

論文

山陰帯，島根県中央部に産する高畑花崗岩および奥山トータル岩の
岩石学的・年代学的研究

飯泉 滋*・島津 直哉**

**Petrological and geochronological studies on the Takahata granite and Okuyama tonalite
in central Shimane prefecture, San'in Belt, SW Japan**

Shigeru Iizumi* and Naoya Shimazu**

Abstract

Petrological and geochronological data are presented for the Takahata granite and Okuyama tonalite in the central San'in belt, southwest Japan. The Takahata granite consists of coarse- to medium grained, equigranular to weakly porphyritic biotite granite, granite porphyry, and aplite. The Takahata granite is intruded by the Okuyama tonalite with sharp contact. The Okuyama tonalite ranges in rock type from medium-grained, biotite-hornblende quartz diorite through tonalite to granodiorite. The Takahata granite is silicic and has high ASI (alumina saturation index) for I-type magnetite series granites, and is characterized by relatively high total Fe₂O₃ content, compared with other fractionated granitic rocks in the central San'in belt. The Okuyama tonalite is metaluminous, and has high magnetic susceptibility. In contrast to the previously reported fission track zircon ages (80 Ma and 82 ± 7 Ma), the Takahata granite gives a Rb-Sr whole rock isochron age of 67.4 ± 4.2 Ma with an initial Sr isotope ratio of 0.7052 ± 0.0004. The Okuyama tonalite yields an age of 65.4 ± 11.3 Ma with an initial Sr isotope ratio of 0.7050 ± 0.0001. Although the Takahata granite has previously been considered to be older than most granitoids in the San'in belt, petrological, geochronological and Sr and Nd isotopic data indicate that the Takahata granite and the Okuyama tonalite belong to the late Cretaceous-Paleocene Inbi Intrusives of the San'in belt.

Key words: Granite, Cretaceous-Paleogene, Petrology, Geochronology, Rb-Sr isochron, San'in belt, SW Japan.

はじめに

中国地方の山陰帯では後期白亜紀から漸新世にかけての火山・深成活動が断続的に続き、その後この活動は新第三紀・第四紀の火成活動に引き継がれている。山陰帯の白亜紀火成岩類のうち、火山岩類については、放射年代のデータが少なく、活動時期が必ずしも明確でない岩体が多いが、山陽帯の高田流紋岩類や阿武層群に対比されると考えられる岩体が中国地方脊梁から山陰にかけて断片的に分布している。一方、山陰帯の進入岩類は主に 75 Ma 前後から 50 Ma の因美進入岩類と 45 Ma 前後から 30 Ma の鉛山進入岩類(笹田ほか, 1979; 飯泉ほか, 1985) から構成されるが、山陰帯・山陽帯の境界付近の山陰帯には光森花崗岩や伊久里谷花崗岩(Takagi et al., 1989), 用瀬花崗岩, 智頭花崗閃緑岩等(柴田,

1979; 本間, 1986), 山陽帯の進入岩類の年代に匹敵する, 80 Ma 前後ないしはそれより古期の進入岩類も分布している。

高畑花崗岩(松田, 1976)は島根県中央部に位置する三瓶山南西方約 10 km 付近の邑智郡邑智町粕淵付近から西方へ約 5 km, 南方へ約 4 km にわたって分布する, 粗粒~中粒の黒雲母花崗岩を主体とする岩体である(第 1 図)。本岩体は FT 年代測定較正法の標準化に関する報告(Hurford, 1990)以前のデータであるが, 82 ± 7 Ma(松田, 1980)および 80 Ma(Matsuda, 1982)のジルコンによるフィッショントラック年代が報告されている。このため, 本岩体は山陰帯の比較的北部に分布するものの, 因美進入岩類より古期の岩体である可能性が指摘されてきた(飯泉ほか, 1985)。しかし, 服部ほか(1983)は岩相が本岩体南方に断層で接し, 暁新世の K-Ar 黒雲母年代(服部ほか, 1983)や Rb-Sr 全岩-鉱物年代(Rezanov et al., 1994)を示す乙原花崗岩(吉田, 1961)と類似することから, ほぼ同時期の暁新世の活動である可能性を示唆し, 同時にその活動時期については慎重に検討する必要性を指摘した。FT 年代測定較正法の標準化に関する報告後, 松田(1999)は高畑花崗岩の年代を再測定し, 50.1 Ma のジルコンによるフィッショントラック年代を報告した。松田(1999)はこの年代は冷却年代であるか, あるいはより新しい時期の火成活動による熱の影響を受けた年代を示すものと

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学教室
(連絡先: 690-0823 松江市西川津町 3134-2)
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504
(present address: Nishikawatsu 3134-2, Matsue, 690-0823 Japan).

** 島根大学総合理工学部地球資源環境学科 2002 年度卒業
(連絡先: 567-0042 大阪府茨木市宇野辺 1-1-47 日世株式会社)
Graduate of Shimane University, class of 2003.
(Present address: Nissei Co. Ltd., Onobe 1-1-47, Ibaraki, Osaka, 567-0042 Japan).

