

桜島火山・南岳の形成過程

—溶岩の古地磁気学的年代と噴出量の推定からの考察—

味喜大介*・小林哲夫**

(2014年6月24日受付, 2016年1月8日受理)

The Formation Process of Minamidake Edifice on Sakurajima Volcano, Japan;
as Inferred from Paleomagnetic Age of Lavas and Volume of Volcanic Products

Daisuke MIKI* and Tetsuo KOBAYASHI**

We carried out a paleomagnetic study of the lava flows of Minamidake, which is an active vent of Sakurajima volcano in Kyushu, Japan. The Minamidake volcano started its eruption about 4.5 ka, which formed the Older Minamidake and overlying the Younger Minamidake, and several lava flows from parasitic vents in historical time. The oldest lava from the Older Minamidake is Miyamoto lava, whose age was already determined by paleomagnetic study as ca 4 ka. Miyamoto lava is overlain by Kannonzaki lava and Arimura lava. The age of the Arimura lava was estimated to be about 3.1–2.7 ka by means of the comparison between paleomagnetic direction of the lava and paleo-secular variation of geomagnetic field. The age of the Kannonzaki lava lying beneath the Arimura lava was consequently determined to be about 3.2–2.7 ka by the previous paleomagnetic data. The Kannonzaki and the Arimura lavas accumulated successively from intermittent eruptions during less than 500 years at around 3 ka. The volume of lava flows of Minamidake erupted for about 4,000 years was estimated. It became clear the volcanic edifice of Minamidake grew mainly at around 3 ka, as inferred from the accumulation rate of lava flows. The volume of the Nagasaki lava erupted in A. D. 764, which is the oldest lava in historical time, was estimated to be about 0.9 km³, which is greater than the previous estimate. The overall magma effusion rate in the past 240 years and that at around 3 ka are faster compared to the effusion rate in other period.

Key words : Sakurajima volcano, Minamidake, paleomagnetic age estimate, magma effusion rate

1. はじめに

桜島火山は、始良カルデラの南縁に形成された後カルデラ火山であり、北岳と南岳が重なりあう複合成層火山である。南岳は北岳の南方に成長した溶岩と火砕物からなる成層火山体で、標高約 1,000 m の南岳を中心とする円錐丘を有する。また、南岳は、現在も噴火を続ける日本を代表する活火山であり、歴史時代には 4 回の大噴火(天平宝字噴火、文明噴火、安永噴火、大正噴火)の発生とともに、昭和溶岩や大平溶岩など溶岩を流出する噴火

が発生している(小林・他, 2013)。

桜島全体の地質を最初にまとめた山口(1927, 1928, 1975)は、野外調査と噴出物の化学組成分析をもとに、南岳を中心に円錐丘をなす山体部には溶岩が卓越すること、またマグマのタイプとしては南岳溶岩第 I 型(安山岩)とそれを覆う第 II 型(デイサイト)に区分できることを示した。

福山(1978)および福山・小野(1981)は、南岳溶岩第 I 型のうち、下部に位置し海岸部に露出する溶岩流を宮元

*〒891-1419 鹿児島市桜島横山町 1722-19
京都大学防災研究所附属火山活動研究センター
Sakurajima Volcano Research Center, DPRI, Kyoto University, Sakurajimayokoyamacho, Kagoshima, Kagoshima 891-1419, Japan.

**〒890-0065 鹿児島市郡元 1-21-35
鹿児島大学大学院理工学研究科

Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University, 1-21-35 Korimoto, Kagoshima, Kagoshima 890-0065, Japan.

Corresponding author: Daisuke Miki
e-mail: dmiki@svo.dpri.kyoto-u.ac.jp

溶岩 (M_1) と観音崎溶岩 (M_2)、およびその上位を南岳溶岩と火山砕屑物 (M_3) として3つに区分した。小林・他 (2013) は、福山 (1978) および福山・小野 (1981) の M_3 に相当する溶岩を、地表での露出が連続しないことから、南岳南斜面に分布するものを有村溶岩、東斜面に分布するものを黒神川溶岩として区分し、さらに、これらと後述の大平溶岩を除く南岳の円錐丘を構成する溶岩および火砕物を南岳主成層火山体と呼んだ。

また、福山 (1978) および福山・小野 (1981) は、南岳南西斜面に分布する南岳溶岩第Ⅱ型を M_4 溶岩、南岳東部の海岸付近に露出する時代未詳溶岩を長崎鼻溶岩 (M_5) として記載した。小林 (1982) は地質および古文書の記載から、鍋山および長崎鼻溶岩が天平宝字噴火 (764 年) で形成されたと推定した。さらに、小林・他 (2013) は福山 (1978) および福山・小野 (1981) の M_4 溶岩に相当する溶岩を大平溶岩として記載した。また、有史時代の溶岩類の化学組成の特徴としては、それ以前の噴出物に比べ TiO_2 と P_2O_5 に富むこと (宇都・他, 2005; 高橋・他, 2011; Takahashi *et al.*, 2013) や、文明溶岩 (1471 年) 以降 SiO_2 含量が単調に減少する (山口, 1975) などがわかっている。

テフラ層については、小林 (1986a, 1986b) は 17 層の桜島起源の降下軽石層を識別しその分布を示したほか、南岳起源の厚い火山灰層 (以下、小林・他, 2013 に従って南岳火山砂と呼ぶ) を記載し、これが南岳の形成と密接に関連していることを論じた。降下軽石層の年代は軽石層直下の土壌の ^{14}C 年代から概ね明らかになった (Okuno *et al.*, 1997, 1998)。

味喜 (1999) は溶岩の古地磁気方位・強度測定結果を既知の地磁気永年変化曲線と比較することで、宮元溶岩の年代を 4ka 頃、観音崎溶岩の年代を 2ka 頃または 3ka 頃、長崎鼻溶岩の年代を 8 世紀後半と推定した。さらに、味喜・他 (2000) は南岳南斜面で掘削された京都大学防災研究所古里観測井ボーリングコア試料の古地磁気伏角と古地磁気強度から、有村溶岩に相当する溶岩の噴出年代を 2ka 頃または 3ka 頃と推定した。また、大平溶岩は、放射炭素年代および古地磁気学的推定年代から A.D. 10 世紀頃の噴出であることが判明した (小林・他, 2009; 味喜・他, 2012)。

これらの知見をもとに、小林・他 (2013) は桜島火山の形成史を総括し、桜島の火山活動を古い方から古期北岳、新期北岳、古期南岳、新期南岳の 4 つのステージに区分した。

桜島火山の噴出物の量については、降下軽石層の噴出量は福山・小野 (1981) や小林・他 (2013) に記載されている。一方、溶岩類のうち、有史時代の溶岩については

石原・他 (1981) や加茂・石原 (1980) などがある。しかし、それ以外の溶岩の噴出量は露出が限られていることもあってこれまで議論されてこなかった。

このように、南岳の地質構造や噴出物の噴出時期については概ね明らかになったものの、観音崎溶岩や古里観測井ボーリングコアから得られた M_3 (有村溶岩に相当) の年代は、古地磁気測定結果だけからは 1 つの年代に絞ることができず、古期南岳に属する溶岩の年代には不確定な点が残されている。また、相対的に古い時代の噴出物の量はよくわかっておらず、これらは南岳全体の活動史を考える上で課題となっている。本稿では、地表に露出する有村溶岩の古地磁気方位測定を行って年代推定を試み、桜島火山・古期南岳の溶岩の噴出年代を再検討する。また、文明噴火以前の噴出物の量の推定を試み、これらをもとに、南岳の形成過程について考察する。

2. 南岳の地形および地質の概略

南岳火山起源の噴出物の分布を Fig. 1 に示す。本稿では溶岩類の名称を小林・他 (2013) に従って表記する。

2-1 古期南岳期 (4.5-1.6 ka) の噴出物

古期南岳に属する溶岩は、下位から、宮元溶岩、観音崎溶岩、有村溶岩および黒神川溶岩に区分されている。これらは山口 (1927, 1975) が古期南岳期の溶岩を一括して南岳溶岩第Ⅰ型としたように、いずれも SiO_2 含量が 62 wt.% 前後を示す安山岩質溶岩および火砕物であり、化学組成からこれらを区別することは困難である (宇都・他, 2005; 高橋・他, 2011; Takahashi *et al.*, 2013)。

2-1-1 宮元溶岩および観音崎溶岩

宮元溶岩およびそれを覆う観音崎溶岩は、南岳を構成する溶岩流のうち下位に位置し、その末端部が桜島南部の海岸付近にわずかに露出する。上流部は上位の噴出物に覆われ、溶岩地形は不鮮明となる。

宮元溶岩は、地表の分布域の西端が文明溶岩に、分布域の東部が観音崎溶岩に覆われる。海岸付近では溶岩の上面が標高約 40 m の平坦地形を形成しており、海域には水深 80-120 m の範囲まで末端崖の延長と思われる急傾斜地形が認められる。宮元溶岩の基底部を野外で直接観測することはできないが、京都大学防災研究所柴立観測井のボーリングコア (標高約 110 m, 掘進長約 100 m) では、宮元溶岩に相当すると考えられる溶岩が約 1 m の表土の下に深度約 87 m まで認められ、その下位は土石流堆積物や降下火砕物と考えられる火砕物から成る堆積物が存在する (Fig. 2a, 観測井の位置は Fig. 1 の SBT)。溶岩の最下部は破碎され、また強く酸化している。なお、宮元溶岩からはおよそ 4ka の古地磁気学的推定年代が得られている (味喜, 1999)。

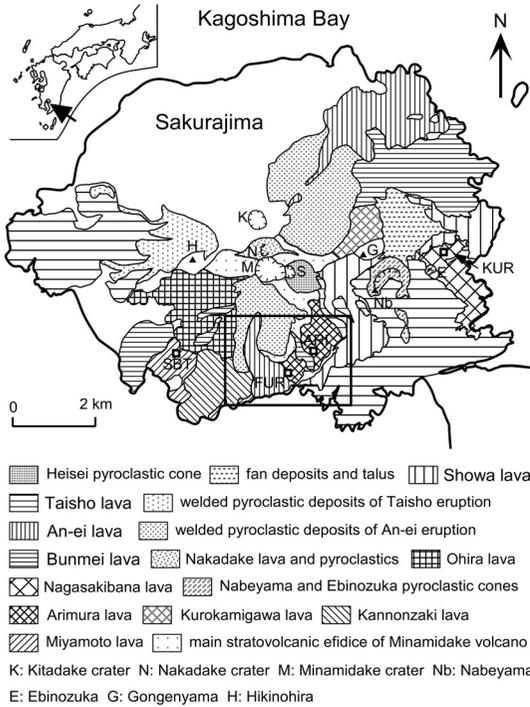


Fig. 1. Distribution of products of Minamidake volcano (hatched area, simplified from Kobayashi *et al.*, 2013). Square symbols represent location of boreholes; SBT: Shibatake, FUR: Furusato, ARI: MLIT Arimura, KUR: Kurokami. Samples for paleomagnetic measurements were taken from the area enclosed by square (see fig. 3).

