

## 夜久野オフィオライト朝来岩体における古生代海洋内島弧地殻の形成と進化過程

Genesis and evolutionary processes of the Paleozoic oceanic island arc crust, Asago body of the Yakuno Ophiolite, Southwest Japan

隅田祥光\*† 早坂康隆\*\*

Yoshimitsu Suda\*† and  
Yasutaka Hayasaka\*\*

2008年8月12日受付.  
2009年5月11日受理.

\* 名古屋大学年代測定総合研究センター  
Center for Chronological Research, Nagoya  
University, Nagoya 464-0806, Japan

† 現所属: 大阪市立大学理学部地球学教室  
Present address: Department of Geosciences,  
Osaka City University, Osaka 558-8585, Japan

\*\* 広島大学大学院理学研究科  
Graduate School of Science, Hiroshima Uni-  
versity, Higashi-hiroshima 739-8526, Japan

Corresponding author; Y. Suda,  
geosuda@gmail.com

### はじめに

オフィオライトは海洋内に分布する非大陸性の様々な起源を持った上部マントル-地殻断片が造山帯に巻き込まれ、浅所に持ち上げられたものであり、ここでは地表に居ながらにして、地殻深部の情報を手に入れることができる。このため、オフィオライトは上部マントル-地殻の構造と、地殻進化のダイナミクスを理解する上での重要な研究対象である。兵庫県朝来地域には古生代における海洋内島弧（夜久野古島弧）の中～下部地殻に由来した夜久野オフィオライト朝来岩体が露出する（早坂, 1987; Hayasaka, 1990; 早坂ほか, 1996）。海洋内島弧は、玄武岩質な海洋底地殻が島弧の火成活動の場に巻き込まれて、安山岩質な島弧地殻へと進化する場であり、初期安山岩質大陸地殻の主要な形成現場の一つである（例えば、巽, 2004）。すなわち、朝来岩体には大陸地殻の形成と進化の重要な素過程が残されていると期待される。Suda (2004) は朝来岩体の詳細な野外データと地質図を公表し、この岩体では夜久野古島弧の基盤地殻を構成していた苦鉄質岩類が部分融解することにより中間～珪長質マグマが発生し、これら

### Abstract

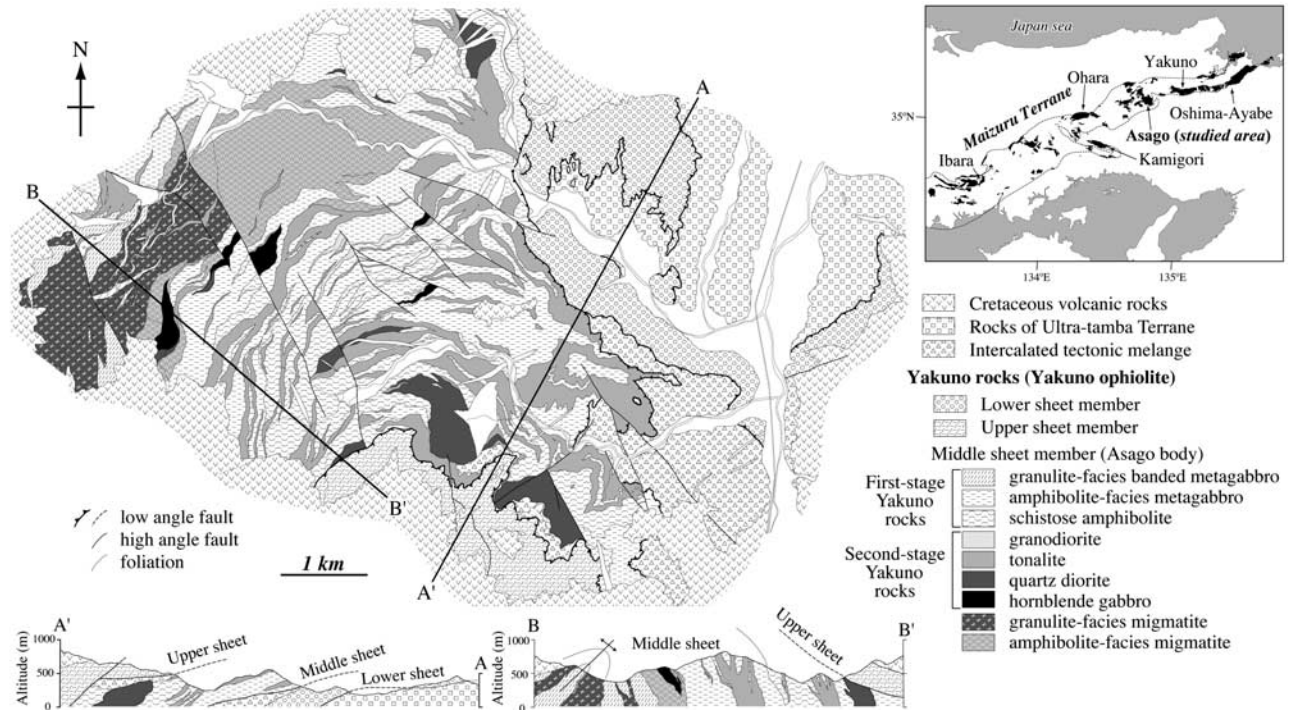
A middle to lower crustal section of Paleozoic oceanic island arc is exposed in the Asago body of the Yakuno ophiolite. Based on field occurrence, petrography, and geochemical modeling, we investigated the evolution of the Asago body and relevant magmatic processes. The Asago body consists of two stages of rocks. The first-stage rocks consist of metagabbro and schistose amphibolite that represent the basement to the Permian Yakuno paleo-island arc. The second-stage rocks are mainly arc granitoids that intrude the first-stage rocks. Mafic migmatites occur in the lower crustal section of the Asago body. Field occurrences and petrographic data suggest that the migmatites formed by the anatexis of first-stage rocks, and that segregation and accumulation of the anatectic melt resulted in morphological changes in the migmatites toward the middle crustal section. Geochemical data indicate that the first-stage rocks were derived from a basaltic magma of back-arc affinity, suggesting in turn that the Yakuno paleo-island arc was developed within a back-arc basin. Moreover, a low-K series (hornblende gabbro, quartz diorite, and tonalite) and high-K series (quartz monzodiorite and granodiorite) within the second-stage rocks were generated by high and low degrees of partial melting of first-stage rocks, respectively. We conclude that the Asago body is an example of the transition from oceanic to continental crust, related to the anatexis of mafic lower crust in an oceanic island arc setting.

Keywords: Yakuno ophiolite, oceanic island arc, lower crustal evolution, crustal anatexis, geochemical modeling

マグマは中部地殻相当域に向かって集積しながら上昇することにより、岩体全体が玄武岩質な一次地殻から安山岩質な二次地殻へと成熟化していったと考えた。しかし、このプロセスを具体的にモデル化する上で、以下の二点が問題として残された。第一点目は、夜久野古島弧の基盤地殻を構成する苦鉄質岩類は海嶺玄武岩質マグマ起原の海洋底地殻を構成していたものなのか、それとも島弧ソレライト質マグマに由来したものなのかという問題。第二点目は、岩体中に産する島弧性的花崗岩類は多様な化学組成を有するが、これらは全て苦鉄質下部地殻の部分融解メルトに由来するものなのかという問題である。本論文では、夜久野オフィオライトに関するこれまでの研究史を取りまとめた上で、夜久野古島弧の苦鉄質基盤地殻の起源、および朝来岩体における島弧性的花崗岩類の起源について、詳細な野外観察と鏡下観察を基礎とした地球化学的手法を用いたモデル計算を行い、それらの検討を試みる。

### 地質概説

西南日本を東西に横断する舞鶴帯は、顕著な帯状配列で特

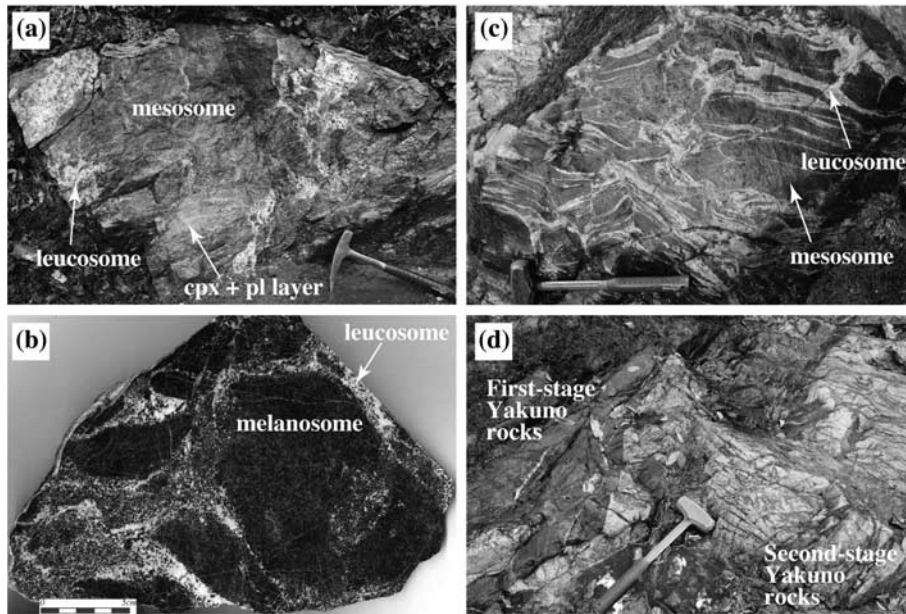


**Fig. 1.** Geological map and cross-sections (traverse lines A-A' and B-B') of Yakuno rocks (Yakuno ophiolite) and Ultra-tamba Terrane in the Asago-cho area. Inset showing distribution of the Yakuno rocks (black) in the Maizuru Terrane (broken line).

徴づけられ、北帯、中帯、南帯に区分される(加納ほか, 1959)。舞鶴帯北帯は花崗岩類を主とし、角閃岩、泥質片麻岩、泥質片岩、変斑れい岩、輝緑岩を伴い、これらの中～上部トリアス系の志高層群が不整合に覆う(猪木ほか, 1961; 猪木・黒田, 1965)。花崗岩類の同位体年代は、池田・早坂(1994)により石炭紀を示す300Ma前後と、ジュラ紀を示す150～210 MaのRb-Sr年代が報告されたが、その後Fujii et al. (2008)は、SHRIMP-IIによるジルコンのU-Pb年代として、 $424 \pm 16$  Maと $405 \pm 18$  Maのシルル紀～デボン紀のもと、 $249 \pm 10$  Maと $243 \pm 19$  Maのトリアス紀最前期の二つの年代のものに分けられると報告した。舞鶴帯中帯は海成のペルム系舞鶴層群を主とし、後述の舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライトに類似した変斑れい岩とトータル岩のブロックを伴い、下部層の変苦鉄質岩類、中部層の珪質凝灰岩を伴う塊状泥岩、上部層の砂岩泥岩互層、最上部層の砂岩・礫岩層からなる一連整合の地層より構成される(清水ほか, 1962; 早坂ほか, 1996)。そして、これらの中～下部トリアス系の夜久野層群と上部トリアス系の難波江層群、およびそれら相当層が不整合に覆っている(Nakazawa, 1958; 清水ほか, 1962; 鈴木, 1987)。変苦鉄質岩類の放射年代は285 Maを示し、その地球化学的特徴は背弧盆玄武岩に類似する(Koide, 1986; Koide et al., 1987)。舞鶴層群の中部層と上部層からはペルム紀中～後期の放射虫化石が多数報告されている(Ishiga, 1984)。

舞鶴帯南帯は超苦鉄質岩類と、変斑れい岩、変ドレライト、変玄武岩などの苦鉄質岩類を主とし、花崗岩類と少量の砂泥質片岩を伴う夜久野岩類(Yakuno rocks)により構成される

(inset in Fig. 1)。そもそも夜久野岩類という呼称は、舞鶴帯に産する超苦鉄質～苦鉄質岩類、ならびにこれらと密接に伴う花崗岩や玄武岩類、変成岩類のことを指し、夜久野複合岩類(Yakuno complex)とも呼ばれる。石渡(1978)は南帯に産する夜久野岩類は海洋底地殻に由来したオフィオライトであることを明らかにし、これらを夜久野オフィオライトと呼んだ。福井県大島半島～綾部地域の夜久野オフィオライトはT型海嶺玄武岩(T-type MORB)組成のマグマに由来した海洋底地殻とされ、マントルを含む下部地殻から上部地殻までの一連のオフィオライト層群が残されている(Ishiwatari, 1985a, b)。大原地域と上郡地域の夜久野オフィオライトは、島弧ソレアイト質マグマからのキュームレイトを主とし、一部ショショナイトに由来する苦鉄質岩類が伴われた島弧地殻に由来したものとされている(石渡, 1999)。夜久野地域の夜久野オフィオライトは、背弧盆玄武岩に由来する変玄武岩、変ドレライト、変斑れい岩を主とし、これらにレンズ状のトロクトライトが少量伴われる(Ichijama and Ishiwatari, 2004)。本論文の研究対象である朝来地域の夜久野オフィオライトは、早坂ほか(1996)により海洋型、島弧型、背弧盆型と起源の異なる3つのタイプのオフィオライトがシート状のテクトニックスライスとなって累重していると報告された。そして、海洋型のシートは大島半島～綾部地域に分布する海洋底地殻起源の夜久野オフィオライトに、島弧型のシートは大原や上郡地域に分布する島弧地殻起源の夜久野オフィオライトに、背弧盆型のシートは舞鶴帯中帯の舞鶴層群下部層に対比されるものとした。さらに早坂ほか(1996)は、このような異なったオフィオライトの累重関係はマイクロ



**Fig. 2.** (a) Field relations of granulite-facies migmatite showing leucosome patches and lens aligned in a foliation plane, and local segregation of tonalitic leucosome from mesosome (banded metagabbro). Hammerhead is 18 cm long. (b) Polished surface of granulite-facies migmatite showing that the tonalitic leucosome has moved locally through disrupted melanosome. Scale-bar is 5 cm long. (c) Filed aspect of amphibolite-facies migmatite showing the impounding of leucosome at dilatant sites formed by fracturing (boudinage). Hammer length is 40 cm long. (d) Field evidence showing that the second-stage Yakuno rocks (granodiorite) had intruded into the first-stage rocks (schistose amphibolite). Hammer length is 40 cm long.

ネシア・ヤップ島の変成オフィオライトのテクトニクスに想定されているような海山、海台の衝突による背弧盆地ソフエアの島弧地殻へのオブダクションというシナリオを連想させるものとした(木村・楠, 1997)。なお、夜久野オフィオライトは、いずれの地域のものも地震学的モホ面付近の温度・圧力条件は中圧グラニュライトに達していたと判断され、この変成作用は海洋型のものは厚い海洋地殻に由来した海洋底変成作用に、島弧型のものは島弧内変成作用に由来するとされている(Ishiwatari, 1985a; 早坂ほか, 1996; Suda, 2004)。

夜久野オフィオライトから得られている放射年代値は、大島半島～綾部地域の変斑れい岩から  $341 \pm 62$  Ma,  $385 \pm 13$  Ma,  $409 \pm 44$  Ma,  $426 \pm 37$  Ma,  $421 \pm 54$  Ma,  $409 \pm 72$  Ma の Nd-Sm アイソクロン年代値、そして朝来地域の変斑れい岩から  $343 \pm 34$  Ma の Nd-Sm アイソクロン年代値である(佐野, 1992; 早坂ほか, 1996)。また、朝来地域の花崗岩類からは  $282 \pm 2$  Ma,  $285 \pm 2$  Ma のジルコンの U-Pb 年代値が報告されている(Herzig et al, 1997)。その他、東部地域から西部地域にかけての変斑れい岩より分離した角閃石の K-Ar 年代は、270 Ma 前後と 250 Ma 前後に集中しているほか、最も古いもので  $340.2 \pm 10.4$  Ma の値が報告されている(柴田・猪木, 1966; Shibata et al., 1977; 柴田ほか, 1979; 金属探鉱事業団, 1987)。早坂ほか(1996)は、これらの年代値から、夜久野オフィオライトを構成する夜久野岩類はペルム紀に形成された新期夜久野岩類と、石炭紀～シルル紀に形成された古期夜久野岩類に分けられるとし、以下の舞鶴帯および夜久野オフィオライトの形成史を想定した。

石炭紀前期およびそれ以前に形成された海洋底地殻(南帯)が石炭紀後期に大陸地殻(北帯)に衝突した。その後、ペルム紀前期から中期にかけての島弧(南帯; 夜久野古島弧)の形成とともに、北帯と南帯を引き裂く形で背弧盆地(中帯; 舞鶴海盆)が形成された。これに対し Ishiwatari et al. (1991) や石渡(1999)は、夜久野オフィオライトは島弧ソレアイト

