

西南日本の中・古生代造構作用の諸問題

— 高圧変成帯の造構作用 —

原 郁夫*・早坂康隆*・前田 勝*・宮本隆実*

Some problems on Palaeozoic-Mesozoic tectonics in Southwest Japan
— Tectonics of metamorphic belts of high-pressure type —Ikuro HARA*, Yasutaka HAYASAKA*, Masaru MAEDA*
and Takami MIYAMOTO

Abstract Tectonics of the Sangun belt and Sambagawa belt in Southwest Japan, which belong to the metamorphic belt of high-pressure type, have been discussed in this paper. Regarding the Sangun belt, the tectonics of the phases when the original rocks of the Sangun belt were deposited and the Sangun metamorphic field appeared have been analysed. As for the Sambagawa belt, the tectonics of the phases when the Sambagawa metamorphic field was placed under the condition of the highest temperature and then its collapse began have been analysed.

緒 言

西南日本の飛驒帯から秩父帯に至る地帯の後期古生代—中生代造構作用は、低温高圧変成帯としての三郡帯と三波川帯の形成を軸として展開した。すなわち、中朝地塊の縁辺に位置した飛驒帯の前面に広がる後期古生代の海洋プレートの運動は三郡変成場を発生せしめ、前期中生代のその運動は三郡変成場の崩壊に関与した。そして後期中生代の海洋プレートの運動は三波川変成場の発生と崩壊を主要な造構事象として展開した。この過程を通して、多様な起源をもつ膨大な地質体が集積され、テクトニックコラージ (tectonic collage) として西南日本の骨格が形成された。このような理解に基づく西南日本の後期古生代—中生代造構作用の素描は、1980年に勘米良によって与えられたのであるが、それは、1970年代に、三郡帯・三波川帯・その周辺地帯を構成する堆積体の初生的時代、初生的形成場、その集積機構などについての理解が飛躍的に深まったことが背景

となっている。そして、今日の研究は、多様な解析手段によって得られるきわめて多様な情報を造構作用の情報に読みかえることによって地質体の動きをとらえ、西南日本のテクトニックコラージの実体をより鮮明に描きだそうとしている。

この論集において著者らに与えられた課題は、西南日本の飛驒帯から秩父帯にかけての地帯の1980年代の中・古生代造構作用論を展望することであったが、問題はあまりにも多様多岐にわたっており、それらを一様に取り上げることは困難である。そこで、紙数の都合もあり、ここでは、次の二つの問題に議論を限ることにしたい。その一つは、三郡帯の変成岩類の源岩が集積された過程に関連する問題である。いま一つは、三波川変成場で、変成作用最盛期から変成岩類の解放が始まる時期にかけて、造構環境にどのような変化があったかという問題である。第一の問題は高圧変成場の発生にかかわる問題であり、第二の問題はその崩壊にかかわる問題である。

典型的な高圧変成帯としてのフランシスカン変成帯はよく研究されており、源岩の集積過程から変成岩類の解放に至るまでの造構作用が議論されている(関, 1979参照)。これに対して、三郡帯、三波川帯でこのような造構モデルが論ぜられたことはない。

* 広島大学理学部地質教室. Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hiroshima University, Hiroshima, 730 Japan.

しかしながら、今日のこれらの地帯の知識はそれを可能にしようとしている。

三郡帯発生時の造構作用

関(1964)と猪木(1967)が、舞鶴帯の上部ペルム系にパンペリー石を形成せしめる変成作用が刻印されていることを認め、これを三郡変成作用と同定して以来、中国地方の三郡帯は舞鶴帯を東限とするものと理解されて来た。このように仮定された三郡帯に分布するジュラ紀以前の地質体は、今日では、次のような四つの単元に分けられるものと考えられている：1) 中部地方-関東地方において飛驒帯の前面に発達する飛驒外縁帯-上越帯の変成岩類に対応するとみられる岩類(飛驒外縁-上越変成岩類), 2) 三郡変成作用によって形成された変成岩類(三郡変成岩類), 3) 三郡変成岩類の上に不整合で重なる非変

成岩類, 4) 飛驒外縁-上越変成岩類及び三郡変成岩類には属さない弱変成岩類(丹波層群相当層)。飛驒外縁-上越変成岩類, 三郡変成岩類, 丹波層群相当層の分布は Fig. 1 のように示されよう。この図では、飛驒帯の南限は、地質調査所(1977)の空中磁気図に示されている海岸線近くの高磁気帯のすぐ北側を通るものとして描かれている。柴田・西村(1983)は、鳥取県若桜地域においてこれまで三郡変成岩類に属するものとされてきた志谷層について、飛驒外縁-上越変成岩類が示す放射性年代にごく近い、292Maを測定した。三郡変成岩類には上部ペルム系が含まれる(Fig. 2)。一方、三郡変成岩類は中国地方西部において上~中部三畳系によって(長谷, 1950)、舞鶴帯において下部三畳系によって(中沢・志岐, 1954)不整合におおわれている。三郡変成作用はペルム紀末の極めて短い期間に起ったことになる。従って、

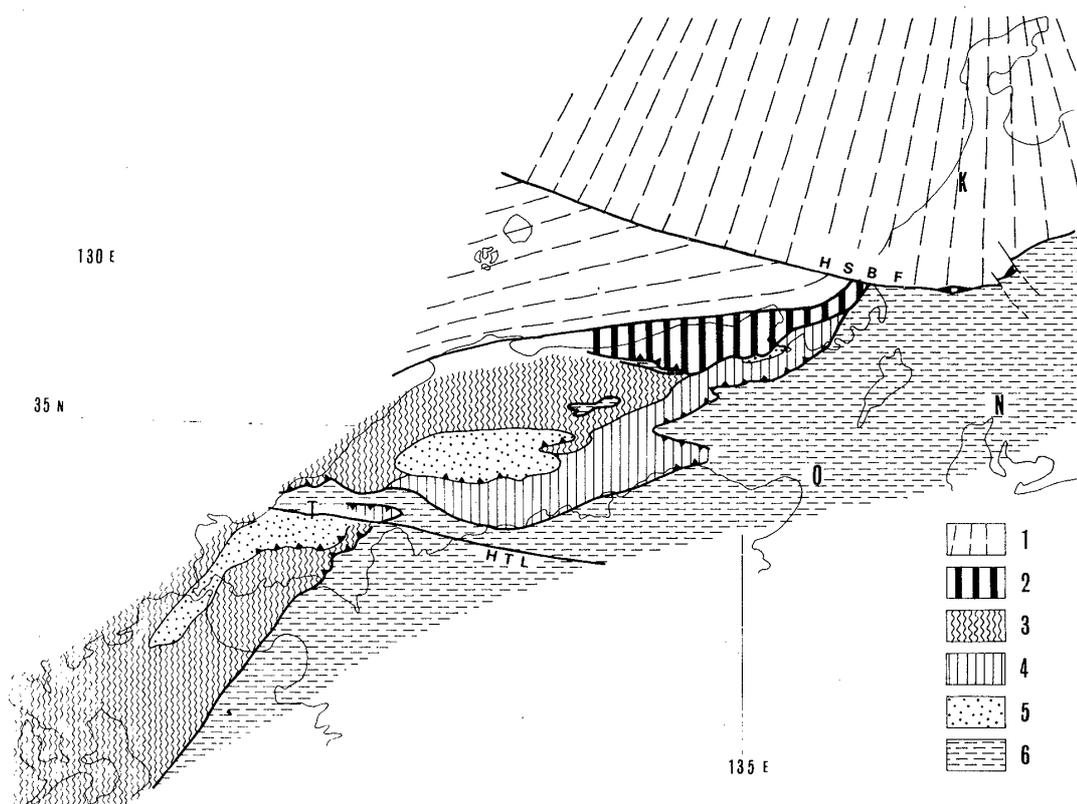


Fig. 1 Structural map of the Inner Zone of Southwest Japan.

1: Hida belt (dashed lines: structural trends), 2: Hida marginal belt, 3: Sangun metamorphic rock proper, 4: Palaeozoic rocks of the Maizuru zone-Middle zone, 5: Palaeozoic rocks of the Northern zone, 6: Tamba Group and its equivalents, HSBF: Hida southern boundary fault, HTL: Hiroshima-Tsuwano line, K: Kanazawa, N: Nagoya, O: Osaka, T: Tsuwano.

志谷層を三郡変成岩類に含めることは無理であろう。そこで、Fig. 1 には志谷層は飛驒外縁一上越変成岩類に属するものとして図示した。

丹波層群相当層は、石灰岩、チャート、緑色岩類の大小のブロックを特徴的に含む礫質泥岩を主体と

するもので、層理に平行なスレートへき開～片理をもつ弱変成岩類である。この丹波層群相当層は、石灰岩ブロックに含まれる化石群から1960年代までは古生層とされてきたが、1970年代に入りコノドント化石群の検討によりチャートブロックに三畳系が

