

桜島火山大正噴火の噴火様式とその時間変化

安井真也*・高橋正樹*・石原和弘**・味喜大介**

(2006年1月23日受付, 2007年4月13日受理)

Eruptive Style and its Temporal Variation through the 1914–1915 Eruption
of Sakurajima Volcano, Southern Kyushu, Japan

Maya YASUI*, Masaki TAKAHASHI*, Kazuhiro ISHIHARA** and Daisuke MIKI**

The 1914–1915 Sakurajima eruption was the largest eruption in Japan in the 20th century and erupted andesitic magma was about 1.5 km³ DRE (Dense Rock Equivalent) in volume. Pumice fall and lava flows were generated from the fissure vents on the western and the eastern flanks of the volcano and pyroclastic cones were formed around the vents. Eruptive style changed with time. It is divided into three stages. After the initial, vigorous, Plinian eruption of about 36 hours (Stage 1), extrusion of lava associated with intermittent ash-emitting eruptions with or without detonations lasted for about 20 days on both sides (Stage 2), followed by an outflow of lava for more than 1.5 years on the eastern side (Stage 3). Consequently, the vast lava fields, which consist of a number of flow units formed on both sides of the volcano. Some units of lava show evidence of welded pyroclastic origin, suggesting clastogenic lava. In the western lava field, surface blocks characteristically consist of pyroclastic materials which show variable degrees of welding even within a single block. Typical eutaxitic textures and abundant broken crystals are also recognized under the microscope. Some flow units can be traced upstream to a pyroclastic cone. These features indicate that many flow units of lava on the western flank are clastogenic, which were generated by the initial, Plinian eruption of Stage 1. In the eastern lava field, evidence of pyroclastic origin is rarely discernable. However, the content of broken crystals varies widely from 20% to 80% in volume. Most lava flows, which were erupted in Stage 2 associated with frequent ash-emitting eruptions, contain broken crystals more or less than 50%. This fact indicates that magma in the conduit experienced repetitive fragmentation and coalescence due to intermittent explosions prior to outflow. Lava flows of Stage 3 contain much smaller amounts of broken crystals indicating gentle outflow of coherent lava. Relatively large-scale lava deltas developed toward the sea in the eastern lava field. Eyewitness account at that time reports that ocean entry of lava from several points started several months after the beginning of Stage 3. Although small-scale breakouts formed at the flow fronts of some lava on both sides, a large volume of the deltas can not be accounted for by secondary breakouts of ponded lava within the precedent flow lobes. It is considered that lava tube system fed lava to form the lava deltas.

Key words: Sakurajima Volcano, Taisho eruption, eruptive style, clastogenic lava

1. はじめに

桜島火山の大正噴火(1914~1915年)では東西山腹の割れ目火口列から約1.5 km³の安山岩質マグマが噴出した(Fig. 1)。これは日本で20世紀に起きた噴火の中では最大規模の噴火事例であり、詳細な目撃記録や写真が多

く残されている。大量の溶岩(大正溶岩)が流出して桜島が大隅半島と陸続きになったこと、噴火開始8時間後にM7.1の地震が発生したこと、および噴火後に鹿児島湾の中央部を中心に沈降が起きたことなどが知られている。最初期には東西の山腹で大規模なブリニー式噴火が

* 〒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.

** 〒891-1419 鹿児島県鹿児島市桜島横山町
京都大学防災研究所附属火山活動研究センター

Sakurajima Volcano Research Center, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Sakurajima-Yokoyama, Kagoshima-shi, Kagoshima 891-1419, Japan.

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

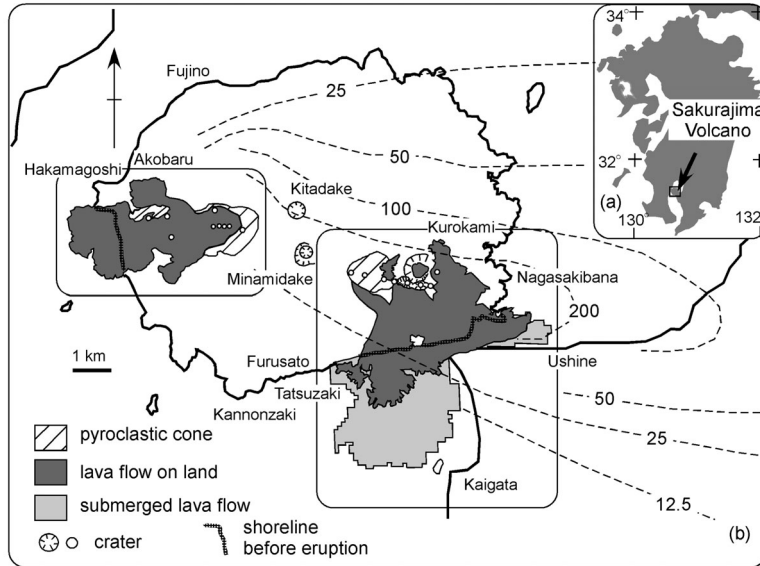


Fig. 1. Index map of Sakurajima Volcano (a) and distribution of the 1914–1915 eruptive products (b). Area of submerged lava flow on the eastern flank is after Ishihara *et al.* (1981). Isopachs of the 1914 pyroclastic fall deposit by Kobayashi (1986) are slightly modified. Thickness in cm. The squares on the map show the areas of Figs. 2, 3a, 8 and 9a.

あり、降下軽石や火砕流がもたらされた。その後、溶岩流出と爆発的噴火が長期続いた。噴出物の保存が良好で、噴火当時の記録も多いため、大正噴火は安山岩質火山の噴火様式の実態を知る上できわめて貴重な事例である。

大正噴火の実態は Omori (1914, 1916a, 1916b, 1920a, 1920b, 1922), Koto (1916), 山口 (1927) など多くの文献に記録されている。特に大森房吉による一連の報告は、現地での噴火現象の体験や様々な観測結果に基づいており、内容も多岐にわたり貴重である。しかしながら、1年以上に及ぶ活動期間の中で各著者が現地で調査を行った期間は限られており、著者自身の調査期間中の成果が強調されたものが多い。噴火の開始に至る過程と開始後約2ヶ月間の噴火推移に関する記録は多いが、本噴火の推移の全貌を記した文献はみられず、特に活動後半の実態については不明な点が多い。例えば、1915年春に現地を訪れた大森房吉は、南東側の海岸で溶岩デルタを見出し、定置後数ヶ月を経て溶岩内部の未固結部が先端を破って流出した“二次溶岩”であると考えた (Omori, 1916b)。しかし周囲の溶岩も含めた地形的特徴や化学組成を検討すると、溶岩デルタの成因の説明は容易ではなく、再検討が必要である。その後も記録の解析や噴出物の性質に基づく研究が盛んに行われてきた (例えば石原・他, 1985; 小林, 1986; Nakamura, 2006; 山科, 1998; Yokoyama, 1997)。特に山口 (1967) や小林 (1986) は、西側山腹の大正溶岩上

流部の表層に火砕物状の産状を示す部分があることを指摘した。火砕流を記述した記録に着目した山口 (1967) は、高速で流下した軽石質の溶岩流であると考え、一方、小林 (1986) は火砕流が流下中の溶岩流を覆ったと考えた。さらに上流部全体が火砕成溶岩であるという見解もある (安井, 2006)。以上のように噴火の推移の詳細や噴火様式に関して著者による見解の違いがみられる。従来は明確に指摘されなかったが、東西山腹ともに大正噴火の噴出物は多数のユニットに分けられる。当時の記録と各ユニットの分布や産状を対応させることで、層序に細かい時間軸を設定できる可能性が高い。本論では、まず噴火の推移の詳細な復元を試みる。大正噴火によって生じた溶岩原では、火砕物からなる岩塊に富むユニットと通常の塊状溶岩が区別できるため、溶岩をもたらした噴火様式が単純ではないことが予想される。大正溶岩のユニット毎の野外での産状や岩石学的性質に基づき、細かい時間スケールで噴火様式の実態とその時間変化を考察する。

2. 大正噴火の推移

2-1 記録からみた噴火の推移

ここでは大森房吉、小藤文次郎、山口鎌次、T. Jaggard などによる研究や鹿児島県 (1927) に基づいて大正噴火の推移について述べる。個々の記録は安井・他 (2006)

の表 1 を参照されたい。

1914 年（大正三年）1 月 10 日に火山性地震が始まり、12 日早朝にかけて島内の温泉異常や山頂部での山くずれが発生した。12 日午前 10 時前後に西側山腹と東側山腹から相次いでプリニー式噴火が開始した。噴煙柱高度は 1 時間後には 8 km、午後には 10 km 以上に達した。桜島の東方を中心に激しい火砕物降下があり、東北地方より遠方まで及ぶ広範囲に降灰があった。東西山腹とも噴火開始直後より、立ち上る噴煙柱の根元で大量の灼熱の岩石が降り注いだ。東側の有村^{ありむら}では焼石により火災が発生した。12 日 18 時 29 分には M 7.1 の地震が発生し、鹿児島市内を初め広範囲に被害が出た。噴火開始 12 時間後の 12 日 22 時頃から 13 日にかけてプリニー式噴火の最盛期となった。13 日は数 1,000 m から 9,000 m の間で噴煙柱高度が変動し、日中以後かなり衰えたとみられることから、山科 (1999) はプリニー式噴火の最盛期は 20 時間程度と考えた。12 日から 15 日までの間には火砕流も複数回発生した。13 日 20 時すぎにはやや規模が大きい火砕流が発生して赤生原^{あかこぼる}などの集落が全焼した。

12 日ないしは 13 日に東西山腹で溶岩流が流下を始めた。西側山腹の溶岩流は横山などの集落を埋没させた後、15 日に海岸に達した。沖合いへ前進した溶岩は 18 日には烏島を埋没させ、26 日にほぼ停滞した。東側山腹の溶岩流は有村や瀬戸の集落を埋没させた後 15 日に海岸に達した。その後徐々に瀬戸海峡を埋め立て、1 月末に桜島が大隅半島と陸続きになった。2 月上旬には鍋山付近の火口で新たな溶岩の溢流が確認された。

1 月 14 日以降、東西山腹では火山灰を噴出する噴火が間欠的に起こり、広範囲に降灰がもたらされた。鹿児島測候所の日誌には 6 月中旬までの噴火の経過が詳しく記されている（鹿児島県, 1927）。間欠的に火山灰を噴出する噴火は日誌の内容から S、R、A という 3 つのタイプにわけられる。S タイプは空振と爆発音を伴い有色噴煙を数 1,000 m の高さまで上げる噴火である。R タイプは鳴動を伴うもので、A タイプは空振や鳴動を伴わず火山灰の噴出のみを行うものである。測候所日誌から読み取れるこれらの噴火の頻度を Table 1 に示す。

西側山腹での火山灰噴出は 2 月上旬に特に活発で、毎時数回 A タイプの噴火があり、S タイプや R タイプも頻発した。2 月中旬以降は時間とともに噴火の発生頻度や規模が衰退していった。西側山腹では 3 月上旬に時々白煙を上げたのを最後に活動がほぼ終息した。5 月 16 日に溶岩上で 1,000 m ほどの白煙が上がったが、海中を埋めた溶岩と水分との接触による二次爆発（一種の水蒸気爆発）の可能性がある。西側山腹で流出した溶岩流の体積は東側の約 4 分の 1 であるが（石原・他, 1981）、東側

に比べて短期間で噴火活動が終了した事実を反映しているのだろう。

東側山腹では 2 月中強大な噴火が頻繁に起きたが、3 月は中旬頃まで活発な時期と不活発な時期が数日間隔で繰り返された。3 月下旬は特に激しく、S タイプの噴火も数日以上みられた。噴火は 4 月上旬まで活発だったが徐々に不活発となった。5 月中旬からは数日間静穏な状態が続くこともあったが、下旬から活発化し、6 月中旬は A タイプの噴火がしばしば起きた。その後一連の記録はないが、鍋山の下方の火口列の噴火は継続し、降灰が鹿児島周辺の米作に深刻な被害を及ぼした（Omori, 1920b）。10 月下旬から 1915 年 1 月上旬まで古里で実施された観測では、火山性微動が連日とらえられ、爆発音もほぼ毎日聞かれた。大森は 1915 年 5 月 5 日に鍋山付近からの爆発音を伴わない噴火を目撃した。1 時間半ほど火山灰の噴出が続き、強い時は噴煙が高さ 400~500 m まで上昇したという。1915 年春ごろまで A タイプの噴火が続いていたらしい。

東側山腹では 1914 年 3 月と 5 月に噴火口で、7 月および 9 月には海岸部でそれぞれ灼熱の溶岩の流動が確認された。7 月上旬には海上から灼熱の溶岩が海へ流入する様子が目撃された。1915 年 4 月に有村の南方の海岸部の溶岩は、ほとんど前進しないものの赤熱状態を保っていた。1915 年 4 月と 9 月の測量結果によれば、この期間に溶岩が 14 m ほど前進している。溶岩流出の終了時期は不明だが、1915 年の夏頃まで溶岩の流動が継続していた可能性がある。

2-2 噴火の推移に関する問題点

東西山腹の活動の不明確な点は以下のようにまとめられる。

西側山腹では溶岩流が噴火開始 36 時間後に目撃されている。しかし厚い噴煙に隠されてよく見えなかったらしく、正確な溶岩の流出開始時刻は不明である。また溶岩の流出地点、火口の位置、火口の数は著者によって見解が異なる。例えば上田 (1914) は、西側山腹の火口は東西に配列し、2~3 個の群を形成する場合や大亀裂の場合もあることから数を決められないと述べている。その上で 11 個の火口の記載を行ったが、現在ではその半分以上の位置がよくわからない。小林 (1986) は火砕流が複数回発生したことを論じたが、個々の火砕流の到達範囲や規模はよくわかっていない。

鹿児島市側からの目撃記録が多い西側に比べ、東側山腹の活動の記録は極端に少ない。特に初期のプリニー式噴火の継続時間と、溶岩流の流出開始時期について明確な記録がない。1914 年 4 月以降記録数が減り、秋から翌年 2 月までの情報がわずかになるが、溶岩の流出は 1914

年末まで1年近く継続したという推定がある (Omori, 1916b; 山口, 1968). 有村南方の溶岩デルタ部分は, 1914年末までに定置した溶岩の内部の未固結部が1915年春頃に先端部を破って流出したという考えがある (Omori, 1916b) が, 数ヶ月の時間間隙があったかどうかはわからない. また1915年4月以降は記録がみられず, 大正噴火の活動終了の時期が不明である.

大正溶岩の区分と名称には以下のような変遷がみられる. Omori (1916b) は, 噴火開始直後から1914年末まで流出し続けた溶岩を「ステージ1の溶岩流」, 1915年の4月に流出した部分を「ステージ2の溶岩流」と呼んだ. 一方, 山口 (1927) は色調や化学組成の違いから, 東西両山腹で1914年の1月に流出した溶岩を「第1期溶岩流」, 2月以降に東側山腹で流出したものを「第2期溶岩流」と呼び分布を図示した (種子田, 1952の図版). 福山 (1978) は, 1914年1月に流出した東西両山腹に分布する溶岩を「大正I溶岩流 (T₁)」, 3月に東側山腹の鍋山の南東と南西部からそれぞれ流出が目撃された溶岩を「大正II溶岩流 (T₂)」とし, 大正II溶岩流の中で最も規模の大きい二次的絞り出し溶岩を「大正II二次溶岩流 (T₂')」と呼んだ. 福山・小野 (1981) は, 大正II溶岩流に由来する二次溶岩をすべて「大正II二次溶岩流 (T₂')」と呼んだ. 横尾・谷口 (2001) と綿貫・他 (2003) は空中写真判読作業に基づき「二次溶岩」とされてきた部分の地形的特徴を記載した. 綿貫・他 (2003) は, 1914年に流出した二次溶岩もあることを明らかにし, 地域により流出時期が異なることを指摘した.

