

金峰火山の K-Ar 年代

土志田 潔*・宇都浩三**・松本哲一***

(2005年6月27日受付, 2006年1月10日受理)

K-Ar Dating of Kimpo Volcano, Northern Ryukyu Arc

Kiyoshi TOSHIDA*, Kozo UTO** and Akikazu MATSUMOTO***

Kimpo volcano is a distinct volcano in central Kyushu, western Japan, and is located 30 km west of the active volcanic front of Ryukyu arc. In order to determine the growth history of the volcano, systematic K-Ar dating has been performed.

The activity of Kimpo volcano has been divided into three stages. The oldest activity formed the andesitic stratovolcano in the southern part (Older stage). Six ages are concentrated between 1.38 and 1.15 Ma. The horseshoe shaped caldera was formed before the middle stage activity. The middle stage activity formed the andesitic volcano in the northern part (Sannotake-Ninotake). Ages between 0.58 and 0.50 Ma are obtained from six samples. The youngest activity formed a dacite lava dome (Ichinotake), which is located within the caldera of the first stage activity. Two samples gave consistent ages of 0.2 Ma.

The total duration of the volcanism at Kimpo volcano exceeds one million years. However, long periods of repose existed between each active stage: about 600,000 years between the first and the second stages, and about 300,000 years between the second and the third stages. These inactive periods are much longer than the durations of volcanic activities of each stage. It is therefore important to determine the duration of each active and inactive period of the volcanoes that have longer than a few thousand years of growth history.

Key words: Kimpo volcano, K-Ar dating, Ryukyu arc, Quaternary, long term eruption rate

1. はじめに

九州地方は琉球弧の北端部に位置し、活動的火山が南北に延びる火山フロントを構成する一方で、東西に横断する別府-島原地溝沿いにも第四紀火山が配列している。金峰火山は阿蘇火山の西方約 30 km、雲仙火山との中間に位置し、熊本市西部を分布中心とする第四紀成層火山である (Fig. 1)。現在は噴気や火山性地震等、火山活動の兆候は一切認められない。琉球弧に沈み込むフィリピン海プレートは、火山フロント直下で深度約 100 km に達した辺りから沈み込む角度が急増し、金峰火山の位置では深度約 300 km に達し、それより西では深発地震を

発生しなくなる (石原・吉田, 1992)。このため、金峰火山より西方に位置する雲仙火山や多良岳火山の下では、フィリピン海プレートによる深発地震は発生していない。金峰火山の岩石は、角閃石安山岩を主体とすることや化学組成の特徴が、別府-島原地溝沿いに分布する九重火山や雲仙火山と類似することが報告されている (中田, 1986)。

金峰火山の体積は約 25 km³ であり、また、形成時期について、Takai *et al.* (1984) はフィッション・トラック (FT) 年代と地磁気方位をもとに、約 100 万年前から約 15 万年前まで 80 万年間以上であると論じた。これを他

* 〒270-1194 我孫子市我孫子 1646
(財)電力中央研究所 地球工学研究所地圏科学領域
Geosphere Science Sector, CRIEPI, 1646 Abiko,
Abiko-shi, Chiba 270-1194, Japan.

** 〒305-8568 茨城県つくば市梅園 1-1-1 つくば中央
第 2
産業技術総合研究所企画本部
Planning Headquarters, AIST, Tsukuba Central 2, 1-1-1
Umezono, Tsukuba-shi, Ibaraki 305-8568, Japan.

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

Corresponding author: Kiyoshi Toshida
e-mail: toshida@criepi.denken.or.jp

の火山と比較すると、金峰火山は活動期間が長い割には体積が小さいと考えられる。東宮 (1991) は守屋 (1983) による A 型火山を対象に、活動期間と体積の関係を検討した。東宮 (1991) の検討対象では、活動期間は 60 万年以下であり、50 万年活動した火山の体積は 40 km^3 以上に達する。また、Tsukui *et al.* (1986) は、日本列島の様々な火山の長期的噴出率が $5 \times 10^4 - 5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{y}$ であることを見出した。これに対し、金峰火山の長期的噴出率は、Takai *et al.* (1984) の結果をもとにすると $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ 以下と計算され、Tsukui *et al.* (1986) における最低値よりさらに小さい。しかし、Takai *et al.* (1984) が年代測定を行った試料は、活動初期の噴出物と最新の噴出物に限られているため、金峰火山の活動が連続的であるか、あるいは断続的であるかということは、明らかにされていない。そこで、我々は金峰火山の活動史について、活動期と休止期の有無や期間を具体的に明らかにするため、上位から下位まで系統的な K-Ar 年代測定を実施した。

1-1 金峰火山の地質概略

金峰火山は標高 665 m の小規模な成層火山であるが、その地形は二つの火山体からなる (Fig. 1)。南東側の一ノ岳を中心とし北西に開く馬蹄形の火口壁を持つ成層火山体と、その北西側にあり、馬蹄形の地形を埋める位置に成長した三ノ岳、二ノ岳を中心とした火山体からなる。Takai *et al.* (1984) は、金峰火山の活動を、逆帯磁である古期と正帯磁である新期に区分するとともに、FT 年代を測定し、古期噴出物の石神山火山岩類について、3 試料から約 1 Ma で互いに一致する年代を得た (荒尾山 $0.94 \pm 0.15 \text{ Ma}$ 、石神山 $1.12 \pm 0.20 \text{ Ma}$ 、三淵山 $1.01 \pm 0.09 \text{ Ma}$)。また、新期噴出物の一ノ岳火山岩から $0.15 \pm 0.05 \text{ Ma}$ の FT 年代を得ている。一方、星住・他 (2004) は金峰火山の活動時期を古期、中期、新期の 3 時期に区分した。以下では星住・他 (2004) の区分に従い、形成史の概要を述べる。

