

紀伊半島西部龍門山地域の三波川変成帯

石川 憲一

島根大学理学研究科地質学専攻

The Sambagawa metamorphic belt in the Mt. Ryumon district, western Kii Peninsula, Japan

Kenichi ISHIKAWA

Department of Geology, Faculty of Science, Shimane University, Matsue 690, Japan

(Received September 19, 1997)

Abstract

The Sambagawa metamorphic belt in the Mt. Ryumon district, western Kii Peninsula, consists of two geological unit, Tomobuchi unit and structurally overlying Imori unit. Funaokayama rock, named by Hirota, 1991, exist in the northeast parts of this district. Funaokayama schists are different in metamorphic grade and mode of deformation from surrounding schists. The geological structure of the Mt. Ryumon district is characterized by the E-W trending Imori syncline.

The Tomobuchi unit occupying the south parts of the Mt. Ryumon district. This unit are principally composed of pelitic and psamitic schists which are intercalated with basic and siliceous schists, but in the southeast parts of this unit, psamitic schists are predominant. Most common metamorphic minerals in pelitic schists are chlorite, but close to the boundary of the Imori unit occurring small garnet. The Tomobuchi unit belongs to the chlorite zone, but close to the boundary of the Imori unit belongs to low-grade garnet zone.

The Imori unit occupying the north parts of the Mt. Ryumon district. This unit are principally composed of basic and pelitic schists which are intercalated with siliceous schists. This unit contains many ultramafic and mafic rocks. Most common metamorphic minerals in pelitic schist are chlorite and garnet, but chlorite + garnet + biotite mineral assemblage are found at Kasukami and Fujizaki. The Imori unit belongs to the garnet zone, but partly belongs biotite zone. The biotite occurring points corresponds to biotite zone (Wang and Maekawa, 1997) predominate in this area.

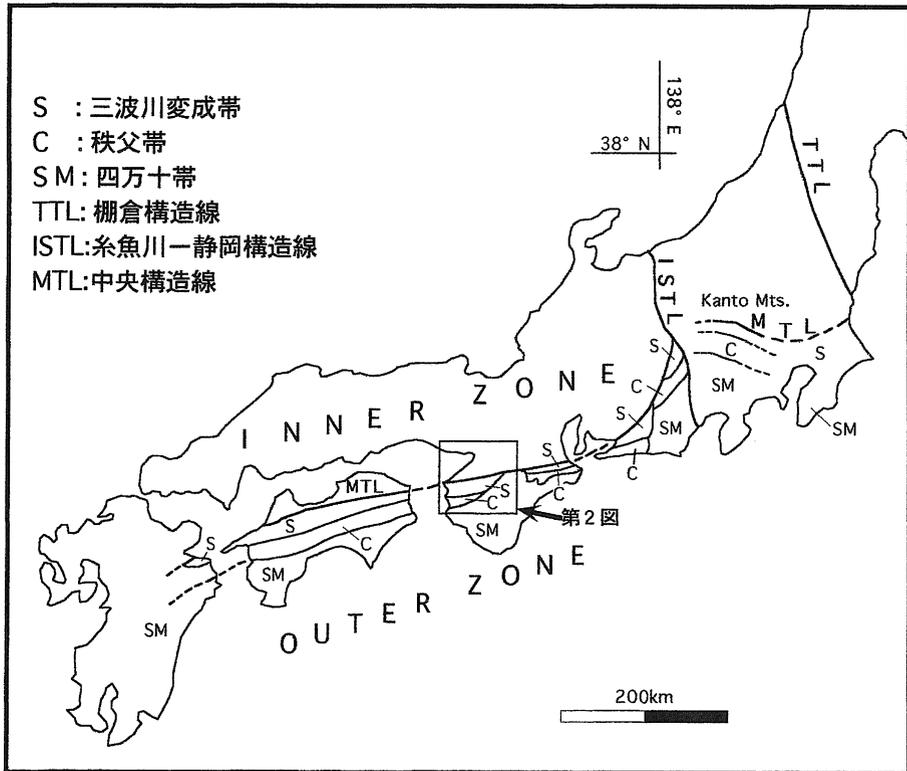
The relationship between the Tomobuchi unit and Imori unit is possibly fault because of difference to geological structure and matamorphic grade.

The Funaokayama rock are composed of basic and pelitic schists which are intercalated with siliceous schists. This schists characterized by mylonitic texture and such as ribbon quartz and mica fish.

I はじめに

三波川変成帯は、関東山地から中部・近畿・四国地方を経て九州東部の佐賀関半島まで、総延長約 800 km にわたって分布する高圧変成帯である (第 1 図)。

龍門山地域の三波川変成帯は、1950年代後半から1960年代前半にかけて、キースラーガー一鉾床を中心に集中的に研究がなされてきた(岩橋, 1962; 秋元, 1958; 神山ほか, 1964;

