足尾山地、足利深成岩体の岩石学的研究

川野良信* 籾山 遥玲**

キーワード:足利深成岩体,花崗閃緑岩,主成分元素,微量成分元素,希土類成分元素

I. はじめに

足尾山地には、足尾山地花崗岩類とよばれる酸性 火成岩類が広く分布している(矢内, 1972;川野ほか, 1999). 足尾山地花崗岩類の岩石学的研究は植田(1956) や河田 (1966), 矢内 (1972, 1973a, 1973b), 川野 (2009, 2011)、川野・小林(2022)によって行われており、各 岩体の岩石化学的特徴や活動時期、成因的関連性が検討 されている、このうち、矢内(1972)は足尾山地花崗岩 類を,松木岩体,茨倉岩体,平滝岩体からなる松木型花 崗岩類, 沢入岩体, 足利深成岩体(以下, 足利岩体と 略), 鹿ノ入岩体からなる沢入型花崗岩類, そして中禅 寺岩体, 皇海岩体, 古峯ヶ原岩体などからなる中禅寺 型酸性岩類の3つに大別した.また、矢内(1973a)や 植田(1956)は足尾山地花崗岩類の主成分元素組成を明 らかにし、その化学的特徴について言及している. 一 方、川野ほか(1999)は、沢入岩体、古峯ヶ原岩体、鹿 ノ入岩体の全岩化学組成およびSr・Nd同位体比を測定 し、それらの起源物質について考察した、さらに、川野 (2009)は松木岩体の全岩化学組成,Sr・Nd同位体組成 およびRb-Sr全岩アイソクロン年代を報告し、岩体の成 因について議論している。加えて、川野(2011)は沢入 岩体のSr同位体初生値の累帯構造について, 全岩化学 組成に基づき検討し、川野・小林(2022)は古峯ヶ原岩 体の主成分元素組成及び微量成分元素組成を明らかにし、 成因の異なる2つのマグマの逐次貫入によって形成され た可能性を指摘した.

このように,沢入型花崗岩類に属する沢入岩体の岩石 学的研究は行われているものの(川野ほか,1999:川野, 2011),足利岩体については1試料の主成分元素組成が 報告されているのみで(矢内,1973a),詳細な岩石学的 研究は行われていない.また,足利岩体,沢入岩体,鹿 ノ入岩体は類似した岩相を呈するため沢入型花崗岩類と 一括されているが(矢内,1972),それぞれが離れた場 所に独立して貫入しており,相互関係は不明である. そ こで本研究では,足尾山地南部に分布する半径およそ 1kmほどの足利岩体を対象に,野外・鏡下観察,主成 分元素,微量成分元素及び希土類成分元素の測定を行い, 沢入型花崗岩類相互の関係について検討し,さらに足利 岩体の成因について考察する.

Ⅱ. 地質概略

足尾山地の地質概略図を第1図に示した.足尾山地の 基盤岩類である足尾層群の中・古生層は主に粘板岩や チャート,砂岩,泥岩,石灰岩などから構成される(矢 内,2008).足尾山地のチャートには石炭紀~ペルム紀 のフズリナやウミウリが含まれていることから古生界と されていたが,珪質泥岩から三畳紀のコノドントなどの 化石(林,1963:小池,1979)やジュラ紀の放散虫の化 石(指田ほか,1982;荒川,1986)が広く出現すること が明らかになり,現在では堆積年代は主に三畳紀~ジュ ラ紀であり,古生界はオリストリスと考えられている (Aono,1985).さらに,基盤岩類と花崗岩類との境界に は,貫入の影響により,数百m~数kmの幅にわたり接 触変成作用を受けてホルンフェルスが形成されている (矢内,2008).

足利岩体周辺の地質図を第2図に示す. 足利岩体は足 利市北方に位置し, 長径1.2km, 短径1kmほどの, 北 東-南西方向に延びた楕円形を呈して分布する(矢内, 1972).同じ沢入型花崗岩類である沢入岩体や鹿ノ入岩 体からは南方に10数km離れており(第1図), 足尾山地 南部に孤立して分布する(矢内, 1972).前述の中生界 足尾層群の泥岩やチャートは, 岩体の貫入に伴い 100~ 200mにわたり明瞭な接触変成作用を被っている(矢内, 1973a). 岩体は中粒で灰白色~灰色を呈する花崗閃緑岩 で(矢内, 1973a), 沢入型花崗岩類に分類される(矢内, 1972).

