

西日本における三郡-中国帯の基盤岩類の地下構造の推定： 大山-青野火山群中の捕獲岩の再検討によせて

濡 木 輝 一*

An inferred structure of the basement rocks under the Sangun-Chugoku belt
 in West Japan : with reference to re-examination of xenoliths
 in the Daisen-Aono volcanic group

Terukazu NUREKI*

Abstract Xenoliths in hornblende- and biotite-hornblende andesite of the Daisen-Aono volcanic group, especially those found from Mitake-zan (Mt. Mitake), were re-examined.

In the light of our knowledge of xenoliths found from Cenozoic volcanic rocks in West Japan, two groups of the basement rocks were inferred to be laid under the upper Palaeozoic terrane of the Sangun-Chugoku belt. The one is called A-group and the other B-group. The A-group is characterized by association of granulite with norite and/or noritic gabbro, and the B-group is characterized by association of gneissic rocks with biotite or hornblende-biotite gabbro. The A-group is perhaps lacking in granite, while the B-group is accompanied with granitic rocks.

The areas onto which the calc-alkalic basalt of the San-in series and the calc-alkalic andesite of the Setouchi series were erupted belong to the A-group. The whole of the Ryoke granites terrane would belong to the A-group area, because the Ryoke granites are often closely accompanied with norite or noritic gabbro which would correspond to the gabbroic rocks of the A-group. On the other hand, the 300-380 Ma metamorphic and gabbroic rocks which are often associated with the Sangun crystalline schist and/or the Yakuno complex have characters of rocks of the B-group. The Yakuno complex itself belong probably to the B-group. Thus, the rocks of the Sangun-Chugoku belt and probably of the Tamba belt seem to be chiefly laid on the B-group basement rocks; especially the Sangun crystalline schists appear within limit of the area on the B-group. The Daisen-Aono volcanic group was erupted on the B-group area. An inferred distribution of the basement rocks is shown in Fig. 7.

SASAKI *et al.* (1970) showed two models of crustal structure of East Chugoku, Model 1 and Model 2, which were given by the explosion seismologic observation in the Kurayoshi-Hanabusa area. If Model 1 is more likely than Model 2 and is applied for the whole West Japan, the crust of West Japan would be composed of 3-layers defined by velocity of the P-waves: 5.5 km/s, 6.1 km/s and 6.7 km/s. The boundary between the 6.1 km/s and 6.7 km/s layers was found about 11 km in depth. The 6.1 km/s layer would be mainly composed of the batholithic Cretaceous-Tertiary granites with subordinate amount of the basement rocks of the A- and B-groups. The upper part of the 6.7 km/s layer would be occupied by the basement rocks of both groups, and the lower part of the layer generally by basic and ultrabasic igneous rocks. The basement rocks of the A-group would be juxtaposed with those of the B-group.

* 岡山大学教養部地学教室. Institute of Earth Sciences, College of Liberal Arts, Okayama University, Okayama, 700 Japan.

はじめに

中国地方西部には第四紀の玄武岩ないし安山岩からなる、多数のスコリア丘、溶岩台地、溶岩円頂丘などが認められる。これらの火山岩類の分布はいずれも小規模で、隣接しているが、それらの化学組成は変化に富むことが知られている(倉沢・高橋, 1960; 倉沢, 1965, 1984; 鷹村, 1973)。この火山岩類のうち、東の鳥取県大山から西へ、島根県の三瓶山、青野山、山口県の金峰山、四熊岳を経て、さらに大分県の由布岳、鶴見岳へと続く安山岩類は、“大山系”あるいは“大山-青野山系”安山岩類と呼ばれている。

これら第四紀の火山岩類からは、しばしば捕獲岩類が多数見いだされて、早くから研究されてきている(種子田・山口, 1950; 倉沢ほか, 1961; KARAKIDA, 1963; KOJIMA *et al.*, 1967; MURAKAMI, 1975; 村上, 1979; 小室口・藤井, 1981)。MURAKAMI (1975), 村上 (1979) はとくに玄武岩中の捕獲岩類の詳しい岩石記載を行い、地下の基盤岩類の地質を論じている。しかし、大山-青野火山群中の捕獲岩類の岩石学的研究はまだあまり進んでいない。

本報告では、まず、大山-青野火山群から発見された捕獲岩類を簡単に記載する。次に、中国・四国地方から報告された新生代火山岩中の捕獲岩類、および構造帯その他から産出が報告された“基盤岩類”などに関する知識をまとめて、三郡-中国帯の基盤岩類の構造を推定してみる。

謝辞：この研究の過程で、山口大学の西村祐二郎教授に徳山金峰山の調査を御協力いただき、岡山大学の浅見正雄・臼井まゆみ両氏に鉱物の EPMA 分析をお願いした。上記の方々に厚くお礼申しあげる。

中国地方西部の第四紀火山岩類の化学組成

当地域の第四紀火山岩類は、化学組成のうえで、アルカリ岩系玄武岩、ソレライト質岩系玄武岩、カルク・アルカリ岩系玄武岩～安山岩に分けられている(倉沢・高橋, 1960; 倉沢, 1984; 鷹村, 1973)。これらのうち、ソレライト質岩系玄武岩は山口県北部にわずかに産出するだけで、他の2系列の火山岩が圧倒的に多く産出している。とくに基盤岩類起源と考えられる捕獲岩類を含むのは、カルク・アルカリ岩系火山岩類に限られる(倉沢ほか, 1961; 倉沢, 1965)。

山口県下では、カルク・アルカリ岩系火山岩類のうち、阿武郡地区に多く分布する玄武岩類と、大山-青野火山群に属する安山岩類が互いに離れて分布(Fig. 1)しているので、相互の地質学的関係はよくわかっていない。

この報文では、大山-青野火山群のうち、青野火山群、千石岳、金峰山などの安山岩と捕獲岩に関係するので、これらの安山岩の化学的特徴を簡単に紹介しておく。

青野火山群には地倉山、青野山、雲井峰、三原山をはじめ大小10の火山が含まれており、また、千石岳、金峰山付近にも円山ほか数個の火山が集まっている。これらの山はいずれも溶岩円頂丘をなす火山(倉沢, 1965, 1984)といわれている。青野火山群、千石岳、円山などは角閃石安山岩からなり、金峰山は黒雲母-角閃石安山岩～黒雲母-角閃石-石英安山岩からなっている。

倉沢(1965)は、化学組成のうえで、青野火山群と金峰山の安山岩類は1つのグループをなし、千石岳と四熊岳が他のグループをなすことを示した。前のグループは後のグループに比べて、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ に乏しく、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が低い特徴がある。さらに、倉沢(1984)は各火山の岩石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比について、大山-青野火山群の中でも、大山と三瓶山の安山岩は0.7049～0.7052であるが、青野火山群は0.7035～0.7039と低く、この値は山陰西部の他のグループのカルク・アルカリ岩系岩石の値(0.7038～0.7046)に比べても低いことを見いだした。そのため、以前は中国地方西部の第四系カルク・アルカリ岩系火山岩類の初源マグマは、アルカリ岩系玄武岩マグマと地殻物質との混成作用によって生成された、と考えられた(倉沢・高橋, 1960)が、今ではこのような単純な図式は見直さざるをえなくなった(倉沢, 1984)。大山-青野火山群の初源マグマの成因はまだうまく説明されていない。

大山-青野火山群中の捕獲岩類

結論的には、筆者はこのたびの調査で、従来発見された捕獲岩類を再確認したことになるので、以下の記述は必要と考えられる範囲にとどめる。

1. 青野火山群の捕獲岩類

青野火山群の安山岩(母岩)、捕獲結晶、捕獲岩などはすでに種子田・山口(1950)、KARAKIDA (1963)、倉沢(1965)によって報告されている。

青野火山群は島根県西端に分布し、中国帯の堆積岩類、これを貫く中生代の石英閃緑岩や流紋岩などを基盤としている。青野火山群のうち、青野山、地倉山、雲井峰、小青野山、大蔭山東方の無名丘などを調査し、前3者から捕獲岩類を見いだしたが、他の山からは珪長質捕獲結晶を見いだしたに過ぎない。捕獲岩片はいずれも小さく、断面は角ばったものが多く、大きさは 3×5 cmくらいまでであった。

青野火山群の岩石は角閃石安山岩で、極めて均質に見える。斑晶は斜長石(An_{50-70})とホルンブレンド(Z' =黄褐色)からなる。斜長石の大型結晶は捕獲結晶と思われる(種子田・山口, 1950)。ホルンブレンドは長柱状で10 mmに達するものがあり、しばしば累帯構造が発達し、また結晶周縁がオパサイト化されている。石英の捕獲結晶も認められる。種子田・山口(1950)は捕獲岩類として、石英閃緑岩質岩、花崗岩質岩、ホルンフェルス様岩、輝緑岩様岩、輝緑岩様同源捕獲岩を記述している。次に筆者の調査結果を付記する。

1) 青野山南斜面

南斜面の安山岩は捕獲岩に乏しく、砂岩質ホルンフェルス、花崗岩、角閃石閃緑岩などの細片が数個見いだされたに過ぎない。ホルンフェルス中の黒雲母は著しくオパサイト化されている。花崗岩片は $2 \times 5 \times 7$ mmの直方体に近く、石英、カリウム長石、斜長石、鉄鉱からなり、有色鉱物種は不明である。角閃石閃緑岩は細粒・等粒状で、斜長石(粒径0.3~0.5 mm)の累帯構造はほとんど認められない。斜長石は中性長石($2V_z=80^\circ$)、角閃石は Z' =黄褐色のホルンブレンドで、鏡下では母岩の角閃石によく似ている。燐灰石が多く含まれる。この捕獲岩は変成岩かもしれない。

