瀬戸川・三笠層群火成岩礫の ^{40}Ar - ^{39}Ar ・K-Ar 年代

^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar ages of the igneous blocks
in the Setogawa and Mikasa Groups

齋 藤 和 男 (Kazuo SAITO)*

遅 沢 壮 一 (Soichi OSOZAWA)**

石 川 賢 一 (Ken-ichi ISHIKAWA)***

Results of ^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar datings indicate that igneous blocks in conglomerate of the Setogawa and Mikasa Groups are 35 Ma in age and have excess argon. The age of these blocks is older than that of basaltic extrusions and intrusions originated from subducting mid-ocean ridge during 23.5 to 20 Ma. The blocks in the conglomerate were derived from protrusive rocks, and the protrusion was not from the subducting ridge but from older accretionary complex formed before the ridge subduction.

Keywords: ^{40}Ar - ^{39}Ar ages, Setogawa, Mikasa, Ophiolite, Ridge subduction

I. はじめに

静岡県中部には、瀬戸川層群（千谷，1931）と三笠層群（氏家，1958）が分布しており、それぞれ付加複合体、前弧盆地堆積物に相当すると考えられている（Osozawa, 1988 など）。両層群とも超塩基性岩、はんれい岩、玄武岩などの火成岩を含んでいることは古くから知られていた（横山，1950 など）。これら火成岩は産状から、瀬戸川層群では一部固体貫入岩で一部礫岩（荒井ほか，1978）、三笠層群では礫岩とされた（下川・杉山，1982）。その後、Osozawa *et al.* (1990) は両層群には固体貫入岩・重力流堆積物である礫岩ばかりでなく、泥岩中に現地性の玄武岩溶岩・岩脈があることを示した。固体貫入は礫岩の堆積とほぼ同時期であるため、その貫入年代は礫岩を挟在する泥岩の年代から推定される。また、玄武岩溶岩・貫入岩についても、同様に、その噴出・貫入年代は泥岩の年代から推定される（Osozawa *et al.*, 1990 など）。しかし、火成岩自体の放射年代については、Osozawa (1988) が K-Ar 年

代を簡単に報告したのみであった。このため、礫岩中の火成岩の年代と玄武岩溶岩・貫入岩の年代が一致するか否かの問題、また下川・杉山（1982）によって指摘された三笠層群中の火成岩礫が瀬戸川層群から再堆積したものであるか否かの問題などはやや曖昧のまま残された。放射年代測定は、他の環伊豆地塊（荒井・石田，1987）の火成岩をも含めて、このような問題を解決するために、またその起源・定置過程を明らかにするために重要である。

II. 測定試料

瀬戸川帯 B 帯（Osozawa *et al.*, 1990）の瀬戸川層群、及び三笠層群中の火成岩（一部角閃岩）を測定試料とした（図 1）。固体貫入岩と礫岩は瀬戸川帯では B 帯に分布に限られる。また、B 帯には泥岩堆積中に噴出・貫入した玄武岩が存在し、その年代は、放散虫化石に基づき、他の帯の玄武岩の年代より若いことが知られている（Osozawa *et al.*, 1990）。

瀬戸川層群については、はんれい岩などの深成岩礫、

（平成 4 年 4 月 2 日受付，平成 4 年 6 月 15 日受理）

* 山形大学理学部地球科学教室，〒990 山形市小白川町 1-4-12

** 東北大学理学部地圏環境科学科，〒980 仙台市青葉区荒巻字青葉

*** 東北大学教養部地学科，〒980 仙台市青葉区川内

* Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Yamagata University, Yamagata 990, Japan

** Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Tohoku University, Sendai 980, Japan

*** Department of Earth Science, College of General Education, Tohoku University, Kawauchi, Sendai 980, Japan

図 1. 年代測定試料採取位置。

上図の瀬戸川帯の帯区分は Osozawa et al. (1990) による。瀬戸川層群の試料は B 帯から採取した。上図の 1-4 の各範囲は下図の各地形図に対応。国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図は 1, 伊久美; 2, 向谷; 3・4, 掛川を使用。