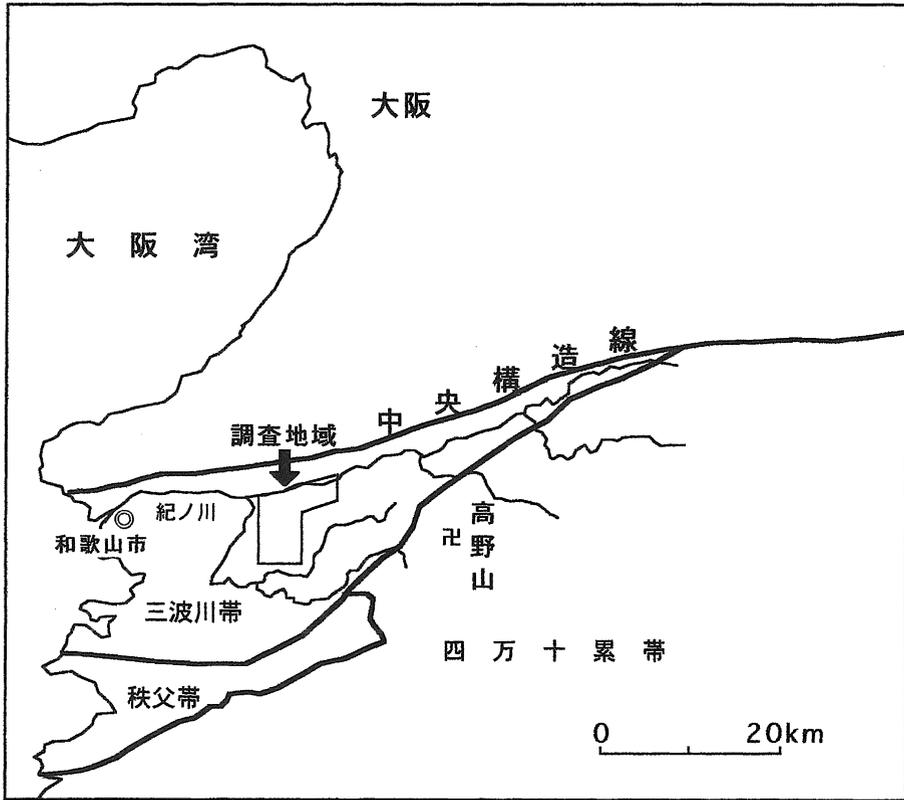


第1図 西南日本の地帯構造区分

中山, 1958, 1960など). しかし, その後約30年間, この地域は超塩基性・塩基性岩体に関する研究(中山, 1983; Kunugiza, 1980, 1982)を除いてあまり研究されていない. 最近, 層序・地質構造・岩石学的研究(村上, 1991; 廣田, 1991; 王ほか, 1997), 放射年代学的研究(Takasu et al., 1996; 栗本, 1993, 1995)が行われた.

紀伊半島では, 三波川帯・秩父累帯・四万十帯の東西の帯状配列(第1図)が乱され, 場所によっては, 秩父累帯が欠如して三波川帯と四万十帯が直接し, さらに三波川帯が欠如し, 中央構造線を介して領家帯と四万十帯が直接接している地域がある(第1図; 栗本, 1982; 大和大峯研究グループ, 1989). 三波川変成帯は, 最近では四国地域において主に研究がおこなわれている. 三波川帯の性格が島弧に沿ってどのように変化するのは, 三波川変成帯全域にわたる詳細な研究が必要である.

本論文では紀伊半島西部, 龍門山^{りゅうもんざん}地域の三波川変成帯の地質の性質, 地質構造, 岩石記載について報告する.



第2図 調査地域位置図

II 研究史

紀伊半島西部の三波川変成帯の研究については、すでに廣田（1991）により詳しくまとめられているので、それ以前の研究についてはここでは省略する。

廣田（1991）は、飯盛地域の三波川変成帯を下位より無点紋帯の^{とよむら}鞍瀨ユニット、点紋帯の^{いもり}飯盛ユニットに区分し（第1表）、両ユニットの境界は地質構造と変成度の差異により断層と考えた。また、紀ノ川沿いに変成度が一部で灰曹長石-黒雲母帯に達し、周囲の結晶片岩とは組織や鉱物組合せが異質な船岡山岩体を見出した。船岡山岩体は、飯盛ユニットのざくろ石帯中の構造岩塊またはスラスト・シートであると考えた。

最近、王・前川（1997）は紀伊半島西部の三波川帯の変成分帯をおこない、緑泥石帯、ざくろ石帯、黒雲母帯に区分した。そのうち黒雲母帯は、飯盛向斜軸や褶曲帯の軸部に沿って帯状に分布している。また泥質片岩中の緑泥石とざくろ石間のFe-Mg分配係数より、変成温度はざくろ石帯分布域において、南から北に向かって、黒雲母帯の分布とは無関係に連続的に高くなることを示した。その結果、黒雲母帯は、三波川変成作用後に、二次的に断層

第1表 層序対比表
四国三波川帯との比較は神山ほか (1964) による

四国三波川帯	中山 (1960)	岩橋 (1962)	神山ほか (1964)	秋元 (1966)	中山 (1983)	廣田 (1991)	本論文	
三縄層上部	龍門層	龍門層	龍門互層群	C層	龍門層	飯盛 ユニット	飯盛 ユニット	
三縄層主部 緑色片岩層	飯盛層	飯盛層	飯盛緑色 片岩層群		B層			飯盛層
	北山層	北山層						渋田層
	渋田層	渋田層		A層	鞘淵層	鞘淵 ユニット	鞘淵 ユニット	
三縄層下部 および 小歩危層	鞘淵層	無点紋 結晶片岩帯	鞘淵互層群					

によってざくろ石帯と接した可能性があることを述べた。

最近の放射年代学的研究として、栗本 (1993, 1995), Takasu et al. (1996), がある。紀伊半島西部において、栗本 (1993, 1995) は、無点紋帯から 68.7~78.6 Ma, 点紋帯から 72.0~75.0 Ma の白雲母の K-Ar 年代を報告している。Takasu et al. (1996) は、点紋帯における白雲母の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の結果、75~77 Ma のプラトー年代を示した。また、船岡山岩体では、75 Ma の白雲母のプラトー年代を示した。

