \text{ kg}$  となる。これを Cioni *et al.* (2000) や小屋口 (2008) と照らし合わせると、オーダーとしては、A-21 は「サブプリニー式噴火」に区分される。堆積密度の水平変化の実態の情報が乏しく、厳密な議論は難しいが、軽石の密度  $750 \text{ kg/m}^3$  (加藤・他 (2010) による A-21 の軽石 240 個の平均密度) を用いて計算した場合も、プリニー式噴火のオーダーにはならない。噴出率については、古記録から A-21 をもたらした噴火の正確な継続時間を読み取ることができないため、評価は難しい。A-21 に粒径のわずかな垂直変化による弱い成層構造がみられることは、Cioni *et al.* (2000) がまとめたサブプリニー式噴火の特徴と調和的である。A-21 は天明噴火の最大規模の降下単位であるため、天明噴火のそれ以外の降下単位も

プリニー式噴火には区分されないことになる。5-4-1 で議論するように、天明噴火以前の堆積物にも A-21 より体積が桁違いに大きい降下単位は存在しないとみられる。したがって、浅間前掛火山の過去の大規模噴火の軽石層の降下単位は、いずれもサブプリニー式噴火によるものと考えられる。

2004 年噴火は、個々の噴火直後に降下火砕物の試料が採取されて、構成粒子と噴火現象が対応付けられて検討された貴重な事例である。ストロンボリ式噴火が目撃された時期に発泡のよい粒子が増えるといった変化がみられ、マグマの上昇と火口底付近での冷却などの過程について、詳細な議論がされた (三宅・他, 2005; 安井・他, 2005; 吉本, 他, 2005 など)。しかしながら活動を通じて噴出した火砕物の大半は石質岩片である点 (例えば安井・他, 2005; Fig. 8a) が大きな特徴として指摘できる。



阿蘇火山の連続的な灰放出では、主に多面体状の溶岩片が噴出し、多くはマグマ柱頭部に由来すると考えられている(小野・他, 1995)。桜島火山でも、活動の活発な期間に爆発を伴わずに多量の火山灰を連続的に放出する活動があり、火道を充填するマグマの破砕物の隙間をガスが高速で吹き抜ける際に多量の細粉を生じて放出されるとの考えがある(小林, 1986)。桜島火山では火山灰自動採取の手法開発と、継続的な諸分析が行われているが(Shimano *et al.*, 2013)、連続的灰放出などの実態解明の上で重要な取り組みであると思われる。浅間前掛火山の20世紀の噴火記録(宮崎, 2003)をみると、様々な規模の爆発を伴う噴火のみならず、爆発を伴わず盛んに灰放出を行う噴火も多く、個々の噴火は数分から数時間継続したようである。天明噴火の噴出物上位の火山灰土壌の構成粒子は主に石質岩片である。しかし火山灰土壌には多数回の噴火の産物が混在し、個々の噴火現象を識別することは不可能である。主に石質岩片をもたらす噴火の実態は不明な点も多いが、マグマの著しい発泡により大量の軽石をもたらすサブプリニー式噴火とは明らかに異なる。ここでは石質岩片を主とした降下火砕堆積物をもたらす噴火全般について、便宜的に「ブルカノ式噴火」という用語を使用して議論をすすめる。ただし、ここで扱う過去の堆積物からは現象の識別ができないため、以下で使用する「ブルカノ式噴火」は、単発の爆発のみならず、爆発を伴わない灰放出も含みうる。

## 5-2 石質岩片の降下火砕堆積物をもたらす噴火

浅間前掛火山の活動には、比較的短期間内にマグマの大量噴出を行う大規模噴火(例、天明噴火)と、大規模噴火の活動のない期間の中小規模噴火(例、2004年噴火)がみられる。大規模噴火では、マグマの著しい発泡を伴う火砕噴火により広範囲に降下軽石や火砕流などがもたらされるのに対し、中小規模噴火では火口周辺に弾道放出物が、また噴煙の拡大範囲には降下火山灰がもたらされる。中小規模噴火でもたらされる火砕物粒子は角張った多面体の緻密な石質岩片を主とするが、同様の粒子からなる層が大規模噴火の噴出物にも見出される。5-2-1ではまず、堆積物に記録された中小規模噴火の痕跡を明確にする。5-2-2では大規模噴火において石質岩片層をもたらす噴火について考えてみたい。

### 5-2-1 火山灰土壌にみる中小規模噴火

地質単位という観点からは、2004年噴火などの規模では、個々の噴火(噴煙柱)に対応する降灰が単一の火山灰層を形成することはない。また個々の噴火の規模のみならず、一連の活動の長さや噴火頻度も小さいため、累積した火山灰層が地質単位として保存されることも期待できない。実際10年以上が経過した2004年噴火の痕跡

は、山麓で地層として認められない。小林(1986)は、桜島、霧島火山群の高千穂峰、薩摩硫黄島の硫黄岳について、数10年にわたって断続的な噴火を繰り返す場合は、湿地や植生の繁茂した土地に集積した火山灰が、全体として一つの地層を形成することを議論した。それによれば、集積の割合が小さい火山灰層ほど擾乱を受けやすく、堆積構造の不明瞭な腐植質の土壌となる。一方小規模な堆積物でも、噴火が相次ぐ状況下で堆積後まもなく次の堆積物に被覆されれば地層として残りうる。井村(1995)は、桜島火山の南岳火口から3~5kmの範囲で1930年代から1980年代までに形成された火山灰層の堆積速度、つまり噴火の活動度と堆積物のラミナの有無や堆積密度、炭素含有量に関連があることを示した。同様の火口距離で天明噴火噴出物の上位に着目すると、土壌中に火山灰や火山礫が混在した産状を示す場合が多く、ラミナが発達する地点は稀である。天明噴火噴出物上位の土壌から粗い粒子を洗い出すと石質岩片が主であり(Fig. 8b)、2004年噴火の構成物(Fig. 8a)と似ている。つまり浅間山麓では天明噴火以降現在まで、多数回の噴火により石質岩片の火山礫や火山灰がもたらされ、火山灰土壌が形成されつつあるといえる。しかし、明瞭な火山灰の地層として保存されるほどの堆積量ではなかったとみられる。地層として保存されるためには植生が重要な役割を果たすが(井村, 1991)、気候や標高の異なる浅間火山と桜島火山を比較するのは難しい。しかし3-5で前述したように火口から3~5kmの範囲において、天明噴火噴出物の上位の約230年間の火山灰土壌の厚さは平均16cmである。これに対して桜島火山の大正噴火噴出物の上位の最近100年以内に形成された火山灰層は50cm以上ある(井村, 1995; 小林, 1986)。つまり、天明噴火以降の浅間山麓は、最近の桜島火山のように高頻度で火山灰が厚く堆積する条件下にはなかったといえる。

天明噴火以前については、A~D降下火砕堆積物を挟む土壌からも主に石質岩片が洗い出される(Fig. 8b~f, 3-5参照)。下鶴(1995)は土壌学的観点から、AとB降下火砕堆積物の間の土壌の母材、厚さ、灼熱減量などの空間分布を調べ、火山灰、軽石および礫を母材とした粗粒火山放出未熟土であるとした。また標高が低いほど灼熱減量が高いことから、火口に近いほど火山灰由来の粒子の割合が多いと推定した。さらに南軽井沢周辺では、C降下火砕堆積物の下位からアカホヤ火山灰の下位の層準に、岩片を主とする火山灰層が多く認識されている(辻・他, 2004)。これらの研究はいずれも南東麓を中心とした観察であるが、現在の地表からアカホヤ火山灰の下位までの期間の火砕物降下をとらえているといえる。浅間前掛火山では7000年以上の長期にわたり、大規模

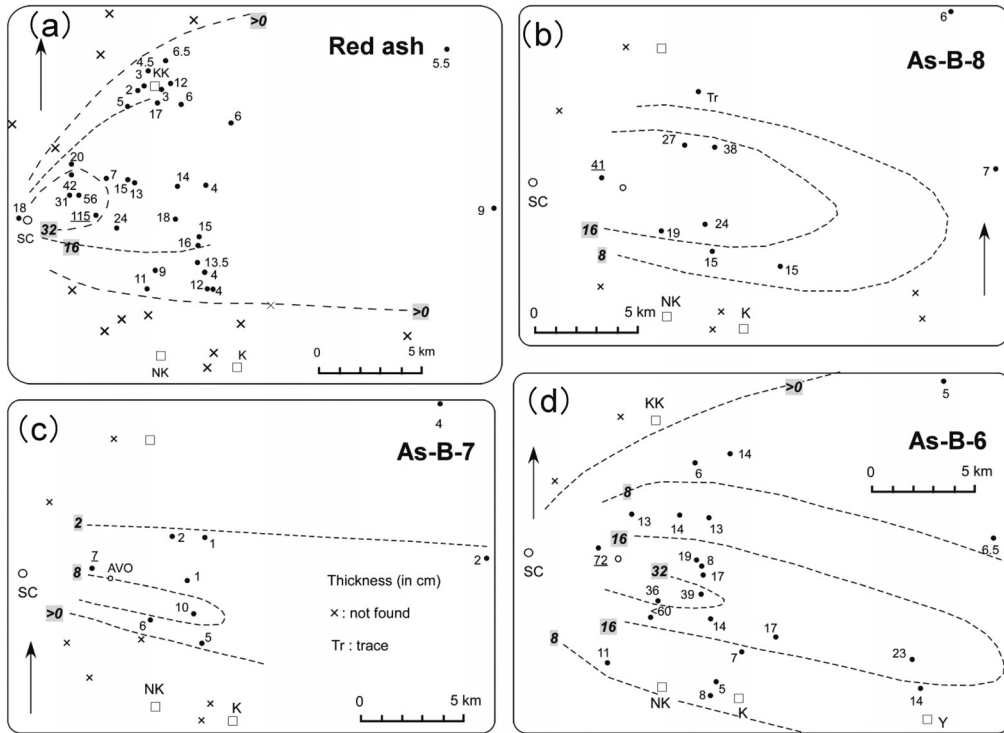


Fig. 11. Isopach maps of fall units of pyroclastic fall deposit B and red ash of the Asama-Maekake volcano.

