北部九州白亜紀花崗岩類, 添田花崗閃緑岩の U–Pb ジルコン年代と Sr・Nd 同位体比組成: 添田花崗閃緑岩の再区分

U–Pb zircon ages and Sr and Nd isotope compositions of the Soeda Granodiorite, northern Kyushu, Southwest Japan

Abstract

柚原雅樹¹ 亀井淳志² 川野良信³
岡野 修⁴ 早坂康隆⁵
加々美寛雄⁶

Masaki Yuhara¹, Atsushi Kamei²,
Yoshinobu Kawano³, Osamu Okano⁴,
Yasutaka Hayasaka⁵ and Hiroo Kagami⁶

2018年10月5日受付.

2019年3月13日受理.

¹ 福岡大学理学部地球圏科学科

Department of Earth System Science, Faculty of Science, Fukuoka University, Fukuoka 814-0180, Japan

² 島根大学総合理工学部地球科学科

Department of Earth Science, Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Matsue 690-8504, Japan

³ 立正大学地球環境科学部環境システム学科

Department of Environment Systems, Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University, Kumagaya 360-0194, Japan

⁴ 岡山大学理学部地球科学科

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan

⁵ 広島大学大学院理学研究科地球惑星システム専攻

Department of Earth and Planetary Systems Science, Graduate School of Science, Hiroshima University, Higashi-Hiroshima 739-8526, Japan

⁶ 長野県大町市大町 2053-16

Omachi 2053-16, Omachi 398-0002, Japan

Corresponding author: M. Yuhara,
yuhara@fukuoka-u.ac.jp

U–Pb zircon dating, rare earth elements (REE) analysis and Sr–Nd isotope analysis were conducted on samples from the Soeda Granodiorite in the eastern part of northern Kyushu, Southwest Japan. The Soeda Granodiorite is divided into two units, based on whole-rock Sr content: the Ochiai and Irahara Granodiorites. These granodiorites are composed mainly of medium-grained hornblende – biotite granodiorite to biotite granite. U–Pb zircon ages of 107.41 ± 0.82 Ma and 103.11 ± 0.69 Ma were obtained from the Ochiai and Irahara Granodiorites, respectively. These suggest that timing of intrusion of each of the granodiorite magmas were different. REE and Sr–Nd isotopic compositions of source magmas of the Ochiai and Irahara Granodiorites also differ.

Keywords: U–Pb zircon age, Rare earth elements, Sr and Nd isotopic compositions, Soeda Granodiorite, northern Kyushu

はじめに

北部九州に広く分布する白亜紀花崗岩類は、ほぼ小倉–田川構造線を境に、その東側と西側で記載岩石学的・岩石化学的特徴が異なる(唐木田, 1992)。このため、この構造線の東側に分布する花崗岩類は「北九州東部花崗岩類」(唐木田, 1992)と、西側に分布する花崗岩類は「北九州主部花崗岩類」(唐木田, 1992)や「北九州西部花崗岩類」(大和田・亀井,

2010)と呼ばれている。さらに、Izawa et al.(1989)、井沢ほか(1990, 1994)は、Sr含有量の特徴によって、高Sr花崗岩類と低Sr花崗岩類の2系列に区分した。これらの花崗岩類は、岩相や貫入関係などから17岩体に区分されている(大和田ほか, 1999; Fig. 1)。しかしながら、各岩体の特徴についてまとめられた唐木田(1992)や大和田・亀井(2010)の記述を見ても明らかなように、岩相や貫入関係、岩石化学的性質が明らかになっている岩体は一部にすぎず(大和田ほ

Fig. 1. Relations between intrusions and main lithofacies of Cretaceous granitic rocks in northern Kyushu (modified from Owada and Kamei, 2010). To.: tonalite, Gd.: granodiorite, Gr.: granite, Hbl.: hornblende, Bt.: biotite.

か, 1999; Kamei, 2002; 矢田・大和田, 2003; 川野・柚原, 2008 など), すべての岩体で詳細な調査がなされているとは言いがたい。さらに, K-Ar 年代, Rb-Sr 年代などが報告され(小山内ほか, 1993; 唐木田ほか, 1994; 松浦, 1998; 大和田ほか, 1999; 柚原ほか, 2005, 2013; 川野・柚原, 2008; Tiepolo et al., 2012; Adachi et al., 2012; Yuhara et al., 2013 など), 各岩体の活動時期や冷却史が検討されているが, それらの研究の多くは西部に集中しており, 東部における研究例は少ない。さらに, マグマの起源物質の検討に有効な Sr および Nd 同位体比組成の報告についても, ほとんどが西部に分布する花崗岩体に限られている(大和田ほか, 1999; 川野・柚原, 2008 など)。これらの理由から, 著者らは東部に分布する花崗岩体について野外調査を進めてきた(佐古・柚原, 2004; 柚原・眞崎, 2013; 柚原ほか, 2013, 2014a, b; 柚原・西, 2015)。特に添田花崗閃緑岩では, 岩体全域にわたる地質調査と試料採取を行ってきており, その結果, 多くの全岩化学組成データが蓄積され, そのほとんどが既に公表されている(高本ほか, 2005; 柚原ほか, 2011, 2013, 2014a; 柚原・眞崎, 2013; 柚原・西, 2015)。さらに, 本岩体内には多くの同時性苦鉄質岩が認められ, 花崗岩質マグマと苦鉄質マグマの相互作用によって, 添田花崗閃緑岩マグマの組成変化が生じ, 新たな岩相が形成されたことが明らかになっている(柚原・眞崎, 2013)。そのため, マグマだまり内部における花崗岩質マグマ定置時の化学組成の改変を検討するため, 柚原ほか(2014a)は岩体内の主成分ならびに微量元素濃度分布を解析した。その結果, 添田花崗閃緑岩には Sr 含有量の異なる 2 種のグループが存在し, それぞれ別のマグマを起源とする可能性を指摘した。柚原・西(2015)は,

さらに野外調査を進め, より詳細な両者の分布, 岩相, 化学組成の特徴について報告した。両グループのマグマの成因関係を明らかにするためには, それぞれの活動時期の決定と同位体比組成や希土類元素組成の比較が有効である。添田花崗閃緑岩は東部で最も早期に活動した岩体とされている(大和田・亀井, 2010; Fig. 1)。西部で最も早期に活動したとされる糸島花崗閃緑岩は, 116 ± 17 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を示す(大和田ほか, 1999)が, Adachi et al. (2012)によって 102 ± 2 Ma の U-Pb ジルコン年代が報告された。この年代値は, Rb-Sr 全岩アイソクロン年代の誤差の範囲内ではあるが, 糸島花崗閃緑岩の活動時期が 90 年代に想定されていたよりも若くなる可能性を示唆する。したがって, 誤差の大きな年代値については, 再考の必要がある。添田花崗閃緑岩の活動時期は, 杷木花崗閃緑岩から得られた 118.0 ± 11.3 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代(小山内ほか, 1993)を根拠に, 118 Ma とされているが, 東部の火成活動の開始時期を明らかにする上でも, より誤差の小さい年代値による活動時期の決定が必要である。そこで, 添田花崗閃緑岩の U-Pb ジルコン年代の測定, 希土類元素の測定ならびに Sr・Nd 同位体比測定を行った。

地 質 概 説

添田花崗閃緑岩分布地域の地質図を Fig. 2b に示す。本地域には, 周防変成岩類に対比される三疊紀の田川変成岩類と白亜紀花崗岩類が分布し(久保ほか, 1993), 白亜紀花崗岩類は斑れい岩～閃緑岩, 朝倉花崗閃緑岩, 添田花崗閃緑岩, 眞崎花崗岩および油須原花崗岩に区分される(唐木田, 1985)。さらに, 始新世の堆積岩類からなる直方層群, 中新世後期～

Fig. 2. Distribution of Cretaceous granitic rocks in northern Kyushu (modified from Karakida, 1985) (a), and geological map of the Hikosan River and Kii River basins (modified from Kubo et al., 1993) (b).

Fig. 3. Correlation of the Ochiai, Irahara, and Soeda Granodiorites, and the corresponding lithofacies classification for each.

鮮新世初期の火山岩類ならびに火山砕屑岩類からなる北坂本累層、鮮新世前期の英彦山火山岩類、更新世の阿蘇-4火砕流堆積物、沖積層がこれらを不整合に覆う(久保ほか, 1993)。

