

# 岡崎みかげ - 領家帯の両雲母花崗岩 -

佐藤興平<sup>1)</sup>・仲井 豊<sup>2)</sup>

## 1. 岡崎みかげ

岡崎市とその周辺は、愛知県はむろん全国でも有数の石材産地として古くから知られ、灯籠や墓碑などを中心にこれまで多量の石製品を産出してきた。花崗岩石材の生産は福島・茨城・岐阜・岡山・香川などの多県にわたるが、その多くは建築用石材が主体であって、灯籠や墓碑など細かな細工を要する素材としての石材では、庵治(香川県)・岡崎(愛知県)・真壁(茨城県)が三大産地と称される。

400年余りの伝統を持つ岡崎の石製品工業を支えてきた原石は、岡崎市東方の丘陵地帯に広く分布する花崗岩体から採掘され(写真1, 第1図参照), 岡崎みかげと呼ばれる。現在36カ所ある丁場(採掘場のこと)から採掘された原石は、山渡しで一切(30cm×30cm×30cm, 10切が約1トン)4千円から4万円で取り引きされ、その多くは地元の石工団地で灯籠・墓碑・外柵・彫刻(仏像や狛犬)などに加工される(愛知県石材協同組合による)。なかでも灯籠は岡崎の代表的な石製品であり(写真2), 例えば1985年の資料では灯籠業者が岡崎の石製品業者の約45%を占め、1975年と1985年の用途別石材生産統計でも灯籠用が30%を越えている(岡崎石製品協同組合連合会の組合設立100年記念誌による)。その技法と岡崎みかげ使用の長い歴史が認められて、1979年には灯籠類の43品目が通産省の「伝統的工芸品」に指定された。

この石材特集を機会に本稿では、まず岡崎みかげ利用の歴史について少しふれ、次にこの花崗岩の日本列島のなかでの位置や形成時期そして岩質の特徴などを紹介

してみたい。ただし筆者らは、岡崎みかげに限らず花崗岩類を石材として研究した事は無い。紹介の内容も地質学的な側面にかたよったものとなる。本稿に対しては石材関係者からのご批判が得られればと考えている。

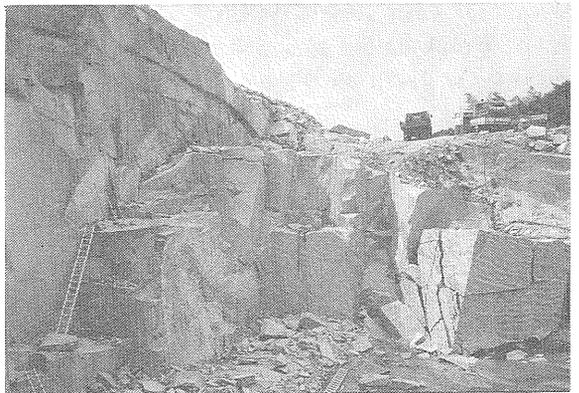


写真1 岡崎みかげ採掘場の一例。岡崎市米河内町。



写真2 岡崎石製品の代表例 灯籠

1) 地質調査所 鉱物資源部  
2) 愛知教育大学 地学教室

キーワード: 岡崎, 武節岩体, 領家帯, みかげ石, 花崗岩, 白雲母, 石材, 灯籠

## 2. 岡崎みかげ利用の歴史

日本の歴史の中で、石材の本格的な利用は、戦国時代の築城に始まると言われる。徳川家康が生まれ(1542年)その青年時代を過ごした岡崎城は、1452年に構築が始まったと伝えられるが、その後とくに16世紀末から17世紀にかけて大増築され、現在見られる城の基本形が整えられた。城跡は現在岡崎公園として保存され、戦後天守閣なども復元されて、当時の面影の一部を今に残している。城跡の石垣(写真3)を調べると、そのほとんど全てが岡崎みかげからなる事が判る。中には5-10トンの大物も含まれ、築城に携わった人々の苦勞が偲ばれる。この石垣の建築のため大阪方面から石工が招かれ、彼らは城下の随念寺(家康の祖父松平清康の菩提寺で、現在の市内門前町にある)前に集団をなして生活していたという。この石工集団は、その後も時の城主や寺院に保護され、矢作川の水運にも助けられて、東海道の宿場町として栄えた岡崎城下に石屋町を形成してきた。これが岡崎石工業の起源である。

岡崎市内には、城の石垣だけでなく、15世紀までさかのぼる年号の刻印された鳥居や灯籠が数多く残されており、そのいくつかは市の文化財に指定されている(次ページ写真4)。岡崎みかげを用いた石造物のなかで確認されている最古のものは、岩津町にある酒井広親の石宝塔で、1459年の作とされる。材料は細粒の両雲母花崗岩である。写真4Dに示した諏訪神社の灯籠は1560年の作で、その右側に立つ1588年作の灯籠と同様、岩質は上記の石宝塔とよく似ている。興味深いことに、18世紀に入ると鳥居や灯籠に石工の名前が刻まれたものが現れる。当時石工たちが社会的にしかるべき評価を得ていた事を示しているのであろう。それにしても、当時の石造物と現在



写真3 戦国の世に築かれた岡崎城の石垣も、ほとんどは武節花崗岩が使われている。石垣の隙間には、領家変成岩や伊奈花崗岩が挟み込まれている事がある。

のそれを比べてみると、その基本構造は変わっていない事に気付かされる。400年余りの歴史を持つ正に伝統的工芸品であるが、古い石造物のほとんどは寺社の境内に建てられたものであるという事が、岡崎石製品の伝統を支えてきた背景を物語っているように思われる。

## 3. 岡崎みかげの地質

### —領家帯の武節両雲母花崗岩

岡崎みかげを産するのは、市内から三河高原にかけて広い範囲に露出する花崗岩体で、地質学者はこれを武節花崗岩体(あるいは単に武節花崗岩)と呼ぶ。岩体や地層の名称には最初に研究された模式地の地名が使われることが多い。武節岩体の場合には、第1図の北東方にある段戸山周辺の花崗岩や変成岩を詳しく研究した小出博(1943)が、現在の愛知県北設楽郡稲武町にある地名「武節」をとって命名したもので、その後の調査で同質の花崗岩が岡崎市周辺により広く分布する事が明らかになったが、彼の研究を尊重して現在もこの名称が使われている。

武節岩体の特徴は、比較的細粒で白っぽく、多くの場合白雲母を含むことである(第1表, 写真8)。白雲母を含む花崗岩は両雲母花崗岩(Two-mica granite)と呼ばれる。もう一つの雲母とはむしろ黒雲母の事である。両雲母花崗岩は北九州や中国地方にも若干見られるが、比較的まとまった分布をなすのは日本ではこの三河地域だけであり(Ishihara, 1978)、この点で武節岩体は特異なものと言えよう。

この岩体は今から7千万年から8千万年も前に地下深い所で形成された。まだ恐竜が地上をのし歩いていた頃の物語である。その前後、岡崎付近はどのような環境にあったのだろうか。地質学者は現在地表面付近でみられる岩石や地層や化石などから、想像をたくましくして地球の歴史を読み取ろうとする。その手法は断片的に残された記録から過去の人間社会の様子を探ろうとする歴史学と同じである。地質学でも過去の変動の記録が失われてしまっている事はまれではない。岡崎地域に残されている記録とは何か、それを以下に簡単に見てみよう。

武節岩体の周辺に分布する主な岩石は、南側と東側の領家変成岩類と北側の伊奈川花崗岩体である(第1図)。野外の調査で、武節岩体はこの両者を貫いていることが観察され(例えば、写真5)、岩体の内部にも変成岩や伊奈川岩体の捕獲岩が見られるので(写真6, 7)、武節岩体を形成したマグマはこれらの岩石の存在する場所に押し入って冷え固まったものと考えられる。捕獲岩はこの時マグマの中に取り込まれた岩片である。野外でその分布を

