黒瀬川クリッペの検証

磯崎行雄*・橋口孝泰*・板谷徹丸**

The Kurosegawa klippe : an examination

Yukio Isozaki*, Takayasu Hashiguchi* and Tetsumaru Itaya**

Abstract The Kurosegawa belt in the Outer Zone of Southwest Japan is characterized by pre-Jurassic orogenic complexes that include 400 Ma granites associated with granulite, 400-300 Ma high-P/T schists, Siluro-Devonian arc-related sediments, Permian accretionary complex, 240-180 Ma high-P/T schists, and serpentinite. The previous understanding of this belt as an exotic accreted arc (or microcontinent) complex is recently challenged by a newly proposed idea of klippe (tectonic outlier), in which the belt is regarded to have formed a part of a para-autochthonous nappe rooted in the Inner Zone of Southwest Japan. This study examines the klippe interpretation of the Kurosegawa belt by checking field occurrence of the Kurosegawa rocks in 5 areas in Shikoku and Kii Peninsula, Southwest Japan. In order to identify tectonic affinity, 21 metamorphic ages of several undated schist/phyllite units with wide distribution in these areas were determined by radiometric dating. White mica K-Ar ages from 15 samples out of 21 fall in a range of the Kurosegawa metamorphic rocks of 240-180 Ma. Those for the schist unit in western Kii Peninsula, the Kebara Formation, range in 100-90 Ma, suggesting this unit belongs to the Sanbagawa belt rather than the Kurosegawa belt. The field occurrence of the Kurosegawa rocks including these newly dated schist/phyllite units, in particular their tectonic relationship with the underlying Jurassic accretionary complex of the Chichibu belt, suggests that the Kurosegawa rocks form a gigantic subhorizontal klippe sitting above younger post-Triassic accretionary complexes and their metamorphic equivalents. Occupying the highest tectonic horizon in the Outer Zone, the Kurosegawa klippe usually occurs in axial parts of major E-W trending gentle synclines in the Chichibu belt. The distribution of the Kurosegawa belt is discontinuous, because the Kurosegawa klippe disappears from the surface in areas of deep denudation level, such as in central Kii Peninsula, while areas of shallow erosion level retain wide distribution of the belt as is observed in Kyushu. When dissected, the external margin of the belt displays characteristic local U-shaped surface trajectories due to the plunge of syncline axes. Formation of the Kurosegawa klippe, *i.e.* separation from the pre-Jurassic superficial nappe rooted in the Inner Zone by having the Chichibu-Sanbagawa tectonic window inbetween, was induced by Late Cretaceous-Paleogene domal uplift of tectonically underlying units, in particular the Cretaceous high-P/T Sanbagawa schists. A summary of

1992年2月27日受付, 1992年6月25日受理.

* 山門大学理学部地質学鉱物科学教室. Department of Geology and Mineralogical Sciences, Yamaguchi University, Yamaguchi 753, Japan.

** 岡山理科大学森山研究所. Hiruzen Research Institute, Okayama University of Science, Okayama 700, Japan.

present knowledge on the Kurosegawa klippe is given, and relevant problems remained are discussed, *e.g.* on Cretaceous paleogeography of Southwest Japan and on possible lateral continuity of geotectonic edifice between Southwest and Northeast Japan.

Key words : Southwest Japan, Outer Zone, Chichibu belt, pre-Jurassic, K-Ar age, schist/phyllite, superficial nappe, tectonic outlier, denudation level, subhorizontal orogen

