

甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成

佐藤興平*・石原舜三**

SATO, Kohei and ISHIHARA, Shunso (1983) Chemical composition and magnetic susceptibility of the Kofu granitic complex. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 34 (8), p. 413-427.

Abstract: The Miocene Kofu granitic complex is emplaced in the intersecting area of two tectonic belts, the Shimanto belt and the Fossa Magna. The complex has an exposure of about 30 km (E-W) by 45 km (N-S) and is divided into four units; the early stage group of Mizugaki-Shosenkyo (biotite monzogranite), Tokuwa (hornblende-biotite granodiorite) and Ashigawa (biotite-hornblende tonalite) types and the late stage pluton of Kogarasu type (biotite-hornblende granodiorite~quartz diorite). The former two units are emplaced in sedimentary rocks of the Cretaceous Shimanto Group, whereas the latter two are intruded into Miocene volcanic piles.

The four units are characterized by specific trends of magnetic susceptibility and chemical composition. The Mizugaki-Shosenkyo type has always low magnetic values ($<15 \times 10^{-4}$ SI) corresponding to the value of the ilmenite-series. The Ashigawa and Kogarasu types are highly magnetic ($100 \sim 700 \times 10^{-4}$ SI), and the susceptibility tends to decrease with the increase of silica content. The magnetic susceptibility of the Tokuwa type rocks is highly variable with little correlation to the silica content. The data ranging from 2 to 500×10^{-4} SI, however, have two clusters around 7 and 200×10^{-4} SI, and the Tokuwa type is classified into L-facies ($<25 \times 10^{-4}$ SI), I-facies ($25 \sim 100 \times 10^{-4}$ SI) and H-facies ($>100 \times 10^{-4}$ SI). The L-facies occurs along the margin of the pluton, where metasedimentary xenoliths are abundant.

The Kofu granitoids that contain various amounts of magnetite show linear variation trends on the HARKER's diagram except for alkalis of the Ashigawa type which is characterized by a high $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio. $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ ratio tends to increase with the increase of silica content, and the ratio is higher in the high magnetic rocks than in the low magnetic rocks in which iron is present mostly in mafic silicate minerals. I- and S-type discrimination using $\text{C}/\text{ACF}-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ and $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ diagrams indicates that all but two points fall in the I-type field.

L-facies of the Tokuwa type is considered to have solidified under less oxidized conditions than H-facies, due to local contamination of magma with carbon-bearing sedimentary rocks ($10 \sim 20\%$) at the site of intrusion, while the bulk chemistry still remains in the I-type field. Such a reduced environment may not have existed in solidifying magma of the highly magnetic Ashigawa and Kogarasu types which are emplaced in volcanic rocks. Sedimentary materials could also have been involved in the formation of the low magnetic Mizugaki-Shosenkyo type, essentially of I-type. It appears that the S-type magma can not be formed through relatively low mixing ratios of sedimentary materials of normal composition.

1. はじめに

岩石の帯磁率は、含まれる磁鉄鉱の量にほぼ比例して、広い範囲にわたる変化を示す (例えば, LINDSLEY *et al.*, 1966). 日本の花崗岩類については、過去10年間に、多数

の帯磁率データが蓄積され、合せて不透明鉱物の量が調べられた (金谷・石原, 1973; ISHIHARA, 1977, 1979). 花崗岩類の不透明鉱物は主に磁鉄鉱からなるため、帯磁率と不透明鉱物量との間には、帯磁率と磁鉄鉱量との間に得られている既存の関係式に近い良い相関関係がみられる. ISHIHARA (1977) による磁鉄鉱系・チタン鉄鉱系の区分は、不透明鉱物の体積百分率 0.1 を境に定義された

* 鉱床部 ** 企画室

ものであるが、この境界は帯磁率ではおよそ 100×10^{-6} emu/g に相当する。

蓄積された帯磁率データをもとに、これまでとくに、その広域変化と鉱床生成区との関係が詳しく検討されてきた。その結果、花崗岩類の帯磁率は日本列島の地質区分に調和的な帯状変化を示し、かつ花崗岩類に伴う鉱床の諸特徴がこの帯状配列と調和的な広域変化を示すことが明らかとなった(Ishihara, 1977; Sasaki and Ishihara, 1980; Sato, 1980a, b, 1982)。これらの研究によって、花崗岩類の帯磁率すなわち磁鉄鉱量は、花崗岩類やこれに関係する鉱床の成因を考察するうえで、欠くことのできない重要な検討要素であると認識されることとなった。

帯磁率が広域的に変化するという上記の事実、花崗岩類中の磁鉄鉱量がマグマの発生あるいは上昇を支配するような何らかの広域的な地質要因と関係していることを示唆する。Ishihara(1977)及びSasaki and Ishihara(1979)は、磁鉄鉱系花崗岩類は上部マントルなどの深所で発生したマグマが地殻物質と大規模に反応することなく上昇固結したもので、チタン鉄鉱系花崗岩類はマグマの発生あるいは上昇の過程で地殻物質が大量に関与し、より還元的な条件下で固結生成したと考え、それぞれについて割目貫入およびストーピングの進入機構を提唱した。一方、西南日本の中部および中国—四国地域の白亜紀—古第三紀花崗岩類の詳細な岩石学的研究から、Czamanske *et al.* (1981)は基本的には類似のプロセスで形成されたマグマから両系列の花崗岩類が生成したと考え、固結時の水素の選択的逸散が酸化的な磁鉄鉱系岩石をもたらしたと指摘した。このように、両系列の成因はまだ議論の余地を残しており、今後の詳細な検討が待たれる。また、花崗岩類の帯磁率データをより詳しくみると、同一地域・同一岩体内でも広い範囲の変化を示すことがあり、両系列の成因の議論にはこのような事実も含める必要があると考えられる。

このような現状から、筆者らは、両系列の岩石が共存する例として甲府岩体を選び、花崗岩類の帯磁率を規定する要因についてより詳しく検討することにした。当岩体については、Kato(1968)の研究と山梨県地質図(1970)により地質の概略が明らかになっていたが、帯磁率については検討されていなかった。両系列が共存するという事実はその後の予察調査で見出され(石原ほか, 1976)、岩体主要部の化学組成(Kato, 1968)が日本の花崗岩類の平均組成(Aramaki *et al.*, 1972)に近いという点でも、当岩体は検討対象として適当であると判断された。

甲府岩体については、全域にわたる帯磁率変化、全岩

および構成鉱物の化学組成、イオウ・酸素・ストロンチウム同位体比、K-Ar年代など多方面からの検討が行われており、その結果の一部はすでに公表された(佐藤・石原, 1981; 佐藤ほか, 1982)。ここでは、帯磁率との関係を中心に全岩の主成分組成について報告する。

2. 甲府岩体の地質の概略

甲府岩体は甲府盆地の周辺に南北約45 km、東西約30 kmの環状をなして分布する(第1図)。その露出規模は日本の新第三紀花崗岩体の中では最大のものである。この地域は四万十帯とフォッサマグナとの交さ部にあたり、岩体の主要部は砂岩・泥岩からなる白亜紀の四万十層群を貫くが、南端部は塩基性の火山岩を主とする新第三紀の西八代層群に貫入している。当岩体と四万十層群は、甲府盆地北方で鮮新世—更新世の火山岩類におおわれ(三村, 1971)、また盆地のへりや笛吹川にそって扇状地堆積物あるいは崖錐堆積物におおわれるが、岩体主要部は地形の比較的高所に連続して分布し、金峰山・国師ヶ岳・甲武信ヶ岳などの標高2000 mを越える主要峰はいずれも当岩体中に位置している。