質マグマ、縁海拡大軸のホットスポットを伴う海嶺玄武岩質マグマ、ショショナイト質マグマが相前後して活動した古生代ペルム紀の厚い縁海地殻(舞鶴海盆)と島弧地殻(夜久野古島弧)に由来するとした。このように、舞鶴帯および夜久野オフィオライトのテクトニックセッティングとしては、いずれも古生代ペルム紀における島弧-背弧盆地(縁海)系が想定されているものの、夜久野オフィオライトそのものの形成史については未解明の問題点として残されている。本論ではこれらについての言及は避け、古生代ペルム紀における島弧系地殻としての夜久野オフィオライト朝来岩体の形成と進化過程について論ずることとする。

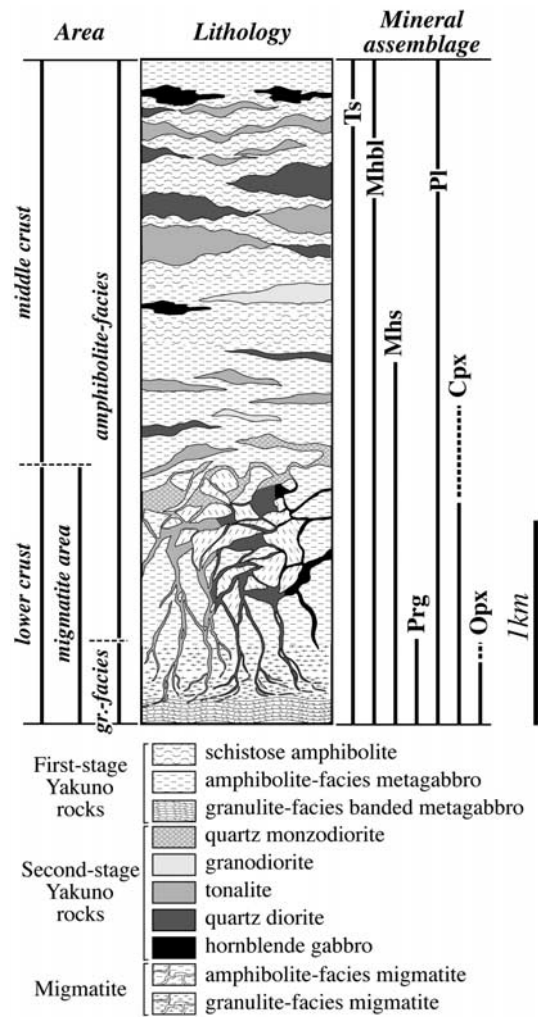
#### 朝来地域の夜久野オフィオライト

朝来地域の夜久野オフィオライトの地質図と地質断面図を Fig. 1 に示す。早坂ほか(1996)は、この地域の夜久野オフィオライトは超丹波帯水上層を低角断層で構造的に覆う下位、中位、上位の3枚のスラストシート(Lower sheet, Middle sheet, Upper sheet)と、それらに挟みこまれる弱変成の泥岩、凝灰質泥岩、砂岩を基質としたブロック状の夜久野岩類を含むメランジュ(Intercalated tectonic melange)により構成されたとした。下位シートは海洋底地殻の地震学的モホ面付近の層状岩体に相当すると考えられ、縞状沈積岩体としての特徴を有し、構造的な最下部の超苦鉄質岩類から上部に向かって漸移帯層状岩体を介し、中粒から粗粒の片麻状変斑れい岩が露出する。超苦鉄質岩類は、かんらん石単斜輝岩、単斜輝岩、斜長石ウェブスタライト、斜長石かんらん石ウェブスタライト、ウェールライトであり、かんらん石単斜輝岩がその大部分を占める。漸移帯層状岩体は、超苦鉄質岩類を取り囲むように厚さ 50～100 m の範囲に見られ、厚さ数十 cm から数 m 程度の優白質斑れい岩と優黒質斑れい岩の互層により構成される。上位シートは、背弧盆地の上部地殻と最上部の堆積岩類に相当し、最下部は少量の細粒変斑れい岩と

一ナル岩質な貫入岩類により、下部は主として変ドレライトと変玄武岩類により、上部は塊状泥岩と変玄武岩の互層により構成される。

中位シートは、本論文の研究対象であり、以降、本文ではこのシートを朝来岩体と呼ぶ。朝来岩体は第一期夜久野岩類 (first-stage Yakuno rocks) と第二期夜久野岩類 (second-stage Yakuno rocks) により構成され、第一期夜久野岩類は変斑れい岩と片状角閃岩からなる苦鉄質変成岩類により、第二期夜久野岩類はトナル岩と石英閃緑岩を主とした苦鉄質～珪長質な深成岩類により構成される。野外においては、第二期のものが第一期のものに貫入した産状がしばしば観察され、岩体の構造的な下部地域ではミグマタイト (Mehnert, 1968) が広く観察される (Fig. 2)。地質図上から見積もられる岩体全体の平均化学組成は玄武岩質安山岩 (SiO<sub>2</sub>wt.% = 54) である。岩体全体の露出面積の約 65 % を第一期夜久野岩類が、約 35 % を第二期夜久野岩類が占める。Miyashiro (1975) によるソレイトーカルクアルカリ岩系列の判別図上で (FeO\*/MgO-SiO<sub>2</sub> 図, FeO\*/MgO-FeO\* 図), 第一期夜久野岩類はソレイト系列に、第二期夜久野岩類はカルクアルカリ岩系列に分類される (早坂, 1987; Suda, 2004)。Pearce et al. (1984) による花崗岩類の分類図上で (Nb-Y 図, Rb-Y + Nb 図), 第二期夜久野岩類の花崗岩類は全て火山弧に産する花崗岩 (volcanic arc granite) に分類される (Suda, 2004)。これらのことから、朝来岩体における第一期夜久野岩類は夜久野古島弧の基盤地殻に相当するものであり、第二期夜久野岩類はこの基盤地殻中に発達した島弧性の火成岩類であると判断される。

Suda (2004) による、朝来岩体の模式的な柱状図を Fig. 3 に示す。第一期夜久野岩類中の変成鉱物の組み合わせは、岩体の構造的な上部から下部に向かって、角閃岩相を特徴づけるマグネシオホルンブレンド+斜長石から、グラニュライト相を特徴づける単斜輝石+斜方輝石+斜長石±チェルマーク角閃石ないしマグネシオヘスティング閃石へと連続的に変化する。このことから、朝来岩体には海洋内島弧の中・下部地殻が露出していると判断される (middle and lower crust)。また、下部地殻相当域においてはミグマタイトが広く観察され、これらミグマタイトの産状は、グラニュライト相地域から高度角閃岩相地域に向かって、メソソム (苦鉄質岩部) に富むメタテキサイトから、リユーコソム (珪長質岩部) に富むダイアテキサイトへと連続に変化する。さらに、ミグマタイト地域に産する変斑れい岩と花崗岩類中の角閃石と斜長石の化学組成からは、850～860℃、3.5～5.5 kb の温度、圧力条件が見積もられている。これらのことから、ミグマタイトは島弧下部地殻を構成していた第一期夜久野岩類が部分融解することにより形成された。そして、朝来岩体における第二期夜久野岩類は、下部地殻で形成された珪長質な部分融解メルトが集積し、結晶分化しながら上昇することにより形成されたものと考えられた。なお、本論文におけるミグマタイトに関する記載用語は、鈴木 (1994)、Suda (2004)、Vernon and Clark (2008) に従うこととする。



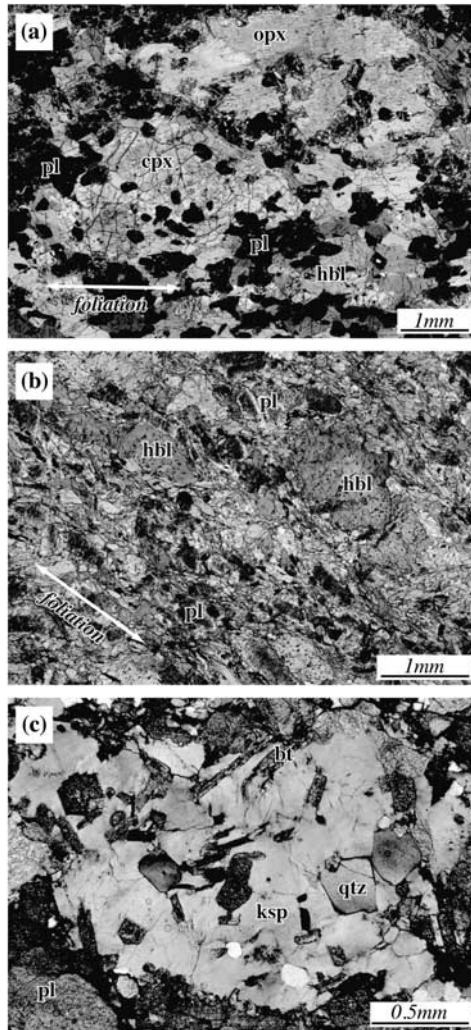
**Fig. 3.** Schematic geologic columnar section of the Asago body showing assemblage of metamorphic minerals in the first-stage Yakuno rocks, and terminology of lithologic units used in text. Abbreviations: gr., granulite; Ts, tschermakite; Mhbl, magnesiohornblende; Mhs, magnesiohastingsite; Prg, pargasite; Pl, plagioclase; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene. Nomenclature of amphiboles after Leak et al. (1997).

### 岩石記載

#### 1. 第一期夜久野岩類

第一期夜久野岩類は、夜久野古島弧の基盤地殻に相当する苦鉄質変成岩類であり、岩石記載上これらを変斑れい岩 (metagabbro) と片状角閃岩 (schistose amphibolite) に分けた。変斑れい岩は、野外や鏡下において斑れい岩を原岩とすると判別できるものとした。一方、片状角閃岩は、強い片状構造が発達し原岩の組織が残されていないものとした。野外においてこの両者の関係を示す露頭は確認できず、片状角閃岩は変斑れい岩中に発達する変形の集中部とも、変斑れい岩中に貫入した岩脈に由来するとも判断される。なお、第一期夜久野岩類全体の露出面積に対する変斑れい岩の占める割合は 70 % 程度で、片状角閃岩が 30 % 程度である。

**1.1 変斑れい岩** 朝来岩体における変斑れい岩は、その鉱



**Fig. 4.** Photomicrograph showing microstructures of Yakuno rocks in the Asago body under plane polarized light (a and b), and under cross-polarized light (c). (a) Tow-pyroxene hornblende metagabbro; orthopyroxene has been completely altered into bastite, plagioclase is moderately saussuritized, and coarse-grained clinopyroxene contains subhedral saussuritized plagioclase. (b) Schistose amphibolite; hornblende is characterized by distinct elongated shape of preferred orientation, and plagioclase is moderately saussuritized. (c) Granodiorite; coarse-grained alkali feldspar contains fine-grained euhedral biotite, quartz and plagioclase. Mineral abbreviations are the same as Appendix 2.

物組み合わせにより角閃岩相の変斑れい岩と、グラニュライト相の変斑れい岩に分けられる。野外において、これらはいずれも細粒から中粒、片麻状構造で特徴づけられる。また、下部地殻相当域のミグマタイトにおいては片岩から片麻岩のような変成岩的な外見を持ったメソソム (Ashworth, 1985) に相当する。角閃岩相の変斑れい岩の主要造岩鉱物は角閃石、斜長石であり、単斜輝石がしばしば伴われる。グラニュライト相の変斑れい岩の主要造岩鉱物は単斜輝石、斜方輝石、角閃石、斜長石であり、石英がしばしば伴われる。斜方輝石は全て蛇紋石や緑泥石に置換されバスタイト化している。斜長石はその多くがソーシュライト化している。なお、グラニュ

ライト相地域において観察される縞状変斑れい岩 (banded metagabbro) は、単斜輝石+斜長石の主要鉱物組み合わせを持つ厚さ数 mm ~ 数 cm 程度のレイヤーを含むグラニュライト相の変斑れい岩のことを指す (Fig. 2.a)。また、鏡下においては半自形の細粒の斜長石を包有した粒径 1.0 ~ 2.0 mm 程度の角閃石や単斜輝石がしばしば観察され、これらには定向配列が発達している (Fig. 4.a)。副成分鉱物としてアパタイト、イルメナイト、磁鉄鉱、黒雲母、ジルコンを含む。二次鉱物としてチタナイト、黄鉄鉱を含む。角閃石の変質鉱物として緑泥石を含む。さらに、角閃石の定向配列に対しオーバープリントした細粒で無定向の黒雲母や、粒径 1.0 ~ 3.0 mm 程度の粗粒無定向の斑晶状の斜長石がしばしば含まれ、夜久野古島弧の基盤地殻への広域的なアルカリの交代作用の影響が示唆される。

**1.2 片状角閃岩** 片状角閃岩は岩体の構造的上部の角閃岩相地域に産する。野外において、これらは細粒から中粒、均質、顕著な片状構造で特徴づけられる。主要造岩鉱物は角閃石、斜長石で、希に単斜輝石、石英が伴われる。斜長石はしばしばソーシュライト化している。副成分鉱物はアパタイト、磁鉄鉱、エピドート、ジルコン、イルメナイトである。二次鉱物としてチタナイト、黒雲母、黄鉄鉱を含む。変質鉱物として緑泥石を含む。角閃石は、その多くが粒径 0.5 ~ 1.0 mm 程度の細~中粒で、強い定向配列が発達している (Fig. 4.b)。ただし、中部地殻相当域において岩床として産する第二期夜久野岩類との境界部付近では、接触変成作用によりグラノプラスチックに細粒再結晶化している。

## 2. 第二期夜久野岩類

第二期夜久野岩類は、第一期夜久野岩類中に貫入した苦鉄質~珪長質な島弧性の深成岩類であり、角閃石斑れい岩 (hornblende gabbro)、石英閃緑岩 (quartz diorite)、石英モンゾ閃緑岩 (quartz monzodiorite)、トータル岩 (tonalite)、花崗閃緑岩 (granodiorite) により構成される。第二期夜久野岩類全体の露出面積に対するトータル岩の占める割合は 75 % 程度で、石英閃緑岩が 20 % 程度、その他が 5 % 程度である。これらは下部地殻相当域ではミグマタイト中のリュウコソム、ないし幅数十 cm 程度の岩脈として産し、中部地殻相当域では幅数十 cm から数 m 規模の岩脈、ないし厚さ数十 m から数百 m 規模の岩床として産する (Fig. 3)。第二期夜久野岩類は、火成岩組織が残った塊状のものから、マイロナイト化し再結晶したものまで様々であるが、全体としては弱い片麻状構造、面構造が発達している。また、これらの構造方向は、第一期夜久野岩類中のものと調和的であるが、両者の境界面は斜交している (Fig. 2.d)。このことから、第二期夜久野岩類の貫入期には、火成作用と同時に強い変形作用も起きていたと示唆される。

**2.1 角閃石斑れい岩** 第二期夜久野岩類のうち石英のモード組成が 5 % 未満のものを角閃石斑れい岩とした。野外において、これらは中粒から粗粒、塊状から弱い片麻状構造で特徴づけられる。また、下部地殻相当域ではミグマタイト中のリュウコソムとして、中部地殻相当域では幅数十 m 規模の岩床として産する。主要造岩鉱物は角閃石、斜長石であり、

石英や単斜輝石がしばしば伴われる。斜長石はその多くがソーシユライト化している。副成分鉱物はアパタイト、黒雲母、磁鉄鉱である。二次鉱物としてチタナイトを含む。変質鉱物として緑泥石を含む。リユーコソムとして産するものにおいては、粒径 1.0 ~ 2.0 mm の粗粒で自形の角閃石や単斜輝石が、自形の斜長石を包有し、さらに自形のアパタイトがこれらに包有されたポイキリティック組織が観察される。

**2.2 石英閃緑岩** 第二期夜久野岩類のうち石英のモード組成が 5 % 以上でカリ長石を含まず SiO<sub>2</sub> の含有量が 63 wt.% 未満のものを石英閃緑岩とした。野外において、これらは中粒から粗粒、塊状から弱い片麻状構造で特徴づけられる。また、下部地殻相当域ではミグマタイト中のリユーコソムないし幅数 m 規模の岩脈として、中部地殻相当域では厚さ数十 m から数百 m 規模の岩床として産する。主要造岩鉱物は石英、角閃石、斜長石であり、希に単斜輝石が伴われる。斜長石はしばしばソーシユライト化している。副成分鉱物はアパタイト、黒雲母、磁鉄鉱である。角閃石や黒雲母の変質鉱物として緑泥石が含まれる。塊状のものにおいては粒径 2.0 ~ 3.0 mm の粗粒自形の角閃石が、細粒自形の斜長石や石英を包有した、ポイキリティック組織がしばしば観察される。

**2.3 トーナル岩** 第二期夜久野岩類のうち石英のモード組成が 5 % 以上でカリ長石を含まず SiO<sub>2</sub> の含有量が 63 wt.% 以上のものをトーナル岩とした。野外において、これらは中粒から粗粒、塊状から片状・片麻状構造で特徴づけられる。下部地殻相当域ではミグマタイト中のリユーコソムないし幅数十 cm 規模の岩脈として、中部地殻相当域では厚さ数十 m から数 km 規模の岩床として産する。主要造岩鉱物は石英、斜長石で、希に角閃石が伴われる。斜長石はしばしばソーシユライト化している。副成分鉱物はジルコン、アパタイトである。角閃石の変質鉱物として黒雲母、緑泥石が含まれる。また、鏡下においては石英が完全に再結晶しマイロナイト化した組織、カタクラスチックに変形した組織が観察される。なお、これらトーナル岩は各地の夜久野岩類の記載に際し、しばしば圧砕花崗岩と呼ばれてきたものに相当する。Herzig et al. (1997) が報告した 282 ± 2 Ma のジルコンの U-Pb 年代値は、中部地殻相当域において岩床として産するこの種の岩石から得られたものである。

**2.4 石英モンゾ閃緑岩** 第二期夜久野岩類のうち石英のモード組成が 5 % 以上でカリ長石を含み SiO<sub>2</sub> の含有量が 60 ~ 65 wt.% のものを石英モンゾ閃緑岩とした。野外において、これらは粒径 0.5 ~ 2.0 mm 程度の細粒から中粒、弱い片麻状構造で特徴づけられる。また、高度角閃岩相におけるミグマタイト中のリユーコソムとしてのみ産し、グラニュライト相地域や中部地殻相当域では産しない。主要造岩鉱物は斜長石、石英、カリ長石である。斜長石はそのほとんどがソーシユライト化している。副成分鉱物はジルコン、アパタイト、黒雲母である。変質鉱物として緑泥石をしばしば含む。鏡下においては、第二期夜久野岩類の中では最も多量のジルコンとアパタイトが観察される。

**2.5 花崗閃緑岩** 第二期夜久野岩類のうち石英のモード組成が 5 % 以上でカリ長石を含み SiO<sub>2</sub> の含有量が 72 ~ 77

**Table 1.** Results of whole rock REE analyses by ICP-MS (I) and XRF (X) for the representative samples of the first-stage Yakuno rocks in the Asago body.

