

中国山地中央部, 大佐山蛇紋岩メランジュの地質: 大江山オフィオライトの下に発達した 320 Ma 青色片岩を含む蛇紋岩メランジュ

Geology of the Osayama serpentinite melange in the central Chugoku Mountains, southwestern Japan: 320 Ma blueschist-bearing serpentinite melange beneath the Oeyama ophiolite

Abstract

辻森 樹*

Tatsuki Tsujimori*

1997年4月7日受付.

1997年12月17日受理.

* 金沢大学理学部地球学教室.

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University, Kakuma, Kanazawa 920-1192, Japan

A blueschist-bearing serpentinite melange is developed beneath the Osayama peridotite body of the Oeyama ophiolite in central Chugoku Mountains. The Osayama serpentinite melange is a typical tectonic melange with serpentinite matrix. Blueschist-facies schists (ca. 320 Ma) of the Sangun-Renge metamorphic belt, fragments of the Oeyama ophiolite (serpentinized peridotite, gabbro, dolerite) and related metasomatic rocks (albitite, jadeitite, omphacitite, tremolite schist, etc.) are enclosed as tectonic blocks of various sizes (10cm to 1.5km in length) in the serpentinite matrix, which consists of schistose, friable, fine-grained serpentinite with pebble to boulder-size fragments of serpentinized peridotite. Petrology of the peridotite blocks suggests that the melange matrix has been derived from widely varying residual peridotites of the Oeyama ophiolite in central Chugoku Mountains, which is mainly composed of homogeneous, massive, clinopyroxene-bearing harzburgite.

The blueschist blocks are characterized by high Al_2O_3 content (up to 12.9 wt.%) in glaucophane and presence of glaucophane + lawsonite (or pumpellyite) and high-Al glaucophane + epidote assemblages. These characteristics suggest very high-P/T metamorphism as in the case of jadeite-glaucophane type, which is quite different from the Sangun-Chizu metamorphism affecting the underlying tectonic unit.

In the Osayama serpentinite melange, gabbroic rocks derived from the Oeyama ophiolite occur only as blocks and have suffered blueschist-facies metamorphism. Various metasomatic rocks of metabasite-origin as well as tremolite schist of peridotite-origin may also have suffered the same metamorphism. These facts suggest that a part of the Oeyama ophiolite (representing supra-subduction zone wedge mantle) has been tectonically eroded by subducting oceanic lithosphere, and has experienced a high-P/T metamorphism in a deep part of the subduction zone with the Sangun-Renge metamorphic rocks (subducted oceanic sediments). The Osayama serpentinite melange was probably tectonically formed along a thrust fault between the Ordovician Oeyama ophiolite and Carboniferous Sangun-Renge blueschist nappe during the emplacement of the Oeyama ophiolite.

Key words: Sangun-Renge metamorphic belt, Oeyama ophiolite, Osayama serpentinite melange, blueschist-facies metamorphism, Chugoku Mountains

はじめに

中国山地に分布する低温高压型変成岩はかつて飛驒変成帯と対をなす先白亜系の一連の広域藍閃変成帯「三郡変成帯」を構成しているとみなされ、日本を代表する藍閃変成帯の1

つとして多くの研究がなされてきた(例えば, Miyashiro, 1961; Hashimoto, 1968; 橋本, 1972; Nishimura, 1977). 1980年代以降, 各地の「三郡変成岩」から放射年代が数多く報告されると同時に, 西南日本内帯において他の先白亜系の地質体(オフィオライトや付加体)の研究が飛躍的に進んだ

こともあって、現在では従来の「三郡変成帯」は古生代後期と中生代前期の全く別の藍閃変成帯に分けて認識されている(例えば、Watanabe et al., 1987; 柴田・西村, 1989; 石渡, 1989; 磯崎・丸山, 1991; Isozaki, 1996). このように狭い地域に、大きく時代の異なるいくつかの藍閃変成帯が存在する例としては、北米西岸のクラマス山地がある。

柴田・西村(1989)は古生代後期の「三郡変成岩」にそれらの分布と隣接する超苦鉄質岩体を含めて三郡-蓮華帯(Sangun-Renge Belt)と呼び、中生代前期の「三郡変成帯」をトリアス紀の三郡-周防地帯(Sangun-Suo terrane)とジュラ紀の三郡-智頭地帯(Sangun-Chizu terrane)に区分したが、本論では古生代後期の「三郡変成岩」を柴田・西村(1989)の「三郡-蓮華帯」から超苦鉄質岩体を除いて三郡-蓮華変成帯と呼び、その構造的上位の超苦鉄質岩体群は石渡(1989)に従い大江山オフィオライトと呼ぶことにする。また、中生代前期の「三郡変成帯」は、柴田・西村(1989)の区分に基づき西部地域に分布する変成岩を三郡-周防変成帯、東部地域に分布するそれを三郡-智頭変成帯と呼ぶことにするが、これらは1つの変成帯とみなすことも可能である(例えば、磯崎・丸山, 1991)。

これまで中国山地の三郡-蓮華変成岩の露出として、鳥取県若桜地域(志谷層)、山口県豊ヶ岳地域が知られていた(例えば、柴田・西村, 1989)。岡山県大佐山地域では大江山オフィオライトのかんらん岩体(大佐山かんらん岩体: Nozaka and Shibata, 1994, 1995)北東縁の構造的下に青色片岩を含む蛇紋岩メランジュ(大佐山蛇紋岩メランジュと呼ぶ)が発達している。最近、Tsuji-mori and Itaya (1996)は岡山県大佐山地域の高圧変成岩中のフェンジャイトから約320 MaのK-Ar年代を報告し、蛇紋岩メランジュ中のブロックが三郡-蓮華変成岩であることを明らかにした。また、最も東方の兵庫県大屋地域の青色片岩もその産状および大佐山地域と同様の鉱物の組成共生関係が見られることから、これも三郡-蓮華変成岩であると考えられる(辻森, 1995 b, 1996)。中国山地の三郡-蓮華変成岩は、いずれの分布地域でも大江山オフィオライトのかんらん岩体や超苦鉄質岩が隣接し(Fig. 1)、若桜地域や大屋地域では大江山オフィオライトのかんらん岩体が三郡-蓮華変成岩の上に衝上している(上村ほか, 1979; Ishiwatari and Hayasaka, 1992)。大佐山蛇紋岩メランジュは西南日本におけるオルドビス紀の大江山オフィオライトと石炭紀の三郡-蓮華変成岩のテクトニックな関係や西南日本の古生代の沈み込みテクトニクスを解明する上で、また、高圧変成帯に衝上するオフィオライトのエンブレイスメントを議論する上で重要である。本論では、特に大佐山蛇紋岩メランジュの地質と構成岩石・変成鉱物について概報し、この蛇紋岩メランジュの性格を他の蛇紋岩メランジュと比較検討したうえで、その地質学的意義について考察する。なお、蛇紋岩メランジュを構成する個々の岩石の詳細な変成岩岩石学および年代論については稿を改めて報告する。

地 質 概 説

岡山県北西部の先白亜系は構造的上位から下位へと大江山オフィオライトのかんらん岩体、秋吉帯のペルム紀付加体、三郡-智頭変成帯のジュラ紀藍閃変成岩のナップがそれぞれ下位のナップに衝上断層で接し(杉本ほか, 1990)、全体として西にプランジしたアンチフォームをなす。大佐山地域の地質図とその断面図をFig. 2に示す。大佐山蛇紋岩メランジュと大佐山かんらん岩体はそのアンチフォームに沿って、大佐山(標高988 m)を中心に分布する。大佐山岩体は衝上断層を境に構造的低位の三郡-智頭変成帯の結晶片岩の上に乗っており、その北方は下部ジュラ系山奥層(小西, 1954)の非海性~浅海性砂岩頁岩互層と高角度の断層で接する。また、白亜紀前期の関門層群相当の京見山礫岩がこれらの先白亜系を部分的に被覆する。大佐山岩体と三郡-智頭変成帯の間の衝上断層は露頭として観察することはできないが、三谷川上流付近では、野外での岩石分布から、ほぼ等高線沿いに断層を追跡することができる。大佐山の東方約10 kmの勝山地域や南西方約15 kmの新見地域では大江山オフィオライトのかんらん岩体と三郡-智頭変成岩の間に秋吉帯の石灰岩や付加体がナップとして挟まれるが、大佐山地域では秋吉帯相当のナップは確認されない。山奥層はジュラ紀後期の二枚貝群集とアンモナイトを産し、山口県の豊浦層群や飛驒山地の来馬相群に対比される(小西, 1954)。山奥層の砂岩や礫岩を構成する岩片には酸性火山岩が多く、蛇紋岩や結晶片岩は見られないが(嶮・中沢, 1980)、京見山礫岩には大江山オフィオライト起源の蛇紋岩や碎屑性クロムスピネルおよび結晶片岩(現時点では帰属不明)の岩片も多く含まれる。

大佐山超苦鉄質岩体は構造的上位の塊状かんらん岩と低位の蛇紋岩メランジュに区分できる。本論でそれぞれを蛇紋岩メランジュ部分を大佐山かんらん岩体、大佐山蛇紋岩メランジュ(Osayama serpentinite melange)と呼ぶ。大佐山蛇紋岩メランジュは大佐山かんらん岩体の北東側(東西4 km・南北2 km)に発達し、結晶片岩、単斜輝石斑れい岩、輝緑岩、曹長岩、ひすい輝石岩、オンファス輝石岩、トレモラ閃石片岩などが破碎(部分的に剪断)された蛇紋岩マトリクスの中にテクトニック・ブロックとして含まれる。特に、上位の塊状かんらん岩との境界は著しく破碎している。大佐山蛇紋岩メランジュの結晶片岩は、特に塩基性変成岩の鉱物組み合わせを基準としてローソン石-パンペリー石帯、緑れん石帯低温部、緑れん石帯高温部(ざくろ石藍閃石片岩)のブロックに分けることが可能である(詳しくは後の岩石記載で述べる)。数メートル以下のブロックは地質図上に表現されないが、小さなブロックが集中しているような場合は1つのレンズ状ブロックとして表現した。大佐山岩体西部には白亜紀後期の花崗岩類が貫入しており、かんらん岩体とその低位の三郡-智頭変成岩に接触変成作用を与えている。Nozaka and Shibata (1995)は大佐山かんらん岩体を非変成のI帯(蛇紋石+緑泥石±ブルース石)から変成度が上がるにつれてII帯(かんらん石+滑石±トレモラ閃石±緑泥石)、III帯(かんらん石+斜方輝石±トレモラ閃石±緑色スピネル)の3

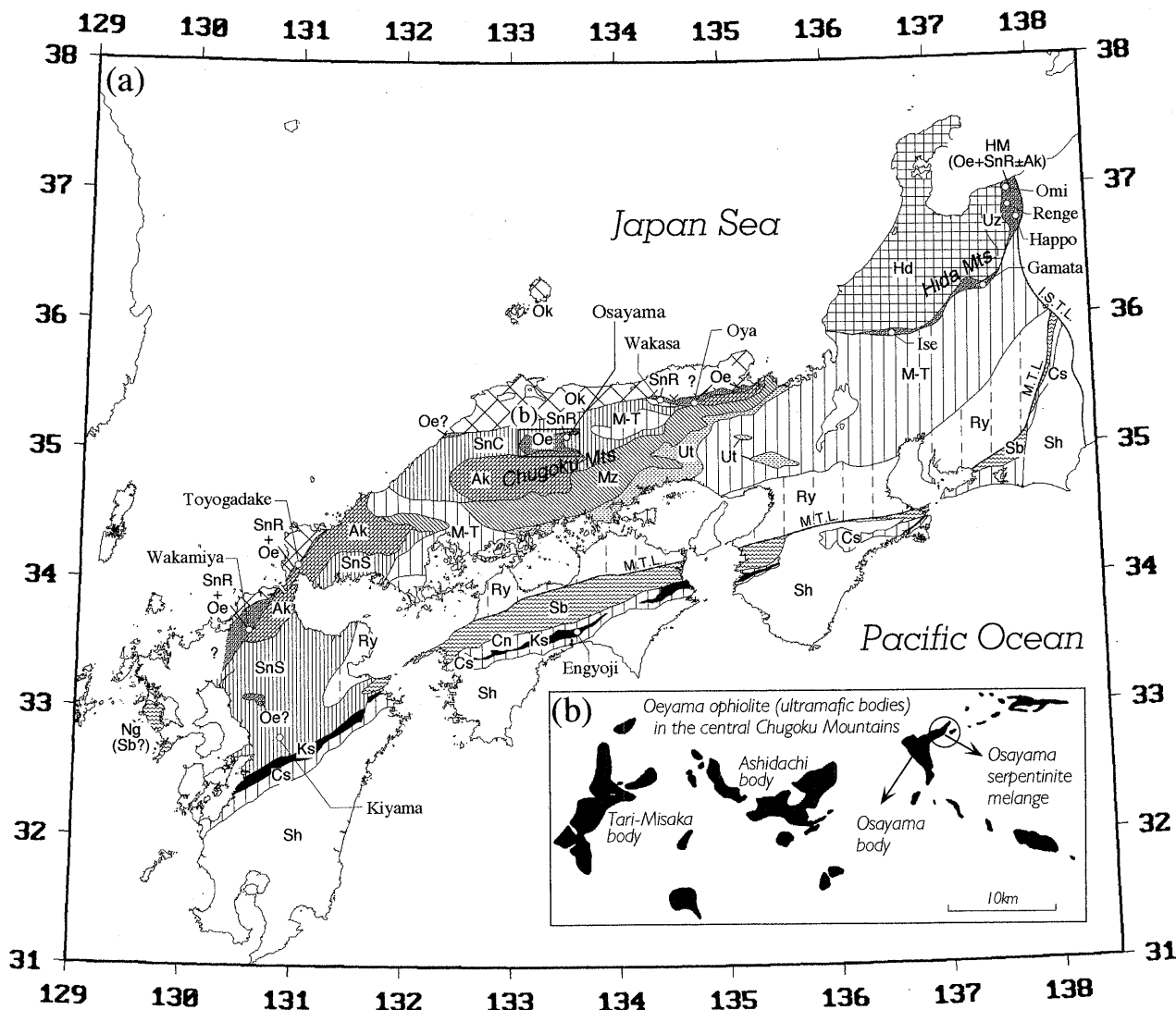


Fig. 1. (a) Geotectonic subdivision of southwestern Japan (modified from Isozaki and Itaya, 1991; Isozaki and Maruyama, 1991). Localities of the Late Paleozoic blueschists are also shown. [Hd: Hida low-P/T metamorphic belt; Ok: Oki low-P/T metamorphic belt; Oe: Oeyama ophiolite; HM: Hida marginal belt; SnR: Sangun-Renge high-P/T metamorphic belt; Ak: Akiyoshi accretionary complex; Mz: Mizuru belt (Yakuno ophiolite); Ut: Ultra-Tamba accretionary complex; SnS: Sangun-Suo high-P/T metamorphic belt; SnC: Sangun-Chizu high-P/T metamorphic belt; M-T: Mino-Tamba accretionary complex; Ry: Ryoke low-P/T metamorphic belt; Sb: Sambagawa high-P/T metamorphic belt; Cn: northern Chichibu accretionary complex; Ks: Kurosegawa belt; Cs: southern Chichibu accretionary complex; Sh: Shimanto accretionary complex; M.T.L.: Median Tectonic Line; I.S.T.L.: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line] (b) Distribution of the peridotite bodies of the Oeyama ophiolite in the central Chugoku Mountains (compiled from Nozaka and Shibata, 1994). Black areas represent ultramafic bodies.

