論 文

東北日本男鹿半島、真山流紋岩類の放射年代

鹿野 和彦*・佐藤 雄大**・小林 紀彦***・小笠原憲四郎**・大口 健志****

(Received May 25, 2007 ; accepted November 9, 2007)

Isotopic ages of the Shinzan Rhyolites, Oga Peninsula, NE Japan

Kazuhiko Kano, Yudai Sato, Norihiko Kobayashi, Kenshiro Ogasawara and Takeshi Ohguchi

Abstract : The Shinzan Rhyolites are the uppermost part of the Monzen Formation and discordantly cover the Kamo Lavas of the same formation. The volcanic succession from the Kamo Lavas and correlative Kuguriwa Lavas to the Shinzan Rhyolites has been accepted to range in isotopic age from 34 Ma to 24 Ma with a large time gap of 2 or 3 million years between the Shinzan Rhyolites and the underlying two units. This paper reports new isotopic ages of the Shinzan Rhyolites, ca. 34 Ma by Ar-Ar and K-Ar dating of biotite and ca. 37 Ma by fission-track dating of zircon. A new fission-track date of the welded felsic tuff from the Kamo Lavas is ca. 36 Ma. These new age data are mutually consistent and much more reliable than the ever-reported isotopic age, and obviously indicate that 1) the Monzen Formation is to be Late Eocene to Early Oligocene in age and 2) the time gap between the Shinzan Rhyolites and the Kamo Lavas should be much smaller than or negligible relative to the time span of the entire volcanic succession. The main part of the Shinzan Rhyolites would be slightly younger than the shallow marine Shiose-nomisaki Sandstone and Conglomerate (34-36 Ma) and perhaps demonstrates the Late Eocene to Early Oligocene rifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea.

Key words : Shinzan Rhyolites, Monzen Formation, Daijima Formation, Nomuragawa Formation, isotopic age, Green Tuff, Eocene, Oligocene, Miocene, Oga Peninsula, Japan Sea opening

1. はじめに

秋田県男鹿半島は東北日本、日本海側の新生界層序の模式地として知られている。その新生界層序区分の枠組みは藤岡 (1959) によってまとめられ、長い間受け入れられてきた (Table 1)。しかし、1980 年代以降、岩相や年代の詳細が明らかになるにつれ、この古典的層序

区分の枠組みも見直しを迫られている。男鹿半島西部の火山岩を主体とする地層群についていえば、火山岩の定置機構や定置環境、そしてそれらの組み合わせによって特徴づけられる岩相の分布、岩相相互の関係などを調査する過程で、門前層と台島層の層序区分や相互の関係に問題があることが指摘されている (例えば、小林ほか, 2004)。また、測定法の進歩に伴い、従来報告されている火山岩の放射年代値そのものについても見直しが必要になっている。

真山流紋岩類は、門前層の最上部を占め、流紋岩溶岩を主体とする。門前層を定義し細分した藤岡 (1959) は、この真山流紋岩類を、同じ門前層の加茂溶岩類と潜岩溶岩類を不整合に覆うものの、加茂溶岩類・潜岩溶岩類との時間間隙はほとんど無いと考えて門前層に一括している。実際、加茂溶岩類と潜岩溶岩類の全岩 K-Ar 年代値は 27 ~ 34 Ma (大口ほか, 1995) であり、また、大口ほか (1979) が、真山流紋岩の黒雲母 K-Ar 年代として

* 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

** 筑波大学大学院生命環境科学研究科地球進化学専攻 Doctoral Program of Earth Evolution Sciences, Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba

*** 国際石油開発㈱ユーラシア・中東アフリカ事業本部 INPEX Corporation, Eurasia, Middle East & Africa Business Division

**** 秋田県資源技術開発機構・秋田大学 Akita Prefectural Resources Technology Development Organization and Akita University

Table 1 Stratigraphy in the western Oga Peninsula

Geologic age	Stratigraphy (Huzioka, 1959)		Radiometric age (Ma)
Middle Miocene	Nishikurosawa Formation		
Early Miocene	Daijima Formation	Conglomerate, sandstone, mudstone and others	FT age: 20.1 ± 0.8 (Kano <i>et al.</i> , in press)
		Basalt lava flows, dacite ignimbrite and others (Nomuragawa Formation: Kobayashi <i>et al.</i> , 2004)	K-Ar age: 19.1 ± 0.8 , 20.9 ± 0.5 (Kobayashi <i>et al.</i> , 2004) FT age: 21.4 ± 0.8 (Kano <i>et al.</i> , in press); 21.0 ± 1.2 (Kobayashi <i>et al.</i> , 2004); 21.8 ± 0.6 , 21.9 ± 0.7 (Ganzawa, 1987); 20.9 ± 0.3 , 22.0 ± 1.1 (Suzuki, 1980)
Late Oligocene			
Late Eocene to Early Oligocene	Monzen Formation	Shinzan Rhyolites	Ar-Ar age: 34.04 ± 0.16 (This study) K-Ar age: 34.06 ± 0.78 (This study), 38.15 (Ohguchi <i>et al.</i> , 1979) FT age: 36.7 ± 1.3 (This study), 23.7 ± 0.7 (Ganzawa, 1987), 25.3 ± 0.2 (Suzuki, 1980)
		Kamo Lavas, Kuguriwa Lavas, and undifferentiated sandstone and conglomerate beds at Shio-se-no misaki and other places	K-Ar age: 26.9 ± 0.6 , 29.9 ± 0.7 , 31.1 ± 0.7 , 31.5 ± 0.8 , 32.5 ± 0.8 , 32.8 ± 0.8 , 33.8 ± 1.1 , 34.3 ± 0.9 (Ohguchi <i>et al.</i> , 1995) FT age: 35.5 ± 1.2 (This study); 29.8 ± 0.6 (Ganzawa, 1987); 27.1 ± 1.3 , 31.5 ± 1.7 (Suzuki, 1980)
Early to Middle Eocene			
Paleocene	Akashima Formation		FT age: 49.3 ± 2.7 , 51.4 ± 2.0 (Suzuki, 1980); 53.4 ± 1.4 (Ganzawa, 1987)

Table 2 Results of K-Ar dating for biotite of OGA-25, Shinzan Rhyolites.

