

長野県大門峠地域に分布する流紋岩質溶岩ドームの K-Ar 年代:
諏訪-八ヶ岳火山地域の流紋岩類の活動時期について西来邦章*・及川輝樹*・太田 靖***・松本哲一*
宇都浩三***・三宅康幸****

(2008年8月8日受付, 2009年3月9日受理)

K-Ar Ages of the Rhyolitic Lava Domes in the Daimontoge Area in Nagano Prefecture, Central Japan:
Duration of the Rhyolitic Activity in Suwa-Yatsugatake Volcanic ProvinceKuniaki NISHIKI*, Teruki OIKAWA*, Yasushi OHTA***, Akikazu MATSUMOTO*,
Kozo UTO*** and Yasuyuki MIYAKE****

The voluminous Quaternary volcanic rocks in the Suwa-Yatsugatake volcanic province (SYVP) of central Japan are known as Enrei volcanic rocks, Yabashira and Yatsugatake volcanic products. These volcanic rocks consist mostly of basalt and andesite, with a small amount of rhyolite. We report on the revised stratigraphy and K-Ar ages of rhyolitic lava domes in the Daimontoge area of the central part of the SYVP, and discuss the duration of rhyolitic volcanism in the SYVP. Our work clarifies the fact that the two rhyolitic lava domes studied were formed independently, ca. 0.24 Ma (Utsukushimatsu lava dome) and ca. 1.07 Ma (Daimontoge lava dome), and the age of the basement volcanic rocks predates ca. 1 Ma. The duration of rhyolitic volcanism in the SYVP is divided into 1.2–0.6 Ma and 0.3–0.2 Ma, based on the findings of previous studies and this study. The previous studies show that volcanic activity had not occurred post-0.6 Ma in the central part of the SYVP. However, our data show that the rhyolitic lava dome (Utsukushimatsu lava) was formed much later, ca. 0.24 Ma. The spatiotemporal distributions and whole-rock composition of the rhyolite suggest that rhyolitic volcanism prior to 0.6 Ma was related to the formation of Oiwake volcanic graben in the central SYVP. At the time of the effusion of the Utsukushimatsu lava dome, the activity of the Yatsugatake volcanoes that adjoined the eastern side of the Daimontoge area was the most vigorous in their history. Therefore, we suggest that the formation of the Utsukushimatsu lava dome in the Daimontoge area resulted from the increment and expansion of activity of the Yatsugatake volcanoes.

Key words: Rhyolite, K-Ar ages, Oiwake volcanic graben, Suwa-Yatsugatake volcanic province, Enrei Volcanic Rocks and Yatsugatake volcanic products

* 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7
産業技術総合研究所地質情報研究部門
AIST, GSJ, Institute of Geology and Geoinformation,
Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki
305-8567, Japan

** 現在 〒031-8617 青森県八戸市河原木遠山新田 5-2
大平洋金属株式会社鉱石部
Ore Purchasing & Mining Engineering Department,
Pacific Metals Co. Ltd., 5-2 Toyama-shinden, Kawara-
gi, Hachinohe, Aomori 031-8617, Japan

*** 〒305-8568 茨城県つくば市梅園 1-1-1 中央第 2
産業技術総合研究所国際部門

AIST, International Affairs Department, Tsukuba Cen-
tral 2, 1-1-1 Umezono, Tsukuba, Ibaraki 305-8568,
Japan

**** 〒390-8621 長野県松本市旭 3-1-1
信州大学理学部 地質科学科
Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu
University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto, Nagano 390-
8621, Japan

Corresponding author: Kuniaki Nishiki
e-mail: k-nishiki@aist.go.jp

1. はじめに

中部日本の諏訪湖周辺から八ヶ岳にかけては、塩嶺火山岩類(牧本・他, 1996)や八柱火山群(西来・他, 2007), 狭義の八ヶ岳火山群(西来・他, 2007)などの第四紀火山が集中している。本研究では、火山噴出物が広く分布するこの地域を諏訪-八ヶ岳火山地域とよぶ。このうち、東側の八ヶ岳火山地域では、活火山である横岳(北横岳)を有し活動が継続中であるが、西側の諏訪湖周辺地域においては、塩嶺火山岩類の最上部を構成する霧ヶ峰火山の活動を最後に約0.7 Ma以降の火山活動は起きていないと考えられていた(例えば, Oikawa and Nishiki, 2005, 諏訪の自然誌・地質編編集委員会(以下, 諏訪の自然誌と略す), 1975)。

この諏訪-八ヶ岳火山地域では、大量の玄武岩～安山岩が噴出しているが、和田峠流紋岩(山崎・他, 1976)に代表される流紋岩類も少量ながら噴出している。これら流紋岩類は、この地域における比較的規模の大きな構造である追分火山性地溝(河内, 1974)内およびその周辺に分布しており(Fig. 1a), 河内(1974)はこれらの流紋岩質火山活動と地溝の形成に何らかの関連性があることを示唆している。しかし、これら流紋岩類の活動時期は、いくつかの放射年代(Kaneoka and Suzuki, 1970; 北田・他, 1993; 長井・他, 2006など)が報告されているものの十分に明らかになっていないとは言えず、火山活動と地溝の形成の明確な関連性については未だ解明されていない。

霧ヶ峰火山の東方に隣接する追分火山性地溝内の大門峠周辺地域には、南北に並んだ2つの流紋岩質溶岩ドームが分布している(Fig. 1b)。これらの記載岩石学的特徴は、諏訪の自然誌(1975)や山岸(1989)などで記述されているが、層序学的位置、化学組成、活動年代などは十分に明らかにされていない。そこで本研究では、大門峠周辺の地質調査を行い、記載岩石学的特徴を明らかにしたうえで、火山岩類のカリウム-アルゴン(K-Ar)年代測定を行い、流紋岩質溶岩ドームの形成時期を明らかにした。また、周辺の流紋岩類の全岩化学組成の分析を行い、大門峠周辺のものと比較を行った。その結果、大門峠地域の流紋岩質溶岩ドームは、この地域に広く分布している和田峠流紋岩と異なる組成を持つことを明らかにした。そして、この流紋岩質溶岩ドームの活動は、従来考えられていたこの地域の火山活動の終了時期(0.7 Ma)よりも若い約0.24 Maであることを明らかにしたのでここに報告する。さらに、この流紋岩質火山活動と諏訪-八ヶ岳火山地域の他の火山活動との時空的関連についても議論する。

2. 大門峠周辺の地形・地質概説

茅野市白樺湖の北、大門峠に隣接した地域には、鷹山断層と八子ヶ峰断層によって形成された追分火山性地溝が存在する(Fig. 1a)。諏訪-八ヶ岳火山地域でみられる流紋岩類は、この地溝内および周辺や延長域に分布しており、西から東に、和田峠流紋岩(山崎・他, 1976)が分布する和田峠地域、鷹山火山岩類ユニット2(手島・河内, 1994)が分布する鷹山地域、本研究で対象とした流紋岩類が分布する大門峠地域、冷山黒曜岩(河内, 1974)および稲子岳溶岩(河内, 1974)が分布する麦草峠地域の4地域に大きく分けられる(Fig. 1a)。