Ⅲ 龍門山地域の三波川変成帯の地質

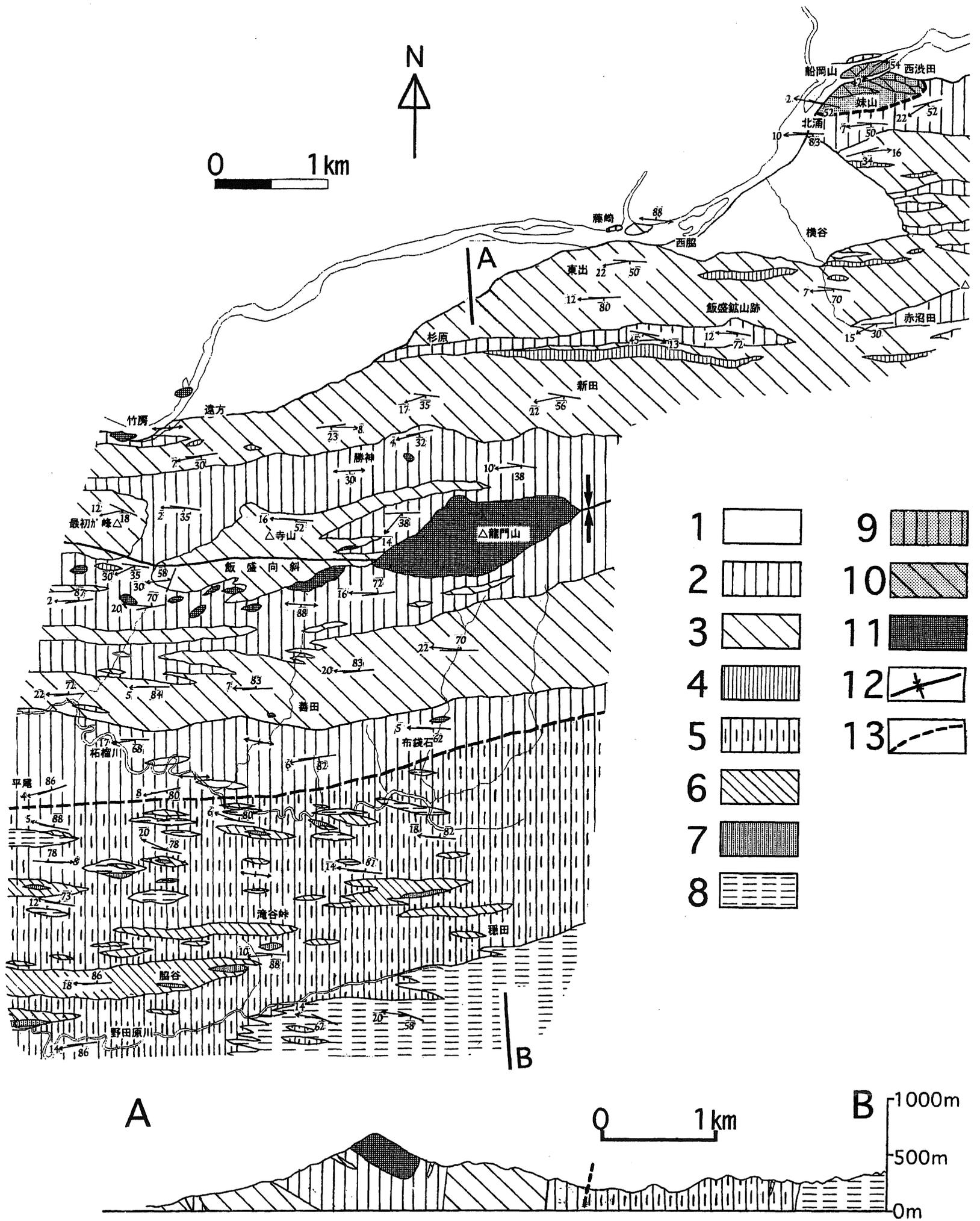
龍門山地域の三波川変成帯は、廣田 (1991) の層序区分に従うと、無点紋泥質片岩と砂質片岩を主体とする鞘淵ユニットと、その構造的上位に位置し、主に点紋泥質片岩、点紋塩基性片岩からなる飯盛ユニットに区分される。この地域の北西部には、周囲の結晶片岩とは変成度や変形様式が異なる船岡山岩体 (廣田, 1991) が存在する (第3図, 第4図)。

A. 鞘淵ユニット

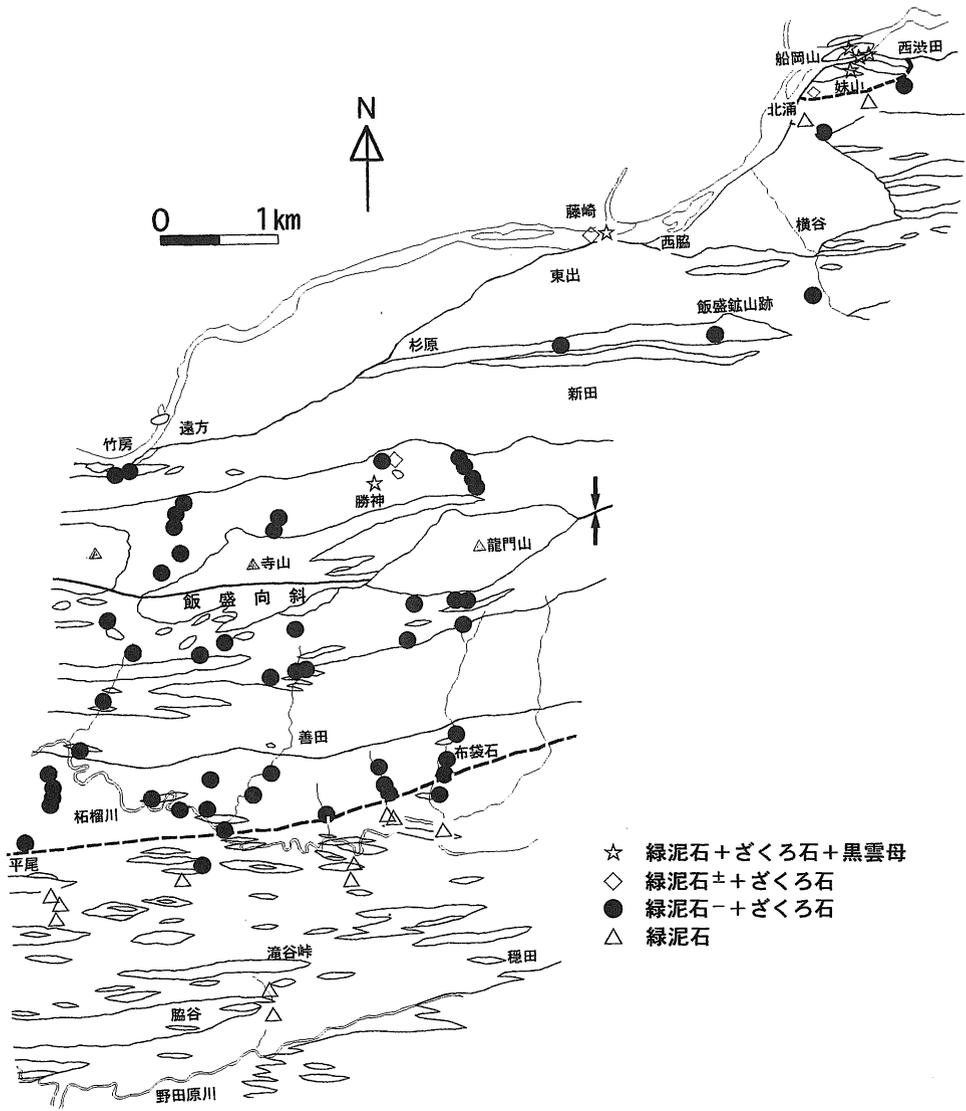
鞘淵ユニットは、神山ほか (1964) の鞘淵互層群、中山 (1983) の鞘淵層にほぼ対応する (第1表)。調査地域には、本ユニットの構造的下限が現れていないため層厚は不明であるが、約 3000 m の層厚が確認できる。