金峰火山の古期活動では、南西側の成層火山体が形成された。Takai *et al.* (1984) は古期の噴出物を松尾火山岩類、古金峰火山岩類と、複数の溶岩ドームからなる石神山火山岩類に細分した。古期火山体は北に開いた馬蹄形カルデラを有している (渡辺, 1998)。その崩壊に対応すると考えられる岩屑なだれ堆積物 (火砕流堆積物を含む)・土石流堆積物が、三ノ岳・二ノ岳の火山体を挟んで、金峰火山の北麓に分布し、三ノ岳・二ノ岳の噴出物に覆われている (渡辺, 1998)。さらに、カルデラ内には湖成層である芳野層が堆積している (林, 1956; Iwauchi and Hase, 1992)。これらのことから、古期の成層火山体形成後に馬蹄形カルデラが形成され、その後、古期山体の北西側で中期の火山活動が起こり、三ノ岳・二ノ岳の

火山体が形成されたことにより、馬蹄形カルデラが閉塞されたと考えられる (渡辺, 1998)。中期の噴出物は Takai *et al.* (1984) により、三ノ岳火山岩類・二ノ岳火山岩類に区分されている。

新期の活動は再度南東側に移り、カルデラの中央部に一ノ岳火山岩と呼ばれる溶岩ドームが形成された。金峰火山の活動終了後、阿蘇カルデラの Aso-4 火砕流が金峰火山の周辺部に堆積し、カルデラ内にも一部堆積した (渡辺, 1998)。

金峰火山の噴出物は輝石安山岩ないし角閃石安山岩を主体とする。一ノ岳火山岩は角閃石デイサイトである。

火山体の体積はそれぞれ円錐近似で、古期は 12 km^3 (半径 5 km, 比高 500 m)、中期は 12 km^3 (半径 3 km, 比高 650 m) が三ノ岳・二ノ岳の 2 山体、新期 (一ノ岳) は 0.4 km^3 (半径 1.2 km, 比高 450 m) と計算され、金峰火山の体積はこれらを合計し約 25 km^3 である。

1-2 測定手法および実験室間の比較

数十万年より若い火山岩の K-Ar 年代測定では、初生アルゴン同位体比の質量分別が年代に有意に影響することが指摘されている。Matsumoto and Kobayashi (1995) は、御嶽火山の年代測定において、アルゴン同位体比の質量分別補正の有無による年代値を比較した結果、数十万年より若く、非放射起源アルゴンの割合が大きい試料を大気アルゴン同位体比で計算した場合、層序と矛盾したり、同一層準の他の試料と年代値が一致しないものがあることを指摘した。そこで、本研究では、アルゴンは主に、初生アルゴン同位体比を推定する手法である感度法 (質量分別補正法) により測定した。なお、初生アルゴン同位体比の質量分別を確認するため、一部の試料は同位体希釈法にても測定し、比較した。また、年代測定を地質調査所 (地調, 現・産業技術総合研究所) と電力中央研究所 (電中研) の 2 つの実験室で行ったことから、議論の整合性を確保するために、一部の試料は両実験室で測定し、比較した。

2. 年代測定試料

溶岩 14 試料の K-Ar 年代を測定した。古期の火山岩については、松尾火山岩類 3 試料、古金峰火山岩類 2 試料、石神山火山岩類 1 試料の年代を測定した。また中期の火山岩については、三ノ岳火山岩類と二ノ岳火山岩類を各 3 試料、新期は一ノ岳火山岩を 2 試料測定した (Fig. 1)。