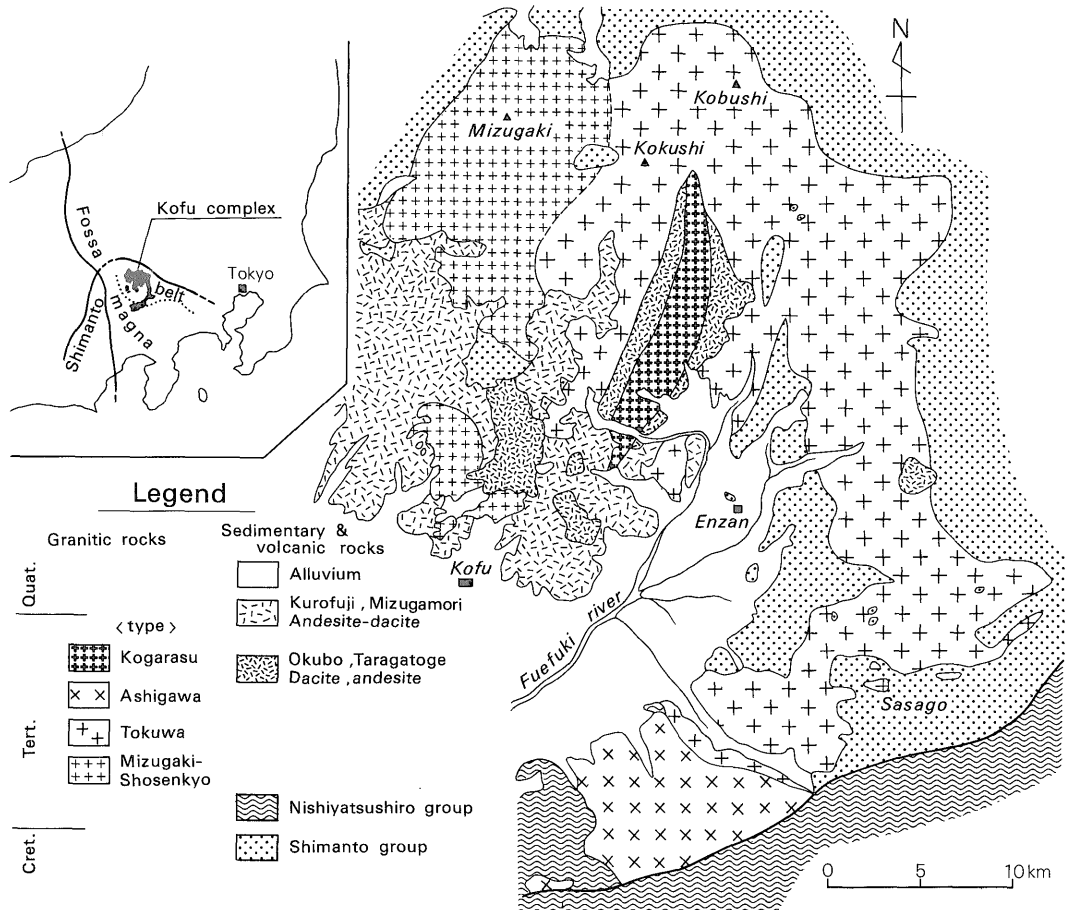
甲府岩体は中新世に貫入したいくつかの単位からなる。貫入関係と黒雲母のK-Ar年代データ(柴田ほか, 準備中)から、貫入時期は早期と後期に2大別され、岩相上の特徴と合せて、甲府岩体は第1表に示す4つの型に分けられる。表には各型の特徴と山梨県地質図における区分およびKato(1968)による区分との対応関係を示した。Kato(1968)はこの報告で用いる徳和型をさらに広瀬・三宝・塩平・藤野木・金川などの型に細分したが、少なくとも徳和型の主要部を占める前3者は漸移関係にあり、各型を特徴づけるだけのK-Ar年代データの差は見出されていないので、ここではこれらを一括して徳和型とした。国師ヶ岳周辺の岩相区分は既存の2つの報告の間で著しく異なるが、ここでは角閃石を含む岩石を徳和型として一括した。後期の小鳥型は、徳和型を不整合におおう大久保火山岩類を貫く南北方向に長く伸びた岩体で(第1図)、この火山岩類の噴出直後に貫入した火山—深成複合岩体のメンバーとみなされる(三村・山田, 1971)。

3. 帯磁率

帯磁率の詳細については別に報告するので(Sato, in prep.), ここではその概略を述べる。

(1) 帯磁率の測定

野外ではKappameter KT-3(チェコスロバキアGeofyzika Brno社製)を用いてできるだけ多くの新鮮な露頭を測定し、岩体内の帯磁率変化を調べた。磁鉄鉱に富む



第1図 甲府岩体附近の地質 主に山梨県地質図(1970)による

Fig. 1 Geologic map of the Kofu granitic complex.

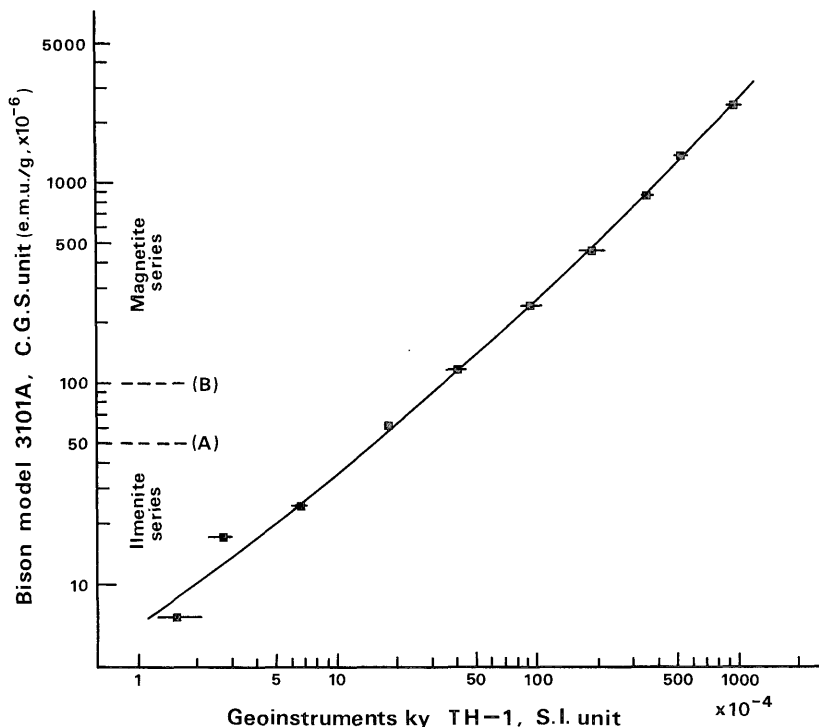
第1表 甲府岩体4型の特徴と既存の分類との対比

	型	主 要 岩 相	山梨県地質図(1970)	Kato (1968)
早 期	瑞牆一昇仙峡	中一粗粒の黒雲母モンゾ花崗岩	御 岳	瑞牆一昇仙峡
	徳 和	角閃石と黒雲母を含む中一粗粒花崗閃緑岩	徳和, 大鳥	広瀬, 三宝, 塩平 藤野木, 金川など
	芦 川	中粒の黒雲母一角閃石トーナル岩 (黒雲母, 角閃石は緑泥石, アクチノ閃石) に変質していることが多い	芦 川	芦 川
後 期	小 鳥	細粒の黒雲母一角閃石花崗閃緑岩	小 鳥	黒 金

岩石は、風化してもかなり高い帯磁率を与えるので、新鮮な露頭が見出されない場合でもその分布を追跡することができた。KT-3 による測定は、露頭面の凹凸の影響で $\pm 20 \times 10^{-4} \text{SI}$ 程度の誤差を含む。同一露頭内での帯磁率は、一般にはこの誤差範囲で均一とみなされるが、後

で述べるように、まれに著しい変化を示すこともある。

より正確な帯磁率値を得るため、各露頭から代表的な試料を採集し、切断平面を作成して TH-1 帯磁率計(フィンランド Geoinstruments ky 社製)による測定を行った。通常の岩石切断器を用いて作成したこの切断面は 5×5



第2図 TH-1とバイソン 3101Aによる帯磁率値の関係

AとBはそれぞれ ISHIHARA (1979)・石原ら(1981)によるチタン鉄鉱系と磁鉄鉱系の境界

Fig. 2 Correlation of magnetic susceptibility data obtained by two devices, TH-1 and Bison Model 3101A. The susceptibility by TH-1 was measured on the flat surface of about 10×10 cm size, and the range of ten measurements is shown by horizontal short bars. The specific susceptibility (C.G.S. unit) was obtained for powdered fraction. (A) and (B) indicate the boundaries of the ilmenite-series and magnetite-series by ISHIHARA (1979) and ISHIHARA *et al.* (1981), respectively.

cmより大きく、直径3cmの検出器を用いて3-6点を測定しその平均値を試料の帯磁率とした。測定値は 20×10^{-4} SIより大きい範囲では $\pm 2\%$ で再現し、同一試料内での変動は一般に平均値の10%以下であった。しかし、 10×10^{-4} SI程度の低帯磁率岩石では、測定誤差が10-30%におよぶ。以下の記述では、 $n \times 10^{-4}$ SIはnと略記する。

これまでの研究では、Bison社のModel 3101A帯磁率計を用い粉末試料について得られた比帯磁率(emu/g単位)が使われてきた(例えば、金谷・石原, 1973)が、ここでは測定の迅速化をはかるためTH-1を用いた。既存のデータとの対応関係を調べるため、10個の試料について2つの装置を用いて測定した結果を第2図に示した。帯磁率の低い2試料を除いて、直線に近い対応関係が得られる。この図の曲線をもとに、TH-1の結果を既存のデータと比較することができる。なお、帯磁率の低い3試料は、鉄分の混入を避けるため、薄い切片を作成した後

