

中国の鉱物資源③

——華南の花崗岩類——

石原 舜三・佐藤 岱生 (鉱床部)
Shunso ISHIHARA・Taisei SATO

1. まえがき

中国では花崗岩類に伴う鉱床が数多く発見されており資源開発に重要な役割りを果している。そのために南京大学では徐克勤教授をヘッドとする研究所が設けられているほどである。前報までに紹介した玢岩鉄鉱やポーフィリー型の銅 モリブデン鉱床などは磁鉄鉱系火成活動によってもたらされたものであるが その他にも

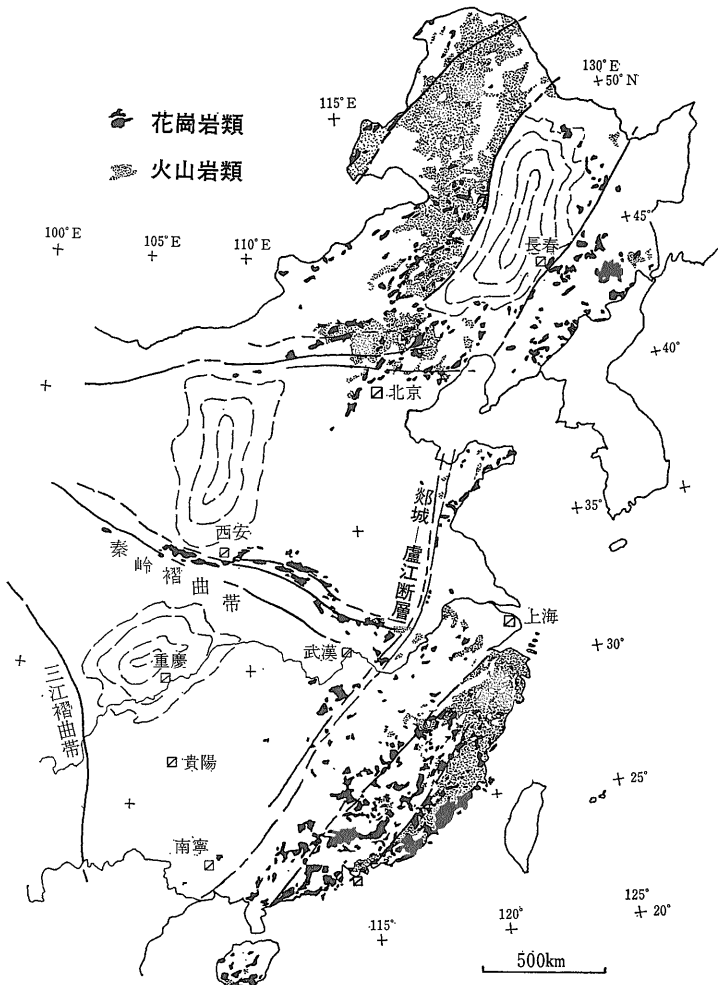
多くの鉱物資源が花崗岩活動と関係している。とくに希元素やタングステン鉱床は花崗岩類のすぐ近くに産出し花崗岩類の性格が鉱床の有無を決定づけている。したがって花崗岩活動の概要と個々の地域の特性を知るとは 鉱物資源深査に不可欠であると言ってよい。

中国の花崗岩類は先カンブリア時代から新生代までのあらゆる時代のものが知られているが 燕山期 (ジュラ紀-白亜紀)のものが広く分布している (第1図)。そして揚子江褶曲帯より北部の地域と福建火山帯で火山岩/花崗岩比が高い傾向がある。これらは後述するように磁鉄鉱系火成岩類が卓越する地域である。付随する Mo・W・Sn 鉱床のなかでは Mo 鉱床が特徴的である (本誌 第335号 p.18-32 参照)。

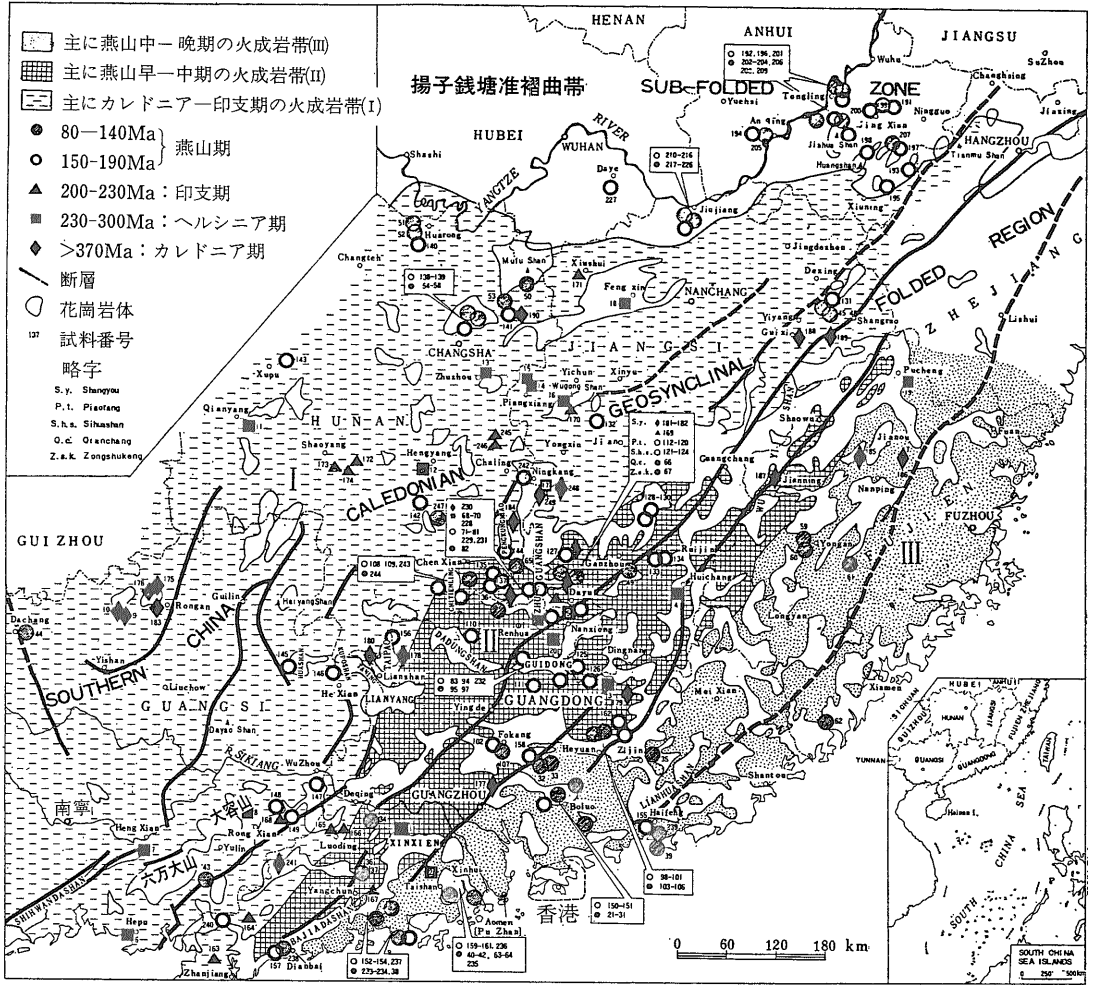
一方揚子江以南の華南のカレドニア褶曲帯には花崗岩類が広く分布し 同時代の火山岩/花崗岩比が著しく低い。その中核部が著名な南嶺のW鉱床地帯である。

華南と言う言葉は 北京から広州に至る人口密度が高い地域を南北に分けて呼ぶ場合に 揚子江から南部の地域に対して用いられている伝統的な略称であり「南船北馬」と同じ使い方である。したがってたとえば英文論文で southern China と書かれている場合に この習慣を知らない私達は中国全国土を想い浮べてとまどう。しかし 最近の論文には南東部中国と書かれているものもみうけられる。

華南の花崗岩類に関しては 最近 3つの機関から総括書が出版された。一つは日本的に言えば図幅グループの総括書であり 地質省の資源深査のためのマッピング実務機関である各省の地質局の地質家が執筆したものである (莫・叶ら 1980)。これは野外地質観察を中心とする生のデータを知るには最適である。第2は中国科学院



第1図 中国東部における燕山期火山岩類と花崗岩類の分布。
(中国大地構造図 1979 原図)



第2図 華南花崗岩類の同位体年代と年代に基づく大局的な花崗岩類の区分 (WANG ら 1980).

に属する貴陽地球化学研究所 (1979) によるもので 地球化学的データの総括書である。花崗岩類の微量鉱物や特に微量な成分 希土類元素パターンに基づく考察が特色である。第3は南京大学(1974 1980 1981)による英文 中国語の論文であり これには花崗岩成因論が強く打出されている。

ここでは これらの諸研究を中心に華南の花崗岩類について解説し その特徴を明らかにし 鉱化作用との関連性についてのべてみたい。なお データ処理は吉井・佐藤 (1981) の岩石化学処理システムを使用した。

2. 華南花崗岩類の概要

華南の花崗岩類は華南の約1/5に当る190,000km²を占め 原生代から白亜紀の年代を有する。これらが全体

として海岸に向けて若くなる傾向を示す (第2図)。しかしこの図の放射性年代分布で明らかのように この傾向は西南日本内帯やチリの南緯26-29°付近 (本誌326号 p. 6-20参照) のようにきれいな非対称変化ではない。むしろ同一地域における異なる時代の花崗岩類の存在が私達島弧に住む者にとっては印象的である。たとえば華南で最大級のバソリス(露出面積 4,000 km²)である諸広山複合岩体では その南部のみについて下記の複合性が知られている (WANG ら 1980)。

- (i)カレドニア期片状花崗岩とミグマタイト (372 Ma 20km²)
- (ii)ヘルシニア期花崗閃緑岩 (259 Ma 80 km²)
- (iii)燕山期 (i) 斑状黒雲母花崗岩 (168 Ma 500 km²)
- (ii) 斑状両雲母花崗岩 (159 Ma 300 km²)
- (v) 黒雲母花崗岩 (153 Ma 500 km²)

第1表 華南花崗岩類の年代区分 (莫・叶ら 1980).

