西南日本内帯における後期中生代～古第三紀 花崗岩類の造岩鉱物の化学組成

Mineral chemistry of late Mesozoic to Paleogene granitic rocks
in the Inner side of southwestern Japan

田 結 庄 良 昭 (Yoshiaki Tainosho)*

Granitic rocks of the late Mesozoic to the early Tertiary period in southwestern Japan occur in three E-W trending belts; from south to north, the Ryoke, the San'yo, and the San'in zones. Granitic rocks in each of these zones are further divided into three stages based on variation in emplacement age: namely, older, middle and younger stages. A comparison of the different zones based on electron microprobe analysis of the main constituent minerals from more than 130 localities is as follows.

Ryoke zone: The K-feldspar in this zone are the most potassic, ranging from Or 80 to Or 90. Plagioclase rims range from approximately An 25 to An 40. Biotites have mg-values ($Mg/(Mg+Fe)$) ranging from 0.1 to 0.5; Si is approximately 5.5 (based on O=22). The biotites are rich in Fe^{2+} and Al^{IV} . Hornblendes are ferro-hornblende to ferro-tschermakitic varieties, with Al^{IV} approximately 1.5; mg-values range from 0.15-0.5. Fe/Mg ratios are similar to ortho- and clinopyroxenes in the different zones (hypersthene and augite, respectively).

San'yo zone: The K-feldspars are more sodic than the above, ranging approximately from Or 70 to Or 85, with the younger suite being the most sodic. K-feldspars become more potassic with increasing SiO_2 contents. Plagioclase is normally zoned, with rims clustering the range An 5-25. Biotites are Fe rich (mg-value 0.1-0.5), with variable Al^{IV} . Most of the hornblendes belong to ferro-hornblende or actinolitic hornblende. Hornblende's chemistry is between that of the Ryoke and the San'in zones.

San'in zone: The K-feldspar in this zone are most sodic, ranging approximately from Or 60 to Or 80, the most sodic compositions belong to the younger granites. An-content of plagioclase rims is low. Biotites are poor in Al^{IV} , with mg-values clustering in the range approximately 0.6-0.3. Hornblende is poor in Fe and Al^{IV} and is magnesio-hornblende.

The Fe/Mg ratio of constituent biotite and hornblende varies among the three zones. This reflects the fact that oxygen partial pressure is highest in the San'in zone and lowest in the San'yo and Ryoke zones.

The San'in granites are thought to have been emplaced in the shallow crust, whereas the Ryoke granites are thought to have been emplaced at a deeper level and to have cooled more slowly. In the San'yo granites, the depth of granite emplacement is between the above two.

The depth of emplacement and the oxygen partial pressure vary within each zone. In the San'in zone, the oxygen partial pressure is higher and the depth of granite emplacement is shallower if the granitic activity is at a late stage. Older stage granites were produced under reduction conditions rather than oxydation conditions. In the San'yo zone, middle stage granites were formed at lower oxygen partial pressures than younger stage granites. Some of the younger stage granites were formed under oxydation conditions. In the Ryoke zone, the older stage granites were emplaced at a deeper level and were cooled more slowly than the younger stage ones.

* 神戸大学教育学部地学教室

(昭和60年10月25日受付
昭和61年5月6日受理)

I. はじめに

西南日本内帯の中生代後期～第三紀初期の花崗岩類は南から北へ領家帯、山陽帯、山陰帯という東西にのびる3つの帯にわけられる(木野崎, 1953; Ichikawa *et al.*, 1968; Ishihara, 1971 など)。最近, 村上(1979)により東中国地域の3帯の带状配列の謎を解く積極的な試みがなされ, その地質だけでなく造岩鉱物についても検討された。西南日本内帯の花崗岩類の造岩鉱物の研究は1～2の鉱物について, しかもその地質が充分考慮されずに断片的に報告されてきた(津末・石原, 1974; Honma, 1974; 蟹沢, 1976; 田結庄, 1982a, b など)。その後, 田結庄ら(1979), 田結庄(1983), Czamanske *et al.* (1981), 先山(1983)などにより地質を考慮して鉱物の化学組成が検討されてきたが, 試料数が少ないことや詳細な火成活動史と対応させて検討されていないなど問題が残った。

最近, 西南日本内帯の火成活動全体を比較検討する試みがなされ, 各帯の中でさらに詳細な火成活動の時期区分がなされた(小井土ら, 1985; 田結庄ら, 1985)。

そこで, 本報告では上記成果による火成活動の時期区分に立脚して, 花崗岩類の造岩鉱物の化学組成が火成活動の推移とともにどのような特徴をもつか, また変化するかについて検討した。また, 試料数も約130地点近くと多量の試料にもとづいて検討した。なお, 本報告の目的が各帯・各時期の造岩鉱物の化学組成の特徴を明らかにすることにあるため, 造岩鉱物の形成条件・メカニズムについては深くたちらなかった。

II. 地質の概略

今回主として検討する近畿および東中国地域の火成活動は田結庄ら(1985)にまとめられており, 3帯はさらに大きく3時期に亜区分される。そこで, 各帯の3時期区分について田結庄ら(1985)の報告に従いその概要を述べる。

領家帯は政岡(1982)や田結庄ら(1985)から, 1. 変塩基性岩類, 2. 領家古期花崗岩類, 3. 領家新期花崗岩類に区分され, さらに領家新期花崗岩類は3つの時期に亜区分される。変塩基性岩類は領家帯の火成活動で最も初期のものではんれい岩や輝緑岩からなる。

第1図 試料採取地点図。

黒丸は試料採取地点を示す。数字は代表的な岩相の試料番号で化学分析値の試料番号と合致する。実線で囲んだのは花崗岩体。各体の境界は Ishihara (1971) によった。

はんれい岩は角閃石はんれい岩やノーライトである。古期花崗岩類は顕著な片麻状構造を呈し、シート状岩体をなすことが多く、その構造は周囲の変成岩と調和的である。多くがトーナル岩～花崗閃緑岩からなるが、カリ長石が眼球状となる花崗岩もみられる。新期花崗岩類の1期のものは柳生花崗岩に代表されるパソリス状岩体で、弱い片状構造がみられる。2期のものは滝尻アダメロ岩に代表される塊状花崗岩で東西方向に分布する。3期のものはストック状の細粒花崗岩である。各花崗岩類の年代は古期花崗岩で88～110 Maに集中し、新期花崗岩類の1期のものは71～114 Maと年代がばらつき、2期のものは73および85 Ma、3期のものは73 Maの年代が得られている(Ishizaka, 1966; 河野・植田, 1966; 早瀬・石坂, 1967)。

山陽帯は村上(1981)と田結庄ら(1985)の区分に従い1. 広島古期花崗岩類, 2. 広島中期花崗岩類, 3. 広島新期花崗岩類に3区分され、広島中期花崗岩類は3時期に亜区分される。広島古期花崗岩類は白亜紀火山岩類に不整合におおわれる。今回報告する地域では古期のものの存在は報告されていない。広島中期花崗岩類の1期のものはストック状の石英はんれい岩～石英閃緑岩, 2期のものはストック状の花崗閃緑岩, 3期のものはパソリス状の黒雲母花崗岩である。広島新期花崗岩類は山陽帯の北部に分布するストック状の中～細粒の角閃石黒雲母花崗岩で、文象斑岩を伴うなど浅成のものである。各花崗岩類の年代は古期のものは88～106 Ma, 中期のものは77～76 Ma, 新期のものは74～78 Maである(河野・植田, 1966; 柴田, 1972, 1979)。