添田花崗閃緑岩は、Fig. 2b に示されている岩体と、南西方の岩体に分かれて分布する(唐木田, 1985)が、南西方に分布する岩体は杷木花崗閃緑岩と呼ばれている(小山内ほか, 1993; 北野・池田, 2012; Fig. 2a)。本調査地域に分布する添田花崗閃緑岩は、村上・藤本(1957)では南西部が落合花崗閃緑岩、北東部が伊良原花崗閃緑岩と呼ばれていた(Fig. 3)。母岩である変成岩類に対する伊良原花崗閃緑岩による熱変成の程度が著しく高いことや、苦鉄質捕獲岩が多くそれらとの混成化が著しいことから、村上・藤本(1957)は、伊良原花崗閃緑岩が落合花崗閃緑岩よりも早期に貫入したと考えた。その後、岩相の類似性から、唐木田(1985)によって一つの岩体にまとめられた(Fig. 3)。しかしながら、全岩化学組成が異なる(柚原ほか, 2014a; 柚原・西, 2015)だけでなく、後述するように、活動時期や Sr・Nd 同位体比組成も異なることから、それらを村上・藤本(1957)にしたがって落合花崗閃緑岩と伊良原花崗閃緑岩と呼ぶのが妥当であると考えられる(Fig. 3)。村上・藤本(1957)では伊良原を「いらわら」と称しているが、国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図では「いらはら」と称されていることから、本論文では後者の読みに従う。落合花崗閃緑岩は、村上・藤本(1957)が示しているように、主に南西部に広く分布するが、北部の真崎花崗岩中にも分布する(Fig. 2b)。地質図には示していないが、伊良原花崗閃緑岩中にも点在する(柚原・西, 2015)。伊良原花崗閃緑岩は主に北東部に分布し、その中央部に普通角閃石斑状岩相(柚原・眞崎, 2013)が分布する。落合および伊良原花崗閃緑岩は田川変成岩類に貫入し、油須原花崗岩に貫入される(唐木田, 1985 など)。落合花崗閃緑岩は真崎花崗岩に貫入されるが、伊良原花崗閃緑岩と真崎花崗岩の関係は現在のところ不明である。本地域の西部には、小倉-田川構造線の南部にあたる田川断層と、そのさらに西側には田川断層の派生断層である駒啼川断層(柚原・宮崎, 2008)が分布する。落合花崗閃緑岩は南西部では、この駒啼川断層を境に田川変成岩類と接している(Fig. 2b)。両花崗閃緑岩分布域の尾根部では北坂本累層によって不整合で覆われる(英彦山団研グループ, 1984 など)。落合ならびに伊良原花崗閃緑岩は、長径 1~100 cm の苦鉄質包有岩や変成岩捕獲岩をしばしば包有する。また、伊良原花崗閃緑岩は厚さ 10 cm から 100 m の規模の同時性岩脈を伴う。そして岩相から、同時性岩脈は黒雲母-普通角閃石石英閃緑岩~普通角

閃石-黒雲母トータル岩からなる苦鉄質岩脈と、細粒~中粒の普通角閃石-黒雲母トータル岩~石英閃緑岩からなる細粒トータル岩に区分される(柚原・眞崎, 2013)。伊良原花崗閃緑岩からは、 97.0 ± 0.9 Ma と 98.1 ± 0.8 Ma の Rb-Sr 全岩-黒雲母アイソクロン年代が報告されている(柚原ほか, 2013)。

添田花崗閃緑岩の岩相と岩石記載

落合花崗閃緑岩は岩体内に広く分布する主岩相から、伊良原花崗閃緑岩は主岩相と同時性苦鉄質貫入岩周辺約 200 m の範囲内に分布する普通角閃石斑状岩相から構成される(柚原・眞崎, 2013)。

両花崗閃緑岩の主岩相は、以下に述べるように記載岩石学的には大きな差異は認められない。主岩相は、主に中粒塊状であるが、斑状の岩相も存在する(唐木田, 1985; 佐古・柚原, 2004; 柚原ほか, 2013, 2014a; 柚原・西, 2015)。さらに、黒雲母の定向配列による弱い面構造を示す場合もある。

1. 落合花崗閃緑岩

1) 主岩相 主岩相は、斑状~半自形粒状組織を呈する普通角閃石-黒雲母トータル岩~黒雲母花崗閃緑岩からなる(Fig. 4)。主に斜長石、石英、黒雲母、カリ長石、普通角閃石からなり、副成分鉱物としてチタン石、褐れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を含む。落合花崗閃緑岩には斑状組織を呈する岩石が卓越する傾向がある(柚原・西, 2015)。

半自形粒状組織を呈する岩石では、斜長石は自形~半自形で、累帯構造を示す。長径 6.0 mm に達し、黒雲母、普通角閃石、燐灰石、ジルコンを包有する。斜長石は、一部イライト化している。斜長石とカリ長石の接触部には、ミルメカイトが認められる場合がある。石英は他形で、他鉱物間を充填し、斜長石、黒雲母、普通角閃石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を包有する。長径 6.0 mm に達し、波動消光を示す。カリ長石は他形で、他鉱物間を充填する。時に大きく成長し、ポイキリティックに斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石、褐れん石、燐灰石を包有する場合がある。この場合、長径は 10.0 mm に達する。黒雲母は自形~半自形で、褐色~赤褐色あるいは暗褐色を呈し、斜長石、普通角閃石、チタン石、褐れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を包有する。長径 3.0 mm に達し、一部緑泥石化している。普通角閃石は自形~半自形で、長径 4.5 mm に達し、黒雲母を包有する。普通角閃石は青緑色~緑色~褐緑色を呈する。

斑状組織を呈する岩石では、斑晶は長径 7.0 mm に達する斜長石、長径 4.5 mm に達する黒雲母および長径 4.5 mm に達する普通角閃石からなり、基質部分は長径 1.5 mm 以

Fig. 4. Photomicrographs (cross-polarized light) of the Ochiai and Irahara Granodiorites. Qtz.: quartz, Pl.: plagioclase, Kfs.: K-feldspar, Bt.: biotite, Hbl.: hornblende.

下の結晶からなる半自形粒状組織を呈する。基質の鉱物の産状は、半自形粒状組織を呈する岩石と類似する。

2. 伊良原花崗閃緑岩

1) 主岩相 主岩相は、半自形粒状～斑状組織を呈する普通角閃石-黒雲母トータル岩～黒雲母花崗岩からなる (Fig. 4)。主に斜長石、石英、黒雲母、カリ長石、普通角閃石からなり、副成分鉱物としてチタン石、褐れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を含む。伊良原花崗閃緑岩には半自形粒状組織を呈する岩石が卓越する傾向がある (柚原・西, 2015)。

半自形粒状組織を呈する岩石では、斜長石は自形～半自形で、累帯構造を示す。長径 8.0 mm に達し、黒雲母、普通角閃石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を包有する。斜長石は一部イライト化している。斜長石とカリ長石の接触部には、ミルメカイトが認められる場合がある。石英は他形で、他鉱物間を充填し、斜長石、黒雲母、普通角閃石、燐灰石、ジルコンを包有する。長径 7.0 mm に達し、波動消光を示す。カリ長石は他形で、他鉱物間を充填する。時に大きく成長し、ポイキリティックに斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石、チタン石、燐灰石、不透明鉱物を包有する。この場合、カリ長石の長径は 15.0 mm に達する。黒雲母は自形～半自形で、褐色～暗褐色を呈し、チタン石、褐れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を包有する。長径 3.0 mm に達し、一部緑泥石化している。普通角閃石は自形～半自形で、長径 3.3 mm に達し、黒雲母、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を包有する。青緑色～緑色～褐緑色を呈する。

斑状組織を呈する岩石では、斑晶は長径 7.0 mm に達する斜長石、長径 3.5 mm に達する石英、長径 3.5 mm に達する黒雲母および長径 2.5 mm に達する普通角閃石からなり、基質部分は長径 1.0～1.5 mm 以下の結晶からなる半自形粒状組織を呈する。基質の鉱物の産状は、半自形粒状組織を呈する岩石と類似する。

2) 普通角閃石斑状岩相 普通角閃石斑状岩相は、最大 1 cm に達する自形性の強い普通角閃石の巨晶を含むことで特徴づけられる。普通角閃石巨晶は 20 cm 四方に 8 結晶程度以下の割合で含まれる。本岩相は、中粒塊状の普通角閃石-黒雲母トータル岩～花崗閃緑岩質基質中に普通角閃石巨晶を含む (Fig. 4)。普通角閃石巨晶は緑色を呈し、黒雲母や不透明鉱物を包有する。基質は半自形粒状組織を呈するが、やや細粒になり、普通角閃石巨晶の他に斜長石や石英の斑晶を含む場合もある。主に斜長石、石英、黒雲母、カリ長石、普通角閃石からなり、副成分鉱物としてチタン石、褐れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を含む。基質中の斜長石は自形～半自形で、一部イライト化しており、累帯構造を示す。斜長石は長径 8.0 mm に達し、黒雲母、普通角閃石、燐灰石、ジルコンを包有する。斜長石とカリ長石の接触部には、ミルメカイトが認められる場合がある。石英は他形で、他鉱物間を充填し、斜長石、黒雲母、燐灰石、ジルコンを包有する。長径 7.0 mm に達し、波動消光を示す。黒雲母は自形～半自形、暗褐色～褐色を呈し、褐れん石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を包有する。一部緑泥石化し、長径 3.3 mm に達する。カリ長石は他形で、他鉱物間を充填し、斜長石、黒雲母、石英を包有する。カリ長石の長径は 5.0 mm に達する。普通角閃石は自形～半自形で、長径 3.0 mm に達し、黒雲母、燐灰石、不透明鉱物を包有する。普通角閃石は青緑色～褐緑色を呈するが、褐緑色～青緑色の累帯構造を示す場合がある。斜長石や石英の斑晶を含む場合、基質は長径 1.0 mm 以下の結晶からなる。斑晶の斜長石は長径 7.0 mm に達し、石英は長径 5.0 mm に達する。基質の鉱物の産状は、普通角閃石巨晶のみを含む岩石と類似する。

Fig. 5. Diagrams showing variation in SiO₂ content for samples from the Ochiai and Irahara Granodiorites. Data sources: Takamoto et al. (2005), Yuhara et al. (2011, 2013, 2014a), Yuhara and Masaki (2013), Yuhara and Nishi (2015) and this study. The boundary between high-Sr and low-Sr granites follows Izawa et al. (1990).

