

小笠原硫黄島の火山形成史：伊豆-小笠原弧の活動的
海中カルデラ火山の特徴

Volcanic History of Ogasawara Ioto Volcano : Characteristics of
an Active Submarine Caldera in Izu-Ogasawara Arc

2015年3月

長井雅史

NAGAI Masashi

Volcanic History of Ogasawara Ioto Volcano : Characteristics of an Active Submarine Caldera in the Izu-Ogasawara Arc

Masashi Nagai

Abstract

This thesis mainly comprises the volcanic history of Ogasawara Ioto (Iwojima) volcano based on a geological survey.

Chapter 1 introduces an outline of the volcanic activities and previous geological and geophysical studies of Ioto volcano, and shows the significance and context of this study.

Chapter 2 describes the geology and petrography of Ioto volcano. The pyroclastic deposits, lava flows and epiclastic deposits underlying the Motoyama central cone and pre-caldera edifice, which were newly found in the geological survey, and the deposits also previously reported are redefined. A detailed stratigraphic relationship of the volcano is also constructed. The volcano has the features that the eruption and deposition of ejecta occurred in subaqueous environments except for the deposits on the upper part of Mt. Suribachiyama and on part of the pre-caldera edifice in the Kangokuiwa area. The eruption style of the pyroclastic eruptions is hypothesized to be phreatomagmatic eruption.

Chapter 3 summarizes the volcanic activities observed in the historical period and geological studies focusing on small-scale eruptions. All treated events, such as the 1967, 1969, 2001 and 2012-2013 eruptions, are considered to be phreatic eruptions. The 2012-2013 eruption, which was one of the latest in a series of phreatic explosions, was same scale as the 1957 eruption which was the largest recorded at Ioto.

Chapter 4 constructs the volcanic history of Ioto volcano based on the discussion in chapters 1-3, which is summarized as follows. A pre-caldera large stratovolcano was formed by the trachyandesite-trachyte magma in subaqueous and subaerial environments. The caldera was formed in the period between ca. 2.7 cal kBP and the Late Pleistocene, and thereafter trachyandesitic subaqueous lava and shallow-marine sediments were deposited on the caldera floor. The Motoyama 2.7 cal kBP eruption that occurred within the caldera was a large-scale subaqueous eruption of more

than 1 km³ trachytic magma and was accompanied by subsidence of the caldera floor. In a short period of time, the eruption of a pyroclastic flow first occurred, which was followed by a lava flow and finally the eruption of another pyroclastic flow. Then the center of activity shifted to Suribachiyama area, where trachytic magma erupted three times. The first eruption is characterized as a subaqueous pyroclastic eruption, the second as subaqueous lava effusion in shallow water, and the third as the construction of a pyroclastic cone on land. Finally, the resurgent dome in the Motoyama area began to form, which was accompanied by phreatic explosions in the central caldera. Magma intrusion at a shallow depth has continued intermittently to the present day.

Chapter 5 discusses the geological characteristics of the series of phreatomagmatic eruptions of the 2000 Miyakejima eruption. This occurred in association with formation of a summit caldera on a mafic stratovolcano by the lateral intrusion of magma.

Chapter 6 is concerned with Hakone volcano as an example of a large felsic caldera volcano in the Izu-Ogasawara arc. The caldera, consisting of a set of small calderas, was formed by multiple felsic pyroclastic eruptions, and mafic-felsic monogenetic volcanism in the rift zone in the area outside the caldera depression progressed during the same period.

Chapter 7 summarizes the features of the volcanic activity of the caldera of Ioto volcano by comparison with other caldera volcanoes based on the discussion in previous chapters.

要 旨

本論文は、活発な火山活動を行う小笠原硫黄島の火山の形成史を地質学的・岩石学的手法で解析し、その特性をまとめたものである。

第1章は、小笠原硫黄島火山の研究史、先行研究をまとめ、硫黄島火山における研究課題を把握し、本研究の意義・位置づけを示す。

第2章は、硫黄島火山の地質と岩石について記載した。その結果、これまで把握されていなかった地質体として外輪山を構成する溶岩や火砕岩、中央火口丘元山の下位に位置する溶岩や堆積岩層等が新たに見いだした。既報の堆積物も再定義を行い、詳細な層序関係を構築した。それらのうち外輪山山体の一部や挿鉢山地区の上部層準以外の堆積物はいずれも水中に噴出、堆積した特徴を持ち、火砕堆積物は水蒸気マグマ噴火の産物であることを議論した。

第3章は、歴史時代に観測された火山活動についてとりまとめ、特に小規模噴火の事例について噴出物の解析を行った。その結果、1967年、1969年、2001年、2012年~2013年の噴火のいずれも水蒸気爆発であったことが示された。最も新しい2012年~2013年の噴火は先行研究で示された1957年の水蒸気噴火以来の規模であることがわかった。

第4章は、第3章までの議論を踏まえ、硫黄島火山の形成史を以下のように構築した。大型の海底成層火山として形成した外輪山火山体では後期更新世以降に粗面安山岩~粗面岩からなる山頂部が形成された。その一部は陸上に噴出した。カルデラ形成は後期更新世~約2700年前の間の時期に生じており、カルデラ底には浅海堆積物や粗面安山岩質水中溶岩が堆積した。約2700年前にカルデラ内で起きた元山噴火は1km³を超える噴出量を持つ大規模な粗面岩質マグマの噴火であり、カルデラ底の沈下を伴いつつ火砕流の噴出の後、水中溶岩流出、再度の火砕流噴出という複雑な経緯をたどった。その後挿鉢山に活動中心が移り、粗面岩質マグマの水中火砕噴火や溶岩流出、陸上火砕丘の形成を経た。カルデラ中央では元山地域の再生ドームの形成が始まり、水蒸気爆発を発生させつつ、現在もマグマ貫入が断続的に続いている。

第5章は、伊豆 - 小笠原弧における苦鉄質カルデラ火山の例として三宅島火山を取り上げた。三宅島火山2000年噴火における一連の爆発的噴火の経緯と噴出物の分布・層序・噴火様式を明らかにし、マグマの側方貫入による山頂カルデラ形成に伴って発生した水蒸気マグマ噴火の特徴を議論した。

第6章は、伊豆 - 小笠原弧の珪長質カルデラ火山の例として箱根火山を取り上げた。特に外輪山形成期からカルデラ形成期の地質・岩石の特徴を明らかにした。カルデラ形成期には複数の珪長質火砕噴火による小型カルデラの集合体からなるカルデラ地形形成と、外輪山を縦断するリフトゾーンにおける苦鉄質~珪長質単成火山活動が同時期に進行していたことがわかった。

第7章は、第6章までの議論を踏まえて他のカルデラ火山との比較により硫黄島火山のカルデラ火山活動の特徴をまとめ、研究の全体を通じた総括を行った。

目 次

第1章 はじめに	1
第2章 硫黄島火山の地質と岩石	4
2-1. 硫黄島火山の地質記載	4
2-2. 断層と変形構造	13
2-3. 粒度組成	14
2-4. 岩石	14
2-5. 放射年代測定	17
2-6. 各層の年代と対比	18
2-7. 硫黄島火山の噴火・堆積様式	21
第3章 硫黄島火山における近年の噴火の堆積物	26
3-1. 歴史時代の噴火記録	26
3-2. 2012-2013年噴火の堆積物	27
第4章 小笠原硫黄島火山の形成史	32
4-1. 外輪山の形成	32
4-2. カルデラの形成	32
4-3. 元山噴火の発生	32
4-4. 播鉢山火山の形成	33
4-5. 再生ドームの形成	34
第5章 三宅島火山2000年噴火の経緯と堆積物	35
5-1. 三宅島火山の概要	35
5-2. 三宅島2000年噴火の経緯	36
5-3. 三宅島2000年噴火の堆積物	37
5-4. 本質物質の特徴	46
5-5. 三宅島2000年噴火の噴火様式	47
第6章 箱根火山の形成史	50
6-1. 箱根火山の概要	50
6-2. 箱根火山の形成史	51
6-3. マグマ化学組成の時間変化	68
6-4. 箱根火山の噴出量・噴出率	68
6-5. 箱根火山におけるテクトニクス場の変遷	69

第7章 まとめ	71
7-1. 各火山のカルデラ火山活動の総括	71
7-2. 各火山のカルデラ火山活動の比較	72
謝辞	74
図表	76
文献	154

1. はじめに

硫黄島は東京から南に約 1250 km 離れた伊豆小笠原弧南端部の火山フロント上の火山島である(図 1-1)。底径約 50km, 海底面からの比高が 2000 m 以上の成層火山で, その山頂部に直径約 10 km のカルデラ地形が存在する(図 1-2)。カルデラ地形の大部分は海面下にあるが, 硫黄島本島がカルデラ中央の火山に, またその西端の釜岩や北西沖の監獄岩, 東側沖の東岩などの岩礁群はカルデラ縁に相当する(貝塚ほか, 1983; 1985)。本島の長径は約 8 km, 面積は約 23 km²で, 硫黄島火山の中心部はやや北に寄った元山地域であり, 標高 100~120 m 程度の平坦な台地状の地形を呈している(図 1-3, 図 1-4)。島内で最も標高の高い摺鉢山(標高 161 m)は島の南西端に位置する急峻な小型火山(図 1-5)であり, カルデラ縁外に生じた側火山と考えられた(貝塚ほか, 1983; 1985)。元山地区と摺鉢山は千鳥ヶ原と呼ばれる隆起した砂州で結ばれている。

これらの火山体を構成する岩石は, 伊豆小笠原弧の火山フロント近傍の火山では珍しいアルカリ系列の粗面安山岩ないし粗面岩である(本間, 1925; 小坂ほか, 1985b など)。伊豆小笠原弧では火山フロントに低アルカリソレイト質玄武岩質の火山が配列し, 背弧側にかけて高アルカリソレイト質, アルカリ玄武岩質の火山が分布する島弧横断方向の変化が明瞭である。しかし南部の硫黄島周辺でのみ火山フロントにアルカリ玄武岩が存在する。さらに南側のマリアナ弧北部では再び低アルカリソレイト質玄武岩の火山が出現する(Lin *et al.*, 1989 など)。硫黄島付近では沈み込んだ太平洋スラブが垂直にもぐりこみ, かつ深度 300km 付近より地震活動が非活発である(van der Hilst and Seno, 1993)。硫黄島の付近では太平洋プレート上の非震性海嶺である小笠原海台(マーカスネッカー海嶺)が伊豆小笠原海溝に沈み込みつつあり, これがスラブに変形をもたらしている影響でマンタルウェッジの部分熔融度が低くアルカリ玄武岩質の本源マグマが生成していると考えられている(高橋, 2000)。

硫黄島は大規模な地殻変動が継続していることで有名である(貝塚ほか, 1985 など)。変動は隆起の傾向にあり摺鉢山の中心部を除くほぼ全島に海成段丘が分布している。元山中央部の最高位の段丘面(標高 110 m)で採取された造礁珊瑚の ¹⁴C 年代が約 500~800 年前であったことから, 現在までの隆起率は年

間 15~20 cm と推定された (貝塚ほか, 1983; 1985; Kaizuka, 1992)。古い記録からも急激な隆起現象が推定される。たとえば千鳥ヶ原は, 1779年の絵図 (King, 1785)では狭い地峡であった (貝塚ほか, 1983)。1911年以降の測量記録からは, 約 98年間の元山中央部の隆起量は 15 m に達する (平岡ほか, 2009)。また釜岩はもとは沖合の岩礁であったが, 1969年から砂州で本島とつながり, その後も砂州の面積が拡大している。隆起活動は群発地震活動を伴い急激に進行する時期があり, また沈降する時期があることも観察されている (小澤ほか, 2007 など)。

硫黄島では地熱活動も活発であり, 全島が地熱地帯と言っても過言ではない。島内には噴気地域や小火口が多数存在し, 島内や周辺海域で水蒸気噴火とみられる小規模な爆発がたびたび発生している。最近でも隆起活動とともに 2012年 2月から 2013年 4月にかけて旧火口 (ミリオンダラーホール火口)や為八海岸で小規模な噴火が発生し, 北ノ鼻沖では変色海域が出現した。江原 (1985b)は熱映像画像から硫黄島全体での放熱量を約 10^8 cal/s (約 4×10^8 J/s) と推定している。地磁気解析からはカルデラ内の地下 2 km 以浅にキューリー一点を超える高温領域があるとされた (大島ほか, 1985)。重力測定によれば元山を中心に逆円錐状の低密度領域があることから, カルデラが低重力異常型であり, そのなかに存在する局所的な高密度領域が高熱量を放出する貫入岩体と解釈された (江原, 1985a)。Ukawa *et al.* (2006) は, 地殻変動解析結果から元山を中心とする隆起・沈降を, ブロック状の押し上げと浅部での収縮の組み合わせで説明した。収縮の原因については浅所にある局所的な高密度領域の荷重によって低密度領域の地熱流体が押し出されて側方へ移動するためと解釈した。また InSAR 解析をおこなった Ozawa *et al.* (2007)は, 深部から上昇したマグマがカルデラ内の地下浅所に貫入位置を変えつつ貫入して元山をブロック状に押し上げている可能性を示している。カルデラ底での貫入岩体の形成活動が顕著な隆起や地熱活動の原因であるならば, 硫黄島はカルデラ内の再生ドーム(resurgent dome)と考えられる (Newhall and Dzurisin, 1988)。

このように非常に活発な火山活動を行っている硫黄島火山であるが, 海域の火山ということもありカルデラの形成機構・時期を含め, 火山形成史の詳細は明らかになっていない。これまで陸上の地質調査をおこなった研究には津屋

(1936a), Tsuya (1936), Corwin and Foster (1959), 一色 (1976), 貝塚ほか(1983), 大八木・井口(1985), 大井・矢来 (2007) などがある。これらの論文に共通した認識は、元山はカルデラ中央部の海底が隆起した島であり、水中溶岩ないしシル状貫入岩と凝灰岩で構成されているが、播鉢山はカルデラ外の浅海域に誕生した火山であり、その下部は水中堆積した凝灰岩で、上部は陸上（溶岩上）に形成された火砕丘ということである。しかし細部では層序や見解が異なり、噴火・堆積機構や形成年代について共通した認識には至っていない。

本論における現地地質調査は主に2012年~2014年にかけて行われたものである。活発な隆起活動により、先行研究時には海面下に没していた部分についても観察・記載することができた。またこれまで詳しい記載のなかった噴出物の堆積構造に注目するとともに、火砕物を含む岩石の化学組成分析を体系的に行った。その成果の一部は既に長井・小林 (2015)として報告しているが、本論ではこれらの新しい知見を踏まえ、硫黄島火山の形成史と噴火・堆積様式を議論し、海中カルデラ火山の活動事例としてその特性をあきらかにする。その際に伊豆-小笠原弧におけるカルデラ火山の例である北端部の箱根火山のカルデラ形成と、三宅島火山の2000噴火の際のカルデラ形成時の噴火活動と比較する。

2. 硫黄島火山の地質と岩石

2-1. 硫黄島火山の地質記載

硫黄島島内の地質について、火山体を被覆する砂州堆積物(千鳥ヶ原砂層)で隔てられた地区(図 1-3)ごとに下位から順に説明する。今回作成した地質図と地質断面図は図 2-1 および図 2-2 に、層序ブロックダイアグラムは図 2-3 に示す。

2-1-1. 釜岩地区

2-1-1-1. 釜岩火砕堆積物と釜岩溶岩

釜岩は砂嘴で本島とつながった岩礁であるため、半島状の地形をしている。東部から中央部にかけて表面の砂層と植生で覆われており岩石の露出はない。北部と南部の海岸沿いには長径 1~4 m 程度の大型の転石が分布している(地点 1 など)。これらはこの付近に存在する地質体に由来する現地性の転石である可能性が高い。多くは凝灰角礫岩で、黄褐色の軽石質火山灰基質に発泡の悪いスコリア質岩塊(最大長径 60 cm)を含む。スコリア質岩塊の多くは不定形に塑性変形したようなりボン状の形態であり、表面に急冷縁を持つものや in situ 状の破断を受けているものもある(図 2-4(a))。

また、上記のスコリア質岩塊と類似した暗灰色の粗面安山岩溶岩の岩塊も多量に存在している。両者は露頭としては確認できていないが地質図のように分布すると考え、釜岩火砕堆積物と釜岩溶岩と命名した。そのほかに深成岩礫も少量認められる。

2-1-1-2. 釜岩砂礫層

釜岩中央部から西側の海岸にかけ、凝灰質の火山砂礫からなる露頭が存在する。現存する厚さは 10 m 程度である。下部は長径 10 cm 以下のスコリア質円礫を含むトラフ状斜交層理をもつ砂層からなり、上部はやや風化した、斜交層理の発達した砂層と火山岩円礫を含む薄い礫層が互層になっている(図 2-4(b))。上部の砂層の斜交層理は層理面の傾斜方向が反対を向いたヘリンボーン斜交層理が積み重なっており、頻繁に流向が変化する水流下で堆積したとみられる。また砂層には直径 1~3 cm 程度の短管状、あるいは湾曲した長管状の生痕化石が多数認められる(図 2-4(c))。

これらの砂礫層の成層構造は全体に西に 15° 程度傾斜している。したがって釜岩火砕堆積物と釜岩溶岩が下位に、その上位に釜岩砂礫層がくると判断される。

釜岩中央部の釜岩砂礫層の浸食面上に、径 5 m 程度の火山角礫岩の岩塊が存在する(地点 2)。釜岩火砕堆積物のスコリア質岩塊や釜岩溶岩に類似した発泡した粗面安山岩質溶岩角礫のほか、釜岩火砕堆積物の亜円礫や火山岩円礫を少量含む(図 2-4(d))。基質部は原形をとどめた巻貝や二枚貝のほか、貝殻の破片を多く含み、弱くこう結している。これは大井・矢来 (2007), Nakano *et al.* (2011) などは、ここでペペライトと記載しているが、今回観察した露頭では大小の火山岩塊と貝類を含む海岸の砂礫の混合物がセメント物質で固結した、一種のビーチロックと考えられる。

2-1-1-3. 監獄岩溶岩・監獄岩火砕堆積物

監獄岩は釜岩の北方に位置し、南北方向に約 1 km に延びる低偏な島である。我々は現地調査ができなかったが、海上自衛隊提供試料と写真記録から判断すると、大部分は溶岩であり、地点 3 付近にわずかに火砕堆積物が露出している。前者を監獄岩溶岩、後者を監獄岩火砕堆積物と呼ぶ。両者の層位関係は不明であるが、おそらく後者が下位にくるものと推定される。

溶岩の露出する厚さは約 10 m で、マッシュで冷却割れ目の方向性は乏しい。一部にパホイホイ溶岩流に類似したしわ状の表面構造が存在する(図 2-4 (e))。内部は全体にやや赤紫を帯びた灰色であり、高温酸化をうけた可能性がある。火砕堆積物(地点 3)は厚さ 2 m 以上の淘汰の悪いマッシュなスコリア質凝灰角礫岩であるが、基質は変質し黄褐色に粘土化している。

2-1-2. 元山地区

2-1-2-1. 離岩溶岩

離岩に面した東海岸に露出する溶岩で、その表面には大型の斜長石斑晶が目立つ。下限は不明であるが厚さは 5 m 以上あり、最も厚い地点 5 では長径 8 m 程の扁平な枕状溶岩の構造をもつ(図 2-4(f))。枕状溶岩の表面数 cm がほぼ完全ガラス質の急冷縁で、内部に向かって 1~2 m 程度の細かな冷却割れ目が発達し

ている。周辺部は縞状に結晶度の異なる部分が繰り返し配列しているが、内側はやや結晶度の高い灰色の溶岩で、放射状の節理も数 10 cm 間隔と粗い。地点 5 の周辺には同質のガラス質火山岩を含む火山角礫岩や凝灰角礫岩の露頭が点在している。ガラス質火山岩礫は丸みを帯びているが、枕状溶岩特有の内部構造は不明瞭である。

2-1-2-2. 離岩砂層

東海岸にわずかに分布する凝灰質砂層で、離岩溶岩を覆う。全体に成層構造が発達しており、確認できる厚さは 5 m 程度である。最大長径 10 cm 程の粗面岩—粗面安山岩質の軽石やスコリアの円礫を少量含む。下部では平行層理の発達した砂層(図 2-4(f))で、コンボリュート層理状の変形(図 2-5(a))や碎屑岩脈が見られる。クライミングリップルや前置成層のみられる砂層も存在し、その流向は北東から南西である(図 2-5(b))。短管状や斑点状の生痕化石が密集する砂層も認められる(図 2-5(c))。

日出浜火砕流堆積物に覆われる地点 8 では細礫混じりの砂層であり、平行層理、低角のトラフ型斜交層理ないしスウェール型斜交層理が発達する(図 2-5(d))。大量の無色ないし淡褐色～緑灰色火山ガラス片や黒曜岩片が含まれ、そのほか円摩された結晶片や溶岩片、熱水変質岩片を少量含む。最上部は日出浜火砕流堆積物に属すると考えられる新鮮な褐色火山ガラス片を多く含む黒色火山砂に漸移する。

2-1-2-3. 日出浜火砕流堆積物

東海岸金剛岩下の海食崖(地点 8)に露出する粗面岩質の溶結凝灰岩層で、離岩砂層を整合的に覆っている(図 2-5(d))。ここではいくつかのフローユニットが識別される(図 2-6)。下位から、下位から、離岩砂層から漸移する黒色火山砂層(厚さ 10cm 程度)、一部溶結した淡褐色～灰色の軽石凝灰岩ないし灰色の強溶結凝灰岩からなる基底溶結凝灰岩部(厚さ 10～20 cm)、黒色火山砂薄層を挟んで火山岩・深成岩等の岩片にきわめて富む凝灰角礫岩ないし弱溶結の溶結凝灰岩からなる岩片農集部(厚さ 0～50 cm) (図 2-5(e))、さらに厚い強溶結凝灰岩からなる主溶結凝灰岩部(厚さ約 7 m)が重なる。基底の黒色火山砂層～岩片農集部には陸

上植物の炭化木片が多数含まれる。主溶結凝灰岩部の下部は黒曜岩レンズによるユータキシティック構造が明瞭に発達し(図 2-5(e)), しばしば大型の石質岩片(最大で長径 30 cm 程度)を含み, 非溶結堆積物のポケットを部分的に含む。上部に向けて水平方向の縞~レンズ状構造の発達した灰色溶岩状の強溶結岩体に漸移し, 含まれる岩片も少なくなる。上端部は強溶結のままシャープな浸食面で切断され, 金剛岩火砕堆積物に覆われている。この浸食面に沿って厚さ 1 cm ほどの急冷縁が存在し(図 2-5(f)), 上端付近の柱状節理の間隔が狭くなっていることから, 浸食削剥を受けた時点では内部はまだ高温を保っていた可能性がある。

日出浜火砕流堆積物の強溶結部は地点 8 の海岸の 200 m 程度の範囲にしか露出がなく, 分布や岩相変化については不明な点が多い。約 500 m 北北東の地点 9 では, この火砕流堆積物の非溶結部とみられる不淘汰な軽石凝灰岩が離岩砂層と金剛岩火砕岩層に挟まれて僅かに露出する(図 2-7(a), 図 2-6)。淡褐色~灰色の軽石礫を主体とし, 黒曜岩礫を含み, こちらも陸上植物由来の炭化木片を多数含んでいる。

2-1-2-4. 元山溶岩

元山溶岩はこれまで元山迸入岩(津屋, 1936a), 元山溶岩(一色, 1976 など)と記載されてきたものに相当する。元山東側の中腹にある旧海食崖から東海岸にかけて広く露出する。北側の為八海岸や元山台地上の数ヶ所にも小規模な露出がある。小坂ほか(1985b)によれば元山北西の漂流木海岸にも露出があるが, 今回は確認していない。流理構造が明瞭な, 細かな柱状節理や網目状の割れ目が発達する厚いマッシブな岩相は, 滑走路東側の採石場跡地(地点 10)の高さが約 50 m の階段状の崖(図 2-7(b)), 為八海岸(地点 11)や北ノ鼻周辺(地点 12)などで認められる(図 2-8(b),(f); 図 2-9(b))。他の場所では, 細かな冷却節理の発達した厚さ 5 m 程度のシート状溶岩(図 2-7(c))が累重する岩相, あるいは長径 5~20 m 程度の大型の枕状溶岩が互いに接する岩相からなる(図 2-7(d))。シート状溶岩の傾斜方向や枕状溶岩の垂れ下がり方向はおおむね東海岸では東, 北海岸では北を向いている。

元山溶岩の表層部は結晶度の低い暗灰色の枕状溶岩の岩塊と同質の角礫からな

る厚さ数 m 以下の火山角礫岩からなる。為八海岸東部（地点 11, 15）や北ノ鼻（地点 12）ではこのような火山角礫岩はほとんどなく、マッシブないしシート状の溶岩の表面に黒曜岩質の急冷縁が発達し、塑性変形して上位の元山火砕堆積物内に入り込んでいる。この構造については 2-1-2-6. 元山火砕堆積物の項でも記述する。

2-1-2-5. 金剛岩火砕堆積物

元山の東側の海岸付近には、大型の枕状溶岩岩塊を含む無層理な碎屑支持の火山角礫岩ないし凝灰角礫岩が分布する(図 2-7(e))。枕状溶岩岩塊の大きさは 0.5 m から 20 m 程度あり、海岸段丘面上では基質が浸食で除去されたため突出した岩塊地形となっている。金剛岩(地点 16)も変質作用を変色しているが、枕状溶岩塊の一つである。元山溶岩や日出浜火砕流堆積物、離岩砂層を浸食するような状態で堆積している。最大層厚は約 15 m で、上位の元山火砕堆積物には整合ないしは漸移的に覆われる。

元山溶岩流内部の枕状溶岩相や表層部の火山角礫岩相と異なるのは、大型のものも含め全体に枕状溶岩塊の結晶度が低く暗灰色を呈すること、基質部分に枕状溶岩と同質な岩片のほかに軽石礫や火山岩・深成岩の円礫～角礫を大量に含むことである(図 2-7(e),(f))。

2-1-2-6. 元山火砕堆積物

津屋 (1936a) などで元山凝灰岩層と呼ばれてきた堆積物に相当する、元山のほぼ全域に分布する軽石凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩、凝灰岩層である。現存する層厚は 60 m 程度である。淡褐色～灰色の軽石礫や黒曜岩礫を含む(図 2-8 (a))。淘汰は悪いが、基質は細粒物に乏しい。元山溶岩をアバット状に覆う。金剛岩火砕堆積物に対しては整合状もしくは漸移状に覆う。為八海岸や北ノ鼻から日出浜にかけての旧・現海食崖では基底から上部までの断面が見られるが、垂直方向の岩相変化が顕著である (図 2-8 (b))。基底付近は黒曜岩片と石質岩片に富むマッシブな堆積物からなり、しばしば逆級化する。枕状溶岩、変質岩、未固結な凝灰岩等が大型の岩塊として含まれる。未固結凝灰岩礫はスコリアや円礫を含む成層した凝灰岩からなり、最大のものは径 20 m に達する (地点 17,

(図 2-8(c)) 日の出浜西の旧海食崖)。下部から中部にかけては成層構造を持つ(図 2-8 (c))。大部分は平行層理状であるが、部分的に低角の斜交層理が認められる。単層の厚さは数 cm～数 m であり、しばしば逆・正級化構造、逆級化構造が認められる(図 2-8 (d))。ごく薄い同質のシルト層を挟むことがある。部分的にチャンネルとその充填構造(図 2-8 (d))、周辺と非調和な傾斜やコンボリュート状の褶曲を示すことがある。火砕堆積物は上部に向かって細粒化し、石質岩片に乏しく細かな平行層理や低角の平板状やトラフ型の斜交層理の発達する凝灰岩に移行する(図 2-8 (e))。東部と北部を除く元山地区の大部分にこの岩相が分布する。

成層構造の傾斜は元山台地上では水平～5° 程度、海岸付近では 5～15° 程度で、最大で 20° に達する。多くの場合海岸側に向かって傾斜している(図 2-8 (e))。ただし断層によって区切られたブロックごとに傾動していることもある。

元山溶岩の項で述べたように、塑性変形した元山溶岩との接触部は前出の為八海岸(地点 11, 15)や北ノ鼻(地点 12)にあり、そのほかに為八海岸西端や金剛岩南西方の旧海食崖(おそらく地点 18 の周辺)に同様な構造があることが知られている(津屋, 1936a ; Tsuya, 1936b ; 一色, 1976 ; 大八木・井口, 1985)。溶岩は表面に平行な割れ目に沿って湾曲したシート状や指状、さらに網目状に分岐しており、めくれあがって反転したような形状を示す部分もある(図 2-8(f) ; 図 2-9(a))。溶岩周囲の火砕堆積物は逆級化構造を持つ凝灰角礫岩や成層した火山礫凝灰岩で、元山溶岩と同質の不規則型や湾曲した溶岩片を多数包有している。溶岩は表面が *in situ breccia* 状にほぐれている部分もあるが、細粒な破片が周辺の凝灰岩と混合している範囲はわずかで、凝灰岩の構造の乱れは顕著でない(図 2-9(b))。なお、塑性変形したような形状の溶岩片は大阪山付近(地点 20)においても凝灰岩中に大量に含まれている。

北の鼻周辺では中部～上部層準の火山礫凝灰岩ないし凝灰岩中に樹幹状の炭化木片が含まれることがあるが、漂着木である可能性が指摘されている(大八木・熊谷, 1977)。元山火砕堆積物は上部ほど強く変質しており、最大で約 30 m 程の深度まで黄褐色の固結した変質岩となっている。変質鉱物として方沸石やスメクタイト(モンモリロナイト)が存在する(森本ほか, 1968)。下部では断層や噴気孔の周辺を除けば変質程度は弱く、火山ガラスが部分的に白濁してい

る程度である。上部の変質岩と下部の未変質岩は数 m 程度の間で急変するが、境界面には一色(1976)が述べたように凹凸があり層理面とは斜交する。

2-1-2-7. 元山西軽石質砂礫層

Corwin and Foster (1959)において Todorigahara の pumice と記載された堆積物に相当する。滑走路西側の旧海食崖やガリーの谷壁(地点 21)に露出する軽石質な砂礫層。厚さは最大で 8 m 程度で変質固結した元山火砕堆積物の凝灰岩にアバットし、海岸段丘堆積物(貝塚, 1985 の X 段丘に相当)の砂層ないし細礫層に覆われている。厚さ数 cm~10 cm 程度の淘汰の良い未固結な凝灰質の砂層と礫層の平行層理状の互層で、礫層部は円摩され、よく発泡した灰白色~淡褐色の軽石・灰色のスコリア礫からなり、一部は逆級化構造を示す(図 2-9(c))。砂層では結晶の割合が多い。

2-1-3. 播鉢山地区・ニッ根地区

2-1-3-1. ニッ根凝灰角礫岩

ニッ根凝灰角礫岩の産地は、千鳥ヶ原南東のニッ根浜(地点 22)に突出する高さ約 7 m の岩塔のみである。固結した非常に不均質な凝灰角礫岩で、粗面安山岩質溶岩塊、成層した凝灰岩塊、スコリア礫等がパッチワーク状に分布している。

2-1-3-2. 播鉢山下部火砕堆積物

播鉢山の海岸沿いの崖に露出する軽石凝灰角礫岩ないし軽石火山礫凝灰岩であり、露出部分の層厚は約 30 m である。播鉢山の最も古いテフラ層で、淡褐色~灰白色の軽石礫、灰色~黒灰色のスコリア礫や黒曜岩礫を含む。津屋(1936a)の播鉢山凝灰岩層に相当する。飛石鼻に近い海岸(地点 23~24 および地点 25 付近)には、マッシュな軽石凝灰角礫岩が分布している。その中に含まれる大型の軽石ないしスコリア礫は、最大径が 30 cm、細かな割れ目により多面体状に割れた急冷構造を示す(図 2-10(a))。その北東側には成層した軽石火山礫凝灰岩が分布する(図 2-10(b))。さらに北東側の千鳥ヶ原に近い部分には、基質に細粒分が少ない成層した軽石火山礫凝灰岩が分布する。成層した部分は一般に平行層理が発達し、水平~10° 程度の低角度で様々な方向に傾斜しており、低角の斜交

層理が発達する部分もある。部分的に急傾斜した部分(例えば地点 26, 図 2-10(b) 上部)があるが, 周囲の構造と不調和であり, 大きなスランプ構造の一部と推定される。成層部にはコンボリュート層理やスランプ構造, マッシブないし成層した軽石凝灰角礫岩からなるブロック(最大径約 10 m)が存在する。変質・風化作用は全体に軽微だが, 分布南西端では熱水変質を受けている。

2-1-3-3. 播鉢山中部火砕堆積物

播鉢山の南東側海岸部(地点 25 周辺)のみに分布する砂質凝灰岩と黒灰色のスコリア質火山礫に富む火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩の互層からなる(図 2-10(c))。下位の播鉢山下部火砕堆積物を削り込むように堆積する。層厚は約 6 m で南西へ 5° ほど傾斜している。全体的に平行層理を示すが, 砂質部は平板状やトラフ型の斜交層理が見られる。黒灰色のスコリア質火山礫は発泡が悪く(図 2-10(d)), 急冷殻をもつものが多い。砂質な堆積物には最大で長径 40 cm に達する火山岩塊が含まれるが, 直下の凝灰岩層に顕著な変形を与えてはいない。全体に熱水変質を受けている。

2-1-3-4. 播鉢山溶岩

播鉢山溶岩(津屋, 1936a など)は播鉢山の中腹を取り巻く旧海食崖(図 1-4)と, 飛石鼻の海岸に露出している。北側山腹では標高 85 m まで存在するが, 南西側に向けて上面高度が下がり, 南端の飛石鼻付近で海面下に没している。厚さは 30 m 程度である。北部と南端部を除き強い熱水変質をうけており構造が不明瞭な部分があるが, 大部分はマッシブな溶岩で, 粗い割れ目が発達し(地点 27, 図 2-10(e)), 赤灰色に高温酸化している。上端部にはブロック溶岩ないしアア溶岩状の岩塊からなる凹凸があり, 南東山腹では放射状の割れ目が入った偽枕状溶岩(Watanabe and Katsui, 1976)状の構造が見られる。北側は崖錐で覆われているため基底部の露頭はないが, 南東側では標高約 25 m の部分に細かな柱状節理が発達した溶岩があり, その直下では厚さ 1 m 程度のガラス質溶岩岩塊からなる火山角礫岩層が播鉢山中部火砕堆積物を整合的に覆っている(地点 25, 図 2-10(c))。最南端の飛石鼻(地点 28)では, 長径 5~15 m 程度の暗灰色の枕状溶岩からなる(図 2-10(f))。

2-1-3-5. 播鉢山上部火砕堆積物

播鉢山の上部は火砕丘に特有の円錐形の地形(図 1-4)であり、津屋(1936a)の播鉢山火山砂礫層に相当する凝灰岩・火山礫凝灰岩とスコリア火山角礫岩・集塊岩の互層が急傾斜で堆積している(図 2-11(a))。これを播鉢山上部火砕堆積物と呼ぶことにする。凝灰岩・火山礫凝灰岩は灰白色～淡褐色で、単層は 1 cm~50 cm 程度の厚さで、大部分が平行層理状で斜交層理はほとんど発達していない(図 2-10(e))。インパクトサグ構造、コンボリユート層理状の構造がわずかながら認められる。スコリア火山角礫岩は細粒物に乏しく、数 cm~30 cm 大の発泡の良い黒灰色のスコリア礫からなり、大まかな層構造をもつ。集塊岩部では最大径 1 m 程のスパッター状火山弾を含むが、溶結はしていない。下位の播鉢山溶岩を覆う基底付近では凝灰岩の割合が多く、溶岩の凹凸を埋めるように被覆堆積しており、溶岩岩塊の安息角以上に急傾斜した面にも張り付いて定置している。また気泡凝灰岩 (vesiculated tuff: Lorenz, 1974; Fisher and Schmincke, 1984) も存在する(地点 29, 図 2-11(b))。堆積物の中部～上部は 30° 程度の傾斜で山頂火口から放射状方向に傾斜している。凝灰岩とスコリア火山角礫岩の構成割合は場所により変化する。南端の飛石鼻付近(地点 30)では、播鉢山溶岩の急斜面に対してアバットする。

播鉢山上部火砕堆積物の最上部は主にスコリア質の火山角礫岩・集塊岩であり、山頂火口北縁及び南縁に分布する。山頂火口は西縁が侵食で欠けた播鉢状であるが、火口南縁は低く、その南側にも浅い窪地がある。この窪地は古い火砕丘の火口地形を反映している(貝塚ほか, 1983) との考えもあるが、新旧二つの火砕丘が重なっている構造は認められない。火口南縁のスコリア集塊岩は窪地を埋めるように下に凸の成層構造をもって厚く存在しており(地点 31, 図 2-11(c))、噴火の末期に火口底の一部がスコリア集塊岩に埋積された構造と考えられる。全体に熱水変質が進み粘土化や珪化が進んでいるが、最上位のスコリア火山角礫岩・集塊岩はほとんど変質していない。

2-1-4. 被覆堆積層

本論では詳細な検討の対象外なので、まとめて概略を記述する。

2-1-4-1. 千鳥ヶ原砂層・海岸段丘堆積物・表層堆積物

千鳥ヶ原砂層は千鳥ヶ原地区全域に広がる砂層である。表層部は淘汰の良い未固結の砂層を主体とした海浜砂あるいは砂丘砂であり、結晶やち密な火山ガラス岩片に富む。陥没口壁での観察によると、地表下では火山ガラス岩片に富む凝灰質砂層となっている。貝塚ほか(1983)などが示したように、千鳥ヶ原砂層は数段の段丘を形成しつつ成長した砂州を構成しており、側方に元山や播鉢山を取り巻く海岸段丘堆積物に移行する。元山や播鉢山でみられる海岸段丘堆積物は厚さ 2 m 以下の円礫層や成層した細礫～粗粒砂層で構成されている。円礫には火山岩礫や変質凝灰岩礫が多いが、深成岩やサンゴの礫も含まれる。表層堆積物には海浜砂と内陸の崖錐礫等がある。海浜砂は千鳥ヶ原砂層や海岸段丘堆積物とほぼ類似した堆積物である。浜辺の一部には、軽石円礫や俗にウヅラ石(本間, 1925)と呼ばれる大型の斜長石集合斑晶が 1 cm 前後の大きさの礫として農集している場所がある。内陸部では崖錐礫や薄い砂層からなるが、樹木の発達した場所では黒色の腐植質土壌が認められる。これらは地質図では一括して表示したが、薄い部分は省略した。

2-1-4-2. 水蒸気爆発堆積物・熱水沈殿物

島の各所に小規模な火口や陥没口があり、それらの周辺には降下火山灰層や泥流堆積物、熱水沈殿物が分布している(地質図では省略)。近年発生したいくつかの噴火の堆積物については第 3 章で詳しく記述する。

2-2. 断層・変形構造

硫黄島内には断層や開口割れ目が数多く分布する(森本ほか, 1968; 貝塚ほか, 1983; 大八木・井口, 1985 など)。近年変位が確認されている断層や割れ目の多くは、千鳥ヶ浜の未固結砂礫層の分布域に集中し、カルデラ縁に沿う方向と播鉢山と元山を結ぶ方向からなる Y 字状に配列している(図 2-1)。そのほか元山中央部や播鉢山にも少数の断層が存在する。一方、現在の活動度は不明だが、火山体を切る断層は元山周辺に数多くみられ、特に東海岸の離岩付近や日出浜西方の旧海食崖などの密集している個所では数 m おきに存在する。多くは比較的高角な断層であり、正断層状の見かけ変位を示す。これらの走向や落しの方向に明確な規則性は確認できない。元山滑走路東側(地点 10 と 14 の間)に元

山溶岩上面に見かけの落差約 20 m の変位を与える断層が 2 本あり、東西に延びる地溝状の構造をつくっている。しかし多くの断層は地層の分布に大きな影響を与えていないことから、変位量は数 m~10 m 程度のものが多いと考えられる。地質図(図 2-1)には断層変位地形が顕著なものと断層による地質境界の変位が地質図上に表せるもののみを図示した。

断層以外の構造的な変形では、細粒な元山凝灰岩(火砕堆積物)の成層構造が海岸付近で海側に大きく傾斜し、元山を中心とするドーム状の隆起構造を示す(Tsuya, 1936; 一色, 1976; 貝塚ほか, 1983)。今回の調査でも同様の傾向が確認でき、特に近年離水した北ノ鼻北端部では傾斜が 20° に達している場所が発見された(図 2-8(e))。一方で離岩砂層はほぼ水平のままであり、東海岸付近の一部ではほとんど傾動していないと推定される。釜岩の火山砂礫層が西に 15° 程度傾くのは堆積後の傾動の結果である。播鉢山地区については、播鉢山中部火砕堆積物や播鉢山溶岩の傾斜方向や分布高度が南西にゆるく傾いているが、堆積後の傾動を示す積極的な証拠は認められない。

2-3. 粒度組成

火砕堆積物の粒度特性を明らかにするため、代表的な試料について篩を利用して粒度分析を行った。分析対象は変質をほとんど被っていない堆積物から選び、日出浜火砕流堆積物の非溶結部、元山火砕堆積物の下部~中部の層準、播鉢山下部火砕堆積物のマッシュな岩相の部分、斜交層理の発達した部分および成層した岩相における粗粒層部分、の 6 試料とした。

分析の結果、いずれの試料も広い粒径範囲をもち(図 2-12)、Inman の中央粒径(Md ϕ)は-1.8~2.3、標準偏差(淘汰度： $\sigma\phi$)は 1.7~3.5 程度の間にあった(図 2-13)。これらは Walker(1971, 1983)の区分では火砕流堆積物もしくは火砕サーージ堆積物の範囲にあり、そのなかでも比較的成層構造が明瞭な堆積物(元山火砕堆積物と播鉢山下部火砕堆積物の成層部分)のほうがやや淘汰度が小さい傾向が認められる。

2-4. 岩石

2-4-1. 記載岩石学的特徴

偏光顕微鏡観察の結果(表 2-1), 硫黄島火山の岩石において斑晶鉱物は斜長石, 単斜輝石, カンラン石, 鉄チタン酸化物からなり, さらに少量の燐灰石を伴う場合がある。代表的試料の顕微鏡写真を図 2-14 に示す。斑晶量は 5~30 vol% の範囲にあるが, 多くは 10~15 vol%である。苦鉄質な試料ほど斑晶量が多い傾向がある。監獄岩溶岩と播鉢山溶岩のマッシュ溶岩部分は結晶度が高く, 石基の組織は長柱状の斜長石, アルカリ長石からなるインターサタル組織を示す。播鉢山溶岩の石基結晶度は全体に低く, 石基結晶の量やサイズが不均質に分布している。元山溶岩の厚いマッシュ溶岩内部は結晶度が高く, 斜長石及びアルカリ長石の針状結晶が不定方位に大きく成長した部分と隠微晶質な部分が縞状の不均質構造をなしている。日出浜火砕流の溶結凝灰岩ではユータキシティック組織が認められるが, 溶結度の高い部分では溶岩とほとんど区別がつかない。

非溶結な火砕堆積物の本質岩塊のうち軽石では, 石基のほとんどが無色~淡褐色のガラスからなる。スコリアでは褐色のガラスに少量の針状斜長石が含まれている。播鉢山中部および上部火砕堆積物のスコリアは比較的結晶度が高く針状ないし長柱状の長石を多く含む(図 2-15)。

火砕堆積物の基質に含まれる火山ガラス粒子は一つの試料中に様々な形態のものが含まれる。各堆積物に含まれる 125~250 μm の大きさの火山ガラス粒子について計測した結果(表 2-2), 平板状のガラス粒子は 1%以下と少なく, スポンジ状や繊維状に発泡した粒子が 30~40%程づつ含まれる。繊維状に発泡した粒子は, 平滑な破断面で切断された形状を示す(図 2-16(a))。ほとんど発泡していないブロック状の粒子も, 20~30%程度含まれる。特徴的な堆積物としては, 元山西軽石質砂礫層が繊維状に発泡した粒子を 60%も含んでいる。また, 播鉢山上部火砕堆積物の凝灰岩ではブロック状粒子が 80%も含まれる(図 2-16(b))。

岩石の変質作用は広範にわたり, 肉眼的に新鮮に見えても空隙や割れ目に炭酸塩などの二次鉱物が生じていたり, カンラン石や単斜輝石の一部がイデイングサイト, 緑色の粘土鉱物や炭酸塩鉱物に置き換わっている場合がある。火砕堆積物でも部分的に変質した粒子が多く含まれ, 脱色したガラスや白色の粘土鉱物に置き換わっている。

今回は詳しく観察しなかったが, 堆積物中に類質礫として含まれる火山岩礫

の大半は、粗面岩ないし粗面安山岩である。また、最大長径 30 cm に達する深成岩礫がしばしば存在するが、本間 (1925) や津屋 (1936a, b) が記載したように、ほとんどが閃長岩や閃長閃緑岩からなると考えられる。深成岩にはミアロリティック空隙が存在し、ガラスが充填していることがある(本間, 1925 など)。

2-4-2 全岩化学組成

これまで周辺海底や岩礁を含めて、岩石の化学組成の分析結果が報告されている (Tsuya, 1936 ; 岩崎, 1937 ; 小坂ほか, 1985a, b; Yuasa and Nohara, 1992 など)。しかし分析条件が同じではないうえ、火砕物に関する分析値は非常に少ない。今回は分析に適さない釜岩砂礫層、監獄岩火砕堆積物と播鉢山中部火砕堆積物を除いた試料で全岩化学組成を求めた。火砕物はスコリアや軽石礫の風化被膜を取り除き 1 個体ずつ分析試料とした。粒径が小さいもの(概ね直径 3 cm 以下の試料 (離岩砂層の軽石礫 14011104a のみ) については、数個の礫を一緒にして 1 分析試料を作成した。溶結凝灰岩については、肉眼で確認できる異質・類質岩片を可能な限り取り除いた。試料：融剤 ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) = 1:5 のガラスビードを作成し、東京大学地震研究所設置の蛍光 X 線分析装置 (RIGAKU 製 ZSX Primus II) で分析した。分析元素は主成分 10 元素及び微量成分 17 元素である。合計を 100 wt% に再計算した分析値を表 2-3 に、主成分及び主要な微量成分の SiO_2 変化図を図 2-17 に示す。

全体の SiO_2 範囲は 57.2~61.8 wt% の狭い範囲に集中する。軽石とスコリアにおいて見かけの違いに対応した系統的な組成差は確認できない。従来指摘しており、 K_2O , Na_2O に著しく富んでおり、Total Alkali 図では粗面安山岩から粗面岩の領域に入る。各変化図上では $\text{SiO}_2 = 58.5, 59.6$ wt% 付近で組成トレンドが変化するが、詳しく見ると 4 つのグループに区分できる。まず $\text{SiO}_2 = 58.5$ wt% 以下のグループ A には、釜岩溶岩や釜岩火砕堆積物が含まれる。 $\text{SiO}_2 = 58.5 \sim 59.5$ wt% のグループ B には、離岩溶岩と直上の離岩砂層中のスコリア礫の一部が属する。 $\text{SiO}_2 = 59.5$ wt% 以上のグループ C には、監獄岩溶岩と離岩砂層中のスコリア礫の一部、日出浜火砕流堆積物と元山溶岩・金剛岩火砕堆積物・元山火砕堆積物、播鉢山下部火砕堆積物、元山西軽石質砂礫層の軽石礫の一部が属する。なおグループ C に類似するが、 $\text{SiO}_2 = 60 \sim 61$ wt% 付近で K_2O , Zr に乏しく、グ

グループ C トレンドから外れるものがあり、それをグループ D とする。グループ D には播鉢山溶岩と播鉢山上部火砕堆積物が属する。元山西軽石質砂礫層の軽石礫の一部には、 K_2O 図ではグループ C に属するが、 Zr 図ではグループ D の特徴を持つという両者の中間的な性質をもつものが含まれる。

グループ A は今のところ外輪山でしか確認されていないが、最も珩長質なグループ C は外輪山にもカルデラ形成後の噴出物にも含まれる。グループ D は播鉢山地区の新しい噴出物で認められる。

2-4-3. 火山ガラス組成

日出浜火砕流堆積物（非溶結部）、元山火砕堆積物、播鉢山下部火砕堆積物、元山西軽石質砂礫層の基質に含まれる発泡した火山ガラス片について、日本大学文理学部設置の電子線プローブ微小分析装置（日本電子製 JXA-8800）を用いて分析を行った。加速電圧は 15 kV、照射電流は 1.0×10^{-8} A、ビーム径は Na の損失を防ぐため 10 μm とした。分析対象としたのは主成分 10 元素で、ZAF 法による補正計算をおこなって定量した。合計を 100 wt% に再計算した結果の平均値を表 2-4 に、 SiO_2 変化図を図 2-18 に示す。これらの組成はグループ C の組成変化トレンドの延長上、全岩化学組成よりも SiO_2 が多い側にプロットされる。各噴出物の火山ガラス組成は $\text{SiO}_2=61.5$ wt% 付近で重なるが、若干レンジが異なる。日出浜火砕流堆積物はやや SiO_2 に富み、元山火砕堆積物は K_2O に富むものを含み、元山西軽石質砂礫層は SiO_2 に乏しくレンジが小さい。

2-5. 放射年代測定

2-5-1. ^{14}C 年代

今回入手した炭化木片試料と貝殻試料について、放射性炭素年代測定を行った。試料は、釜岩のビーチロック堆積物(地点 2)中の貝殻試料 2 点、日出浜火砕堆積物基底部の黒色火山砂層(地点 8)中の炭化木片 1 点、非溶結部の軽石火山礫凝灰岩(地点 9)中の炭化木片 1 点である(図 2-6)。試料の鑑定、測定前処理と測定はパレオ・ラボに依頼した。貝殻試料は酸エッチング後、木片については酸-アルカリ-酸処理後にグラファイトターゲットを調製され、加速器質量分析計(パレオ・ラボ、コンパクト AMS : NEC 製 1.5 SDH) を用いて測定された。得ら

れた ^{14}C 濃度について同位体分別効果の補正を行った後、 ^{14}C 年代、暦年代を算出した(表 2-5)。 ^{14}C 年代の暦年較正には OxCal4.2 (Ramsey, 2009)を利用した。較正曲線データは木片試料については IntCal13, 貝殻試料については Marine13 (Reimer *et al.*, 2013)を使用した。海域ごとに異なるリザーバー効果の補正については、硫黄島地域に適用できる適切な補正值 (ΔR) がなかったため、今回は行っていない。

釜岩のビーチロック堆積物の貝殻試料については 2475 ± 20 yBP (1σ 暦年較正年代 2172~2080 cal BP) 及び 2395 ± 20 yBP (1σ 暦年較正年代 2070~1981 cal BP) となり、近接した年代を示す。このことから釜岩のビーチロック堆積物はおおよそ 2.0 cal kBP に堆積したと判断できる。

日出浜火砕堆積物の火山砂層の炭化木片は 2550 ± 20 yBP (1σ 暦年較正年代 2744~2711 cal BP), 軽石火山礫凝灰岩中の試料は 2550 ± 20 yBP (1σ 暦年較正年代 2745BC~2710 BC) となった。両者ともに日出浜火砕流堆積物の定置した年代を示すと考えられるため、日出浜火砕流堆積物はおおよそ 2.7 cal kBP に噴出したと判断できる。

2-5-2. K-Ar 年代

外輪山の一部で比較的古い可能性がある釜岩地区の岩石について、今回 K-Ar 年代測定を行った。試料は、釜岩溶岩(地点 1)の転石試料 1 点である。前処理、測定は蒜山地質年代学研究所に委託した。脱塩処理した 60-80 メッシュ・サイズの石基濃集試料を作成し、カリウムの定量には炎光分光法による長尾ほか (1984)の方法で 2 回分析を行い、その平均値を用いた。アルゴン同位体比測定は岡山理科大学設置の質量分析計 HIRU を用いて同位体希釈法による Itaya *et al.* (1991)の方法で行った。

その結果(表 2-6)は重み付き平均値で 0.08 ± 0.04 Ma となったが、大気混入率が高く信頼性は低い。それゆえ詳細な年代は指摘できず、後期更新世以降の年代としか言えない。

2-6. 各層の年代と対比

各地区の堆積物は、海域や千鳥ヶ浜砂層の被覆によって露頭が不連続に分布

するため、地区をまたいで層序関係を直接把握する事は困難である。貝塚ほか(1983, 1985)によると、釜岩、監獄岩はカルデラの外輪山に相当する。二ツ根凝灰角礫岩もその位置から外輪山の一部である可能性が高い。カルデラの形成時期を絞り込むうえで外輪山の年代は重要であるが、今回得られた年代測定結果からは釜岩溶岩は十数万年前より新しく、釜岩のビーチロックの年代(2.0 cal kBP)より古いということだけである。カルデラ内の火山体よりも古い可能性は示されたが、より確実な値を得るには更に確実な年代を得る必要がある。

国土庁が実施した元山台地上三軒家付近でのボーリング調査(坑口標高約 100 m ; 深度 150 m ; 地点 32 付近)の試料では、上位から (A), (B), (C) に区分される溶岩流と火砕岩からなるサイクルが識別され、下位に向かって苦鉄質になる傾向が認められる(小坂ほか, 1985a)。(A) サイクルの厚い溶岩(深度 24.0 - 97.9 m)は元山溶岩に対比される(小坂ほか, 1985a)が、その下位にある (B) サイクルの溶岩(深度 106.6 - 130.5 m)は、層位・全岩化学組成が離岩溶岩と酷似しており、両者は対比可能である。(B) サイクルの溶岩の上面は海面付近の高度にあるので、離岩溶岩はあまり分布高度に変化がなく元山北部～東部に伏在していることになる(図 2-2)。

日出浜火砕流堆積物と金剛岩火砕堆積物は、前者が高温のうちに後者が覆っているため、両者の活動にはほとんど時間間隙がない。また、元山溶岩と元山火砕堆積物も、同様に時間間隙がないと判断できる。元山溶岩が塑性変形して元山火砕堆積物に入り込んでいるように見える構造について、津屋(1936a), Tsuya (1936b)は元山溶岩が侵入岩である証拠とし、一色(1976)は溶岩流表面の凹凸を後から火砕岩が埋めた構造とした。大八木・井口(1985)は為八海岸西端の露頭で、溶岩が火砕岩中に貫入し、かつ礫として火砕岩に取り込まれていることから、両者が同時に堆積したと解釈した。

もし溶岩が未固結火砕堆積物に貫入したなら、火砕堆積物中に溶岩片が入り込み、一種のペペライトを形成することが考えられる。しかし実際には、火砕堆積物中に入り込んだ溶岩片が流動・混合したハロー領域とみられる部分はごく一部でしか認められず、むしろ火砕堆積物の成層構造が乱されずに溶岩に接している部分が存在する(図 2-9, (b))。火砕堆積物の割れ目内部を溶岩が満たしたと考える場合も、溶岩の分岐が同じ方向に急角度で曲がっていたり、密に平

行したり網目状に配列している（図 2-8,(f); 図 2-9(a)）ような複雑な分岐形状を火砕堆積物に顕著な塑性変形や脆性破壊の証拠を残さず用意することが困難である。一方溶岩の冷却固化後に火砕堆積物が到達し堆積したとすると、現在火砕堆積物が占めている複雑な形状の空間を溶岩表面の構造としてあらかじめ用意せねばならないのが不自然である。

ここではこの構造について、火砕堆積物をもたらした水中火砕流の流れの基底に働くせん断応力によって、まだ高温で塑性変形が可能な溶岩の表面が引き剥がされ、急冷しつつも変形し流れの方向に折り曲げられてなびいた構造と解釈する。細粒な溶岩片は火砕流に持ち去られるので溶岩の周辺に少なくともよい。急冷した不定形な溶岩が幾重にも折り重なる部分（図 2-9,(b)）は、次々に剥がされて水平方向に移動した大きな溶岩塊が集積していた場所を見ていると思われる。これは溶岩からなる一種の同時浸食礫（rip-up clast）の生成といえるであろう。そして元山溶岩と元山火砕堆積物の堆積は時間間隙なく行われたことを示す。

金剛岩火砕堆積物は元山溶岩と元山火砕堆積物の間の層準にあることから、日出浜火砕流堆積物から元山火砕堆積物までの四者の時間間隙がほとんどないということになる。元山火砕堆積物はこれまで放射性炭素年代測定によって約 2.9~2.6 kBP の値が得られていた（大八木・熊谷，1977）。これらは同位体分別補正や暦年補正がされていない値であるが、今回求めた日出浜火砕流堆積物の年代 2.7 cal kBP とほぼ一致している。岩石学的記載・岩石化学組成も共通することから、これらの堆積物は一連の噴火活動で短期間に形成されたと判断できる。この 2.7 cal kBP の噴火による堆積物の厚さは、元山北部で約 100 m である。元山地区の面積約 18 km² の海面上の部分がほとんど 2.7 cal kBP の噴出物とすると、堆積物の体積は少なくとも約 1 km³ になる。

元山西軽石質砂礫層は変質した元山火砕堆積物に直接重なっている。元山西軽石質砂礫層の全岩化学組成と火山ガラス組成が一致するのは播鉢山下部火砕堆積物である。両者の火山ガラス片の形態的特徴や一部の軽石礫の組成が異なるが、これは元山西軽石質砂礫層として二次的に堆積する過程で他起源の軽石礫を取り込んだのかもしれない。

播鉢山中部火砕岩は上位の播鉢山溶岩の基底部に直接整合的におおわれるの

で、両者はほぼ一連の噴火活動の堆積物と考えられる。一方、播鉢山上部火砕堆積物は播鉢山溶岩表層部の初生的とみられる凹凸を直接覆うが、飛石鼻では播鉢山溶岩の陸上溶岩部分と水中溶岩部分の境界付近にある急斜面を覆っており、溶岩に海食崖が形成されたのちに堆積した可能性がある。播鉢山上部火砕堆積物の噴火活動は播鉢山中部火砕岩～播鉢山溶岩の噴火活動との間にかなりの時間間隙があったとみなすべきであろう。

播鉢山地区の噴出物の年代は直接求められていない。King (1785) の 1779 年の絵図には既に現在とよく似た山体が描かれており、それまでに播鉢山上部火砕堆積物は堆積していたことになる。間接的ではあるが、播鉢山の周囲の海岸段丘に産するサンゴ礫の放射性炭素年代が得られている。同位体分別補正や暦年補正されていない状態で、約 3.0 kBP および約 0.5～0.3 kBP の値が得られている (大八木・熊谷, 1977)。この年代値は播鉢山付近に浅い海ないし海岸があった時期を示している。

2-7. 硫黄島火山の噴火・堆積様式

2-7-1. 溶岩の定置環境

今回観察した溶岩のうち、離岩溶岩は明瞭な急冷縁を持つ枕状構造が見られることから、水中溶岩流と考えられる。周囲の火山角礫岩ないし凝灰角礫岩は水中溶岩流の周縁部で生産されたハイアロクラスタイトと考えられる。

元山溶岩も明瞭な急冷縁を持つ枕状構造をもち、水中溶岩と考えられる。溶岩の大部分はハイアロクラスタイト状の枕状溶岩岩塊や黒曜岩塊を含む火山角礫岩に覆われている。元山溶岩は場所によりマッシブ、シート状、枕状溶岩状に産状が変化する。元山東海岸付近ではほとんど傾動していないとすると、枕状溶岩の垂れ下がり構造やシート状溶岩の傾斜方向は元山溶岩の流動方向を表すと考えられるので、元山台地内に噴出中心が存在したと思われる(図 2-19)。分布高度が高く厚いマッシブな溶岩が分布している点でも調和的である。厚いマッシブな溶岩が中心部にあり、山腹に向かってシート状溶岩や枕状溶岩が派生する構造は、珪長質な水中溶岩からなる火山体にしばしば観察される (Yamagishi, 1991)。

播鉢山溶岩は高度の低い部分が急冷し、高い部分は陸上で徐冷した構造を持

つことから、一色（1976）が考えたように浅い水中に流出し、上部が水面上に露出した厚い溶岩流と考えられる。給源火口の位置は明らかでないが、最も上面高度が高い播鉢山北部付近が想定される。