山陰帯の花崗岩類は笹田ら(1979), 先山(1982), 田結庄ら(1985)から, 1. 用ヶ瀬花崗岩類, 2. 因美花崗岩類, 3. 鉛山花崗岩類に区分される。用ヶ瀬花崗岩類は山陰帯には珍しいチタン鉄鉱系で、ストック状の黒雲母花崗岩が主体をなす。因美花崗岩類は1期のストック状石英はんれい岩, 2期のストック状花崗閃緑岩, 3期のパソリス状黒雲母花崗岩に分けられる。鉛山花崗岩類は文象斑岩や細粒花崗岩など全体に浅成の岩相により特徴づけられる。各花崗岩類の年代は用ヶ瀬花崗岩が78～80 Ma, 因美花崗岩類が51～70 Ma, 鉛山花崗岩類が37～39 Maである(柴田, 1979)。

以下, 上記の区分に従い造岩鉱物の化学組成について検討する。

III. 試料の採取地点と分析法

第1図に試料採取地点を示す。試料は東中国および

第1表 斜長石, カリ長石の化学組成

Sample No.	Plagioclase				K-feldspar	
	Core	An%	Rim	An%	Or%	Ab%
San'in Zone						
Mochigase 38	23.9	7.1	72.5	1.5	26.0	
39	14.6	9.6	69.0	2.5	28.5	
Inbi 1 3	83.1	34.7	65.0	2.5	32.5	
5	64.8	28.7	81.0	2.0	17.0	
Inbi 2 26	27.4	13.5	67.0	3.5	29.5	
29	35.7	13.7	72.0	2.0	26.0	
Inbi 3 17	17.5	11.0	75.3	0.6	22.8	
18	15.2	8.0	79.0	1.5	19.5	
Namariyama 13	20.7	10.7	65.0	2.5	22.5	
52	34.6	13.0	63.5	2.0	34.5	
Volcanic rock 14	22.8	20.4	83.5	3.0	13.5	
19	55.9	46.1	---	---	---	
San'yo Zone						
Hiroshima Middle 1 91	66.1	33.1	---	---	---	
93	59.5	40.5	78.5	1.5	20.0	
Hiroshima Middle 2 100	60.0	40.0	79.1	0.8	20.1	
101	60.0	30.0	86.7	0.5	11.8	
Hiroshima Middle 3 80	34.3	15.7	73.5	2.5	24.0	
84	28.5	12.0	74.0	2.0	24.0	
Hiroshima Younger 70	52.2	21.0	79.0	1.0	20.0	
95	24.0	13.0	62.0	2.0	19.5	
Volcanic rock 87	10.5	7.4	74.0	3.5	22.5	
88	52.3	23.6	70.3	2.7	27.0	
Ryoke Zone						
Gabbroic rock 129	88.0	72.0	---	---	---	
130	92.2	60.1	---	---	---	
Older 132	32.8	21.3	85.5	1.0	14.0	
133	50.8	33.8	87.0	2.0	11.0	
Younger 1 116	46.0	30.5	86.0	1.0	13.0	
118	42.5	26.5	84.0	2.5	13.5	
Younger 2 123	35.5	15.3	81.7	1.1	17.2	
125	50.3	19.2	85.5	2.0	12.5	
Younger 3 115	44.1	30.0	86.5	2.0	12.5	
131	45.3	20.3	87.8	0.7	11.5	

本報告で示す鉱物の分析はすべてEPMAによる。また, 本報告で示す化学分析値は各帯各貫入時期の代表的な岩相のもの各々2個のみを示す。全地点の分析値は別に資料として報告の予定。鉱物の試料番号はすべて第1図の試料採取地点番号と合致する。San'in Zone, 山陰帯; Mochigase, 用ヶ瀬花崗岩類; Inbi 1～3, 因美花崗岩類1期～3期; Namariyama, 鉛山花崗岩類; San'yo Zone, 山陽帯; Hiroshima Middle 1～3, 広島中期花崗岩類1～3期; Hiroshima Younger, 広島新期花崗岩類; Ryoke zone, 領家帯; Gabbroic rock, はんれい岩類; Older, 領家古期花崗岩類; Younger 1～3, 領家新期花崗岩類1期～3期; Volcanic rock, 火山岩類。以後の化学分析表はすべてこの様式に従う。

近畿地方の産状の明らかな花崗岩体から、山陰帯 64 地点、山陽帯 35 地点、領家帯 30 地点を選んだ。分析は岡山大学地球内部研究センターの EPMA (JXA, 5A, 取出し角 40°) を使用した。分析方法・条件は田崎・平野(1973)に従った。斜長石とカリ長石の分析にあたっては湯佐(1975)による迅速分析法に従い、Ca, Na, K について分析を行ない組成決定した。斜長石組成は累帯構造を明らかにした後、そのコアとリムについて分析を行なった。カリ長石はパーサイト組織を呈しているためビーム径を広げ、微移動させながら分析を行なった。岩石の化学組成は笠間(1968), 田結庄(1971, 1977, 1985), 白川(1975), Sasada (1979), 先山(1978, 1985), 濡木(1978), 沓掛ら(1979)の報告を参考にした。

IV. 各帯・各時期の花崗岩類の造岩鉱物の化学組成

1. 斜長石

斜長石の組成を第 1 表に、第 2 図に Or-An-Ab 組成

を示す。斜長石の Or 成分について同じ An 組成のものでみると、全体として領家帯のもので Or 成分が低く、山陰帯のものでやや高く、山陽帯では両帯の中間の組成をもつ。各帯の各時期区分別にみると、領家帯では古期花崗岩類でやや Or 組成が高く、新期花崗岩類、特に 1 期、3 期で低い値をもつ。山陽帯では広島中期花崗岩類の 1・2 期では低い Or 成分をもつが、3 期ではやや高い値をもつ。広島新期花崗岩類のものは低い Or 組成を示す。山陰帯では用ヶ瀬花崗岩類のものは山陽帯のものと同じく低い Or 組成を示す。因美花崗岩類では 1 期から 3 期に向うにつれ高い値をもつようになる。鉛山花崗岩類は火山岩類と同じく最も高い Or 値をもつ。斜長石の Or 含量は同じ An 値のものでみるとその形成温度が高いほど Or 含量が高くなる、しかも圧力依存性が少なく地質温度計として有効であることが Ikeda (1976) により提案された。このことから、長石類に関して Na と K が固定された温度が、領家帯ではやや低く、山陰帯でやや高く、山陽帯では山陰帯よりやや低い温度であったと言える。ただし、こ

第 2 図 斜長石の化学組成。

山陰帯：1、鉛山花崗岩類；2、因美花崗岩類 3 期；3、因美花崗岩類 2 期；4、因美花崗岩類 1 期；5、用ヶ瀬花崗岩類；6、白亜紀末～古第三紀火山岩類。
山陽帯：1、広島新期花崗岩類；2、広島中期花崗岩類 3 期；3、広島中期花崗岩類 2 期；4、広島中期花崗岩類 1 期；5、白亜紀末火山岩類。
領家帯：1、領家新期花崗岩類 3 期；2、領家新期花崗岩類 2 期；3、領家新期花崗岩類 1 期；4、領家古期花崗岩類；5、はんれい岩類。

第3図 共存する斜長石とカリ長石による温度。
1, 山陰帯; 2, 山陽帯; 3, 領家帯
温度見積りは Stormer (1975) による。圧力は 2 kb 以下と仮定し, サニディン—高温型アルバイトと微斜長石を有するものでは微斜長石—低温型アルバイト溶液図を用いて求めた。