(a) Red ash, (b) B-8, (c) B-7, (d) B-6, (e) B-5, (f) B-4, (g) B-3, (h) B-2, (i) B-1. The values with underline show the data from a drilling core sample.

噴火のない期間には石質岩片をもたらす中小規模噴火を繰り返してきたことが示される。

#### 5-2-2 大規模噴火の石質岩片からなる降下火山灰層

主に石質岩片からなる層は、B'、B、およびUB降下火砕堆積物中にも見出される。これらの石質岩片層は1 cm前後から数cmに及ぶ層厚を示すため、地質単位としては残らない2004年噴火と比べ、明らかに規模が大きい。またB-3のように単一の降下単位の等層厚線図が作成可能な場合もある (Fig. 11g)。赤色火山灰層やB'-7は成層構造が発達し、間に侵食間隙を挟まないこと、全体として等層厚線図が描ける (Figs. 10a and 11a) ことから、断続的に噴火が頻発したことが示唆される。粒径も全体に粗く、B'-6、B'-7、B-3、B-7、赤色火山灰の各層は粗粒火山灰サイズを主とし、B'-7ではMdφが-4.6に及ぶ層もある。例えば地点P16でA-A'間の土壤に含まれる岩片のMLとB'-6のそれを比べた場合、後者の方が明らかに粗い (Fig. 5aの矢印)。以上より、大規模噴火の石質岩片の降下単位の多くは、天明噴火以降の活動と比べて、より規模の大きい噴火の産物であると考えられる。

小規模噴火の噴煙の拡散は、火口上空の地上風の影響

を受けるため、小規模噴火の累積で形成される堆積物は全体として同心円の分布を示す (井村, 1995)。阿蘇火山の場合も同様であるが、小野・他 (1995) は活動の活発な時期に等層厚線が東方に偏ることを示し、噴煙柱高度が高く、上層風の影響をより強く受けたためと考えた。大治噴火のB'-6+7や天仁噴火のB-3、B-7、赤色火山灰層の等層厚線図は東方へ伸長した形状を示す (Figs. 10a, 11a, 11c, and 11g)。地上風が西風であった可能性も否めないが、層厚・粒径ともに大きいことから、多くの場合より高所まで噴煙柱が到達して西風に流されたものとみられる。

大規模噴火に関連する石質岩片層には、構成粒子の組織や割合に多様性がみられる。安井・他 (2005) は次のような特徴と成因を挙げている。ケース①: 構成粒子の組織や割合が、天明以降の火山灰土壤に含まれる平均的な火山灰粒子と類似し (事例: B-1, B-3)、火砕噴火に先駆けるブルカノ式噴火に由来、ケース②: 多角形の緻密な岩片の他、飛沫状で気泡に富むガラスを含み (A-1)、火砕噴火に先駆けた、マグマの発泡を伴うブルカノ式噴火に由来、ケース③: 溶結火砕岩の破片を40%近く含み、厚い軽石層の上位にあるもので (B-7, 赤色火山灰層、

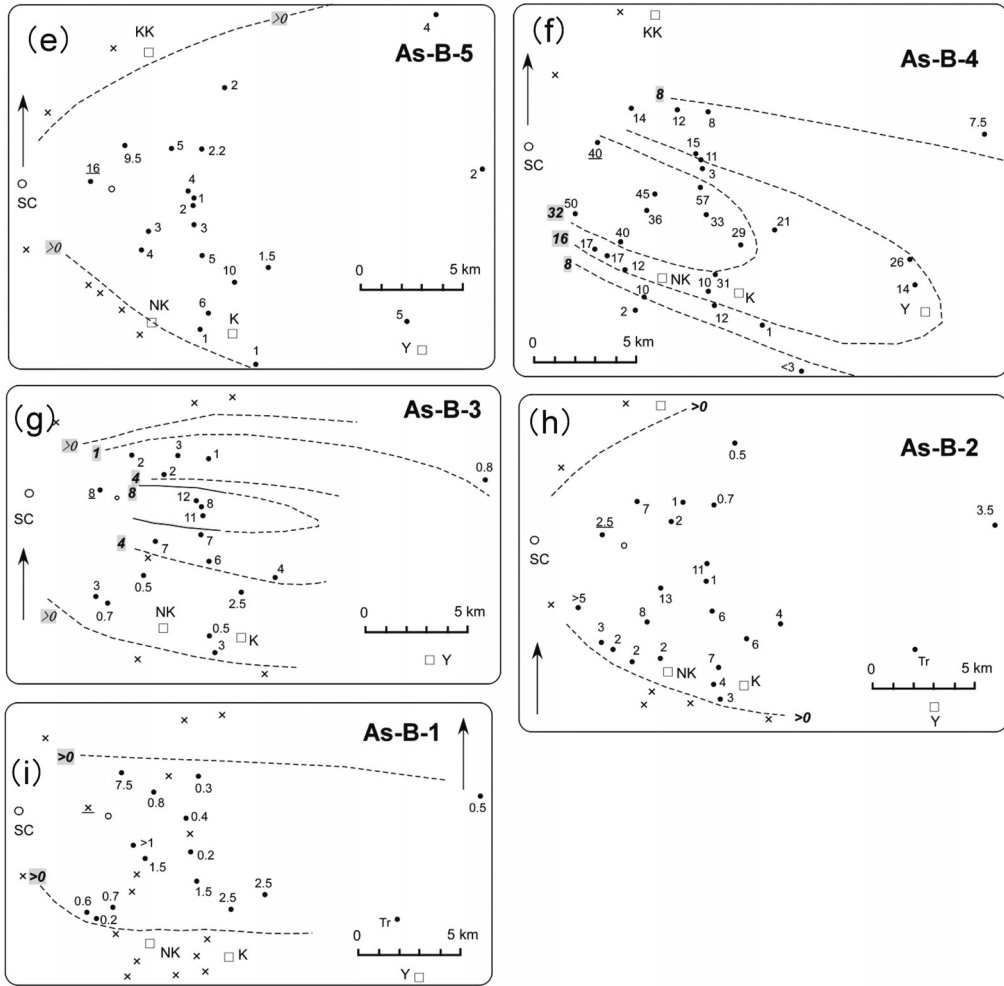


Fig. 11. Continued.

B'-6, B'-7), 直前の火砕噴火で形成された火口近傍の強溶結火砕岩を破壊するようなブルカノ式噴火に由来。なお、①~③では、もっともありえそうな様式としてブルカノ式噴火を想定しているが、爆発や空振を伴ったか否かは堆積物からは判断できない。その他の様式としては、ストロンボリ式噴火も火山灰を放出するが、石質岩片層には発泡のよい粒子は少ない。またマグマ水蒸気爆発でも緻密な多角形の火山灰粒子の放出が予想される。桜島火山の大正噴火のステージ2では、溶岩の溢流とともに爆発的噴火が断続して石質岩片の火山灰が降下した(安井・他, 2007)。火砕噴火の前や合間に火道浅所に繰り返しマグマが上昇する描像は共通するが、火口底に溶岩が出現したか否か、また水の関与の有無についての判断は現状では難しい。

ケース③に関して強溶結火砕岩の破片の存在は、天

仁および大治噴火では共通して、火口近傍で火砕物粒子の溶結が進行し、再度破碎するプロセスがあったことを示唆する。またB-3, B-7, 赤色火山灰層, B'-7は共通して変質岩片を数10%近く含む(安井・他, 2005)。火道浅所から火口近傍の硫黄変質が進行した部分に由来するらしい。赤色火山灰層とB'-7は主な火砕噴火の堆積物より層位的に上位にあるため、火砕噴火の後の噴火様式の変化を示す。つまり、天仁・大治噴火ではクライマックスの火砕噴火の後に、規模の大きいブルカノ式噴火の断続に変化したとみられ、天明噴火とは大きく異なる点といえる。

### 5-3 降下火砕堆積物を中心とした噴火推移の復元

ここでは天明噴火以前の噴火事例について、主に降下火砕堆積物の層序に沿った噴火の推移を考える。Fig. 12には天明噴火(Yasui and Koyaguchi, 2004)を含め複数の

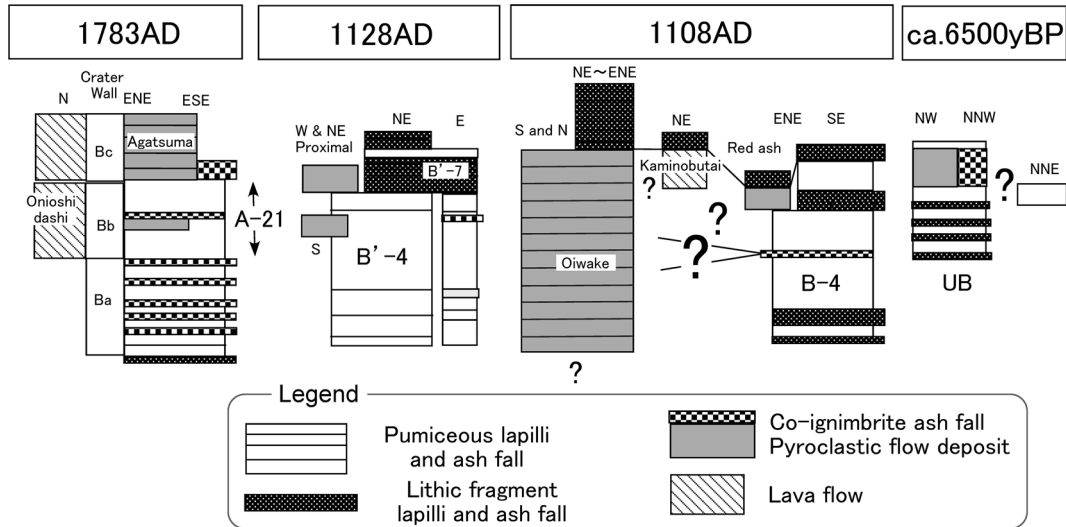


Fig. 12. Schematic illustration showing the stratigraphic relations between pyroclastic fall deposits and deposits of other modes of emplacement for the four large-scale eruptions of the Asama-Maekake volcano. The sequence of the 1783 eruption is modified from Yasui and Koyaguchi (2004).

