

三宅島火山の形成史

津久井雅志* 新堀賢志** 川辺禎久*** 鈴木裕一****

Stratigraphy and Formation of Miyakejima Volcano

Masashi TSUKUI *, Kenji NIIHORI **, Yoshihisa KAWANABE *** and Yuichi SUZUKI ****

Abstract

Miyakejima Volcano is located 200 km south of Tokyo, Japan, and is one of the active volcanoes situated on the Izu-Mariana Arc. The main cone of Miyakejima has two nested calderas: outer Kuwanokitaira Caldera, 4 km in diameter, and inner Hatchodaira Caldera, 1.8 km by 1.6 km across. The central cone, Oyama, grew in the Hatchodaira Caldera.

A short recurrence time of about 22 year-period and continuous crustal inflation in the recent years suggested that the volcano was proceeding to the next eruption. Activity began on June, 26, 2000, resulting in subsidence to form and the forming of a new caldera 1.6 km in diameter. The new Hatchodaira Caldera almost overlaps the site and size of the former Hatchodaira Caldera. This paper presents the volcano-history of Miyakejima during the last 10000 years.

Based on the eruption style, together with whole-rock bulk chemistry, the development history during the last 10000 years is divided into four stages. These are 1) the Ofunato Stage of 10000-4000 y.B.P., 2) the Tsubota Stage of 4000-2500 y.B.P., 3) the Oyama stage, from 2500y.B.P. to the early 15th century, and 4) the Shinmio stage, 1469 AD to the present. Since 1085 AD, at least 14 eruptions are documented. The last four eruptions occurred in 1874, 1940, 1962, and 1983.

The Ofunato stage is characterized by porphyritic basalts. These lavas and pyroclastics contributed the growth of the main cone and filling up of the Kuwanokitaira Caldera. The Tsubota Stage, reopened after a 3000-year repose, is distinguished by andesitic products from lateral and central eruptions. The Oyama Stage began with the formation of the Hatchodaira Caldera, which resulted from the discharge of *ca.* 0.37km³ scoria, explosion breccia, and accretionary lapilli. Subsequent products from central and lateral eruptions filled the caldera. It is noteworthy that phreato-magmatic eruptions from the central vent prevail over dry magmatic eruptions. Overflows of lavas from the rim of the Hatchodaira Caldera occurred in 9th century. At the Shinmio stage, 12 documented eruptions, without exception, took place from lateral fissures, with some accompanied by central eruption.

The variation of Mg# ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100$) versus erupted age show an abrupt increase of the ratio 2500, 1300, and 500 y.B.P. with a mild decrease. This pattern suggests that relatively

* 千葉大学理学部地球科学科

** 千葉大学大学院自然科学研究科

*** 産業技術総合研究所地球科学情報研究部門

**** 株式会社フジタ東北支店

* Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

** Graduate School of Science, Chiba University

*** Institute of Geoscience, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

**** Fujita Corporation Tohoku Branch

undifferentiated magma was supplied to the magma plumbing system underneath the Miyakejima Volcano, which was slowly differentiating.

Key words : Miyakejima Volcano, volcano-stratigraphy, differentiation of magma, 2000 eruption, caldera

キーワード : 三宅島火山, 火山層序, マグマの分化, 2000 年噴火, カルデラ

I. はじめに

東京から南へ 200 km, 伊豆諸島の一つである三宅島は, 伊豆大島と並んで, 過去数多くの噴火活動と被害の記録が残されている活発な火山である。三宅島では 1983 年の噴火の直後から, 新たなマグマの供給により山体の膨張と隆起が続いたこと(国土地理院, 1998)と 1940 年以來 21 ~ 22 年ごとに噴火した実績から, 近い将来に噴火する確率が高いと警戒されていた。2000 年 6 月 26 日夕方にはじまった一連の火山活動で, 雄山の山頂火口付近は陥没, 拡大し, 直径 1.6 km のカルデラが形成された。今回の活動は, カルデラが形成された点では 2500 年ぶりの噴火といえるが, その推移はカルデラを形成した噴火とも, また, 有史時代のどの記録とも異なり, これまでに知られている三宅島の活動の推移からは全く想像できないものだった。火山活動による直接的な人的被害はなかったが, SO₂ など有毒な火山ガスが放出され続けているため, 三宅島民は 6 カ月以上にわたり全員島外避難を余儀なくされ, 今なお帰島の目処はたっていない。詳しい調査がおこなわれ, 予め観測体制が展開されていても, 前例のない噴火の推移を的確に予測することの難しさを痛感させられることとなった。それでもなお, 噴火のしくみをつかみ切れていない現段階では, 過去の活動履歴や推移を知ることは, 今回の活動の火山発達史の中の位置付けを考える上で, また今後の推移を予測する上でも, 基礎資料として不可欠である。この報告では, これまでおこなわれてきた三宅島火山の地質学的・岩石学的調査(大森, 1915; 津屋, 1940; 一色, 1960, 1984; 宮崎, 1984; 浜田, 1984; 日本火山学会, 1984; 津久井・鈴木, 1998; 宮坂・

中川, 1998; 宮坂, 1999; 伊藤ほか, 1999), および筆者らが現在進めている岩石学的な検討結果から, 三宅島の噴火史とマグマの変遷について紹介する。

II. 三宅島火山の地形と噴火の特徴

三宅島火山は伊豆・小笠原弧の火山フロント上にあり, 海底部分も含めると長径 25 km のやや南北に伸びた截頭円錐形をしている。水深 300 ~ 400 m の海底からたちあがり, 標高 813.3 m の雄山^{おやま}およびその周辺まで比高およそ 1100 ~ 1200 m の火山体を形成していた。山腹の標高 350 m 付近に直径 4 km の桑木平カルデラ^{くわのきたいら}(あるいは旧カルデラ), その内側の標高 700 m 付近に南北 1.8 km × 東西 1.6 km の八丁平カルデラ^{はっちょうだい}(新カルデラ)と, 2 重のカルデラが知られていた(図 1; 一色, 1960, 1984; 茅原ほか, 1973, 1984; 浜田, 1984; 早川, 1990; 津久井・鈴木, 1998)。桑木平カルデラのカルデラ縁は西~北側で明瞭であるが, カルデラ東縁~南縁は後桑木平カルデラ丘がカルデラ東縁付近に成長したため, その噴出物に覆われて不明瞭になっている。八丁平カルデラ形成後には, 後八丁平カルデラ火山として雄山が成長して, カルデラを埋積していき, 9 世紀の噴火では溶岩が八丁平カルデラの東縁のほか西縁, 南縁をも越えて広い範囲に溢流した。

