

## 隠岐諸島，島前火山の始まりと活動期間

鹿野和彦\*・金子信行\*\*・石塚 治\*\*\*†・千葉とき子\*\*\*\*・柳沢幸夫\*\*\*

(2013年11月28日受付, 2014年4月22日受理)

## The Beginning and Lifetime of Dozen Volcano, Oki Islands, SW Japan

Kazuhiko KANO\*, Nobuyuki KANEKO\*\*, Osamu ISHIZUKA\*\*\*,†,  
Tokiko TIBA\*\*\*\* and Yukio YANAGISAWA\*\*\*

Dozen volcano is located in the Japan Sea off the Shimane Peninsula, SW Japan, and is known as a caldera composed of volcanic rocks evolved from alkali olivine basalt magma. Many isotopic ages reported so far indicate the volcano is Pliocene in age, but the onset time of volcanic activity has remained uncertain, as the subsequent eruption products cover the initial products of the volcano. Dating was, therefore, made this time on the basal trachybasalt lava collected by drilling into a part of the somma, Nakanoshima Island. The plateau Ar-Ar age obtained for the groundmass is  $6.382 \pm 0.018$  Ma, consistent with the underground stratigraphy in the drilling hole. The time span from this age of the basal lava to the K-Ar age of the central Takuhiyama pyroclastic cone is approximately 1 million years. A model calculation suggests that this long activity could have been sustained by a mantle diapir of ca.  $5000 \text{ km}^3$  in volume and ca. 20 km in diameter. Provided 10% of the melt fraction in the diapir and the estimated total eruption volume of  $100\text{--}300 \text{ km}^3$ , a large amount of the melt may have remained and solidified at depths beneath Dozen volcano. This can account for the high-gravity anomaly centering Dozen volcano, which suggests that a large mass  $\sim 20$  km across and denser than granitic rocks exists below the volcano.

**Key words:** Dozen volcano, alkali rocks, Ar-Ar plateau age, isotopic age

## 1. はじめに

島前<sup>どうぜん</sup>は、島根半島北方沖合、隠岐諸島南部にあつて西ノ島と中ノ島、知夫里島<sup>ちぶりじま</sup>などからなるカルデラ火山である(千葉, 1975; Tiba, 1986)。これらの島からなる外輪山に囲まれた差し渡し約10 kmのカルデラ内には、それらの間を縫って進入した海が広がり、そのほぼ中央に焼火山火砕丘<sup>たくひやま</sup>がある(Fig. 1)。外輪山は、後期中新世の後半から前期鮮新世前半にかけて噴出した粗面玄武岩～

粗面岩溶岩・火砕岩を主体とし、焼火山火砕丘は粗面岩火砕岩からなる(千葉・他, 2000)。

これらアルカリ岩の全岩 K-Ar 年代は 6.2 Ma から 5.3 Ma の間に集中する(和田・他, 1990; 千葉・他, 2000; 土志田・他, 2006)。5 Ma よりも若い岩石は、中ノ島にあつて北東に開いた谷を埋めて分布するアルカリかんらん石玄武岩溶岩(宇受賀玄武岩<sup>うずか</sup>)である(金子・千葉, 1998)。これは、島前火山の主体を形成した活動時期の長さ(お

\* 〒890-0065 鹿児島市郡元1丁目21-30  
鹿児島大学総研究博物館

The Kagoshima University Museum, Kagoshima University, 21-30, Korimoto 1-chome, Kagoshima 890-0065, Japan

\*\* 〒305-8567 つくば市東1丁目1-1, つくば中央第7産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門  
Institute for Geo-Resources and Environment, Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba 305-8567, Japan

\*\*\* 〒305-8567 つくば市東1丁目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 Geoscience and Geoinformation, Geological

Survey of Japan, AIST, Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba 305-8567, Japan

\*\*\*\* 国立科学博物館名誉研究員  
Emeritus Research Fellow, National Museum of Nature and Science, Tokyo, 7-20 Ueno Park, Taito-ku, Tokyo 110-8718, Japan

† 現所属: 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門  
Present affiliation: Institute of Earthquake and Volcano Geology, Geological Survey of Japan, AIST

Corresponding author: Kazuhiko Kano  
e-mail: kano@kaum.kagoshima-u.ac.jp

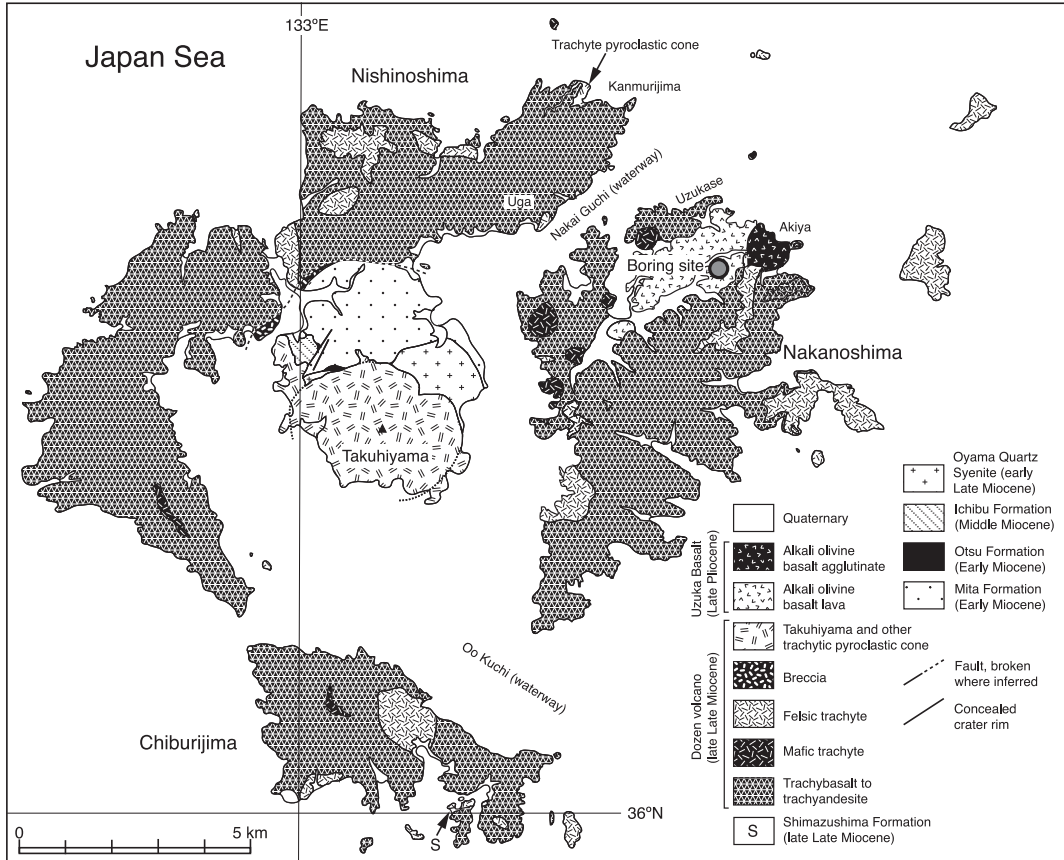


Fig. 1. Geologic map of Dozen Island (simplified after Tiba *et al.*, 2000).