めのう乳ばちのみで粉碎した。このうちの2試料の曲線からのずれについては今後の検討を要するが、本報告の論旨とは直接関係しない。

(2) 甲府岩体の帯磁率

採集した試料のTH-1による帯磁率の測定値を第3図に頻度分布図で示した。甲府岩体の花崗岩類の帯磁率はほぼ0から1000の広い範囲にわたっている。瑞牆—昇仙峡型の岩石は15以下というきわめて低い帯磁率をもち、すべてチタン鉄鉱系に属するという点で他の型と著しく異なる。この型の中でも、とくにその南部の昇仙峡周辺は粗粒の低帯磁率岩石からなり、不透明鉱物に乏しい。北部の岩石は南部に比べやや細粒で晶洞に富み、まれに磁鉄鉱を含むことがあるが、これまでの調査で15を越える帯磁率を示す試料は見出されていない。

瑞牆—昇仙峡型に比べ、芦川型と小鳥型は100を超える高い帯磁率で特徴づけられ、すべての試料が磁鉄鉱系に属する帯磁率を示すという点で、次に述べる徳和型と

も異なる。これらの型の岩石の帯磁率変化は後で述べるように SiO_2 含有量と相関し、酸性のもの程低い帯磁率を示すという傾向がある。例えば芦川型では、比較的高い値は北東部で得られ、やや優白質の西部では 100-200 位の帯磁率が一般的であった。

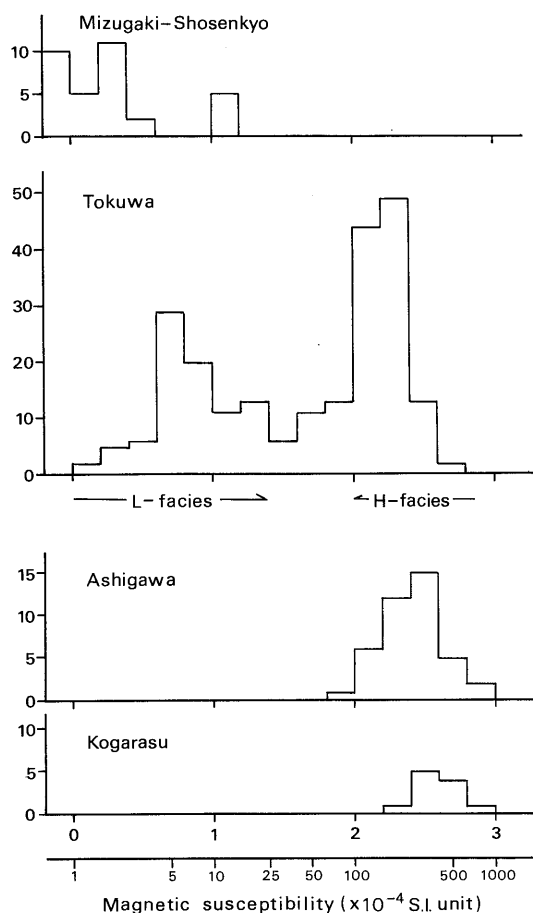
徳和型の帯磁率は 2-500 の広い範囲にわたるが、大部分の試料は 300 以下の帯磁率を示した。第 3 図にみられるように、帯磁率データは 7 と 200 附近に集中する明瞭なバイモーダル分布を示し、同じ花崗閃緑岩質岩体の中で磁鉄鉱量が著しく変化するという点で興味深い。ここでは試料を帯磁率によって区分し、L 相 (<25)・中間相 (25-100)・H 相 (>100) と呼ぶ。L 相と H 相はそれぞれチタン鉄鉱系と磁鉄鉱系に相当し、中間相は両系列の中間的な帯磁率をもつ。これらの相を、野外観察で帯磁率を検討することなしに区別することはきわめて困難で、KATO (1968) の広瀬型・三宝型にはこれらの各相が含まれている。

徳和型は主に H 相からなる。L 相は四万十層群に近い岩体周辺部にそって産し、笹子北方の大和村附近と広瀬東方に広く分布する (SATO, in prep.). L 相が広く分布する上記の地域には、大小さまざまな堆積岩のゼノリスがみられ、これらの地域は岩体頂部の四万十層群に近い部分であったと推察される (佐藤・石原, 1981)。このような堆積岩類と密接な L 相の産状、およびイオウ・酸素同位体比のデータから、花崗閃緑岩質マグマが周囲の堆積岩類と反応することにより徳和型の周辺部に L 相が形成されたと考えられる (佐藤・石原, 1981; 佐藤ほか, 1982)。徳和型の中間相は L 相と H 相の分布域の境界部に産する。この付近では同一露頭で帯磁率が大きく変化することがあるため、単位面積当りの採集試料数が多くなっている。このことを考慮すると、第 3 図の頻度分布図は実際にはもっと明瞭なバイモーダルパターンとなるはずである。なお、徳和型の H 相の中で 200 を越える比較的高い帯磁率は、小鳥型の周辺と芦川型に近接する附近で得られた。芦川型に接する徳和型は KATO (1968) により藤野木あるいは金川型と分類されたが、小鳥型周辺の帯磁率分布と KATO (1968) の分類との間には対応関係がみられない。

4. 化学組成と帯磁率

帯磁率を測定した試料から第 1 表の 4 つの型を代表するとみられる合計 34 個の試料を選び、その主成分化学組成を湿式分析法により求めた¹⁾。以下に各型の特徴を述べ、帯磁率との関係を検討する。

1) 分析者：東京石炭鉱物研究所 太田菊松



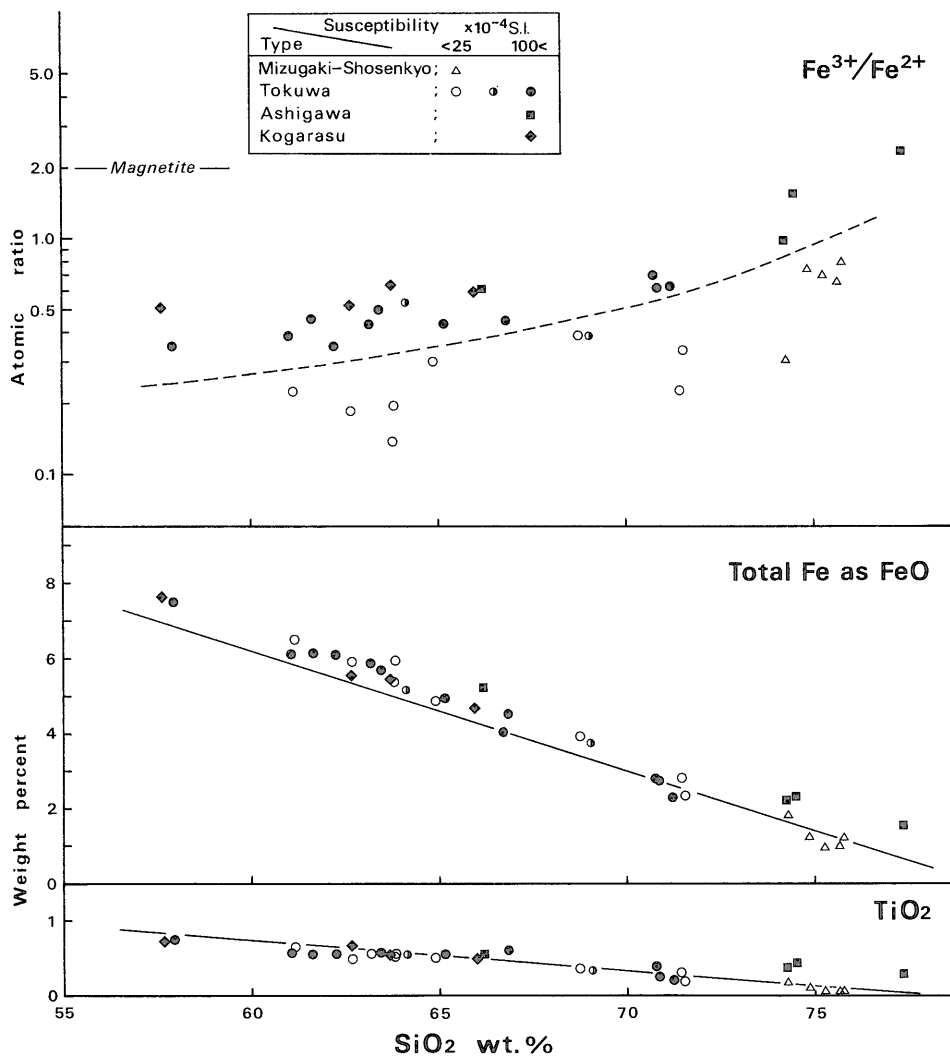
第 3 図 甲府岩体の花崗岩類の帯磁率分布

Fig. 3 Histograms showing the variation of magnetic susceptibility of Kofu granitoids.

