巡検案内書

岐阜県西部・揖斐川町春日地域の火成岩と接触変成岩*

Igneous and metamorphic rocks in Kasuga region, western Gifu Prefecture, Japan*

榎並正樹¹ 瀬瀬佑衣² 加藤丈典¹
壺井基裕³ 丹羽健文⁴

Masaki Enami¹, Yui Kouketsu²,
Takenori Kato¹, Motohiro Tsuboi³, and
Takefumi Niwa⁴

2020年1月31日受付.

2021年3月27日受理.

* 日本地質学会第128年学術大会(2021年9月
名古屋)巡検(Eコース)案内書

¹ 名古屋大学宇宙地球環境研究所

Institute for Earth-Space Environmental Re-
search, Nagoya University, Chikusa-ku, Na-
goya 464-8601, Japan

² 名古屋大学環境学研究科

Graduate School of Environmental Studies,
Nagoya University, Chikusa-ku, Nagoya 464-
8601, Japan

³ 関西学院大学生命環境学部

School of Biological and Environmental Sci-
ences, Kwansei Gakuin University, 2-1
Gakuen, Sanda, Hyogo 669-1337, Japan

⁴ 名古屋鉱物同好会

Mineralogical Society of Nagoya

Corresponding author: M. Enami,
enami@nagoya-u.jp

概要

岐阜県西部には、チャート、泥岩や石灰岩などの堆積岩類や塩基性火山岩類などからなるジュラ紀の付加体が広く分布する。白亜紀に貫入した貝月山花崗岩体は、周囲の岩石に接触変成作用をあたえており、特に岩体の南部や東部では幅3–4 kmにおよぶ広範囲にわたって再結晶が進行している。そして、方解石–ドロマイト地質温度計とラマン炭質物温度計によって温度構造が定量的に論じられており、典型的な接触変成帯を連続的に観察するのに適した地域である。さらに、接触変成帯中には再結晶石灰岩が広く分布しており、累進的な変成流体の組成変化が論じられている。また、接触部近傍は花崗岩固結時に放出された熱水によって交代作用を受けており、その程度に応じて発達するさまざまなスカルンや交代脈を観察できる。今回の巡検では、接触変成帯高温部を中心にスカルン、ホルンフェルスや交代作用を受けた塩基性岩とあわせて、貝月山花崗岩本体や接触変成帯中に貫入しているランプロファイア岩脈を見学する予定である。

Keywords

接触変成作用, 交代作用, スカルン, ホルンフェルス, 花崗岩, ランプロファイア
contact metamorphism, metasomatism, skarn, hornfels, granite, lamprophyre

地形図

1:25,000 「美東(みつか)」

見学コース

8:00 名古屋大学東山キャンパス豊田講堂前出発→名神高速道路(羽島PA)→かすがもりもり村→揖斐川町(旧春日村)春日川合
—春日美東地区→かすがもりもり村→16:00 大垣駅→名神高速道路→17:00 名古屋大学東山キャンパス

見学地点

Stop 1a-e (35°28'20"N, 136°27'08"E) 貝月山花崗岩, ホルンフェルスやスカルンの露頭
Stop 2 (35°28'28"N, 136°27'04"E) 貝月山花崗岩
Stop 3 (35°28'17"N, 136°27'21"E) ランプロファイア岩脈
Stop 4 (35°28'11"N, 136°27'20"E) 再結晶したチャートと石灰岩

(注)第128年学術大会の巡検は新型コロナウイルス感染拡大防止のため、全コース中止となった。

はじめに

岐阜—滋賀県境一帯には、ジュラ紀の付加体である美濃—丹波帯の堆積岩・火成岩類が広く分布している。また、白亜紀には花崗岩類が貫入し、周囲の岩石に接触変成作用をあたえている。その様子は、岐阜県西部の揖斐川町春日地域(旧揖斐郡春日村)に分布する貝月山花崗岩体の南部に幅3 km以上の接触変成帯として特によく観察され、鈴木(1975)、Suzuki(1977)、和田・鈴木(1978)や斎藤・沢田(2000)によって詳しく研究されている。この接触変成作用で再結晶した泥質ホルンフェルス中には堇青石などが、そして結晶質炭酸塩岩類中には珪灰石をはじめとするさまざまなスカルン鉱物が産する。特にドロマイト岩を原岩とする部分には、苦土カンラン石やスピネルなどMgに富む鉱物が見られるが、このようなドロマイトスカルンが広域的に分布する例は、国内では他にほとんど知られていない。スカルンや塩基性ホルンフェルス(変塩基性火山岩類)中には、接触変成作用に関係したさまざまな交代脈が発達しており、酸性マグマが固化する際に放出される熱水をはじめとして、変成作用に関係した流体の多様性を議論するうえで、格好な地域でもある。なお、本地域には、花崗岩類のほかに、閃緑斑岩や石英閃緑岩、安山岩や玄武岩など全岩組成も貫入年代(95–17 Ma)も多岐にわたる岩脈が貫入している(斎藤・沢田, 2000)。

春日地域は、1999年に開催された日本地質学会第106年学術大会(名古屋)でも巡検コースとして紹介されている。本

論は、その際の巡検案内書(榎並ほか, 1999)と、それ以前に鈴木(1975)、Suzuki(1977)、和田・鈴木(1978)やSuzuki and Shiraki(1980)によって報告されていた情報・議論を基本とし、新たに得られた貝月山花崗岩類の岩石学的データ(例えば、Hong Mei et al., 2019)も加えて準備したものである。ここで用いた地質情報、変成岩および交代変成作用を受けた岩石やランプロファイア岩脈の記載データなどは、主に故鈴木和博博士が、名古屋大学大学院院生時代に行われ、その後上記の論文として公表された成果である。それから40–45年が経過しデータの解析方法などは大きく進歩したが、これら公表された詳細なデータそれ自身の重要性は今なお色あせてはいない。著者一同、本巡検案内書を、故鈴木和博博士に献げます。

地質概説

岐阜県中・西部から滋賀県にかけての地域には、ジュラ紀付加体である美濃—丹波帯が広く分布し、そこに白亜紀の花崗岩類が貫入している(Fig. 1a)。伊吹山の北方、岐阜県西部に位置する貝月山花崗岩はそのような貫入岩体のひとつである。貝月山花崗岩体の周囲に分布する美濃帯の岩石は、構造的上位の北部から下位の南部に向かって衝上断層で境された次の5ユニットに区分されている(脇田, 1991; 斎藤・沢田, 2000)。

かしまがり
榎曲ユニット：緑色岩に富むメランジュ

さもんどけ
左門岳ユニット：チャート砕屑岩コンプレックス

Fig. 1. (a) Distribution of Cretaceous granitoids around Lake Biwa, central Japan (Hong Mei et al., 2019; used with permission). The shaded area represents the Jurassic accretionary complex of the Mino–Tamba belt, granitoids of the Ryoke belt, the Koto rhyolite, and Neogene and Quaternary sedimentary rocks. (b) Geological map of the Kaizuki-yama granitoid and the surrounding Mino belt showing variations in plagioclase composition (simplified from Fig. 1 of Hong Mei et al., 2019). Abbreviations for lithologies: Hbl-granite; hornblende-granite; porphyritic Hbl-granodiorite, porphyritic hornblende-granodiorite; Ms-granite, muscovite-granite.

Fig. 2. Lithofacies distribution and geological cross-sections of the Kasugakawai-Kasugamitsuka area of Ibigawa-cho in Gifu Prefecture, central Japan (modified from Fig. 1 of Suzuki, 1975). The locations of the profiles are shown by bold solid lines. Faults are indicated by solid lines; dashed where inferred.

ふなふせやま

舟伏山ユニット：ペルム紀の緑色岩や石灰岩に富むメランジュ

くぜ
久瀬ユニット：堆積岩ブロックに富むメランジュ

なび
那比ユニット：チャートブロックに富むメランジュ

見学対象とする揖斐川町春日川合-春日美東地区には、貝月山花崗岩体の南端部分と舟伏山ユニットもしくは那比ユニットに属する中期ジュラ紀の砂質-泥質岩、チャート、塩基性火山岩類や炭酸塩岩が分布しており、堆積岩類の一般走向は $N30-70^{\circ}E$ 、傾斜は $40-80^{\circ}SE$ である (Fig. 2: 鈴木, 1975; 斎藤, 1993; 斎藤・沢田, 2000)。塩基性火山岩類は、花崗岩体の周辺に厚さ 1-10 m の層として産することが多く、炭酸塩岩や泥質岩などの薄層を挟んで反復している。炭酸塩岩は、石灰岩とドロマイト岩からなり、層厚数 m-十数 m のレンズ状岩体として産することが多い。これらの岩石は、しばしば大小のチャートノジュールを含む。

貝月山花崗岩体は、今回の見学地域の北北西約 6 km に位置する貝月山 ($35^{\circ}31'5''N$, $136^{\circ}25'19''E$) を中心に南北 14 km・東西 11 km の楕円状に露出し、周囲の美濃帯の岩石に接触変成作用をあたえている。その東側には南北 4 km・東

西 1.5 km の小規模な三田倉岩体が分布している (Fig. 1b)。斎藤・沢田 (2000) は、両岩体周囲の変成度は標高が高くなるほど低下する傾向にある点や、花崗岩体と周囲の岩石との境界が一般に調査地域全体にわたって岩体の外側に向かってゆるく傾斜していることから、ふたつの岩体は地下では連続しており、間に分布する変堆積岩類はループをなしているとしている。花崗岩体およびその周囲には、アプライト脈やpegmatite脈が多産する。

貝月山岩体と同様に美濃-丹波帯に貫入する白亜紀後期花崗岩体は、琵琶湖南部にも環状に分布する (Fig. 1a)。それらのうち比良岩体からは 78.2 ± 3.9 Ma (全岩 Rb-Sr アイソクロン年代)、鈴鹿岩体からは 79.7 ± 3.5 Ma (全岩 Rb-Sr アイソクロン年代) と 74.4 ± 0.1 Ma (全岩・鉱物 Rb-Sr アイソクロン年代) の年代が報告されている (沢田ほか, 1994)。これに対し、貝月山岩体からは、 96.4 ± 4.8 Ma (全岩 Rb-Sr アイソクロン年代) と 94.1 ± 5.0 Ma (鉱物 Rb-Sr 年代) と有意に古い年代が報告されている (沢田ほか, 1994)。また斎藤・沢田 (2000) によって 98.8 ± 4.9 ・ 94.6 ± 4.7 Ma (黒雲母) と 95.9 ± 4.8 Ma (白雲母) と、Rb-Sr 年代とほぼ同じ K-Ar 年代が報告されている。これまでに

Fig. 3. Radiometric ages of the Kaizuki-yama granitoids and dikes that intrude the granitoids and surrounding sedimentary rocks (revised from Fig. 3 of Hong Mei et al., 2019). Abbreviations for minerals are: Bt, biotite; Kfs, K-feldspar; Pl, plagioclase.