年代区分 地層活動時期	単位 或個人	南岭区測隊	李 瑛	南京大学 地質系	南京大学 地質系	广东省地 質局研究所	广东省地 質局測隊	北京地質 研究所	中南所	地化所 湖北所	湖北所	湖北所	莫・叶ら (1980)
		(1959)	(1962)	(1966)	(1974)	(1974)	(1977)	(1973)	(1963)	(1972)	(1973)	(1976)	
燕山期	白堊紀	末期 第三阶段	晚 K ₂ -K ₁ 90-130	晚 K ₁ 90-147	100-133	第五期 K ₂ 98 第四期 K ₁ 100-138	第五期 K ₂ 74-90 第四期 K ₁ 100-138	晚 K ₂ -K ₁ 88-129 第四期 K ₁ -K ₂ 110-141	第五期 E-K ₂ 91 第四期 K ₂ -K ₁ 110-141	晚 K ₂ -J ₁ 80-130	中 第四幕 90 第三幕 130	II 70 [±] -100 [±] I 100 [±] -135 [±]	γ ₃ ³
	ジュラ紀	早 K ₁ -J ₁ 第二阶段	早 J ₂ -J ₁ 150-190	早 J ₂₊₃ 141-177	164-184	第三期 J ₃ 140-165 第二期 ? 第一期 J ₁ 170-195	第三期 J ₃ 140-165 第二期 J ₂ 152-167 第一期 J ₁ 170-190	早 J ₃ 第三阶段 135-145 第二期 J ₂ 145-160 第一期 J ₁ 165-185	第三期 K ₁ -J ₃ 151-165 第二期 ? 第一期 J ₂ -J ₁ 179-193	中 J ₂ -J ₁ 150-190	中 第二幕 160 第一幕 190	II 135 [±] -160 [±] I 160 [±] -190 [±]	
印支期	三疊紀	T ₂ -T ₁₋₂ 第一阶段		190-248	182-228	J ₁ -T ₁ 210-224	T 205	195-230	J ₁ -T ₁₋₂ 202-220	T ₂ -T ₁ 200-230		I 202-213	γ ₅ ¹
海西期	晚古生代		晚 T ₁ -P 230-260			T-D 236-281	P 238	海西期	T ₁ -D 236-255	P ₂ -C ₃ 230-300		II 238-280 I 348	γ ₄
加里東期	早古生代	D ₁ -?	晚 D ₂ -S ₃ 370-410	晚 370-407 早 406-480	晚 385-422 早 477-480	晚 S 361-453 早 O-ε 346-412	S-ε 394-453	446	第二期 D-S 第一期 S-Z	晚 D-S 早 >370	晚 365-407 早 473	III 411-423 II 445-453 I 504	γ ₃
			雪峰期 四堡期										P ₂ II 757-780 I 1100 [±]

γ表示は始生代花崗岩類をγ₁とする場合.

(-) 中粒両雲母花崗岩 (142 Ma 170 km²)

(+) 輝緑岩 玢岩岩脈類

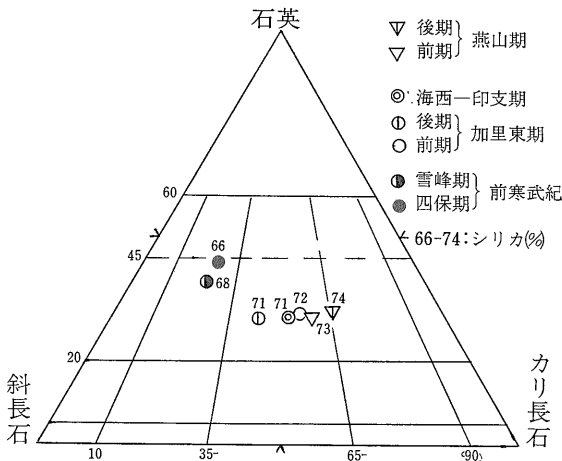
花崗岩類の時代別区分に関しては 過去20年間にわたりいろいろな提案がなされている. 第1表に莫・叶ら(1980)がまとめたものを原典のまま掲げる. 貴陽地球化学研究所(1979)の分類は莫・叶ら(1980)とほぼ同様

であり WANG ら(1980)は次のように総括した.

- (1) 四堡期 (γ₂ ⇨ 東安造山期): 1550-1695Ma 主に花崗岩と花崗閃緑岩類.
- (2) 雪峰期 (γ₂): 830-990 Ma 花崗岩とミグマタイト質花崗岩. 以上は内陸部に分布する.
- (3) カレドニア期 (加里東期 γ₃): 350-370 Ma: 主に花崗岩とミグマタイト質花崗岩.
- (4) ヘルシニア期 (海西期 γ₄): 230-280 Ma 花崗岩と花崗閃緑岩
- (5) 印支期 (γ₅): 200-230 Ma 主に花崗岩
- (6) 燕山期 (前期 γ₅² 後期 γ₅¹): 70-195 Ma 主に花崗岩.

華南の花崗岩類はカレドニア期を境に産状を異にし その前期以前の古い花崗岩類はミグマタイトなどを伴う片状花崗岩類を主とし 深成相的なものである. 一方後期カレドニア期以降の若い花崗岩類は塊状の一般的なものである. 岩質的には古い花崗岩類と揚子江流域のものは平均して花崗閃緑質の長石比を持つが 多くのものは花崗岩組成である (第3図).

花崗岩類のうち露出面積比でその60%は燕山期のものに相当するが その主要岩体は江西省-広東省境を走る南嶺山脈 (写真1) を中心に分布し これが著名なタンブ



第3図 華南花崗岩類の時代別平均モード組成 (南京大学1980の平均値に基づく).

ステン鉱床地帯である (佐藤 1982)。このゾーンはカレドニア“造山運動”を終えたカレドニア褶曲帯に区分され 燕山期花崗岩類は褶曲をうけた下部古生層 一部古い花崗岩類や基盤の先カンブリア系に貫入する。

花崗岩類は一般に北東方向の構造帯に規制されている。浙江—福建—広東省の海岸部では 主として中生代に北東方向の陥没帯が生じて堆積作用と火山活動が生じ 燕山期花崗岩類は主としてこれら中生層に貫入する。この福建火山帯には火山岩中の Pb-Zn 鉱床 若干の Cu 鉱床 ポーフイリー型 Mo 鉱床などが産出する。

一方 揚子江流域では既報 (本誌334号 p.20-32) の如く ほぼ東西系の揚子江褶曲帯に北東と北西方向の断裂線に規制された陥没盆地に燕山期の火成活動がみられる。これは一般に苦鉄質で かつアルカリ岩が卓越する点で上述の南嶺山地を中心とする主岩体とは性格を異にしている。付随する鉱物資源に富み Fe Cu で特色づけられる。

燕山期花崗岩類が貫入する地質環境は下記の如く3大別される。

- (i) カレドニア褶曲帯 (隆起帯に貫入)
- (ii) 福建火山岩帯 (陥没帯に貫入)
- (iii) 揚子江褶曲帯 (陥没盆 周辺で一部隆起帯に貫入)

これら相互の境界には重要な断層は必ずしも存在せず 漸移的に移行するものと考えられる。

3. 中国における花崗岩成因論

華南の花崗岩類に対する総括的な成因論はいくつか提案されているが 一般に大陸地殻起源を重視するものが多く それが1950年代の花崗岩化作用がはなやかなりし頃の概念で表現されているためにとまどうことがある。以下2, 3の重要と思われる提案を紹介してみよう。

現代の中国の花崗岩と関連鉱床に対する考え方に私達が接することができたのは 1979年に日本鉱山地質学会が主催した東京における国際討論会が最初である。この時 貴陽地球化学研究所 (1979) に基づく2論文が提出され 涂 (Tu) 所長みづから講演された (Tuら 1980)。

この発表では華南の花崗岩類の年代区分 鉱物容量比 微量成分 長石の秩序度 流体包有物 希土類元素パターンに基づき 華南花崗岩類の進化と成因とは次の様に考えられた。

- (i) 華南の花崗岩類はいろいろな成因を持つものが含まれるが ボーエン理論に基づく玄武岩質マグマの結晶分化作用で生じた花崗岩類は数岩体に限られる。
- (ii) 花崗岩類の95%以上は交代作用とアナテキシス

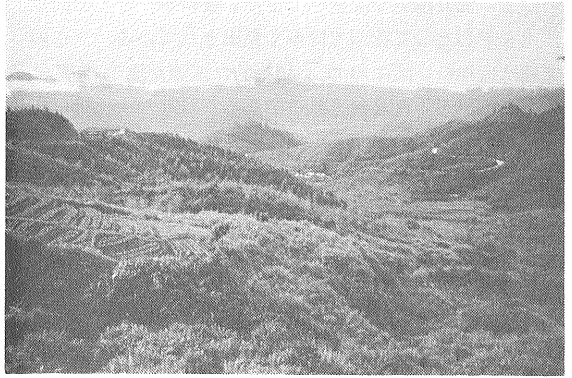


写真1 白雲たなびく南嶺の山並み。カレドニア期褶曲をうけた古生層に花崗岩類が貫入し 比較的急峻な山地を構成する (江西省南部)。

(anatexis) で生じたものである。先カンブリア時代からカレドニア期前期の花崗岩類は花崗岩化作用で生じた。その後のものは主にアナテキシス起源である。

(iii) 華南で重要な W Sn Nb-Ta 鉱床はほとんど例外なく最も珪長質な燕山期花崗岩類に関係するが これは古い花崗岩類が繰返し溶融し マグマの分化作用と共にアルカリ 揮発性成分 金属元素が末期相に濃集したためである。

一方 南京大学 (1980) の研究者は華南の花崗岩類を次の2つのタイプに分けた。

- (i) トランスフォーメーション型
- (ii) シンテクシス型

(i)は大陸地殻深部における交代作用や小規模な部分溶融により花崗岩が生成するもので そのプロセスは metasomatism, anatexis, palingenesis, rheomorphism として概念的に表わされた。この考え方は“花崗岩作用”はなやかなりし頃の“ウェット花崗岩化学派”の理念とほぼ同じである。このタイプは 更に カレドニア期前期以前の authochthon (原地性花崗岩) と同後期以降の allochthon (半原地性花崗岩) に分けられた。