記録からは東西山腹ともに複数の溶岩流の流出イベントが読み取れ, 多くのユニットがもたらされたことが予想される. 山口 (1967) は西側分布域の上流の“軽石質溶岩”を図示した. 小林 (1982) は西側分布域の地形分類を行い, ユニット境界を示した. 東側分布域の溶岩の区分も著者により見解が異なり, 同一著者でも発表年によって地図上での分布が異なる場合がある. Kobayashi *et al.* (1988) の桜島火山地質図の大正溶岩分布域には流下単位を区分したとみられる境界線が描かれているが, それ以前の文献ではT1やT2の大区分のみしか示されていない.

本研究では主に空中写真判読による地形的特徴に基づいて詳細にユニット区分を行った上で, それらの被覆関係から層序を決めた. さらに各ユニットの形成時期に関する記録との対応からユニットの層序に時間軸を設定し, 詳細な噴火推移の復元を試みた. なお, 溶岩の大区分に関して本研究では, 1914年の1月に東西山腹で流出した溶岩を“T1”, 2月以降東側山腹で流出した溶岩を“T2”と呼ぶこととする. また東側の有村南方の溶岩デ

ルタ部分は“T2”と呼び, 当時の記録や地形的特徴から形成時期や成因について議論する.

3. 大正噴火の噴出物の産状, 層序および形成時期

大正噴火の噴出物の地形判読作業には東西山腹とも1974年国土地理院撮影の空中写真を用い, 西側については1961年3月京都大学火山活動研究センター撮影の空中写真も使用した. 野外では大正溶岩の表層の溶岩塊の他に, 比高数m, 長さ10数m程度の溶岩湧き出し部がしばしば認められる. 空中写真ではこれらの区別はできないため, 小丘状の高まりと一括した. また溶岩じわとした部分には小規模な亀裂も含まれる可能性がある. 空中写真判読で火口地形と判断されるものについてOmori (1916b) やKoto (1916) も参考にした上で火口番号を決めた. なお2-2節で述べたように正確な火口数と位置は噴火当時でも不明瞭であったため, 本研究による火口数は実際より少ないと考えられる. また断面図は大正の噴火前後の地形図 (大日本帝国陸地測量部, 1909, 1920) を使用して作成した. 噴火前の高度が現在の地表より高い部分もあるが, 作業時の複写によるひずみや地形図自体の精度の違いによるものと考えられる. 東西山腹とも地形判読結果に基づいてユニット区分を行った. ユニット間の被覆関係を検討し, 形成時期が古いとみられるものから順にユニット番号を付した. なお分布域が異なり形成順の判断ができない場合は, 必ずしも古い順に番号が付されていない可能性がある.

3-1 西側山腹の噴出物の産状, 層序および形成時期

西側山腹については主に表層の岩塊の大きさ・密度, 溶岩じわや亀裂の入り方の違い (Fig. 2) に基づいてユニット区分を行った (Fig. 3a). W4とW7, W9~14およびW16はロープ状の拡がりを示すので溶岩流の流下単位であると考えられる. W5とW6は既存の地形的高まりの斜面上に分布する (Fig. 3b) ため, 一種の溶岩堤防と判断した. W1~3およびW15, W17は火口地形の周囲に分布することから火砕丘と判断した. 空中写真判読で認められた被覆関係および記録とユニットの対応に基づいて層序を決めた (Fig. 4). 以下に各ユニットの詳細を記載する.

C1火口周辺のW1の表面は平滑である (Fig. 5a). W1の北側の縁辺付近 (Fig. 5aの画面中央下の露頭, Fig. 2のA地点) では全体に弱い成層構造が見られる. 大部分が赤褐色のスコリアと緻密で角張った岩片および同質の火山灰から構成されるが, 強く溶結した緻密な層や非溶結の淘汰のよい灰白色の軽石層も挟まれている. W2はC1火口のすぐ南に位置するドーム状の地形的高まり (引の平) を厚く覆う堆積物であるが, 遠望観察および空中写

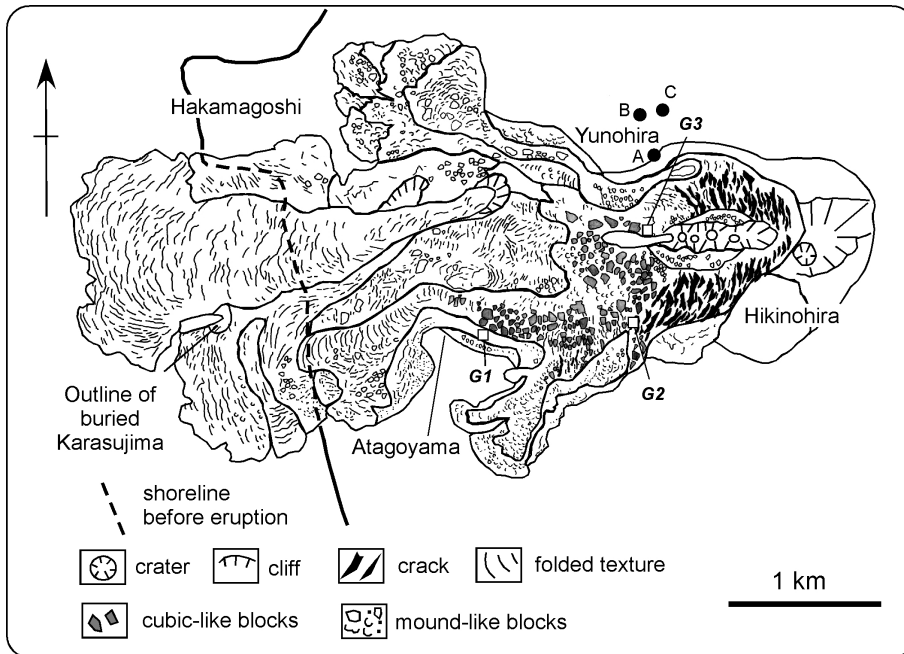


Fig. 2. Surface features of the 1914 eruptive products on the western flank of Sakurajima Volcano. G1, G2 and G3 show the localities where samples for sieve analysis were taken. "B" shows the locality of photo b in Fig. 5.

真で見る限り W1 と連続的である。W1 および W2 の分布からは C3 火口列付近を中心とした直径 1 km を超える大型の火砕丘が推定される (Fig. 3a)。後述するが、C3 火口列の周囲の斜面には亀裂が発達し火砕丘に変形が生じている。表面が平滑な W1 は火砕丘の堆積原面と考えられるが、その分布と傾斜から火砕丘の形状は扁平で東西にやや伸張した裁頭楕円錐形が考えられる。噴火後の C1 火口壁の写真には緻密な層を挟在する火砕物の断面が見られる (安井・他, 2006 の写真 1)。火口近傍の堆積物の厚さは 50~100 m であると推定されている (石原・他, 1981)。噴火開始 1~1.5 時間後の写真には、上昇する噴煙の根元に大量の火砕物がガスと蒸気の白い尾を引きながら降り注ぐ様子が認められる。噴火開始直後から多量の灼熱の溶岩片が放出され、強い夕立ちのように火口から 3.5 km 離れた海まで降り注いだ (Koto, 1916; Omori, 1916b)。噴火開始直後には東西 1.1 km 以上にわたる噴煙柱が 5,000 m 以上まで上昇した (Omori, 1916b)。以上より最初期のプリニー式噴火では、C1 から西方へ約 1 km の現 C3 火口列の西縁付近までの割れ目火口列が活動し、大量の火砕物降下により火砕丘を形成したと考えられる。

火砕丘の推定範囲からすると、火口近傍へ降下した火砕物の到達範囲は火口から 500 m 程度となる。火砕丘の

外側 500 m ほどの範囲では厚さ 2 m 前後の全体としては淘汰の良い大正噴火の降下軽石層中に粗大な岩塊 (最大径 30 cm) がしばしば認められる。内部が高温酸化した暗褐色の多孔質な岩塊 (Fig. 5b) であり、火砕丘を構成する火砕物と酷似する。火砕丘の形成時には時々、より遠方にも粗大な岩塊が到達したのだろう。

W3 は東西に細長く伸びた地形の高まりである。C4 と C6 火口を伴うため、割れ目火口の周囲に形成された火砕丘であると考えられる。北の縁辺部から C4 と C6 火口へ向かって高度が低くなり、火砕丘の南半分が欠落するように見える。C4 と C6 火口を中心とした楕円形の火砕丘が推定される (Fig. 3a)。次に述べる W4 は W3 をよけるように南北に分流していることから、W4 の流下前に W3 が形成されていたと考えられる。

W4 は W1 火砕丘の推定範囲 (Fig. 3a) より西側に分布する。上流部では 1 km 以上の幅を持ち、下流で 3 つのローブに分かれる。W4 の表面には火砕物からなるブロックが多く、単一のブロック内で場所により溶結度に変化する。W4 の G1 地点 (Fig. 2) において、非溶結部分の 64 mm 以下の粒子の粒度分析を行った。中央粒径値 ($Md\Phi$) は -3.9Φ ($n=1/2^\Phi$, n : 粒径 (mm)), 淘汰度 ($\sigma\Phi$) は 2.9 である。C5 火口付近には直径約 100 m の大型のブロックが認められる。W4 は W7, W10, W11 に覆わ

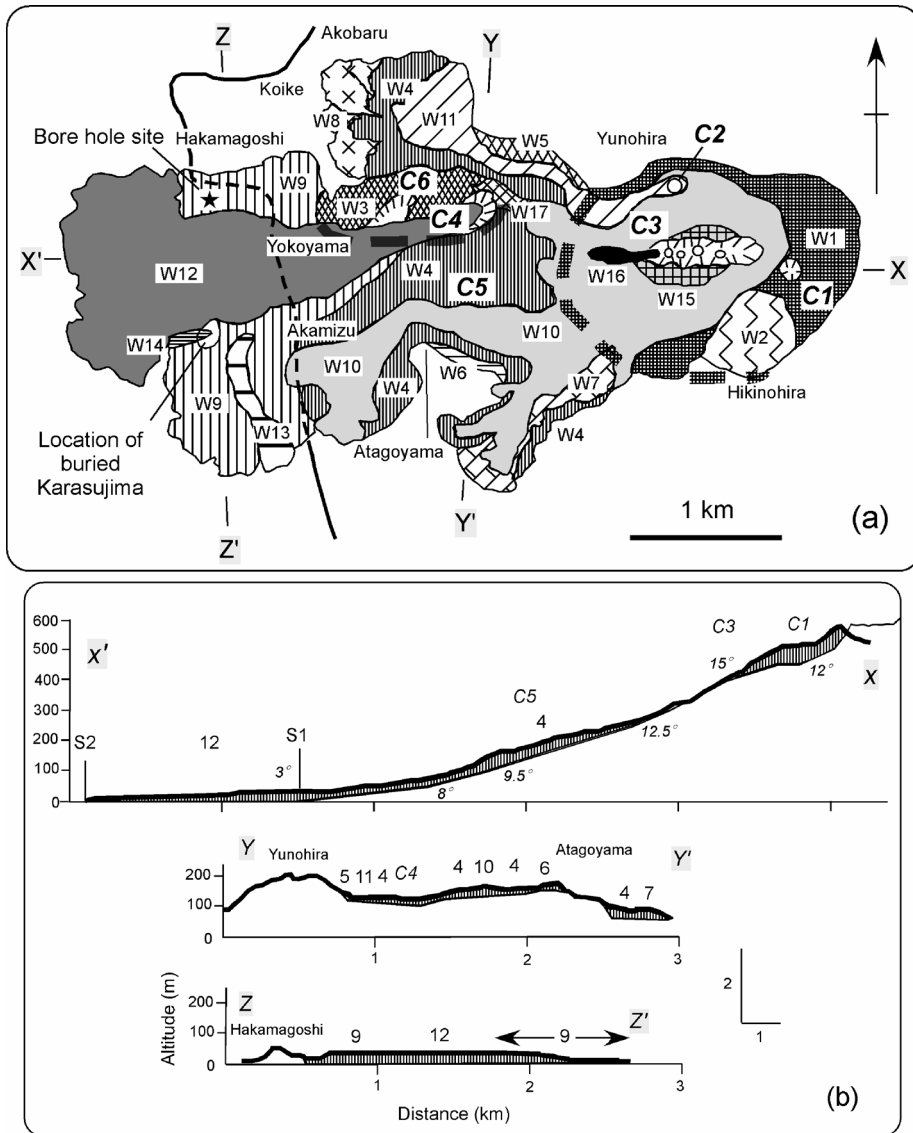


Fig. 3. (a) Distribution of individual lava flow units, pyroclastic cone and craters C1-C6 on the western flank. W 1 and W3: the remnants of pyroclastic cones. Broken thick curves show restored outlines of collapsed cones W1 and W3, W2: pre-existing domal edifice “Hikinohira” which is thickly covered by the 1914 pyroclastic fall deposits, W5 and W6: lavas on the pre-existing slope of Yunohira and Atagoyama, respectively, W4, W7 - W 14 and W16: lava flows, W15 and W17: pyroclastic cones around the explosion craters. (b) Three sections (X-X', Y-Y' and Z-Z') through the 1914 eruptive products on the western flank. Vertical exaggeration is two times. Numbers on the sections denote unit numbers in Fig. 3a. Gray area shows the 1914 eruptive product. S1: shoreline before the eruption, S2: present shoreline.

れ、層位的に最も下位であるので、初期に流出したと考えられる。西側山腹で流下する溶岩が確認されたのは13日夜になってからである (Omori, 1916b) が、12日の夜に流出し始めたという指摘もある (Koto, 1916)。厚い噴煙に隠されて溶岩流出開始の正確な目撃がないとみられ

るが、W4は噴火開始直後から流出した可能性がある。またW5とW6は、それぞれ湯の平と愛宕山の斜面上に分布する。1914年3月の写真 (鹿児島県立博物館, 1988の図版30) では、湯の平の斜面にへばりついた溶岩が南西側に垂れ下がっている。W4の縁に分布するため、W5

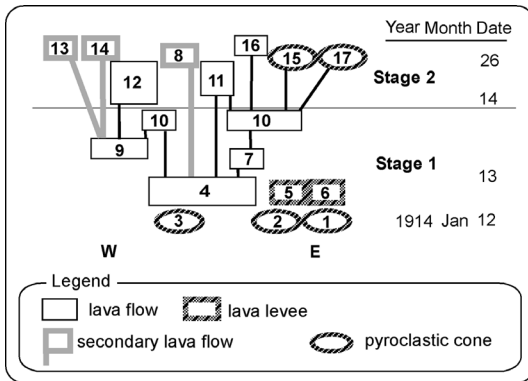


Fig. 4. Diagram showing stratigraphic relationships between units of the 1914 eruptive products on the western flank. Black tie lines between blocks are stratigraphic relations based on the aerial photos. Approximate date is shown on the right.