落合花崗閃緑岩と伊良原花崗閃緑岩の 主成分ならびに微量元素組成

落合花崗閃緑岩と伊良原花崗閃緑岩は、ほとんどの主成分ならびに微量元素組成ならびにその変化傾向が類似しているが、Sr含有量が異なり、落合花崗閃緑岩が低く、伊良原花崗閃緑岩が高い (Fig. 5)。さらに SiO₂ 含有量に伴う含有量の変化傾向も異なる。すなわち、伊良原花崗閃緑岩は SiO₂

含有量の増加とともに、高い Sr 含有量から低 Sr 含有量へ変化するのに対し、落合花崗閃緑岩はほとんど Sr 含有量が変化せず、SiO₂ 含有量が 69.5 wt.% 以上で Sr 含有量が減少する。伊良原花崗閃緑岩も、SiO₂ 含有量が 69.5 wt.% 付近で変化傾向の傾きが若干変化する。しかし、両者の変化傾向はほとんど重複しない (Fig. 5)。添田花崗閃緑岩は、真崎花崗岩および油須原花崗岩とともに低 Sr 花崗岩類に属するとされていた (井沢ほか, 1990)。しかし、伊良原花崗閃緑岩

Ochiai Granodiorite main facies
(07102903) Irahara Granodiorite main facies
(13020702)

Fig. 6. Cathodoluminescence images of zircon and analyzed spots. Samples were taken from the main facies of the Ochiai and Irahara Granodiorites.

Table 1. LA-ICP-MS U-Pb age data for zircon samples from main facies of the Ochiai Granodiorite (07102903).

Spot label	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^* \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^* \text{ age} \pm 2\sigma$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \text{ age} \pm 2\sigma$ (Ma)	Th/U	Disc. ^a (%)
009SDGDL	59.99 ± 1.68	0.0507 ± 0.0044	106.6 ± 3.0	111.9 ± 9.6	0.526	5.0
012SDGDL	58.07 ± 1.45	0.0498 ± 0.0029	110.0 ± 2.7	113.4 ± 6.9	0.139	3.1
016SDGDL	57.14 ± 1.60	0.0502 ± 0.0030	111.8 ± 3.1	116.2 ± 7.3	0.302	3.9
019SDGDL	59.38 ± 1.90	0.0473 ± 0.0040	107.7 ± 3.4	105.8 ± 9.1	0.292	-1.8
025SDGDL	59.38 ± 1.72	0.0452 ± 0.0025	107.7 ± 3.1	101.3 ± 6.0	0.274	-5.9
028SDGDL ^d	47.80 ± 1.53	0.0433 ± 0.0035	133.5 ± 4.2	119.5 ± 10.0	0.226	-10.5
032SDGDL	60.31 ± 1.57	0.0484 ± 0.0040	106.0 ± 2.7	106.5 ± 8.7	0.522	0.5
035SDGDL ^d	62.31 ± 1.74	0.0412 ± 0.0047	102.7 ± 2.9	88.7 ± 9.9	0.329	-13.6
043SDGDL	59.38 ± 1.78	0.0470 ± 0.0025	107.6 ± 3.2	105.2 ± 6.1	0.189	-2.2
047SDGDL	61.05 ± 1.95	0.0486 ± 0.0040	104.7 ± 3.3	105.8 ± 9.0	0.200	1.1
058SDGDL	58.93 ± 1.53	0.0482 ± 0.0027	108.5 ± 2.8	108.5 ± 6.3	0.323	0.0
066SDGDL ^d	39.02 ± 1.09	0.0723 ± 0.0025	163.1 ± 4.5	230.9 ± 9.1	0.283	41.6
067SDGDL ^o	3.34 ± 0.08	0.1128 ± 0.0018	1690.3 ± 34.3	1760.5 ± 23.7	0.142	4.2
070SDGDL	59.63 ± 1.67	0.0478 ± 0.0022	107.2 ± 3.0	106.3 ± 5.5	0.164	-0.8
074SDGDL	59.35 ± 1.78	0.0479 ± 0.0023	107.7 ± 3.2	107.2 ± 5.8	0.404	-0.5
077SDGDL	59.28 ± 1.66	0.0479 ± 0.0028	107.8 ± 3.0	107.3 ± 6.5	0.278	-0.5
085SDGDL	57.60 ± 1.67	0.0504 ± 0.0039	111.0 ± 3.2	115.7 ± 9.1	0.335	4.2
088SDGDL	59.70 ± 1.49	0.0496 ± 0.0038	107.1 ± 2.7	110.2 ± 8.4	0.310	2.9
092SDGDL	61.24 ± 1.84	0.0480 ± 0.0038	104.4 ± 3.1	104.1 ± 8.4	0.359	-0.3
095SDGDL	58.72 ± 1.70	0.0493 ± 0.0029	108.9 ± 3.1	111.3 ± 7.0	0.309	2.2
098SDGDL	59.49 ± 1.78	0.0505 ± 0.0029	107.5 ± 3.2	112.4 ± 6.8	0.536	4.6
101SDGDL	60.79 ± 1.76	0.0454 ± 0.0037	105.2 ± 3.0	99.5 ± 8.3	0.142	-5.4
319SDGDL	60.50 ± 2.06	0.0468 ± 0.0029	105.7 ± 3.6	102.9 ± 7.1	0.603	-2.6
320SDGDL	59.14 ± 1.89	0.0483 ± 0.0040	108.1 ± 3.4	108.4 ± 9.1	0.290	0.3
321SDGDL	60.61 ± 1.70	0.0452 ± 0.0047	105.5 ± 2.9	99.3 ± 10.2	0.684	-5.9
322SDGDL	59.56 ± 1.73	0.0479 ± 0.0019	107.4 ± 3.1	106.9 ± 5.0	0.563	-0.5

^a: Discordancy defined as $[(^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \text{ age}) / (^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^* \text{ age}) - 1] \times 100$ (%), ^d: discordant age, ^o: old core age.

の Sr 含有量の変化傾向は、高 Sr 花崗岩類と低 Sr 花崗岩類の組成境界をまたぐように配列している (Fig. 5)。高 Sr 花崗岩類には高 SiO₂ 側で高 Sr 花崗岩類と低 Sr 花崗岩類の組成境界をまたぐような配列を示す岩体も存在する (井沢ほか 1990)。したがって、伊良原花崗閃緑岩は井沢ほか (1990) による高 Sr 花崗岩類に属するが、落合花崗閃緑岩は低 Sr 花崗岩類に属する。

伊良原花崗閃緑岩の普通角閃石斑状岩相は落合花崗閃緑岩の化学組成の範囲内にあるが、CaO, Cr では高含有量域に、K₂O, Rb, Sr では低含有量域にまとまる (Fig. 5)。普通角閃石斑状岩相の分布が同時性苦鉄質貫入岩周辺に限られること (柚原・眞崎, 2013)、普通角閃石斑状岩相の化学組成変化傾向 (特に Cr, Sr, Zn) の延長上に同時性苦鉄質貫入岩の組成が存在すること (柚原・眞崎, 2013; 柚原・西, 2015) から、

Table 2. LA-ICP-MS U–Pb age data for zircon samples from main facies of the Irahara Granodiorite (13020702).

Spot label	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^* \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^* \text{ age} \pm 2\sigma \text{ (Ma)}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \text{ age} \pm 2\sigma \text{ (Ma)}$	Th/U	Disc. ^a (%)
008SDGDH	61.96 ± 1.92	0.0456 ± 0.0038	103.2 ± 3.2	98.2 ± 8.4	0.443	-4.8
013SDGDH	62.46 ± 1.81	0.0479 ± 0.0042	102.4 ± 2.9	102.0 ± 9.0	0.408	-0.4
014SDGDH	60.98 ± 1.89	0.0496 ± 0.0043	104.9 ± 3.2	108.0 ± 9.5	0.321	3.0
020SDGDH	62.31 ± 1.87	0.0470 ± 0.0034	102.6 ± 3.1	100.5 ± 7.6	0.426	-2.0
021SDGDH	61.31 ± 1.66	0.0448 ± 0.0029	104.3 ± 2.8	97.5 ± 6.4	0.554	-6.5
029SDGDH ^d	59.07 ± 2.01	0.0540 ± 0.0048	108.2 ± 3.6	120.5 ± 10.7	0.359	11.4
030SDGDH	62.15 ± 1.99	0.0505 ± 0.0072	102.9 ± 3.3	107.8 ± 15.0	0.328	4.8
036SDGDH	62.31 ± 1.99	0.0466 ± 0.0039	102.6 ± 3.3	99.7 ± 8.6	0.442	-2.8
037SDGDH	61.73 ± 1.67	0.0482 ± 0.0022	103.6 ± 2.8	103.8 ± 5.1	0.970	0.2
048SDGDH	62.89 ± 1.76	0.0478 ± 0.0039	101.7 ± 2.8	101.2 ± 8.4	0.264	-0.5
049SDGDH	62.46 ± 1.75	0.0458 ± 0.0051	102.4 ± 2.8	97.7 ± 10.7	0.273	-4.6
059SDGDH	61.05 ± 1.53	0.0475 ± 0.0031	104.7 ± 2.6	103.4 ± 7.0	0.264	-1.2
060SDGDH	61.16 ± 1.59	0.0499 ± 0.0031	104.6 ± 2.7	108.2 ± 7.0	0.535	3.4
071SDGDH	60.17 ± 1.68	0.0467 ± 0.0030	106.3 ± 3.0	103.3 ± 7.0	0.396	-2.8
072SDGDH ^o	32.31 ± 0.94	0.0472 ± 0.0041	196.5 ± 5.6	186.5 ± 15.6	0.922	-5.1
078SDGDH ^o	33.98 ± 0.88	0.0541 ± 0.0044	187.0 ± 4.8	201.6 ± 15.8	0.889	7.8
079SDGDH	62.03 ± 1.74	0.0484 ± 0.0042	103.1 ± 2.9	103.8 ± 8.9	0.303	0.7
089SDGDH ^d	46.36 ± 1.16	0.0555 ± 0.0052	137.6 ± 3.4	155.3 ± 14.1	0.305	12.9
090SDGDH ^o	23.82 ± 0.62	0.0521 ± 0.0021	265.1 ± 6.8	267.7 ± 11.4	0.598	1.0
096SDGDH	60.61 ± 1.58	0.0469 ± 0.0027	105.5 ± 2.7	102.9 ± 6.2	0.805	-2.5
097SDGDH ^d	63.21 ± 2.02	0.0423 ± 0.0049	101.2 ± 3.2	89.6 ± 10.4	0.443	-11.5
102SDGDH	63.33 ± 1.65	0.0474 ± 0.0042	101.0 ± 2.6	99.6 ± 8.8	0.400	-1.4
103SDGDH	63.90 ± 1.92	0.0477 ± 0.0055	100.1 ± 3.0	99.4 ± 11.4	0.378	-0.7
307SDGDH	60.42 ± 1.69	0.0485 ± 0.0023	105.8 ± 2.9	106.6 ± 5.7	0.268	0.8
308SDGDH	61.69 ± 2.04	0.0489 ± 0.0038	103.6 ± 3.4	105.4 ± 8.5	0.271	1.7
309SDGDH	62.74 ± 1.69	0.0487 ± 0.0024	102.0 ± 2.7	103.3 ± 5.5	0.183	1.3
310SDGDH	62.93 ± 1.89	0.0494 ± 0.0042	101.6 ± 3.0	104.2 ± 9.0	0.425	2.6
311SDGDH	60.20 ± 2.11	0.0478 ± 0.0037	106.2 ± 3.7	105.5 ± 8.6	0.714	-0.7
312SDGDH	62.77 ± 1.82	0.0486 ± 0.0030	101.9 ± 2.9	103.1 ± 6.7	0.795	1.2
313SDGDH	63.01 ± 1.89	0.0494 ± 0.0031	101.5 ± 3.0	104.3 ± 7.0	0.492	2.8