鞘淵ユニットは調査地域の南半分を占め、主に無点紋泥質片岩からなり、塩基性片岩と砂質片岩、珪質片岩から構成される。主要な片理面の方向は一般に原岩の層理面方向と一致しており、走向は N80°W~EW が卓越し、傾斜は 80°S~80°N の急傾斜が卓越する。

泥質片岩は一般に黒色で、片理と平行に 1~2 mm の石英に富む優白色の層と炭質物による優黒色の層とが互層する。片理面上には、一般にちりめんじわ褶曲による線構造が発達している。滝谷峠付近から隠田にかけての泥質片岩は、厚さ数 10 cm~数 m の淡緑色の塩基



第3図 龍門山地域の地質図及び地質断面図
 東部の一部において廣田(1991)を参考
 1, 第四系
 2~4 飯盛ユニット (2, 泥質片岩 3, 塩基性片岩 4, 珪質片岩)
 5~8 鞆淵ユニット (5, 泥質片岩 6, 塩基性片岩 7, 珪質片岩 8, 砂質片岩)
 9~10 船岡山岩体 (9, 泥質片岩 10, 塩基性片岩)
 11, 超塩基性・塩基性岩体 12, 向斜軸 13, 推定断層



第4図 龍門山地域における泥質片岩中の鉱物組合せ
 緑泥石の光学性が負；緑泥石-
 緑泥石の光学性が負と正が混在；緑泥石±

片岩と互層する。布袋石周辺の柘榴川河床の露頭では、原岩の砂泥互層の構造がみられる。

砂質片岩は、一般に灰色を呈し、泥質片岩に比べて片理や線構造の発達は弱い。残留碎屑鉱物として、石英、斜長石、褐れん石が認められる。南東部の砂質片岩が優勢な地域では、灰色や黄褐色を呈する。この砂質片岩は層厚 10 m 以下の泥質片岩としばしば互層しており、西方に向かって次第に泥質片岩層が優勢に漸移していく。

塩基性片岩は、淡緑色から緑色を呈し、緑れん石を多く含む淡黄緑色の層と、角閃石と緑泥石に富む緑色の層が幅数 mm~1 cm で互層をなす縞状構造がみられるものや、淡緑色で片理の発達が弱い比較的塊状のものがみられる。泥質片岩ほど顕著ではないが、ちりめんじわ褶曲による線構造が発達する。

珪質片岩は、緑色、暗灰色、青灰色、赤紫色を呈し、片理面上にちりめんじわ褶曲による線構造が確認できる。緑色、赤紫色、青灰色の珪質片岩は、ほとんどの場合、塩基性片岩中の層厚数 10 cm から 10 数 m の挟みとしてみられる。滝谷峠付近の珪質片岩には、スチルプノメレンを含む褐色のものが存在する。

B. 飯盛ユニット

神山ほか (1964) の飯盛ユニット緑色片岩層群と龍門互層群、中山 (1983) の渋田層、飯盛層、龍門層にはほぼ対比される (第 1 表)。層厚は龍門山を通る南北線において、飯盛向斜の南翼側で約 1900 m、北翼側では下限が現れていないが調査地域内で約 1500 m が確認できる。飯盛ユニットは調査地域の北半分を占め、主に塩基性片岩と泥質片岩からなり、砂質片岩と珪質片岩の薄層を挟む。いずれも曹長石の斑状変晶が肉眼でみられる点紋帯に属する。変成鉱物は鞆淵ユニットに比べて粗粒である。また飯盛ユニットの特徴として、龍門岩体をはじめとする大小の超塩基性・塩基性岩体が飯盛向斜に沿って分布する。

飯盛ユニットの地質構造は基本的に飯盛向斜によって支配される。飯盛向斜の北翼において、結晶片岩の層面片理の走向・傾斜は E-W ないし WSW-ENE 方向であり、 20° ~ 50° を示す。西脇、東出、竹房などの紀ノ川沿いでは 80° 南傾斜ないし垂直を示すが、この地域の一般的な傾斜は 20° ~ 30° の緩い南傾斜である。飯盛向斜の南翼では、結晶片岩の層面片理の走向・傾斜は、WNW-SES から WSW-ENE を示し、 70° ~ 80° 北傾斜ないし垂直を示す。

角閃石などの柱状鉱物の配列及びちりめんじわ褶曲による線構造は、向斜軸北翼において WSW 方向が卓越し、 0° ~ 30° (10° ~ 20° が卓越する) プランジする。向斜軸南翼では W-WNW 方向が卓越し、北翼とわずかに斜交する。 0° ~ 30° (10° ~ 20° が卓越する) プランジする。

泥質片岩は、龍門山周辺に広く分布する。これは神山ほか (1964) の龍門互層群、中山 (1983) の龍門層に相当する。泥質片岩は、一般に黒色から暗灰色で、炭質物に富む優黒色の層と、石英や斜長石に富む優白色の層とが幅数 mm~数 cm で互層して縞状構造をなす。片理が強く発達し、ちりめんじわ褶曲による線構造が片理面上に顕著にみられる。変成鉱物の粒度が鞆淵ユニットの泥質片岩と比べて粗粒であり、径 1~2 mm 以上の曹長石斑状変晶を含む点紋泥質片岩である。勝神と藤崎には、粗粒で黒雲母がみられる泥質片岩が存在する。調査地北東部の船岡山岩体周辺の北浦から西渋谷にかけて分布する泥質片岩は、比較的

細粒で曹長石斑状変晶は認められない。この泥質片岩は片理面と平行に幅 1~2 mm の石英脈を含み、またシェアバンドがしばしば発達する。

塩基性片岩は、緑色から濃緑色を呈し、緑れん石が濃集する黄緑色の層と、角閃石や緑泥石が濃集する暗緑色の層が幅数 mm~数 cm で互層する縞状構造がしばしばみられる。片理面上には、角閃石の定向配列による線構造がみられる。善田には、片理と線構造の発達が弱く、塊状で淡緑色の塩基性片岩が分布する。また、その北方には、原岩が火山性堆積物と考えられる数 mm オーダーのラミナがみられる。さらにその北方では、暗青色を呈する Na 角閃石を含む塩基性片岩がみられる。Na 角閃石を含む塩基性片岩は、一般に暗青色を呈し、飯盛向斜の南翼にのみみられる。

