

変成作用の過程と変成岩で測定される同位体年代との対応：肥後変成岩の例

山口, 勝
九州大学理学部

南新, 眞裕
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4495636>

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学. 15 (1), pp.137-151, 1987-03-15. 九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

変成作用の過程と変成岩で測定される同位体年代との対応

— 肥後変成岩の例 —

山口 勝・南新眞裕

Metamorphic process and its correlation to the isotopic age of metamorphic rocks -Example of the Higo Metamorphic rocks-

Masaru YAMAGUCHI and Mahiro MINAMISHIN

Abstract

The Higo metamorphic complex developed in the western part of middle Kyushu consists of schists and gneisses of pelitic and psamitic origin with subordinate amount of marbles, mafic and ultramafic metamorphic rocks. The metamorphic type correspond to a low pressure intermediate group, andalusite-sillimanite type of regional metamorphism and has been presumed to represent the western end of the Ryoke metamorphic belt in Japan. K-Ar and Rb-Sr biotite ages reported for samples from the higher grade zone were about 100 Ma.

Several rock samples collected from the second highest zone of this area corresponding to amphibolite-granulite transition were analysed for Rb, Sr and Sr isotope ratio by mass spectrometric method with the following results.

- 1) Whole rock samples of amphibolite do not make an isochron.
- 2) Greenish amphibolite, diopside-plagioclase rock, and zoisite-calcite-plagioclase-quartz rock forming layered sequences less than several centimeters in total thickness in brownish amphibolites make whole rock Rb-Sr isochron with the age of 235 ± 20 Ma and of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70647 \pm 0.00012$.
- 3) The diopside-plagioclase rock is regarded as the reaction product of the other two. The mineral assemblages of this reaction zone indicate recrystallization at temperature of 570°C as the upper limits and fluid pressure of about 3.5 Kb.
- 4) It is suggested that the isotopic homogenization were effective only in thickness of several centimeters in such high temperature metamorphic conditions.
- 5) Brownish biotite separated from amphibolite gives whole rock-biotite Rb-Sr isochron age of 99.8 ± 2.8 Ma and of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70795 \pm 0.00006$.
- 6) The Higo metamorphic rocks are polymetamorphosed. The older metamorphism (235 Ma) may be correlated to Hida metamorphic rocks with respect to the type and age of metamorphism and the lithology of original rocks, while the younger (99.8 Ma mineral age) may have resulted by thermal metamorphism caused by later intrusion of the granitic rocks in the south.

I. 序

岩石や鉱物の年代が正しく測定されるためには、用いる試料が適当かどうか、いろいろ吟味が必要であり、なかでも娘元素の同位体比初期値が正確に見積られる

ことが重要である。変成岩の年代測定の場合には、対象となる試料の原岩は様々で、堆積岩、火山岩、火成岩、変成岩などいろいろあり、これらの原岩が、変成作用でどのような再結晶作用の経過をたどったのかを知ることは、変成岩学の課題でもあり、年代の意義づけにも必要なことである。

この報告では、変成作用において、同位体比均一化作用がどの程度のスケールで達成されているかを吟味することに主題をおいて行った研究の一部を記述する。

本稿をまとめるにあたり、いろいろ御批判を頂いた教室の教官各位、特に岩石学講座の石橋澄（現福岡大学教授）・柳哮助教授、院生各位と原稿の図・表の作製に協力された阿部悦子さんに心から感謝する。研究費の一部には、昭和60年度文部省科学研究費（一般C、研究課題番号 No. 59540527）を使用した。記して謝意を表する。

II. 変成岩の年代決定の問題点

変成岩の年代測定で、変成作用の過程をどの程度まで細かく特定できるかについての、我々の知識・経験はまだ不充分である。

一般の地質図および対比表では、変成岩をその原岩の推定年代によって対比したり、あるいは変成年代で対比したりされている。

時代的に一連の地層が一回だけ変成作用をうけた場合には、非変成、弱変成の相当層から化石を見出すことによって地層の年代が特定できる場合もあり、アイソトープ法によって泥質非変成岩のダイアゼネシスの年代や、あるいは堆積岩中の自生鉱物による年代測定も行なわれている。しかしある地域がくり返し変成作用をうけた様な場合には、原岩年代のほかに、変成作用の各時期を決定する必要がある。

岩石フェブリックの解析から、変成作用には、いくつかの時階があることが知られており、最近の領家帯の変成史の解析（瀬尾，原 1980）でも、黒雲母の晶出時期に3つの時期があることが示された。このような細かな年代解析には、微小部の微量元素の同位体比分析技術の確立も必要とならう。

Rb-Sr アイソクロン法によるこれまでの地質年代の決定では、少なくとも2つの方法により、3つの時期が測定されている。

第1の方法は、均一な岩石を採取し、全岩および全岩から分離した鉱物を用いてアイソクロン年代を求める方法である。全岩と各鉱物に入る Sr 同位体比は、再結晶時に実質的に等しいと仮定している。鉱物の粒径にもよるが、結晶内で生成した娘元素は温度が高い程拡散によって結晶外に逸散するので、温度が低下してみかけ上拡散による逸散が無視出来るようになった時期から年令を刻みはじめる。鉱物年代が冷却年代（cooling age）とよばれるのはこのためである。変成岩の冷却にはかなりの時間がかかるので、冷却年代は

変成作用の最高温度よりかなり若くなる。

第2の方法は変成岩体の比較的狭い範囲内で Rb/Sr 比の異なる岩石を採取し、全岩アイソクロン法により年代を求めようとするものである。この方法は鉱物年代が岩石冷却中のある時期しか示さないという不確定性を逃れるために、結晶内拡散による娘元素の逸散の距離を超えるサイズの試料（全岩）を用いることによって、より確実な年代を求めたいという期待から創案された（NICOLYSEN 1961）。また全岩法はルビジウム、ストロンチウムについて閉じた系が保持され易いとみられ、複変成作用の古い時期の解析に有効とみられた。但し全岩の範囲を越える Rb, Sr 元素の再配分が起っていれば全岩といえども時刻はリセットされる事になる。

大部分の変成作用では全岩化学組成の変化なしに鉱物組成の変化が起ると考えるのが一般の変成岩石学の基本概念である。微量成分である Rb, Sr についても、このような条件が維持される限り、適当なサンプリングを行えば原岩の生成年代が決まることになる。これが全岩アイソクロン年代の第1の時期である。適当なサンプリングとは、例えば原岩が分化した火成岩体で、分化前のマグマの Sr 同位体比初期値が分化岩の各相にそのまま維持されたようなサンプルが採取される場合である。

変成作用の全岩年代が示す第2の時期は、原岩年代が変成作用によってリセットされた時期である。すなわち、変成分化作用や交代作用などによって生成した岩石で、ルビジウム、ストロンチウムの再配分が行なはれ、Rb/Sr 比の異なる、ある程度不均一な岩相が生成され、しかも各岩相間にストロンチウム同位体比の均一化が達成された時期がこれにあたる。

分化火成岩体が、褶曲の先端部で破碎作用に伴う交代変成作用をうけて全岩年代がリセットされる場合もあるが（アルプス造山作用に伴う例、山口 1979）、もともと含水鉱物にとむ堆積岩や変質火成岩などが再結晶をくり返す一般的な累進変成作用でも、脱水反応に伴って、Rb, Sr の移動が起り、あるスケールの範囲で同位体比均一化作用が起っておれば、この場合の全岩アイソクロン年代は、脱水反応の終期を示しているであろう。後退変成作用があとで起れば、更に若返るであろうことは言うまでもない。