古期のうち、松尾火山岩類と古金峰火山岩類は、山体南側下部の溶岩を測定した。また、石神山火山岩類は、荒尾山の溶岩 1 試料を測定した。

新期のうち、三ノ岳・二ノ岳では、それぞれ山麓の溶

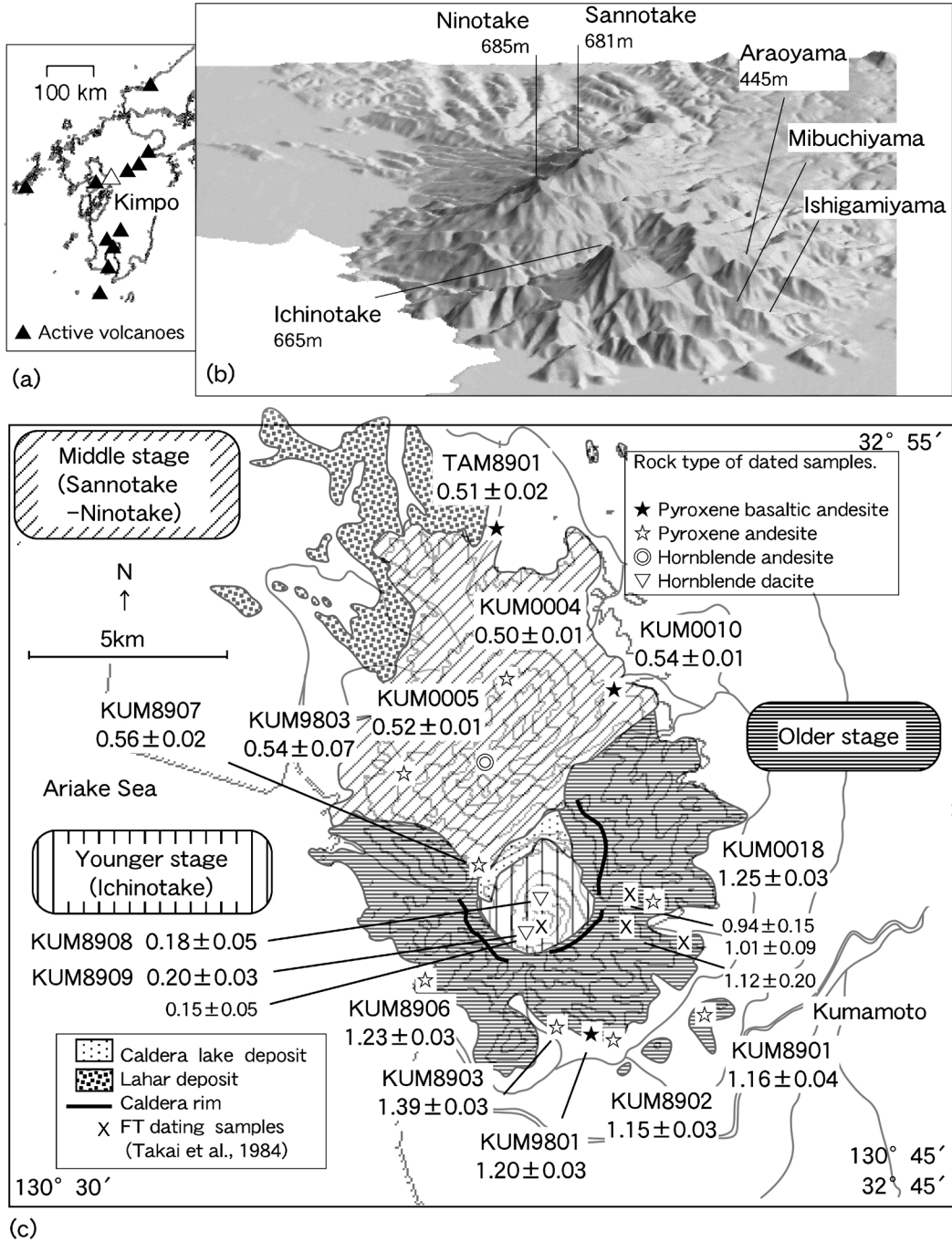


Fig. 1. Topography and geologic map of Kimpo volcano. (a) Location of Kimpo volcano in Kyushu. (b) Bird's eye view of Kimpo volcano with the dip angle of 25 degrees. Vertical enlargement ratio is 2: 1. (c) Geologic map of Kimpo volcano (after Hoshizumi *et al.*, 2004). K-Ar ages by mass fractionation correction method are shown (average, in Ma). Contour line interval is 100 m.

岩 2 試料と山頂付近の溶岩 1 試料を測定した。一ノ岳火山岩は 2 箇所の溶岩を測定した。

試料はいずれも完晶質な石基をもつ。風化や変質の影響は観察されず、1 試料 (KUM8903) のみ斜長石斑晶の包有物が変質しているものの、この試料も斑晶と石基は変質していない。各試料の記載と採取地点の緯度経度を付録に示す。

溶岩試料をジョークラッシャーと鉄乳鉢で粉碎し、32-60 メッシュにふるい分けたのち、斑晶を磁性分離し、石基部分をアルゴン分析用とした。ただし一ノ岳の 2 試料は高温酸化のため斑晶を充分に分離できていない。また、石神山火山岩類の試料は、斑晶のうち角閃石は充分に分離できていない。アルゴン分析用試料から約 5 g を分取し、さらに粉碎したものをカリウム分析用とした。

3. K-Ar 年代測定

各試料、同一粉碎ロットをもとに、手法、実験室の比較実験を以下の項目について行った。すなわち、アルゴンの測定について、地調における感度法と同位体希釈法の比較を行った (6 試料)。また、感度法について、地調と電中研の比較を行った (3 試料)。さらに、1 試料は地調の同位体希釈法と電中研の感度法を比較した。なお、感度法では電中研で測定した 3 試料について、2 回測定した。カリウムの測定について、地調の炎光光度法と電中研の XRF を比較した (2 試料)。

年代の計算に用いた定数は、 $\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10}/\text{y}$ 、 $\lambda_{\alpha}=0.581 \times 10^{-10}/\text{y}$ 、 $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167 \text{ atm}\%$ である (Steiger and Jager, 1977)。

3-1 アルゴンの測定

感度法によるアルゴンの測定は、地調では Matsumoto *et al.* (1989) に従い、質量分析計 Micromass 1200 と抽出・精製ラインが一体となった装置により測定した。未知試料の測定に先立ち希釈した空気 (標準空気) を測定することにより、感度と機器自体の質量分別を補正するための係数を得た。試料を超高真空中で電気抵抗炉に落下させ、1,500°C まで加熱し 25 分間で試料を完全に融解し、抽出した気体を段階的に精製し、質量分析計に導入した。検出器はファラデーカップである。

電中研では Micromass 3600 と抽出・精製ラインが一体となった装置により感度法の測定を行った (土志田, 2003)。 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比はファラデーカップ、 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比はデイリー検出器により測定した。システムの感度は SORI93 biotite (Sudo *et al.*, 1998) を用い、標準空気のアルゴン量として決定した。抽出・精製ラインの構成および実験手順は、Matsumoto *et al.* (1989), Sudo *et al.* (1996) に従うものである。

同位体希釈法によるアルゴンの測定は、内海・柴田 (1980)、宇都・他 (1995) に従った。すなわち、スパイク量は、沢入花崗岩の黒雲母 (放射起源アルゴン量は $24.9 \times 10^{-6} \text{ ml STP/g}$; 内海・柴田, 1980) により検定した。アルゴンの抽出・精製は石英-パイレックスガラス製の高真空装置内で行い、試料を高周波にて約 1,400°C で 10 分間加熱融解した。抽出した気体について、液体窒素トラップで水を除去し、チタン箔・ジルコニウム箔でその他の気体を精製した。アルゴンの測定は Micromass 603 型質量分析計を用い、静作動方式にて行った。