大門峠地域の流紋岩類は、追分火山性地溝内に分布しており、南北二つの溶岩円頂丘(ドーム)状の地形を形成する(Fig. 1b)。これら流紋岩質溶岩ドームは、塩嶺火山岩類に属する仏岩火砕岩(山崎・他, 1976)を覆い、地形的に八ヶ岳火山噴出物の南平火砕流堆積物(河内, 1974)にアバットされる。大門峠周辺の塩嶺火山岩類は、白樺湖の南方でその基盤とされている音無川火山岩類(中井・他, 2000)を覆う。また、大門峠北西の追分火山性地溝内の鷹山川沿い標高1360 mの地下7.00-8.00 m地点(Fig. 1b)には、流紋岩質火砕流堆積物である鷹山火砕流堆積物(杉原, 2003)がボーリング調査によって確認されている(杉原, 2003, 杉原・他, 2004; 杉原・檀原, 2007)。杉原・他(2004)は鷹山火砕流堆積物の給源候補として上記の流紋岩質溶岩ドームをあげた。しかし、斑晶組み合わせの違いなどから両者は対比されない(杉原・檀原, 2007)。そのため、鷹山火砕流堆積物の噴出源は特定されておらず、本地域がその給源であるかも不明である。

これら大門峠周辺の火山岩類については、以下の放射年代が報告されている。塩嶺火山岩類のK-Ar年代は1.6~0.7 Ma(Oikawa and Nishiki, 2005; 及川・他, 2005)、南平火砕流堆積物と同時期に噴出した(河内, 1974)とされる前蓼科山溶岩(河内, 1974)および雨境火砕流(河内, 1974)のK-Ar年代は、それぞれ 0.24 ± 0.01 Ma(西来・他, 2007), 176 ± 6 ka(松本・他, 1999)である。河内(1998)は、この地域の流紋岩質溶岩ドーム(本研究の美し松溶岩に相当)のK-Ar年代測定を行い、その活動年代を 0.33 ± 0.14 Maと報告したが、年代に対する誤差が大きく、活動年代を特定するに至っていない。鷹山火砕流堆積物中のジルコンのフィッシュン・トラック(Zr-FT)年代は 0.27 ± 0.03 Ma(杉原・檀原, 2007)である。

今回対象とした大門峠地域の流紋岩質溶岩ドームは、名称、層序学的位置、活動年代が混乱している。大きくは、和田峠周辺に広く分布する和田峠流紋岩の一部とする考え(山崎・他, 1976)とそれとは独立した岩体とい

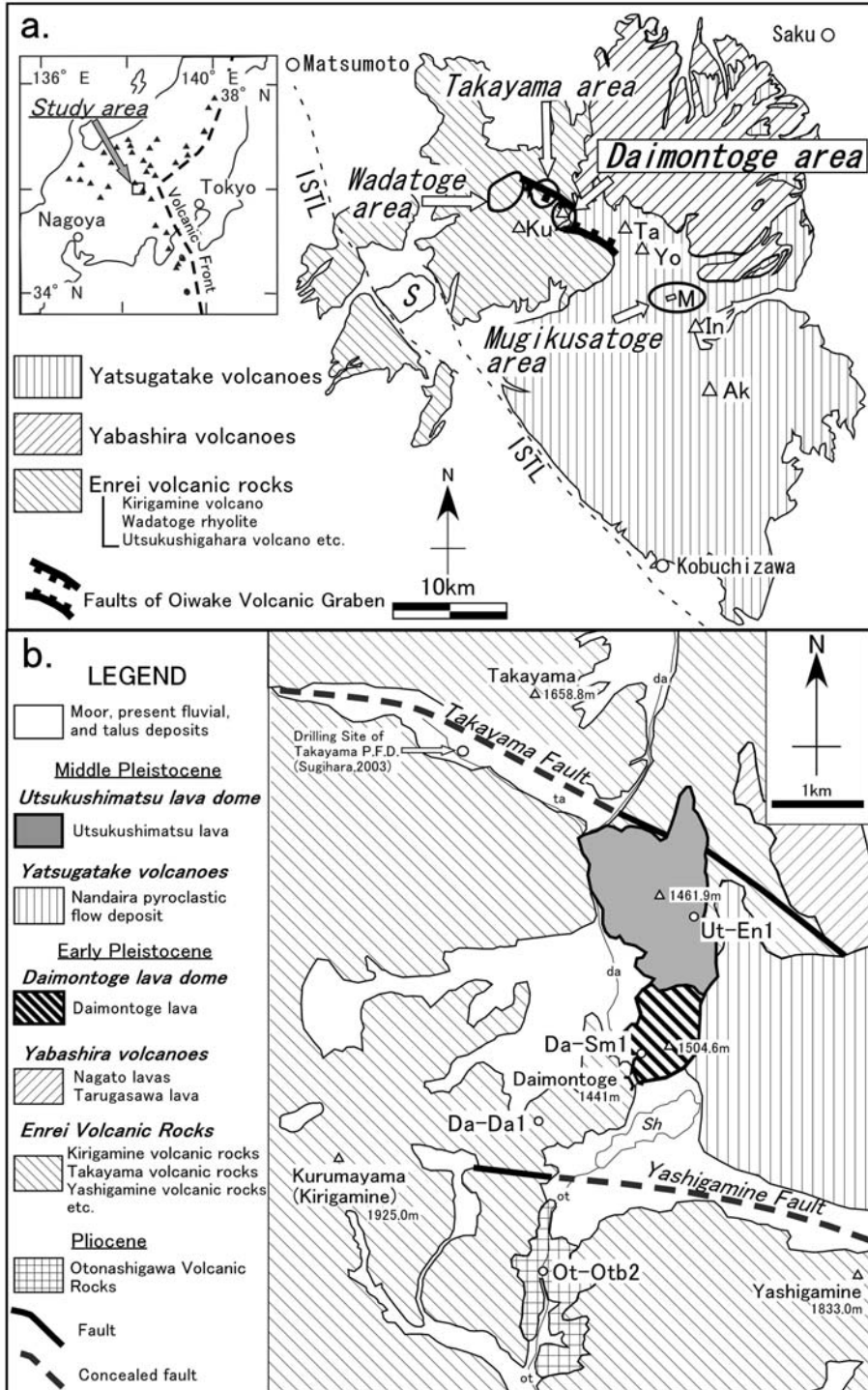


Fig. 1. a) Geological map of Quaternary volcanic products in Suwa-Yatsugatake volcanic province. The circled areas show where rhyolitic rocks are distributed. b) Geological map around Daimontoge. Abbreviations: S, Lake Suwa; Ak, Akadake; Ta, Tateshinayama; Yo, Yokodake; Ku, Kurumayama; M, Mugikusatoge; In, Inagodake; ISTL, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault system; Sh, Lake Shirakaba; ta, Takayama river; da, Daimon river; ot, Otonashi river.

う考え(諏訪の自然誌, 1975; 山岸, 1989)がある。以下, それらの考えの概要を述べる。

山崎・他(1976)は, 大門峠地域と和田峠地域を含めた地域の調査を行い, この地域に分布する珪長質火山岩を和田峠火山岩類と名づけ, 和田峠流紋岩と鷲ヶ峰デイサイトに二分した。さらに, 和田峠流紋岩には複数の火道が存在することを明らかにした。そして, 大門峠地域の流紋岩質溶岩ドームも和田峠流紋岩と同じ岩体とした。