よそ 100 万年) を越える休止期間が経過した 2.8 Ma に、それまでの噴出中心とは異なる場所から噴出していることから、島前火山とは異なる新たな火山活動と考えることができる。それでは島前火山の始まりはいつかということになると、島前火山の下限を直接地表で観察できる場所がないため、確かなことはいえなかった。

そのような折り、筆者らは、中ノ島の海士町が水源を求めて東地区で地表から地下 886 m まで掘削したボーリングで島前火山基底とみなせる溶岩コアが採取されたことを山内・他 (1999) の講演で知り、山内の伸介でこれを入手することができた。本論文では、ボーリングで回収されたこの溶岩コアの Ar-Ar 法による年代測定結果を報告するとともに、これまで報告されている年代層序学的資料に、これとボーリングで知り得た地下の岩相・化石層序を加えて、島前火山の活動開始時期と島前火山が生きていた時間 (活動期間もしくは寿命) を推定し、その意義について議論する。

## 2. 地質概説

島前に露出する地層・岩体の中で、最も古いのは美田層で、これに大津層、市部層が順に重なる (千葉・他, 2000)。これらの地層は、西ノ島の中程から南側に突き出た半島にあって、大山石英閃長岩に貫かれ、大山石英閃長岩とともに焼火山火砕丘に被覆されている (Figs. 1 and 2)。

美田層は前期中新世の湖成堆積物で、植物化石と淡水生貝化石を含む。安山岩火山礫岩～火山礫凝灰岩と珪長質凝灰岩を挟むが、いずれも非アルカリ岩である。大津層は前期中新世～中期中新世初頭 of 海成黒色泥質岩からなる。美田層と大津層は日本海拡大期 of 海進に伴って形成されたと考えられている。市部層は、砂岩タービダイト主体の地層で、中期中新世後期の塩原型動物群に類似する浅海生貝化石を多産する。

知夫里島南側の小さな島、島津島には浅海を特徴付ける生痕が印象的な砂岩などからなる浅海堆積物である島津島層が分布する。その分布は島津島に限られていてい

Geologic Age		Stratigraphy (Thickness)		Lithology		Igneous Activity		Depositional Environment		Tectonic Movement and Sea Level Changes		Radiometric Ages and Fossils		
Quaternary	Holocene	Coastal dune, beach, fan, valley-bottom and landslide deposits		Sand, mud and gravel				Seashore to land						
	Pleistocene	Middle terrace deposits (10 m)		Sand and mud				Seashore		Transgression				
Neogene	Late Pliocene	Uzuka Basalt (≥ 50 m)		Lavas and pyroclastic rocks of alkali olivine basalt and mafic trachybasalt		Alkaline volcanism		Subaerial		Regression		2.8 Ma (K-Ar)		
		Chichiimisaki Formation (>10 m)		Sandstone and conglomerate				Seashore		Transgression				
	Early Pliocene													
		Late Miocene	Dozen Volcano	Takuhiyama Pyroclastic Cone		Trachyte pyroclastic rocks, and tuffaceous conglomerate, sandstone and mudstone		Growth of central cone		Seashore to land		Regression		5.4 Ma (K-Ar)
	Somma			Shimazushima Formation (30 m)	Trachyte lavas and pyroclastic rocks		Caldera formation		Seashore to land					
			Tracybasalt to basaltic trachyandesite lavas and pyroclastic rocks		Growth of composite volcano		Shallow marine		Transgression		5.3-6.3 Ma (K-Ar)			
			Tuffaceous sandstone, mudstone, siltstone and conglomerate						Seashore to land		Regression			
	Oyama Quartz Syenite		Quartz syenite to quartz syenite porphyry		Intrusion of alkali magma						6.3-7.4 Ma (K-Ar)			
	Ichibu Formation (> 270 m)		Sandstone, siltstone, mudstone and felsic tuff		Felsic volcanism		Shallow marine		Transgression		Shallow marine molluscs			
	Middle Miocene									Uplifting and regression of SW Japan				
Early Miocene	Otsu Formation (?)		Black mudstone				Shallow marine to upper bathyal		Rifting and transgression (Japan Sea opening)		Foraminifera			
	Mita Formation (> 600 m)		Andesite and felsic pyroclastic rocks, and tuffaceous sandstone, conglomerate, siltstone, mudstone, and shale		Tholeiitic to calc alkaline volcanism		Coastal plain to seashore				Fresh water molluscs and plants			

Fig. 2. Summary of the geologic succession and events on the Dozen Island, modified after Tiba *et al.* (2000).

るが，島前火山の粗面玄武岩～玄武岩質粗面安山岩溶岩に覆われ，粗面玄武岩～玄武岩質粗面安山岩溶岩と粗面岩の岩脈に貫かれている。また，砂岩に粗面岩軽石が濃集しているところもある。

このようなことから，島前火山は，日本海拡大停止後に隆起した西南日本が再び海進に転じてから形成されたと判断できる。アルカリ岩が出現するのは島津島層以降で，最初の噴出環境は浅海であった可能性が高い。

焼火山火砕丘は，カルデラ形成後に形成された中央火口丘であるが，美田層，大津層，市部層と大山石英閃長

岩からなる焼火山火砕丘の基盤は，カルデラ床よりも高い位置にあって，北側の外輪山と断層角礫岩で接している (Fig. 1)。また，焼火山火砕丘の噴出物は，最大標高 200 m の基盤がなす谷を下って海面まで到達している。これらのことは，焼火山火砕丘を形成する噴火が始まる前に，外輪山との間を破断しながら基盤が隆起し，引き続いて焼火山火砕丘が噴火したことを示唆する。基盤の隆起は，噴火のもととなったマグマの上昇によるものかもしれない。

カルデラの成因として先ず考えられるのは，大規模な

火砕噴火である。しかし、これに対応する規模の火砕岩は外輪山上にはなく、周辺の海域でも確認されていない。また、重力異常を見ても質量の大きな欠損もない。このようなカルデラの成因としては、大量の溶岩流出、あるいはマグマの上昇に伴う隆起域の陥没 (Komuro, 1987) などが考えられる (千葉・他, 2000)。

いずれにしても、島前火山は、日本海拡大停止後に形成された複合火山であることは確かである。ほぼ同時期のアルカリ岩複合火山体は北隣の島後にもある (山内・他, 2009/2010) が、地形的に明確に隔絶していて、しかも、アルカリかんらん石玄武岩から分化した一連の噴出物で構成されている。したがって、岩石学的には、島前火山をもたらしたマグマは島後の火山とは独立した起源を持つといえる (金子, 1991)。このような近接した火山でそれぞれ独立したマグマが生成される過程としては、マントルダイアピルの上昇が有力である (Sakuyama, 1983)。

日本海拡大停止後の西南日本では、フィリピン海プレートの沈み込み角度が緩く、その先端が日本海側にまで到達していないにもかかわらず、中国山地の太平洋側から山陰沖合にかけて幅 100 km、あるいはそれを越える範囲でアルカリ火山岩が活動している。典型的な高島とされる東北日本弧とは異なる、この特異なアルカリ火山活動については、アルカリ岩組成の時空変化に基づいた岩石学的なモデルとして、日本海側からのマントル対流、あるいは山陰直下でのマントルの湧昇流によってもたらされるマントルダイアピルの上昇が提案されている (Uto, 1989; Iwamori, 1991)。

### 3. ボーリング層序と産出化石

海士町東地区のボーリング位置を Fig. 1 に、ボーリング柱状図を Fig. 3 に示す。これは、掘削を請け負った会社が作成した図に、回収したコアを観察した山内・他 (1999) の報告と、著者の一人、金子による岩石学的記載を加えたものである。地表で確認されている層序とボーリング層序との対比は、5-1 節で議論する。

