

四国中央部三波川帯の構造地質学 — 第二次 大戦後の展開の批判的レビュー

Structural geology of the Sambagawa Belt, central Shikoku
— A critical review of its progress after the Second World War —

原 郁夫*・秀 敬*・塩田次男**
Ikuro Hara, Kei Hide and Tsugio Shiota

Abstract: The structural geology of the Sambagawa belt in central Shikoku has been studied after the Second World War on the basis of analysis of geological and rock structures, thermal structure, baric structure and relationship between deformation history and growth of metamorphic minerals, clarifying the development of nappes with different P-T-t-D paths and the movement pictures of the nappes which are explained in terms of exhumation tectonics of two way-streets model type in the depth part of 4-11kb of subduction zone and of horizontal extension tectonics in the depth part of less than 3kb. A critical review of such progress of the investigation of the Sambagawa belt has been shown in this paper.

はじめに

三波川帯を含めて日本の変成帯の地質構造がナップ群の発達によって特徴づけられることは、今日、構造地質学者の間では一般的な認識である(原, 1993参照)。ここでは、構造地質研究会が日本のナップ構造のまとめを企画した機会に、第二次大戦後研究者がどのような構造地質学の視点と方法をもって四国中央部三波川帯の地質構造を解析し、ナップ構造とその造構論の意味を明らかにしてきたのかを批判的レビューとして示したい。

ナップ構造の提唱

四国三波川帯において変成岩を構成する岩層は、マクロ的には鉛直褶曲によって緩やかな波状[原ほか(1977)の肱川時相の褶曲群]を呈し、また局所的に巨大同斜状褶曲を示しながらも、全体としてはほぼ水平に近い配置をもって累重する構造を形成しているということが出来る(Hara et al., 1992, Fig.14参照)。それは概略的には今世紀初頭頃からの認識であるが、今日の詳細な成果は、大戦直後小島によって導入された原岩層に基づく地質図作成法が多くの研究者

1993年9月29日受付, 1994年2月15日受理。

* 広島大学理学部地球惑星システム学教室

Department of Earth and Planetary Systems Science, Faculty of Science, Hiroshima University, Higashi-hiroshima 724, Japan

** 徳島大学総合科学部総合物質科学教室

Material Science, Faculty of Integrated Arts and Sciences, Tokushima University, Tokushima 770, Japan

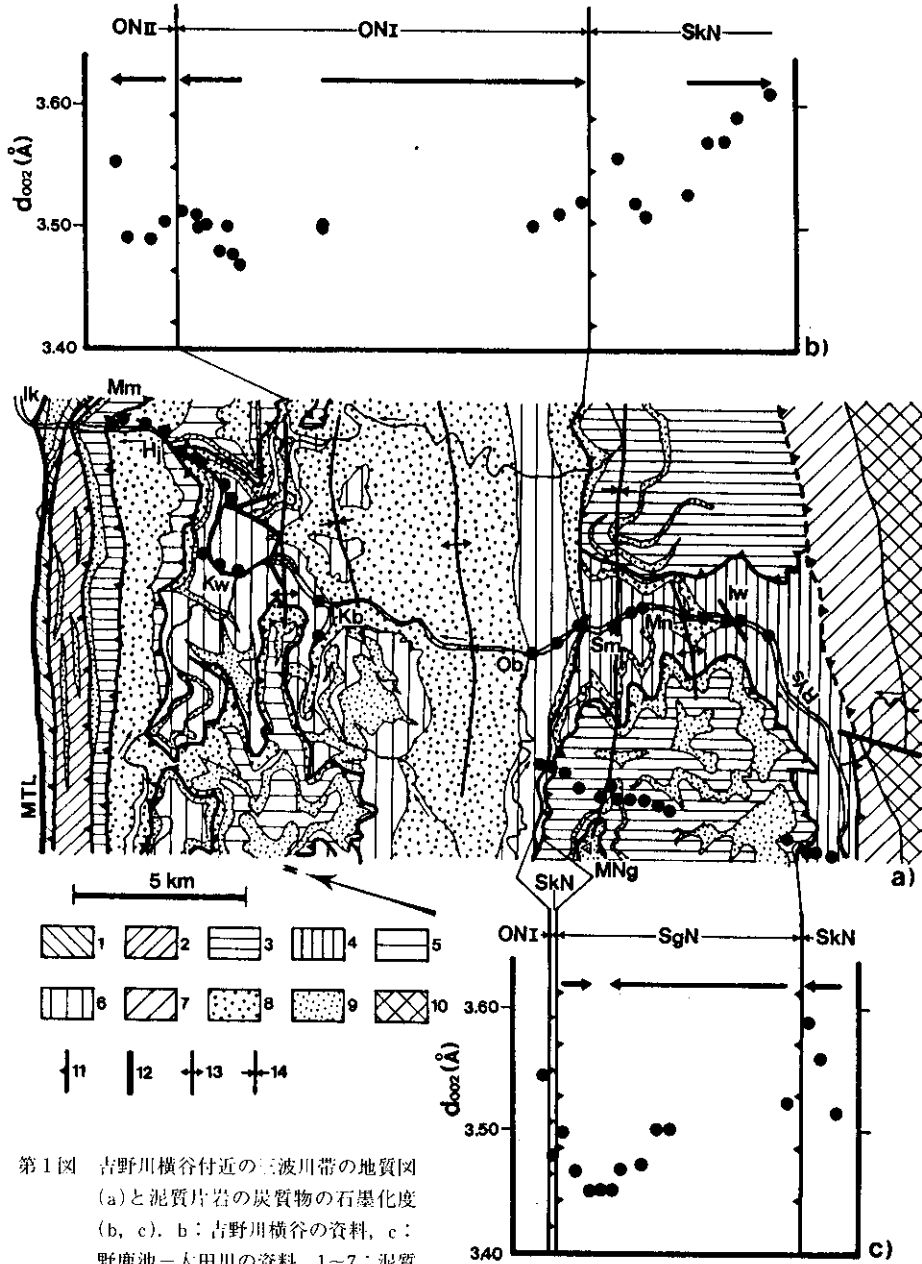
によって受け入れられ達成されたものである。しかし、三波川帯の主要構成岩石である塩基性岩類・超塩基性岩類は火成岩であるから、それを追跡して地質図を描き構造・層序を論ずることには意味がないとする意見があつて(e.g. 坪井ほか, 1929), 大戦直後にもそのような研究に否定的な議論がなされたことがあったといわれる。構造・層序の解析は大戦前すでに変成度(漠然とした意味)の高い岩石が層序的上位に位置することを明らかにしていた。小川(1902), 小澤(1926)はその説明として変成岩の逆転説を提唱したが, 坪井ほか(1929)は塩基性・超塩基性岩類の貫入によるとする考えを述べた。ほぼ水平な構造の変成岩が何故上位高温の温度構造を示すのか, これは大戦前からの三波川帯の構造地質学の課題であった。

大戦後の三波川帯の構造地質学は小島と中山を中心として始まる。中山は主として天竜川地域の三波川帯の研究を行なった。小島(1951)ははじめ, 池田一大歩危一土佐岩原間の吉野川横谷地域の構造・層序の解析を行ない, 上位から下位へ吉野川層群 [上部層群/中部層群(三縄層/小歩危層)/下部層群(川口層/大歩危層)]/西祖谷層群という層序を示した。吉野川層群と西祖谷層群の関係は不整合(南日浦不整合)であり, 西祖谷層群は基盤であると解釈した。南日浦不整合では, 不連続面が不整合としての構造特性をもつかどうかの検証がなされていなかったため反論があつた [例えば, 結晶片岩研究グループ, 1953(小島ほか, 1956, p33から引用)]. 小島・光野(1966)は後に不整合であるとしながらも, 西祖谷層群とよんだ地質体を川口層に対比した。今日の知識でも下名付近で構造に不連続性のあることは明瞭で, それは, Hara et al. (1990a, 1992)によってナップ境界(沢ヶ内ナップ/坂本ナップ/大歩危ナップ)として認められている(第1図)。南日浦から川口に至る吉野川ルート(坂本ナップ/大歩危ナップ)では泥質片岩中の炭質物の石墨化度は下位高温を示す(秋山ほか, 1989)のに対して, すぐ西側の野鹿池山の南北断面で沢ヶ内ナップは明瞭に上位高温を示し, 地質構造の不連続性が指

摘された位置で温度構造の不連続性と逆転した関係が認められている(Hara et al., 1992)(第1図)。この不連続面, すなわち大歩危ナップの広がり(秋山ほか(1989, 地質図), Hara et al. (1990a, 1992)によって検討されている。後に, Takasu & Dallmeyer (1990, p113)は, 秋山らが提唱した大歩危ナップとほぼ同じ広がりをもつ地質体をナップであるとした。しかし彼らは大歩危ナップを次のような言葉だけで提唱している。「recent mapping suggests that this segment of the Sambagawa terrane is best considered in terms of two contrasting tectonic units which are separated by a ductile thrust contact. These are herein termed the Oboke (lower) and Besshi (upper) structural unit」。高須らが拠り所としている剣山研究グループ(1984, p60)の調査結果は「小歩危層と三縄層は, 付近の走向傾斜と調和的な地層境界をもって接しており」として両者の間を構造不連続面とは説明していない。

小島(1951), 小島・光野(1966)が提唱した三縄層/小歩危層/川口層/大歩危層という層序にもまた多くの議論があつた。その多くは否定的であつた。小島・光野ら自身, 小歩危層の模式地を猫坊一仙野に移している。示された地質図・断面図から異なる層序が読み取れるとする意見もあつた(e.g. 勘米良, 1977)。吉野川一松尾川地域の地質調査を基礎に, Nakagawa (1965)は三縄層/大歩危一小歩危層/川口層という層序に書き改めるべきものと主張した。中川の層序は小澤(1926)の層序に近い。他方小川(1902)は小島の層序に比較されるものを公表していた。このような混乱は吉野川の西側の山塊の調査を進めた秋山ほか(1989, 地質図)によって解決された。複雑にみえる層序は二つのナップ, 大歩危ナップⅡ, 大歩危ナップⅠが発達するためであることが示された(第1図)。

吉野川横谷北端の三縄一池田地域の三縄層は, はじめ小島(1951)によって三縄層のタイプとされた。塩田(1976, 1981)は四国東部へ向けて小島の三縄層の岩層・構造追跡を進め地質構造を解析して, それが辻ナップ/井の内剪断帯