観音崎溶岩は南岳の南方の海岸付近に露出し、宮元溶岩を覆っているが、両者の境界は植生や人工物のため野外で直接確認できない。観音崎溶岩の分布域の東部の海岸付近では標高約 40m の宮元溶岩を覆って溶岩上面が標高約 160m の台地状の地形を形成している。また、分布域西部の海岸付近では観音崎溶岩の上面は宮元溶岩上面と間に約 70m の高低差があり、さらにその北側で観音崎溶岩の上位のフローユニットの末端と考えられる高低差約 50m の崖地形が認められる。また、海域には宮元溶岩と同様に水深 80-120m の範囲まで末端崖の延長と思われる急傾斜地形が認められる。観音崎溶岩からは古地磁気学的推定年代として 3.2-2.6 ka 頃または 2.2-1.6 ka 頃が得られている (味喜, 1999)。

2-1-2 有村溶岩および黒神川溶岩

南岳の南斜面に分布する有村溶岩および東斜面に分布する黒神川溶岩は南岳の円錐丘を構成する主要な地質体であり、多数の比較的薄い溶岩流とそれに挟在する火砕物から成る。有村溶岩および黒神川溶岩が地表に露出するのは概ね山腹斜面の標高 200-400m より低い場所

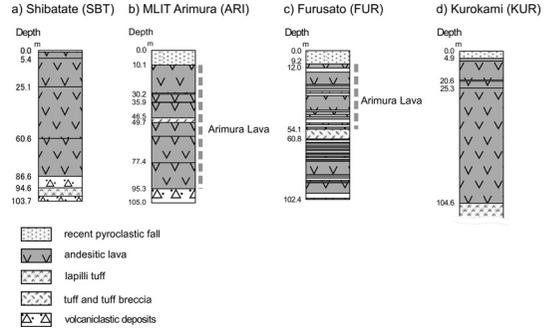


Fig. 2. Geological columns of borehole cores. Location of boreholes are shown in Fig. 1.

あり、それより高所は後の噴出物に覆われているが、標高 500m 付近まで溶岩流地形の延長を追跡することができる。また、南岳の円錐丘は標高 350-450m 付近を境に斜面の傾斜が変化し、それより低所は緩やかになっている。

有村溶岩は、Fig. 1 に示した分布域の東方で大正溶岩に、西方で安永溶岩にそれぞれ覆われる。大正噴火前の明治 42 年発行の 5 万分の 1 地形図をみると、有村溶岩が大正溶岩に覆われている範囲では 100m の等高線に沿って鍋山の西方まで比高約 100m の末端崖の延長が認められる。また、Fig. 3 の地点 AR01 では、高さ約 15m の崖面に溶岩が露出している。ここでは、福山 (1978) および福山・小野 (1981) の地質図では M₃ の分布域になっているが、小林・他 (2013) では上面を覆う安永噴火時の溶結火砕物の分布域として示されている。地点 AR01 で採取された溶岩の化学組成は SiO₂ 含量が 61.3 wt.% で P₂O₅ や TiO₂ に乏しいなど古期南岳の溶岩の特徴と一致しており (宇都, 私信)、ここで露出する溶岩も有村溶岩の相当層であると考えられる。地点 AR01 付近では有村溶岩相当層は観音崎溶岩を覆っており、その東方では安永溶岩に覆われている。

有村溶岩の基底部を野外で直接確認することはできないが、国土交通省有村観測坑道 (Fig. 3 の ARI) および京都大学防災研究所古里観測井 (Fig. 3 の FUR) においてボーリングコアが得られている。国土交通省有村観測坑道のボーリングコア (Fig. 2b, 標高約 170m, 掘進長約 105m) では、深度約 10m から約 95m まで 5 枚かそれ以上のフローユニットから成る安山岩質溶岩が認められ、深度 30m 付近および 47m 付近には降下火砕物や火砕流堆積物と考えられる堆積物層を挟む。深度約 95m 以深は孔底まで未固結で、最大 30cm 程度の多孔質の安山岩塊と石質の火砕物から成り強く酸化している。他方、京都大学防災研究所古里観測井のボーリングコアでは、コ

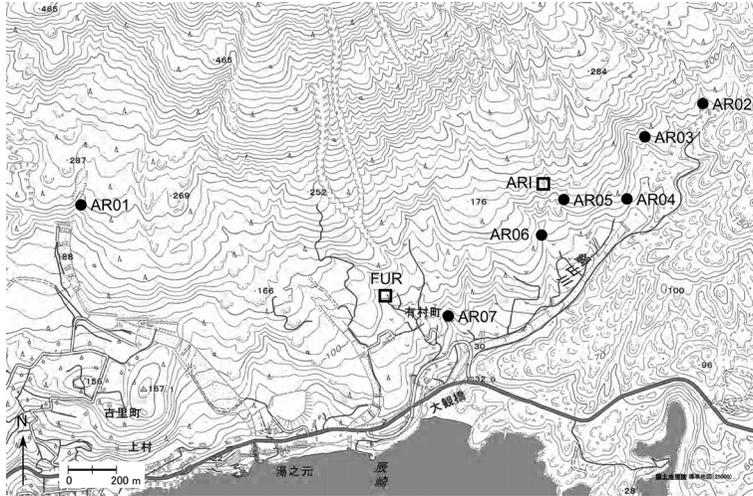


Fig. 3. Location of sampling sites (closed circles) and boreholes (open squares) plotted on 1:25,000 topographic map published by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI maps).

アの採取率が悪く欠落している部分もあるためフローユニットの判別は困難であるが、深度約 10 m 以深のコアの大部分は安山岩質溶岩から成り、深度約 54 m から約 61 m に火砕物からなる堆積物を挟む。堆積物より上位の溶岩と下位の溶岩では化学組成が異なっており（味喜・他, 2003 a), 上位の溶岩の化学組成が古期南岳の溶岩の特徴に一致することから、深度約 54 m 以浅の溶岩は有村溶岩に相当すると考えられる。本研究で古地磁気測定を行った試料は、すべて地表に露出する有村溶岩から採取した。

黒神川溶岩は、権現山北方の南岳東斜面の標高約 400 m より低所に露出する安山岩質溶岩で、前述のように岩相や産状あるいは化学組成からは有村溶岩と区別できない。黒神川溶岩は地表露出域の南方で昭和溶岩に覆われるが、明治 42 年発行の 5 万分の 1 地形図では溶岩流地形が権現山の南方にも連続しているように見える。この溶岩の末端部では、基底部は扇状地堆積物に埋められて確認することができないが、溶岩上面の平坦面と扇状地堆積物の間には 80-100 m の高低差を有する。

2-1-3 南岳火山砂

南岳火山砂は、北岳起源の最上位の降下軽石層 (P5) と文明軽石 (P3) に挟在する粗粒の降下火砕物層で、桜島内および周辺に厚く堆積する。小林 (1986 a, 1986 b) はこの降下火砕物層を記載し、分布範囲を調査して南岳を中心に東西より北側の地域における等層厚線図を示した (Fig. 4)。南岳火山砂は主に石質の火山砂あるいは火山灰から成り、腐植土壌を挟んで 9 つのユニットに区分できる。小林は、南岳火山砂を断続的な激しいブルカノ式噴

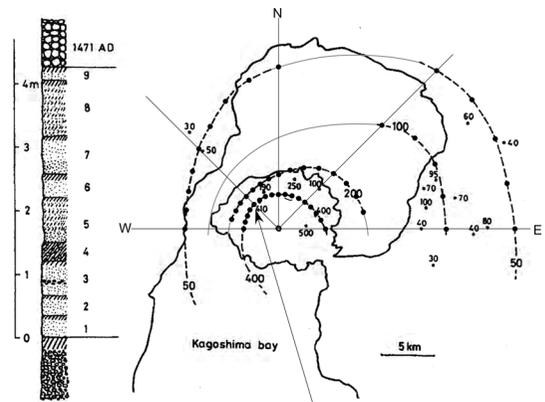


Fig. 4. A geological column and distribution of the Minami-dake volcanic sand deposit (after Kobayashi, 1986 a). Dots are data point for total volume estimation.