はじめに

1980年代の10年間は、日本列島の地体構造論にとって非常に重要なアイデアの変換期であった。特に1980年代前半に、微化石層序学と詳細な野外調査とを組み合わせる研究スタイルが確立されたことによって、プレートテクトニクスに基づく造山論の観点から、日本列島の地殻表層部が基本的に過去の付加体で構成されていることが明らかにされた。また付加体の中で広域変成作用を被った部分については、1980年代末に放射性年代学と野外調査を組み合わせた研究方法が開発されたことによって、それらの分布や隣接する地質体との構造境界が明確にされるようになった。このような研究は特に西南日本において進められ、その結果、高角度の断層が支配的だとする伝統的な地体構造の解釈が否定され、低角度スラストが卓越したほぼ水平な地質構造が解明されてきた。その際に西南日本全体の構造を根本的に考え直す鍵の一つとなったのが、外帯の黒瀬川帯に関する新しい地質学的解釈であった。

西南日本外帯には、先ジュラ紀の岩石・地層が集中的に分布する狭長な領域が知られており、黒瀬川帯と呼ばれている(例えば、Ichikawa *et al.*, 1990; Yoshikura *et al.*, 1990)。黒瀬川帯に分布する岩石種は多岐にわたり、特にシルル・デボン系、古期高度変成岩類、蛇紋岩などの日本列島の中では比較的産出がまれで、かつ年代が古い岩石・地層が集中して産することが特徴である。このような特異性ゆえに、この領域の地質についてはすでに今世紀前半から関心がもたれ始めていた(例えば、Kobayashi, 1941; Matsumoto & Kanmera, 1949)。この領域の一部に初めて黒瀬川構造帯という名称が与えられたのは1950年代中頃であったが、その当時はこれらの岩石が古生代地向斜基盤であるとみる地質学的解釈が強調された(市川ほか, 1956)。それ以降、日本列島全体の初期形成史に関わるこれらの岩石の起源について、数多くの研究がなされ、形成過程についてもさまざまな解釈が試みられてきた。特に1970年代に入って日本でもプレートテクトニクスが導入されてからは、古海溝説(堀越, 1972)、古期リフト説(Kanmera, 1974; 波田

ほか, 1979)、衝突微小大陸(島弧)説(勘米良, 1980; Maruyama *et al.*, 1984)、横ずれ構造帯説(平ほか, 1981)など次々と新しい考えが提案された。このように最近20年間に5通り以上の成因が議論されていることからだけでも、その地質構成が複雑であること、またそれゆえに形成史の解明が一筋縄には行かなかったことがうかがえる。筆者らはこの数年、西南日本外帯三波川帯および秩父帯の地体構造を、微化石および弱変成岩の放射性年代に基づき検討し、その中で西南日本各地における黒瀬川帯の諸地質体の野外での産状を明らかにしてきた(鈴木ほか, 1990; 磯崎・板谷, 1990, 1991)。特に、磯崎・板谷(1991)は、黒瀬川帯の地質体が西南日本外帯における構造的最上位のクリッペをなす例を示し、黒瀬川帯の地質体は現在内帯に分布する先ジュラ紀地質体と同じ起源をもち、また両者はもともと一連のナップの一部をなしていたと結論した。この考えは、プレートテクトニクスに基づく造山論の中で、内帯と外帯に分布する類似した地層・岩石群を統一的に理解しようとする試み(磯崎・丸山, 1990, 1991)の一部をなしている。また、Ishiwatari(1991)は本邦オフィオライトのコンパイルを試み、独立した観点から同様なモデルを提案した。

このように、かつて西南日本の構造的最低位にあるとみなされてきた黒瀬川帯の岩石は、一気に転じて、今度は構造的な最上位のユニットとして再解釈されるようになった。日本列島という4億年以上の歴史をもつ造山帯の構造を考える上で、黒瀬川帯の位置づけは極めて重要なので、筆者らはこの新しい解釈をめぐって西南日本の各地においてさらに検討を続けてきた。本稿では、その後新たに得られた結果について報告し、改めて黒瀬川クリッペ説の検証を試みることにする。

謝辞: 筆者らがこの数年間行ってきた研究において山口大学教養部西村祐二郎教授には、年代測定試料の作成などの技術的指導のみならず、高圧型変成帯の弱変成部の研究一般に関する有益な助言をいただいた。また東京大学教養学部の丸山茂徳助教授および香川大学教育学部の寺林 優氏は変成鉱物の同定について、また京都大学理学部の鈴木寿志および東京大学理学部の河戸克志の両

Fig. 1. Distribution of the Kurosegawa rocks (klippe) in Southwest Japan (modified from Isozaki & Itaya, 1990) and locations of study areas in Shikoku island and Kii Peninsula. M. T. L. : Median Tectonic Line, I-S. T. L. : Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line.