第1図 吉野川横谷付近の三波川帯の地質図 (a)と泥質片岩の炭質物の石墨化度 (b, c)。b: 吉野川横谷の資料, c: 野鹿池-太田川の資料。1~7: 泥質片岩 [1: 井の内メランジュ(辻ナップを含む), 2: 冬ノ瀬ナップ, 3: 沢ヶ内ナップ(SgN), 4: 坂本ナップ(SkN=秩父メガユニットI), 5: 大歩危ナップII (ONII), 6: 大歩危ナップI (ONI), 7: みかぶナップ], 8: 砂質片岩, 9: 塩基性片岩, 10: みかぶ緑色岩類, 11: ナップ境界, 12: 断層, 13: 背斜軸, 14: 向斜軸, MTL: 中央構造線, b), c)図の矢印: 構造レベル上位の方向, IK: 阿波池田, Mm: 三縄, Hj: 仙野, Kw: 川口, Kb: 小歩危, Ob: 大歩危, Sm: 下名, Mn: 南日浦, lw: 土佐岩原, RYs: 吉野川, MNg: 野鹿池山。[秋山ほか(1989)およびHara et al. (1992)の資料による]

／三縄層という三つの構造単元で構成されているとした。後に辻ナップと井ノ内剪断帯は、ざくろ石帯の岩石、黒雲母帯の岩石、エクロジャイトが混在するメランジュ帯(井の内メランジュ)であり、辻ナップはこのメランジュ帯を二分する形で後に形成されたナップであることが明らかにされた(Hara et al., 1992; Seki et al., 1993a)。

別子-白滝地域には、吉野川横谷地域におけるよりも、上位層準の変成岩が厚層をもって発達している。1950年代半ばには別子-白滝地域の地質構造・層序は、小島と共同研究者およびこの地域の鉱山の地質研究者によりかなり明らかにされていた。小島ほか(1956)は、三縄層の模式地は吉野川横谷地域よりも別子-白滝地域に置くべきであるとし、三縄層を下部層、主部層、上部層に三分し、三縄層上部層の上位に大生院層を加えている。小島(1951)の上部層群はみかぶ岩類に接して分布するとされているが、小島ほかはこれを、後で述べる清水構造帯で境されて南に分布する三波川帯南縁に属するものとして層序からはずしている。原岩層地質図を基礎に別子-白滝地域で上位層準の変成岩の地質構造を初めて論じた秀ほか(1956)、秀(1961)は、三縄層主部層より上位の変成岩の地質構造は三縄層上部層の白滝角閃片岩層が造る一対の横臥褶曲、南向きに閉じる別子横臥背斜〔白滝横臥褶曲(秀, 1954)〕とその下翼に参加する岩層が呉木で示す横臥向斜〔呉木向斜(秀ほか, 1956)〕で、東赤石山橄欖岩体・五良津岩体は別子横臥背斜の核に含まれるとした。しかし秀らは白滝横臥褶曲に参加する白滝角閃片岩層の追跡と岩石種の認定において失敗があった。このことは秀の再調査によって明らかにされた：上翼の白滝角閃片岩層は白滝のすぐ北で消滅し、下翼の白滝角閃片岩層が北へ向かって延々と連続し、別子橋付近から更に東赤石山橄欖岩体のすぐ北側を通して別子付近で東平岩体のすぐ北側まで発達する(第2図)。白滝横臥褶曲は局所的な構造であり、呉木向斜は存在しない(秀, 1965, 1967, 1972)。これは今日でも認められている地質構造である(Hara et al., 1990a,

b, 1992, Figs.14, 73, 74, 94)。

1960年代から1970年代にかけて、四国三波川帯においても地質調査所・金属鉱物探鉱促進事業団による広域・精密調査が進められた。秀・原も、原は多くの場合正式の調査員としてではなかったが、調査に参加し広範囲にわたって地質構造・岩石構造に関する情報を得ることが出来た。別子-白滝-佐々連地域の調査の成果は、多数のボーリング資料を含むもので、調査報告書(MMEAJ, 1967, 1968, 1969, 1970, 1971), Kawachi (1968, Fig.6)などにおいて見ることができる。これらの論文においても、秀(1965, 1967, 1972)が示した白滝横臥褶曲と白滝角閃片層の分布は確認されている。別子-白滝地域の地質構造は、高須(1977)、高須・牧野(1980)によっても論じられた。彼らは1956年の秀ほかの別子横臥褶曲説にのみ焦点をあて、それを否定する形で議論を進め、結論としては1965年以降の秀を初めとする上記の研究者の構造論と同じものを示した。高須・牧野(1980, p17)は次のように書いた。「高須(1977)は秀ほか(1956)の示した白滝横臥褶曲を構成する塩基性片岩層の西方延長が別子地域の角閃岩体や塩基性片岩層には連続しないことを指摘し、別子地域における横臥褶曲構造の存在に否定的な見解を述べた」。

1950年代後半から1980年代初頭にかけて、住友金属鉱山KK(森永ほか, 1956; 日本鉱業協会, 1965; GSBM, 1966; 住友金属鉱山株式会社, 1981)や金属鉱物探鉱促進事業団によって公表されてきた地質図・断面図・ボーリング資料が、今日の構造論の中で果たしている役割は大きい。私達の最近の論文ではこれらの成果の引用は欠かせないものだ。坂野ほか(1975年(東野, 1975)以来今日まで、常に研究のベースとして論文に掲載してきた地質図は、住友金属鉱山別子鉱業所探査係作成のもの(formation map)であった。このような成果を背景とした汗見川-猿田川に沿う南北断面の最初の構造論はKawachi (1968)によって示された。河内自身、原とともに、汗見川地域の広域調査に参加していた。河内が、構造解析の一つの基礎とし

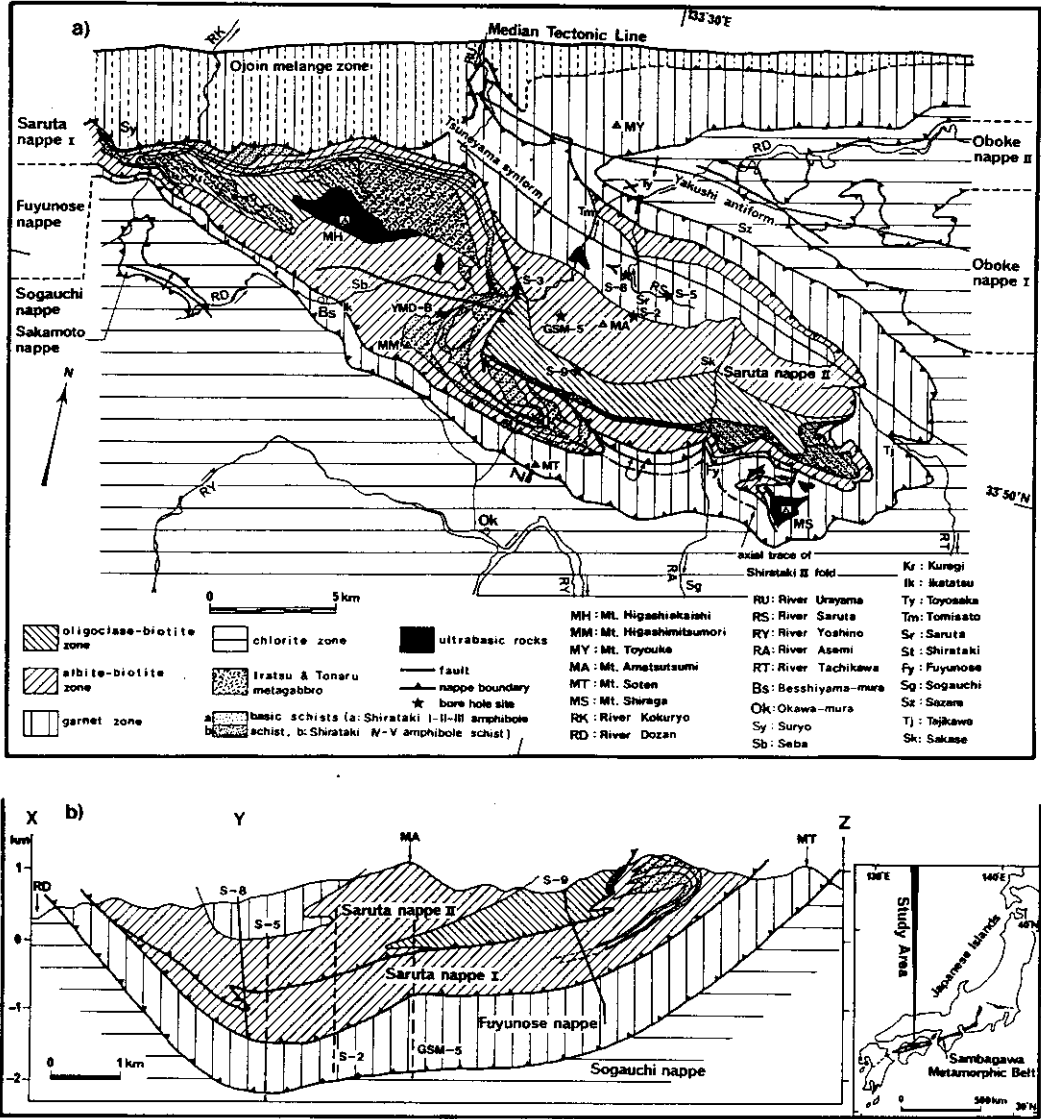
たものは、非対称小褶曲群の配置と砂質-泥質片岩の級化構造である。これは河内ならではの着想であった。これらの情報はともに論理的には確かに基礎となるものであるが、その適用は付加体としての三波川変成岩のような地質体では困難である。事実彼が示した級化構造の資料は複雑でその意味が読み切れないものであった。非対称小褶曲群のセンスの決定にもいくらか問題があった(原ほか, 1977)。このため河内の構造モデルには無理があった。