^{*} 立正大学地球環境科学部

^{**} 立正大学地球環境科学部卒業生



第1図 足尾山地の地質概略図(矢内, 1972を簡略化)



足尾山地に分布する花崗岩類は、黒雲母によるK-Ar 年代が求められており、松木岩体が119 Ma,沢入岩体 が88 Ma, 89 Maおよび93 Ma,足利岩体が89 Ma,茨 倉岩体が86 Ma,中禅寺岩体が68 Ma,皇海岩体が60 Ma, 古峯ヶ原岩体が54 Ma,深沢岩体が45 Maと報告されて おり(Shibata and Miller, 1963;河野・植田,1966;矢 内、1972;Sudo et al., 1998)、白亜紀から古第三紀に 活動したものと考えられている(矢内、1972;1973a; 1973b).その後、Uto et al.(1997)が沢入岩体から92 Maの黒雲母Ar-Ar年代を、野村(1999)が皇海岩体か ら52.3 Maの全岩K-Ar年代を報告している.また、川 野(2009)は松木岩体の全岩Rb-Srアイソクロン年代を 125 Maと報告した.なお、本研究で取り扱う年代値に ついて、1977年以前に報告されたものは、Steiger and Jäger(1977)の壊変定数を用いて再計算を行った.

Ⅲ. 野外および鏡下観察

足利岩体は全体的に風化が進行し,花崗岩類の露頭は ほとんど認められない.しかし,岩体北部域では角礫状 の現地性岩塊が多数分布していることから,本研究では 北部域を中心に試料採取を行った.採取試料は,花崗岩 質岩6試料と含有される暗色包有物2試料の計8試料で ある.

Ⅲ-1. 野外観察

花崗岩質岩は,長径およそ1.5~1.7 mの角礫状の岩塊 として産出するが(図3A),場所によっては,直径お よそ3.0 mを超える転石も認められる.岩石は,淡灰 色~灰褐色で中粒~粗粒を呈し,表面から内部にかけて 1.0 cm程,淡黄色に変質する場合もある.部分的に有色 鉱物の濃集したクロットがみられるが,比較的均一な岩 石である.また,明瞭な境界を伴う暗色包有物(図3B) や,岩石の表面に黄鉄鉱の晶出が認められた.

暗色包有物は,直径およそ1.0 mの淡灰色~灰白色, 中粒を呈するトーナル岩である.採取した岩石の大きさ は直径およそ30 cmであり,表面から内部にかけて1.5 ~ 2.0 cm程,淡黄色に変質しているものの,内部は暗黒色, 細粒を呈している.暗色包有物の形は角があり,花崗岩 質岩との境界部は明瞭である.また,花崗岩質岩と暗色 包有物の両者を切る石英脈の発達も認められる(図3B).

Ⅲ-2. 鏡下観察

花崗岩質岩は、完晶質で等粒状、中粒〜粗粒の岩相を 呈し, 主要構成鉱物として斜長石, 石英, カリ長石, 黒 雲母, 白雲母を, 副成分鉱物として不透明鉱物を含んで いる. また絹雲母, 緑泥石, 方解石を二次鉱物として含 んでいる。斜長石は自形の卓状や拍子木状であり、長 径は最大3.5 mmに達する. また, 斜長石の内部に絹雲 母が形成されている場合がある。特徴として累帯構造や アルバイト式双晶を示すものもある. 石英は他形のア メーバ状であり、長径は0.6~3.8 mmである。また、波 動消光を呈するものもあり、包有物としてカリ長石を取 り込んでいる場合もある。カリ長石は半自形の卓状であ り, 長径0.2~0.8 mmを主とし, 最大で1.3 mmに達する. パーサイト構造が顕著で、黒雲母を取り込んでいる場合 もある (図3C, D). 黒雲母は長径0.1~2.5 mmで, 淡 褐色〜褐色を呈し、半自形の拍子木状や他形の破片状を 示す.また,緑泥石に変質している場合や不透明鉱物を 含んでいる場合がある、白雲母は自形の針状であり、長 径0.1~0.8 mmを呈する. 干渉色が著しい. 不透明鉱物 は半自形~他形の卓状であり、長径は0.1~0.5 mmを主 とし、最大で1.0 mmに達する (図3E, F). 主に黒雲 母に伴って産することが多い、方解石は自形の卓状であ る. 長径の最大は0.8 mm である.

暗色包有物は完晶質で等粒状細粒の岩相を呈し、斜長 石、石英、黒雲母、カリ長石、白雲母を主要構成鉱物と して、不透明鉱物を副成分鉱物として、方解石と絹雲母 を二次鉱物としてそれぞれ含んでいる. 斜長石は自形の 卓状であり、長径は0.7 mm程度である、累帯構造が顕 著にみられ、内部に絹雲母を生じている. 黒雲母を包有 している場合もある. 石英は他形のアメーバ状のものや 他の鉱物間を充填するように産するものがあり、長径は 0.5~1.1 mmである. 波動消光を呈するものや、斜長石 や黒雲母を包有している場合がある。黒雲母は半自形 の拍子木状や他形の破片状を呈し、長径は0.3~0.7 mm を主とし、最大の長径は1.8 mmである、多色性が強く、 淡褐色~褐色を示す.カリ長石は半自形の卓状であり. 長径は0.6 mm以下である。他の鉱物の粒間に産出する。 白雲母は針状の自形を呈し、長径は0.4 mm以下である. 干渉色が強く, 黒雲母に伴って産することが多い. 不透 明鉱物は半自形~他形の卓状であり、長径は0.5 mm以 下である。また、黒雲母を伴って産することが多い(図 3G, H). 方解石は半自形~他形の卓状であり, 長径は 0.2~0.6 mmを主とし、長径の最大は1.3 mmである。



