Fragment of Paleozoic oceanic island arc crust in the Inner Zone of southwestern Japan : The Kamigori metagabbro body, Hyogo Prefecture

| メタデータ | 言語: jpn<br>出版者:<br>公開日: 2017-10-03<br>キーワード (Ja):<br>キーワード (En):<br>作成者:<br>メールアドレス:<br>所属: |
| --- | --- |
| URL | http://hdl.handle.net/2297/10669 |

地質学論集　第52号　273-285ページ，1999年9月
*Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 52, p. 273-285, September 1999

# 西南日本内帯の古生代海洋性島弧地殻断片：兵庫県上郡変斑れい岩体

Fragment of Paleozoic oceanic island arc crust in the Inner Zone of southwestern Japan: The Kamigori metagabbro body, Hyogo Prefecture

石渡　明 *

*Akira Ishiwatari* *

1998年7月21日受付.
1999年5月26日受理.

* 金沢大学理学部地球学科
920-1192 金沢市角間町
Department of Earth Sciences, Faculty of Science Kanazawa University Kakuma, Kanazawa 920-1192, Japan

脚注：この論文の内容の一部は，石渡（1997），石渡・齋藤（1997）で概説した．

**Abstract**

**The Paleozoic Kamigori metagabbro body, a western segment of the Yakuno ophiolite belt (Maizuru Zone), forms an E-W ternding, fault-bounded massif of 4×18 km size. The body thrust southward onto the Permian accretionary complex (Ultra-Tamba Zone). The body consists of northern metagabbro domain and southern amphibolite domain. The metagabbro commonly bears orthopyroxene pseudomorph, its clinopyroxene shows low Mg# (ca. 70), its plagioclase is of high An content (ca. 80), and its trace elements are depleted in LREEs with positive Eu anomaly, suggesting its cumulate origin from oceanic arc tholeiite magma. The amphibolite includes metabasalt with T-MORB chemistry and metadioritic mylonite possibly originated in LREE-depleted dioritic cumulates. In contrast, biotite metadiorite with unusually high-K hornblende and K-rich plagioclase, possibly after cumulates from shoshonitic magma, also occurs among metagabbro. Such a rock assemblage suggests that the Kamigori metagabbro body represents the lower crust of a complex Paleozoic oceanic island arc-marginal basin setting like the present northern Mariana Arc.**

*Key words: Yakuno ophiolite, Maizuru Zone, amphibolite, T-MORB, biotite metadiorite, shoshonite*

## はじめに

西南日本内帯の先白亜紀地質体の基本構造はナップの重なりであり，近畿地方北部ではジュラ紀付加体（丹波帯）の上に二畳紀付加体の超丹波帯および二畳紀以前に形成された夜久野オフィオライトが構造的に載っている（石渡，1986a；早坂，1987；石渡ほか，1998）．中国地方東部でも超丹波帯相当層に衝上するナップとして，上郡・大原変斑れい岩体があり，これらは岩相の類似から夜久野オフィオライトの西方延長と考えられてきた（石渡，1986a；Ishiwatari, 1990）．また，九州北部には三郡周防変成岩を覆うナップとして，山鹿変斑れい岩体が存在し，これも夜久野岩類に似た変斑れい岩類よりなる（早坂・梅原，1994；齋藤・石渡，1997）．

上郡・大原・山鹿岩体は，どれも延長20 kmに達する大規模な「夜久野型」変斑れい岩体だが，夜久野オフィオライト本体と異なり，マントルかんらん岩と角閃岩相より低変成度の火山岩は伴わない．しかも，変斑れい岩中で共存する斜長石のAn成分と単斜輝石のMg#（100Mg/（Mg+Fe））の関係が，同様の鉱物組合わせであるにもかかわらず夜久野オフィオライトの変斑れい岩類と大原・上郡の変斑れい岩類では明瞭に異なり，夜久野の変斑れい岩の原岩は海嶺玄武岩（MORB）組成のマグマから結晶化したが，上郡・大原・山鹿の変斑れい岩の原岩は島弧ソレイアイトマグマから結晶化したと考えられた（石渡，1986a，b；Ishiwatari, 1990；石渡・齋藤，1997）．そして，夜久野オフィオライトは全体として古生代の島弧縁海系の断片であり，東部には厚い海洋地殻を持つ縁海の地殻・マントル，西部には厚い島弧地殻の下部が露出していると説明された（Ishiwatari et al., 1991）．その後，石渡（1997）は上郡岩体から，黒雲母を含み，角閃石や斜長石が非常にカリウムに富む変閃緑岩を見いだし，海洋性島弧におけるショショナイト質マグマの活動の産物であることを示唆した．ここでは，上郡岩体の変斑れい岩類の岩石学的性質を記載し，夜久野オフィオライト及び大原・山鹿岩体の変斑れい岩類と比較しながら，海洋性島弧地殻の断片としての上郡変斑れい岩体について論じる．

## 地質概説と従来の研究

上郡変斑れい岩体は，南北4 km，東西18kmの大きさで，南北両側及び西側は「石炭系上月層」の千枚岩質粘板岩，砂岩及び玄武岩質溶岩・火砕岩と断層で接し，南東端は白亜系相生層群鶴亀下部累層皆坂部層の安山岩溶岩・火砕岩に不整合に覆われる（猪木・弘原海，1980）．また，岩体中央部の三原東方及び富満（トドマ）東方の標高200m以上の部分は鮮新世の佐用礫層に覆われている．しかし，変斑れい岩類の露出は全体によく，特に金出地（カナヂ）から三原へ岩体中央を南北に横切る谷沿いの道は露出がよい．

上月層からは，Pillai and Ishiga（1987）が二畳紀放散虫化石を報告し，その組み合わせが超丹波帯大飯層のものに類似することを示した．最近，黒武者ほか（1996）は岩体南縁部の数カ所で夜久野岩類と上月層の境界が北へ緩く傾く衝上断

© The Geological Society of Japan 1999

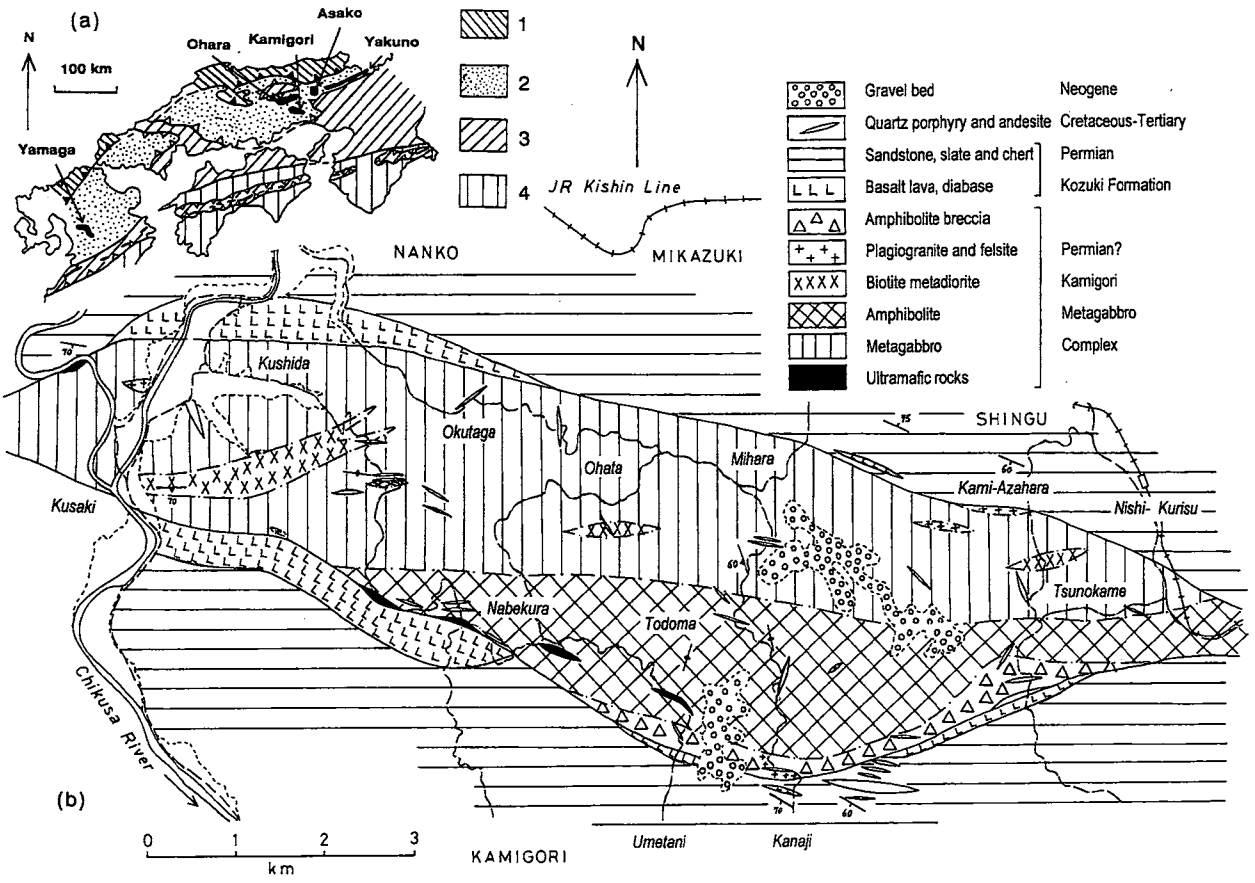


**Fig. 1.** (a) Position of the Kamigori metagabbro body and other major Paleozoic metagabbro bodies. (1) Carboniferous and older accretionary complexes with 460 Ma Oeyama ophiolite and 320 Ma blueschist. (2) Permian accretionary complexes with 280 Ma Yakuno ophiolite and 200 Ma blueschist. The major metagabbro bodies in this zone are indicated in black. (3) Jurassic accretionary complexes partly affected by 100 Ma high-T metamorphism. Southern outliers along the Pacific coast include older blocks. (4) Cretaceous and younger accretionary complexes with 100 Ma blueschist.
(b) Geologic map of the Kamigori metagabbro body.

層であることを見いだし，岩体内部からも衝上運動に伴う断層角礫岩脈と思われるものが報告された（前川ほか，1988）．これらのことから，上郡岩体は東方の夜久野オフィオライトと同様に，超丹波帯の地層に対して衝上した変斑れい岩体であると考えられる．また，上郡変斑れい岩体の南北両側に接して，500 m 程度の厚さに達する玄武岩質溶岩・凝灰角礫岩・結晶凝灰岩及びそれらを貫く輝緑岩脈が分布し，玄武岩は単斜輝石・斜長石斑晶を含むが角閃石斑晶を含まず，ぶどう石パンペリー石相程度の変成鉱物が見られる（小宮，1976），それらは $FeO^*/MgO$ 比が低く（0.7－1.6），$K_2O$ に乏しく（0.1－0.3 %），やや $TiO_2$ に富む（1.2－1.9 %），海嶺玄武岩的な全岩組成をもち，残留単斜輝石の化学組成もそれと調和的である（猪木・弘原海，1980 のデータに基づく）．

白亜紀花崗岩の小規模な貫入岩体は，変斑れい岩体西端部の久崎（クサキ）西方 3 km，岩体北側の千種（チクサ）川上流へ久崎から 3 km の地点，及び岩体南東側の金出地東方 1 km に見られ，その周囲は接触変成作用を受けているが，岩体内部では花崗岩の接触変成作用の影響はほとんどない．ただし，久崎から千種川に沿って下流（南方）へ 3 km の所にある 3×4 km 大の別の変斑れい岩体では，その西部に長径 3 km ほどの花崗岩体が貫入しており，接触変成作用が著しい．