シンテクシスなる言葉は大陸地殻中のウルトラ変成作用により生じたマグマに用いられた言葉であるが このタイプは福建—広東省の沿岸部や揚子江中—下流域の火山盆地に産出する燕山期前期—後期 (白亜紀) の花崗岩類に適用された。

ボーエン理論に対する反論は1950年代に活発におこなわれ 1960年初めには我国においてはすでに結着がついていた問題である。またミグマタイトと密接に産する花崗岩類においても周囲の変成岩からの花崗岩化 ある

いはその部分溶融では説明できない資料が とくに同位体比を中心として我国では多く見出されている。この問題は近年の中国における積極的な国際交流の進展によって 恐らく再検討されるであろう。

WANG ら (1980) は燕山期花崗岩類を揚子江流域とその他地域に大きく2分し 前者は上部マントルか地殻下部に由来する深所起源マグマにより 後者は主に大陸地殻下部に発生したマグマから固結したものと考え 付随する鉱床の鉱種や微量成分もその考えに調和的であることを示した。この考え方は現在の西側社会でみられるものに最も近いものである。揚子江流域の花崗岩類は規模も小さく その南方のものとは分布をみても明らかに異なるものである。実は 福建火山岩帯の花崗岩類の性格づけがその他のものを比較して大変興味深いのであるが その点については残念ながら述べられていない。

4. 磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩

中国に磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩類の分類が広まったのは張安棣女史による ISHIHARA (1977) 論文の翻訳とほぼ同時期におこなわれた論評(張・許 1980)以降である。この分類に基づき組織的調査の結果はいずれ発表されるものと思われるが 中国ではこれまでに多数の化学分析がおこなわれており かつ重要サンプルについては岩石を粉砕し造岩鉱物を分離して 微量造岩鉱物の詳細が調べられている。これらの結果を参考にして 磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩系列の問題を次に述べてみよう。

この2系列の花崗岩類は全岩分析値の Fe_2O_3/FeO 比から知ることができる。この指数を用いる場合に $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ 原子比では 0.35が二者の境界の目安である。第4図には主として莫・叶ら(1980)の公表データに筆者らの分析値を加えて 同比の頻度分布を示した。この図から次の諸点が明らかである。

- (i)華南の花崗岩類は全体的にチタン鉄鉱系に富み かつ時代と共に磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系比が増大する。
- (ii)ヘルシニア期花崗岩類のうち 大容山^{ダコワン}岩体の堇青石花崗岩類は100%チタン鉄鉱系に属する。
- (iii)揚子江流域の燕山期花崗岩類は100%磁鉄鉱系である。

以上のうち 揚子江流域の花崗岩類が著しく酸化的であることは既報(本誌334号 p.20-32)のように明らかである。また堇青石花崗岩は典型的なSタイプでありこれが還元的事であることは納得しやすい。それでは(i)について鉱物含有量から検討してみよう。

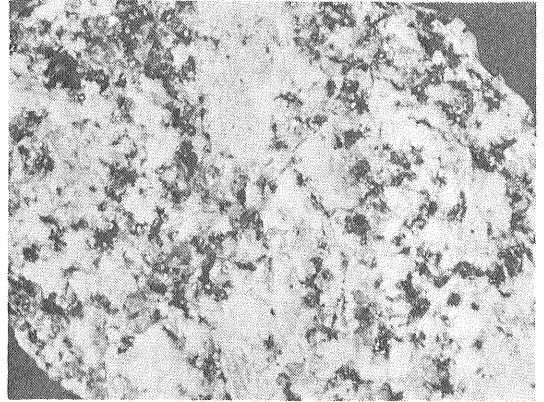


写真2 燕山期花崗岩①。ジュラ紀前期第一次の黒雲母花崗岩(等倍)。カリ長石の巨晶が一般的。鉱床を伴わず深部相と思われる(江西省南部)。

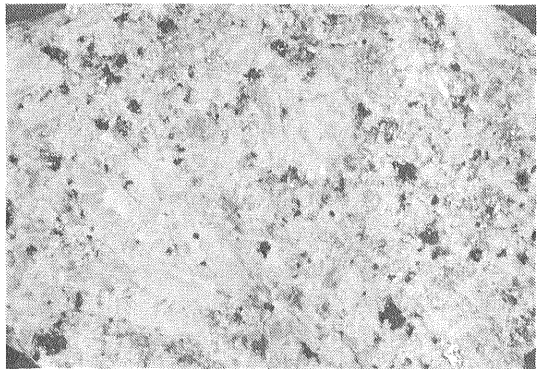


写真3 燕山期花崗岩②。ジュラ紀前期第二次の黒雲母花崗岩(等倍)。前者より優白色な点に注意。著名な西華山タングステン鉱床の母岩である(西華山594 mL, A岩相)。

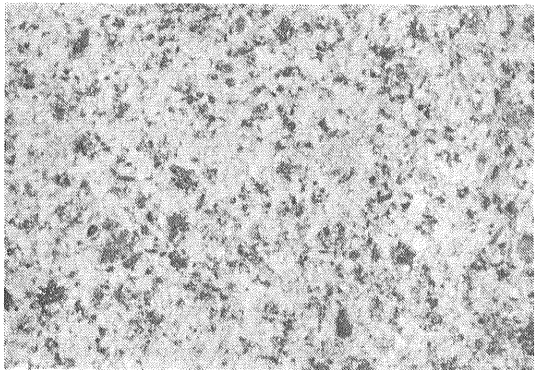
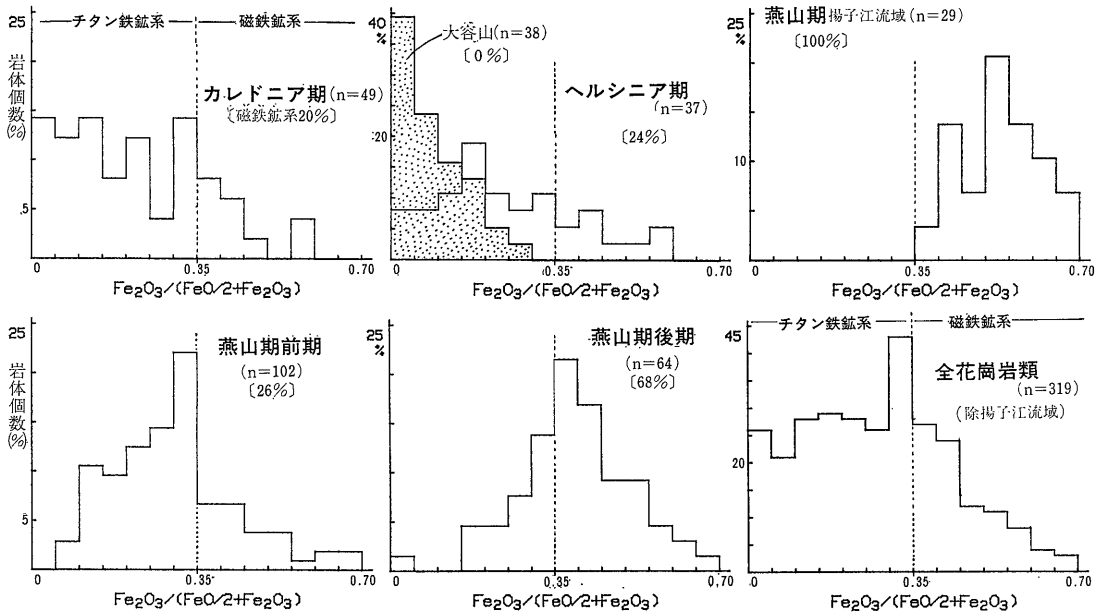


写真4 燕山期花崗岩③。寧蕪火山盆地の細粒花崗閃緑岩(等倍)。上記より細粒等粒状な点に注意(娘娘山地域)。

貴陽地球化学研究所(1979)は花崗岩類を大量に(10-15 kg)粉砕し 比重選鉱 磁選 重液 電磁選などを用いて副成分鉱物の含有量を測定した。その結果を平均値



第4図 華南花崗岩類の鉄に基づく酸化/還元比 (莫・叶ら1981に筆者らの分析値を追加して作図)。

として第2表に示す。この表によると 磁鉄鉱含有量は全体的に低く すべてチタン鉄鉱系の範囲(約1,000ppm)に入るが 時代と共に増加している。この結果は上記 $Fe_2O_3/(FeO_3+FeO)$ の結果と共通するものであるが若干の注意を要する点がある。

第2表には22—60ppmの褐鉄鉱が含まれており その岩石が酸化型である印象を与えるが これは風化作用による産物と思われる。筆者らの限られた経験でも中国では完全に新鮮な岩石を地表露頭で得ることが難しい。したがって全岩の $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ は若干高い方へずれている可能性がある。また日本とタイにおける筆者らの研究ではチタン鉄鉱系の鉄硫化物はほとんど 磁硫鉄鉱であるが 第2表にはほとんど記録されていない。その原因として この鉱物が褐鉄鉱化したこと また岩石粉砕時にこわれやすいために完全には回収されなかったなどが考えられる。

燕山期花崗岩類の磁鉄鉱は岩質別には花崗閃緑岩で平均約2,500ppm (n=32) 黒雲母花崗岩で約630ppm (n=88) である。これらの値は我が国の山陰帯の典型的な磁鉄鉱系花崗岩類の1/2以下の値であり 山陽帯北縁部の中間型のものに近い。両雲母花崗岩や白雲母花崗岩が最も磁鉄鉱に乏しい点は これまでの我が国の観察結果と見事に一致するものである。晶洞花崗岩は我が国では山陽帯のチタン鉄鉱系花崗岩帯にも産出するが 概して山陰帯の磁鉄鉱系花崗岩帯で一般的である。中国ではその多くが磁鉄鉱系に属し 山陰帯や韓半島の慶尚

盆地の類似岩石と共通の性質を持つ。

鉱物分離試料数に基づき 各時代の2系列花崗岩類の存在比を概観すると 次の結果が得られる。

- 四堡期 (試料数7) : チタン鉄鉱系100% (磁鉄鉱110ppm以下)
- 雪峰期 (同 13) : 同上 100% (同 29ppm以下)
- カレドニア期前期 (同46) : 同上 89% (同 8200ppm以下)
- 後期 (同25) : 同上 72% (同 9300ppm以下)
- ヘルシニア期 (同 20) : 同上 100% (同 974ppm以下)

以上のうち四堡期の花崗岩類は斜長花崗岩～石英閃緑岩を主とする苦鉄質なもの (Iタイプ) であるが すべてチタン鉄鉱系である。雪峰期には少量の董青石花崗岩も産出し 磁鉄鉱量が最も少ない点は堆積岩中の炭素による環元作用で説明される。カレドニア期花崗岩類は前期が原地性 後期が半原地性花崗岩と考えられているが 共に若干の磁鉄鉱系を含む。磁鉄鉱系はミグマタイト (混合岩) にもみられ 部分的には炭素に乏しい大陸地殻物質が存在したことを示す。ちなみに磁鉄鉱系を主とする岩体名は太保 大寧 永和などである。なお世界の他の地域のカレドニア期花崗岩体については アパラチアとスコットランドで かなりの量の磁鉄鉱系が産出し 中国ではこれらよりも還元的であると言える。

一方ヘルシニア期花崗岩類に関しては世界の他の造山帯と同様にチタン鉄鉱系から構成され かつ典型的なSタイプ花崗岩が産出する。これについては後述する。

第2表 華南花崗岩類の微量鉱物の平均含有量(ppm). 貴陽地球化学研究所 (1979) による.

