# 北部フォッサマグナ、赤湯深成岩体の記載岩石学

川野良信\*清水隆一\*\*西川晃太郎\*土屋美穂\*\*\*

キーワード:北部フォッサマグナ、深成岩体、主成分組成、微量成分組成

### 1. はじめに

北部フォッサマグナ地域に分布する新第三紀深成岩類 は、東北日本弧から伊豆一小笠原弧へと続く火山フロン トの屈曲域に点在しており(川野, 2014)、日本列島下に おけるマグマ活動の変遷を論ずる上で極めて重要な情報 を与えてくれる。石原ほか(1976)は、これらの深成岩 類の一部が低 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比、低 Sn 含有の特徴を有する ことから、上部マントルを起源物質として発生したと結 論づけた。また、川野(2000)はこれら深成岩類のSr. Nd 同位体比を測定し、伊豆一小笠原弧や東北日本弧に 分布する第三紀火山岩類の同位体比との比較から、これ らはマントル起源のマグマが地殻物質と様々な割合で反 応することによって形成されたと考えた。さらに、川野 (2014) は各深成岩体の同位体組成を詳細に検討し、同地 域北側に分布する深成岩類では大陸地殻物質との反応が、 南側に分布する岩石ではハンレイ岩質岩起源の物質との 反応がそれぞれ大きかったと推定した。これら新第三紀 深成岩類の成因についてさらに検討を続けるためには、 各深成岩体の岩石記載や全岩化学組成等のデータ蓄積を 進めることが重要であろう。

新潟、群馬と長野の県境に広がる谷川連峰には、東部 から西部にかけて、新第三紀に活動した巻機山岩体、谷 川岳岩体および赤湯岩体が分布している(赤松ほか, 1967;周藤・山岸,1988;川野ほか,1992a;川野, 2014)。これらの岩体は、6.0~3.1Maの放射年代を示し (河野・植田,1966;雁沢・久保田,1987;川野ほか, 1992b;川野・大平,2010)、花崗閃緑岩~石英閃緑岩を 主体とする深成岩体である。このうち、谷川岳岩体につ いては、岩石記載、全岩化学組成、鉱物化学組成、Sr, Nd 同位体組成について検討がなされ、一連の結晶分化 作用が岩体周縁から中心に向かって生じ、岩体が形成さ れたと考えられている(川野ほか,1992a;川野・大平, 2010:川野,2014)。また、川野(2014)は、試料数は少 ないものの、巻機山岩体の全岩化学組成や同位体組成を 検討し、谷川岳岩体と共通した特徴を有することを明ら かにした。しかしながら、赤湯岩体については簡単な岩 石記載が報告されているだけで(周藤・山岸,1988)、未 だに岩石学的な検討は行われていない。本論では、従来 岩石学的検討がほとんど行われることのなかった赤湯岩 体について、野外・鏡下観察結果および全岩化学組成に ついて報告し、谷川岳岩体との比較検討を通して、その 岩石学的特徴を明らかにする。

### 2. 地質概略

赤湯岩体は、新潟県南魚沼郡湯沢町の赤湯山と長野県 下水内郡栄村の佐武流山に挟まれた険峻な山岳地帯に露 出している(新潟県, 1989;竹内ほか, 1994)。岩体は東 方に分布する谷川岳岩体(川野ほか, 1992a)から連続的 に繋がっており(赤松ほか,1967)、南東方の地域にはい くつかの小岩体が露出している(第1図)。赤湯岩体は中 新世前期の頁岩・火砕岩・溶岩や、中新世中期の頁岩・ デイサイト質~流紋岩質凝灰岩・火山角礫岩・溶岩およ び砂岩・流紋岩質貫入岩、鮮新世前期から後期のデイサ イト質溶結凝灰岩、安山岩溶岩および角礫岩に一部貫入 し、あるいは断層で接している(竹内ほか, 1994)。ま た、石英閃緑ヒン岩および閃緑ヒン岩とは断層関係にあ り、周辺部には石英斑岩の小岩体が点在する(新潟県、 1989)。さらに、更新世中期の火山岩、第四紀の崖錐堆積 物、河川堆積物によって部分的に覆われている(竹内ほ か. 1994)。赤湯岩体から放射年代値の報告はないが、東 方の谷川岳岩体からは、5.9Ma(河野・植田, 1966)およ び3.91~2.90Ma (川野ほか, 1992b)の黒雲母 K-Ar 年代、 4.4~1.9Maのジルコンのフィッション・トラック年代(雁 沢・久保田, 1987) および、5.97Maの Rb-Sr 全岩アイソ

