

~~~~~  
 原著論文  
 ~~~~~

## 群馬県南西部南牧川流域の貫入岩体：化学組成の予察的検討

佐藤興平

産業技術総合研究所：〒305-8568 つくば市梅園1-1-1 中央第2

**要旨：**群馬県南西部の南牧川流域には、江戸幕府から御用砥の産地と指定されて以来多量の砥石を供給してきた砥沢岩体をはじめ、いくつもの珪長質な貫入岩体が分布する。これらは南牧村の北部から下仁田町南西部にかけて広がる本宿カルデラと一連の火成活動で形成されたものと考えられるが、砥沢岩体には砥石や金 (Au) の鉱床が伴われるにもかかわらず、他の岩体にはそのような鉱化が見られない。この原因を考える一助として、これまで化学組成のデータがなかった柵岩脈と大日向岩脈について新たな分析データを加え、他の岩体の分析データと比較検討した。南牧村内の貫入岩類は、岩体ごとに多少異なるものの基本的にはデイサイト質の化学組成を持ち、本宿カルデラの噴出物である本宿層の大半を占める安山岩質火山岩（無水換算でSiO<sub>2</sub>=52-62wt.%）よりもSiO<sub>2</sub>に富み（無水換算でSiO<sub>2</sub>=63-74wt.%）、主成分の大半がハーカー図上で直線的な変化傾向を示す。これらの貫入岩類のREEパターンは、本宿層の火山岩類に似るが、中-重希土類の含有量はいくぶんか少なく、本宿層相当のマグマの結晶分化でできた可能性も示唆される。Spider diagramでは、本宿層の火山岩類に似るが、NbやTiがさらに枯渇したパターンを示す。砥沢岩体北縁の鉱化変質を受けたデイサイト質岩は、spider diagram上で他の岩石の変化曲線と交わる特異なパターンを示し、変質に伴ってBa・Rb・Kなどの顕著な物質移動があったことがうかがわれる。砥沢岩体は複数回の活動を記録した複合岩体であり、周囲に鉱化変質帯や熱変成帯も認められるなど、マグマ-熱水活動が他の貫入岩体より強かったことが砥石や金の鉱床の形成につながったと考えられる。

キーワード：関東山地、南牧、柵、大日向、砥沢、馬坂、砥石、金鉱床、貫入岩体、岩脈、  
 デイサイト、安山岩、本宿カルデラ、熱水変質、鮮新世、化学組成、  
 微量元素、希土類元素、帯磁率

### Plutonic rocks in Nanmoku, southwestern Gunma Prefecture : a preliminary study on their chemical composition

SATO Kohei

*National Institute of Advanced Science and Technology  
 Umezono 1-1-1 Central 2, Tsukuba, Ibaraki 305-8568, Japan*

**Abstract :** Felsic plutons probably of Pliocene age occur in Nanmoku, southwestern Gunma Prefecture. They are thought to have intruded into the Jurassic accretionary complexes in relation to the Late Miocene-Pliocene Motojuku cauldron which lies in a large area covering northern Nanmoku and southwestern Shimonita. The Tozawa pluton is associated with *toishi* (whetstone) and gold deposits, while other plutons are not mineralized. Chemical composition and microscopic texture of these plutons were examined for a better understanding of the history of magma-hydrothermal activity in this region. The plutons in Nanmoku are mostly dacitic composition, although slightly different from each other (63-74wt.% SiO<sub>2</sub>, anhydrous base), and are more felsic than andesitic volcanic rocks which form the majority of the Motojuku cauldron (52-62wt.% SiO<sub>2</sub>, anhydrous base). Major oxide contents generally show linear trends on Harker diagrams. The dacitic plutonic rocks are slightly more depleted in middle to heavy rare earth elements (REE) than the Motojuku andesites. Spider diagram indicates that the plutons in Nanmoku show a similar pattern to the Motojuku andesites although more depleted in Nb and Ti. A strongly altered dacitic rock from the old gold mine adit in the northern margin of the Tozawa pluton shows a significantly different pattern on those diagrams, indicating transfer of Ba, Rb and K

during the Au mineralization. The Tozawa pluton is a multi-stage plutonic complex and is characterized by its association with small satellite bodies which are partly accompanied by a clear sign of contact metamorphism. This suggests that relatively strong magma-hydrothermal activity resulted in the formation of *toishi* and gold deposits.

Key Words : Kanto Mountains, Nanmoku, Kunugi, Oohinata, Tozawa, Masaka, *toishi* (whetstone), gold deposit, pluton, dyke, dacite, andesite, Motojuku cauldron, hydrothermal alteration, Pliocene, chemical composition, trace elements, REE, magnetic susceptibility

## はじめに

群馬県南西部の南牧川流域には、秩父帯のジュラ紀付加体に貫入した珪長質貫入岩体が分布し（図1）、その一部は砥石や石材として活用されてきた。とくに砥沢岩体では、江戸幕府から御用砥石産地の指定を受けて以来、合成砥石が普及する20世紀半ばまでの長期にわたって、大量の砥石が採掘された（佐藤，2005a, 2006）。砥沢集落南方の砥山本谷には、巨大な採掘跡や沢水を迂回させるために掘られたとみられる導水トンネルが残されている。また、集落内の南牧川河岸には金（Au）を採掘したとみられる坑道が残っていて、砥沢岩体は産業史跡として位置づけられるだけでなく、多様な鉱化作用を伴うという点で鉱床学的にも興味深い（佐藤，2001, 2002；佐藤ほか，2003）。一方、南牧村東部の梶から松沢にかけての地域には珪長質な岩脈が産し（図1）、梶石の名称で墓石や石垣用の石材として採掘されてきた（群馬県，1955）。南牧村内には他にも大日向や底瀬や馬坂などに岩脈が産するが、これらが採掘対象となったという記録は見られない。

南牧村の貫入岩体は、図1に示す様に、本宿層の分布域の南側にこれを取り巻くように分布している。これらは、本宿層の火成活動に関係して貫入したものと考えられ、砥沢岩体については5-4MaのK-Ar年代が報告されているが（佐藤，2002）、他の岩体については放射年代が得られていない。ところで、もしこれらの岩体が同時期の火成活動で貫入したのだとしたら、なぜ砥沢岩体だけがAuや砥石の鉱化を伴い、他の岩体は鉱化を伴わなかったのであろうか。これは、砥沢岩体に伴う鉱床の成因を考える上でも検討しておくべき課題のひとつである。南牧村の貫入岩体を観察すると、岩体の規模や形だけでなく岩石組織や化学組成も変化に富むように見受けられるのであるが、そのような詳しい比較検討はこれまでほとんどなされてこなかった。そこで本報告では、梶と大日向の岩脈から採取した代表的な試料の分析結果を報告し、砥沢岩体などの貫入岩体（佐藤，2006）や本宿層の分析データ（本宿団体研究グループ，1970）と比較して、今後の考察のための一助としたい。本

宿層は群馬—長野県境付近に広く分布する重要な地質体であるが、多くの場合変質を受けているためか、岩石化学的な検討はほとんど行われておらず、本宿カルデラの火成活動の本格的な研究は今後の課題である。

## 地質の概略と分析試料

関東山地北西縁部に位置する群馬県南牧村は、主に秩父帯のジュラ紀付加体からなり、北部や西部には中新世末—鮮新世の火山岩類を主とする本宿層が分布する（註1）。この地域の秩父帯は主に泥岩とチャートからなり、玄武岩や石灰岩を挟み、全体としてNWW-SEEの走向で北東傾斜の構造を示す（例えば、群馬県地質図作成委員会，1999）。本宿層は安山岩質火砕岩類を主とし、同質の溶岩や湖成層を挟む（地質調査所，1969；本宿団体研究グループ，1970）。湖成層の産状から判断して、2次的な陥没により傾動した部分を除き、本宿層は基本的には水平に近い構造を持って陥没カルデラを埋積しており、一部はカルデラの外側にも溢れ出て基盤のジュラ紀付加体や一部では中新統を被って堆積したものと考えられる。南牧村北部の本宿層分布域は、本宿カルデラの南部にあたり（図1）、秩父帯との境界部の断層に沿って安山岩質岩脈が貫入していることがある。とくに大塩沢の岩脈は延長約3km、幅約200mに及ぶ大規模なものである（地質調査所，1969）。本宿層の火山岩類は変質を受けて緑色を呈することが多いが、陥没カルデラの外側に堆積した部分では変質が比較的弱く明瞭な変質が認められないこともある。とくに、荒船山から兜岩山にかけた尾根付近では、下位のジュラ紀付加体や中新統を被う未変質—弱変質の溶岩や火砕岩層が観察され、狭在する湖成層に多産する動植物化石によって、むしろ兜岩層の名称が広く知られるようになった（例えば、佐藤，2004, 2005b, 2007）。また、この付近から南牧村西端部の長野県境付近にかけた地形的高所にも中新統や本宿層相当の火山岩類が分布するが（図1）、熊倉や広川原の本宿層相当層は、径2km余りの小規模な火山深成複合岩体をなすものとされる（田中・藤田，1979）。馬坂の岩体もこれらと似た火山深成複合岩体の一部なのかも知れない。