上郡変斑れい岩体の岩石学的性質については，小宮（1975）と，猪木・弘原海（1980）が異なる見解を述べている．小宮はこの岩体の「夜久野岩類」をウェルライト／輝石岩，角閃石岩，斑れい岩，石英閃緑岩，角閃岩の 5 つに分類し，更に岩体の主体をなす斑れい岩を，輝石斑れい岩，輝石角閃石斑れい岩，角閃石斑れい岩，緑色角閃石斑れい岩の 4 つに区分した．猪木・弘原海はこの岩体を「夜久野型複合岩体」と呼び，角閃岩，変斑れい岩，蛇紋岩化かんらん岩，単斜輝石岩，花崗岩質岩（トーナル岩，石英閃緑岩など）からなるとした．しかし，岩体の主体をなす（変）斑れい岩の岩質に関して，小宮は斑れい岩の 80 %近くに斜方輝石仮像が存在し，従ってマグマはソレイアイトだったと結論したのに対し，猪木・弘原海は斜方輝石について全く触れていない．これについては，後述のように小宮が正しい．また，両者とも斜長石はソーシュール石化していると述べているが，実際には新鮮な斜長石がかなり残存している．黒雲母を含む変斑れい岩～変閃緑岩については，両者とも全く触れていない．

なお，上郡岩体の北西延長の岡山県英田郡作東町茅尾の変

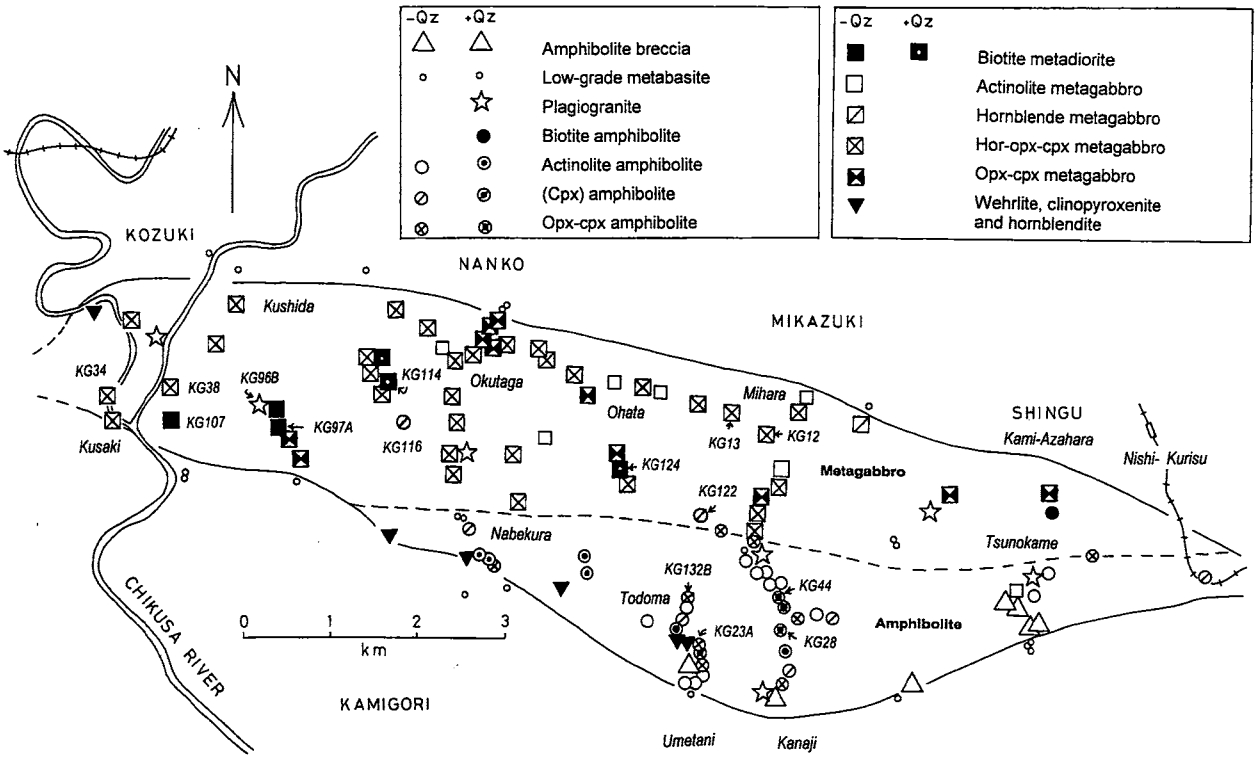


**Fig. 2.** Distribution of rock types in the Kamigori metagabbro body on the basis of microscopic observation. Numbers of chemically and/or mineralogically analyzed rocks are indicated. Absence and presence of quartz are indicated by −Qz and +Qz, respectively.

斑れい岩の角閃石 K-Ar 年代は二畳紀を示し（280Ma ；柴田ほか，1979），これは夜久野オフィオライト本体の変斑れい岩の角閃石 K-Ar 年代（280Ma ； Shibata et al., 1977）および火山岩の Rb-Sr アイソクロン年代（280Ma ； Koide et al., 1987）と一致する．しかし，夜久野オフィオライト本体の変斑れい岩の Nd-Sm アイソクロン年代はシルル紀を示し（420 ± 50Ma ；佐野，1992），山鹿岩体からも古い角閃石 K-Ar 年代が得られており（310，480Ma ；西村・柴田，1989），これらは大江山オフィオライトの角閃岩類のオルドビス紀を示す K-Ar 年代（420-460Ma ；西村・柴田，1989 ；仁科ほか，1990）に近い．小論では、これらの年代値の評価や意味づけは避け，夜久野・上郡・大原・山鹿を一連の「古生代変斑れい岩体」として岩石学的な比較検討を行う．

## 岩体の地質と岩石記載

今回の野外調査に基く上郡変斑れい岩体の地質図を Fig. 1，検鏡結果に基づく岩相分布を Fig. 2 に示す．

この岩体は，北部が変斑れい岩，南部が角閃岩で占められる．変斑れい岩と角閃岩は粒径が異なり，北側の変斑れい岩の平均粒径は 1.5 mm のものが最も多く，南側の角閃岩は 0.2 mm にピークがある．なお，ここで言う粒径とは，薄片内の斜長石の長径である．また，一般に角閃岩の方が変斑れい岩より角閃石に富むが，角閃岩も単斜輝石や斜方輝石を含むことがあり，基本的な鉱物組み合わせには差がない．

岩体北部の主体をなすのは単斜輝石・斜方輝石・角閃石を含む変斑れい岩で，一般に石英を含まず，角閃石を欠くものもかなり存在する．今回新しく発見した上郡岩体特有の岩石として，黒雲母を含む変閃緑岩がある．これは，石英を含むことがあり，通常の変斑れい岩分布域の中に不規則に分布していて，野外では注意して黒雲母を探さないと通常の変斑れい岩と区別できない．

岩体南部の角閃岩は，組織と化学組成から変玄武岩質角閃岩と変閃緑岩質角閃岩に区分できる．変玄武岩質角閃岩は北側の変斑れい岩分布域にも小岩体として産し，プラストオフィチック組織を呈することがある．恐らく斑れい岩〜閃緑岩中に岩脈状として貫入した玄武岩や輝緑岩が，母岩とともに角閃石グラニュライト相程度の条件で再結晶したものであろう．変閃緑岩質角閃岩は，石英を含むものも多く，圧砕組織を呈し，斑状砕晶（ポーフィロクラスト）として単斜輝石の離溶ラメラが発達した径 7 mm に達する斜方輝石仮像を含むものがある．火山岩の斑晶には通常離溶ラメラは存在しないので，深成岩または変成岩起源であることが明らかである．

蛇紋岩，輝石岩，角閃石岩など超苦鉄質岩の小岩体は，岩体北西端のものを除いて，岩体南部の角閃岩分布域の南縁に沿って分布する．また，岩体南東縁の衝上断層（黒武者ほか，1996）に沿って，100−300 m の幅で礫（小礫サイズ）もマトリクスも角閃岩質の角礫岩が発達する．この角礫岩のマトリクスはよく固結している．

以下に，Tables 1−3 に分析値を載せた変斑れい岩，変玄武岩質角閃岩，黒雲母変閃緑岩，変閃緑岩質角閃岩，および花崗質岩の試料に即して岩石記載を行う．

### 1．変斑れい岩

KG12 は粒径 1.2 mm の塊状角閃石両輝石変斑れい岩である．他形等粒状組織を呈し，モード組成は斜長石 62.4 %，単斜輝石 18.4 %，斜方輝石仮像 15.5 %，褐色普通角閃石 1.1 %，チタン磁鉄鉱仮像 2.6 %である．斜方輝石と磁鉄鉱は完全に緑泥石化し，斜長石はソーシュール石化しているが，一部残存する．単斜輝石と角閃石は新鮮である．

KG13 及び KG38 は上とほぼ同様の岩石である．

KG34 は粒径 1.5 mm のチタン鉄鉱に富む角閃石両輝石変斑れい岩である．弱い片理と層状構造があるが，火成構造の残りかもしれない．モード組成は斜長石 51.7 %，単斜輝石 25.3 %，斜方輝石仮像 14.5 %，褐色普通角閃石 0.9 %，チタン鉄鉱 7.4 %である．斜方輝石は完全に緑泥石化し，斜長石はソーシュール石化しているが一部残存する．単斜輝石と角閃石は新鮮である．

### 2．変玄武岩質角閃岩

KG122 は粒径 0.5 mm の弱片状角閃岩で，褐色普通角閃石－斜長石＞単斜輝石－チタン磁鉄鉱よりなる．チタン磁鉄鉱はチタン鉄鉱と緑泥石に分解する．斜長石は全て変質し，ソウ長石化またはソーシュール石化しているが，単斜輝石と角閃石は新鮮である．ぶどう石脈が貫く．

KG132B は粒径 0.2 mm の片状角閃岩で，層状構造を持ち，輝石が特定の層に濃集する．緑褐色普通角閃石－斜長石＞単斜輝石＞燐灰石－チタン鉄鉱よりなる．斜長石は一部残存し，角閃石と単斜輝石は新鮮である．

KG116 は粒径 0.4 mm の塊状角閃岩で，プラストオフィチック組織を呈する．斜長石－緑色普通角閃石＞燐灰石－チタン鉄鉱よりなる．石英－方解石脈が貫く．角閃石は新鮮で累帯構造をもち，中心部は褐色である．単斜輝石はない．斜長石は一部残存する．

### 3．黒雲母変閃緑岩

KG107 は粒径 1.0 mm の片状黒雲母変閃緑岩で，モード組成は斜長石 69.0 %，単斜輝石 14.6 %，斜方輝石仮像 9.7 %，褐色普通角閃石 1.9 %，黒雲母 1.2 %，燐灰石 1.0 %，チタン鉄鉱 2.6 %よりなる．単斜輝石と角閃石は新鮮で，斜長石と黒雲母は一部残存するが，斜方輝石は完全に緑泥石化している．

KG97A は粒径 0.8 mm の塊状黒雲母変閃緑岩で，斜長石－単斜輝石－斜方輝石仮像（緑泥石）＞黒雲母－チタン鉄鉱－燐灰石よりなる．角閃石はない．単斜輝石は新鮮だが，斜長石と黒雲母は一部残存するのみである．

KG124 は粒径 1.5 mm の弱片状黒雲母変閃緑岩で，斜長石仮像－単斜輝石－斜方輝石仮像＞褐色普通角閃石－黒雲母－石英－チタン磁鉄鉱仮像＞燐灰石－ジルコンよりなる．ぶどう石脈が貫く．単斜輝石と角閃石は新鮮だが，黒雲母は一部残存するのみで，斜長石と斜方輝石は完全に変質している．

KG114 は粒径 0.6 mm の片状黒雲母変閃緑岩で，斜長石－石英－斜方輝石仮像－単斜輝石＞黒雲母仮像（緑泥石）－緑色普通角閃石－チタン鉄鉱よりなる．変質鉱物としてアクチノ閃石，緑泥石，パンペリー石，くさび石を含む．単斜輝石と角閃石は新鮮であるが，斜長石は一部残存するのみで，斜方輝石と黒雲母は完全に変質している．