(1) 主成分化学組成

SiO_2 含有量に対する他の成分の含有量と $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比を第 4a, b 図に示した。徳和型の分析値は、試料の帯磁率によって、L 相・中間相・H 相の 3 種類に分けた。図には、比較のため日本の花崗岩類の平均化学組成 (ARAMAKI *et al.*, 1972) も示した。

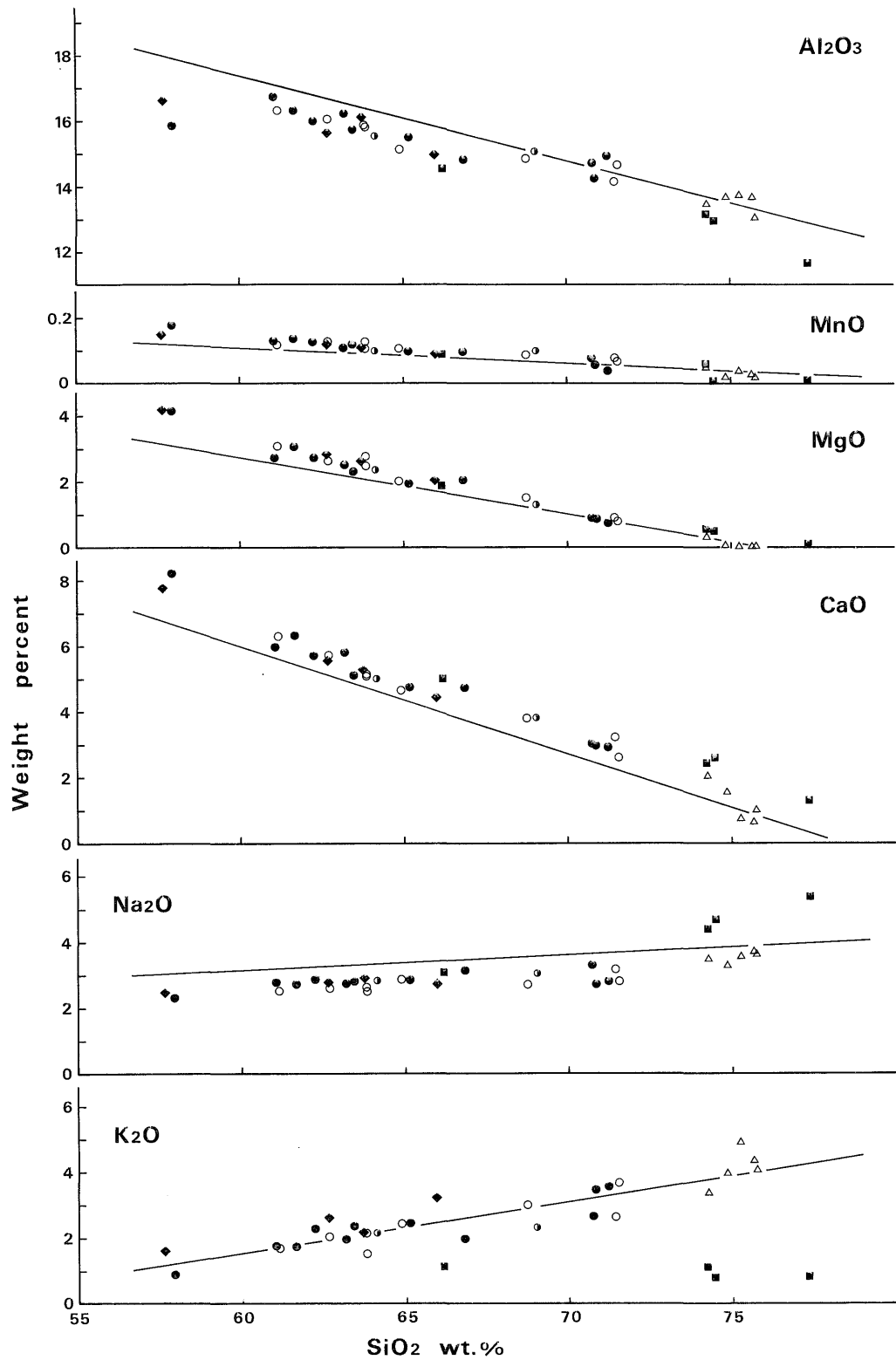
甲府岩体の主成分含有量は、芦川型の Na_2O と K_2O を除き、この図上でほぼ一直線に並ぶ変化を示す。この変化傾向は日本の花崗岩類の平均組成のそれに近いが、比較的 SiO_2 に乏しい岩石で、 Al_2O_3 や Na_2O が少なく $\text{Fe} \cdot \text{MgO} \cdot \text{CaO}$ などの苦鉄質成分が多いことが注目される。芦川型は K_2O に乏しく Na_2O に富むことで特徴づけられ、甲府岩体の他の型と著しく異なる。類似の化学的特徴は、甲府岩体の南東約 30 km に分布する中新世の丹沢岩体にも認められる。第 5 図は甲府・丹沢両岩体の



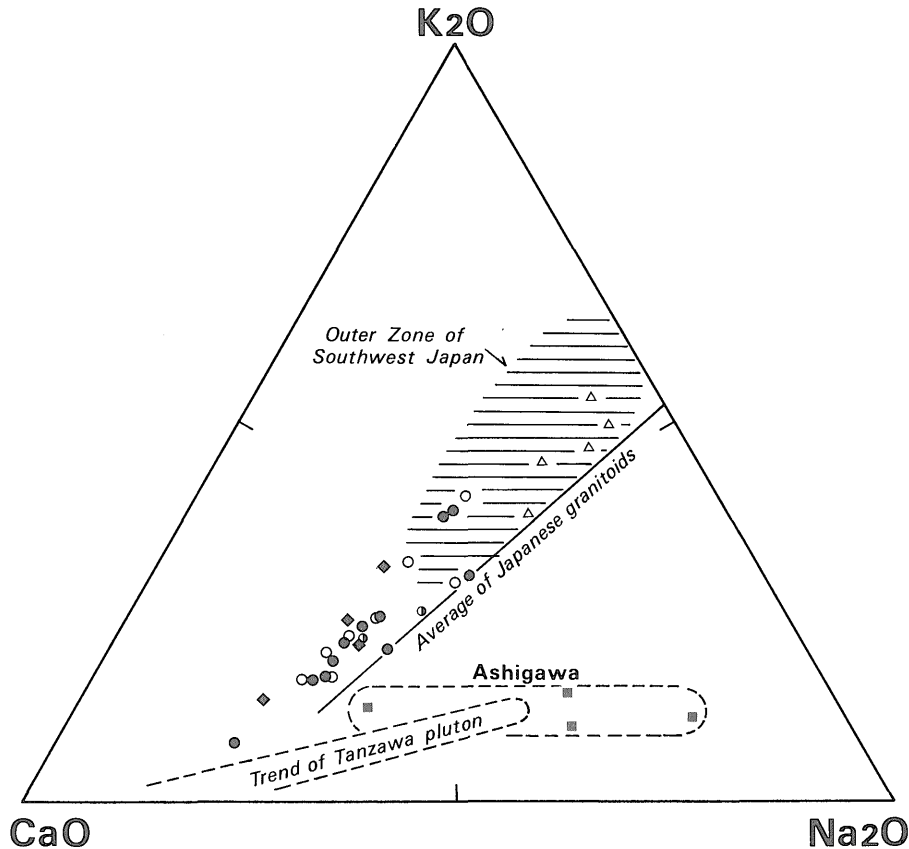
第4図 a(上), b(右) 甲府岩体の花崗岩類の主成分化学組成と $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比

直線は ARAMAKI *et al.*, (1972) による日本の花崗岩類の平均化学組成を示す

Fig. 4 Variation of major element contents and $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ ratio in terms of SiO_2 content of Kofu granitoids. Straight lines indicate the average composition of Japanese granitoids (ARAMAKI *et al.*, 1972).



