四国中央部三波川変成帯別子地域峨蔵岩体の地質と エクロジャイトの変成作用

Geology and metamorphism of the Gazo mass (eclogite-bearing tectonic block) in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, central Shikoku, Japan

Abstract

櫻井 剛* 高須 晃*

Tsuyoshi Sakurai and Akira Takasu**

2007年12月4日受付.

2009年1月28日受理.

* 島根大学総理工学部地球資源環境学教室
Department of Geoscience, Shimane University,
Matsue 690-8504, Japan

Corresponding author: T. Sakurai,
tsuyoshi.sakura@gmail.com

The Sambagawa belt is a typical high-P/T metamorphic belt. Several tectonic blocks of various size, protoliths, and metamorphic histories are scattered in the high-grade portions of the belt in the Besshi district of central Shikoku, Japan. The Gazo mass is a tectonic block located at the northeastern margin of the largest tectonic block, the Iratsu metagabbro mass. The Gazo mass consists mainly of pelitic and basic schists with intercalated layers and lenses of eclogite within layers of basic schist. Typical eclogite in the Gazo mass consists of garnet, clinopyroxene, epidote, phengite, paragonite, and quartz. Four stages of metamorphism are distinguished based on eclogite texture: (1) Pre-peak metamorphism at conditions of the eclogite facies, as indicated by inclusions in garnet and clinopyroxene. The inclusions include clinopyroxene ($X_{\text{Jd}} = 0.07-0.35$), epidote, phengite, Na-Ca amphibole, quartz, titanite, and rutile. Garnet and omphacite crystals contain resorbed cores and overgrown rims, suggesting the occurrence of a substage of decreasing pressure and temperature or H_2O infiltration during prograde metamorphism. (2) Peak metamorphism at conditions of the eclogite facies (12-25 kbar, 510-580 °C), with the coexistence of garnet and omphacite ($X_{\text{Jd}} = 0.20-0.51$). (3) Retrograde metamorphism at conditions of the epidote-amphibolite facies, producing symplectitic aggregates of clinopyroxene ($X_{\text{Jd}} = 0.01-0.11$) + albite $\pm$ Na-Ca and Ca amphibole after omphacite. (4) Sambagawa prograde metamorphism at conditions of the epidote-amphibolite facies, producing porphyroblastic amphibole after omphacite of the eclogitic stage, with similar chemical compositions and zoning patterns to those of amphibole in the Sambagawa basic schists.

We propose that the Gazo mass became united with the Iratsu mass during exhumation of the latter, which had undergone high-P/T metamorphism at much deeper levels in the subduction zone. The sutured Gazo-Iratsu mass was then emplaced into the Sambagawa schists, followed by prograde metamorphism of the entire rock mass.

Key words: Sambagawa (Sanbagawa) metamorphic belt, Besshi district, Gazo mass, eclogite, eastern Iratsu mass

はじめに

三波川変成帯は中央構造線の南側に関東山地から九州佐賀関半島まで延長 800 km 以上にわたって分布する低温高圧型の広域変成帯である。広域変成作用の変成相系列はパンペリー石-アークチノ閃石相から藍閃石片岩相を経て緑れん石角閃岩相に至る。これら通常の三波川変成岩類に加え、四国中央部別子地域と四国東部高越地域にはエクロジャイト相の鉱物組み合わせを持つ岩石が報告されている (例えば, Takasu et al., 1994; Wallis and Aoya, 2000)。Kunugiza et al. (1986), Takasu et al. (1994) らは、これらのエクロジャイトおよびそれが加水・減圧過程で再結晶した岩石類は、多様な原岩種

と変成履歴を持つテクトニック・ブロックと考えた。このテクトニック・ブロックとは結晶片岩に取り囲まれ、周囲の結晶片岩よりも有意に高温または高圧の変成条件を経験した岩体のことである。テクトニック・ブロックのサイズは露頭レベルのものから地質図レベルのものまでであり、テクトニック・ブロックと周囲の結晶片岩の関係は変成度の違いによって認定される構造境界と見なされる。

エクロジャイトも含めた三波川変成岩類の沈み込み時の温度圧力経路は、到達圧力が増加するに従ってその傾き (dP/dT) も増加するということが明らかにされている (Aoya et al., 2003)。ここでコンパイルされた温度圧力経路群は、低圧部 (緑泥石帯) からエクロジャイト (高越エクロ

第1図 四国中央部別子地域の変成分帯とエクロジャイト岩体。変成分帯はHigashino (1990), エクロジャイト岩体の分布は高須・牧野 (1980), 猶原・青矢 (1997), 釘宮・高須 (2002), Miyagi and Takasu (2005) に本研究の結果を加えた。TN: 東平変はんれい岩体, HA: 東赤石かんらん岩体, HE: ホルンブレンド・エクロジャイト岩体, SB: 瀬場谷変はんれい岩体, SEB: 瀬場谷塩基性片岩層, QE: 石英エクロジャイト岩体, WI: 五良津西部岩体, EI: 五良津東部変はんれい岩体, IM: 芋野エクロジャイト, GZ: 峨嵋岩体。

ジャイト)に至るまで、一連の曲線上に連なることから、高越エクロジャイトの変成作用は三波川変成作用の高圧延長と見なすことができる。一方、別子地域のエクロジャイト岩体群も高越エクロジャイトと類似した比較的急な dP/dT の地温勾配を記録することから、エクロジャイト岩体は三波川変成作用を引き起こした沈み込み帯において通常の結晶片岩よりも深部に到達した変成岩と考えられた (例えば, Miyagi and Takasu, 2005)。このような通常の三波川結晶片岩とエクロジャイト岩体の岩石学的研究は、沈み込み帯における高圧変成岩の形成過程やその後の上昇機構に関する制約条件を提供する重要な意義を持つ。

本研究では四国中央部別子地域に新たに見出された層状岩体 (峨嵋岩体) 中のエクロジャイト、および関連する変成岩の記載を行い、岩体の変成経路といくつかの変成ステージの温度・圧力条件を明らかにする。

地質概説

四国中央部の三波川変成帯は、大局的な岩相組み合わせ、および変成年代の相違から、大歩危ナップとその構造的上位に分布する別子ナップに区分される (Takasu and Dallmeyer, 1990)。本論文の研究地域はすべて別子ナップに含まれる。

別子ナップは主に深海堆積物由来の泥質片岩、塩基性片岩および珪質片岩からなり、泥質片岩中の指標鉱物の出現によ

って低変成度から高変成度へ緑泥石帯、ざくろ石帯、曹長石-黒雲母帯、灰曹長石-黒雲母帯に変成分帯される (第1図; 東野, 1975; 榎並, 1982; Higashino, 1990)。緑泥石帯は $<360^{\circ}\text{C}$, $5.5 \sim 6.5$ kbar; ざくろ石帯は汗見川地域と別子地域において $440 \pm 15^{\circ}\text{C}$, $7.0 \sim 8.5$ kbar, 猿田地域において $480 \pm 15^{\circ}\text{C}$, $9.0 \sim 10$ kbar; 曹長石-黒雲母帯は汗見川地域と別子地域において $520 \pm 25^{\circ}\text{C}$, $8.0 \sim 9.5$ kbar, 猿田地域において $540 \pm 35^{\circ}\text{C}$, $10.5 \sim 11$ kbar; 灰曹長石-黒雲母帯は $610 \pm 25^{\circ}\text{C}$, $9 \sim 11$ kbar の変成温度と圧力が推定されている (Enami et al, 1994)。

別子地域の高変成度部 (曹長石-黒雲母帯-灰曹長石-黒雲母帯) には多様な原岩種と変成履歴を持つ大小のエクロジャイト岩体が存在する (Kunugiza et al., 1986; Takasu, 1989; Takasu et al., 1994)。これらのエクロジャイト岩体は周囲の結晶片岩と比べて粗粒でエクロジャイトなどの高変成度の変成岩を伴う。主要なエクロジャイト岩体には五良津岩体、東赤石かんらん岩体、東平変はんれい岩体、瀬場谷変はんれい岩体およびその周囲の塩基性片岩層、石英エクロジャイト岩体 (権現岩体) がある (第1表, 第1図)。岩体の規模は五良津岩体が最大であり 7×3 km わたってレンズ状に分布する。一方、石英エクロジャイト岩体 (権現岩体) は $1.2 \text{ km} \times 70 \text{ m}$ の層状の岩体である。これらエクロジャイト岩体の原岩には層状はんれい岩、かんらん岩などの地殻下部～上部マントル由来の深成岩起源の岩体 (五良津東部変はんれい

第1表. 四国中央部別子地域三波川変成帯のエクロジャイト岩体.

	岩体名	露出規模	原岩	変成史	文献
かんらん岩および変はんれい岩起源	東赤石かんらん岩体	7km×1.5km	ざくろ石かんらん岩, ざくろ石単斜輝岩 (ざくろ石レーンゾライト相の沈積岩) 相の沈積岩)	低いP-T条件下の再結晶→エクロジャイト相 (700-800°C, 15-24kbar→700-810°C, 29-38kbar)→緑れん石角閃岩相 (三波川昇温変成作用)	1, 2, 3, 4
	東平岩体	6.5km×1km	層状はんれい岩	緑れん石藍閃石片岩相 (300-450°C, 7-11kbar)→エクロジャイト相 (700-730°C, >15kbar)→緑れん石角閃岩相 (三波川昇温変成作用)	5, 6
	瀬場谷角閃岩体	300m×200m	層状はんれい岩	高温エクロジャイト相 (720-750°C, >15kbar)→低温エクロジャイト相 (620-660°C, >13kbar)→緑れん石角閃岩相	7
	五良津岩体	7km×3km			8, 9, 10
	東部岩体	4km×2km	層状はんれい岩	グラニュライト相→高温のエクロジャイト相→藍閃石片岩相→低温のエクロジャイト相→緑れん石角閃岩相もしくは藍閃石片岩相→エクロジャイト相→緑れん石角閃岩相	11, 12, 13 14, 15, 16
付加コンプレックス起源	西部岩体	5.5km×2km	石灰岩, 泥質岩, 塩基性砕屑岩, はんれい岩 (海山, 海台, 島弧のような海洋プレートの高まり)	緑れん石角閃岩相/藍閃石片岩相→エクロジャイト相→緑れん石角閃岩相 (三波川昇温変成作用)	17, 18
	瀬場谷角閃岩体周囲の塩基性片岩層	2.5km×1km	塩基性岩, 塩基性砕屑岩	藍閃石片岩相→エクロジャイト相 (610-640°C, 12-24kbar)→緑れん石角閃岩相 (三波川昇温変成作用)	19
	石英エクロジャイト岩体 (権現岩体)	1.2km×70m	泥質岩と塩基性砕屑岩の互層	藍閃石片岩相→エクロジャイト相 (675-740°C, 23-24kbar)→緑れん石角閃岩相	15, 20
	峨蔵岩体	700m×80m	泥質岩と塩基性砕屑岩の互層	緑れん石角閃岩相→エクロジャイト相 (510-580°C, 12-25kbar)→緑れん石角閃岩相 (三波川昇温変成作用)	本研究

1. Kunugiza et al. (1986); 2. Enami et al. (2004); 3. 榎並・水上 (2004); 4. Mizukami and Wallis (2005); 5. 森山 (1990); 6. Miyagi and Takasu (2005); 7. Takasu (1984); 8. 坂野ほか (1976); 9. 高須・上阪 (1987); 10. 釘宮・高須 (2002); 11. Ota et al. (2004); 12. Yamamoto et al. (2004); 13. Terabayashi et al. (2005); 14. Yokoyama (1976); 15. Takasu (1989); 16. 榎並 (1996); 17. 釘宮・高須 (1997); 18. 榎並 (2003); 19. Aoya (2001); 20. Miyamoto et al. (2007).

い岩体・東赤石かんらん岩体・東平変はんれい岩体・瀬場谷変はんれい岩体)と付加コンプレックス起源と考えられる岩体 (五良津西部岩体・石英エクロジャイト岩体・瀬場谷変はんれい岩体周囲の塩基性片岩層)がある (Takasu, 1984; Kunugiza et al., 1986; Takasu, 1989; Takasu et al., 1994; Aoya, 2001; 釘宮・高須, 2002; Miyagi and Takasu, 2005).

これらのエクロジャイトを伴う岩体については, 大きく分けて, (1) テクトニック・ブロック群 (Kunugiza et al., 1986; Takasu, 1989; Takasu et al., 1994), (2) エクロジャイト・ナップ (Wallis and Aoya, 2000; Aoya, 2002), および (3) 周囲の結晶片岩と変成度の切れ目なく連続した変成系列 (Ota et al., 2004), という三つの異なる見方がある. エクロジャイト相変成作用を三波川変成作用の高圧側の延長と見なしている点において, 三者に大きな違いはない. ただし, テクトニック・ブロック説とエクロジャイト・ナップ説では, エクロジャイト岩体と周囲の結晶片岩の間に, 上昇時に生じた構造境界を想定している. テクトニック・ブロック説ではこの構造境界が, 散在する複数の岩体それぞれの周囲を取り囲むものとしている. 一方, エクロジャイト・ナップ説では構造境界は, 後の変形によりタイトに褶曲しているが, 基本的に単一の地質体 (ナップ) であると考えられている. この場合, エクロジャイト岩体群は想定された構造境界の上位に位置するひとかたまりのユニット (エクロジャイト・ナップ) と見なされる. 一方, (3) の説では, エクロジャイトと周囲の結晶片岩の間に初生的な構造境界は存在しないとしている. エクロジャイト近傍の結晶片岩類は, もともとエクロジャイト相に達していたが, その後のより低圧条件での変成作用 (いわゆる三波川変成作用) による再結晶作用のた

め, エクロジャイト相変成作用の痕跡が消えてしまったという考えである.