表 1. 測定試料と K-Ar 年代

rock samples	mineral fractions	K (%)	weight (g)	^{40}Ar ($10^{-6}\text{cm}^3\text{STP/g}$)	air con. (%)	age (Ma)
a 1036	bi	1.030 ± 0.052	0.146	1.241 ± 0.083	23.0	30.8 ± 2.5
b 1293-8	ho	0.231 ± 0.012	0.724	0.264 ± 0.025	69.5	29.2 ± 3.1
	ho	0.228 ± 0.011	0.991	0.303 ± 0.017	59.1	33.9 ± 2.5
c 1293-16	ho	0.084 ± 0.004	1.128	0.092 ± 0.011	72.8	28.0 ± 3.6
d 1167-B	ho	0.460 ± 0.045	0.210	0.785 ± 0.082	45.8	43.4 ± 6.2
	ho	0.464 ± 0.046	0.159	0.431 ± 0.122	73.9	24.0 ± 7.1
	pl	0.389 ± 0.056	0.604	0.392 ± 0.054	57.1	25.7 ± 5.1
e 1167-C	ho	0.176 ± 0.010	0.264	0.191 ± 0.058	62.6	27.7 ± 8.5
	ho	0.176 ± 0.010	0.640	0.178 ± 0.036	55.4	25.8 ± 5.4
f 1350-B4	ho	0.140 ± 0.007	1.134	0.160 ± 0.020	66.8	29.2 ± 3.9
	ho	0.105 ± 0.005	0.834	0.189 ± 0.020	74.6	45.8 ± 5.3
g 1349-3	ho	0.109 ± 0.006	1.168	0.153 ± 0.013	67.5	35.8 ± 3.5
h 1349-4	ho	0.090 ± 0.005	0.525	0.184 ± 0.027	69.5	51.9 ± 7.9
i 1351-2	ho	0.081 ± 0.004	1.044	0.187 ± 0.014	69.1	58.5 ± 5.2
j 1156	w.r.	0.787 ± 0.077	0.560	0.339 ± 0.064	61.3	11.1 ± 2.3
k 380	w.r.	0.272 ± 0.027	0.216	0.190 ± 0.019	26.6	17.8 ± 8.5
l 1169-E	w.r.	0.664 ± 0.066	0.180	0.592 ± 0.126	40.2	22.8 ± 5.3
m 1111	w.r.	0.118 ± 0.059	0.453	0.116 ± 0.033	87.8	25.2 ± 7.2

a, 三笠層群松葉層; b, c, d, e, j, k, l, 瀬戸川層群; f, g, h, i, m, 三笠層群新在家層。

a, 黒雲母-チタンオージャイト-カンブトナイト; b, 黒雲母-ホルンブレンド-石英閃緑岩; c, ホルンブレンド-はんれい岩; d, 黒雲母-ホルンブレンド-トール岩; e, 黒雲母-ホルンブレンド-石英閃緑岩; f, 単斜輝石-ホルンブレンド-はんれい岩; g, 単斜輝石-ホルンブレンド-はんれい岩; h, 単斜輝石-ホルンブレンド-石英はんれい岩; i, 橄欖石-カミングトン角閃岩-斜方輝石-単斜輝石-ホルンブレンド-はんれい岩(橄欖石は仮像); j, 玄武岩(溶岩); k, 黒雲母-単斜輝石-玄武岩(岩脈); l, 単斜輝石-玄武岩; m, 角閃岩, ho, ホルンブレンド; bi, 黒雲母; pl, 主に斜長石; w.r., 全岩。

玄武岩礫(転石), 玄武岩溶岩(角礫状を呈する), 玄武岩岩脈(急冷縁を伴う)を, 三笠層群については, 新在家層のはんれい岩などの深成岩礫, 角閃岩礫(トール岩に貫入されている), 松葉層のカンブトナイト礫(泥岩との関係は不明であるが, 今回の年代測定結果から礫と考えた)を試料とした(表1)。はんれい岩などの深成岩は, 緑泥石化・曹長石化などは軽微で, 新鮮な岩石である。カンブトナイトの黒雲母も変質していない。一方, 玄武岩は変質が著しい。

トール岩とトロニエム岩はカリ長石を含まず, 主化学組成に基づけば K_2O が少ないことが特徴で, Coleman and Peterman (1975) の海洋底斜長石花崗岩に類似している (Osozawa *et al.*, 1990)。カンブトナイトはチタンオージャイトと黒雲母を含む。その化学組成を表2に示す。玄武岩については, Ohashi (1980), 小川・谷口 (1989) などの報告があるが, その岩石系列に関しては検討の余地が残されている。

年代測定に用いた試料はそれぞれ 60-100 メッシュの粒度にそろえた。玄武岩, 角閃岩については, 細粒であるため, 磁性鉱物を除去した全岩試料を用いた。はんれい岩などの深成岩, カンブトナイトについては, 永