監獄岩溶岩は播鉢山溶岩の徐冷部分同様に結晶度が高い。またパホイホイ溶岩状の表面形態を持っていることから、陸上の溶岩流と考えられる。

転石でしか産していない釜岩溶岩については不明な点が多いが、石基は細粒なガラス質であるので水中の溶岩流の可能性はある。

2-7-2. 火砕堆積物をもたらした噴火様式・堆積様式

元山や播鉢山の下部を構成する火砕堆積物は、円摩度の低い本質物質（火山灰や軽石、スコリア、火山岩塊等）を主体とする不淘汰な堆積物、あるいは本質物質に富むが比較的細粒で成層した堆積物からなる。これらは構成物あるいは粒度特性(図 2-13)の点で火砕流や火砕サージの堆積物と類似するが、産状から推して水中に堆積した広義の水中火砕流堆積物(Fiske, 1963 ; Fiske and Matsuda, 1964 など)と判断される。しかし、水中火砕流は短時間で水と混合し水中土石流や混濁流などに転化しやすく、高温でガスによって支持された流れから定置した証拠を持っていない場合は水中火砕流堆積物や火砕サージ堆積物とは呼ばないことが提案されている(Cas and Wright, 1991 など)。Lowe (1982)の堆積物重力流の流動モデルに従えば、上記の火砕流堆積物は水中土石流、高密度混濁流や低密度混濁流に相当する岩相を持っている。しかし本論では、噴火と関連して水中に堆積した証拠がある場合、高温の証拠がなくても陸上堆積物と同様に解釈し、水中火砕流の堆積物と記述する。ただし名称は火砕堆積物とし、堆積物全体に高温の証拠がある場合のみ火砕流堆積物とした。

金剛岩火砕堆積物は急冷構造が表面全体に発達した枕状溶岩岩塊に富むので、冷却が十分進んでいない溶岩流の一部が地すべりの崩壊し、浅海の礫質堆積物を含む周囲の地層を削りこみつつ水中火砕流ないし水中土石流として移動堆積したのと考えられる。岩質や分布からみて水中溶岩流である元山溶岩の一部が崩壊したと考えられるが、現在その滑落地形は明確には残されていない(図 2-16)。中に含まれる軽石の起源については、下位の日出浜火砕流堆積物の非溶結部、あるいは引き続き噴出堆積した元山火砕堆積物の一部が流下中に混合し

たことが考えられる。

日出浜火砕流堆積物、元山火砕堆積物、播鉢山下部火砕堆積物の火山灰サイズの粒子は様々な程度に発泡し、破断した面を持つ繊維状粒子も多く含む。またしばしば急冷した構造を持つ軽石礫を含む。これらの特徴から、発泡した珪長質マグマが水に触れて発生した水蒸気マグマ噴火（Heiken, 1974 ; Self, 1983 ; Heiken and Wohletz, 1985 ; Kano, *et al.*, 1996 など）の堆積物と推定される。すなわち水との接触がなくとも爆発的な噴火になっていた可能性がある。詳細の不明な釜岩火砕堆積物、監獄岩火砕堆積物も、火山ガラスの形態から類似した噴火様式により形成された可能性がある。

溶結凝灰岩からなる日出浜火砕流堆積物は、上下を時間間隙なく水中の堆積物に挟まれていることから、高温の証拠を保持した水中火砕流の堆積物と判断した。水中火砕流は短時間で水と混合し、水中土石流や混濁流などに転化すると考えられる(Cas and Wright, 1991)。それゆえ高温を保ったまま定置した日出浜火砕流堆積物の噴出口ないし海中への流入位置は東海岸の比較的近傍にあると考えられる。陸上植物由来の炭化木片を含むことについては、漂着木材を取り込んだ可能性がある（大八木・井口, 1985）が、大量に含まれていることを考えると、島等の陸上部を経由し流下した可能性がある。

元山火砕堆積物の堆積構造は、コンボリユート層理や大量の同時浸食礫が存在することから、水中で堆積したと考えられる。基底付近の粗粒不淘汰でマッシュな部分は火砕流堆積物であり、成層しつつ上位に向けて細粒化し火砕サージ状の堆積物へ漸移的に変化する。このようなシーケンスは水中での爆発的噴火に伴う噴煙柱崩壊による水中火砕流堆積物に類似している(Fiske and Matsuda, 1964 など)。ただし急冷構造を持つ軽石などの本質岩片を除き、高温であった積極的な証拠はない。元山火砕堆積物は岩相の側方変化に乏しく、流向を示す堆積構造は少ないが、元山溶岩表面に与えた変形構造も考慮すると、給源は元山台地付近と推定される(図 2-19)。元山台地上には元山火砕堆積物の露頭は点在するものの、噴気作用による変質地帯や人工改変地が広く分布しているので、火口に相当する構造はわからない。また火口が当時陸域にあったという積極的な証拠もない。

播鉢山下部火砕堆積物もコンボリユート層理や大規模なスランプ構造が発達

するなど、水中堆積の証拠を持つ火砕流堆積物である。しかし急冷構造を持つ軽石のほかには、高温の証拠は得ていない。播鉢山下部火砕堆積物は断層やスランプ構造で不連続な部分もあるが、南西側の粗粒で淘汰が悪い凝灰角礫岩部分から北東側の細粒で成層した火山礫凝灰岩へ側方変化している。これが火口近傍の水中火砕流から水との混合が進んだ水中火砕サージへの変化とすると、播鉢山付近から南西側の地域の恐らく水底に火口が存在したと考えられる。

播鉢山中部火砕堆積物は発泡の悪いスコリアを含み、堆積構造は砂質部分ではベースサージ堆積物に、凝灰角礫岩部分は火砕流堆積物に類似している。これらの現象が交互に発生したマグマ水蒸気噴火の堆積物である可能性が高い。水中か陸上かを判定する積極的な証拠はないが、基底部が水中溶岩と判断される播鉢山溶岩に時間間隙なく整合状に覆われるので、本堆積物も水中堆積物であると判断される。

播鉢山上部火砕堆積物の凝灰岩質噴出物には気泡凝灰岩が存在することから、大部分は湿った火山灰として堆積した可能性が高い。また厚く堆積した部分では、安息角程度の斜面を形成している。さらに火山灰粒子にブロック状のガラス質粒子が多いことも、水蒸気マグマ噴火を示唆する (Heiken, 1974; Heiken and Wohletz, 1985 など)。それゆえ山頂火口での水蒸気マグマ噴火によるベースサージの集積物と判断される。スコリア火山角礫岩・集塊岩はストロンボリ式噴火による火口近傍相の降下火砕物である。この噴火ではマグマに対して水の接触割合が変化し、割合が大きいときは水蒸気マグマ噴火、小さいときはストロンボリ式噴火となり、最後はストロンボリ式噴火で終了したものと考えられる。飛石鼻の標高の低い地域については水中に堆積した可能性が高い。

2-7-3. その他の堆積物の堆積様式

釜岩砂礫層は、頻繁に流向が変わる水流のもとで形成される堆積構造であるため、浅く狭い水路の堆積物 (Nakano *et al.*, 2011) と考えられる。このような水路は潮汐デルタ等のラグーンと外海をつなぐものが想定されるが、外輪山のカルデラ形成前の形状は不明であり、ラグーン状の閉じた水域が生じていたかはわかっていない。

離岩砂層は堆積構造から比較的浅い海で堆積したと考えられる。生物活動が

活発であり，砂層の一部は脱水構造を示す。暴風時に急激な砂の堆積が生じる外浜～陸棚の堆積物に相当すると思われる。

元山西軽石質砂礫層は，単層ごとの淘汰がよく軽石礫などが円摩されていることから，水底での粒子流や水流によって運搬されたトラクション流の堆積物と考えられる。よく似た火砕物粒子に富む点から，噴火直後に二次的に移動・集積した堆積物と考えられる。

ニッ根凝灰角礫岩は，露出が小さいため不明な点が多いが，パッチワーク状の不均質な構造から，水中での岩屑なだれやスランプによる堆積物の可能性がある。

3. 硫黄島火山における近年の噴火の堆積物

3-1. 歴史時代の噴火記録

硫黄島では 19 世紀末 (1889 年ないし 1890 年) 以降, 多くの爆発記録や噴火と思われる活動記録が残されている(図 3-1)。それらの発生地点は島内または周辺の海底で場所を変えて起きており, 広い範囲にわたっている。概観すると千鳥ヶ原を横断し元山海岸部に沿う円周状の地域に噴火地点が多い。同一噴火口(陥没口)が何度も爆発する場合があります, また同時期に複数の地点で噴火が起こることがある。しかし, そのおおくは爆発などの異常現象があったことは示しているが, 噴出物の性状や噴出量・噴火様式について詳しく検討された例は少ない。2012 年以前の噴火において, これまで堆積物について語及された例としては千鳥ヶ原 1957 年, ミリオンダラーホール 1967 年, 井戸ヶ浜・翁浜沖 2001 年がある。

千鳥ヶ原 1957 年噴火では, Corwin and Foster (1959)によると 3 月 28 日 11 時 55 分頃に開始した 65 分間の噴火によって直径約 40 m の火口と, それに隣接して直径約 40 m の陥没口が形成された(地点)。噴出物は付近に分布する凝灰岩片や溶岩礫を含む。噴出物は 100 m 程の範囲に飛散し, 堆積した厚さは最大で約 7 m に達し, その噴出量は $8 \times 10^3 \text{ m}^3$ 程度と見積もられている (ただし Corwin and Foster, 1959 の計算方法は不明。彼らの等層厚線図を用いて Firstein and Nairn (1992) や大野ほか(2002)の方法で計算すると $1.3 \sim 1.7 \times 10^4 \text{ m}^3$ になる ; 表 3-1)。

阿蘇台陥没口 (鶯地獄) は硫黄島を代表する約 $45 \times 25 \text{ m}$ の噴気口で, 定常的に水蒸気噴煙を上げている。1975 年以降, たびたび爆発や火口縁外への泥の飛散が観測されている。火口内の熱水の池の水位は上下の変動が激しく, 2013 年末からは火口底がほぼ露出し, 僅かな噴気をあげている (図 3-2)。

ミリオンダラーホール (旧噴火口) は戦後間もなく, 米軍が遺棄兵器類を投棄した場所として知られている。1967 年噴火は 12 月 23 日に発生した。のちに調査した森本ほか (1968)によると火口北北東側の約 200m の範囲に抛出物 (噴出物) が分布した。直径約 60 m の火口内に小さな 3 個ほどの火孔があり, その一つには粘土質細粒物が 30 cm の厚さで堆積していたと述べられている。なお, ミリオンダラーホールでは 1969 年 1 月 12 日にも噴火があり, 熊谷 (1985) に

よれば黒煙が 50 m 程上がったことが述べられているが、噴出物については不明である。

井戸ヶ浜・翁浜沖 2001 年噴火では、鵜川ほか（2002）によると地震活動の活発化のあとの 9 月 21~22 日に南東側翁浜沖で熱水の湧出が確認された。水面が盛り上がり、噴出物が低い島を一時的に形成した。噴火に伴い円摩された軽石が硫黄島本島に漂着したが、既存の凝灰岩が噴火によって巻き上げられたと判断された。井戸ヶ浜では 10 月 19~26 日に噴火が発生し、ジェット状に土砂を噴き上げ、直径約 50m の火口（図 3-3）を形成した。噴煙高度は 400 m に達した。この噴火では火口周辺に泥質な堆積物が堆積し、多くは直径 30 cm 以下、最大のもは直径 1 m をこえる大きさの噴石が確認された。噴石の到達範囲は周囲約 70 m までであったが、風下方向には約 250 m 先まで直径 5 cm の礫が降下した。なお 9 月の噴火ののちに地震活動は沈静化しており、10 月の噴火前には活発化しなかった。

これらの噴火について、報告した著者たちは水蒸気噴火と判断している。

3-2. 2012-2013 年噴火の堆積物

3-2-1. 噴火の経緯

2012 年 2 月から 2013 年 4 月にかけて、ミリオンダラーホールと呼ばれる旧火口で数回以上の爆発的噴火が発生した(表 3-1)。ミリオンダラーホール火口ではこれまで 1922 年、1967 年、1969 年に水蒸気爆発と推定される火山活動が記録されている(図 3-1)。2012 年~2013 年の活動では、最初の 2012 年 2 月 7 日~9 日の間に生じた噴火で既存の深い火口地形（噴出孔 A；気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター，2014a；2014b による名称。以下同様。）と浅い火口地形（噴出孔 C）を含む NNW-SSE 方向に配列する噴出孔 A~D が活動し泥質の火山灰や噴石を放出した(図 3-4，図 3-5)。その後しばらくの間噴出孔 A 内での小規模な噴火活動続き噴泥等（池端・滝沢，2014；気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター，2014a）が観察されたが、6 月下旬にはわずかに水蒸気をあげる程度に落ち着いた。2013 年 2 月 17 日~18 日に最大規模の噴火が一体化した噴出孔 A・B で生じ、大量の泥質火山灰と最大 220m まで飛散した噴石を放出した(図 3-5(g))。この噴火の直後から噴出孔 C 周辺付近の陥没が始まり、

3月7日には陥没による噴出孔 E が誕生した(棚田, 2014a ; 図 3-5(e))。最後の4月11日の噴火の際には砂質～泥質火山灰と噴石が放出された。この際に噴出孔 C と E は一体化し, 噴出孔 A と同程度の大きさ・深さになった(棚田, 2014b ; 図 3-4, 図 3-5(i))。全体の噴出物は火口縁で厚さ約 1~3.3m に達した(図 3-5(j),(k))。4月以降は陥没変形や噴気活動・熱活動は極めて微弱となっている。

なお、2012年4月末には島内の急速な隆起と元山から北東側海域にかけての活発な群発地震活動があり, 4月27日頃には北ノ鼻沖で海底噴火を示唆する大規模な海水の変色が生じ, 為八海岸では水蒸気突出と崖崩れが発生した(気象庁, 2014a ; 上田ほか, 2014)。崩れた堆積物の上には直径数 m 程度の小規模な火口地形が数個形成されており, ここでも何らかの爆発を伴ったとみられる(図 3-6)。4月28日には地殻変動は急速に沈降に転じ, その後は緩やかに沈降する傾向となった(棚田ほか, 2014 ; 国土地理院, 2014)。5月上旬には地震活動も沈静化した。

3-2-2. 堆積物の分布と堆積量

2012-2013 年の一連の噴火で噴出堆積した火山灰は岩相から 3 つに分けられる(図 3-5(j))。境界付近は再堆積物が挟まれていたり, 乾燥クラックが発達している。分布範囲と堆積を確認した時期から, 黄灰色に変色した泥質火山灰からなる下部は 2012 年 2 月 7~9 日の間, 不明瞭に成層した青灰色の泥質火山灰からなる中部は 2013 年 2 月 17~18 日, 褐色の砂質～泥質火山灰からなる上部は 2013 年 4 月 11 日の噴火で噴出されたものと判断できる。ただし上部はさらに明瞭な層理面で上下に二分できるが, 該当するような噴火記録がないため共に 4 月 11 日に形成されたものと判断した。弾道放出された岩塊や火山灰層に含まれる礫は凝灰質砂岩・凝灰岩・変質した粗面岩・粗面安山岩, そのほかに戦後に遺棄された兵器類と思われる鉄製やガラス製の人工物の破片も含まれる。なお、明確にサージ堆積物と判断できる堆積構造は確認できなかった。

現地地質調査と航空写真等(気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター, 2013, 2014a, 2014b, 2014c, 2014d)の判読を援用して作成した等層厚線図(図 3-7)によると下部は多方向に分かれた複雑な分布となり, 層厚-面積曲線(図 3-8)が大きく上に凸となる特異な分布を示す。これは三宅島 1983 年噴

火の際に海岸部の新瀨池火口の水蒸気マグマ噴火で生じたコックステールジェット堆積物の舌状の分布（遠藤ほか，1984）に類似しており，湿ったジェットにより弾道状に放出されたことを示唆している。中部・上部についても火口近傍は湿ったジェットの堆積物の集積である可能性があるが，比較的直線に近い減衰曲線となることからプルーム状の噴煙より降下した火山灰の寄与が大きいと考えられる。噴出物の堆積量は等層厚線図（図 3-7）より Fierstein and Nathenson (1992) の方法（図 3-8 を利用）と大野ほか (2002) の方法で求めた（表 3-2）。総堆積量は約 $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ で，記録の明確な噴火では最大規模と思われる 1957 年千鳥ヶ原噴火の堆積量に匹敵し，また噴出孔で生じた陥没量（主に噴出孔 C の陥没による： $1.1 \sim 1.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 程度）と同程度である（長井ほか，2014）。

3-2-3. 記載岩石学的性質

噴火直後に採取された試料について水で洗浄し粘土分を取り除き，実体顕微鏡と偏光顕微鏡を用いて観察した（長井・棚田，2013；2014；図 3-9）。比較のため，噴出孔 C の火口壁に露出し，その層位から 1967 年および 1969 年噴火噴出物と推定される火山灰層（図 3-3(k)）や井戸ヶ浜火口の火口縁で採取した 2001 年噴火の堆積物の試料も観察した。その結果，これらの噴出物を構成する火山灰粒子は以下のように大別される。

火山ガラス粒子：褐色～透明なガラスで，スポンジ状もしくは繊維状に発泡しているものが多い。変質程度は様々である（図 3-10(a)）。表面に変質鉱物が付着した暗褐色不透明の黒曜岩状ガラス粒子（図 3-10(b)）は，発泡に不均質のある火砕堆積物の本質ガラス片または急冷した粗面岩・粗面安山岩質溶岩の破片と思われる。

石質岩石片・鉱物片：灰白色、黒灰色、赤褐色などの様々な溶岩片や、単斜輝石、カンラン石、斜長石、鉄チタン酸化物の遊離結晶を含む（図 3-10(c)）。

変質岩片：主に白色～青白色を呈する粘土様鉱物の集合体や二次的鉱物が多量に生じた岩石片で，黄鉄鉱と考えられる金色の不透明鉱物の集合体を含む場合がある（図 3-10(d)）。元山火砕堆積物によくみられるのと同様の黄褐色の粘土鉱物質凝灰岩粒子も少量存在する。

その他：戦時中～戦後に火口に遺棄されたと伝えられる兵器類の鉄片や人造

のガラス片も含まれている。

篩によって整粒した 250-500 μm の粒子について構成割合を求めた結果 (図 3-11), 2012-2013 年噴火の堆積物では火山ガラス粒子を 4 割程度, 変質岩片を 2 割程度, 石質岩石片・鉱物片を 4 割程度含む。噴火イベントによる違いは明瞭でないが, 2012 年 2 月 7-9 日(?)噴火はやや変質粒子が多い。前回の 1967 年~1969 年の噴火活動の噴出物も同様な傾向だが, 黄鉄鉱がほとんど含まれていない。井戸ヶ浜 2001 年噴火では石質岩石片や鉱物片が多く, 変質岩片が少ない。また, ガラスは発泡していないものの割合が多い。

3-2-4. X 線回折実験

細粒(粘土)分を構成する鉱物を明らかにするため、粉末 X 線回折実験を行なった (図 3-12)。不定位試料では長石(斜長石)、黄鉄鉱、石膏、7Å および 14-15 Å の底面間隔をもつ粘土鉱物に由来するとみられるピークが検出された。水ひによって分離した 2 μm 以下の粒子による定方位試料およびエチレングリコール(EG)処理後の測定の結果、7Å および 14-15 Å の粘土はカオリン鉱物とスメクタイトが主体とみられる。今回の噴出物は黄鉄鉱や石膏を含み、主要な粘土鉱物としてカオリン鉱物とスメクタイトを含み、緑泥石を含まないとみられることから比較的低温の酸性の熱水変質帯に由来する (吉村編, 2001) 考えられる (長井・棚田, 2013 ; 2014 ; 長井ほか, 2014)。

3-2-5. 2012-2013 年噴火の噴火様式

一連の噴火の噴出物は、酸性の熱水変質帯に由来すると思われる変質粘土を主体としながらも、新鮮なガラス粒子も含む点が特徴的である。ただし形態的に類似する様々な程度に変質粘土化した粒子と共存することから、元山火砕堆積物や播鉢山下部火砕堆積物等の既存の部分的に変質した地質体に含まれていたガラス(軽石)粒子が破片となった可能性が高い。したがって熱水だまり周辺の変質岩と火道付近の未~弱変質の凝灰岩等の既存物質を吹き飛ばした水蒸気爆発と考えられる。これらの噴出物に占める細粒成分の割合は大まかに見て、次第に乏しくなっている傾向がある (図 3-13)。細粒分が主に変質粘土鉱物と考えられることから、熱水だまり周辺由来の強く変質した物質に対して火口底

や火道浅部周辺の未変質～弱変質部由来物質の寄与が経時的に増加した可能性がある。

硫黄島においては 2011 年 2 月ごろから大規模な隆起変動が開始され、2012 年 4 月～5 月初頭にかけて急速に進行した（小澤・上田，2014；国土地理院，2014 など）。これは元山の地下浅部にマグマが貫入したために生じた可能性がある。この貫入に関連してミリオンダラーホール火口地下の熱水活動も活発化したと解釈される(図 3-14)。そしておそらく地殻変動が沈静化した 2012 年 5 月初頭以降熱水の供給が減少したことで熱水だまりは減圧に転じ、噴火活動後半では天井部が陥没していったと考えられる。

同様な地殻変動と関係した水蒸気噴火活動は過去にも起きた可能性が高い。千鳥ヶ原～ミリオンダラーホール地域で同様な噴出物を放出した 1957，1967，1969 年噴火の生じた時期も島内の隆起速度が大きかったこと(1952-1968 年は平均 33cm/y の上昇；辻ほか，1969)が知られている。2001 年の 2 回の噴火についても 2000～2002 年にかけての隆起（Ukawa *et al.*, 2006）に関連したものと思われる。

ミリオンダラーホール火口の前回の噴火や井戸ヶ浜の噴火とは噴出物の構成粒子は基本的に同一だが、その量比が異なっている。水蒸気噴火であることから、活動のもととなるマグマの活動は直接反映せず、その影響を受けた地域の熱水系の発達や火口周辺の地質構成の違いを反映したものと思われる。

4. 小笠原硫黄島火山の形成史

これまでの議論を踏まえ、以下のように硫黄島火山の形成史を推定した。

4-1. 外輪山の形成

外輪山火山体は海底地形から体積がおそらく 500km^3 を超える大型の成層火山であるが、少なくとも上部は粗面安山岩～粗面岩質マグマの活動で形成されており、カルデラ形成後と似たマグマ組成・噴火様式であったと考えられる。その上部を構成する地質の一部は水中、一部は陸上での堆積物と判断される。ただし陸上部分は常に海面上にあったわけではなく、近年の隆起により海面上に現れた海食台である監獄岩にある。これは一旦沈降したか、あるいは氷期の低海面期に噴出した可能性がある。

山体構造は不明であり活動年代も後期更新世以降であること以外は明らかでない。形状はなめらかな円錐形ではなく、カルデラ外縁の監獄岩付近、東岩付近、北方の水深 80m 程度の高まりのそれぞれが独立した円錐の断片となっているので、複数の噴火中心をもつ成層火山体の集合である可能性がある。

4-2. カルデラの形成

硫黄島火山のカルデラ地形がいつ形成されたのかは、今回の調査でも明らかにならなかった。直径約 10 km の低重力異常型のカルデラであることから、Sato and Taniguchi (1997)の経験側に従えば約 100 km^3 程度の噴出物が放出された可能性があるが、対応する噴出物はまだ発見されていない。カルデラ底は 2.7 cal kBP の元山噴火以前に既に外輪山に囲まれた堆積盆として存在し、粗面安山岩～粗面岩質の離岩水中溶岩や離岩砂層の浅海性堆積物が堆積していた。離岩砂層から見積もられる水深は通常の波浪限界より深い外浜～陸棚程度であるので、 100 m を超えていた可能性は低い。また、樹木が繁茂できる程度の大きさの火山島（播鉢山程度の大きさか？）が元山のあたりに存在していた可能性が高い。

4-3. 元山噴火の発生

元山噴火 (2.7 cal kBP) は大規模な噴火であり、かつ複雑な経緯をたどった。この噴火はカルデラ内の火山島かその周辺の浅海域で、粗面岩質マグマによる火砕流の噴出で始まった(図 4-1)。火砕流は島の一部を破壊し海底に広がり、浅

海性堆積物や樹木の破片を巻き込み、高温状態のまま厚さ 7m 以上の日出浜火砕流堆積物（体積 0.001 km³ 程度?）として水中に定置した。その後、水底の火口から同質の元山溶岩（0.5 km³ 程度）が流出し、厚さ 70 m 以上のドーム状の水中溶岩流を形成した。溶岩流中心部はマッシュンな溶岩で、外縁部の火山体斜面は枕状溶岩やシート状溶岩で構成されていた。

元山溶岩の内部がまだ高温を保っているうちに、東斜面の一部が地すべりのように崩壊した。崩壊した岩塊は急冷し、枕状溶岩に類似した岩塊となった。この海底地すべりは、高温を保っていた日出浜溶結凝灰岩や下位の堆積物を削り込みながら東へ流下し、金剛岩火砕堆積物（0.005 km³ 程度）として定置した。その後、再び大規模な火砕噴火が始まり、元山溶岩の山体や周辺の旧山体、海底堆積物を破壊・侵食しつつ、四方に水中火砕流として流下した。地すべりによる破壊を免れた元山溶岩の表面には、まだ高温のフローユニットが存在していたため、上面を流れた火砕流より引きはがされ、一部は塑性変形した。水中火砕流は元山火砕堆積物（0.6 km³ 程度）として厚さ 50 m 以上で堆積し、元山地域に低偏な火砕丘を形成して終了した。この噴火による水中堆積物の厚さは 100 m に達しており、噴火前の水深を超える厚さで堆積している可能性がある。島内だけでも 1 km³ に達する噴出物が残存する規模の大きい噴火であるので、カルデラ底の沈降変動を伴ったかもしれない。噴火後に海底の火砕丘は表面から少なくとも 30 m 程度の範囲が強く変質し固結した。

4-4. 播鉢山火山の形成

その後、カルデラ南西縁の外側付近の海底で、粗面岩質マグマの爆発的噴火がおき、水中火砕流が発生し播鉢山下部火砕堆積物として定置した。その一部はカルデラ内にも流れ込み、元山噴火の火砕丘の縁辺の浸食地形を埋めるように元山西軽石質砂礫層として堆積した（両者あわせて 0.03~0.2 km³ 程度）。この堆積年代が播鉢山下部火砕堆積物の噴火年代を示すとすると、その年代は元山噴火(2.7 cal kBP)から元山の上部が陸化する時期（0.8~0.5 kBP 頃）までの間であるが、特定には至っていない。

次に、播鉢山の北部の浅海でマグマ水蒸気爆発が起こり、水中火砕流や水中火砕サージが発生し播鉢山下部火砕堆積物（0.001km³ 程度）が形成された。引

き続き播鉢山溶岩（ 0.01 km^3 程度）が流出し、上部は海面上に露出し溶岩からなる火山島が出現した。この噴火からマグマの化学組成が変化し、播鉢山下部火砕堆積物の噴火までの噴出物に比べてやや K_2O に乏しい粗面岩質マグマに移行した。

その後、ある程度の時間間隙を経て、播鉢山溶岩の島内でやや K_2O に乏しい粗面岩質マグマの噴火が始まり、水蒸気マグマ爆発によるベースサージおよび火山灰の集積やストロンボリ式噴火によるスコリアの集積により火砕丘（約 0.01 km^3 程度）を形成した。この播鉢山の活動は古い絵図から 170 yBP よりも以前であったことは明らかだが、具体的な年代は不明である。以上のような噴火史をたどった播鉢山の模式断面図を図 4-2 に示す。

4-5. 再生ドームの形成

カルデラ内ではマグマの浅所貫入により元山を中心とするカルデラ底の隆起がはじまり、0.8 kBP から遅くとも 0.5 kBP 頃までには元山の上部は海面に達し、平坦な面が形成された（硫黄島の出現）。元山地域の元山火砕堆積物までの層位の各堆積物を切る断層群はこの頃に形成された。この隆起現象は中心位置や範囲、隆起率を変えつつも、現在まで継続しており、硫黄島は周囲に海岸段丘を形成しながら島の面積を拡大し続けている。カルデラ外の地域も付随して隆起しており、その結果、播鉢山や釜岩のカルデラ側の浅瀬には砂州が発達し、元山と陸続きになった。断層変位地形や測地学的観測結果からも、近年は元山の外縁部や千鳥ヶ原での隆起や断層の形成が活発であることがわかる。この活動に関連して噴火が 19 世末以降島内外で記録されている。いずれも小規模な爆発で、確認できる限り新たな本質物質は含まれていない。間欠的に起こるマグマの浅所への貫入に伴い、カルデラ底直下の熱水系の活動が活発化して生じる水蒸気噴火と考えられる。元山の平均的隆起率とその範囲から推測すると、概略で年間 0.004 km^3 のマグマが地下浅部に貫入している可能性がある。その総量は再生ドームの形成開始から 1 ～数 km^3 以上とみられるが、そのマグマの性質は明らかになっていない。

5. 三宅島火山 2000 年噴火の経緯と堆積物

5-1. 三宅島火山の概要

三宅間火山は伊豆-小笠原弧の火山フロント上の火山で、東京の南 180km に位置している(図 1-1)。比高 1200m、底径 25km 程の円錐形の成層火山体からなり、海面上に露出した頂部が直径 8km 海拔約 800m の三宅島となっている(図 5-1)。主に低アルカリソレイト系列の玄武岩や安山岩で構成されている。

三宅島火山の 2000 年噴火では、山頂のカルデラ陥没の進行と同時に爆発的噴火が断続的に発生した。ここでは伊豆-小笠原弧における苦鉄質カルデラ火山の活動例として、一連の爆発的噴火の経緯や噴出物の分布・層序等をもとに噴火様式について検討する。

津久井・鈴木(1998)によれば 25 k BP 頃迄には陸上で火山活動をしていた。山体には二重のカルデラ地形が存在し、外側の直径 4km 程の埋没したカルデラを桑ノ木平カルデラ、山頂の直径約 2km のものを八丁平カルデラと呼ぶ。津久井ほか(2001)は八丁平カルデラは最近 1 万年間で最大規模の噴火であった約 2.5 k BP の八丁平噴火で形成されたとした(図 5-2)。この噴火では南北に延びる割れ目火口で起こった。初めに山頂に近い割れ目の北部でサブプリニー式のスコリア放出噴火が起き、次に海岸部の割れ目南部で水蒸気マグマ噴火が起き古滯及び山滯マールが形成された。この水蒸気マグマ噴火と同時期に山頂においても大規模なマグマ水蒸気噴火が起き、八丁平火山豆石層が堆積した。総噴出量は $3.7 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ DRE}$ とされる。

最も古い歴史記録のある噴火は 11 世紀にあり、その後 900 年間に 14 回の噴火が記録されている。津久井・鈴木(1998)などの詳細な地質調査により噴出物の特定が進んでいる(図 5-2)。多くの噴火では山腹の割れ目噴火による溶岩噴泉やスコリア丘の形成がおきており、1983 年の噴火のように海岸近くに火口が開いた場合は水蒸気マグマ噴火が起き爆発角礫層やベースサージ堆積物を残している。割れ目火口は山頂付近を中心とした放射状に配列しているが、山腹付近で北西-南東方向に走向が折れ曲がっていることがある。これは割れ目火道を形成した岩脈が山体中心から離れるに従い、周辺の広域応力場の影響を受け貫入方向を変化させたと考えられている(中村, 1984)。

5-2. 三宅島 2000 年噴火の経緯

三宅島 2000 年噴火の経緯は中田ほか (2001); Nakada *et al.* (2005) によってマグマ貫入期, 山頂陥没期, 爆発期, 脱ガス期の 4 つのステージに区分されている (fig.5-3)。以下のその概要を述べる。

マグマ貫入期は 6 月 26 日から 7 月 7 日までである。山頂下で始まった群発地震活動は南西部山腹へ移動し, その後北西側海域へと移動した。震源の移動と同時期の地殻変動の解析より, これは山頂下からはじめ南西-北東走向、次第に西北西-東南東走向に向きを変えて岩脈が貫入したことを表していると考えられている。6 月 27 日には阿古地区の西方約 1 km の海底で噴火があり, $5 \times 10^3 \text{ m}^3$ DRE (Nakada *et al.*, 2001; Kaneko *et al.*, 2005) のマグマの噴出により小規模な火砕丘が形成されたことが確認された。地震活動の中心は三宅島, 神津島, 新島に囲まれた海域に移動し 8 月中旬まで活発に続いた。地殻変動解析によると最終的に三宅島から北西 40 km 先まで岩脈が到達し, $0.7\text{-}1.5 \text{ km}^3$ のマグマが側方貫入したと考えられた (Yamaoka *et al.*, 2005 など)。6 月 27 日の海底噴火はその一部が海底に到達したことによる。

山頂陥没期は 7 月 8 日から 8 月 9 日まで続いた。7 月 4 日から島内の地震活動が再開し, 7 月 8 日に小規模な爆発的噴火を伴って山頂部の直径約 900 m の範囲が陥没した。爆発では数回にわたってコックステール状の噴煙が上昇し, 東側に凝集した火山灰粒子が降灰した。8 月上旬まで陥没域は拡大と深化を続け (Kaneko *et al.*, 2002), 新たに雄山カルデラと呼ばれた陥没地形は直径約 1.6 km 深さ約 450 m、容積 0.6 km^3 になった (Geshi *et al.*, 2002a)。陥没に伴い断続的に発生する群発地震活動や超長周期地震の発生, 重力値の減少など様々な現象が観測された。この間 7 月 14 日から 15 日にかけて断続的に爆発的噴火が発生し, プリューム状の噴煙が繰り返し上昇した。これにより東~北側の山麓部に成層した火山灰層が堆積した。

爆発期は 8 月 10 日から 29 日にかけての時期で, 8 月 7 日からカルデラ内で連続的な噴気活動が発生し, 8 月 10 日, 13 日, 14 日, 18 日, 26 日, 29 日に顕著な爆発的噴火が発生した。これらの噴出物によりカルデラ南縁に火砕丘が成長した。8 月 10 日の噴火では泥状の火山灰が主に東側に降下した。また低速の火砕サージ状の噴煙が初めて確認された。一連の噴火の中で最大規模の爆

発があった 8 月 18 日の噴火では高度 14-16 km 程まで噴煙が上昇した。堆積した火山灰層は南南東と西方向に分布軸を持ち、ほぼ全島にスコリア質の火山礫が降下し、山頂周辺にはカリフラワー状の火山弾も降下した。弾道飛行した類質岩塊は最大で 3.5km 離れた場所まで到達した。8 月 29 日噴火は 8 月 10 日噴火に類似した火砕サージ状噴煙をより大規模な形で繰り返し発生させた (図 5-4)。山頂部には凝灰角礫岩、中腹や東～北麓には細粒火山灰層が堆積した。8 月上旬より重力の減少は増加に転じ、8 月 18 日噴火と同時に超周期地震やカルデラの拡大、神津島方面へ伸びた岩脈の拡大を示す地殻変動はほぼ終了した。

脱ガス期は 8 月 30 日より後の時期である。カルデラ南縁の火口で噴煙活動が連続し、一日当たり数万 t の大量の SO₂ の放出が続いた。時折小規模な爆発があり火山灰の放出を伴う。水蒸気や SO₂ の放出量はその後次第に減少したが、放出活動は 2014 年現在も続いている。

5-3. 三宅島 2000 年噴火の堆積物

三宅島 2000 年噴火の噴出物は構成物、堆積構造、粒径、分布等から大きく 9 層に分けられる (表 5-1)。これらはカルデラの南西縁と北東縁で厚く堆積している (図 5-5)。一ヶ所ですべての堆積物を見ることはできないが、側方に追跡されるので層序が確立された (図 5-6)。今回作成した総合柱状図を図 5-7 に示す。累積層厚線図 (図 5-8; 下司ほか, 2002b) から Fierstein and Nathenson (1992) の方法で計算された総堆積量 (推定総噴出量) は約 0.03 km³ DRE である (Nakada *et al.*, 2005)。以下に各堆積物について、噴火直後の 2000 年~2004 年の調査結果に基づいて記載する。

5-3-1. 7 月 8 日噴火の堆積物

7 月 8 日噴火に対応する A 層は山頂から東方向に分布軸を持つ赤色の凝集火山灰層ないし火山礫凝灰岩層 (図 5-9) で、主に石質岩片と赤褐色の類質スコリア片からなる。

比較的粗粒粒子に富み中腹の地点 M22 ではおよそ直径 20 mm の粒子が分布する。山頂部では大礫サイズの岩片を大量に含む。岩片の粒径分布の軸は山頂部では南東に伸び、山麓部では東に変化している。直径 20 cm~4.5 m の類質の

弾道岩塊が火口より 500-700 m の範囲にまで到達してインパクトクレーターを作る。凝集粒子は最大で直径 3 cm 程度で、ラピリサイズの粒子を含むため凹凸の大きい外観を示し、着地の際に塑性変形し扁平に潰れている。山麓では点在する大型凝集粒子の上位に直径数 mm 程度の凝集粒子が重なる。

5-3-2. 7月 14-15 日噴火の堆積物

この一連の噴火による噴出物を B 層と呼称する。全体としては山頂から三池～大久保浜にかけて分布する淡黄灰色～淡赤灰色を主体とする細粒火山灰、火山豆石層で多数のユニットで構成される。構成粒子は石質の岩片を主とするが、直径数 mm 以下の新鮮な黒色の発泡の悪いスコリア片を多く含む。赤褐色を呈する層では赤色の溶岩片、スコリア片を多く含む。

分布軸は 3 つ認められ、東北東方向で最も厚く、そのほかに北東方向と北方向に軸がある(図 5-10(a))。山頂付近では薄い細粒火山灰層を含む火山礫凝灰岩層の互層で層厚 1.3-1.6 m 程度である。また風上にあたる山頂駐車場付近にも凝灰角礫岩層が分布し地点 M61 で層厚が 1.5 m 程ある。全体に含まれる岩片は小さく最大粒径は中腹の鉢巻林道で 5 mm、山頂部でも 30 mm 程度である。層厚分布のローブに対応し、北、北東、東北東方向に粒径が大きい(図 5-10(b))。火山豆石は中腹以下で認められ、直径は 3-5 mm 程度である。弾道岩塊は火口から 900 m-1000 m 程度の範囲に分布しインパクトクレーターを作っている。堆積構造は数 mm から数 cm の厚さの単層で構成され、平行層理が発達している。しばしば気泡凝灰岩層となっている。北西～北側山腹では局地的に二次堆積物を挟む。カルデラ南東の地点 M206 では地表に突出した岩塊の表面に細粒火山灰が西から吹き付けており、小規模なベースサージが発生した可能性がある。

北～東側の堆積物を色調、粒度、堆積構造から B-1～5 に分類できる(図 5-11)。また山頂南西側の凝灰角礫岩層は内部に層構造が認められず、北-東側の堆積物との関係も明らかでないので一括して B-S として扱う。

B-1: 北東方に分布する暗灰色ないし紫灰色の細粒火山灰層で数枚のユニットが認められる。少量の火山豆石を含み、しばしば気泡凝灰岩となっている。上位の B-2 とはシャープな境界となっており、水平のクラックが発達している。山頂付近の地点 M411 ではシルト質細粒火山灰層と火山礫凝灰岩層の互層とな

っている。

B-2 : 主に北東方に分布する淡黄灰色、淡赤灰色、灰色の細粒火山灰、火山豆石層で数枚の **unit** が認められる。最下部には暗灰色の細粒火山灰層があり、数層準に顕著な火山豆石層や粗粒火山砂層が認められる。山頂付近の地点 **M411** では黄灰色細粒火山灰を含む火山礫凝灰岩層である。

B-3 : 北方に分布する淡黄灰色、淡赤灰色の細粒火山灰、火山豆石層で数枚の **unit** が認められる。下部では細粒火山灰が卓越する。最上部はしばしば泡入火山灰層で、平行なラミナがみられる場合がある。いくつかの地点で淘汰の良い砂層が挟まっており、堆積時に流水による再堆積作用が進行していたと見られる。

B-4 : 北東方に分布する暗灰色ないし淡赤灰色の細粒火山灰層で火山豆石を含む。数枚の **unit** が認められ、下部に赤色の細粒火山灰層がある。三ノ宮付近では最上部に位置し、中腹で最も粗粒な岩片(直径 3 mm)を含む層となっている。噴火直後の 7 月 17 日の鉢巻林道の調査時には全体にルーズであり、下位の **B-2** 表層が堅くしまっているのとは対照的であった。

B-5 : 東北東方向に分布する灰色～淡赤灰色の細粒火山灰～火山豆石層で、多数の **unit** が認められる。最下部に黒灰色・赤色・黄灰色細粒火山灰の組み合わせからなる特徴的な層準がある。中部と最上部は粗粒火山砂を含む。山頂部の地点 **M411** では比較的細粒物に乏しい火山礫凝灰岩層と細粒火山灰層の互層となっている。

B-S : カルデラ南西縁から山頂駐車場(地点 **M61**) 付近にかけて分布していた直径数 10cm 以上の角礫、弾道岩塊を大量に含む凝灰角礫岩層。山頂駐車場では層厚 30cm 程度であるがカルデラ縁では 1.5m の厚さをもつ。その後のカルデラの拡大により現存しない。

5-3-3. 8 月 10 日噴火の堆積物

この噴火での噴出物を **C** 層とする。神着から沖ヶ平にかけて分布する青灰色、淡赤灰色の細粒火山灰層で、火山豆石や凝集火山灰を含む。構成粒子は主に石質岩片と白色の変質岩片で黄鉄鉱の結晶が目立つ。下位の **B** 層の火山灰とはしばしば明瞭な不整合となっている。東北東方向に分布軸をもちカルデラ東縁の

地点 M411 で 20 cm の厚さがある。南東方向にも分布軸が認められ、防災科研坪田火山観測施設（地点 M237）付近を通過する。明瞭な軸は認められないが北側にも薄く広く分布し、全体として南北に幅広い分布を示す(図 5-12)。多くの地点で気泡凝灰岩層となっていて細粒火山灰の割合が多く、少量の直径 2-3 mm 程度の岩片を含む。カルデラ縁付近では少量の火山礫を含み、地点 M411 で最大 20 mm 程である。弾道岩塊は見い出されていない。火山豆石の直径は 3-4 mm 程で距離による大きさの変化はみられない。北東山麓では局地的に淘汰のよい砂層が挟まっていたり、舗装道路上などで極端に層厚が薄い場所がことから、降灰時に流水による堆積作用や侵食作用をうけていた可能性が高い。

観察された火砕サージ状の噴煙の流下地域（地点 M216 など）においても堆積物は被覆堆積する火山豆石層ないし気泡凝灰岩層で、火山灰の吹き付け構造、デューン構造などのサージ堆積物を特徴付ける構造は認められなかった。植物や人工物の焼損などの高温の証拠も認められなかった。

色調、粒径から北～南東山腹の堆積物を C-1～C-3 に分類が可能である。

C-1：淡赤灰色の細粒火山灰層で東北東方向に分布軸を持つ。分布は狭く、北東および南東の山麓ではみられない。

C-2：青灰色の細粒火山灰層で降灰域のほぼ全域で認められる。多くの地点でマッシブな気泡凝灰岩で、火山豆石の痕跡の程度によってわずかな層状構造が認められる場合がある。2つの分布軸が認められ、東北東方向の軸は厚く、地点 M411 では 11 cm の厚さがある。他の層に比べて北側に広く分布し、標高 500 m 以下の北側斜面の C 層堆積物はすべて C-2 である。分布限界に近い美茂井では少量の扁平な火山豆石とシルト質火山灰からなる。南東方向の分布軸は中腹の地点 M236 で 4 mm の厚さがあり火山豆石を多く含む。山麓の沖ヶ平では薄い凝集火山灰層となり C-3 層の凝集粒子と区別が難しい。

C-3：淡赤灰色の気泡凝灰岩層で、火山豆石の痕跡が認められる場合がある。山麓では C-2 を欠いて直接地表に堆積する場合や間に砂層を含む場合がある。

5-3-4. 8月13日噴火の堆積物

堆積物を D 層と呼称する。淡青灰色ないし淡黄灰色の細粒火山灰層で、気泡凝灰岩となっている。変質岩片と新鮮な黒色スコリア片を多く含む。西南西方

向に細長く分布し、阿古夕景浜から富賀神社にかけて分布している（図 5-13）。堆積物表面は洗い出された粗粒粒子が濃集した薄い再堆積物に覆われている。

5-3-5. 8月14日噴火の堆積物

堆積物を E 層と呼称する。淡赤灰色の凝集火山灰からなる細粒火山灰層で粒間に空隙をもつ。南南東方向に分布軸をもつ（図 5-13）。

5-3-6. 8月18日噴火の堆積物

この噴火の噴出物全体を F 層と呼称する。全島に分布する細粒火山灰、火山豆石、火山礫からなる灰色ないし淡赤灰色の火山灰層で、新鮮な発泡の悪いスコリア礫やカリフラワー状の火山弾を含むのが特徴である。山頂付近では最上部に火砕サージ堆積物が存在する。

等層厚線は北西-南東方向にややのびる同心円状で、3 方向に弱い分布軸が認められる(図 5-14(a))。最も厚い主軸は西方向で山麓の阿古北側のたもと岩（地点 M328）で 97 mm，村営牧場の地点 M364 で 24.5 cm の厚さがある。次いで厚いのは北北西方向で鉢巻林道の地点 M202 で 96 mm の厚さがある。南東方向は山麓で顕著になる分布軸で、御倉島などの遠方の降灰域に連続する。鉢巻林道の地点 M237 で 25 mm である。山頂付近ではカルデラ南西側の地点 M404 で 1.8 m 以上の厚さがあり、最も厚いところでは 3 m に達すると思われる。火山豆石が西～北西側の中腹から山麓にかけて大量に含まれ、ほとんど豆石からなる層準も存在する。南東側ではごく少量が火山灰や火山礫に伴ってみられる。直径は 3-5 mm 程度、最大で 7 mm である。中腹では岩片を中心に含む *armored lapilli* も認められる。

火山礫は北西山麓をのぞく広い範囲に降下した。礫のおよそ半数は発泡の悪い（見掛け密度 1.7 g/cm³ 程度）新鮮な黒色のスコリア片であり、そのうち直径 2cm 以上のものはカリフラワー状の形態をしているものも多い。しばしば内部に溶岩片や変質岩片、軽石片などを包有する。堆積物の等粒経線は複雑な形状を示す(図 5-14(b))。西方と南東方に軸があり、北にも小さな張り出しが認められる(図 5-14(c))。阿古や坪田での最大粒径は 5cm 程度である。32mm の等粒経線から Carey and Sparks (1986) の噴煙モデルに従って噴煙高度を求めると、

14-21km の範囲になる。

火口から西側へ約 2 km までの範囲には開口クラックが発達したキャベツ状またはカリフラワー状の形態をした火山弾が含まれる。直径は 10-20 cm 程度で最大でも 40 cm 程度である。破断によってできた面はほとんど認められない、定置した姿勢で底面が平たい状態である、しばしば周囲にある火山灰を赤く酸化させたり木片を炭化させている、など宇都ほか（2000）が指摘したように高温状態で定置した証拠が認められる。定方位サンプルの磁化方位の測定からも、定置時に高温であったことを示す結果が得られている（Nakada *et al.*,2005）。インパクトクレーターをつくる弾道岩塊は直径 20cm-数 m の大きさの様々な種類・変質の程度の溶岩塊からなる。分布範囲は火口より 1.5-3 km 程度と広く、西に遍在している。最も遠方で確認された岩塊は 3.3 km 離れた伊ヶ谷地区の一周都道に落下したもので大きさは直径 50 cm 程度であった。

この堆積物は構成粒子の種類・粒径・淘汰・色調などから複数の層に識別できる。ここでは 下位から F-1～F-6 の 6 層に分類した(図 5-7, 図 5-15)。

F-1: 伊ヶ谷林道周辺で確認された灰色の薄い細粒火山灰層。地点 M361 で層厚は 7mm である。西北西方向に分布軸をもつと思われる。

F-2: 多くの地点で F 層の下部に認められる比較的淘汰のよい灰黒色の火山砂層ないし火山礫凝灰岩層で、散在する白色の岩片が目につく。北西山麓姉川周辺と阿古では火山豆石を含む。東側の山腹を除く全島に分布し、西山麓では直径数 mm～1 cm 程度の火山礫を含む。山頂付近では急速に層厚が増大して地点 M403 では層厚は 50 cm に達し、直径 5～30 cm 程の粗粒な角礫を大量に含む。層内に地表の植生に由来する大量の植物片を含むがそれらに焼損は認められない。

F-3: 多くの地点で F 層の中部に認められる灰色ないし淡赤灰色の淘汰の悪い火山灰層で、火山豆石を多く含む。中腹では細粒火山灰を比較的多く含む火山礫凝灰岩層と灰色ないし緑灰色のシルト質火山灰層の互層で、山頂付近では比較的淘汰のよい火山礫層になる。2つの分布軸が認められるが、最も明瞭で厚いのは西方の分布軸で地点 M327 で 64 mm, 山頂に近い地点 M403 では層厚は 39 cm 程ある。南南東方向では坪田（地点 M301）で約 7 mm の厚さで、少量の火山豆石を含む火山礫凝灰岩層となっている。

F-4 : F 層の上部にある、粗粒なスコリア礫を多く含む比較的淘汰のよい灰黒色火山礫凝灰岩層。下半部は粗粒岩片が卓越し、上半部では上方細粒化が顕著な場合が多い。他の層準に比べ新鮮な黒色のスコリア片が多く含まれ、火山弾も本層内のみで認められている。F 層が薄く細分できない東麓に降下した火山礫も、上面に火山灰をほとんど載せていないことから大部分はこの層準に降下したと考えられる。層厚は西方向に厚く、地点 M327 で 18mm、山頂に近い地点 M403 では 34 cm の層厚がある。南東方向の分布軸付近（地点 M304）での層厚は約 7 mm である。他の層準に比べ円形に近い等層厚線を示し、南東方向の分布軸も厚い。村営牧場地域のインパクトクレーター放出物の層位から、到達距離の大きい弾道岩塊は主に本層の堆積時に放出されたと判断できる。

F-5 : 灰色ないし淡赤灰色の淘汰の悪い火山灰層で、火山豆石を多く含む。北北西方向に分布軸を持ち、鉢巻林道の地点 M352 で 65mm の層厚がある。カルデラ東縁では細粒火山灰と少量の細粒火山礫のつくるやや不明瞭な互層（層厚 10-25mm 程度）となっている。カルデラ南西縁では全体として上方細粒化する、細粒な火山礫凝灰岩層と細粒火山灰層の互層で、少量の弾道岩塊を伴う。層厚は波状に膨縮し一定でなく、低角（20° 以下）のデューン構造や吹き付け構造がみられ、この部分は比較的乾いた火砕サージの堆積物と思われる(図 5-16(d))。地点 M403 で 70mm である。

F-6 : F 層の最上部の薄い細粒火山灰層で、東麓を除きほぼ全島で認識できる。厚さはほぼ一様で 2-4 mm 程度である。

5-3-7. 8 月 22 日噴火の堆積物

堆積物は G 層と呼称する。8 月 23 日の調査時には三宅島空港東の地点 M307 で厚さ 1mm 弱の空隙の多い黄灰色の凝集火山灰層であった。

5-3-8. 8 月 29 日噴火の堆積物

ここではこの噴火の噴出物全体を H 層と呼称する。南西側の山麓をのぞく全島に分布する(図 5-17)、灰色ないし淡紫灰色の細粒火山灰層で、火山豆石を大量に含む。粒子は主に石質岩片と変質岩片で構成され、黒色のスコリア片は少ない。

山頂部から北東方向に広く分布し、分布軸上にある山麓の美茂井(地点 M226)で 70 mm, 山頂に近い地点 M391 で 91 mm である(図 5-18)。北東山麓ではやや不明瞭な平行層理の認められる火山豆石層で、最上部はしばしば気泡凝灰岩となっている。火山豆石は北東側で大きく、神着や三ノ宮で 3-4 mm, 美茂井付近で大きく直径 5-7 mm, 最大で 1 cm であった。岩片の最大粒径は北西側中腹の鉢巻林道付近で 1 cm 程度, 地点 M391 で 4.5 cm である。

美茂井では建物などで火口側である南西側面を中心に湿った細粒火山灰の吹き付け構造(mud plastering)がみられた。しかしひさしの下に付着していない、自動車の下では層厚が極端に薄いことなどからみて火山灰は比較的高角度で降下してきたと思われ、横方向の移動速度が小さかったことを示唆している。

一方山頂の南西側にも厚く分布しており、レストハウス付近(地点 M366, M368, M369)で厚さ 50-60 mm, 山頂に近い地点 M252 では 40.5 cm の厚さがある。村営牧場付近では噴出物の互層構造は平行層理状で、建築物や樹木、岩塊東の側面にシルト質細粒火山灰の mud plastering がみられる。南西側では火山豆石は比較的小さく直径 3 mm 以下であった。中腹では層厚が微地形に対応して変化し、谷地形などの凹地で層厚が厚くなる傾向がみられる(地点 M400 など; 図 5-19)。粒径は中腹では数 mm 以下であるが、山頂にかけて急速に粗粒になり地点 M288 付近で直径約 5 cm, M252 では 25cm の大きさがある(図 5-16)。インパクト構造の認められる弾道岩塊は南西側では火口から 800m 程度の範囲に確認でき、山頂付近の地点 M252 などでは火山礫凝灰岩ないし凝灰角礫岩層の層準に多数の岩塊のインパクト構造、波状の層理、吹き付け構造(upcurrent-dipping backset beds)が認められ、爆発角礫岩というべき岩相である。また周辺の立木の皮が火口側で完全に剥がれていおり、表面には岩片の衝突によると思われる打点がみられた。いずれの地域でも植生の焼損、プラスチックやビニール製品の変形等の高温の証拠は確認できなかった。

以上から 8 月 29 日噴火の降灰域の全域で目撃された火砕サージ状の噴煙の通過域では、火口方向から低温で湿った噴出物が移動し堆積したと判断できるが、高速のベースサージ堆積物であったと見なせるのは南西側の火口近傍およそ 1 km 以内である。

色調・粒度・堆積構造などから H 層を北東側で H-N1~H-N3, 東側・南側で

H-E1 および H-S1～S5 に分類した(図 5-18)。現在のところ各地域の堆積物の直接の対比関係は明らかでない。

H-N1：気泡凝灰岩層ないし火山豆石をふくむ淡紫灰色の細粒火山灰層。垂直なクラックが発達することがある。分布軸は北西方向にあり地点 M381 で 16 mm，神着林道終点(地点 M391)で 27 mm の厚さがある。山麓で側方に広がり，美茂井から神着にかけて北西方向にのびるローブを形成している。中腹の鉢巻林道以上では少量の火山礫が含まれる。

H-N2：火山豆石を含む紫灰色火山砂層ないし細粒火山礫凝灰岩層。分布軸は北方向で中腹の鉢巻林道付近より北東方向に変化する。地点 M394 で 29mm の層厚がある。火山礫は直径 3-5 mm のものが多く最大 1 cm 程度である。

H-N3：大型の火山豆石を大量に含む紫灰色の細粒火山灰層。豆石の粒度や含有量からいくつかのユニットに識別できる場合がある。上部は気泡凝灰岩となっており，潰れた気泡が平行なラミナ状になっている。分布軸は北北東方向にあり美茂井(地点 M381)で 41 mm，地点 M391 で 58 mm の厚さがある。下部の比較的マッシュな細粒火山灰部分には垂直なクラックが発達することがあり，この部分は H-S2 に対比される可能性が高い。

H-E1：東側中腹からカルデラ縁にかけて分布する数枚の火山豆石を含む淡紫灰色細粒火山灰層と黄灰色火山砂層，細粒火山礫凝灰岩層の互層からなる。地点 M408 では 90 mm の厚さがあり，東に分布軸をもつとみられる。

H-S1：西方向に分布軸を持つ黄灰色の火山砂層ないし爆発角礫岩層からなる。中腹の村営牧場(地点 M367)では層厚 2 mm 程度の薄い細粒火山灰層であるが，山頂付近で急激に厚くなり地点 M403 では 20 cm 以上の厚さがある。Loc.252 では直径 10 cm 程度の角礫を含み，波状に層厚が変化する。地点 M398 では 8 月 18 日噴火で放出された岩塊の下の隙間を充填しているのが観察できる。

H-S2：紫灰色の細粒火山灰層ないし爆発角礫岩層からなる。村営牧場付近や東側カルデラ縁では垂直方向のクラックが特徴的なマッシュなシルト層である。火山豆石等の凝集体は認められない。分布軸は南西ないし南方向で層厚はレストハウス(地点 M366)で 10 mm，地点 M 252 では 16 cm ほどである。東側カルデラ縁では H-E1 を覆い地点 M411 で厚さは 85 mm である。火口に近づくにつれ下部に粗粒な岩片が含まれるようになり，上部のシルトとの間に明瞭な境界

を持つようになる。雄山林道では本層に明瞭な吹き付け構造が発達している。山頂付近では下部が内部に波状ないしレンズ状の葉理をもつ爆発角礫岩層の層相を示し、地点 M252 で 10 cm 程の厚さがあり直径 20 cm 程度の角礫を含む。

H-S3：褐色～ピンク色の特徴的な砂質火山灰層で、分布軸は南-南西方向にあるとみられる。層厚は地点 M 366 で 4 mm 程度、地点 M 252 では 30 mm，地点 M 409 では 35 mm 程である。

H-S4：層厚数 mm 程度の紫灰色の火山豆石層と 1 mm 以下の黄灰色細粒火山灰薄層の互層。分布軸は南西方向にあるらしく、地点 M 366 で 24 mm，地点 M 399 で 80 mm，地点 M 408 で 130 mm の厚さがある。火山豆石の直径は 2-3 mm である。互層構造は村営牧場で明瞭で豆石層，細粒火山灰薄層がそれぞれ 10 層ほど認められる。山頂付近では砂質シルトからなり互層構造はやや不明瞭である。

H-S5：紫灰色の細粒火山灰層で、しばしば気泡凝灰岩層となっている。分布軸は南西方向と見られ層厚は地点 M 367 で 20 mm，地点 M 399 で 25 mm 以上ある。レストハウス周辺では吹き付け構造は本層のみにみられる。

5-3-9. 8月30日噴火の堆積物

堆積物はここでは I 層とする。淡赤灰色の凝集火山灰からなる細粒火山灰層で粒間に空隙が多い。西北西方向に分布軸をもち、8月30日15時頃の測定では伊ヶ谷(地点 M 389)で 2mm 弱の厚さがあった。

5-4. 本質物質の特徴

一連の噴火の堆積物には新鮮なスコリア質岩片が含まれている(図 5-20)が、その量や大きさは各層によって異なる。多くの場合火山砂サイズ以下であるが、8月18日噴火の F2～5 層には火山礫サイズのものが含まれ、特に F-4 層には火山弾の形状を持つものがある。肉眼的には暗灰色～紫灰色の発泡の悪いスコリア質で、表面は気泡のほかに平滑な曲面ないし平面で覆われている。形態的には Wohletz (1983; 1986) の Type I 粒子に相当するブロック状粒子が多い。火山弾は直径 10~40cm のカリフラワー状の形態を示す。表面が高温酸化したものが認められる。またクラックが生じており、内部のほうがより発泡した遅延発泡

状の構造を持っている。顕微鏡下では石基に 30-70 vol. % 程度の斜長石、輝石、Fe-Ti 酸化物からなる微結晶やデンドライトを含む。これらのスコリア質粒子を宇都ほか (2001)、下司ほか(2002)や Nakada *et al.* (2005)は本質岩片としている。

これらの本質物質は化学組成が噴火によってことなることが認められている(下司ほか,2002b ; Kaneko *et al.*,2005)。6月27日の阿古沖の海底噴火の水冷スパッターと同質の無斑晶質安山岩質のものは7月14-15日噴火の火山灰粒子から認められている(表5-2, 図5-21)。8月13日と18日の噴火では玄武岩質のものが認められている。そのほかの噴火では組成にややばらつきがあり、既存の火砕物質(たとえば山頂に存在していた1940年噴火噴出物 ; Anmma-Miyasaka and Nakagawa, 2005 など)と類似する場合がある。スコリア質粒子の含有量が少ない場合には、類質物質に含まれるスコリア質粒子の混入の影響を強く受けた可能性がある。しかし7月から8月にかけての時期に噴出するマグマの化学組成が安山岩質から玄武岩質に変化したことについてほぼ確実である。

各噴火の噴出物層ごとあるいは細分した層ごとの代表的試料の構成物組成を粒度階ごとに求めて構成物の含有率を求めた結果では、本質岩片の含有率は2~60 wt%であった(図5-22 ; 表5-3)。

5-5. 三宅島2000年噴火の噴火様式

5-5-1. 噴火様式の分類

各噴火の噴出量は等層厚線図と堆積密度(約 $1000\sim 1500 \text{ kg/m}^3$)をもとに Fierstein and Nathenson (1992)の方法で求めた結果、約 $10^7\sim 10^{10} \text{ kg}$ の範囲にあり、合計では $2.3\times 10^{10} \text{ kg}$ となった(表5-3)。噴出量と目撃情報などから求めた噴火継続時間から計算された堆積物(全構成物)の平均的な噴出率は $10^4\sim 10^6 \text{ kg/s}$ 、マグマ噴出率は $10^3\sim 10^6 \text{ kg/s}$ であった。また破砕度・分散度・淘汰度を求め、比較した結果(図5-23, 図5-24)、本質物質の含有量と噴火様式には関係がみられ、以下の3タイプに分類できる。