三宅島の過去の噴火の特徴として, 中心噴火のほか, 放射状の山腹割れ目噴火も頻繁に起こったことが挙げられる。噴火割れ目からは玄武岩質の溶岩やスコリアが噴出するとともに, 割れ目が海岸線近くまで達して激しいマグマ水蒸気爆発が起こることがあった。このような割れ目噴火によってつくられた地形として, スコリア丘列や小火口

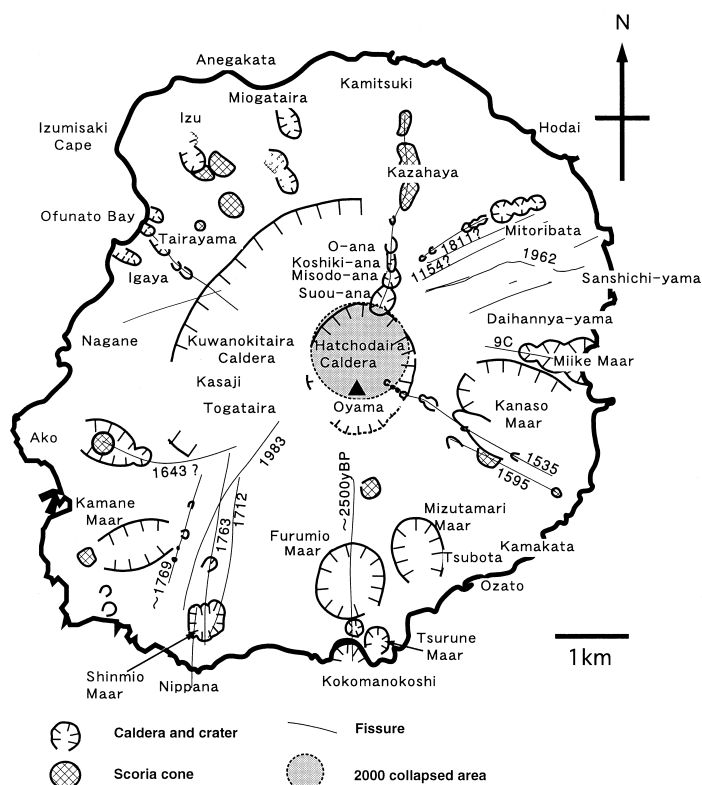


図 1 三宅島火山の火山口、カルデラ、割れ目の分布。
陰をつけた部分は 2000 年に陥没した部分を示す。

Fig. 1 Map showing distribution of craters, fissures, and calderas.
Shaded area collapsed in the period July-August, 2000.

列を認めることができる。海岸まで流下した溶岩は、海に向かって張り出した岬や溶岩扇状地をつくっている。マールには長径は 1 km を超える金曾マール、水溜りマール、古澤マール、釜根マールのほか、9 世紀に形成された三池マール、1763 年に形成された新澤マールなどがある。15 世紀以降の噴火ではすべて割れ目噴火が起こり、そのうち何回かは山頂噴火を伴うものであった。

III. 三宅島火山の形成と噴火史

1) 活動期の区分の概要

海面下の部分も含めた三宅島の地形的高まりは大きい（菅・藤岡，1990）が、変質安山岩凝灰角礫岩、変質石英安山岩軽石凝灰岩、輝石石英閃緑ひん岩～石英閃緑岩などが基盤岩を構成し、現在

新井, 1978; 杉原・小田, 1990), 838 年の神津島天上山テフラ (Iz-Kt: 黒雲母流紋岩質火山灰), および 886 年新島向山のテフラ (Iz-Nm: 黒雲母流紋岩質軽石砂) を確認した。これらをもとに最近およそ 1 万年間の三宅島火山の噴火史を, 活動年代と噴火の頻度や噴出様式の違い, 噴出物の化学組成に注目して 4 活動期に区分した。すなわち, 1) 7000 年前以前の活動期と, それに続く活動の不活発な 4000 年前までの時期をあわせた大船戸期, 2) 4000 ~ 2500 年前の坪田期, 3) 2500 年前の大規模な八丁平噴火とカルデラ形成にはじまり, 雄山が成長していった雄山期, 4) 15 世紀以降の山腹噴火中心の新滞期である。主な噴出物の層位関係を示す (図 2) とともに, それぞれの活動期の特徴を記述する。

7000 年前以前については, 露出が限られていること, 噴火年代を入れることが難しいため, 筆者らの調査は充分ではないが, 一色 (1960) の主成層火山体の大部分は, 桑木平カルデラの形成を含め, およそ 1 万年前にはできていたと考えられる。最近, 吉田・小林 (1997) が, 伊ヶ谷港付近と伊ヶ谷~神着の都道沿いで, 三宅島火山起源のテフラ累層中に下位から順に神津島那智山テフラ, AT 火山灰 (2.5 万年前), 神津島起源の高処山テフラ, 新島起源の宮塚山テフラ, 式根島テフラに対比可能なテフラを報告した。これらのテフラの分布を島内で広くつかむことができれば, 数万年前にさかのぼって形成史を解明できる可能性は高い。

2) 大船戸期: 10000 年前から 7000 年前までの三宅島火山

三宅島火山の古い噴出物のうち伊豆岬灯台付近の海食崖, 伊ヶ谷郵便局裏, 東京都三宅支庁駐車場などで確認できる玄武岩質を主とした溶岩, 火砕岩類を噴出した活動期とそれに引き続く活動の休止期をあわせて大船戸期と呼ぶ。大船戸期の主な噴出物は, 伊ヶ谷~伊豆岬にかけて大船戸湾に沿った高さ 80 m の海食崖に露出している 4 枚の溶岩と火砕物の互層, 神着の滞ヶ平のスコリア丘堆積物 (MTS), およびこのスコリア丘から北方へ流れ出て, 大久保浜へ瀑下した滞ヶ平溶岩 (図 3: 一色, 1960), そして大船戸湾内で起こった噴火に

よる大船戸スコリア・爆発角礫岩層 (OFB) のほか, 伊ヶ谷~阿古北方大鼻にかけての海食崖に露出している溶岩, 爆発角礫岩が挙げられる。主成層火山体 (一色, 1960) の上部の形成, および桑木平カルデラの埋め立てに寄与した活動期らしい。

