

講演要旨(第164回)*

南白老重晶石・カオリン鉱床の鉱化作用

丸茂克美・岡部賢二

南白老鉱山は室蘭本線白老駅より北西12 kmの地点に位置し、北海道白老郡白老町宇森野に存る。

本鉱床は黒鉱型塊状重晶石鉱床であり、鮮新世の深沢層(流紋岩質凝灰岩)を上盤とし、上位から砂状重晶石層、中新世の美笛川層(安山岩質火山砕屑岩及び安山岩)を交代した含重晶石ケイ化岩、下盤粘土化帯によって構成される。

本鉱床の重晶石のストロンチウム含有量、酸素同位体比及び流体包有物塩濃度は北鹿地域の黒鉱鉱床とほぼ同様の値を示している。黒鉱鉱床に伴う重晶石中の硫黄と酸素は、熱水溶液と海水の混合の際に海水からきた硫酸イオンに由来するとする考えがある(鹿園, 1983)。本鉱床の酸素同位体比及び流体包有物の塩濃度の測定値はこの考えと矛盾しない。

一方、21万 t以上に達する本鉱床の重晶石のバリウム供給源を海水に求めると、約 6×10^{12} tの海水中のバリウムがすべて沈殿しなくてはならないことになる。また鉱床周辺にはバリウムの供給源とみなしうる火成岩体の存在は報告されていない。

著者らは、次の3点から重晶石のバリウムの主な供給源を母岩のリーチングに求めることが適当であると解釈する。

1. 粘土鉱物と硫化鉱物の共存関係及びこれらの鉱物の分布状況から、下盤粘土化帯をバリウム・銅・鉛・亜鉛の鉱化作用に伴う変質帯と見なすことができる。
2. 下盤粘土化帯を構成する粘土鉱物の中で、バリウムをとりこむことができる結晶構造を持ったものはモンモリロナイト及び混合層鉱物である。これらの鉱物の化学分析においてバリウムは検出されていない。従って母岩中のバリウムは、粘土鉱物には固定されずに鉱液によって運ばれたと考えられる。
3. 下盤粘土化帯の規模は東西350m、南北350m、厚さ100m以上であり、かつこの粘土化帯の下位(海拔マイナス100-300m以深)にはセリサイトを伴う低品位の

黄銅鉱化帯の存在が知られている。黄銅鉱化帯と下盤粘土化帯は母岩がリーチングを受けて形成されたものと考えられる。

本鉱床の母岩のバリウム含有量が1,000 ppmに達していた場合は、およそ 5×10^7 m³の体積の母岩の変質により21万 tの重晶石鉱体を形成するのに必要なバリウムを得ることができる。この体積は本鉱床の下盤粘土化帯とその下位の黄銅鉱化帯をあわせた規模に相当する。

文 献

- 鹿園直建(1983) 黒鉱鉱床硫酸塩鉱物の成因。鉱山地質特別, no. 11, p. 229-249.
(北海道支所・名古屋出張所)

西オーストラリア、原生代トータル岩の地球化学的特徴

小笠原正継

西オーストラリア州北東部に位置するホールズ・クリーク変動帯には、約18億年前の花崗岩類が露出する。その中で、変動帯の中軸部に分布するトータル岩について検討を行った。

本岩の主成分鉱物は斜長石、石英、黒雲母、角閃石で、副成分鉱物としては緑れん石、褐れん石、チタン石などを伴う。角閃石を含まないトータル岩も一部に見られる。

化学分析された142個のトータル岩のSiO₂量は56%から68%までの広い範囲を示すが、大部分は58%から62%の間の値をとる。Al₂O₃、MgO、CaO等の主要成分はSiO₂量の増加とともに減少するが、その値は東南オーストラリア産のIタイプ花崗岩類と同様な値をもっている。しかし、K₂O量(1.26-2.37%)はIタイプ花崗岩類に比してやや低い。このことにより、トータル岩の起源物質がIタイプ花崗岩類のものよりK₂Oに乏しかったと推定される。

