

小値賀島単成火山群における噴石丘の溶岩流出形態

山 本 裕 朗*

(2001年4月26日受付, 2002年11月26日受理)

The Mode of Lava Outflow from Cinder Cones in the Ojika-Jima Monogenetic Volcano Group

Hiroaki YAMAMOTO*

The lava effusion process from a cinder cone and its mechanism are discussed based on the field observation of Ojika-Jima Monogenetic Volcano Group (OMVG). The cinder cones of OMVG are classified into two types, C-type and D-type cones, based on the mode of lava effusion from the cone. In the C-type cone, lava overflowed from the central crater, whereas in the D-type cone, lava flowed out from the flank. These types are related to the morphology and internal structure of the cone. The ratio of cone height (H_{co}) to width (W_{co}) of the C-type is smaller than that of the D-type, and the part of the dense welding is widespread around the cone. On the other hand, the welding area of the D-type is within the limits to the central part of the cone. The D-type is further divided into two types; Dc-type is accompanied by a mountain body collapse with lava effusion and Dp-type does not have this collapse. The majority of Dc-type cones are larger than Dp-type cones, although the ratios of H_{co}/W_{co} are similar.

In the OMVG, a thin dike (less than 1 m thick) is generally observed inside the cone. However, if a dike intrusion does not have enough stress to collapse a mature cone, a branched dike system could cause a much larger load to the slope of cone and push a sector of the cone outward. Therefore, a branched dike system seems to control in cone breaching. The dike system is always observed inside Dc-type cones, while it is rare inside Dp-type cones. Considering the concept of crack propagation in an elastic body, the dike branches off under the condition that the breaking strength of the deposit around the tip of a feeder dike is low. Accordingly, the collapse of a cinder cone caused by a branched dike system is incident in the larger-scaled cinder cone, especially when the welded area is restricted to the central part of the cone and altitude difference between the lava lake in the crater and the top of the dike is large. It has been assumed in previous works that the density difference between the lava and cinder cone is the main controlling factor for the mode of lava effusion from the cinder cone. In this paper, the author concluded that the degree of welding around the feeder dike and total volume of the cinder cone are the major controlling factors in the dike propagation process.

1. はじめに

噴石丘の活動に伴う溶岩流の流出メカニズムを知るとは流出時期, 方角, 様式, 規模などを予測する手がかりとなるため, 火山災害を軽減する上で重要である。実際, 噴石丘の活動にしばしば伴う溶岩流は住宅や森林を破壊することがよくあり, 流出量や流出方向などの特性を予測することが求められている。

溶岩流出形態には, 大きく分けて, 火口縁から溢れ出

るタイプと山腹を突き破って流出するタイプがあるが, 後者のタイプは, 現象が主として山体内部で進行するために, その流出過程に関してはほとんど理解されていない。そこで, 噴石丘における溶岩流出過程を知るために, 多数の露頭で噴石丘の内部構造が観察できる小値賀島単成火山群に着目して, 溶岩流出形態の分類を試みた。さらに分類した流出形態について従来の説にはない, 新たな要因による解釈を検討した。

小値賀島単成火山群 (以後 OMVG と呼ぶ) は長崎県五島列島北部に位置し, 108 万年前から 35 万年前 (Sudo *et al.*, 1998) に活動した玄武岩質の噴石丘とそれらに伴う溶岩流からなる (Fig. 1)。

本地域の地質については松井 (1990), 山本・谷口 (1998), 山本 (2001) の報告がある。しかし, いずれの報

* 〒980-8576 仙台市青葉区川内
東北大学東北アジア研究センター
Center for Northeast Asian Studies, Tohoku University, Kawauchi, Aoba-ku, Sendai 980-8576, Japan.
e-mail: hiroaki@mail.cc.tohoku.ac.jp

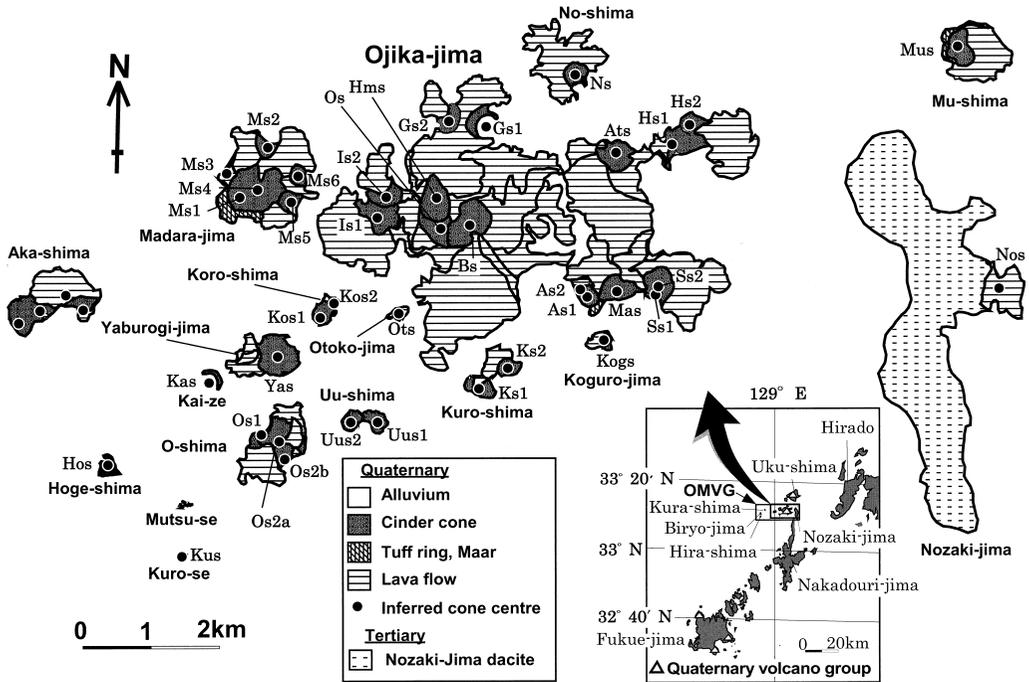


Fig. 1. Geological map of Ojika-Jima Monogenetic Volcano Group (OMVG).

告でも、噴石丘における供給岩脈の貫入から溶岩の流出にいたる過程に着目した記載や議論がなされていない。本論では、供給岩脈の産状と溶岩流出形態の記載に基づいて、溶岩流出形態を分類し、噴石丘内部における溶岩の貫入から溶岩流出に至るまでの過程を考察した。次に噴石丘のサイズや内部溶結度が溶岩流出過程に対してどのように寄与するかを検討した。

2. 地質概略

2-1 地形と地質概略

小値賀島や周辺の島々はすでに活動を終えた玄武岩質の噴石丘やタフリングなど、合計 41 個以上の単成火山から成り立っている。それら火山体は小値賀島（南北 5 km, 東西 7 km）、大島、斑島、黒島、六島、納島、藪路木島、古路島、宇々島、ホゲ島、乙子島、小黒島、貝瀬、六つ瀬、黒瀬、野崎島、赤島、平島、美良島に分布する (Fig. 1)。これらの島々では、噴石丘の活動は標高 111 m 以下の小高い丘陵を、噴石丘に伴う溶岩流は周囲を囲むならかな平坦面を形成している。島々の海岸線では波蝕が進み、高さ 10~80 m の海蝕崖が発達しており、火山体の内部構造が良く露出している。

OMVG の噴石丘は形成されてから 100 万年から 30 万年前後経過しているため (Sudo *et al.*, 1998)、山体の侵食の度合いが進んだものが多い (山本, 2001)。すり鉢状

の火口地形がある噴石丘は皆無で、山頂は円錐形であるが、火口縁と推定される位置に複数の頂上が存在するのみである。噴石丘の高さ/基底直径比は 0.018~0.19 (平均 0.10) で新鮮な噴石丘の値 0.18 (Wood, 1980) よりも低い。

OMVG を構成する火山岩の大部分はカンラン石玄武岩とチタンオーゾナイト・カンラン石玄武岩からなり、これらの多くはアルカリ岩系に分類されるが、西方の赤島と平島のは高アルカリソレアイト (松井, 1990) に分類される。斑晶として斜長石、カンラン石およびチタンオーゾナイトを含み、石基にはガラス、斜長石、カンラン石、Fe-Ti 酸化物および単斜輝石が含まれる。これらの岩石はハンレイ岩や基盤岩に由来する捕獲岩や、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱および石英などの捕獲結晶をしばしば含んでいる。火山岩の全岩化学組成は $\text{SiO}_2 = 45 \sim 54 \text{ wt\%}$, $\text{MgO} = 2 \sim 7 \text{ wt\%}$ の幅をもつ。また、Le Maitre *et al.* (1989) の岩型区分に従うと、OMVG を構成する溶岩の約 9 割は玄武岩であり、残りはテフライト、玄武岩質安山岩、粗面玄武岩および玄武岩質粗面安山岩に区分される。

多数ある噴火中心からの火山噴出物を判りやすく記載分類するために、山本 (2001) に従い火山名、火山体、噴出順序の略号を用いて整理した。先頭のアルファベットは、近傍の地名などで示した火山名の頭文字であり、2