もう一方の考えをするものに, 諏訪の自然誌(1975)と山岸(1989)が挙げられる。諏訪の自然誌(1975)は, これら流紋岩質溶岩ドームにより形成される火山地形が下位層の塩嶺火山岩類に比べて比較的新鮮なことから, これら流紋岩を塩嶺火山岩類とは別の火成活動の噴出物とし, “1430 m 溶岩”(本研究の美し松溶岩と大門峠溶岩を合せたものに相当)と命名した。また, その活動年代をハヶ岳火山噴出物より古いものとし, ハヶ岳火山の基盤岩類の一部に含めた。この噴出物を“1430 m 溶岩”と命名した理由は明確に示されていないが, この岩体が形成する峰の標高に由来すると考えられる。しかし, この値は現在の峰の標高とは異なり, さらに, この“1430 m 溶岩”がつくる地形は, 二つの円頂丘(ドーム)が合わさった地形をなし, 後述するようにそれぞれの峰を構成する岩石の記載岩石学的特徴も異なる。山岸(1989)は, 北の円頂丘(ドーム)を構成する溶岩を追分流紋岩, 南のものを大門峠溶岩と名づけ, 両者を塩嶺火山岩類最上部の霧ヶ峰火山岩類と同時期の噴出物とし, ハヶ岳火山の基盤と位置づけた。なお, 山岸(1989)は他の地質ユニットにも「追分」の名称(追分玄武岩)を使用しており, 名称は十分に整理されていない。

以上のように, 大門峠地域の流紋岩については統一的な見解が得られていない。本研究では, 複数の地質ユニットで使用されている「追分」の名称をさけ, 北の1461.9 m 標高点を頂とする溶岩ドームを構成する地質ユニットは, 美し松溶岩と新たに命名し, 南の1504.6 m を頂とする溶岩ドームを構成する地質ユニットは, 山岸(1989)を踏襲し, 大門峠溶岩とする(Fig. 1b)。

3. 大門峠周辺の流紋岩の分布・地形および岩石学的特徴

新たに定義した美し松溶岩と大門峠溶岩の分布・地形および記載岩石学的特徴を述べる。

美し松溶岩は, 底面が東西約1.2 km, 南北約2 km, 最大比高240 mの溶岩ドームを形成する岩体(美し松溶岩ドーム)である(Fig. 2)。大門峠溶岩は, 美し松溶岩の南に接する底面が東西約0.8 km, 南北約1.1 km, 比高200 mの溶岩ドームを形成する岩体(大門峠溶岩ドーム)であ

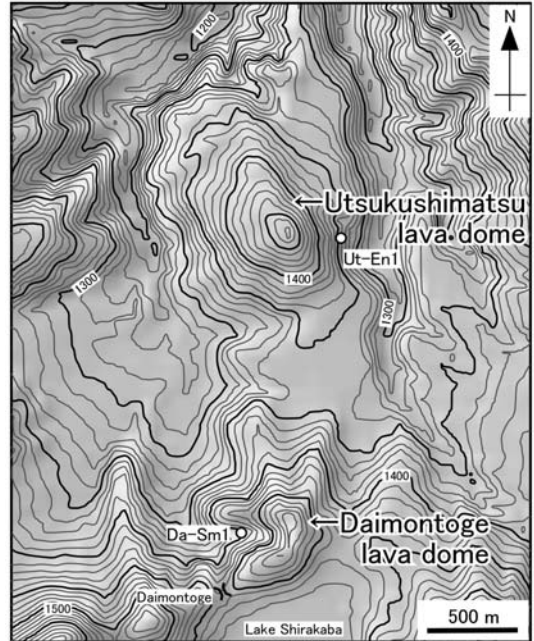


Fig. 2. Topographical map of two rhyolitic lava domes (Utsukushimatsu dome and Daimontoge dome) around Daimontoge. Contour line interval is 10 m. DEM data (50 m mesh) used in this map was published by Geographical Survey Institute.

る(Fig. 2)。両岩体の体積は, 分布から, 美し松溶岩が0.15 km³, 大門峠溶岩が0.14 km³と算出される。また, 美し松溶岩の北側は追分火山性地溝の北西縁を形成する鷹山断層(河内, 1974)の延長部に分布するが, この溶岩は鷹山断層によって変位されていない(Fig. 1b)。

美し松溶岩ドームと大門峠溶岩ドームの直接の層序関係は確認されていない。しかし, 大門峠溶岩ドームや大門峠周辺の塩嶺火山岩類によって構成される山体に刻まれている谷は, 美し松溶岩ドーム上のものより深い(Fig. 2)。そのため, 美し松溶岩ドームのつくる地形は, 大門峠溶岩ドームがつくるものよりも新しいように見える。

次に, 岩石学的特徴について述べる。全岩化学組成分析には, 信州大学理学部の蛍光X線分析装置(PHILIPS社製PW2400)を用い, 分析条件は三宅・他(1996)に従った。なお, 両溶岩ともCox *et al.* (1979)やWilson (1989)の分類による流紋岩の組成を示す。

美し松溶岩は, 流理構造が発達した黒雲母流紋岩であり, 西縁の大門川沿いでは, 流理に沿う縞状の黒曜石が観察される。斑晶として自形ないし半自形の斜長石(長径1.5 mm以下), 黒雲母(1.5 mm以下), 石英(0.5 mm以下)を含む。石基はガラス質と結晶質な部分があり, ガ

Table 1. Chemical compositions of volcanic rocks in Suwa-Yatsugatake volcanic province.

Sample No	Geological Unit	(wt. %)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	total
<i>Daimontoge Area</i>													
Ut-En1	Utsukushimatsu lava		76.25	0.18	12.97	1.29	0.06	0.11	0.79	3.82	3.94	0.02	99.43
Da-Sm1	Daimontoge lava		68.97	0.49	16.07	3.03	0.10	0.36	2.64	4.20	3.10	0.02	99.08
Da-Da1	Enrei Volcanic Rocks		52.34	1.13	17.87	11.06	0.17	4.22	8.71	2.82	1.19	0.25	99.76
Ot-Otb2	Otonashigawa Volcanic Rocks		51.11	1.07	19.84	10.22	0.18	3.69	9.85	2.94	0.89	0.28	100.07
<i>Wadatoge Area</i>													
Wa-Ob1	Wadatoge rhyolite(obsidian)		76.28	0.07	12.54	1.06	0.10	0.04	0.50	3.92	4.58	0.01	99.10
Wa-Ob2	Wadatoge rhyolite(obsidian)		77.06	0.06	12.70	1.17	0.11	0.05	0.51	3.96	4.53	0.01	100.16
Wa-Ob3	Wadatoge rhyolite(obsidian)		75.51	0.18	12.80	1.49	0.07	0.13	0.81	3.65	4.59	0.02	99.25
Wa-Ry1	Wadatoge rhyolite		77.13	0.07	12.94	0.88	0.08	0.03	0.46	3.60	4.79	0.01	99.99
Wa-Ry2	Wadatoge rhyolite		76.97	0.07	12.72	0.80	0.09	0.02	0.58	3.54	4.86	0.01	99.66
Wa-Wa1	Washigamine dacite		66.84	0.64	16.58	4.38	0.09	1.31	2.10	3.14	3.61	0.18	98.87
Wa-Wa2	Washigamine dacite		66.69	0.63	15.73	4.38	0.08	1.17	3.65	3.63	3.44	0.19	98.47
<i>Mugikusatoge Area</i>													
Mu-In1	Inagodake lavas		76.46	0.19	12.85	1.23	0.05	0.12	0.68	3.62	4.09	0.02	99.31
Mu-In2	Inagodake lavas		76.34	0.16	12.60	1.17	0.05	0.15	0.77	3.98	4.01	0.02	99.25
Mu-In3	Inagodake lavas(obsidian)		76.20	0.15	12.30	1.37	0.05	0.14	0.75	3.80	4.13	0.02	98.91
Mu-In4	Inagodake lavas(obsidian)		76.68	0.15	12.31	1.37	0.05	0.13	0.73	3.78	4.15	0.02	99.37

Fe₂O₃*: total Fe as Fe₂O₃.