と W6 は W4 の溶岩堤防であると考えられる。

W7 は愛宕山の南東に分布する。上流部が W10 に覆われ W7 の給源は不明である。W7 は W4 を覆い、W10 に覆われることから、比較的初期に流下したと考えられる。

W8 は複数の領域にわけられる。いずれも W4 の先端の流出口状の部分から前方へ広がっているため、W4 の二次溶岩であると考えられる。小池方面のロープの前面は 1 月 26 日まで流動していたこと (石原・他, 1985) から、W8 は西側山腹では最も後半に流下したらしい。

W9 は上流に C6 火口付近まで追跡できる。表層には火砕物からなるブロックが多く、下流部では溶岩じわが発達する。W9 の南半分は W4 の赤水方面のロープを取り巻くように分布する。W9 は W12 に広く覆われ、赤水付近では W10 の末端部に覆われる (Fig. 3a)。W9 は当時の海岸線から沖合に広がっており、全体の幅は 2 km 近い。記録から W9 は 1 月 18 日に烏島を埋めた後、数日間流動を続けたらしい。現時点では、W9 は W4 に覆われるのか、あるいは W4 が W9 の流下時に地形的障害であったかは定かではないが、W9 は W4 の流下と同時期ないしは定置後まで流動していたと推定される。

W10 の上流部は W1 火砕丘の中心部に西に大きく開いた馬蹄形の範囲内に一致する (Fig. 3a)。C3 割れ目火口列の両側の斜面には南北方向の亀裂がほぼ平行に多数みられる (Fig. 2)。火口列西方の W10 の表層部には、数 m に及ぶ立方体状と不定形のブロックが多い (Fig. 2)。これらのブロックは火砕物からなり、単一のブロックの中で溶結度が変化する (Fig. 5c)。立方体状のブロックには側面に溶結度の違いによる成層構造がみられることが多い。非～弱溶結部は赤褐色のスコリアと同質の火山灰

からなる。中～強溶結部では赤褐色の基地中に扁平な火砕物がレンズ状に含まれる (Figs. 5d, 5e)。G2 と G3 地点 (Fig. 2) の粒度組成は、中央粒径値 ($Md\Phi$) $-3.4\Phi \sim -3.9\Phi$ 、淘汰度 ($\sigma\Phi$) $2.0 \sim 2.7$ と、前述の W4 の組成と似る (Fig. 6)。1 mm 以下の粒子の割合は 20% 以下であり、さらに 1/16 mm 以下の細粒火山灰は全体の数%以下である。試料採取地点では 64 mm より粗い火山岩塊も多少含まれていたが、64 mm 以下の粒径に限ると、大半は火山礫サイズの粒子であり、かつ比較的淘汰がよいといえる。また W10 には緻密で角張った岩片が特徴的に含まれる。岩片は赤褐色の基地に暗灰色部がレンズ状あるいは不規則に複雑に分布するものから、黒光りするガラス質のものまでである。これらの化学組成は周囲の火砕物と同様である。W10 は W4 を広く覆い、また W7 と W9 の一部を覆う。上流部では C2 火口と C3 火口列が W10 の分布域に開口し、W11, W15 と W16 が W10 を覆う。W10 の流出は W4, W7 よりは後で、C2 火口と C3 火口列の活動の前と考えられる。

W11 は舌状のロープであり、C2 火口へ連続する。W11 は W4 と W5 の間の細い谷を埋めるように分布し、下流部で扇型に広がる。C2 火口は W10 の分布域に開口しているため、W11 は W10 の定置後に流下したと考えられる。1 月 15 日夜に“湯の平火口” (C2 火口) からの帯状溶岩が目撃されている (Omori, 1916b) が、記述と分布が類似することから W11 に対応すると考えられる。

W12 は舌状のロープであり、C4 火口に連続する。下流ほど幅が広く、W9 の末端より西で扇状に広がる。表層には溶岩じわが発達し、しばしば比高数 m 以内の細長い絞り出し構造が見られる。C4 火口が W4 の分布域に開口していることと、W9 を覆うことから、W12 は W9 と W4 の定置後に流出したと考えられる。記録から W12 は 1 月末まで流動を続けたらしい。

W13 と W14 は小規模なロープで、分布から W9 の二次溶岩であると考えられる。W13 と西方の一带は採石場になっており、溶岩中に直径 10 数 m の空洞が連結しているのが採石場の溶岩の断面に観察できた。現在は採掘により観察できないが、これは二次溶岩が流出した後に残された空間の可能性がある。W14 は W9 が 1 月 18 日に烏島を埋没させた後に流下したようだが、W13 の流出時期は不明である。

W15 は周囲の W10 を覆い、C3 割れ目火口列を縁取るように分布する。前述のように W10 は 1 月 15 日には定置したと考えられることから、W15 の堆積はそれ以降とみられる。西側山腹では 1 月中旬から 2 月上旬頃まで複数の火口で頻りに火山灰を噴出した (上田, 1914)。C3 割れ目火口列では複数の爆裂火口が数珠繋ぎになってい

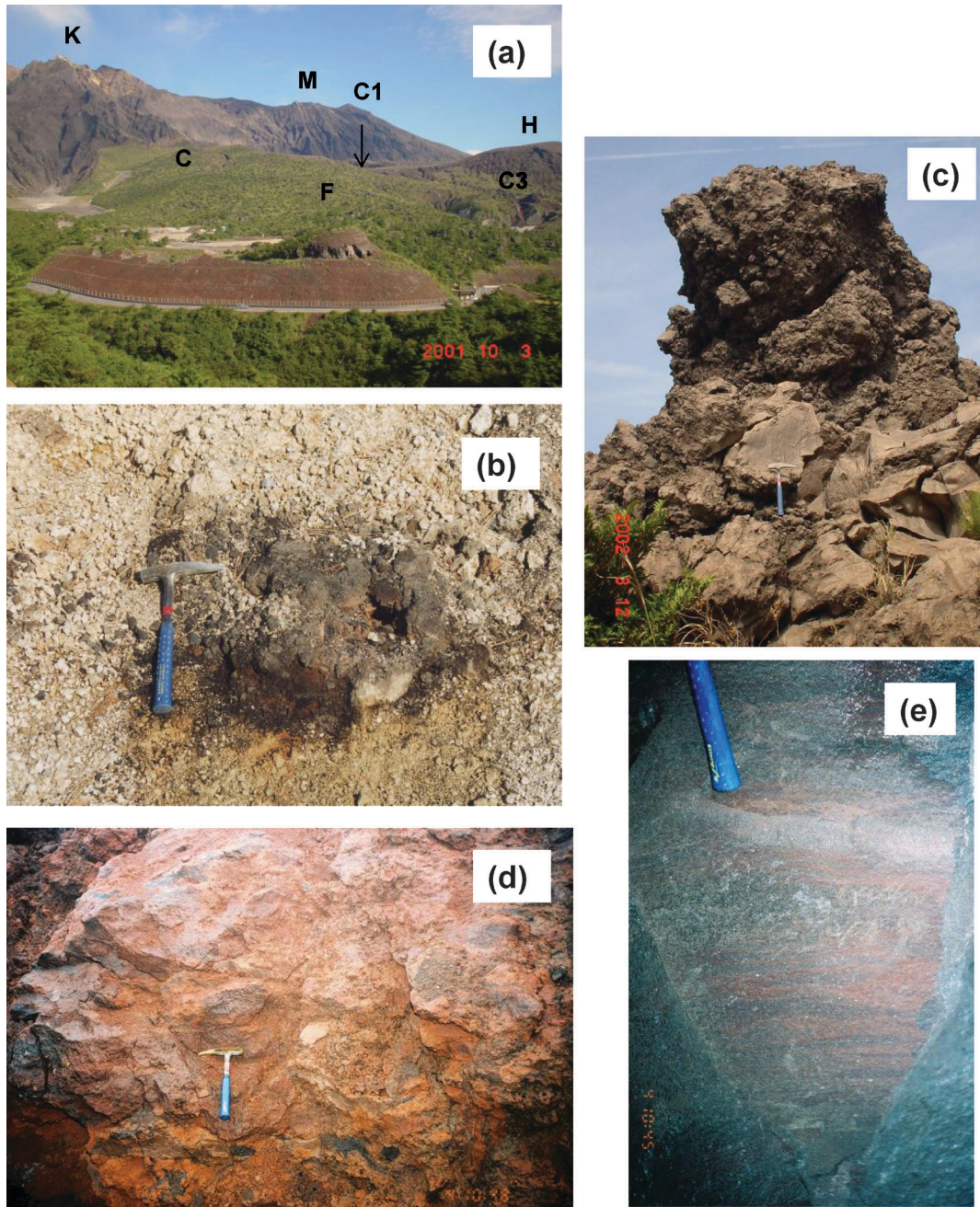


Fig. 5. Photographs of the 1914 eruptive products on the western flank. (a) Pyroclastic cone seen from Yunohira. C1: C1 crater, C3: C3 craters, C: flat-topped surface of the pyroclastic cone around the C1 crater, F: fractures develop on the cone, H: Hikinohira, M: Minamidake and K: Kitadake. (b) Coarse pyroclast contained in the 1914 pumice fall deposit. It locates 1.9km NW from C1 crater. Locality B in Fig. 2. Scale: 33 cm. (c) Surface block of W10. The degree of welding changes from weak to dense downward within the block. It locates 1.5km WSW from C1 crater. Scale: 33 cm. (d) Moderately welded part of W10 near C3 craters. It locates 0.9km WNW from C1 crater. Note that many flattened pyroclasts are contained. Scale: 33 cm. (e) Densely welded part of W10 near C3 craters. It locates 0.9 km WNW from C1 crater.

るが、これらの火口は1月中旬以降活動し、火口の周囲に小型の火砕丘 W15 をもたらしたと考えられる。W16 は幅 60 m ほどの塊状溶岩の小規模なロープであり、火口列の最も西部の火口から W10 の上を約 460 m 西方に流下している。W16 も1月中旬以降の火山灰噴出時に流下したとみられる。また1月中旬以降に W12 をもたらした C4 火口の周りには W17 が分布し、W17 は W10 と W3 を覆う。C3 火口列と同様に、1月中旬以降の C4 火

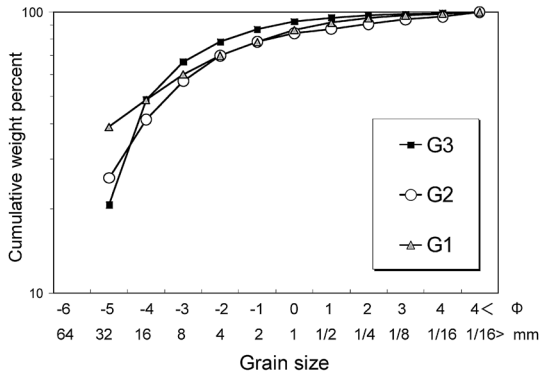


Fig. 6. Cumulative curves of the grain-size distribution of three samples taken from non-welded part of the units W4 and W10 on the western flank. Localities of samples are shown in Fig.2.

口からの火山灰噴出時に W17 がもたらされたと考えられる。

3-2 ボーリングコアからみた西側 W9 の垂直構造

W9 については京都大学火山活動研究センターの観測井ボーリングコアから内部構造の情報が得られる。掘削地点は同センター本館の東方に隣接し、噴火以前の海岸線より約 150m 沖合に位置する (Fig. 3a)。

コア深度 4.3~31.65 m は溶岩、31.65~40.8 m は砂質の堆積物であり、33.1~33.3 m に変質した安山岩質角礫がみられる (Fig. 7a)。大正噴火以後この地点に堆積した溶岩流はないので、表層から 31.65 m までを大正溶岩と判断した。表層から 4.3 m までは溶岩と同質の砂および火山灰の混合物である。4.3~6.2 m, 28.7~29.5 m および 31.25~31.65 m は角礫からなる。6.2~11.7 m と 23~28.7 m は緻密で板状節理が発達する。12~18.5 m は球形の気泡に富み、18.5~23 m は緻密部と気泡に富む部分が繰り返す。29.5~31.25 m は緻密で暗灰色である。円柱を切り出して求めた見かけ密度は、2,100~2,600 kg/m³ であり、気泡に富む 12~18.5 m の値が最も低い (Fig. 7b)。最下部を除いて全体に淡灰色を呈するが、21~25 m にはレンズ状の暗灰色部が含まれる。25.5~28 m には灰色と暗灰色の縞状構造が水平方向に発達する。斑晶量は 12~21 vol% である (Fig. 7c)。

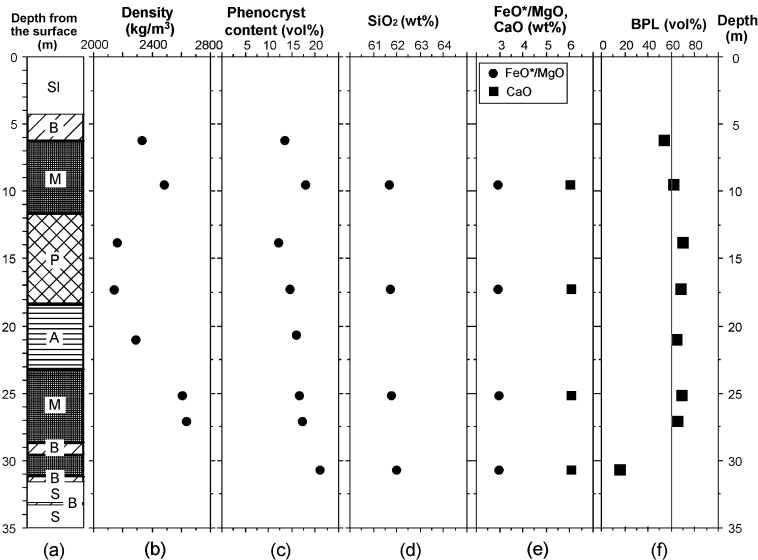


Fig. 7. Downhole variations of density (kg/m³), phenocryst content (vol%), bulk SiO₂ content (wt%), bulk CaO content (wt%), FeO*/MgO, and broken plagioclase (BPL) content (vol%) for selected samples from W9 on the western flank. Bore hole site is shown in Fig. 3a. Lithology is shown on the left column. SI: soil and sandy part, B: breccia, M: massive lava, P: porous lava, A: alternation of massive and porous lavas, S: sandy part.

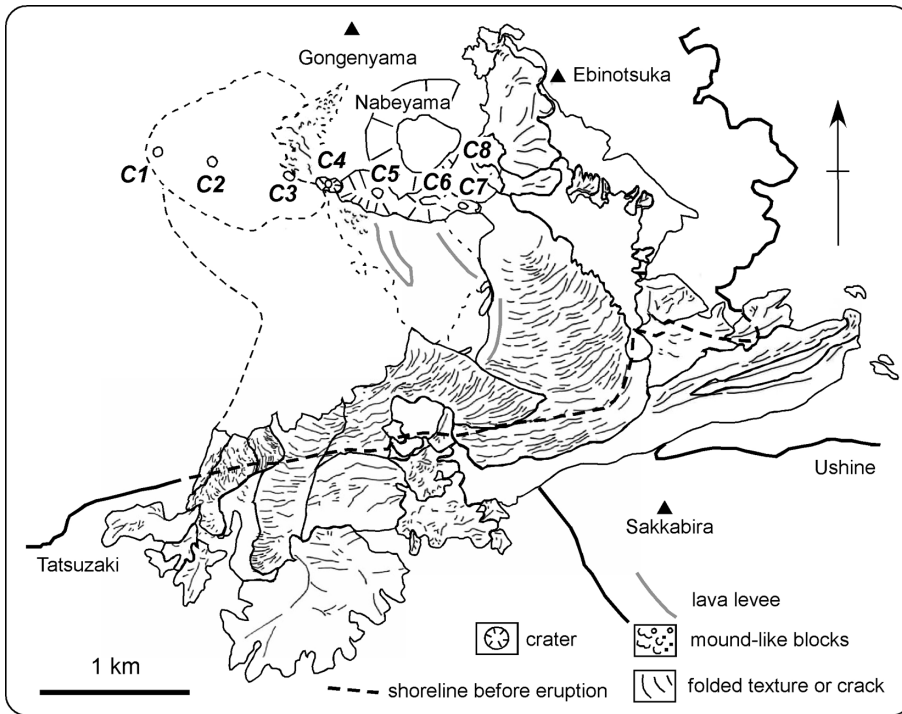


Fig. 8. Surface features of the 1914–1915 eruptive products on the eastern flank of Sakurajima Volcano.