峨蔵岩体と周囲の三波川変成岩の地質

峨蔵岩体は愛媛県新居浜市と四国中央市土居町との境界に位置する二ツ岳 (1647.3 m) の北北東方約 700 m 付近に, 幅 80 m 延長 700 m 以上にわたって帯状に分布する. 峨蔵岩体の北側に三波川結晶片岩類が, 南側には五良津東部岩体が分布する (第2図). 峨蔵岩体の結晶片岩と三波川結晶片岩の区分については後述する.

1. 三波川結晶片岩類

三波川結晶片岩類は泥質片岩, 塩基性片岩および珪質片岩から構成される. 泥質片岩は一般に黒褐色～暗灰色を呈する. ざくろ石はほとんどの泥質片岩に含まれるが, 多くは細粒 (径 0.1 ~ 0.3 mm) で肉眼では識別することが難しい.

塩基性片岩は Na-Ca ~ Ca 角閃石 (以後, 単に角閃石と記述する) に富む緑色の層と緑れん石に富む淡黄色の層が幅数 mm の縞状構造を形成する. すべての塩基性片岩には径 1 ~ 5 mm の曹長石斑状変晶 (点紋) が発達する. この地域の塩基性片岩にはまれに径 0.1 ~ 1 mm の細粒のざくろ石が含まれる.

珪質片岩は主に石英, 白雲母および曹長石からなり, その他に緑泥石, 緑れん石, 緑色角閃石またはざくろ石を含むことがある. 石英, 白色雲母および曹長石を多く含む珪質片岩は白色, 緑泥石および角閃石を多く含む珪質片岩は淡緑色を呈する. まれにピンク色を呈する紅れん石を含む珪質片岩の層 (幅数 cm ~ 数 10 cm) が白～淡緑色の珪質片岩層中に挟まれる場合がある. これらの珪質片岩の色の変化は原岩の単

第2図. 峨蔵岩体周辺の地質図と調査地点およびざくろ石の組織.

層単位で異なり、その規模は数 cm から数 m まで変化に富む。

三波川結晶片岩類に発達する主要な片理は岩相境界面と平行である。また、塩基性片岩には一般に角閃石、緑れん石の定向配列による伸長線構造が発達する。

2. 峨蔵岩体

峨蔵岩体は五良津東部岩体と三波川結晶片岩類の間に位置する厚さ約 50 m、延長 700 m 以上の層状の岩体である。主に泥質片岩からなり、その他に塩基性片岩およびエクログャイト（本研究ではざくろ石とオンファス輝石を様々な割合で含む塩基性の變成岩をエクログャイトとよぶ）を伴う。

泥質片岩は一般に暗灰色を呈する。調査地域中央部（G20 地点付近; 第2図）では泥質片岩（暗灰色）中に最大長径約 1 m のレンズ状の緑泥石-タルク-アクチノ閃石（トレモラ閃石）岩が数個、ほぼ同一層準に産する。SN106 地点では単層の厚さが数 cm ～数 10 cm の泥質片岩（白色～灰色）が塩基性片岩と互層する（第3図 a）。この泥質片岩は最大長径約 2 mm の角閃石および最大径約 3 mm のざくろ石の斑状変晶を含む。

塩基性片岩（暗緑色～暗褐色）は泥質片岩中に層状、レンズ状（最大層厚数 m、最大径数 10 m）またはレンズが連なったブーディン状として産する場合と、泥質片岩と厚さ数 cm ～数 10 cm の互層として産する場合がある。泥質片岩と塩基性片岩の互層の岩相が、最大厚 3 m、最大径 8 m のレンズ

状に暗灰色の泥質片岩中に産することがある。曹長石の斑状変晶は一般的には発達しない（第4図 a）、ただし、まれに径約 1 cm の球状の曹長石斑状変晶を含む幅数 cm ～数 10 cm の薄層が塩基性片岩中に存在する。また、峨蔵岩体の塩基性片岩には径 0.1 ～ 1 mm のざくろ石が普遍的に含まれる（第4図 a）。調査地域中央部（SN53 地点）には長径 2 ～ 3 cm の緑れん石の斑状変晶が片理面上にランダムに発達する厚さ数 cm の薄層が見られる。

エクログャイトは塩基性片岩中に長径数 10 cm のレンズ状（第3図 b）、層厚数 cm ～数 10 cm の層状または泥質片岩中に長径数 10 cm のレンズ状のブロックとして産する。いずれの産状のエクログャイトも弱い片理を示す。塩基性片岩中のエクログャイトは周囲の塩基性片岩と遷移的關係を示す。エクログャイトにはオンファス輝石と緑れん石からなる基質にざくろ石と角閃石の斑状変晶が発達する（第4図 b, c）。まれに角閃石と緑れん石の基質に、最大長径 5 cm までのオンファス輝石の斑状変晶が発達する（第4図 d）。

峨蔵岩体を構成する結晶片岩の主要な片理面は岩相境界面と平行である。塩基性片岩とエクログャイトには、角閃石と緑れん石による伸長線構造が発達する（第4図 a, b, c, d）。エクログャイトではオンファス輝石もこの線構造に沿って配列している（第4図 b, c, d）。

3. 五良津東部岩体

研究地域に分布する五良津東部岩体はざくろ石緑れん石角

第3図. 峨嵋岩体の露頭写真。(a) 泥質片岩（白色層）と塩基性片岩（暗色層）の互層（SN106）。塩基性片岩中にはエクロジャイトが層状に含まれる。ハンマーの柄の長さは40 cm。(b) エクロジャイトの産状（SN30）。塩基性片岩層の中にレンズ状にエクロジャイトが産する。ハンマーの頭の幅は15 cm。

閃岩と少量のエクロジャイトからなる。ざくろ石緑れん石角閃岩では、白色～淡黄色の緑れん石に富む層と緑色～青緑色の角閃石に富む層が数 cm ～数 10 cm 幅で互層し、層状構造をなす。フェンジャイトおよびパラゴナイトの定向配列による弱い片理が層状構造と平行に発達する。また、角閃石および緑れん石の定向配列による伸長線構造が発達する。

エクロジャイトはざくろ石緑れん石角閃岩中に長径数 cm ～数 10 cm、厚さ数 cm のレンズ状に分布する。エクロジャイトは一般に塊状であるが、まれにオンファス輝石の定向配列による伸長線構造が発達する場合がある。エクロジャイトはオンファス輝石の一部が分解することによって様々な程度にざくろ石緑れん石角閃岩化している。

4. 峨嵋岩体と三波川結晶片岩類、五良津東部岩体の地質構造

峨嵋岩体と三波川結晶片岩類が直接する関係は見られなかった。ただし、両者の近接した地域では、峨嵋岩体の泥質片岩の層面片理（走向 $N45^{\circ}W \sim N65^{\circ}W$ 、北東傾斜 $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ）と三波川泥質片岩の層面片理（走向 $N45^{\circ}W \sim N70^{\circ}W$ 、北東傾斜 $60^{\circ} \sim 75^{\circ}$ ）は調和的であるものの、伸長線構造は峨嵋岩体（ $N10^{\circ}E \sim N50^{\circ}E$ 、プランジ $40^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ）と三波川結晶片岩類（ $N40^{\circ}W \sim N65^{\circ}W$ 、プランジ $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$ ）又は $S40^{\circ}E \sim S65^{\circ}E$ 、プランジ $0^{\circ} \sim 20^{\circ}$ ）の間ではほぼ直交関係にあり、明らかに方位の傾向が異なる（第2図）。

一方、峨嵋岩体と五良津東部岩体との境界部には、幅数 cm ～約 50 cm の緑泥石角閃石岩が存在する（地点 SN26, G10, SN148, G17, G30）。緑泥石角閃石岩は主に角閃石および緑泥石からなり、その他にタルクおよびルチルを含む。峨嵋岩体の泥質片岩の層面片理（走向 $N45^{\circ}W \sim N65^{\circ}W$ 、北東傾斜 $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ）と五良津東部岩体の層状構造と片理面（走向 $N45^{\circ}W \sim N65^{\circ}W$ 、北東傾斜 $60^{\circ} \sim 75^{\circ}$ ）の方向は調和的である。また、峨嵋岩体の塩基性片岩とエクロジャイト中の伸長線構造と（ $N10^{\circ}E \sim N50^{\circ}E$ 、プランジ $40^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ）と五良津東部岩体のざくろ石緑れん石角閃岩中の伸長線構造（ $N15^{\circ}E \sim N80^{\circ}E$ 、プランジ $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ）も調和的である

（第2図）。調査地域東部の G30 地点では峨嵋岩体の泥質片岩と五良津東部岩体のざくろ石緑れん石角閃岩が最大幅 5 cm の緑泥石角閃石岩を挟んで直接する。この地点では、五良津東部岩体の層状構造と片理面の走向傾斜が $N51^{\circ}W$ 、北東傾斜 74° 、峨嵋岩体の泥質片岩の層面片理は $N43^{\circ}W$ 、北東傾斜 72° 、両者境界面が $N47^{\circ}W$ 、北東傾斜 72° であり、すべての面構造は調和的である。

岩石記載

1. 峨嵋岩体周囲の三波川結晶片岩類

(1) 泥質片岩 泥質片岩は、主に石英、フェンジャイト、曹長石、ざくろ石および緑泥石からなる（第2表）。曹長石は最大径約 3 mm の紡錘形の斑状変晶（点紋）をなし、石英、フェンジャイト、炭質物を包有する。試料によっては、ざくろ石、チタン石、電気石、緑泥石または角閃石（Z = 青灰色）が包有される場合がある。

ざくろ石は、基質を構成する産状、曹長石斑状変晶に包有される産状およびまれに最大径 3 mm の粒状の斑状変晶を形成する。基質のものは、平均径 0.2 mm、半自形～自形粒状である。峨嵋岩体に近接する試料（G27）では、ざくろ石は、最大径約 3 mm、平均径 1 mm、他に比べて粗粒で斑状変晶をなす。これらの包有物は、S 字状に配列する場合と配列が見られない場合がある。また、炭質物がざくろ石の外形と調和的に同心円状に配列する場合がある。ざくろ石は縁部および割れ目に沿って緑泥石に置換されることがある。

(2) 塩基性片岩 塩基性片岩は、主に角閃石、緑れん石、曹長石、緑泥石、石英およびフェンジャイトからなる（第2表）。曹長石は最大径約 5 mm の球形の斑状変晶（点紋）として認められ、緑れん石、角閃石、ざくろ石、チタン石、ルチル、チタン鉄鉱または赤鉄鉱を包有する（第4図 e）。

角閃石（Z = 緑色）は、基質を構成する産状と曹長石斑状変晶に包有される産状がある。いずれの産状のものも半自形長柱状で、累帯構造を示す場合は、コアからリムへ色が濃くなる。基質を構成する角閃石は、平均径 0.3 mm である。

第2表. 鉱物組み合わせ表.

岩相	産状	Qtz	Phn	Ab	Grt	Chl	Amp	Ep	Cpx	Pg	Bt	Rt	Ttn	Hem	Ilm	Gr	others
エクロジャイト	M	+	+	±	±	±	±	+	+	±	±	+	±	±	±		Ap, Cal, Dol, Tlc
	P				±		±		±								
	Igrt	+	±				±	+	±	±		+	±	±			Ap, Zrn
	Icpx	+	±		±		±	+				+					
塩基性片岩(峨嵋)	M	+	+		±	±	+	±		±		+	+				Ap, Cal
	P			±	±			±									
	Igrt	±										±					
	Iab				±		±						±				
泥質片岩(峨嵋)	M	+	+		+	+	+	+		+		+	+			+	Ap, Tur, Py, Po, Ccy
	P			+	+												
	Igrt	+	±	±		±	±	±	±	±	±	+				+	Cld, Py
	Iab	+	+		±	±	±			+							+
塩基性片岩(周辺)	M	+	+	+		+	+	+				+	±	±	±		Stp, Cal, Ap, Tur
	P			+	±												
	Igrt	+										±			±		
	Iab	+	+		+		+					±	±	±	±		
泥質片岩(周辺)	M	+	+	+	+	+		±			±	+	±	±		+	Kfs, Tur, Zrn, Py, Cal
	P			+	±												
	Igrt	±	±			+		±		±		±				+	Tur
	Iab	±	±		±	±	±	±				±	±			+	

産状: M = 基質, P = 斑状変晶, Igrt = ざくろ石包有物, Icpx = 単斜輝石包有物, Iamp = 角閃石包有物, Iab = 曹長石包有物. + = 普遍的に産出., ± = 産出することがある. Qtz: 石英, Phn: フェンジャイト, Ab: 曹長石, Grt: ざくろ石, Chl: 緑泥石, Amp: Na-Ca ~ Ca 角閃石, Ep: 緑れん石, Cpx: 単斜輝石, Pg: パラゴナイト, Bt: 黒雲母, Rt: ルチル, Ttn: チタナイト, Hem: 赤鉄鉱, Ilm: チタン鉄鉱, Gr: 炭質物, Ap: 燐灰石, Cal: 方解石, Dol: ドロマイト, Tlc: タルク, Zrn: ジルコン, Tur: 電気石, Py: 黄鉄鉱, Po: 磁硫鉄鉱, Ccy: 黄銅鉱, Cld: クロリトイド, Stp: スチルプノメレーン, Kfs: カリ長石.