第3図 産状および偏光顕微鏡写真

A:花崗岩質岩 (32705)の産状,B;暗色包有物 (32706)の産状,C;花崗岩質岩 (32705)のクロスニコル,D; 花崗岩質岩 (32705)のオープンニコル,E;花崗岩質岩 (32702)のクロスニコル,F;花崗岩質岩 (32702)のオー プンニコル,G;暗色包有物 (32706)のクロスニコル,H;暗色包有物 (32706)のオープンニコル.GD;花崗閃 緑岩,DI;暗色包有物,Qz;石英,Pl;斜長石,Kf;カリ長石,Bt;黒雲母,Mus;白雲母.

Ⅲ-3. モード分析

全8 試料についてポイントカウンターによって999~ 1029点をカウントし、モード組成を求めた.結果を石英 -カリ長石-斜長石三角図(第4図)に示した.花崗岩 質岩のうち、32701、32703、32705、32708は花崗閃緑岩 の領域に、32702と32704は花崗岩の領域にそれぞれプ ロットされ、花崗閃緑岩から花崗岩に向かい、連続的に 左上がりに組成が変化する傾向が認められる.一方、暗 色包有物である32706と32707は共にトーナル岩の領域に プロットされ、前者が斜長石に富み、石英に乏しい特徴 がある.

Ⅳ. 全岩化学分析

Ⅳ-1. 分析方法および試料作成方法

採取された8試料について,全岩主成分・微量成分元 素および希土類成分元素の分析を実施した.岩石は,岩 石カッターで切り出した後,鉄乳鉢で粗く粉砕し,メ ノウ製のボールミルで細粉化を行い,最終的にメノウ 乳鉢で極粉化した.二次的に生じた方解石の影響を取 り除くため,粉末試料を希塩酸で洗浄し,その後900℃ で2時間以上の強熱処理を行い,融剤(四ホウ酸リチ ウム)と希釈率を1:2で混合し,ガラスビードを作成 した.また,粉末試料を110℃の電気炉で2時間乾燥さ せた後,錠剤成型圧縮機で25 MPaの圧力を2分30秒か けてペレットに成形した.主成分・微量成分元素分析 は,川野(2010)に基づき立正大学地球環境科学部環境 システム学科設置の蛍光X線分析装置(XRF;リガク 社製ZSX Primus II)を用いて行った.ただし,分析条



件を改善し、理論マトリックス補正計算はde Jonghモ デルを用い、Loss on ignition (L.O.I.) を含む補正計算 (山田, 2010) を施した、測定した元素は、Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Pの主成分と、As, Ba, C, Co, Cr, Cu, Ga, F, Nb, Ni, Pb, Rb, S, Sr, Th, V, Y, Zn, Zrの微量成分の合計29元素である.希土類 成分元素分析は立正大学地球環境科学部環境システム 学科設置のICP-MS (PerkinElmer社製NexION2000と Nd-YAGレーザーアブレーションシステム (New Wave Research社製UP-213Nd) を連結したLA-ICP-MS を用 いて測定した.分析手法は川野・清水 (2017) に準じ, XRFで求めたYを内標準元素として測定元素の補正を 行った、測定した希土類成分元素はLaからLuまでのラ ンタノイド及びHf, Ta, Uの計17元素である.

Ⅳ-2. 分析結果

第1表に全岩主成分・微量成分元素の分析結果を示 し、第5図にSiO₀に対する主成分元素組成を示す。矢内 (1972) は足尾山地に分布する深成岩類を活動時期と岩 相から松木型花崗岩類、沢入型花崗岩類、中禅寺型酸性 岩類の3つに区分した.本研究の対象である足利岩体 は矢内(1972)による区分のうち沢入型花崗岩類に属 し、他に沢入岩体、鹿ノ入岩体も含まれている、そこで、 図には比較のために鹿ノ入岩体(伊藤, 2012MS;鈴木, 2015MS) と沢入岩体(川野, 2011)の分析結果も示す. 花崗岩質岩は69~71 wt%の比較的狭い範囲のSiO₂を 示し、SiO₂の増加に伴い、TiO₂, MnO, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, P₂O₅は1 試料(32701)を除き減少傾向を示す. Na₂Oは分散し, MgOとK₂Oは同程度の濃度を示してい るため明瞭な変化傾向が認められない.一方,暗色包 有物は66~67 wt%の狭い範囲のSiO2を示し、花崗岩質 岩よりもSiO₂に乏しい.SiO₂の増加に伴いTiO₂,Fe₂O₃, MnO, MgO, K₂Oは減少傾向にあるが, Al₂O₃, CaO, Na₂O, P₂O₅は増加傾向が認められる。鹿ノ入岩体や沢 入岩体と比較した場合, 花崗岩質岩は両岩体の領域と重 複するものの、Fe₂O₃, MnO, MgO, Na₂O, P₂O₅は鹿 ノ入岩体と同じ領域に点示されるものが多い。暗色包有 物はTiO₂, Fe₂O₃は鹿ノ入岩体の領域近くに示されるが、 多くの元素では両岩体と異なる領域に点示される.