報告されている年代測定値を Fig. 3 にまとめた。

美濃帯構成岩類と花崗岩類を貫いて、地質図に表現できるサイズから幅数十 cm の多数の岩脈が認められ、それらは白雲母花崗岩、閃緑斑岩、石英閃緑岩、安山岩から玄武岩と全岩組成が多岐にわたる(斎藤・沢田, 2000)。また、貫入時期もさまざまで、斎藤・沢田(2000)は、K-Ar 年代値および産状から、貫入時期を花崗岩と同時期(95 Ma ±: 白雲母花崗岩), 81 Ma ±(閃緑斑岩), 70 Ma ±(石英閃緑岩や玄武

岩), 56 Ma ±(安山岩), そして 17 Ma ±(安山岩)の 5 ステージに区分した(Fig. 3)。花崗岩体形成後に貫入した岩脈の走向は、NS 方向が卓越している。Suzuki and Shiraki (1980) がスペッサルタイトとして記載した初生的なクロムスピネルを含む高 Mg 安山岩質の岩脈もそのほとんどが NS 走向を示している(本論ではより包括的な名称であるランプロファイアの名称を用いる)。このランプロファイアは、「ランプロファイア岩脈」の章で述べるように、斎藤・沢田(2000)が石英閃緑岩-閃緑斑岩と記載したいくつかの試料と類似の全岩化学組成を有している。したがって、岩石名は異なるが両者は起源を同じくする火成活動によって形成された可能性が高く、ランプロファイアの貫入時期は石英閃緑岩-閃緑斑岩と同じく 80–70 Ma であると推測される。

貝月山・三田倉花崗岩体

貝月山岩体は、粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩からなり、全体としては塊状で等粒状であるが、一部は石英や長石類の斑晶で特徴付けられる斑状組織を示す。そして、岩体中心部ではカリ長石の巨晶を含む斑状の粗粒角閃石含有黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩をともなう。また、少量の中粒白雲母花崗岩も分布する(斎藤・沢田, 2000)。杉井・沢田(1999)は、岩体の中心部は周辺部に比べて斜長石/カリ長石モード比、色指数や帯磁率が相対的に低いことを報告し、全体として累帯深成岩体を形成しているとした。一方、三田倉岩体は粗粒白雲母含有黒雲母花崗岩を主岩相とするが、一部に中粒白雲母花崗岩をともなう(斎藤・沢田, 2000)。

全岩 SiO₂ 濃度は貝月山岩体 60 試料で 66.5–75.9 wt% であるのに対し、三田倉岩体 6 試料では 71.4–74.9 wt% と、三田倉岩体が全体的に SiO₂ に富む範囲に集中する組成を有する(Figs. 4, 5)。改変アルカリ-石灰指標[Modified alka-

Fig. 4. Whole-rock composition of the Kaizuki-yama and Mitakura granitoids plotted on the Frost et al. (2001) diagrams: (a) SiO₂-modified alkali-lime index (MALI = Na₂O + K₂O - CaO); and (b) SiO₂-aluminum saturation index (ASI = molar Al₂O₃/(CaO-3.33 P₂O₅ + Na₂O + K₂O)). Data are from Suzuki (1975), Sugii and Sawada (1999), Saito and Sawada (2000), and Hong Mei et al. (2019).

Fig. 5. Whole-rock compositions of the Kaizuki-yama and Mitakura granitoids. Data are from Suzuki (1975), Sugii and Sawada (1999), Saito and Sawada (2000), and Hong Mei et al. (2019). FeO* indicates total iron as FeO.

li-lime index : $MALI = Na_2O + K_2O - CaO$ (wt%) (Frost et al., 2001)は、3.5–8.1 (貝月山岩体) および 5.5–8.1 (三田倉岩体) と、三田倉岩体が高い傾向にあるが、いずれも Frost et al. (2001) によるカルク–アルカリ岩系列に属する (Fig. 4a). アルミナ飽和度 [alumina saturation index : $ASI = \text{molar } Al_2O_3 / (CaO - 3.33P_2O_5 + Na_2O + K_2O)$] (Frost et al., 2001) は、貝月山岩体および三田倉岩体において、それぞれ 1.0–1.3 および 1.1–1.3 であり、全体としてパーアルミナス的組成を示す (Fig. 4b). 主要元素のうち Al_2O_3 , $FeO^* + MgO$ や CaO は SiO_2 と負の相関を持ち、 $Na_2O + K_2O$ は正の相関を示す (Fig. 5 : FeO^* は全鉄を FeO とした時の値を示す). これら花崗岩類の全岩化学組成の詳細については、榎並ほか (1999), Hong Mei et al. (2019) およびそれらで引用されている文献を参照されたい. 貝月山岩体について、その固結年代を 95 Ma であると仮定して求めた全岩の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初生値は 0.70676–0.70750 であり (Hong Mei et al., 2019), 沢田ほか (1994) がすでに指摘しているように琵琶湖南部に分布する白亜紀後期花崗岩体に比べて低い値を持つ : 貝月山花崗岩 (0.70687–0.70704), 比良花崗岩 (0.70914), 鈴鹿花崗岩 (0.70984–0.70989).

春日川合–春日美東地区に見られる貝月山岩体南部の主な岩相は、中–粗粒で塊状の花崗閃緑岩もしくは石英モンゾニ岩であり、主要構成鉱物は、斜長石 (30–40%), 石英 (25–35%), カリ長石 (20–25%), 黒雲母 (8–14%) および角閃

石 (0–2%) である (鈴木, 1975). また、チタン鉄鉱、リン灰石、ジルコン、チタナイト、モナズ石、褐れん石や電気石が副成分鉱物として産し、ざくろ石や白雲母が認められることもある. 貝月山岩体において、全体にわたってモード組成は変化するものの類似の鉱物組合せを有する [Hong Mei et al. (2019) の Table 1 参照].

角閃石はほとんどの場合、半自形–他形であり、黒雲母や長石類とともにモザイク状の集合体を形成する. 劈開に沿う部分や結晶の周囲の二次的に形成されたアクチノ閃石質の部分を除くと、大部分はホルンブレンドの組成を有する (Hong Mei et al., 2019). まれにではあるが、角閃石は斜長石に包有されることがあり、それらは変質した部分を除くと独立した結晶として基質に産する角閃石と比べ Al_2O_3 に富むパーガス閃石である (Fig. 6). 黒雲母は独立した結晶として産するもの [試料毎の平均値 : $Si = 2.76–2.82$ atom per formula unit for (apfu) $O = 11$; $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+}) = 0.36–0.38$] と斜長石の包有物として産するもの ($Si = 2.76–2.77$ apfu; $Mg\# = 0.36–0.37$) があり、両者が共存する場合は互いに類似した組成範囲を有する (Hong Mei et al., 2019). TiO_2 および BaO 濃度は、それぞれ 4.3 wt% および 0.6 wt% に達する. 代表的な構成鉱物の化学組成は、Hong Mei et al. (2019) を参照されたい.

貝月山岩体の斜長石の多くは、結晶の中心部から周辺部にかけて灰長石 (An) 成分が減少し、多くの結晶では中心部で

Fig. 6. Compositional range of amphiboles in sample R68350 from the Kaizuki-yama granitoids (Hong Mei et al., 2019; used with permission). Amphibole nomenclature follows Leake et al. (1997). Abbreviations for amphiboles are: Fact, ferro-actinolite; Fed, ferro-edenite; Fhb, ferro-hornblende; Fprg, ferropargasite; Fts, ferrotschermakite.

An_{30-40} 周辺部では An_{20} 前後の組成を示すが、これらと共存して最大 An_{91} に達する An に富む斜長石を含む花崗岩試料が広く産することが報告されている (Figs. 1b, 7: Hong Mei et al., 2019). 多くの場合、この An 成分に富む斜長石は粒子のコアとして認められ、そのコア部と周辺部の境界は An 成分量の不連続な変化により明瞭に認識される [Fig. 8a: Hong Mei et al. (2019) の Figs. 7a, 8a 参照]. また、コアは主に $An > 65$ であり、以下では、そのような斜長石を Ca 斜長石 (calcic plagioclase) と呼ぶ。 Ca 斜長石は、まれには不明瞭な外形を示す星雲状 (nebular) のコアや結晶の途中に発達する幅 50–150 μm 程度の狭い帯として産することもある (Fig. 8b). 星雲状のコアは、部分的に An 成分に乏しい斜長石やプレーナイトの集合体をともなうことがある [Hong Mei et al. (2019) の Figs. 7b–d 参照]. なお、 Ca 斜長石は、まれにはあるが方解石を包有することがある (Fig. 8).