砂質片岩は、鞆淵ユニットに比べ飯盛ユニットでの分布は少なく、泥質片岩中に層厚 5 m 以下の薄層が含まれたり、船岡山の北側の紀ノ川右岸にのみみられる。一般に灰色で、泥質片岩と比べて片理や線構造の発達が弱い。残留碎屑鉱物として斜長石、石英、ざくろ石が認められる。

珪質片岩は、青灰色、緑色、ピンク色、暗灰色を示す。暗灰色のものは、泥質片岩中に厚さ 1~数 m で挟まれ、青灰色、緑色、ピンク色の珪質片岩は塩基性片岩中に厚さ数 m~数 10 m のものが挟まれる。

超塩基性・塩基性岩体は、飯盛ユニットに分布し、特に飯盛向斜軸付近に多くみられる。超塩基性岩のほとんどは蛇紋岩からなり、規模はさまざまである。周囲の結晶片岩の片理の走向方向に調和的なレンズ状である。

龍門岩体は、南北約 600 m、東西約 1800 m で、周囲の結晶片岩の片理の走向と調和的なレンズ状をなす。この岩体はほとんど蛇紋岩からなり、龍門山山頂、または岩体周辺部の勝神では片状化が著しく、片状化の方向は周囲の結晶片岩の走向と調和的である。龍門山東部の龍門岩体と泥質片岩の境界部では、優白色の主に滑石からなる幅数 cm の反応帯がみられる。

龍門岩体についての研究として、中山 (1983) は、ダナイト、変はんれい岩、単斜輝岩からなる複合岩体とし、変成作用時の貫入岩と考えた。また、Kunugiza (1980, 1982) は、この岩体の成因は、再結晶かんらん石がアンチゴライト・ブルーサイト・磁鉄鉱などの蛇紋岩を構成していたと考えられる鉱物を包有して成長していることから、キュームレートとして形成された後、一度蛇紋岩化し、そのあと三波川変成作用によってかんらん石が再結晶し、再びかんらん岩になったと考えた。

紀ノ川沿いの竹房には、厚さ約 20 m の塊状の超塩基性岩体が分布する。この岩体は、径数 cm~2 m の円礫や角礫の蛇紋岩からなり、マトリクスは蛇紋石や炭酸塩鉱物で充填されている。この岩体と周りの結晶片岩が接する部分は、竹房橋下でみられ、主に滑石からなる優白色の層が幅 10 cm にわたりみられる。

布袋石の超塩基性・塩基性岩体はすでに廣田 (1991) に記載されており、蛇紋岩中に厚さ 1~2 m の変はんれい岩を挟む厚さ約 20 m の岩体である。変はんれい岩と蛇紋岩の関係や、変はんれい岩と周りの結晶片岩との関係は露頭において確認できない。周りの結晶片岩と岩体との接触部分には、幅 30 cm で、淡緑色を呈し、主に滑石と Ca 角閃石からなる反応

帯が存在する。また、接触部付近の蛇紋岩は、周りの結晶片岩の片理と調和的に片状化している。変はんれい岩は、鉱物粒度が粗粒で塊状である。

善田の塩基性岩体は、大きさは厚さ約 10 m で、塩基性片岩中に含まれる。淡緑色の部分と優白色の部分からなるはんれい岩組織がみられる。また、優白色の部分が長径 2 cm ほど、周囲の結晶片岩の片理面の走向と調和的な紡錘形に引き伸ばされたものもみられる。周囲の結晶片岩との境界はみられない。

C. 船岡山岩体

船岡山岩体は、調査地域北東部の船岡山-妹山地域に東西約 1 km、南北約 350 m にわたり分布し、主に塩基性片岩・泥質片岩からなり、珪質片岩の薄層をはさむ。周囲の飯盛ユニットとの境界は確認できない。

泥質片岩は、一般に暗灰色を呈し、石英、斜長石に富む優白色の層と、緑泥石、炭質物に富む優黒色の層が数 mm ごとに互層をなし縞状構造を示す。変成鉱物は粗粒で、曹長石の斑状変晶の粒径は 3 mm に達し、ざくろ石の斑状変晶は、径 2~3 mm に達する。白雲母の定向配列により片理面が形成され、ちりめんじわ褶曲による線構造が発達する。

塩基性片岩は、緑色または暗緑色を呈し、径 4 mm に達する曹長石斑状変晶がみられ、角閃石の定向配列による線構造が認められる。ざくろ石の直径 4 mm に達する斑状変晶と、1 mm 以下の微細なざくろ石が濃集した層が互層する。微細なざくろ石が濃集した層はシーズ褶曲をなす。このような 2 種類のざくろ石のみられる塩基性片岩は、船岡山岩体にのみ確認され、泥質片岩層の中に層厚 30~50 cm の層状に挟まれる。

珪質片岩は、塩基性片岩中に挟まれ、層厚は 5 m 以下である。一般に暗灰色またはピンク色を呈する。

泥質片岩や塩基性片岩には曹長石+ざくろ石+黒雲母の鉱物組合せが認められ、廣田 (1991) は、曹長石斑状変晶の縁部に灰曹長石の存在を報告しており、船岡山岩体は一部灰曹長石-黒雲母帯の変成度に達すると考えられている。また、廣田 (1991) は、この岩体の成因をざくろ石帯を示す飯盛ユニット中に存在する構造岩塊あるいはスラスト・シートと考えている。

IV 岩石記載

A. 鞆淵ユニット

1) 泥質片岩

主要構成鉱物は石英、曹長石、白雲母、緑泥石で、緑れん石、炭酸塩鉱物、炭質物を少量含み、また、電気石、スフェン、褐れん石を含むことがある。白雲母と緑泥石の定向配列によって片理が形成され、片理面上にはちりめんじわ褶曲のよる線構造が発達している。

曹長石は、最大径 0.5 mm で球形から紡錘形の斑状変晶としてみられる。包有物として石英、緑れん石、炭質物を含む。包有物の大きさはいずれも 0.02 mm 以下の微細な結晶である。

白雲母は、径 0.2 mm で、包有物として径 0.02 mm 以下の微細な緑れん石、炭質物を含

み、飯盛ユニットとの境界付近では径 0.1 mm の細粒なざくろ石を含むことがある。

緑泥石は、径 0.5 mm で、淡緑色から緑色の多色性を示す。暗青色の異常干渉色を呈し、伸長は負を示す。

2) 塩基性片岩

主要構成鉱物は Ca 角閃石、曹長石、緑れん石、石英、緑泥石で、白雲母、スフェン、鉄鉱を少量含む。炭酸塩鉱物、Na 角閃石、パンペリー石を含むことがある。いずれの鉱物も細粒である。