氏は一部の地域の試料採取について協力された。これらの方々に感謝する。

検討地域の地質概略

西南日本外帯の黒瀬川帯は、400 Ma 塩基性グラニュライト・花崗岩、非変成シルル・デボン系、蛇紋岩、450-320 Ma および 240-180 Ma 低温高压型変成岩、ペルム紀付加体、および非変成浅海成中生界などの岩石・地層の産出と、それらが複雑に混在化した地質構造によって特徴づけられる(磯崎・板谷, 1990; Yoshikura *et al.*, 1990)。黒瀬川帯は、ほぼ外帯の帯状配列と平行に東西方向に断続的に追跡され、九州中部から関東山地まで約 1000 km にわたって分布する(Fig. 1)。秩父帯の中央部に産することが多いが、秩父帯の北縁部から三波川帯南部にも小規模な分布が知られている。従来、黒瀬川帯の岩石・地層の詳しい研究は九州および四国各地の(しばしばその形態からレンズ状部と呼

ばれた)主要分布地域を中心になされてきた。一方、これらの詳しく調査されてきた代表的な地域の他にも、分布状況や岩相の特徴からおそらく黒瀬川帯の要素と推定される地質体が西南日本各地に少なからず分布する。このような地質体の多くは、明瞭な片理が発達する広域変成岩類からなり、変成作用に伴う強い変形のため化石を産せず、ほとんどのものが年代未詳である。このように明確な判断基準がないために、従来は地体構造論上の帰属が不明とされていたり、あるいは誤った区分によって別の地体構造ユニットの一部とみなされていたものである。これらの中で四国や紀伊半島の一部の地域のものについてはすでに変成年代の検討がなされ、黒瀬川帯の要素であることが確認された(鈴木ほか, 1990; 磯崎・板谷, 1991)が、まだ未検討の地質体が多く残されている。本研究では、その中から比較的分布規模の大きなものを選び、それらの黒瀬川帯への帰属の正否を確認すること、そしてその周辺地域における黒瀬川帯の分布や周

圃の地質体(主に秩父帯のジュラ紀付加体)との接触関係を解明することを目的として検討を行った。

対象地域として、西から四国西部の愛媛・高知県境の城川・橋原地域、四国中央部高知県仁淀・越知地域、四国東部徳島県沢谷地域、紀伊半島西部和歌山県清水町地域、そして紀伊半島東部三重県鳥羽・五ヶ所浦地域の5地域を選んだ。いずれの地域にも片理が発達した結晶片岩ないし千枚岩が産するが、年代決定に有効な化石が産せず、年代のデータが皆無であったために、その地体構造上の帰属が不明とされてきた。ところが、これらの変成岩類は細粒ながら変成白色雲母を大量に含んでおり、K-Ar年代の測定には適しているので、変成年代の測定による地体構造上の帰属の解明が期待される。以下に各検討地域の地質の概略を述べる。

1. 四国西部、城川・橋原地域(Fig. 2)

愛媛・高知県境を挟んだ、城川町東部から橋原町西部にかけての地域は、1950年代に研究が始められた“黒瀬川構造帯”の模式フィールド(市川ほか, 1956; 中川ほか, 1959)をその一部に含んでいる。これらの初期の研究後、Ishizaki (1962), Hada (1974), 富永ほか (1979), 富永・原 (1980), 中谷・八尾 (1981), 岡村・甲藤 (1986), 山北 (1989)らによって、周辺の地質や微化石年代のデータが追加された。Fig. 2に甲藤ほか (1977)をもとに、上記文献ほかに基づいて編纂した本地域の地質概略図を示す。