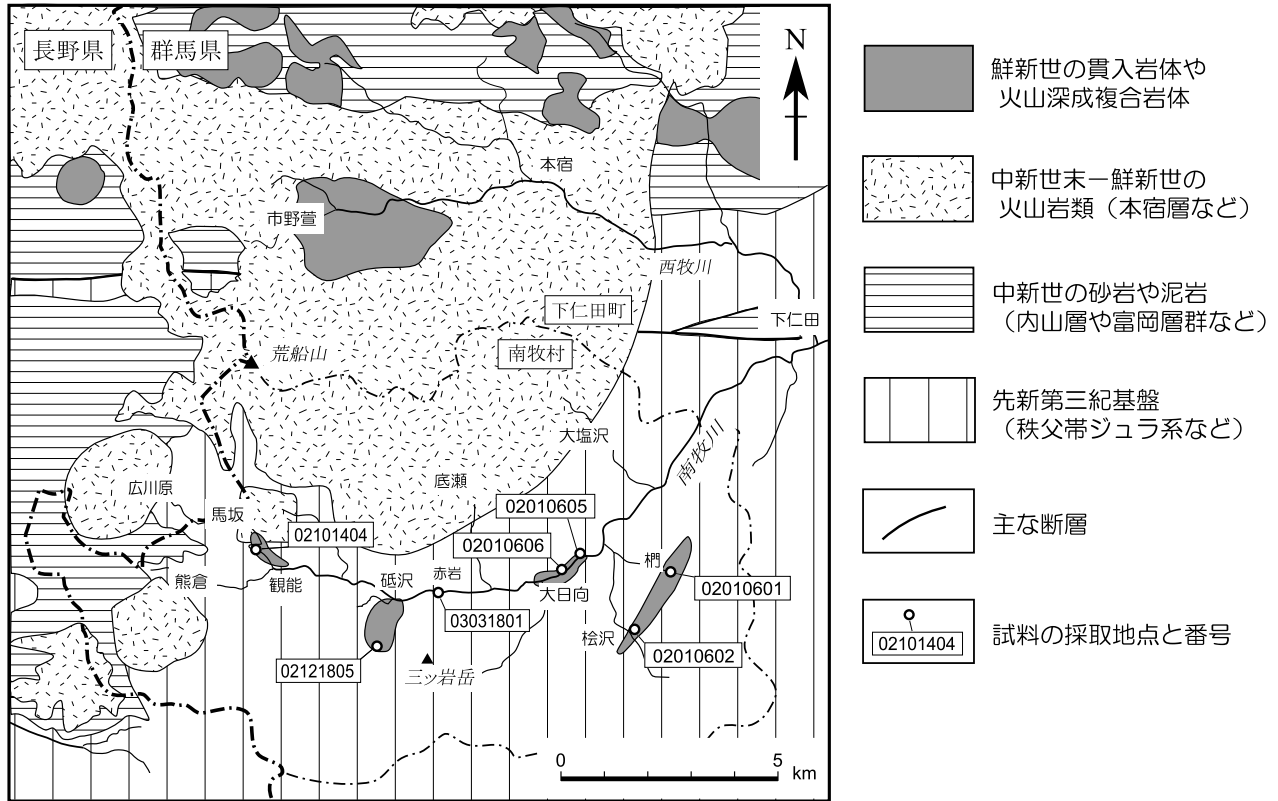


図1 群馬県南西部南牧村周辺域の地質概略と試料採取地点  
佐藤（2006）を改変，表1の試料の採取地点を示す。

ここでは、本宿層分布域の南側の秩父帯に貫入した岩体について報告し、大塩沢の岩脈を含め本宿層分布域内の岩脈については取り扱わない。本宿層分布域内に産する岩脈や岩株は、本宿カルデラの火山活動末期に貫入したもので、本宿層との成因関係に疑いを差し挟む余地はないと思われる。そこでこの報告では、カルデラ中央部に産する市野萱岩体（佐藤，2006）を除き、本宿層分布域の岩脈も本宿層の火山岩類として一括して取り扱うことにする。実際に、底瀬や黒滝山北西部の岩脈の2試料について公表された主成分分析結果は（本宿団体研究グループ，1970，p.36），後で図示するように、本宿層の火山岩類の分析結果と良く似ている（註2）。

以下では、この報告で扱う南牧村内の貫入岩体の概略を、2万5千分の1地質図「本宿」（地質調査所，1969）や10万分の1の群馬県地質図（群馬県地質図作成委員会，1999）を参照しつつ東から西の順に述べ（図1）、分析試料の特徴を記載しておこう。岩体名の後の括弧内のアルファベット2文字は、後で化学組成を図示するとき用いる記号である。既に報告した赤岩・砥沢・馬坂の各岩体（佐藤，2006）の分析試料については簡単な記述にとどめる。岩石の帯磁率は携帯型帯磁率計Kappameter KT-5で測定した値である。

### 1. 桐岩脈 (Kg)

桐から檜沢にかけてNE-SW方向に延びる岩脈をここで

は桐岩脈と名付ける。群馬県地質図では、桐岩脈は本宿層分布域の南東端から3.5km余り離れた地点に露出する延長約2.5km、幅約300mの岩脈として描かれており、その規模は同様の走向を示す大塩沢の岩脈に匹敵する。桐岩脈の南西延長方向に1kmほど離れた地点にも小規模な同質の岩脈が描かれており、両者が地下ではつながっている可能性も考えられる。檜沢の河床に露出する桐岩脈は、川沿いの見かけ幅が600mを越え、その西端部で秩父帯の泥質岩との貫入接触面と見なされる境界が観察された。地質図には地形によらず直線的な露出をなす岩脈が描かれていて、貫入境界も垂直に近いと予想されるのであるが、この地点で観察された境界面は、入り組みながらも全体としては30-40度程度の緩傾斜をなすと見積もられた。岩脈周辺部には母岩の小角礫が含まれており、マグマの流動に起因するとみられる縞模様も観察された。野外や顕微鏡下で観察した限りでは、母岩の泥質岩に熱変成の証拠は認められなかった。石材の採掘対象となった桐岩脈の中心部は、灰色で均質な微細粒のデイスイトからなり、不明瞭ながらも柱状節理が見られた。節理に沿って淡褐色化していることがあり、風化で鉄分が酸化したことがうかがわれる。

分析試料としては、桐（02010601）と檜沢（02010602）の石材採掘跡からそれぞれ1試料を採取した（註3）。これらは、互いに良く似ていて、斑晶は1mm程度かそれ以下の細粒で主に斜長石からなる。まれに炭酸塩鉱物や粘土鉱

物に交代された角閃石様鉱物や石英の斑晶も認められる(図2A)。葉片状の黒雲母(0.1-1.3mm)も少量含まれる。その一部は緑泥石化しているが、二次鉱物である炭酸塩鉱物と接していても緑泥石化していない粒子もあり、この雲母はマグマ性鉱物ではない可能性も考えられる。不透明鉱物はほとんど全て自形の磁鉄鉱であり大半が径 $50\mu\text{m}$ 以下であるが、径が $400\mu\text{m}$ に及ぶ粒子もある。梶と桧沢の分析試料の平滑な切断面の測定で、それぞれ $13.9\times 10^{-3}\text{SI}$ および $17.2\times 10^{-3}\text{SI}$ の帯磁率が得られた(表1)。梶の試料(02010601)では、細粒の磁鉄鉱粒子はすべてマグヘマイト化し、粗粒なものは不規則網状にマグヘマイト化しているが(註5)、桧沢の試料(02010602)ではマグヘマイト化はほとんど見られなかった。いずれの試料ともチタン鉄鉱や硫化鉄鉱はきわめて稀であり、硫化鉄鉱は観察した研磨片面(径2.3cm, 註5)に径 $10\mu\text{m}$ 程度の黄鉄鉱粒子が2-3個見出されただけであった。石基は $10\text{-}200\mu\text{m}$ の粒状石英と長柱状斜長石を主とする細粒集合体であり(図2A)、細粒の磁鉄鉱も石基を構成する一員と言える。なお、変質鉱物は少量の炭酸塩鉱物と粘土鉱物であり、石基に散在するか斑晶鉱物を交代する。X線粉末回折では緑泥石とスメクタイトおよび絹雲母が認められた。14-15Å付近のピークの幅が広く、緑泥石/スメクタイト混合層鉱物の存在も考えられる。粘土鉱物の詳細についてはさらに検討する必要がある。