大船戸期の年代に関して, 大船戸爆発角礫岩層の上位 20 ~ 30 cm の風化火山灰層にバブルウォール型の火山ガラスが混入したゾーンがあり, 鬼界アカホヤ火山灰であることが確認された (杉原・小田, 1990) ことから, 大船戸爆発角礫岩層がおよそ 7000 ~ 8000 年前の噴火によるものと推定された (津久井・鈴木, 1998)。三宅村教育委員会 (1975) は縄文中期とされる西原 B 遺跡^{にしはら}の住居遺構のピットがこの爆発角礫岩にまで達していることを報告しており, 上の推定とも矛盾しない。大船戸爆発角礫岩を噴出した後, 鬼界アカホヤ火山灰降下前後の約 7000 ~ 4000 年前は噴火活動の不活発な時期であつたらしく, 目立つ噴出物は見つからない。

大船戸期の岩石は, 斜長石+カンラン石±普通輝石の斑晶鉱物組合せを主とする斑晶量 0.4 ~ 34 vol.% の玄武岩質で, SiO₂ 量は 50 ~ 54 wt.% である。

南戸林道沿い標高 325 m にある防災科学技術研究所 (以下防災科研) の阿古観測点 (傾斜計) の地表からの深度 50 ~ 102.5 m のボーリングコア試料を検討したところ, この深度には 6 枚の玄武岩質溶岩流が挟在されていた。その SiO₂ 組成は 48 ~ 51% で, 大船戸期の岩石学的特徴をもっていた。この地点は, 地形的には桑木平カルデラ内にあることから, すでに形成されていた桑木平カルデラを埋積していく時期の溶岩であると考えている。

3) 坪田期: 4000 年前~ 2500 年前の安山岩質の火山活動の時代

およそ 3000 年間の活動の休止期において噴火活動が再開した。これを坪田期と呼ぶ。坪田期には後桑木平カルデラ丘が成長したと考えられるが, 山体中央部の地表調査では確認できていない。この活動期の代表的な噴出物は安山岩質で, 島の南部の坪田付近の海食崖と, 北西にある伊豆~伊豆岬灯台~伊ヶ谷付近で見ることができる。

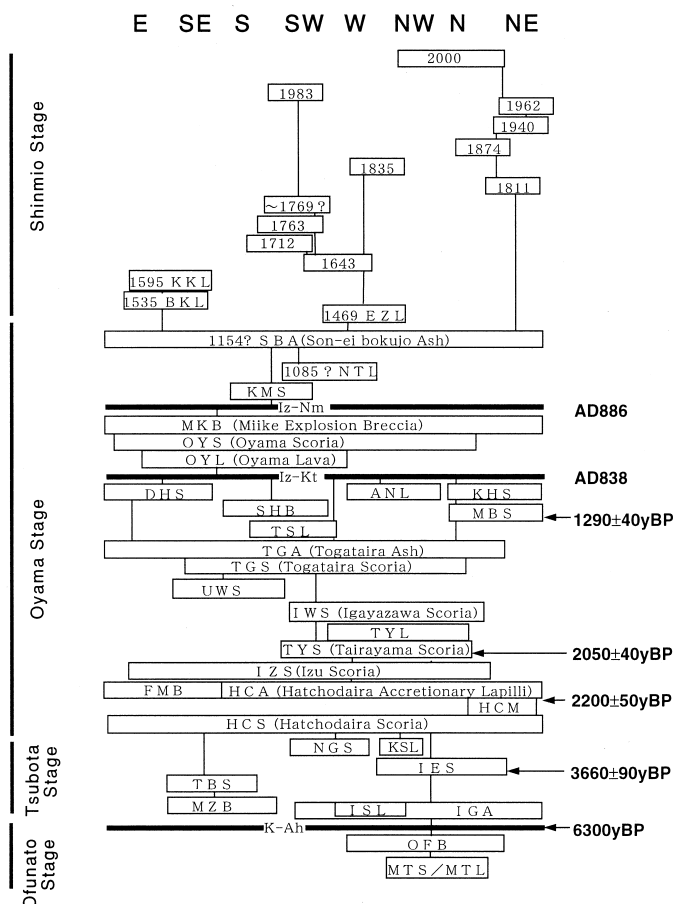


図 2 三宅島火山の最近 1 万年間の層序概念図。

Fig. 2 Stratigraphic relations of the lavas and tephros from Miyakejima Volcano during the last 7000 years.

Lines indicate confirmed relations.

Abbreviations: MTS, Miogataira scoria; MTL, Miogataira lava; OFB, Ofunato explosion breccia; K-Ah, Kikai-Akahoya ash; IGA, Igaya accretionary lapilli; ISL, Izushita lava; IES, Igaya-east scoria; MZB, Mizutamari explosion breccia; TBS, Tsubota scoria; NGS, Nagane scoria; KSL, Kannon-shita-bashi lava; HCS, Hatchodaira scoria; HCM, Hatchodaira mudflow; HCA, Hatchodaira accretionary lapilli; FMB, Furumio explosion breccia; IZS, Izu scoria; TYS, Tairayama scoria; TYL, Tairayama lava; IWS, Igayazawa scoria; UWS, Usugi-west scoria; TGS, Togataira scoria; TGA, Togataira ash; TSL, Togahama-south lava; SHB, Sabigahama explosion breccia; ANL, Anegakata lava; MBS, Mitoribata scoria; KHS, Kazahaya scoria; DHS, Daihannayama scoria; Iz-Kt, Kozushima-Tenjosan tephra; OYL, Oyama lava; OYS, Oyama scoria; MKB, Milke explosion breccia; Iz-Nm, Niijima-Mukaiyama tephra; KMS, Kamane scoria; NTL, Nanto lava; SBA Son-ei bokujo ash; EZL, Enokizawa lava; BKL, Benkenzaki cape lava; KKL, Kamakata lava; SMB, Shinmio explosion breccia.