帯に変成分帯した。メランジュ部分は Nozaka and Shibata (1995) の I 帯と II 帯の一部に相当する。ただし、Nozaka and Shibata (1995) の I 帯と II 帯の境界付近は露頭状況が悪いため、I 帯と II 帯の間の情報は乏しい。

Tsujimori and Itaya (1996) はローソン石-パンペリー石帯の 2 試料、緑れん石帯低温部の 16 試料、ざくろ石藍閃石片岩のフェンジャイトに富む部分の 4 試料のフェンジャイトを分離し、それぞれ 311~315Ma, 273~327, 289~322 Ma の K-Ar 年代値を得ており、それらは約 320 Ma に集中する (Fig. 3)。また、トレモラ閃石片岩中のクロムフェンジャイト

を分離し、354 Ma の K-Ar 年代を得たが、他の結晶片岩のフェンジャイト K-Ar 年代 (約 320 Ma) より古い原因として、トレモラ閃石片岩がマントルかんらん岩を起源とすることから Ar の過剰を考えた。大佐山かんらん岩体を含めた大江山オフィオライトの形成年代はかんらん岩体に伴う低圧型の角閃岩の放射年代から古生代前期 (オルドビス紀) と考えられているが (例えば、西村・柴田, 1989; 仁科ほか, 1990), かんらん岩体を貫く単斜輝石斑れい岩や輝緑岩は角閃岩よりも若い放射年代 (石炭紀~ペルム紀) を示す (例えば、柴田ほか, 1979; 仁科ほか, 1990)。最近、早坂 (1990) や早坂ほ

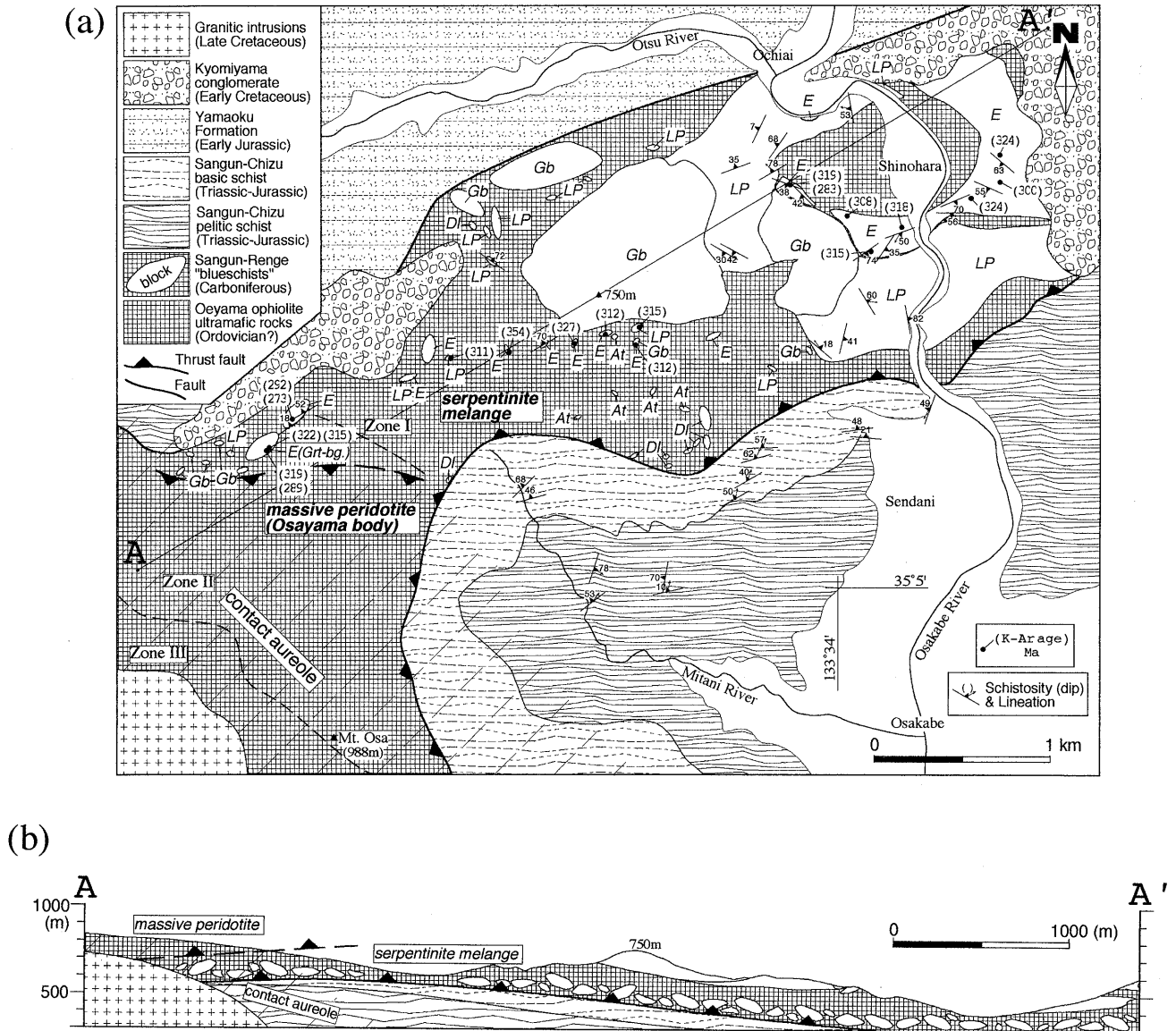


Fig. 2. (a) Geologic map of the Osayama serpentinite melange. Phengite K-Ar ages are also shown. Broken lines represent the boundary of the metamorphic zones in contact aureole (compiled from Nozaka and Shibata, 1995). [LP: schist of lawsonite-pumpellyite zone; E: schist of epidote zone; Gb: clinopyroxene-gabbro; Dl: dolerite; At: albitite] (b) Geologic cross section (A-A') of the Osayama serpentinite melange.

か (1995) は新見・足立地域の大江山オフィオライトのかんらん岩体を貫く単斜輝石斑れい岩の Sm-Nd 年代として約 560 Ma を報告している。Tsumimori and Itaya (1996) は大佐山蛇紋岩メランジュ中の結晶片岩のフェンジャイトの約 320 Ma の K-Ar 年代を変成岩の上昇過程における冷却年代とみなしており、蛇紋岩メランジュの形成は早くても三郡-蓮華変成岩の上昇 (約 320 Ma) 以降と考えられる。中国山地において大江山オフィオライトと三郡-蓮華変成岩の地表への露出のおおよその年代は、舞鶴帯の砂岩に含まれた碎屑性のクロムスピネル (鳥飼, 1990) とアルカリ閃石およびローソン石 (足立, 1990) により、それぞれ二畳紀と三畳紀を与えることが可能である。

岩石の産状

(1) メランジュ・マトリクスの超苦鉄質岩

大佐山蛇紋岩メランジュのメランジュ・マトリクスは破碎された蛇紋岩から構成される。蛇紋岩にはしばしばロディンジャイトが岩脈状 (最大幅 80 cm) に含まれることがある。蛇紋岩の表面や割れ目に沿って、自形のアラゴナイトが成長していることがある。

メランジュ・マトリクスの蛇紋岩中には蛇紋岩化の弱いかんらん岩が径 1.5 m 以下のブロック状に残っている。火成組織が残っているかんらん岩ブロック 25 個を検鏡したところ、単斜輝石を含むハルツバージャイトが 21 試料、ダナイトが 4

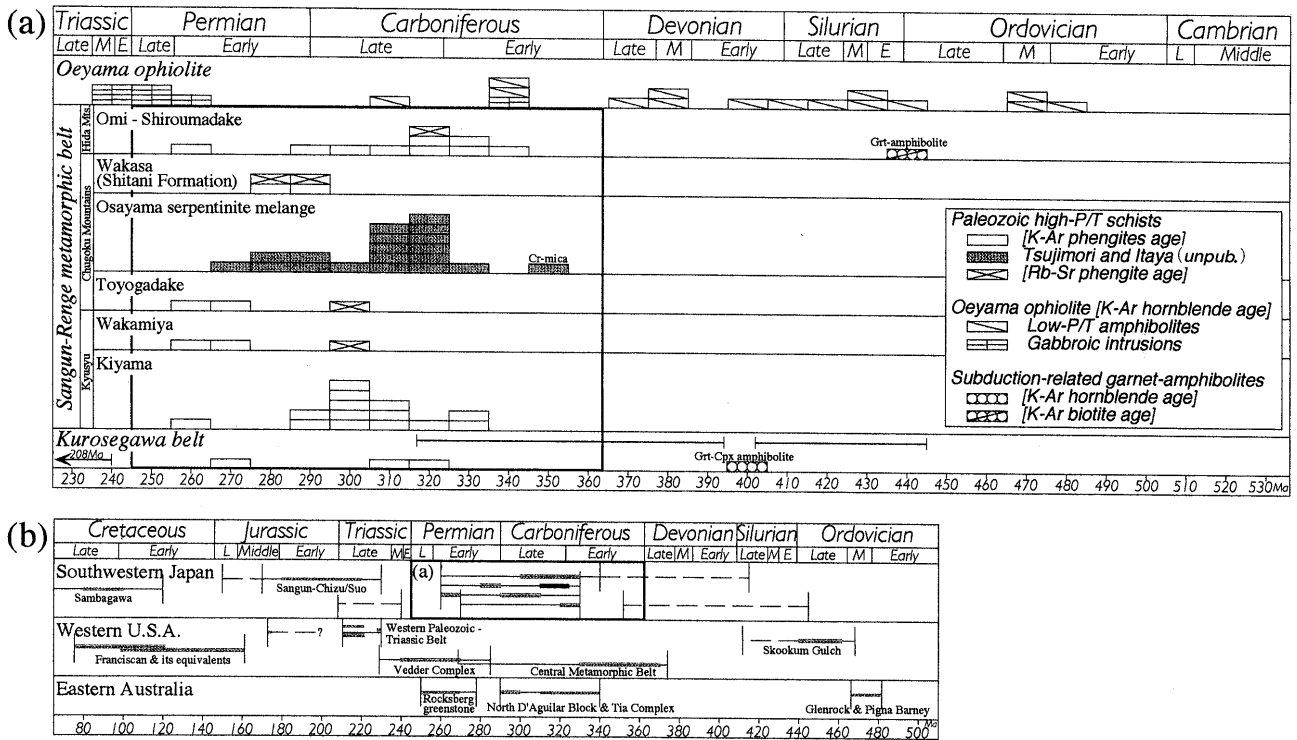


Fig. 3. (a) Frequency distribution of K-Ar and Rb-Sr phengite (white mica) ages for Late Paleozoic high-pressure schists in southwestern Japan (compiled from Shibata and Ito, 1978; Isozaki and Itaya, 1991; Kabashima et al., 1995; Kunugiza et al., 1994), and those of K-Ar hornblende ages for the amphibolites and gabbroic rocks of the Oeyama ophiolite (Matsumoto et al., 1981; Shibata, 1981; Nishimura and Shibata, 1989; Nishina et al., 1990). (b) Isotopic ages for the Cordilleran high-pressure metamorphic belts in southwestern Japan, western U.S.A., and eastern Australia are also shown (compiled from Patrick and Day, 1995; Fukui et al., 1995; Little et al., 1995; Shibata and Nishimura, 1989; Isozaki and Maruyama, 1991). Time scale is after Harland et al. (1990).

試料であった。野外及び薄片スケールでの層状構造は観察されない。また、ハルツパーゼイトとダナイトは同じ露頭において別々のブロックとして産することはあっても、両者が1つのブロック内で見られることはなく、その関係は現時点ではわからない。

(2) テクトニック・ブロックの種類と産状

大佐山蛇紋岩メランジュ中のブロックはいわゆる「ノッカー (knocker)」として産することが多く、蛇紋岩マトリクスとの関係が直接観察される露頭は少ない。ブロックは10 cm 程度のものから1.5 km に達するような巨大なブロックまで、さまざまな大きさのものが混在する。1つの露頭で数個のブロックが集中することもある。蛇紋岩マトリクスとの関係が観察されるブロックの産状の一例を Fig. 4 に示す。この写真の露頭ではレンズ状の結晶片岩ブロックが破碎された蛇紋岩の中に完全に取り囲まれており、「蛇紋岩メランジュ」に一般的なブロック・イン・マトリクスの産状を示している。蛇紋岩はブロックの周囲で特に、破碎が著しい。

以下に野外におけるブロックの産状をその種類ごとに述べる。

(a) 結晶片岩ブロック

結晶片岩は長径 20 cm 程度のレンズ状ブロックからメランジュの東部に見られるような 1.5×0.4 km に達する不規則な形の巨大なブロックまで、大きさはさまざまである。結晶

片岩ブロックはメランジュの全域に渡って分布するが、特に大きな径数 10 m 以上のブロックはメランジュの西部に集中する。

結晶片岩ブロックには泥質片岩が卓越するが、塩基性変成岩の鉱物組み合わせを基準としてローソン石-パンペリー石帯、緑れん石帯低温部、緑れん石帯高温部のブロックに分けることが可能である(詳しくは後の岩石記載で述べる)。

野外において、緑れん石帯低温部の結晶片岩ブロックの多くは曹長石の斑状変晶(最大径 3.5 mm)が発達した、いわゆる「点紋片岩」であり、ローソン石-パンペリー石帯の結晶片岩は「無点紋片岩」である。橋本・猪木(1970)は大佐山地域から初めてローソン石+藍閃石とパンペリー石+藍閃石の鉱物共生と点紋泥質片岩について報告した。ローソン石-パンペリー石帯のブロックと緑れん石帯のブロックは直接接することはなく、必ずその境界は蛇紋岩で境される。ローソン石-パンペリー石帯の泥質片岩は、しばしば泥質変成岩をマトリクスとするメランジュ的な岩相を示し、結晶質石灰岩や輝緑岩起源の緑色岩のレンズ(最大径 60 cm)を含む。また、同帯の変塩基性岩には 5 mm 以下の輝緑岩の岩片の集合体を源岩とするブロックも存在する。メランジュ中央部ではローソン石-パンペリー石帯の塩基性片岩ブロックが、単斜輝石斑れい岩のブロックに接する。この境界では単斜輝石斑れい岩に片理が発達し、塩基性片岩に漸移する。地質図において

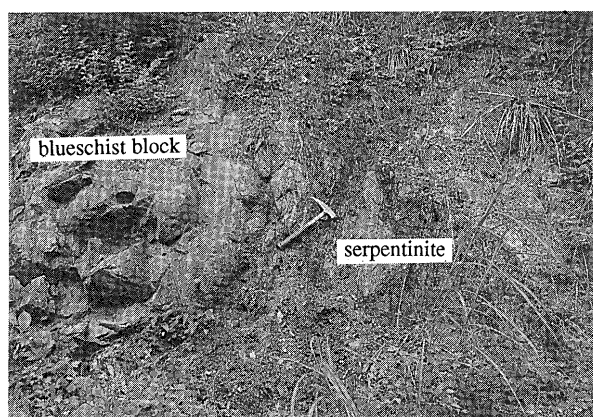


Fig. 4. Occurrence of the blueschist block in the Osayama serpentinite melange.