Sr量はSiO₂量が増加するにしたがい、950 ppmから430 ppmまで減少する。これはトータル岩質マグマにおける斜長石の分化を示している。その反対に、Rb

* 昭和59年2月9日日本所において開催の研究発表会。

(32-70 ppm)は増加する傾向を示し、結果として、Rb/Sr比はSiO₂の増加とともに大きな値をとる。

Rb-Sr全岩年代測定の結果、1834±34 Maの年代とストロンチウム同位体初生値0.70292 I 0.00015が得られた。この低いストロンチウム同位体初生値は、トータル岩質マグマが塩基性岩、超塩基性岩等のRb/Sr比の低い岩石の部分融解により形成されたことを示唆する。

REEの量は、SiO₂量の増加とともに、LREE(e.g. La; 19.0-41.2 ppm)が増加し、HREE(e.g. Yb; 1.11-0.69 ppm)が減少するように変化する。また、それとともに、小さな正のEu異常が認められるようになる。このようなREEの挙動はトータル岩質マグマから角閃石が分化することにより説明される。本岩に含まれる褐れん石のEPMAによる分析の結果、褐れん石にはLREEのLa₂O₃(6.93%)、Ce₂O₃(11.42%)、Nd₂O₃(2.30%)等が多く含まれているが、HREEは少量しか含まれていないことが明らかになった。この結果と、褐れん石のモード量から、全岩のLREEの20%位が副成分鉱物である褐れん石に含まれていることが推定され、花崗岩質岩の微量成分の挙動の解釈においての副成分鉱物の重要性を示している。

上記の地球化学的特徴をもつトータル岩質マグマが形成されるには、塩基性岩が、水に富んだ、または飽和した条件下で部分融解し、その部分融解の残留物に角閃石を含むような場合が考えられる。そのマグマが角閃石と斜長石を主とする分化を行えば、トータル岩に見られる化学組成の変化が説明される。(北海道支所)

東北表日本低地帯における新発見の“中新世前・中期緑色凝灰岩相”群に関する地質学的意義について

谷口政碩・谷正巳・阿部智彦

奥羽背梁山脈から盛岡-白河構造線を東に越えて、北上・阿武隈両山塊西縁地域に至る低山岳・平野を含む東北表日本低地帯(以下低地帯と略称する)の東縁には全体として未変質の安山岩類(北から傾城峠安山岩、稲瀬層、石越安山岩、篔岳安山岩、高館層、靈山層等)及びその上位の弱変質相が点々と分布している。従来からこれらはそれぞれ背梁の中新世前・中期に属する大荒沢・大石層相当の強変質相(以下“緑色凝灰岩相”と呼称する)に対比されているが、その対比については地層の追跡が不可能なこともあって従来は化石によってのみ行なわれ

てきた。今回筆者らは同低地帯から約20カ所の地窓状に点在する“緑色凝灰岩相”を多数(約50岩体)を発見または確認した、これら“緑色凝灰岩相”の分布、岩相、層序関係及び変質作用については下記の様である。