3-3 東側山腹の噴出物の産状、層序および形成時期

東側山腹については空中写真判読で認められた溶岩じわの方向の違いや被覆関係に基づいて地形分類を行った (Fig. 8)。作成した地形判読図と噴火ときに撮影された写真を比較し、さらに断面図から読み取れるユニットごとの高さの違いも考慮して最終的なユニット区分を行った (Fig. 9a)。山口 (1927) は 1914 年 2 月以降に流出した溶岩 (本研究の T2 および T2') は色調が黒いことを指摘したが、噴火直後の写真 (Figs. 10a, 10b) においても色調の違いが明瞭にユニット境界を示している。E1~E4 は火口地形の周囲にあり、火砕丘ないしは火砕成溶岩とみられる。E5, 6, 7, 10, 12, 15, 16, 18, 19 は溶岩流と判断したが、E5, E18 および E19 の上~中流部分は昭和溶岩に覆われ、詳細が不明である。E20 と E21 は海へ張り出した溶岩デルタ地形を呈する。E8, E13, E14, および E17 は分布形態から二次溶岩の可能性がある。さらに小規模な二次溶岩も多数みられるが、番号は振っていない。E9 は E6 の長軸に沿った割れ目に由来する湧き出し溶岩である。空中写真判読で認められた被覆関係および記録とユニットの対応に基づいて層序を決めた (Fig. 11)。T1 および T2 グループの区分 (Fig. 9a) は記録が示す噴出時期から判断し、記録がみられないユニットは他

のユニットとの層序関係から判断した。

1914 年 1 月 12 日の写真 (Omori, 1916b の Fig. 6) には、C1~C3 火口列あたりから上昇する噴煙柱が見られる。これは西側山腹と同時期に起きたプリニー式噴火で、熱岩砂礫の飛散落下が西側に比べ猛烈を極め、高熱の焼石降下で有村、脇、瀬戸の集落が焼滅した (安井・他, 2006 の表 1)。従って大量の火砕物が火口周辺に降下して火砕丘を形成した可能性が高い。東側の最上部火口 (C1) は、南岳の山腹の標高約 400m に位置する。C1 火口の周囲は比較的傾斜が緩く表面が平滑である。E1 火砕丘の推定範囲を Fig. 9a に示す。現在 E1 の領域の一部は昭和溶岩に覆われるが、大正噴火前後と現在の地形から昭和溶岩の下の大正噴火の噴出物の厚さは、70m 以上であると推定される (例えば Fig. 9b の Y 断面)。

Omori (1916b) は、鍋山の南東山腹に立ち枯れた木がある場所を発見し (Fig. 9a 中の c)、溶岩に覆われなかったと考えた。Fig. 9a 中の d および e の領域も同様に溶岩流に覆われていないとみられる。いずれも火口近傍の斜面であり、降下火砕物の堆積原面が噴火終了後まで保存されたと考えられる。噴火前後の地形変化より、鍋山の斜面上の堆積物の厚さは 120m に及ぶと推定される (Fig. 9b の X 断面)。

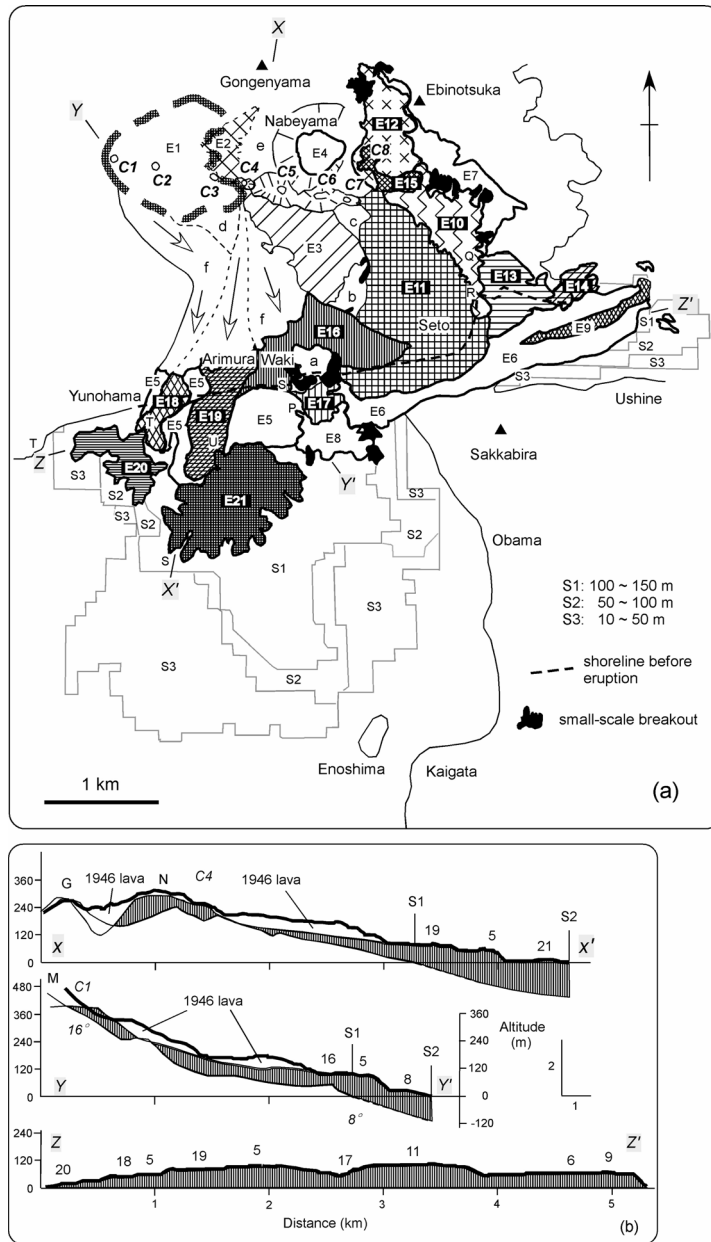


Fig. 9. (a) Distribution of lava flow units, pyroclastic cone and craters C1-C8 on the eastern flank. Units with simple numbers are T1 lavas, while those with white numbers on a black background belong to T2 and T2' lavas. Areas S1, S2 and S3 are submarine lavas of which thickness estimated by Ishihara *et al.* (1981). Broken thick curve shows an assumed area of pyroclastic cone E1. Arrows show assumed direction of lava flows. a: Locality of "Akashi-gongen" at the time of the eruption, b: flat-topped depression which is considered to be buried by post-eruptive reworked sediments. c, d and e: slope covered by the 1914 pyroclastic fall deposits, f: area covered by the 1946 lava. Seto, Waki and Arimura are villages buried by the 1914 lava. T: Tatsuzaki, S: Shiwofuki-zaki. (b) Three sections through the 1914-1915 eruptive products on the eastern flank. Vertical exaggeration is two times. The 1914-1915 eruptive products are shown in gray, which is limited to subaerial part for Z-Z' section along a pre-eruption offshore line. Broken lines in the sections X-X' and Y-Y' are estimated sea floor based on the pre-eruption topographic map. S1: shoreline before eruption, S2: present shoreline, N: Nabeyama, G: Gongenyama, M: Minamidake

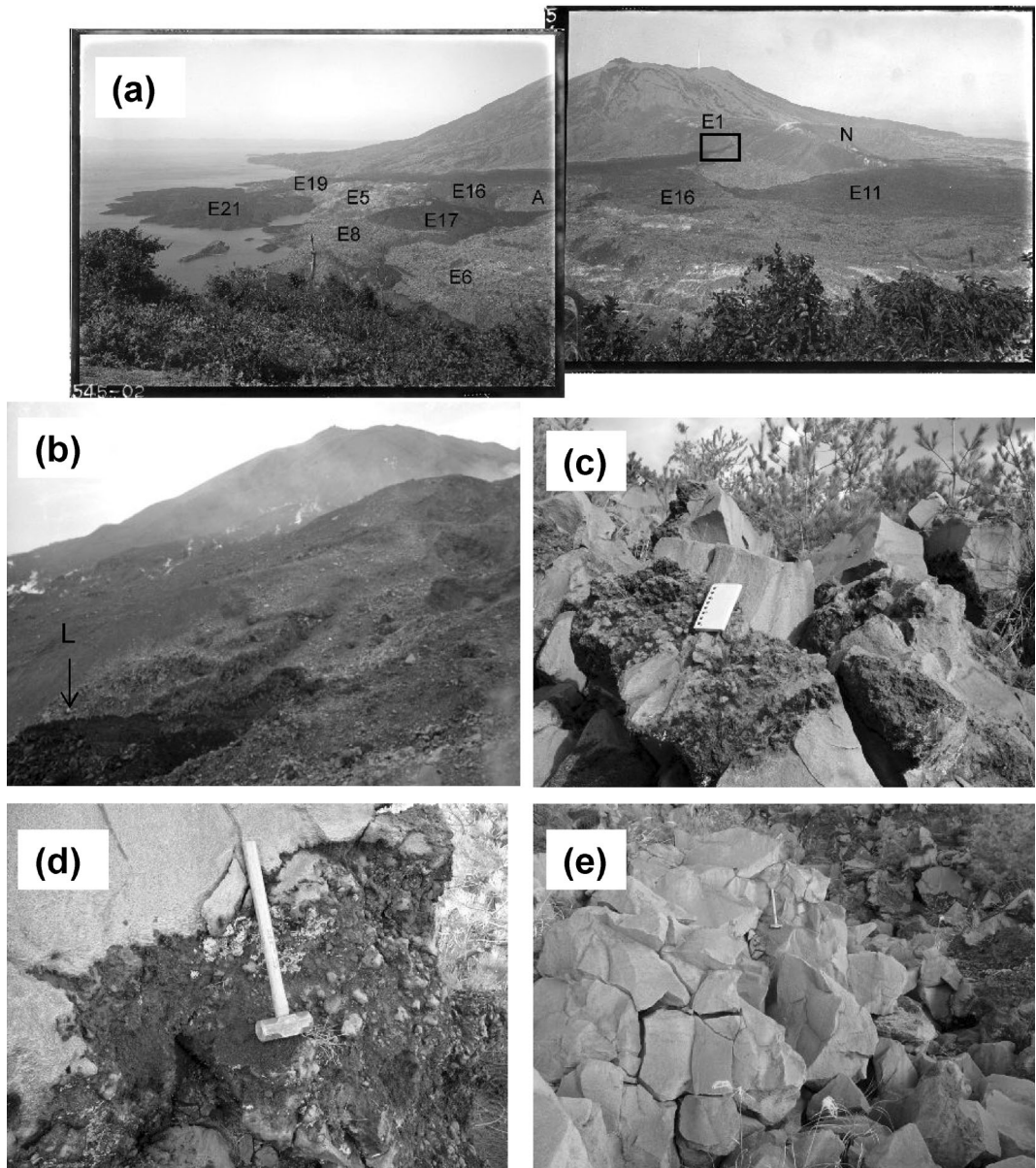


Fig. 10. Photographs of the 1914–1915 eruptive products on the eastern flank. (a) Panoramic view of the eastern flank from the top of Sakkabira on October 1916. N: Nabeyama, A: Akashi-gongen. (b) Photo of the area shown by square in (a). It was taken on 22 April 1915. Black, blocky lava (L) can be seen in the foreground and T1 lava and E1 pyroclastic cone in the background. Photos (a) and (b) were taken by the Imperial earthquake investigation committee at that time. (c) Occurrence of the surface blocks of E8. A field note in the center is 15 cm long. (d) A block in E8 showing variable degrees of welding. Non-welded part can be seen around the hammer with 44 cm long. (e) Blocky surface of E20. A hammer in the upper center is 44 cm long.

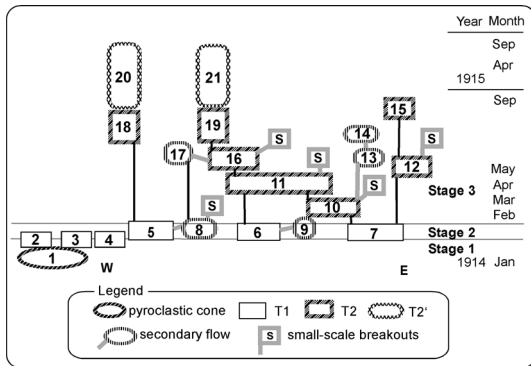


Fig. 11. Diagram showing stratigraphic relationships between units of the 1914–1915 eruptive products on the eastern flank. Black tie lines between blocks are stratigraphic relations based on the aerial photos. Approximate month is shown on the right. See subsection 3–3 for the periods of generation of individual lava.

E2は権現山と鍋山の間の谷を埋めている。Omori (1916b) の Fig. 84 の写真には、E2の中流部の平滑な表面に発達する流下方向に直交の深い亀裂、下流に向かってブロック化する様子、および急な側端崖が認められる。E2の上流部はE1の火砕丘に連続し、E1の火砕丘表面には地すべり地形と類似した亀裂がみられる (Omori, 1916b の Fig. 84, 1914年4月撮影)。鍋山の南側の西北西–東南東方向の割れ目火口列周辺では、噴火直後の写真に地表を同様の厚さで覆う成層構造の発達した溶結火砕岩が認められる (Omori, 1916b の Fig. 88; Omori, 1922 の Figs. 56, 57)。E3には堤防状の地形が認められる (Figs. 8, 9a)。E4はC5火口付近から鍋山の火口内に流下し、火口内を厚さ数10mで埋めている。E4には暗い赤褐色の基地に水平方向に伸びた黒色のレンズ状火砕物が認められ、強く溶結している。Omori (1916b) の Fig. 85 の写真には、鍋山の火口壁に垂れ下がるE4が認められ、表面が平坦で亀裂が発達する様子がE2と類似する。1月21日の写真 (大阪毎日新聞社) に写っていることから、E4はそれ21日以前に定置したことがわかる。以上のE2, E3およびE4の流下時期は不明だが、少なくともE4は1月中旬に形成されたようである。

噴火前の有村温泉付近には海岸に面したドーム状の高まり“明石権現”があった。明石権現 (Fig. 9a の a) の現在の標高は、噴火前 (103m) より数m以上高い。明石権現の東西に分布するE5とE6は当時の海岸線より500mほど南でそれぞれ急崖をなして現在の海岸線となっている。1914年1月24日の10時40分には明石権現の

両側の海岸で溶岩が海中へ流れ込んでいた (鹿児島県立博物館, 1988 の図 23) が、写真の構図からE5とE6であると考えられる。上田 (1914) は明石権現の丘は溶岩に埋められなかったと考えたが、Koto (1916) は1月23日に溶岩で埋められたと考えた。空中写真では明石権現の領域に厚い植生が認められるが、周囲の溶岩には認められない。Fig. 1の等層厚線図から明石権現付近では大正噴火の降下火砕堆積物の層厚が2m以上と予想され、噴火前後の標高差は火砕物の堆積で説明できる。E5とE6の厚い溶岩流が明石権現の東西を埋めたために、Koto (1916) が誤認した可能性がある。従来の研究では、明石権現の部分はT1ないしはT2の溶岩とされてきたが、明石権現は溶岩に覆われていない可能性が高い。

大隅半島側での観察から、瀬戸海峡は溶岩で徐々に埋められ、1914年1月末頃に桜島が大隅半島と陸続きになった、とする文献が多い。溶岩の停止時期は著者により意見が異なる。Jaggard (1924) は1月30日に最後の沸騰した海水のプールが埋まったが、2月にも厚みが増したと記録した。Koto (1916) は2月1日に、山口 (1975) は2月4日に溶岩が完全に停止したと考えた。Omori (1916b) によれば、1915年の9月以降までわずかな前進があったようである。これらよりE6の定置は1914年2月上旬頃にはほぼ終了したと考えられる。E6は中央部が長軸に沿って開口しており、内部から搾り出されたとみられるE9がE6の東端より東方へ伸長する (Fig. 9a)。またE6の先端の東方には1914年の4月から7月の間に溶岩島が出現し、海底の溶岩内部の未固結部が上昇したものと考えられた (山口, 1968)。溶岩島は有村沖にも形成されたが、いずれも中央の割れ目をはさんで平行する2つの部分からなり、割れ目の壁面は外側へ向かって湾曲する (Omori, 1916b)。これらは定置した溶岩内部の高温を保持した部分のわずかな変形を反映したものかもしれない。

E7はその上～中流部がE10とE12に覆われる。E7の下流部は南北1.5km以上にわたって広く分布する。E7は植生に厚く覆われており、空中写真では特に表面地形が認められない。1月23日に鍋山から舌状の溶岩が黒神の方へかなり押し出したとあり (Koto, 1916b)、E7の分布と調和する。同日の写真にはC6火口から流下中のE7の末端とみられる溶岩が見られる (Omori, 1916b の Fig. 78)。

E8はE5やE6に比べ標高が低い。E8の表層部には非溶結ないし中程度に溶結した赤褐色の火砕物を含むブロックがしばしば見られる (Figs. 10c, 10d)。空中写真ではE5の東側の側端崖に噴出口状の地形がみられるので (Fig. 9a の P 地点)、E8はE5からの二次溶岩である可能性が高い。E8の先端部には爪状の小規模溶岩が複数