ラス質な部分はスフェルライトが発達する。結晶質な部分は隠微晶質で斜長石、石英、不透明鉱物、少量のガラス(5%程度)からなる。全岩化学組成は、SiO₂が76.69 wt.%, Na₂Oが4.24 wt.%, K₂Oが3.96 wt.%(Table 1, Fig. 3)である。

大門峠溶岩は、斜長石斑晶が目立つ緻密で流理の発達した角閃石流紋岩である。斑晶として自形ないし半自形の斜長石(長径2.5 mm以下)、角閃石(2.5 mm以下)を含み、角閃石はオパサイト化している。角閃石は少量の単斜輝石(0.1 mm以下)、斜方輝石(0.1 mm以下)を包有することがある。石基は隠微晶質で不透明鉱物、斜長石、石英からなる。全岩化学組成は、SiO₂が69.61 wt.%, Na₂Oが3.84 wt.%, K₂Oが3.13 wt.%(Table 1, Fig. 3)である。

4. 諏訪-ハヶ岳火山地域の流紋岩の化学組成

本研究では、大門峠周辺に分布する流紋岩類と諏訪-ハヶ岳火山地域内のその他の流紋岩類の全岩化学組成を比較するために、和田峠地域の和田峠流紋岩から5試料、麦草峠地域の稲子岳溶岩から4試料の計9試料の全岩化学組成を測定した(Table 1)。さらに、和田峠流紋岩と同じく和田峠火山岩類(山崎・他, 1976)に区分される鷲ヶ峰デイサイトの2試料についても比較のために測定を行った。これらの試料採取位置は付録に示す。また、Fig. 3には、これまでにこの火山地域で報告された流紋岩類の全岩化学組成値、すなわち、産業技術総合研究所の岩石標準試料JR-1, JR-2(いずれも和田峠流紋岩の黒曜石)の推奨値(Imai *et al.*, 1995)、和田峠流紋岩(新藤・他, 2007)、鷹山火山岩類ユニット2(手島・河内, 1994)、

鷹山火砕流堆積物(新藤・他, 2007)、横岳基底溶岩(中村, 1991)、稲子岳溶岩(中村, 1991)の全岩化学組成値も合せて示した。

Fig. 3にはデイサイト組成の試料もプロットされているが、流紋岩類に区分されているものについてはSiO₂量が70 wt.%程度と75 wt.%以上に組成領域が区別でき、2つのグループにわけられる。また、SiO₂量が75 wt.%以上のグループに属するものについてTiO₂、Fe₂O₃、K₂O量に注目すると、さらに2つのグループに細分される。すなわち、TiO₂量およびFe₂O₃量にやや富み、K₂O量に乏しい美し松溶岩、稲子岳溶岩とそれ以外の和田峠流紋岩、鷹山火砕流堆積物に分けられる。つまり、美し松溶岩と和田峠流紋岩の化学組成上の特徴は異なる。

5. K-Ar 年代測定とその結果

K-Ar年代測定は、1461.9 m 峰東部の標高1340 mに露出する美し松溶岩(Ut-En1; Fig. 1b)、1504.6 m 峰西部の標高1400 mに露出する大門峠溶岩(Da-Sm1; Fig. 1b)、大門峠周辺の玄武岩質安山岩の塩嶺火山岩類(Da-Da1; Fig. 1b)、およびその基盤となる下位の玄武岩質の音無川火山岩類(Ot-Otb2; Fig. 1b)について行った。なお、Da-Da1およびOt-Otb2の岩石記載は付録に記す。Ot-Otb2のかんらん石斑晶がやや変質を被っているが、それ以外はいずれの試料においても顕微鏡下で変質鉱物などは認められない。石基はいずれの試料も変質鉱物は認められず、Ut-En1以外は結晶質である。Ut-En1の石基はスフェルライトの発達したガラス質な部分と結晶質な部分が存在するが、測定試料には石基が結晶質な部分のみを用いた。

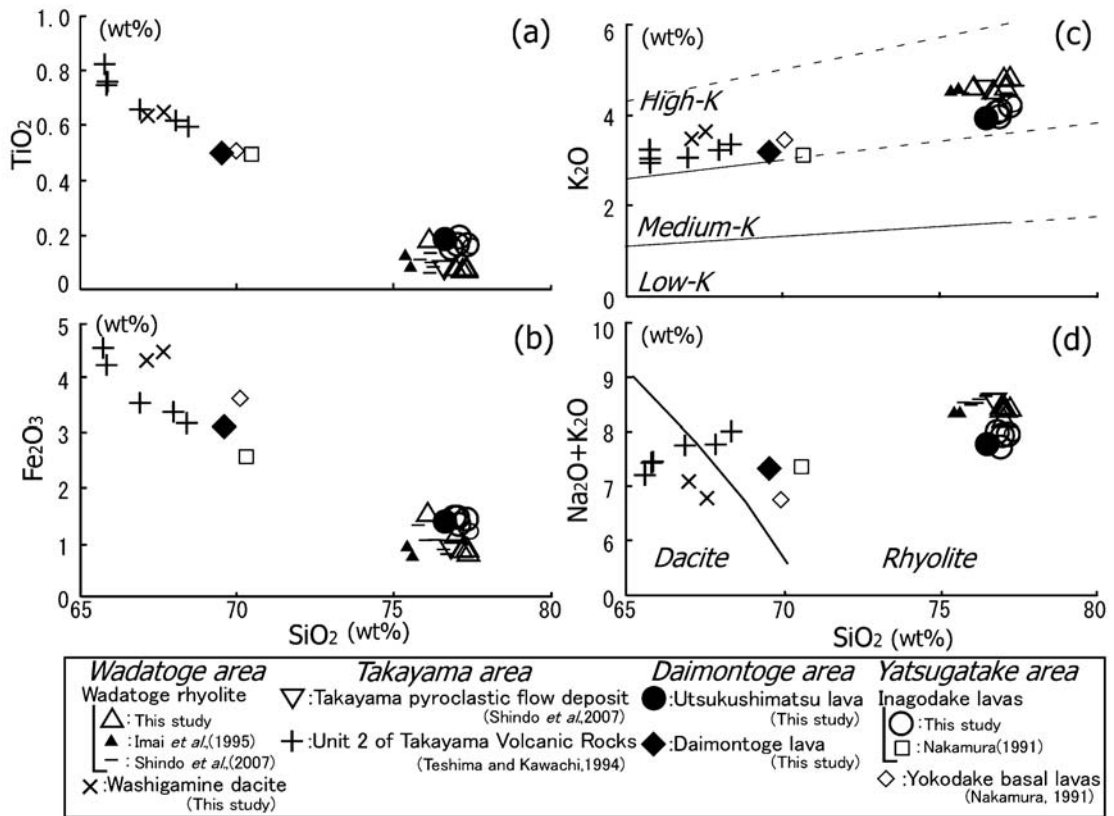


Fig. 3. Variation diagrams for major elements of rhyolites in the Suwa-Yatsugatake volcanic province. The boundary lines in K_2O vs. SiO_2 diagram are after Peccerillo and Taylor (1976) and Na_2O+K_2O vs. SiO_2 diagram are after Cox *et al.* (1979).