ざくろ石を含む試料では、ざくろ石は主要構成鉱物になり、基質を構成する産状、最大径約 1 mm の斑状変晶および曹長石斑状変晶に包有される産状を示す。基質を構成するものは平均径 0.1 mm、半自形～自形粒状である。斑状変晶のざくろ石は、平均径 0.4 mm、半自形～他形粒状であり、包有物として緑れん石、チタン鉄鉱、石英またはルチルを含む。斑状変晶ざくろ石中の包有物は、基質の鉱物の定向配列の方向と斜交して配列する場合と定向配列の見られない場合がある。

2. 峨嵋岩体

(1) 泥質片岩 泥質片岩は、主に石英、フェンジャイト、曹長石、ざくろ石および緑泥石からなる。試料によりパラゴナイト、オンファス輝石またはクロリトイドを伴う場合がある(第2表)。曹長石は最大径約 16 mm の紡錘形の斑状変晶(点紋)として認められ、石英、フェンジャイト、パラゴナイト、角閃石、緑泥石および炭質物を包有する。

ざくろ石は斑状変晶の産状と曹長石斑状変晶に包有される産状がある。斑状変晶のざくろ石(第4図f)は、最大径約 4 mm、平均径 1 mm、半自形～自形粒状である。ざくろ石

中に包有される炭質物またはルチルの配列によってざくろ石の自形の成長線が見えることがある。また、その成長線が不規則な形に削られて再び成長している場合もある(第4図g)。ざくろ石の包有物として石英、パラゴナイト、フェンジャイト、緑泥石、角閃石、緑れん石、クロリトイド、ルチルまたは炭質物が認められる。ざくろ石は割れ目に沿って緑泥石に置換されている場合がある。

角閃石(Z = 淡褐色)は、基質を構成する産状、曹長石斑状変晶に包有される産状およびオンファス輝石を置換する産状がある。基質を構成する角閃石は、平均長径 1 mm、半自形長柱状である。

オンファス輝石は、塩基性片岩と互層する白色～灰色を呈する泥質片岩中のざくろ石の包有物としてのみ認められる。部分的に角閃石に置換されている。

黒雲母(Z = 緑褐色)は、単層の厚さが数 cm ～数 10 cm で塩基性片岩と互層する白色～灰色を呈する泥質片岩中のざくろ石の包有物として認められる。

クロリトイドは、ざくろ石斑状変晶の包有物としてのみ認められる。

(←) 第4図. 三波川塩基性片岩および峨嵋岩体を構成する変成岩の偏光顕微鏡写真。(a) 峨嵋岩体塩基性片岩(SN30B)。細粒のざくろ石が観察できる。角閃石と緑れん石の定向配列による線構造が発達する。(b) 峨嵋岩体エクロジャイト(SN30)。ざくろ石が斑状変晶を形成し、オンファス輝石、緑れん石、チタン石、ルチル、燐灰石を包有する。基質は定向配列したオンファス輝石と緑れん石からなる。(c) オンファス輝石の定向配列に対して不規則に成長する角閃石(SN30)。(d) 峨嵋岩体エクロジャイト(SN106)。オンファス輝石は斑状変晶を形成する。(e) 三波川塩基性片岩(SN22)。角閃石と緑れん石の定向配列による線構造が発達する。曹長石が斑状変晶を形成する。(f) 峨嵋岩体泥質片岩(SN26)。ざくろ石は斑状変晶を形成する。(g) 峨嵋岩体泥質片岩中のざくろ石(SN106P)。矢印の部分でルチル、白色雲母と黒雲母の配列による成長線が不規則な形に削られて再び成長する組織が見られる。(h) 角閃石に包有される単斜輝石(X₄₁-4)と曹長石からなるシンプレクタイト(G19)。Ab: 曹長石, Amp: 角閃石, Chl: 緑泥石, Cld: クロリトイド, Cpx: 単斜輝石, Ep: 緑れん石, Grt: ざくろ石, Omp: オンファス輝石, Phn: フェンジャイト, Qtz: 石英, Rt: ルチル, Tnt: チタナイト.

(2) 塩基性片岩 塩基性片岩は、主に角閃石、フェンジャイトおよびざくろ石からなる(第2表)。他形球状の曹長石(最大径約1 cm)および半自形長柱状の緑れん石(最大長径約3 cm)の斑状変晶が認められることがある。

角閃石(Z=緑色)は基質を構成する産状と曹長石斑状変晶に包有される産状がある。基質を構成する角閃石は、平均長径1 mm、半自形長柱状であり、コアからリムにかけて色が濃くなる累帯構造が存在する場合がある。

ざくろ石は、基質を構成する産状、斑状変晶の産状および曹長石斑状変晶に包有される産状がある。基質を構成するものは、平均径0.3 mm、他形～自形粒状である。ざくろ石の包有物として石英またはルチルが包有される。その包有物は、ざくろ石の外形と調和的に同心円状に配列する場合がある。

(3) エクロジャイト エクロジャイトは、主に単斜輝石、ざくろ石、角閃石および緑れん石からなる(第2表)。単斜輝石および緑れん石(最大長径約1.5 mm)の定向配列による線構造が発達する。フェンジャイト(最大径約1 mm)またはパラゴナイト(最大径約1 mm)を伴う場合、それらの弱い定向配列による片理が発達する。最大径2.5 mm、半自形粒状のざくろ石、最大径4 mm、他形～自形柱状の角閃石または最大径5 cm、半自形長柱状の単斜輝石が斑状変晶を形成する場合がある(第4図b, c, d)。基質は角閃石、曹長石、緑れん石、緑泥石および方解石から構成される幅1 mm以下の脈によって切られる場合がある。

単斜輝石は基質を形成する産状、斑状変晶の産状、ざくろ石斑状変晶または角閃石斑状変晶に包有される産状、および曹長石または角閃石とシンプレクタイトを形成する産状がある。基質を形成する単斜輝石は、平均長径0.5 mm、半自形～他形柱状である。消光角の違いまたは緑色の濃淡により、累帯構造が識別できる場合がある。緑色の濃淡は核部が濃色で、マントル部が淡色の場合とその逆を示す場合がある。核部とマントル部の色の違いは比較的シャープであり、その境界は不定形である。核部とマントル部の間に組成ギャップが存在する場合がある。斑状変晶の単斜輝石(第4図d)は、最大長径約5 cm、平均長径5 mm、半自形長柱状である。消光角の違いおよび緑色の濃淡により、核部(濃色)、マントル部(淡色)に区別でき、核部は融食組織を示す場合がある(第5図)。単斜輝石斑状変晶は包有物として、緑れん石、ざくろ石、フェンジャイト、石英またはルチルを包有する。包有物は主に核部に包有され(第5図)、基質の鉱物の配列と斜交して定向配列する。基質または斑状変晶の単斜輝石は、リムまたは割れ目に沿って様々な程度にひすい輝石成分が低いオンファス輝石または透輝石+曹長石±角閃石のシンプレクタイトに置換されている。

ざくろ石は、基質を構成する産状、斑状変晶の産状、およびオンファス輝石または角閃石に包有される産状がある。基質を構成するざくろ石は、最大径約0.3 mm、平均径0.1 mm、半自形～自形粒状である。斑状変晶のざくろ石(第4図b)は、平均径0.5 mm、半自形～自形粒状である。包有物として単斜輝石、緑れん石、石英、フェンジャイト、角閃石、パラゴナイト、ルチル、チタン石、赤鉄鉱またはチタン

第5図. 融食-再成長組織を示すオンファス輝石の反射電子線像(SN106)。組成の違いにより核部とマントル部に分けられ核部は白矢印の部分で不規則な形に融食している。黒矢印は核部に見られる直線的な成長線。

鉄鉱が認められる。ざくろ石中の包有物は、基質の鉱物の定向配列に調和的に配列する場合、斜交して配列する場合または定向配列しない場合がある。試料G19中のざくろ石は粗粒(最大径2.5 mm)と細粒(最大径0.2 mm)のバイモーダルな粒度分布を示す。

角閃石は、基質を構成する産状、斑状変晶の産状、ざくろ石斑状変晶または緑れん石に包有される産状、単斜輝石または角閃石を置換するシンプレクタイトを形成する産状、および基質を切る脈を構成する産状がある。基質を構成する角閃石(Z=緑色)は、平均長径1 mm、半自形～他形長柱状である。後退変成作用を強く受けた試料中の角閃石は、リムに曹長石または石英とのシンプレクタイトが発達する。平均長径1 mm、他形柱状～長柱状である。この角閃石はコアでZ=灰緑色、リムでZ=緑色を示す。斑状変晶の角閃石(Z=緑色; 第4図c)は、最大長径約4 mm、平均長径1.5 mm、他形～自形柱状で、角閃石+曹長石±単斜輝石シンプレクタイトを包有する場合がある。ざくろ石斑状変晶または緑れん石に包有される角閃石(Z=緑色)は、他形柱状であり、シンプレクタイトを形成する角閃石(Z=緑色)は、半自形～他形長柱状である。

鉱物化学組成

鉱物化学組成の分析は島根大学総合理工学部地球資源環境学科設置のEPMA(JEOL JXA-8800M)を用い、加速電圧15 kV、試料電流 2×10^{-8} A、ビーム径3～10 μmの条件で行った。補正計算はBence and Albee(1968)の方法によった。Cr₂O₃、Na₂OおよびK₂Oの検出限界はそれぞれ0.02、0.03および0.04 wt.%である。峨藏岩体を構成する変成岩中の鉱物の化学組成はSakurai(2000)においても示した。

1. ざくろ石

EPMAによる代表的なざくろ石の化学組成を第3表に示す。大部分のざくろ石のCr₂O₃、Na₂OおよびK₂Oの含有量

第3表. ざくろ石の化学組成.

lithology sample	三波川結晶片岩		峨蔵岩体													
	泥質片岩		塩基性片岩		泥質片岩		塩基性片岩		塩基性片岩		エクロジャイト					
	SN152B	G9	SN148C		G20		SN30B		SN147B		SN138A		SN30		G19	
	R	R	C	R	C	R	C	R	C	R	C	R	C	R	C	R
SiO ₂	36.90	37.58	36.76	37.68	37.55	37.61	36.92	36.93	37.33	37.23	37.19	37.49	36.87	37.38	37.21	37.95
TiO ₂	0.08	0.11	0.10	0.06	0.09	0.03	0.20	0.09	0.15	0.04	0.29	0.01	0.19	0.10	0.12	0.05
Al ₂ O ₃	20.78	20.33	20.56	21.20	20.69	20.94	19.82	20.46	20.15	20.48	20.68	21.11	18.57	21.18	20.45	20.47
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.
FeO*	30.67	30.01	27.45	28.73	30.48	28.25	28.10	28.52	29.32	28.19	24.78	25.20	15.58	26.13	23.84	19.62
MnO	0.53	1.81	8.07	0.15	2.49	0.38	2.62	1.05	3.17	0.97	2.38	1.37	17.73	4.48	6.02	4.83
MgO	1.48	1.69	0.76	2.28	1.34	2.49	2.15	2.19	1.77	2.08	2.01	3.14	0.72	2.16	0.66	0.71
CaO	8.97	8.39	5.96	10.04	7.82	9.47	9.75	10.21	8.33	10.26	11.74	10.35	11.38	9.32	12.17	16.33
Na ₂ O	n.d.	0.04	0.15	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	n.d.	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	0.08	0.06	0.04	0.03	n.d.	0.03	0.04	n.d.	0.03	0.06	0.05	0.06	0.05	n.d.	0.03	0.05
total	99.49	100.02	99.85	100.21	100.46	99.23	99.64	99.45	100.31	99.31	99.19	98.73	101.09	100.77	100.50	100.01
O=12																
Si	2.968	3.010	2.979	2.981	3.004	3.003	2.958	2.952	2.983	2.978	2.968	2.986	2.940	2.951	2.962	2.998
Ti	0.005	0.006	0.006	0.004	0.006	0.002	0.012	0.006	0.009	0.003	0.017	0.000	0.012	0.006	0.007	0.003
Al	1.970	1.919	1.964	1.977	1.951	1.970	1.871	1.927	1.898	1.931	1.945	1.981	1.746	1.971	1.919	1.906
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.
Fe ³⁺	0.085	0.049	0.066	0.054	0.031	0.023	0.190	0.159	0.119	0.111	0.085	0.046	0.353	0.117	0.144	0.093
Fe ²⁺	1.978	1.961	1.794	1.846	2.008	1.864	1.692	1.748	1.840	1.776	1.569	1.632	0.687	1.609	1.443	1.204
Mn	0.036	0.122	0.554	0.010	0.169	0.026	0.178	0.072	0.214	0.066	0.161	0.093	1.198	0.301	0.406	0.323
Mg	0.177	0.201	0.092	0.268	0.160	0.297	0.256	0.261	0.211	0.249	0.239	0.373	0.086	0.255	0.078	0.084
Ca	0.773	0.720	0.518	0.851	0.671	0.810	0.837	0.875	0.713	0.880	1.004	0.883	0.973	0.788	1.038	1.383
Na	n.d.	0.006	0.023	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K	0.008	0.006	0.004	0.003	n.d.	0.003	0.004	n.d.	0.003	0.006	0.005	0.006	0.005	n.d.	0.003	0.006

*全鉄をFeOとした。Fe³⁺は酸素数を12としたとき、Fe³⁺=8-2Si-2Ti-Alとして計算。C: コア, R: リム, n.d.: 検出限界以下。

は0.05, 0.06 および0.06 wt.%以下であるが, エクロジャイト中のざくろ石にはCr₂O₃含有量が若干高い試料(0.09 wt.%以下)もある。ざくろ石の端成分組成は, パイロープ成分($X_{Prp} = [Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn + Ca)]$), アルマンディン成分($X_{Alm} = [Fe^{2+} / (Mg + Fe^{2+} + Mn + Ca)]$), スペサルティン成分($X_{Sps} = [Mn / (Mg + Fe^{2+} + Mn + Ca)]$), アンドラライト成分($X_{And} = [Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)]$), およびグロッシュラー成分($X_{Grs} = \{[Ca / (Mg + Fe^{2+} + Mn + Ca)] - X_{And}\}$)を計算した。

三波川結晶片岩類および峨蔵岩体中のざくろ石はX_{Grs}が0.10~0.41のSps-Alm系列のざくろ石である。X_{And}成分は一般に少量であるが, 塩基性片岩中では最大0.12程度含む。いずれの産状のざくろ石も, 基本的には核部から外縁部へ向かってX_{Sps}が減少し, X_{Alm}が増加する正累帯構造を示す(第6図)。峨蔵岩体内外の結晶片岩類のざくろ石には, しばしば, 核部から縁部に向かって淡赤褐色から無色~淡赤褐色へと鏡下の色による累帯構造が認められるが, この色の変化はほぼ正累帯構造に対応している。