番目に下記のような火山形態を記してある。

噴石丘: s, マール: mr, タフリング: tr, 溶岩流: 1

末尾のアラビア数字で、それぞれの火山における噴出順序を示した。例えば、Fig. 1 の Uus2 は宇々島の 2 番目にできた噴石丘を意味している。また、特に噴石丘同士が時空間的に近接している場合は、Hs2a と Hs2b のように数字の後にアルファベットを付して区別した。

2-2 噴石丘形成過程の概略

Yamamoto (2000) は OMVG における噴石丘の形成過程をステージ I から IV の 4 つに分けた (Fig. 2)。

ステージ I はおもにマグマ水蒸気爆発によるベースサージと、それに伴う降下堆積物からなる。これらの噴出物に水中堆積の特徴がないことと、基盤である五島層群や野崎島デイサイトおよび第四紀の沖積層（有孔虫および貝殻片を含む未固結の石灰質堆積物と砂層）に由来する捕獲岩片が多く含まれることから、マグマ水蒸気爆発は地下水とマグマの反応によって生じたと考えられる。ステージ I は火道が移動する場合には、再び現れることがあるが、火道が 1 カ所に固定されている場合は、再び繰り返すことはない。ステージ I の最上部には本質物質に富む層が分布している。本質物質は、ステージ I 以降の上位層を構成する本質物質と比べると、発泡の程度は非常に悪い。また、この層の基盤岩の混入率は比較的少ないことと、ベースサージ堆積物は存在しないことから、マグマ水蒸気爆発からマグマ爆発への漸移過程で生じたものと考えられる。

ステージ II はスパターや溶結スコリア層で特徴づけられる。このステージの強溶結層は山体の伸張方向に沿って、山体下部に細長く分布していることが多いことから、噴石丘形成初期には、しばしば割れ目噴火に伴う溶岩噴泉を噴出していたものと考えられる。

ステージ III の噴出物は火口外壁の中位から上位に分布する。構成物にスコリア、火山弾、火山灰を含む、弱層理のある、単調な層からなり、噴石丘の主要な山体を形成している。これらの噴出物の走向傾斜や火山弾の粒径分布などから、ステージ III では火道が 1 カ所に収束したと考えられる。このステージの末期にはアグルチネートが 2 次流動した例 (Hs2 噴石丘) がある。

ステージ IV は溶岩の流出で特徴づけられる。OMVG の噴石丘の大部分は、ステージ IV をもって噴石丘形成を終えることが確認できた。I~IV 全てのステージ間で腐食土壌や火山灰層など、時間間隙を示すものは認められなかった。

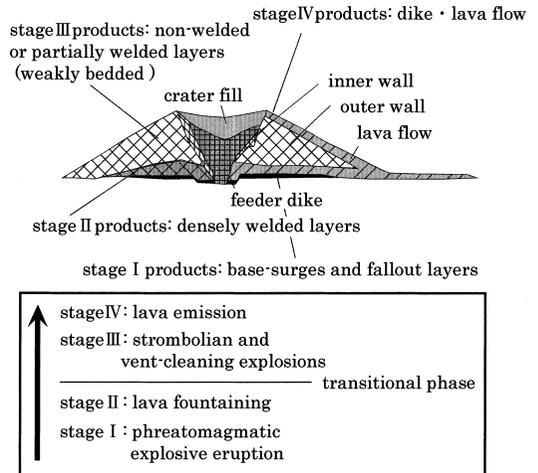


Fig. 2. Formation process of cinder cones. Four-stage eruptive cycle is largely or wholly repeated at many cinder cones in the OMVG. Transition from phreatomagmatic to magmatic volcanism at each cone was rapid and irreversible.

3. 観察結果

3-1 OMVG における溶岩流出形態の分類

OMVG に属する 39 個の噴石丘について、露頭観察と地形判読から溶岩流の流出形態を調べた。溶岩流の流出経路を推定する際に、溶岩が噴石丘の山腹を覆っている場合は、火口縁から溶岩流が溢れ出たと判断し、溶岩が山体内の岩脈と連続している場合は、溶岩流が山腹を突き破って流出したと判断した。さらに、地形図と空中写真による地形判読によって、流出口の位置と流出時に山体崩壊を伴ったのか否かを判断した。OMVG においては、噴石丘の内部断面に、山体形成途中の山体崩壊と修復の痕跡は認められず (山本, 2001)、噴石丘の大部分は山体形成後の溶岩流出により活動を終了した。したがって、山体の成長率が高いバリクティン火山のように、溶岩流出に伴う地形変化がその後の噴火で覆いかくされた可能性 (Williams, 1950) は考慮しなくてもよい。

今回の調査では、23 個の噴石丘より流出した 32 枚の溶岩流について流出形態を観察した (Table 1, Fig. 3)。11 個の噴石丘では合計 17 枚の溶岩流が火口縁から流出したが、岩体内部にレンズ状の溶結構造が見られるなど、アグルチネートが 2 次流動した特徴を示すものがその内 8 枚ある。他は少なくとも、12 個の噴石丘において、合計 13 枚の溶岩流が山体中腹を突き破って流出している。その内、7 個の噴石丘は馬蹄形火口をもつ。また、今回は詳しく触れないが、山体内部を通らずに流出したと推定される溶岩流が 2 枚ある。

火道岩脈から支脈が分岐し、山体中腹から溶岩流を流

Table 1. Summary of mode of lava outflow at the OMVG.

Area	Volcano Name	Lava Flow	Raft	Branched Dike
Akadaki	As1	?		
Akadaki	As2	Dp*※		
Atagoyama	Ats	Dp※ ₍₁₎ Dp※ ₍₂₎ L ₍₃₎	○ ₍₂₎	○ ₍₂₎
Bandake	Bs	C†† ₍₁₎ Dc ₍₂₎		○
Goryodaki	Gs2	Dc※	○	○
Hamatudake	Hms	?		
Hogeshima	Hos	—		
Honjodake	Hs1	—		
Honjodake	Hs2	C† ₍₁₎ C ₍₂₎ C† ₍₃₎		
Ishigamiyama	Is1	Dc	○	
Ishigamiyama	Is2	Dc※ ₍₁₎ ? ₍₂₎	○	
Kaize	Kas	—		
Kakinohama	Gs1	—		
Kogurojima	Kogs	C*†※		
Koroshima	Kos1	?		
Koroshima	Kos2	C†		○
Kurose	Kus	C*†※		
Kurosima	Ks1	C†※		
Kurosima	Ks2	Dp※		
Madarajima	Ms1	?		
Madarajima	Ms2	?		
Madarajima	Ms3	C	○	
Madarajima	Ms4	Dc	○	
Madarajima	Ms5	C†		
Madarajima	Ms6	Dp※		
Masedake	Mas	?		
Musima	Mus	Dc	○	
Noshima	Ns	?		○
Nozakijima	Nos	C†† _(1,2,3) C _(4,5)		
Oshima	Os1	?		
Oshima	Os2a	Dc	○	
Oshima	Os2b	C*※		
Otokojima	Ots	C*†		
Oura	Os	?		
Sozudake	Ss1	?	○	
Sozudake	Ss2	?		
Uujima	Uus1	—		
Uujima	Uus2	Dp※	○	
Yaburojijima	Yas	? ₍₁₎ L ₍₂₎		

C: outflow from the crater rim, Dp: outflow from the flank without cone breaching, Dc: outflow from the flank accompanied by cone breaching, ?: the mode of lava outflow is difficult to recognize, -: lava flow is not exposed, *: poorly developed cinder cone (cone height/cone width < 0.05), †: rootless flows are recognized, ††: lava outflow during stage III, L: lava outflow directly from the basement, ※: lava connects with a feeder dike, (n): the order of effusion.

出するタイプは、流出時に山体崩壊を伴わない場合と、山体崩壊を引き起こして馬蹄形火口を形成する場合の2通りが観察できた。10枚の溶岩流において、ラフト (raft: いかだ) と呼ばれる直径数 m から 10 数 m の溶結したスコリア岩塊が、溶岩流の連続流体部の断面に含まれる例が観察できたが、その内火口縁から溢出するタイプが1枚、山体崩壊を伴わないタイプが2枚なのに対し、山体崩壊タイプは6枚と多く見られる。

3-2 各噴石丘における溶岩流出形態

3-2-1 火口縁から溶岩流出が起きた場合 (Cタイプ)

このタイプの噴石丘では、溶岩流が噴石丘の斜面を下した形跡が認められる。Table 1 に示したように、こ

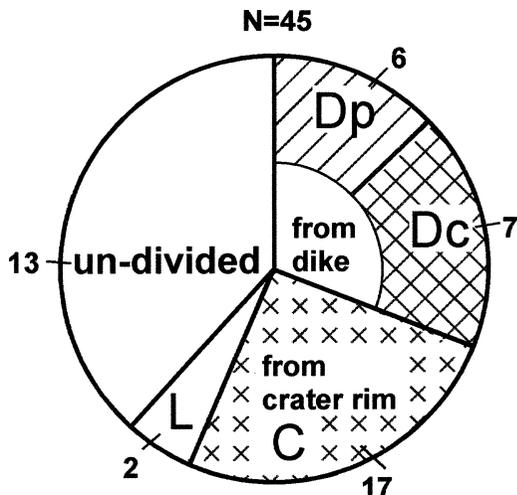


Fig. 3. Type of lava outflow from cinder cones in the OMVG.