試料数	雪 峰 期			燕 山 期				
	5	6	7	全平均	花崗閃緑岩	黒雲母花崗岩	両雲母花崗岩	晶洞花崗岩
磁鉄鉱	8	23	229	946	2501	626	9	2368
赤鉄鉱				32	4	46	15	104
チタン鉄	178	42	420	57	119	87	10	345
榧石	5	5	200	216	945	8	0.3	
褐簾石		2	9	96	351	22	24	微量
ジルコン	73	84	131	125	213	121	17	168
モナズ石	2	13	9	23	1	36	5	4
燐灰石	116	176	355	97	148	57	178	0.4
石榴石	485	50	1010	133	25	149	219	45
電気石	9	1	50	208	微量	3	1283	微量
黄玉			微量	136	2	220	1	0.1
螢石	0.4	0.2	11	343	332	392	168	84
鉄マンガン重石				16	5	21	10	
灰重石				15		24	3	
錫石	微量	微量		0.4	微量	0.7	0.2	微量
輝水鉛		同上	微量	3	1	4	2	
磁硫鉄				0.6	2	0.2	微量	
黄鉄鉱	37	31	92	167	347	101	170	0.8
黄銅			微量	2	2	0.3	9	
閃亜鉛		0.5		6	27	0.3	0.4	微量
方鉛	微量			0.02	0.1	0.01	微量	同上
褐鉄	60	22	32	32	32	35	21	同上

第3表 燕山期花崗岩類の露出面積 岩体数 岩種比など (莫・叶ら 1980).

		総露出面積	岩体個数	花崗閃緑岩	二長花崗岩	黒雲母花崗岩	両雲母花崗岩	カリ花崗岩
ジュラ紀	前期	第1次 15277km ²	19	0	0	19	0	0
		第2次 367km ²	17	0	0	12	2	3 (アルバイト化花崗岩)
	後期	第1次 2174km ²	24	14	10	0	0	0
		第2次 43400km ²	62	0	0	59	3	(含花崗斑岩 1岩体)
白亜紀 (135-70Ma)	前期	第1次 1615km ²	9	9	0	0	0	0
		第2次 4650km ²	45	0	11	34	0	(一部にアルバイト化花崗岩)
	後期	第1次 915km ²	9	0	0	0	0	9 (うち晶洞性 6岩体)
		第2次 411km ²	10	0	0	7(斑岩)	0	3 (うち石英閃長岩 1岩体)

次に広く分布する燕山期花崗岩について述べてみたい。

莫・叶ら (1980) は揚子江流域を除く華南花崗岩類の中心部 (北緯 27°以南) について 195 岩体 68,808 km² の燕山期花崗岩類の記載をおこなった。彼等はジュラ紀花崗岩類を 4 時期 白亜紀花崗岩類を 4 時期に分けた。それらの概要を第 3 表に示す。なおここでの岩石名は原典 (第 5 図) に従う。

ジュラ紀前期 (原典の第一階段) 第一次花崗岩類は諸広山岩体南体 (3000km²以上) を最大として広く分布し 一般に黒雲母花崗岩からなり 3—7%の黒雲母を含む。一部に二長花崗岩があり 4—10%の黒雲母と 1—2%の角閃石を含む (写真 2)。

第二次花崗岩類はストック状 (露出面積 100km²以下) の小岩体であり 西華山岩体 (写真 3) をはじめとし著名な タングステン鉱床を伴う。岩石は主に黒雲母花崗岩

であり 2-7%の黒雲母を含む。一部の岩体は両雲母花崗岩であり 3-5%の黒雲母と1-3%の白雲母を含む。一部の小岩体は(1-5km²)アルバイト化花崗岩で 3-20%の白雲母 リシア雲母 5%に達する黄玉を含む。

ジュラ紀後期(第二階段)第一次花崗岩類は一般に花崗閃緑岩質で 一部石英閃緑岩質または二長花崗岩質である。すなわち 燕山期花崗岩類中で最も苦鉄質である。これは4-12%の黒雲母と 1-10%の角閃石を含む。

第二次花崗岩類は燕山期花崗岩類で最も分布が広い。最大の岩体は 広東省広州地方の仏岡岩体で 5,000 km²以上の露出規模を持つ。これは主に黒雲母花崗岩で 2-7%の黒雲母 二長花崗岩質な部分で 3%以下の角閃石を含む。一部の中規模岩体(50-200 km²)は両雲母花崗岩で 4-5%の黒雲母と1-3%の白雲母を含む。行洛坑W鉱床はこの時期のものである。

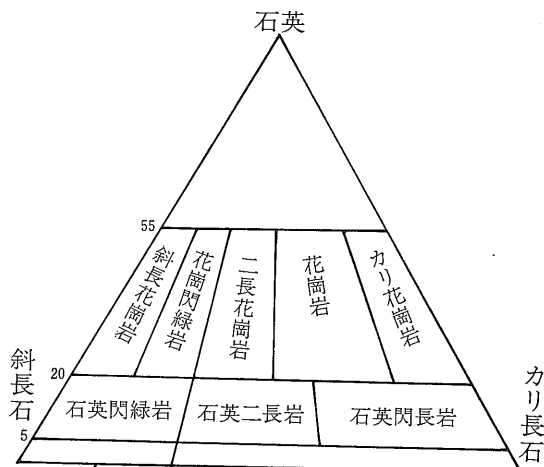
白亜紀花崗岩類はジュラ紀花崗岩類の約1/10の分布を示すにすぎないが 岩相変化に富んでいる。前期(第一階段)第一次花崗岩類は一般に花崗閃緑岩質で 一部に石英閃緑岩を含む。3-15%の黒雲母と1-10%の角閃石を含む。

白亜紀前期第二次花崗岩類は420 km²以下の多数の中~小規模岩体からなる。最も苦鉄質な岩石は二長花崗岩でこれは2-10%の黒雲母 3%以下の角閃石を含む。主要な岩体は黒雲母花崗岩からなり これは1-5%の黒雲母を含み 黒雲母のあるものはLiを含む。一部の岩体はアルバイト化花崗岩であり これには1-5%の黒雲母のほか 岩体によっては3%以下の白雲母 まれには1.5%以下の黄玉が含まれる。大吉山などのW鉱床はこの変質花崗岩に伴われる。

白亜紀後期(第二階段)第一次花崗岩類は晶洞性花崗岩で特徴づけられ これはカリ長石に富み カリ花崗岩質である。著しく優白色で 黒雲母は2%以下 岩体によってはアルカリ角閃石が産出する。第二次花崗岩類も同様にカリウムに富む花崗斑岩であり 一般には90 km²以下の小岩体である。一部に石英閃緑岩がある。

燕山期花崗岩類の副成分鉱物について 莫・叶ら(1980)は第4表の含有量を与えている。一方 花崗岩類の岩体別平均値に基づき Fe₂O₃/FeO 比の判定基準によって 2系列の花崗岩類を同定すると下記の結果が得られる。

時 期	磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系岩体数
ジュラ紀前期 第一次	3/13(主にチタン鉄鉱系)
同 第二次	0/9(全てチタン鉄鉱系)
ジュラ紀後期 第一次	8/3(主に磁鉄鉱系)
同 第二次	8/18(主にチタン鉄鉱系)



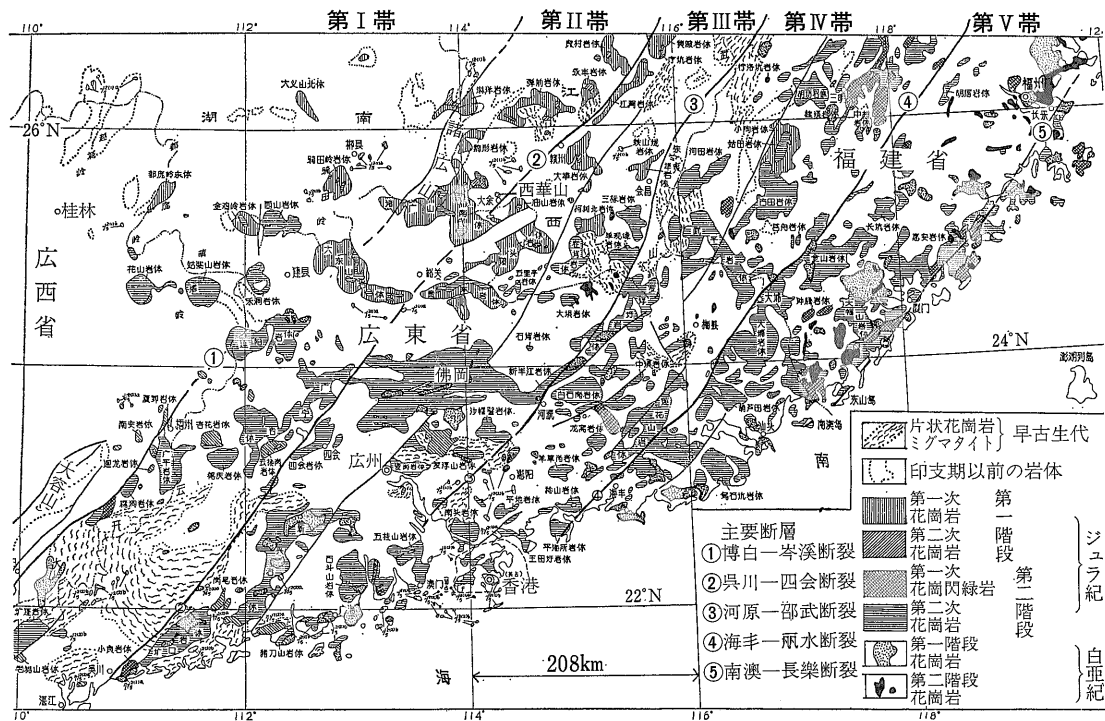
第5図 莫・叶ら(1980)の花崗岩分類法。

白亜紀前期	第一次	5/1(主に磁鉄鉱系)
同	第二次	19/7(同 上)
白亜紀後期	第一次	13/5(同 上)
同	第二次	8/1(同 上)