<sup>\*</sup> 立正大学地球環境科学部

<sup>\*\*</sup> 立正大学大学院地球環境科学研究科

<sup>\*\*\*</sup> 明治大学研究・知財戦略機構黒耀石研究センター



第1図 地質概略図(竹内ほか、1994に基づく)

1;第四系(河川堆積物)、2;第四系(崖錐堆積物)、3;中部更新統(火山岩類)、4;石英斑岩、5;石英 閃緑ヒン岩・閃緑ヒン岩、6;石英閃緑岩(赤湯岩体)、7;下部~上部鮮新統(安山岩溶岩・火山角礫岩)、 8;下部~上部鮮新統(デイサイト質溶結凝灰岩)、9;中部中新統(流紋岩質貫入岩)、10;中部中新統(砂 岩・礫岩)、11;中部中新統(頁岩・デイサイト質凝灰岩・流紋岩質凝灰岩・火山角礫岩・溶岩)、12;下部中 新統(頁岩・火砕岩・溶岩)。図中の黒丸は試料採取位置を示し、記号に添えられている数値は試料番号を表す。

クロン年代(川野・大平, 2010)が報告されている。

#### 3. 野外および鏡下観察

#### 3.1 野外観察

本研究の調査は、栄村切明(きりあけ)周辺、切明か ら佐武流山(さぶるさん)への登山路および湯沢町から 赤湯山への林道で行った。切明を流れる雑魚川(ざっこ がわ)河岸では、赤湯岩体に北東一南西の方向性をもっ て貫入する石英斑岩が露出する。石英斑岩は白色・緻密 であり、節理の発達が顕著である。河岸に露出する石英 閃緑岩(14091302, 14091303)は灰白色から暗灰色を呈 する細粒から粗粒の極めて新鮮な岩石である。佐武流山 への登山路の途中、赤湯岩体分布域を東から西に流下す る檜俣川(ひのまたがわ)を渡渉するが、その河床には 小規模な火砕岩の露頭を確認できた。ただし、周囲の石 英閃緑岩との関係は不明である。佐武流山の登山路では、 暗灰色を呈する細粒から粗粒の石英閃緑岩の露頭が断続 的に点在する。いずれの露頭においても岩石(14091401 ~14091406)は塊状を呈し、極めて新鮮である。採取地 の中でも標高の高い試料(14091401, 14091402)は細粒 から中粒を呈し、標高の低い試料(14091403, 14091405, 14091406)は中粒から粗粒を示す傾向がある。ただし、 中間地点の試料(14091404)は細粒を呈しており、必ず しもこの傾向は明瞭とは言えない。一方、湯沢町から赤 湯山への林道と交差する清津川(きよつがわ)河岸では

粗粒の花崗岩を取り込む凝灰岩を確認できた。ただし、 捕獲岩として含まれる花崗岩は赤湯岩体の石英閃緑岩と は異なっている。凝灰岩の露頭から下流へ向けて林道を 移動すると、青灰色の圧砕された粗粒砂岩が露出してい る。赤湯岩体との接触部分は確認できないため関係は不 明である。佐武流山への登山路に比べ、このルートでは 岩石の変質が著しく、熱水変質を被り、白色化して脆く なっている場合が多い。採取した2試料(14100406, 14100407)はいずれも黄褐色を呈する細粒の石英閃緑岩 であり、やや風化が認められる。また、群馬県と新潟県 を結ぶ三国街道から二居(ふたい)ダムへ向かうトンネ ル脇には、新鮮な安山岩の露頭が確認できるが、赤湯岩 体との関係は不明である。