### 4．変閃緑岩質角閃岩

KG28 は粒径 0.1 mm の片状石英輝石角閃岩で，圧砕岩組織を呈する．全体のモード組成は斜長石 69.9 %，石英 14.2 %，単斜輝石 5.9 %，緑色普通角閃石 6.6 %，斜方輝石 1.5 %，チタン磁鉄鉱仮像 1.9 %，燐灰石 0.1 %よりなる．楕円形の斑状砕晶として単斜輝石ラメラが発達した径 1 mm 程度の斜方輝石仮像（緑泥石化）を多数含む．この斜方輝石は，単斜輝石ラメラが発達しているので，火山岩の斑晶起源でないことは明らかであり，本岩は石英を含む粗粒な変閃緑岩が圧砕されたものと考えられる．基質に斜方輝石やその仮像はない．波状消光を示す石英が，片理にそって厚さ 2 mm，長さ 5 mm 程度のブーダンをなす．ぶどう石脈に貫かれる．

KG23A は基質の粒径 0.2 mm で，上と同様の圧砕岩組織がよく発達した岩石で，斜方輝石の他に単斜輝石の斑状砕晶（最大径 7 mm）も含むが，石英はない．斑状砕晶は眼球状組織を呈し，輝石，角閃石，斜長石がそれぞれ濃集して縞状構造をつくる．角閃石濃集部には鉄鉱が多い．斜方輝石仮像には単斜輝石の離溶ラメラがよく発達する．単斜輝石は，基質のものと斑状砕晶では，前者の方がかなり鉄に富む．斜長石は非常に新鮮である．

KG44 は粒径 0.3 mm の片状輝石角閃岩で，層状構造を持つ．苦鉄質の層は斜長石－緑色普通角閃石－単斜輝石よりなり，珪長質の部分は石英－斜長石仮像（ぶどう石＋パンペリー石）－緑色普通角閃石よりなる．どちらも若干のチタン鉄鉱と燐灰石を含む．

### 5．花崗質岩

KG96B は粒径 0.7 mm のやや片理をもつ他形等粒状斜長石花崗岩で，斜長石－石英－斜方輝石仮像（緑泥石）－黒雲母仮像（緑泥石）＞燐灰石よりなる．単斜輝石，角閃石の残晶や仮像は確認できない．石英ぶどう石脈，緑泥石脈に貫かれる．

## 全岩主要元素組成

主要元素組成は金沢大学理学部の理学電機社製蛍光X線分析装置（System 3270）を用いて決定した．Rh 対陰管球を使用し，管電圧 50 kV，電流 20 mA で行った．主要元素分析は中田ほか（1985）を参考に，岩石粉末 0.5 g に対してメルク社製無水 4 硼酸リチウム 5.0 g を混合し，剥離剤として若干の臭化リチウムを加え，高周波ビードサンプラを用いて溶融したガラス円板を試料とした．検量線作成に使用した標準試料は JG-1a，JG-2，JG-3，JB-1a，JB-2，JB-3 である．分析の確度を示すために，JB-2 及び JG-1a を未知試料として測定した値を付して，結果を Table 1 に示す．

$SiO_2$ 量は，変斑れい岩が 45 %程度，変玄武岩質角閃岩は 47－51 %程度，黒雲母変閃緑岩は 52－55 %程度，変閃緑岩質角閃岩は 59 %程度，花崗質岩は 68 %である．この中で，

**Table 1.** Major element bulk rock chemistry of various rocks from the Kamigori metagabbro body. X-ray fluorescence method was used for analysis (see text). Analytical results of two GSJ standard rocks are also presented to show accuracy of the data. See Fig.2 for locality of each sample.

Major Element Bulk Rock Composition of the Kamigori metagabbroic rocks

| Rock | Metagabbro | | Metabasaltic amphibolite | | | Biotite metadiorite | | | | Metadioritic amp. | | Pl. gran. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| No. | KG12 | KG34 | KG122 | KG132B | KG116 | KG107 | KG97A | KG124 | KG114 | KG28 | KG44 | KG96B |
| Area | CN | WW | CN | CS | W | WW | WW | CN | W | CS | CS | W |
| SiO2 | 45.44 | 45.32 | 50.86 | 47.73 | 50.30 | 52.08 | 53.13 | 52.42 | 55.26 | 59.11 | 59.46 | 67.86 |
| TiO2 | 0.50 | 1.06 | 1.53 | 1.34 | 2.00 | 1.21 | 1.22 | 1.03 | 1.08 | 0.64 | 0.40 | 0.47 |
| Al2O3 | 19.93 | 16.05 | 15.06 | 15.33 | 14.74 | 17.82 | 18.17 | 17.70 | 17.33 | 15.42 | 15.58 | 15.35 |
| FeO* | 9.94 | 13.83 | 9.29 | 10.49 | 11.13 | 8.40 | 7.67 | 9.74 | 9.52 | 8.66 | 4.77 | 3.43 |
| MnO | 0.14 | 0.24 | 0.18 | 0.17 | 0.23 | 0.15 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.15 | 0.09 | 0.07 |
| MgO | 7.31 | 6.26 | 8.34 | 9.31 | 6.33 | 5.67 | 4.55 | 4.89 | 4.00 | 3.85 | 4.23 | 2.05 |
| CaO | 11.34 | 13.30 | 8.18 | 10.80 | 8.57 | 7.75 | 6.53 | 6.99 | 5.84 | 6.28 | 7.89 | 3.55 |
| Na2O | 2.28 | 1.40 | 4.40 | 2.82 | 3.98 | 4.03 | 5.10 | 4.59 | 3.97 | 3.74 | 6.09 | 5.87 |
| K2O | 0.19 | 0.06 | 0.60 | 0.44 | 0.53 | 1.02 | 1.05 | 0.35 | 0.65 | 0.24 | 0.13 | 0.16 |
| P2O5 | 0.01 | 0.06 | 0.20 | 0.15 | 0.31 | 0.35 | 0.31 | 0.16 | 0.20 | 0.09 | 0.07 | 0.10 |
| Total | 97.08 | 97.58 | 98.64 | 98.58 | 98.12 | 98.48 | 97.90 | 98.05 | 98.02 | 98.18 | 98.71 | 98.91 |
| FeO*/MgO | 1.36 | 2.21 | 1.11 | 1.13 | 1.76 | 1.48 | 1.69 | 1.99 | 2.38 | 2.25 | 1.13 | 1.67 |

| Rock | Checked standard samples | | | |
|---|---|---|---|---|
| No. | JB-2 | | JG-1a | |
| Comment | Result | Recom. | Result | Recom. |
| SiO2 | 54.23 | 53.20 | 72.77 | 72.19 |
| TiO2 | 1.21 | 1.19 | 0.25 | 0.25 |
| Al2O3 | 14.75 | 14.67 | 14.37 | 14.22 |
| FeO* | 12.91 | 12.91 | 1.83 | 1.85 |
| MnO | 0.20 | 0.20 | 0.06 | 0.06 |
| MgO | 4.68 | 4.66 | 0.71 | 0.74 |
| CaO | 10.03 | 9.89 | 2.07 | 2.18 |
| Na2O | 2.08 | 2.03 | 3.39 | 3.39 |
| K2O | 0.42 | 0.43 | 4.03 | 3.97 |
| P2O5 | 0.09 | 0.10 | 0.08 | 0.10 |
| Total | 100.60 | 99.28 | 99.56 | 98.95 |
| FeO*/MgO | 2.76 | 2.77 | 2.58 | 2.50 |

変玄武岩質角閃岩はメルト（マグマ）の組成を代表し得るが，変斑れい岩，黒雲母変閃緑岩，変閃緑岩質角閃岩は火成沈積岩起源であって，マグマの組成を代表しない．

変斑れい岩は海嶺玄武岩（MORB）などに比べて $Al_2O_3$ と CaO が多く，これは斜長石や単斜輝石が沈積してできた岩石を原岩とすることと調和する．$K_2O$，$P_2O_5$ などの液相濃集元素に著しく乏しい．変閃緑岩質角閃岩も，$SiO_2$ は 60 %程度と多いが，$TiO_2$，$K_2O$，$P_2O_5$ などが少なく，$Na_2O$ にやや富んでいる以外は，液層濃集元素に非常に涸渇した組成である．上郡岩体の変斑れい岩と変閃緑岩質角閃岩は，$TiO_2$－FeO*/MgO 図において（Fig. 3），Igi（1973）等が報告した夜久野オフィオライトの変斑れい岩より，同じ FeO*/MgO での $TiO_2$ が明らかに少なく，夜久野のものが MORB ないし海洋島玄武岩（OIB）のフィールドに入るのに対し，上郡のものは島弧ソレイアイト（IAT）の領域に入る．ただし，上郡の変玄武岩質角閃岩は，この図上で夜久野本体の変斑レイ岩・変玄武岩のトレンド上に乗り，MORB 的な性質を示す．

黒雲母変閃緑岩は，変斑れい岩に比べて数倍 $K_2O$ や $P_2O_5$ に富んでおり，黒雲母や燐灰石がよく目立つ検鏡結果と調和する．これらは，FeO*/MgO が 1.5 から 2.4 まで増加するに従って，$TiO_2$ は 1.2 %から 1.1 %へ減少するが，変斑れい岩や変閃緑岩質角閃岩よりはやや $TiO_2$ に富む．

マグマの組成を代表すると考えられる変玄武岩質角閃岩は比較的 $TiO_2$ に富み（1.3－2.0 %），FeO/MgO 比が低く（1.1－1.7），MgO に富み（6－9 %），アルカリは $Na_2O$ が 3－4 %，$K_2O$ が 0.4－0.6 %で，$P_2O_5$ は約 0.2 %であり，T 型海嶺玄武岩（T-MORB）に類似している．

斜長石花崗岩は $K_2O$ や $P_2O_5$ に乏しいが（0.2 %と 0.1 %），FeO*/MgO 比が低く（1.7），Fig. 3 ではカルクアルカリ岩系の領域に入る．

## 全岩微量元素組成

希土類元素及びいくつかの微量元素について，中性子放射化分析法によって含有量を決定した．岩石試料といくつかの地質調査所標準岩石試料 0.1 g ずつをそれぞれバイアルに封入し，京都大学原子炉実験所の炉心内で 1 時間熱中性子を照射して放射化したものを持ち帰り，金沢大学ＲＩ理工系実験施設で Ge（Li）γ線スペクトル分析機を用いて，照射の 1，2，3，5 週間後に測定した．この放射化分析による標準試料の各元素濃度の再現性は，Sc，Co が 1－2 %，Cr，La，Ce，Sm，Eu が 3－6 %，その他の元素は 10－20 %である．分析結果は Table2 に示した．

希土類元素のコンドライト規格化パターンを Fig. 4 に示す．変斑れい岩類は非常に希土類元素に乏しく，Sm はコンドライトの 1.5－6.5 倍で，KG12 は Sm と Eu 以外は検出限界以下であった．KG12，KG34 とも Sm に比べて Eu が有意に高く，これはマグマから晶出した斜長石が濃集したことを示し，沈積岩起源と調和する．角閃岩類のうち，変玄武岩質角閃岩は比較的希土類元素に富み，重希土がコンドライトの 8－15 倍，軽希土はコンドライトの 15－25 倍に達する．全体に左上がりで軽希土類に富むが，La，Ce が Sm，Nd より少ない山なりのパターンを示し，夜久野オフィオライト本体