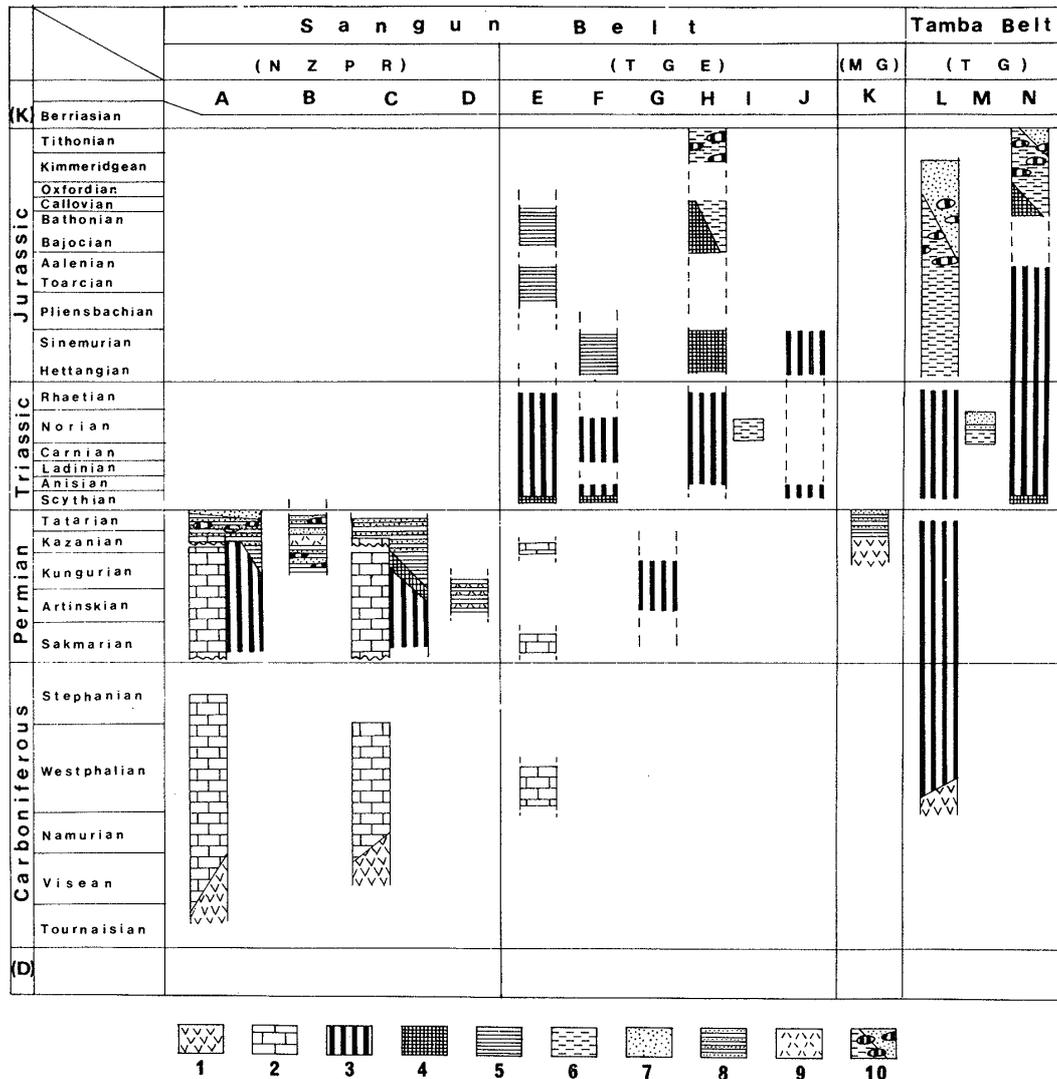


Fig. 2 Pre-Cretaceous stratigraphic columns of the Sangun belt and the Tamba belt of Southwest Japan.

NZPR: Palaeozoic rocks of the Northern zone, TGE: equivalents of the Tamba Group in the Sangun belt, MG: Palaeozoic rocks of the Maizuru zone, TG: Tamba Group, A: Akiyoshi district [data from OTA, (1977) and SANO *et al.* (1983)], B: Nishiki-cho district [data from NISHIMURA (1971) and TOKUOKA *et al.* (1984)], C: Taishaku district [data from HASE *et al.* (1974) and ISOZAKI (1983)], D: Shimomidani district [data from SUZUKI (1982) and ISHIGA *et al.* (1983)], E: Nichihara district [data from TANAKA (1980) and HAYASAKA *et al.* (1983)], F: Kake-Yoshiwa district [data from Toyohara (1977) and HAYASAKA and HARA (1982)], G: Mikawa district [data from TOYOHARA (1976)], H: Kuga district [data from TOYOHARA (1976) and HAYASAKA *et al.* (1983)], I: Mukai-hara district [data from HASE (1961)], J: Wakasa district [data from HAYASAKA and HARA (1982)], K: Maizuru district (data from SHIMIZU (1962)), L and M: Type II suite of Tamba Group [data from ISHIGA (1983)], N: Type I suite of Tamba Group [data from ISHIGA (1983)].

含まれることが明らかにされ(e.g. 豊原, 1974, 1976; 木村, 1979; 田中, 1980; 早坂・原, 1980). 更に1980年代に入り放散虫化石群の検討によりチャートブロックと基質の泥質岩にジュラ系が含まれることが確認され(早坂ら, 1983), 今日では全体としてジュラ紀の堆積体であろうと考えられている. 丹波層群相当層とよばれる理由は, このような岩相特性と時代が, 舞鶴帯の東側に発達する丹波層群(SAKAGUCHI, 1961; 石賀, 1983)に比較される内容をもつことにある.

三郡変成岩類はナップ群として発達している. 三郡帯の各地で, 丹波層群相当層は, このナップ群の下位に位置する地質体であることが確認されてきた〔益田地域(岡村ら, 1975; 西村・岡本, 1976), 吉和地域(長谷, 1964), 津山地域(塚口・中島, 1978)]. 三郡帯の前縁においては三郡変成岩類は丹波層群の上に低角度の衝上断層をもって重なる構造状態を示している. 玖珂地域においては三郡変成岩類は玖珂層群・美川層群(=丹波層群)に(KOJIMA, 1953; 豊原, 1974; 原ら, 1979), 舞鶴帯においては夜久野岩類が丹波層群に(早坂・原, 1981)衝上している. このような観測結果に従って, 原ら(1980), HARA (1982a)は三郡帯の地質構造論上の構成を次のように説明した. 最下位に丹波帯より丹波層群の連続体としての丹波層群相当層が位置し, その上にナップ群として三郡変成岩類が重なる. この三郡変成岩類の上に丹波層群と同時異相の三疊系・ジュラ系が不整合に重なる. 丹波層群相当層には上部ジュラ系が含まれる(早坂ら, 1983)ので, このような三郡帯の地質構造が完成したのは, ジュラ紀最末期以後で, 三郡帯に白亜紀花崗岩活動が起った時期より前のことであろう.

丹波地帯団研グループが1970年代に得た丹波帯の丹波層群に関する多大な成果を背景として, 1983年石賀は丹波帯の地質構造論上の構成について重要な報告を行った. 丹波層群は構造的に上下に重なる二つの单元, II型地層群とI型地層群, に分けられる. II型地層群は上位に位置し舞鶴帯に接して分布する. この地層群に含まれるチャートは後期石炭紀より後期三疊紀に及ぶ時代を示し, 前期ジュラ紀以降の地層は主としてシルト岩などの陸源碎屑物質よりなっている. これに対して下位に位置し, より東

側に分布するI型地層群では, 前期ジュラ紀までのチャートが認められ, 砂岩や泥岩は後期ジュラ紀の時代を示す. より上位に, そしてより西側に位置する地層群の方が, 陸源碎屑物質の供給をより早く受けている点が注目される.

三郡変成岩類は三つの单元に区分される: 1) 舞鶴帯-上郡帯とその西方延長にあたる地帯〔長谷(1964), 長谷ら(1975)の中帯〕に分布する弱変成古生層(舞鶴帯-中帯古生層), 2) 平尾台, 秋吉, 帝釈, 阿哲などの石灰岩体とそれに付随して発達する弱変成古生層〔長谷(1964)の北帯の古生層〕, 3) 三郡変成岩類プロパー. その分布は概略 Fig. 1のように示されよう. 舞鶴帯に接して分布する下見谷層は岩相特性(鈴木, 1982)から北帯の古生層に含まれるものとした. 城江・矢川地域での長谷(1963)の解析によれば, 北帯の古生層は舞鶴帯-中帯古生層の上に衝上する構造的関係を示すらしい. また, 北帯の古生層は三郡変成岩類プロパーの上に衝上断層で重なっているのが一般である.

北帯の古生層の変成度は, 大部分がパンペリー石-緑泥石相で, 一部がパンペリー石-緑閃石相である(西村ら, 1977; 西村ら, 1981). 三郡変成岩類プロパーの変成度は, パンペリー石-緑閃石相~緑れん石-藍閃石相~パロウ閃石相に相当する(NISHIMURA, 1971; HASHIMOTO, 1972; 西村ら, 1977). これらの研究によれば, より下位に位置する変成岩類がより高変成度を示す関係にあるらしい. しかしながら, より高変成度が常により地下深部(高圧下)で形成されたものかどうかは明らかにされていない. 一方, 三郡帯の北縁に分布する三郡変成岩類プロパーはローソン石を含む岩石(橋本・猪木, 1970; 西村・岡本, 1976; 千貫ら, 1983)やパンペリー石とクロス閃石が共生する岩石(西村・岡本, 1976)などを含み, 三郡帯の中央部から南にかけて分布する三郡変成岩類プロパーより, より高圧な変成条件で形成されたものと推定される(西村ら, 1981). 三郡変成岩類のこのような分布(より高温なものが下位, より高圧なものが北側に位置する)は, 変成場の温度圧力構造と解放時相の造構特性を反映したものであることは明らかである.

舞鶴帯-中帯の古生層の変成度は, パンペリー石-緑泥石相(~ぶどう石-パンペリー石相)に相当

し、一部がパンペリー石-緑閃石相に達している(関, 1964; 長谷ら, 1975; 西村ら, 1977). この地帯のパンペリー石-緑閃石相の古生層は、パンペリー石-緑泥石相の古生層の上に北側から衝上しているという(長谷ら, 1975). これは、三郡帯南縁において、解放された変成岩類の示す温度構造は下位低温の関係にあり、北側の北帯の古生層と三郡変成岩類プロパーの示す温度構造とは逆の関係にあることを指示する情報である。

変成場の温度圧力構造は変成場の造構体系に深く関わっているものと考えられる。三郡変成場の温度圧力構造の解析は、変成場において北帯の古生層、三郡変成岩類プロパー、舞鶴帯-中帯古生層がどのような位置的関係・構造状態にあったかをとくことである。この問題は、これらの岩類がどのような順序で、どのように集積されたかという問題とつながっているであろう。

三郡変成岩類プロパーの源岩の主体は、泥岩、砂岩、チャート、緑色岩類である(e.g. 松本, 1959; MITSUNO, 1963; 大島, 1964; 唐木田ら, 1969; NISHIMURA, 1971; 上村ら, 1979). “地向斜”堆積体に伴う緑色岩類の研究の世界的進歩の中で、三郡帯の緑色岩類も1970年代によく研究されてきた。それによって、三郡変成岩類プロパーの緑色岩類にはオフィオライトスイートの上層部(玄武岩類)から深層部(Ultramafic tectonite)までのものが含まれていることが明らかにされてきた(ARAI, 1980; 西村ら, 1981). 緑色岩類は海洋地殻、そしてチャートはその上に堆積した海洋深海堆積物である(勘米良; 1983, 参照)ので、三郡変成岩類プロパーの源岩堆積体には、沈み込み帯で形成された付加体が含まれていると考えられる。しかしながら、最下位に位置する高変成度岩の源岩にはチャートは含まれないか、含まれるとしても極めて稀である。このことの意味は重要であろう。