単斜輝石斑れい岩とローソン石-パンペリー石帯の結晶片岩の境界は、野外での区別に基づく。緑れん石帯高温部のブロックはこれまでのところ1つしかなく、メランジュ中で最高変成度を示すざくろ石藍閃石片岩である。結晶片岩の片理や線構造の方向はブロックごとに異なり、メランジュの構造的下位の三郡-智頭変成岩の東西性北傾斜の片理や線構造とも調和しない (Fig. 2)。

(b) 単斜輝石斑れい岩・輝緑岩ブロック

単斜輝石斑れい岩は直径 30 cm 程度のブロックからメランジュ中央部の標高 750 m の山頂を中心として露出する巨大なブロック (約 1×0.7 km) まで、特にメランジュの中央部より西の地域に多く分布する傾向がある。単斜輝石斑れい岩は粗粒 (5~15 mm) で、火成組織を残しており、まれに単斜輝石が 6 cm に達するペグマタイトも存在する。メランジュ中央部で見られる単斜輝石斑れい岩ブロックとローソン石-パンペリー石帯の結晶片岩ブロックの境界付近では、最大幅約 50 m の間で片理が発達し、単斜輝石斑れい岩が塩基性片岩に漸移する。さらに、単斜輝石斑れい岩から漸移する塩基性片岩が泥質片岩に取り囲まれることから、メランジュ中央部の巨大な単斜輝石斑れい岩ブロックは、泥質片岩中のオリストリスと解釈できる。

輝緑岩は単斜輝石斑れい岩より細粒な「細粒斑れい岩 (microgabbro)」であり、普通、径 1 m から数 10 m の小ブロックとして産する。単斜輝石斑れい岩と同様に、メランジュの中央部より西の地域に多く分布する傾向がある。単斜輝石斑れい岩の大きなブロックの一部は細粒の輝緑岩である。

同じような単斜輝石斑れい岩や輝緑岩は、他の大江山オフィオライトのかんらん岩体に岩脈として一般的に見られるが (例えば、仁科ほか, 1990)、ここではブロックとして産し、それらはメランジュ形成以前は、かんらん岩を貫く岩脈であったと考えられる。

(b) 曹長岩・ひすい輝石岩・オンファス輝石岩・トレモラ閃石片岩ブロック

曹長岩・ひすい輝石岩・オンファス輝石岩・トレモラ閃石

片岩には数 10 m に達するような大きなブロックは存在せず、ほとんどは数 10 cm から 10 m 程度の小さな球状ないしレンズ状ブロックとして産する。それらも、特にメランジュの中央部より西の地域に多く分布する傾向がある。

曹長岩ブロックは優白色から淡緑白色を呈し、そのほとんどが塊状であるが、単斜輝石が定向配列した片麻状曹長岩もある。特に曹長岩は蛇紋岩メランジュと塊状かんらん岩との境界付近に多く分布する傾向がある。ごくまれに、曹長岩の割れ目に沿って孔雀石ができています。

ひすい輝石岩ブロックはメランジュ中央部付近の数か所と蛇紋岩メランジュと塊状かんらん岩との境界付近にも見られる。大佐山のひすい輝石岩はメランジュ中央部付近の露頭から Kobayashi et al. (1987) によりはじめて報告された。

オンファス輝石岩はメランジュ中央部付近の 1 露頭のみ産し、濃緑色の片理の発達した岩石で、野外においては塩基性片岩と区別がつかない。

トレモラ閃石片岩は他の蛇紋岩とテクトニック・ブロックとの間にしばしば発達するトレモラ閃石+滑石からなる反応縁とは別に単独のブロックとして産する。たいてい淡緑色の特徴的な色を呈すが、マグネタイトを多く含むトレモラ閃石片岩は濃い灰色から黒色を呈する。マグネタイトを多く含むトレモラ閃石片岩には 2 cm 以下のひすい輝石岩のポッドを含むことがある。

岩石記載と構成鉱物

以下に大佐山蛇紋岩メランジュを構成する岩石記載と構成鉱物 (主に変成鉱物) について述べる。各鉱物の分析には金沢大学理学部のエネルギー分散型マイクロプローブ (明石 α -30 A 走査型電子顕微鏡および Philips EDAX-9100) を用いた。補正計算には Bence and Albee (1968) の方法に基づいた金沢大学石渡 明助教授制作の N88 BASIC プログラムを用いた。また、全岩組成の分析には金沢大学理学部の蛍光 X 線分析装置 (理学 System-3270) を用いた。岩石の鉱物組み合わせを Table 1 に示し、それらを構成する主要な造岩鉱物の代表的な分析値を Table 2 に示す。

(1) 蛇紋岩マトリクスとかんらん岩ブロック

メランジュのマトリクスの蛇紋岩およびかんらん岩ブロックの蛇紋岩化した部分は主として細粒のリザーダイト/クリソタイルからなる結晶集合体と粗粒のアンチゴライトからなり、少量のブルース石、緑泥石、マグネタイトを含む (Table 1 a)。かんらん岩の組織を残している蛇紋岩ではリザーダイトとブルース石からなるメッシュ組織が顕著に見られ、アンチゴライトはメッシュ組織を累進的に置換して形成している。かんらん岩の組織を残していない蛇紋岩はしばしばクロムアンドラダイト ($\text{Cr}_2\text{O}_3=3.1\sim 8.4\text{ wt.}\%$) を含む。蛇紋岩メランジュの西端の 1 部は Nozaka and Shibata (1995) の II 帯に相当し、花崗岩の接触変成で形成されたかんらん石 (Fo 値=94.6~97.3)・滑石・トレモラ閃石がアンチゴライト蛇紋岩中に見られることがある。しかし、それ以外の地域では変成かんらん石や滑石などは出現せず、アンチゴライトの出現についても地域的な規則性は認められない。

Table 1. Mineral assemblages of the tectonic blocks and melange-matrix from the Osayama serpentinite melange.

(a)	Ophiolitic Rocks			Ultramafic Rocks			Mafic Rocks		
	Harz.	Du.	Serp.	Harz.	Du.	Serp.	Gabbro	Dolerite	
	Primary			Primary					
	Olivine	•	ps.	(ps.)	Diallage	•	•	•	
	Orthopyroxene	•	—	—	Titanian augite	—	—	ps.	
	Clinopyroxene	•	—	—	Plagioclase	ps.	ps.	ps.	
	Cromian-spinel	•	•	—	Ti-rich Hornblende	•	—	•	
					Ilmenite	ps.	ps.	ps.	
	Serpentinization				Pre-blueschist-facies				
	Chrysotile/Lizardite	•	•	•	Hornblende	•	•	•	
	Antigolite	+	•	•	Actinolitic Hbl.	•	•	•	
	Brucite	•	•	•	Cumingtonite	+	+	+	
	Magnetite	•	•	•	Epidote	+	+	+	
	Chlorite	+	+	+	Blueschist-facies				
	Metamorphic Cpx	+	+	+	Na-amphibole	Gln	(Gln)	Gln	
	Sodic tremorite	+	+	—	Metamorphic Cpx	—	+	—	
	Cr-grosslar	—	—	+	Pumpellyite	•	•	•	
					Chlorite	+	+	+	
					Stilpnomelane	—	—	—	
					Albite	+	+	+	
					Quartz	+	—	+	
					Titanite	+	+	+	

(b)	Blueschists		Lawsonite-Pumpellyite Zone						Lower Epidote Zone						Upper Epidote Zone				
			Basic schist			Pelitic schist			Basic schist			Pelitic schist			Gln-rich part	Grt-rich	Mica-rich	Clot	
	Na-amphibole	Gln	Gln	Gln	Fgl	(Fgl)	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	
	Ca-amphibole	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Relict hornblende	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Metamorphic Cpx	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Relict Cpx (augite)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Lawsonite	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
	Pumpellyite	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
	Epidote	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Garnet	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Chlorite	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
	Biotite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Stilpnomelane	—	—	—	+	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Phengite	+	—	•	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Calcite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Albite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
	K-feldspar	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Quartz	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
	Titanite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
	Rutile	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Hematite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Carbonaceous matter	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

(c)	Metasomatic Rocks		Albite		Omphacite		Jadeite		Tremolite schist		Rodingite
			Foliated	Massive	Matrix	Vein	This study	Kobayashi et al. '87			
	Albite	•	•	•	•	—	—	—	•	•	•
	Jadeite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Omphacite	—	—	—	•	•	—	+	—	Cr	—
	Sodic augite	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
	Diopside	•	+	—	—	•	—	—	—	—	+
	Tremolite	—	—	—	—	—	—	—	•	•	•
	Grosslar	+	—	+	—	—	—	•	—	Cr	•
	Prehnite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	•
	Pumpellyite	—	—	—	•	+	—	—	—	Cr	—
	Vesuvianite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
	Pectolite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Phengite	—	—	—	—	—	—	—	—	Cr	Cr
	Phlogopite/Biotite	—	—	—	+	+	—	+	—	—	—
	K-feldspar	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
	Chlorite	—	—	—	—	—	+	—	—	—	+
	Analcime	—	—	—	—	—	+	+	+	—	—
	Natorolite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Thomsonite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Stronalsite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Dewylite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Titanite	+	—	—	•	—	+	—	—	—	—
	Rutile	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—
	Magnetite	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+
	Zircon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Relict Cr-spinel	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—

(a) Ophiolitic rocks, ultramafic rocks (Harz.: harzburgite, Du.: dunite and Serp.: serpentinite) and mafic rocks (clinopyroxene gabbro and dolerite). (b) blueschist-facies schists. (c) metasomatic rocks (albite, omphacite, jadeite and tremolite schist). Note: filled circle: present; "+" and "()": present in minor amounts; "—": absent; "E": inclusions in epidote; "ps.": pseudomorph; "Gln": glaucophane; "Fgl": ferro-glaucophane; "Act": actinolite; "Fact": ferro-actinolite.

Table 2. Representative microprobe analysis of the rock-forming minerals. (a) ophiolitic blocks and (b) blueschist blocks.

(a)

wt. %	Harzburgite				Dunite	Tremolite schist				Cpx-gabbro			Dolerite			
	Ol	Opx	Cpx	Cr-Sp	Cr-Sp	Cr-Sp	Cr-Omp	Cr-Pmp	Cr-Phe	relic Cpx	Hbl	F-Gln	relic Cpx	Hbl	F-Gln	
SiO ₂	41.37	55.61	53.03	0.14	0.12	0.08	56.24	37.52	50.39	51.42	44.22	55.75	49.86	42.46	56.03	
TiO ₂	0.04	0.11	0.09	0.14	0.27	0.05	0.10	0.21	0.26	0.87	4.06	0.21	0.83	2.11	0.14	
Al ₂ O ₃	0.02	2.85	2.81	31.83	31.18	23.01	8.08	22.68	22.57	3.04	10.99	9.72	3.83	8.00	9.96	
Cr ₂ O ₃	0.04	0.85	1.17	37.74	36.97	42.99	3.50	4.90	4.83	0.32	0.13	0.15	0.51	0.00	0.00	
FeO*	8.67	5.63	2.03	15.66	17.28	23.63	3.59	1.74	1.39	6.44	8.38	15.29	9.95	23.24	16.84	
MnO	0.14	0.21	0.13	0.65	0.72	0.00	0.20	0.23	0.04	0.17	0.21	0.21	0.21	0.45	0.19	
MgO	49.65	33.67	17.35	13.77	13.41	10.35	8.18	3.39	3.64	14.22	13.69	7.38	14.67	8.65	6.55	
CaO	0.06	1.15	23.65	0.11	0.12	0.13	12.89	22.58	0.08	22.97	12.45	1.82	20.11	9.52	1.12	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.11	0.00	0.00	0.49	2.56	6.27	0.34	2.53	6.42	
K ₂ O	0.03	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.08	0.03	10.75	0.01	0.23	0.06	0.03	0.27	0.04	
NiO	0.40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	100.00	100.13	100.26	100.09	100.07	100.25	99.97	93.27	93.97	99.95	96.92	96.86	100.34	97.23	97.29	
atomic ratio																
O=	4	6	6	4	4	4	6	24.5	22	6	23	23	6	23	24.5	
Si	1.007	1.920	1.922	0.004	0.004	0.003	2.015	6.041	6.912	1.908	6.450	7.925	1.863	6.608	7.928	
Ti	0.001	0.003	0.002	0.003	0.006	0.001	0.003	0.025	0.027	0.024	0.445	0.022	0.023	0.247	0.015	
Al	0.001	0.116	0.120	1.105	1.090	0.853	0.341	4.303	3.649	0.133	1.889	1.628	0.169	1.467	1.661	
Cr	0.001	0.023	0.034	0.879	0.867	1.068	0.099	0.623	0.524	0.009	0.015	0.017	0.015	0.000	0.000	
Fe ³⁺	-	-	-	-	0.023	0.071	0.015	-	-	-	-	0.166	-	-	0.346	
Fe ²⁺	0.176	0.163	0.061	0.386	0.394	0.514	0.097	0.234	0.159	0.200	1.022	1.652	0.311	3.025	1.646	
Mn	0.003	0.006	0.004	0.016	0.018	0.000	0.006	0.031	0.005	0.005	0.026	0.025	0.007	0.059	0.023	
Mg	1.802	1.733	0.937	0.605	0.593	0.485	0.437	0.815	0.745	0.787	2.977	1.564	0.817	2.006	1.382	
Ca	0.001	0.043	0.918	0.003	0.004	0.005	0.495	3.896	0.012	0.913	1.945	0.277	0.805	1.588	0.170	
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.494	0.000	0.000	0.035	0.724	1.728	0.025	0.764	1.761	
K	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.004	0.006	1.882	0.000	0.043	0.011	0.001	0.053	0.007	
Ni	0.008	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	3.000	4.009	3.999	3.002	3.000	3.000	4.004	15.974	13.915	4.015	15.536	15.016	4.035	15.819	14.938	

(b)

wt. %	Lws-Pmp Zone: blueschist				Lower Ep Zone: blueschist				Upper Ep Zone: garnet blueschist							
	Gln	Lws	Pmp	Phe	Gln (rim)	Gln (core)	Ep	Phe	Gln (core)	F-Gln (rim)	Grt (core)	Grt (rim)	Ep	Phe		
SiO ₂	56.46	36.65	36.60	51.14	57.72	56.03	38.01	51.40	57.91	56.29	37.25	37.29	38.84	51.13		
TiO ₂	0.08	0.32	0.12	0.12	0.18	0.01	0.54	0.11	0.06	0.00	0.05	0.12	0.23	0.08		
Al ₂ O ₃	12.94	29.30	22.99	22.33	10.86	5.82	21.71	23.86	11.65	8.38	19.70	21.18	28.19	24.90		
Cr ₂ O ₃	0.21	0.03	0.20	0.17	0.12	0.02	0.00	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00		
FeO*	9.07	2.21	6.47	3.48	10.48	18.71	13.84	2.76	10.86	16.37	22.48	29.09	6.20	3.44		
MnO	0.08	0.00	0.38	0.03	0.13	0.15	0.18	0.12	0.07	0.28	14.71	1.93	0.09	0.08		
MgO	9.46	0.16	3.83	3.70	9.46	8.44	0.00	3.67	9.59	8.10	0.18	1.75	0.00	3.36		
CaO	0.49	16.91	19.84	0.35	0.26	0.20	22.76	0.04	1.06	1.94	6.30	8.25	23.20	0.00		
Na ₂ O	8.29	0.00	0.05	0.00	7.58	7.87	0.00	0.00	6.46	6.16	0.00	0.00	0.00	0.16		
K ₂ O	0.16	0.03	0.04	10.77	0.04	0.03	0.05	10.79	0.04	0.06	0.00	0.00	0.02	9.22		
Total	97.24	85.61	90.52	92.09	96.83	97.28	97.09	92.85	97.73	97.58	100.68	99.62	96.97	92.37		
atomic ratio																
O=	23	23	24.5	22	23	23	24	22	23	23	12	12	24	22		
Si	8.088	1.998	6.098	7.129	8.006	7.981	5.805	7.064	7.912	7.940	3.026	2.991	5.917	7.013		
Ti	0.001	0.013	0.015	0.013	0.019	0.001	0.063	0.011	0.006	0.000	0.003	0.007	0.027	0.008		
Al	1.665	1.882	4.515	3.668	1.775	0.977	3.908	3.865	1.876	1.393	1.887	2.003	5.061	4.027		
Cr	0.004	0.001	0.027	0.019	0.013	0.002	0.000	0.011	0.003	0.000	0.000	0.000	0.025	0.000		
Fe ³⁺	0.000	0.101	-	-	0.040	0.817	-	-	0.255	0.446	-	-	0.790	-		
Fe ²⁺	1.761	-	0.901	0.405	1.176	1.411	1.767	0.317	0.986	1.484	1.527	1.951	0.000	0.395		
Mn	0.019	0.000	0.053	0.003	0.015	0.018	0.023	0.014	0.008	0.033	1.012	0.131	0.011	0.009		
Mg	1.483	0.013	0.951	0.768	1.956	1.792	0.000	0.752	1.953	1.703	0.022	0.210	0.000	0.687		
Ca	0.052	0.988	3.541	0.052	0.039	0.031	3.724	0.006	0.155	0.293	0.549	0.709	3.787	0.000		
Na	2.005	0.000	0.017	0.000	2.038	2.173	0.000	0.000	1.711	1.684	0.000	0.000	0.000	0.041		
K	0.005	0.002	0.009	1.915	0.007	0.005	0.010	1.892	0.007	0.011	0.000	0.000	0.004	1.614		
Total	15.082	4.998	16.129	13.972	15.084	15.209	15.300	13.932	14.873	14.988	8.027	8.001	15.621	13.793		

かんらん岩ブロックの中でハルツバージャイトは最高で33%の初生鉱物が残っているのに対し、ダナイトではクロムスピネル以外は完全に蛇紋石化している。ハルツバージャイトは江山オフィオリイトに特徴的な虫食い状のクロムスピネル(踊るスピネル)を含み、単斜輝石・斜方輝石と複雑な連晶をなす(Plate 1a)。ハルツバージャイトはプロトグラ

ニユラー組織を呈し(Plate 1c)、かんらん石にはまれにキンクバンドや波動消光が認められる。蛇紋岩化したハルツバージャイトの初生単斜輝石はしばしば二次的な単斜輝石に置換されており、ごくまれに初生単斜輝石はソーダトレモラ閃石(Na₂O=3.1~4.3 wt.%, Al₂O₃=0.7~1.3 wt.%)に置換される。このソーダトレモラ閃石はIshizuka (1980) が幌加内オ

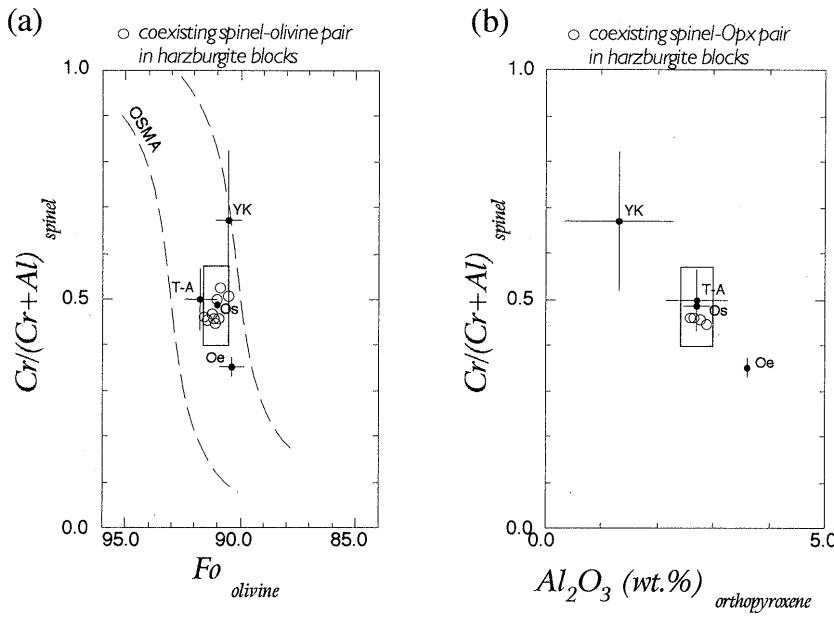


Fig. 5. (a) Relationships between the Fo content of olivine and the Cr/(Cr+Al) ratios of coexisting chromian spinel in harzburgite. OSMA: olivine-spinel mantle array after Arai (1994). (b) Relationships between the Al₂O₃ content of orthopyroxene and the Cr/(Cr+Al) ratios of coexisting chromian spinel in harzburgite. Oeyama ophiolite: Os: Osayama body (Zone I: Nozaka and Shibata, 1994); T-A: peridotite bodies in Tari-Ashidachi area (Arai, 1980), Oeyama body (Kurokawa, 1985), YK: Yakuno ophiolite (Ishiwatari, 1985). Bars represent the standard deviations. Rectangles show compositional range of spinel and olivine (or orthopyroxene) from the Osayama serpentinite melange.