表 2. カンブトナイトの全岩化学組成
蛍光 X 線法と重量法を併用し, プルカリについては蛍光光度法による。

1036	weight%
SiO_2	50.03
TiO_2	2.48
Al_2O_3	13.32
Fe_2O_3	6.44
FeO	3.43
MnO	0.30
MgO	5.89
CaO	8.93
Na_2O	4.39
K_2O	1.04
H_2O^+	2.06
H_2O^-	1.06
P_2O_5	0.63
total	100.00

久磁石, 電磁分離器, 重液(テトラブromエタン), タッピングにより鉱物分離し, ホルンブレンド, 一部黒雲母, また比較のため一部斜長石を試料として用いた。ただし, 特に黒雲母の濃集は, K の定量結果に示されるように, 不十分であった。

表 3. ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代

Temperature (°C)	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	^{39}Ar fraction (%)	Age ¹⁾ (Ma)	Age ²⁾ (Ma)
1036 biotite					
600	0.00316 ± 0.00023	0.0036 ± 0.0011	2.2	<113 (57)	0~74 (13.2)
800	0.00149 ± 0.00030	0.0442 ± 0.0016	16.5	39.2 ± 7.3	31.0~43.9 (37.5)
900	0.00142 ± 0.00023	0.0476 ± 0.0012	22.4	37.7 ± 5.7	31.6~40.8 (36.2)
1000	0.00145 ± 0.00024	0.0489 ± 0.0015	19.8	36.2 ± 5.7	30.0~39.4 (34.7)
1100	0.00159 ± 0.00020	0.0466 ± 0.0018	24.0	35.2 ± 5.3	29.4~37.6 (33.5)
1200	0.00221 ± 0.00025	0.0302 ± 0.0014	12.8	35.6 ± 8.2	24.0~39.8 (31.9)
1600	0.00311 ± 0.00012	0.00195 ± 0.00059	2.3	125 ± 65	0~106 (49)
1350-B4 hornblende					
600	0.00340 ± 0.00054	-0.0006 ± 0.0022	---	---	---
700	0.00335 ± 0.00040	0.0026 ± 0.0017	3.6	<274 (12)	<122 (--)
800	0.00325 ± 0.00036	0.0035 ± 0.0015	5.0	<126 (35)	<107 (12)
900	0.00314 ± 0.00028	0.0003 ± 0.0013	2.1	>0 (627)	>0 (436)
1000	0.00331 ± 0.00045	0.00095 ± 0.00290	2.4	>0 (71)	>0 (--)
1100	0.00289 ± 0.00030	0.0079 ± 0.0015	10.1	11~79 (57)	13~83 (48)
1200	0.00255 ± 0.00024	0.0178 ± 0.0016	22.9	43 ± 13	39 ± 12
1600	0.00244 ± 0.00017	0.01975 ± 0.00072	53.9	43.6 ± 7.9	40.6 ± 8.0
1293-8 hornblende					
700	0.00305 ± 0.00046	0.0099 ± 0.0049	8.2	<61 (31)	
800	0.00289 ± 0.00037	0.0072 ± 0.0018	4.3	16~108 (62)	
900	0.00295 ± 0.00065	0.0049 ± 0.0029	28.0	<190 (80)	
1000	0.00225 ± 0.00027	0.0290 ± 0.0085	17.5	36 ± 13	
1100	0.00114 ± 0.00032	0.0316 ± 0.0018	23.5	64.3 ± 9.7	
1600	0.00150 ± 0.00032	0.0235 ± 0.0015	18.4	72.6 ± 6.9	

注 1) トラップ Ar 同位体組成として大気 Ar ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=295.5$) を仮定したときの年代。

注 2) トラップ Ar 同位体組成として大気 Ar 以外 (1036 については $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=312$; 1350-B4 については $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=303$) を仮定したときの年代。1036 の 700°C のガスは回収に失敗した。中性子照射のパラメータは $J=(1.732\pm 0.052)\times 10^{-8}$ である。

III. ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代

1. 分析法

試料 500 mg ないし 1 g をアルミニウム箔で包み、年代の知られている標準試料と共に 70 mm×10 mmφ の石英ガラス管に真空封入して、原子炉内で中性子照