北帯の古生層は、下底に緑色岩類を伴う前期石炭紀-中期ペルム紀の巨大石灰岩体(阿哲, 帝釈, 秋吉, 平尾台, 三ノ岳, 船尾山)とチャート、泥岩、砂岩などからなる堆積体である。この堆積体の形成過程は勘米良を中心とする九州大学の研究者によって秋吉地域を例として近年詳細に研究されてきた。勘米良(1983, p. 76)の報告を引用しよう。“前期石炭紀

において海洋底に生成し海面まで達した玄武岩海山上に、ウーライトの生成が可能な暖海環境のもとに、前期石炭紀から中期ペルム紀末に亘って礁複合体が形成され、その周りの山麓斜面から深海底には、同時異相・移化関係をもって珪質海綿を主とする珪質堆積物が堆積した。それらがおそらくペルム紀後期に陸源砕屑物の供給を受ける海溝地帯まで移動し、珪質堆積物はフリッシュ相の砕屑物質に被われた。続いてそれらは海溝内縁において付加衝上覆瓦体を形成し、また秋吉海山はその頂部が切断され崩壊して、付加体に組み込まれた。”

北帯の古生層の形成において飛驒帯-飛驒外縁帯前面に沈みこんだ海域の部分(秋吉海域)は、上記の地質学的情報によれば、少なくとも前期石炭紀には出現していたことになるが、三郡変成岩類プロパーの源岩堆積体の形成に関与した海域の部分(三郡海域)はどのような時代に形成されたものであろうか。また三郡海域は秋吉海域におくれて沈み込んだ海域か、それとも先に沈み込んだ海域かが問題になる。これらのことを直接判断出来る地質学的情報はない。三郡変成岩類プロパーに含まれる緑色岩類の初生鉱物(または海洋底変成作用によって形成された鉱物)の放射性年代は上記の問題を考えるのに有効な情報であろう。しかしながら、この為には三郡変成作用をまぬがれた鉱物を求めなければならないわけで、実際に有意な測定値を得ることはかなり困難であろうと考えられる。SHIBATA *et al.* (1977)によって測定された福岡県篠栗地域の三郡変成岩類プロパーに伴われる“角閃岩”(山本・手島, 1975)の角閃石のK-Ar年代が、ここで取り上げ得る資料であるかも知れない。測定値は295~372Maである。篠栗地域の“角閃岩”の295 Maを三郡変成作用による若返り年令とみれば、上記の372 Maから、三郡海域は後期デボン紀頃に出現したことになる。秋吉海山がホットスポットで出現したものとすれば、秋吉海域の出現は秋吉海山の出現時期をもって直接判断することは出来ない。秋吉海山よりは古くなる可能性を考えなければならない。このため、4億年が三郡海域の時代であるとしても、それから三郡海域が秋吉海域より古いという結論を必ずしも得ることは出来ない。岡山県足立地域の変斑れい岩は、帰属はやや不明であるが、北帯の縁あたりに位置し、北帯の古

生層に属する可能性が最も高いオフィオライト岩体である。柴田によって測定されたこの岩体を構成する角閃石の K-Ar 年代は 342・343 Ma である(西村, 1979)。秋吉海域は前期石炭紀に出現した可能性がある。ここでは、この資料を考慮して、秋吉海域より三郡海域が古い海域であると仮定しておく。この決定は今後の重要な課題である。

舞鶴帯-中帯古生層は、舞鶴帯-中帯の縁辺部と思われるところでのものを除いて、多量の緑色岩類と泥岩、砂岩、礫岩からなり、チャートを伴わないことを特徴としている(SHIMIZU, 1962)。舞鶴帯においては、上部ペルム系の陸源碎屑物質が緑色岩類の上に重なる関係が観察される。石渡(1978)は舞鶴帯南帯東部の緑色岩類を研究し、それが海洋底変成作用を受けた Ultramafic cumulate より上位のオフィオライトスイートであることを明らかにした。したがって、この地帯を構成する地質体の形成に際して沈み込んだ海域の部分(舞鶴海域)は、後期ペルム紀に陸源碎屑物質が供給される場で出現した海域であったと判断される。SHIBATA *et al.* (1977)は、舞鶴帯を構成する緑色岩類(変斑れい岩と角閃岩)の角閃石の K-Ar 年代を測定し、241~278Ma を得ている。堆積物の指示するところと調和する結果である。舞鶴海域は明らかに三郡海域、秋吉海域より新しい海域である。

舞鶴帯の古生層の直下にアンダースラストしている地質体は、丹波層群の II 型地層群である。石賀(1983)によって、この地層群の層序は、Fig. 2 のようにまとめられている。それは、中期石炭紀に出現したと考えられる海域(丹波海域)が、中期石炭紀から後期三畳紀頃まで海洋深海堆積物としてのチャートが堆積する環境にあったが、ジュラ紀に入って陸源碎屑物質が供給される位置に移動し、中期ジュラ紀頃に付加体となったことを示唆する情報であろう。丹波海域の出現は、舞鶴海域の出現より早く、秋吉海域の出現に幾らか遅れて起ったものと推定される。秋吉海域へ陸源碎屑物質が供給された時代は、北東へ向って古くなる傾向がみられ(Fig. 2)、最も北東よりの地域に分布する陸源碎屑物質からなる下見谷層は中期ペルム紀(石賀ら, 1983)である。明らかに舞鶴海域へ陸源碎屑物質が供給された時代より古い。このことは、秋吉海域が舞鶴海域より先に沈み込ん

だ海域であることを指示する情報であろう。秋吉海域-舞鶴海域-丹波海域と配置していたものと考えられる。従って、海域の出現時期は舞鶴海域の両側で古くなっていくと結論される。これらのことと舞鶴海域より新しい海域の存在を示す情報がないことから、舞鶴海域はペルム紀末に沈み込んだ中央海嶺であるといえるかもしれない。かくして、飛驒帯-飛驒外縁帯の前面に三郡変成場を形成するように順次沈み込んだ海域は、三郡海域→秋吉海域→舞鶴海域であったと結論される。

では、飛驒帯-飛驒外縁帯の前面への三郡海域の沈み込みはいつ頃から始まったのであろうか。先にも述べたように、舞鶴海域の出現した後期ペルム紀より前に海域の移動が始まっている。宇奈月帯(小松, 1980)の堆積体に含まれる荒岐川層の火山岩類〔カルクアルカリ岩系列に属する(丸山ら, 1980)〕・森部層の火山岩類などが、海域の沈み込みに伴う島弧の火山活動を示すものとすれば、三郡海域の沈み込みは中期石炭紀には起っていたものと考えられる。三郡海域の沈みこみの開始時期はまだ明らかでない。

より早期に沈みこんだ三郡海域によって付加された堆積体が三郡変成岩類の高変成度部を構成し、より後期に沈みこんだ秋吉海域と舞鶴海域によって付加された堆積体が三郡変成岩類の低変成度部を構成している。中央海嶺としての舞鶴海域の沈みこみに伴う莫大な緑色岩類の付加の直後に(あるいは、付加とともに)三郡変成作用が終っているようにみえる。

早期の付加体を源岩とする変成岩類(三郡変成岩類プロパーと北帯の古生層)は、変成場から解放された時、下位により高変成度の岩石が位置するような構造状態を形成した。これに対して、最後の付加体(あるいは、三郡変成岩類プロパーの解放時の付加体)を源岩とした変成岩類(舞鶴帯-中帯古生層)は、変成場から解放された時、ナップ群の最前面に押し出され、上位により高変成度の岩石が位置するような構造状態を形成した。

ところで、三郡変成場の形成に際して、三郡海域-秋吉海域-舞鶴海域は、飛驒帯-飛驒外縁帯の前面でどのように沈みこんでいたのであろうか。この問題は、近年、HARA (1982a, b)によって、飛驒帯とその南縁の地帯の地質構造論的關係の解析を基礎として、検討されてきた。極めて重要な課題であるが、

その後、特に新しい理解が得られているわけではないので、ここでは HARA (1982a, b) の結論に従うことにしよう。それによれば、飛驒山地の飛驒帯の南限にそって走るトランスフォーム断層(HSBF=飛驒南限断層) (Fig. 1) に平行に、三郡海域-秋吉海域-舞鶴海域の移動が行われたことになるので、これらの海域は中国地方では飛驒帯-飛驒外縁帯の前面へ斜めに沈みこんだものと考えられる。三郡帯の変成場発生時までの構造作用は斜め沈みこみの場の造構作用ということになる。飛驒山地の飛驒帯の南側を移動する三郡海域-秋吉海域-舞鶴海域へ、これらの海域が沈みこみ帯へ到着する前に、飛驒帯から莫大な陸源碎屑物質の供給が行われたのであろう (HARA, 1982a)。

世界各地の沈みこみ帯において、海溝から陸側斜面にかけての地帯で堆積体を作っている構造は、表層部については比較的よく分かっている (e.g. 小林・佐藤, 1979 参照)。また、沈みこみ帯の温度構造は、HASEBE *et al.* (1970), TOKSÖZ *et al.* (1971), WANG & SHI (1984) らによって理論的に解析されている。しかしながら、三郡帯に関する上記のさまざまな資料をこれらの研究と対応させて、三郡変成場の構造モデルを描くことはまだ出来そうにない。

三郡帯のさまざまな特徴は津和野と広島を結ぶ線 (HTL=広島-津和野線 (Fig. 1)) を境にして異なっている (早坂・原, 1983)。例えば、広島-津和野線より北東側では、三郡変成岩類プロパーの放射性年代は一律に 180 Ma を示し (NISHIMURA *et al.*, 1982; 柴田・西村, 1983), またその源岩には多量のチャートが認められる。三郡帯~丹波帯には陸棚相堆積体としての三畳系は認められるが、付加体としての三畳系は知られていない。飛驒山地における三郡帯の発達の様相については、原 (1984) によって議論されている。これらの問題はここでは触れない。