3-2 カリウムの測定

カリウムは炎光光度法、XRF とも 2 回ずつ測定し、年代の計算には平均値を用いた。

炎光光度法によるカリウムの測定は松本 (1989) に従った。コタキ製作所製 PIF-3D 型炎光光度計を用い、内部標準試料としてリチウムを加えた。粉末試料はフッ化水素酸と過塩素酸にて加熱分解し、試料溶液と標準溶液の希釈調製は重量法により行った。測定精度は、繰り返し実験をもとに 0.5% と考えられる (松本, 1989)。未知試料と同時に岩石標準試料 JB-1, JG-1 を測定し、 K_2O 量としてそれぞれ $1.423 \pm 0.004 \text{ wt}\%$ 、 $3.995 \pm 0.010 \text{ wt}\%$ を得た ($n=3$; Imai *et al.*, 1995 による推奨値はそれぞれ 1.43 wt%, 3.98 wt%)。

XRF によるカリウムの測定は中田 (1999) に従い、島津製作所製 XRF1500 にてガラスビードを検量線法により測定した (土志田, 2003)。ガラスビード作成用の試料粉末は、予め電気炉にて 750°C で 1 時間加熱し、ビードサンプラーでの熔融時に気泡がはじけ試料が飛散することを防止した。このため、K-Ar 年代の計算に用いる K_2O は、測定結果から予備加熱による重量減少分を補正した値を用いた。

XRF の検量線はドリフト補正を行わず、測定の都度作成した。検量線の作成には岩石標準試料を用い、未知試料と同じ手順で作成したガラスビードの測定強度と推奨値の関係を検量線とした (中田, 1999)。ただし、検量線用ガラスビードの予備加熱による重量減少分を補正する際には、推奨値の H_2O (+) を用いた。使用した標準試料は JG-1a, JH-1, JA-3, JGb-2, JB-2, JGb-1, JR-1, JR-3 の 8 個である。岩石標準試料の推奨値は、Imai *et al.* (1995, 1999) を引用した。XRF による測定精度は、予備加熱の再現性と繰り返し測定をもとに、1% と考えられる (土志田, 2003)。未知試料と同時に岩石標準試料 JSI-2 を測定し、 K_2O 量として $3.01 \pm 0.01 \text{ wt}\%$ を得た ($n=4$; Imai *et al.*, 1996 による推奨値は 3.008 wt%)。これは上記のように、測定値 ($3.14 \pm 0.01 \text{ wt}\%$) を推奨値の H_2O (+) ($4.158 \text{ wt}\%$; Imai *et al.*, 1996) により補正した値で

ある。

4. 比較実験の結果

4-1 アルゴン測定法の比較および繰り返し測定

地調での同位体希釈法と感度法との比較について、6 試料中 5 試料では、 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比は大気値 (0.1869; Nier, 1950) と誤差範囲 (2σ) で一致し、初生アルゴン同位体比は大気と有意な差は無いと推定される (Table 1)。このため、放射起源アルゴン量は測定法によらず一致することが期待される。実際に測定の結果、放射起源アルゴン量は誤差範囲で互いに一致した。手法間の差が最大の試料 (KUM8903) では、感度法が $67.9 \pm 1.4 \times 10^{-9}$ ml STP/g、同位体希釈法が $57 \pm 5 \times 10^{-9}$ ml STP/g であった。同位体希釈法の測定では非放射起源アルゴンの割合が 93% と大きいので、誤差が大きい。また、 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が大気と比べ有意に小さい 1 試料 (TAM8901; 0.182 \pm 0.002) についても、放射起源アルゴン量は同位体希釈法と誤差範囲で一致した。

感度法による実験室間の比較では、3 試料のいずれについても、放射起源アルゴン量は誤差範囲で一致した (Table 1)。このうち地調での手法間の差が最大であった試料 (KUM8903) について、電中研では $69.2 \pm 1.3 \times 10^{-9}$ ml STP/g と定量された。これは地調での両手法の値と誤差範囲で一致するものの、感度法同士の値がよく一致している。また、地調の測定で $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が大気と比べ有意に小さかった試料 (TAM8901) は、電中研では $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が大気と誤差範囲で一致した。放射起源アルゴン量は互いに一致したので、どちらの測定にも問題は無かったと考えられる。

地調では同位体希釈法で測定し、電中研では感度法にて測定した 1 試料 (KUM8901) についても、放射起源アルゴン量は誤差範囲で一致した (Table 1)。

アルゴンを 2 回測定した 3 試料について、放射起源アルゴン量はいずれも誤差範囲 (2σ) で一致した。

4-2 カリウム測定法の比較

炎光光度法と XRF を比較した 2 試料について、 K_2O の相対値は XRF がそれぞれ 0.6%, 1.6% 大きく (Table 1)、誤差範囲 (2σ) で一致した。

4-3 K-Ar 年代の比較

以上のように、各比較項目とも誤差範囲 (2σ) で一致する結果を得たことから、K-Ar 年代も誤差範囲 (2σ) で互いに一致した (Fig. 2, Table 1)。測定手法、実験室の異なる年代の整合性を確認したので、年代の議論には感度法の平均値を用いる。

手法間の差が最も大きい試料 (KUM8903) について、上記のように感度法の測定では、2 つの実験室で測定し

た値が一致した (1.38 ± 0.03 Ma, 1.40 ± 0.03 Ma)。また、同位体希釈法による年代 (1.16 ± 0.09 Ma) についても感度法と一致するものの、誤差が大きい。以上のことから、この溶岩の年代は約 1.4 Ma と考えることができ、古期の他の試料よりも有意に古い時代に形成されたと考えられる。よって、古期の活動は約 140 万年前までさかのぼると考えられる。