#### 3.2 鏡下観察

赤湯岩体の岩石は細粒~中粒を呈するものと粗粒を呈 する岩相に分けられる。ここでは、岩相毎に区分して鏡 下における観察結果を述べる。

細~中粒相:切明から採取された14091303、佐武流山 への登山路から採取された14091401、14091402、 14091404、赤湯山への林道から採取された14100406、 14100407はいずれも細粒からやや中粒の岩相を呈する。 岩石は完晶質の石英閃緑岩であり、鏡下では斑状組織か らシリイット組織を呈する。主要構成鉱物は、斜長石、 斜方輝石、単斜輝石、石英、黒雲母であり、副成分鉱物 として燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を含む。斜長石は



第2図 斜長石中に含まれる斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物の顕微鏡写真(14091303) A はクロスニコル、B はオープンニコル。

斑晶として認められる場合があり、自形~半自形で0.5~ 3.0mmの短柱状を呈し、累帯構造やアルバイト式双晶が 顕著である。部分的に変質が進み内部にセリサイトが生 じているものもある。14091303では融食された斜方輝石 や単斜輝石、不透明鉱物を内包している斜長石を確認し た(第2図)。斜方輝石は半自形で1mm前後の柱状を呈 する。不透明鉱物を内包するものや部分的に変質が進ん でいるものが認められる。単斜輝石は自形~半自形の柱 状で産し、最大1mmに達する。石英は半自形~他形で 他の鉱物間を充填している。また、波動消光を呈するも のもある。黒雲母は、自形から半自形を呈し、最大で 0.6mm に成長し多色性が著しい。14091404では不透明鉱 物の周縁部に僅かに成長する黒雲母が観察される。 14100407では新鮮な黒雲母を確認でき、14100406は 0.3mm ほどの小片状黒雲母が散在している。他の試料で はほとんどの黒雲母は緑泥石に変質している。不透明鉱 物は0.2mm ほどの粒状で、斜方輝石や斜長石に包有され る。ただし、14100406では不透明鉱物が脈状に発達する。

粗粒相:切明の雑魚川河岸から採取された14091302お よび、佐武流山への登山路から採取された14091403、 14091405、14091406は粗粒の岩相を呈する。細~中粒相 とは漸移関係である。岩石は完晶質でシリイット組織か ら等粒状組織を呈し、比較的新鮮な試料が多い。構成鉱 物は細~中粒相と同じである。すなわち、斜長石、斜方 輝石、単斜輝石、石英、黒雲母を主体として、カリ長石、 燐灰石、ジルコン、不透明鉱物を伴う。斜長石は自形~ 半自形で0.5~3.0mmの柱状を呈し、累帯構造やアルバイ ト式双晶を示すものが多い。部分的にセリサイト化が進 行している。斜方輝石は半自形で最大1mmの柱状を呈 する。内部に不透明鉱物を包有する場合がある。単斜輝 石は自形~半自形の柱状で、0.5mm 程度のものが多い。 石英は他形で、0.3~0.8mmのものが多く、カリ長石とと もに微文象連晶が発達する。黒雲母は半自形から他形で ほとんどが緑泥石に変化している。一部に不透明鉱物を 包有しているものも認められる。不透明鉱物は最大で 0.8mmに達するものもあり、斜方輝石や単斜輝石に伴っ て産することが多い。

