

山口県阿武町遠岳山周辺の地質と岩石：萩ジオパーク・ ジオサイト候補の 1 つとして

今岡照喜¹・安達浩平²・曽根原崇文³・永山伸一⁴・伊藤信行⁵・伊藤靖子⁶

Geology and petrology around Mt. Toodake-yama, Abu-cho, Yamaguchi Prefecture:

As a candidate for geosites of Hagi Geopark

Teruyoshi Imaoka¹, Kohei Adachi², Takafumi Sonehara³, Shinichi Nagayama⁴, Nobuyuki Ito⁵, Yasuko Ito⁶

はじめに

火山深成複合岩体は、大規模な火砕流の噴出物と噴出せずに地下で固結した花崗岩が地表に露出する程度の削剥レベルに達した「火山の根」であり(今岡, 2001), その多くは過去のカルデラの地下構造を示している(高橋・石渡, 2012)。活動を終えた火山と花崗岩の両者を地表で観察できるため, その岩石学的研究によってマグマ溜まりの中でのプロセスや進化を解明する上で, 第四紀の火山岩からは容易に得られない長時間にわたる重要な情報を引き出せる可能性が高い。火山岩はマグマ溜まりの早期の情報を凍結しているのに対して, 深成岩は分別結晶作用などマグマの冷却過程を反映している。これらを統合すれば, マグマ溜まりの進化についての情報を引き出せる可能性がある(高橋, 1990)。

中国地方には, 白亜紀-古第三紀の流紋岩類や花崗岩類が広く分布しており, いくつかのステージの火山深成作用によって形成されたものと考えられている(Murakami, 1974; 村上・今岡, 1986; 今岡, 2012)。山口県北部の阿武地域もその 1 つで, 白亜紀阿武層群を構成する火山岩類と関連花崗岩類が広く分布する。神谷(1974a, b) および

Kamitani(1977) は, この地域に多在するろう石鉱床の成因を研究するため, まず広域的な火山岩層序・地質構造を検討した。そして, ろう石鉱床の地質的位置, 熱水変質作用の時期を明らかにするとともに, 熱水変質の性質や熱水溶液および変質帯の原岩の化学組成を検討した。その後, 弓削ほか(1998) は, 阿武地域の白亜紀流紋岩類と花崗岩類の全岩化学組成および Sr, Nd 同位体比を検討し, 両岩類の成因関係について論じた。しかし, 火山岩類と花崗岩類の産状や花崗岩の定置機構に関する諸問題については未検討のまま残されていた。

北長門海岸国定公園中北部に位置する阿武町の海岸線には火山岩と花崗岩の好露頭がみられ, そこでは両者の接触部を直接観察することができ, 貴重な地質資産でもある。本誌で著者のひとり(Y. I.)が紹介しているモドロ岬やウツリ付近の海岸露頭は, 萩ジオパークのジオサイトの 1 つにあげられる。本研究では, 遠岳山(とおだけやま)周辺の火山岩層序の再検討ならび花崗岩と火山岩の接触関係の解明を目的として, 通常の踏査による野外調査に加え, ドローンを使った露頭の空撮と観察(今岡・永山, 2016), 岩石記載, 全岩化学分析および帯磁率の測定を行った。これらの検討結果を総合して, 花崗岩の貫入・定置機構を議論する。

2019 年 5 月 15 日受理

¹ 山口大学大学院創成科学研究科, 〒753-8512 山口市吉田 1677-1

² 日本工営株式会社福岡支店, 〒812-0007 福岡市博多区東比恵 1-2-12

³ 株式会社蒜山地質年代学研究所, 〒703-8252 岡山市中区中島 2-5

⁴ 永山建設株式会社, 〒751-0829 下関市幡生宮の下町 27-14

⁵ 株式会社パスコ, 〒750-0016 下関市細江町 1-2-7

⁶ 萩市観光政策部ジオパーク推進課, 〒758-8555 山口県萩市大字江向 510

地質概説

西中国地域の白亜紀火山岩類を伴う地層は、下位から関門層群、周南層群、匹見層群および阿武層群に層序区分される(図1;村上・今岡, 1986;今岡, 2012)。最上位の阿武層群は中国地方西部の脊梁山地から山陰にかけて分布し、広い分布域を有している(図1)。構成岩石は、乾陸上に堆積した流紋岩質一流紋デイサイト質溶結凝灰岩を主とし、同質の溶岩や貫入岩、凝灰質砂岩や頁岩などの湖成堆積層を伴う(今岡ほか, 1984;今岡, 2012)。阿武層群は、山口県北西部では下位の豊北層と上位の長門層(今岡・井川, 2006)、県中央部では下位から阿東層、生雲層および佐々並層(井川・今岡, 2001;今岡ほか, 2019)、本調査地域のものは福賀層(今岡, 2012)として層序区分されている。

調査地域の大半を占める福賀層は関門層群を不整合に覆い、厚さは1,800m以上に達する。福賀層は下位から上位の順に、モドロ岬流紋岩部層、金井安山岩部層、木与谷凝灰岩部層、三ヶ岳流紋岩部層に区分され、これらの部層はほぼ整合し累重する(今岡, 2009)。本調査地域の火山層序は、阿武町から須佐地域の火山層序(神谷, 1974b;今岡, 2009)と整合的である。すなわち、本調査地域に分布する流紋岩質凝灰岩と流紋岩溶岩-1はモドロ岬流紋岩部層に、安山岩は金井安山岩部層に、凝灰

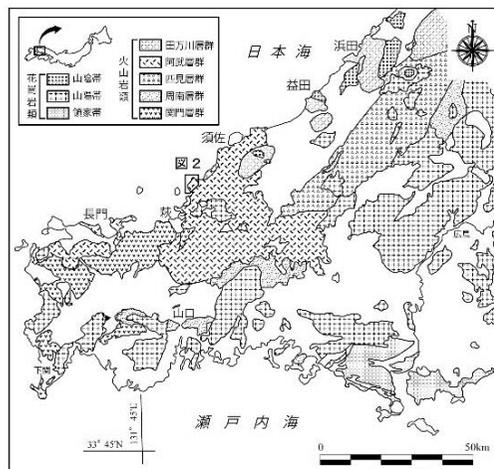


図1 西中国地方の白亜紀-古第三紀火成岩類の分布図および調査位置図。図2に示す調査地域の範囲を四角の枠で囲んでいる。

質砂岩・頁岩とデイサイト質凝灰岩は木与谷凝灰岩部層に、流紋岩溶岩-2と流紋岩質溶結凝灰岩は三ヶ岳流紋岩部層に、それぞれ対比される(図2)。

福賀層の各部層を貫く火成岩類として、黒雲母花崗岩が調査地域の北側の海岸線に沿って露出するほか、石英斑岩、ひん岩などの小規模な岩脈がある。黒雲母花崗岩は主に福賀層に対して、著しい接触変成作用を与えている(神谷, 1974b)。

放射年代に関しては、阿武地域に分布する流紋岩類および花崗岩類はそれぞれ、 $86.8 \pm 2.8\text{Ma}$ 、 $85.0 \pm 3.1\text{Ma}$ のRb-Sr全岩アイソクロン年代を示すことが報告されている(弓削ほか, 1998)。

地質・岩石記載

調査地域とした阿武町遠岳山周辺の地質図および地質断面図を図2に示す。この地域には関門層群と阿武層群およびそれらを貫く花崗岩が主に分布する。遠岳山東方の宇久地域にはかつて大規模なろう石採掘場があり、その地域の地質については詳細な鉱床調査結果が報告されている(神谷, 1974b)。

図2に示したA-A'-A''断面やB-B'断面からは、遠岳山を中心としたベースン構造の存在がわかる。関門層群は緩い背斜構造を示す。花崗岩は緩い南傾斜で火山岩層に貫入している。NE-SW方向とそれに直交する断層が存在する。NE-SW方向の断層の北西側が相対的に沈下している。

1. 関門層群

安山岩と礫岩から構成される。

1.1 安山岩

調査地域西部の大平瀬、ビシャゴ瀬から奈古まで広く分布する。主に安山岩溶岩からなり、まれに安山岩質火砕岩を伴う。肉眼では緑色-黒色を呈し、斑状組織を呈する。変質作用が著しい。

鏡下では主に斜長石、石英、変質した苦鉄質鉱物からなる。斜長石は自形-半自形で0.5-2.0mmの結晶が多く、双晶が顕著である。石英は融食され、量も少ない。苦鉄質鉱物の多くは変質して方解石や緑泥石等の粘土鉱物になっている。