汗見川-猿田川ルートでKurata & Banno (1974), 東野(1975)は、泥質片岩で最高温度時相の変成鉱物から鉱物分帯を確定し、最高変成度部が層序的中位三縄層上部層に位置すること、すなわち上位から下位へざくろ石帯/黒雲母帯/ざくろ石帯/緑泥石帯という関係を明らかにした(第2図参照)。そして、東野(1975), Banno et al. (1978)はこのような温度構造は最高温度部を核とする南で閉じる南フェルゲンツの横臥褶曲が発達することを示すものであるとした。この説明は以後1990年代まで、坂野と共同研究者の共通認識となった(Banno & Sakai, 1989; Wallis et al., 1992a, Fig.29)。しかし温度構造は傍証となりうることはあっても、それのみから直接フェルゲンツをも指定して地質構造を決定することはできない。原ほか(1977)は、坂野らによって仮定された横臥褶曲の軸部に特有の両翼で反対のセンスをもつ寄生褶曲群のような構造が見出せないことから、横臥褶曲は存在しないとされた。原ほか(1983)はまた次のような事実から横臥褶曲の存在を否定した(第2図)：白滝第一、第二、第三角閃片岩層は、白滝付近で黒雲母帯下底近くに位置するのに対してそのすぐ西側では南北走向で黒雲母帯を横断し二つ岳の東斜面で上位のざくろ石帯に近接して発達し(原ほか, 1977)、白滝角閃片岩層は問題の横臥褶曲に対応する形で褶曲を形成しないで黒雲母帯を斜断して発達する。白滝角閃片岩層が上記のような構造・分布を示すことは金属鉱物探鉱促進事業団の報告書(MMEAJ, 1968, 1969, 1970)にも示されていて、すでに当時の研究者の共通認識であった。

榎並(1982), Enami (1983)以来黒雲母帯は曹長石-黒雲母帯と灰曹長石-黒雲母帯に分帯され、汗見川-猿田川ルートとその周辺地域でもその分布が明らかにされてきた(Sakai et al., 1985; 古山ほか, 1985; Hara et al., 1990a, b)(第2図)。これらの研究によれば、黒雲母帯の厚さは北へ向かって明瞭に薄化し、灰曹長石-黒雲母帯は北側(猿田川)で消滅している(Hara et al., 1990b)。このことは温度構造だけから横臥褶曲を仮定するのであれば一不可能なことだが、Hara et al. (1990b)とWallis et al. (1992b)が指摘したように、北で閉じるものであることを示唆する。この温度構造の意味は後で示される。

東野(1990, p717)は、公表されていた鉱物分帯の資料に加えて、浦山川-加茂川間の中央構造線に近い位置で新たに明らかにした鉱物分帯の資料を示しながら、次のように述べている。

「Banno et al. (1978)は彼らが明らかにした四国中央部三波川帯の温度構造を説明するため、黒雲母帯中に軸面を有する横臥褶曲を想定した。その当時明らかになった温度構造を説明するには合理的な説明の一つではあったが、……原ほか(1977, 1983)や高木ほか(1981)・古山ほか(1985)・Faure (1985)などの構造地質学的研究は、四国中央部三波川帯の地質構造はナップが基本であることを示すと共に、それまで明らかになった温度構造をナップ構造で説明した。ナップ構造は変成度の極大がいくつかの層準に存在することや鉱物の消滅をよく説明する。……今回明らかにした鉱物帯の分布も三波川帯の変成史をナップ構造をもとに組み立てる必要があることを示すものである」。東野の論文には次のような評がある。「これまで、三波川帯構造論には相平衡解析の側と変形構造解析の側からの見方に鋭い対立があった。東野君の実証的研究はこの対立が研究者の意識の対立にすぎないことを示した」(地質雑, 1992, p673)。しかし、原ほか、古山ほかが別子-白滝-富郷地域の鉱物帯分布がナップ構造を反映したものであることを明らかにしたことが、東野が示した中央構造線沿いの錯綜した鉱物帯分布がナッ



第2図 別子-白滝-汗見川-立川-佐々連-浦山川地域の三波川帯の地質構造図(a)と断面図(b)。X-Y-Z:断面線, S-8, S-5, S-2, GSM-5, S-9, S-3, YMD-B:ボーリング(破線:断面線近傍の資料の投影)。[Hara et al. (1992)および Hide et al. (1993)の資料による]。

ブ構造と対応したものであることを保証するものではない。「組み立てる必要がある」のではなく、個別に岩層と構造の追跡によって地質構造図を作成し実証的に示されなければならない事柄である。中央構造線近くの面木山ナップ

に伴って発達する面木山横臥褶曲のように高温変成岩を核にもつ横臥褶曲が岩層と構造追跡により解析されてきた例もあるのだ(Hara et al., 1992, Fig.107)。

秀より遅れて原と塩田が本格的に三波川帯の

構造地質学に取り組みはじめた1970年代中頃までに明らかにされていたことは、四国中央部の三波川変成岩は、大生院層／三縄層上部／三縄層主部／三縄層下部／小歩危層という累重関係をもってほぼ水平な構造を形成する、このような構造で大生院層下部から三縄層上部が最高温度部に相当する温度構造を形成しているというものであった。このような岩層の重なるの順序のもつ意味を解くことが、三波川帯の構造地質学を構築することであろう。しかし、構造地質学とはどのような言葉の群れによって構築される場なのであろうか。岩石構造(あるいは温度構造)の言葉だけの秩序を求める場であるのか、それとも地質構造・岩石構造・温度構造・圧力構造・P-T-t-D経路などの多様な言葉の群れによってがんじがらめにしながら文脈を構築していく場であるのか。これは私達が三波川帯の構造地質学を手懸け始めた時から考え続けなければならなかった問題であった。

さて、私達が解析の第一として取り上げたものは、これまでに示されていた情報を整理して鍵となる地域を選定し、地質図を作成し地質構造を明らかにすることであった。豊坂一浦山川地域において(第2図: 詳細はHara et al., 1990b, Fig.2, Hara et al., 1992, Figs.14, 77参照)は、猿田川で厚く発達する黒雲母帯は、その僅かばかり西の地点(銅山川の少し西)で消滅し、それより西側では上位のざくろ石帯と下位のざくろ石帯が接合している。この黒雲母帯の消滅は、岩層の消滅であり、層面片理が下位のざくろ石帯によって切断されることと対応した現象である。すなわち黒雲母帯の下底面、下位のざくろ石帯の上端面、は構造不連続面である(高木ほか, 1981; Hara et al., 1990b)。ここで明らかにされたように、三波川変成岩は一般に、岩層境界に平行な一つの片理(ひずみのXY面) — このため層面片理とよばれている — を示す。故に岩層の消滅は片理の斜断を意味し、片理の斜断は断層による構造不連続の存在を意味するのである。別子では白滝角閃片岩層の作る須領横臥褶曲の上翼の上位を構成(軸部でその西側に広く分布)する岩層が下翼で欠如するが、こ

の欠如は黒雲母帯の下底における構造不連続面の存在と対応する現象である(第2図; 詳細はHara et al., 1990b, Fig.5参照)。白滝から白髪山にかけての地域では、白滝第五角閃片岩層の下位の黒雲母帯はかなりの層厚をもって発達するが、立川ではこの層準の黒雲母帯の岩層が消滅し、立川より北側では灰曹長石-黒雲母帯も消滅して、上位の曹長石-黒雲母帯が下位のざくろ石帯と接合しており、黒雲母帯と下位のざくろ石帯の間の構造不連続が明瞭である(第2図)(原ほか, 1977; Hara et al., 1990b)。白滝角閃片岩層の下位に発達する黒雲母帯の岩層の層厚は、東赤石山南北断面では約3000m、ボーリングYMD-BおよびS-3で約2500~2000m、すぐ南の白滝付近で約300mと変化している(原ほか, 1977; Hara et al., 1992, Fig.88)。筏津のすぐ西の南光院付近でざくろ石帯の塩基性片岩層が黒雲母帯下底の塩基性片岩層に衝突斜断される構造が認められる(Hara et al., 1992, Fig.96)。このようにして黒雲母帯下底より上位の地質体は、地質構造から一つのナップ(黒雲母帯+上位のざくろ石帯=猿田ナップ)として認定された(原ほか, 1977, 1988; 高木ほか, 1981; Hara et al., 1990a, b, 1992)(第2図)。下位のざくろ石帯と緑泥石帯の間でも、岩層(片理)の斜交によって示される構造不連続が、南光院付近(Hara et al., 1992, Fig.96)と白滝と汗見川の間(Hide et al., 1993, Fig.2)で確認された。下位のざくろ石帯もまたナップ(冬ノ瀬ナップ)である。

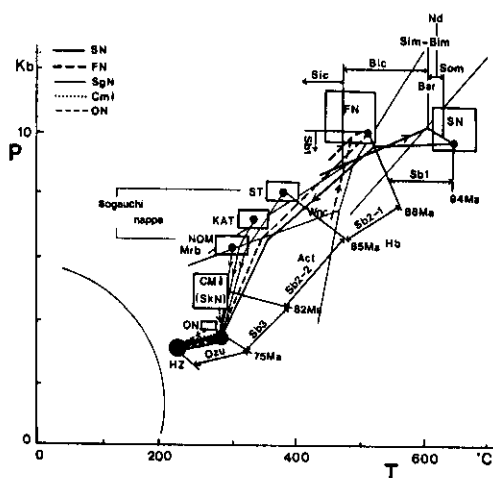
一見連続性をもって重なる地質体の中に、構造不連続面が黒雲母帯の下底や下位のざくろ石帯の下底に発達することが明らかにされてきた。では温度構造から見た時、構造不連続面はどうであろうか。泥質片岩中のざくろ石の最小Mn値(Mn-Fe-Mg図で測定)は、冬ノ瀬ナップと接する猿田ナップ下底(黒雲母帯下底)ではどこでも約1%以下であるが、冬ノ瀬ナップ(ざくろ石帯)上端でのそれは北西部(猿田川-浦山川-別子-筏津)で5%以上、南東部(汗見川-立川)では5%以下であり5%以上のMn値はざくろ石帯下端で観察される(Hara et al., 1992, Fig.58

参照)。これは温度構造の不連続性を示す情報である。猿田ナップのざくろ石帯と下位のざくろ石帯が接合する浦山川でも、後者の上端のざくろ石の最小 Mn 値が10%以上であるのに対して、前者の下端のそれは約3%以下で、両者の間の不連続は明瞭である(川口・原, 1993)。