本地域の秩父帯には北側と南側にジュラ紀付加体が分布し、基本的に中央部に黒瀬川帯の岩石・地層が産する。上述の“黒瀬川構造帯”の模式フィールドにあたる本地域南西部の三滝山周辺には黒瀬川帯の主要な構成要素である、400 Ma(三滝)花崗岩、400 Ma(寺野)高度変成岩、シルル・デボン系岡成層群、蛇紋岩、および浅海成ペルム系・中生界がいずれも小規模な地質体として分布する。隣接する別種の岩石・地質体は互いに断層によって境され、全体として東西に延びた狭長な帯をなし、橋原北方へと連続する。一方、本地域北部の地芳峠・大野が原から惣川にかけては巨大なペルム紀石灰岩、緑色岩、碎屑岩および蛇紋岩などが分布する。まだ詳細は明らかにされていないが、これらの岩石・地層は、その岩相の特徴や組み合わせから判断して、高知県中央部のペルム紀付加体およびその随伴岩類(磯崎, 1986)に比較され、同様に黒瀬川帯の要素とみなされる。なお、後述するように三滝山と惣川との間の遊子谷にはトリアス紀末(〜ジュラ紀)付加体が産するので、本地域西部には見かけ上2列の黒瀬川帯があるように見える。

本地域には独立した分布を示す2種の結晶片岩岩体

が分布する(Fig. 2)。ともに原岩年代および変成年代に関する情報がまったく知られていない地質体である。一つは本地域南西部三滝山周辺に分布するもので、蛇紋岩の小岩体を伴う断層によって周囲と境された東西約2 km、南北幅200 mのレンズ状地質体をなす。強い片理をもつ塩基性片岩や泥質片岩からなり、ローソン石やスティルプノメレンを変成鉱物としてもつ低温高压型結晶片岩である。かつてこの地質体は、その北側に分布する“ペルム系”遊子川層群の一部が片岩化した部分とされた(市川ほか, 1956; 中川ほか, 1959)こともあったが、その後の詳しい調査により、遊子川層群主部とは別個の地質体であるとみなされるようになった(富永ほか, 1979)。ここでは、この結晶片岩を新たに城川変成岩と呼ぶことにする。

一方、橋原町四万川から地芳峠南方を中心に分布するもう一つの変成岩岩体は、東西10 km、南北4 mと城川変成岩より大規模な分布範囲をもち(Fig. 2)、上述の見かけ2列の黒瀬川帯が接合する部分に産する。この変成岩は泥質片岩、塩基性片岩および砂質片岩からなる。正確な変成度は不明であるが、上述の城川変成岩よりも明らかに低度の変成作用を被っている。藍閃石などの高压型変成鉱物は認められず、その変成度はおそらくパンペリー石-アクチノ閃石相あるいはそれ以下と推定される。本地質体は、Ishizaki (1962)によって四万川層および六町層の一部とされたものに相当する。Ishizaki (1962)が六町層と呼んだ地質体の西半部には、赤色チャート・泥岩などが卓越し、またほとんど片理が発達しない。この赤色チャート・泥岩から保存良好なトリアス紀放散虫が見いだされた(中谷・八尾, 1981; 岡村・甲藤, 1986)ことから、この部分は明らかに今回検討する変成岩岩体とは別個の地質体(上述の遊子川層群の延長部; おそらくトリアス紀末〜ジュラ紀初頭の付加体)とみなされる。本研究では、この地域において明瞭な片理が発達する部分だけを四万川層と呼ぶことにする。

2. 四国中西部、仁淀・越知地域(Fig. 3)