^a: Discordancy defined as $[(^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \text{ age}) / (^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^* \text{ age}) - 1] \times 100$ (%), ^d: discordant age, ^o: old core age.

Fig. 7. U–Pb isotope Tera-Wasserburg concordia diagrams for samples from the Ochiai and Irahara Granodiorites. Error ellipses are shown as 2σ . Dashed outlines show data with discordance of 10%.

そのような傾向は、伊良原花崗閃緑岩マグマとそれに貫入した苦鉄質マグマの混合・混交によるものと考えられる(柚原・眞崎, 2013)。

試料と分析方法

柚原・西(2015)によって全岩化学組成が報告された試料

の一部について、U–Pb ジルコン年代測定、希土類元素測定、Sr および Nd 同位体比測定を行った。試料採取位置ならびにその位置情報については、柚原・西(2015)で既に報告されている。さらに、柚原・西(2015)以降に採取した試料に含まれる主成分ならびに微量元素を、福岡大学理学部に設置の理学電機工業社製蛍光 X 線分析装置 ZSX100e

により測定した。試料調整および測定方法は、柚原・西(2015)と同様である。測定結果は Appendix に示す。

1. U-Pb 年代測定

落合花崗閃緑岩主岩相ならびに伊良原花崗閃緑岩主岩相のそれぞれ 1 試料(07102903, 13020702)からジルコンを分離し、広島大学理学研究科地球惑星システム学専攻設置のイオン誘導結合プラズマ質量分析計(ICP-MS: アジレント・テクノロジー社製 Agilent 7500)と Nd-YAG レーザーシステム(New Wave Research 社製 UP-213)を連結したレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)を用いて、U-Pb 同位体比測定を行った。測定ならびにデータ解析方法は、勝部ほか(2012)に従った。分離したジルコンのカソードルミネッセンス像を Fig. 6 に示す。カソードルミネッセンス像は、同専攻設置の走査型電子顕微鏡(日本電子社製 JEOL JSM 7500F)を用いて撮影した。これらのジルコンは両長錐形で、火成起源のジルコンに特徴的なオシラトリ帯構造を示す。一部に帯構造の不明瞭なコアが認められる。

2. 希土類元素測定

落合花崗閃緑岩主岩相 3 試料、伊良原花崗閃緑岩主岩相 5 試料、普通角閃石斑状岩相 2 試料、同時性苦鉄質岩 2 試料、細粒トータル岩 3 試料について、希土類元素ならびに微量元素含有量を、立正大学地球環境科学部に設置の ICP-MS (SII 社製 SPQ9000)と Nd-YAG レーザーシステム(New Wave Research 社製 UP-213)を連結した LA-ICP-MS を用いて測定した。測定には 1:2 ガラスビードを用い、測定方法は新藤ほか(2009)ならびに川野・清水(2017)に従った。

3. Sr・Nd 同位体比測定

落合花崗閃緑岩主岩相 26 試料、伊良原花崗閃緑岩主岩相 31 試料、普通角閃石斑状岩相 5 試料、普通角閃石斑状岩相に貫入する同時性苦鉄質岩 8 試料、細粒トータル岩 5 試料について、Sr および Nd 同位体比組成を測定した。なお、測定試料の Sr および Rb 含有量を含む主成分ならびに微量元素成分元素組成は、柚原・眞崎(2013)および柚原・西(2015)で既に報告されている。Sr および Nd の抽出は、佐賀大学文化教育学部ならびに島根大学総合理工学部で行い、抽出方法は川野ほか(1999)および飯泉(1996)に従った。Sr および Nd 同位体比は、新潟大学理学部の MAT-262 型質量分析計、同大学院自然科学研究科の MAT-261 型質量分析計、岡山大学理学部の MAT-262 型質量分析計、島根大学総合理工学部の MAT-262 型質量分析計を用いて測定した。測定方法は Miyazaki and Shuto(1998)および飯泉(1996)に従った。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比および $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は、 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ ならびに $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ で規格化した。各試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は、同じ測定期間中に測定した Sr 同位体比標準試料 NIST987 の Sr 同位体比を、0.710241(柚原, 1994; 柚原・加々美, 1995)に補正した値である。また、各試料の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は、同じ測定期間中に測定した Nd 同位体比標準試料 JNdi-1 の Nd 同位体比を、0.512115(Tanaka et al., 2000)に補正した値である。Sm および Nd 含有量

は、 $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$ ミックススパイクを用いた同位体希釈法とレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析法により測定した。同位体比初生値は、 ^{87}Rb の崩壊定数: $1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977), ^{147}Sm の崩壊定数: $6.54 \times 10^{-12}/\text{y}$ (Lugmair and Marti, 1978) を用いて計算した。

U-Pb ジルコン年代

LA-ICP-MS によるジルコンの U-Pb 同位体分析結果を、Tables 1, 2 と Tera-Wasserburg 図(Fig. 7)に示す。落合花崗閃緑岩主岩相(07102903)については、18 粒子 26 ポイントの測定を行った結果、23 ポイントでコンコダントな年代データが得られた(Table 1)。それらの中で、起源物質由来の古いジルコンコアと思われる 1 粒子 1 ポイント(067SDGDL: 1690.3 Ma; Fig. 6)のデータを除く、22 ポイントで加重平均を計算した結果、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代として $107.41 \pm 0.82 \text{ Ma}$ (MSWD=1.3) 得た(Fig. 7)。伊良原花崗閃緑岩主岩相(13020702)については、17 粒子 30 ポイントの測定を行った結果、27 ポイントでコンコダントな年代データが得られた(Table 2)。それらの中で、古い年代を示すジルコンコアと思われる 2 粒子 3 ポイント(072SDGDH: 196.5 Ma, 078SDGDH: 187.0 Ma, 090SDGDH: 265.1 Ma; Fig. 6)のデータを除く、24 ポイントで加重平均を計算した結果、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代として $103.11 \pm 0.69 \text{ Ma}$ (MSWD=1.19) 得た(Fig. 7)。ジルコンの Th/U 比は、それぞれ 0.18~0.97 および 0.14~0.68 である。

希土類元素組成

希土類元素の分析結果を Table 3 に示す。C-1 コンドライト(Anders and Grevesse, 1989)で規格化した落合花崗閃緑岩主岩相と伊良原花崗閃緑岩主岩相の希土類元素パターン(Fig. 8)は、軽希土類元素に富み、重希土類元素に乏しい右下がりのパターンを示し、明瞭な Eu 異常は認められない。両者に大きな違いは認められないが、落合花崗閃緑岩主岩相の方が、希土類元素にやや乏しく、重希土類元素にやや富む。同時性苦鉄質岩は、これらよりも軽希土類元素に乏しく、重希土類元素に富み、ほぼフラットなパターンを示すものもあれば、軽希土類元素に富み、重希土類元素に乏しいパターンを示すものもある。細粒トータル岩は、両主岩相と類似したパターンから、これらより軽希土類元素に乏しいパターンを示す。伊良原花崗閃緑岩普通角閃石斑状岩相は、落合花崗閃緑岩主岩相と類似したパターンを示すが、これは主成分・微量元素成分元素の変化図(Fig. 5)と同様に、伊良原花崗閃緑岩主岩相と同時性苦鉄質岩との中間に位置する。

Sr・Nd 同位体比組成

Sr および Nd 同位体比組成の測定結果を Tables 4, 5 に示す。分散が大きいため、有効なアイソクロン年代を求めることはできないが、落合花崗閃緑岩と伊良原花崗閃緑岩の配列は異なり、その傾きは伊良原花崗閃緑岩が若干緩く見える(Fig. 9)。U-Pb ジルコン年代で補正した Sr 同位体比初生

Table 3. Rare earth element (REE) compositions of the Ochiai and Irahara Granodiorite and related rocks.