Sample name	OGA-25
Locality	$139^{\circ}43'36.2''\text{E}$ $39^{\circ}54'33.4''\text{N}$
Stratigraphic unit	Shinzan Rhyolites
Rock name	Biotite rhyolite
wt.%K	7.100 ± 0.142
$^{40}\text{Ar}^*$ (scc/gx 10^{-8})	947 ± 11
$^{40}\text{Ar}^*$ %	84.60
Age (Ma)	34.06 ± 0.78
$^{40}\text{Ar}^*$: radiogenic argon	

38.15Maの値を報告していることから、加茂溶岩類・潜岩溶岩類と真山流紋岩類との間に大きな時間差はないように見える。しかし、これまで報告されているFT年代値(鈴木, 1980; 雁沢, 1987)で見る限り、真山流紋岩類は24~25 Ma, 潜岩溶岩類は27~32 Maなので、真山流紋岩類と潜岩溶岩類との間に数百万年の差があることになる(Table 1)。実際にそれほど大きな年代差があるかどうかは、新生界の層序区分を考える上で重要であるが、1980年代のこれらFT年代測定値については、標準試料を用いた校正が行われていないため、その確かさについては確認を要する。そこで、筆者らは、真山流紋岩について、黒雲母のK-Ar年代とAr-Ar年代、

ジルコンのFT年代を、また、加茂溶岩類中の酸性溶結凝灰岩についても、ジルコンのFT年代を測定した。本報告では、これらの測定結果を示し、その意義について議論する。

2. 測定試料

1) 黒雲母流紋岩(試料番号 OGA-25)

採取位置: 男鹿市加茂青砂集落西端の海岸 (Fig. 1)。
産状・岩石記載: 流紋岩火山礫凝灰岩・凝灰岩中の貫入岩。西男鹿団体研究グループ(1972)によると、流紋岩火山礫凝灰岩・凝灰岩との接触面から1~1.5 mの範囲内はガラス質で、その内側は流理が発達したマイクロ結晶質になっている。いずれも長径2~4 mm以下の斜長石と黒雲母、微量のカリ長石の斑晶を含む。マイクロ結晶質石基は、石英の微結晶からなる薄いレンズと長柱状もしくは針状の珪長質鉱物とがほぼ平行に並ぶ層と、微細な珪長質鉱物がなす球果状集合からなる層とが重なり合って流理をなす。

2) 酸性溶結凝灰岩(試料番号 OGA-22)

採取位置: 男鹿市加茂青砂集落リゾート宿泊施設「きららか」の北西およそ300 mの海岸 (Fig. 1)。2万5千分の1地形図「船川」上での地名「長崎」付近。
産状・岩石記載: 玄武岩質アグルチネート直上の厚さ

Fig. 1 Geologic map of the sampling area, part of the west Oga Peninsula (modified after Kobayashi, 2005MS)

30 m を超える一群の酸性火砕流堆積物の一部。酸性火砕流堆積物は、走向 $N40^{\circ}-60^{\circ} E$ 、傾斜 $50^{\circ}-60^{\circ} SE$ の正断層で上盤側の玄武岩質のアグリュネートと火砕サージ堆積物、溶岩に接し、断層付近では $N65^{\circ} E32^{\circ} NW$ の走向・傾斜を示す。試料は、強く溶結し流状になっている岩石（流動溶結凝灰岩）で、微細な珪長質鉱物からなる基質に基質よりもやや粗い珪長質鉱物の集合からなるレンズや長径 $1 \sim 2 \text{ mm}$ 以下の斜長石の破片のほか、炭化木片と思われる不透明物質、ジルコンが散在する。基質には、不透明物質の多寡によって識別できる縞または雲状の模様が認められる。

3. 測定方法

黒雲母の K-Ar 年代測定と Ar-Ar 年代測定は藤森山年代学研究所に依頼した。年代を算出するに当たっては次の定数を使用した。 ^{40}K から ^{40}Ar への壊変定数 $= 0.581 \cdot$

$10^{-10} \text{ year}^{-1}$, ^{40}K から ^{40}Ca への壊変定数 $= 4.962 \cdot 10^{-10} \text{ year}^{-1}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \cdot 10^{-4}$ (Steiger and Jager, 1977)。

K-Ar 年代測定は、長尾ほか (1984), Itaya *et al.* (1991) に従って行った。Ar 同位体比の測定は、 ^{38}Ar をトレーサーとして、試料から抽出される Ar と混合させる同位体希釈法による。K は試料を硝酸とフッ化水素酸で分解した溶液を蒸発乾固し、それらを希塩酸に溶かした溶液を適宜希釈し、共存成分の抑制剤としてセシウム 2,000 ppm を加えて蛍光分光法で測定した。

Ar-Ar 年代測定は Hyodo *et al.* (1999) に従い、およそ 500°C から溶融する温度まで $50 \sim 100^{\circ}\text{C}$ ずつ温度を段階的に上げて加熱して、各設定温度でガスを抽出し、精製したガスを希ガス質量分析計に導入して Ar 同位体の量を測定した (兵藤, 2006; 郷津, 2006)。試料はアルゴンイオン連続レーザーで加熱し、所定の温度で 30 秒間保ち、ガスを抽出した後、室温に戻し、再び加熱する

Table 3 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical data on biotite from OGA-25, Shinzan Rhyolites.