2) 地倉山南斜面

いずれも細片ではあるが、多数の捕獲岩が採取された。細片のため造岩鉱物のモード組成分析は行っていないが、角閃石輝緑岩、黒雲母-石英閃緑岩質岩、黒雲母-角閃石-石英閃緑岩質岩、トータル岩質岩などに分類される。

角閃石輝緑岩はホルンブレンド(Z' =褐色~黄褐色)と斜長石を主とする基質部と斜長石斑晶からなる。しばしば角閃石斑晶も認められる。基質部の両鉱物はともに長柱状の自形~半自形の結晶であるが、角閃石のオパサイト化が著しく、多量の鉄鉱が生じている。斜長石斑晶は二次変質が著しい。

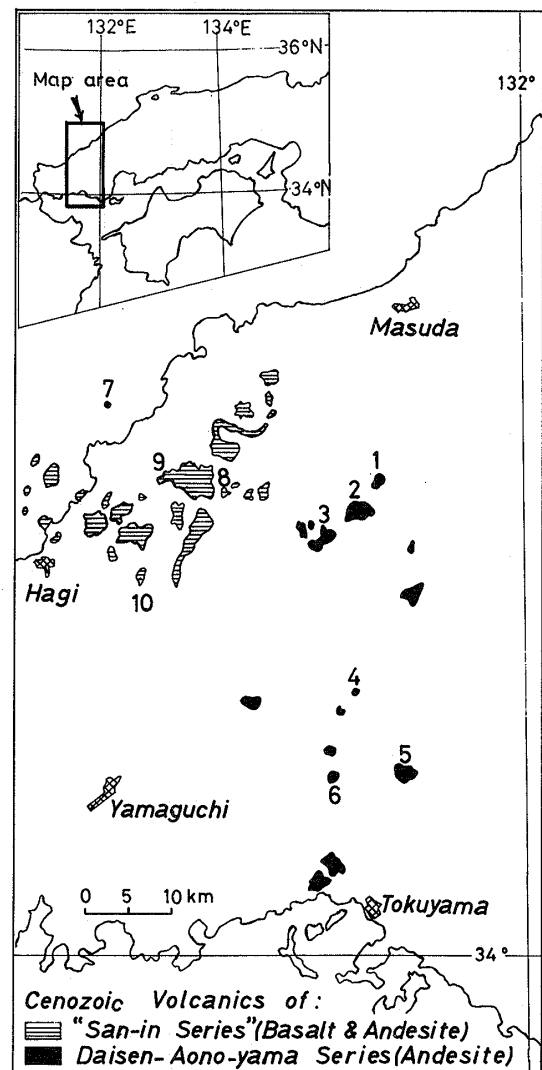


Fig. 1. Distribution of the Cenozoic volcanic rocks in the western part of San'in region.

1 : Chikura-yama, 2 : Aono-yama, 3 : Kumoi-miné, 4 : Maru-yama, 5 : Mitake-zan, 6 : Sengoku-dake, 7 : Uta-jima, 8 : Katamata, 9 : Horikoshi, 10 : Tsurue-dai.

黒雲母-石英閃緑岩質岩はおもに自形~半自形の斜長石(長径0.5~0.7 mm)と少量の石英からなる基質部に、やや斑状の黒雲母と斜長石(長径1.0~1.5 mm)が認められる。少量の斑状単斜輝石(Z' =淡緑色)も含まれるが、黒雲母よりも強くオパサイト化されている。斜長石には累帯構造が著しく発達し、黒雲母の周縁部はオパサイト化し、微細な鉄鉱、斜方輝石、単斜輝石の集合に変わっている。斜長石と石英の境界は常に幅約0.02 mmのガラスで埋められている。

黒雲母トータル岩質岩は粗粒岩で斜長石の長径は

2.5~3 mm, 石英粒も大きい。斜長石の累帯構造が著しく発達し, 石英は波動消光する。黒雲母のオパサイト化は弱い。

黒雲母-角閃石-石英閃緑岩質岩は中粒, 等粒状組織を示す。角閃石は Z =黄褐色のホルンブレンドで, 黒雲母に比べてはるかに多量, かつ, より強くオパサイト化されている。斜長石の累帯構造は著しく, 石英との境界部はガラスで埋められている。

3) 雲井峰の東南端部

古い石切場から10数個の小さい捕獲岩を採取した。捕獲岩は2種の角閃石安山岩に分けられ, 1つは斑晶の斜長石とホルンブレンドが母岩よりも少し粗粒で, 他は細粒である。後者は優黒質に見える。捕獲岩中のホルンブレンドと母岩中のものの鏡下における性質は, ほとんど同じである。倉沢(1965)は上記のほかに, 石英閃緑岩質岩, 花崗岩質岩, ホルンフェルス様岩, 輝緑岩などを発見している。

2. 円山と千石岳の捕獲岩類

円山は山口県都濃郡鹿野町^{のぐんかのちやう}北部にある小さな溶岩円頂丘で, 白亜紀の溶結凝灰岩層(周南層群)を貫いている。千石岳は鹿野町西南端の, 徳地町, 南陽町との3町境界にまたがる火山で, 三郡帯を貫く溶岩円頂丘である。溶岩はいずれも同種の角閃石安山岩であり, 黒雲母が含まれることがある。斑晶は角閃石のみで, 斜長石はほとんど認められない。角閃石はホルンブレンド(Z =暗褐色~暗赤褐色, $2V_X=81^\circ$, $c^\wedge Z=16^\circ$)で, 明瞭な累帯構造が認められる。多色性は周縁部が強く, また常に微細な黒い鉄鉱物で囲まれている。角閃石安山岩にはしばしば斜長石(灰曹長石, $2V_X=69^\circ$), まれにサニディン($Ab_{40.6}Or_{59.3} \sim Ab_{44.6}Or_{55.4}$, $2V_X=38^\circ$)の斑晶状捕獲結晶が含まれる。斜長石は光軸角から高温型と判断されるし, サニディンも高温型 [$2\theta_{204}=50.95^\circ$, $2\theta_{060}=41.71^\circ (CuK\alpha)$] である。斜長石捕獲結晶は反応縁で囲まれているが, サニディンはそのような反応縁をもたない。斜長石とサニディンが共生して集斑晶をなすこともある。

1) 円山

多数の捕獲岩を採取した。いずれも長径数 cm 以下の細片で, 丸味をおび, 母岩によって強く変質させられ, 有色鉱物は一般に完全に変質している。捕獲岩として, トーナル岩質岩, 斑れい岩, 結晶片岩の3種類が見いだされたが, 前2者が圧倒的に多い。前2者は千石岳の捕獲岩とそれぞれ同種だと判断さ

れるので, 千石岳の項で説明する。

結晶片岩はただ1個見いだされた。これは石英を主とする珪質岩である。石英は有色鉱物(ほとんど完全にオパサイト化され, 鉄鉱を主とするレンズ状集合体になっている)の配列方向に平行に伸びた傾向が認められ, 波動消光が著しい。石英と斜長石の境界には, 常に幅 0.05 mm 土のガラスが脈状に発達している。

2) 千石岳

捕獲岩片は一般に小さく, 頂上(標高 630 m)で見いだしたただ円体(6×6×17 cm)様の岩塊が特別に大きいものであった。捕獲岩はトーナル岩質岩と斑れい岩が大部分で, 輝緑岩様岩がまれに見いだされた。結晶片岩の捕獲岩は見いだされなかった。千石岳南麓の角閃石安山岩に接する砂質片岩は接触変成作用を受けた形跡が認められない。

捕獲岩は一般に風化がはげしく, 有色鉱物の判定はむずかしい。岩石名は, 色指数, 珪長質鉱物の種類と量比, 斜長石の $An\%$ などを参考にして決めた。捕獲岩片が小さいため, 造岩鉱物のモード分析値は参考値として利用し, 分析値として利用できる2例を Table 1 と Fig. 2 に示した。

斑れい岩は最もひんぱんに見いだされる。色指数は 40~60% 程度で, 弱い葉理構造の認められるもの, 均質なものの, 比較的細粒なものの, 粗粒なものなど, 組織は一様でない。弱い葉理構造をもつ粗粒な斑れい岩が多い。粗粒岩の斜長石は粒径 1.5~3 mm, 等粒状, An_{54-64} で, 累帯構造はほとんど認められない。斜長石はしばしばチェス盤状に再結晶し, ガラス化されている。有色鉱物のオパサイト化の弱い, ごくまれな例では, 単斜輝石(Z =無色, $2V_Z=60^\circ$)とホルンブレンド(Z =褐色, $2V_X=79^\circ$)が指交状に共生しているが, これらを一般的な有色鉱物と考えてよいかどうかはわからない。また, 初源的に黒雲母が有色鉱物の一部であれば, 黒雲母は他に比べてオパサイト化されにくいので, 少量の黒雲母が残存していてもよいが, 千石岳の斑れい岩捕獲岩からは黒雲母が認められない。斜方輝石およびその仮像も認められない。

トーナル岩質岩には粗粒で優白質な縞と, 細粒で優黒質な縞による葉理構造が発達し, 色指数は前者が 10~20%, 後者が 40% くらいである。粒度の違いは斜長石の粒度による。斜長石は, 粗粒部の長径が 2.5~3 mm, 細粒部が 0.5~1 mm で, とともに累帯

構造は認められない。粗粒部の斜長石は An_{62-67} 、細粒部は An_{66} 前後なので、両者の間に組成上の差はない。石英は粗粒部に限って認められ、等粒状の径 $0.3\sim 0.5\text{ mm}$ の結晶が集合して、斜長石の間を埋めている。斜長石と石英の境は常に幅 $0.02\sim 0.05\text{ mm}$ のガラスで埋められている。有色鉱物は黒雲母と鉄鉱のみで、オパサイト化は著しくない。この岩石は色指数と石英の量からいえばトータル岩と呼んでもよいが、斜長石の $An\%$ からはむしろ斑れい岩のグループに加えられる。