Type1の水蒸気マグマ噴火 ; 本質物質の噴出率(10^{5-6} kg/s)や含有率(30 wt%以上)が高く、発泡の悪い火山弾やスコリアを噴煙から降下させ、淘汰が比較的良好な堆積物を生じたタイプの噴火。

Type2 の水蒸気マグマ噴火；本質物質の噴出率は低く(10^{3-4} kg/s), 本質岩片含有率が中程度(10-30 wt%程度), 細粒な火山灰を噴煙から降下させ, 細粒な淘汰の悪い堆積物を生じたタイプの噴火。

Type3 の水蒸気噴火：本質岩片含有率が低く(5 wt%以下), 低温火砕サージやコックステールジェットといった湿った噴煙を形成し, 細粒で淘汰の悪い堆積物を生じた噴火。固体噴出物全体の噴出率は高い場合があるが, 本質物質の噴出率は多くとも 10^4 kg/s 程度である。

これらの噴火の規模や発生順序に明確な規則性は認められない(図 5-24)。

5-5-2. 噴火様式の違いについての考察

水蒸気マグマ爆発では, マグマに接触した外来水の急激な蒸発によって, マグマの持つ熱エネルギーが効率よく爆発のエネルギー(運動や破砕など)に変換されることが重要である。Wohletz(1986)等の実験的研究によると, 混合した外来水とマグマの重量比が 0.3 程度のときにエネルギーの変換効率が最大になるとされている。三宅島 2000 年噴火の場合, 外来水は主に熱水系を構成していた地下水であると考えられる。マグマ噴出率が水/マグマの混合の場合へのマグマ供給率を表しているとする, マグマの供給率が高い場合は水/マグマ比が減少し, よりマグマ噴火的な状態に移行したことが考えられる。

このような仮定的な条件下では, 一連のマグマ水蒸気噴火のうちマグマ供給率が小さい噴火 (10^{3-4} kg/s) では破砕度が高いことから水/マグマ比がより変換効率が高い (0.3 に近かった) と考えられる。しかし単位時間当たりに爆発に関わるマグマの絶対量が少なかったため小規模な火山灰噴煙を上げる噴火様式にとどまったと考えられる。比較的マグマ供給率が大きい噴火(10^{5-6} kg/s 程度)は水/マグマ比が小さくなり, 爆発のエネルギーへの変換効率は低いとみられる。しかし高いマグマ供給率を反映してサブプリニー式に近い噴火様式になったと考えられる。どちらのタイプの場合でも最終的にマグマ噴火には移行せず終了したことから, 関与したマグマの総量は比較的少ないと考えられる。

水蒸気噴火ではマグマがほとんど関与していないことから, 上昇したマグマによって熱せられ, 火道浅部に停滞した過熱地下水が急激に減圧されて噴出したと考えられる。

低いマグマ噴出率、水蒸気マグマ噴火の噴火様式の複雑な変遷という点ではホワイトアイランド火山 1976 年-1982 年噴火 (Houghton and Nairn, 1991) に類似している。この噴火ではストロンボリ式噴火や水蒸気マグマ噴火による単発的な爆発や連続的な噴煙活動が生じ、多様な性質の噴出物が形成されたが、その違いは火道壁の状態に起因していると考えられている。火道壁が安定な際には連続的な噴煙型活動が起き、不安定な際には崩壊により火道が閉塞し、単発的な爆発につながったと考えられている。三宅島においては陥没しつつあるカルデラ底では崩壊による火道の閉塞や、反対に断層・割れ目の形成による火道の開口が複雑に発生したことが想定される。7 月 8 日の最初の水蒸気爆発は旧来の熱水系の崩壊、8 月 10 日や 29 日の噴火では陥没ブロック内部に一時的に形成された熱水だまりの崩壊に対応する噴火活動と解釈できる。規模の大きい水蒸気噴火ではその前に顕著な噴火活動のない時期が長かった傾向がある(図 5-25)が、これは大量の熱水を貯蔵するにはそれなりに時間がかかることを表しているのかもしれない。

過去の三宅島火山の噴火において、同一噴火割れ目の内陸部の火口では溶岩噴泉やストロンボリ式噴火を起こすのに対して、海岸部の火口では豊富な海水が関与することでしばしば水蒸気マグマ噴火が発生した(例えば 1983 年噴火)。内陸部の火口で 2000 年噴火と同様な顕著な水蒸気マグマ噴火が見られなかった理由として、多くの事例で短期間に噴出活動を終えた割れ目噴火であることから、2000 年噴火よりも高いマグマ供給率であったため効率的に水蒸気マグマ爆発を起こすだけの地下水の供給が追い付かなかった可能性が考えられる。しかし 20 世紀の噴火の噴出率の推定値(荒牧・早川, 1984)は割れ目火口群全体で 10^{5-6} kg/s のオーダーであり 2000 年噴火の Type2 噴火よりは高いが、Type1 の噴火と比べると必ずしも高くない。火道や地下水流路の形状の違いなど、様々な影響を考慮する必要があるが、2000 年噴火ではカルデラ陥没による山体の破壊が火道周辺への地下水の供給率の増加を引き起こしたことの表れかもしれない。

6. 箱根火山の形成史

6-1. 箱根火山の概要

伊豆・小笠原弧において珪長質マグマを噴出したカルデラ火山は少なくない(村上・石原,1985 ; Yuasa *et al.*,1991 など)が、海底に没しているため、その形成史の詳細は明らかでない事例がほとんどである。火山体の大部分が陸上に位置し、テフラ編年学的研究が進んでいる箱根火山はカルデラ火山の形成史を比較するうえで重要な火山である。ここでは箱根火山の形成史について、特にカルデラ形成期の火山体の層序や配列について注目してまとめることにする。

伊豆・小笠原弧北端部の火山フロント上に位置する箱根火山は、フィリピン海プレートと北アメリカプレートとのプレート衝突境界近傍に噴出した、南北26km 東西20km の第四紀火山で、直径約12×8km のカルデラの存在が知られている。これまで多くの研究がおこなわれている。Kuno (1938a ; 1938b ; 1950a ; 1951), 久野(1952), 久野原著・箱根火山地質図再販委員会編 (1972) などにおいて古期カルデラ・新期カルデラの2回のカルデラ形成期が推定され、その形成期をもって火山体は古期外輪山・新期外輪山・中央火口丘に区分された。当初古期カルデラは成層火山体の大量のマグマの噴出を伴わない陥没によるグレンコー型カルデラ、新期カルデラはデイサイト～安山岩質の軽石流の大量噴出に伴って形成されたクラカトア型カルデラであると考えられた (Kuno, 1953)。町田(1971 ; 1977), 町田ほか (1974) などは箱根火山に隣接する大磯丘陵に分布するテフラの編年を進め、大規模なデイサイト質降下軽石やそれに伴う火砕流(噴出体積5～10 km³程度)の噴出が繰り返された時期をカルデラ形成期とみなして、古期カルデラは多摩C上部～多摩A中部ローム層期(25～17万年前)、新期カルデラは吉沢ローム層上部～武蔵野ローム層の時期(8～5万年前)に形成されたと結論づけた。そこでは古期カルデラも久野の想定したようなグレンコー型ではなく、新期カルデラと同様のクラカトア型あるいはクレーターレイク型であることが強調された。また、成層火山の形成は40万年以上前までさかのぼることも明らかにした。さらに、米澤ほか(1980);(1996), 袴田(1991), 関東第四紀研究会 (2000) や長井ほか (2006) などは北西及び南東側の山腹においてカルデラ形成期のテフラと溶岩類の被覆関係を明らかにし、カルデラ形成期にもカルデラの外側で小型の火山体が複数形成されていたことを

示した。一方、高橋ほか(2006)は新期外輪山期においてもプリニー式噴火が継続すること、新期カルデラの独立したカルデラ地形としての実態は明らかでないことからカルデラ形成期を一つにまとめ、従来の呼称(古期外輪山・新期外輪山・中央火口丘)をそれぞれ外輪山・前期中央火口丘・後期中央火口丘に改めることを提案した。カルデラの内部構造については Kuno *et al.* (1970)によって報告されている。Kuno *et al.* (1970)は、多数の温泉ボーリングの結果に基づき、古期カルデラ内の大部分の領域には新期外輪山および中央火口丘噴出物の直下に基盤が直接分布しており、古期カルデラ内は中心部を除いてほとんど陥没していないと考えた。万年ほか(2003; 2006)などは多数の温泉ボーリングコアと重力データの再検討を行い、Kuno *et al.* (1970)によって基盤とされた凝灰角礫岩が厚い火道充填凝灰角礫岩であることを明らかにして、古期カルデラ内に複数の小型カルデラが存在することを主張している。このうち、中央火口丘の東部に位置する「強羅カルデラ」は濁川型の小型カルデラであり、0.06Maの東京降下軽石および火砕流の噴出口であると考えた。小林(1999)は、テフラ層序学の視点から中央火口丘(後期中央火口丘)の形成史を詳細に明らかにした。これは中央火口丘全体におよぶテフラ層序を確立した初めてのものであり、特に7回にもおよぶ小規模な火砕流の流出を明らかにした。その後、小林ほか(2006)は、3kBP以降の中央火口丘付近における水蒸気噴火の実態を詳細に明らかにしている。

6-2. 箱根火山の形成史

長井・高橋(2008)では箱根火山の形成史を9ステージに分ける新しいステージ区分を提案した。また、一定の岩相、岩質、層位、分布をする噴出物の集合を「溶岩グループ」とし、地形的に明瞭な山体をもち、地層の傾斜や火口近傍相堆積物などから噴出中心が推定可能な成層火山体については「火山体」と呼称した。以下、主に高橋ほか(2006)、日本地質学会箱根火山地質リーフレット編集委員会(2007)、長井・高橋(2008; 2012)に沿って形成史を記述する。地質図は図6-1に、層序は図6-2に示す。また、箱根火山起源のテフラが多数堆積している大磯丘陵地域のテフラ名・テフラ累層名については、上杉(1976)および関東第四紀研究会(1987)のものを主に使用したが、必要に応じて町田

ほか(1974)などによる名称も併記した。

6-2-1. ステージ 1: 初期の陸上火山活動 (0.65 Ma ~ 0.35 Ma)

箱根火山地域の陸上火山活動は、足柄トラフを埋積した足柄層群が隆起し地表に姿を表わした 0.70 Ma 以降に始まる。平田(1999)は K-Ar 年代に基づき、箱根火山南東地域に分布する古期外輪山初期の噴出物である玄武岩溶岩及び集塊岩(OS₁)と天昭山玄武岩類(Kuno, 1938a, 1950a; 久野, 1952)をあわせて箱根火山初期の噴出物とした。ここでは天昭山玄武岩類と新崎川溶岩グループ(長井・高橋, 2007; 久野, 1938b の O₉にほぼ対応する)を天昭山溶岩グループとし、南東部の OS₁にほぼ対応する噴出物を畑宿溶岩グループと呼ぶ。これらはともに玄武岩質の成層火山を構成していたと考えられる。天昭山溶岩グループは湯河原町広河原周辺を中心として分布し、薄い溶岩と凝灰角礫岩及び火山角礫岩の互層を主体とする。玄武岩だけでなく、安山岩～デイサイトも少量含まれる。畑宿溶岩グループは玄武岩質の凝灰角礫岩及び火山角礫岩を主体とし、薄い溶岩を伴う。須雲川右岸に分布し、一部は聖岳の南東側にも露出する。また塔之沢の早川左岸にも少量存在する。畑宿溶岩グループや天昭山溶岩グループに関係した可能性が高い岩脈は、須雲川沿いや塔之沢付近で認められる。これらはさまざまな走向をもつことからみて、各成層火山体の放射状岩脈群を構成していたものかもしれない(図 6-3)。

北東部では玄武岩～玄武岩質安山岩質の狩川溶岩グループが広く分布する。凝灰角礫岩及び火山角礫岩と薄い溶岩、降下スコリア層の互層からなる成層火山の構造をしている。駿河小山から足柄峠にかけての稜線の東側、矢倉沢から火打石岳にかけての狩川沿い、矢倉沢峠～碓氷峠および宮城野～塔ノ沢にかけてのカルデラ壁下部に露出する。Kuno(1938a, 1950a)、久野(1952)の北東地域の OS₁の大部分を含む。北部ではかつて黒白層(加藤, 1984)と呼ばれた泥流堆積物を主体とする地層からなり、火山麓扇状地を構成していたと思われる。狩川溶岩グループに関係した岩脈は火打石岳周辺、狩川沿いで確認できる。特に火打石岳周辺では北東-南西走向の岩脈が多い。これらを放射状岩脈群の一部とすると、狩川溶岩グループの噴出中心は火打石岳の南～南西方の碓氷峠付近にあった可能性が高い。狩川溶岩グループは、矢倉沢から狩川に沿って碓

氷峠周辺地域まで延びている逆断層成分を持つ左横ずれの平山断層によって大きく変形しており、断層近傍では一部で逆転している(天野ほか, 1984; Ito *et al.*, 1989 など)。また、足柄峠から駿河小山にかけての地域でも、噴出物の走向・傾斜からみて、基盤の足柄層群と同様に西に傾動している可能性が高い(鈴木, 1971)。北西側カルデラ壁下部に露出する玄武岩質の薄い溶岩とスコリア質の火山弾を含む凝灰角礫岩、火山角礫岩の互層からなる大唐沢溶岩グループも、岩石の類似から狩川溶岩グループと同時期の噴出物の可能性が高い。

足柄峠～狩川周辺、早川沿いなどの狩川溶岩グループの比較的上部の層準には無斑晶質安山岩の溶岩やアグルチネートが点在する。これらは狩川溶岩グループとは岩質が異なるので、荻野溶岩グループとして別に扱う。荻野溶岩グループは複数のスコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成していたと思われる。

湯河原火山体は Kuno(1938a, 1950a) の湯河原火山にあたる。平田 (1999) によって箱根火山の一部である可能性が指摘されている。層位的にも天昭山溶岩グループを覆い、白糸川溶岩グループに覆われるため、箱根火山の外輪山噴出物に狭在している。また、一部が後に述べる鍛冶屋流紋岩に覆われている。玄武岩～安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩、火山角礫岩の互層からなる。噴出中心は広河原付近とされている(久野, 1952)。ただし地形や岩脈の分布からみて、鞍掛山周辺にも噴出中心が存在した可能性がある。西斜面は比較的侵食が進んでいない地形をしているが、丹那断層(北伊豆断層)系の断層群によって形成された明瞭な断層変位地形が認められる(Kuno, 1936; 松田, 1972; 活断層研究会編, 1980)。

以上は比較的苦鉄質な火山活動による噴出物であるが、珪長質な活動も小規模ながらおこなわれた。多賀火山地域から湯河原火山地域には輝石デイサイト小噴出岩体(Kuno, 1938a, 1950a; 久野, 1952)と呼ばれる伊豆山・上多賀・日金・軽井沢・鍛冶屋の流紋岩溶岩ドームが存在する。天昭山溶岩グループに挟在する流紋岩質の溶岩や岩脈(Kuno, 1950a; 1951; 久野, 1952)、降下軽石層も同種の活動の一部と思われる。横浜地域でもこの時期に箱根起源の可能性のある流紋岩質軽石層(下倉田ガラパミ; 関東第四紀研究会, 1974)が知られている。

これらの噴出年代は不明な点が多いが、先に触れたように天昭山溶岩グループは 0.65 Ma 頃の噴出年代(平田, 1999)が得られている。また、天昭山溶岩グループを覆う多賀火山噴出物には 0.64 ± 0.06 Ma の K-Ar 年代が得られている(松本ほか, 1993)。畑宿溶岩グループも平田 (1999)に従い 0.65 Ma 頃と考えるが、天昭山溶岩グループと比べて全岩化学組成が K_2O (図 6-4) や P_2O_5 に乏しく、やや異なるので、両者が同一の火山体であったかどうかは検討の余地がある。

狩川溶岩グループは塔之沢で畑宿溶岩グループを覆う。また、駿河小山では Tll-9 (TE-5) テフラに対比されている火山灰層を覆う(狩野ほか, 1988)。さらに矢倉沢の狩川ぞいにおいて、狩川溶岩グループには大磯丘陵に分布する 柄沢ローム層の KR-28 テフラに対比されるガラス質火山灰層が狭在するという(上杉ほか, 1985)。これらから狩川溶岩グループは 0.5 から 0.35Ma 頃にかけて形成されたとみられる。大唐沢溶岩グループも同時期のものである可能性が考えられる。上多賀・日金・鍛冶屋の流紋岩溶岩ドームの t 校正 FT 年代や K-Ar 年代はそれぞれ 0.45 Ma, 0.3 Ma, 0.3 Ma とされている(及川ほか, 2010; 及川・石塚, 2011)。湯河原火山体は鍛冶屋流紋岩に覆われている。また北西部の鞍掛山や孫助山で 0.38 ± 0.02 , 0.26 ± 0.03 , 0.23 ± 0.04 Ma の K-Ar 年代が得られている(袴田ほか, 2005)。後二者は大気混入率が高めであり、上位の溶岩の年代よりも若い値である。ここでは湯河原火山体は 0.4 ~ 0.35 Ma 頃に形成されたとする。

これらの岩石は主にソレアイト質の玄武岩～玄武岩質安山岩からなり、MgO に富み、カルクアルカリ系列の全岩化学組成を持つ安山岩やデイサイトを少量含む(図 6-4)。SiO₂ 変化図上では溶岩グループによって K₂O 量の異なる組成トレンドが見られる。畑宿溶岩グループは K₂O 量が最も低く、天昭山溶岩グループは中程度、狩川溶岩グループや大唐沢溶岩グループは高い。デイサイト～流紋岩はいずれも溶岩グループにおいても Low-K 系列と Medium-K 系列(Gill, 1981)の境界付近の組成を持っている。

6-2-2. ステージ 2: 玄武岩～安山岩質成層火山群の形成 (0.35 Ma ~ 0.27 Ma)

金時山火山体は金時山を中心として、乙女峠～火打石岳のカルデラ縁と、その北～西側の斜面を構成している。Kuno (1938a, 1950a)、久野原著・箱根火山地質図再販委員会編 (1972) で OS₄ とされた火山体にほぼ相当する。深い谷が刻まれ、侵食がすすんでいる。噴出中心は放射状岩脈群の分布、火山岩類の傾斜方向などから金時山南方の貫入岩体付近(図 6-3)とされている (Kuno, 1938a ; 久野原著・箱根火山地質図再販委員会編, 1972)。主要部分を占める玄武岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層を金時山溶岩グループとする。関本西方の明神ヶ岳山腹や明星ヶ岳のカルデラ縁中部には、玄武岩質の噴出物が存在する。狩川溶岩グループと明星ヶ岳火山体や苅野溶岩グループの一部の噴出物との間の層準にあたり、その全岩化学組成や岩質から金時山溶岩グループに対応する可能性がある。おそらく平山断層による変位と狩川の浸食により、金時山の本体と分離したものと思われる。金時山西山腹の金時山溶岩グループの上部層準には無斑晶質安山岩の溶岩やスコリア質火山角礫岩、粗粒降下スコリア層、凝灰角礫岩、同質の岩脈からなる乙女峠溶岩グループが狭在する。

明星ヶ岳火山体は明星ヶ岳から塔ノ峰にかけてのカルデラ縁の稜線と、東側の山腹を構成する侵食の進んだ成層火山体である。下部は厚い安山岩質溶岩主体で、中部は安山岩～玄武岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層、上部は薄い玄武岩～安山岩質溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層を主体としている。火山岩類の傾斜方向から、噴出中心はカルデラ内にあったと考えられるが、パン皮状の火山弾を含む火山角礫岩の分布からみて、上部の噴出中心の一部は明星ヶ岳西方の宮城野付近にあったと思われる(図 6-3)。狩川溶岩グループや金時山溶岩グループ、苅野溶岩グループの一部を覆っている。白糸川溶岩グループは久野(1938b)の O₁₂ にほぼ対応する噴出物で、苦鉄質斑晶に富む厚い安山岩質の溶岩を主体とする。根府川西方の白糸川周辺、新崎川から大観山にかけての中腹の斜面、孫助山や岩戸山の山頂部、芦ノ湖西岸のカルデラ壁の下部に分布する。天昭山溶岩グループや湯河原火山体を覆う。

山伏峠火山体は湖尻から海ノ平にかけてのカルデラ縁とその西側斜面を構成する玄武岩質の溶岩と凝灰角礫岩の互層からなる成層火山である。火山岩類の傾斜や粗粒な降下スコリア層、スコリア質火山角礫岩層の分布から噴出中心は芦ノ湖付近と思われる。白糸川溶岩グループを覆っていると考えられる。

深良火山体は湖尻峠と長尾峠の間のカルデラ縁及びその西方斜面と三国山の山頂部を構成し、玄武岩質安山岩～安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層からなる。火山岩類の傾斜から噴出中心は山伏峠火山体よりも北寄りの湖尻東方付近にあったと思われる。堀木沢溶岩グループは二ノ戸沢～猿沢間で須雲川安山岩類や狩川グループの溶岩や凝灰角礫岩を覆う安山岩～デイサイト質の厚い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層で、最下部には溶岩に直接覆われる降下テフラ層（平田, 1997）が認められる。これは大磯丘陵の雑色ローム層期の TII-27 などのテフラに対比される可能性が指摘されている（長井・高橋, 2012）。

袴田ほか（2005）は金時山山頂部の岩脈について 0.20 ± 0.02 Ma, 南足柄市荻野で金時山溶岩グループの一部を覆うと考えられる荻野溶岩グループに属する溶岩について 0.26 ± 0.01 Ma の K-Ar 年代を得ている。前者は一般に変質を受けやすい火山体中心部に位置する岩脈であり、かつ大気混入率が高いなどの点で信頼性が劣ると考えられる。袴田ほか（2005）で南部カルデラ壁の天閣台や孫助山山頂の安山岩類から 0.34 ± 0.01 , 0.32 ± 0.02 Ma の K-Ar 年代を得ているが、その岩石の全岩化学組成や岩質からみて白糸川溶岩グループの溶岩に対しての測定値と考えられる。

以上から、金時山火山体は 0.35 Ma 頃から 0.3 Ma 頃にかけて、白糸川溶岩グループは 0.33 から 0.3 Ma 頃に、堀木沢溶岩グループはテフラの対比により 0.3 Ma 頃に形成されたと考えられる。荻野溶岩グループの一部は 0.27 Ma 頃まで活動を続けたとみられる。

明星ヶ岳火山体は侵食が進んでおり、下部が白糸川溶岩グループに対比可能な安山岩で構成されていることから 0.3 Ma 頃に形成されたと考えられる。山伏峠及び深良火山体はやや侵食の程度が小さいので 0.3 Ma ～ 0.27 Ma 頃に相次いで形成された可能性がある。

このステージは雑色ローム期に当たり、安山岩～デイサイト質の降下テフラは、その全岩化学組成からこれらの火山群から噴出したと考えられる(図 6-4)。

これらの岩石は主にソレイト質の玄武岩～安山岩からなるが、白糸川溶岩グループや明星ヶ岳火山体の下部ではカルクアルカリ系列の安山岩が主体となっている(図 6-4)。K₂O 図でみると、金時山溶岩グループは K₂O に最も乏し

く、明星ヶ岳や山伏峠溶岩グループはやや富む傾向にある(図 4)。安山岩～流紋岩ではいずれの溶岩グループにおいてもやや高く、Low-K 系列と Medium-K 系列の境界付近の組成を持っているが、金時山の乙女峠溶岩グループと堀木沢溶岩グループはほかに比べて K_2O に乏しい特徴がある。

6-2-3. ステージ 3: 安山岩質成層火山群・独立単成火山群の形成 (0.27 Ma ~ 0.23 Ma)

北西地域の丸岳火山体は安山岩～玄武岩質の薄い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩互層を主体とする成層火山である。金時山火山体や深良火山体を覆う。火山岩類の傾斜方向からその噴出中心は丸岳の南東にあったと思われる。丸岳火山体下部では安山岩が卓越し、上部では玄武岩が卓越する。深良火山体を覆い、丸岳火山体に狭在している無斑晶質安山岩～デイサイトの溶岩やスコリア質火山角礫岩、アグルチネートを長尾峠溶岩グループとする。長尾峠溶岩グループは複数のスコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成していたと思われる。

北東地域の明神ヶ岳火山体は玄武岩～安山岩質の薄い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩・降下スコリア層の互層を主体とする成層火山である。金時山火山体や明星ヶ岳火山体に刻まれた深い谷を埋めるように溶岩が流下している。噴出中心は明神ヶ岳山頂付近にあったと思われ、パン皮状の火山弾を含む火山角礫岩が存在する。下部では安山岩、中部では玄武岩や苦鉄質鉍物斑晶に富む安山岩が卓越し、上部は玄武岩からなる。また、下部～中部には斑晶に乏しい安山岩～デイサイト質溶岩や粗粒降下スコリア層が狭在する。これを板屋窪溶岩グループと呼ぶことにする。明神ヶ岳火山体は平山断層や和留沢断層によって変位している。

南東地域の白銀山では玄武岩質安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる米神溶岩グループが主体となっている。スコリア質火山角礫岩やアグルチネート、同質の平行岩脈群の分布から、米神溶岩グループの下部では須雲川の北側に、上部では聖岳付近から白銀山にかけての位置に複数の噴出中心が分布していると考えられる。丸岳火山体と長尾峠溶岩グループの関係と同様に、無斑晶質安山岩～デイサイト質の溶岩や火山弾を含む火山角礫岩層、アグルチネート、降下スコリア層、同質の岩脈からなる根府川溶岩グループが米神溶岩

グループの間の数層準に狭在する。構成する溶岩流のひとつである根府川石溶岩は、雑色ローム層上部の TII-41, 42 などに対比されるテフラ群に挟まれている（安野ほか, 1998；長井ほか, 2006）。根府川溶岩グループも複数のスコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成していたと思われる。江之浦溶岩グループは米神溶岩グループ、根府川溶岩グループを覆う厚い安山岩～デイサイト質の溶岩、カリフラワー状の火山弾を含むスコリア質凝灰角礫岩・火山角礫岩などからなる（長井ほか, 2006）。江之浦溶岩グループでは下部よりも上部のほうが珪長質な傾向がある。真鶴町大猿山南方の採石場では、下部の溶岩が藤沢ローム層期の Tlu-25 テフラに覆われている（長井ほか, 2006）。米澤ほか（1996）により、早田ローム層期の Tm-3, ベージュタフ I などのテフラに覆われるとされた溶岩は、江之浦溶岩グループ上部のデイサイト質溶岩であり、伊藤（2000）によって $0.21 \pm 0.02 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代が得られている。また、ベージュタフ I は阿多鳥浜火山灰に同定されている（鈴木・早津, 1991）。阿多鳥浜火山灰に対しては $0.24 \pm 0.04 \text{ Ma}$ の校正 FT 年代が得られている（檀原, 1995）。

須雲川沿いのカルデラ壁や猿沢、白糸川、新崎川の谷沿いには北西 - 南東方向の平行岩脈群が露出する（Kuno, 1964）。これらはさまざまな岩質からなるが、米神、江之浦や根府川溶岩グループに相当する化学組成をもつものが多い。また、それらの岩脈が畑宿溶岩グループや天昭山溶岩グループに相当する岩脈を切っている箇所もみられる。

西部地域の海ノ平火山体は海ノ平や大観山の斜面を形成している。噴出中心は芦ノ湖南部付近とみられる。下部は苦鉄質鉍物斑晶に富む安山岩、上部は玄武岩質のやや厚い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる。苦鉄質鉍物斑晶に富む安山岩質溶岩は久野（1938b）の O₁₃, O₁₄；長井ほか（2006）の箱根峠溶岩グループにほぼ相当し、南東側の白銀山地域にも流下して米神溶岩グループ中に挟在している。箱根峠付近には丹那断層（北伊豆断層）系の北北西 - 南南東方向の雁行する左ずれ断層群、それらに直交ないし斜交する東西ないし北西 - 南東方向の右ずれ断層群による断層変位地形が発達する（松田, 1972；活断層研究会編, 1980 など）。

米神溶岩グループは白糸川溶岩グループや堀木沢溶岩グループを覆う。米神溶岩グループに狭在する根府川溶岩グループの一部の溶岩は雑色ローム期のテ

フラには含まれることから、0.3 Ma ~ 0.25 Ma 頃に形成されたと考えられる。米神溶岩グループを覆う江之浦溶岩グループは藤沢ローム層期にあたること、上部の溶岩が早田ローム層期のテフラに覆われること、さらに K-Ar 年代から、0.25 ~ 0.23 Ma 頃に形成されたと考えられる。海ノ平火山体は米神溶岩グループに狭在し、かつ江之浦溶岩グループに覆われることから 0.27 Ma 前後に形成されたと考えられる。

丸岳火山体と長尾峠溶岩グループは深良火山体を覆い、深沢および寒沢溶岩グループに覆われる。明神ヶ岳火山体は金時山火山体や明星ヶ岳火山体を侵食間隙をはさんで覆う。これらは 0.27 ~ 0.23 Ma 頃に形成されたと考えられる。

このステージは下庭ローム期~藤沢ローム期初期にあたり、安山岩~デイサイト質の降下テフラは、その全岩化学組成からこれらの火山群から噴出したと考えられる(図 6-4)。この頃の外輪山山体は複数の成層火山がそびえ、そのほかに小型の単成火山が分布しており霧島火山の様な山容になっていたと考えられる。成層火山体では粗粒な降下軽石層や火山灰層が溶岩類の間に狭在する露頭も多く存在しており、例えば霧島火山新燃岳 2011 年噴火 (Nakada *et al.*, 2013) のようにプリニーないしサブプリニー式噴火による降下テフラ放出と引き続き溶岩流流出・ブルカノ式噴火の発生という経過をたどった噴火活動がしばしば行われたと考えられる。

これらの岩石は主にソレイト質の安山岩~玄武岩からなるが、海ノ平火山体や明神ヶ岳火山体の一部ではカルクアルカリ系列の組成を持つ安山岩が多く含まれる (図 6-4)。また、長尾峠溶岩グループや根府川溶岩グループ、板屋窪溶岩グループの無斑晶質の安山岩は玄武岩~安山岩に比べて FeO* に富み、Al₂O₃ に乏しい。K₂O 図(図 6-4)でみると、このステージでは全体として玄武岩では K₂O 量がやや低いが、安山岩~流紋岩では引き続き Low-K 系列と Medium-K 系列の境界付近の組成を持っている。

6-2-4. ステージ 4: カルデラおよび独立単成火山群形成期 (0.23 Ma ~ 0.13 Ma)

このステージは町田 (1977) による古期カルデラ形成期にほぼ相当する。南東部の真鶴町の大猿山や新島海岸などでは江之浦溶岩グループを安山岩~デイ

サイト質の厚い降下テフラ層や軽石質凝灰角礫岩が覆っている。これらのテフラの一部は大磯丘陵の藤沢～早田ローム層期の Tlu-25 や Tm-2、Tm-3、Tm-8 などに対比されている（米澤ほか, 1980；箱根団体研究グループ, 1996；長井ほか, 2006）。さらにその上位に薄い玄武岩～安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層が覆っている。聖岳付近にも江之浦溶岩グループを覆う玄武岩～安山岩質溶岩が点在している。これらを総称して大猿山溶岩グループとする。大猿山溶岩グループは小型の成層火山や単成火山で構成される火山群を形成していたと考えられる。

大猿山溶岩グループを覆い、岩海岸、吉浜海岸から白銀山にかけて無斑晶質安山岩～デイサイト質のアグルチネート、スコリア質火山角礫岩、降下スコリア層が分布している。これを岩溶岩グループと呼ぶ。Kuno(1938b)の O₁₈ 溶岩の大部分がこのグループに対応する。久野（1952）で潜在円頂丘とされた聖岳の山体のうち、山頂部を構成する安山岩溶岩も全岩化学組成や岩質からこの溶岩グループに属すると考えられる。これらはスコリア丘火山からなる単成火山群を構成していたと考えられ、給源岩脈が見られる場合がある。岩溶岩グループの間には Tm-15 や Tm-17 などの早田ローム層期の降下テフラが挟在している（米澤ほか, 1980；長井ほか, 2006）。

真鶴町の白磯海岸から星ヶ山にかけての地域には数枚の安山岩質溶岩やスコリア質火山角礫岩、アグルチネート、降下スコリア、凝灰角礫岩からなる白磯溶岩グループが岩溶岩グループを覆って分布する。その上位にはデイサイト～流紋岩質の厚い溶岩、アグルチネート、同質の岩脈から構成される本小松溶岩グループが覆っている。久野（1952；1972）において、Kuno(1938b)の O₂₀ 溶岩の流出口とされた星ヶ山は、この溶岩グループのデイサイト質溶岩で構成される。白磯溶岩グループや本小松溶岩グループを覆うテフラの一部は大磯丘陵の七国峠ローム層期の Tm-41 や Tm-44 (TAI-2)、Tm-45 火砕流などのテフラに対比されている（箱根団体研究グループ, 1992）。さらに上位の真鶴溶岩グループの真鶴岬溶岩は厚い一枚の安山岩質溶岩からなるが、北西－南東方向に配列した火口から同時に流出した溶岩ドーム群の形態をしている（箱根団体研究グループ, 1992）。真鶴溶岩グループの下位のテフラは大磯丘陵の土屋ローム層期の Tu-18(TAu-4) など、上位のテフラは Tu-29 や SB-0 (TAu-12) など

のテフラに対比されている（町田ほか，1974；米澤ほか，1980；箱根団体研究グループ，1992）。これらのグループはいずれも単成火山群を構成していたと考えられる。

幕山溶岩は Kuno (1938a, 1950a)，久野 (1952)の OS₃ であり，デイサイト質部分と流紋岩質部分が縞模様を作る溶岩ドームである。流紋岩質部分は石英斑晶に富む特徴があり，土屋ローム期上部の降下テフラの一部と類似している。一方デイサイト質部分は本小松溶岩グループのデイサイトに類似している。

北西地域では丸岳火山体を覆う深沢溶岩グループがみられる。これは無斑晶質安山岩～流紋岩質のアグルチネート，スコリア質火山角礫岩，降下スコリア層，溶岩，凝灰角礫岩，同質の岩脈から構成される。丸岳西方のスコリア丘火山（袴田，1991）や御殿場市の東山採石場の安山岩質アグルチネート（袴田，1990）、574m 標高点や 1094m 三角点の山体を構成する溶岩ドーム（ともに Kuno, 1938a の OS₅ の一部）などが含まれる。三国山東方や丸岳東方のカルデラ壁にも同質のスコリア質火山角礫岩や溶岩が存在する。丸岳西方でスコリア質火山角礫岩と溶岩流の間に狭在する湖沼堆積物には多摩 B ローム層期の TB-9（早田ローム層期の Tm-21）に対比されるテフラが含まれている（袴田，1991）。

深沢溶岩グループとは別に，玄武岩や MgO に富む安山岩質の溶岩や火山弾を含むスコリア質火山角礫岩も存在する。これらを総称して寒沢溶岩グループとする。東山の採石場の玄武岩質火砕丘や 558m 山溶岩ドーム（Kuno, 1938a の OS₅ の一部）が含まれる。御殿場市の寒沢で一部の玄武岩質溶岩が深沢溶岩グループを覆うことから，深沢溶岩グループよりも新しい可能性が高い。寒沢溶岩グループは単成火山群を形成していたと考えられる。

丸岳東方のカルデラ壁には，カルデラ内へ傾斜する薄い玄武岩溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層が露出する。これを仙石火山体と呼ぶ。直下の深沢溶岩グループの噴出物とともに大唐沢溶岩グループをアバットしており，カルデラ壁成立後に形成された小規模な成層火山体と思われる（長井・高橋，2012）。

東山採石場で深沢溶岩グループや寒沢溶岩グループの火山体を覆う厚い安山岩質溶岩を東山溶岩と呼ぶことにする。東山溶岩は比較的明瞭な溶岩地形を保持しており，中腹の海拔 800m 付近から流出したと思われる。

長尾峠西方の海拔 960m の山体は MgO に富む無斑晶質安山岩の溶岩ドーム (Kuno, 1938a の OS₅ の一部) であり, ここから西麓の神山にかけて比較的明瞭な溶岩地形をもつ厚い溶岩が流下している。これを神山溶岩と呼ぶ。神山溶岩は深沢溶岩グループの一部を覆っている。

北東部や南西部の地域には現在のところこのステージの溶岩や火砕丘の堆積物は認められない。南西山麓の三島周辺にはカルデラ形成に関係した可能性が高い軽石質火砕流堆積物が分布している。小林・小山 (1996) はこの時期の火砕流堆積物として函南火砕流と TB-1 火砕流堆積物を記載したが, さらに多くの火砕流堆積物が存在する (長井・由井, 未公表資料)。いずれも断片的に露出していることから, 地質図では東京軽石流 (TPfl) 堆積物と一括して表示している。北東側では, 箱根火山の中心から北東へ 約 20 km 程離れた大磯丘陵ではこの時期の大規模な降下テフラや軽石質火砕流堆積物が認められる (町田, 1971; 町田ほか, 1974; 上杉, 1976)。早田ローム期~土屋ローム層 (多摩 C 上部~多摩 A 上部) 期には多数のデイサイト~流紋岩質のプリニー式降下テフラ層が大磯丘陵に降下したが, それらのうち Tm-2 (TCu-1), Tm-3 (TCu-2), Tm-8 (TB-1), Tm-18 (TB-7), Tm-31 (TB-12), Tm-50 (TA 1-3), Tu-1 (TAm-1), Tu-7 (TAm-4), Tu-8 (TAm-5), Tu-16 (TAu-2), Tu-17 (TAu-3) は比較的規模が大きい。大磯丘陵での層厚やいくつかの降下テフラで作成されている等層厚線図 (町田ほか, 1974) を元に検討すると, これらの 1-5 km³ DRE 程度の体積を持つと考えられる。火砕流堆積物は Tm-2 (TCu-1), Tm-33 (TB-13), Tm-45, Tu-1 (TAm-1) に伴って分布している。これらの現在の分布は断片的であるため噴出量の見積もりが難しいが, 層厚や分布範囲からみて規模が大きいものでも後に噴出した TPfl と同程度の噴出量 (5-10 km³ DRE 程度) であろう。

久野 (1953) は古期カルデラを噴出物を伴わない陥没によって形成されるグレンコー型とした。また, 活動期間が長く続いたために直径が小さかったカルデラが侵食によってしだいに拡大し, 現在の大きさになったと考えていた (Kuno *et al.*, 1970)。町田 (1977) は比較的規模の大きいテフラの噴出とカルデラ陥没を結びつけ, 古期カルデラもクラカトア型であるとした。古期カルデラ形成期最初のテフラは TCu-1 (Tm-2) としたが, これ以降のテフラも南東や

北西の山腹で溶岩やアグルチネートなどに覆われており、火山体の建設がその後も続いていたことになる。しかしそれらの形成した火山体は単成火山やごく小型の成層火山であり、このころ成層火山の形成期が終わり、カルデラ形成期に入ったとする町田の見解は基本的には正しいと思われる。

これまで、「古期カルデラ」内の堆積物で時代が決定している最古のものは約 0.13Ma 前の真鶴軽石層である（町田ほか, 1974；高橋ほか, 2006）。しかし深沢グループの溶岩やスコリア丘がカルデラ内に分布すること、大磯丘陵において早田ローム層上部の安山岩質テフラ群が卓越する層準に、淡水性の底生珪藻化石を大量に含む数枚の火山豆石層が存在する（相原ほか, 1995）ことからみて、少なくともカルデラの北部や西部については 0.18 Ma 頃までの間に現在の輪郭に近い場所まで凹地として存在し、一部には湖水をたたえていたことが推定される。カルデラの大きさと噴出量の相関に関する経験則（Sato and Taniguchi, 1997）や、TP 噴火の際の濁川型のカルデラと考えられている強羅カルデラ（萬年ほか, 2006；萬年, 2008 など）の大きさからみると、カルデラ期のテフラ程度の規模の噴火によって直径 10 km ほどのカルデラが生じたとは考えにくい。むしろ数回の TP と同規模の噴火によってそれぞれ小型のカルデラが隣り合うように形成され、見かけ上大きなひとつのカルデラが形成されたと考えられるべきであろう。重力探査の結果（たとえば、地質調査所, 1982）もカルデラ内に複数の小型の低密度領域が存在することを示しており、萬年（2008）は強羅カルデラのほかにカルデラ北西部の仙石原、湖尻、南東部の芦之湯で同様の基盤の深い構造を火砕岩や湖成層で埋めた構造があることを示している（図 6-3）。

南東部の年代についてはテフラとの層位関係と K-Ar 年代より、早田ローム層初期のテフラに狭在する大猿山グループが 0.23 Ma ごろ、早田ローム層中部～上部のテフラと同時期に形成された岩溶岩グループが 0.22 ～ 0.18 Ma ごろ、七国峠ローム層～土屋ローム層期のテフラと同時期に形成された白磯溶岩グループや本小松溶岩グループが 0.18 ～ 0.15 Ma ごろ、土屋ローム層期後期のテフラと同時期に形成された真鶴グループと幕山溶岩は 0.15～0.14 Ma 頃に形成されたと考えられる。

北西部では深沢溶岩グループは層相、岩質の点で岩溶岩グループおよび本小松溶岩グループの一部に対応している。テフラ層位の点からみても、少なく

とも一部の溶岩・火砕岩は早田ローム層期中期～後期に形成されたと考えられ、同時期に活動している。袴田ほか（2005）の K-Ar 年代では丸岳西方で 0.26 ± 0.01 Ma の値が得られているが、テフラ層位から見るとやや古い値である。ここでは深沢溶岩グループは $0.22 \sim 0.18$ Ma, 寒沢溶岩グループや仙石火山体は 0.18 Ma ~ 0.13 Ma の間に形成されたと考えることにする。なお、袴田ほか（2005）は東山採石場で採集した安山岩から 0.11 ± 0.01 Ma の K-Ar 年代を得ている。

これらの岩石は主に FeO^* に富むソレイト質の安山岩～流紋岩からなる（図 6-4）。寒沢溶岩グループの一部や神山溶岩では MgO に富み、カルクアルカリ系列の全岩化学組成を持つ安山岩からなっている（図 6-4）。 K_2O 図(図 6-4)でみると、これまでのステージに比べて K_2O に乏しい傾向がある。特にデイサイト～流紋岩で顕著である。大磯丘陵に分布する安山岩～流紋岩質のテフラは、火山体よりも SiO_2 に富む傾向があるが、組成トレンドの延長に位置することから、共通のプロセスによって生成したマグマに由来する可能性が高い。ただし、早田ローム層期初期の $\text{Tm-1} \sim \text{Tm-3}$ は K_2O に富み、前のステージと同様の特徴を持っている。これ以後のテフラから K_2O 量が明瞭に減少しており、カルデラ形成期はいつ頃から珪長質なマグマの生成プロセスは大きく変化したと考えられる。

6-2-5. ステージ 5： 前期中央火口丘形成期（ 0.13 Ma ~ 0.08 Ma）

この時期は従来の新期外輪山に当たる、前期中央火口丘の火山体が形成された。これまでもカルデラ壁より内側で噴出した火山体は存在したが、同時期にカルデラ外側での噴出も続いていた。しかし 0.13Ma 頃からは火山活動がカルデラ壁の内側にほぼ限定されるようになる。

前期中央火口丘は全体として台地状の火山体を構成し、周辺は早川や須雲川、蛇骨川に面する急な崖になっている。屏風山の基底や須雲川沿いの斜面下部、蛇骨川の谷沿いでは点々と玄武岩～安山岩質の溶岩が分布している。これらの詳しい層序は不明であるが、化学組成上、外輪山期の噴出物にあたると思われる。前期中央火口丘の基底の形状は凹凸に富んでいることを示唆している。

0.13Ma 頃にカルデラ南東部に厚い畑宿デイサイト溶岩と畑宿流紋岩質火砕

流が噴出した(図 6-5)。それらの上位にはアグルチネートや黒曜石の岩片を大量に含む降下軽石層がある。これは真鶴軽石層 (MnP) に対比される。MnP は大磯丘陵の下末吉埋没土壌期のテフラである T Au-12(SB-0)に対比されており、南東方に分布主軸を持つ比較的大規模な流紋岩質降下テフラである(町田ほか, 1974)。カルデラ内ではほかに須雲川上流の黒岩橋や猿沢などに分布する。

厚い斑状苦鉄質安山岩質溶岩の湯場溶岩と、その上位の斑晶に乏しい安山岩質の湯本茶屋溶岩は、箱根湯本周辺から早川に沿って入生田付近まで分布している。西方の畑宿から鷹巣山付近には、真鶴降下軽石を覆って数枚以上のデイサイト質溶岩と凝灰角礫岩からなる鷹巣山溶岩が分布している。碓氷峠地域の碓氷峠下部溶岩も組成的に類似することから、この時期に噴出したと思われる。浅間山地域において鷹巣山溶岩を覆う宮ノ下溶岩は、厚い無斑晶質デイサイトで、東方に連続して箱根湯本から入生田付近にかけての段丘状地形の最上部を構成する。同質の碓氷峠上部溶岩も同時期に噴出したと思われる。碓氷峠上部溶岩の K-Ar 年代は $0.12 \pm 0.01 \text{ Ma}$ である(袴田ほか, 2005)。

鷹巣山山頂部は流紋岩質の鷹巣山山頂溶岩ドーム・火砕流堆積物からなる。芦之湯東方には、黒曜石を伴う厚いデイサイト質溶岩の弁天山溶岩が分布する。これらを覆って苦鉄質な斑状安山岩質溶岩からなる浅間山溶岩グループが分布している。地形からみて浅間山溶岩グループは、鷹巣山西方と浅間山周辺の二つ以上の噴出中心から供給されたとみられる。二子山下部溶岩と屏風山溶岩は浅間山溶岩を覆う無斑晶質デイサイトである。屏風山溶岩は厚い一枚の溶岩からなる台地状の山体で、屏風山山頂付近から噴出し須雲川に沿って甘酒茶屋付近まで流下した。屏風山溶岩の K-Ar 年代は $0.08 \pm 0.01 \text{ Ma}$ である(袴田ほか, 2005)。

この時期は吉沢ローム層期にあたり、箱根火山起源のデイサイト質降下テフラが大磯丘陵や伊豆半島北部に確認されている。これらは爆発的なプリニー式噴火によってもたらされたものである(町田, 1971; 小山・早川・新井, 1995 など)。K₂O 量にやや乏しくソレライト系列に属するという全岩化学組成上の特徴において、前期中央火口丘期の火山体は吉沢ローム層下部テフラ群 (Klp) と類似しており、同時期の噴出物と思われる(図 6-4)。このことは、K-Ar 年代とも矛盾しない。最上位の 0.08 Ma の K-Ar 年代を有する屏風山溶岩については、

K₂O 量に乏しい吉沢ローム層中部テフラ群 (Kmp) に類似した全岩化学組成を示さず、やや K₂O 量に富むので、吉沢ローム層中部テフラ群の末期ないし吉沢ローム層上部期 (Kup) に噴出した可能性が強い。

また、カルデラ壁の内側に点々と分布している軽石質火砕流堆積物には、吉沢ローム層下部もしくは中部のテフラに対比可能な堆積物も含まれる。カルデラ外の地域では火砕流堆積物の存在は知られておらず、この時期のプリニー式噴火も火砕流の発生を伴っていたが、規模が小さくてカルデラ壁を超えることができなかつたと考えられる。

6-2-6. ステージ 6：爆発的噴火期 (0.08 Ma ~ 0.04 Ma)

この時期はこれまでの新期カルデラ期および中央火口丘期の一部にあたる。爆発的なプリニー式噴火を繰り返すことで、大磯丘陵や伊豆半島北部に分布している流紋岩質～安山岩質の降下テフラ (小原台軽石層 OP, Da-5 テフラ, 安針軽石層 AP, 三浦軽石層 MP, 東京軽石層 TP, 三色旗軽石層 SP, 中央火口丘軽石群 CC1 ~ 5 など) を噴出した(町田, 1971; 町田ほか, 1974; 小林・小山; 1996)。これらのうち小原台軽石層, 三浦軽石層, 東京軽石層には軽石質～スコリア質の火砕流堆積物が伴われる(袴田, 1986)。約 0.06 Ma の東京軽石層の噴火が最も規模が大きかったと考えられており、地質図 (図 6-1) の火砕流堆積物の大部分は東京軽石層に伴う東京軽石流堆積物(TPfl)からなる。この噴火では流紋岩質～デイサイト質降下軽石, デイサイト質の軽石質火砕流, 安山岩質のスコリア流がこの順に噴出した (新井, 1972; 袴田, 1993, 笠間・山下, 2008 など)。萬年ほか (2006) は、重力データや温泉ボーリングコアを再検討した結果、カルデラ内北東部に広範囲に分布する基盤の凹みとそれを埋積する厚い凝灰角礫岩を見出したが、これを TP 噴火によって形成された地下に伏在する長径 2 km 程度の小型の濁川型カルデラおよびそれを充填する物質と考えて「強羅カルデラ」と名づけている。

0.06 Ma ~ 0.04 Ma の間には軽石ないしスコリアからなる SP や CC1~7 などの降下テフラ群が噴出した。風化が著しいため、これらの化学組成はごく一部を除き明らかでないが、後期中央火口丘溶岩と類似する苦鉄質安山岩質のものが多いとされている。この時期に噴出した可能性が高い溶岩として、カル

デラ内のボーリングコアから 0.07 ± 0.01 Ma の年代を有する安山岩が得られている(袴田ほか, 2005)。このステージの噴出物は流紋岩質～安山岩質と幅広い化学組成を示すが、 K_2O 量にやや富み、すべてカルクアルカリ系列に属する(図 4)。

6-2-7. ステージ 7: 後期中央火口形成期 (0.04 Ma 以降)

従来の中央火口丘期の後半にあたる。苦鉄質の安山岩質の溶岩ドームや厚い溶岩流、火砕流からなる小型の成層火山や溶岩ドームが形成したが、プリニー式噴火が起こった明瞭な証拠はない。4 万年前以降の箱根火山は、比較的穏やかな火山活動を繰り返している。

火山体は北西-南東方向に配列している。台ヶ岳、小塚山、丸山、二子山は明瞭な溶岩ドームを形成している。早雲山、神山、駒ヶ岳はそれぞれ溶岩ドームと舌状の溶岩流の集合体からなり、小型の成層火山と考えられる。

これらの火山体の周囲には発泡の悪いスコリア質ないし石質の火砕流堆積物と土石流堆積物からなる緩斜面が取り巻いている。火砕流は早川や須雲川に沿って流下し、入生田付近まで確認される(久野, 1952; 1972)。また一部は湖尻峠や長尾峠付近で外輪山を越えて広がっている(大木・袴田, 1975; 上杉ほか, 1992)。

小林ほか(1997)、小林(1999)はこれらの火砕流堆積物の ^{14}C 年代、テフラ層位と噴出源を明らかにした。それらの研究に基づくと、台ヶ岳、小塚山、丸山の溶岩ドームは比較的初期に形成されていたらしい。35 ka ごろには大規模な泥流堆積物(早川泥流; 久野, 1952 の CC₂)が発生し、早川を流下している。また、神山付近を給源とする火砕流(Km1 ~ 5)は 35 ka ごろから認められ、現在の早雲山成層火山や初期の神山成層火山などの火山体の形成はここから始まっていたらしい。一方、駒ヶ岳成層火山は 27 - 20 ka 頃に、二子山溶岩ドームは 5 ka に形成された。神山は 3 ka 頃の神山岩屑なだれの発生、冠ヶ岳溶岩ドームと Kn 火砕流の形成まで活動した。3 ka 以降の層準には神山周辺で変質火山灰や類質岩片からなる小規模なテフラが数枚確認されており(小林ほか, 2006)、間欠的に小規模な水蒸気爆発を起こす活動が現在まで続いていると考えられる。後期中央火口丘は K_2O にやや富むカルクアルカリ系列の

安山岩からなる(図 6-4)。

以上のような箱根火山の形成史を模式的な鳥瞰図(図 6-6)にて表す(箱根火山国立公園リーフレット製作委員会, 2007; 長井・高橋 2008)。

6-3. 箱根火山の噴出量・噴出率

箱根火山の噴出量を以下の方法で見積もり, 階段図を作成した。火山体については分布範囲と高度分布をなめらかに延長した推定火山体の 100 m ないし 50 m ごとの等高線の面積を求め, 円錐台近似で等高線間の体積を求め合計した。年代については放射年代や層序に基づいて設定した各火山体の活動期間を 1 万年刻みで設定し, その間平均的に噴出したとした。テフラについては上杉(1976)の柱状図を基本として北東側大磯丘陵の模式値での層厚を求め, それを箱根火山中央部と模式値を結ぶ線を長軸とし, アスペクト比 1:2 を持つ楕円形の等層厚線分布を仮定し Hayakawa(1985)の方法で求めた。火砕流堆積物についてはおおよその分布範囲における平均的な層厚から求めた。各堆積物の見かけ密度は火山体 2.0 g/cm^3 , 降下火砕物 0.8 g/cm^3 , 火砕流堆積物 1.4 g/cm^3 とし DRE (2.5 g/cm^3) に換算した。年代については広域火山灰など年代測定値があるものを年代値の基準とし, 基準間は風化火山灰土壌が等速で堆積したと仮定して各テフラの年代値を推定した。火山体, テフラ共に多くの点で仮定にたよらなければならず, 非常に大雑把な方法であるが長期的な傾向は把握できると考えられる。

結果は火山体合計でおおよそ 230 km^3 DRE, 山麓に展開した火砕流堆積物と主に北東地域に降下したテフラ群でおおよそ 120 km^3 DRE であり, 全体の合計で約 350 km^3 DRE に達するとみられる(図 6-7)。外輪山火山体形成期の長期的な噴出率は $1 \text{ km}^3 \text{ DRE /ky}$ 程度であり, 火山フロント上の火山として平均的な値である。その後カルデラ形成期は $0.5 \text{ km}^3 \text{ DRE /ky}$ 、後期中央火口丘期は $0.1 \text{ km}^3 \text{ DRE /ky}$ 程度に減少する。

6-4. マグマ化学組成の時間変化

高橋ほか (2006), 長井・高橋 (2007) は, 全岩化学組成の測定からカルクアルカリ系列は箱根火山のすべてのステージに出現すること, 箱根火山ではソレイト系列とカルクアルカリ系列の出現度の時間変化よりも, 全岩 K_2O 量

の時間変化の方が明瞭であることなどを明らかにした。箱根火山におけるマグマ化学組成の時間変化は、全岩主化学組成の SiO_2 量、 FeO^*/MgO 比と K_2O 量に注目すると、以下のようにまとめることができる。

(1) SiO_2 量：ステージ 1 では玄武岩が卓越するとともに、 $\text{SiO}_2=70\text{wt.}\%$ 以上の流紋岩も存在し、全体としてはバイモーダルな組成分布を示す。ステージ 2 では安山岩が増加し、ステージ 3 になると安山岩の比率がさらに増大する。ステージ 4 のカルデラ形成期になると、安山岩に加えてデイサイト～流紋岩も卓越するようになり、玄武岩の比率はきわめて小さくなる。ステージ 5 の前期中央火口丘形成期になると、玄武岩は姿を消し、特にデイサイト～流紋岩が卓越するようになる。ステージ 6 は、ほぼステージ 5 と同じである。最後のステージ 7 では、デイサイト～流紋岩は姿を消し安山岩のみとなる。

(2) FeO^*/MgO 比：ステージ 1 からステージ 5 までは、 FeO^*/MgO 比の高いソレイト系列が主体をなすが、すべてのステージにカルクアルカリ系列の安山岩～デイサイトを伴っている。ステージ 6 になるとソレイト系列は姿を消し、カルクアルカリ系列のみとなる。

(3) K_2O 量：各ステージを通して、玄武岩類の K_2O 量は大きく変化しない。これに対して、安山岩～デイサイト・流紋岩では、ステージ 1 からステージ 3 までの成層火山期には Low-K 系列と Medium-K 系列の境界部付近のやや高い値を示すものが卓越するが、ステージ 4 のカルデラ形成期以降はほとんどすべてが Low-K 系列の低い値を有するようになる。ステージ 5 の前期中央火口丘期やステージ 6 の爆発的噴火期になるとさらに K_2O 量に乏しくなるが、ステージ 7 の後期中央火口丘期になると再び成層火山期と同様に K_2O 量に富むようになる。

6-5. 箱根火山におけるテクトニクス場の変遷

箱根外輪山では 30 万年前頃を境に成層火山体に付随する放射状岩脈群から北西-南東方向の平行岩脈群の形成へと移り変わっている。岩脈の貫入姿勢は地殻応力場を反映するとされている(中村,1969;1984)。外輪山の火山体形成期の平均的な噴出率はほぼ $1 \text{ km}^3/\text{ky}$ を保っており(図 6-7)、噴出率の顕著な低下が起こらずに小規模な成層火山群や単成火山群が形成されたことは、マグマだまり-

中心火道系の作る局所的応力場の強さが低下したことよりも、広域的な応力場が引張的な性質へと変化したことを反映していると考えられる。

箱根火山の形成史をテクトニクス場の変遷という視点で整理しなおすと、次のようになる。(1) ステージ 1 ~ 2 (0.65~0.35Ma) : 複数の成層火山体の形成。伊豆半島の丹沢山地への衝突による圧縮テクトニクス場。(2) ステージ 3 ~ 4 (0.35 ~ 0.13Ma) : 北東—南西方向の引張テクトニクス場の発達による、箱根火山を北西—南東方向に縦断する開口割れ目系、北西—南東走向の平行岩脈群、および単成火山群の形成。(3) ステージ 5 ~ 7 (0.13Ma ~ 現在) : 箱根火山をほぼ南北に縦断する左横ずれの丹那・平山断層系の発達による、中央火口丘付近でのプルアパート岩脈群・マグマだまり系の形成。

小山(1995)、高橋ほか(1999)などによれば、現在の伊豆半島周辺のテクトニクス場は、東伊豆単成火山群を拡大軸とし、丹那・平山断層系と西相模湾断裂をトランスフォーム断層とする南北に伸びた真鶴マイクロプレートが、国府津・松田断層付近で北東方向に沈み込んでいると考えられている。箱根火山はこの丹那・平山横ずれ断層系によって火山体中央部を断ち切られている。現在の箱根火山のマグマ供給系はこうした横ずれ断層系に支配されたものであり、断層系の運動に大きく支配されている可能性が高い(高橋ほか, 1999; 高橋・長井, 2006)。

伊豆半島が現在のテクトニクス場となる 0.13 Ma 以前には、箱根火山が現在の東伊豆単成火山群のような一種のマイクロプレート拡大軸であった可能性がある小山(1995)が、こうした引張テクトニクス場はステージ 3 ~ 4 に相当する 0.35~0.13 Ma 頃の 約 22 万年間だけ継続したことになる。

7. まとめ

7-1. 各火山のカルデラ火山活動の総括

小笠原硫黄島火山は頂部に直径 10km のカルデラを持つ大型の成層火山で、カルデラは低重力異常型とされているが、現時点では形成時に噴出したであろう火砕堆積物の存在は明らかでない。カルデラ形成前も後も粗面安山岩～粗面岩質マグマによる活動であり、現在みられる堆積物の大部分は約 2700 年前の後カルデラ火山活動である元山噴火とそれ以降の噴出物である。ほとんどが水中での定置の特徴を示し、水中溶岩流や浅海におけるマグマと海水の接触による水蒸気マグマ爆発や陸上での水蒸気マグマ爆発の噴出物が認められる。これらは 0.01～1 km³ DRE 程度の噴火であり次第に小規模になる・火砕物の発泡度が低下するという傾向がある。最近 500～800 年程度の間は再生ドームの形成が続き、カルデラ内の広範囲で小規模な水蒸気噴火が頻発している。

三宅島火山の 2000 年噴火では安山岩～玄武岩質マグマの側方貫入による成層火山体中心部のカルデラ陥没に伴い水蒸気マグマ噴火や水蒸気噴火が繰り返し発生した。水蒸気マグマ噴火はそれまでの歴史時代に起きた割れ目噴火に伴う海岸部での水蒸気マグマ噴火に比べれば大規模であるが、カルデラ底から噴出したマグマの量は側方貫入量あるいは陥没量の数 10～100 分の 1 程度である。発泡の悪い本質岩片と熱水系由来の変質岩片が特徴的な、細粒で成層した堆積物を残した。