〔I〕分布・岩相：①岩手県葛巻町馬淵川支流根地戸川〔緑色安山岩質凝灰岩礫岩、緑色凝灰岩〕、②盛岡市猪去字穴口〔緑色砂質凝灰岩、変質安山岩〕、③花巻市志戸平温泉松倉山〔流紋岩、黒色泥岩等〕、④北上市黒岩地区呉竹〔緑色安山岩質凝灰岩礫岩〕、⑤同県衣川村南股川上流〔緑色凝灰岩、変質安山岩、黒色泥岩〕、⑥一ノ関市西部山谷〔流紋岩、流紋岩質凝灰岩礫岩等〕、⑦仙台市西方上愛子〔緑色凝灰岩、同凝灰岩礫岩、黒色泥岩・砂岩の互層〕、⑧同南西方南赤石〔緑色凝灰岩、黒色泥岩、流紋岩、デイサイト〕、⑨白石市北方松原〔緑色凝灰岩、同角礫凝灰岩、流紋岩等〕、⑩同越後道ノ下〔緑色凝灰岩、同凝灰岩礫岩等〕、⑪福島市岡島字瀬戸沢〔変質安山岩、黒色泥岩、緑色凝灰岩、流紋岩等〕、⑫同信夫山〔流紋岩、同角礫凝灰岩〕、⑬福島県霊山町大字平〔変質安山岩質凝灰岩礫岩〕—・・・印は、すでに日本地質学会東北支部会報 No. 13 において新唱した地層名を表わす。

上記の新発見地は低地帯の南北方向の中央帯のみならず、その東縁に当る北上・阿武隈両山塊の西縁にまでおよんでいる。またこれ以外に“緑色凝灰岩相”は低地帯南部(松島一本荘構造帯より南の地域を指す)の中央帯に多数分布していることが確認された。

〔II〕層位関係

1) 低地帯東縁：④基盤岩類との関係：“瀬戸沢層⑩”は瀬戸沢北方の山田においてアルコーズ砂岩を基底として緑色凝灰岩が花崗岩類を不整合に被覆している。また“根地戸川層①”と“松原層⑨”は基盤岩類に直接する。③従来の新第三系最下部層との関係：傾城峠安山岩は“根地戸川層①”を不整合に被覆し、靈山層は上記の山田付近において上記“瀬戸沢層⑩”に一部断層関係を以って接するほか、全体として基盤岩及び“瀬戸沢層⑩”にアバットする。なお靈山層の上位の梁川層に“緑色凝灰岩相”の異質円礫が含まれる。また“呉竹層④”は水平的分布を示す稲瀬層の最下位に位置している。

従って上記安山岩類は基盤岩類及びこれを不整合に被覆する“緑色凝灰岩相”に対しアバットの関係にあると考えられる。

2) 東北表日本低地帯中央帯：上記の④と⑩については不明である。③その他の関係：弱変質相の湯元層は強変質相の“上愛子層⑦”にアバットし、また名取群旗立・碓石層は“南赤石層⑧”を基底礫岩(下位の流紋岩

礫又は“緑色凝灰岩相”の巨円礫を含む)をもって不整合に被覆している。従ってこの“緑色凝灰岩相”は従来仙台付近においては整合関係に累重する名取層群の最下部層(槻ノ木・高館両層)の下位と考えられる。

〔Ⅲ〕変質作用：“緑色凝灰岩相”は変質鉱物として緑泥石のほか、しばしばセリサイト、緑泥石—モンモリロナイト系混合層鉱物、濁沸石、緑簾石を含み強変質相を示す。また“緑色凝灰岩相”を不整合に被覆する上位の安山岩類に挟在する堆積岩相にはモンモリロナイト系粘土鉱物、 α -クリストパライトのほか斜プロチロ沸石、モルデン沸石等がしばしば含まれ、弱変質相を示している。従って前者は中島(1962)による背梁の大荒沢・大石両層の、後者は小繋沢・山内両層の変質相にそれぞれ一致する。