Sample No.	Irahara Granodiorite					Ochiai Granodiorite				
	Main facies					Hbl. porphyritic facies		Main facies		
	05042406	09112601	09112604	10102503	10112205	06052101a	10050801	01110102	09112708	10022702
La (ppm)	34.20	34.81	41.83	44.58	36.35	21.36	33.93	23.55	33.11	35.87
Ce	61.74	63.44	76.07	84.23	72.91	39.45	61.87	42.72	59.35	63.49
Pr	7.67	7.96	9.33	10.19	8.42	4.80	7.83	5.34	7.30	7.61
Nd	27.32	28.79	33.80	36.32	30.27	17.18	27.33	18.96	26.31	27.12
Sm	4.97	4.69	5.57	5.97	4.92	3.13	4.58	3.84	4.45	4.33
Eu	1.25	1.25	1.29	1.23	0.92	1.00	0.91	1.01	0.99	0.94
Gd	3.82	3.60	3.90	4.27	2.82	2.57	3.73	3.20	3.20	3.10
Tb	0.57	0.57	0.65	0.64	0.48	0.47	0.61	0.52	0.55	0.50
Dy	2.44	2.59	2.92	2.91	2.16	2.33	3.04	2.75	2.71	2.52
Ho	0.40	0.43	0.48	0.46	0.31	0.43	0.49	0.48	0.45	0.43
Er	1.29	1.25	1.34	1.41	1.00	1.33	1.43	1.56	1.44	1.24
Tm	0.15	0.19	0.19	0.19	0.16	0.17	0.25	0.20	0.20	0.18
Yb	1.08	1.09	1.20	1.10	1.01	1.39	1.74	1.73	1.47	1.27
Lu	0.20	0.23	0.21	0.20	0.19	0.22	0.27	0.30	0.27	0.24
Hf	5.43	4.42	5.50	5.77	5.34	3.98	4.31	4.41	3.41	4.17
Ta	1.07	1.45	1.13	1.29	1.75	1.20	1.27	1.50	1.18	1.21
U	1.49	1.72	1.94	2.30	6.55	1.66	2.55	2.15	2.21	1.95

Syn-plutonic intrusive rocks					
Sample No.	Mafic rocks		Fine-grained Tonalite		
	06052103	10081702	10071003	10071015	10071016
La (ppm)	16.02	4.27	12.90	12.75	39.01
Ce	34.36	12.96	23.41	22.22	66.29
Pr	5.18	2.66	3.04	2.92	7.78
Nd	23.9*	9.72	11.51	10.47	27.63
Sm	5.49*	4.49	2.75	2.80	4.22
Eu	1.74	1.22	1.19	0.95	1.15
Gd	4.60	5.14	2.59	2.70	3.41
Tb	0.82	1.02	0.47	0.52	0.57
Dy	4.47	5.48	2.67	2.92	2.85
Ho	0.79	1.02	0.50	0.51	0.50
Er	2.43	3.41	1.60	1.59	1.63
Tm	0.32	0.52	0.24	0.26	0.26
Yb	2.18	3.73	1.87	1.77	1.77
Lu	0.41	0.62	0.33	0.32	0.33
Hf	3.37	4.94	7.09	5.02	7.32
Ta	1.26	1.50	1.52	1.56	1.65
U	1.37	4.79	3.00	3.22	3.80

*: determined by isotope dilution method, Hbl.: Hornblende.

Fig. 8. C-1 chondrite-normalized REE abundances of the Ochiai and Irahara Granodiorites and related rocks. Normalization values are from Anders and Grevesse (1989).

Table 4. Sr isotopic compositions of the Ochiai and Irahara Granodiorite and related rocks.

Sample No.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(2σ)	SrI
Irahara Granodiorite					
Main facies					(103.11Ma)
01120203	96.9*	291*	0.9626	0.70723(1)	0.70582
01120204	102	273	1.081	0.70718(1)	0.70559
01120205	95.1*	303*	0.9082	0.70713(1)	0.70580
01120306	105	262	1.159	0.70733(1)	0.70563
02033105	131	222	1.707	0.70787(1)	0.70537
05021802	126	222	1.642	0.70829(1)	0.70589
05021806	118	248	1.377	0.70766(1)	0.70564
05031502	90	322	0.8086	0.70705(1)	0.70587
05031504	111	312	1.029	0.70725(1)	0.70574
05031603	143	173	2.392	0.70908(1)	0.70557
05031607	99	306	0.9360	0.70715(1)	0.70578
05042401	89	312	0.8253	0.70711(1)	0.70590
05042406	86	337	0.7383	0.70696(1)	0.70588
06022707	107	235	1.317	0.70763(1)	0.70570
06102603	86	363	0.6854	0.70701(1)	0.70600
06112407	81	352	0.6657	0.70721(1)	0.70623
06112413	111	237	1.355	0.70784(1)	0.70585
07072204	87	311	0.8093	0.70713(1)	0.70595
07072209	88	309	0.8239	0.70697(1)	0.70576
09112601	89	309	0.8333	0.70721(1)	0.70599
09112604	94	337	0.8070	0.70721(1)	0.70602
09112606	83	335	0.7168	0.70711(1)	0.70606
10102503	97	314	0.8937	0.70712(1)	0.70581
10112205	144	189	2.205	0.70917(1)	0.70593
12110202	88	340	0.7488	0.70695(1)	0.70585
12110203	77	360	0.6188	0.70693(1)	0.70602
12111601	100	311	0.9303	0.70732(1)	0.70596
13011502	139	213	1.888	0.70844(1)	0.70568
13020702	89	304	0.8470	0.70707(1)	0.70583
13020703	95	341	0.8060	0.70709(1)	0.70591
13020704	85	337	0.7297	0.70710(1)	0.70603
Hornblende porphyritic facies					
					(103.11Ma)
02033101	116	231	1.453	0.70744(1)	0.70532
05021804	99	244	1.174	0.70734(1)	0.70562
06052101a	87	275	0.9152	0.70674(1)	0.70540
10050801	96	235	1.182	0.70729(1)	0.70556
10081706	94	223	1.220	0.70746(1)	0.70567

*: determined by isotope dilution method.

値(SrI)は、落合花崗閃緑岩主岩相(107.41 Ma)が 0.70531~0.70591, 伊良原花崗閃緑岩主岩相(103.11 Ma)が 0.70537~0.70623 であり, 重複し明瞭な違いは認められない(Fig. 10). 伊良原花崗閃緑岩普通角閃石斑状岩相の SrI (103.11 Ma)は, 0.70532~0.70567 で, 伊良原花崗閃緑岩主岩相の範囲内であるが, 低い領域を占める. これに対し, 同時性苦鉄質岩と細粒トータル岩の SrI(103.11 Ma)は, 0.70483~0.70556 と 0.70528~0.70544 で, やや低い. Nd 同位体比初生値(NdI)は, 落合花崗閃緑岩主岩相が 0.512445~0.512510, 伊良原花崗閃緑岩主岩相が 0.512372~0.512445 であり, 落合花崗閃緑岩主岩相が高い値を示す(Fig. 10). 伊良原花崗閃緑岩普通角閃石斑状岩相の NdI は, 0.512480~0.512545 で, 伊良原花崗閃緑岩主岩相よりも高く, 落合花崗閃緑岩主岩相と重複する. 同時性苦鉄質岩と細粒トータル岩の NdI は, 0.512465~0.512603 と 0.512506~0.512509 であり, 落合花崗閃緑岩主岩相と重複するが, 同時性苦鉄質岩にはそれより高い値を示すものもある. これらの同位体比初生値をイプシロン値と比較すると, 落合花崗

閃緑岩主岩相の εSrI および εNdI 値は, 13.4~17.5 および 0.2~-1.1 であるのに対し, 伊良原花崗閃緑岩主岩相は 20.3~23.3 および -1.2~-2.6 と異なる値を示す(Fig. 11). 伊良原花崗閃緑岩普通角閃石斑状岩相は, 伊良原花崗閃緑岩主岩相と同時性苦鉄質岩の中間的な値を示す. いずれも加々美(2005)による北帯の Sr・Nd 同位体比組成の範囲内にある(Fig. 11).

考 察

落合花崗閃緑岩主岩相と伊良原花崗閃緑岩主岩相の U-Pb ジルコン年代として, 107.41 ± 0.82 Ma と 103.11 ± 0.69 Ma が得られた. 測定に使用したジルコンは, オシラトリー累帯構造を示すこと(Fig. 6), Th/U 比が高いこと(Tables 1, 2)から, 火成起源であると考えられる. したがって, これらの年代値はジルコンの晶出時期を示すと考えられる. ジルコンの U-Pb 年代の閉鎖温度は 900°C 以上(Cherniak and Watson, 2001)と極めて高いことから, 花崗岩質マグマの貫入時期と見なすことが可能である. したがって, 野外

Table 4. Continued.