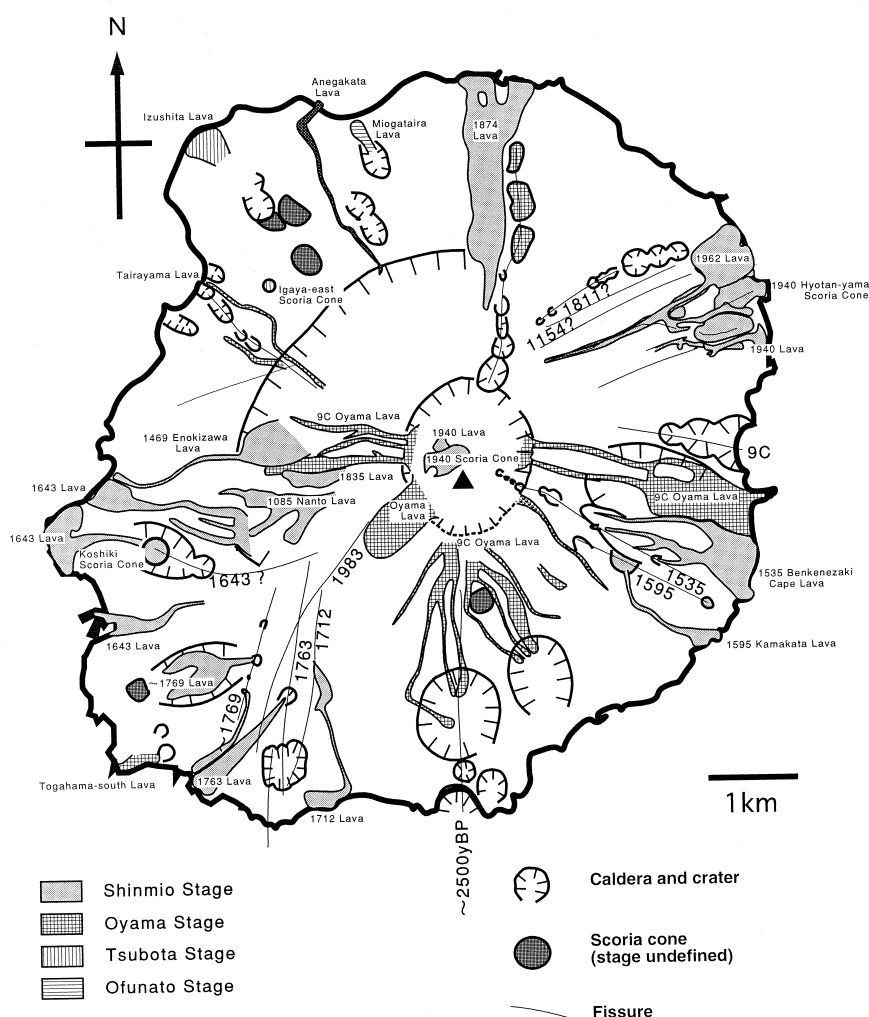


図 3 溶岩流とスコリア丘の分布.

Fig. 3 Map showing lava flows and scoria cones.

坪田漁港南西 1 km の海岸にある通称長太郎池では、溶岩および 5 m 以上の厚さでこれを覆う水溜りマール形成時の水溜り爆発角礫岩層 (MZB) が観察できる。一方、北西では伊ヶ谷火山豆石層 (IGA) と伊豆下溶岩 (ISL) の一連の噴火によって、あわせて 0.1 km^3 (DRE: Dense Rock Equivalent, マグマ換算体積) のマグマが噴出した。伊ヶ谷火山豆石層は、島の北西山腹で起こったマグマ水蒸気噴火により、発泡の悪いスコリア、次いで大量の直径 1 ~ 3 mm の火山豆石が厚く降下・堆

積したものである。降下スコリア層は、最大でも厚さ 10 cm 程度なのに対し、火山豆石層はほとんど火山豆石だけからなっており、厚さは伊ヶ谷周辺で 150 cm 以上と厚く堆積している。豆石の降下と同時に北西の側火口から伊豆下溶岩 (ISL) が流下した。伊豆岬灯台北東海食崖では成層構造を保った火山豆石層中に伊豆下溶岩が挟まれているのが観察でき、豆石降下時に溶岩が海岸まで流下したことがわかる。

このほか、一色 (1984) が北西山腹の環状林道

から島の西部の都道長根付近まで噴火割れ目が開口して、周囲に溶岩流、降下スコリアおよび火山弾を噴出したこと（津久井・鈴木（1998）の長根スコリア層（NGS））を記載している。

坪田期の噴出物は、鬼界アカホヤ火山灰および縄文中期の西原 B 遺跡を覆う（三宅村教育委員会、1975, p. 274；一色, 1984）。放射性炭素年代は伊ヶ谷火山豆石層の上位にある伊ヶ谷東方スコリア層（IES）層中の基底付近から採取した炭化木から 3660 ± 90 y.B.P.（TK-952：鈴木・津久井, 1997）が得られ、また、防災科研の傾斜計の坪田観測点（環状林道沿いの NTT 坪田無線中継所北東 300 m の標高 340 m）コア試料中の地表深度 69.1 m の土壌試料から 3680 ± 40 y.B.P.（Beta-137520：川辺ほか, 未公表資料）が得られている。

坪田期の噴出物は、斜長石＋普通輝石＋シソ輝石＋磁鉄鉱土カンラン石の斑晶鉱物組合せを主とする斑晶量 7～27% で SiO_2 58～60% の安山岩である。斑晶に普通輝石＋シソ輝石＋磁鉄鉱を含む安山岩質であることから、前後の活動期とは明瞭に区別できる。防災科研坪田観測点のコア試料からは、地表深度 50～102.5 m に 4 枚の溶岩が確認された。いずれも SiO_2 60～63% の安山岩質であり、斑晶鉱物組合せなど岩石学的特徴もこの期のものと一致している。

4) 雄山期：八丁平噴火カルデラ形成と雄山の成長

2500 年前の大規模な八丁平噴火とカルデラ形成にはじまり、12 世紀半ばまでの雄山が成長していく時期、およびその後 300 年あまり活動を休止していた時期をあわせて雄山期と呼ぶ。

〔八丁平噴火とカルデラの形成〕

雄山期は最近 1 万年間で最も噴出量の大きな噴火である八丁平噴火をもって開始する。この噴火は最初に桑木平カルデラの中心と南へ伸びる噴火割れ目から大量の比較的発泡の良い黒色のスコリアが噴出され、島内全域に降下・堆積した（八丁平スコリア層（HCS）主部）。やがて細粒のスコリア～スコリア質火山灰（八丁平スコリア層上部）の噴出へと推移した。おそらくこの噴火の進行にともない火道の周囲に海水が侵入し、マグマ水蒸気噴火に移行して、細かく粉碎されるようになって