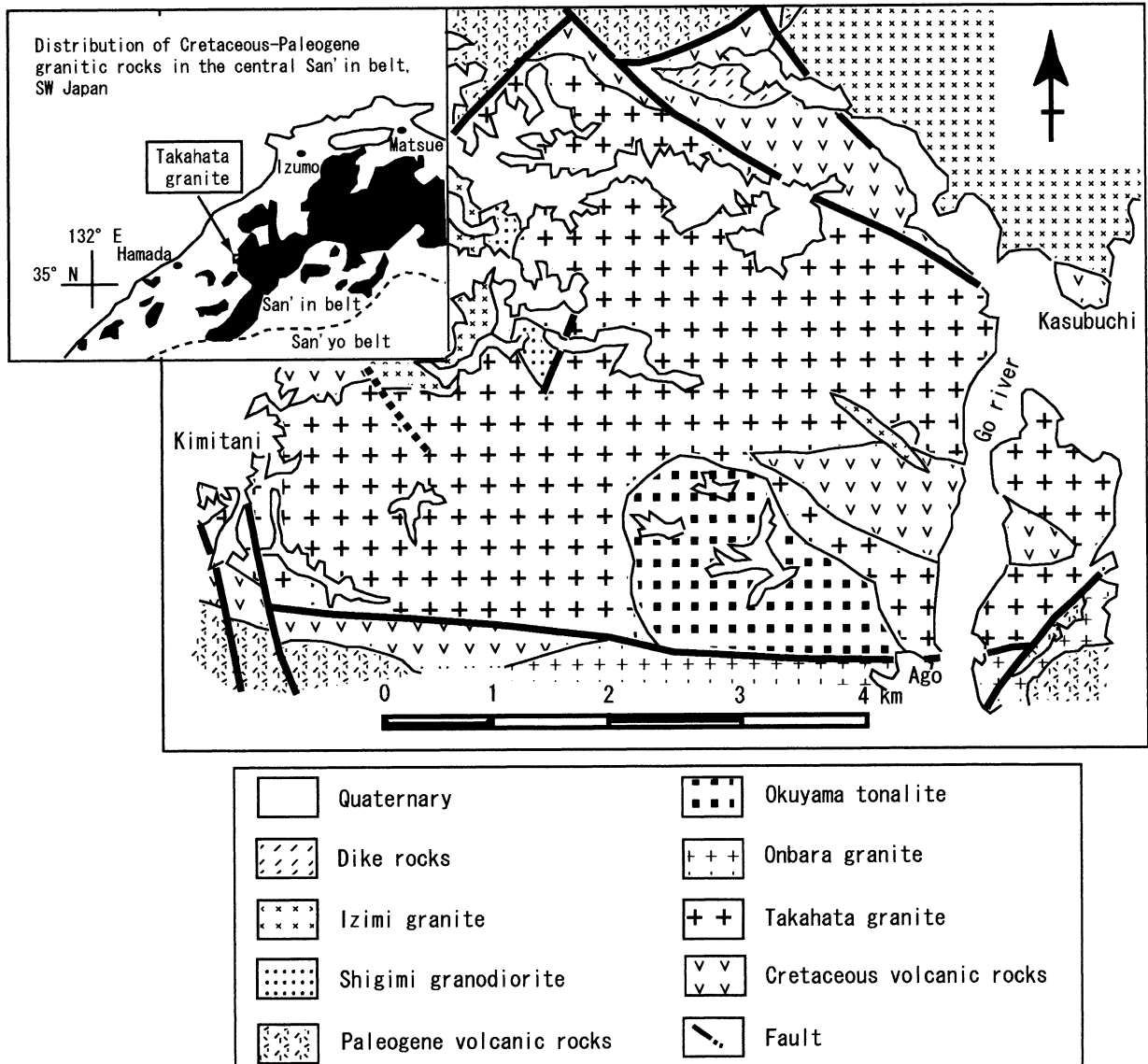


Figure 1. Geological map of the Takahata granite and Okuyama tonalite in central Shimane prefecture (simplified from Hattori et al., 1983).

考えた。

今回、高畑花崗岩およびそれを貫いて分布する奥山トーンナル岩（服部ほか，1983）について，記載岩石学および岩石化学的データと共に，Rb-Sr アイソクロン法による年代学的データを得たのでここに報告する。

地質概説

高畑花崗岩分布域周辺の地質図を第1図に示す。本地域には高畑花崗岩のほか，白亜紀の邑智層群（山陰中生代末火成活動研究グループ，1979），古第三紀の高山層群や戸風呂谷層（服部ほか，1983）等の火山岩類および乙原花崗岩（吉田，1961），奥山トーンナル岩（服部ほか，1983），志君花崗閃緑岩（服部ほか，1983），石見花崗岩（吉田，1961）等の白亜紀～古第三紀の侵入岩類が分布する（第1図）。

邑智層群は本地域東部の粕淵や高畑周辺等に小岩体として

断片的に分布する，デイサイト～流紋岩質の結晶質凝灰岩を主体とする火砕岩で，高畑花崗岩，乙原花崗岩，石見花崗岩等に貫かれ，一部ホルンフェルス化している。本層群は多くの侵入岩類に貫かれることや岩相が山陽帯に広く分布する白亜紀後期の高田流紋岩類（吉田，1961）に類似することから，白亜紀火山岩類であると考えられている（山陰中生代末火成活動研究グループ，1979；松田・小田，1982；服部ほか，1983）。松田（1981）は本層群に対して92 Maのジルコンによるフィッション・トラック年代（松田，1981）を報告したが，FT年代測定較正法の標準化に関する勧告（Hurford，1990）後，再測定され，27.5～30.1 Maの極めて若い年代を報告している（松田，1999）。この年代は貫入岩類との地質関係からみて，その後の火成活動による熱の影響を受けた時期を示すものと考えられる。

本地域の高山層群は安山岩質およびデイサイト質の火山礫凝灰岩を主体とし，安山岩溶岩，デイサイト質結晶質凝灰岩，

泥岩の薄層等を挟在し、随所でフェルサイト岩脈によって貫かれる(山陰中生代末火成活動研究グループ, 1979). 高山層群は乙原花崗岩を不整合に覆い、石見花崗岩によって明瞭に貫かれる(山陰中生代末研究グループ, 1979, 服部ほか, 1983). 本火山岩類は47 Maのジルコンによるフィッシュントラック年代(Matsuda, 1982)を示すが、Hurford (1990)による勧告以前のデータである。

本地域西部に分布する戸風呂谷層(服部ほか, 1983)は、礫岩層、デイサイト~安山岩質凝灰角礫岩~凝灰岩、安山岩溶岩等から構成され、高山層群を不整合に覆う(服部ほか, 1983). 本層の年代は明確ではないが、地質関係から漸新世である可能性が指摘されている(服部ほか, 1983).