噴火事例について、噴出物の層位関係を模式的に示した。

### 5-3-1 天仁噴火

B 降下火砕堆積物は、軽石層 (B-2, B-4, B-6, B-8), 主に石質岩片からなる層 (B-1, B-3, B-7), 褐色ガラスからなる層 (B-5) からなる。石質岩片層と軽石層の互層は、ブルカノ式噴火とサブプリニー式噴火の繰り返しを示唆する。各観察地点で層厚・粒径が大きい B-4 は、他の降下単位より規模が大きい噴火に由来すると考えられる。B-1 から B-3 をもたらした断続的な噴火の後に、サブプリニー式噴火のクライマックスを迎えたものとみられる。

天仁噴火の噴出物は上記以外に、追分火砕流堆積物、上の舞台溶岩、赤色火山灰層がある (Aramaki, 1963)。また山頂部の西前掛火口壁には、天仁噴火噴出物の化学組成を示す厚いアグルチネートが露出する (安井・小屋口, 1998)。現時点では B 降下火砕堆積物とそれ以外の堆積物の層位関係は、以下および Fig. 12 に示すように不明な点が多い。

東北東山麓では、B-6 の上位に追分火砕流堆積物があることから、少なくとも地点 M2 (浅間牧場南方) では B-6 の降下後に火砕流が流下した (Fig. 2c)。南側山腹の地形的高まりである石尊山溶岩ドームの山頂部は追分火砕流堆積物に覆われておらず、山頂直下の地点 P86 では火山灰土壌の下位に B 降下火砕堆積物が確認できる。Fig. 9d の長方形で示した領域では、B 降下火砕堆積物と追分火砕流堆積物の分布が重なるが、前者は後者の上位に確認できない (Fig. 9d の + 印)。例えば地点 P84 (石尊

山南方) では 3 枚の火砕流の流下単位が認められるが、B 降下火砕堆積物はそれらより下位にあると推測される。以上より南側山麓の火砕流分布域東側では、火砕流の定置後にそれらを覆った B 降下火砕堆積物の降下単位はないとみられる。火砕流分布域西側の御代田や追分の辺りは B 降下火砕堆積物の分布域外のため (Fig. 9d), 堆積の順番が不明である。現時点では火砕流流出の時期に関する手がかりは、以上の限られた層位関係と、次に述べる B-5 の火山灰層以外は得られていない (Fig. 12)。

B-5 (Fig. 6b) は褐色ガラスからなり、追分火砕流堆積物の基質火山灰 (Fig. 6d) と酷似するため、B-5 は火砕流の灰かぐらであるとみられる。B-5 の層準は、B-4 と B-6 をもたらしたサブプリニー式噴火の間に火砕流の発生があったことを示す。天明噴火ではクライマックスのサブプリニー式噴火でもたらされた A-21 の上位に比較的厚い褐色火山灰層 A-22 が認められる。等層厚線図の形状 (安井・他, 1997 の Fig. 4-8) は、A-22 が吾妻火砕流堆積物の分布域に由来することを示している。これらのことから Yasui and Koyaguchi (2004) は、A-21 の降下後に吾妻火砕流の多くの流下単位が流下したと考えた。追分火砕流堆積物の規模からは、天明噴火の A-22 のような灰かぐら由来の厚い堆積物の存在が予想されるものの、B-5 以外は見出されない。長期にわたって火砕流流出が断続し、個々の灰かぐらは規模が小さすぎて地質単位とならなかったのかもしれない。

上の舞台溶岩は、その側端崖に溶結した火砕物の互層

からなる成層構造がみられ、産状が山頂部の前掛火山の火砕丘の断面と似ることから、天仁噴火時に形成された火砕丘の一部が斜面を流下した“流動火砕丘”であると考られている(高橋・他, 2006)。上の舞台溶岩とB降下火砕堆積物との層位関係は未確認だが、側端崖上の地点P54では、溶岩の上位に赤色火山灰層およびB'降下火砕堆積物が確認される。赤色火山灰層の多くの降下単位は、北東山麓に分布する追分火砕流堆積物の流下単位を覆い(例 Fig. 2c)、南東山麓ではB-8を整合的に覆う(Fig. 2f)。したがって赤色火山灰層の多くの降下単位は、北東方向への複数の火砕流の流下単位の定置や上の舞台溶岩の定置よりは後に降下したものと考えられる。宮野・他(1994)は赤色火山灰層について花粉分析を行い、春の季節を示す花粉の出現回数から全体の堆積期間を11年以上と推定した。なお根拠は示されていないが、早川(2010)は赤色火山灰層を追分火砕流から発生したサーマル火山灰であると解釈し、B'降下火砕堆積物も天仁噴火の産物であると考えた。しかし安井・他(2005)や3-3の記載のように、赤色火山灰層を構成する粒子は基本的に石質岩片であり(Fig. 6c)、追分火砕流堆積物の基質火山灰やB-5のような褐色ガラスとは異なる。つまり赤色火山灰層は火砕流の灰かぐらではなく、火砕噴火の後にブルカノ式噴火が断続してもたらされたものと考えられる(5-2-2参照)。

天仁噴火の噴出物は多くのユニット(降下単位や流下単位)からなるため、詳細な噴火推移の復元を行うためには、層位関係の確認できる地点を増やして検討する必要がある。Aramaki(1963)は、B降下火砕堆積物、追分火砕流堆積物、上の舞台溶岩、赤色火山灰層の順に噴出したと考えた。しかしながら現時点では、B降下火砕堆積物をもたらし断続的な火砕物降下と、多数回の火砕流流出の時間的關係は不明である(Fig. 12)。これまでの観察では、追分火砕流堆積物を覆うB降下火砕堆積物の降下単位は認められないため、Aramaki(1963)が考えたように、追分火砕流の大半はB降下火砕堆積物の後にもたらされたのかもしれない。しかし火口の真北や真南のようにB降下火砕堆積物と追分火砕流堆積物が重ならない領域の方が広い(Fig. 9d)、層位学的な検討が難しい。天仁噴火は、地質学的に噴火推移を復元するのが難しい事例といえる。

### 5-3-2 大治噴火

従来はB軽石とB'軽石は、同一噴火の産物であると考えられていたが、軽石の全岩化学組成が異なることから、荒牧(1990)はB上部をB'と呼び、別の噴火であると考えた。全岩化学組成の分析値は宮原(1991)、安井(1994)、高橋・他(2007)が報告している。B'降下火砕堆

積物は赤色火山灰層上部の軽微な侵食面を不整合に覆うことや、上記の花粉分析の結果(宮野・他, 1994)からもB'は天仁の一連の噴火とは異なるとみられる。年代論は本論の趣旨とは異なるため、ここでは以下に基づくこととする。早田(1995)は赤城山南麓の遺跡において、Bの上位に厚さ3mmの泥炭層を挟んで認められる火山灰層を粕川テフラ(As-Kk)と呼んだ。B'はこのテフラに相当する。早田(1995)は粕川テフラを、源師時の『長秋記』に噴火、降灰や災害の記述のある1128年(大治3年)の噴火記録に対応付けた。なおB軽石とB'軽石の噴火年代は1281年(弘安4年)と考えられたこともあったが、古記録の信ぴょう性や考古学的検討から1281年の噴火自体が疑問視されている(宮崎, 2003; 能登, 1993など)。

B'降下火砕堆積物からは以下のような推移が考えられる。初期のB'-1とB'-2の軽石層をもたらしサブプリニー式噴火の後、山腹に火山豆石を含む降下火山灰(B'-3)がもたらされた。火山豆石を含むことからB'-3は湿った噴煙に由来するとみられ、マグマ水蒸気爆発が降雨時の噴火が示唆される。火山豆石を含む火山灰層は、浅間前掛火山ではきわめて珍しい。各観察地点においてB'-4の層厚・粒径が他の降下単位よりも大きいことから、B'-4がクライマックスの火砕噴火の産物に位置付けられる。東北東山麓の地点P3(黒豆河原)では、火砕流堆積物がB'-4に挟まれることから、噴煙柱の部分崩壊による火砕流が流出したとみられる。またB'-4と同様の不均質スコリアのブロックを含む火砕流堆積物が南側山腹でも見出される。地点P16ではB'-4に赤紫色の細粒火山灰が軽石粒子に付着するレベルが認められるが、これは天明噴火のA-18などと類似した産状であり、火砕流の灰かぐらとみられる。B'-4の層内の上方にあることから、流出時期はクライマックス噴火の後期と考えられる。さらにB'-4の上位にはシート状の溶結したスコリア流堆積物が認められる(地点P33とP39)。B'-4のクライマックス噴火の後には、小規模なスコリア流が山腹上方斜面を薄く覆ったものとみられる。ただしB'-5の降下スコリア層とスコリア流堆積物の層位関係は未確認のため、今後の調査課題である。B'-6とB'-7は主に石質岩片からなる点が、赤色火山灰層と共通する(Fig. 6a, 6c)。大治噴火でも、大規模なブルカノ式噴火の活動が火砕噴火の後に断続したとみられる(5-2-2参照)。

大治噴火の特徴としては、他に巨視的なスケールのマグマの不均質混合が挙げられる(安井, 1994)。最初期の噴火(B'-1)ではより珪長質の灰白色軽石が主であったが、淡褐色軽石の噴出(B'-2)を経て、クライマックス噴火では縞状や斑点状を示す不均質スコリアが噴出し(B'-

4), その後より苦鉄質なスコリアが主となった(B'-5). このことから苦鉄質成分の割合が時間とともに増加したと考えられる. 他の噴火事例と比べると,  $\text{SiO}_2\text{-MgO}$  変化図上では B' は  $\text{SiO}_2$  58-62 wt% の幅の直線的なトレンドを形成するが, 天仁や天明噴火の噴出物はそれぞれ異なる組成幅, 傾きのトレンドを形成する(高橋・他, 2007). 特に B'-4 を構成する粒子は不均質組織が顕著なため, 機械的混合の結果, 混じりきらない状態で噴出したものとみられる. 一方, 天仁噴火の B 降下火砕堆積物には肉眼的に不均質な軽石も少量含まれるが, 全岩化学組成は  $\text{SiO}_2$  含有量 59% 付近に集中し, より均一に混合しているらしい.