変成岩の年代測定にあたっては、変成過程の時階解析を行い、各時階の決定に最も適した試料について分析を行い、時階と測定年代との対応について充分な吟味が必要である。

GEOLOGIC MAP OF HIGO METAMORPHIC ROCKS

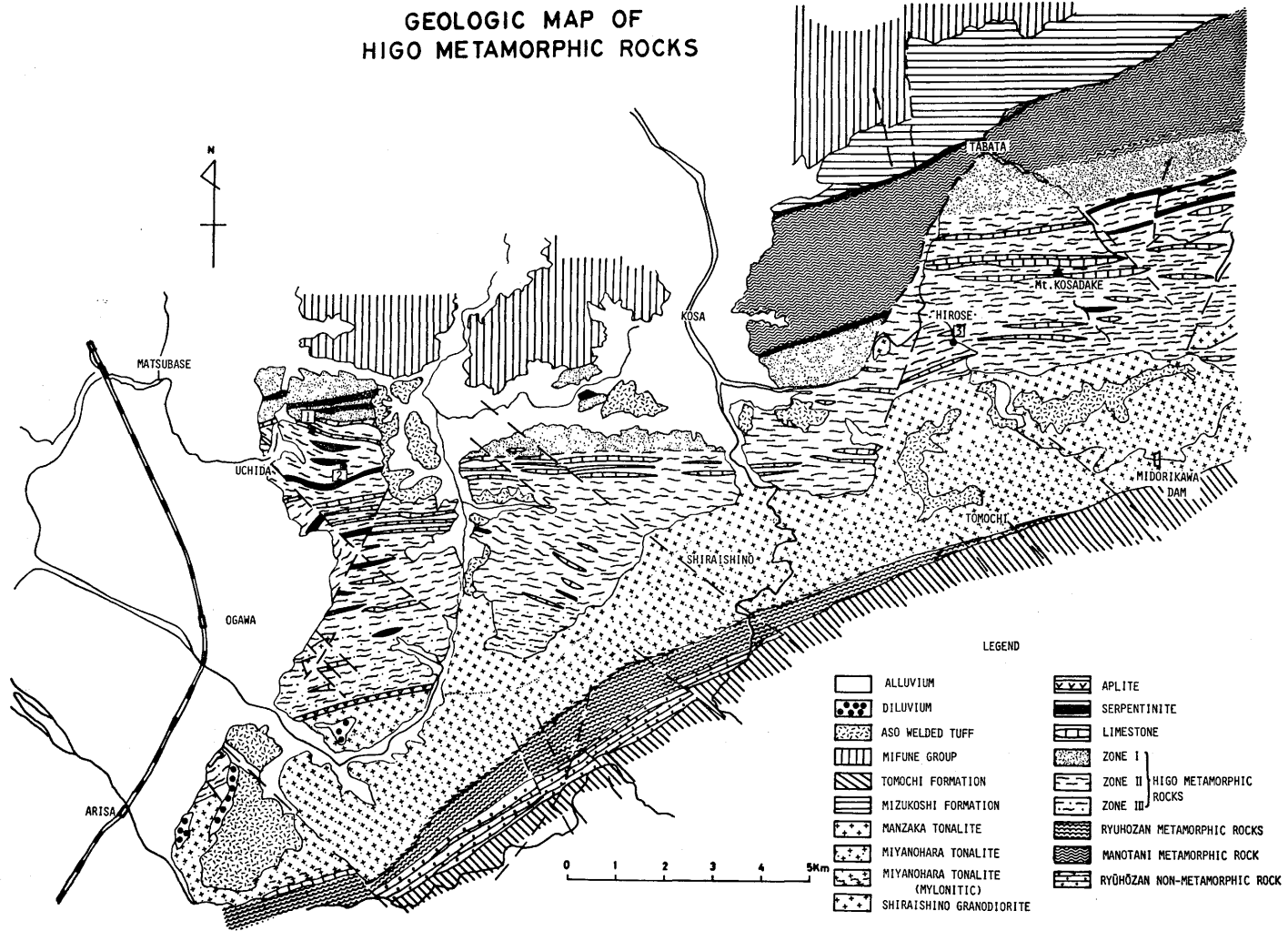


Fig. 1. Geologic map of Higo metamorphic complex (modified from YAMAMOTO 1962) and sample localities.
 1. Limestone, 2. Amphibolite and reaction zone, 3. Cpx bearing plagioclase-tremolite-biotite rock.

III. 肥後変成岩類の地質概略

本文では、臼杵一八代構造線の北側に分布する変成岩類、すなわち竜峯山帯、肥後変成岩帯、間の谷変成岩帯、弱変成水越層を一括して肥後変成岩類とよぶことにする。肥後変成岩帯の南側に貫入している宮の原、白石野花崗閃緑岩類の成因と、変成作用との関りについてはふれない(第1図)。

肥後変成岩帯は主として砂質堆積岩、石灰岩、塩基性凝灰岩と塩基性溶岩、少量の泥質岩などを原岩とし、かなり多量の超塩基性岩を伴っている。これらの岩石はYAMAMOTO (1962) によって詳しく記載された。超塩基性岩体はコマチアイト様超塩基性溶岩の可能性もあるという(水田 1978)。

北側の間の谷変成岩の原岩は南では泥質岩を主とし、塩基性岩、砂質岩、珪質岩などを伴い、北では塩基性

岩を主とし、少量の泥質、砂質および珪質岩からなる(佐藤・井上 1968, 唐木田ら 1984)。

肥後変成岩帯と間の谷変成岩帯との関係は、西部地区では断層で接しているが、東部地区では断層は存在せず、層序的にも漸移関係にある。変成岩の原岩堆積面と略々一致する片理面の方向はEW~ENE、傾斜は30°前後で北傾斜のところが多く、南部ではところによって80°程の急傾斜を示し、褶曲構造がみとめられるところもあるが、地層が北傾斜しているところから、肥後変成岩帯の上位に間の谷変成岩帯が重なっているとみられている(YAMAMOTO 1962)。

間の谷変成岩帯の北側には水越層(上部二疊系)および御船層群(上部白亜系)が分布している。水越層と間の谷変成岩との境界は、従来は断層で接し、境界部に蛇紋岩、輝緑岩が貫入しているとされた(柳田 1958)。しかし TSUJI (1967) は間の谷変成岩と水越

岩 石	分帯 鉱物	間ノ谷	肥 後		
			I	II	III
塩 基 性 岩	曹長石				
	斜長石				
	緑れん石	----			
	緑泥石				
	黒雲母		-----		
	陽起石	----			
	普通角閃石				
	カミングトン石				
	透輝石		-----		
	斜方輝石				
	珪灰石			-----	
	藍閃石	----			
泥 質 ・ 砂 質 岩	石 英				
	曹長石				
	斜長石				
	緑泥石				
	白雲母		-----		
	黒雲母				
	ざくろ石	-----			
	紅柱石	----			
	珪線石			-----	
	堇青石			-----	
カリ長石			-----		

Fig. 2. Metamorphic zoning of Higo metamorphic complex. After KARAKIDA et al. (1969)

層とは連続した地層であり、一ヶ所だけ剪断帯の露頭があるが、両側の地層は全く同じ一連の地層であるとした。また水越層は弱変成作用をうけており、西部地域の水越層の中央部に黒雲母アイソグラッドが設定されるという。すなわち、水越層は肥後変成岩類の弱変成部にあたる。

肥後変成岩類の変成度は北から南に向って順次高くなり、花崗岩体のところで最高温度に達し、花崗岩体をこえて竜峯山帯ではまた低変成度の岩石になる。

北側の間の谷変成岩帯は佐藤・井上 (1968) によって3つの zone に分帯され、肥後変成岩帯は YAMAMOTO (1962) によって3つの zone に分帯されているが、佐藤・井上の高い zone と、YAMAMOTO の低い zone は一致するので、合計5つの zone が分帯可能となる。参考のために唐木田ら (1969) がまとめた分帯図を第2図に示してある。