れら温度は後述するように 450℃～650℃ と低い値を示しサブソリダス温度を示している。次に Stormer (1975) による共存する長石温度計からの温度をみてる(第3図)。斜長石はリム組成を用い, 圧力は 2kb 以下と仮定しサニディン—高温型アルバイトおよび一部, 微斜長石—低温型アルバイト溶液を用いた。その結果, 領家帯では 460℃～550℃, 山陽帯では 480℃～600℃, 山陰帯では 500℃～650℃ を示し Or 値からの結果と合致する。これら温度は花崗岩の融解温度*(約 600℃, Tuttle and Bowen, 1958) より低く, 液相からの晶出温度としては低すぎ, サブソリダス温度を示していると思われ, 冷却過程で上記温度で Na や K が固定された時の温度を示している。すなわち, 3 帯で冷却史が異なっており, 領家帯では冷却に長期間有したのに対し, 山陰帯では領家帯より高温で Na や K に関して固定されていることから, 比較的短期間に冷却した可能性を示す。このことはカリ長石の三斜度が山陰帯では 0 に近いものが多いのに対し, 領家帯や山陽帯では 0 以上のものが多く 1 に近いものもあり(村上, 1976; 濡木, 1978; 中島ら, 1985), 後者のものがより緩冷条件下で固結したと合致する。なお, 同じ帯

第4図 斜長石の An 成分と岩石の SiO₂ 量の関係。
1, 山陰帯; 2, 山陽帯; 3, 領家帯。黒つぶしはコア組成, 白ぬきはリム組成を示す。

* 花崗岩質マグマが水に飽和していると, その融解温度は 10 kb で約 600℃, 1 kb で 700℃ となる (Tuttle and Bowen, 1958)。おそらく天然の花崗岩質マグマは完全に水に飽和していなかったと思われ, その場合の融解温度はさらに高温となる。

第5図 カリ長石の化学組成。

山陰帯：1, 鉛山花崗岩類；2, 因美花崗岩類3期；3, 因美花崗岩類2期；4, 因美花崗岩類1期；5, 用ヶ瀬花崗岩類。山陽帯：1, 広島新时期花崗岩類；2, 広島中期花崗岩類3期；3, 広島中期花崗岩類2期；4, 広島中期花崗岩類1期。領家帯：1, 領家新时期花崗岩類3期；2, 領家新时期花崗岩類2期；3, 領家新时期花崗岩類1期；4, 領家古期花崗岩類。

第6図 カリ長石の Or 成分と岩石の SiO_2 量の関係。
1, 山陰帯；2, 山陽帯；3, 領家帯。

でも冷却史がやや異なっていると思われる、山陰帯では用ヶ瀬花崗岩類は緩冷条件下であるのに対し、因美花崗岩類、特に鉛山花崗岩類は急速に冷却した。山陽帯では広島中期花崗岩類3期のものが冷却に長時間有しており、領家帯では古期花崗岩類のものがより緩冷条件下にあったと思われる。

次に母岩の $\text{SiO}_2\%$ と斜長石の $\text{An}\%$ の関係についてみると(第4図)、同じ SiO_2 量をもつ岩石での場合、コア組成では大きな差異はみられないが、リム組成では領家帯のものが他の2帯のものに比べ最も An 組成が高く、特に古期花崗岩類で顕著である。一方、広島中期花崗岩類や因美花崗岩類3期のバソリスをなす花崗岩類では低い An 組成をもつ。領家帯花崗岩類の斜長石リム組成の高い原因としては、斜長石のコアとリムがほぼ同じ組成をもち、ノルマルゾーニングが発達していないことがあげられる(田結庄, 1982a)。特に、古

期花崗岩類でこの傾向が顕著である。一方、山陰帯や山陽帯のものではコアとリムの組成差が著しく、顕著なノルマルゾーニングが発達するため、比較的高いコアをもつが、リム組成は低い結果となる。領家帯においてノルマルゾーニングの発達しないのは液組成が急速に変化する条件での結晶作用があまりなかったか、あるいは偏圧下での結晶作用のため拡散が進んだ結果と思われる(田結庄, 1982a)。

2. カリ長石

3帯のカリ長石の組成を第1表、第5図に示す。3帯のカリ長石の組成を比較すると、領家帯のものは最も高い Or 組成をもち、ついで山陽帯で、山陰帯のものは最も低い Or 組成をもつ。領家帯では古期花崗岩類のものが Or 85前後と高く、新期花崗岩類のものは Or 80~90とややその組成巾が広がる。山陽帯では広島中期花崗岩類の1期のものでやや高い値をもち、2

第7図 黒雲母の化学組成。

山陰帯：1、鉛山花崗岩類；2、因美花崗岩類3期；3、因美花崗岩類2期；4、因美花崗岩類1期；5、用ヶ瀬花崗岩類。山陽帯：1、広島新期花崗岩類；2、広島中期花崗岩類3期；3、広島中期花崗岩類2期；4、広島中期花崗岩類1期。領家帯：1、領家新期花崗岩類3期；2、領家新期花崗岩類2期；3、領家新期花崗岩類1期；4、領家古期花崗岩類；5、はんれい岩類。

第2表-1 黒雲母の化学組成—その1, 山陰帯

Sample No.	San'in Zone									
	Mochigase		Inbi 1		Inbi 2		Inbi 3		Namariyama	
	38	39	3	34	26	29	17	18	13	52
SiO ₂	34.59	35.01	37.66	38.98	37.17	37.97	37.92	36.86	36.59	36.54
TiO ₂	3.51	2.01	4.76	3.43	4.43	4.12	3.66	4.30	3.99	4.77
Al ₂ O ₃	12.30	16.77	12.67	15.83	12.70	12.50	13.13	12.84	12.54	12.53
FeO	33.92	30.50	24.67	9.44	21.92	23.84	22.71	24.24	22.35	27.46
MnO	0.41	0.58	0.12	0.04	0.88	0.30	0.61	0.55	0.29	0.24
MgO	2.36	0.96	7.57	19.59	9.78	8.80	8.32	7.70	9.91	5.69
CaO	0.07	0.02	0.07	0.05	0.05	0.01	0.06	0.01	0.07	0.06
Na ₂ O	0.08	0.10	0.18	1.18	0.09	0.14	0.05	0.06	0.06	0.10
K ₂ O	8.03	8.14	8.21	6.71	8.47	8.20	8.77	8.95	8.52	8.52
Total	95.27	94.09	95.91	95.25	95.49	95.88	95.23	95.51	94.32	95.91
Si	5.691	5.687	5.819	5.579	5.732	5.846	5.867	5.756	5.724	5.756
Ti	0.434	0.246	0.553	0.369	0.514	0.477	0.426	0.505	0.469	0.565
Al ⁴	2.309	2.313	2.181	2.421	2.268	2.154	2.133	2.244	2.276	2.244
Al ⁶	0.077	0.898	0.127	0.250	0.041	0.115	0.262	0.121	0.037	0.083
Fe	4.677	4.143	3.188	1.130	2.827	3.070	2.939	3.166	2.924	3.618
Mn	0.057	0.080	0.016	0.005	0.115	0.039	0.080	0.073	0.038	0.032
Mg	0.579	0.232	1.743	4.179	2.248	2.019	1.919	1.792	2.311	1.336
Ca	0.012	0.003	0.012	0.008	0.008	0.002	0.010	0.002	0.012	0.010
Na	0.026	0.031	0.054	0.327	0.027	0.030	0.015	0.018	0.018	0.031
K	1.686	1.687	1.618	1.225	1.666	1.611	1.731	1.783	1.700	1.712
Mo/Mq+Fe	0.110	0.053	0.353	0.787	0.443	0.397	0.395	0.361	0.441	0.270

酸素数は22。全鉄はFeOとして表示。

期のものでやや低い値をもつ。また、広島新期花崗岩類のものはOr 70前後の比較的低い値をもつ。山陰帯では用ヶ瀬花崗岩類のものがOr 80前後で比較的高い値をもち、鉛山花崗岩類のものがOr 65前後の低い値をもつ。因美花崗岩類はOr 70~80の値をもち、この中で1期と2期のものがやや低いOr組成を有する。

