

原著論文

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

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: 関東山地の北西縁部には新生代とみられる小規模な珪長質貫入岩体や岩脈が分布するが、その多くは年代測定が行われていない。ここでは、これまで年代が不明であった長野県南佐久郡大深山付近の秩父帯に貫入する大深山花崗岩質岩体につき、黒雲母を分離してK-Ar年代を測定した。得られた年代は 14.3 ± 0.7 Maとなり、中期中新世に形成されたことが明らかとなった。この年代は南方に広く露出する甲府岩体最古期の瑞牆-昇仙峡型花崗岩体の年代にきわめて近いが、後者が還元型であるのに対して、大深山岩体は酸化型に分類され、比較的苦鉄質な特徴と合わせて、むしろ北方の茂来山岩体に似る。南佐久郡下に点在するこれらの花崗閃緑岩-石英閃緑岩質小岩体は、深部断裂にそって貫入したとみられる浅成の岩体であり、甲府岩体とは異なる成因をもつものと考えられる。

キーワード: 長野県, 南佐久郡, 大深山, 関東山地, 秩父帯, 中新世, 花崗岩体, 酸化型/還元型, 黒雲母, K-Ar年代, 構造規制

K-Ar age of the Oomiyama granitoid pluton in the northwestern Kanto Mountains

SATO Kohei

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

Abstract: Small felsic plutons and dikes are distributed in the northwestern Kanto Mountains. They are thought to be of Neogene age, but most of them have not been dated yet. The Oomiyama granitoid pluton in the Chichibu Belt within southern Minami-saku, Nagano Prefecture was dated for a biotite concentrate by the K-Ar method. The result of 14.3 ± 0.7 Ma indicates that this pluton was emplaced in the Middle Miocene. This age is almost identical to that of the Mizugaki-Shosenkyo granite, the oldest pluton in the northwestern part of the Kofu granitoid complex. The Oomiyama pluton is of the oxidized type, in contrast with the Mizugaki-Shosenkyo pluton of the reduced type, and is similar to the Morai-san pluton to the north. These relatively mafic shallow-level plutons in Minami-saku may have been emplaced along deep faults, suggesting a different genesis from that of the Kofu complex.

Key Words: Oomiyama, Minami-saku, Nagano, Kanto Mountains, Chichibu Belt, Miocene, granitoid pluton, oxidized type/reduced type, biotite, K-Ar age, structural control

1 はじめに

関東山地の北西縁部には、秩父帯や山中地溝帯の中生界を貫く小規模な珪長質貫入岩体や岩脈が多数分布する。こ

れらは従来、新第三紀のものとされてきたが(例えば、地質調査所, 1992), 詳しい年代は不明なものが多い。筆者は群馬県南西部から長野県佐久地域に分布する火成岩類の年代データから、この地域の火成活動が(1) 15-10Maの中新世中

頃と(2)6-3Maの後期中新世末-鮮新世の2つの時期に活発であったことを指摘した。また、これらの活動が現在の火山フロントよりも東側で生じていることから(図1)、鮮新世以降に火山フロントが後退したと考えた(佐藤, 2002, 2004, 2005a, 2007; 佐藤・由井, 2008)。

しかしながら、年代データの蓄積はまだ十分とは言えず、今後さらにデータを補充しつつ、火成活動の時期が2大別されるという見解を検証するとともに、火成活動の時間的空間的変遷の原因についても考察を進める必要がある。ここでは、長野県南佐久郡南部の関東山地に露出する小規模な大深山岩体に着目して年代測定を行ったので、その結果を報告し関連する課題についても考えてみたい。

2 大深山岩体の地質の概略と年代測定試料

大深山岩体は千曲川上流域の関東山地に産する小規模な花崗岩質貫入岩体のひとつである(図1)。この岩体は、南佐久郡川上村と南相木村を分かち東西系の尾根の西端部にある天狗山(1882m)から男山(1851m)にかけて稜線付近に1×2km程度の露出をなすが(図2)、この報告では近くの集落や縄文時代の住居遺跡の名称を採って大深山岩体と呼ぶことにする。

大深山岩体は、秩父帯のジュラ系に貫入して周囲の堆積岩類に熱変成を与えるとともに、鉛や亜鉛を含む鉍化作用ももたらしている(佐々木, 1960)、この地域から埼玉県西部の秩父鉍山付近に至る関東山地一帯が広域鉍床探査の対象となったこともある(通商産業省, 1975)。秩父帯はかつて石灰岩に含まれる化石から古生層とされていたが、岩崎ほか(1989)は泥質岩基質に含まれる放散虫化石に基づいて、北相木-川上地域の地層のほとんどがジュラ紀の付加体であることを明らかにした(註1)。大深山岩体周辺のジュラ系は、主に砂岩・泥岩・チャートからなり、チャートには層状マンガニ床が挟まれることがある。また付近の地層にはしばしばレンズ状石灰岩が挟まれるため、鉍床探査ではスカルン型鉍床を目標にボーリングも行われ、スカルンや硫化物鉍石が捕捉されている(通商産業省, 1975)。石灰岩はこの付加体に含まれる異地性岩塊と考えられる。