火の産物と考え、それが南岳の形成と密接に関連していることを議論した。南岳火山砂に挟在する土壌の暦年較正後の¹⁴C年代が最上部を除いて 4.5-1.6 ka を示す (小林・江崎, 1997; 奥野, 2002) ことから、古期南岳の活動時期は 4.5-1.6 ka と考えられている (小林・他, 2013)。

2-2 新期南岳期 (A. D. 764 年以降) の噴出物

新期南岳に属する溶岩はすべて歴史時代の噴出物であり、その多くは山腹あるいは山麓に開いた火口から流下し、山麓から海中に厚く分布する溶岩である。そのうち長崎鼻溶岩、文明溶岩、安永溶岩、大正溶岩は古期南岳期にはみられなかった多量の軽石の噴出を伴う (小林, 1986 b など)。以下では新期南岳の溶岩類について下位

から順に概説する。

2-2-1 長崎鼻溶岩

長崎鼻溶岩は桜島東麓の鍋山付近から流出しその東側に分布し比較的平坦な表面をもつ溶岩流である。この溶岩の噴出時期は地質や史料の解釈(小林, 1982), テフラ直下の土壌の¹⁴C年代(Okuno *et al.*, 1997, 1998), および古地磁気学的推定年代(味喜, 1999)など複数の証拠から A.D. 764 年と考えられている。この溶岩は陸域では海岸までの低地に分布するだけであるが, その東方の海域にはこの溶岩が海中に流入して形成された溶岩地形(周辺海底との落差は約 100 m)が認められる(小林・他, 2013)。京都大学防災研究所黒神観測井ボーリングコア(Fig. 2d, 標高約 60 m, 掘進長約 380 m)では, 深度約 5 m から約 105 m まで溶岩が存在する。この溶岩は, 古地磁気伏角と古地磁気強度が深度によらず一様で地表の長崎鼻溶岩とよい一致を示し, 化学組成も長崎鼻溶岩と一致することから, 長崎鼻溶岩相当層であると考えられる(宇都・他, 1999; 味喜・他, 2003 a)。

2-2-2 大平溶岩

大平溶岩は, 福山(1978), 福山・小野(1981)の M₄に相当し, 引ノ平の南側から南岳の南西斜面にかけて分布する南岳山頂付近から流出した溶岩で, 細長い多数のローブが認められる。この溶岩の年代については, Koto(1916)や, 山口(1927, 1975)の間に見解の相違があったが, 引ノ平南東の谷で見つかった大平溶岩の基底部の炭化木片の¹⁴C年代や古地磁気学的推定年代から, A.D. 10 世紀頃と考えられている(小林・他, 2009; 味喜・他, 2012)。溶岩の SiO₂ 含量は約 64 wt.% であり, 山口(1927, 1975)の南岳溶岩第 II 型の特徴を備えている。なお, 山口は南岳溶岩第 II 型が南岳南西斜面だけでなく, 南岳の円錐丘の表層の高所に広く分布するとしている。

大平溶岩の基底部が見出された引ノ平南東の谷では大平溶岩の上面との間におよそ 40 m の高低差がある。また, 大平溶岩の南側の末端部では大平溶岩に覆われる宮元溶岩や観音崎溶岩と大平溶岩の上面の高低差は 50-70 m 程度である。

2-2-3 A.D. 10 世紀以降の噴出物

A.D. 10 世紀以降の噴出物としては, 中岳溶岩および火砕物, 文明噴火(A.D. 1471-1476 年)・安永噴火(A.D. 1779-1782 年)・大正噴火(A.D. 1914-1915 年)による溶岩およびテフラ, 昭和溶岩(A.D. 1946 年), および A.D. 1955 年以降の南岳火口および昭和火口での爆発的噴火に伴う降下火砕物などがある。

小林(2010)は, 中岳を南岳の山頂北側に位置する比較的新しい側火山(火砕物と溶岩)と判断し, その噴火年代を南岳起源の火山砂層上部の放射炭素年代(小林・

江崎, 1997 のデータの暦年較正年代)から A.D. 1200 年頃と推定した。山口(1927, 1928)によると中岳の火砕物は化学組成の面からは南岳溶岩第 II 型と区別できない。

文明噴火以降の噴出物についての概略は小林・他(2013)などにまとめられているのでここでは詳述しない。ただし文明溶岩の分布については従来知られていた南岳の北東と南西山麓だけでなく, 南岳の南斜面にも存在することが確認された(高橋・他, 2011; 味喜・他, 2012; 小林・他, 2013)。

3. 有村溶岩の古地磁気方位測定

既に述べたように, 古期南岳の溶岩類の噴出時期には不確かな点が残されている。そこで今回は地表で試料採取が可能な有村溶岩の古地磁気方位測定を行って年代推定を試みた。

3-1 試料

古地磁気測定用の試料は, Fig. 3 の AR01-07 の 7 地点から採取した。これらの地点は有村溶岩の地表露頭で, 溶岩流地形を高所まで追跡できることから, 何層もの溶岩流が累重する有村溶岩のうちでは最上位かそれに近い層位にあると考えられる。7 地点のうち AR01 と AR04 を除く地点では, 溶岩流の上面が雨水によって浅く浸食され河床に塊状の溶岩が露出している部分から 20 m 程度の範囲で試料を採取した。地点 AR01 と AR04 では溶岩流の末端崖の崖面に露出する塊状の溶岩から定方位試料を採取した。

試料の採取にあたり, 1 地点あたり 7-10 個をエンジンドリルによって採取した。試料の方位付けは磁気コンパスを用い, コンパスの読みを補正する現在の地磁気偏角はすべての地点で西偏 6.3° とした。

3-2 古地磁気方位測定

3-2-1 測定方法

採取したそれぞれの試料から複数個の試料片を整形して, 各 1 個を自然残留磁化(NRM)の段階交流消磁(PAFD)および段階熱消磁(PThD)実験に供した。段階消磁実験においては, 消磁レベルは試料片ごとに NRM の減衰の状況を見ながら決定し, 交流消磁では最大 200 mT まで 2.5-40 mT 間隔, 熱消磁では最大 610-680°C まで 20-40°C 間隔で消磁を行った。測定は夏原技研製スピナー磁力計, 交流消磁装置および熱消磁装置を用い, 残存磁場 50 μT 以下の磁気シールド室内で行った。また, 熱消磁において試料の加熱は空気中で行った。

得られた段階消磁実験の結果から NRM の安定性を評価したうえで, 試料ごとに適切な消磁方法と消磁区間を選び最小自乗近似を用いて試料ごとの NRM の安定成分の方位(特徴的磁化方向)を求め(Kirschvink, 1980), 地

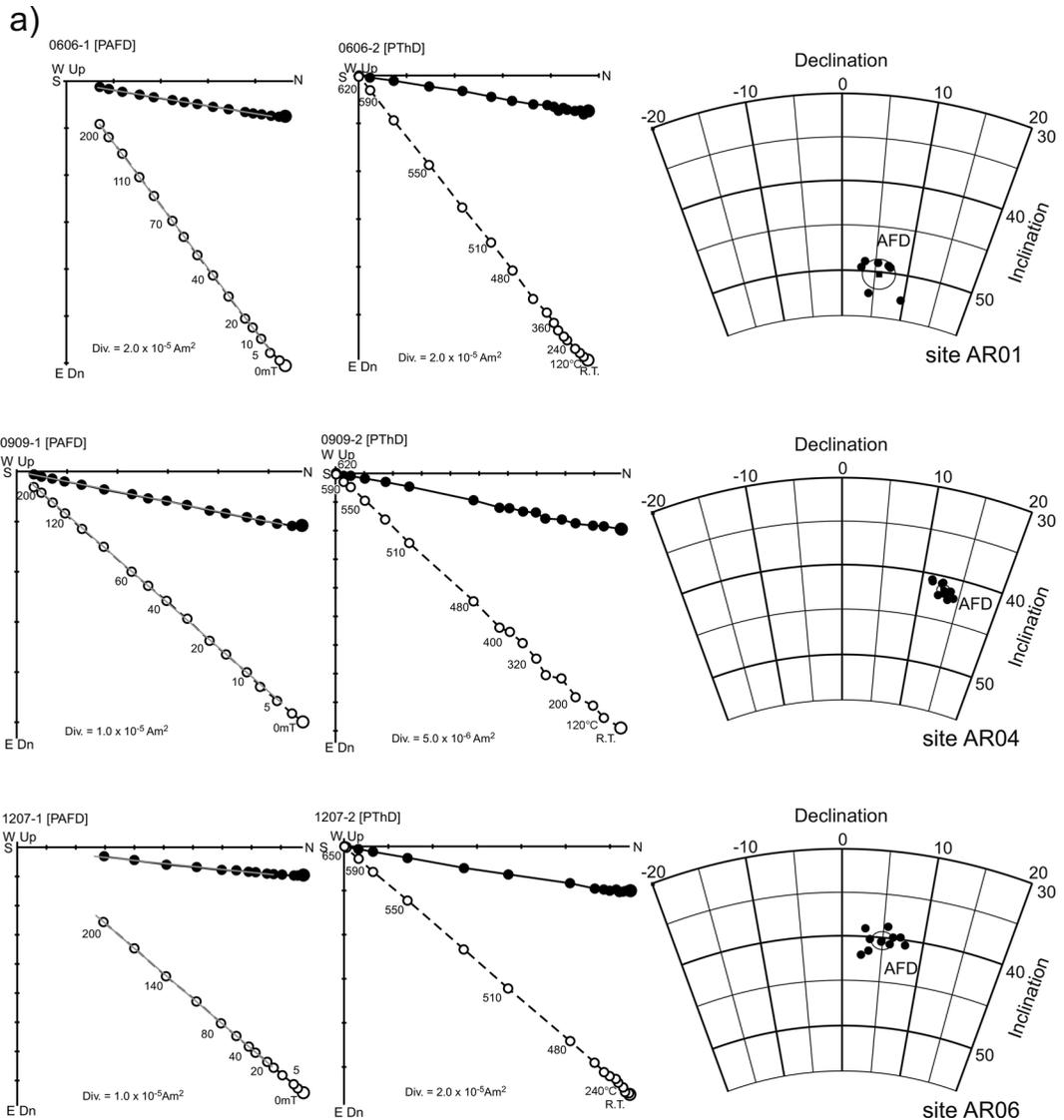


Fig. 5. Examples of progressive demagnetization experiments and characteristic NRM directions. Results of progressive alternating field demagnetization (PAFD, left) and thermal demagnetization (PThD, right) experiments of natural remanent magnetization (NRM) are shown in orthogonal vector diagrams (Zijderveld, 1967). The cases that NRM is composed of a single magnetic component shown in a), whereas two different components were observed by PThD on the cases shown in b). ChRM directions from each samples and site mean ChRM directions with 95% confidence angle are plotted on lower hemisphere equal area projection. In orthogonal vector diagrams, closed and open circles are horizontal projection and north-south vertical projection, respectively.