三波川泥質片岩中のざくろ石では核部から縁部に向かってX_{Sps}は減少, X_{Alm}とX_{Prp}は増加(それぞれ0.36~0.53から0.65~0.67と0.01から0.05~0.07)する。ざくろ石のX_{Grs}は核部から外縁部へ向かって一度増加し, その後, 減少する(第6図c)。

三波川塩基性片岩(試料G9)には斑状変晶および曹長石中包含物としてざくろ石が存在する。これらのざくろ石の化学組成は, 核部から最外縁部へX_{Sps}が減少, X_{Alm}とX_{Prp}が増加(それぞれ0.38~0.55から0.62~0.65と0.01~0.03から0.06~0.07)する正累帯構造を示す。

峨蔵岩体中の泥質片岩, 塩基性片岩およびエクロジャイト中のざくろ石では多くの場合, 核部から縁部へX_{Sps}は減少し(0.06~0.26から0.01~0.06), X_{Prp}(0.04~0.08から

0.09~0.13)とX_{Grs}は増加する。X_{Alm}は核部から外縁部へ向かって一度増加し(0.50~0.63から0.61~0.70), その後X_{Grs}の増加とともに減少する。

峨蔵岩体中の泥質片岩, 塩基性片岩およびエクロジャイトには試料により上述の正累帯構造のざくろ石を含まず, 融食-再成長の組織を示すざくろ石を含む結晶片岩が存在する(第2図)。このざくろ石は偏光顕微鏡下(第4図g)および反射電子線像による組織観察より核部とマントル部に区分できる。この境界は反射電子線像観察の方がより明瞭に確認できる。融食-再成長組織の核部には自形の成長線が発達し, 核部とマントル部の境界によって核部の自形の成長線が切られている。その後, マントル部のざくろ石が成長している(第4図g, 第7図)。この組織よりざくろ石は核部の形成・成長の後, 一度融食され, さらにその後マントル部の成長があったと考えられる。エクロジャイト中のざくろ石には核部とマントル部の両方にエジリン-オージャイトおよびオンファス輝石が包有される。また泥質片岩中のざくろ石にはマントル部にエジリン-オージャイトおよびオンファス輝石が包有される場合がある。化学組成は, 核部において中心部(X_{Sps}: 0.04~0.20, X_{Alm}: 0.54~0.66, X_{Prp}: 0.02~0.04)から外側(X_{Sps}: 0.04~0.07, X_{Alm}: 0.60~0.70, X_{Prp}: 0.05~0.12)へX_{Sps}が減少, X_{Alm}およびX_{Prp}が増加する(第6図b)。核部とマントル部の境界では化学組成が急変する。マントル部(X_{Sps}: 0.04~0.12, X_{Alm}: 0.55~0.58, X_{Prp}: 0.04~0.05)において再びX_{Sps}に富み, X_{Alm}およびX_{Prp}が減少する。そして最外縁部(X_{Sps}: 0.01~0.04, X_{Alm}: 0.54~0.63, X_{Prp}: 0.08~0.12)へ向かってX_{Sps}が減少し, X_{Alm}およびX_{Prp}が増加する。X_{Grs}の最大値はマントル部に存在する(X_{Grs}は0.28~0.35, そしてX_{Sps}, X_{Alm}およびX_{Prp}はそれぞれ0.01~0.04, 0.55~0.60および0.06~0.09)。

峨蔵岩体の五良津東部岩体よりに分布するエクロジャイト

第6図. ざくろ石の化学組成. (a) Mn-Fe²⁺-Mg 図. (b) 融食-再成長組織を示すざくろ石 (G26) の化学組成 (Mn-Fe²⁺-Mg 図). 分析点は第7図aの白点に対応する. (c) Ca-Mn-(Fe²⁺+Mg) 図.

第7図. (a) 融食-再成長組織を示すざくろ石 (G26) のCa組成像. (b) Ca組成像に対応する偏光顕微鏡写真. 核部とマンテル部に分類でき、核部は不規則な形に削られる. 図中の矢印は融食部分を示す.

は (G19: 第2図), 泥質片岩中に長径約 30 cm の楕円形のブロックとして産する. このエクロジャイト中のざくろ石は, 組織より粗粒 (最大径約 2.5 mm) と細粒 (最大径約 0.2 mm) の2種類に区分でき, それぞれ化学組成の傾向が異なる. 粗粒ざくろ石は, 化学組成より核部, マンテル部および縁部に区分でき, 核部には単斜輝石 ($X_{\text{Jd}} = 0.17 \sim 0.36$), 緑れん石および石英, マンテル部には石英および緑れん石, 縁部には石英が包有される. 各部において内側から外側へ向かって, X_{Sps} が減少し, X_{Alm} および X_{Prp} が増加する (第8図). 各部の境界で化学組成の急変が認められる. ざくろ石

の中心部付近において X_{Sps} および X_{Grs} が最も高く, それぞれ $0.12 \sim 0.14$ と $0.28 \sim 0.31$ である. 最外縁部は $X_{\text{Sps}}: 0.01 \sim 0.02$, $X_{\text{Alm}}: 0.57 \sim 0.58$, $X_{\text{Prp}}: 0.11$ で, この部分で X_{Prp} は最大となる. また, 最外縁部が部分的に内側に比べて X_{Sps} および X_{Grs} に富む場合がある ($X_{\text{Sps}}: 0.10 \sim 0.11$, $X_{\text{Grs}}: 0.40 \sim 0.41$; 第8図b). 一方, 細粒ざくろ石には正累帯構造を示すものと化学的セクター構造 (第9図) を示すものの2種類がある. 正累帯構造を示すざくろ石は基質においてオンファス輝石に接する場合とオンファス輝石中の包有物として存在する場合がある. いずれもコアからリムに向かって X_{Sps} は減少

第8図. (a) エクロジャイト (G19) の粗粒ざくろ石のMn組成像。Ompはオンファス輝石の包有物を示す。A-A'は図bに対応する。(b) エクロジャイト (G19) の粗粒ざくろ石の組成累帯構造。

(0.05 ~ 0.06 から 0.01 ~ 0.02), X_{Prp} は増加する (0.06 ~ 0.07 から 0.09 ~ 0.11)。化学的セクター構造を示すざくろ石は基質部に存在し、核部、マントル部および縁部に区分できる。化学的セクター構造はマントル部において認められ、

第9図. 化学セクター構造を示すエクロジャイト (G19) 中のざくろ石の反射電子線像。

各セクター内部では内側から外側へ向かって X_{Sps} が減少し、 X_{Prp} が増加する。隣り合うセクターの化学組成は、例えば $Sps2Alm61Prp8Grs24And5$ と $Sps4Alm57Prp9Grs24And6$ である。このざくろ石は核部においては内側から外側に向かって X_{Sps} および X_{Prp} が減少し (0.06 ~ 0.04 および 0.08 ~ 0.06), 一方, X_{Alm} は上昇する (0.56 から 0.59 ~ 0.60)。縁部は X_{Sps} : 0.02 ~ 0.03, X_{Alm} : 0.57 ~ 0.60, X_{Prp} : 0.09 ~ 0.10 の範囲内の組成である。また粗粒ざくろ石と同様に最外縁部が部分的に内側に比べて X_{Sps} および X_{Grs} に富む場合がある。細粒ざくろ石の化学組成は、粗粒ざくろ石の縁部の組成に似ている。

2. 単斜輝石

単斜輝石は峨藏岩体の泥質片岩中およびエクロジャイトに認められる。それらの化学組成を第4表と第10図に示す。大部分の単斜輝石の Cr_2O_3 および K_2O の含有量は、それぞれ 0.09 および 0.06wt.%以下である。単斜輝石の端成分組成は Al の4配位席と6配位席を $Al^{IV} = 2 - Si$, $Al^{VI} = Al - Al^{IV}$ として配分した後、ひすい輝石成分 ($X_{Jd} = Al - 2Al^{IV}$)、エジリン成分 ($X_{Ae} = Fe^{3+}$)、Ca-Mg-Fe 輝石成分 ($X_{Aug} = 1 - (X_{Jd} + X_{Ae})$) を計算し、分類はMorimoto (1988) に従った。

泥質片岩中の単斜輝石は、峨藏岩体中央部において塩基性片岩と互層する泥質片岩 (試料 SN106P) 中のざくろ石包有物としてのみ存在する。単斜輝石の化学組成はエジリン-オージャイト-オンファス輝石で、 $X_{Jd} = 0.13 \sim 0.41$ である (第10図)。

峨藏岩体中のエクロジャイトの単斜輝石は、試料ごとに異なる化学組成の範囲を示す。基質および斑状変晶の単斜輝石の化学組成はエジリン-オージャイトおよびオンファス輝石である ($X_{Jd} = 0.13 \sim 0.51$)。核部からマントル部へ緑色から淡緑色へ色が変化する単斜輝石では、その化学組成は核部 ($X_{Jd} = 0.13 \sim 0.30$) から縁部 ($X_{Jd} = 0.20 \sim 0.43$) へ X_{Jd} が増加し、 X_{Ae} および X_{Aug} が減少する。核部とマントル部の間には組成ギャップが存在する (第10図)。

試料 SN24 のエクロジャイトでは、核部からマントル部へ

第4表. 単斜輝石の代表的化学組成.

峨嵋岩体																		
lithology	エクロジヤイト														泥質片岩		エクロジヤイト	
sample	SN24		SN30				SN106		SN138A		G19				SN106P		SN24	G19
	CiM	RiM	CiM	RiM	iG	iA	CiM	RiM	CiM	RiM	CiM	MiM	RiM	iG	iG	iG	S	S
SiO ₂	54.55	54.69	53.22	53.35	54.24	53.42	54.56	56.12	54.76	55.52	55.96	55.80	56.73	54.85	53.82	55.91	53.01	53.23
TiO ₂	0.08	0.04	0.14	0.10	0.01	0.09	0.07	0.06	0.06	0.07	0.03	0.06	0.09	0.02	0.08	0.03	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	9.31	9.15	4.23	6.80	4.52	6.58	5.45	10.29	8.53	10.36	12.51	9.80	12.43	9.84	5.79	9.71	3.30	3.81
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	0.05	0.06	n.d.	n.d.	0.03	0.03	0.10	0.06	0.06	0.06	n.d.	n.d.	0.04	0.07
FeO*	9.10	6.84	14.45	13.67	13.74	14.26	11.98	7.64	7.59	3.97	3.97	5.05	4.21	7.73	11.08	8.16	11.36	8.44
MnO	0.08	0.12	0.11	0.09	0.17	0.08	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.12	0.00	0.24	0.12	0.05	0.36	0.33
MgO	6.80	7.47	7.08	5.48	7.11	5.83	7.48	6.38	7.81	8.81	7.25	8.57	6.87	7.06	8.11	7.36	9.24	10.81
CaO	12.43	13.73	12.99	11.44	12.58	11.91	13.07	11.23	13.56	13.87	12.14	13.81	11.71	13.56	15.77	13.44	19.59	20.04
Na ₂ O	7.11	6.49	6.63	7.70	7.28	7.43	6.73	7.94	6.80	6.90	7.57	6.51	7.81	6.36	4.83	6.34	3.27	2.88
K ₂ O	0.04	0.02	0.04	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03
total	99.50	98.61	98.89	98.68	99.74	99.68	99.38	99.72	99.21	99.57	99.56	99.82	99.95	99.76	99.63	101.03	100.24	99.67
O=6																		
Si	1.974	1.974	1.974	1.969	1.967	1.940	1.996	2.010	1.971	1.966	1.958	1.975	1.991	1.965	1.985	1.998	1.953	1.944
Ti	0.002	0.001	0.004	0.003	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001
Al	0.397	0.389	0.185	0.296	0.193	0.282	0.235	0.434	0.362	0.432	0.516	0.409	0.514	0.416	0.252	0.409	0.143	0.164
Cr	n.d.	0.038	n.d.	n.d.	0.032	0.037	n.d.	n.d.	0.017	0.016	0.062	0.037	0.037	0.038	n.d.	n.d.	0.026	0.045
Fe ³⁺	0.150	0.115	0.336	0.311	0.385	0.356	0.249	0.094	0.167	0.106	0.080	0.085	0.031	0.095	0.119	0.033	0.183	0.150
Fe ²⁺	0.125	0.091	0.113	0.111	0.031	0.077	0.118	0.135	0.062	0.011	0.036	0.065	0.092	0.137	0.222	0.211	0.166	0.108
Mn	0.002	0.004	0.003	0.003	0.005	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.007	0.004	0.001	0.011	0.010
Mg	0.367	0.402	0.391	0.302	0.384	0.316	0.408	0.341	0.419	0.465	0.378	0.452	0.360	0.377	0.446	0.392	0.508	0.589
Ca	0.482	0.531	0.516	0.452	0.489	0.464	0.513	0.431	0.523	0.526	0.455	0.523	0.440	0.521	0.623	0.515	0.773	0.784
Na	0.499	0.454	0.476	0.551	0.512	0.523	0.477	0.551	0.474	0.474	0.513	0.446	0.531	0.442	0.345	0.439	0.234	0.204
K	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001

*全鉄をFeOとした。Fe³⁺は酸素数を6としたとき、Fe³⁺ = 4 - 2Si - 2Ti - Al + Naとして計算。CiM: 基質中のコア, MiM: 基質中のマントル, RiM: 基質中のリム, iG: ざくろ石包有物, iA: 角閃石包有物, S: シンプレクタイト。n.d.: 検出限界以下。

第10図. 単斜輝石の化学組成 (Jd-Ae-Aug 図). 矢印は核部からマントル部 (G19 は核部から縁部) に向かった組成累帯構造を示す。分類は Morimoto et al. (1988) による。

X_{Ae} が減少し, X_{Aug} は増加する (X_{Jd} は 0.33 ~ 0.36 でほぼ一定)。また, 試料 G19 のエクロジヤイトでは消光角の違いにより単斜輝石を核部, マントル部および縁部に区分できる。その化学組成は, 核部 (X_{Jd} = 0.44 ~ 0.51) からマントル部 (X_{Jd} = 0.36 ~ 0.45) へは, X_{Jd} が減少, X_{Aug} および X_{Mg}

(0.77 ~ 0.81 から 0.81 ~ 0.82) は増加する。そして, マントル部から縁部 (X_{Jd} = 0.40 ~ 0.50) へは, X_{Jd} が増加し, X_{Aug} と X_{Mg} (0.74 ~ 0.81) が減少する。

ざくろ石斑状変晶に包有される単斜輝石は基質の単斜輝石の組成に対応して試料ごとに異なる組成範囲を示す。基質の

第5表. 角閃石の代表的化学組成.