箱根火山では約 23 万年前～4 万年前の約 20 万年ほどの期間に珪長質マグマによる爆発的噴火が繰り返されてカルデラが生じた。カルデラ形成期の前半では最大で 10 km³ DRE 程度の火砕噴火が繰り返し起こることにより、小規模カルデラが複数個形成されて次第に凹地の領域が拡大した。同時期にカルデラ底や外輪山山腹において平行岩脈群の貫入によるリフトゾーンの形成が続き、様々な化学組成を持つ多数のスコリア丘や溶岩ドームなどが形成された。珪長質噴火は大部分がプリニー式のマグマ噴火であり、外来水との接触を示す堆積物は少ない。カルデラ形成期の後半はカルデラの範囲は拡大せず、前半と同規模の珪長質マグマの火砕噴火による小規模カルデラの形成や溶岩流などの火山体の形成がカルデラ底で繰り返された。その後は主に溶岩ドームや厚い溶岩流を形成する噴火をおこなった。

7-2. 各火山のカルデラ火山活動の比較

三宅島、箱根火山の事例と比較し、硫黄島火山のカルデラ火山活動の特徴を明らかにすることを試みる。

テクトニックセッティングについて比較すると、硫黄島火山の位置する伊豆小笠原弧中部~南部は火山弧直近に背弧リフトが存在し引張性の応力場におかれていると考えられている。硫黄島周辺では小笠原海台の沈み込みの影響で他の地域と異なった状況が予想されるが、背弧リフトの地形は不明瞭で地震活動は低調であることから地殻の歪速度はあまり大きくないと考えられる。

三宅島火山の位置する伊豆小笠原弧北部は北西-南東方向の最大圧縮応力、北東-南西方向の最小圧縮応力が働く地域である。三宅島島内では放射状の噴火割れ目がよく発達することから比較的差応力の小さい状況とされている。

箱根火山は伊豆小笠原弧北端部の本州弧との衝突帯に位置し、北西-南東方向の最大圧縮応力、北東-南西方向の最小圧縮応力が働く地域である。地殻の変形速度が大きく、横ずれ断層が発達しているが、衝突に伴う伊豆弧の変形により箱根火山の直下に局所的引張応力場が存在した可能性が高い。このように各火山の置かれているテクトニックセッティングは異なる。

先カルデラ火山活動は、いずれも成層火山の形成で始まっている。硫黄島と箱根では、大規模な成層火山が形成されているが、複数の活動中心を持つ火山群的な性格を持っていた可能性が高い。

カルデラ形成様式は、硫黄島では再生ドームが形成されておりピストンシリンダー（バイアス）型のカルデラ陥没がおきた可能性がある。バイアス型カルデラは大陸地殻の発達した地域に多く存在するとされるが、海洋性島弧である伊豆弧にも存在することを示している。これは高橋（1994）に従えば地殻歪速度が低いことを反映しているのであろう。箱根火山では比較的小規模な珪長質マグマ噴火の繰り返しで濁川型の小規模カルデラが複数形成されており、大規模な陥没構造が存在する可能性は少ない。三宅島は苦鉄質マグマの側方貫入に伴う陥没であり、2500年前に形成した八丁平カルデラと同様に伊豆大島火山などにみられる高重力異常型カルデラに相当するものが形成されたと考えられる。

硫黄島の場合は後カルデラ火山活動として再生ドーム構造の成長とそれに付随する断層や割れ目系の形成、面的な熱水活動が顕著である。硫黄島では噴出

時期や地点によるマグマの化学組成の変化は小さく、マグマだまりやカルデラの構造は比較的単純と考えられる。再生ドーム構造は一般に比較的大型のマグマだまりが浅所に存在することを示すが、元山の隆起量が全てマグマの蓄積が原因であるとすれば $1 \text{ km}^3/\text{ky}$ をこえる供給率で浅部に蓄積されたことを示す。

元山の 2700 年前噴火は後カルデラ噴火であるが、カルデラ底の沈降を伴った可能性があり、島外周辺海底への堆積分を勘案すれば箱根火山の事例でいうカルデラ期の主要な火砕噴火に匹敵する程の大規模な噴火である。水蒸気マグマ噴火が発生したが、同じく水蒸気マグマ噴火であった三宅島 2000 年噴火噴出物とは噴出物の発泡度や構成物等が異なる。三宅島では浅所に貫入したマグマはあまり発泡しておらず、おそらくその量も少なかったため周辺の岩石や熱水系の地下水との接触状況が噴火毎に異なる程度で影響している。元山噴火では大量の発泡したマグマが噴出時に水に接触したとみられ、この場合は水の存在は爆発的な噴火の発生そのものにはあまり影響していなかったと思われる。相対的に小規模な播鉢山中部火砕堆積物・上部火砕堆積物の噴火では三宅島の 1983 年噴火の際に海岸部でおきた爆発的噴火と同様に表層水の影響を強く受けた水蒸気マグマ噴火が発生したと考えられる。

このように硫黄島火山は海域でのカルデラ火山ろして様々な噴火活動を行っており、それらの噴出物が陸上に現れているため他地域の水中火山噴出物の解析に有用な事例を多く含んでいる。

今後、硫黄島火山の噴火史をより詳細に追及するには以下のような調査研究が重要になると思われる。これまで放射性炭素年代測定試料が得られていない層準の堆積物の形成年代については、熱・光ルミネッセンス法、ESR 法などの堆積物そのものを対象とした年代測定法の適応を検討する必要がある。未発見であるカルデラ形成時の噴火堆積物については、広域的な海底調査によってその証拠を得る必要がある。島内に分布する堆積物についても周辺に広く存在することが予想されるため、噴火規模の正確な把握という点で周辺海底の調査が重要である。さらに島内の地下構造は不明な点が多く、外輪山火山体やカルデラの形成過程の把握には大深度のボーリング調査が必要と思われる。さらに元山噴火での爆発的・溢流的噴火の様式の変化について海水の関与が低いとすれば、マグマの含水量や発泡時期についての岩石学的な解析も進める必要がある。

謝 辞

本学位論文をまとめるにあたって、鹿児島大学大学院理工学研究科の小林哲夫教授には野外での議論を始め終始多大なる御指導を頂いた。また、鹿児島大学の仲谷英夫教授、山本啓司教授には多くの御支援、御協力を頂いた。硫黄島火山の研究では海上自衛隊硫黄島航空機地隊の皆様には、現地調査の際に全面的な御協力をいただいた。気象庁および筑波大学の池端 慶博士には試料を提供していただいた。防災科学技術研究所の棚田俊收博士、藤田英輔博士、上田英樹博士、小澤 拓博士、日本大学文理学部の鷓川元雄教授、アジア航測の千葉達朗氏には、硫黄島の地学状況や地球物理学的観測についての知見を提供していただいた。東京大学地震研究所の共同利用機器である XRF 装置の利用には、中田節也教授、安田 敦准教授、外西奈津美氏に便宜をはかっていただいた。日本大学文理学部の金丸龍夫博士には EPMA 装置の操作について、(株)パレオ・ラボと(株)蒜山地質年代学研究所の皆様には、年代試料の取り扱いについて御助言をいただいた。XRD 装置の利用や一部の分析試料の調整には明治大学文学部の杉原重夫名誉教授、黒耀石分析センターの金成太郎氏、弦巻賢介氏、土屋美穂氏に御協力いただいた。

三宅島火山の研究では大学合同観測班の関係者の方々、特に東京大学地震研究所の中田節也教授、藤井敏嗣名誉教授、金子隆之博士、島原市役所の大野希一博士、産業技術総合研究所の下司信夫博士、山梨県富士山科学研究所の吉本充弘博士、富士常葉大学の嶋野岳人准教授、東京工業大学の寺田暁彦博士には多くの御支援、御協力をいただいた。2000年噴火当時の困難な状況での調査には東京都、三宅村役場、気象庁、東京消防庁、アジア航測の皆様、現地島民の皆様御協力なくては実施できなかった。日本大学文理学部の故宮地直道教授、遠藤邦彦名誉教授や地球システム科学科の皆様には御助言を頂くとともに、試料処理や室内分析に際し御協力いただいた。

箱根火山の研究では、日本大学文理学部の高橋正樹教授、安井真也准教授、茨城大学の田切美智雄名誉教授、藤縄明彦教授、岡田 誠准教授、防災科学技術研究所の内藤昌平氏に多くの御支援、御協力を頂いた。茨城大学地球科学科、地球生命環境科学科の皆様には野外調査や室内試料処理に御協力いただいた。

また、箱根団体研究グループの皆様、特に都留文科大学上杉 陽名誉教授、米澤 宏氏、由井将雄氏や神奈川県立生命の星・地球博物館の山下浩之博士、笠間友博主任研究員には野外で直接御議論いただくとともに、未公表のデータを含むテフラの層序についても御教示いただいた。元大涌谷自然科学館館長の故袴田和夫氏、神奈川県温泉地学研究所の萬年一剛博士およびダイヤコンサルタント小林 淳博士にはカルデラ期以降の火山活動について御議論・御教示をいただいた。

以上の方々に厚く御礼申し上げます。

図 表

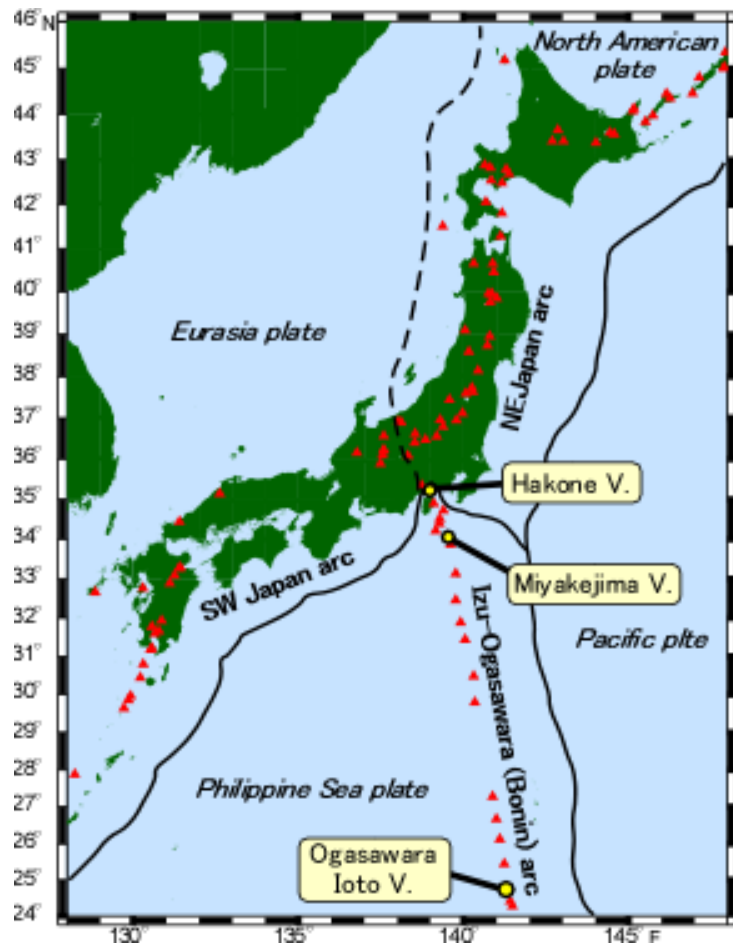


Fig.1-1 Localities of Ogasawara Ioto, Miyakejima, and Hakone Volcano. red triangles are other Quaternary volcanoes.

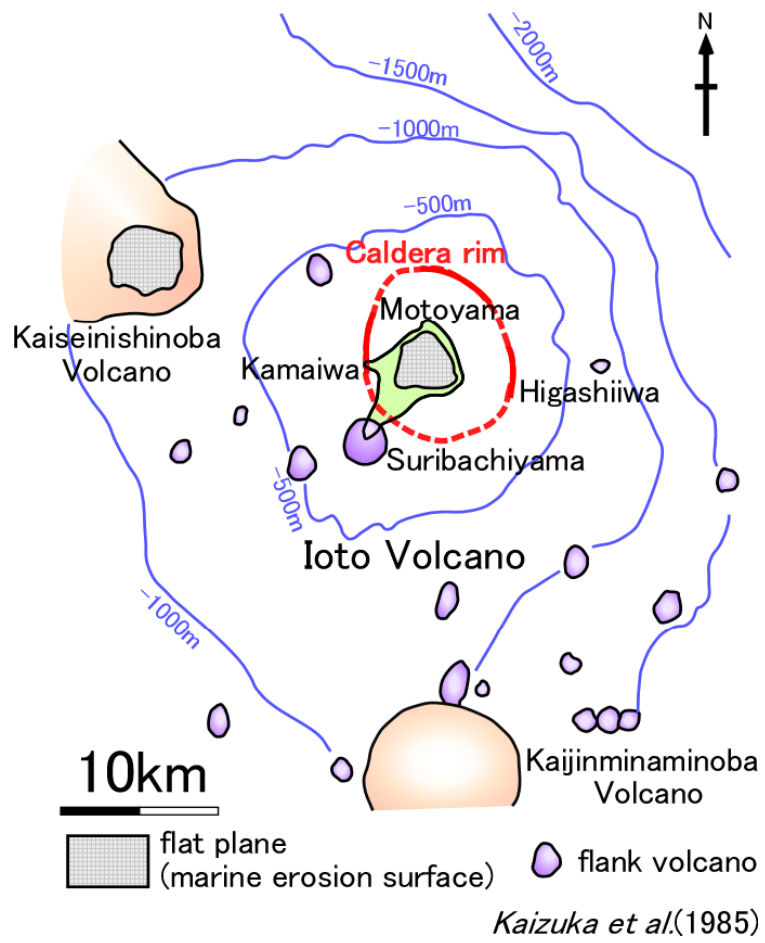


Fig.1-2 Geomorphological map of Ogasawara Ito Volcano from Kaizuka et al. (1985).

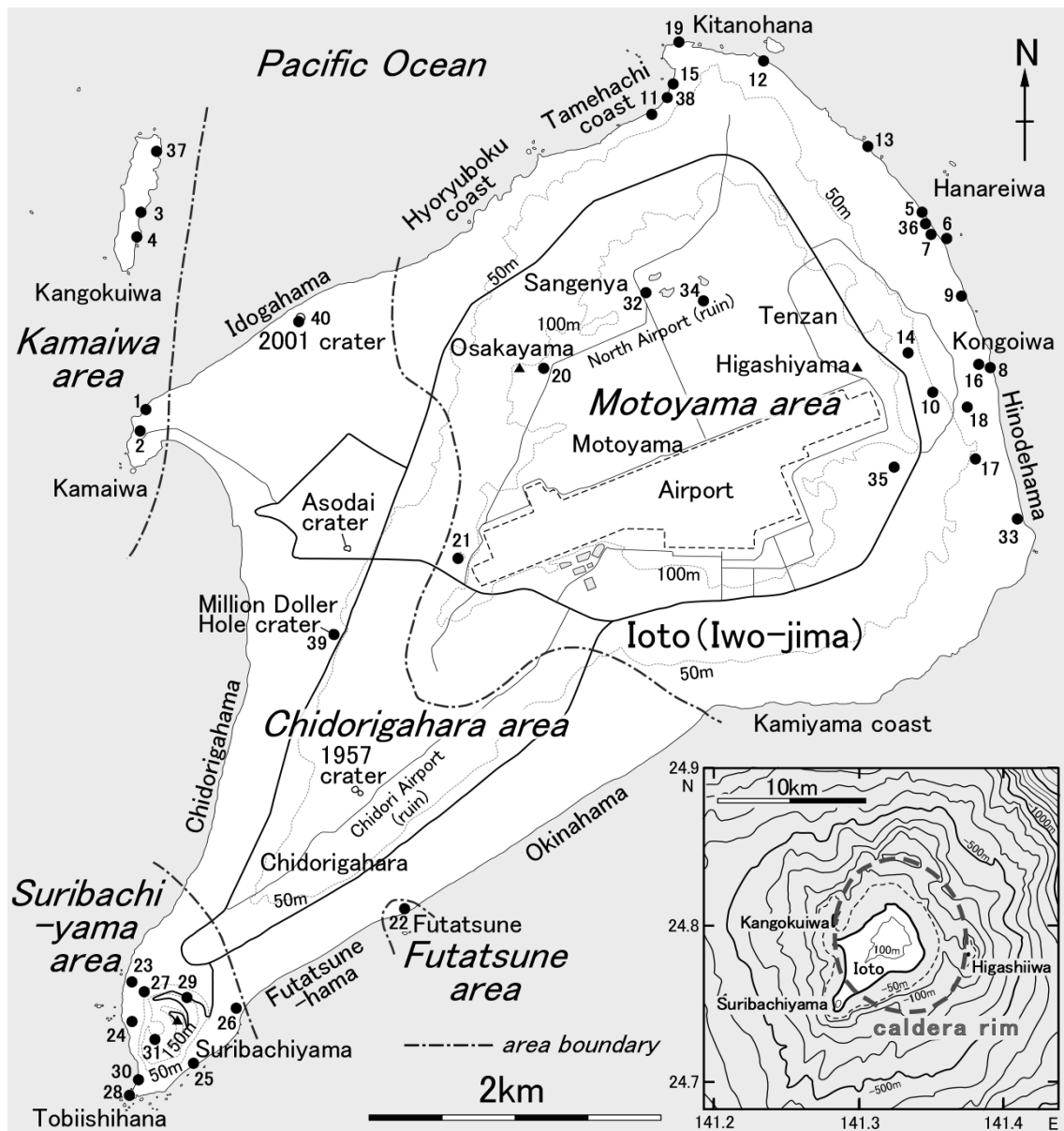


Fig.1-3 Index map of Ioto (Iwo-jima) volcano. Filled circles with numbers show outcrop localities.



Fig.1-4 Full view of Motoyama area from The summit of Mt. Suribachiyama. The rocks surrounding Motoyama (Kangokuiwa, Kamaiwa, Futatune and Higashiiwa) are rim of the caldera. Motoyama is a central cone that became land by the caldera resurgence uplift. The flat landform of Motoyama is made up of marine terraces.

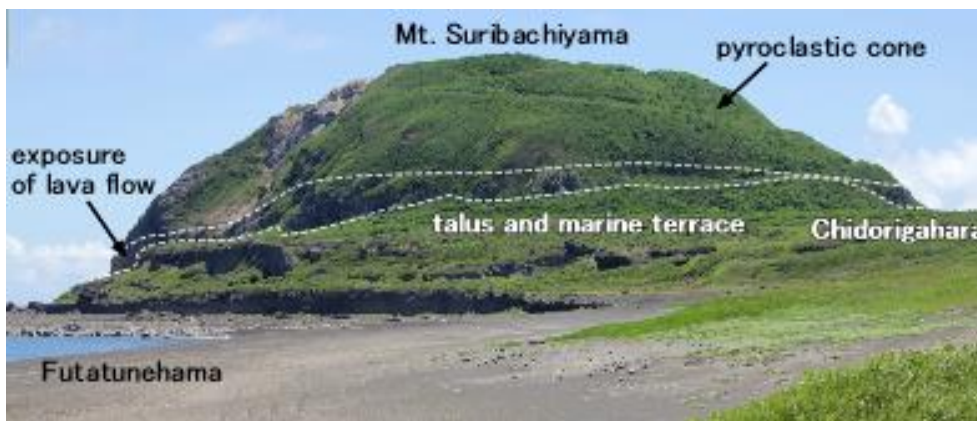


Fig.1-5 Full view of Mt. Suribachiyama from Futatunehama. Suribachiyama is a conical volcano surrounded by marine terraces. The lower and upper part of the cone consist of pyroclastic deposits, and the middle part exposed on flank cliffs consists of Suribachiyama lava.

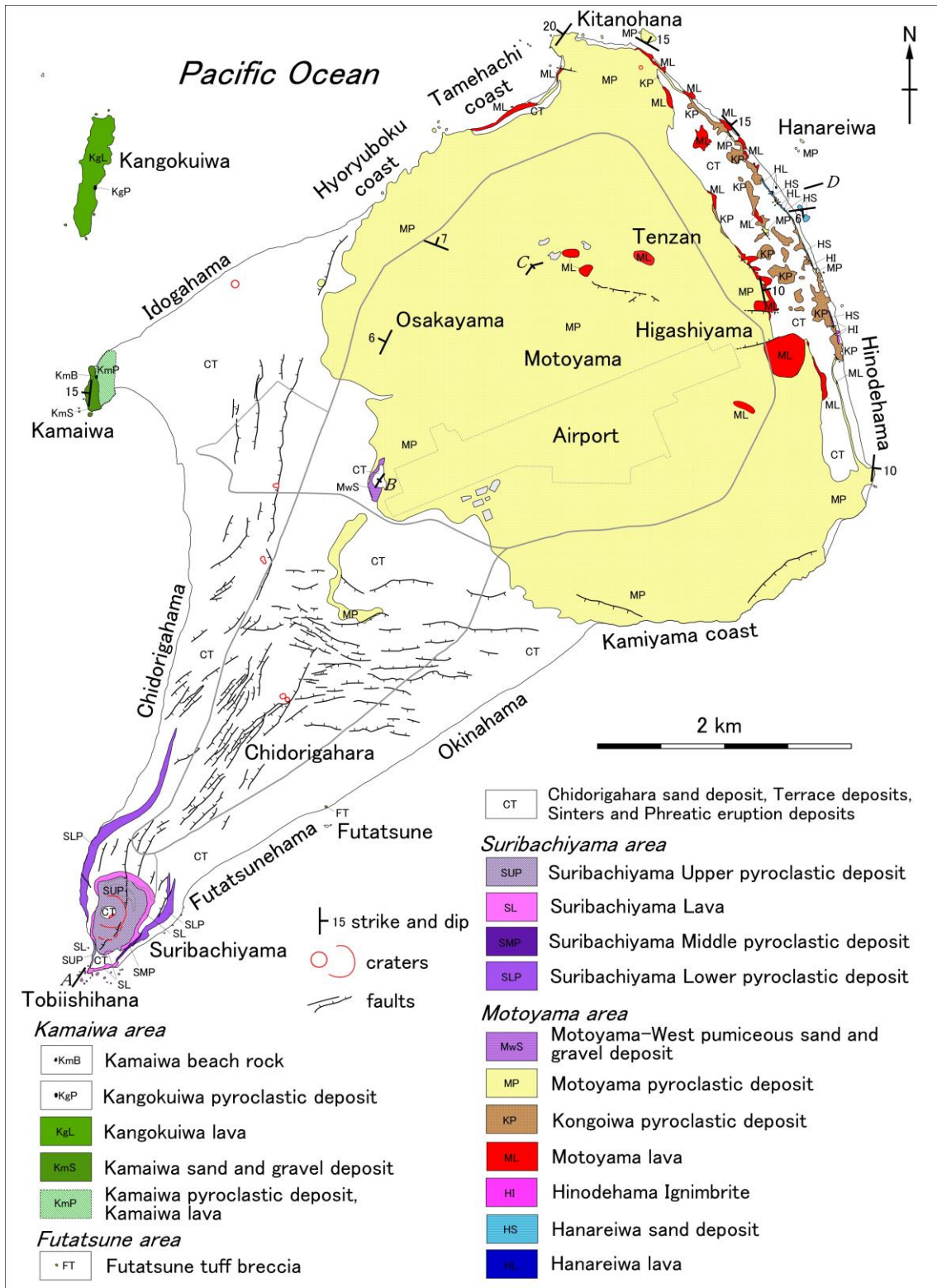


Fig.2-1 Geologic map of Ioto (Iwo-jima) volcano.

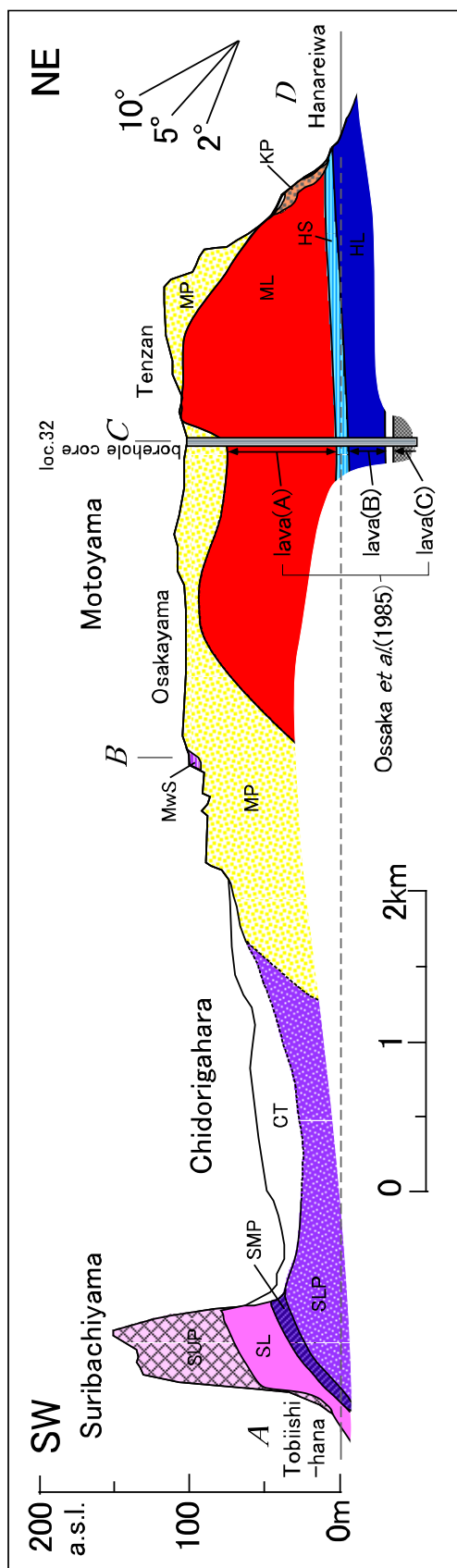


Fig.2-2 Geologic cross section A-D across Ioto (Iwo-jima) volcano ; location of section indicated in Fig. 2-1. Symbols are the same as in Fig. 2-1.

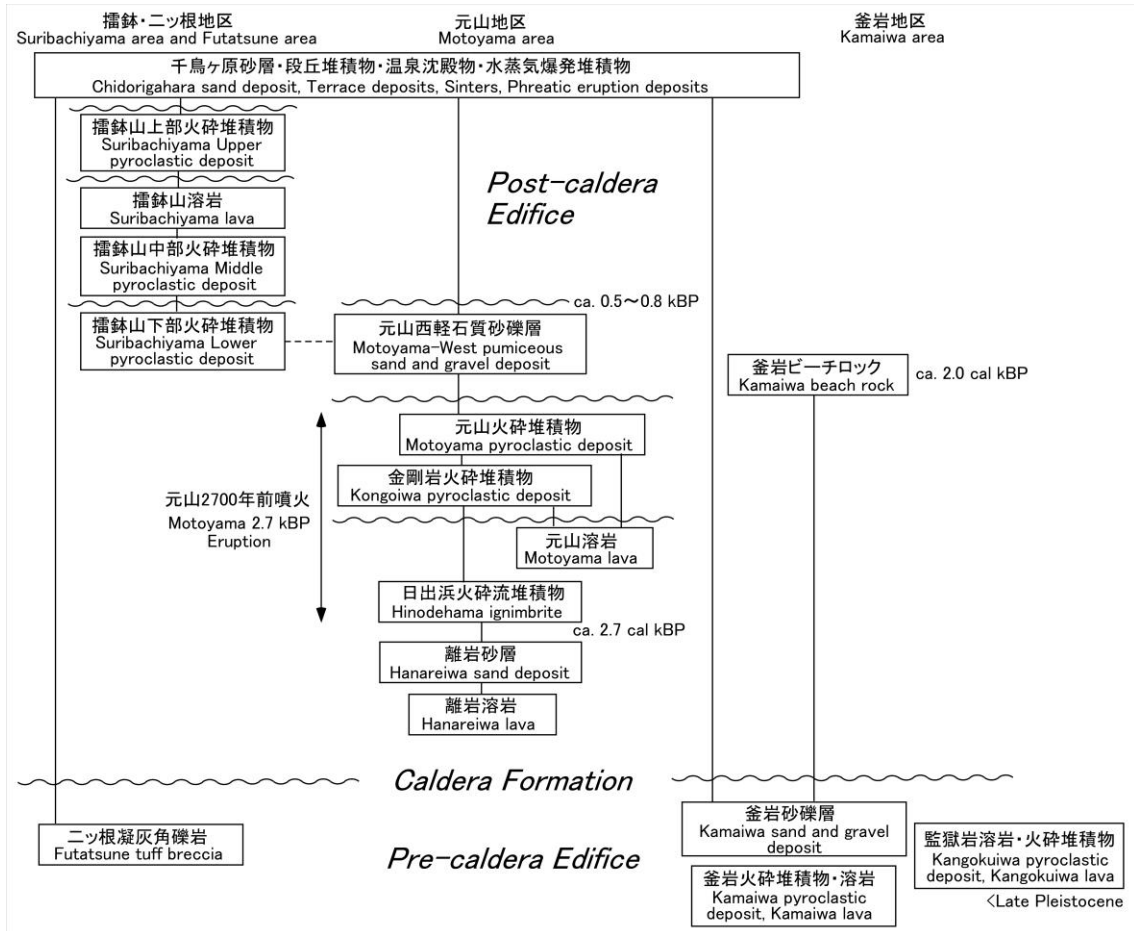


Fig.2-3 Block diagram showing the stratigraphic relationship of Ioto (Iwo-jima) Island.

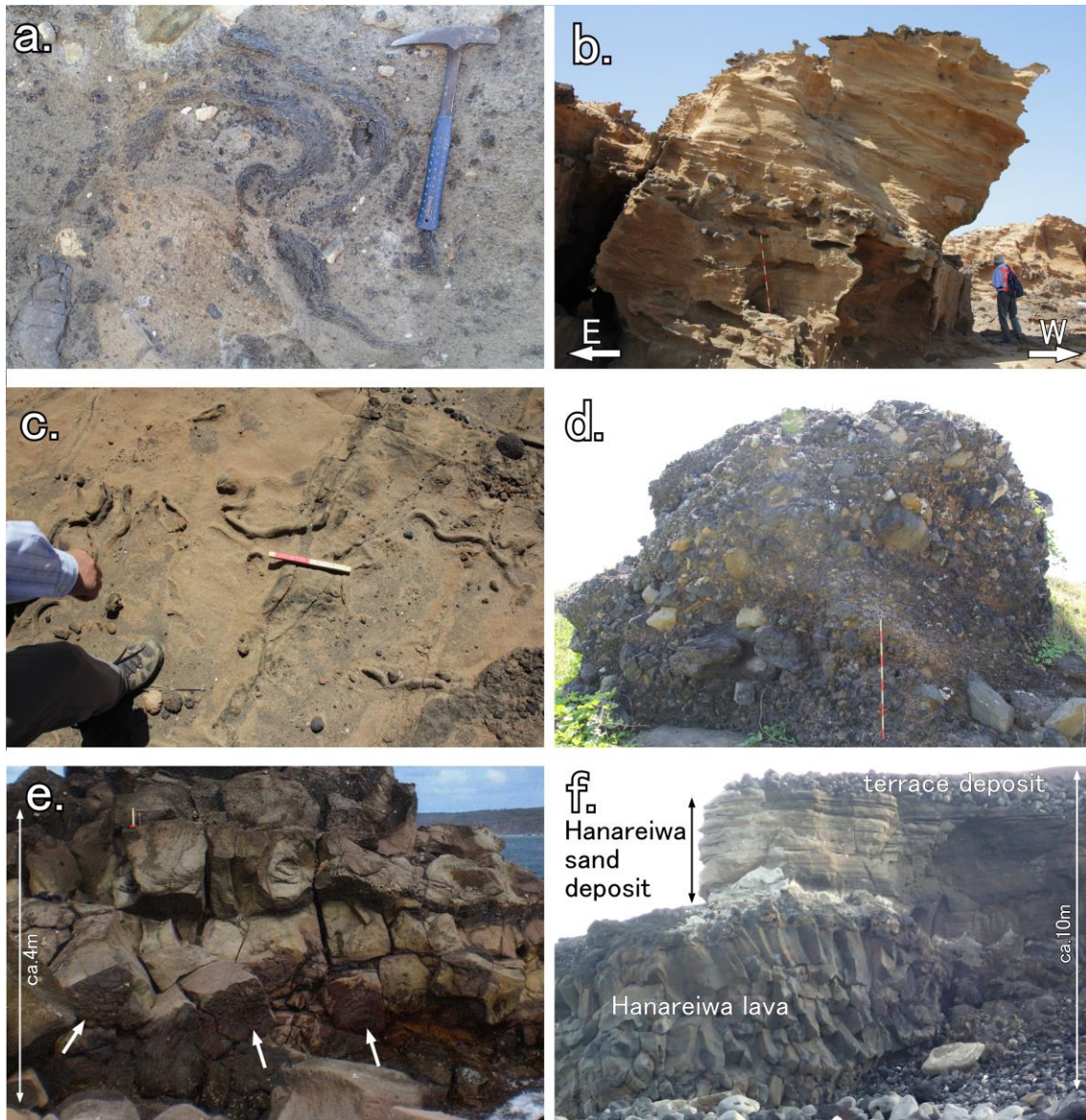


Fig.2-4 Photographs of outcrops in the Kamaiwa area and Motoyama area (part 1). a: The herringbone cross-laminated sandstone strata in the Kamaiwa sand and gravel deposit are inclined 15° westward. (Loc. 2). b: Trace fossils on a bedding plane in the Kamaiwa sand and gravel deposit (Loc. 2). c: Essential fragments were plastically deformed and in situ brecciated. The photograph shows a tuff breccia block of the Kamaiwa pyroclastic deposit (Loc. 1). d: Kamaiwa beach rock deposit (Loc. 2). e: Kangokuiwa lava (Loc. 4). Ropy structure indicated by arrows. f: Hanareiwa lava and Hanareiwa sand deposit (Loc. 5).

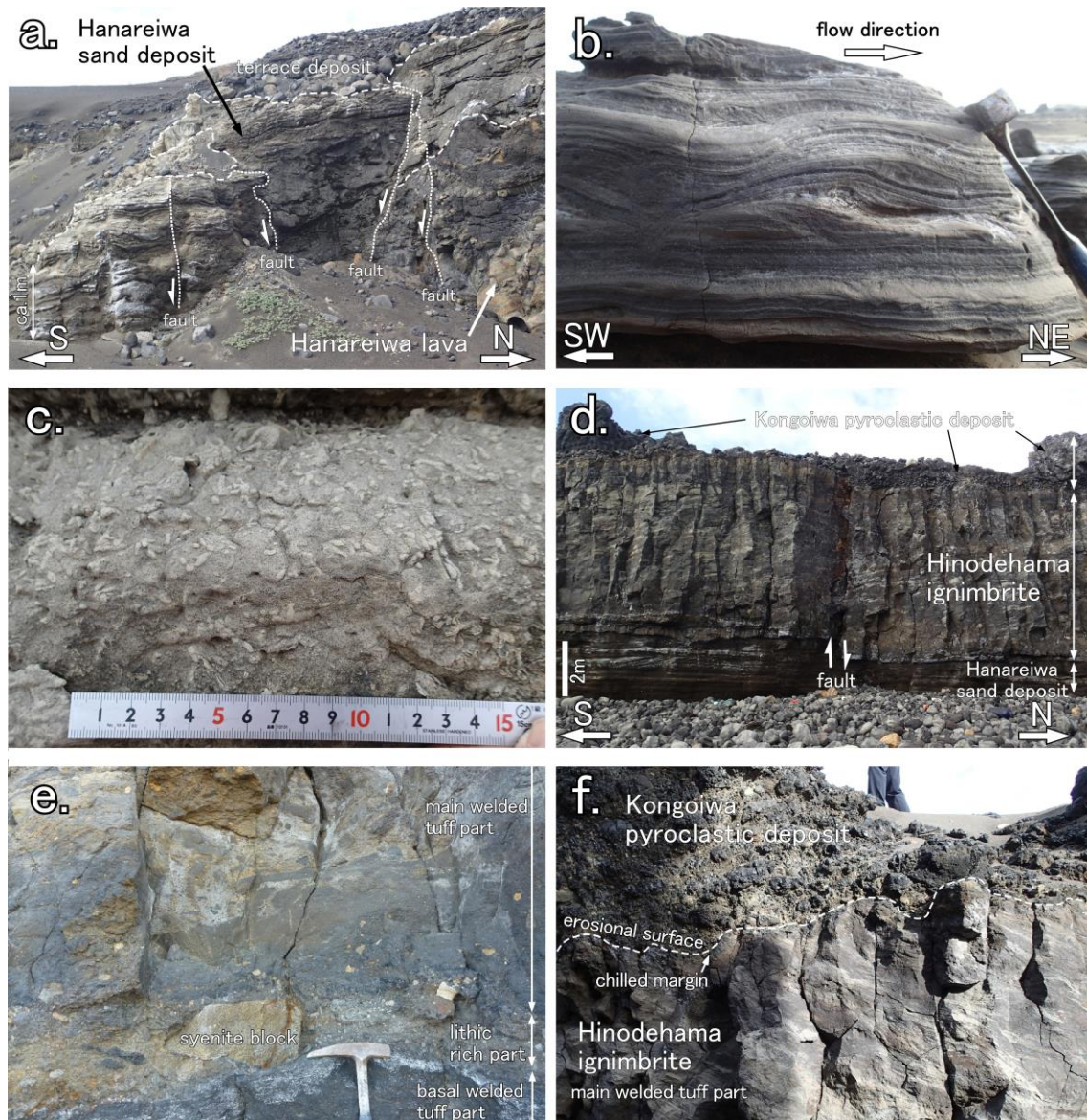


Fig.2-5 Photographs of outcrops in Motoyama area (part 2). a: Convolute-laminated sandstone of the Hanareywa sand deposit overlying the Hanareywa lava (Loc. 5). Minor faults cut the deposits. b: Climbing ripples in sandstone in the Hanareywa sand deposit (Loc. 6). c: Trace fossils in sandstone in the Hanareywa sand deposit (Loc. 7). d: Typical exposure of the Hinodehama ignimbrite (Loc. 8). The columnar joints are well developed. e: Lithic-fragment-rich part and lowermost part of main welded tuff of the Hinodehama ignimbrite (Loc. 8). f: Chilled margin texture at the upper end of the Hinodehama ignimbrite (Loc. 8).

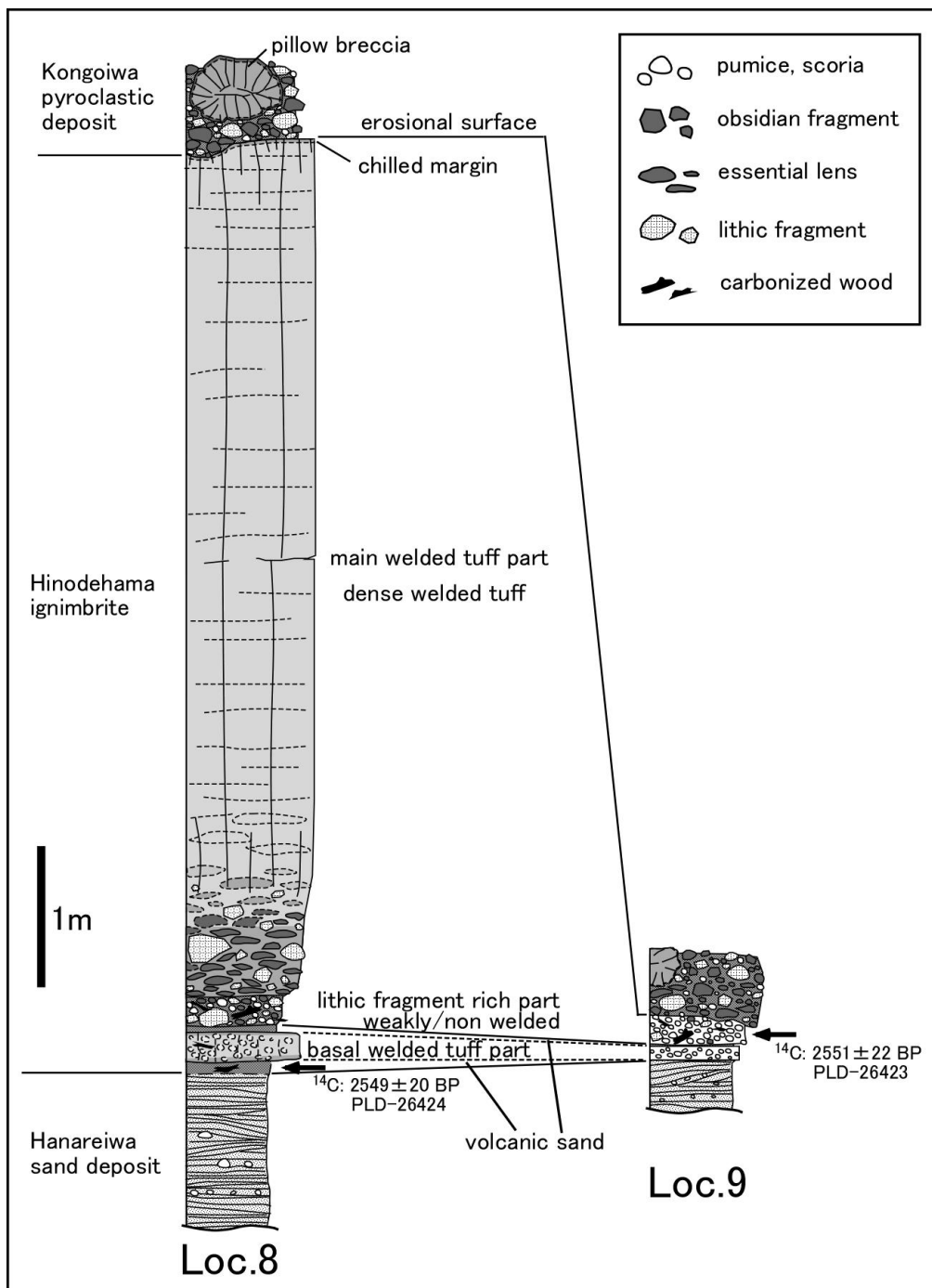


Fig.2-6

Schematic columnar section of the Hinodehama ignimbrite.

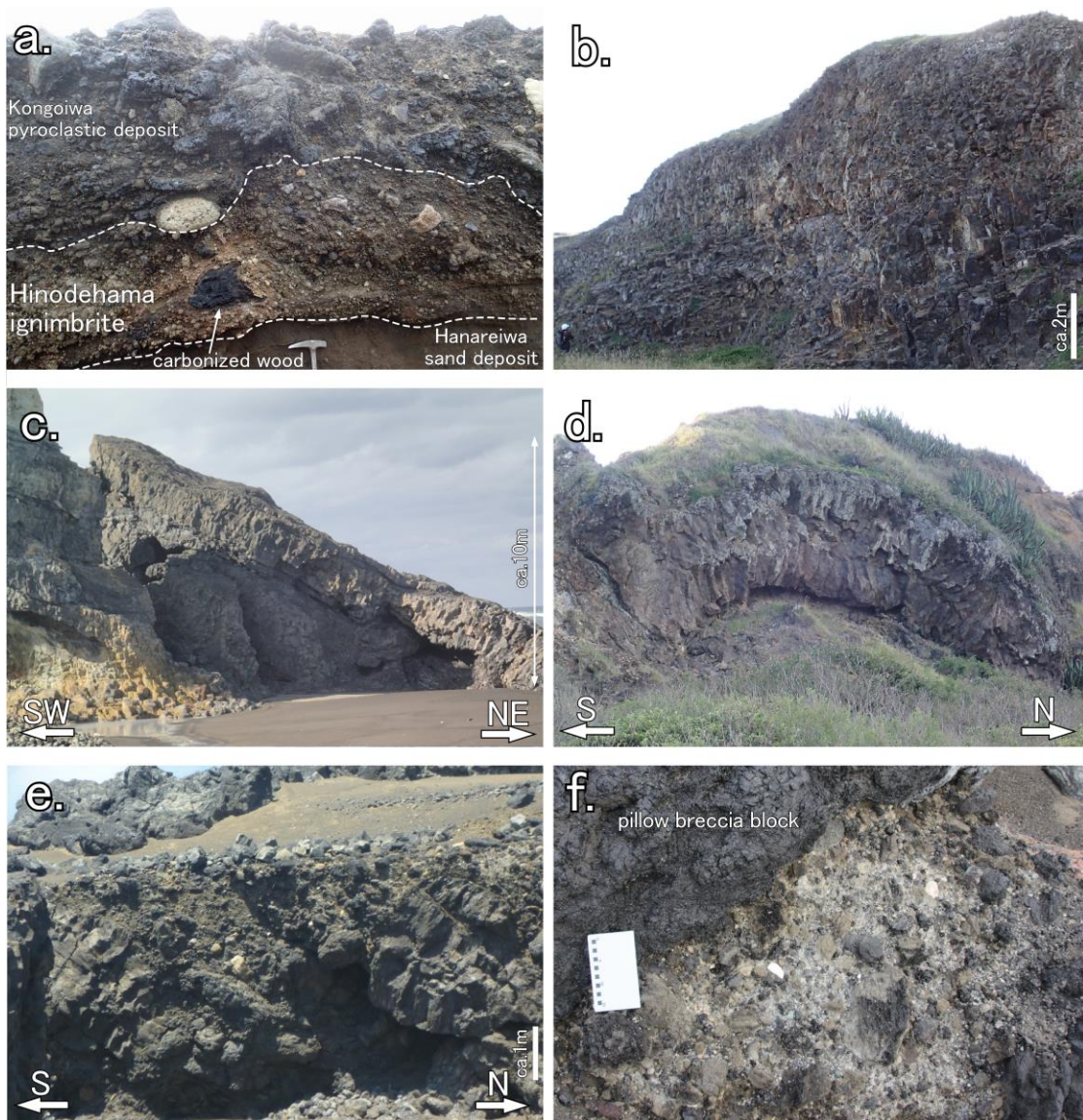


Fig.2-7 Photographs of outcrops in Motoyama area (part 3).

a: Non-welded deposit of the Hinodehama ignimbrite (Loc. 9), including abundantly carbonized wood. b: Jointed massive lava from the Motoyama lava in a former quarry site (Loc. 10). c: Sheet flows of the Motoyama lava (Loc. 13). d: Pillow lobe (about 20 m across) from the Motoyama lava (Loc. 14). e: Kongoiwa pyroclastic deposit (Loc. 8). Meter-size pillow breccia blocks are included. f: Matrix of the Kongoiwa pyroclastic deposit (Loc. 8), including abundant pumice fragments.

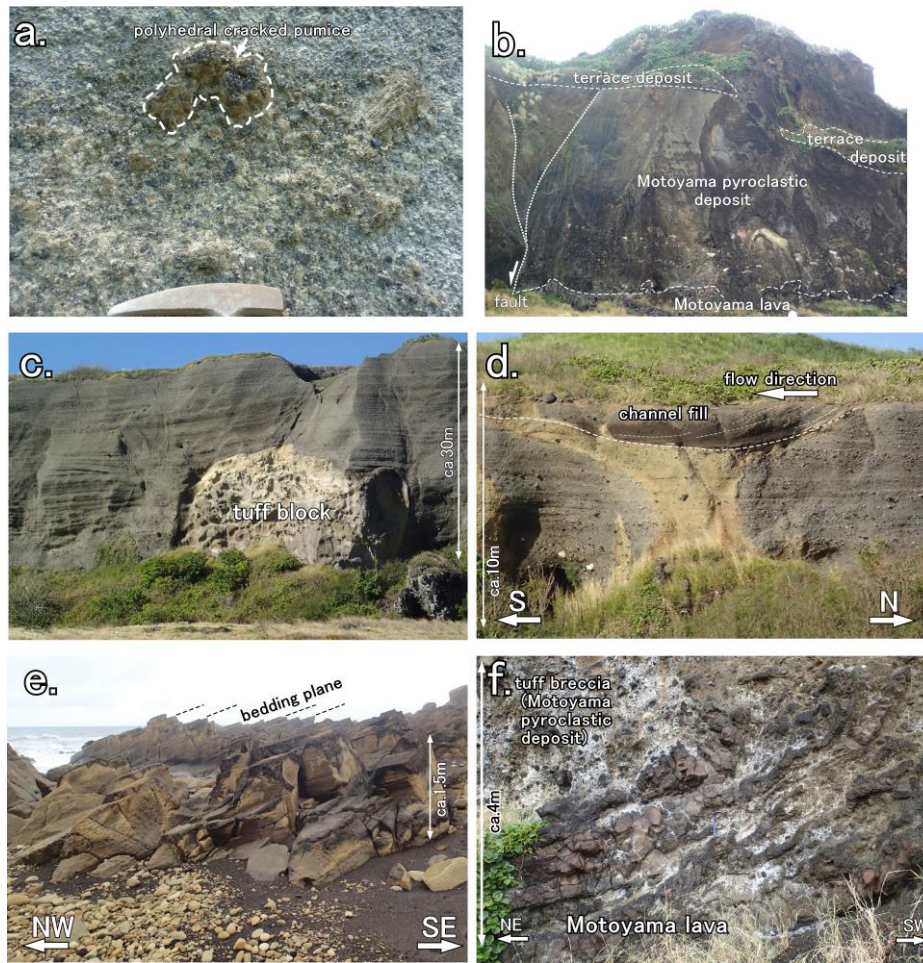


Fig.2-8 Photographs of outcrops in Motoyama area (part 4).

a: Massive tuff breccia from the Motoyama pyroclastic deposit (Loc. 17). The polyhedral cracked pumice in the upper part of the photograph has an obsidian-like glassy core. b: Whole view of the Motoyama pyroclastic deposit (Loc. 15). The cliff height is ca. 50 m. c: Large tuffaceous rip-up clast included in the Motoyama pyroclastic deposit (Loc. 18). d: Stratified lapilli tuff with channel-fill structure (Loc. 17). Some layers are reversely graded. Lamination of channel-fill deposit indicating the flow direction from right (NW) to left (SE). e: Altered fine tuff of upper part of the Motoyama pyroclastic deposit inclined 20° northwestward (Loc. 19). f: Lowermost part of the Motoyama pyroclastic deposit and folded and peeled structure of the surface part of Motoyama lava (Loc. 15). The peeling direction was from south to north.

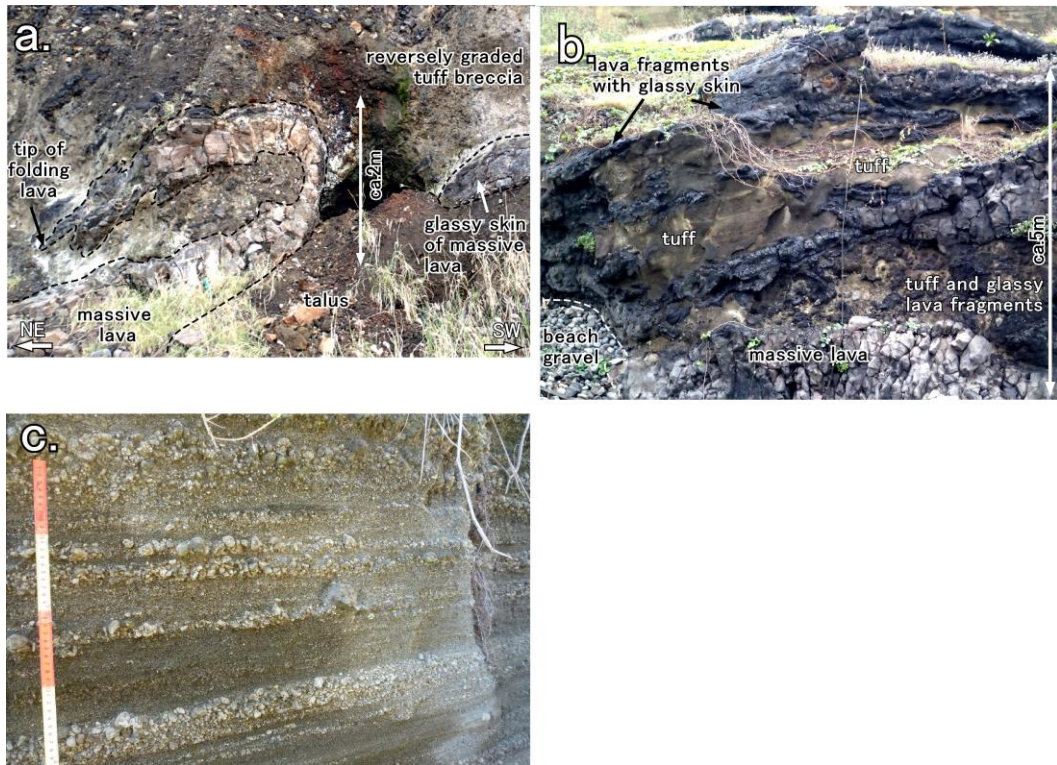


Fig.2-9 Photographs of outcrops in Motoyama area (part 5).

a: Lowermost part of the Motoyama pyroclastic deposit and folded and peeled structure of the surface part of Motoyama lava (Loc. 15). The peeling direction was from south to north. b: Peeled fragments of the Motoyama lava within stratified or non-stratified lapilli tuff of the Motoyama pyroclastic deposit (Loc. 11). c: Motoyama-West pumiceous sand and gravel deposit (Loc. 21).

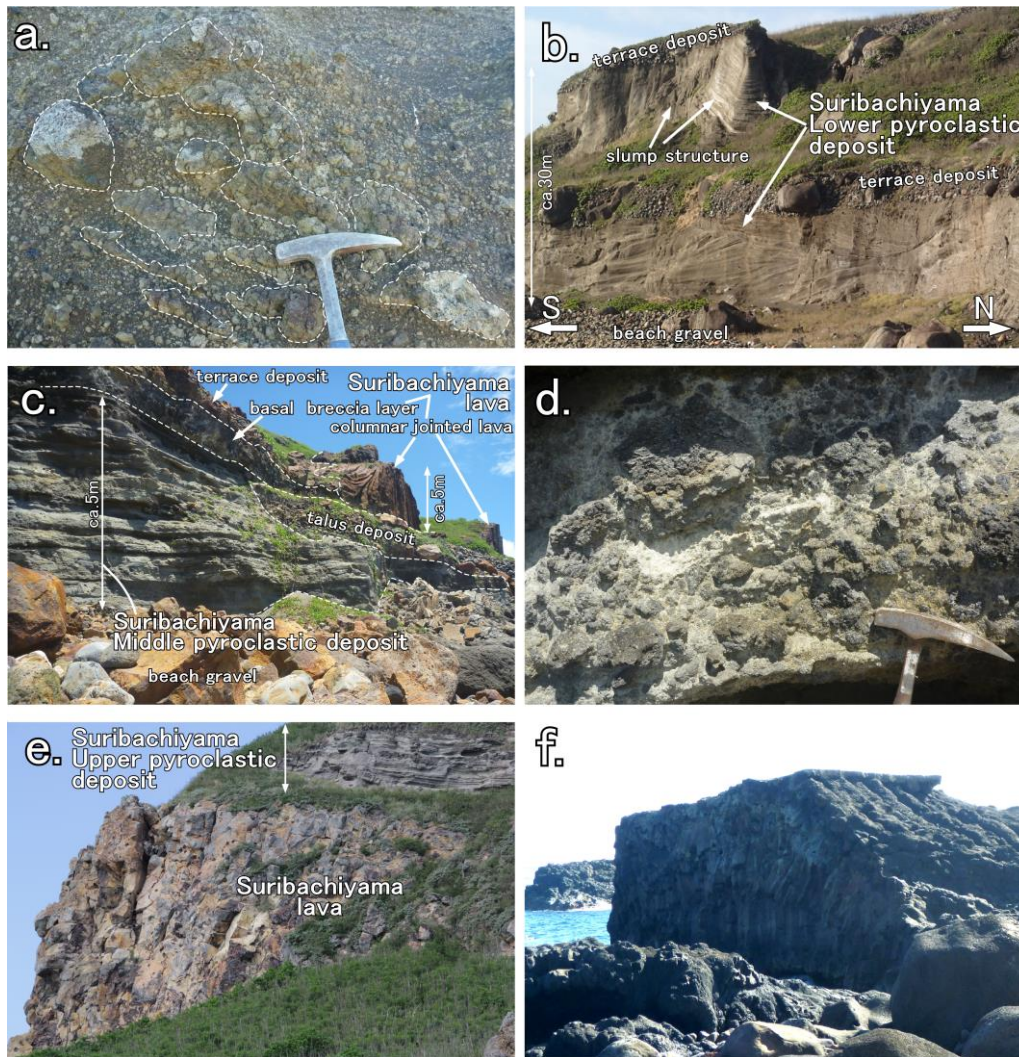


Fig.2-10 Photographs of outcrops in Suribachiyama area (part 1).

a: Polyhedral cracked pumice block in massive tuff breccia of Suribachiyama lower pyroclastic deposit (Loc. 23). b: Cross-stratified lapilli tuff of Suribachiyama lower pyroclastic deposit (Loc. 26). Disturbed and inclined slump deposit can be seen behind the terrace. c: Suribachiyama middle pyroclastic deposit and lowermost part of Motoyama lava (Loc. 25). The Suribachiyama lower pyroclastic deposit is covered by talus deposits. d: Scorious tuff breccias of Suribachiyama middle pyroclastic deposit (Loc. 25). e: Massive lava of Suribachiyama lava and overlying stratified tuff of Suribachiyama upper pyroclastic deposit (Loc. 27). f: Pillow lobe of Suribachiyama lava (Loc. 28).

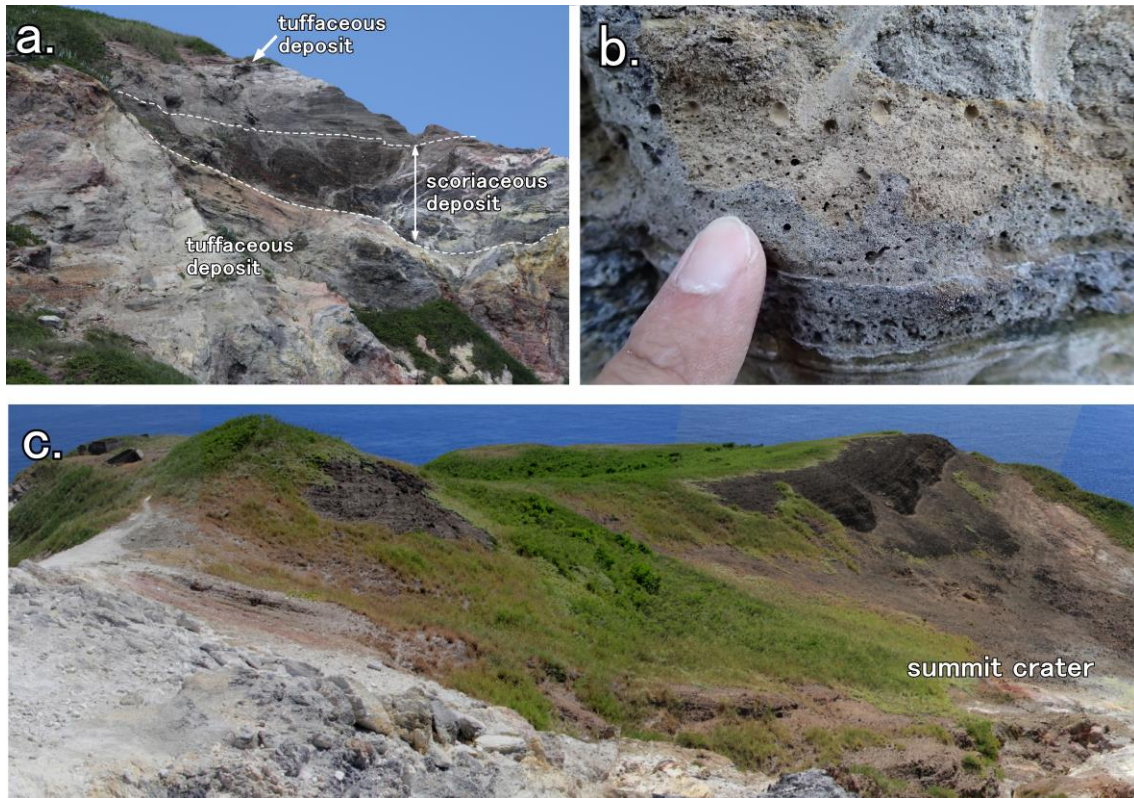


Fig.2-11 Photographs of outcrops in Suribachiyama area (part 2).

a: Alternation of scoriaceous and tuffaceous deposit of Suribachiyama upper pyroclastic deposit (east of Loc. 24) b: Vesiculated tuff layer in lowermost part of Suribachiyama upper pyroclastic deposit (Loc. 29). c: Thick scoriaceous agglomerate of Suribachiyama upper pyroclastic deposit on southern rim of Suribachiyama summit crater (Loc. 31).

