山陰帯島根県雲南地域に分布する大東花崗閃緑岩の火成活動

Igneous activity of the Daito granodiorite in the Un-nan area, San'in zone, Southwest Japan

Abstract

野口将志^{*,†} 亀井淳志^{**}
鈴木博美^{***} 小林夏子^{****}

Masashi Noguchi^{*,†}, Atsushi Kamei^{**},
Hiromi Suzuki^{***} and
Natsuko Kobayashi^{****}

2020年12月25日受付.

2021年6月6日受理.

* 島根大学大学院自然科学研究科地球科学コース
Department of Earth Sciences, Graduate
School of Natural Science and Technology,
Shimane University, Matsue 690-8504, Japan

** 島根大学総合理工学部地球科学科
Department of Earth Sciences, Shimane Uni-
versity, Matsue 690-8504, Japan

*** 野口眼科・内科・循環器内科
Noguchi Ophthalmology/Internal Medicine/
Cardiovascular Medicine, Shikokuchuo 799-
0413, Japan

**** 応用地質株式会社(長野営業所)
OYO Corporation Co., Ltd., Nagano 380-
0921, Japan

† 現在: 株式会社オリエンタルコンサルタンツ
Present address: Oriental Consultants Co.,
Ltd., Sumitomo Fudosan Nishi Shinjuku
Bldg. No. 6, 3-12-1 Honmachi, Shibuya-ku,
Tokyo 151-0071, Japan

Corresponding author: M. Noguchi,
m-noguchi.goat97@outlook.jp

The Daito granodiorite is a large plutonic mass in the San'in Batholith, southwest Japan. In this study, the igneous activity that formed the Daito granodiorite was investigated based on field and petrographic descriptions, magnetic susceptibility measurements, and whole-rock chemical analyses. The granodiorite is characterized by: 1) a ubiquitous distribution of mafic magmatic enclaves; 2) euhedral hornblende and biotite crystals; 3) abundant magnetite associated with mafic minerals; and 4) high magnetic susceptibility ($>5 \times 10^{-3}$). The lithology varies from medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite to medium-grained biotite granite. These variations resulted mainly from the fractional crystallization of plagioclase, hornblende, and biotite. Significant revision of the geological map of the Daito granodiorite suggests that the intrusion occurred at ca. 57 Ma. This and previous studies show that the Daito granodiorite is an important product of Paleocene activity in the Younger Inbi intrusive group (68–53 Ma) of the San'in batholith.

Keywords: Igneous activity, the Daito granodiorite, Paleocene, San'in zone, SW Japan

はじめに

西南日本内帯には白亜紀～古第三紀の活発な珪長質火成活動による花崗岩類が広く分布する。この花崗岩類は、その産状、岩相、岩石や鉱物の化学組成、帯磁率、関連する鉱床および放射年代等の特徴により、中央構造線から北に向かって領家帯、山陽帯、山陰帯に区分されている(Ishihara, 1971b, 1981; Murakami, 1974a; Takahashi et al., 1984; 飯泉ほか, 1985) (Fig. 1)。領家帯と山陽帯には主に白亜紀後期に活動した花崗岩類が産し、山陰帯には白亜紀後期から古第三紀に活動した花崗岩類が産する(例えば、加々美ほか, 1999; Iida et al., 2015)。島根県東部から鳥取県西部には山陰帯の花崗岩類がまとまって分布し、西南日本内帯でも最大級の花崗岩バソリスを形成している。その活動時期は主に用瀬期(85～78 Ma)、因美古期(78～68 Ma)、因美新时期(68～53 Ma)および田万川期(44～30 Ma)に区分されている(河野・

植田, 1966, 1967; 村上, 1974b; 笹田ほか, 1979; 飯泉ほか, 1985; 村上, 1985; 先山, 1986; 村上・今岡, 1987; 須藤ほか, 1988; Takagi et al., 1989; 西田ほか, 2005; 今岡・飯泉, 2009; Imaoka et al., 2011; 西田ほか, 2013)。

本論ではこの山陰帯の花崗岩バソリスのメンバーで因美新时期に活動したとされる大東花崗閃緑岩を研究対象とした(Fig. 2)。この岩体は北東–南西方向に伸長して分布し、普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主岩相とする(山本, 1954; 瀧本ほか, 1965; 石原, 1966; 三浦, 1966; 石原, 1971a; 鹿野ほか, 1991; 松浦ほか, 2005)。大東花崗閃緑岩の研究は山本(1954)に始まり、その後には地質学的研究(例えば、瀧本ほか, 1965)、地球化学的研究(例えば、Ishihara and Chappell, 2008)、年代学的研究(例えば、Ishihara et al., 1980)、鉱物学的研究(例えば、Kawakatsu and Yamaguchi, 1987)、花崗岩系列に関する研究(例えば、Ishihara, 1977)、さらにはモリブデン鉱床に関する研究(例えば、Ishihara, 1971b)

Fig. 1. Distribution of granitoids (in grey) in Chugoku district, SW Japan, based on geological data from the Seamless Digital Geological Map of Japan (Geological Survey of Japan, 2015). The map was constructed using Generic Mapping Tools ver. 6.1.0 (Wessel and Smith, 1998) with digital national land information from the Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism of Japan [URL1]. Note the location of Fig. 2 (dashed box).

など多岐にわたっている。しかし、本岩体と周辺岩体との地質学的な関係は露出がよくないこともあって未だ不明確な部分が多く、さらに形成時期については白亜紀末の Rb–Sr 全岩アイソクロン年代 (66.8 ± 6.2 Ma : 西田ほか, 2005) と古第三紀の U–Pb ジルコン年代 (56.62 ± 0.61 Ma : 石原・谷, 2013) が報告されている。これらのことより本岩体の地質学的・岩石学的な検討に基づく岩体形成の考察や山陰帯火成活

動史における位置づけの議論が必要となっている。本論では、大東花崗閃緑岩の詳細な地質図を作成し、産状の記載、岩石記載、モード測定および全岩化学分析からこの解決を試みた。

既存研究の地質概説

大東花崗閃緑岩は主に中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩で構成され、山陰帯中央部の島根県松江市宍道町から雲南市掛合町付近にかけて南北約 21 km–東西約 23 km の範囲に分布する (Fig. 2)。本論では島根県東部～鳥取県西部の深成岩バソリス全体について火成活動史をまとめた西田ほか (2005, 2013) を軸に大東花崗閃緑岩を概説する (Fig. 2)。Fig. 2 に示した火成活動史と各岩体の同位体年代値は、西田ほか (2013) のまとめを抜き出したものである。この研究以降に報告されたデータは含まれていないので注意されたい。

本調査地域における最古の岩石は金成変成岩 (瀧本ほか, 1965) とされ、大東花崗閃緑岩と蓮花寺花崗閃緑岩 (山本, 1954) との間に小規模かつ狭長に産する。砂岩起源のホルンフェルス为主体とし、部分的に紅柱石・白雲母を含んで Zn に富むスピネルを伴うことが特徴である (石原, 1971a; 郷田ほか, 2011)。石原・谷 (2013) はホルンフェルスから得たジルコン 1 粒より 71.1 ± 2.0 Ma の U–Pb 年代を得て、その変成時期は大東花崗閃緑岩や蓮花寺花崗閃緑岩よりも古い可能性を述べた。

大東花崗閃緑岩よりも古い火成岩体は高田花崗閃緑岩 (西田ほか, 2005) のみとされている (Fig. 2)。ただし両者の貫入関係に関する既存報告はない。薬師寺ほか (2012) は、高田花崗閃緑岩が細～中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩と中粒

Fig. 2. Geological map and illustrations of the intrusive relationships and stage divisions of Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks of the study area (modified after Nishida et al., 2005, 2013).

黒雲母普通角閃石トーナル岩～花崗閃緑岩とのマグマミングリングによる混成岩からなることを示した。両岩相には化学組成の相違があり、高田花崗閃緑岩として単一岩体にできないことを指摘している。松浦ほか(2005)は前者の石英閃緑岩部分を小木石英閃緑岩(飯泉・沢田, 1980)とし、薬師寺ほか(2012)はこの呼称を踏襲している。一方、後者のトーナル岩～花崗閃緑岩部分はその岩相や鉱物組み合わせから大東花崗閃緑岩に対比されていたが(松浦ほか, 2005), 化学組成が異なることから尾原トーナル岩と呼称された(薬師寺ほか, 2012)。薬師寺ほか(2012)は石英閃緑岩とトーナル岩～花崗閃緑岩が優白質黒雲母花崗岩からなる下久野花崗岩(下久野タイプ)(山本, 1954)に明瞭に切られる産状を多数確認して、マグマミングリングの時期は下久野花崗岩(約 61 Ma)の活動よりも古いと述べた。以上のことから、本論では高田花崗閃緑岩の呼称ではなく、小木石英閃緑岩および尾原トーナル岩を用いる。

大東花崗閃緑岩よりも若い火成岩体は、細粒普通角閃石黒雲母石英閃緑岩～両雲母花崗岩の種々のマグマミングリングによる川井混成岩(山本, 1954)、黒雲母流紋岩質溶結凝灰岩を主岩相とする上島火山岩類(鹿野ほか, 1991)、アプライト質黒雲母花崗岩(下久野タイプ)・粗粒黒雲母花崗岩(山佐タイプ)・細粒斑状黒雲母花崗岩(大内谷タイプ)からなる下久野花崗岩(瀧本ほか, 1965; 鹿野ほか, 1994; 西田ほか, 2005)、中粒普通角閃石黒雲母花崗岩を主岩相とする乙加宮花崗岩(西田ほか, 2005)、中粒黒雲母花崗岩を主岩相とする鴨花崗岩(山本, 1954)、粗粒黒雲母花崗閃緑岩を主岩相とする蓮花寺花崗閃緑岩(山本, 1954)、および斑状黒雲母花崗岩を主岩相とする後谷花崗岩(西田ほか, 2005)とされている(Fig. 2)。ただし、大東花崗閃緑岩と上島火山岩類および後谷花崗岩との貫入関係の報告例はない。