### 5-3-3 天明, 大治および天仁噴火以外の噴火事例

A' 降下火砕堆積物は分布範囲が狭く (Fig. 9b), 複数の降下単位が認められないため, 単発のサブプリニー式噴火であった可能性がある. しかし, 前後に地層を残さない規模のブルカノ式噴火を伴っていたかもしれない. 2004 年噴火のような一連の活動の中で, やや規模の大きい噴火が生じて A' 降下火砕堆積物として地質単位を残した可能性もある. 噴火年代については, A' 上位のクロボクの平均層厚と, B~C 間のクロボクの平均層厚の比較から 1532 年の噴火記録に対応するとの考えがある(東方・小林, 1993). A' 直下の土壌の  $^{14}\text{C}$  年代測定による暦年代は, 1650 年頃を中心に, ① 1525 年~1555 年, ② 1630 年~1665 年, ③ 1780 年~1795 年, を示した (Table 1). 堆積物直下の土壌よりは噴火の年代が新しいことになるが, ③は天明噴火の頃であり, A'-A 間には時間間隙を示す土壌が存在することからも考えにくい. 活動記録(宮崎, 2003)をみると, ①に関して 1532 年噴火は, 大石小石が火口から 8 km 内に降下し, 方角の記述はないが灰砂が 120 km まで及んだという. これは天仁噴火から天明噴火の間の噴火記録のうちでも規模が大きい印象を与え, 1930 年代などにみられた“猛烈な爆発”(水上, 1935 の噴火分類の A) を想起させる. 1532 年の活動では融雪泥流の流出もあり, インパクトの大きな噴火として記録に残されたようである. 1590 年代も活動が活発だったらしい. 特に 1596 年春の縁日には, 参詣者が山頂付近で噴火に遭い, 多数の死者が出ている. ②に関しては, 1661 年より 30 年以上記録がなく, 宮崎 (2003) は 1695 年に活動を再開したと推定した. それによれば, 1695 年から 1720 年頃まで, 火口の東北東約 104 km の日光東照宮の『御番所日記』に浅間火山由来とみられる降灰の記録がある. 日光は A' 降下火砕堆積物の東北東の分布軸の延長線よりやや南方に位置する. この頃の浅間火山の周辺での記録は少ないが, 1721 年に登山者の被災の記録がある. A' 降下火砕堆積物はこの期間で降灰量

が多かったとみられる 1695 年噴火に対応するかもしれないが, 山麓での記録がみられないため, 判断ができない. このように古記録がきわめて少なく, 現時点では A' 降下火砕堆積物の噴火年代を決められない. A' 降下火砕堆積物は 16 世紀から 18 世紀前半までの期間の噴出物であるということはいえよう.

12 世紀以前の噴火事例については極端に情報量が減る. 4 世紀中頃噴火では, C 降下火砕堆積物の他, 小滝火砕流, 下の舞台溶岩, 黒豆河原溶岩を流出したと考えられている(高橋・安井, 2013). しかし新しい時代の噴出物に覆われるため, これらの堆積物が確認できる地点は限られ, 分布や層序の全貌がよくわからない. D 降下火砕堆積物は,  $\text{SiO}_2\text{-MgO}$  図上で同一トレンドにのることから, 前掛火山西側山腹の丸山溶岩や, 北北西山腹 1750 m 付近の厚い溶岩と同時期であると推定されているのみである(高橋・他, 2007).

UB 降下火砕堆積物は, 今回確認されたものでも北西山麓で 10 枚の降下単位があり, 天明や天仁噴火と同様に多数回の噴火の産物である (Fig. 12). 北西麓の UB 降下火砕堆積物は, 主に軽石層と石質岩片層からなり, サブプリニー式噴火とブルカノ式噴火の繰り返しを示唆する. 地点 P79 の火山灰層 UB-9 (Fig. 2a) は地点 P80 の火砕流堆積物と同一層準にあり, 火砕流の灰かぐらであるとみられる. 4-4-4 で述べたように, 火口の北北東方向(草津白根火山の南東山麓)へ分布が推定される降下単位 (Fig. 9g のグレーの領域) と北西麓の堆積物は, 直下の土壌の  $^{14}\text{C}$  年代が類似するが, 層位関係は不明である (Figs. 2a and 2b). 以上からは, 北方へ何度も火砕物降下があり, 北西山腹には火砕流が流下したことが推定できる. 北東麓のより火口に近い地域では, 天明や天仁噴火の火砕流が厚く堆積し, それらの下位はなかなか観察できない. 最近, 北北東山腹の浅間園敷地内 (地点 P85 付近) でのボーリング掘削により, 火砕流とみられる堆積物がアカホヤ火山灰の下位の層準まで複数報告されており (長井・他, 2011), UB 降下火砕堆積物などとの関連が今後の検討課題である.

なお火口の北北東方向へ分布が推定される降下単位 (Fig. 9g) は, 約 6500 年前の暦年代を示す土壌の上位にある. この降下単位は, 唯一この方向へ分布が報告されている六合軽石 (早田, 1990) に対比される可能性もある. 早田 (1990) は六合軽石直下の炭化材の  $^{14}\text{C}$  年代から約 5400 年前の噴出物と推定した. また早川 (2010) は, 北西麓に分布する本論の UB 降下火砕堆積物にあたる堆積物を E 軽石に対比した. 南東麓で Aramaki (1963) が E 軽石とした堆積物は本研究では未確認のため, 評価ができない. 第 II 活動期の 5000~7000 年前頃の大規模噴火

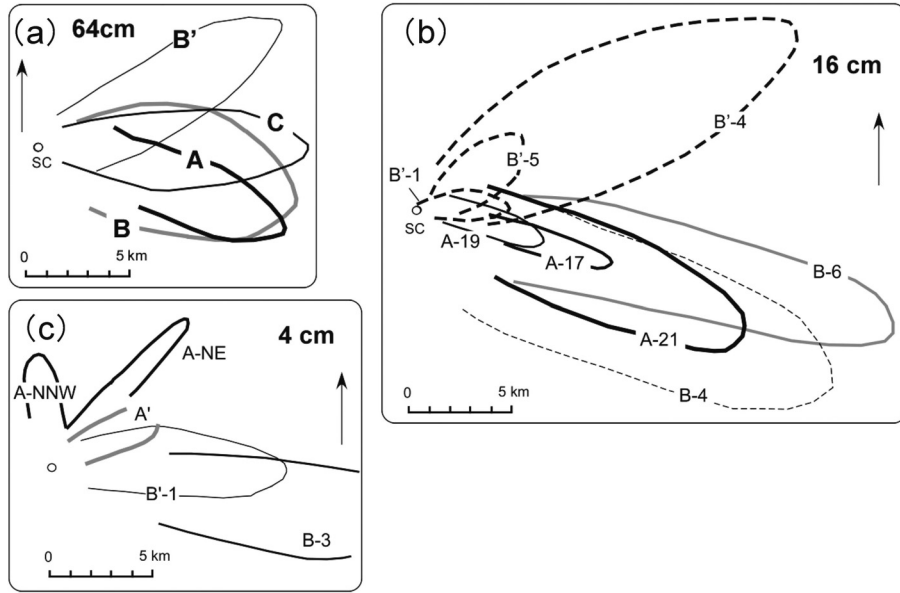


Fig. 13. Comparative maps of the isopach lines of pyroclastic fall deposits A, A', B, B', and C. SC: summit crater.

(a) 64 cm isopach lines for A, B', B, and C, (b) 16 cm isopach lines for some fall units of pyroclastic fall deposits A, B', and B, (c) 4 cm isopach lines for pyroclastic fall deposit A' and some fall units of pyroclastic fall deposits A, B', and B.

については、今後の調査課題である。

#### 5-4 降下火砕堆積物からみた大規模噴火の規模と噴火様式

##### 5-4-1 噴火の規模

まず浅間前掛火山の降下火砕堆積物の規模に関して、Yasui and Koyaguchi (2004) が体積を見積もった A 降下火砕堆積物の等層厚線の囲む範囲と、その他の堆積物のそれを定性的に比較する。Fig. 13a には A, B', B, C の各堆積物の全層厚の等層厚線図の 64 cm の等層厚線を抽出して示した。大きな違いはないが、B, B', C, A の順に 64 cm の等層厚線の囲む面積が減る。天明噴火の A-21 や天仁噴火の B-4 などの層厚が大きい降下単位は、16 cm の等層厚線を抽出した (Fig. 13b)。天仁噴火の B-4, B-6, 大治噴火の B'-4 は、天明噴火のクライマックスの A-21 (0.01 km<sup>3</sup> DRE) より規模が大きい、B'-1 は B'-5 や A-19 (0.002 km<sup>3</sup> DRE) より規模が小さいとみられる。同様に 4 cm の等層厚線の抽出結果では、B-3 は A-NNW や NE よりも規模が大きい、A' はそれらよりも小さいとみられる (Fig. 13c)。以上および Fig. 10, 11 からは、B'-4 のように 64 cm の等層厚線が描ける降下単位と、B-7 や A' のように最大でも 8 cm の等層厚線しか描けない降下単位とでは、噴出量のオーダーが違うといえるだろう。しかしながら、時代の古い堆積物ほど層厚の測定地点数が減り、等層厚線の通過位置に不確定性が多いという問