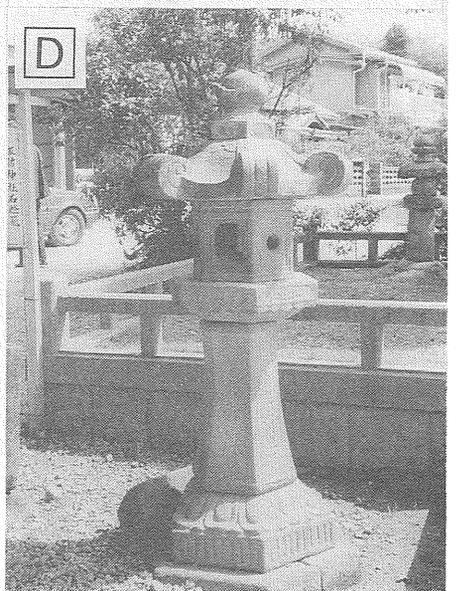
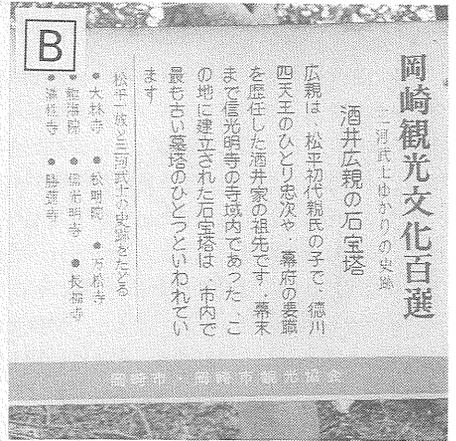
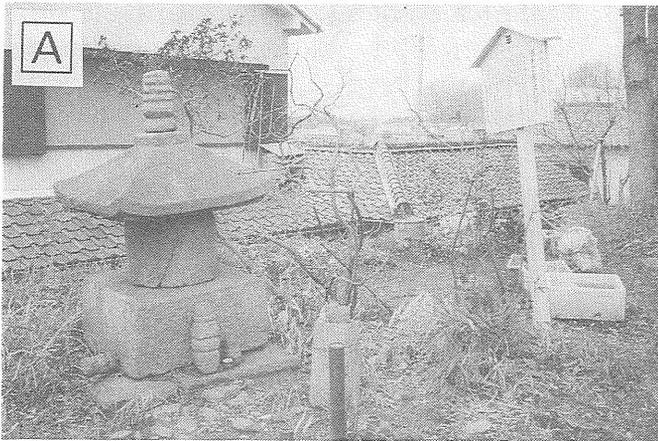
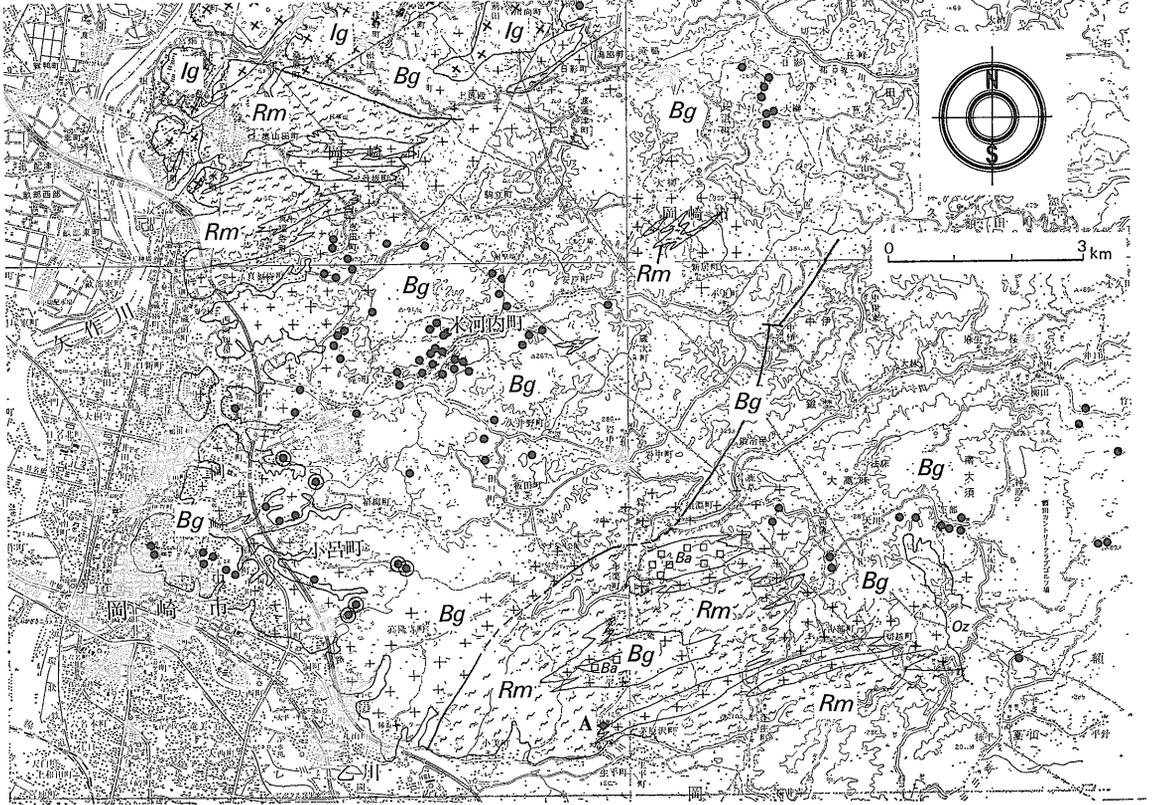


写真4 岡崎みかげを用いた古い石造物の例。  
A：岡崎市内最古の石造物と言われる岩津町の酒井広親の石宝塔（1459年＝長禄32年）， B：その解説板， C：梅園町の諏訪神社、鳥居奥の社殿左右にある石灯籠（矢印）は、左が1560年（永禄3年），右が1588年（天正16年）の作。 D：諏訪神社の1560年の石灯籠。

調べると、岩体の周辺部でこれに貫かれる岩石の捕獲岩が見られるという傾向はあるが、岩体の中心部にも捕獲岩が無いわけではない。写真7の捕獲岩は粗粒の角閃石一黒雲母花崗閃緑岩で、伊奈川岩体のそれと区別がつかない。この捕獲岩を観察した小呂町付近の青石採掘場は、伊奈川岩体の露出地点から7kmも離れている（第1図参照）。武節岩体の貫入時に、伊奈川岩体が上位にあってそこから落ち込んだのか、より深部にあってそこで取り込まれたのか、あるいは武節岩体のマグマの流れに乗ってここまで来たのか、残念ながらこの捕獲岩は何も語ってくれない。捕獲岩は地質学者にとっては興味深い存在であるが、石屋にとっては邪魔者以外の何物でもない。武節岩体では、幸いな事に、捕獲岩はまれであり、花崗岩質岩体に含まれることの多い暗色包有物（普通数

cm-数10cmの細粒で有色鉱物に富む丸みを帯びた岩片）も見られない。これは石材として有利な点なのである。

領家変成岩類は第1図の範囲では乙川上流の河床でよくみられる。この岩石は砂岩や泥岩などの堆積岩類が地下の高温高圧（<700℃， <3 kb（<12km））の条件下で再結晶して出来たものであるが、変成度が余り高くない場合は元の堆積構造を残している（写真5）。同様の岩石はこの地域だけでなく西は九州から東は諏訪湖付近まで中央構造線の北側に連続的に分布し領家（変成）帯と呼ばれる。この名称は天竜川上流の地名「奥領家」にちなみ約100年前に原田豊吉（1890）が命名したものである。茨城県の筑波山付近に見られる変成岩もこの東方延長部と考えてよい。これも含めると領家帯の東西総延長は1000kmに及び、岡崎はその中央付近に位置することにな



第1図 岡崎周辺の花崗岩採掘場（丁場）の分布と地質の概略。丁場跡も含む。基図は国土地理院発行の5万分の1地形図「岡崎」・「御油」・「足助」・「豊田」。地質は岡崎市地質図（2万5千分の1，1985年発行）を簡略化。Bg：武節花崗岩，Ig：伊奈川花崗岩，Rm：領家変成岩類，Ba：塩基性岩類（斑れい岩，変輝緑岩），Oz：岡崎層群（中新世）。岡崎市中心部から西側の平野部には，第四紀の河川堆積物が分布する。丁場の分布は，岡崎石製品協同組合連合会の組合設立100年記念誌による。小呂町付近の二重丸は1985年当時の青石採掘丁場で，武節花崗岩の中でも量の少ない細粒黒雲母花崗岩の分布域にある。図の下端Aは写真5の撮影地点。