射を行なった。照射は東北大学金属材料研究所附属材料試験炉利用施設で行った。石英ガラス管には中性子照射によって試料内に発生する ^{40}Ar , ^{36}Ar (いわゆる妨害同位体) を補正するため K_2SO_4 , CaF_2 も封入した。標準試料としては Bern 4B (黒雲母; $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}=(5.31\pm 0.08)\times 10^{-6}\text{ cm}^3/\text{g}$) を用いた。

照射終了後、試料を山形大学に移し、放射性同位元素総合実験室内に設置したガス抽出装置を用いて、段階加熱ガス抽出を行った。温度段階を 700°C から 100°C 毎に設定し、7 ないし 8 段階で試料ガスを抽出した。炉の温度は、予め調べておいた高周波誘導加熱装置の出力と炉の温度の関係をj用いて推定した。1 つの温度段階の間にも出力に変動があるので、実際の温度は 100°C 程度ずれている可能性がある。各温度段階の継続時間は 1 時間である。抽出したガスは約 800°C に熱したチタンを用いて活性ガスを取り除いた後、液体窒素温度で活性炭に吸着させ、ガラスアンプルに封入した。

Ar の分析は、山形大学理学部に設置した、軌道半径 15 cm, 屈折角 60° , 金属製質量分析計を用いて行った。

2. 分析結果

三笠層群のカンブトナイト (表 1 の a 1036) から分離した黒雲母、三笠層群のはんれい岩 (f 1350-B4) から分離したホルンブレンド、瀬戸川層群の石英閃緑岩 (b 1293-8) から分離したホルンブレンドの計 3 試料の分析を行った。分析結果を表 3 および図 2 に示す。カンブトナイトから分離した黒雲母については図 3 に年代スペクトルを示した。なお、表中および本文の議論に用いられる誤差は 2σ である。

今回分析した試料のうちで精度よく年代を求められたのは、カンブトナイトから分離した黒雲母だけであった。図 2-A に示すように、7 点がほぼ一直線上に乗り、この試料の年代が信頼性の高いものであることを示している。縦軸 ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) の切片からトラップ Ar の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ の値は 312 ± 4 となり、大気値より有意に高い。これはこの試料が形成時に既に過剰の

図 2. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ダイアグラム。

横軸は年代に読みかえられるので、グラフ下辺には年代目盛りを入れてある。グラフ中の実線および破線は、データによって定まるアイソクロンまたは参考アイソクロンを示す。詳しいグラフの読み方は付録参照。なおデータポイントにつけた誤差は 2σ である。データポイントにつけた数字は抽出温度である。温度の表示が煩雑になる場合は一部省略した。

A, $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{tr}} = 312 \pm 4$, 34.8 ± 1.7 Ma.; B, 実線は $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{tr}} = 297.3$, 44.8 Ma, 破線は $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{tr}} = 313.0$, 37.0 Ma.; C, 実線は $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{tr}} = 295.5$, 65.0 Ma, 破線は $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{tr}} = 314.0$, 30.8 Ma.

図3. カンブトナイト黒雲母試料の年代スペクトル表示。
トラップ Ar の同位体組成を大気として計算したスペクトルを白抜きで、トラップ Ar の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を 314 として計算したスペクトルに影をつけて示してある（影をつけた部分の中の線は白抜きスペクトルの下限）。大気組成を仮定して計算したスペクトルは最高温と最低温の抽出ガスの年代が著しく古くなり、U 字形を示す。一般に U 字型スペクトルは過剰 Ar の影響と考えられる。トラップ Ar 比を 314 とした場合のプラトー年代は $34.9 \pm 2.3\text{Ma}$ である。なお、 700°C のガスは回収に失敗した。

^{40}Ar を含んでいたことを意味する。この値を基に計算したアイソクロン年代は $34.8 \pm 1.7\text{Ma}$ 、 800°C から 1200°C の抽出ガスを用いて計算したプラトー年代は $34.9 \pm 2.3\text{Ma}$ である。

三笠層群のはんれい岩試料もかなりよいアイソクロンを与えているように見えるが、この直線を決めているのは 1100°C 、 1200°C 、 1600°C の3つのデータである（縦軸の近くにある点は年代を決めるのには役立たない）。トラップ Ar を大気 Ar とすると年代は 45Ma と