高畑花崗岩は粗粒ないし中粒等粒状の黒雲母花崗岩であるが、カリ長石および石英がしばしば斑状を呈する。岩体北部で邑智層群と断層で接するが、岩体東部で邑智層群の2 km × 1 kmの岩体を捕獲岩体として包有し、熱変成作用を与えている。岩体南部に分布する乙原花崗岩や高山層群とは断層で接する(服部ほか, 1983). 高畑花崗岩は、その岩片が高山層群の火砕岩類に礫として含まれることから、高山層群以前の活動であることは確実である。本花崗岩体は岩体東縁部で石見花崗岩によって貫かれるほか、岩体内部の随所で石見花崗岩由来のアプライト質花崗岩やアプライトによって貫かれる。また本花崗岩は奥山川中流域で幅数cmの細粒相をもって奥山トータル岩に貫かれるほか、奥山付近では直径1 mほどの高畑花崗岩が奥山トータル岩に捕獲岩として包有されている(服部ほか, 1983).

本地域南部に分布する乙原花崗岩は粗粒等粒状ないし粗粒弱斑状の黒雲母花崗岩である。本花崗岩は邑智層群を貫き、石見花崗岩に貫かれる。高畑花崗岩とは北縁で、断層で接する(服部ほか, 1983). 乙原花崗岩は65.0 ± 2.8 Ma(柴田・石原, 1974; 原典の63.5 ± 2.7 Maを新壊変定数で再計算), 60.0 ± 3.0 Ma(服部ほか, 1983)のK-Ar黒雲母年代、および58.0 ± 1.5 Ma(Rezanov et al., 1994)のRb-Sr全岩-鉱物アイソクロン年代を示す。

奥山トータル岩は高畑花崗岩分布域に東西約2 km, 南北約1.5 kmにわたって分布する小岩体で、互いに漸移する中粒等粒状の角閃石-黒雲母花崗閃緑岩、トータル岩、石英閃緑岩から構成される。奥山トータル岩の放射年代は報告されていないが、服部ほか(1983)は古第三紀中期の活動である可能性を示唆している。

石見花崗岩は本地域東方および北方に分布する古第三紀のバソリス規模の岩体で、本地域東方から南東方にかけて広く分布している。石見花崗岩の主岩相はグラノフィア、花崗斑岩、アプライト質花崗岩などの浅成の岩相で、邑智層群、高山層群、高畑花崗岩、乙原花崗岩等を貫くほか、本岩体から派生したと推定される花崗斑岩の小岩体やアプライト脈は本地域随所で認められる。K-Ar黒雲母年代は31.6 ± 1.6 Maを示す(服部ほか, 1983). 同一岩石中のジルコンのフィッシュントラック年代はかなり若い19 Maを示す(服部ほか, 1983)が、Hurford (1990)による勧告以前のデータである。本岩体は因美侵入岩類や始新世の活動であると推定される高山層群

を貫くことや黒雲母のK-Ar年代などから、山陰中央部における古第三紀中後期の鉛山進入岩類の代表的岩体の一つであると考えられる(山陰中生代末火成活動研究グループ, 1979; 服部ほか, 1983; 飯泉ほか, 1985).

高畑花崗岩・奥山トータル岩の岩石記載

高畑花崗岩は粗粒斑状黒雲母花崗岩、粗~中粒等粒状黒雲母花崗岩、花崗斑岩およびアプライトから構成される。主岩相は径5-10 mmの紫紅色を呈するカリ長石および石英を斑状に含む粗粒斑状黒雲母花崗岩および粗粒等粒状黒雲母花崗岩であるが、しばしば中粒等粒状黒雲母花崗岩に漸移する。粒度や斑晶量および無色鉱物の量比の変化による若干の岩相変化が認められるが、岩体を通して岩質の変化は少ない。これらの主岩相は、花崗斑岩やアプライト脈に随所で貫かれる。

主岩相である粗粒斑状黒雲母花崗岩および粗粒~中粒等粒状黒雲母花崗岩は斜長石、カリ長石、石英、黒雲母を主成分とし、ジルコン、アパタイト、チタナイト、褐簾石、不透明鉱物を副成分とする。花崗斑岩は4-5 mmの他形粒状の石英、自形柱状の斜長石、および少量のカリ長石が斑状を呈し、1 mm以下の石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなる基質に散在する。アプライトは1 mm以下の半自形ないし他形粒状の石英・カリ長石・斜長石およびごく少量の黒雲母および不透明鉱物から構成される。花崗斑岩、アプライト共に副成分鉱物としてジルコン、アパタイト、チタナイトを含む。

高畑花崗岩のモード組成を、石英-カリ長石-斜長石の三角ダイアグラム(第2図)に、また、石英+カリ長石に対する有色鉱物の量比を第3図に示す。高畑花崗岩は、すべて花崗岩のフィールドにプロットされ、多くは斜長石よりカリ長石が卓越する。しかし、カリ長石と斜長石の量比には変化が見られ、一部は花崗閃緑岩に近いフィールドにプロットされる一方、アプライトの一部はアルカリ花崗岩に近いフィールドにプロットされる(第2図)。有色鉱物は多くは5%以下

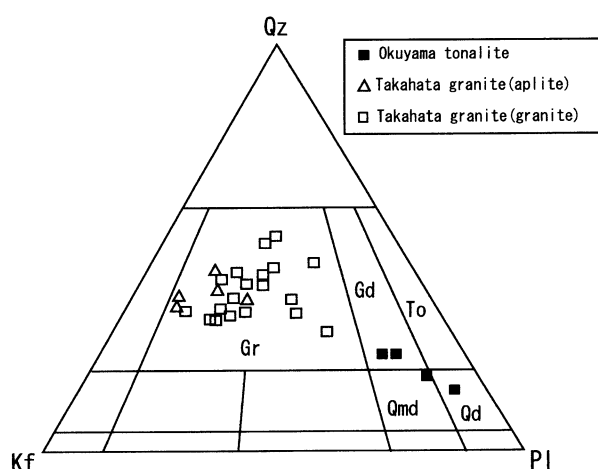


Figure 2. Modal Qz (Quartz) - Kf (K-feldspar) - Pl (plagioclase) triangular diagram for the Takahata granite and Okuyama tonalite. Gr: granite, Gd: granodiorite, To: tonalite, Qmd: Quartz monzodiorite, Qd: quartz diorite.