写真5 領家変成岩とこれを貫く武節花崗岩（右下の白色部とその支脈）。第1図のA地点，茅原沢町の乙川河床。

る（第2図）。この変成帯がいつどのようにして出来たのかは必ずしも明確ではないが，どこでも花崗岩類を伴っているので，花崗岩類の成因と関係しているのだろう，と多くの人は考えている。

岡崎付近の領家変成岩類の変成度は一般に北に向かって低下する。その北側では花崗岩類（伊奈川岩体など）の分布が広く変成度の変化がよく分からないが，北東延長部の長野県伊那地域では変成岩が非変成の堆積岩類に移化していく様がよく観察される（例えば，小野，1977）。領家帯の変成岩の原岩はこのような堆積岩だったのであろう。1970-80年代には，放射虫化石の検出により，かつては古生代とされたこの地帯の堆積岩類が主にジュラ紀のものである事が明らかとなった（例えば，佐藤正，本誌2，4月号）。つまり，岡崎のあたりはジュラ紀（約2億年前から1億4千万年前までの時代）には海の底にあって泥や砂が堆積していた。その後，恐らく白亜紀に，この堆積



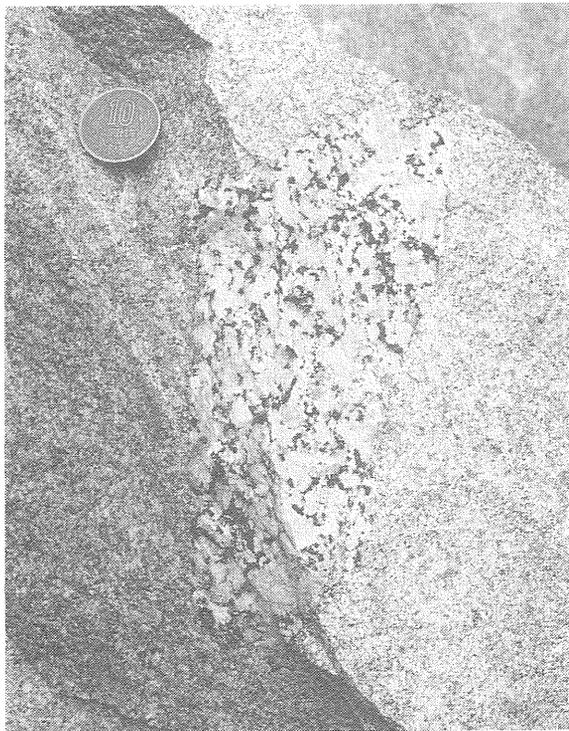


写真7 伊奈川花崗岩の捕獲岩. 小呂町南部の青石採掘場. 伊奈川岩体から約7 km 程離れている.

しいことは分からない. 決め手となる記録が見つからないのである.

ところで, 領家帯は石材の見地からも重要な意味を持っているように思われる. なぜなら, 四国の庵治石を含む瀬戸内海付近の石材, ここで取り上げた岡崎みかげ, そして筑波山付近の真壁や稲田の石材など, 主要な採石場はいずれもこの帯かその近くに分布するからである(第2図). 福島県の石材も領家帯に似た変成岩を伴う阿武隈山地の花崗岩体から得られている. 花崗岩類は北上山地や山陰地方にも広く分布する. しかしそこには見るべき石材産地は無い. これは何故だろうか.

この疑問に対しては2つのアプローチが可能だろう. 一つは広い意味での社会的条件の考察であり, もう一つは岩質そのものの検討である. 歴史的背景については史家の研究に待つとしても, 大規模な石材の利用が戦国時代の築城に始まる事, 近世から現代に至る日本の経済・社会の発展が大阪や東京(江戸)などの太平洋側を中心に行われてきた事などの要素は無視できないように思われる. また, 採掘は野天で行われるから, 冬季の降雪量も作業条件という点で関係しているかも知れない. 日本の主な石材産地は雪の少ない地域にあるという見方も

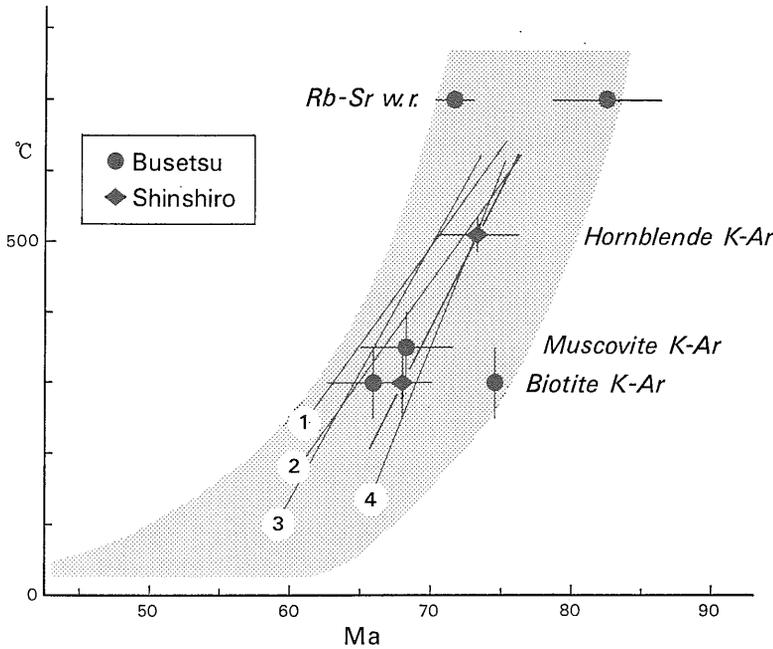
きよう. 第2のアプローチに関しては, 1970年代も後半になって興味深い事実が明らかになった. このことは後で述べるが, もし岩質そのものがより本質的だったのだとすると, 石工たちは地質学者よりも前から日本の花崗岩類に通じていた事になる. 筆者らは, 広い意味での社会的条件すなわち歴史的地理的条件と岩質の両要素が複合されて現在見られる石材産地の分布が出来上がったのではないかと考えている.

#### 4. 武節岩体の形成時期

武節岩体が形成されたのは, 今から7-8千万年も前の白亜紀(1億4千万年前から6千5百万年前の時代)末期の出来事である. この頃日本列島はまだユーラシア大陸とつながっていた. 日本海が形成されたのはずっと後の2千万年-1千5百万年前の頃である. この頃日本列島は大陸から離れ, ほぼ現在の位置まで移動して来たらしい. 地質学者がこのような年代目盛りを入れた物語を創れるのは, 放射性元素の壊変を利用した年代学のおかげである.

第3図には武節岩体の貫入冷却史を示した. この図で横軸は100万年単位(Ma)の年代, 縦軸は温度である. 岩体のこのような熱史は, 年代値と閉鎖温度を基に描かれるのであるが, その手法については例えば佐藤ほか(1990)やこれに引用された文献を参照されたい. 武節岩体の固結冷却曲線は, この図の影を付けた範囲にあったと推定されるのであるが, それ以上詳しい事は分からない. 測定者によって年代が異なるので, それが地質学的に意味のある事なのかどうか, 再検討が必要である. Rb-Sr 全岩年代も2つのデータの差は10.8 Ma に及ぶ(第4図). 第4図の程度のスケールでは中部地方の領家帯の花崗岩類も Sr 同位体組成に関して比較的均一なように見えるが, より詳しくみると同一岩体でもかなり不均質で, 意味のあるアイソクロン年代は得られない事が多い. その目で武節岩体を見ると, どちらの年代データもかなり大きな誤差を含む可能性がある事に気付く. ここではこれら2つのデータをおよその固結年代と解しておく. 今後, 精度のそろったデータを更に蓄積する必要があるだろう.