次にカリ長石のOr組成と岩石のSiO₂%との関係を見ると、領家帯のカリ長石は同じSiO₂量をもつ岩石でみると最も高いOr組成をもち、しかも岩石が苦鉄質となってもあまり組成変化しない。山陽帯では岩石のSiO₂%が高いもので著しく低いOr組成をもつものがあるが、苦鉄質のものでは高いOr組成をもつ。山陰帯では珪長質な岩相で一部高いOr組成をもつ。山陰帯と山陽帯では全岩組成に大差がないことから、この差異は圧力や温度条件にその原因が考えられる。村上(1976)や濡木(1978)はカリ長石の三斜度が、山

陰帯では0に近いのに対し、山陽帯では1.0に近い値をもつものがあることから、山陽帯では低温緩冷条件下で、山陰帯では、その逆で形成されたとしており、このことがカリ長石の化学組成に反映したものと考えられる。

3. 黒雲母

黒雲母の化学組成を第2表、第7図に示す。3帯の化学組成を比較すると、領家帯のものはAlとFeに富み、シデロフィライト成分に富む。一方、山陰帯ではMgに富みAlに乏しくフロゴパイト成分に、山陽帯ではFeとSiに富み、アナイト成分に富み、Honma(1974)、蟹沢(1976)、Czamanske *et al.* (1981)などと同じ傾向を示す。各帯別に詳しくみてみると、領家帯では新期花崗岩類、特に2期のものでシデロフィライト成分に富む。山陽帯では広島中期花崗岩類の3期のものでアナイト成分に富み、広島新期のものはそれ

第2表-2 黒雲母の化学組成—その2, 山陽帯

Sample No.	San'yo Zone								
	Hiroshima Middle 1		Hiroshima Middle 2		Hiroshima Middle 3		Hiroshima Younger		Volcanic rock
	92	93	100	101	80	84	70	95	87
SiO ₂	38.47	38.47	35.75	36.31	35.51	35.98	36.43	34.09	33.61
TiO ₂	2.31	3.79	3.86	4.07	3.33	2.63	3.18	3.01	2.53
Al ₂ O ₃	12.94	11.43	12.91	12.92	13.82	14.76	12.65	14.46	18.44
FeO	23.64	23.54	28.57	24.13	29.74	29.87	27.56	29.43	30.56
MnO	0.10	0.59	0.41	---	0.34	0.55	0.31	0.32	0.33
MgO	11.45	10.93	5.22	9.81	4.57	3.58	6.04	3.76	2.64
CaO	0.02	0.48	0.04	0.08	0.01	0.07	0.03	0.07	0.04
Na ₂ O	0.14	0.45	0.09	0.02	0.07	0.10	0.09	0.20	0.17
K ₂ O	8.73	7.62	8.73	9.81	8.47	8.94	8.70	7.82	7.59
Total	97.80	97.30	95.58	97.15	95.86	96.48	94.99	93.16	95.91
Si	5.799	5.831	5.707	5.599	5.664	5.709	5.809	5.596	5.340
Ti	0.262	0.432	0.463	0.473	0.399	0.314	0.381	0.372	0.302
Al ⁴	2.201	2.043	2.293	2.349	2.336	2.291	2.191	2.409	2.660
Al ⁶	0.099	---	0.135	---	0.262	0.470	0.186	0.394	0.794
Fe	2.980	2.984	3.812	3.113	3.968	3.963	3.674	4.040	4.062
Mn	0.013	0.076	0.056	---	0.046	0.073	0.042	0.044	0.044
Mg	2.572	2.469	1.242	2.255	1.087	0.846	1.435	0.920	0.625
Ca	0.003	0.078	0.007	0.011	0.002	0.012	0.005	0.012	0.007
Na	0.041	0.132	0.029	0.006	0.022	0.030	0.029	0.064	0.052
K	1.679	1.474	1.778	1.925	1.724	1.810	1.770	1.638	1.539
Mq/Mg+Fe	0.463	0.453	0.246	0.420	0.215	0.176	0.281	0.185	0.133

よりやや Mg に富む。山陰帯では用ヶ瀬花崗岩類は著しくアナイト成分に富み山陽帯のものに類似する。一方、鉛山花崗岩類は珪長質岩相にもかかわらずフロゴバイト成分に富む特徴をもつ。因美花崗岩類は1期から3期までいずれもフロゴバイト成分にとむ。Czamanske *et al.* (1981) は山陰帯では岩石の SiO₂ が富むとともに黒雲母の Mg 値が増加するとしているが、この現象は因美花崗岩類から鉛山花崗岩類への変化に該当する。3 帯間での黒雲母の化学組成の差異は、Honma (1974), 蟹沢 (1976), Murakami (1977), Czamanske *et al.* (1981) などが述べている様に酸素分圧の差異によっている。すなわち、山陰帯では酸素分圧が高く、領家帯や山陽帯では還元状態で結晶作用を行なったことを反映しているといえよう。

次に岩石と黒雲母組成との関係を見ると(第8図), 領家帯では岩石と鉱物がほぼ同じ値をもつ1:1の直線付近にプロットされる。この傾向は古期花崗岩類で

顕著で、新期花崗岩類の2期のものはややはずれる。山陽帯のものは鉱物の方がより FeOt/FeOt+MgO 値に富む。この傾向は広島中期花崗岩類の3期のものでより顕著であるが、1期の石英閃緑岩では明瞭でない。山陰帯では岩石の方がより FeOt/FeOt+MgO 値に富む。この傾向は鉛山花崗岩類で顕著である。

以上の様な現象の原因として酸素分圧が大きく寄与しており、山陰帯では酸化状態での結晶作用のため、黒雲母は Mg に富むようになる (Wones and Eugster, 1965), また、黒雲母中にはしばしば磁鉄鉱が包有されており、黒雲母晶出直前に磁鉄鉱が多量に晶出しマグマ中の Fe がかなり除去されたことがあげられる。一方、領家帯では還元状態で結晶作用を行ない、Fe, Mg を含む鉱物が黒雲母・角閃石以外ほとんどなく、また、後述する様に黒雲母と角閃石の Fe—Mg 分配係数が1であることから、母岩の FeOt/FeOt+MgO 値がそのまま鉱物に反映されたと考えられる。

第2表-3 黒雲母の化学組成—その3, 領家帯

Sample No.	Ryoke Zone									
	Gabbroic rock	Older			Younger 1		Younger 2		Younger 3	
	111	130	132	133	116	118	123	125	115	131
SiO ₂	35.23	38.74	35.70	37.58	35.52	35.05	35.74	36.13	36.27	36.48
TiO ₂	3.58	2.84	3.73	3.12	3.92	3.42	2.53	3.39	3.51	3.38
Al ₂ O ₃	14.87	16.16	17.13	14.85	15.08	15.55	14.19	14.27	16.95	16.81
FeO	27.87	14.30	21.90	20.69	26.25	29.84	29.66	26.06	24.97	23.13
MnO	0.35	0.14	0.35	0.16	0.66	0.41	0.40	0.23	0.35	0.30
MgO	5.33	13.43	7.00	9.87	6.26	3.89	4.07	7.21	5.11	6.21
CaO	0.09	0.02	0.10	0.01	0.12	0.07	0.06	0.04	0.03	0.24
Na ₂ O	0.10	0.40	0.17	0.15	0.14	0.11	0.10	0.15	0.11	0.18
K ₂ O	9.04	8.60	8.33	8.55	9.17	9.06	8.21	8.67	8.74	8.87
Total	96.46	94.63	94.41	94.98	97.12	97.40	94.96	96.15	96.04	95.60
Si	5.551	5.746	5.537	5.747	5.521	5.515	5.740	5.635	5.537	5.624
Ti	0.424	0.317	0.435	0.359	0.458	0.405	0.306	0.398	0.414	0.392
Al ⁴	2.449	2.254	2.463	2.253	2.479	2.485	2.260	2.365	2.463	2.376
Al ⁶	0.313	0.571	0.669	0.424	0.283	0.399	0.426	0.259	0.671	0.678
Fe	3.672	1.774	2.828	2.646	3.411	3.927	3.984	3.400	3.277	2.982
Mn	0.046	0.018	0.046	0.021	0.087	0.054	0.054	0.030	0.046	0.039
Mg	1.251	2.970	1.618	2.250	1.450	0.913	0.974	1.677	1.196	1.427
Ca	0.016	0.003	0.018	0.002	0.020	0.012	0.010	0.007	0.005	0.040
Na	0.031	0.115	0.051	0.044	0.041	0.033	0.031	0.045	0.030	0.054
K	1.817	1.627	1.648	1.668	1.818	1.819	1.682	1.726	1.750	1.745
Mg/Mg+Fe	0.254	0.626	0.364	0.460	0.298	0.189	0.196	0.330	0.267	0.324