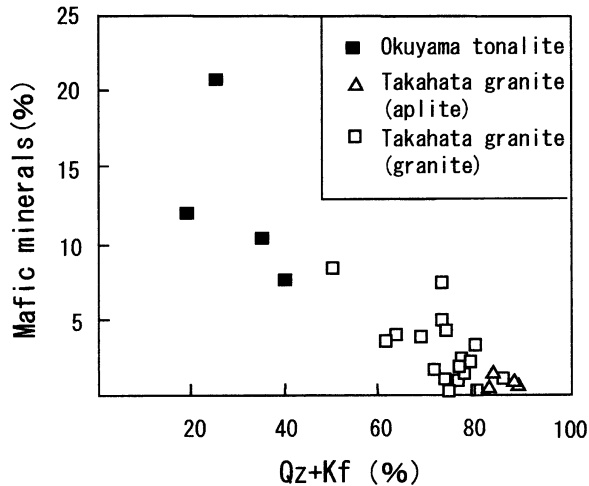


Figure 3. Modal mafic minerals – modal Qz (quartz) + Kf (K-feldspar) plot for the Takahata granite and Okuyama tonalite.

であるが岩相によって変化し，石英+カリ長石の増加と共に減少する（第3図）。

前述したように，高畑花崗岩体中には石見花崗岩から由来した花崗斑岩やアプライトが岩脈として貫入している。これらの石見花崗岩由来の岩脈と高畑花崗岩の花崗斑岩やアプライトとは，次の点で異なっている。高畑花崗岩由来の花崗斑岩はカリ長石斑晶が特徴ある紫紅色を呈し，比較的多量に含まれるのに対し，石見花崗岩由来の花崗斑岩は斑晶のほとんどは斜長石，石英，黒雲母であり，カリ長石に乏しいこと，また高畑花崗岩由来のアプライトは細粒半自形等粒状の組織を示すのに対し，石見花崗岩由来のアプライトは斑状アプライトで，0.5–1 mm 程度の粒状石英と斜長石が石基中に散在する組織を示す。これらの特徴から野外での両者の区分は容易である。

奥山トータル岩は中粒等粒状で，黒雲母，角閃石，斜長石，石英，カリ長石，チタナイト，ジルコン，アパタイト等から構成される。モード組成では，一部に石英閃緑岩や花崗閃緑岩に相当する岩相も含まれる（第2図）。有色鉱物の量比は通常10%前後であるが，20%を上回る岩相もある（第3図）。

全岩化学組成

高畑花崗岩11個および奥山トータル岩3個の全岩化学組成をそれらのSrおよびNd同位体組成と共に，第1表に示す。全岩—鉱物アイソクロン年代を求めるために奥山トータル岩（サンプル番号7255）から分離した斜長石および角閃石に富んだフラクションのRbとSr含量，およびそれらのSr，Nd同位体組成も併せて示した。これらの主成分および微量元素成分の分析は主に島根大学地球資源環境学科の蛍光X線分析装置で行ったが，奥山トータル岩から分離した2個の鉱物試料についてのSrとRb含量およびすべてのSmおよびNd含量は同位体希釈法によって求めた。

高畑花崗岩は，すべて珪長質で，アプライトを含めてもSiO₂組成は75.15–78.55の狭い範囲を示す。また，Al₂O₃や

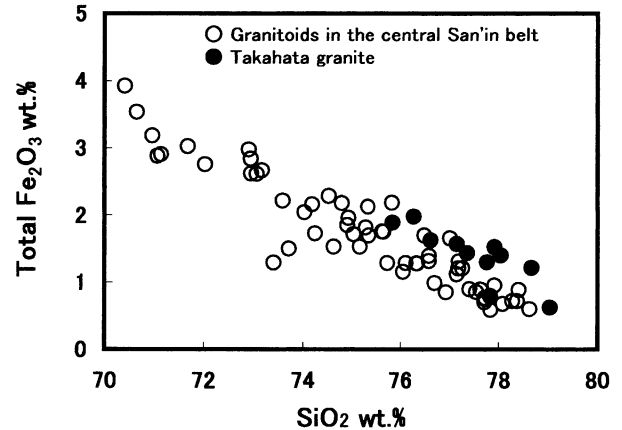


Figure 4. Total Fe₂O₃–SiO₂ variation of the Takahata granite and other granitoids with higher SiO₂ content than 70% in the central San'in belt.

Data sources: Iizumi et al. (1984); Inada (2003); Ishihara (1971); Miura (1966); Takagi et al. (1989); Takimoto (1965); Rezanov (1993).

Na₂O+K₂O含量にも大きな変化は認められない（第1表）。しかし，珪長質な花崗岩にはやや高い有色鉱物の容量比を反映して，全Fe₂O₃含量は0.62–1.96%の範囲で変化し，山陰帯のSiO₂75%以上の花崗岩と比較してやや高い値を示す（第4図）。アルミナ飽和度(Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O)（モル）は比較的高く，1.08–1.23の範囲を示し，その多くは，1.1以上の値を示す（第1表）。いずれも少量のノルムコランダムを算出する。

微量元素のうち，Baは花崗岩では450 ppm程度のほぼ一定した値を示すが，アプライトでは100 ppm程度の低い値を示す（第1表）。Ga，Nb，ThおよびYは，それぞれ12–19 ppm，6–22 ppm，10–46 ppm，12–64 ppmで，いずれもアプライトでより高い値を示す一方，SrおよびZrはアプライトでより低い値を示す（第1表）。