## 2. 大日向岩脈 (Oh)

大日向の南牧川に沿って露出する岩脈をここでは大日向岩脈と名付ける。群馬県地質図によると、大日向岩脈は本宿層分布域の南東縁から2km離れた地点に貫入したNEE-SWW走向の岩脈で、長さ約1.5km、幅200m余りとされて

いる。大日向岩脈も梶岩脈と同様に流紋岩ないしデイサイト質岩脈と表記されているが、梶岩脈とは異なり、変質によって緑灰色を呈し、より苦鉄質であることは明瞭である。

分析試料は岩脈の東端に近い県道の稲荷橋下の河床の露頭(02010605)と岩脈中央部の近くで県道から安養寺に至る橋の下露頭(02010606)から採取した(図1)。2つの試料は互いに良く似た細粒で均質な安山岩もしくはデイサイトで、切断面には斑晶らしき径1mm程度の白い斑点が見られる。鏡下で観察すると、斑晶は1mm程度かそれ以下の斜長石や角閃石と思われるが(図2B)、炭酸塩鉱物や緑泥石や絹雲母に交代され元の鉱物が何であるかは判然としない。石英斑晶は鏡下でも観察されなかった。石基は $10\text{-}50\mu\text{m}$ の粒状石英と $100\text{-}200\mu\text{m}$ の長柱状斜長石からなり、炭酸塩鉱物や粘土鉱物などの変質鉱物が散在する(図2B)。変質の程度は安養寺下の試料の方がいくぶん弱い。X線粉末回折で確認された粘土鉱物は、緑泥石とスメクタイトと絹雲母であり、梶岩脈の試料と同様に14-15Å付近の底面反射の幅が広く、詳細についてはさらに検討を要する。不透明鉱物はほとんど全て磁鉄鉱からなり $10\mu\text{m}$ 程度かそれ以下の微細粒で石基に散在するものが主体であるが、稀に $100\text{-}200\mu\text{m}$ に及ぶ粒子もある。反射顕微鏡観察では磁鉄鉱のマグヘマイト化は見られなかった。平滑な切断面の測定で2試料とも $18.4\times 10^{-3}\text{SI}$ の高い帯磁率を示した。硫化鉄鉱はきわめて稀で、それぞれの試料に $10\text{-}20\mu\text{m}$ 程度の黄鉄鉱粒子が2-3個見られただけであった。なお後述のように、これら2試料の $\text{SiO}_2$ 含有量は約62%で安山岩に相当するが、分析値の無水換算では $\text{SiO}_2$ 含有量が67%に及ぶので、大日向岩脈はデイサイトと記載するのが妥当であろう(LeMaitre et al., 2002参照)。

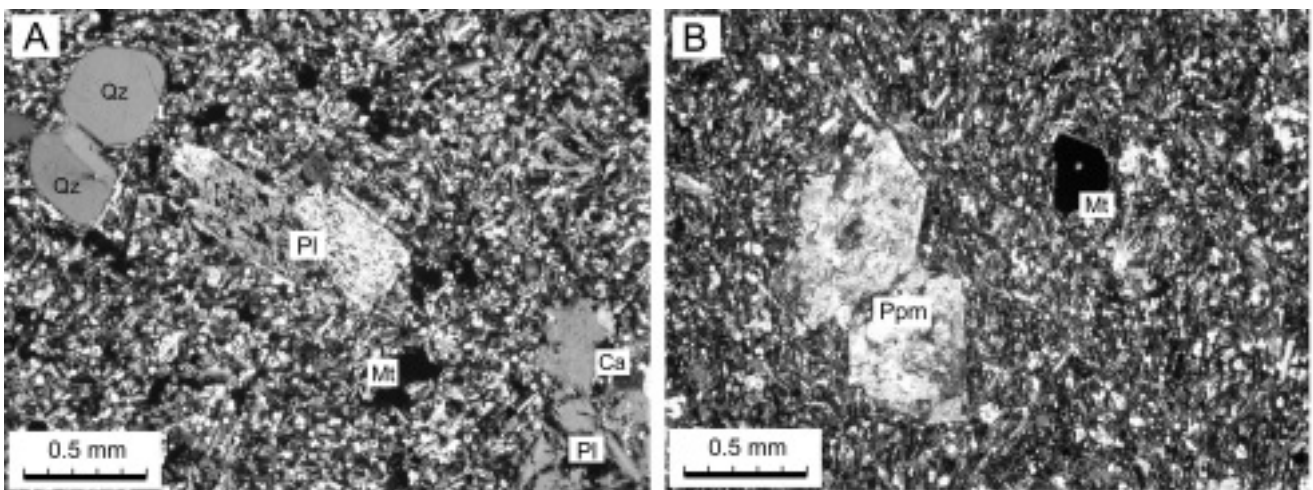


図2 梶および大日向岩脈の顕微鏡下の組織

A: 梶岩脈(02010601), B: 大日向岩脈(02010606)。ともにクロスニコル。いずれの石基も主に微細な石英と斜長石からなる。略号は、Ca: 炭酸塩鉱物, Mt: 磁鉄鉱(02010601ではマグヘマイト化), Pl: 斜長石, Ppm: 斑晶鉱物の仮像(元の鉱物は斜長石や角閃石と思われるが、炭酸塩鉱物や粘土鉱物に変わっている。), Qz: 石英。

### 3. 赤岩岩体 (Ak)

赤岩岩体は赤岩集落西の南牧川河床に100m弱の極めて小規模な露出をなす岩体であるが(佐藤, 2006, 図3), 細粒ながら石英閃緑岩質の完晶質な組織を持ち周囲の堆積岩に明瞭な熱変成を与えている点で, 他の岩体と著しく異なる。おそらく熱源となった比較的大きな岩体の頂部だけが露出しているのであろう。佐藤(2006)では, 次に述べる砥沢岩体と一連の活動でできたと考えたが, 独立して分布し組織も異なるので別の名称を与えた。分析した試料(03031801)の鏡下観察によると, 斜長石は0.2-2mmの自形で累帯構造が明瞭であり新鮮である。苦鉄質鉱物として角閃石と黒雲母および磁鉄鉱を含み,  $38.1 \times 10^{-3} \text{SI}$ のきわめて高い帯磁率を与えた(佐藤, 2006)。岩体に接する泥質岩源のホルンフェルスには, 熱変成でできた黒雲母(20-100 $\mu\text{m}$ )が鏡下で観察された。

### 4. 砥沢岩体 (Tz)

砥沢岩体は砥沢集落の南側に露出する径1km程度の岩株状の岩体で, その南部や小規模衛星岩体からは多量の砥石が採掘され, 北縁部の熱水変質帯ではかつて金が採掘されたことがある(佐藤, 2001, 2005a, 2006)。岩体北縁の絹雲母に富む熱水変質岩について5-4Maの全岩K-Ar年代が得られており, 砥沢岩体は前期鮮新世に貫入して引き続き変質を受けたものと考えられる(佐藤, 2002)。砥石や金の鉱床を伴う点はこの岩体には見られない特徴であり, 砥沢岩体は広範囲に熱水変質を受けて原岩に含まれていた磁鉄鉱が分解し, 全体として低い帯磁率を示す。変質の進んだ良質砥石が極めて低い帯磁率で特徴づけられることから, 昔の砥石採掘職人が変質の強弱や砥石の良否を見分ける能力を体得していたことがうかがわれる(佐藤, 2006)。

岩体内を詳しく見ると, 砥石の原岩となった主岩相のデイサイト質ポーフィリー(図3, 4のTz-II)の他に少なくとも2つの岩相が認められる。表1には主岩相の代表的な1試料(02121805)の分析結果を示してある。岩体周辺部に産する凝灰角礫岩や北方の本宿層の火山岩類との地形的位置関係などを合わせ考えると, 砥沢岩体は極めて浅成の複合岩体であり, おそらく火山深成複合岩体の深部が露出しているものと推定される(佐藤, 2002, 2006)。岩体と接する秩父帯の堆積岩類に熱変成の証拠は認められないが, 金の鉱化を伴う岩体北端部では熱水変質が母岩側にまで及んでおり, 金を試掘・採掘した坑道はそのような変質堆積岩中に開削されている(佐藤, 2001)。砥沢岩体の地下深部での形状は不明であるが, 赤岩との間にある甲斐無し沢の熱水変質帯でも金を目的に掘られたとみられる旧坑が発見されており(佐藤ほか, 2003), その近傍に赤岩岩体が貫入しているという位置関係が注目される。赤岩岩体の南側の大水沢にも珪長質な小貫入岩体が産し, おそらくそれに伴うアンチモン(Sb)の鉱床が知られている(群馬県,