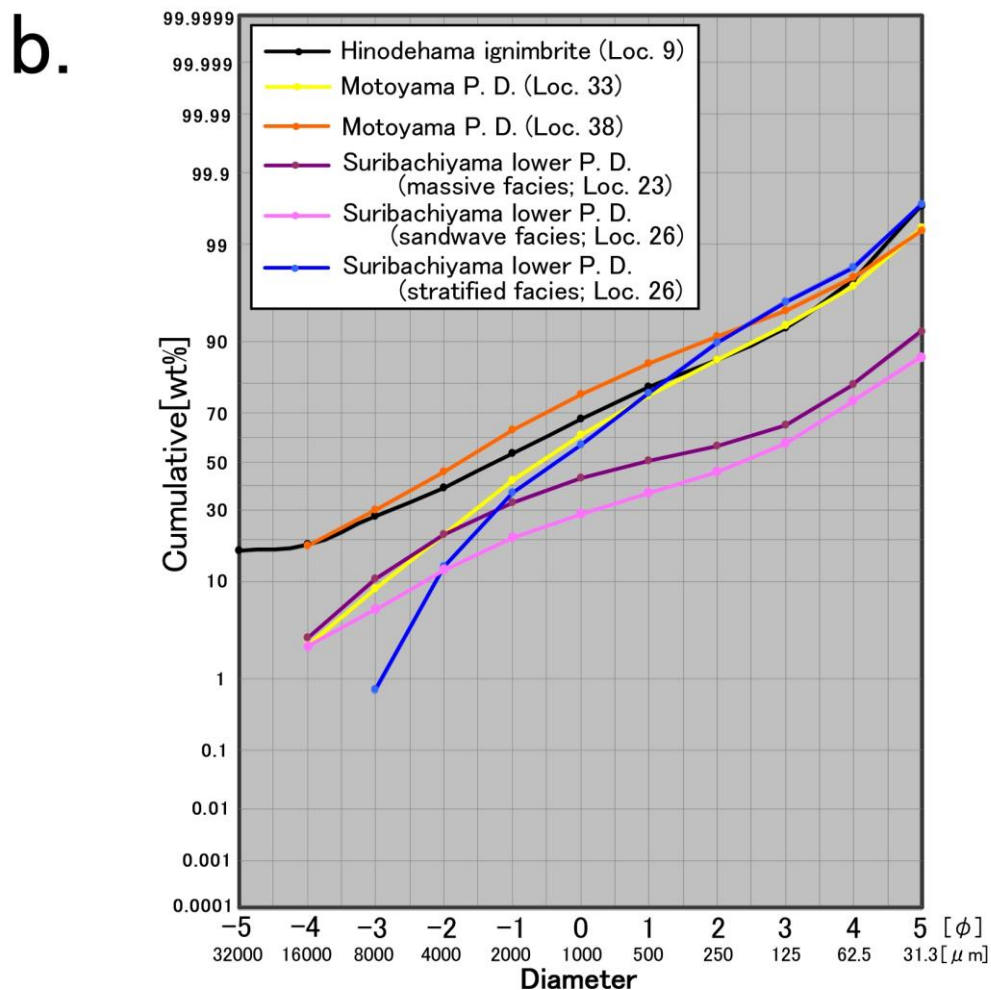
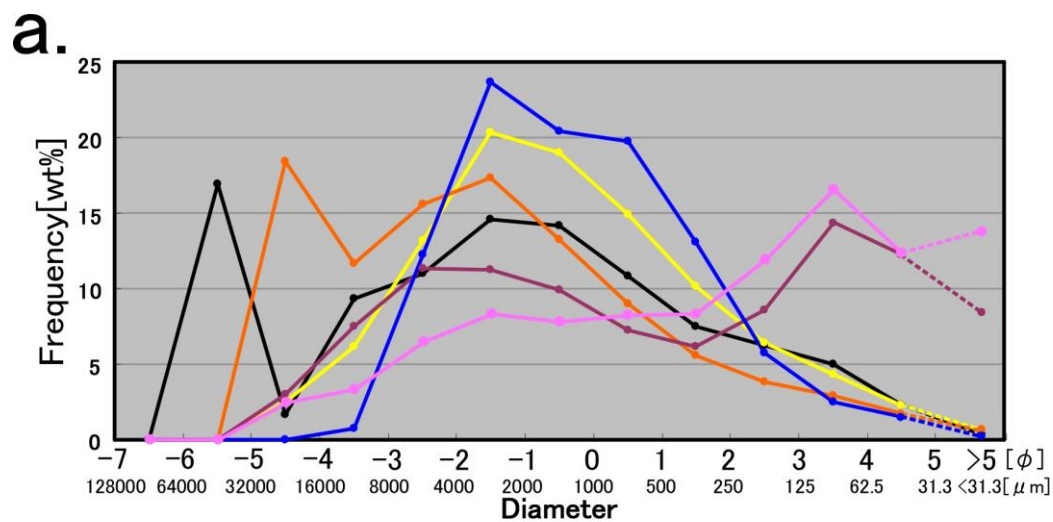


Fig.2-12 Representative grain size distributions of pyroclastic deposits of Ioto (Iwo-jima) volcano. a: frequency curves, b: normal probability plot for cumulative curves.

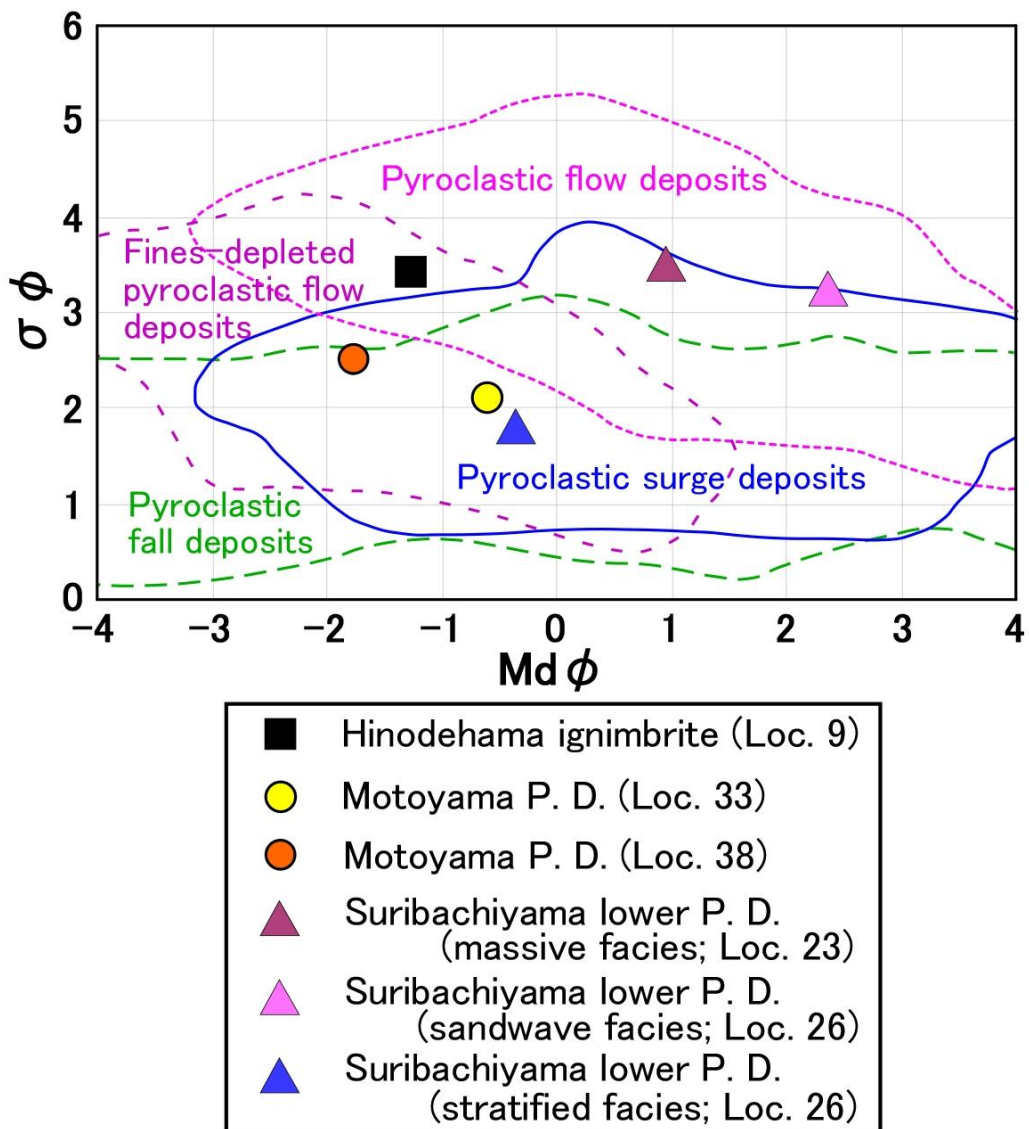


Fig.2-13 Plot of graphic standard deviation ($\sigma\phi$) vs median diameter ($Md\phi$) data for representative pyroclastic deposits of Ioto (Iwo-jima) volcano. Boundaries for pyroclastic flow, fine-depleted pyroclastic flow and pyroclastic surge deposits fields are adopted from Walker(1983), and pyroclastic fall deposits from Walker(1971).

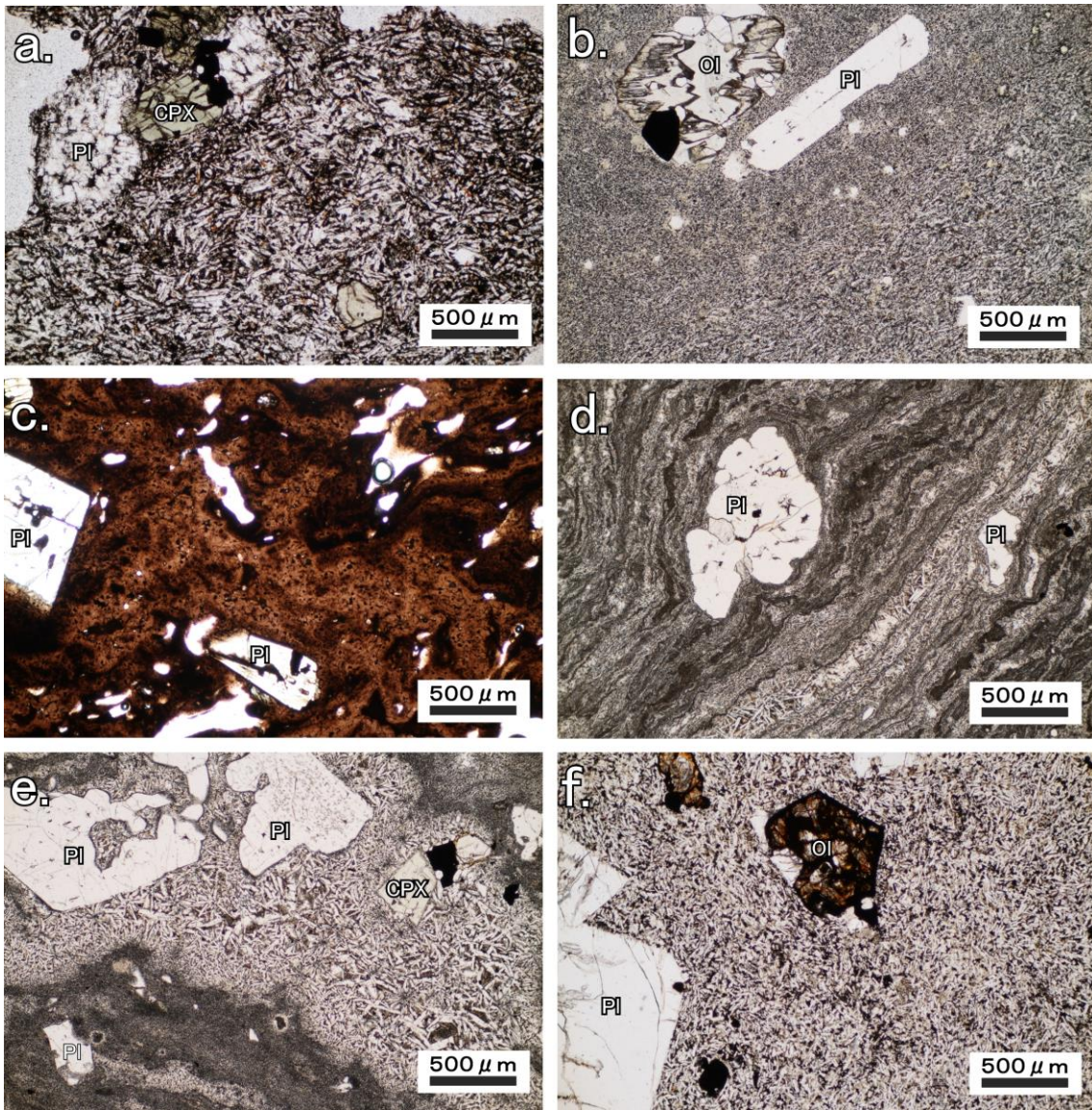


Fig.2-14 Representative polarized microphotographs of thin sections of Ioto (Iwo-jima) volcanic rocks. a: Kangokuiwa lava (Loc. 37), b: Hanareiwa lava (Loc. 5), c: Welded part of the Hinodehama ignimbrite (Loc. 8), d: Motoyama lava (Tamehachi coast: Loc. 11), e: Motoyama lava (former quarry site: Loc. 10), f: Suribachiyama lava (Loc. 29).

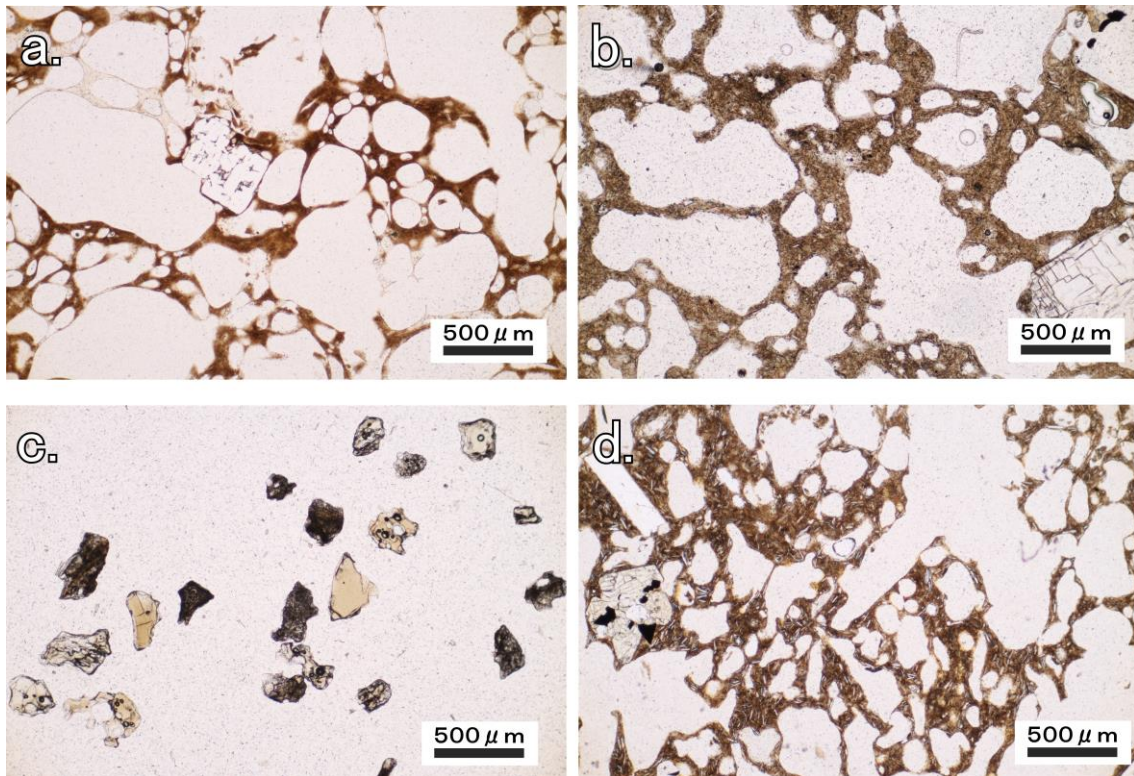


Fig.2-15 Representative microphotographs of thin sections of essential fragments contained in pyroclastic deposits in Suribachiyama area. a: Scoria lapilli contained in Suribachiyama lower pyroclastic deposit (Loc. 23), b: Scoria lapilli Suribachiyama middle pyroclastic deposit (Loc. 25), c: sand sized glassy grains contained in stratified tuff of Suribachiyama upper pyroclastic deposit (Loc. 8), d: Scoria lapilli contained in agglomerate of Suribachiyama upper pyroclastic deposit (Loc. 31).

Table 2-1

Petrographic features of products of Ioto (Iwo-jima) volcano.

Unit	phenocrystic minerals						total phenocryst	texture
	OI	CPX	Pl	Ap	Fe-Ti oxide			
Suribachiyama Upper P. D.	.	△	○	.	.	○	hyalopilitic	
Suribachiyama lava	.	△	○	.	.	○	intersertal-hyalopilitic	
Suribachiyama Middle P. D.	.	.	◇	.	.	◇	hyalopilitic	
Suribachiyama Lower P. D.	◇	◇	○	.	.	○	vitric	
Kongoiwa P. D.	.	△	△	.	.	○	cryptocrystalline-hyalopilitic	
Motoyama lava	.	△	○	.	.	○	intersertal-cryptocrystalline	
Hinodehama ignimbrite	.	△	◇	.	.	○	eutaxitic, cryptocrystalline	
Hanareiwa lava	△	△	◇	.	.	○	hyalopilitic-intersertal	
Kamaiwa P. D.	.	△	◎	.	.	◎	hyalopilitic-cryptocrystalline	
Kamaiwa lava	.	.	○	.	.	◎	hyalopilitic-intersertal	
Kangokuwa lava	.	△	◇	.	.	◇	intersertal-intergranular	
P. D.: pyroclastic deposit							- 0-1 △1-5 ◇5-10 ○10-20 ◎20-40vol%	

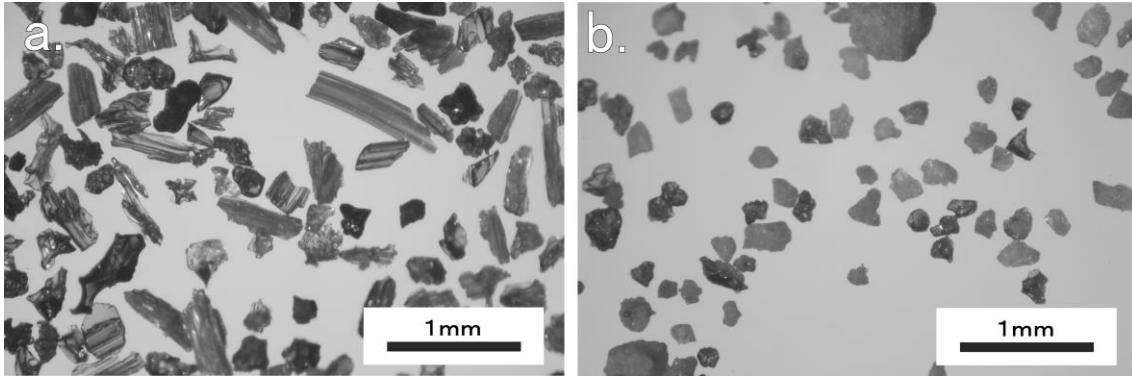


Fig.2-16 Representative microphotographs showing size of ash particles from pyroclastic deposit. a: Motoyama pyroclastic deposit. b: Stratified tuffaceous deposit of Suribachiyama upper pyroclastic deposit. Samples were passed through a sieve with 125 μm holes.

Table 2-2 Morphologic features of volcanic glass shards of tuffaceous deposits of Ioto (Iwo-jima) volcano.

Unit	platy	sponge	fiver	blocky	total	Vgl/bulk-sample(%)
Suribachiyama Upper Pyroclastic Deposit (tuff)	0.0	13.3	5.9	80.9	100.0	47.0
Motoyama-West Pyroclastic Deposit	0.5	29.9	61.1	8.4	100.0	97.8
Suribachiyama Lower Pyroclastic Deposit	0.0	49.5	32.7	17.9	100.0	98.0
Motoyama Pyroclastic Deposit(middle part)	0.6	35.4	39.4	24.6	100.0	86.3
Motoyama Pyroclastic Deposit(lower part)	1.1	43.1	27.6	28.2	100.0	69.5
Hinodehama Pyroclastic Flow Deposit	1.2	35.8	29.6	33.5	100.0	64.3
Kangkokuiwa Pyroclastic Deposit	0.0	46.6	25.5	27.9	100.0	91.3
Kamaiwa Pyroclastic Deposit	0.3	37.3	34.1	28.3	100.0	85.8

Table 2-3 Whole-rock chemical compositions of the Ioto (Iwo-jima) volcanic rocks. The total amount of Fe in FeO and 10 other oxides is calculated to be 100%.

Unit	Locality	Sample Name	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	total	Rb	Sr	Y	Zr	Ba	Ni	V	Cu	Co	Zn	Th	Nb	Sc	Ga	Pb	La	Ce
Surbachiyama Upper P. D.	Loc. 31	12062503a	60.39	0.81	16.72	6.50	0.23	1.53	3.39	5.96	3.99	0.47	100.00	77	515	37	195	1083	6	99	34	11	127	10	5.4	9	20	12	60	166
	Loc. 31	12062503b	60.37	0.83	16.52	6.63	0.28	1.58	3.21	6.06	4.05	0.48	100.00	78	476	40	204	1063	3	99	30	11	141	10	5.6	8	21	13	62	169
	Loc. 31	12062408a	60.70	0.78	17.12	6.89	0.22	1.25	3.26	6.16	4.03	0.39	100.00	66	518	34	190	1074	4	80	33	9	118	9	5.5	8	20	14	54	166
Surbachiyama lava	Loc. 25	12062604	60.17	0.79	16.82	6.82	0.22	1.41	3.45	5.92	3.94	0.47	100.00	66	518	34	190	1065	5	94	34	12	131	11	5.5	10	19	12	56	166
	Loc. 24	11207006	60.07	0.79	16.86	6.52	0.22	1.52	3.63	6.00	3.92	0.47	100.00	73	544	36	189	1077	2	96	38	12	124	10	5.4	9	20	13	59	172
	Loc. 28	12062407	60.37	0.80	16.81	6.46	0.22	1.44	3.33	6.11	3.98	0.48	100.00	68	518	36	194	1071	2	93	31	12	117	10	5.7	10	20	12	64	174
Surbachiyama Lower P. D.	Loc. 25	12062602b	61.46	0.79	16.56	5.94	0.23	1.17	2.67	6.24	4.55	0.40	100.00	85	369	40	233	1113	2	72	22	9	136	10	6.5	7	20	15	63	173
	Loc. 25	12062602a	60.75	0.80	16.60	6.31	0.23	1.39	3.00	6.11	4.35	0.44	100.00	79	431	39	210	1110	2	89	31	12	134	10	5.6	8	20	14	64	181
	Loc. 25	12062602c	61.34	0.79	16.48	6.06	0.25	1.29	2.65	6.21	4.54	0.40	100.00	88	370	40	231	1214	2	78	20	10	138	13	6.4	7	20	15	66	193
Motoyama P. D.	Loc. 25	12062601d	60.25	0.81	16.79	6.50	0.31	1.47	3.13	6.04	4.22	0.47	100.00	78	482	39	212	1076	1	85	29	10	145	11	6.1	7	20	15	63	168
	Loc. 23	12062411B	60.76	0.84	16.57	6.42	0.22	1.23	2.99	6.23	4.27	0.46	100.00	81	443	39	218	1096	2	87	19	9	121	10	6.2	9	20	14	66	167
	Loc. 23	12062411C	61.79	0.80	16.60	6.67	0.21	1.07	2.65	6.34	4.51	0.37	100.00	86	387	38	227	1129	1	72	22	8	119	10	5.8	8	20	15	63	169
Motoyama West pumiceous sand and gravel deposit	Loc. 23	12062411-A	61.72	0.78	16.68	5.65	0.21	1.04	2.71	6.31	4.51	0.40	100.00	87	364	38	228	1112	1	72	26	7	122	12	6.4	8	20	14	64	176
	Loc. 21	12062507e	60.98	0.84	16.72	6.29	0.22	1.32	2.94	5.94	4.29	0.46	100.00	77	394	34	186	1107	1	80	39	11	138	10	6.0	7	20	13	67	177
	Loc. 21	12062507f	60.40	0.89	16.33	6.72	0.23	1.43	3.15	6.02	4.31	0.52	100.00	82	424	42	222	1074	3	92	24	11	127	11	6.1	9	20	15	71	177
Konogoiwa P. D.	Loc. 21	12062507g	60.49	0.91	16.41	6.65	0.23	1.46	3.21	5.89	4.24	0.52	100.00	78	404	37	191	1090	0	102	32	11	134	10	5.9	8	20	14	65	179
	Loc. 21	12062507h	60.13	0.87	16.47	6.72	0.23	1.44	3.42	6.05	4.16	0.52	100.00	78	473	41	213	1084	2	104	20	11	127	9	6.0	9	19	13	66	183
	Loc. 21	12062507b	60.72	0.84	16.43	6.43	0.23	1.48	3.30	5.85	4.24	0.48	100.00	79	393	36	187	1115	2	94	30	11	142	11	5.9	9	20	13	67	183
Motoyama P. D.	Loc. 21	12062507c	60.52	0.85	16.54	6.44	0.23	1.33	3.21	6.12	4.26	0.50	100.00	83	449	41	214	1112	0	97	23	10	128	10	6.1	8	20	13	66	183
	Loc. 33	14011202ab	60.98	0.85	16.61	6.28	0.23	1.51	2.96	5.85	4.27	0.45	100.00	82	428	40	227	1093	2	80	12	9	126	11	6.4	7	20	15	66	177
	Loc. 17	12062501e	60.84	0.82	16.56	6.40	0.22	1.23	2.97	6.17	4.35	0.43	100.00	85	426	40	227	1097	3	85	27	9	128	11	6.6	8	22	14	66	177
Motoyama lava	Loc. 17	12062501c	60.45	0.86	16.44	6.75	0.23	1.41	3.12	6.04	4.22	0.48	100.00	83	426	38	210	1086	2	96	29	12	131	13	6.3	8	19	14	65	180
	Loc. 8	12062701	60.22	0.85	16.37	7.02	0.23	1.45	3.17	5.98	4.23	0.48	100.00	73	439	39	214	1097	3	90	29	12	126	11	6.0	8	19	13	66	182
	Loc. 34	1206280m	60.54	0.84	16.43	6.90	0.23	1.33	3.07	5.93	4.27	0.46	100.00	73	422	39	217	1111	6	90	33	12	134	12	6.2	8	20	15	67	182
Hinodahama ignimbrite	Loc. 11	14010902-1r	60.52	0.83	16.40	6.91	0.23	1.37	3.08	5.88	4.32	0.46	100.00	74	422	39	217	1092	3	88	36	11	127	11	6.3	8	20	14	64	179
	Loc. 35	14011001	60.15	0.85	16.39	7.08	0.23	1.45	3.22	5.96	4.20	0.47	100.00	70	446	40	216	1088	3	94	33	12	125	12	6.0	8	20	14	64	174
	Loc. 10	12062703	60.23	0.83	16.53	7.08	0.23	1.40	3.06	5.98	4.28	0.46	100.00	71	431	40	221	1078	7	89	23	11	126	11	6.6	8	20	14	64	175
Hinodahama ignimbrite (welded tuff)	Loc. 9	14011104aa	61.46	0.86	16.30	6.29	0.22	1.12	2.62	6.08	4.61	0.42	100.00	89	323	42	244	1087	1	72	20	9	131	11	6.6	8	20	15	69	188
	Loc. 9	14011104ab	61.47	0.84	16.24	6.38	0.22	1.12	2.63	6.01	4.68	0.43	100.00	89	306	40	234	1093	2	96	23	9	130	12	7.1	8	21	15	73	180
	Loc. 9	14011104ac	61.45	0.88	16.24	6.38	0.23	1.13	2.63	6.03	4.60	0.43	100.00	90	317	44	230	1073	3	72	20	9	131	12	7.1	8	21	15	68	180
Hanarewa sand deposit	Loc. 9	14011104ad	60.89	0.82	16.12	6.16	0.24	1.25	2.76	6.00	4.51	0.46	100.00	89	332	42	241	1072	0	88	22	11	133	12	7.0	10	21	14	64	187
	Loc. 9	14011104e1	60.81	0.87	16.33	6.35	0.23	1.31	2.81	6.12	4.38	0.46	100.00	84	393	41	225	1129	1	97	20	10	130	10	5.9	8	20	15	68	184
	Loc. 8	12062702	61.14	0.84	16.59	6.71	0.22	1.28	3.03	5.88	4.34	0.47	100.00	76	411	41	233	1123	1	97	20	10	132	12	7.0	8	20	13	66	184
Hanarewa beach rock	Loc. 8	12062309	60.57	0.84	16.53	6.53	0.23	1.22	3.03	5.88	4.34	0.47	100.00	80	430	40	218	1083	3	89	31	11	132	12	7.0	8	20	14	63	184
	Loc. 8	12062307-A	59.57	0.86	16.63	6.94	0.23	1.32	3.11	5.14	4.27	0.47	100.00	80	430	40	218	1083	2	91	24	16	127	13	5.9	8	21	13	62	177
	Loc. 9	14011103a	59.57	0.82	16.68	6.98	0.22	1.51	3.78	5.88	4.68	0.57	100.00	71	576	38	185	1052	1	128	29	15	125	10	5.0	10	20	12	62	175
Kamauiwa lava	Loc. 9	14011103b	60.42	0.81	16.70	6.97	0.22	1.22	3.28	6.00	4.30	0.51	100.00	70	536	41	221	1063	1	128	31	12	123	9	5.3	10	20	14	64	179
	Loc. 9	14011103c	59.97	0.81	16.70	6.97	0.22	1.42	3.68	5.89	3.84	0.65	100.00	70	536	39	211	1039	2	139	20	13	128	9	5.7	12	21	14	66	172
	Loc. 9	14011103d	60.60	0.80	16.24	6.67	0.23	1.27	3.14	6.02	4.30	0.51	100.00	82	493	41	223	1084	4	103	49	10	127	10	6.3	12	21	14	66	172
Kamauiwa P. D.	Loc. 36	14011004e	60.19	0.97	16.44	6.21	0.23	1.20	2.83	6.10	4.45	0.49	100.00	81	363	38	207	1107	1	78	24	9	129	11	6.0	7	21	14	66	185
	Loc. 5	14011104f	59.16	0.95	16.98	6.92	0.23	1.54	4.22	5.82	3.68	0.57	100.00	51	633	36	177	1009	3	120	68	14	124	10	5.8	1				

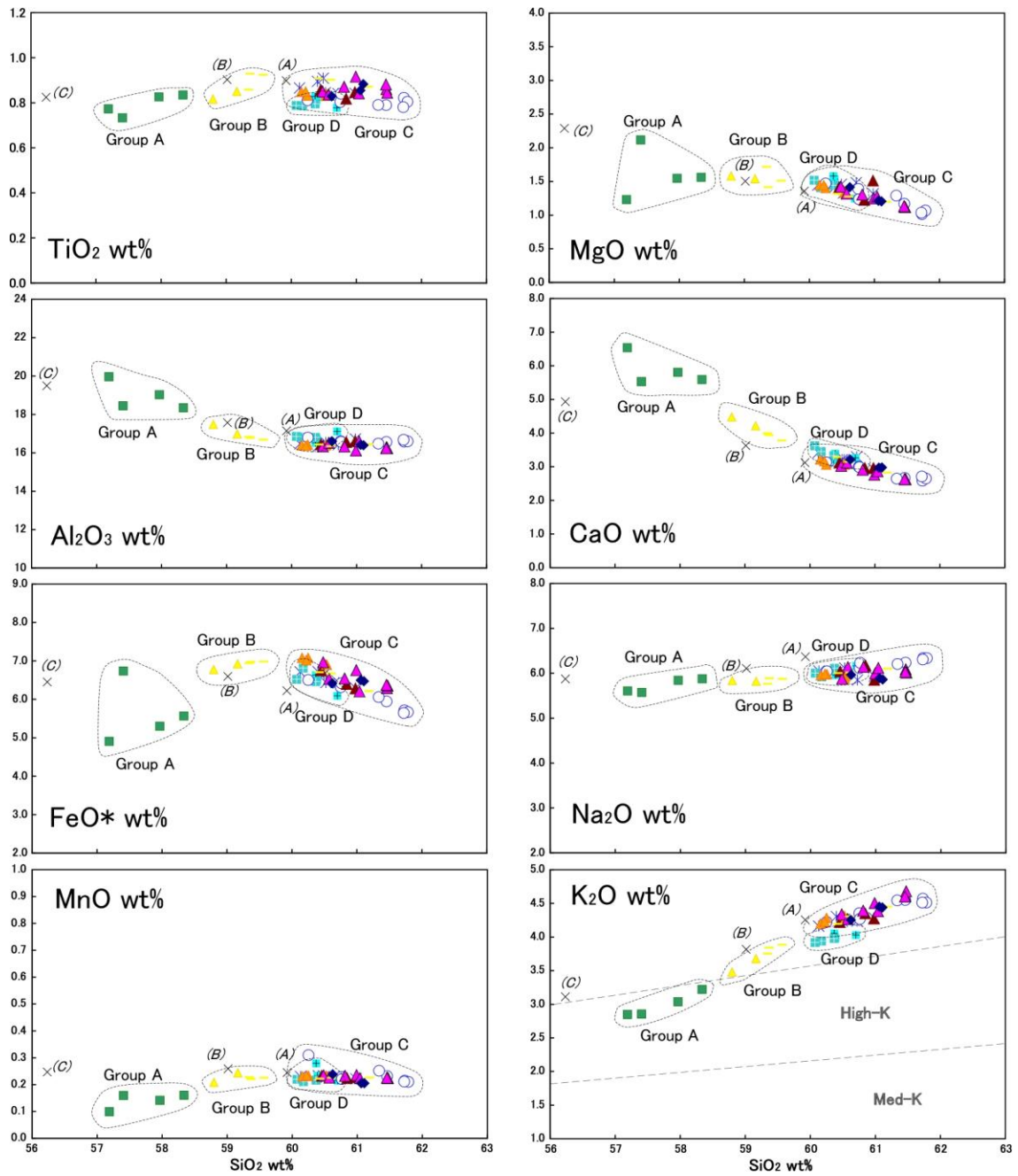


Fig.2-17 Whole-rock chemical compositions of products of Ioto (Iwo-jima) volcano.

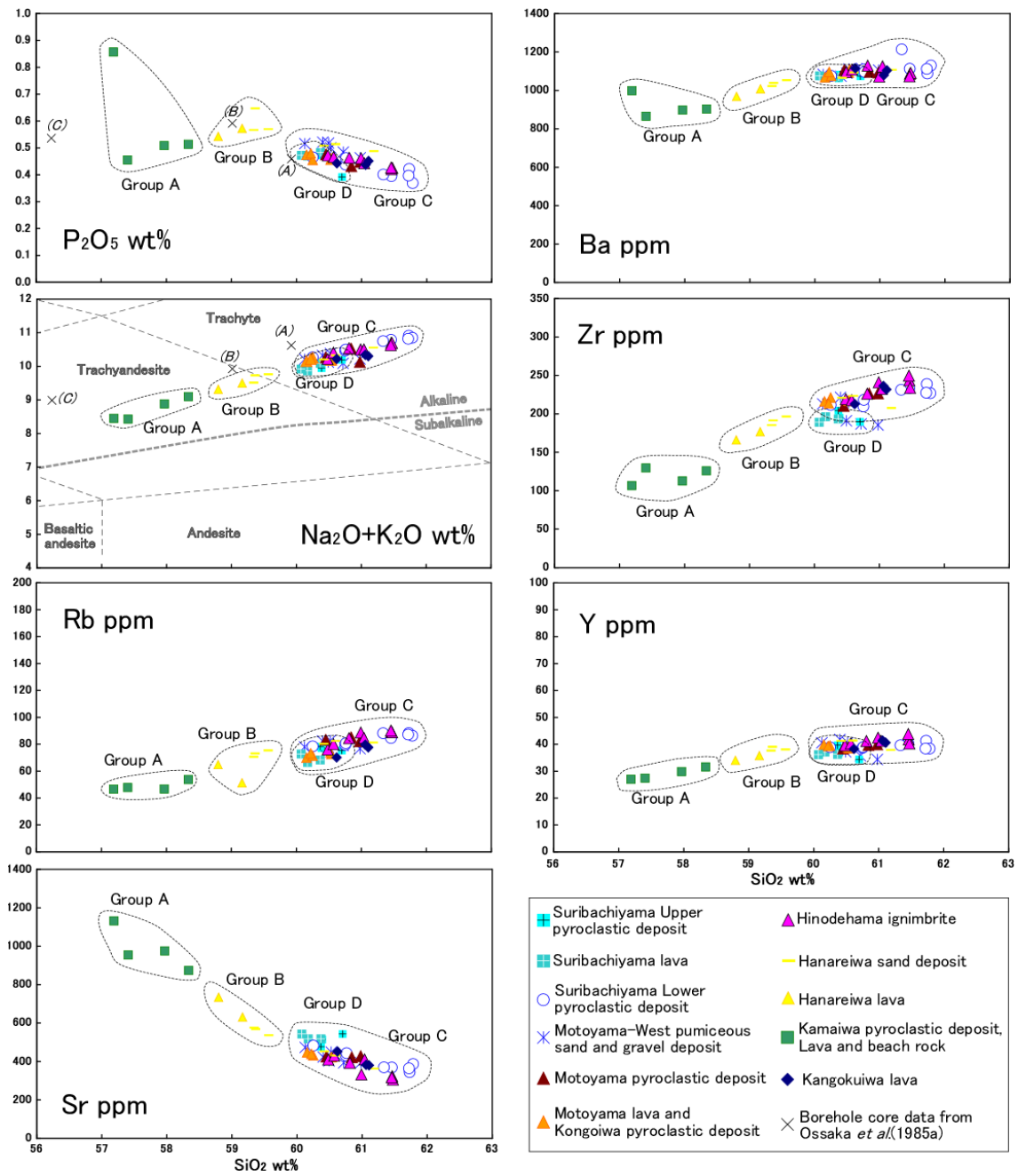


Fig.2-17(continued) Whole-rock chemical compositions of products of Ioto (Iwo-jima) volcano.

Table 2-4

Volcanic glass compositions of representative tuffaceous deposits of Ioto (Iwo-jima) volcano. The total amount of Fe in FeO and 10 other oxides is calculated to be 100%.

Unit	Locality	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
Motoyama-West pumiceous sand and gravel deposit	Loc. 21	20	ave. 61.72	0.80	16.36	5.71	0.21	1.23	2.62	6.20	4.77	0.36	100.00
			1 σ 0.29	0.06	0.15	0.15	0.03	0.06	0.09	0.26	0.09	0.05	
Suribachiyama Lower pyroclastic deposit	Loc. 26	22	ave. 62.20	0.76	16.37	5.46	0.21	1.16	2.47	6.19	4.83	0.33	100.00
			1 σ 0.53	0.06	0.25	0.25	0.02	0.09	0.20	0.23	0.13	0.06	
Motoyama pyroclastic deposit	Loc. 11	16	ave. 61.73	0.81	16.16	5.78	0.21	1.16	2.42	6.39	5.00	0.33	100.00
			1 σ 0.55	0.07	0.27	0.24	0.03	0.09	0.26	0.30	0.23	0.08	
Hinodehama ignimbrite	Loc. 9	15	ave. 62.80	0.78	15.91	5.71	0.21	1.11	2.43	5.81	4.92	0.33	100.00
			1 σ 0.94	0.10	0.20	0.57	0.03	0.27	0.48	0.66	0.32	0.12	

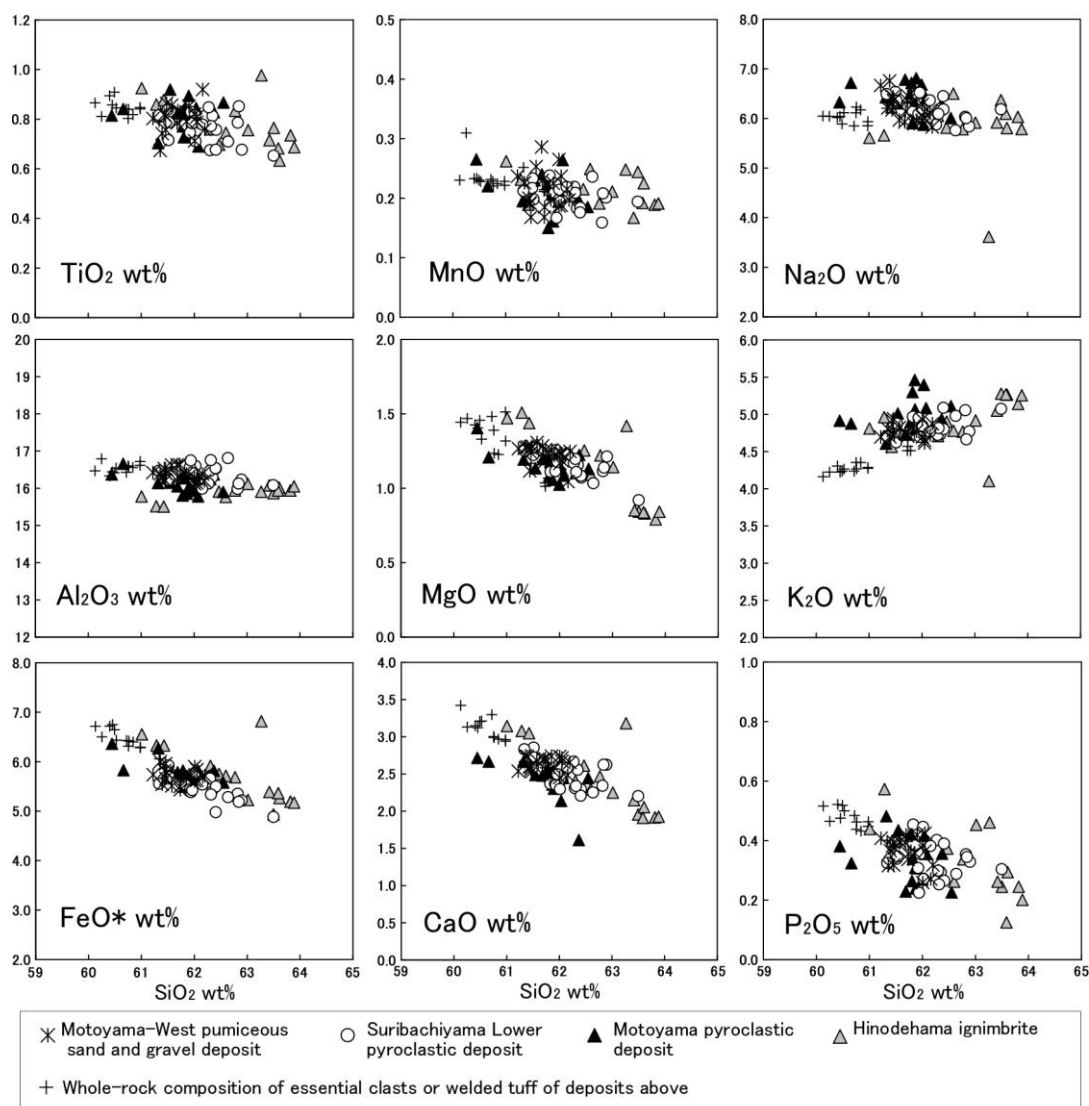


Fig.2-18 Diagrams showing variation of chemical compositions of glass shards of representative tuffaceous deposits in Ioto (Iwo-jima) volcano.

Table 2-5

AMS ^{14}C dating for the Kamaiwa beach rock, the Hinodehama volcanoclastic sand deposit, and the Hinodehama ignimbrite.

Lab. No.	Sample	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C Age (yrBP $\pm 1\sigma$)	^{14}C Calendar Age	
				1 σ Calibrated results	2 σ Calibrated results
PLD-26421	Loc. 2 conch shell (<i>Nebularia sp.</i>) : dry	1.04 \pm 0.21	2476 \pm 20	Marine13: 223BC (68. 2%) 131BC	Marine13: 304BC (95. 4%) 91BC
PLD-26422	Loc. 2 bivalve shell fragment (<i>Anguipecten sp.</i>) : dry	2.56 \pm 0.33	2394 \pm 21	Marine13: 121BC (68. 2%) 32BC	Marine13: 160BC (95. 4%) 7AD
PLD-26423	Loc. 9 outmost ring of carbonized wood with bark (ϕ 5mm) : dry	-28.51 \pm 0.20	2551 \pm 22	796BC (68. 2%) 761BC	801BC (74. 1%) 748BC 685BC (7. 0%) 667BC 640BC (12. 4%) 588BC 579BC (1. 9%) 565BC
PLD-26424	Loc. 8 carbonized twig (ϕ 2mm) : dry	-27.98 \pm 0.24	2549 \pm 20	795BC (68. 2%) 762BC	800BC (77. 4%) 750BC 684BC (6. 8%) 667BC 638BC (10. 5%) 590BC 577BC (0. 8%) 571BC

Table 2-6

K-Ar age for the Kamaiwa lava.

Sample	Fraction	Potassium content (wt. %)	Rad. ^{40}Ar (10^{-8}cc STP/g)	K-Ar Age (Ma)	Non-rad. ^{40}Ar (%)
Kamaiwa lava 12062405	groundmass (# 60-80)	2.968 \pm 0.059	0.99 \pm 0.66 0.79 \pm 0.50	0.09 \pm 0.06 0.07 \pm 0.04	97.6 97.6

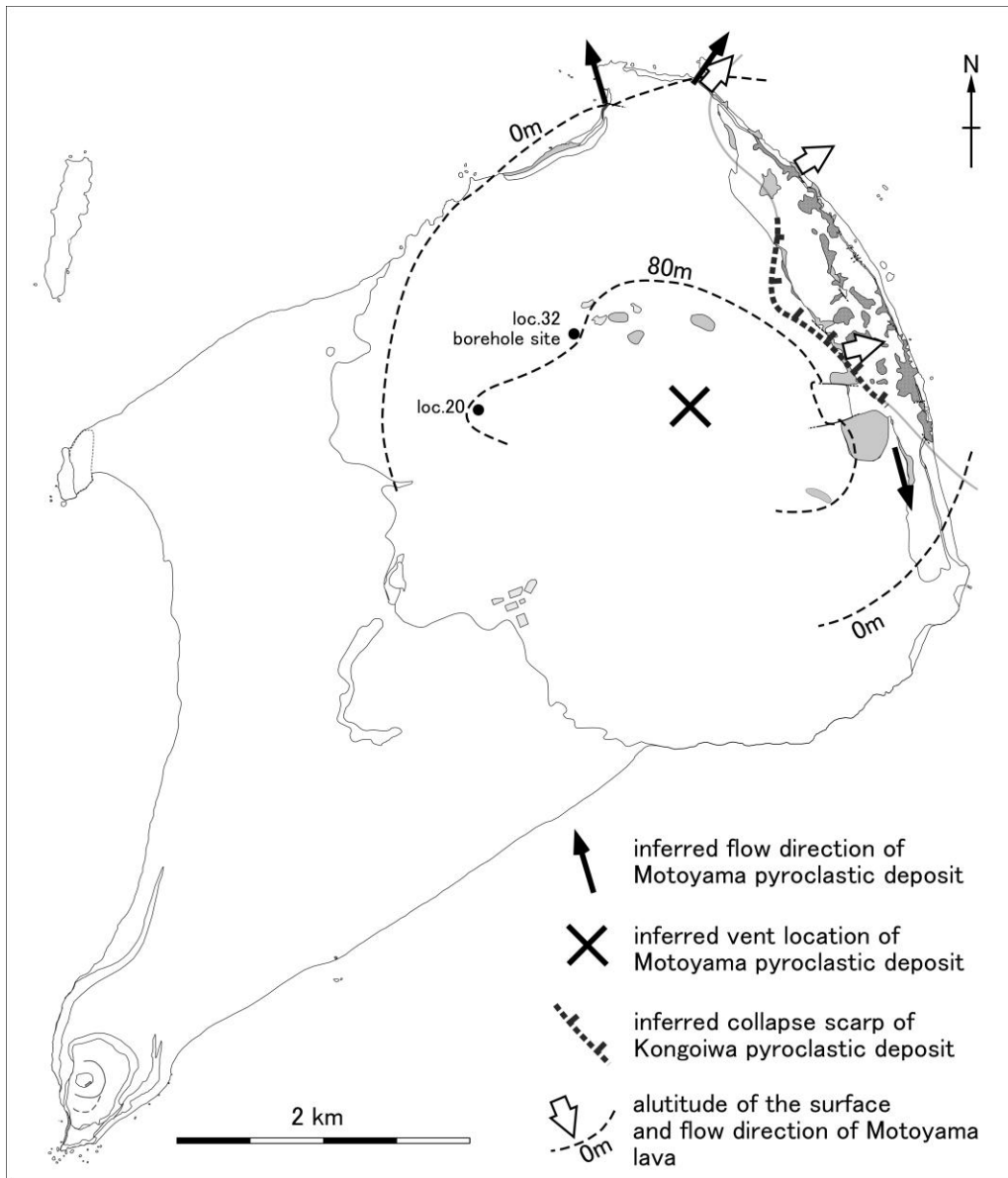


Fig.2-19 Estimation of the source vent location of Motoyama 2.7 cal. kBP eruption.

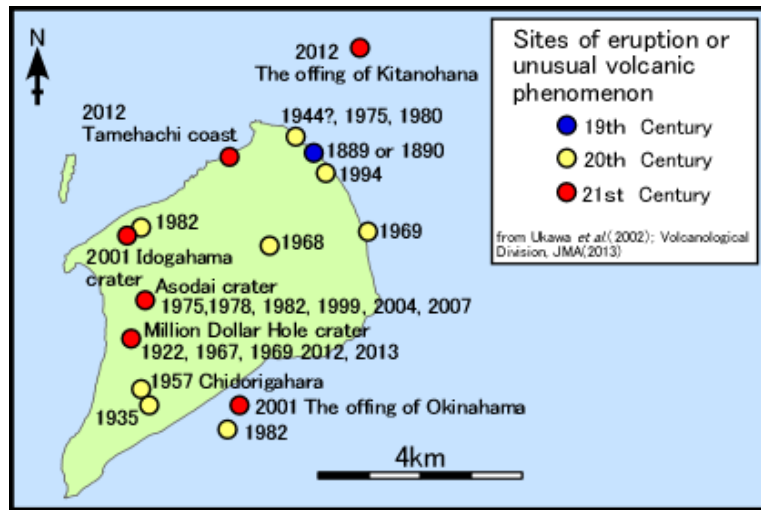


Fig.3-1 Sites of eruptions or unusual volcanic phenomena in historic era.

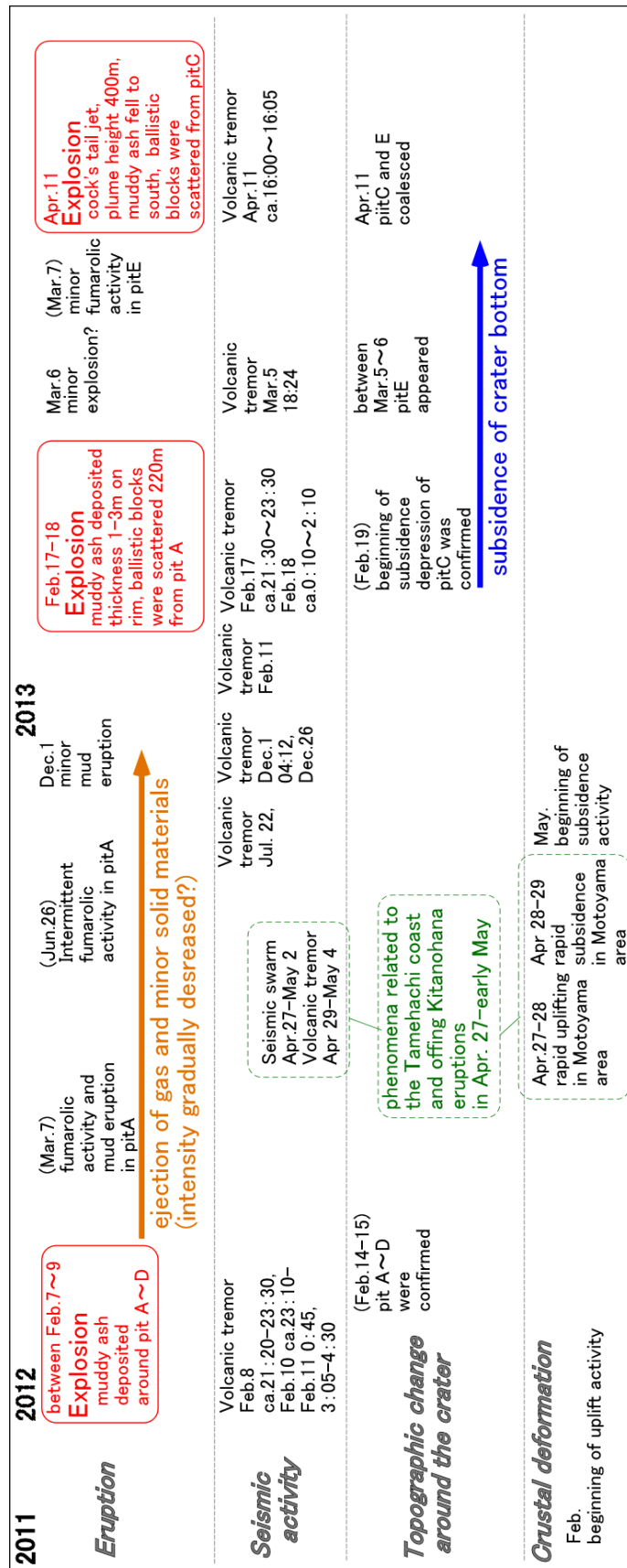


Fig.3-2 Resent situation of the Asodai crater.



Fig.3-3 Resent situation of the Idogahama crater.

Table.3-1 The sequence of eruption events and related phenomena of the 2012-2013 eruption of Million Dollar Hole crater. Major eruption occurred three times, but only April 11, 2013 eruption was witnessed.



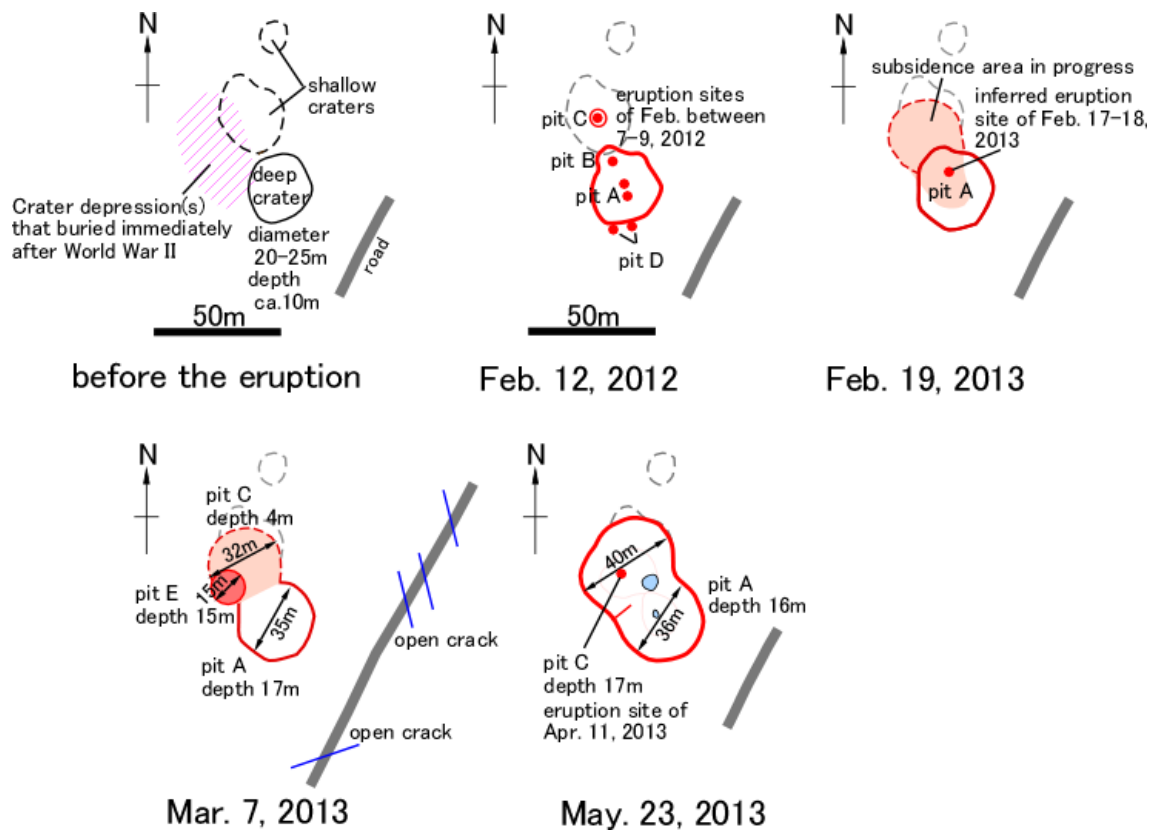


Fig.3-4 Schematic illustration of topographic change of the Million Dollar Hole crater in the 2013 eruption.



a. Full view of the crater after the Feb. between 7-9, 2012 eruption.



b. The center of pit C after the Feb. between 7-9, 2012 eruption.



c. Volcanic ash that deposited on the branches of tree.



d. Volcanic ash that deposited on the rim of pit B.



g. Full view of the crater after the Feb. between 7-9, 2012 eruption (taken by T. Tanada). Pit E was formed in until Mar. 6.

Fig.3-5 The photographs of the development of the pits and eruption deposit of the 2012-2013 eruption of Million Dollar Hole crater.



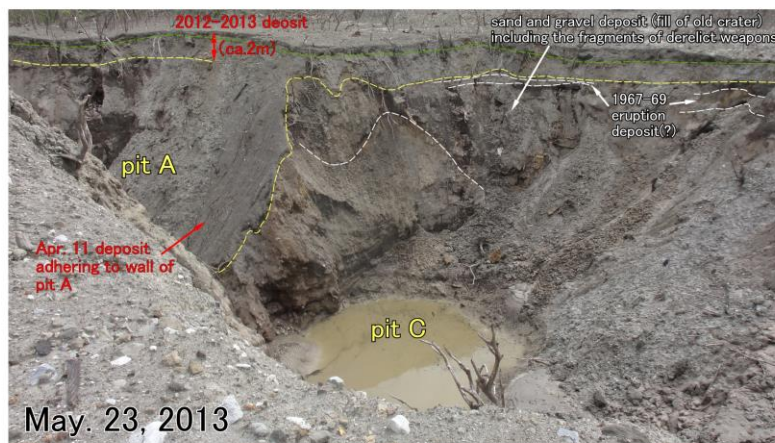
f. Open cracks on the nearby road (taken by T. Tanada).



g. A ballistic block of Feb.17-18, 2013 eruption (taken by T. Tanada). The distance from the crater is ca.220 m.

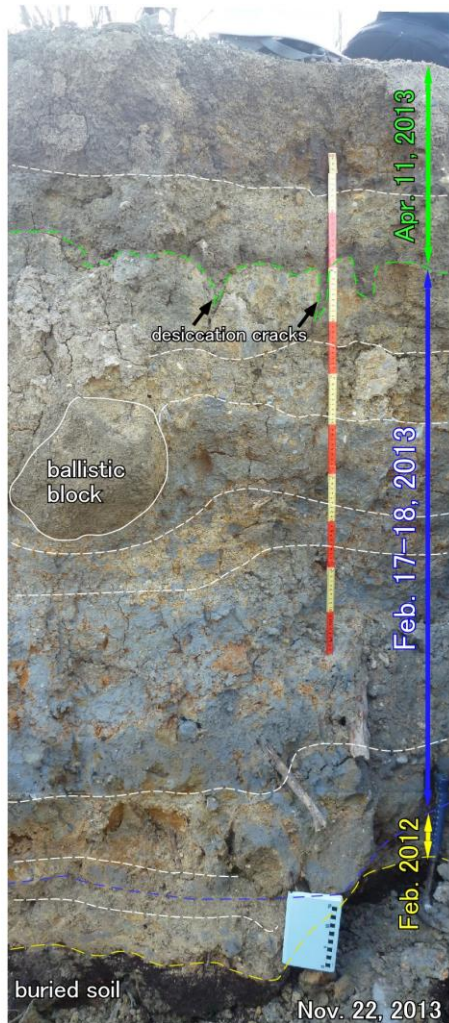


h. Full view of the crater after the Apr. 11, 2013 eruption. same angle as photo a.(taken by T. Tanada).