第4図 b



第5図 甲府岩体の花崗岩類の $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ 重量比

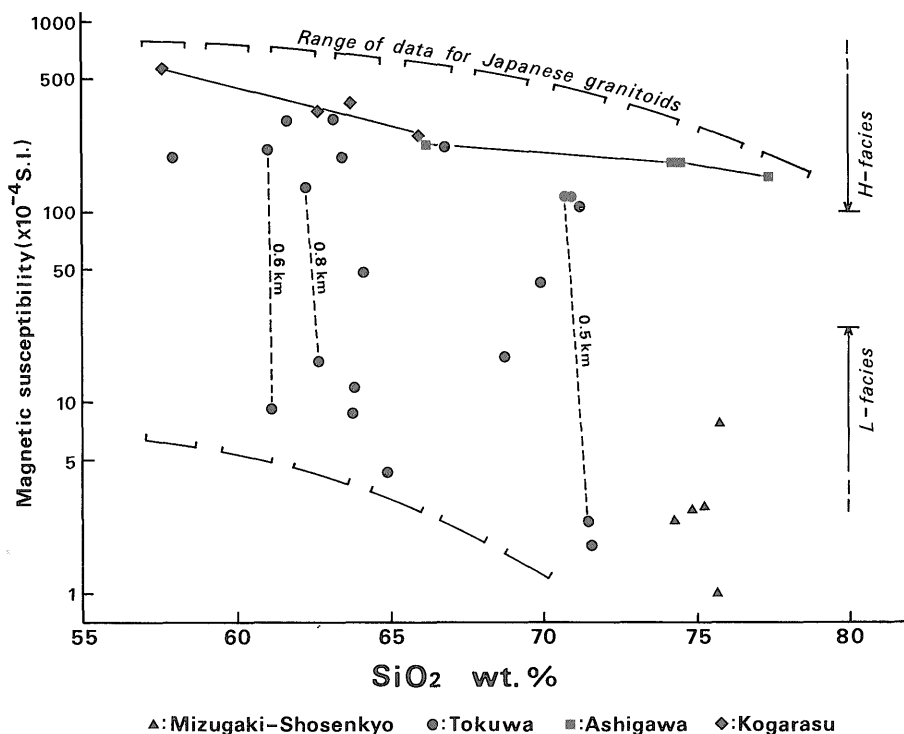
マークは第4図と同じ。比較のため丹沢岩体の変化傾向と西南日本外帯の花崗岩類の化学組成の範囲を示した

Fig. 5 $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ weight ratio of Kofu granitoids. Also shown are the variation trends of Miocene Tanzawa pluton, the average composition of Japanese granitoids, and compositional range of granitoids in the Outer Zone of Southwest Japan. Marks are the same as those in Fig. 4.

$\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ 重量比を示したもので、芦川型と甲府岩体の他の型との差異が明瞭に読み取れる。芦川型の主要部を代表する中央の2試料は丹沢岩体の優白質相に近いが、より苦鉄質な左端の試料は丹沢岩体より K_2O に富み、芦川型は K_2O の変化が不明瞭な点で丹沢岩体と異なるようにみえる。左端の試料は徳和型の近くから採集されたもので、化学組成も徳和型に近く、2つの型はその境界部で漸移する可能性がある。両者の K-Ar 年代の差が小さいことは、この予想と矛盾しない。いずれにせよ、図に示された芦川型の変化傾向は、この型が成因的にも徳和型と密接な関係をもつことを示唆する。第5図には、西南日本外帯の中新世の花崗岩類の化学組成の範囲も示した。甲府岩体のうち、瑞牆一昇仙峡型と徳和型の一部が西南日本外帯の花崗岩類に匹敵する $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ 比をもつ。芦川型を除く甲府岩体と西南日本

の花崗岩体は、ともに四万十帯に貫入し、日本の花崗岩類の平均化学組成と比べ Na_2O に乏しい、という共通点をもつ。

甲府岩体の分析値は帯磁率により2群に分けられる。第4a図に示したように、高い帯磁率をもつ徳和型のH相・芦川型・小鳥型は、低帯磁率の徳和型のL相および瑞牆一昇仙峡型より明らかに高い $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比をもつ。ことに、 SiO_2 含有量に対する帯磁率をもっとも高い(第6図)小鳥型と芦川型が、もっとも高い $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比を示すことが注目される。これは、高帯磁率の岩石中でFeのかなりの部分が磁鉄鉱($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}=2$)として存在するのに対し、低帯磁率の岩石中ではほとんどのFeが帯磁率も $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比も低い苦鉄質珪酸塩鉱物として存在することによって解される。徳和型のH相とL相は、帯磁率が著しく異なるにもかかわらず、 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比を除く主成分



第6図 SiO₂ 含有量と帯磁率の関係

Fig. 6 Relation between magnetic susceptibility and SiO₂ content of Kofu granitoids. Vertical tie lines indicate neighboring pairs of H- and L-facies within the Tokuwa type.

含有量に明瞭な差異を示さない。これは、H相の磁鉄鉱に相当するFeが、L相では主に黒雲母または角閃石として晶出したことを示している。

第4a図には高帯磁率(>100)の岩石と低帯磁率(<25)の岩石の境界を点線で示したが、この境界のFe³⁺/Fe²⁺比はSiO₂の増加とともに増大し、瑞牆—昇仙峡型の岩石の多くはきわめて低い帯磁率にもかかわらずかなり高いFe³⁺/Fe²⁺比を与える。この境界は磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の境界に相当し、SiO₂の増加に対するFe³⁺/Fe²⁺比の増加傾向は既存の研究でも認められている(津末・石原, 1974)。したがって、両系列を区分する化学的な基準としては、Fe³⁺/Fe²⁺比は不十分であり、他にSiO₂含有量など岩質を規定するデータが必要である。両系列はFe₂O₃とFeOの含有量だけから区分し得るが(SATO, in prep.), これは第4a図に示したようにSiO₂含有量に対し直線的に変化する全Fe含有量で岩質を規定することができるからである。

(2) SiO₂ 含有量と帯磁率

甲府岩体の主成分組成は、芦川型を除き、SiO₂含有量の変化に対し他成分の含有量が直線的に変化する傾向を

示す(第4図)。したがって、Fe³⁺/Fe²⁺比を除く主成分の含有量をSiO₂含有量で代表することができる。第6図には、芦川型も含め、SiO₂重量百分率と帯磁率の関係を示した。甲府岩体のデータは、これまでに得られている日本の花崗岩類のデータ範囲のほぼ全域にわたっており、SiO₂に富む岩石ほど低い帯磁率をもつという傾向がみられる。SiO₂含有量に対する帯磁率は、小鳥型と芦川型でもっとも高く、これらの型では磁鉄鉱として存在する鉄の量が他の型より多い。徳和型の帯磁率は小鳥型および芦川型より低く、広い範囲にわたってSiO₂含有量との相関は余り明瞭でないが、得られたデータの上限と下限はSiO₂の増加とともに低下する傾向を示す。徳和型のデータのうち、採集位置の近接する3対の試料を点線で結び、それらの間の距離を示した。これら3対の試料はH相とL相の分布域の境界部附近から採集されたもので、いずれもL相の方がわずかにSiO₂に富むものの、すでに述べたようにFe³⁺/Fe²⁺比を除く主成分組成の差は小さい。これらの例は、主成分含有量の著しい変化を伴うことなしに、帯磁率と鉄の酸化度が短い距離で大きく変化し得ることを示している。瑞牆—昇仙峡型

のデータは図の右下の狭い範囲に分布し、この型の岩石が主成分組成および帯磁率の点で他の型と比べ均質であることがわかる。このように、甲府岩体を構成する4つの型は、この図上でそれぞれに特有の変化傾向を示し、全体として日本の花崗岩類のデータ範囲を包括するとと言える。

(3) ノルム磁鉄鉱量と帯磁率

甲府岩体の花崗岩類の帯磁率は、 Fe_2O_3 含有量の増加とともに増大する傾向を示す(SATO, in prep.). この関係をより詳しく検討し、既存のデータとも比較する目的で、第7図に C. I. P. W. ノルム磁鉄鉱量に対する帯磁率値を示した。合せて金谷・石原(1973)による日本の花崗岩類のデータの範囲と NAGATA(1961)による火山岩類の変化傾向を示した。比帯磁率から HT-1 の値への換算には第2図を用いた。

式 $K = 2.2 \times 10^{-2} C_{\text{Mt}}$ は磁鉄鉱の重量百分率と帯磁率の関係を示す近似式で、磁鉄鉱の比重を 5.17 それ以外の鉱物の平均比重を 2.8 と仮定し、磁鉄鉱の体積百分率(V)と比帯磁率の関係を示す近似式 $\chi = 0.001 V$ (ISHIHARA, 1979) から導かれたものである。 Fe_2O_3 のすべてが磁鉄鉱として存在するような岩石はこの直線上にプロットされるが、通常の岩石は磁鉄鉱以外の鉱物やガラスに含まれる Fe_2O_3 に対応して直線の右側に分布するはずである。

甲府岩体のデータは、全体として上記の直線に調和的な分布をなし、ノルム磁鉄鉱量の増加とともに帯磁率が増大する。この傾向は小鳥型においてもっとも顕著で、データは上記の直線にほぼ平行な直線上に配列している。徳和型のデータはかなりの変化幅をもつが小鳥型の変化傾向と調和的な分布をなし、その左下に瑞牆一昇仙峽型が位置する。一方、芦川型は上記の3つの型とは著しく異り、ノルム磁鉄鉱量の変化に対する帯磁率の変化幅が小さい。芦川型の主要部を代表する中央の2点は、これと似たトータル岩質組成をもつ丹沢岩体の優白質相の値に近く、花崗閃緑質質の小鳥型および徳和型に比べ、同一ノルム磁鉄鉱量に対する帯磁率がやや高い。右端のデータは、徳和型に近い比較的鉄質な岩相を表し、すでに述べたようにその主成分組成も徳和型に近く、2つの型はその境界部で帯磁率および化学組成のうえで漸移すると予想される。このことが芦川型の示す特殊な変化傾向の一因であろう。なお、芦川型の左端のデータはアプライト質の岩脈を表わし、 K_2O にきわめて乏しい環境では、分化の末期に Fe が主に磁鉄鉱として晶出したという可能性を示唆する。