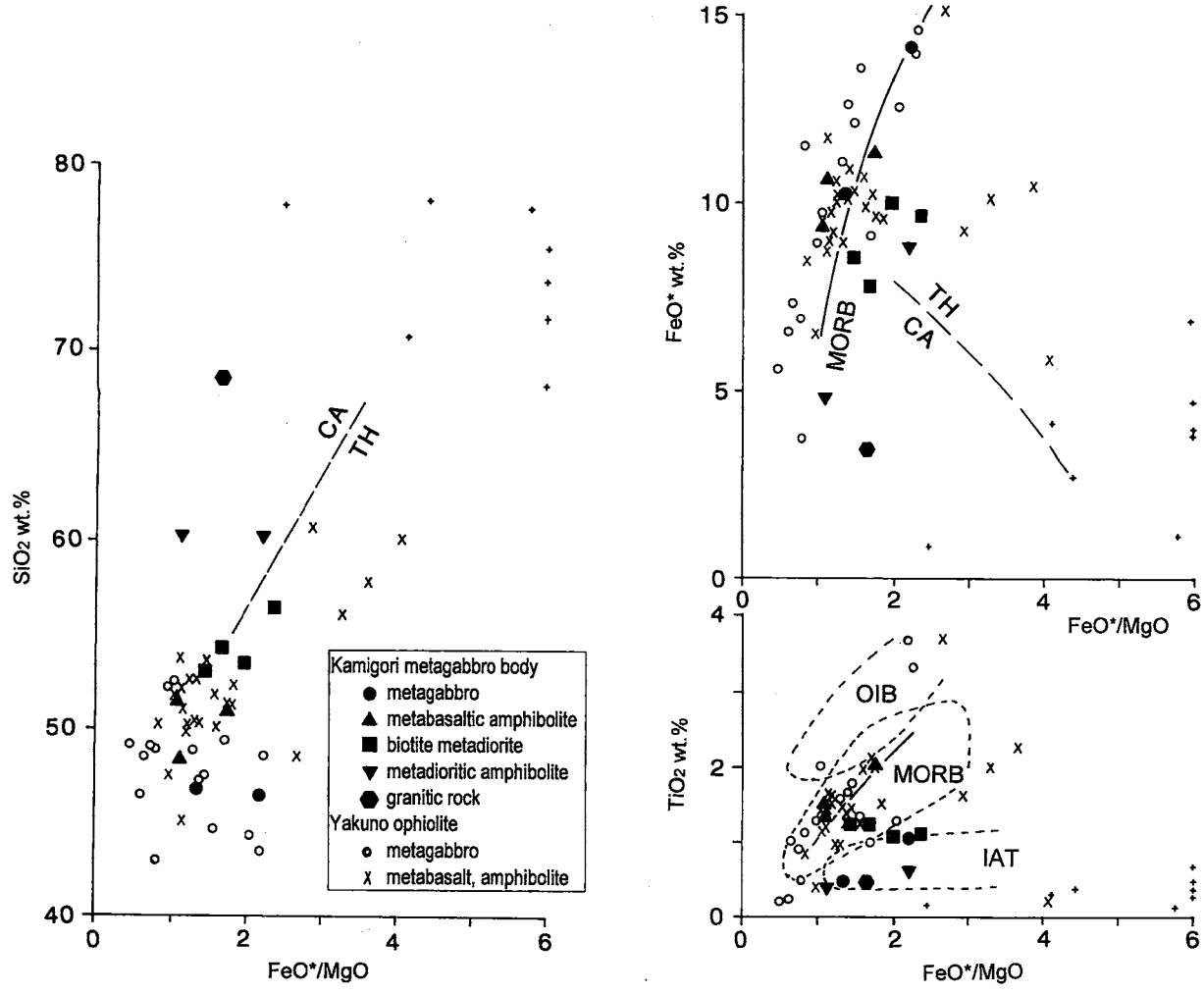


**Fig. 3.** Bulk rock $SiO_2$, FeO* and $TiO_2$ variation diagrams with FeO*/MgO on the horizontal axes for various rocks from the Kamigori metagabbro body. Numerical data are presented in Table 1. Various rocks from the Yakuno ophiolite are also plotted (Igi, 1973; Ishiwatari, 1985a, b; Koide et al., 1987; Ishiwatari et al. 1991). The rocks with too high FeO*/MgO to plot are placed at the right end. Small plus symbols represent granitic and rhyolitic rocks of the Yakuno ophiolite.

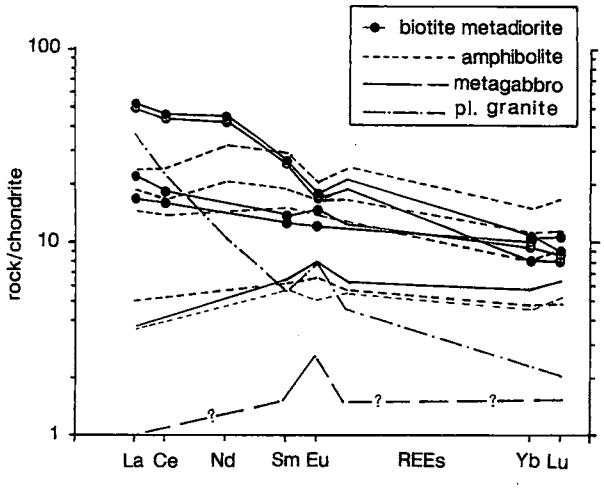


**Fig. 4.** Bulk rock rare earth element (REE) concentrations in various rocks from the Kamigori metagabbro body. Numerical data are presented in Table 2.

の玄武岩・角閃岩類と同様，T型海嶺玄武岩に近い (Ishiwatari et al. 1991)．最も希土類に富む KG116 は顕著な負の Eu 異常を示す．それに対し，変閃緑岩質角閃岩は変斑れい岩類のうち比較的希土類元素に富むものと全く同様のパターンを示し，変斑れい岩類より $SiO_2$ に富み，アルカリが多いにもかかわらず非常に希土類元素に乏しい．黒雲母変閃緑岩はどれも重希土がコンドライトの 8-10 倍程度だが，軽希土が 50 倍程度のもの (KG107, KG97A) と 20 倍程度のもの (KG124, KG114) のがある．前者は島弧のカルクアルカリ火山岩やショショナイトのパターンに類似する (石渡・大浜, 1997)．斜長石花崗岩は極端に重希土類元素に乏しい左上がりのパターンを示し，軽希土類に乏しい左下がりのパターンを示すオフィオライトの斜長石花崗岩 (Coleman and Peterman, 1975) とは全く異なる．また，顕著な Eu の負の異常を示す日本の通常の花崗岩と異なり，この岩石は Eu の正の異常を示す．

その他の元素を見ると，Cr は変玄武岩質角閃岩で最も高く (120-330 ppm)，黒雲母変閃緑岩や変閃緑岩質角閃岩で

**Table 2.** Rare earth elements (REEs) and some other minor elements in various rocks from the Kamigori metagabbro body determined by instumental neutron activation analysis (INAA) (see text). See Fig. 2 for locality of each sample.

Trace Element Bulk Rock Composition of the Kamigori metagabbroic rocks

| Rock | Metagabbro | | Metabasaltic amphibolite | | | Biotite metadiorite | | | | Metadioritic amp. | | Pl. gran. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| No. | KG12 | KG34 | KG122 | KG132B | KG116 | KG107 | KG97A | KG124 | KG114 | KG28 | KG44 | KG96B |
| Area | CN | WW | CN | CS | W | WW | W | CN | W | CS | CS | W |
| Sc ppm | 49 | 56 | 39 | 40 | 38 | 24 | 25 | 31 | 28 | 32 | 29 | 4.3 |
| Cr | 79 | 22 | 183 | 329 | 115 | 153 | 60 | 42 | 37 | 22 | 108 | 28 |
| Co | 48 | 57 | 44 | 46 | 39 | 28 | 25 | 29 | 27 | 26 | 20 | 7.9 |
| Rb | | | | | | | 19 | | | | | |
| Cs | | | 1.6 | | 3.2 | 2.2 | 3.0 | 0.95 | 2.2 | | | |
| Ba | | | | | | 870 | 880 | | 690 | | | |
| La | | 1.4 | 7.1 | 5.5 | 8.9 | 19.1 | 19.5 | 6.3 | 8.3 | 1.9 | 1.4 | 13.8 |
| Ce | | | 16 | 13 | 23 | 43 | 45 | 15 | 18 | | | 22 |
| Nd | | | 15 | | 23 | 30 | 32 | | | | | 7.7 |
| Sm | 0.34 | 1.50 | 4.44 | 3.53 | 6.72 | 6.00 | 6.30 | 2.90 | 3.10 | 1.40 | 1.35 | 1.30 |
| Eu | 0.22 | 0.68 | 1.46 | 1.21 | 1.78 | 1.45 | 1.55 | 1.04 | 1.27 | 0.58 | 0.44 | 0.68 |
| Tb | | | | | | 0.67 | 0.76 | 0.55 | 0.60 | | | |
| Yb | | 1.4 | 2.8 | 2.0 | 3.8 | 2.0 | 2.7 | 2.7 | 2.4 | 1.2 | 1.2 | |
| Lu | | 0.24 | 0.44 | 0.35 | 0.65 | 0.31 | 0.35 | 0.42 | 0.33 | 0.19 | 0.20 | 0.08 |
| Hf | | | 2.83 | 1.64 | 3.54 | 3.80 | 2.80 | 1.25 | 1.44 | | | |
| Chondrite-normalized values | | | | | | | | | | | | |
| La | | 3.7 | 18.8 | 14.5 | 23.5 | 50.5 | 51.5 | 16.7 | 22.0 | 5.0 | 3.6 | 36.5 |
| Ce | | | 16.8 | 13.6 | 24.0 | 44.0 | 46.1 | 16.2 | 18.1 | | | 22.7 |
| Nd | | | 21.1 | | 32.1 | 42.3 | 44.7 | | | | | 10.7 |
| Sm | 1.5 | 6.5 | 19.3 | 15.3 | 29.2 | 26.0 | 27.4 | 12.6 | 13.5 | 6.1 | 5.9 | 5.6 |
| Eu | 2.6 | 7.9 | 16.9 | 14.0 | 20.6 | 16.7 | 17.9 | 12.0 | 14.7 | 6.7 | 5.1 | 7.9 |
| Tb | | | | | | 11.3 | 12.9 | 9.3 | 10.2 | | | |
| Yb | | 5.6 | 11.2 | 8.2 | 15.1 | 8.0 | 10.8 | 10.7 | 9.5 | 4.8 | 4.6 | |
| Lu | | 6.2 | 11.6 | 9.2 | 17.1 | 8.0 | 9.0 | 10.9 | 8.5 | 4.9 | 5.3 | 2.1 |

も 100－150 ppm 含むものがあるが，変斑れい岩では 20－80 ppm と少ない．このことは，上郡岩体の変斑れい岩の苦鉄質鉱物（輝石・角閃石）が，後述するように Mg＃が低いことと調和している．

## 鉱物化学組成

鉱物の化学分析は東京大学理学部地質学科の日本電子製 JXA-5 波長分散型 EPMA（15kV，38nA）（Table 3 の記号：TUW），金沢大学理学部の日立製 XMA-5A 波長分散型 EPMA（15kV，30nA）（同：KUW），及び同所の明石製 α 30A SEM-EDAX 9100 エネルギー分散型 EPMA（20kV，1nA）（同：KUE）を用いて行った．それぞれ，天然及び合成の標準鉱物試料を用い，基本的に Bence and Albee（1968）の方法に従った補正計算を行った．分析の確度については，同一試料を測定して満足できる確度であることを確認したが，エネルギー分散型による分析は $Na_2O$ の分析精度が悪く，検出限界も 0.3％程度と高い．分析結果は Table 3 に示した．

### 1．斜長石

変斑れい岩中では $An_{70-83}$，$Or_{0.1-0.3}$ 程度であり，角閃岩中では $An_{51-62}$，$Or_{0.4}$ 程度であって，いずれもカリウムに乏しい．夜久野オフィオライト本体の変斑れい岩の斜長石は $An_{50-84}$ であり，角閃岩の斜長石は $An_{29-38}$ 程度であるから，これらに比べて，上郡岩体の斜長石はやや An 成分に富むと言える．黒雲母変閃緑岩中の斜長石は $An_{43}Or_{45}$ で，変斑れい岩や角閃岩中の斜長石に比べてナトリウムに富むと同時に 10 倍程度カリウムに富む．このような斜長石は夜久野オフィオライト本体や大原岩体からは発見されていない．

### 2．単斜輝石

変斑れい岩中では Mg＃ 70－74 程度，Ca/(Ca＋Fe＋Mg) は 0.45－0.47 程度で比較的均質である．$Al_2O_3$ は 3－4％，$TiO_2$ は 0.3－0.7% である．夜久野オフィオライト本体の変斑れい岩の単斜輝石は Mg＃ 75－88 であり，Mg＃ 75 未満のものは，玄武岩ないし輝緑岩起源の角閃岩中にのみ見られるので，上郡岩体の変斑れい岩の単斜輝石は非常に鉄に富んでいると言える．上郡岩体の角閃岩の単斜輝石は Mg＃ 62－79 の範囲でばらつきが大きく，変斑れい岩中のものよりマグネシウムに富むものがある．変閃緑岩質圧砕角閃岩の斑状砕晶として産する単斜輝石（KG23A の ppcl）は，Mg＃ 79 と上郡岩体で最もマグネシウムに富むが，同じ岩石のマトリックスに産する単斜輝石は Mg＃ 68 と鉄に富んでいて，1 つの岩石中でも組成に大きな差がある．黒雲母変閃緑岩の単斜輝石は Mg＃ 60－68 で，$Al_2O_3$（2.5％）は少なく，$TiO_2$（0.3％）に乏しい．