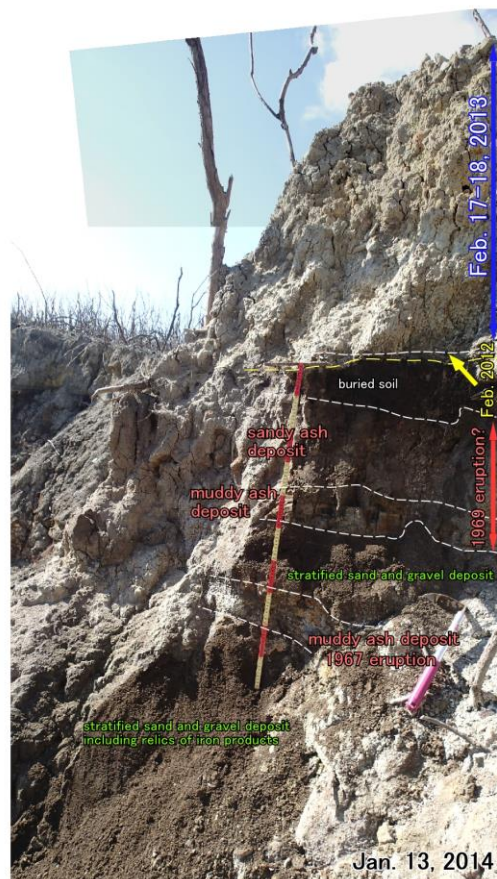


i. Part view of the crater after the Apr. 11, 2013 eruption. same angle as photo g.(taken by T. Tanada).

Fig.3-5(continued) The photographs of the development of the pits and eruption deposit of the 2012-2013 eruption of Million Dollar Hole crater.



j. The 2012–2013 eruption deposit on the western rim of pit A.



k. The 2012–2013 eruption deposit on the northern rim of pit C.

Fig.3-5(continued) The photographs of the development of the pits and eruption deposit of the 2012-2013 eruption of Million Dollar Hole crater.

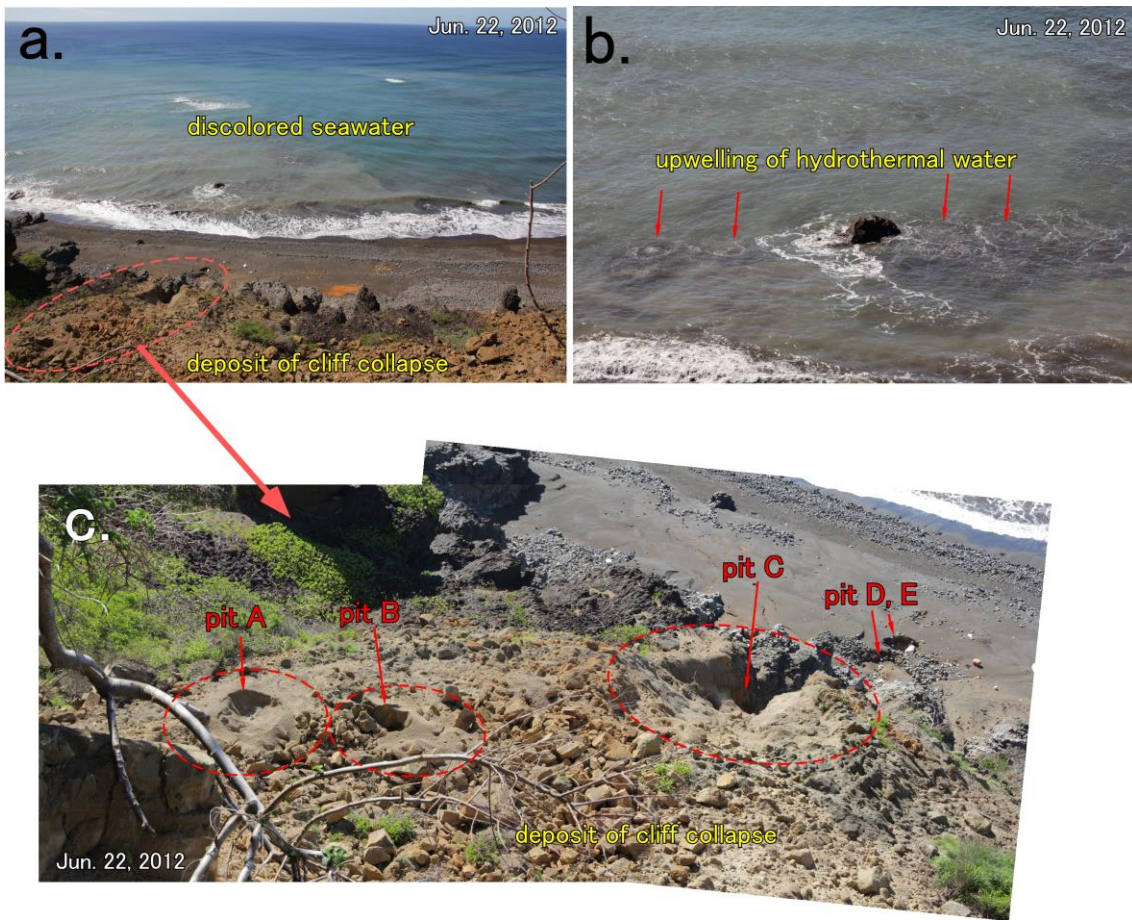


Fig.3-6 The photographs of the Tamehachi coast (Loc.41). The location of the discoloration of seawater and slope failure occurred between Apr. 27-May 3, 2012.

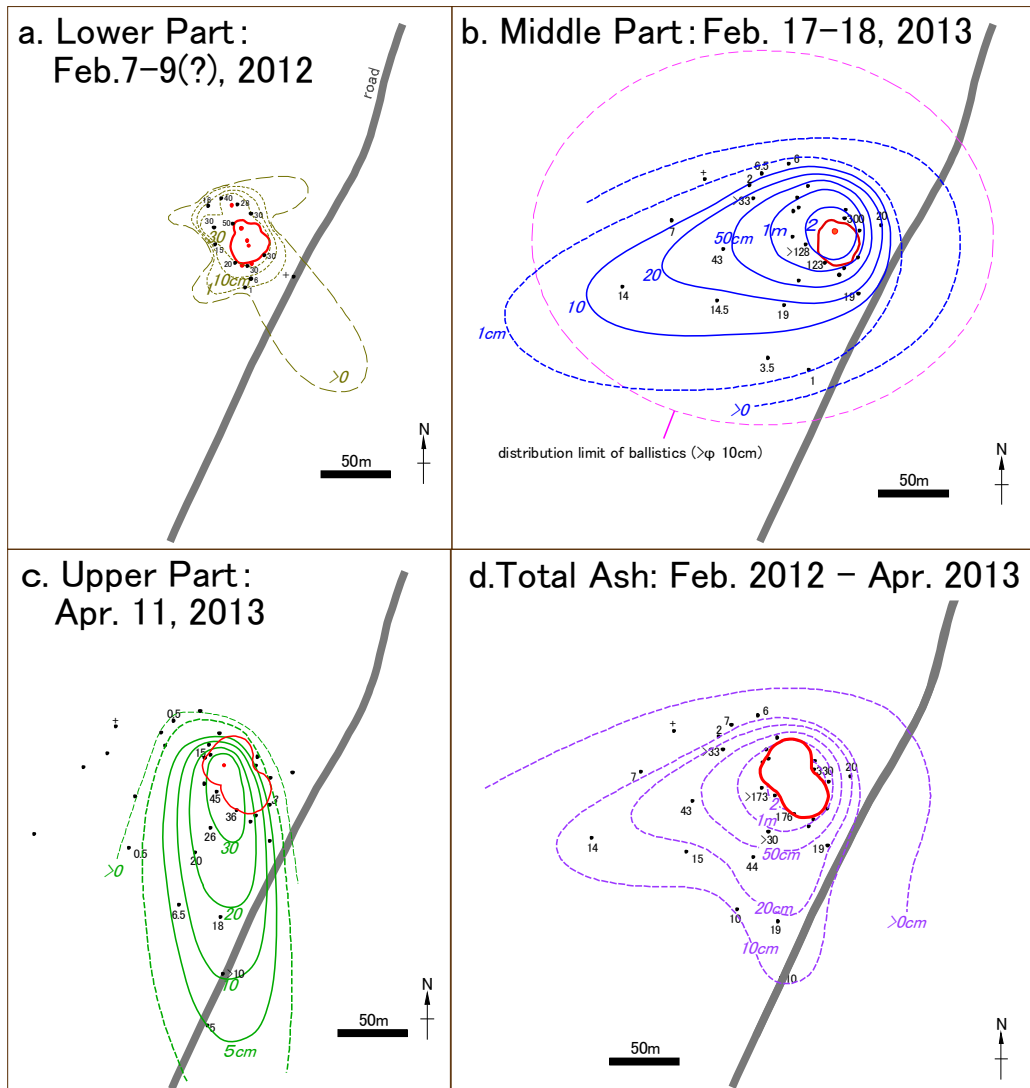


Fig.3-7 Isopach maps of the deposits of the 2012-2013 eruption of Million Dollar Hole crater.

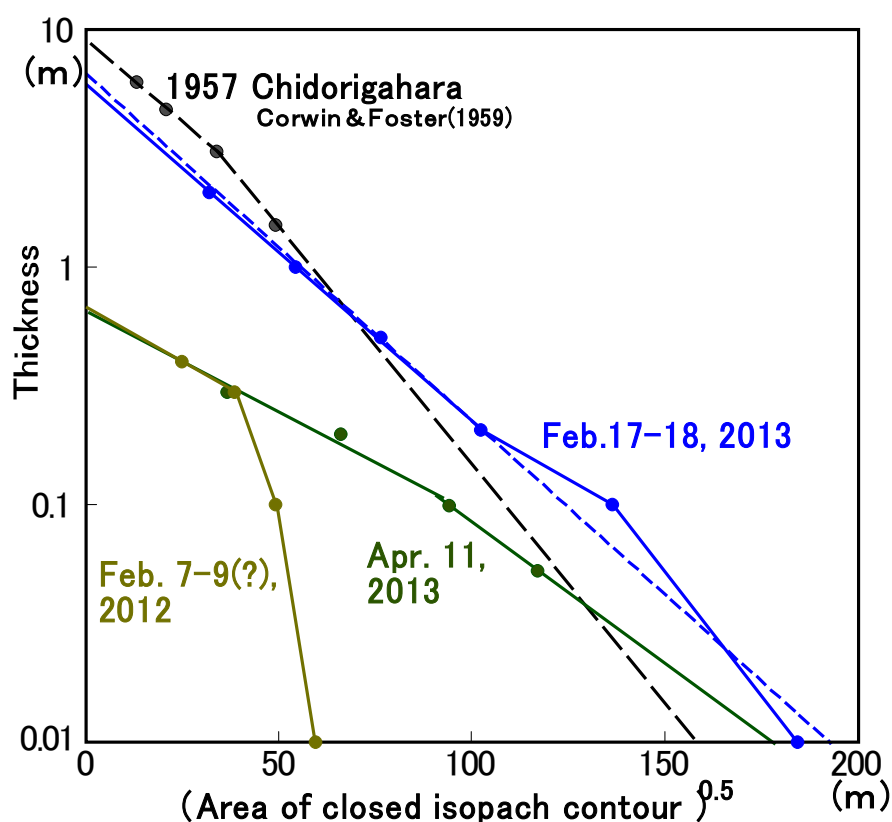


Fig.3-8 The plot of sqrt A vs log T (Pyle 1989) of the deposits of the 2012-2013 eruption of Million Dollar Hole crater.

Table 3-2 Calculated eruption mass of the 2012-2013 eruption of Million Dollar Hole crater.

Eruption event	depositional volume and mass* 1			
	Fierstein & Nathenson (1992) method		Ono <i>et al.</i> (2002) method	
Apr. 11, 2013	$2.9 \times 10^3 \text{ m}^3$	$4.3 \times 10^6 \text{ kg}$	$2.7 \times 10^3 \text{ m}^3$	$4.1 \times 10^6 \text{ kg}$
Feb. 17-18, 2013	$11.2 \times 10^3 \text{ m}^3$	$16.9 \times 10^6 \text{ kg}$	$11.6 \times 10^3 \text{ m}^3$	$17.4 \times 10^6 \text{ kg}$
Feb. between 7-9, 2013	$0.8 \times 10^3 \text{ m}^3$	$1.2 \times 10^6 \text{ kg}$	$0.8 \times 10^3 \text{ m}^3$	$1.2 \times 10^6 \text{ kg}$
2012-2013 total	$14.9 \times 10^3 \text{ m}^3$	$22.4 \times 10^6 \text{ kg}$	$15.1 \times 10^3 \text{ m}^3$	$22.7 \times 10^6 \text{ kg}$
Mar. 27, 1957 *2	$12.7 \times 10^3 \text{ m}^3$	$19.1 \times 10^6 \text{ kg}$	$16.8 \times 10^3 \text{ m}^3$	$25.1 \times 10^6 \text{ kg}$

* 1. The apparent density for calculations is the average value of deposit (1500 kg/m^3)

* 2. Using the isopach contours of Corwin Foster(1959)

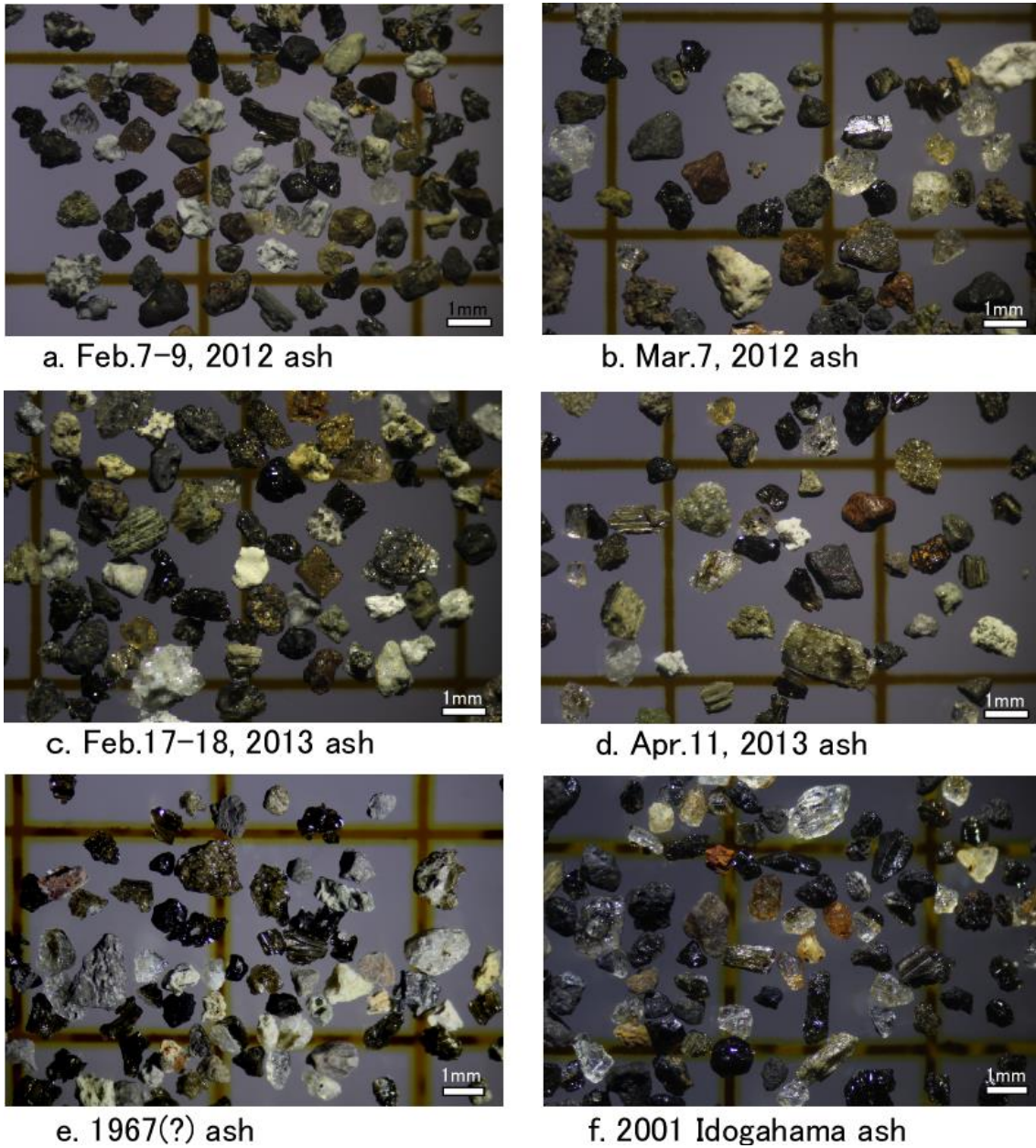


Fig.3-9 The microphotographs of the deposits of the 2012-2013 Million Dollar Hole Crater eruption and some other older eruptions in Ioto volcano.

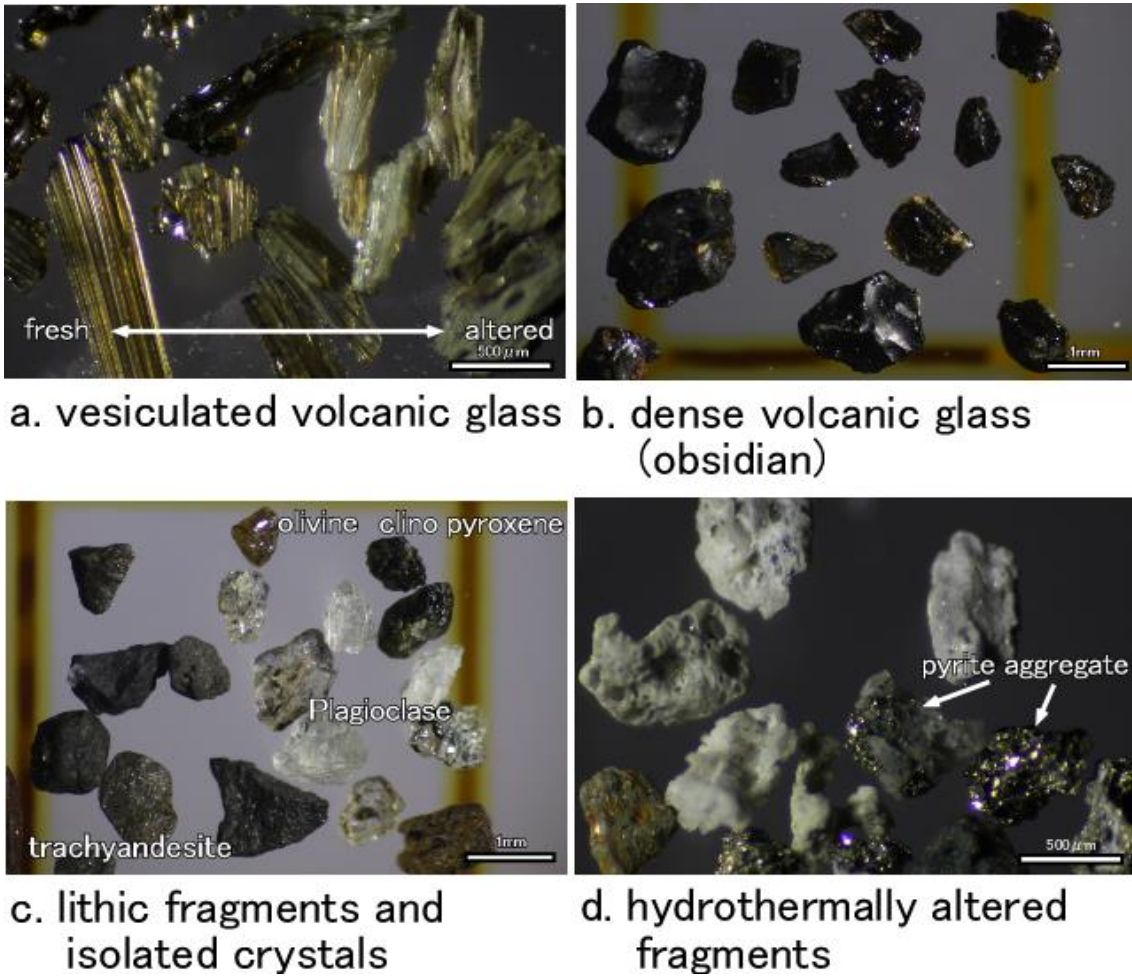


Fig.3-10 Examples of the main types of component particles in the 2012-2013 eruption deposit.

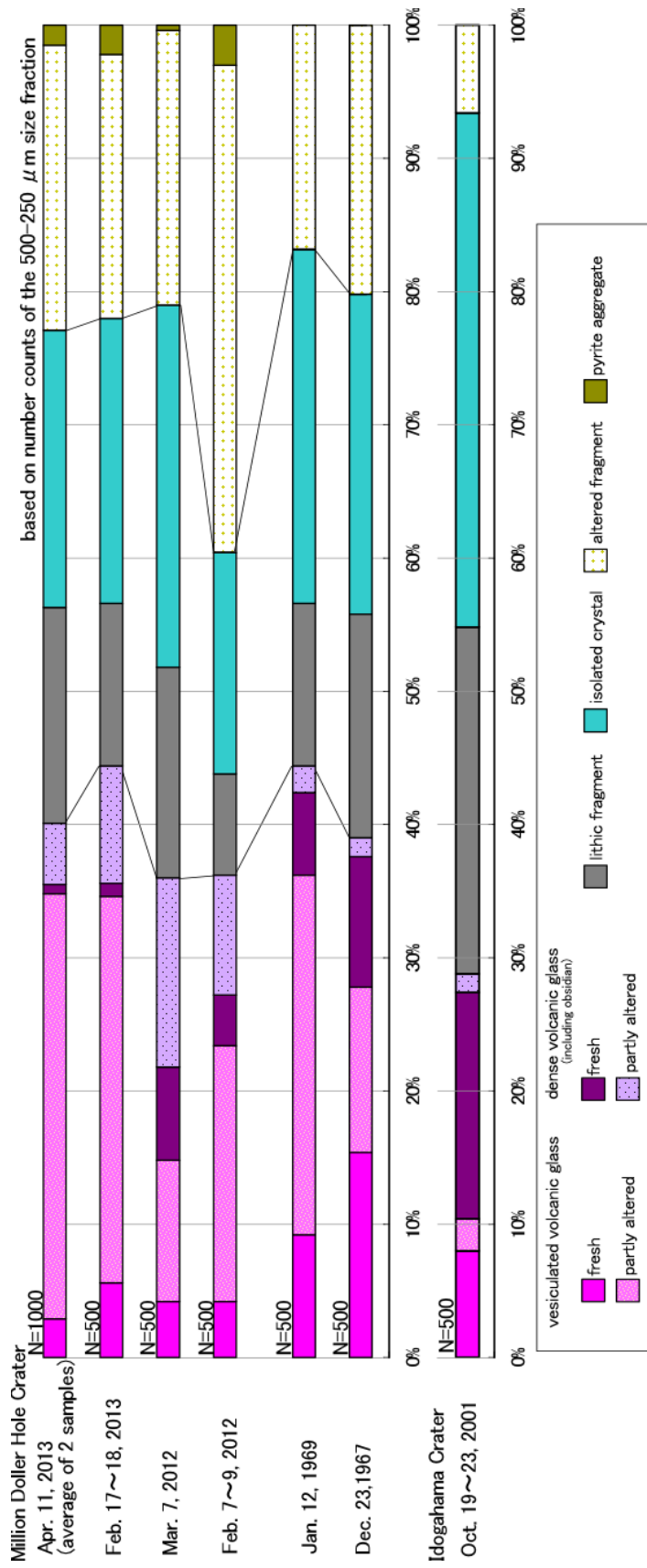


Fig.3-11 The grain compositions of the deposits of the 2012-2013 eruption of Million Dollar Hole crater. Using samples of 2012-2013 eruption were collected immediately after the ejection by JMSTDF, JMA and Dr. K. Ikehata (University of Tsukuba).

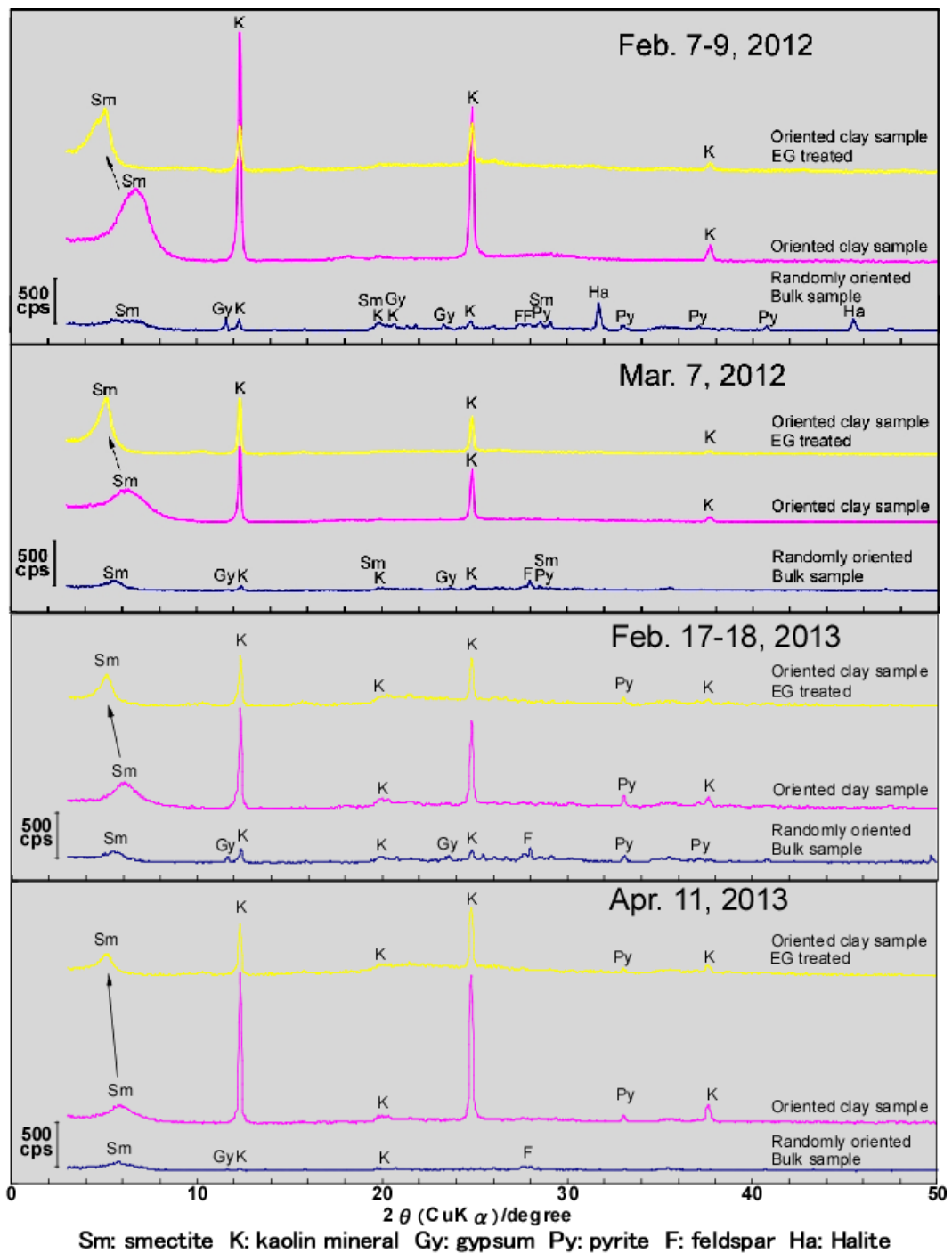


Fig.3-12 The XRD patterns of the deposits of the 2012-2013 eruption of Million Dollar crater..

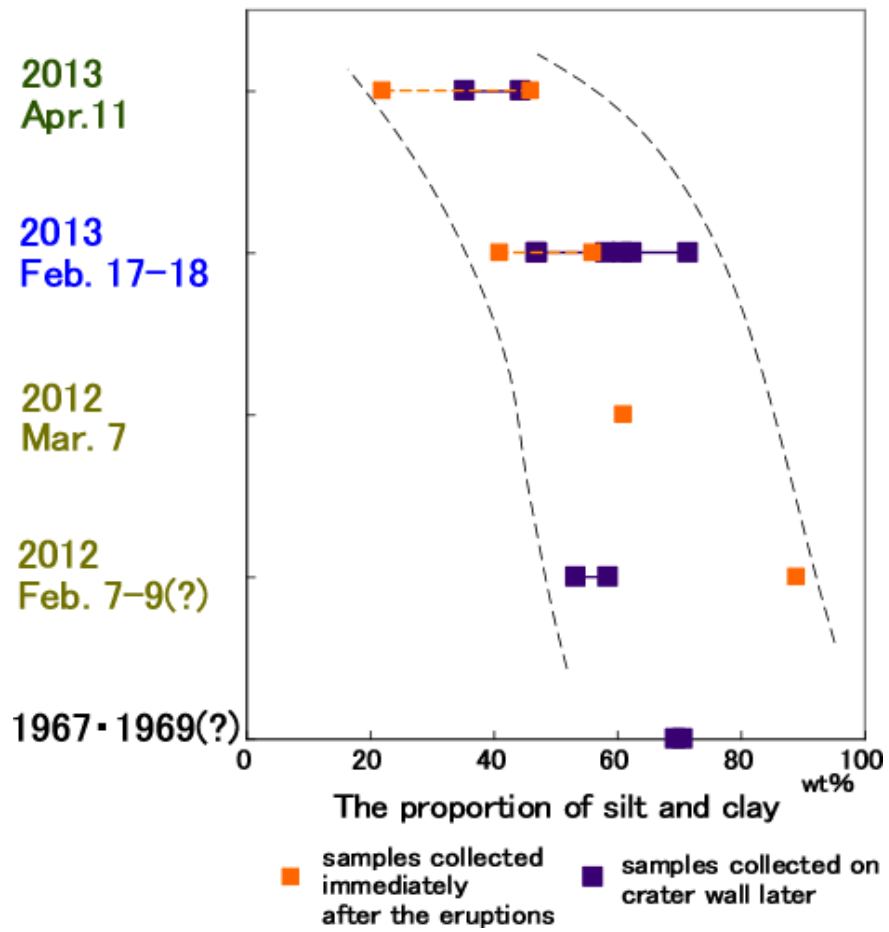


Fig.3-13 The proportions of fine grains in the deposits of the 2012-2013 eruption of Million Dollar crater..

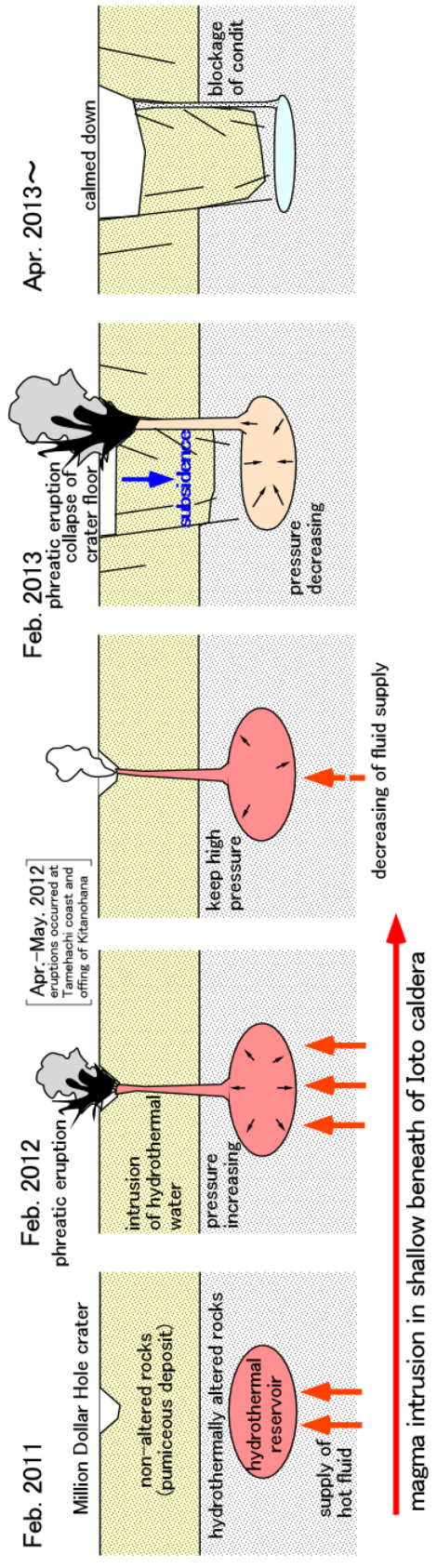


Fig.3-14 Schematic diagram showing the interpretation for the mechanism of the 2012-2013 eruption.

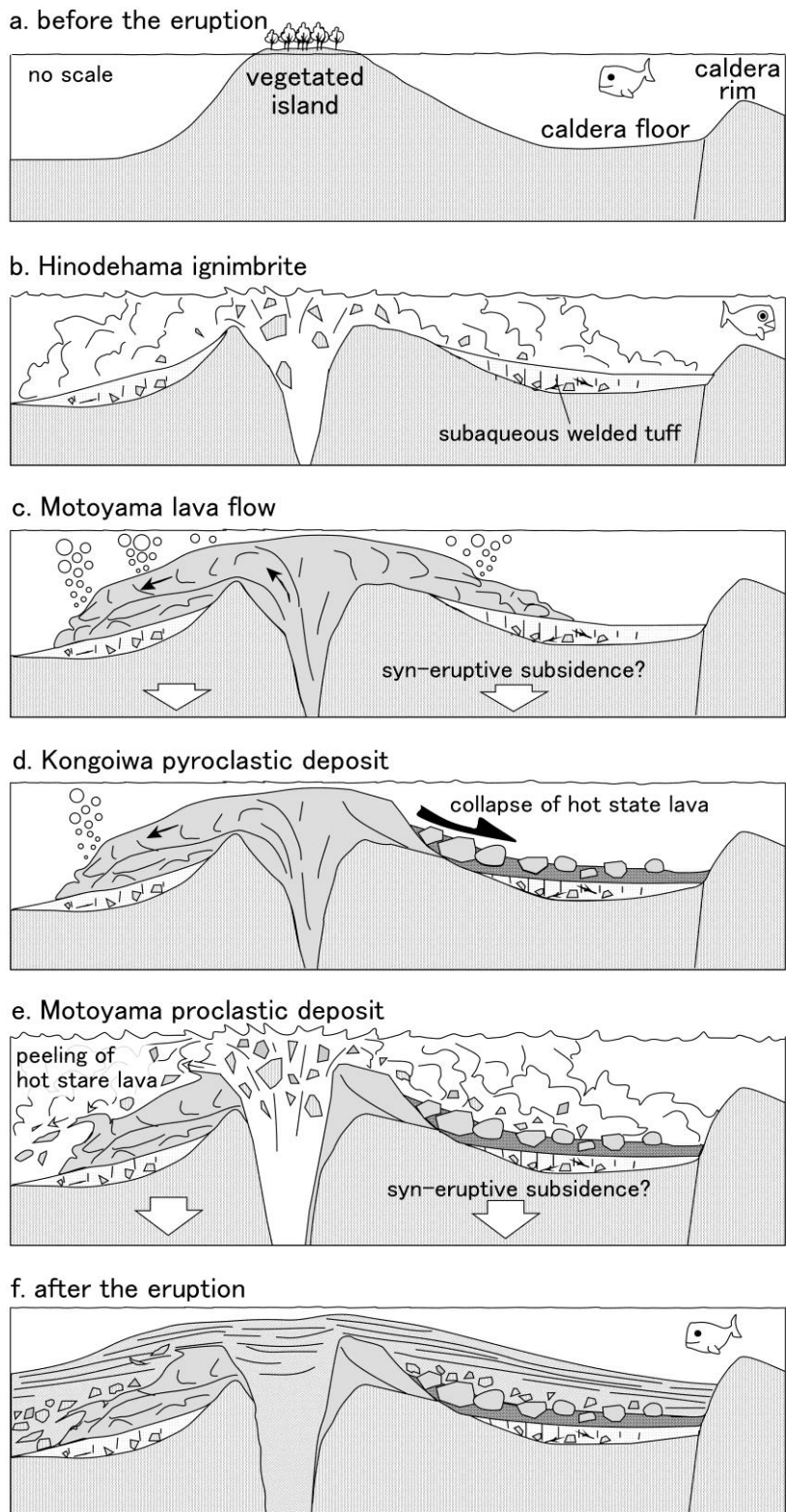


Fig.4-1 Schematic diagram showing the eruption sequence of the Motoyama ca. 2.7 kBP eruption.

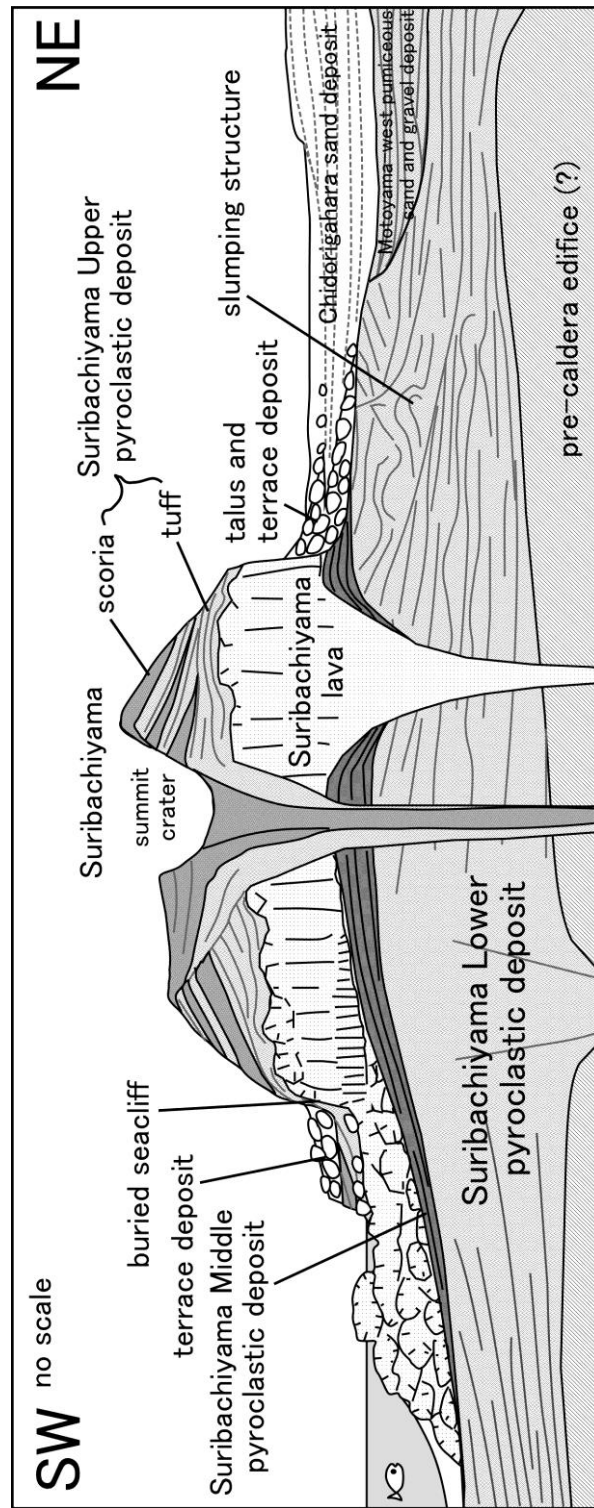
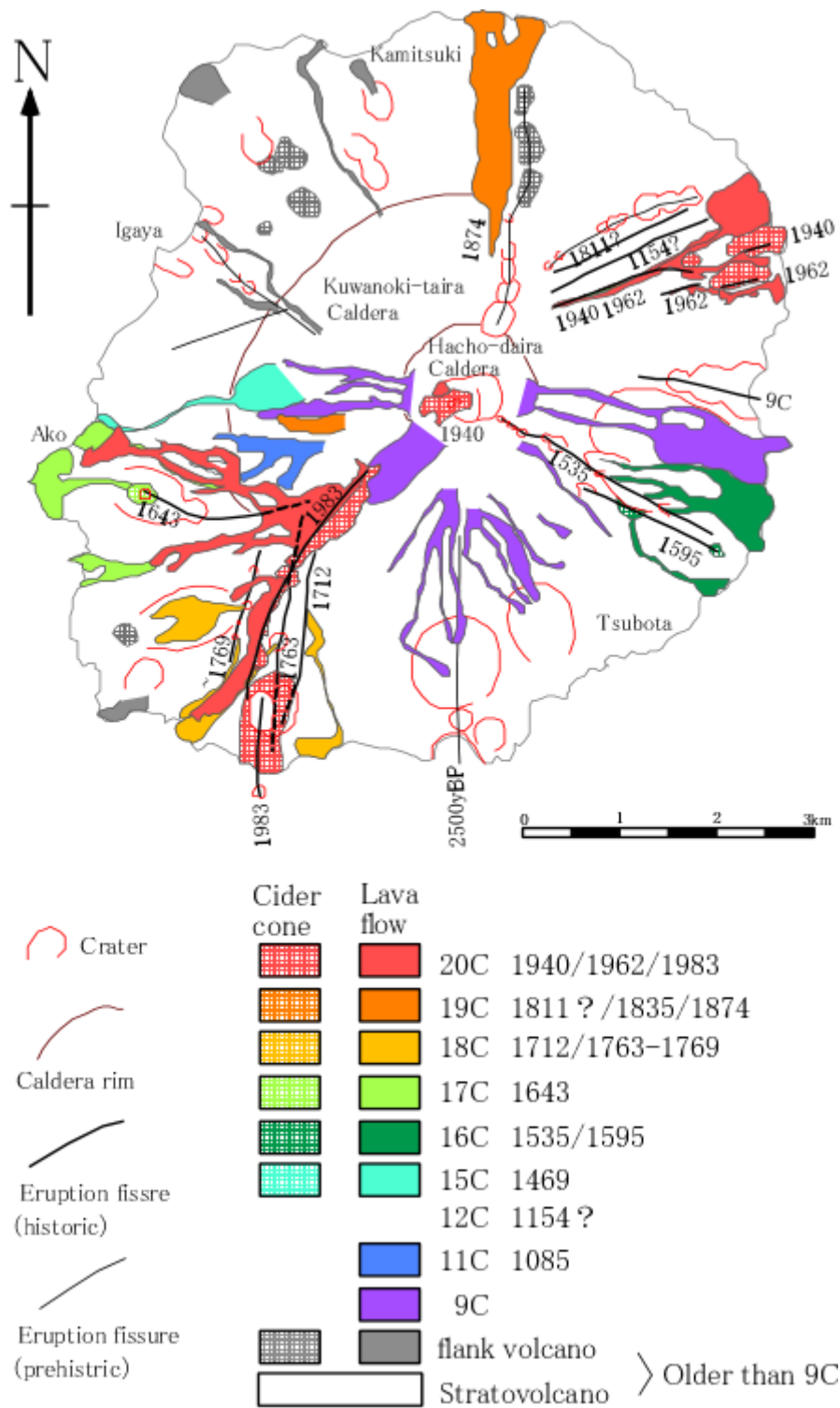


Fig.4-2 Schematic geologic section in the Suribachiyama area.

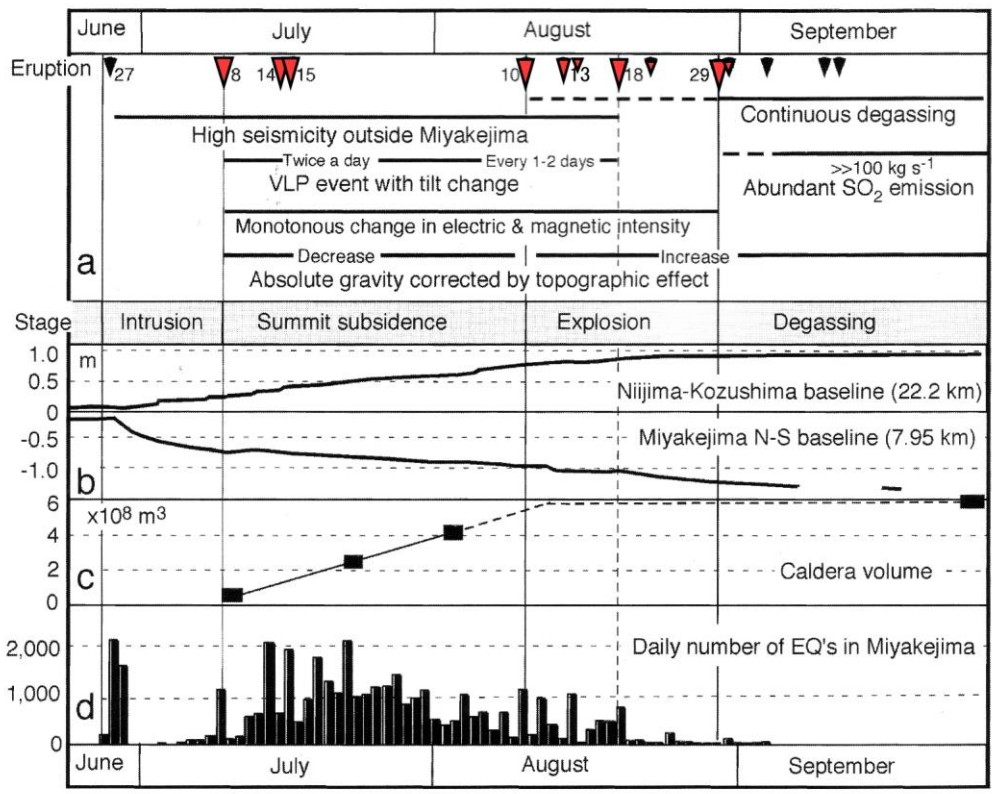


Fig.5-1 Index map of Miyakejima volcano. Filled circles with numbers show localities of outcrops and mentioned sites in text.



Modified from Tsukui & Suzuki (1998)

Fig.5-2 Simplified geologic map of Miyakejima volcano (Before the 2000 eruption).



after Nakada *et.al.*,(2005)

▼ :The eruptions treated in this chapter.

Fig.5-3

The chronology of the 2000 Miyakejima eruption summarized by Nakada *et.al.*(2005). a: Stages of eruptive activity based on surface phenomena. b: GPS data for baselines of Niiijima-Kozushima(fig.2-1) and Miyakejima. c: Temporal change in volume of the summit subsidence. d: Daily number of earthquakes that occurred beneath Miyakejima island.

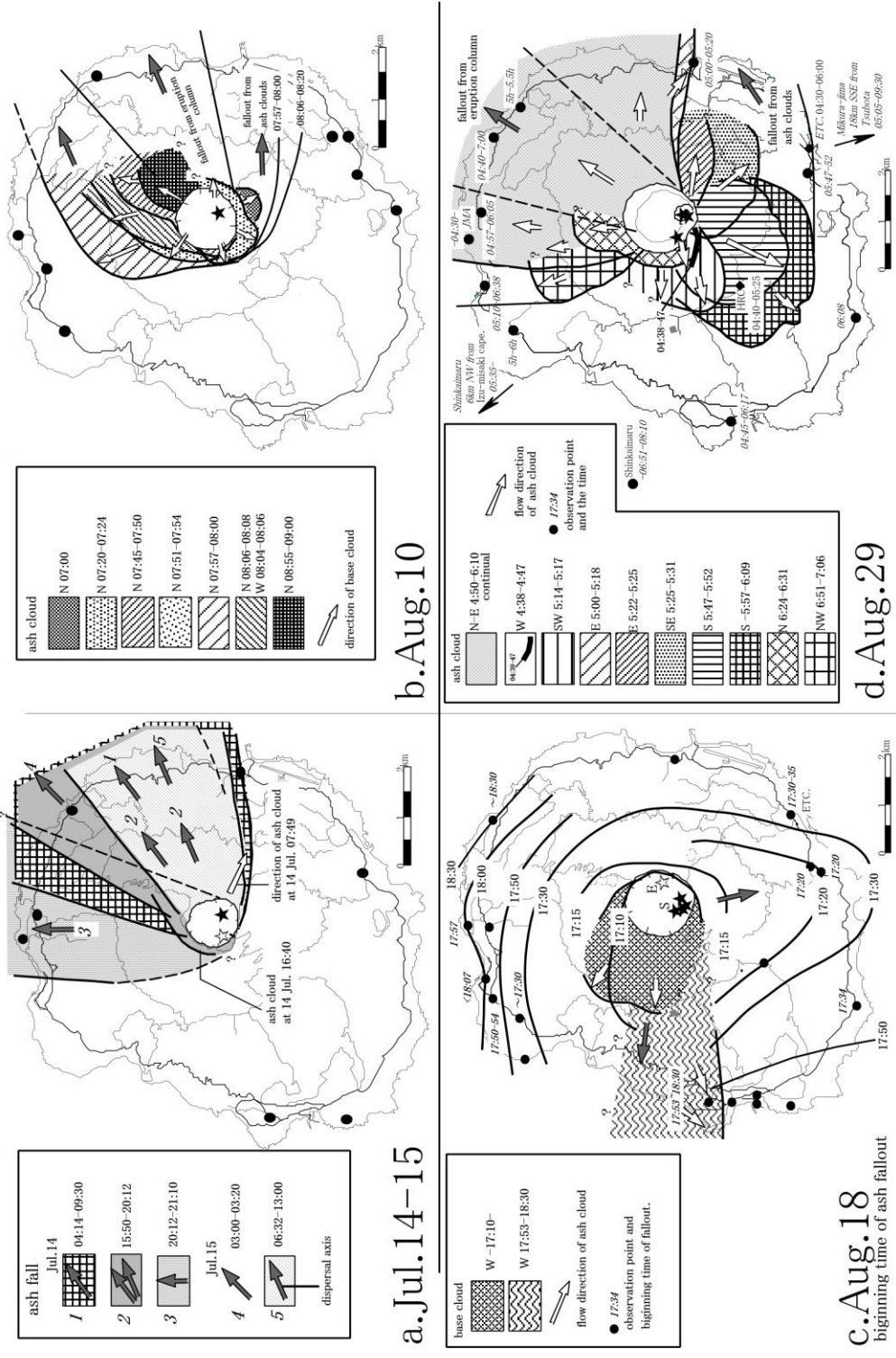


Fig.5-4 Maps that summarizes the situation of eruption clouds and ash falls based on the observation record of JURG, JMA, TV press and inhabitants. ETC: Camera installed by ERI in Tsubota, HRC: The Camera installed by Hakusan Corporation in the rest house.

Table 5-1 Summerized characteristics of eruption deposits of the 2000 Miyakejima eruption.

Date	Tephra Name	Dispersal Axis	Proximal(0.5-1.0km from the vents area)	Constituent	Distal(2-4km from the vents area)	Remarks
2000						
Jul.8	A	E	Red.lapilli tuff, ballistics LF block	Red.lapilli tuff(ang)		
Jul.14	B	ENE,N,NE	alt. lapilli tuff & fine ash, ballistics LF block	alt. lapilli tuff & fine ash(ang,ac,ves)		rich in accessory reddish scoria fragment, maximum ash aggregate size:30mm
Jul.14	B-1	NE	alt. darkGry darkPar,red, fine ash & lapilli tuff	alt. darkGry darkPar fine ash(ang,ves)		rich in scortaceous fragment(10-30vol%), mud plastering at SE Caldera rim.
B-2	ENE	alt. lightGry,Ye,red fine ash & lapilli tuff		alt. lightGry,Ye,red fine ash(ang,ac,ves)		
B-3	(SW)	Breccia, ballistics LF block				
B-3	N					
B-4	NE	alt. darkGry,Red lapilli tuff & fine ash		alt. lightGry,Ye,Red fine ash(ac,ves)		
B-4	ENE	alt. lightGry,Red lapilli tuff & fine ash		alt. darkGry/darkRed fine ash (asa,ac)		
B-5	ENE,SE	alt. lightGry,Red lapilli tuff & fine ash		alt. lightGry,Red fine ash(ac,ang)		rich in altered lithic fragment
Aug.10	C-1	ENE	alt. Fine ash & minor lapilli tuff, ballistics LF block	Fine ash(ac,ang,ves)		
C-2	ENE	alt. lightGry,Pink fine ash & Ye lapilli tuff		lightGry fine ash(ac,ang,ves)		
C-3	ENE,NE,SE	alt. Bl,lightGry,lightPc, fine ash(ac),& Ye lapilli tuff		Bl,lightGry, fine ash(ac,ang,ves)		
Aug.13	D	ENE,SE,NE	alt. Bl,lightRed,lightPar, fine ash(ac),& Ye coarse ash	lightRed,lightPc, fine ash(ac,ang,ves)		
Aug.14	E	MSW	lightGry fine ash	lightBl,Gr,lightYe fine ash		
Aug.14	F	SE		lightGry fine ash		
Aug.15	F	W,NNW,SE	alt. Blk,darkGry lapilli & lapilli tuff, Bomb, ballistics LF block	Blk,darkGry lapilli, lapilli tuff(ac)		rich in scortaceous fragment(20-30vol%) & altered lithic fragment
F-1	W,NNW,SE			Gry fine ash		
F-2	W,NNW,SE		Gry,darkGry lapilli tuff, ballistics LF block	Gry,dark-Gry lapilli tuff		
F-3	W,NNW,SE		alt. Gry,darkGry lapilli tuff & minor fine ash, ballistics LF block	Gry,darkGry lapilli tuff(ac)		normally graded, well-sorted, incl. Cnailflower-shaped-bomb(maximum size:40cm) & carbonized wood
F-4	W,NNW,SE		Blk,darkGry(lightly reddish) scortaceous lapilli, Bomb, ballistics LF block	Blk,darkGry scortaceous lapilli tuff, ballistics LF block		
F-5	NNW		alt. lightGry,Ye,red fine ash & lapilli tuff	Gry,darkGry fine tuff(ac)		undulatory chum, upcurrent-dipping backset beds, cross laminated, including reworked ash
F-5	W?		alt. darkGry,Gry lapilli tuff & fine ash			
F-6	-		Gry,darkGry fine ash			
Aug.23	G	E,SE	alt. Par fine ash(ac) & lapilli tuff, ballistics LF block	Gry,darkGry fine ash		rich in altered lithic fragment
Aug.23	H	NE	Par fine ash(ac) & lapilli tuff	alt. Par fine ash(ac) & Ye coarse ash		
H-1	NE	Ye lapilli tuff(ac)		Par fine ash(ac)		crudely parallel laminated
H-2	NE	alt. Par fine ash(ac) & Ye fine ash		alt. Ye coarse ash & Par fine ash(ac)		crudely parallel laminated, mud plastering
H-3	NE	alt. Par,lightGry fine ash & Ye lapilli tuff		alt. Par fine ash(ac,ves)		parallel laminated
H-E1	E	Ye tuft breccia & coarse ash, ballistics block				undulatory chum, upcurrent-dipping backset beds
H-S1	W	Par tuft breccia & coarse ash, ballistics block				undulatory chum, upcurrent-dipping backset beds
H-S2	SW	Par fine ash				mud plastering, vertical crack
H-S2a	SW	Pink medium-fine ash				
H-S3	SW	alt. Par,Red,Ye fine ash(ac) & coarse ash				parallel laminated
H-S4	SW	alt. Par,Red,Ye fine ash(ac) & coarse ash				mud plastering
H-S5	SW	Par fine ash(ves)				
Aug.30	I	NW	alt.alteration, Blk:black, Gry:gray, Ye:yellow, Bl:bbs, Pur: purple, Gr:green, Pink: pink, ac:accretionary lapilli, ang:ash aggregate, ves:vesicular tuff, LF: lithic fragment	lightRed fine ash(ang)		

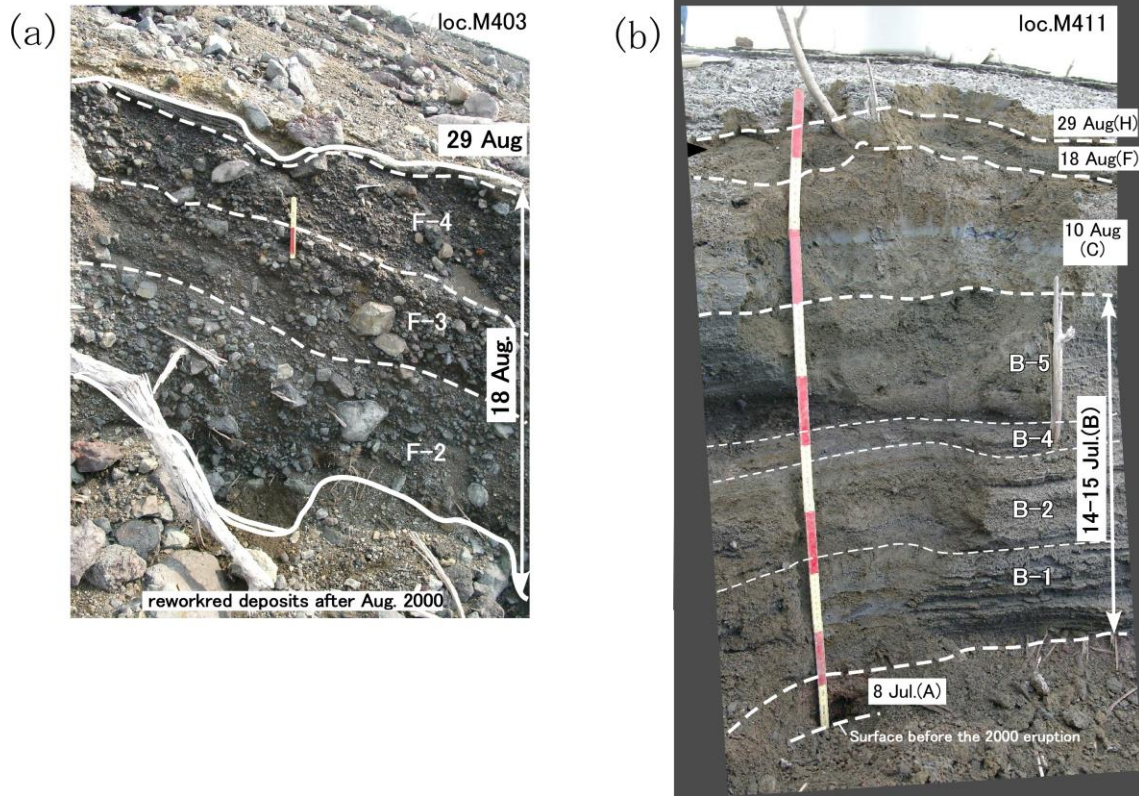


Fig.5-5 Outcrops of the 2000 Miyakejima eruption deposit in the vicinity of the Oyama caldera rim. (a) : The southwestern side (Loc. M403 and (b) : northeastern side (Loc. M411). Color intervals of the scale are each 10cm.

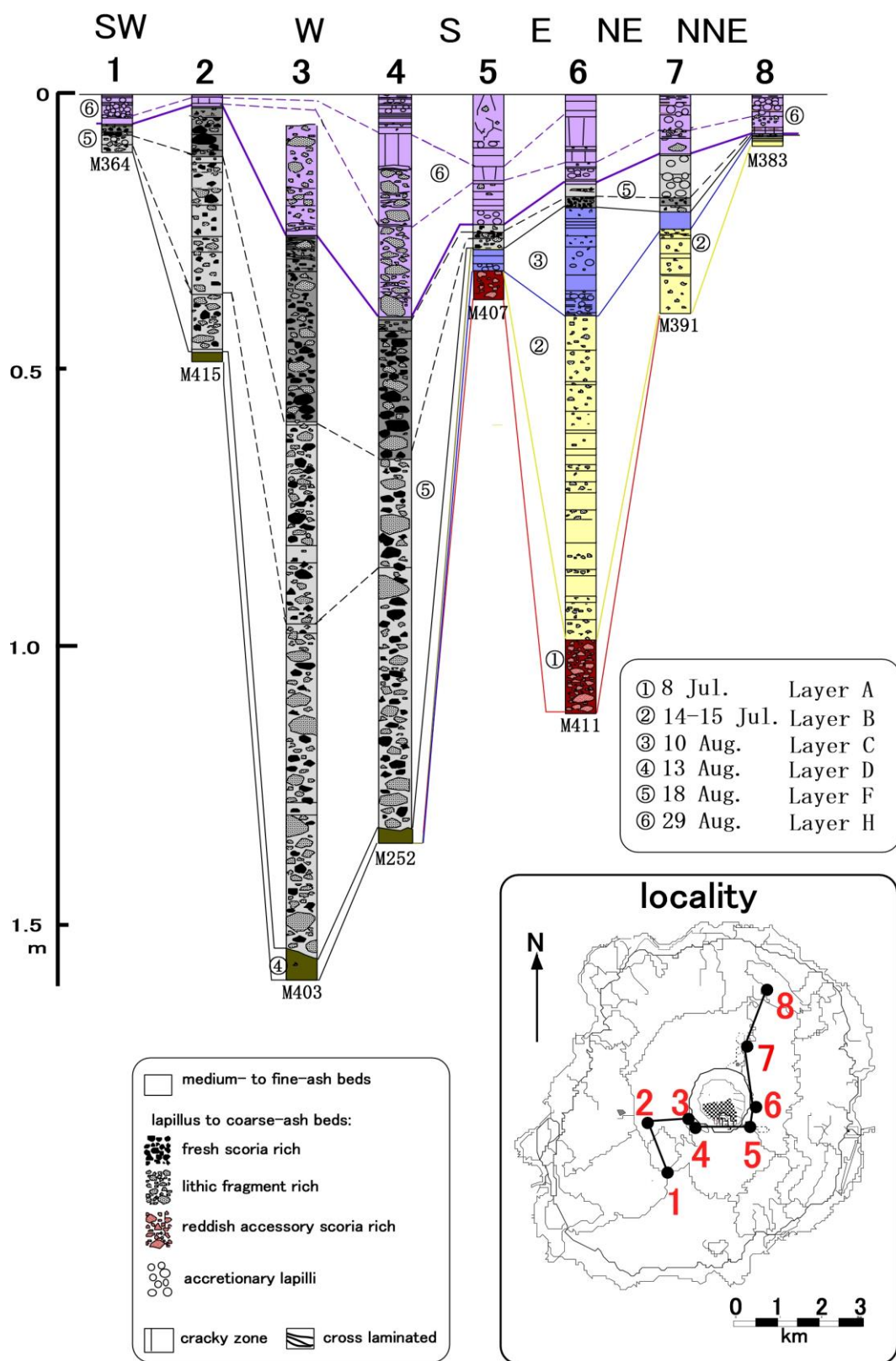


Fig.5-6 Selected columnar sections of around the summit area of the 2000 Miyakejima eruption.