Fig. 2 の大東花崗閃緑岩とその東部や南部で隣接する蓮花寺花崗閃緑岩・下久野花崗岩・乙加宮花崗岩との貫入関係については、石原(1966, 1971a)および瀧本ほか(1965)を引用したとされている(西田ほか, 2005)。しかし、石原(1966, 1971a)および山本(1968)では、この地域の大東花崗閃緑岩と他岩体との接触部における露出がよくなく、貫入関係を見出すことが困難と述べている。また、石原(1966)は蓮花寺周辺の鉾山切羽において大東花崗閃緑岩が蓮花寺花崗閃緑岩を貫くと述べており、この点は貫入関係図(Fig. 2)と異なる。瀧本ほか(1965)は中尾根谷という地点(旧大東鉾山の西南約 500 m)で下久野花崗岩の岩脈が大東花崗閃緑岩を貫くことを報告した。これに対して石原(1966, 1971a)は、同地の露出がよくないことを指摘して、その確認が難しいと述べた。さらに山本(1968)は大東花崗閃緑岩が川井混成岩を貫く産状を報告しており、これも貫入関係図(Fig. 2)とは異なる。他の岩体の相互関係に関しては、川井混成岩や蓮花寺花崗閃緑岩が下久野花崗岩に貫かれるとの報告があり(出納・石原, 1967)、この点も一部で貫入関係図(Fig. 2)とは異なる。

大東花崗閃緑岩と北部で隣接する鴨花崗岩との関係は、鹿野ほか(1991)が大東町鴨の南方にて、大東花崗閃緑岩が鴨花崗岩に貫かれると報告した。ただし、松浦ほか(2005)は、

鴨花崗岩が大東花崗閃緑岩との境界部において普通角閃石を伴い、その色指数が上昇して両岩体の区別が紛らわしくなると述べている。一方、大東花崗閃緑岩の西部で隣接する後谷花崗岩との貫入関係については報告例がない。

松浦ほか(2005)は大東花崗閃緑岩に鴨花崗岩と下久野花崗岩が貫入すると報告した。ただし、松浦ほか(2005)による鴨花崗岩とは、西田ほか(2005)が示した鴨花崗岩、乙加宮花崗岩および後谷花崗岩が一括されている。同様に大東花崗閃緑岩は西田ほか(2005)や薬師寺ほか(2012)が示した大東花崗閃緑岩と尾原トーナル岩が一括され、下久野花崗岩は西田ほか(2005)が示した下久野花崗岩と梅木花崗岩(本地域南方に分布する約 31 Ma の岩体：飯泉・高橋, 2005)が一括されている。このように複数の岩体や同位体年代の異なる岩体が一括されているため、本論では松浦ほか(2005)による貫入関係には触れないこととした。

放射年代では西田ほか(2005)により、上島火山岩類で 61.3 ± 0.8 Ma、下久野花崗岩(山佐タイプ)で 61.9 ± 1.6 Ma、下久野花崗岩(大内谷タイプ)で 61.2 ± 2.4 Ma、乙加宮花崗岩で 57.5 ± 2.9 Ma、後谷花崗岩で 52.7 ± 2.4 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代(以下、Rb-Sr 全岩年代)の報告がある。下久野花崗岩(下久野タイプ)は薬師寺ほか(2012)により 61.2 ± 1.8 Ma の Rb-Sr 全岩年代が報告された。石原・谷(2013)はジルコンの U-Pb SHRIMP 年代で川井混成岩から 64.15 ± 0.52 Ma、蓮花寺花崗閃緑岩から 65.32 ± 0.71 Ma を得ている。本論で対象とした大東花崗閃緑岩については Rb-Sr 全岩年代で 66.8 ± 6.2 Ma(西田ほか, 2005)が得られ、ジルコンの U-Pb SHRIMP 年代で 56.62 ± 0.61 Ma(石原・谷, 2013)が得られている。

野外調査結果

本研究で作成した大東花崗閃緑岩の地質図と断面図を Fig. 3 に示す。ルートマップは Appendix 1 に示した。地質図は野外調査と岩石記載に加え、後述する岩石学的な検討も加味して作成している。調査地の東部には金成変成岩がごく小規模に分布し、また、北東部および南西部には中新世の火山噴出物や砂岩・礫岩からなる堆積岩層が花崗岩類を被覆している。さらに河川沿いには第四紀層が分布する。本研究では大東花崗閃緑岩を含めて火成岩体を 8 つに区分した。ここでは大東花崗閃緑岩と他の岩体との識別基準や活動史の解釈に重要な産状を述べる。

1. 大東花崗閃緑岩

主岩相は中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。普通角閃石と黒雲母の自形結晶に富むこと、そして長径数～10 cm 程度の暗色包有岩を普遍的に含むことが特徴である。さらに苦鉄質鉱物には不透明鉱物が伴われている特徴もある。岩体の北部では鴨花崗岩の細～中粒黒雲母花崗岩と接している。本調査では両岩体の接触部を特に念入りに観察し、大東花崗閃緑岩から鴨花崗岩に向けて普通角閃石が減少しながら岩相が漸移することを確認した。これは上述の松浦ほか(2005)の報告と一致する。鹿野ほか(1991)は、大東花崗閃緑岩が鴨花崗岩に貫かれると述べている。本研究地域の範囲

Fig. 3. Geological map and schematic cross section (A–B) of the Daito granodiorite. Base topographic map is provided by the Geospatial Information Authority (GSI) of Japan [URL2]. Abbreviations: Gr (granite), Gd (granodiorite), Tn (tonalite), Qd (quartz diorite), Bt (biotite), Hbl (hornblende), and Tf (tuff).

外ではあるが、鴨の北東約 2 km に小規模な大東花崗閃緑岩の分布があり、そこでは大東花崗閃緑岩が鴨花崗岩に貫かれることを本研究でも確認した。したがって、両岩体は一般に漸移関係で接するが部分的に大東花崗閃緑岩が鴨花崗岩に貫かれていると判断される。

また岩体内部には長径約 5 mm に及ぶ紡錘状の石英斑晶が目立ち、多くの場合で色指数が 10% 程度未満となる中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩が分布する。露頭によっては普通角閃石を欠いて、斑状花崗閃緑岩～斑状花崗岩となることも少なくない。地質図にはこの岩相を主岩相とは区別して示した。両岩相に明瞭な境界は無く、連続的に変化している。従来、この分布域は岩体の北部・西部で鹿野ほか(1991)および松浦ほか(2005)による鴨花崗岩と重複し、さらに南部で西田ほか(2005)による乙加宮花崗岩とも重複する。しかしながら、中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と構成鉱物が一致すること、普通角閃石および黒雲母の自形性が強いこと、長径数～10 cm の暗色包有岩を普遍的に含むことから、大東花崗閃緑岩に含めた。さらに本調査では、大東花崗閃緑岩が上島火山岩類に貫入するという既存研究には報告がない産状も確認した(Fig. 4A)。

2. 鴨花崗岩

調査地域の北部に分布して主に細～中粒黒雲母花崗岩で構成される。普通角閃石を欠き、黒雲母が他形～半自形で不透明鉱物を伴わないことから大東花崗閃緑岩と識別される。また、暗色包有岩をほとんど含まない点も大東花崗閃緑岩とは異なる。一部でアプライト質花崗岩の岩相を有することもある。大東花崗閃緑岩に比して全般的に著しい風化作用を被り、マサ化した部分も少なくない。

3. 六重花崗岩(新称)

調査地域の南部に分布し、主に中～粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩から構成される。西田ほか(2005)による乙加宮花崗岩の南東部分にあたる。肉眼観察では、普通角閃石や黒雲母が自形～半自形をなす部分で大東花崗閃緑岩と共通するが、最大 1 cm におよぶ淡桃色のアルカリ長石を普遍的に含むことで異なる。大東花崗閃緑岩のアルカリ長石は白色を呈して識別は容易である。さらに暗色包有岩の出現頻度が大東花崗閃緑岩よりも明らかに少ない。一部ではベグマタイト質花崗岩からなる部分や、アルカリ長石と石英とが目立つ斑状花崗岩からなる部分もある。大東花崗閃緑岩と六重花崗岩との接触部を確認することは露頭の欠如があって容易ではないが、木次町東日登付近の岩体接触部において大東花崗閃緑岩が六重花崗岩を包有する産状を確認した(Fig. 4B)。

4. 小木石英閃緑岩

調査地域の南部に数か所点在し、中粒黒雲母普通角閃石石英閃緑岩から構成される。優黒質塊状の岩相を呈して大東花崗閃緑岩や六重花崗岩とは容易に識別できる。ただし、貫入関係については露頭の欠如のため確認できていない。調査地南東部の東日登に約 2 km のストックとして産するものは、既存研究には報告がない新たな分布域である。

5. 蓮花寺花崗閃緑岩

調査地域の東部に分布し、主に中粒黒雲母花崗閃緑岩から

Fig. 4. Field photographs of the Daito granodiorite and related rocks: (A) Daito granodiorite intruding Kamishima volcanic rocks (35.340903°N, 132.882493°E); and (B) a xenolith of the Mue granite within the Daito granodiorite (35.262589°N, 132.933905°E). Abbreviations: Hbl (hornblende), Bt (biotite), Gd (granodiorite), Vo (volcanic), and Tf (tuff). MS is the measurement value of magnetic susceptibility.