三波川結晶片岩					峨嵋岩体												
lithology	泥質片岩		塩基性片岩		泥質片岩			塩基性片岩						エクロジャイト			
sample	G27		SN22 (含赤鉄鉱)		G20			SN26	SN24B		SN147B		SN30 (含赤鉄鉱)		G19		
	CiA	RiA	CiM	RiM	CiM	RiM	iA	RiM	CiM	RiM	CiM	RiM	CiM	RiM	CiM	RiM	S
SiO ₂	45.66	42.89	48.78	45.44	45.34	44.72	45.69	45.39	47.05	46.59	44.84	43.87	42.80	45.67	47.27	46.19	50.06
TiO ₂	0.30	0.47	0.27	0.38	0.46	0.37	0.47	0.45	0.37	0.24	0.57	0.41	0.63	0.36	0.51	0.16	0.14
Al ₂ O ₃	12.91	14.63	9.49	10.20	14.06	13.24	14.45	14.48	13.59	11.81	14.33	12.87	12.23	9.96	13.28	10.24	6.28
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.03	0.06	n.d.	n.d.	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	n.d.	n.d.	0.08
FeO*	15.48	15.57	15.31	16.55	13.10	14.23	13.07	13.43	13.29	14.02	14.98	16.85	22.25	21.57	12.66	14.54	13.01
MnO	0.01	0.05	0.20	0.23	0.05	0.04	0.07	0.12	0.08	0.16	0.12	0.20	0.11	0.12	0.17	0.24	0.20
MgO	9.77	9.11	11.11	11.04	10.51	10.61	10.57	10.23	11.28	11.62	9.77	8.90	6.92	7.49	10.76	11.44	13.82
CaO	9.08	9.97	6.52	8.92	8.69	10.12	7.65	8.72	8.07	9.99	7.93	10.05	7.40	6.39	7.40	10.49	11.02
Na ₂ O	3.42	3.44	4.45	3.50	3.64	2.89	4.25	3.63	3.70	2.73	4.12	3.00	4.62	4.73	4.46	2.51	1.69
K ₂ O	0.46	0.44	0.30	0.50	0.53	0.42	0.44	0.48	0.46	0.37	0.57	0.52	0.78	0.39	0.49	0.70	0.40
Total O=23	97.15	96.63	96.46	96.82	96.38	96.64	96.68	96.96	97.93	97.57	97.25	96.69	97.78	96.72	97.00	96.51	96.70
Si	6.696	6.397	7.071	6.694	6.630	6.580	6.613	6.601	6.695	6.738	6.525	6.563	6.418	6.827	6.823	6.840	7.290
Ti	0.033	0.053	0.029	0.042	0.050	0.041	0.052	0.049	0.040	0.026	0.063	0.046	0.071	0.040	0.056	0.018	0.015
Al	2.231	2.572	1.622	1.770	2.423	2.296	2.464	2.481	2.278	2.012	2.458	2.270	2.162	1.755	2.259	1.788	1.077
Cr	0.007	0.006	0.003	0.007	n.d.	n.d.	0.002	0.004	0.004	0.004	0.002	0.003	0.004	0.005	n.d.	n.d.	0.009
Fe ³⁺	0.394	0.254	0.834	0.833	0.363	0.370	0.556	0.383	0.675	0.523	0.621	0.314	0.974	0.999	0.356	0.314	0.312
Fe ²⁺	1.504	1.688	1.021	1.206	1.239	1.381	1.026	1.250	0.906	1.173	1.202	1.794	1.816	1.697	1.172	1.486	1.273
Mn	0.001	0.006	0.024	0.028	0.006	0.005	0.009	0.014	0.010	0.020	0.014	0.025	0.013	0.015	0.021	0.030	0.025
Mg	2.135	2.025	2.400	2.425	2.290	2.328	2.280	2.218	2.394	2.505	2.118	1.986	1.548	1.668	2.314	2.525	3.000
Ca	1.426	1.594	1.013	1.408	1.361	1.595	1.186	1.359	1.231	1.548	1.236	1.612	1.190	1.024	1.145	1.664	1.719
Na	0.971	0.996	1.250	0.999	1.032	0.823	1.191	1.023	1.021	0.764	1.161	0.871	1.342	1.372	1.247	0.720	0.478
K	0.086	0.084	0.056	0.094	0.099	0.078	0.081	0.090	0.084	0.067	0.106	0.099	0.149	0.075	0.090	0.133	0.075

* 全鉄を FeO とした。Fe³⁺ は Leake et al. (1997) の 13eCNK の方法により計算。CiA: 曹長石包有物のコア, RiA: 曹長石包有物のリム, CiM: 基質中のコア, RiM: 基質中のリム, iA: 曹長石包有物, S: シンプレクタイト。n.d.: 検出限界以下。

単斜輝石が比較的 X_{Al} が低い試料 (SN138A および G19) のざくろ石中の単斜輝石の化学組成は、オンファス輝石 (X_{Al} = 0.07 ~ 0.35) である。一方、基質の単斜輝石の X_{Al} 成分が比較的高い試料中の単斜輝石の化学組成は、エジリンーオージャイトおよびオンファス輝石 (X_{Al} = 0.09 ~ 0.28) である。Na-Ca 角閃石に包有される単斜輝石はエジリンーオージャイトおよびオンファス輝石 (X_{Al} = 0.12 ~ 0.25) である。

シンプレクタイトを構成する単斜輝石は試料 SN24 および G19 のエクロジャイトに存在する。SN24 ではエジリンーオージャイト (X_{Al} = 0.04 ~ 0.11) であり、G19 では透輝石またはエジリンーオージャイト (X_{Al} = 0.01 ~ 0.10) である。

3. 角閃石

角閃石の代表的な化学組成を第5表と第11図に示す。大部分の角閃石の Cr₂O₃ の含有量は 0.06 wt.% 以下であるが、エクロジャイト中の角閃石には Cr₂O₃ 含有量が若干高い試料 (0.09 wt.% 以下) もある。角閃石の Fe³⁺ と Fe²⁺ の比は、O = 23 の時、K, Na, Ca を除いた陽イオンの合計が 13 として見積り、分類は Leake et al. (1997) に従う。

三波川泥質片岩には、角閃石は曹長石斑状変晶の包有物としてのみ産し、この角閃石はバロワ閃石、マグネシオ・ホルンブレンドおよびパーガス閃石に分類される。角閃石の組成累帯構造は核部から縁部へ Na_B および Al^{VI} が増加し、Al^{IV} は減少する。最外縁部で Na_B および Al^{VI} が減少、Al^{IV} が増加する場合がある (第11図a)。

三波川塩基性片岩中の角閃石は、赤鉄鉱を含むものと含まないもので組成が異なるが、組成累帯構造の傾向は同じである。

赤鉄鉱を含む塩基性片岩の基質および曹長石斑状変晶中の

角閃石は、主にバロワ閃石で、その他にマグネシオ・カトフォル閃石およびエデン閃石に分類されるものが少量存在する。基質の角閃石は核部から縁部に向かって緑色 (Z 方向の軸色) が濃くなる累帯構造を示すことがあり、これに対応して Na_B, Al^{VI} および X_{Mg} (= Mg / (Mg + Fe²⁺)) が減少し、Al^{IV} が増加する (第11図a)。最外縁部で Na_B が増加し、Al^{IV} が減少する場合がある (第11図a)。基質の角閃石を縁部から置換する角閃石は Na_B が 0.56 ~ 0.62 pfu (= per formula unit) および Al^{IV} が 0.96 ~ 1.11 pfu である。曹長石斑状変晶に包有される角閃石も、基質の角閃石と組成累帯構造のパターンは同じである (第11図a)。

赤鉄鉱を含まない塩基性片岩の基質の角閃石は主にマグネシオ・タラマ閃石で、その他にバロワ閃石に分類されるものが少量存在する。曹長石斑状変晶中の角閃石はマグネシオ・カトフォル閃石またはマグネシオ・タラマ閃石である。基質の角閃石は核部から縁部に向かって、やはり Na_B および Al^{VI} が減少し、Al^{IV} が増加する (第11図a)。最外縁部で Na_B が増加、Al^{IV} が減少する場合がある点も、赤鉄鉱を含む試料と同様である。曹長石斑状変晶中の角閃石も、基質の角閃石の核部から縁部と同じ組成累帯構造のパターンを示す (第11図a)。

峨嵋岩体を構成する変成岩中の角閃石は、泥質片岩、塩基性片岩およびエクロジャイト中に存在し、これらの角閃石の化学組成の大部分はバロワ閃石、マグネシオ・カトフォル閃石、マグネシオ・タラマ閃石およびマグネシオ・ホルンブレンドに分類され、一部にアクチノ閃石およびエデン閃石に分類されるものがある。核部から縁部に向かって緑色 (Z 方向の軸色) が濃くなる累帯構造を示す場合には、これに対応して Na_B が減少する組成累帯構造が認められる。峨嵋岩体中の

第 11 図. 角閃石の化学組成. 矢印は結晶中心部から外側に向かった組成累帯構造を示す. (a) 三波川結晶片岩泥質片岩と塩基性片岩. (b) 峨嵋岩体泥質片岩と塩基性片岩. (c) 峨嵋岩体エクロジャイト.

角閃石では、まず核部から縁部に向かって、 Na_B が減少し、それに伴って Ca が 0.94 ~ 1.33 から 1.28 ~ 1.39 pfu に増加し、 X_{Mg} は減少する（例えば、泥質片岩においては 0.67 ~ 0.68 から 0.62 ~ 0.64）。さらに縁部に向かって Na_B はあまり変化せず、 Al^{IV} および Al^{VI} が減少、 X_{Mg} が増加する（例えば、泥質片岩においては 0.62 ~ 0.64 から 0.68 ~ 0.70）領域を経た後に、縁部において再び Na_B が減少する（第 11 図 b）。縁部での Na_B の減少に伴って Ca が 1.28 ~ 1.43 から 1.54 ~ 1.65 に増加し、 X_{Mg} は減少する（例えば、泥質片岩においては 0.68 ~ 0.70 から 0.60 ~ 0.64）。峨嵋岩体塩基性片岩の基質を構成する角閃石では、さらに最外縁部に向かって Na_B 、 Al^{IV} および Al^{VI} が減少し、それに伴って Ca が 1.46 ~ 1.65 から 1.93 pfu に増加する場合がある（第 11 図 b, c）。また、 X_{Mg} は例えば試料 (SN61) では減少する (0.71 ~ 0.74 から 0.70 pfu)。泥質片岩の曹長石斑状変晶中に包有さ

れる角閃石は基質の角閃石の核部と同じ組成累帯構造のパターンを示す（第 11 図 b）。

峨嵋岩体中央部付近に分布するエクロジャイト（試料 SN138A）の基質の角閃石は峨嵋岩体を構成する変成岩中の主要な角閃石と組成累帯構造のパターンが異なり、核部から縁部へ Al^{IV} および Al^{VI} が増加する（第 11 図 c）。 X_{Mg} は核部から縁部に向かって 0.72 ~ 0.76 から 0.66 ~ 0.68 に減少する傾向がある。

ざくろ石または緑れん石に包有される角閃石の化学組成はバロワ閃石、マグネシオ・カトフォル閃石およびマグネシオ・タラマ閃石に分類される。これらの角閃石の Na_B 、 Al^{IV} 、 Al^{VI} (0.83 ~ 1.01 pfu) および X_{Mg} (0.60 ~ 0.74) は基質の角閃石の核部の組成に対応する（第 11 図 c）。

シンプレクタイトを構成する角閃石の化学組成は、アクチノ閃石、マグネシオ・ホルンブレンド、エデン閃石および

第6表. 白色雲母の代表的化学組成.