川上村南部から山梨県北部にかけての山地には、甲府岩体北部の花崗岩類が広く露出しており、最も近いところでは大深山岩体までの距離が約6kmまで近づく(図2)。このため、大深山岩体は甲府岩体の衛星岩体であるかのようにもみえるが、甲府岩体北西部の瑞牆-昇仙峡花崗岩体が黒雲母花崗岩からなるのに対して(佐藤・石原, 1983)、大深山岩体はより苦鉄質な花崗閃緑岩-トータル岩質となっていて(註2)、両者の岩質は著しく異なる。帯磁率からみても前者が還元型であるのに対して(Sato, 1991)、以下に述べるように大深山岩体は酸化型であって、両者を一連の花崗岩体とするのは不適當であろう。

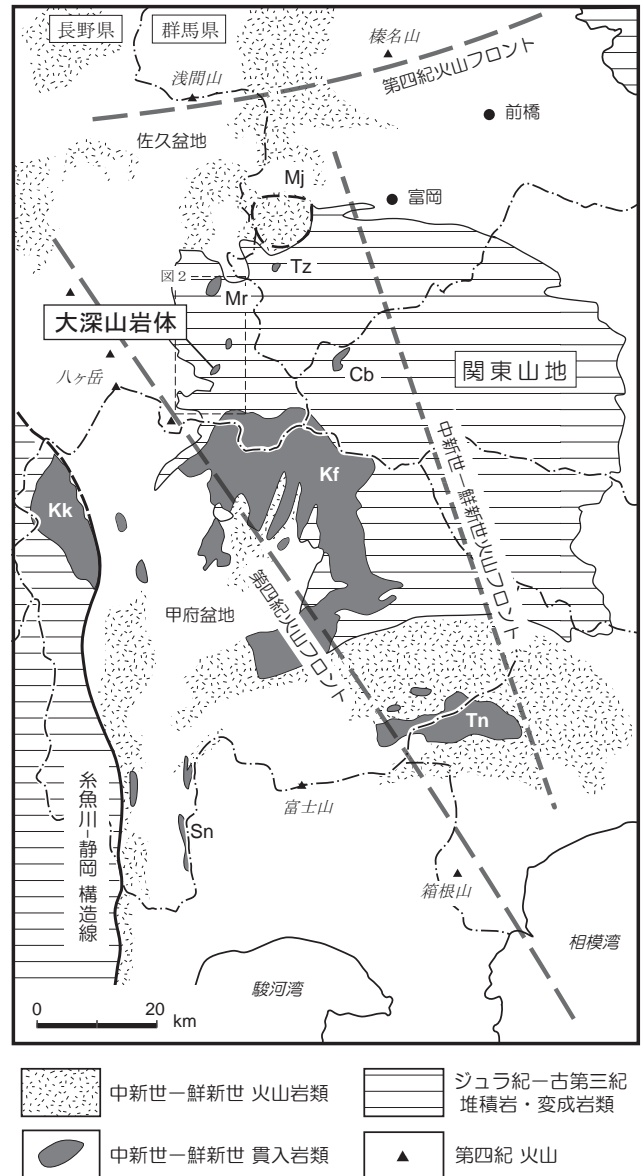


図1 大深山岩体の位置と関東山地周辺部の中新世-鮮新世火成岩類の分布。

地質調査所(1992)を簡略化。火山フロントは(佐藤, 2004, 2005a)を改訂。中新世-鮮新世火山フロントは、時代の判明している中期中新世-鮮新世貫入岩体の分布の東縁を示す(佐藤・由井, 2008)。Tz: 砥沢, Mr: 茂来山, Cb: 秩父, Kf: 甲府, Kk: 甲斐駒ヶ岳, Tn: 丹沢, Sn: 佐野川, Mj: 本宿カルデラ。

大深山岩体の試料は、広域的な予察調査の途中に、岩体の南部と北部のそれぞれ1カ所で採取された。南部の採取地点は川上村大深山集落の北西に位置する縄文時代の住居跡である大深山遺跡から更に北西に200m余り入った沢底であり(標高約1300m, No. 84091602)、北部の採取地点は大深山集落から南相木村中島に抜ける道路脇で馬越峠の北西1kmに位置する露頭である(標高約1400m, No. 84091603)。前者の地点には0.5-1.5m程度の転石が多数見られ、これらは上方の斜面に露出する大深山岩体南部からもたらされたことは間違いのないと思われる。この転石から代表的で比較的新

表1 大深山花崗岩質岩体の化学組成と帯磁率

Sample	84091602b	
Rock	Granodiorite	
Major elements in wt.%		
SiO ₂		62.19
TiO ₂		0.62
Al ₂ O ₃		15.68
Fe ₂ O ₃		6.39
MnO		0.12
MgO		2.89
CaO		5.94
Na ₂ O		2.95
K ₂ O		2.18
P ₂ O ₅		0.15
LOI		0.65
Total		99.76
Trace elements in ppm (detection limit)		
Ag	(0.5)	<0.5
As	(5)	<5
Ba	(3)	317
Cr	(20)	<20
Cs	(0.1)	6.1
Cu*	(10)	19
Ga	(1)	15
Ge*	(0.5)	1.4
Hf	(0.1)	3.1
In	(0.1)	<0.1
Mo	(2)	<2
Nb*	(0.2)	3.1
Ni	(20)	<20
Rb	(1)	66
Sc*	(1)	22
Sn*	(1)	2
Sr	(2)	228
Ta	(0.01)	0.38
V*	(5)	167
Y	(0.5)	20.8
Zn	(30)	76
Zr	(1)	109
La	(0.05)	13.4
Ce	(0.05)	27.8
Pr	(0.01)	3.58
Nd	(0.05)	14.95
Sm	(0.01)	3.39
Eu	(0.005)	0.957
Gd	(0.01)	3.47
Tb	(0.01)	0.58
Dy	(0.01)	3.58
Er*	(0.01)	2.12
Tm*	(0.005)	0.329
Yb*	(0.01)	2.19
Lu	(0.002)	0.340
U	(0.01)	1.55
Th	(0.05)	5.19
κ **		41.2

Analysed at Activation Laboratories Ltd., Canada; major elements by ICP and trace elements by ICP MS.