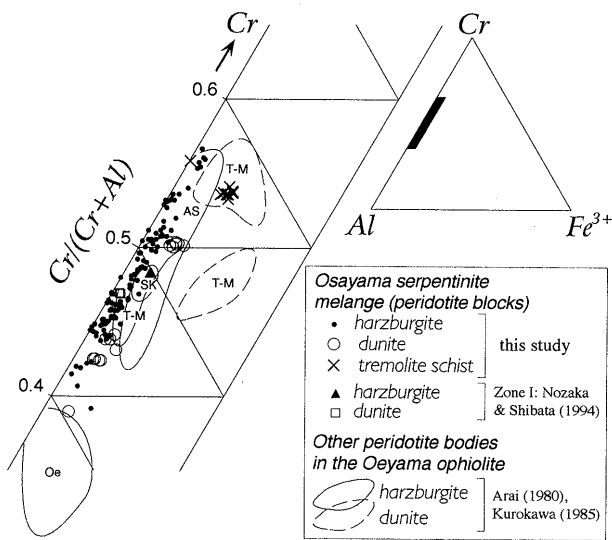


Fig. 6. Cr-A-Fe³⁺ ternary diagram of chromian spinel in primary peridotites and tremolite schist in the Osayama serpentinite melange. T-M: Tari-Misaka body (Arai, 1980), As: Ashidachi body (Arai, 1980), SK: Sekinomiya body (Arai, 1980), Oe: Oeyama body (Kurokawa, 1985).

フィオライトのダナイト中から報告したクロムスピネルに随伴する産状とは異なる。

ハルツバージャイト中のかんらん石は Fo 値=90.5~91.5, クロムスピネルは Cr/(Cr+Al) 比=Cr#=0.40~0.57, Mg/(Mg+Fe) 比=Mg#=0.40~0.66, TiO₂≤0.1wt.%, 斜方輝石は Al₂O₃=2.42~3.00wt.%, Cr₂O₃=0.70~1.01 wt.%, Wo 値=1.30~1.23, 単斜輝石は Al₂O₃=1.01~3.18 wt.%, Cr₂O₃=0.54~1.44 wt.%の化学組成である。各鉱物は同一試料(ブロック)中においてほぼ均質であり、特にクロムスピネルに

ついて、同一試料中の標準偏差は 0.003~0.019 である。クロムスピネルの Cr# とかんらん石の Fo 値および斜方輝石の Al₂O₃ 含有量からみて中程度の枯渇度のスピネルかんらん岩である (Fig. 5)。ダナイトはかんらん石仮像が径 2cm に達する粗粒のダナイトと細粒なダナイトの 2 種があり、クロムスピネルはいずれも自形である (Plate Ib)。粗粒ダナイトはクロムスピネルの化学組成が TiO₂=0.20~0.39 wt.% (平均 0.30 wt.%), Cr#=0.40~0.45, Mg#=0.60~0.68 と Ti 含有量が高く沈積岩であるが、細粒ダナイトは TiO₂=0~0.17 wt.% (平均 0.07 wt.%), Cr#=0.51, Mg#=0.49~0.54 と Ti 含有量は低い。クロムスピネルは岩相に関わらず、Fe³⁺ に乏しい (Fig. 6)。

(2) 結晶片岩ブロック

結晶片岩ブロックに見られる鉱物組み合わせを Table 1b に示す。鉱物組み合わせおよび鉱物モードはブロックごと、あるいはブロック中の個別の部分で異なる。しかし、鉱物の組成共生関係からブロック化以前には 1つの高压変成帯を構成していたものと考えられ、前述のように塩基性片岩中の安定な Ca-Al 含水珩酸塩鉱物の共生から、ローソン石あるいはパンペリー石が安定なローソン石-パンペリー石帯 (lowsonite-pumpellyite zone) とローソン石やパンペリー石を欠き緑れん石が安定な緑れん石帯 (epidote zone) の 2 帯に分けることができる。さらに、緑れん石帯はさらにアルマンディン・ざくろ石の有無により緑れん石帯低温部 (lower epidote zone) と緑れん石帯高温部 (upper epidote zone) に分けられる。それらの変成度はそれぞれ Evans (1990) のローソン石-青色片岩相, 緑れん石-青色片岩相低温部 (ざくろ石を欠く), 緑れん石-青色片岩相高温部 (ざくろ石を含む) に相当する。また、各帯は北米フランシスカン変成帯カザデロ地域のローソン石帯・パンペリー石帯・緑れん石帯 (Maruyama and Liou, 1988) やニューカレドニア変成帯のローソン石帯・緑れん石帯 (Yokoyama et al., 1986) の

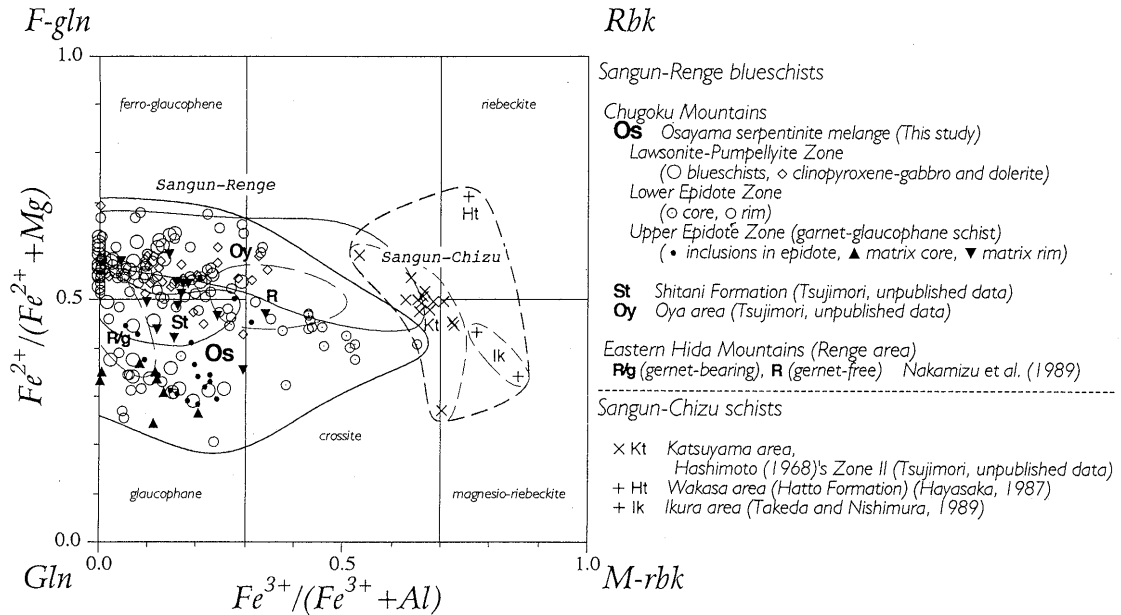


Fig. 7. Compositional variations of sodic amphiboles from the Osayama blueschists in Miyashiro's $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ versus $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ diagram.

変成分帯に相当する。泥質片岩については、三波川変成分帯の変成分帯（東野，1990）と比較するとローソン石-パンペリー石帯はの緑泥石帯低温部，緑廉石帯低温部はその緑泥石帯高温部から一部はざくろ石帯に相当する。

(a) ローソン石-パンペリー石帯の結晶片岩ブロック

泥質片岩：緑廉石帯低温部の泥質片岩に比べて細粒で（Plate 1h），緑泥石+フェンジャイトの鉱物共生で特徴づけられ，しばしばパンペリー石やローソン石を含む（Table 1 b）。

塩基性片岩：緑れん石帯低温部の塩基性片岩に比べて，細粒で結晶度の悪いものが多く，あまり，片理が発達しないブロックもある。ローソン石-パンペリー石帯の塩基性片岩は藍閃石+ローソン石あるいは藍閃石+パンペリー石の鉱物共生で特徴づけられる（Table 1 b）。

変成鉱物：アルカリ角閃石のほとんどは藍閃石あるいはフェロ藍閃石であり，ブロックや産状・形状によらず，すべてCaに乏しく（ $CaO=0.1\sim 3.3$ wt.%，平均1.4 wt.%），Alに富み（ $Al_2O_3=6.4\sim 12.9$ wt.%，平均9.4 wt.%）， $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ 比が小さい（0~0.33，平均0.13）（Fig. 7）。組成累帯構造はほとんど認められない。ローソン石は0.2 mm以下の自形結晶が普通であるが，斑状変晶（最大1 mm）の場合もあり，まれに藍閃石を包有することがある。化学組成は鉱物組み合わせによらず，すべて Fe^{3+} に乏しい（ $Fe_2O_3=0.5\sim 1.1$ wt. %）。パンペリー石は鉱物組み合わせによらず，すべてAlに富み（ $Al/(Al+Fe^{total}+Mg)$ 比=0.70~0.81），ややFeに富む（ $Fe^{total}/(Fe^{total}+Mg)$ 比=0.41~0.69）。ローソン石-パンペリー石帯の塩基性片岩の中にはごくまれに藍閃石とアクチノ閃石が平衡に共存することがある。ローソン石-パンペリー石帯の泥質片岩にはごくまれにオンファス輝石（ $Jd_{31.2-41.8} Ac_{46.8-62.1} Aug_{55.4-55.8}$ ）を含むブロックも存在する。

(b) 緑れん石帯低温部の結晶片岩ブロック

泥質片岩：ローソン石-パンペリー石帯の泥質片岩に比べて粗粒で結晶度がよい（Plate 1j）。主として，緑泥石+フェンジャイトの鉱物共生で特徴づけられるが，ざくろ石やその仮像を含むブロックもごくまれにある（Table 1 b）。ほとんどの泥質片岩は緑れん石を含み，曹長石の斑状変晶（最大径2 mm）が発達することが多い。

塩基性片岩：ローソン石-パンペリー石帯の塩基性片岩に比べて，片理がよく発達し，曹長石の斑状変晶（最大径3.5 mm）をふくむことがある（Plate 1i）。緑れん石帯低温部の塩基性片岩は藍閃石+緑れん石+緑泥石の鉱物共生で特徴づけられる（Table 1 b）。

変成鉱物：アルカリ角閃石はしばしば組成累帯構造を示す。緑れん石帯低温部のある1つのブロックではコアからリムに向かってAl含有量および $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ 比が減少し，クロス閃石（ $Al_2O_3=3.3\sim 7.0$ wt.%， $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ 比=0~0.26）から藍閃石（ $Al_2O_3=9.0\sim 10.9$ wt.%， $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ 比=0.38~0.65）に変化するという正累帯構造を示す。その藍閃石のコアのクロス閃石を除けば，緑れん石帯低温部のアルカリ角閃石もローソン石-パンペリー石帯のそれと同様にCaに乏しく（ $CaO=0.1\sim 3.7$ wt.%，平均1.1 wt. %），Alに富み（ $Al_2O_3=7.0\sim 11.9$ wt.%，平均10.2 wt. %）， $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ 比が小さい（0~0.34，平均0.12）（Fig. 7）。緑れん石帯低温部の塩基性片岩の中にもまれに藍閃石とアクチノ閃石が平衡に共存することがあるが，藍閃石を置換するといった産状で後期の変成作用で形成された考えられるアクチノ閃石は存在しない。緑れん石はコアからリムに向かってピスタサイト成分（Ps成分= $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ 比=0.24~0.32）が増加するという正累帯構造を示す。また，まれに希土類元素を含んだ緑れん石（ $La_2O_3 < 3.4$ wt. %， $Ce_2O_3 < 7.1$ wt. %， $Nd_2O_3 < 1.1$ wt. %）が泥質片岩中の緑れん石のコアに

見られる。

(c) 緑れん石帯高温部のざくろ石藍閃石片岩ブロック

この変成度のブロックはこのメランジュには1つしかなく、藍閃石+ざくろ石+緑れん石の鉱物共生で特徴づけられるが (Plate 1k), そのブロックは藍閃石に富む部分 (あるいはレイヤー), ざくろ石に富む部分, フェンジャイトに富む部分と構成鉱物のモードがかなり変化する (Table 1b). 後退変成作用によりざくろ石の多くは分解, あるいは緑泥石化している。全体的に粗粒であるが, 変成鉱物の大きさは一様でない。藍閃石に富む部分の緑れん石斑状変晶 (最大経約 2 mm) にはまれに, ざくろ石+オンファス輝石 ($Jd_{36.5-42.4} Ae_{0-7.0} Aug_{55.4-55.8}$) + ルチルのエクロジャイト相の鉱物組み合わせが含まれる (辻森, 1995a). このブロックはクロット状に角閃岩を含む。その角閃岩クロットの全岩組成は玄武岩質 ($SiO_2=51.0$ wt.%, $CaO=6.5$ wt.%, $Al_2O_3=14.9$ wt.%) でありながら, 非常に K に富み ($K_2O=5.6$ wt.%), Na に乏しい ($Na_2O=0.8$ wt.%) といった特異な全岩化学組成を有し, カリ長石 (マイクロクリン) + ホルンブレンドの鉱物共生が認められる。

変成鉱物: マトリクスのアルカリ角閃石はコアからリムに向かって Al 含有量および $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ 比が若干減少, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 比が増加し, 藍閃石 ($Al_2O_3=9.1\sim 12.0$ wt.%, $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ 比=0.0~0.13, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 比=0.25~0.37) からフェロ藍閃石 ($Al_2O_3=6.2\sim 9.9$ wt.%, $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ 比=0.1~0.29, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 比=0.35~0.59) の領域に変化する (Fig. 7). これはざくろ石藍閃石片岩の後退変成作用過程でアルマンディンに富むざくろ石が分解することと調和する。藍閃石のコアにはまれにホルンブレンドが認められる。緑れん石は最大で 2 mm に達し, 緑れん石帯低温部のそれより, ビスタサイト成分に乏しい (Ps 成分=0.11~0.19). コアからマントルに向かってビスタサイト成分が増加し, リムでそれが減少するような累帯構造を示し, 大きな斑状変晶 (Plate 1k) にはルチル, ざくろ石, オンファス輝石, 藍閃石が包有物として認められる。包有物のざくろ石とオンファス輝石の間の Fe-Mg 分配係数 (K_D 値) は 8.1~10.9 である。