たのであろう。次いで、八丁平泥流（HCM）が東山腹へ流れ下った。この後、南麓の古澤マール（大路池）、山澤（マール）とその南の海底で激しいマグマ水蒸気爆発が起こり、大量の爆発角礫が投出された（古澤爆発角礫岩層（FMB））。海底の火口からの投出物の量が最も多かったため、爆発角礫岩は海岸に向って厚くなり、海食崖では厚さ 40 m に達する。山体の中央部ではこれと同時に細粒火山灰が大量に生産され、火山豆石となって全島に降下・堆積した（八丁平火山豆石層（HCA））。一連の噴出物は島の北から北西にあたる神着～伊豆～伊ヶ谷にかけての都道沿いで 2.5 m から数 10 cm の厚さで良く観察される。噴火堆積物の間には風化火山灰層が挟まれないことから、地質学的に見て短期間（最大 10 年？）内に起こったと考えている。八丁平スコリア層の噴出量は主部と上部あわせて 0.17 km^3 （DRE）である。八丁平火山豆石層と古澤爆発角礫岩層の噴出量はあわせて 0.20 km^3 程度、したがって八丁平噴火の総噴出量はおよそ 0.37 km^3 となる¹⁾。この量のマグマが地表に脱出したために山頂部が陥没して、八丁平カルデラを生じたと考えられる。

〔雄山の成長とカルデラの埋積・溶岩溢流〕

八丁平カルデラが形成された後、後八丁平カルデラ丘である雄山が成長してカルデラを埋めていった。八丁平噴火の後この活動期には、少なくとも 14 回の噴火が認められる。発泡の悪いスコリアや細粒火山灰が多いという噴出物の産状から、山体中心付近で噴火が起これば、カルデラ内に豊富に蓄えられた地表水ないし地下水とマグマが接触して、マグマ水蒸気噴火が引き起こされたと判断される。山体中心付近からの噴火のほか、山腹割れ目噴火も繰り返し起こった。

9 世紀の西暦 838 年と 886 年の間に起こった噴火は八丁平カルデラから東、南、西へ溶岩が溢流したという点で一つの大きな転機であった。この噴火は文書記録には残されていないが、噴火年代は神津島天上山テフラ（Iz-Kt）と新島向山テフラ（Iz-Nm）でおさえられている。噴火は八丁平カルデラ内からの雄山溶岩（OYL）の流出ではじまった。溶岩はカルデラ縁を越えて溢れ、西側山腹へは環

状林道笠地観音付近まで、西南山腹へは標高 500 m の牧場付近まで流下した。南～南東山腹へは複数の谷に沿って環状林道の外側まで流れ下り、一部は古濤マール、水溜りマールまで達した。東へは金層マールを経て沖が平へ流れ下った。次いで、カルデラ内から雄山スコリア (OYS) の噴出、東へ伸びた割れ目噴火による三池爆発角礫岩 (MKB) の投出と三池マールの形成、の順に推移したことがわかっている。なお、一色は、クラマ根 (三池港埠頭) を形成している溶岩も 9 世紀に噴出したと考えた。一色の根拠は、山腹にある露頭でこの溶岩が直上の三池爆発角礫岩を焼いていることであり (一色, 談話), 津久井・鈴木 (1998) もこれに従ったが、クラマ根の溶岩は全岩化学組成、鏡下の観察でも他の 9 世紀の噴出物とは異なっているので、山腹の溶岩流とは連続していない可能性がある。

10 世紀ころには阿古南東の南西山腹で噴火が起こり、新島向山テフラの上位に発泡の良いスコリアが南麓に最大 4m の厚さで降下した (釜根スコリア層: KMS)。

11 世紀以降の三宅島の噴火災害 (の一部?) の記録は、大森 (1915) が収集した『三宅島祥異』『三宅島御神火之記』に残されている。1085 年 (応徳 2 年) の噴火、1154 年の噴火が記されているが、いずれも、“噴火ス”とだけの記事である。地表調査から、1085 年 (応徳 2 年) 噴火は、桑木平カルデラ内の南西に開口した火口から溶岩が桑木平カルデラ南西部に流下、展開した (津久井・鈴木 (1998) の南戸溶岩 (NTL) に相当: 一色, 1984; 国土地理院, 1995) らしいことがわかっている。

1154 年 11 月 (久寿元年 10 月) の噴火は島の東北東にあるシトリ (椎取) 神社付近の割れ目噴火に対応するものとされた (一色, 1984)。この割れ目噴火に続いて山体中心付近を給源としたスコリア～火山灰が、おそらく雄山の成長に貢献するとともに、全島的に降下した (村営牧場スコリア・火山灰)。島内に広く分布する降下火山灰層はこの上位には見られないので、良い鍵層になっている。

文書記録には西暦 1154 年から次の 1469 年の噴火まで 300 年あまりの間、火山活動はなく、噴火

の休止期があったらしい。

〔雄山期の岩石学的特徴〕

雄山期の噴出物は、斑晶量の少ない (< 10%) のものが多く、斜長石+カンラン石+普通輝石±シソ輝石±磁鉄鉱の斑晶鉱物組合せを主とする玄武岩～玄武岩質安山岩で、SiO₂ 量は 51～55% である。1200 年前ころ東山腹の側噴火で噴出された大般若山スコリアは、同じ露頭から採取した 2 個の分析値の SiO₂ 量が 55 (堆積物の上位)～60% (基底付近) と例外的に分化が進んで、かつ組成範囲が広い。大きな組成勾配をもつマグマ溜りが存在し、噴火に関与したことを示唆している。

5) 新濤期: 15 世紀以降の割れ目噴火期

1469 年に西山腹で噴火が再開した。これ以降、活動様式が変わり、山腹割れ目からの噴火が主となるとともに山体中心部に由来するような細粒降下火山灰層はなくなった。マグマ供給系には新たなマグマが加わったらしく、Mg# が高くなった。これらの理由から、1469 年以降を新濤期として扱う。1469 年以降、1535 年、1595 年、1643 年、1712 年、1763～1769 年、1811 年、1835 年、1874 年、1940 年、1962 年、1983 年に噴火した記録が残っている (大森, 1915; 津屋, 1940; 一色, 1960; 松田・森本, 1962; 宮崎, 1984; 津久井・鈴木, 1998)。この 12 回は、すべて北西山腹以外のいずれかの山腹に噴火割れ目が放射状に伸びた側噴火であり、その中には山頂噴火を伴うものもあった。山頂火口で噴火が起こったのは 1940 年のほか、山頂のごく近傍から割れ目火口が伸びている 1535 年の可能性が高い。この活動期の側噴火によって溶岩が海に流れ込んで、張り出し地形や溶岩扇状地 (1595 年、1643 年、1712 年、1874 年、1940 年、1962 年)、火砕丘 (1535 年、1595 年、1643 年、1940 年、1962 年、1983 年) がつくられた。野外調査で観察される堆積物の全部が記録に残された噴火に対応しているわけではないが、最も矛盾がないように対応させたものを図 3 に示した。