Fe₂O₃: Total Fe as Fe₂O₃; LOI: Loss of ignition by gravimetric method.

*: Trace element contents may include relative error of 15-30%; others less than 15%.

** : Magnetic susceptibility (×10⁻³SI) measured on sawed flat surface by Kappameter KT-5.

鮮と思われる3試料を採取した。また、この地点で無作為に測定した12個の転石の帯磁率は5-33×10⁻³SIであり、10×10⁻³SI以下の値は2個のみであった。野外での測定は試料面の凹凸や風化の影響で実際より低い値を与えるので、これらの測定値は一応の目安に過ぎないが、還元型を特徴づける3×10⁻³SIを下回るような低い値は、No. 84091603の露頭(21-23×10⁻³SI)でも他の地点の転石でも見出されなかったことが注目される。なお、いずれの地点でも径3-10cm程度の苦鉄質包有物が観察された。

年代測定試料の選択に当たっては、No. 84091602の地点で採取した3試料とNo. 84091603の地点の2試料につき鏡下で変質の程度を観察し、最も新鮮と思われる試料No. 84091602bを年代測定用として採用した。この試料は、変質が少ない点を除けば他の試料と大差なく、細粒の花崗閃緑岩で(註2)、主に石英・斜長石・カリ長石・角閃石・黒雲母および磁鉄鉱からなる。黒雲母は0.1-1.5mmで、一部がわずかに緑泥石化しているが、全体として新鮮である。斜長石も累帯構造が明瞭な0.2-2mmの自形を呈し新鮮である。この試料を切断した平面で測定した帯磁率は41.2×10⁻³SIで、高い帯磁率の原因となっている磁鉄鉱は径0.05-0.5mmで、角閃石や黒雲母に含まれるか、それらと接して産することが多い。帯磁率と化学組成を表1にまとめて示した。

化学分析は佐藤・由井(2008)で報告した試料と同じセットで行われた。すなわち、分析用の粉末試料をジョー・クラッシュ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。このため、地球化学標準試料(Imai et al., 1995)も合わせて分析し、推奨値との比較から分析精度を検証した。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。得られた分析値はSiO₂=62.2wt.%, Na₂O+K₂O = 5.1wt.%で、この岩石が火山岩ではデイサイトに近い安山岩に相当する組成をもつことを示す(Le Maitre ed., 2002)。

3 K-Ar年代の測定と結果

K-Ar年代の測定は上記の試料No. 84091602bから分離した黒雲母について実施した。鉱物分離では、まず岩石試料を粉砕し、篩い分けにより40-60・60-80・80-100メッシュなどの粒度に分けて洗浄・乾燥の後、磁石などで磁性鉱物を取り除き、次にアイソダイナミック・セパレーターと重液(ヨウ化メチレン)を用いて黒雲母を濃集した。最終的には60-80メッシュの濃集試料を測定に供した。一方、角閃石はK含有量が低い鉱物なので、年代測定試料の調製に当たっては黒雲母を取り除く必要がある。角閃石の鉱物分離も試みたが、年代測定に十分な高純度の試料を濃集するのが難しく、年

表2 大深山岩体の黒雲母のK-Ar年代

Sample No.	Rock (Mineral)	$^{40}\text{Ar}^*$ ($\text{scc/g}\times 10^{-5}$)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	K (%)	Age (Ma)
84091602b	Granodiorite (Biotite)	0.421	61.2	7.48	14.5 \pm 0.7
		0.411	71.2	7.40	14.2 \pm 0.7
					14.3 \pm 0.7 (av.)

$\lambda_{\beta}=4.962\times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581\times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167$ atom % (Steiger and Jäger, 1977), $^{40}\text{Ar}^*$: radiogenic Ar
Analyst: M.Siragusa, Teledyne Isotopes

代測定は断念した。黒雲母のK-Ar年代の測定はTeledyne Isotopes社(現Allegheny Technologies社)に依頼して行われた。年代計算に用いた定数は、 $\lambda_{\beta}=4.962\times 10^{-10}/\text{y}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581\times 10^{-10}/\text{y}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167$ atom% (Steiger and Jäger, 1977)である。

K-Ar年代の測定結果を表2に示した。空気混入率が低く誤差が小さいので、この結果は信頼度が高いとみてよい。この試料の黒雲母は14.3Maという中期中新世の年代を示した。角閃石の年代は得られていないが、この岩体が小規模かつ細粒で、比較的速く冷却したであろうことを考えると、この黒雲母年代は貫入年代に近いとみてよいであろう。