ざくろ石は変形による破壊・断片化や後退変成作用による緑泥石化によってコアからリムまで完全に保存された結晶は少ない。最大径 4 mm に達し包有物を含むが, 包有物はルチルとホルンブレンド ($Al^{IV}=0.18\sim 0.36$) 以外は完全に緑泥石に変質している。ざくろ石の化学組成は藍閃石に富む部分, ざくろ石に富む部分, 緑れん石中の包有物でそれぞれ組成が異なる。藍閃石に富む部分のざくろ石は Fe に富み, Mn に乏しい化学組成 ($Pyr_{<18} Alm_{57-68} Sps_{<7} Grs_{21-35}$) を有し, コアからマントルやリムの方に向かって Fe が減少し, Mg が増加する正累帯構造を示し, リムまで完全に残っている結晶ではリムの縁で Mg が減少し, Fe が増加するといった逆累帯構造帯 ($Pyr_{3-5} Alm_{56-58} Sps_{5-7} Grs_{30-35}$) を持つ。特に, 藍閃石に富む部分のざくろ石には 2 種類の組成累帯構造のパターン (タイプ I とタイプ II) が認められ, タイプ I のざくろ石 ($Pyr_{<13} Alm_{68-76} Sps_{<3} Grs_{17-29}$) はタイプ II のざくろ石

($Pyr_{5-18} Alm_{57-68} Sps_{<7} Grs_{21-35}$) より Fe に富み, Mn に乏しい組成累帯構造を示す。ざくろ石に富む部分のざくろ石は Mn に富み ($Pyr_{<14} Alm_{36-67} Sps_{2-41} Grs_{9-39}$), コアからマントルやリムの方に向かって Mn が減少し, Fe が増加する正累帯構造を示すものが多い。緑れん石斑状変晶中の包有物として産するざくろ石は比較的 Mg に富んだ化学組成 ($Pyr_{13-19} Alm_{54-62} Sps_{1-2} Grs_{22-26}$) を有し, この組成は藍閃石に富む部分のざくろ石のリムに近い部分の最も Mg に富む部分に相当する。若桜地域 (志谷層) の三郡-蓮華変成岩の中にはざくろ石を含んだ細粒角閃岩 (ホルンブレンド片岩) があるが, このざくろ石角閃岩のざくろ石の化学組成 ($Pyr_{<2} Alm_{34-54} Sps_{15-29} Grs_{29-33}$) は Mn に富み, 大佐山のざくろ石藍閃石片岩のそれとは異なる。大佐山のざくろ石藍閃石片岩中のざくろ石の Mg 含有量はフランススカン変成帯のタイプ IV エクロジャイト (Oh et al., 1991) のそれに匹敵する。

(3) 単斜輝石斑れい岩・輝緑岩ブロック

単斜輝石斑れい岩: 単斜輝石斑れい岩は (100) 面のパーティングが発達した粗粒 (5~15 mm) の単斜輝石 (ダイアレイジ) を特徴的に含み, 自形から半自形の単斜輝石の間を他形の斜長石の仮像が埋めるといった火成岩の組織を示す (Plate 1e). 構成鉱物のモードと組織は不均質である。

試料により単斜輝石 ($Mg\#=0.61\sim 0.87$, $Cr_2O_3=0\sim 5.6$ wt.%, $Al_2O_3=1.5\sim 3.9$ wt.%, $TiO_2=0.3\sim 0.8$ wt.%) は, パッチ状に Ti に富む ($Al_2O_3=9.4\sim 11.0$ wt.%, $TiO_2=3.1\sim 4.1$ wt.%) 赤褐色ホルンブレンド (パーガス閃石的) を包有し, しばしば褐色ホルンブレンド ($TiO_2=1.4\sim 2.8$ wt.%) と緑色ホルンブレンド ($TiO_2<1.3$ wt.%) や淡緑色のアクチノ閃石 (まれにカミングトン閃石) に置換される。単斜輝石の Cr 含有量は $Mg\#$ の減少に伴い減少する傾向がある (Fig. 8). 初生 (火成) 鉱物の組み合わせは単斜輝石, 斜長石, ホルンブレンド, イルメナイトであるが, 斜長石は主としてパンペリー石, 曹長石, グロシユラーからなる集合体に完全に置換されており, イルメナイトもチタナイトに完全に置換されている (Table 1a). 緑色ホルンブレンドは海洋底変成作用によって形成された可能性がある。単斜輝石斑れい岩はカクラスティックな変形を被っていることが多く, 単斜輝石はしばしば折れ曲がったりキックバンドが発達することがある。

輝緑岩: 輝緑岩はオフィチック組織を示し, 単斜輝石 ($Mg\#=0.66\sim 0.79$, $Cr_2O_3=0.2\sim 0.7$ wt.%, $Al_2O_3=1.9\sim 4.2$ wt.%, $TiO_2=0.6\sim 1.0$ wt.%) と褐色ホルンブレンド (パーガス閃石的) ($Al_2O_3=6.3\sim 10.8$ wt.%, $TiO_2=1.5\sim 2.7$ wt.%) を特徴的に含む。構成鉱物のモードと組織は比較的均質である。単斜輝石はセクター累帯構造を示すことが多い。褐色ホルンブレンドはオーゾイトの周縁部に成長しており周囲から緑色のホルンブレンドや淡緑色のアクチノ閃石に置換される。斜長石はばパンペリー石と曹長石の集合体に完全に置換されており, 初生のイルメナイトもチタナイトの集合体に完全に置換されている (Table 1a). 単斜輝石は $Mg\#$ の減少に伴い Cr 含有量が減少し, Ti 含有量が増加する傾向がある (Fig. 8). また, 同じ $Mg\#$ の単斜輝石を比べた場合, 斑れい岩中のそれよりも, Cr に富む傾向がある (Fig. 8). 輝緑岩はやや Ti

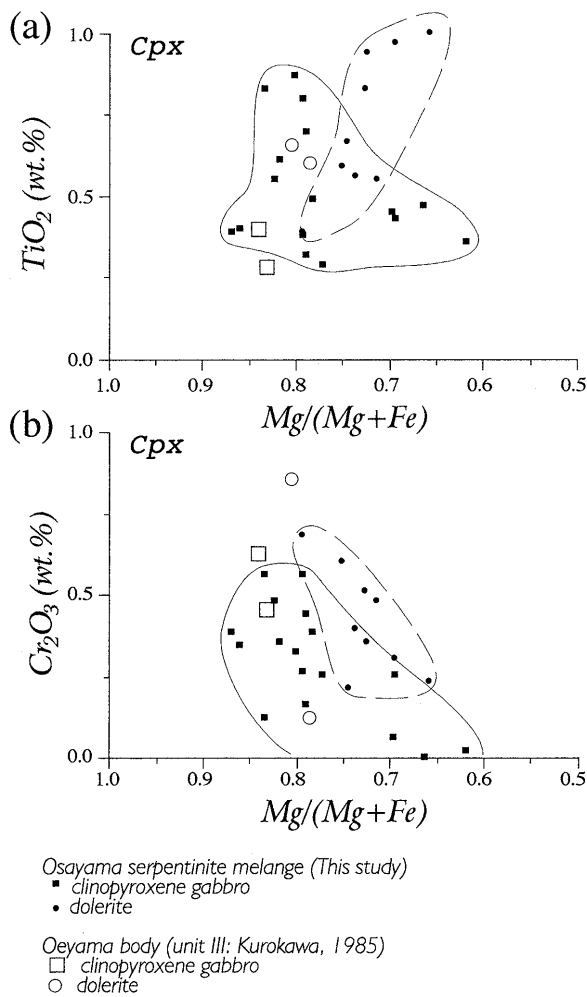


Fig. 8. Chemical compositions of igneous clinopyroxene in clinopyroxene gabbro and dolerite from the Osayama serpentinite melange on (a) the TiO₂ versus Mg/(Mg+Fe) diagram and (b) the Cr₂O₃ versus Mg/(Mg+Fe) diagram. Those from the Oeyama body (Kurokawa, 1985) are also plotted.

とアルカリ元素に富み (TiO₂=1.2~1.3 wt.%, Na₂O₃+K₂O=3.7~4.6 wt.%), FeO*/MgO 比=1.0~1.9 といった全岩化学組成を持つ。これは大江山かんらん岩体に岩脈として記載された輝緑岩 (Kurokawa, 1985) の全岩組成と同じ傾向である (Table 3, Fig. 9)。

高圧変成鉱物: 大佐山蛇紋岩メランジュ中の単斜輝石斑れい岩や輝緑岩のブロックには、しばしば Al に富む藍閃石やフェロ藍閃石 (Al₂O₃=5.8~11.2 wt.%, 平均 8.6 wt.%) が単斜輝石やホルンブレンドの周縁部からエピタキシチックに成長していたり (Plate 1e, 1f), アルカリ輝石が単斜輝石の周縁部を置換するといった青色片岩相の変成作用を被った証拠がある。高圧変成作用の鉱物共生は藍閃石+パンペリー石で特徴づけられ, ローソン石-パンペリー石帯の結晶片岩のそれに相当する。このような青色片岩相の鉱物が生じているような単斜輝石斑れい岩や輝緑岩は, これまで他の大江山オフィオライトのかんらん岩体からは知られていなかった。

Table 3. Bulk rock compositions of the dolerite blocks in the Osayama serpentinite melange.

Dolerite blocks in the Osayama melange			
SiO ₂	51.26	49.22	50.46
TiO ₂	1.32	1.19	1.22
Al ₂ O ₃	14.49	14.88	14.86
FeO*	11.18	9.45	10.32
MnO	0.18	0.15	0.16
MgO	5.88	9.14	8.01
CaO	9.11	9.30	9.40
Na ₂ O	4.06	3.66	3.92
K ₂ O	0.55	0.03	0.24
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.12
Total	98.16	97.13	98.71
FeO*/MgO	1.90	1.03	1.29

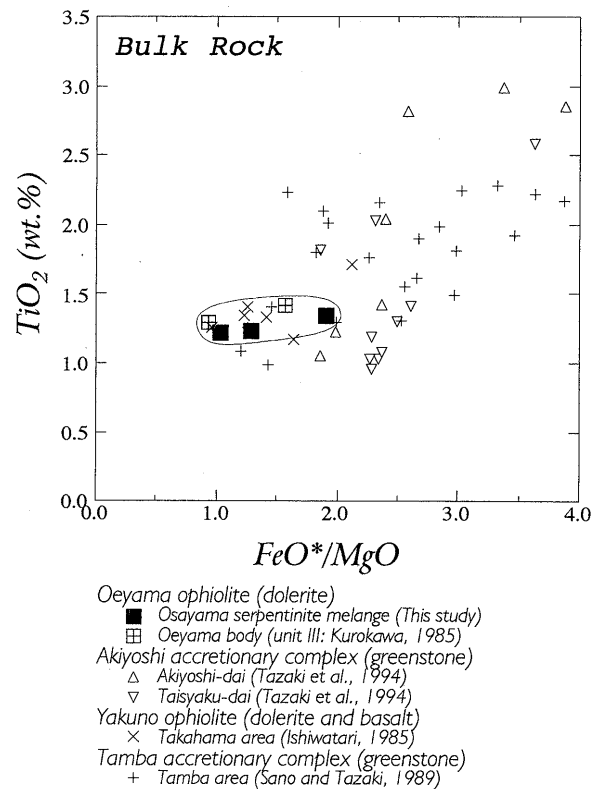


Fig. 9. TiO₂ versus FeO*/MgO diagram for the bulk rock compositions of the dolerite blocks in the Osayama serpentinite melange. Greenstones (gabbro, dolerite and basalt) from the Oeyama body (Kurokawa, 1985), Yakuno ophiolite (Ishiwatari, 1985), Akiyoshi accretionary complex (Tazaki et al., 1994) and Tamba accretionary complex (Sano and Tazaki, 1989) are also plotted.

(4) 曹長岩・ひすい輝石岩・オンファス輝石岩・トレモラ閃石片岩ブロック

曹長岩: 塊状曹長岩は中粒 (~5mm) の曹長石を主とし, 石英は認められない。アルカリ輝石やグロシュラーが含まれることがある (Table 1c)。片麻状曹長岩中で定向配列する

半自形から自形の単斜輝石は $Mg\# = 0.96$ の透輝石である。

ひすい輝石岩：ひすい輝石岩の鉱物組み合わせもブロック(転石)ごとに異なる (Table 1c)。メランジュ中央部付近の淡緑色を呈するひすい輝石岩は Kobayashi et al. (1987) によって記載されているが、ペクトライトを含むものを発見した、ひすい輝石 ($Jd_{98.0-100} Ae_{0-2.3} Aug_{0-1.0}$, $Jd_{85.6-90.0} Ae_{0-5.1} Aug_{9.4-12.4}$) の周縁部にはオンファス輝石 ($Jd_{49.0-58.2} Ae_{0-6.0} Aug_{40.3-47.3}$) が成長している。また、蛇紋岩メランジュ境界付近に見られるひすい輝石転石 (径 20 cm) は主としてひすい輝石 ($Jd_{91.2-95.1} Ae_{0-0.5} Aug_{4.9-8.5}$) と少量のオンファス輝石 ($Jd_{42.1-45.2} Ae_{0-0.2} Aug_{5.48-57.8}$)、Ti を含むグロシュラー ($TiO_2 = 0.9 \sim 3.6$ wt.%), オンファス輝石, 方沸石, フロゴバイト ($Mg\# = 0.84 \sim 0.85$, $Si = 5.8 \sim 5.9$ (p.f.u. O=22), $Al_2O_3 = 16.3 \sim 17.4$ wt.%) から構成され、自形のひすい輝石とその間を埋めるグロシュラーやオンファス輝石からなるブラストオフィチック組織を示す。オンファス輝石, 方沸石, フロゴバイトは後退作用によって二次的に形成されている。これまで、日本産のひすい輝石にはまれにパラゴナイトを含むものが知られていたが (例えば、兵庫県関宮かんらん岩体中のひすい輝石岩: 田崎・石内, 1976), フロゴバイトを含むひすい輝石岩はこれまで報告はなかった。同じような Si に富み Al に乏しい組成傾向のフロゴバイトは蛇紋岩中のロジンジャイト (Wares and Martin, 1980; Dubińska, 1995) や地熱地帯の自生鉱物 (Belkin et al., 1988) として記載されている。トレモラ閃石片岩中のひすい輝石岩ポッドのひすい輝石はほとんど方沸石に変わってしまっているが、このひすい輝石岩もブラストオフィチック組織を示す。ひすい輝石岩に含まれる Ti を含む鉱物 (グロシュラー, ルチルなど) の存在と、輝緑岩ブロックのオフィチック組織に極めて似たブラストオフィチック組織は、ひすい輝石岩が輝緑岩を原岩とする可能性を強く示している。

オンファス輝石岩：オンファス輝石岩は、濃緑色の片理の発達した岩石で、主としてオンファス輝石 ($Jd_{37.1-46.3} Ae_{0-5.3} Aug_{53.7-60.4}$) からなり、少量のパンペリー石 ($Al/(Al+Fe_{total}+Mg)$ 比 = $0.78 \sim 0.81$, $Fe_{total}/(Fe_{total}+Mg)$ 比 = $0.28 \sim 0.39$), 曹長石, アパタイト, カリ長石, 黒雲母 ($Mg\# = 0.62$, $Si = 5.8$ (p.f.u. O=22), $Al_2O_3 = 17.1 \sim 17.5$ wt.%) を含む。オンファス輝石岩には、オンファス輝石 ($Jd_{46.1-53.9} Ae_{0-8.4} Aug_{37.7-51.2}$) と透輝石 ($Jd_{4.3-6.3} Ae_{0-0.4} Aug_{93.6-95.6}$) からなる細脈 (片理を切る) が見られる。この 2 種の単斜輝石はオンファス輝石が安定な比較的高圧の条件及び、透輝石-オンファス輝石間のソルバス以下の温度条件で、オンファス輝石岩に流入した流体相から、それぞれ平衡に結晶化している (Tsuji-mori, 1997)。

トレモラ閃石片岩：トレモラ閃石片岩ブロックにはクロムスピネル ($Cr\# = 0.55$, $Mg\# = 0.43 \sim 0.48$, $TiO_2 \leq 0.1$ wt.%) を含むブロックが存在し、クロムスピネルはクロムオンファス輝石 ($Jd_{16.6-39.1} Ae_{0-7.5} Aug_{52.0-69.2} Ko_{4.9-15.1}$), クロムパンペリー石 ($Cr_2O_3 = 1 \sim 5$ wt.%, $Cr\# = 2 \sim 13$), クロムフェンジャイト ($Si = 6.8 \sim 6.9$, $Cr_2O_3 = 4 \sim 5$ wt.%, $Cr\# = 11 \sim 14$) に置換される。このクロムスピネルの化学組成は多里-三坂かんらん岩