題がある。例えば Fig. 9e, 9f, 9g は、今後地点数を増やすことで等層厚線の位置が変わりうる。つまり少ない地点数で描いた等層厚線は信頼性が低い。また等層厚線図に基づく体積見積りでは、以下のように層厚の時間変化の影響も考慮に入れる必要がある。

噴火年代の異なる堆積物は、堆積後の経過時間に違いがあるため、風化、侵食や圧密などによる層厚減少が予想される。荒牧・他 (1998) は天明噴火の古記録に記された層厚に着目した。それによると、当時の吉井藩が計算した体積換算の厚さの平均は、Minakami (1942) による堆積物の層厚の実測値の約 2 倍あった。このことから荒牧・他 (1998) は、堆積後 160 年以内に何らかの作用で厚さが減少したことを指摘し、定量的な議論はできないものの、圧密により厚さが相当量減少した可能性は否めなかった。

荒牧・他 (1998) は天明噴火の堆積物と比較するため、火山礫サイズの降下軽石堆積物の例をコンパイルし、堆積後の経過年と層厚の減少について次の結果を得た；有珠 1977 年噴火：17 年で元の厚さの 62-67% に減少、北海道駒ヶ岳 1929 年：40 年で 44~78%，桜島 1914 年：70 年で 50~80%，Quizapu 火山 1932 年：60 年でほとんど変化なし、Pinatubo 火山 1991 年：6 か月でほとんど変化なし。結果として、圧密に関する確実性の高い一般側を導き出すのはかなり困難であるとしている。

また Hekla 火山 1947 年噴火の事例など、より細かな堆積物の場合は、顕著な層厚減少があるが、浅間火山の火山礫サイズの堆積物との直接比較は難しい(荒牧・他, 1998)。井村(1995)は桜島火山の大正噴火以降に堆積した火山灰層について、火口距離に近いほど堆積密度が大きい傾向はあるが、深さや厚さによる圧密の効果はみられないとした。奥野・他(2010)は新燃岳 1959 年の水蒸気噴火の火山灰層について、層厚減少が堆積直後に最大で、その後は大きな変化がないことを示し、同様の例として御嶽火山 1979 年噴火の堆積物を挙げた。奥野・他(2010)は堆積直後の層厚の急減は、緩く堆積した後の締りによる圧密であるとしているが、数千年、数万年といった長期間では上位の堆積物の荷重により圧密を受けうると考えている。任意の地点での堆積密度の経時変化に関して、小野・他(1995)は地層として埋没後の軽石の粘土化がみられることを議論し、地層中での荷重や粘土化による圧密の可能性を指摘した。

天明噴火より現在まで約 230 年が経過しているが、天仁噴火はその 4 倍近くの 900 年以上、C 降下火砕堆積物をもたらし噴火は 1500 年以上が経過している。C 降下火砕堆積物より下位の軽石層の産状は、軽石粒子の粘土化の影響があることを予想させる。これらの堆積物の堆積密度は圧密や粘土化により天明噴火のそれより大きいことが予想される。前述のように B, B', C, A 降下火砕堆積物の 64 cm の等層厚線の囲む範囲は大きくは変わらないが(Fig. 13a), 32 cm で比べると B や C は A よりかなり面積が広い(Figs. 9a, d, and e)。つまり B や B' 降下火砕堆積物は、A 降下火砕堆積物よりも規模が大きいかもしれない。しかし、A に比べ B', B, C は明らかに測定地点数が少なく、今後等層厚線の通過位置が変わりうる。現時点では、これらの図は体積見積りなどの定量的な評価には耐えない可能性もある。現時点では堆積物の層厚の経時変化の実態や機構が十分にはわかっていない。等層厚線図に基づく体積見積り結果を、時代の異なる堆積物について噴火の規模を比較する際は、面積と層厚に関して等層厚線図の信頼性の違いを十分考慮する必要があるだろう。

#### 5-4-2 噴火様式の実態

ここでは降下火砕堆積物から示唆される噴火様式の実態を考える。A, B', B および UB 降下火砕堆積物は多数の軽石層の降下単位からなる。A 降下火砕堆積物の場合は、多くの降下単位に降下の日付を対応付けられる(安井・他, 1997)。天明噴火以前については古記録からの情報は得られないが、降下単位の多さから考えると、前掛火山の大規模噴火では繰り返し噴煙柱を形成する噴火が生じる傾向があるといえる。天明噴火では約 3ヶ月にわ

たって小規模な噴火が断続した後に、A-21 をもたらししたクライマックスの火砕噴火へと移行した(Yasui and Koyaguchi, 2004 など)。クライマックス以前の多数の降下軽石をもたらしした活動について、佐藤・中村(2009)は、火道浅部へのマグマ供給と停滞・脱ガス、蓋形成による増圧・破碎、噴火というサイクルの繰り返しがあることを議論し、マグマ供給量の増加によりクライマックス噴火へ移行したと考えた。天仁噴火の B-4, B-6 や大治噴火の B'-4 は、各地点でそれぞれ下位の降下単位より層厚・粒径が大きく、また等層厚線の囲む面積も大きい(Figs. 10 and 11)。佐藤・中村(2009)が示した断続的なプレクライマックス噴火の視点でみた場合、天仁や大治噴火においても、小規模な噴火が断続した後、クライマックスの火砕噴火に移行したととらえられる。UB 降下火砕堆積物も、複数の薄い降下単位の上位に層厚・粒径の大きい降下単位があるため(Fig. 2a), 同様の推移らしい。一方、桜島火山の大正噴火や安永噴火では活動最初期に激しい火砕噴火が起きており(小林, 1986, Yasui *et al.*, 2013 など)、対照的である。他の安山岩質火山でも、多くの降下単位からなる堆積物がある(例: 北海道駒ヶ岳 Ko-a, Ko-d, 勝井・他, 1986; 樽前 Ta-a, Ta-b, 古川・中川, 2010; 榛名 FP, 老川・宮地, 1985; 新燃岳 Sm-Kp, 井村・小林, 1991 など)。駒ヶ岳 1929 年噴火では、約 26 時間連続的にプリニー式噴火が継続し、降下軽石 Ko-a の 5 つの降下単位と降下の時間帯、火砕流の流出時期とが対応づけられている(勝井・他, 1986)。桜島の大正噴火の最初期も約 36 時間の連続的な活動だが、噴煙高度の時間変化(山科, 1999)から、噴出率の変動があったとみられる。天明噴火の A-21 にみられる軽石の粒径のわずかな垂直変化も、クライマックスのサブプリニー式噴火における噴出率の変動を示すのかもしれない。こうしたクライマックス噴火では、噴出率の変動はあるものの最大数 10 時間にわたって定常的なマグマ供給があるらしい。他方で、天明噴火の場合は、クライマックスのサブプリニー式噴火に先立つ断続的なプレクライマックス噴火が存在するのが特徴であると指摘できる。上記の堆積物では、Ta-a も最上位の降下単位が分布・層厚ともに最大であり(古川・中川, 2010)、プレクライマックス噴火の期間が存在するらしい。

天明噴火のプレクライマックスでは、8月2日~4日午後までの期間に、数時間おきに南東山麓で降灰があったことが古記録から読み取れる(安井・他, 1997)。つまり個々の噴火の継続時間は、数時間程度とみられる。A-21 の下位には、少なくとも 6 層準に、火砕流の灰かぐら由来の火山灰層が認められることから、プレクライマックスの期間には、断続的なサブプリニー式噴火と火砕流が繰



り返し発生したと考えられている (Yasui and Koyaguchi, 2004). これはマグマ上昇、噴煙柱形成、噴煙の拡大、降灰のプロセスが数時間のサイクルで繰り返し、その間に火砕流流出と灰かぐら由来の火山灰の降下もあるという目まぐるしいイベントを思わせる。津久井 (2011) は、この間のプリニー式噴火が何度も途切れ、突発的な爆発を繰り返したことを古記録から読み取った。つまりプレクライマックスの期間の活動は、定常的な火砕噴火ではなく、断続的なマグマ供給と噴出の繰り返しであったととらえられる。スフリエールヒルズ火山の1995-1999年噴火では、激しいブルカノ式噴火とそれに伴う fountain collapse 型の火砕流が繰り返し起きる期間があった (Druitt *et al.*, 2002). この場合は、一か月に約75回の割合で噴火が起き、平均すると次の噴火まで約10時間でマグマが上昇してきたと考えられている。天明噴火のプレクライマックスは、数日間のうちに20近い降下単位を形成したとみられるため、スフリエールヒルズ火山の事例に比べマグマの供給率が高かったらしい。

次に火砕噴火以外に目を向けると、B、B' および UB 降下火砕堆積物には特徴的に石質岩片層が認められる。5-2-2で議論したように、これらはブルカノ式噴火の産物であるとみられる。B や UB 降下火砕堆積物では軽石層と石質岩片層が互層を成すことから (Fig. 12), 大規模噴火では、サブプリニー式噴火とブルカノ式噴火が繰り返し起きる場合もあるといえる。井村・小林 (1991) は、霧島火山群の韓国岳や新燃岳の軽石層と火山砂層からなる堆積物について、プリニー式噴火とブルカノ式噴火の繰り返しを考えた。こうした事例は、ブルカノ式噴火に先立って石質岩片の源となる固化したマグマが存在したことを示唆する。つまり、火道浅部へマグマが供給された後、停滞、脱ガス、冷却・固化を経て“蓋”の形成が起きると考えられる。一方、サブプリニー式噴火の場合は上昇したマグマがそのまま噴出するとみられる。上昇したマグマの火口付近での停滞の有無や、停滞した場合の蓋形成に十分な停滞時間など、マグマの浅所での挙動や条件の違いがブルカノ式噴火かサブプリニー式噴火といった噴火様式の分岐を支配するのかもしれない。