ある。2月14日にはE8からの二次溶岩が海水と接触して水蒸気をあげているため(綿貫・他, 2003), E8の流出はそれ以前であろう。

E10はE7を覆いE11に覆われる。E11には顕著な溶岩じわが認められるが、E10は表面地形が明瞭でない。E10の末端崖は高さ約30mで、爪状の小規模溶岩(幅100m以内、長さ300m程度)が多数流出している。3月22日にC6火口付近で流動する灼熱の溶岩が確認された(山口, 1927)が、分布と層序からE10であるとみられる。山口(1927)はこの溶岩の先端が3月下旬に瀬戸海峡方面に到達していることから、2月に流出を開始したものと考えた。4月7~20日の間に大隅半島の牛根付近から撮影された写真には、E10の前面とみられる部分で盛んに水蒸気が上がっている。E10は2月に流出し初めて4月中旬頃までに定置したと考えられる。

E11はC7火口から扇状に分布し、下流部では1.3km以上の幅を有する。中流域では西縁に沿って溶岩堤防が認められ、中~下流域では溶岩じわの発達が顕著である。爪状の小規模な溶岩も認められる。E11はE6とE10を広く覆い、下流域の一部はE16に覆われる。E11はE10を覆うことから、1914年4月以降に流出したと考えられる。

E12はC8火口の周囲とその北方に分布する。E12の表面には、C8火口から放射状に伸びる尾根状の高まりないしは亀裂が見られることから、C8火口に由来するらしい。E12の北端部には爪状の小規模溶岩が2筋認められる。E12はE7を覆いE15に覆われることから、それらの間に流出したと考えられるが正確な時期は不明である。

E10からは多くの溶岩が二次的に流出しているが、そのうちE13の規模がやや大きい。E10のQ地点とR地点に流出口が見られる(Fig. 9a)。空中写真でQ地点からの流れがR地点からの流れに覆われるように見えることから、前者が先に流出した可能性がある(Fig. 8)。E13の先端からはさらにE14が流出している。E13とE14の表面には流下方向に平行な線状の微地形が見られる。E15はC8火口から500mほど連続する小規模な流れで、流下方向に平行な筋が見られる。綿貫・他(2003)は、E13とE14に相当する部分(n)が、1914年5月25日撮影の写真にはないが、9月の写真には認められることから、nの部分はこの期間に流下したと考えた。9月26日には鍋山の東の低所の2箇所の火口で時々爆発があり、割れ目の端から溶岩が流出していた(Omori, 1916b)。分布からはE11やE15が候補に挙がるが、5月に流下していたE16(後述)に覆われるE11は時期的に異なる。従って9月下旬に流出したのはC8火口からのE15

と考えられる。

E5を覆うE16は明石権現の高まりをよけるように分布する。明石権現は、E5とE6が周囲を埋めた後も突出した地形的高まりであったと考えられる。E16は明石権現との接合部で表面に顕著な溶岩じわが発達し(Fig. 8)、東西に分流している。1914年5月9日にはC4火口直下の谷底から、幅約10mの溶岩が第1期の溶岩の上を徐々に流動し、銀杏の葉のように拡大していた(山口, 1927)。上方の爆裂火口は時々活動していたが、爆発は伴わず静かに溶岩を溢流していたという。分布からみて、この時目撃されたのがE16と考えられる。

E17はその東西に分布するE5やE6に比べ標高が低く(Fig. 9bのZ断面)、E8を覆う。E17には数m以上に及ぶスケールの搾り出し構造がしばしば見られる。空中写真からE16のS地点からの二次溶岩であると推定され、E17は1914年5月以降に流出したようである。

Fig. 10aと10bは大森房吉らの調査時に撮影されたもので、写真の原版が現在国立科学博物館に保存されている。撮影日はFig. 10aは1916年10月、Fig. 10bは1915年4月22日で、それぞれC4火口付近に黒色の溶岩が認められる。Fig. 10aには有村方面へ伸長した溶岩がE16を覆うのが認められる。Fig. 9aと照合すると、これはE18とE19に連続する溶岩であると考えられる。Fig. 9aにE18とE19の上流方向の推定分布を点線で示す。E19には深さ10m以内の溶岩じわが発達する。E19に比べ不明瞭だがE18にも溶岩じわが見られる。有村では9月下旬に前進する溶岩の前面からブロックが崩れ落ち、新しい溶岩が古い溶岩の割れ目から押し出されていた(Omori, 1916b)。E16は5月9日に溢流していたが、9月下旬までに流下が停止し、その間にE18およびE19の流下が始まったようである。

有村南方の溶岩デルタ(E20とE21)は、幅数100m以下、長さ1km以下、海面上の高さ60m以下の葉片状のローブが複合して、全体として鳥趾状のデルタ地形を形成する。E20とE21の表層部には緻密な多面体ブロックが積み重なる(Fig. 10e)。個々のブロックは肉眼的に均一で、発泡のよい部分は少なく、溶結構造は認められない。E20は上流のT地点、E21はU地点にそれぞれ流出口状の地形がみられる(Fig. 9a)。溶岩デルタの形成時期については6-3節で後述する。

以上で検討した流出時期の違いにより、東側の各ユニットはE2~E9はT1、E10~E19はT2、E20およびE21はT2'区分される。山口(1975)によれば、東西山腹ともに2月上旬に溶岩流動が停止したが、東側では別の火口が新しい溶岩(第2期溶岩)を吐出した。T1の主な供給は2月初めに終了したが、東側ではその直後にT2の

流出が始まったようである。

4. 大正噴火の噴出物の全岩化学組成

大正噴火の噴出物の全岩化学組成については、山口 (1927), 荒牧・小林 (1986), 横尾・谷口 (2001) などの報告がある。荒牧・小林 (1986) の図 10 によると、 SiO_2 含有量 (重量%) は初期の降下軽石が 62% 前後であるのに対し、溶岩のそれは 58.7~61.8% である。山口 (1975) によれば、大正溶岩の第 2 期溶岩流は第 1 期溶岩流に比べやや SiO_2 に乏しい。また第 2 期溶岩流はより暗色を呈するため、容易に識別出来る。山口の第 1 期および第 2 期は本論の T1, T2 にそれぞれ対応する。ここでは東西山腹の大正溶岩の表面から採取した合計 79 個の試料について、全岩化学分析を行った。 SiO_2 含有量は 58.3~63% の幅があり 4.7% の組成幅を示す (Fig. 12)。例として SiO_2 -MgO 図を Fig. 13 に示すが、 SiO_2 と各酸化物の変化図上では、大正溶岩は一本のトレンドを形成する。以下では東西山腹の溶岩の T1, T2 および T2' の全岩化学組成について述べる。

T1 と T2 を比較すると前者の大部分は 61.5% 以上と SiO_2 に富む傾向がある。T1 については、西側の組成範囲は 61.9~63% と幅が狭いのに対し、東側のそれは 60.6~62.7% と若干広い (Fig. 12)。また西側の溶岩の SiO_2 含有量の幅は最初期の降下軽石のそれとほぼ同様である。

東側の T2 の組成範囲は 59.4~62.4%、T2' のそれは 58.3~60.8% である。T2 と T2' の組成範囲はほぼ同様であるが、T2' の方がわずかに SiO_2 含有量に乏しい。東側の T1 と比べると、60.6~62.5% の間で組成範囲が重複する (Fig. 12)。 SiO_2 含有量が低く T2 の組成範囲と重複する T1 もわずかに存在する。

西側山腹の溶岩 (T1) の SiO_2 含有量はユニットによる違いがみられない。W9 のボーリングコア試料においても、深度による変化は特でない (Figs. 7e, 7f)。東側山腹の溶岩では E6, E7, E11, E12, E15~17 が 61.4% 未満である (Fig. 14)。E10 と E14 は層序関係からみると T2 であると考えられるが、今後試料を採取して組成を確認する必要がある。

5. 大正噴火の噴出物の記載岩石学的特徴と破片状結晶量

大正溶岩の記載岩石学的特徴については、山口 (1975), 福山 (1978), 横尾・谷口 (2001) などの報告がある。本研究では拳大の標本スケールの肉眼観察と合計 97 枚の薄片の観察を行った。通常の岩石記載に加え、石基の不均質な組織や破片状の結晶の組織と含有量に着目した記載を以下に述べる。

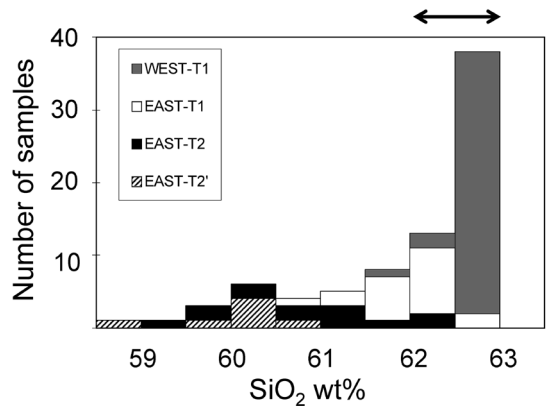


Fig. 12. Frequency diagram showing distributions of SiO_2 content of the 1914-1915 lava. For definitions of T1, T2 and T2', see text in Chapter 2. An arrow shows the range of SiO_2 content of the 1914 pumice fall deposit.

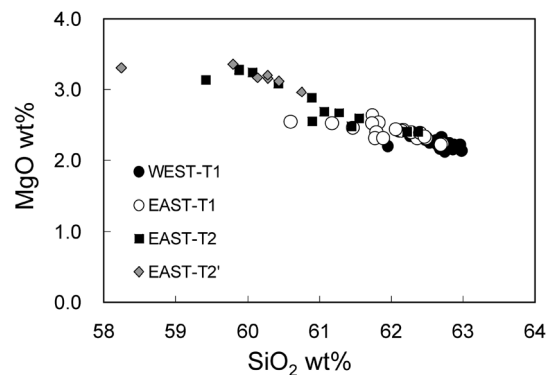


Fig. 13. SiO_2 vs MgO diagram of the 1914-1915 lava.

大正溶岩は破片状の結晶を特徴的に含む (Figs. 15a, 15 b)。ここでは破砕の程度に関わらず、少しでも破断面が認められる場合、破片状結晶とする。斑晶鉱物のうち最も量が多い斜長石について、破片状の斜長石斑晶の含有量 (以下、BPL と呼ぶ) を次の方法で測定した。1) 約 8 倍の薄片の引き伸ばし写真を用意する、2) 顕微鏡下で径 0.5 mm 以上の破片状斜長石斑晶を確認し、写真に印をつける、3) ポイントカウント法で破片状斜長石と破片状でない斜長石を測定する、4) 次式で破片状斜長石斑晶の含有量 (体積%) を求める。

$$\text{BPL} = 100 \times (\text{BPL}^* \div (\text{BPL}^* + \text{NPL}))$$

ここで、 BPL^* は破片状斜長石のカウント数、 NPL は破片状ではない斜長石のカウント数である。

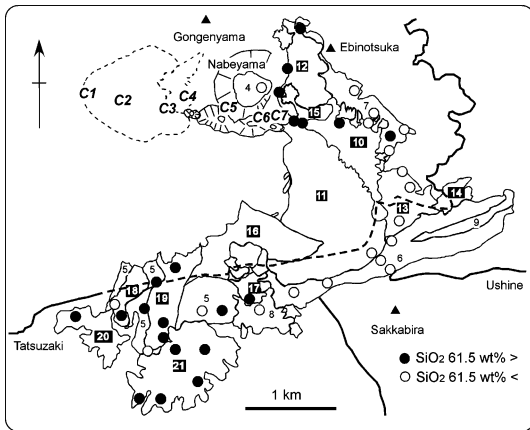


Fig. 14. Map showing spatial distribution of SiO₂ content of the 1914-1915 lava on the eastern flank. Units with simple numbers are T1 lavas, while those with white numbers on a black background belong to T2 and T2' lavas.

得られた BPL 値の空間分布を Fig. 16 に、頻度分布を Fig. 17 に示す。

5-1 西側山腹の噴出物

西側山腹の大正溶岩は肉眼的に色調が多様（赤褐色～灰色）で、拳大の標本内で色調の異なる部分が不均一に分布する場合がある。類質岩片を包有する場合が多いのも特徴の一つである。東側山腹の大正溶岩に比べ斜長石斑晶が一般に細粒で、大半の標本の斜長石のサイズは平均 1.7 mm, 最大 3 mm であるが、斜長石サイズの平均が 2 mm 以上の標本には最大 6 mm の粗粒の斜長石が含まれる。石基は隠微晶質であるが、均質な場合と不均質な場合が半々で、後者は顕著なユータキシティック組織を示す (Fig. 15a)。斑晶鉱物は普通輝石, 斜方輝石, 斜長石および不透明鉱物である。観察を行った 52 枚の薄片のうち、単独のカンラン石を含むものはわずか 1 枚であったが、2 割の薄片に融食形のカンラン石を含む斜長石と輝石の集斑晶が少量認められた。どの薄片にも破断面を有する結晶が含まれ、破片状の斑晶鉱物が多い薄片では石基にも結晶の破片が多い傾向がある。W9 のボーリングコア試料は、最下部の溶岩を除いて顕著なユータキシティック組織を示す。W10 の G2 地点 (Fig. 2) の粒度分析試料の径 1~2 mm の粒子の薄片には、多様な発泡度の赤褐色～褐色のスコリア粒子の他に、繊維状に伸長した茶褐色ガラスもみられる (Fig. 15c)。ユータキシティック組織を示す角張った粒子や破断面が輪郭の一部を構成する遊離結晶も認められる。一方、Fig. 2 の C 地点で大正軽石を直接覆う降下火山灰層 (6-4 節で後述) には、顕著

な溶結構造を示す粒子はほとんど見られない (Fig. 15d)。

西側山腹の大正溶岩の BPL の幅は 11~84% である (Fig. 17)。60% 以上の高 BPL 値を示すものの大半がユータキシティック組織を示し、石基にも結晶片が多い。40~60% では約半数がユータキシティック組織を示す (Fig. 17)。W9 のボーリングコア試料では最下部の溶岩を除いて、60% 前後の高い値を示す (Fig. 7f)。同一ユニット内でも BPL の値に幅がある傾向がある (Fig. 16 a)。しかし W4, W9 と W10 は全体に高め、W12 は全体に低めの BPL を示す。W16 など BPL の低い標本は斜長石のサイズが大きい傾向がある。なお Fig. 16a で“Q”を付した値は、溶岩の湧き出し部分から採取した溶岩試料であり、詳細は 6-1 節で述べる。

5-2 東側山腹の噴出物

東側山腹の大正溶岩は暗灰色～灰色で、全体に石基が均一で、平均 2 mm, 最大 5.5 mm のサイズの斜長石斑晶を有する。鏡下では石基は隠微晶質で、稀にユータキシティック構造がみられる。斑晶鉱物は普通輝石, 斜方輝石, カンラン石, 斜長石および不透明鉱物である。カンラン石の多くはサイズが 0.2 mm 前後で、半自形でうすい反応縁を有する場合が多い。カンラン石の量は、1 枚の薄片内に普通に見られる場合 (ケース 1) と、1 枚の薄片内に数個以下しか認められない場合 (ケース 2) がある。T1 ではケース 2 が多いが、T2 はケース 1 と 2 がほぼ半々、T2' ではケース 1 のみである。T2 と T2' には複数のカンラン石から成る集斑晶もしばしば認められる。

破片状の斑晶鉱物が多い試料では石基にも結晶片が多い。東側の大正溶岩の BPL の幅は 13~81% である (Fig. 17)。10~35% まだが最も多く、ついで 40~60% が多い。45% 以上の試料ではユータキシティック組織を示す場合が数例ある。T1 の BPL は変化幅が広く、50% 前後がやや多い。T2 と T2' は 7 割以上が 10~35% と低い BPL を示す (Fig. 17)。

6. 大正噴火の噴火様式とその時間変化

6-1 岩石組織と破片状結晶量からみた噴火様式

近年、伊豆大島、諏訪之瀬島、浅間山などの諸火山において火砕成溶岩の事例が報告され、火口近傍で火砕物が降下する噴火様式について議論がされている (例えば Sumner, 1998; 嶋野・小屋口, 2001; Yasui and Koyaguchi, 2004)。ユータキシティック組織に代表される溶結の証拠が顕著な場合を除くと、一般に火砕成溶岩と火口から溢流した連続流体 (以下“通常の溶岩”と呼ぶ) の識別は容易ではない。降下軽石堆積物には破片状の遊離結晶が多く含まれるため、プリニー式噴火のような火砕噴火では結晶片も多く生産されることが指摘され