体中のダナイト中のそれとほぼ同じ組成を持つ (Fig. 6), のまた、ウバロバイト-クロム透輝石 ($Jd_{3.2-7.3} Ae_{0-1.8} Aug_{54.9-94.0} Ko_{0.5-39.1}$) 細脈が認められるブロックも存在する (辻森, 1995 c)。後者と同一様な組成傾向のクロム単斜輝石は Sakamoto and Takasu (1996) によって別のトレモラ閃石岩からコスモクロアとして報告された。ウバロバイト-クロム透輝石細脈の存在は、一般に変成流体相に溶けにくい Cr_2O_3 が (例えば、Nishiyama and Uehara 1986), 流体相に溶けて移動していることを示している。この他にも、青色片岩ブロックの片理を切る曹長石脈にウバロバイトが形成していることがある。クロムスピネルを含んだトレモラ閃石片岩は、スピネルの化学組成から、その原岩が大江山オフィオライトの比較的枯渇したかんらん岩であったことを示している。

メランジュ・マトリクスのかんらん岩の性質と蛇紋岩化の条件

かんらん岩ブロックの初生鉱物の産状および化学組成は、蛇紋岩メランジュのマトリクスの蛇紋岩が大江山オフィオライトのかんらん岩体を起源とすることを示す。ところが、かんらん岩のクロムスピネルの $Cr\#$ は 1 つの露頭においてもブロックごとに異なり、メランジュ内での系統的な変化は認められない。そして、Nozaka and Shibata (1994, 1995) の報告した I 帯 (本論の蛇紋岩メランジュ部分に相当) のかんらん岩中のスピネル ($Cr\# = 0.47 \sim 0.48$) よりもかなり広い組成領域に散らばる (Fig. 6)。その組成領域は Arai (1980) の示した大佐山岩体の西隣の足立岩体や多里-三坂岩体のような大規模なかんらん岩体に見られる組成領域とほぼ等しく、東西 4 km・南北 2 km の蛇紋岩メランジュの狭い範囲内においても、大きな岩体に相当するような変化幅を持つ。つまり、メランジュ・マトリクスには狭い範囲に、広範囲のマントルかんらん岩の断片が構造的にバラバラになって含まれている可能性がある。

メランジュ・マトリクスの蛇紋岩は変成かんらん石と滑石を欠き、リザーダイト・クリソタイルが累進的にアンチゴライトに置換されている。その蛇紋岩化の条件は O'Hanly and Wicks (1995) が $MgO-SiO_2-H_2O$ (MSH) 系について計算した蛇紋石鉱物の反応曲線網から約 250°C 程度の温度条件の下限が推定されるが、その圧力条件は適当な指標がないため直接は推定できない。ただし、蛇紋岩マトリクス中のひすい輝石岩や藍閃変成作用を被った単斜輝石斑れい岩・輝緑岩の存在は、蛇紋岩マトリクスも低温高圧の条件にあった可能性を示す。なお、蛇紋岩中にアンチゴライト+マグネサイトの共生関係が認められないことから蛇紋岩化の時に CO_2 の流入の影響は無視できる。また、蛇紋岩とブロックとの間にしばしば発達するトレモラ閃石+滑石からなる反応縁にはチタナイトが含まれることから、ブロックと蛇紋岩との間の化学反応 (交代作用) において X_{CO_2} が低かったことを示す。

Maekawa (1983, 1986) は神居古潭帯美瑛地域において、パンペリー石-アクチノ閃石相高圧部から緑色片岩相程度の神居古潭変成岩類と一緒に沈み込み変成作用を被ったと考えられる蛇紋岩を、変成度の順に I 帯 (クリソタイル/リザーダ

イト蛇紋岩), II 帯 (アンチゴライト蛇紋岩) の 2 帯に変成分帯した。大佐山蛇紋岩メランジュの蛇紋岩ではアンチゴライトの出現に地域的な規則性は認められず, また, 変形作用は激しくないが, 比較的低温高圧下で蛇紋岩化したかんらん岩や再結晶した蛇紋岩が, 構造的にバラバラになっている可能性は十分に考えられる。

かんらん岩起源と考えられるトレモラ閃石片岩に含まれるクロムスピネルが, 大江山オフィオライトの溶け残りかんらん岩中のスピネルと同じ組成を有すること, それを置換する低温高圧鉱物の存在は, 大江山オフィオライトのかんらん岩の断片が低温高圧下で交代作用を受けたこと示す。

結晶片岩ブロックの変成作用

(1) 結晶片岩ブロックの変成作用の特徴

大佐山蛇紋岩メランジュ中の結晶片岩ブロックの最も重要な特徴は, 藍閃石+ローソン石あるいは藍閃石+パンペリー石及び Al に富む藍閃石+緑れん石の鉱物共生が見られることである。大佐山蛇紋岩メランジュにおいて藍閃石+ローソン石 (ローソン石-パンペリー石帯) から Al に富む藍閃石+緑れん石 (緑れん石帯) への累進的な鉱物共生の変化は神居古潭変成帯 (例えば, 高山, 1988) や北米フランスカン変成帯 (例えば, Maruyama and Liou, 1988) のような典型的なひすい輝石-藍閃石型の変成帯と同様の非常に高い圧力/温度比を示しており, 同時に高圧中間群である三波川変成帯の変成作用より明らかに低温部での圧力が高かったことを示している。

大佐山蛇紋岩メランジュ中の結晶片岩ブロックと同じような非常に高い圧力/温度比の鉱物組み合わせは大屋地域や若桜 (志谷層) 地域の三郡-蓮華変成岩に見られる。大屋地域ではコアにクロス閃石をもつ藍閃石 ($Al_2O_3=6.5\sim 10.3\text{ wt.}\%$) + ローソン石+パンペリー石やローソン石+アルカリ輝石 ($X_{Jd}=0.3$) の鉱物共生が観察され (橋本・猪木, 1970; 辻森, 1995b), 若桜地域 (志谷層) では Al に富む藍閃石 ($Al_2O_3=8.5\sim 11.3\text{ wt.}\%$) + 緑れん石+パンペリー石の鉱物共生が見られる。坂野 (1986) は, 上記の地域の藍閃石を含む変成岩がそれ以外の「三郡変成岩」 (勝山地域や若桜地域八東層など) と連続しない可能性を指摘した。中国山地の三郡-蓮華変成岩 (大屋, 若桜, 大佐山地域) はタイプ I (藍閃石+ローソン石), タイプ II (Al に富む藍閃石+緑れん石), タイプ III (パロア閃石+緑れん石) に分類が可能であり (辻森, 1996), 特にタイプ I~II の青色片岩は非常に高い圧力/温度比の一連の広域変成作用により形成されたと考えられる。

大佐山蛇紋岩メランジュ中の結晶片岩ブロックの変成条件は塩基性変成岩の鉱物の組成共生関係からローソン石-パンペリー石帯では圧力 6~8 kbar において温度 250~300°C, 緑れん石帯低温部では圧力 7~9 kbar において温度 300~350°C 以上, 緑れん石帯高温部 (ざくろ石藍閃石片岩) では圧力 11~13 kbar において温度 400~530°C が推定される。これらの温度条件は明らかに前述のメランジュ・マトリクス蛇紋岩化のそれより高温である。また, ざくろ石藍閃石片岩ブロック及びその残存包有物の鉱物共生はこれまで知られて

いた中国山地の「三郡変成岩」のなかで群を抜く最高圧力・温度の変成岩であり, 三郡-蓮華変成作用がエクロジャイト相に達していたことを示す点で重要である。

(2) 中国山地中央部の「三郡変成岩」との比較

大佐山蛇紋岩メランジュの構造的な下位の三郡-智頭変成岩は大佐山の東方約 10 km の勝山地域まで連続的に露出し, 中国山地の「三郡変成岩」の中で最も広い露出域をなしており, 最も研究が進んでいる地域でもある。Hashimoto (1968) は勝山地域の「三郡変成岩」を塩基性変成岩の鉱物共生に基づき, 変成度の低い方から I 帯 (ぶどう石-パンペリー石相), II 帯・II' 帯 (藍閃石片岩相), III 帯 (緑色片岩相) の 3 帯に変成分帯した。最近の研究では, I 帯は秋吉帯相当の弱変成付加体 (ペルム系オリストストローム層: 三宅, 1985) に相当する。その後, 橋本 (1972; 1989) は中国山地の「三郡変成岩」について, 変成度の低い方からパンペリー石-緑泥石帯, パンペリー石-アクチノ閃石帯, 緑れん石-藍閃石帯, パロア閃石帯の 4 帯を提案したが, そのなかで勝山地域の II 帯はパンペリー石-アクチノ閃石帯に, II' 帯と III 帯はまとめて緑れん石-藍閃石帯に属するとされた。最近, 杉本ほか (1990) や早坂ほか (1995) は秋吉帯相当の弱変成付加体も含めた勝山地域の塩基性変成岩を変成度の低い方から I 帯 (ぶどう石-パンペリー石帯), II 帯 (アルカリ輝石帯), III 帯 (パンペリー石-アクチノ閃石帯), IV 帯 (アクチノ閃石-緑れん石帯), V 帯 (緑れん石-ウィンチ閃石帯), VI 帯 (緑れん石-アルカリ角閃石帯) の 6 帯に分けた。しかし, IV~V 帯の鉱物組み合わせの相違は全岩組成や酸化状態によっては同じ温度・圧力条件でも出現が可能である。実際に, 勝山地域から大佐山にかけての三郡-智頭塩基性片岩は残存火成単斜輝石を含んだ玄武岩起源のものが多く, 青色角閃石やアルカリ輝石 (残存単斜輝石を置換) は残存単斜輝石の周囲のみの部分平衡で形成していることが少なくない。したがって, 著者は勝山地域においては Hashimoto (1968) および橋本 (1972) の変成分帯を用いる。

大佐山蛇紋岩メランジュ中の結晶片岩ブロックと勝山地域の三郡-智頭変成岩の鉱物の化学組成について比較すると, 勝山地域の III 帯の青色角閃石 (クロス閃石・ウィンチ閃石) の化学組成は Al に乏しく ($Al_2O_3=2.3\sim 5.4\text{ wt.}\%$), 大佐山蛇紋岩メランジュの緑れん石帯の Al に富むアルカリ角閃石とは明らかに異なる (Fig. 7)。アルカリ角閃石の Al_2O_3 含有量 (藍閃石成分) は圧力の指標となり (Miyashiro and Banno, 1958; Maruyama et al., 1986), 大佐山蛇紋岩メランジュの Al に富むアルカリ角閃石は三郡-智頭変成作用より高圧の条件の変成作用を示す。また, 大佐山蛇紋岩メランジュ中の泥質片岩ブロックのフェンジャイトの化学組成はセラドナイト成分に富む ($Si\text{ (p.f.u. O=22)}=6.7\sim 7.3$, $Al=3.6\sim 4.5$) のに対し, 蛇紋岩メランジュの構造的な下位の三郡-智頭泥質片岩のそれは同じ鉱物組み合わせの泥質片岩ブロックにより明らかにセラドナイト成分に乏しい ($Si=6.6\sim 6.8$, $Al=1.4\sim 1.8$)。Massonne and Schreyer (1987) のフェンジャイト圧力計はカリ長石+黒雲母あるいは藍晶石+滑石の共生関係が必要となるが, それらを欠くフェンジャイトの Si 値

を最低圧力と考えると、大佐山蛇紋岩メランジュの Si に富むフェンジャイトは三郡-智頭泥質片岩のそれより明らかに高圧の最低圧力を与える。

三郡-智頭変成岩では変成度の上昇に伴う藍閃石+ローソン石から Al に富む藍閃石+緑れん石といった鉱物共生の累進的变化は存在せず、高圧鉱物の化学組成も三郡-蓮華変成岩のそれより低圧の条件を示す。中国山地の三郡-智頭変成岩においてもローソン石が泥質片岩に含まれることがあるが(若桜地域八東層): 早坂, 1987, 江津地域: Watanabe et al., 1983; 益田地域: 西村・岡本, 1976), 藍閃石+ローソン石や藍閃石+パンベリー石の鉱物共生は知られていない。また、三郡-蓮華変成帯を除く中生代の「三郡変成岩」のうち、橋本(1972)や Nishimura (1977) の緑れん石-藍閃石帯の塩基性片岩中のアルカリ角閃石(広義の藍閃石)のほとんどは Al に乏しく、実際には緑れん石+クロス閃石帯というべきであって、大佐山で見られる Al に富む藍閃石+緑れん石の鉱物共生とは明らかに異なる。以上のことから、三郡-蓮華変成岩と三郡-智頭変成岩はその放射年代が異なるのみでなく、その変成作用の性質も全く異なると言える。

飛驒山地の 320 Ma 青色片岩を含む 蛇紋岩メランジュとの比較

飛驒山地の飛驒外縁帯東部には約 320Ma の放射年代(例えば、青海結晶片岩: 梶座ほか, 1994)を示す高圧変成岩やひすい輝石岩などが大小のテクトニック・ブロックとして蛇紋岩メランジュ中に含まれており、変成岩の放射年代から中国山地の三郡-蓮華変成岩の東方延長と考えられている(例えば、柴田・西村, 1989; 磯崎・丸山, 1991)。飛驒山地東部の蛇紋岩メランジュ中の高圧変成岩はざくろ石や黒雲母を含むような高変成度(最高でオリゴクレーヌ-黒雲母帯に達する)の泥質片岩が多く、塩基性片岩には藍閃石を含まない緑色片岩や緑れん石角閃岩(パロア閃石片岩)が卓越するが、まれに大佐山蛇紋岩メランジュで見られるような Al に富む藍閃石を含んだ緑れん石藍閃石片岩やざくろ石藍閃石片岩の存在が知られている(Banno, 1958; 中水ほか, 1989)。また、八方尾根蛇紋岩メランジュでは緑れん石角閃岩に残存するエクロジャイト相の鉱物組み合わせが報告されている(中水ほか, 1989)。その岩石のエクロジャイト相以後の温度・圧力経路は大佐山のざくろ石藍閃石片岩ブロックとは緑れん石-角閃岩相の後退変成作用を被っている点で全く異なり、ざくろ石とオンファス輝石の間の Fe-Mg 分配係数(K_D 値)は 23.1~25.8 と大佐山のエクロジャイト相のそれよりも大きく、より低温のエクロジャイトである。飛驒外縁帯東部の蛇紋岩メランジュにおいて、Al に富む藍閃石を含んだ緑れん石藍閃石片岩やざくろ石藍閃石片岩の存在と約 320 Ma の放射年代は、飛驒山地の蛇紋岩メランジュ中の結晶片岩が中国山地の温度/圧力比の高い三郡-蓮華変成岩の東方延長である可能性を強く示唆する。ところが、飛驒山地東部の蛇紋岩メランジュの蛇紋岩は、中生代の花崗岩類の貫入による接触変成作用とは別に、比較的高変成度の広域変成作用による変形再結晶作用を強く被っている。中水ほか(1989)は八方尾根蛇紋

岩メランジュの片理の発達した変成蛇紋岩を変成度が高くなる順に I 帯(かんらん石+透輝石+アンチゴライト+緑泥石, かんらん石+アンチゴライト+ブルース石)と II 帯(かんらん石+トレモラ閃石+透輝石+アンチゴライト+緑泥石, かんらん石+トレモラ閃石+アンチゴライト+緑泥石)に変成分帯した。この変成作用の変成条件は三波川変成帯の超塩基性岩体が被った三波川変成作用(梶座, 1983)と同程度と考えられ、この蛇紋岩メランジュはメランジュ・マトリクスとテクトニック・ブロックと一緒に広域変成作用を被ったものと考えられる。

以上のように飛驒山地東部の蛇紋岩メランジュのマトリクスはある程度高温の広域変成作用を被った蛇紋岩であって、中国山地の大佐山蛇紋岩メランジュのような低温の蛇紋岩とは明らかに異なるが、320 Ma の Al に富む藍閃石を含んだ緑れん石藍閃石片岩やざくろ石藍閃石片岩などの結晶片岩ブロックは、同じ放射年代を示す中国山地の三郡-蓮華変成岩と同じ一連の変成作用で形成された可能性がある。

大佐山蛇紋岩メランジュの地質学的意義

(1) 日本の蛇紋岩メランジュ

世界各地の造山帯には青色片岩を含んだ蛇紋岩メランジュが普通にみられ、日本列島においても飛驒山地以外に、オフィオライトのメンバーや青色片岩のブロックを含んだ「蛇紋岩メランジュ」が、四国黒瀬川帯(例えば、中島ほか, 1978, Maruyama, 1981)、北海道の神居古潭構造帯(例えば、知駒岳周辺: 加藤ほか, 1979; 夕張岳地域: Nakagawa, 1981; 旭川市西方: 合地, 1983)、紀伊半島東部の御荷鉾帯(坂野, 1992)、伊豆半島を取り囲む瀬戸川帯から嶺岡帯に点在する堆積性の蛇紋岩(例えば、環伊豆蛇紋岩帯: 荒井, 1994)において、報告されている。