のタイプの溶岩流には火口縁から溢れ出した塊状溶岩 (C) と 2 次流動したアグルチネート (C†) の 2 種類があるが、Hs2, Nos (野崎島), Os2b (大島) 以外の噴石丘に認められる溶岩流は全て C† タイプである。ここでは C タイプとして代表的な Hs2, Nos 噴石丘の観察例を詳しく述べる。

Hs2 噴石丘 (小値賀島)

Hs2 噴石丘はスコリアおよび火山弾の岩質の違いと地形から、少なくとも 2 つの火道 Hs2a, Hs2b を持ち、Hs2a は 2 枚の溶岩流 (H11, H12) を、Hs2b は H13 溶岩流を噴出して活動を終えたと考えられる (Fig. 4)。

Hs2 噴石丘の内部構造は北方海食崖で観察でき、アグルチネート、さまざまな溶結度のスコリア層および非溶結のスコリア層、岩脈からなる。岩脈は山体の基底付近に貫入しており、上端は山体の途中で停止している (Fig. 5) が、岩脈の両側面はアグルチネートと不明瞭な境界で接し、その上部にはアグルチネートが分布しているなど、供給岩脈の特徴をもつ。噴石丘の基底付近に露出する強溶結層の分布地点を直線で結び、ほぼ山体の伸長方向および Hs1, Hs2a, Hs2b の火口配列と一致する。

H11 溶岩流は北部斜面を 1~2 m の厚さで覆い、Fig. 4 の A 地点でアグルチネートに漸移している。岩体内部にレンズ状の溶結構造が見られるなどアグルチネートが 2 次流動した特徴を示すことと、火道近傍にアグルチネートが発達していることから、本溶岩流は溶岩噴泉によって生じたものと判断できる。

南西方向に流下した H12 溶岩流の噴出源は、地形的に山頂付近にあったと考えられる。溶岩流は山体の裾近く

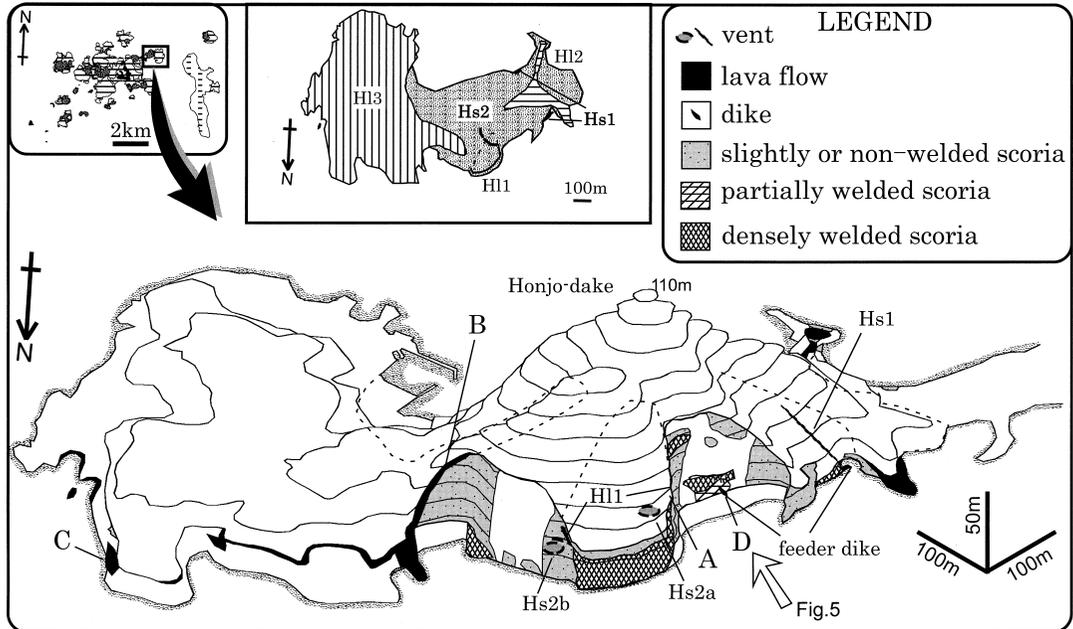


Fig. 4. Illustration of the northern sea cliff of Honjo-dake showing the internal structure of 'Hs2' cinder cone.

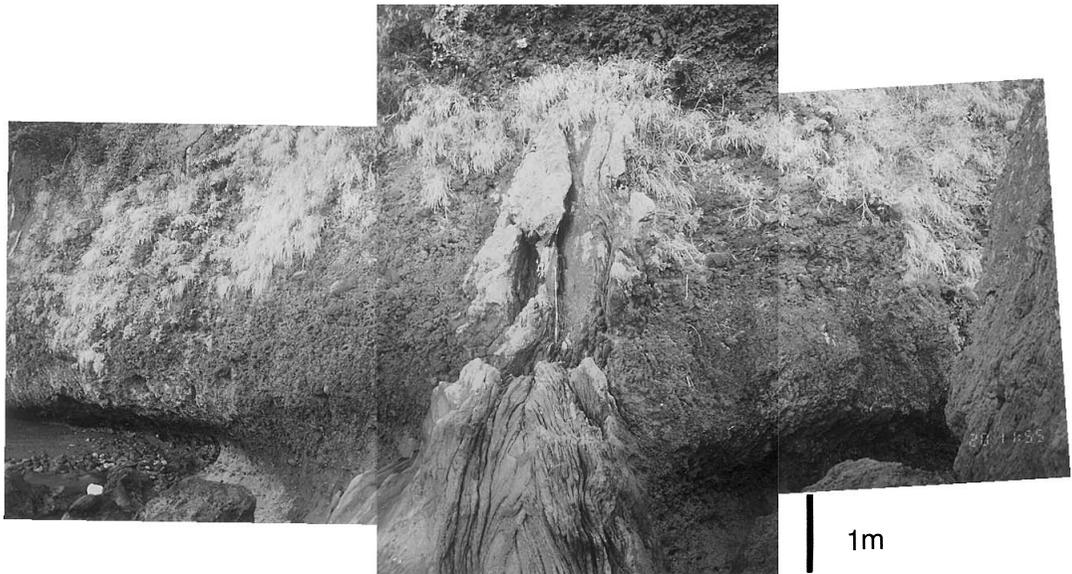


Fig. 5. Photograph of feeder dike (D), lower part of 'Hs2' cinder cone (location in Fig. 4).

で分岐し、南方の支流は下部のスコリア層を削って水路状に流れ、西方の主流は斜面を緩やかに覆っている。

H13 溶岩流は地形と層序から Hs2b に由来すると考えられる。溶岩流は本城岳の東斜面を覆い、Fig. 4 の B 地点では 2 枚のフローユニットからなる。岩相はどちらも類似し、内部に灰青色と赤褐色の縞模様がみられ、溶結

スコリア岩塊を取り込んでいることから両者ともに 2 次流動したアグルチネートと考えられる。一方、C 地点を含む平坦部の海岸沿いでは 1 枚のフローユニットしか確認できず、縞模様はみられなかったことから、B 地点のフローユニットとは別に、同時期に噴出した塊状溶岩が C 地点を含む平坦な地形を生じたと考えられる。

Nos 噴石丘（野崎島）

Nos 噴石丘は野崎島の中央部低地の東側に生じ、山体形成の途中と形成後に、少なくとも5枚の溶岩流 (Nol) を流出した (Fig. 6)。山体の内部構造は北部の海食崖に露出しており、アグルチネート、さまざまな溶結度のスコリア層および非溶結のスコリア層、供給岩脈からなる (Fig. 6)。強溶結層は岩脈周囲の下部に集中して分布し、より溶結度の低い層は強溶結層の外側あるいは上部に分布する。供給岩脈は崖の上端付近で少なくとも5枚の同質溶岩流と連続している。最初の3枚は山体の火口縁から溢れ出した。さらに、スコリア層の形成後に2枚の溶岩流を噴出して活動を終えた。溶岩流とスコリア層との間に時間間隙を示すものは観察されないことから、野崎島火山は一連の活動によって形成されたと考えられる。

その他 C タイプの噴石丘

C タイプの噴石丘のうち Kogs (小黒島), Os2b (大島), Ots (乙子島), Kus (黒瀬) の4噴石丘は、主にアグルチネートからなる高さ/基底直径比の小さな (0.02~0.05, Os2b のみ 0.10) 噴石丘を形成し、最後に塊状溶岩流の噴出、あるいはアグルチネートの2次流動を生じた。Ks1 (黒島), Ms3 (斑島), Ms5 (斑島), Kos2 (古路島) の高さ/基底直径比は比較的高く (0.08, Ms3 のみ

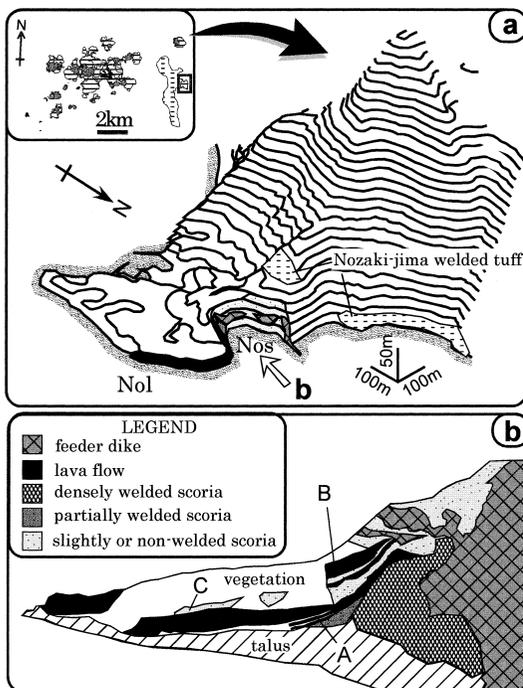


Fig. 6. a) Illustration of the northern sea cliff Nozaki-jima cinder cone. b) Sketch of the internal structure of 'Nos' cinder cone.