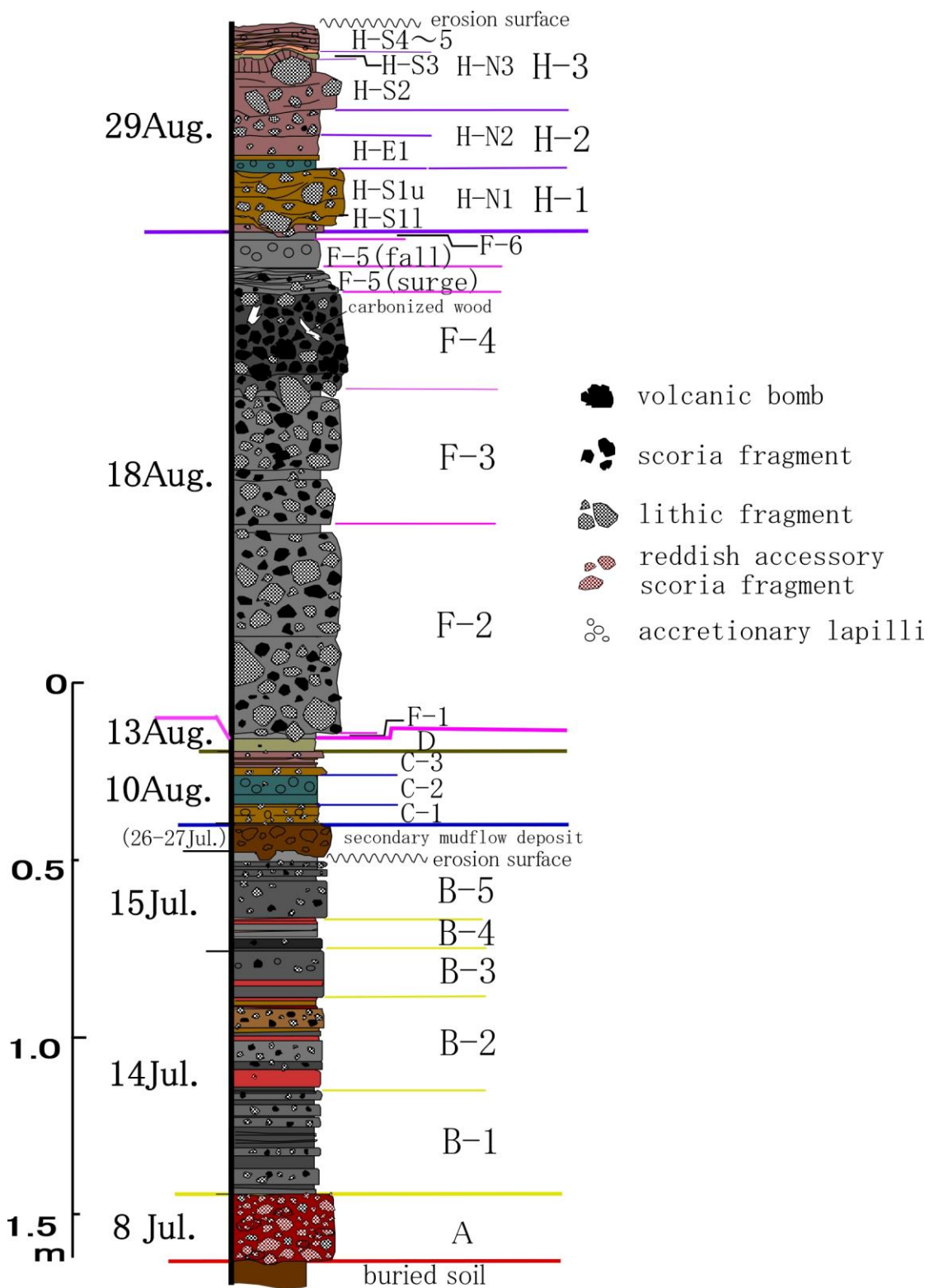


Fig.5-7 Schematic columnar section of the 2000 Miyakejima eruption deposit drawn by lithofacies and thickness data of the vicinity of the caldera rim.

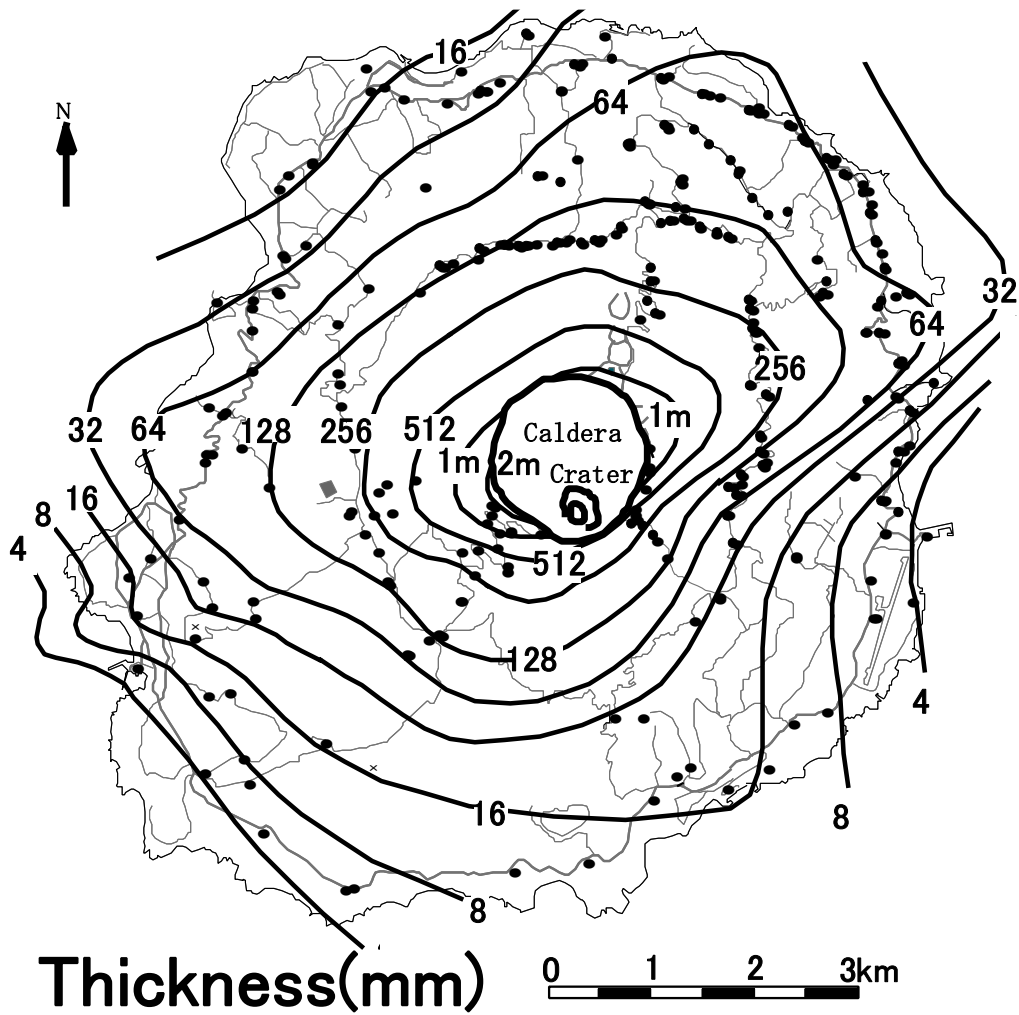


Fig.5-8 Isopach map showing the cumulative thickness contour lines of the ejecta produced by the eruption events during July to August 2000. Although contours are roughly concentric, it is slightly thicker for NE, W and SE direction.

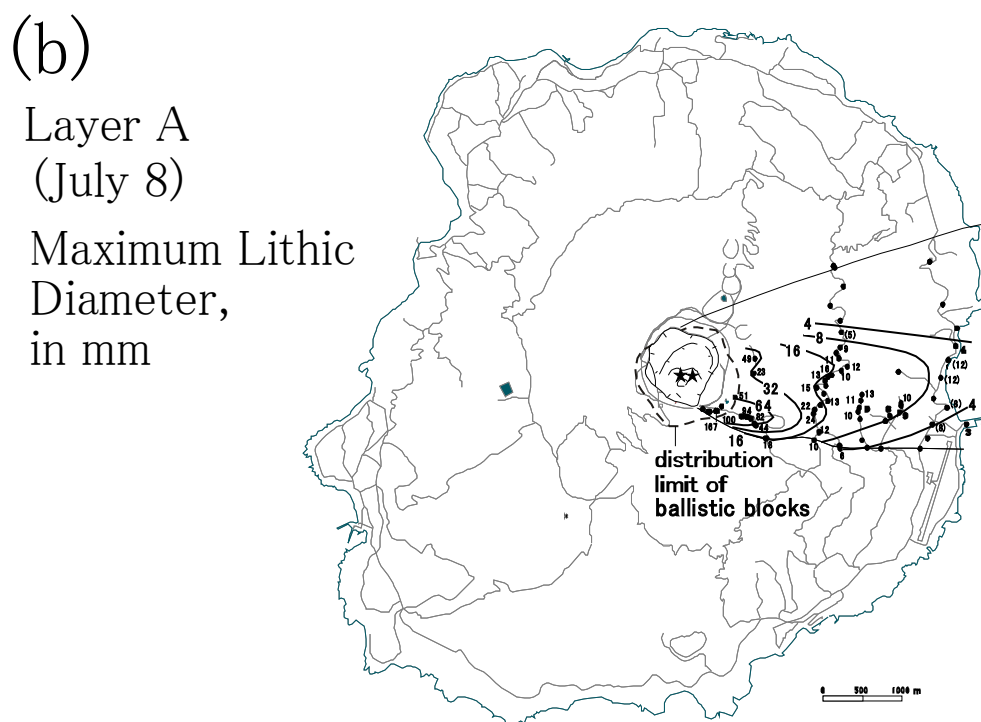
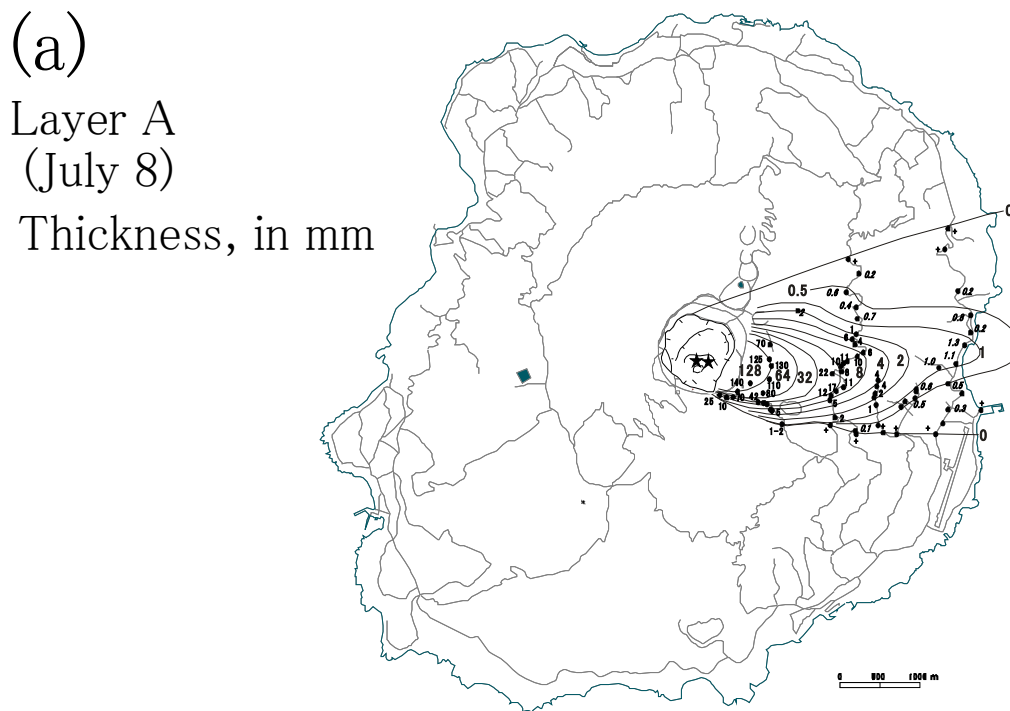


Fig.5-9

Isopach map(a) and maximum grain-size isopleth map(b) of layer A. Maximum grain-size showing the average diameter in millimeters of the three largest lithic clasts at each location. The vents shown by stars.

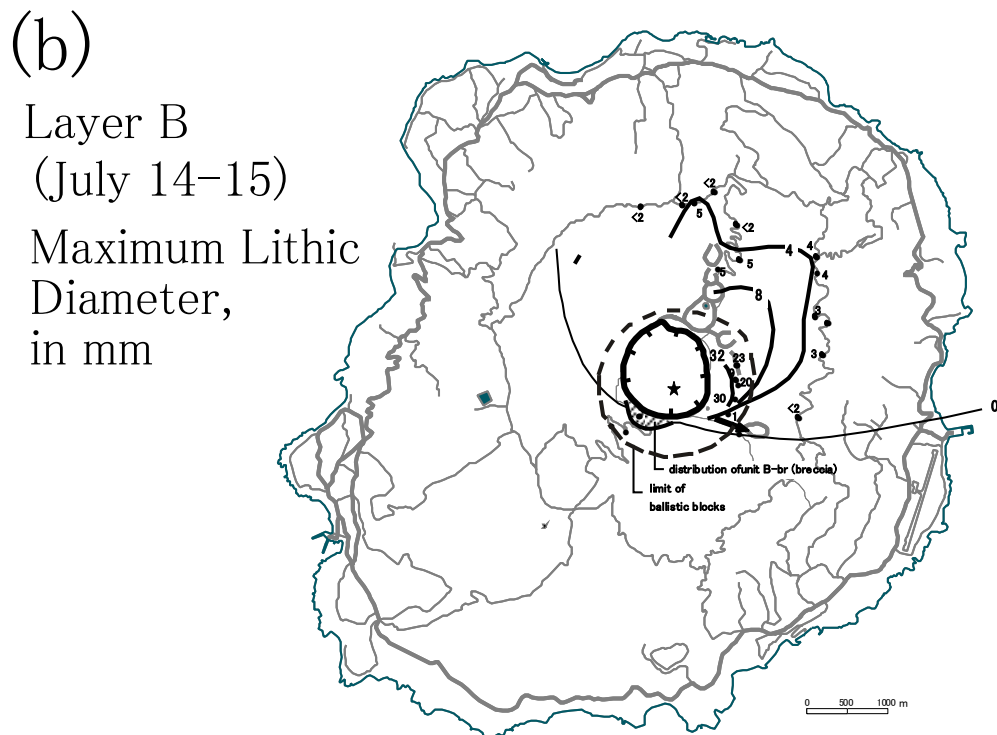
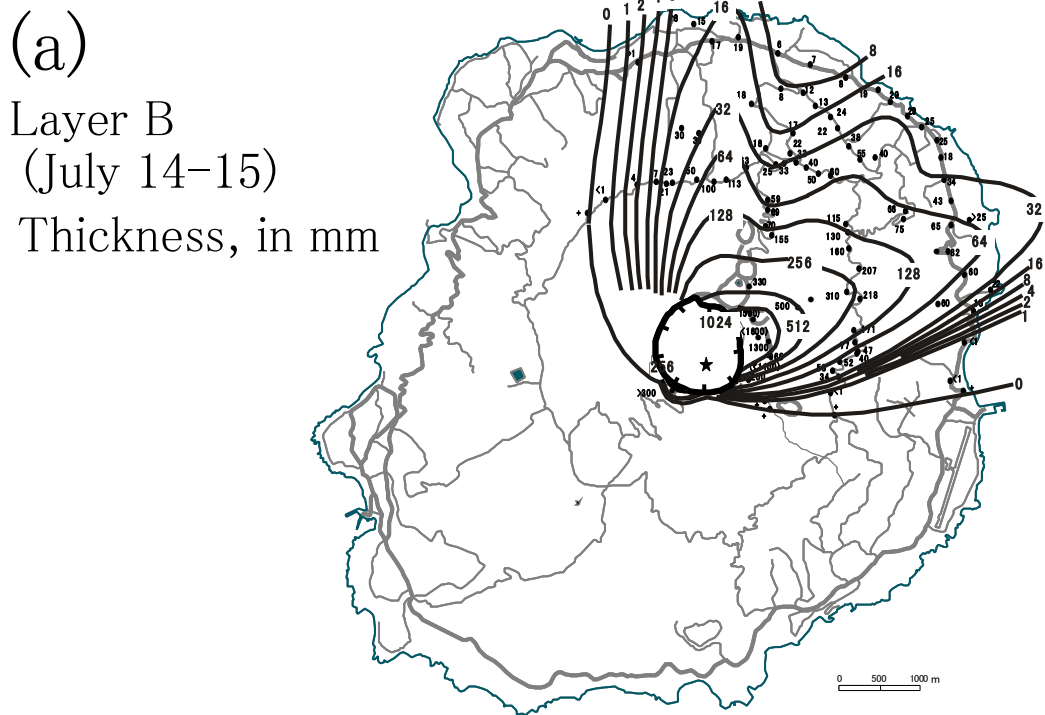
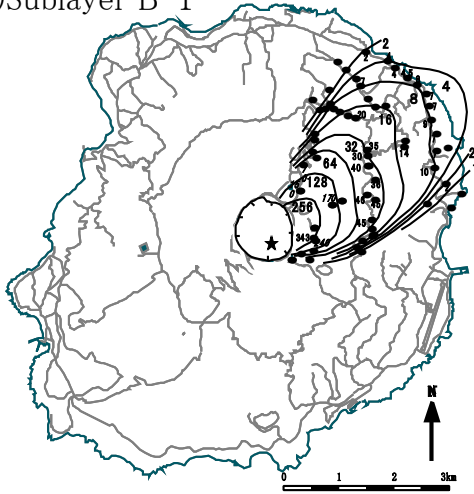


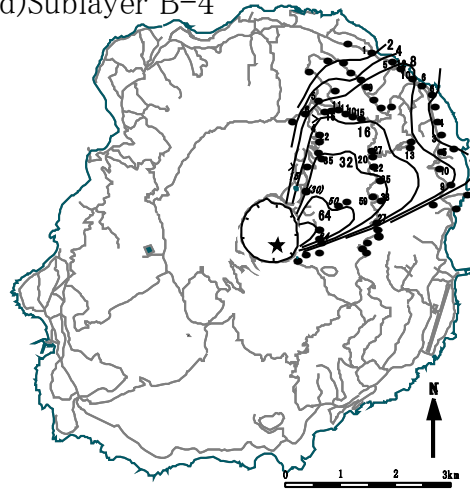
Fig.5-10

Isopach map(a) and maximum grain-size isopleth map(b) of layer B. Maximum grain-size showing the average diameter in millimeters of the three largest lithic clasts at each location. The vent shown by star.

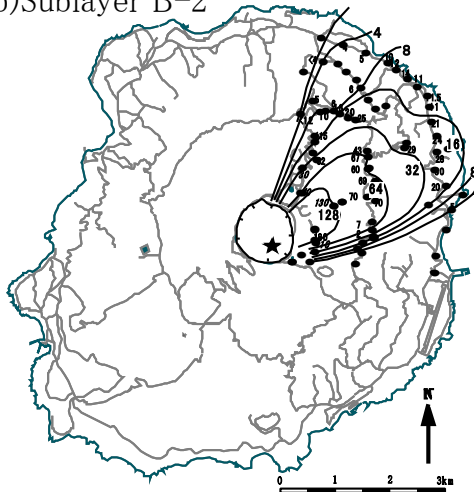
(a) Sublayer B-1



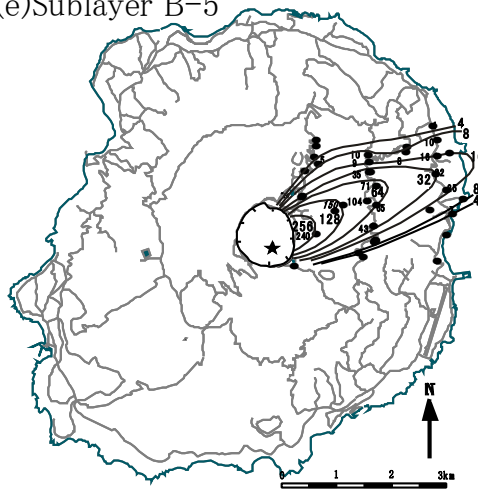
(d) Sublayer B-4



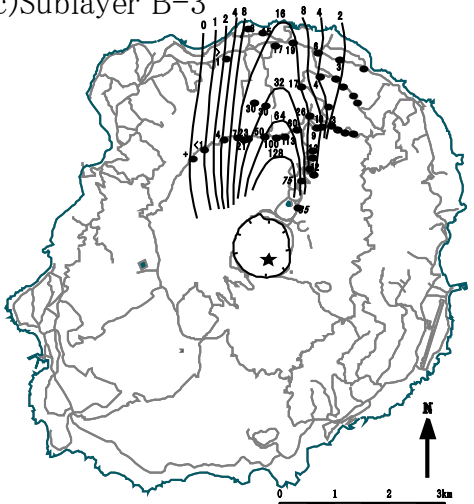
(b) Sublayer B-2



(e) Sublayer B-5



(c) Sublayer B-3



Thickness, in mm

Fig.5-11

Isopach maps of sublayers in layer B. The vent shown by star.

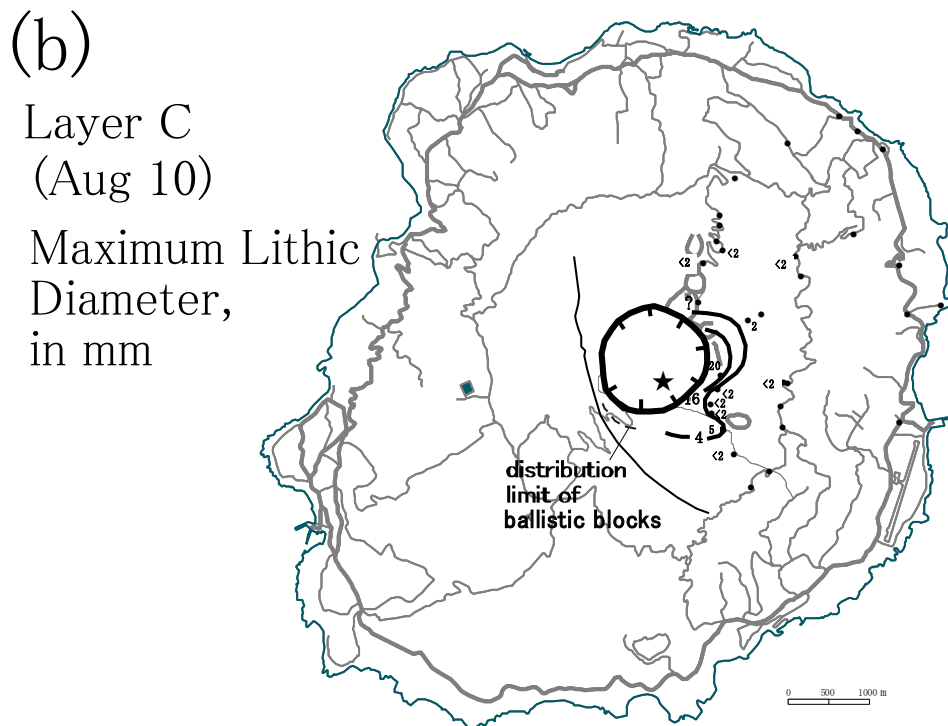
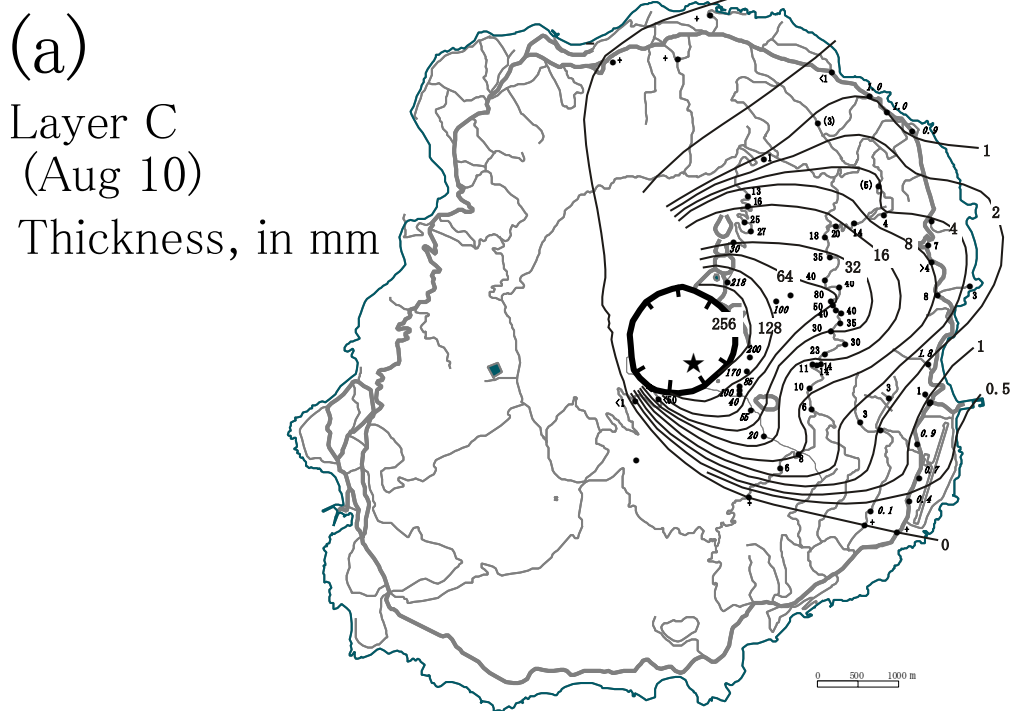


Fig.5-12

Isopach map(a) and maximum grain-size isopleth map(b) of layer C. Maximum grain-size showing the average diameter in millimeters of the three largest lithic clasts at each location. The vent shown by star.

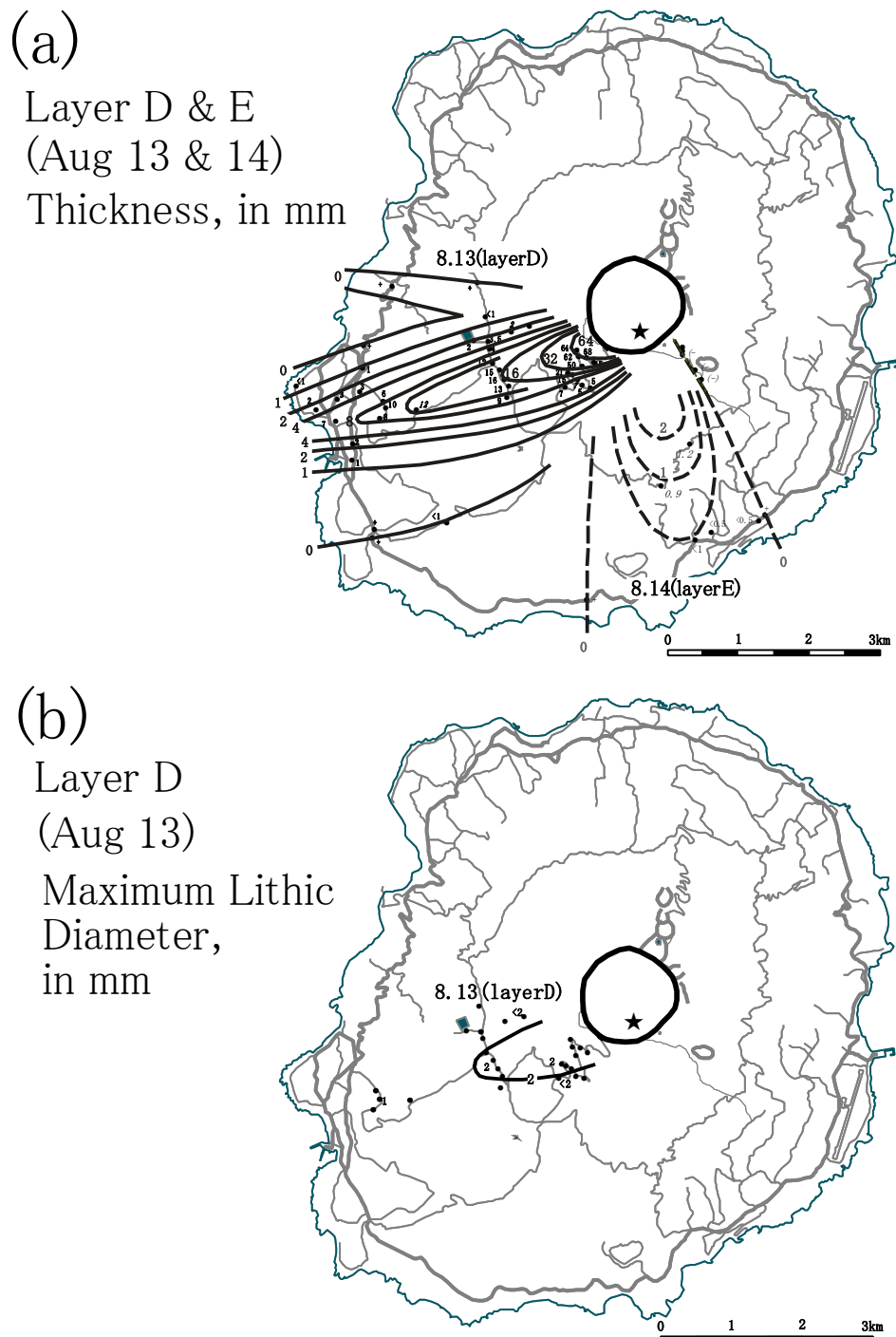


Fig.5-13

Isopach map(a) and maximum grain-size isopleth map(b) of layer D and layer E. Maximum grain-size showing the average diameter in millimeters of the three largest lithic clasts at each location. The vent shown by star.

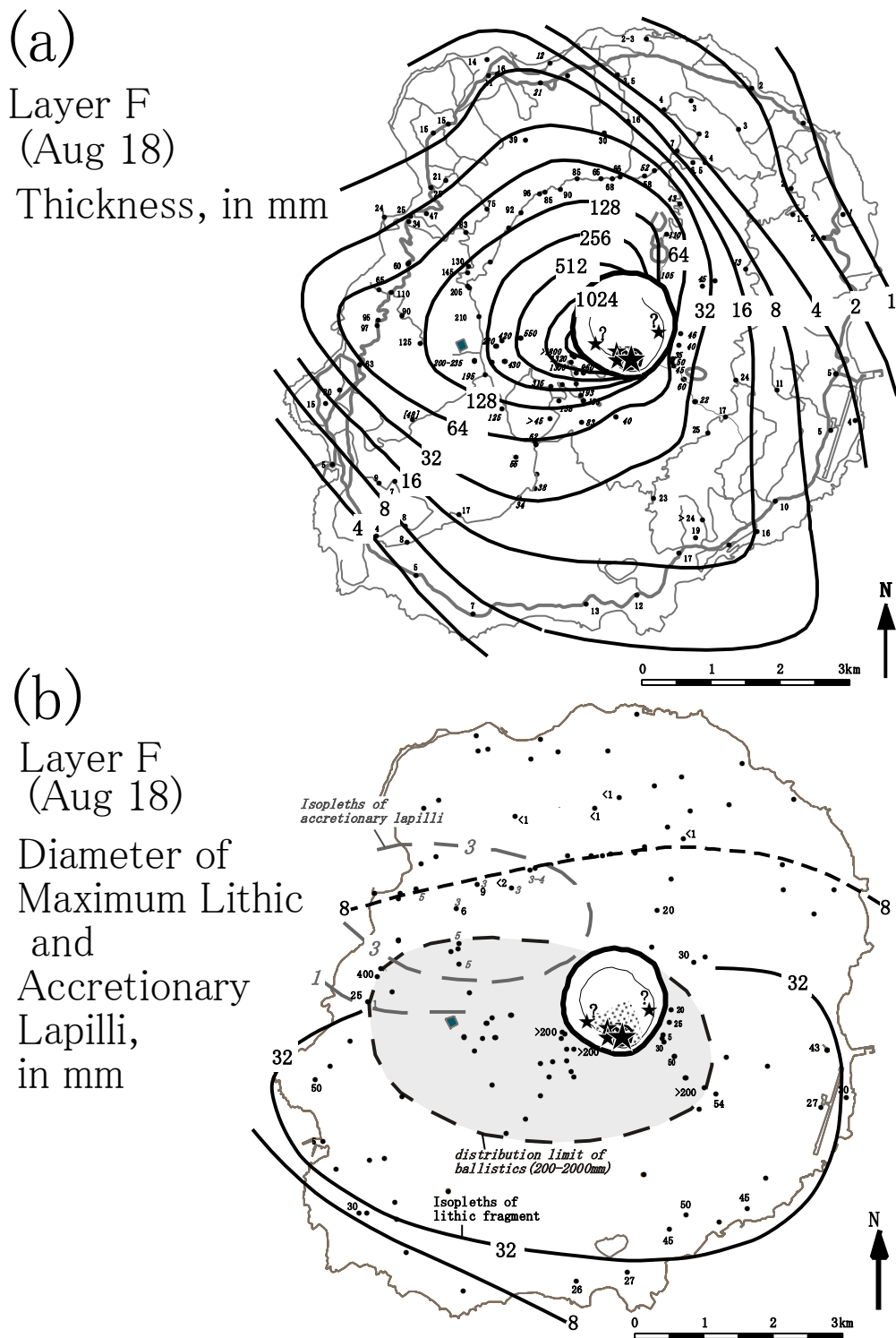


Fig.5-14 Isopach map(a) and maximum grain-size isopleth map of lithic fragment and accretionary lapilli(b) of layer F. Maximum grain-size showing the average diameter in millimeters of the three largest lithic clasts at each location. The vents shown by stars.

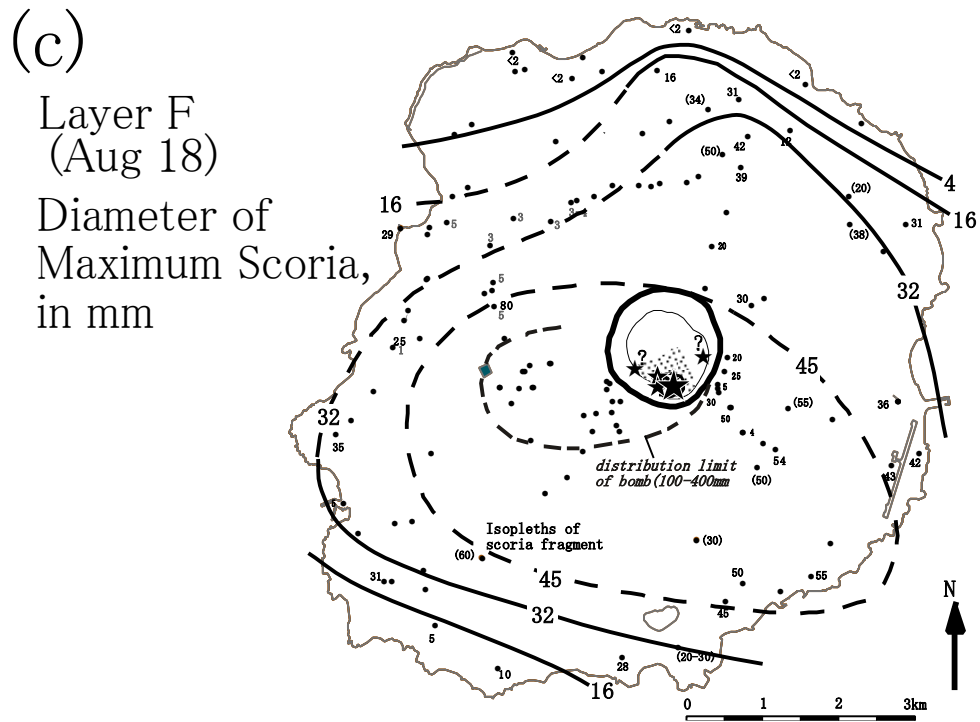
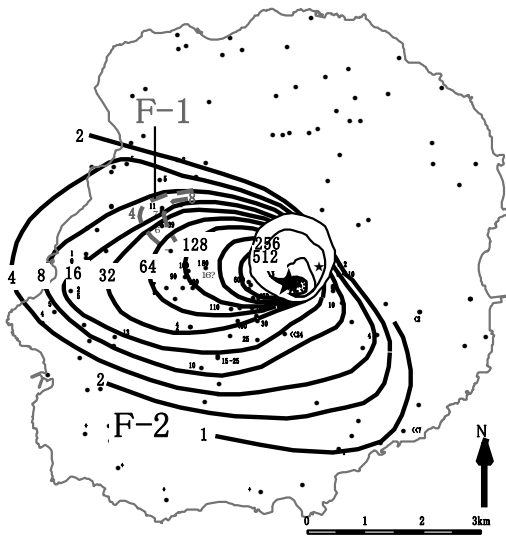


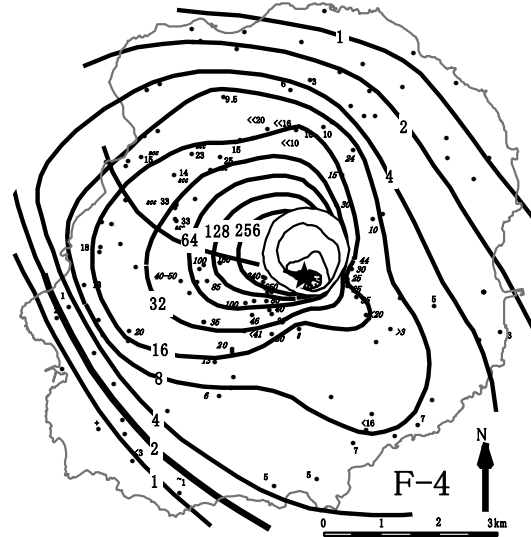
Fig.5-14(continued)

(c) Maximum grain-size isopleth map of scoria fragment of layer F. Maximum grain-size showing the average diameter in millimeters of the three largest lithic clasts at each location. The vents shown by stars.

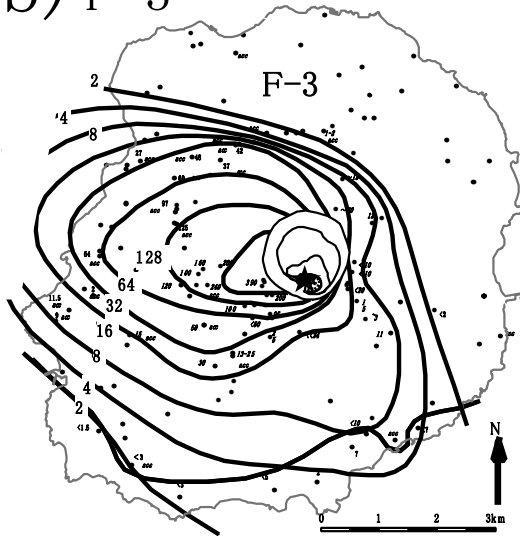
(a) F-1 and F-2



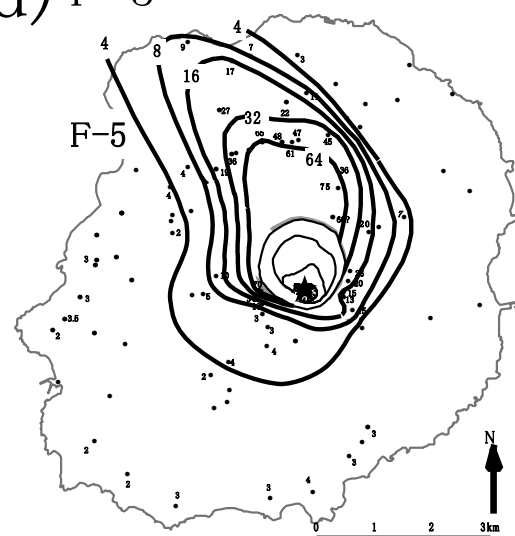
(c) F-4



(b) F-3



(d) F-5



Thickness, in mm

Fig.5-15

Isopach maps of sublayers in Layer F. The vent shown by star.

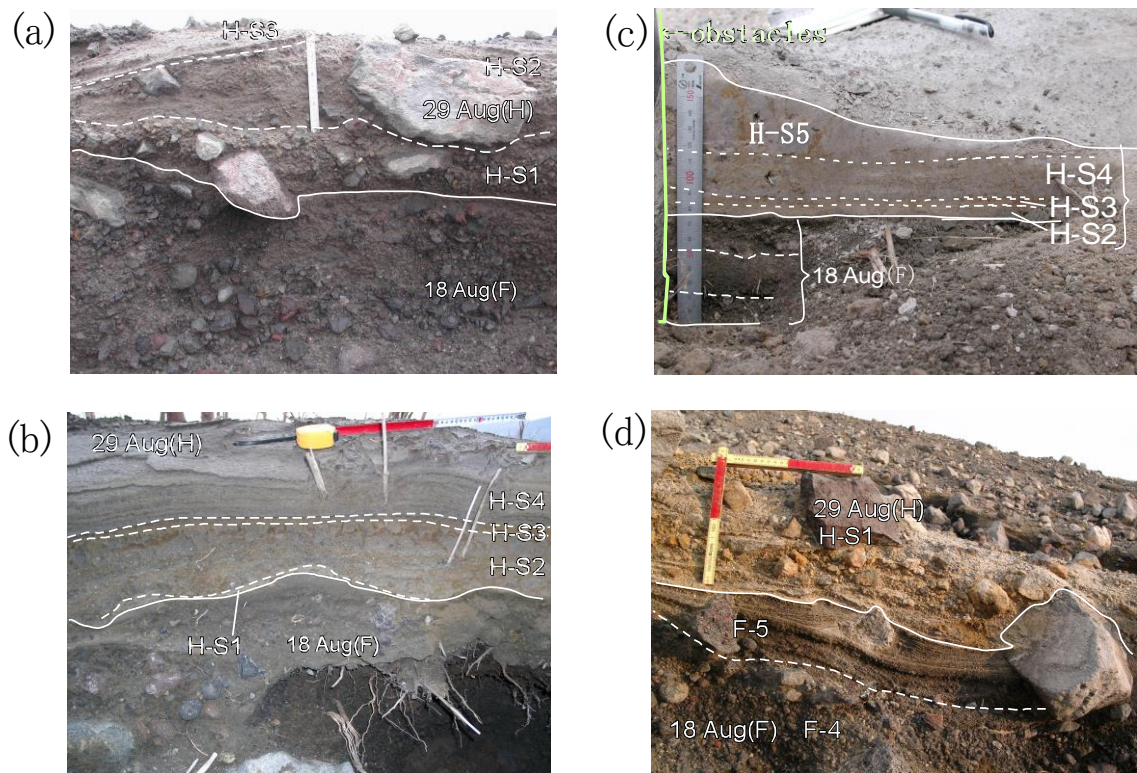


Fig.5-16 Photographs showing depositional structures of surge deposits. (a) Proximal deposit of Sublayer H-S1 and H-S2 (Loc.M252). (b) Normal grading of H-S2 (Loc.M399). (3) Ash plastering of H-S5 (Loc.M369). (4) Cross lamination of F-5 (Loc.M403).

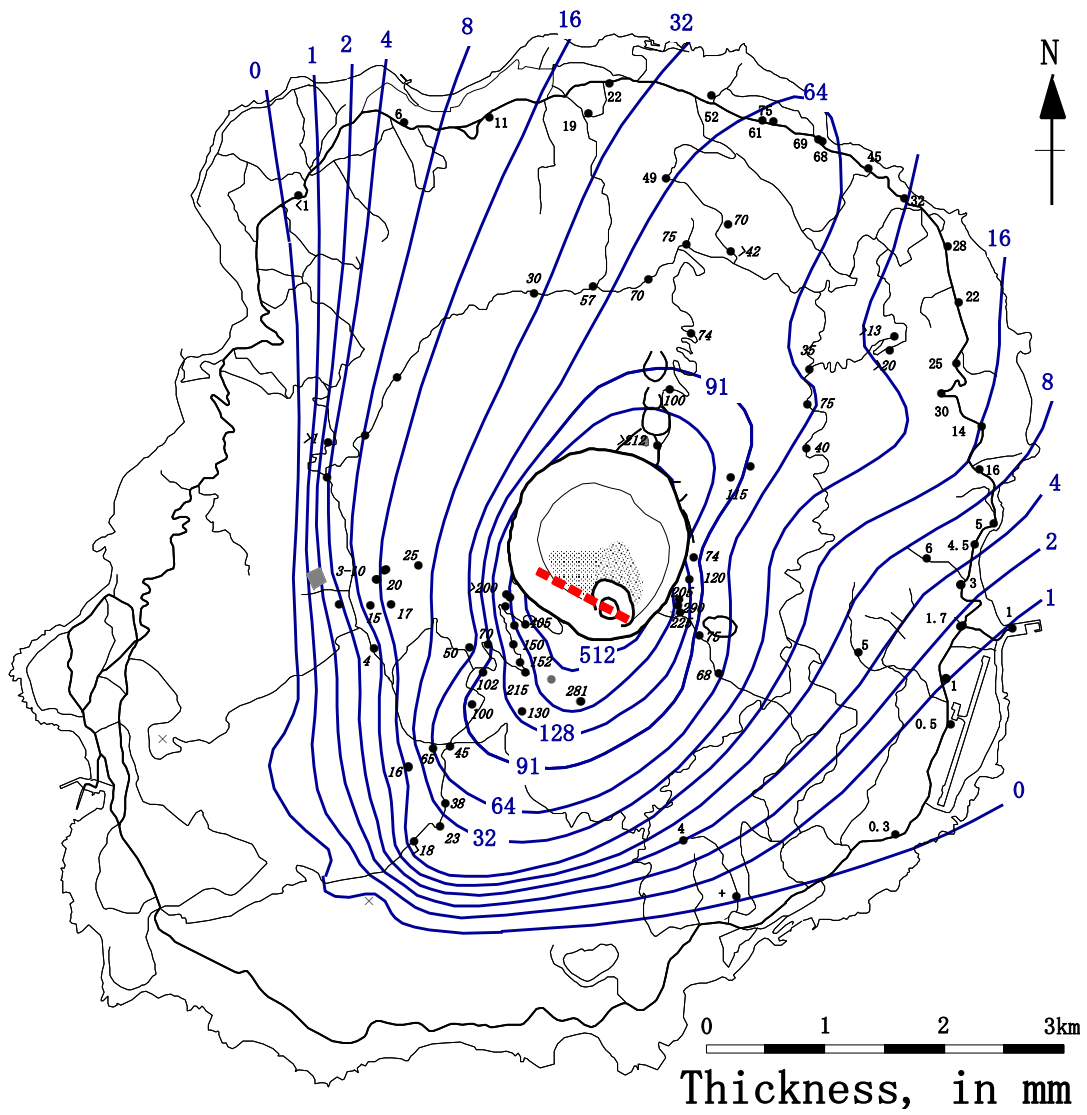


Fig.5-17 Isopach map of layer H. The vents shown by broken line.

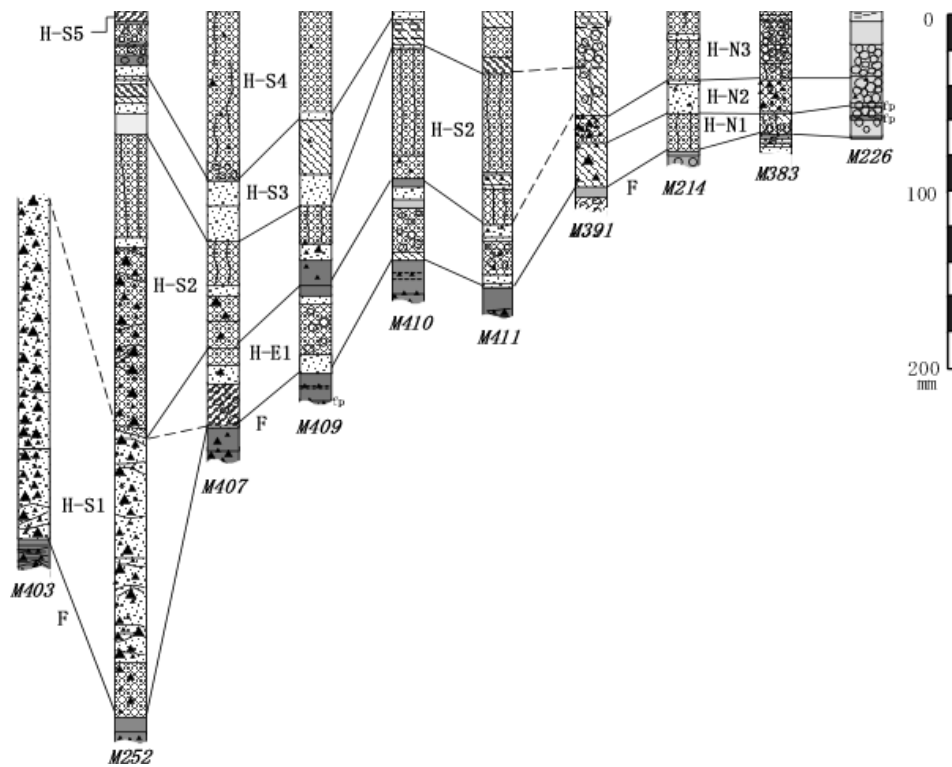


Fig.5-18 Representative columnar sections of Aug, 29 eruption deposit.

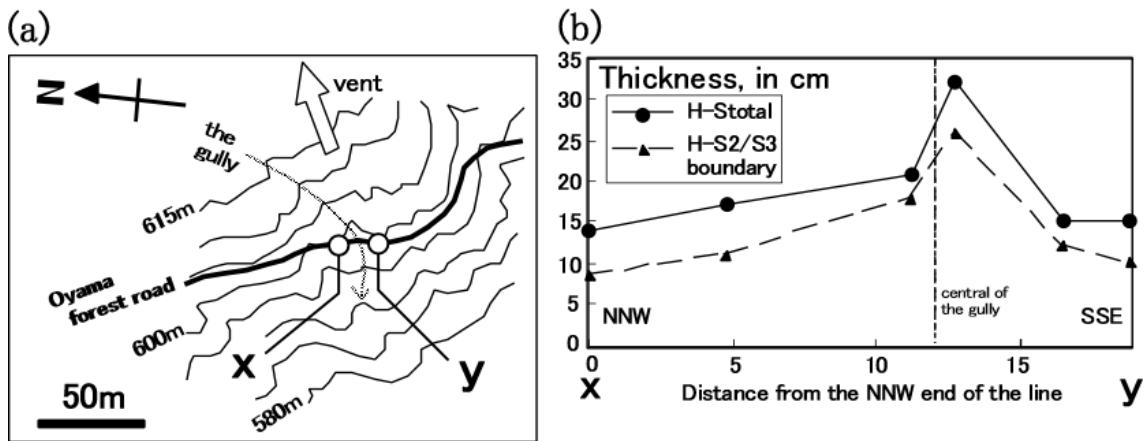


Fig.5-19 Valley-fill sedimentation of surge deposits of Aug, 29 at Loc.M400 (a). The section (b) shows Sublayer H-S2 is thicken in the depression of small valley.

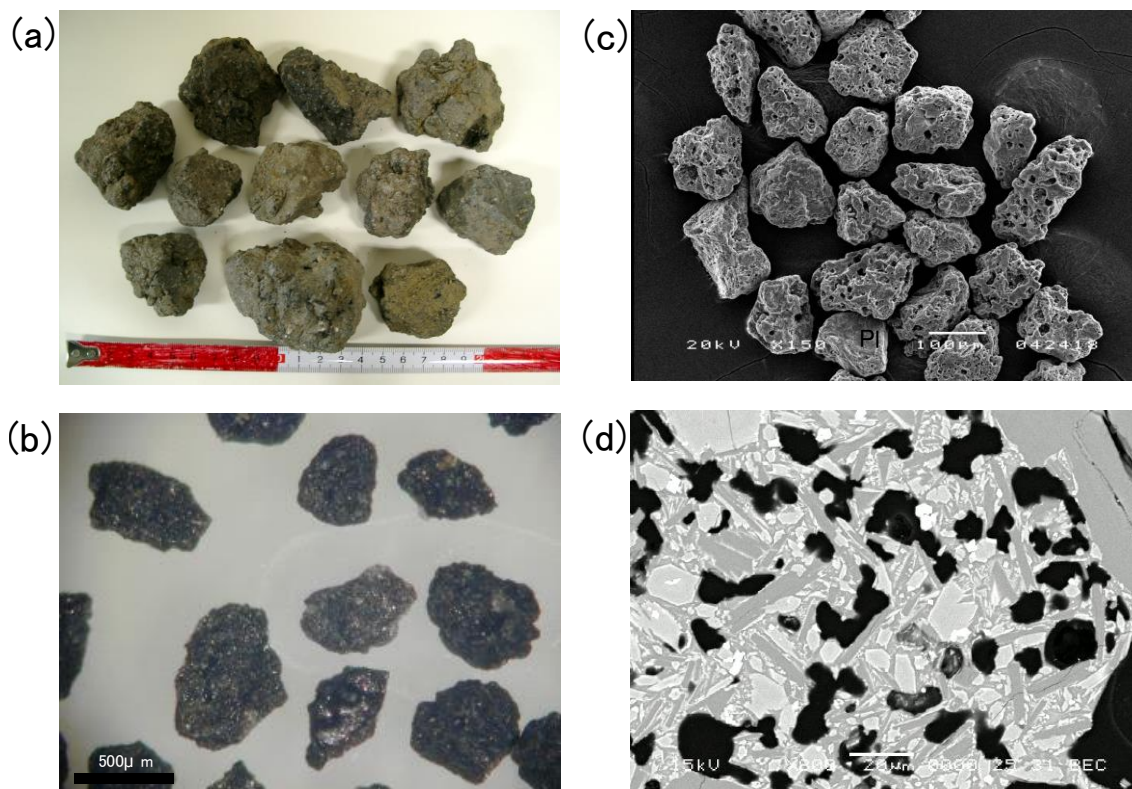


Fig.5-20 Photographs of essential fragments. (a).Scoria lapilli of Layer F. (b). Scoriaceous ash fragment of Layer B. (c).SEM image of scoriaceous ash fragment of sublayer F-4. (d).SEM sectional image of scoriaceous ash fragment of sublayer F-4.

Table 5-2 Whole-rock chemical compositions of scoriaceous ash fragments of the 2000 Miyakejima eruption. All analytical values were measured by X-ray Fluorescence Spectrometer Phillips PW-2400 which was installed in ERI. The total amount of Fe in FeO and 10 other oxides is calculated to be 100%.

	locality	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	Mg#
Jul.8 BkScoAsh(1)	M56	55.60	1.27	14.98	11.90	0.23	3.84	8.51	2.85	0.64	0.18	100.00	36
Jul.8 BkScoAsh(2)	M56	54.00	1.31	14.99	12.97	0.24	3.92	8.86	2.92	0.61	0.16	100.00	35
Jul.8 RedScoAsh	M56	53.86	1.26	16.02	12.41	0.22	3.52	8.93	2.97	0.64	0.16	100.00	34
Jul.14 B-3 BkScoAsh	M35b	54.45	1.36	14.89	12.55	0.24	4.10	8.90	2.74	0.60	0.17	100.00	37
Jul.15 B-5 BkScoAsh	M35b	54.07	1.45	14.63	12.80	0.24	4.35	8.85	2.80	0.64	0.16	100.00	38
Aug.10 BkScoAsh	M238	51.01	1.32	15.57	15.25	0.22	4.40	9.31	2.43	0.38	0.11	100.00	34
Aug.13 BkScoAsh	M278	53.11	1.19	16.73	11.50	0.21	4.03	10.15	2.50	0.45	0.13	100.00	38
Aug.18 F-3 BkScoAsh	M364	52.32	1.14	17.57	10.93	0.19	4.14	10.74	2.38	0.46	0.13	100.00	40
Aug.18 F-4 BkScoAsh	M364	51.45	0.98	19.32	9.94	0.17	3.70	11.57	2.35	0.41	0.12	100.00	40
Aug.29 H-S2~4 BkScoAsh	M452	53.29	1.31	16.17	11.55	0.22	4.51	9.54	2.70	0.59	0.12	100.00	41

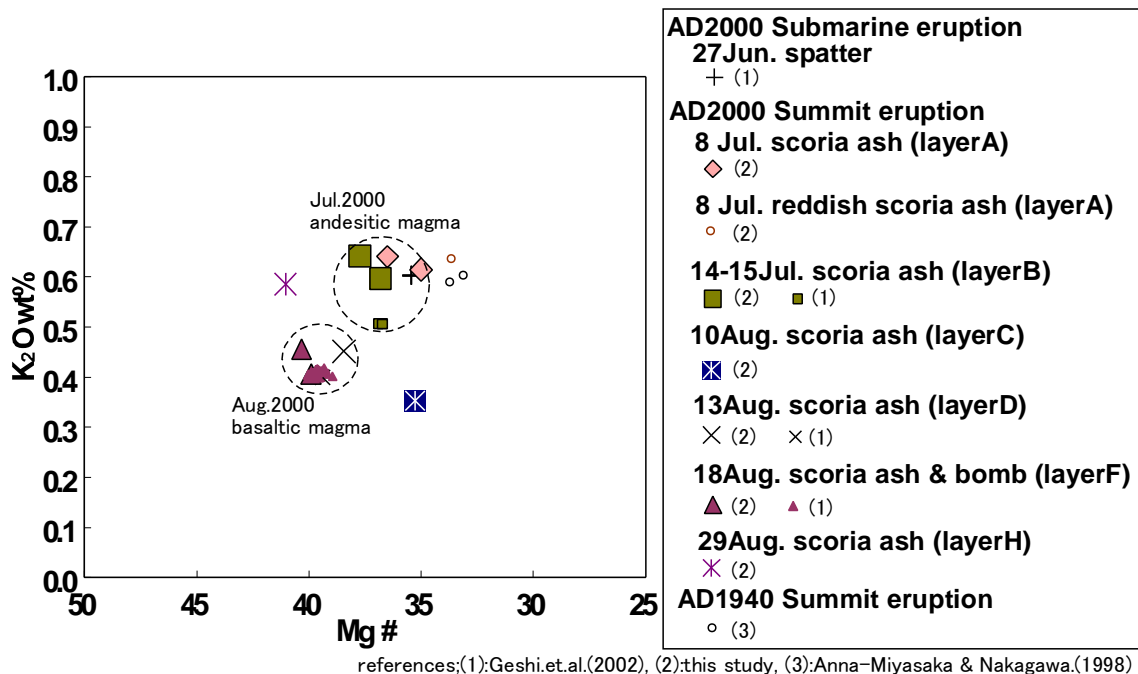


Fig.5-21 Chemical composition of scoriaceous fragments included the 2000 Miyake eruption. Scoriaceous fragment included scoria rich layers are plotted on near the 27 July spatter or the 18 August bomb. The reddish scoriaceous ash of Layer A are plotted near the 1940 summit eruption ejecta. Scoriaceous ash of Layer A are plotted between the 1940 ejecta and the 27 July spatter. Scoriaceous ash samples from scoria poor layers C and H are plotted in the distant fields from the scoria rich layers. There was a possibility that the analysis samples were had mixed together with scoriaceous particles of other deposits origin.