1.2 礫岩

モドロ岬から海岸沿いに、さらに遠岳山を囲むように奈古まで分布し、南西の海岸にも認められる。淘汰不良で亜角礫-亜円礫からなる。礫種は

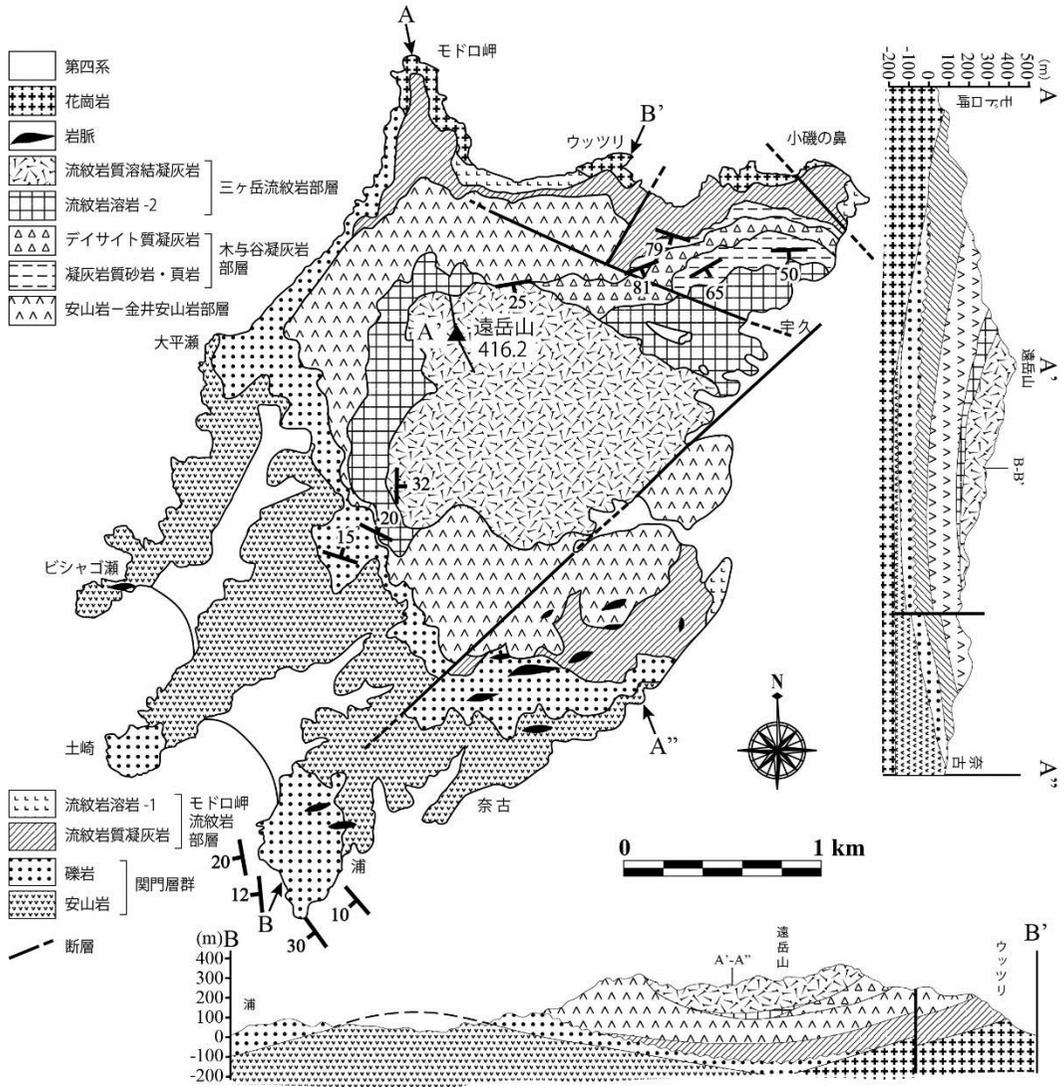


図2 山口県阿武町遠岳山周辺の地質図および地質断面図。

チャート、砂岩、赤色頁岩、火山岩など多様である。最大層厚は100mと推定される。

2. 阿武層群

主に流紋岩質—デイサイト質凝灰岩、流紋岩質溶結凝灰岩および溶岩から構成され、凝灰質砂岩・頁岩を伴っている。火山岩層は全体としてベースン構造を示す。

2.1 流紋岩質凝灰岩

最下位を構成する火山岩層でウツリ地域、

宇久地域および奈古北東地域に分布し、関門層群を不整合に覆う。肉眼では灰白色—肌色を呈し、結晶質で石英の破片を多量に含む。層厚は、モドロ岬付近において最大230mと推定される。

鏡下では石英の破片が多く、まれに斜長石がみられる。石英破片は融食されている。石基は緻密である。接触変成作用により生じた黒雲母や白雲母が確認できる。

2.2 流紋岩溶岩-1

北部海岸、小磯の鼻東および奈古北東に小規模

な分布が認められる。灰色－青灰色を呈し、0.5－2.0 mm の石英斑晶および2.0－5.0 mm の斜長石斑晶がみられる。花崗岩との境界付近では接触変成作用を受け、黒いブチ模様（図 3a）がみられる。この模様は黒雲母、白雲母および緑泥石の集合体からなる。露頭で顕著な流理構造も確認できる（図 3b）。分布状況から後述する流紋岩質凝灰岩を貫いていると推定される。

鏡下では、花崗岩に近いところでグラノブラスティック組織が認められる。石英は融食されている。

2.3 安山岩

安山岩溶岩を主とし、遠岳山を取り囲むように

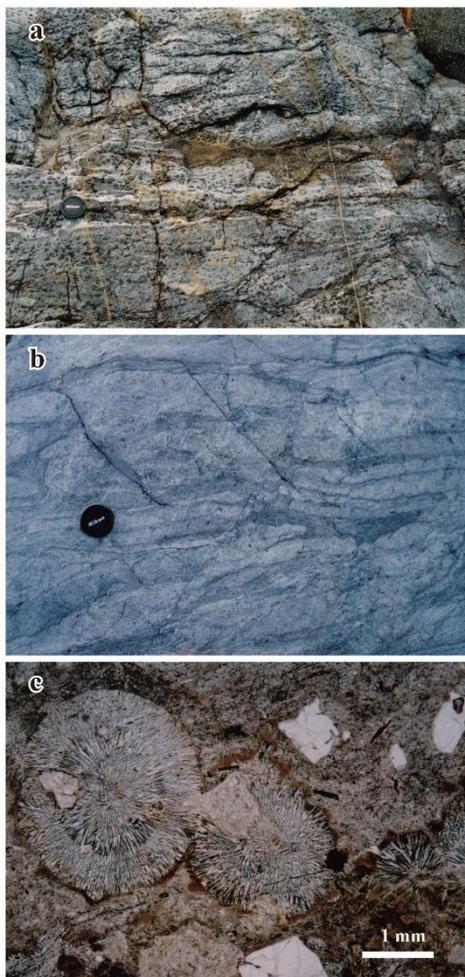


図3 a. 接触変成を受けた流紋岩の産状、
b. 流紋岩溶岩の流理構造、
c. スフェルライト

分布する。肉眼で1.0－5.0 mm の斜長石斑晶がよく目立ち、石英の斑晶も少量みられる。変質作用は認められるが、比較的硬質の岩石が多い。以上の特徴から、関門層群の安山岩層とは明瞭に区別できる。層厚は著しく変化をするが、最大 500 m と推定される。

鏡下では単斜輝石や斜長石の新鮮な結晶が認められる。変質作用により炭酸塩鉱物、緑泥石および緑簾石なども認められる。石英は融食されている。

2.4 凝灰質砂岩・頁岩

調査地域の北東に、後述の凝灰岩層を挟んで2層が分布する。凝灰質砂岩を主とし、凝灰質シルト岩、同頁岩および同細礫岩の互層からなり、全般に著しい熱水変質作用を受けている。層厚は、下部層で最大 50 m、上部層で最大 100 m と推定される。

鏡下では淘汰不良の石英がもっとも多く、カリ長石、斜長石などは比較的僅少である。扁平化した軽石片やマトリックスには、セリサイトなどの粘土鉱物が生じている。凝灰質シルト岩および頁岩の中にも小さな軽石片が多く含まれている（神谷、1974b）。

2.5 デイサイト質凝灰岩

宇久付近から遠岳山に分布し、上述の凝灰質砂岩・頁岩に挟まれる。主としてデイサイト質凝灰岩からなるが、一部に凝灰角礫岩もみられる。緑色－暗緑色を呈し、大きさが2－10 mm の岩片を多く含む。角礫は0.5－5.0 cm である。層厚は最大 100 m と推定される。