1955)。砥沢岩体や赤岩岩体と周辺の小岩体群や鉱床は, この地域に伏在し熱源となったマグマ溜まりからもたらされた一連の産物と推察される。

### 5. 馬坂岩体 (Ms)

馬坂岩体は観能の北西の馬坂川に沿って露出する岩脈状の岩体で(佐藤, 2006), 2万5千分の1の「本宿」の地質図には載っていないが, 群馬県(1955)と群馬県地質図には描かれている。これらによると, 馬坂岩体はNW-SE方向に約1km, 最大幅が250m程度の厚いレンズ状岩体とも言え, 北端が本宿層相当層に貫入するが主要部は秩父帯の泥質堆積岩類を貫く。馬坂川河床で採取した代表的な試料(02101404)は, 全岩化学組成では砥沢岩体の主要相に似たデイサイト組成をもち, スメクタイトや絹雲母様鉱物が少量生成している程度で変質は微弱である。しかし, 石英斑晶に富むため(0.1-0.5mm), たとえ熱水変質を受けても良質な砥石にはならないと思われる(佐藤, 2006)。石英以外の斑晶は, 斜長石・角閃石・黒雲母・磁鉄鉱で, 帯磁率も $30.5 \times 10^{-3} \text{SI}$ という高い値を示した。

## 化学組成

### 1. 試料の調製と分析

ここで報告する貫入岩体のうち, 柵岩脈と大日向岩脈については, 予察調査で採取した試料を新たに分析したが, その他の岩体については佐藤(2006)で報告した分析値を用いて比較検討する。柵・大日向両岩脈の試料については, 化学分析用の粉末試料をジョー・クラッシャーとタングステン・カーバイド製の器を用いた振動ミルを用いて調製し, 分析はカナダのActivation Laboratories Ltd.に依頼した。この分析は佐藤・由井(2008)や佐藤(2009)の試料と同じセットで行われたので, これらの報告書と同様に, 地球化学標準試料(Imai et al., 1995)の推奨値との比較から分析精度を検証した。その結果, 主成分と大部分の微量成分は公表に足る精度が達成されていると判断されたが, 大きな誤差が見込まれたBe, Bi, Pb, Sb, Tl, Hoおよび粉碎容器からの汚染に起因するCoとWは表から除外した。Feはこれまで同様に総量が $\text{Fe}_2\text{O}_3$ として示されている。

### 2. 分析結果

化学分析の結果は南牧村の他の岩体と比較するため, 佐藤(2006)で報告した代表的な分析値と合わせて, 表1に示した。佐藤(2006)では $\text{H}_2\text{O}+$ ,  $\text{H}_2\text{O}-$ ,  $\text{CO}_2$ も個別に測定されたが, 今回はLOI(加熱減量)だけを求めたので, 既存のデータについては比較のためこの3成分を合計した値もLOI欄に記入されている。帯磁率の測定結果も表の下端に示した。

表1 群馬県南西部南牧川流域の貫入岩体の化学組成

Table 1 Chemical composition of intrusive rocks in Nanmoku, southwestern Gunma Prefecture

| Sample                                  | 02010601    | 02010602 | 02010605      | 02010606 | 03031801      | 02121805      | 02101404      |
|---|-------------|----------|---------------|----------|---------------|---------------|---------------|
| Locality                                | Kunugi      | Hisawa   | Inaribashi    | Anyouji  | Akaiwa        | Tozawa        | Masaka        |
| Intrusion                               | Kunugi dyke |          | Oohinata dyke |          | Akaiwa pluton | Tozawa pluton | Masaka pluton |
| Major elements in wt. %                 |             |          |               |          |               |               |               |
| SiO <sub>2</sub>                        | 68.76       | 68.14    | 62.26         | 63.34    | 62.40         | 66.26         | 68.03         |
| TiO <sub>2</sub>                        | 0.286       | 0.293    | 0.338         | 0.345    | 0.52          | 0.29          | 0.35          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>          | 15.17       | 15.07    | 15.41         | 15.88    | 17.21         | 15.39         | 15.49         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>          | 2.54        | 2.64     | 4.09          | 3.76     | 5.36          | 2.85          | 3.58          |
| MnO                                     | 0.107       | 0.101    | 0.134         | 0.143    | 0.10          | 0.09          | 0.10          |
| MgO                                     | 0.89        | 0.87     | 1.33          | 1.24     | 2.68          | 0.98          | 1.44          |
| CaO                                     | 4.17        | 4.20     | 5.08          | 4.67     | 5.86          | 3.25          | 3.72          |
| Na <sub>2</sub> O                       | 4.05        | 3.83     | 3.04          | 3.54     | 3.28          | 4.92          | 4.25          |
| K <sub>2</sub> O                        | 1.23        | 1.22     | 1.23          | 1.35     | 0.96          | 1.31          | 1.15          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>           | 0.13        | 0.14     | 0.17          | 0.16     | 0.11          | 0.12          | 0.11          |
| H <sub>2</sub> O+                       |             |          |               |          | 1.45          | 1.96          | 1.19          |
| H <sub>2</sub> O-                       |             |          |               |          | 0.48          | 0.36          | 0.69          |
| CO <sub>2</sub>                         |             |          |               |          | 0.07          | 2.20          | 0.07          |
| LOI                                     | 2.60        | 3.47     | 6.75          | 5.20     | 2.00**        | 4.52**        | 1.95**        |
| Total                                   | 99.93       | 99.97    | 99.83         | 99.63    | 100.48        | 99.99         | 100.18        |
| Trace elements in ppm (detection limit) |             |          |               |          |               |               |               |
| Sc* (1)                                 | 6           | 6        | 7             | 7        |               |               |               |
| V* (5)                                  | 23          | 22       | 29            | 29       | 145           | 39            | 65            |
| Cr (20)                                 | <20         | <20      | <20           | <20      | 55            | <1            | 11            |
| Ni (20)                                 | <20         | <20      | <20           | <20      | 7             | <1            | <1            |
| Cu* (10)                                | <10         | <10      | <10           | <10      | 30            | <0.5          | 3.3           |
| Zn (30)                                 | 53          | 57       | 85            | 71       | 67            | 50            | 45            |
| Ga (1)                                  | 15          | 14       | 16            | 16       | 17.9          | 14.0          | 14.7          |
| Ge* (0.5)                               | 1.5         | 1.1      | 1.6           | 1.4      | 1.8           | 1.3           | 1.6           |
| As (5)                                  | <5          | <5       | <5            | <5       | 0.7           | 2.1           | 4.6           |
| Rb (1)                                  | 35          | 31       | 42            | 44       | 28            | 40            | 29            |
| Sr (2)                                  | 273         | 256      | 173           | 233      | 382           | 201           | 267           |
| Y (0.5)                                 | 15.4        | 15.3     | 14.5          | 14.6     | 10            | 16            | 13            |
| Zr (1)                                  | 83          | 80       | 89            | 91       | 64            | 89            | 68            |
| Nb* (0.2)                               | 0.8         | 0.6      | 1.7           | 1.9      | 1.6           | 2.0           | 1.6           |
| Mo (2)                                  | <2          | <2       | <2            | <2       | <0.2          | <0.2          | 0.3           |
| Ag (0.5)                                | <0.5        | <0.5     | <0.5          | <0.5     |               |               |               |
| In (0.1)                                | <0.1        | <0.1     | <0.1          | <0.1     |               |               |               |
| Sn* (1)                                 | <1          | <1       | <1            | <1       | 0.7           | 0.4           | 0.5           |
| Cs (0.1)                                | 2.0         | 2.0      | 6.1           | 4.1      | 3.5           | 4.4           | 7.1           |
| Ba (3)                                  | 503         | 469      | 444           | 520      | 384           | 429           | 555           |
| La (0.05)                               | 7.8         | 7.8      | 9.6           | 10.1     | 5             | 5             | 4             |
| Ce (0.05)                               | 16.6        | 16.7     | 20.6          | 21.7     | 14            | 14            | 9             |
| Pr (0.01)                               | 2.16        | 2.16     | 2.52          | 2.67     |               |               |               |
| Nd (0.05)                               | 8.97        | 9.09     | 10.41         | 10.86    |               |               |               |
| Sm (0.01)                               | 2.13        | 2.13     | 2.30          | 2.40     |               |               |               |
| Eu (0.005)                              | 0.680       | 0.699    | 0.731         | 0.774    |               |               |               |
| Gd (0.01)                               | 2.12        | 2.13     | 2.20          | 2.24     |               |               |               |
| Tb (0.01)                               | 0.37        | 0.38     | 0.37          | 0.39     |               |               |               |
| Dy (0.01)                               | 2.47        | 2.47     | 2.35          | 2.39     |               |               |               |
| Er* (0.01)                              | 1.50        | 1.59     | 1.47          | 1.45     |               |               |               |
| Tm* (0.005)                             | 0.257       | 0.255    | 0.238         | 0.241    |               |               |               |
| Yb* (0.01)                              | 1.66        | 1.78     | 1.61          | 1.63     |               |               |               |
| Lu (0.002)                              | 0.271       | 0.274    | 0.247         | 0.253    |               |               |               |
| Hf (0.1)                                | 2.4         | 2.4      | 2.4           | 2.5      | <2            | 3.0           | 1.9           |
| Ta (0.01)                               | 0.65        | 0.75     | 0.43          | 0.54     | <3            | <2            | <2            |
| Th (0.05)                               | 3.31        | 2.92     | 3.69          | 3.93     | 2.1           | 2.4           | 1.5           |
| U (0.01)                                | 0.91        | 0.86     | 0.82          | 0.87     | <0.5          | <0.5          | <0.5          |
| κ (×10 <sup>-3</sup> SI)***             | 13.9        | 17.2     | 18.4          | 18.4     | 38.1          | 4.66          | 30.5          |
| Source                                  | (1)         | (1)      | (1)           | (1)      | (2)           | (2)           | (2)           |