### 3．斜方輝石

全て緑泥石±石英に置換されていて，残晶を発見できず，化学組成は決定できなかった．しかし，仮像が斜方輝石のものであることは，単斜輝石の離溶ラメラが残っていることから明らかである．

### 4．角閃石

変斑れい岩中では Mg＃ 63－66 と均質だが，角閃岩中では 45－65 と大きくばらつく．最も鉄に富む角閃岩（KG116）の角閃石は累帯構造を持ち，褐色の中央部は Mg＃ 45 だが緑色の周辺部は Mg＃ 52 である．$TiO_2$ や $Al_2O_3$ も周辺部に向かって減少するので，これは火成累帯構造ではなく，変成

**Table 3.** Mineral chemistry of various rocks from the Kamigori metagabbro body. Minerals are; (cpx) clinopyroxene, (hor) hornblende, (bio) biotite and (pl) plagioclase. Porphyroclast (ppcl) and matrix (mtx) are distinguished for a mylonitic rock. Electron-probe microanalyzers (EPMA) of the University of Tokyo (TUW) and Kanazawa Univesity (KUW and KUE) were used for analysis (see text). See Fig.2 for locality of each sample.

| Rock | Metagabbro | | | | | | | | Metabasaltic amphibolite | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| No. | KG12 | | KG13 | | KG38 | | KG34 | | KG122 | | KG132B | |
| Area | CN | | CN | | WW | | WW | | CN | | CS | |
| | cpx | hor | cpx | hor | cpx | hor | cpx | hor | cpx | hor | cpx | hor |
| SiO2 | 51.53 | 46.38 | 51.96 | 45.52 | 50.50 | 44.47 | 50.99 | 44.13 | 52.66 | 44.44 | 51.26 | 44.29 |
| TiO2 | 0.47 | 1.84 | 0.30 | 1.94 | 0.66 | 2.63 | 0.42 | 1.71 | 0.04 | 2.07 | 0.22 | 2.31 |
| Al2O3 | 2.97 | 9.44 | 2.70 | 10.09 | 4.38 | 11.62 | 3.25 | 10.46 | 1.53 | 9.86 | 3.45 | 10.79 |
| Cr2O3 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.09 | 0.17 | 0.19 | 0.03 | 0.00 | 0.19 | 0.02 | 0.11 | 0.05 |
| FeO* | 8.90 | 12.37 | 8.73 | 13.08 | 9.00 | 13.39 | 9.93 | 13.57 | 7.82 | 13.22 | 9.43 | 16.08 |
| MnO | 0.23 | 0.14 | 0.30 | 0.20 | 0.25 | 0.16 | 0.35 | 0.24 | 0.44 | 0.33 | 0.22 | 0.25 |
| MgO | 13.09 | 13.68 | 14.00 | 13.27 | 13.40 | 13.17 | 12.95 | 12.86 | 13.86 | 13.46 | 12.08 | 11.01 |
| CaO | 22.26 | 11.72 | 21.84 | 11.94 | 20.97 | 11.66 | 21.34 | 11.20 | 22.81 | 11.78 | 22.06 | 11.75 |
| Na2O | 0.41 | 1.46 | 0.25 | 1.01 | 0.19 | 1.73 | 0.46 | 2.10 | 0.00 | 1.41 | 0.00 | 1.37 |
| K2O | 0.00 | 0.33 | 0.00 | 0.21 | 0.00 | 0.19 | 0.00 | 0.29 | 0.00 | 0.66 | 0.00 | 0.32 |
| Total | 99.86 | 97.36 | 100.23 | 97.35 | 99.52 | 99.21 | 99.72 | 96.56 | 99.35 | 97.25 | 98.83 | 98.22 |
| O= | 6 | 23 | 6 | 23 | 6 | 23 | 6 | 23 | 6 | 23 | 6 | 23 |
| Si | 1.927 | 6.783 | 1.932 | 6.681 | 1.890 | 6.436 | 1.917 | 6.579 | 1.971 | 6.583 | 1.937 | 6.556 |
| Ti | 0.013 | 0.202 | 0.008 | 0.214 | 0.019 | 0.286 | 0.012 | 0.192 | 0.001 | 0.231 | 0.006 | 0.257 |
| Al | 0.131 | 1.627 | 0.118 | 1.746 | 0.193 | 1.982 | 0.144 | 1.838 | 0.067 | 1.722 | 0.154 | 1.883 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.010 | 0.005 | 0.021 | 0.001 | 0.000 | 0.005 | 0.002 | 0.003 | 0.006 |
| Fe | 0.278 | 1.513 | 0.271 | 1.606 | 0.282 | 1.621 | 0.312 | 1.692 | 0.245 | 1.638 | 0.298 | 1.991 |
| Mn | 0.007 | 0.017 | 0.009 | 0.025 | 0.008 | 0.020 | 0.011 | 0.030 | 0.014 | 0.041 | 0.007 | 0.031 |
| Mg | 0.730 | 2.983 | 0.776 | 2.903 | 0.748 | 2.841 | 0.726 | 2.858 | 0.773 | 2.972 | 0.680 | 2.429 |
| Ca | 0.892 | 1.837 | 0.870 | 1.878 | 0.841 | 1.808 | 0.860 | 1.789 | 0.915 | 1.870 | 0.893 | 1.864 |
| Na | 0.030 | 0.414 | 0.018 | 0.287 | 0.014 | 0.485 | 0.034 | 0.607 | 0.000 | 0.405 | 0.000 | 0.393 |
| K | 0.000 | 0.062 | 0.000 | 0.039 | 0.000 | 0.035 | 0.000 | 0.055 | 0.000 | 0.125 | 0.000 | 0.060 |
| Total | 4.009 | 15.438 | 4.008 | 15.390 | 3.999 | 15.536 | 4.016 | 15.641 | 3.992 | 15.589 | 3.979 | 15.470 |
| Mg# | 72.38 | 66.34 | 74.08 | 64.39 | 72.63 | 63.67 | 69.92 | 62.81 | 75.95 | 64.47 | 69.54 | 54.96 |
| Ca | 46.94 | 29.00 | 45.38 | 29.40 | 44.96 | 28.84 | 45.30 | 28.22 | 47.33 | 28.85 | 47.72 | 29.66 |
| Mg | 38.40 | 47.10 | 40.47 | 45.46 | 39.97 | 45.31 | 38.24 | 45.08 | 40.01 | 45.87 | 36.36 | 38.66 |
| Fe | 14.65 | 23.90 | 14.16 | 25.14 | 15.06 | 25.85 | 16.45 | 26.69 | 12.67 | 25.28 | 15.92 | 31.68 |
| Pl An% | 82.60 | | 80.90 | | 78.90 | | 70.60 | | albitized | | 54.90 | |
| Pl Or% | 0.30 | | 0.10 | | | | | | | | 0.40 | |
| Machine | KUW | | TUW | | TUW | | KUW | | KUE | | KUE | |

| Rock | Metabas. amp. | | Biotite metadiorite | | | | | | Metadioritic amphibolite | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| No. | KG116 | | KG107 | | | KG124 | | | KG23A | | | KG28 | |
| Area | W | | WW | | | CN | | | CS | | | CS | |
| | hor core | hor rim | cpx | hor | bio | cpx | hor | bio | cpx ppcl | cpx mtx | hor mtx | cpx | hor |
| SiO2 | 40.77 | 46.08 | 51.46 | 43.72 | 37.03 | 51.30 | 42.20 | 36.83 | 51.99 | 51.34 | 46.70 | 52.35 | 45.73 |
| TiO2 | 2.52 | 1.10 | 0.34 | 2.62 | 5.97 | 0.26 | 2.77 | 4.84 | 0.29 | 0.28 | 1.40 | 0.13 | 1.40 |
| Al2O3 | 11.62 | 8.01 | 2.63 | 10.65 | 14.77 | 2.52 | 11.39 | 14.52 | 3.11 | 2.34 | 8.90 | 1.50 | 8.86 |
| Cr2O3 | 0.07 | 0.02 | 0.21 | | 0.04 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.17 | 0.15 | 0.06 | 0.01 | 0.00 |
| FeO* | 19.53 | 18.08 | 10.63 | 13.98 | 15.64 | 13.52 | 18.32 | 19.61 | 7.23 | 10.81 | 15.74 | 12.21 | 17.28 |
| MnO | 0.41 | 0.39 | 0.41 | 0.27 | 0.06 | 0.42 | 0.12 | 0.17 | 0.23 | 0.39 | 0.25 | 0.38 | 0.24 |
| MgO | 8.81 | 10.77 | 13.18 | 12.86 | 14.91 | 11.58 | 9.49 | 13.36 | 14.27 | 12.93 | 12.49 | 11.66 | 10.66 |
| CaO | 11.02 | 11.31 | 20.96 | 11.99 | 0.14 | 21.33 | 11.75 | 0.91 | 22.12 | 21.12 | 11.19 | 20.99 | 10.99 |
| Na2O | 1.64 | 1.06 | 0.00 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.58 | 0.00 | 0.13 | 0.07 | 0.98 | 0.42 | 1.46 |
| K2O | 0.36 | 0.02 | 0.00 | 1.57 | 8.51 | 0.01 | 1.98 | 6.76 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.35 |
| Total | 96.75 | 96.84 | 99.82 | 98.66 | 97.07 | 100.94 | 98.62 | 97.00 | 99.54 | 99.43 | 97.71 | 99.65 | 96.97 |
| O= | 23 | 23 | 6 | 23 | 22 | 6 | 23 | 22 | 6 | 6 | 23 | 6 | 23 |
| Si | 6.277 | 6.942 | 1.934 | 6.441 | 5.426 | 1.933 | 6.356 | 5.461 | 1.932 | 1.940 | 6.874 | 1.983 | 6.866 |
| Ti | 0.292 | 0.125 | 0.010 | 0.290 | 0.658 | 0.007 | 0.314 | 0.540 | 0.008 | 0.008 | 0.155 | 0.004 | 0.158 |
| Al | 2.109 | 1.422 | 0.116 | 1.849 | 2.551 | 0.112 | 2.022 | 2.538 | 0.136 | 0.104 | 1.544 | 0.067 | 1.568 |
| Cr | 0.008 | 0.002 | 0.006 | 0.000 | 0.005 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.005 | 0.004 | 0.007 | 0.000 | 0.000 |
| Fe | 2.515 | 2.278 | 0.334 | 1.723 | 1.917 | 0.426 | 2.308 | 2.432 | 0.225 | 0.342 | 1.938 | 0.387 | 2.170 |
| Mn | 0.053 | 0.050 | 0.013 | 0.034 | 0.007 | 0.013 | 0.015 | 0.021 | 0.007 | 0.012 | 0.031 | 0.012 | 0.031 |
| Mg | 2.022 | 2.419 | 0.738 | 2.824 | 3.257 | 0.650 | 2.131 | 2.953 | 0.791 | 0.728 | 2.741 | 0.659 | 2.386 |
| Ca | 1.818 | 1.826 | 0.844 | 1.893 | 0.022 | 0.861 | 1.896 | 0.145 | 0.881 | 0.855 | 1.765 | 0.852 | 1.768 |
| Na | 0.490 | 0.310 | 0.000 | 0.286 | 0.000 | 0.000 | 0.169 | 0.000 | 0.009 | 0.005 | 0.280 | 0.031 | 0.425 |
| K | 0.071 | 0.004 | 0.000 | 0.295 | 1.591 | 0.000 | 0.380 | 1.279 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.067 |
| Total | 15.653 | 15.378 | 3.995 | 15.635 | 15.434 | 4.004 | 15.593 | 15.369 | 3.994 | 4.000 | 15.335 | 3.995 | 15.438 |
| Mg# | 44.57 | 51.49 | 68.84 | 62.11 | 62.95 | 60.42 | 48.00 | 54.84 | 77.86 | 68.07 | 58.58 | 62.99 | 52.37 |
| Ca | 28.61 | 27.99 | 44.04 | 29.39 | 0.42 | 44.44 | 29.93 | 2.61 | 46.45 | 44.42 | 27.39 | 44.91 | 27.96 |
| Mg | 31.82 | 37.08 | 38.53 | 43.86 | 62.68 | 33.57 | 33.63 | 53.40 | 41.69 | 37.83 | 42.53 | 34.70 | 37.73 |
| Fe | 39.58 | 34.93 | 17.43 | 26.75 | 36.89 | 21.99 | 36.43 | 43.98 | 11.85 | 17.75 | 30.08 | 20.39 | 34.32 |
| Pl An% | 62.40 | | 42.80 | | | altered | | | | 62.40 | | 50.80 | |
| Pl Or% | | | 4.50 | | | | | | | | | | |
| Machine | KUE | | KUE | | | KUE | | | | KUW | | KUW | |