奥山トータル岩は，いずれも1.1より低いアルミナ飽和度(0.91–1.01)を示す（第1表）。

Rb-Sr アイソクロン年代

高畑花崗岩11個のサンプル（粗粒斑状ないし粗粒等粒状黒雲母花崗岩9個およびアプライト2個）について，Rb・Sr含量およびSr同位体組成を測定し，全岩アイソクロン年代を求めた。Sr同位体組成は島根大学地球資源環境学科のMAT 262質量分析計で測定した。⁸⁷Rb/⁸⁶Sr比の誤差は3%と見積もり，年代およびSr同位体初生値はYork (1966)によって求めた。高畑花崗岩は67.4±4.2 Maの年代と0.70516±0.00042のSr同位体初生値を示す（第5図）。この年代は既報のジルコンによるフィシオントラック年代，80 Ma（松田，1980）および82 Ma（Matsuda，1982）よりかなり若く，逆にFT年代測定較正法の標準化に関する報告（Hurford，1990）以降に再測定された50.1 Maの年代（松田，よりかなり古い。

一方，奥山トータル岩は65.4±11.3 Maの全岩—鉱物アイ

Table 1. Whole rock chemical compositions and Sr and Nd isotope ratios of the Takahata granite and Okuyama tonalite.

Mass name	Takahata granite											Okuyama tonalite				
	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Ap	Ap	Qd	PIRF	HbRF	Qd	Gd
Rock type	10181	10182	7263	62814	6283	6286	10184	62811	10183	8301	7504	7255	7255	7255	10052	7259
Sample No.	10181	10182	7263	62814	6283	6286	10184	62811	10183	8301	7504	7255	7255	7255	10052	7259
Major elements (wt.%)																
SiO ₂	75.15	75.73	75.80	76.62	76.62	77.11	77.26	77.40	77.58	77.12	78.55	60.88			61.95	66.43
TiO ₂	0.19	0.20	0.13	0.10	0.10	0.09	0.10	0.08	0.08	0.03	0.04	0.95			0.90	0.70
Al ₂ O ₃	13.37	12.79	13.26	12.73	12.56	12.14	12.09	12.51	11.85	12.48	12.17	17.64			17.45	16.39
Fe ₂ O ₃ ^T	1.87	1.96	1.61	1.56	1.42	1.38	1.51	1.29	1.20	0.79	0.62	6.13			5.88	4.38
MnO	0.04	0.04	0.02	0.05	0.05	0.22	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.13			0.12	0.10
MgO	0.35	0.47	0.20	0.14	0.16	0.15	0.20	0.13	0.11	0.05	0.08	2.05			1.96	1.47
CaO	0.41	1.25	1.77	0.52	0.43	0.44	0.56	0.52	0.46	0.26	0.22	5.92			5.65	3.83
Na ₂ O	3.16	3.43	4.27	3.63	3.57	3.77	3.14	3.48	3.45	3.70	3.27	3.96			3.63	3.95
K ₂ O	4.55	3.30	1.87	4.22	4.12	3.49	4.23	4.07	3.85	4.64	4.41	1.89			1.82	2.60
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	tr	tr	0.28			0.30	0.19
Total	99.13	99.22	98.94	99.58	99.04	98.80	99.15	99.53	98.62	99.09	99.38	99.83			99.66	100.04
ASI	1.23	1.11	1.08	1.11	1.13	1.13	1.12	1.13	1.11	1.08	1.15	0.91			0.96	1.01
Trace elements (ppm)																
Ba	450	425	305	464	445	422	456	476	437	100	104	300			324	475
Ce	60	37	59	54	75	74	57	50	53	81	47	51			39	46
Cr	tr	tr	6	tr	tr	tr	3	tr	tr	tr	tr	7			10	3
Ga	16	13	15	16	15	12	15	15	14	19	17	20			20	19
Nb	14	10	6	15	15	15	16	14	13	22	19	12			10	10
Nd	25.2		15.2	24.3								34.7				
Ni	2	1	2	2	3	2	2	2	2	2	2	4			3	3
Pb	13	13	14	11	15	125	20	12	15	22	16	9			11	11
Rb	194	118	62	187	170	134	178	170	156	315	208	79	99	23	70	75
Sm	5.1		2.7	5.2								8.0				
Sr	94	128	287	49	54	52	65	57	54	10	17	566	757	85	540	423
Th	18	13	10	14	16	17	18	14	14	46	23	5			6	8
V	11	15	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	126			127	95
Y	23	20	12	30	31	32	26	31	28	64	46	27			19	21
Zr	149	129	179	147	164	155	133	126	131	121	102	121			113	159
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	5.973	2.667	0.625	11.109	9.114	7.459	7.927	8.634	8.363	91.936	35.501	0.404	0.380	0.774	0.513	0.375
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.710318	0.708579	0.705630	0.715742	0.713702	0.712019	0.713408	0.713251	0.713071	0.797299	0.736944	0.705407	0.705358	0.705734	0.705533	0.705417
± (2σ)	0.000012	0.000022	0.000013	0.000014	0.000029	0.000062	0.000021	0.000009	0.000016	0.000009	0.000016	0.000013	0.000009	0.000010	0.000014	0.000009
ε Sr	0.70460	0.70863	0.70503	0.70510	0.70497	0.70488	0.70582	0.70498	0.70506	0.70927	0.70295	0.70535	0.70500	0.70502	0.70504	0.70506
ε Nd	2.6	22.8	9.1	9.7	8.6	9.1	19.9	8.0	8.8	68.6	-20.9	8.7	8.3	8.4	6.5	7.8
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.122		0.106	0.130								0.139				
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512640		0.512615	0.512615								0.512639				
± (2σ)	0.000009		0.000009	0.000009								0.000013				
NdI	0.51259		0.51257	0.51256								0.51257				
ε Nd	0.7		0.3	0.1								0.5				

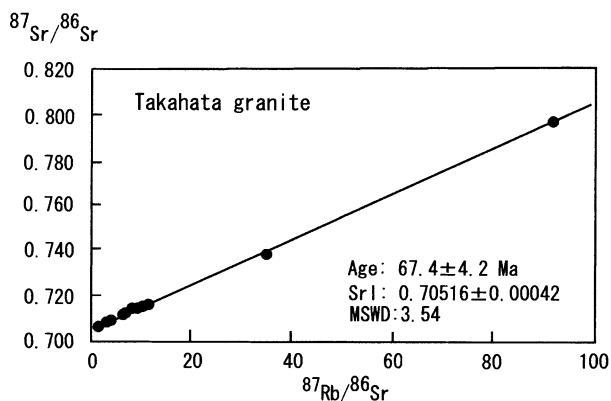


Figure 5. Whole rock isochron diagram for the Takahata granite.