三波川結晶片岩						峨嵋岩体										
lithology	泥質片岩			塩基性片岩			泥質片岩				塩基性片岩				エクログャイト	
sample	G28A		G27	SN22			G30B		SN26			SN24B		SN24		SN138A
	C1M	R1M	IG	C1M	R1M		C1M	R1M	M	IG		C1M	R1M	M	M	
SiO ₂	48.09	49.19	45.73	48.73	47.62		49.08	48.50	46.21	41.89		48.83	48.52	48.74	43.82	
TiO ₂	0.48	0.18	0.03	0.50	0.64		0.60	0.55	0.12	0.07		0.59	0.43	0.65	0.07	
Al ₂ O ₃	30.49	28.22	38.33	28.41	28.36		27.17	27.74	38.44	40.04		30.71	30.31	28.82	36.62	
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.03	n.d.	0.03	0.08		n.d.	n.d.	0.04	n.d.		0.07	0.04	0.04	0.04	
FeO*	1.96	2.71	0.80	4.45	5.27		2.08	1.97	0.40	0.61		2.01	2.24	3.15	4.25	
MnO	0.00	0.04	0.12	0.06	0.02		0.04	0.02	0.00	0.04		0.00	0.00	0.06	0.03	
MgO	2.23	2.67	0.10	2.87	2.76		2.91	2.72	0.18	0.11		2.56	2.60	2.66	1.56	
CaO	0.01	0.00	0.16	0.00	0.00		0.00	0.02	0.23	2.09		0.00	0.00	0.00	0.17	
Na ₂ O	1.08	0.39	7.60	0.71	0.66		0.88	0.92	6.88	6.45		1.31	0.83	0.90	6.48	
K ₂ O	10.12	10.80	0.52	10.28	10.70		10.25	9.88	1.15	0.35		9.66	10.17	10.02	0.62	
total O=22	94.46	94.23	93.39	96.04	96.11		93.01	92.32	93.65	91.65		95.74	95.14	95.04	93.66	
Si	6.480	6.675	5.986	6.546	6.450		6.723	6.677	6.020	5.616		6.478	6.495	6.564	5.832	
Ti	0.049	0.018	0.003	0.050	0.065		0.062	0.057	0.011	0.007		0.059	0.043	0.065	0.007	
Al	4.842	4.513	5.914	4.498	4.527		4.386	4.501	5.902	6.326		4.801	4.782	4.574	5.745	
Cr	n.d.	0.003	n.d.	0.004	0.009		n.d.	n.d.	0.004	n.d.		0.007	0.004	0.004	0.004	
Fe ²⁺	0.221	0.308	0.087	0.500	0.597		0.239	0.227	0.044	0.068		0.223	0.251	0.355	0.473	
Mn	0.000	0.005	0.013	0.007	0.002		0.005	0.002	0.000	0.005		0.000	0.000	0.006	0.004	
Mg	0.448	0.540	0.020	0.575	0.556		0.595	0.559	0.036	0.021		0.506	0.518	0.534	0.309	
Ca	0.001	0.000	0.022	0.000	0.000		0.000	0.002	0.031	0.300		0.000	0.000	0.001	0.025	
N	0.282	0.103	1.929	0.186	0.174		0.234	0.247	1.739	1.677		0.337	0.215	0.234	1.673	
K	1.739	1.870	0.086	1.761	1.848		1.791	1.735	0.191	0.060		1.634	1.737	1.721	0.106	

*全鉄を FeO とした。CiM: 基質中のコア, RiM: 基質中のリム, iG: ざくろ石包有物, M: 基質中, n.d.: 検出限界以下。

第12図. 白色雲母の化学組成 (Na/(Na + K)-Si 図). 矢印は結晶中心部から外側に向かった組成累帯構造を示す.

パーガス閃石で、試料ごとに組成範囲が異なる（第 11 図 c）。例えばエクロジャイト（試料 G19）では Na_B, Al^{IV}, Al^{VI} および X_{Mg} がそれぞれ 0.10 ~ 0.32 pfu, 0.19 ~ 1.47 pfu, 0.11 ~ 0.81 pfu および 0.57 ~ 0.75 である。この試料中のシンプレクタイトを構成する角閃石は核部から縁部に向かって X_{Mg} が減少し、Al^{IV} および Al^{VI} が増加する組成累帯構造を示す場合がある。

赤鉄鉱を含むエクロジャイト（試料 SN30）中の角閃石は斑状変晶を形成し（第 4 図 c），これはバロワ閃石，マグネ

シオ・カトフォル閃石, カトフォル閃石およびタマ閃石に分類される。この角閃石は峨蔵岩体を構成する変成岩中の主要な角閃石と組成累帯構造のパターンが異なり、核部から縁部へ Na_{B} が増加し、 Al^{IV} 、 Al^{VI} および Ca が減少する (第 11 図 c)。最外縁部はカトフォル閃石に分類され、 Na_{B} 、 Al^{IV} および Al^{VI} がそれぞれ 0.85 pfu, 1.28 ~ 1.35 pfu および 0.46 ~ 0.52 pfu である。 X_{Mg} は核部 (0.45 ~ 0.46) から縁部に向かって一度 0.43 ~ 0.45 まで減少し、その後縁部 (0.48 ~ 0.50) に向かって増加する。

エクロジャイトの基質を切る脈中の角閃石はバロワ閃石またはアクチノ閃石で、 X_{Na} , Al^{IV} , Al^{VI} および X_{Mg} が 0.42 ~ 0.94 pfu, 0.31 ~ 0.48 pfu, 0 ~ 0.48 pfu および 0.35 ~ 0.73 の組成範囲を示す (第 11 図 c)。

4. 白色雲母

白色雲母の代表的な化学組成を第 6 表と第 12 図に示す。大部分の白色雲母の Cr_2O_3 の含有量は 0.07 wt.% 以下であるが、エクロジャイト中の白色雲母には Cr_2O_3 含有量が若干高い試料 (0.14 wt.% 以下) もある。

三波川泥質片岩および塩基性片岩中のフェンジャイトは基質中および泥質片岩中の曹長石斑状変晶の包有物として産する。基質のフェンジャイトでは核部から縁部に向かって X_{Na} ($= Na / (Na + K)$) が減少する (第 12 図)。泥質片岩中のフェンジャイトでは核部から縁部に向かって Si が 6.47 ~ 6.60 から 6.61 ~ 6.89 pfu ($O = 22$) に増加する傾向がある。泥質片岩中のフェンジャイトの TiO_2 は核部から縁部に向かって 0.35 ~ 0.53 wt.% から 0.13 ~ 0.25 wt.% に減少するのに対して塩基性片岩中のフェンジャイトの TiO_2 は 0.20 ~ 0.50 wt.% から 0.42 ~ 0.64 wt.% に増加する。泥質片岩中の曹長石の包有物として産するフェンジャイトは基質を構成するフェンジャイトの組成範囲内である。三波川泥質片岩のざくろ石の包有物中のパラゴナイトは、 X_{Na} および Si は 0.89 ~ 0.96 および 5.98 ~ 5.99 pfu である。

峨蔵岩体の泥質片岩、塩基性片岩およびエクロジャイト中のフェンジャイトは基質中、泥質片岩およびエクロジャイト中のざくろ石の包有物、泥質片岩中の曹長石の包有物およびエクロジャイト中のオンファス輝石の包有物として産する。泥質片岩および塩基性片岩中の基質のフェンジャイトは核部から縁部に向かって X_{Na} が減少する傾向がある (第 12 図)。泥質片岩中のフェンジャイトでは核部から縁部に向かって Si が 6.51 ~ 6.59 から 6.56 ~ 6.66 pfu に増加する傾向がある。峨蔵岩体の泥質片岩、塩基性片岩およびエクロジャイト中のフェンジャイト TiO_2 は 0.15 ~ 0.69 wt.% で、核部から縁部に向かって 0.53 ~ 0.69 から 0.40 ~ 0.58 pfu に減少する場合がある。泥質片岩中の斜長石の包有物として産するフェンジャイトは基質を構成するフェンジャイトの組成範囲内である。峨蔵岩体中央部に露出する塩基性片岩 (試料 SN61, SN30B) の基質のフェンジャイトの組成累帯構造は他のものと異なり、核部から縁部に向かって、 X_{Na} が増加し、それに伴って Si が減少する (第 12 図)。峨蔵岩体中央部に露出するエクロジャイト (試料 SN106) の基質のフェンジャイトは組成累帯構造を示し、核部から縁部に向かって X_{Na} が増加し、それに伴って Si が減少する (第 12 図)。オンファス輝石に包有されるフェンジャイトは基質のフェンジャイトの組成範囲内である。エクロジャイト中のざくろ石に包有されるフェンジャイトは、基質中のフェンジャイトに比べて Si に対する X_{Na} が高い値を示す (第 12 図)。また、峨蔵岩体の泥質片岩、塩基性片岩およびエクロジャイト中のフェンジャイトは三波川結晶片岩に比べて Si に対する X_{Na} が高い値を示す (第 12 図)。峨蔵岩体の泥質片岩、塩基性片岩およびエクロジャイトの基質を構成するパラゴナイトは $X_{Na} = 0.85 \sim$

0.96, Si = 5.83 ~ 6.13 pfu である。峨蔵岩体の泥質片岩のざくろ石に包有されるパラゴナイトは $X_{Na} = 0.90 \sim 0.96$, Si = 5.58 ~ 6.16 pfu である。また、泥質片岩の基質を構成するパラゴナイトの CaO が 0.1 ~ 0.3 wt.% なのに対して、ざくろ石に包有されるパラゴナイト中の CaO は 0.1 ~ 2.7 wt.% で高い値を示す。

5. 緑れん石

三波川泥質片岩の基質中の緑れん石の化学組成は X_{Fs} ($= Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$) = 0.13 ~ 0.18 である。三波川塩基性片岩の基質中の緑れん石の化学組成は $X_{Fs} = 0.20 \sim 0.31$ である。

峨蔵岩体の泥質片岩の基質中および曹長石またはざくろ石中に包有される緑れん石の化学組成は $X_{Fs} = 0.09 \sim 0.17$ である。峨蔵岩体の塩基性片岩およびエクロジャイトの基質を構成する緑れん石の化学組成は振動累帯構造を示し、一定の組成変化傾向は認められない。これらの組成範囲は $X_{Fs} = 0.10 \sim 0.33$ であるが、試料ごとに組成は X_{Fs} が ± 0.05 の範囲で変化する。

6. 緑泥石

三波川泥質片岩および塩基性片岩の緑泥石の化学組成は Si = 5.25 ~ 5.74 pfu ($O = 28$) で、核部から縁部に向かって X_{Mg} ($= Mg / (Mg + Fe)$) は 0.46 ~ 0.55 から 0.40 ~ 0.51 に減少する。赤鉄鉱を含む塩基性片岩中の片理を構成する緑泥石は Si = 5.44 ~ 5.55 pfu および $X_{Mg} = 0.57 \sim 0.65$ で、 X_{Mg} が泥質片岩中のものより高い値を示す。

峨蔵岩体の泥質片岩および塩基性片岩の緑泥石の化学組成は Si = 5.39 ~ 5.64 pfu および $X_{Mg} = 0.51 \sim 0.63$ であり、核部から縁部に向かって X_{Mg} は 0.52 ~ 0.60 から 0.50 ~ 0.57 に減少する場合がある。ざくろ石包有物の緑泥石は Si = 5.09 ~ 6.09 pfu および $X_{Mg} = 0.22 \sim 0.47$ で、基質の緑泥石と比べて Si の範囲が広く X_{Mg} の値は小さい。エクロジャイトの基質の片理とは無関係に存在する緑泥石の化学組成は Si = 5.47 ~ 5.57 pfu および $X_{Mg} = 0.30 \sim 0.57$ である。

7. 曹長石

三波川結晶片岩および峨蔵岩体中の変成岩に産する曹長石の化学組成はいずれの産状のものも $X_{An} = 0.01 \sim 0.02$ である。

8. クロリトイド

クロリトイドは峨蔵岩体の泥質片岩 (試料 SN26) のざくろ石の包有物としてのみ産する。化学組成は均質で X_{Mg} ($= Mg / (Mg + Fe)$) = 0.15 ~ 0.17 および MnO = 0.03 ~ 0.30 wt.% である。

峨蔵岩体と三波川結晶片岩類の構造関係

峨蔵岩体とその北側に分布する三波川結晶片岩類はともに付加体堆積物を原岩とする結晶片岩から構成される。しかし、峨蔵岩体にはざくろ石とオンファス輝石の出現により特徴付けられるエクロジャイト相変成作用が認められるのに対し、三波川結晶片岩類にはオンファス輝石の産出が認められない。このことは、峨蔵岩体とその北側の結晶片岩類の間に変成度のギャップ、つまり構造境界が存在することを示唆する。

第7表. 峨蔵岩体エクロジャイトの鉱物共生関係.

	プレピーク変成作用	ピーク変成作用	降温期変成作用	三波川昇温期変成作用
ざくろ石	$X_{\text{Prp}}=0.02\sim0.04$	$X_{\text{Prp}}=0.05\sim0.12$	リムを置換	
単斜輝石	$X_{\text{Jd}}=0.07\sim0.35$	$X_{\text{Jd}}=0.20\sim0.51$	$X_{\text{Jd}}=0.01\sim0.11$	
角閃石	パロア閃石, Mg-カトフォル閃石, タラマ閃石		パロア閃石, Mg-ホルンブレンド	パロア閃石, Mg-ホルンブレンド
フェンジャイト	$\text{Si}=6.61\sim6.98$	$\text{Si}=6.53\sim6.92$		
パラゴナイト				
緑れん石			$X_{\text{An}}=0.01\sim0.02$	$X_{\text{An}}=0.01\sim0.02$
曹長石				
ルチル				
チタン石	--			
石英				

変成度のギャップや変成履歴の違いを示唆する観察事実は他にも多数存在する。例えば、三波川泥質片岩中のざくろ石は平均粒径約 0.2 mm であるのに対して峨蔵泥質片岩のざくろ石は平均粒径約 1 mm である。また、三波川塩基性片岩には、ざくろ石の出現はまれであるが、峨蔵塩基性片岩には普遍的に出現する。ざくろ石の組織については峨蔵岩体結晶片岩には融食ー再成長組織が観察できるが、三波川結晶片岩類には観察できない (第2図)。三波川結晶片岩類の角閃石が核部から縁部にかけて Na_{B} が減少し、 Al^{IV} が増加する累帯構造を示すのに対して、峨蔵岩体の角閃石は、核部から縁部にかけて Al^{IV} が一定のまま Na_{B} が減少し、その後、 Na_{B} が一定のまま Al^{IV} が減少し、最後に Na_{B} が減少し、 Al^{IV} が増加するという三波川結晶片岩類と比べて複雑な累帯構造を示す (第11図)。また、峨蔵岩体と周囲の結晶片岩の間で引き伸ばし線構造の方位が明らかに異なっていること (第2図) も、両者の間に構造境界が存在することを示唆する。以上のことから、峨蔵岩体と三波川結晶片岩類とは構造的接触関係にあるものと解釈する。峨蔵岩体と五良津東部岩体の構造関係については後述する。