0.04), 内部溶結度は先の4噴石丘に較べて低い傾向にある。

3-2-2 山腹から溶岩流を流出して山体崩壊を伴わない場合 (Dp タイプ)

このタイプの噴石丘で注目すべき点は、溶岩流の流出口付近の山体には大きな崩壊の形跡が観察できないことである。火道から山腹に突き抜けた岩脈は、As2 噴石丘で観察できた。Ats など5つの噴石丘では、山体内に貫入した岩脈あるいは山腹からの流出口が露頭に現れている。ここでは代表的な As2, Ats 噴石丘の観察例を詳しく述べる。

As2 噴石丘 (小値賀島)

As2 噴石丘は As1 噴石丘とともに赤だき火山の一部を構成しており、Amr マールの火口の西端に位置する (Fig. 7a)。

A 地点で観察できる火口の断面は、アグルチネートで充填された火道、さまざまな溶結度のスコリア層および非溶結のスコリア層、火道から水平に伸びる岩脈などから構成されている。火道周囲の下部には強溶結層が発達し、上部には火口内に落ち込む地滑り構造が発達している。

As2 噴石丘の活動による岩脈は海食崖の2カ所で露出している (Fig. 7b)。南東の岩脈は、走向傾斜から As2 の山頂付近から貫入してきたものと考えられる。この岩脈の貫入は、鉛直方向へは山体の途中で止まっており、水平方向へは壁面から10m程突出した露頭が残っているのみで、海底地形 (海上保安庁, 1979) 上にも溶岩流を流した形跡は認められなかった。

一方、北西の岩脈は火道から水平方向に約50m貫入して、先端付近で上方に向きを変えて数m移動したあとに溶岩流 (A1) へと連続している。

Ats 噴石丘 (小値賀島)

Ats 噴石丘は3枚の溶岩流 (Atl1~3) を流した。Ats 噴石丘の内部構造は愛宕山の北方海食崖において観察でき、火道周囲のアグルチネート、さまざまな溶結度のスコリア層および非溶結のスコリア層、岩脈などから構成されている (Fig. 8)。植生繁茂のため、強溶結層は壁面に明瞭に露出していないが、崖錐として堆積している範囲 (Fig. 8 の網かけ部分) から、火道周囲の半径100m以上の部分は強溶結していると推定できる。火道周囲の岩脈は4カ所で露出している (Fig. 8)。図中左側の3本の岩脈はほぼ垂直に貫入しているが、右端の岩脈は約60度の傾斜角をもつ。このような岩脈の分布は、他地域で一般的な火道の構造 (Houghton and Schmincke, 1989) に当てはまらず、複数の火道が存在したか、あるいは中心火道から複数の岩脈が分岐した可能性が考えられる。

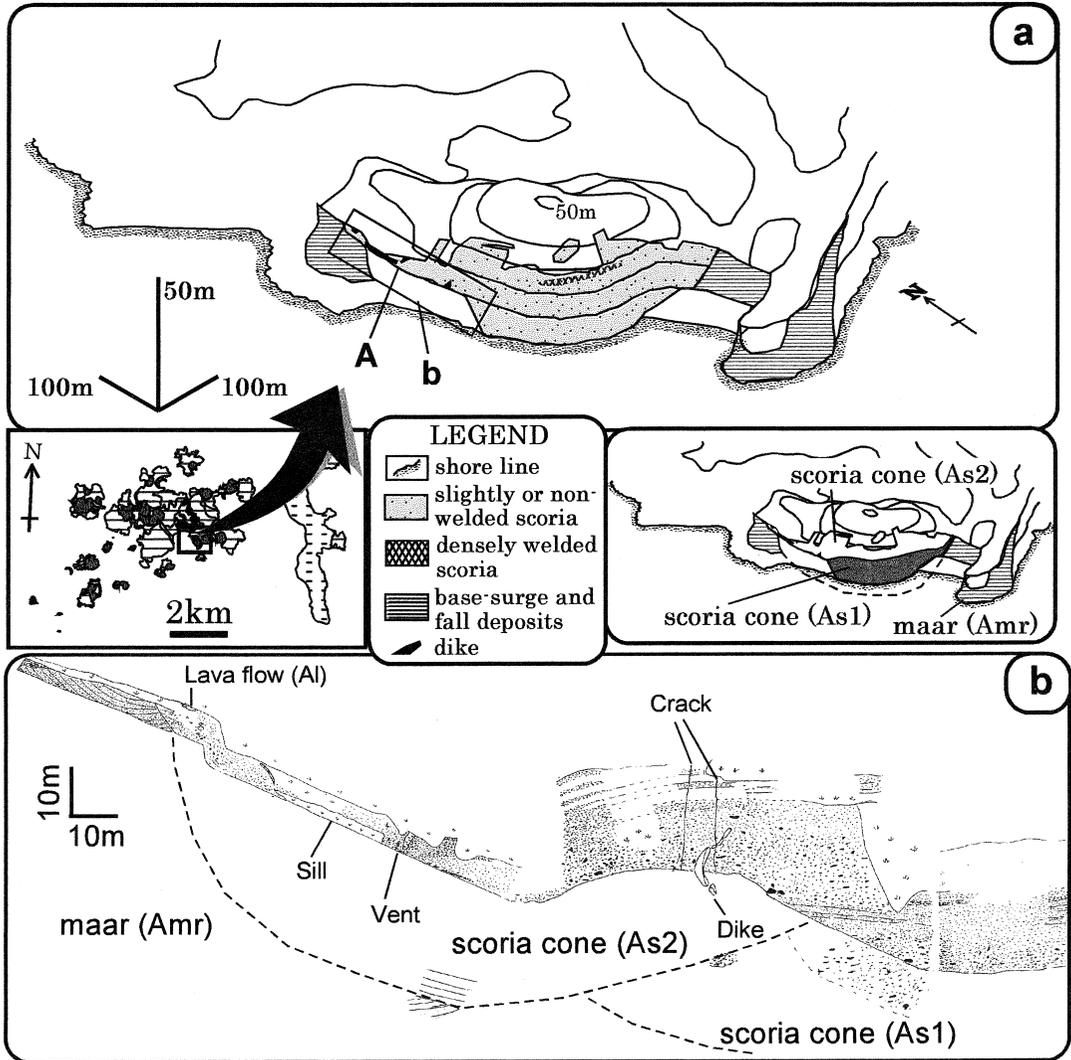


Fig. 7. a) Illustration of the Aka-daki volcano showing its geology. b) Field sketch of the proximal facies of 'As2' cinder cone.

Ats 噴石丘から最初に流出した 2 枚の溶岩流は、山体の東西の麓付近で供給岩脈と連続している。

東側の供給岩脈は非溶結のスコリア層中に貫入して At1 溶岩流と連続している。

一方、西側の供給岩脈は地表付近で何本かの薄い岩脈に分岐しており、その先端で At2 溶岩流と連続している。この溶岩流はスコリア丘を構成していたと思われる溶結スコリアを包有している。

その他 Dp タイプの噴石丘

その他 Dp タイプの噴石丘は Ks2 (黒島), Ms6 (斑島), Uus1 (宇々島) の 3 噴石丘がある。Ks2 および Ms6 噴石丘には馬蹄形火口はなく、溶岩流の連続流体の断

面にはラフトが観察できない。Uus1 噴石丘の供給岩脈は周囲のスコリア層をほぼ垂直に切り、内部に溶結したスコリア層の岩塊を取り込んでいるが、火口縁を崩して流出した地形は認められない。

3-2-3 山腹から溶岩を流出して火口が馬蹄形に崩壊した場合 (Dc タイプ)

このタイプの噴石丘では、溶岩流の流出口付近の山体に大きく崩壊した形跡が認められる。火口内の様子は、Bs2 噴石丘で観察できた。一方、Gs2 噴石丘では溶岩流出口の一部が露頭に現れている。しかし、その他の火山では馬蹄形地形やラフトの存在など、状況証拠のみしか得られなかった。ここでは Bs2, Gs2 噴石丘の観察例を