K-Ar 年代測定は、以下の手順で行った。岩石試料を軟鉄乳鉢で粉碎した後、0.25~0.50 mm 径にふるい分け、その中から可能な限り結晶片を除去した石基濃集フラクションをアルゴン同位体測定用試料とした。カリウムの定量は、アルゴン同位体測定用試料をさらにメノウ乳鉢で粉末化したものを用いた。アルゴン同位体測定は、産業技術総合研究所の VG Isotopes 1200C 型希ガス質量分析計を用い、 ^{38}Ar 高濃縮スパイクによる同位体希釈法で行った。アルゴン同位体の測定手順および放射起源 ^{40}Ar 定量に対する誤差の算出方法は、宇都ほか (1995) に従った。Ut-En1 (美し松溶岩) および大門峠溶岩 (Da-Sm1) のアルゴン同位体測定は、独立に 2 回繰り返した。カリウムの定量は、産業技術総合研究所のアサヒ理化学製作所 FP-33D 型炎光光度計を用い、内部標準としてリチウムを添加する炎光光度法 (松本, 1989) を採用した。カリウム定量に対する誤差は、松本 (1989) による岩石標準試料の繰り返し測定の結果から、 $\pm 0.5\%$ (1σ 水準) と見積もった。K-Ar 年代計算に用いた定数は、 $\lambda_e = 0.581$

$\times 10^{-10}/y$, $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K_{total} = 0.01167\%$ (Steiger and Jäger, 1977) である。

年代測定の結果、美し松溶岩から 0.24 ± 0.01 Ma (重み付き平均年代)、大門峠溶岩から 1.07 ± 0.01 Ma (重み付き平均年代)、塩嶺火山岩類から 1.04 ± 0.03 Ma、音無川火山岩類から 1.88 ± 0.11 Ma という K-Ar 年代が得られた (Table 2)。繰り返し測定を行った試料のうち、大門峠溶岩の年代値は 1σ の誤差範囲で一致した。一方、美し松溶岩の年代値は 2σ の誤差範囲で一致した。

6. 考 察

6-1 大門峠周辺の火山活動史

今回新たに得られた K-Ar 年代について考察する。大門峠南方で塩嶺火山岩類に覆われる音無川火山岩類の年代値 (1.88 ± 0.11 Ma) は、塩嶺火山岩類の活動年代が $1.6 \sim 0.7$ Ma (Oikawa and Nishiki, 2005; 及川・他, 2005) であることから、層序学的に矛盾しない値である。大門峠地域に分布する塩嶺火山岩類の年代値 (1.04 ± 0.03 Ma)

Table 2. K-Ar ages of the volcanic rocks around Daimontoge.

Sample No	Geological Unit	Sample wt. (g)	K ₂ O (wt.%)	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁷ mlSTP/g)	K-Ar age (Ma)	Non rad. ⁴⁰ Ar(%)
Ut-En1	Utsukushimatsu lava	0.326	3.91	0.28±0.01	0.22±0.01	75.0
		0.303		0.32±0.01	0.25±0.01	71.2
		Mean 0.24±0.01				
Da-Sm1	Daimontoge lava	0.301	3.33	1.15±0.01	1.07±0.01	29.1
		0.201		1.15±0.01	1.07±0.01	30.7
		Mean 1.07±0.01				
Da-Da1	Enrei Volcanic Rocks	0.201	1.36	0.46±0.01	1.04±0.03	78.0
Ot-Otb2	Otonashigawa Volcanic Rocks	0.204	1.09	0.66±0.04	1.88±0.11	90.8

およびそれを覆う大門峠溶岩の年代値 (1.07±0.01 Ma) もそれぞれ火山層序と矛盾しない。よって、それぞれの年代値は、それぞれの試料の噴出年代を示すと考えられる。

その一方、美し松溶岩は、これらの火山岩に比べ有意に若い年代値 (0.24±0.01 Ma) を示した。しかし、本溶岩の測定の際は、スフェルライトの発達したガラス質な部分を選び、結晶質な石基を測定に用いたことから、極端に若返った年代を示している可能性は低いと考えられる。また、大門峠地域の溶岩ドームの活動時期の上限を与える南平火砕流堆積物の活動時期は、K-Ar 年代が 0.24~0.18 Ma (松本・他, 1999; 西来・他, 2007) であり、美し松溶岩の年代値はそれと矛盾しない。さらに、前述のように美し松溶岩ドームがつくる地形は、大門峠溶岩ドームがつくるものと比較して新しいと考えられ、それと両者の年代値の差は矛盾しない。よって、美し松溶岩の K-Ar 年代も噴出年代を示すと考えられ、この流紋岩質溶岩は周辺の火山岩と比べ有意に若いと判断される。

上述したように、大門峠地域で南北に並ぶ 2 つの流紋岩質溶岩ドームは、それぞれの噴出年代は大きく異なる結果を得た。すなわち、大門峠溶岩の噴出年代は 1.07±0.01 Ma であり、周囲の塩嶺火山岩類 (1.6~0.7 Ma: Oikawa and Nishiki, 2005; 及川・他, 2005) と同時期に活動していた。一方、美し松溶岩の噴出年代は 0.24±0.01 Ma であり、塩嶺火山岩類の活動終了後、約 40 万年間の火成活動の休止期の後に活動した。また、それ以前に活動した和田峠流紋岩とも化学組成上の特徴が異なるため、美し松溶岩は塩嶺火山岩類と別の火成活動の噴出物であることが明らかになった。

これらの結果を基に大門峠周辺の火山活動史をまとめる。まず、塩嶺火山岩類の基盤であり、複数の玄武岩質溶岩・火砕岩からなる音無川火山岩類から得られた年代値が 1.88±0.11 Ma であるということから、この火山岩類は 1.9 Ma 前後に活動していた。その後、1.6 Ma 頃に塩嶺火山岩類の活動が開始し、1.04±0.03 Ma には大門峠

周辺で玄武岩質安山岩の火山活動が起きた。それに引き続き、1.07±0.01 Ma には流紋岩質火山活動 (大門峠溶岩) も起こった。塩嶺火山岩類の活動は車山山頂付近で約 0.75 Ma におきた霧ヶ峰火山の活動で終了した (Oikawa and Nishiki, 2005)。その後 40 万年間はこの地域では火山活動が起こらなかった。約 0.2~0.3 Ma には再び流紋岩質火山活動が開始し、約 0.24 Ma に美し松溶岩が、それとほぼ同時期に給源不明の鷹山火砕流堆積物 (Zr-FT 年代; 0.27±0.03 Ma: 杉原・檀原, 2007) が鷹山川沿いに流下した。

6-2 諏訪-八ヶ岳火山地域の流紋岩質火山活動の時空分布

諏訪-八ヶ岳火山地域の玄武岩~安山岩質火山岩の主な活動地域は、約 1.6~0.7 Ma までは相対的に西~中央部である和田峠周辺や鷹山周辺を含む諏訪湖周辺から北八ヶ岳山麓地域にかけての東西方向に伸張した活動場であるのに対し、約 0.5 Ma 以降は東側の八ヶ岳地域のみで南北方向に伸張した活動場に变化している (西来・他, 2007)。今回の結果と既報の年代値を基に、この火山地域の流紋岩質火山岩の時空分布をまとめると、流紋岩質火山活動は、玄武岩質~安山岩質火山活動と同様の变化が認められる。すなわち、流紋岩質火山活動時期は、約 1.2~0.6 Ma、約 0.3~0.2 Ma にわけられ (Fig. 4)、約 0.6 Ma 以前の流紋岩質火山岩の活動は塩嶺火山岩類分布域である和田峠周辺、鷹山周辺、大門峠地域の広範囲で起こったのに対し、約 0.3~0.2 Ma の活動は大門峠地域と麦草峠地域、すなわち、それ以前の活動地域より東側で活動が起こっている。これらのことから、両者は時空的に関連した活動であると考えられる。

なお、この地域の流紋岩質火山岩は SiO₂ 量が 70 wt.% 程度と 75 wt.% 以上の岩体があるが (Fig. 3)、これらは 0.6 Ma 以前と 0.3~0.2 Ma の両活動期とも噴出しており、SiO₂ 量の時間的変化は認められない。