点ごとにそれを平均した。

3-2-2 測定結果

各地点の試料の段階消磁実験の結果の例を Fig. 5 に示す。すべての地点の試料で、自然残留磁化 (NRM) に交流消磁と熱消磁のいずれに対してもごく初期の消磁段階 (10mT 以下および 200°C 以下) で消去される不安定な磁

化成分が認められた。Fig. 5a に示した 3 地点 (AR01, 04, 06) では、不安定な磁化成分が消去された後 NRM は交流消磁と熱消磁のいずれに対してもその方位が変わらず、ほぼ単一の安定な磁化成分からなることがわかった。消磁に対してこのような挙動を示した地点の試料については段階交流消磁の結果から不安定な磁化成分が消去さ

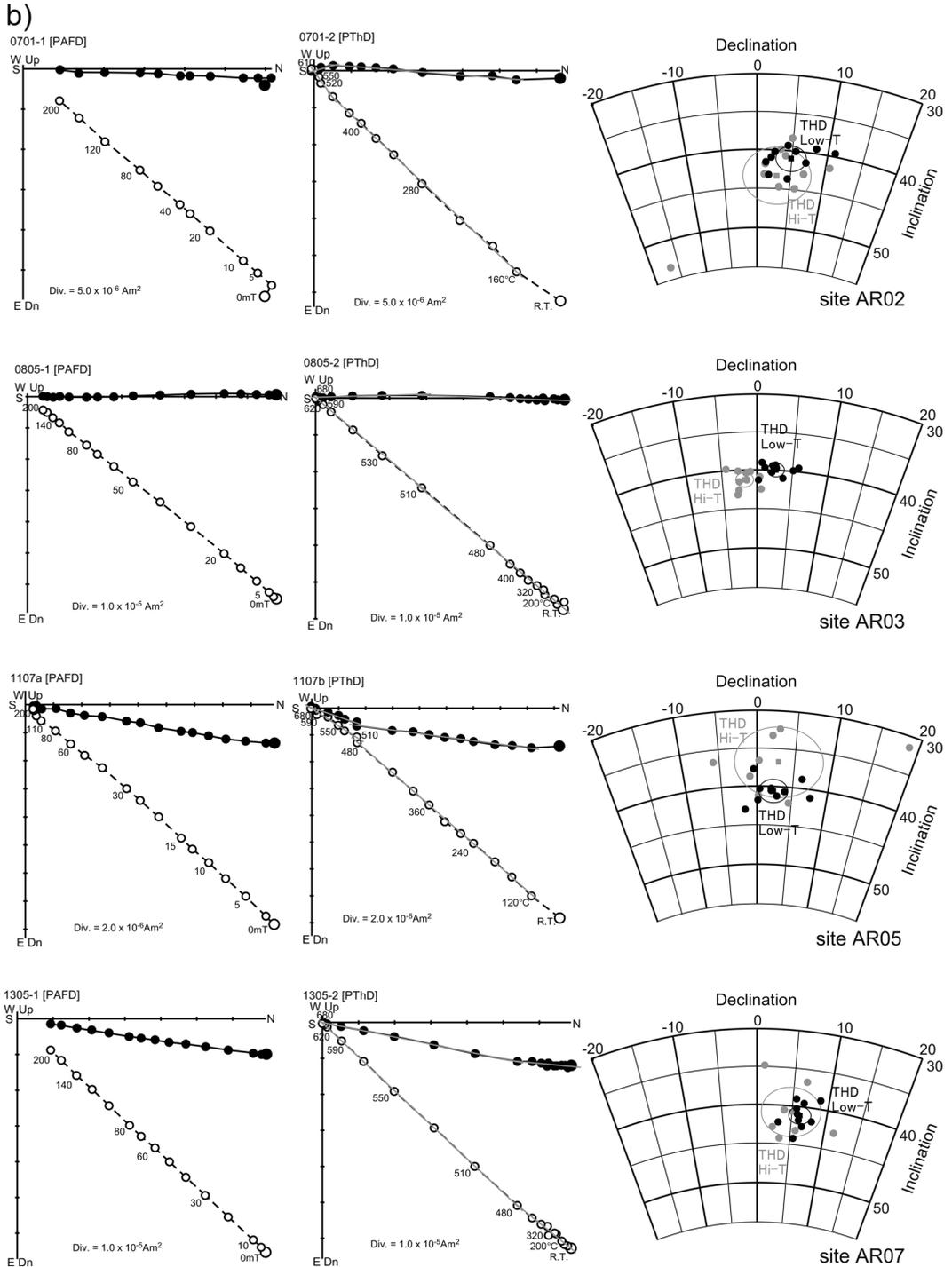


Fig. 5. Continued from the previous page.

れた後の消磁区間を用いて特徴的磁化方向を求めた。

残りの4地点 (AR02, 03, 05, 07) では、熱消磁に対して

最初に不安定な磁化成分が消去された後のNRMには

500°C前後を境に2つの磁化成分が認められたが、交流

Table 1. Site mean NRM directions of the Arimura lava.

Site	lat °N	lon °E	M	n	D °E	I °down	α_{95} °	k	note
AR01	31.5611	130.6496	pAFD	7	5.6	50.2	1.7	1302	*moved?
AR02	31.5651	130.6771	pThD	10	4.9	40.9	1.6	870	
AR03	31.5638	130.6746	pThD	10	2.0	40.1	1.1	1684	
AR04	31.5615	130.6738	pAFD	10	12.8	41.5	0.6	5920	*moved?
AR05	31.5616	130.6710	pThD	10	2.1	40.1	1.7	837	
AR06	31.5602	130.6701	pAFD	10	4.9	40.2	1.1	2106	
AR07	31.5571	130.6660	pThD	10	6.1	41.0	1.2	1612	
mean				5	4.0	40.5	1.4	3016	

M: demagnetization method; n: number of samples; D, I: site-mean declination and inclination; α_{95} , k: 95% confidence angle and precision parameter (Fisher, 1953), *: excluded from the calculation of mean direction.

消磁では、これら2つの磁化成分を十分分離できなかった (Fig. 5b)。段階熱消磁で見られる低温側と高温側の磁化成分の方位の差はほとんどが 10° 以内だが、それより大きいものもある。また低温側の磁化成分の方位は地点内でよく一致するのに対し、高温側の磁化成分の方位はAR03を除いて95%信頼角が2倍以上になりそれより集中が悪い。このことから、これらの地点では試料のNRMは熱残留磁化起源であるが溶岩が定置した時の温度が 500°C 程度であったと考えられる。そこで、これらの地点の試料では段階熱消磁の低温側の磁化成分から特徴的磁化方向を求めた。

特徴的磁化方向の地点ごとの平均を Fig. 6 および Table 1 に示す。すべての地点で95%信頼角が 2° 未満と特徴的磁化方向はよく集中しており、これらは初生的磁化の方向を示していると考えられる。各地点の平均磁化方向は概ねわずかな東偏と 40° 程度の浅い伏角を示し互いによく一致するが、地点AR01とAR04ではそれとは 10° 近く異なっている。これら2地点がそれぞれ他の地点の溶岩と異なる時期に噴出した可能性はあるが、味喜 (1999) が指摘したように1地点の古地磁気方位のみからはそれが過去の地磁気方位を正しく反映しているとは判断できず、また、2地点はいずれも溶岩流の末端部で、NRM獲得後に転動の影響を受けている可能性もある。一方、AR01とAR04を除いた5地点の平均磁化方向は互いによく一致することから噴出・冷却時の地磁気方位を示すものと判断することができる。そこでこれら5地点の平均、すなわち偏角東偏 4.0° 、伏角 40.5° 、95%信頼角 1.4° を有村溶岩の古地磁気方位とした。

4. 南岳火山の噴出物量の推定

本稿では文明噴火以前の南岳起源の溶岩類および南岳火山砂の体積の推定を試みた。文明溶岩以降の溶岩については石原・他 (1981) が、歴史時代の降下軽石層については小林・他 (2013) が体積を求めている。また、長崎鼻溶岩および大平溶岩の体積は加茂・石原 (1980) が既に

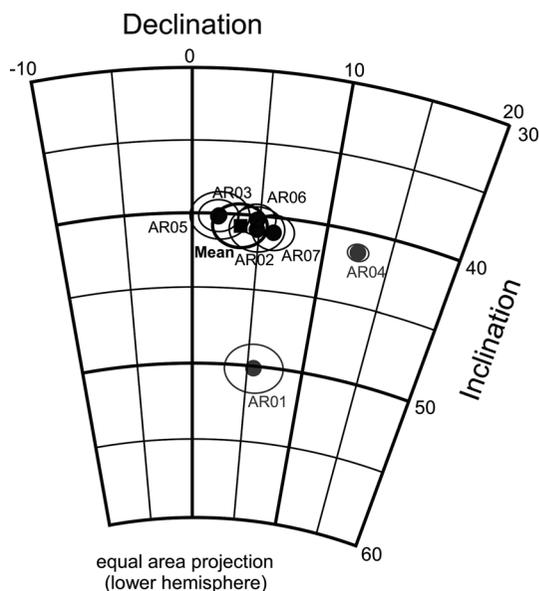


Fig. 6. Site mean characteristic NRM directions of the Arimura lava.

推定しているが、溶岩の分布が小林・他 (2013) とかなり異なっている。ここでは、文明噴火以前の南岳起源の噴出物として宮元溶岩、観音崎溶岩、有村溶岩、黒神川溶岩、長崎鼻溶岩、大平溶岩、および南岳火山砂を対象とした。中岳の噴出物と南岳南斜面に分布する文明溶岩については、他の新期南岳期の溶岩類に比べて小規模であるためここではとり扱わないことにした。また、南岳の西方の高所に分布する噴出物も詳細が不明であるのでここではとり扱わない。

4-1 溶岩の体積の推定

溶岩の体積の推定は、それぞれの溶岩を上流部と下流部 (長崎鼻溶岩においては陸域と海域) に分け、各々の分布範囲と層厚を見積もって分布範囲の面積と層厚の積をとることで行った。上流部と下流部の境界は現在の南

岳の斜面の傾斜が変化するところに設けた。その際、小林・他 (2013) による地表に露出した溶岩の分布や、地形、ボーリングコアの柱状図などを参考にしながら、以下に述べるような仮定や推論をもとに分布範囲と層厚を見積もった。また、上流部と下流部の境界は現在の南岳の斜面の傾斜が変化するところに設けた。

4-1-1 宮元溶岩および観音崎溶岩

宮元溶岩と観音崎溶岩は地表では南岳南方の海岸付近にわずかに露出するのみである。ここでは、両溶岩が南岳の溶岩のうちで最も古いものであることを考慮して、これらが既に存在していた北岳の南山腹（現在の南岳の位置）に開いた火口から南方へ直線的に流下したのち扇状地状に広がって現在の海岸付近まで到達したと想定した。宮元溶岩と観音崎溶岩については、この想定のもとに、南岳の斜面の傾斜が変化する付近までを上流部として南岳火口からはほぼ同じ幅で南方に分布し、そこから下流部として地表に露出する部分に滑らかにつながるような分布範囲を設定した。また、海域には末端崖の延長と思われる急傾斜地形が認められるのでこの範囲も下流部に含めた。

