

富士火山西麓に分布する玄武岩質火砕流の成因

前田美紀^{*,**}・宮地直道^{***}

(2011年3月29日受付, 2012年1月30日受理)

Origin of Basaltic Pyroclastic Flow Distributed on the Western Slope
of Fuji Volcano, Central JapanMiki MAEDA^{*,**} and Naomichi MIYAJI^{***}

Formation mechanism of basaltic pyroclastic flows has not been sufficiently clarified yet because basaltic pyroclastic flows do not occur as frequently as felsic ones. We studied the Osawa pyroclastic flow 3 deposit (OsPfl-3), which took place on the western flank of the Fuji volcano between 2.9 and 3.0 ka. OsPfl-3 has two flow units and one cooling unit, which have a combined volume of $6.2 \times 10^6 \text{ m}^3$. The flow overlies another unit composed of two scoria fallout deposits (YokSfa-2a and 2b) which sandwich a pyroclastic flow deposit (OtPfl). OsPfl-3 mainly consists of welded blocks and dense blocks with composition and petrographical characteristics of basaltic andesite. Some of the dense blocks have cracks on their surfaces and look like "cauliflower-shaped bomb". They have a flat surface on one side with concentration of vesicles near the surface. The matrix of OsPfl-3 has dense fragments that are thought to have originated from dense lava blocks and poorly vesiculated scoria. The emplacement temperature of the blocks is estimated to be higher than 580°C from thermoremanent magnetization measurements. These observations indicate that the blocks in the OsPfl-3 originated from welded pyroclasts, lava flow or lava lake at the summit crater. The sequence of the eruptions that formed OsPfl-3 and underlying deposits are summarized as follows: Stage 1: Deposition of fallout tephras (YokSfa-2a and 2b) and an intercalated pyroclastic flow (OtPfl) which are composed of fairly vesiculated scoria; Stage 2: Formation of lava flow or lava lake at the summit crater, and deposition of pyroclastics on the lava; Stage 3: Occurrence of the pyroclastic flow (OsPfl-3) caused by collapse of lava and pyroclastics. OsPfl-3 is prominently distributed on the western flank. This observation implies that the westward flow from the source lava that filled the summit crater could cross the lower part of the crater rim.

Key words: Basalt, Fuji volcano, Thermoremanent magnetization, Pyroclastic flow

1. はじめに

玄武岩質噴火は珪長質噴火に比べ爆発的な噴火が少ないため、火砕流が発生する頻度は少ない。このような玄武岩質火砕流の発生メカニズムは珪長質火砕流の場合と必ずしも同一ではなく、そのメカニズムについて近年多数の研究が進みつつある (Alvarado and Soto, 2002; Behncke

et al., 2003; Cole *et al.*, 2005; Miyabuchi *et al.*, 2006)。例えばコスタリカの Arenal 火山では火口壁の重力崩壊に伴う溶岩湖決壊により火砕流が発生したとされている (Alvarado and Soto, 2002)。また、日本の阿蘇火山中岳の泉川火砕流も半固結した溶岩湖あるいは火道でのマグマ水蒸気爆発などが起こって火砕流が発生したとされ、その

* 〒156-8550 東京都世田谷区桜上水 3-25-40
日本大学大学院総合基礎科学研究科
Graduate School of Integrated Basic Sciences, Nihon
University, 3-25-40 Sakurajosui, Setagaya-ku, Tokyo
156-8550, Japan

** 現在 〒220-8401 神奈川県横浜市西区みなとみらい
3-3-1 三菱重工横浜ビル 23 階
株式会社アイネット
I-NET Corp., 23F, MitsubishiJuko Yokohama Bldg., 3-3-1
minatimirai, Nishi-Ku, Yokohama 220-8401, Japan

*** 〒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, Collage of Humanities
and Sciences, Nihon University, 3-25-40 Sakurajosui,
Setagaya-ku, Tokyo 156-8550, Japan

Corresponding author: Miki Maeda
e-mail: m.maeda.6109@gmail.com

際火口壁も崩壊した可能性が指摘されている (Miyabuchi *et al.*, 2006; 宮縁・他, 2006). さらに, イタリアの Etna 火山では Fountain-collapse の噴出物が急斜面上に降下した場合や, 溶岩流に対し水や雪が関与した際に発生するマグマ水蒸気爆発が火砕流の引き金になるとされている (Behncke *et al.*, 2003, 2008; Behncke, 2009).

玄武岩質の成層火山である富士火山は最近約 1 万年間の活動の中で山頂や山腹で溶岩の流出と爆発的噴火を繰り返し, その間に度々火砕流を発生させてきた. 従来, 富士火山における火砕流堆積物に関する知見はわずかであったが (例えば, 町田, 1964; 上杉・他, 1987), 2000 年の富士火山の深部低周波地震を契機に富士山ハザードマップ検討委員会や関係機関, 研究者らによって富士火山の噴火実績の再検討が行われ, 多くの火砕流堆積物が発見された (例えば, 金子・他, 2004; 北垣・他, 2007). これらの火砕流の発生機構として, 急斜面にできたスコリア丘の崩壊により発生するモデル (田島・他, 2007; 吉本・他, 2004) や, 噴煙柱からの降下火砕物が安息角を超える急斜面に堆積できず転動することによって発生するモデル (Yamamoto *et al.*, 2005) が提案されている. 本論では, 前者を“スコリア丘崩壊型”, 後者を“降下火砕物転動型”と呼ぶ.

これらの調査を通じて富士火山の西側斜面には 3.2~2.5 ka に発生した複数の火砕流堆積物が分布することが明らかになった (Yamamoto *et al.*, 2005; 田島・他, 2006). Yamamoto *et al.* (2005) は当地域に SYP1~4 の 4 層の火砕流堆積物を認め, いずれの堆積物も塊状部とサージ部から成るとした. そしてこれらの堆積物の発生機構として降下火砕物転動型を提案している. ただし, SYP1~4 に含まれる本質物は多様で, それぞれの詳細な発生機構は検討されていない. このうち SYP3 は町田 (1977) より大沢火砕流 3 堆積物と定義された火砕流堆積物で, 顕著な高温酸化帯および緻密なスコリアや密度の大きな「火山弾」を含む (田島・他, 2006). SYP1~4 に含まれる火山弾および石質岩片は基本的には 50 cm 以下とされているものの (Yamamoto *et al.*, 2005), 大沢火砕流 3 堆積物にはしばしば直径 1 m 以上の「火山弾」状の岩塊を含む. このため, 大沢火砕流 3 の発生機構は他の火砕流と比べ特異である可能性が高い.

そこで, 本研究では大沢火砕流 3 堆積物 (以下 OsPfl-3 と呼ぶ) とその直下から新たに見つかった同時期の火砕流について現地での岩相区分および室内での粒度分析・構成物分析・岩石学的分析・古地磁気分析を行った. そしてこれらの調査, 分析結果をもとに OsPfl-3 の発生機構を再検討した.

2. 調査・分析方法

火砕流堆積物の分布を把握するため, 国土交通省富士砂防事務所による赤色立体地図 (2005 年度航空レーザ計測) を用いて地形判読を行った.

粒度分析は, 試料を恒温乾燥機により 110°C で 24 時間以上乾燥させた後, -4.5ϕ (22.6 mm) 以下の粒径について行った. $-4.5 \sim +4.0 \phi$ (0.0625 mm) までは 0.5 ϕ 間隔の乾式篩を用いて手篩いで, それよりも細粒な粒子についてはレーザ回折粒度分析装置 (島津製作所製 SALD-3200) を用いて分析した. 粒度分布は -4.5ϕ 以下を 100% に規格化することにより求めた. 粒度分析結果のパラメータは Inman 法 (Inman, 1952) による.

構成物分析は, 粒度分析で得られた火山灰および火山礫について行ったほか, 現地にて岩塊についても行った. このうち火山灰は粒径の違いによる構成物の差違の発生を避ける必要がある. そこで, 構成物の垂直変化を調べる際, 全ての層準で 200 粒以上を含む粒径 $+1.0 \sim +1.5 \phi$ (0.5~0.4 mm) の粒子を対象を統一し, 実体顕微鏡下で観察して構成物を区分した. また, ここでは $-10.0 \sim -6.0 \phi$ (1024~64 mm) のサイズのものを岩塊とし, 現地にて岩塊を各層 20 個以上肉眼観察して区分した. ただし, 後述する大沢火砕流堆積物は岩塊が少ないため 10 個の岩塊を観察した. 火砕物のみかけ密度の測定はガラスビーズ法 (佐々木・勝井, 1981) による.

全岩化学組成分析は, 東京大学地震研究所の蛍光 X 線分析装置 (Rigaku ZSX Primus II) を用いて行い, 希釈率 6 倍で作成したガラスビードにより主成分および微量元素を測定した. 測定方法は谷・他 (2002) に従った. なお, 試料は前処理として 1 cm 程度の岩片チップにした後, 純水で十分に洗浄して, めのう乳鉢で粉碎した.

古地磁気分析は直径 5 cm 以上の礫・岩塊試料と火山灰サイズの基質試料について行った. このうち, 礫・岩塊試料は現地にて定方位ブロック試料として採取した. 持ち帰った試料は石膏により固定し, 卓上コアピッカーを用いてくり貫いた. 一方, 基質試料は直径 25 mm・高さ 20 mm に切断した円筒形のアルミパイプを, 水平に切り出した単層の表面に垂直に打ち込み, 方位付けをした後, 耐熱性のセラミック接着剤 (東亜合成化学製アロンセラミックタイプ D) により封入して採取した. なお, セラミック接着剤の残留磁化強度は非常に小さく ($4.435 \times 10^{-8} \sim 1.477 \times 10^{-7} \text{ Am}^2$), その後の分析に影響はないと判断した. 試料の熱消磁には熱消磁装置 (夏原技研製 DEM-8602) を用い, 磁気測定にはスピナー磁力計 (夏原技研製 SMD-88) を使用した. なお, OsPfl-3 堆積当時 (3.0 ka) の磁化方向は, The GEOMAGIA50 database (Donadini *et al.*, 2006; Korhonen *et al.*, 2008) にもとづき箱根火山の

大涌谷火砕流堆積物 (2.9ka)と同じ磁化方位 (Tanaka, 1982)と仮定した。

放射性炭素年代測定は(株)パレオ・ラボに依頼し、加速器質量分析法 (AMS法)により測定した。 ^{14}C 年代 (yrBP)の算出には、 ^{14}C の半減期として Libby の半減期 5568年を使用するとともに、暦年較正には OxCal3.10 (較正曲線データ, INTCAL04: Bronk, 1995, 2001)を使用した。

3. 調査地域の概要

調査地域は富士火山西麓～南西麓を流れる大沢川および大久保沢の中流域にあたる (Fig. 1)。大沢川が流れる大沢は富士火山山頂部の剣が峰北方の標高 3730m に源を発し、その西方約 8km の標高 900m の岩樋終端部と呼ばれる地点まで続く谷である。そしてさらにその下流には大沢扇状地を形成する。本調査地域が位置する大滝から岩樋終端部の間の地形の平均傾斜角度は $5\sim 10^\circ$ である (岩塚・町田, 1962)。