ボーリングは標高約 15 m の地表から始まって深度 54 m まではアルカリかんらん石玄武岩 (宇受賀玄武岩)、深度 54-360 m は粗面玄武岩～玄武岩質粗面安山岩と粗面岩 (島前火山) である。そのうち、深度 360 m から上位約 50 m までの溶岩は、様々な程度に角礫化し、ジグソークラックが発達した水冷自破碎溶岩となっている。

深度 360-582 m は粗粒砂岩を伴う細粒砂岩で、この固結度の低い砂岩に粗面岩細脈がところどころ貫入している。砂岩の下位には、みかけの厚さ 11 m の粗面安山岩貫入岩と、13 m の玄武岩質粗面安山岩貫入岩を介し

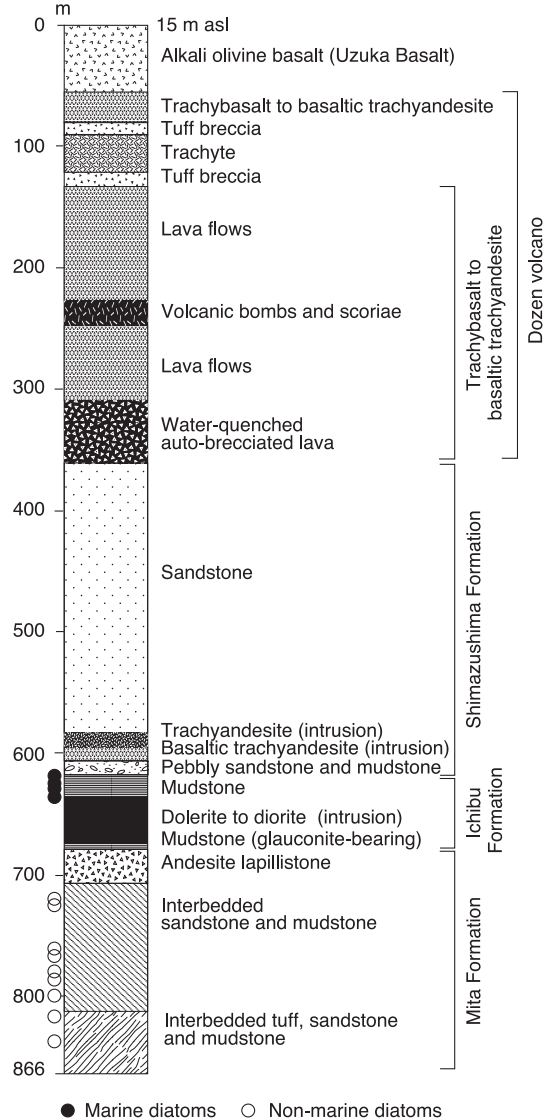


Fig. 3. Stratigraphy in the borehole at Higashi, Nakanoshima Island.

て、12 m の礫、貝殻まじり砂岩が続く。この砂岩からは貝化石やウニの針、後期中新世を示唆する *Islandiella* sp. など石灰質有孔虫の殻が産出する (山内・他, 1999)。

この砂岩の直下、深度 617.30-632.70 m の泥岩には、Fig. 3 には示していないが、見かけの厚さ約 2 m 程度の水冷破碎した粗面岩が深度 623.05-625.40 m の層準に挟まっている。泥岩からは、海生珪藻が産出する (Table 1)。珪藻の保存が悪く、また化石帯を指示する種も産出していないので、化石帯の認定はできないが、深度 623.00 m の試料から産出した *Actinocyclus ingens f. nodus* の産出範囲

Table 1. Diatom fossils identified in the boring cores from Higashi, Nakanoshima Island.

Units	Marine deposits						Non-marine deposits																	
	617.30	620.95	623.00	625.45	628.70	630.75	632.70	717.80	726.25	759.90	763.75	765.45	766.80	768.65	771.60	773.60	781.90	784.00	787.65	802.10	814.30	816.00	835.80	
Marine diatoms																								
Actinocyclus ingens f. ingens (Rattray) Whiting et Schrader	-	R	A	R	R	R	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
A. ingens f. nodus (Baldauf) Whiting et Schrader	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
A. ingens f. planus Whiting et Schrader	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Actinoptochus senarius (Ehrenberg) Ehrenberg	-	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cavitated jouseanus (Sheshukova) Williams	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Coscinodiscus marginatus Ehrenberg	-	-	A	R	R	R	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Grammatophora spp.	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Hyalodiscus obsoletus Sheshukova	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve	-	-	R	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Proboscia sp.	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Rhizosolenia styliformis Brightwell	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Stephanopyxis spp.	R	-	C	-	-	R	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Thalassionema nitzschioides (Grunow) H. et M. Peragallo	-	-	A	-	C	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Thalassiothrix longissima Cleve et Grunow	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Non-marine diatoms																								
Aulacoseira spp.	-	-	-	-	-	-	R	R	R	R	A	A	A	A	A	C	R	R	R	R	R	R	R	
Cymbella sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	C	-	-	-	-	-	-	C	-	
Eunotia sp.	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	-	R	-	
Navicula sp.	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	C	-	C	-	-	-	-	-	-	-	C	R	
Synedra sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	R	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	
Tetracyclus sp.	-	-	-	-	-	-	R	-	-	R	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

A=abundant; C=common; R=rare; -= absent.

は北太平洋珪藻化石帯 (Neogene Pacific Diatom Zone: Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998) のうちの NPD4A 帯下部~NPD4Bb 帯上限になる。Gradstein *et al.* (2004) の年代スケールで珪藻化石年代を調整すると、この NPD4A 帯下部~NPD4Bb 帯の年代は約 15.8-13.1 Ma となる。さらに、珪藻の保存が悪い場合でも NPD4B 帯であれば入っているはずの、頑丈な指標種 *Denticulopsis hyalina* が見つかっていないので、623.00 m の試料はどちらかと言えば、NPD4A 帯 (約 15.8-14.5 Ma) である可能性の方が高い。

深度 635-674 m は粗粒玄武岩~はんれい岩で、みかけの厚さ 5 m 前後の暗灰色泥岩を間に挟んで、680-708 m は安山岩凝灰角礫岩が認められる。暗灰色泥岩は 676 m 付近で海緑石砂岩を挟んでいるので、海成層であることは間違いない。

さらに、708-815 m は暗灰色砂岩泥岩細互層、そして掘止の 866 m まで砂岩泥岩と凝灰岩の互層が続く。泥岩試料からは断続的に淡水生珪藻化石のみが産出するので、この区間は非海成層と判断できる。とくに淡水湖沼に生息する浮遊性珪藻の *Aulacoseira* 属が優占する。

#### 4. Ar-Ar 年代測定

##### 4-1 測定試料

島前火山噴出物の最下部にあたる深度 350.23-350.30

m から採取したコアを年代測定試料とした。これは、島前火山を構成する典型的な粗面玄武岩であり、外輪山下部に相当する。

斑晶は自形の斜長石を主とする。ガラス包有物の汚濁帯 (粘土鉱物に変質) を含む自形~他形の斜長石集斑晶も存在する。苦鉄質鉱物は、自形の単斜輝石、褐色の粘土鉱物及び方解石に完全に変質したかんらん石 (仮像)、自形~他形の磁鉄鉱である。単斜輝石は磁鉄鉱と集斑晶をなすことがある。アパタイトも認められる。