第6図にSiO₂に対するA.S.I.(アルミナ飽和度;Al₂O₃/ (CaO+Na₂O+K₂O) モル比)を示した.比較のために, 鹿ノ入岩体(伊藤, 2012MS;鈴木, 2015MS)と沢入岩 体(川野, 2011)および足尾帯堆積岩(Kawano et al., 2006)の値も示している.この図では,A.S.I.が1.0以下

	花崗岩質岩				暗色包有物			
Sample No.	32701	32702	32703	32704	32705	32708	32706	32707
SiO ₂ (wt%)	70.38	70.55	70.68	71.09	71.79	69.70	66.10	67.04
TiO ₂	0.32	0.28	0.31	0.30	0.29	0.33	0.59	0.51
Al ₂ O ₃	15.73	15.93	15.68	15.65	15.40	16.25	16.34	16.46
Fe ₂ O ₃	3.39	3.11	3.22	3.27	3.08	3.50	6.04	5.27
MnO	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.08	0.13	0.12
MgO	0.94	0.81	0.87	0.90	0.84	0.93	1.98	1.68
CaO	2.13	2.47	2.56	2.30	1.32	2.72	2.81	3.23
Na ₂ O	3.33	3.54	3.34	3.38	3.74	3.53	3.44	3.58
K ₂ O	3.39	3.44	3.40	3.33	3.19	3.20	2.23	1.85
P_2O_5	0.02	0.02	0.01	0.01	0.09	0.03	0.03	0.04
Total	99.69	100.22	100.15	100.29	99.79	100.26	99.70	99.78
As (ppm)	6	5	5	4	3	5	4	5
Ba	632	631	634	597	570	687	494	441
C	407	136	1045	7352	2719	1399	1491	1078
Co	2.6	2.5	3.1	2.9	2.2	2.8	5.3	5
Cr	3.9	3.6	1.4	3.5	3.5	3.8	17.5	8.5
Cu	23.6	3.7	7.8	10.5	85.4	4.1	25.0	24.9
F	405	428	396	413	629	393	590	409
Ga	16.7	16.4	17.2	16.6	15.4	17.1	19.8	18.9
Nb	6.5	6.6	7.4	6.8	6.6	7.5	11.6	9.7
Ni	5.1	5.2	4.7	5.0	5.1	4.9	7.6	5.5
Pb	10.4	12.7	11.6	11.5	10.7	11.6	7.1	9.9
Rb	109	111	115	108	117	106	132	107
S	36	729	514	1802	1879	1605	1983	32
Sr	343	337	341	333	232	380	365	405
Th	12.8	7.3	15.8	10.2	12.8	6.1	15.1	9.8
V	35.2	29.8	31.7	34	33.1	34.4	75.1	63.8
Y	9.1	9.9	10.5	9.2	11	9.5	14.9	13.1
Zn	53.2	52.2	48.7	48.8	43.2	49.6	92.2	81.9
Zr	128	130	133	117	151	153	140	148
A.S.I.	1.208	1.136	1.134	1.174	1.282	1.145	1.241	1.196

|--|

全鉄をFe₂O₃として表示している. A.S.I.; aluminum saturation index.



第5図 SiO₂に対する主成分元素の相関図

鹿ノ入岩体のデータは伊藤(2012MS)および鈴木(2015MS)から,沢入岩体のデータは川野(2011)からそれぞれ引用.



第6図 SiO₂に対するA.S.I.の相関図 (Shand, 1947) A.S.I.; aluminum saturation index, 鹿ノ入岩体のデー タは伊藤 (2012MS) および鈴木 (2015MS) から, 沢 入岩体のデータは川野 (2011) から, 足尾帯堆積岩は Kawano et al. (2006) からそれぞれ引用.

を示すものはメタアルミナス,1.0以上を示すものはパー アルミナスの性質をもつとされている(Shand, 1947). 花崗岩質岩や暗色包有物のA.S.I.は1.1~1.3を示し,いず れもパーアルミナスな特徴を有する.また,花崗岩質岩 はSiO₂の増加に伴いA.S.I.が増加する特徴が認められる が,暗色包有物はSiO₂の増加に伴いA.S.I.は減少傾向に ある. 鹿ノ入岩体や沢入岩体と比較した場合,鹿ノ入岩 体のA.S.I.は0.9~1.1を示し,メタアルミナスとパーアル ミナスの両方の性格をあわせもっており,沢入岩体の A.S.I.は1.0~1.1を示し,パーアルミナスな性質を有して おり,足利岩体とは異なる領域を占めている.また,足 尾帯堆積岩と比較した場合,花崗岩質岩や暗色包有物と もにA.S.I.の低い領域に点示される.