大沢のうち源頭域にあたる山頂から標高 2200m 付近までの区間は崩壊が激しく大沢崩れと呼ばれる。大沢崩れには現在の大沢の谷地形に先立ち、古大沢と呼ばれる

谷地形が 3.0ka には存在していたとされている (岩塚・町田, 1962)。田島・他 (2006) は中期溶岩流出時 (3.5~2.0ka) には西側斜面に広い谷が存在していた可能性を指摘している。また, Yamamoto *et al.* (2005) は大沢崩れの外側の斜面が安息角を超えるため、大沢崩れが発達する以前にも富士火山の西側斜面は安息角を超える急斜面であったとしている。

この地域には OsPfl-3 のほか、4.0ka に発生した岩樋火砕流堆積物 (田島・他, 2006) や 3.2ka に発生した大沢火砕流 2 堆積物 (町田, 1977) または SYP1 (Yamamoto *et al.*, 2005), 2.5ka に発生したとされる SYP4 (Yamamoto *et al.*, 2005) などの火砕流堆積物が存在する。

4. OsPfl-3 の分布域, 調査地点および噴出量

OsPfl-3 は大沢川流域およびその南方の大久保沢流域に分布する (Fig. 1)。既往の現地調査より OsPfl-3 は大沢川流域の北方では確認されておらず、OsPfl-3 より上位の SYP4 が分布することが知られている (Yamamoto *et al.*, 2005)。また、本研究による現地調査では OsPfl-3 を覆う堆積物は層厚が 1m 程度の土壌および風化火山灰層であった。このため、大沢川流域以南に認められる火砕流

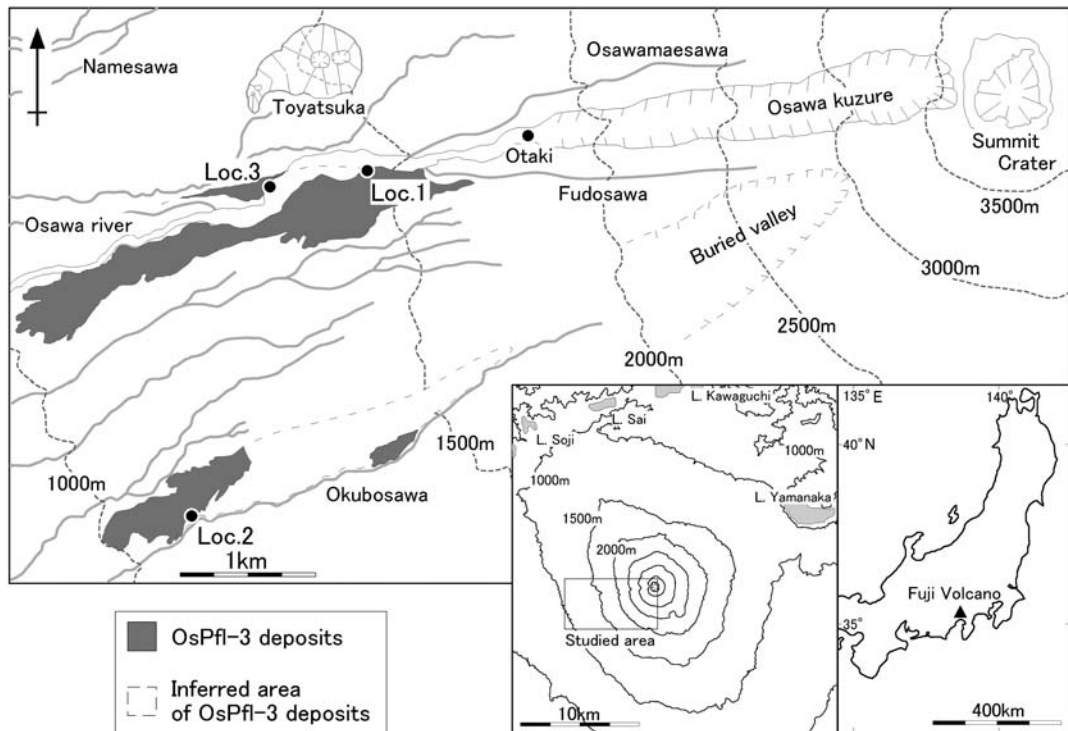


Fig. 1. Location map of studied area around the western flank of Fuji volcano. The dark-colored area represents OsPfl-3 and the area enclosed by the dashed line shows the inferred area of OsPfl-3 identified by geographical classification based on the Red Relief Image Map (the Fuji Sabo office of the Ministry of Land, Infrastructure, Transport, and Tourism).

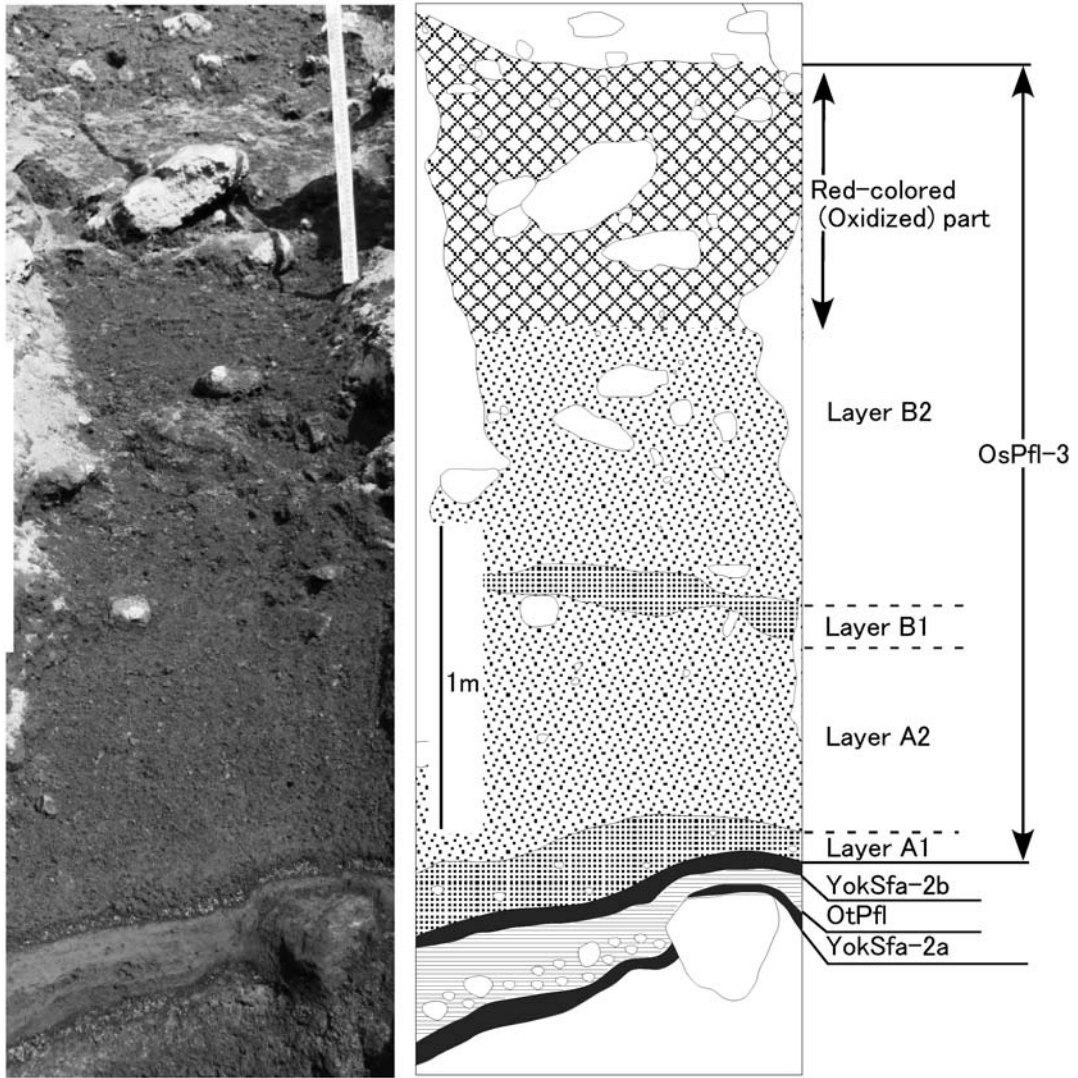


Fig. 2. Photograph and sketch of OsPfl-3, OtPfl, and YokSfa-2a and -2b at Loc. 1.

地形は OsPfl-3 が作る地形と思われる。そこで赤色立体地図をもとに明瞭な火砕流条溝や舌状流（守屋，1983）が認められる範囲を識別し、これを OsPfl-3 の分布域と推定した。

実際に露頭で OsPfl-3 を確認できたのは、大滝下の Loc. 1（標高 1467m）と大久保沢の Loc. 2（標高 1109m）のみであった（Fig. 1）。このほか現在は失われた大沢川沿いの横崩れの露頭（Loc. 3；標高 1337m）でも OsPfl-3 が確認されている（例えば、田島・他，2006）。大久保沢よりも南方にも認められる火砕流の表面地形は、現地調査の結果、OsPfl-3 以外の火砕流のものであった。そこで、OsPfl-3 の詳細な調査は Loc. 1 と Loc. 2 の 2 地点で

行った。

赤色立体地図より OsPfl-3 の分布面積は約 2 km² と見積もられた。OsPfl-3 の Loc. 1, 2 における層厚および Loc. 3 の層厚（田島・他，2006）の平均値は 3.1 m である。この値を OsPfl-3 の平均層厚と仮定すると、OsPfl-3 の噴出量は $6.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ となる。

5. OsPfl-3 の層序と産状

大沢川中流部の Loc. 1 では、3.2 ka の大沢スコリア層（町田，1964）および 3.0 ka の猪の窪ラハール A 堆積物層（田島・他，2006）の上位に土壌層とラハール堆積物、さらに降下テフラ層などを挟み OsPfl-3 を確認できる。

上位のラハール堆積物と OsPfl-3 の間に時間間隙を示す土壌は確認できなかったものの、ラハール堆積物の上面には浸食構造が認められた。

この上位のラハール堆積物は、2層の降下火砕物とその間に挟まれた不淘汰堆積物、そして OsPfl-3 により覆われる。2層の降下火砕物は岩相層位的に田島・他(2006)の横崩れ降下スコリア-2堆積物(YokSfa-2)に相当する。ただし、これらの降下火砕物の間に未記載の不淘汰堆積物が挟まれることから、それぞれの降下火砕物を下位から横崩れ降下スコリア-2a堆積物(YokSfa-2a)および横崩れ降下スコリア-2b堆積物(YokSfa-2b)と呼ぶ。また、YokSfa-2に挟まれた未記載の不淘汰堆積物は大量火砕流堆積物(OtPfl:新称)と呼ぶ。OtPflの上位のYokSfa-2bは整合でOsPfl-3により覆われる。OsPfl-3は岩相上の特徴より下位からA層とB層に区分でき、両者の境界は明瞭である(Figs. 2, 3)。以下にこれらの堆積物の岩相上の特徴を述べる。

横崩れ降下スコリア-2a堆積物(YokSfa-2a)

YokSfa-2aは淘汰が良く気泡に富む黒色のスコリア質火山灰および火山礫よりなる。Loc.1では下位のラハール堆積物の上面を1~3cmの厚さで一様に覆う。スコリアは粒径が平均1~2mm、最大5mmで刺状を呈するものが多い。南方のLoc.2では層厚が1cmと薄く、粒径は中粒砂サイズと細粒になる。