作用の温度低下の過程で形成されたものと考えられる．黒雲母変閃緑岩中のものは，Mg# 48－62 で，比較的 $TiO_2$ に富むが（2.6－2.8 %），ケルスート閃石と呼べるほどではない．この角閃石の第一の特徴は非常に $K_2O$ に富む（1.6－2.0 %）

ことで，K 原子の方が Na 原子より多く，カリに富む普通角閃石である．後述するように，このような角閃石は珍しい．

### 5．黒雲母

黒雲母は，1つの角閃岩に含まれている場合を除き，黒雲母変閃緑岩のみに見られる（Fig. 2）．Mg#は55－63で，全岩の $TiO_2$ が少ないにもかかわらず，比較的 $TiO_2$ に富む（4.8－6.0％）．

## 議　　論

変斑れい岩，変閃緑岩，角閃岩中で変質せずに残存している鉱物は，角閃岩相から角閃石グラニュライト相程度の条件で再結晶したときの組成を保持していると考えられ，それはマグマから形成された時の組成とは必ずしも同じでないと考えられるが，現在の鉱物組み合わせは火成沈積岩の鉱物組み合わせと基本的に同じで，若干角閃石が増加した程度の変化であろう．ここでは，各鉱物の化学組成が，火成段階からあまり変化しなかったと仮定して，岩体相互の岩石学的比較及び火成岩中の鉱物との比較検討を行う．

なお，夜久野オフィオライトの変斑れい岩や角閃岩については岩石学的・地球化学的研究が多く公表されているが（Igi, 1973；Shibata et al., 1977；石渡，1978；Ishiwatari, 1985a, b, 1990；早坂，1987；Koide et al., 1987；Ishiwatari et al., 1991；佐野，1992），山鹿岩体については赤木（1933）の地質図と榊・山本（1967）の報告，大原岩体については，河合（1957）と神戸・広川（1963）の地質図が公表されているのみである．これらの岩石学的性質の詳細は現在研究中であり，概要は石渡・齋藤（1997），齋藤・石渡（1997）で述べたが，ここでは比較のために未公表データも用いる．

### 1．上郡変斑れい岩類の性格及び夜久野・大原・山鹿の変斑れい岩類との比較

まず，上郡岩体の変斑れい岩体の全岩化学組成の特徴をまとめる．上郡岩体の変玄武岩質角閃岩は，夜久野オフィオライト本体の玄武岩・斑れい岩類と同様に $TiO_2$ に富み，FeO*/MgO の増加とともに $TiO_2$ が著しく増加する MORB 的な分化傾向を示す（Fig. 3）．ただし，変玄武岩質角閃岩は比較的希土類元素に富み，特に希土類に富むものでは負の Eu 異常が見られ，コンドライトに比べて軽希土／重希土比が高いので，原岩は T-MORB 的なマグマが固結した火山岩と考えられる．しかし，上郡岩体の変斑れい岩と変閃緑岩質角閃岩は，$TiO_2$ に乏しく，FeO*/MgO が増加しても $TiO_2$ があまり増加しない IAT のトレンドを示し，希土類に著しく枯渇していて軽希土／重希土比はコンドライトより低くて，正の Eu 異常を示すものが多い．このことから，変玄武岩質角閃岩の原岩は T-MORB マグマ起源の火山岩と考えられ，変斑れい岩と変閃緑岩質角閃岩の原岩は島弧ソレイアイトマグマ起源の沈積岩と考えられる．変閃緑岩質角閃岩は圧砕岩組織を示すことが多く，前述のように，離溶ラメラの発達した径5 mm以上の単斜輝石や斜方輝石の斑状砕晶を含むこともあるので，変斑れい岩の原岩と一連の火成作用で形成された，やや

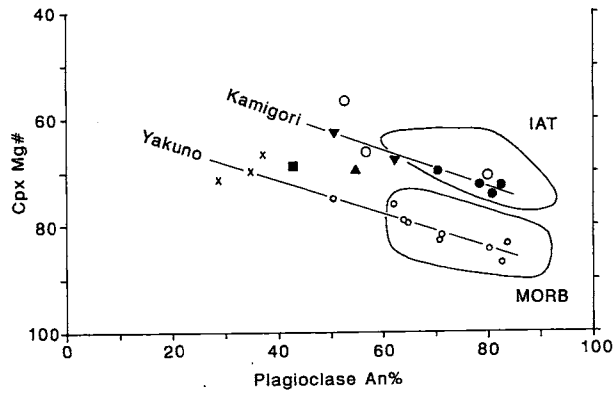


**Fig. 5.** Relationship between anorthite (An) content of plagioclase and Mg# (100Mg/(Fe+Mg)) of coexisting clinopyroxene (Cpx). Symbols are the same as in Fig. 3. Fields for the mineral pairs in basalt (phenocrysts) and gabbro of island arc tholeiite (IAT) and mid-ocean ridge basalt (MORB) are enclosed. Data sources are; (IAT) Wada, 1981; Soya et al. 1984; Fujii et al. 1984; Dixon and Batiza, 1979; Ewart and Bryan, 1972; (MORB) Frey et al. 1974; Mazzulo and Bence, 1976; Hodges and Papike, 1976; Ayuso et al. 1976; Prinz et al. 1976; Flower et al. 1977. Large open circles represent metagabbros of the Ohara body.

シリカに富む沈積岩が圧砕されて角閃岩化したものと考えられる．大原岩体や山鹿岩体の変斑れい岩・角閃岩類は上郡岩体と同様に IAT 的な全岩組成の傾向を示すが（石渡・齋藤，1997），兵庫県朝来（早坂，1987）や岡山県井原（Koide, 1986）の変玄武岩・変斑れい岩類は夜久野オフィオライト本体と同様に MORB 的な化学組成をもつことが報告されている．このように，夜久野オフィオライト全体としては，MORB 的な岩体と IAT 的な岩体が別々に散在しているように見えるが，上郡岩体は両者が共存している点でユニークである．

次に鉱物の化学組成について議論する．上郡変斑れい岩体の変斑れい岩と角閃岩中に共存する単斜輝石の Mg#と斜長石の An％をグラフにすると，輝石の Mg#の減少とともに斜長石の An 成分が減少する火成分化岩体に特徴的な傾向が見られ，ほぼ Mg#70，$An_{80}$ と Mg#60，$An_{50}$ の2点を結ぶ直線に沿って並ぶ（Fig. 5）．ただし，MORB 的な全岩化学組成を示す角閃岩 KG132B と，カリウムに富む黒雲母変閃緑岩 KG107 は，輝石が Mg に富み，斜長石が An に乏しい側へ，このトレンドからかなり外れる．大原岩体の変斑れい岩類は上郡岩体と同様の傾向を示すが，やや鉄に富む側にシフトする傾向がある．一方，Ishiwatari（1985a）による夜久野オフィオライトの変斑れい岩と角閃岩中の単斜輝石と斜長石は全く異なる傾向を示し，全体に輝石が Mg に富み，斜長石が An に乏しい側にシフトして，Mg#85，$An_{80}$ と Mg#65，$An_{30}$ の2点を結ぶ直線に沿って並ぶ．上郡岩体の傾向は東北日本弧，伊豆弧，マリアナ弧，トンガ弧などの島弧ソレイアイトの単斜輝石・斜長石斑晶に見られるトレンドと同様であり，夜久野オフィオライトの傾向は，MORB の斑晶に見られる傾向と同様である（石渡，1986a，b；Ishiwatri, 1990）

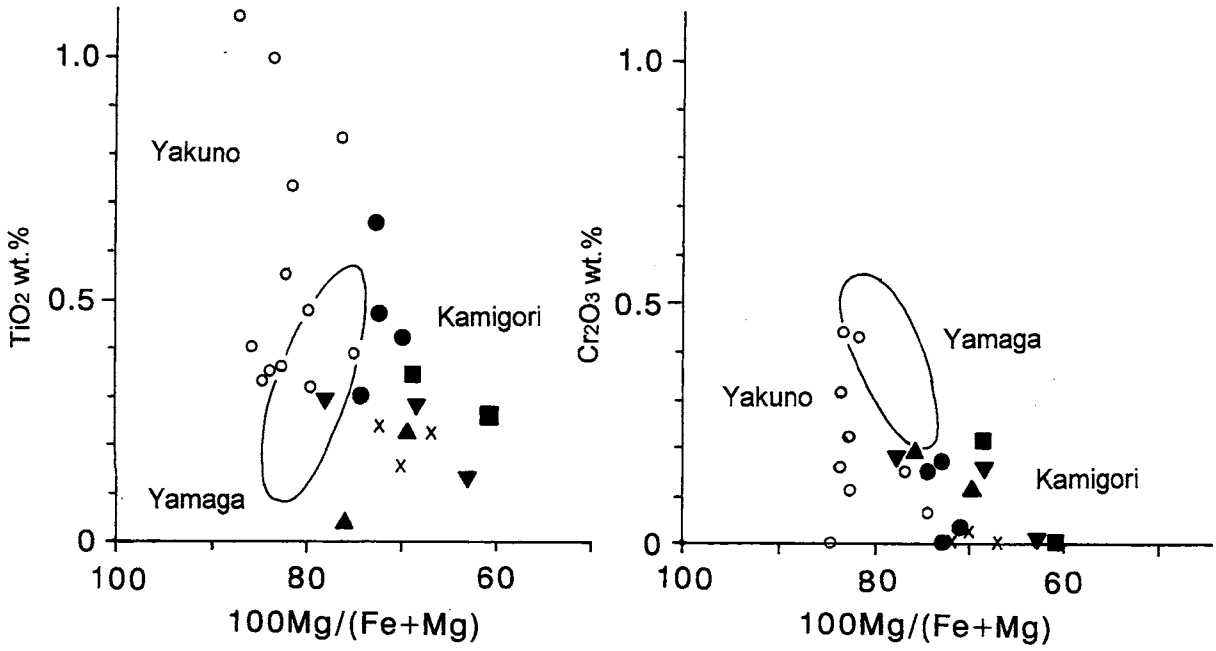


**Fig. 6.** $TiO_2$ − Mg# and $Cr_2O_3$ − Mg# plot for clinopyroxene in various rocks from the Kamigori metagabbro body. Symbols are the same as in Fig. 3. Data from Yakuno ophiolite (Ishiwatari, 1985a, b) and Yamaga metagabbro body (Ishiwatari and Saito, 1997) are also shown for comparison.