しかし, 第3図で注目される事は, 中部-関東地方の領家帯他の花崗岩体も同様の固結冷却史をたどったとみられる事である(図ではこれらを直線と近似して示したが, 実際には右下に凸な曲線になるはずである). この地方の花崗岩類は白亜紀末期の比較的短期間に貫入固結したと考えられる(佐藤ほか, 1991). 野外で貫入関係が見られても, その時間差は年代測定の誤差を大きく越えるようなもの

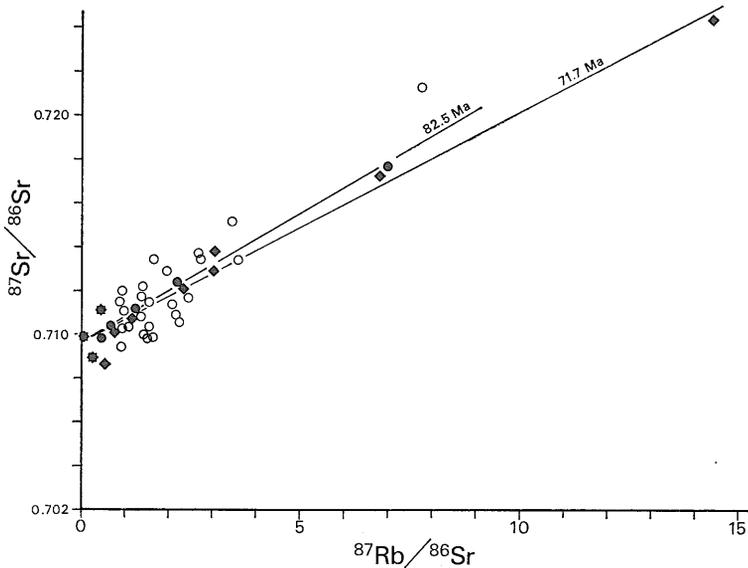


第3図

武節花崗岩体の貫入冷却史。武節岩体の冷却曲線は影を付けた領域にあったと思われるが、詳細は今後の検討に待たなければならない。年代データは Shibata and Ishihara (1979) と仲井ほか(1986) および河野・植田 (1966) による。Rb-Sr 全岩年代 (Rb-Sr w.r.) に関しては第4図を参照の事。700°C で固結が完了し、閉鎖系が達成されたと仮定。

比較のために、中部-関東地方の領家帯の花崗岩類の冷却史を直線で近似して示した。これらも武節岩体と同様の貫入冷却史をたどった事が分かる。

1：勝間岩体，2：非持岩体（以上は長野県分杭峠地域），3：関東山地北東端の花崗岩質礫（埼玉県小川町の中中新統五反田礫岩），4：三重県粥見地域。詳しくは佐藤ほか (1990) を参照の事。武節岩体の南東に分布する新城岩体のデータは内海ほか (1990) による。



第4図

中部地方領家帯の花崗岩類の Rb-Sr アイソクロンダイアグラム。黒のマークは武節岩体 (◆：Shibata and Ishihara (1979), ●：仲井ほか (1986)) の花崗岩のデータ，▲：同塩基性岩のデータ，白丸は武節以外の花崗岩類 (Kagami, 1973)。

ではなかったらしい。ところで、この図に示した冷却史が正しいとすると、これらの岩体の少なくとも現在見られる部分は、古第三紀初期の 40-60Ma の頃には地表付近に達していたと推定される。仮に、これらの岩体が 75 Ma に地下 10km で固結し 55Ma には地表に達したとすると、平均上昇速度は 0.5mm/年となる。有り得ない速

度ではないが、その評価はあやふやな仮定をどこまで確かなもの出来るかによる。武節岩体がたどった地下の歴史は、今のところ、この程度解明されているに過ぎない。

5. 武節花崗岩の特徴

5.1 主な構成鉱物

武節岩体は白雲母を含む事で特徴づけられる事にすでに述べた。白雲母の粗粒なものは肉眼でも簡単に識別できるが(写真8)、顕微鏡下で面積を測るという方法でその量を見積ってやると、岩石の中で白雲母の占める割合

はせいぜい数%程度である。岩石によっては白雲母が肉眼では見られないか鏡下でも認められないことがある。実はそのような岩石(青石)の方が、石材としての評価は高いのである(第1表)。ここでは、白雲母の量が1.5%以下のものを黒雲母花崗岩、それ以上のものを両雲母(白雲母黒雲母)花崗岩などと呼ぶ。岩石名の前に鉱物名を付けて岩質の表示をするときは、普通少ないものから

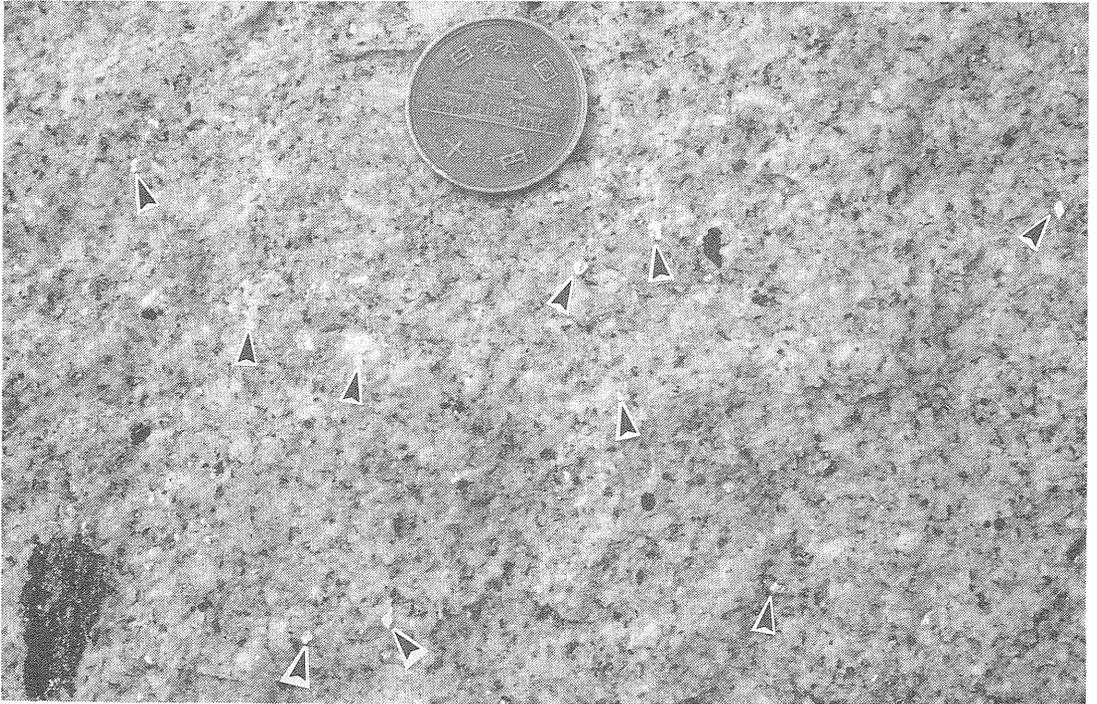


写真8 武節花崗岩の代表的岩相(実物大)。白く光って見えるのが白雲母(矢印)。米河内町の採掘場。

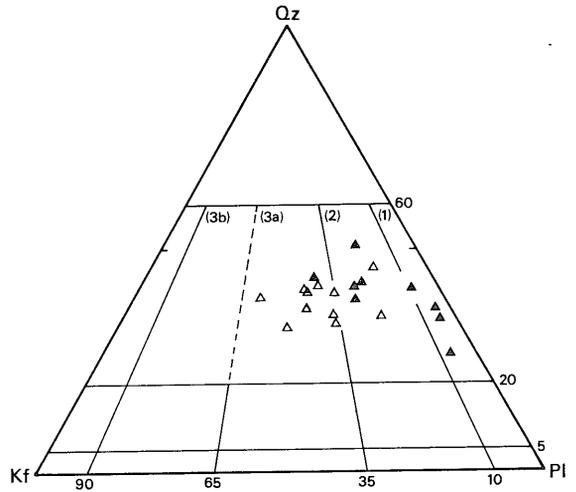
第1表 岡崎みかげの石材としての分類と岩石学的特徴

(1) 青石	堅牢緻密で青みを帯びており、磨くと光沢が強いので上等の墓碑になるが、小呂町付近にのみ少量産する。小呂石とも言われてきた。	細粒の黒雲母花崗閃緑岩。白雲母はほとんど含まれないかせいぜい1%以下。分布は限られており、露出面積が約3km <sup>2</sup> 以下の小岩塊として散在する。
(2) 中目	青石によく似るが堅さ・緻密さ・光沢はやや劣り、墓碑・彫刻*・灯籠の材料として広く利用される。	白雲母を含む中粒の黒雲母花崗閃緑岩—トータル岩。白雲母は少なく肉眼ではあまり見られない。主に岩体の周辺部に分布。
(3) 薄石	白石・宇寿石・白みかげとも言われ、かつては岡崎みかげの代表とされた。各地から多量に産するが、中目よりやや粒度が粗く光沢も劣るので、最近は寺社や墓地の外柵あるいは鳥居に利用されている。	中粒の白雲母黒雲母花崗岩—花崗閃緑岩。白雲母が2-6%含まれ目立つ。武節岩体の主要岩相として広く分布。
(4) 荒目	薄石によく似るが、より粗粒で仕上げると白色に近く、小物細工には適さないので、庭園や建築用利用される。	薄石よりやや粒度が粗いが、岩石学的性質は薄石によく似る。