石基は斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、かんらん石 (粘土鉱物に変質)、アパタイト、アノーソクレスよりなる。

試料調製は次のようにして行った (鹿野・他, 2012)。まず、粗面玄武岩石基を粉碎し、32-64 メッシュサイズにそろえた後、変質している斑晶及び石基の除去を目的として、約 100℃ に加熱し 3MHCl 中で約 60 分、さらに 4MHNO<sub>3</sub> 中で約 60 分、ホットスターラーにて攪拌後、脱イオン水で洗浄した。乾燥後、顕微鏡下で変質の認められる部分をハンドピックにて除去し、測定用試料とした。その結果、斑晶の斜長石は殆ど取り除かれたため、測定試料は実質的に、石基部分の斜長石微斑晶~微結晶のみからなる。

##### 4-2 測定方法

試料はアルミ箔に包み、年代標準試料 (フラックスモ



ニタ)とともに、中性子照射用アルミ容器中に各試料の位置を記録しながら、積みかさねて収納した。フラックスモニターとして、Fish Canyon Tuff中のサニディンを使用した。年代計算には、この標準試料の年代として27.5 Maを用いた(Lanphere and Baadsgaard, 2001; Ishizuka *et al.*, 2011)。測定妨害となるアルゴン同位体の補正は、KとCaをそれぞれ含む合成ガラスを試料とともに中性子照射し、分析することにより行った。試料の中性子照射は、東北大学金属材料研究所の共同利用研究の一環として、日本原子力研究開発機構東海研究開発センターのJRR-3の水力ラビット照射施設で24時間行った。

アルゴンの同位体比分析は、産業技術総合研究所のレーザー加熱 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定システムにより行い、分析法等は、Ishizuka *et al.* (2009)に準じた。測定に先立ち、試料を真空中にて約72時間100°Cで焼きだしを行った。試料の加熱には、CO<sub>2</sub>レーザー(NEWWAVE MIR10-30)を用い、レーザービームの径は試料全体が均質に加熱されるように約3.2 mmとした。試料の測定は段階加熱法により行った。ステップごとにレーザーの出力を上昇させ、試料が融解を開始するまで出力を上昇させた。各ステップで、レーザーの出力を一定として、90秒間加熱し、測定を行った。試料から抽出精製されたガスは、4個のZr-Alゲッター(SAES AP-10)と1個のZr-Fe-Vゲッター(SAES ST707)で10分間精製した。精製後、VG Isotech社(現GVI社)製希ガス質量分析計VG 3600によりアルゴン同位体比測定を行った。質量分析計の質量分別は標準空気を測定することにより決定した。抽出系、質量分析計をあわせたブランクは、 $^{36}\text{Ar}$ が $4.5 \times 10^{-14}$  ml STP、 $^{37}\text{Ar}$ が $2.8 \times 10^{-13}$  ml STP、 $^{38}\text{Ar}$ が $2.0 \times 10^{-14}$  ml STP、 $^{39}\text{Ar}$ が $4.0 \times 10^{-14}$  ml STP、 $^{40}\text{Ar}$ が $1.5 \times 10^{-12}$  ml STPであった。ブランクの測定は概ね3測定に1回の割合で行った。

測定誤差は1 $\sigma$ で報告する。年代値の誤差は、同位体比測定誤差、妨害同位体の補正に関する誤差、及び中性子照射条件J値の誤差(0.5%)を含んでいる。プラトー年代の算出は、プラトーを構成する各ステップで得られた年代値の誤差の重みをつけた加重平均により行った。プラトーの定義は、Fleck *et al.* (1977)による。

#### 4-3 測定結果

深度350.23-350.30 mから採取した粗面玄武岩石基試料のAr-Ar年代は、段階加熱するにつれて11.12 Maから6.49 Maまで低下し、そこから6.28 Maまで漸減した後、再び低下する(Table 2, Fig. 4)。6.49 Maから6.28 Maまで8つの段階加熱ステップにわたって年代値が測定誤差範囲(1 $\sigma$ =0.004-0.006)で一致するので、この区間をプラトーと認定して各ステップの年代値の加重平均を求め

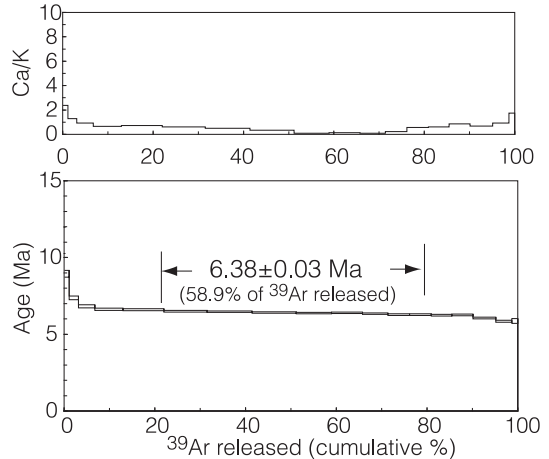


Fig. 4.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectrum with Ca/K plots for leached groundmass sample of trachybasalt from the boring core interval 350.23-350.30 m below the ground surface at Higashi, Nakanoshima Island.

ると $6.382 \pm 0.018$  Maとなる。ただし、J値の誤差として0.5%を見込む必要があるので、本論文では、これを考慮して、プラトー年代を $6.38 \pm 0.03$  Maとする。

プラトーと認定した区間で放出されたガスフラクションは全体の58.9%で、プラトーを構成するステップから得られるMSWD(mean square of the weighted deviates)は0.68と小さい(Table 3)。また、プラトーを構成する区間で放出されたガスの大気混入率も極めて小さい。したがって、上記のプラトー年代は、溶岩が固化したときの年代を示していると判断できそうである。なお、逆アイソクロン年代は $5.9 \pm 0.3$  Maと求めたが、データが $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ に関して極めて低く狭い範囲に集中しており、精度良く年代および切片を決めることはできなかった。ここでは議論しない。なお、水冷された溶岩試料はK-Ar法に適さないことがある(宇都・石塚, 1999)が、本測定では、Ar-Ar法を適用することによって、層序と整合的な年代を得ることができた。

## 5. 議 論

### 5-1 層序対比と地質学的意義

中ノ島東地区のボーリングでは、島前火山直下に、礫、貝殻まじり砂岩を基底とする浅海成砂岩があり、中期中新世前期の海成泥岩、時代不詳の暗灰色泥岩と安山岩凝灰角礫岩、非海成層が続くといえる。これらの岩相を地表での層序(Fig. 2)と照らし合わせると、淡水生珪藻化石を産する非海成層は地表に露出する美田層に、直上の中期中新世海成泥岩は市部層に対比される可能性が高

Table 2. Analytical data of stepwise-heating analyses of leached groundmass of trachybasalt from the boring core interval 350.23–350.30 m below the ground surface at Higashi, Nakanoshima Island.