ソクロン年代と 0.70502 ± 0.00008 の Sr 同位体初生値を示す (第 6 図)。試料数が少ないことや試料の Rb/Sr 比に大きな差異がないこと、また誤差が大きいこと等から、年代についての厳密な議論はできないが、この年代は野外において、本トータル岩が高畑花崗岩貫くことと矛盾しない。

高畑花崗岩は 0.70516 ± 0.00042 の Sr 同位体初生値および 0.5126 程度 (ϵNdI : $+0.1 \sim +0.7$) の Nd 同位体初生値を示す。また、奥山トータル岩は 0.70502 ± 0.00008 の Sr 同位体初生値と 0.5126 (ϵNdI : $+0.5$) の Nd 同位体組成初生値を示す (第 1 表)。従って、高畑花崗岩と奥山トータル岩の Sr および Nd 同位体組成は極めて類似しており、それらのソース

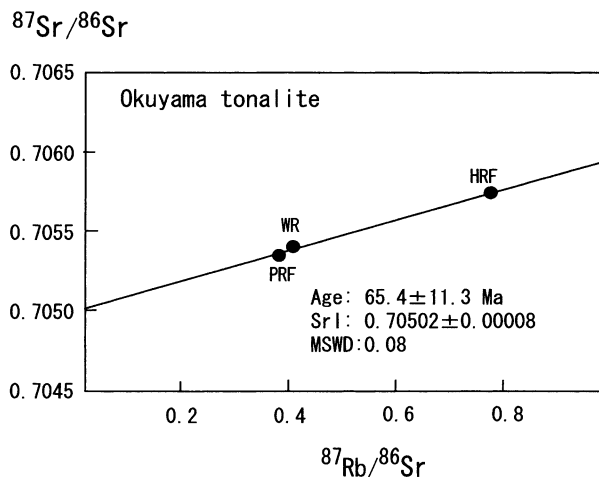


Figure 6. Whole rock-mineral isochron diagram for the Okuyama tonalite.

WR: whole rock; PRF: plagioclase rich fraction; HRF: hornblende rich fraction

物質も少なくとも同位体的には類似した性質を持っていたものと推定される。これらの同位体初生値は、山陰帯の多くの白亜紀-古第三紀花崗岩類が示す範囲にあるが (Kagami et al., 1992; Iizumi et al., 2000), Sr 同位体初生値はやや低く, Nd 同位体初生値はやや高い領域に入る。なお、これらの岩体の Sr および Nd 同位体組成については、本地域周辺に分布する他岩体のデータと併せて別報で報告・議論する予定である。

討 論

1. 高畑花崗岩の活動時期

前述したように，今回得られた高畑花崗岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は，既報のジルコンによるフィッシュオントラック年代と異なっている．FT 年代測定較正法の標準化に関する勧告 (Hurford, 1990) 後，松田 (1999) によって再測定され，50.1 Ma の年代が報告されているが，この年代は松田 (1999) によって指摘されているように，冷却年代であるか，あるいはより新しい時期の熱の影響を受けた年代を示すものと考えられる．高畑花崗岩はその南部に断層で接して産する乙原花崗岩の 65.0 ± 2.8 Ma (柴田・石原，1974) や 60.0 ± 3.0 Ma (服部ほか，1983) の K-Ar 黒雲母年代，および 58.0 ± 1.5 Ma (Rezanov et al., 1994) の Rb-Sr 全岩-鉍物アイソクロン年代と比較すると若干古い．しかし，これらが冷却年代であることを考慮すれば，服部ほか (1983) が指摘しているように，両者はほぼ同時期の活動であった可能性が強く，本地域周辺に広く分布する花崗岩類と共に，因美進入岩類を構成する岩体であると考えられる．Sr や Nd 同位体初生値も因美進入岩類と類似した値を示している．

山陰帯・山陽帯の境界付近の山陰帯には光森花崗岩や伊久里谷花崗岩 (Takagi et al., 1989)，用瀬花崗岩や智頭花崗閃緑岩等 (柴田，1979；本間，1986) 等，80 Ma 前後ないしはそれより古期の進入岩類が分布している．山陰帯には山陽帯の高田流紋岩類や阿武層群に対比される白亜紀火山岩類が，断片的ではあるものの山陰帯北部にまで分布している．しかし，火山活動とは異なり，両帯の境界から日本海側に離れた，山陰帯中・北部では，山陽帯の花崗岩類に匹敵する年代のバソリスやストック規模の貫入岩類の活動は無かったか，あるいは極めて弱かったものと考えられる．