構成される。優白質で普通角閃石を欠いて自形性の弱い黒雲母を含むことから大東花崗閃緑岩と容易に識別される。しばしば数～10 mm の輝水鉛鉱を伴うことがある。大東花崗閃緑岩との貫入関係については露頭の欠如のため確認できていない。

6. 川井混成岩

調査地域東部に小規模に分布し、細粒黒雲母石英閃緑岩からトータル岩で構成される。細粒緻密な優黒質岩石であり大東花崗閃緑岩とは容易に識別できる。大東花崗閃緑岩との貫入関係については露頭の欠如のため確認できていない。

7. 下久野花崗岩

7.1 下久野タイプ 調査地域の南東部に分布し、主に細粒黒雲母花崗岩から構成される。淡桃色のアルカリ長石を含むアプライト質の岩石であり大東花崗閃緑岩とは容易に識別できる。岩体の分布から大東花崗閃緑岩とわずかに接触すると判断しているが、貫入関係については露頭の欠如のため確認できていない。

7.2 大内谷タイプ 調査地域の東部に分布し、斑状中粒黒

Fig. 5. Rock sample photomicrographs: (A) medium- to coarse-grained hornblende–biotite Daito granodiorite; (B) medium-grained hornblende-bearing biotite Daito granodiorite; (C) medium-grained hornblende-bearing biotite Daito granodiorite (sample Dp-05) collected from near the boundary between the Daito granodiorite and the Hiyodori granite, showing porphyritic texture with large quartz phenocrysts scattered in a medium-grained groundmass; (D) porphyritic quartz contained in the medium-grained hornblende-bearing biotite Daito granodiorite collected from the Otsukamiya area (sample Dp-09); (E) fine- to medium-grained biotite Hiyodori granite; and (F) medium- to coarse-grained hornblende-bearing biotite Mue granite. Abbreviations: Pl (plagioclase), Hbl (hornblende), Bt (biotite), Qtz (quartz), Afs (alkali feldspar), Gd (granodiorite), and Gr (granite).

雲母花崗岩から構成される。普通角閃石を欠き、淡桃色のアルカリ長石を含み、かつ石英、アルカリ長石および斜長石が目立つ斑状組織を示して大東花崗閃緑岩との識別は容易である。貫入関係については露頭の欠如のため確認できていない。上述した小木石英閃緑岩、蓮花寺花崗閃緑岩、川井混成岩、下久野花崗岩(下久野タイプ)を含めて、露出がよくない

ことで貫入関係が判断できないことは、上述の石原(1966, 1971a)および山本(1968)の指摘のとおりである。

8. 後谷花崗岩

調査地域の西部に分布し、斑状細粒黒雲母花崗岩から構成される。細粒で普通角閃石を欠いて有色鉱物が少ないこと、さらに斜長石の斑状結晶を有することで大東花崗閃緑岩とは

Fig. 6. Modal compositions of the Daito granodiorite, Hiyodori granite, and Mue granite. Classification boundaries are after Streckeisen (1976). Abbreviations: Hbl (hornblende), Bt (biotite), Qtz (quartz), Afs (alkali feldspar), Pl (plagioclase), Gd (granodiorite), Gr (granite), Tn (tonalite), and Qmd (quartz monzodiorite).

容易に識別される。大東花崗閃緑岩との貫入関係については露頭の欠如のため確認できていない。

本論の地質図では、大東花崗閃緑岩、鴨花崗岩および六重花崗岩の3岩体の分布に関して既存研究と大きく異なる。本論での大東花崗閃緑岩と鴨花崗岩との区分は苦鉄質鉱物の自形性や暗色包有岩の有無などをもとに行った。一方、鹿野ほか(1991)は狭義の花崗岩の岩相を鴨花崗岩とし、花崗閃緑岩の岩相を大東花崗閃緑岩としている。しかし本論では、大東花崗閃緑岩にも花崗岩相が存在する。西田ほか(2005)が提唱した乙加宮花崗岩については、苦鉄質鉱物の自形性が強いことや暗色包有岩の頻出から岩体の北西部分を大東花崗閃緑岩の延長部とした(Figs. 2, 3)。さらに乙加宮花崗岩の南東部分は、淡桃色のアルカリ長石を特徴的に含んで暗色包有岩が少ないことから六重花崗岩を新称した。このようなことから、以降については、大東花崗閃緑岩、鴨花崗岩および六重花崗岩の岩石記載、帯磁率測定および化学分析による更なる記載を中心として、最終的な大東花崗閃緑岩の火成活動の議論に繋げる。

岩石記載

大東花崗閃緑岩、鴨花崗岩および六重花崗岩の偏光顕微鏡記載とモード組成について記述する。各岩相の薄片写真をFig. 5に示す。モード組成の測定は薄片を用いて行い、1試料あたり2000ポイントをカウントした。結果をAppendix 2に、石英-アルカリ長石-斜長石の三角図(以下、QAP図)をFig. 6に示す。試料の採取位置は地質図(Fig. 3)および

Fig. 7. Photomicrographs of the Daito granodiorite and Hiyodori granite. In both Hbl-Bt granodiorite and Hbl-bearing Bt granodiorite of the Daito granodiorite, many opaque minerals are closely associated with or within mafic minerals (A and B). In contrast, only a small amount of isolated opaque minerals are scattered in the Hiyodori Bt granite (C). The lower diagram shows the variation in magnetic susceptibility and SiO₂ concentrations of the granitic rocks. The magnetite and ilmenite series boundary is after Ishihara et al. (1995). See Fig. 6 caption for explanation of the abbreviations.

Appendix 2(緯度・経度)に示している。

1. 大東花崗閃緑岩

中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩は主に斜長石、石英、アルカリ長石、黒雲母、普通角閃石を含み、副成分鉱物として不透明鉱物、燐灰石、チタン石、ジルコンが認められる(Fig. 5A)。斜長石は長径 1.5～5.0 mm で自形性が強く、累帯構造やアルバイト双晶が顕著である。アルカリ長石との間にミルメカイトを形成することがある。石英は鉱物の間隙を充填する他形結晶で波動消光が著しい。アルカリ長石は石英と同様に間隙充填鉱物として出現し、パーサイト構造が認められる。黒雲母は長径 1.0～3.0 mm で自形性が強く、黄褐色～茶褐色の多色性を示す。部分的に緑泥石化している。普通角閃石は自形性が強く、1.0～5.0 mm の柱状結晶として産する。多色性が顕著で淡黄色～緑色を示す。不透明鉱物は黒雲母や普通角閃石に伴われて頻繁に認められる(Fig. 7A)。QAP 図では主に花崗閃緑岩の領域にプロットされる(Fig. 6)。

中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩は主に斜長石、石英、アルカリ長石、黒雲母、普通角閃石を含み、副成分鉱物として不透明鉱物、燐灰石、チタン石、ジルコンが認められる(Fig. 5B)。斜長石は長径 0.5～4.0 mm で自形～半自形を成し、累帯構造やアルバイト双晶が顕著である。アルカリ長石との間にミルメカイトを形成することがある。石英は径 0.5～3.5 mm の他形結晶で波動消光が著しいが、最大 5.0 mm におよび半自形で紡錘状のものも特徴的に存在する(Figs. 5C, D)。アルカリ長石は長径 0.5～3.0 mm の半自形～他形結晶でパーサイト構造を有する。黒雲母は長径 0.5～2.5 mm の自形～半自形結晶で、黄褐色～茶褐色の多色性を示す。部分的に緑泥石化している。普通角閃石は 0.5～2.5 mm の自形～半自形結晶で、淡黄色～緑色の多色性を示す。不透明鉱物は一般に黒雲母や普通角閃石に伴われて産する(Fig. 7B)。QAP 図では主に花崗閃緑岩の領域にプロットされ、一部は花崗岩となる(Fig. 6)。普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩とは構成鉱物や組織で共通する部分が多い。

2. 鴨花崗岩

構成鉱物は主にアルカリ長石、石英、斜長石、黒雲母であり、副成分鉱物として不透明鉱物、燐灰石、チタン石、ジルコンが認められる(Fig. 5E)。アルカリ長石は長径 0.1～1.5 mm の半自形～他形でパーサイト構造が認められる。石英は径 0.1～1.5 mm の半自形～他形で弱い波動消光を示す。斜長石は長径 0.5～2.5 mm の半自形結晶が多く、弱い累帯構造やアルバイト双晶を有する。多くはソーシュライト化している。アルカリ長石との間にミルメカイトを形成することがある。黒雲母は長径 0.1～1.5 mm の半自形～他形で、黄褐色～茶褐色の多色性を示す。全体または部分的に緑泥石化していることが多い。不透明鉱物は少なく、一般に単体で産して有色鉱物に伴われるものは少ない(Fig. 7C)。QAP 図では花崗岩の領域にプロットされる(Fig. 6)。

大東花崗閃緑岩の岩石に比較して、斜長石の自形性が弱いこと、鉱物粒度が小さいこと、黒雲母が他形であることが異なる。また不透明鉱物が苦鉄質鉱物に付随しておらず量が少

ない点も異なる。

3. 六重花崗岩

構成鉱物は主にアルカリ長石、斜長石、石英、黒雲母であり、副成分鉱物として不透明鉱物、燐灰石、チタン石、ジルコンを含む(Fig. 5F)。少量の普通角閃石を含む場合がある。アルカリ長石は長径 3.0～7.0 mm の半自形～他形で一般にパーサイト構造が認められる。斜長石は長径 2.0～6.0 mm の自形～半自形で、累帯構造やアルバイト双晶を有する。アルカリ長石との間にミルメカイトを形成することがある。石英は径 2.0～4.0 mm の半自形～他形で波動消光を示す。黒雲母は長径 1.0～3.0 mm の自形～半自形で、黄褐色～茶褐色の多色性を示す。全体または部分的に緑泥石化していることが少なくない。普通角閃石は 1.0～2.0 mm の自形～半自形で淡黄色～緑色の多色性を示す。不透明鉱物は一般に黒雲母や普通角閃石に伴われて産する。QAP 図では主に花崗岩の領域にプロットされる(Fig. 6)。