4. 角閃石

角閃石の化学組成を第3表, 第9図に示す。3帯の角閃石の組成をみると, 領家帯のものは多くが Leak (1968) のフェロホルンブレンドに属し, Si に乏しく, mg 値 (Mg/Mg+Fe) に乏しい。山陽帯のものもフェロホルンブレンドに属するが, 領家帯のものよりやや mg 値と Si に富む。一方, 山陰帯のものは多くが mg 値と Si に富み, マグネシオホルンブレンドに属する。このような差異は Honma (1974), 蟹沢 (1976), Czamanske *et al.* (1981) が述べているように角閃石晶出時の酸素分圧の差異を示していると考えられる。

次に各帯の各時期区分に従ってその組成変化についてみる。領家帯でははんれい岩類のものは Si に乏しく, Ti に富みチェルマックホルンブレンドに属するものが多い。古期花崗岩類のものはその組成がばらつき明確な傾向を有しない。新期花崗岩類では1期のものは Fe に富み Si に乏しいが, 2期のものはやや mg

値, Si に富み, その組成が少し異なる。山陽帯のものをみると, 広島中期花崗岩類の1期のものはアクチノ閃石質ホルンブレンドからアクチノ閃石に属する。これはこれら角閃石の多くが核部に単斜輝石をもち, 単斜輝石から分解して生じたためである。広島中期花崗岩類の2・3期のものはほぼ同じ様な化学組成を示す。新期花崗岩類のものは広島中期花崗岩類のものよりやや mg 値に乏しい。これは母岩の SiO₂% が高いことに起因している。山陰帯では用ヶ瀬花崗岩類が山陽帯のものと同じくフェロホルンブレンドに属する。因美花崗岩類では, 1期のものがやや Si に乏しく, 2期のものは Si に富み, 一部ではアクチノ閃石質ホルンブレンドに属する。これは山陽帯のものと同様, 輝石が分解して生じた角閃石が多いためである。鉛山花崗岩類は母岩の SiO₂% が70~75% と高いにもかかわらず高い mg 値を有する。

母岩と角閃石の FeOt/FeOt+MgO 値の関係をみる

第8図 黒雲母・角閃石と岩石の $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t+\text{MgO}$ 値の関係。
1, 山陰帯; 2, 山陽帯; 3, 領家帯。Ho, 角閃石; Bi, 黒雲母。

と(第8図), 全体に黒雲母と似た傾向をもつ。すなわち, 領家帯ではほぼ岩石と鉱物が同じ値をもち, 山陰帯では角閃石の方が $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t+\text{MgO}$ 値に乏しい。この傾向は黒雲母より角閃石でより明瞭である。しかし, 山陽帯では黒雲母とやや異なりほぼ1:1の直線になる。

角閃石の累帯構造についてみると(第10図), 領家帯では斜長石と同じく累帯構造の発達が最も悪い。コアからリムに向うにつれ Al^{IV} の増加とアルカリ, 特にKが乏しくなる。しかし, mg 値はあまりかわらない。なお, 領家帯では古期花崗岩類のものが Al^{IV} に富む。山陽帯の角閃石の累帯構造はコアからリムに向うにつれ, Al^{IV} が増加するが, アルカリについては富む傾向のものと乏しくなるものがあり明瞭な傾向を有しない。山陰帯の角閃石は一般に累帯構造を示す。因美花崗岩類の1期のものはアルカリ含量が少なく, コアからリムに向うにつれ Al^{IV} とアルカリが減少する。2期のものは多くが低い Al^{IV} の値をもち, コアからリムに

向うにつれやや Al^{IV} が増加しアルカリが減少する。

次に各帯のはんれい岩～石英閃緑岩の角閃石をみると(第11図), 領家帯のものではTiが0.4~0.5と著しく高く Leak (1968) による Ti-フェロアンバーガサイトからバーガサイト質ホルンブレンドの組成をもち, Inomata and Tazaki (1974) の超塩基性岩中の Ti-バーガサイトに類似した値をもつ。この Ti-バーガサイトは一般に超塩基性岩に産するが, 沢田(1978)は石英ソレライトにも報告した。彼は Ti-バーガサイトの形成条件を議論しており, それによると, Green and Ringwood (1968) の実験では Ti-バーガサイトは高アルミナ石英ソレライトで9~10 kb, 920~1040℃で形成される。また, Herz (1973) の5 kbの実験によれば角閃石の Ti 含量は全岩の Ti 組成でなく温度が一定で酸素分圧が低下したときか, あるいは酸素分圧が石英-ファヤライト-磁鉄鉱バッファーで温度が上昇したとき Ti 含量が上昇する。これらのことから類推すると Ti-バーガサイトは比較的高圧, 高温で形成され

第3表-1 角閃石の化学組成—その1, 山陰帯

Sample No.	Mochigase Inbi 1			San'in Zone Inbi 2			Namariyama	
	40	3	5	26	45	56	43	51
SiO ₂	44.30	42.51	43.99	44.61	46.54	43.41	44.75	44.28
TiO ₂	1.78	3.02	2.51	1.40	1.34	2.33	1.65	2.60
Al ₂ O ₃	8.01	8.91	10.11	7.80	6.31	8.45	9.93	10.10
FeO	20.06	18.43	12.62	24.86	16.44	21.26	13.95	11.33
MnO	0.29	0.19	0.19	0.54	0.32	0.20	0.31	0.17
MgO	9.27	9.44	13.50	6.23	12.95	8.73	12.55	14.36
CaO	10.52	10.88	11.63	10.52	10.06	10.63	11.46	11.79
Na ₂ O	2.11	1.79	2.08	1.80	1.94	1.95	1.56	2.01
K ₂ O	0.57	0.96	0.55	0.95	0.43	0.98	0.63	0.54
Total	96.91	96.13	97.18	98.71	96.33	97.94	96.79	97.18
Si	6.798	6.563	6.515	6.875	7.053	6.650	6.667	6.517
Ti	0.205	0.351	0.280	0.162	0.153	0.268	0.185	0.288
Al ⁴	1.202	1.437	1.485	1.125	0.947	1.350	1.333	1.483
Al ⁶	0.249	0.184	0.280	0.291	0.180	0.176	0.411	0.269
Fe	2.569	2.380	1.563	3.202	2.084	2.724	1.738	1.395
Mn	0.038	0.025	0.024	0.070	0.041	0.026	0.039	0.021
Mg	2.116	2.173	2.980	1.431	2.813	1.994	2.787	3.150
Ca	1.726	1.800	1.846	1.736	1.634	1.745	1.830	1.859
Na	0.627	0.536	0.597	0.537	0.570	0.579	0.451	0.574
K	0.111	0.189	0.104	0.187	0.083	0.192	0.120	0.101
Mg/Mg+Fe	0.452	0.477	0.656	0.309	0.574	0.423	0.616	0.693

酸素数は23。全鉄はFeOとして表示。角閃石はすべてコア組成を示す。

たと考えられる。このことは領家帯のはんれい岩が高水蒸気圧下で形成されたことにより An 90 前後の斜長石が形成されることや(田結庄, 1983), 斜長石とかんらん石接触部にスピネルシンプレクタイトを生じること (Nichol and Lorenz, 1973) と合致する。このように高压で形成された角閃石は領家帯のほか山陰帯でまれにみられる。