鏡下では著しい熱水変質作用が認められるとともに、少量の融食された石英、斜長石、黒雲母および緑簾石が含まれているのがわかる。

2.6 流紋岩溶岩-2

遠岳山西部と東部に分布する。灰色－薄紫色を呈し、露頭ではまれに明瞭な流理構造やスフェルライトが確認できる。

鏡下では径2－3 mm のスフェルライトが目立ち、そのほか石英、斜長石、黒雲母および白雲母が認められる。スフェルライトの鏡下写真を図 3c に示す。

2.7 流紋岩質溶結凝灰岩

遠岳山山頂周辺に分布し、本調査地域の火山岩層の最上部を構成している。灰色－黒色を呈しガラス質であり、石英片や流紋岩溶岩の岩片が含ま

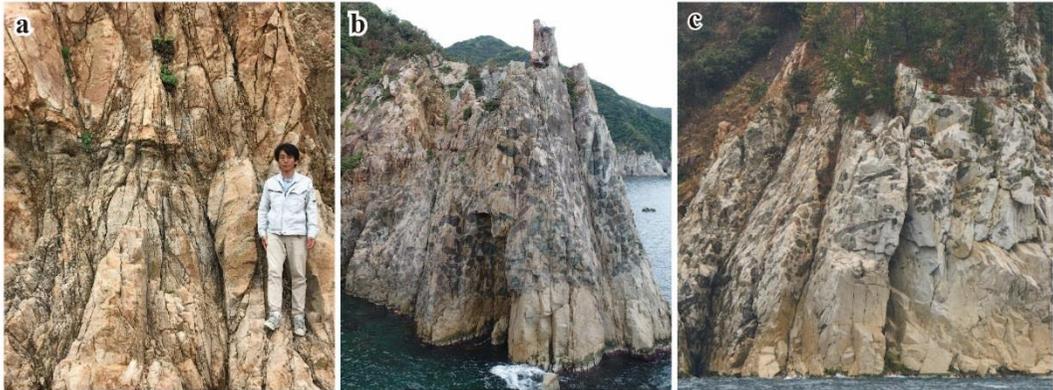


図4 花崗岩の岩相変化を示す露頭写真. a. 苦鉄質鉱物に富む岩相の層状構造（小磯鼻）, b. MME に富む部分と含まない部分（ウツツリ）, c. 伸張した MME の産状

れる。溶結構造の葉理面は、調査地域北部で N80W 走向・25S 傾斜、西部で NS 走向・32E 傾斜を示す。火山岩層は全体としてベースン構造を示す。

鏡下では石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、緑簾石、緑泥石および不透明鉱物が認められ、ユータキシティック組織が顕著である。スフェルライトも一部で確認できる。

3. 深成岩類

3.1 花崗岩

調査地域北部海岸の小磯の鼻－ウツツリーモドロ岬の地形的な低所に露出し、多量の苦鉄質火成包有岩（MME: Mafic Magmatic Enclave あるいは Mafic Microgranular Enclave）を含んでいる。細粒－中粒で、数多くのペグマタイト・アプライトを伴い、岩相変化に富む。ペグマタイトやアプライトだけでなく、花崗岩にもマイアロリティック晶泡（miarolitic cavity）が多く含まれる。

図4aに示す小磯鼻付近の露頭には、やや苦鉄質鉱物に富む岩相が水平方向に連続しており、花崗岩の層状構造が観察される。図4bのウツツリ付近の花崗岩には、MME に富む部分と含まない岩相がほぼ水平方向の境界で接しているのがわかる。図4cでは、ウツツリ西方の花崗岩露頭中に、丸いMMEと岩脈のように伸張したものがある。伸張方向は、MMEが富む部分とほとんどない部分との境界にほぼ平行である。図5aは小磯鼻付近の花崗岩の岩相変化を示すフィールド写真である。ここでもMMEが数多くみられるが、MMEの形態は円形、楕円形、不規則形、レンズ状、層状など変化

に富む。水平方向に伸張したもの（ハンマーの上部）やほぼ水平な層状（図5aの写真下部）を示す産状が明瞭に確認できる。図5bは図5aの一部を拡大したものである。写真に示された約1m四方の狭い範囲でも花崗岩は極めて不均質であることがわかる。写真中の①は中粒花崗岩である。②では苦鉄質鉱物に富む層が水平方向に伸びており、

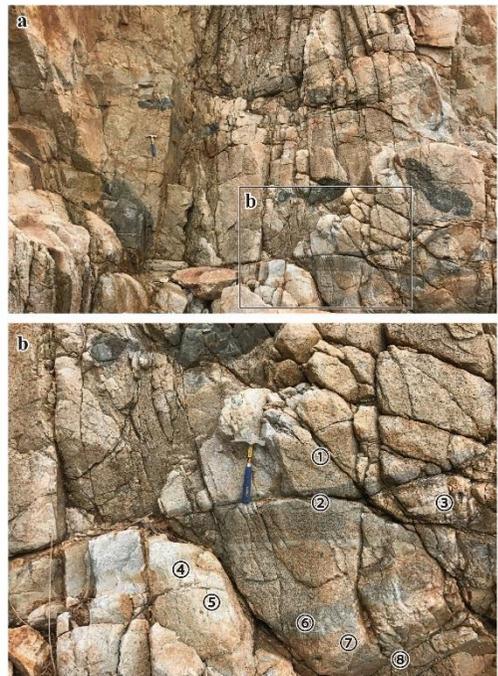


図5 小磯鼻における花崗岩の産状を示す写真. a. MMEを含む花崗岩の全体像, b. aの枠内の拡大写真。①～⑧の番号については、本文参照。

MME 岩脈であると判断できる。②の内部は不均質で、珪長質の平行細脈や、③のような珪長質でペグマタイトの部分もみられる。④では極めて細粒で珪長質である。⑤は①と岩相が類似するようにみえるが、側方への連続性はあまり良くない。⑥ではやや苦鉄質鉱物に富む層が水平方向に伸びている。②と類似しているようであるが、それと比較して苦鉄質鉱物が少なく、連続性も良くない。⑦では再び珪長質な中粒花崗岩となる。⑧は細粒の MME 岩脈である。

様々な岩相をもつ岩石の相互関係・貫入順序や多様性の要因（例えば、原位置での結晶分化作用やマグマ混合・混交作用、急冷相など）を解明することは容易ではない。しかし数 cm—数 10 cm の厚さの単層が見かけ上何枚も累重し、全体として水平方向を示す構造の卓越する花崗岩体が形成されたようにみえる。このような構造から、花崗岩マグマが水平方向の脈やシートとして貫入したと判断することもできる。しかし、詳細に露頭観察すると、この構造がマグマの垂直方向の貫入によって生じたようには見えない。

肉眼では石英、斜長石、カリ長石、黒雲母および白雲母が認められ、まれに葉片状の輝水鉛鉱が含まれる。鏡下では、上記のほか副成分鉱物として少量のアパタイト、緑簾石、チタン石および不透明鉱物が確認できる。石英は大きさが 0.5—2.0

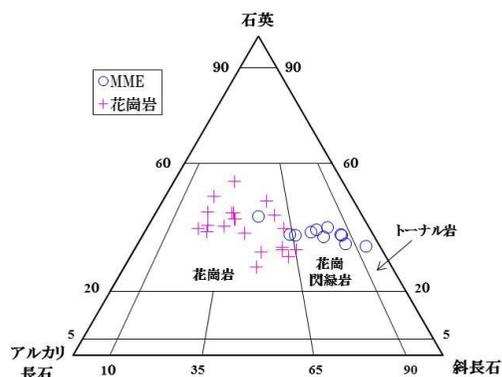


図6 モード組成を示す三角図。

mm で半自形—他形を示し、波動消光するものもある。斜長石は大きさが 0.5—2.0 mm で自形—半自形のものが多く、累帯構造を示す。カリ長石は大きさが 0.3—1.0 mm で他形のものが多く、顕著なパーサイト構造が確認される。白雲母が伴われている場合もある。黒雲母は 0.1—0.5 mm の大きさで、一部は緑泥石化している。

表 1 および図 6 に花崗岩および MME のモード組成を示す。花崗岩類の分類・命名は IUGS Sub-commission (Streckeisen, 1973) に従っている。花崗岩 12 試料および MME10 試料を 2,000—3,200 ポイント測定した。花崗岩はいずれも「花崗岩」の領域にプロットされる。