感度法と同位体希釈法の比較を行った試料は $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比がいずれも大気と一致したが、二ノ岳の下部の 1 試料 (KUM9803) は、 $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比が大気より有意に小さかった (Table 1; 2 回測定し、 0.1854 ± 0.0005 , 0.1857 ± 0.0004)。この試料の質量分別補正を適用した放射起源アルゴン量と年代は、2 回とも一致した (0.49 ± 0.08 Ma, 0.58 ± 0.07 Ma)。また、この年代は二ノ岳・三ノ岳の他の試料と一致した。これに対し、質量分別補正を適用せず、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を大気値 (295.5; Nier, 1950) で計算した放射起源アルゴン量・年代は互いに異なり、また、質量分別補正を適用した計算値と比べ有意に小さく計算される (年代は 0.23 ± 0.03 Ma, 0.37 ± 0.03 Ma)。これら大気比から計算した年代は、二ノ岳の他の試料と比べ有意に若く、二ノ岳の下部から採取した試料であることと矛盾した。このため、質量分別補正を適用した場合と比べ、誤差は小さく計算されるものの、正確な年代ではないと考えられる。この試料の全アルゴン量は 9×10^{-7} ml STP/g であり、同時代の二ノ岳・三ノ岳の他の試料 (1.0×10^{-7} ml STP/g 程度) と比べ約 10 倍多い。すなわち、この試料には質量分別を受けた非放射起源アルゴンが多量に吸着していたと考えられる。このような試料について確度の高い年代を得るためには、感度法により測定し、アルゴン同位体比の質量分別を補正し計算する必要があるといえる。

5. 金峰火山の形成史

5-1 古期

松尾火山岩類の 1 試料 (KUM8903) から 1.39 ± 0.03 Ma と他の試料より古い年代を得たが、松尾火山岩類の他の 2 試料からは 1.20 ± 0.03 Ma, 1.15 ± 0.03 Ma, 古金峰火山岩類から 1.23 ± 0.03 Ma, 1.16 ± 0.04 Ma, 石神山火山岩類から 1.25 ± 0.03 Ma と、 1.25 – 1.15 Ma の 10 万年間の幅に入り、測定誤差範囲で一致する年代が得られた。これらの年代は、古期の火山岩が逆帯磁である (Takai *et al.*, 1984) ことと整合的である。前節で述べたように、KUM8903 については、感度法により 2 つの実験室で良く一致する年代が得られており、約 1.4 Ma に噴出したことは確実である。したがって、金峰火山の活動開始時期は約 140 万年前であると推定される。

Table 1. K-Ar ages of Kimpo volcano.

Sample ID	K ₂ O meas. method	K ₂ O (wt%)		Ar meas. method	Ar meas. ID	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁸ Ar/ ³⁶ Ar	Non-radiogenic Ar (%)	Radiogenic ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁹ ml STP/g)	Age (Ma)
(a) Younger stage (Ichinotake)										
KUM8909	F	1.29	1.28	Mg	98001	301.9±0.4	0.1869±0.0005	98	8±2	0.18±0.05
				D	KA2552			98	8±3	0.19±0.06
				Mc	U01031	301.9±0.8	0.1865±0.0004	97	8±2	0.20±0.04
					U04005	303.7±0.5	0.1869±0.0004	97	8.9±1.4	0.22±0.03
									0.21±0.03 (Mean)	
KUM8908	F	1.10	1.10	Mg	98002	300.0±0.4	0.1866±0.0005	98	7±2	0.20±0.06
				D	KA2553			98	8±2	0.21±0.05
(b) Middle stage										
Ninotake										
KUM0005	X	1.53	1.54	Mc	U03003	408.0±0.9	0.1864±0.0004	72	25.8±0.5	0.522±0.012
KUM8907	F	1.57	1.57	Mg	98003	428.3±1.2	0.183±0.002	66	28.2±0.9	0.56±0.02
				D	KA2588			74	25.8±1.1	0.51±0.02
KUM9803	X	1.60	1.61	Mc	U04032	299.7±0.5	0.1854±0.0005	97	25±4	0.49±0.08*
					U01032	301.9±0.4	0.1857±0.0004	97	30±4	0.58±0.07**
Sannotake										
KUM0004	X	1.55	1.54	Mc	U03022	382.8±1.4	0.1862±0.0004	77	24.9±0.6	0.500±0.013
KUM0010	X	2.16	2.16	Mc	U01019	552.0±1.3	0.1868±0.0004	53	37.7±0.7	0.540±0.012
TAM8901	F	2.23	2.22	Mg	98004	440.5±1.0	0.182±0.002	63	35.0±1.0	0.49±0.02
				D	KA2589			92	32±2	0.44±0.03
				Mc	U03021	409.8±0.5	0.1868±0.0004	72	37.6±0.7	0.524±0.010
(c) Older stage										
Ishigamiyama										
KUM0018	X	1.74	1.73	Mc	U04012	430±2	0.1869±0.0008	69	68±2	1.22±0.03
					U01033	614±8	0.1869±0.0007	48	71±2	1.28±0.03
									1.25±0.03 (Mean)	
Old Kimpo										
KUM8901	F	1.92	1.92	D	KA2556			64	70±3	1.13±0.04
	X	1.96	1.94	Mc	U02012	665±10	0.187±0.003	44	73±2	1.16±0.04
KUM8906	F	1.52	1.52	Mg	98005	685±2	0.184±0.003	42	60.3±1.3	1.23±0.03
Matsuo										
KUM8902	F	1.62	1.63	Mg	98006	743±2	0.190±0.003	41	60.2±1.2	1.15±0.03
				D	KA2545			90	59±3	1.12±0.06
KUM9801	X	1.56	1.57	Mc	U01017	609±3	0.1873±0.0004	49	60.5±1.2	1.20±0.03
KUM8903	F	1.52	1.53	Mg	98007	861±4	0.186±0.002	34	67.9±1.4	1.38±0.03
				D	KA2546			93	57±5	1.16±0.09
	X	1.53	1.54	Mc	U01030	751.4±0.9	0.1863±0.0006	39	69.2±1.3	1.40±0.03

F: Flame photometry at GSJ. X: XRF at CRIEPI.

Mg: Mass fractionation correction (MFC) method at GSJ. D: Isotope dilution method at GSJ. Mc: MFC at CRIEPI.