Sample: OGA-25B1 ($J=0.0220646 \pm 0.0000694$)							
Temperature (°C)	Cumulative ^{39}Ar fraction	$^{40}\text{Ar}^*$ (%) (radiogenic)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age ($\pm 1 \sigma$) (Ma)	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ($\times 10^{-3}$)
498	0.002	4.19	4.474 $\pm$ 0.654	33.838 $\pm$ 6.903	169.9 $\pm$ 23.4	0.024 $\pm$ 0.000	3.024 $\pm$ 0.068
589	0.003	12.7	2.034 $\pm$ 0.269	14.654 $\pm$ 8.189	79.2 $\pm$ 10.2	0.146 $\pm$ 0.002	2.377 $\pm$ 0.349
711	0.010	41.01	0.780 $\pm$ 0.052	0.000 $\pm$ 0.000	30.8 $\pm$ 2.0	0.519 $\pm$ 0.005	2.016 $\pm$ 0.089
807	0.032	48.36	0.925 $\pm$ 0.027	1.405 $\pm$ 0.725	36.5 $\pm$ 1.1	0.589 $\pm$ 0.004	1.541 $\pm$ 0.128
903	0.088	85.96	0.919 $\pm$ 0.011	1.388 $\pm$ 0.317	36.2 $\pm$ 0.4	1.056 $\pm$ 0.009	0.098 $\pm$ 0.094
950	0.147	89.76	0.906 $\pm$ 0.015	1.919 $\pm$ 0.378	35.7 $\pm$ 0.6	1.104 $\pm$ 0.016	0.000 $\pm$ 0.018
1013	0.236	91.89	0.897 $\pm$ 0.009	1.886 $\pm$ 0.276	35.3 $\pm$ 0.4	1.115 $\pm$ 0.007	0.000 $\pm$ 0.009
1027	0.298	93.51	0.864 $\pm$ 0.008	0.410 $\pm$ 0.336	34.1 $\pm$ 0.3	1.124 $\pm$ 0.007	0.098 $\pm$ 0.105
1063	0.381	92.89	0.886 $\pm$ 0.007	1.209 $\pm$ 0.305	34.9 $\pm$ 0.3	1.129 $\pm$ 0.007	0.000 $\pm$ 0.020
1078	0.470	92.51	0.880 $\pm$ 0.009	1.616 $\pm$ 0.299	34.7 $\pm$ 0.4	1.136 $\pm$ 0.008	0.000 $\pm$ 0.016
1131	0.580	93.11	0.880 $\pm$ 0.016	2.959 $\pm$ 0.264	34.7 $\pm$ 0.6	1.137 $\pm$ 0.014	0.000 $\pm$ 0.011
1161	0.863	94.92	0.834 $\pm$ 0.008	1.322 $\pm$ 0.102	32.9 $\pm$ 0.3	1.199 $\pm$ 0.009	0.000 $\pm$ 0.006
1150	0.938	93.53	0.881 $\pm$ 0.014	1.745 $\pm$ 0.251	34.7 $\pm$ 0.5	1.135 $\pm$ 0.015	0.000 $\pm$ 0.020
Fusion	1.000	94.77	0.834 $\pm$ 0.011	0.000 $\pm$ 0.000	32.9 $\pm$ 0.4	1.134 $\pm$ 0.013	0.181 $\pm$ 0.015
Total age:					37.01 $\pm$ 0.32	Ma	
Plateau age (from 903°C to Fusion, 96.8% of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released) :					34.32 $\pm$ 0.30	Ma	
Isochron age:					34.43 $\pm$ 0.94	Ma	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{initial}} = 315.5 \pm 6.1$
Sample: OGA-25B3 ($J=0.0220646 \pm 0.0000694$)							
Temperature (°C)	Cumulative ^{39}Ar fraction	$^{40}\text{Ar}^*$ (%) (radiogenic)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age ($\pm 1 \sigma$) (Ma)	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ($\times 10^{-3}$)
496	0.000	4.18	3.947 $\pm$ 2.773	0.000 $\pm$ 0.000	150.6 $\pm$ 101.5	0.011 $\pm$ 0.000	3.243 $\pm$ 0.099
596	0.001	1.06	8.236 $\pm$ 1.750	96.438 $\pm$ 44.488	301.2 $\pm$ 59.0	0.023 $\pm$ 0.001	2.755 $\pm$ 0.286
702	0.003	4.95	2.173 $\pm$ 0.381	24.332 $\pm$ 15.433	84.5 $\pm$ 14.5	0.218 $\pm$ 0.006	1.783 $\pm$ 0.941
833	0.011	33.67	0.803 $\pm$ 0.061	0.000 $\pm$ 0.000	31.7 $\pm$ 2.4	0.413 $\pm$ 0.005	2.262 $\pm$ 0.083
900	0.060	81.33	0.821 $\pm$ 0.021	0.000 $\pm$ 0.000	32.4 $\pm$ 0.8	0.986 $\pm$ 0.011	0.644 $\pm$ 0.059
953	0.120	90.69	0.792 $\pm$ 0.019	0.000 $\pm$ 0.000	31.3 $\pm$ 0.8	1.143 $\pm$ 0.022	0.322 $\pm$ 0.043
1030	0.194	94.14	0.796 $\pm$ 0.019	0.000 $\pm$ 0.000	31.4 $\pm$ 0.7	1.181 $\pm$ 0.024	0.203 $\pm$ 0.028
1057	0.237	95.20	0.827 $\pm$ 0.014	0.000 $\pm$ 0.000	32.6 $\pm$ 0.6	1.151 $\pm$ 0.015	0.166 $\pm$ 0.033
1084	0.273	93.10	0.799 $\pm$ 0.018	0.000 $\pm$ 0.000	31.6 $\pm$ 0.7	1.163 $\pm$ 0.021	0.239 $\pm$ 0.039
1083	0.346	94.58	0.829 $\pm$ 0.016	0.296 $\pm$ 0.470	32.7 $\pm$ 0.6	1.173 $\pm$ 0.021	0.093 $\pm$ 0.153
1110	0.407	93.40	0.836 $\pm$ 0.017	0.311 $\pm$ 0.618	33.0 $\pm$ 0.7	1.150 $\pm$ 0.020	0.130 $\pm$ 0.196
1142	0.520	95.21	0.834 $\pm$ 0.019	0.250 $\pm$ 0.327	32.9 $\pm$ 0.7	1.169 $\pm$ 0.025	0.009 $\pm$ 0.106
1231	0.833	95.34	0.862 $\pm$ 0.010	0.544 $\pm$ 0.120	34.0 $\pm$ 0.4	1.160 $\pm$ 0.012	0.000 $\pm$ 0.007
Fusion	1.000	95.27	0.901 $\pm$ 0.013	0.596 $\pm$ 0.225	35.5 $\pm$ 0.5	1.110 $\pm$ 0.016	0.000 $\pm$ 0.015
Total age:					33.74 $\pm$ 0.28	Ma	
Plateau age (from 953°C to Fusion, 94.0% of $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ released) :					33.45 $\pm$ 0.26	Ma	
Isochron age:					33.3 $\pm$ 1.1	Ma	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{initial}} = 297.6 \pm 6.7$