4 考察：関東山地の新生代火成活動史と大深山岩体

1) 大深山岩体の貫入時期

今回黒雲母について得られた14.3MaというK-Ar年代は、検討した岩石が黒雲母の閉鎖温度である300°C程度まで冷却した時期を示す。大深山岩体が急峻な山稜付近に露出し、低地には広がっていないという産状は、この岩体が底盤状ではなくむしろ岩株状の形態をもつことを物語る。細粒の岩石組織も貫入したマグマが比較的速く冷却・固結したことを示唆する。巨大なバソリスでは50-100°C/Ma程度の冷却速度が推定される例もまれではなく(例えば、佐藤ほか, 1990; 佐藤・仲井, 1991), 佐藤ほか(1989)は閉鎖温度の異なる角閃石・黒雲母・カリ長石のK-Ar年代から、甲斐駒ヶ岳岩体について110°C/Maという冷却速度を見積っている。小規模で細粒な大深山岩体(約1×2km)が、粗粒な花崗岩類からなる巨大な甲斐駒ヶ岳岩体(約5×20km)よりもずっと速く冷却したと考えるのは自然なことである。厳密には角閃石のK-Ar年代など閉鎖温度の高い鉱物の年代を求め、冷却速度を考慮した上で貫入時期を決める必要があるが、大深山岩体の産状や組織の特徴から、得られた黒雲母年代は貫入年代にかなり近いとみてよいだろう。

本報告の冒頭でも述べたように、群馬県南西部一長野県佐久地域の新生代の火成活動は、(1) 15-10Maの中新世中頃と、(2) 6-3Maの中新世末―鮮新世の2つの時期に活発であったように見える(佐藤, 2002, 2004)。代表的な火成岩体や地層の名称に因んで、佐藤・由井(2008)は前者を茂来山期、後者を本宿期と名付けたが、大深山岩体は茂来山期の火成活動で貫入したことになる。この近辺には本宿期の火成

岩は知られていないが、北方約12kmの四方原山付近の安山岩(図2)については3.7MaのK-Ar年代が得られている(兼岡ほか, 1993)。また、かなり離れてはいるが、東方約20kmの秩父鉦山の近くには、きわめて小規模ながら中新世末―鮮新世とみられる角礫パイプが知られており(通商産業省, 1975; Ishida, 1991), 南東方約24kmの山梨県牧丘町にある小鳥山の周辺に分布する火山深成複合岩体の6試料については6.1-4.3MaのK-Ar年代が報告されている(柴田ほか, 1984)。これらは本宿期に区分することができよう。牧丘町の火山深成複合岩体を構成する安山岩―流紋岩質火山岩は、甲府岩体の徳和型花崗閃緑岩体を不整合に被っており(三村ほか, 1984)、この地域でも茂来山期と本宿期の間には地殻の隆起剝削を伴う顕著な変動があったことがうかがわれる(佐藤・由井, 2008)。

佐藤ほか(1989)やSato(1991)は、甲府盆地周辺に広く露出する甲府岩体の瑞牆―昇仙峡型花崗岩(註3)や甲斐駒ヶ岳岩体も15-14Ma頃に活動したもので、これらは西南日本外帯の花崗岩体とともに、日本海における背弧海盆拡大に対応する前弧側の変動を記録する地質体の一つととらえた。これらの花崗岩体が基本的には還元型からなるのに対して(Sato, 1991; 佐藤ほか, 1992)、時代的に一致するもの大深山岩体や茂来山岩体は基本的には酸化型からなり(佐藤・由井, 2008)、岩体の規模も小さく、全体としてより苦鉄質である。このような地域性が生じた原因は分かっていないが、この問題は後でもう一度考察することにしよう。

2) 貫入岩体の配列に見られる構造規制

佐藤・由井(2008)は、茂来山の西側に分布する中新世の八千穂岩脈群の貫入方向がNE系とNW系の2系統に分けられることを指摘するとともに、このNE系の方向は秩父帯の構造に直交する断層の方向でもあり、茂来山付近の花崗岩質岩体もNE方向に配列する傾向があることに注目した。同様の傾向は大深山岩体とその北方に分布する岩体の配列にも見られるが(藤本ほか, 1958), 通商産業省(1975)の地質図では、大深山岩体からNNE方向に延びる花崗岩質岩体や岩脈の直線状の配列が明瞭であり、その北方延長は秩父帯ジュラ系と山中部溝帯白亜系の境界を横断する断層につながるように見える(図2)。通商産業省(1975)の報告書では、ここに大規模な断層を想定し、北相木村白岩と南相木村栗生の