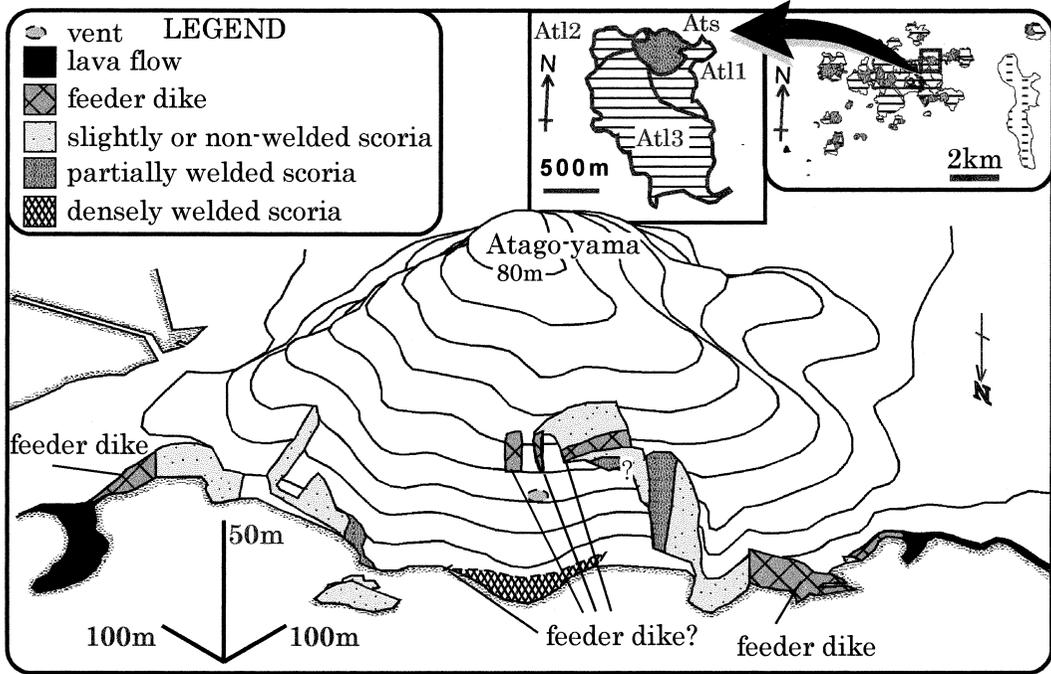


Fig. 8. Illustration of 'Ats' cinder cone showing its geology.

詳しく述べる。

Bs 噴石丘 (小値賀島)

Bs 噴石丘は溶岩流を2枚流出しており、最初の1枚 (B11) は山体形成の途中で東の麓から流出したと考えられる。他の1枚 (B12) は山体形成後、流出時に山体の南斜面を崩して馬蹄形の地形を作った。

内部構造は火口内の工事現場に露出し、強溶結したスコリア層、部分的～弱溶結あるいは非溶結のスコリア層、岩脈からなる (Fig. 9)。幅10～20数mの岩脈が北西-南東方向に貫入している。岩脈の外形はいびつな形をしており、中心部は赤紫がかった灰青色の緻密な溶岩からなるが、周縁部は灰青色～赤紫色の比較的発泡度の良い溶岩からなる。発泡の良い部分はアメーバ状の輪郭で、灰青色の緻密な溶岩と入り混じっている。部分的に溶結したスコリア層は火口の北西部に集中しており、火道近傍でしばしば観察できるリボン状火山弾が存在する。

北東方向に船底型の溶岩がスコリア層を挟んで2枚上下に重なっている。溶岩の内部には青灰色～灰青色の縞状構造が見られ、ほぼ水平に配列している。青灰色の部分は緻密であるが、灰青色の部分はそれよりわずかに発泡している。OMVGの他地域で、このような船底型の溶岩はしばしば観察され、地表を流れた溶岩流が下部のスコリア層を削って形成したと考えられる。Bs 噴石丘で

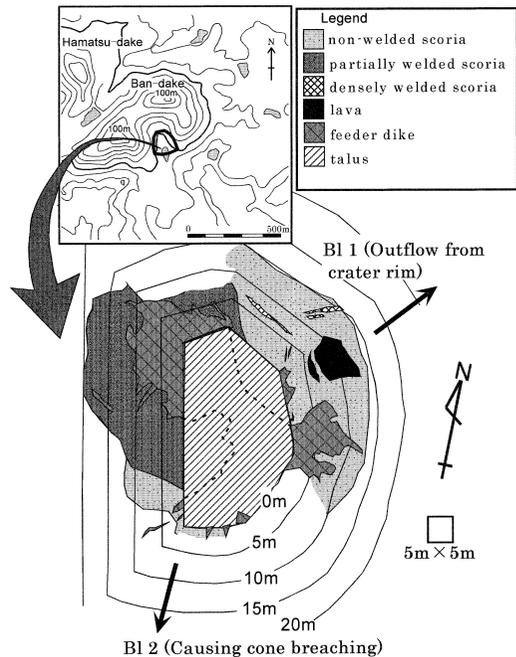


Fig. 9. Sketch of the central part of 'Bs' cinder cone. At this cone, feeder dikes branched off into numerous tributary dikes (thickness < 1 m). The interval of contour lines on top left figure is 10 m.

は、船底型の溶岩が分布する方角には B11 溶岩流が扇状に分布しており、扇のかなめ付近には、Bs 噴石丘の山体中腹から舌状に伸びた尾根が張り出している。以上の観察事実から、B11 溶岩流は山体形成の途中で火口縁から溢れ出たと考えられる。

火口南部には非溶結のスコリア層と幅 1 m 程の岩脈が 6 本以上観察できる。岩脈は、貫入方位は B12 溶岩流が流出した方角と一致し、B12 溶岩流と同質溶岩からなる。

Gs2 噴石丘 (小値賀島)

Gs2 噴石丘は標高 41.0 m および 59.4 m の 2 つの山頂を持ち、G1 溶岩流は 2 つの山頂の間をかなめにして、北西方向に扇状に分布している。Gs2 噴石丘の内部構造は西方海食崖で観察でき、Hms 噴石丘起源の Hml 溶岩流の上面に、弱溶結あるいは非溶結のスコリア層が露出している (Fig. 10a)。

流出口付近の露頭では溶岩がスコリア層をほぼ垂直に切っているのが観察でき、径数 m から 10 数 m のスコリア岩塊を連続流体内部に取り込んでいる。また、溶岩の側面には薄い岩脈が多数観察できる (Fig. 10b)。

その他 Dc タイプの噴石丘

その他 Dc タイプには Is1, Is2 (小値賀島), Ms4 (斑島), Mus (六島), Os2a (大島) の 5 噴石丘がある。Os2a 以外の噴石丘はいずれも馬蹄形の火口地形をもち、火口底から溶岩流を流した地形が見られるが、Os2a 噴石丘は北東と南西の 2 方向に開いた馬蹄形地形を持ち、両方向に溶岩流が分布している。南西方向の溶岩流では、連続流体部の断面に直径数~10 m のラフトが露出している。

3-2-4 山体内部を通らずに流出した場合 (L タイプ) Ats 噴石丘

At13 溶岩流 (Fig. 8) の流出源は山体麓の舌状に伸びた地形からなり、At13 溶岩流の岩質は噴石丘の構成物の一部と同じである。このような特徴は、山体内部を通して流出した場合には見られず、むしろ山体形成の途中で流出した番岳の B11 と類似している。しかし既に出来上がった山体の内部を通して流出した At11 および At12 溶岩流の上位に、At13 溶岩流が重なることから、At13 溶岩流は山体形成後に山体内部を通らずに基盤から直接流出したと考えられる。

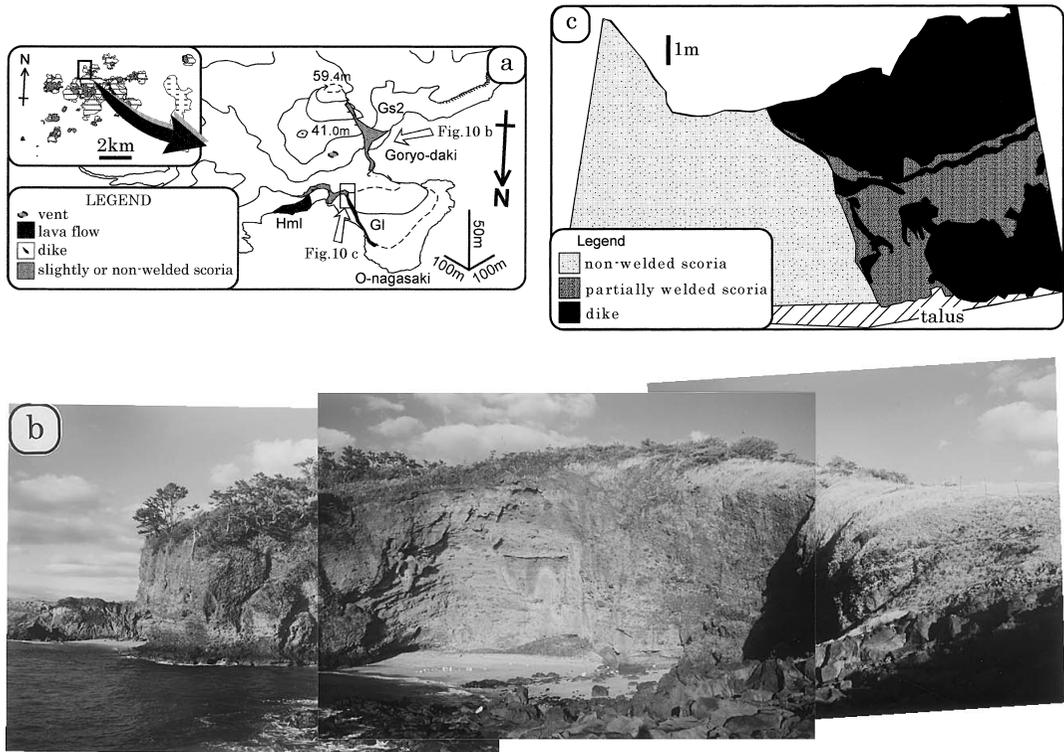


Fig. 10. a) Illustration of 'Gs2' cinder cone showing its geology. b) Photograph shows the outer wall of 'Gs2' cinder cone. c). Sketch of the outer wall of 'Gs2' cinder cone. The main dike branches into tributary dikes just before reaching the outer slopes.