このような Ca 斜長石は、いくつかの酸性深成岩から報告されている (最大 An_{87-92}). そして、それらは酸性岩と同源の塩基性マグマから初期に晶出したものが、結晶分化作用とマグマの対流によって、後に晶出した斜長石に取り込まれた (Blundy and Shimizu, 1991), もしくは Ca 斜長石を含む塩基性マグマが酸性マグマ中に注入した結果である (Janoušek et al., 2004) と考えられている。いずれにしても、これらの説は、 Ca 斜長石は塩基性マグマに由来し、塩基性、酸性両マグマの混合が本質的な役割を果たしていると強調している。これに対し、杉井・沢田 (1999) や斎藤・沢田 (2000) の詳細な研究によれば、貝月山岩体では、同源の

Fig. 7. Cumulative plot of anorthite content of plagioclase in 13 samples from the Kaizuki-yama granitoids reported in Fig. 6 of Hong Mei et al., 2019. Compositions of about An_{50-60} are usually from nebular calcic core shown in Fig. 8b. Sodic compositions with $An_{<20}$ are mostly from saussuritized or rim parts.

な塩基性マグマの痕跡は報告されておらず、また、塩基性岩脈は花崗岩体や周囲の美濃帯堆積岩類に認められるが、産状や放射年代はそれらが明らかに花崗岩体固結以降に活動したことを示しており、 Ca 斜長石の起源と見なすことはできない。 Hong Mei et al. (2019) は、比較的広範囲に認められる Ca 斜長石が早期晶出結晶 (antecryst) であるとは考えにくく、もし仮に、大量の酸性マグマの固結過程でそれより少量の塩基性マグマの注入があったとしても、両マグマのソリダス温度を考慮すると、塩基性マグマは急冷されると考えられることから、両者が効率的にマグマ混合をおこすことは困難であるとした。そして、彼女らは、(1) 岩体周囲に広く石灰質の岩相が分布すること、(2) それら美濃帯の堆積岩類は花崗岩体をループ状に覆っていることから (斎藤・沢田, 2000, 2001), 美濃帯との接触部に近い花崗岩体周縁部が広く露出している可能性があること、(3) Fig. 8 に示すように Ca 斜長石はコア部分のみならず成長の途中部分にも認められることや、(4) Ca 斜長石は方解石をともなうことがある点に注目した。そのうえで、マグマ固結のさまざまな段階で石灰質の岩相の同化がおこったことを想定し、 Ca 斜長石が局所的に形成された CaO に富むマグマから晶出し、さらには外来結晶としても混入するモデルを提唱している。なお、 Ca 斜長石はさまざまな深度で形成された試料中に産する [Hong Mei et al. (2019) の Fig. 10 参照]. このことは上記のモデルと調和的である。

接触変成作用

1. 温度構造

塩基性岩・泥質岩中の黒雲母出現で接触変成帯の低温限界

Fig. 8. Ca K α X-ray maps of plagioclase and inclusions in samples R68350 (a) and R68366 (b) from the Kaizuki-yama granitoids (Hong Mei et al., 2019; used with permission). Abbreviations for minerals are: Amp, amphibole; Bt, biotite; Cal, calcite; C-Pl, calcic plagioclase; Kfs, K-feldspar; S-Pl, sodic plagioclase; Tur, tourmaline.

を定義すると、接触変成帯は、貝月山花崗岩体の南側で約 3 km と広い幅を持つ (Fig. 9; 鈴木, 1975). 同様に、岩体の東側においても特に三田倉岩体周辺を中心に 2.5–3 km と広い接触変成帯が確認されている (斎藤・沢田, 2000). これに対し、西側や北側では 0.8–1.5 km と狭くなっている。これは、岩体と周囲の岩石の境界の傾きが南側や東側では緩やかで、熱源となった花崗岩が広く伏在しているためであろう。後に述べる堇青石出現線よりも高温側の変成温度は、Suzuki (1977) により方解石–ドロマイト地質温度計を用いてドロマイト大理石に関して詳しく見積もられている。その後、ラマン炭質物地質温度計により泥質ホルンフェルスに対して低温領域を含めた変成温度の見積もりが行われ (Aoya et al., 2010), それらは互いにより一致を示す。そして、黒雲母出現線付近では約 340°C、花崗岩の接触部付近では 640°C もしくはそれ以上の値が得られている (Figs. 9, 10a). なお、本論においては、後述の変成反応の解説を補足するために、ラマン炭質物温度計を用いた温度推定を追加で行った [Fig. 9; 分析方法・分析条件については Aoya et al. (2010) および Kouketsu et al. (2014) を参照]. これらの結果も、方解石–ドロマイト地質温度計による見積もりとよい一致を示す。

2. 変成反応

累進変成作用による鉱物共生の変化は、塩基性岩・泥質岩および炭酸塩岩 (以下では、再結晶した石灰岩やドロマイト岩を、特に断らない限り一括してドロマイト大理石と呼ぶ) について鈴木 (1975) および Suzuki (1977) によって詳細が報告されている。そして、それらの記載をもとに、反応式が特定しやすい泥質岩とドロマイト大理石について鉱物共生関係が解析されている (Suzuki, 1977; 榎並ほか, 1999). ここでは、主にその解析結果と議論にもとづいて春日地域の変成反応を紹介する。

泥質ホルンフェルス 鈴木 (1975) により、低温側から順に、

Fig. 9. Metamorphic zone map and A ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 3\text{K}_2\text{O}$ or $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$)-F (FeO)-M (MgO) diagrams showing possible mineral reaction relationships of the Kaizuki-yama contact aureole based on mineral assemblages of pelitic lithology [compilation of Fig. 2 of Suzuki (1975), Fig. 1 of Suzuki (1977), and Fig. 2 of Enami et al. (1999)] and metamorphic temperatures estimated by Raman carbonaceous-material geothermometry (Aoya et al., 2010; this study). Isothermal lines are based on the metamorphic temperatures estimated from the dolomite-calcite (Suzuki, 1977) and Raman carbonaceous-material geothermometries. Abbreviations for minerals are: And, andalusite; Bt, biotite; Chl, chlorite; Crd, cordierite; Grt, garnet; Kfs, K-feldspar; Ms, muscovite; Qz, quartz.

黒雲母・ざくろ石・堇青石出現線および白雲母消滅線が識別され広域的温度構造が議論されている (Fig. 9). なお、化学組成は公表されていないが、榎並ほか (1999) で述べられているように、ざくろ石出現線近傍のざくろ石は著しく MnO

に富んでおり、その安定関係を AFM 図では議論できない。本論でもこれに従い、ざくろ石出現線は扱わないことにする。以下、(1), (2), (4)および(5)の反応式は、榎並ほか(1999)による鉱物共生関係の解析に基づく。

黒雲母の出現は、次に示す反応(1)で定義できる。

なお、ラマン炭質物地質温度計によって、黒雲母出現線付近では約 340°C、それよりもおよそ 0.6 km 低変成度側(南側)では約 310°C、0.7 km 高変成度側(北側)では約 370°C の変成温度が得られている(Fig. 9)。堇青石出現線より低変成度側における、主要な鉱物組み合わせは、黒雲母 + 白雲母 + 緑泥石 + ざくろ石である。

堇青石出現線(約 460°C)付近になると緑泥石は不安定となり、代わりに堇青石 + 黒雲母の共生が普遍的となる。主要な鉱物組み合わせは、黒雲母 + 白雲母 + 堇青石、黒雲母 + 白雲母 + カリ長石および紅柱石 + 堇青石 + 白雲母であり、この場合、堇青石の出現は反応(2)で説明される。

なお、Ikeda(1998)による柳井地域領家帯の研究では、反応(2)がおこるよりも低温条件で緑泥石が不安定になることが報告されている。貝月山花崗岩体周囲の接触変成帯において、堇青石出現線付近での緑泥石の安定関係は詳細に論じられておらず、反応(2)が最初の堇青石出現反応となっていたか不明な点はある。また、Nakamura(1995)は、大文字接触変成帯の研究において、カリ長石をともなう堇青石の出現を次の反応(3)で説明した。

白雲母消滅線より高温側では、次の反応(4)がおこり、紅柱石 + カリ長石の共生が安定となる。したがって、花崗岩体近傍における変成圧力の上限は 0.2 GPa ($T = 610^\circ\text{C}$)、変成温度範囲は 560–680°C ($P = 0.1 \text{ GPa}$) と見積もられる。

この変成条件は、方解石–ドロマイトおよびラマン炭質物両地質温度計によって見積もられている温度条件(約 610–650°C)と調和的である。

なお、この花崗岩体近傍では、ざくろ石 + 堇青石 + カリ長石 + 黒雲母や堇青石 + カリ長石 + 紅柱石の共生が出現するが、紅柱石と黒雲母の共存は認められない(鈴木, 1975)。一般に、このことは、次の反応(5)によって説明される(Spear and Cheney, 1989)。