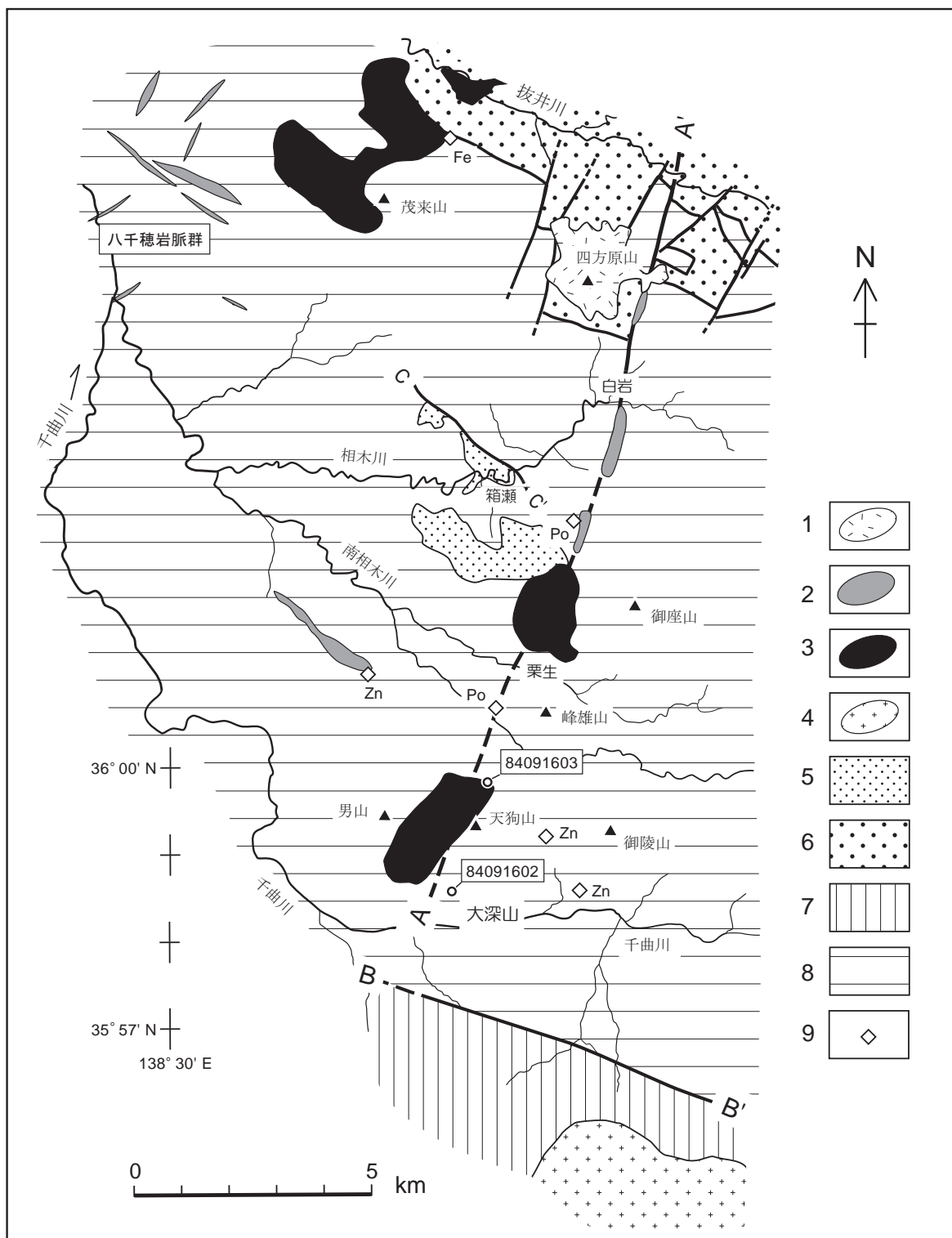


図2 長野県南佐久郡の大深山-茂来山岩体地域の地質概略図。

通商産業省(1975)を簡略化。千曲川やその支流沿いには第四紀の堆積物や八ヶ岳火山の噴出物が分布するが、それらは全て省略してある。八千穂岩脈群は佐藤・由井(2008)による。鉱床の鉱種は佐々木(1960)を参照。凡例は、1:鮮新世安山岩類、2:流紋岩質岩脈(中新世)、3:花崗閃緑岩-石英閃緑岩貫入岩体(中新世)、4:花崗岩体(中新世甲府岩体の瑞牆-昇仙峽型花崗岩)、5:北相木層(前期中新世の礫岩・砂岩・泥岩)、6:山中地溝帯白亜系(礫岩・砂岩・泥岩、蛇紋岩類も含む)、7:四万十帯白亜系(砂岩・泥岩)、8:秩父帯ジュラ系(砂岩・泥岩・チャート・石灰岩、一部は前期白亜紀)、9:鉱床(Fe:主に磁鉄鉱;Po:主に磁硫鉄鉱;Zn:閃亜鉛鉱と方鉛鉱を含む硫化物)。断層は、A-A':白岩-栗生断層(通商産業省(1975)推定)、B-B':川上断層(仏像構造線に相当(岩崎ほか, 1989, 註4))、C-C':北相木断層(藤本, 1958)。

集落名を採って「白岩-栗生断層」と名付け、その南方延長部では川上層群の地層に2-3kmの南北ずれが見られると主張している(註4)。岩崎ほか(1989)もこの断層の両側で秩父帯の地層の食い違いが見られたり連続性が断たれたりすることから、この断層の存在を支持するとともに、この地域の断層が秩父帯の地層の走向方向であるWNW系のものと、それを横切るNNE系の断層により特徴づけられると指摘している。大深山岩体北西のNW系石英斑岩脈(通商産業省, 1975)は前者の断層に沿って貫入した可能性がある。八千穂岩脈群付近で見られたのと同様に(佐藤・由井, 2008), 大深山岩体付近でもマグマの貫入を規制した2系統の断層の存在が推察されるのである。

この断層がいつ形成されたのかは、マグマ貫入の構造規制を考える上で重要である。しかし、この問題に具体的な回答を与えるのは、現段階ではかなり難しい。実際には一つの断層が長期にわたって活動する場合もあるだろうし、放射年代学的手法で断層の活動時期を精度良く把握するのは一般的にはきわめて困難である。ここで重要な「白岩-栗生断層」については、その北方延長部とこれに沿う石英斑岩脈が四方原山の安山岩に被われることから(通商産業省, 1975), この断層の形成が山中地溝帯白垂系堆積以降で、四方原山安山岩の噴出した3.7Maには活動を終了していたことは確かであるが、大深山岩体を含む貫入岩体と断層の時間関係は不明である。北相木村の箱瀬周辺に分布し前期中新世と推定される北相木層は、北東縁をNW系の北相木断層で切られ(図2のC-C'), 断層に沿う流紋岩脈に貫かれるだけでなく(藤本, 1958), 南相木村栗生北方の花崗閃緑岩体による熱変成を受けているという(由井・小坂, 1991, 註5)。これらの観察結果を総合すると、北相木断層や「白岩-栗生断層」は大深山岩体など茂来山期火成活動の時期かその直前の中期中新世に形成された可能性が考えられる。