峨蔵岩体エクロジャイトの変成 ステージ区分および温度圧力経路

峨蔵岩体中のエクロジャイトのピーク変成作用 (エクロジャイト相) の時期を中心にプレピーク変成作用、降温期変成作用および三波川昇温期変成作用に区分する (第7表)。

1. プレピーク変成作用 (エクロジャイト相)

エクロジャイト中のざくろ石は単斜輝石 ($X_{\text{Jd}} = 0.07 \sim 0.35$)、緑れん石、フェンジャイト ($\text{Si} = 6.62 \sim 7.06$)、Na-Ca 角閃石 (パロア閃石、マグネシオ・カトフォル閃石およびマグネシオ・タラマ閃石)、パラゴナイト、石英、チタン石およびルチルを包有する。

ざくろ石に包有される単斜輝石はひすい輝石成分が低い点において、後に説明する融食ー再成長組織を示すオンファス輝石の核部と対比できる。よって、ざくろ石成長時に、エクロジャイト相内で昇温・昇圧が起こった。

2. ピーク変成作用ステージ (エクロジャイト相)

このステージはエクロジャイトの片理および線構造を構成する鉱物群: ざくろ石のリム、オンファス輝石のリム、緑れ

ん石、フェンジャイト ($\text{Si} = 6.53 \sim 6.92$)、パラゴナイトおよびルチルによって特徴づけられる。

峨蔵岩体の変成岩中のざくろ石には核部、マントル部からなる融食ー再成長組織 (第4図g, 第7図) が観察される場合がある。泥質片岩においてはマントル部にエジリンーオージャイト〜オンファス輝石を包有する。核部の変成条件は不明であるが、マントル部の成長時期はエクロジャイト相であったと考えられる。また、エクロジャイトにおいてはざくろ石の核部およびマントル部がエジリンーオージャイト〜オンファス輝石を包有し、ざくろ石の核部およびマントル部の成長時期はともにエクロジャイト相であったと考えられる。泥質片岩中のブロックとして産するエクロジャイト (試料 G19) 中の粗粒ざくろ石 (第8図a) は核部、マントル部および縁部に区分できる。各部がそれぞれ正累帯構造を示し (第8図b)、ざくろ石の核部にはオンファス輝石が包有されるが (第8図a)、マントル部および縁部にオンファス輝石は認められない。このざくろ石のマントル部の変成条件は不明であるが、核部はオンファス輝石を包有することよりエクロジャイト相、縁部は基質のオンファス輝石と接する細粒のざくろ石と組成が対比できることによりエクロジャイト相で形成されたと考えられる。また、試料ごとに組成は異なるが、一般に単斜輝石は核部 ($X_{\text{Jd}} = 0.13 \sim 0.30$) からマントル部 ($X_{\text{Jd}} = 0.20 \sim 0.43$) に向かって X_{Jd} が上昇し、核部とマントル部の間には組成ギャップが存在することから、単斜輝石は融食ー再成長組織 (第5図) を示すと考えられる。これらのことからエクロジャイト相条件下においてざくろ石およびオンファス輝石が不安定となるような、温度低下、圧力低下、または H_2O 流体の流入、あるいはこれらが複合した条件変化があったと考えられる。

以下、エクロジャイト中の共存するざくろ石とオンファス輝石の化学組成からざくろ石ー単斜輝石地質温度計 (Ellis and Green, 1979) およびひすい輝石地質圧力計 (Holland, 1983) を用いて峨蔵岩体の温度・圧力条件を見積もる。このステージでは、ざくろ石とオンファス輝石は曹長石と共存していないので、ひすい輝石圧力計は変成圧力の下限を与える。一方、圧力の上限は、ざくろ石、オンファス輝石と共存するパラゴナイト (第2表) の存在から、パラゴナイト=ひすい輝石+藍晶石+ H_2O (Holland, 1979) の反応曲線によって

第13図. 峨嵋岩体エクロジャイトの変成経路。(1) プレピーク変成作用 (2) ピーク変成作用ステージ (3) 降温期変成作用 (4) 三波川昇温期変成作用 (Enami et al., 1994: 著者らは変成経路を示しているが、温度・圧力軸に数字を入れていない)。単斜輝石のひすい輝石成分の等濃度線は Holland (1983), パラゴナイト=ひすい輝石+藍晶石+H₂Oの反応曲線は Holland (1979), 各鉱物帯の温度圧力条件は Enami et al. (1994) による。変成相の境界は Takasu (1989) による。Chl: 緑泥石帯, Grt: ざくろ石帯, Ab-Bt: 曹長石-黒雲母帯, Ol-Bt: 灰曹長石-黒雲母帯, GS: 緑色片岩相, EA: 緑れん石角閃岩相, AMP: 角閃岩相, GRN: グラニュライト相, GL: 藍閃石片岩相, ECL: エクロジャイト相。

与えられる。基質中のざくろ石のリムの組成は Mn に富む傾向があり、これは後の後退変成作用による化学組成の変化を示している可能性があり、変成温度の推定には用いなかった。サンプル G19 中の粗粒ざくろ石 (第8図a) の核部はオンファス輝石を包有する。このオンファス輝石 ($X_{\text{Jd}} = 0.29 \sim 0.35$) と直接するざくろ石の間の K_D ($(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{grt}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$) は 38 ~ 52 を示し、11 ~ 26 kbar, 470 ~ 550 °C となる。G19 以外のざくろ石に包有されるオンファス輝石のリム ($X_{\text{Jd}} = 0.22 \sim 0.34$) とそれに接するざくろ石の間の K_D は 21 ~ 50 を示す。特にざくろ石のリム付近に包有されるオンファス輝石 ($X_{\text{Jd}} = 0.22 \sim 0.28$) とそれに接するざくろ石に限ってみると、 K_D は 21 ~ 30 と系統的に低い値を示す。得られる変成条件はほぼ峨嵋岩体のピーク温度時のものと見なすことができ、その圧力・温度は $X_{\text{Jd}} = 0.51$ を下限として 12 ~ 25 kbar, 510 ~ 580 °C となる (第13図)。オンファス輝石に包有されるざくろ石とそれに接するオンファス輝石 ($X_{\text{Jd}} = 0.33 \sim 0.43$) の間では $K_D = 35 \sim 55$ となる。

峨嵋岩体中央部付近のエクロジャイト (試料 SN106) 中のオンファス輝石斑状変晶 (第5図) は核部およびマントル部に区分され、両者の間には融食-再成長組織が観察される。このオンファス輝石が核部、マントル部の両者にフェンジャイトを含むことに着目し、両者においてざくろ石+オンファス輝石+フェンジャイトの共生を用いた地質温度圧力計の適用を試みた。まず、このオンファス輝石の核部 ($X_{\text{Jd}} = 0.19 \sim 0.30$) と包有されるざくろ石の間の K_D は 17 ~ 42 とかなりのばらつきを示した。マントル部 ($X_{\text{Jd}} = 0.32 \sim 0.43$) に包有されるざくろ石との間の K_D も 14 ~ 41 と、同様に大き

くばらつた。こういったばらつきから、地質温度圧力計が与える変成条件の絶対値の信頼性は低いと推測される。ただし、核部からマントル部への圧力・温度条件の変化傾向はある程度信頼できるものと考え、両者における平均的な組成データを用いて圧力・温度の導出を行った。オンファス輝石の核部とマントル部の組成とそれぞれの部分に包有されるざくろ石とフェンジャイトの平均値組成から Ravna and Terry (2004) を用いて計算すると、核部の温度が約 450 °C、圧力が約 17 kbar、およびマントル部の温度が約 500 °C、圧力は約 21 kbar が得られる。マントル部の変成条件をピーク温度時のものと考えれば、峨嵋岩体はピーク変成条件に向かって、大局的には昇温・昇圧の履歴を経たことになる (第13図)。また、この昇温・昇圧履歴の途中でオンファス輝石やざくろ石の融食が起こったものと考えられる。

3. 降温期変成作用ステージ (エクロジャイト相→緑れん石角閃岩相)

オンファス輝石のリムまたは割れ目に沿った部分は単斜輝石 ($X_{\text{Jd}} = 0.01 \sim 0.11$) + 曹長石 ($X_{\text{An}} = 0.01 \sim 0.02$) ± 角閃石シンプレクタイトにより様々な程度に置換されている。また、エクロジャイトの片理を切って成長した角閃石 (後述) に包有されるシンプレクタイトを構成する単斜輝石 (第4図h) においても $X_{\text{Jd}} = 0.01 \sim 0.04$ と同様の値が得られる。これらの X_{Jd} は、Enami et al. (1994) が曹長石-黒雲母帯のピーク変成時に対応させた単斜輝石の X_{Jd} (~0.19) よりも明らかに小さく、より低圧の条件を示唆する。ひすい輝石成分が低すぎるため、圧力見積もりは大きな誤差を持つが、参考までに単斜輝石+曹長石+石英の共生に基づいたひすい輝

石圧力計を適用すると、曹長石－黒雲母帯以下 ($520 \pm 25^\circ\text{C}$; Emani et al., 1994) の変成温度で変成圧力は 3 kbar 以下となる。

4. 三波川昇温期変成作用ステージ (緑れん石角閃岩相)

エクロジャイト中にはピーク変成作用ステージを特徴づけるオンファス輝石の定向配列による片理および線構造が発達するが、この構造を乱すことなく包み込み、線構造に無関係に配列する斑状変晶の角閃石が発達する (第 4 図 c)。この角閃石はオンファス輝石のみならず、その分解組織である単斜輝石＋曹長石＋角閃石シンプレクタイトをも包有することから上述の降温期変成作用ステージよりも後に形成されたと考えられる。この角閃石の組成累帯構造はバロア閃石からマグネシオ・ホルンブレンドへ変化し、このとき Na_B が減少し Al^{IV} が増加する。また、峨蔵岩体の塩基性片岩中の角閃石の組成累帯構造はエクロジャイト中の角閃石の組成累帯構造に類似しており、両者は同じステージで形成されたと考えられる。さらに、三波川塩基性片岩の片理を構成する角閃石は核部から縁部に向かって Na_B が減少し Al^{IV} が増加する組成累帯構造を示す (第 11 図)。これらの角閃石の組成累帯構造はいずれも曹長石－黒雲母帯相当の三波川昇温期変成作用を示すと考えられる (例えば、Nakamura and Enami, 1994)。以上のことから峨蔵岩体はエクロジャイト相をピークとする変成作用の後、いったん地下浅部まで上昇したのちに再び沈み込み、別子地域の三波川結晶片岩と同じ曹長石－黒雲母帯の三波川昇温変成作用 (ピーク変成度 $520 \pm 25^\circ\text{C}$, $8.0 \sim 9.5$ kbar; Enami et al., 1994) を受けたと考えられる。

5. 峨蔵岩体の変成履歴とテクトニクス

峨蔵岩体は海洋底において泥質岩および塩基性碎屑岩の互層からなる原岩が形成された後、ユーラシア大陸東縁部において、付加体深部に沈み込みエクロジャイト相 (ピーク変成条件: $510 \sim 580^\circ\text{C}$ の時, $12 \sim 25$ kbar) への昇温期変成作用を受けた。ピーク変成条件に至る過程において、ざくろ石、オンファス輝石の融食・再結晶により示されるように温度・圧力が低下する、または H_2O 流体が流入する時期があった (第 13 図)。ピーク変成作用の後、岩体は上昇し、高压型変成作用が進行中の三波川結晶片岩と接合した。その後、三波川結晶片岩とともに再び沈み込み、三波川昇温期変成作用を受けた。

Ota et al. (2004) が見積もった五良津岩体のピーク変成条件は大部分が $600 \sim 650^\circ\text{C}$, $14 \sim 22$ kbar である。一方、榎並 (1996) は五良津東部岩体の藍晶石－ゾイサイト岩から $570 \sim 820^\circ\text{C}$, $10 \sim 22$ kbar の変成条件を報告している。峨蔵岩体の $510 \sim 580^\circ\text{C}$, $12 \sim 25$ kbar という変成条件は、これまでに推定されている五良津西部および東部岩体の変成条件より低温であることから、峨蔵岩体と五良津東部岩体は構造的接触関係にあるものと考えられる。峨蔵岩体と五良津岩体がいつから変成履歴をとともにするかは、今回の研究から確定することはできないが、峨蔵岩体のピーク変成作用以後の変成履歴が類似することから、エクロジャイト相からの上昇時には両岩体は接合していたか、両岩体は比較的近接したテクトニックの位置関係にあった可能性がある。両岩体は現

位置において三波川結晶片岩層中で三波川昇温期変成作用を受けていることから、遅くとも緑れん石角閃岩相の変成条件に至る三波川昇温期変成作用以前に合体したと考えられる。エクロジャイト岩体が三波川結晶片岩層中において三波川昇温期変成作用を受けた例は瀬場谷地域において論じられている (Aoya, 2001; Zaw Win Ko et al., 2005)。

峨蔵岩体の変成作用とテクトニックな意味付け

四国中央部別子地域三波川変成帯には原岩と変成履歴の異なるエクロジャイト岩体が存在する (第 1 表)。これらのエクロジャイト岩体の原岩は、下部地殻～上部マントルに由来すると考えられる層状はんれい岩およびかんらん岩などの深成岩起源のものと泥質堆積岩、玄武岩質火山岩および火山碎屑岩などの付加コンプレックスを原岩とするものに区分できる (Takasu et al., 1994)。