以上から筆者らは低地帯の“緑色凝灰岩相”は岩相的に門前・台島・西黒沢階に対比され、従ってこれに不整合に重なる上記傾城峠安山岩などの各安山岩類(未変質—弱変質相)は裏日本における女川階の安山岩類の活動と同一のものと考えると共に、“緑色凝灰岩相”期の堆積盆は北上・阿武隈両山塊西縁地域まで広がっていたことが考えられ、この堆積盆は“緑色凝灰岩相”堆積直後のブロック運動により分化し、更に傾城峠安山岩などの安山岩類の活動がはじまったものと考えている。しかしながら傾城峠安山岩の上位の門ノ沢—末ノ松山層から *Vicarya* のほか *Blow* (1969) の N. 8-9 の浮遊性有孔虫化石(佐俣, 1976) が産出し、仙台付近の茂庭層から *Lepidocyclina japonica* 等が、また梁川層から *Miogyopsis*, *Liquidamber* 等がそれぞれ産出するので、これらの地層は、男鹿半島の台島・西黒沢層及び背梁の大石層(*Lepidocyclina* のほか *Globigerinoides sicanus*, *Globorotalia*, *peripheroronda* 等の N. 8 相当の有孔虫を産する。なお最近下位の大荒沢層から台島型植物化石の産出が報告されている)に対比されている。従って岩相及び生層序対比に立脚すれば、低地帯における強変質相の“緑色凝灰岩相”は N. 8 以前と考えるか、またはこの地域は台島・西黒沢階間に大きな不整合をもたらした特異な造構運動地域であり、大荒沢・大石階の安山岩よりも新期の前記弱変質相を伴う安山岩類の活動は背梁及び裏日本のそれ〔小繋沢層翁沢玄武岩部層ないしは鈴鴨川層高森山安山岩部層(大沢ほか, 1971), 葛峰層中の中山安山岩(早川ほか, 1976), 小国川層群西沢山集塊岩層(田口, 1974)及び草薙層茄無山部層(田口, 1967)等]に比し先駆的であったと考えるか、のいずれかである。筆者らは目下後者の考え方に基づいて研究を進めている。

(東北出張所・同・同)

東北地方における浅熱水性鉱床探査についての一提言

谷口政碩・谷 正巳・阿部智彦

前記論旨の如く東北地方において新第三紀浅熱水性鉱床の胚胎層とされている“緑色凝灰岩相”と“低地帯”東縁の一部弱変質相を伴う安山岩類との相互関係が従来不明確であったため鉱床探査上低地帯地域は疎外視されていた。

筆者らは前述論旨に基づいて背梁山脈東翼地域と低地帯に分布する新第三紀熱水性鉱床に関して鉱床学的(形態、鉱石、胚胎層準等)に検討し、“緑色凝灰岩相”の岩相層序対比の妥当性および低地帯における鉱床賦存の可能性について考察した。結果は下記の如くである。

1) 低地帯西縁に当る背梁山脈東翼地域には、大荒沢・大石・川尻凝灰岩層相当相を母岩とする浅熱水性鉱床型の Au-Ag 鉱床(丸山鉱山等)、Au-Ag-Cu 鉱床(砥沢・高麓鉱山等)、Au-Ag-Cu-Pb-Zn 鉱床(三ツ沢・細倉鉱山等)、Cu-Pb-Zn 鉱床(花山鉱山等)、黒鉱鉱床(網取・安積鉱山等)のほか粘土鉱床(先達鉱山)が多数分布し、稼行鉱山を含む既開鉱山数は約 65 に達している。

2) 低地帯中央帯には“緑色凝灰岩相”を母岩として、松倉山鉱山等の鉱床型 Au-Ag 鉱床、万蔵鉱山等の Au-Ag-Cu 鉱床、池月・半田鉱山等の Au-Ag-Cu-Pb-Zn 鉱床、刈田・福岡鉱山等の黒鉱鉱床(石膏を主産)のほか巖美鉱山のカオリン粘土鉱床が多数分布している。一方低地帯東縁部には“瀬戸沢層”など“緑色凝灰岩相”を母岩とする高子・松川鉱山等の Au-Ag 鉱床および富保鉱山の Au-Ag-Cu-Pb-Zn 鉱床が分布しており、低地帯全域において開発された鉱山数は約 60 に達している。