Source (1): This study, analysed at Activation Laboratories Ltd., Canada; major elements by ICP and trace elements by ICP MS.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Total Fe as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; \*: Trace element contents may include relative error of 15-30%; others less than 15%.

Source (2): Sato (2006), analysed by Prof. B.W. Chappell of Macquarie University, Australia; major and trace elements by XRF.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Total Fe as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

\*\*: Total of H<sub>2</sub>O+, H<sub>2</sub>O- and CO<sub>2</sub> (analysed by gravimetric method), shown for comparison with the LOI data for dykes.

Sample 02121805 is selected as a representative specimen from the Tozawa pluton because silicate minerals are less altered than the other analysed *toishi* rocks although its magnetic susceptibility is not high.

\*\*\*: Magnetic susceptibility measured on sawed flat surface by Kappameter KT-5.

## 2.1) 主成分組成

図3には分析結果のSiO<sub>2</sub>とLOIの関係を示した。佐藤(2006)で報告したデータだけでなく、本宿層に関する本宿団体研究グループ(1970)の分析データや荒船溶岩などに関する筆者の未公表データも含めてある。既存の文献ではLOIではなくH<sub>2</sub>O+とH<sub>2</sub>O-あるいはCO<sub>2</sub>も個別に測定された結果が表示されているので、それらの合計をLOIとしてプロットした。砥沢岩体は熱水変質を受けて多量の絹雲母や炭酸塩鉱物ができているため、このLOI値が3%を越える。大日向岩脈では2試料ともLOI値が5%を越え、苦鉄質珪酸塩鉱物や斜長石の変質により多量の炭酸塩鉱物や粘土鉱物が生じていることに対応している。本宿層の火山岩類もLOIが3%を越えるものが多く、変質の影響がこの図にも現れている。これに対して、未変質な荒船山頂の京塚デイサイトや荒船溶岩、あるいは変質が微弱な馬坂岩体や赤岩岩体ではLOIが2%程度かこれを下回る。変質した岩石も初生的にはなにがしかのH<sub>2</sub>Oなどを含んでいたはずであるが、その量は不明である。そこで以下では、佐藤(2006)で行ったのと同様に、LOIあるいはH<sub>2</sub>O+・H<sub>2</sub>O-・CO<sub>2</sub>の3成分を除外した酸化物の合計を100%とし

て再計算した含有量を基に比較検討することにする。

図4にはSiO<sub>2</sub>と主要酸化物の関係を表すハーカー図を示した。多くの酸化物の含有量はハーカー図上で単調な変化傾向を示し、SiO<sub>2</sub>の多い側に南牧の貫入岩類がプロットされる。砥沢岩体の後期相Tz-IIIに分類される安山岩や閃緑岩を除いて、南牧の貫入岩類のSiO<sub>2</sub>は63-71%、Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>Oは4.1-6.5にわたり、total alkali-silica diagram (TAS)でデイサイトに分類される(LeMaitre et al., 2002参照)。砥沢岩体の後期相Tz-IIIは本宿層の火山岩類に似た組成を持つ。

南牧の貫入岩類の主成分組成が、本宿層の火山岩類の組成変化の延長上に位置する傾向を示すことは、本宿層を形成した安山岩質マグマと類似のマグマから分化したデイサイト質マグマが貫入して南牧の貫入岩体ができたと示唆する。ただし、本宿団体研究グループ(1970)の記述(p.31-41)を見る限り、本宿層は安山岩が主体であってデイサイトは稀であるらしい。本宿カルデラでは活動の末期になってカルデラの中央部にデイサイト質マグマが貫入したという(本宿団体研究グループ, 1970, p.87)。デイサイト質マグマは余り噴出せず、カルデラの中核部と外側に貫入岩を形成したというのが事実とすれば、そのような時

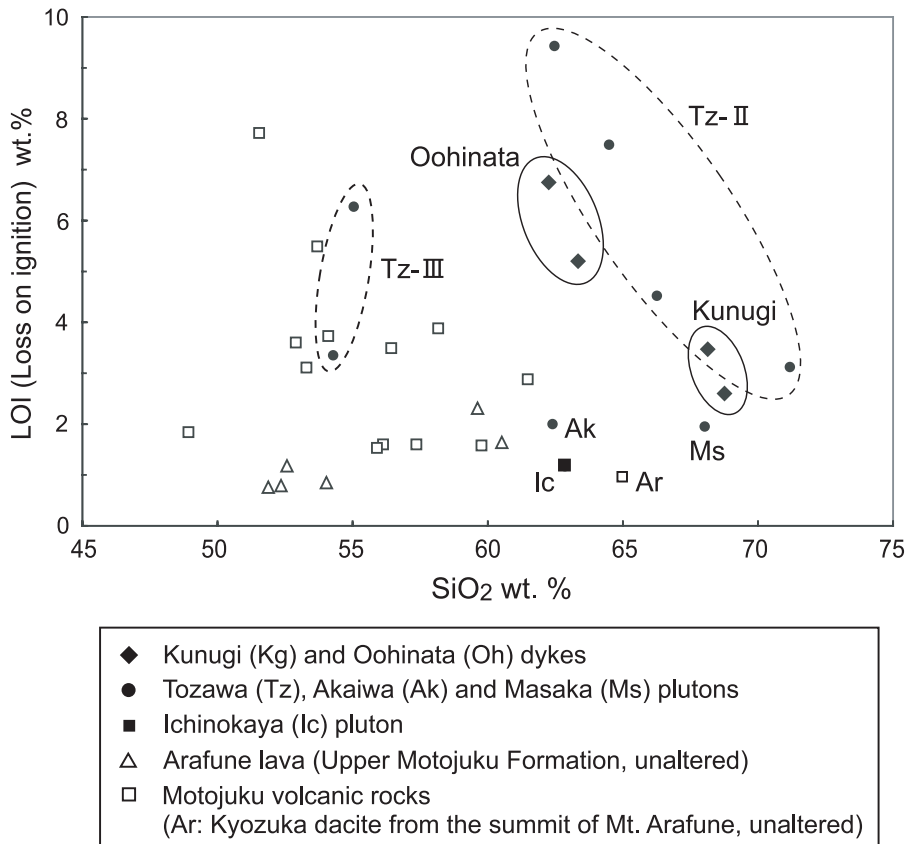


図3 南牧村とその周辺域に分布する火成岩類のSiO<sub>2</sub>-LOI関係図

貫入岩類を黒のマークで、火山岩類を白抜きのマークで示す。LOI(加熱減量)の大きい試料には、変質でできた含水鉱物や炭酸塩鉱物が多量に含まれる。荒船溶岩(佐藤, 2007; 佐藤, 未公表資料)と荒船山頂の京塚デイサイト(佐藤, 2005b)は、本宿層上部の兜岩層に属し、変質を受けていないか変質程度が微弱である。本宿層の火山岩類のデータは、本宿団体研究グループ(1970)と筆者の未公表資料による。前者の10試料には、本宿カルデラ内の安山岩脈2試料も含まれる。