2. 高畑花崗岩の化学組成

前述したように，高畑花崗岩はすべて，パーアルミナスであり，多くは 1.1 以上の高いアルミナ飽和度を持つ．しかし，高畑花崗岩には白雲母，ざくろ石，キンセイ石，電気石等高いアルミナ飽和度を持つ鉍物は含まれず，多くの I タイプ花崗岩と共通する鉍物組成を持っている．また，岩体の一部には 1×10^{-3} SI unit 以下の低い帯磁率を示す部分があるものの，多くは磁鉄鉍を含み， $2 \times 10^{-3} - 28 \times 10^{-3}$ SI unit の高い帯磁率を示し，記載岩石学的には I タイプ花崗岩の特徴を持っている．第 6 図に高畑花崗岩を含めた山陰帯中央部の因美進入岩類のアルミナ飽和度と $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (モル) の関係を示した．従来，多くの研究者によって山陰帯の白亜紀-古第三紀花崗岩のほとんどは I タイプ磁鉄鉍系であることが指摘されてきた．しかし，山陰帯中央部に産する因美進入岩類はすべてメタアルミナスあるいはパーアルミナスで，アルミナ飽和度が 1.1 以下の場合が多いが，1.2 あるいはそれ以上のサンプルも少なくない (第 7 図)．オーストラリアのラクラン褶曲帯の古生代花崗岩類の場合，ほとんどの I タイプ花崗岩は ASI が 1.1 以下であることが指摘されている (Chappell, 1999)．山陰帯の花崗岩類の一部には両雲母花崗岩等の分布

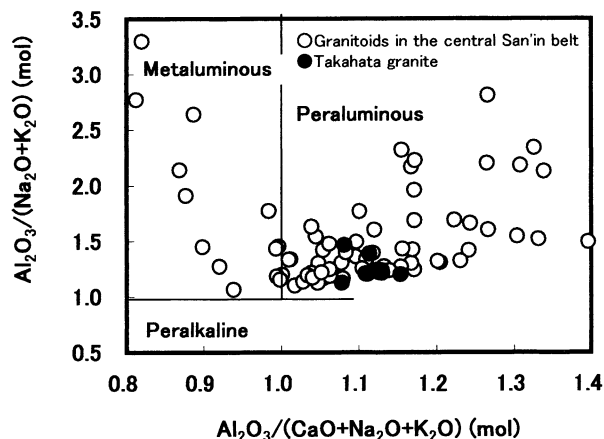


Figure 7. Molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ - molar $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ diagram for granitoids in the central San'in belt. Data sources: Czamanske et al. (1981); Iizumi et al. (1984); Inada (2003); Ishihara (1971); Miura (1966); Rezanov (1993); Takagi et al. (1989); Takimoto (1965).

も知られており (石原，1971)，分化の進んだ花崗岩類の一部にはこのような高い ASI を示す場合も考えられ，その要因については個々のサンプルについて検討する必要がある．

オーストラリア南東部ラクラン褶曲帯の花崗岩の場合，分化の進んだ珪長質 I タイプ花崗岩の一部はアルミナ飽和度が S タイプ花崗岩類とオーバーラップする (Chappell, 1999)．ラクラン褶曲帯の分化の進んだ花崗岩の場合，I タイプおよび S タイプの間には， SiO_2 含量に対する P_2O_5 ，La，および Y のトレンドに違いがあることが指摘されている (Chappell, 1999)．山陰帯中央部の因美進入岩類を $SiO_2-P_2O_5$ 図 (第 8 図) および SiO_2-Y 図 (第 9 図) にプロットした．両図中にラクラン褶曲帯の I タイプおよび S タイプ花崗岩類の分布域 (Chappell, 1999) も示した．高畑花崗岩を含め，山陰帯中央部のほとんどの花崗岩の P_2O_5 含量は， SiO_2 含量の増加と共に緩く減少し，ラクラン褶曲帯の I タイプ花崗岩と同様なフィールドにプロットされる (第 8 図)．

高畑花崗岩を含めた山陰中央部の因美進入岩類の Y 含量は，ラクラン褶曲帯の I および S タイプに両方に共通するフィールドにプロットされる．高畑花崗岩の Y 含量は SiO_2 含量のわずかな増加と共にやや増加する傾向が認められるが，高畑花崗岩を含む山陰中央部の因美進入岩類の Y 含量は，ラクラン褶曲帯の I タイプ花崗岩のように， SiO_2 含量が 75% 以上で急激に上昇する傾向は示さない．これには同じ I タイプ花崗岩であっても，地域による花崗岩形成のさまざまな条件の違い，特にマグマソースの化学的性質や分化の様式の違い等が反映されている可能性もあり，今後の検討が必要である．

謝 辞

当時島根大学の学生であった稲田伸也君には野外での地質調査および試料採取に当たり，多大なご援助を頂いた．蛍光 X 線による岩石の化学分析に当たっては，澤田順弘教授にお

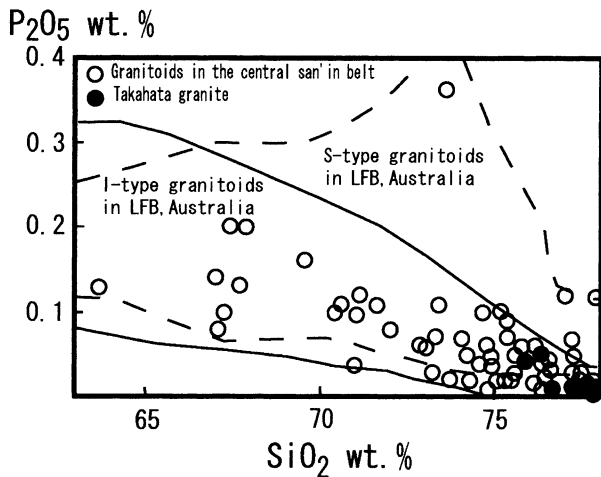


Figure 8. SiO_2 - P_2O_5 plot for the granitoids in the central San'in belt. Fields for I- and S-type granitoids in LFB (Lachlan Fold Belt), Australia from Chappell (1999).