注) 石材の名称と岩石学的な分類は厳密に1対1に対応するわけではない。したがって右覧の記述はおおまかな特徴である。この中で、青石の価格が最も高い。また、石材業者の間ではこの分類とは別に、町あるいはそれ以下の小さな地名を取って、原石を小呂石・吉祥石・牛岩石・稲武石・鍋田石などと呼ぶ事があるが、岡崎石というような代表的な呼称は使われない。\*仏像・狛犬など

配列する。黒雲母の量は5-10%程度のものが多い。いずれにしても、白雲母は武節岩体の重要な構成鉱物ではあっても石英や長石のように多量に存在するわけではない。写真9には、代表的な岩石について顕微鏡下で見られる鉱物の産状（組織）を、特に白雲母に重点を置いて示した。

一般に花崗岩類を構成する鉱物のうち最も多いのは石英と長石であって、武節岩体の場合はこれらが特に多く合計およそ90%に達する。色が白いのはこのためである。花崗岩類を分類記載する時は、最も多いこれらの鉱物すなわち石英・斜長石・カリ長石の容量比（測定は面積比）を基にする(第5図)。第5図に示した各岩石の境界は便宜的に決めたものであるから、それ自身が成因的な意味を持つ訳ではないが、国際的に通用する分類基準として広く使われている。武節岩体のデータをこのダイアグラムにプロットしてみると、この岩体の岩石は花崗岩(3a)からトータル岩までの広い範囲にわたる鉱物組成を持つ事が分かる。第1表の右覧もこのダイアグラムに



第5図 武節花崗岩の石英-カリ長石-斜長石容量比。Qz:石英, Kf:カリ長石, Pl:斜長石。(1):トータル岩,(2):花崗閃緑岩,(3):花崗岩(a:アダメロ岩,b:狭義の花崗岩)。データは仲井ほか(1986)による。

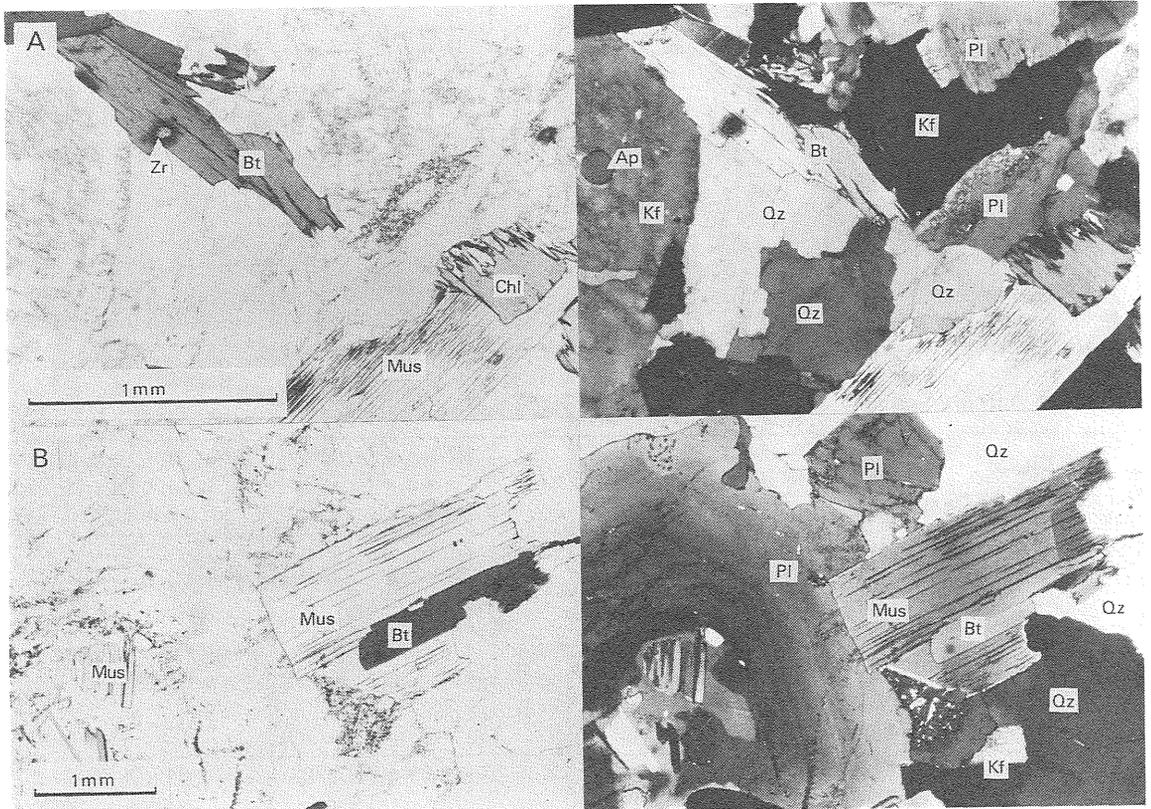


写真9 偏光顕微鏡で見た武節花崗岩の組織。

A: 90031802, B: 90031803. いずれも米河内町付近の両雲母花崗岩で、左が下方ニコルのみ、右が直交ニコル。Mus:白雲母, Bt:黒雲母, Pl:斜長石, Kf:カリ長石, Qz:石英, Ap:燐灰石, Zr:ジルコン, Chl:緑泥石。Bの右の写真では、斜長石の累帯構造とこの鉱物に対する白雲母の自形性が明瞭。

基づいて記述されている。ただし、武節岩体の主要部は比較的カリ長石に富み花崗岩(3a)に分類されるので(石材の分類では薄石に相当)、ここでは岩体名やこの章の見出しにも花崗岩の名称を使った。なお、日本の花崗岩類のほとんどは、このダイアグラム上では武節岩体と同様の領域にプロットされる花崗岩—花崗閃緑岩—トータル岩である。

## 5.2 その他の鉱物と帯磁率そして鉱床

武節岩体の岩石に含まれる鉱物は、石英・長石・雲母を合わせると99.5%を越える。これ以外に副成分鉱物として、ざくろ石( $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca})_3\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{12}$ =主成分の化学式)・モナズ石( $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})(\text{PO}_4)_3$ )・ジルコン( $\text{ZrSrO}_4$ )・燐灰石( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ )・くさび石(スフェーン,  $\text{CaTiSiO}_5$ )・チタン鉄鉱( $\text{FeTiO}_3$ )が知られている。黒雲母の変質鉱物として緑泥石も含まれる。今回の検討で螢石( $\text{CaF}_2$ )も見出された。後で述べるように、この岩体は日本の花崗岩類の平均化学組成に比べ $\text{Al}_2\text{O}_3$ に富む。しかし、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ に富む花崗岩類に見出されることのある(White and Chappell, 1974)堇青石はこの岩体には見られない。

武節岩体の岩石中で、鉄(Fe)はほとんど全て黒雲母として存在し、磁鉄鉱( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )は産しない。これを反映してこの岩体は極めて低い帯磁率( $<0.1 \times 10^{-3}\text{SI}$ )を示す。この帯磁率は花崗岩類の示す値(通常 $0-50 \times 10^{-3}\text{SI}$ )の中でも最も低い部類に属する。花崗岩類の帯磁率は、含まれる磁鉄鉱の量(通常容量で2%以下)に依存するので、このように少量の副成分鉱物の量を、帯磁率を測ることによって簡単に見積る事が出来る。この測定は、懐中電灯程度の大きさの(しかし高価な)装置により、野外でも簡単に行えるので、今では花崗岩類調査の必須項目となっている。このような調査は1970年代に地質調査所によって始められ、1980年までには日本の花崗岩類の帯磁率分布がほぼ明らかとなった(例えば, Ishihara, 1979)。この結果、領家帯とその付近の花崗岩類は極めて低い帯磁率で特徴づけられるのに対し、北上山地や山陰地方の花崗岩類は磁鉄鉱に富む高い帯磁率の岩石が卓越することが判った。つまり、磁鉄鉱量に広域的な規則変化が存在するという事が判ったのである。磁鉄鉱は副成分鉱物であり、その量や存否を肉眼観察で知るのは困難なので、それまでこのような規則性には誰も気付かなかったのである。