* Radiogenic argon volume and K-Ar age calculated with atmospheric argon ratios: $(12\pm 2) \cdot 10^{-9}$ mlSTP/g, 0.23 ± 0.03 Ma

** Radiogenic argon volume and K-Ar age calculated with atmospheric argon ratios: $(18.9\pm 1.4) \cdot 10^{-9}$ mlSTP/g, 0.37 ± 0.03 Ma

Takai *et al.* (1984) は、石神山火山岩類に属する 3 試料について、 0.94 ± 0.15 Ma, 1.12 ± 0.20 Ma, 1.01 ± 0.09 Ma の FT 年代を得ているが、いずれも今回の K-Ar 年代と誤差の範囲で一致する。また、これらの年代値は今回の K-Ar 年代と比べ誤差が大きいことから、古期の活動が 110 万年前よりも新しい時期まで継続したことを積極的に示すとは考えにくい。

以上の年代から、古期の活動は約 140 万年前に開始し、約 110 万年前まで 30 万年間で、古期の成層火山体を形成したと考えられる。

5-2 中期 (三ノ岳・二ノ岳)

三ノ岳火山岩類から 0.52 ± 0.01 Ma, 0.54 ± 0.01 Ma, 0.50 ± 0.01 Ma, 二ノ岳火山岩類から 0.54 ± 0.07 Ma, 0.56 ± 0.02 Ma, 0.52 ± 0.01 Ma と、約 0.5 Ma の互いに誤差範

囲で一致する年代が得られた。これらの年代は、三ノ岳・二ノ岳の火山岩が正帯磁である (Takai *et al.*, 1984) ことと整合した。各試料の年代が互いに一致したことから、三ノ岳・二ノ岳は約 50 万年前に、数万年間以内の短時間に起こった一連の活動により形成された火山体であると考えられる。また、古期の活動との間には、馬蹄形カルデラの形成を挟み、約 60 万年間の長い休止期が存在することが明らかとなった。

5-3 新期 (一ノ岳)

一ノ岳火山岩から 0.20 ± 0.06 Ma, 0.21 ± 0.03 Ma など、約 0.2 Ma で互いに一致した年代を得た。これらは Takai *et al.* (1984) の FT 年代とも誤差範囲で一致し、正帯磁であることとも整合した。よって、一ノ岳は約 20 万年前に形成されたと考えられ、三ノ岳・二ノ岳とは活動時期

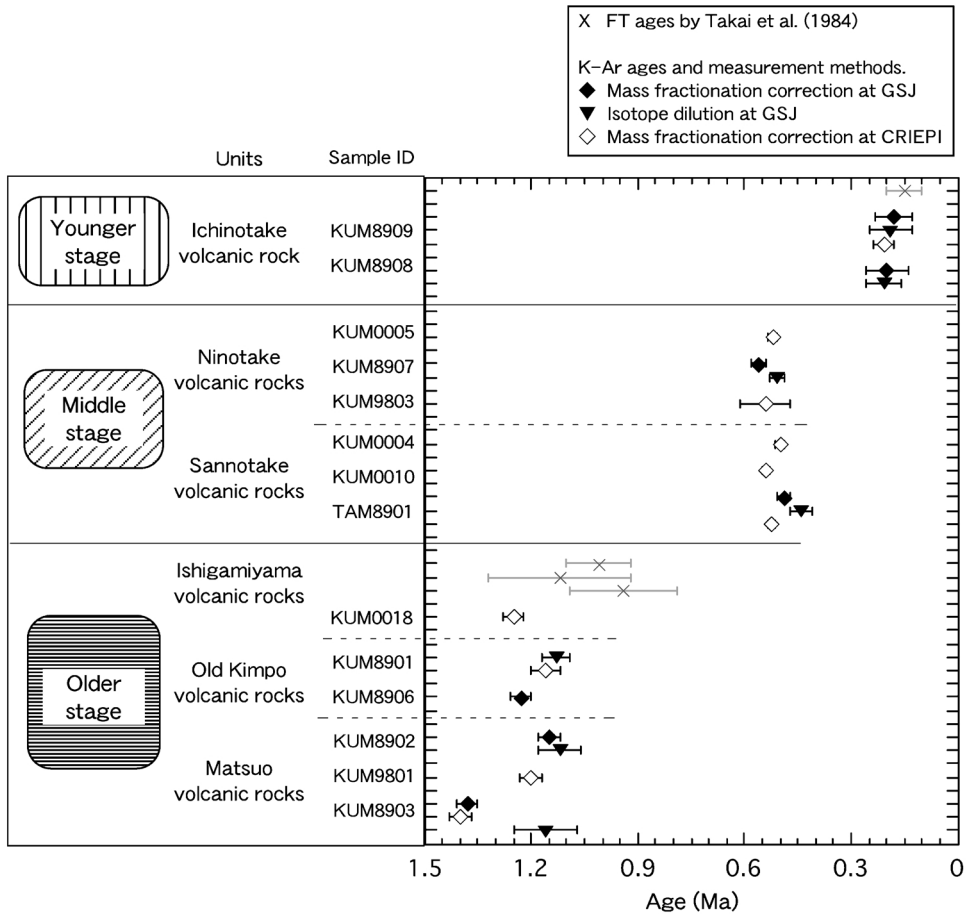


Fig. 2. Three active stages of Kimpo volcano and comparison of K-Ar ages. K-Ar ages of this study are plotted by their measurement methods. Error bars represent 1 sigma for K-Ar ages and 2 sigmas for FT ages. The radiometric ages are concentrated into three groups; 1.4–1.1 Ma (Older stage), 0.5 Ma (Middle stage; Sannotake-Ninotake), and 0.2 Ma (Younger stage; Ichinotake).