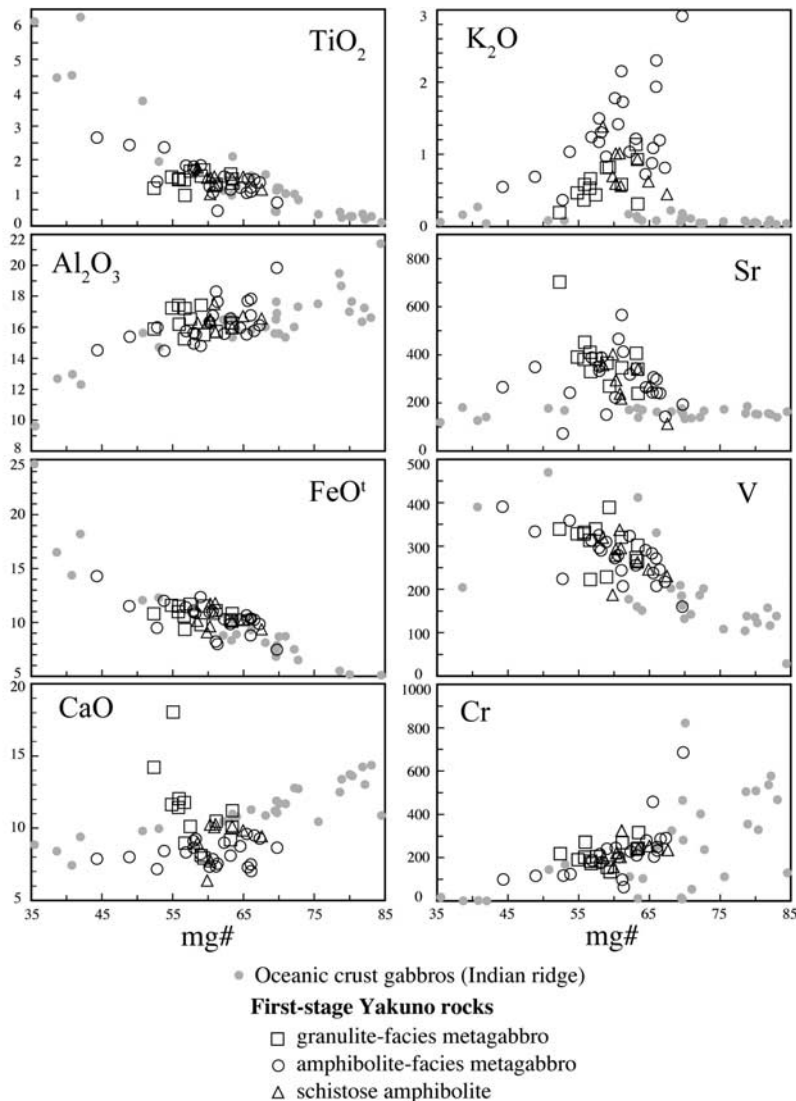
Sample	No.31		No.36		No.81		No.101	
	I	X	I	X	I	X	I	X
La	5.02	5.3	5.07	3.8	4.79	5.2	9.27	7.8
Ce	14.62	15.7	12.97	12.2	11.71	10.0	22.09	21.3
Pr	2.33		1.97		1.74	2.0	3.28	1.7
Nd	11.46	12.9	9.31	8.3	8.13	8.5	15.35	16.3
Sm	3.45	1.4	2.72	1.5	2.37	1.4	4.18	2.6
Eu	1.18		1.22		0.74		1.45	
Gd	3.98	2.1	3.00	1.8	2.74	1.3	4.69	2.3
Tb	0.73		0.53		0.52		0.81	
Dy	4.77	2.5	3.32	1.4	3.35	1.1	4.96	3.1
Ho	1.00		0.71		0.71		1.03	
Er	3.02		2.10		2.10		3.02	
Tm	0.44		0.31		0.30		0.43	
Yb	2.83	5.0	2.01	4.0	1.97	2.6	2.77	4.2
Lu	0.42		0.30		0.30		0.40	

wt.% のものを花崗閃緑岩とした。これらは中粒から粗粒、片状から片麻状構造で特徴づけられる。また、中部地殻相当域における幅数 m から数十 m 規模の岩床としてのみ産し、下部地殻相当域では産しない。主要造岩鉱物は斜長石、石英、カリ長石である。斜長石はしばしばソーシユライト化している。副成分鉱物は黒雲母、モナザイトである。変質鉱物として緑泥石を含む。カリ長石は粒径 1 ~ 5 cm の粗粒な斑晶として産し、自形の斜長石、石英、黒雲母を包有する (Fig. 4.c)。Herzig et al. (1997) が報告した 285 ± 2 Ma のジルコンの U-Pb 年代値は、この種の岩石から得られたものである。

## 全岩化学組成

### 1. 分析方法

朝来岩体を構成する第一期夜久野岩類と第二期夜久野岩類の主要元素、微量元素、希土類元素についての全岩化学組成分析を、広島大学設置の蛍光 X 線分析装置 (XRF, Rigaku ZSX-101e) を用いて行った。試料調整、分析法は山田ほか (1998) に示されている低希釈ガラスビード法に基づいて行った。マトリックス補正係数の算出はファンダメンタルパラメーター法による理論マトリックス補正を採用した。分析結果は Appendix 1 に示す。また、広島大学設置の誘導結合プラズマ質量分析計 (ICP-MS, VG PQ-3) を用い、第一期夜久野岩類 (4 試料) の希土類元素についての全岩化学組成分析を行った。分析手法は Takahashi et al. (2002) に従った。XRF と ICP-MS を用いた希土類元素についての全岩化学組成分析結果を Table 1 に示す。両分析結果の差は、軽希土類元素 (La, Ce, Nd) については多くが 10 % 以内であるが、中 ~ 重希土類元素 (Sm, Gd, Dy, Yb) については 20 % を大きく超える。よって、ここでは XRF を用いた主要元素 (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, Na<sub>2</sub>O, CaO, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)、微量元素 (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Hf, Pb)、軽希土類元素 (La, Ce, Nd) についての分析結果に基づき、



**Fig. 5.** Variation diagrams of selected major oxides (in wt. %) and trace elements (in ppm) against mg# for the first-stage Yakuno rocks. Compositions of oceanic crust gabbros in the Indian ridge after Hart et al. (1999) are plotted for comparison. All major oxides are recalculated to a total of 100 wt. %.

朝来岩体を構成する夜久野岩類の地球化学的特徴を述べることにする。

## 2. 第一期夜久野岩類

第一期夜久野岩類についての mg# (=  $100 \times \text{Mg}/\text{Mg} + 0.85\text{Fe}^{\text{tot}}$ ) 値に対する、いくつかの主要元素、微量元素の組成変化図を Fig. 5 に示す。これらダイアグラム上で、グラニュライト相の変斑れい岩、角閃岩相の変斑れい岩、片状角閃岩の組成領域はそれぞれオーバーラップし、全体として大きな一つのトレンドないしクラスターを形成している。TiO<sub>2</sub>、FeO<sup>t</sup>、V の各図におけるトレンドは mg# 値に対し負の相関を示す。一方、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Cr の各図におけるトレンドは mg# 値に対し正の相関を示す。これらトレンドは、Hart et al. (1999) が報告したインド洋海嶺付近の海底掘削により得られた、海洋底斑れい岩類のトレンドに類似する。一方、K<sub>2</sub>O、Sr の各図において第一期夜久野岩類は、海洋底斑れい岩類に比べ全体的に K<sub>2</sub>O、Sr の含有量に富むクラスターで示される。これらのことから、一般的に変成作用の影響を受けても動きにくいとされる Ti、V などの HFS 元素 (high field

strength elements)、ならびに Cr などの遷移金属元素は、原岩の組成がおおよそ反映されていると判断される。一方、一般的に変成作用の影響により動きやすいとされる K<sub>2</sub>O、Sr などの LIL 元素 (large ion lithophile elements) は、原岩の形成後に主に付加された成分を含むものと判断され、鏡下において示唆された第一期夜久野岩類への広域的なアルカリの交代作用の影響が伺える。

N-type MORB (Pearce and Parkinson, 1993) 規格のスパイダー図を Fig. 6 に示す。第一期夜久野岩類はいずれも N-type MORB に比べ全体的に Rb、Ba、K などのアルカリ元素に富み、その全てが Nb の顕著な負の異常を持ったパターンで示される。また、これらパターンは、全体として大きく二つのプロファイルに分けられ、ここでは第一期夜久野岩類を Mafic 1 と Mafic 2 に分けることとした。Mafic 1 は、Sr に正の異常 ( $\text{Sr}/\text{Sr}^* > 1.0$ ) が見られ、Nb 以外の HFS 元素においては全体的に下に凸のパターンで示されるものとした。一方、Mafic 2 は、おおよそこれと上下対称形のプロファイルを持った、Sr に正の異常 ( $\text{Sr}/\text{Sr}^* > 1.0$ ) が見られ、

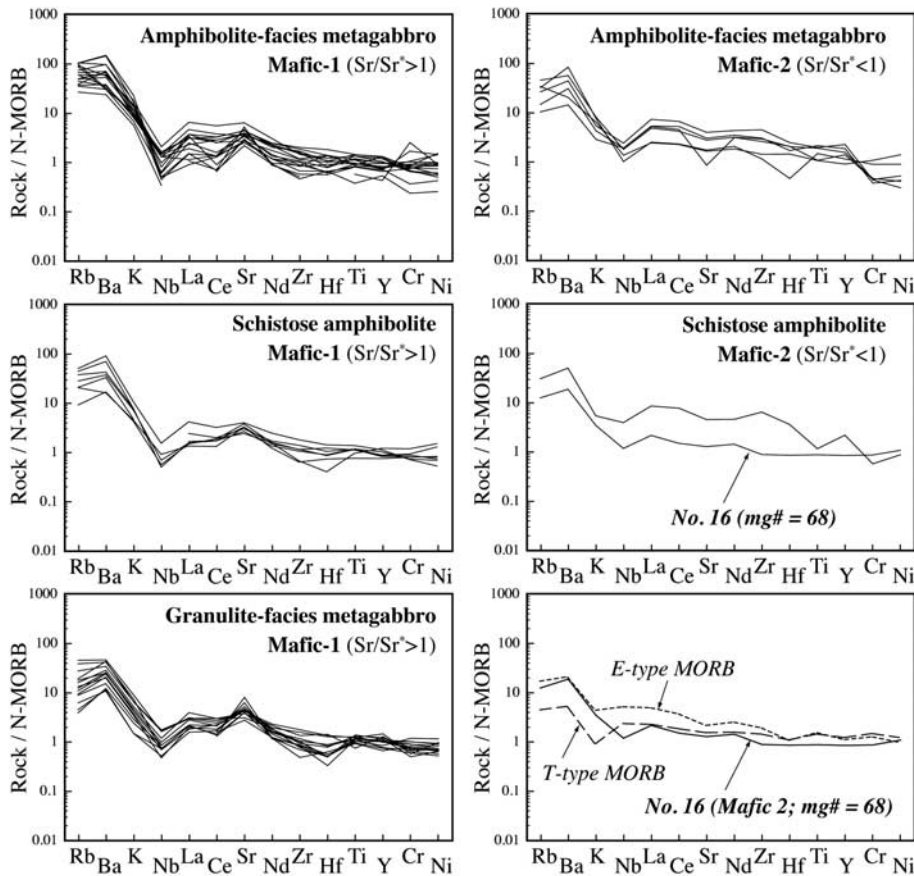


Fig. 6. N-type MORB (Pearce and Parkinson, 1993) normalized spiderdiagrams for the first-stage Yakuno rocks. Compositions of E- and T-type MORBs after Klein (2003) and Wilson (1989) are shown for comparison.

Nb 以外の HFS 元素においては全体的に凸のパターンで示されるものとした。野外において、Mafic 2 は角閃岩相地域にのみ産するのに対し、Mafic 1 は角閃岩相からグラニュライト相にかけての岩体全域に産する。

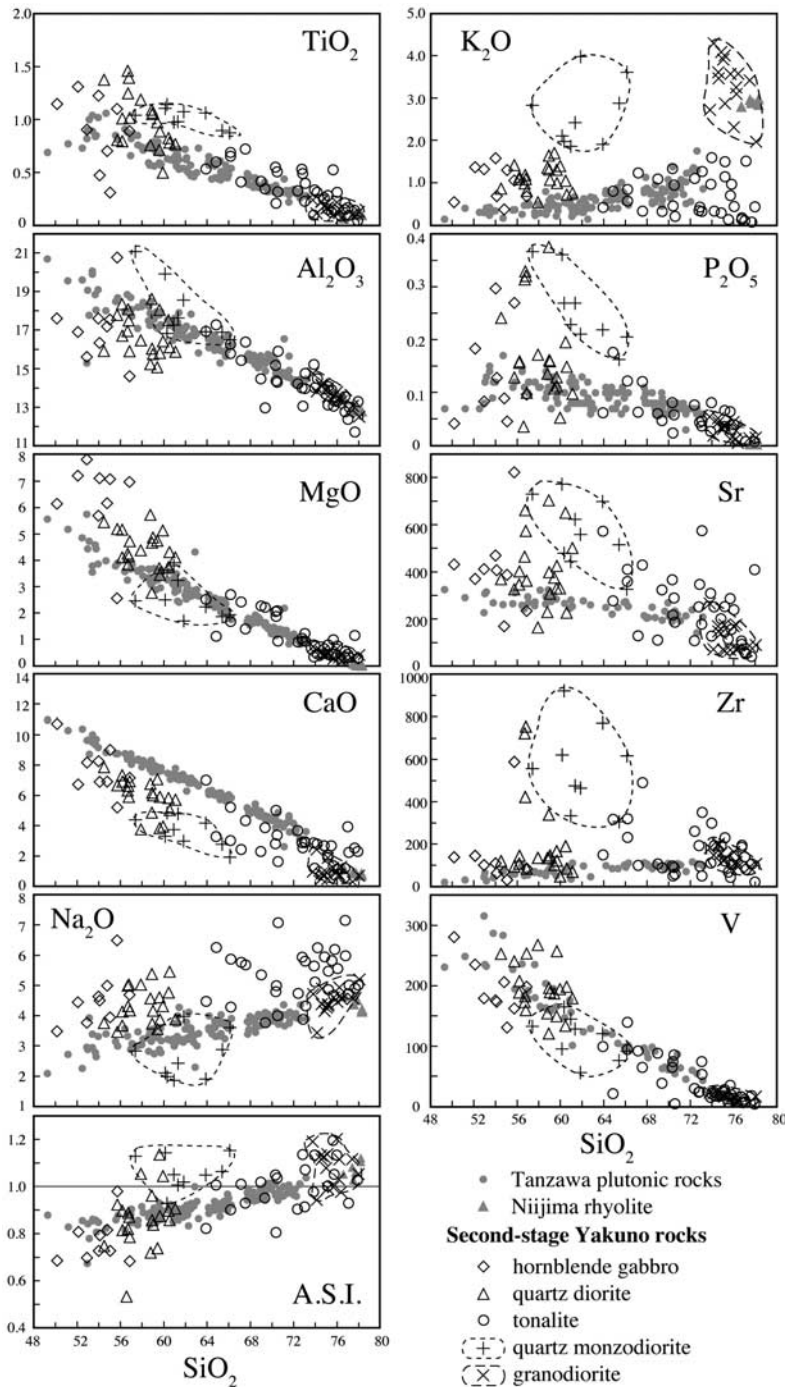
### 3. 第二期夜久野岩類

朝来岩体における第二期夜久野岩類の化学組成と、新生代の海洋内島弧である伊豆-小笠原-マリアナ弧 (IBM 弧) に関連した火成岩類の化学組成 (丹沢深成岩類: 高橋ほか, 2004; 新島流紋岩類: Koyaguchi, 1986) を比較したハーカー図を Fig. 7 に示す。これらハーカー図上で、IBM 弧に関連した火成岩類は全体として連続した一つのトレンドを形成しているのに対し、朝来岩体の第二期夜久野岩類はいくつかの独立したクラスターないしトレンドを形成している。TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, V, Sr の各図におけるトレンドは、SiO<sub>2</sub> の含有量に対し負の相関を示す。一方、Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O の各図におけるトレンドは SiO<sub>2</sub> の含有量に対し正の相関を示す。また、IBM 弧に関連した火成岩類と比較すると、朝来岩体の第二期夜久野岩類は全体的に CaO に乏しく Na<sub>2</sub>O に富む傾向が見られ、SiO<sub>2</sub> 含有量が 60 wt.% 以下では MgO に富み Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> に乏しい傾向が見られる。一方、SiO<sub>2</sub> 含有量が 72 wt.% を超える領域では、朝来岩体の花崗閃緑岩と新島流紋岩類はいずれも類似した主要元素組成で示される。A.S.I. 値 (aluminum saturation index = molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)) は、その全てが全体として SiO<sub>2</sub> の含有量に