大量火砕流堆積物(OtPfl:新称)

OtPflは紫灰色で中粒砂~細粒砂サイズのスコリア質火山灰を主体とし、細~大礫を含む基質支持のやや淘汰の悪い堆積物である。2方向の断面調査より本層は谷埋め構造を示し、Loc.1では層厚が5~20cmと側方に変化する。本層の上半部は細砂サイズの火山灰から、下半部は中粒砂サイズの火山灰からなり、礫を含み、弱い斜交層理を示す。火山灰はYokSfa-2a・2bと同質の刺状スコリアよりなる。また、下半部より直径1cm、長さ5cmの炭化木片が発見された。本層中に含まれる礫の平均粒径は1~3cm、最大粒径は15cmである。形状は亜円礫で、礫種は緻密な黒灰色および赤色の玄武岩質岩片などである。Loc.2では層厚が約10cmとLoc.1よりも薄く、礫もほとんど含まない。また、最下部より直径2.5cm、長さ12cm以上の炭化木片が発見された。上記の岩相の特徴に加え、炭化木片を含むこと、また古地磁気分析結果(10章)より定置温度が高温であったと推定されることから、本層は火砕流堆積物と判断される。

横崩れ降下スコリア-2b堆積物(YokSfa-2b)

YokSfa-2bは淘汰が良く気泡に富む黒色のスコリア質火山灰および火山礫よりなる。少なくとも3つの降下単位からなり、下位のOtPflの上面を一様に覆う。Loc.1

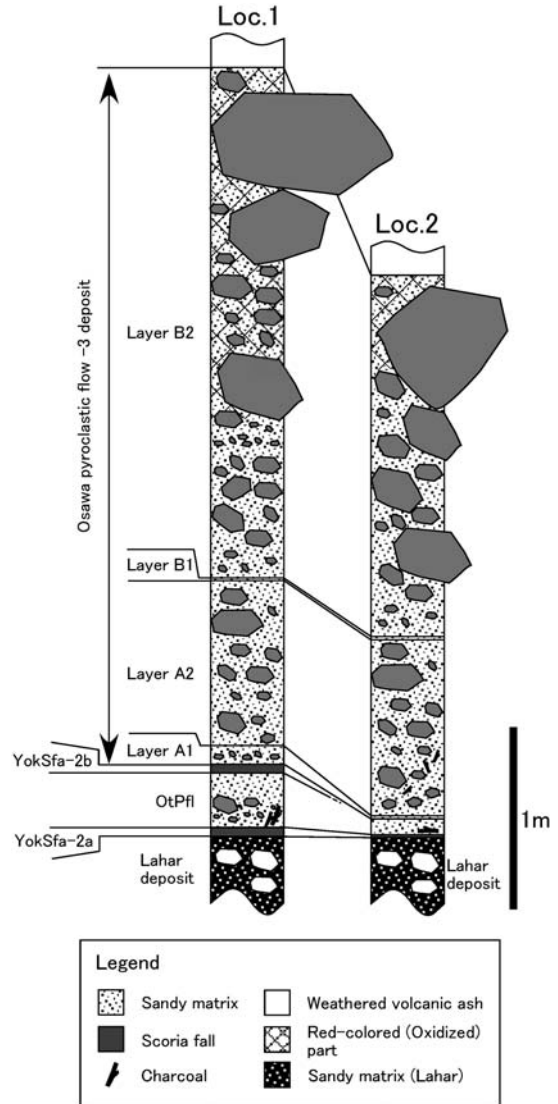


Fig. 3. Columnar section at Loc. 1 and Loc. 2.

では全体の層厚は約10cmを示すものの、上位のOsPfl-3によりしばしば大きく削剥される。スコリアは粒径が平均1~2mm、最大8mmで刺状を呈するものが多い。また、スコリアの表面にはしばしば白色変質物が付着している。本層はLoc.2には認められない。

大沢火砕流3堆積物A層(OsPfl-3-layer A)

大沢火砕流3堆積物A層は下位のA1層と上位のA2層に分かれ、両者の境界は漸移的である。

A1層は黒灰色で細粒砂サイズのスコリア質火山灰を主体とし、細~中礫をわずかに含む堆積物である。A2層と比較すると淘汰は良く、弱い斜交層理を示す。2方

Table 1. Results of ^{14}C age determination for charcoal of OsPfl-3 and OtPfl.

Unit	Lab Code	Loc.	Material	^{14}C age (yrBP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yrBP)	Calibrated result (1 σ : cal B.C.)
OtPfl	PLD-10163	1	Charred wood fragment	2,885 \pm 20	-24.81 \pm 0.22	2,886 \pm 22	1,115-1,095 (12.3%)
							1,090-1,015 (55.9%)
OtPfl	PLD-14021	2	Charred wood fragment	2,915 \pm 20	-28.32 \pm 0.12	2,916 \pm 20	1,188-1,182 (3.6%)
							1,155-1,146 (5.1%)
							1,130-1,052 (59.5%)
OsPfl-3 LayerA2	PLD-14022	2	Charred wood fragment	2,955 \pm 20	-25.81 \pm 0.14	2,956 \pm 20	1,252-1,242 (6.3%)
							1,213-1,129 (61.9%)

向の断面調査より本層は谷埋め構造を示し、Loc. 1 では層厚は2~8 cm と側方に変化する。本層中に含まれる礫はYokSfa-2b 中に含まれるものと類似した平均1~2 mm、最大4 mm のスコリアである。Loc. 2 では層厚が2~15 cm と側方に変化する。直径2~5 cm の中礫をわずかに含むもののLoc. 1 のようなYokSfa-2b に類似したスコリアは認められなかった。

A2 層は黒灰色で細粒砂~中粒砂サイズのスコリア質火山灰を主体とし、中~巨礫を含む基質支持の淘汰の悪い堆積物である。2 方向の断面調査より本層は谷埋め構造を示し、Loc. 1 での層厚は40~100 cm と側方に変化する。本層中に含まれる礫の平均粒径は5~15 cm、最大粒径は35 cm である。Loc. 2 では、層厚は80~140 cm である。礫の平均粒径は10~20 cm、最大粒径は30 cm で、Loc. 1 に比べて含まれる礫は大きい。また、下部には炭化木片がしばしば発見され、大きいものでは直径2 cm、長さ15 cm 以上であった。本層中に含まれる礫の多くは亜円~亜角礫で、新鮮で緻密な黒灰色の玄武岩質岩片が多く、新鮮で多孔質な灰色の玄武岩質岩片なども含む。

大沢火砕流 3 堆積物 B 層 (OsPfl-3-layer B)

大沢火砕流 3 堆積物 B 層は下位の B1 層と上位の B2 層に分かれ、両者の境界は漸移的である。

B1 層は紫褐色で細粒砂サイズのスコリア質火山灰を主体とし、細~中礫をわずかに含む堆積物である。B2 層と比較すると淘汰が良い。本層の層厚は3~10 cm と側方に変化する。本層中に含まれる礫の平均粒径は約0.5 cm、最大粒径は1 cm である。礫の多くは角礫で、礫種は緻密な玄武岩質岩片であった。Loc. 2 では層厚は5~20 cm と側方へ変化する。本層に含まれる礫の平均粒径は約1~2 cm、最大粒径は15 cm と Loc. 1 に比べ粗粒な礫が多い。

B2 層は黒灰色でシルト~中粒砂サイズのスコリア質火山灰を主体とし、大~巨礫を含む基質支持の淘汰が悪い堆積物である。Loc. 1 での層厚は約300 cm である。本層中に含まれる礫の平均粒径は20~30 cm で、最大粒

径は120 cm である。礫の多くは亜円~角礫で、礫種は新鮮で緻密な黒灰色の玄武岩質岩片、新鮮またはやや風化・酸化した緻密な明灰色の玄武岩質岩片である。B2 層の上部には直径50~100 cm 程度の岩塊が富み、逆級化構造が認められる。また、最上部から約100 cm は赤色の高温酸化帯が発達している。Loc. 2 では層厚が150~200 cm、礫の平均粒径が20~30 cm、最大粒径が130 cm である。本層中に含まれる礫には Loc. 1 で認められる礫の他に変質した赤色の岩片やガラス質の玄武岩質岩片も含まれる。また、最上部から約50 cm 程度は赤色の高温酸化帯が発達している。

6. 堆積物の年代

OsPfl-3 について今回得られた年代測定値は、既往の値とはほぼ同じであった (Table 1)。年代測定結果を暦年較正年代の1 σ の範囲で確率の最も高い値により示すと、Loc. 1 の OsPfl-3 直下の OtPfl に含まれていた炭化木片の年代は、1,090~1,050 cal B.C. (55.9%) であった。また、Loc. 2 の OtPfl および OsPfl-3 の A2 層中に含まれていた炭化木片の結果はそれぞれ1,130~1,052 cal B.C. (59.5%)、1,213~1,129 cal B.C. (61.9%) であった。従来、OsPfl-3 (SYP3)の年代を山元・他 (2005) は1,060~970 cal B.C. (68%)、田島・他 (2006) は1,120~1,000 cal B.C. としてきた。これらの年代値は今回の値と大きな矛盾はなく、総合的に判断すると OsPfl-3 の形成年代は3.0~2.9 ka と考えられる。

7. 粒度特性

OsPfl-3 は A2・B2 層の淘汰度が3.0 と淘汰が悪く細粒成分に乏しい (Fig. 4)。特に OsPfl-3 は A2・B2 層ともに、-3 ϕ 、+2 ϕ に粒度分布の最頻値を有し、+4 ϕ よりも細粒な部分の割合が10% 以下であった。A1・B1 層はともに淘汰度がおよそ2.5 と A2・B2 層に比べ淘汰が良い。また、+2 ϕ に粒度分布の最頻値を有し、+4 ϕ よりも細粒な部分の割合が A2、B2 層と同様に10% 以下である。