しかし、前述したように、ざくろ石の出現はスペッカルティン成分の固溶に大きく依存するので、上記の花崗岩体近

傍の鉱物共生の違いは、全岩組成の影響によるざくろ石の安定化と白雲母 + 石英の分解という、互いに独立した要因の複合で説明できるかもしれない。

ドロマイト大理石 Suzuki(1977)は、珪質ドロマイト大理石の鉱物共生から低温側から順に、滑石、そしてトレモラ閃石 + 方解石、透輝石 + ドロマイトおよび苦土カンラン石 + 透輝石の組合せの出現線を定義した(Fig. 10a)。また、図上には示されていないが、珪灰石の出現も接触変成帯高温部の形成条件を議論する上で重要である。これらの鉱物共生の安定領域と変成温度および変成流体組成の関係は、Suzuki(1977)および榎並ほか(1999)によって論じられている。榎並ほか(1999)はこれらの鉱物共生関係を検討するため、 H_2O および CO_2 からなる変成流体が過剰成分であるとし、圧力が 0.1 GPa および 0.2 GPa の場合について $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ 系の相図を計算した。榎並ほか(1999)では、THERMOCALC ver. 2.75 (Holland and Powell, 1998)を用いた計算結果に基づき議論しているが、本論では THERMOCALC ver. 3.33 および改定された熱力学データにより描かれた再計算結果(Fig. 10b)を用いて鉱物共生関係を説明する。反応式を検討する際に用いた鉱物の組成式は Holland and Powell(1998)に、鉱物の略号は Whitney and Evans(2010)にしたがった。なお、以下で論じる(6)以降の反応は、榎並ほか(1999)で提案されたものと同様である。また、榎並ほか(1999)に従い、マグネサイトは考慮せず、全岩化学組成は苦土かんらん石–ドロマイト・タイラインよりも MgO に乏しい領域のみを扱った。加えて、 $X(\text{CO}_2) \geq 0.9$ 以上の CO_2 に富む条件において、エンスタタイトが安定となる不変点が出現するが、春日地域の接触変成帯からエンスタタイトを含む共生は報告されていないため図には表現しなかった。

方解石を含む試料の場合、滑石の出現は反応(6)で定義できる。

この反応は不変点[I]よりも低 $X(\text{CO}_2)$ 側で安定であり、 $P = 0.1 \text{ GPa}$ の場合、反応がおこる温度および $X(\text{CO}_2)$ の上限はそれぞれ 410°C および 0.64 である [$P = 0.2 \text{ GPa}$ の場合は、 $T \leq 440^\circ\text{C}$, $X(\text{CO}_2) \leq 0.48$: 以下同様]。

トレモラ閃石 + 方解石の組合せの出現は、不変点[I]よりも低 $X(\text{CO}_2)$ 条件下では反応(7)で、高 $X(\text{CO}_2)$ 条件下では反応(8)によって定義される。

反応(8)は、Fig. 10b の不変点[II]よりも低 $X(\text{CO}_2)$ 側で安定であり、 $P = 0.1 \text{ GPa}$ の場合、温度および $X(\text{CO}_2)$ の上限はそれぞれ 460°C および 0.97 である [$P = 0.2 \text{ GPa}$ の場合は、 $T \leq 505^\circ\text{C}$, $X(\text{CO}_2) \leq 0.96$]。なお、石英を含む大理石において、ドロマイトの安定温度の上限は、反応(6)お

Fig. 10. (a) Metamorphic zone map of the Kaizuki-yama contact aureole, based on mineral assemblages of siliceous dolomite marble, showing metamorphic temperatures ($^{\circ}\text{C}$) estimated by calcite-dolomite geothermometry for locations in solid dots (modified from Fig. 1 of Suzuki, 1977) and (b) isobaric $X(\text{CO}_2)$ - temperature diagram in the $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ system at $P = 0.1$ GPa (revised from Enami et al., 1999). The diagram was recalculated using THERMOCALC ver. 3.33 (Holland and Powell, 1998, updated in June 2009). Shaded areas in the trigonal diagrams indicate stable calcite-bearing assemblages. Abbreviations for minerals are: Cal, calcite; Di, diopside; Dol, dolomite; Fo, forsterite; Qz, quartz; Tlc, talc; Tr, tremolite; Wo, wollastonite.

よび(8)で定義される。すなわち、ドロマイト + 石英の共生は、低温大理石を特徴付ける共生である。同様に、方解石を含む大理石では、滑石の安定領域の高温側は石英の有無によって、それぞれ上記の反応(7)もしくは次の反応(9)によって定義される。

したがって反応(6)も合わせて考えると、滑石 + 方解石の出現は、相対的に低 $X(\text{CO}_2)$ 条件かつ低温の狭い温度条件を示している。

透輝石 + ドロマイトの組合せの出現は、反応(10)で定義できる。

透輝石 + ドロマイトの共生は、不変点[II]と[III]の間の比較的高 $X(\text{CO}_2)$ 条件かつ石英を含まない大理石において安定であり、温度および $X(\text{CO}_2)$ の下限はそれぞれ 460°C

および 0.51 である [$P = 0.2$ GPa の場合, $T \geq 505^{\circ}\text{C}$, $X(\text{CO}_2) \geq 0.31$]。なお、透輝石 + ドロマイトの安定領域の高温側は、次の反応(11)によって定義され、この共生は比較的高温かつ高 $X(\text{CO}_2)$ 条件下を示す。

方解石を含む大理石では、苦土カンラン石 + 透輝石の組合せの出現は、不変点[III]よりも高温・高 $X(\text{CO}_2)$ 条件下では上記の反応(11)で、低温・低 $X(\text{CO}_2)$ 条件下では次の反応(12)で定義される。

この組合せは、石英を含まない大理石では、比較的高温条件において広く安定である。なお、春日地域において、変成温度が上昇しても $X(\text{CO}_2)$ 値が、透輝石 + 3 ドロマイトの出現時よりも低下しなかったと仮定すると、苦土カンラン石 + 透輝石の組合せの出現は、 540°C 以上の温度を示す [$P =$

Table 1. Comparison of metamorphic temperatures estimated by conventional geothermometry and petrogenetic grids (cf. Fig. 10).

Isograd	Dol - Cal solvus*	Reaction**	THERMOCALC† at 0.1 GPa
Tlc in	430–435 °C	(6)	≤ 410 °C (≤ 440 °C)‡
Tr - Cal in	465 °C	(7)	≤ 410 °C (≤ 440 °C)
		(8)	410–460 °C (440–505 °C)
Di + Dol out	555 °C	(10)	460–540 °C (505–575 °C)
Fo - Di in	595 °C	(11)	≥ 540 °C (≥ 575 °C)

*Suzuki (1977)

**Reactions discussed in the text.

†Holland and Powell (1998) ver.3.33

‡Temperature condition in parentheses is calculated at P = 0.2 GPa.

0.2 GPa の場合, $T \geq 575^\circ\text{C}$].

大理石で最も高温条件を示すものは、珪灰石 [反応 (13) の右辺] であり、その安定領域の下限は $X(\text{CO}_2) = 0.4$ と仮定すると、 $P = 0.1$ GPa および 0.2 GPa で、それぞれ 570°C および 640°C である。この点は、方解石–ドロマイトおよびラマン炭質物両地質温度計で見積もられている花崗岩との接触部付近の温度が 640°C もしくはそれ以上であることや珪灰石が花崗岩との境界から少なくとも $450\text{--}500$ m の範囲で広く確認される事と調和的である。

ところで、Suzuki (1977) のデータによると、方解石–ドロマイト地質温度計で見積もられた各アイソグラッド付近の変成温度は、熱力学計算によって求めた単変曲線の温度条件よりも高温条件を示し、その傾向は特に高温部において著しい (Fig. 10, Table 1)。Suzuki (1977) も、単変曲線は圧力が上昇するにしたがい高温側にシフトすることを考慮し、この天然の産状と熱力学的制約の食い違いを、反応の進行にともない閉鎖系に封じ込められた流体がその圧力を上昇させるというモデルで説明した。

交代作用と交代脈

貫入した貝月山花崗岩は、周囲の岩石に熱ばかりでなく、マグマが固結する際に放出した流体を主要な起源とする変成流体を介して、周囲の美濃帯の堆積岩類や火成岩類にさまざまな影響をあたえている。それらのうち著しいものは、カリウム交代作用とスカルンに発達する交代脈の形成である (鈴木, 1975)。これら交代作用および交代脈については、主に鈴木 (1975) や榎並ほか (1999) により詳細な研究がなされ、化学組成が示されている。以下では、榎並ほか (1999) の記述内容を中心に紹介する。なお、見学地点における解説を補足するため、塩基性ホルンフェルス中の脈 (Stop 1c) については母岩部との境界をまたいだ組成マッピングを (後述する Fig. 13)、塩基性ノジュール (Stop 1d) については構成鉱物の化学組成分析を行った (後述する Supplementary Table S1)。これらの分析方法・分析条件の詳細は Enami et al. (2017) を参照されたい。また、ざくろ石およびスピネルの $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 値は Droop (1987) にしたがって見積もった。

Fig. 11. Schematic illustration showing the occurrence of basic hornfels in the contact aureole (modified from Fig. 6 of Suzuki, 1975). Abbreviations for lithologies are: Ampl, amphibolite; Hbl-Pl rock, brown hornblende-plagioclase rock; Bt-Pl rock, biotite-plagioclase rock; Bt-Mag-Kfs rock, biotite-magnetite-K-feldspar rock; Grn, granite; CPa, clinopyroxene-plagioclase aggregate; GCPv, garnet-clinopyroxene-plagioclase vein; CPv, clinopyroxene-plagioclase vein.