なるが（図2-Bの実線）、カンブトナイトと同じ値を仮定すると $37 \pm 4\text{Ma}$ となり、カンブトナイトの年代と一致する（図2-Bの破線）。

瀬戸川層群の石英閃緑岩試料から分離したホルンブレンド試料は低温の4つの温度段階で抽出したガスがかなりよい直線に乗る。高温の2つの温度のデータは不均質に過剰 Ar が存在する可能性を示している。低温の4点を用いて年代を計算すると $30.8 \pm 6.5\text{Ma}$ となる。このときのトラップ Ar 比は 314 ± 12 となり、三笠層群の値と一致する（図2-C）。

今回分析した試料はすべてトラップ Ar 比が 314 程度であった。年代は誤差を考慮すれば差があるとは言えず 35Ma 程度である。分析の精度が十分でないので確定的なことは言えないが、これらの火成岩の起源物質が 314 程度の $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を持っていた可能性も考えられる。

IV. K-Ar 年代

1. 分析法

K 分析は山形大学理学部において、炎光光度法を用いて行った。測定値の信頼性は地質調査所製の標準試料 JGb-1, JG-2, JF-1 の K 含有量を測定することにより評価した。測定期間中の測定値はそれぞれ、 $0.197 \pm 0.010\%$ 、 3.92% 、 8.33% であり、Ando *et al.* (1989) がまとめた報告値（K に換算してそれぞれ $0.199 \pm 0.020\%$ 、 $3.92 \pm 0.08\%$ 、 $8.36 \pm 0.04\%$ ）とよい一致を見せているので、K 測定値は信頼できると判断した。今回測定した試料の K 含有量が低かったため、主として JGb-1 を標準試料とし期間中に 7 回の測定を行った。JG-2, JF-1 の測定値に誤差がついていないのは、測定を 1 回しか行わなかったためである。

Ar 分析は ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代測定に用いたのと同じ質量分析計を用い、およそ $1 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ STP}$ の ^{39}Ar をスパイクとして同位体希釈法によって行った。

K 分析、Ar 分析の詳細は Saito *et al.* (1991)、高橋ほか (1992) を参照されたい。

2. 分析結果

計 18 試料の分析結果を表 1 に示す。

年代計算の際の K の誤差は 5% を見込んだが、K 測定時に標準試料の測定値が報告値から 5% を越えてずれている場合については 10% の誤差を見込んだ。なお、d 1167-B pl, e 1167-C ho については K 測定を 2 回行ったので、その誤差を用いた。b 1293-8 ho, d 1167-B ho, f 1350-B4 ho についても K 測定を 2 回行ったが、これらの試料は 1 回目の結果を確認するために K、

Arとも再測定したものであるので独立した測定として結果を示した。

2回測定を行った4試料のうち、b 1293-8 ho, e 1167-C ho は誤差の範囲で一致した年代を示したが、d 1167-B ho と e 1350-B4 ho は大きく異なった値を示した。このうち d 1167-B ho は2回の測定でK含有量はよい一致を示しているのに ^{40}Ar の量は大きく異なる。これは試料中の Ar 分布が不均一であることを示しており、試料岩石中に不均一に過剰 Ar が含まれていたか、Ar 損失があった可能性を示している。前述の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代の結果を参照するならば、過剰 Ar が存在すると考えるのが妥当であろう。一方、f 1350-B4 に関しては2回の K 測定の結果が大きく異なっており、K 測定に際して周囲から K が加わった可能性もある。一般に K 含有量の低い試料には周囲からの K 汚染の可能性があるが、今回測定した 0.1% に満たない K 濃度は実際にはもっと低い可能性があることは十分留意しておく必要がある。ただし、この場合、h 1349-4 ho, i 1351-2 ho の年代は今回報告した 51.9Ma, 58.5Ma よりさらに古くなるし、c 1193-16 ho の年代は 30Ma より古くなる可能性がある。

今回測定した試料の特徴は、ホルンブレンドの K 含有量が著しく低いことである。ホルンブレンドは Ar の保持に優れており年代測定に適した鉱物と評価されているが、一方で過剰 Ar を含むという報告もある (Pearson *et al.*, 1966; Damon *et al.*, 1967)。過剰 Ar が含まれるとき、K 含有量が低いほどその年代に与える影響は顕著になる。瀬戸川・三笠層群から得られたホルンブレンドが過剰 Ar を含むことは前節に示した通りである。丹沢岩体のホルンブレンドも今回測定した試料程度の低い K 含有量をもつが、著しい過剰 Ar を含んでいる (Saito *et al.*, 1991)。

34.8±1.7Ma という ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代を念頭におくと、鉱物ごとの年代の特徴は次のようにまとめられる。