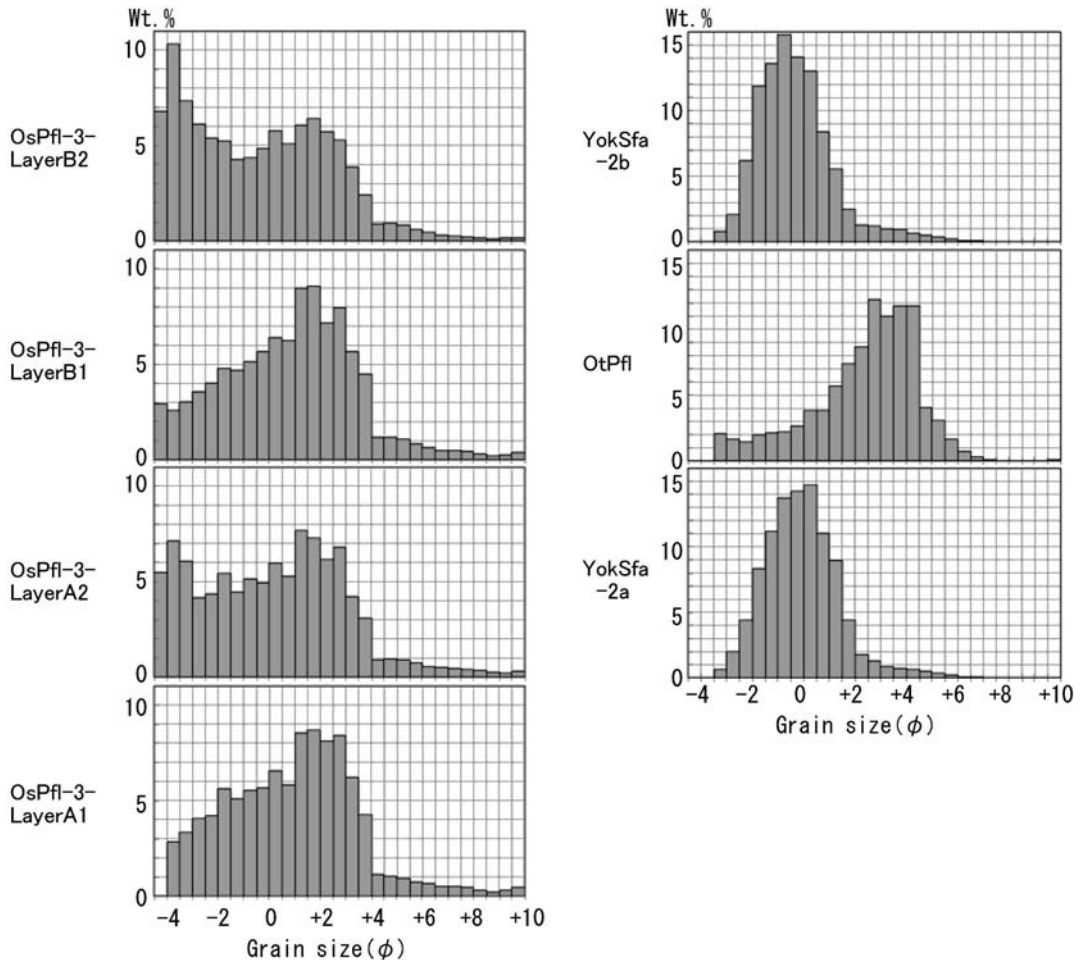


Fig. 4. Grain size histograms of OsPfl-3, OtPfl, and YokSfa-2a and 2b. Samples were collected at Loc. 1.

OtPfl は淘汰度が 1.9 と淘汰がよく、+4 φ よりも細粒な部分の割合が約 20% である。なお、YokSfa-2a・2b はともに淘汰度が 1.3 と淘汰がよく、+4 φ よりも細粒な部分の割合が約 2% である。

これらの試料の粒度分布を Rosin-Rammler 図 (Rosin and Rammler, 1933) で示すと、OsPfl-3 は +1 φ を境に傾斜がわずかに急になるものの、概ね直線的な変化を示す (Fig. 5)。一方、OtPfl の粒度分布はこれとは異なり複数の曲線群よりなり、特に +3 ~ +6 φ の間の傾斜が急である。このような粒度分布の特徴は 1991 年 9 月 15 日に発生した雲仙普賢岳の火砕流堆積物の分析結果 (Fujii and Nakada, 1999) と類似する。

また、露頭を撮影した画像をもとに -4 φ より粗粒な粒子のサイズを計測し、全粒径に占める割合を検討した。その結果、A2 層、B2 層ではそれぞれ岩塊サイズに当たる -10 ~ -6 φ は全体の 23% と 27%、-6 ~ -4 φ は 2%

と 10%、そして -4 φ よりも細粒な部分は 75% と 63% であった。

8. 構成物分析

8-1 火山礫～火山灰の構成粒子

8-1-1 構成粒子のタイプ

OsPfl-3 中の火山礫および火山灰は、外形および気泡や斑晶の特徴にもとづき 4 種類に区分できる。すなわち、タイプ I：比較的緻密な岩片、タイプ II：気泡に富むスコリア、タイプ III：気泡に乏しいスコリア、タイプ IV：その他の緻密で斑晶に富む岩片・変質した岩片および結晶などである (Fig. 6)。なお、タイプ I～III の斑晶量は少ない。以下にタイプ IV を除く各タイプの特徴を述べる。

タイプ I：黒灰色の岩片で、見かけ密度は約 2.0 g/cm³ である。外形は垂円礫状～角礫状で、気泡の大きさや分

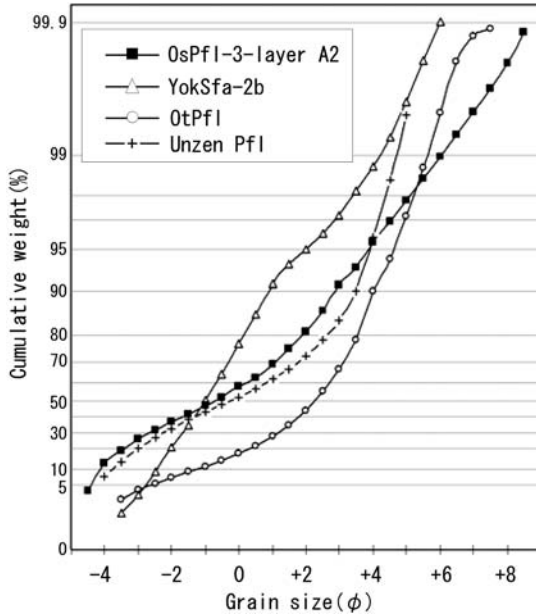


Fig. 5. Rosin-Rammler plots of granulometric data of OsPfl-3, OtPfl, YokSfa-2a and -2b, and Unzen 1991 pyroclastic flow (Unzen Pfl). Data of Unzen Pfl was referenced from Fujii and Nakada (1999).

布は不均一であり、スコリア質の部分もある。約 0.5 mm の自形や破片状の斜長石斑晶を含み、約 0.1 mm のカンラン石がわずかに認められる。

タイプⅡ：黒色の新鮮なスコリアで、みかけ密度は約 0.8 g/cm³である。平均 0.2 mm 程度の気泡に富む。表面は刺状のものが多い。0.3~0.5 mm の自形や破片状の斜長石斑晶をわずかに含み、まれに 0.2 mm のカンラン石が認められる。

タイプⅢ：黒灰色の新鮮なスコリアで、見かけ密度は約 1.5 g/cm³である。気泡は 0.2 mm 以下のものが中心である。表面は角が取れた亜円~円礫状である。0.3~0.5 mm の自形の斜長石斑晶をわずかに含む。まれに 0.2 mm のカンラン石が認められる。

8-1-2 各層の構成粒子の構成比

OsPfl-3 中の粒径ごとの構成物の比率はタイプⅠが大半を占める。OsPfl-3 の A2 層では、各粒径ともタイプⅠが大半を占め、タイプⅢが 10~20% を占める。OsPfl-3 の B2 層では、各粒径ともタイプⅠが大半を占め、タイプⅢが 1~20% を占める (Fig. 7A)。+1.0~+1.5 φ の粒子について垂直方向の構成物の変化をみると、YokSfa-2a・2b、OtPfl ではタイプⅡが全体の 70~90% を占め、残りの大半はタイプⅠよりなる (Fig. 7B)。なお、OtPfl はタイプⅣを 5~10% 含む。これに対し OsPfl-3 は A、B 層

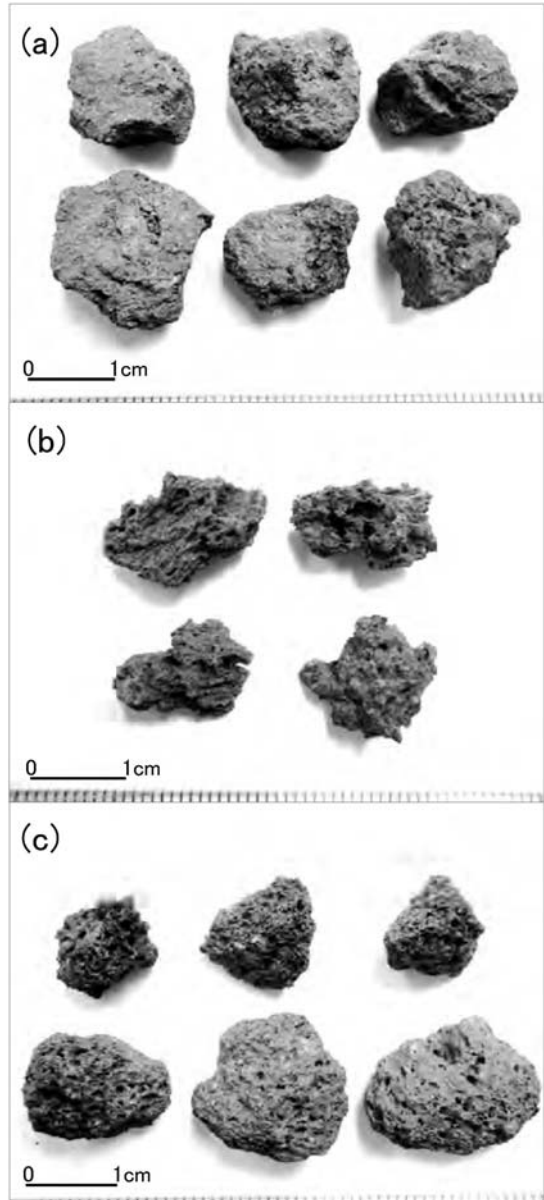


Fig. 6. Typical grains of OsPfl-3. a: Dense clasts (Type I), b: Well-vesiculated scoria (Type II), c: sparsely vesiculated scoria (Type III).

ともにタイプⅠが 60~80% を占め、次いでタイプⅢが概ね 20~25% 含まれる。タイプⅡは OsPfl-3 の A1 層で約 5% 含まれるものの A2 層および B1・B2 層での含有率は 5% 以下である。

8-2 岩塊の構成物

8-2-1 岩塊のタイプ

OsPfl-3 に含まれる岩塊は、気泡や斑晶の特徴にもと

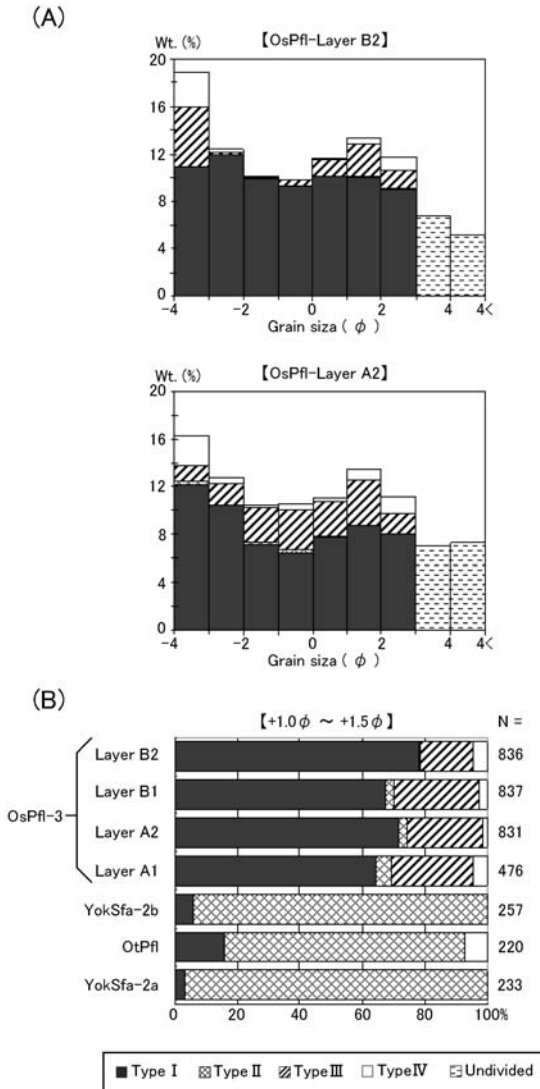


Fig. 7. (A) Grain size distribution and components of OsPfl-3-layers A2 and B2 for grains finer than -4 phi (one phi interval). (B) Grain components of OsPfl-3, OtPfl, and YokSfa-2a and -2b between +1.0 and +1.5 phi.