Sample No.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$	SrI
Ochiai Granodiorite					
Main facies					(107.41Ma)
01051403	105	251	1.210	0.70732(1)	0.70547
01110101	101	231	1.265	0.70739(1)	0.70546
01110102	91	234	1.125	0.70714(1)	0.70542
01110207	83	249	0.9706	0.70699(1)	0.70552
01120201	110*	234*	1.361	0.70756(1)	0.70548
03032303	120	243	1.429	0.70764(1)	0.70546
05031501	121	268	1.306	0.70754(1)	0.70554
05031601	133	199	1.934	0.70875(1)	0.70580
05031604	101	227	1.287	0.70745(1)	0.70548
05031606	83	289	0.8309	0.70698(1)	0.70571
06102701	103	213	1.399	0.70744(1)	0.70531
07021901	98	237	1.196	0.70742(2)	0.70559
07021904	88	243	1.048	0.70712(1)	0.70552
07072210	106	288	1.065	0.70754(1)	0.70591
07102903	105	246	1.235	0.70734(1)	0.70546
09112706	88	244	1.043	0.70722(1)	0.70563
09112708	83	248	0.9683	0.70719(1)	0.70571
10022702	87	249	1.011	0.70723(1)	0.70569
10112203	137	173	2.292	0.70930(1)	0.70580
12032201	93	256	1.051	0.70716(1)	0.70556
12032202	99	235	1.219	0.70726(1)	0.70540
12032206	167	173	2.794	0.70991(1)	0.70565
12032901	98	245	1.157	0.70730(1)	0.70553
12032905	176	161	3.164	0.71047(1)	0.70564
12032907	87	267	0.9427	0.70692(1)	0.70548
12110101	93	249	1.081	0.70715(1)	0.70550
Syn-plutonic intrusive rocks					
Mafic rocks					
					(103.11Ma)
05042302	77	345	0.6457	0.70635(1)	0.70540
06052102a	92	321	0.8291	0.70617(1)	0.70500
06052103	95	296	0.9284	0.70619(1)	0.70483
06052106	70	330	0.6136	0.70608(1)	0.70518
10071009	85	300	0.8197	0.70640(1)	0.70556
10081701	79	319	0.7164	0.70624(1)	0.70519
10081702	88	288	0.8839	0.70645(1)	0.70515
Fine-grained Tonalite					
					(103.11Ma)
10071003	119	387	0.8896	0.70662(1)	0.70532
10071010	117	369	0.9173	0.70668(1)	0.70534
10071014	103	364	0.8186	0.70648(1)	0.70528
10071015	95	346	0.7943	0.70661(1)	0.70544
10071016	126	357	1.021	0.70678(1)	0.70528

*: determined by isotope dilution method.

において両花崗閃緑岩の直接的な関係は明らかではないが、落合花崗閃緑岩の貫入は伊良原花崗閃緑岩よりも古いと考えられる。すなわち、落合花崗閃緑岩マグマが田川変成岩類に貫入後、それらに伊良原花崗閃緑岩マグマが貫入したと考えられる。先行して貫入した落合花崗閃緑岩中に伊良原花崗閃緑岩の熱的影響を被った痕跡が期待されるが、現在のところ見出されていない。北部九州白亜紀花崗岩類は、岩体同士は明瞭な境界をもって接するにもかかわらず、明瞭な周縁相などを持たない場合が多い(唐木田, 1992)。一方、変成岩類や堆積岩類など接触変成作用を与えた岩類との接触部では、細粒で片状構造をもつ周縁相が形成されている。これは、花崗岩質マグマが比較的短時間の間に次々に上昇・貫入・固結し

たためであると考えられている(唐木田, 1992)。したがって、落合花崗閃緑岩においても、同様な理由で、そのような痕跡が認められない可能性がある。これについては、両岩体が直接接している露頭を見出し、検証する必要がある。落合花崗閃緑岩が東部地域で最も早期に活動した花崗岩体となるので、母岩である田川変成岩類の温度は、落合花崗閃緑岩マグマ貫入時の方が低くかったであろう。その後は、次々にマグマが貫入するため、伊良原花崗閃緑岩マグマ貫入時の母岩の温度は比較的高かった可能性がある。このため、貫入時のマグマの冷却、すなわちマグマの結晶作用の速度は、落合花崗閃緑岩マグマが伊良原花崗閃緑岩マグマよりも速かったと推定される。このことは、落合花崗閃緑岩に斑状組織を呈し

Table 5. Nd isotopic compositions of the Ochiai and Irahara Granodiorite and related rocks.

Sample No.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2\sigma)$	NdI
Irahara Granodiorite					
Main facies					(103.11Ma)
01120203	3.75*	16.9*	0.1343	0.512463(13)	0.512372
05042406	4.97	27.32	0.1100	0.512502(14)	0.512428
09112601	4.69	28.79	0.09848	0.512482(13)	0.512416
09112604	5.57	33.80	0.09962	0.512512(14)	0.512445
10102503	5.97	36.32	0.09937	0.512510(16)	0.512443
10112205	4.92	30.27	0.09826	0.512470(14)	0.512404
Hornblende porphyritic facies					(103.11Ma)
06052101a	3.13	17.18	0.1101	0.512619(14)	0.512545
10050801	4.58	27.33	0.1013	0.512548(12)	0.512480
Ochiai Granodiorite					
Main facies					(107.41Ma)
01110102	3.84	18.96	0.1224	0.512596(14)	0.512510
01120201	3.54*	16.1*	0.1331	0.512539(14)	0.512445
09112708	4.45	26.31	0.1023	0.512570(12)	0.512498
10022702	4.33	27.12	0.09652	0.512533(14)	0.512465
Syn-plutonic intrusive rocks					
Mafic rocks					(103.11Ma)
05042302	4.65*	21.6*	0.1304	0.512572(13)	0.512484
06052103	5.49*	23.9*	0.1388	0.512697(12)	0.512603
10081702	4.49	9.72	0.2793	0.512653(14)	0.512465
Fine-grained Tonalite					(103.11Ma)
10071003	2.75	11.51	0.1444	0.512603(14)	0.512506
10071016	4.22	27.63	0.09233	0.512571(13)	0.512509

*: determined by isotope dilution method.

Fig. 9. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diagram for the Ochiai and Irahara Granodiorites and related rocks.

基質がやや細粒な岩石が卓越し、伊良原花崗閃緑岩に半自形粒状組織を呈する岩石が卓越すること(柚原・西, 2015)と調和的である。マグマの冷却速度が速い岩体で斑状組織を呈する岩石が卓越することは、周防変成岩類中に貫入したより小規模な岩体である杷木花崗閃緑岩において、ほとんどの岩石が斑状組織を呈すること(柚原ほか, 2014b)からも支持される。しかし、マグマの冷却過程を検討するための年代値を持

Fig. 10. Frequencies of SrI and NdI for the Ochiai and Irahara Granodiorites and related rocks. Hbl.: hornblende.

ち合わせていないので、これ以上考察することは不可能である。また、伊良原花崗閃緑岩中に点在する落合花崗閃緑岩は、伊良原花崗閃緑岩に捕獲された落合花崗閃緑岩の小規模岩体であると解釈できる。

北部九州白亜紀花崗岩類からの U-Pb ジルコン年代の報告はいまだ少ないものの、西部に分布する糸島花崗閃緑岩から 102 ± 2 Ma (Adachi et al., 2012), 志賀島花崗閃緑岩から 104 ± 3 Ma (Tiepolo et al., 2012) が報告されている。これらの年代値は、伊良原花崗閃緑岩の U-Pb ジルコン年

Fig. 11. Initial ϵSr and ϵNd values of the Ochiai and Irahara Granodiorites and related rocks. The compositional range of North Zone is taken from Kagami (2005). The Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) parameters for calculation of initial ϵSr and ϵNd values were: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{present}) = 0.7045$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(\text{present}) = 0.0827$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{present}) = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}(\text{present}) = 0.1966$.

代と誤差の範囲内で一致する。したがって、これらの花崗閃緑岩はほぼ同時期に活動したと解釈できる。これに対し、落合花崗閃緑岩はやや古い年代値を示す。このことは、落合花崗閃緑岩の活動が、北部九州白亜紀花崗岩類の中で最も早期であることを示唆している。中部九州においては、121～101 Ma に花崗岩類の活動が認められている(亀井・小山内, 2010)ので、中・北部九州における花崗岩類の活動場の北上(大和田ほか, 1999)を示しているのかもしれない。Tiepolo et al. (2012)は、志賀島塩基性岩類の粗粒はんれい岩のU-Pb ジルコン年代の頻度分布から、超苦鉄質岩の形成を約120 Ma と考えている。苦鉄質岩の活動まで考慮すると、北部九州における火成活動は約120 Ma までさかのぼることが可能である。より詳細な火成活動の時空分布の解析のためには、より多くの花崗岩体の年代測定が必要である。

ま と め

添田花崗閃緑岩のU-Pb ジルコン年代の測定、希土類元素の測定ならびにSr・Nd同位体比測定を行った。本花崗閃緑岩は、村上・藤本(1957)で定義された落合花崗閃緑岩、伊良原花崗閃緑岩に相当する岩体間で、全岩主成分ならびに微量元素組成、特にSr含有量が異なることから、異なるマグマから形成された可能性が指摘されていたが、さらにそれを裏付ける次のことが明らかとなった。U-Pb ジルコン年代は、落合花崗閃緑岩が107.4 Ma、伊良原花崗閃緑岩が103.1 Maであり、両岩体の活動時期は異なる。さらに両岩体の希土類元素組成とSr・Nd同位体比組成も異なる。したがって、添田花崗閃緑岩は活動時期と化学組成の異なるマグマから形成された複合岩体である。