佐藤・由井(2008)は、八千穂岩脈群のNE系岩脈の方向が現在の地殻応力場の最大水平圧縮応力軸の方向にほぼ一致すると指摘した。しかし、このような応力場が持続すれば、NW系の岩脈はできにくいであろう。2系統の岩脈の前後関係は野外観察からは不明であるが、K-Ar年代の測定では検出できないほどの短期間に応力方位の変化があつてそれに応じて2系統の岩脈ができた可能性も否定しきれない。あるいは、最大圧縮応力軸が水平ではなく、例えばマグマの突き上げによって秩父帯の既存構造に支配された2方向の張力割れ目が同時期にできるというようなことがあつたのかも知れない。これらは興味深い問題であるが、残念ながら推測の域を出ない。この地域の貫入岩類の配列や方向性を規制した地殻構造と応力場の問題は、未解決であり、今後の問題として残された。その解決のためにも、大深山北方の小規模貫入岩体や岩脈などの年代測定を行って信頼度の高い貫入時期のデータを集積していく必要がある。

ところで、通商産業省(1975)の「石英斑岩」は八千穂岩脈

群と同様な流紋岩質岩脈と思われるのであるが、周囲の堆積岩に熱変成を与えており、その熱変成帯が完晶質貫入岩体周辺の熱変成帯へと連続するという。筆者が八千穂岩脈群で観察した限りでは、岩脈の盤際に明瞭な熱変成の証拠は確認できなかった(佐藤・由井, 2008)。岩脈が熱変成帯を伴うかどうかは、貫入したマグマの温度・規模・化学組成や貫入深度に関係するだろう。この地域の珪長質岩脈は、このような課題を検討するのに好適な実例かもしれない。

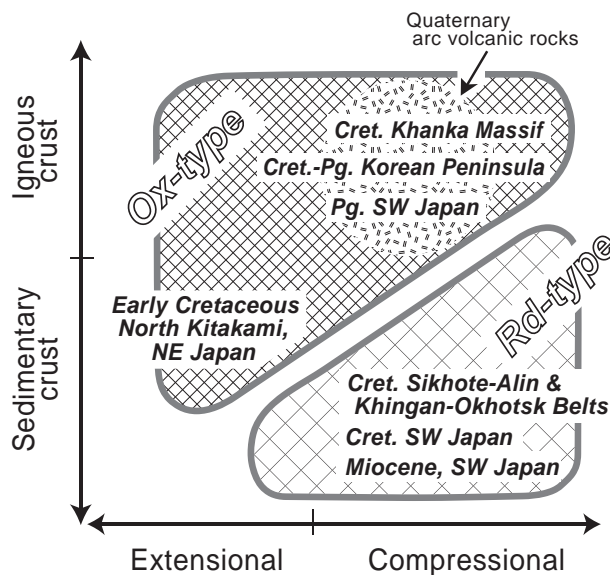


図3 酸化型・還元型花崗岩の形成場を示す概念図。

Sato et al. (2004) や佐藤(2005b) による。Ox-type: 酸化型, Rd-type: 還元型。それぞれ環日本海地域の実例を示す。Cret. 白垂紀, Pg: 古第三紀。

3) 酸化型・還元型花崗岩類の分布

大深山岩体は甲府岩体北西縁からわずか6km余りの地点に産する。甲府岩体北西部を構成する瑞牆-昇仙峡型花崗岩も大深山岩体と同様15-14Ma頃に貫入したものと考えられるが(佐藤ほか, 1989; Sato, 1991), 大深山岩体が酸化型からなるのに対して、すべて還元型からなりSiO₂含有量も75wt.%程度と化学組成も異なる(佐藤・石原, 1983; Sato, 1991; 佐藤ほか, 1992)。近接した地域にほぼ同時期に貫入しながら、このように大きな岩質の違いが生じたのは何故だろうか。

Sato et al. (2004) や佐藤(2003, 2005b) は、花崗岩類の還元型と酸化型の区分が地殻の化学的性質と応力場に規定されて決まると指摘した。すなわち、炭質物を含む堆積岩質地殻からは還元型が、還元物質の枯渇した火成岩質地殻からは酸化型が形成されると考えられる(図3)。堆積岩質地殻が初めて火成活動の場に転化すると還元型ができるが、火成活動によって還元物質が消費されていくので、同一地域では時代と共に酸化型が卓越するようになっていくと考えられ(佐藤, 2005b), この規則性は広域的な時空分布という点で

は環太平洋の広い範囲で成り立っているように思われる (Sato, 2006). また, 堆積岩質地殻でも, 温度勾配が小さい場合には脆性破壊の領域が深部まで及んで, マグマの割れ目貫入的な上昇メカニズムが卓越するとともに堆積岩との相互作用が抑制されるようになるであろう. 伸張的な応力場であればこの要素は更に効果的に現れ, その結果として比較的苦鉄質な酸化型花崗岩類ができるのではないかと推測し, バイモーダルな火山活動を伴う北上山地の前期白亜紀花崗岩質岩体の例を挙げた (図3). この場合には, もし時代と共に温度勾配が上がれば, つまり地殻の温度が上昇していけば, 酸化型の後で還元型ができ得ることになる.