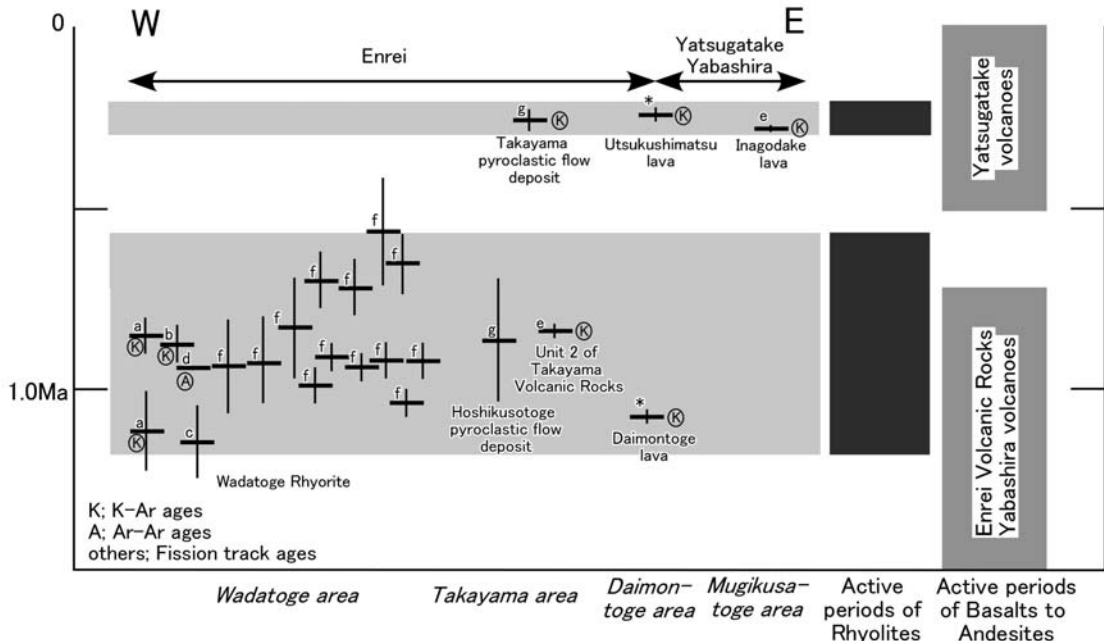


Fig. 4. Radiometric ages of rhyolites in Suwa-Yatsugatake volcanic province. *: this study; a: Kaneoka and Suzuki (1970); b: Kitada *et al.* (1993); c: Kitada *et al.* (1993); d: Wadatsumi *et al.* (1994); e: Kawachi (1998); f: Nagai *et al.* (2006); g: Sugihara and Danhara (2007).

6-3 追分火山性地溝の形成と流紋岩質火山活動の時期

追分火山性地溝の形成と流紋岩質火山岩の活動は何らかの関連性があることが示唆されている(河内, 1974)。追分火山性地溝の主形成時期は、周囲の火山岩類と断層との関係から約0.85 Ma前後(Oikawa and Nishiki, 2005)であると考えられている。今回測定した美し松溶岩は追分火山性地溝の北東縁を形成する鷹山断層(河内, 1974)に変位されていないことから、その噴出時期の0.24±0.01 Ma以降には鷹山断層の活動が顕著ではないといえる。そのため、追分火山性地溝の形成終了は美し松溶岩の噴出以前である可能性が高い。地溝の形成前後には和田峠流紋岩、大門峠溶岩、鷹山火山岩類ユニット2の流紋岩が噴出し、これらは地溝内およびその周辺部に分布している(Fig. 1a)。一方、地溝の形成終了後に噴出したと考えられる美し松溶岩は地溝の縁辺部に分布するが、それと同時期に活動した稲子岳溶岩は地溝の南東延長部の離れた地域に分布している(Fig. 1a)。さらに、前述のように、美し松溶岩(約0.24 Ma)の化学組成上の特徴は、地溝内に分布する和田峠流紋岩(約1.2~0.6 Ma)の特徴とは異なり、むしろ美し松溶岩と同時期に活動した東側の八ヶ岳地域に分布する稲子岳溶岩の流紋岩(約0.26 Ma: 河内, 1998)の特徴と似ている(Fig. 3)。これらのことから、約0.6 Ma以前の活動は追分火山性地溝の

形成に関連した活動で、約0.3~0.2 Maの活動は地溝形成に関連しない火山活動である可能性があり、地溝形成前後において流紋岩の空間分布および化学組成が変化した可能性がある。

6-4 美し松溶岩ドーム形成時期と八ヶ岳火山の関係

美し松溶岩ドームが形成した0.3~0.2 Maの諏訪-八ヶ岳火山地域における主な火山活動場は、八ヶ岳火山地域であり(Fig. 1a)、両者の活動には関係があることが想像される。そこで、八ヶ岳火山の噴出率(Fig. 5)および噴出中心の時空間分布(Fig. 6)を整理したところ、美し松溶岩の活動と密接な関係があることが明らかになった。基としたデータは八ヶ岳火山の層序が河内(1974, 1977)、高橋・西来(2006)および西来・他(2007)、K-Ar年代値がKaneoka *et al.* (1980)、Kaneoka and Kawachi (1983)、河内(1998)、松本・他(1999)および西来・他(2007)、噴出物の体積が河内(1985)である。なお、火山層序は河内(1974, 1977)の八ヶ岳火山噴出物の層序から西来・他(2007)で区別した八柱火山噴出物を除外したものを八ヶ岳火山(西来・他, 2007)としている。

八ヶ岳火山の噴出率は、活動開始の約0.5 Ma以降、以下のような時間変化をしている。0.5~0.3 Maが約0.3 km³/ky、0.3~0.2 Maが約0.7 km³/ky、0.2 Ma以降が約0.1 km³/ky。また、それに合わせて活動中心地域も変化を

しており、0.5~0.3 Ma は主に赤岳周辺を中心とした南八ヶ岳地域、0.3~0.2 Ma は八ヶ岳全域、0.2 Ma 以降は主に蓼科山・横岳周辺を中心とした北八ヶ岳地域が噴出中心地域となり、時代とともに、南部、全域、北部と活動域の拡大・縮小が認められる (Fig. 6). 美し松溶岩ドームが形成した 0.3~0.2 Ma は、八ヶ岳火山において噴出率が最大かつ活動域が拡大している時期にあたり、活動の最盛期であった。つまり、約 0.3~0.2 Ma に八ヶ岳全域でマグマ活動が活発になり、火成活動域が拡大した結果、八ヶ岳火山の縁辺部である大門峠地域において美し

松溶岩ドームが形成された可能性が考えられる。以上のことから、美し松溶岩ドームは八ヶ岳火山の一部として考えても良いかもしれない。

この八ヶ岳火山の活動が活発であった 0.3 Ma 前後には、諏訪-八ヶ岳火山地域に隣接する北部フォッサマグナ地域において新たな火山が出現する (三宅, 2006; 及川・梅田, 2003). すなわち、飯縄火山 (約 0.35 Ma 以降: 早津・他, 1994), 黒姫火山 (約 0.25 Ma 以降: 早津・他, 1994), 妙高火山 (約 0.3 Ma 以降: 早津・他, 1994), 髭山火山 (約 0.2 Ma: 早津・河内, 1997), 貉郷路火山体 (約 0.26 Ma: 早津・他, 1996), 皆神火山 (約 0.29 Ma: 金子・他, 1991) などである。つまり、八ヶ岳火山の活発化はより広域の火山活動の活発化と関連がある可能性がある。今後、火成活動域の消長とその周辺での新たな火山の出現との関連性を明らかにするためにも、北部フォッサマグナ地域の火山を含めた中部日本の火山活動の時空変遷の高精度化を行なう必要があるだろう。