以上を総合すると 次のようにまとめられる。ジュラ紀花崗岩類では 後期第一次の花崗岩類を除き 主としてチタン鉄鉱系から構成される。磁鉄鉱系はジュラ紀花崗岩類の中では最も苦鉄質な花崗閃緑岩にみられ 珪長質な岩石(主に黒雲母花崗岩)は一般にチタン鉄鉱系に属する。しかし この磁鉄鉱含有花崗閃緑岩はその磁鉄鉱含有量からみて 日本の山陽帯の中間型と同様なものである可能性がある。一方 白亜紀花崗岩類は岩質の如何を問わず磁鉄鉱系を主とし 特に最末期の超淺成の花崗岩類が最も酸化的である。

白亜紀後期の花崗岩類は福建火山帯に主として分布する(第6図)。白亜紀前期の花崗岩類も同様な分布を示すが 後期のものより若干内陸に散在する。また ジュラ紀前期第二次花崗岩類も海岸地域に主に点在する。以上は磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系花崗岩比の分布が海岸から内陸に向けて変化する可能性を示している。

第6図で明らかなように 華南には北東系の断裂線が発達している。その主要なものを境として第I~V帯に分け それぞれの地域の花崗岩類の Fe₂O₃/(Fe₂O₃+FeO) 原子比の頻度分布を求めた(第7図)。図から明らかなように 燕山期花崗岩類に磁鉄鉱系が含まれる割合は 海岸部の第V帯から華南花崗岩帯の中心部である第III帯に向けて 68%→40%→22%と低下する。そして第I帯(27%) 第II帯(35%)ではやや上昇する。副成分鉱物の研究結果においても内陸に散在する燕山期花崗岩類は磁鉄鉱系に属することがわかっており チタン鉄鉱系が



第6図 華南燕山期花崗岩類の分布図 (莫・叶ら 1980)。

占める割合は 南嶺山地を中心とする著名なW鉱床地帯である華南花崗岩類の中軸部で最も高いものと考えられる。

一方 全ての地質時代の花崗岩類を含めると 古い花崗岩類が内陸部に多くかつ還元元的であるために 全体と

第4表 燕山期花崗岩類の副成分鉱物 (莫・叶ら 1980による)

	ジュラ紀前		同 後期		白亜紀前		同 後期	
	第1次	第1次	第2次	第1次	第1次	第1次	第1次	
岩体数	9	8	21	6	8			
試料数	70	15	123					
磁鉄鉱	414	4264	934	14302	2374			
チタン鉄鉱	132	29	55	49	75			
榭石	81	370	33	138	42			
褐簾石	少量	20	22	30	4			
緑簾石	19	67	26	138	2			
ジルコン	98	34	40	45	18			
モナズ石	9		10	少量	9			
燐灰石	73	98	20	58	1			
黄鉄鉱	29	82	7	32	11			
磁鉄鉱系 岩体比 ^{*1}	19% (n=16)	73% (n=11)	23% (n=26)	17% (n=6)	72% (n=18)			

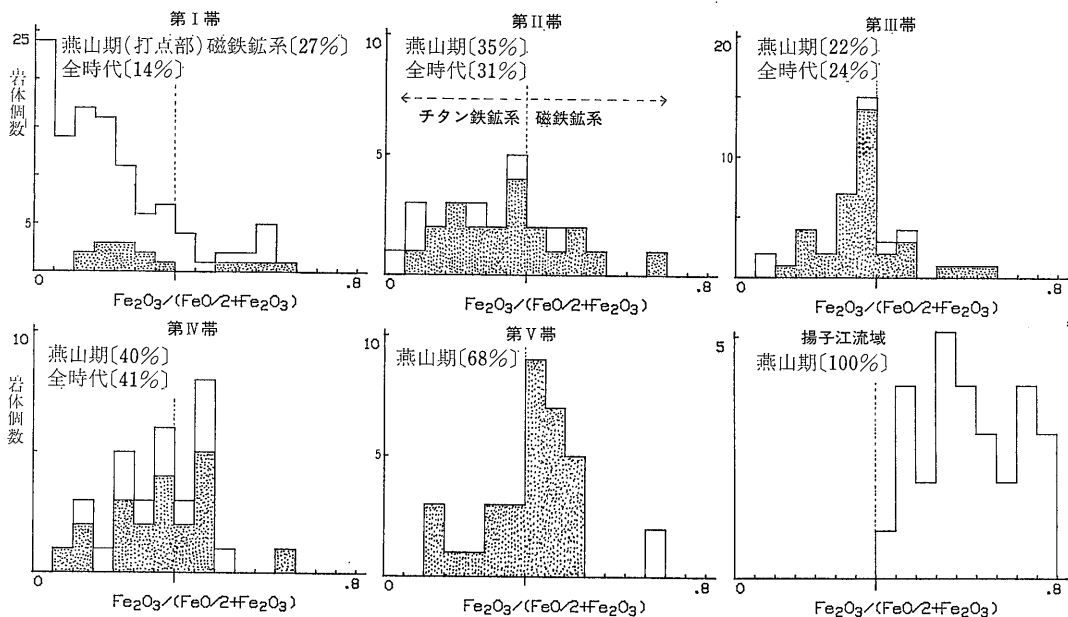
*1 全岩分析の岩体別平均値の Fe_2O_3/FeO 比に基づく磁鉄鉱系花崗岩類の割合 (岩体箇数)。本文参照。

して海岸へ向けて磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系比が上昇する結果が得られる (第7図)。

以上の大規模岩体にみられる傾向とは別に 鉱床を伴うストック状岩体について付記しておかねばならない。前報で紹介したポーフィリー型の徳興 Cu 鉱床は明らかに磁鉄鉱系の花崗閃緑岩に関連している (本誌 335号 p. 18-32)。著名な水口山 Pb-Zn 鉱床も同様である。これらは南嶺山地のタングステンを伴うチタン鉄鉱系花崗岩帯の北西側に産出し 断層に規制されて小規模に貫入するものである。すなわち チタン鉄鉱系花崗岩帯においても周辺部では磁鉄鉱系が小規模ストック状に産出する傾向がある。

5. Sタイプ/Iタイプ花崗岩

華南の花崗岩類のなかでこの分類が適用できる最も良い例は揚子江流域の深成岩類と広西省の大容山岩体である。前者は既報のように苦鉄質な深成岩類からなりシリカ%頻度図においても SiO_2 63%付近にピークを持つ (第8図)。角閃石を含み この小規模貫入岩類は典型的なIタイプとみなしうるものである。その原マグマは恐らく深所の火成物質 (igneous source) に由来したものと考えられる。一方 大容山岩体はほとんどあらゆる



第7図 華南花崗岩類の地帯別酸化/還元比 (分析値の出所は第4図と同じ)。

岩相で堇青石を含み 鉱物学的に典型的なSタイプであり 堆積岩起源 (sedimentary source) と思われるものである。

S/Iタイプ花崗岩はACF図によってきれいに分けられることが知られており (TAKAHASHIら 1980) 第9図に華南の花崗岩類の結果を示す。これによると大容山岩体の堇青石花崗岩類はすべてSタイプ領域を占めるのに対して 揚子江流域の深成岩類はほとんどがIタイプの領域におち 上記の考察を裏付けている。華南の花崗岩類全体としては両領域にまたがって分布するが Sタイプが若干多い (第9図)。

ところで堇青石は捕獲岩中に含まれたり あるいは捕獲結晶として花崗岩中にみられることがあるが 岩体全体に普遍的に産することは珍らしい。大容山岩体はこの意味で得がたい岩体であり これを次に紹介してみたい。

5.1 大容山岩体

この岩体は広西省東南部にあって 大容山-六万大山-十万大山山地に位置する。北東系の断層に規制された分布を示す。東側では雲開大山隆起帯のカレドニア期ミグマタイトが 西側には三疊紀酸性火山岩類が分布する。この岩体に直接する岩石は華南で一般的な古生層であり 多くは断層接触であるが 二疊紀までの地層に熱変成作用を及ぼし 上部三疊系 (T₃) に不整合に覆われる所があって この岩体はヘルシニア期の生成による