この広域変化は直ちに鉱床の特徴にみられる広域変化と比較検討され(Ishihara, 1977, 1981; Sasaki and Ishihara, 1979; Sato, 1980a, b など)、花崗岩類と鉱床の関係に関する理解が一段と進んだ。もっとも、実際の研究の進展はむしろこれと逆で、鉱床の特徴(Mo/W比など)

に見られる広域変化の原因を求めて花崗岩類の性質の広域変化の発見に行き着いたのであった。この研究を進めた石原とその協同研究者の多くは鉱床学者であった。Mo 鉱床は帯磁率の高い花崗岩類に、WやSnの鉱床は低い花崗岩類に伴うというのが石原の結論の一つであった(第2図参照)。武節岩体には、領家帯の他の岩体と同様、鉱床を伴わない。鉱床を形成するには固結深度が大き過ぎたらしい。ただし、昨年(1990)春調査した時に、<sup>よなごうち</sup>米河内町北西の石材採掘場で、ペグマタイト質石英脈に2cmに達する輝水鉛鉱( $\text{MoS}_2$ )の結晶を見出した(写真10)。輝水鉛鉱の産出は武節岩体からは初めての発見である。これはMoが低帯磁率の花崗岩類に伴うという結論とは矛盾するが、このような標本程度の量の輝水鉛鉱は領家帯付近の花崗岩類にしばしば伴うようである。その例として山口県の藤ヶ谷鉱山(Sato, 1980a)や岐阜県の恵比寿鉱山のタングステン鉱床が挙げられよう。

さて、岡崎みかげをはじめとする花崗岩石材が領家帯付近かこれに類する地帯に産する事を先に述べた。これを言い代えれば、石材としては帯磁率の低いすなわち磁鉄鉱が無い或少ない花崗岩類が利用されているということになる。これは長期間風雨に晒されると磁鉄鉱が錆をもたらすからであるとも解される(石原, 私信)。石材の中には、京都の鞍馬石や山梨県の甲州鞍馬石のように、錆を風情あるものとして珍重する例がある。しかし、これらの錆は磁硫鉄鉱( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ )に起因するもので(このような花崗岩類に磁鉄鉱は含まれない)、新鮮な岩石から錆の生ずる速度は磁鉄鉱などよりはるかに速く、磁硫鉄鉱の多い部分を使えば自然な錆の感じを出せるのだろう。ただし磁硫鉄鉱に富む花崗岩類の産出は極くまれで、それも岩体の縁(おそらく頂部)の堆積岩に近い部分に限られ

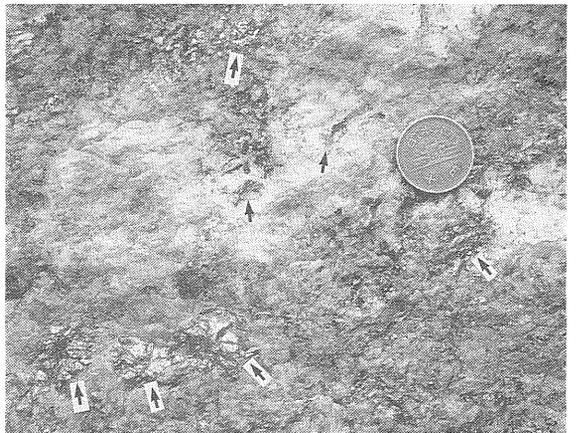


写真10 ペグマタイト質石英脈に含まれる輝水鉛鉱の結晶(矢印)。米河内町北西の採掘場。

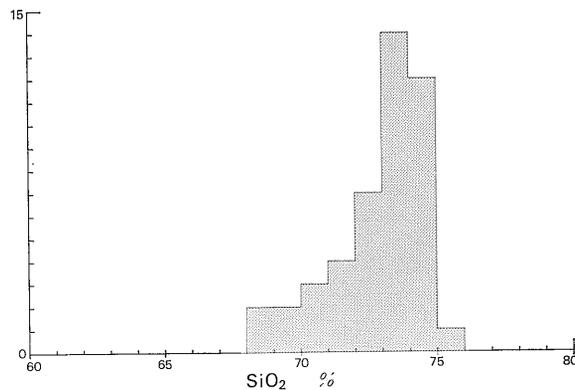
る。その産状や硫黄(S)の同位体組成 ( $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 比)を基にすると、磁硫鉄鉱の硫黄は主に堆積岩の側からもたらされたと考えられる(佐藤・石原, 1983; Sato, 1991)。領家帯には鞍馬石のように磁硫鉄鉱に富む花崗岩類はこれまで知られていない。一方、磁鉄鉱に富む花崗岩類に含まれる硫化鉱物は主に黄鉄鉱( $\text{FeS}_2$ )であってその量も少なく、鏽を利用できる程のものは知られていない。

5.3 武節花崗岩の化学組成

武節岩体については、これまでに50個近い試料の主成分化学組成が求められている。仲井ほか(1986)にまとめられた分析データを基に、いくつかの図を用いて武節岩体の化学的特徴を概観してみよう。代表的な試料の分析値を微量成分の含有量と共に第2表に示した。

武節岩体の特徴として指摘される第1の点は  $\text{SiO}_2$  に富む事である。第6図のヒストグラムに示したように、ほとんどの岩石の  $\text{SiO}_2$  含有量は73-75重量%の範囲に入る。 $\text{SiO}_2$  に富むのは、この岩体が石英や長石など珪長質鉱物に富む事と対応している。武節岩体は日本の花崗岩類の中でも最も  $\text{SiO}_2$  に富む部類に属するのである。ちなみに庵治石の場合は72%前後である(石原, 本号)。このような  $\text{SiO}_2$  に富む粘性の高いマグマから固結した事が、細粒な組織の原因のひとつなのであろう。なお、日本の花崗岩石材で  $\text{SiO}_2$  含有量が70%を下回るような比較的苦鉄質な岩石は少ない。硬さの点で劣るからだと思われる。

$\text{SiO}_2$  以外の主成分は  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{CaO} \cdot \text{Na}_2\text{O} \cdot \text{K}_2\text{O}$  であるが、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  以外は5%以下で、 $\text{TiO}_2$  や  $\text{MnO}$  や  $\text{MgO}$  などは更に少なく1%以下である。酸化物が1%を越える元素と  $\text{SiO}_2$  との関係を第7図に示した。このような図をハーカー図と言い、各元素の含有量を一括して表示するのによく使われる。図には日本の花崗岩類の平均的な化学組成(Aramaki et al., 1972)も