三波川変成場の造構作用

1977 年三波川帯の造構作用について一つの総括を試みた時、原らは、“三波川帯における変成作用最盛期の造構運動は、一般に層面片理といわれる岩石構造が形成された時期のそれであるが、堆積環境発生時から層面片理形成時までの造構運動についての知識は、今のところ皆無に近いと言わねばならない。

今日まで三波川帯研究者の多くが注目し解析してきた造構運動は主として層面片理形成後のそれであったからである”と述べ、三波川変成岩類が変成場から解放された時 (長浜-大洲時相) に起った造構作用とその直後の造構作用 (肱川時相の造構作用) によって形成された地質構造について詳細に検討した。長浜-大洲時相と肱川時相の造構作用は、FAURE (1983) によっても確認されてきたのであるが、その後の三波川帯の造構作用の研究は、原ら (1977) が取り上げ得なかった三波川変成岩類の源岩の集積過程に関する問題と三波川変成作用が進行する過程での造構作用の問題についても向けられて来た。それによって、これらの分野でもかなりの進展を見せたのであるが、前者の問題についての研究では、三郡帯におけるよりは、なおはるかに遅れている。後者の問題については、三郡帯とは違って、議論可能な情報が提供される状況になっている。ここでは、四国中央部三波川帯の黒雲母帯で現在行われている変成作用進行時の造構作用についての研究の結果を見ながら、三波川変成場で変成作用最盛期から解放過程への転換期に起った事象について検討し、この分野に関する今後の課題をさぐることにしたい。

四国中央部三波川帯の変成分帯は、秀 (1961), BANNO (1964), KURATA & BANNO (1974), 東野 (1975), BANNO *et al.* (1978), 高木ら (1981), 榎並 (1982) らによって行われ、中位層準で変成温度が最高となるように、下位から上位へ、緑泥石帯、ざくろ石帯、黒雲母帯、ざくろ石帯と重なる関係にあることが明らかにされてきた (Fig. 3)。このような解放された三波川変成岩類の示す温度構造を説明するため、BANNO *et al.* (1978) は黒雲母帯を核とする南フェルゲンツの横臥褶曲の発達を想定した。これに対して、原ら (1977) は、黒雲母帯下底はすべり面であり、それより上位の地質体は一つのナップ (猿田ナップ) であると説明した。始めに 1970 年代に三波川帯研究者の関心を集めたこの問題について簡単に触れておこう。

秀 (1954) は、白滝地域の黒雲母帯において、横臥褶曲を形成する厚層の点紋角閃片岩層 (白滝角閃片岩層) の存在を明らかにした。この白滝角閃片岩層は、延々と北へ向かって連続し、銅山川では別子橋付近に露出し、それより更に北では五良津角閃岩体を北

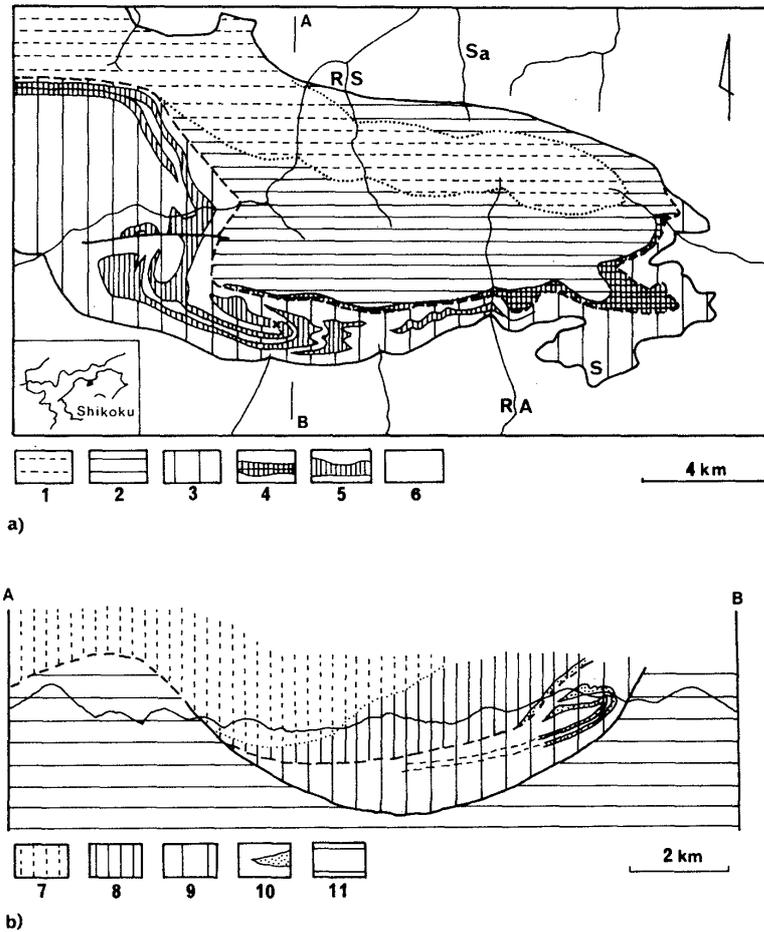


Fig. 3 Structural map of the Sambagawa belt in Central Shikoku.

a) 2 and 3: Saruta nappe [1 and 2: Saruta nappe II (1: garnet zone, 2: biotite zone), 3: Saruta nappe I (biotite zone)], 4: 5th Shirataki hornblende-schist, 6: Nagahama nappe, Sa: Sazare, RS: River Saruta, RA: River Asemi, S: Shiragayama.

b) Structural profile along the A-B line of Fig. 3-a. 7 and 8: Saruta nappe II (7: garnet zone, 8: biotite zone), 9: Saruta nappe I, 10: Shirataki hornblende-schist and 5th Shirataki hornblende-schist, 11: Nagahama nappe.

側から包むようにして発達している(原ら, 1977) (Fig. 3). 五良津角閃岩体の北側では, 黒雲母帯と上位のざくろ石帯との境界は, 五良津角閃岩体のすぐ北側に位置している(BANNO *et al.*, 1978; 榎並, 1982). 従って, ここでは, 白滝角閃片岩層は黒雲母帯の上端面にごく近いところに位置していることになる(Fig. 3).

白滝角閃片岩層は白滝地域で消滅し, これより東へは, それよりやや上位層準の点紋角閃片岩層(白滝第五角閃片岩層)が汗見川を越え白髪山の東側にまで連続発達している(Fig. 3). 汗見川には黒雲母帯の下底面に極めて近い位置に厚層の石英片岩層が2層発達している. 15名以上の調査者によって行われた白髪山地域の広域調査の結果は, KAWACHI (1968, Fig. 3)によって引用されているが, それによれば, この石英片岩層は白滝角閃片岩層と同一層準であるらしい. 従って, 白滝角閃片岩層の層準は汗見川においては黒雲母帯の下底面に極めて近いとこ

ろに位置しているということが出来る(Fig. 3). かくして, 黒雲母帯が白滝角閃片岩層層準と斜交するように発達しているものと結論される(Fig. 3). このことによって, 黒雲母帯の内部構造は, BANNO *et al.* (1978)が期待するような一つの同斜状褶曲のそれではないことが理解されよう(原ら, 1983; 原, 1983). 猿田ナップは二つの部分ナップ(猿田ナップ I, 猿田ナップ II)に分かれる(Fig. 3; 原ら, 1983; 原, 1983)が, 汗見川での解析によれば猿田ナップ II のベースに位置する白滝第五角閃片岩とその直上の泥質片岩は灰曹長石-黒雲母帯に属している. 今日三波川変成岩類は長浜-大洲時相に形成された多くのナップとして発達することが各地で明らかにされている. しかし, ナップ一つ一つの運動像は必ずしも正確に解析されていないため, 長浜-大洲時相の三波川帯の全体的運動像(三波川変成場崩壊時の運動像)はなお課題として残されている. 猿田ナップ I, II (Fig. 3)の形成が白滝横臥褶曲の形成と対応す

る現象であったとすれば、猿田ナップIIは猿田ナップIに対して相対的に北～西側に移動したという運動像が考えられる。このような運動像は原ら(1985)によって quartz fabrics の解析からも明らかにされてきている。

変成史の解析は極めて困難な作業である。鉱物あるいは鉱物の部分部分の出現時相と各時相におけるそれらの共生関係を決定することが困難だからである。異種鉱物間に共通する時間軸を何に求めるか。SANDER (1930, 1950), ZWART (1962)以来、次々に起った変形作用によって形成された岩石構造・組織(texture)を時間軸として用いようという考えがある。この方法は各変成時相の造構環境をも合わせ決定出来るということもあって極めて有効である。三波川帯ではざくろ石、角閃石、斜長石、緑れん石のような鉱物は変成条件の時間的変化を反映して、しばしば化学組成の累帯構造を示す。この組織は変成史解析に欠かせないものである。坂野ら(1981, p.384)はざくろ石と角閃石の化学組成の累帯構造の解析から、四国中央部黒雲母帯の変成史を Fig. 4-a のようなものと説明している。坂野らの説明を引用しよう。“温度上昇期の PT 経過は garnet の累帯構造に記録されている。garnet の累帯構造のパターンは鉱物帯によらず一定であるが、garnet の組成は鉱物帯ごとに異なる。すなわち、同じ MnO 量を持つ garnet では高温の帯のもの程 MgO が多い。このことは、より高温の鉱物帯の方が、相対的に高圧の経過を通ったことを示している。温度下降期の PT 経過は amphibole の累帯構造からみられる。……温度降下で出来た amphibole は barrosite が actinolite に囲まれており、crossite を伴わない。”

一方、原ら(1977), TAKAGI & HARA (1979), 原ら(1980), HARA *et al.* (1983), 原ら(1984), HARA *et al.* (1985), 原(1985)は、SANDER (1930, 1950) と ZWART (1962) 以来の方法により、変成変形史の解析を試みている。本稿の主題である変成過程における造構環境の変化についての知識の現状を明らかにするため、少し詳しく述べることにしよう。まず白滝角閃片岩層 (Fig. 3) についての解析結果からみよう。