間の谷変成岩にはスチルプノメレーン、パンペリー石、藍閃石類似のアルカリ角閃石残晶など低温・高圧を示す鉱物組合せと、黒雲母・緑泥石の高温の鉱物組合せが存在し、複変成作用の存在が佐藤・井上 (1968) によって指摘されていた。これに加えて、唐木田ら (1984) は水越層との境界部に近い間の谷帯からローソナイトを見出し、また従来の藍閃石類似のアルカリ角閃石残晶はクロス閃石であるとした。クロス閃石の周りはアクチノ閃石になっている。またこの帯の白雲母は (060) 面で計った b_0 値 (Å) が2つのグループに分かれ、 $b_0=9.038\text{Å}$ のものは領家タイプに、 $b_0=9.015\text{Å}$ のものは三郡タイプに区分されるという。ローソナイト、クロス閃石はいずれも低温・高圧の変成作用に特徴的鉱物である。

肥後変成岩帯では YAMAMOTO (1962) によると、変成度は北から南へ zone I ~ zone III と高くなり、zone III では砂質岩、塩基性岩のいずれも縞状構造が明瞭となり、一部ではミグマタイト構造があらはれる。いわゆる肥後片麻岩と呼ばれる岩石は zone III の岩石である。砂泥質岩には紅柱石が出現するが、zone I の高温部で消失し、代りに珪線石、堇青石、カリ長石が zone II, III に出現する。

塩基性岩では zone I に青緑色ホルンブレンド、zone II に褐緑色～緑褐色ホルンブレンドとカミングトン閃石が出現し、zone III では緑褐色～褐色ホルンブレンドとなり、斜方輝石も出現する。また斜長石の An% は zone I から zone III にむかって An35% から 80% まで漸移的な変化を示す。

唐木田・山本 (1982) は小川町中小野東北方、およ

び甲佐町上場一尾北の、いずれも zone II の地域からざくろ石角閃岩を見出し記載を行った。このざくろ石はアルマンデイン組成の班状変晶で、高圧条件に適し、紅柱石-珪線石タイプの変成条件では形成され難いとされている。この班状変晶は斜長石、ホルンブレンド、黒色鉄鉱物の小晶を包有する。また平行な割れ目が多数発達し、割れ目の中に黒雲母が成長している事が多い。

以上のような観察から、唐木田ら (1982) は肥後変成岩帯の岩石も古い中圧変成作用と、後期の低圧変成作用が重複しているとみている。

IV. 肥後変成岩の Rb—Sr 分析

1. 分析試料の記載

肥後変成岩類の各地点からサンプルを採取したが、全岩法に適切な試料を得るのは少々困難であった。本報に記載したものは第1図に示した No. 1, 2, 3 の3地点から採取したものである。No. 1 は内田の東北方、zone I の結晶質石灰岩 (石切場)、No. 2 は内田の東方にあり、zone II にあたり、角閃岩と砂泥質片岩がしま状構造を示す。No. 3 は甲佐の東方、広瀬の緑川左岸でアグマタイト様の岩石が発達するところの黒色レンズ状部で黒雲母の多い岩石である。No. 3 の地点は白石野花崗閃緑岩体に近く、花崗岩脈、アプライト脈が多数発達している。

No. 2 の地点では、15メートル程度の露頭から1~2メートル間隔で6個の試料を採取した。いずれも、角閃岩中に淡黄緑色～白色部が、しま状、レンズ状、または不規則に入りまじっている。顕微鏡観察によって、この構造は、斜長石・石英岩を中心に、両側に斜長石・透輝石岩、その外側が角閃片岩の順に累帯配列を作っていることが判明した。第3図、4図、5図、6図にそれぞれの岩片写真とスケッチを示してある。写真で黒色部は角閃岩、淡色部 (緑色) は斜長石・透輝石岩、白色部は斜長石・石英岩で、ゾイサイト、方解石を伴っている。それぞれの部分が帯状に配列しているが、部分的に複雑に入りこんだり、脈状にみえるところもある。

累帯構造の各帯の厚さは数ミリから1センチ程度であるので、カッターを用いて約3ミリ厚さのスライスを作り、各帯を分離したが、サンプルによっては、となりの帯が多少がまじったものもある。

よりわけた岩片を集めて粉碎し全岩粉末試料とした。また角閃岩の粉碎試料から角閃石、斜長石、黒雲母を分離した。サンプルは極めて新鮮なもののみを分析試

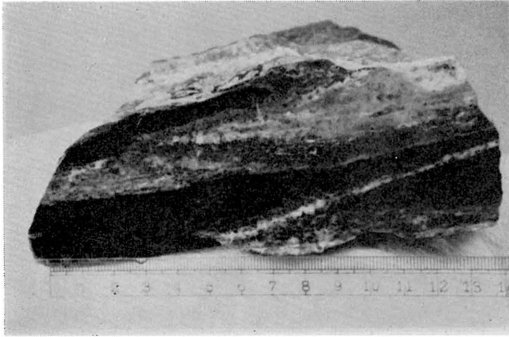


Fig. 3. Macrophotograph of layered sequences (reaction zones) of zoisite-calcite-plagioclase-quartz rock, diopside-plagioclase rock and greenish brown amphibolite in brownish amphibolite. East of Uchida, Sample No. 2-6.

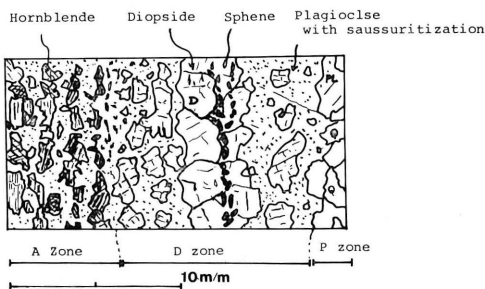


Fig. 4. Microscopic sketch of a reaction zone. Sample No. 2-6.

料としている。

分析に用いたサンプルの鉱物組成を第1表に示してある。サンプル番号の最初の数字は露頭位置、次の数字は岩片の個体番号、次の A, D, P, は累帯配列の黒色部、緑色部、白色部に対応し、A zone は角閃片岩、D zone は斜長石・透輝石岩、P zone は石英・斜長石岩である。

斜長石はラブラドライトで新鮮なものもあるが、全体的にソーシユライト化作用をうけ、セリサイト様鉱物に変化している部分が多い。各 zone の境界は漸移的である。同じ A zone でも岩片により黒雲母があったりなかったりする。第4図のスケッチには省略してあるが、角閃岩の片理方向に黒色鉱物が配列しているところもある。スフェンは片理と略同方向に幾条かの細かい粒の列となり、透輝石、斜長石などに含まれて

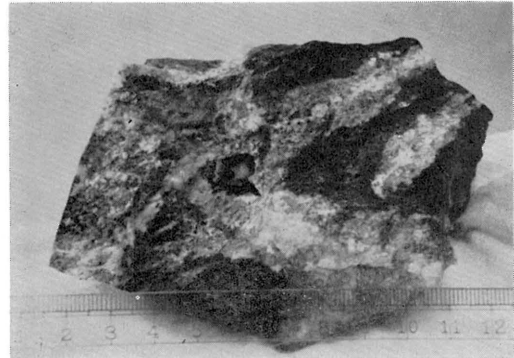


Fig. 5. Macrophotograph of composite mass of reaction zone in amphibolite. East of Uchida, Sample No. 2-3.

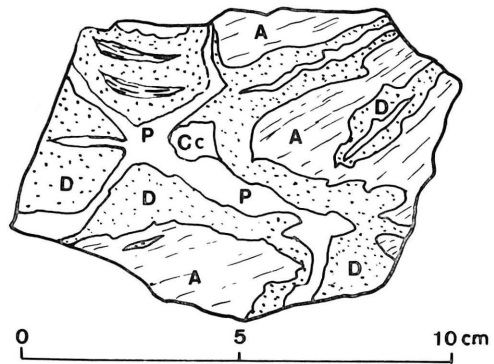


Fig. 6. Macroscopic sketch of sample No. 2-3.

A : Amphibolite.
B : Plagioclase-diopside rock.
P : Quartz-plagioclase rock.
Cc : Calcite.