ことが明らかである。

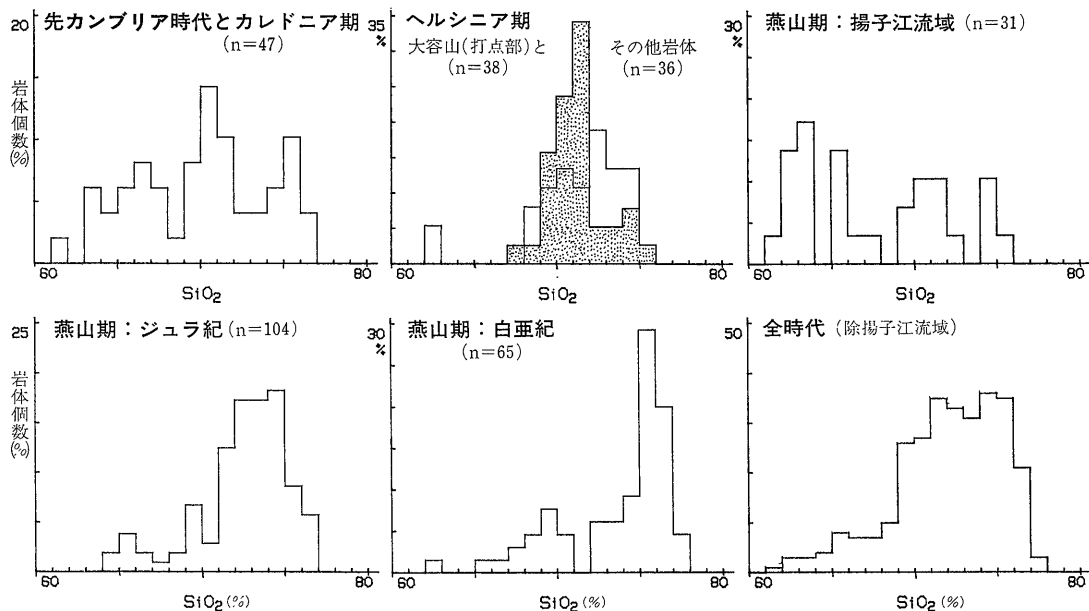
大容山岩体も華南で一般的な複合岩体で 一部にカレドニア期と思われるミグマタイトや時代未詳の紅色花崗岩がある。ヘルシニア期の主岩体は 6,450 km² の分布面積を有し 次の4時期に分けられる (第10図)。

- 第一期: 堇青石黒雲母花崗岩 (代表例大容山)
- 第二期: 細粒石榴石-堇青石黒雲母 (斑状) 花崗岩 (大寺)
- 第三期: 紫蘇輝石花崗斑岩 (台馬)
- 第四期: 紫蘇輝石文象花崗岩 (那洞 稔穩)

早期の花崗岩は東南側に 晩期のものは北西側に分布する傾向がみられ マグマ活動の西方移動が明らかである。早期の岩体は古生層に貫入し 晩期のものは三疊系にも達しており 晩期ほど浅成の貫入体であることが推察される。

これら花崗岩類は灰色 一般に斑状花崗岩組織を示す。斑晶状カリ長石は長径7cmにも達することがある。岩質はモンゾ花崗岩質で SiO₂ 71% に明瞭なピークを持つシリカ含有量でも明らかのように (第8図) 主成分にしては比較的均質である。

普遍的に産する苦鉄鉱物は黒雲母 (2-20%) と堇青石である。堇青石は自形 一般に1-5% であるが 壁岩や捕獲岩の近くでは5-10% に達する。堇青石は最末期の文象花崗岩には産出しない。石榴石 (一般に3% 以下) 紫蘇輝石 (10%以下) も部分的にしばしば含まれる。白雲母 (2%以下) は狭義の大容山岩体にあらわれること



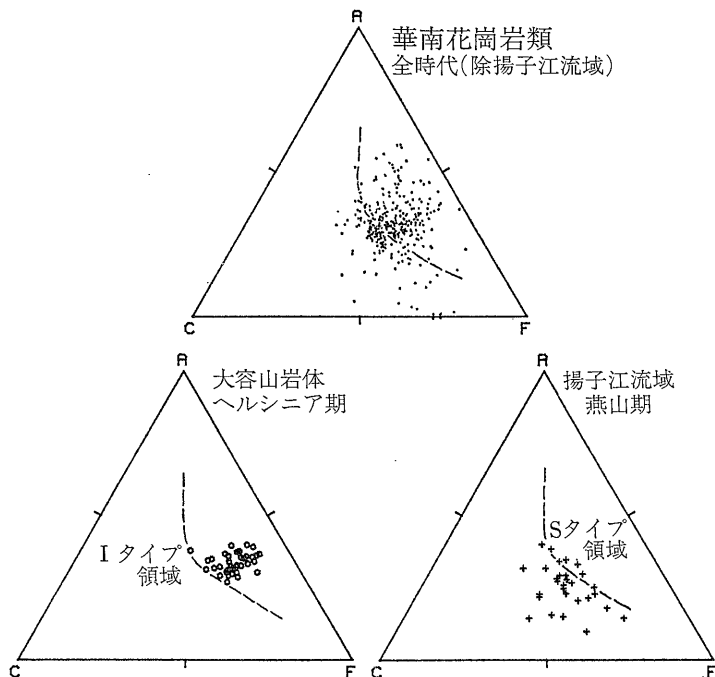
第8図 華南花崗岩類のシリカ含有量.

がある。珪線石 紅柱石もまれに産出する。

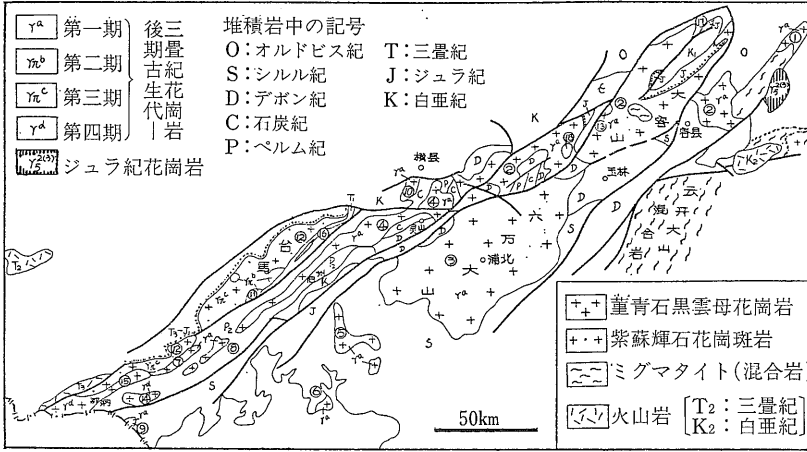
黒雲母は Z 赤褐色で その屈折率は高く $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ と $MgO / (MgO + FeO)$ は低く (莫・叶ら 1980) 典型的なチタン鉄鈹系黒雲母に属する。岩石中の磁鉄鈹含有量は一般に 100ppm 以下であり チタン鉄

鈹は数100ppm以下 つねにチタン鉄鈹が磁鉄鈹より多い。このSタイプチタン鉄鈹系的な性格は第一期の花崗岩類で最も強く 第三期と第四期の岩石で若干弱くなる。

大容山岩体には若干の捕獲岩が含まれ とくに第一期～第三期花崗岩類に多い。しかし多い場合でも 5%



第9図 華南花崗岩類の ACF 図.



第10図 大容山堇青石花崗岩類の分布図 (莫・叶ら 1980).

をこえない。形態はさまざまであるが角ばったものは少なく一般に方向性を持たない。大きさは一般に十～十数 cm である。その岩種もいろいろであるが 黒雲母-堇青石角岩 (ホルンフェルス) 堇青石珪長角岩 紫蘇輝石珪長角岩 堇青石-白雲母片岩 珪線石-堇青石角岩 黒雲母-斜長石グラニュライトなどが一般的である。

このほか径0.3-0.8cmの暗色クロットが普遍的にみられる。これは微粒の斜長石 石英 黒雲母 堇青石 紫蘇輝石からなり またジルコンが多く含まれる。黒雲母 “変成鉱物” ジルコンの総量は15-60%に達しこのクロットはこれら難溶性鉱物に富む。

大容山岩体中の変成鉱物に対して 莫・叶ら (1980) は同化混成作用なる言葉を用いているが それらが普遍的に産出し かつ捕獲岩や周囲の堆積岩と共通の組合せを持つことは この岩体の大部分が近くの特少し深部の堆積岩そのものから生成した可能性を示している。接触変成作用を伴うことは マグマ過程をへてこの花崗岩が固結生成したことを意味している。暗色クロットは原岩の難溶性集積物 (restite, WHITE & CHAPPELL, 1979) と考えられる。

WANG ら (1980) は華南の4つの代表的花崗岩類について溶融実験をおこない レピドライト-アルバイト花崗岩が最も溶け易く (溶融開始温度 576°C P_{H₂O} 2 kb) ついで黒雲母花崗岩 (同 680°C 2kb) 大容山堇青石-黒雲母花崗岩 (同 710°C 2kb) 石英閃緑岩 (720°C 2kb) の順であることを示した。彼等は周囲の母岩と同じような鉱物組合せ (堇青石-珪線石-雲母-長石-石英) を持つ変成岩が 710°C 以上の高温で溶融し 難溶性の堇青石は深部で晶出し 残りのマグマは若干上昇して固結して現在にみる大容山岩体が生成したものと考えている。