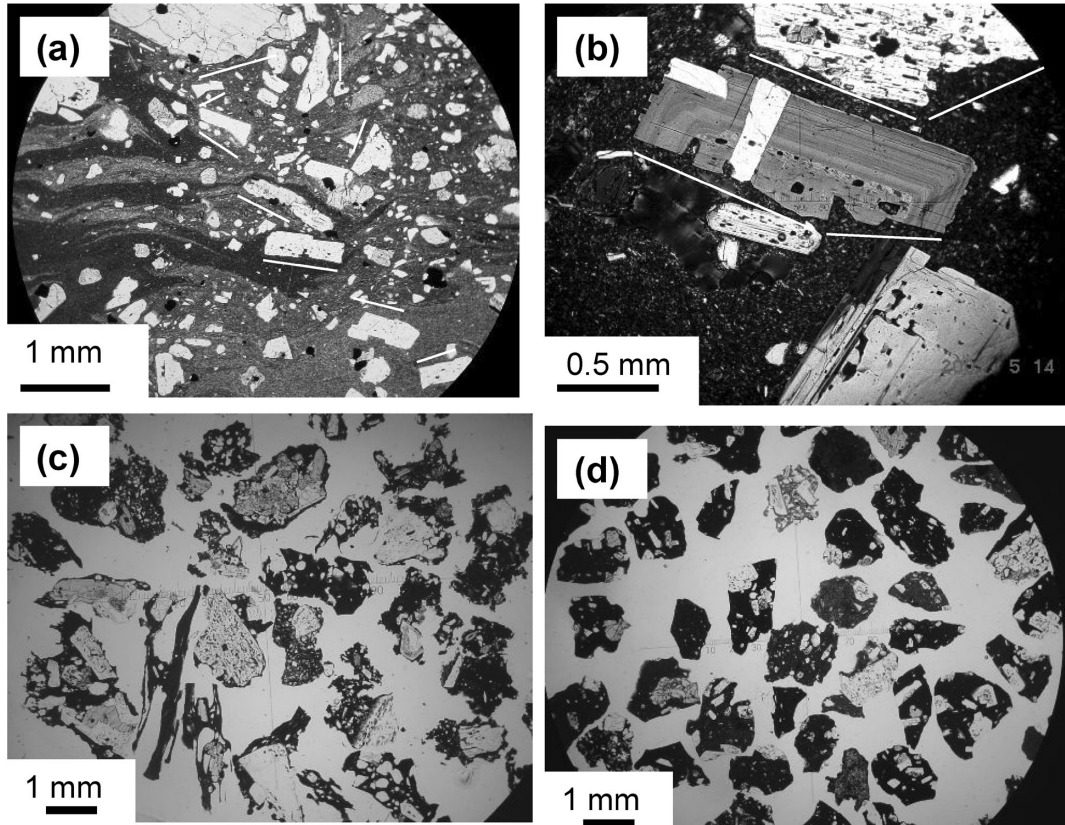


Fig. 15. Photomicrographs of the 1914 eruptive products on the western flank. (a) Eutaxitic texture in the surface lava block of W10. Lines denote broken surfaces of crystals. Many broken phenocrysts and crystal debris are observed. Open nicols. (b) Broken plagioclase contained in the bore hole core sample of W9 (21 meter in depth). Inner zonal structure is clearly cut off. Crossed nicols. (c) Vesicular, pyroclastic grains from non-welded part of W10. Sample was taken at G2 (Fig. 2). Grain-size of particles is 1 – 2 mm in diameter. Note that some glass shards are remarkably elongated. Open nicols. (d) Grains from an ash fall deposit which overlies the 1914 pumice fall deposit. Subangular, massive, lava fragments are dominant. Sample was taken at the locality of C in Fig. 2. Grain-size of particles is 1–2 mm in diameter. Open nicols.

ている(安井・菅沼, 2003). 火砕成溶岩の元となる溶結火砕岩は、幅広い粒径の火砕物の集合ととらえられる。溶結火砕岩の細粒物に富む部分は遊離結晶も多く、通常の溶岩に比べ破片状結晶の量が多いと予想される。一方、粗い火砕物に富む部分の破片状結晶量は通常の溶岩のそれとさほど変わらないかもしれない。これは、単一の火砕物内の結晶は、マグマの破砕過程での破壊を免れている可能性があるためである。岩石薄片を用いて溶結火砕岩の破片状結晶量の測定を行う際、薄片数が十分にあれば、火砕成溶岩は通常の溶岩に比べ相対的に破片状結晶量が高い傾向を示すだろう。実際に日本の諸火山の安山岩質溶岩の観察結果では、破片状結晶に富みユータキシティック組織を示す溶岩が少なからずあることが示さ

れている(安井, 2006)。つまり、溶岩中の破片状結晶量や石基のユータキシティック組織の有無は、通常の溶岩と火砕成溶岩の識別に有効である。以下では産状や破片状結晶量に基づいて大正溶岩の各ユニットをもたらした噴火様式を考える。

東西山腹の噴出物分布域の表層にみられるブロックは産状の違いから二つに大別される。タイプ1は多孔質で酸化した火砕物粒子を含むブロックであり、単一のブロック内で溶結度の変化を示す場合が多い。鏡下では破片状結晶に富み(BPL: 80%以上)、石基がユータキシティック組織を呈する場合が多い。タイプ2は緻密で多面体状のブロックで、肉眼的および微視的な溶結構造はほとんど認められない。破片状結晶量が低いものから中

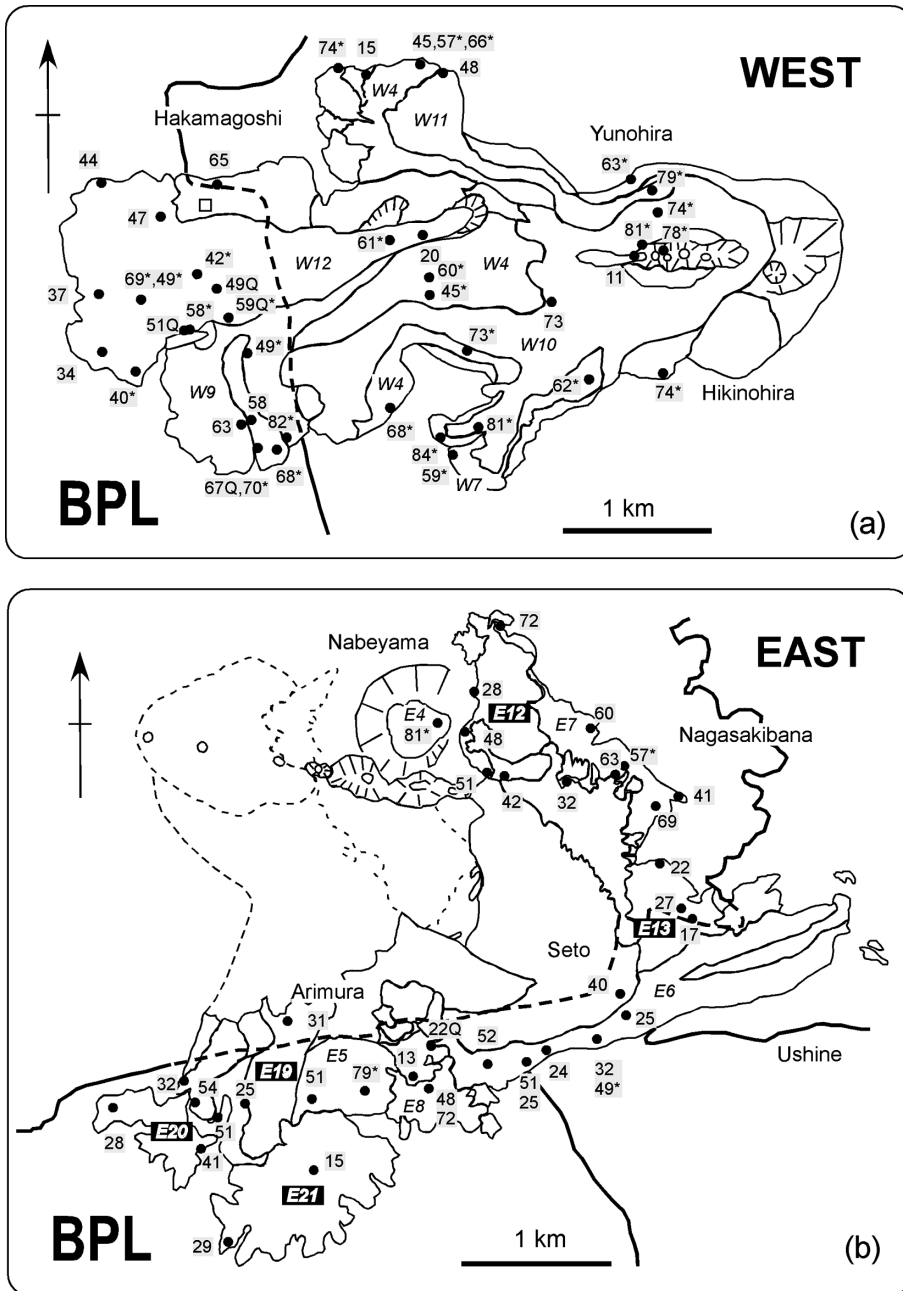


Fig. 16. Broken plagioclase content of the 1914–1915 eruptive products of Sakurajima Volcano. (a) and (b) show spatial distributions of BPL content of lavas on the western and eastern flanks. Asterisks are samples with well developed eutaxitic texture. Numbers with 'Q' are samples taken from squeezed out lava. Open square in (a) shows the locality of bore hole.

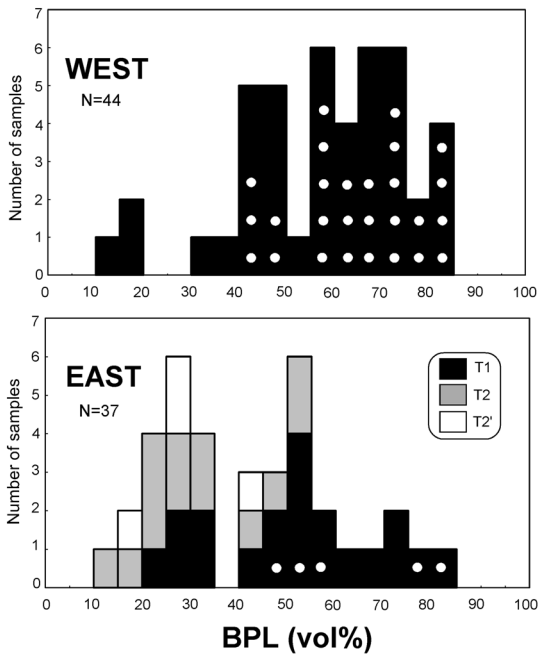


Fig. 17. Frequency of BPL contents in the lavas from the western and eastern flanks. Open circles: samples with a distinct eutaxitic texture, T1: lava flows generated mostly in January 1914 on the western and eastern flanks, T2: lava flows generated after February 1914 on the eastern flank, T2': lava flows, which form lava deltas near Arimura coast, probably generated after the summer of 1914.

間のものまであり (BPL: 10~60%), 石基は均質である場合が多い。

ユニット別にみると W4 と W10 の表層のブロックはタイプ 1 である。特に W10 上のブロックは巨視的な溶結組織が顕著である (Figs. 5c, 5d, 5e)。W9 や E7, E8 にもタイプ 1 ブロックが目立つ。一方, W11, W12, W16, E5, E6, E10, E13, E15, E19, E20, および E21 の表層のブロックの多くはタイプ 2 であり, タイプ 1 は少ない。E19, E20, E21 上にはタイプ 1 は確認されない。

表層にタイプ 1 のブロックが見られるユニットの形成過程には, 1) 溢流時に既存の火砕丘を一部崩壊させてラフトとして運搬した, 2) 深部まですべて火砕成である, 3) 流下途上で後から発生した火砕流の堆積物を載せて運搬した (小林, 1986), の 3 つの可能性がある。

まずラフトの可能性について考える。通常の溶岩の溢流の場合は, 桜島の昭和溶岩のように噴出口付近から中流部で溶岩流の幅が狭く, 傾斜の変化に伴い下流部で拡

大すると予想される。1914 年 3 月 22 日には東側 C6 火口底から灼熱の溶岩が溢流しており, 幅約 10 m の細長い流れが先端で扇型に広がっていた (山口, 1975)。この観点でみると, W11, W12, W16, E11, E16 は溢流溶岩の分布を示す。W12 上にはしばしば数 m のスケールの湧き出し部があり, 緻密な溶岩が見られる。溶岩の由来する深度は不明だが, 連続流体部の一部が地表に現れたものと考えられる。W12 の湧き出し部の溶岩の BPL は 50% 前後である (Fig. 16a)。従って W12 上に散在する BPL の高いタイプ 1 のブロックは火口近くで取り込まれたラフトである可能性がある。これは W12 の給源の C6 火口付近に W3 火砕丘の崩壊地形があることも調和的である。W12 以外のユニットについても今後同様の検討を要する。

W9 のボーリングコアは中心部まで溶結火砕岩の証拠を持つため, W9 は火砕成溶岩であると考えられる。W9 以外のユニットは深部に関する情報が得られないが, W4 と W10 の表層ブロックはタイプ 1 であることから, 深部まですべて火砕成である可能性が高い。これらのユニットの流出過程については次節で詳しく議論する。

西側の大正噴火噴出物の中流~上流域 (W10 の上流に相当) の表層部全体が, 流下中の溶岩流上に堆積した火砕流であるという見解がある (小林, 1986)。表面に亀裂が発達し, 下流に向かってブロック化する W10 の地形的特徴は, 溶結した火砕流堆積物の下位の溶岩流が流動を続けたため生じたという考えでも説明できる。しかし, 次節で議論するように W10 の上流部が W1 火砕丘中央部の大規模な変形地形に一致することは, W10 が火砕丘由来の火砕成溶岩であることを強く示唆する。火砕流については, 1 月 15 日午後黒煙が押し寄せ, 並木の間を通過したという目撃談がある (山口, 1967)。Jaggard (1914) は, 2 月中旬に立ち木に残された傷を観察し, 水平方向へ移動する石によるものと考えた。これらの火砕流の給源は倒木の方向から C2 や C4 火口付近であると考えられている (Omori, 1916b)。火砕流は複数回発生したが, 地質単位として堆積物を残す規模ではなかったと考えられる。溶岩流のユニット間や表面に少量の堆積物を残した火砕流がないとはいえないが, 西側山腹の上~中流域を広く覆う規模の火砕流堆積物は存在しないと考えられる。

6-2 地形的特徴と産状からみた火砕成溶岩の流出過程

Head and Wilson (1989) や Sumner (1998) は溶岩噴泉による火口近傍堆積物の産状の多様性を示し, 噴泉の構造や噴火推移に着目した議論を行った。ここでは主に西側山腹の W4 と W10 の産状や地形的特徴の違いに注目して火砕成溶岩の流出過程を考える。

3-1節で述べたように西側山腹のC3火口列を中心に大型の火砕丘の範囲が推定される(Fig. 3a)。記録によれば、噴火開始20分後頃に東西1,150mにわたる垂直な噴煙柱が上昇し、大量の火砕物が火口周辺に降り注いだ(Omori, 1916b)。火砕丘は、C1からC3の西縁付近まで延びる割れ目火口の周囲に形成されたものと考えられる。W4はW1の火砕丘の推定範囲のすぐ西側に分布することから、W1の火砕丘の範囲内に由来すると考えられる。湯の平と愛宕山の間ではW4は1km以上の幅がある(Fig. 3bのY断面)。キラウエア火山のPu'u 'O'o 1983~86年噴火の溶岩噴泉の火口近傍の映像には、個々の火砕物粒子が火口周囲に降下して一種の溶岩プールを作ると同時に、幅の広い溶岩流となって流下する様子がみられる(Heliker et al., 2003)。これは火砕物の堆積率が大きい条件下で、火砕物の着地直後に粒子の結合と流動が起きるものである。W4は大量の火砕物降下があった初期のプリニー式噴火時に流出したと考えられるため、流下状況がPu'u 'O'oと類似していた可能性がある。