1643 年以降の噴火活動の推移は文書記録 (大森, 1915; 三宅島史編纂委員会, 1982) から読み取れるが、それによれば噴火前に顕著な前兆がない場合や、異常があってから噴火までの時間が短いこ

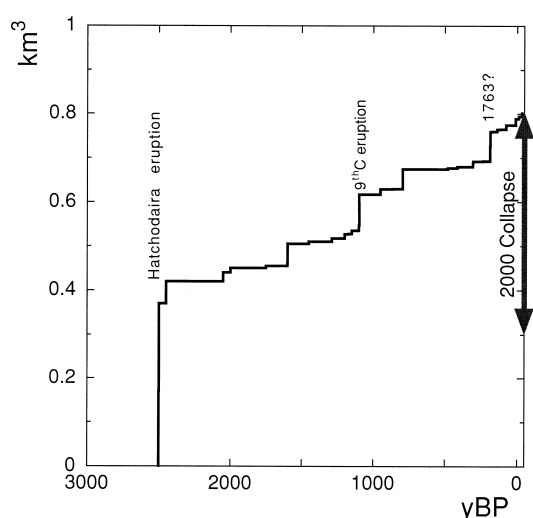


図 4 最近 2500 年間の噴出物の積算体積(DRE で示す)。八丁平カルデラの中にだけ分布し、埋積にかかわった噴出物を含んでいないことに注意。

Fig. 4 Cumulative volume(km³ DRE)of erupted materials, during the last 2500 years.
The volume of lavas and pyroclastics that filled the Hatchodaira Caldera is not considered.

とが多い。1983 年噴火でも、三宅島測候所で火山性地震を認めてから 1 時間半ほどで噴火が開始した。噴火活動の継続期間は、1763～1769 年の噴火は 6 年間続いたが、それ以外は長くても 2～3 週間であったらしい。1940 年噴火は 7 月 12 日割れ目噴火の後、翌 13 日午後から山頂噴火に移行し、8 月 5 日まで続いた。1962 年は噴火の後ほぼ 1 カ月地震が続いた。

新滞期の噴出物は斑晶量の少ない(< 3%)ものが多く、斜長石±カンラン石±普通輝石±シノ輝石±磁鉄鉱の斑晶鉱物組合せを主とする玄武岩～玄武岩質安山岩で、SiO₂量は 51～57%である。

6) 噴出体積のまとめ

これまでに得られた層序・噴火年代がよくわかった坪田期、雄山期、新滞期について噴出物量をマグマの体積に換算し、積算噴出物量(DRE)を図 4 に示した。ただし、詳しい記録のない時代の噴出物の 5×10^{-3} km³ 程度以下の小規模のものを数え落としている可能性は小さくないことと、分布が八丁平カルデラ内に限られるようなカルデ

ラ埋積のみに寄与する溶岩、火砕岩は考慮されていないことに注意が必要である。1 回の噴出量は最大で 0.37 km³、多くは $n \times 10^{-2}$ km³ 以下の規模であった。10⁻¹ km³ を超えるような噴火は数が少なく、三宅島の噴火としては比較的大規模といえる。また、この図の右端には 2000 年のカルデラ形成に伴う陥没量 5 億 m³ (0.5 km³) もあわせて示した。最近数千年間をかけて八丁平カルデラの外に噴出した量に匹敵する山体がほぼ 2 カ月の間に落ち込んだことがわかる。

IV. マグマおよびマグマ供給系の時間変化

津久井・鈴木(1998)による層序に基づいて噴出物の全岩化学組成を分析し、マグマの化学組成の変化とマグマ供給系の推移について検討した。その結果、活動期ごとにマグマの化学組成に明瞭な特徴が認められることが明らかになってきた。例えば、SiO₂を見ると、大船戸期と阿古観測点コア試料は 48～54 wt.%, 坪田期と坪田観測点コア試料は 58～63%, 雄山期は 51～60%, 新滞期は 51～57%であり、坪田期の噴出物は全般に SiO₂に富んでいる。SiO₂-K₂O 図(図 5)を見ても、雄山期、新滞期はごく近い領域にあるが、それ以外は活動期ごとにまとまりが見られる。この傾向は伊藤ほか(1999)でも指摘されているが、詳しい噴出年代を基に区分するとよりはっきり見える。

層序のわかっている最近 4000 年の噴出物について、噴火年代に対して、分化の程度を反映する Mg# (= Mg/(Mg + Fe) × 100) の変化(図 6)を見ると、各活動期の初期で Mg# が高く、時間が経つにつれて低下していく傾向が認められる。すなわち、各活動期は相対的に未分化なマグマの噴出で開始され、ほぼ単調に分化していくことがわかる。このことは活動期に対応して新たなマグマ供給システムが確立し、時間の経過とともに徐々に分化が進むモデルを強く示唆している。

坪田期に噴出した安山岩質マグマは、3000 年間の休止期に分化が進んできたらしい。雄山期の最初期の八丁平噴火は SiO₂量、Mg#の幅が大きい、坪田期の安山岩質マグマに相対的に未分化なマグマが混合し、組成の不均質なマグマが噴出

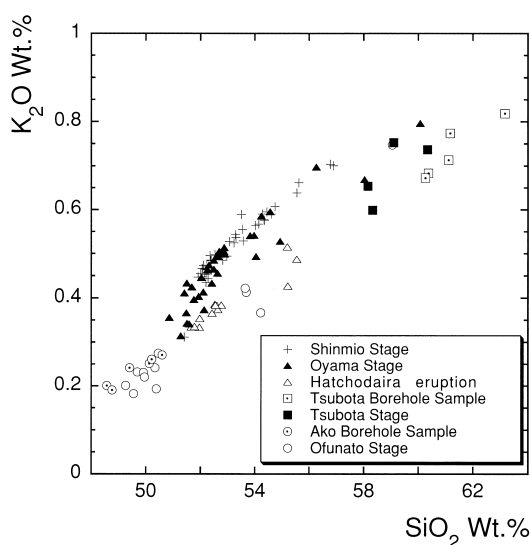


図 5 全岩化学組成の SiO_2 - K_2O 図.