これらのうち、御荷鉾帯と環伊豆蛇紋岩帯の蛇紋岩メランジュは堆積性の蛇紋岩(あるいは蛇紋岩礫岩)を特徴とする堆積性蛇紋岩メランジュといえる。神居古潭構造帯の「蛇紋岩メランジュ」は神居古潭変成帯(産状にかかわらず低温高圧型変成岩類が主要構成岩種である地質体に用いる: 前川, 1986)の一連の変成岩のなかに蛇紋岩のレンズが散在し、周囲の変成岩と一緒に低温高圧型変成作用を被っていることが、美瑛地域(Maekawa, 1983, 1986)や神居古潭峡谷地域(高山, 1988)で指摘されている。これは神居古潭構造帯の蛇紋岩メランジュの一部は沈み込み以前に、堆積作用により蛇紋岩をマトリクスとしたメランジュ構造が形成していた可能性を示唆する。また、同構造帯の幌加内オフィオライトでは、オフィオライトのエンプレイスメントによって、青色片岩を含まないが、オフィオライトの断片や角閃岩を含んだ構造的な蛇紋岩メランジュが形成されている(ミクスチャーゾーン: 石塚, 1980)。黒瀬川帯は、最近では西南日本の先ジュラ系の地質体が混在したクリップと解釈されているので(磯崎・板谷, 1991)、構造的な蛇紋岩メランジュといえる。

(2) 蛇紋岩メランジュのテクトニクス

世界の造山帯ではオフィオライトに衝上される青色片岩のナップが一般的に知られており(例えば、Coleman, 1971;

Dobretsov, 1978), オフィオライトと藍閃閃変成帯の間に構造的な蛇紋岩メランジュがしばしば発達する。中米バハカリフォルニアではオフィオライトのエンプレイスメントによって形成された、青色片岩やエクログャイトを含む構造的な蛇紋岩メランジュ (Puerto Nuevo 蛇紋岩メランジュ: Moore, 1986) が知られている。また、オマーンではセマイル・オフィオライトの下に青色片岩を含んだ蛇紋岩メランジュ (ハワシナ・メランジュ) が発達する。

最近, Maekawa et al. (1993) は, マリアナ前弧に発達した蛇紋岩海山において掘削された試料から, 青色片岩の岩片を報告し, 沈み込み帯下部から青色片岩が蛇紋岩ダイアピルによって上昇していることを示した。このような, 前弧域に蛇紋岩ダイアピルによる青色片岩岩片の上昇は, 堆積性蛇紋岩で特徴づけられる蛇紋岩メランジュの形成の1つであると思われる。高圧変成岩中 (特に堆積岩起源の変成岩中) に散在する蛇紋岩やオフィオライト起源の斑れい岩などは, (1) 蛇紋岩ダイアピルとして地表に達したかんらん岩や, ダイアピルに捕獲されて地表にもたらされたマントルより浅所の岩石が, 再び海溝に堆積し, 沈み込むスラブと一緒に変成作用を受けること; (2) オフィオライトが海溝陸側斜面上に露出し, その一部が崩壊・運搬され崩壊・運搬されて海溝に堆積し, 沈み込むスラブと一緒に変成作用を受けること, (3) テクトニック・エロージョンによって, ウエッジマントルのかんらん岩が削剝され, 沈み込むスラブと一緒に変成作用を受けること, などのプロセスが考えられる。

大佐山蛇紋岩メランジュは構造的に塊状かんらん岩体に覆われることを特徴とする。中国山地の他の三郡-蓮華変成岩のナップが大江山オフィオライトの塊状かんらん岩体に衝上断層を境に覆われるといった地質学的証拠を考慮すると, この蛇紋岩メランジュは, 大屋地域や若桜地域で見られるような大江山オフィオライトと三郡-蓮華変成帯の間の衝上断層に沿って形成された構造的な蛇紋岩メランジュとみなしうる。つまり, 大佐山蛇紋岩メランジュは西南日本のほぼ水平なナップ群の重なりの中で大江山オフィオライトと三郡-蓮華変成帯がテクトニックに混合したメランジュ帯であって, その形成には大江山オフィオライトのエンプレイスメントが関係していると思われる。また, 蛇紋岩メランジュのかんらん岩の岩石学的性質について検討すると, マリアナや神居古潭構造帯では高枯渇度 (例えば, Ishii et al., 1992; 牧田・荒井, 1997) の溶け残りかんらん岩を主とするのに対し, 北米西岸フランシスカン帯から中米バハカリフォルニアにかけて点在するコーストレンジオフィオライトは中程度の枯渇度の溶け残りかんらん岩を主とし, 大佐山蛇紋岩メランジュは, この点で中米~北米西岸の蛇紋岩メランジュに似ている。

(3) 大佐山蛇紋岩メランジュの地質学的意義

中国山地中央部に分布する大江山オフィオライトのかんらん岩体は蛇紋岩化しているが初生的な鉱物や構造を残す塊状のマントルかんらん岩体が主体であり (例えば, Arai, 1980; 松本ほか, 1995), ボディフォーム型クロミタイトを産するなどの岩石学的性質から未成熟な島弧直下の上部マントルを起源にすると考えられている (Arai and Yurimoto,

1994)。ここで, 大佐山蛇紋岩メランジュと塊状かんらん岩体との大きな相違点は, (1) メランジュは約 320 Ma の青色片岩相の高圧変成岩を含むが塊状かんらん岩体にはそれらは含まれない; (2) 塊状かんらん岩体には単斜輝石斑れい岩や輝緑岩が岩脈として貫入しているが, メランジュではそれらはブロックとして産し, 他の結晶片岩と同様に藍閃閃石やアルカリ輝石を含み低温高圧型変成作用を被っている, といった2点があげられる。

大佐山蛇紋岩メランジュのブロックとして産する単斜輝石斑れい岩と輝緑岩が他の結晶片岩ブロックと同様の藍閃閃変成作用を被っていること, および大江山オフィオライトのかんらん岩を起源とする高圧鉱物を含んだトレモラ閃石片岩の存在は, 大江山オフィオライトの一部が古生代後期の沈み込み帯で三郡-蓮華変成作用を被ったことを示す。

大江山オフィオライトには藍閃閃変成作用を被った岩石が全くないにもかかわらず (例えば, Kurokawa, 1985), その下の蛇紋岩メランジュに含まれたオフィオライトの断片が藍閃閃変成作用を被るためには, 大江山オフィオライトの三郡-蓮華変成岩への衝上運動より先に, 大江山オフィオライトの一部を, 現在のトンガ海溝で報告されているようなテクトニック・エロージョン (Bloomar and Fisher, 1987) によって, 断片的に沈み込ませるようなテクトニクスが必要となる。このモデルは, 大江山オフィオライトと三郡-蓮華変成帯の間に, 非~弱変成の付加体が存在しないことと調和する。

ま と め

(1) 中国山地中央部の大江山オフィオライトのかんらん岩体群の中の1つ, 大佐山かんらん岩体の構造的下に, 青色片岩を含んだ蛇紋岩メランジュが発達し, それを「大佐山蛇紋岩メランジュ」と呼ぶ。この蛇紋岩メランジュには約 320 Ma の年代を示す青色片岩相の結晶片岩 (三郡-蓮華変成岩) や, 斑れい岩・輝緑岩などの大江山オフィオライトの断片, ひすい輝石岩・オンファス輝石岩などの蛇紋岩に伴う交代岩がテクトニック・ブロックとして含まれる。メランジュ・マトリクスのかんらん岩ブロックの初生鉱物の産状および化学組成は蛇紋岩メランジュのマトリクスの蛇紋岩は, 中国山地中央部に分布する広範囲の大江山オフィオライトのマントルかんらん岩を起源とすることを示す。

(2) 大佐山蛇紋岩メランジュに含まれる結晶片岩ブロック (三郡-蓮華変成岩) は, 藍閃閃石+ローソン石 (藍閃閃石+パンペリー石) や Al に富む藍閃閃石+緑れん石の鉱物共生で特徴づけられ, 鉱物共生関係と高圧鉱物の化学組成より, 非常に圧力/温度比の高い典型的な低温高圧型変成作用が考えられる。また, 蛇紋岩メランジュの構造的下に三郡-智頭変成岩 (温度/圧力比が低い) とは, 変成岩の放射年代だけでなく, その変成作用の性格が全く異なる。また, 地質学的には飛騨山地東部の 320 Ma の青色片岩を含む青海-蓮華蛇紋岩メランジュと同様の構造的な位置を占め, 青色片岩の性格もよく類似する。

(3) 大江山オフィオライトのかんらん岩体群において, かんらん岩を貫く岩脈として産する単斜輝石斑れい岩や輝緑岩

が、大佐山蛇紋岩メランジュではテクトニック・ブロックとして産し、他の結晶片岩と同様の低温高压型変成作用を被っていること、蛇紋岩中のひすい輝石岩の存在、かんらん岩を現岩とするトレモラ閃石片岩中のクロムスピネルを置換する高压鉱物の存在は、大佐山蛇紋岩メランジュ中の大江山オフィオライト起源の岩石も低温高压型変成作用を被ったことを示す。オフィオライトの断片が藍閃変成作用を被るためには、大江山オフィオライトの一部をテクトニック・エロージョンによって断片的に沈み込ませるようなテクトニクスが必要となる。

(4) 大佐山蛇紋岩メランジュは、構造的に塊状かんらん岩体に覆われることから、大江山オフィオライトのエンプレイスメントによる衝上断層にそって形成した構造的な蛇紋岩メランジュであると考えらる。

謝 辞

本論は著者の金沢大学修士論文の中の一章に新しいデータを加えてまとめたものである。指導教官である石渡 明先生には日頃から議論・討論をしていただいております。本原稿を推敲していただいた。また、特に本論をまとめるにあたりいろいろな励ましを受けた。荒井章司先生・寅丸敦先生には旧地殻化学講座のゼミナールにおいて有益なご助言をいただいた。京都大学の坂野昇平先生には修士論文を読んでいただき、いろいろとご指導していただいた。岡山理科大の板谷徹丸先生には年代測定についてご指導いただいた。野外調査においては、大佐山牧場の杉本暢夫氏をはじめ大佐町役場および大佐山スカイスポーツスクール (S.E.T. 大佐山) の皆様には便宜をはかっていただいた。石渡 明先生・境 正樹氏・齋藤大地氏には現地でご指導していただいた。岡山大学の小澤一仁先生には原稿を査読していただきご批判・ご教示いただいた。以上の方々と諸先・後輩・友人達に心から感謝します。

文 献

足立 守, 1990, 舞鶴帯の三畳系志高層群砂岩の重鉱物組成. 日本地質学会第 97 年学術大会演要, p. 278.
 Arai, S., 1980, Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi Zone, western Japan. *Jour. Petrol.*, **21**, 141-165.
 Arai, S., 1994, Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretations. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.
 荒井章司, 1994, 環伊豆地塊蛇紋岩帯. 静岡大地球科学研報, **20**, 175-185.
 Arai, S. and Yurimoto, H., 1994, Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Eco. Geol.*, **89**, 1279-1288.
 Banno, S., 1958, Glauconite schists and associated rocks in the Omi district, Japan. *Jour. Geol. Geogr. Japan*, **29**, 29-44.
 坂野昇平, 1986, 三郡変成帯の変成相について. 総研 (A) 研究連絡紙「内帯高压変成帯」, **3**, 36-40.
 坂野靖行, 1992, 紀伊半島東部, 御荷鉾緑色岩類に伴う蛇紋岩礫岩中の青色片岩. 岩鉱, **87**, 207-202.
 Belkin, H. E., Cavarretta, G., Vivo, B.D. and Tecce, F., 1988, Hydrothermal phlogopite and anhydrite from the SH2 well, Sabatini volcanic district, Latium, Italy: Fluid inclusions and mineral chemistry. *Amer. Mineral.*, **73**, 775-797.
 Bence, A. E. and Albee, A.L., 1968, Empirical correction factors of

the electron microanalysis of silicates and oxides. *Jour. Geol.*, **76**, 382-403.
 Bloomer, S. and Fisher, R. L., 1987, Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench - a non-accelerating plate boundary. *Jour. Geol.*, **95**, 469-495.
 Coleman, R. G., 1971, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Jour. Geophys. Res.*, **76**, 1212-1222.
 Dobretsov, N.L., 1978, Glauconite metamorphism and ophiolites. *Pacific Geology*, **13**, 87-100. Tokai Univ. Press.
 Dubińska, E., 1995, Rodingites of eastern part of the Jordanow-Gogolow serpentinite massif, Lower Silesia, Poland. *Can. Mineral.*, **33**, 585-608.
 Evans, B. W., 1990, Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, **25**, 3-23.
 Fukui, S., Watanabe, T., Itaya, T. and Leitch, C., 1995, Middle Ordovician high PT metamorphic rocks in eastern Australia: Evidence from K-Ar ages. *Tectonics*, **14**, 1014-1020.
 合地信生, 1983, 旭川市西方の神居古潭変成岩類. 岩鉱, **78**, 383-393.
 Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990, *A geologic time scale 1989*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 263 p.
 橋本光男, 1972, 中国地方の三郡変成岩の鉱物相概観. 国立科博研報, **15**, 767-775.
 Hashimoto, M., 1968, Glauconitic metamorphism of the Katsuyama district, Okayama Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, [II]*, **27**, 119-204.
 橋本光男・猪木幸男, 1970, 中国地方東部の三郡帯よりローソン石藍閃石岩の発見. 地質雑, **76**, 159-160.
 橋本光男, 1989, 三郡変成岩の変成相と放射年代に関するノート. 地質学論集, no. 33, 311-315.
 早坂康隆, 1987, 西南日本内帯西部地域における中・古生代構造作用の研究. 広島大研報, **27**, 119-204.
 早坂康隆, 1990, 緑色岩の地球化学的性質からみた“三郡変成帯”の地帯区分. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, p. 355.
 早坂康隆・杉本 孝・吋 利明, 1995, 岡山県新見-勝山地域のオフィオライトと変成岩類. 日本地質学会第 102 年学術大会見学旅行案内書, 71-87.
 東野外志男, 1990, 四国中央部三波川帯の変成分帯. 地質雑, **96**, 703-718.
 Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992, Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in Izu-Ogasawara-Mariana forearc, LEG 125. In Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Sci. Res.*, **125**, 445-485.
 石塚英男, 1980, 北海道, 神居古潭構造帯に分布する幌加内オフィオライトの地質. 地質雑, **86**, 119-134.
 Ishizuka, H., 1980, Soda-tremolite-bearing dunite from the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan Tectonic Belt, Hokkaido, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **75**, 372-376.
 石渡 明, 1989, 日本のオフィオライト. 地質雑, **98**, 290-303.
 Ishiwatari, A., 1985, Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 155-167.
 Ishiwatari, A. and Hayasaka, Y., 1992, Ophiolite nappes and blueschists of the Inner Zone of southwest Japan. *29th IGC Field Trip C 22 (Guide Book)*, 285-325.
 Isozaki, Y., 1996, Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Island. *The Island Arc*, **5**, 289-320.
 磯崎行雄・板谷徹丸, 1991, 四国中西部秩父累帯北帯の先ジュラ系クリッペー黒瀬川内帯起源説の提唱一. 地質雑, **97**, 431-450.
 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレートの造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地質雑, **100**, 697-761.
 加藤孝幸・新井田清信・渡辺暉夫, 1979, 神居古潭構造帯, 知駒岳周辺の蛇紋岩メランジュ帯. 地質雑, **85**, 279-285.