産出し、またプレーナイト様小脈が横切っている場合もある。

D zone の透輝石の量は岩片によって差がある。また P zone の方解石、ゾイサイトは岩片によっては含まれない場合もある。

2. 分析法と分析結果

全岩および鉱物試料は蛍光X線分析法によって Rb, Sr の含有量を概略決定し、これにトレーサーを加えて同位体希釈法による Rb, Sr の定量を行った。トレーサーは99%濃縮 ^{87}Rb および $^{84-86}\text{Sr}$ 混合スパイクである。

また Sr 同位体比の測定には、Rb, Sr の定量に用いた同一試料溶液から分割した溶液を用いた。一回の実験に用いた粉末試料の量は約200~500 mg である。分析法の大部分は YAMAGUCHI et al. (1969) に従って

Table 1. Mineral compositions of selected samples of Higo metamorphic rocks used for Rb and Sr analyses. Locality No.2, as shown in Fig.1. A; amphibolite. D; diopside-plagioclase rock. P; plagioclase-quartz rock or plagioclase-zoisite-calcite-quartz rock. PD; mixture of P and D. East of Uchida. Matsubase-cho, Kumamoto Prefecture.

Sample No.	Ho	Di	Pl	Qz	Zo	Cc	Bi	+ : 10% etc.
2-1A	++++		+++++				+	Opaque mineral Muscovite Prehnite-vein
2-3A	+++++		+++++					Chlorite Opaque mineral
2-3D		++++	+++++					Sphene Apatite Opaque mineral
2-3P		+++++	+++		+	++		Sphene Apatite
2-5PD		+++	++++	++				Sphene Apatite
2-6A	++++		+++++					Opaque mineral
2-6D		++++	++++					Sphene Apatite Opaque mineral
2-6P			+++++	+++				Apatite

Table 2. Rb-Sr analytical data of whole rocks from Higo metamorphic rocks. Sample Nos. 2-1A to 2-6P are from locality No. 2, No. 1-0 from loc. No.1, No. 3-6 from loc. No. 3 as shown in Fig. 1.

Sample No.	Rock type	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2-1A	Amphibolite	31.0	484.0	0.186	0.70813 ± 0.00020
2-3A	Amphibolite	48.2	931.0	0.144	0.70845 ± 0.00043
2-3D	Plagioclase- diopside rock	51.0	862.3	0.171	0.70797 ± 0.00017
2-3P	Calcite-quartz plagioclase rock	13.9	1336.6	0.030	0.70767 ± 0.00020
2-5PD	Diopside- plagioclase rock	27.7	595.9	0.135	0.70754 ± 0.00043
2-6A	Amphibolite	49.3	313.9	0.455	0.70798 ± 0.00018
2-6D	Plagioclase- diopside rock	76.4	514.4	0.430	0.70793 ± 0.00016
2-6P	Quartz-plagioclase rock	69.5	618.2	0.326	0.70756 ± 0.00021
1-0	Limestone	0.03	163.9	0.0005	0.70761 ± 0.00013
3-6	Clinopyroxene- bearing plagioclase-tremolite- biotite rock	91.3	40.7	6.491	0.71686 ± 0.00062

Table 3. Rb-Sr analytical data of minerals and their whole rock from Higo metamorphic rocks. Sample locality No. 2 as shown in Fig. 1.

Sample No.	Mineral	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2-1Bi	Biotite	175.9	31.3	16.30	0.73095 ± 0.00138
2-1Ho	Hornblende	6.5	113.0	0.167	0.70827 ± 0.00019
2-1Pl	Plagioclase	50.4	2161.4	0.067	0.70793 ± 0.00075
2-1A	Amphibolite	31.0	484.0	0.186	0.70813 ± 0.00020

いる。

Sr 同位体比の測定には日本電子 JMS-05Rb 型質量分析計(軌道半径 30 cm)を用い、ファラデーカップでイオンをうけ、武田振動容量型電位計 (TR84JIS) で増幅したのち、V-F コンバーター式積分型電圧計 (TR6516) で10秒間積分した。イオンピークの切換えは磁場スイッチングにより、ピーク中心からずれないようレコーダーで常時モニターした。またピーク切換えのあと約40秒間の間隔をおいて測定を行い増幅器の応答速度の遅れに伴うよみとり誤差を除くように努めた。データはイオン強度と測定時刻を印字記録した。

各ピークの測定10セットを10組測定し、 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.11940$ に規準化して同位体分別の影響を補正したのち平均値を算出した。Sr の定量には、10セットを3組測定し、 $^{84}\text{-}^{86}\text{Sr}$ ダブルスパイクによる2重規準化法によって測定値を補正し、平均値を算出した。

Rb の定量には日立 RMU-5G 型質量分析計を用い(軌道半径 20cm) イオン電流を4秒間積分し、10セットを3組測定して平均値を算出した。

全岩および鉱物試料について測定した Rb, Sr の含有量、 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比、および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比とその測定誤差 1σ を第2表、第3表に示してある。同位体比測定

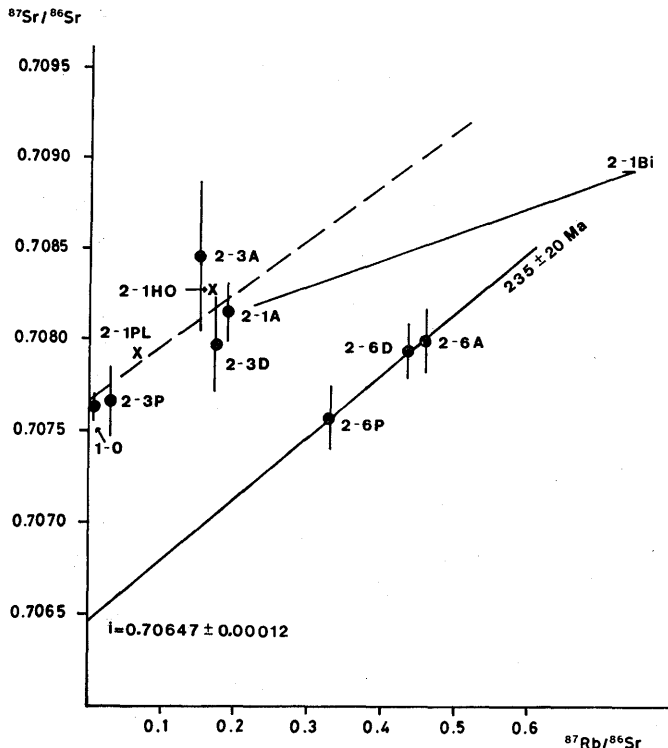


Fig. 7. Rb-Sr whole rock isochron of Higo metamorphic rocks. Analytical data refer to Table 2 and Table 3.

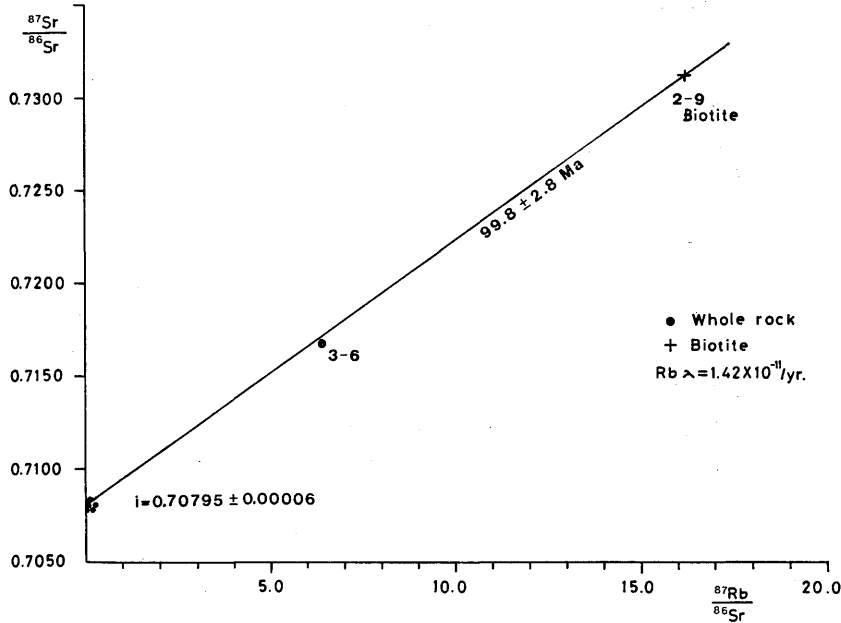


Fig. 8. Whole rock-biotite Rb-Sr isochron of a Higo metamorphic rocks. Analytical data refer to Table 3 and Table 2.