一方、Wolfe et al. (1988)は、1984年の時点のPu'u 'O'oの斜面から最大3kmまで到達する、幅が広く厚い"spatter-fed flow"を記載した。これは流下方向に直交する細長い裂け目が発達し、流下するにつれて岩塊に移化する産状を示すもので、大きい亀裂は地すべりの裂け目と似る。これは急斜面上に連続的に堆積する火砕物が流動して、幅が広く流下速度の遅い溶岩流となったものである。W1火砕丘の中央部には西に開いた馬蹄形の範囲内に亀裂が発達する。この部分はW10の上流部に一致し(Fig. 2)、下流に向かってブロック化する。この地形的特徴は上述のPu'u 'O'oのspatter-fed flowや、伊豆大島1986年B5火口周辺(Sumner, 1998)や諏訪之瀬島火山の文化噴火の火口周辺(嶋野・小屋口, 2001)の地形とも類似する。

火砕丘の厚さは西側C1火口周辺で最大70mと推定されるのに対し、C3火口列の中央部より西方では30m以下である。基底の傾斜はC1火口付近で12度以下であるが、C3火口列周辺では約15度である(Fig. 3bのX断面)。C1火口周辺のW1火砕丘の表面が比較的平坦であるのは、荷重により火砕丘がつぶれたのだろう。C3火口列の火口壁には厚さ10数m以上の緻密な強溶結部が露出する。全体に弱い成層構造を示し、下部には板状節理が発達する。C3火口列付近では基底地形が急であったために、重力不安定で強溶結部の変形が助長され、W1火砕丘の上部に亀裂が発達したと考えられる。Sumner (1998)は、伊豆大島1986年噴火B火口列の溶岩の産状を精査し、高さ1,600mに及ぶ溶岩噴泉の活動時に流下した噴泉由来の火砕成溶岩(Earlier aa-like lobe)に引き続いて、

急激に形成された火砕丘の荷重による変形と崩壊に由来する火砕成溶岩(Later collapse generated lobe)がもたらされたと考えた。W10がW4の後に流出したことは、伊豆大島の場合と似た状況だったのかもしれない。W10の表面にはC3火口列の西縁より西方で表面が平滑な立方体状ブロックが多く、下流に向かって細粒化する(Fig. 2)。C3火口列の西縁の辺りは割れ目火口列の中心に近かったようであり、斜面上に大量の火砕物が堆積したと考えられる。以上より、成長した火砕丘の変形と崩壊によりW10の火砕成溶岩が流下したと考えることができる。

W10には本質の強溶結岩片がしばしば含まれるが、これらは一度火口近傍に堆積した火砕物が強く溶結し、脆性的に破壊される程度に冷却した後に破碎されたものと考えられる。強溶結岩片は、プリニー式噴火の前半に火口近傍に堆積して火砕丘の下部を形成した溶結火砕岩が、後半に侵食されて一種の類質岩片としてW10に取り込まれたものと推定される。

東側山腹については情報が少ないが、E2の給源付近には平滑な緩斜面上に亀裂が発達し、下方に向かって断片化する地形的特徴がW10と類似する。最初期のプリニー式噴火では、東側でも激しい火砕物降下があった。噴火前後の地形変化から東側のC1火口周辺には100m前後の厚い堆積物があることが示されるため、西側と同様に火砕丘(E1)が形成されたと考えられる。E2は鍋山と権現山の間谷へ続く斜面上で、E1火砕丘の一部が重力的不安定により二次流動した小規模なspatter-fed flowの可能性もある。E1火砕丘の南側にも昭和溶岩やE16に覆われた火砕成溶岩が存在する可能性がある。

6-3 東側海岸における溶岩デルタの形成時期と形成プロセス

有村付近に発達する溶岩デルタ(E20とE21)の形成時期と形成プロセスはよくわかっていない。ここでは当時の記録や地形的特徴に基づいてデルタ形成の詳細を考える。

6-3-1 溶岩デルタの形成時期

山口(1968)は1914年7月上旬に有村のT1溶岩が作る海岸の2ヶ所から溶岩が連続的に海へ流入し、岩粉を含んだ水蒸気が高さ100m以上まで上昇するのを目撃した。1914年9月下旬の湯の浜沖の海水温は50~60°C、有村の400m沖で35~41°Cだったが、翌年4月中旬でも40°C(Omori, 1916b)と、溶岩の海への流入が長期に及んだことが示される。測量を行ったOmori(1916b)によれば、1915年4月23日から9月22日の間に潮吹崎の先端が14m前進した。1915年9月以降の記録はないため、遅くとも1915年の秋までには溶岩の流動が停止したと考えられる。デルタの大きさは1914年8月に最終的な面

積の約半分だった(山口, 1927)が, 翌年4月中旬の写真(Omori, 1916bのFig. 126)では現在とほぼ同様である。葉片をなす溶岩流は, 沖合へ伸張を続けて1914年12月には見達する位に伸び出した(山口, 1968)。溶岩デルタは複数の葉片状の溶岩ローブから成る(綿貫・他, 2003のFig. 1)。以上より, 溶岩の海への流入は1914年7月までに開始し, 1915年夏かそれ以降まで複数の溶岩ローブの前進が続いて全体として溶岩デルタが成長したと考えられる。

溶岩デルタの沖合いには海底を埋めた溶岩が広く分布する(Fig. 9aのS1~S3)。石原・他(1981)の音響測深結果によれば, 海底の溶岩の厚さは最大150mである。厚さ100~150mの部分は周縁で急激に厚さを減じ, 50m以下の薄い部分に取り囲まれる(Fig. 9a)。Omori(1916b)や石原・他(1981)の図によると, 海底溶岩の断面は, 表面が比較的平坦な台地状である。海底溶岩は1914年3月4日には噴火前の海岸線から3kmの距離まで到達していた(Omori, 1916b)。測深結果(Omori, 1916bのFig. 67)からは, 海底溶岩は1914年6月には最終的な分布と厚さに近かったことが確認される。陸上溶岩の各ユニットの形成時期(3-3節)からE18とE19(T2)の流出の始まりは5月以降と考えられる。海への溶岩流入が日撃された7月までは, T2溶岩が有村沖の海中を流れることはなかったらしい。以上の時期的な関係から, 海底の台地状溶岩の大部分はE5(T1)の海中への延長であると考えられる。

位置関係からE5の海底溶岩の上にE20とE21(T2')のデルタが成長したものと考えられる。E20とE21の前進速度は遅かったことから, 海中に流入したT2'の溶岩の到達距離や堆積量は少ないと考えられる。

6-3-2 溶岩デルタの形成プロセス

溶岩デルタの成因論には二次溶岩説と溶岩トンネル説の二つがある。前者は, 1914年末に定置した溶岩から数ヶ月の時間間隙をおいて二次的に溶岩が流出して形成された(Omori, 1916b)というもので, 有村付近に定置した厚い溶岩内部の未固結部が先端を破って流出したという考えである。一方, 山口(1968)には「溶岩流は緩慢に流下したため, 表層は凝固して皮殻を作り, 溶融部は導管状の中を押し出されて移動した。低くなって傾斜が小さくなると管状の流れは次第に分岐し, その集合体として流れたと解せられる」とある。具体的な場所の言及はないものの, 「陸上での形状が上流が狭く末広がりであり, 銀杏の葉のような形をなして, 数箇所海中に流入している」という記述(山口, 1968)から, C4火口から現在の有村展望台付近にかけて溶岩トンネルを考えたと思われる。

二次溶岩に関連する例として, E8, E10, E12, E16の

縁から最大数100m伸びる小規模な溶岩が挙げられる(Fig. 9a)。E14はやや規模が大きいが, E13の縁の流出口状の部分から流出したような分布を示す。これらはいずれもプール状の溶岩の先に分布することから二次溶岩であると考えられる。これに対しE21(T2')の流出口(Fig. 9aのU)のすぐ上流では, 細長いローブ状のE19(T2)の東西にE5(T1)が分布する。噴火前の有村の海岸線付近の傾斜は石原・他(1981)のFig. 3から約8度と推定される。各ユニットの分布(Fig. 9a)と噴火前後の地形図(大日本帝国陸地測量部, 1909と1920)に基づいた断面図(Fig. 9b)を照合すると, 有村海岸付近のE5の厚さは100m程度と推定されるのに対し, E19は数10m以内と薄い。E21の厚さは陸上部だけでも30m前後で, 体積は約0.015km³と見積もられる。E19はE21より小規模なため, E19から二次的にE21が流出したとは考えにくい。E5(T1)は厚いので二次溶岩を供給しうるが, E21はSiO₂含有量が低く(Fig. 14), SiO₂の高いE5からの供給では説明できない。E20とその上流のE18についても規模や岩石学的性質がE21とE19の関係と同様である。1914年9月下旬以来, 約半年を経て現地を訪れた大森房吉は, 1915年4月18日に菊の花のような形をした溶岩デルタを観察し, 3月末から4月上旬に始まった溶岩流出により形成されたと考えたが, 以上の議論より2週間程度で比較的規模の大きい溶岩デルタが形成されたとはいえない。

Omori(1916b)は1915年4月にC4火口直下の溶岩の流出口跡で, 扇形の溶岩原に連続するU字型の“flat lava cone”を記載した。高さ20m, 幅50m, 長さ150mの細長いマウンド状の地形(Omori, 1916bのFig. 28と100)で, 大森はアーチ状の溶岩トンネルの天井が陥没してできた溶岩の通路の跡であると考えた。従って給源ではアーチ状に膨張した溶岩トンネルを通じて溶岩が供給されたい。中流部が昭和溶岩に広く覆われるため, 給源と下流部との関係は不明である。しかしE18とE19の分布を上流に追うとC4火口に連続するようにみえる(Fig. 9a)。つまりE18とE19の内部に溶岩トンネルが形成されてE20とE21を供給した可能性が考えられる。火口から海岸まで長さ2km以上に及ぶ溶岩トンネルが形成された直接的な証拠は得られていないが, E18とE19の末端の流出口(Fig. 9aのTとU)の存在は支持材料とみなせる。流出口直上の有村展望台付近のE19には深さ5m前後の溶岩じわが発達する(Fig. 8)。E19の流下時の初生的な溶岩じわかもしれないが, 最初期のトンネル通路形成のために, 定置した溶岩内部の未固結部が前面を破って流出した際に生じた溶岩じわの可能性もある。この観点では最初期は二次溶岩ということもできる

が、主な溶岩デルタの形成プロセスはトンネルからの溶岩供給といえよう。E20とE21 (T2')の全岩化学組成や記載岩石学的性質がE18とE19 (T2)と同様であることから岩石学的にも矛盾がない。

キラウエア火山で20年来進行中の活動では、広大な溶岩原に溶岩トンネルシステムが発達し、トンネルからもたらされた溶岩が海岸部に溶岩デルタを形成している (Kaahikaua *et al.*, 2003)。さらにキラウエア火山では溶岩デルタにおいても小規模な溶岩チューブが複雑に形成され、複数ヶ所から溶岩が海に注ぐのが日常的にみられる (オーシャンエントリー)。山口鎌次が目撃した海への溶岩流入や、E18とE19に流出口があることは、大正噴火においてもキラウエア火山と類似のプロセスがあったことを示唆する。地表に比べ溶岩トンネル内では溶岩の冷却が抑制されるため、溶岩の輸送効率が高い。溶岩トンネルから継続的に溶岩が供給されれば規模の大きい溶岩デルタを形成しうる。T2の溶岩供給が長期間継続したのは間違いないので、溶岩トンネルシステムがデルタを形成したと考えても矛盾はないだろう。

6-4 大正噴火の噴火様式の時間変化と他の噴火事例との比較

ここでは時間経過に伴う噴火様式の変化の実態を明確にし、他の噴火事例との比較を行う。噴出物の層序、形成時期および噴火様式や噴出形態の違いから、大正噴火の推移は大きく3つのステージに分けられる (Fig. 18)。ステージ1は1914年1月12日午前10時頃から13日23時頃、ステージ2は14日～1月末頃、ステージ3は2月から翌1915年9月頃である。各ステージの間に顕著な活動の休止期はなく、連続的に推移した。

ステージ1は活動最初期のプリニー式噴火で、西側では30数時間継続したが、東側では西側より早く終了したようである。最初の約20時間には、最高高度15km以上まで噴煙柱が立ち昇り、降下軽石をもたらした (山科, 1999)。同時期に噴煙柱の根元で大量の火砕物降下があり、火口の周囲に火砕丘が形成されるとともに火砕成溶岩が流出した (詳細は6-2節参照)。ステージ1後半の噴煙高度は概ね数1,000mだったが、時々8,000mを超える噴煙が立ち昇り、火砕流も複数回流した。夕方まで軽石が降下したという記録もある。13日20時すぎに比較的規模の大きい火砕流が発生した後は翌朝まで表面現象の目撃記録がない。噴火開始以降ほぼ連続的に観測されていた空振が、23時頃より断続的になったこと (Omori, 1916aのFig. 24)から、この頃を境に噴火様式が変化したと考えられる。ステージ1の噴出物は大正噴火の降下軽石堆積物の他、3章の検討結果より東西山腹のユニットW1～W3とE1の火砕丘、W4～W7, W9, W10, およ

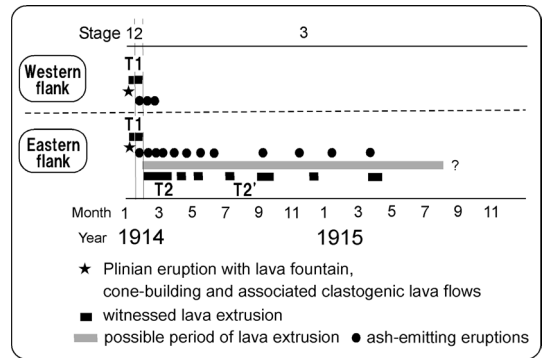


Fig. 18. Summary of temporal variation in eruptive style of the 1914-1915 eruption of Sakurajima Volcano.