ヘマタイトを含む塩基性片岩中に最高温度時に結晶した角閃石種を明らかにすることからも不連続問題が検討された。これは角閃石の成長史の解析を基礎とする研究である。最高温度時に結晶した角閃石は、猿田ナップ下底(黒雲母帯下底)では hornblende であるが、冬ノ瀬ナップ(ざくろ石帯)上端では多くの場所で glaucophane であることが明らかにされた(原ほか, 1988; Hara et al., 1990b, Fig.4)。Banno & Sakai (1989)は両帯の境界は barrosite 帯の内に位置するとしたが、私達の成長史解析では、猿田川の黒雲母帯では barrosite-hornblende-barrosite-crossite-winchite-actinolie, 白滝地域のざくろ石帯では glaucophane-crossite-barrosite-winchite-actinolie というように、barrosite は、黒雲母帯では累進変成期と後退変成期に異なる化学組成をもって成長し、ざくろ石帯では後退変成期に成長している。両帯の接合関係は多くの場所で barrosite 帯の欠如と対応する構造として示されてきた(原ほか, 1988; Hara et al., 1990b)。ナップ群の角閃石の成長史を読み合わせることを試み、猿田ナップの後退期の角閃石と冬ノ瀬ナップのピーク変成時の角閃石の結晶作用が対応し、猿田-冬ノ瀬ナップの後退期の角閃石と直下の緑泥石帯(沢ケ内ナップ)のピーク変成時の角閃石の結晶作用が対応することが明らかにされてきた(原ほか, 1988; Hara et al., 1990b, 1992)。これはナップ間で履歴が異なることを理解したことであった(第3図)。更にピーク変成時の角閃石の化学組成の比較から冬ノ瀬ナップと沢ケ内ナップの間に不連続な圧力変化のあることが認められてきた(Seki et al., 1993b)。猿田ナップ, 冬ノ瀬ナップで斜長石は斑状変晶として結晶している。猿田ナップでは累進変成期(Takagi & Hara, 1979; 原ほか, 1980, 1984; 榎並, 1982;

前田・原, 1984), 冬ノ瀬ナップの主体では後退変成期(原ほか, 1988; Hara et al., 1992)に結晶している(第3図)。これもまた両ナップが、変成作用において異なる履歴をもつことを示す資料である。

白滝第一, 第二, 第三角閃片岩層が南北走向で黒雲母帯を斜断するところでは, 東側の白滝第四, 第五角閃片岩層以上の岩層(東西走向)が斜断されていて, ここに構造不連続が存在する(第2図; 詳細は Hara et al., 1990b, Fig.6)。この構造不連続は, ここで汗見川から連続してきた厚層の灰曹長石-黒雲母帯の全体と曹長石-黒雲母帯のかなりの部分を消滅させている。この不連続面によって猿田ナップは上位の猿田ナップⅡと下位の猿田ナップⅠに区分されることが明らかにされた(古山ら, 1985; 原ほか,



第3図 四国中央部三波川帯ナップ群のP-T-t-D経路。SN, FN, ST, KAT, NOM, Cm I, ON:ピーク変成時のP-T条件と経路 [SN:猿田ナップ, FN:冬ノ瀬ナップ, ST, KAT, NOM:沢ケ内ナップ(SgN)を構成するサブナップ, Cm I (SkN):秩父メガユニットI(坂本ナップ), ON:大歩危ナップ], Sic, Bic, Sim-Bim, Nd, Som, Sb1, Sb2-1, Sb2-2, Sb3, Ozu, HZ:変形時相(Ozu:大洲時相, HZ:脇川時相), Hb:ホルンブレンド, Bar:パロア閃石, Mrb:マグネシオ・リーベック閃石, Wnc:ウインチ閃石, Act:アクチノ閃石。[Hara et al.(1992)およびSeki et al.(1993)による]。

1988; Hara et al., 1990b). この構造不連続面は、白滝-汗見川-立川地域では灰曹長石-黒雲母帯下底、すなわち白滝第五(+第四)角閃片岩層下底に位置する(第2図)。

Wallis et al. (1992b, p186)は、汗見川-猿田川断面で、Kawachi (1968)が試みたように小褶曲群の配置から大構造を検討し北へ閉じる横臥褶曲(便宜的に坂瀬横臥褶曲と呼ぶ)を想定しながら、[Structurally, the Asemigawa section (坂瀬横臥褶曲) lies above the Besshi section (Hara et al., 1990b)「須領横臥褶曲(猿田ナップI)の大部分を包み込む北で閉じる横臥褶曲(Hara et al., 1990b, 1992)」。They are linked by the Shirataki fold (白滝横臥褶曲II (Hara et al., 1990b)) , which has a southward closure. Both in the Besshi and in the Asemigawa regions the inversion of the metamorphic sequence can be explained as the result of post-metamorphic recumbent folding.]と解釈した(第2図)。しかし汗見川で見る時Wallisらが問題にした小褶曲群のセンスは、黒雲母帯以上のすべてが上翼に属する特徴をもつことを示している(Kawachi, 1968; 原ほか, 1977参照)、このような構造論が成立しないことは明らかである。白滝横臥褶曲IIは、猿田ナップIと下位のざくろ石帯の岩層を巻き込む構造で、白滝横臥褶曲IIの北側には、これと対をなす横臥褶曲は発達しないで、その位置に断層(桑野川スラスト)が形成されている。この断層は汗見川ではざくろ石帯の上端近くに位置するが、白滝では猿田ナップIIと猿田ナップIの境界断層に連続している(第2図)(詳細はHide et al., 1993, Figs. 2, 3参照)。Wallisらの構造論は成立しない。

冬ノ瀬ナップの下位の緑泥石帯を構成する大歩危ナップまでの地質体は(第1, 2図)、南側では冬ノ瀬ナップ/沢ケ内ナップ/坂本ナップ/大歩危ナップと重なる地質構造を形成し、坂本ナップは秩父メガユニットI [ジュラ紀中期付加体(二淀ナップ)]の連続体であることが明らかにされ、北側では冬ノ瀬ナップ/沢ケ内ナップ/大歩危ナップと重なり秩父メガユニッ

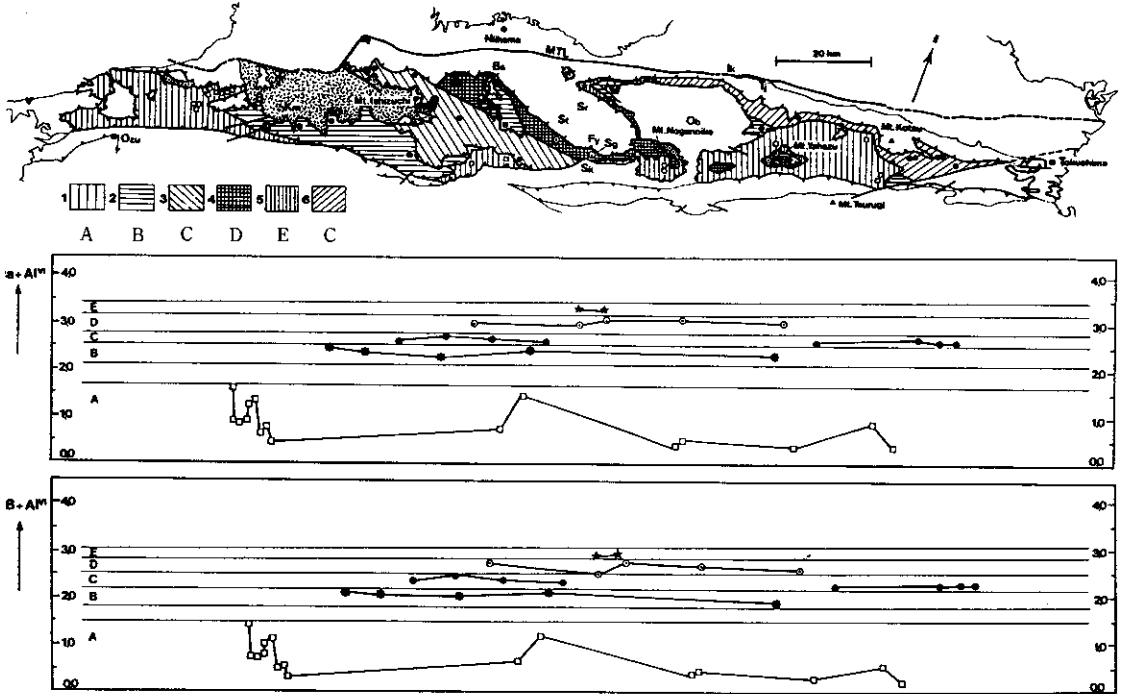
トIが欠如していることが明らかにされてきた(Hara et al., 1992)。沢ケ内ナップは、内部にいくつかの構造不連続面を含むことが概略的ながら明らかになった。Seki et al. (1993b)は、含ヘマタイト塩基性片岩中の角閃石の化学組成を調べることによって、沢ケ内ナップ内部の不連続的にみえる地質体が、圧力不連続性をもって重なる関係にあること、下位低圧となる関係で少なくとも3つの不連続体(STサブナップ/KATサブナップ/NOMサブナップ)が区分されることを明らかにしてきた(第4図)。

四国中央部には猿田ナップから最下位の大歩危ナップIまでのナップ群の上位に、更に、これらのナップ群の示す地質構造を變形する形で二次的に形成されたナップ群、井の内メランジュ(塩田, 1981; Hara et al., 1992)、面木山ナップ(Hara et al., 1992; Seki et al., 1993b)、大生院メランジュ(Hara et al., 1992)(第2図)、佐礼谷-蒲山-出石ナップ、寺野-磯津ナップ(Takeda et al., 1981; Hara et al., 1992; Seki et al., 1993b)、みかぶナップ(武田ほか, 1977; Hara et al., 1992)が、その上位には高温変成岩-花崗岩質マイロナイトを含む双海ナップ(Takeda et al., 1981; Hara et al., 1992)が発達することが明らかにされてきた。

ナップ群の運動像解析-付加体のテクトニクス論へ向けて

上記のように解析され提唱されてきた三波川変成岩のナップ群の運動像は、その岩石構造の解析結果を岩石学的情報などと絡み合わせる文脈の中で初めて理解される。そこでまず三波川変成岩の岩石構造の解析が大戦後どのように進められて来たのかその跡を辿ろう。そしてそれが、ナップ群の運動像の理解につながり、更に付加体のテクトニクス論へと展開してきた過程を批判的レビューとして示してみよう。

岩石構造を地質構造の理解の一つの基礎にしようという試みは、Kojima & Suzuki (1958)により土佐岩原地域の三波川帯において始められた。岩石構造から三つの變形時相、層面片理



第4図 四国三波川帯沢ケ内ナップのサブナップと角閃石の化学組成による区分。
 1: NOMサブナップ(A帯), 2, 6: KATサブナップ(2: B帯, 6: C帯), 3~5: STサブナップ(3: C帯, 4: D帯, 5: E帯), Tj: 辻, Ik: 阿波池田, Ob: 大歩危, Sr: 猿田, Fy: 冬ノ瀬, Sg: 沢ケ内, Sk: 坂本, St: 白滝, Bs: 別子, Km: 久万。[Seki et al. (1993b)の資料による]。