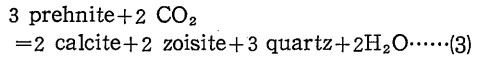
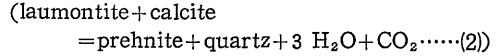
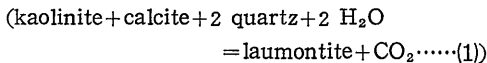
誤差は大部分が ±0.03%以下であり、ときに 0.2%程度のもを含んでいる。また、Rb, Sr の定量値誤差は 3%以下と推定される。これらの分析値は、 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 図として第 7 図、第 8 図に示した。

V. 反応帯についての考察

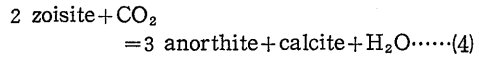
分析試料のところでのべたように、内田で採取した zone II, No. 2 の岩石は、第 3 図～第 6 図、第 1 表に示したように斜長石・石英岩 (P zone), 斜長石・透輝石岩 (D zone), 角閃片岩 (A zone) が累帯配列を示し、反応帯の形成を予想させる。

P zone は常に累帯の中心部にあり、A zone は常に外側に位置し、中間部が D zone である。即ち A, P zone の反応によって、D zone が生成される可能性を示す。

P zone の岩石は斜長石、石英を主とし、ゾイサイト、プレーナイトを含み、ところによってはカルサイトも認められる。このような鉱物組合せは以下にのべるように、泥灰岩を原岩として変成反応が進行したと考えると都合がよい。但し(1), (2)は推定で根拠は何もない (STORRE and NITSCH, 1972; WINKLER 1979, p. 143, Fig. 10-2).



zoisite と quartz が共存する場合、 Xco_2 が少しあれば



(3), (4)式の prehnite, zoisite については、 Xco_2 の低い領域では、calcite または quartz との反応で grossularite を生成する平衡曲線がいくつも決定されている (WINKLER 1979, Fig. 10-2)。しかし本岩石にはガーネットは認められず、grossularite を生成する反応は起らなかったと考えられる。

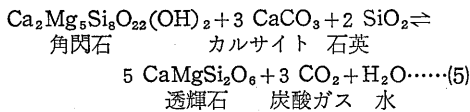
また anorthite + 2 calcite + quartz = grossularite + 2 CO₂ の反応も起っていない。従って CO₂ よりも H₂O 分圧の高い条件で(4)の反応が起こったと推定される。(4)式の平衡条件は、 $P_f = 2 \text{ kb}$ としたときに、 $\text{Xco}_2 = 0.02 \sim 0.03$ 、温度の上限は約 570°C である。しかし grossularite が出現しないこと、斜長石がラブラドライトで、anorthite より Na 成分にとむことを考慮すると、(4)式の条件では $P_f = 2 \text{ kb}$ の場合 500°C より低い筈である。

一方 A zone の角閃岩は褐緑色角閃石と斜長石を主とし、少量の緑泥石と黒雲母、白雲母を伴い、プレ

ーナイト脈があるところもある。また D zone との境界部では角閃石が緑色となり、D zone から遠ざかるにつれて褐色味が強くなる。サンプルによっては緑色角閃石の幅が拡大し肉眼的に濃色角閃岩と淡色角閃岩とを識別出来る部分もある。斜長石はラブラドライトであり、D zone に近い方がソーシユライト化が強い。角閃岩は泥灰岩質岩と縞状構造を作り、部分によって Sr 同位体比も異なるので原岩は粘土鉱物とまじった玄武岩質層灰岩であったと推定される。P zone と同じ変成条件下で角閃岩相に達したとみられる。

反応帯の形成

D zone の透輝結晶の中心部にまれに他形の緑色角閃石が含まれることがある。D zone は常に A zone と P zone との間に帯状に配列する。以上から A zone の角閃岩と P zone のカルサイト・斜長石・石英・ゾイサイト岩とが反応して D zone の斜長石・透輝石岩を生成したと推定出来る。角閃石を透角閃石成分で表すと



(5)式の平衡曲線は P_f , X_{CO_2} の変化に伴ってかなり変化することが実験的にわかっている。上限温度は P_f が 1 kb で 540°C, 5 kb で 655°C (WINKLER 1979, p. 121), 3.5 kb で 570°C (SUZUKI, 1977) である。反応帯の厚さは数ミリから15ミリ程度で、それ程大きくは発達していない。斜長石のソーシユライト化が反応帯で著しいのは上記の脱水反応に伴う流体の影響かもしれない。

さて、これらの反応帯の各 zone の Rb, Sr の分析結果にもとづき、 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の二変数について各反応帯毎に回帰直線を求め、第 7 図に示した。この図で、各反応帯の岩石が、同様の傾きをもつ 2 本の回帰直線にのることが示されている。特に 6A, 6D, 6P の直線性がよい。各帯のサンプルは反応帯を厚さ 3 ミリ程度のスライスに切断して分離したもので、6A, D, P のグループは成層構造のよい試料 (第 4 図参照) から作ったもので、反応の各帯が狭い範囲でよく対応していたと考えられる。一方 3A, 3D, 3P のグループ (第 6 図) は反応帯が複雑に入りこんだ組織を示しているが、数個のスライスから各 zone を分離し、zone 毎に集めて 1 個の試料としたために、各 zone 間の対応が悪くなったものと思はれる。また反応に直接関与しない角閃岩が混入した恐れもある。以上のように数ミリ厚さのサンプルの対応が悪かったために直線性が

みだされたのであろう。

直線の吟味

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 図に示される直線はアイソクロンとして年令計算に用いるのが一般的である。しかしこの直線は、同位体比均一化作用を伴はない 2 端成分の混合によっても達成される。とくに変成岩のように原岩が堆積岩で、2 端成分が種々の割合で混合したような岩相が存在する可能性がある場合には、直線関係がどのように成立したかを検討する必要がある。

1) 第 7 図に用いた試料は (5) 式の反応で形成された反応帯と考えることが出来る。直線性がよいことは、反応が平衡に達したことを示す有力な証拠である。固体反応における ^{87}Sr , ^{86}Sr の分配係数は 1.0 であり、反応に関与した各 zone 間で同位体比均一化作用が達成されたと考えられる。

2) 反応の温度は 600°C 前後と推定される。600°C における Sr の結晶内拡散係数は $D \sim 10^{-14} \text{cm}^2/\text{sec}$ であり (MISRA et al., 1977) 粒界拡散の効果も考慮して、 $D \sim 10^{-13} \text{cm}^2/\text{sec}$ を用い $\bar{x} = \sqrt{Dt}$ から計算すると、Sr の拡散距離は 10^4 年で 1.77 cm, 10^5 年で 5.6 cm に達する。本岩の反応 3 帯の厚さは、角閃岩の反応部分も含めて 5 cm 以下であり、1 万年から 10 万年程度の期間に反応が停止したとみることが出来る。この程度の期間は変成作用では充分維持され得る時間である。

3) 数メートル離れた数個の角閃岩相互の Sr 同位体比がかなり異なっているのは、(5) 式の反応が各縞毎に局部的に平衡に達した事を示すと共に、それぞれの縞が、もともと同位体比が異なっていた事を示唆する。

4) 第 7 図の直線が、現在までのある時期に 2 端成分の混合によって形成されたとすれば、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 図で直線を作る筈である。この方法で混合作用をチェックするために、現在、100 Ma 前、235 Ma 前の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を計算し、図に示した (第 9 a, b 図)