大東花崗閃緑岩の岩石に比較してアルカリ長石や斜長石が一回り大きい点異なる。また、花崗岩質なものほどアルカリ長石に富む違いもある(Fig. 6)。

帯 磁 率

野外で観察したほとんどの露頭において、カナダ Exploranium 社製 Kappameter KT-5 を用いた帯磁率測定を行った。測定は各露頭で 2 回以上行い、その平均値を採用した。帯磁率の単位は SI unit を用いている。 3.0×10^{-3} SI unit は、およそ 100×10^{-6} emu/g に相当する(上野, 1987; Ishihara, 1990)。帯磁率の測定結果を地質図に重ねたものを Fig. 8 に示す。

大東花崗閃緑岩の中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩は、多くの地点で $20 \sim 10 \times 10^{-3}$ SI unit を示す(Fig. 7, Appendix 2)。中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩はやや帯磁率が低く、多くは $15 \sim 5 \times 10^{-3}$ SI unit を示す(Fig. 7, Appendix 2)。一方、鴨花崗岩の細～中粒黒雲母花崗岩は一般に $3 \sim 0 \times 10^{-3}$ SI unit という非常に低い値を示す(Fig. 7, Appendix 2)。ただし、大東花崗閃緑岩との境界部で岩相が漸移する部分では $3 \sim 2 \times 10^{-3}$ SI unit もしくはそれ以上となって急激に上昇する傾向がある(Fig. 8)。六重花崗岩の中～粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩は一般に $15 \sim 5 \times 10^{-3}$ SI unit を示し、一部で 5×10^{-3} SI unit 以下となる(Fig. 7, Appendix 2)。

帯磁率は全岩化学組成の SiO_2 量の増加に伴い減少することが知られており、そのことを考慮した磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の区分が提案されている(Ishihara, 1990; Ishihara et al., 1995) (Fig. 7)。そこで帯磁率測定と後述する全岩化学分析とを同時に行った試料を用いて大東花崗閃緑岩、鴨花崗岩、六重花崗岩の系列を確認した(Fig. 7, Table 1)。その結果、大東花崗閃緑岩と六重花崗岩は磁鉄鉱系列に区分され、鴨花崗岩については必ずしも磁鉄鉱系列とは判断できないことが示された(Fig. 7)。

Fig. 8. Distribution of the magnetic susceptibility of the Daito granodiorite and its related rocks. Base topographic map provided by GSI [URL2]. See Fig. 3 caption for explanation of the abbreviations.

全岩化学組成

大東花崗閃緑岩の中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩より 18 試料, さらに中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩より 24 試料, 鵜花崗岩の細～中粒黒雲母花崗岩より 4 試料, そして六重花崗岩の中～粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩より 8 試料について全岩化学分析を行った. 岩石の主・微量成分分析には, 島根大学総合理工学部地球科学科に設置の蛍

光 X 線分析装置 (XRF: リガク社製 RIX2000) を使用した. 分析手順は Kimura and Yamada (1996) に従った. 分析に用いた試料の採取位置は Fig. 3 に示し, その緯度・経度の情報は Appendix 2 に示した. 分析結果は同じく Appendix 2 に示している.

SiO_2 を横軸に取った主成分元素 (Al_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O) と微量成分元素 (Cr , Rb , Sr , Y , Zr) の組成変化図を Fig. 9 に示す. 大東花崗閃緑岩の中～粗粒普通角閃石黒雲

Fig. 9. Whole-rock variation diagrams (relative to SiO_2) for the Daito granodiorite, Hiyodori granite, and Mue granite. Boundaries between the shoshonite, high-K, medium-K, and low-K series are from Le Maitre et al. (2002). Abbreviations: Hbl (hornblende), Bt (biotite), Gd (granodiorite), and Gr (granite).

母花崗閃緑岩と中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩とは SiO_2 量が連続するものの、約 69 wt.% を境として分けられる。鴨花崗岩の細～中粒黒雲母花崗閃緑岩の SiO_2 量は 77～78 wt.%, 六重花崗岩の中～粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩は 71～78 wt.% である。

大東花崗閃緑岩の主成分元素は SiO_2 量の増加に伴って Al_2O_3 と MgO が減少し、 Na_2O と K_2O が緩やかに増加する連続トレンドを形成する (Fig. 9)。微量元素では Cr と Sr が減少し、 Rb が増加、そして Y と Zr がほぼ一定となるトレンドを示す (Fig. 9)。Fig. 9 に示していない他の元

Table 1. Results of the mass-balance calculations for Stage 1 and 2 of the fractional crystallization of the Daito granodiorite.

【Stage1】 D-18 = Dg-01 + Pl + Bt + Hbl + Mag											
	amount(%)	SiO ₂ (wt%)	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
<i>Initial</i>											
D-18	100.00	63.70	0.56	15.85	4.22	0.08	2.28	4.13	3.96	2.37	97.16
<i>Final</i>											
Dg-01	61.00	72.13	0.36	14.82	2.20	0.05	0.83	2.13	4.19	3.06	99.78
Pl	22.81	59.91	0.01	25.36	0.18	0.00	0.00	7.39	7.41	0.35	100.62
Bt	3.87	37.63	4.67	13.73	16.14	0.30	14.48	0.02	0.18	10.16	97.31
Hbl	9.04	50.46	0.86	4.71	14.37	0.61	14.54	11.67	0.89	0.39	98.50
Mag	0.97	0.04	0.17	0.14	93.82	0.08	0.03	0.00	0.04	0.01	94.32
<i>Estimated composition</i>											
observed		65.56	0.57	16.32	4.34	0.09	2.35	4.25	4.08	2.44	100.00
calculated		65.38	0.50	16.21	4.33	0.10	2.44	4.15	4.45	2.44	100.00
(observed - calculated) ²		0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.14	0.00	
Residual sum of squares = 0.21031; *: total iron as FeO; Pl: plagioclase; Bt: biotite; Hbl: hornblende; Mag: magnetite.											
【Stage2】 Dg-01 = Dp-11 + Pl + Bt + Mag											
	amount(%)	SiO ₂ (wt%)	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
<i>Initial</i>											
Dg-01	100.00	72.13	0.36	14.82	2.20	0.05	0.83	2.13	4.19	3.06	99.78
<i>Final</i>											
Dp-11	78.48	76.79	0.19	13.48	1.03	0.05	0.33	0.80	4.05	3.73	100.45
Pl	16.81	62.85	0.01	22.97	0.16	0.00	0.00	4.74	8.89	0.35	99.98
Bt	3.39	37.11	3.77	13.25	18.16	0.60	13.43	0.04	0.17	9.55	96.07
Mag	0.80	0.04	0.19	0.12	93.23	0.14	0.02	0.01	0.05	0.00	93.80
<i>Estimated composition</i>											
observed		72.29	0.36	14.86	2.21	0.05	0.83	2.13	4.20	3.06	100.00
calculated		72.34	0.28	14.94	2.21	0.06	0.72	1.43	4.70	3.32	100.00
(observed - calculated) ²		0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.49	0.24	0.07	
Residual sum of squares = 0.83169; *: total iron as FeO; Pl: plagioclase; Bt: biotite; Mag: magnetite.											

素についても大東花崗閃緑岩は中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩から中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩にかけて連続的な組成変化を有している。この大東花崗閃緑岩の組成トレンドに対して鴨花崗岩の細～中粒黒雲母花崗岩および六重花崗岩の中～粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩は、多くの元素において類似するものの主成分元素では Na₂O および K₂O に、微量元素成分では Rb, Y および Zr に異なる傾向が認められる (Fig. 9)。

考 察

1. 大東花崗閃緑岩の分別結晶作用

本論では大東花崗閃緑岩について、①花崗閃緑岩から花崗岩への岩相変化を有し (Figs. 3, 6), ②これらは主成分鉱物や不透明鉱物の特徴が共通して (Figs. 5, 7 and 8), さらに③ハーカー図上において化学組成の連続的なトレンドが認められることを示した (Fig. 9)。従来、このような岩体の特徴は分別結晶作用の影響によると考えられることが多い (例えば, LeBel et al., 1985; Clyne, 1990)。そこで、本論で認識した岩相変化が分別結晶作用によって説明可能か否かについて、モード組成と化学組成を用いた検討を行った。

中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩から中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩にかけての SiO₂ 量に対するモード組成の変化を Fig. 10 に示す。SiO₂ 量の増加に伴って斜長石、黒雲母および普通角閃石が減少し、石英およびアルカリ長石

が増加している。全岩化学組成では SiO₂ 量の増加に伴って MgO, Cr および Sr の減少と、緩やかな K₂O および Rb の増加が認められる (Fig. 9)。MgO や Cr は苦鉄質鉱物に分配され、Sr は斜長石に分配される (例えば, Rollinson, 1993)。これらのことから、SiO₂ 量の増加に伴ってモード組成が減少する斜長石、黒雲母および普通角閃石がマグマから分別され、MgO, Cr および Sr の減少を招いたと考えられる。これは斜長石、黒雲母および普通角閃石の自形性が強いこととも調和する (Fig. 5)。一方、K₂O と Rb はアルカリ長石と黒雲母に多く分配される (Philpotts and Schnetzler, 1970; Nash and Crecraft, 1985)。モード組成ではアルカリ長石の割合が多いため、K₂O と Rb はアルカリ長石に支配されていると考えられる。SiO₂ 量の増加に伴うアルカリ長石のモード組成の増加と、K₂O および Rb の増加は、マグマの固結過程の晩期にアルカリ長石が増加しながら残存したことを示唆する。また同時に、SiO₂ 量の増加に伴う石英のモード組成の増加は、石英も残存傾向にあったことを示唆する。アルカリ長石と石英とが残存傾向にあったという点は、両鉱物が主に他形結晶として産することとも矛盾しない (Fig. 5)。モード組成と全岩化学組成からは、斜長石・普通角閃石・黒雲母の分別による分別結晶作用が想定される。そこで主成分化学組成を用いた「親マグマ＝娘マグマ＋分別鉱物」のマスマランス計算と微量元素組成を用いたレイリー分別モデルでこのことの検証を行った。

Fig. 10. Mineral variation diagrams showing modal value (vol.%) versus SiO_2 (wt.%) for the Daito granodiorite. Arrows show the general trends of the variations. Abbreviations: Hbl (hornblende), Bt (biotite), Gd (granodiorite), and Gr (granite).