第6図 武節花崗岩の  $\text{SiO}_2$  含有量(重量%) 頻度分布図。

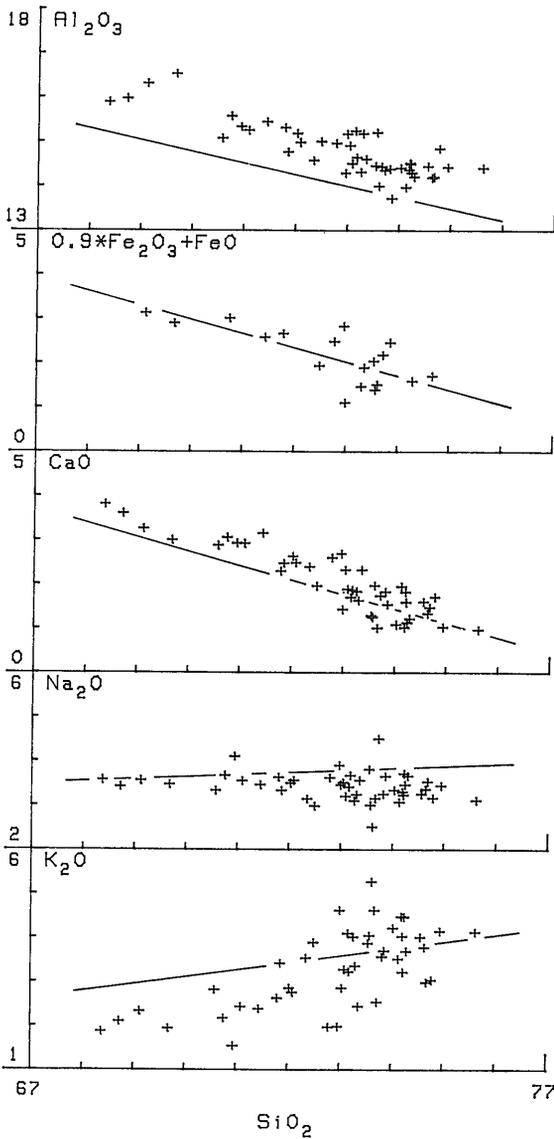
第2表 武節花崗岩の化学分析値の例

No.*	46(66T-136)	47(65T-81)	48(66T-133)
$\text{SiO}_2$	73.30	73.57	72.99
$\text{TiO}_2$	0.16	0.16	0.13
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.16	15.18	15.15
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0.28	0.36	0.24
$\text{FeO}$	1.19	1.04	0.86
$\text{MnO}$	0.06	0.05	0.06
$\text{MgO}$	0.46	0.28	0.26
$\text{CaO}$	1.60	1.23	1.40
$\text{Na}_2\text{O}$	3.21	2.97	3.43
$\text{K}_2\text{O}$	3.32	4.01	4.58
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.13	0.11	0.15
$\text{H}_2\text{O}+$	0.63	0.57	0.49
$\text{H}_2\text{O}-$	0.34	0.32	0.20
Total	99.84	99.85	99.94
F	700	400	480
Cl	60	60	60
S**	10	20	20
Sr	216	201	97
Rb	116	134	210
Li	57	43	105
Zn	43	46	37
Cu	3	2	2
Pb	20	27	27
Sn	1.6	1.2	3.5
Be	2.5	1.5	2.4

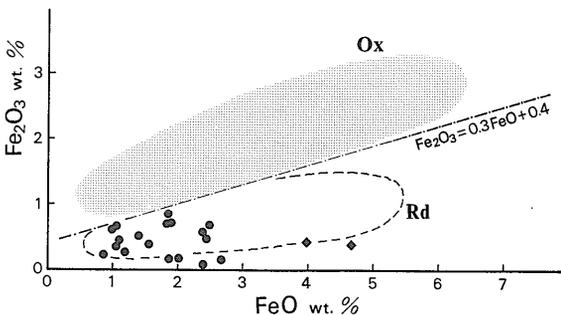
No. は原著 (Ishihara and Terashima, 1977) の Table 2 の番号に一致 (カッコ内はサンプル番号)。F以下の元素の単位は ppm. \*\*Sは寺島・石原 (1984) による。

示した。それと比べると武節岩体の岩石は  $\text{Al}_2\text{O}_3$  に富む事が注目される。

第8図には  $\text{FeO}$  と  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  の関係を示し、甲府岩体の酸化型と還元型の岩石の分析結果(佐藤・石原, 1983; Sato, 1991)と比較した。全てのデータが還元型の領域にプロットされ、武節岩体は  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  が乏しい事で特徴づけられる。この特徴は磁鉄鉱を欠くことと対応しており、この岩体が還元的な条件下で固結したことを物語る。この条件は黒雲母の化学組成にも反映されており、 $\text{Fe}/\text{Mg}$  比が高いだけでなく  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比が低い (Czamanske et al., 1981)。要するに、岩石中で鉄(Fe)は主に2価の状態( $\text{Fe}^{2+}$ )で黒雲母に含まれているのである。武節岩体に限らず、還元的な条件下で花崗岩質マグマが固結すると、鉄は磁鉄鉱としては晶出せず、その分だけ黒雲母や角閃石に取り込まれて  $\text{Fe}/\text{Mg}$  比を高め、同時にこれらの鉱物の  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比は低くなる。簡単に言えば、これが低帯磁率(還元型)花崗岩類の成因である。それでは何故還元的な条件が領家帯のような規模で形成されたのであろうか。これは後でふれることにし、次に微量成分に



第7図 武節花崗岩の主成分元素と SiO<sub>2</sub> 含有量の関係を示すハーカー図。直線は日本の花崗岩類の平均化学組成 (Aramaki et al., 1972)。



ついて調べてみよう。

微量元素の中で石材の質と重要な関係を持つと思われるのは硫黄(S)である。もし硫黄が磁硫鉄鉱の形で多量に含まれていれば、5.2 で述べたように、その錆に利用価値が生まれる。鞍馬石や甲州鞍馬石の場合は磁硫鉄鉱が肉眼でも確認できる程たくさん含まれており、硫黄含有量は%のオーダーに達する。武節花崗岩では、節理の一部やペグマタイト脈を除いて硫化鉱物は見られない。均質な部分には硫黄がどの位含まれているのだろうか。寺島・石原 (1984) による7個の分析値は 30 ppm 以下 (6個は20ppm 以下) であって、上記の観察を裏付ける。筆者らの経験では、50ppm を切ると 2×2 cm 程度の研磨面に鏡下でも硫化鉱物を見つける事は難しい。武節岩体は日本の花崗岩類の中でも最も硫黄含有量が少ない例のひとつなのである。ちなみに、庵治石は40ppm、領家帯の花崗岩類の平均値 (52個) は84ppmである。

ところで、花崗岩類の硫黄含有量は SiO<sub>2</sub> 含有量の増加と共に減少すると指摘される事がある。また、低帯磁率の岩石に硫黄が多いという指摘もある。しかし実際には、硫黄と主成分元素や帯磁率との相関はそれほど明瞭ではなく、花崗岩類の形成過程における硫黄の挙動は余り単純なものではないらしい。上記の指摘のうち後者については、西南日本外帯の中新世の岩体に目立つだけであって、一般的に成り立つ規則性とは言えない。武節岩体はその反証のひとつである。南九州の大隅半島に広く露出する中新世の岩体は、硫黄に富む低帯磁率岩体 (8試料の平均709ppm, Terashima and Ishihara, 1986) の例として知られる。この岩体中には石材採掘場が内之浦町にただ1カ所あるだけで、錆の出にくい部分を外柵に利用しているという (鹿児島県庁工業振興課および採石業者による)。

#### 5.4 S-like granitoids

LaTrobe 大学の A. White とオーストラリア国立大学の B. Chappell は、オーストラリア大陸南東部の Lachlan 褶曲帯に分布する古生代の花崗岩類を研究して、S-type と I-type という花崗岩類の分類を1974年に提唱した。その後有名になったこの分類は、最初わずか2ページの論文(?)として日本の出版社のそれも不定期に発行される雑誌に公表されたのであった (Chappell and White, 1974)。最初の発表の場として何故このような雑

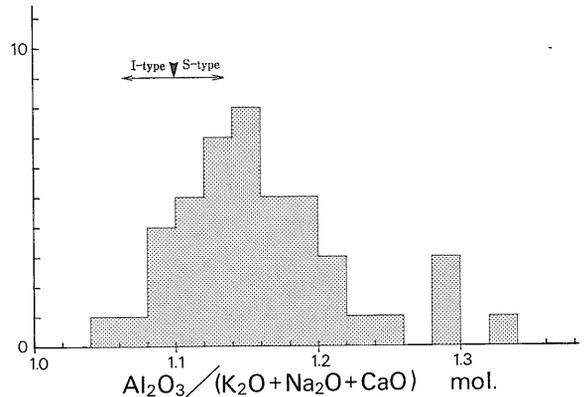
第8図 (左) 武節花崗岩の FeO と Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の含有量。

Ox と Rd はそれぞれ甲府岩体の酸化型と還元型の範囲 (Sato, 1991)。両者は Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.3FeO+0.4 の直線で明瞭に分けられる。武節岩体のデータ (●印) は全てこの直線の下にプロットされる。これらの Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> 比のばらつきは分析誤差に起因する可能性もある。◆印は比較のために示した伊奈川岩体のデータ。

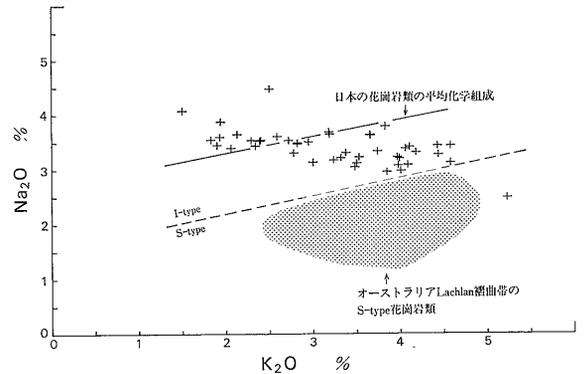
誌を選んだのか、筆者らは知らない。筆者の一人佐藤は1986年7月、ヴィクトリア州の S-type 花崗岩地域を White 教授に案内して頂く機会に恵まれたが、この時も、S-type マグマを形成した熱源の問題というような質問はともかく、発表の経緯といった瑣末な事を聞くのは躊躇された。