(S1)形成時相, S1に低角度で北へ傾斜する軸面をもつ小褶曲群と軸面へき開(S2)の形成時相, 鉛直褶曲群と軸面へき開(S3)の形成時相が識別された。小島らはS2は土佐岩原を通る狭い剪断帯(清水構造帯)の発達を示す構造であるとした。その後小島の指導の下で多くの学生・研究者の研究を通してS1, S2, S3に相当する構造が三波川帯全体に発達することが確認され, S2が清水構造帯を特定する構造でないことが明らかにされてきた(原ほか, 1977)。そしてS2の形成に関わる造構作用は, 大洲時相の造構作用と呼ばれ, いくつかのナップ群 [辻ナップ(塩田, 1976), みかぶナップ(武田ほか, 1977)] を形成しながら三波川帯全体が南フェルゲントの運動像を示すものであること, S3の形成に関わる造構作用は, 脇川時相の造構作

用と呼ばれ, sinistralな鉛直雁行状褶曲群を形成する三波川帯のトレンドに沿う左横ずれ剪断運動であることを明らかにしてきたのである [原ほか, 1977; 現在の説明はHara et al. (1992), Shiota et al. (1993), Seki et al. (1993a)参照]。岩石構造の研究を背景とした1977年頃の三波川帯の構造論の現状認識は, 原ほか(1977, p307)の次のような言葉から理解されよう。「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いわなければならない。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(大洲時相, 脇川時相の変形作

用)であったからである」。1977年以降は層面片理の含む構造論的内容の解析が私達の研究の中心課題となる。

層面片理の構造内容は初め猿田ナップの塩基性片岩で斜長石斑状変晶の Si-Se 関係から(原ほか, 1977; Takagi & Hara, 1979; Hara et al., 1983), ついで猿田ナップの泥質片岩で斜長石斑状変晶・ざくろ石の Si-Se 関係から解析することが試みられた(Maeda & Hara, 1983; 前田・原, 1984; 原ほか, 1984)。これによって現在観察される層面片理のもつ基本的な特徴は, 変成作用のピーク時のものではなく, 後退変成作用の早期(Sb1 時相)の変形作用で形成されたこと, 斜長石斑状変晶核は累進変成作用の過程の高温となった時相に起こった変形作用(Sim-Bim 時相)直後の静的な時相(Nd 時相), 斜長石斑状変晶マントル内縁は核形成後の変形作用(Som 時相)直後の最高温度時相(Spm 時相), 斜長石斑状変晶マントル外縁は層面片理形成期(Sb1 時相)に形成されたことが明らかにされた(第3図)。ざくろ石の Si 構造からは, 層面片理の形成に関わる累進変成作用期の変形作用として, ざくろ石核に Si として取り込まれている片理の形成に関わる変形作用(Sic), snow ball 構造を示すざくろ石核成長期の Bic 変形作用, 核形成後マントル形成前の Sim-Bim 変形作用, マントル内縁形成後の Som 変形作用があったことが明らかにされてきた(第3図)。冬ノ瀬ナップの層面片理の解析は, 猿田ナップとは違って, 冬ノ瀬ナップの主体では斜長石斑状変晶は後退変成作用の過程に形成されていて, 斜長石斑状変晶の Si-Se 関係から変晶形成直前の後退変成作用期の変形作用(Sb2-1)と変晶形成直後の変形作用(Sb2-2)が識別されることが明らかにされた(第3図)(原ら, 1988; Hara et al., 1990b, 1992)。そして第3図の Sb2-2 と Sb3 の識別は次のような解析を基礎としてなされた。冬ノ瀬ナップの斜長石斑状変晶内部の Si 白雲母と周囲の Se 白雲母の化学組成が明瞭に違うことから, Se 白雲母は Sb2-2 時相に再結晶したのもであると判断される。Itaya & Takasugi (1988)の資料から判断する

と, 沢ケ内ナップではそのような白雲母の K-Ar 年代は 80Ma 以下であるが, 大歩危ナップと近接した位置での沢ケ内ナップの層面片理を構成する白雲母の K-Ar 年代は大歩危ナップのそれと同じで 75Ma 以下である。これは 75Ma に沢ケ内ナップと大歩危ナップが接合した時(Sb3), 接合部付近で接合に関わる変形作用を媒介として前者の白雲母もまた再結晶したことを示すものと考えられ, これによって Sb3 時相が Sb2-2 時相から識別されたのである(原ほか, 1988; Hara et al., 1990b, 1992)。以上のように識別された変形時相(第1表)の P-T 条件が, 第3図のように推定されてきた。Hara et al. (1992)は, 変形時相によって, 岩石の流動方向(ひずみの主軸 X の方向)が異なることも明らかにしている。

ほかの研究者の変形時相区分をみてみよう。しかし残念ながらいずれも層面片理の形成史を詳細に解析してはいない。Faure (1985), Banno & Sakai (1989, Fig.5)は, 三つの変形時相 D1 (F1), D2(F2), D3(F3)(肱川褶曲時相)が識別出来るとした。Banno & Sakai (1989, p526)は [D1 results from the flow of the metamorphic complex in an east-west direction. …… D1 included all stages of porphyroblast growth (ざくろ石・斜長石) and some stages of retrograde mineral formation. …… the F2 folding is responsible for the recumbent folding and thrusting which produced the major thermal structure in central Shikoku.] と説明している。しかし, Wallis (1990, p346-348)は, Banno & Sakai (1989)が D1, D2 とした褶曲そのものを解析して, 彼らと Faure (1983, 1985)の D1 と D2 は区別のない一連の変形作用で後退変成時のものであるとした。しかし四国東部も研究した Faure の F2 は大洲時相を含んでいる。Faure (1983, 1985)は, 肱川時相とともに大洲時相を認めている。したがって Banno & Sakai と同じように扱うことは出来ない。Wallis (1990)もまた三つの変形時相 Ds, Dt, Du を識別している。Wallis は Ds を Banno & Sakai (1989)の D1+D2 であるとしたのである。Du は肱川時相に対比

第1表 四国中央部三波川帯の変形史*

Sic	猿田ナップざくろ石核形成前の変形作用：静的な条件で成長した核のSi片理の組織から読み取れる
Bic	猿田ナップざくろ石核形成 (snow ball garnet) 時の変形作用
Sim-Bim	猿田ナップざくろ石核形成直後における片理の形成 (Sim) とその褶曲作用 (Bim) : ざくろ石マントル内縁および斜長石斑状変晶のSi片理の組織から読み取れる
Nd	猿田ナップざくろ石マントル内縁および斜長石斑状変晶核成長時：静的な条件
Som	猿田ナップざくろ石マントル内縁および斜長石斑状変晶核形成直後の変形作用：ざくろ石マントル外縁および斜長石斑状変晶マントル内縁のSi組織から読み取れる
Wd	猿田ナップざくろ石マントル外縁および斜長石斑状変晶マントル内縁成長時：静的であった場と変形作用のあった場が認められる
Spm	猿田ナップのピーク変成作用時：ざくろ石マントル外縁の最低Mn値部成長時
Sb1	猿田ナップ斜長石マントル外縁成長時=大抵の場所で層面片理再構成：マントル外縁のSi片理と層面片理の間のSi-Se関係と構成鉱物の化学組成から読み取れる—猿田ナップで後退変成作用始まる 冬ノ瀬ナップざくろ石成長直前の変形作用：ざくろ石のSi片理の組織から読み取れる—冬ノ瀬ナップの累進変成作用—ピーク変成作用 猿田ナップと冬ノ瀬ナップの接合時の変形作用
Sb2-1	冬ノ瀬ナップと沢ケ内ナップ (STサブナップ) 斜長石斑状変晶成長直前の変形作用：斜長石斑状変晶のSi組織から読み取れる 猿田ナップ・冬ノ瀬ナップの exhumation 始まる：冬ノ瀬ナップとSTサブナップの接合
Sb2-2	冬ノ瀬ナップ斜長石斑状変晶リム成長時：斜長石斑状変晶のSi-Se関係から読み取れる 沢ケ内ナップ(KATサブナップ/NOMサブナップ)/秩父メガユニットI(坂本ナップ)接合構造形成
Sb3	沢ケ内ナップと秩父メガユニットIが大歩危ナップ(四万十ナップ)と接合 exhumationにより下位高温の場へ到達
大洲時相	正断層運動によるナップ群の形成：horizontal extension tectonics 辻時階……ナップ群(井の内—大生院メランジュ)の北方への移動 大洲時階……ナップ群(辻ナップ, 面木山ナップ, 寺野—磯津ナップ, 佐礼谷—蒲山—出石ナップ, みかぶナップ, 双海ナップ)の南方への移動
脇川時相	左横ずれ鉛直褶曲群形成時：三波川変成岩の下位への黒瀬川—古領家陸塊の北方からの構造的貫入

* 私達が時相区分に、ほかの研究者がよく用いる D1, F1, D2, F2, ……を何故用いないのかについて説明しておこう。三波川帯の変形作用が、大洲時相と脇川時相を除いて、基本的に層面片理の形成、既存の層面片理を改変しながら新しい層面片理を形成するという形で進行してきたものであるという観察を基礎としている。変形作用は固有の特徴をもつ構造を造る。言葉は現象の個性を表示するものでなければならない。SbのSは、schistosityの頭文字のS。bはbeddingの頭文字のbである。Sbの後に続く数字は形成の順序を示す。数字の1, 2, 3は新しいsubcretion unitの形成と対応する。2-1, 2-2の-1, -2はその細分である。Ndはno deformation, すなわち静的条件を示す。Wdは

しているが、Dtについては既存の研究との対比を行っていない。しかしDtは大洲時相にほぼ一致すると言えよう。後に Wallis et al. (1992b)はDsをD1と名称変更し、D1が原らのSb1+Sb2-1+Sb2-2+Sb3であると述べている—この対比問題は後で検討しよう。秀 (1972)、原ほか(1977)は主要変形作用を層面片理形成期、長浜時相、大洲時相、肱川時相の4時相に区分したが、長浜時相までが原ほか (1988)、Hara et al. (1990a, 1992)のSicからSb3時相までに対応する。しかし高須(1990, p593)は次のように書いている。「三波川変成岩の受けた主要な変形として以下の3つのフェーズが区分されている(秀, 1972; 原ら, 1977; Faure, 1983など)。それによると、最初のD1変形はEW方向のダクタイル変形で……D2変形はピーク変成作用の後の北から南への衝上をとともなう変形作用で、EW方向の軸を持つ褶曲で特徴づけられる。……最近のWallis (1990)の研究によれば、これまでのD1とD2の変形はD1の時期の一連のEW方向のダクタイルな変形で形成されたとされている」。1990年末の論文であるにもかかわらず、何故このような記述が生まれたのであろうか。誤解を解くため付記しておく。