モード組成では中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩から中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩にかけて普通角閃石が減少し、 SiO_2 量が約 72 wt.% のあたりで消滅する (Fig. 10). 矢田・大和田 (2003) は北部九州の花崗岩体で本論と同様のケースを検討しており、分別結晶作用の過程で普通角閃石が消滅する前後を Stage 1 と Stage 2 に区分している。そこで本論でもこの手法を用いた。

SiO_2 量の最も低い中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (試料 D-18) から普通角閃石が消滅する中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (試料 Dg-01) までを Stage 1、そこから SiO_2 量の最も高い中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (試料 Dp-11) までを Stage 2 とした。マスバランス計算の各ステージに設定する分別鉱物は、鏡下観察で自形性が強く、さらにモード組成が SiO_2 量の増加に伴い減少するものを想定した。すなわち、Stage 1 では斜長石、普通角閃石および黒

Fig. 11. Results of Rayleigh fractionation modeling. Calculated values of both Stage 1 and Stage 2 mostly overlap with the observed values of the Daito granodiorite. Normalizing values of MORB are from Sun and McDonough (1989). The vector diagram for Stage 1 and Stage 2 closely matches the chemical trends of the Daito granodiorite on K versus Sr bivariate plots. Abbreviations follow Fig. 10.

雲母、Stage 2 では斜長石および黒雲母である。また本岩体の鏡下観察にて普遍的に多産する不透明鉱物 (鉱物化学分析で磁鉄鉱と確認) も両ステージの分別鉱物に含めた。各鉱物の化学組成は D-18 と Dg-01 の薄片から斜長石、普通角閃石および黒雲母をそれぞれ 8 点 (Appendix 3) と磁鉄鉱を 4 点 (Appendix 4) 分析し、各々の平均値を分別鉱物の組成と設定した (Table 1)。分析は島根大学総合理工学部地球科学科に設置の電子マイクロプローブ分析装置 (JEOL JXA-8530M) により行った。測定条件は、加速電圧 15 kV、試料電流 25 nA およびプローブ径 4 μm である。全岩および鉱物の主成分組成から最小二乗法によって分別鉱物の割合を求めたマスバランス計算の結果を Table 1 に示す。その結果、Stage 1 では親マグマ (D-18) から斜長石 23% 程度、黒

雲母 4% 程度, 普通角閃石 9% 程度, 磁鉄鉱 1% 程度が分別して Stage 2(Dg-01) のマグマに至り, さらに斜長石 17% 程度, 黒雲母 3% 程度, 磁鉄鉱 1% 程度が分別して最終マグマ(Dp-11)に至ることが示された. この結果はモード組成と全岩化学組成から推察された斜長石・普通角閃石・黒雲母の分別作用と概ね調和する.

次に, マスバランス計算で得られた分別鉱物と残液の割合を用いて微量元素組成によるレイリー分別モデルを検討した. すなわち, Stage 1(D-18)を出発組成として Stage 2(Dg-01)の組成を再現できるのか, さらに Stage 2(Dg-01)の組成から最終マグマ(Dp-11)の組成を再現できるのかの検証である. Stage 1 の分別鉱物の割合は Table 1 を基に斜長石: 黒雲母: 普通角閃石: 磁鉄鉱=62.2: 10.6: 24.6: 2.6 とし, Stage 2 の割合は斜長石: 黒雲母: 磁鉄鉱=80.0: 16.2: 3.8 とした. 分別度は Stage 1 で 39.0%, Stage 2 で 21.5% である (Table 1). モデルで検討した元素は Rb, Ba, K, Nb, Ce, Sr および Y とした. 分別鉱物とメルト間の元素分配係数は既存研究から引用し, Stage 1 ではデイサイト質マグマに対する各鉱物の係数を, Stage 2 では流紋岩質マグマに対応する各鉱物の係数を使用した (Appendix 5). ただし, 磁鉄鉱は Stage 1 と Stage 2 で同じ係数を用いている.

Stage 1 の D-18 を親マグマとしてレイリー分別モデルで導かれた娘マグマの組成は, このステージの最終マグマである花崗閃緑岩(Dg-01)の組成を上手く再現した (Fig. 11). さらに, Stage 2 の Dg-01 を親マグマとしてレイリー分別モデルで導かれた娘マグマの組成は, このステージの最終マグマである花崗岩(Dp-11)の組成も上手く再現した (Fig. 11). また, 大東花崗閃緑岩の全ての分析値をプロットした Sr vs K 図にレイリー分別モデルで求めた組成変化ベクトルを示すと, 組成トレンドとベクトルは合致することが示された (Fig. 11).

以上より, 本論では大東花崗閃緑岩の中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩は同一マグマからの分別結晶作用によって導かれた単一岩体であると結論づけられた. 後者の中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩は, 既存研究における乙加宮花崗岩の北西部分の試料を主体としている (Fig. 3). 野外での産状, 岩石記載, 化学組成の連続性と合わせて, この部分は東大花崗閃緑岩の延長部と解釈される.

2. 大東花崗閃緑岩と鴨花崗岩との関係

本研究では大東花崗閃緑岩が中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩もしくは中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩で構成されるとした. ただし, モード組成で示されたように一部は花崗岩の岩相に至り (Fig. 6), これは分別結晶作用によってもたらされている. 鴨花崗岩は細～中粒黒雲母花崗岩で大東花崗閃緑岩とは漸移関係で接する. 鹿野ほか (1991) は花崗岩の岩相を鴨花崗岩とし, 花崗閃緑岩の岩相を大東花崗閃緑岩とした. これに従えば本論で認識した大東花崗閃緑岩の花崗岩相は鴨花崗岩に相当して岩体区分に混乱が生じる.

本論では両岩相の境界付近を綿密に観察し, 複数の試料採

取を行って記載的特徴や化学組成の違いについても検討した. その結果, 本研究における大東花崗閃緑岩は, 普通角閃石と黒雲母の自形性が強いこと, 苦鉄質鉱物に不透明鉱物が多く伴われこと, さらに暗色包有岩に富むことが識別基準として示された (Figs. 5, 7). 一方, 鴨花崗岩とした細～中粒黒雲母花崗岩には, これらが共通しない. 全岩化学組成においては SiO₂ 量を横軸にしたハーカー図で Na₂O, K₂O, Rb, Y および Zr が鴨花崗岩と大東花崗閃緑岩とで異なるトレンドを示す (Fig. 9). これはそれぞれのマグマが異なることを示唆して岩体区分に使える.

両岩体の識別には帯磁率も大きく役立つ (Fig. 8). 鴨花崗岩は 3×10^{-3} SI unit 以下の帯磁率が一般的で, 1×10^{-3} SI unit 以下となることも少なくない. 野外では大東花崗閃緑岩に比して急激な低下として認識される. Kawakatsu and Yamaguchi (1987) は苦鉄質鉱物が磁鉄鉱を多く伴う産状について酸化交代作用が重要と論じており, Takagi and Tsukimura (1997) によればマグマ中の高 SO₂ 量がこの作用を引き起こしたと解釈できる. 両岩体の帯磁率の相違はマグマ内の SO₂ 量の違いを反映しているのかも知れない.

本論では以上の記載と考察に基づいて, 大東花崗閃緑岩と鴨花崗岩との境界を定めた (Fig. 3). 両者は野外において漸移し, 境界をまたいで岩相や帯磁率がやや不均一に変化する. このことから, ほぼ同時期に活動したと解釈した. 鴨花崗岩が大東花崗閃緑岩の一部で貫入する露頭が認められるが, これは花崗閃緑岩と花崗岩のソリダス温度の違いによるかも知れない. すなわち, 大東花崗閃緑岩のマグマは組成的にやや塩基性であるため, より酸性の鴨花崗岩マグマと接する部分では先に固体として振る舞う状態に至り, そこへ鴨花崗岩マグマが一部貫入した可能性がある.