従来これらの鉱床母岩は霊山層相当層から船川・北浦階相当層(大日福島鉱山の大作山流紋岩、巖美鉱山の巖美層)までとされていた。これについて再検討の結果、低地帯に分布する浅熱水性鉱床はすべて“緑色凝灰岩相”を母岩とし、その上位の霊山層等には一部に小規模の粘土化帯が認められるのみである(なお岩手県丸森鉱山の Au-Ag 鉱床、同石鳥谷鉱山セリサイト鉱床は記載によれば変朽安山岩または石英粗面岩を母岩とし、その鉱床胚胎層は岩相上“緑色凝灰岩相”と同層準と考えられる)。

3) 低地帯の鉱床型鉱床には自然金、自然銀、輝銀鉱、脆銀鉱、黄銅鉱、輝銅鉱、斑銅鉱、内亜鉛鉱(繊維亜鉛鉱を含む)、方鉛鉱のほか緑鉛鉱、重晶石等が、黒鉱鉱

床には石膏、硬石膏のほか黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、重晶石等が産出し、鉱物種はもとより各鉱床別の鉱物集合は背梁山脈東翼地域の浅熱水性鉱床に共通することが判明した。

4) “緑色凝灰岩相”にはしばしば鉱化変質によるカオリナイト、セリサイト等の粘土鉱物が存在し、黄鉄鉱等の鉱染作用または珪化作用などの鉱徴も多々認められる。

以上東北表日本低地帯の“緑色凝灰岩相”は岩相上背梁の前・中期中新統大荒沢・大石両相ならびに裏日本鉱床地帯の西黒沢階相当層に対比されるとともに、鉱床胚胎の例も数多く認められることから、低地帯は新第三紀浅熱水性金属ならびに非金属鉱床の賦存地域として注目すべきであると考えられる。(東北出張所・同)

知多半島北部の常滑層群・武豊層

尾崎正紀・吉田史郎

愛知県知多半島北部には、下位から常滑層群(鮮新統)・武豊層(中部更新統)・段丘堆積物(上部更新統、いわゆる中位段丘)が分布し、互いに不整合の関係にある。この地域の常滑層群の火山灰層序学的研究は、半島南部(牧野内、1975)に比べ、糸魚川(1971)・MAKINOUCHI(1980)の部分的な研究があるだけであつた。現在、演者らは半島北部全域の火山灰層序学的研究を進めつつあるが、これまでにこの地域の常滑層群の層序・構造の全体像をほぼ明らかにすることができた。それら明らかになった諸点のうち、今回はこの地域に発達する地質構造について報告する。さらにそれら地質構造と周辺地域の地質構造との関係を考察し、それらがどのように位置づけられるか検討を加える。

半島北部の常滑層群は、撓曲地域を除くと傾斜は一般に5°以下で極めて緩やかである。このように地層の変形度は小さいが、褶曲構造が複雑に発達する。しかしながら、鍵層となる火山灰層を追跡することによって、その地質構造がほぼ明らかになった。すなわちこの地域の地質構造は、その性質から3つのタイプ—養老・知多・猿投タイプに分類できる。

知多半島北部の常滑層群は、その下部がこの地域の北東部及び南西部に分布し、その上部が名鉄河和線沿いの半島中軸部並びに知多市地域に露出する傾向がある。すなわち、この地域の常滑層群は大局的に見た場合、北々西—南々東方向の緩やかな向斜構造をなす。この点は、

ブーク異常図(中条・須田、1971)に示された谷状の重力分布と調和的である。この向斜を形造るのが、養老タイプの構造であり養老断層の方向と一致する構造である。養老タイプは、この地域だけでなく知多半島全域を通じてよく発達する地質構造であり、地表では北々西—南々東方向の非対称の背斜・向斜・撓曲の形態を示す。これらの構造は、基盤の傾動を伴うブロック運動によって形成されたドレイプ褶曲(FRIEDMAN *et al.*, 1976)で、数kmの長さを持ち、平行あるいは雁行状に発達している。ブロック境界部の急傾斜部には高角の逆断層が発達しており、ブロック上昇側には正断層が見られる。武豊層の分布は、常滑層群の養老タイプの構造によく対応し、その向斜部に位置するが、常滑層群に比べ変形度は小さい。また、いわゆる中位段丘にも養老タイプの撓曲が見られる。したがって、養老タイプの構造運動は、少なくとも常滑層群堆積以後、すなわち前期更新世から始まり、現在までその活動が及んでいる可能性がある。この養老タイプの構造は、桑原(1968)の濃尾傾動地塊運動によって形成された構造と考えられる。