1. 塩基性ホルンフェルス

鈴木 (1975) によれば、花崗岩との接触部から数十 m の範囲で、塩基性ホルンフェルス中モードに占める黒雲母の量比は著しく高くなり、同時に Ca 珪酸塩鉱物に富む脈が発達するようになる (Figs. 11, 12)。黒雲母に富む部分は、花崗岩に近い側から黒雲母–磁鉄鉱–カリ長石岩 (Bt-Mag-Kfs rock : BMKr) と黒雲母–斜長石岩 (Bt-Pl rock : BPr) に二分され、Ca 珪酸塩鉱物の集合体が出現する幅数 m の褐色角閃石–斜長石岩 (Hbl-Pl rock : HPr) をはさんで角閃岩 (Ampl) に移化する。なお、鈴木 (1975) は、これらの岩相を記載するとき、“fels”を使用したか、本論ではそれに代わり“rock”を用いる。

鈴木 (1975) はこの交代作用を受けている塩基性ホルンフェルス部分を脈とその母岩部分 (rock) に分けて全岩化学組成の変化を論じた。母岩部分は、全体を通じて、 SiO_2 、 Al_2O_3 や $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 濃度に大きな差異が認められない一方、花崗岩体の近傍では、著しく K_2O 濃度が増加し CaO 濃度が減少している [Fig. 12 および鈴木 (1975) の Table 1 参照]。

褐色角閃石–斜長石岩は、主に斜長石 (An_{20-50})、角閃石、黒雲母、単斜輝石からなり、チタン鉄鉱、チタナイト、磁鉄鉱およびリン灰石を副成分鉱物として含む。角閃石は Al_2O_3 に乏しく Fe_2O_3 に富むことを特徴とする。

黒雲母–斜長石岩には、黒雲母、斜長石 (An_{30-40})、単斜輝石 ($\text{Mg}\# = 0.50\text{--}0.75$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$ wt%) と少量の角閃石、チタナイト、方解石およびリン灰石が認められる。黒雲母は、鈴木 (1975) が指摘しているように、 Al_2O_3 に乏しく、そのほとんどは 4 配位席を占めている。また、特徴的に多量の BaO を含む (> 1.5 wt%)。角閃石は Si に乏しいパーガス閃石である。

黒雲母–磁鉄鉱–カリ長石岩は、カリ長石と磁鉄鉱を含む

Fig. 12. Variations in chemical and modal compositions of basic hornfels and associated (modified from Fig. 8 of Suzuki, 1975). Abbreviations for minerals are: Bt, biotite; Cpx, clinopyroxene; Grt, garnet; Hbl, brown hornblende; Kfs, K-feldspar; Mag, magnetite; Pl, plagioclase.

ことを特徴として、その他に黒雲母、斜長石(An_{20-30})と少量のチタン鉄鉱と電気石を含む。

Ca 珪酸塩鉱物の脈は、基本的には単斜輝石と斜長石(Cpx-Pl vein: CPv)からなり、黒雲母-斜長石岩の領域ではこれにざくろ石が加わる(Grt-Cpx-Pl vein: GCPv)(Figs. 11, 12)。ざくろ石を含む脈の場合、中心部から外側に向かって対照的な化学組成の変化が認められる。榎並ほか(1999)は、中心部から順にざくろ石帯、斜長石帯、単斜輝石帯および角閃石帯から構成される脈を報告している。また今回、見学地点試料について行った分析では、中心部から順に、ざくろ石帯、単斜輝石帯および斜長石帯に区分できる脈が確認され(Fig. 13)、この脈の場合、ところによっては斜長石帯のさらに外側に角閃石+斜長石帯が加わったものも認められる。なお、Fig. 13の試料は、黒雲母-斜長石岩と褐色角閃石-斜長石の境界部付近に産し、脈の母岩部分は、主に黒雲母、褐色角閃石および斜長石から構成されている。Ca 珪酸塩鉱物脈を構成する斜長石(An_{40-75})は、母岩中のものよりCaOに富み、部分的にプレーナイトに置換されている。角閃石の組成はほぼ一定であるが、Ca 珪酸塩脈中の角閃石は、母岩中のものに比べて、やや Al_2O_3 に富み低いMg#値を持つ傾向にある。脈を構成する単斜輝石(Mg#=0.35–0.55)は、母岩のものより、Mgに乏しい。ざくろ石は、結晶ごと試料ごとに組成が大きく変化する($Alm_{0-10}Sps_{0-2}Prp_{0-6}Grs_{37-72}Ard_{18-59}$)。また TiO_2 濃度は、1 wt%に達することがある。その他に、緑れん石やチタナイトも認められる。カリ長石もBaOに富む(最大約3 wt%)。

鈴木(1975)は、以下の観察事実から、上記の諸岩相は花崗岩体固結末期に放出された K_2O に富む流体の流入にとも

なう交代作用によって形成されたとした：(1)Ca 珪酸塩鉱物脈が発達した黒雲母に富む岩石は、部分的にブラストオフィチック組織や残斑晶状組織を呈する、(2)この岩石は通常の塩基性ホルンフェルスに移化する、(3)脈を含めた黒雲母に富む岩石の全岩組成は、 K_2O およびCaO濃度を除いて通常の塩基性ホルンフェルスの全岩組成と類似する、(4)Ca 珪酸塩鉱物脈を含めた岩石全体が、花崗岩固結最末期に形成されたと思われるアブライト脈に切られている。

2. スカルン

貝月山岩体周辺の炭酸塩岩のほとんどは、さまざまな割合で方解石を含むドロマイト大理石であり、全体が再結晶してドロマイトスカルンとなっている。しかし、その他に、石灰岩に由来するスカルンも存在する。これらのスカルンからは珪灰石をはじめとして種々の鉱物を産し、国内でも代表的な鉱物産地である。これまでにスカルンから報告されている鉱物をTable 2に示す。鈴木(1975)によれば、スカルンは花崗岩との境界部に産するものと、境界から少し離れたところに脈状に産するものに大別される。そして、ドロマイト大理石と花崗岩との境界部に産する代表的なものとしては透輝石-苦土カンラン石が、また石灰岩と花崗岩との境界部に産するものとしては珪灰石スカルンがある。透輝石-苦土カンラン石スカルンの場合、花崗岩側に透輝石帯がドロマイト大理石側に苦土カンラン石帯が発達する累帯構造を形成する。

スカルン中に発達する脈は板状であり、1枚のものから多数の板状脈が複雑に交差しているものまで存在する。上記の透輝石-苦土カンラン石の組合せは脈としても産し、その場合、脈の中心部には透輝石が、そしてドロマイト大理石と接する側に苦土カンラン石が形成されている。苦土カンラン石

Fig. 13. Images of sample KSN02b collected from Stop 1c: (a) photograph of polished surface of basic hornfels; and (b) X-ray maps across the boundary of the garnet-clinopyroxene-plagioclase vein and the host brown hornblende-biotite-plagioclase rock. Abbreviations for minerals are: Bt, biotite; Cpx, clinopyroxene; Grt, garnet; Hbl, hornblende; Pl, plagioclase.

を含まない透輝石脈もドロマイト大理石中の脈として産する。脈の中心部では透輝石 + 方解石が見られ、透輝石は部分的にトレモラ閃石および滑石に分解している。脈の周辺部には方解石が形成されている。これらの鉱物の形成は、次のようにして説明することができる。まず、高い $X(\text{CO}_2)$ 条件下で SiO_2 に富む流体が加わり、

の反応により透輝石が形成される。透輝石形成後、温度の低下にともない、前章で述べた反応(10)により透輝石が分解してトレモラ閃石を形成する。さらに温度が低下すると、反応(9)により滑石が形成される。透輝石脈周縁部の方解石は、反応(14)でドロマイトが消費されたことにより母岩であるドロマイト岩中にもともと存在し反応に関与しなかった方解石が残ったものや、おそらく冷却と $X(\text{CO}_2)$ の低下によっておこった反応(10)や反応(9)によって形成されたものと考えられる。

3. 塩基性ノジュール

ドロマイトスカルン中には、不規則な形を呈する暗緑色の塩基性ノジュールが局所的に産する。代表的な全岩化学組成については榎並ほか(1999)を、また主要構成鉱物の化学組成については榎並ほか(1999)、Banno et al. (2004)および Supplementary Table S1 を参照されたい。ノジュールは、全岩組成の高い $\text{Mg\#}$ 値を反映して、特徴的に Mg に富む黒

雲母 ($\text{Mg\#} = 0.93$)、角閃石 ($\text{Mg\#} = 0.91$)、スピネル ($\text{Mg\#} = 0.74$, $\text{ZnO} = 0.7 \text{ wt\%}$) と少量の緑泥石 ($\text{Mg\#} = 0.95$) からなっている。黒雲母と角閃石のフッ素濃度は、それぞれ最大 $1 \text{ wt\%}$ および $0.7 \text{ wt\%}$ に達する。また、角閃石は特徴的に Si に乏しい。Banno et al. (2004) は、旧春日鉱山のズリから、苦土定永閃石[現在の命名法(Hawthorne et al., 2012)に従うと定永閃石]- Si に乏しいパーガス閃石系列の角閃石 ($\text{Si} = 5.17\text{--}6.09 \text{ apfu}$, $\text{Mg\#} = 0.74\text{--}0.88$) を記載している。この高い $\text{Mg\#}$ と低い Si 量から判断して、定永閃石も、ドロマイトスカルン中のノジュールに由来すると思われる。

塩基性ノジュールは、通常の塩基性ホルンフェルスと比べて著しく SiO_2 に乏しく ($31\text{--}36 \text{ wt\%}$)、 MgO に富んでいる ($12\text{--}18 \text{ wt\%}$)。この特徴が原岩組成をそのまま反映しているか否かを直接判断する情報は得られていない。しかし、定永閃石はそれよりも Si に富むパーガス閃石を縁どるように産する (Banno et al., 2004) ことから判断すると、再結晶作用の途中でドロマイト大理石との間の局所的な交代作用によって、全岩組成が SiO_2 に乏しく MgO に富むような程度は改変されたと推定できる。

ランプロファイア岩脈

見学地域周辺には、幅 $0.1\text{--}2 \text{ m}$ のランプロファイア岩脈がいたる所に貫入し、全体として岩脈群を形成している。こ

Table 2. Minerals in the Kasuga dolomite skarn.