黒雲母と角閃石の Fe-Mg 分配をみると(第12図), 領家帯ではほぼ1:1の直線上近くにプロットされ, 山陽帯ではやや角閃石の方が Mg/Fe 比に富み, 山陰帯では角閃石の方が Mg/Fe 比に富む。この現象は領家帯ではほぼ平衡状態で両者が晶出したためと思われる。山陰帯では黒雲母晶出前あるいは角閃石晶出時に多量の磁鉄鉱が晶出したため, 後期晶出の黒雲母が低い Mg/Fe 値をもつに到った。山陽帯では珧長質な岩石では角閃石の方が Mg/Fe に富むが, 石英閃緑岩質

のものではほぼ1:1の直線上にのる。珧長質な岩石の角閃石はいったん晶出したあと液と反応した融食形をしており, 黒雲母よりかなり早期に晶出している。珧長質岩石の MgO 含量は0.3% 前後ときわめて低く, 先に晶出した角閃石により マグマ中の Mg の多くが消費されるため, 黒雲母は角閃石より低い Mg/Fe 比をもつに到った。このことは珧長質岩石の黒雲母の FeOt/FeOt+MgO 値が岩石のそれよりかなり高い値をもつに對し, 角閃石は岩石の値とほぼ同じであることから支持される(第8図)。

5. 輝石

輝石の化学組成を第4表, 第13図に示す。領家帯の斜方輝石は母岩の SiO₂% の低さにもかかわらず, Fe に富む, 山陽帯では単斜輝石, 斜方輝石とも3帯の中で最も Fe に富む。山陰帯では他の2帯に比べ Mg に富む傾向にある。しかし, 黒雲母や角閃石でみられた

第3表-2 角閃石の化学組成—その2, 山陽帯

Sample No.	San'yo Zone						
	Hiroshima Middle 1	93	Hiroshima Middle 2	101	Hiroshima Younger	95	Volcanic rock
91	93	100	101	70	95	86	
SiO ₂	44.91	43.98	48.86	43.39	43.84	41.45	43.73
TiO ₂	1.21	1.46	1.01	1.20	1.41	0.11	1.93
Al ₂ O ₃	7.93	8.67	6.28	7.39	7.27	7.72	8.61
FeO	24.19	25.05	16.78	25.95	24.52	33.28	20.98
MnO	---	0.43	---	---	0.36	0.52	0.21
MgO	7.36	5.32	12.05	5.99	6.12	0.11	8.27
CaO	10.95	11.10	11.79	10.95	10.02	9.97	10.59
Na ₂ O	1.46	1.25	1.02	1.65	2.15	1.62	1.79
K ₂ O	1.18	0.93	0.73	1.34	0.84	0.96	0.67
Total	99.19	98.19	98.52	97.86	96.53	95.74	96.78
Si	6.820	6.815	7.180	6.808	6.910	6.907	6.743
Ti	0.138	0.170	0.109	0.144	0.167	0.014	0.225
Al ⁴	1.180	1.185	0.820	1.192	1.090	1.093	1.257
Al ⁶	0.252	0.399	0.266	0.177	0.260	0.423	0.308
Fe	3.105	3.246	2.069	3.410	3.231	4.638	2.706
Mn	---	0.056	---	---	0.048	0.073	0.027
Mg	1.685	1.229	2.639	1.403	1.437	0.027	1.901
Ca	1.806	1.843	1.857	1.846	1.692	1.780	1.750
Na	0.437	0.376	0.293	0.506	0.657	0.523	0.535
K	0.230	0.184	0.138	0.270	0.169	0.204	0.132
Mq/Mg+Fe	0.352	0.275	0.561	0.292	0.308	0.006	0.413

様な大きな差異はない。また、同じ山陰帯の安山岩の輝石組成とよく合致する。輝石温度計 (Wood and Banno, 1973) を適用すると、いずれも 900℃ 以下とそれほど高い温度でなく花崗岩類に伴なわれるはんれい岩類の特徴を示す。また、輝石の Al 含量は領家帯の一部でやや高いが、山陽帯、山陰帯のものは浅所侵入岩相のため低い Al 含量を示す。単斜輝石は珪灰石成分が高く、カルクアルカリ岩の単斜輝石の特徴を示す (Best and Mercy, 1967)。

V. ま と め

造岩鉱物の化学組成変化を各帯の時期区分ごとにまとめる。

斜長石の Or 組成は、同じ An 組成のものでみると、領家帯で最も低く、ついで山陽帯、そして山陰帯で最も高い。領家帯の斜長石はノルマルゾーニングが発達しないため、そのリム An 組成が高いのに対し、山陽帯

や山陰帯のものではノルマルゾーニングが発達しており、コア An 組成は高いが、リム An 組成は低い。これは領家帯の斜長石は緩冷条件下で平衡に近い状態で晶出したのに対し、山陽帯や山陰帯のものは分別結晶作用など液組成が急速に変化する条件で晶出した結果と考えられる。

共存長石温度計、共存磁鉄鉱—チタン鉄鉱温度計、斜長石の Or 含量からの温度をみると、領家帯では 460℃～550℃、山陽帯では 480℃～600℃、山陰帯では 500℃～650℃ である。これらの温度はマグマからの結晶晶出温度としては低すぎ、サブソリダス温度と考えられる。すなわち、領家帯は緩冷条件下で冷却過程が行われ、山陰帯は急速に冷却過程が進行し、山陽帯は両帯の中間の冷却過程をもったことを示す。各帯の貫入時期別にみると、領家帯では古期花崗岩類や新期花崗岩類の 1 期のものでより低いサブソリダス温度を示し、古期のものほど徐冷傾向にある。山陽帯では広島

第3表-3 角閃石の化学組成—その3, 領家帯

Sample No.	Gabbroic rock		Ryoke Zone							
	129	130	Older		Younger 1		Younger 2		Younger 3	
			111	133	116	118	121	125	118	115
SiO ₂	42.94	42.96	42.12	45.00	43.05	41.52	43.90	45.19	40.11	43.47
TiO ₂	3.05	3.31	1.77	2.34	1.66	1.39	2.01	1.81	0.41	1.79
Al ₂ O ₃	11.28	11.37	9.57	11.00	9.45	10.63	8.59	7.71	12.95	8.25
FeO	15.45	14.78	25.79	13.46	23.60	27.26	23.27	17.79	27.35	24.98
MnO	0.14	0.15	0.53	0.20	0.35	0.64	0.48	0.15	0.43	0.49
MgO	10.27	10.00	4.49	12.69	6.23	3.39	6.75	10.83	2.40	5.35
CaO	10.94	11.09	10.74	11.26	10.91	9.89	10.63	10.84	11.15	10.09
Na ₂ O	2.15	2.01	1.60	1.70	1.36	1.67	1.74	1.42	1.39	1.68
K ₂ O	0.75	0.68	1.15	0.64	0.93	1.24	1.08	0.59	1.31	0.96
Total	96.97	96.35	97.76	98.29	97.54	97.63	98.45	96.33	97.50	97.06
Si	6.453	6.742	6.641	6.574	6.680	6.572	6.745	6.872	6.378	6.822
Ti	0.343	0.375	0.208	0.257	0.194	0.165	0.232	0.207	0.048	0.211
Al ⁴	1.547	1.528	1.359	1.426	1.320	1.428	1.255	1.128	1.622	1.178
Al ⁶	0.451	0.491	0.406	0.468	0.408	0.555	0.301	0.254	0.804	0.348
Fe	1.942	1.862	3.376	1.645	3.063	3.608	2.990	2.262	3.636	3.279
Mn	0.018	0.019	0.070	0.025	0.046	0.086	0.062	0.019	0.058	0.065
Mg	2.301	2.246	1.048	2.764	1.441	0.799	1.546	2.455	0.568	1.252
Ca	1.762	1.790	1.802	1.763	1.814	1.677	1.749	1.766	1.899	1.697
Na	0.627	0.587	0.435	0.482	0.409	0.513	0.519	0.419	0.428	0.511
K	0.144	0.131	0.230	0.119	0.184	0.251	0.212	0.114	0.266	0.192
Mg/Mg+Fe	0.542	0.547	0.237	0.627	0.320	0.181	0.341	0.520	0.135	0.276