Fig. 5 The variation of wt.% K_2O versus wt.% SiO_2 for the products from Miyakejima Volcano, during the recent 10000 years.

したと考えれば説明できる。このほか、雄山期の半ばの 1300 年前にも、 $\text{Mg\#}$ が跳ね上がる時期が認められる。このことから、雄山期にはマグマの主要な供給が少なくとも 2 回あったことが推定された。それぞれのイベントの後には、徐々に $\text{Mg\#}$ の低下が認められる。新滞期の最初の 1469 年噴火の前にも $\text{Mg\#}$ の増加が認められ、ここでも新たなマグマの供給があったと考えられる。

宮坂 (1999)、宮坂・中川 (1998) は 1469 年噴火以降の噴出物について詳しい岩石学的検討をおこない、最近 500 年間の三宅島火山のマグマ供給系について、共通な起源に由来する安山岩質マグマと玄武岩質マグマ混合がいずれの噴火でも見られること、玄武岩質マグマは時間の経過とともに徐々に分化が進んでいることを指摘した。

マグマの混合が全体の分化トレンドに寄与する重要性を評価することは難しいが、三宅島では過去 800 ~ 1500 年の時間間隔において相対的に未分化なマグマが既存のマグマ供給系に新たに加わった後、徐々に分化が進んでいった、という枠組みを見ることができる。

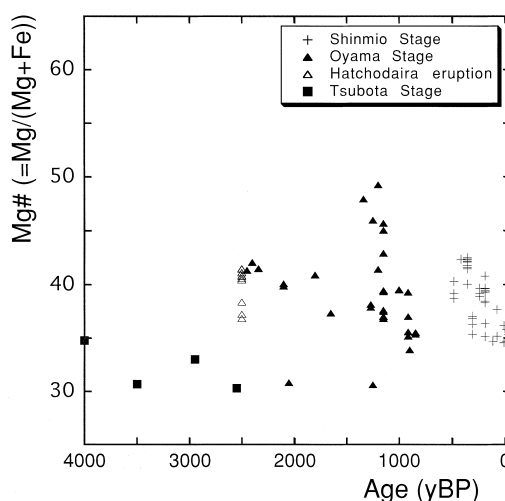


図 6 最近 2500 年間の $\text{Mg\#}$ ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100$) 変化図.

$\text{Mg\#}$ の急増が 2500, 1500, 500 y.B.P. にあった。この増加は新たなマグマの供給を示すと考えられる。

Fig. 6 The variation of $\text{Mg\#}$ ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times 100$) versus erupted age.

Note that abrupt increase of $\text{Mg\#}$ occurred in 2500, 1500, and 500 y.B.P., respectively. Such an event suggests the injection of new magma.

V. 八丁平カルデラの形成時期と成因について

昨年 2000 年の火山活動で形成されたカルデラは、八丁平カルデラとほとんど重なる位置、大きさであることから、八丁平カルデラの形成時期および成因について関心がもたれている。そこで、筆者らの得た情報と解釈を整理しておきたい。

八丁平カルデラは以下の理由から八丁平噴火の途中もしくは噴火の直後に形成されたと考えている。まず、最近およそ 1 万年間の噴火の中では、八丁平噴火の噴出量が最も大きい。大量のマグマが噴出したことによって陥没が引き起こされる、と考えれば、この時に形成されたと考えるのが、それ以外の場合を想定するよりも自然である。また、八丁平噴火の後半、およびこの噴火の後の山体中心付近を給源とする噴出物は、急冷破碎したと判断される、やや発泡の悪い降下スコリアが多いこと、1 輪廻の噴火の後期に細粒の降下火山灰

が多くなることから、地表水（もしくは地下水）の関与が大きくなったように見える。さらに、八丁平火山豆石堆積物は、南戸林道沿いの桑木平カルデラの内側でも厚く堆積しているので、一連の八丁平噴火事件の時には桑木平カルデラはすでに存在していたはずで、八丁平噴火で桑木平カルデラが生じた（一色，1984；早川，1998）とは考えにくい。一方，7～8世紀の割れ目噴火によって開口したスオウ穴は，八丁平カルデラを地形的に切っているのので，このときすでにカルデラ地形は存在していた。そして，9世紀半ば（838年と886年の間）の雄山溶岩流は八丁平カルデラの東，南，西に向ってカルデラ縁から溢流している。これらの関係は八丁平噴火で八丁平カルデラが形成されたと考えると矛盾なく説明できる。

つぎに，八丁平噴火の噴火年代を推定するにあたり，これまでに得られている放射性炭素年代，遺物による編年との層序関係をもう一度整理して検討する。八丁平スコリア・火山豆石は，北部では伊ヶ谷東方スコリア層（ 3660 ± 90 y.B.P.：TK952；鈴木・津久井，1997）および縄文時代晩期安行 IIIa 式（3000 年前ころ）の遺物が出土する北部の友地遺跡を覆い，平山スコリア層（ 2050 ± 40 y.B.P.：TK953；鈴木・津久井，1997），弥生中期の須和田式（およそ 2000 年前）遺物が出土する坊田および尾いずみ両遺跡（大塚，1958；三宅村教育委員会，1975；一色，1984）の下位にある。これら相互の関係は矛盾しない。

しかし，南部では必ずしも整合的ではない。八丁平スコリア層，古滯爆発角礫岩層は，坪田南西の海食崖で 2570 ± 100 y.B.P.（GaK 555：一色ほか，1965）のスコリア・溶岩の上位にあり，弥生中期前葉の大里遺跡（三宅村教育委員会，1975，p. 275，柱状図），および大里東遺跡（大里東遺跡発掘調査団，1995）の下位にある。ところが大路池南方の海岸にあるココマノコシ（またはココマ）遺跡は八丁平スコリア層と古滯爆発角礫岩層の間の層準にあり，杉原（1934）以来の調査・研究でここから出土した遺物を，芹沢（1958），三宅村教育委員会（1975，p. 167）は弥生中期後葉宮ノ台式と分類し，2000 年前より新しいと考えた（一色，1960，

1984）。つまり，古滯爆発角礫岩層の下位に弥生中期後葉のココマノコシ遺跡，上位に弥生中期前葉の大里遺跡，大里東遺跡があることになり，矛盾が生じる。

一色（1984）は北部の八丁平火山豆石に注目し，これが友地遺跡を覆うことを重視して 3000 年前と考えたが，上に述べた背景と，最近，八丁平スコリア層と古滯爆発角礫岩層の間に包含されていた炭化木から 2200 ± 50 y.B.P.（Beta 137519：川辺ほか，未公表資料）の ^{14}C 年代を得たことから，本報告では八丁平噴火の年代を 2500 ～ 2200 年前と考えておく。