1) 黒雲母: a 1036 の K-Ar 年代は同じ試料の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代より若い。この不一致はこの黒雲母が中性子照射中に低温で放出される Ar の一部を失ったとすれば説明可能である。試料が風化を受けていればこの可能性は十分考えられる。

2) ホルンブレンド: 24.0Ma から 58.5Ma までの年代を示しているが、25Ma から 30Ma の年代を示すものが多い。一つ一つの試料の年代の誤差が大きいので細かい議論は出来ないが、明らかに Ar 損失を示す試料から、過剰 Ar を示す試料まで混在していることは確かである。

3) 斜長石と全岩: 2つの現地性玄武岩全岩試料 (j 1166, k 380) の示す 20Ma 以下の年代は、明らかに Ar 損失の影響を示している。他の年代はホルンブレンドの最も若い年代程度であり、これらの試料の Ar 保持能力が十分でないことを示していると考えられる。

以上述べたことから明らかなように、これらの試料には過剰 Ar, Ar 損失両者の可能性があり、また1つの試料内で K, Ar が不均一に分布している可能性もあるので、K-Ar 年代しか測定されていない試料の年代の信頼性はきわめて限られたものと考えらるべきである。

V. 考 察

カンブナイト、及びはんれい岩などの深成岩の年代は ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代から約 35Ma であると考えられる。少なくともこれら火成岩礫の年代は B 帯瀬戸川層群の放散虫化石年代である 23.5-20Ma (Osozawa *et al.*, 1990; Riedel and Sanfilippo, 1978 の *Cyrtocapsella tetrapera* 帯から *Stichocorys delmontensis* 帯; 放散虫化石帯と絶対年代との対応は Haq *et al.*, 1987) よりほぼ確実に古い。言い換えれば、火成岩礫は瀬戸川・三笠両層群の玄武岩溶岩・岩脈また玄武岩質凝灰岩より古い年代を持っている。また、火成岩礫の年代には瀬戸川層群と三笠層群で差が無い。つまり、礫岩の供給源は両層群で同じであったと考えられる。三笠層群の礫岩は瀬戸川層群から再堆積したとも考えられるが、この可能性は下川・杉山 (1982) が指摘した事実 (三笠層群のこのような礫岩には瀬戸川層群由来の砂岩やチャート礫は含まれないこと) からやはり否定される。

環伊豆地塊 (荒井・石田, 1987) の火成岩の起源と定置要因については、オフィオライトの固体貫入 (荒井ら, 1978), 安山岩マグマの上昇に伴って捕獲された上部マントル-地殻下部の物質 (下川・杉山, 1982), 前弧オフィオライト (Ogawa and Naka, 1984 など), ホットスポットを伴う若い海洋プレートのオブダクション (小川・谷口, 1987 など), 四国海盆の拡大に関連 (荒井・石田, 1987; 荒井・高橋, 1988; Arai and Okada, 1991; 杉山・下川, 1989; 杉山, 1992), ホットスポット (石田ら, 1988 など) など多数の見解がこれまで示されている。これらに対し、Osozawa *et al.* (1990) は瀬戸川層群玄武岩の瀬戸川帯各帯ごとの年代の変化、及び玄武岩の遠洋性・半遠洋性堆積物に対する層的位置の変化を根拠として、中央海嶺の沈み込みを起源・定置要因に求めた。この考えに従えば、B 帯

瀬戸川層群と三笠層群の玄武岩溶岩・岩脈、固体貫入岩とこの崩壊堆積物である火成岩礫岩は海嶺沈み込み時に形成されたものであって、玄武岩溶岩・岩脈は沈み込みゆく海嶺そのものの火成活動で生じたことになる。今回の放射年代測定結果は、しかし、固体貫入岩と火成岩礫はこの沈み込みゆく海嶺から直接もたらされたものではなく、より古期の恐らくすでに付加した海洋地殻と上部マントルからなる岩体（オフィオライト）から固体貫入でもたらされたことを示していると思われる。B1 亜帯の玄武岩の年代(36-32Ma; 直上の遠洋性堆積物であるミクライト質石灰岩の放散虫化石年代から推定; Osozawa et al., 1990) から見て、現在ここで玄武岩以外の火成岩は露出してないが、供給源としては B1 亜帯をあげることができる。