第7図に示された甲府岩体のデータが、 $K = 2.2 \times 10^{-2} C_{\text{Mt}}$ の直線に調和的な分布をなすという事は、磁鉄鉱以

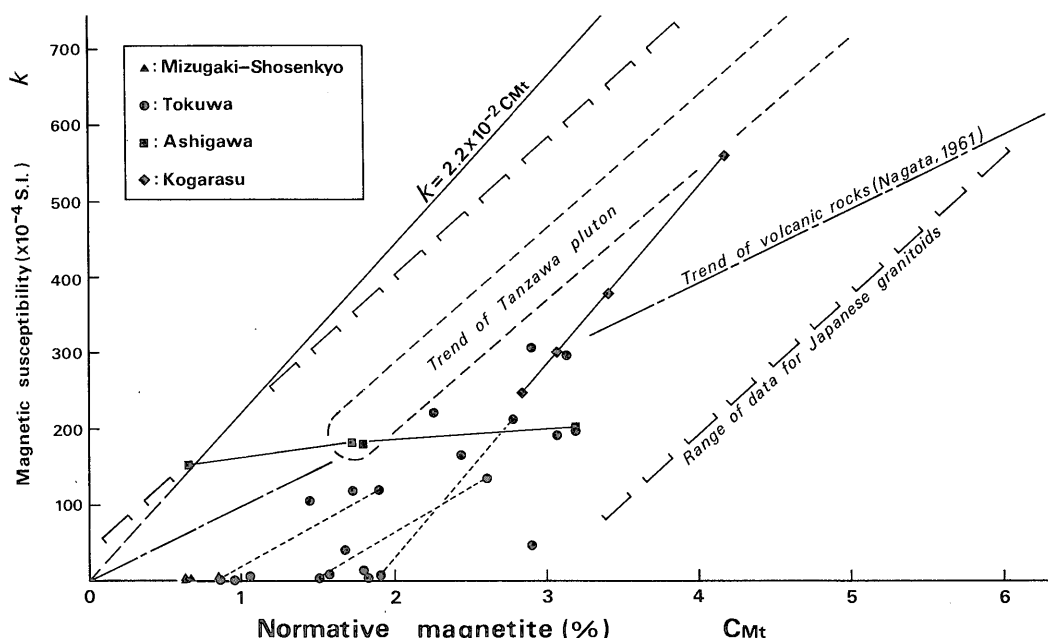
外の鉱物に含まれる Fe_2O_3 の総含有量が帯磁率すなわち磁鉄鉱量と明瞭な相関を示さないという事を意味する。しかし、さらに詳しく、互いに主成分組成の良く似た徳和型の近接する3対のH相とL相に注目すると、そのうちの2対を結ぶ直線は 2.2×10^{-2} より緩い傾斜をもち、L相の黒雲母や角閃石に含まれる Fe_2O_3 の総含有量がH相のそれよりやや低いことを示す。 K_2O に乏しい丹沢岩体や芦川型主要部の岩石が花崗閃緑質質の徳和型や小鳥型の岩石より高い帯磁率を示すこと、日本各地の花崗岩体について得られたデータが、甲府・丹沢両岩体の変化傾向と調和的なながらもさらに広い変化幅を示す事などもふまえ、 Fe_2O_3 の鉱物間の分配を今後詳しく検討する必要がある。

NAGATA(1961)による火山岩類のノルム磁鉄鉱量と帯磁率との関係式は、広い範囲に分布するデータを平均して得られた経験式である。この式は第7図で $K = 2.2 \times 10^{-2} C_{\text{Mt}}$ よりも明らかに勾配の緩い直線となり、彼のデータは花崗岩類の範囲を越えてノルム磁鉄鉱に富む側に広がっている。これは、火山岩中で Fe_2O_3 のかなりの部分がしばしばガラスあるいは微細な磁鉄鉱結晶中に存在し、かつ磁鉄鉱の TiO_2 含有量が高いために、全岩の Fe_2O_3 の帯磁率に対する寄与の程度が完晶質岩に比べ低いことによると解される。

(4) Iタイプ/Sタイプ

近年提唱された花崗岩類の分類の中で、CHAPPELL and WHITE(1974)によるIタイプ・Sタイプの区分は、磁鉄鉱系・チタン鉄鉱系の区分とともにしばしば議論の対象となっている(例えば、TAKAHASHI *et al.*, 1980)。IタイプとSタイプの差異は、花崗岩質マグマの起源物質の違いを反映し、それぞれが火成岩・堆積岩の部分熔融によりもたらされたと解釈された。彼らの提唱した分類基準のうち、化学組成からみた定量的な境界として、(1) $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 分子量比 = 1.1, (2) C. I. P. W. ノルムコランダム量 = 1%, (3) K_2O 含有量がほぼ 5%・2%で、 Na_2O 含有量がそれぞれ 3.2%・2.2%の3種類が与えられている。その後 HINE *et al.* (1978) はオーストラリアの Kosciusko パソリスに産する2つのタイプの詳細な化学的データを公表したが、これによると2つのタイプは $\text{Ca} / (\text{Al} - \text{Na} - \text{K} + \text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 比の 0.2 で明瞭に区分され、上記の分類基準もほぼ完全に満たしていることがわかる。

ここでは、甲府岩体の化学組成をIタイプ・Sタイプの視点から検討してみる。第8図は横軸に $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 比、縦軸に $\text{Ca} / (\text{Al} - \text{Na} - \text{K} + \text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 比をとってデータをプロットしたもので、比較のた



第7図 C.I.P.W. ノルム磁鉄鉱量と帯磁率の関係

Fig. 7 Relation between magnetic susceptibility and C.I.P.W. normative magnetite of Kofu granitoids. Also shown are the range of previous data for Japanese granitoids and the trends of Tanzawa pluton and volcanic rocks. $K = 2.2 \times 10^{-2} C_{Mt}$ is an approximate equation showing the correlation between magnetic susceptibility and weight per cent of magnetite.

めに日本の花崗岩類の平均化学組成も示した。図で明らかのように、甲府岩体の花崗岩類は2つの例を除いてほとんどすべてIタイプに分類される。瑞牆一昇仙峡型の試料のうち、昇仙峡南部のざくろ石を含む黒雲母花崗岩と増富東方で採集されたアプライト質花崗岩の2試料のみがSタイプの化学組成を示したが、この型の主要部はIタイプの領域に入る。このように、甲府岩体は基本的にはIタイプの花崗岩体だとみなして良い。なおこの図で、ノルムコランダム量が1%を越える試料にはCの印をつけた。そのいくつかはIタイプの領域にあり、彼らの分類基準は厳密にみると互いに矛盾することがわかる。

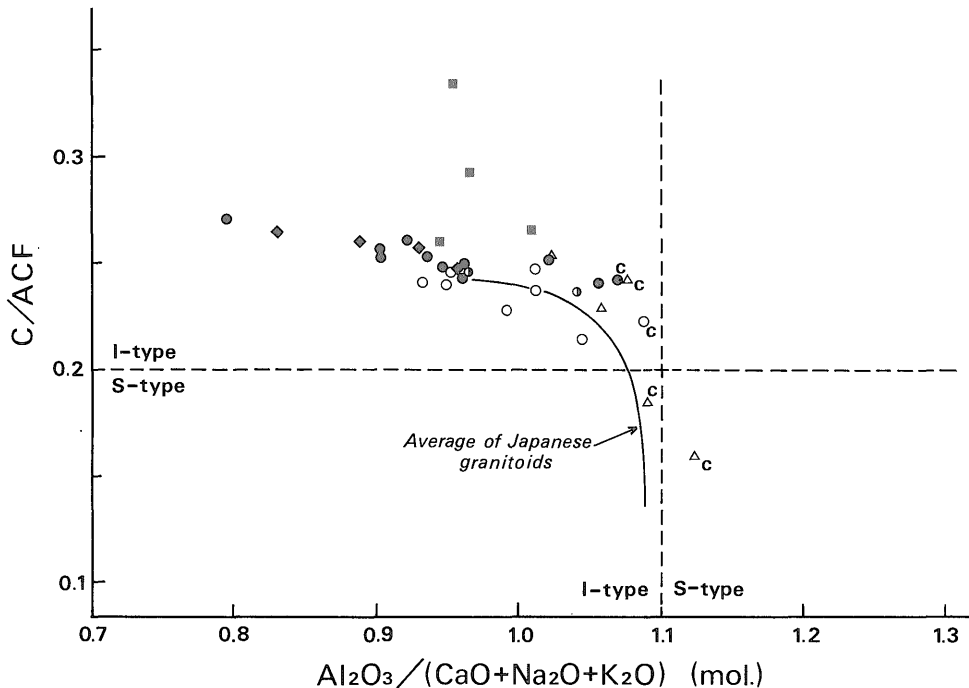
第9図は K_2O と Na_2O の関係を重量百分率で示したもので、甲府岩体のデータの他に日本の花崗岩類の平均値・丹沢岩体の変化傾向およびKosciuskoパソリスのSタイプの領域も図示した。甲府岩体の試料は、この図でいずれもIタイプの領域に分布し、 K_2O 含有量に対する Na_2O 含有量が、芦川型を除き、日本の花崗岩類の平均値より低い。すでに述べたように、芦川型は K_2O に乏しく Na_2O に富むという点で丹沢岩体に似る。また、第8図ではSタイプの領域に分布する2試料も、この図では