高知県仁淀村鳥形山から越知町に及ぶ本地域は、上述の城川・橋原地域の東方約20 kmに位置する。本地域の中央部にはシルル・デボン系の産出で有名な横倉山レンズ状部が発達し、またその南東には西南日本の造山運動論における古典的フィールドの一つである佐川地域が隣接する。最近その存在が示された黒瀬川クリッペ(吾川ユニット; 磯崎・板谷, 1991)は本地域北西部に位置する。横倉山レンズ状部内部の詳細な検討を除けば、本地域の地質一般についての主な研究は、Kimura &

Fig. 2. Geologic sketch map of the Shirokawa-Yusuhara area, west-central Shikoku (compiled from Ichikawa *et al.*, 1956; Ishizaki, 1962; Katto *et al.*, 1977; Tominaga *et al.*, 1979; Tominaga & Hara, 1980; Yamakita, 1989). Blank area represents (latest Triassic-) Jurassic accretionary complex of the Chichibu belt. Asterisks indicate Mesozoic microfossil localities (Nakatani & Yao, 1981; Okamura & Katto, 1986). B. T. L. : Butsuzo Tectonic Line. Legends for geologic map are common in Figs. 2-6.

Fig. 3. Geologic sketch map of the Niyodo-Ochi area, central Shikoku (compiled from Katto *et al.*, 1977; Tsukuda, 1980; Aiba, 1982; Hada *et al.*, 1985; Hada & Kurimoto, 1990; Hada & Yoshikura, 1991; Isozaki & Itaya, 1991).

Horikoshi (1959), 佃ほか (1981), Hada & Kurimoto (1990)らによってなされた。さらに最近になって、微化石年代や変成岩および古期花崗岩の放射性年代のデータが追加された(波田ほか, 1985; 波田・吉倉, 1991; 磯崎・板谷, 1991)。これらによれば、本地域中央部には、ほぼ東西から東北東-西南西に黒瀬川帯が発達し、その南北両側には秩父帯のジュラ紀付加体が産する。本地域の黒瀬川帯には、シルル・デボン系、280 Ma 花崗岩、蛇紋岩、ペルム紀付加体、および浅海成ペルム・トリ阿斯・ジュラ系が産することが知られている。Fig. 3に、甲藤ほか(1977)をもとに、上述の文献から編集した本地域の地質概略図を示す。

本地域の黒瀬川帯の南半部に弱変成岩類が分布し、それは東西約 15 km, 南北 1.5 km のレンズ状地質体をなす。この変成岩は、砂質千枚岩を主体とし、塊状緑色岩や泥質千枚岩を伴う。一般に片理の発達が明瞭で、キンク褶曲もしばしば観察される。変成度はパンペリー石-

アクチノ閃石相あるいはそれ以下と推定される。この地質体は、甲藤ほか(1960)の命名以来、島層と呼ばれてきた。岩相組み合わせが単調なことに加えて、化石を産せず、また比較的強い変形を被っているため、その分布、層序および地質構造は詳しく解明されていない。産出位置から判断して、おそらく黒瀬川帯の構成要素と予想されるが、特に年代に関する情報が皆無であるため、その帰属は不明である。

3. 四国東部、沢谷地域(Fig. 4)

徳島県中央部、那賀郡木沢村坂州付近には従来からよく知られている“黒瀬川構造帯のレンズ状部”が分布する(市川ほか, 1953, 1956)。そこには東西に連続する幅約 2 km の地帯に古期花崗岩、400 Ma 結晶片岩、シルル系、蛇紋岩、ペルム紀付加体、浅海成ペルム・トリ阿斯・ジュラ系などの黒瀬川帯の構成要素が複雑に分断されて産する。Fig. 4に甲藤ほか(1977)に基づき、勘米良(1969), Maruyama & Yamasaki (1978), 石田

Fig. 5. Geologic sketch map of the Shimizu-cho area, western Kii Peninsula (compiled from Saka, 1969; Saka & Takagi, 1984; Kurimoto, 1982, 1986a),

は不明である。

4. 紀伊半島西部，清水町地域 (Fig. 5)