珪酸塩鉱物		
透輝石	Diopside	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
珪灰石	Wollastonite	CaSiO_3
パラ珪灰石	Wollastonite-2M	CaSiO_3
パラ輝石	Rhodonite	MnSiO_3
バスタム石	Bustamite	$(\text{Mn}, \text{Ca})_2\text{Si}_2\text{O}_9$
トレモラ閃石	Tremolite	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
パーガス閃石	Pargasite	$\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
定永閃石	Sadanagaite	$(\text{Na}, \text{K})\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Ti})_3\text{Al}_{2.5}\text{Si}_{3.5}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
灰ばん石榴石	Grossular	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
苦土カンラン石	Forsterite	Mg_2SiO_4
斜ヒューム石	Clinohumite	$\text{Mg}_9\text{Si}_4\text{O}_{16}(\text{OH}, \text{F})_2$
柱石	Scapolite	$(\text{Ca}, \text{Na})_4\text{Al}_3(\text{Al}, \text{Si})_9\text{O}_{24}(\text{Cl}, \text{CO}_3)$
緑れん石	Clinozoisite	$\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Si}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$
ゾイサイト	Zoisite	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$
桃れん石	Thulite	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$
ベズブ石	Vesuvianite	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_3\text{O}_{34}(\text{OH}, \text{F})$
金雲母	Phlogopite	$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
ソーダ金雲母	Aspidolite	$\text{NaMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
クリントン雲母	Clintonite	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Al})_3(\text{Al}_3\text{Si})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
滑石	Talc	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
蛇紋石	Serpentine	$\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
チタン石	Titanite	CaTiSiO_5
電気石	Tourmaline	$\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$
ステイブンス石	Stevensite	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
束沸石	Stilbite	$(\text{Ca}_{0.5}, \text{Na}, \text{K})_2\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{72} \cdot 28\text{H}_2\text{O}$
濁沸石	Laumontite	$\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_{16}\text{O}_{48} \cdot 18\text{H}_2\text{O}$
セピオ石	Sepiolite	$\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
パリゴルスキー石	Palygorskite	$(\text{Mg}, \text{Al})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
魚眼石	Apophyllite	$(\text{K}, \text{Na})\text{Ca}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{F}, \text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
炭酸塩鉱物		
ドロマイト	Dolomite	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
方解石	Calcite	CaCO_3
リン酸塩鉱物		
リン灰石	Apatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$
酸化鉱物		
ルチル	Rutile	TiO_2
ゲイキ石	Geikielite	MgTiO_3
スピネル	Spinel	MgAl_2O_4
硫化鉱物		
磁硫鉄鉱	Pyrrhotite	$\text{FeS-Fe}_7\text{S}_8$
黄鉄鉱	Pyrite	FeS_2
輝水鉛鉱	Molybdenite	MoS_2
黄銅鉱	Chalcopyrite	CuFeS_2
閃亜鉛鉱	Sphalerite	$(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$

References: Enami et al. (1999); Banno et al. (2004, 2005); Endo (2012)

これらの岩脈は、花崗岩類や接触変成岩類の構造を切っており、いくつかの岩脈では弱いながらも幅 0.5–1 cm の急冷周縁相が認められる。したがって、岩脈の貫入時期は、明らかに花崗岩の固結・接触変成作用終了後である。また、鈴木 (1975) は、花崗岩体近傍においても大理石とランプロファイアとの間に反応帯が認められないことから、接触変成岩がかなり冷却した後にこれらの岩脈が貫入したであろう事を強調している。これらのランプロファイア岩脈については、詳しい岩石学的記載が Suzuki and Shiraki (1980) によって行われており、細粒ランプロファイア、普通輝石ランプロファイア、角閃石ランプロファイアおよび黒雲母ランプロファイアに大別されている。これらの記載・議論については、榎並ほか (1999) によってまとめられており、それに沿って以下で紹介する。なお、Stop 3 のランプロファイア岩脈については、補足として新たに全岩化学組成分析 (Supplementary Table S2) と構成鉱物の化学組成分析を行った。これらの分析方法・分析条件・微量元素の検出限界値については中崎ほか (2004)、吉田ほか (2016) および Enami et al. (2017) を参照されたい。また、角閃石の $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 値は Schumacher (1997) による最大値と最小値の平均を用いて見積もった。

細粒ランプロファイアは、褐色角閃石、アクチノ閃石、黒雲母、斜長石、カリ長石、石英およびクロムスピネルと Ni-Fe 硫化鉱物の微斑晶および少量のチタナイトおよびリン灰石を含む。普通輝石ランプロファイアは、普通輝石の自形斑晶と斜長石、カリ長石、石英、角閃石、チタン磁鉄鉱、チタナイトおよびリン灰石の石基部分からなる。角閃石ランプロファイアは、褐色角閃石の斑晶と斜長石、正長石、石英、角閃石、チタナイトおよびリン灰石の石基部分からなる (Fig. 14)。そして、まれにクロムスピネルが、角閃石斑晶に包有されている。黒雲母ランプロファイアは、石基として黒雲母が産する点を除いて、角閃石ランプロファイアと類似する。

Fig. 14. Photomicrographs (under polarized light, open Nicol) of amphibole-bearing lamprophyres collected from Stop 3: (a) Center (KSN05-3) and (b) marginal (KSN05-2b) parts of an inner lamprophyre dike; and (c) outer lamprophyre dike (KSN05-1). Abbreviations for minerals are: Amp, amphibole; Amp + Bt, fine-aggregate of amphibole and biotite, Qz_a, quartz aggregate.

Fig. 15. Crossplots of SiO_2 -Cr (a) and MgO - Cr (b) from whole-rock compositions of dikes in the Kasuga region. Open symbols are data from Suzuki and Shiraki (1980) and Saito and Sawada (2000), and solid circles are data from this study for samples collected from Stop 3. Whole-rock compositional data are provided in Table S2.

全岩の SiO_2 濃度は黒雲母ランプロファイアの一例を除いて 54–58 wt% と中性である。それにもかかわらず、多くが特徴的に高い MgO 量(最大 7.7 wt%)と Cr 量(最大 431 ppm)を示す(Fig. 15, Supplementary Table S2)。クロムスピネルの $\text{Cr}\# = [\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})]$ および $\text{Mg}\#$ 値は、それぞれ 0.40–0.82 および 0.25–0.65 である。斑晶として産する角閃石は、 $\text{Si} < 6.25$ apfu のパーガス閃石であり、石基部のものは斑晶に比べてやや SiO_2 に富む。 TiO_2 濃度は 3 wt% に達する。普通輝石は、 Al_2O_3 (2.5–4.5 wt%) および TiO_2 (0.6–1.3 wt%) に富んでいる。斜長石は著しく不均質である(An_{25-92})。

Suzuki and Shiraki (1980) は、ランプロファイアマグマの成因を高 H_2O 分圧下でのマンタルの直接溶融に求めている。なお、斎藤・沢田(2000)は、石英閃緑岩–閃緑斑岩として記載した岩脈のいくつかは、ランプロファイアと類似して高い MgO (6.9–8.5 wt%) および Cr (180–422 ppm) 含有量を示すことに着目し(Fig. 15), Suzuki and Shiraki (1980) と同様に、それらはマンタルと共存可能なメルトに由来するとしている。これらの石英閃緑岩–閃緑斑岩岩脈は 81–70 Ma の K-Ar 年代を示しており(Fig. 3), それらと化学組成が類似するランプロファイア岩脈も、同じ時期に活動した可能性が高い。また、70–69 Ma の K-Ar 年代を示す玄武岩岩脈も、ランプロファイアと類似した化学組成の特徴を有することから(Figs. 3, 15), それらも一連の火成活動により形成された可能性がある。

見学地点の説明

見学地点の位置を Fig. 16 に、また見学地点を含む地域の

Fig. 16. Location of stops 1–4 (on the 1:25,000 topographical map from Geospatial Information Authority of Japan, Mitsuka).

ルートマップを Fig. 17 と Fig. 18 に示す。なお、河川の改修工事が行われたことなどにより、現在の露頭状況は、Fig. 17 および Fig. 18 とは幾分様子が異なっている。また、見学地点はすべて河床であり、増水などにより渡渉が困難で露頭を観察できない場合があるかもしれないことを、あらかじめ了承されたい。

Fig. 17. Geological traverse along the Kasu River showing stops 1–4 (modified from Fig. 2 of Wada and Suzuki, 1978).