#### 4. 全岩化学組成

立正大学地球環境科学部環境システム学科に設置され ているリガク社製蛍光X線分析装置(ZSX Primus II) を用いて、赤湯岩体から採取した10試料の全岩主成分・ 微量成分元素を測定した。分析方法は、川野(2010)に 従うが、手法の一部を改善し、de Jongh モデルによる理 論マトリックス補正計算を行った。また、L.O.I.(loss on ignition)を含む補正計算(山田, 2010)を行えるように プログラムに修正を施した。測定した元素は、Si、Ti、 Al、Fe、Mn、Mg、Ca、Na、K、Pの主成分10元素とBa、 Cr、Co、Cu、Ga、Nb、Ni、Pb、Rb、Sr、Th、V、Y、Zn、 Zr の微量成分15元素である。なお、川野(2010)では議 論されていないCo、Ga、Th、Znの検量線は、18個の岩 石標準試料(産業技術総合研究所)のCo-Ka、Ga-Ka、 Th-L β<sub>1</sub>、Zn-Ka線の計数値を用いて作成した。なお、 上記25元素すべての検量線の相関係数は0.99以上である。

得られた分析値をノルム Ab - An - Or 三角図に点示 した(第3図)。比較のために、川野・大平(2010)で報 告された谷川岳岩体のデータも点示している。赤湯岩体 細~中粒相は1試料が花崗閃緑岩の領域に点示されるが、 他の5試料はすべてトーナル岩の領域を占める。Or 成分 が乏しくなるに連れ、An 成分が増加する弱い変化傾向 が認められる。赤湯岩体粗粒相はすべてトーナル岩の組 成を示している。An 成分に組成幅が認められるものの、 Ab 成分や Or 成分には大きな変位は認められない。谷川 岳岩体では主岩相の多くは Or 成分に富んでおり、2 試 料を除いて花崗閃緑岩の領域を占めている。一部の試料 は赤湯岩体細~中粒相、粗粒相の領域と重複している。 一方、谷川岳岩体周縁相は主岩相に比して An 成分に僅 かに富む傾向があり、1 試料が赤湯岩体粗粒相と重なっ て点示される。

分析結果をSiO2に対する各酸化物図に点示した(第4



第3図 ノルム An-Ab-Or 三角図 (O'Connor, 1965) To; Tonalite, Gd; Granodiorite, Ad; Adamellite, Gr; Granite. 谷川岳岩体の分析値は川野・大平 (2010) による。

図)。この図においても、比較のために谷川岳岩体(川 野・大平,2010)の値を示している。赤湯岩体細~中粒 相の SiO<sub>2</sub>は56~66wt% を示すのに対し、粗粒相は63~ 65wt%の比較的狭い組成範囲をもっている。岩体全体で みるとSiO<sub>2</sub>の増加と共に、TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MnO、 MgO、CaO は減少し、K2O は増加する変化傾向を示す。 Na<sub>2</sub>OやP<sub>2</sub>O<sub>5</sub>には明瞭な傾向は認められない。この図に おいて特に Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に富む試料は不透明鉱物が脈状に発達 する細~中粒相の14100406である。なお、この試料は他 の赤湯岩体の試料に比して TiO2、Al2O3、MnO、CaO に 乏しい特徴もあわせもっている。細~中粒相と粗粒相を 比較すると、ほとんどの主成分において共通の変化傾向 を示すが、TiO<sub>2</sub>と MnO は前者に比して後者がやや富む 特徴が認められる。赤湯岩体粗粒相は、谷川岳岩体主岩 相のSiO<sub>2</sub>組成範囲内に収まり、谷川岳岩体主岩相1試料 を除けば、主岩相よりも K2O に乏しい傾向が認められ る。一方、赤湯岩体細~中粒相も、低 K<sub>2</sub>O の1 試料を除 き、谷川岳岩体主岩相に比して K2O に乏しい特徴を有す る。これら K₂O が少ない特徴は、前述の Ab - An - Or 三角図において、赤湯岩体が Or 成分に乏しい結果を示 すことと調和的である。赤湯岩体細~中粒相と谷川岳岩 体周縁相の変化傾向を比較した場合、前者は後者に比し て CaO に富み、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、K<sub>2</sub>O に乏しい性質を示している。

さらに、主成分元素の挙動を検討するため、第5図に SiO<sub>2</sub>に対する A.S.I. (aluminum saturation index) および