この図で直線が成立するのは 235 Ma 前のものであり、他はいづれも曲線をつくる。(第 9 図には 100 Ma のものは省略した)。

5) 上記の事実からみて、角閃岩中にみられる P zone, D zone, A zone の累帯配列は (5) 式の反応が局部的に平衡に達した事を示しており、局部的ながら Sr の拡散移動が起り (混合し)、同位体比均一化作用が達成されたとみることが出来る。すなわち、反応帯のつくる直線は全岩アイソクロンであり、 $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ を用いると年代は $235 \pm 20 \text{ Ma}$ と計算され

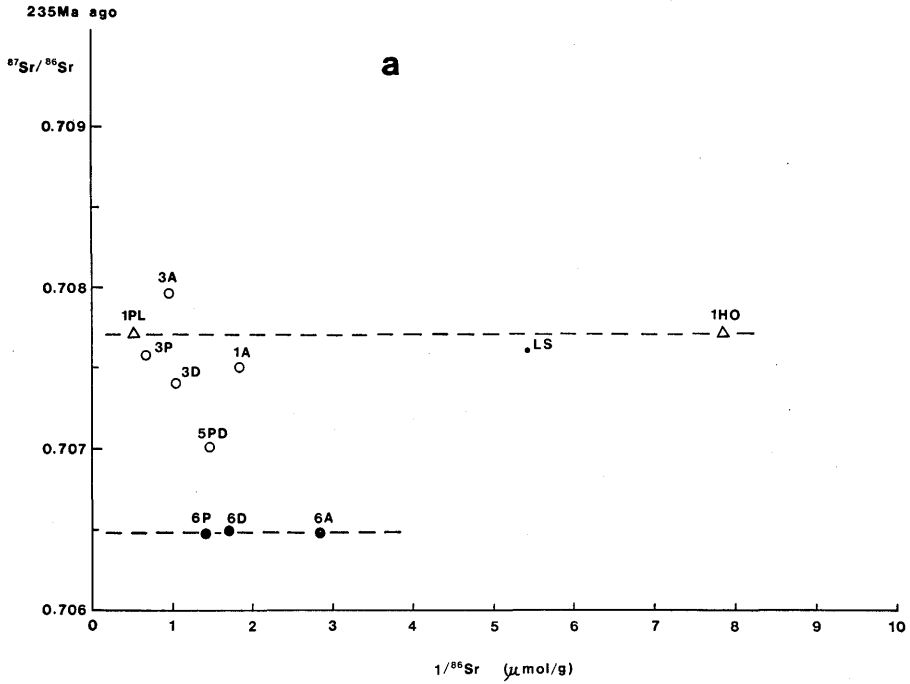


Fig. 9-a. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $1/^{86}\text{Sr}$ diagram showing horizontal straight line 235 Ma ago indicating the relationship of mixing and Sr isotope homogenization at that time among the rocks consisting of reaction zones in amphibolite, the Higo metamorphic rocks. Nos. refer to Table 2 and 3.

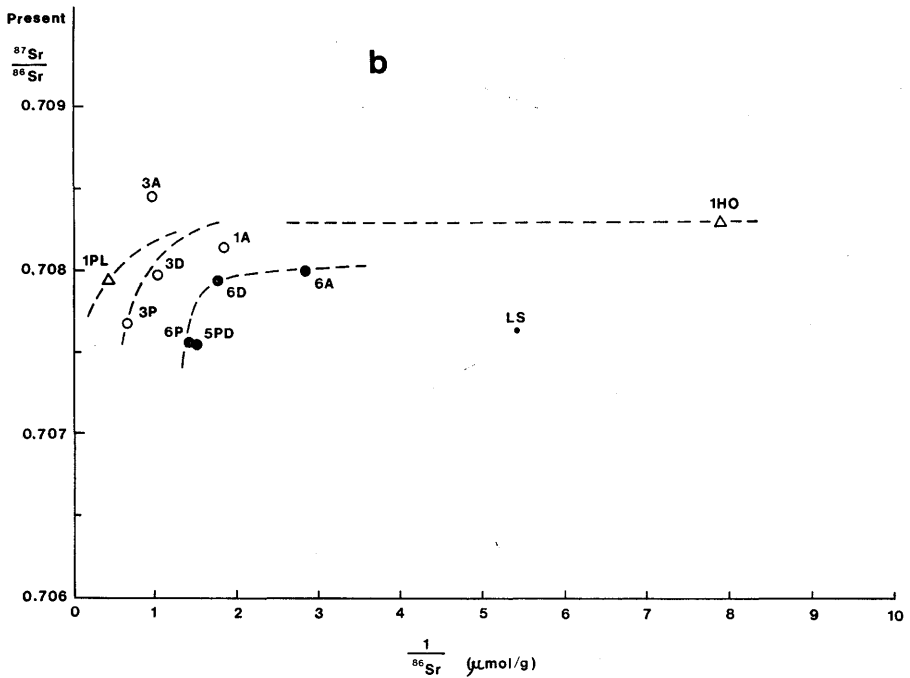


Fig. 9-b. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $1/^{86}\text{Sr}$ diagram showing curved line relation at the present time which indicate relationships other than mixing among the same rocks of Fig. 9-a.

る。6A, D, P のグループのアイソクロンの Sr 同位体比初期値は 0.70647 ± 0.00012 であり, 3A, D, P のグループも $0.7075 \sim 0.7080$ の間にあったと推定される。

VI. 鉱物年代

内田の角閃岩から角閃石, 斜長石, 黒雲母を分離し分析を行った(第3表)。広瀬のアグマタイト様岩石中の黒雲母の多いレンズ状岩石(No. 3-6, 含単斜輝石・斜長石・透角閃石・黒雲母岩(第2表)の分析値と共に第7図, 第8図にプロットした。角閃岩の全岩・角閃石・斜長石・黒雲母年代は 99.8 ± 2.8 Ma を示し, 早瀬・石坂(1967)の小川町の黒雲母片麻岩の Rb-Sr 黒雲母年代 102 Ma ($\lambda^{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}/y$ で再計算) および SHIBATA & YAMAMOTO(1965)による小川町のざくろ石黒雲母片麻岩の K-Ar 黒雲母年代 107 Ma と近いしている。

また, 広瀬の含単斜輝石・斜長石・透角閃石・黒雲母岩の Rb, Sr 同位体比は, 全岩であるが, 内田の角閃岩(全岩)―黒雲母アイソクロンの直線の近くにプロットされる(第8図)。このことから広瀬のこの岩石は黒雲母が多く, 全岩が黒雲母鉱物年代にリセットされている可能性が高いと思はれる。この地域は, 花崗岩脈, アプライト脈も多く, ミグマタイト様岩石も各所で見出され, 黒雲母岩自体がミグマタイト化作用

に伴う産物である可能性が大きい。変成岩の黒雲母年代が宮の原トナライトの黒雲母年代とほぼ等しい値を示すことは(第4表), 変成岩中の黒雲母の形成が, 花崗岩の活動と深い関係をもっていることを示唆する。

VII. 肥後変成岩類の変成過程と同位体年代との対応

地質概略の項でのべたように, 肥後変成岩帯と間の谷変成岩帯とは, 原岩の層序も連続したものであり, 変成分帯でも南側の高温部から北側の低温度に漸次温度が低下していると考えられている。より北側の上部二畳系水越層とは断層で接するという考え方で, 連続した地層であるとする二通りの解釈があるが, 境界付近の両側の岩石が TUJI(1967)の主張するように, よく似ているのも事実である。いずれにしても, 水越層も弱変成作用をうけており, 肥後変成岩類の弱変成部にあたるとみて差支えない。従って変成作用は上部二畳紀以降ということになる。

二畳紀, 石炭紀の海水の Sr 同位体比は第10図に示す通り, $0.7073 \sim 0.7090$ の間にある。肥後変成岩帯の石灰岩の Sr 同位体比(No.1.地点)は 0.70761 (第2表)であるから, この比を海水にあてはめると, 石炭紀末期か, または二畳紀・三畳紀境界あたりかのいずれかになる。石灰岩は上部二畳系水越層より下位の地層と考えられるから, 石炭紀末の可能性が大きい。

さて, 本研究で分析した反応帯の端成分の一方は

第4表 肥後変成岩地域の同位体年代測定値
Table 4. Isotopic ages of Higo metamorphic rocks.