対し正の相関を示し、I タイプ花崗岩としての化学的特徴を有している (中島, 2000)。

N-type MORB (Pearce and Parkinson, 1993) 規格のスパイダー図を Fig. 8 に示す。角閃石斑れい岩と石英閃緑岩は、いずれも Zr, Hf に富むパターンで示されるものと、La, Ce, Zr, Hf にやや潤濁した右肩下がりのパターンで示されるものが混在しているが、その全てが Rb と Ba に富み、Nb の顕著な負異常を持ったパターンで示される。なお、ミグマタイト中のリュウコソムとして産する角閃石斑れい岩と石英閃緑岩は、その全てが Zr と Hf に富むパターンで示される。トータル岩のパターンは、第二期夜久野岩類の中では最も多様なプロファイルを持ち、ここでは、トータル岩を To-1 トータル岩、To-2 トータル岩、To-3 トータル岩に分けることとした。To-1 トータル岩は、K に顕著な負の異常が見られ (K/K\* < 0.7)、Sr に顕著な正の異常が見られない (Sr/Sr\* < 1.1) パターンで示されるものとした。To-2 トータル岩は、Sr に負の異常が見られ (Sr/Sr\* < 0.9)、K に顕著な負の異常が見られない (K/K\* > 0.7) パターンで示されるものとした。To-3 トータル岩は、Sr に正の異常 (Sr/Sr\* > 1.0) が見られ、K に顕著な負の異常が見られない (K/K\* > 0.8) パターンで示されるものとした。なお、ミグマタイト中のリュウコソムとして産するトータル岩は、その全てが To-3 トータル岩に相当する。また、中部地殻相当域において岩脈、岩床として産するトータル岩は、その多くが To-1 トータル岩な





**Fig. 7.** Harker diagrams of selected major oxides (in wt. %) and trace elements (in ppm) for the second-stage Yakuno rocks. Compositions of the Tanzawa plutonic rocks after Takahashi et al. (2004) and those of the Niijima rhyolite after Koyaguchi (1986) are plotted for comparison. All major oxides are recalculated to a total of 100 wt. %.

いし To-2 トーナル岩に相当し、To-3 トーナル岩に相当するものは稀である。カリ長石を含まないこれら第二期夜久野岩類に対し、カリ長石を含む第二期夜久野岩類（石英モンゾ閃緑岩・花崗閃緑岩）のパターンは、岩種ごとにそれぞれ類似したプロファイルを持っている。石英モンゾ閃緑岩は、全体として Ba から Ni に向かって顕著な右肩下がりを示し、Nb に緩やかな負の異常、Zr と Hf に顕著な正の異常を持ったパターンで示される。これらは全て高度角閃岩相のミグマタイト中のリュウコソムとして産する。花崗閃緑岩は、全体として Ba から Ni に向かって顕著な右肩下がりを示し、Nb, Sr,

Ti, Cr, Ni に顕著な負の異常を持ったパターンで示される。これらは全て中部地殻相当域における岩床、岩脈として産する。このように、第二期夜久野岩類においては、カリ長石を含むシリーズのものと、カリ長石を含まないシリーズのものとは、野外の産状や構成鉱物だけでなく、地球化学的特徴にも大きな違いが見られる。これらシリーズのマグマプロセスについては、次の議論で詳しく述べることにする。

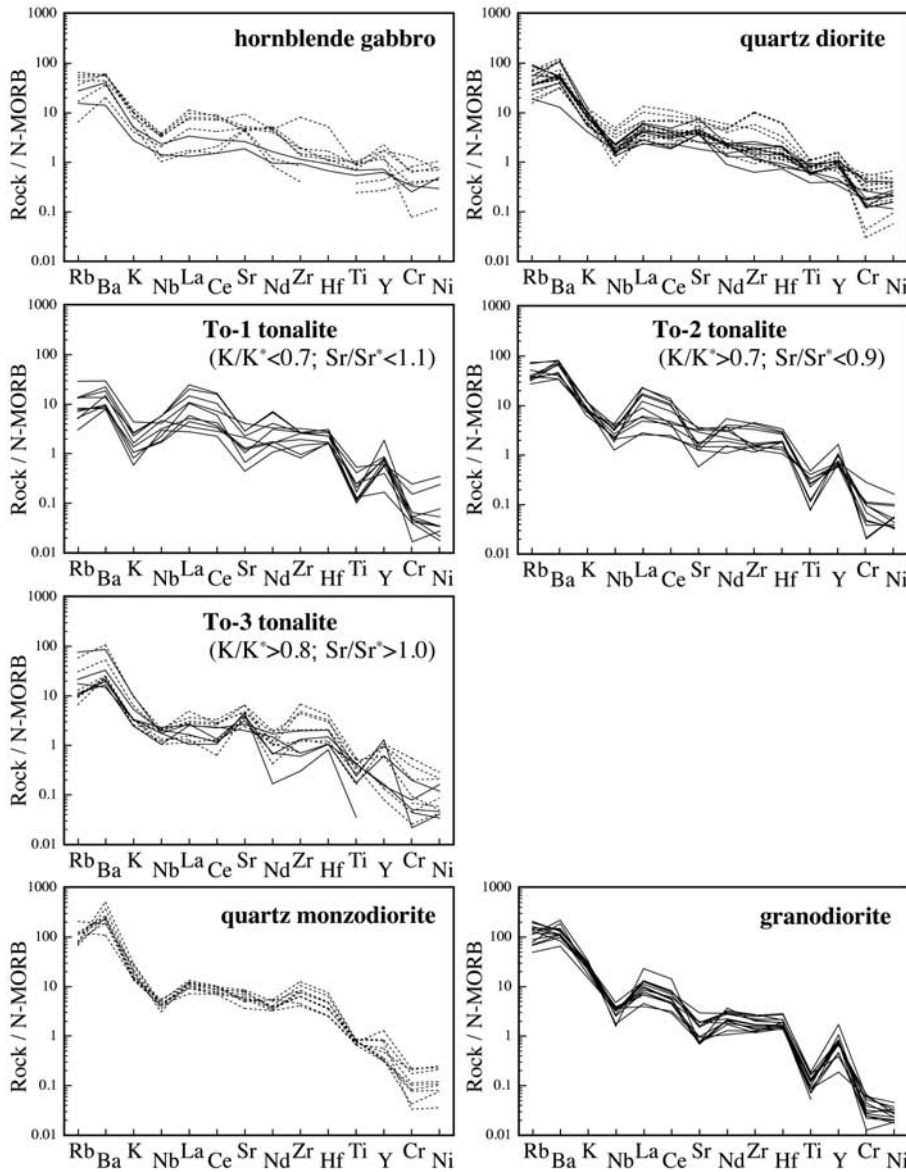


Fig. 8. N-type MORB normalized (Pearce and Parkinson, 1993) spider-diagrams for the second-stage Yakuno rocks (broken lines, leucosome in migmatite; solid lines, dyke and sill).

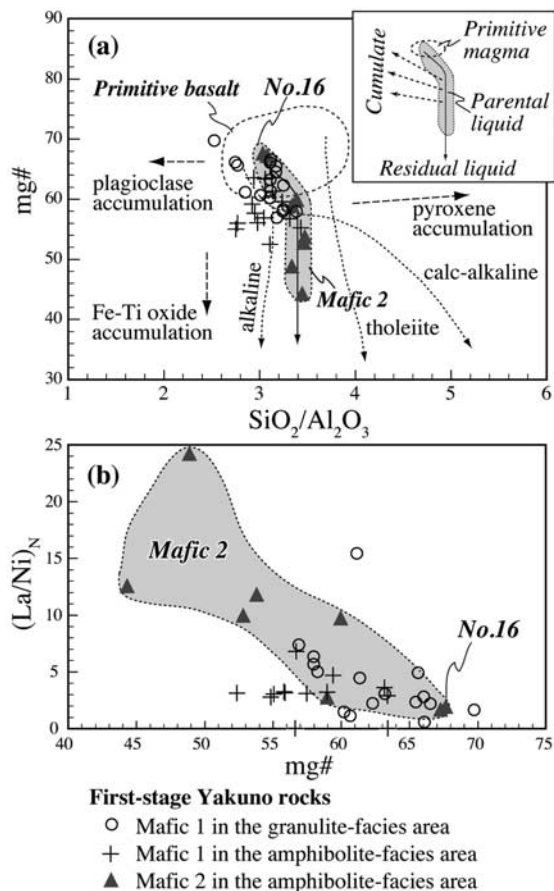
議 論

1. 夜久野古島弧の基盤地殻（第一期夜久野岩類）の起源

1.1 第一期夜久野岩類の形成過程 発生から定置に至る過程においてマグマは、結晶分化作用により均質な化学組成を持った物質から、分化メルト（残液）・キュームレイトと異なった複数の化学組成を持った物質へと変化する。実際の火成岩体や深成岩体では、それらがメルト起源なのか、それともキュームレイト起源なのかを化学組成から区別することは容易ではなく、一般的には野外での産状観察、鏡下観察に基づいて行われる。しかし、高度変成作用や強い変形作用を被っている岩体については、やはり全岩化学組成から判別するしかない。Kempton and Harmon (1992) による mg# 値に対する SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比の組成変化図を Fig. 9.a に示す。一般的に mg# 値はマグマの分化の程度を、SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比はマグマの分化系列（アルカリ、ソレアイト、カルクアルカリ）を反映

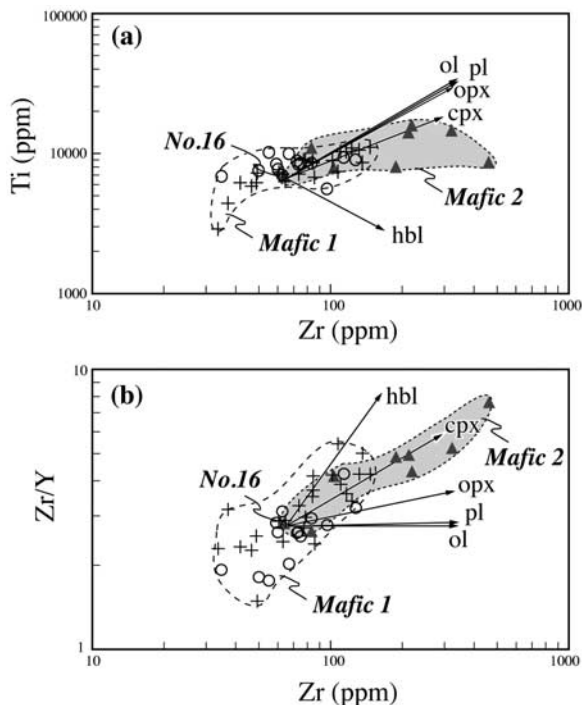
するとされる。また、典型的な玄武岩類の SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比の値は 2.9～5.0 であり、少なくともこの値が 2.9 以下のものはキュームレイトであると判断できる。すなわち、このダイアグラムを用いることにより、目的の火成岩体がメルト起源なのか、それともキュームレイト起源であるかをおおよそ区別することができる。さらに、その結晶分化過程に関わった輝石、斜長石、鉄チタン酸化物などの分別鉱物についてもおおよそ判別することができる。

このダイアグラム上に、Fig. 6 のスパイダー図を用いて分類した Mafic 1 と Mafic 2 の全岩化学組成をプロットした。Mafic 2 は Mafic 1 よりも全体的に SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比の高い領域にプロットされる。また、Mafic 2 のプロットを一つのラインで結ぶと、このラインは mg# 値が 60～68 の範囲では mg# 値の低下とともに SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比が高くなる。そして、mg# 値が 60 以下では SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比はおおよそ一定となりソレアイトの分化傾向に類似したトレンドを示す。また、



**Fig. 9.** (a) mg# versus  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  diagram for the first-stage Yakuno rocks. Field of primitive basaltic magmas, dashed arrows of magmatic trends (tholeiite, calc-alkaline and alkaline), and continuous arrows of generalized direction of compositional change with the accumulation of indicated mineral phase are after Kempton and Harmon (1992). Inset illustrating fractional crystallization process assumed from the diagram. (b) N-type MORB (Pearce and Parkinson, 1993) normalized La/Ni ratio versus mg# diagram for the first-stage Yakuno rocks.

Mafic 2 の N-type MORB 規格の La/Ni 比は、mg# 値と負の相関で示され、Mafic 2 は mg# 値の低下とともに、La, Ce, Sr, Zr, Hf などの不適合元素 (incompatible element) に富み、Cr, Ni などの適合元素 (compatible element) が枯渇する傾向が見られる (Fig. 9.b)。これらのことから、以下の Mafic 1 と Mafic 2 に関するマグマプロセスが想定される (inset, Fig. 9.a)。Mafic 1 は、Mafic 2 のプロットを結んだライン上の化学組成を持った親マグマ (parental magma) から、斜長石を主とした鉱物が晶出することにより形成されたキュームレイト (cumulate) に相当する。Mafic 2 はその親マグマ、ないし残液 (residual liquid) に相当する。そして、Mafic 2 の中で最も高い mg# 値を持ったサンプル No. 16 (片状角閃岩) は、これらの初生マグマ (primitive magma) に最も近い化学組成を有したものである。スパイダー図上において、おおそ上下対称のプロファイルで示される Mafic 1 と Mafic 2 のパターンからも、おおそ両者は同じ親マグマからのキュームレイトと残液の関係にあること



**Fig. 10.** Ti versus Zr (a), and Zr/Y versus Zr (b) diagrams for the first-stage Yakuno rocks showing vectors for mineral fractionation. Fractionation trends indicate 80 % crystallization. Symbols are the same as in Fig. 9. Mineral abbreviations are the same as in Appendix 2. The mineral vectors were estimated using the equation given in Appendix 3.