36Ma の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代, 37Ma の K-Ar 年代が三浦半島のアルカリ玄武岩から得られている(谷口・小川, 1990)。この年代は今回のカンブトナイトの年代とほぼ一致している。谷口・小川(1990), 谷口ら(1991)はこのアルカリ玄武岩をホットスポット起源であると考へた。瀬戸川帯においても、一部の玄武岩は礫性石灰岩の重力流堆積物を伴うホットスポット型のものであり(Naka, 1985 など), カンブトナイトもそのような起源を持つ可能性が指摘できる。しかし、このことや上記の推定をより確実にするにはより詳細な岩石学的・年代学的検討が必要である。

謝 辞 化学分析・岩石薄片鑑定には蟹沢聰史教授の御協力を得た。蟹沢教授, 吉田武義助教授には本稿を査読していただいた。中性子照射は東北大学金属材料研究所附属材料試験炉利用施設で行なった。年代測定試料の調製には糟谷正雄博士の御助言をいただいた。蛍光X線分析装置の使用については青木謙一郎教授, 藤巻宏和助教授のご好意による。

文 献

- Ando, A., Mita, N. and Matsumoto, A. (1989), 1987 compilation of K_2O concentrations in seventeen GSJ rock reference samples, "Igneous rock series". *Bull. Geol. Surv. Japan*, **40**, 19-45.
- 荒井章司・石田 高 (1987), 山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質—他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較—, 岩鉱, **82**, 336-344.
- Arai, S. and Okada, H. (1991), Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentine belts. *Tectonophysics*, **195**, 65-81.
- 荒井章司, 下川浩一, 高橋輝章 (1978), 瀬戸川帯の超塩基性—塩基性岩の貫入形態に関して, 地質雑, **84**, 691-69.
- 荒井章司, 高橋奈津子 (1988), 房総半島, 嶺岡帯の蛇紋岩より残留斜長石の発見, 岩鉱, **83**, 210-214.
- 千谷好之助 (1931), 7万5千分の1地質図幅静岡, 及び同説明書, 地質調査所, 48p.
- Coleman, R.G. and Peterman, Z.E. (1975), Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, **80**, 1099-1108.
- Damon, P.E., Laughlin, A.W. and Percious, J.K. (1967), Problems of excess argon-40 in volcanic rocks. In *Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting*, 463-481, Vienna, Internat. Atomic Energy Agency.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, R. (1987), Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- 石田 高, 荒井章司, 高橋奈津子 (1988), 山梨県大月市初狩町の小仏層群からピクライト玄武岩の産出, 岩鉱, **83**, 43-50.
- 横山次郎 (1950), 日本地方地質誌, 中部地方, 朝倉書店, 233p.
- Naka, J. (1985), Broken seamount fragments in the Setogawa subduction complex. In Nasu, N., Kobayashi, K., Uyeda, S., Kushiro, I. and Kagami, H., eds., *Formation of Active Ocean Margins*, 743-773, Terra Pub.
- Ogawa, Y. and Naka, J. (1984), Emplacement of ophiolitic rocks in forearc areas: examples from central Japan and the Izu-Mariana-Yap island arc system. In Gass, I. G., Lippard, S.J. and Shelton, A.W., eds., *Ophiolite and Oceanic Lithosphere*, Geol. Soc. London Spec. Publ., **13**, 291-301.
- 小川勇二郎, 谷口英嗣 (1989), 微量元素組成と産状からみた本邦の付加体および構造帯中の玄武岩類の起源とエンブレイスメントのプロセス, 地学雑, **98**, 118-163.
- Ohashi, F. (1980), An alkali olivine basalt and its related rocks from the Setogawa group, Shizuoka Prefecture. *J. Geol. Soc. Japan*, **86**, 799-815.
- Osozawa, S. (1988), Accretionary process of the Tertiary Setogawa and Mikasa Groups, southwest Japan. *J. Geol.*, **96**, 199-208.
- Osozawa, S., Sakai, T. and Naito, T. (1990), Miocene subduction of an active mid-ocean ridge and origin of the Setogawa ophiolite, central Japan. *J. Geol.*, **98**, 763-771.
- Pearson, R.C., Hedge, C.E., Thomas, H.H. and Stern, T.W. (1966), Geochronology of the St. Kevin Granite and neighboring Precambrian rocks, northern Sawatch Range, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77**, 1109-1120.
- Riedel, W.R. and Sanfilippo, A. (1978), Stratigra-

phy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, 24, 61-69.

Saito, K., Otomo, I. and Takai, T. (1991), K-Ar dating of the Tanzawa tonalitic body and some restrictions on the collision tectonics in the south Fossa Magna, central Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 921-935.