Stop 1 貝月山花崗岩，ホルンフェルスやスカルの露頭

[地形図] 1 : 25,000 [美東]

[位置] 35°28'20"N, 136°27'08"E 岐阜県掛斐郡掛斐川町春日川合

[説明] a 貝月山花崗岩と泥質ホルンフェルスの接触部

粕川の兩岸に、花崗岩と泥質ホルンフェルスの接触部が観察できる (Fig. 19a)。花崗岩は所々に石英や長石の斑晶が認められるが一般に細粒である。主要な構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母および角閃石であり、副成分鉱物としてチタン鉄鉱、リン灰石、ジルコン、チタナイト、モナズ石や褐れん石が認められる。泥質ホルンフェルスは、暗紫赤色を呈し、0.5–1 cm の堇青石斑状変晶が発達する。その他の構成鉱物は、黒雲母、石英、斜長石、カリ長石、ジルコン、リン灰石、モナズ石や石墨で、二次鉱物として黒雲母を置換して白雲母と緑泥石が産する。現時点ではこの露頭からは確認していないが、変成度から判断して全岩組成が特に Al_2O_3 に富む岩相では、紅柱石が産することが期待される。なお、露頭には多くの節理が発達して崩れやすいので、露頭に近づいての観察や試料採集の際には、十分に気をつけていただきたい。また、当日増水などによりこの露頭が観察できない場合は、Stop 2 で貝月山花崗岩の露頭を見学する予定である。

[説明] b ドロマイト大理石を切る透輝石脈：転石

河床に見られる巨大な転石。ドロマイトと少量の方解石か

らなる灰白色のドロマイト大理石を、幅数 cm の淡緑色の透輝石脈が切っている (Fig. 19b)。透輝石脈は侵食を免れ突出しているが、その周囲は幅 10 cm 程度逆に窪んでいる。この窪みは、方解石だけからなる (透輝石脈に近い白色部) もしくは方解石のモード比が他の部分に比べて大きいために、特に侵食に対して弱かった部分である。透輝石脈の形成反応については、本文を参照されたい。

[説明] c 交代作用を受けた塩基性ホルンフェルス

黒雲母-斜長石岩と褐色角閃石-斜長石岩の境界付近に相当する部分 (Fig. 11 参照)。この露頭の大部分は黒雲母、パーガス閃石、斜長石と少量のカリ長石からなるが、いたる所に、ざくろ石-単斜輝石-斜長石脈が発達している (Figs. 13, 19c1)。風化侵食を受けた部分では、脈の部分が相対的に固いために突出しており、脈の発達の様子を三次元的に観察できる (不規則な板状になっていることに注目されたい)。この露頭では、酸性マグマ活動の最末期に形成されたアプライト脈が、黒雲母-斜長石岩の構造を切って何本も貫入していることも観察される (Fig. 19c2)。アプライトには微文象構造が発達している。

[説明] d ドロマイトスカルンと塩基性ノジュール

不純物をほとんど含まない白色のドロマイトスカルンの中に、暗緑色の塩基性ノジュールが散在している。この露頭の下には、風化によって母岩から分離した自形のスピネル結晶が落ちていることがある。塩基性ノジュールのうち Fig.

Fig. 18. Geological traverse around the boundary between granites and sedimentary rocks of the Mino belt along the Kasu River showing stops 1a–e (modified from Fig. 7 of Suzuki, 1975).

Fig. 19. Field photographs: (a) boundary between granite and pelitic hornfels, Stop 1a; (b) diopside vein in dolomitic marble, Stop 1b; (c1) calcic vein in basic hornfels, Stop 1c; and (c2) boundary of basic hornfels–aplite, Stop 1c. Photomicrographs (under polarized light, open Nicol): (d1) basic skarn, sample KS02; and (d2) sample K19, Stop 1d. Abbreviations for minerals are: Bt, biotite; Cal, calcite; Chu, clinochumite; Di, diopside; Grt, garnet; Spl, spinel.

19d1 に偏光顕微鏡写真を示した試料は、主に透輝石とスピネル [$Al\# = Al/(Al + Fe^{3+} + Cr) = 0.97–0.99$; $Mg\# = 0.71–0.76$] のシンプレクタイトとざくろ石からなり、部分的に

Ti に富む斜ヒューム石 ($TiO_2 = 2.7–5.2$ wt%; $Mg\# = 0.90–0.93$) を含む。また、クリントン石 ($SiO_2 = 18.4–19.1$ wt%; $Mg\# = 0.94–0.95$) が含まれることがある。ざくろ石

Fig. 20. Field photographs from Stop 3: (a) amphibole-bearing lamprophyre dike intruded into basic hornfels; (b) boundary between lamprophyre and basic hornfels; and (c) boundary between inner and outer dikes.

Fig. 21. Field photographs: (a) boundary between marble and metachert, Stop 4 (photo by S. Wallis); and (b) wollastonite (Wo)-rich boulder on the Kasu riverbed.

は全体的にグロッシュラー成分に富み組成的に不均質である ($\text{Alm}_{6-10}\text{Sps}_{0-1}\text{Prp}_{11-26}\text{Grs}_{65-73}\text{Adr}_{2-6}$) (Supplementary Table S1). 一方, Fig. 19d2 に偏光顕微鏡写真を示した試料は, 主に Mg と Na に富む黒雲母 ($\text{Mg}\# = 0.91-0.96$; $\text{Na} = 0.05-0.24 \text{ apfu}$) とスピネル ($\text{Al}\# = 0.98-0.99$; $\text{Mg}\# = 0.73-0.76$) からなり, 場合によっては少量の方解石を含む.

[説明] e 珪灰石-スカルン

かつては珪灰石-方解石の層が見られ, 本文中の反応 (13) が起こったことを確認するために重要な場所であった. 残念ながら, 現在では河床の改修工事により水面下に没している. 珪灰石を採掘していた春日鉱山も閉山した現在では, 珪灰石は通常河床の転石から採取されている. この露頭の代わりに Stop 4 で石灰岩とチャートの境界を観察する.

Stop 2 貝月山花崗岩

[地形図] 1 : 25,000 [美東]

[位置] $35^{\circ}28'28''\text{N}$, $136^{\circ}27'04''\text{E}$ 岐阜県揖斐郡揖斐川町春日川合

Stop 1a の予備として用意した. 粕川の河床に, 新鮮な角閃石を含む花崗岩の露頭が広がっている. 主要な構成鉱物は, 斜長石, 石英, カリ長石, 黒雲母および角閃石であり, Stop 1a の花崗岩と類似するが, それに比べると粗粒である. この露頭の試料は詳しく調べてはいないが, すぐ上の県道沿いの露頭から採取された試料 ($\text{SiO}_2 = 71.9 \text{ wt\%}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 =$

$15.5 \text{ wt\%}$, $\text{MALI} = 4.06 \text{ wt\%}$, $\text{ASI} = 1.08$) では, 黒雲母 ($\text{Si} = 2.76-2.81 \text{ apfu}$, $\text{Mg}\# = 0.37-0.38$), ホルンブレンド [$\text{Si} = 6.62-7.27 \text{ apfu}$, $\text{Mg}\# = 0.40-0.52$, $^{[A]}(\text{Na} + \text{K}) = 0.24-0.49 \text{ apfu}$] やカリ長石とともに Ca 斜長石 (最大 An_{84}) を含むことが報告されている (Hong Mei et al., 2019).

Stop 3 ランプロファイア岩脈

[地形図] 1 : 25,000 [美東]

[位置] $35^{\circ}28'17''\text{N}$, $136^{\circ}27'21''\text{E}$ 岐阜県揖斐郡揖斐川町春日川合

県道から河床に降りた地点の上流 (砂防ダムの手前) と下流に, 塩基性ホルンフェルスに切ってほぼ NS 走向を持つランプロファイア岩脈が認められる. 上流には, 急冷周縁相をもつ幅 1m ほどの岩脈が 2 本あるが, いずれも細粒ランプロファイアである. 下流の岩脈は, 角閃石ランプロファイアであり, 県道からもよく観察できる (Fig. 20a). この岩脈は主に色の違いによって岩脈の内側部分と塩基性ホルンフェルスとの境界面に平行に発達する幅 20–30 cm の外側部分に区分でき (Fig. 20b, c), 全体として複合岩脈である可能性がある. 複合岩脈とした場合の内側岩脈の中央部 (Fig. 14a) はその周縁部 (Fig. 14b) や外側岩脈 (Fig. 14c) に比べて斑晶を含めて全体により粗粒である. これら 3 か所の全岩組成には目立った差は認められない (Supplementary Table

S2). 全体を通じて、パーガス閃石($\text{Si} = 6.23\text{--}6.52$ apfu; $\text{Mg\#} = 0.58\text{--}0.70$; $^{[A]}(\text{Na} + \text{K}) = 0.52\text{--}0.76$ apfu)の斑晶と細粒の斜長石を主とする石基からなるが、内側岩脈の中央付近の粗粒部には、斜長石斑晶(An_{67-87})、細粒のアクチノ閃石($\text{Si} = 7.48\text{--}7.90$ apfu; $\text{Mg\#} = 0.36\text{--}0.71$; $^{[A]}(\text{Na} + \text{K}) = 0.02\text{--}0.24$ apfu)の集合体もしくはアクチノ閃石と黒雲母の集合体も認められる(Fig. 14a)。これらの集合体はパーガス閃石に縁取られている。また、外側岩脈の一部には、特徴的に外来結晶と思われる多結晶石英集合体が認められる(Fig. 14c)。

Stop 4 再結晶したチャートと石灰岩

[地形図] 1 : 25,000「美束」

[位置] $35^{\circ}28'11''\text{N}$, $136^{\circ}27'20''\text{E}$ 岐阜県揖斐郡揖斐川町春日川合

幅 200 m ほどの厚い塩基性ホルンフェルスの南には、所々に石灰岩を挟んだ幅 200 m 程度のチャート層が分布し、再結晶した石灰岩とチャートの間には部分的に珪灰石が形成されている(Fig. 21)。鈴木(1975)は、貝月山花崗岩の接触変成作用にともなって形成された珪灰石スカルンには、花崗岩との接触部付近に認められ主に花崗岩起源の熱水と石灰質岩が反応して生じたものと、チャートなどの珪質岩と石灰質岩が反応して生じたものの2種類があると報告している。本露頭では、後者の典型的な例が観察できる。しかし、このチャートと石灰岩の境界で、珪灰石が常に形成されているとは限らない。このことから、変成流体の $X(\text{CO}_2)$ 値は露頭規模でも局所的に異なっていたと考えられる(Fig. 10b 参照)。