が伺える (Fig. 6)。さらに、グラニュライト相の変斑れい岩においては、しばしば CaO の含有量が 10 wt.% を超え、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  比も 0.6 を超えたものがいくつか見られ、これらには単斜輝石が集積したと伺える。このことから、第一期夜久野岩類における結晶分化過程では、分別鉱物として斜長石とともに単斜輝石が大きく関わったと示唆される。続いて、地球化学的手法を用いたモデル計算を行い、これらの結晶分化過程を検証する。

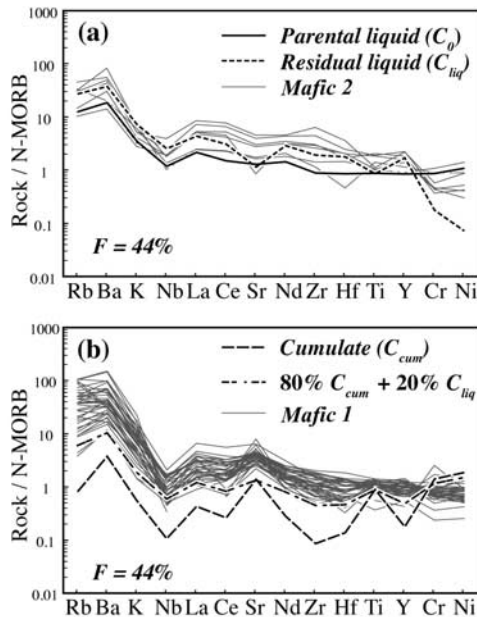
Zr 含有量に対する Ti 含有量と Zr/Y 比の組成変化図を Fig. 10 に示す。これらダイアグラム上に、レイリー分別に基づくいくつかの鉱物ベクトル (残液の組成方向) を示し、Mafic 1 と Mafic 2 の化学組成と比較した。Mafic 2 は全体として、Mafic 2 の中で最も高い mg# 値を持ったサンプル No. 16 の化学組成から、斜長石、単斜輝石、かんらん石などの鉱物の分別に伴う、残液の組成方向にプロットされる。一方、Mafic 1 は、それと対称的なキュームレイトの組成方向にプロットされ、Mafic 2 の組成領域と一部オーバーラップする。これらのことから、Mafic 2 はサンプル No. 16 に近い化学組成を持った初生マグマから、かんらん石、単斜輝石、斜長石が晶出する過程において形成された残液に相当する。一方、Mafic 1 はキュームレイト、ないしキュームレイト+残液に相当すると示唆される。

主要元素組成を用いた Le Maitre (1979) に基づく重回帰分析によるマスバランス計算を行い、第一期夜久野岩類の結

**Table 2.** Generalized petrological mixing model: Parental liquid (Parent) = Residual liquid (Resid) + Cumulate (Cum), using the computer program of Kameya et al. (2001) with the method of Le Maitre (1979). (A) Results of calculation to estimate the proportions (%) required to minimize sum of squares of differences (Diff) between bulk compositions (wt. %) of parental liquid and those of residual liquid + cumulate. (B) Bulk compositions of average Mafic 1 lie in the compositions range between calculated cumulate (Cum) and average Mafic 2 for all elements.

	(A)							(B)					
	Parent	Resid		Cumlate				Resid			Cum	Mafic 1	Mafic 2
	No.16	No.105	Ab	An	Fo	Fay	Cpx	Parent	+Cum	Diff			
SiO <sub>2</sub>	47.55	49.64	68.74	43.19	42.71	29.49	51.40	50.37	50.35	0.01	49.15	50.66	51.88
TiO <sub>2</sub>	1.04	2.36	-	-	-	-	0.21	1.10	1.10	0.00	0.04	1.35	1.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.68	14.89	19.44	36.65	-	-	1.45	16.61	16.61	0.00	17.43	16.62	15.65
FeO*	8.81	11.12	-	-	-	70.51	13.01	9.33	9.34	-0.01	7.54	10.46	11.06
MnO	0.22	0.22	-	-	-	-	0.41	0.23	0.14	0.09	0.07	0.20	0.24
MgO	8.80	5.07	-	-	57.29	-	12.44	9.32	9.33	-0.01	12.49	7.79	7.07
CaO	8.93	7.74	-	20.16	-	-	20.62	9.46	9.48	-0.02	10.57	9.67	8.16
Na <sub>2</sub> O	3.38	4.66	11.82	-	-	-	0.31	3.58	3.65	-0.07	2.69	3.25	4.11
%	100.00	43.94	12.49	19.66	10.16	4.24	9.50						

RESIDUAL SUM OF SQUARES (RSS): 0.01369  
 DISTANCE BETWEEN TWO ESTIMATED COMPOSITIONS(SQR(RSS)): 0.11699



**Fig. 11.** N-type MORB (Pearce and Parkinson, 1993) normalized spiderdiagrams showing modeled trace element patterns of the residual liquid (a) and the cumulate (b), produced by Rayleigh fractional crystallization for the first-stage Yakuno rocks. Fraction of residual liquid (*F*) and proportions of minerals in the fractionating assemblage were based on the mass-balance calculation given in Table 2. Patterns of parental liquid (sample No. 16) in this modeling, and those of Mafic 1 and Mafic 2 are shown for comparison. Method for the modeling is given in Appendix 3.

晶分化過程についてさらに検証を行った。計算結果を Table 2.A に示す。計算プログラムは亀谷ほか (2001) を使用した。ここでは、Mafic 2 の中で最も高い mg# 値を持ったサンプル No. 16 と同じ化学組成の親マグマから、かんらん石 + 単斜輝石 + 斜長石により構成されるキュームレイトと、Mafic 2 の中でも比較的低い mg# 値を持ったサンプル No.

105 (mg# = 49) と同じ化学組成の残液が形成されるというプロセスを想定した。なお、かんらん石は化学式から求められるフォルステライト (Fo) とファヤライト (Fa) の理想組成を使用した。斜長石はアノーサイト (An) とアルバイト (Ab) の理想組成を使用した。単斜輝石は Suda (2004) が報告した、第一期夜久野岩類中に産する自形の斜長石を包有したポイキリティック組織を呈する単斜輝石の化学組成を使用した。計算の結果、右辺の親マグマと、左辺の残液 + キュームレイトの主要元素に関するマスバランスは非常に良い相関で示され、各元素の組成差を 2 乗した値の合計値の平方根 (SQR (RSS)) は、0.117 であった。また、この計算により求められるキュームレイトのモード組成は、かんらん石 26 %、単斜輝石 17 %、斜長石 57 % であった。そして、そのキュームレイトの全岩化学組成は、平均的な Mafic 1 の化学組成に比べ、SiO<sub>2</sub>、TiO<sub>2</sub>、FeO\*、MnO、Na<sub>2</sub>O に乏しく、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、CaO に富む傾向が見られる。すなわち、Mafic 1 はおおよそ、キュームレイトと残液 (Mafic 2; サンプル No. 105) の中間的な主要元素組成を有していると同える (Table 2.B).

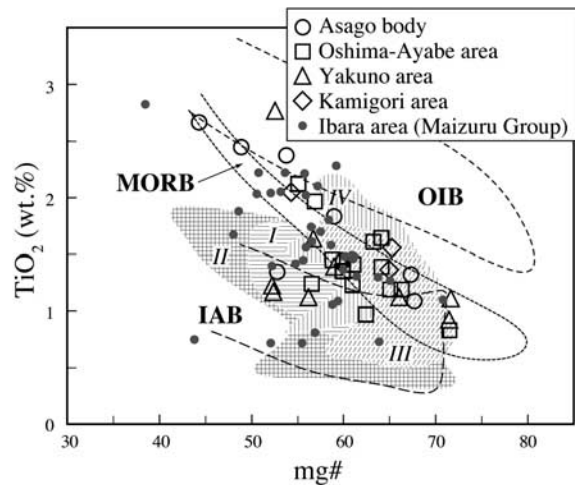
鉱物-メルト間の分配係数を用い、レイリー分別に基づく第一期夜久野岩類の結晶分化過程についてのモデル計算を行った。計算結果を Fig. 11 のスパイダー図上に示す。なお、このモデル計算では、Table 2 に示す先述の主要元素を用いたマスバランス計算結果に基づき、サンプル No. 16 の化学組成を持った親マグマ (C<sub>0</sub>) から斜長石 57 %、かんらん石 26 %、単斜輝石 17 % により構成されるキュームレイト (C<sub>cum</sub>) 56 % と、残液 (C<sub>liq</sub>) 44 % が形成されるというプロセスを想定した。モデル計算により求められた残液は、親マグマに比べ適合元素に富み不適合元素に乏しく、それらのパターンは、おおよそ Mafic 2 のパターンと同じプロファイルで示された (Fig. 11.a)。一方、キュームレイトは、親マグマに比べ著しく Nb、La、Ce、Nd、Zr、Hf、Ti などの適合元素が枯渇し、Cr、Ni などの不適合元素に富むパターンで

示された。そして、このキュームレイトと残液を8:2で混合させたパターン(80%  $C_{cum}$  + 20%  $C_{liq}$ )は、おおよそ Mafic 1 のパターンと同じプロファイルで示された (Fig. 11.b)。

主要元素組成を用いたマスバランス計算の結果、ならびに微量元素組成を用いた結晶分化のモデル計算結果から判断すると、朝来岩体における第一期夜久野岩類は、Mafic 2 の中で最も高い mg# 値を持ったサンプル No.16 に近い組成を持った苦鉄質マグマが結晶分化する過程において形成された分化メルト(残液)とキュームレイトにより構成されたものである。そして、Mafic 2 は液相に相当し、Mafic 1 はキュームレイトに液相が一部トラップされたものに相当すると伺える。組成変化図上において、Mafic 1 と Mafic 2 は全体として一つの連続的なトレンドで示される (Fig. 5)。また、野外での産状、構成鉱物、鉱物組織において両者の顕著な相違点は見られない。これらのことから、Mafic 1 と Mafic 2 は、同じ苦鉄質マグマの結晶分化過程において形成された一連のものであると伺える。

**1.2 第一期夜久野岩類の形成場** 朝来岩体の第一期夜久野岩類は、スパイダー図上においてはその全てが島弧の火成岩類を特徴づける Nb の顕著な負異常を持つパターンで示される (Fig. 6)。また、第一期夜久野岩類のうちそれらの初生マグマに最も近い化学組成を保持すると判断されたサンプル No. 16 (片状角閃岩)は、様々な玄武岩類の分類図上では MORB に分類される (Ti/100-Zr-Y3 diagram: Pearce and Cann, 1973; Ti-Cr diagram: Pearce, 1975; Zr/Y-Zr diagram: Pearce and Norry, 1979; Ti-Zr diagram: Pearce, 1982; Cr-Y diagram: Pearce, 1982; V-Ti/1000 diagram: Shervais, 1982; 2Nb-Zr/4-Y diagram: Meschede, 1986)。さらに、スパイダー図上において、このサンプル No. 16 は、La から Ni にかけては T-type MORB に類似したパターンで示される (Fig. 6)。このように、第一期夜久野岩類は、島弧玄武岩類と海洋底玄武岩類の両方の化学的特徴を持ち合わせており、このことが朝来岩体における第一期夜久野岩類の形成場がこれまで不明確であった大きな理由の一つであろうと考える。ここでは、液相ないしマグマの組成が反映されていると判断された Mafic 2、ならびにこれまでに報告されている様々な地域における夜久野オフィオライト中の変玄武岩類、変ドレライトの全岩化学組成を用い、第一期夜久野岩類の形成場、そして夜久野古島弧の基盤地殻の起源について検討する。

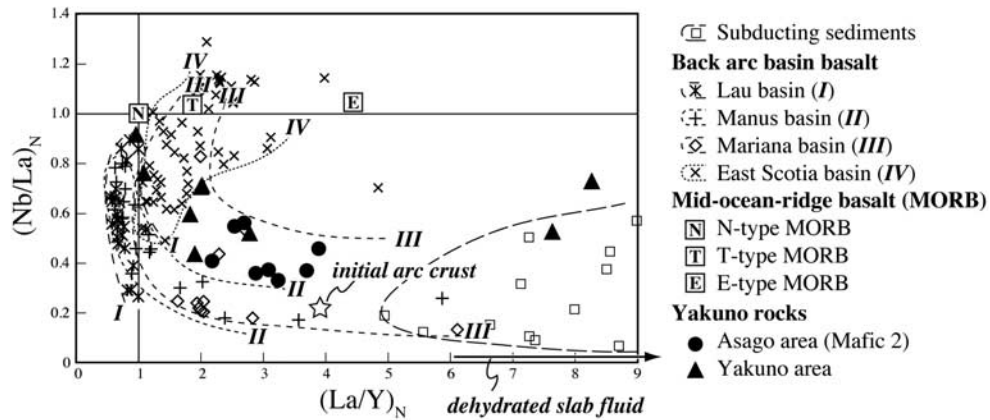
mg# 値に対する  $TiO_2$  の組成変化図を Fig. 12 示す。一般的な島弧玄武岩類 (IAB)、海嶺玄武岩類 (MORB)、海洋島玄武岩類 (OIB) の  $TiO_2$  含有量は、鉄チタン酸化物の晶出過程の違いにより、mg# 値に対しそれぞれ異なる傾向が見られる (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Kelemen et al., 2003)。また、このダイアグラム上で、新生代における代表的な背弧盆玄武岩類は、ラウ海盆、マヌス海盆のものは MORB と IAB の中間的なトレンドで、一方、マリアナ海盆、スコシア海盆のものは MORB と IAB の二方向のトレンドで



**Fig. 12.** mg# versus  $TiO_2$  diagram for the Yakuno rocks in various area: Asago area (Mafic 2: this study), Oshima-Ayaba area (metabasalt and metadolerite: Ishiwatari, 1985b; Koide, et al., 1987; Ishiwatari et al., 1991), Ohara area (metabasalt and metadolerite: Ishiwatari, 1999), Yakuno area (metabasalt and metadolerite: Ichiyama and Ishiwatari, 2004), and Ibara area (metabasalt in the Maizuru Group: Koide, 1986). See inset in Fig. 1 for localities. Fields showing compositions of mid-ocean-ridge basalt (MORB), island arc tholeiitic basalt (IAT) and oceanic island basalt (OIB) after Basaltic Volcanism Study Project (1981), and back arc basin basalt (BABB) in various areas after Taylor and Martinez (2003): Hatch marks marked I, II, III and IV corresponds to Lau, Manus, Mariana and East Scotia basins, respectively.

示される (Taylor and Martinez, 2003)。朝来岩体における Mafic 2 の化学組成、様々な地域における夜久野オフィオライト中の変玄武岩類と変ドレライトの化学組成 (Ishiwatari, 1985b; Koide, et al., 1987; Ishiwatari et al., 1991; 石渡, 1999; Ichiyama and Ishiwatari, 2004)、そして岡山県井原地域における舞鶴層群中の変玄武岩の化学組成 (Koide, 1986) をこのダイアグラム上にプロットした。これまでの研究により既に背弧盆起源であるとされている夜久野地域と井原地域の変玄武岩類と変ドレライトは、新生代における背弧盆玄武岩類と同様、MORB と IAT に相当する二方向のトレンドで示された。一方、これまで島弧ないし海洋底起源とされてきた大島半島～綾部地域の変玄武岩類と変ドレライト、そして朝来岩体の Mafic 2 は、その多くが MORB に相当するトレンドで示されるが、いくつか IAB に相当するトレンドで示されるもの見られ、大局的にこれらも背弧盆玄武岩類と同様の化学的特徴で示されると言える。

一般的に背弧盆玄武岩類の全岩化学組成は、島弧-背弧盆系地殻の形成から収束に至る過程において、その時空間変化とともに変化し、それらはおおよそ IAT から MORB に類似したものとされる (例えば、巽, 1986)。このことから、背弧盆玄武岩類は MORB や IAT のように、全岩化学組成に基づいた一般的な玄武岩類の分類図を用い判別することは難しく、むしろ全岩化学組成の変化のトレンドなどで判別する必要があると考える。Fig. 13 に N-type MORB 規格の La/Y 比に対する、同じ N-type MORB 規格の Nb/La 比の組成変化



**Fig. 13.** N-type MORB (Pearce and Parkinson, 1993) normalized Nb/La versus La/Y diagram showing compositions of Yakuno rocks in the Asago area (Mafic 2: this study) and Yakuno area (metabasalts and metadolerites: Ichiyama and Ishiwatari, 2004), where compositions of back arc basin basalt (BABB), mid-ocean ridge basalt (N-, T- and E-type MORBs), subducting sediments of convergent margins (Plank and Langmuir, 1998), initial arc crust and dehydrated slab fluid (Tatsumi, 2000) are shown for comparison. Data sources of MORBs and BABB are the same as in Figs. 6 and 12.