びE2～E4 (T1)の溶岩が挙げられる。

ステージ2では東西山腹とも約2週間にわたって複数の火口で断続的に火山灰を噴出する噴火が起こり、溶岩が溢流した。噴出時期の検討結果より西側山腹のW11, W12およびW16 (T1)と東側山腹のE5～E9 (T1)がステージ2の溶岩のユニットに対応する。規模の大きい噴火では空振や爆発音を伴い、数千mまで上昇した噴煙から広範囲に降灰があった。金井 (1914)によれば、鹿児島市では最初灰色だった火山灰が後に黒色に変化したとあり、ステージ1から2への移行に対応する可能性がある。実際、西側山腹の湯の平周辺 (Fig. 2のC地点)では灰白色の大正噴火の降下軽石の直上に暗灰色の火山灰層がポケット状 (最大層厚15cm)に認められる。火山灰は緻密な溶岩片を主とし (Fig. 15d)、1955年以降の活動による火山灰層と構成粒子が類似する。ステージ2の降下火山灰はステージ1に比べ噴出量が極端に小さく、広範囲に地層を形成する規模ではなかったが、火口近傍には局所的に堆積物が保存されたと考えられる。

ステージ3の活動は、東側山腹での長期にわたる穏やかな溶岩溢流を特徴とする。火山灰を噴出する噴火は西側では2月上旬まで強かったが、次第に弱まり3月上旬にはほぼ終息した (Table 1)。東側では3月終わりまで強い噴火が数日おきに起きたが、その後はだんだんと不活発になった。ステージ3の継続期間は不明であるが、最長で1915年秋まで20ヶ月以上にわたって、ほぼ連続的に溶岩が流出した可能性がある。東側山腹で1914年2月以降に流出したE10～E19 (T2)とE20, E21 (T2')がステージ3の溶岩に対応する。

溶岩の破片状結晶量 (BPL)は、東西山腹ともステージ1のT1で60%以上と高く、溶結組織を示すのに対し、ステージ2のT1では50%前後で顕著な溶結組織は認

められない。ステージ3のT2とT2'では数10%前後と破片状結晶に乏しく、溶結構造も認められない。これらの事実はステージ1は爆発的なプリニー式噴火だったのに対しステージ3は非爆発的な溶岩溢流という噴火様式の違いを反映している。ステージ2では空振を伴う噴火が頻発した。安井・他(2005)は浅間火山の火山弾に顕著な破碎組織が認められることから、繰り返し爆発が起こる場合、火道内の溶岩が部分的に破碎されることを論じた。50%前後の破片状結晶を含むステージ2の溶岩は、断続的な爆発により火道内のマグマに破碎が生じ、高温のため再度結合したマグマが溢流した可能性がある。

西側山腹の溶岩(T1)の化学組成は降下軽石のそれと同様の組成範囲を持つ(Fig. 12)。西側山腹のT1の多くは初期のプリニー式噴火と同時に噴煙柱から降下した火砕物に由来すると考えられるが、化学組成の上でも調和的である。東側山腹の溶岩(T1)のSiO₂含有量は西側のそれより若干低い。東側のT2とT2'は大正噴火の噴出物の中で最もSiO₂含有量が低い。東側でステージ2に噴出したマグマはSiO₂含有量がやや低く、ステージ3はさらに苦鉄質と、時間とともにマグマ組成が変化した。

大正噴火の噴出物の体積は溶岩が1.34 km³(西側0.25 km³, 東側1.09 km³) (石原・他, 1981), 降下軽石堆積物が0.6 km³ (Kobayashi *et al.*, 1988)と見積もられている。大正噴火のマグマの総噴出量を求めるには、ステージ1の降下軽石と同時期に火口近傍に降下した火砕物の体積(火砕丘と火砕成溶岩)およびステージ2と3で噴出した火山灰の体積の見積りが必要である。さらに東西山腹の各ステージの噴出量を見積もれば噴出率の時間変化などが議論できるが、現時点では多くの問題点があり今後の検討を要する。主な問題点は、降下軽石堆積物の由来に関して東西山腹の比率が不明である点、東側山腹のステージ1およびステージ2の火口近傍の堆積物の分布が、後のステージの噴出物や昭和溶岩に覆われて不明確である点、降下火山灰層の露出が乏しい点である。

ここでは現時点で見積もり可能な溶岩流のユニットの体積に基づいて、噴出量の時間変化の定性的傾向を述べる。西側山腹のステージ2のW11, W12およびW16は合計約0.07 km³と見積もられることから、西側の溶岩の70%以上はステージ1に流出したと考えられる。6-3節の議論の結果から東側の海底部のT2'の体積は無視できるほど小さいとすると、T2およびT2'の陸上部分の体積は約0.1 km³と見積もられる。東側の大正溶岩の総体積1.09 km³から0.1 km³を差し引くと、T1の体積は約1 km³となる。ステージ2のT1(E5~E7)は分布面積が広く、厚さも100 mと厚い(Fig. 9)。ステージ1のT1の分布の詳細は不明だが、露出範囲はステージ2のT1と比べ

明らかに狭い。従って東側ではT1の大部分がステージ2に流出したと予想される。

Ishihara *et al.* (1990)は、西側の大正溶岩全体について継続時間を場合分けしたシミュレーションを行い、459~2,380 m³/sの範囲の噴出率を得た。西側におけるステージ1のプリニー式噴火の噴煙柱高度は初期の約20時間が長く、その後はより低い高度で変動した(山科, 1999)。実際は噴出率にも変動があり、ステージ1の前半は噴出率がより高かった可能性がある。東側でのステージ1の活動の実態は不明なため、継続時間に関する記録を探したり、噴出物の分布の詳細を検討する必要がある。ステージ2に関しては、東側に噴出した溶岩の体積が西側のそれより1桁以上大きいと予想される。西側山腹での溶岩の流速は、ステージ1の終わりとしてステージ2の始まりにまたがる13日20時から翌14日07時までの間は時速245 mであったが、14日07時から18日正午までは時速11 mに激減した(Omori, 1916b)。ステージ2に西側に噴出した溶岩は流速、規模ともにステージ1に比べ小さかったといえる。ステージ3は東側のみの活動だが、ステージ2に比べ明らかに噴出量が少なく、継続時間が長いので、大正噴火の中では最も低い噴出率のマグマ供給だったと考えられる。大正噴火全体でみると、ステージ2の時期に東側へ噴出したマグマの量が最も大きいと予想されるが、今後の厳密な検討を要する。

比較のため他の事例をみると、1946年噴火では南岳東側山腹の標高750 m地点から間欠的な爆発と火山灰噴出を行いながら連続的な溶岩溢流が続いたという(萩原・他, 1946; 森本, 1947)。3月10日からの2ヶ月半に0.18 km³ (石原・他, 1981)の昭和溶岩が流出した。間欠的な火山灰噴出を伴う溶岩溢流の様式は大正噴火のステージ2および3と似ている。

桜島火山の大正、安永、文明噴火ではいずれも山頂をはさんだ両側山腹で割れ目火口列が活動した。最初期のプリニー式噴火の後、溶岩流出に転じるという様式変化は安永噴火や文明噴火でも同様だったようである(福山, 1978)。一方、中心噴火を行った浅間火山の天明噴火(1783年)では、約3ヶ月間降灰をもたらす噴火が断続した後、最盛期のプリニー式噴火が生じた(Yasui and Koyaguchi, 2004)。プリニー式噴火に伴う火砕丘形成や火砕成溶岩の流出という点で、天明噴火の最盛期は大正噴火のステージ1と共通する。噴火様式が類似した事例として北海道駒ヶ岳の1929年噴火では、活動開始直後に破局的なプリニー式噴火となり約1日で終息した(勝井・他, 1975)。以上のプリニー式噴火の事例では、いずれも継続時間は10数時間から数10時間であり、火口近傍に大量の火砕物が降下する点が共通する。一方、大正

噴火のステージ2や昭和噴火の事例は、空振や爆発音を伴い有色噴煙を高く上げる噴火や空振を伴わない火山灰噴出を断続的に行いながら連続的に溶岩を溢流させる様式であり、継続時間も10数日から2ヶ月以上と長い。以上の噴火事例はSiO₂60%前後の安山岩質マグマを0.1km³以上噴出した点で共通するが、細かくみると噴火様式や噴火の推移が異なる。一回の噴火活動の推移を細かい時間スケールで復元し、噴火様式や噴出率の経過を同じ火山や異なる火山の噴火事例の間で比較することは、今後の重要な課題の一つである。

7. ま と め

(1) 桜島火山の大正噴火の噴出物は、降下火砕堆積物、東西山腹ともに多数のユニットからなる溶岩、および割れ目火口列の周囲に形成された火砕丘からなる。

(2) 大正噴火の噴火様式は次の3段階で時間とともに変化した。ステージ1では東西山腹ともにプリニー式噴煙柱が立ち昇って降下軽石をもたらすとともに、噴煙柱の根元では大量の火砕物降下があった。30数時間のプリニー式噴火により火口の周囲に火砕丘が形成され、同時に溶結構造を有し、破片状結晶に富む火砕成溶岩が流出した。西側山腹の大正溶岩(T1)のユニットの大部分と東側山腹の一部のユニット(T1)がステージ1の火砕成溶岩にあたる。ステージ2では東西山腹ともに約2週間にわたり断続的に複数の火口から火山灰を噴出し、溶岩が溢流した。東側山腹のT1と西側山腹の一部のユニットがステージ2の溶岩にあたる。ステージ3の活動は東側山腹での穏やかな溶岩溢流を主とし、火山灰噴出の頻度は時間と共に低くなった。ステージ3では最長で1915年秋までの20ヶ月以上にわたり連続的に溶岩が供給されたらしい。東側のT2とT2'がステージ3の溶岩にあたる。海岸部の溶岩デルタは、溶岩トンネルから連続的に溶岩(T2')が供給されて形成された可能性がある。

(3) 大正噴火では噴火様式が変化した、マグマ組成も時間とともにより苦鉄質なものへと変化した。

謝 辞

鹿児島大学的小林哲夫博士には野外でご教示・ご議論いただきました。鹿児島大学の井村隆介博士には大正噴火の降下火砕堆積物についてご教示いただきました。国立科学博物館の大迫正弘博士には噴火当時の写真の観察に際してお世話になりました。日本大学文理学部非常勤講師の竹本弘幸博士とNPO法人桜島ミュージアムの福島大輔博士には噴火当時の写真や絵葉書についてご教示いただきました。また荒牧重雄博士には全岩化学分析でお世話になりました。査読者の海野進博士、嶋野岳人博

士、および編集担当の宮縁育夫博士には貴重なご意見をいただきました。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- 荒牧重雄・小林哲夫(1986)始良カルデラ・桜島火山の噴出物の全岩化学組成と安永噴火。第5回桜島火山の集中総合観測(昭和57年10~12月), 115-129.
- 大日本帝国陸地測量部(1909)1:50,000地形図「鹿児島」.
- 大日本帝国陸地測量部(1920)1:50,000地形図「鹿児島」.
- 福山博之(1978)桜島火山の地質。地質雑, 84, 309-316.
- 福山博之・小野晃司(1981)桜島火山地質図。火山地質図, 1, 地質調査所, 8p.
- 萩原尊礼・表俊一郎・村内必典・明石和彦・山田重平(1946)昭和21年3月の桜島噴火。震研彙報, XXIV, 143-159.
- Head, J.W. and Wilson, L. (1989) Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 37, 261-271.
- Heliker, C., Kauahikaua, J., Sherrod, D.R., Lisowski, M. and Cervelli, P.F. (2003) The Rise and fall of Pu'u 'O'o cone, 1983-2002. In *The Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: the first 20 years* (Heliker, C., Swanson, D.A. and Takahashi, T.J. eds), *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1676, 29-51.
- 石原和弘・高山鉄朗・田中良和・平林順一(1981)桜島火山の溶岩流(I)有史時代の溶岩流の容積。京都大学防災研究所年報, 24 B-1, 1-10.
- 石原和弘・井口正人・加茂幸介(1985)桜島火山の溶岩流(II)大正溶岩流のシミュレーション。京都大学防災研究所年報, 28 B-1, 1-11.
- Ishihara, K., Iguchi, M. and Kamo, K. (1990) Numerical simulation of lava flows on some volcanoes in Japan. In *Lava flows and domes* (Fink, J. ed), Springer, Berlin Heidelberg New York, 174-207.
- Jaggard, T.A. (1914) Letter from Sakurajima. *Weekly Bull. of Hawaiian Volcano Observatory*, II, 13, 48-52.
- Jaggard, T.A. (1924) Sakurajima, Japan's greatest volcanic eruption—a convulsion of nature whose ravages were minimized by scientific knowledge, compared with the terrors and destruction of the recent Tokyo earthquake. *National geographic magazine*, 441-470.
- 鹿児島県(1927)桜島大正噴火誌。466p.
- 鹿児島県立博物館(1988)大正三年桜島大噴火写真集。鹿児島県教育委員会, 64p.
- 金井眞澄(1914)桜島噴火略報。地学雑, 26, 369-378.
- Kauahikaua, J., Sherrod, D.R., Cashman, K.V., Heliker, C., Hon, K., Mattox, T.N. and Johnson, J.A. (2003) Hawaiian lava-flow dynamics during the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption: a tale of two decades. In *The Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: the first 20 years* (Heliker, C., Swanson, D.A., and Takahashi, T.J. eds), *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1676, 63-87.
- 勝井義雄・横山 泉・藤田隆男・江原幸雄(1975)駒ヶ

- 岳. 北海道防災会議, 194p.
- 小林哲夫 (1982) 桜島火山の地質: これまでの研究の成果と今後の課題. 火山, **27**, 277-292.
- 小林哲夫 (1986) 桜島火山の形成史と火砕流. 文部省科学研究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」報告書, 137-163.
- Kobayashi, T., Ishihara, K., Hirabarashi, J. and Ohsumi Work Office of Ministry of Construction (1988) Scientific guide for Sakurajima Volcano. In *Kagoshima international conference on volcanoes (A guide book for Sakurajima Volcano and Geological map of Sakurajima Volcano. 1: 50,000)*, 1-73.
- Koto, B. (1916) The great eruption of Sakura-jima in 1914. *J. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, **38**, Art 3, 1-237.
- 森本良平 (1947) 地質學的, 岩石學的に見た, 昭和 21 年の櫻島の活動—その一, 地質學的觀察. 震研彙報, XXIV, 229-238.
- Nakamura, K. (2006) Textures of plagioclase microlite and vesicles within volcanic products of the 1914-1915 eruption of Sakurajima Volcano, Kyushu, Japan. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, **101**, 178-198.
- Omori, F. (1914, 1916a, 1916b, 1920a, 1920b, 1922) The Sakura-jima eruptions and earthquakes I, II, III, IV, V and VI. *Bull. Earthq. Invest. Commun.*, **8**, 1-34, 35-179, 181-321, 323-343, 353-462, and 467-518.
- 嶋野岳人・小屋口剛博 (2001) 諏訪之瀬島 1813 年噴火(文化噴火)の噴火様式とマグマの脱水過程. 火山, **46**, 53-70.
- Sumner, J.M. (1998) Formation of clastogenic lava flows during fissure eruption and scoria cone collapse: the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano, eastern Japan. *Bull. Volcanol.*, **60**, 195-212.
- 種子田定勝 (1952) 櫻島. 地質巡検旅行案内書 九州大学理学部地質学教室. 18p.
- 上田光曦 (1914) 大正三年噴火前後の櫻島(承前). 地学雑誌, **26**, 690-713.
- 綿貫陽子・鎌田浩毅・味喜大介・石原和弘 (2003) 桜島火山大正噴火における二次溶岩流の分布と流出時期. 火山, **48**, 513-518.
- Wolfe, E.W., Neal, C.A., Banks, N.G. and Duggan, T.J. (1988) Geologic observations and chronology of eruptive events. In *The Pu'u 'O'o eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: episodes 1 through 20, January 3, 1983, through June 8, 1984*. (Wolfe, E.W. ed), *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1463, 1-97.
- 山口鎌次 (1927) 桜島火山熔岩類の化学的研究. 地質雑誌, **34**, 1-28.
- 山口鎌次 (1967) 桜島火山産の軽石質溶岩流について. 立正女子大学研究紀要, **1**, 6-24.
- 山口鎌次 (1968) 小浅間熔岩円頂丘の頂上を貫く裂隙の起原についての新解釈. 立正女子大学研究紀要, **2**, 30-50.
- 山口鎌次 (1975) 桜島火山の研究. 日本地学教育学会, 128p.
- 山科健一郎 (1998) 資料からみた 1914 年桜島大正噴火の開始と噴火に先立つ過程. 火山, **43**, 385-401.
- 山科健一郎 (1999) 桜島火山 1914 年噴火の噴煙高度一目撃資料の検討. 火山, **44**, 71-82.
- 安井真也 (2006) 安山岩質火山の火口近傍堆積物と噴火様式. 月刊地球, **28**, 245-252.
- 安井真也・菅沼由里子 (2003) 降下軽石堆積物の遊離結晶と軽石中の結晶の破碎組織. 火山, **48**, 221-227.
- Yasui, M. and Koyaguchi, T. (2004) Sequence and eruptive style of the 1783 eruption of Asama Volcano, central Japan: a case study of an andesitic explosive eruption generating fountain-fed lava flow, pumice fall, scoria flow and forming a cone. *Bull. Volcanol.*, **66**, 243-262.
- 安井真也・高橋正樹・阪上雅之・日本大学浅間火山 2004 年噴火調査研究グループ (2005) 浅間前掛火山のブルカノ式噴火の噴出物の岩石組織の多様性—天仁噴火から 2004 年噴火まで—. 火山, **50**, 501-507.
- 安井真也・高橋正樹・石原和弘・味喜大介 (2006) 桜島火山大正噴火の記録. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **41**, 75-107.
- 横尾亮彦・谷口宏充 (2001) 桜島大正 II 二次溶岩の形成プロセス. 東北アジア研究, **5**, 93-111.
- Yokoyama, I. (1997) An interpretation of the 1914 Eruption of Sakurajima Volcano. *Proc. Japan Acad.*, **73**, Ser. B, 53-58.

(編集担当 宮縁育夫)