斜長石斑状変晶は、組織上、多量の包有鉱物を含む核とほとんど包有鉱物を含まないマントルに分け

られる(原ら, 1977)。角閃石は、組織上異なる時相に形成されたと判断される三つの群に分けられる：1) 斜長石斑状変晶の核に片理 Si を形成(片理 Si は褶曲 Bi を示すことがある)して含まれる微細角閃石(核内角閃石=Si-amphibole), 2) 微細な斜長石、緑れん石、不透明鉱物などを包有鉱物(片理 Si を形成)として含む極めて粗粒な普通角閃石(古期角閃石=old hornblende), 3) 岩石の片理 Se を構成する著しい伸長性を持つ細粒普通角閃石(新期角閃石=new hornblende) (HARA *et al.*, 1983)。古期角閃石は、新期角閃石に対応する細粒角閃石へのサブグレイン化を示す残晶である(HARA *et al.*, 1983, Plate 15-b)。古期角閃石は斜長石斑状変晶のマントル内縁に包有されていることがある(HARA *et al.*, 1983, Plate 15-d)。新期角閃石は斜長石斑状変晶のマントル外縁につき刺さるように成長している(TAKAGI & HARA, 1979, Fig. 4 ; HARA *et al.*, 1983, Plate 15-c& d)。幾つかの試料で、斜長石斑状変晶の核最外縁で Si がカーブしており、この時期に斜長石粒が回転と平行して成長したことが観察される(R-deformation) (TAKAGI & HARA, 1979)。Table 1 の角閃石と斜長石斑状変晶の再結晶史は概略このような組織上の特徴を基礎に組み立てられたものである。角閃石の化学組成上の特徴(Table 1)から、斜長石斑状変晶は、緑閃石が安定なやや低温な条件から形成が始まり、変成温度最高となるまで温度の上昇する過程を通して成長して来たことが理解される。

次に白滝第五角閃片岩層 (Fig. 3) とそのすぐ上位の泥質片岩層の変成変形史について、汗見川で採集された試料での原ら(1984), HARA *et al.* (1985) による解析結果を見てみよう。第1の白滝第五角閃片岩層の試料 (AF 7) では、斜長石斑状変晶〔灰曹長石 (An 13%) を含む〕と角閃石の組織は、白滝角閃片岩層のそれらの示す組織と全く同じ特徴を持っている。これは原ら(1980)の解析例にもみることが出来るものである。しかしながら、白滝第五角閃片岩層では、核内角閃石の化学組成は、岩石の片理 Se を構成する新期角閃石のそれとほぼ同じで、低い Si 値(高い Al 値)を持つ普通角閃石である〔Table 2 ; 原ら(1980, 図 10)〕ので、斜長石斑状変晶の出現は白滝角閃片岩層におけるよりはるかに高温で始まったものと考えられる。この試料にはざくろ石が含まれる

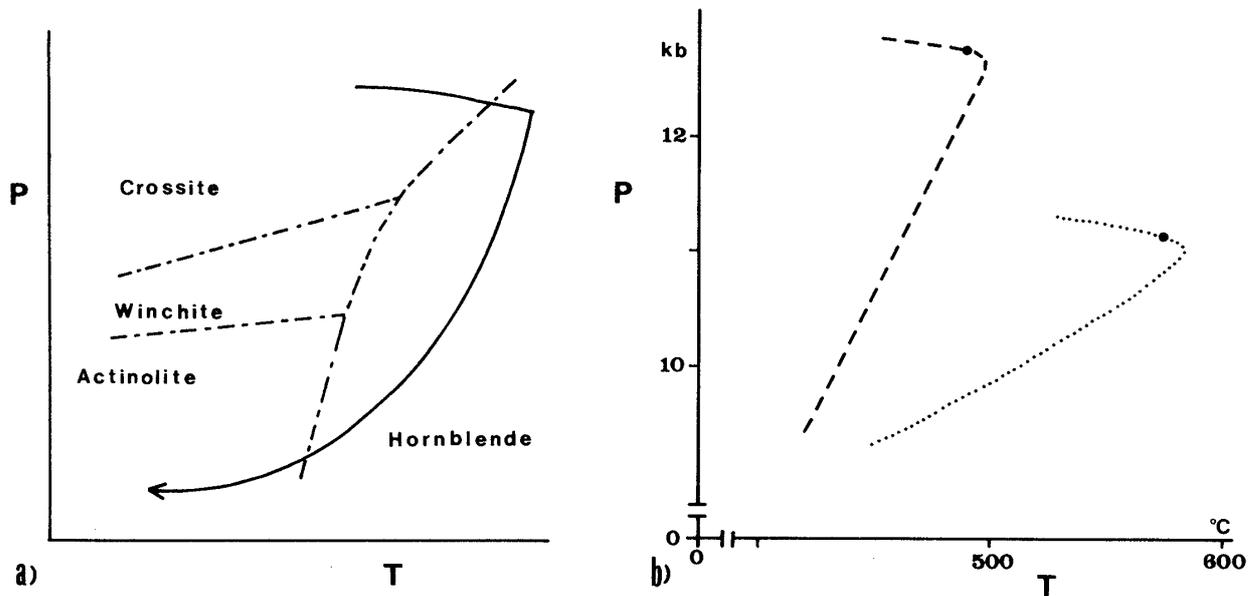


Fig. 4 Diagram showing schematically the temperature-pressure path of metamorphism of the biotite zone of the Sambagawa belt, Central Shikoku.

- a) Temperature-pressure path (solid line) after BANNO *et al.* (1981).
 b) dotted line: temperature-pressure path of metamorphism of the pelitic schist (oligoclase-biotite zone) placed just on the 5th Shirataki hornblende-schist in the Asemi River. data of point 1: temperature = 575°C and pressure = 11.1kb. dashed line: temperature-pressure path of metamorphism of the siliceous pelitic schist (low temperature part of albite-biotite zone) of the Saruta River. data of point 2: temperature = 491°C and pressure = 12.7kb.

が、ざくろ石は、斜長石斑状変晶内には多量に存在するが、基質では極めて稀に認められるに過ぎない。同様の例を原ら (1980) が記載している。基質のざくろ石には片理 Se を構成する新期角閃石によって片理に直交する粒界側で MnO 値の高い粒内部まで食い込まれている組織が観察される。このざくろ石は石英、緑れん石、不透明鉱物などを包有鉱物(片理 Si を形成)として含む斑状変晶である。片理 Si は片理 Se に斜交している。片理 Si と片理 Se の関係から、ざくろ石の形成期が、片理 Se 形成前と規定出来るので、ざくろ石は片理 Se 形成期の応力場のもとでより低圧となる側 (SHIMAMOTO, 1974 参照) から新期角閃石によって交代されたと結論される。片理 Se 形成期に、低圧場が出現し、ざくろ石は不安定であったと考えられる。東野 (1975) は、汗見川地域の泥質片岩において、岩石の片理(片理 Se と同時相のものと考えられる岩石構造)を構成する黒雲母が、ざくろ石に食い込んでいる組織を記載し、この黒雲母が形

成された時、変成場は低圧となり、ざくろ石は不安定であった可能性を議論している。残念ながら、東野は、ざくろ石の形成期を別の組織規準から規定していないので、記載だけからは黒雲母とざくろ石の共生を否定出来ない。しかしながら、後で引用される白滝第五角閃片岩層直上の泥質片岩層の資料は、岩石の片理形成期に黒雲母は安定であったが、ざくろ石は不安定であったことを示す。

HARA *et al.* (1985) が記載した白滝第五角閃片岩層からの第 2 の試料(HSM83072904)は、角閃石、緑れん石、石英を主要造岩鉱物とし、斜長石斑状変晶とざくろ石を含まないものである(斜長石は存在する)。角閃石は、組織上出現時相を異にする三つの群に分けられる: 1) 微細な緑れん石、不透明鉱物などを多量に包有鉱物(片理 Si を形成)として含む極めて粗粒な角閃石(古期角閃石)、2) 岩石の片理 Se を形成する細粒角閃石(新期角閃石)、3) 古期角閃石のブーダンの separation に発達する針状角閃石。古期

角閃石と新期角閃石は、組織上、前記の試料(Table 1)のそれらにそれぞれ比較されるものである(Table 2)。この2群の角閃石は黒雲母帯の塩基性片岩の大抵のものにおいて観察されるが、古期角閃石は微量になっていることが多い。この試料では古期角閃石は大量に残存しており、角閃石量の70%を越えている。古期角閃石の化学組成と新期角閃石のそれは、はっきりと異なっており、前者はより高いAl値(より低いSi値)と(Ca + Na + K)値を示す(Table 2)。三波川帯のCa値に富む角閃石では、変成度の上昇と共にAl値が高くなっている(e.g. BANNO, 1964 ; ERNST *et al.*, 1970)。古期角閃石が岩石の片理 S_e を構成する新期角閃石より、より高温な条件で形成されたものと判断される。古期角閃石のブーダンの伴って発達する針状角閃石は緑閃石である(Table 2)。ブーダンの形成に関与した変形作用は、片理 S_e に沿う剪断変形である。石英に富むシームでの石英の形態・格子定向配列の解析から、この剪断変形は三波川帯のtrendに平行な左横ずれであることが明らかにされている(HARA *et al.*, 1985)。

原ら(1984)、HARA *et al.* (1985)はまた、汗見川の白滝第五角閃片岩層直上の泥質片岩(HM 8310 1402)で、黒雲母、ざくろ石、斜長石斑状変晶〔灰曹

長石(An 14%)を含む〕の組織から、それらの共生関係と変形史を解析している。ざくろ石は変成作用の比較的初期の頃からの岩石の構造・組織を包有しながら成長しているので、変成変形史を編む上で重要な鉱物である。この泥質片岩のざくろ石は包有鉱物の示す組織と化学組成から三つの部分に区分される(Table 3)：1)粒中央部において高いMnO値を示し、包有鉱物の片理 S_{ic} が褶曲を形成している部分(核)、2)核をとりまき片理 S_{ic} に斜交する包有鉱物の片理 S_i が発達する部分(マントル内縁)、3)最外縁に位置し最も低いMnO値を示し、包有鉱物が片理 S_i に斜交して配列(平行となっている場合もある)している部分(マントル外縁)。マントル外縁での包有鉱物の配列は常に岩石の片理 S_e と不連続であり、その方位はしばしば片理 S_e に大きく斜交している。これは片理 S_e 形成期にざくろ石の成長がなかったことを指示する組織である。従って、KURATA & BANNO (1974)、東野(1975)は岩石の片理(片理 S_e に相当)を構成する緑泥石がざくろ石と共生関係にあったものとして、ざくろ石-緑泥石間のMg-Fe元素分配を求めているが、これは根拠のない作業であったということになる。片理を構成する緑泥石に部分的にざくろ石と共生した緑泥石が残っている可

Table 1. Relationship between deformation and metamorphism.