3. 大東花崗閃緑岩と六重花崗岩との関係

大東花崗閃緑岩の南には六重花崗岩が分布し, 中～粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩ないしは中粒黒雲母花崗岩で構成される (Fig. 3). 六重花崗岩は周辺岩体に比して淡桃色のアルカリ長石を伴う特徴があり, その大きさが周辺岩体のものより肉眼で一回り大きい. これが東大花崗閃緑岩との識別基準になる. アルカリ長石の赤味発色は赤鉄鉱などの鉄分微粒子の混入が原因とされ, それは熱水流体の関与によることが論じられている (例えば, Hofmeister and Rossman, 1983; Putnis et al., 2007). このことから六重花崗岩には周辺岩体に無い熱水流体の関与があったのかも知れない. また, 大東花崗閃緑岩および鴨花崗岩とは全岩化学組成が異なる (Fig. 9). これは六重花崗岩のマグマが両岩体のマグマと異なっていたことを示唆する. 活動時期は定かではないが, 大東花崗閃緑岩との境界部で六重花崗岩が包有されていることから (Fig. 4), 大東花崗閃緑岩よりもやや早く貫入した可能性がある. 本岩体は西田ほか (2005) が定義した乙加宮花崗岩の南東部にあたる. この岩体の模式地である乙加宮は本研究により大東花崗閃緑岩の分布域に含まれた (Fig. 3). このことから島根県雲南市三刀屋町六重を模式地として, 六重花崗岩と新称した.

Fig. 12. Whole-rock Rb–Sr isochron diagrams for the Daito granodiorite and Otsukamiya granite. The upper figure shows the original data from Nishida et al. (2005). The lower figure is the recalculated isochron diagram based on our geological investigations, which overlaps within error of the 56.62 Ma U–Pb zircon age of the Daito granodiorite (Ishihara and Tani, 2013). See text for more details.

4. 大東花崗閃緑岩の火成活動

大東花崗閃緑岩に対する研究報告は、本岩体が国内最大級のモリブデン鉱床地帯を隣接することによって比較的豊富である。しかし、露出がよくないことが原因で活動史が判然としない。本研究においても周辺岩体との地質関係に関しては露頭だけでなく河川の転石にも丁寧な観察を行ったが、その状況を確認できることは少なかった。そのような背景が関係すると考えられるが、活動時期に関しては Rb–Sr 全岩年代から 66.8 ± 6.2 Ma (西田ほか, 2005) とする議論と、U–Pb ジルコン年代から 56.62 ± 0.61 Ma (石原・谷, 2013) とする議論がある。石原・谷 (2013) は 66.8 ± 6.2 Ma の Rb–Sr 全岩年代について誤差が大きいことを指摘して再検討を要するとコメントしている。

本研究では、大東花崗閃緑岩の活動時期の解釈に対して大きな制約を 2 つ得た。1 つ目は、大東花崗閃緑岩が上島火山岩を明らかに貫く産状である (Fig. 4)。上島火山岩類からは 61.3 ± 0.8 Ma の誤差の小さな Rb–Sr 全岩年代 (西田ほか, 2005) が報告されており、このことから大東花崗閃緑岩は約 61 Ma より若いと解釈される。2 つ目は、これまで乙加宮花崗岩と呼称された岩体の北西部が、大東花崗閃緑岩マグマの分別結晶作用による産物であったことである (Fig. 3)。西

A → B: A intrudes into B; Gr: granite; Gd: granodiorite; Vo: volcanic rock.

Fig. 13. Illustration of the updated intrusive relationships and stage divisions for the Daito granodiorite and related rocks. References: a (Nishida et al., 2005); b (Kano et al., 1991); c (Yakushiji et al., 2012); d (this study); e (Suito and Ishihara, 1966); f (Ishihara and Tani, 2013); and g (Ishihara, 1966).

田ほか (2005) は乙加宮花崗岩より 57.5 ± 2.9 Ma の Rb–Sr 全岩年代を得ているが、その試料採取位置は今回全て大東花崗閃緑岩の範囲内となった。したがって、上述した大東花崗閃緑岩の 66.8 ± 6.2 Ma (西田ほか, 2005) と乙加宮花崗岩の 57.5 ± 2.9 Ma (西田ほか, 2005) の Rb–Sr 同位体データは全て大東花崗閃緑岩のものとなる (Fig. 12)。そこで、 ^{87}Rb の崩壊定数を $1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ (Steiger and Jäger, 1977) とし、川野 (1994) に示された計算方法と同様にして、西田ほか (2005) の両岩体の分析値から Rb–Sr 全岩年代を再計算した。ここでの $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の誤差はそれぞれ 3% および 0.015% とし、初生値の算出は York (1966) にしたがった。計算の結果、 57.9 ± 2.3 Ma の年代値と 0.70486 ± 0.00004 (2σ , $N = 14$) の Sr 同位体比初生値が示された (Fig. 12)。この年代値は石原・谷 (2013) の U–Pb ジルコン年代の値 (56.62 ± 0.61 Ma) と誤差の範囲で重なる。さらに、上述の大東花崗閃緑岩と上島火山岩類との貫入関係にも矛盾しない。既存研究を参考にすれば、山本 (1968) は大東花崗閃緑岩が川井混成岩を貫くとし、石原・谷 (2013) は川井混成岩より 64.15 ± 0.52 Ma の U–Pb ジルコン年代を報告している。本論で再計算した Rb–Sr 全岩年代はこれとも合致する。以上の考察より、本研究では大東花崗閃緑岩の活動時期について石原・谷 (2013) の 56.62 ± 0.61 Ma を支持する。

最後に既報研究を参考にしながら周辺岩体との火成活動史

を新たに作成した(Fig. 13). Fig. 13では縦軸に年代を取り, 各岩体の貫入関係を矢印で示している. 岩体名の横に付した数字は同位体年代値である. 大東花崗閃緑岩との地質学的な関係が不明な後谷花崗岩については, 西田ほか(2005)による Rb-Sr 全岩年代および上島火山岩との貫入関係を採用した. 大東花崗閃緑岩が蓮花寺花崗閃緑岩に貫入することは石原(1966)にしたがった. 下久野花崗岩については葉師寺ほか(2012)が報告した Rb-Sr 全岩年代および小木石英閃緑岩との貫入関係を示し, さらに川合混成岩や蓮花寺花崗閃緑岩との貫入関係は出納・石原(1967)にしたがった. 小木石英閃緑岩が因美古期貫入岩とした部分は, 西田ほか(2005)が高田花崗閃緑岩と呼んで因美古期と解釈していた部分を参考にした. 川合混成岩, 蓮花寺花崗閃緑岩および金成変成岩の年代値は石原・谷(2013)の U-Pb ジルコン年代を示している. 以上より, 大東花崗閃緑岩は約 57 Ma に活動した岩体で本地域においては比較的若い花崗岩体であり, 山陰帯花崗岩類の火成活動史においては因美新期貫入岩類(68–53 Ma)の暁新世に活動した岩体と結論付けられる.

ま と め

大東花崗閃緑岩の火成活動の解明を目的として野外調査, 岩石記載, 帯磁率測定および全岩・鉱物の化学分析を行った. この岩体は, 苦鉄質包有岩を普遍的に含むこと, 自形性の強い普通角閃石と黒雲母があること, 磁鉄鉱が苦鉄質鉱物に多数伴われること, 帯磁率が $20 \sim 5 \times 10^{-3}$ SI unit の高い値を示すことで特徴づけられる. 岩石は中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないし中粒普通角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩で構成され, 一部は花崗岩に至る. この岩相変化は斜長石, 普通角閃石および黒雲母の分別による分別結晶作用で形成されたことが明らかとなった.

大東花崗閃緑岩の岩体北部では細～中粒黒雲母花崗岩で構成される鴨花崗岩と漸移関係で接しており, 鴨花崗岩は普通角閃石を含まないこと, 黒雲母の自形性が弱いこと, 帯磁率が $3 \sim 0 \times 10^{-3}$ SI unit と極端に低いことにより区別される. また, 岩体南部では中～粗粒普通角閃石含有黒雲母花崗岩で構成される六重花崗岩と接し, この岩体は淡桃色のアルカリ長石を普遍的に含むことで大東花崗閃緑岩と区別される. 既存研究では大東花崗閃緑岩の南部に乙加宮花崗岩の存在が提唱されていたが, 本論によってその北西部分の半分は大東花崗閃緑岩の分布域に改められ, 一方の南東部分の半分は六重花崗岩の分布域に改められた. 大東花崗閃緑岩は岩体境界部における露出がよくなり, また一部の他岩体とは漸移関係で接するなど岩体把握が容易では無いが, 本論では綿密な野外観察, 詳細な記載, そして分別結晶作用の解析によってこのことを解決できたと言える.

大東花崗閃緑岩の分布域が大きく改められたことにより, 既存研究で報告されていた Rb-Sr 全岩年代(66.8 ± 6.2 Ma: 西田ほか, 2005)が 57.9 ± 2.3 Ma へと再計算された. これは本岩体から報告されている 56.62 ± 0.61 Ma の U-Pb ジルコン年代(石原・谷, 2013)と誤差の範囲で一致する. 既存研究の調査報告や年代報告を加味しながら大東花崗閃緑

岩の火成活動史を考察すると, 本研究地域においては比較的若い岩体であり, 山陰帯花崗岩類では因美新期貫入岩類の暁新世の火成岩体と位置付けられる.

謝 辞

本論の内容は筆頭著者の島根大学における修士論文の一部である. 本研究を進めるにあたり島根大学地球科学科の地球物質資源科学分野をはじめとする教室の教員ならびに学生の皆様には数多くの有益なご議論・ご指摘を賜った. 特に, 栗田 晶氏, 藤原まい氏, 市村正如氏ならびに飯岡尚子氏には, 野外調査や室内実験においてお世話になった. 島根大学の遠藤俊祐博士には EPMA 分析で大変お世話になった. 英文要旨は島根大学の Auer Andreas 博士にご意見いただいた. 福岡大学の柚原雅樹博士ならびに匿名の査読者には有益なご指摘を数多く賜って原稿が大きく改善された. また本論の編集に際して北海道大学の栗谷 豪教授ならびに富山大学の大藤 茂教授には大変お世話になった. 以上の皆様に深く感謝申し上げます.