Iタイプに分類される。Kato(1968)のデータもこの図ではすべてIタイプの領域に分布する。すなわち、甲府岩体には、いずれの基準からみてもSタイプの条件を満たすような岩石はこれまで見だされていない。

佐藤・石原(1981)および佐藤ほか(1982)は、徳和型のL相がH相を形成したマグマと周辺の四万十層群の堆積岩類との反応により形成されたと指摘した。帯磁率の低い瑞牆一昇仙峡型の岩石の成因にも地殻物質の関与が考えられる(Sato, in prep.). これらチタン鉄鉱系に属する低帯磁率の岩石は第8図でわずかに右下すなわちSタイプの側に寄った分布をなすが、磁鉄鉱系に属する高帯磁率の岩石との分離は余り明瞭ではなく、徳和型については Fe^{3+}/Fe^{2+} 比の違いを反映しているに過ぎないとみるべきである。通常の堆積岩類とマグマの反応によってSタイプが形成されるためには、同化する堆積岩類の割合が著しく高くなければならないのであろう。

5. まとめと考察

四万十帯とフォッサマグナの交さ部に貫入した中新世の甲府岩体は、貫入時期と岩質により4つの型に分けられる(第1表)。早期の瑞牆一昇仙峡・徳和・芦川の3型



第8図 甲府岩体の花崗岩類の $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 分子比と C/ACF 比

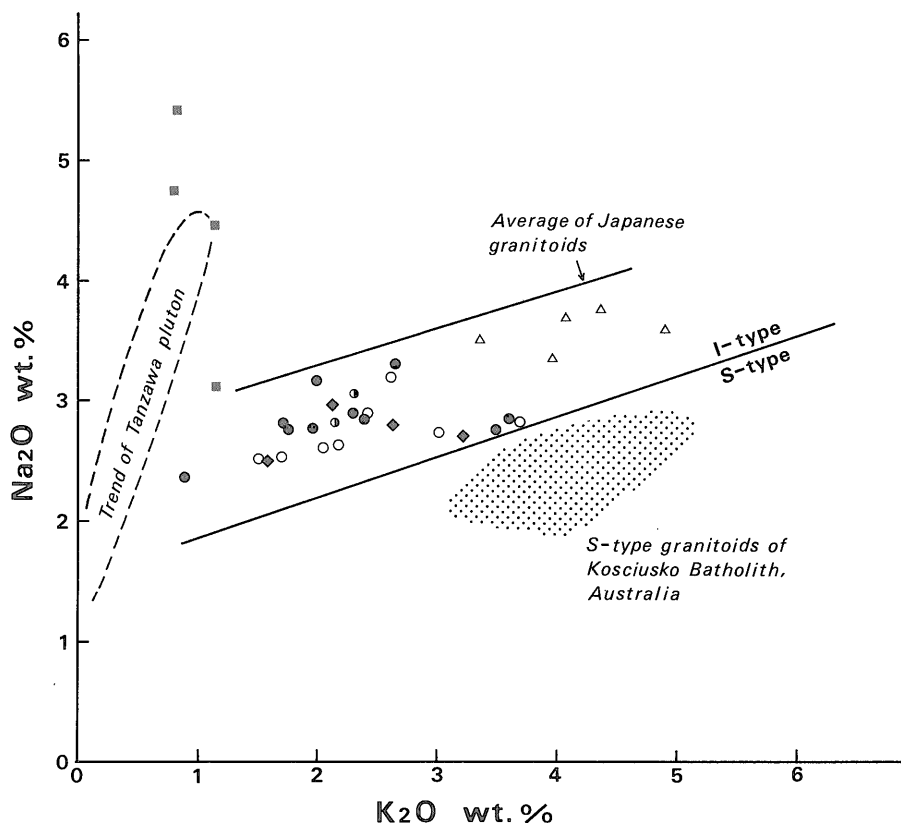
Fig. 8 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ mole ratio and C/ACF atomic ratio of Kofu granitoids. $\text{C}=\text{Ca}$, $\text{A}=\text{Al}-\text{Na}-\text{K}$, $\text{F}=\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}$. Marks are the same as those in Fig. 4. Boundary between I- and S-types for $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ is taken from CHAPPELL and WHITE (1974) and that for C/ACF ratio is based on the data by HINE *et al.* (1978). C indicates the specimens having normative corundum more than 1 per cent.

は北西から南東へこの順で配列し、全体として約45×30 kmの環状の露出をなす(第1図)。岩質は上記の順にモンゾ花崗岩・花崗閃緑岩・トナール岩と次第にカリ長石成分が少なくなる。後期の小鳥型は早期の岩体の中央部に貫入した細粒の花崗閃緑岩質からなる北北東から南南西に伸びた岩体で、貫入に先行して噴出したとみられる大久保火山岩類は徳和型を不整合におおっている(第1図)。

帯磁率によって各型を検討した結果(第3図)、瑞牆一昇仙峡型はチタン鉄鉱系に相当する著しく低い帯磁率で特徴づけられ、徳和型では高帯磁率の岩相(H相)を主とする岩体の周辺部の四万十層群に近いところにここでL相とした低帯磁率の岩相を伴う。これに対し、芦川型と小鳥型はすべて磁鉄鉱系に相当する高帯磁率の岩石からなり、岩体周辺部にも低帯磁率の岩石が見出されなかった。瑞牆一昇仙峡型と徳和型が砂岩・泥岩からなる四万十層群の堆積岩中に貫入するのにに対し、芦川型は塩基性火山岩を主とする西八代層群に、また小鳥型は主に酸性の大久保火山岩類、一部徳和型の花崗閃緑岩に貫入して

いることが注目される。すなわち、堆積岩中に貫入した岩体に低帯磁率の岩石が産するのに対し、火成岩中に貫入した岩体はすべて高帯磁率の岩石からなる。徳和型のL相は、グラファイトを含む周囲の堆積岩類との反応で生じた、H相よりも還元的な条件下で固結生成したと考えられるが(佐藤・石原, 1981; 佐藤ほか, 1982)、炭素質物質に乏しいかそれを欠く火成岩類を母岩とする芦川型と小鳥型では、このような還元作用はおこらなかったであろう。

主に高帯磁率の岩石からなる岩体の周辺部に低帯磁率の岩石が産するという例は甲府岩体以外にも見られる。甲府岩体の北方約10 kmの古生層中に貫入した中新世の秩父鉱床の岩株には、南端の堆積岩との接触部に低帯磁率の岩石が産する。北上山地の宮古・階上など白亜紀の磁鉄鉱系の岩体の周辺部にも低帯磁率の岩石がしばしば見られる(金谷, 1974)。これらも、徳和型のL相と同様、貫入の場での堆積岩による還元作用で生じた可能性がある。炭素質物質に富む堆積岩類を主とする日本の中一古生層に貫入した花崗岩体では、局所的にせよチタン



第9図 K₂O 含有量と Na₂O 含有量の関係

Fig. 9 Relation between Na₂O and K₂O contents of Kofu granitoids. Also shown are the trends of Tanzawa pluton and the average composition of Japanese granitoids, and the area of S-type granitoids in the Kosciusko Batholith, Australia (HINE *et al.*, 1978). Boundary between I- and S-types is based on the values by CHAPPELL and WHITE (1974). Marks are the same as those in Fig. 4.