図を示す。このダイアグラム上で、一般的な MORB は Nb/La 比が 1 以上の領域にプロットされる。一方、一般的な IAB は Nb/La 比が 0.2, La/Y 比が 3.9 程度の一次島弧地殻の化学組成から、沈み込みスラブ由来の流体相の組成方向、ないし海洋底堆積物の組成領域の方向に向かってプロットされる (Tatsumi, 2000; Plank and Langmuir, 1998)。このダイアグラム上に、新生代における代表的な背弧盆玄武岩類の化学組成をプロットすると、これらは MORB から IAB にかけての領域にプロットされ、全体として下に凸のカーブを持つトレンドないしクラスターで示される。そして、朝来岩体における Mafic 2, ならびに夜久野地域の変玄武岩類と変ドレライトは、これら新生代における背弧盆玄武岩類と同様、MORB から IAB にかけての領域にプロットされる。これらの結果から、夜久野オフィオライトにおける苦鉄質岩類は、新生代における背弧盆玄武岩類と同様、沈み込みスラブの脱水流体相の影響を受けた上部マントルの部分融解により形成された苦鉄質マグマに由来すると伺える。すなわち、夜久野古島弧における苦鉄質基盤地殻は背弧盆に由来したものと示唆される。

**1.3 夜久野古島弧の復元** 近年、数多くの地震波探査により新生代における様々な地域の海洋内島弧の地殻構造が次第に明らかになりつつある。例えば、伊豆-マリアナ弧、東アリューシャン弧、南サンドウィッチ弧の中部地殻には厚さ 3 ~ 5 km に及ぶ 6.0 ~ 6.3 km/s の P 波の速度層があり、ここには中間組成~珪長質岩が伏在するとされている (Fliedner and Klemperer 1999; Takahashi et al., 2007; Larter et al., 2003)。また、伊豆-マリアナ弧の北縁に位置する丹沢地域のトータル岩体は、伊豆-マリアナ弧の中部地殻を構成していた岩石であると想定されている (Kawate and Arima, 1998)。さらに、メキシコのグアケアスト山地にはジュラ紀から白亜紀の海洋内島弧地殻に由来するとされる岩体が露出し、この岩体の中部地殻相当域には中間組成~珪長質岩が広く露出すると報告されている (Lapierre et al., 1992)。これ

ら海洋内島弧に対し、中央アリューシャン弧の中部地殻には、厚さ 3 ~ 5 km 程度に及ぶ 6.5 ~ 6.8 km/s の P 波速度層が存在し、この速度層は中央海嶺起源の海洋底地殻に由来したものとされている (Holbrook et al., 1999)。朝来岩体から見た夜久野古島弧の中部地殻は、約 35 % を中間組成~珪長質岩が占め、残りの約 65 % を苦鉄質岩類が占めている。これは、中央アリューシャン弧で想定されているような中部地殻とも、伊豆-マリアナ弧で想定されているような中部地殻とも異なる。いずれにしても、地震波探査や海底ボーリングによる地殻構造解析と、現物 (ground-truth) としての朝来岩体を比較するには限界があるが、同じ海洋内島弧地殻であっても、その内部構造は多様である可能性がある。

本研究で行った全岩化学組成を用いた検討では、夜久野オフィオライトを構成する苦鉄質岩類は、その多くが背弧盆地殻に由来したものであると示唆された。また、朝来岩体における第一期夜久野岩類 (Mafic 2) は、Ichiyama and Ishiwatari (2004) が夜久野地域における夜久野オフィオライトにおいて示した結果と同様、一般的な海台玄武岩類に比べ全体的に Ni の含有量に乏しく、海台玄武岩類とは異なった化学的特徴を有している。これら結果は、夜久野オフィオライトの起源として、しばしば想定されてきた厚い海洋底地殻や海台とは異なったものである (例えば, Ishiwatari, 1985a; 早坂 1987)。また、Crawford et al. (1981) による西フィリピン-マリアナ弧における背弧盆地殻の形成過程を、夜久野古島弧においても想定するならば、古期島弧地殻の形成、背弧盆地殻の形成、新期島弧地殻 (夜久野古島弧) の形成というプロセスを想定しなければならない。ただし、新生代における海洋内島弧の中には、かつての島弧地殻 (伊豆-マリアナ弧、ハルマヘラ弧、サンギヘ弧)、海洋内島弧 (ニューブリテン弧)、海洋底地殻 (アリューシャン弧)、背弧盆地殻 (南サンドウィッチ) を基盤とし形成されたと想定されるものもあり、背弧盆-島弧系地殻の形成過程はかなり多様であると伺える (Leat and Larter, 2003)。いずれにしても、夜久野

古島弧の形成発達史を詳細に復元するには、夜久野オフィオライトを構成する苦鉄質岩類の形成年代（火成年代）を精密に特定していくことが必要と考える。

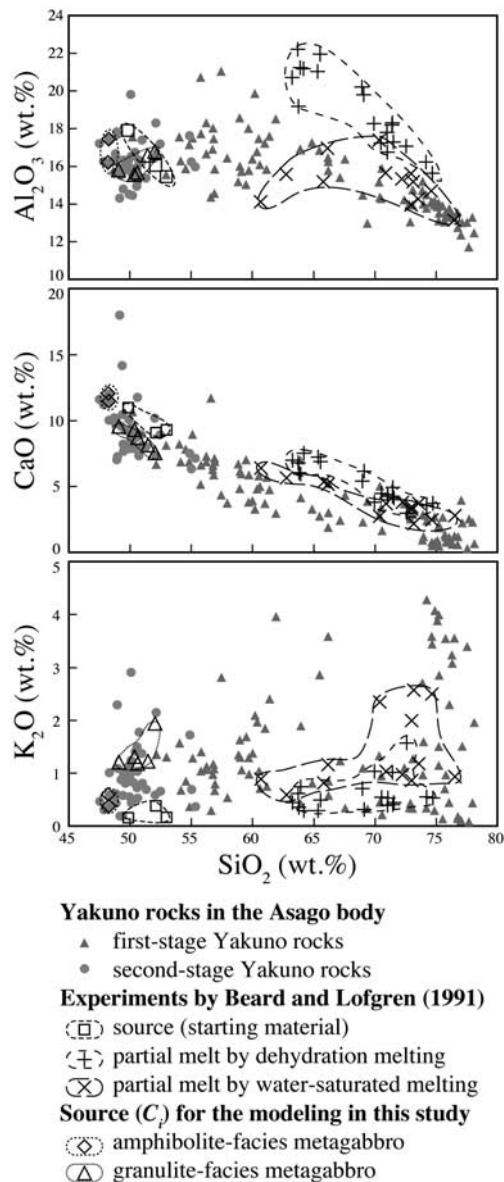
## 2. 夜久野古島弧における島弧花崗岩類（第二期夜久野岩類）の起源

### 2.1 第二期夜久野岩類の形成過程

Suda (2004) は、朝来岩体におけるミグマタイトの詳細な産状観察から、第二期夜久野岩類は夜久野古島弧の下部地殻を構成していた第一期夜久野岩類の部分融解メルトに由来するものと考えた。しかし、第二期夜久野岩類の  $\text{SiO}_2$  含有量は、ミグマタイト中のリュウコソムとして産するものが 48 ~ 71 wt.% であるのに対し、岩床・岩脈として産するものは 52 ~ 76 wt.% であり組成的にこれらを直接結びつけることはできない。すなわち、第二期夜久野岩類においては、部分融解メルトの形成から定置に至る過程における、なんらかのマグマの分化過程を想定しなければいけない。ここでは鉱物-メルト間の分配係数を用いた平衡バッチ融解のモデル計算、ならびにレイリー分別に基づいた結晶分化のモデル計算を行い、部分融解メルトの発生から定置に至るまでの第二期夜久野岩類のマグマプロセスについて検討した。モデル計算の手法は Appendix 3 に示す。

朝来岩体の構造的最下部グラニュライト相地域における温度圧力条件は、角閃石-斜長石温度計ならびに角閃石圧力計から 850 ~ 860 °C、3.5 ~ 5.5 kb であると見積もられている (Suda, 2004)。また、大島半島~綾部地域の夜久野オフィオライトのモホ面付近の温度圧力条件は 750 ~ 920 °C、5 ~ 10 kb であると見積もられている (Ishiwatari, 1985a)。これらの結果を踏まえ、朝来岩体における平衡バッチ融解のモデル計算は Beard and Lofgren (1991) による緑色岩と角閃岩を出発物質とした、800 ~ 1000 °C、3 ~ 6.9 kb という温度圧力条件下で行われた融解実験結果に基づいて行った。融解実験で用いられた出発物質の化学組成、ならびに脱水融解実験 (dehydration melting) と水に飽和した融解実験 (water-saturated melting) により得られたそれぞれの部分融解メルトの化学組成、さらに、朝来岩体における第一期と第二期夜久野岩類の化学組成を Fig. 14 に示すハーカ-図上で比較する。これらハーカ-図上で、融解実験で用いられた出発物質は、第一期夜久野岩類の組成領域、ないしそのトレンド上にプロットされる。また、部分融解メルトの化学組成は、いずれも安山岩質から流紋岩質であり、脱水融解実験により得られたメルトは、第二期夜久野岩類の組成領域、ないし、そのトレンド上にプロットされる。一方、水に飽和した融解実験により得られたメルトは、第二期夜久野岩類に比べ全体的に  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含有量に富む領域にプロットされる。これらのことから、本研究での平衡バッチ融解のモデル計算は、Beard and Lofgren (1991) による脱水融解実験結果に基づいてのみ行うこととした (Appendix 4)。

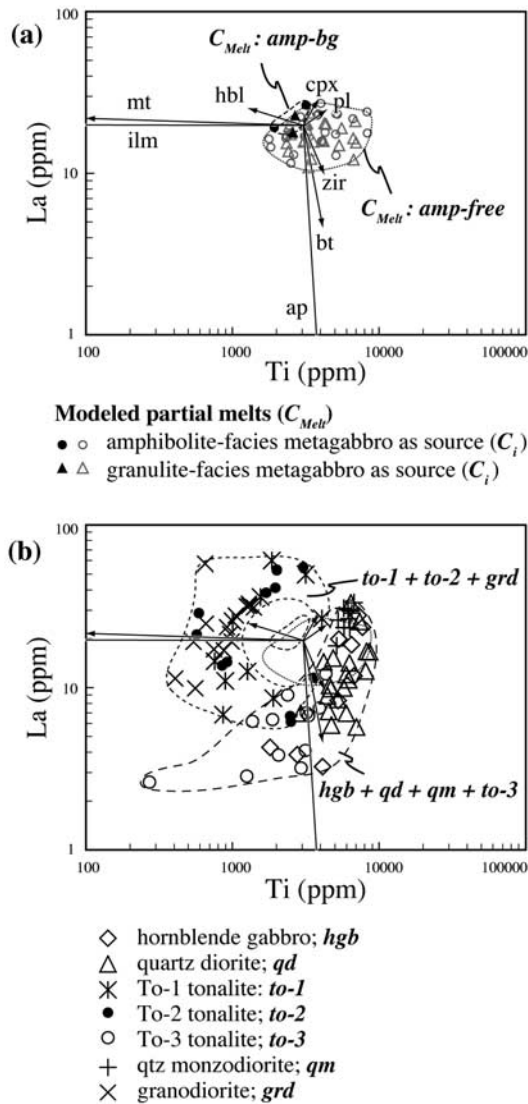
平衡バッチ融解のモデル計算では、出発物質として、第一期夜久野岩類のうち、しばしばミグマタイト中のメソソムとしても産するグラニュライト相の縞状変斑れい岩 (サンプル No. 4 と No. 31) と、高度角閃岩相の変斑れい岩 (サンプル No. 28, 29, 53, 101, 159) の化学組成を用いた (Fig. 14)。



**Fig. 14.** Harker diagrams that compare the compositions of Yakuno rocks in the Asago body with those of source (starting materials) and partial melts produced by the dehydration and water-saturated melting experiments by Beard and Lofgren (1991). Compositions of the source (C) used for the batch melting model are plotted for comparison. All major oxides are recalculated to a total of 100 wt. %.

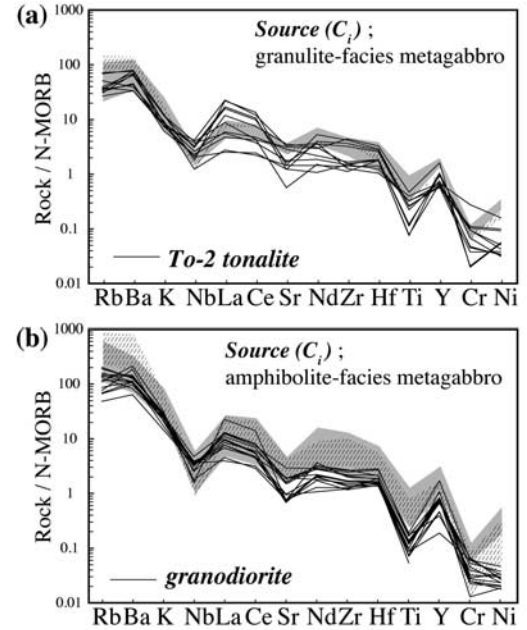
また、モデル計算により求められる部分融解メルト（モデルメルト）の化学組成は、融け残り（residue）の鉱物組み合わせと、そのモード組成により大きく変化する。よってここでは、斜長石+単斜輝石+斜方輝石を主要な解け残りの鉱物相（amp-free residue）とする場合と、斜長石+単斜輝石+斜方輝石を主要な解け残りの鉱物相（amp-bearing residue）とする場合について、それぞれ計算を行った。

La 含有量に対する Ti 含有量の組成変化図上に、レイリー分別に基づく鉱物ベクトルを示し、モデルメルトの化学組成、第二期夜久野岩類の化学組成と比較した (Fig. 15)。このダ



**Fig. 15.** La versus Ti diagrams showing Rayleigh fractionation vectors and compositions of modeled partial melts ( $C_{Melt}$ ) calculated on the basis of a geochemical modeling of equilibrium batch melting (a), in comparison with those of the second-stage Yakuno rocks (b). Rayleigh fractionation vectors indicate 25 % crystallization. Modeled partial melts under the conditions of amphibole-bearing residue (amp-bg) and amphibole-free residue (amp-free) are shown by solid symbols and open symbols, respectively. The results of the dehydration melting experiments by Beard and Lofgren (1991) were used for the modeling (Appendix 4). Compositions of the granulite-facies metagabbro (samples No. 4 and 31) and the amphibolite-facies metagabbro (samples No. 28, 29, 53, 101 and 159) were used as source ( $C_i$ ). Methods for the calculations are given in Appendix 3. Mineral abbreviations are the same as in Appendix 2.

イアグラム上で、第二期夜久野岩類は、大きく To-1 トーナル岩・To-2 トーナル岩・花崗閃緑岩により構成されるクラスターと、角閃石斑れい岩・石英閃緑岩・石英モンゾ閃緑岩・To-3 トーナル岩により構成されるクラスターに分けられ、それらの中央域をモデルメルトのクラスターが占める。そして、To-1 トーナル岩・To-2 トーナル岩・花崗閃緑岩に

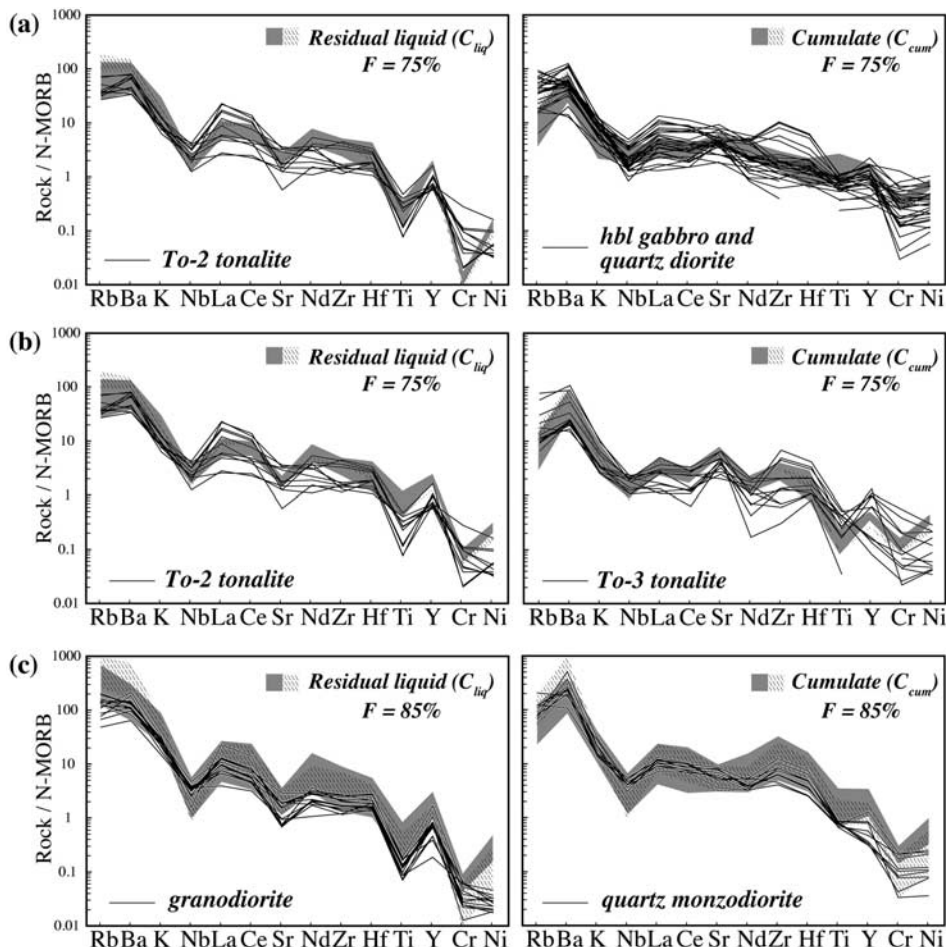


**Fig. 16.** N-type MORB (Pearce and Parkinson, 1993) normalized spiderdiagrams showing the trace element patterns of modeled partial melts (hatched and gray fields) produced by the dehydration melting of granulite-facies metagabbro (a), and by the amphibolite-facies metagabbro (b), under the conditions of amphibole-bearing residue (gray fields) and those of amphibole-free residue (hatched fields). Patterns of To-2 tonalite and granodiorite are shown for comparison in (a) and (b), respectively. Methods for the modeling are given in Appendix 3.