3.2 苦鉄質火成包有岩 (MME)

形状は楕円形を示すものが多く、一部に境界が不明瞭でゼノクリストを含むものや、花崗岩が脈状に貫いているもの (back vein, 図 7a) も見られる。これらの特徴は、花崗岩マグマと同時共存した苦鉄質マグマの存在を示している。肉眼では暗緑色—黒色を示し、石英や斜長石のゼノクリストが含まれることが多い。

細粒であり、文象組織が確認される。主成分鉱物として石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、少量の白雲母および角閃石を含む。副成分鉱物として燐灰石が多く含まれる。また石英は 0.2—0.5 mm の大きさで他形を示す。斜長石は主に 0.2—

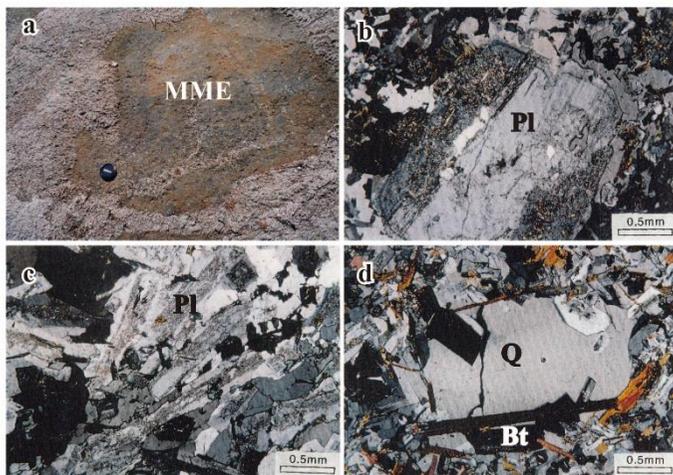


図7 a. MME の産状を示す露頭写真, b—d: MME の産状を示す顕微鏡写真, b. MME 中の斜長石斑晶(Pl)にみられる黒色リム, c. MME 中の長柱状斜長石(Pl), d. MME 中の刃状黒雲母(Bt)と石英ゼノクリスト(Q).

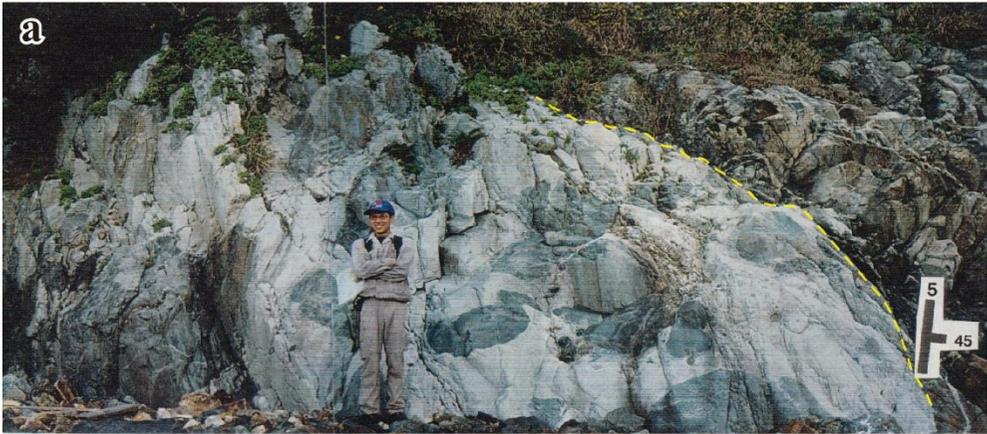


図8 花崗岩と阿武層群福賀層の境界を示す露頭写真. a. 小磯の鼻西方, b. ウツリ (ドローンで撮影), c. ウツリ

0.5 mm の大きさで自形一半自形を示し、累帯構造が顕著に認められる。カリ長石は主に 0.2–0.3 mm の大きさで、石英や斜長石に比べると量は少ない。斜長石周縁には黒色リムが認められる (図 7b)。長柱状の斜長石 (図 7c) や刃状黒雲母 (図 7d) は、いずれも急冷されたことを示す。また MME 内には石英のゼノクリストも確認される (図 7d)。モード測定の結果、MME は 1 試料が‘花崗岩’、8 試料が‘花崗閃緑岩’、1 試料が‘トータル岩’の領域にプロットされる (図 6)。

4. 阿武層群と花崗岩の接触関係

図 8a は、小磯鼻西方における MME に富む花崗岩 (中央部の白っぽい部分) と流紋岩溶岩 (右側の黒っぽい部分) の関係を示している。花崗岩は 45° の中角度で流紋岩溶岩を貫いており、流紋岩溶岩は接触変成作用を受けて黒雲母+白雲母+緑泥石の集合体を形成している。花崗岩はすでに述べたように、北部海岸に露出しており、関門層群の礫岩、阿武層群流紋岩質凝灰岩および流紋岩溶岩を緩い南傾斜で貫いている。図 8b にはウツリ付近においてドローンで撮影した花崗岩と流紋岩質凝灰岩との接触部の写真を示す。写真中央部にみられるほぼ水平の境界面上位に流紋岩質凝灰岩、下位に MME を含む花崗岩が分布する。両者の境界は全体的にはほぼ水平であるが、部分的に凹凸に富んでおり、花崗岩の上面には数メートル以上の高度差が認められる。図 8c は、ウツリ付近における阿武層群と花崗岩の接触関係を示している。MME を多量に含む花崗岩は、凹凸しながら阿武層群の下底にほぼ水平に貫入していることが分かる。貫入面には数メートル程度の高差が認められるものの、水平方向には良く連続する。写真の右側には境界を貫く細粒・珪長質な花崗岩が認められる。

全岩化学組成

1. 測定方法

花崗岩 11 試料、MME11 試料および流紋岩溶岩 2 試料の合計 24 試料を対象として全岩の主成分および微量成分の化学分析を行った。表 1 にその結果を示す。分析には山口大学機器分析センターの全自動蛍光 X 線分析装置を使用した。測定用の試料作成方法および測定方法は、梅本ほか (2000) に

従った。ガラスビードの試料作成にあたっては、まず岩石粉末試料 0.9g と混合融剤 (ドイツ Merck 社製、Spectromelt A12) 4.5g を精秤し、酸化剤として硝酸リチウム(LiNO₃)を 0.54g、剥離剤として無水ヨウ化リチウム (Li) を微量加え、薬包紙上で混合した。混合された粉末を白金のつぼ (蓋つき) に移して、東京科学社製ビードサンプラ装置 (NT-2100) に入れ熔融し分析用ガラスビード試料を作成した。分析の精度は梅本ほか (2000) に記述されている。ただし、Cr および Ni においては、検量線の検出限界を超えていたために、有効なデータを得ることができなかった。

FeO は過マンガン酸カリウム滴定法、H₂O(±) は重量法によって定量した。

2. 測定結果

表 1 に分析結果を示す。図 9 にハーカー図を示した。この図には、弓削ほか (1998) による花崗岩および流紋岩溶岩のデータも併せて示している。

DI (分化指数: ノルム重量%Q, or, ab, ne の合計値) は MME で 64–85、花崗岩で 85–95、および流紋岩溶岩で 82–95 を示す。SiO₂ 含有量 (揮発性成分を除き 100%規格化: 以下同様) は、MME で 65.3–73.7 wt. %, 花崗岩で 73.3–80.9 wt. %, および流紋岩溶岩で 73.5–80.4 wt. % を示す。

花崗岩と流紋岩溶岩は、主成分および微量成分元素ともにハーカー図上ではほとんど重複してプロットされる (図 9)。ハーカー図上で、流紋岩溶岩の方が花崗岩に比べて Zn, Ga, Ba がやや高い領域にプロットされる傾向が認められるものの、これが明瞭な違いであるとは認識しがたい。組成変化も両者はおおむね同様な傾向を示しており、SiO₂が増えるにつれて、TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na₂O, P₂O₅, V, Zn, Ga, Sr, Y, Zr, Nb*は減少傾向を、K₂O*と Rb*は増加傾向を、それぞれ示している (*流紋岩溶岩では増減傾向が不明瞭)。これに対して、Ba はハーカー図上で測定値がばらついており、変化傾向がはっきりしない。

MME はハーカー図上で概ね直線的なトレンドを示し、高 SiO₂側は SiO₂ = 73 wt. % 付近の花崗岩や流紋岩溶岩のプロットと重なっている (図 9)。SiO₂ 含有量が増えるにつれて、逆に TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MnO, MgO, CaO, P₂O₅, V, Zn, Ga,