Boring Core interval 350.23–350.30 (m)

U10210 (analysis ID) JRR30901-2 (irradiation ID)

J = 0.00092974

Laser output (W)	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>36</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar (x10 <sup>-3</sup> )	K/Ca	<sup>40</sup> Ar*(%)	<sup>39</sup> Ar <sub>K</sub> fraction (%)	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	Age(±1σ) (Ma)
1.11	11.97 ± 0.15	9.972 ± 3.576	21.79 ± 1.06	0.058	55.0	0.2	6.65 ± 0.51	11.12 ± 0.85
1.23	8.37 ± 0.08	1.399 ± 0.745	10.75 ± 0.28	0.420	63.8	0.9	5.35 ± 0.13	8.94 ± 0.22
1.32	5.24 ± 0.04	0.7605 ± 0.3197	3.093 ± 0.158	0.773	84.1	2.0	4.40 ± 0.07	7.37 ± 0.12
1.41	4.26 ± 0.04	0.5398 ± 0.3596	0.8185 ± 0.0822	1.089	95.7	3.6	4.07 ± 0.06	6.82 ± 0.10
1.5	4.04 ± 0.03	0.3795 ± 0.1506	0.4109 ± 0.0455	1.550	98.0	6.3	3.96 ± 0.04	6.63 ± 0.07
1.59	3.97 ± 0.03	0.4259 ± 0.1076	0.2634 ± 0.0329	1.381	99.2	9.0	3.94 ± 0.03	6.60 ± 0.06
1.665	3.92 ± 0.03	0.3613 ± 0.0755	0.2827 ± 0.0263	1.628	98.8	9.5	3.88 ± 0.03	6.49 ± 0.06
1.74	3.90 ± 0.02	0.2889 ± 0.0870	0.2216 ± 0.0324	2.036	99.1	9.9	3.87 ± 0.02	6.47 ± 0.05
1.815	3.88 ± 0.02	0.1934 ± 0.1173	0.2232 ± 0.0256	3.041	98.8	9.8	3.83 ± 0.03	6.42 ± 0.05
1.89	3.83 ± 0.01	0.0583 ± 0.1402	0.1032 ± 0.0336	10.096	99.4	7.8	3.81 ± 0.02	6.38 ± 0.05
1.965	3.84 ± 0.01	0.0761 ± 0.1568	0.0902 ± 0.0203	7.728	99.5	6.9	3.82 ± 0.02	6.39 ± 0.04
2.07	3.81 ± 0.01	0.0564 ± 0.1528	0.0972 ± 0.0451	10.435	99.4	5.6	3.78 ± 0.02	6.34 ± 0.05
2.19	3.79 ± 0.01	0.1322 ± 0.2192	0.1928 ± 0.0399	4.448	98.9	4.8	3.75 ± 0.03	6.28 ± 0.05
2.37	3.81 ± 0.01	0.3320 ± 0.1691	0.3050 ± 0.0636	1.771	98.6	4.8	3.75 ± 0.03	6.28 ± 0.05
2.61	3.81 ± 0.02	0.3559 ± 0.1484	0.3956 ± 0.0424	1.652	97.9	4.6	3.73 ± 0.03	6.24 ± 0.05
2.91	3.80 ± 0.01	0.5000 ± 0.2239	0.4002 ± 0.0463	1.176	98.3	4.7	3.74 ± 0.03	6.26 ± 0.06
3.33	3.77 ± 0.01	0.4010 ± 0.1739	0.6399 ± 0.0504	1.466	96.1	5.0	3.62 ± 0.03	6.06 ± 0.05
3.87	3.71 ± 0.01	0.5490 ± 0.2644	0.9380 ± 0.0580	1.071	94.1	3.6	3.49 ± 0.03	5.85 ± 0.06
4.56	3.71 ± 0.01	1.0267 ± 0.5407	1.0712 ± 0.2375	0.572	94.4	1.3	3.51 ± 0.09	5.87 ± 0.16
Plateau Age (1.665W) – (2.37W)								6.38 ± 0.03

Table 3. Results of stepwise-heating analyses of leached groundmass of trachybasalt from the boring core interval 350.23–350.30 m below the ground surface at Higashi, Nakanoshima Island.

Analysis No.	U10210	
Irradiation No.	JRR30901-2	
Boring core interval	350.23–350.30 (m)	
Material	groundmass	
Total gas age (±1σ)		
6.44±0.03 (Ma)		
Plateau age (±1σ)	Weighted average	6.38±0.03 (Ma)
	Inverse isochron age	5.9±0.3 (Ma)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar intercept	2617±3035
	MSWD	0.68
	Fraction of <sup>39</sup> Ar	58.9 (%)
Locality	Latitude	36°06'32"N
	Longitude	133°06'37"E
	Altitude	15 (m)

MSWD: mean square of the weighted deviates ((SUMS/(n-2))<sup>0.5</sup>) in York (1969).

SUMS: sum of the residuals from the proper straight line fitting technique.

Total gas ages were calculated using sum of the total gas released.

$\lambda_b=4.962 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$ ,  $\lambda_c=0.581 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167\%$  (Steiger & Jäger, 1977).

い、このボーリングでは、焼火山北西麓に露出する大津層と断定できるものはなく、削割されたか、あるいは市

部層の基底に位置付けた海緑石砂岩の存在から示唆されるように、堆積速度が極めて遅い区間となっているものと考えられる (Fig. 1). 山内・他 (1999) は、市部層相当と考えられる岩相の直上にある浅海成砂岩を地表に露出していない地層と考え、海土層と命名して記載している。しかし、粗面安山岩と玄武岩質粗面安山岩の貫入を受けているので、層位的には、知夫里島南東部、島津島にわずかながら分布する島津島層 (Figs. 1 and 2) に対比可能である。

地表で観察する限り、大津層から市部層までの地層群にアルカリ岩溶岩・火砕岩は認められない。これはボーリングでも同様で、アルカリ岩が出現するのは、島津島層形成期になってからである。北隣の島後においてアルカリ岩が出現する時期はほぼ同じで、島津島層に対応する都万層が久見層 (島前の市部層に相当) を不整合に覆い、かつ、7–5 Ma の流紋岩及び粗面岩溶岩など (重栖層) と指交している (山内・他, 2010/2010)。山内・他 (1999) は、市部層と島津島層に対比した堆積物の境界を占める粗面安山岩岩脈を粗面岩溶岩として両層の間に位置付けているが、接触部のペベライトを溶岩の流動角礫岩と誤認したものである。また、焼火山火砕丘北縁部の石英閃

長岩を焼火山火砕丘に貫入する岩脈とみなしているが、火砕丘がこれを被覆していることは確かである(千葉・他, 2000)。

島前火山初期の噴出環境は、直下の浅海成砂岩と同様、浅海であったと考えられる。それより上位では、高温酸化して赤色に染まった火山弾やスコリア礫などが挟まっており、火山体が成長するにつれて離水したことがうかがえる。

地質図で粗面玄武岩～玄武岩質粗面安山岩として一括している外輪山溶岩のうち、中井口水道に面した中ノ島宇受賀瀬西方の海岸沿いの崖や、対岸の西ノ島宇賀漁港東側の海食崖に露出している溶岩は水冷自破砕溶岩である。また、宇賀北東方、冠島に近接した入江では、火砕丘基部を水冷火山弾が占めている。これらはいずれも、陸上噴出物の下位にあり、ボーリングで確認された外輪山基底部の水冷溶岩に対応する可能性が高い。ただし、この対比が正しいとすると、ボーリング地点は外輪山形成後に水底噴出物と陸上噴出物との境界の深度 310m まで沈降したことになる。ボーリング地点が東北東方向に扇状に開いた谷の南端にあって、この谷を宇受賀玄武岩が埋め、その延長上の明屋海岸にスコリア丘が形成されている点に着目すると、宇受賀玄武岩噴出時にこの谷の南縁に沿って正断層が生じて沈降した可能性が考えられる。カルデラ形成時に谷が沈降したとすれば、現海面より 300m 近い深さまで沈水し、海に流入した碎屑粒子が多少なりともそこに集積するはずである。しかし、ボーリングでは島前火山噴出物と宇受賀玄武岩との間にそのような堆積物の存在は確認されていない。