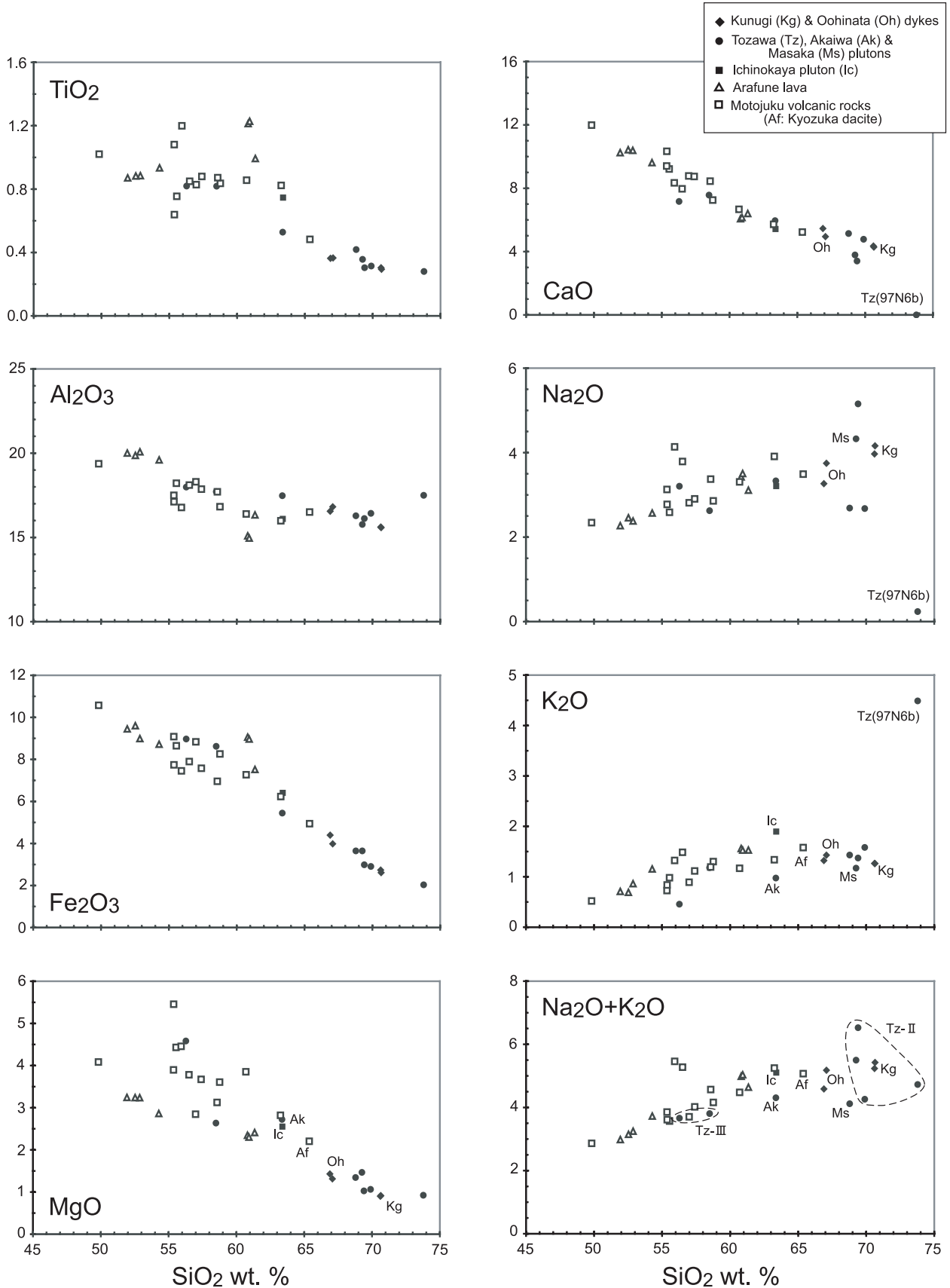


図4 南牧村とその周辺域に分布する貫入岩類の主成分組成

LOIあるいはH<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, CO<sub>2</sub>を除く酸化物の総和を100%として再計算した値をプロット (佐藤, 2006 参照). 比較のため示した本宿層の火山岩類は本宿団体研究グループ (1970) と佐藤 (2005, 2007) および筆者の未公表資料による.



空分布が何故生じたのか興味深い課題である。

## 2.2) 微量成分組成

図5にはREE（希土類元素）パターンで、図6にはいわゆるSpider diagram（例えば、Rollinson, 1993）で微量成分存在度の特徴を示した。いずれもコンドライトを基準とした濃度比で表現してあるが、規格化の基になったコンドライトの組成としては、それぞれBoynton（1984）とThompson（1982）を採用した。梶岩脈および大日向岩脈のそれぞれ2試料は、このような図では区別できないほど良く似ているので、単純化のため1試料ずつプロットした。本宿層の微量成分については、公表された分析値が見あたらないので、梶および大日向両岩脈と同じセットで分析した試料の未公表データの中から本宿層に対比される荒船溶岩（佐藤, 2007）の安山岩と神津牧場の熊倉峰玄武岩質溶岩（地質調査所, 1969）および大榎山<sup>おおげたやま</sup>の安山岩（佐藤, 2004）を比較対象として取り上げた。なお、佐藤（2006）で検討した試料では、これらの図に必要な全元素を分析したわけではないので、図6BのSpider diagramに分析した元素のみをプロットし、梶・大日向両岩脈と比較した。

図5のREEパターンを見ると、梶岩脈と大日向岩脈は互いに良く似た右下がりのパターンを示し、軽希土類元素は荒船溶岩や大榎山など本宿層相当の安山岩と同程度の濃度であるが、NdやSmより右側の中一重希土類元素では1/2-1/3に低下している。希土類元素は風化や変質の過程で最も移動しにくい元素の一群と考えられており（例えば、Rollinson, 1993）、このようなREEパターンは変質による

のではなく初生的な特徴を表しているのだと思われる。この点で、熊倉峰玄武岩質溶岩が水平に近い未分化なパターンを示すこと、検討したいずれの試料にもEuの異常が見られないことなども注目される。本宿層やその周辺の貫入岩類を形成した玄武岩からデイサイトにわたる広い組成範囲のマグマがどのようにして生じたかは今後の課題であるが、例えば結晶分化によって本宿層相当の安山岩質マグマから梶岩脈や大日向岩脈のデイサイト質マグマができたとする、Euの異常をもたらす可能性の高い斜長石よりも、結晶とメルトの間の中一重希土類元素の分配係数が1より大きい角閃石（Rollinson, 1993）の役割が重要であった可能性が考えられる。将来的には同位体的手法も併用しながら成因的な議論を進める必要がある。

Spider diagramでは、いずれの試料にも大陸地殻に特徴的なNbの負の異常を示す顕著な谷間が現れ、梶岩脈と大日向岩脈では本宿層相当の火山岩と比べてTiの濃度が低下していることが目立つ。佐藤（2006）で検討した試料の部分分析結果をプロットした図6Bを見ると、多くの場合分析した元素の濃度が梶・大日向の両岩脈よりも低いが、砥沢岩体の97N6bだけは全体的な傾向から大きくはずれ、Ba・Rb・Kに富み、Th・La・Ce・Sr・Pに乏しい。主成分組成についてハーカー図を見ると（図4）、この試料97N6bはCaO・Na<sub>2</sub>O・K<sub>2</sub>Oが全体の変化傾向から著しくずれてプロットされていることが目につく。この試料は砥沢岩体北縁部の砥沢金山跡の旧坑に産する岩脈から採取したもので、著しい熱水変質を受けて多量の絹雲母が生成している

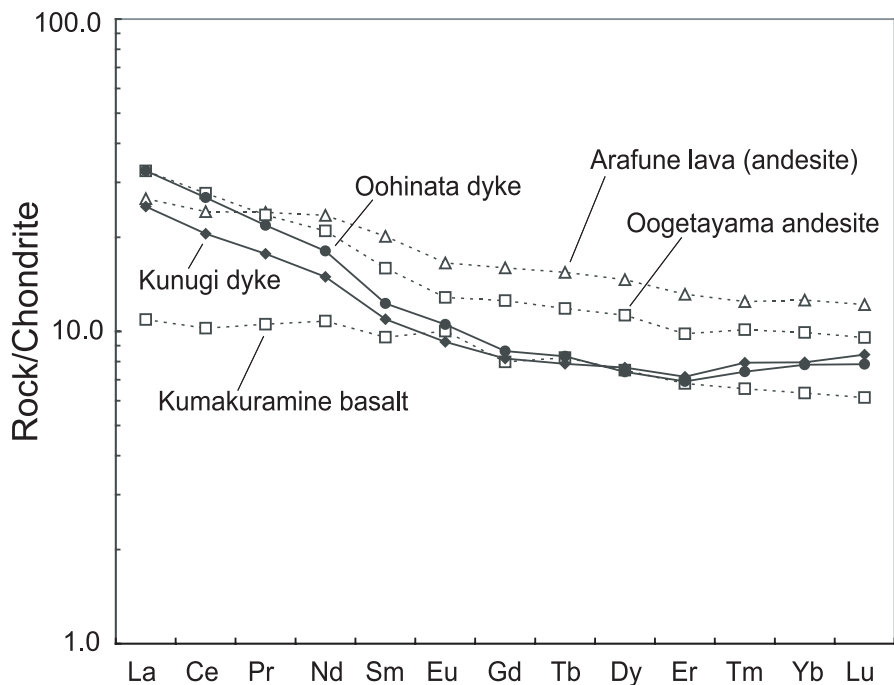


図5 梶および大日向岩脈の希土類元素存在度パターン

比較のため示した本宿層の火山岩類は筆者の未公表資料による。規格化の基準としたコンドライトの組成はBoynton（1984）による。Hoは分析精度が高くないと判断し、図示していない。