謝 辞

編集委員である山口大学の志村俊昭氏、2名の匿名査読者には、数多くの有益な議論と原稿の改善に関するご教示をいただいた。以上の方々に心から感謝いたします。本研究にはJSPS 科研費(25400521)の一部を使用した。

文 献

- Adachi, T., Osanai, Y., Nakano, N. and Owada, M., 2012, LA-ICP-MS U-Pb zircon and FE-EPMA U-Th-Pb monazite dating of pelitic granulites from the Mt. Ukidake area, Se-furi Mountains, northern Kyushu. *J. Geol. Soc. Japan*, **118**, 39–52.
- Anders, E. and Grevesse, N., 1989, Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 197–214.
- Cherniak, D. and Watson, E., 2001, Pb diffusion in zircon. What are we dating? Understanding the crystallogenes of U-Pb. *Chem. Geol.*, **172**, 5–24.
- 英彦山国研グループ, 1984, 九州北部、英彦山地域の後期新生代火山層序および地質構造。地質学論集, **24**, 59–76. [Hikosan Collaborative Research Group, 1984, Late Cenozoic volcanostratigraphy and geological structure of Hikosan area, northern Kyushu. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **24**, 59–76.]
- 飯泉 滋, 1996, 表面電離型質量分析計, MAT262 による岩石・鉱物試料のSr・Nd同位体の組成の測定。島根大地球資源環境学研報, **15**, 153–159. [Iizumi, S., 1996, Sr and Nd isotopic analyses, using a thermal ionization mass spectrometer MAT262. *Geol. Sci. Rep. Shimane Univ.*, **15**, 153–159.]
- Izawa, E., Karakida, Y., Shimada, N. and Takanishi, M., 1989, High-strontium granites in northern Kyushu, Japan. *DELTA Publ.*, **28**, 62–67.
- 井沢英二・唐木田芳文・島田允堯・高橋正好, 1990, 高ストロンチウム花崗岩類は厚い地殻の指標となるか—北九州花崗岩類を例として—。月刊地球, **12**, 435–439. [Izawa, E., Karakida, Y., Shimada, N. and Takahashi, M., 1990, Is the high Sr granites indicative for thick continental crust?—example of North Kyushu granites—. *Chikyū Monthly*, **12**, 435–439.*]
- 井沢英二・唐木田芳文・島田允堯・高橋正好, 1994, 北部九州花崗岩類の化学組成の特徴。西南学院大児童教育学論集, **20**, 21–54. [Izawa, E., Karakida, Y., Shimada, N. and Takahashi, M., 1994, Geochemical characteristics of the North Kyushu granites. *Studies in Literature and Science, Seinan Gakuin Univ.*, **20**, 21–54.]
- 加々美寛雄, 2005, 本州弧に分布する白亜紀—古第三紀花崗岩の活動と起源物質。地質雑, **111**, 441–457. [Kagami, H., 2005, Formative periods and source materials of Cretaceous–Paleogene granitoids from Honshu Arc. *J. Geol. Soc. Japan*, **111**, 441–457.]
- Kamei, A., 2002, Petrogenesis of Cretaceous peraluminous granite suites with low initial Sr isotopic ratios, Kyushu Island, Southwest Japan arc. *Gondwana Res.*, **5**, 813–822.
- 亀井淳志・小山内康人, 2010, 6. 深成岩, 6.3 中生代, 6.3.2 中生代中部地域。日本地質学会編, 日本地方地質誌8: 九州・沖縄地方, 朝倉書店, 311–320. [Kamei, A. and Osanai, Y., 2010, 6. Plutonic rock, 6.3 Mesozoic, 6.3.2 Mesozoic central area. In Geological Society of Japan, ed., *Regional Geology of Japan, Vol. 8: Kyushu and Okinawa*, Asakura Publ., 311–320.*]
- 唐木田芳文, 1985, 北九州花崗岩の地質学的分類。日本応用地質学会九州支部会報, **6**, 2–12. [Karakida, Y., 1985, Geological classification of North Kyushu granitic rocks. *Proc. Kyushu Branch, Japan Soc. Eng. Geol.*, **6**, 2–12.*]
- 唐木田芳文, 1992, 2.9 白亜紀深成岩類, (2) 北部九州。日本の地質[九州地方]編集委員会編, 日本の地質9九州地方, 共立出版, 85–89. [Karakida, Y., 1992, 2.9 Cretaceous granitic rock, (2)

- northern Kyushu. In Editorial Committee of Hokkaido, Regional Geology of Japan, ed., *Regional Geology of Japan, Vol. 9: Kyushu*, Kyoritsu Shuppan, 85–89.]
- 唐木田芳文・富田宰臣・下山正一・千々和一豊, 1994, 福岡地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 126p. [Karakida, Y., Tomita, S., Shimoyama, S. and Chijiwa, K., 1994, *Geology of the Fukuoka District*. Quadrangle Series, 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 126p.]
- 勝部亜矢・早坂康隆・坂口 綾・高橋嘉夫, 2012, 213 nm Nd-YAG レーザーアブレーション ICP 質量分析装置を用いたジルコンの U-Pb 局所年代分析: SHRIMP データとの整合性の検討. 地質雑, **118**, 762–767. [Katsube, A., Hayasaka, Y., Sakaguchi, A. and Takahashi, Y., 2012, U-Pb zircon dating using Nd-YAG (213 nm) laser ablation-ICP-MS, and evaluating the consistency with SHRIMP dating. *J. Geol. Soc. Japan*, **118**, 762–767.]
- 川野良信・西 奈保子・石坂岳士, 1999, 岩石実験室における Sr・Nd 同位体比試料の調製. 佐賀大学文化教育学部研究論文集, **4**, 139–146. [Kawano, Y., Nishi, N. and Ishisaka, T., 1999, Preparation of samples for Sr and Nd isotopic analysis at petrochemical laboratory. *J. Fac. Cult. Edu. Saga Univ.*, **4**, 139–146.]
- 川野良信・清水隆一, 2017, レーザーアブレーション ICP-MS 分析法によるガラスビード試料定量分析条件の再検討. 地球環境研究, **19**, 11–19. [Kawano, Y. and Shimizu, R., 2017, Re-examination of operation conditions for quantitative analysis of glass bead samples using LA-ICP-MS spectrometry. *Bull. Geo-environ. Sci.*, **19**, 11–19.]
- 川野良信・柚原雅樹, 2008, 福岡県那珂川上流, 白亜紀花崗岩類の年代的, 同位体岩石学的研究. 地質雑, **114**, 218–230. [Kawano, Y. and Yuhara, M., 2008, Chronological and isotope geological study of Cretaceous granitic rocks, upper reach of the Nakagawa river, Fukuoka Prefecture. *J. Geol. Soc. Japan*, **114**, 218–230.]
- 北野一平・池田 剛, 2012, 朝倉地域に産する周防変成岩類の接触変成作用の温度圧力条件—上昇過程の制約—. 地質雑, **118**, 801–809. [Kitano, I. and Ikeda, T., 2012, Pressure and temperature conditions of contact metamorphism of the Suo metamorphic rocks in Asakura area, Fukuoka Prefecture, Japan: constraints on uplifting process. *J. Geol. Soc. Japan*, **118**, 801–809.]
- 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 博・星住英夫・鎌田耕太郎……中島和敏, 1993, 20 万分の 1 地質図 福岡. 地質調査所. [Kubo, K., Matsuura, H., Ozaki, M., Makimoto, H., Hoshizumi, H., Kamada, K., Nakajima, K., 1993, *Geological Map of Japan 1: 200,000, Fukuoka*. Geol. Surv. Japan.]
- Lugmair, G. W. and Marti, K., 1978, Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the Lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 349–357.
- 松浦浩久, 1998, 下関亜層群と香春花崗閃緑岩(若松岩体)の K-Ar 年代. 岩鉱, **93**, 307–312. [Matsuura, H., 1998, K-Ar ages of the early Cretaceous Shimonoseki subgroup and the Kawara Granodiorite, Southwest Japan. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **93**, 307–312.]
- Miyazaki, T. and Shuto, K., 1998, Sr and Nd isotope of twelve GSJ rock reference samples using MAT262 mass spectrometer. *Geochem. J.*, **32**, 345–350.
- 村上允英・藤本重美, 1957, 北九州田川変成岩帯南部の地質および岩石. 岩石鉱物鉱床学会誌, **41**, 164–171. [Murakami, N. and Fujimoto, S., 1957, Petrography of the southern part of the Takawa metamorphic zone, North Kyushu. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **41**, 164–171.]
- 小山内康人・正尾 敏・加々美寛雄, 1993, 中部九州内帯花崗岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代. 地質学論集, **42**, 135–150. [Osanai, Y., Masao, S. and Kagami, H., 1993, Rb-Sr whole rock isochron ages of granitic rocks from the central Kyushu, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **42**, 135–150.]
- 大和田正明・亀井淳志, 2010, 6. 深成岩, 6.3 中生代, 6.3.1 中生代北部地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 8: 九州・沖縄地方, 朝倉書店, 304–311. [Owada, M. and Kamei, A., 2010, 6. Plutonic rock, 6.3 Mesozoic, 6.3.1 Mesozoic northern area. In Geological Society of Japan, ed., *Regional Geology of Japan, Vol. 8: Kyushu and Okinawa*, Asakura Publ., 304–311.]*
- 大和田正明・亀井淳志・山本耕次・小山内康人・加々美寛雄, 1999, 中・北部九州, 白亜紀花崗岩類の時空分布と起源. 地質学論集, **53**, 349–363. [Owada, M., Kamei, A., Yamamoto, K., Osanai, Y. and Kagami, H., 1999, Spatial-temporal variations and origin of granitic rocks from central to northern part of Kyushu, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **53**, 349–363.]
- 佐古有希枝・柚原雅樹, 2004, 小倉-田川構造線, 田川断層周辺の添田花崗閃緑岩に発達する断層系. 福岡大学理学集報, **34-2**, 45–58. [Sako, Y. and Yuhara, M., 2004, Fracture system in the Soeda Granodiorite at the area beside the Tagawa Fault in Kokura-Tagawa tectonic line, northern Kyushu. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **34-2**, 45–58.]
- 新藤智子・杉内由佳・嶋田有里奈・福岡孝昭, 2009, レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析(LA-ICP-MS)法によるガラスビード試料の定量分析. 地球環境研究, **11**, 103–119. [Shindo, T., Suguchi, Y., Shimada, Y. and Fukuoka, T., 2009, Quantitative analyses of glass bead samples using laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Bull. Geo-environment. Sci.*, **11**, 103–119.]
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359–362.
- 高本のぞみ・柚原雅樹・古川直道, 2005, 福岡県東部, 今川・祓川流域の元素濃度分布. 福岡大学理学集報, **35-2**, 41–66. [Takamoto, N., Yuhara, M. and Furukawa, N., 2005, Areal distribution of 26 elements in the Ima river and Harai river basins in the eastern part of Fukuoka Prefecture, Southwest Japan. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **35-2**, 41–66.]
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Dragusanu, C., 2000, JNdi-1; a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.*, **168**, 279–281.
- Tiepolo, M., Langone, A., Morishita, T., and Yuhara, M., 2012, On the recycling of amphibole-rich ultramafic intrusive rocks in the arc crust: evidence from Shikanoshima Island (Kyushu Japan). *J. Petrol.*, **53**, 1255–1285.
- 矢田 純・大和田正明, 2003, 佐賀県中部に分布する白亜紀高 Sr トーナル岩(糸島岩体)とトロニエム岩(深江岩体)の成因関係: マグマの分化作用による検討. 地質雑, **109**, 518–532. [Yada, J. and Owada, M., 2003, Genetic relationship between the Cretaceous high-Sr tonalite (Itoshima mass) and trondhjemitic (Fukae mass) in the central part of Saga Prefecture, north-west Kyushu: Implications for magmatic differentiation. *J. Geol. Soc. Japan*, **109**, 518–532.]
- 柚原雅樹, 1994, 中部地方, 伊那領家帯における太田切花崗岩の貫入時期と領家変形—変成作用: Rb-Sr 全岩アイソクロン年代による検討. 岩鉱, **89**, 269–284. [Yuhara, M., 1994, Timing of intrusion of the Otagiri granite with respect to the deformation and metamorphism in Ryoke belt in the Ina district, central Japan: Examination by Rb-Sr whole rock isochron ages. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **89**, 269–284.]
- 柚原雅樹・鮎沢 潤・大平寛人・西 奈保子・田口幸洋・加々美寛雄, 2005, 福岡県福津市渡半島に分布する白亜紀花崗岩類の放射年代から見た熱水活動の時期. 岩石鉱物科学, **34**, 275–287. [Yuhara, M., Aizawa, J., Ohira, H., Nishi, N., Taguchi, S. and Kagami, H., 2005, Timing of hydrothermal activity estimated by radiometric ages of Cretaceous granitic rocks at the Watari Peninsula, Fukuoka City, Fukuoka Prefecture, northern Kyushu. *Japan. Mag. Mineral. Petrol. Sci.*, **34**, 275–287.]
- 柚原雅樹・伊藤吉宏・吉本 紋・宮崎桂輔・眞崎求一, 2011, 福岡県東部, 彦山川〜城井川流域の地球化学図. 福岡大学理学集報, **41**,