4. 議 論

4-1 馬蹄形火口の形成について

一般的に馬蹄形火口は、既に来上がった山体を溶岩が突き崩すことによって形成されると言われている (Scott and Trask, 1971; Gutmann, 1979). OMVG の事例は、大部分がこの部類に属することが確認されている (山本・谷口, 1998).

噴石丘における溶岩の貫入形態については2通り報告されており、山頂火口とつながる垂直な火道岩脈から側方に溶岩塊のふくらみができて、山体を突き崩す場合 (Tibaldi, 1995) と、山体と基盤の間にシル状に貫入した溶岩によって、上面の山体が運び去られてしまう場合 (Williams, 1950) があると言われている。しかし、本論では以上に述べた現象が OMVG でも生じていたという証拠は見つけることができなかった。つまり、OMVG における溶岩の貫入形態は、薄い板状の岩脈が一般的であり、溶岩流出の時期に限ってシル状に貫入あるいは溶岩塊のふくらみが生じたとは考えにくい。そこで次節以降では、噴石丘内における岩脈の貫入過程を考察し、なぜ薄い板状の岩脈によって山体崩壊が生じるのかという問題を考える。

4-2 噴石丘内における岩脈の貫入過程を決める要因について

これまで火口内の溶岩は周囲のスコリア層よりも密度が高ければスコリア層に貫入して、あるいは溶岩の圧力によって火口外壁を崩壊させ得ると考えられてきた (Tibaldi, 1995)。しかし単純に密度差だけで決まるとしたら、OMVG における溶岩流出形態の多様性は説明できない。すなわち OMVG における噴石丘は火道近傍に高密度層が集中する傾向が見られ、溶岩と接するスコリア層の密度はほぼ等しいと考えられる。したがって Tibaldi (1995) のモデルが正しければ、全ての溶岩流出は火口縁から溢れ出るタイプとなるはずだが、OMVG においては山腹から流出した事例も多く存在する。そこで噴石丘内における岩脈の貫入過程を決める要因を明確にするため、これまでに議論されていなかった内部構造と破壊強度に注目し、岩脈の貫入条件と伸長方向について検討する。

まず岩脈の貫入条件について検討する。OMVG の噴石丘内部には、しばしば亀裂や小断層が観察できるが、このことはスコリア層が脆性的な性質をもつことを示している。したがって噴石丘内部の岩脈は亀裂の伝播に関する定理で説明できると考えられる。

スコリア層を弾性媒体とし、岩脈の厚さは無限に薄いと仮定すると、スコリア層中における岩脈先端の周りの応力は

$$\sigma_{ij} = K f_{ij}(\theta) / (2R)^{1/2} \quad (1)$$

と表わせる (Delaney and Pollard, 1981)。ここで、 θ は岩脈の伸張方向からの角度、 R は岩脈先端からの距離である。 f_{ij} は幾何学的な関数であり、 θ の関数である。もし岩脈先端の周りが弾性媒体ではなく、塑性変形する物質で囲まれていれば、岩脈先端が鈍くなるために、 σ_{ij} は (1) 式よりも小さくなる。さらに、

$$K = P_d (\pi l / 2)^{1/2} \quad (2)$$

と表わせる。ここで、 P_d は岩脈の駆動力であり、岩脈先端内部の圧力 p に等しい。 l は岩脈の長さである。

K が臨界値 K_c を超えると、岩脈の伝播が生じる。例えば弱溶結したスコリア層の臨界値 K_c は、強溶結したスコリア層よりも小さいと予想される。

岩脈内の圧力 p は火口内に滞留したマグマの静水圧に等しいとすると、

$$p = \rho g h \quad (3)$$

となる。ここで、 ρ はマグマの密度、 g は重力加速度、 h は火口内の溶岩湖面から岩脈先端までの高さを表わす (Fig. 11a)。

したがって、岩脈先端の周りの応力 σ_{ij} は $\rho \times h$ に比例する。このことから岩脈貫入のきっかけは、火道内における溶岩の上昇や脱ガスによる密度の増加であると予想される。

例えば Hs2, As2 噴石丘では、山体内で停止した岩脈が存在する。岩脈の先端付近には火砕物の溶結度や粒度が急激に変化するような材質の境界はない。したがって以上の式から

i) 岩脈先端周囲の火砕物の塑性変形による岩脈伝播の臨界値 (K_c) の増加と岩脈先端が鈍くなった結果による σ_{ij} の減少

ii) 溶岩湖面の沈降などによる $\rho \times h$ の減少
などが岩脈の伝播の過程で生じたと考えられる。

次に岩脈の伸長方向について考える。Yoffe (1951) によれば、亀裂の進展速度が比較的遅い場合 (Fig. 11 の b1) には、最大応力の方向は亀裂の進展方向と一致する。すなわち、亀裂はまっすぐ成長する。しかし、進展速度がかなり速い場合 (Fig. 11b の 2) には、最大応力の方向は亀裂の進展方向と直交方向へずれる性質がある。すなわち、亀裂は分岐して樹枝状に成長する。これらの現象が岩脈の伝播にも適用できるとすれば、岩脈の伝播速度がかなり速い場合には、最大応力が岩脈の伸長方向からずれる可能性がある。

4-3 噴石丘の内部構造の分類

次に実際に OMVG の噴石丘の内部構造について検討する。噴石丘の火口壁はスコリア、火山弾、火山灰、溶岩からなるが、OMVG の噴石丘の大部分は噴火活動の

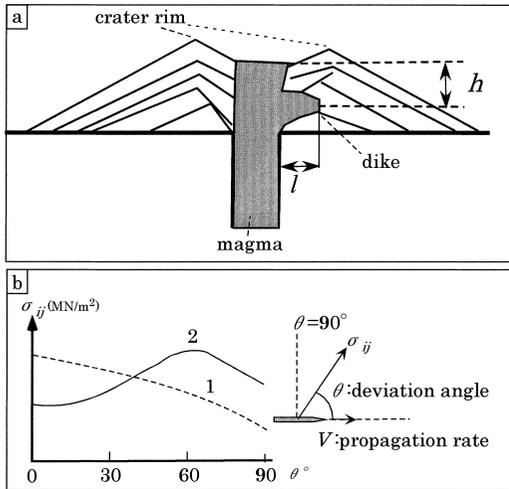


Fig. 11. a) Illustration showing the controlling factors for the dynamics of lava outflow. h : the height from the top of the dike to the lava lake level. l : the length of the dike. b) Concept of the crack propagation introduced by Yoffe (1951). σ_{ij} represents the stress along the deviation angle. θ represents the deviation angle from the axis of crack. Crack propagation rate of case 2 (solid line) is much greater than that of case 1 (dashed line).

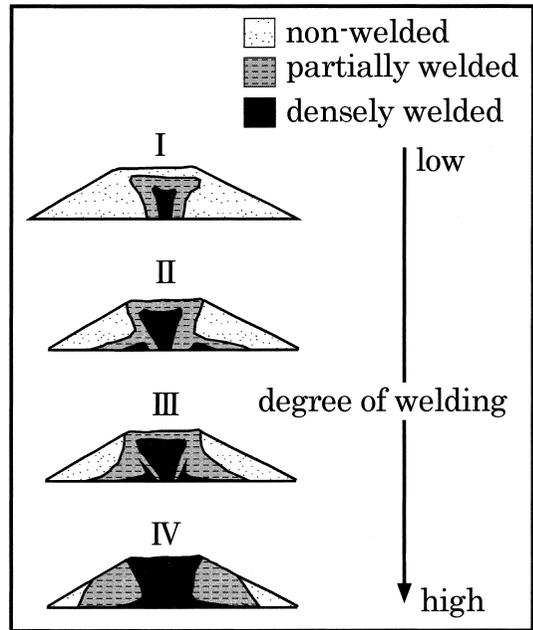


Fig. 12. Classification of the internal structure of cinder cones in the OMVG based on the degree of welding, after Yamamoto and Taniguchi (1998).