ことを繰り返す。抽出したガスは活性ガスを取り除くために 400°C に保ったゲッターで 5 分間精製した。

FT 年代測定は東京都フィッション・トラックに依頼した。測定は, Danhara *et al.* (2003) に従い, 外部ディテクター法を採用して, 粉碎試料から抽出したジルコン結晶 30 個の内部面について行った。年代測定値は Danhara *et al.* (2003) に示した値を用いて較正した。

4. 測定結果

1) 黒雲母流紋岩 (試料番号 OGA-25)

黒雲母の K-Ar 年代は 34.06 ± 0.78 Ma であった (Table 2)。得られた値は鈴木 (1980) と雁沢 (1987) が報告した真山流紋岩類の FT 年代値よりも, 大口ほか (1979) が報告した黒雲母 K-Ar 年代値に近い。K は 2 回測定し

たが誤差は 2% 未満で, 黒雲母の K 含有量としても特に異常な値ではない。Ar 同位体の測定誤差は標準試料と比較して 1% 以内であり, 得られた年代値は信頼性が高い。

Ar-Ar 年代測定は黒雲母結晶 4 試料について行った (Table 3, Fig. 2)。段階加熱で得られた Ar ガス全量から求めた全アルゴン年代 (K-Ar 年代に相当する) は, 34 ~ 37 Ma で, 先に求めた K-Ar 年代値に矛盾しない。また, $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 逆アイソクロンが示す年代は, 33 ~ 34 Ma で, これに近い。逆アイソクロンから得られる $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ の初期値は, 大気アルゴンのそれに近く, 過剰アルゴンなどの影響は考えなくて良いことを示唆している (Table 3)。

段階加熱で得られる各加熱温度での年代値は, 4 試料

Table 3 (Continued)