Shirataki hornblende schist from Shirataki		
Deformation	Metamorphism	
S_{ic} -deformation		↑
B_{ic} -deformation		
Fracturing		
S_i -deformation		growth of initial S_i -amphiboles
B_i -deformation		↓
Static stage	growth of plagioclase cores (porphyroblasts)	recrystallization of S_i -amphiboles (Si:7.36 - 6.95)
(R-deformation)	growth of outermost zones of cores of plagioclase	↓
Static stage	growth of inner zones of mantles of plagioclase	growth of old hornblende (porphyroblasts) (Si:6.97 - 6.66)
Fracturing		
S_e -deformation	pressure solution of plagioclase associating concomitant growth of its outermost zones of mantles	growth of new hornblende (Si:6.87 - 6.79)
Fracturing		
B_1 -deformation		

Table 2. Relationship between deformation and metamorphism.

5th Shirataki hornblende schist from Asemigawa			
Deformation	(Specimen No AF 7)		(Specimen No HSM83072904)
	Metamorphism		Metamorphism
S _{ic} -deformation			
B _{ic} -deformation			
Fracturing			
S ₁ -deformation		growth of initial S ₁ -amphiboles	
B ₁ -deformation			
Static stage	growth of plagioclase cores (porphyroblasts)	recrystallization of S ₁ -amphiboles (Si:6.53 - 6.47)	
(R-deformation)			
Static stage	growth of inner zones of mantles of plagioclase	growth of old hornblende (porphyroblasts)	growth of old hornblende (porphyroblasts) (Si:6.84 - 6.52) (Al:1.69 - 2.17)
Fracturing			
S _e -deformation	pressure solution of plagioclase associating concomitant growth of its outermost zones of mantles	growth of new hornblende (Si:7.00 - 6.49)	growth of new hornblende (Si:7.12 - 6.77) (Al:1.25 - 1.88)
Fracturing			
B ₁ -deformation			growth of actinolite in separations of boudins of old hornblende (Si:7.84 - 7.43) (Al:0.34 - 0.89)

Table 3. Relationship between deformation and metamorphism.

Pelitic schist from Asemigawa			
Deformation	Metamorphism		
S _{ic} -deformation			
B _{ic} -deformation		growth of garnet cores (MnO:ca.20 → 4%)	
Fracturing			
S ₁ -deformation			
B ₁ -deformation			
Static stage	growth of plagioclase cores (porphyroblasts)	growth of inner mantles of garnet (MnO:ca.4 → 1%)	growth of biotite Mg/(Fe + Mg):0.338-0.347 for biotite in garnet, 0.506-0.56 for biotite in plagioclase
R-deformation			
Static stage	growth of inner mantles of plagioclase	growth of outer mantles of garnet (MnO:ca.1 → 0.21 → 2.18)	growth of biotite Mg/(Fe + Mg):0.493-0.561 for biotite in garnet, 0.571-0.613 for biotite in plagioclase
S _e -deformation	growth of outer mantles of plagioclase		growth of biotite Mg/(Fe + Mg):0.511-0.515
Fracturing			
B ₁ -deformation			

能性が考えられるが、この緑泥石の出現時期を明確な time-marker によって指定識別することは極めて困難な作業であろう。単なる化学組成の累帯構造の解析は有意な情報とならない。

この泥質片岩において、斜長石斑状変晶の核の不透明包有物の作る片理 Si が、それと接して成長しているざくろ石のマントル内縁の片理 Si に連続し平行であり、両者が共生したものであることを示している組織が観察されている(原ら, 1984)。この斜長石斑状変晶の核の外側(ざくろ石と接していない側)に片理 Si に斜交して包有鉱物が弱く配列する部分(マントル内縁)があり、更にその外側にわずかではあるが包有鉱物が明瞭な片理を形成して発達する部分(マントル外縁)がある。このマントル外縁の片理は岩石の片理 Se に連続し平行である。斜長石のマントル内縁とざくろ石のマントル外縁が共生関係にあると判断される。斜長石のマントル内縁の形成期が変成作用最盛期ということである。泥質片岩における斜長石斑状変晶形成期は塩基性片岩におけるそれ(Table 2)とよく対応している。

この泥質片岩の斜長石斑状変晶内には黒雲母や白雲母が数多く包有されている。ざくろ石のマントルにも黒雲母が包有されていることがある。黒雲母が包有されている位置でのざくろ石の MnO 値は約 1.9%, 1.8%, 0.7% である。また、ざくろ石マントル最外縁の MnO 値が異常に高くなる逆累帯部(MnO=Ca 2.18%)にも黒雲母が包有されている。このため、この試料では、ざくろ石の部分部分とそれぞれ共生関係にあったと考えられる黒雲母を指定することが出来る。このような組織関係から、原ら(1984)は Table 3 のような斜長石、ざくろ石、黒雲母の共生関係を得ている。東野(1975)はざくろ石と黒雲母が共生関係にあったかどうかを明らかにし得なかったが、この試料では両者の共生は明瞭である。この試料では、ざくろ石マントル外縁の MnO 値が約 0.7% である位置に、黒雲母と共に、白雲母と斜長石が包有されている(原ら, 1984, 第 3 図)。ここで、これらの包有鉱物がざくろ石(MnO=0.7%)と共生関係にあったものと仮定して、GHENT & STOUT (1981)の方法により、MnO=0.7%の時点の変成温度・圧力を求めると、575°C, 11.1kb となる。片理 Se 形成期にざくろ石は不安定であり黒雲母と共生しな

い。片理形成期に低圧な条件が出現したらしい(東野, 1975 の議論参照)。

上記のように原ら(1984)は汗見川地域の白滝五角閃片岩層直上の灰曹長石-黒雲母帯に属する泥質片岩において、ほぼ変成作用最盛期にあたる時点の温度と圧力を 575°C, 11.1kb と求めている(Fig. 4)。四国三波川帯では灰曹長石-黒雲母帯が最高温度であり、温度の低下に伴って曹長石-黒雲母帯、ざくろ石帯、緑泥石帯となる(BANNO *et al.*, 1978)のであるが、これらの帯は変成場ではどのように配置していたのであろうか。この問題は Fig. 3 に示される各帯の現在の配置関係からは決定し得ない。坂野ら(1981)は下位高温となる変成場の温度構造モデルを提示している。これは HASEBE *et al.* (1970), TOKSÖZ *et al.* (1971), WANG & SHI (1984) の示した沈みこみ帯の温度構造モデルとは対応しないものように思われる。HARA *et al.* (1983) は、猿田川地域の曹長石-黒雲母帯上端にごく近い位置から採集した珪泥質片岩のざくろ石について記載しているが、この試料の斜長石斑状変晶には白雲母、黒雲母、ざくろ石が隣接して包有されている。そこで原(1985), HARA *et al.* (1985) は、これらの黒雲母、白雲母、ざくろ石、斜長石斑状変晶は互いに共生関係にあったものと仮定して、GHENT & STOUT (1981)の方法により温度と圧力を求めている。温度 491°C, 圧力 12.7kb と見積られた(Fig. 4)。この資料は、ほぼ変成作用最盛期にあたる時点には、灰曹長石-黒雲母帯から曹長石-黒雲母帯上端へ向かって、温度が減少し圧力が増加するような関係になっていたことを指示するものである(Fig. 4)。これは坂野ら(1981)の温度構造モデルには調和しないが、HASEBE *et al.* (1970), TOKSÖZ *et al.* (1971), WANG & SHI (1984) の示す沈みこみ帯の温度構造モデルには調和する結果である。

以上に示された試料において、岩石の片理 Se は同一時相の構造であり、これに試料間の変成変形史の対比の一つの規準を求めることが出来る(Tables 1-3)。塩基性片岩における粗大な古期角閃石の形成期、そして泥質片岩におけるざくろ石のマントル外縁の形成期が変成場で変成温度が最高に達した時であり、片理 Se の形成期は後退変成の始まりであり、低圧場(地殻表層)への移行期であるので、片理 Se

を形成せしめた造構作用は変成場からの解放をもたらす造構作用であったということになる (HARA *et al.*, 1983; 原ら, 1984; HARA *et al.*, 1985). 三波川帯の変成岩類の示す最も主要な岩石構造である片理 Se (原ら (1977) が層面片理とよんだものに対応) とそれを構成する変成鉱物の主体が, 変成場からの解放過程に形成されたということである。これは, 原ら (1977) の予測とは違った結果である。

古期角閃石が大量に残存している試料 (HSM 83072904) で測定された古期角閃石の格子方位は, 定向配列を示さない (原, 1985; HARA *et al.*, 1985). これは, 変成温度最高となる時, 変成場は造構作用の進行しない静的な環境であったことを指示する情報であろう。

斜長石斑状変晶と角閃石の示す組織の比較から, 白滝第五角閃片岩層の変形史は白滝角閃片岩層のそれとよく対応する (Tables 1-2). TAKAGI & HARA (1979) は, 白滝角閃片岩層において, 斜長石斑状変晶の核形成期 (核最外縁形成期を除く) に造構作用が起らない静的な環境があったことを明らかにしている。白滝第五角閃片岩層直上の泥質片岩 (HM83101402) の斜長石斑状変晶の核の片理 Si は不透明包有物によって明瞭に規定される構造であるが, 核内に包有されている黒雲母は定向配列を示さない。従って, ここでも核形成期は造構作用のない静的な環境にあったと考えられる。

前田・原 (1984) は, 猿田川地域で採集した砂質片岩において, 斜長石斑状変晶は, 変成温度 (ざくろ石の化学組成の累帯構造から推定) がかなり上昇した頃 (= Bi-deformation 後) から成長を始め, 変成温度最高となるまで成長を続けたこと, この間造構作用はなく静的な環境であったことを明らかにした。MAEDA & HARA (1983) は, 別子山村肉淵地域で採集した泥質片岩でも, 斜長石斑状変晶が造構作用の行われない静的な環境で成長したことを見出している。

上記のような試料の組織解析から, 変成作用進行過程の造構作用は次のように説明されよう: 1) ざくろ石にみられる片理 Sic の形成期の Sic-deformation, 2) 片理 Sic の褶曲の形成 (Bic-deformation) — この中には snow ball 構造と考えられるものがある。3) ざくろ石, 古期角閃石にみられる片理 Si 形成期の Si-deformation, 4) ざくろ石マント

ル成長前の片理 Si の褶曲作用 (Bi-deformation) (前田・原, 1984), 5) 斜長石斑状変晶核形成期の静的環境, 6) R-deformation (局所的現象), 7) 斜長石斑状変晶マントル内縁, ざくろ石マントル外縁, 古期角閃石などの形成期の静的環境, 8) 岩石の片理 Se (層面片理) 形成期の Se-deformation. Tables 1-3 の変形史はこのような解析結果と変成岩類にみられる石英脈群の形成 (= fracturing) 史の解析結果を基礎に組み立てられたものである (HARA *et al.*, 1983, 1984).