が異なることが明確になった。

5-4 断続的火山活動と長期噴出率

金峰火山の活動は約140万年前に始まり、約30万年間かけて古期成層火山体を形成した。その後の60万年間に及ぶ休止期に、馬蹄形カルデラが形成され、岩屑なだれ・土石流堆積物が北麓に堆積した。次の活動期は北部で約50万年前に起こり、三ノ岳・二ノ岳が形成された。この活動によって馬蹄形カルデラがせき止められ、湖成層である芳野層が堆積した。さらに、最新の活動は約20万年前に起こり、一ノ岳の溶岩ドームがカルデラの中央部に形成された。よって、活動位置の変化を考えると、中期には活動位置が北部に移動し、一ノ岳活動期には約80万年ぶりに中心部に戻った。

以上のことから、金峰火山の歴史は3つの活動期をあわせると120万年間に及び、長期間である。しかし、活動は断続的であり、約30万年間継続した古期の活動の後に約60万年間の休止期があり、数万年間の中期の活動後、約30万年間の休止期を挟んで新期の溶岩ドームが形成されるというように、休止期が活動期よりはるかに長いという特徴が明らかになった。古期と中期の火山体は、別の場所に形成されており、地形的には別々の火山であると見ることもできる。しかし、古期の活動終了から約90万年後に崩壊カルデラの中央部に一ノ岳の溶岩ドームが形成されたことは、偶然にも別の火山が形成されたとは考えにくく、古期から新期までをまとめて一つの火山と考えるのが合理的である。

今回得た年代をもとに、金峰火山の長期的噴出率を改めて計算し、他の火山と比較する。活動期を区別しない噴出率は、 25 km^3 を120万年間で割り、 $2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ である。これはTsukui *et al.* (1986)が得た値と比較し、大半の火山の1/10以下、最低値の約1/3であり、桁外れに小さい。一方、古期と中期を別々の火山とすると、古期は30万年間で 12 km^3 、噴出率は $4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{y}$ 、中期は 12 km^3 で活動期間が高々10万年間以下とすると、噴出率は $1.2 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{y}$ 以上と計算される。これらと活動期間・体積の類似する火山は、東宮(1991)の検討にも存在し、また、噴出率はTsukui *et al.* (1986)の得た最低値から比較的小さい火山に相当する範囲にある。したがって、長期的噴出率の観点では、金峰火山は3つの火山から成るといえる。このことから、金峰火山のように活動史が数万年間に及ぶ火山について、各活動期・休止期の長さを明らかにすることは重要であると考えられる。

謝 辞

金峰火山の形成史について、熊本大学の渡辺一徳教授、産業技術総合研究所の星住英夫さんにご議論いた

きました。一部試料の採取は、熊本大学の能田 成教授および可児智美助手にご協力いただきました。また、岩石薄片は産総研の大和田朝さん、福田和幸さん、青山秀喜さんに作成していただきました。原稿は査読者である佐野貴司さん、周藤正史さんと、編集担当の石塚 治さんの指摘により、また、電中研の三浦大助さんの指摘により、大幅に改善することができました。記して御礼申し上げます。

引用文献

- 林 行敏 (1956) 熊本市西部金峰山カルデラ湖の堆積層。地学研究, **9**, 95-100.
- 星住英夫・尾崎正紀・宮崎一博・松浦浩久・利光誠一・宇都浩三・内海 茂・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2004) 20万分の1地質図幅「熊本」。産業技術総合研究所 地質調査総合センター。
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1995) 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ Geochemical Reference Samples, "Igneous Rock Series". *Geostandard Newsletter*, **19**, 135-213.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1996) 1996 compilation of analytical data on nine GSJ Geochemical Reference Samples, "Sedimentary Rock Series". *Geostandard Newsletter*, **20**, 165-216.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1999) 1998 compilation of analytical data for five GSJ Geochemical Reference Samples: the "Instrumental Analysis Series". *Geostandard Newsletter*, **23**, 223-250.
- 石原和彦・吉田明夫 (1992) 九州下フィリピン海スラブの形状と地震活動。地震, **45**, 45-51.
- Iwauchi, A. and Hase, Y. (1992) Late Cenozoic vegetation and paleoenvironment of northern and central Kyushu, Japan. —Part 5 Yoshino area (Middle Pleistocene)—. *J. Geol. Soc. Japan*, **98**, 205-221.
- 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.
- Matsumoto, A. and Kobayashi, T. (1995) K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the "mass fractionation correction procedure": application to the Younger Ontake Volcano, central Japan. *Chem. Geol.*, **125**, 123-135.
- Matsumoto, A., Uto, K. and Shibata, K. (1989) K-Ar dating by peak comparison method —new technique applicable to rocks younger than 0.5 Ma. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **40**, 565-579.
- 守屋以智雄 (1983) 日本の火山地形。東京大学出版会, 135 p.
- 中田節也 (1986) 九州に分布する霧島・大山両火山帯岩石の化学組成の比較研究。火山 第2集, **31**, 95-110.
- 中田英二 (1999) 火山岩の貫入が泥岩の性質に与えた影響。電力中央研究所報告, U99076, pp 5-6.
- Nier, A. O. (1950) A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon

and potassium. *Phys. Rev.*, **77**, 789–793.