表1 全岩分析値, モード組成および帯磁率

No. name	ID-305 MME	ID-311 MME	ID-248 MME	KY-58 MME	ID-306 MME	ID-309 MME	KY-64 MME	ID-244 MME	KY-57 MME	ID-310 MME	ID-51 MME	KY-59a Granite
SiO ₂ wt. %	63.98	65.05	67.97	69.00	69.45	70.00	70.91	72.00	72.75	72.80	73.13	73.27
TiO ₂	0.50	0.43	0.36	0.36	0.30	0.31	0.28	0.25	0.18	0.20	0.19	0.17
Al ₂ O ₃	15.87	15.68	14.83	15.53	14.57	14.67	14.12	14.40	14.54	14.18	14.22	14.17
Fe ₂ O ₃	1.30	2.55	1.82	0.63	1.49	2.02	0.89	0.31	0.30	0.33	0.22	0.18
FeO	5.44	3.75	3.89	3.66	3.40	2.28	4.16	2.69	2.14	2.02	2.48	1.92
MnO	0.21	0.18	0.16	0.14	0.14	0.12	0.13	0.16	0.05	0.07	0.07	0.05
MgO	1.73	1.38	1.21	1.13	0.86	0.84	0.65	0.63	0.42	0.48	0.41	0.34
CaO	3.45	2.64	2.33	2.31	2.23	2.26	1.64	1.80	1.43	1.81	1.63	1.26
Na ₂ O	3.67	4.02	4.05	4.12	4.36	4.59	4.32	4.02	3.91	3.91	3.80	3.84
K ₂ O	1.85	1.91	1.57	1.41	1.55	1.42	1.62	2.65	3.37	3.28	3.05	3.36
H ₂ O(+)	1.52	1.44	1.55	1.23	1.10	0.99	1.09	0.86	0.85	0.55	0.72	0.64
H ₂ O(-)	0.14	0.23	0.16	0.34	0.17	0.20	0.24	0.21	0.13	0.14	0.09	0.19
P ₂ O ₅	0.09	0.12	0.09	0.07	0.07	0.06	0.08	0.05	0.03	0.04	0.04	0.02
Total	99.75	99.36	99.98	99.93	99.69	99.75	100.14	100.02	100.10	99.81	100.05	99.40
A/CNK	1.11	1.16	1.18	1.24	1.13	1.11	1.19	1.13	1.15	1.07	1.14	1.16
DL	63.97	70.26	72.98	73.74	76.17	78.17	78.43	81.40	84.93	84.04	83.63	85.83
V ppm	61.6	42.5	43.5	38.3	24.6	28.5	22.2	24.6	11.8	13.9	15.8	11.2
Zn	76.7	82.0	75.9	64.0	78.7	80.8	57.0	54.7	32.1	44.9	35.8	25.6
Ga	21.7	19.2	18.9	17.2	18.4	16.7	16.6	13.8	15.2	14.1	14.3	14.7
Rb	181	184	158	138	142	143	131	151	189	148	159	167
Sr	202	214	172	226	165	161	207	182	151	154	163	129
Y	49.1	34.4	30.1	37.8	29.7	36.0	28.9	23.3	37.2	22.2	29.6	32.8
Zr	189	205	197	204	198	190	195	190	156	135	152	143
Nb	6.6	8.5	10.4	5.9	11.0	10.6	9.1	6.6	7.1	7.4	6.8	11.2
Ba	351	450	398	336	370	277	376	639	498	563	630	508
quartz %	25.1	26.0	32.4	31.9	32.9	32.3	32.0	34.5	35.3	40.4	35.0	39.5
plagioclase	40.6	47.6	46.1	39.0	43.7	46.3	35.3	36.2	41.3	26.7	41.3	20.9
K-feldspar	6.4	2.9	7.5	9.0	12.1	7.4	17.9	20.4	15.0	26.3	12.9	32.2
biotite	3.2	14.3	0.2	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	3.7	0.0	5.9
hornblende	2.5	0.0	0.7	0.0	1.0	0.0	0.0	5.7	0.0	0.0	0.0	0.0
chlorite	22.2	9.3	13.1	20.1	10.3	14.0	13.3	3.2	8.4	2.9	10.8	0.0
muscovite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5
χ (10 ⁻⁶ emu/g)	47.5	57.4	—	—	39.3	35.8	49.4	20.8	34.0	—	37.0	35.2

No. name	ID 246 Granite	KY 52 Granite	KY 66 Granite	ID 223 Granite	ID 215 Granite	ID 304 Granite	KY 60 Granite	ID 243 Granite	KY 59b Granite	KY 67 Granite	ID 47 Rh lava	ID 48 Rh lava
SiO ₂ wt. %	74.06	74.80	76.76	77.72	77.78	77.81	77.95	78.56	78.91	80.33	72.61	73.25
TiO ₂	0.16	0.12	0.07	0.06	0.07	0.07	0.02	0.04	0.03	0.08	0.11	0.15
Al ₂ O ₃	13.89	13.66	12.63	12.08	12.19	12.25	12.39	11.94	12.02	11.69	14.60	14.00
Fe ₂ O ₃	0.08	0.24	0.00	0.16	0.16	0.16	0.14	0.00	0.00	0.09	1.30	0.98
FeO	1.56	1.31	1.06	0.65	0.62	0.61	0.71	0.42	0.51	0.33	0.52	0.93
MnO	0.08	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
MgO	0.31	0.21	0.14	0.14	0.13	0.16	0.05	0.08	0.07	0.07	0.10	0.19
CaO	1.66	1.17	0.81	0.54	0.81	0.86	0.59	0.54	0.66	0.12	0.40	1.41
Na ₂ O	3.63	3.51	3.09	2.98	2.93	3.14	3.50	3.12	3.02	2.78	3.63	4.17
K ₂ O	3.90	3.97	4.95	4.88	4.82	4.61	4.73	4.89	4.82	3.80	5.60	3.91
H ₂ O(+)	0.53	0.47	0.34	0.43	0.28	0.28	0.30	0.25	0.21	0.80	0.69	1.30
H ₂ O(-)	0.05	0.04	0.03	0.11	0.13	0.09	0.11	0.09	0.09	0.16	0.07	0.06
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	99.93	99.56	99.91	99.79	99.95	100.07	100.54	99.95	100.35	100.26	99.65	100.37
A/CNK	1.05	1.12	1.06	1.08	1.06	1.04	1.04	1.05	1.06	1.31	1.14	1.03
DL	86.59	88.67	92.45	93.98	93.21	93.22	95.15	95.38	94.97	95.03	92.88	88.83
V ppm	8.9	7.1	4.7	5.5	5.1	6.1	2.6	5.2	7.3	5.5	7.7	15.0
Zn	31.9	17.4	9.7	11.4	23.9	12.6	10.6	6.9	5.2	0.1	31.5	52.8
Ga	14.1	13.6	12.1	11.0	10.9	11.8	13.2	10.6	9.4	12.4	15.4	14.0
Rb	160	166	195	192	185	158	145	197	181	180	166	113
Sr	138	113	70.1	80.7	72.9	73.3	44.8	66.4	85.4	41.0	119	134
Y	30.4	35.8	27.5	32.0	28.9	26.3	33.8	44.5	26.9	25.7	40.6	36.2
Zr	154	112	94.0	89.8	83.8	93.2	128	88.2	57.4	110	133	129
Nb	7.6	8.2	5.4	2.8	3.5	3.3	3.4	2.6	4.3	4.9	6.5	4.9
Ba	733	483	521	566	532	566	417	487	1112	411	821	770
quartz %	31.6	45.9	48.4	43.6	43.1	37.6	39.2	42.0	44.4	46.1	—	—
plagioclase	33.8	26.7	14.7	20.1	20.3	27.0	20.0	22.0	13.8	12.2	—	—
K-feldspar	32.3	22.4	25.8	33.8	33.0	34.0	37.6	34.6	40.8	34.4	—	—
biotite	0.0	2.2	0.8	1.2	0.4	1.2	2.8	0.2	0.7	0.9	—	—
hornblende	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	—	—
chlorite	2.2	0.0	0.3	0.6	1.5	0.2	0.0	1.2	0.0	0.0	—	—
muscovite	0.1	2.9	10.1	0.6	1.7	0.0	0.3	0.1	0.3	6.5	—	—
χ (10 ⁻⁶ emu/g)	47.8	14.5	33.4	39.7	27.5	25.2	31.2	25.2	30.1	23.9	103.8	—