Sample: OGA-25B4 (J=0.0220646 ± 0.0000694)								
Temperature (°C)	Cumulative ³⁹ Ar fraction	⁴⁰ Ar* (%) (radiogenic)	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	Age (± 1 σ) (Ma)	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar (x10 ⁻³)	
493	0.001	0.00	4.091 ± 0.649	56.495 ± 27.998	155.9 ± 23.7	0.056 ± 0.003	2.610 ± 0.425	
599	0.003	1.31	2.185 ± 0.332	26.471 ± 11.810	84.9 ± 12.6	0.195 ± 0.007	1.940 ± 0.650	
693	0.007	19.30	2.486 ± 0.179	23.113 ± 4.628	96.3 ± 6.8	0.303 ± 0.006	0.831 ± 0.414	
795	0.020	41.18	0.846 ± 0.037	0.300 ± 1.523	33.4 ± 1.5	0.495 ± 0.006	1.968 ± 0.213	
895	0.060	68.40	0.884 ± 0.017	0.988 ± 0.810	34.9 ± 0.7	0.844 ± 0.011	0.859 ± 0.190	
939	0.111	89.89	0.854 ± 0.166	0.974 ± 0.429	33.7 ± 0.7	1.157 ± 0.020	0.042 ± 0.138	
983	0.176	93.05	0.871 ± 0.018	1.468 ± 0.323	34.3 ± 0.7	1.149 ± 0.022	0.000 ± 0.018	
1004	0.239	91.65	0.869 ± 0.020	1.121 ± 0.472	34.2 ± 0.8	1.154 ± 0.026	0.000 ± 0.036	
1019	0.288	93.99	0.823 ± 0.020	0.050 ± 0.585	32.5 ± 0.8	1.146 ± 0.025	0.192 ± 0.186	
1070	0.370	93.38	0.857 ± 0.012	0.823 ± 0.355	33.8 ± 0.5	1.167 ± 0.015	0.000 ± 0.018	
1094	0.443	92.87	0.882 ± 0.014	1.180 ± 0.439	34.8 ± 0.6	1.134 ± 0.017	0.000 ± 0.018	
1148	0.623	93.81	0.828 ± 0.011	1.401 ± 0.163	32.7 ± 0.4	1.208 ± 0.013	0.000 ± 0.012	
1194	0.778	93.73	0.869 ± 0.012	1.544 ± 0.168	34.3 ± 0.5	1.150 ± 0.014	0.000 ± 0.012	
1056	0.986	94.61	0.868 ± 0.007	0.875 ± 0.154	34.2 ± 0.3	1.152 ± 0.008	0.000 ± 0.011	
Fusion	1.000	100.00	0.891 ± 0.012	0.000 ± 0.000	35.1 ± 0.5	1.122 ± 0.014	0.000 ± 0.115	
Total age:					35.67 ± 0.30	Ma		
Plateau age (from 895°C to Fusion, 98.0% of ³⁹ Ar _K released) :					34.48 ± 0.28	Ma		
Isochron age:					33.3 ± 1.2	Ma	⁽⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) _{initial} = 297.6 ± 6.7	
Sample: OGA-25B6 (J=0.0220646 ± 0.0000694)								
Temperature (°C)	Cumulative ³⁹ Ar fraction	⁴⁰ Ar* (%) (radiogenic)	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	Age (± 1 σ) (Ma)	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar (x10 ⁻³)	
505	0.001	10.04	4.433 ± 0.393	88.332 ± 37.862	168.4 ± 14.2			
598	0.003	0.00	4.193 ± 0.286	63.446 ± 24.422	159.6 ± 10.4			
711	0.008	17.04	2.437 ± 0.196	24.224 ± 8.353	94.5 ± 7.4	0.343 ± 0.006	0.559 ± 0.798	
813	0.028	33.68	1.335 ± 0.054	6.146 ± 1.282	52.4 ± 2.1	0.396 ± 0.004	1.597 ± 0.153	
919	0.093	77.43	0.984 ± 0.014	1.982 ± 0.493	38.7 ± 0.6	0.935 ± 0.001	0.271 ± 0.130	
980	0.143	90.66	0.903 ± 0.013	2.206 ± 0.687	35.6 ± 0.5	1.107 ± 0.012	0.000 ± 0.036	
1006	0.227	95.51	0.832 ± 0.008	0.000 ± 0.000	32.8 ± 0.3	1.142 ± 0.008	0.168 ± 0.019	
1055	0.271	94.08	0.891 ± 0.010	0.832 ± 1.081	35.1 ± 0.4	1.122 ± 0.012	0.000 ± 0.035	
1083	0.311	95.46	0.843 ± 0.015	0.090 ± 1.317	33.3 ± 0.6	1.141 ± 0.001	0.129 ± 0.413	
1111	0.375	92.50	0.883 ± 0.006	0.858 ± 0.770	34.8 ± 0.3	1.133 ± 0.007	0.000 ± 0.026	
1136	0.412	92.44	0.893 ± 0.011	1.891 ± 1.169	35.2 ± 0.4	1.120 ± 0.001	0.000 ± 0.054	
1183	0.515	92.51	0.808 ± 0.008	0.000 ± 0.000	31.9 ± 0.3	1.142 ± 0.006	0.259 ± 0.025	
1211	0.747	93.16	0.863 ± 0.006	0.596 ± 0.149	34.0 ± 0.3	1.142 ± 0.006	0.051 ± 0.049	
1357	0.948	90.83	0.893 ± 0.007	1.320 ± 0.205	35.2 ± 0.3	1.120 ± 0.007	0.000 ± 0.011	
Fusion	1.000	17.54	0.942 ± 0.036	3.395 ± 1.167	37.1 ± 1.4	0.257 ± 0.002	2.566 ± 0.087	
Total age:					36.38 ± 0.31	Ma		
Isochron age:					34.0 ± 1.6	Ma	⁽⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) _{initial} = 317.6 ± 10.2	
(The data at 505°C and 598°C have a large error and were excluded from the calculation of isochron age)								

のうち 3 試料について, ある温度範囲でほぼ安定している (Fig. 2)。この, プラト年代といわれる値は 33 ~ 34 Ma で, 誤差による重み付けした平均値を 3 試料のプラト年代について求めると 34.04 ± 0.16 Ma となる。プラト年代は低温で排出される黒雲母結晶周縁部のアルゴンガスを除いた後で得られたもので, 変質などの影響をある程度除去した結果である。ここで得られたプラト年代は, K-Ar 年代や全アルゴン年代, 逆アイソクロン年代に近いが, それらよりも誤差が少ないことから, より真の値に近いと考えられる。

同一試料から抽出したジルコンの FT 年代は 36.7 ± 1.3 Ma であった (Table 4)。測定粒子 30 個の自発トラック数と誘発トラック数との相関は高い。また, Galbraith