謝 辞

本案内書を執筆するにあたり、S. Wallis 教授からは露頭の写真を提供していただいた。また、斎藤 眞、遠藤俊祐両博士からは、鉱物の産出についてコメントをいただいた。中村大輔博士と匿名の査読者、そして編集担当の森 宏 博士からは、編集上の修正案を含めて細部にわたる建設的で重要なコメントを数多くいただき、それらは原稿を改訂する際にたいへん役立った。ここに記して感謝します。

文 献

- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D. and Wallis, S. R., 2010, Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *J. Metamorph. Geol.*, **28**, 895–914.
- Banno, Y., Miyawaki, R., Matsubara, S., Makino, K., Bunno, M., Yamada, S. and Kamiya, T., 2004, Magnesiosadanagaite, a new member of the amphibole group from Kasugamura, Gifu Prefecture, central Japan. *Eur. J. Mineral.*, **16**, 177–183.
- Banno, Y., Miyawaki, R., Kogure, T., Matsubara, S., Kamiya, T. and Yamada, S., 2005, Aspidolite, the Na analogue of phlogopite, from Kasugamura, Gifu Prefecture, central Japan: description and structural data. *Mineral. Mag.*, **69**, 1047–1057.
- Blundy, J. D. and Shimizu, N., 1991, Trace-element evidence for plagioclase recycling in calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**, 178–197.
- Droop, G. T. R., 1987, A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, **51**, 431–435.
- 榎並正樹・加藤丈典・足立香織, 1999, 春日村ドロマイトスカルンとランプロファイアー. 日本地質学会第106年学術大会見学旅行案内書, 17–28. [Enami, M., Kato, T. and Adachi, K., 1999, Dolomite skarn and lamprophyre in the kasuga area, southwest Japan. *106th Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook*, 17–28.]
- Enami, M., Nagaya, T. and Maw Maw Win, 2017, An integrated EPMA-EBSD study of metamorphic histories recorded in garnet. *Am. Mineral.*, **102**, 192–204.
- 遠藤俊祐, 2012, 岐阜県春日地域接触変成帯のクリントン雲母を含む交代脈. 日本鉱物科学会2012年年会講演要旨集, S2–P02.
- [Endo, S., 2012, Clintonite-bearing metasomatic veins from the Kasuga contact aureole, Gifu Prefecture. *2012 Annu. Meet. Japan Assoc. Mineral. Sci., Abstr.*, S2–P02.]
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2033–2048.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. and Welch, M. D., 2012, Nomenclature of the amphibole supergroup. *Am. Mineral.*, **97**, 2031–2048.
- Holland, T. J. B. and Powell, R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, **16**, 309–343.
- Hong Mei, Enami, M., Tsuboi, M. and Asahara, Y., 2019, Common occurrence of calcic plagioclase in granitoids from Mt. Kaizuki area, central Japan. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, **114**, 201–213.
- Ikeda, T., 1998, Progressive sequence of reactions of the Ryoke metamorphism in the Yanai district, southwest Japan: the formation of cordierite. *J. Metamorph. Geol.*, **16**, 39–52.
- Janoušek, V., Braithwaite, C. J. R., Bowes, D. R. and Gerdes, A., 2004, Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sazava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, **78**, 67–99.
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D. and Wallis, S., 2014, A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Isl. Arc*, **23**, 33–50.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Guo, Y. Z., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Am. Mineral.*, **82**, 1019–1037.
- Nakamura, D., 1995, Comparison and interpretation of graphitization in contact and regional metamorphic rocks. *Isl. Arc*, **4**, 112–127.
- 中崎峰子・壺井基裕・金川和世・加藤丈典・鈴木和博, 2004, X線分析装置XRF-1800による岩石の定量化学分析. 名古屋大学博物館報告, **20**, 79–91. [Nakazaki, M., Tsuboi, M., Kanagawa, K., Kato, T. and Suzuki, K., 2004, Quantitative chemical analysis of rocks with X-ray fluorescence analyzer XRF-1800. *Bull. Nagoya Univ. Muse.*, **20**, 79–91.]
- 斎藤 眞, 1993, 美濃帯西部久瀬地域のジュラ紀メランジの形成と“砥石型”頁岩. 地調月報, **44**, 571–596. [Saito, M., 1993, Geologic significance of the “Toishi-type” shale in the evolution of the Jurassic melanges in the Kuze area, western Mino Terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **44**, 571–596.]
- 斎藤 眞・沢田順弘, 2000, 横山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 126p. [Saito, M. and Sawada,

- Y., 2000. *Geology of the Yokoyama District*. Quadrangle Series, 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 126p.]
- 斎藤 眞・沢田順弘, 2001, 5 万分の 1 地質図幅「横山」の研究成果. 地質ニュース, **561**, 57–60. [Saito, M. and Sawada, Y., 2001, Result of the geological studies for Geological Sheet Map at 1: 50,000. “Yokoyama”. *Chishitsu News*, **561**, 57–60.]
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールドロン. 地質雑, **100**, 217–233. [Sawada, Y., Kagami, H., Matsumoto, I., Sugii, K., Nakano, S. and Collaborative Research Group for the Granites around Lake Biwa, 1994, A Cretaceous granitic ring complex and the Koto Cauldron around the southern part of Lake Biwa, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **100**, 217–233]
- Schumacher, J. C., 1997, Appendix 2. The estimation of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *Mineral. Mag.*, **61**, 312–321.
- Spear, F. S. and Cheney, J. T., 1989, A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149–164.
- 杉井完治・沢田順弘, 1999, 琵琶湖北東部, 後期白亜紀貝月山花崗岩体. 島根大地球資源環境学研報, **18**, 69–84. [Sugii, K. and Sawada, Y., 1999, Late Cretaceous Kaizukiyama granite, northeast of Lake Biwa, Southwest Japan. *Geosci. Rep. Shimane Univ.*, **18**, 69–84.]
- 鈴木和博, 1975, 岐阜県春日村の接触変成帯に発達する特異な交代変成岩と脈について. 地質雑, **81**, 487–504. [Suzuki, K., 1975, On some unusual bands and veins metasomatically developed in the contact aureole in Kasuga-mura, Gifu-ken. *J. Geol. Soc. Japan*, **81**, 487–504.]
- Suzuki, K., 1977, Local equilibrium during the contact metamorphism of siliceous dolomites in Kasuga-mura, Gifu-ken, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **61**, 79–89.
- Suzuki, K. and Shiraki, K., 1980, Chromite-bearing spessartites from Kasuga-mura, Japan, and their bearing on possible mantle origin andesite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 313–322.
- 和田秀樹・鈴木和博, 1978, 岐阜県揖斐郡春日村付近の接触変成帯の案内—地学教材としての自然と地域文化活動としての自然観察—. 地学教育, **31**, 151–158. [Wada, H. and Suzuki, K., 1978, A guidebook for the contact aureole in Kasuga-mura, Ibigun, Gifu Prefecture, Japan—Nature as a geological teaching aid and nature observation as a community cultural activity—. *Educ. Earth Sci.*, **31**, 151–158.]*
- 脇田浩二, 1991, 谷汲地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 53p. [Wakita, K., 1991, *Geology of the Tanigumi District*. Quadrangle Series, 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 53p.]
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, **95**, 185–187.
- 吉田澤代・加藤文典・南 雅代・榎並正樹, 2016, 蛍光 X 線分析法による岩石試料の定量化学分析: (1) 主成分元素. 名古屋大学年代測定研究, **1**, 66–71. [Yoshida, M., Kato, T., Minami, M. and Enami, M., 2016, Quantitative chemical analysis of rocks with X-ray fluorescence analyzer: (1) Major elements. *Nagoya Univ. Bull. Chronol. Res.*, **1**, 66–71.]
- * English translation from the original written in Japanese
- 以下の Table 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>>
- Table S1.** Representative analyses of major constituent minerals in a basic nodule collected from Stop 1d.
- Table S2.** Whole-rock compositions of lamprophyre collected from Stop 3.

(著者プロフィール)

榎並正樹 名古屋大学名誉教授。81 年 名古屋大学大学院理学研究科博士後期課程地球科学専攻単位取得満了(博士(理学))。本稿では、現地調査・EPMA 分析・原稿執筆を担当。

E-mail: enami@nagoya-u.jp

瀨藤佑衣 名古屋大学大学院環境学研究科講師。13 年 名古屋大学大学院環境学研究科博士後期課程地球環境科学専攻修了(博士(理学))。本稿では、主に現地調査・ラマン分光分析・原稿執筆を担当。

E-mail: kouketsu.yui@nagoya-u.jp

加藤文典 名古屋大学宇宙地球環境研究所准教授。97 年 名古屋大学大学院理学研究科博士後期課程地球科学専攻中退(博士(理学))。本稿では、主に現地調査・全岩組成分析を担当。

E-mail: kato@nendai.nagoya-u.ac.jp

壺井基裕 関西学院大学生命環境学部教授。05 年 名古屋大学大学院環境学研究科博士後期課程地球環境科学専攻修了(博士(理学))。本稿では、主に現地調査・全岩組成分析を担当。

E-mail: tsuboimot@kwansei.ac.jp

丹羽健文 03 年 名古屋大学環境学研究科博士前期課程地球環境科学専攻修了。本稿では、主にスカンルン鉱物を担当。

E-mail: japamine@lake.ocn.ne.jp

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