造構作用はある拡がりをもつ領域を通して必ずしも penetrative には起こらないであろうと考えられるので, これまでに解析された試料からの情報が, どの程度一般性を持つものであるのか明らかでない。このため, 今後広域にわたり多くの試料が採集され, 変成変形史が解析される必要があるが, これまでの解析結果に従って次のような一つの仮説を示すことが出来るであろう。片理 Sic, 褶曲 Bic, 片理 Si, 褶曲 Bi などを形成しながら造構作用が進行する中で, 変成温度の上昇が行われた。ついで, 変成場は, 局所的に造構作用が行われることはあっても全体的には造構作用の行われない静的な場となった。静的な環境の中で, 変成温度は更に上昇を続けたが, この時期に入って変成鉱物は全体として著しく粗大化し, 幾種かの鉱物は斑状変晶となった。これは, その直前の, 片理 Si, 褶曲 Bi を形成する造構作用が進行する間に, ざくろ石が成長しなかった (前田・原, 1984) のとは, 著しく対照的なことである。ついで, 片理 Se の形成と後退変成を伴いながら変成場からの変成岩類の解放が起こった。

変成場から変成岩類の解放が始まる直前に静的な環境が出現している。このことの意味は何であろうか。高圧変成場の造構作用が海域の沈みこみを反映したものであるとすれば, 変成場に造構作用が行われない静的な環境が出現したということは, 沈みこみの停止があったことを示すものであり, 沈みこみの新しい始まりを反映して変成場から変成岩類の解放 (変成場の崩壊) をもたらす片理 Se 形成期の造構作用が始まったものと考えられるかも知れない。あるいはまた, この時相の変形作用が, 変成作用の進行に伴う岩石物性の変化を反映して, penetrative には行われなくなり, 局所に集中して起

こったことによるという説明も可能かもしれない。変成岩類の解放がはじまる Se-造構時相に入り、変成岩類が再び penetrative な変形作用を受けるようになったのは、この時相に沈みこんだ新しい付加体から多量の水の供給を受け、変成岩類が再び変形しやすくなったためであるのかもしれない。

新しい沈みこみの始まりによる変成場からの変成岩類の解放をもたらす造構作用は、まず岩石の破断(fracturing)をもって始まる(Tables 1-3) (HARA *et al.*, 1985)。ついでそれは片理 Se を形成せしめる延性的変形作用によって行われるようになる。原ら(1980)は、黒雲母帯では異なる熱史を持つ岩体の混在化がみられ、それは斜長石斑状変晶核形成後片理 Se 形成前に起こった現象であることを指摘している。このような変成場のテクトニックメランジュ帯への転化は、今日の知識では、片理 Se 形成期直前の破断現象と、それ以降の造構作用に求めるのが妥当のようにみえる。ちなみに、三波川変成岩類の変形は、Tables 1~3 に示されているように、変成過程から解放過程まで延性的変形と破断変形のくりかえしとして進行している。

造構作用停止期に変成鉱物が極めて粗大な粒に成長した理由を、単に変成温度の上昇に求めることが出来ないことは、白滝角閃片岩層と白滝第五角閃片岩層で斜長石斑状変晶の出現温度に相違があることから明らかである。これには、造構作用の停止が大きな原因となっていると考えられる。

変成場が静的な環境となる前に、すでに、白滝角閃片岩層と白滝第五角閃片岩層の間に変成温度に差が生じている(Tables 1-2)。従って、変成場の温度構造の基本特性は、造構作用(Sic → Bi)が進行する中で、与えられていたものであり、沈みこみ停止によって生ずる沈みこみ帯の温度構造の回復に求められるものではないようである。HARA *et al.* (1983, 1985), 原ら(1984), 原(1985)が三波川帯の変成岩類の持つ最も主要な岩石構造である層面片理(原ら, 1977)と呼ばれてきた片理 Se が、変成場から変成岩類が解放される初期段階の造構作用を反映した岩石構造であることを明らかにしたことは、片理 Sic から褶曲 Bi までの構造が確認されたとしても、変成場発生時から変成作用最成期の静的環境出現期までの造構作用の運動像の解析が、極めて困難な作業と

なることを予測させるものである。しかしながら、一方で、前田・原(1983, 1984)が褶曲 Bi が後生的変形により改変されたとしても野外で直接解析出来る岩石構造として残存していることを明らかにしたことに、著者らはこの作業に対する希望の灯を見るのである。

結 語

以上において、三郡帯と三波川帯の造構作用に関する研究の現状を見、幾つかの今後の課題を示してきた。これまでに用いられてきた研究方法により多くの、そしてより正確な情報を集めること、表層現象からの情報と深層現象からの情報を統一的に理解する道を求めることが重要であろう。

文 献

- ARAI, S., 1980 : Dunitic-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, Western Japan. *Jour. Petrol.*, **21**, 141-165.
- BANNO, S., 1964 : Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, central Shikoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, (II), **15**, 203-319.
- , HIGASHINO, T., OTSUKI, M., ITAYA, T. and NAKAJIMA, T., 1978 : Thermal structure of the Sanbagawa metamorphic belt in Central Shikoku. *Jour. Phys. Earth*, **26**, supplement, 345-346.
- 坂野昇平・大槻正行・酒井千尋・東野外志男・鳥海光弘, 1981 : 四国中央部汗見川地域の三波川変成岩の熱史. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨, 384.
- 地質調査所, 1977 : 1:200,000 空中磁気図, XIII-1 福井—豊岡海域, XIII-2 豊岡—隠岐海域.
- 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.
- ERNST, W. G., SEKI, Y., ONUKI, H. and GILBERT, M. C., 1970 : Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the outer metamorphic belt of Japan. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **124**, 276p.
- FAURE, M., 1983 : Eastward ductile shear during the early tectonic phases in the Sanbagawa belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 319-329.
- GHENT, E. D. and STOUT, M. Z., 1981 : Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92-97.
- HARA, I., 1982a : Evolutional processes of paired

- metamorphic belts —Hida belt and Sangun belt—. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 21, 71-89.
- 原 郁夫, 1982b: 西南日本の中・古生代堆積場とその変形. 月刊地球, **4**, 302-310.
- , 1984: 飛騨外縁帯—上越帯の地体構造図. 総合研究「上越帯・足尾帯」, no. 1, 93-94.
- , 1985: 三波川変成場の温度構造. 吉田博直先生退官記念文集, (印刷中).
- ・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男, 1977: 三波川帯の造構運動. 秀 敬(編), 三波川帯, 307-390. 広島大学出版研究会.
- ・———・西村祐二郎, 1980: 西南日本の中・古生代造構作用の諸問題. 構造地質研究会誌, **25**, 1-12.
- ・———・徳田 満・高木 清・塩田次男, 1980: 四国中央部三波川帯における造構作用と変成作用の関係(予察). 中生代造構作用の研究, **2**, 1-14.
- ・———・前田 勝, 1983: 四国中央部三波川帯猿田ナップの内部構造. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 382.
- ・東元定雄・三上貴彦・西村祐二郎・沢田武美・武田賢治・横山俊治・横山忠正, 1979: 弥栄峡の中・古生界. 弥栄峡の自然, 283-324.
- ・宮岡広法・瀬尾孝文・前田 勝・塩田次男・秀 敬, 1984: 変成相解析のための組織解析—三波川泥質片岩. 構造地質, no. 30, 41-54.
- ・斎藤禎二郎・宮岡広法・塩田次男, 1985: 四国中央部三波川帯の Left-lateral Shear Quartz Fabrics. 市川総研連絡紙(印刷中).
- HARA, I., HIDE, K., SHIOTA, T., TAKEDA, K., TSUKUDA, E., TOKUDA, M., MAEDA, M., MAKISAKA, S., SONODA, K., MIYAOKA, H., FURUYAMA, K. and SITO, T., 1985: Relationship between metamorphism and deformation in the Sambagawa belt, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, [C], (in press).
- , SHIOTA, T., MAEDA, M. and MIYAOKA, H., 1983: Deformation and recrystallization of amphiboles in Sambagawa schist with special reference to history of Sambagawa metamorphism. *Ibid.*, **8**, 135-148.
- 長谷 晃, 1950: 山口県西南部三疊系の層序学的研究. 九大理研報, [地質], **2**, 101-128.
- HASE, A., 1961: A find of *Monotis (Entomonotis)* from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., **42**, 79-87.
- 長谷 晃, 1963: 広島県東部の弱変成古生界の層序. 広大地研報, **12**, 277-294.
- , 1964: 広島県の古生界. 広島県地質図説明書, 31-59.
- ・門藤正幸・秀 敬, 1975: 岡山県西部, 井原市付近の弱変成古生層. 広大地研報, **20**, 1-20.
- ・沖村雄二・横山鶴雄, 1974: 帝釈台とその周辺の古生層, とくに石灰岩層の堆積層について. 広大地学研報, **19**, 1-39.
- HASEBE, R., FUJII, N. and UYEDA, S., 1970: Thermal processes under island arcs. *Tectonophysics*, **10**, 335-355.
- HASHIMOTO, M., 1972: Mineral faces of the Sangun metamorphic rocks of the Chugoku Province. *Bull. Nat. Sci. Museum*, **15**, 767-775.
- 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片岩の発見. 地質雑, **76**, 159-160.
- 早坂康隆・原 郁夫, 1980: 兵庫県朝来町における夜久野岩類と丹波帯中・古生層の構造的関係. 中生代造構作用の研究, **3**, 77-81.
- ・———, 1981: 鳥取県若桜地域三疊系の構造地質学的意味. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 484.
- ・———, 1982: 中国帯からのジュラ紀放散虫化石の発見とその構造地質学的意味. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, 476.
- ・———, 1983: 三郡帯の地質構造上の問題点. 日本地質学会西日本支部会報, no. 78, 10-11.
- ・磯崎行雄・原 郁夫, 1983: 中国地方西部玖珂層群・鹿足層群からのジュラ紀型放散虫化石の発見. 地質雑, **89**, 527-530.
- 秀 敬, 1954: 高知県白滝山付近の地質構造. 広大地研報, **38**, 47-84.
- , 1961: 別子・白滝地方三波川結晶片岩の地質構造と変成作用. 同上, **9**, 1-87.
- 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.
- 猪木幸男, 1976: 舞鶴帯への三郡帯変成作用の波及(予報). 地球科学, **21**, 34-38.
- 石賀裕明, 1983: “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, **89**, 443-454.
- ・鈴木茂之・木藤武雄, 1983: 舞鶴市下見谷および大飯郡大飯町赤礁からのペルム紀放散虫の産出. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 129.
- 磯崎行雄, 1983: 山口県長門構造帯及び広島県帝釈台地域からの古生代放散虫化石の産出について. 日本地質学会西日本支部会報, no. 77, 7-8.
- 石渡 明, 1978: 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, **32**, 301-310.
- 勘米良亀齡, 1980: 地質構造とその発達. 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦(編) 岩波講座地球科学 15, 325-350. 岩波書店, 東京.
- , 1983: 西南日本上部古生界の堆積造構過程に関する一問題—外来堆積体の付加. 島弧と大陸との関連からみた九州の構造発達史, 日本地質学会西日本支部第100回例会記念シンポジウム論文集, 67-76.
- 唐木田芳文・山本博達・宮地貞憲・大島恒彦・井上 保, 1969: 九州点在変成岩類の特徴と構造地質学的位置. 地質学論集, no. 4, 3-21.
- KAWACHI, Y., 1968: Large-scale overturned struc-