(1981) の χ^2 検定に合格することから, いずれのジルコン結晶も同一集団に属するとみなせる。得られた FT 年代値は K-Ar 年代値と Ar-Ar 年代値に比べてやや大きいものの測定誤差の範囲内にある。

以上の放射年代測定結果は, OGA-25 の年代が 34 Ma 前後であることを示す。

2) 酸性溶結凝灰岩 (試料番号 OGA-22)

ジルコンの FT 年代は 35.5 ± 1.2 Ma であった (Table 4)。測定粒子 30 個の自発トラック数と誘発トラック数との相関は高い。Galbraith (1981) の χ^2 検定には合格しないが, これは結晶内部での累帯構造が著しいことによる。

Fig. 2 Variation in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio with the fraction of ^{39}Ar released by stepwise heating of biotite samples OGA-25B1, B3, B4 and B6.

5. 議 論

以上の測定結果を最新の地質年代尺度 (Gradstein *et al.*, 2004) に照らし合わせると、真山流紋岩類と加茂溶岩類は、後期始新世～前期漸新世初頭の火山噴出物ということになる。真山流紋岩類については、今回得られた放射年代値と、逆帯磁している (西男鹿団体研究グループ, 1972) ことを考え併せると、始新世と漸新世の境界付近、すなわちクロン 13r の最末期に対比される可能性が高い。

真山流紋岩類と加茂溶岩類の 34 Ma、もしくはこれより古い放射年代値は、帆掛島に分布するデイサイト溶結火砕岩や、館山崎に分布する玄武岩溶岩など台島層主部 (藤岡, 1959) を構成する火山岩の放射年代値 21 ～ 22 Ma (鈴木, 1980; 雁沢, 1987; 吉田ほか, 2004) とは大きくかけ離れており、真山流紋岩類と加茂溶岩類、

潜岩溶岩類を門前層に一括した藤岡 (1959) の考え方を支持する。ただし、藤岡 (1959) が上下関係にあるとして区分した潜岩溶岩類と加茂溶岩類については、大口ほか (1995) が報告したとおり放射年代値では区別できない上、さまざまな組成の火山岩と岩相が組み合わさっており、岩相層序区分を再検討する必要がある (小林, 2005MS)。

新たに得られた真山流紋岩類の FT 年代値は、鈴木 (1980) と雁沢 (1987) が報告した値より有意に古い。試料採取地点は鈴木 (1980) の試料と同一であり、この差は、採取位置の違いによるものではない。西男鹿団体研究グループ (1972) によれば、真山流紋岩類は噴出時期の異なる 3 つの単元に区分できるとしており、噴出時期の違いを反映している可能性も考えられる。しかし、OGA-25 は第 II 期の流紋岩であり、鈴木 (1980) と雁沢 (1987) の試料も第 II 期の流紋岩なので、噴出時期の違い

Table 4 Results of fission-track dating for zircon crystals of OGA-22, Kamo Lavas and OGA-25, Shinzan Rhyolites.

Sample name	OGA-22	OGA-25
Locality	139°43' 02.0"E 39°54' 48.7"N	139°43' 36.2"E 39°54' 33.4"N
Stratigraphic unit	Kamo Lavas	Shinzan Rhyolites
Rock name	Felsic welded tuff	Biotite rhyolite
n	30	30
P (χ^2)	0	55
ρ_s (10^6 cm^{-2})	5.25	3.62
N_s	4388	3382
ρ_i (10^6 cm^{-2})	2.26	1.51
N_i	1888	1411
ρ_d (10^4 cm^{-2})	8.069	8.081
N_d	3873	3879
r	0.864	0.908
Age (Ma)	35.5 ± 1.2* (ED1)	36.7 ± 1.3* (ED1)

ED1: External detector method with geometry factor 0.5 and age calibration factor $\zeta = 380 \pm 3 \text{ yr/cm}^2$

*: Error is given as one standard deviation

N_s, ρ_s : Total number and density of spontaneous track in sample

N_i, ρ_i : Total number and density of induced track in sample

N_d, ρ_d : Total number and density of induced track in dosimeter

n: Total number of zircon grains

P (χ^2): Percent probability for the χ^2 value at n degrees of freedom

r: Correlation coefficient

Dosimeter glass: SRM612

いを示すものでもない。したがって、測定方法や測定者の違いが測定結果の差として現れている可能性が高いが、と較正がなされていないのでいまのところ原因は特定できない。いずれにしても、OGA-25についていえば、K-Ar 年代値および Ar-Ar 年代値と FT 年代値がほぼ一致していることから、これらの値を否定する合理的理由は見あたらない。

真山流紋岩類の試料 OGA-25 と加茂溶岩類中の試料 OGA-22 の FT 年代値は誤差の範囲内で一致し、むしろ層序に反して逆転するかのように見える。存在確率の高い平均値 $\pm 1\sigma$ の範囲内で層序に矛盾しない年代を採った場合の差は 130 万年以下で、このことは両者の噴出年代にほとんど差が無いことを示唆する。

真山流紋岩類は、加茂溶岩類や潜岩溶岩類のなす起伏を埋めて男鹿半島の最高峰である本山（標高 715.2 m）の山頂付近から海岸まで分布する（Fig. 1）。主体となる溶岩にはジグソー割れ目が発達し、流動角礫岩を伴うことから、全体が水底に定置したと考えることができる（小林, 2005MS）。これが短時間に噴出したものとするれば、このことは、その当時、現在の真山流紋岩の高低差 700 m を超える深さの水域がそこにあったことを意味する。一方、加茂溶岩類・潜岩溶岩類は陸上ないし浅い水域に