- 51–76. [Yuhara, M., Ito, Y., Yoshimoto, A., Miyazaki, K. and Masaki, K., 2011, Geochemical map of 26 elements in the Hikosan river – Kii river basins, the eastern part of Fukuoka Prefecture. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **41**, 51–76.]
- 柚原雅樹・加々美寛雄, 1995, 勝間石英閃緑岩体の冷却史. 地質雑, **101**, 434–442. [Yuhara, M. and Kagami, H., 1995, Cooling history of the Katsuma quartz diorite in the Ina district of the Ryoke belt, Southwest Japan arc. *J. Geol. Soc. Japan*, **101**, 434–442.]
- 柚原雅樹・亀井淳志・川野良信・岡野 修・加々美寛雄, 2014a, 花崗岩体内部の全岩化学組成と Sr 同位体比組成の変化—北部九州, 添田花崗閃緑岩の例(予報)— *MAGMA*, **96**, 57–72. [Yuhara, M., Kamei, A., Kawano, Y., Okano, O. and Kagami, H., 2014a, Change of whole-rock chemical and Sr isotopic compositions in granitic body – example in the Soeda Granodiorite, northern Kyushu, Southwest Japan—. *MAGMA*, **96**, 57–72.]
- 柚原雅樹・亀井淳志・岡野 修・川野良信・加々美寛雄, 2013, 北部九州東部に分布する添田花崗閃緑岩の Rb–Sr 全岩–黒雲母アイソクロン年代. 岩石鉱物科学, **42**, 185–189. [Yuhara, M., Kamei, A., Okano, O., Kawano, Y. and Kagami, H., 2013, Rb–Sr whole-rock and biotite isochron ages of the Soeda Granodiorite, eastern North Kyushu. *Japan. Mag. Mineral. Petrol. Sci.*, **42**, 185–189.]
- 柚原雅樹・眞崎求一, 2013, 添田花崗閃緑岩中の同時性貫入岩の産状と化学組成. 地球科学, **67**, 21–36. [Yuhara, M. and Masaki, K., 2013, Field occurrence and chemical composition of synplutonic intrusive rocks in the Soeda Granodiorite, northern Kyushu, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **67**, 21–36.]
- 柚原雅樹・宮崎桂輔, 2008, 福岡県添田町, 駒啼川に沿う断層(駒啼川断層)に伴われる断層岩の産状. 第 154 回日本地質学会西日本支部例会講演要旨集, 12. [Yuhara, M. and Miyazaki, K., 2008, Mode of occurrence of fault rocks at fault (Komanakigawa Fault) along the Komanaki River, Soeda Town, Fukuoka Prefecture. *154th Annu. Meet. Nishinohon Branch Geol. Soc. Japan, Abstr.*, 12.]
- 柚原雅樹・水田史也・鈴木 啓・宮崎崇太郎, 2014b, 北部九州, 杷木花崗閃緑岩の全岩化学組成. *MAGMA*, **96**, 73–80. [Yuhara, M., Mizuta, F., Suzuki, K. and Miyazaki, S., 2014b, Whole-rock chemical compositions of the Haki Granodiorite, northern Kyushu, Southwest Japan. *MAGMA*, **96**, 73–80.]
- 柚原雅樹・西 瑛莉子, 2015, 添田花崗閃緑岩の岩相と化学組成. 福岡大学理学集報, **45**, 107–136. [Yuhara, M. and Nishi, E., 2015, Rock facies and chemical compositions of the Soeda Granodiorite, northern Kyushu. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **45**, 107–136.]
- Yuhara, M., Ohira, H. and Kawano, Y., 2013, Fission track geochronology of Itoshima Granodiorite and Sawara Granite in the Gokayama area, northern Kyushu: timing of Miocene to Pliocene hydrothermal activity in Cretaceous granitoids. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **67**, 161–168.

*English translation from the original written in Japanese

以下の Appendix は、オープンファイルとして学会ホームページ上で公開しています。 <<http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html>>

Appendix. Whole-rock chemical compositions of the hornblende porphyritic facies of the Irahara Granodiorite.

(著者の貢献)

柚原雅樹：地質調査，試料採取，同位体測定，原稿執筆を担当。

亀井淳志：同位体測定，議論を担当。

川野良信：希土類元素測定，議論を担当。

岡野 修：同位体測定，議論を担当。

早坂康隆：年代測定，議論を担当。

加々美寛雄：同位体測定，議論を担当。

(要 旨)

柚原雅樹・亀井淳志・川野良信・岡野 修・早坂康隆・加々美寛雄, 2019, 北部九州白亜紀花崗岩類, 添田花崗閃緑岩の U–Pb ジルコン年代と Sr・Nd 同位体比組成: 添田花崗閃緑岩の再区分. 地質雑, **125**, 405–420. (Yuhara, M., Kamei, A., Kawano, Y., Okano, O., Hayasaka, Y. and Kagami, H., 2019, U–Pb zircon ages and Sr and Nd isotope compositions of the Soeda Granodiorite, northern Kyushu, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **125**, 405–420.)

北部九州東部に分布する添田花崗閃緑岩の U–Pb ジルコン年代測定，希土類元素ならびに Sr・Nd 同位体比測定を行った。添田花崗閃緑岩は，全岩 Sr 含有量によって，落合花崗閃緑岩と伊良原花崗閃緑岩の 2 岩体に区分される。これらは，主に普通角閃石–黒雲母花崗閃緑岩からなる。落合花崗閃緑岩と伊良原花崗閃緑岩からそれぞれ， 107.41 ± 0.82 Ma と 103.11 ± 0.69 Ma の U–Pb ジルコン年代が得られた。これは，両花崗閃緑岩マグマの貫入時期が異なることを示唆する。落合花崗閃緑岩と伊良原花崗閃緑岩の希土類元素ならびに Sr・Nd 同位体比組成は異なる。