曹長石は、径 0.1~0.5 mm の球形や紡錘形を示す。包有物として径 0.01 mm 以下の微細な緑れん石、角閃石を含む。

緑泥石は径 0.2~0.5 mm で、白雲母とともに厚さ 0.5~1.0 mm の密集層をなし、片理を形成する。無色から淡緑色の多色性を示す。褐色の異常干渉色を示すものは伸長は正で、暗青色の異常干渉色を示すものは伸長は負を示す。

緑れん石は、径 0.1~0.5 mm の粒状で、核部が高く、縁部が低い複屈折率を示す累帯構造をするものが多くみられる。

Ca 角閃石は、長径 0.2~1.0 mm の柱状または針状を示し、片理面上に平行に配列する。X' = 淡青色、Z' = 淡青緑色の弱い多色性がみられる。

Na 角閃石は、飯盛ユニットとの境界付近で見られ、幅約 1.0 mm の暗青色を呈する層にみられる。Na 角閃石は Ca 角閃石の核部にみられる。Ca 角閃石の大きさは長径 0.3 mm、核部の Na 角閃石の部分は、長径 0.1 mm。X' = 淡青緑色、Z' = 淡青紫色の多色性を示す。

パンペリー石を含む塩基性片岩は滝谷峠付近に存在する。パンペリー石は、緑泥石の濃集層にみられ、繊維状を示す。無色から淡青緑色の弱い多色性がみられ、褐色の異常干渉色を示す。

3) 珪質片岩

主要構成鉱物は石英、曹長石、白雲母、緑泥石で、鉄鉱、炭質物、緑れん石、スフェンを少量含む、Ca 角閃石、紅れん石、スティルプノメレンを含むことがある。白雲母や緑泥石の定向配列により片理が形成される。ちりめんじわ褶曲による線構造が見られる。

4) 砂質片岩

主要構成鉱物は石英、斜長石、白雲母、緑泥石で、スフェン、鉄鉱、炭質物、炭酸塩鉱物を少量含む。また碎屑粒子として石英、斜長石、カリ長石、褐れん石がみられる。褐色の砂質片岩は、白雲母に富み、暗灰色の砂質片岩は、石英、斜長石が多い。厚さ 0.3 mm の石英の卓越層と、厚さ 0.2 mm の白雲母の卓越層が互層をなし、片理を形成する。碎屑粒子である石英や斜長石は、片理の方向に扁平化している。

B. 飯盛ユニット

1) 泥質片岩

主要構成鉱物は石英、曹長石、白雲母、緑泥石で、ざくろ石、緑れん石、スフェン、炭質物を少量含む、また、電気石、鉄鉱、炭酸塩鉱物、黒雲母を含むことがある。白雲母と緑泥石の定向配列による片理が発達している。片理面上には、ちりめんじわ褶曲による線構造が発達している。

曹長石は、長径 0.3~2.0 mm の球形や紡錘形をしている。斑状変晶を形成し、包有物として炭質物、緑れん石、ざくろ石、石英、白雲母、鉄鉱、電気石、スフェンを含む。包有物の配列は、まわりの片理と斜交しているもの、調和的なものがみられる。船岡山岩体周辺の北涌や西渋田には、曹長石斑状変晶が肉眼でみられず、シェアバンドの発達した泥質片岩がみられる。

緑泥石は、径 0.1~0.5 mm で、白雲母と密集層をなし、片理を形成する。淡緑色から緑色の多色性がみられ、暗青色の異常干渉色を示し、伸長は負であるが、黒雲母を含む場合同一結晶内において正と負の結晶がみられる場合がある。

ざくろ石は、径 0.2~0.5 mm の半自形から他形粒状を示し、曹長石の斑状変晶の包有物、白雲母の密集層中、石英の卓越層中にみられる場合がある。ざくろ石の粒径は、飯盛ユニット分布地域の北側にいくほど大きくなる傾向がある。

緑れん石は、曹長石斑状変晶の包有物としてみられる場合、径 0.05 mm 以下の微細な結晶としてみられる。白雲母や石英の卓越層中に存在する場合は、径 0.1 mm の粒状または柱状を示す。

黒雲母は、飯盛向斜北翼の勝神と藤崎において確認される。径 0.2 mm の半自形の結晶が、白雲母または緑泥石にともなって存在し、無色から濃褐色の顕著な多色性を示す。

2) 塩基性片岩

主要構成鉱物は曹長石、Ca 角閃石、石英、緑泥石、緑れん石でスフェン、鉄鉱、炭酸塩鉱物、白雲母を少量含み、また、Na 角閃石、ざくろ石を含むことがある。緑泥石と Ca 角閃石が定向配列をなし片理を形成する。

曹長石は、長径 2.0~4.0 mm の球形または紡錘形の斑状変晶を形成する。斑状変晶中には緑れん石、Ca 角閃石、石英、緑泥石、白雲母、鉄鉱の包有物を含む。これらの包有物がつくる片理は、周囲の片理と斜交するものや、S 字型、周囲の片理と包有物の片理とがつながるものがある。

Ca 角閃石は、片理と平行に配列し、長径 0.3~0.5 mm の柱状から針状の結晶がみられる。X' = 淡黄緑色、Z' = 淡青緑色の多色性を示す。また、紀ノ川流域の藤崎では、長径 1.2 mm の柱状から短柱状の X' = 淡緑褐色、Z' = 青緑色の多色性を示す Ca 角閃石がみられる。

緑泥石は、径 0.1~0.3 mm の半自形結晶で、緑色から淡緑色の多色性を示す。暗青色の異常干渉色を示す伸長が正のものと、褐色の異常干渉色を示す伸長が負のものがある。これらが同一結晶に存在する場合がある。

緑れん石は、径 0.1~0.3 mm の粒状や短柱状を示し、片理に沿って配列する。緑れん石に富む層は、厚さ約 0.5~1.0 mm の濃集層を形成することがある。また、累帯構造を示すものもあり、核部に向かって複屈折率が高くなる。

Na 角閃石は、累帯構造を示す Ca 角閃石の核部にみられる。長径 0.3~0.5 mm の柱状を示し、X' = 淡紫色、Z' = 淡青緑色の顕著な多色性がみられる。

3) 珪質片岩

主要構成鉱物は石英、白雲母、曹長石であり、Ca 角閃石、ざくろ石、緑れん石、鉄鉱を少量含む。また、ピンク色を示すものは、紅れん石を含み、青灰色のものは Na 角閃石を含