3. 徳山金峰山の捕獲岩類

金峰山は山口県都濃郡鹿野町の南端にあり、徳山市との境界にまたがっている溶岩円頂丘である。溶岩は黒雲母-角閃石安山岩ないし黒雲母-角閃石-石英安山岩で、三郡帯中に噴出している。角閃石はホルンブレンド (Z' =緑褐色～褐色) で、累帯構造が認められ、周縁部はオパサイト化しているのが普通である。

KOJIMA *et al.* (1967) は金峰山東麓から採取された捕獲岩類を報告した。その後、MURAKAMI (1975) は変成岩捕獲岩中のざくろ石の化学組成を報告した。

KOJIMA *et al.* (1967) によると、捕獲岩類は次の4種に分類されている。それらは、① 塩基性岩源片麻岩、② 泥質岩源片麻岩、③ 石英-長石質片麻岩、④ 葉理構造の認められない火成岩である。筆者はこのたび、金峰山の北麓と南麓を調査したが、新種の捕獲岩は見いだせなかった。変成岩を数個採取したが、KOJIMA *et al.* (1967) が写真 (Pl. XXIII) で示したような立派な標本は得られなかった。金峰山の捕獲岩は、一般に千石岳のものより新鮮ではあるが、堅硬な標本はまれにしか得られなかった。捕獲岩の大きさは長径 $1\sim 20\text{ cm}$ くらいで、形は角ばったものから丸いものまで変化に富んでいる。

1) 捕獲岩類の分類

捕獲岩類は岩石組織によって変成岩類、深成岩類、火山岩類に大別される。変成岩と深成岩の区別が明瞭でない岩石も産出するが、中～粗粒の、片状構造が明らかで、無色鉱物の等粒状組織が特徴的な岩石を変成岩とした。各岩石種の出現頻度は深成岩が圧倒的に多く、変成岩が最も少ない。

変成岩と深成岩の代表的な標本 22 個を選んで、造岩鉱物のモード分析を行い、その結果を Table 1 に示した。Fig. 3 は IUGS SUBCOMMISSION (1973) の命名法によって深成岩類を分類したものである。Fig.

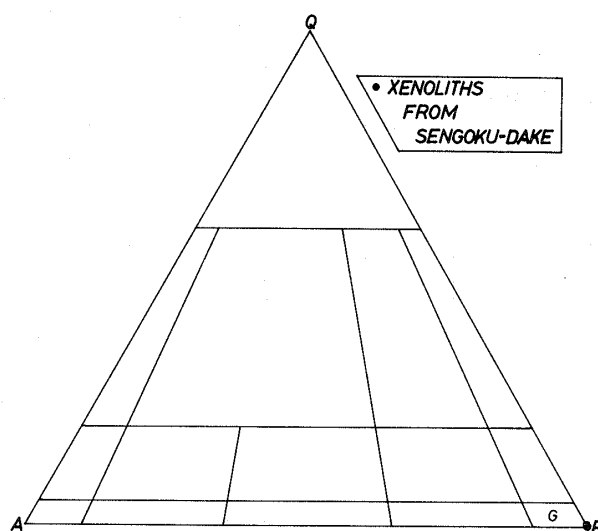


Fig. 2. Classification of xenoliths from Sengoku-dake according to modal mineral content (classification system after IUGS SUBCOMMISSION, 1973). (Abbrev.) Q: quartz, A: alkali-feldspar (= K-feldspar), P: plagioclase, G: gabbro.

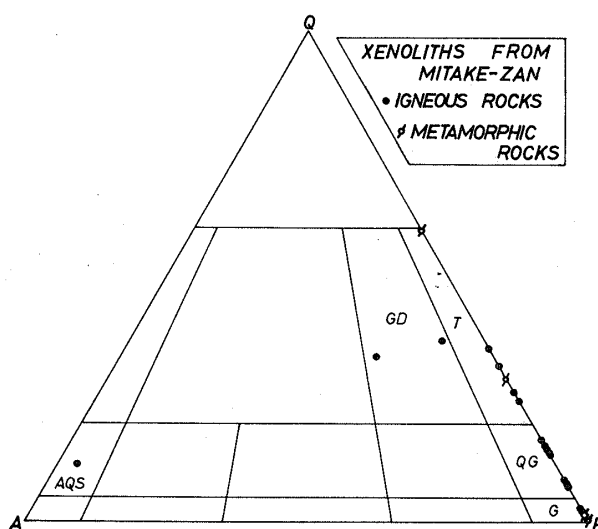


Fig. 3. Classification of xenoliths from Mitake-zan according to modal mineral content (classification system after IUGS SUBCOMMISSION, 1973). (Abbrev.) AQS: alkali-feldspar-quartz syenite, GD: granodiorite, T: tonalite, QG: quartz gabbro. Other symbols are the same as those in Fig. 2.

3 には参考までに変成岩も付加されている。

IUGS SUBCOMMISSION (1973) の命名法は Q-A-P 図によっており、斜長石の An 組成は図上では直接考慮されないの、岩石名として適当でない名称も現われる。Fig. 3 で T と GD の領域にはいる標本の斜長石はいずれも曹灰長石 (Table 1) なので、それぞれをトータル岩や花崗閃緑岩と呼ぶのは適当ではな

Table 1. Modal composition of xenoliths enclosed in andesite of Mitake-zan and Sengoku-daké.

(1) MITAKE-ZAN

No	Rock name	Qz	Pl	Ksp	Bt	Ga	Hb	Cpx	Ap	Opc	etc	Total	g.s.	An%
1	Gr-Bt gneiss	29.4	20.0	-	29.4	3.5	-	-	-	10.6	7.2	100.1	M	29-50(?)
2	Gr-Bt gneiss	0.6	39.7	-	37.1	3.6	-	-	-	18.4	0.7	100.1	M	28(?)
3	Bt gneiss	-	34.5	-	22.5	-	-	-	-	41.1	1.8	99.9	M	26-30(?)
4	Amphibolite(?)	8.2	19.8	-	20.5	-	1.5	3.1	0.1	46.3	0.5	100.0	M	66
5	Alkali-feld.- Qz syenite	9.8	2.8	70.9	0.8	-	-	-	2.4	8.9	4.5	100.1	C	-
6	Bt grano- diorite	29.2	44.0	5.9	3.0	0.5	-	-	0.7	10.7	5.9	99.9	C	59-60
7	"	26.5	35.9	16.5	8.7	0.8	-	-	0.3	5.7	5.5	99.9	C	57-59
8	Bt tonalite	22.6	48.5	-	5.6	-	-	-	1.2	20.2	1.9	100.0	C	57-64
9	"	18.9	58.7	-	10.6	0.6	-	-	0.2	6.6	4.5	100.1	C	59-60
10	Hb-Bt tonalite	17.4	48.5	-	20.1	-	1.4	-	0.1	10.9	1.5	99.9	C	62-63
11	"	24.0	44.4	-	17.4	-	1.8	(0.2)	0.4	10.4	1.5	100.1	M	64-65
12	Bt-Qz gabbro	8.8	53.8	-	13.1	-	-	-	0.9	21.5	1.9	100.0	M	59-66
13	Hb-Bt-Qz gabbro	8.2	46.7	-	18.0	-	22.8	-	0.6	1.8	2.0	100.1	M	60-66
14	"	4.3	52.0	-	10.6	-	4.1	0.9	0.3	24.9	3.0	100.1	M	58-61
15	"	4.6	48.6	-	15.3	-	2.9	0.5	-	27.1	1.0	100.0	M	59-63
16	Cpx-Hb-Bt- Qz gabbro	10.8	53.6	-	10.6	-	1.7	3.7	0.2	16.6	2.9	100.1	C	62-67
17	"	4.0	49.4	-	14.7	-	(-)	7.4	0.1	24.0	0.5	100.1	C	62
18	"	9.4	51.9	-	9.0	-	7.3	11.0	0.5	9.9	1.0	100.0	C	58-59
19	"	6.8	43.2	-	12.0	-	6.3	22.7	0.4	3.0	5.7	100.1	C	53
20	Bt gabbro	2.0	77.3	-	8.8	-	-	-	4.0	7.7	0.2	100.0	C	56-59
21	Cpx-Hb-Bt gabbro	0.2	44.8	-	19.5	-	9.3	1.8	0.1	23.8	0.5	100.0	M	61-63
22	"	0.8	36.1	-	21.9	-	21.8	8.6	0.1	9.8	1.0	100.1	M	62-66

(2) SENGOKU-DAKE

23	Hb gabbro	0.5	73.1	-	-	-	0.2	-	0.2	24.6	1.3	99.9	C	56
24	Cpx-Hb gabbro	-	48.9	-	-	-	23.2	14.1	0.7	6.9	6.3	100.1	C	54-57

(Abbrevs) Qz:quartz Pl:plagioclase Ksp:K-feldspar Bt:biotite Ga:garnet Hb:hornblende Cpx:clino-
pyroxene Ap:apatite Opc:opacite and iron ore etc:accessories and other minerals, including
glass produced as a secondary product. g.s.:grain-size (M=medium and C=coarse)

い。前者を石英斑れい岩と呼ぶには石英量が多すぎる。後者は明らかに相当量のカリウム長石を伴っている。しかし、この報文では岩石の色指数とQ-A-P図による分類に従って、両者をそれぞれトータル岩質岩、花崗閃緑岩質岩と呼んでおく。