より構成されるクラスターは、モデルメルトから角閃石を主とした鉱物の分別に伴う残液の組成方向に、一方、角閃石斑れい岩・石英閃緑岩・石英モンゾ閃緑岩・To-3 トーナル岩により構成されるクラスターは、そのキュームレイトの組成方向に対応している (Fig. 15.a)。これらのことから、第二期夜久野岩類は、部分融解メルトそのものの化学組成を有しておらず、それらが結晶分化する過程で形成された残液、ないしキュームレイトに相当すると伺える。また、その結晶分化過程においては、角閃石を主とした鉱物の分別が大きく関わったと伺える。続いて、スパイダー図を用い、第二期夜久野岩類のマグマプロセスについてさらに検討した。

バッチ融解のモデル計算結果を Fig. 16 に示す。これらスパイダー図上で、モデルメルトのパターンは、いずれも顕著な Nb と Sr の負の異常で特徴づけられ、レスタイト中に角閃石を含む場合 (amp-bearing residue) の方が、含まない場合 (amp-free residue) に比べ、全体的にやや液相濃集元素に富みやや固相濃集元素に潤渇する傾向が見られる。また、グラニュライト相の変斑れい岩を出発物質 (source) としたモデルメルトのパターンは、Ti を除くとおおよそ To-2 トーナル岩のパターンに類似する (Fig. 16.a)。一方、角閃岩相の変斑れい岩を出発物質としたモデルメルトのパターンは、グラニュライト相の変斑れい岩を出発物質としたモデルメルトに比べアルカリ元素に富み、Nd, Zr, Hf, Ti を除くとこれらはおおよそ花崗閃緑岩に類似したパターンで示される





**Fig. 17.** N-type MORB (Pearce and Parkinson, 1993) normalized spiderdiagrams showing the trace element patterns for modeled residual liquid ( $C_{liq}$ ) and modeled cumulate ( $C_{cum}$ ) by Rayleigh fractional crystallization (hatched and gray fields), in comparison with those of second-stage Yakuno rocks (solid lines). Compositions of modeled partial melts ( $C_{Melt}$ ) produced at the condition of amphibolite-bearing residue (hatched field), and amphibole-free residue (gray field) given in Fig. 16 were used as parental liquid ( $C_0$ ) in all modeling. Methods for the modeling are given in Appendix 3. Fraction of residual liquid ( $F$ ) is extrapolated, and proportions of minerals in the fractionating assemblage (i.e. cumulate) were based on general modal proportion of minerals in hornblende gabbro, quartz diorite, To-3 tonalite and quartz monzodiorite. (a) Modeling for the removal of 25 % of cumulate containing 61.88 % plagioclase, 34.1 % hornblende, 2 % ilmenite, 0.01 % apatite, 0.01 % zircon and 2 % biotite from the modeled partial melts produced by the dehydration melting of granulite-facies metagabbro (Fig. 16a). (b) Model for the removal of 25 % of cumulate containing 92.97 % plagioclase, 5 % hornblende, 0.01 % apatite, 0.02 % zircon and 2 % biotite from the modeled partial melts produced by the dehydration melting of granulite-facies metagabbro (Fig. 16a). (c) Model for the removal of 15 % of cumulate containing 83.92 % plagioclase, 5 % hornblende, 2 % magnetite, 2 % ilmenite, 2 % apatite, 0.08 % zircon and 5 % biotite from the modeled partial melts produced by the dehydration melting of amphibolite-facies metagabbro (Fig. 16b).

(Fig. 16.b).

レイリー分別に基づく結晶分化のモデル計算結果を Fig. 17 に示す。ここでは、まず、Fig. 16.a で示したグラニュライト相の変斑れい岩を出発物質としたモデルメルトの化学組成を親マグマとし、角閃石斑れい岩と石英閃緑岩において特徴的な鉱物組み合わせである斜長石+角閃石を主としたキュームレイトを形成した場合について計算を行った (Fig. 17.a)。結果、残液は To-2 トーナル岩に一致したパターンで、一方、キュームレイトは Zr と Hf を除くとおおよそ角閃石斑れい岩と石英閃緑岩に類似したパターンで示された。次に、それと同様の親マグマから、To-3 トーナル岩において特徴的な鉱物組み合わせである斜長石を主としたキュームレイトを形成した場合について計算を行った (Fig. 17.b)。結

果、残液は To-2 トーナル岩と一致したパターンで、一方、キュームレイトは Zr と Hf を除くとおおよそ To-3 トーナル岩に類似したパターンで示された。なお、これらモデル計算におけるキュームレイトの Zr と Hf の含有量は、ジルコンの量比を僅かに変えるだけで大きく変化する。このことから、キュームレイトにおける Zr と Hf のパターンのバリエーションは、僅かなジルコンの量比の差が反映したものと伺える。最後に、Fig. 16.b で示した角閃岩相の変斑れい岩を出発物質としたモデルメルトの化学組成を親マグマとし、石英モンゾ閃緑岩において特徴的な鉱物組み合わせである斜長石+角閃石+黒雲母+アパタイトを主としたキュームレイトを形成した場合について計算を行った (Fig. 17.c)。結果、残液は花崗閃緑岩と一致したパターンで、一方、キュームレイトは

石英モンゾ閃緑岩と一致したパターンで示された。このように、To-1 トーナル岩を除く、第二期夜久野岩類のマグマプロセスについては、モデル計算によりおおよそ説明することができた。To-1 トーナル岩は、To-2 トーナル岩に比べアルカリ元素に乏しいパターンで示されるが、その他の元素においては、To-2 トーナル岩に類似したパターンで示される (Fig. 8)。このことから、To-1 トーナル岩は、アルカリの交代作用の影響を受けていないグラニュライト相の変斑れい岩の部分融解メルトに由来したものと示唆される。ただし、今のところ、このような変斑れい岩は露出してないさらには構造的下部に産する、もしくは第一期夜久野岩類への広域的なアルカリの交代作用より以前に産したと想定するしかない。

**2.3 夜久野古島弧の進化過程** 野外の産状とモデル計算から、朝来岩体におけるミグマタイトは、夜久野古島弧の基盤地殻を構成していた第一期夜久野岩類の部分融解により形成されたと伺える。ただし、ミグマタイト中のリューコソムは、To-3 トーナル岩、角閃石斑れい岩、石英閃緑岩、石英モンゾ閃緑岩により構成され、それらは部分融解メルトそのものではなく、メルトが集積しながら上昇する過程で結晶分化することにより形成されたキュームレイトに相当する。この結果は、たとえ部分融解起源のミグマタイト (anatexic migmatite) であっても多くの場合、ミグマタイト中のリューコソムは、部分融解メルトそのものとは異なるとした Sawyer et al. (1999) や White and Powell (2002) らの見解と同様であると言える。

Beard and Lofgren (1991) による緑色岩と角閃岩の融解実験結果から判断すると、朝来岩体においては、高度角閃岩相地域における部分融解過程で角閃石+斜長石により構成されるレスタイトが形成され、一方、より高温側のグラニュライト相地域における部分融解過程で単斜輝石を主としたグラニュライト質なレスタイトが形成されたと想定される。グラニュライト相のミグマタイト地域には、1.0~3.0 mm 程度の等粒状で無片理な多角形状の角閃石により構成される角閃石岩がメラノソムとしてしばしば産する (Suda, 2004)。また、同じ、グラニュライト相地域には、しばしば単斜輝石+斜長石+磁鉄鉱により構成される苦鉄質岩が縞状変斑れい岩中の明色質レイヤーとして産し (Fig. 2.a)、鏡下においては単斜輝石の顕著な格子定向配列が発達した典型的な変成岩組織が観察される。しかし、これらはいずれも、出発物質=残液+キュームレイト+レスタイトというマスバランス計算や、バッチ融解のモデル計算から見積もられるレスタイトの化学組成とは異なったものである。さらに、融解実験において生成されるレスタイトとメルトの量比を考えると、メルトに相当する第二期夜久野岩類の産出量に対して、これらのレスタイト相当と示唆される超苦鉄質~苦鉄質岩類の産出量はあまりにも少ない。レスタイトの行方に関しては、実際に想定される部分融解過程をできるだけ忠実に室内実験で再現し、野外の産状と比較しながら、今後、詳細に検討を進めていく必要があると考える。

第二期夜久野岩類のマグマプロセスに関するモデル計算では、カリ長石を含まない (カリウムに乏しい) シリーズの第

二期夜久野岩類 (角閃石斑れい岩・石英閃緑岩・トーナル岩) は、夜久野古島弧の最下部地殻を構成するグラニュライト相の変斑れい岩の部分融解メルトに由来するものであることが示された。一方、カリ長石を含む (カリウムに富む) シリーズの第二期夜久野岩類 (石英モンゾ閃緑岩、花崗閃緑岩) は、夜久野古島弧の下部地殻を構成する高度角閃岩相の変斑れい岩の部分融解メルトに由来するものであることが示された。また、ハーカー図上において、カリウムに乏しいシリーズは連続的な化学組成変化を示すトレンドで示されるのに対し、カリウムに富むシリーズは、花崗閃緑岩と石英モンゾ閃緑岩とでそれぞれ独立したクラスターで示される (Fig. 7)。野外では、第二期夜久野岩類全体の露出面積に対するカリウムに乏しいシリーズが占める割合は約 97% であるのに対し、カリウムに富むシリーズは 3% 程度で圧倒的に少量である。また、カリウムに乏しいシリーズは岩体全域に産するのに対し、カリウムに富むシリーズは角閃岩相に偏在し、グラニュライト相地域には産しない。さらに、カリウムに乏しいシリーズのうち、キュームレイトに相当する角閃石斑れい岩と石英閃緑岩は、リューコソム、岩床、岩脈として観察されるのに対し、カリウムに富むシリーズのうちキュームレイトに相当する石英モンゾ閃緑岩は、リューコソムとしてのみでしか観察されない。これら地球化学的特徴と野外データから判断すると、第二期夜久野岩類においては、カリウムに富むシリーズとカリウムに乏しいシリーズとは異なったマグマプロセスが想定される。カリウムに富むシリーズは、高度角閃岩相に達した島弧下部地殻の比較的小規模な部分融解により形成された珪長質メルトに由来する。石英モンゾ閃緑岩は、この珪長質な部分融解メルトが集積・上昇する過程で、結晶分化することにより形成されたキュームレイトに相当する。一方、花崗閃緑岩はその残液に相当する。カリウムに乏しいシリーズは、グラニュライト相に達した島弧最下部地殻の大規模な部分融解により形成された珪長質メルトに由来する。角閃石斑れい岩と石英閃緑岩は、この珪長質な部分融解メルトが集積・上昇する過程で、結晶分化することにより形成されたキュームレイトに相当する。一方、トーナル岩はその残液に相当する。そして、島弧の火成活動の終焉とともに、キュームレイトに相当するものが主にミグマタイト中のリューコソムとして下部地殻相当域に、一方、残液に相当するものが岩脈・岩床として主に中部地殻相当域に残された。このように、夜久野古島弧においては、少なくとも二つのステージに分けられる島弧下部地殻の部分融解過程と、花崗岩質マグマの形成・発達過程があったと示唆される。Herzig et al. (1997) は、カリウムに富むシリーズに相当する花崗閃緑岩中のジルコンから  $285 \pm 2$  Ma の U-Pb 年代値を、一方、カリウムに乏しいシリーズに相当する To-2 トーナル岩中のジルコンから  $282 \pm 2$  Ma の U-Pb 年代値を報告している。誤差の範囲で両シリーズは、ほぼ同時期のものと示唆されるが、これらの年代学的なステージ区分は、さらに多数の試料を用いた精密な年代測定が必要であろう。

新生代の海洋内島弧である伊豆マリアナ弧では、苦鉄質マグマと珪長質マグマがパイモータルに噴出することが知られ

ている (Tamura and Tatsumi, 2002). このような海洋内島弧における珪長質マグマの起源としては、上部マントルあるいはマントルウェッジの部分融解により形成される高マグネシウム安山岩や玄武岩質マグマの分化、アダカイトに代表される沈み込み海洋スラブの部分融解メルトが想定されてきた。しかし、近年行われた融解実験、地球化学的なモデル計算から、これらは島弧中～下部地殻を構成する中間～苦鉄質岩類の部分融解メルトに由来することが明らかになりつつある (例えば, Nakajima and Arima, 1998; Kawate and Arima, 1998). 朝来岩体におけるミグマタイトは、まさにこのような海洋内島弧における苦鉄質下部地殻の部分融解を示す現場であり、ここで形成された珪長質な部分融解メルトが集積・上昇することにより、地殻全体が、玄武岩質な一次地殻から安山岩質な二次地殻へと進化していったと想定される。ただし、下部地殻の部分融解には、熱源としてかなり多量で高温の苦鉄質マグマの下部地殻へのアンダープレイティングを想定しなければならない。また、下部地殻の部分融解により玄武岩質地殻が安山岩質地殻へと進化していくには、苦鉄質成分 (レスタイト) の地殻からの分離が必要である。これらについては、さらに詳細な化学分析、年代測定、室内実験を行った上で、野外の産状と比較しながら総合的に検討していく必要があると考える。

## 結 論

- 朝来岩体における第一期夜久野岩類は、新生代における背弧盆玄武岩類と類似した地球化学的特徴を有し、沈み込みスラブの脱水流体相の影響を受けた上部マントルの部分融解により形成された苦鉄質マグマに由来すると伺える。夜久野古島弧は背弧盆地殻を基盤として形成された、古生代ペルム紀における海洋内島弧であることが示唆される。
- 朝来岩体における第二期夜久野岩類のうち、カリウムに富むシリーズ (石英モンゾ閃緑岩・花崗閃緑岩) は、高度角閃岩相に達した島弧下部地殻の小規模融解により形成された珪長質メルトに由来する。石英モンゾ閃緑岩は、このメルトが上昇しながら集積する過程で結晶分化することにより形成されたキュームレイトに、一方、花崗閃緑岩は残液に相当する。カリウムに乏しいシリーズ (角閃石斑れい岩・石英閃緑岩・トータル岩) は、グラニュライト相に達した島弧最下部地殻の大規模融解により形成された珪長質メルトに由来する。角閃石斑れい岩・石英閃緑岩・To-3 トータル岩は、この部分融解メルトが上昇しながら集積する過程で結晶分化することにより形成されたキュームレイトに、一方、To-1 トータル岩・To-2 トータル岩は残液に相当する。島弧火成活動の終焉とともに、キュームレイトに相当するものが主にミグマタイト中のリューコソムとして下部地殻相当域に、一方、残液に相当するものが主に岩脈・岩床として中部地殻相当域に残された。
- 朝来岩体におけるミグマタイトは、海洋内島弧における苦鉄質下部地殻の部分融解を示す現場である。朝来岩体

には、苦鉄質下部地殻の部分融解により形成された珪長質な部分融解メルトが、集積・上昇することにより、地殻全体が玄武岩質な一次地殻から安山岩質な二次地殻へと進化していく、まさにその現行段階が残されている。

## 謝 辞

本研究は、本論文の筆頭執筆者が広島大学大学院ならびに九州大学に在籍中に行った研究の一部を発展させたものである。北海道大学の竹下 徹教授、九州大学の小山内康人教授には本研究に関する多くの助言を賜った。横浜国立大学の有馬 眞教授、山口大学の大和田正明教授、産業技術総合研究所の中島 隆博士、名古屋大学の鈴木和博教授、島根大学の亀井淳志博士には大変有益な意見を頂いた。広島大学の高橋嘉夫博士には ICP-MS 分析で大変お世話になった。静岡大学のサティシュ・クマール博士には最終原稿を校閲していただいた。また、東北大学の石渡 明教授を含む 2 名の査読者、編集担当の金沢大学の森下知晃博士からは、多くの改善意見を頂いた。ここに記して感謝します。