文 献

- Arth, J. G., 1976, Behavior of trace elements during magmatic processes - A summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, **4**, 41–47.
- Clynne, M. A., 1990, Stratigraphic, lithologic, and major element geochemical constraints on magmatic evolution at Lassen Volcanic Center, California. *J. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **95**, 19651–19669.
- Ewart, A., Bryan, W. B. and Gill, J. B., 1973, Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic Islands of Tonga, S.W. Pacific. *J. Petrol.*, **14** 429–465.
- Ewart, A. and Griffin, W. L., 1994, Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, **117**, 251–284.
- 郷田翔一・志村俊昭・石原舜三, 2011, 出雲大東地域の Spl + Qtz + And 共生を持つ変成岩の成因. 日本地質学会第 118 年学術大会講演要旨, 195. [Gota, S., Shimura, T. and Ishihara, S., 2011, The origin of metamorphic rock bearing Spl + Qtz + And from the Izumo-Daito area, SW Japan. *118th Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Abstr.*, 195.]
- Hofmeister, A. M. and Rossman, G. R., 1983, Color in feldspars. In Ribbe, P. H., ed., *Feldspar Minerals*, Reviews in Mineralogy, Mineral. Soc. Am. Vol.2(2nd ed.), 271–280.
- Iida, K., Iwamori, H., Orihashi, Y., Park, T., Jwa, Y. J., Kwon, S. T.,...Iwano, H., 2015, Tectonic reconstruction of batholith formation based on the spatiotemporal distribution of Cretaceous–Paleogene granitic rocks in southwestern Japan. *Isl. Arc*, **24**, 205–220.
- 飯泉 滋・沢田順弘, 1980, 松江南方の白亜紀後期～新第三紀初期火成岩類. 日本地質学会第 87 年学術大会見学旅行案内書, 第 5 班, 39p. [Iizumi, S. and Sawada, Y., 1980, The late Cretaceous to early Paleogene igneous rocks from southern Matsue district. *87th Annu. Meet. Geol. Soc. Japan Excursion Guidebook*, no. 5, 39p]*
- 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～古第三紀火成活動: 火成岩類の対比を中心として. 地球科学, **39**, 372–384. [Iizumi, S., Sawada, Y., Sakiyama, T. and Imaoka, T., 1985, Cretaceous to Paleogene magmatism in the Chugoku and Shikoku districts, Japan. *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)* **39**, 372–384.]
- 飯泉 滋・高橋 亮, 2005, 島根県東部, 古第三紀後期梅木花崗岩の岩石学的研究: 山陰中央部の因美期および田万川期貫入岩類の岩石

- 化学的比較。島根大地球資源環境学研報 **24**, 1–11. [Iizumi, S. and Takahashi, R., 2005, A petrological study of the late Paleogene Umeki granite in the central San'in district, SW Japan: petrochemical correlation between the late Cretaceous–Paleocene Inbi and Eocene–Oligocene Tamagawa intrusives in the central San'in district. *Geol. Sci. Rep. Shimane Univ.* **24** 1–11.]
- 今岡照喜・飯泉 滋, 2009, 5. 白亜紀–古第三紀火成活動。日本地質学会編, 日本地方地質誌 6: 中国地方, 朝倉書店, 247–337. [Imaoka, T. and Iizumi, S., 2009, 5. Cretaceous to Paleogene magmatism. In Geological Society of Japan, ed., *Regional Geology of Japan, Vol. 6: Chugoku Region*, Asakura Publ., 247–337.] *
- Imaoka, T., Kiminami, K., Nishida, K., Takemoto, M., Ikawa, T., Itaya, T., ..., Iizumi, S., 2011, K–Ar age and geochemistry of the SW Japan Paleogene cauldron cluster: Implications for Eocene–Oligocene thermo-tectonic reactivation. *J. Asian Earth Sci.*, **40**, 509–533.
- 石原舜三, 1966, 島根県東部の花崗岩類とモリブデン鉱床の地質的位置。地質雑, **72**, 553–571. [Ishihara, S., 1966, Study on granitic rocks and horizon of molybdenum deposits in eastern Shimane Prefecture, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **72**, 553–571.]
- 石原舜三, 1971a, 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。地調報告, **239**, 183p. [Ishihara, S., 1971a, *Major Molybdenum Deposits and Related Granitic Rocks in Japan*. Rep. Geol. Surv. Japan, **239**, 183p.]
- Ishihara, S., 1971b, Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner zone of Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **77**, 441–452.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, **27**, 293–305.
- Ishihara, S., 1981, *The Granitoid Series and Mineralization*. Econ. Geol. 75th Anniversary Vol., 458–484.
- Ishihara, S., 1990, The Inner zone batholith vs. the Outer zone batholith of Japan: evaluation from their magnetic susceptibility. *Univ. Mus. Univ. Tokyo Nat. Cult.*, **2**, 21–24.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W., 2008, Chemical compositions of the Paleogene granitoids of eastern Shimane Prefecture, Sanin District, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **59**, 225–254.
- Ishihara, S., Shibata, K., Kitagawa, R. and Kakitani, S., 1980, K–Ar ages of sericites from the Chugoku District, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **31**, 221–224.
- Ishihara, S., Tanaka R., Nakagawa, M. and Goto, Y., 1995, Magnetic susceptibility of late Cenozoic volcanic rocks of east-central Hokkaido and the Kuril Islands. *Resour. Geol.*, **18**, 217–228.
- 石原舜三・谷 健一郎, 2013, ジルコン年代に見る山陰帯中央部のモリブデン鉱化地域の花崗岩時代論。資源地質 **63**, 11–14. [Ishihara, S. and Tani, K., 2013, Zircon age of granitoids hosting molybdenite-quartz vein deposits in the central Sanin Belt, Southwest Japan. *Shigen-Chishitsu*, **63** 11–14.]
- 加々美寛雄・川野良信・井川寿之・石岡 純・加々島慎一・柚原雅樹 田結庄良昭, 1999, 本州弧白亜紀–第三紀火成活動の時空変遷と下部地殻: Rb–Sr 全岩アイソクロン年代と Sr, Nd 同位体比初生値からの検討。地質学論集, **53**, 1–19. [Kagami, H., Kawano, Y., Ikawa, T., Ishioka, J., Kagashima, S., Yuhara, M., ..., Tainosho, Y., 1999, Transition of space and time of Cretaceous to Tertiary igneous activity and lower crust of Honshu Arc: Examination based on Rb–Sr whole rock isochron ages and Sr and Nd isotopes. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **53** 1–19.]
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久, 1991, 今市地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所。79p. [Kano, K., Takeuchi, K. and Matsuura, H., 1991, *Geology of the Imaichi District*. Quadrangle Series, 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 79p.]
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋, 1994, 松江地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 126 p. [Kano, K., Yamauchi, S., Takayasu, K., Matsuura, H. and Bunno, M., 1994, *Geology of the Matsue District*. Quadrangle Series, 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 126 p.]
- Kawakatsu, K. and Yamaguchi, Y., 1987, Successive zoning of amphiboles during progressive oxidation in the Daito-Yokota granitic complex, San-in belt, southwest Japan., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 535–540.
- 河野義礼・植田良夫, 1966, 本邦火成岩の K–Ar dating (V): 西南日本の花崗岩類。岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 191–211. [Kawano, Y. and Ueda, Y., 1966, K–Ar dating on the igneous rocks in Japan (V): Granitic rocks in southwestern Japan. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **56**, 191–211.]
- 河野義礼・植田良夫, 1967, 本邦火成岩の K–Ar dating (VI): 花崗岩類, 総括 K–Ar 岩石鉱物鉱床学会誌, **57**, 177–187. [Kawano, Y. and Ueda, Y., 1967, K–Ar dating on the igneous rocks in Japan (VI): Granitic rocks, summary. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **57**, 177–187.]
- 川野良信, 1994, パーソナルコンピュータを用いた Rb–Sr, Sm–Nd アイソクロン計算プログラム。情報地質, **5**, 13–19. [Kawano, Y., 1994, Calculation program for isochron ages of Rb–Sr and Sm–Nd systems using personal computer. *Geoinformatics*, **5**, 13–19.]
- Kimura, J. and Yamada, Y., 1996, Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *J. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **91**, 62–72.
- LeBel, L., Cocherie, A., Baubron, J. C., Fouillac, A. M. and Hawkesworth, C. J., 1985, A high-K, mantle derived plutonic suite from 'Linga', near Arequipa (Peru). *J. Petrol.*, **26**, 124–148.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., ..., Wooley, A. R., 2002, *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, 2nd ed. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 236p.
- Matsui, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H. and Banno, S., 1977, Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, **100**, 315–324.
- 松浦浩久・鹿野和彦・石塚吉浩・高木哲一, 2005, 本次地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 72p. [Matsuura, H., Kano, K., Ishizuka, Y. and Takagi, T., 2005, *Geology of the Kisuki District*. Quadrangle Series, 1: 50,000, Kisuki, Geol. Surv. Japan, AIST, 72p.]
- 三浦 清, 1966, 島根県加茂町附近の花崗岩類とその崩壊について (I)。岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 256–283. [Miura K., 1966, On the granitic rocks and their collapse at Kamo District Shimane Prefecture. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **56**, 256–283.]
- Murakami, N., 1974a, Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pac. Geol.*, **8**, 139–151.
- 村上允英, 1974b, 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係: とくに西中国を例にして。地団研専報, **18**, 9–31. [Murakami, N., 1974b, Late Mesozoic to early Tertiary acid igneous activity in relation to tectonic movement in the inner side of Southwest Japan, west Chugoku. *Monogr. Assoc. Geol. Collab. Japan*, **18**, 9–31.]
- 村上允英, 1985, 中国地方西部における中生代後期～古第三紀火成活動史。地質雑, **91**, 723–742. [Murakami, N., 1985, Late Mesozoic to Paleogene igneous activity in West Chugoku, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **91**, 723–742.]
- 村上允英・今岡照喜, 1987, 西中国および周辺地域の酸性～中性火成活動。山口大学教養部紀要 村上允英教授記念号, 419p. [Murakami, N. and Imaoka, T., 1987, *Acid to Intermediate Igneous Activity in West Chugoku and Its Adjacent Areas*, Southwest Japan. J. Fac. Lib. Arts Yamaguchi Univ., 419p.]