第7図にSiO₂に対する微量成分元素組成を示す.この 図にも比較のために, 鹿ノ入岩体(伊藤, 2012MS: 鈴 木, 2015MS)と沢入岩体(川野, 2011)の分析結果も 示している.花崗岩質岩のBa, Co, Ga, Sr, ZnはSiO₂



第7図 SiO₂に対する微量成分元素の相関図

鹿ノ入岩体のデータは伊藤(2012MS)および鈴木(2015MS)から,沢入岩体のデータは川野(2011)からそれぞれ引用.

の 増加に伴い減少 傾向を示すが、 Cu, Rb, Th, Y, Zr はSiO₂の増加に従い増加傾向にある.Nb, Ni, Pb, V は明瞭な変化傾向は認められない.一方,暗色包有物は SiO₂の増加に伴いBa, Co, Cr, Ga, Nb, Ni, Rb, Th, V, Y, Znは減少傾向にあるが、Pb, Sr, ZrはSiO₂の 増加に伴い増加傾向にある. また、Cuは同程度の濃度 を示しているため変化傾向は認められない. また、Ba とPbは花崗岩質岩の方が暗色包有物より富む特徴があ り、ThとZrは暗色包有物と花崗岩質岩が同程度の濃度 を示し、他の元素は暗色包有物の方が富む、鹿ノ入岩体 や沢入岩体と比較した場合、花崗岩質岩は両岩体の領 域と重複するものの、Ba, Co, Cr, Nb, Pb, Th, V, Znは鹿ノ入岩体の領域と重複する領域に点示される試 料が多い. RbやYは両岩体よりも明らかに乏しく. Sr は明瞭に富む特徴が認められる。暗色包有物はNb, Rb, Thで鹿ノ入岩体の領域近傍に点示されるが、多くの元 素では両岩体と異なる領域に点示される.

第2表に全岩の希土類成分元素の分析結果を示し,第 8図に,Clコンドライト(Anders and Grevesse, 1989) で規格化した足利岩体の希土類成分元素パターンを示す. 花崗岩質岩では軽希土類(LaからSm)において組成幅 が認められるものの,重希土類(GdからLu)では組成 幅が狭くなっている.特にTmからLuにかけてやや増 加する共通の特徴が認められる.Euは32705が顕著な負 異常を示すが,他の試料は正異常を示すものや,ほとん ど異常が見られない場合もある.暗色包有物は花崗岩質 岩とほぼ同じパターンを示すが,Euの異常は認められ ない.2試料しか分析していないが,両者は狭い組成範 囲で一致したパターンを有する.

V. 考察

V-1. 沢入型花崗岩類間の比較

まず,岩相の類似性から従来同じ沢入型花崗岩類に区 分されている鹿ノ入岩体,沢入岩体と足利岩体の比較を 行う.これらの3岩体はいずれも足尾帯堆積岩に貫入 し,接触変成作用を与えている(矢内,1972).すなわ ち,いずれの岩体も異地性ではなく,現在露出する場所 に貫入してきたものであろう.鹿ノ入岩体からは年代値 が報告されていないが,足利岩体からは89 Maの黒雲母 K-Ar年代,沢入岩体からは88 Ma,89 Maおよび93 Ma の黒雲母K-Ar年代(Shibata and Miller,1963;河野・ 植田,1966;矢内,1972;Sudo et al.,1998)が報告さ れていることから,足利岩体と沢入岩体の貫入はほぼ同 じ時期であったと推定される.

それぞれの岩体を構成する岩石は、足利岩体が花 崗閃緑岩及び花崗岩、鹿ノ入岩体が花崗閃緑岩(伊 藤,2012MS),沢入岩体は花崗閃緑岩及び花崗岩(川 野,2011)となっており、花崗閃緑岩を含む点で共通性 が認められる.しかし、それぞれの岩体の有色鉱物組み 合わせをみてみると、足利岩体は黒雲母と白雲母(第3 図C,D,E,F),沢入岩体は黒雲母のみ(川野,2011), 鹿ノ入岩体は黒雲母と普通角閃石となっており(川野ほ か,1999),共通性は認められない.一般に普通角閃石