八丁平カルデラよりも古く，ひとまわり大きい桑木平カルデラは，これをつくるのに見合う，規模の大きな噴火，あるいは山体崩壊を示すような堆積物が最近 1 万年間に見られないことから，それ以前にできた可能性が高い。

VI. おわりに

本報告では，過去約 1 万年間の三宅島の噴火史を活動期ごとにまとめるとともに，噴出物の岩石学的性質の予察的な報告をした。西暦 2000 年に形成されたカルデラは，2500 年前に大量のマグマの地表への放出に伴って形成された陥没カルデラとほぼ同じ場所，重なる大きさである。しかし，形成のメカニズムは 2500 年前とは異なり，陥没量に比べて極めて少量の噴出物を残しただけの，これまでに知られていない，地質学的には“静かな”カルデラ形成事件であった。進行過程の情報が与えられない，堆積物に基づく地質学的手法で過去の同様な事件を正しく復元し記述することの難しさを痛感させられる活動であった。

謝 辞

発表の機会を与えて下さった笠原順三氏，中田節也氏，宇都浩三氏および防災科学技術研究所に保存されているコア試料の観察と採取に多大な便宜をはかっていただいた鶴川元雄氏に深く感謝します。また，本稿の不備を指摘し，改善のためのコメントを下された査読者の方々に感謝します。

注

- 1) 噴出量の見積りはアイソパックから Hayakawa (1985) の方法で算出したもので、カルデラ内に分布するもの、海域に降下したものを含んだ総量である (津久井・鈴木, 1998)。

文 献

- 茅原一也・青木 滋・八木健三・新藤静夫(1973): 三宅島火山に関する新知見(演旨). 火山, **18**, 102-103.
- 茅原一也・青木 滋・八木健三・新藤静夫(1984): 三宅島西斜面のカルデラと溶岩流制御について. 火山, **29** (三宅島噴火特集), S335-S342.
- 浜田隆士(1984): 火山島の自然環境変遷と, その人為との相互作用に関するシステム科学的研究. 昭和 58 年三宅島噴火活動を中心として. 昭和 57, 58 年度文部省特定研究報告書, 93p.
- Hayakawa, Y. (1985): Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 507-592.
- 早川由紀夫(1990): テフロクロノロジーとレスクロノメトリーによる三宅島火山の噴火史. 日本地質学会 1990 年学術大会講演要旨, 416.
- 早川由紀夫(1998): 関等甲信越地方 39 火山の噴火史. 群馬大教育学部紀要, **46**, 135-155.
- 一色直記 (1960): 5 万分の 1 地質図幅「三宅島」及び同説明書. 地質調査所, 85p.
- 一色直記 (1984): 三宅島火山の過去 3,000 年間の活動. 火山噴火予知連絡会会報, **29**, 1-3.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1965): 放射性炭素による ^{14}C 年代測定. 地質ニュース, **133**, 20-27.
- 伊藤弘志・吉田武義・木村純一 (1999): 三宅島火山におけるマグマ組成の時間変化. 月刊地球, **241**, 406-411.
- 国土地理院 (1995): 1:15,000 火山土地条件図 三宅島.
- 国土地理院 (1998): 三宅島の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, **69**, 77-81.
- 町田 洋・新井房夫 (1978): 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラーアカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.
- 松田時彦・森本良平 (1962): 三宅島の噴火—1962 年 8 月. 科学, **32**, 578-585.
- 三宅島史編纂委員会 (1982): 三宅島史. 東京都三宅村役場, 999p.
- 三宅村教育委員会 (1975): 三宅島の埋蔵文化財. 伊豆諸島の考古学的研究その 1—三宅・御蔵島編—. 三宅村教育委員会, 305p.
- 宮坂瑞穂 (1999): 三宅島火山歴史時代噴出物から見たマグマ組成供給システム. 月刊地球, **241**, 412-426.
- 宮坂瑞穂・中川光弘 (1998): 1940 年・1962 年噴出物の岩石学的研究から見た近年の伊豆諸島三宅島火山のマグマ組成供給系. 火山, **43**, 433-445.
- 宮崎 務 (1984): 歴史時代における三宅島噴火の特徴. 火山, **29** (三宅島噴火特集), S1-S15.
- 日本火山学会 (1984): 火山, 29, 三宅島噴火特集号. 日本火山学会, 352p.
- 大森房吉 (1915): 三宅島噴火記事. 震災予防調査会報告, **79**, 57-62.
- 大塚初重 (1958): 三宅島ボウタ遺跡の調査. 東京都文化財調査報告書, **6**, 伊豆諸島文化財総合調査報告第 1 分冊, 東京都教育委員会, 64-70.
- 大里東遺跡発掘調査団 (1995): 東京都三宅村大里東遺跡発掘調査報告書. 248p.
- 芹沢長介 (1958): 三宅島坪田ココマノコシ遺跡. 東京都文化財調査報告書, **6**, 伊豆諸島文化財総合調査報告第 1 分冊, 東京都教育委員会, 70-78.
- 菅 香世子・藤岡換太郎 (1990): 伊豆・小笠原弧北部の火山岩量. 火山, **35**, 359-374.
- 杉原荘介 (1934): 三宅島ツル根岬に於ける火山噴出物下の弥生式遺跡. 人類学雑誌, **49**, 205-214.
- 杉原重雄・小田静夫 (1990): 伊豆諸島の八丈島・三宅島における鬼界-アカホヤ火山灰の発見と縄文遺跡編年上の意義. 駿台史学, **79**, 35-46.
- 鈴木裕一・津久井雅志 (1997): 三宅島火山噴出物の ^{14}C 年代. 火山, **42**, 307-311.
- 津久井雅志・鈴木裕一 (1998): 三宅島火山最近 7000 年の噴火史. 火山, **43**, 149-166.
- 津屋弘達(1940): 昭和 15 年 7 月三宅島噴火調査概報. 地震, **12**, 435-484.
- 横山勝三・新井 正 (1976): 三宅島大路池・八重間側火口の ^{14}C 年代. 火山, **21**, 57-58.
- 吉田 浩・小林 淳 (1997): 三宅火山のテフラ層序. 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 635.

(2001 年 1 月 10 日受付, 2001 年 3 月 8 日受理)