む。

4) 砂質片岩

主要構成鉱物は石英、白雲母、曹長石であり、緑れん石、スフェン、ざくろ石、鉄鉱、電気石、炭質物、炭酸塩鉱物を少量含む。一般に灰色を呈し、塊状で片理の発達は泥質片岩に比べて弱い。白雲母が定向配列をなし片理を形成している。碎屑粒子として石英、斜長石、褐れん石がある。

C. 超塩基性・塩基性岩体

龍門超塩基性岩体は、ほとんどが蛇紋石からなり、鉄鉱、炭酸塩鉱物をともなう。

紀ノ川沿いの竹房の超塩基性岩体は、礫状の蛇紋岩がみられる。蛇紋岩は、ほとんどが蛇紋石と鉄鉱からなり、マトリクスの部分は、蛇紋石からなる場合と炭酸塩鉱物によって充填されている場合がある。

布袋石では、変はんれい岩が蛇紋岩をともなってみられる。蛇紋岩は、ほとんど蛇紋石からなり鉄鉱、炭酸塩鉱物、滑石をともなう。変はんれい岩は、優白色の部分と優黒色の部分からなるはんれい岩組織がみられる。優白色の部分は、主に斜ゆうれん石、斜長石、石英からなり、もと斜長石と考えられる。優黒色の部分は、主にCa角閃石、単斜輝石からなり緑泥石、石英、曹長石、緑れん石、スフェンを含み、この部分は、もと苦鉄質鉱物と考えられる。単斜輝石は、径0.1~0.5 mmの短柱状を示し、融食により複雑な形状を示す。周囲の泥質片岩と接する反応帯の部分は、幅30 cmで淡緑色を呈し、主にCa角閃石と白雲母からなり石英、斜長石をともなう。

善田の塩基性岩体は、優白色で球形や紡錘形を示す部分と、淡緑色の部分がみられるはんれい岩組織が認められる。優白色の部分は、長径1.0~1.5 cmで主に斜ゆうれん石からなり、石英、斜長石、スフェン・緑れん石を含み、この部分は、もと斜長石と考えられる。淡緑色の部分は、主にCa角閃石からなり、緑れん石、斜ゆうれん石をともない、もと苦鉄質鉱物であったと考えられる。

D. 船岡山岩体

1) 泥質片岩

主要構成鉱物は曹長石、白雲母、ざくろ石、石英、緑泥石で、Ca角閃石、黒雲母、緑れん石、電気石、スフェン、炭質物を少量含む。白雲母と緑泥石の定向配列により片理の発達が著しく、片理面状にはちりめんじわ褶曲による線構造が発達している。

曹長石は、径2.0~4.0 mmの球形や紡錘形の斑状変晶がみられ、包有物としてざくろ石、石英、緑れん石、白雲母、電気石、炭質物を含む。包有物の配列は、周りの片理と斜交したりS字型を示す。また、斑状変晶の縁部に包有物がみられないものもある。

ざくろ石は、径0.1~2.0 mmの斑状変晶としてみられ、緑泥石からなる非対称プレッシャーシャドウをともなう。包有物として白雲母、緑れん石、石英、曹長石、鉄鉱、炭質物を含む。ほとんどのざくろ石は、著しい圧砕を受けており、片理面方向に伸長している。

緑泥石は、径0.5~1.0 mmの結晶が白雲母とともに片理を形成する。淡緑色から淡緑褐色の弱い多色性を示し、暗青色または褐色の異常干渉色を示す。伸長は青灰色の異常干渉色を示すものが正、褐色の異常干渉色を示すものが負であり、これらが同一結晶内においてみ

られる。

Ca 角閃石は船岡山の北側でみられる。長径 2.5 mm の紡錘形を示す結晶が片理に沿って配列する。X' = 淡褐色, Z' = 淡緑褐色の多色性を示す。

黒雲母は、長径 0.1~0.2 mm の結晶がみられる。単体で存在する場合と、白雲母とともに存在する場合がある。

2) 塩基性片岩

主要構成鉱物は曹長石、石英、ざくろ石、Ca 角閃石、緑れん石、緑泥石であり、電気石、スフェン、白雲母、鉄鉱を少量含み、その他に黒雲母、炭酸塩鉱物を含むこともある。白雲母と緑泥石が定向配列をして片理を形成する。

曹長石は、径 2.0~3.0 mm の斑状変晶を形成する。形は球形、楕円形、レンズ状を示す。包有物として緑れん石、炭酸塩鉱物、緑泥石、ざくろ石を含み、包有物の配列は、周りの片理と斜交している場合が多い。

ざくろ石は、船岡山の北側でみられるものは、径 2.0~10.0 mm の粗粒なものと、径 0.5 mm 以下の細粒な結晶に区分できる。細粒な結晶は、厚さ 0.2 mm の濃集層を形成し、シーズ褶曲を示す。粗粒なざくろ石は、包有物として緑れん石、石英、曹長石、緑泥石が含まれ、基質の配列と連続的な S 字型の配列を示す。

緑泥石には、片理を形成し、褐色の異常干渉色を示し、伸長が負のものと、ざくろ石の割れ目に沿って存在し、暗青色の異常干渉色を示し、伸長が正のものが存在する。

黒雲母は、径 0.5 mm 以下で、単独または白雲母にともない片理面を形成するものと、曹長石、ざくろ石の包有物としてみられる。

3) 珪質片岩

主要構成鉱物は石英、曹長石、白雲母、鉄鉱で、ざくろ石、緑れん石、Ca 角閃石を少量含む。ざくろ石、鉄鉱が濃集する層と、石英に富む層とが幅数 mm で互層して縞状構造をなす。

V 靱淵ユニットと飯盛ユニットとの関係

廣田 (1991) は、両ユニットの関係はユニット境界と結晶片岩の走向方向が斜交することと、両ユニット間の変成度の差異から断層関係を考えた。

本調査地域において、曹長石斑状変晶の大きさは、靱淵ユニットにおいて最大径 0.5 mm であるのに対し、飯盛ユニットでは最大径 1.0 mm である。また、飯盛ユニットでは径 0.2 mm 以上のざくろ石が普遍的に含まれるのに対し、靱淵ユニットではほとんどみられない。