中期花崗岩類の3期のものでは低いサブソリダス温度を示すが、広島新期花崗岩類ではやや高く、より後期のものほど冷却過程が速かったと考えられる。山陰帯では用ヶ瀬花崗岩類のものでは低いサブソリダス温度をもち、因美花崗岩類では高く、鉛山花崗岩類では最も高く、より後期侵入のものほど冷却が急速に進行したことを示す。

黒雲母と角閃石の化学組成には晶出時の酸素分圧の違いが反映されている。すなわち、酸素分圧の低い領家帯や山陽帯ではこれら鉱物のmg値は低いが、酸素分圧の高い山陰帯ではmg値が高い。各帯の貫入時期別にみると、領家帯では新期花崗岩類の1期の黒雲母や角閃石で最も低いmg値をもち、2期・3期のものではmg値がやや高い。山陽帯では広島中期花崗岩類の3期のものではmg値が低く、広島新期花崗岩類のものではやや高い。山陰帯では用ヶ瀬花崗岩類で山陽帯と同じく低いmg値をもつ。因美花崗岩類は高いmg値を

もち、鉛山花崗岩類では最も高い。酸素分圧の時間的推移をみると、領家帯では新期花崗岩類1期のものでは最も酸素分圧が低く、2期・3期ではやや高くなる。山陽帯では広島中期花崗岩類、特に3期のものでは酸素分圧が最も低く、広島新期花崗岩類でやや高い。山陰帯では用ヶ瀬花崗岩類は山陽帯と同じく低酸素分圧で形成されたが、因美花崗岩類は高酸素分圧下で形成され、鉛山花崗岩類は最も高酸素分圧下で形成された。この結論は先に田結庄(1982b)が述べたチタン鉄鉱中の赤鉄鉱成分から推測した酸素分圧の推移と一致する。

岩石と黒雲母および角閃石のFeO_T/FeO_T+MgO値の関係をみると、領家帯ではほぼ1:1の直線上にのり、山陽帯では鉱物の方がFeに富み、山陰帯では岩石の方がFeに富む。山陰帯でのこの現象はマグマから黒雲母晶出前あるいは角閃石晶出時に多量の磁鉄鉱が除去されたことを示す。領家帯は緩冷条件で晶出したため、ほぼ平衡状態で鉱物が液から晶出したことによ

第9図 角閃石の化学組成。

山陰帯：1, 鉛山花崗岩類；2, 因美花崗岩類2期；3, 因美花崗岩類1期；4, 用ヶ瀬花崗岩類。山陽帯：1, 広島新期花崗岩類；2, 広島中期花崗岩類3期；3, 広島中期花崗岩類2期；4, 広島中期花崗岩類1期。領家帯：1, 領家新期花崗岩類2期；2, 領家新期花崗岩類1期；3, 領家古期花崗岩類；4, はんれい岩類。

AC, アクチノ閃石；Act-ho, アクチノ閃石質角閃石；Mag-ho, マグネシオホルンブレンド；Tch-ho, チェルマックホルンブレンド；Ferro-ho, フェロホルンブレンド。分類はLeak (1968)による。

第10図 角閃石の累帯構造による組成変化。

山陰帯：1, 因美花崗岩類1期；2, 因美花崗岩類2期。山陽帯：3, 広島中期花崗岩類1期；4, 広島中期花崗岩類2期。領家帯：5, 領家新期花崗岩類1期；6, 領家古期花崗岩類。

第 11 図 はんれい岩類～石英閃緑岩類の角閃石の Ti-Al 図。
1, 山陰帯の因美花崗岩類 1 期; 2, 山陽帯の広島中期花崗岩類 1 期; 3, 領家帯のはんれい岩類。
Par, パーガサイトの領域; Kae, ケルスタイトの領域。各領域は Inomata and Tazaki (1974) に従った。

る。

単斜輝石は珪灰石成分に富みカルクアルカリ岩の特徴をもつ。3 帯間では山陰帯のものでやや mg 値が高いが、黒雲母や角閃石でみられたような顕著な差異はない。

各帯のはんれい岩～石英閃緑岩の角閃石をみると、領家帯では Ti-パーガサイト質のものが含まれており、スピネルシンプレクタイトの存在ともあわせて考えると高圧下で形成されたものである。他の 2 帯ではこのように高圧で形成されたものはみられない。

謝 辞 鉱物の分析は岡山大学地球内部研究センターの EPMA を使用した。使用にあたって、同センターの田崎耕市博士、高橋栄一博士、本間弘次博士の指導助言を受けた。また、同研究センター滞在中、加々美寛雄博士、山浦裕子氏の援助を受けた。麻田 斉氏には研磨薄片作製にあたって適切な助言を受けた。神戸市鶴甲の藤田智子氏には図表の作製にあたって援助を受けた。以上の方々に記して謝意を表する。

第 12 図 黒雲母と角閃石の Mg/Fe 値の比較。
1, 山陰帯; 2, 山陽帯; 3, 領家帯。

第4表 輝石の化学組成。

	San'in Zone Inbi 1		San'yo Zone Hiroshima Middle 2			Ryoke Zone Gabbroic rock		San'in Zone Andesite	
Sample No.	3	5	100	101	75	129	136	20	19
SiO ₂	53.12	53.11	51.35	52.49	51.51	52.69	50.97	52.82	52.69
TiO ₂	0.50	0.32	0.35	0.36	0.31	0.29	0.70	0.67	0.72
Al ₂ O ₃	1.00	0.78	0.75	1.09	0.73	1.03	1.43	2.60	2.10
FeO	22.93	24.32	29.91	10.84	28.36	26.22	21.49	8.56	9.95
MnO	0.32	0.34	---	---	0.35	0.36	0.50	0.17	0.06
MgO	19.95	19.54	16.87	12.88	16.53	18.15	23.16	14.98	14.32
CaO	2.01	1.42	1.23	21.93	1.51	1.03	1.16	19.73	19.50
Na ₂ O	0.02	0.03	0.13	0.24	---	0.03	0.06	---	---
K ₂ O	---	0.01	0.05	0.02	---	0.01	0.06	0.01	---
Total	99.85	99.87	100.64	99.85	99.30	99.81	99.53	99.54	99.34
Si	1.991	1.999	1.973	1.975	1.993	2.000	1.914	1.956	1.996
Ti	0.014	0.009	0.010	0.010	0.010	0.008	0.020	0.019	0.020
Al ⁴	0.009	0.001	0.026	0.025	0.007	---	0.064	0.044	0.034
Al ⁶	0.035	0.034	0.008	0.023	0.026	0.046	---	0.069	0.058
Fe	0.719	0.766	0.961	0.341	0.918	0.832	0.675	0.265	0.311
Mn	0.010	0.011	---	---	0.011	0.012	0.016	0.005	0.002
Mg	1.114	1.096	0.966	0.722	0.953	1.027	1.296	0.827	0.797
Ca	0.081	0.057	0.051	0.884	0.063	0.042	0.047	0.783	0.780
Na	0.001	0.002	0.010	0.018	---	0.002	0.004	---	---
K	---	0.000	0.002	0.001	---	0.000	0.003	0.000	---
Mg/Mg+Fe	0.608	0.589	0.501	0.679	0.509	0.552	0.658	0.757	0.719