水冷自破砕溶岩より上位の外輪山下部粗面玄武岩～粗面安山岩溶岩はいずれも陸上に定置した特徴をそなえており、それらがなす外輪山下部外側斜面に粗面玄武岩～玄武岩質粗面安山岩火砕丘と粗面岩火砕丘が散在する。地表では溶岩の間にスコリア火山礫岩や粗面岩軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩が挟まれていることがあるが、これらは、ボーリングコアで確認された火山弾やスコリア礫とともに、火砕丘から放出されたものである。

外輪山上部は、粗面岩溶岩・貫入岩からなり、局所的に粗面岩軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩を伴う。これらは、ボーリング地点のすぐ南側、標高 60-100m よりも高いところに尾根をなして分布しており、標高約 15m の地表から掘削したボーリングコアでは当然のことながら確認できない。

地表から深度 54m まで続く宇受賀玄武岩は、先に述べたように、噴出年代が島前火山とはかけ離れている上に、島前火山の外輪山下部がなす丘陵地の中にあつて西南西から東北東へと延びて扇状に開く低地を埋めてお

り、外輪山とは構造的に不調和である。下位の島前火山の溶岩との間の時間間隙を示す堆積物または土壌が回収されていないので、ボーリングでは両者の関係を直接確認することはできない。

## 5-2 島前火山の始まり

島前火山の始まりを地表で検討できる場所は、外輪山を成す西ノ島の主部とその南側にある焼火山火砕丘との間をつなぐ丘陵地である。そこには、美田層など中新世の地層群があり、大山石英閃長岩がこれを貫いている。焼火山火砕丘は、美田層など中新世の地層群を不整合に覆い、その下部は大山石英閃長岩中にあつて粗面岩火砕岩の漏斗状岩体をなしている(千葉・他, 2000)。したがって、焼火山火砕丘の形成時期は、大山石英閃長岩の固結後である。

大山石英閃長岩については、いくつか同位体年代値が報告されている。そのうち、最も古いのは、閃長斑岩の黒雲母 K-Ar 年代の 9 Ma (千葉, 1975) である。ただし、これは参考値である。このほかに、石英閃長岩の全岩 K-Ar 年代として、 $7.02 \pm 0.22$ ,  $6.18 \pm 0.19$  Ma (Morris *et al.*, 1997) と  $6.3 \pm 0.3$  Ma (千葉・他, 2000) の値が報告されている。いずれも石英閃長岩の貫入面に近い美田層砂岩を原岩とするホルンフェルス中の黒雲母の K-Ar 年代  $7.4 \pm 0.1$  Ma (千葉・他, 2000) よりも若く、風化・変質によって若返っている可能性がある。したがって、大山石英閃長岩が固化した年代は 7.4 Ma もしくはそれ以前、島前火山の活動開始時期は 7.4 Ma 以降と考えられる。

島前火山噴出物については、和田・他 (1990), Morris *et al.* (1990, 1997), 千葉・他 (2000), 土志田・他 (2006) が多数の全岩 K-Ar 年代値を報告している (Fig. 5)。島前火山の外輪山は、粗面玄武岩～粗面安山岩溶岩・火砕岩を主体とする下部と、粗面岩溶岩・火砕岩を主体とする上部とに区分できる(千葉・他, 2000)が、これまで報告された全岩 K-Ar 年代値を見ると、外輪山下部の粗面玄武岩～粗面安山岩溶岩の年代は 6.2-5.5 Ma である。同質岩脈の年代も、知夫里島の郡で採取した粗面玄武岩岩脈の 5.3 Ma を除けば、6.3-5.7 Ma に収まる。

外輪山上部の粗面岩溶岩そのものの年代は報告されていない。その給源と思われる岩株・岩脈の年代は 5.9-5.6 Ma の範囲にほぼ収まるが、西ノ島の粗面岩岩脈の中には 6.2-6.0 Ma の年代を示すものもある(和田・他, 1990; Morris *et al.*, 1997)。これは外輪山下部の形成期に既に粗面岩の活動が始まったことを示唆しており、西ノ島東端、冠島西側の外輪山の中に粗面岩火砕丘があつて、そこから連続する粗面岩火砕流堆積物が粗面玄武岩～粗面安山岩溶岩・火砕岩の間に挟まれている (Fig. 1) ことと矛盾しない。



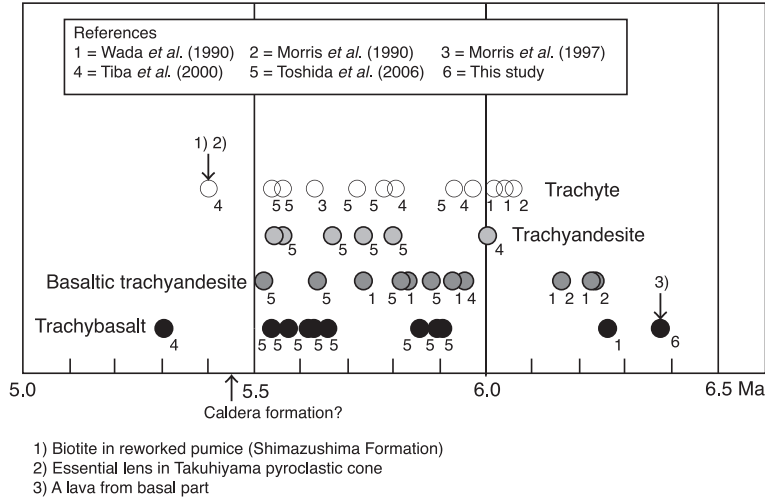


Fig. 5. Range of the isotopic ages of the eruption products from Dozen volcano. Caldera forming eruption likely occurred in between 5.4 and 5.5 Ma.

粗面玄武岩岩脈の中には例外的に若い年代  $5.3 \pm 0.3$  Ma を示すものがある (千葉・他, 2000). 測定誤差を考慮すると, 焼火山火砕丘を構成する粗面岩溶結火砕岩の年代  $5.56 \pm 0.10$  Ma (土志田・他, 2006) やその本質レンズの年代  $5.4 \pm 0.3$  Ma (千葉・他, 2000) に比べて有意に若いとは言い難いが, 海士町東地区のボーリングでも粗面岩溶岩の直上に粗面玄武岩～粗面安山岩溶岩が確認されており (Fig. 3), この例外的に若い年代値は, 焼火山火砕丘と相前後してなお粗面玄武岩～粗面安山岩の活動があったことを裏付けていると見ても良さそうである.

以上, 要するに, 外輪山の年代は 6.3–5.6 Ma で, 焼火山火砕丘の形成年代は 5.6–5.4 Ma の範囲にあることがわかる (Fig. 5). 土志田・他 (2006) は, 外輪山の溶岩・貫入岩の年代は, 5.9–5.5 Ma の 40 万年に集中するとしているが, 和田・他 (1990) と Morris *et al.* (1990, 1997), 千葉・他 (2000) の年代値はこれより古い傾向が認められる. その原因として, 測定システムが異なることが考えられるが, 測定値はいずれも標準試料で較正されていて, しかも年代値が重なり合っている. したがって, これまで報告された外輪山の年代値が示す 100 万年近くの広がり, 試料の採取位置や層準などの違いを反映していると判断するのが合理的である. 今回得られた島前火山最下部の年代 (約 6.4 Ma) は, これまで報告されている島前火山の年代値の範囲の上限値 6.3 Ma よりわずかながら古く, 層序関係に矛盾しない.