Fig. 4 と Fig. 5 は Table 1 の値をもとに作成された。Fig. 4 によると、石英量の増減に対して、全有色鉱物量(=色指数)の変化、および全珪長質鉱物量の変化はよく相関しているが、全長石量はほとんど相関していない。Fig. 5 は全有色鉱物量に対する全長石量の変化と、斜長石の An % の変化をみたものである。前者は弱い相関がみられるが、後者は全く無関係である。ただし、どの捕獲岩にもオパサイトが著しく発達しており、オパサイトは全有色鉱物量に加えられているので、捕獲岩の本来の色指数は明らかではない。全長石量の変化は石英量に無関係で、全有色鉱物量に対して相関関係にある。Fig. 4 と

Fig. 5 について、変成岩の No. 1 と No. 4 は深成岩の量比の変化傾向からはずれている。

2) 変成岩類捕獲岩 (Nos. 1~4, Table 1)

No. 1 (Plate I-A) と No. 2 はともにざくろ石-黒雲母片麻岩であるが、No. 1 は No. 2 に比べて、石英が著しく多く、逆に斜長石と黒雲母がかなり少ない。斜長石は粒径 0.1~0.3 mm の等粒状組織を特徴とする。No. 2 の斜長石は An_{33-34} , $Or_{2.8-7.8}$ なので Or % がかなり大きい中性長石である。Table 1 に記入した斜長石の An % は $2\theta_{(131-1\bar{3}1)}(CuK\alpha)$ によって決めたものである。この方法によると、少なくとも An_{30-50} の範囲の斜長石は、Or % が約 4 % 前後増すと、同じ $2\theta_{(131-1\bar{3}1)}$ 値に対して An % が数 % 増となる (BAMBAUER *et al.*, 1967) ので、No. 1 の場合は X 線で斜長石の An % を決めても精度はよくない。No. 1 の斜長石の An % は No. 2 とほぼ同じだろうと推定される。

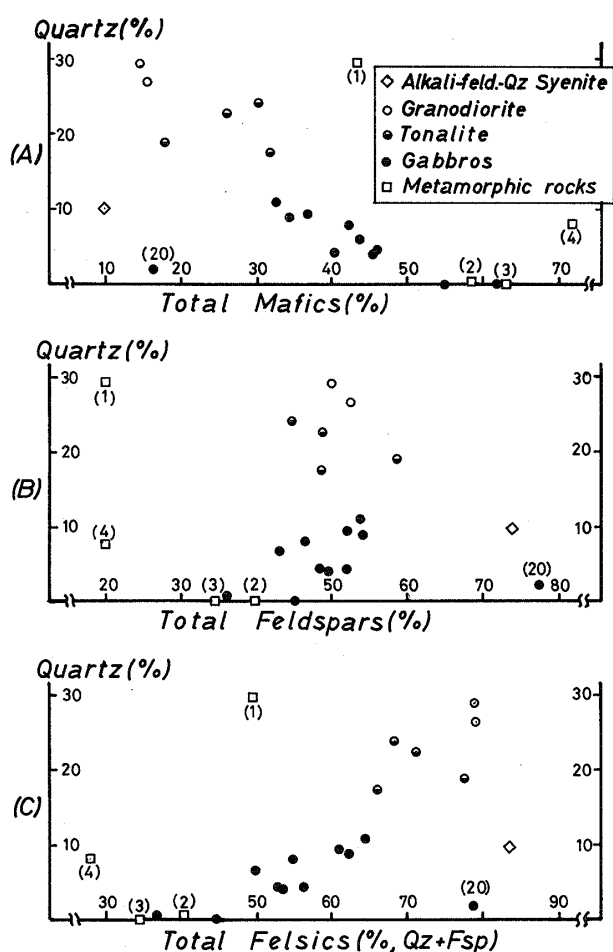


Fig. 4. Modal mineral content of quartz against total mafics (A), total feldspars (B) and total felsics (C) in xenoliths from Mitake-zan.

Numbers in parentheses correspond respectively to those in Table 1.

No. 3 (Plate I-B) は黒雲母片麻岩で、この岩石には石英もざくろ石も含まれない。No. 3 にはオパサイト化による鉄鉱が異常に多く、色指数は 65 % に近いが、斜長石は灰曹長石～中性長石であろう (Fig. 5)。

No. 1 と No. 2 のざくろ石と、その中にポイキリチックに含まれる黒雲母の化学組成を Table 2 に示した。ざくろ石はいずれもアルマンディンである。No. 1 のざくろ石の組成変化 (Fig. 6) をみると、結晶の周縁部は中央に比べて CaO に富み、MnO が減少する傾向があり、FeO と MgO はほとんど変化していない。Table 2 はざくろ石の周縁に近い部分の化学組成であるが、No. 1 は No. 2 よりも CaO に富み MnO に乏しいといえる。ざくろ石結晶から離れた黒雲母の化学組成は、ざくろ石中のものと同

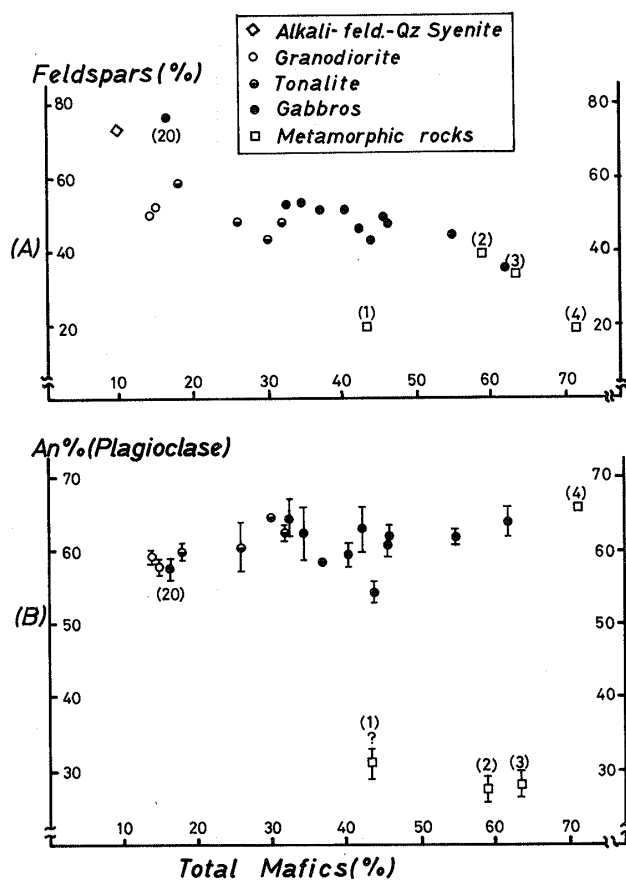


Fig. 5. Modal mineral content of total mafics against total feldspars (A) and An% of plagioclase (B) in xenoliths from Mitake-zan.

Numbers in parentheses correspond respectively to those in Table 1.

と同じである。

Table 2 のざくろ石と黒雲母の化学組成をもとに両者の平衡温度を計算すると、600～630℃ くらいで、No. 1 と No. 2 の間に有意の差がない (Table 3)。

No. 4 には異常に多量の鉄鉱が含まれ、珪長質鉱物の等粒状組織と黒雲母片 (0.5 mm 土) の弱い定向配列による縞状構造が認められる。多量の鉄鉱は黒雲母のオパサイト化によって生成された。斜長石 (0.1 mm 土) は強く変質しているが、曹灰長石である。この岩石には約 8 % の石英が伴われる。

以上、変成岩類のうち、No. 1 と No. 2 の差は源岩の泥質堆積岩の化学組成の違いとして説明できる。No. 3 と No. 4 は塩基性岩起源の変成岩であろうが、これらに角閃石が含まれないこと、No. 4 には多量の石英が含まれることなどの理由がよくわからない。いずれにしろ、変成岩類はすべて角閃岩相当の岩石である。

Table 2. Chemistry of garnet and biotite in xenoliths from Mitake-zan.

Rock name	garnet-biotite gneiss (1)*								garnet-biotite gneiss (2)*			
Mineral	Ga-1-1	Ga-1-2	Ga-2-1	Ga-2-2	Bt-1-1	Bt-1-2	Bt-2-1	Bt-2-2	Ga-3	Ga-4	Bt-3	Bt-4
SiO ₂	37.96	37.98	37.87	37.78	35.64	35.72	36.02	36.40	37.62	36.97	36.22	34.97
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.00	3.11	2.78	2.76	2.97	0.06	0.06	2.19	2.68
Al ₂ O ₃	20.96	20.95	20.77	20.71	16.44	15.65	16.04	15.84	21.25	20.88	17.09	16.80
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.09	0.03	0.04	0.05	0.08	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	30.69	30.43	31.40	30.33	17.52	16.96	18.87	19.75	31.96	30.55	17.39	18.06
MnO	1.40	1.34	1.16	0.92	0.14	0.06	0.10	0.04	4.02	4.42	0.11	0.16
MgO	3.93	4.71	3.69	3.76	12.30	12.91	12.29	11.45	3.44	3.36	11.30	10.97
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	5.71	5.76	6.06	6.20	0.02	0.00	0.03	0.00	2.03	2.40	0.01	0.03
Na ₂ O	0.02	0.04	0.00	0.01	0.16	0.15	0.19	0.28	0.00	0.00	0.35	0.36
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	9.63	9.47	9.44	9.43	0.00	0.00	9.69	9.46
Total	100.73	101.27	101.10	99.74	95.00	93.75	95.82	96.22	100.38	98.64	94.35	93.49
O	24	24	24	24	22	22	22	22	24	24	22	22
Si	5.998	5.962	5.984	6.020	5.426	5.495	5.463	5.513	6.006	6.002	5.535	5.430
Al	3.904	3.876	3.869	3.890	2.950	2.838	2.867	2.828	3.999	3.996	3.078	3.075
Ti	-	-	0.005	-	0.356	0.322	0.315	0.338	0.007	0.007	0.252	0.313
Cr	0.007	0.007	0.011	0.004	0.005	0.006	0.010	0.007	-	-	-	-
Fe	4.055	3.995	4.150	4.042	2.231	2.182	2.393	2.502	4.267	4.148	2.223	2.345
Mn	0.187	0.178	0.155	0.124	0.018	0.008	0.013	0.005	0.544	0.608	0.014	0.021
Mg	0.925	1.102	0.869	0.893	2.791	2.960	2.778	2.585	0.818	0.813	2.574	2.539
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.967	0.969	1.026	1.059	0.003	-	0.005	-	0.347	0.418	0.002	0.005
Na	0.006	0.012	-	0.003	0.047	0.045	0.056	0.082	-	-	0.104	0.108
K	-	-	0.004	-	1.871	1.859	1.826	1.822	-	-	1.889	1.874
al	66.1	64.0	66.9	66.1					71.4	69.3		
py	15.1	17.6	14.0	14.6					13.7	13.6		
sp	3.1	2.9	2.5	2.0					9.1	10.2		
gr	15.8	15.5	16.5	17.3					5.8	7.0		
X _{Fe}	0.814	0.784	0.827	0.819	0.444	0.424	0.463	0.492	0.839	0.836	0.463	0.480
Analyst	M. ASAMI								M. USUI			