片理面の走向については調査地の西部の平尾において、飯盛ユニットでは WSW-ENE から E-W 方向であるのに対し、靱淵ユニットでは WNW-ESE 方向を示す。また、線構造について靱淵ユニットにおいては WNW 方向に対し、飯盛ユニットでは WSW から W 方向とわずかに斜交する。以上のことから靱淵ユニットと飯盛ユニットの関係は、変成度、地質構造に違いがみられ、両者は断層関係にあると考えられる。すなわち廣田 (1991) が提案した両ユニットの境界の断層が西方に延長している可能性が大きい。

VI 紀伊半島西部龍門山地域の三波川変成帯の変成作用

泥質片岩中の変成指標鉱物を用いて、本調査地域の変成分帯を試みた。鞆淵ユニットは大部分緑泥石帯に属し、飯盛ユニット境界付近でざくろ石帯低温部に達する。飯盛ユニットは、ざくろ石が普遍的に出現することからざくろ石帯に属する。一部龍門山北側の勝神や紀ノ川流域の藤崎には曹長石-黒雲母帯に属する部分が存在する(第4図)。

Kanehira (1967) は、この地域の変成度は飯盛向斜に支配されると考え、龍門層群(龍門山周辺の飯盛ユニット最上位部の泥質片岩層に相当)がこの地域で最高変成度の曹長石-黒雲母帯に属し、下位になるにしたがい連続的に変成度が低くなるとした。しかし今回、勝神と藤崎において黒雲母が確認できたことと、船岡山岩体の存在から、この地域において飯盛向斜が直接、変成度を支配しているとはいえない。

王・前川(1997)は、紀伊半島西部の三波川変成帯において変成分帯を行い、緑泥石帯、ざくろ石帯、黒雲母帯に区分した。ざくろ石帯分布地域では黒雲母帯の分布にかかわらず、緑泥石とざくろ石間のFe-Mg分配係数は、北方に向かって連続的に高くなることを示した。これより黒雲母帯は、三波川変成作用後の二次的な断層(衝上断層)によってざくろ石帯と接した可能性があることを述べた。

本研究において、黒雲母の産出地点は今まで報告された藤崎に加え、勝神においても見いだされた。この黒雲母産出地点は王・前川(1997)の黒雲母帯分布域と調和的であり、龍門山地域の黒雲母帯は、Kanehira(1967)のように、この地域の上位に存在するのではなく、王・前川(1997)が指摘したように、ざくろ石帯中に帯状に分布する。

謝 辞

本研究をおこなうにあたり、島根大学総合理学部の高須晃教授には終始御指導、御助力して頂いた。広谷さんには快く宿を提供していただいた。宝塚の広畑家の皆さんにはお世話になった。ここに記して深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 秋元 宏, 1966, 紀州三波川帯の点紋帯とその周辺部の構造地質学的考察. 地球科学, 83, 1-7.
東野外志男, 1990, 四国中央部三波川変成帯の変成分帯. 地質学雑誌, 96, 9, 703-718.
廣田善夫, 1991, 紀伊半島西部の三波川変成帯の地質. 島根大学理学部紀要, 25, 131-142.
岩橋 勉, 1962, 紀ノ川南部の点紋結晶片岩帯の地質構造(予報), 和歌山大学学芸部紀要(自然科学), 18, 53-60.
神山貞二・小島丈児・岩橋 勉・秀 敬・吉田博直・中村 威・福本博美・米林 滋・浜島 勲・嘉村 豊・大久保義和・由井俊三・兼平慶一郎・露木輝一・神田茂樹・三浦富士雄・中川正男・大八木規夫, 1964, 和歌山県飯盛周辺地帯の地質と鉱床の位置—飯盛周辺地帯の地質鉱床に関する広域的総合的研究(その1)—. 鉱山地質, 14, 336-349.
兼平慶一郎, 1955, 和歌山県飯盛鉱山の地質と鉱床—特に鉱体と母岩の構造岩石学的性質について—. 鉱山地質, 5, 231-240.
Kanehira, K., 1967, Sanbagawa crystalline Schists in the Iimori district, Kii peninsula. Jour. Geol. Ge-

- ogr. Japan, **33**, 105-115.
- Kunugiza, K., 1980, Dunites and serpentinites in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku and Kii peninsula, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **75**, 14-20.
- Kunugiza, K., 1982, Formation of zoning of olivine with progressive metamorphism of serpentinite—an example from the Ryumon peridotite body of the Sanbagawa metamorphic belt, Kii peninsula. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **77**, 157-170.
- 栗本史雄, 1982, 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花園層—. *地質学雑誌*, **88**, 11, 901-914.
- 栗本史雄, 1993, 和歌山県北東部の三波川・黒瀬川・四万十帯構成岩類の K-Ar 年代. *地質調査所月報*, **44**, 6, 367-375.
- 栗本史雄, 1995, 和歌山県北部の三波川変成岩類の K-Ar 年代. *地質調査所月報*, **46**, 10, 517-525.
- 村上武志, 1991, 和歌山市東方の三波川変成岩類と超苦鉄質岩. *島根大地質研報*, **10**, 1-9.
- Nakayama, I., 1958, On the geological structure of the low grademetamorphic region in the South of River Kinokawa and petrofabric of quartz in the quartz schist in the region. *Mem. Coll. Sci., Uni Kyoto, ser B*, **24**, 335-352.
- 中山 勇, 1960, 三波川帯の造構運動と岩石構造. *地団研専報*, **10**, 1-40.
- 中山 勇, 1983, 四国東部および紀伊半島西部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩について (その2)—紀伊半島西部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩と三波川帯四国区での三波川帯の形成と貫入岩との関係について—. *地球科学*, **37**, 312-328.
- 王 長龍, 前川寛和, 1997, 紀伊半島西部三波川変成帯の曹長石-黒雲母帯. *岩鉱*, **92**, 43-54.
- Takasu, A., Dallmeyer, R. D., 1990, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: A Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, **185**, 111-139.
- Takasu, A., S. R. Wallis, Banno, S., R. D. Dallmeyer, 1994, Evolution of the Sambagawa metamorphic belt, Japan. *Lithos*, **33**, 119-133.
- Takasu, A., Dallmeyer, R. D. and Hirota, Y., 1996, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages of the Sambagawa schists in the Imori district, Kii peninsula, Japan: implications for orogen-parallel diachronism. *J. Geol. Soc. Japan.*, **102**, 406-418.
- 大和高峰研究グループ, 1989, 紀伊山地中央部の中・古世界 (その3)—御吉野地域—. *地球科学*, **43**, 119-128.