長野県南佐久郡から甲府盆地周辺に至る比較的狭い地域での花崗岩類の岩型の多様性が, このような枠組みで説明できるかどうかは今後の課題であるが, 大深山岩体以北の貫入岩体が顕著な構造規制を受けているのに対して, 鮮新世の子鳥岩体を除く中新世の甲府岩体主要部にはそのような構造規制があまり見えない点が注目される. 岩体の露出面積を比べても, 甲府岩体地域は大深山-茂来山岩体地域より深部が見えているのだと解される. 2つの地域の間には仏像構造線相当の断層とされる川上断層が知られている (図2). このような断層は, 秩父帯と四万十帯の境界をなすだけでなく, 両地域の差別的隆起の境界としても活動した可能性が考えられよう. また, この地域の秩父帯と四万十帯では花崗岩質マグマの形成に関わる地殻の性質が異なっていたのかも知れない. 西南日本の中新世の還元型花崗岩体はすべて四万十帯に貫入していることも注目される (佐藤ほか, 1992). いまのところ確かな証拠はないのであるが, 大深山-茂来山岩体地域では甲府岩体地域とは異なり, 何らかの原因で15-14Ma頃の地温勾配が小さくマグマの割れ目貫入が起りやすい応力場ができていたのではなかろうか.

5 まとめ

長野県南佐久郡南部の川上村と南相木村の境界となっている尾根の西端部に1×2km程度の小規模な花崗岩質岩体が露出する. 秩父帯ジュラ系に貫入するこの岩体を大深山岩体と名付け, 黒雲母につきK-Ar年代を求めた. 得られた結果は14.3±0.7Maとなり, この岩体は茂来山岩体や八千穂岩脈群と同様に中新世茂来山期の一時期に貫入したことが判明した. 周辺の珪長質貫入岩体や岩脈の方位や分布から, 関東山地北西縁部の中新世の珪長質マグマが, 秩父帯の構造方向であるNW-WNW系とこれに直交するNE-NNE系の断裂に沿って貫入したという構造規制がいつそう明瞭になった. この地帯とは対照的に, 南方に巨大な露出をなす甲府中新世の甲府岩体は四万十帯に貫入しており, 少なくともその北西部は還元型からなり, 酸化型からなる大深山岩体とは異なる. このような近距離での岩型の差異の成因は未解

明であるが, 両地帯の地殻構造とくに温度構造が違っていた可能性が考えられる.

謝 辞

元地質調査所の一色直記博士は草稿の不備を指摘して下さった. 米国Nevada大学のL. C. Hsu博士は英文要旨をチェックして下さった. 岡山理科大学の板谷徹丸博士には原稿の査読でお世話になった. 以上の方々には深謝します.

<註>

註1) 秩父帯は1980年代の初期までは古生層と見なされており, 通商産業省 (1975) では大深山岩体東方の地層を埼玉県秩父郡中津川上流域の大ガマタ層に対比している. 大ガマタ層は石灰岩に含まれる紡錘虫化石から石炭紀-二畳紀とされていた. その後, 岩崎ほか (1989) は北相木-川上地域の泥質岩基質から産する放射虫化石に基づいて, この地域の地層のほとんどがジュラ紀の付加体であり, 一部に下部白亜系が含まれることを明らかにした.

註2) 大深山岩体はこれまでの文献に「石英閃緑岩」と記述されている (藤本, 1958; 通商産業省; 1975). この報告では, 鏡下観察からLe Maitre ed. (2002) を参考に花崗閃緑岩としたが, カリ長石が少ないのでトーン岩とすべきかも知れない. 詳しくは鉱物のモード組成を測定する必要がある. 化学組成はSiO₂= 62.2wt. %, Na₂O+K₂O=5.1 wt.%で, 火山岩ではデイサイトに近い安山岩に相当する. なお, Le Maitre ed. (2002, p. 134) によると, かつて使われたquartz dioriteは現在のtonaliteに相当し, 現在のquartz dioriteは, モード組成を示すQAP図でQ (石英) = 5-20%, A (アルカリ長石) <10%と定義されている.

註3) 甲府岩体は実際には多数の岩相に分けられ (Kato, 1968), 甲府複合岩体とも称すべきであるが (Sato, 1991), ここでは単純に岩体と呼ぶことにする. 佐藤・石原 (1983) と Sato (1991) では, 甲府岩体を4相に大別してそれらの化学組成や帯磁率分布を記載した. 岩体北西部を構成する瑞牆-昇仙峡型花崗岩が最も古く15-14Ma頃に貫入したと考えられ, 還元型に分類される (佐藤ほか, 1992). 甲府岩体の主要部を構成する徳和型花崗閃緑岩は, 瑞牆-昇仙峡型花崗岩よりいくぶん若く, 主に酸化型からなるが, 四万十帯の堆積岩類と接触する周辺部が還元され還元型に相当する低い帯磁率を示す. なお, 小鳥型花崗閃緑岩は, 徳和型など甲府岩体早期相が隆起剝された後の5Ma頃に貫入してきたもので, 火山深成複合岩体を構成しており, すべて酸化型からなる. 南部フォッサマグナ地域全体の花崗岩類の時空分布については, 稿を改めて報告したい.