岩石名	測定試料	測定法	産地	年令(Ma)	文献
ざくろ石黒雲母片麻岩	黒雲母	K-Ar	熊本県 下益城郡小川町北部田	106 ± 11	SHIBATA & YAMAMOTO(1965)
	"	K-Ar	" "	108 ± 9	"
黒雲母片麻岩	黒雲母	Rb-Sr	下益城郡小川町北東	102	早瀬・石坂(1967)*
珪線石・ざくろ石・堇 青石・黒雲母片麻岩 尖晶石・堇青石・金雲 母岩	黒雲母	K-Ar	下益城郡小川町中小野	70	UEDA & ONUKI (1970)
	金雲母	K-Ar	下益城郡松橋町内田	377	" "
角閃岩	全岩―黒雲母	Rb-Sr アイソクロン	下益城郡松橋町内田	99.8 ± 2.8	山口・南新 (本文)
角閃岩中の透輝石反応帯	角閃岩― 透輝石岩― 石英・斜長石 ゾイサイト・ カルサイト岩	反応帯 スラブ 全岩アイソ クロン	下益城郡松橋町内田	235 ± 20	山口・南新 (本文)
宮の原トナライト	黒雲母	K-Ar		114 ± 20 123 ± 10	YAMAMOTO(1962)

*initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7114$ として計算してある。

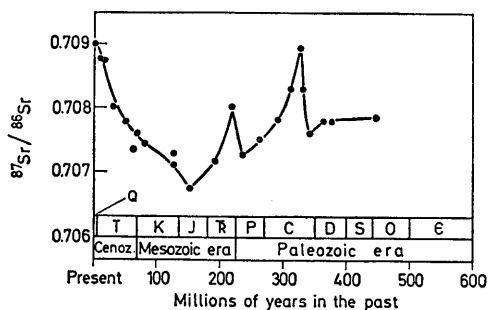


Fig. 10. Variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of ocean during Phanerozoic time. After PETERMAN, HEDGE and TOURTELOT 1970. Sr extracted from calcium carbonate of fossils.

泥灰岩を原岩とし、他方は玄武岩質層灰岩であるとした。

また、反応帯のつくるアイソクロンの Sr 同位体比初期値は 0.7065 と 0.7075~0.7080 のあたりに分散した値を示すことも明らかになった。Sr 同位体比初期値は、同位体比均一化作用における両端成分の Sr の混合の結果であることも明らかになった。変成反応における同位体比均一化作用は、この反応帯では局部的にしかな行なはれていないので、泥灰岩も、塩基性(玄武岩質)層灰岩も堆積の当時から Sr 同位体比が均一でなかった事を示している。

泥灰岩は石灰岩に粘土や石英などが加わったものである。また塩基性層灰岩も玄武岩質層灰岩に粘土分などが加わっていると推定される。島弧、海洋地域の玄武岩類の Sr 同位体比は、0.7060 より一般に低い (PETERMAN 1972)。石灰岩の Sr 同位体比は 0.7076 であるから、これらと反応帯のつくるアイソクロンの Sr 同位体比初期値 0.7065~0.7080 をくらべて考えると、石灰岩や玄武岩質層灰岩に 0.7080 より高い Sr 同位体比をもつ陸源の粘土分などが、種々の割合に添加されて、Sr 同位体比の不均一な泥灰岩、層灰岩が堆積したと推定される。このことはアイソクロン図や混合図で、角閃岩や斜長石・石英岩が、全体として負の曲線上に分散してプロットされていることから想像がつく。

変成条件

先述のように肥後変成岩類の低変成度部には、ローソナイトやクロツサイトなど低温・高圧の可能性を示す鉱物も見出され、低温・高圧型の変成作用のあと高温・低圧型の変成作用が重複しているといわれているが、高圧型を支持するデータはまだ充分ではない。今

同年代測定を行った内田の反応帯も、235 Ma 前に中圧、高温型の変成作用が完了した事を支持する。変成反応曲線から圧力・温度の特定が困難なので、この地域のこれまでのデータを用い、第10図に変成条件を図示した。

まず Al_2SiO_5 多形の三重点を 500°C , 3.8 kb (HOLDAWAY, 1971) とした。Muscovite + quartz \rightleftharpoons K-feldspar + sillimanite + H_2O の平衡曲線 (ALTHAUS et al. 1970) と紅柱石 \rightleftharpoons 珪線石転移曲線との交点は 625°C , 2.1 kb である。また上述の Muscovite + quartz \rightleftharpoons K-feldspar + sillimanite + H_2O 平衡曲線と biotite + sillimanite + quartz \rightleftharpoons Cordierite + K-feldspar + H_2O の平衡曲線 (HOFFER 1976) との交点は 635°C , 2.3 kb である。肥後変成岩類の鉱物組合せからみて上記の各反応のいずれもが起ったと考えられる。YAMAMOTO (1962) によると、zone III では、珪線石のせんい状結晶が、董青石斑状変晶にとりこまれている。この事は変成帯の高温部では珪線石形成後に董青石が結晶したことを示す。従って高温部の変成条件は 635°C , 2.3 kb よりは高温・高圧側にあったことになる。高温部では、既述の広瀬のアグマタイト様岩石のように、泥質岩では一部花崗岩質物質の部分溶融も起った可能性が高い。

水田 (1978) は本研究の内田の岩石のすぐ南方に分布する超塩基性岩類の変成作用について研究し、超塩基性岩体中のカンラン石、クロム鉄鉱間の Mg-Fe²⁺ の分配係数と、クロム鉄鉱中の Cr, Al, Fe³⁺ の含有量の検討から、変成作用の条件を 700°C , 3~4 kb であるとしている。第10図にMで点示してある。内田の反応帯の透輝石帯(5式)の形成条件の上限温度は、Prを 1 kb としたとき 540°C , 3.5 kb としたとき 570°C , 5 kb としたとき 655°C であった。また(5式)の反応は、 Xco_2 が大きく変化しても、極端に水が多い場合を除けば、定圧下での温度変化は $30^\circ\sim 50^\circ\text{C}$ におさまっている。またこの反応は角閃岩中に封入された薄層内で起っていて、砂質・泥質岩源の他の変成岩では、流体の主成分は水と考えてよいであろう。ここで $P_{\text{load}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = P_r$ と仮定すると、董青石の生成条件が、 $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2.3 \text{ kb}$, 635°C よりは高いこと、水田 (1978) による超塩基性岩の変成温度が 700°C , 圧力 3~4 kb の値を示すことなどを考慮すると、内田の透輝石帯の生成条件は圧力 3.5 kb, 温度 570°C (第11図のD点)程度が上限であったと推定される。水田 (1978) の推定値も恐らく上限を示しているのであろう。第11図で点画した部分は zone II から zone III にかけての推定

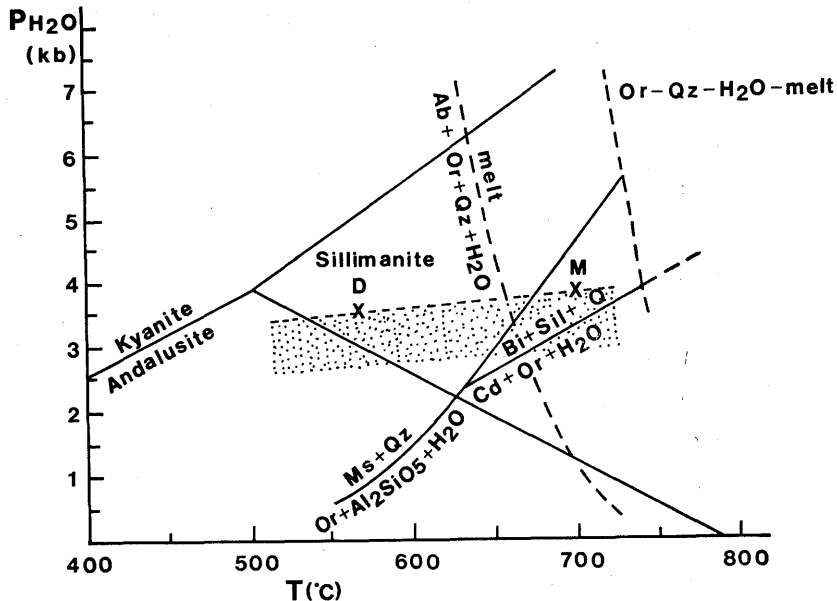


Fig. 11. Estimated P-T relation in the middle to higher grade zone of the Higo metamorphic rocks. D; estimated from reaction zone in amphibolite. See text. M; after MIZUTA (1978) estimated from Mg-Fe distribution between olivine and chromite in metamorphosed ultramafic rocks. Broken line along D-M indicate probable upper limit. Stippled area indicate estimated range of P-T condition of metamorphism. Phase boundaries are after the experiments of HOLDAWAY (1971), ALTHAUS et al. (1970) and HOFFER (1976).