A/CNK:アルミナ飽和度, DL:分化指数

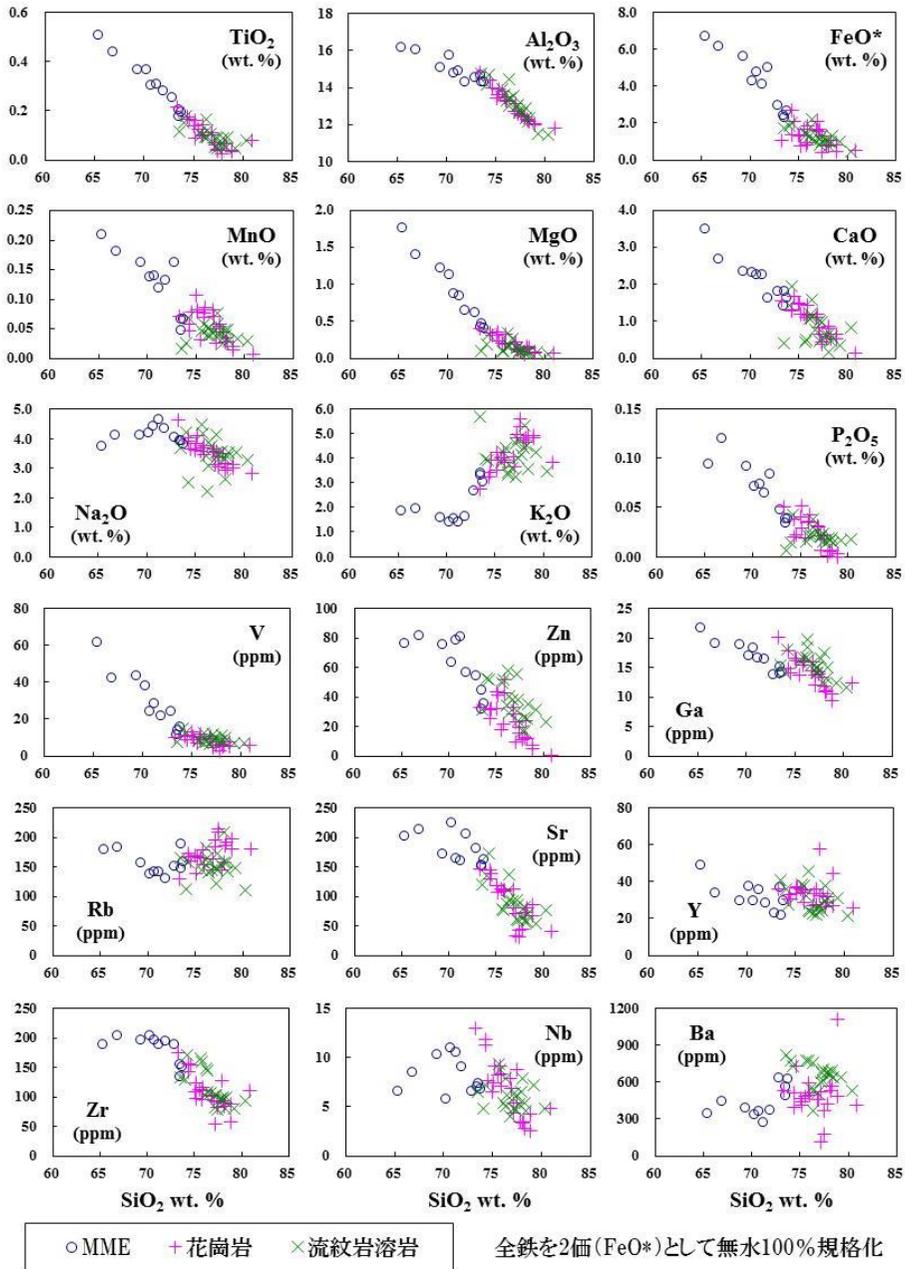


図9 主成分元素および微量元素のハーカー図。

Sr, Y, Zr は減少する傾向がある。一方, K₂O と Ba の値はばらついているものの, 増加傾向が認められる。Na₂O, Rb, Nb はほぼ横ばいのトレンドを示す。MME と花崗岩・流紋岩溶岩の組成トレンドはいずれも, ほぼ同一直線に乗る化学成分も

あるのに対して, Al₂O₃, MgO, Na₂O, V, Zr は明らかに異なった傾きを示す。

全岩化学分析を行った花崗岩, MME および流紋岩溶岩の分析結果に, 弓削ほか(1998)による花崗岩および流紋岩溶岩のデータを加えて, アルミナ

飽和度を検討した (図 10)。

花崗岩, MME および流紋岩溶岩ともに分析値はすべて、 $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) > 1$ の領域にプロットされ、過アルミナ岩 (peraluminous) に分類される。これに対して、 < 1.1 の領域は I タイプ花崗岩の特徴でもある。

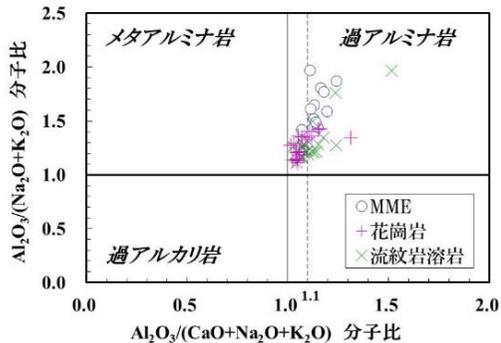


図 10 アルミナ飽和度. MME: 苦鉄質火成包有岩

帯磁率

全岩化学分析を行った花崗岩, MME および流紋岩溶岩, 合計 20 試料について帯磁率を測定した。測定には BISON 社の帯磁率計 Model 3101A を使用した。MME は $20.8 - 57.4 (\times 10^6 \text{emu/g})$ の値を、花崗岩は $14.5 - 47.8 (\times 10^6 \text{emu/g})$ の値を示す (表 1)。これらの結果から、測定した岩石はすべて Ishihara (1977) の分類によるチタン鉄鉱系に分類される。

考 察

1. 火山岩層の対比

本調査地域における阿武層群の火山層序は、この地域を含む阿武町から須佐地域の火山層序 (神谷, 1974b; 今岡, 2009) と整合的である。遠岳山地域の火山層序をそれらと比較すると、流紋岩質凝灰岩と流紋岩溶岩-1 はモドロ岬流紋岩部層に、安山岩は金井安山岩部層に、凝灰質砂岩・頁岩とデイサイト質凝灰岩は木与谷凝灰岩部層に、流紋岩溶岩-2 と流紋岩質溶結凝灰岩は三ヶ岳流紋岩部層に、それぞれ対比された (図 2)。

2. 火山岩と深成岩, および MME の成因的關係

中国地方には、白亜紀の火山岩類と花崗岩類が密接に伴って分布する (Murakami, 1974)。本調

査地域を含む阿武地域も例外でないことは、これまで述べてきている。以下では、両岩類の關係および MME との成因的關係を考察する。

弓削ほか (1998) によると、本調査地域を含む阿武地域の流紋岩溶岩と花崗岩では、野外での關係、全岩の主成分および Ba を除く微量元素成分、Rb-Sr 全岩年代、SrI 値や ϵ Nd 初生値が一致することから、両者は同じマグマ溜まりに由来する。このことは、本研究で新たに得られた流紋岩溶岩および花崗岩の全岩化学組成データからも支持される。すなわち、ハーカー図 (図 9) において、流紋岩溶岩と花崗岩類はほぼ同一の組成および組成変化を示す。今回の追加分析結果をみると、流紋岩溶岩と同程度かそれ以上の Ba を含む花崗岩も認められることから、両岩石の組成の類似性がより強調される結果となった。

弓削ほか (1998) は、マグマ溜まりでは斜長石、カリ長石、アパタイト、ジルコンの分別結晶作用が行われたのに対して、流紋岩噴出後、花崗岩からアプライトが形成される段階においては、とくにカリ長石の分別が顕著に行われたと述べている。今回の追加分析データからこのことが追認される。ハーカー図 (図 9) における Al_2O_3 , CaO, Na_2O , Sr の減少は斜長石, TiO_2 , FeO^* , MnO, MgO, V, Zn の減少はイルメナイトをはじめとする苦鉄質鉱物, P_2O_5 の減少はアパタイト, Zr の減少はジルコンの分別を示すものとして、それぞれ説明可能である。一方、 K_2O および Rb は、流紋岩溶岩では変化傾向は不明瞭であるのに対して、花崗岩では比較的明瞭な増加傾向を示す。この変化傾向は、花崗岩においてはカリ長石の分別が効果的であったという上記の結論と調和的である。