	花崗岩質岩						暗色包有物	
Sample No.	32701	32702	32703	32704	32705	32708	32706	32707
La (ppm)	56.07	27.00	64.59	38.21	42.69	18.53	31.91	37.02
Ce	104	50.0	117	70.8	80.5	34.7	56.0	65.7
Pr	11.54	5.61	12.97	7.90	9.16	4.04	6.45	7.52
Nd	37.5	18.7	41.4	25.7	30.1	13.6	21.6	25.0
Sm	5.03	2.71	5.39	3.53	4.57	2.39	3.62	3.90
Eu	1.31	1.20	1.19	1.21	0.83	1.26	0.93	1.01
Gd	2.85	1.93	3.18	2.25	2.87	1.77	2.78	2.72
Tb	0.38	0.28	0.43	0.30	0.41	0.26	0.45	0.44
Dy	1.58	1.41	1.72	1.33	1.82	1.28	2.38	2.19
Но	0.25	0.26	0.28	0.24	0.29	0.24	0.41	0.37
Er	0.71	0.88	0.84	0.77	0.92	0.76	1.26	1.14
Tm	0.11	0.14	0.13	0.11	0.13	0.12	0.19	0.16
Yb	0.87	1.08	0.93	0.91	0.99	1.05	1.35	1.18
Lu	0.17	0.21	0.18	0.18	0.18	0.21	0.25	0.22
Hf	5.94	5.71	5.14	5.18	5.47	6.50	4.72	4.70
Та	1.49	1.43	1.41	1.74	1.26	1.38	1.67	1.24
U	2.26	2.22	2.07	2.35	2.06	1.88	2.26	1.43

第2表 LA-ICP-MS分析法による希土類成分元素組成



Clコンドライトの値はAnders and Grevesse (1989) から引用.

はCaに富む鉱物で、メタアルミナスなマグマから晶出 し、白雲母はAlやKに富む鉱物で、パーアルミナスな マグマから晶出することが知られている(高橋,1999). Chappell and White (1974)は前者をI-type花崗岩、後 者をS-type花崗岩として分類し、S-type花崗岩は堆積物 の影響を強く受けて形成されたと考えられている(高橋, 1999). すなわち、足利岩体と鹿ノ入岩体では、有色鉱 物組み合わせの違いから、同一のマグマから形成された 可能性はかなり低いと考えられる.

第5図の主成分元素の変化傾向をみると,沢入型花崗 岩類のSiO₂含有量は重複しており,ひとつのマグマが結 晶分化作用によって,化学的性質を変化させつつ,3 つの岩体をそれぞれ形成したとは考えられない.そこ で,個々の岩体を形成したマグマは独立して存在してい たとして,各岩体の化学的特徴を検討する.足利岩体は 鹿ノ入岩体や沢入岩体と化学的特徴が類似するものの, Fe₂O₃,MnO,MgO,Na₂O,P₂O₅は鹿ノ入岩体と共通 の変化傾向を示している.また,第7図の微量成分元素 の変化傾向では,Ba,Co,Cr,Nb,Pb,Th,V,Zn において,足利岩体と鹿ノ入岩体の類似性が認められる. ただし,足利岩体は他の2岩体よりもSrに富み,MgO やCo,Nb,Rb,Yに乏しく,異なった化学的性質も有 している.

また, A.S.I.とSiO₂の関係(第6図)をみると, 足利 岩体は鹿ノ入岩体, 沢入岩体よりもA.S.I.が相対的に高 く, 前述のように足利岩体にのみ, 白雲母が含まれてい ることと調和的である. つまり, 足利岩体はパーアルミ ナスなマグマから形成されたことを示唆している.



高月山岩体,大隅岩体,屋久島岩体のデータは Ishihara and Terashima (1989)から引用.

V-2. 西南日本外帯に分布するS-type 花崗岩との比較

足利岩体はパーアルミナスなマグマから形成された可 能性が考えられることから,S-type花崗岩が多く分布し ている西南日本外帯の花崗岩類と比較し,足利岩体を形 成したマグマについて検討を行う.

第9図に分化指数-全炭素図を示した.この図には 比較のために西南日本外帯のS-type花崗岩の代表であ る高月山岩体,大隅岩体,屋久島岩体(Ishihara and Terashima, 1989)の値も示している.図をみると,西 南日本外帯のSタイプ花崗岩に比して足利岩体は全炭素 濃度が極めて高いことが明らかである.足尾層群は主と して泥質堆積岩から構成されており(矢内, 2008),一 般に泥質堆積岩には有機物が大量に含まれていると考え られるため(高橋, 1999),足利岩体の全炭素濃度が高 いことは,泥質堆積岩との反応が西南日本外帯のSタイ プ花崗岩よりも大きかったことを示唆している.



V-3. 足利岩体の成因

足利岩体の成因を考察するために、第10図にMORB で規格化したスパイダーグラムを示した. 花崗岩質 岩はLIL元素に富み、HFS元素に乏しいパターンを示す。 特にLIL元素はRbが最も高い値を示し、Ba, K, Srの 順に値が減少していく. HFS元素はNbが最も高い値 を示し、Zr, Ti, Y, Pの順に値が減少している。特 にZrはPやTi. Yに比べ突出している。ただし、試料 32705はPの含有量が多く、他の試料の3倍ほどになっ ているが、含有量そのものが0.1 wt%以下となっており、 その変位が試料本来の特徴を示しているか定かではな い. 暗色包有物は, 花崗岩質岩と同様に, LIL 元素に富 み、HFS元素に乏しい特徴を示している、Pの含有量は やや多いが、これは暗色包有物が相対的にSiO。に乏しい ことを反映していると考えられる.全体を通してみると、 足利岩体はLIL元素に富み、HFS元素に乏しいことか ら、島弧的火成岩類の特徴を示している(Pearce et al., 1984).