一方、石質岩片の起源に関して制約となりうる観察事実がある。B および B' 降下火砕堆積物の軽石層に特徴的に多く含まれる石質岩片に着目すると、いずれも緻密な角礫で、鏡下ではユータキシティック組織を示し、破片状結晶に富む。これは強溶結火砕岩が脆性破壊を受けた破片であることを意味する。吉瀬・他 (2008) は、1) これらの岩片の全岩化学組成が軽石層を構成する軽石粒子と区別できないこと、2) 石基ガラスの結晶度が $\sim 80\%$ であること、3) 石基ガラスの含水量が約0.5wt%である

こと、4) 石基の結晶に明瞭な定向配列があること、を明らかにし、噴煙柱の勢いが衰えて火道内に fall back したマグマが徐冷した部分か、部分的に破碎・脱ガスし軽石噴火に至らなかったマグマに由来する可能性を示した。これらの石質岩片の表面には軽石の付着がみられないため、深所で取り込まれた捕獲岩が気泡流に含まれて上昇し、軽石を生産したマグマの破碎時に岩片となったのではない。石質岩片は、B-4、B-6、B-8、B'-4などの降下単位内のどの位置にもみられるため、一連のサブプリニー式噴火を通じて噴出している。天明噴火の例のように、サブプリニー式噴火では火砕物は噴煙柱内を上昇するのみでなく、火口近傍に降下・堆積して溶結火砕丘を形成する場合がある (安井・小屋口, 1998, Yasui and Koyaguchi, 2004 など)。ある軽石層の降下単位をもたらし噴火に注目した際、それより前の降下単位をもたらしサブプリニー式噴火時に形成された火砕丘の火口周辺の強溶結部が、噴出時に侵食 (脆性破壊) を受けて本質の石質岩片が生産され、軽石とともに噴出する描像を持つことができる。つまり、一連のサブプリニー式噴火では火口近傍に火砕丘を形成するとともに、火道浅所では既存の火砕丘の侵食も同時に起きるらしい。噴火が終了すると、条件によっては火砕丘が“蓋”となり、次のマグマ上昇時にブルカノ式噴火を引き起こすのかもしれない。以上からは、大規模噴火の期間中のブルカノ式噴火は火砕噴火との関連で考える必要があるといえる。

A、B、および UB 降下火砕堆積物の最下部には石質岩片を主とする火山灰層が1~数枚認められる。天明噴火の6月25日の噴火に対比されるA-1の存在は、活動初期にブルカノ式噴火が起り、その後以降下軽石をもたらし噴火へ推移したことを示す (安井・他, 1997)。A-1の体積は $0.0004\text{ km}^3$ と見積もられている (Yasui and Koyaguchi, 2004)。粒径が類似するとみられる新燃岳2008年噴火の堆積物の堆積密度 $1870\text{ kg/m}^3$  (下司・他, 2010) を用いて計算すると、マグマの重量は $7.5 \times 10^8\text{ kg}$ となる。これは2004年噴火の最初期の9月1日のブルカノ式噴火の噴出量 $4.9 \times 10^7\text{ kg}$  (吉本・他, 2005) と比べて一桁大きい。構成粒子は、2004年9月1日の火山灰とA-1共に石質岩片が数10%と発泡ガラス10~20%が含まれ、その他は、A-1は遊離結晶が多いのに対して、2004年9月1日では変質岩片が40%弱含まれる (安井・他, 2005のFig. 4)。天明噴火の最初期の5月9日の火山灰は地層として残っていないが、A-1は230年以上経過しても等層厚線図が描ける (安井・他, 2007のFig. 4-3)。A-1の規模は、大規模噴火の初期の活動を特徴付けるのかもしれない。B-1やUB降下火砕堆積物の最下部の火山灰層も、地質単位として保存されており、2004

年噴火よりは規模が大きいとみられる。大規模噴火の活動初期のブルカノ式噴火と、中小規模のブルカノ式噴火の活動との違いを知ることは、今後の噴火推移予測の上で重要である。

浅間前掛火山の大規模噴火では、その活動期間に降下火砕堆積物をもたらす噴火が断続的に起こる傾向があるが、推移は多様である。天明噴火とC降下火砕堆積物をもたらした活動では、サブプリニー式噴火が多数、天仁噴火とUB降下火砕堆積物の活動ではサブプリニー式噴火とブルカノ式噴火、大治噴火ではサブプリニー式噴火に加えマグマ水蒸気爆発も起きたらしい。また大治および天仁噴火では降下軽石や火砕屑物をもたらした火砕噴火の後、大規模なブルカノ式噴火の断続へと移行したとみられる。マグマの上昇が繰り返され起り、そのまま噴出に至るか、一旦浅所で停滞するかなど、上昇したマグマの火道浅所での挙動や条件の違いが、こうした多様性をもたらしているらしい。

### 5-5 過去の噴火事例に基づく浅間前掛火山の大規模噴火の長期予測の手がかり

#### 5-5-1 過去の噴火の季節

天明噴火の場合は、堆積物と古記録の対応から、火口の3方向に分布する降下火砕堆積物の降下時期がわかっている(安井・他, 1997)。しかし古記録に乏しい噴火事例の層序に時間軸を設定するのは容易ではない。ここでは降下火砕堆積物の分布方向と気象データに基づいて、噴火の起きた季節の推定を試みる。ここで取り扱う大規模噴火の起きた18世紀や12世紀の頃は現在と気象条件が異なる可能性が大きい。気圧配置や高度別の風向などの当時の情報は得られない。そこで現在と風向が同様であったと仮定した場合に、噴火の季節の推定がどの程度可能であるかを検討してみたい。以下の議論では高度別の風向のデータ(理科年表; 1981~2010年までの平均値)を使用する。

Minakami (1942) は天明噴火の軽石の大きさと堆積地点の火口距離との関係から、軽石の火口上の到達高度を計算した。これは館野(つくば市)の高層風データと最近の浅間火山の火山灰などの落下状況を考慮したものである。それによると、7cm前後の粒子は高度約14000m、1cmでは18000m、細粒子はさらに高所に到達したと推定されている。館野における高層気象データ(理科年表)によれば、10月から3月は、高度約1500~16000mの対流圏から成層圏での風向の変化が10°以内である。一方4月以降は、風向の垂直変化が大きくなり、8月では低所から高所へ向けて南南西から北西(時計回り)に変化し、風向の変化は133°に及ぶ。館野における8月の平均的な高層の風向は、高度9000~16000mの風向が

ESE降下火砕堆積物を構成する降下単位の分布軸方向と近い。安井・他(1997)は粒径分布の距離変化の仕方の違いから、A-21やA-19は他の降下単位の比べ高い噴煙に由来すると考えた。A-21より下位の軽石層の降下単位も、分布軸の方向はA-21とほぼ同様である。到達高度の違いはあるにせよ、ESE降下火砕堆積物の降下単位をもたらした噴煙の多くは、9000~16000mの高度に到達したとみられる。7月下旬に降下したNE降下火砕堆積物の分布軸は、高度3000~5500mの風向と一致し、噴煙高度がより低かつたらしい。一方、7月17日のNNW降下火砕堆積物の分布は、館野の風向データと一致しない。古記録からは7月下旬から8月5日の間は天気が良く、気圧配置が安定していたらしいが、7月17日は一時的に南風が吹くような特異な気圧配置だったのかもしれない。

A降下火砕堆積物の分布軸方向の幅は、全体としては東南東から北北西まで275°に及ぶ。しかし一週間以内の期間にもたらされたESE降下火砕堆積物を構成する降下単位に限れば、幅は5°程度と非常に小さい。B降下火砕堆積物を構成する降下単位の分布軸の幅は20°、B'降下火砕堆積物のそれは37°であり、これらもさほど広くはない。つまり、BとB'降下火砕堆積物は、天明噴火のESE降下火砕堆積物と同様に、多くの降下単位の分布方向が似ている(Figs. 10 and 11)。BおよびB'降下火砕堆積物は、各地点において降下単位毎に粒径や層厚が異なり、多様な規模の噴火があったことを示すが、各降下単位の分布軸方向の変化は少ない。これには次の可能性が挙げられる; ①: 風向の垂直変化の少ない秋~冬季に噴火が起きた。②: 夏~秋季の高度9000~16000mの高度では北西風が卓越し、いずれの降下単位をもたらした噴煙柱もこの範囲の高度まで到達した。天仁噴火に関する古記録では、中御門宗忠の日記『中右記』に、浅間山の9月頃の大噴火と降下火砕物による上野国の荒廃状況が記されており、災害地域の復興状況が考古学的に検討されている(峰岸, 1993)。『中右記』の記述によれば、8月下旬から10月上旬の頃、京都から東方の空が赤く見え、鳴ることもあったという。古記録の示す時期からは、可能性②にあてはまるらしい。B'降下火砕堆積物については、分布が細長い降下単位が多いため、冬季の強い偏西風に流された可能性がある。B'-1やB'-4の分布軸の方向からも、西南西の風が卓越する冬季が示唆される。しかし風向は、偏西風の蛇行や、一時的な気圧配置の影響も受け得るため、評価が難しい。

新井(1979)は、1つの降下単位は比較的幅の狭い帯状に分布するが、降下単位の集積としては全体として南北にかなり幅広い分布を示し、幅の大きさは降下単位数や

爆発の規模とはほぼ相関すると考えた。C 降下火砕堆積物全体の等層厚線図は南東から北東まで幅が広く (Fig. 9c), 異なる方向に分布軸を持つ複数の降下単位があるらしい。東方への分布については、群馬県前橋付近の水田の遺跡での足跡や畦の形状の観察から、作物刈取り後の晩秋から冬にかけて軽石が降下したと推定されている (原田・能登, 1984; 能登, 1989)。C 降下火砕堆積物の北東への分布は B'4 のように冬季と推定されるかもしれないが、現時点では推測の域を出ない。

以上を考え合わせると、気象条件が現在と同様であると仮定した場合には、分布軸方向から噴火の季節に関する手がかりは得られる。しかしこの手法では、活動の継続期間の推定までは困難である。