谷川岳岩体の分析値は川野・大平(2010)による。

FeO\*/MgOの関係を示した。この図にも谷川岳岩体(川 野・大平,2010)の値を表示している。赤湯岩体は細~ 中粒相1試料(14100406)を除き、全てメタアルミナス な特徴を示している。14100406がパーアルミナスな性質 を示すことは、先に述べたように細~中粒相がAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>や CaOに乏しい特徴と調和的である。この1試料を除け ば、赤湯岩体細~中粒相および粗粒相のA.S.I.の変化傾 向は谷川岳岩体主岩相のそれと一致している。また、谷 川岳岩体周縁相と赤湯岩体細~中粒相を比較すると、後 者の方が僅かに低いA.S.I.を示している。SiO<sub>2</sub>に対する FeO\*/MgO 図でも14100406を除けば、赤湯岩体両岩相と 谷川岳岩体は同じ領域に点示され、両者の変化傾向は同 じである。ただし、谷川岳岩体周縁相は赤湯岩体細~中 粒相よりも僅かに高い FeO\*/MgO を示している。

第6図にSiO<sub>2</sub>に対する微量元素組成の変化を示す。な お、谷川岳岩体のCo、Cu、Ga、Pb、Th、V は報告されて いないため点示できなかった。図をみると、赤湯岩体全 体を通してSiO<sub>2</sub>が増加するに連れ、Ba、Nb、Rb、Th、 Zr は増加している。一方、SiO<sub>2</sub>の増加に伴いNi、Co、V は減少するが、Cr、Cu、Ga、Pb、Sr、Y、Zn には明瞭な 変化傾向は認められない。このうち、Cu が1040 ppm を 示す試料はFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に富む試料(14100406)であり、Zn が 他の5倍程度の濃度を示す試料は粗粒相(14091403)で あった。細~中粒相および粗粒相を谷川岳岩体と比較す



谷川岳岩体の分析値は川野・大平(2010)による。





ると、Ba、Nb、Sr、Zn、Zrでは、変化傾向はほぼ重複 し著しい差異を認められない。しかし、Cr、Ni、Rb、Y は谷川岳岩体主岩相に比して赤湯岩体両岩相の方が乏し い傾向にある。特にNiやYでは谷川岳岩体の周縁相よ りも赤湯岩体細~中粒相が明瞭に乏しい。

#### 5. 谷川岳岩体との比較および考察

川野ほか(1992a)は、谷川岳岩体の岩石学的検討を行 い、岩体周縁部を貫入直後のマグマと仮定し、岩体中央 に僅かに分布する花崗岩を分化の最終生成物であると考 えた。つまり、谷川岳岩体は貫入後にその場で結晶分化 作用を引き起こしたため、周縁相・主岩相・中心相など の岩相変化が生じたと推定されている。これは、川野・ 大平(2010)で検討された Sr 同位体比初生値の累帯構造 からも支持されている。前述のように赤湯岩体は谷川岳 岩体の西方延長として連続しており(赤松ほか, 1967)、 石英閃緑岩~トーナル岩から構成されるという共通点か ら成因的に関係があることが推定される。また、谷川岳 岩体に特徴的に含まれる輝石や不透明鉱物を含む斜長石 が、赤湯岩体細~中粒相でも見出されており(第2図)、 同じ過程を経て形成されたことが示唆される。しかしな がら、前述のように赤湯岩体と谷川岳岩体の K<sub>2</sub>O、Cr、 Ni、Rb、Y には明瞭な差異が認められることから、両者 が単一マグマから導かれたとは考えがたい。特に谷川岳 岩体の貫入直後のマグマと推定される周縁相と、赤湯岩 体細~中粒相では Ni や Y の濃度が大きく異なっており、 その解釈として次の3つの可能性が考えられる。