- Nagasawa, H. and Schnetzler, C. C., 1971, Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 953–968.
- Nash, W. P. and Crecraft H. R., 1985, Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2309–2322.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋, 2005, 山陰中央部における白亜紀～古第三紀火成活動: Rb–Sr アイソクロン年代からの検討. 地質雑, **111**, 123–140. [Nishida, K., Imaoka, T. and Iizumi, S., 2005, Cretaceous–Paleogene magmatism in the central San-in district, Southwest Japan: an examination based on Rb–Sr isochron ages. *J. Geol. Soc. Japan*, **111**, 123–140.]
- 西田和浩・今岡照喜・君波和雄・長松 雄・飯泉 滋, 2013, 西南日本山陰帯と韓国慶尚盆地の花崗岩類における白亜紀最末期の Sr–Nd 同位体組成変化とその意義. 地質雑, **119**, 229–248. [Nishida, K., Imaoka, T., Kiminami, K., Nagamatsu, Y. and Iizumi, S., 2013, Marked change of Sr–Nd isotopic compositions of granitoids in Sanin Belt of SW Japan and Gyeongsang Basin of Korea during the latest Cretaceous, and geologic significance. *J. Geol. Soc. Japan*, **119**, 229–248.]
- Okamoto, K., 1979, Geochemical study on magmatic differentiation of Asama Volcano, central Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **85**, 525–535.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33–47.
- Philpotts, J. A. and Schnetzler, C. C., 1970, Phenocryst–matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 307–322.
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C. V., Golla-Schindler, U. and Collins, L. G., 2007, Hematite in porous red-clouded feldspars: Evidence of large-scale crustal fluid-rock interaction. *Lithos*, **95**, 10–18.
- Rollinson, H., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, London, 352p.
- 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**, 19–34. [Sasada, M., Yamada, N., Sakiyama, T. and Ueda, K., 1979, Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks in the Misasa-Okutsu-Yubara area, eastern Chugoku District, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **17**, 19–34.]
- 先山 徹, 1986, 山陰東部の白亜紀～古第三紀深成岩類の地質学的一岩石学的研究. 広島大地学研報, **26**, 111–194. [Sakiyama, T., 1986, Geological and petrological studies on the late Cretaceous to Paleogene plutonic rocks in the eastern San-in district, Southwest Japan. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, **26**, 111–194.]
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2015, 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2015 年 5 月 29 日版 [Geological Survey of Japan, 2015, *Seamless Digital Map of Japan 1: 200,000, May 29, 2015 Ver.* Geol. Surv. Japan, AIST.]
- Sisson, T. W., 1994, Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem. Geol.*, **117**, 331–344.
- 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.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**, 1–33.
- 須藤 宏・本間弘次・笹田政克・加々美寛雄, 1988, 山陰東部, 三朝・奥津・湯原地域に分布する白亜紀～古第三紀: 火成岩類の Sr 同位体比. 地質雑, **94**, 113–128. [Sudo, H., Honma, H., Sasada, M. and Kagami, H., 1988, Sr isotope ratios of Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks of the Misasa-Okutsu-Yubara area, eastern Sanin Province Southwest Japan., *J. Geol. Soc. Japan*, **94**, 113–128.]
- 出納和基夫・石原舜三, 1966, 島根県, 清久モリブデン鉱床の概要: 本邦モリブデン鉱床の研究(2). 鉱山地質, **16**, 342–352. [Suito, W. and Ishihara, S., 1966, Geology and ore deposits of Seikyu molybdenum mine, Eastern Shimane Prefecture, Japan: Study on molybdenum deposits in Japan(2). *Min. Geol.*, **16**, 342–352.]
- Sun, S.-S. and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **42**, 313–345.
- 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. *J. Geol. Soc. Japan*, **95**, 905–918.
- Takagi, T. and Tsukimura, K., 1997, Genesis of oxidized-and reduced-type granites. *Econ. Geol.*, **92**, 81–86.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Tsusue, A., 1984, Segmented structure in the Cretaceous to early Paleogene granitic batholiths of the Japanese Islands based on statistics of major element chemistry: A reconnaissance study. *Min. Geol.*, **34**, 373–384.
- 瀧本 清・港 種雄・佐野美則, 1965, 島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. [Takimoto, K., Minato, T. and Sano, M., 1965, Studies on the molybdenum deposits of the Daito district, Shimane Prefecture(1'st Report). *Min. Geol.*, **15**, 36–47.]
- 上野宏共, 1987, 岩石の磁気的諸量の国際単位系(SI)とCGS系間の換算. 岩石鉱物鉱床学雑誌, **82**, 441–444. [Ueno, H., 1987, Conversions between SI and CGS units for rocks magnetism. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **82**, 441–444.]
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998, New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **79**, 579.
- 薬師寺亜衣・亀井淳志・柴田知之, 2012, 山陰帯島根県尾原に分布する混成岩および優白質花崗岩の火成活動. 地質雑, **118**, 20–38. [Yakushiji, A., Kamei, A. and Shibata, T., 2012, Igneous activity forming hybrid rocks and leucogranites in the Obara area, San'in zone, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **118**, 20–38.]
- 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 trondhjemite(Fukae mass) in the central part of Saga Prefecture, north-west Kyushu: Implications for magmatic differentiation. *J. Geol. Soc. Japan*, **109**, 518–532.]
- 山本豊穂, 1954, 島根県大東鉱山付近の地質及び鉱床について. 広島大地学研報, **4**, 1–14. [Yamamoto, T., 1954, Geology and ore deposits of the Daito mining District, Shimane Prefecture. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, **4**, 1–14.]
- 山本豊穂, 1968, 大東花崗閃緑岩とモリブデン鉱床の関係について. 地質雑, **74**, 191–192. [Yamamoto, T., 1968, Daito granodiorite cuts molybdenum deposits of Daito mine. *J. Geol. Soc. Japan*, **74**, 191–192.]
- York, D., 1966, Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, **44**, 1079–1086.
- [URL1] 国土交通省, 国土数値情報(Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism(MLIT) of Japan, Digital National Land Information), <https://nlftp.mlit.go.jp/index.html>
- [URL2] 国土地理院, 地理院地図(電子国土 Web) (Geospatial Information Authority of Japan, GSI Maps), <http://maps.gsi.go.jp>

* 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 1. Lithofacies distribution within the study area. Base topographic map provided by the Geospatial Information Authority (GSI) of Japan [URL2].

Appendix 2. Whole-rock and modal compositions and values of magnetic susceptibility for the Daito granodiorite, Hiyodori granite, and Mue granite.

Appendix 3. EPMA data for plagioclase, hornblende, and biotite in the Daito granodiorite.

Appendix 4. EPMA data for magnetite in the Daito granodiorite.

Appendix 5. Partition coefficients and starting compositions utilized in the Rayleigh fractionation modeling.

(著者プロフィール)

野口将志 島根大学大学院自然科学研究科博士前期課程。2021年4月より株式会社オリエンタルコンサルタンツ。本研究では地質調査、試料採取、化学分析、考察、総括および原稿執筆を担当。E-mail: m-noguchi.goat97@outlook.jp

亀井淳志 島根大学環境システム科学系 教授。本研究では企画、考察および原稿執筆を担当。E-mail: kamei-a@riko.shimane-u.ac.jp

鈴木博美 野口眼科・内科・循環器内科。2005年 島根大学総合理工学部卒。本研究では試料採取および分析試料作製を担当。

小林夏子 応用地質株式会社。2017年 島根大学総合理工学部卒。本研究では試料採取および分析試料作製を担当。

(要 旨)

野口将志・亀井淳志・鈴木博美・小林夏子, 2021, 山陰帯島根県雲南地域に分布する大東花崗閃緑岩の火成活動. 地質雑, **127**, 461–478. (Noguchi, M., Kamei, A., Suzuki, H. and Kobayashi, N., 2021, Igneous activity of the Daito granodiorite in the Un-nan area, San'in zone, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **127**, 461–478.)

本研究では西南日本弧の山陰帯に産する大東花崗閃緑岩について、野外の産状、岩石記載、帯磁率測定、および全岩化学分析をもとにその火成活動を明らかとした。この岩体は、1) 苦鉄質包有岩を普遍的に含むこと、2) 自形性の強い普通角閃石もしくは黒雲母を含むこと、3) 磁鉄鉱が苦鉄質鉱物に多く伴われること、4) 高い帯磁率を有すること (5×10^{-3} SI 単位以上) で特徴づけられる。岩相は中～粗粒普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩から中粒黒雲母花崗岩を示し、この変化は斜長石、普通角閃石、および黒雲母の分別結晶作用によって形成されている。本研究により大東花崗閃緑岩の地質図は大幅に改訂され、その結果として貫入時期は約 57 Ma と判明した。既存研究も含めて火成活動を考察すると、大東花崗閃緑岩は山陰バソリスの因美新期貫入岩類 (68～53 Ma) における暁新世の火成岩体に位置づけられる。

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい。詳しくは、以下のサイトをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会