さて、先に概略を説明してきた層面片理の示す変形史と角閃石・ざくろ石・白雲母・黒雲母・斜長石斑状変晶などの変成鉱物の成長史の対応関係、変成鉱物の放射年代などの資料を総合して、Hara et al. (1990a, 1992)によって構築されたナップ群の形成—運動の過程は、第3図のようなものである。簡単に説明しよう [論拠の詳細はHara et al. (1992)、Seki et al. (1993b)を参照] : Takasu (1984)、Kunugiza et

al. (1986)は猿田ナップの五良津メタガブロ、東赤石山橄欖岩、東平メタガブロ、瀬谷メタガブロなどのテクトニック・ブロックは、猿田ナップを構成する片岩のピーク変成時に直接混入した島弧下部地殻—最上部マントル由来の岩石であることを明らかにしたが、Hara et al. (1992)はこの混入現象がSim~Som時相に起こったものであることを示した。そして、Sim~Som時相のテクトニクスは、黒瀬川—古領家古陸が、飛騨大陸と内帯付加体群に衝突した時、古陸前面が沈み込み帯の付加体(三波川変成岩)に衝上したため、この衝上面下底で付加体の一部(猿田ナップI)と古陸を構成する岩石のミクシングが起こったものとして説明出来ることを示した。猿田ナップと冬ノ瀬ナップの接合は、前者の逆転運動—後退変成作用と後者の累進変成作用をもたらしながらSb1時相に起こった。沢ケ内ナップと冬ノ瀬ナップの接合はSb2-1時相であり、後者の上昇(低圧場への移動)—後退変成作用と前者の累進変成作用をもたらしながら起こり、この接合直後の静的な条件下で斜長石斑状変晶が冬ノ瀬ナップと沢ケ内ナップの最高温部(=冬ノ瀬ナップとの接合部)に形成された。三波川変成岩(猿田+冬ノ瀬ナップ)の上昇はSb2-1時相に始まった。Sb2-2時相の最終段階に三波川変成岩(猿田+冬ノ瀬+沢ケ内ナップ)はより古い付加体(秩父スーパーメガユニット)を分割するルートに沿って上昇し秩父メガユニットIと接合した。Sb2-2時相早期まで三波川変成岩は上位高温の場にあったが、Sb2-2時相末期に秩父メガユニットIと接合した位置は下位高温の場であった。Sb3時相に三波川変成岩(猿田+冬ノ瀬+沢ケ内+秩父メガユニットI)は更に上昇し、より低圧な場で大歩危ナッ

weak deformation (あるいはnon-penetrative deformation)を示す。Sic, Sim, Bim, Somは、斑状変晶鉱物のSi片理の組織を基礎に区分された変形時相。これは広域にわたり規則性をもって観察される変形組織であるため時相区分に有効。ic, im, omは、固有のSi片理が観察されるざくろ石中の位置が、それぞれ、core, inner mantle, outer mantleと対応することによる。D1, F1というような、一回目のdeformation, 一回目のfoldingというだけの、変形時相の変形論的特徴あるいはそれが何処で特徴的に観察されるのかといった情報を、なにも表わせない具体性のない言葉を使用すべきではないと考えているのである。

ブ(四万十メガユニット)との接合が起こった。以上のような過程を通して共通して観察される重要な現象は、冬ノ瀬ナップから最下位の大步危ナップまで、下位のナップのピーク変成作用は、深部から後退変成作用を受けながら上昇してきた上位のナップとの接合の時点に起こっていることであり、接合の時刻(放射年代)が下位ほど若くなっていることである。これは下位(秩父メガユニット I を除く)ほどより新しく沈み込み一底付けされた地質体であり、深部から上昇してきた古い付加体ナップに底付けされたことを示す現象、すなわち Sb1 から Sb3 までの過程が Suppe (1972) の two-way streets model でよく説明できることを示唆する現象である (Hara et al., 1992 ; Seki et al., 1993b)。何故、上昇して来た地質体が沈み込み帯上部の既存の低温の地質体へ熱変成を与えたのではなく、新しく沈み込み一底付けされた地質体との熱変成でなければならないのか。これは、Sb1 時相における猿田ナップの等圧条件での温度低下と履歴の違う低温の冬ノ瀬ナップとの接合。猿田ナップ相当の履歴をもつ低圧部由来のブロックが冬ノ瀬ナップに混入され高圧変成作用を受けている。秩父メガユニット I が古い放射年代を残すのにほぼ変成度が同じの大步危ナップは上位のナップと対応した時代極性の若い年代を示す。秩父メガユニット I 以下は下位高温の場で変成したことなどからの結論である。同一ナップでは北側ほど高圧でナップは底付け一上昇の過程に北傾斜であった(原ほか, 1988 ; Hara et al., 1990b ; Wallis et al., 1992a ; Seki et al., 1993b)。プレートの沈み込みを受けた陸域(黒瀬川一古領家陸塊)が北に位置していたとする推定と調和する情報である。Sb3 時相は大步危ナップが底付けされた時相であるが、その変成条件は Sb2-2 時相前期までとは違って高 P/T 型ではない。Sb2-1 時相以降の三波川変成岩の上昇と、Sb2-2 時相後期以降の変成条件の変化は、時刻合わせからすると Kula-Pacific ridge の接近沈み込み [沈み込み時刻の設定は君波ら (1990) の貢献] と対応する現象として読み取れる (Hara et al., 1992)。

原らの層面片理の理解に対する Wallis et al. (1992b, p182) の意見を示そう。「In contrast the authors consider the S1 foliation to have formed as part of a continuous tectonic process that is all related to the east-west flow of the belt. The difference (原らとの違い) is largely one of philosophy. D1 in the present nomenclature corresponds to Sb1, Sb2-1, Sb2-2 and Sb3 of Hara et al. (1990b). The most important point, which is in agreement with Hara et al. (1990b), is that the main tectonic fabric of the Sanbagawa Belt formed during retrograde conditions.]. このように「philosophy (哲学) の差」という言葉だけの短絡した話として済ませることが出来る事柄であろうか。Wallis et al. (1992b) と Hara et al. (1992) が層面片理に付した言葉の違いは深刻な意味を持つものである。三波川帯のほぼ水平な地質構造は、層面片理を構成する鉱物群でみた時、高圧の位置にあった地質体が低圧の位置にあった地質体と、下位の地質体ほど低圧となる関係および圧力の不連続変化を示しながら、累重する構造である (Banno & Sakai, 1989 ; Seki et al., 1993b)。層面片理を構成する白雲母の放射年代は、最大値と比較する時、秩父メガユニット I を除いて下位の地質体ほど不連続的に若くなっている (Itaya & Takasugi, 1988 ; Takasu & Dallmeyer, 1990 ; Hara et al., 1992 参照)。三波川帯はいくつかの圧力差と履歴差のある地質体の積層する構造である。圧力差と履歴差のある地質体の積層する過程は、変形組織の中で読み取られなければならないものである。このような視点と解決への意志が Sb1 以降の言葉を生んだ。Hara et al. (1992), Seki et al. (1993b) の Sb1, Sb2-1, Sb2-2, Sb3 とそれらにまつわる多様な言葉(前段参照) は、現在なお充分ではないとしても、subcretion-exhumation の過程を構築するに至る、具体的な道を示すものと考ええる。しかし、運動像を求める時、Wallis らにおいては層面片理をもって積層する三波川変成岩の示す上記のような多様な構造内容は消滅していて一様な地質体の一様な exhumation となり、D1 の言葉だ

けが表れるのである。Wallis et al. (1992b, p184) はだから「It is, however, likely that a shear zone (brittle or ductile) is located at the base of the garnet zone or within the chlorite zone to account for the emplacement of the high-grade units over the low-grade chlorite zone」と説明することになる—これで私達(原ほか, 1977, 1988; Hara et al., 1990b)がナップ境界とした位置に構造不連続が存在することが、坂野らによっても何らかの形で説明されたことになる[猿田ナップ I—II 境界: 東野(1990), 猿田ナップ—冬ノ瀬ナップ境界: Banno & Sakai (1989), 冬ノ瀬ナップ—沢ケ内ナップ境界: Wallis et al. (1992b), 沢ケ内ナップ—大歩危ナップ境界: Takasu & Dallmeyer (1990)]. しかし, このように地質体内部に shear zone を推定した場合には, その形成時相が前後の変形時相と区別され, 温度・圧力を含む具体的な言葉で記述されなければならない。

Sb3 時相までの三波川変成岩のナップ群としての上昇が, 沈み込み帯の中でどのような方向に, どのような速度で行なわれたのか. このような運動像問題についての研究の現状をみてみよう. 層面片理を構成する変成鉱物の格子配列の解析から三波川帯の運動像を探る努力がなされてきた. このようなアプローチ(中山, 1949; Kojima & Hide, 1957, 1958, 1965; 秀, 1961; Oyagi, 1964)は1970年代まで必ずしもアクティブな意味をもたなかった. この点では Faure (1983, 1985)に負うところが大きであると言わなければならない. Faure は石英の格子配列も含めて非対称構造の観察を基礎に F1 時相の運動像解析を試み, 全体として東向きセンスの剪断変形が支配的であったとした. 一方 Toriumi (1982)は, 放散虫の変形形態の解析をおこない, 三波川帯の変形特性として帯に沿う一軸性伸長を指摘した. これは手法において優れた着想であった. しかし, 層面片理の形成に関わる変形作用の平均ひずみが, $0 < k < 1$ であることが, さまざまな手法によって明らかにされてきた [Sb3: 大歩危礫岩片岩の礫(原ほか, 1973; Hara et al., 1966); Sb2-2: pressure shadow