上記の要領で推定した宮元溶岩の分布範囲を Fig. 7a に示した。なお宮元溶岩は地表露出部の西側で文明溶岩に被覆されているが、これは分布範囲には考慮されていない。宮元溶岩の下流部の層厚は、京都大学防災研究所柴立観測井ボーリングコアにみられる溶岩の層厚が約 80m であることから 80m とした。一方、上流部については溶岩流の末端部しか露出がないため、層厚を推定する手がかりがない。ここでは、過大にならないという程度の意味で上流部の層厚を 40m と仮定した。このように推定した分布範囲の面積と層厚から、宮元溶岩の体積は 0.46 km^3 と求められた (Table 2)。

観音崎溶岩についても宮元溶岩と同様に南岳火口から斜面の傾斜が変化する付近までを上流部とし、そこから下流部として地表に露出する部分に滑らかにつながるような分布範囲を設定した。また、海域の末端崖の延長と思われる地形の範囲も下流部に含めた。このようにして推定した観音崎溶岩の分布範囲を Fig. 7b に示した。地表に露出する観音崎溶岩の分布域の東部では、観音崎溶岩の上面は下位の宮元溶岩の上面との間に約 120m の高低差がある。西部では海岸付近で観音崎溶岩の上面は宮元溶岩の上面と約 70m の高低差があり、さらにその北側で観音崎溶岩の上位のフローユニットの末端と考えられる高低差約 50m の崖地形が認められる。これらのことから、観音崎溶岩の下流部の層厚を 120m とした。上流部の層厚については宮元溶岩と同様に 40m と仮定した。以上のことから、観音崎溶岩の体積は 0.32 km^3 と求

められた (Table 2)。

4-1-2 有村溶岩および黒神川溶岩

有村溶岩の分布範囲は以下のように推定した。有村溶岩は現在の南岳火口付近から流出したと想定した。下流側の末端は、地点 AR01 付近には有村溶岩相当層が露出しているのでここを分布範囲の西端とし、その東方には小林・他 (2013) の有村溶岩の分布域南西端を結んだ。また、南岳の南東部は小林・他 (2013) の有村溶岩の分布域北東端から、明治 42 年発行の 5 万分の 1 地形図の 100m の等高線に沿って鍋山の西方までを分布域とした (Fig. 7c)。こうして推定した分布域を、前節と同様に現在の南岳の斜面の傾斜が変化するところを境に上流部と下流部に分けた。

有村溶岩の上流部の層厚は前節と同様に 40m と仮定した。下流部については、国土交通省有村観測坑道のボーリングコアで有村溶岩が少なくとも約 90m の厚さがあること、溶岩の末端部で約 100m の高低差があることから、層厚を 100m とした。その結果、有村溶岩の体積は 0.47 km^3 と求められた (Table 2)。

黒神川溶岩についても有村溶岩と同様に現在の南岳火口付近から流下したと想定した。また、北岳および北岳の噴出物で構成される権現山 (Fig. 7d の G) は地形的障害として既に存在していた。これらをふまえて、黒神川溶岩の分布範囲は以下のように推定した。分布範囲の北端は小林・他 (2013) の黒神川溶岩の分布域を南岳火口北縁に向けて延長した。南方には小林・他の分布域を権現山の西方から鍋山の西方までを分布域として明治 42 年発行 5 万分の 1 地形図の 100m の等高線に沿って延長し、そこから南岳火口南縁に結んだ。黒神川溶岩についても推定した分布域を、斜面の傾斜が変化するところを境に上流部と下流部に分けた。

黒神川溶岩の下面は野外で確認できない。そこで上流部の層厚を前節と同様に 40m と仮定した。下流部については、黒神川溶岩の末端部で下面を隠している扇状地堆積物との間に約 100m の高低差があることから、層厚を 100m と仮定した。その結果、黒神川溶岩の体積は 0.23 km^3 と求められた (Table 2)。

4-1-3 長崎鼻溶岩

長崎鼻溶岩の分布範囲は、海域については小林・他 (2013) に従い、陸域については、南部では小林・他 (2013) の陸域の分布の南端から、北部では海域の分布が海岸線と交わる地点からそれぞれ鍋山 (Fig. 7e の N) に向かって延長することで求めた。これを大正噴火前の海岸線を境に陸上部と海中部に分けた。

長崎鼻溶岩の層厚は、京都大学防災研究所黒神観測井のボーリングコアで同溶岩相当層が約 100m の厚さがあ

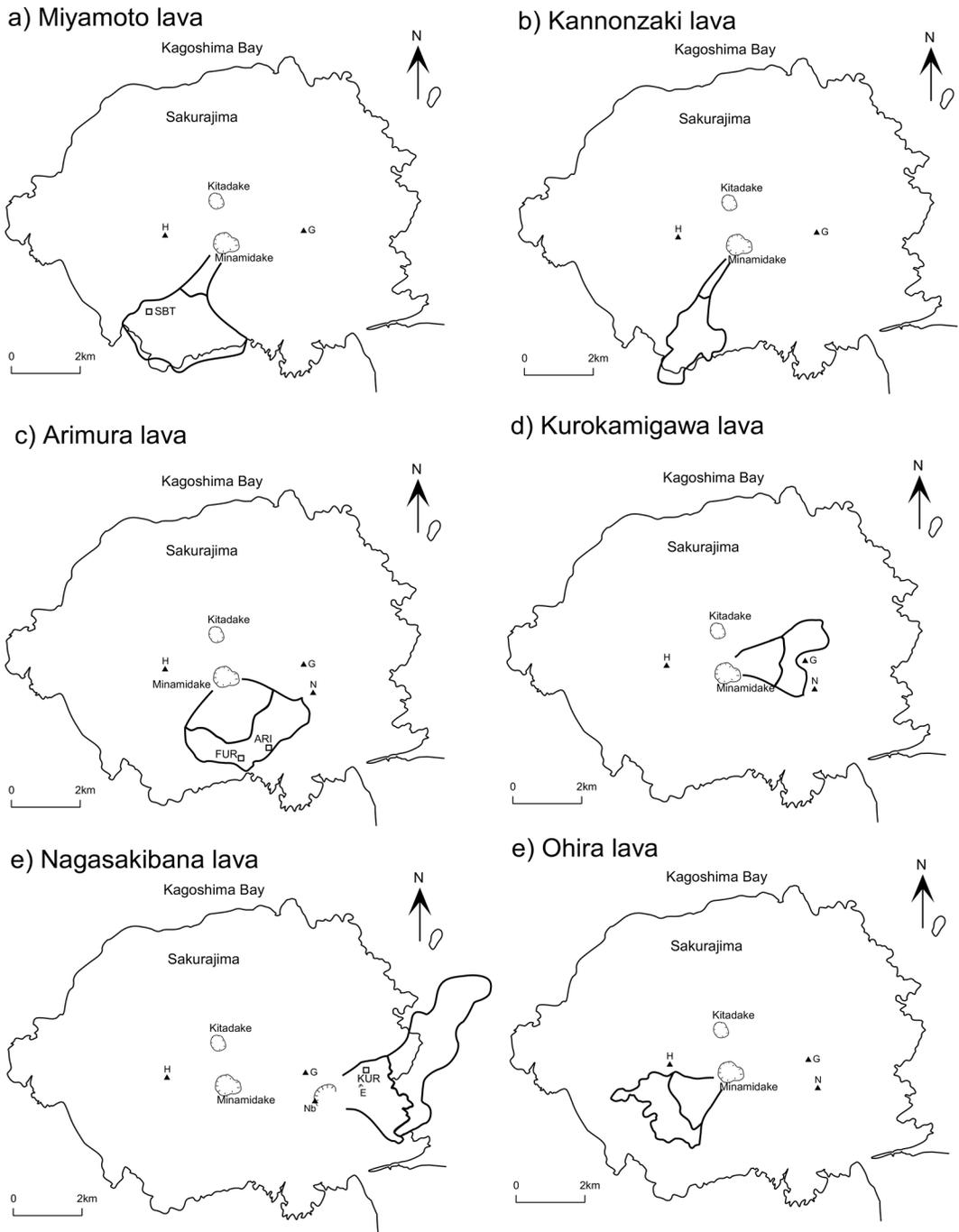


Fig. 7. Estimated distribution of lavas of each stage of Minamidake volcano. Squares represent location of boreholes; SBT: Shibatae, FUR: Furusato, ARI: MLIT Arimura, KUR: Kurokami.

ること、また海中の溶岩地形が周辺の海底との間に約100mの高低差を有することから、陸上部、海中部とも100mとした。その結果、長崎鼻溶岩の体積は 0.84 km^3

と求められた (Table 2).

4-1-4 大平溶岩

大平溶岩の分布範囲は小林・他 (2013) の分布域を南

Table 2. Dimensions of lava flows and tephra from Minamidake volcano.

	Age		Area km ²	Thickness km	Lava Volume km ³	Tephra Volume km ³	Magma Volume km ³ DRE
Younger Minamidake							
Showa	AD1946		5.0		* 0.18		0.18
Taisho	AD1914-1915		22.3		* 1.34	** 0.5	1.54
An'ei	AD1779-1782		20.7		* 1.70	** 0.3	1.82
Bunmei (Nakadake)	AD1471-76 ~AD1200		5.6		* 0.49	** 0.8	0.81
Ohira	~AD10c	upstream	1.5	0.04	0.06		
		downstream	2.3	0.06	0.14		
		total	3.8		0.20		0.20
Nagasakibana	AD764	subaerial	2.9	0.10	0.29		
		submarine	5.5	0.10	0.55		
		total	8.4		0.84	** 0.1	0.88
Older Minamidake							
Kurokamigawa	~3 ka	upstream	1.3	0.04	0.05		
		downstream	1.8	0.10	0.18		
		total	3.1		0.23		0.23
Arimura	~3 ka	upstream	2.9	0.04	0.12		
		downstream	3.5	0.10	0.35		
		total	6.4		0.47		0.47
Kannnonzaki	~3 ka	upstream	0.3	0.04	0.01		
		downstream	2.6	0.12	0.31		
		total	2.7		0.32		0.32
Miyamoto	~4 ka	upstream	0.7	0.04	0.03		
		downstream	5.4	0.08	0.43		
		total	6.1		0.46		0.46
Minamidake volcanic sand	4.5-1.6 ka					3.5	1.8

*, **: estimated by *Ishihara *et al.* (1981) and **Kobayashi *et al.* (2013)

Densities of lavas, pumice falls and Minamidake volcanic sand were assumed as 2.5 g/cm³, 1.0 g/cm³ and 1.3 g/cm³, respectively, for magma volume calculation.