註4) 白岩-栗生断層の性格を把握するためには、その両側の層序や構造の対比が不可欠であるが、実際には容易ではなさそうである。本稿では、秩父帯と四万十帯の境界は、岩崎ほか(1989)に従い川上断層(図2のB-B')とした。彼らは、これを西南日本の仏像構造線に相当する断層とする一方で、断層の北側でもAptian-Albianの放散虫化石を発見したと記述しており(p. 748)、曖昧さを残している。彼らはまた、大深山岩体の西側一帯を“合羽坂帯”とし、ジュラ紀放散虫を報告しているが、その南部の砂岩卓越層からは化石を報告していない。もしこの部分が四万十帯に属するとすれば、川上断層は白岩-栗生断層によって見かけ上2-3km右ずれを起こしたことになる。通商産業省(1975)の主張する白岩-栗生断層に沿う2-3kmのずれも、この点に着目して見積もられたものと思われるが、どのような断層運動(上下あるいは水平の変位量)によってこのような結果がもたらされたのかは不明である。このように、川上断層の西方延長は判然としないため図2には描いてない。白岩-栗生断層の実体解明は、マグマ貫入の構造規制の問題とからめて、今後に残された重要な課題である。

註5) 通商産業省(1975)の地質図では、南相木村栗生北方の花崗閃緑岩体が北相木層を貫くように表現されているが、由井・小坂(1991)の第4図の地質図では両者が近接するものの貫入関係は描かれていない。しかし北相木層が熱変成を受けているとの彼らの記述は、花崗岩類の貫入が中新世以降であることを示す。北相木村の箱瀬では、北相木層を貫く流紋岩の細脈も観察されるという(藤本, 1958, p. 106; 由井・小坂, 1991)。なお、北相木層の時代は、かつては古第三紀と推定されていた(藤本, 1958, p. 113-114)。

文 献

- 地質調査所(1992):100万分の1日本地質図 第3版,地質調査所。
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1995):1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous Rock Series". *Geostandards Newsletter*, **19**:135-213.
- Ishida, T. (1991):Linear arrangement of explosive breccia pipes in the eastern part of the South Fossa Magna region. *Modern Geology*, **15**:401-411.
- 岩崎敏典・指田勝男・猪郷久義(1989):関東山地北西部,長野県南佐久郡北相木-川上地域の中生界. *地質雑*, **95**:733-753.
- 藤本治義 編(1958):南佐久郡地質誌. 長野県南佐久教育会, 314p.
- 藤本治義・鳥山武男・渡辺景隆・斉藤 豊・竹下 寿・白倉盛男 編(1958):長野県南佐久郡地質図. 1:100,000 長野県南佐久教育会.
- 兼岡一郎・河内晋平・長尾敬介(1993):八ヶ岳東方地域の第三紀及び第四紀火山の活動時期-K-Ar年代測定からの推定一. 日本火山学会1993年度秋季大会講演予稿集, 76.
- Kato, Y. (1968):Petrology of the Tertiary granitic rocks around Kofu Basin, central Japan. *Science Reports of Tohoku University, series 3*, **10**:241-312.
- Le Maitre, R. W. ed. (2002):*Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, Cambridge University Press, 236p.
- 三村弘二・加藤祐三・片田正人(1984):御岳昇仙峡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 61p.
- 佐々木昭(1960):南佐久地域, 未利用鉄資源, 通商産業省 地下資源開発審議会鉱山部会, (8):174-186.
- Sato, K. (1991):Miocene granitoid magmatism at the island-arc junction, central Japan. *Modern Geology*, **15**:367-399.
- 佐藤興平(2002):群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告(続)一砥沢岩体のK-Ar年代と南牧村周辺地域の新生代火成活動史一. 群馬県立自然史博物館研究報告, (6):59-74.
- 佐藤興平(2003):環日本海のメタロジェニー:地殻構造と花崗岩系列. 資源環境地質学, 資源地質学会, 61-70.
- 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):荒船山の火山岩のK-Ar年代と本宿カルデラの火山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(2005b):大陸地殻形成史からみた環日本海の鉱物資源評価の研究. 日本鉱業振興会助成 研究成果報告書(H17), 33-38.
- Sato, K. (2006):East-west contrast in the metallogeny of granitoid affinity around the Pacific:A perspective from the circum-Japan Sea region. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, **38**:347.
- 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・石原舜三(1983):甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成. 地質調査所月報, **34**:413-427.
- 佐藤興平・仲井 豊(1991):岡崎みかげ一領家帯の両雲母花崗岩一. 地質ニュース, (441):46-59.
- 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・柴田 賢・内海 茂(1989):甲斐駒ヶ岳花崗岩質岩体のK-Ar年代と岩体冷却史一赤石産地の地質構造形成史における意義一. *地質雑*, **95**:33-44.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂(1990):関東山地北部の新第三系に含まれる花崗岩質礫のK-Ar年代一五反田礫岩の例一. *地質雑*, **96**:125-132.
- 佐藤興平・石原舜三・柴田 賢(1992):日本花崗岩図, 日本地質アトラス(第2版), 地質調査所, 朝倉書店.
- Sato, K., Kovalenko, S. V., Romanovsky, N. P., Nedachi, M., Berdnikov, N. P. and Ishihara, T. (2004):Crustal control on the redox state of granitoid magmas:tectonic implications from the granitoid and metallogenic provinces in the circum-Japan Sea Region. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh:Earth Sciences*, **95**:319-337.
- 柴田 賢・加藤祐三・三村弘二(1984):甲府市北部の花崗岩類とその関連岩のK-Ar年代. 地調月報, **35**:19-24.
- Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977):Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants on geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**:359-362.
- 通商産業省(1975):昭和49年度広域調査報告書 秩父地域. 通商産業省資源エネルギー庁, 56p.
- 由井修二・小坂共栄(1991):関東山地西縁部に分布する第三系北相木層の地質. 信州大学理学部紀要, **26**:41-61.