変成条件の範囲である。

変成作用と年代

本研究も含めて、肥後変成岩類の年代測定値を第4表にまとめた。λ_{Rb}=1.42×10⁻¹¹/y に年代を再計算してある。従来のデータは黒雲母、金雲母の K-Ar, Rb-Sr 年代で、しかも小川町、松橋町に集中している。黒雲母の Closure temperature は 300°C 程度とみなされている。肥後変成岩の黒雲母の形成時階・温度・圧力条件は必ずしもよく特定されているとは云えない。内田の反応帯に伴う角閃岩中の黒雲母は、角閃石、斜長石とはアイソクロンを作らず、反応帯の形成期 (235 Ma) よりは後期に形成されたものとみられる。黒雲母年代を 100 Ma とし、仮りに 230 Ma に 600°C の温度で黒雲母が結晶したとすると、300°C まで温度が低下するまでの冷却率 (cooling rate) は 2.3°C/m.y. となる。この冷却率は通常考えられている冷却率より幾分小さい。地殻が急上昇しているスイス・アルプス地域では、冷却率は 30°C/m.y. と見積られており (Donson, 1979) この冷却率を適用すると、黒雲母の形成時期は 110 Ma となる。黒雲母の形成は肥後変成

帯に一般的であり、内田の反応帯の形成に引き続いた変成作用と考えられるから、黒雲母の形成時期は上記 230 Ma~110 Ma の間にあることになる。第4表に示した黒雲母年代が、宮の原花崗岩の黒雲母年代に近いことから考えると、前述のように、変成岩の黒雲母は花崗岩貫入の影響をうけているのかもしれない。今後の研究課題である。UEDA ら (1970) の金雲母の K-Ar 年令 377 Ma がどのような意味をもつか判断が出来ない。

肥後変成岩帯は石灰岩、超塩基性岩が多い点で近畿・中国地方の領家帯とは異なっており、岩相や変成年代からみて、むしろ飛騨変成帯 (239 Ma, 山口 1980) に近い性格をもつ。しかし構造的にみて飛騨帯と連続とみることは困難なので、今後は従来の領家帯を含めて新しい見方が必要と思われる。いづれにしても、肥後変成岩類の性格は複雑で、年代測定を含めた、よりくわしい変成史の時階解析が必要である。

引用文献

- ALTHAUS, E., KAROTKE, E., NITSCH, K. H. and WINKLER, H. G. F. (1970): An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1979, 325~330.
- DODSON, M. H. (1979): Theory of cooling ages. *Lectures in Isotope Geology*. (Jäger and Hunziker ed.), Springer-Verlag, 329 pp.
- 早瀬——・石坂恭一(1967): Rb—Sr による地質年令 (1), 西日本. 岩鉱, 58, 201~212.
- HOFFER, E. (1976): The reaction sillimanite + biotite + quartz \rightleftharpoons Cordierite + K-feldspar + H₂O and partial melting in the system K₂O—FeO MgO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 127~130.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. Jour. Sci.*, 271, 97~131.
- 唐木田芳文・山本博達・宮地貞憲・大島恒彦・井上保 (1969): 九州の点在変成岩類の特徴と構造地質学的位置. 地質論集, No 4, 3~20, 日本地質学会.
- 唐木田芳文・山本博達(1982): 中九州肥後変成帯のざくろ石角閃岩. 地質論集 21号, 713~187.
- 唐木田芳文・山本博達・端山好和(1984): 熊本県間の谷変成岩の 2, 3 の変成鉱物. 総合研究 (A) 研究連絡紙 (西村祐二郎編) 内帯高圧変成帯, No 2, 23~29.
- 南新真裕・柳 哮・山口 勝 (1979): 四国中央部三波川変成岩の Rb—Sr 全岩年代. 山口勝編「日本列島構成の同位体地球科学」(昭和53年総研 A 報告), p. 15~17.
- MISRA, N. K., VENKATASUBRAMANIAN, V. S. (1977): Strontium diffusion in feldspars—a laboratory study. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 41, 837~838.
- 水田敏夫 (1978): 熊本県肥後変成帯に産する“コマチアイト様”かんらん岩について. 岩鉱, 73 (7), 202~215.
- NICOLAYSEN, L. O. (1961): Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 91, 198~206.
- PETERMAN, Z. E., HEDGE, C. E. and TOURTELOT, H. A. (1970): Isotopic composition of strontium in sea water throughout phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 105~120.
- SUZUKI, K (1977): Local equilibrium during the contact metamorphism of siliceous dolomites in Kasuga-mura, Gifu-ken, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 79~89.
- 佐藤光男・井上 保 (1968): 熊本県上益城郡矢部町西方の“間の谷変成帯”について. 福岡学大紀要, No. 18, 155~161.
- 瀬尾孝文・原 郁夫 (1980): 領家帯の変成史解析—三河高原南西部の黒雲母片岩を例として—. 「中生代造構作用の研究」, No. 2, 57~65.
- SHIBATA, K. and YAMAMOTO, H. (1965). Potassium-argon age determination on the Higo metamorphic rocks. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 16, 283~284.
- STORRE, B. and NITSCH, K-H. (1972): Die Reaction $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 \rightleftharpoons 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35, 1~10.
- TUJI, S. (1967): Petrology of the Higo metamorphic Complex in the Kosa-Hamamachi area, Kumamoto Prefecture, Kyushu. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 38, 13~25.
- 植田良夫・大貫 仁 (1968): 本邦変成岩の K-Ar dating [I]—九州八代片麻岩類, 木山並びに彼杵変成岩類—. 岩鉱, 60, 159~166.
- UEDA, Y and ONUKI, H (1969): K—Ar dating on the metamorphic rocks in Japan (1), Yatsushiro, Kiyama, Chikugo, Higo and Sonogi metamorphic rocks in Kyushu. *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, [III], 10, 313~321.
- YAMAGUCHI, M. YANAGI, T. and HAMAMOTO, R. (1969): Some technical aspect of rubidium-strontium Geochronology. *Mem. Fac. Sci. Kyushu, Univ.*, [D], Geol, 19 (3), 437~450.
- 山口 勝 (1979): アルプスの構造と地質年代測定. 科学, 40, (10), 553~560.
- 山口 勝 (1980): ジルコン, スフェンの Pb 同位体比初期値と Pb, Sr 同位体比からみた飛驒片麻岩, 花崗岩の多段階進化過程. 九大理研報 (地質), 13 (2), 173~190.
- YAMAMOTO, H. (1962): Plutonic and metamorphic rocks along the Usuki-Yatsushiro tectonic line in the western part of central Kyushu. *Bull. Fukuoka Gakugei Univ.*, 12, part III, 93~172.
- 柳田寿一 (1958): 上部二疊系水越層. 地質雑 64, 222~231.
- WINKLER, H. G. F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Fifth edition, Springer-Verlag, 348 pp.