前述したように、半島北部の常滑層群には北々西—南々東の向斜が存在するが、この地域は地形的に見た場合、北々東—南々西方向に延びる丘陵地帯である。この丘陵地帯は、猿投—知多上昇帯(桑原、1968)の南部に当る。この上昇帯を形成した構造が知多タイプである。しかし、養老タイプに比べこの地域の常滑層群には、あまり顕著な構造として現われていない。例えば、知多背斜と命名された(糸魚川、1971)北々東—南々西の軸を持つ背斜がこの地域北西部に見られるが、翼間角は170°前後である。この上昇帯には、いわゆる中位段丘は分布せず、その両側に広く分布する。逆に、武豊層は断片的ではあるが、上昇帯内に広く分布している。このことは、知多タイプの構造運動が、中期更新世ないしそれ以降から活動したことを示している。

猿投タイプの構造は、この地域では常滑層群を切る東北東—西南西方向で北落の正断層群として発達するが、知多タイプと同様に顕著な構造ではない。断層の一部は、猿投—境川断層の延長方向に当り、愛知県瀬戸市から知多半島北方にかけて良く発達する活断層群(例えば、天白河口断層)の系統であると考えられる。活動時期に関しては、現在までの資料から判断すると、常滑層群を切ることから、同層群堆積以降としかわからない。

(大阪出張所・地質部)

笠ヶ岳コールドロンにおける2のマグマ
タイプ

原山 智

笠ヶ岳コールドロンは北アルプス南部に位置し、白亜紀末—古第三紀初頭に形成された複合火山体である。半楕円形(10×10 km)の範囲に200 km³以上の流紋岩質(SiO₂ 69-78%)の火山岩が噴出した。これらは3回の陥没を挟んで4回の活動ステージに区分される。コールドロンの周縁に沿っては花崗斑岩・斑状花崗閃緑岩が貫入しており、さらにこれら全体を貫く黒雲母花崗岩の活動が行われた。

火山岩類は斑晶量により明瞭な2つのグループに区分される。斑晶に乏しい(<5%)グループは主に溶岩としてステージIIに噴出し、その後小規模な活動がステージIIIまで引き続いた。一方斑晶に富む(30%<)グループは全ステージを通じて活動しており、火砕岩(大部分な溶結凝灰岩)として、また周縁岩脈としても産する。2つのグループは共に初生的斑晶としての磁鉄鉱を含まないという点で共通しているが、斑晶量の差のほか以下のような違いが確認された。

- ①Rb/Sr比の系統的差(少斑晶G>多斑晶G)
- ②斑晶出温度 (")
- ③全岩SiO₂% (")

2つのグループのこのような違いは単純な分別結晶作用では説明できない。斑晶についてのRb/Sr比のデータからもこれは裏づけられる。Sr同位体比測定の子察の結果は、2つのグループが各々別のアイソクロンを形成し、初生値がわずかながら異なることを示している。以上のことから2つの可能性が指摘できる。