最後に溶岩流を流しているの、前節で述べた火口壁の破壊強度や密度構造は火砕物の溶結度に関係すると考えてよいだろう。本論文では噴石丘の内部構造を火砕物の溶結度に着目して分類した。

火砕物の溶結度の分類は山本・谷口 (1998) に従い、次の3つ (1) 弱溶結～非溶結層 (Non-welded), (2) 中程度の溶結層 (Partially welded), (3) 強溶結層 (Densely welded) に分類した。この溶結度の区分は野外における産状に基づく。すなわち (2) は火山弾の輪郭が明瞭であるが、基質を構成するスコリア片や火山灰が溶結し、火山弾に密着している産状を示すもので、(3) はさらに溶結の程度が高くなり、火山弾が変形し (多くはレンズ状)、火山弾の輪郭が不明瞭になり、一見溶岩流の姿に見える。(1)～(3) の分布を観察すると、次のことが明らかである。

- 1) 溶結度は火道に近いほど高くなる。
- 2) 溶結層の広がり、タイプ I～IV のカテゴリーに分類できる (Fig. 12)。

タイプ I は溶結度が最も低く、強溶結層は火道の輪郭に沿った、比較的狭い領域に分布している。山体の大部分は弱溶結～非溶結層によって構成されている。タイプ II はタイプ I よりも強溶結層の分布領域が広く、火口外

壁の基底にも分布している。タイプ III はさらに溶結度が高く、強溶結層は火口内壁のほぼ全域にわたって分布している。タイプ IV は最も溶結度が高く、火口内壁の全域と、火口外壁の一部にわたり分布している。

一般に、噴石丘を構成する火砕物の溶結度は2つの要因、すなわち、火砕物の定置温度と集積速度によって決まり、かつそれらは、マグマ噴出率と揮発性成分の量によって予測できる (Head and Wilson, 1989)。噴石丘の内部溶結度が上記の2つのパラメータの大小によるものとすれば、相対的にタイプ I の噴石丘は噴出率が低くて、揮発性成分が多い噴火形態、すなわちストロンボリ式噴火のような間歇的な噴火によって形成されたと推定できる。一方、タイプ IV のものは噴出率が高いが、揮発性成分量は少ない噴火形態、すなわち溶岩噴泉によって形成されたと推定できる。また、タイプ II と III の噴石丘の下部は溶岩噴泉によって形成されたが、その後ストロンボリ式噴火によって山体を形成したと考えられる。

4-4 噴石丘のサイズと内部溶結度が岩脈の貫入プロセスに及ぼす影響

OMVG の各噴石丘のサイズを測り (Table 2)、噴石丘のサイズと溶岩流出形態との関係を検討した (Fig. 13a, b)。その結果下記の3つの特徴がみられた。

Table 2. Internal structure and dimension of cinder cones in the OMVG.

Area	Volcano Name	Degree of Welding	Cone Radius (m)			Crater Radius (m) Rcr	Height of cone (m)		Hco/Wco	VI/Vs
			max.	min.	average (0.5Wco)		Hco			
Aka-daki	As1	I	220	150	185		50.2	0.14	0.14	
Aka-daki	As2	II	75		75		20	0.13		
Atago-yama	Ats	III ?	335	250	293		89.7	0.15	0.85	
Ban-dake	Bs	I	600	450	525	360	105	0.10	1.73	
Goryo-daki	Gs2	I ?	300	200	250	185	59.4	0.12	0.31	
Hamatsu-dake	Hms	?	410	250	330		89.1	0.14	2.31	
Hoge-shima	Hos	I or II	237	200	219		84	0.19		
Honjo-dake	Hs1	IV	175	80	128		30	0.12		
Honjo-dake	Hs2a	IV	525		525		111.3	0.11	0.14	
Honjo-dake	Hs2b	I ?	400		400		90.8	0.11	41.67	
Ishigami-yama	Is1	?	360	260	310		76.6	0.12	1.03	
Ishigami-yama	Is2	?	280	260	270		56.3	0.10	1.16	
Kai-ze	Kas	III	250	175	213	250				
Kakinohama	Gs1	III	270	210	240	150				
Koguro-jima	Kogs	IV	250	225	238		23.9	0.05	1.60	
Koro-shima	Kos1	I or II	330	240	285		54.4	0.10	0.03	
Koro-shima	Kos2	I or II	175	113	144		21.8	0.08		
Kuro-se	Kus	IV	375	275	325		12	0.02		
Kuro-shima	Ks1	IV	245		245	195	37.1	0.08		
Kuro-shima	Ks2	IV	185		185		42.4	0.11	0.29	
Madara-jima	Ms1	?	575		575					
Madara-jima	Ms2	IV	325	235	280		24.2	0.04		
Madara-jima	Ms3	?	320		320		26.4	0.04		
Madara-jima	Ms4	?	500	400	450	240	126.3	0.14	0.25	
Madara-jima	Ms5	II	260	170	215	160	33.4	0.08		
Madara-jima	Ms6	I	210	130	170		34	0.10	0.04	
Mase-dake	Mas	II	400	250	325		88.1	0.14	0.16	
Mu-shima	Mus	?	313	250	282	160	73.4	0.13	0.36	
No-shima	Ns	?	250	200	225		66.2	0.15	5.17	
Nozaki-jima	Nos	I or II	337.5		338		40	0.06	1.11	
O-shima	Os1	I or II	400	280	340		70	0.10		
O-shima	Os2a	?	425		425		96.4	0.11	0.20	
O-shima	Os2b	IV	100		100		20	0.10		
Otoko-jima	Ots	IV	375	250	313		21	0.03	3.09	
Oura	Ous	?	550		550				0.65	
Sozu-dake	Ss1	?								
Sozu-dake	Ss2	?	300	260	280		68.4	0.12	5.92	
Uu-shima	Uus1	II	200		200		42.7	0.11		
Uu-shima	Uus2	I or II	230	150	190		52.6	0.14		
Yaburogi-jima	Yas	I or II	425	280	353	175	62.7	0.09	0.06	

Wco: cone basal diameter, Rcr: crater radius, Hco: cone height, VI: volume of lava flow, Vc: volume of cinder cone, ?: degree of welding is not classified.

- i) Cタイプの噴石丘においては、基底半径と高さの間に負の相関が見られる。
- ii) Dp, Dcタイプの噴石丘の高さ/基底直径比は0.10~0.15であり、Cタイプの0.11以下よりも大きい。すなわちDp, Dcタイプの噴石丘の斜面傾斜角はCタイプよりも大きい。
- iii) Dp, Dcタイプの基底直径は300m付近を境にしてDpがDcタイプよりも小さい。

- iv) Cタイプの噴石丘に伴う溶岩流の体積は、噴石丘の1~3倍にあるが、Dタイプの大部分は、噴石丘の体積より小さい。

このように、火口壁の破壊強度は溶結度の相違だけでなく火山体のサイズにも依存することが判明した。そこで、次に各噴石丘のサイズと内部溶結度の関係を検討した(Fig. 13c)。Fig. 13aと比較すると、溶岩流出形態と内部溶結度のタイプは必ずしも1対1に対応しないが、

火口縁から流出するタイプ (C) には溶結度が最も高いタイプ (IV) が多く、山体崩壊を伴うタイプ (Dc) は溶結度が低いタイプ (I~II) のみに生じている。

したがって以上のことを考慮に入れると、C タイプ噴石丘の山体形成は McGetchin *et. al.* (1974) の噴石丘形成モデルにおいて、火砕物が火口近傍に積み重なることにより山体ができて、やがて斜面傾斜角が安定角を越

えて崖錐を発達させる以前の段階、すなわち、山体が未発達な段階で溶岩流出が始まったが、D タイプ噴石丘のように斜面に崖錐が発達した噴石丘の火口縁からは容易に溢れ出なかったことが推察される。

このことは、4.2 節で述べた岩脈貫入の要因を考えれば、次のように解釈できる。

- i) C タイプ噴石丘は D タイプよりも、岩脈伝播の臨界値 (K_c) が高い。
- ii) C タイプ噴石丘は D タイプよりも、火口内の溶岩湖面から岩脈先端までの高さが低い。

これ以外の要因として、溶岩の位置エネルギーを考えた場合、火口縁の高さが低い噴石丘からは溶岩が溢れやすいという解釈が考えられる。しかし、ほぼ同じ高さ (20~40 m) の噴石丘は両タイプともに存在すること (Fig. 13a) を考慮に入れると、上記 2 つの要因が効いていたと考えられる。

他方、山体崩壊を生じるタイプ (Dc) は噴石丘の山体が大きく、かつ内部の溶結度が最も低い場合に生じる可能性が高いことを示している。一方で Dp タイプの山体が崩壊しなかったのは山体が小規模であり、岩脈貫入に伴って山体斜面が重力的に不安定にならなかったためと考えられる。

4-5 岩脈貫入から溶岩流出に至るプロセス

岩脈の貫入によって山体崩壊が引き起こされた要因として、上述の山体規模や内部溶結度以外にも、OMVG においては以下のような観察事実を挙げることができる。

3-2-2~3-2-3 でも述べたように、溶岩流出形態が山体崩壊を生じないタイプ (Dp) の As2 および Ats 噴石丘と、山体崩壊を生じるタイプ (Dc) の Bs および Gs2 噴石丘とでは、流出方向に貫入した岩脈の数が異なる。Bs 噴石丘の場合は幅 1 m 程の岩脈が 6 本以上貫入し、Gs2 では溶岩の側面には薄い岩脈が多数観察できるが、As2 および Ats 噴石丘の山体を突き破った岩脈は途中で分岐するものは認められない (ただし、Ats 噴石丘の At12 溶