*: (1) & (2) represent the same samples as Nos. 1 & 2 in Table 1, respectively. Ga-1, -2, -3 and -4 mean separate grains, and Ga-1-1, -1-2 and so on mean different points in respective garnet grains. All biotite flakes analysed are found as poikilitic crystals in garnet grains, and Bt-1-1, -1-2 and so on represent chemistry of separate biotite flakes to which analysed points Ga-1-1, -1-2 and so on are near to be found, respectively.

3) 花崗岩質捕獲岩類 (Nos. 5~11, Table 1)

アルカリ長石-石英閃長岩 (No. 5) は産出の珍しい捕獲岩である。カリウム長石は粗粒 (長径3~4mm) で、弱い波動消光が認められる。結晶構造は完全なサニディン型 ($2\theta_{204}=50.92^\circ$, $2\theta_{060}=41.58^\circ$ ($\text{CuK}\alpha$)) である。石英は間隙充填的であるが、現在は等粒状微小結晶の集合体になっている。カリウム長石と石英の境界は常に幅0.01~0.02mmのガラスで埋められている。カリウム長石は初めは低温型であったが、母岩による熱作用によって、高温型に変化したのであろう。黒雲母は強くオパサイト化されている。この岩石には多量の燐灰石が含まれる。

花崗閃緑岩質岩 (Nos. 6~7) はカリウム長石と共生する斜長石が曹灰長石なので、常識的な花崗閃緑岩ではない。カリウム長石は結晶の一部に微斜長石構造が認められることもあるが、一般には、大部分がチェス盤模様に再結晶している。カリウム長石の

構造は正長石と高温サニディン型の間中型である。

石英と斜長石、石英とカリウム長石の境界は再結晶したアルカリ長石と石英の細粒からなる脈で埋められている。有色鉱物は黒雲母がおもで、少量のざくろ石が伴う。黒雲母は強くオパサイト化されている。

トータル岩質岩は中粒~粗粒の岩石で等粒状組織を示し、一般に弱い片状構造が認められる。有色鉱物として黒雲母のみが含まれる岩石 (Nos. 8~9) と角閃石+黒雲母が含まれる岩石 (Nos. 10~11) がある。No. 11の単斜輝石は針状で、おそらく二次的に生成したらしいので、トータル岩質岩には初源的に輝石類が含まれていなかったと推定される。また、角閃石のオパサイト化が著しく進んではいるが、角閃石はもともと少量しか存在しなかったらしい。トータル岩質捕獲岩中の斜長石の組成は An_{57-65} (Table 1) の範囲なので、角閃石の有無と斜長石の組成変化の間に直接の関係はない。トータル岩質捕

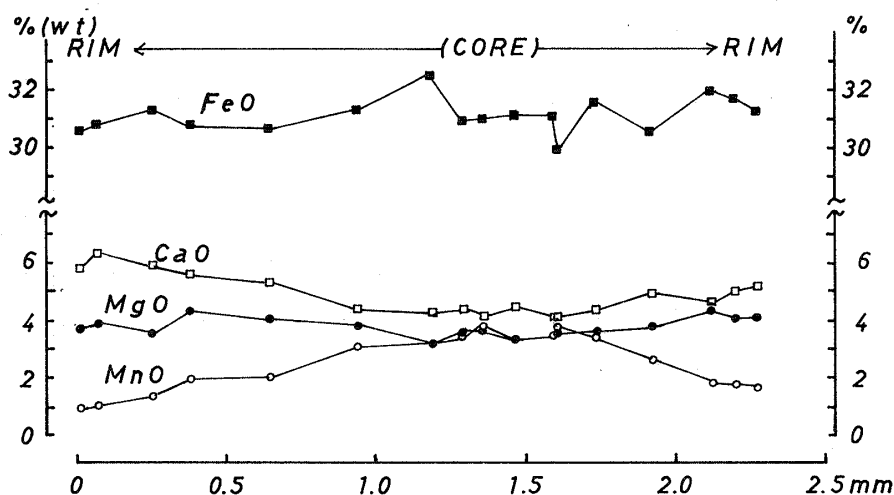


Fig. 6. Compositional variation in a garnet grain in the garnet-biotite gneiss from Mitake-zan (No. 1 in Table 1).

獲岩はすべて含角閃石トータル岩質岩と考えてよい。

角閃石はホルンブレンド(Z' =黄褐色~褐色)で、長径0.7~1mm、黒雲母も長径0.5~1.5mm程度である。粗粒岩と中粒岩の違いは斜長石の粒度に依存しており、前者では長径1~2mm、後者では0.5~1mm程度である。斜長石の累帯構造は認められない。石英は間隙充填的ではあるが、丸味をおびた粒で、粒径は斜長石よりも一般に小さい。斜長石と石英の境界は幅0.01~0.02mmのガラスで埋められている。斜長石が選択的に破碎されたトータル岩質捕獲岩も見いだされた。

4) 斑れい岩質捕獲岩類(Nos. 12~22, Table 1)

採集した捕獲岩の70%強が斑れい岩質岩であった。斑れい岩質岩にはほぼ普遍的に黒雲母と石英が含まれ、一般に単斜輝石と角閃石も含まれる(Table 1)。有色鉱物のオパサイト化が著しく、その程度

は黒雲母、角閃石、輝石の順に強くなっている。初源的な斜方輝石の有無、有色鉱物の量比を詳しく知ることはできないが、斜方輝石の存在を暗示する特徴は全く見いだせない。

金峰山の斑れい岩質岩をIUGS SUBCOMMISSION (1973)命名法に従って分類すると、石英斑れい岩と斑れい岩の2種に分けられて、トータル岩と区別される。全有色鉱物量はトータル岩質岩が斑れい岩質岩よりも少ない(Fig. 4-AとFig. 5)が、全長石量や斜長石のAn%は両種の岩石の間でほとんど差がない(Fig. 4-BとFig. 5-B)。両者の違いはおもに石英量の差である。つまり、トータル岩質捕獲岩中の斜長石のAn%はトータル岩としては高すぎるし、また、含まれる石英量は石英斑れい岩としては多すぎる。

石英斑れい岩は有色鉱物の種類によって、黒雲母-石英斑れい岩(No. 12)、角閃石-黒雲母-石英斑れ

Table 3. Biotite-garnet geothermometry for garnet-biotite gneiss xenoliths from Mitake-zan.

	x_{Fe}^{ga}	x_{Fe}^{bt}	K^*	Thompson (1976)	Holdaway & Lee (1977)
Ga-1-1]	0.814	0.444	5.480	603°C	585°C
Bt-1-1]					
Ga-1-2]	0.784	0.424	4.931	632°C	611°C
Bt-1-2]					
Ga-2-1]	0.827	0.463	5.245	615°C	595°C
Bt-2-1]					
Ga-2-2]	0.819	0.492	4.939	632°C	610°C
Bt-2-2]					
Ga-3]	0.839	0.463	6.044	578°C	563°C
Bt-3]					
Ga-4]	0.836	0.480	5.522	601°C	583°C
Bt-4]					

*: $K = (x_{Fe}^{ga} \cdot x_{Mg}^{bt}) / (x_{Mg}^{ga} \cdot x_{Fe}^{bt})$. Data for the calculation are shown in Table 2. Temperature temporarily calculated at 5 kb.