岳火口縁に向かって延長し、斜面の傾斜が変化する標高 350-450 m 付近を境に上流部と下流部に分けた (Fig. 7f).

大平溶岩上流部の層厚は引ノ平南東における層厚を参考に 40 m とした。また、大平溶岩の末端部では下位の溶岩との間に 50-70 m 程度の比高を有することから、下流部の層厚を 60 m と見積もった。以上から、大平溶岩の体積は 0.20 km³ と求められた (Table 2).

4-2 南岳火山砂の体積の推定

南岳火山砂は桜島の外にも広く分布しており (小林, 1986a), 古期南岳期の総マグマ噴出量を考える上で無視できないため、その噴出量の推定も試みた。ここでは、現在の桜島の火山灰放出量の推定に利用されてきた江頭・石原 (1979), Eto (1989, 2001) の方法を用いる。これは鹿児島県が公表している降灰量調査の結果 (鹿児島県内 60 点弱の観測地点における月ごとの面積あたり降灰重量) をもとに、中心角 45° の 8 方位の扇形の領域について、それぞれ、火口近傍 (3 km 以内) では指数関数、遠方 (3 km 以上) ではべき関数を仮定して火口からの距離に対する降灰重量分布関数を求め、それを積分して領域内の降灰重量を算出するものである。遠方では降灰重量分布関数において降灰重量が 10 g/m² になる距離を限界距離として 3 km から限界距離までを積分範囲としている。

本稿では、これと同じ方法で小林 (1986a) の等層厚線

図をもとに南岳の北側の地域を中心角 45° の 4 方位に分けて火口近傍 (3 km 以内) では指数関数、遠方 (3 km 以上) ではべき関数を仮定して距離に対する層厚分布関数を求めることで南岳火山砂の体積を推定した。遠方の限界距離については、江頭らが桜島内の海岸付近の観測点で数百 g/m² になる降灰重量に対して 10 g/m² になる距離としているのを準用して、桜島内で南岳火山砂の層厚が数 m になることから層厚が 10 cm になる距離を限界距離とした。用いたデータは Fig. 4 に黒点で示した等層厚線上の地点の南岳火口からの距離とその地点の層厚である。Table 3 に方位ごとの層厚分布関数の係数と火山砂の体積の推定結果を示す。南岳の北側 4 方位における南岳火山砂の体積は合計で約 1.8 km³ (岩石未換算) になった。限界距離は最も層厚の厚い北東-東方向で約 100 km である。試みに、小林の等層厚線図を Fig. 4 の灰色の線のように補間して南岳の北方について等層厚線で囲まれる面積を求め Hayakawa (1985) の経験式を適用すると、4 本の等層厚線から求めた体積は約 0.9-2.5 km³ の範囲になり、その平均は約 1.7 km³ である。

小林 (1986a) の等層厚線図には桜島の南側の南岳火山砂の分布は示されていない。1979 年から 2001 年までの南岳の山頂噴火による降灰重量を上述の方法で計算して方位別に積算すると南岳の東西では東方と西方の比が約 7 対 3 と東方に分布する火山灰が卓越しているが、南北

Table 3. Results of volume estimation of Minamidake volcanic sand.

Direction	<3km $V=a \cdot \exp(b \cdot D)$			>3km $V=c \cdot D^d$				V_{total} km ³
	a	b	$V_{<3km}$ km ³	c	d	Li km	$V_{>3km}$ km ³	
W-NW	12.6	-0.39	0.021	35.5	-1.91	22	0.066	0.088
NW-N	9.8	-0.32	0.019	18.9	-1.50	36	0.140	0.159
N-NE	7.9	-0.22	0.018	16.9	-1.15	83	0.602	0.621
NE-E	8.7	-0.20	0.021	20.1	-1.15	99	0.864	0.885
total								1.752

a, b, c, d: fitted parameters to exponential ($D < 3$ km) and power ($D > 3$ km) functions. Li: limit of integration, D: distance from the Minamidake crater; T: thickness of Minamidake volcanic sand deposit.

ではほぼ1対1になる。南岳火山砂においても、堆積当時の卓越風向が現在と同様であると仮定すると、南北で同量程度が分布していると考えることが可能であり、総体積は上記の2倍ということになる。これらのことから、南岳火山砂の噴出量は、岩石未換算で約3.5 km³と推定した。

5. 議 論

5-1 噴出物の体積推定の精度について

本研究で行った噴出物の体積の見積りは現状で入手可能な限られた情報からの推論や仮定に基づくものであり、その誤差を正確に評価することは難しい。特に古期南岳期(4.5-1.6 ka)の噴出物の推定量は本研究で初めて提示されたものであり、桜島・南岳の活動を量的に評価するために不可欠な情報であるが、不確定な部分も多い。古期南岳期の溶岩の上流部の層厚は全くの仮定であるが、SiO₂含量が近い大正溶岩や昭和溶岩について、噴火前後の地形から石原・他(1981)は最上流部の層厚を50 m以下としており、40 mとの仮定は非現実的とはいえない。一方、宮元溶岩や観音崎溶岩については、想定した分布範囲が限られた地表への露出を基にした比較的狭いものである。有村溶岩および黒神川溶岩については、多数のフローユニットが重なっていると考えられるので、上流部の層厚は本稿で仮定した40 mより厚い可能性もあり、また、下流部の層厚も地形やボーリングコアの柱状図をもとに最小限の値として仮定したものである。これらのことを考慮すると、今回推定した古期南岳期の溶岩の体積は過少である可能性がある。

新期南岳の溶岩では、長崎鼻溶岩については、上位の噴出物に隠されている部分が少なくボーリングコアのデータなども参照できるため溶岩流の形状は比較的よくわかっており、極端な見積もり誤差はないと考えられる。一方、大平溶岩については、山口(1927, 1975)が南岳の円錐丘の表層の高所に大平溶岩に相当する南岳溶岩第II型が広く分布していると指摘している。本稿では大平溶岩の分布範囲は小林・他(2013)に従ったが、山口の示し

た南岳溶岩第II型の分布範囲を含めると、体積は今回推定したものの2倍程度になると考えられる。

今回、江頭・石原(1979)およびEto(1989, 2001)の方法を用いて求めた南岳火山砂の推定噴出量は、層厚10 cm以下の分布を無視しているため過少な見積もりになっているとも考えられるが、Hayakawa(1985)の経験式を用いたものとは比較的よい一致を示している。しかし、これらは小林(1986a)に示された限られた範囲の層厚分布のみを基に算出したもので、遠方での実際の分布は不明であり、また、扇形に分布範囲を拡げていくモデルが100 kmを超えるような遠距離に適用できる保証もないため、見積もりはやはり粗いものであるといわざるを得ない。

5-2 有村溶岩および観音崎溶岩の古地磁気学的推定年代

有村溶岩の年代を推定するため、味喜(1999)と同様に、年代示準となる標準地磁気永年変化として堆積物コアから求められた地磁気方位の永年変化(Hyodo *et al.*, 1993のSVJ1)を用い、有村溶岩の古地磁気方位が標準地磁気永年変化と一致する年代を求めた。過去6,000年間の地磁気方位の標準永年変化と有村溶岩および文明溶岩以前の南岳の溶岩類の古地磁気方位の比較をFig. 8に示す。図では、標準地磁気永年変化が得られた近畿地方との間の地理的補正として、桜島の溶岩の測定結果を地心双極子磁場を仮定して京都での値に換算して示している(Table 4)。

有村溶岩の噴出時期は下位の観音崎溶岩以後かつ新期南岳の噴出物で最も古い長崎鼻溶岩以前と考えられる。観音崎溶岩の噴出時期は古地磁気方位・強度の制約から3.2 ka頃より古いとは考え難い(味喜, 1999)。それ以降長崎鼻溶岩の噴出時期である8世紀後半までの期間で、有村溶岩の古地磁気方位と標準地磁気永年変化は3.1-2.7 ka頃に互いの誤差範囲が完全に重複する。味喜・他(2000)は偏角が得られないボーリングコア試料の古地磁気測定から有村溶岩に相当する溶岩の年代を2 ka頃または3 ka頃と推定したが、そのうち2 ka頃の地磁気偏角

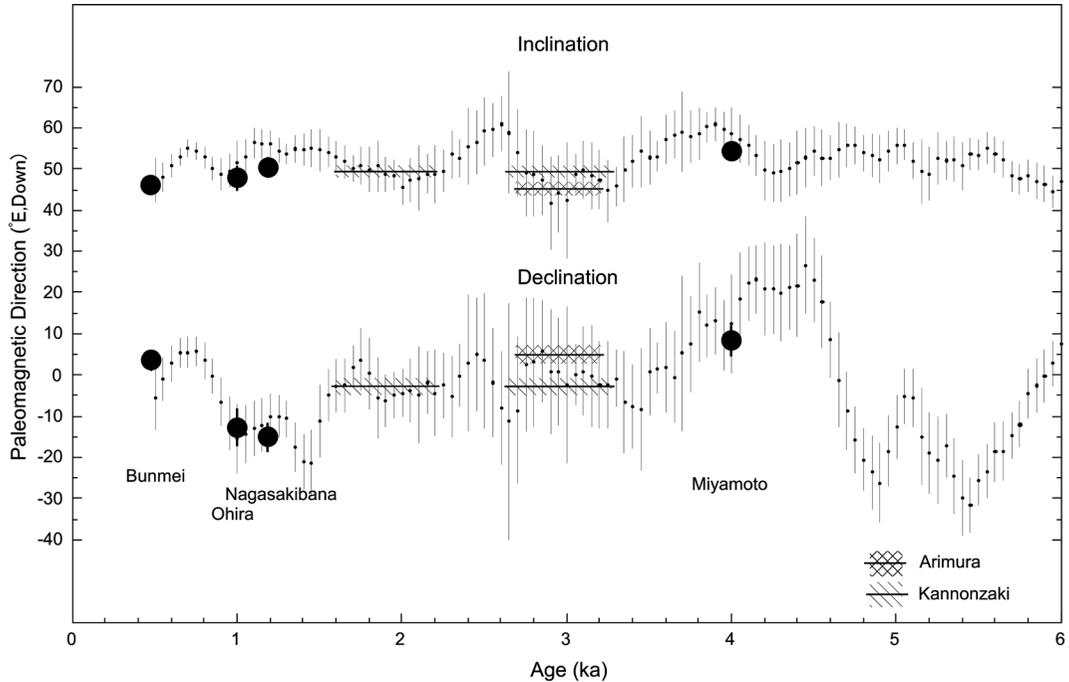


Fig. 8. Paleomagnetic directions from the Arimura lava and other Minamidake lavas, plotted on paleo-secular variation of Japan in the past 6,000 years. Bold lines and large dots are data from the Arimura lava (this study), the Kannonzaki lava, and other Minamidake lavas (Miki, 1999; Miki *et al.*, 2012), respectively. Small dots are reference paleo-secular variation (after Hyodo *et al.*, 1983). Errors are 95 % confidence angle (Fisher, 1953). Paleomagnetic directions of Minamidake lavas are recalculated as the values in Kyoto by assuming geocentric dipole field.