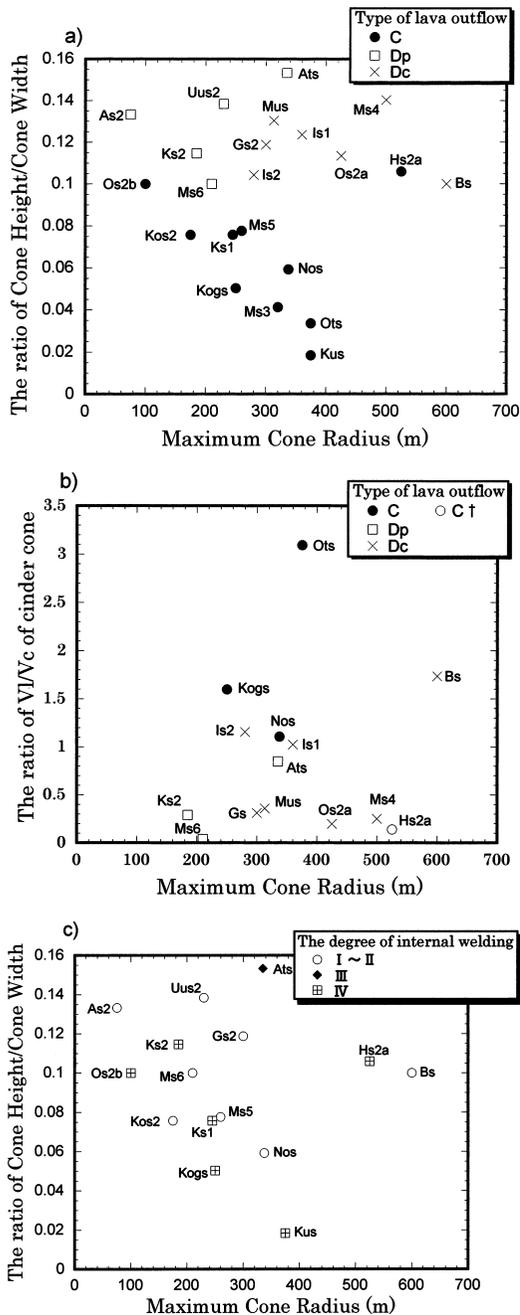


Fig. 13. a) The ratio of Cone height/Cone width vs. Maximum cone radius (m) for different modes of lava outflow. C: lava outflow from the crater rim; Dc: lava outflow from the flank of the cone causing cone breaching; Dp: lava outflow without cone breaching. Volcano names are the same as in Fig. 1. b) The ratio of VI (Volume of lava flow)/Vc (Volume of cinder cone) vs. Maximum cone radius (m) for different modes of lava outflow. †: rootless flows are recognized. c) The ratio of Cone height/Cone width vs. Maximum cone radius (m) for different degrees of internal welding (See Fig. 12).

岩流 (Fig. 8) はスコリア丘を構成していたと思われる溶結スコリアを包有しており、その供給岩脈は地表付近で何本かの薄い岩脈に分岐している (流出時に小規模な斜面の崩壊を引き起こしたと考えられる)。したがって 1 本の岩脈が貫入しただけでは山体を崩壊させ得ず、岩脈が分岐したことによって貫入方向の斜面を崩壊させた可能性がある。また、Bs 噴石丘では岩脈の分岐は火道近傍で観察されたが、Ats や Ks2 噴石丘などでは山体斜面に近い場所で分岐している。Ats や Ks2 噴石丘では Bs 噴石丘ほどの斜面崩壊が起きなかったことを考えると、岩脈が分岐する場所が山体内部の深いところほど、斜面崩壊を引き起こし易いものと考えられる。

これらの観察事実を 4.2 節で述べた要因で説明すると、Dc タイプの噴石丘は Dp タイプのものよりも、火道近傍における岩脈伝播速度が速いと解釈できる。この速度は次の場合に速くなると推定される。

- i) 岩脈伝播の臨界値 (K_c) が低い
 - ii) 火口内の溶岩湖面から岩脈先端までの高さ (h) が大きい
 - iii) 山体内を貫入する岩脈の長さ (l) が増加する
- i) は Dc タイプ噴石丘が Dp タイプのものよりも内部溶結度が低いことと関係があると思われる。しかし ii) については Dc タイプの噴石丘の火道岩脈が露出しておらず、野外観察では観察されていない。iii) に関しては噴石丘の基底直径の差により、Dc タイプ噴石丘では岩脈が貫入する距離が Dp タイプよりも長い傾向にあることに起因すると考えられる。

5. ま と め

OMVG における溶岩流出の形態として、以下の 4 つのタイプが観察された。

- i) 火口縁から溢出する (C タイプ)。
- ii) 火道岩脈から支脈が分岐し、山体中腹から流出する (Dp タイプ)。
- iii) 山体中腹から流出する際に大規模な山体崩壊を伴う (Dc タイプ)。
- iv) 山体内部を通らずに、基盤から流出する (L タイプ)。

C タイプは噴石丘内部の溶結度が最も高い場合に生じ、Dc タイプは溶結度が低い火砕丘 (溶結層の広がりに基づく区分によるとタイプ I~II) のみに生じている。従来の研究では、噴石丘の山体崩壊は山体内部から突出した溶岩流による山体の削剥や運搬によって起こったと説明されていた。本研究はそれに加えて、岩脈の貫入が山体崩壊の重要なきっかけとなり得ることを示した。

崩壊が認められない Dp タイプの噴石丘は、山体が小

規模なため岩脈貫入が起こっても山体斜面が重力的に不安定にならなかったためであろう。Dc タイプの噴石丘は山体の規模が大きいため、内部の溶結度が低い場合には、山体崩壊を生じる可能性が高いことが明らかになった。

C タイプの噴石丘では溶岩の体積が噴石丘の体積と比べると大きく、かつ斜面傾斜角が安定角を越える発達段階以前で山体形成が止まったため、火道内で溶岩が上昇すると、溶岩が比較的容易に火口縁を乗り越えて外部斜面に流出できた。

謝 辞

本研究は筆者の東北大学大学院理学研究科における博士論文の一部を整理し直したものである。研究をすすめるにあたり、指導教官の谷口宏充教授、東北大学理学研究科地球物質科学科の藤巻宏和教授をはじめとする諸先生方にはお世話になった。また、秋田大学の長谷中利昭助教授は粗稿を読んでくださって有益な議論をして頂いた。現地調査では藤松夫妻、山口安美氏、塚原 博氏、魚屋優子さん、中村夫妻、「ふるさと」、「民宿まるま」、「田富美」ほか長崎県北松浦郡小値賀町の多数の方々にお世話になった。査読者の白尾元理氏、匿名の査読者、編集委員の伊藤順一氏からは、建設的で有意義なご意見とご指摘をいただいた。ここに記し、感謝の意を表する。

引用文献

- Delaney, P. T. and Pollard, D. D. (1981) Deformation of host rocks and breccia-bearing intrusions near Ship Rock. New Mexico, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1202**, 61 p.
- Gutmann, J. T. (1979) Structure and eruptive cycle of cinder cones in the Pinacate volcanic field and controls of Strombolian activity. *J. Geol.*, **87**, 448-454.
- 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 flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **37**, 261-271.
- Houghton, B. F. and Schmincke, H.-U. (1989) Rothenberg scoria cone, East Eifel: a complex Strombolian and phreatomagmatic volcano. *Bull. Volcanol.*, **52**, 28-48.
- 海上保安庁 (1979) 白瀬 5 万分の 1 沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告。海上保安庁水路部、東京、31 p.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeis, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- 松井和典 (1990) 小値賀島及び肥前平島地域の地質。地域地質研究報告 (五万分の一地質図幅)。地質調査所、

- 1-63.
- McGetchin, T. R., Settle, M., Chouet, B. H. (1974) Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mt Etna, Sicily. *J. Geophys. Res.*, **74**, 3257-3272.
- Scott, D. H. and Trask, N. J. (1971) Geology of the Lunar Crater volcanic field, Nye Country, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **599-I**, 22 p.
- Sudo, M., Uto, K., Tatsumi, Y. and Matsui, K. (1998) K-Ar geochronology of a Quaternary monogenetic volcano group in Ojika Jima District, Southwest Japan. *Bull. Volcanol.*, **60**, 171-186.
- Tibaldi, A. (1995) Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *J. Geophys. Res.*, **100**, 24521-24535.
- Williams, H. (1950) Volcanoes of the Parictin Region, Mexico. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **965-B**, 279 p.
- Wood, C. A. (1980) Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **7**, 387-413.
- 山本裕朗・谷口宏充 (1998) 小値賀島単成火山群の火山地質. *東北アジア研究*, **3**, 201-232.
- Yamamoto, H. (2000) Geological Study on the Ojika Jima Monogenetic Volcano Group—Internal structure and formation process of cinder cones—. Unpublished Ph. D thesis, Tohoku Univ., 150 p.
- 山本裕朗 (2001) 小値賀島単成火山群における噴石丘の形成発達過程. *火山*, **46**, 239-256.
- Yoffe, E. H. (1951) The moving Griffith crack. *Philos. Mag. 7th ser.*, **42**, 739-750.

(編集担当 伊藤順一)