## 文 献

- Allégre, C.J. and Minster, J.F., 1978, Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 1-25.
- Arth, J.G., 1976, Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their applications. *Jour. Res. the United States Geol. Surv.*, **4**, 41-47.
- Ashworth, J.R., ed., 1985, *Migmatites*. Blackie, Glasgow, Chapman & Hall, New York, 302p.
- Bacon, C.R. and Drits, T.H., 1988, Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 224-256.
- Basaltic Volcanism Study Project, ed., 1981, *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, New York, 1286p.
- Beard, J.S. and Lofgren, G.E., 1991, Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kb. *Jour. Petrol.*, **32**, 365-401.
- Bindeman, I.N., Davis, A.M. and Drake, M.J., 1998, Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 1175-1193.
- Bougault, H. and Hekinian, R., 1974, Rift valley in the Atlantic Ocean near 36 degrees 50'N; petrology and geochemistry of basalt rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 249-261.
- Crawford, A.J., Beccaluva, L. and Serri, G., 1981, Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 346-356.
- Dostal, J., Dupuy, C., Carron, J.P., Le Guen de Kerneizon, M. and Maury, R.C., 1983, Partition coefficients of trace elements: application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 525-533.
- Dunn, T. and Sen, C., 1994, Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: A combined analytical and experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 717-733.
- Ewart, A. and Griffin, W.L., 1994, Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, **117**, 251-284.
- Fliedner, M.M., and Klemperer, S.L., 1999, Structure of an island arc: wide-angle seismic studies in the eastern Aleutian Islands, Alaska. *Jour. Geophys. Res.*, **104**, 10667-10694.
- Fujii, M., Hayasaka, Y. and Terada, K., 2008, SHRIMP zircon and EPMA monazite dating of granitic rocks from the Maizuru Terrane, Southwest Japan: correlation with East Asian Paleozoic terranes and geo-

- logical implications. *Island Arc*, **17**, 322-341.
- Fujimaki, H., 1986, Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 42-45.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M. and Aoki, K., 1984, Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 662-672.
- Gill, J.B., ed., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 390p.
- Green, T.H. and Pearson, N.J., 1987, An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 55-62.
- Green, T.H., Blundy, J.D. and Yaxley, G.M., 2000, SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 GPa and 1080-1200 °C. *Lithos*, **53**, 165-187.
- Hart, S.R., Blusztajn, J., Dick, H.J.B., Meyer, P.S. and Muehlenbachs, K., 1999, The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, 4059-4080.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. and Grove, T.L., 1994, Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chem. Geol.*, **117**, 149-166.
- 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. 広島地質学研報, **27**, 119-204.
- Hayasaka, Y., 1990, Maizuru Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous Terrane of Japan*, Nihon-Insatsu, Osaka, 81-95.
- 早坂康隆・池田圭一・宍戸俊夫・石塚 誠, 1996, 島弧-背弧盆系としての舞鶴帯の復元, テクトニクスと変成作用 (原 都夫先生退官記念論文集). 創文, 134-144.
- Herzig, C.T., Kimbrough, D.L. and Hayasaka, Y., 1997, Early Permian zircon uranium-lead ages for plagiogranites in the Yakuno ophiolite, Asago district, Southwest Japan. *Island Arc*, **6**, 396-403.
- Holbrook, W.S., Lizarralde, D., McGeary, S., Bangs, N. and Diebold, J., 1999, Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth. *Geology*, **27**, 31-34.
- Ichiyama, Y. and Ishiwatari, A., 2004, Petrochemical evidence for off-ridge magmatism in a back-arc setting from the Yakuno ophiolite, Japan. *Island Arc*, **13**, 157-177.
- 猪木幸男・黒田和男・服部 仁, 1961, 5 万分の 1 地質図幅「舞鶴」および同説明書. 地質調査所, 50p.
- 猪木幸男・黒田和男, 1965, 5 万分の 1 地質図幅「大江山」および同説明書. 地質調査所, 81p.
- 池田圭一・早坂康隆, 1994, 京都府北部舞鶴帯北帯夜久野岩類の Rb-Sr 年代. 岩鉱, **89**, 454-464.
- Ishiga, H., 1984, *Follicucullus* (Permian Radiolaria) from the Maizuru Group in the Maizuru Belt, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, **38**, 427-434.
- 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, 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, no. 52, 273-285.
- Ishiwatari, A., Ikeda, Y. and Koide, Y., 1991, The Yakuno ophiolite: fragments of Permian island arc and marginal basin crust with a hotspot. In Malpas, J. et al., eds., "Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues" (Proc. Troodos '87 Sympo., Nicosia), Geol. Surv. Dept., Cyprus, 497-506.
- Jang, Y.D. and Naslund, H.R., 2003, Major and trace element variation in ilmenite in the Skaergaard Intrusion: petrologic implications. *Chem. Geol.*, **193**, 109-125.
- 亀谷 敦・早坂康隆・今岡照喜, 2001, GENMIX プログラム (岩石モデル解析) の再開発. 山口県立山口博研報, **27**, 21-34.
- 加納 博・中沢圭二・猪木幸男・志岐常正, 1959, 夜久野貫入岩類に伴う高度変成岩類について. 地質雑, **65**, 267-271.
- Kawate, S. and Arima, M., 1998, Petrogenesis of the Tanzawa plutonic complex, central Japan: exposed felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc. *Island Arc*, **7**, 342-358.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K. and Greene, A.R., 2003, One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In Rudnick, R.L., ed., *The Crust, Treatise on Geochemistry*, **3**, Elsevier-Pergamon, Oxford, 593-659.
- Kempton, P.D. and Harmon, R.S., 1992, Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 971-986.
- 金属探鉱事業団, 1987, 昭和 62 年度広域調査報告書「播但地域」. 通商産業省 資源エネルギー庁, 178p.
- 木村 学・楠 香織, 1997, 日高造山運動と島弧会合部のテクトニクス. 地質学論集, no. 47, 295-305.
- Klein, E.M., 2003, Geochemistry of the igneous oceanic crust. In Rudnick, R.L., ed., *The Crust, Treatise on Geochemistry*, **3**, Elsevier-Pergamon, Oxford, 433-464.
- Koide, Y., 1986, Origin of the Ibara metabasalts from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **92**, 329-348.
- Koide, Y., Tazaki, K. and Kagami, H., 1987, Sr isotopic study of Ibara dismembered ophiolite from Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, **82**, 1-15.
- Koyaguchi, T., 1986, Evidence for two-stage mixing in magmatic inclusions and rhyolitic lava domes on Nijima Island, Japan. *Jour. Volcanol. Geochem. Res.*, **29**, 71-98.
- Lapierre, H., Ortiz, H.E., Abouchami, N.V., Monod, O., Coulon, C. and Zimmermann, J.-L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **108**, 61-77.
- Larter, R.D., Vanneste, L.E., Morris, P. and Snythe, D.K., 2003, Structure and tectonic evolution of the South Sandwich arc. In Larter, R.D. and Leat, P.T., eds., *Intra-oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **219**, 255-284.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Lard, J. and Mandarino, J., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
- Leat, P.T. and Larter, R.D., 2003, Intra-oceanic subduction systems: an introduction. In Larter, R.D. and Leat, P.T., eds., *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **219**, 1-17.
- Le Maitre, R.W., 1979, A new generalised petrological mixing model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 133-137.
- Mahood, G. and Hildreth, W., 1983, Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 11-30.
- Martin, H., 1987, Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Jour. Petrol.*, **28**, 921-953.
- McCallum, I.S. and Charette, M.P., 1978, Zr and Nb partition coefficients: implications for the genesis of mare basalts, krep, and sea floor basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 859-869.
- Mehnert, K.R., ed., 1968, *Migmatites and The Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393p.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different type of mid-ocean-ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Jour. Geol.*, **83**, 249-281.
- Nagasawa, H. and Schnetzler, C.C., 1971, Partition of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**, 953-968.
- Nakajima, K. and Arima, M., 1998, Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu-Bonin-Mariana arc. *Island Arc*, **7**, 359-373.
- 中島 隆, 2000, Peraluminous/metaaluminous 花崗岩と 1/S タイプ-領

- 家一山陰帯とラクラン褶曲の例. 月刊地球, **30**, 90-95.
- Nakazawa, K., 1958, The Triassic system in the Maizuru zone, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, **24**, 285-313.
- Nash, W.P. and Crecraft, H.R., 1985, Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2309-2322.
- Nielsen, R.L., Gallahan, W.E., Newberger, F., 1992, Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 488-499.
- Pearce, J.A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41-67.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R.S., ed., *Andesites*, John Wiley & Sons, New York, 525-548.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **24**, 956-983.
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993, Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. and Neary, C.R., eds., *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **76**, 373-403.
- Philpotts, J.A. and Schnetzler, C.C., 1970, Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthositic and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 307-322.
- Plank, T. and Langmuir, C.H., 1998, The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**, 325-394.
- Rollinson, H., ed., 1993, *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, London, 352p.
- 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.
- Sawyer, E.W., Dombrowski, C. and Collins, W.J., 1999, Movement of melt during synchronous regional deformation and granulite facies anatexis, an example from the Wuluma Hills, central Australia. In Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J.L., eds., *Understanding Granulites; Integrating New and Classical Techniques*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **158**, 221-237.
- Shaw, D.M., 1970, Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 237-243.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101-118.
- 柴田 賢・猪木幸男, 1966, 舞鶴変成岩 (河守変成岩) のカリウムアルゴン年代. 地質雑, **72**, 358-360.
- Shibata, K., Igi, S. and Uchiumi, S., 1977, K-Ar ages of hornblendes 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.
- 清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正・野上裕生, 1962, 舞鶴層群の層序: 舞鶴地帯の層序と構造 (その 10). 地質雑, **68**, 237-247.
- Sisson, T.W., 1994, Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion microprobe. *Chem. Geol.*, **117**, 331-344.
- Stimac, J. and Hickmott, D., 1994, Trace-element partition coefficients for ilmenite, orthopyroxene and pyrrhotite in rhyolite determined by micro-PIXE analysis. *Chem. Geol.*, **117**, 313-330.
- Suda, Y., 2004, Crustal anatexis and evolution of granitoid magma in Permian intra-oceanic island arc, the Asago body of the Yakuno ophiolite, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **99**, 339-356.
- 鈴木茂之, 1987, 舞鶴帯東部の堆積史と造構史. 広島大学地研報, **27**, 1-54.
- 鈴木淑夫, 1994, 岩石学. 壮光舎印刷, 443p.
- 高橋正樹・金丸龍夫・二平 聡, 2004, 丹沢トータル岩体の全岩化学組成—分析値 171 個の総括—. 日大文理自然科学研究所研究紀要, **39**, 259-284.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Klemperer, S.L., Tatsumi, Y., Kaneda, Y. and Suyehiro, K., 2007, Crustal structure and evolution of the Mariana intra-oceanic island arc. *Geology*, **35**, 203-206.
- Takahashi, Y., Yoshida, H., Sato, N., Hama, K., Yusa, Y. and Shimizu, H., 2002, W- and M-type tetrad effects in REE patterns for water-rock systems in the Tono uranium deposit, central Japan. *Chem. Geol.*, **184**, 311-335.
- Tamura, Y. and Tatsumi, Y., 2002, Remelting of an andesitic crust a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu-Bonin arc. *Jour. Petrol.*, **43**, 1029-1047.
- 巽 好幸, 1986, 背弧盆玄武岩類の成因. 月刊地球, **8**, 506-510.
- Tatsumi, Y., 2000, Continental crust formation by crustal delamination in subduction zones and complementary accumulation of the enriched mantle I component in the mantle. *Geochem. Geophys. Geosys.*, **1**, 2000GC000094.
- 巽 好幸, 2004, 総説: 沈み込み帯のマグマ学—島弧進化の包括的理解を目指して—. 地質雑, **110**, 244-250.
- Taylor, B. and Martinez, F., 2003, Back-arc basin basalt systematic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 481-497.
- Vernon, R.H. and Clarke, G.L., 2008, *Principal of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, New York, 446p.
- White, R.W. and Powell, R., 2002, Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Jour. Metam. Geol.*, **20**, 621-632.
- Wilson, M., ed., 1989, *Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach*. Chapman & Hall, London, 466p.
- 山田康治郎・河野久征・白木敬一・長尾隆志・角縁 進・大場 司・川手新一・村田 守, 1998, Rh/W デュアル X 線管を用いた低希釈率ガラスビード法による岩石中の主成分, 微量成分および希土類の分析. X 線分析の進歩, **29**, 47-70.
- Zack, T. and Brumm, R., 1998, Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxene. In Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. and Richardson, S.H., eds., *7th International Kimberlite Conference*, Red Roof Design, Cape Town. 986-988.

以下は学会ホームページ上で公開しています。

< <http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html> >

**Appendix 1.** Major oxides (in wt. %) and trace elemental abundances (in ppm) for the Yakuno rocks in the Asago body. Total Fe as FeO. Abbreviations: hb mtgb, hornblende metagabbro; amph., amphibolite; qtz monzodiorite, quartz monzodiorite; leuco., leucosome.

**Appendix 2.** Mineral-melt partition coefficients. Data sources: <sup>Ar</sup> Arth (1976); <sup>Ba</sup> Bacon and Druitt (1988); <sup>Bi</sup> Binderman et al. (1998); <sup>Bs</sup> Bougault and Hekinian (1974); <sup>Do</sup> Dostal et al. (1983); <sup>Ds</sup> Dunn and Sen (1994); <sup>Eg</sup> Ewart and Griffin (1994); <sup>Fj</sup> Fujimaki (1986); <sup>Fu</sup> Fujimaki et al. (1984); <sup>Gi</sup> Gill (1981); <sup>Gr</sup> Green et al. (2000); <sup>Gp</sup> Green and Pearson (1987); <sup>I</sup> interpolated or extrapolated; <sup>Ha</sup> Hauri et al. (1994); <sup>Jn</sup> Jang and Naslund (2003); <sup>Mh</sup> Mahood and Hildreth (1983); <sup>Ma</sup> Martin (1987); <sup>Mc</sup> McCallum and Charette (1978); <sup>Ns</sup> Nagasawa and Schnetzler (1971); <sup>Nc</sup> Nash and Crecraft (1985); <sup>Ni</sup> Nielsen et al. (1992); <sup>Pn</sup> Pearce and Norry (1979); <sup>Ps</sup> Philpotts and Schnetzler (1970); <sup>Ro</sup> Rollinson (1993); <sup>Ss</sup> Sisson (1994); <sup>Sh</sup> Stimac and Hickmott (1994); <sup>Zb</sup> Zack and Brumm (1998). Mineral abbreviations; pl, plagioclase; hbl, hornblende; cpx, clinopyroxene; opx, orthopyroxene; mt, magnetite; ilm, ilmenite; ol, olivine; spl, spinel; ap, apatite; zir, zircon; bt,

biotite.

**Appendix 3.** Equations used for modeling. The following equations of Allégre and Minster (1978) have been used for the Rayleigh fractional crystallization model:

$$C_{liq} = C_0 F^{D_i-1} \text{ and } C_{cum} = C_0 (1-F^{D_i-1})/(1-F),$$

where  $C_{liq}$  is weight concentration in the residual liquid,  $C_{cum}$  is weight concentration in the cumulate,  $F$  is fraction of residual liquid,  $C_0$  is weight concentration in the parental liquid and  $D_i$  is bulk partition coefficient of crystallizing assemblage for the element. Partition coefficients for basalt and basaltic andesite liquid (Appendix 2) were applied for the modeling of first-stage Yakuno rocks (Figs. 10 and 11), and those for the dacite and rhyolite liquids were applied for the modeling of second-stage

Yakuno rocks (Figs. 15 and 17).

The following equation of Shaw (1970) has been used for the equilibrium batch melting model:

$$C_{Melt}/C_i = 1/(D_{RS} + F(1 - D_{RS}))$$

where  $C_{Melt}$  is weight concentration in the partial melt,  $F$  is fraction of partial melt produced,  $C_i$  is weight concentration in the original unmelted solid (i.e. source) and  $D_{RS}$  is bulk partition coefficient of the element in the original solid. Partition coefficients for andesite liquid (Appendix 2) were applied for the modeling of partial melting of first-stage Yakuno rocks (Fig. 16).

**Appendix 4.** Compositions of source (starting material) and partial melts (in wt.%), and modes of run products (in %) for the dehydration melting experiment by Beard and Lofgren (1991).

#### (要 旨)

隅田祥光・早坂康隆, 2009, 夜久野オフィオライト朝来岩体における古生代海洋内島弧地殻の形成と進化過程. 地質雑, 115, 266–287. (Suda, Y. and Hayasaka, Y., 2009, Genesis and evolutionary processes of the Paleozoic oceanic island arc crust, Asago body of the Yakuno Ophiolite, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 115, 266–287.)

兵庫県朝来地域には、古生代海洋内島弧の中～下部地殻に由来する夜久野オフィオライト朝来岩体が露出する。本研究では夜久野古島弧の基盤地殻を構成する苦鉄質岩類の起源について、そして Suda (2004) が報告したミグマタイトの産状分類に基づいた島弧花崗岩類の形成過程について、地球化学的手法を用いたモデル計算を行い検討した。結果、以下のことが示された。朝来岩体では背弧盆地に由来した基盤地殻が部分融解し、珪長質メルトが形成された。これら珪長質メルトは集積、上昇する過程で結晶分化しながらマグマへと成長し、キュームライトに相当するものが主にミグマタイト中のリュウコソムとして下部地殻相当域に、一方、残液に相当するものが岩脈、岩床として主に中部地殻相当域に残された。朝来岩体には、島弧下部地殻の部分融解過程と、島弧花崗岩質マグマの形成と発達による地殻の安山岩質化過程を示すまさにその現行段階が残されている。