い岩 (Nos. 13~15), 単斜輝石-角閃石-黒雲母-石英斑れい岩 (Nos. 16~19) の 3 種に分けられる。Nos. 12~15 はいずれも中粒, 等粒状組織で, 弱い片状構造が認められ, 互いによく似ている。Nos. 12, 14, 15 はオパサイト化による鉄鉱が異常に多いこと, No. 14 と No. 15 の角閃石が少量であること, Nos. 12~15 の全有色鉱物量の間に著しい差がないこと, 斜長石の An 組成にもほとんど差がないことなどを総合すると, No. 12 は黒雲母-石英斑れい岩と呼んでいるが, 初源的には角閃石-黒雲母-石英斑れい岩であった可能性がある (Table 1)。No. 13 はなぜかオパサイト化が弱い (Plate I-C)。

角閃石-黒雲母-石英斑れい岩の有色鉱物は黒雲母がおもであるが, No. 13 のように多量の角閃石が伴われる岩石や, No. 14 と No. 15 のように微量の単斜輝石が伴われる岩石がある。斜長石には累帯構造が認められず, 組成は An_{58-66} である。単斜輝石-角閃石-黒雲母-石英斑れい岩 (Nos. 16~19) は一般に粗粒, 等粒状で均質である。有色鉱物の量, とくに黒雲母と単斜輝石の量はかなり変動するが, すべての有色鉱物の鏡下における特徴は変わらない。斑れい岩質岩の全体についても同じことがいえる。角閃石はホルンブレンド (Z' = 暗緑褐色) で, 単斜輝石は Z' = 無色である。斜長石の組成も No. 19 を除けば Nos. 12~18 の間でほとんど差がない。粗粒岩の斜長石にも累帯構造は認められない。石英と斜長石の境界には, 幅 0.02~0.03 mm のガラスが網目状に発達している。

Nos. 20~22 の斑れい岩も黒雲母が主要な有色鉱物であり, そのオパサイト化が著しいので明確ではないが, おそらく斑れい岩に斜方輝石が含まれていた可能性はない。

No. 20 の黒雲母斑れい岩は, 斑れい岩としては色指数が極端に小さいが, 曹灰長石を主体としている。この岩石は肉眼では著しく粗粒に見える。斜長石は長径 3~5 mm の結晶が数個集合して集斑晶をなし, 集斑晶は円柱~紡錘状で, 10×10×20 mm に及ぶ。斜長石集斑晶の間はおもに黒雲母によって埋められている。斜長石には累帯構造は認められない。この岩石には異常に多量の燐灰石が含まれる。

上述のように, 斑れい岩質捕獲岩はいずれも変質しているため, 初源的な有色鉱物の種類が正確には決めることができないが, 斜方輝石を含む斑れい岩は見いだされなかった。このことは, 山陰西部のカルク・アル

カリ玄武岩中の斑れい岩質捕獲岩が一般に斜方輝石を含む (村上, 1979) ことと著しく対照的である。

西日本における 2 つの基盤地質体

火山岩中の捕獲岩から基盤岩類の地質を推定する仕事は, 研究が成功しても, その成果の確かさには限度がある。その理由は少なくとも 3 つあげられる。第 1 に, 母岩は火道壁やマグマ溜りの岩石種のすべてをとらえて搬出するとは限らない。第 2 に, 火道壁の岩体の上下の位置が, 噴出し固化した母岩の中で保持されていない。第 3 に, 捕獲岩は母岩による熱影響をまぬがれないので, 捕獲岩の源岩の岩石学的特徴が詳しくわからないことが多い。しかし, この報文では, 基盤岩類のうちのおもな地質体の岩片が母岩によってほとんど搬出されていると仮定して, 以下の考察を進める。

基盤地質体に関する正しい情報の 1 つは, 地震波速度の変化である。地震の観測資料によれば, 東中国地域の地殻は酸性岩からなる上部層と中性~塩基性岩からなる中~下部層からなり, それらの量比は 1:2~1:1.5 である, というモデルが提案 (SASAKI *et al.*, 1970) されている。村上 (1979) はこの提案に従って, 中国地方の基盤岩類は上位に花崗岩バソリス, 下位にグラニュライト, それらに挟まれて角閃岩相当の変成岩が存在する, と考えた。村上 (1979) は基盤岩類の一部である斑れい岩をあまり重視していない。筆者は斑れい岩を重視する立場から, 基盤岩類の分布と構造を考えてみる。

濡木・村上 (1979) は西日本における新生代のカルク・アルカリ岩系火山岩からなる 3 つの火山群, すなわち, ① 西中国の玄武岩 (~ 安山岩) 火山群, ② 山陰系火山群, ③ 瀬戸内系火山群から, それぞれ岩石特徴の異なる捕獲岩類が産出することを指摘した。① の玄武岩火山群 (宇多島, 堀越, 片俣, 鶴江台, Fig. 1) からは, グラニュライト, 角閃石斑れい岩, ノーライト, 斜長岩, 両輝石斑れい岩, ウェブステライト, ハルツバージャイトなどの捕獲岩が産する (村上, 1979)。倉沢ほか (1961) は片俣, 堀越からおもに曹灰長石からなる, “花崗岩質” 捕獲岩を報告した。② の山陰系 (= 大山-青野) 火山群のうち, 地倉山, 青野山, 円山, 千石岳, 金峰山 (Fig. 1) からは, 角閃岩相当の変成岩 (泥質片麻岩, 塩基性片麻岩), 黒雲母斑れい岩, (単斜輝石-) 角閃石-黒雲母斑れい岩, トーナル岩, 花崗閃緑岩, 石英閃長岩

などを産する。その他、ミグマタイト様片麻岩も報告(KOJIMA *et al.*, 1967)されている。鶴見岳と由布岳からは斜方輝石斜長岩, 両輝石斜長岩, 角閃石斑れい岩, ノーライトなどが報告(松本, 1918)されている。次に③の瀬戸内系火山群については, 二上山(森本ほか, 1953; TAGIRI *et al.*, 1975)と雨滝山(竹内, 1941; TAGIRI *et al.*, 1975)からざくろ石捕獲結晶, 十字石-黒雲母片岩, 角閃岩などが報告されている。また, 鷲ノ山(濡木ほか, 1982), 天霧山(浅見・浅見, 1982), 小豆島(大平, 1984)からはグラニュライト, ノーライト, 含斜方輝石閃緑岩, トーナル岩質岩などが報告されているが, 花崗岩は報告されていない。

上述の各火山群の獲捕岩類が地下の基盤岩類の破片であるとすれば, 基盤地質体の岩石組合せは次の

2つのグループに分けられる。

A-グループ: グラニュライト+ノーライト(～含斜方輝石斑れい岩, 超塩基性岩)

B-グループ: 角閃岩相変成岩+角閃石-黒雲母斑れい岩+花崗岩類

A-グループにも角閃岩相片麻岩が含まれるが, 花崗岩は含まれない。A-グループはおもに上記の①と③の火山群中の捕獲岩が対応しているので, ①と③の火山群の分布域は当然A-グループ基盤岩類の分布域に含められる。

瀬戸内系火山群(含斜方輝石安山岩類)の分布域は領家花崗岩類の分布域内にある。領家帯の塩基性岩はノーライト, ノーライト質斑れい岩, 角閃石斑れい岩などで, これらはA-グループの岩質に対応す

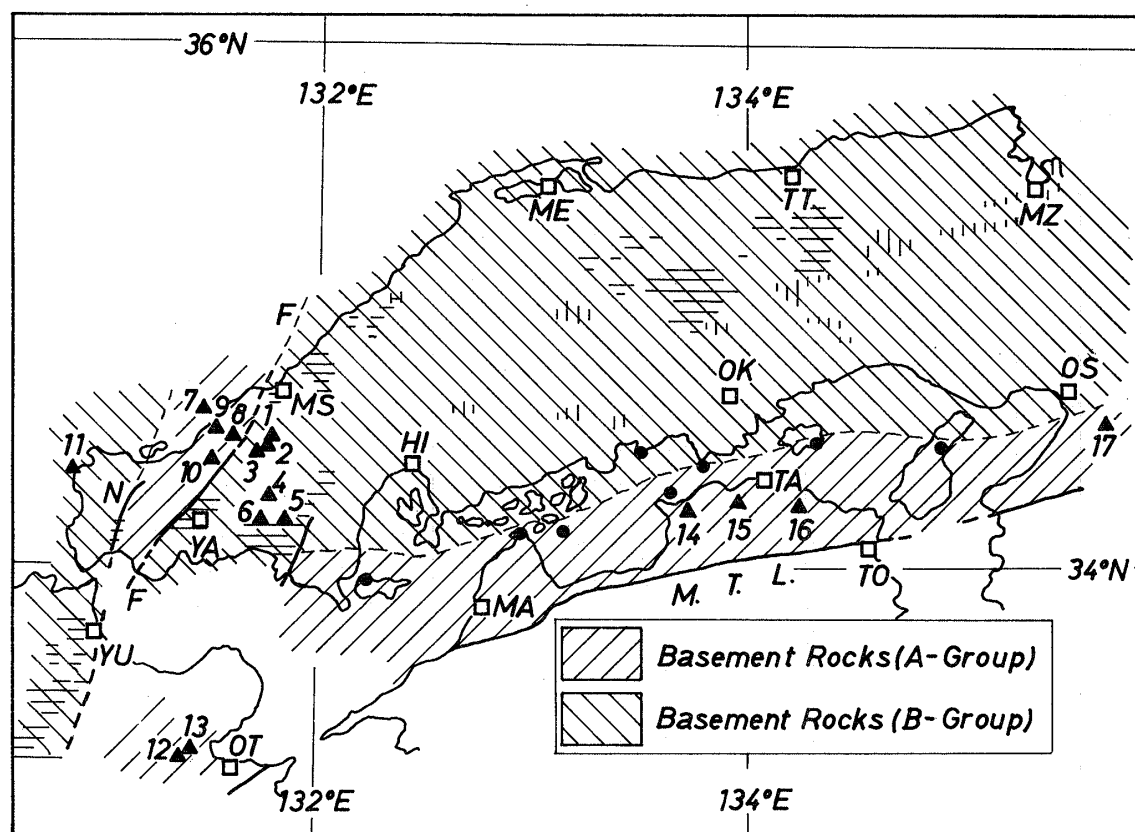


Fig. 7. Map showing an inferred distribution of two groups, A-group and B-group, of the basement rocks beneath the Sangun-Chugoku belt in West Japan.