世話を頂き、岩石からの Sr および Nd の抽出に当たっては、赤坂千秋さんにお世話になった。鳥根大学地球資源環境学教室の皆様には、退官後でありながら、本稿の投稿を承認していただき、また査読の労を取っていただいた。上記の方々に深く感謝する次第である。

引用文献

- Chappell, B. W., 1999, Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, **46**, 535-551.
- Czamanske, G. K., Ishihara, S. and Atkin, S. A., 1981, Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and its implications for magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10431-10469.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之, 1983, 地域地質研究報告, 5 万分の 1 図幅, 三瓶山地域の地質, 1-168, 地質調査所.
- 本間弘次, 1986, 中国地方の花崗岩の成因, 形成機構, 形成年代—智頭・越畑・用瀬・倉見花崗岩類. 山陰放送学術分化財団リポート, 30 号, 11-16.
- Hurfurd, A. J., 1990, Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on the Geochronology. *Chem. Geol.*, **80**, 171-178.
- Iizumi, S., Imaoka, T. and Kagami, H., 2000, Sr-Nd isotope ratios of gabbroic and dioritic rocks in a Cretaceous-Paleogene granite terrain, Southwest Japan. *The Island Arc*, **9**, 113-127.
- Iizumi, S., Mishima, H., Okamoto, Y. and Honma, H., 1984, A strontium isotope study on the Neu granitic pluton and its mafic inclusion, San'in zone, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Pet. Econ. Geol.*, **79**, 89-100.
- 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜, 1985, 中国・四国地方の白亜紀～古第三紀の火成活動—火成活動の対比を中心として—. *地球科学*, **39**, 372-384.
- 稲田伸也, 2003, 鳥根県中部に分布する石見花崗岩体北東縁部の岩石学的研究. 鳥根大学卒業論文, 1-34.
- 石原舜三, 1971, 日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩類. 地質調査所報告, **239**, 1-178.
- Kagami, H., Iizumi, S., Tainosho, Y. and Owada, M., 1992, Spatial variation of Sr and Nd isotope ratios of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks, Southwest Japan. *Contrib. Miner. & Petrol.*, **112**, 165-177.
- 松田高明, 1976, 山陰中央部・鳥根県川本町周辺の後期白亜紀—古第三紀火山岩類. 日本地質学会第 83 年学術大会講演要旨集, P.235.

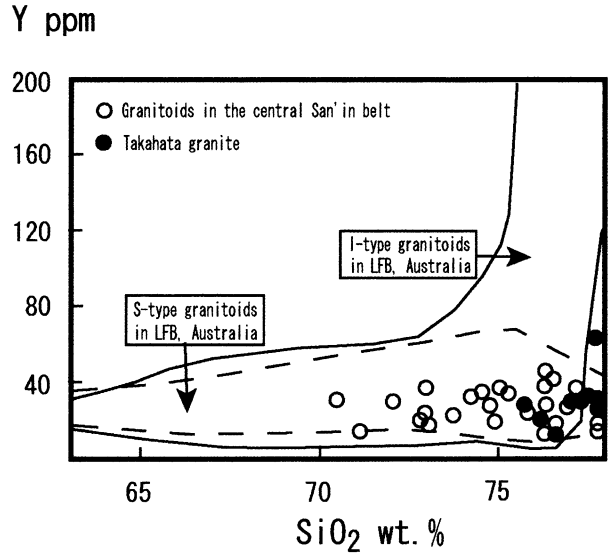


Figure 9. SiO_2 -Y plot for the granitoids in the central San'in belt. Fields for I- and S-type granitoids in LFB (Lachlan Fold Belt), Australia from Chappell (1999).

松田高明, 1980, 山陰中—西部の白亜紀—古第三紀火成岩類のフィッショソ・トラック年代. 日本地質学会第 86 年学術大会講演要旨, 132.

松田高明, 1981, フィッショソ・トラック年代からみた古第三紀田万川帯. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨集, 132.

Matsuda, T., 1982, Fission-Track geochronology of Late Cretaceous to Early Neogene igneous rocks in San'in belt, southwest Japan. Abstracts, workshop on fission-track dating, p.37-41.

松田高明, 1999, 山陰中央部白亜紀—古第三紀火成岩類のジルコンのフィッショソ・トラック年代—4 パイ面での再検討 (演旨). 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), 1999, Ge-008, (日本火山学会, 日本岩石鉱物鉱床学会, 日本気象学会, 日本鉱物学会, 資源地質学会).

松田高明・小田基明, 1982, 鳥根県川本町周辺の白亜紀—古第三紀火成岩類の地質. *地質雑*, **88**, 31-42.

三浦 清, 1966, 鳥根県加茂町付近の花崗岩類とその崩壊について. *岩鉱*, **56**, 256-283.

Rezanov, I. A., 1993, Petrochemistry and Sr-Nd isotope systematics of Cretaceous-Paleogene igneous rocks from the central part of Chugoku district, SW Japan. Master thesis (Shimane University), 1-57.

Rezanov, I. A., Iizumi, S. and Kagami, H., 1994, Rb-Sr isochron ages of Cretaceous-Paleogene granitoid rocks in the central part of the Chugoku district, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **100**, 651-657.

山陰中生代末火成活動研究グループ, 1979, 鳥根県中央部邑智町周辺の白亜紀—古第三紀火成岩類. *地質学論集*, 17 号, 249-258.

笹田政克・山田直利・先山 徹・上田 薫, 1979, 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期—古第三紀火成岩類. *地質学論集*, 17 号, 19-34.

柴田 賢, 1979, 東中国における花崗岩類の K-Ar 年代. *地質学論集*, 17 号, 69-72.

柴田 賢・石原舜三, 1974, 広島花崗岩中央部の黒雲母 K-Ar 年代の南北変化. *地質雑*, **80**, 431-433.

Takagi, T., Kagami, H. and Iizumi, S., 1989, Petrography and geochemistry of two contrasting I-type granites, the Mitsumori and Ikuridani granites, San'in belt, southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 905-918.

滝本 清・港 種雄・佐野美則, 1965, 鳥根県大東地域におけるモリブデン鉱床の研究 (1). *鉱山地質*, **15**, 36-47.

York, D., 1966, Least-squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Phys.*, **44**, 1079-1086.

吉田博直, 1961, 中国地方中部の後期中生代の火成活動. *広大地学研報*, 8 号, 1-39.

(受付: 2004 年 9 月 20 日, 受理: 2004 年 12 月 8 日)