### 5-3 島前火山の活動期間と噴出量

島前火山の始まりを 6.4 Ma とすると, 島前火山は大山石英閃長岩が固結・冷却して 100 万年もしくはそれを越

える年限を経た後に始まったといえる. 大山石英閃長岩もアルカリ岩ではあるが, このような長い休止期は, 大山石英閃長岩を形成したマグマとは異なるマグマによって島前火山の活動が始まったことを示唆する.

既に述べたように, 島前火山の活動は, 浅い海域で始まった. 西ノ島や中ノ島に露出する外輪山下部の溶岩や, これと指交する火砕丘の一部には, 水と反応した兆候が認められることは確かで, 山体の縁辺に位置する島津島では, 山体からもたらされた軽石などが混入した浅海堆積物を見ることができる (千葉・他, 2000).

島前火山は, この後, 5.6 Ma までの間に, 焼火山火砕丘の位置での断続的噴火によって海面上まで成長した. 海士町東地区のボーリングで確認された粗面玄武岩～玄武岩質粗面安山岩溶岩の深度区間の長さは約 300 m であるが, そのうち, 水冷破碎の徴候が認められるのは, その基底から約 50 m 上位の層準までの範囲に限られる. 地表でも, マグマが水と接触した徴候が認められるところは極めて局所的で, 西ノ島と中ノ島との間の水道である中井口に面した海岸に沿って見られる水冷自破碎溶岩と, 西ノ島冠島西方の入江に見られる水冷火山弾が集積したアグロメレートのみである.

海面上に姿を現した島前火山は, 引き続き断続的に噴火を繰り返して成長するが, やがてカルデラを形成し, 5.4 Ma に焼火山火砕丘が形成される. 噴出物と放射年代で確認できる島前火山の活動は, 長く探ってせいぜい 5.3 Ma までである. したがって, 島前火山の活動期間は, おおよそ 100 万年もの長きにわたることがわかる.

島前火山を構成する火山岩は, 基本的に, かんらん岩

の部分溶融で生じたアルカリかんらん石玄武岩マグマを親マグマとして、その結晶分化作用によって導くことができる (Tiba, 1986; 金子, 1991). しかも、粗面玄武岩が高い  $\epsilon\text{Sr}$  値と低い  $\epsilon\text{Nd}$  値を持つ (Morris and Kagami, 1989) ことを考慮すると、Rb, U, 希土類元素などに富んだ領域が島前火山直下の上部マントルに存在していて、これがダイヤピル状に上昇して部分溶融することでアルカリかんらん石玄武岩マグマが生じた可能性がある (金子, 1991).

火山から噴出するマグマの給源としてこのようなマントルダイヤピルの存在を仮定したとき、火山の活動期間 (寿命) と総噴出量はダイヤピルの大きさに比例する (東宮, 1991). 実際、日本の代表的な第四紀火山の活動期間は 20–60 万年、総噴出量は 10–200 km<sup>3</sup> で、両者の間には相関関係が認められる (Sakuyama, 1983; 守屋, 1983; Tsukui *et al.*, 1986; 東宮, 1991).

島前火山の活動期間 100 万年は、日本の第四紀火山に比べるとやや長い、それでは総噴出量はどうか。

島前火山は、開析が進んでいるため、総噴出量を求めることはむずかしい。そこで大まかながら、放射状岩脈が集中する焼火山火砕丘を中心として半径 10 km の範囲に噴出物が分布していて、溶岩流や火砕岩層が全体に緩やか (<15°) に海側に傾斜していることに着目して、カルデラ形成前の島前火山が半径 10 km、傾斜 5–15° の円錐をなしていたと仮定すると、その体積は 92–281 km<sup>3</sup> になる。焼火山火砕丘については、上部が失われているため、直接その体積を求めることはできない。そこで、その火口直径を約 3 km として、マグマ爆発における火口直径と噴出物量との関係 (Sato and Taniguchi, 1997) から噴出量を求めると 36 km<sup>3</sup> となる。ただし、関係式のもととなるデータにばらつきがあるため、ここでは、±1.5 倍程度の誤差を見込むと 20–50 km<sup>3</sup> となる。また、マグマ爆発ではなく、マグマ水蒸気爆発によって火口が広がったとすると噴出量はこの数分の 1 程度になる。したがって、これらを合算した総噴出量は 100–300 km<sup>3</sup> 程度である可能性が高い。

#### 5-4 マントルダイヤピル仮説

密度を 2.67, 2.8, 3.0 g/cm<sup>3</sup> と仮定して求めたブーゲー異常図では、島前周辺の海域から島前火山中央の焼火山火砕丘に向かって大きくなる正の異常が認められ、その中で密度を 2.8, 3.0 g/cm<sup>3</sup> と仮定した場合には、焼火山火砕丘のところに、周囲よりも 4–6 mGal ほど小さい負の閉じた領域が現れる (千葉・他, 2000). このことは、花崗岩とほぼ同じかそれよりも高い密度の物質 (玄武岩やかんらん岩) からなるドームが焼火山を中心とした地域の地下に存在することを示唆する。負の異常域は焼火

山火砕丘の火口縁にほぼ一致しており、その中を周囲よりも軽い火砕岩が埋めていることを示している。

隠岐島後の重力異常も同様で、島後西部の片麻岩などの上に山体をなす珪長質アルカリ岩の分布域に向かって高くなり、その中心に当たる所に、島前の場合と同程度の大きさと広がりを持った負の異常が認められる。隠岐島後については、捕獲岩の岩石学などを手がかりに、Takahashi (1978) が、地下数十 km までアルカリ花崗岩が、それ以深には、かんらん石はんれい岩、そして 25 km 以深にはかんらん岩 (レルゾライト) が存在すると推定している。ブーゲー異常の広がりから推定されるこのような岩体の直径は 20 km 程度で、その下方に同程度の広がりを持つマントルダイヤピルが存在する可能性が考えられる。

興味深いことに、隠岐島後でも、6 Ma から 5 Ma にかけて流紋岩と粗面岩が少量の粗面玄武岩、粗面安山岩とともに噴出している。また、この後、4.7–4.1 Ma, 3.7–3.3 Ma, 2.8–2.3 Ma, 1.3 Ma, 0.85–0.63 Ma, 0.55–0.42 Ma に 10–100 万年間隔で断続的にアルカリかんらん石玄武岩と粗面玄武岩が噴火している (山内・他, 2009/2010; 鹿野・他, 2010). 島前の宇受賀玄武岩と同様、これらは、6–5 Ma の火山岩とは噴出位置が異なり、新たに供給されたマグマを起源としているとみなせよう。

以上、要するに、島前と島後の後期中新世～鮮新世初頭の火山活動の広がり、重力異常に現れているドームもしくはダイヤピル状の構造と重なっていて、これを形成した地質プロセスとマグマ活動の消長との間に何らかの関係が想定される。東宮 (1991) のモデル計算によると、20–60 万年もしくはそれ以上にわたって活動できるマントルダイヤピル (温度が 1200°C 以上で、部分融解が可能な領域) の体積は 1000–5000 km<sup>3</sup> で、その約 10% が噴出すると見積もっている。モデル計算したダイヤピルの活動期間と体積、形状と比較すると、島前火山の活動期間と総噴出量は、モデルの中で最も大きい体積 5000 km<sup>3</sup>、直径 20 km のシリンダーもしくは直方体の形状を持ったダイヤピルが深さ 50 km にとどまった場合のモデルにほぼ見合っており、その直径は島前火山の高重力異常域の直径とも整合的である。噴出量の見積もりに曖昧さはあるが、マントルダイヤピルの 10% が部分融解するとすれば、島前火山の場合、その 20–60% 程度が噴出し、残りは地下で冷却固化したことになる。これらのことは、アルカリかんらん石玄武岩マグマの発生深度が深く部分溶融率が小さいことに加えて、マグマの大部分が地表に到達することなく地下にとどまって固結したとして説明できるかもしれない。