The distribution of the Sangun crystalline schists is shown by horizontal ruling, that of the Yakuno gabbroic rocks by vertical ruling, that of the Ryoike gabbroic rocks by solid circles, and that of the Cenozoic volcanic rocks by solid triangles. 1-10: same numbers as those in Fig. 1, 11: Hato-jima, 12: Yufu-daké, 13: Tsurumi-daké, 14: Amagiri-yama, 15: Washino-yama, 16: Amadaki-yama, 17: Ikoma-yama, MZ: Maizuru, TT: Tottori, ME: Matsue, MS: Masuda, YA: Yamaguchi, HI: Hiroshima, OK: Okayama, OS: Osaka, TO: Tokushima, TA: Takamatsu, MA: Matsuyama, OT: Oita, YU: Yukuhashi, M. T. L.: Median tectonic line, N: Nagato tectonic zone, F-F: a deduced fault bounding the two groups of the basement rocks in West Chugoku.

る。この塩基性岩を領家帯の基盤岩類の一部とみなす考え(濡木, 1979)に従えば, 領家花崗岩類の分布域はA-グループの分布域と考えてよい(Fig. 7)。

②の火山群に属する鶴見岳と由布岳の捕獲岩は②の他の火山のものと異なり, A-グループに属する。A-グループの基盤岩類は中央構造線の南側へも拡張される可能性が考えられるが, 今はまだ議論できる資料が乏しい。

B-グループはおもに上記の②の火山群から見いだされた捕獲岩のグループであり, 直接の資料は著しく少ない。B-グループの特徴は斑れい岩に斜方輝石が含まれないこと, カリウム長石を含む花崗岩質岩がしばしば見いだされることである。変成度が角閃岩相以上に達する変成岩は珍しい。KOJIMA *et al.* (1967)は金峰山の泥質片麻岩捕獲岩の起源を飛驒帯に求めた。西村(1979)は河守(舞鶴)変成岩, 麦谷変成岩礫, 三郡帯の“角閃岩～変斑れい岩”などが中～低圧型変成岩であること, 放射年代が300～380 Maに集中(SHIBATA *et al.*, 1977; 柴田ほか, 1979)することをおもな根拠にして, これらが飛驒中期変成作用(諏訪ほか, 1976)の産物であろうと考え, 金峰山の片麻岩捕獲岩はこのグループに含められると主張した。筆者もその可能性は大きいと考えている。

300～380 Ma 変成岩はしばしば超塩基性岩に伴われて, 三郡結晶片岩や夜久野複合岩類の分布域内から産出する(山本ほか, 1979; 柴田ほか, 1979)。従来公表された夜久野斑れい岩の放射年代は 250 ± 30 Ma (SHIBATA *et al.*, 1977; 柴田ほか, 1979)なので, 300～380 Ma 岩類である“角閃岩～変斑れい岩”に比べて少し若い, 岩質は互いに酷似して区別しにくい場合がある。また, 長崎県野母変斑れい岩の放射年代は400 Maを越えるが, 岩質は夜久野斑れい岩によく類似している(猪木ほか, 1979)。福岡県篠栗の“角閃岩”(山本・手島, 1975)も同様な例である。舞鶴地帯の圧碎花崗岩礫のジルコンのフィッシュ・トラック年代として, 420 Maが得られた例(西村ほか, 1976)もある。これらの資料から, 現在夜久野複合岩類として一括されているグループには, 300～380 Maあるいはさらに古い岩石が隠されていると考えられる。夜久野斑れい岩は一般に斜方輝石を含まず, 三郡-中国帯の岩石中に固体進入し, 夜久野花崗岩としばしば一緒に産出している。夜久野複合岩類のこのような特徴は, B-グループ基盤岩類の特徴に対比できる。また, 大山-青野火山群

中の斑れい岩質捕獲岩の多くは, 石英と多量の黒雲母を含み, 一般のトータル岩質岩が多いが, ときに角閃石を主とする岩石も産出する(例えば, No. 24, Table 1)ので, 岩質のうえでは, 夜久野斑れい岩はB-グループの岩石として異質ではない。もし, 島根県江津市の三郡変成岩に伴う変塩基性複合岩体(岡村・岡屋, 1975; 千貫, 1985)を夜久野複合岩類に含めれば, 大山-青野火山群の噴出域は夜久野複合岩類の分布域を横断することになる。上述の理由から, 筆者は夜久野複合岩類もB-グループ基盤岩類に属する, と考える。結局, 三郡変成岩帯や夜久野複合岩類の分布域の下位にはB-グループ基盤岩類が存在していると考えてよいであろう(Fig. 7)。

B-グループ基盤岩類の分布について, さらに次の2つの問題を検討しておく。

第1は, 丹波帯地域をB-グループ分布域に含めてよい, という疑問である。B-グループ基盤岩類が丹波帯の下位に存在することを直接裏づける資料はない。しかし, 人工爆破地震から得られた倉吉-花房間の地殻構造(SASAKI *et al.*, 1970)は, 地震波速度の異なる地下の各岩層が, 舞鶴帯をはさむ両側で平坦に連続すると予想されているので, 舞鶴帯を含みその西側に広がると予想されるB-グループ基盤岩類の分布域を, さらに東へ拡大した。

第2の問題は山口県の西半部の, 長門構造帯以西の地域をB-グループ基盤岩類の分布域に加えた理由である。山口県下では北東-南西方向の断層が顕著に発達し, 三郡結晶片岩の分布はその断層の1つF-F (Fig. 7)で断たれている。このF-Fは上記の①カルク・アルカリ玄武岩火山群と②大山-青野火山群の分布域の間を通過している。中国地方の主部を占めるB-グループ基盤岩類の分布域はF-Fで断たれ, F-Fの西側はA-グループ基盤岩類の分布が予想される(Fig. 7)。F-Fは基盤地質体の構造の影響が及んだ重要な断層であろうと解釈される。

ここで注目したいのは, 長門構造帯から産する古期岩類はB-グループ基盤岩類の特徴を示すことである。すなわち, 長門構造帯北部の三隅地域からは圧碎変斑れい岩, 花崗閃緑岩, 角閃岩などが, 中央部の台・西市地域からは角閃岩相の正片麻岩(424 Ma), トロニウム岩, 斑れい岩, 角閃岩などが, さらに南部の豊ヶ岳地域からは斑れい岩, 三郡結晶片岩に対比される変成岩などが見いだされている(村上・西村, 1979)。しかし, 長門構造帯の西側では

三郡結晶片岩や夜久野複合岩類の分布が見られない。また、山口県西北部の鳩島のアルカリ玄武岩からは含ざくろ石グラニュライトが発見(小屋口・藤井, 1981)されているが、この岩石はA-グループのグラニュライトと特徴が異なる。

九州北部では、行橋市をとおりほぼ南北の線の東側から三郡結晶片岩は見られない(Fig. 7)。この線は地図上では長門構造帯に続くように見えるが、続く証拠はない。九州北部では再び三郡変成岩類、夜久野複合岩類、300~380 Ma 変成岩類が混じりあって分布するので、ここはB-グループ基盤岩類の分布域と考えられる。いま仮りに、長門構造帯が行橋市へ延長されるとすれば、九州北部のB-グループ基盤岩類の分布域はそのまま北方の山口県西部へ拡張される。そして、山口県下におけるA-グループ基盤岩類の分布域は著しくせめられる。このA-グループ基盤岩類と四国北部から九州へ延びるA-グループ基盤岩類は連続するか、しないか、という新しい疑問が生ずるが、これは今後の問題としたい。かつて、石原ほか(1979)は西日本における磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布を論じた際に、北九州における小倉-田川断層帯が重要な構造線であることを強調した。長門構造帯が小倉-田川断層帯へ続く可能性も残っている。

西日本の地殻構造

前項では西日本の基盤地質体がA-, B-グループに分けられることに関連して、両グループの横の広がりを検討した。この項では現在のたての重なり注目してみよう。

SASAKI *et al.* (1970) は倉吉-花房間の地殻構造として、2つのモデルを提案した。モデル1のモホ面は地下約37~38 kmの位置にあり、マントルは $V_p = 7.9$ (~8) km/s で、地殻最下部層は $V_p = 6.7$ km/s である(Fig. 8)。モデル2のモホ面は地下約50 km、マントルは $V_p = 8.3$ km/s、地殻最下部層は $V_p = 7.6$ km/s が予想されている。SASAKI *et al.* (1970) はどちらのモデルが妥当であるかを論じていない。しかし、西日本の地殻の厚さを約50 kmとし、 $V_p = 7.6$ km/s 層が倉吉付近で25 kmの厚さに及ぶモデル2はいかにも常識的でないので、この報文ではモデル1を利用して西日本の地殻構造を推定する。

モデル1の $V_p = 5.5$ km/s 層と $V_p = 6.1$ km/s 層の境は、とくに花房付近で明瞭に認められる。5.5

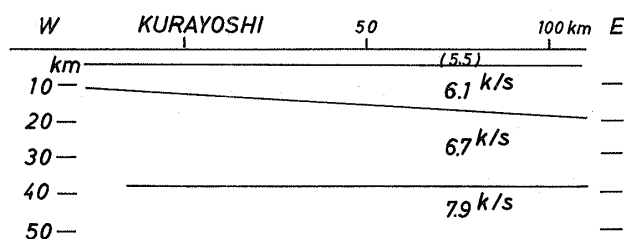


Fig. 8. Crustal structure (Model 1) in the western part of Japan inferred from the explosion seismology in the Kurayoshi-Hanabusa area, after SASAKI *et al.* (1970).

km/s 層の厚さは東西ほぼ一定で、地下3~4 kmまで続く。この層は地表に露出しているさまざまな岩石からなる。6.1 km/s 層は倉吉付近では地下約11 kmまで続き、西方へ薄く、東方(花房方向)へ厚くなっている(Fig. 8)。地下11 km付近の荷重圧を3~4 kbくらいと予想すれば、6.1 km/s 層の岩石は花崗岩質岩(東京天文台, 1988)や珪長質変成岩が該当するであろう。したがって、倉吉付近あるいは中国地方東部の6.1 km/s 層は、山陰帯花崗岩あるいは山陽帯花崗岩が主体をなしているのであろう。6.1 km/s 層の下部にはB-グループ基盤岩に含まれる珪長質-泥質片麻岩、花崗岩質岩、斑れい岩の一部が含まれると考えられる。