(Hara et al., 1992); Sb2-1: 斜長石斑状変晶中の石英の格子配列(Hara et al., 1992); Sb1: ざくろ石中の石英の格子配列(Hara et al., 1992); Sim: 斜長石斑状変晶中の角閃石, 緑れん石, 石英の格子配列(Takagi & Hara, 1979; Tokuda & Hara, 1983; Hara et al., 1992)]. Hara et al. (1992)は, 更にひずみの主軸 X・鉱物線構造(stretching lineation)の方位が, 変形時相によって異なることを明らかにしている. 原ほか(1988), Hara et al. (1992), Seki et al. (1993b)は, 平滑な層面片理をもつ珪質片岩の石英の形態組織が, I 型, II 型, III 型 [= S-C 構造(Lister & Snoke, 1984)] に分けられ, III 型が比較的良好に観察され Sb2-2 時相以降大洲時相より前のものであること, III 型組織から求めた運動像は四国東部から西部に至る広範な地域で, Faure (1985)の指摘とは逆で, 西向きセンスの剪断変形が卓越することを明らかにした. Wallis (1990), Wallis et al. (1992b, p183)も, 汗見川—猿田—別子地域で同じ手法によって, 「in these studies (see also Hara et al. 1988, 1990b; Wallis, 1990) the dominant sense of shear in central Shikoku was found to be top to the west」と述べている. 沢ケ内ナップのピーク変成時の等圧線の方向を決定し, 猿田ナップ・冬ノ瀬ナップ・沢ケ内ナップが Sb2 時相に等圧線に対してどの程度の斜交角度をもって西向きに上昇したかを決定することが試みられ, 20 度程度と推定される資料が示されている(Seki et al., 1993b)(第 4 図). これらナップ群の鉛直方向の上昇(exhumation)速度は既に約 2 mm/年と推定されている(Hara et al., 1992). したがって Sb2 時相のナップ群の北への傾斜(原ほか, 1988; Hara et al., 1990b)の角度が分かれば, ナップ群の上昇時の移動速度が決定され, プレーートの沈み込み速度との対応において三波川変成岩の上昇問題が議論出来る. 現在の課題である. 岩石学からの検討が期待されている。

次に, Sb3 時相に続く大洲時相の三波川帯のナップ・テクトニクスの意味についての私達の研究成果を示してみよう. 大洲時相は二つの時階, 辻時階と大洲時階, に区分されることが明

らかにされその造構論的意味がかなりよく理解されてきた (Hara et al., 1992; Seki et al., 1993a). 大洲時階の造構作用は, Seki et al. が古応力像解析で明らかにしたように, 南フェルゲンツの変形作用であり, 北側で上位構造層準に位置した地質体が南側の下位の構造層準と接合するダクタイルな正断層運動である. この時階に形成されたナップ群は, 辻ナップ, 面木山ナップ, 佐礼谷-蒲山-出石ナップ, 寺野-磯津ナップ, みかぶナップ, 双海ナップである. その直前の辻時階の造構作用は, 角閃石の後退期の成長経路の crossite - winchite - actinolite path を示す領域と crossite - barrosite - winchite - actinolite path を示す領域の境界線の位置の変移の解析から, 北フェルゲンツの成分をもち, 南側で上位構造層準に位置した地質体が北側の下位の構造層準と接合するダクタイルな正断層運動であることが明らかにされた. この時階に形成されたナップ群は井の内-大生院メランジュである. Sb3 時相までのテクトニクスは高圧場にあった地質体が上昇してきて新しい地質体の底付けを受ける two-way streets model で説明できる subcretion-exhumation で compression tectonics である. これに対して, 大洲時相のそれは, 三波川変成岩が 3kb 深度ぐらゐまで上昇してきて受けたテクトニクスであり, 上位の地質体が下位の地質体を大きく切断して下位の地質体と接合する正断層運動で特徴づけられる extension tectonics [Platt (1987) の付加体上層部の horizontal ductile extension に相当する現象] であると言うことができる (Hara et al., 1992; 原, 1993). 続く脇川時相の褶曲作用は, 黒瀬川-古領家陸塊が三波川変成岩下底へすべりこむ運動を伴うものであり (Shiota et al., 1993), 脇川時相に圧縮テクトニクスへ転換したことを示唆する. 今日の成果は, 三波川変成岩が 35km 以浅の付加体の運動像のトレーサーとなり得ると言う「当然といえること」を私達に実感させたのである. 沈み込み帯における高圧変成岩の形成機構の問題は, 世界のどの変成帯よりも三波川帯において最も具体的な形で解が得られるであろうという実感が, 私達にはあ

る. それは三波川帯の優れた資質によるものだ.

おわりに

三波川帯を含めて今日の日本の変成帯の構造地質学は, 多くの研究者の参加を得て進められており, 時々刻々膨大な情報を生産している. しかし, そこでは確かに化石, 放射年代, 石英の c 軸ファブリック, 黒雲母帯の分布などのような単一成分的情報は, 有意なものとして膨大に生産しているようにみえるが, 例えば地質構造図のような多様な情報を総合することによって造り上げられる高次の情報は, あまり満足のいくものとして生産しているようにはみえない. 前者型の情報(単語)に自ら幻惑されて, 変成帯の構造地質学の構築においては, それらを体系的に理解するために必要な優れた枠組み(文脈)を得なければならないことを忘れてるようにすらみえる. 単一成分的情報のみによって分節化された場を, 変成帯の構造地質学であるとする誤解があるようにもみえる. 単一成分的情報(単語)しか生産出来ない(または, しない)で, 多様な単一成分的情報を総合する枠組み(文脈)を生産出来ない(または, しない), 必要なら余所から借りてくる(または, 単一成分的情報だけから強引に作ってしまう), とすれば, そこでの変成帯の構造地質学は言語障害に陥っていると言わなければならない. 現在の日本の変成帯の構造地質学は単語だけが脈絡もなく氾濫する言語障害の場に近いと考える. 先進国という意気込みで変成帯の問題を扱っているからには, イギリスの変成帯やアルプスの研究者がはるか以前に手に入れており, 彼らがすべての単一成分的情報を有機的に関連づけるための基礎としている地質構造(すべての研究の根幹となる柱)を, 日本の変成帯研究者が未だに手に入れていないことへの恥ずかしさと焦燥感が, 研究者の間に何故生まれていないのか. これほど不思議な光景はないと私達には思える. そして, 最近若い研究者の間に広がりつつある, 自らデータを取る苦労は最小限に留め, その僅かなデータを最大限に生かすために論文読みに

没頭し、ひたすら解釈に専念する姿勢は、構造地質学を虚学にしてしまうものでしかないと思達には思えるのである。地質体が具体的レベルで解答を与え得る資質をもつ時、具体的レベルの作業を離れて解釈に専念することが虚業でなくてなんであろうか。「地質構造(ここを石英組織としてもよい)を調べる野外(および室内・実験としてもよい)地質学者としての大馬鹿的な忍耐強さと工夫、その間に生まれてくる鋭い洞察というものが必要であろう」という松本(1949)の言葉は真理であろうと感ずる。言うまでもなく、私達は、すべての構造地質学者が地質図を書かなければならないなどと言う話をしてしているのではない。日本の変成帯の研究が一つの根幹的な柱を持たないでいるという現状への痛切な悔恨をこめた理解と、現在自分が、単語を扱っているのか多様な単語を絡め合わせて構築される文脈を求めているのかについての理解と、変成帯の構造地質学を構築しようというのであれば多様な単語を絡め合わせながらその変成帯を徹底して「視る」ことがなければならぬということへの理解とが、必要であろうと言っているのである。変成帯の構造地質学とは、どのような言葉の群れの中に秩序を求め構築していく場であるのかについて、第二次大戦後から今日までの三波川帯の研究の歴史を分析して、私達が考えたところをこのように要約して稿を終える。石英組織問題などお論じたいものは多いが割愛せざるをえない。

最後になりましたが、本論文の素稿を読み多くの批判と叱正を下された広島大学寺岡易司氏、竹下徹氏、北海道大学渡辺暉夫氏、愛媛大学小松正幸氏に心からお礼申し上げます。

文 献

- 秋山治彦・原 郁夫・塩田次男・秀 敬, 1989, 四国中央部大歩危地域三波川帯の構造解析. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, 580.
- Banno, S., Higashino, T., Otsuki, M., Itaya, T. and Nakajima, T., 1978, Thermal structure of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku. *J. Phys. Earth*, **26**, suppl., 345-356.
- Banno, S. and Sakai, C., 1989, Geology and metamorphic evolution of the Sambagawa belt, Japan. In Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D. eds, "Evolution of metamorphic belts", Geol. Soc. Spec. Pub. no. 43, 519-532.
- 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**, 857-900.
- Enami, M., 1983, Petrology of pelitic schists in the oligoclase-biotite zone of the Sanbagawa metamorphic terrain, Japan: phase equilibria in the highest grade zone of a high-pressure intermediate type of metamorphic belt. *J. Metamorphic Geol.*, **1**, 141-161.
- Faure, M., 1983, Eastward ductile shear during the early tectonic phase in the Sanbagawa belt. *J. Geol. Soc. Japan*, **89**, 319-329.
- Faure, M., 1985, Microtectonic evidence for eastward ductile shear in the Jurassic orogen of SW Japan. *J. Struct. Geol.*, **7**, 175-186.
- 古山 清・秀 敬・原 郁夫, 1985, 四国中央部別子橋地域三波川帯の地質構造. 吉田博直先生退官記念文集, 386-390.
- GSBM (Geol. Sec. Besshi Mine, Sumitomo Metal Mining Comp. Ltd.), 1966, Besshi Ore Deposits and crystalline schists of the adjacent area. 1-22.
- 原 郁夫, 1993, 中国帯-領家帯-三波川帯-秩父帯の構造論(1971-1992). 日本地質学会編「日本の地質学100年史」, 202-212.
- Hara, I., Nishimura, Y. and Isai (Shiota), T., 1966, On the difference in deformation behaviour between phenocryst and groundmass quartz of deformed