- Steiger, R. H. and Jager, E. (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359–362.
- Sudo, M., Tagami, T., Sato, K., Hasebe, N. and Nishimura, S. (1996) Calibration of a new Ar analytical system for the K-Ar dating method and analytical results of K-Ar age known samples. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. and Mineral.*, **58**, 21–40.
- Sudo, M., Uto, K., Anno, K., Ishizuka, O. and Uchiumi, S. (1998) SORI93 biotite: a new mineral standard for K-Ar dating. *Geochem. J.*, **32**, 49–58.
- Takai, M., Miyachi, M. and Hirano, I. (1984) Paleomagnetism and fission-track ages of Kimbo volcano, southwest Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, **11**, 21–25.
- 東宮昭彦 (1991) 島弧火山の寿命に対応するマントルダイアピールの大きさ. *火山*, **36**, 211–221.
- 土志田潔 (2003) 感度法による K-Ar 年代測定と試料の選定・調製法の検討. 電力中央研究所報告, U03024, 28 p.
- Tsukui, M., Sakuyama, M., Koyaguchi, T. and Ozawa, K. (1986) Long-term eruption rates and dimensions of magma reservoirs beneath Quaternary polygenetic volcanoes in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 189–202.
- 内海 茂・柴田 賢 (1980) K-Ar 年代測定における誤差について. *地調月報*, **31**, 267–273.
- 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ペット方式スパイク導入法の適用—. *地調月報*, **46**, 239–249.
- 渡辺一徳 (1998) 第三節 地質各論. 新熊本市史編纂委員会編, 新熊本市史, 通史編, 第1巻 自然・原始・古代, pp 78–108.

付 録

A1. 年代測定試料の記載

A1-1 古 期

松尾火山岩類

KUM8903 斜方輝石単斜輝石安山岩 (32°47'23"N, 130°38'33"E)

斑晶 斜長石は 2 mm 以下, 輝石は 1 mm 以下. 反応縁に取り囲まれたかんらん石を微量含む.

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である. 斜長石, 斜方輝石, 鉄チタン鉱物からなる.

KUM9801 かんらん石単斜輝石玄武岩質安山岩 (32°47'21"N, 130°39'8"E)

斑晶 輝石・斜長石は 1.2 mm 以下. かんらん石は 2 mm 以下で, 融蝕されている.

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である. 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン鉱物からなる.

KUM8902 角閃石単斜輝石安山岩 (32°47'16"N, 130°39'30"E)

斑晶 斜長石は 1.6 mm 以下. 単斜輝石は 1 mm 以下, 角閃石は 2 mm 以下. 微量のかんらん石を含む.

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である. 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン鉱物からなる.

古金峰火山岩類

KUM8906 角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩 (32°48'5"N, 130°36'31"E)

斑晶 斜長石は 2 mm 以下, 輝石は 2 mm 以下, 角閃石は 3 mm 以下. 集斑晶を多く含む.

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である. 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 鉄チタン鉱物からなる.

KUM8901 斜方輝石含有角閃単斜輝石安山岩 (32°47'39"N, 130°40'52"E)

斑晶 斜長石は 2 mm 以下, 輝石は 2.5 mm 以下. 角閃石はオパサイト化している.

石基 インターサータル組織で, ガラスは二次的に斜長石として結晶化しているため完晶質である. 斜長石, 鉄チタン鉱物, 斜方輝石からなる.

石神山火山岩類

KUM0018 角閃石含有単斜輝石斜方輝石安山岩 (32°49'10"N, 130°40'17"E)

斑晶 斜長石は 1.5 mm 以下, 輝石は 1 mm 以下である. オパサイト化した角閃石を微量含む.

石基 インターサータル組織で, ガラスは二次的に斜長石として結晶化しているため完晶質である. 斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石からなる.

A1-2 中 期

三ノ岳火山岩類

TAM8901 かんらん石単斜輝石玄武岩質安山岩 (32°53'47"N, 130°37'33"E)

斑晶 斜長石は 1 mm 以下, 単斜輝石は 3.5 mm 以下, かんらん石は 2 mm 以下である.

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である. 斜長石・単斜輝石・鉄チタン鉱物からなる.

KUM0010 かんらん石単斜輝石玄武岩質安山岩 (32°51'43"N, 130°39'20"E)

斑晶 斜長石は 1 mm 以下, 単斜輝石・かんらん石は 2 mm 以下である. かんらん石は自形性が悪い.

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である. 斜長石, 単斜輝石, 鉄チタン鉱物, かんらん石からなる.

KUM0004 単斜輝石斜方輝石安山岩 (32°51'56"N, 130°37'45"E)

斑晶 斜長石・単斜輝石は 1 mm 以下, 斜方輝石は 2 mm 以下である. 融蝕されたかんらん石を微量含む.

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である。斜長石，鉄チタン鉱物，単斜輝石からなる。

二ノ岳火山岩類

KUM9803 角閃石単斜輝石斜方輝石安山岩 (32°50'38" N, 130°36'7" E)

斑晶 斜長石・輝石は2 mm 以下。斜長石はコアの包有物が変質している。輝石はほとんどが集斑晶を構成する。角閃石は0.4 mm 以下である。

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である。斜長石，斜方輝石，鉄チタン鉱物からなる。

KUM8907 単斜輝石斜方輝石安山岩 (32°49'27" N, 130°37'19" E)

斑晶 斜長石は2 mm 以下，輝石は1.5 mm 以下である。輝石は多くが集斑晶を構成する。

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である。斜長石，斜方輝石，単斜輝石，鉄チタン鉱物からなる。

KUM0005 単斜輝石角閃石安山岩 (32°50'55" N, 130°37'24" E)

斑晶 斜長石は2 mm 以下だが大半は0.5 mm 以下。角閃石は2 mm 以下でオパサイト化。単斜輝石は1.5 mm 以下である。

石基 インターグラニューラー組織で完晶質である。斜長石，斜方輝石，鉄チタン鉱物からなる。

A1-3 新期(一ノ岳火山岩)

KUM8908 角閃石デイサイト (32°49'5" N, 130°38'32" E)
高温酸化により赤色を呈し，また，わずかに発泡している。

斑晶 角閃石は2 mm 以下でオパサイト化している。斜長石は1 mm 以下である。

石基 インターサタル組織で，ガラスは二次的に斜長石に結晶化しているため完晶質である。斜長石と角閃石からなる。

KUM8909 角閃石デイサイト (32°48'40" N, 130°38'13" E)

KUM8908 と類似する。ただし，斜長石斑晶は2.5 mm 以下であり，高温酸化や発泡の程度は低い。

(編集担当 石塚 治)