堇青石を含む花崗岩類は同じヘルシニア期花崗岩でも大容山のみで 他の岩体には記載されていない。ミグ

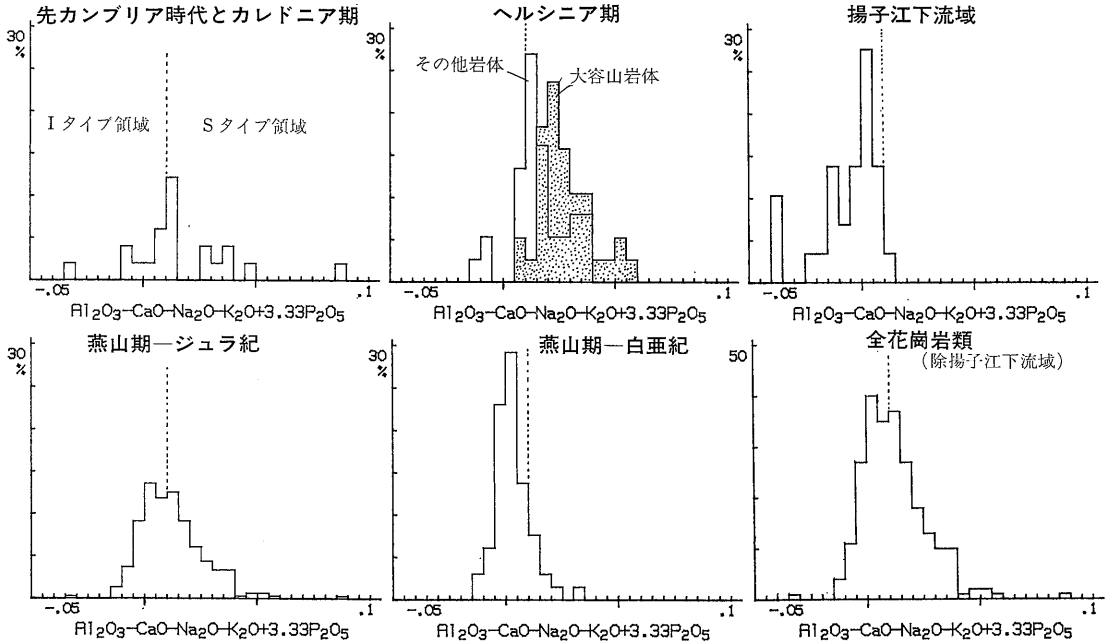
マタイトと密接な花崗岩類はカレドニア期以前の古い時代には多くみられるが 堇青石花崗岩は広くは知られていない。第11図は大容山のSタイプ花崗岩と揚子江流域のIタイプ花崗岩を最もよく分けるアルミナ指数である。この指数 $Al_2O_3 - CaO - Na_2O - K_2O + 3.33P_2O_5$ に Al_2O_3 の分子量 101.9 を掛けると正の領域がノルム C に相当するため 同指数0.01が両タイプの境界にほぼ相当する。この図から明らかなようにカレドニア期以前と大容山以外のヘルシニア期の花崗岩類ではSタイプが主体であるが Iタイプもかなりみられる。この事実は大容山岩体が堆積岩類のみが溶融した特殊なもので 他地域では深部または大陸地殻中の苦鉄質火成物質が関与してマグマが生成した可能性を示している。恐らく大容山岩体形成の場は古生代末期に特殊な構造帯であり 異常な熱勾配を有していたために地殻中部が溶融し この堇青石-黒雲母花崗岩が生成したものと考えられる。

5.2 燕山期花崗岩類

第11図によると燕山期花崗岩類は 早期のものでSタイプ Iタイプがあい中半し 白亜紀のものは一般にIタイプとみなしうる。白亜紀花崗岩類には既述のようにSタイプの特徴とされるカリ長石に富む花崗岩がみられるので 燕山期花崗岩類の詳細な検討を試みてみたい。

燕山期花崗岩類は第8図で示したように 高シリカ領域に明らかなピークを持ち非対称の 真の花崗岩地帯特有の頻度分布を示す。ピークの位置はジュラ紀のものが73-74% 白亜紀が76%付近である。より詳細にはジュラ紀後期第一次と白亜紀前期第一次が花崗閃緑岩質であるような (第3表) 時期別の差がある。

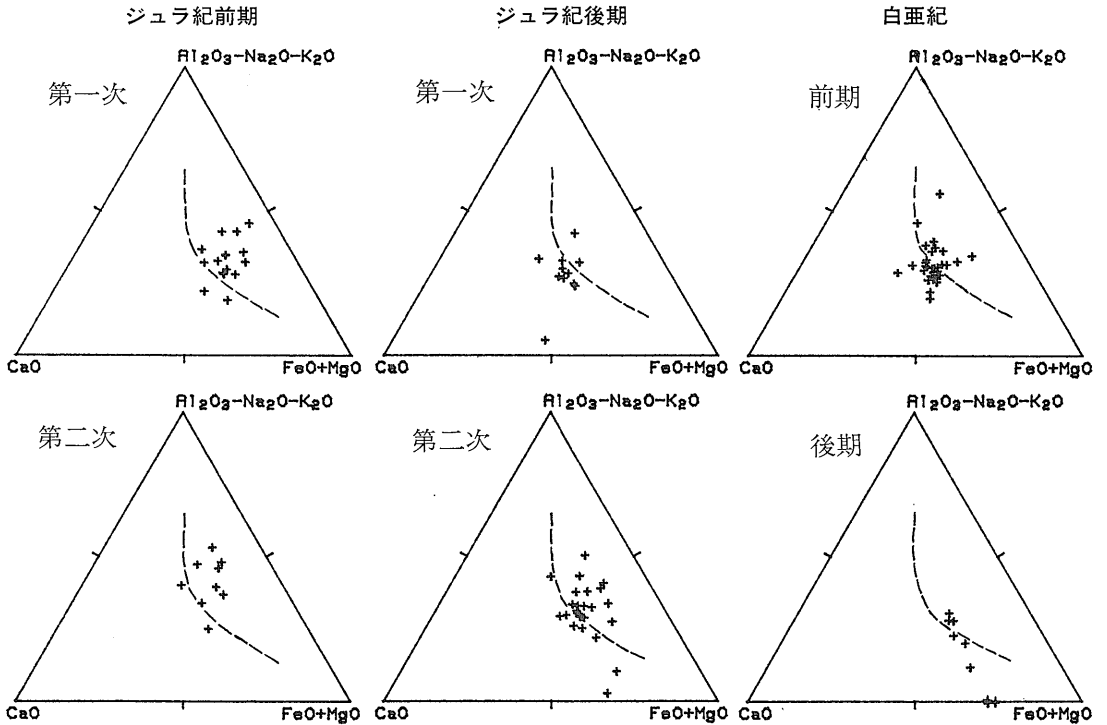
第12図は花崗岩類を時期別に ACF 図に示したもので一点は一岩体である。この図からまずジュラ紀前期同後期 白亜紀の順にIタイプが増加する傾向がよみと



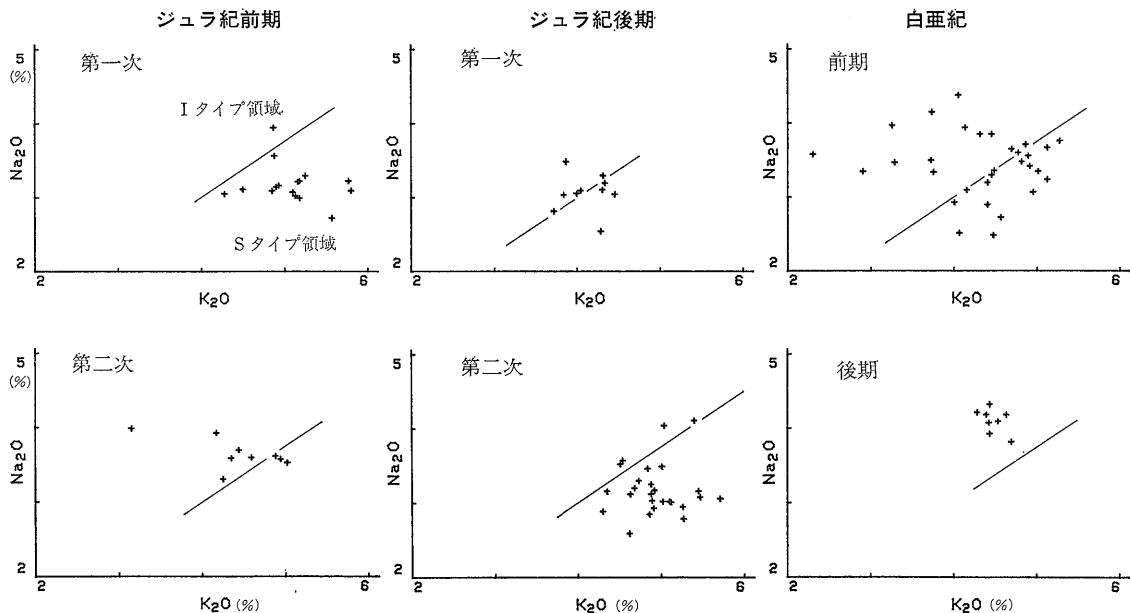
第11図 華南花崗岩類のアルミナ指数.

れる。ジュラ紀後期の第一次と第二次ではより苦鉄質な第一次の岩石が主としてIタイプ、第二次は主としてSタイプの領域を占める。

白亜紀前期についても同様に、第一次の花崗閃緑岩はIタイプに属するが、第二次の花崗岩はI-S両領域にほぼ同数がおちる。後期の花崗岩類は主としてIタイプ



第12図 燕山期花崗岩類の時期別 ACF 図.



第13図 燕山期花崗岩類の時期別 Na₂O-K₂O 図。

プであるが アルカリに富むためA項点から著しくへだたる岩体があることが特徴である。

このような I/S タイプの花崗岩類を既述の 磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系の分類と比較すると Iタイプと磁鉄鉱系 Sタイプとチタン鉄鉱系は比較的良好一致する。この点はタイ南部の中生代花崗岩類とは似るが (ISHIHARA 1980) 同じ華南のカレドニア期以前の花崗岩類 (前出) や日本の場合とは異っている (TAKAHASHI 1980)。大陸地域でも韓半島のジュラ紀大宝花崗岩類では Iタイプチタン鉄鉱系が広く知られている (SHIMAZAKI & LEE, 1982)。また大宝花崗岩類では華南のように花崗閃緑岩が磁鉄鉱系である傾向を示すのではなく 黒雲母花崗岩が磁鉄鉱系の場合が明らかに存在する (ISHIHARA 1981)。したがって燕山期花崗岩類は韓半島の同時代の花崗岩類とも様子を異にしている。

華南の花崗岩類は一般に韓半島に連続するものと考えられており 筆者らもかつて福建火山帯を慶尚盆地に連続させて 花崗岩類を考察したことがある。慶尚盆地の花崗岩類では 一般に 90Ma より若い年代が得られている。これは華南では白亜紀後期の花崗岩類に相当する。IYAMA & FONTEILLES (1981) は慶尚盆地の花崗岩類はしばしば文象組織を持ち アルカリ長石 蛍石 緑簾石でみたされる晶洞に富み これらは半深成岩的な環境で生成したものと考えている。この点も晶洞花崗岩が多い華南の白亜紀後期花崗岩類と類似する点である。