倉吉付近における6.1 km/s 層の厚さは、モデル1と2を比べても差がない。モデル1では下位の $V_p = 6.7$ km/s 層がモホ面まで続いているが、モデル2では、 $V_p = 6.4$ km/s 層が地下約25 kmまで、その下位に $V_p = 7.6$ km/s 層がモホ面まで続いている。SASAKI *et al.* (1970) が2つのモデルを提案したのは、下部地殻の地震波速度分布が複雑なためであった。それゆえ、モデル1における6.7 km/s 層は、実際には $V_p = 6.5 \sim 7.5$ km/s の岩石が混じりあい、6.7 km/s 層の上部に $V_p < 6.7$ km/s の岩石が多く、下部に $V_p \geq 6.7$ km/s の岩石が多いと推測される。6.1 km/s 層と6.4~6.7 km/s 層の境界は明瞭とされている(SASAKI *et al.*, 1970)。

モデル1のモホ面(地下約38 km)における荷重圧は11~12 kbが見積もられる。10 kb前後の封圧下で $V_p = 6.5 \sim 7.5$ km/s の岩石は、花崗閃緑岩、閃緑岩、斑れい岩、グラニュライト、一部蛇紋岩化したかんらん岩(東京天文台, 1988)などがあげられる。MURAKAMI (1975) は山口県下の火山岩中の捕獲岩類の比重(D)を測定し、斑れい岩類やグラニュライト

(筆者のA-グループ)は $D=2.85\sim 2.90$, 金峰山の変成岩(筆者のB-グループ)は $D=2.76\sim 2.82$ を得ている。他方, 京都府綾部の角閃石斑れい岩は密度(ρ) $=3.11\text{ g/cm}^3$, $V_P=7.15\text{ km/s}$ (10 kb 下)という測定例がある(東京天文台, 1988)。この例から推定すると, 山口県下の捕獲岩類の地震波速度は $V_P=6.5\sim 7\text{ km/s}$ くらいの岩石が多いのであろう。こうして, 地震波速度からみれば, A-, B-両グループの基盤岩類の大部分が 6.7 km/s 層のメンバーになりうる。

SASAKI *et al.* (1970) のモデル 1 が東中国地方だけでなく, 西日本全体に広げても利用できるとすれば, 6.7 km/s 層の上部は, B-グループ基盤岩類の場合は塩基性岩起源の片麻岩, 花崗閃緑岩~閃緑岩質岩, 斑れい岩などで占められ, A-グループの場合はグラニュライト, 斑れい岩などで占められることになる。 6.7 km/s 層の下部は両グループとも塩基性岩, 超塩基性岩からなり, 両者の間に差がないであろう。同様に, 6.1 km/s 層も両者の間に大きな違いはなく, その大部分がバソリス規模の花崗岩類によって占められているのであろう。

結局, 筆者の考えによれば, 西日本における三郡-中国帯の基盤岩類の大部分は, 現在の $V_P=6.7\text{ km/s}$ 層の上部を占めており, 構成岩類を異にする2つのグループがほぼ同じレベルで接し, 並列していることになる。この構造はおそらく中新世以前に完成されていたのであろう。

文 献

- 浅見正雄・浅見節子, 1982: 香川県天霧山産安山岩中のグラニュライト捕獲岩。地質学論集, no. 21, 151-161.
- BAMBAUER, H. U., CORLETT, M., EBERHARD, E. and VISWANATHAN, K., 1967: Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods (Part III of Laboratory Investigation on plagioclases). *Sweitz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **47**, 333-364.
- HOLDAWAY, M. J. and LEE, S. M., 1977: Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175-198.
- 猪木幸男・柴田 賢・服部 仁, 1979: 野母半島の変はんれい岩複合岩体および4.5億年基盤岩。日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 261-280.
- 石原舜三・唐木田芳文・佐藤興平, 1979: 北九州-西中国地域の磁鉄鉱系とチタン鉄鉱系花崗岩類の分布—特に小倉-田川断層帯の再評価—。地質雑, **85**, 47-50.
- IUGS SUBCOMMISSION, 1973: Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, Oct., 26-30.
- KARAKIDA, Y., 1963: Petrological studies of naturally heated zircons. Part II. Petrology of some granitic xenoliths in volcanic rocks. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, [D], *Geology*, **14**, 39-68.
- KOJIMA, G., NUREKI, T. and HASHIKAWA, K., 1967: On the significance of the gneissic rocks found as xenoliths in andesite on the Sangun metamorphic belt of Yamaguchi Prefecture. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, [C], **5**, 307-310.
- 小屋口剛博・藤井敏嗣, 1981: 山口県豊浦郡嶋鳥アルカリ玄武岩中の含ザクロ石捕獲岩の岩石学的記載。地質雑, **87**, 489-492.
- 倉沢 一, 1965: 中国地方西部火山岩類の化学的性質(大山火山帯)。地調月報, **16**, 217-226.
- , 1984: 山陰西部ならびに近傍地域火山岩類のストロンチウム同位体比。火山, 第2集, **29**, 215-234.
- ・野沢 保・高橋 清, 1961: 山口県北部の玄武岩中の片麻岩様捕獲岩。地質雑, **67**, 184-185.
- ・高橋 清, 1960: 山陰西部新生代火山岩類の化学的性質。火山, 第2集, **5**, 110-127.
- 松本唯一, 1918: 由布・鶴見火山群。地質雑, **25**, 487-505.
- 森本良平・藤田和夫・吉田博直・松本 隆・市原 実・笠間太郎, 1953: 二上山の地質。地球科学, **11**, 1-12.
- MURAKAMI, N., 1975: High-grade metamorphic inclusions in Cenozoic volcanic rocks from west San'in, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **70**, 424-439.
- 村上允英, 1979: 山陰西部産新生代火山岩中の基盤岩捕獲岩。日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 233-260.
- ・西村祐二郎, 1979: 長門構造帯。日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 153-181.
- 西村 進・桂 京造・笹嶋貞雄, 1976: 舞鶴地帯の花崗岩質礫岩の礫のフィッシュン・トラック年代。地質雑, **82**, 413.
- 西村祐二郎, 1979: 西南日本内帯に点在する300-400 m. y. 変成岩類。日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 201-216.
- 濡木輝一, 1979: 先嶺家基盤岩類について。日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 183-199.
- ・浅見正雄・鈴木盛久, 1982: 香川県鷺ノ山的新生代角閃石-斜方輝石安山岩中の含斜方輝石捕獲岩類。地質学論集, no. 21, 127-149.

- ・村上允英, 1979: 西日本における新生代火山岩中のゼノリスの概観. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 217-232.
- 大平恵一, 1984: 香川県小豆島東部の中新世安山岩類に含まれる白粒岩質捕獲岩. 岩鉱, **79**, 128-132.
- 岡村義彦・岡屋 勉, 1975: 島根県江津地域の三郡変成岩類. 山口大教研論叢, **25**, 39-45.
- SASAKI, Y., ASANO, S., MURAMATU, I., HASHIZUME, M. and ASADA, T., 1970: Crustal structure in the western part of Japan derived from the observation of the first and second Kurayoshi and the Hanabusa explosions (continued). Part 2. Crustal structure in the western part of Japan (continued). *Bull. Earth Res. Inst.*, **48**, 1129-1136.
- 千貫 浩, 1985: 江津市波積地域の三郡変成岩類(岩石記載). 島根大地研報, no. 4, 41-59.
- SHIBATA, K., IGI, S. and UCHIUMI, S., 1977: K-Ar ages of hornblende from gabbroic rocks in Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, **11**, 57-64.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979: K-Ar 年代測定結果—1. 地調月報, **30**, 675-686.
- 諏訪兼位ほか飛驒グループ, 1976: 古生界基盤としての飛驒変成深成岩類. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, 23-24.
- TAGIRI, M., ONUKI, H. and YAMAZAKI, T., 1975: Mineral parageneses of argillaceous xenoliths in andesitic rocks from the Nijo-san and Amataki-yama districts, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **70**, 305-314.
- 鷹村 権, 1973: 中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩石化学的研究. 広島大地研報, no. 18, 1-167.
- 竹内常彦, 1941: 雨滝山産柘榴石及びその母岩. 岩鉱, **26**, 51-78.
- 種子田定勝・山口 勝, 1950: 青野火山群の地質並に岩石について. 九州大理研報, **2**, 54-76.
- THOMPSON, A. B., 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. Jour. Sci.*, **276**, 425-454.
- 東京天文台編, 1988: 理科年表, 地139, 丸善, 東京.
- 山本博達・中川英朗・松村秀喜・野島正敏, 1979: 北部九州の秩父古生層中の古期火成岩類—特に産状と岩相について—. 地質雑, **85**, 307-315.
- ・手島昌徳, 1975: 福岡県篠栗町の三郡変成岩中の“角閃岩”. 岩鉱, **70**, 225-235.

Explanation of Plate

Plate I. Photomicrographs with uncrossed polars of xenoliths from Mitake-zan. Most of the mafic minerals, excepting for garnet, are more or less opacitized. Bt : biotite, Cp : clinopyroxene, G : garnet, H : hornblende.

- A. Garnet—biotite gneiss (No. 1 in Table 1).
- B. Biotite gneiss (No. 3 in Table 1).
- C. Hornblende—biotite—quartz gabbro (No. 13 in Table 1).
- D. Clinopyroxene—hornblende—biotite gabbro (No. 22 in Table 1).