#### 5-5-2 噴火の推移にパターンは存在するか？

天明噴火以前については古記録がきわめて少ないため、詳細な噴火推移が議論できるのは天明噴火のみである。しかし大規模噴火に共通の噴火推移が存在するか否かについては、地質学的に検討できる。

天明噴火では火砕物降下や火砕流流出が断続した後、8月4日夜からの約15時間のクライマックスの火砕噴火で降下軽石、火砕成溶岩および火砕流がもたらされ、火砕丘が形成されたという描像が示されている (Yasui and Koyaguchi, 2004)。噴出量では降下火砕堆積物に比べ、鬼押出溶岩の割合が大きく、大半の火砕物は火口近傍に降下し、火砕成溶岩として流下したと考えられている。また火砕丘は溶岩噴泉の外側に由来するもので、量的には小さいと推定されている。山頂部の火口壁や釜山周辺のアグルチネートの存在から、天仁と大治噴火でも火口近傍に火砕物が堆積して火砕丘を形成したとみられる (安井・小屋口, 1998)。天仁噴火では火砕丘の一部が流動化して上の舞台溶岩をもたらしたと考えられているが (高橋・他, 2006)、分布面積からみて、上の舞台溶岩は鬼押出溶岩に比べ規模が小さい。天仁噴火では火砕流の流下単位が多く、体積は計  $0.6\text{ km}^3$  に及ぶが (Aramaki, 1963)、活動期間中の火砕流の流下時期は不明である (5-3-1 参照)。B 降下火砕堆積物からはサブプリニー式噴火とブルカノ式噴火が繰り返し起きたとみられるが、火砕流や溶岩も含めた天仁噴火の推移の全貌はまだ明らかではない (Fig. 12)。大治噴火では断続的な火砕物降下した後、激しいサブプリニー式噴火が起き、火砕流も発生した。しかし大治噴火の溶岩流は見つかっていない。天明噴火と大きく異なる点としては、天仁、大治噴火とも火砕噴火に引き続き、規模の大きいブルカノ式噴火が断続したとみられる点が指摘できる。以上からは、天明、大治、天仁噴火については、噴火の推移に共通のパターンはないといえる (Fig. 12)。ただし降下火砕堆積物に

限ってみると、A, B', B および UB 降下火砕堆積物では層厚・粒径の大きい降下単位より下位に層厚・粒径の小さい降下単位が複数みられる。5-4-2 でも議論したが、小規模な噴火が断続した後に、クライマックスのサブプリニー式噴火に移行する可能性があるといえる。またクライマックス噴火の堆積物に着目すると、火口から 3 km 以内では、天明噴火の A-21 や大治噴火の B'4 に火砕流堆積物が挟まれる。このことから、クライマックスのサブプリニー式噴火の際中には、火口からの流走距離が数 km 程度の小規模な intra-Plinian 火砕流が発生したことが示される。つまり激しいサブプリニー式噴火では、噴煙柱の部分崩壊に由来する火砕流が発生する場合もあるといえる。以上をまとめると、Fig. 12 に示した浅間前掛火山の大規模噴火の噴火事例に関しては、活動期間全体の噴火の推移に共通のパターンはみられないが、降下火砕堆積物をもたらした活動については、断続的なプレクライマックス噴火からクライマックスのサブプリニー式噴火へ移行する共通パターンが示される。

#### 5-5-3 長期予測の可能性

一般に火口に近いほど新しい時代の堆積物が厚くなり、時代の古い堆積物の産状や分布の実態がわかりにくくなる。このことは浅間前掛火山においても同様であり、最近の大規模噴火の堆積物が厚い東側の山腹～山麓では、より古い時代の堆積物の観察の機会は少ない。例えば 4 世紀中頃噴火の場合、C 降下火砕堆積物の降下単位毎の分布は把握できておらず、火砕流堆積物や溶岩との層位関係も局所的にしか確認できない (4-4-2 参照)。また火砕流堆積物の流下単位やそれらの分布も明らかでない。従って、4 世紀中頃噴火の推移の全貌の検討や、噴出物の総量の見積もりまで至らない。一方、時代の古い UB 降下火砕堆積物は北西麓でよく観察できるが、北西麓が新しい時代の堆積物にほとんど被覆されていないことによる。他の多くの降下火砕堆積物は東麓を中心に分布するため、UB 降下火砕堆積物は例外的であるといえる。

階段ダイヤグラムは、火山活動の長期予測の上で有効なツールであるが、時代が古くなるほど、噴出量、年代の軸ともに信頼性が落ちる点は、どの火山でも避けがたい。5-4-1 で議論したように、浅間前掛火山の場合、等層厚線図を用いて異なる時代の堆積物間の規模の定量的な比較をするのは難しい。特に、噴出物の分布の把握が難しい 12 世紀以前の噴火事例の総噴出量の見積り精度が極端に落ちることになり、仮に階段ダイヤグラムを作成したとしても、古くなるほど信頼性が低くなる。このため、長期的な活動予測のために階段ダイヤグラムを参考にする際には、細心の注意が必要なることを、浅間前掛

火山の事例も示している。また今回記載した北北西や北方へ分布軸をもつ UB 降下火砕堆積物や、南方へ分布軸を持つ御代田軽石（竹本・久保, 1995）のように、他の堆積物と分布方向が異なる堆積物は、独立した噴火の産物なのか、ある噴火の一部の降下単位であるのかの判断が難しい。このことは噴火の回数を決めるのも容易ではないことを意味する。こうした問題点は、新しい時代の堆積物による埋積等により古くなるほど地質データが断片的になることに起因する。

前掛火山の大規模噴火のうち、堆積物の層序と豊富な古記録との対応により噴火様式や噴出量の時間変化まで議論できるのは天明噴火のみである。しかし 5-5-2 の議論のように予察的には、天明、天仁、大治の噴火はそれぞれ異なる推移をたどったとみられる (Fig. 12)。以上を考え合わせると、有珠火山などの高頻度で噴火を繰り返す火山と比べた場合、浅間前掛火山は、過去の噴火事例に基づいて、将来的な大規模噴火の推移や噴出量、活動の継続期間などの予測をするのが容易ではない火山であるといえる。しかしながら降下火砕堆積物に注目すると、断続的にサブプリニー式噴火やブルカノ式噴火を繰り返した後にクライマックスの火砕噴火が起こるパターンが過去に数回あったとみられる。このことは活動長期予測の上での手がかりの一つにはなるだろう。つまり、Fig. 12 に示した噴火事例は、桜島火山の大正噴火のように最初期に激しい火砕噴火を行う事例とは推移が大きく異なるといえる。

## 6. ま と め

(1) 浅間前掛火山の約 6500 年前以降の大規模噴火の降下火砕堆積物は、多くの降下単位からなる場合が多く、それぞれの活動期間中に噴煙柱を形成する噴火が繰り返されたことを示す。軽石層の多くの降下単位はサブプリニー式噴火に区分される。大規模噴火の堆積物には石質岩片の層も特徴的に含まれることから、マグマの著しい発泡を伴う火砕噴火のみではない。20 世紀の活動記録および堆積物の性質からの類推では、これらの石質岩片の層はブルカノ式噴火に由来するとみられる。しかし層厚・粒径の大きい降下単位が多く、20 世紀の活動に比べ規模が大きかったと考えられる。

(2) 堆積物の層序と古記録から詳しく噴火推移を復元できるのは天明噴火のみで、それ以前の噴火事例では、降下火砕堆積物と他の噴出形態の堆積物の層位関係に不明な点が多く、古記録もほとんどない。しかし地質学的な予察では、天明、大治、天仁の各噴火はそれぞれ異なる推移をたどったとみられる。12 世紀の大治および天仁噴火では、火砕流流出があった点が天明噴火と共通す

るが、大規模な火砕成溶岩の流出はなかった。大治および天仁噴火では、活動の後半に規模の大きいブルカノ式噴火が断続した点が天明噴火と大きく異なる。噴火推移に共通のパターンはみられないため、過去の噴火事例に基づく、将来的な大規模噴火の推移予測は容易ではない。ただし降下火砕堆積物に限ってみると、天明、大治、天仁および約 6500 年前噴火の堆積物では、多くの地点で層厚・粒径の大きい降下単位より下位に複数の小規模な降下単位がみられる。このことは、繰り返しマグマが上昇して小規模な噴火が断続した後に、クライマックスのサブプリニー式噴火に移行したことを示唆し、桜島大正噴火のように最初期に激しい火砕噴火を行う事例とは異なるといえる。

(3) 時代の古い堆積物ほど露出が断片的になり、12 世紀以前の噴火事例については、噴出物の種類、分布や層位関係を把握しにくくなる。高頻度で噴火する火山と比べた場合、浅間前掛火山では噴火の回数や間隔、噴出量を地質学的に決めるのが難しい。

## 謝 辞

荒牧重雄氏、高橋正樹氏、小屋口剛博氏、中村美千彦氏には浅間前掛火山の噴火様式について様々な議論をしていただいた。宮原智哉氏と竹本弘幸氏には浅間前掛火山の降下火砕堆積物についてご教示いただいた。平川貴司氏には工事現場の露頭を案内していただいた。野外調査の一部では、小尾英彰氏、奥井真人氏、桃井信也氏をはじめとする学友・後輩諸氏に同行いただいた。また堆積物の記載の一部には、日本大学文理学部地球システム科学科の黒澤貴之氏と秋元直也氏の卒業テーマ研究による成果も反映されている。防災科学技術研究所の長井雅史氏には観測井のボーリングコア試料についてご教示いただいた。下司信夫氏、及川輝樹氏には建設的な査読コメントをいただいた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