(Fig. 5). 島弧と海嶺から得られた沈積性斑れい岩のかんらん石と斜長石を検討した Beard (1986) も，両者には顕著な組成傾向の違いがあることを見いだしている．ただし，同じ島弧火山岩でも，カルクアルカリ岩やアルカリ岩の輝石・斜長石はソレイアイトのものより Mg に富み An に乏しい側へシフトする傾向があり，上郡の黒雲母変閃緑岩の組成シフトはこの理由によるものであろう．

単斜輝石そのものの組成も岩体によって差がある．Fig. 6 に見られるように，同じ Mg#のもので比べると，上郡岩体のものは夜久野のものより $TiO_2$ に乏しい．大原岩体及び山鹿岩体のものも上郡岩体と同様 $TiO_2$ に乏しいグループに属する．ただし，山鹿岩体の単斜輝石は比較的 Mg に富むものが多く，他の岩体より Cr に富んでいるという違いがある．いずれにしても，上郡岩体の単斜輝石が $TiO_2$ に乏しいことは，全岩化学組成の傾向とも調和しており (Fig. 3)，一般に島弧玄武岩が海洋地域の玄武岩に比べて $TiO_2$ に乏しい傾向とも調和している．

上郡岩体は花崗岩類が少なく，海洋性地殻下部の断片と考えられるが，上で議論した変斑れい岩及び変閃緑岩質の角閃岩の岩石学的性質から，その主体は海嶺で形成されたものではなく，海洋性島弧地殻であったと考えられる．しかし，上郡岩体には変斑れい岩中に岩脈状に産する，T 型海嶺玄武岩に類似した全岩・鉱物化学組成を示す変玄武岩質角閃岩もある (Figs. 3, 4 and 5)．このことは，島弧ソレイアイトマグマから形成された火成沈積岩からなる島弧地殻下部に海嶺玄武岩組成のマグマが貫入した可能性を示す．一方，上郡岩体と夜久野オフィオライト本体の中間に位置する朝来岩体を研究した早坂 (1987) は，海嶺玄武岩マグマから形成された初期の玄武岩・斑れい岩質地殻に，石英閃緑岩・トーナル岩・花崗閃緑岩などの「第 2 期」のカルクアルカリ系列の深成岩が貫入したことを明らかにした．上郡岩体の斜長石花崗岩も，希土類元素パターンなどから見ると，海嶺地域の斜長石花崗岩とは異り，島弧的なカルクアルカリ岩である．

トンガ弧からラウ海盆にかけてのような海洋性島弧域では，背弧や前弧の拡大域で海嶺玄武岩的マグマが活動し，その拡大軸が古い島弧地殻を割り込んだり，海嶺玄武岩的海洋地殻をもつ背弧・前弧海盆に新しい島弧が形成されることもある (Hawkins, 1995)．上郡変斑れい岩体は，次で議論するカリウムに富むマグマの活動も含めて，このような複雑な過程を経て形成された海洋性島弧地殻の断片と考えられ，カルクアルカリ系列の花崗岩類は，その後の島弧の発達に伴って貫入したのであろう．

## 2．黒雲母変閃緑岩のカリウムに富む角閃石と斜長石について

黒雲母変閃緑岩中の角閃石は褐色または緑色の普通角閃石であり，上で記載したように非常にカリウムに富むことを特徴とする (K/Na = 1.1 − 2.4, K# (100K/(K + Na)) = 50 − 70)．上郡岩体の通常の変斑れい岩や角閃岩中の角閃石は K/Na = 0.1 − 0.3, K# < 25 の範囲に入るので，黒雲母変閃緑岩のものは群を抜いてカリウムに富む．夜久野オフィオライト本体，大原岩体，山鹿岩体にも，これほどカリに富む角閃石は見られない (Fig. 7)．氏家 (1977) がまとめたカルクアルカリ岩系火山岩類中の 95 個の角閃石斑晶の化学組成を見ても，K/Na 比の上限は 0.6 程度であり，94 %が 0.4 以下であって，K/Na > 0.5 の角閃石は例外なく黒雲母と共存する．その中で最もカリに富む角閃石は $K_2O$ = 1.9 wt.%であるが，KG124 の普通角閃石はこれを越え，$K_2O$ = 2.0 wt.%である．

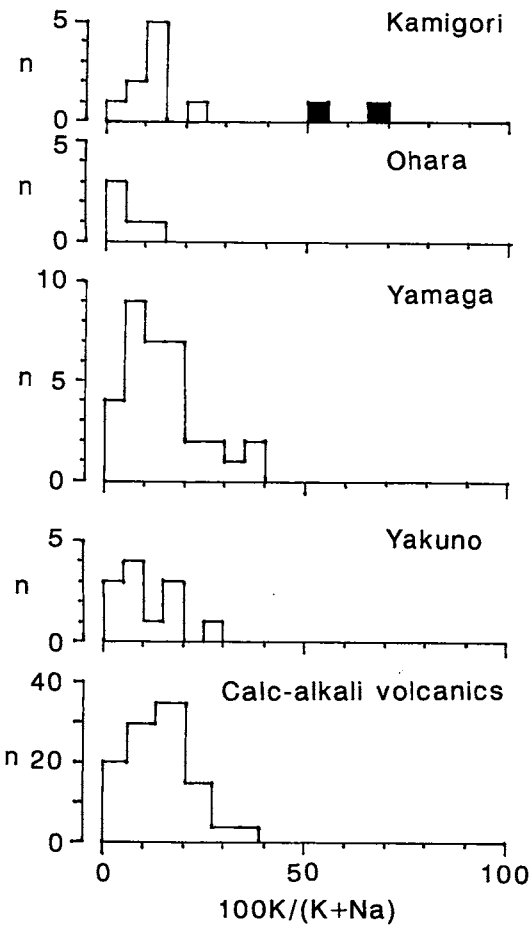


**Fig. 7.** Histograms for K# (100K/(K+Na)) of amphiboles in metagabbros and amphibolites from Kamigori (this work), Ohara (Ishiwatari, unpublished data), Yamaga (Saito, unpublished data), and Yakuno (Ishiwatari, 1985a, b) bodies and of hornblende phenocrysts in calc-alkali volcanic rocks (Ujike, 1977). The hornblende in biotite metadiorite from Kamigori (black) shows unusually high K#.

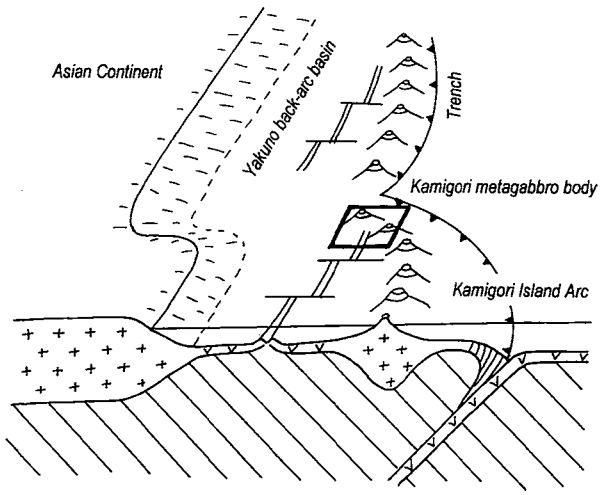


**Fig. 8.** A model for possible tectonic setting (square) in which Kamigori metagabbro body was formed. Permian island arc crust affected by T-MORB magmatism caused by the back-arc spreading center which is "unzipping" the arc and also by K-rich shoshonitic magmatism characteristic to the joint area of the two adjacent arcs. The Yakuno ophiolite may represent the back-arc basin with thick crustal section with some hot-spot chemical signatures (Ishiwatari, 1985a, b; Ishiwatari et al., 1991).

しかし，Leake (1968) の角閃石のデータベースを見ると，K/Na > 1.0，$K_2O$ >＝2.0 wt.%の角閃石は相当数あり，ニューヨーク州の片麻岩中のエデン閃石やパーガス閃石，スコットランドの透輝石と黒雲母を含む大理石中の鉄パーガス閃石，フィンランドの斑れい岩中の Mg 普通角閃石，ノルウェーやスウェーデンの花崗岩，片麻岩，スカルン中のヘスティング閃石，イタリアのソンマ（ベスビオ）火山の鉄パーガス閃石斑晶，ボヘミアの玄武岩中の3価鉄に富むケルスート閃石斑晶，ウラル山脈の斑れい岩の MnFe 普通角閃石，シベリアのスカルン，インドのチャルノク岩やノーライトのヘスティング閃石やパーガス閃石，オーストラリア・ニューサウスウェールズ州の角閃岩中のヘスティング閃石，朝鮮フクシン山のモンゾ閃長岩中の鉄チェルマク閃石，岩手県一ノ関の変成礫岩中の Mg ヘスティング閃石などである．上郡岩体の黒雲母変閃緑岩は，カリウムに乏しい変斑れい岩体中に産し，上で述べたような大陸地域の花崗岩や片麻岩，スカルン，アルカリ斑れい岩や閃長岩中の角閃石とは産状が全く異なる．イタリアのベスビオ火山は著しくカリウムに富む白榴石テフライトを噴出し，ボヘミアのものも恐らくカリウムに富むアルカリ玄武岩である．因みに日本の隠岐島後のかんらん石粗面玄武岩中のケルスート閃石斑晶は K/Na＝0.5 程度であり (Xu, 1988)，上郡の黒雲母変閃緑岩中の普通角閃石よりはるかに K/Na が低い．

カリウムに乏しいソレイアイト玄武岩の活動を特徴とする海洋性島弧に噴出する高カリウムマグマとして，ショショナイトがある．例えばマリアナ島弧北部の北日吉海山からは，黒雲母の斑晶を含むショショナイト（全岩 $SiO_2$＝56 %，$K_2O$＝4.5 %）がドレッヂされている (Bloomer et al. 1989)．中央日吉海山の $SiO_2$＝52 %，$K_2O$＝2.2 %のショショナイトは斜長石・輝石・かんらん石斑晶とともに若干の角閃石斑晶を含み，その角閃石の K/Na は 0.25 である (*ibid.*)．ギリシャのレスボス島のショショナイトも黒雲母斑晶を含むものが多く，一つの岩石 ($SiO_2$＝59 %，$K_2O$＝4.3 %) に含まれる角閃石斑晶の K/Na は 0.4 である (Pe-Piper, *1984*)．上郡岩体の黒雲母変閃緑岩中の角閃石は，これらショショナイト中の角閃石よりも K/Na が高い．

斜長石 ($An_{43}$) のカリ長石成分が $Or_{4.5}$ ($K_2O$＝0.8 wt.%) に達することも，上郡岩体の黒雲母変閃緑岩の特徴である．通常の変斑れい岩や角閃岩中の斜長石は $Or_{0.1-0.4}$ であり，その 10 倍以上のカリウムを含む．このようにカリウムに富む斜長石は，ショショナイトやアルカリ玄武岩（特に石基）から報告されている (Meen, 1987 ; Xu, 1988)．

黒雲母変閃緑岩は例外なく斜方輝石を含み，石英を含むものもあって，単斜輝石の $Al_2O_3$ も少なく，シリカに飽和したマグマから結晶化した沈積岩が原岩と考えられる．しかも，この岩石は黒雲母を含み，角閃石や斜長石が非常にカリウム

に富むことから，シリカに飽和しカリウムに富む，ショショナイト系列のマグマから形成されたものと考えられる．白亜紀花崗岩による交代作用で通常の変斑れい岩からカリウムに富む変閃緑岩が形成された可能性もないわけではないが，特にその地域が花崗岩体に近かったり，珪長質の脈岩に富むわけではなく，岩石の組織も周囲の変斑れい岩と何ら違いがないので，その可能性は非常に低い．

この岩体の通常の変斑れい岩は，非常に液相濃集元素に枯渇しており，黒雲母を含む変閃緑岩が同じマグマの分化物であるとは考えられない．例えば現在のマリアナ弧では，非常に液相濃集元素に枯渇した島弧ソレイアイトマグマが活動しているが，同島弧北部の日吉海山付近では，カリウムに富むショショナイトが噴出している．この部分は，伊豆弧とマリアナ弧の接合部である上，海嶺玄武岩質のマグマが活動しているマリアナ弧の背弧海盆拡大軸が島弧を割り込む形になっており，特殊な火成活動が起こっていると考えられている．一方，第三紀のグリーンタフ地域でもショショナイトと非常にカリウムに乏しいソレイアイトが，隣接する地域で活動していた例が報告されている（石渡・大浜，1997）．上郡岩体の黒雲母を含む変閃緑岩は，このようなショショナイトマグマの活動が，現在や第三紀と同様に古生代の島弧にも存在していたことを示し，背弧海盆拡大軸の島弧への割り込みが起こっているような2つの島弧の接合部が，上郡岩体の形成場として考えられる（Fig. 8）．