7. まとめ

大門峠地域に分布する年代未詳の 2 つの流紋岩質溶岩ドームから約 1.07 Ma (大門峠溶岩) と約 0.24 Ma (美し松溶岩) という K-Ar 年代を得た。大門峠溶岩は周辺の塩嶺火山岩類と同時期の噴出物であるが、美し松溶岩は塩嶺火山岩類より有意に若い噴出物であることが明らかになった。従って、美し松溶岩は塩嶺火山岩類と別の火成活動による噴出物であるといえる。

美し松溶岩の全岩化学組成は、周辺に分布する和田峠

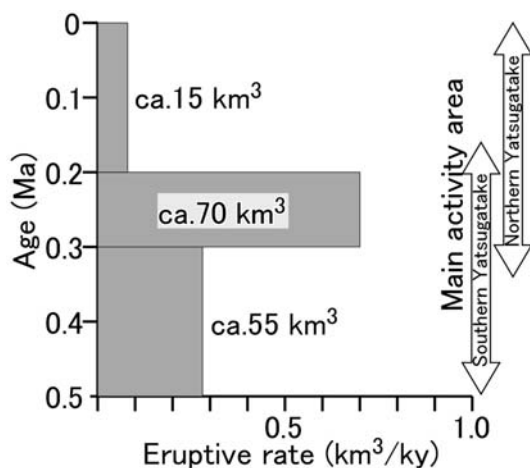


Fig. 5. Eruptive rate, eruptive volume and main activity area in Yatsugatake Volcanoes.

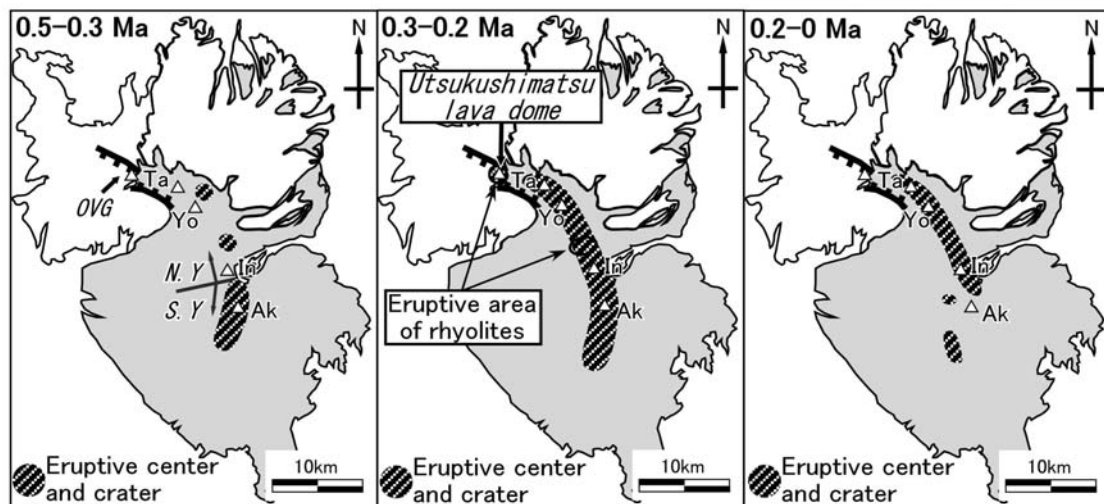


Fig. 6. Spatiotemporal distribution of eruptive center in Yatsugatake volcanoes. The gray areas show distribution of Yatsugatake volcanic rocks. OVG: Oiwake volcanic graben; N.Y: Northern Yatsugatake volcanoes; S.Y: Southern Yatsugatake volcanoes; Ta: Tateshinayama; Yo: Yokodake; In, Inagodake; Ak: Akadake.

流紋岩とは系統的に異なる組成を持ち、むしろ、化学組成上、同時期に活動した八ヶ岳地域の稲子岳溶岩に似ている。

美し松溶岩ドームが出現した時期は、八ヶ岳火山の活動(約0.5 Ma以降)のうち全域で最も活発な活動時期であったことから、八ヶ岳地域でマグマ活動が活発化し、火成活動域が拡大した結果、八ヶ岳火山の西北西延長部の大門峠地域において美し松溶岩ドームが噴出した可能性が考えられる。

謝 辞

和田峠流紋岩の黒曜石試料は茅野市立金沢小学校の名取克裕氏に提供していただいた。信州大学の津金達郎氏には全岩化学組成分析においてお世話になった。原稿は査読者である愛知教育大学の星 博幸氏、電力中央研究所の土志田潔氏、編集担当の三浦大助氏の指摘によって、大幅に改善された。ここに記して謝意を表します。

引用文献

- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, 450p.
- 早津賢二・河内晋平 (1997) 妙高火山群とその周辺の火山岩の K-Ar 年代. 信州大学教育学部紀要, **92**, 117-128.
- 早津賢二・清水 智・板谷徹丸 (1994) 妙高火山群の活動史—“多世代火山”—. 地学雑, **103**, 207-220.
- 早津賢二・清水 智・板谷徹丸・松本佐知子・河内晋平 (1996) 長野県北部—葉師岳・貉郷路火山岩体の K-Ar 年代. 信州大学教育学部付属志賀自然教育研究施設業績, **33**, 1-6.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1995) 1994 compilation values for GSJ reference samples, “Igneous rock series”. *Geochemical Journal*, **29**, 91-95.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸 (1991) 松代周辺に分布する鮮新〜更新世火山岩類の K-Ar 年代. 火山, **36**, 193-195.
- Kaneoka, I. and Suzuki, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **76**, 309-313.
- Kaneoka, I., Mehnert, H., Zashu, S. and Kawachi, S. (1980) Pleistocene volcanic activities in the Fossa Magna region, central Japan—K-Ar age studies of the Yatsugatake volcanic chain—. *Geochem. Jour.*, **14**, 249-257.
- Kaneoka, I. and Kawachi, S. (1983) K-Ar ages of volcanic rocks from the northern area of the Yatsugatake volcanic chain, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 359-361.
- 河内晋平 (1974) 蓼科山地帯の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 119p.
- 河内晋平 (1977) 八ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 92p.
- 河内晋平 (1985) 八ヶ岳火山岩類の全岩化学組成. 昭和 57〜59 年度科学研究費補助金 (総合研究 A) 研究経過報告書, 日本の第四紀火山岩組成の時空分布, 31-36.
- 河内晋平 (1998) 八ヶ岳およびその周辺の火山岩と軽井沢町八風山溶岩の K-Ar 年代. 信州大学教育学部紀要, **93**, 149-160.
- 北田奈緒子・長尾敬介・弘原海清 (1993) 和田峠黒曜石を用いた, ITP-FT 年代と K-Ar 年代との比較. 日本地質学会 100 年大会講演要旨, 316.
- 牧本 博・高木秀雄・宮地良典・中野 俊・加藤碩一・吉岡敏和 (1996) 高遠地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 114p.
- 松本哲一 (1989) K-Ar 年代測定におけるカリウム定量法の改良. 地調月報, **40**, 65-70.
- 松本哲一・宇都浩三・水野清秀 (1999) 蓼科山地帯に分布する北八ヶ岳火山岩類の K-Ar 年代. 日本火山学会 1999 年度秋季大会講演予稿集, 20.
- 三宅康幸 (2006) 火山活動—島弧横断火山活動と海洋プレートの沈み込み—. 日本地質学会編「日本地方地質誌 4 中部地方」, 朝倉書店, 564p., 462-463.
- 三宅康幸・津金達郎・金井哲男・池元壮彦 (1996) 珪酸塩岩石試料の主成分の蛍光 X 線分析—低希釈率ガラススピードの作成と迅速分析の精度—. 信州大学理学部紀要, **31**, 105-117.
- 長井雅史・杉原重夫・檀原 徹・岩野英樹・小森次郎・柴田 徹・平野公平 (2006) 塩嶺累層, 和田峠—霧ヶ峰地域の火山灰層序とフィッシュン・トラック年代. 第四紀学会要旨集, **36**, 96-97.
- 中井光一・内山 慶・山田 大・河内晋平 (2000) 霧ヶ峰火山, 池のくるみ—車山—虫倉の地質・岩石, 活断層. 信州大学教育学部付属志賀自然教育研究施設業績, **37**, 23-35.
- 中村美千彦 (1991) 北八ヶ岳火山新期の岩石学的モデル. 火山, **36**, 93-112.
- 西来邦章・松本哲一・宇都浩三・高橋 康・三宅康幸 (2007) 中部日本, 八ヶ岳地域の火山活動期の再検討. 地質雑, **113**, 193-211.
- Oikawa, T. and Nishiki, K. (2005) K-Ar ages of the lavas from Kirigamine Volcano, central Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **50**, 143-148.
- 及川輝樹・梅田浩司 (2003) 中部日本における火山活動の時空分布—両白・飛騨・北部フォッサマグナ・信越・関東山地帯の火山活動様式の変遷からみた後期鮮新世以降の地殻応力場の変遷—. 日本火山学会 2003 年度秋季大会講演予稿集, 163.
- 及川輝樹・西来邦章・名取克裕 (2005) 八ヶ岳—塩嶺地域の火山活動年代—塩嶺火山岩類の活動年代を中心に—. 日本地質学会 112 年大会講演要旨, 154.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- 新藤智子・中井弥生・福岡孝昭・佐野貴司・杉原重夫 (2007) 霧ヶ峰地区における黒曜石産地の微量元素組成による識別. 黒曜石文化研究, **5**, 71-81.
- Steiger, R.H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**,