ため、年代測定の対象として選ばれたほどである（佐藤，2002）。砥沢岩体は広範囲に熱水変質を受けているが，多くの場合 $H_2O$ や $CO_2$ 以外の成分の物質移動はわずかであると考えられるのに対して，この97N6bだけは鉍化作用に伴う物質移動が顕著であったと推定されたが（佐藤，2006），この図でもそのような傾向が見て取れる。

### まとめと今後の課題

南牧村に産する貫入岩類について，柵岩脈と大日向岩脈の化学分析値を新たに追加し，これまでの報告（佐藤，2006）と合わせて岩石化学的な特徴を調べた。限られた試料の予察的な検討ではあるが，今後の調査・研究のための

手掛かりが得られたと思われる。以下に結果の要点と今後の課題を記しておこう。

南牧村の貫入岩類の調査・研究は，金山跡の旧坑が残る砥沢岩体北縁部から始まった（佐藤，2001）。砥沢南方に残る砥石の採掘跡まで調査を進めると，金鉍床と砥石鉍床は同じ砥沢岩体に関係した別々の産物であることが明らかとなり，その時代や熱水変質の特徴も次第に分かってきた（佐藤，2002，2006；佐藤・谷口，2007）。すると，南牧村には同時代とみられる貫入岩体が他にもあるのに，なぜ砥沢岩体だけに鉍化作用が伴われるのかという新たな疑問も浮かび上がってきた。本研究はこの課題に多少なりとも答えようとした試みであるが，まず（1）南牧村の貫入岩体は，岩体ごとに多少組成が異なるものの，いずれもデイサ

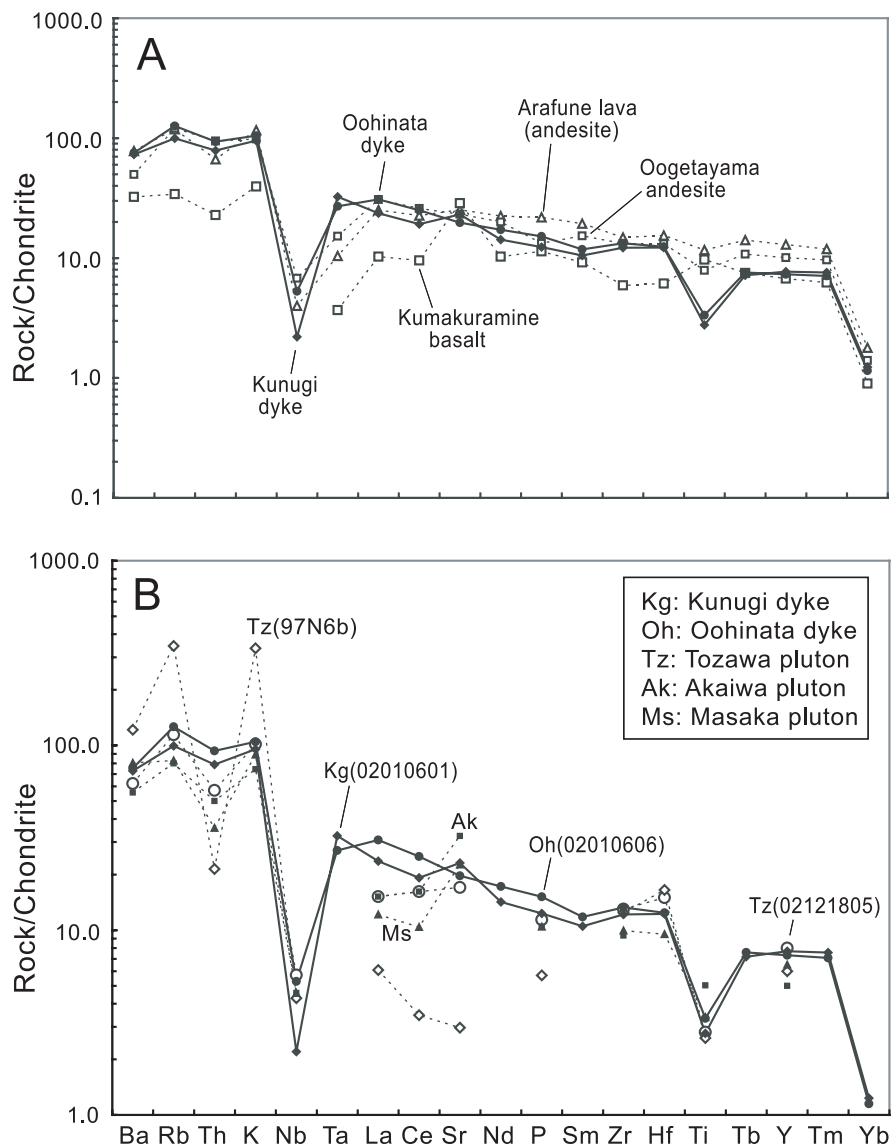


図6 南牧村とその周辺域に分布する火成岩類の微量元素存在度を表すspider diagram

規格化の基準としたコンドライトの組成はThompson (1982) による。

A：柵および大日向岩脈と本宿層の火山岩類（佐藤，未公表資料）を比較。

B：柵および大日向岩脈と南牧村内の貫入岩類（佐藤，2006）を比較。鉍化作用に伴う強い熱水変質を受けた砥沢岩体の97N6bは，他と著しく異なるパターンを示す。97N6b以外は表1にデータを示す。

イト質であるという点では、安山岩質マグマで特徴づけられる本宿カルデラの火成活動とは異なることが指摘されよう。両者は近接して産することから一連の火成活動で生じたものと考えられるが、本宿層にはデイサイト質噴出物が稀であり、デイサイト質マグマが主に貫入岩として残っているのは何故かといった基本的命題は未解決のままである。このような課題の考察には、同位体を含む岩石化学的な手法だけでなく高精度の年代データも不可欠であるが、いずれも多かれ少なかれ変質を受けているため、K-Ar年代測定法では限界がある。今回報告した岩脈も、顕微鏡観察の結果、良好な結果が得られない恐れがあるため測定を断念したという経緯がある。変質の影響を取り去った精密な火成活動史の解明は今後の課題である。

次に(2) 砥沢岩体の主岩相と似たデイサイト質な貫入岩体は他にもあるが、砥沢岩体が岩株状を呈する複合岩体で、衛星小岩体も伴うのに対して、桐・大日向・馬坂の各岩体は比較的単純で均質な岩脈状岩体であるという点が注目される。群馬県(1955)に添付された南牧村の5万分の1地質図には、砥沢岩体の周辺部にいくつもの小岩体が描かれているが、桐や大日向や馬坂の各岩体周辺にはそのような小岩体が見られない(註6)。また、砥沢岩体北東部から赤岩岩体にかけて付近には熱水変質帯が発達し、これに伴う金(Au)やアンチモン(Sb)の鉱化が認められ、赤岩岩体には明瞭な熱変成帯を伴う(佐藤, 2001, 2006; 佐藤ほか, 2003)。これらのことは、砥沢岩体の周辺とくに砥沢岩体から赤岩岩体にかけて地域のマグマと熱水の活動が他の岩体付近より活発であったことを示唆する。砥沢岩体だけに金や砥石の鉱床が見出されるのは、このような地質状況と関係しているのであろう(註7)。砥沢岩体のマグマ-熱水活動の全容を解明するためには、岩体内部の詳しい調査に加え、岩体周辺の衛星岩体や変質帯の産状と旧坑の分布などを把握する必要がある。他の岩体についても岩体の形状や母岩への熱変成や熱水変質の影響などを詳しく調べる必要がある。そのような詳しい調査報告は皆無であり、今後の地道な調査・研究が待たれる。