鉄鋇系の岩石が生じ易かったものとみられる。古第三紀の磁鉄鋇系花崗岩類が卓越する山陰帯には、岩体の分布面積の割には堆積岩との接触例が少ない。これは、一つには新第三紀以後の地層が広く分布するためと考えられるが、この地帯でも岩体周辺部に注目して帯磁率変化を詳しく検討する必要があるだろう。

甲府岩体の花崗岩類は、芦川型を除き、日本の花崗岩類の平均組成 (ARAMAKI *et al.*, 1972) に近い化学組成をもち、SiO₂ 含有量の変化に対し他の主成分含有量が直線的に増減する変化傾向を示すが、SiO₂ の少ない岩石と比較すると、Al₂O₃・Na₂O がやや少なく Fe・MgO・CaO がやや多い (第4図)。芦川型は著しく低い K₂O/Na₂O 比で特徴づけられ丹沢岩体と類似するが、その組織はより浅成のみかけを呈し変質の程度も大きい。芦川型北東部には隣接する徳和型に似た特徴もみられ、全体として化学組成は丹沢岩体のそれとやや異なる変化傾向を示す (第5

・9図)。柴田ら (1960) は芦川型がその北東部で徳和型を貫くと報告し、両者を漸移関係にあるとした片田 (1956) の地質図に明瞭な境界線を与えた。第1図の境界線も基本的には柴田ら (1960) に基づく。しかし、両者は帯磁率だけでなく主成分組成の点でも漸移するとみられる。

甲府岩体の主成分含有量と帯磁率の関係を検討した結果、次のような傾向が見出された。すなわち、同じ SiO₂ 含有量に対する帯磁率は、小鳥型と芦川型でもっとも高くかつ SiO₂ の増加とともに低下する (第5図)。徳和型の帯磁率はこれらの型より低い広い範囲にわたり、SiO₂ 含有量と明瞭な相関を示さないが、得られたデータの上限と下限は SiO₂ の増加とともに低下する。瑞牆—昇仙峡型は、SiO₂ に富み著しく低い帯磁率を示す点で、他のいずれの型とも異り均質である。そして、SiO₂ 含有量と帯磁率に関する限り、これら4つの型を合せた甲府岩体で日本の花崗岩類の全体を代表させることができる。

SiO₂含有量に対する他の主成分含有量と帯磁率との間には、Fe³⁺/Fe²⁺比を除き、明瞭な相関関係がみられない(第4図)。Fe³⁺/Fe²⁺比は高帯磁率の岩石で高く、とくにSiO₂含有量に対する帯磁率がもっとも高い小鳥型と芦川型はもっとも高いFe³⁺/Fe²⁺比を与える。これは、高帯磁率岩石中でFeのかなりの部分が磁鉄鉱(Fe³⁺/Fe²⁺=2)として存在するのに対し、徳和型のL相や瑞牆一昇仙峡型のような低帯磁率岩石中ではFeが主に珪酸塩鉱物として存在することによる。小鳥型と芦川型の高いFe³⁺/Fe²⁺比は、これらの磁鉄鉱がわずかに赤鉄鉱化していることにより強調されているのかもしれないが、帯磁率からみて基本的には磁鉄鉱の含有量が比較的多いことによるのであろう。なお、磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系の境界に対応するFe³⁺/Fe²⁺比はSiO₂の増加とともに増大するため、両系列をこの比だけから区分することはできない。むしろ、Fe₂O₃とFeOの分析値から両系列を明瞭に区分することができる(SATO, in prep.).

鉱物間のFe₂O₃の分配の概略は帯磁率とノルム磁鉄鉱量との関係から見積もられる。第7図に示した甲府岩体のデータは、一般に磁鉄鉱以外の鉱物中に含まれるFe₂O₃の総含有量が磁鉄鉱量と余り関係しない事を示しているが、K₂O/Na₂O比の小さい芦川型と丹沢岩体では(第5図)、磁鉄鉱として存在するFe₂O₃の割合がやや高いことを示唆する。芦川型の分化の末期には、ほとんどのFeが磁鉄鉱として晶出した可能性がある。

すでに述べたように、徳和型のL相は、貫入の場で、H相を形成したマグマと周囲の堆積岩類との反応により形成されたと考えられる。この考えは、野外におけるL相の産状とイオウおよび酸素の同位体組成のデータに基づいている(佐藤ほか, 1982)。しかしながら、主成分化学組成ではL相とH相の間に著しい差異がみられない(第4図)。とくに、近接する3対の試料はきわめて良く似た組成を持つ(第6図)。これは、反応に関与した堆積岩類の割合が主成分含有量に明瞭な差を生じる程には大きくなく(多分10-20%程度)、またマグマと堆積岩との主成分組成の間に同位体比程大きな差異がなかったためと解される。堆積岩類の寄与の程度については、主成分よりも同位体比が有力な鍵となる。

堆積岩類の関与が明らかな徳和型のL相と、さらに帯磁率が低くSiO₂に富む瑞牆一昇仙峡型の岩石は、甲府岩体の他の岩石とともに基本的にIタイプに分類される(第7, 8図)。甲府岩体を形成したマグマからSタイプの花崗岩類が生ずるためには、反応に関与する堆積岩類が著しく多量であるかAlやKに富みCaに乏しい特殊な組成を持つていなければならないであろう。したがっ

て一般には、IタイプのマグマからSタイプのマグマを生ずることはきわめて稀であろう。日本の花崗岩類がチタン鉄鉱系も含めほとんどIタイプに分類されるということは(第7, 8図)、日本列島のような島弧または島弧的な地質環境では、Sタイプのマグマは生じにくいことを示しているのであろう。

謝 辞

本研究の過程で、甲府北部の火山岩類の分布について三村弘二技官に、帯磁率と化学組成データのコンピューター処理について吉井守正技官にご教示いただいた。金谷弘技官には、第2図に示した試料のBison Model 3101Aによる測定をしていただいた。試料の薄片と研磨片は大野正一・佐藤芳治両技官に作成していただいた。以上の方々に深謝する。

文 献

- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, part 2. variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, p. 39-49.
- CHAPPEL, B. W. and WHITE, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, vol. 8, p. 173-174.
- CZAMANSKE, G. K., ISHIHARA, S. and ATKIN, S. A. (1981) Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleogene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 86, p. 10431-10469.
- HINE, R., WILLIAMS, I. S., CHAPPEL, B. W. and WHITE, A. J. R. (1978) Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *Jour. Geol. Soc. Australia*, vol. 25, p. 219-234.
- ISHIHARA, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, vol. 27, p. 293-305.
- (1979) Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 85, p. 509-523.
- 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, vol. 8, p. 19-24.

- 石原舜三・佐藤興平・月村勝宏(1981) 明延鉾床に関する今井秀喜氏の討論に答える. 鉾山地質, vol. 31, p. 401-405.
- 金谷 弘(1974) 北上山地の白亜紀花崗岩類のカリウム・トリウム・ウランおよび帯磁率. 地調報告, no. 251, p. 91-120.
- ・石原舜三(1973) 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉾, vol. 68, p. 211-224.
- 片田正人(1956) 5万分の1 甲府地質図幅及び説明書. 地質調査所.
- KATO, Y. (1968) Petrology of the Tertiary granitic rocks around Kofu basin, central Japan. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. 3, vol. 10, p. 241-312.
- LINDSLEY, D. H., ANDERSON G. E. and BALSLEY, J. R. (1966) Magnetic properties of rocks and minerals. In: *Handbook of Physical Constants*, ed. CLARK, S. P., *Geol. Soc. Am. Memoir* 97, p. 543-552.
- 三村弘二(1971) 甲府盆地北縁における鮮新-洪積世火山活動. 地質雑, vol. 77, p. 375-388.
- ・山田直利(1971) 東山梨火山—深成複合岩体. 火山, vol. 17, p. 32.
- NAGATA, T. (1961) *Rock Magnetism*. Maruzen, Tokyo, Japan, 350 p.
- SAKAI, A. and ISHIHARA, S. (1979) Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 68, p. 107-115.
- ・——— (1980) Sulfur isotope characteristics of granitoids and related mineral deposits in Japan. *Proc. 5th IAGOD Symp.*, Snowbird, Utah, 1978, p. 325-335.
- SATO, K. (1980a) Distribution of fluorite deposits in Japanese islands. *Mineral. Deposita*, vol. 15, p. 327-334.
- (1980b) Tungsten skarn deposit of the Fujigatani mine, Southwest Japan. *Econ. Geol.*, vol. 75, p. 1066-1082.
- (1982) Characteristics of tungsten skarn deposits in Japan—contrasting two types. *Proc. Symp. Tungsten Geology*, Nanchang, China, 1981, p. 203-209.
- (in prep.) Magnetic susceptibility of granitoids in the Miocene Kofu complex, central Japan.
- 佐藤興平・石原舜三(1981) 甲府花崗岩体の磁鉄鉾系/チタン鉄鉾系花崗岩類. 鉾山地質, vol. 31, p. 56.
- ・松久幸敬・石原舜三(1982) 山梨県甲府花崗岩体の帯磁率とイオウ・酸素同位体組成. 三鉾学会要旨集, p. 96.
- 柴田秀賢・藤本丑雄・大木靖衛(1960) 甲府盆地東南部の花崗岩類について. 地質雑, vol. 66, p. 170-178.
- TAKAHASHI, M., ARAMAKI, S. and ISHIHARA, S. (1980) Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geol., Spec. Issue*, no. 8, p. 13-28.
- 津末昭生・石原舜三(1974) 西南日本における花崗岩質岩石中の Fe-Ti 酸化鉾物. 鉾山地質, vol. 24, p. 13-30.

(受付: 1983年2月18日; 受理: 1983年4月25日)