359-362.

杉原重夫 (2003) 長野県鷹山盆地における黒曜石包含層の解明 (予報). 黒曜石文化研究, **2**, 79-95.

杉原重夫・檀原 徹・山下 透 (2004) 霧ヶ峰火山における黒曜石の産出状況とフィッシュン・トラック年代. 第四紀学会要旨集, **34**, 20-21.

杉原重夫・檀原 徹 (2007) 長野県長和町星葉峠における火砕流堆積物の調査—ボーリングによる噴出源と噴出年代の検討—. 黒曜石文化研究, **5**, 21-35.

諏訪の自然誌・地質編編集委員会 (1975) 諏訪の自然誌地質編. 諏訪の自然誌・地質編編集委員会, 諏訪教育会, 531p.

高橋 康・西来邦章 (2006) 中部日本, 北ハヶ岳火山北麓に分布する前期更新世火山岩類の火山層序—北ハヶ岳～塩嶺地域における大規模マグマ活動について—. 地質雑, **112**, 549-567.

手島秀一・河内晋平 (1994) 和田峠東方・鷹山火山岩類の地質と岩石. 信州大学教育学部附属志賀自然教育研究施設研究業績, **31**, 1-8.

宇都浩三・R.M. コンレー・平田岳史・内海 茂 (1995) 地質調査所における同位体希釈法 K-Ar 年代年代測定システムの精度向上—質量分析計自動計測制御およびピベット方式スパイク導入法の適用—. 地調月報, **46**, 239-249.

弘海原清・北田奈緒子・DEINO, A. (1994) ガラス標準試料 JAS-G1 の Ar-Ar 年代測定. フィッシュン・トラックニュースレター, **7**, 7.

Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hayman, 466p.

山岸猪久馬 (1989) 第二章地形と地質. 新編長門町誌, 4-43.

山崎哲良・小林哲夫・河内晋平 (1976) 長野県和田峠付近の地質と岩石. 地質雑, **82**, 127-137.

付 録

A-1. 年代測定用試料の試料採取位置および岩石記載. 緯度経度は日本測地系 2000 (JGD2000) に基づく. なお, Ut-En1, Da-Sa1 の岩石記載は本文中に記す.

Ut-En1 美し松溶岩 (黒雲母流紋岩)

位置: 美し松ハイランド別荘地内, 1461.9 m 峰東部, 標高 1340 m, 北緯 36°07'42", 東経 138°14'30".

Da-Sm1 大門峠溶岩 (角閃石流紋岩)

位置: 大門峠北方の国道 152 号線沿い, 標高 1400 m. 北緯 36°06'47", 東経 138°14'7".

Da-Da1 塩嶺火山岩類 (斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩)

位置: 大門峠西方, 1.2 km の尾根, 標高 1580 m. 北緯

36°06'23", 東経 138°13'16".

斑晶: 自形ないし半自形の斜長石 (長径 2.5 mm 以下), 自形の単斜輝石 (長径 1.0 mm 以下), 自形の斜方輝石 (長径 1.0 mm 以下) を含む. 石基: インターサータル組織で変質鉱物は見られない.

Ot-Otb2 音無川火山岩類 (かんらん石複輝石玄武岩)

位置: 国道 152 号線沿いの音無川左岸, 標高 1340 m. 北緯 36°05'28", 東経 138°13'22".

斑晶: 自形ないし半自形の斜長石 (長径 2.5 mm 以下), 自形ないし半自形の単斜輝石 (2.0 mm 以下), 斜方輝石 (長径 1.5 mm 以下), かんらん石 (長径 0.5 mm 以下). 石基: インターグラニューラー組織で変質鉱物は見られない.

A-2. 全岩化学分析用試料の試料採取位置. 緯度経度は日本測地系 2000 (JGD2000) に基づく.

Wa-Ob1; Wa-Ob2 和田峠流紋岩 (黒曜石)

位置: 芙蓉バーライト採掘場内. 北緯 36°08'19", 東経 138°08'29".

Wa-Ob3 和田峠流紋岩 (黒曜石)

位置: 男女倉東方の林道, 標高 1260 m. 北緯 36°09'01", 東経 138°10'48".

Wa-Ry1 和田峠流紋岩 (石英流紋岩)

位置: 和田峠トンネル南側入口脇の沢, 標高 1540 m. 北緯 36°08'34", 東経 138°08'33".

Wa-Ry2 和田峠流紋岩 (石英流紋岩)

位置: 男女倉西方, 標高 1250 m. 北緯 36°09'23", 東経 138°10'13".

Wa-Wa1 鷲ヶ峰デイサイト (斜方輝石角閃石デイサイト)

位置: 鷲ヶ峰南東方標高 1710 m. 北緯 36°07'26", 東経 138°09'35".

Wa-Wa2 鷲ヶ峰デイサイト (斜方輝石角閃石デイサイト)

位置: 八島湿原西方のピーナスライン沿い, 標高 1640 m. 北緯 36°07'24", 東経 138°09'26".

Mu-In1 稲子岳溶岩 (角閃石流紋岩)

位置: 麦草峠東方の国道 299 号線沿い, 標高 2120 m. 北緯 36°03'28", 東経 138°21'07".

Mu-In2 稲子岳溶岩 (黒曜石)

位置: 麦草峠東方の大石川源頭部, 標高 2000 m. 北緯 36°03'39", 東経 138°21'20".

Mu-In3; Mu-In4 稲子岳溶岩 (黒曜石)

位置: 麦草峠東方の国道 299 号線沿い, 標高 2060 m. 北緯 36°03'29", 東経 138°21'28".