下川浩一, 杉山雄一 (1982), 静岡県掛川市北部に分布する下部中新統三笠層群中の超塩基性-塩基性岩類の礫. 地質雑, 88, 915-918.

杉山雄一 (1992), 西南日本前弧域の新生代テクトニクス-静岡地域のデータを中心にして-. 地調月報, 43, 91-112.

杉山雄一, 下川浩一 (1989), 赤石山地四万十帯における前期中新世付加体 (瀬戸川帯) の形成過程. 構造地質, no. 34, 173-188.

高橋雅紀, 齋藤和男, 梅津浩之, 市川なつみ (1992), 群馬県富岡地域, 中新世北村・馬場凝灰岩の K-Ar および ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代-とくに浮遊性有孔虫化石帯の N.13/N.14 境界に関して-. 地質雑, 98, 323-335.

谷口英嗣, 小川勇二郎 (1990), 三浦半島に分布するアルカリ玄武岩質岩類とそのテクトニクス上の意義. 地質雑, 96, 101-116.

谷口英嗣, 小川勇二郎, 徐 垣 (1991), 伊豆弧と古伊豆弧の発達とそのテクトニクス. 地学雑誌, 100, 514-529.

氏家 宏 (1958), 相良・掛川堆積盆地の地質構造. 日本地質学会昭和 33 年討論会資料, 日本新第三系シンポジウム, 1-7.

【付 録】

$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ダイアグラムの見方.

K-Ar 年代の基本式は (1) 式で与えられる.

$$(^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}) = (\lambda_e/\lambda) (\exp(\lambda t) - 1) \quad (1)$$

ここに, $\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$ であり, λ_e , λ_β はそれぞれ ^{40}K の電子捕獲反応および β 崩壊の定数である.

^{40}Ar - ^{39}Ar 法においては速中性子を試料に照射し, ^{39}K から ^{39}Ar を発生させ, この ^{39}Ar の定量を行って, ^{40}K の量を求めている. ^{39}K からの ^{39}Ar の発生率を α とし, 天然の ^{39}K と ^{40}K の同位体比を R とすると,

$$(^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}) = \alpha R (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}) \quad (2)$$

となり,

$$(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}) = (\lambda_e/\lambda) (\exp(\lambda t) - 1) / (\alpha R) \quad (3)$$

となる. 右辺は t 以外すべて定数であるから $f(t)$ と書くことにする.

図 4. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ダイアグラム (inverse isochron diagram) を用いて年代およびトラップ Ar 比を求める方法.

横軸を年代に読み替えるために必要な ^{39}K からの ^{39}Ar の発生率は年代既知の標準試料を照射することで求めることができる.

一方, 試料中の ^{40}Ar は放射起源の $^{40}\text{Ar}^*$ と捕獲成分 $^{40}\text{Ar}_{tr}$ の混合物であるから

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}_{tr}$$

$$^{36}\text{Ar} = ^{36}\text{Ar}_{tr}$$

と書ける. そこで,

$$\begin{aligned} (^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}) &= (^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})_{tr} (1 - (^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{Ar})) \\ &= (^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})_{tr} (1 - (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}) (x)) \end{aligned} \quad (4)$$

ここで $x = ^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $y = ^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, $y_0 = (^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})_{tr}$ とおくと

$$y = y_0 (1 - f(t)x) \quad (5)$$

を得る. 各温度段階のガスの年代が同じなら, $f(t)$ は一定値を取り, 式(5)は, y 軸と $y = (^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar})_{tr}$ で, x 軸と $x = 1/f(t)$ で交わる直線を示す. x 軸は t に読みかえることもできる. 図 2 の各グラフでは, 上辺に $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, 下辺に年代を目盛った. また, Ar 同位体比は ^{36}Ar で規格化して示されることが多いので, 右辺には $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を目盛った.

このグラフにデータをプロットすると容易に年代値を読み取ることが出来る. いま, データが図 4 の A 点にあるとする. 試料のトラップ Ar が大気 Ar とみなせるとすれば, 縦軸上にこの値 (0.003384) を取り, この点と A 点を結んだ直線の延長が, 横軸と交わる点の年代を読めば, その値がこのガスの年代になる. 過剰 Ar

が含まれる場合には、トラップ Ar の $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 比は小さくなる（y 軸上で原点に近づく）ので、点 A と結んだ直線の延長は、原点からより遠い（年代の若い）点で横軸と交わることになる。