本研究で新たに分析した花崗岩中の MME は、花崗岩や流紋岩溶岩とは異なる特徴を示した。とくに、ハーカー図 (図 9) にみられる花崗岩・流紋岩溶岩とは異なる直線的なトレンドは、MME がより苦鉄質なマグマと $SiO_2 = 73 \text{ wt. \%}$ 程度の珪長質マグマとのマグマ混合 (magma mixing) によって形成されたことを示唆する。また、MME の急冷を示す記載岩石学的特徴からは、花崗岩マグマに侵入した際に苦鉄質マグマからの MME が周囲よりも高温であったことが推察できる。このように、相対的に高温の苦鉄質マグマによる熱の供給によって、結晶化が進みつつある珪長質マグマ

溜まりは再活性化 (rejuvenation) され、マグマ噴火のトリガーになることが指摘されている (例えば, Bachmann et al., 2002; Bachmann and Bergantz, 2006)。MME によって示唆される苦鉄質マグマの存在は、本調査地域の流紋岩および花崗岩からなる一連の大規模珪長質火山深成複合岩体の形成においても、重要な役割を果たしていたのであろう。

3. 花崗岩の貫入・定置機構

本調査地域の花崗岩は、上述の産状を示すことから、シート状に貫入した板状岩体であると判断される。花崗岩の貫入機構のひとつにストーピングが挙げられる (Marsh, 1982; Hutton, 1999)。マグマ溜まりの天井部分が破壊されると、岩石の密度の方がマグマの密度よりも一般的には大きいので、破壊でできた岩片はマグマ溜まり中を沈降していくことになり、沈降した分だけマグマ溜まりは上昇することになる。岩片が小さい場合にはピースミルストーピング、数百 m から数 km と大きい場合にはブロックストーピングあるいは地下コールドロンとよばれている (高橋・石渡, 2012)。

すでに詳しく述べたように、花崗岩には次の2つの特徴が認められる。①花崗岩はシート状構造を示し、花崗岩中には基盤に由来する岩片が含まれていない。②モドロ岬から宇田を経て阿武町惣郷までの海岸には延長 11 km にわたって地形的低所に花崗岩が露出し、阿武層群福賀層の下底に板状岩体として出現する(図 1)。これらの特徴にもとづくと、阿武地域の花崗岩の定置機構として、作業仮説として地下陥没モデル (図 11) を考えることができる。

本調査地域では花崗岩と阿武層群は主にルーフ接触をしているが、惣郷の海岸ではウォール接触も観察されている (今岡, 2010, 今岡ほか, 2017)。このことから、ウォール接触部分が花崗岩マグマのフィーダーとして機能した可能性がある。ウツリ周辺の海岸では、両者の境界は凹凸に富み、花崗岩の上面には数メートル以上の高低差があった (図 8b, c)。この事実は、阿武層群火山岩層や基盤の関門層群のブロックが一体となって沈降するプレート状 (ピストン状) ではなく、ブロック化の進行によりピースミル陥没したことを示唆している。このような地下陥没モデルは、長門市青海島の基盤岩類でも想定されている (今岡ほか, 2001)。

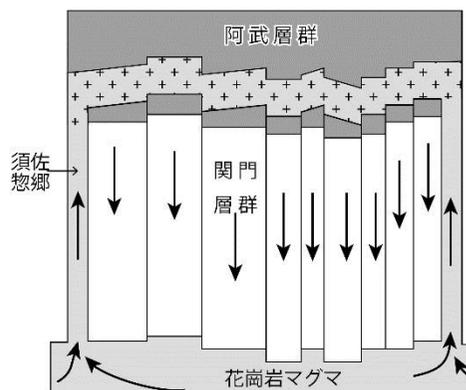


図 11 阿武町地域における花崗岩定置のモデル図。
↑花崗岩マグマの移動方向,
↓カルデラ床の沈下方向。

図 8c の写真の右側には境界を貫く細粒・珪長質花崗岩が認められた。これは深部のマッシュ状マグマ溜まりから分離した珪長質メルトが母岩の割れ目に侵入したもので、ルーフと分離された下側のブロックは下方へ沈降し、新たに形成された空間に花崗岩マグマ (+MME) が定置したものと推定される。

地下陥没によって確保される花崗岩の定置空間について、その具体像を検討してみよう。ウツリ周辺の花崗岩露頭は極めて不均質であることから、原位置での分化作用やマグマ混合作用も想定されるものの、多くの脈やシート状貫入岩体の集合体であると判断された。このような花崗岩内部の不均質性や水平構造は、白亜紀花崗岩では防府花崗岩 (山本ほか, 2006) や広島花崗岩 (高橋, 1991; 高橋ほか, 1989; Hayashi, 1995), 小月花崗岩・小串花崗岩 (今岡, 未公表資料) でも知られている。今岡ほか (2012) が野外調査や重力異常などから検討した防府バソリスはその好例である。バソリスの形成機構としては、漸増定置 (incremental emplacement: Annen, 2011; Menand, 2008 など) が考えられる。この考えは、従来累帯深成岩体の代表例として教科書 (例えば、周藤・小山内, 2002) にも記述されていた北米シエラ・ネバダの Tuolumne Intrusive Suite (Bateman et al., 1963) の U-Pb 年代が 95–85 Ma の年代幅を示したことにもとづいている (Coleman et al., 2004; Glazner et al., 2004)。1000 万年もの年代の開きは、累帯深成岩体のマグマ溜

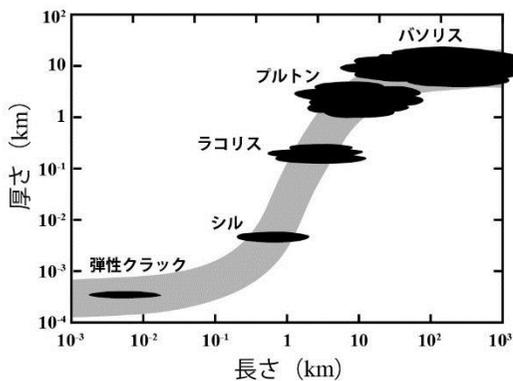


図 12 シル、ラコリス、プルトン、バソリスのスケールの比較を示す模式的な図。Cruden and McCaffrey (2002) と McCaffrey and Cruden (2002)に基づいて作成

まりの寿命としては長過ぎて現実的でなく、累帯深成岩体を構成するプルトンが次々と貫入・定置したことよると解釈される【詳細は、今岡ほか(2012)の解説を参照】。阿武町周辺に分布する火山岩は、NE-SW 方向の大断層（例えば、河内断層、神谷, 1974b）によってブロック化され、北西部が陥没する巨大カルデラ (>35 × 15 km) を形成するものと考えられる（今岡ほか、未公表資料）。このような花崗岩マグマの漸増定置は、火山岩噴出による incremental subsidence に対応していると考えているが、詳細については今後の検討課題としたい。

花崗岩質マグマは小さな脈からシートへと進化し、さらにそれらが集合してプルトン、バソリスへと成長・進化していく (sheet-on-sheet モデル: Menand, 2008) と考えられる (図 12)。このような成長・進化のメカニズムは、一度に大きな定置空間を必要としないし、かつダイアピル・モデルの場合に室内実験から想定される周辺岩石への変形作用も認められないことなども整合的であり、花崗岩の空間問題を解消しやすくしている。

結 論

1. 火山岩層序の検討結果から、本地域の阿武層群 (火山岩) は下位から流紋岩質凝灰岩、流紋岩溶岩、安山岩、凝灰質砂岩・頁岩、デイサイト質凝灰岩、流紋岩溶岩および流紋岩質溶結

凝灰岩に区分される。これらは遠岳山を中心としたベースン構造を示している。

2. 流紋岩溶岩および花崗岩は同源マグマから分化したものと考えられる。また、MME は花崗岩に代表される珪長質マグマと地下深部に存在が想定される苦鉄質マグマとのマグマ混合作用により形成された。
3. 花崗岩は過アルミナ岩、チタン鉄鉱系花崗岩に分類される。
4. 花崗岩の貫入・定置機構として、地下陥没に伴う漸増定置を考えた。
5. 阿武町のウツリ海岸やモドロ岬には、阿武層群 (火山岩) と花崗岩の両方が露出しており、天然の「火山の地下構造博物館」である。萩ジオパークのジオサイトとしてすぐれた地質資産でもある。