づき 3 種類に区分できる (Fig. 8). タイプ A : 直径 2~3 mm の斜長石およびカンラン石斑晶に富む複数のスコリアが結合した黒灰色の溶結火砕岩塊, タイプ B : 直径 2~3 mm の斜長石およびカンラン石斑晶に富む黒灰色の緻密な岩塊, タイプ C : 直径 3~5 mm の斜長石, カンラン石, 単斜輝石の斑晶に富む明灰色や赤色のその他の岩塊である. これらの岩塊のうち, タイプ A およびタイプ B の岩塊は破断面に白色物質が付着している場合がある. なお, タイプ A・B の溶結度合は漸移的に変化する

ため, 溶結火砕岩であるか溶岩であるかの識別が困難である岩塊についてはタイプ B に分類した.

タイプ B は表面形態の違いにより, タイプ B1, タイプ B2 に細分できる. タイプ B1 は表面に割れ目を持たない岩塊, タイプ B2 は割れ目を持つ岩塊である. タイプ B の岩塊には一部の面が平坦面をなし, その他が曲面からなる饅頭型を呈するものがある. 特にタイプ B2 の割れ目はこの曲面部分に発達し, その深さは岩塊の直径の半分近くの深さまで達する場合もある (Fig. 8c). 岩塊の中心部には直径 0.1~0.8 mm の不定形の気泡がごくわずかし認められないものの, 岩塊表面の厚さ約 10 mm の範囲には直径 0.5~1.0 mm の楕円形の気泡がしばしば認められる. これらの気泡の多くは斜長石斑晶の側面を取り囲むように発達する (Fig. 8e). 本論ではタイプ B2 の岩塊を「カリフラワー状火山弾」と呼ぶ.

8-2-2 各層の岩塊の構成比

岩塊の構成物の割合は OtPfl, OsPfl-3 とともにタイプ A が 30~50% 占める (Fig. 9). また, OsPfl-3 の A・B 層ともにタイプ B が 20~60% を占め, 特に最上位の B2 層には他の層に比べタイプ B2 が多い. 一方, OtPfl にはタイプ C の岩塊が約 40% 含まれる. OsPfl-3 の A・B 層に含まれるタイプ C の割合は 5~10% である.

9. 全岩化学組成

OsPfl-3 に含まれる火砕物の SiO₂ 含有量はいずれも 52.3~52.5 wt.% であった (Fig. 10). いずれの構成物も SiO₂ 変化図上では 2.0~3.0 ka の富士火山の溶岩組成上にプロットされ, タイプ IV および Loc. 1 で採取した大沢火砕流 2 堆積物 (OsPfl-2) の試料を除き, 狭い範囲に集中する. また, Cu 含有量は発泡の良いスコリアからなるタイプ II が他の試料に比べ 100~200 ppm 多い.

10. 古地磁気分析測定結果

OsPfl-3 および OtPfl の自然残留磁化方位は, 一部のタイプ C の岩塊を除きほとんどの試料が単成分で, 各層位で磁化方位はよく集中する (Fig. 11, Table. 2). OtPfl および OsPfl-3 の B1 層基質部, OtPfl 中のタイプ A・B1 の岩塊および OsPfl-3 の A2・B2 層中の全ての岩塊は単成分を示し, 3.0 ka 頃の磁化方位に集中した. OtPfl のタイプ C の岩塊の磁化方位は 2 成分を示し, 高温成分は集中しなかったものの, 低温成分はタイプ A・B1 と同様, 3.0 ka 頃の磁化方位に集中した. また, 段階熱消磁実験中に帯磁率の大きな変動は見られなかった.

堆積物中の岩塊の自然残留磁化方位が堆積当時の磁化方位と一致する場合, キュリー一点以上で定置したと考えられる (Aramaki and Akimoto, 1957). 本論では, 磁化方

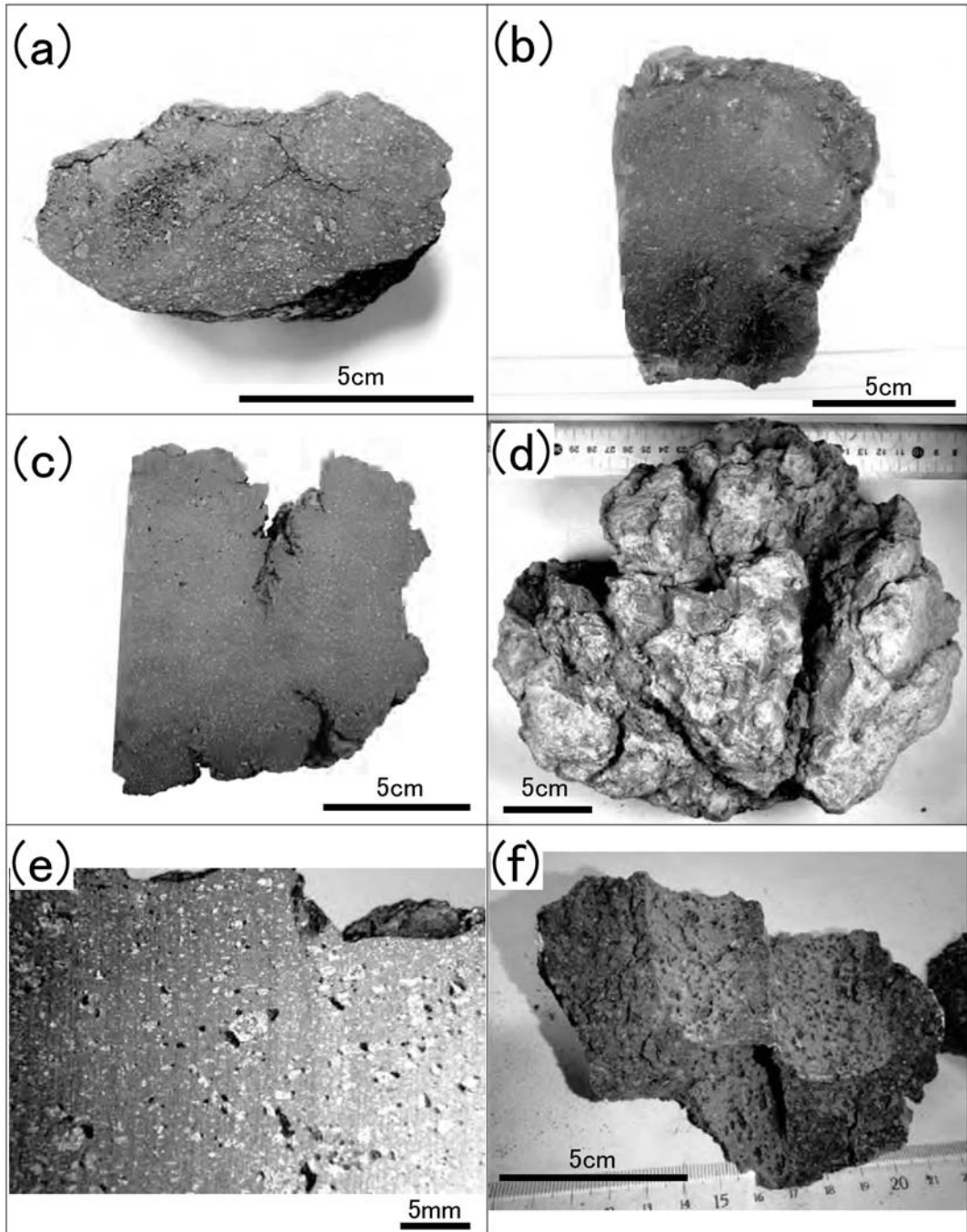


Fig. 8. Typical blocks included in OsPfl-3. a: Cross section of weakly welded rock (Type A), b: Cross section of dense rock without cracks (Type B1), c: Cross section of dense rock with cracks (Type B2), d: External shape of dense rock with cracks (Type B2), e: Vesicles connected to phenocrysts in dense rock with cracks (Type B2), f: Cross section of vesiculated rock (Type C).

位が堆積当時の地球磁場方向と一致し、さらに同じ単層内で一致する場合、藤沢・他(2001)の方法に従い、段階熱消磁による磁化強度変化が全体の約5%以下になる直前の消磁温度を堆積温度の最小の見積もりとした。一方、残留磁化方向が単成分からなるものの、同一単層内で集中しない場合や異なる方向を示す場合は定置温度を常温とした。また、残留磁化方向が低温成分と高温成分の2成分からなり、低温成分の方向が単成分の磁化方向と概ね一致する場合、低温成分の最大の消磁温度を定置温度とした。

定置温度の推定の結果、タイプAやタイプB1の岩塊や基質は450~540℃、タイプCの岩塊は540~580℃といずれも高温で定置したと考えられる(Table. 3)。これらの試料のうち、タイプAおよびタイプB1の岩塊は540℃までに完全に消磁するものの、タイプCの岩塊は540℃を超えても完全には消磁しない。このことからタイプCの岩塊のみがより高温に熱せられたわけではなく、タイプA・B1に含まれている磁性鉱物は540℃を超える温度の熱履歴を残すことができない種類の鉱物であったと考えられる。したがって、より高温の熱履歴を保持するタイプCがOsPfl-3の定置温度を示していると考えられる。これらのことから、OsPfl-3は580℃以上で、OtPflは540℃以上で堆積したと推定される。

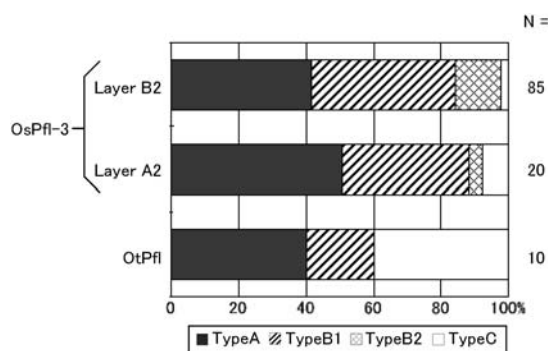


Fig. 9. Components of OsPfl-3 and OtPfl blocks.