Table 4. Paleomagnetic directions of the lavas of Minamidake volcano.

	Ds °E	Is °down	α_{95} °	Dk °E	Ik °down	Ref
Younger Minamidake						
Showa	-6.9	42.7	2.3	-6.3	46.3	1
Taisho	-4.8	42.7	3.3	-4.2	46.5	1
An'ei	1.0	40.7	4.6	1.9	45.3	1
Bunmei	2.7	41.7	1.5	3.6	46.3	1
Ohira	-12.7	45.1	2.9	-12.5	47.9	2
Nagasakibana	-14.9	48.2	2.2	-15.0	50.6	1
Older Minamidake						
Arimura	4.0	40.5	1.4	5.0	45.4	*
Kannonzaki	-3.0	45.7	1.3	-2.6	49.5	1
Miyamoto	8.1	50.3	2.1	8.5	54.5	1

In situ paleomagnetic directions (Ds, Is) and recalculated value at Kyoto (Dk, Ik) by assuming geocentric dipole field, proposed by this study*, Miki (1999)¹ and Miki *et al.* (2012)².

は西偏の傾向を示しており、今回地表で得られた試料の古地磁気偏角と一致しない。したがって有村溶岩の古地磁気学的推定年代は3.1-2.7ka頃ということになる。

さらに、有村溶岩の年代を3.1-2.7ka頃と推定できたことにより、観音崎溶岩から得られていた古地磁気学的推定年代の選択肢(2.2-1.6ka頃または3.2-2.6ka頃; 味喜, 1999)のうち、2ka頃は上位の有村溶岩との層序関

係と矛盾することになるため、観音崎溶岩の年代は3.2-2.7ka頃を決めることができる。

5-3 古期南岳火山体の形成時期

今回、古地磁気学的推定年代が得られたのは有村溶岩の地表に露出する部分からであり、何枚ものフローユニットが累重する有村溶岩のうちでは比較的新しい時期に噴出したと考えられる。そこから得られた古地磁気学的推定年代(3.1-2.7ka頃)は、観音崎溶岩の古地磁気学的推定年代とほぼ一致するが、両者の古地磁気方位は有意に異なっており、観音崎溶岩のほうが約5°伏角が深い(Fig. 8)。これは両者の噴出にある程度の時間間隔があることを示すと考えられる。一方、国土交通省有村観測坑道のボーリングコア中の有村溶岩に相当する溶岩から得られた古地磁気伏角(Fig. 9a; 味喜・他, 2003b)は、下位から上位にかけて、観音崎溶岩に近い約44°から有村溶岩の地表部分に近い約41°まで漸移する傾向が認められる。また京都大学防災研究所古里観測井でも、深度約20m以浅(コアの連続性に乏しいため試料の転動の可能性を否定できない部分)を除いて古地磁気伏角に同様の傾向が認められる(Fig. 9b; 味喜・他, 2000)。

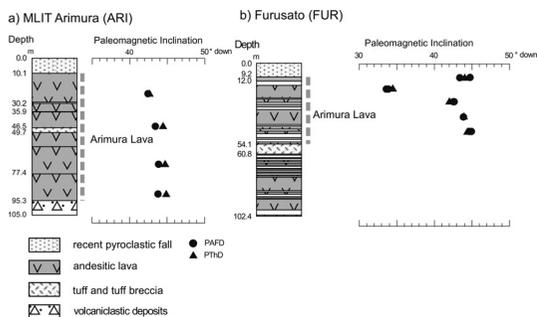


Fig. 9. Paleomagnetic inclinations of lava samples from MLIT Arimura and Furusato borehole cores (after Miki *et al.*; 2000, 2003b). Location of boreholes are shown in Fig. 2.

このような事実は、観音崎溶岩の噴出以降、有村溶岩を構成する多数の溶岩流が断続的に相次いで噴出し、それぞれの時点の地磁気方位を NRM に記録したことを示していると解釈できる。観音崎溶岩とそれに続く有村溶岩の活動期間は、少なくとも地磁気伏角が 5° 程度変化するのに要する時間であり、最大でも両者の推定年代の範囲である 500 年程度とみられる。つまり、観音崎溶岩と有村溶岩を流出した噴火は、3ka 前後の長くて約 500 年の間に溶岩流出を何度も繰り返した活動であると考えられる。

小林・他 (2013) では地表で直接連続性が確認できないことから有村溶岩と黒神川溶岩は区別されているが、福山 (1978) や山口 (1927, 1975) がこれらを同一視したように、岩相や産状あるいは化学組成では区別できない。また、小林・他 (2013) が南岳主成層火山体とした (引ノ平に接する) 南岳西側の斜面にも、大平溶岩より下位と考えられる溶岩地形が認められる。有村溶岩が断続的に流出した多数の溶岩流から構成されると考えられ、個々の溶岩流はそのときの低地に向かって流れることを考慮すると、南岳付近の高所から噴出した溶岩がすべて南方だけに流下して高さを増していったとは考え難い。南岳の北には古い北岳の山体があるので北方への流下は考慮する必要はないが、東方や西方へも有村溶岩の形成と同時期に溶岩が流下して南岳を中心とする円錐丘を次第に形成していったものと考えられる。黒神川溶岩や南岳西方に流下したと考えられる溶岩の年代は直接得られておらず、2.7ka より若い溶岩の存在を否定することはできないが、上の推論にしたがえば、その大半は有村溶岩とほぼ同時期に形成されたと考えられる。

これらから、火山砂を放出するブルカノ式噴火が 1.6 ka 頃まで継続していたとしても、南岳の円錐丘をなす山

体はおそらく 2.7ka 頃にはほぼ現在に近い形にまで成長していたものと考えられる。

5-4 南岳の形成過程

以下では、これまで明らかになったことを基に南岳火山の形成過程について考察する。南岳火山の活動は 4.5 ka 頃に始まった。南岳火山の円錐丘は概ね古期南岳期の溶岩類で占められている。古期南岳の溶岩類は、宮元溶岩から推定された 4ka 頃と、観音崎溶岩、有村溶岩および黒神川溶岩の年代と考えられる 3ka 前後の 2 つの時期に集中して噴出したと考えられる。古期南岳火山体は遅くとも 2.7ka 頃までにはほぼ現在のよう形にまで成長し、その後 1.6ka 頃まで断続的なブルカノ式噴火が継続したと考えられる。一方、A. D. 764 年の天平宝字噴火に始まる新期南岳期は、山腹から流出した大規模な溶岩流が山麓を広く埋めて火山体の裾野を広げるような活動が特徴である。

新期南岳期の長崎鼻溶岩、文明溶岩、安永溶岩および大正溶岩の噴出時には多量の軽石の放出を伴ったことが知られている。小林・他 (2013) に示された降下軽石の体積と前章で求めた溶岩や南岳火山砂の噴出量と岩石換算体積にしたマグマ噴出量を Table 2 にあわせて示した。降下火砕物の岩石換算体積は、降下軽石の密度を 1.0 g/cm^3 、南岳火山砂の密度を江頭・石原 (1979) が降下火山灰堆積物の密度として用いた 1.3 g/cm^3 と仮定し、溶岩の密度 (2.5 g/cm^3) に換算したものである。Fig. 10 にマグマ噴出量と噴出時期の関係を示す。なお、南岳火山砂については図では宮元溶岩の下に箱型で表しているが 4.5-1.6ka の期間に噴出した総量の意味である。また、観音崎溶岩、有村溶岩および黒神川溶岩については前節で述べたようにその大部分が 3.2-2.7ka の間に噴出したと考えられることからこれらの総量を斜線で表した。

古期南岳期の溶岩の噴出量は合計で約 1.5 km^3 と推定され、3ka 前後に噴出したと考えられる観音崎溶岩、有村溶岩および黒神川溶岩が約 7割を占める (Table 2)。また、小林・江崎 (1999) が放射炭素年代を得た南岳火山砂の露頭では、3ka 前後の年代を示す Sak-4、Sak-5 および Sak-7 の腐植土を挟む火山灰層が特に厚く、ブルカノ式噴火もこの時期に特に活発だったことが推定される。

古期南岳期における個々の噴出物の噴出量の推定は不確かさが大きく、全体として過少である可能性もあるが、Table 2 に従えば古期南岳期の総マグマ噴出量は 3.3 km^3 DRE となる。古期南岳の活動時期を 4.5-1.6ka とすると長期的なマグマ噴出率は 1,000 年あたり約 1.1 km^3 DRE になる。しかし噴火活動の度合いは一様ではなく、上述のように最大で 500 年の間に 1 km^3 を超える量のマグマを噴出した時期があったと考えられる。また、ブルカノ

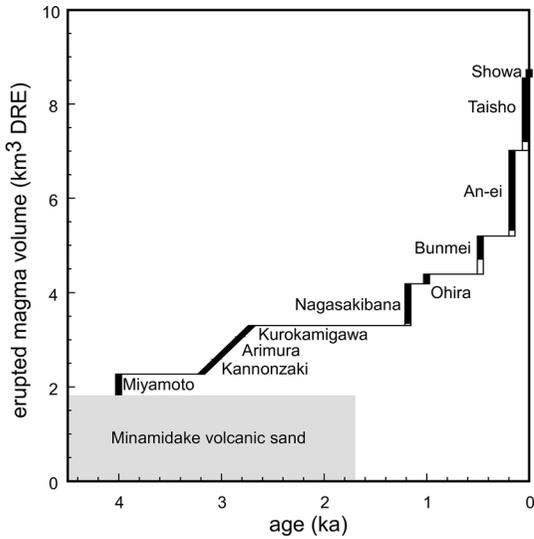


Fig. 10. Cumulative volume of erupted magma from Minamidake volcano. Black and white lines show volumes of lavas and airfall pumice deposits, respectively. Gray square shows Minamidake volcanic sand.