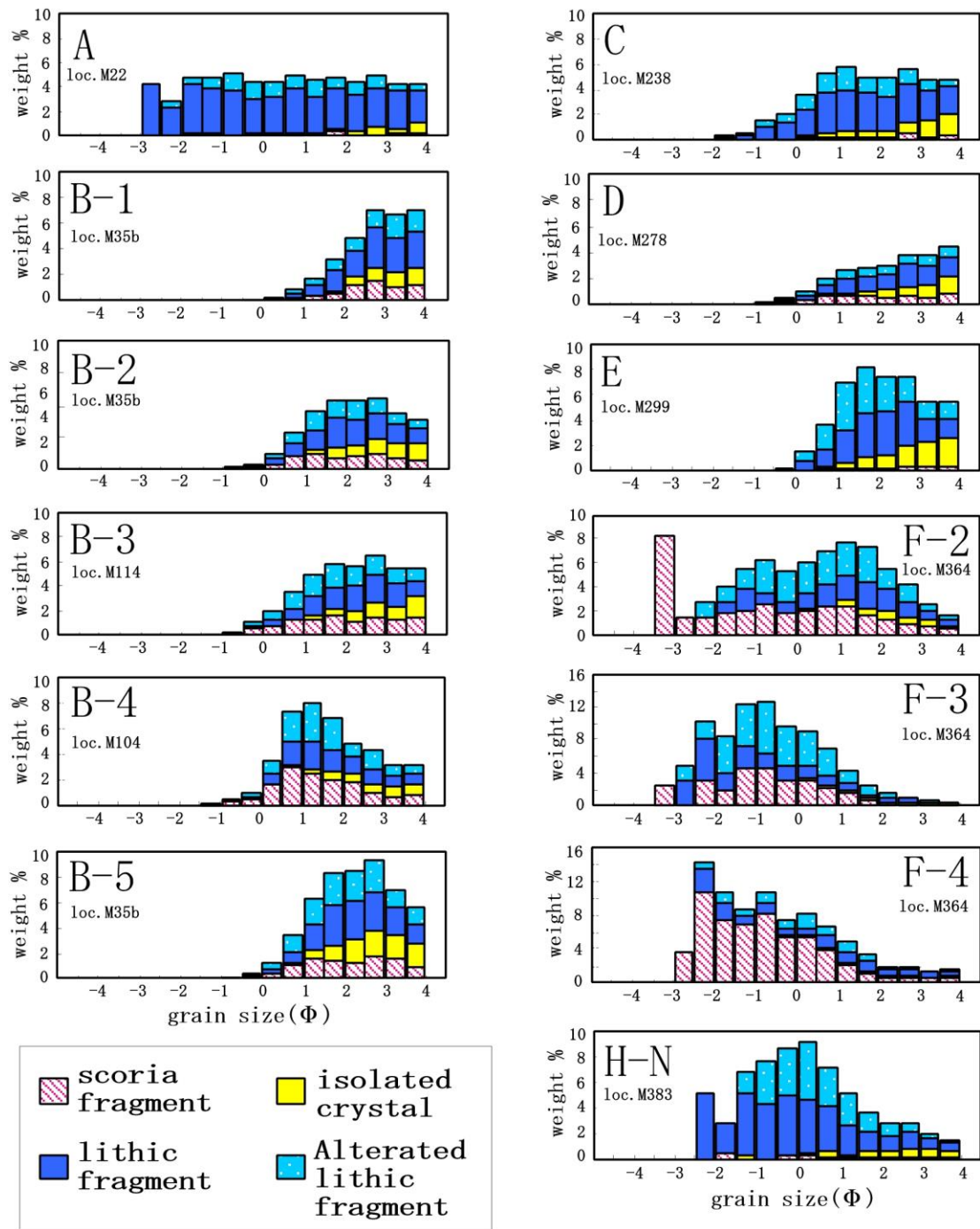


Fig.5-22

Typical results of compositional analyses of layers. All samples are collected medial area.

Table 5-3 Summery characteristics of eruption styles of the 2000 Miyakejima eruption.

Eruption event / phase	juvenile content (wt%)	eruptive mass (10 ³ kg)	dulation of main phase (min)	column height (white) (km)	column height (colored) (km)	occurrence of ash cloud surge	other remarks
Jul.8	2	43	(7)	1.6	1.0-1.2	×	cock's tail jet
Jul.14B-1	18	110	240 ± 60		1.3-2.3	△	
Jul.14B-2	24	100	192 ± 10		1.4-2.3	×	
Jul.14B-3	26	160	163 ± 5		>1.6	×	
Jul.15B-4	33	19	60 ± 10		>1.0		
Jul.15B-5	21	150	100 ± 20		1.3-1.8	×	
Aug.10C-1	4	5.4	35 ± 5	1.8	<1	○	
Aug.10C-2	4	70	25 ± 5	7.1-8	3.8	◎	
Aug.10C-3	4	32	105 ± 55	6.3-11	3.8	○	
Aug.13	22	19	70 ± 10				
Aug.18F-2	40	240	31 ± 3	9-13	8.8	○	
Aug.18F-3	32	280	37 ± 2	14	8.8	○	
Aug.18F-4	67	300	17 ± 5	14-16	>8.8	○	umbleria cloud
Aug.29H1	2	403	180 ± 30	3.8-9	2.2-4.8	◎	

Type1:Phreatomagmatic(High eruption rate);Type2:phreatomagmatic(low eruption rate);Type3: phreatic

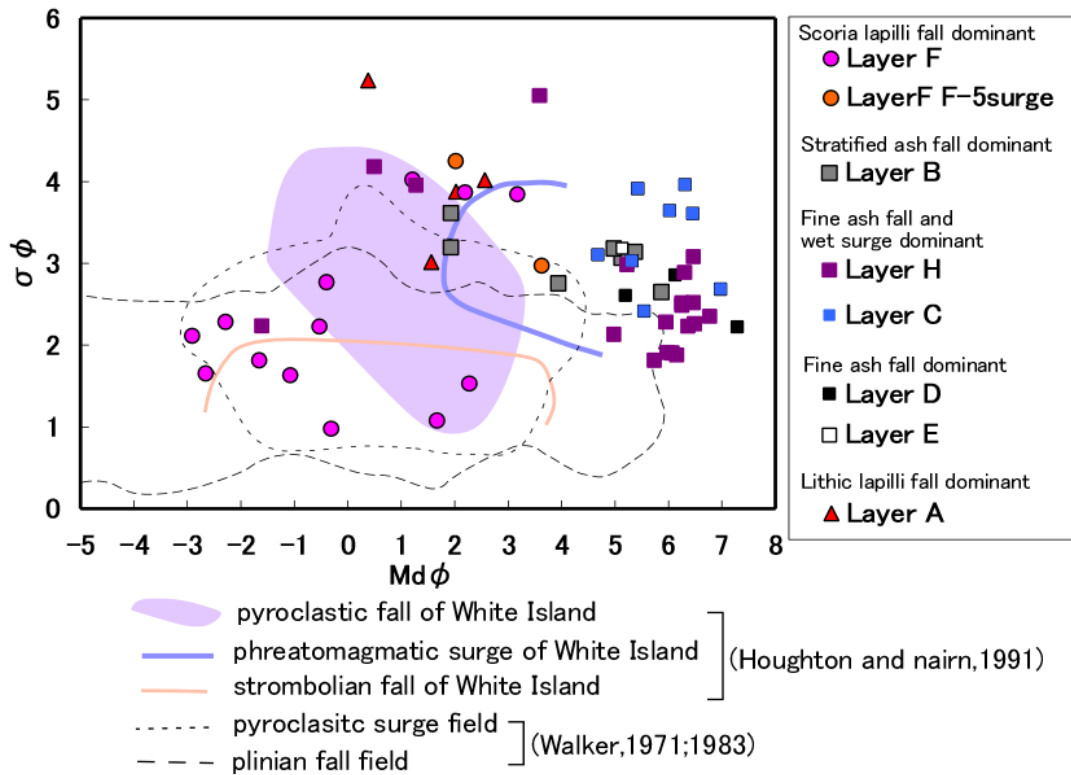


Fig.5-23 The relation between $Md\phi$ and $\sigma\phi$ of the deposits of the 2000 Miyakejima eruption. The grain size distribution were measured using sieves and laser diffraction particle size analyzer. The equipments are Sympatec Helos system which was installed in ERI or SHIMAZU SALD-3000S in Nihon University. The most Layer F samples plotted on the field of dry magmatic eruptions. The other deposits are characterized by poor sorting and fine grain enriched. The coarsest sample of the Layer H which is plotted on fall field have been collected at the proximal area.

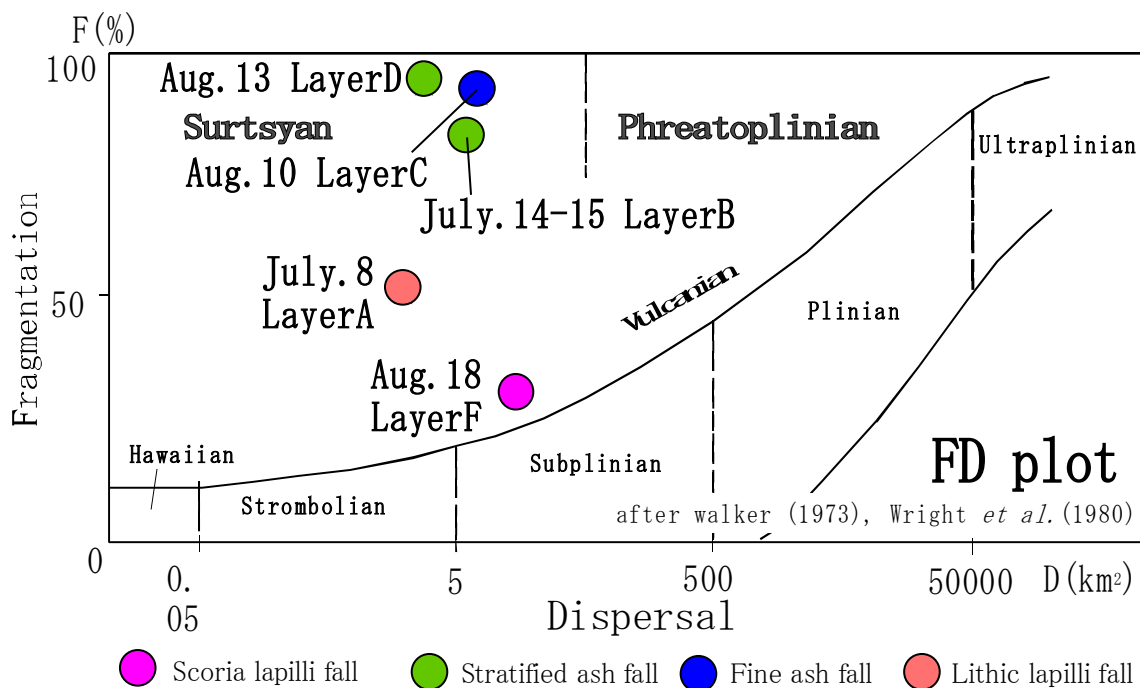


Fig.5-24 Dispersal vs. Fragmentation plot of the typical deposits of the 2000 eruption. The Aug.29 eruption deposit (Layer H) which mainly consists of wet base surge deposit is not plotted.

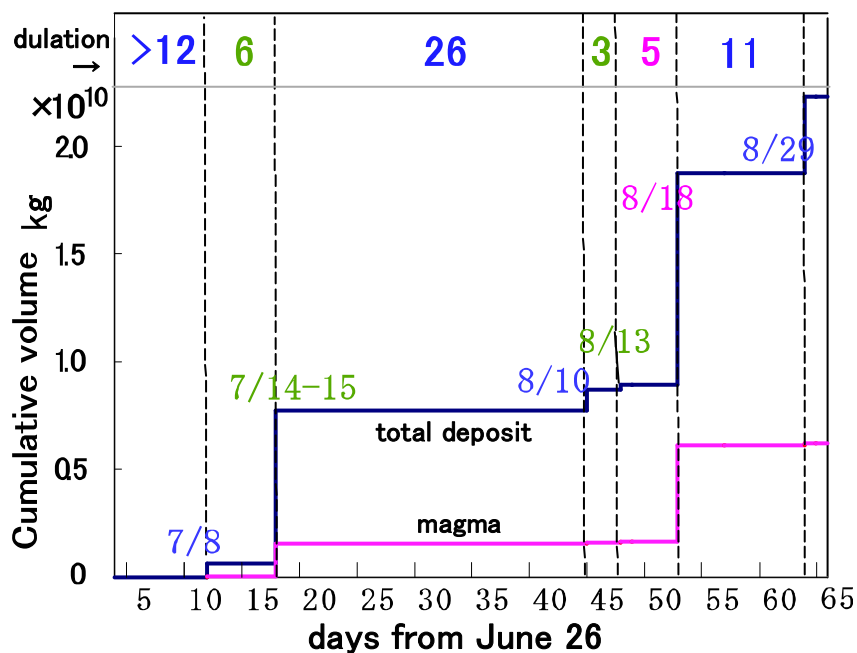


Fig.5-25 Cumulative diagram for the 2000 Miyakejima eruption.

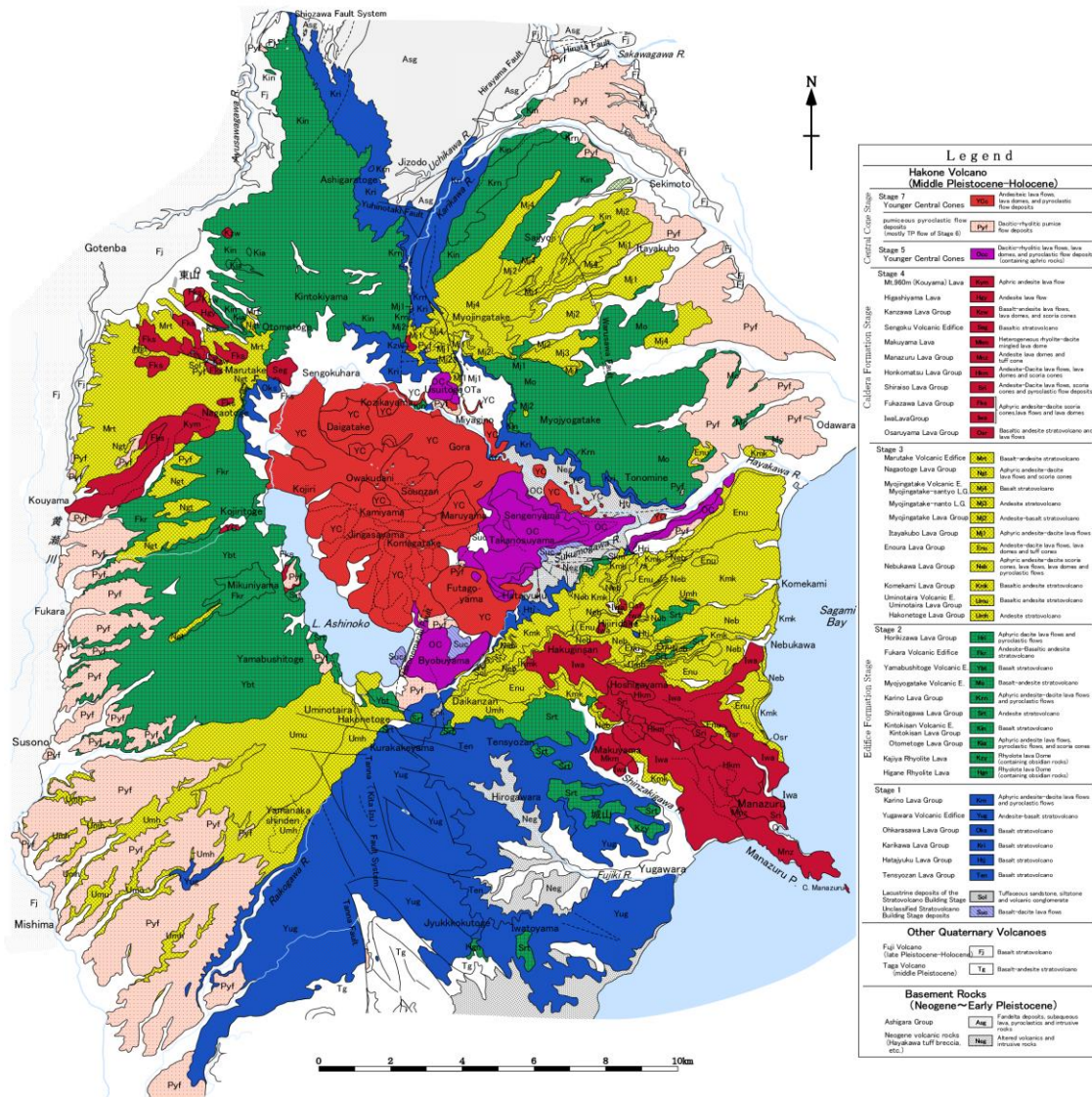


Fig.6-1 Geologic map of Hakone volcano.

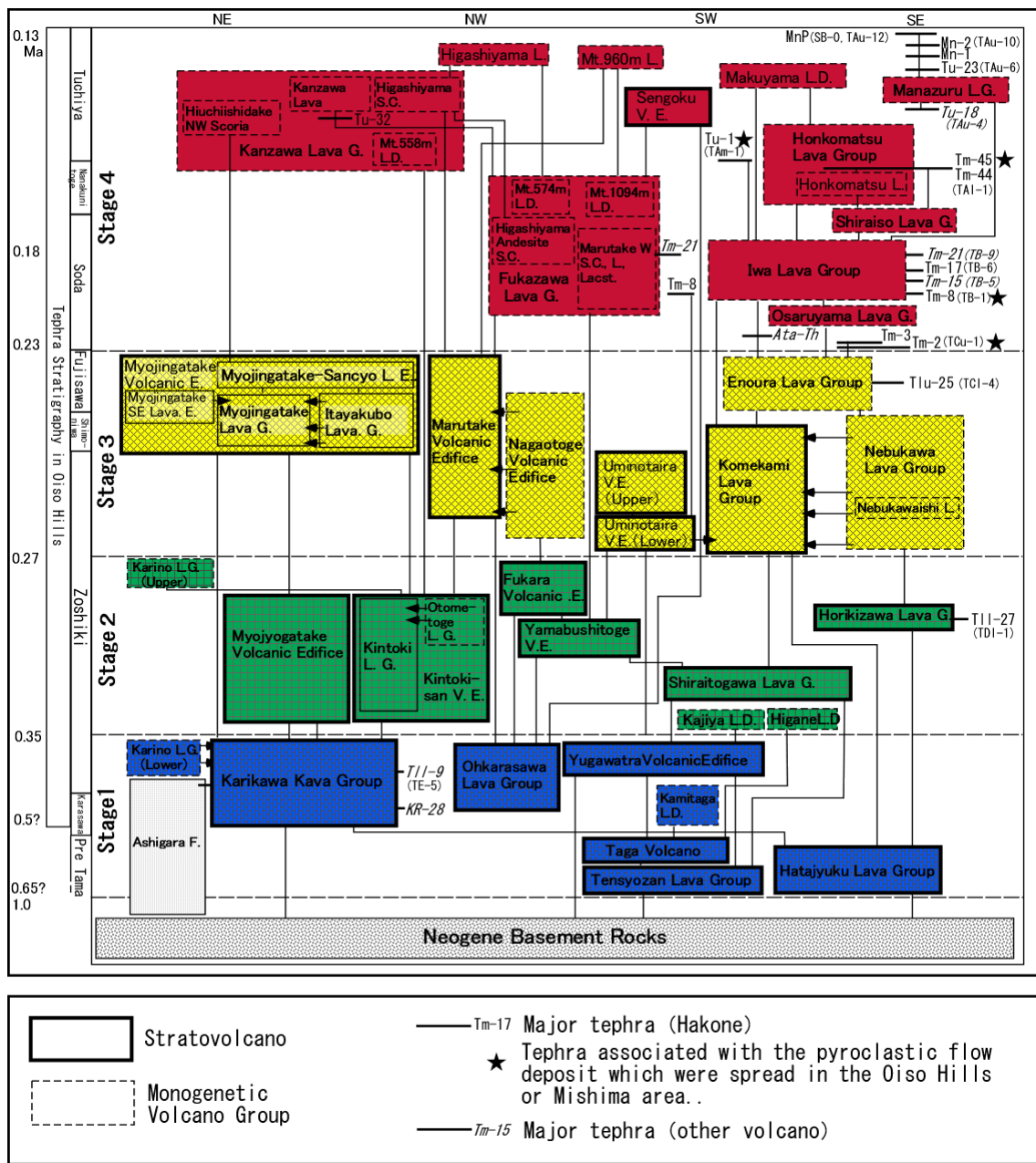


Fig.6-2 Block diagram showing the stratigraphic relationship of pre-caldera and caldera enlargement stage of Hakone volcano.

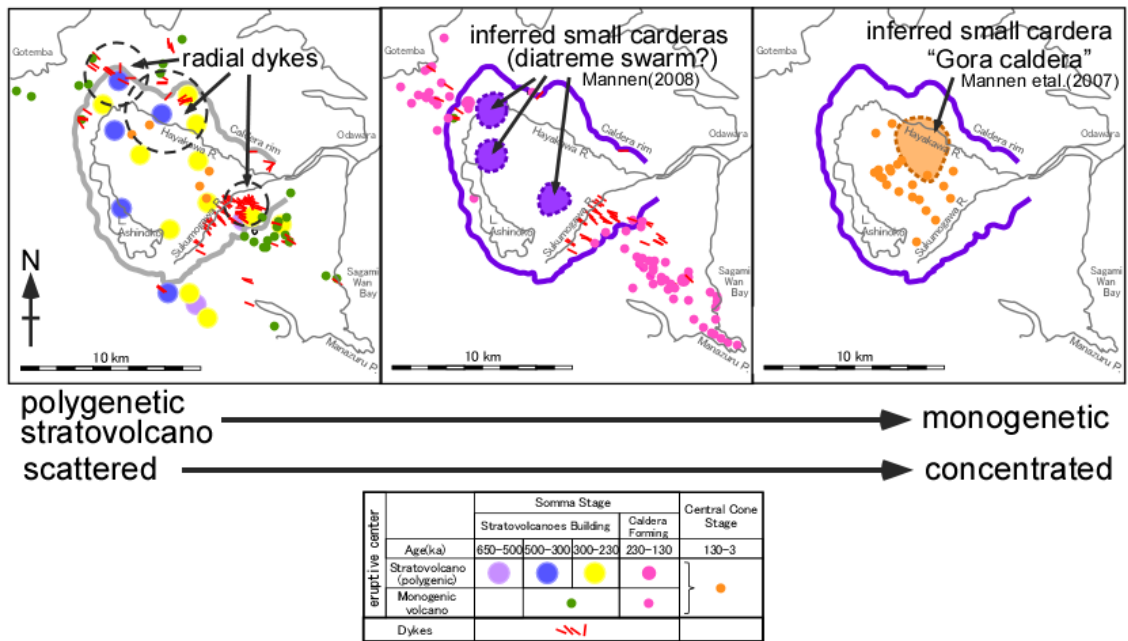


Fig.6-3 Distribution map of eruptive center and intrusive bodies of Hakone volcano. The volcanic form changes from polygenetic volcanoes to monogenetic volcanoes, and eruption centers were concentrated in the central portion with time.

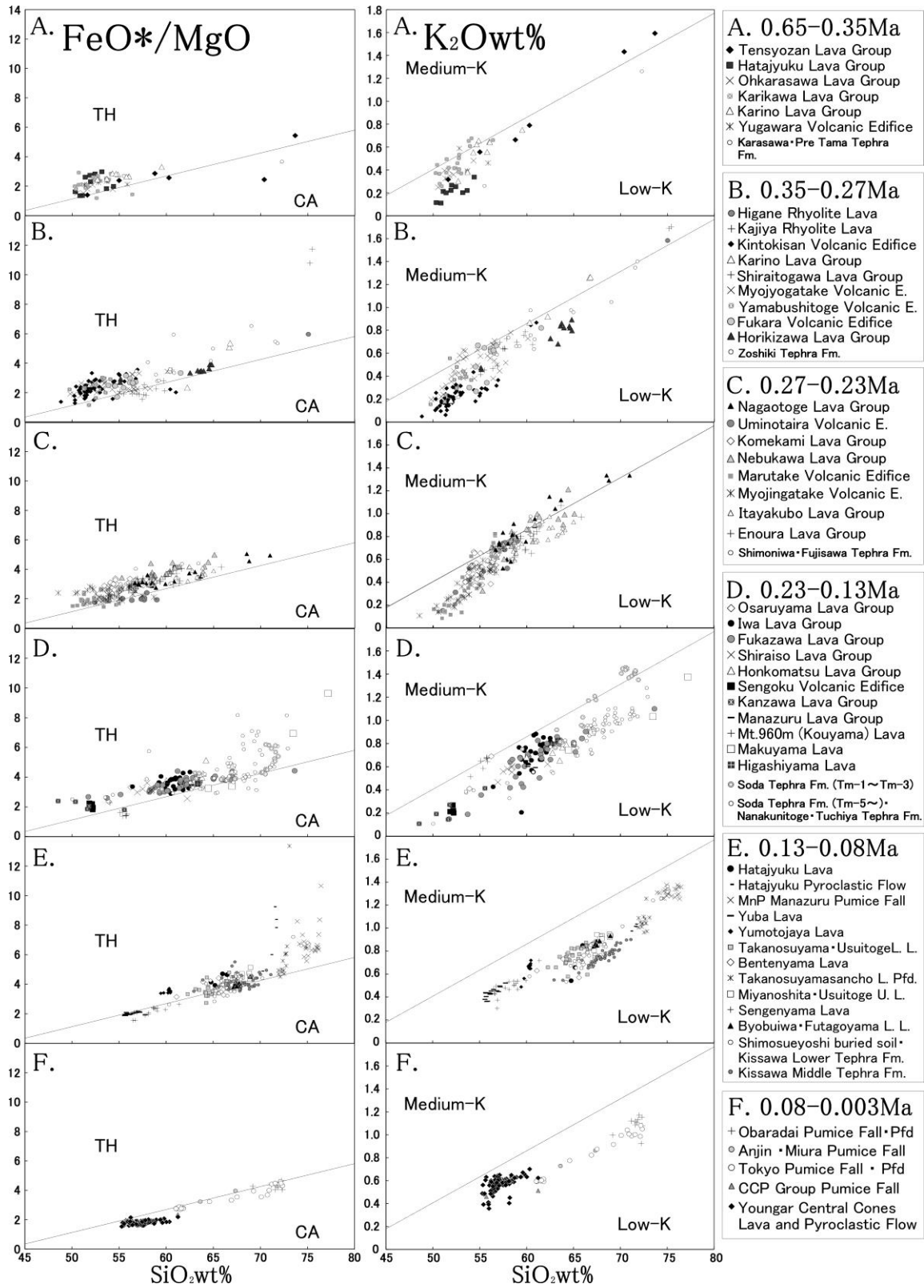


Fig.6-4 Whole-rock chemical compositions of products of Hakone volcano.

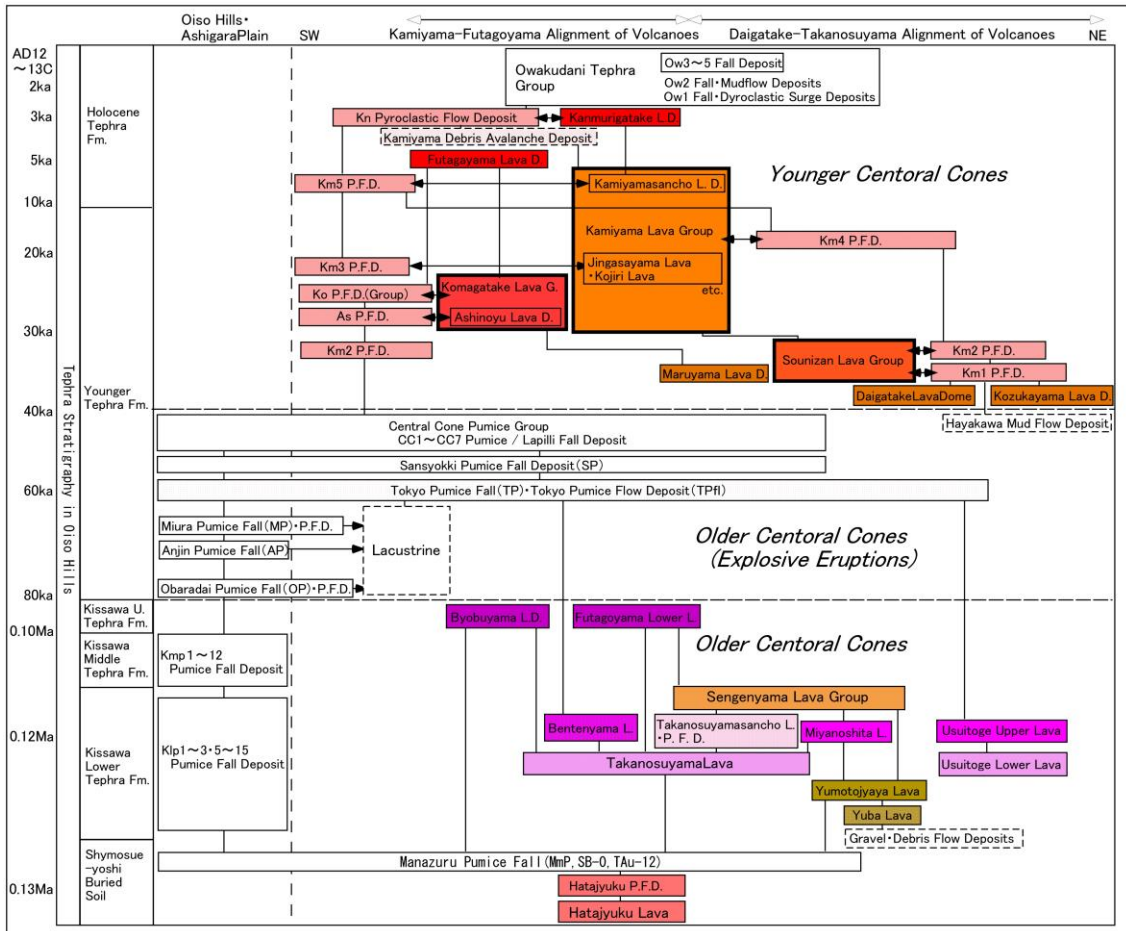


Fig.6-5 Block diagram showing the stratigraphic relationship of within-caldera and post-caldera stage of Hakone volcano.

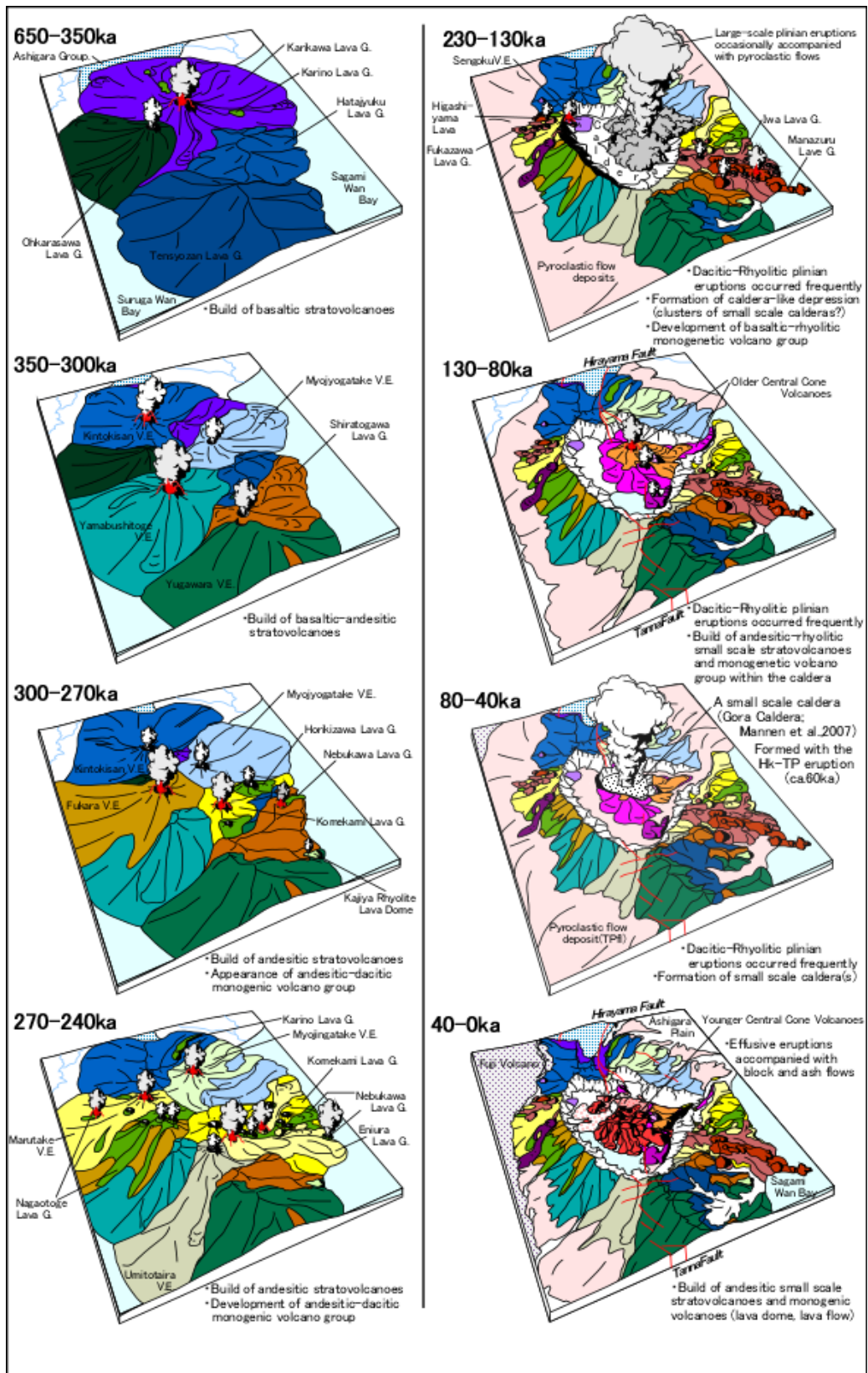


Fig.6-6 Schematic bird's eye view diagrams of the volcanic history of Hakone volcano.

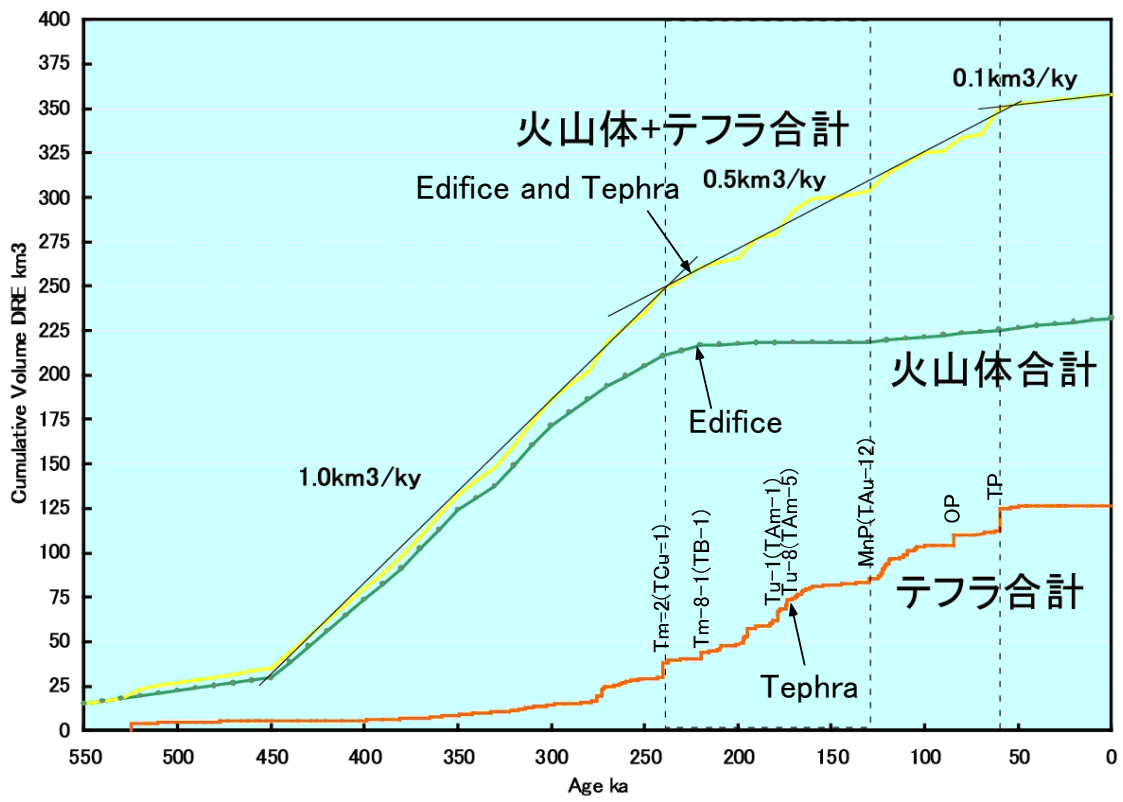


Fig.6-7 Cumulative diagram of products of Hakone volcano.

文 献

相原延光・猪俣道也・平田大二(1995): 大磯丘陵で発見された淡水性珪藻化石を含む箱根火山起源の火山豆石. 地球科学, 49, 183-187.

天野一男・横山建治・立川孝志(1984): 箱根古期外輪山を切る平山断層. 地質学雑誌, 90, 849-852.

Amma-Miyasaka, M. and Nakagawa, M. (1998): Recent magma plumbing system beneath Miyake-jima volcano, Izu Islands, inferred from petrological study of the 1940 and 1962 ejecta. Bull. Volcanol. Soc. Japan, 43, 433-455.

Amma-Miyasaka, M., Nakagawa, M. and Nakada, S. (2005): Magma plumbing system of the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. Bull. Volcanol., 67, 254-267.

新井房夫(1972): 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定 —テフロクロロジーの基礎的研究—. 第四紀研究, 10, 317-329.

荒牧重雄・早川由紀夫(1984): 1983年10月3・4日三宅島噴火の経過と噴火様式. 火山, 29, S24-S35.

Cas, R.A. and Wright, J.V. (1991): Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. Bulletin of Volcanology, 53, 357-380.

地質調査所(1982): 精密重力調査. フィリピン海北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究中間報告書, 89-101, 科学技術庁研究調整局, 東京.

Corwin, G. and Foster, H.L. (1959): The 1957 explosive eruption on Iwojima, Volcano Islands. American Journal of Science, 257, 161-171.

壇原 徹(1995): 第四紀テフラの高精度フィッシュントラック (FT) 年代測定 —ジルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けて—. 第四紀研究, 34, 221-237.

江原幸雄 (1985): 硫黄島島内の重力. 地学雑誌, 94, 488-497.

江原幸雄 (1985): 硫黄島の地熱活動. 地学雑誌, 94, 516-527.

遠藤邦彦・宮地直道・千葉達朗・隅田まり・坂爪一哉 (1984): 1983年三宅島噴火の火山灰層位学的研究. 火山, 29, S184-S207.

Fierstein, J. and Nathenson, M. (1992): Another look at calculation of fallout tephra volumes. Bull. Volcanol., 54, 156-167.

Fisher, R.V., and Schmincke, H.U. (1984): Pyroclastic rocks. 472p.,

Springer-Verlag.

Fiske, R.S. (1963): Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapeosh Formation, Washington. Geological society of America Bulletin, 74, 391-406.

Fiske, R.S. and Matsuda, T. (1964): Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. American Journal of Science, 262, 76-106.

Gill, J. (1981): Organic Andesites and Plate Tectonics, 360p., Springer-Verlag, New York.

Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T. and Nakada, S. (2002): Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. Bull. Volcanol., 64, 55-68.

下司信夫・嶋野岳人・長井雅史・中田節也(2002): 三宅島火山 2000 年噴火のマグマ供給系, 火山, 47, 419-434.

袴田和夫(1986): 箱根新規カルデラの段階的陥没に関する若干の資料. 大涌谷自然科学館調査研究報告, (6), 1-7.

袴田和夫(1990): 箱根のスコリア丘火山について(予報). 大涌谷自然科学館調査研究報告, (9), 1-6.

袴田和夫(1991): 箱根古期外輪山丸岳西方の地質と年代. 大涌谷自然科学館調査研究報告, (10), 13-19.

袴田和夫(1993): 箱根火山探訪. 箱根叢書, 23, 189p., 神奈川新聞社, 神奈川.

袴田和夫・杉山茂夫・今永 勇・萬年一剛・大木靖衛(2005): 箱根火山の K-Ar 年代. 火山, 50, 285-299.

箱根団体研究グループ(1992): 箱根火山南東麓の地質(その 1) —真鶴半島周辺のテフラと溶岩—. 関東の四紀, (17), 35-43.

Hayakawa, Y. (1985): Pyroclastic geology of Towada Volcano. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 60, 507-592.

Heiken, G. (1974): An Atlas of Volcanic Ash. Smithsonian Contr. Earth Sciences, 12, 1-101.

Heiken, G. and Wohletz, K.H. (1985): Volcanic Ash. 245p., University of California Press, Berkeley.

平岡喜文・三森庸里江・瀬川秀樹・根本盛行・矢来博司・硫黄島測量班 (2009): 基準点測量で捉えられた硫黄島の地殻変動. 国土地理院時報, 119, 87-92.

平田由紀子(1997): 堀木沢でみられる箱根火山の火山噴出物. 神奈川自然誌資料, (18), 1-7.

平田由紀子(1999): 箱根火山の発達史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学) , 9, 153-178.

本間不二男(1925): 硫黄島地質見聞記. 地球, 4, 290-309.

Houghton, B. F. and Nairn, I. A. (1991): The 1976-1982 Strombolian and phreatomagmatic eruptions of White Island, New Zealand: eruptive and depositional mechanisms at a 'wet' volcano. Bull. Volcanol., 54, 25-49.

池端 慶・滝沢 茂(2014): 硫黄島旧噴火口(ミリオンダラーホール)の現地調査結果(2012年3月7日~9日). 火山噴火予知連絡会会報, 112, 84-87.

一色直記(1976): 火山列島硫黄島の地質と岩石. 国立防災科学技術センター研究速報, 23, 1-16.

Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A. (1991): Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. Mineralogical Journal, 15, 203-221.

伊藤順一(2000): 箱根火山南東麓の古期外輪山溶岩の K-Ar 年代. 地質調査所月報, 51, 417-420.

Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K. and Chiba T. (1989): Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1Ma. Tectonophysics, 160, 305-326.

岩崎岩次 (1937): 本邦火山の地球化学的研究(其十) 火山列島硫黄島及び北硫黄島の熔岩の化学組成. 日本化学会誌, 58, 1269-1279.

Kaizuka, S. (1992): Coastal evolution at a rapidly uplifting volcanic island: Iwo-jima, western pacific ocean. Quaternary International, 15-16, 7-16.

貝塚爽平・宮内崇裕・長岡信治 (1983): 硫黄島の海成段丘・活断層と変動史. 小笠原研究, 9, 13-45.

貝塚爽平・加藤 茂・長岡信治・宮内崇裕 (1985): 硫黄島と周辺海底の地形. 地学雑誌, 94, 424-436.

Kaneko, T., Sudo, N., Wooster, M. J., Geshi, N., Shimano, T., Nagai, M., Nakada, S.(2002): RADARSAT Determination of the Outlines of the Successively Collapsing Caldera at the Miyakejima 2000 Eruption, Japan. Bulletin of the Volcanological Society of Japan, 46, 205-209.

Kaneko, T., Yasuda, A., Shimano T., Nakada, S., Fujii, T., Kanazawa, T., Nishizawa, A. and Matsumoto Y. (2005): Submarine flank eruption preceding caldera subsidence during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. Bulletin of Volcanology, **67**, 243-253.

Kano, K., Yamamoto, T. and Ono, K. (1996): Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima Pumice, Shinjima (Moeshima) Island, Kagoshima Bay, SW Japan, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 71, 187-206.

狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生(1988): 足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動 —プレート活動力学境界表層部での変形過程の例—。静岡大学地球科学研究報告, 14, 57-83.

関東第四紀研究会(1974): 横浜地域の第四系に関する諸問題 (1) . 地球科学, 28, 155-171.

関東第四紀研究会(1987): 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, (13), 3-46.

笠間友博・山下浩之(2008):いわゆる「東京軽石層」について. 神奈川博調査研報(自然), 13, 91-110.

加藤 隆(1984): 箱根古期外輪山北部の地質及び岩石. 火山, ,29, 334.

活断層研究会編(1980): 日本の活断層 分布図と資料. 363p., 東京大学出版会, 東京.

King, J. (1785): A Voyage to the Pacific Ocean. Volume III (2nd ed.). London.

気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター(2013): 硫黄島の火山活動 (2011年10月～2012年2月22日). 火山噴火予知連絡会会報, 111, 70-77.

気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター(2014): 硫黄島の火山活動 (2012年2月～5月31日). 火山噴火予知連絡会会報, 112, 73-83.

気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター(2014): 硫黄島の火山活動

- (2012年6月～9月30日). 火山噴火予知連絡会会報, 113, 103-115.
- 気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター(2014): 硫黄島の火山活動 (2012年10月～2013年3月6日). 火山噴火予知連絡会会報, 114, 124-135.
- 気象庁地震火山部火山課火山監視・情報センター(2014): 硫黄島の火山活動 (2013年2月～5月20日). 火山噴火予知連絡会会報, 115, 91-95.
- 小林 淳(1999): 箱根火山の最近 5 万年間のテフラ層序と噴火史. 第四紀研究, 38, 327-343.
- 小林 淳・小山真人(1996): 箱根火山西麓～南東麓地域のテフラ層序と噴火史. 地学雑誌, 105, 431-447.
- 小林 淳・萬年一剛・奥野充・中村俊夫・袴田和夫(2006): 箱根火山大涌谷テフラ群: 最新マグマ噴火後の水蒸気爆発堆積物. 火山, 51, 245-256.
- 小林 淳・奥野 充・中村俊夫(1997): 箱根古期外輪山西斜面に分布する中央火口丘起源の火砕流堆積物の 14C 年代. 火山, 42, 355-358.
- 小山真人(1995): 西相模湾断裂の再検討と相模湾北西部の地震テクトニクス, 地学雑誌, 104, 45-68.
- 小山真人・早川由紀夫・新井房夫(1995): 東伊豆単成火山地域の噴火史 2: 主として 32ka 以前の火山について. 火山, 40, 191-209.
- 熊谷貞治(1985): 硫黄島の火山活動と地震活動. 地学雑誌, 94, 455 - 463.
- Kuno,H.(1936): On the displacement of the Tanna Fault since the Pleistocene. Bull. Earthq. Res. Inst., 14, 621-631.
- Kuno,H.(1938a): Geologic map of Hakone Volcano and adjacent areas.
- Kuno,H.(1938b): Geologic map of the eastern part of Hakone Volcano.
- Kuno, H.(1950a): Geology of Hakone Volcano and adjacent areas, Part I. Jour. Fac. sci. Univ. Tokyo, sec. II, 7, 257-279.
- Kuno, H.(1950b): Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. Bull. Geol. soc. Amer., 61, 257-279.
- Kuno, H.(1951): Geology of Hakone Volcano and adjacent areas, Part II. Jour. Fac. sci. Univ. Tokyo, sec. II, 7, 351-402.
- 久野 久(1952): 7 万 5 千分の 1 地質図幅「熱海」及び同説明書. 141p., 地質調査所, 川崎.

Kuno, H.(1953): Formation of calderas and magmatic evolution. Trans. Amer. Geophys. Union, 34 , 267-280.

Kuno, H.(1964): Dike swarm in Hakone volcano. Bull. Volcanol. Ser. 2, 27, 1-7.

久野 久原著・箱根火山地質図再版委員会編(1972): 箱根火山地質図説明書. 52p., 大久保書店, 東京.

Kuno, H., Oki, Y., Ogino, K. and Hirota, S.(1970): Structure of Hakone Caldera as revealed by drilling. Bull. Volcanol., 34, 713-725.

Lin, P., Stern, R.J. and Bloomer, S.H. (1989): Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. J. Geophys. Res. 94B, 4497-4514.

Lorenz, V.W. (1974): Vesiculated tuffs and associated features. Sedimentology, 21, 273-291.

Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentology, 52, 279-297.

町田 洋(1971): 南関東のテフロクロノロジー (I) ー下末吉期以降のテフラの起源及び層序と年代についてー. 第四紀研究, 10, 1-20.

町田 洋(1977):火山灰は語る ー火山と平野の自然史ー. 324p., 蒼樹書房, 東京.

町田 洋・新井房夫(2003): 新編 火山灰アトラス ー日本列島とその周辺. 336p., 東京大学出版会, 東京.

町田 洋・森山昭雄(1968): 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理学評論, 41, 241-257.

町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫(1974): 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, 83, 302-338.

萬年一剛・小林 淳・奥野 充・笠間友博・山下浩之・袴田和夫・中村俊夫(2006): 月刊地球, 28, 355-362.

萬年一剛(2008):箱根カルデラー地質構造・成因・現在の火山活動における役

割一. 神奈川博調査研報(自然), 13, 61-76.

松田時彦(1972): 1930 年北伊豆地震の地震断層. 星野通平・青木 武編, 伊豆半島, 73 - 93. 東海大学出版会, 東京.

Miyasiro, A. (1974): Volcanic rock series in Island arc and continental. *Am. J. sci.*, 274, 321-355.

森本良平・小坂丈予・羽鳥徳太郎・井筒屋貞勝・浦部和順・高橋春男・岡田義光・平林順一・伊佐喬三・磯部 宏(1968): 小笠原硫黄島の異常隆起と最近の火山現象について. *地学雑誌*, 77, 255-283.

村上文敏・石原文実(1985): 小笠原島弧北部で発見された海底カルデラ. *月刊地球*, 7, 638-646.

長井雅史・小林哲夫(2015): 小笠原硫黄島の火山形成史. *地学雑誌*, 124, 65-99.

長井雅史・高橋正樹(2007): 箱根火山外輪山噴出物の全岩主化学組成. *日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要*, 42: 71-95.

長井雅史・高橋正樹(2012): 箱根ジオパーク構想で保存すべき箱根外輪山の重要露頭. *日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要*, 47: 287-339.

長井雅史・高橋正樹・箱根団体研究グループ(2006): 箱根火山南東麓の地質(その4) —溶岩類の全岩化学組成と層序—. *関東の四紀*, (27), 3-29.

長井雅史・棚田俊收(2013): 小笠原硫黄島において 2012 年 2 月-3 月に発生した噴泥イベントの噴出物. *火山噴火予知連絡会会報*, 111, 87-90.

長井雅史・棚田俊收(2014): 小笠原硫黄島において 2013 年 2 月に発生した噴泥イベントの噴出物. *火山噴火予知連絡会会報*, 114, 143-146.

長井雅史・棚田俊收・上田英樹・小林哲夫(2014): 小笠原硫黄島ミリオンダラーホール火口 2012-2013 年噴火の噴出物. *日本地球惑星科学連合 2014 年予稿集 SVC55-P13*.

長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一 (1984): K-Ar 法による年代測定. *岡山理科大学蒜山研究所研究報告*, 9, 19-38.

中田節也・長井雅史・安田 敦・嶋野岳人・下司信夫・大野希一・秋政貴子・金子隆之・藤井敏嗣 (2001) 三宅島 2000 年噴火の経緯—山頂陥没口と噴出物の特徴—. *地学雑誌*, 110, 168-180.

Nakada, S., Nagai, M., Kaneko, T., Nozawa, A. and Suzuki – Kamata, K.,

(2005): Chronology and products of the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. Bull. Volcanol., 67, 205-218.

Nakada, S., Nagai, M., Kaneko, T., Suzuki, y., Maeno, F.(2013)The outline of the 2011 eruption at Shinmoe-dake (Kirishima), Japan. Earth Planets Space, 65, 475-488.

中村一明(1969):広域応力場を反映した火山体の構造—側火山の配列方向—. 火山, 14 : 8-20.

中村一明(1984):三宅島の側火口分布と地殻応力場の性質. 火山, 29 : S16-S23.

Nakano, T., Imakiire, T., Sakai, H. and Minami, K. (2011): Preliminary study of sedimentary period of layer by using natural remanent magnetization in Ito To Island in Ogasawara Archipelago. Bulletin of the Geospatial Information Authority of Japan, 59, 15-20.

Newhall, C.G. and Dzurisin, D. (1988): Historical unrest at large calderas of the world, 1, U.S. Geological Survey Bulletin, 1855.

日本地質学会国立公園地質リーフレット 1 「箱根火山」編集委員会編(2007): 箱根火山. 日本地質学会, 東京.

及川輝樹・石塚 治・岩野英樹・檀原 徹(2010): 伊豆半島北東部の珪長質火山活動の年代. 地質調査研究報告, 61, 203-207.

及川輝樹・石塚 治(2011):熱海地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 61p.

大木靖衛・袴田和夫(1975): 箱根芦ノ湖誕生のなぞをさぐる. 国土と教育, 30,: 2-9.

大井信三・矢来博司 (2007): 小笠原硫黄島の火山活動史. 日本火山学会講演予稿集, 3-3.

大八木規夫・井口 隆 (1985): 硫黄島の地質. 地学雑誌, 94, 436-445.

大島章一・兼子俊朗・小野寺健英・中川久穂・登崎隆志・三品正明・小坂丈予 (1985): 硫黄島の地磁気異常分布. 地学雑誌, 94, 502-515.

小坂丈予・小沢竹二郎・平林順一(1985): 硫黄島島内における試錐調査. 地学雑誌, 94, 445-454.

小坂丈予・小沢竹二郎・松尾禎士・平林順一・大隅多加志(1985):硫黄島にお

ける地球化学的研究. 地學雜誌, 94, 551-563.

大八木規夫・熊谷貞治 (1977): 火山列島硫黄島の 14C 年代. 国立防災科学技術センター研究速報, 25, 5-17.

小澤 拓・上田英樹(2014): GNSS キャンペーン観測による小笠原硫黄島の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, 116, 139-140.

小澤 拓・上田英樹・島田政信・村上 亮・飛田幹男・矢来博司・和田弘人・雨貝知美・藤原みどり・藤田英輔・鶴川元雄 (2007): PALSAR / InSAR により得られた小笠原硫黄島の 2006 年火山活動活発化に伴う地殻変動 (速報). 防災科学技術研究所研究報告, 71, 11-22.

Ozawa, T., Ueda, H., Ukawa, M. and Miyazaki, S. (2007): Temporal change in crustal deformation related to volcanic activity of Iwo-jima observed by PALSAR/InSAR. Proc. First Joint PI symposium of ALOS Data Nodes for ALOS Science Program, Kyoto, DIS10.

Ramsey, B.C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51, 337-360.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., and van der Plicht, J. (2013): IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869-1887.

Sato, H. and Taniguchi, H. (1997): Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreato-magmatic eruptions: implications for energy partitioning. Geophys. Res. Lett., 24(3) : 205-208.

Self, S. (1983): Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: A case study from New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17, 433–469.

鈴木毅彦・早津賢二(1991): 関東—中部地方の第四紀テフラのフィッシュン・

トラック年代. 第四紀研究, 37, 95-106.

高橋正樹(1994): 大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. 火山, 40, 33-42.

高橋正樹(2000): 島弧・マグマ・テクトニクス. 322p, 東京大学出版会, 東京.

高橋正樹・長井雅史・内藤昌平・中村直子(1999): 箱根火山の形成史と広域テクトニクス場. 月刊地球, 21: 437-445.

高橋正樹・内藤昌平・中村直子・長井雅史(2006): 箱根火山前期・後期中央火口丘噴出物の全岩化学組成. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 41, 151-186.

棚田俊收(2014): ミリオンダラーホール付近の現地調査(2013年3月). 火山噴火予知連絡会会報, 114, 140-142.

棚田俊收(2014): ミリオンダラーホール付近の現地調査(2013年5月). 火山噴火予知連絡会会報, 115, 104-104.

棚田俊收・上田英樹・藤田英輔・小園誠史・長井雅史(2014): 小笠原硫黄島の地震活動・地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, 116, 135-138.

津久井雅志・鈴木裕一(1998): 三宅島火山最近 7000 年間の噴火史. 火山, 43, 149-166.

津久井雅志・新堀賢志・川辺禎久・鈴木裕一(2001): 三宅島火山の形成史. 地学雑誌, 110, 156-167.

津屋弘達 (1936): 火山列島硫黄島に就いて. 火山, 3, 28-52.

Tsuya, H. (1936): Geology and petrography of Iosima (Sulphur Island), Volcano Islands Group. Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University. 14, 453-480.

上杉 陽(1976): 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, (3), 28-38.

上杉 陽・伊藤谷生・歌田 実・染野 誠・澤田臣啓(1985): 大磯丘陵雑色～古怒田間に露出した衝上断層. 関東の四紀, (11): 3-15.

上杉 陽・米澤 宏・宮地直道・千葉達朗・肥田木守・細田一仁・米澤 まどか・由井将雄(1992): 富士系火山泥流のテフラ層位. 関東の四紀, (17), 3-33.

上田英樹・棚田俊收・藤田英輔・河野祐希(2014): 小笠原硫黄島の地震活動・地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, 112, 88-94.

鵜川元雄・藤田英輔・小林哲夫(2002): 硫黄島の最近の火山活動と 2001 年噴火.

月刊地球, 号外 39, 157-164.

Ukawa, M., Fujita, E., Ueda, H., Kumagai, T., Nakajima, H. and Morita, H. (2006): Long-term geodetic measurements of large scale deformation at Iwo-jima caldera, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150, 98-118.

宇都浩三・風早康平・斎藤元治・伊藤順一・高田 亮・川辺禎久・星住英夫・山元孝広・宮城磯治・東宮昭彦・佐藤久夫・濱崎聡志・篠原宏志(2001): 三宅島火山 2000 年噴火のマグマ上昇モデル—8 月 18 日噴出物および高濃度 SO₂ 火山ガスからの考察—。地学雑誌, 110, 257-270.

Van der Hilst, R. D., and Seno, T.(1993): Effects of relative plate motion on the deep structure and penetration depth of slabs below the Izu-Bonin and Mariana island arcs, *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 375-407.

Walker, G. P. L. (1971): Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, 79, 696-714.

Walker, G. P. L. (1973): Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geol. Rundsh.*, 62, 431-446.

Walker, G. P. L.(1983):Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 431-446.

Watanabe, K. and Katsui, Y. (1976): Pseudo-pillow lavas in the Aso caldera, Kyushu, Japan. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*. 71, 44-49.

Wohletz, K. H. (1983): Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: size, scanning electron microscopy, and experimental studies. In: *Explosive Volcanism* (Sheridan, M. F. and Barberi, F., Eds) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 31-63.

Wohletz, K. H. (1986): Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bull. Volcanol.*, 48, 245-264.

Wohletz, K. H. and McQueen, R. G. (1984): Experimental studies of hydromagmatic volcanism. In: *Explosive volcanism: inception, evolution, and*

hazards. *Studies in Geophysics*. National Academy Press, Washington, 158-169.

Wright, J.V., Smith, A.L. and Self, S.(1980): A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 315–336.

Yamagishi, H.(1991): Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology*, 74, 5-23.

Yamaoka, K., Kawamura, M., Kimata, F., Fujii, N. and Kudo, T.(2005): Dike intrusion associated with the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 67, 231-242.

安野 信・稲垣 進・上杉 陽・鷗浦武久・菊池隆男・佐藤善博・長井雅史・則 茂雄・満岡 孝・由井将雄・米澤 宏・箱根団体研究グループ(1998): 箱根火山南東麓(根府川～真鶴)のテフラと溶岩. 日本第四紀学会講演要旨集, (28) , 82-83.

吉村尚久編(2001): 粘土鉱物と変質作用. 293p., 地学団体研究会, 東京.

Yuasa, M., Murakami, F., Saito, E. and Watanabe, K.(1991): Submarine topography of seamounts on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 42, 703-743.

Yuasa, M. and Nohara, M. (1992): Petrographic and geochemical along-arc variations of volcanic rocks on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 43, 457-466.

米澤 宏・森 慎一・山口伸弥(1980): 火山灰層位学からみた箱根古期外輪山溶岩(その 1) —真鶴半島周辺のテフラと溶岩— . 関東の四紀, (7), 23-37.

米澤 宏・稲垣 進・上杉 陽・鷗浦武久・則 茂雄・満岡 孝・安野 信・由井将雄・箱根団体研究グループ(1996): 箱根火山東麓の箱根古期外輪山溶岩を覆う中期更新世テフラ. 日本第四紀学会編, 第四紀露頭集 —日本のテフラ—, 209. 日本第四紀学会, 東京.