(1) 異なる起源物質から生じた場合、

- (2) 同じ起源物質であっても部分溶融の程度に違いが あった場合、
- (3) 同源のマグマであっても反応した物質や量に差異 があった場合。

谷川岳岩体を含む北部フォッサマグナの新第三紀花崗 岩類は、マントル起源のマグマが大陸地殻物質もしくは ハンレイ岩質岩起源の物質と反応してそれぞれ生じたと 考えられている(川野, 2000;川野, 2014)。特に、赤湯 岩体が分布する巻機一谷川地域では、東北日本弧の新第 三紀火山岩類の Sr、Nd 同位体組成との比較・検討から、 基本的にマントル起源のマグマが大陸地殻物質の影響を 被り、谷川岳岩体や巻機山岩体を形成したと推定されて いる (川野, 2014)。もし、同じマントル物質を起源とす るのであれば、赤湯岩体の方が K2O や Rb に乏しいとい う事実(第4,6図)、から、部分溶融の程度に差があっ たと考えられる。すなわち、谷川岳岩体に比して赤湯岩 体の方が部分溶融の程度が大きかったために、これらの 元素に乏しくなったと推定される。しかしながら、マン トルの部分溶融の程度が大きければ、Cr や Ni 含有量も 多くなることが期待されるが、実際はこれらの元素は赤 湯岩体で乏しくなっており(第6図)、K<sub>2</sub>OやRbから推 定される成因と一致しない。すなわち、部分溶融の程度 の違いだけでは赤湯岩体と谷川岳岩体の違いを説明する ことはできない。よって、前述(2)の可能性は小さい。

次に前述(3)の「同じマグマであっても反応した物質や その量が異なっていた」可能性について検討する。SiO<sub>2</sub> に対する A.S.I. 図をみると、谷川岳岩体周縁相に比べ、 赤湯岩体細~中粒相の A.S.I. は低く、大陸地殻物質との 影響は後者の方が小さかったと推定される。大陸地殻物



質はマントル物質に比べ Cr や Ni に乏しいと考えられ、 地殻物質との反応が小さいと考えられる赤湯岩体ではそ れらの元素は薄まることなく、元のマグマの組成を維持 することが期待される。しかしながら、前述のように赤 湯岩体はこれらの元素に乏しく、推定される化学的特徴 とは一致していない。また、一般に大陸地殻物質は K<sub>2</sub>O や Rb に富んでおり、それらの影響が少なかったマグマ は同元素に富むことはない。赤湯岩体はこれらの元素に 乏しく、地殻物質との反応が小さかったとする考えと調 和的である。すなわち、Cr や Ni を低濃度にするために は同化した大陸地殻物質の量が多くなければならないが、 A.S.I.やK<sub>2</sub>O、Rbからはその量は少なかったと考えられ、 両者は矛盾している。したがって、同化した大陸地殻物 質の量が異なっていたとしても、赤湯岩体と谷川岳岩体 の違いを説明することは困難であり、前述(3)の可能性は 小さい。よって、現時点では、赤湯岩体と谷川岳岩体を 形成したマグマとその起源物質は異なっていた可能性(前 述の(1)) が最も高い。両者の起源物質について検討する ため、第7図に MORB で規格化したスパイダーグラム を示す。谷川岳岩体周縁相の試料が少ないため明瞭では ないが、赤湯岩体細~中粒相と比較した場合、赤湯岩体 細~中粒相が Ba や Zr に富むのに対し、谷川岩体周縁相 は BaやYに富むパターンを示す。また、赤湯岩体粗粒 相と谷川岳岩体主岩相を比較した場合も、前者は Ba に 富みYに乏しい特徴を有するが、後者はRb、Yに富む パターンを示している。これらパターンの違いは、それ ぞれのマグマへの LIL 元素の付加の割合や部分溶融時に おけるザクロ石などの残留固相の違いを反映しているの かもしれない。今後希土類元素組成や同位体比組成を明 らかにし、赤湯岩体の成因について検討を続けていく予 定である。