- ①両者は別個のマグマ溜りに由来し、発生・上昇過程を異にする。
- ②同一のマグマ溜りに由来するが拡散や揮発成分の濃集に伴う元素移動を生じた。

さて多斑晶グループには火砕岩中の本質物の種類からマグマ溜りに内・外・全岩組成の上下方向での差異があった証拠がある。しかもこの差は漸移的なものではなく急変する境界を示す2層構造をもっていたと推定された(原山, 1979, 1983)。これに対応して周縁岩脈も地形高度により鉱物・全岩組成変化する。このグループには構成鉱物・主化学組成・微量元素・Sr同位体組成上の共通性が認められ、強い血縁関係が推定できる。従って異なる起源のマグマの連続的貫入によっては説明できな

い。1つのモデルとして、定置後のマグマ溜りにおいて次のような過程が進行したと考えられる。

- ①下方への結晶の沈下, 上方への揮発成分の濃集
- ②上・下での粘性差の増大(粘性: 上部<下部)
- ③対流セルの二層構造化

ニュートン流体として仮定し試算した結果は、上下で10倍前後の粘性差があったことを示している。一般にマグマは斑晶量の増大により非ニュートン流体(ビンガム流体としての挙動を示すことが知られている(MURASE and MCBIRNEY, 1973; SHAW 1969など)ので、降伏強度にいち早く達した“下部層”は対流を停止することになる。この結果上下での差は一段と拡大され、シャープな境界を有することになると考えられる。

(名古屋出張所)

筑波地方の花崗岩類

高橋裕平

茨城県筑波地方には西南日本内帯の延長と考えられる白亜紀—古第三紀の花崗岩類が広く分布している。それらの花崗岩類は北側に分布するものから、粗粒花崗岩体・細粒花崗閃緑岩体・中粒花崗閃緑岩体・加波山細粒花崗岩体・山尾細粒花崗岩体・斑状花崗閃緑岩体・両雲母花崗岩体の七岩体に区分できる。筑波山頂には斑れい岩類が斑状花崗閃緑岩体の捕獲岩として産する。野外で花崗岩類の相互関係を観察できる。それによると、細粒花崗閃緑岩体と中粒花崗閃緑岩体は粗粒花崗岩体を貫ぬく。加波山細粒花崗岩体と山尾細粒花崗岩体は中粒花崗閃緑岩体を貫ぬく。山尾細粒花崗岩体と両雲母花崗岩体は斑状花崗閃緑岩体に貫入する。

筑波地方の花崗岩類中の主要造岩鉱物の性質は次の通りである。(1)粗粒花崗岩体の斜長石の縁部はAn 4-21である。斑状花崗閃緑岩体の斜長石は縁部と核部の組成の差が少なく、トータル岩でAn 28-42、花崗閃緑岩—花崗岩でAn 20-30である。その他の岩体の斜長石の縁部はAn 20-21のものが最も多く、核部はAn 20-30のものが多い。(2)黒雲母のMg/(Mg + Fe + Mn)値が粗粒花崗岩体では0.15-0.24で、他の六岩体では0.23-0.38である。Siは粗粒花崗岩体で5.64に達するが、他の六岩体では5.20-5.57である。(3)粗粒花崗岩体に含まれる角閃石はferro-hornblendeでNa/(Na + K)=0.771である。

以上のような鉱物学的性質を中部地方や中国地方の花崗岩類と比較すると、粗粒花崗岩体は山陽帯、他の六岩

体は領家帯の花崗岩類の性格を有する。これは粗粒花崗岩体が美濃帯相当の八溝山系の中・古生界を貫ぬく一方で、斑状花崗閃緑岩体と両雲母花崗岩体が領家帯変成岩の性格を有する筑波変成岩類を貫ぬくというに被貫入岩の性質とも対応している。そのうち、斑状花崗閃緑岩体は野外の産状やファブリックなどの特徴から、領家帯の古

期或いは片麻状花崗岩類に対応できる。さらに、領家帯に対応できる細粒花崗閃緑岩体や中粒花崗閃緑岩体が山陽帯に対応できる粗粒花崗岩体を貫ぬき、中部地方や中国地方と異なった関係にあることは特筆すべきことであろう。
(中国出張所)