中国地方のアルカリ火成活動では、各地に単成火山が

形成されている。Iwamori (1991) は、山陰地方の日本海沿岸にマントルダイアピル湧昇が最も活発で温度の高い領域を想定することでそれらの分布と玄武岩化学組成の側方変化を説明しているが、そこから 50 km 離れた隠岐諸島では複合火山体を形成している。上述のように、後期中新世に形成された島前火山に対応するマントルダイアピルの規模は大きく、したがって、Uto (1989) が指摘しているように、マントル湧昇流の中軸は時とともに移動している可能性も吟味する必要があるかもしれない。

## 6. ま と め

島前カルデラの外輪山に位置する中ノ島東地区のボーリングで島前火山噴出物が地下 360 m まで続くことが確認された。噴出物は粗面玄武岩溶岩から始まり、基底から 50 m までは水冷破碎されている。島前火山の直下には、後期中新世の浅海成砂岩（島津島層）があって、中期中新世前期の海成泥岩（市部層）、時代不詳の暗灰色泥岩と安山岩凝灰角礫岩、淡水成層（美田層）が続く。基底に近い深度 350 m 付近で回収された粗面玄武岩溶岩の基質部分について Ar-Ar 年代を測定したところ、 $6.38 \pm 0.03$  Ma のプラトー年代値を得た。これを島前火山の始まりの年代とし、現存する中で最も若い焼火山火砕丘の年代から推定される島前火山の活動期間は約 100 万年である。また、島前火山の噴出量は、大まかながら  $100\text{--}300 \text{ km}^3$  と見積もることができる。東宮 (1991) のモデル計算によれば、島前火山が 100 万年前後にわたって活動するのに必要なマントルダイアピルのサイズは、体積  $5000 \text{ km}^3$ 、直径 20 km である。噴出量の見積もりに曖昧さはあるが、マントルダイアピルの 10% が部分融解するとすれば、島前火山の場合、そのうちのかなりの部分は噴出せず、残りは地下で冷却固化したことになる。島前火山の高重力異常域の直径は、想定されるダイアピルの直径 20 km と同程度である。これらのことはアルカリかんらん石玄武岩マグマの発生深度が深く部分融解率が小さいことに加えて、マグマの大部分が地表に到達することなく地下にとどまって固結したとして説明できるかもしれない。

## 謝 辞

本論文は、当初、地域地質研究報告「浦郷地域の地質」（5 万分の 1 地質図幅）の補足として、中ノ島のボーリング層序と島前火山基底の放射年代値を報告するつもりでまとめた。しかし、産業技術総合研究所の東宮昭彦博士と匿名のもう一人の査読者の前向きな査読意見を受けて、改めてデータの意味づけを試みて内容を深めること

ができた。

## 引用文献

- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific. *In* Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., **87**, 393-481
- Fleck, R.J., Sutter, J.F. and Elliot, D.H. (1977) Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 15-32.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 589p.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., Taylor, R.N. and Sakamoto, I. (2009) Two contrasting magmatic types coexist after the cessation of back-arc spreading. *Chem. Geol.*, **266**, 274-296.
- Ishizuka, O., Tani, K., Reagan, M.K., Kanayama, K., Umino, S., Harigane, Y., Sakamoto, I., Miyajima, Y., Yuasa, M. and Dunkley, D.J. (2011) The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **306**, 229-240.
- Iwamori, H. (1991) Zonal structure of Cenozoic basalts related to mantle upwelling in southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **96**, 6157-6170.
- 金子信行 (1991) 隠岐島前火山の岩石学—その 1. 岩石記載, 主成分及び微量成分元素組成—。岩鉱, **86**, 140-159.
- 金子信行・千葉とき子 (1998) 島根県隠岐島前中ノ島のアルカリかんらん石玄武岩の産状と K-Ar 年代. 地質雑, **104**, 419-422.
- 鹿野和彦・湯浅真人・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「西郷」. 地質調査所.
- 鹿野和彦・谷 健一郎・岩野英樹・檀原 徹・石塚 治・大口健志 (2012) 東北日本男鹿半島, 赤島層の放射年代. 地質雑, **118**, 351-364.
- Komuro, H. (1987) Experiments on cauldron formation: A polygonal cauldron and ring fracture. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **31**, 139-149.
- Lanphere, M.A. and Baadsgaard, H. (2001) Precise K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr and U/Pb mineral ages from the 27.5 Ma Fish Canyon Tuff reference standard. *Chem. Geol.*, **175**, 653-671.
- 守屋以智雄 (1983) 日本の火山地形. 東京大学出版会, 135 p.
- Morris, P. A. and Kagami, H. (1989) Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Japan Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 335-346.
- Morris, P.A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S. (1990) Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture — Oki Dozen Island, Southwest Japan and the Japan Sea opening. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, **4**, 125-131.
- Morris, P.A., Itaya, T., Iizumi, S., Kagami, H., Watling, R.J.

- and Murakami, H. (1997) Age relations and petrology of alkali igneous rocks from Oki Dozen, Southwest Japan. *Geochem. J.*, **31**, 135-154.
- Sakuyama, M. (1983) Petrology of arc volcanic rocks and their origin by mantle diapirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 297-320.
- Sato, H. and Taniguchi, M. (1997) Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreatomagmatic eruptions: Implications for energy partitioning. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 205-208.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constant in Geo- and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Takahashi, E. (1978) Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arcs. *Bull. Volcanol.*, **41**, 529-546.
- 千葉とき子 (1975) 隠岐島前の地質. 国立科学博物館研究報告, C (地質学), **1**, 137-145.
- Tiba, T. (1986) Alkalic volcanism at Oki-Dozen. *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, no.19, 19-27.
- 千葉とき子・金子信行・鹿野和彦 (2000) 浦郷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 74 p.
- 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・三浦大助・幡谷竜太 (2006) マグマの水平移動に対する評価法の提案—隠岐島前火山の火道分布に基づく化学組成の影響の検討—. 電力中央研究所報告 N05026, 19 p.
- Tsukui, M., Sakuyama, M., Koyanagi, 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.
- Uto, K. (1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating. *Univ. Tokyo PhD Thesis*, 184 p.
- 宇都浩三・石塚 治 (1999) K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  法による第三紀火山岩の年代測定の現状と将来. *石油技誌*, **64**, 63-71.
- 和田穰隆・板谷徹丸・宇井忠英 (1990) 隠岐島前岩脈群と丹後半島岩脈群の K-Ar 年代. *火山*, **35**, 217-229.
- 山内靖喜・野村律夫・村上 久・石倉広美 (1999) 隠岐島前の層序. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, p.186.
- 山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一 (2009/2010) 西郷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 121 p.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Revised Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *J. Geol. Soc. Japan*, **104**, 396-414.
- York, D. (1969) Least-squares fitting of a straight line with a correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 320-324.

(編集担当 栗谷 豪)