## 6. まとめ

長野県と新潟県の県境に分布する赤湯岩体は花崗閃緑 岩とトーナル岩から構成される。岩石は細〜中粒岩相と 粗粒岩相に大別され、前者の化学組成幅は広く、後者の 組成幅は比較的狭い。近くに分布する谷川岳岩体と比較 した場合、赤湯岩体の方が K<sub>2</sub>O、Cr、Ni、Rb、Y に乏し い特徴が認められる。この化学的特徴から、赤湯岩体と 谷川岳岩体はそれぞれ異なる起源物質からもたらされた と推定されるが、詳細な成因論を議論するには今後のさ らなる検討が必要である。

#### 謝 辞

本研究では、全岩化学分析において立正大学地球環境科学 部環境システム学科の蛍光 X 線分析装置(ZSX Primus II) を用いた。機器の導入および保守・管理に関しては環境シス テム学科関係者各位に日頃よりご協力いただいている。ここ に記して厚くお礼申し上げる。

#### 引用文献

- 赤松 陽・河内洋佑・村松敏雄・島津光夫・田村 貢(1967) 谷川連峰周辺の地質(概報).地球科学,21,1-6.
- 雁沢好博・久保田喜裕(1987)谷川石英閃緑岩体の形成とその冷却史.日本地質学会学術大会講演要旨,94,194-194.
- 石原舜三・金谷 弘・寺島 滋(1976)フォッサマグナ地域 新第三紀花崗岩類の成因. 海洋科学, 8, 19-24.
- 川野良信(2000)北部フォッサマグナ新第三紀花崗岩類の起源.月刊地球号外, no.30, 227-231.
- 川野良信(2010) 蛍光X線分析装置による珪酸塩岩石および 堆積物の定量化学分析.地球環境研究,12,85-97.
- 川野良信 (2014) 北部フォッサマグナ新第三紀深成岩類の岩 石学. MAGMA, 96, 15-30.
- 川野良信・大平寛人(2010)北部フォッサマグナ谷川岳深成 岩体の Sr, Nd 同位体岩石学的研究. MAGMA, 91, 17-30.
- 川野良信・大平寛人・島津光夫(1992a)北部フォッサマグナ 谷川岳鮮新世深成岩体の岩石学.地質雑,98,497-508.
- 川野良信・柴田 賢・内海 滋・大平寛人 (1992b) 谷川岳鮮 新世深成岩体の K-Ar 年代. 岩鉱, 87, 221-225.
- 河野義礼・植田良夫(1966)本邦産火成岩の K-Ar dating (IV) - 東北日本の花崗岩類-. 岩石鉱物鉱床学会誌, 56, 41-55.
- 新潟県(1989)新潟県地質図説明書.新潟県商工労働部工業 振興課, pp.128.
- O'Connor, J. T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, in Geological Survey research. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525B, 79-84.
- 周藤賢治・山岸猪久馬(1988)新第三紀の貫入岩類. 日本の 地質4「中部地方 I」, 共立出版, 114-117.
- 竹内圭史・加藤碵一・柳沢幸夫・広島俊男(1994)20万分の 1 地質図幅「高田」. 地質調査所.
- 山田康治郎(2010)鉱石・岩石分析等で有効なガラスビード 法を用いた蛍光 X 線分析法. リガクジャーナル, 41, 24-32.

# Petrography of the Akayu plutonic body, North Fossa Magna, central Japan

KAWANO Yoshinobu\*, SHIMIZU Ryuichi\*\*, NISHIKAWA Kohtaroh\* and TSUCHIYA Miho\*\*\*

\*Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University \*\*Graduate School of Geo-environmental Science, Rissho University \*\*\*Center for Obsidian and Lithic Studies, Meiji University

### Abstract :

The Akayu plutonic body distributed in North Fossa Magna, consists of granodiorite and tonalite. The plutonic rocks are divided into fine to medium-grained facies and coarse-grained facies. The former shows wide variation in chemical compositions, whereas the latter shows small variation. The Akayu plutonic body has lower K<sub>2</sub>O, Cr, Ni, Rb and Y contents than those of the Tanigawa-dake plutonic body, suggesting that both plutonic bodies were derived from different magmas.

Key Words : North Fossa Magna, plutonic body, Major chemical composition, Trace chemical composition