## 引用文献

- 新井房夫 (1979) 関東地方北西部の縄文時代以降の示標テフラ層。考古学ジャーナル, **157**, 41-52.  
 新井房夫 (1993) 上州の火山噴火の歴史, (新井房夫編), 火山灰考古学, 古今書院, 30-53.  
 Aramaki, S. (1956) The 1783 activity of Asama Volcano. Part I. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **27**, 189-229.  
 Aramaki, S. (1963) Geology of Asama Volcano. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo sec. 2*, **14**, 229-443.  
 荒牧重雄 (1968) 浅間火山の地質。地団研専報, **14**, 45p.  
 荒牧重雄 (1981) 浅間火山の活動史, 噴出物調査および Disaster Map と災害評価。文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, 自然災害科学総合研究班。噴火災

- 害の特質と Hazard Map の作成およびそれによる噴火災害の予測の研究。(研究代表者 下鶴大輔), 50-82.
- 荒牧重雄 (1990) 浅間火山天明・天仁噴火の総括と問題点. 日本火山学会秋季大会予稿集, 62.
- 荒牧重雄・安井真也・小屋口剛博・草野加奈子 (1998) 古記録・古文書に残された浅間火山天明3年の降下火砕堆積物の層厚. 火山, **43**, 223-237.
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R. and Sbrana, A. (2000) Plinian and subplinian eruptions. In *Encyclopedia of Volcanoes*, (Sigurdsson, H. ed), 477-494, Academic Press, San Diego.
- Druitt, T. H., Young, S. R., Bapchie, B., Bonadonna, C., Calder, E. S., Clarke, A. B., Cole, P. D., Harford, C. L., Herd, R. E., Luckett, R., Ryan, G. and Voight, B. (2002) Episodes of cyclic Volcanian explosive activity with fountain collapse at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. In Druitt, T. H. and Kokelaar, B. P. (eds) *The Eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. 281-306. Geol. Soc. London. Mem., **21**, Cambrian Press, UK.
- 古川竜太・中川光弘 (2010) 樽前火山地質図, 1: 30,000 火山地質図 15, 産業技術総合研究所, 地質調査総合センター.
- 下司信夫・宝田晋治・筒井正明・森 健彦・小林哲夫 (2010) 霧島火山新燃岳 2008 年 8 月 22 日噴火の噴出物, 火山, **55**, 53-64.
- 羽成琢磨 (2001MS) 降下火砕物の層厚の経年変化について. 日本大学文理学部地球システム科学科, 火山・岩石学研究室, 卒業論文, 28p.
- 原田恒弘・能登 健 (1984) 火山災害の季節. 群馬県立歴史博物館紀要, **5**, 1-22.
- 早川由紀夫 (2010) 浅間山の風景に書き込まれた歴史を読み解く. 群馬大学教育学部紀要自然科学編, **58**, 65-81.
- 今井 博・三ヶ田均 (1982) 1783 年天明三年浅間火山噴火に伴うテフラと古文書の研究. 火山, **27**, 27-43.
- 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—. 地質雑, **97**, 865-868.
- 井村隆介 (1995) 小噴火の累積でつくられた堆積物. 火山, **40**, 119-131.
- 井村隆介・小林哲夫 (1991) 霧島火山群新燃岳の最近 300 年間の噴火活動. 火山, **36**, 135-148.
- 加藤史恵・安井真也・高橋正樹 (2010) 浅間火山 1783 年噴火と 1108 年噴火の本質物質の見かけ密度と噴火機構. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **45**, 255-263.
- 勝井義雄・篠沢達也・知本康男・山田裕丈 (1986) 北海道駒ヶ岳の歴史時代の火砕流. 文部省科研費自然災害特別研究, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害」(代表者 荒牧重雄) 報告書, 91-113.
- 吉瀬 毅・中村美千彦・安井真也・吉田武義・長橋良隆 (2008) 浅間火山 B, B'. A 降下軽石中に含まれる石質岩片の成因. 日本火山学会講演予稿集, 31.
- 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, no.1, 1-12.
- 小屋口剛博 (2008) 噴火のタイプ, 噴火のエネルギーと規模, 噴火のメカニズム, 「火山の事典」 下鶴大輔, 荒牧重雄, 井田喜明, 中田節也 共編, 朝倉書店, 98-119.
- 前野 深・他 8 名 (2010) 浅間山 2009 年 2 月 2 日噴火の経緯と噴出物. 火山, **55**, 147-154.
- 水上 武 (1935) 最近の浅間火山の活動. 地震, **7**, 319-339.
- Minakami, T. (1942) On the distribution of volcanic ejecta (Part II.) The distribution of Mt. Asama pumice in 1783. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo*, **20**, 93-106.
- 峰岸純夫 (1993) 東国古代を変えた浅間天仁の噴火 (新井房夫編), 火山灰考古学, 古今書院, 111-127.
- 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.
- 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.
- 宮野義則・安井真也・遠藤邦彦・荒牧重雄 (1994) 花粉分析に基づく浅間 B-B' 間の噴火の推移と時間間隙. 日本火山学会講演予稿集, 198.
- 三浦恭子・高橋正樹・安井真也 (2007) 浅間前掛火山歴史時代大規模噴火噴出物の斑晶斜長石の比較記載岩石学. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **42**, 117-128.
- 宮崎 務 (2003) 浅間火山活動記録の再調査. 震研彙報, **78**, 4, 283-463.
- 長井雅史・他 8 名 (2011) 浅間山鬼押出火山観測井コア試料の岩相と層序. 防災科学技術研究所研究資料, **357**, 1-32.
- 中田節也・吉本宏充・小山悦郎・辻浩・ト部卓 (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.
- 能登 健 (1989) 古墳時代の火山災害—群馬県同道遺跡の発掘調査を中心にして—. 第四紀研究, **27**, 283-296.
- 能登 健 (1993) 考古遺跡にみる上州の火山災害. (新井房夫編), 火山灰考古学, 古今書院, 54-82.
- 老川和寛・宮地直道 (1985) ニッ岳降下軽石の層序と運搬堆積様式. 関東平野, **2**, 63-74.
- 奥野 充・中原宏輔・竹原 聖・片平 要・鮎沢 潤・小林哲夫 (2010) 霧島火山群, 新燃岳・昭和火山灰の 50 年間の体積変化. 福岡大学研究部論集 C, 理工学編, **2**, 43-47.
- 小野晃司・渡辺一徳・星住英夫・高田英樹・池辺伸一郎 (1995) 阿蘇火山中岳の灰噴火とその噴出物. 火山, **40**, 133-151.
- Reimer, P. J., et al., (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111-1150.
- 阪口 豊 (1989) 尾瀬ヶ原の自然史—景観の秘密をさぐる—. iv, 中公新書 928, 中央公論社, 229p.
- 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, **31**, 23-28.
- Shimano, T., Nishimura, T., Chiga, N., Shibasaki, Y., Iguchi, M., Miki, D. and Yokoo, A. (2013) Development of an automatic volcanic ash sampling apparatus for active vol-

- canoers. *Bull. Volcanol.*, **75**, 773.
- 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. 地学雑誌, **104**, 254-266.
- 早田 勉 (1990) 群馬県の自然と風土. 群馬県史, 通史編 1, 原始古代 1, 37-129.
- 早田 勉 (1995) テフラからさぐる浅間山の活動史. 御代田町誌, 自然篇, 22-43.
- 高橋正樹・安井真也 (2013) 浅間前掛火山のプロキシマル火山地質学及び巡検案内書—浅間前掛火山黒豆河原周辺の歴史時代噴出物—. 火山, **58**, 311-328.
- 高橋正樹・安井真也・土橋広宣 (2006) 流動化した火砕丘—浅間前掛火山舞台上溶岩と那須茶臼岳溶岩—. 月刊地球, **28**, 240-244.
- 高橋正樹・市川八州夫・安井真也・浅香尚英・下斗米朋子・荒牧重雄 (2003) 浅間・前掛火山天仁噴火噴出物の全岩化学組成と天明噴火噴出物との比較. 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要, **38**, 65-88.
- 高橋正樹・安井真也・市川八州夫・上岡優子・浅香尚英・阪上雅之・田中栄史 (2007) 浅間前掛火山噴出物の全岩主化学組成. 日本大学文学部自然科学研究所研究紀要, **42**, 55-70.
- 竹本弘幸・久保誠二 (1995) 群馬の火山灰. みやま文庫 140, 180p.
- 辻誠一郎・宮地直道・新井房夫 (2004) 南軽井沢地域の浅間火山テフラ層序と編年—環境・災害史研究の基礎として—. 国立歴史民俗博物館研究報告, 日本歴史における災害と開発, **2**, 118, 165-192.
- 津久井雅史 (2011) 浅間火山天明噴火: 遠隔地の史料から明らかになった降灰分布と活動推移. 火山, **56**, 65-87.
- 東方明弘・小林哲夫 (1993) 浅間火山, 天明噴火の推移と A'・B' 噴火の年代. 地球惑星科学関連学会 1993 年合同大会予稿集, J41-09.
- 山科健一郎 (1999) 桜島火山 1914 年噴火の噴煙高度—目撃資料の検討. 火山, **44**, 71-82.
- 安井真也 (1994) 浅間火山前掛期 “B' 降下スコリア” に記録されたマグマの不均質混合. 岩鉱, **89**, 439-453.
- 安井真也・小屋口剛博 (1998) 浅間火山 1783 年のプリニー式噴火における火砕丘の形成. 火山, **43**, 457-465.
- 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・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・高橋正樹・石原和弘・味喜大介 (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.
- Yasui, M., Takahashi, M., Shimada, J., Miki, D. and Ishihara, K. (2013) Comparative study of proximal eruptive events in the large-scale eruptions of Sakurajima Volcano: An-iei eruption vs. Taisho eruption. Submitted to the special issue of Sakurajima Volcano, *Bull. Volcanol. Soc. Japan.*, **58**, 59-76.
- 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.
- 吉本充宏・他 17 名 (2005) 浅間山 2004 年噴火の噴出物の特徴と降灰量の見積もり. 火山, **50**, 519-533.
- 理科年表. 国立天文台編, 丸善.

(編集担当 栗谷 豪)