おわりに

阿武町のウツリ海岸やモドロ岬には、阿武層群 (火山岩) と花崗岩が露出しており、「火山の根」あるいは天然の「火山の地下構造博物館」である。火山列島である日本列島には、国定公園や国立公園に指定された火山は数多くあるが、火山の地下構造が目当たりに観察できる場所は極めて少ない。これら火山岩や花崗岩はアジア大陸東縁で形成されてから 9000 万年もの長い期間の間に、隆起したり剝離されたりして、カルデラの底や内部が観察可能となったのである。萩ジオパークのジオサイトとしてすぐれた地質資産でもある。今後もフィールドでの火成岩類の研究が進み、花崗岩の貫入・定置機構についての議論が発展することを期待したい。

宇久地区のろう石鉱山は、花崗岩質マグマ活動と関連した熱水活動によって阿武層群中に形成されている。ろう石の生成は花崗岩が過アルミナ岩に分類されることも関係しているであろう。かつては耐火レンガなどの原料となるろう石がさかんに採掘され、日本の近代化を支えてきた。遠岳山の東麓には、現役鉱山としての役目を終えた施設が緑に囲まれてひっそりと佇んでいる。閉山してしまった鉱山の関連施設はリニューアルされ、観光施設等として生まれ変わっているものも多い。このように宇久地域は、大地のめぐみを楽しんできた地域でもあり、近代日本の鉱業を根底で支え

てきた時代の息吹を感じることができ、ジオサイトの有力な候補として挙げることでできよう。

謝辞 本会誌係の川村喜一郎氏には、本会誌81号の編集でお世話になった。本会会員の金折裕司氏には、原稿を査読していただき、原稿は大幅に改善された。筆者の一人(T.I.)は萩市観光政策部ジオパーク推進課の皆様とともにジオパーク活動を展開する中で、萩の地質について勉強させていただいている。記して以上の方々および関係機関に感謝の意を表します。

文 献

- Annen, C., 2011, Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationships. *Tectonophysics*, **500**, 3-10.
- Bachmann, O. and Bergantz, G.W., 2006, Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **149**, 85-102.
- Bachmann, O., Dungan, M.A. and Lipman, P.W., 2002, The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: Rejuvenation and eruption of an upper-crustal batholith. *J. Petrol.*, **43**, 1469-1503.
- Bateman, P.C., Clark, L.D., Hurber, N.K., Moore, J.G. and Rinehart, C.D., 1963, The Sierra Nevada Batholith—a synthesis of recent work across the central part. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **414D**, D1-D46.
- Coleman, D.S., Gray, W. and Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, **32**, 433-436.
- Cruden, A.R. and McCaffrey, K.J.W., 2002, Different scaling laws for sills, laccoliths and plutons: mechanical thresholds on roof lifting and floor depressions. In Breikreuz, C., Mock, A. and Petford, N., eds., *First International Workshop: Physical Geology of Subvolcanic Systems—Laccoliths, Sills, and Dykes (LASI)*, vol. 20 of Wissenschaftliche Mitteilungen des Institutes für Geologie der TU Bergakademie Freiberg, 15-17.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W. and Taylor, R.Z., 2004, Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chamber? *GSA Today*, **14**, 4-11.
- Hayashi, T., 1995, Geological and petrological studies on the Hiroshima granite in the Togouchi-Yuu-Takehara district, Southwest Japan. *Bull. Fac. School Edu., Hiroshima Univ.*, **17**, 95-150.
- Hutton, D. H. W., 1999, The 'space problem' in the emplacement of granite. *Episodes*, **19**, no. 4, 114-119.
- 井川寿之・今岡照喜, 2001, 山口県中央部, 白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見. *地質雑*, **107**, 243-257.
- 今岡照喜, 2001, 火山-深成複合岩体. 168-181. *地学ハンドブックシリーズ13*, 山内靖喜・三梨昂編著, 新版地質調査法, 地学団体研究会. 251p.
- 今岡照喜, 2009, (3) 山口県阿武一須佐地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 6, 中国地方, 朝倉書店, 268-269.
- 今岡照喜, 2010, 山口県須佐惣郷における火成岩類の産状: フィールド教育の充実を目指して. *山口地学会誌*, no. 65, 1-6.
- 今岡照喜, 2012, 白亜紀—古第三紀の火山—深成活動. 山口地学会編, 山口県地質図 第3版(15万分の1)説明書, 山口地学会, 59-88.
- 今岡照喜・井川寿之, 2006, 阿武層群, 貫入岩類. 尾崎正紀・今岡照喜・井川寿之: 仙崎地域の地質. 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, 27-37, 38-46.
- 今岡照喜・井川寿之・岸 司・木村 元・大中翔平・西川裕輔・小室裕明, 2019, 山口県中央部の後期白亜紀カルデラ群の地質: 吉部, 山口, 生雲, 佐々並カルデラ. *地質雑*, 印刷中
- 今岡照喜・小室裕明・山脇恵理香・金折裕司・大川侑里・金田孝典・山本明彦, 2012, 山口県後期白亜紀防府バソリスの三次元形態: 地質・岩石と重力異常からの推定. *地質雑*, **118**, 782-800.
- 今岡照喜・宮田雄一郎・加納 隆, 2017, K. 須佐

- 高山地域の地層と岩石. 山口大学理学部地球圏システム科学科編集, 山口県のフィールドガイドブック 第3版, 89-109.
- 今岡照喜・永松秀崇・井川寿之・秋山美代・加々美寛雄, 2001, 火山活動と深成活動-西中国の例. 月刊地球, no. 30, 127-133.
- 今岡照喜・永山伸一, 2016, ドローン(小型無人ヘリコプター)を使用した露頭の空撮. 山口地学会誌, no. 75, 1-3.
- 今岡照喜・上田 薫・村上允英・鈴木哲夫・脇坂安彦・甲斐野信一・横山義人・佐々木浩, 1984, 山口県十種ヶ峰周辺の白亜紀阿武層群. 山口大教養部紀要, **18**, 79-101.
- Ishihara, S., 1977, The Magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- 神谷雅晴, 1974a, 山口県宇久ろう石鉱山の熱水変質作用. 鉱山地質, **24**, 31-43.
- 神谷雅晴, 1974b, 山口県阿武地域白亜系の層序および地質構造—阿武地域ろう石鉱床の研究その1—. 地調月報, **25**, 105-118.
- Kamitani, M., 1977, Genesis of the andalusite-bearing Roseki ore deposits in the Abu district, Yamaguchi Prefecture, Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, **28**, 201-264.
- Marsh, B. D., 1982, On the mechanism of igneous diapirism, stoping, and, zoned melting. *Am. J. Sci.*, **282**, 808-855.
- McCaffrey, K.J.W. and Cruden, A.R., 2002, Dimensional data and growth models for intrusions. In Breikreuz, C., Mock, A. and Petford, N., eds., *First International Workshop: Physical Geology of Subvolcanic Systems—Laccoliths, Sills, and Dykes (LASI)*, vol. 20 of *Wissenschaftliche Mitteilungen des Institutes für Geologie der TU Bergakademie Freiberg*, 37-39.
- Menand, T., 2008, The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **267**, 93-99.
- Murakami, N., 1974, Some problems concerning late Mesozoic to early Tertiary igneous activity on the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geol.*, no. 8, 139-151.
- 村上允英・今岡照喜編, 1986, 西中国および周辺地域の酸性～中性火成活動. 山口大教養部紀要, 村上允英教授記念号, 419p.
- 周藤賢治・小山内康人, 2002, 岩石学概論(上) 記載岩石学. 共立出版, 272p.
- Streckeisen, A., 1973, Plutonic rocks: Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, **18**, 26-30.
- 高橋正樹, 1990, マグマ溜まり: 形態・構造・進化. 火山, **34**, S83-S98.
- 高橋正樹・石渡 明, 2012, *Field Geology 8*, 火成作用. 共立出版, 202p.
- 高橋裕平, 1991, 広島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 41p.
- 高橋裕平・牧本 博・脇田浩二・酒井 彰, 1989, 津田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 56p.
- 梅本研吾・今岡照喜・山崎 徹・大和田正明, 2000, 混合融剤(A12)を使用した岩石の蛍光X線分析. 山口大機器分析センター報告, no. 8, 16-23.
- 山本慎一・今岡照喜・金丸龍夫・田結庄良昭, 2006, 山口県中南部, 白亜紀防府花崗岩バソリスの岩石学的特徴と帯磁率異方性: 貫入・定置機構の解明に向けて. 地球科学, **60**, 415-429.
- 弓削智子・今岡照喜・飯泉 滋, 1998, 山口県阿武地域における白亜紀流紋岩類と全岩化学組成およびSr, Nd 同位体比. 地質雑, **104**, 159-170.