- rhyolite pebbles in the Oboke conglomerate schist. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **5**, 179-216.
- 原 郁夫・藤井瞬介・西村裕二郎・塩田次男・守山宏一, 1973, 大歩危礫岩片岩における礫の形態定向配列. 梅垣嘉治先生退官記念文集, 103-111.
- 原 郁夫・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」, 広島大学出版研究会, 309-390.
- 原 郁夫・秀 敬・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.
- Hara, I., Shiota, T., Maeda, M. and Miyaoka, H., 1983, Deformation and recrystallization of amphiboles in Sambagawa schist with special reference to history of Sambagawa metamorphism. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **8**, 135-147.
- 原 郁夫・秀 敬・前田 勝, 1983, 四国中央部三波川帯猿田ナップの内部構造. 日本地質学第90年学術大会講演要旨, 382.
- 原 郁夫・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. 構造地質研究会誌, no.30, 41-54.
- 原 郁夫・塩田次男・武田賢治・秀 敬, 1988, 三波川帯のテクトニクス. 月刊地球, **10**, 372-377.
- Hara, I., Shiota, T., Takeda, K., Okamoto, K. and Hide, K., 1990a, The Sambagawa Terrane. In Ichikawa K. et al. eds., "Pre-Cretaceous Terrane of Japan", Publication of IGCP, **224**, 137-163.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Okamoto, K., Takeda, K., Hayasaka, Y. and Sakurai, Y., 1990b, Nappe structure of the Sambagawa belt. *J. Metmor phic Geol.*, **8**, 441-456.
- Hara, I., Shiota, T., Hide, K., Kanai, K., Goto, M., Seki, S., Kaikiri, K., Takeda, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Sakurai, Y. and Ohtomo, Y., 1992, Tectonic evolution of the Sambagawa schists and its implication in convergent margin processes. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **9**, 495-595.
- 秀 敬, 1954, 高知県白滝鉦山付近の地質構造. 広島大学地学研究報告, no.4, 47-83.
- 秀 敬, 1961, 別子・白滝地方三波川結晶片岩の地質構造と変成作用. 広島大学地学研究報告, no.9, 1-87.
- 秀 敬, 1965, 白滝鉦山付近の地質構造. 岩石構造, no.7, 23-24.
- 秀 敬, 1967, 別子白滝鉦床周辺の地質構造研究の経緯と結果について. 鉦石研究会連絡紙, no.9, 6-15.
- 秀 敬, 1972, 四国西部長浜大洲地方三波川変成帯における二つの横臥褶曲の発見とその意義—別子横臥褶曲の再検討(1). 広島大学教養部紀要, III, 自然科学, **5**, 35-51.
- 秀 敬・吉野言生・小島丈児, 1956, 別子点紋片岩帯の地質構造—序説. 地質雑, **62**, 574-584.
- Hide, K., Hara, I. and Shiota, T., 1993, Nappe boundary migration during the subcretion-exhumation processes of the Sambagawa schists. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **9**, 715-720.
- 東野外志男, 1975, 四国中央部白髪山地方三波川帯の黒雲母帯. 地質雑, **81**, 653-670.
- 東野外志男, 1990, 四国中央部三波川変成帯の変成分帯. 地質雑, **96**, 703-718.
- Itaya, T. and Takasugi, H., 1988, Muscovite K-Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contrib. Min. Pet.*, **100**, 281-290.

- 川口小百美・原 郁夫, 1993, 四国三波川帯, 黒雲母帯の横臥褶曲問題. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, 636.
- 勘米良亀齡, 1977, 三波川帯と秩父帯の関係. 秀 敬編「三波川帯」, 広島大学出版研究会, 97-106.
- Kawachi, Y., 1968, Large-scale overturned structures in the Sambagawa metamorphic zone in central Shikoku, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **74**, 607-616.
- 剣山研究グループ, 1984, 四国中央部大歩危地域の三波川帯の層序と地質構造. 地球科学, no.38, 53-63.
- 君波和雄・宮下純夫・川端清司, 1990, 日本列島に沿うクラーク太平洋海嶺の移動: その地質学的意義. 月刊地球, **12**, 507-514.
- 小島丈児, 1951, 四国中央部結晶片岩地域の層序と構造. 地質雑, **57**, 745-753.
- 小島丈児・秀 敬・吉野言生, 1956, 四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置. 地質雑, **62**, 30-45.
- Kojima, G. and Hide K., 1965, Orientation of an epidote with a unique habit in a quartz schist from Besshi. *Geol. Rep. Hiroshima*, no.14, 233-238.
- 小島丈児・光野千春, 1966, 5万分の1地質図幅「川口」及び同説明書. 地質調査所.
- Kojima, G. and Hide, K., 1957, On new occurrence of aegirine augite-amphibole-quartz schists in the Sambagawa crystalline schists of the Besshi-Shirataki district, with special reference to the preferred orientation of aegirine augite and amphibole. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **2**, 1-20.
- Kojima, G. and Suzuki, T., 1958, Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone: The Kiyomizu Tectonic Zone. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **2**, 173-193.
- Kojima, G. and Hide, K., 1958, Kinematic interpretation of the quartz fabric of triclinic tectonites from Besshi, central Shikoku, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **2**, 195-226.
- Kurata, H. and Banno, S., 1974, Low-grade progressive metamorphism of pelitic schists of the Sazare area, Sanbagawa metamorphic terrain in central Shikoku. *J. Petr.*, **15**, 361-382.
- Kunugiza, K., Takasu, A. and Banno, S., 1986, The origin and metamorphic history of the ultramafic and metagabbro bodies in the Sanbagawa metamorphic belt. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, no.164, 375-385.
- Lister, G. S. and Snoke, A. W., 1984, S-C mylonite. *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- Maeda, M. and Hara, I., 1983, Growth condition of plagioclase porphyroblasts in the Sambagawa schists from central Shikoku. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **8**, 131-134.
- 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.
- 松本達郎, 1949, 日本地史学の課題. 平凡社全書.
- MMEAJ (金属鉱物探鉱促進事業団), 1967, 1968, 1969, 1970, 1971, 「白髪山地域」広域・精密調査報告書. 金属鉱物探鉱促進事業団.
- 森永 茂・金尾直敬・近藤皓二, 1956, 別子鉱山. 「鉱床と地質構造」(II), 日本鉱業会, 65-73.
- 日本鉱業協会探査部会編, 1965, 「日本の鉱床総覧」(上巻). 日本鉱業協会.
- Nakagawa, M., 1965, Structural petrology of the Oboke anticline in the Sambagawa crystalline schist zone, central Shikoku. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, no.14, 345-368.
- 中山 勇, 1949, 動力変成岩における石英の配列機構に関する一考察. 地質雑, **55**, 17-21.
- 小川豚治, 1902, 20万分の1「高地」及び同説

- 明書. 地質調査所.
- 小澤義明, 1926, 四国の結晶片岩系の層位と構造. 地質雑, **33**, 297-304, 309-347.
- Oyagi, N., 1964, Structural analysis of the Sambagawa crystalline schists of the Sazare mining district, central Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **4**, 271-332.
- Platt, J. P., 1987, The uplift of high pressure-low temperature metamorphic rocks. In Oxburgh, E. R., Yardley, B. W. D. and England, P. C. eds., *Tectonic Setting of Regional Metamorphism*. The Royal Soc., 87-104.
- Sakai, C., Banno, S., Toriumi, M. and Higashino, T., 1985, Growth history of garnet in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic terrain in central Shikoku. *Lithos*, **18**, 81-95.
- Seki, S., Hara, I. and Shiota, T., 1993a, Palaeostress analysis of the Tsuji overturned fold in the Sambagawa belt. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **9**, 697-704.
- Seki, S., Hara, I. and Shiota, T., 1993b, The baric structure and exhumation processes of the Sogauchi unit in the Sambagawa belt. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **9**, 705-714.
- 塩田次男, 1976, 徳島県井川町辻地域の三波川結晶片岩の地質構造. 小島丈児先生還暦記念文集, 154-159.
- 塩田次男, 1981, 四国東部池田-三加茂地方三波結晶片岩の構造地質学のおよび岩石学的研究. 徳島大学学芸紀要, 自然科学, no.32, 29-65.
- Shiota, T., Hara, I., Seki, S., Ikeda, Y., Okudaira, T. and Hide, K., 1993, Sinistral en echelon folding of the Sambagawa schists and its tectonic implication. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **9**, 671-683.
- 住友金属鉱山株式会社, 1981, 別子-佐々連を中心としたキースラーガー鉱床と鴻之舞含石英脈鉱床に対する探査の展開. 「日本の鉱床探査」(第1巻), 日本鉱山地質学会, 219-293.
- Suppe, J., 1972, Interrelationship of high-pressure metamorphism, deformation and sedimentation in Franciscan tectonics, USA. *24th IGC, Section 3*, 552-559.
- Takagi, K. and Hara, I., 1979, Relationship between growth of albite porphyroblasts and deformation in a Sambagawa schist, central Shikoku. *Tectonophysics*, **58**, 113-125.
- 高木 清・原 郁夫・前田 勝, 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. no.3, 143-148.
- 高須 晃, 1977, 愛媛県別子の“東平角閃岩体”と三波川帯の層序と構造について. 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, 67.
- Takasu, A., 1984, Prograde and retrograde eclogites in the Sanbagawa metamorphic belt, Besshi district, Japan. *J. Petr.*, **25**, 619-643.
- 高須 晃, 1990, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定による三波川付加プリズムの発達史. 月刊地球, **12**, 591-596.
- 高須 晃・牧野州明, 1980, 四国別子地域の三波川帯の層序と構造—とくに横臥褶曲構造の再検討. 地球科学, no.34, 16-26.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R.D., 1990, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, **185**, 111-139.
- 武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・原 郁夫, 1977, 三波川帯と秩父帯の構造的関係. 秀 敬編「三波川帯」, 広島大学出版研究会, 106-151.
- Takeda, K., Hide, K., Makisaka, S. and Sonoda,

- K., 1981, Depositional environment of the original rocks of the Sambagawa metamorphic rocks. In Hara, I. ed., "Tectonics of Paired metamorphic Belts", Tanishi Print Kikaku, 95-100.
- Tokuda, M. and Hara, I., 1983, Epidote porphyroblasts in Sambagawa schists of central Shikoku, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **8**, 123-129.
- 坪井誠太郎・富田 達・東大地質学科中期学生, 1929, 四国結晶片岩系の岩石学的研究(予報). *地質雑*, **36**, 246-249.
- Toriumi, M., 1982, Stress, strain and uplift. *Tectonics*, **1**, 57-72.
- Wallis, S. R., 1990, The timing of folding and stretching in the Sanbagawa belt, the Asemigawa region, central Shikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, **96**, 345-352.
- Wallis, S. R., Enami, M., Takasu, A., Banno, S. and Ikeda, T., 1992a, Paired metamorphic belts in southwest Japan. *29th IGC Field Trip Guide Book*, **5**, 133-169.
- Wallis, S. R., Banno, S. and Radvanec, M., 1992b, Kinematic, structure and relationship to metamorphism of the east-west flow in the Sanbagawa belt, southwest Japan. *The Island Arc*, **1**, 176-185.