## 結　論

上郡岩体の変斑れい岩及び変閃緑岩質角閃岩は，大原・山鹿岩体の変斑れい岩・角閃岩類と同様，全岩や単斜輝石が$TiO_2$に乏しく，鉄に富む単斜輝石とカルシウムに富む斜長石の共存を特徴とし，島弧ソレイアイトマグマからの結晶沈積岩が原岩であると考えられる．それらは，T型海嶺玄武岩マグマから形成されたと考えられる夜久野オフィオライト本体の変斑れい岩と，全岩化学組成，鉱物化学組成の上で大きく異なる．しかし，上郡岩体の変斑れい岩体中に岩脈状に産する玄武岩質角閃岩はT型海嶺玄武岩組成である．また，変斑れい岩中には，夜久野型の他の岩体からはこれまで報告例のない，著しくカリウムに富む変閃緑岩を産する．上郡変斑れい岩体は，現在のマリアナ弧北部や北陸の第三紀グリーンタフ地域と同様に，カリウムに乏しい島弧ソレイアイト質マグマ，縁海拡大軸の海嶺玄武岩質マグマ，及び著しくカリウムに富むショショナイト質マグマが相前後して活動して形成された，古生代の複雑な島弧縁海系地殻の断片であると考えられる．

## 謝　辞

金沢大学院生の石田勇人氏と宿野浩司氏には蛍光X線分析で大変お世話になり，齋藤大地氏には山鹿岩体の未公表データを使用させていただいた．同大学化学教室の坂本浩教授には，京都大学原子炉実験所との共同利用研究として行った放射化分析でお世話になった．神奈川県立生命の星・地球博物館の小出良幸氏には原稿を査読していただいた．この研究の費用の一部には，文部省科学研究費補助金基盤研究（A）No. 07304039（代表：新潟大学宮下純夫助教授），同一般研究（C）No. 04640734（石渡　明），同基盤研究（C）No. 10540462（石渡　明）を使用した．

## 文　献

赤木　健，1933，山鹿．1：75,000 地質図幅・説明書，地質調査所．

Ayuso, R. A., Bence, A. E. and Taylor, S. R., 1976, Upper Jurassic tholeiitic basalts from DSDP Leg 11. *Jour. Geophys. Res.*, 81, 4305-4325

Beard, J. S., 1986, Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, 14, 848-851.

Bence, A. E. and Albee, A. L., 1968, Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, 76, 382-403.

Bloomer, S. H., Stern, R. J., Fisk, E., Geschwind, C. H., 1989, Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc. 1. Mineralogic and major and trace element characteristics. *Jour. Geophys. Res.*, 94, 4469-4496.

Coleman, R. G. and Peterman, Z. E., 1975, Oceanic plagiogranite. *Jour. Geophys. Res.*, 80, 1099-1108.

Dixon, T. H. and Batiza, R. 1979, Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 167-181.

Ewart, A. and Bryan, W. B., 1972, Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3281-3298.

Flower, M. F. M., Robinson, P. T., Schmincke, H. U. and Ohnmacht, W., 1977, Petrology and geochemistry of igneous rocks, DSDP Leg 37. *Init. Rep. DSDP*, 37, U. S. Govt. Print. Office, 653-679.

Frey, F. A., Bryan, W. B. and Thompson, G., 1974, Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project. *Jour. Geophys. Res.*, 79, 5507-5527.

藤井敏嗣・荒牧重雄・福岡孝昭・千葉達郎，1984，三宅島 1983 年噴火噴出物の岩石学的特徴．火山，29，S266-S282.

Hawkins, J. W. Jr., 1995, The Geology of the Lau Basin. *In* Brian Taylor, ed., *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, Plenum Press, New York, 63-138.

早坂康隆，1987，西南日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究．広島大学地学研究報告，no. 27，119-204.

早坂康隆・梅原徹也，1994，熊本県，山鹿変はんれい岩体のナップ構造．地質学会第 101 年大会（札幌）演旨，no. 243.

Hodges, F. N. and Papike, J. J., 1976, Site 334: magmatic cumulates from oceanic Layer 3. *Jour. Geophys. Res.*, 81, 4135-4151.

Igi, S., 1973, The metagabbros and related rocks of the "Yakuno Complex" in the Inner Zone of Southwest Japan. *Geol. Surv. Japan Report*, no. 248, 39 p.

猪木幸男・弘原海清，1980，上郡地域の地質．5 万分の 1 地質図幅・説明書．地質調査所．

石渡　明，1978，舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報．地球科学，32，301-310.

Ishiwatari, A., 1985a, Granulite-facies metacumulates of the Yakuno ophiolite, Japan: evidence for unusually thick oceanic crust. *Jour. Petrol.*, 26, 1-30.

Ishiwatari, A., 1985b, Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 155-167.

石渡　明，1986a，夜久野オフィオライトの地史に関する試論．MAGMA，no. 78，1-8.

石渡　明，1986b，岡山県大原および兵庫県上郡の夜久野オフィオライトは島弧火山フロントの地殻下部か？　地質学会第 93 年大会（山形）演旨，431.

Ishiwatari, A., 1990, The Yakuno ophiolite and related rocks in the Maizuru terrane. *In* Ichikawa, K. et al., eds., *"Pre-Cretaceous Terranes of Japan"*, Rep. IGCP Project 224, Osaka City Univ, 109-

120.
石渡　明，1997，夜久野オフィオライト上郡変斑れい岩体（兵庫県）のショショナイト質変閃緑岩について．地質学会第104年大会（福岡）演旨，222.
Ishiwatari, A., Ikeda, Y., Koide, Y., 1991, Yakuno ophiolite, Japan: Fragments of Permian island arc and marginal basin crust with a hot spot. *In* J. Malpas et al., eds., *"Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues"* (Proc. Troodos' 87 Sympo., Nicosia), Geol. Surv. Dept., Cyprus, 497-506.
石渡　明・大浜　啓，1997，北陸地方の中新統岩稲累層中の単斜輝石玄武岩脈：ショショナイト系列を含む多様な陸弧マグマと単斜輝石斑晶の成因．地質雑，103，565-578.
石渡　明・齋藤大地，1997，中国地方及び北九州の大規模な夜久野型古生代変斑れい岩体の岩石学的特徴．基盤研究（A）「付加体形成における緑色岩の意義」研究報告，no.2，73-81.
石渡　明・辻森　樹・早坂康隆・杉本孝・石賀裕明，1998，西南日本内帯古～中生代付加型造山帯のナップ境界の衝上断層．地質雑，105，III-IV.
河合正虎，1957，津山東部．5万分の1地質図幅・説明書，地質調査所.
神戸信和・広川　治，1963，佐用．5万分の1地質図幅・説明書，地質調査所.
Koide, Y., 1986, Origin of the Ibara metabasalts from the Maizuru tectonic belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 329-348.
Koide, Y., Sano, S., Ishiwatari, A., Kagami, H., 1987, Geochemistry of the Yakuno ophiolite in Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, 22, 297-312.
小宮　学，1975，兵庫県，"上郡帯"の塩基性複合岩体．地質学会第82年大会（京都）演旨，114.
小宮　学，1976，兵庫県，上郡帯の緑色岩．地質学会第83年大会（松本）演旨，283.
黒武者貴幸・波田重熙・後藤博弥，1996，兵庫県西南部上月－龍野帯と夜久野複合岩類との関係．地質学会第103年大会（仙台）演旨，85.
Leake, B. E., 1968, A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. America, Spec. Pap.*, 98. 210 p.
前川寛和・後藤博弥・岡本正則，1988，兵庫県西南部の夜久野複合岩類中に発見された砕屑岩脈とその意義．地質雑，94，907-909.
Mazzullo, L. J. and Bence, A. E., 1976, Abyssal tholeiites from DSDP Leg 34: the Nazca plate. *Jour. Geophys. Res.*, 81, 4327-4351.
Meen, J. K., 1987, Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 333-351.
中田節也・柳　哮・前田俊一・方　大赫・山口　勝，1985，けい光X線による珪酸塩岩の主成分分析．九大理研報（地質），14，103-115.
西村祐二郎・柴田　賢，1989，"三郡変成帯"の変斑レイ岩質岩石の産状とK-Ar年代．地質学論集，no.33，343-357.
仁科克一・板谷徹丸・石渡　明，1990，「大江山オフィオライト」のハンレイ岩類のK-Ar年代．地質学会第97年大会（富山）演旨，440.
Pe-Piper, G., 1984, Zoned pyroxenes from shoshonitie lavas of Lesbos, Greece: Inferences concerning shoshonite petrogenesis. *Jour. Petrol.*, 25, 453-472.
Pillai, D. D. L. and Ishiga, H., 1987, Discovery of Late Permian Radiolarians from Kozuki Formation, Kozuki-Tatsuno belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 93, 847-849.
Prinz, M., Keil, K., Green, J. A., Reid, A. M., Bonatti, E. and Honnorez, J., 1976, Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. *Jour. Geophys. Res.*, 81, 4087-4103.
齋藤大地・石渡　明1997，熊本県山鹿変斑れい岩体の岩石学的性質：中国地方の夜久野・大江山変斑れい岩体との比較．地惑関連学会1997年合同大会（名古屋）予稿集，470.
榊　昌宏・山本博達，1967，熊本県山鹿地域の変斑れい岩．柴田秀賢教授退官記念論文集，175-179.
佐野　栄，1992，シルル紀の年代を示す夜久野変ハンレイ岩類のNd同位体組成．岩鉱，87，272-282.
Shibata, K., Igi, S., Uchiumi, S., 1977, K-Ar ages of hornblendes from gabbroic rocks in Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, 11, 57-64.
柴田　賢・西村祐二郎，1989，三郡結晶片岩の同位体年代．地質学論集，no.33，317-341.
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.
島津光夫，1991，グリーンタフの岩石学．共立出版，172p.
曾屋龍典・宇都浩三・牧本　博・鎌田浩毅・奥村公男・須藤茂，1984，三宅島火山1983年噴出物の化学組成および鉱物組成．火山，29，S283-S296.
氏家　治，1977，カルク・アルカリ岩系火山岩類中の角閃石斑晶の化学組成：分析値95個の集計．岩鉱，17，85-93.
Wada, K., 1981, Contrasted petrological relations between tholeiitic and calkalkalic series from Funagata volcano, Northeast Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 76, 215-232.
Xu, H., 1988, Petrology and geochemistry of the alkali rocks from Dogo, Oki Islands, Shimane Prefecture, southwestern Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ.*, Ser. III, 17, 1-106.

**（要　旨）**

**石渡　明，1999，西南日本内帯の古生代海洋性島弧地殻断片：兵庫県上郡変斑れい岩体，地質学論集，第52号，273-285.**（Iahiwatari, A., 1999, Fragment of Paleozoic oceanic island arc crust in the Inner Zone of southwestern Japan: The Kamigori metagabbro body, Hyogo Prefecture. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 52, 273-285.）

上郡変斑れい岩体は舞鶴帯の後期古生代夜久野オフィオライトに属し，東西長18km，南北幅4kmの岩体の周囲は断層で限られ，南縁部は超丹波帯の二畳紀付加体に衝上する．岩体の北半部は粗粒な変斑れい岩，南半部は細粒の角閃岩が占める．変斑れい岩には斜方輝石の仮像が普通で，単斜輝石のMg#は低く（約70），斜長石のAn成分は多い（約80）．その微量元素組成は軽希土に涸渇し，Euの正異常を示す．これらの特徴は海洋性島弧ソレイアイトマグマからの火成沈積岩起源を示唆する．角閃岩にはT型海嶺玄武岩起源のものと，軽希土に涸渇した変閃緑岩質圧砕岩起源のものがある．一方，変斑れい岩中の数ヶ所に，著しくカリに富む角閃石や斜長石を含む黒雲母変閃緑岩が見られ，ショショナイト質マグマからの火成沈積岩と考えられる．このような岩石組合せは，上郡岩体が，現在のマリアナ弧北部のような複雑な海洋性島弧－縁海系の地殻下部断片であることを示唆する．