- ture in the Sambagawa metamorphic zone in central Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **74**, 607-616.
- 木村敏雄, 1977: 日本列島—その形成に至るまで—(I), 243p., 古今書院.
- 小林和男・佐藤任弘, 1979: 海洋大陸境界部の構造と発達(I)—活動縁辺域(島弧—海溝系と縁海)—. 上田誠也・小林和男・佐藤任弘・斎藤常正(編)岩波講座地球科学 11, 175-252, 岩波書店, 東京.
- KOJIMA, G., 1953: Contributions to the knowledge of mutual relation between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.* [C], **1**, 17-46.
- 小松正幸, 1980: 飛騨外縁帯の基本的構造及びそのフォッサマグナ東翼への延長. 総研「飛騨外縁帯」研究報告, **1**, 117-121.
- KURATA, H. and BANNO, S., 1974: Low-grade progressive metamorphism of pelitic schists of the Sazare area, Sambagawa metamorphic terrain in Central Shikoku, Japan. *Jour. Petrol.*, **15**, 361-382.
- 前田 勝・原 郁夫, 1984: 四国中央部猿田川地域三波川帯の先長浜褶曲. 地質雑, **90**, 73-80.
- 丸山茂徳・相馬恒雄・松本謙一, 1980: 飛騨帯—飛騨外縁帯のテクトニクス. 総研「飛騨外縁帯」研究報告, **1**, 122-125.
- 松本達郎, 1958: 筑紫山変成岩地域の地質. 鈴木 醇教授還歴記念論文集, 141-161.
- MITSUNO, C., 1963: Zur Kenntnis des Oberpaläozoikums in östlichen Chūgoku, Sudwest-Japan. *Geol. Rept. Hiroshima Univ.*, **12**, 419-443.
- 中沢圭二・志岐常正, 1954: 兵庫県養父郡破山地区の地質, 特に三疊系御破山層群について. 地質雑, **60**, 192-201.
- NISHIMURA, Y., 1971: Regional metamorphism of the Nishiki-cho district, Yamaguchi Pref., Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, [C], **6**, 203-268.
- 西村祐二郎, 1983: 西南日本内帯に点在する300~400m.y.の変成岩類. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 201-216.
- , 1983: 野母半島西部の長崎変成岩と K-Ar 年代. 総合研究「九州の基盤と陥没構造」研究報告, **2**, 20-24.
- ・井上 保・山本博達, 1977: 三郡帯, とくに層序と変成作用について. 秀 敬(編), 三波川帯, 257-282. 広島大学出版研究会.
- ・原 郁夫・早坂康隆・武田賢治, 1981: 夜久野岩類の構造地質学. 中生代造構作用の研究, **3**, 199-213.
- NISHIMURA, Y., NAKAMURA, E. and HARA, I., 1983: K-Ar ages of Sangun metamorphic rocks in Yamaguchi Prefecture and their geologic significance. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Min. Geol.*, **78**, 11-20.
- 西村祐二郎・岡本哲雄, 1976: 益田地域のローソン石—曹長石片岩. 小島丈児先生還歴記念文集, 144-153.
- 岡村義彦・西村祐二郎・長谷 晃・添田 晶・沖村雄二・広渡文利・本村慶信・赤塚政美・井上多津男・安居院弘輔・大谷顕一・弧島章一郎, 1975: 島根県益田地域の三郡変成岩類. 山口大教育研究論叢, **25**, 19-36.
- 大島恒彦, 1964: 長崎県野母半島の結晶片岩. 九大理研報, **7**, 39-45.
- OTA, M., 1977: Geological studies of Akiyoshi, Part I. General geology of the Akiyoshi limestone group. *Bull. Akiyoshi-dai Mus. Nat. Hist.*, **12**, 1-33.
- SAKAGUCHI, S., 1961: Stratigraphy and paleontology of the south Tamba district, Pt. I, stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ.*, **10**, 35-76.
- SANDER, B., 1930: *Gefugekunde der Gesteine*. 217p., Springer, Wien.
- , 1950: *Einführung in die Gefugekunde der geologischen Körper. II Die Korngefüge*. 420p., Wien und Innsbruck.
- 佐野弘好・内山高教・勘米良亀齡, 1983: 秋吉台南方大田層群の層序の再検討. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 128.
- 関陽太郎, 1964: 舞鶴地帯の古生層の輝緑凝灰岩と貫入岩・変成岩類のうけた低変成作用. 岩鉱, **51**, 158-161.
- , 1979: フランシスカン層とテクトニックメランジェ. 植村 武・水谷伸治郎(編)岩波講座地球科学 9, 83-96, 岩波書店, 東京.
- 千貫 浩・小林英夫・渡辺暉夫, 1983: 江津市波積周辺の三郡変成岩類—構造と岩石. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 384.
- SHIBATA, K., IGI, S. and UCHIUMI, S., 1977: K-Ar ages of hornblendes from gabbroic rocks in Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, **11**, 57-64.
- 柴田 賢・西村祐二郎, 1983: 三郡変成岩の同位体年代. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 385.
- SHIMAMOTO, T., 1974: The finite element analysis of the deformation of a viscous spherical body embedded in a viscous medium. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **81**, 255-267.
- SHIMIZU, D., 1962: The Permian Maizuru Group: its stratigraphy and syntectonic faunal succession through the latest Paleozoic orogeny. *Mem. Fac. Sci., Univ. Kyoto, Geol. Mineral.*, **28**, 571-609.
- 鈴木茂之, 1982: 舞鶴地帯の造構作用. 構造地質研究会誌, no. 27, 155-165.
- TAKAGI, K. and HARA, I., 1979: Relationship between growth of albite porphyroblasts and deformation in a Sambagawa schist, Central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, **58**, 113-125.

- 高木 清・前田 勝・原 郁夫, 1981: 四国中央部三波川帯における黒雲母帯の分布と猿田ナップ. 中生代造構作用の研究, **3**, 143-148.
- 田中和広, 1980: 島根県日原地域のオリストストローム, 鹿足層群. 地質雑, **86**, 613-628.
- 徳岡隆夫・飯泉 滋・渡辺暉夫・中 孝仁, 1984: 錦層群および樋口層群についての2, 3の考察. 日本地質学会西日本支部会報, no. 79, 7.
- TOKSÖZ, M. N., MINEAR, J. W. and Julian, B. R., 1971: Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *Jour. Geophys. Res.* **76**, 1113-1138.
- 豊原富士夫, 1974: 山口県東部, 玖珂層群および領家変成岩類の時代について. 地質雑, **80**, 51-53.
- , 1976: 山口県東部三郡・山口帯—領家帯の地質構造, 同上, **82**, 99-111.
- TOYOHARA, F., 1977: Early Mesozoic tectonic development of the northwestern Chichibu geosyncline in West Chugoku, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, [II], **19**, 253-334.
- 塚口 弘・中島尚利, 1978MS: 津山北西部の地質について. 広島大学理学部進級論文.
- 上村不二雄・坂本 亨・山田直利, 1979: 5万分の1地質図幅「若桜」及び同説明書. 地質調査所.
- WANG, C. and SHI, Y., 1984: On the thermal structure of subduction complexes: A preliminary study. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 7709-7718.
- 山本博達・手島昌徳, 1975: 福岡県篠栗町の三郡変成岩中の“角閃岩”. 岩鉱, **70**, 225-235.
- ZWART, H. J., 1962: On the determination of polymetamorphic mineral association to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rundschau*, **52**, 38-65.