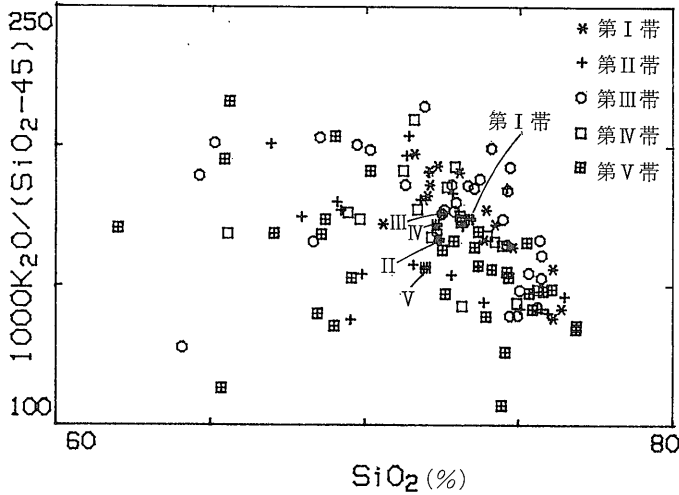
JIN 1981) は慶尚盆地の花崗岩類が高シリカ岩と言

えども Na₂O に富み Iタイプに属することを示した。第13図は華南の燕山期花崗岩類のアルカリ図である。白亜紀後期の花崗岩類で分析された岩体数はまだ少ないがすべて Iタイプの領域をしめる。しかし 白亜紀前期の花崗岩類では Sタイプに属するものの方が多い。韓半島との比較については本論をはずれるので いずれ稿を改めて詳細にのべてみたい。

既述のように華南では燕山期の火山岩類について 内陸側でアルカリ岩的であることが知られている。この変化は揚子江下流域を含めた横断面について言えることで 深成岩についても同様な傾向を示す。しかし構造場として異なるこの地域を除外した華南の一般の花崗岩分布地帯でカリウムがどのように変化するかは興味深いところである。

第14図は第6図の範囲の燕山期花崗岩類についての第 I ~ V 帯の分帯別の “BATEMAN 指数” である。この指数は斑岩のシリカ含有量 (45%) をさしひいて K₂O/SiO₂比を求めるものである。この図によると最も海岸に近い第 V 帯が K₂O に乏しいことが明らかで 第 III 帯がやや K₂O に富むものの 規則的な内陸への K₂O の増加は得られない。ちなみに 各帯の平均値を次に示す。

第 I 帯	174
第 II 帯	167
第 III 帯	179
第 IV 帯	172
第 V 帯	157



第14図 燕山期花崗岩類のカリウムの地帯別変化。

以上のように K_2O 含有量や I/S タイプ比の海岸部へ向けての増加は磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系比の場合ほど明瞭ではない。福建火山帯はカリ長石には富むものの Na_2O/K_2O 比が高い花崗岩類で特色づけられる。同様な性質は揚子江下流域でも認められており 火山陥没盆地に発達した亜火山性深成活動の特色ともみなしうる。

6. 関連鉱化作用

華南の鉱化作用はほとんどすべて燕山期花崗岩類に関係する。WANG ら (1980) はそれをシリーズ I と II に分けて表示した(第5表)。それぞれは筆者らのチタン鉄鉱系と磁鉄鉱系にほぼ相当するが シリーズ I には磁鉄鉱系花崗岩活動に由来するものが含まれている可能性がある。

第5表 華南燕山期鉱化作用の特性 (WANG ら 1980)。

	シリーズ I (チタン鉄鉱系)	シリーズ II (磁鉄鉱系)
場所	南嶺山地とその周辺	揚子江中-下流域
鉱種	TR Nb Ta Be Sn W Mo Bi Cu Zn Pb Sb(As) Hg U	Fe Cu Mo Zn Pb
関係花崗岩の年代	第一期 170-190 Ma 早期 第二期 150-170 Ma 第三期 130-150 Ma	150-160 Ma
	晩期 第四期 95-130 第五期 70-95	105-125 Ma
同岩石化学	$Na_2O > K_2O$ は Nb-Ta 鉱化 $K_2O > Na_2O$ は TR 鉱化を伴う	$Na_2O > K_2O$ は Fe 鉱化 $K_2O > Na_2O$ は Cu-Mo 鉱化を伴う
変質特性	Na 交代作用は Nb-Ta 鉱化 K 交代作用は TR 鉱化を伴う	Na 交代作用は Fe 鉱化 K 交代作用は Cu-Mo 鉱化を伴う
累帯配列	TR → Nb · Ta (Li · Rb · Cs) → Be · Sn · W · Mo · Bi → Cu · Pb · Zn → Sb · Hg → U	Mo · Cu → Cu · Fe → Pb · Zn
鉱石の白金族元素含有量	非常に少ない (Pt Pd < 0.003 ppm)	非常に高い (Pt ~0.4 Pd ~0.8 ppm)

TR は Total rare metal の略 (主に褐礫石に含まれるもの)

シリーズ I にみられる TR→Nb・Ta→Be・Sn・W・Mo・Bi→Cu・Pb・Zn→Sb・Hg→U の累帯配列は 我国の山陽帯でみられるごとくチタン鉄鉱系鉱床区の特徴である。ただし 我国では Nb・Ta は鉱物としてしか産出せず Sb・Hg は西南日本外帯—瀬戸内のチタン鉄鉱系火成岩帯にはみられるが 山陽帯では非常に少ない などの違いがある。

南嶺山脈で著名なタングステン鉱床の生成年代は燕山期の中で時期的に幅があるが 同時期同一地域ではその中の優白質な岩相 黒雲母花崗岩 (写真 2 3) 両雲母花崗岩 白雲母花崗岩などに関係している。 その一部西華山地域については 佐藤 (1982) が本誌にすでにのべている。

シリーズ II に属する鉱床については すでに前報と前々報 (本誌 334号 p.20-32 335号 p.18-32) で報告した。福建火山帯は磁鉄鉱系火成岩帯に属するから シリーズ II の性格を持つものと思われるが その火成岩や鉱床に関する刊行物が非常に少ない。 さいわい現在 地質調査所鉱床部で進行中の国際技術研究協力事業 (ITIT) に基づいて この地帯の現地調査が予定されており 間もなくその火成活動や鉱化作用の性格が明らかにされるものとして期待される。

7. まとめ

華南の花崗岩系列にみられる特徴は次のようにまとめられる。

- (1) 全時代を通じてチタン鉄鉱系が磁鉄鉱系より量的に多い。 時代と共に磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系比が増大する。
- (2) 磁鉄鉱系-Iタイプ チタン鉄鉱系-Sタイプの対応性は古い時代の花崗岩類で悪く 若いものではよい。
- (3) 燕山期の花崗岩類は大局的な構造場で明瞭な規制をうける。 構造的な陥没盆 (沈降帯) に発生したマグマは主に磁鉄鉱系であり 多量の噴出相を伴い 福建火山帯がその好例である。 カレドニア褶曲帯 (隆起帯) に貫入したマグマは主にチタン鉄鉱系であり その中軸部は著名な南嶺のタングステン帯と一致する。 隆起帯における磁鉄鉱系花崗岩体は 小規模ストック状に散在してみられ それが徳興 (Cu) や水口山 (Pb-Zn) などの巨大鉱床を伴う。
- (4) 華南の花崗岩系列の特徴は マレー半島や韓半島におけるものの中間的な性格を持っている。

引用文献

Iiyama, J. T. and Fontelles, M. (1981): Mesozoic granitic rocks of southern Korea reviewed from major constituents and petrography. *Mining Geol.*, vol. 31,

p. 281-295.

ISHIHARA, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, vol. 27, p. 293-305.

ISHIHARA, S., SAWATA, H., SHIBATA, K., TERASHIMA, S., ARRYKUL, S. and SATO, K. (1980): Granites and Sn-W deposits of Peninsular Thailand. *Mining Geol. Spec. Issue*, no. 8, p. 223-241.

ISHIHARA, S., LEE, D. S. and KIM, S. Y. (1981): Comparative study of Mesozoic granitoids and related W-Mo mineralization in southern Korea and southwestern Japan. *Mining Geol.*, vol. 31, p. 311-320.

JIN, M. S., KIM, S. Y. and LEE, J. S. (1981): Granitic magmatism and associated mineralization in the Gyeongsang basin. *Mining Geol.*, vol. 31, p. 245-259.

貴陽地球化学研究所 (1979): 華南花崗岩類の地球化学. 科学出版社 北京 421 p.

莫柱孙・叶伯丹等 (1980): 南嶺花崗岩地質学, 地質出版社 (北京), 363 p.

Nanjing University (1974): Granitic rocks of different geological periods of southeastern China and their genetic relations to certain metallic mineral deposits. *Sci. Sinica*, vol. 17, p. 55-72.

Nanjing University (1980): Investigation on the time and spatial distribution of the granitic rocks of southeastern China, their petrographic evolution, petrogenetic types, and metallogenetic relations. *J. Nanjing Univ., Special Issue on Geol. Sci.* 56 p.

南京大学 (1981) 華南不同時代花崗岩類と関係鉱化作用. 科学出版社 (北京), 395 p.

佐藤興平 (1982): 中国のタングステンシンポジウムに参加して. その1地質ニュース332号, p. 47-59; その2 同 333号, p. 31-44.

SHIMAZAKI, H. and LEE, M. S. (1981): Reconnaissance on I and S-type granitoids in southern Korea. *J. Geol. Soc. Korea*, vol. 17, p. 189-193.

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.

TU, K. C., WANG, Z. G. and YU, X. Y. (1980): Genesis of granitic rocks in South China and related mineralization. *Mining Geol. Spec. Issue*, no. 8, p. 189-196.

WANG, L. K., ZHAO, B., ZHU, W. F., CAI, Y. J. and LI, T. J. (1980): Characteristics and melting experiments of granites in southern China. *Mining Geol. Spec. Issue*, no. 8, p. 29-38.

WHITE, A. J. R. and CHAPPELL, B. W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophys.*, vol. 43, p. 7-22.

吉井守正・佐藤啓生 (1981): 会話型データ処理 (その4). 岩石化学データ処理システムのあらまし. 地質ニュース, 321号, p. 40-45.

張安棟・許徳煥 (1980): 花崗岩類の成因的分類と鉱化作用との関連性. 地質論評, 26巻, p. 265-268.