酸素数は6。全鉄はFeOとして表示。

第13図 輝石の化学組成。

1, 山陰帯の安山岩溶岩; 2, 山陰帯の因美花崗岩類1期; 3, 山陽帯広島中期花崗岩類1期; 4, 領家帯のはんれい岩類。

引用文献

- Best, M.G. and Mercy, E.L.P. (1967), Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. *Amer. Mineral.*, **52**, 436-474.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. and Atkin, S.A. (1981), Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in South-western Japan and implications for magma genesis. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10431-10469.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E. (1968), The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **15**, 103-190.
- 早瀬一一, 石坂恭一(1967), Rb-Sr 法による地質年令, (I) 西南日本, 岩鉱, **61**, 182-188.
- Helz, R.T. (1973), Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}=5\text{kb}$ as a function of oxygen fugacity, Part 1, mafic phases. *J. Petrol.*, **14**, 249-302.
- Honma, H. (1974), Chemical features of biotites from metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke Belt, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **69**, 390-402.
- Ichikawa, K., Murakami, N., Hase, A. and Wadatsumi, K. (1968), Late Mesozoic igneous activity in the inner side of Southwest Japan. *Pacif. Geol.*, **1**, 97-118.
- Ikeda, Y. (1976), Petrology and mineralogy of the Iritono granitic body, central Abukma plateau. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, **19**, 293-305.
- Inomata, M. and Tazaki, K. (1974), Phlogopite and Ti-pargasite bearing ultramafic rocks from the Mikabu zone, central Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **69**, 205-214.
- Ishihara, S. (1971), Modal and chemical compositions of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the Inner Zone of Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **77**, 441-452.
- Ishizaka, K. (1966), A geochronological study of the Ryoke metamorphic Terrain in the Kinki district. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. B.*, **33**, 69-102.
- 石坂恭一(1969), 近畿地方領家帯のジルコンの U-Th-Pb 年代について, 岩鉱, **62**, 191-198.
- 蟹沢聰史(1976), 山陰帯花崗岩質岩石の黒雲母と角閃石の化学組成, 地質雑, **82**, 543-548.
- 笠間太郎 (1968), 六甲山地の花崗岩類, 地質雑, **74**, 117-128.
- 河野義礼, 植田良夫 (1966), 本邦産火成岩の K-Ar dating (V)-西南日本の花崗岩類一, 岩鉱, **56**, 191-211.
- 木野崎吉郎(1953), 中国地方の花崗岩とタングステン及びモリブデン鉱床について(概報), 広大地学研究報告, **3**, 61-76.
- 小井土 由光, 原山 智, 田結庄 良昭, 飯泉 滋 (1985), 内帯酸性火成活動, 地学団体研究会第 39 回総会シンポジウム資料集, 154-162.
- 杏掛俊夫, 濡木輝一, 先山 徹, 白川頼子, 若井秀治 (1979), 東中国における花崗岩類の全化学組成, 地質学論集, **17**, 73-86.
- 杏掛俊夫(1981), 近畿地方領家帯神野山はんれい岩体について, 愛知大学総合郷土研究紀要, **26**, 55-60.
- Leak, B.E. (1968), A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, no. 98, 210 p.
- 政岡邦夫(1982), 近畿地方金剛山地およびその周辺の領家花崗岩類, 地質雑, **88**, 483-497.
- 村上允英(1976), 西南日本内帯における後期中生代酸性火成活動, 海洋科学, **7**, 24-29.
- Murakami, N. (1977), Compositional variations of some constituent minerals of the late Mesozoic to early Tertiary granitic rocks of Southwest Japan. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.*, **9**, 75085.
- 村上允英(1979), 東中国における後期中生代～古第三紀酸性岩類の南北変化の概要, 地質学論集, **17**, 1-18.
- 村上允英(1981), 益田一松山間に分布する中生代火成岩類及び含有鉱物の化学組成変化—とくに益田一柳井間の深成岩類一, 山口大学教養部紀要, **15**, 33-74.
- 中島和一, 政岡邦夫, 田結庄良昭, 杭田康弘 (1985), 淡路島中央部の領家帯一特に花崗岩類の区分と相互関係について一, 地球科学, **39**, 124-135.
- Nicholles, A. and Lorenz, V. (1973), Origin and crystallization history of Permian tholeiites from the Saar-Nahe trough, SW Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 327-344.
- 濡木輝一(1978), 岡山県中南部に産する花崗岩類中のカリ長石の特徴, 地質雑, **84**, 201-213.
- 先山 徹(1978), 岡山県北部奥津花崗閃緑岩体の岩石学的研究—その 1, 地質及び岩石記載—, 岡大温研報, **47**, 33-40.
- 先山 徹(1982), 山陰東部, 奥津—三朝地域の白亜紀末～古第三紀深成岩類の鉱物組成の時代的变化, *MAGMA*, no. 64, 11-19.
- 先山 徹(1985), 山陰東部の白亜紀後期～古第三紀深成岩類の地質学的・岩石学的研究, 広島大学地学研究報告, **26**, 1-189.
- 笹田政克, 山田直利, 先山 徹, 上田 薫(1979), 東中国, 三朝・奥津・湯原地域の白亜紀後期～古第三紀火成岩類, 地質学論集, **17**, 19-35.

- Sasada, M. (1979), Petrological study of South Yubara quartz gabbroic mass, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* **74**, 1-15.
- 沢田順弘 (1978), 島根県吉田複合岩体の Al・Cr に富む輝石とパーガス閃石. 地質雑, **84**, 601-620.
- 柴田 賢(1972), 茨木花崗岩体の K-Ar 年代. 地球科学, **25**, 268-269.
- 柴田 賢(1979), 東中国における花崗岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, **17**, 69-73.
- 白川頼子(1975), 岡山県和気北方の妙見山花崗閃緑岩質複合岩体について. 岩鉱, **70**, 107-117.
- Stormer, J.C. (1975), A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineral.*, **60**, 667-674.
- 田結庄良昭(1971), 大阪府北部, 茨木複合花崗岩体の岩石学的研究. 地質雑, **77**, 57-70.
- 田結庄良昭, 中島和一, 池垣憲二 (1977), 兵庫・大阪県境, 三草山付近の石英はんれい岩一文象斑岩複合岩体について. 岩鉱, **72**, 263-276.
- 田結庄良昭, 本間弘次, 田崎耕市(1979), 東中国における花崗岩類の造岩鉱物の化学組成. 地質学論集, **17**, 99-112.
- 田結庄良昭 (1982a), 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀花崗岩類の斜長石累帯構造. 地質雑, **88**, 555-569.
- 田結庄良昭 (1982b), 東中国および近畿地域の後期中生代～古第三紀花崗岩類中の Fe-Ti 酸化鉱物. 岩鉱, **77**, 384-402.
- 田結庄良昭 (1983), 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀花崗岩類の造岩鉱物の化学組成 (概報). *MAGMA*, no. 64, 19-25.
- 田結庄良昭(1985), 鳥取県智頭町, 沖山累帯深成岩体の地質と岩石. 岩鉱, **80**, 337-351.
- 田結庄良昭, 弘原海 清, 政岡邦夫, 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1985), 近畿地方における白亜～古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, **39**, 358-371.
- 田崎耕市, 平野英雄 (1973), X 線マイクロアナライザー (JXA5A) の定量精度に関する 2, 3 の検討. 岡大温研報, **42**, 9-23.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L. (1958), Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **74**, 1-153.
- 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 酸化鉱物. 鉱山地質, **24**, 13-30.
- Wones, D.R. and Eugster, H.P. (1965), Stability of biotite: experiment, theory and application. *Amer. Mineral.*, **50**, 1228-1272.
- Wood, B.J. and Banno, S. (1973) Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 109-124.
- 湯佐泰久 (1975), 固溶体鉱物の EPMA 迅速分析法—かんらん石・輝石・長石について. 岩鉱, **70**, 141-156.