- 梶島太郎・磯崎行雄・西村祐二郎・板谷徹丸, 1995, 九州中部, 低温高圧型木山結晶片岩の K-Ar 年代の再検討. *地質雑*, **101**, 397-400.
- Kobayashi, S., Miyake, H. and Shoji, T., 1987, A Jadeite rock from Oosa-cho, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Mineral. Jour.*, **13**, 314-327.
- 小西健二, 1954, 山奥層 (岡山県北部のジュラ紀層). *地質雑*, **60**, 325-332.
- 梶座圭太郎, 1983, 四国中央部三波川変成帯の超塩基性岩体の変成作用と起源. *岩鉱*, **79**, 20-32.
- 梶座圭太郎・南光隆弘・相馬恒雄・板谷徹丸, 1994, 飛騨外縁帯青海結晶片岩の K-Ar 年代. 岩鉱学会演旨.
- Kurokawa, K., 1985, Petrology of the Oeyama ophiolitic complex in the Inner Zone of Southwest Japan. *Sci. Rept. Series E, Niigata Univ.*, **6**, 37-113.
- Little, T. A., McWilliams, M. O. and Holcombe, R. J., 1995, ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of epidote blueschists from the North D'Aguilar block, Queensland, Australia: Timing and kinematics of subduction complex unroofing. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **107**, 520-535.
- Maekawa, H., 1983, Submarine sliding deposits and their modes of occurrence of the Kamuikotan metamorphic rocks in the Biei area, Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, [II]*, **20**, 489-507.
- 前川寛和, 1986, 北海道中部, 美瑛周辺地域からみた神居古潭変成岩類の形成プロセス. 地団研専報「北海道の地質と構造運動」, no. 31, 107-117.
- Maekawa, H., 1986, A low P/T metamorphic episode in the Biei area, Kamuikotan blueschist terrane, Japan. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **164**, 395-406.
- Maekawa, H., Shozui, M., Ishii, T., Fryer, P. and Pearce, J. A., 1993, Blueschist metamorphism in the active subduction. *Nature*, **364**, 520-523.
- 牧田宗明・荒井章司, 1997, 高枯渇度かんらん岩の多様性: 神居古潭かんらん岩とバプアかんらん岩. 総研 (A) 研究連絡紙「付加体研究における緑色岩の意義」, **2**, 97-106.
- Maruyama, S., 1981, Kurosegawa melange zone in the Ino district to the north of Kochi City, central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **87**, 569-583.
- Maruyama, S., M. Cho. and Liou J.G., 1986, Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles - A new geobarometer. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **164**, 1-16.
- Maruyama, S. and Liou, J.G., 1988, Petrology of Franciscan metabasites along the Jadeite-glaucophane type facies series, Cazadero, California. *Jour. Petrology*, **29**, 1-37.
- Massonne, H.J. and Schreyer, W., 1987, Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, plogopite and quartz. *Contr. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- 松本一郎・荒井章司・村岡弘康・山内英生, 1995, 三郡帯のダナイト-ハルツバージャイト-クロミタイト複合岩体の記載岩石学的特徴. *岩鉱*, **90**, 13-26.
- 松本謙一・植田良夫・中村栄三・丸山茂徳, 1981, 飛騨外縁帯青海地域の黒雲母アクチノ閃石岩とザクロ石角閃岩の K-Ar 年代. 飛騨外縁帯, no. 2, 57-61.
- Moore, T.E., 1986, Petrology and tectonic implications of the blueschist-bearing Puerto Nuevo melange complex, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **164**, 1-16.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrol.*, **2**, 277-311.
- Miyashiro, A. and Banno, S., 1958, Nature of glaucophanitic metamorphism. *Am. Jour. Sci.*, **256**, 97-110.
- 三宅啓司, 1985, 岡山県勝山地域の二畳紀オリストストローム. *地質雑*, **91**, 463-475.
- Nakagawa, M., 1981, The constituents of serpentinite melange and chemistry of metabasalt in the Kamuikotan Tectonic Belt. In Hara I., eds., *Tectonics of paired metamorphic belts*, 31-35.
- 中島 隆・丸山茂徳・松岡喜久次, 1978, 四国中央部伊野層緑色岩の変成作用. *地質学雑誌*, **84**, 729-737.
- 中水 勝・岡田昌治・山崎哲夫・小松正幸 (1989) 飛騨外縁帯, 青海-蓮華メランジの変成岩類. *地質学論集*, no. 33, 21-35.
- 仁科克一・板谷徹丸・石渡 明, 1990, 「大江山オフィオライト」のハンレイ岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, 300.
- Nishimura, Y., 1977, Regional metamorphism of the Nishiki-cho district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, [C], **6**, 203-268.
- 西村裕二郎・岡本哲雄, 1976, 益田地域のローソン石-曹長石片岩. 小島丈兒先生還暦記念文集, 144-153.
- 西村祐二郎・柴田 賢, 1989, 「三郡変成帯」の変斑れい岩質岩石の産状と K-Ar 年代. *地質学論集*, no. 33, 343-357.
- Nishiyama, T. and Uehara, S., 1986, Chromian omphacite from low-grade metamorphic rocks, Nishisonogi, Kyushu, Japan. *Jour. Metamorphic Geol.*, **4**, 69-77.
- Nozaka, T. and Shibata, T., 1994, Petrography of primary peridotites from the Ohsa-yama area, Okayama Prefecture. *Okayama Univ. Earth Science Report*, **1**, 1-8.
- Nozaka, T. and Shibata, T., 1995, Mineral paragenesis in thermally metamorphosed serpentinites, Ohsa-yama, Okayama Prefecture. *Okayama Univ. Earth Science Report*, **2**, 1-12.
- Patrick, B.E. and Day, H.W., 1995, Cordilleran high-pressure metamorphic terranes: progress and problems. *Jour. Metamorphic Geol.*, **13**, 1-8.
- Oh, C.W., Liou, J.G. and Maruyama, S., 1991, Low-temperature eclogites and eclogitic schists in Mn-rich metabasites in Ward Creek, California; Mn and Fe effects on the transition between blueschist and eclogite. *Jour. Petrol.*, **32**, 275-301.
- O'Hanly, D.S. and Wicks, F.J., 1995, Conditions of formation of Lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *Can. Mineral.*, **33**, 753-773.
- 佐野 栄・田崎耕市, 1989, 丹波帯の緑色岩. *地質学論集*, no. 33, 53-67.
- Sakamoto, S. and Takasu, A., 1996, Kosmochlor from the Osayama ultramafic body in the Sangun metamorphic belt, southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 49-52.
- 柴田 賢, 1981, 青海-蓮華帯の変成岩の K-Ar 年代 (予報). 飛騨外縁帯, **2**, 62-63.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979, K-Ar 測定結果-1. *地調月報*, **30**, 675-686.
- 柴田 賢・西村裕二郎, 1989, 三郡結晶片岩の同位体年代. *地質学論集*, no. 33, 317-341.
- Shibata, K. and Ito, M., 1978, Isotopic ages of schist from the Asahidake-Shiroumadake area, Hida Mountains. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **73**, 1-4.
- 杉本 孝・早坂康隆・原 郁夫, 1990, 中国地方先白亜紀付加体の地質構造. 月刊「地球」, **12**, 403-435.
- 田崎耕市・石内邦子, 1976, 曹長岩中に共存するヒスイ輝石とパラゴナイト (Na 雲母). *鉱物雑*, **12**, 184-194.
- 田崎耕市・佐野 栄・永尾隆志・鹿島愛彦, 1994, 四国カルストの緑色岩類, 中国帯, 秋吉, 帝釈石灰岩台地の基底緑色岩類との岩石化学的対比. *岩鉱*, **89**, 373-389.
- 高山 将, 1988, 神居古潭峡谷地域の広域変成作用. *岩鉱*, **83**, 175-190.
- 武田賢治・西村祐二郎, 1989, 岡山県井倉地域の変成岩類-パイルナップと岩相-1. *地質学論集*, no. 33, 89-106.
- 辻森 樹, 1995a, 中国地方三郡-蓮華変成帯からエクロジャイトの発見. 岩石鉱物鉱床学会演旨, 50.
- 辻森 樹, 1995b, 中国地方三郡-蓮華帯大屋地域のアルカリ輝石を含む低変成度塩基性岩. 日本地質学会第 102 年学術大会地質学会演旨, 281.
- 辻森 樹, 1995c, 中国山地三郡-蓮華帯, 大佐山蛇紋岩メランジ中のトレモラ閃石片岩ブロックに含まれるクロムオンファス輝石とクロム透輝石. 三鉱学会演旨.
- 辻森 樹, 1996, 中国山地の三郡-蓮華帯: 古生代後期のフランス

- カン型高圧変成帯. 日本地質学会第 103 年学術大会地質学会演旨, 306.
- Tsujimori, T., 1997, Omphacite - diopside vein in an omphacitite block from Osayama serpentinite melange, Sangun-Renge metamorphic belt, southwestern Japan. *Mineral. Mag.* **61**, 845-852.
- Tsujimori, T. and Itaya, T., 1996, Phengite K-Ar ages of the tectonic blocks within the Osayama serpentinite melange: 320 Ma blueschist metamorphism of the Sangun-Renge metamorphic belt. *Abstracts of 1996 Joint Annual Meeting of Soc. Resource Geol., Japan Mineral. Petrol. Econ. Geol., and Min. Soc. Japan.*
- 鳥飼成美, 1990, 舞鶴帯の二畳系舞鶴層群砂岩の重鉱物. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, 279.
- 上村不二雄・坂本 享・山田直利, 1979, 若桜地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 91 p.
- Wares, R.P. and Martin, R.F., 1980, Rodingization of granite and serpentinite in the Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec. *Can. Mineral.*, **18**, 231-240.
- Watanabe, T., Kobayashi, H. and Sengan, H., 1983, Lawsonite from quartzofeldspathic schist in the Sangun metamorphic belt, Shikuma, Shimane Prefecture. *Mem. Fac. Sci., Shimane Univ.*, **17**, 81-86.
- Watanabe, T., Tokuoka, T. and Naka, T., 1987, Complex fragmentation of Permo-Triassic and Jurassic accreted terranes in the Chugoku region, Southwest Japan and the formation of the Sangun metamorphic rocks. In Leitch, E. C. and Scheibner, E., eds., *Terrane accretion and Orogenic Belts (Geodynamics Series Vol. 18)*, American Geophysical Union, 275-289.
- Yokoyama, K., Brothers, R. N. and Black, P. M., 1986, Regional eclogite facies in the high-pressure metamorphic belt of New Caledonia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **164**, 407-423.
- 喻 剛民・中沢圭二, 1980, 岡山県阿哲郡大佐町のジュラ系山奥層について. 日本地質学会第 87 年学術大会地質学会演旨, 110.

(要 旨)

辻森 樹, 1998, 中国山地中央部, 大佐山蛇紋岩メランジュの地質: 大江山オフィオライトの下に発達した 320 Ma 青色片岩を含む蛇紋岩メランジュ. 地質雑, **104**, 213-231. (Tsujimori, T., 1998, Geology of the Osayama serpentinite melange in the central Chugoku Mountains, southwestern Japan: 320 Ma blueschist-bearing serpentinite melange beneath the Oeyama ophiolite. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 213-231.)

岡山県北西部, 大佐山かんらん岩体の構造的下に蛇紋岩メランジュが発達する. このメランジュには, 約 320 Ma の K-Ar 年代を示す藍閃石片岩 (三郡-蓮華変成岩), 斑れい岩・輝緑岩 (大江山オフィオライトの断片), さまざまな交代岩がブロックとして含まれる. メランジュ・マトリックスの蛇紋岩は中国山地中央部の溶け残りかんらん岩体の広範囲の部分起源とする. 藍閃石片岩ブロックは非常に高い圧力/温度比の藍閃変成作用で特徴づけられ, 構造的低位の三郡-智頭変成岩 (約 200 Ma) のそれとは全く異なる. 大江山オフィオライト起源の斑れい岩・輝緑岩ブロックが藍閃変成作用を被っていることや, かんらん岩起源のトレモラ閃石片岩中のクロムスピネルを置換する高圧鉱物の存在は, 大江山オフィオライトの一部が沈み込み藍閃変成作用を被ったことを示す. この蛇紋岩メランジュは, 大江山オフィオライトと三郡-蓮華変成岩の間の衝上断層に沿って, 前者のエンプレイスメントに伴い構造的に形成したと思われる.

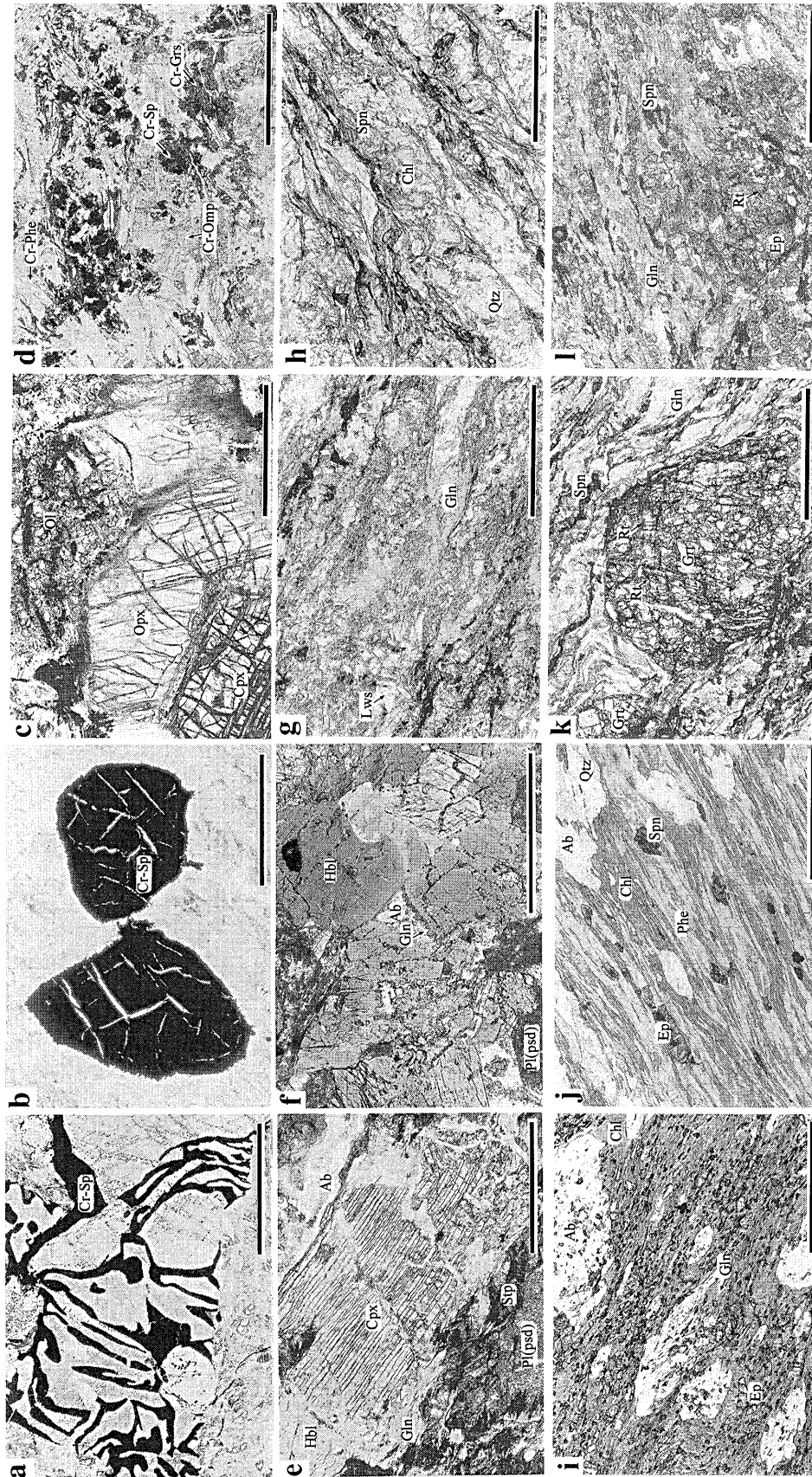


Plate I Thin-section photomicrographs of tectonic blocks (all in plane polarized light). (a) Vermicular (dancing) spinel in serpentinized harzburgite. (b) Euhedral to subhedral spinel in serpentinized dumite. (c) Progranular texture in serpentinized dumite. (d) Relict chromian spinel replaced by chromian omphacite, chromian phengite, and chromian grossular in tremolite schist. (e) Clinopyroxene gabbro. Diaphragm parting in (110) is developed in clinopyroxene. Glaucophane fills parting cracks, or replaces hornblende. (f) Dolerite. Glaucophane epitaxially overgrowths on hornblende. Primary plagioclase is replaced by aggregates of pumpellyite and albite. (g) Lawsonite-glaucophane schist of the lawsonite-pumpellyite zone. (h) Pelitic schist of the lawsonite-pumpellyite zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (i) Pelitic schist of the lower epidote zone. (j) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (k) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (l) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (m) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (n) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (o) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (p) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (q) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (r) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (s) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (t) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (u) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (v) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (w) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (x) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (y) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. (z) Pelitic schist of the lower epidote zone. Porphyroblasts of albite are well-developed. The scale bar is 1 mm, excepting (f) that is 0.5 mm.