式噴火によって放出された火砕物の噴出量が溶岩の流出量に匹敵する規模であったことも特徴的である。

新期南岳期の溶岩類についてみると、大平溶岩の噴出量は2倍程度の誤差があるかもしれないが昭和溶岩と同程度と推定された。これら以外の溶岩流出を伴う噴火の規模は大きく、山腹または山麓に開いた火口から流出した溶岩が山麓に厚く堆積している。小林・他(2013)は天平宝字噴火のマグマ噴出量を 0.3 km^3 DREとし、文明、安永、大正のいわゆる三大歴史噴火に比べて小規模であるとしたが、これには海域に分布する長崎鼻溶岩が考慮されていない。本稿で推定した天平宝字噴火の総マグマ噴出量は約 0.9 km^3 DREであり、文明噴火の噴出量と同程度である(Table 2)。

新期南岳期の総マグマ噴出量は約 5.4 km^3 DREと推定された。新期南岳の活動時期を天平宝字噴火以降とすると長期的なマグマ噴出率は1,000年あたり約 4.5 km^3 DREになる。なかでも安永噴火以降の約240年間は噴出量が約 3.5 km^3 DREを占め、古期南岳期における3ka頃と共に、南岳火山の活動を通じて特に噴火活動が活発な時期といえる。

6. まとめ

桜島南岳南斜面に分布する有村溶岩の古地磁気測定を行い、その古地磁気方位から年代を3.1-2.7ka頃と推定した。その下位の観音崎溶岩の古地磁気学的推定年代も

ほぼ同じと考えられる。これらの溶岩類は3ka前後の最大でも500年間のうちに断続的に発生した噴火で流出した可能性が高い。古期南岳の溶岩類はこの頃に噴出したものが大半を占め、南岳火山の円錐丘は2.7kaまでにはほぼ現在の形にまで成長したと考えられる。

長崎鼻溶岩の体積は約 0.8 km^3 と推定され、天平宝字噴火はこれまで推定されていたよりは噴火規模が大きかったと考えられる。それ以降現在に至るまでの新期南岳期にはそれ以前に比べて明らかなマグマ噴出率の増大が認められ、特に安永噴火以降の噴出率が大きいの。

謝 辞

本研究を進める上で、京都大学防災研究所附属火山活動研究センターの石原和弘名誉教授、井口正人教授をはじめスタッフ諸氏との議論は有益であり、試料採取や測定実験にもご協力を頂きました。また、産業技術総合研究所の宇都浩三博士、日本大学の高橋正樹教授、福岡大学の奥野充教授、NPO法人桜島ミュージアムの福島大輔博士にも多くの示唆をいただきました。国土交通省大隅河川国道事務所にはボーリングコア試料の調査にご協力いただきました。Ma. Hannah T. Mirabueno 博士には英文を校閲していただきました。2名の匿名差読者のコメントは本稿の改善に大きく寄与しました。ここに記して深く感謝いたします。

引用文献

- Eto, T. (1989) An estimation of the amount and the dispersal of volcanic ash-falls ejected by summit eruptions at Sakurajima Volcano. *Proceedings, Kagoshima International Conference on Volcanoes 1988*, 448-451.
- Eto, T. (2001) Estimation of the amount and dispersal of volcanic ash-fall deposits ejected by vulcanian type eruption. *Rep. Fac. Sci. Kagoshima Univ.*, **34**, 35-46.
- 江頭庸夫・石原和弘(1979) 桜島火山周辺における火山灰の降下堆積状態. *火山*, **24**, 88.
- Fisher, R. A. (1953) Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **217 A**, 295-305.
- 福山博之(1978) 桜島火山の地質. *地質雑*, **81**, 309-316.
- 福山博之・小野晃司(1981) 桜島火山地質図(2万5千分の1). 火山地質図1, 地質調査所.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **60**, 507-592.
- Hyodo, M., Itota, C. and Yaskawa, K. (1993) Geomagnetic secular variation from magnetizations of wide-diameter cores of Holocene sediments in Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 669-696.
- 石原和弘・高山鉄朗・田中良和・平林順一(1981) 桜島火山の溶岩流(1)一有史時代の溶岩流の容積一. *京大防災研年報*, **24B-1**, 1-10.
- 加茂幸介・石原和弘(1980) 地盤変動からみた桜島の火

- 山活動. 桜島地域学術調査協議会調査研究報告, 19-28.
- Kirschvink, J.L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astro. Soc.*, **62**, 699-718.
- 小林哲夫 (1982) 桜島火山の地質: これまでの研究成果と今後の課題. 火山, **27**, 277-292.
- 小林哲夫 (1986a) 桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層. 鹿児島大学南科研資料センター報告特別号, **1**, 1-12.
- 小林哲夫 (1986b) 桜島火山の形成史と火砕流. 文部省科学研究費自然災害特別研究, 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流(火砕流等)の特質と災害」報告書, 137-163.
- 小林哲夫 (2010) 桜島火山・中岳の形成年代: 歴史時代の可能性. 日本火山学会講演予稿集 (2010年度秋季大会), 33.
- 小林哲夫・江崎真美子 (1997) 桜島火山の噴火史. 月刊地球, **19**, 227-230.
- 小林哲夫・奥野 充・中村俊夫・福島大輔 (2009) 桜島・南岳で発見された歴史時代の溶岩流. 日本火山学会講演予稿集 (2009年度秋季大会), 10.
- 小林哲夫・味喜大介・佐々木寿・井口正人・山本孝広・宇都浩三 (2013) 桜島火山地質図 (第2版) (2万5千分の1). 火山地質図1, (独) 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- Koto, B. (1916) The great eruption of Sakura-jima in 1914. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, **38**, Art 3, 1-237.
- 味喜大介 (1999) 古地磁気方位・強度測定による桜島の溶岩流の年代推定. 火山, **44**, 111-122.
- 味喜大介・宇都浩三・内海 茂・石原和弘 (2000) 桜島火山ボーリングコアの K-Ar 年代と古地磁気測定 (続報). 京大防災研年報, **43B-1**, 1-6.
- 味喜大介・宇都浩三・周藤正史・石原和弘 (2003a) 古地磁気と全岩化学組成からみた桜島火山観測井ボーリングコア中の溶岩の対比. 京大防災研年報, **46B**, 835-840.
- 味喜大介・宇都浩三・周藤正史・酒谷幸彦・石原和弘 (2003b) 古地磁気と全岩化学組成からみた桜島火山観測井ボーリングコア中の溶岩の対比. 第114回地球電磁気・地球惑星圏学会講演会予稿集, D31-P016.
- 味喜大介・宇都浩三・Nguyen, H.・石原和弘 (2012) 古地磁気と全岩化学組成から見た桜島火山南岳南西斜面に分布する溶岩流の噴出年代. 京大防災研年報, **55B**, 177-181.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236.
- Okuno, M., Nakamura, T., Moriwaki, T. and Kobayashi T. (1997) AMS radiocarbon dating of the Sakurajima tephra group, Southern Kyushu, Japan. *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res.*, **B 123**, 470-474.
- Okuno, M., Nakamura, T. and Kobayashi, T. (1998) AMS ¹⁴C dating of historic eruptions of the Kirishima, Sakurajima and Kaimondake volcanoes, southern Kyushu, Japan. *Radiocarbon*, **42**, 825-832.
- 高橋正樹・大塚 匡・川俣博史・迫 寿・安井真也・金丸龍夫・大槻 明・島田 純・厚地貴文・梅澤孝典・白石哲朗・市来祐美・佐竹 紳・小林哲夫・石原和弘・味喜大介 (2011) 桜島火山および始良カルデラ噴出物の全岩化学組成-分析データ 583 個の総括-. 日本文理自然科学研究所紀要, **46**, 133-200.
- Takahashi, M., Otsuka, T., Sako H., Kawamata, H., Yasui, M., Kanamaru, T., Otsuki, M., Kobayashi, T., Ishihara, K. and Miki, D. (2013) Temporal variation for magmatic chemistry of the Sakurajima volcano and Aira caldera region, southern Kyushu, southwest Japan since 61 ka and its implications for the evolution of magma chamber system. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 19-42.
- Thellier, E. and Thellier, O. (1959) Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.*, **15**, 285-376.
- 宇都浩三・味喜大介・内海 茂・石原和弘 (1999) 桜島火山ボーリングコアの K-Ar 年代と古地磁気測定—火山活動史解明への複合的取り組み—. 京大防災研年報, **42B-1**, 27-34.
- 宇都浩三・味喜大介・Ngyen, H.・周藤正史・福島大輔・石原和弘 (2005) 桜島火山マグマ化学組成の時間変化. 京大防災研年報, **48B**, 341-347.
- 山口鎌次 (1927) 櫻島火山熔岩類の化学的研究. 地質雑, **34**, 1-28.
- 山口鎌次 (1928) 櫻島火山熔岩類の化学的研究 續篇 (二). 地質雑, **35**, 241-273.
- 山口鎌次 (1975) 桜島火山の研究. 日本地学教育学会, 東京, 128 p.
- Zijderveld, J.D.A. (1967) A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In *Method in Paleomagnetism* (Collinson, D. W. and Creer, K. M. eds), 254-286. Elsevier, New York.

(編集担当 相澤広記)