ここでこの話題を取り上げるのは、武節岩体が日本にはまれな S-type の例として挙げられる事があるからである。White 教授らの S-type とは、堆積岩類 (Sedimentary rocks) を起源物質とする花崗岩類の事であり、I-type とは火成岩類 (Igneous rocks) からもたらされた花崗岩類の事である。詳細は略すが、野外の産状や同位体組成の特徴から (例えば第11図)、武節岩体の形成に堆積岩類が関与したことは間違いないと思われる。還元的な条件も堆積岩類の炭質物の影響によるのであろう。それでは、武節岩体はオーストラリアの S-type の特徴をそなえているであろうか。結論としては、似ている点もあるがそうでない点もあって、結局日和見的に S-like とでも言うほかはないのである。似ている点とそうでない点の例を一つずつ図示したのが第9図と第10図である。

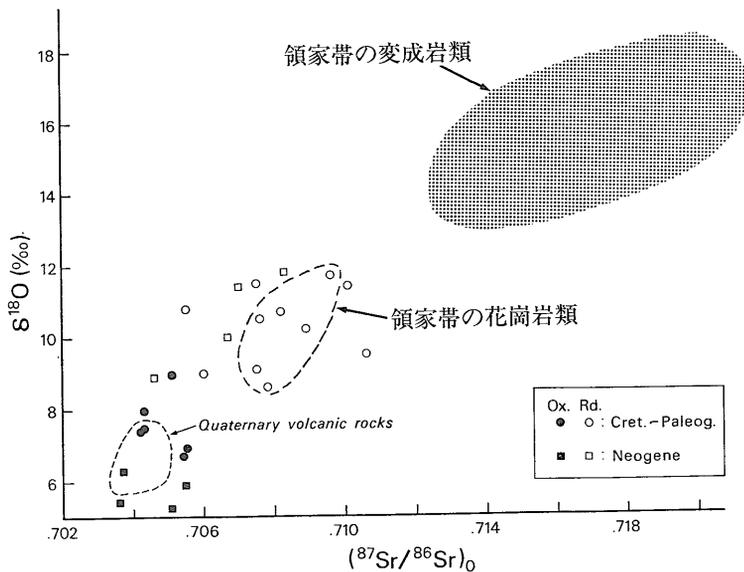
White 教授らは S-type と I-type の分類基準をいくつか提起したが、ある基準は満たしても別の基準には合わないという例は他にもあって、花崗岩類の成因の複雑さは、地質学者に興味と悩みとそして仕事の種を提供している。武節岩体が仮に堆積岩起源であったとしても、堆積岩類の化学組成は多様でありうるから、彼らの基準に合うか合わないかを厳密に検討しても余り実りあるとは思われない。武節岩体の場合、同位体組成の特徴 (第



第9図 武節花崗岩の  $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$  モル比の頻度分布図。データは仲井ほか (1986) のまとめによる。



第10図  
武節花崗岩の  $K_2O$  との  $Na_2O$  含有量。打点部はオーストラリア Lachlan 褶曲帯の S-type 花崗岩の範囲 (White and Chappell, 1983)。点線は S-type と I-type の境界 (Chappell and White, 1974)。直線は日本の花崗岩類の平均化学組成。



第11図 (左)  
領家帯の花崗岩類の酸素 ( $O$ ) 同位体組成とストロンチウム ( $Sr$ ) 初生値との関係。武節岩体のデータもこの範囲に入る。Matsuhisa et al. (1982) を簡略化。領家帯変成岩類はおよその組成幅を示す。組成範囲を詳しく描けるだけ十分なデータはまだ無い。Ox: 酸化型, Rd: 還元型。領家帯の花崗岩類の範囲外にある白丸は山陽帯と阿武隈帯のデータ。

11図)を見れば、100%周囲の領家帯変成岩類かそれに相当するような岩石からもたらされたとは考えられないので、これが S-like の原因ともみられる。武節岩体は、マントル起源の苦鉄質マグマとその熱で溶けた堆積岩起源のマグマが、地下深所で混ざり合い分化し、上昇固結して出来たのであろう。下山付近に分布する塩基性岩類は苦鉄質マグマの名残なのかも知れない。

## 6. おわりに

岡崎みかげの利用の歴史とこれを産する武節花崗岩体の地質学的な特徴を紹介し、関連する問題を考えてみた。岡崎市内に残る古い石垣や石造物の岩質は今回筆者らが確認した点であるが、歴史的な事実関係は前出の組合設立100年記念誌やその他の書籍によった。「石と共に生きる」と題したこの記念誌(168頁)は、愛知教育大学名誉教授の松井定雄氏と岡崎市教育委員の糟谷正孝氏が執筆し、1986年に出版されたものである。岡崎の石製品工業の詳細についてはこの本を参照されたい。

岡崎の石材業界も、近年は他の地域と同様、輸入石材の増加や後継者の確保といった問題をかかえている。この地の石製品工業が、伝統を守るだけでなく、新しい造形物も開発することによって更に発展することを願ってこの稿を終えたい。最後に、石材についてご教示頂いた愛知県石材協同組合顧問の香村靖昌氏と地質調査所長の石原舜三氏に深謝する。

### 主な文献

- 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*, **78**, 39-49.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**, 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.* **86**, no. B11, 10431-10469.
- Ishihara, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S. (1978): Two-mica granitoids in Japan. Proc. IGCP Project 154-GEPIC mtg., Orleans, 1978, 81-87.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977): Chemical variation of the Cretaceous granitoids across southwestern Japan—Shirakawa-Toki-Okazaki transection—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **83**, 1-18.
- Kagami, H. (1973): A Rb-Sr geochronological study of the Ryoike granites in Chubu district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **79**, 1-10.
- 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦火成岩の K-A dating(V)—西南日本の花崗岩類—. *岩鉱*, **56**, 191-211.
- 組合設立100年誌編集委員会 (1986): 石都岡崎石と共に生きる. 岡崎石製品協同組合連合会, 168p.
- Matsuhisa, Y., Sasaki, A., Shibata, K. and Ishihara, S. (1982): Source diversity of the Japanese granitoids: an O, S, and Sr isotopic approach. Abstr. 5th Intern. Conf. Geochr. Cosmochr. Isotope Geol. Nikko, 1982, 239-240.
- 仲井 豊・竹内昭次・菅沼 剛・太田修司・坂本英二・山本信夫・内田義和 (1986): 岡崎市の地形・地質の生いたち. 新編岡崎史 自然14, 209p.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1980): Sulfur isotopic characteristics of granitoids and related mineral deposits in Japan. Proc. 5th IAGOD Symp. Snowbird, Utah, 1978, 325-335.
- Sato, K. (1980b): Distribution of fluorite deposits in Japanese islands. *Mineral. Deposita*, **15**, 327-334.
- Sato, K. (1991): Miocene granitoid activity at the island-arc junction, central Japan. *Modern Geol.*, in press.
- 佐藤興平・石原舜三(1983): 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成. *地調月報*, **34**, 413-427.
- 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・内海 茂・柴田 賢 (1991): 中部地方領家帯の三都橋花崗岩質岩体の K-Ar 年代. 日本地質学会第98年学術大会(松山) 演旨, 535.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979): Rb-Sr whole-rock and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. Jour.*, **13**, 113-119.
- 寺島 滋・石原舜三 (1984): 日本の花崗岩類中の銅, 鉛, 亜鉛, ヒ素と硫黄—(2)西南日本内帯—. *地調月報*, **35**, 127-145.
- Terashima, S. and Ishihara, S. (1986): Copper, lead, zinc, arsenic and sulfur of the Japanese granitoids(3): Green Tuff Belt of Northeast Japan and Outer Zone of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **37**, 605-624.
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢 (1990): K-Ar 年代測定結果—3. *地調月報*, **41**, 567-575.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Memoir* **159**, 21-34.

SATO Kohei and NAKAI Yutaka (1991): Okazaki-mikage; Busetsu two-mica granite in the Ryoike Belt.

<受付: 1991年3月30日>