四国中央部別子地域に分布するエクロジャイト岩体は深成岩起源の岩体と付加コンプレックス起源の岩体が接している。瀬場谷変はんれい岩体の周囲には付加コンプレックス起源の瀬場エクロジャイト質塩基性片岩層が分布する。五良津東部変はんれい岩体は藍閃石片岩相からエクロジャイト相への昇温期変成作用以前により高変成度の変成作用を経験している。五良津東部変はんれい岩体と西部岩体は岩石記載およびオンファス輝石の岩体内での線構造の配列より、五良津東部岩体の低温のエクロジャイト相の時期かそれ以前に両岩体は合体したとされている (高須・上阪, 1987)。また、五良津東部変はんれい岩体には本研究で変成履歴を明らかにした峨蔵岩体が接する。さらに、五良津東部岩体南方の肉淵谷支流には芋野エクロジャイトが分布する (櫻井・高須, 2001a; b)。以上のことから、より地下深部において変成作用を受けた火成岩起源の岩体の上昇に伴い、それよりも浅部で変成作用を受けた岩体が巻き込まれ、あるいは接合してともに上昇するというエクロジャイト岩体の上昇プロセスが考えられる。

五良津岩体は粗粒な火成岩体の岩相により付加体堆積物である三波川結晶片岩の境界が引かれてきた (例えば、堀越, 1937; 坂野ほか, 1976 など)。しかし、鉱物の粒度が三波川結晶片岩よりも粗粒であるということと片理の構造が緑れん石角閃岩と調和的であるということから、五良津緑れん石角閃岩周囲の粗粒の泥質片岩を泥質片麻岩として五良津岩体の一部と見なす考えもある (Ota et al., 2004; Yamamoto et al., 2004; Terabayashi et al., 2005)。さらに、Ota et al. (2004) は五良津岩体中のエクロジャイトのピーク変成条件を求め、五良津岩体および東赤石かんらん岩体が温度圧力軸となるような三波川変成帯の連続した温度構造を提案した。しかし、釘宮・高須 (2002) が示した岩体区分に従って Ota et al. (2004) が示したピーク変成条件を見ると、温度構造は岩体ごとの変成温度と見ることもでき、必ずしも Ota et al. (2004) が提案した五良津岩体および東赤石かんらん岩体が温度圧力軸となるような三波川変成帯の連続した温度構造を考える必要はない。

乾 (2004) は五良津東部岩体南東部の岩体に近接して分布

する泥質片岩中のざくろ石の累帯構造を詳しく検討し、岩体付近の狭い地域に三種類の累帯構造を持つざくろ石が出現することを明らかにし、この泥質片岩の中において岩石の物理的な混合が起こっている可能性を指摘した。そして、二重の正累帯構造を持つざくろ石は五良津東部岩体付近にのみ産することから、二回目のざくろ石の成長を、五良津東部岩体と三波川変成帯の泥質岩とが沈み込みながら接した結果と考えた。これらのことから五良津東部岩体周囲は様々な変成履歴を持つ岩石がテクトニックに混合した地帯となっていると考えられる。

東赤石かんらん岩体、石英エクロジャイト岩体（権現岩体）、五良津岩体、峨蔵岩体および五良津東部岩体周囲の芋野エクロジャイト、泥質片岩等からなる岩体群は、付加体最深部に由来する様々な深度の岩体からなる一つの複合岩体と見なせる。このひとつかたまりの複合岩体が全体として三波川変成岩に貫入していると考えられる。これらのことは地下深部から岩体の上昇するときに相対的に浅部に存在した岩体および岩石を巻き込んで上昇し、三波川結晶片岩中に固体貫入したと考えられる。乾（2004）が示した三種類の異なる累帯構造を持つざくろ石を含む泥質片岩の混合、また、Ota et al. (2004) の五良津岩体に接して出現するという粗粒の泥質片岩（泥質片麻岩）もこのような現象に伴うものであると考えられる。この地帯は様々な原岩と変成履歴を持つエクロジャイト岩体がブロック群を形成しているという点でエクロジャイト・ナップ（Wallis and Aoya, 2000）とよぶのはふさわしくない。以上を総合すると別子地域三波川変成帯のエクロジャイト岩体の産状はテクトニック・メランジェ帯中のブロックと考える方が妥当である。

謝 辞

島根大学の変成岩ゼミ、総合理工学部地球資源環境学科地球物質システム学ゼミの皆様には、本研究について有意義な議論をしていただいた。特に Barry Roser 博士には有益な議論および英語要旨の校正をしていただいた。愛媛県新居浜市銅山峰ヒュッテの故伊藤玉男氏、別子山の仲村孝三氏には野外調査にあたり、情報を提供していただくとともに、宿舎を提供していただいた。査読者の名古屋大学の榎並正樹教授、産業技術総合研究所の青矢睦月博士、編集担当の金沢大学の森下知晃博士には多くの有益なコメントをいただいた。以上の方々に心より感謝する。本研究の一部には財団法人深田地質研究所の平成 14 年度深田研究助成金および平成 17～19 年度科学研究費補助金（基礎研究（B）17340149）を使用した。

文 献

- Aoya, M., 2001, P-T-D path of eclogite from the Sambagawa belt deduced from combination of petrological and microstructural analyses. *Jour. Petrol.*, **42**, 1225-1248.
 Aoya, M., 2002, Structural position of the Seba eclogite unit in the Sambagawa Belt: Supporting evidence for an eclogite nappe. *Island Arc*, **11**, 91-110.
 Aoya, M., Uehara, S., Matsumoto, M., Wallis, S.R. and Enami, M., 2003,

- Subduction-stage pressure-temperature path of eclogite from the Sambagawa belt: Prophetic record for oceanic-ridge subduction. *Geology*, **31**, 1045-1048.
 坂野昇平・横山一巳・岩田 修・寺島進世意, 1976, 四国中央部三波川変成帯の緑れん石角閃岩体の成因. *地質雑*, **82**, 199-210.
 Bence, A.E. and Albee, A.L., 1968, Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, **76**, 382-403.
 Ellis, D.J. and Green, D.H., 1979, An experimental study of the effect of Ca upon the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 13-22.
 榎並正樹, 1982, 四国中央部別子地域・三波川帯の灰曹長石-黒雲母帯. *地質雑*, **88**, 887-900.
 榎並正樹, 1996, 四国中央部別子地域・三波川帯に産する藍晶石を含むテクトニック・ブロックの岩石学. テクトニクスと変成作用（原郁夫先生退官記念論文集）, 創文, 47-55.
 榎並正樹, 2003, 四国三波川帯・五良津西部岩体のエクロジャイト相変成作用. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨集, 170.
 榎並正樹・水上知行, 2004, 四国中央部・三波川帯, 東赤石超苦鉄質岩体の P-T-D 履歴－ウェッジ・マントルカンラン岩の沈み込み過程－. *地学雑*, **113**, 617-632.
 Enami, M., Mizukami, T. and Yokoyama, K., 2004, Metamorphic evolution of garnet-bearing ultramafic rocks from the Gongen area, Sanbagawa belt, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **22**, 1-15.
 Enami, M., Wallis, S.R. and Banno, Y., 1994, Paragenesis of sodic pyroxene-bearing quartz schists: implications for the P-T history of the Sanbagawa belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 182-198.
 東野外志男, 1975, 四国中央部白髪山地方三波川変成帯の黒雲母帯. *地質雑*, **81**, 653-670.
 Higashino, T., 1990, The higher grade metamorphic zonation of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **8**, 413-423.
 Holland, T.J.B., 1979, Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, 293-301.
 Holland, T.J.B., 1983, The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 214-220.
 堀越義一, 1937, 愛媛県別子付近の岩石地質概報. *地質雑*, **44**, 121-140.
 乾 睦子, 2004, 四国中央部三波川変成岩中のザクロ石から解析する温度圧力履歴. *地学雑*, **113**, 571-586.
 釘宮康郎・高須 晃, 1997, 四国中央部別子地域三波川変成帯中の五良津西部岩体の地質と岩石. 日本地質学会関西支部報, no.122, 22.
 釘宮康郎・高須 晃, 2002, 四国中央部別子地域の三波川変成帯テクトニック・メランジェ中の五良津西部岩体とその周辺の地質. *地質雑*, **108**, 644-662.
 Kunugiza, K., Takasu, A. and Banno, S., 1986, The origin and metamorphic history of the ultramafic and metagabbro bodies in the Sanbagawa metamorphic belt. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **164**, 375-385.
 Leake, B.E. et al., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineral. Mag.*, **61**, 295-321.
 Miyagi, Y. and Takasu, A., 2005, Prograde eclogites from the Tonaru epidote amphibolite mass in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, southwest Japan. *Island Arc*, **14**, 215-235.
 Miyamoto, A., Enami, M., Tsuboi, M. and Yokoyama, K., 2007, Peak conditions of kyanite-bearing quartz eclogites in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **102**, 352-367.
 Mizukami, T. and Wallis, S.R., 2005, Structural and petrological constraints on the tectonic evolution of the garnet-lherzolite facies Higashi-akaishi peridotite body, Sanbagawa belt, SW Japan. *Tectonics*, **24**, TC6012, 1-17.
 Morimoto, N., 1988, Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.*, **52**, 535-550.
 森山 浩, 1990, 四国中央部別子地域の三波川変成帯中の東平緑れん石

- 角閃岩体中にみられる変成履歴の異なる2つの岩相について. 島根大地質研報, **9**, 49-54.
- Nakamura, C. and Enami, M., 1994, Prograde amphiboles in hematite-bearing basic and quartz schists in the Sanbagawa belt, central Shikoku: relationship between metamorphic field gradient and P-T paths of individual rocks. *Jour. Metamorphic Geol.*, **12**, 841-852.
- 猶原亮介・青矢睦月, 1997, 四国中央部三波川帯瀬場谷地域の塩基性片岩中に産する累進のエクロジャイト. 島根大総理工紀要シリーズA, **30**, 63-73.
- Ota, T., Terabayashi, M. and Katayama, I., 2004, Thermobaric structure and metamorphic evolution of the Iratsu eclogite body in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Lithos*, **73**, 95-126.
- Ravna, E.J.K. and Terry, M.P., 2004, Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists -an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *Jour. Metamorphic Geol.*, **22**, 579-592.
- Sakurai, T., 2000, Chemical compositions of the constituent minerals of the Gazo mass, a tectonic block in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, central Shikoku, Japan. *Geosci. Rep. Shimane Univ.*, **19**, 167-185.
- 櫻井 剛・高須 晃, 2001a, 四国中央部三波川変成帯五良津東部岩体南方のエクロジャイト. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Go-P003.
- 櫻井 剛・高須 晃, 2001b, 四国中央部三波川変成帯五良津東部岩体に近接して産するエクロジャイト. 日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨集, 158.
- Takasu, A., 1984, Prograde and retrograde eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, Japan. *Jour. Petrol.*, **25**, 619-643.
- Takasu, A., 1989, P-T histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. *In* Daly, J.S., Cliff, R.A. and Yardley, B.W.D., ed., *Evolution of Metamorphic Belts*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., no.43, 533-538.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R.D., 1990, ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, **185**, 111-139.
- 高須 晃・牧野州明, 1980, 四国・別子地域の三波川帯の層序と構造—とくに横臥褶曲構造の再検討—. 地球科学, **34**, 16-26.
- 高須 晃・上阪佳史, 1987, 別子地域三波川変成帯, 五良津緑れん石角閃岩体中のエクロジャイト. 地質雑, **93**, 517-520.
- Takasu, A., Wallis, S.R., Banno, S. and Dallmeyer, R.D., 1994, Evolution of the Sambagawa metamorphic belt, Japan. *Lithos*, **33**, 119-133.
- Terabayashi, M., Okamoto, K., Yamamoto, H., Kaneko, Y., Ota, T., Maruyama, S., Katayama, I., Komiya, T., Ishikawa, A., Anma, R., Ozawa, H., Windley, B.F. and Liou, J.G., 2005, Accretionary complex origin of the Mafic-ultramafic bodies of the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Internat. Geol. Rev.*, **47**, 1058-1073.
- Yamamoto, H., Okamoto, K., Kaneko, Y. and Terabayashi, M., 2004, Southward extrusion of eclogite-bearing mafic-ultramafic bodies in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, **387**, 151-168.
- Yokoyama, K., 1976, Finding of plagioclase-bearing granulite from the Iratsu epidote amphibolite mass in central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **82**, 549-551.
- Wallis, S. and Aoya, M., 2000, A re-evaluation of eclogite facies metamorphism in SW Japan: proposal for an eclogite nappe. *Jour. Metamorphic Geol.*, **18**, 653-664.
- Zaw, Win, Ko, Enami, M. and Aoya, M., 2005, Chloritoid and berroisite-bearing pelitic schists from the eclogite unit in the Besshi district, Sanbagawa metamorphic belt. *Lithos*, **81**, 79-100.

(要 旨)

櫻井 剛・高須 晃, 2009, 四国中央部三波川変成帯別子地域峨蔵岩体の地質とエクロジャイトの変成作用. 地質雑, **115**, 101-121. (Sakurai, T. and Takasu, A., 2009, Geology and metamorphism of the Gazo mass (eclogite-bearing tectonic block) in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **115**, 101-121.)

四国中央部別子地域三波川変成帯の峨蔵岩体は, 主に泥質片岩と塩基性片岩からなり, エクロジャイトが塩基性片岩中に挟まれる. エクロジャイトは主にざくろ石, 単斜輝石, 緑れん石, 角閃石, フェンジャイト, パラゴナイトおよび石英からなる. エクロジャイトの組織をもとに峨蔵岩体の変成史を (1) プレピーク変成作用 (2) ピーク変成作用 (12 ~ 25 kbar, 510 ~ 580 °C) (3) 降温期変成作用 (4) 三波川昇温期変成作用の4つに区分した. ざくろ石とオンファス輝石は融食-再成長の組織を示し, 昇温期の履歴が単純な温度・圧力の上昇ではなく温度・圧力が一度低下する, または H₂O 流体が流入する時期があったと考えられる.

峨蔵岩体は, 五良津岩体の上昇に伴い五良津岩体と接合し, さらに上昇して, 昇温期変成作用が進行している三波川結晶片岩と接合し, とともに曹長石-黒雲母帯の昇温期変成作用を受けたと考えられる.