最後に、本宿カルデラの周辺には、南側の南牧川流域だけでなく、北側にも多数の貫入岩体が分布することを指摘しておく必要があろう。図1の北部にもその一部が示されているが、群馬県地質図(群馬県地質図作成委員会, 1999)を見ると、安山岩-デイサイト質貫入岩体が多数分布する状況が非常に目につく。これらはいずれも中新世の富岡層群に貫入しており、比較的若い地層という母岩の物性を反映してか丸みをおびた外形を特徴とし、岩脈状の岩体はむしろ少ない。鉱床を伴うという記録も見あたらない。下仁田市街の北方に露出する大榎山安山岩体はその一例である(註8)。これらの貫入岩体が本宿カルデラとどのような成因関係にあるのか興味深い。形成時期も含めて詳しい研究は行われておらず、これも今後の課題である。

謝辞：南牧村大日向の水沢孝蔵氏と茂木 清氏は大日向岩脈の野外調査で支援して下さった。元地質調査所の一色直記博士は分析試料の鏡下観察についてご助言くださり、ネバダ大学のL. C. Hsu博士は英文要旨をチェックして下さった。物質・材料研究機構名誉研究員の小野 晃博士による丁寧な査読は、原稿の改善に大変有益であった。以上の皆様に深謝します。

#### <註>

註1) 本宿層の年代については、既存の年代データも参照して、信頼度の高い年代データの範囲から6-2Maを想定し中新世末-鮮新世とした(佐藤, 2004, 2005b)。中新世と鮮新世の境界年代はGradstein et al. (2004)の5.33Maによった。筆者は本宿層の火山活動は鮮新世が中心であったとみているが、信頼度が高いと思われる後期中新世末の年代値が近くの妙義山地域から報告されていることも考慮すると(内海ほか, 1998)、現状では中新世末-鮮新世と表記するのが妥当と思われる。本宿層の特に下部層は変質を受けているため、年代の下限については再検討の余地がある。

註2) 本宿団体研究グループ(1970, p.31-41)では、本宿層の分析試料を「噴出岩」と「貫入岩」に分けて記述しているが、後者は岩脈を指すものと思われる。

註3) 本報告で取り上げた桐岩脈を調査した2002年1月の時点では、桐の集落で石材の採掘が続けられていたが、松沢の採掘場は休止しており、過去に大規模な採掘が行われたという形跡も見られなかった。

註4) マグヘマイト(maghemite)は磁鉄鉱( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )と同程度の強磁性を示す酸化鉄鉱物( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ )で、磁鉄鉱などの酸化によって生成するとされる(例えば, Gaines et al., 1997)。桐石の試料(02010601)では磁鉄鉱を交代しており、反射顕微鏡下で明るい灰色を呈し、異方性が認め難いこと、X線粉末回折線が磁鉄鉱とマグヘマイトからなり、赤鉄鉱など他の酸化鉱物が認められないことからマグヘマイトと同定した。

註5) 反射顕微鏡観察用の研磨片試料は、Prontopress(デンマークStruers社製)を用いて樹脂に埋め込み、径2.5cmの短円柱を作成して底面を研磨するため、試料の研磨面は径2.3cm程度となる。ここで報告する反射顕微鏡の観察結果は、いずれも研磨片1試料のみの観察による。

註6) 群馬県(1955)の報告書は、当時の東京教育大学地質鉱物学科の協力を得て行われた大規模な野外調査を基にしている。調査の行われた1954年時点では、砥沢岩体本体での砥石採掘は終了しており、三ツ岩岳の中腹に位置する径50m程度の小岩体が坑内掘(坑道延長240m)で採掘されていたという。この場所は佐藤(2006)の図3に示した「砥石採掘跡B」に相当するものと思われ、現在も砥石の岩片が散在する。砥石の将来資源も念頭に置いて、類似の貫入岩体に注意を払った調査が行われたと想像される。

註7) マグマ熱水活動は砥石鉱床の形成に好都合な場を提供したが、それだけで鉱床ができるわけではない。砥石の形成には原岩の組織が極めて重要であり、例えば馬坂岩体のような石英斑晶が晶出したデイサイトでは、たとえ変質を受けても良質砥石にはならないであろう。佐藤(2006)は、(1) 石英斑晶を欠くデイサイト質マグマが、(2) 地下の比較的浅所で粗粒化することなく急速に冷却・固結し、さらに(3) 熱水変質を受けて斑晶鉱物が軟らかい微細な鉱物に分解する、という3つの地質学的好条件が重なって初めて砥石鉱床ができると指摘した。大日向岩脈は石英斑晶を含まないので、熱水変質を受ければ砥石鉱床ができた可能性があるが、柵岩脈は少量ながらも石英斑晶を含むので、たとえ熱水変質を受けたとしても良質砥石にはならなかったであろう。砥石岩体は上記の微妙な3条件が全て満たされた“幸運な”例であったと言える。

註8) 大桁山の安山岩について得られた4.1MaのK-Ar年代は、砥石岩体の年代とほぼ一致し、これらは本宿カルデラの火山活動の一環として形成されたものと思われるので(佐藤, 2004), 図3-6には本宿層火山岩類のひとつとして図示してある。カルデラ北方の貫入岩類は、変質を受けているためか、年代測定の試みはこれまでなされてこなかった。

## 文 献

- Boynton, W.V. (1984): Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Henderson, P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, p.63-114.
- 地質調査所(1969): 日本油田・ガス田図8 本宿, 1:25,000, 地質調査所.
- Gaines, R.V., Skinner, H.C.W., Foord, E.E., Mason, B., Rosenzweig, A. (1997): Dana's New Mineralogy: The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, 8th Ed., John Wiley and Sons, Ltd., New York, 1819pp.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A. (2004): A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 589pp.
- 群馬県(1955): 群馬県地下資源調査報告書 第5号, 甘楽郡西南部の地質と鉱床, 群馬県, 14pp.
- 群馬県地質図作成委員会(1999): 群馬県10万分の1地質図, 内外地図株式会社, 東京.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1995): 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSI geochemical reference samples, "Igneous Rock Series". *Geostandards Newsletter*, 19: 135-213.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, S., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H. and Wooley, A.R. (2002): *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, 2nd Ed., Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 236pp.
- 本宿団体研究グループ(1970): グリーンタフ変動の研究—本宿グリーンタフ層についての団体研究. 地函研専報, 16: 1-95.
- Rollinson, H.R. (1993): *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Prentice Hall, 352pp.
- 佐藤興平(2001): 群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告: 鉱床地質の概況と鉱山開発の歴史. 群馬県立自然史博物館研究報告, 5: 77-96.
- 佐藤興平(2002): 群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告(続): 砥沢岩体のK-Ar年代と南牧村周辺地域の新生代火成活動史. 群馬県立自然史博物館研究報告, 6: 59-74.
- 佐藤興平(2004): 妙義—荒船—佐久地域の火山岩類のK-Ar年代と火山フロントの後退. 群馬県立自然史博物館研究報告, 8: 109-118.
- 佐藤興平(2005a): 砥沢の砥石: 地質と歴史. 群馬県立自然史博物館研究報告, 9: 1-9.
- 佐藤興平(2005b): 荒船山の火山岩のK-Ar年代と本宿カルデラ活動史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, 9: 11-27.
- 佐藤興平(2006): 砥沢岩体の帯磁率と化学組成: 砥石鉱床の成因に関する予察的検討. 群馬県立自然史博物館研究報告, 10: 63-80.
- 佐藤興平(2007): 荒船溶岩のK-Ar年代と兜岩動植物化石群の時代. 群馬県立自然史博物館研究報告, 11: 53-61.
- 佐藤興平(2009): 関東山地北西縁に産する大深山花崗岩質岩体のK-Ar年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, 13: 69-76.
- 佐藤興平・谷口政碩(2007): 砥沢岩体の粘土鉱物: X線粉末回折法による予察的検討. 群馬県立自然史博物館研究報告, 11: 43-52.
- 佐藤興平・由井俊三(2008): 関東山地北西縁に産する八千穂岩脈群のK-Ar年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, 12: 45-54.
- 佐藤興平・野村 哲・水沢幸蔵・茂木 清・浅川礼太郎・市川菊次郎・浅川一義・市川太平(2003): 群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告(補足): 甲斐無し沢に出現した旧坑について. 群馬県立自然史博物館研究報告, 7: 69-76.
- 田中幸弘・藤田至則(1979): 群馬県南西部に発達する前期中新世と後期中新世の陥没盆地群. 地質学論集, 16: 23-32.
- Thompson, R.N. (1982): British Tertiary volcanic rocks, *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107.
- 内海 茂・中野 俊・宇都浩三(1998): 20万分の1地質図幅「長野」地域の年代未詳岩石のK-Ar年代. 地質調査所月報, 49, 189-193.