11. 考 察

11-1 大沢火砕流3を構成する構成岩塊の起源

OsPfl-3を構成する岩塊は溶結火砕岩(タイプA)が最も多く、さらに緻密岩塊(タイプB)が次いで多い(Fig. 9)。また、タイプBの一部にはスパッターなどが強溶結して形成されたと考えられる火砕岩が含まれる。このような岩相上の類似性や、いずれも新鮮かつ全岩化学組成も同一であることから、タイプA・Bは一連の噴出物であると考えられる。また、火山礫~火山灰の構成粒子で最も多かったタイプIは斑晶組み合わせや全岩化学組成より、タイプA・Bの破片の混合物と考えられる。これに対し、タイプCは斑晶の量や種類が異なることからタイプA・Bとは異なるマグマに由来すると考えられる。タイプCは比較的新鮮で斜長石やカンラン石のほかに単斜輝石を含むことから、その一部は大沢崩れ一帯に分布する大沢溶岩(津屋, 1968)に対比される可能性が高い。

タイプA・Bのような多量の溶結火砕岩と緻密な溶岩が共存するような火砕流を小規模な火砕丘起源からの再堆積物と考えることは難しく、これらの岩塊は例えば溶岩流や溶岩湖、あるいは火口近傍でそれらの上に溶岩噴泉が降り積もって溶結したものなどを起源とすることが考えられる。

玄武岩質火山の火口近傍では溶岩噴泉の形成とともに強溶結した火砕成溶岩流が既存の火口を埋め立て、溶岩湖をつくる場合がある。例えば、伊豆大島1986年噴火の溶岩湖(小山・他, 1987)や、キラウエア1959年噴火のイキ火口での溶岩湖(安井, 2002)などである。このように火砕岩と緻密な溶岩をほぼ同時に形成するような噴火過程であれば、溶結構造をもつタイプAと、緻密な岩塊であるタイプBが漸移的に認められることを説明できそうである。

構成物の全粒径に着目すると、溶結火砕岩や緻密な岩塊が主要な割合を占めていることがわかる。前述の粒径分布および粒度毎の構成物の割合より、A2層とB2層では、-10~-4φ(岩塊・礫サイズ)におけるタイプA・Bの構成割合はそれぞれ全体の7%と21%と見積もら

Table 2. Mean paleomagnetic data for OsPfl-3 and OtPfl.

Deposit	Layer	Dm	Im	α 95	k	N	R
OsPfl-3	B2	-15.1	53.2	3.9	86.8	17	16.82
	B1	-0.5	48.4	10.2	81.9	4	3.96
	A2	-11.6	48.1	10.5	54.1	5	4.93
OtPfl		-7.0	49.1	4.7	107.1	10	9.92

Dm: Declination of site-mean direction, Im: inclination of site-mean direction, α 95: radius of 95% confidence cone, k: precision parameter, N: number of specimens, R: Length of the vector.

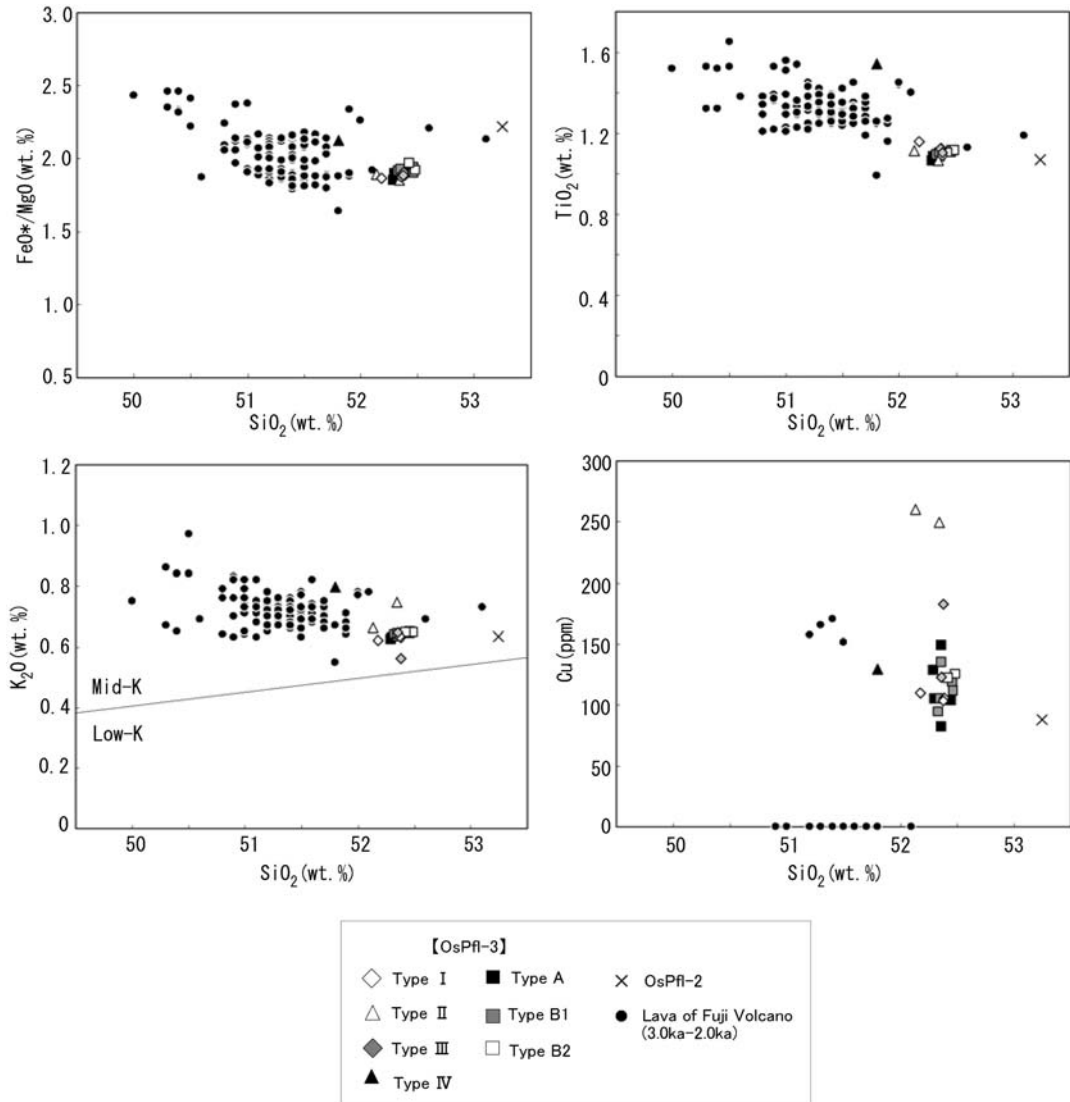


Fig. 10. SiO_2 variation diagrams for FeO^*/MgO , TiO_2 , K_2O , and Cu in OsPfl-3, Oapfl-2, and lava from Fuji volcano at 3.0~2.0 ka. The Mid-K and Low-K boundaries in the K_2O diagram are from Gill (1981), and the lava data at 3.0~2.0 ka is from Takahashi *et al.* (2003).

れる。この構成割合の見積もりには8章の岩塊のデータを使用した。一方、 -4ϕ よりも細粒の礫・砂サイズの粒子については、タイプA・Bの破片と考えられるタイプIのデータを使用することにより、その構成割合はA2層とB2層でそれぞれ全体の11%と34%と見積られる。これらにA1層とB1層における礫・砂サイズの構成割合を加えると、OsPfl-3全体では全粒径の約76%が溶結火砕岩や緻密な溶岩起源と見積られる。なお、残り約24%は取り込み岩塊であるタイプCなどである。したがって、OsPfl-3の噴出量は最大で $6.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ と見

積もられることから、その76%にあたる $4.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ が溶岩湖あるいは溶岩流や溶結火砕岩由来の岩石と考えられる。前述した伊豆大島1986年噴火の際には $11.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ の溶岩からなる溶岩湖が形成された(小山・他, 1987)。この溶岩湖の直径が200mであったことから、OsPfl-3発生時の溶岩湖の直径を200m、溶岩湖の形状を半楕円体と仮定すると、その深さは少なくとも226mとなる。伊豆大島の溶岩湖の深さは最大200m程度(小山・他, 1987)である。仮にOsPfl-3の起源となる物質が溶岩湖であったとすると、その深さの試算値は伊豆大島の場合

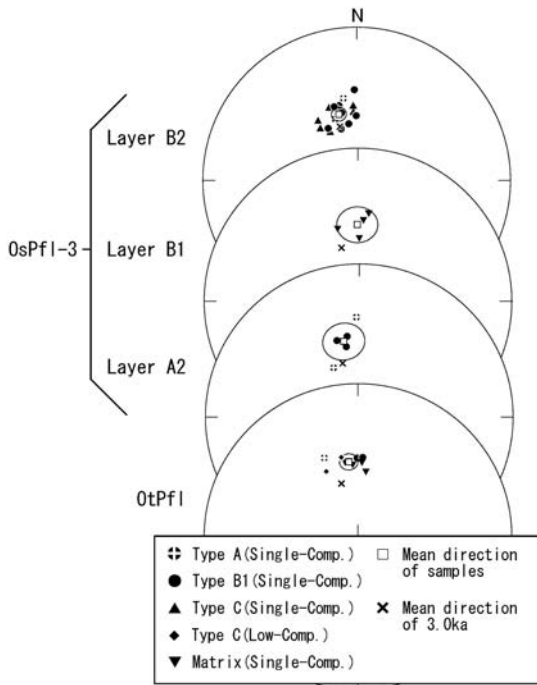


Fig. 11. Equal-area projections of the single-components and the low-temperature components of OsPfl-3 and OtPfl. Solid symbols indicate vectors projected onto the lower hemisphere. Open squares and ellipsoids indicate mean direction and the 95% confidence limit, respectively. Cross symbols indicate mean direction at 2.9 ka as shown by Tanaka (1982).

と大きくかけ離れたものではない。

タイプ B の中でもカリフラワー状火山弾 (タイプ B2) は表面部が複雑に割れている。タイプ B2 の内部は非常に緻密で表面部にわずかに気泡を含む程度であるため、これらの岩塊の割れ目が火口から噴出後の遅延発泡のみによって形成したとは考えにくい。また、この岩塊の表面部には水冷作用により形成されたと思われる急冷縁は認められない。このタイプ B2 のようなカリフラワー状火山弾は、Arenal 火山や阿蘇火山中岳のように溶岩湖から溶岩が噴出・転動した際にも形成され得る (Alvarado and Soto, 2002; Cole *et al.*, 2005; Miyabuchi *et al.*, 2006)。これらの岩塊にはタイプ B2 と同様、内部が比較的緻密で、表面部 1~2 cm に気泡の多い部分を有し、表面に顕著な割れ目を有するものもある (Miyabuchi *et al.*, 2006)。

11-2 大沢火砕流 3 の発生機構の検討

OtPfl, YokSfa-2a・2b, OsPfl-3 はいずれの堆積物層の間にも時間間隔が認められないことから一連の噴火活動の噴出物と考えられる。このうち、OtPfl は弱い斜交層

理が発達した粗粒な火山灰を基質とし、谷埋め構造を呈し、定置温度が 540°C 以上の岩塊を含むことから、火砕流堆積物と考えられる。OsPfl-3 は不淘汰な谷埋め堆積物であり、その中に定置温度が 580°C 以上の岩塊を含むことから、これについても火砕流堆積物と判断できる。また、A 層と B 層は境界が明瞭であることから、異なる 2 つの流下単位からなる。A 層の最下部には、連続性が悪く粗粒な粒子に欠け、弱い斜交層理を示す A1 層が伴われる。なお、Loc. 1 でのみ認められ、A1 層に含まれる YokSfa-2b に類似したスコリアは、下位の YokSfa-2b を削り込んだ際に取り込んだものと思われる。一方、B 層の最下部にも、連続性が悪く層厚が薄いため斜交層理は認められないものの、火砕流本体部である B2 層に比べ粗粒な粒子に欠け淘汰の良い B1 層が伴われる。これらの特徴から A1・B1 層は火砕サージ堆積物と考えられる。高温酸化帯は B 層最上部にのみ認められることから、冷却単位は 1 つで、短時間のうちに 2 つの流下単位が堆積したと考えられる。