先に述べたように,足利岩体は,沢入岩体と活動時期 が重なるものの,有色鉱物組み合わせや化学的特徴には 類似性が認められないことから,異なる起源を有すると 推定される.また,足利岩体は鹿ノ入岩体と化学的特徴 は類似するが,含有する有色鉱物組み合わせやA.S.I.の 値が異なり,同じマグマから形成されたとは考えがたい. つまり,岩石学的検討によれば,足利岩体は鹿ノ入岩体 や沢入岩体とは別のマグマから形成されたと推定される.

これまで述べてきた足利岩体の岩石学的特徴から,形 成過程を次のように推定できる.まず,島弧下における 海洋地殻の沈み込みに伴う脱水分解作用によって,マン トルの部分溶融が起こり,マグマが発生する.発生した マグマは周囲よりも密度が小さいため上昇を始め,その 過程で足尾層群の泥質堆積岩(矢内,2008)と反応し パーアルミナスな性質をもつマグマへと変化する. その 後,結晶分化作用の進行に伴い,黒雲母などの有色鉱物 に加え白雲母が晶出したと考えられる.

VI. まとめ

本研究では、足尾山地に露出する沢入型花崗岩類に属 する足利岩体の岩石学的研究を行った. 足利岩体は、中 粒の花崗岩、花崗閃緑岩から構成され、トーナル岩質の 暗色包有物を含有する. 足利岩体の花崗岩質岩や暗色包 有物のA.S.I.は1.1~1.3であり、共にパーアルミナスな特 徴を示している。沢入型花崗岩類に属する鹿ノ入岩体 や沢入岩体と比較した場合,足利岩体は白雲母を含有し, 高いA.S.I.の値を有することで特徴付けられる。含まれ る有色鉱物の種類および全岩化学分析の結果より、沢入 岩体、鹿ノ入岩体を形成したマグマと、足利岩体を生成 したマグマはそれぞれ異なると推定される. S-type 花崗 岩の代表である西南日本外帯の高月山岩体,大隅岩体, 屋久島岩体と足利岩体の分化指数-全炭素を比較すると. 足利岩体は全炭素濃度が極めて高く,足尾層群の主体で ある泥質堆積岩(矢内, 2008)との反応が顕著であった と推定される.また、足利岩体が島弧的火成岩類の特徴 を示していることから、島弧下においてマントルの部分 溶融によって生じたマグマが、泥質堆積岩と反応し、白 雲母を晶出するようなパーアルミナスな特徴を有するに 至ったと考えられる.

謝 辞

本研究は筆者の一人(籾山)が行った卒業研究の内容 を発展させたものである.当時,本学地球環境科学部環 境システム学科に所属されていた清水健太さん,小谷野 瑞希さんには,野外調査および試料採取の際にご協力 いただいた. なお,本研究に用いた蛍光X線分析装置 (XRF)およびレーザーアブレーション誘導結合質量分 析装置(LA-ICP-MS)は立正大学地球環境科学部環境 システム学科の実験実習費によって購入された教育機器 である.環境システム学科関係者各位には機器の導入お よび保守管理に関して日頃よりご協力頂いている. 最後 に,匿名の査読者には本論の改善に有益な多数のコメン トを賜った.以上の方々に厚く感謝申し上げる.

引用文献

- Anders, E. and Grevesse, N. (1989) Abundances of the elements: meteoritic and solar. Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 197-214.
- Aono, H. (1985) Geologic structure of the Ashio and Yamizo Mountains with special reference to its tectonic evolution. Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Ser. B., 6, 21-57.
- 荒川竜一(1986)足尾山地南東部の中・古生界(I). 栃木 県立博物館研究紀要, 3, 1-37.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.
- 林 信悟(1963)足尾山地より発見したコノドントについて. 地球科学, 68, 9-12.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1989) Carbon contents of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. Geochemical Journal, 23, 25-36.
- 伊藤啓介(2012MS)足尾山地,鹿ノ入付近に分布する花崗 岩質岩の岩石学的研究. 平成23年度立正大学地球環境科学 部卒業論文,53p.
- 伊藤 剛・中村佳博(2021)栃木県足利市名草に分布する足 利岩体の黒雲母花崗閃緑岩及び接触変成岩.地質調査研究 報告, 72, 383-396.
- 河田清雄(1966)奥日光流紋岩類―足尾山地北方における白 亜紀火山活動―.地球科学,84,6-13.
- 川野良信(2009)足尾山地,白亜紀松木深成岩体のSr,Nd 同位体岩石学的研究.MAGMA, 90, 1-19.
- 川野良信(2010) 蛍光X線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(2011) 蛍光X線分析による足尾山地,沢入花崗閃 緑岩体の全岩化学組成.地球環境研究,13,25-31.
- Kawano, Y., Akiyama, M., Ikawa, T., Roser, B. P., Imaoka, T., Ishioka, J., Yuhara, M., Hamamoto, T., Hayasaka, Y. and Kagami, H. (2006) Whole rock geochemistry and Sr isotopic compositions of Phanerozoic sedimentary rocks in the Inner Zone of the Southwest Japan Arc. Gondwana Research, 9, 126-141.
- 川野良信・加々美寛雄・端山好和・矢内桂三(1999)足尾帯 に産する後期白亜紀~古第三紀花崗岩類のSr・Nd 同位体 組成. 地質学論集, 53, 287-297.