定置したとされており（大口ほか, 1995）、真山流紋岩類の基底には、加茂溶岩類または潜岩溶岩類に由来する砂礫岩が認められる。したがって、真山流紋岩類と加茂溶岩類・潜岩溶岩類との不整合は、比較的短時間に沈降し、水没するまでの間に、地震や噴火による山体崩壊、洪水、波浪などによって浸食されたことを示すと解釈できる。

加茂溶岩類・潜岩溶岩類が陸水域に面していたのか海域に面していたのかについては、いまのところ決め手がない。しかし、最近、大口ほか（2005）は、加茂青砂の南南東 6 km の潮瀬ノ岬に分布する門前層潮瀬ノ岬砂礫岩に生痕化石を見出し、それが前浜～外浜の環境に堆積したことを指摘している。また、Kano *et al.* (2007) は、潮瀬ノ岬砂礫岩の主体をなすスコリア火山礫凝灰岩ないし凝灰岩のスコリアから抽出したジルコンについて、その内部面と外部面を対象に測定した FT 年代値として、33 Ma と 35 Ma の値を報告している。これら 2 つの年代値は真山流紋岩類の放射年代値 34 Ma に極めて近く、かつ、潮瀬ノ岬砂礫岩の砂岩は火山岩ガラス片と斜長石を主体とし、黒雲母を伴う。潮瀬ノ岬付近の門前層で黒雲母を含む火砕岩は真山流紋岩類基底部以外からは見つかっていない（西男鹿団体研究グループ, 1972; 小林, 2005MS）ので、黒雲母を含む凝灰質砂岩は真山流紋岩類が噴出し始めた頃に堆積した可能性が高い。このようなことから、この地域が沈水し始める頃に潮瀬ノ岬砂礫岩が堆積し始め、引き続き真山流紋岩類が噴出して水深 700 m 前後、あるいはこれを超える海底に定置したことが 1 つの可能性として考えられる。

真山流紋岩類は、この後、門前層のほかの火山岩とともに前期中新世の野村川層や野村川層と同時期に陸上に噴出したとされる台島層主部の火山岩に不整合に覆われる（小林ほか, 2004; Sato, 2006MS）。藤岡ほか（1973）は、真山流紋岩類が分布するとされていた本山山頂でも台島層帆掛島デイサイトが真山流紋岩類を覆っているとしており、直接の関係は観察できなかったが、筆者らの調査でもこれに対応するデイサイト溶結火砕岩が本山山頂付近に分布していることが確認できた（Fig. 1）。これらの事実、男鹿半島が、後期始新世から前期漸新世にかけて火山岩が断続的に噴出するかたわら沈降し続けたが、前期中新世までには隆起して陸上となり、デイサイト火砕流や玄武岩質安山岩溶岩などが噴出したことを意味する。後期始新世から漸新世にかけての沈降と前期中新世初頭の隆起は、男鹿半島のみならず、サハリン南部（鹿野ほか, 2000）、能登半島（Kano *et al.*, 2002）、油谷湾と北九州（尾崎, 1999）でも認められ、20 Ma 以降の急速な日本海拡大（Yamaji, 1990; Hoshi and Takahashi, 1999;）

Yamaji *et al.*, 1999; 佐藤ほか, 2004) の先駆けとなる広域的な現象と考えられる (Kano *et al.*, 2007)。Ingle (1992) ほかは, 日本海の沈降が 30 数 Ma, すなわち漸新世に始まるとしていたが, 新たに得られた真山流紋岩類の放射年代は, さらにさかのぼる可能性を示している。

6. ま と め

門前層真山流紋岩類の流紋岩と加茂溶岩類の酸性溶結凝灰岩について放射年代を測定した。その結果, 門前層の年代は従来考えられていたよりも古く, 後期始新世～前期漸新世初頭であることが分かった。真山流紋岩類については, Ar-Ar によるプラト一年代を採ると 34 Ma 前後の値が得られる。ほかの方法で測定した年代値とほぼ一致していることから, この年代値はほぼ確実に真山流紋岩類の噴出年代を示しているといえる。また, この年代値と古地磁気極性とを考え合わせるとクロン 13r 最末期に対比できる可能性が高い。加茂溶岩類・潜岩溶岩類はこれよりもやや古いが, それほど大きな時間間隙はないと考えられる。真山流紋岩類と加茂溶岩類・潜岩溶岩類との不整合は, 恐らく, 比較的短時間に沈降し, 水没する過程で加茂溶岩類・潜岩溶岩類が浸食されたことを示す。

謝 辞

本研究は産業技術総合研究所地質情報研究部門陸域地質図プロジェクトによる 5 万分の 1 地質図幅「戸賀・船川」改訂のための調査研究 (代表: 鹿野和彦, 平成 17～19 年度), ならびに科学研究費補助金基盤研究 B「統合生層序に基づく本邦新生代貝類化石タイプ標本類の時間・空間分布」(代表: 小笠原憲四郎, 平成 17～19 年度) の研究の一環として行った

黒雲母の分離とジルコンの FT 年代測定については, 株式会社フィッション・トラックの檀原 徹と岩野英樹のお二人にお世話になった。岡山理科大学の兵藤博信教授と板谷徹丸教授には, Ar-Ar 年代測定についてお骨折りいただいた。また, 株式会社山年代学研究所の八木公史と郷津知太郎のお二人には, Ar-Ar 年代と K-Ar 年代の測定データをまとめていただいた。

引 用 文 献

- Danhara, T., Iwano, H., Yoshioka, T. and Tsuruta, T., 2003: Zeta calibration values for fission track dating with diallyl phthalate detector. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **109**, 665–668.
- Galbraith, R.F., 1981: On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, **13**, 471–478.

Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A., 2004: *A Geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 589p.

雁沢好博, 1987: 東北日本弧内帯の白亜紀—第三紀火山岩のフィッション・トラック年代—奥尻島・男鹿半島・朝日山地—. *地質雑*, **93**, 387–401.

郷津知太郎, 2006: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の紹介と最近の応用例. *地質技術* (蒜山地質年代学研究所創立 10 周年記念特集), 創刊準備号, 35–41.

Hoshi, H. and Takahashi, M., 1999: Miocene counterclockwise rotation of Northeast Japan: a review and new model. *Bull. Geol. Surv.*, **50**, 3–16.

Hyodo, H., Kim, S.W., Itaya, T. and Matsuda, T., 1999: Homogeneity of neutron flux during irradiation for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age dating in the research at Kyoto University. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **94**, 329–337.

兵藤博信, 2006: レーザー加熱による $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法: 拡散実験とアイソクロン分析. *地質技術* (蒜山地質年代学研究所創立 10 周年記念特集), 創刊準備号, 27–34.

藤岡一男, 1959: 5 万分の 1 戸賀・船川地質図幅および同説明書. *地質調査所*, 61p. + 英文要旨 6p.

藤岡一男, 1973: 男鹿半島の地質. 男鹿半島自然公園学術調査報告, 日本自然保護協会調査報告, **44**, 5–34.

藤岡一男・高安泰助・的場保望・大口健志および秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室, 1973: 秋田県男鹿半島地質図 (1: 50,000), 男鹿半島自然公園学術調査報告, 日本自然保護協会調査報告, **44**, 付図.

Ingle, J.C., Jr., 1992: Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections. *In*: Tamaki, K., Suehiro, K., Allan, J., Williams, M., *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **127/128**, part 2, 1197–1218.

Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A., 1991: Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**, 203–221.

鹿野和彦・宇都浩三・内海 茂・小笠原憲四郎, 2000: ロシア, サハリン島南部, マカロフ地域およびチェホフ地域における前期中新世の不整合とその意義. *地学雑誌*, **109**, 262–280.

Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Danhara, T. and Ogasawara, K., 2002: An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *The Island Arc*, **11**, 170–184.

Kano, K., Uto, K. and Ohgichi, T., 2007: Eocene to Oligocene

- marine transgression on the Japan Sea coast : implication to the opening of the Japan Sea. *Jour. Asian Earth Sci.*, **30**, 20–32.
- 鹿野和彦・小布施明子・佐藤雄大・大口健志・小笠原憲四郎，印刷中：男鹿半島潮瀬ノ岬砂礫岩の年代層序学的位置づけ. 石技誌，**73**(1).
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志，2004：野村川層：東北日本，男鹿半島西部における新たな層序単元の提唱とその層序学的意義. 石技誌，**69**，374–384.
- 小林紀彦，2005MS：東北日本，男鹿半島における前期中新世以前の火山活動と堆積盆形成過程. 秋田大学大学院工学資源研究科博士論文，129p. + 付表 3p.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一，1984：K-Ar 法による年代測定. 岡山理科大学蒜山研究所報告，no. 9，19–38.
- 西男鹿団体研究グループ，1972：男鹿半島南西部戸賀一門前間の地質. 地球科学，**26**，183–194.
- 大口健志・矢内桂三・植田良夫・玉生志郎，1979：男鹿半島第三系・入道崎火成岩の岩相と放射年代. 岩鉱，**74**，207–216.
- 大口健志・林信太郎・小林紀彦・板谷徹丸・吉田武義，1995：男鹿半島・門前層下部（漸新統），潜岩・加茂溶岩部層の K-Ar 年代. 地質学論集，no. 44，39–54.
- 大口健志・山崎貞治・野田浩司・佐々木清隆・鹿野和彦，2005：男鹿半島から見出された 20 Ma 以前の海成堆積物. 石技誌，**70**，207–215.
- 尾崎正紀，1999：山口県北西部に分布する日置層群と油谷湾層群の FT 年代－特に伊上層の層序学的位置づけについて－. 地球科学，**53**，391–396.
- 佐藤比呂志・吉田武義・石崎貴哉・佐藤時幸・池田安隆・海野徳仁，2004：後期新生代における東北日本中部首弧域の地殻構造発達－最近の地殻構造探査を中心として－. 石油技誌，**69**，145–154.
- Sato, Y., 2006MS：Stratigraphic revision of the Daijima Formation distributed in the Oga Peninsula, Akita Prefecture. Master Thesis, Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, 54p.
- Steiger, R. A. and Jager, E., 1977：Subcommission on Geochronology on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359–362.
- 鈴木達郎，1980：男鹿半島新第三紀火山岩類に関する fission track 年代. 地質雑，**86**，441–453.
- Yamaji, A., 1990：Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365–378.
- Yamaji, A., Momose, H. and Torii, M., 1999：Paleomagnetic evidence for Miocene transtensional deformations at the eastern margin of the Japan Sea. *Earth Planets Space*, **51**, 81–92.