また、カリフラワー状火山弾は Arenal 火山の玄武岩質火砕流堆積物や阿蘇火山中岳の泉川火砕流堆積物中で確認されている。これらの堆積物の一部は火口壁を構成していたと思われる風化・変質した岩片を含むことから、火口壁崩壊を伴う溶岩湖決壊や爆発により火砕流が発生したとされている (Alvarado and Soto, 2002; Cole *et al.*, 2005; Miyabuchi *et al.*, 2006)。現在、富士火山の山頂火口壁には変質した溶岩や火砕物が認められる。しかし、OsPfl-3 の岩塊中にはこのような変質した火砕物は多量に含まれないことから、OsPfl-3 が Arenal 型の火砕流のように既存の火口壁崩壊を伴う溶岩湖決壊により発生したとは考えにくい。仮に溶岩湖が決壊した場合でも、噴火当時の噴出物そのものが火口壁の一部を形成したと考えねばならない。

スコリアの種類は、YokSfa-2a・2b や OtPfl では気泡に富むタイプ II が主体をなすものの、OsPfl-3 は A・B 層ともに気泡に乏しいタイプ III が多い。また、タイプ II に比べ、タイプ III のスコリアやタイプ I の岩片は銅の含有量が少ない。高温状態で脱ガスが生じる地下浅所では銅も火山ガスとともに移動すると推定されている (Collins *et al.*, 2009)。銅の含有量を揮発性成分の移動の指標と仮定すると、銅の含有量が少ない OsPfl-3 の噴出物は主に浅所で脱ガスしたマグマに由来すると考えられる。そのため、マグマ水蒸気爆発の可能性は否定しきれないものの、噴煙柱を形成するような爆発的噴火は起こりにくかったのかもしれない。

また、OsPfl-3 の粒度分布は岩石破壊で生じる粒度分布を示す直線的な Rosin-Rammler 分布に近い形を示す。

Table 3. Characteristic directions and estimated emplacement temperatures obtained from progressive thermal demagnetization.

Deposit	Layer	sample	Sample type	LowTemp. Comp				HighTemp. Comp				Emplacement Temp.
				Level	Dec	Inc	MAD	Level	Dec	Inc	MAD	
OsPfl-3	Layer B2	BU-1	Type B1	23-580	-16.8	61.3	3.8					500
		BU-2	Type B1	23-580	-28.7	58.3	3.2					450
		BU-3	Type B1	23-500	-7.2	55.1	3.4					450
		BU-4	Type A	200-540	-9.3	44.9	2.8					500
		BU-5	Type B1	23-580	-13.3	48.5	3.3					540
		BU-6	Type C	23-620	-29.0	61.0	3.1					540
		BU-7	Type C	23-620	-33.1	52.0	3.1					580
		BU-8	Type C	23-620	-20.9	48.2	2.7					540
		BU-9	Type C	23-620	-2.7	49.9	3.0					540
		BU-10	Type C	23-620	-35.0	56.2	1.7					540
		BL-1	Type C	23-580	-2.9	53.4	2.5					580
		BL-2	Type A	23-580	-19.4	55.1	3.8					500
		BL-3	Type B1	23-580	-14.3	50.7	2.9					500
		BL-4	Type B1	23-580	-1.6	40.5	2.3					450
		BL-5	Type B1	23-580	-17.0	48.4	3.8					500
		BL-6	Type B1	23-580	-12.7	52.8	3.1					500
	BL-7	Type B1	150-500	-8.1	59.4	3.9					500	
	BL-8	Type B1	50-450	129.9	42.2	2.7					RT	
	Layer B1	BS-1	Matrix	23-580	-15.3	49.2	2.5					500
		BS-2	Matrix	250-580	1.2	55.8	1.1					500
BS-3		Matrix	200-540	3.9	45.7	2.9					500	
BS-4		Matrix	23-580	6.9	41.6	2.6					500	
Layer A2	A-1	Type A	50-540	-1.6	35.0	3.2					500	
	A-2	Type B1	23-580	-8.5	45.7	2.4					450	
	A-3	Type B1	50-500	-10.4	51.4	2.6					450	
	A-4	Type A	23-580	-27.5	60.1	4.2					450	
	A-5	Type B1	23-580	-16.2	46.8	2.4					500	
OtPfl	M1	Matrix	23-540	-6.8	49.2	1.6					500	
	M2	Matrix	23-540	-9.4	48.9	1.6					500	
	M3	Matrix	23-540	7.0	54.4	1.9					500	
	M4	Matrix	23-540	3.0	49.3	1.6					500	
	M5	Matrix	23-540	-4.1	50.6	1.7					500	
	R1	Type A	23-540	-22.9	43.3	5.1					450	
	R2	Type B1	23-580	-0.5	47.2	1.9					500	
	R3	Type B1	23-580	3.5	46.8	3.6					540	
	R4	Type C	23-500	-25.8	50.8	2.9	500-620	-79.1	24.1	4.1	500	
	R5	Type C	23-400	-11.8	46.0	8.2	400-620	175	-28.6	0.6	400	

Low-Temp. Comp: stable partial thermoremanent magnetization (PTRM) which is isolated in the lowest range of demagnetization levels, High-Temp. Comp: stable PTRMs except for Low-Temp. Comp. Level: demagnetization levels, Dec: declination of magnetization, Inc: inclination of magnetization, MAD: Maximum angular deviation, RT: Room temperature.

仮に細粒物質の付与または抜け落ちが見られる場合、Rosin-Rammler 図上では直線状にならないと考えられる。このため、OsPfl-3 は岩塊が破碎された状態の粒度分布を維持し、細粒物質の付与や抜け落ちは小さいと思われる。

したがって、大沢火砕流 3 の発生機構として以下のような可能性があげられる (Fig. 12)。ステージ 1: まず、気泡に富むスコリアを噴出する爆発的な噴火が発生し、YokSfa-2a が噴出する。さらに OtPfl, YokSfa-2b が続いて噴出する。なお、OtPfl は斜交層理が認められ火山砕

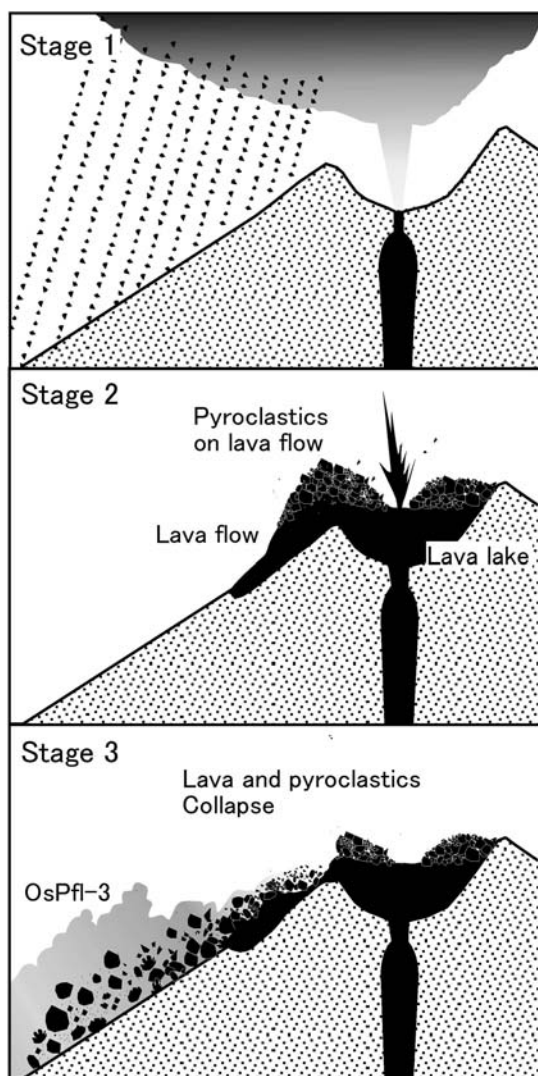


Fig. 12. Schematic model of eruption sequence that led to the formation of OsPfl-3, OtPfl, and YokSfa-2a and -2b. Stage1: Deposition of fallout tephra (YokSfa-2a and 2b) and an intercalated pyroclastic flow (OtPfl), which are composed of fairly vesiculated scoria; Stage 2: Formation of lava flow near the summit or lava lake in the summit crater. A degassed lava body was created. At the same time, pyroclastics have deposited on the lava flow; Stage 3: Occurrence of the pyroclastic flow (OsPfl-3) caused by collapse of lava and pyroclastics.

を主体とすることから比較的希薄な火砕流であったと考えられ、噴煙柱崩壊型あるいは降下火砕物転動型火砕流と推定される。また、OtPflはYokSfa-2aやYokSfa-2bと同質のスコリアを含むが、これら2層のスコリア層のい

ずれかと全く同時期に噴出したのか、あるいは独自に噴出したのかは明らかではない。ステージ2：火道内では脱ガスが進行し、噴煙柱を形成するような噴火ではなく、火砕物とともに溶岩流を噴出するような噴火となった。噴出物は火口を埋め、溶岩湖をつくったか、または山頂付近に流出したと考えられる。溶岩湖の形成の有無や、溶岩湖起源の物質が火砕流に含まれる割合は、当時の火口の形状に依存するであろう。ステージ3：その後、急峻な山頂域に火砕物と一体となって堆積した溶岩は重力崩壊を起こしたと考えられる。崩壊した岩塊は自破碎し、熱とガスを噴出し、火砕流として西側急斜面を流下したと考えられる。なお、溶岩が溶岩湖から溢流した場合、この重力崩壊により溶岩湖の決壊が生じた可能性もある。OsPfl-3の成因は溶岩流の重力崩壊と溶岩湖決壊型(Arenal型)を掛け合わせたものであったかもしれない。

これまでの調査で、西側斜面以外でOsPfl-3は発見されていない。このことは溶岩湖のあふれ出し、もしくは溶岩流の噴出の多くが西側斜面に選択的に起こったことを示唆する。富士火山の西側斜面には17kaの古富士火山の山体崩壊以降巨大な凹地が形成され、山頂から流出した中期溶岩(3.5~5.6ka:宮地, 2007)は、その地形を埋めるように大沢を中心とする西側斜面を覆ったと考えられている(田島・他, 2006)。この説が正しければ、OsPfl-3の形成時には富士火山山頂の西側の部分は他の方位に比べ標高が低かった可能性が高い。このため火口壁の壁高も西側が低く、溶岩流は火口からこの方向に選択的に流出したとしても不自然ではない。

OsPfl-3の構成物の大半は溶結火砕岩や溶岩流を構成していたと思われる緻密な物質である。このことからOsPfl-3は、Yamamoto *et al.* (2005)が提唱するような、爆発的噴火に伴う噴煙柱からの降下火砕物が単に安息角を越える急斜面方向に落下した場合に発生した火砕流とは考えにくい。むしろ、これらの緻密な物質が大半を占めることから、溶岩流表面に火山弾などの火砕物が降り積もったことなどが原因となり、火口西側で重力崩壊などを起こし、自破碎により火砕流として斜面を流下したと考える方が自然である。その際、溶岩湖が存在した場合、溶岩湖の決壊が生じArenal型のような火砕流が発生した可能性もある。