- 川野良信・小林弘明(2022)足尾山地, 古峯ヶ原花崗閃緑岩 体の岩石学的研究. 地球環境研究, 24, 13-22.
- 川野良信・清水隆一(2017)レーザーアブレーションICP-MS分析法によるガラスビード試料定量分析条件の再検討. 地球環境研究, 19, 11-19.
- 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.
- 小池敏夫(1979) 三畳紀コノドントの生層序. 鹿沼茂三郎教 授退官記念論文集, 21-27.
- 野村正弘(1999)群馬県内火成岩のK-Ar年代. 群馬県立自 然史博物館研究報告, 3, 45-50.

Pearce, J. A. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Continental Basalts and Mantle Xenoliths, 230-249.

- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol., 25, 956-983.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢茂・久田健一郎・柴田 知則・塚田邦治・西村はるみ(1982)関東地方のジュラ系 放散虫化石について、大阪微化石研究会誌, 5, 51-66.
- Shand, S. J. (1947) Eruptive rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits, 3rd edition, J. Wiley & Sons, New York, 488.
- Shibata, K. and Miller, J. A. (1963) Potassium-argon age of Sori granodiorite, Ashio mountain block, Bull. Geol. Surv. Japan, 14(1), 102-102.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology, Earth Planet. Sci. Letters, 36, 359-362.
- Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12, 1-33.
- Sudo, M., Uto, K., Amo, K., Ishizuka, O. and Uchiumi, S. (1998) SORI93 biotite : A new mineral standard for K-Ar dating. Geochemical Journal, 32, 49-58.
- 鈴木幸実(2015MS) 鹿沼市北部黒川周辺に分布する花崗岩 質岩の岩石学的研究. 平成26年度立正大学地球環境科学部 卒業論文, 35p.
- 高橋正樹 (1999) 花崗岩が語る地球の進化. pp.147., 岩波書 店, Tokyo.
- 植田良夫(1956)足尾山塊沢入花崗閃緑岩体の化学組成. 岩 石鉱物鉱床学会誌, 40, 178-184.
- Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S. (1997) Laser-heating ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating system of the Geological Survey of Japan [:] system outline and pre-limilary results. Bull. Geol. Surv. Japan, 48, 23-46.
- 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.
- 矢内桂三(1972)足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類 その1.地質.岩石鉱物鉱床学会誌, 67, 193-202.

矢内桂三(1973a)足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類 その2.岩石並びに造岩鉱物の記載とその考察.岩石鉱物 鉱床学会誌, 68, 6-29.

矢内桂三(1973b)足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類

その3. 形成機構と成因的考察. 岩石鉱物鉱床学会誌, 68, 78-86.

矢内桂三(2008)日本地方地質誌 関東地方「足尾山地」. 朝倉書店, 96-104.

Petrology of the Ashikaga plutonic body, Ashio Mountains, central Japan

KAWANO Yoshinobu* and MOMIYAMA Sumire**

* Faculty of Geo-Environmental Science, Rissho University ** Graduates of Faculty of Geo-Environmental Science, Rissho University

Abstract :

Petrological study of the Ashikaga plutonic body, which belongs to the Sori Granitoids exposed in the Ashio Mountains, was performed. The plutonic body is composed of medium-grained granite and granodiorite, and contains tonalitic dark inclusions. Aluminum saturation index (A.S.I.) of the granitic rocks and dark inclusions of the Ashikaga body is 1.1 to 1.3, both of which show peraluminous characteristics. Compared with the Sori and Kanoiri bodies, which belong to the Sori Granitoids, the Ashikaga body contains muscovite and is characterized by higher A.S.I. (> 1.1). Based on the mafic mineral assemblage and the results of whole-rock chemistry, the Ashikaga body is presumed to have originated from a different magma than the Sori and Kanoiri bodies. The Ashikaga body has a high carbon content, suggesting that the source magma reacted with the pelitic sedimentary rocks of the Ashikaga body exhibits characteristics of arc type igneous rocks, and it can be considered that generated by partial melting of the mantle below the arc. It is thought that the magma reacted with the pelitic sedimentary rocks and had peraluminous characteristics such as crystallizing muscovite.

Key words : Ashikaga body, granitic rock, muscovite, geochemistry, carbon content