富士火山における最新の山頂噴火の活動期は2.2~3.5ka(宮地, 1988)である。本研究も含め、従来山頂火口起源の火砕流は西側斜面でのみ報告されてきたが、山頂火口の活動期には西側斜面以外でも東麓のS17火砕流堆積物(金子・他, 2004)や南~南東側斜面にかけての火砕サージ堆積物(高田・小林, 2007)など、複数の火砕流・火砕サージ堆積物が確認されている。これらの火砕

流堆積物の発生機構は明らかになっていないものの、西側斜面以外でも山頂火口起源の火砕流が流下していた可能性がある。

富士火山は2.2ka以降、側火山の活動期にある(宮地, 1988)ものの、最新の1707年噴火はすでに山頂噴火期に入っているとの指摘もある(高田, 2000)。現在山頂には大内院という大きな中央火口(長径600m, 短径500m, 深さ200m)が存在している(津屋, 1971)。このため、将来、富士火山で山頂噴火が発生した場合、このような山頂火口の溶岩湖起源の火砕流の発生について警戒する必要がある。また、富士火山ではこれまでに挙げた以外にも様々なタイプの火砕流が存在する可能性があり、それらについても発生様式を解明することが急務である。

12. まとめ

富士火山大沢火砕流3堆積物について分布および構成物の特徴を調べ、その発生機構について検討し、以下の結果を得た。

1) 大沢火砕流3堆積物(OsPfl-3)は、大沢川および大久保沢の2つの沢に分布し、その噴出量は $6.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ と推定される。

2) OsPfl-3は、直下に横崩れ降下スコリア-2a・2b堆積物(YokSfa-2a・2b)および大滝火砕流堆積物(OtPfl)を伴う。OsPfl-3はA層、B層の2つの流下単位よりなり、それぞれ最下部に火砕サージ堆積物を伴う。高温酸化帯はB2層の最上部にのみ認められ、これら2つの流下単位は短時間のうちに形成された。

3) OsPfl-3中には溶結火砕岩や岩石学的にこれと同質の緻密な岩塊を含む。緻密な岩塊中にはカリフラワー状火山弾を含む。また、基質部にはこれらの破砕物と思われる緻密岩片が含まれる。これらの噴出物は火砕流発生前に噴出した火山弾などの火砕物や、火砕流発生時に自破砕した火砕物と推定される。

4) OtPflを含むOsPfl-3を噴出した一連の噴火ではまず発泡の良い降下スコリアであるYokSfa-2a・2bおよびOtPflを伴う噴火が発生したと考えられる。その後、脱ガスが進行し、溶岩流と火口近傍へ火山弾などを放出するような噴火に変わり、さらに、西斜面に流出した溶岩流および火砕物が重力崩壊し、自破砕を起こすことで定置温度580℃以上のOsPfl-3が発生したと考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、東京大学地震研究所の安田敦氏、外西奈津美氏には蛍光X線分析にあたり便宜を図っていただいた。日本大学文理学部の金丸龍夫氏には、現地調査および古地磁気分析・岩石学的分析に際し

ご尽力を賜った。同学部の高橋正樹氏および安井真也氏、アジア航測(株)の千葉達朗氏、キール大学ライプニッツ海洋科学研究所(ドイツ)の隅田まり氏、日本工営(株)の田島靖久氏、北海道大学の吉本充宏氏、神奈川県温泉地学研究所の萬年一剛氏には貴重なご助言をいただいた。また、九州大学の寅丸敦志氏には本論を執筆するにあたり有益なコメントを頂いた。査読者である宮縁育夫氏、および匿名査読者のご助言により本論の内容は大いに改善された。国土交通省富士砂防事務所には現地調査および赤色立体地図使用に際して便宜を図っていただいた。環境省関東地方環境事務所には調査地域での土石の採取について、静岡県森林管理署には入林について許可をいただいた。以上の方々および関係機関に心から御礼申し上げます。なお、本研究を実施するにあたり日本大学文理学部個人研究費を使用した。

引用文献

- Aramaki, S. and Akimoto, S. (1957) Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism. *Amer. J. Sci.*, **255**, 619-627.
- Alvarado, G. E. and Soto, G. J. (2002) Pyroclastic flow generated by crater-wall and outpouring of the lava pool of Arenal Volcano, Costa Rica. *Bull. Volcanol.*, **63**, 557-568.
- Behncke, B. (2009) Hazards from pyroclastic density currents at Mt. Etna (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **180**, 148-160.
- Behncke, B., Neri, M. and Carniel, R. (2003) An exceptional case of endogenous lava dome growth spawning pyroclastic avalanches: the 1999 Bocca Nuova eruption of Mt. Etna (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **124**, 115-128.
- Behncke, B., Calvari, S., Giammanco, S., Neri, M. and Pinkerton, H. (2008) Pyroclastic density currents resulting from the interaction of basaltic magma with hydrothermally altered rock: an example from the 2006 summit eruptions of Mount Etna, Italy. *Bull. Volcanol.*, **70**, 1249-1268.
- Bronk, R. C. (1995) Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**, 425-430.
- Bronk, R.C. (2001) Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon*, **43**, 355-363.
- Cole, P.D., Fernandez E., Duarte, E. and Duncan, A.M. (2005) Explosive activity and generation mechanisms of pyroclastic flows at Arenal volcano, Costa Rica between 1987 and 2001. *Bull. Volcanol.*, **67**, 695-716.
- Collins, S.J., Pyle, D.M. and MacLennan, J. (2009) Melt inclusions track pre-eruption storage and dehydration of magmas at Etna. *Geol. Soc. Amer.*, **37**, 571-574.
- Donadini, F., Korhonen, K., Riisager, P. and Pesonen, L. (2006) Database for Holocene geomagnetic intensity information. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union.*, **87**, 137.
- Fujii, T. and Nakada, S. (1999) The 15 September 1991 pyroclastic flows at Unzen Volcano (Japan): a flow model for associated ash-cloud surges. *J. Volcanol. Geotherm.*

- Res.*, **89**, 159-172.
- 藤沢康弘・上野宏共・小林哲夫 (2001)火砕堆積物の堆積温度からみた由布火山の2.2ka噴火. *火山*, **46**, 187-203.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin-Hedelberg, New York, 358p.
- 岩塚守公・町田 洋 (1962)富士山大沢の発達. *地学雑*, **71**, 143-158.
- Inman, D. L. (1952) Measures of describing the size distribution of sediments. *J. Sediment. Petrol.*, **22**, 125-145.
- 金子隆之・吉本充宏・嶋野岳人・安田 敦・藤井敏嗣・中田節也・上杉陽 (2004)富士山東斜面におけるテフラ層序一掘削の成果と活動史一. *月刊地球号外*, **48**, 101-107.
- 北垣俊明・堀内一利・山本玄珠・興水達司・内山 高 (2007)富士火山南西斜面の風祭川上流にみつけた直立炭化木群. *地球科学*, **61**, 453-462.
- Korhonen, K., Donadini, F., Riisager, P. and Pesonen, L. (2008) GEOMAGIA50: An archeointensity database with PHP and MySQL. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, 1-14.
- 小山真人・白尾元理・早川由紀夫 (1987)三原山火山口溶岩湖の成長過程 - 1986年伊豆大島噴火の第一段階 -. *月刊地球*, **9**, 372-378.
- 町田 洋 (1964)Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史 (その1, その2). *地学雑*, **73**, 293-308.
- 町田 洋 (1977)火山灰は語る. 蒼樹書房, 東京, 342p.
- Miyabuchi, Y., Watanabe, K. and Egawa, Y. (2006) Bomb-rich basaltic pyroclastic flow deposit from Nakadake, Aso Volcano, southwestern Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **155**, 90-103.
- 宮縁育夫・渡辺一徳・江川佳貴 (2006)阿蘇火山中岳北東麓に分布する火砕流堆積物とその層序的意義. *火山*, **51**, 231-243.
- 宮地直道 (1988)新富士火山の活動史. *地質雑*, **94**, 433-452.
- 宮地直道 (2007)過去1万1000年間の富士火山の噴火史と噴出率, 噴火規模の推移. 富士火山, 荒牧重雄, 藤井敏嗣, 中田節也, 宮地直道編集, 山梨県環境科学研究所, 79-95.
- 守屋以智雄 (1983)日本の火山地形. 東京大学出版会, 東京, 135p.
- Rosin, P. and Rammler, E. (1933) The laws governing the fineness of powdered coal. *J. the Institute of Fuel*, 29-36.
- 佐々木龍男・勝井義雄 (1981)ガラスビーズ法を使った軽石の密度測定法. *火山*, **24**, 184.
- 高田 亮 (2000)玄武岩質火山の比較研究からみた富士火山の進化段階. *月刊地球*, **254**, 529-539.
- 高田 亮・小林 淳 (2007)富士火山南山腹のスコリア丘トレンチ調査による山腹噴火履歴. *地質調査研究報告*, **57**, 329-356.
- 高橋正樹・小見波正修・根本靖彦・長谷川有希絵・永井匡・田中英正・西 直人・安井真也 (2003)富士火山噴出物の全岩化学組成-分析データ847個の総括-. *日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要*, **38**, 117-166.
- 田島靖久・宮地直道・井上公夫 (2006)新富士火山の噴火活動に伴う上出扇状地の発達史. *第四紀研究*, **39**, 287-301.
- 田島靖久・宮地直道・吉本充宏・阿部徳和・千葉達朗 (2007)富士火山北東斜面で発生した最近2,000年間の火砕丘崩壊に伴う火砕流. 富士火山, 荒牧重雄, 藤井敏嗣, 中田節也, 宮地直道編集, 山梨県環境科学研究所, 255-267.
- Tanaka, H. (1982) Geomagnetic paleointensities for the period 6000 to 3000 years B. P. determined from lavas and pyroclastic flows in Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **34**, 601-617.
- 谷 健一郎・折橋裕二・中田節也 (2002)ガラスビードを用いた蛍光X線分析装置による珪酸塩岩石の主・微量成分分析:3倍・6倍・11倍希釈ガラスビード法の分析精度の評価. *地震研究所技術報告*, **8**, 26-36.
- 津屋弘達 (1968)富士火山地質図 (5万分の1), 富士火山の地質. *地質調査所*, 23p.
- 津屋弘達 (1971)富士山の地形・地質. 富士山一富士山総合学術調査報告書, 富士急行, 1-127.
- 上杉陽・堀内 真・宮地直道・古屋隆夫 (1987)新富士火山最新期のテフラーその細分と年代一. *第四紀研究*, **26**, 59-68.
- 安井真也 (2002)ハワイ島キラウエア火山の溶岩噴泉による火口近傍堆積物. *日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要*, **37**, 101-118.
- Yamamoto, T., Takada, A., Ishizuka, Y., Miyaji, N. and Tajima, Y. (2005) Basaltic pyroclastic flows of Fuji volcano, Japan characteristics of the deposits and their origin. *Bull. Volcanol.*, **67**, 622-633.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005)放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年. *火山*, **50**, 53-70.
- 吉本充宏・金子隆之・藤井敏嗣・中田節也 (2004)富士火山北東斜面の火砕流堆積物の特徴. *月刊地球号外*, **48**, 124-130.

(編集担当 前野 深)