和歌山県有田郡清水町付近は，西方の海岸地域から連続してきた秩父帯の分布東限にあたり，その東方では三波川変成岩と四万十帯の付加体とが直接接する (Fig. 1; 栗本, 1982)。清水町地域の秩父帯の地質については，主に平山・田中 (1956), Hada (1967), 坂 (1969), 栗本 (1982, 1986b) 等によって検討された。本地域の秩父帯には，主にジュラ紀付加体と浅海成白亜系が分布する。ジュラ紀付加体は東西方向に 2 列配列し，その間に白亜系が分布する。また，本地域北東部の岩坂観音付近には，ジュラ紀付加体の一部が白亜系に囲まれて小規模に産することが知られており，秩父系小地塊と呼ば

れている (坂, 1969)。黒瀬川帯の構成要素としては，蛇紋岩および古期火成岩が，白亜系に隣接して局所的に産する (坂・高木, 1984)。

本地域にはこれらの岩石・地層のほかに，2 種の広域変成岩類が産する。一つはジュラ紀付加体の北側すなわち本地域における三波川帯と秩父帯との境界に沿って露出する低温高压型結晶片岩で，毛原層 (栗本, 1986b) と呼ばれている。一方，ジュラ紀付加体と南側の浅海成白亜系とに挟まれて，幅 150 m 以下のきわめて薄い地質体として千枚岩が産し，境川層 (栗本, 1986b) と呼ばれている。

毛原層は，泥質および塩基性片岩からなり，少量のチャートや石灰岩を伴う。アクチノ閃石-パンペリー石-

ローソン石の変成鉱物共生で特徴づけられる。この変成岩は北側に広く分布する三波川変成岩の主部とは有田川構造線によって境され、従来三波川変成岩の最南部とされてきた。一方、これが黒瀬川帯の変成岩である可能性も指摘された(磯崎・板谷, 1990)が、その判断に有効な変成年代は測定されていない。

境川層は主に泥質および砂質千枚岩からなり、少量の塩基性千枚岩を伴う。その変成度は、パンペリー石-アクトノ閃石相程度あるいはそれ以下である。この変成岩は、約 30 km 西方の湯浅北方地域に分布する 225-210 Ma 弱変成岩(前島, 1978; 磯崎・板谷, 1990)と同様の岩相を呈し、またほぼ類似した地質構造上の位置に産することから、その東方延長部とみなされているが、直接的な証拠は得られていない。

5. 紀伊半島東部、鳥羽-五ヶ所浦地域(Fig. 6)

三重県中部、鳥羽市から南勢町五ヶ所浦にかけての秩父帯の地質については、Kimura(1957), 山際(1957), 日下部・宮村(1958), 山際・坂(1967), 坂ほか(1979, 1988)等による主要な研究がある。紀伊半島東部では、秩父帯全体は、ほぼ東北東-西南西の分布を示すが、鳥羽-五ヶ所浦地域では、これに明瞭に斜交して、最大幅 1 km 程度の蛇紋岩体が北東-南西方向に分布する(Fig. 6)。従来、蛇紋岩の分布域は直下のマントルまで連続する断裂帯と考えられてきたことを反映して、その分布域は五ヶ所-安楽島構造線と呼ばれた(浜田, 1963)。これに随伴する蛇紋岩中に小規模ながら角閃岩、青色片岩、トータル岩のブロックが含まれ、またほぼ蛇紋岩体に沿って浅海成白亜系が分布する。このように四国の黒瀬川帯と共通した特徴をもつことから、紀伊半島東部にも黒瀬川帯の延長部があるとされてきた(例えば、浜田, 1963; 吉倉・寺島, 1984; 坂ほか, 1988)。この南北両側にはジュラ紀付加体が分布する。また、本地域中央部の五知西方には、 A_2 地塊の古生層(日下部・宮村, 1958)あるいは河内層群(山際・坂, 1967)と呼ばれる石灰岩・緑色岩を主体とし、ほぼ水平な地質構造をもつ地質体が分布する(坂, 1988)。この地質体は、岩相組み合わせから判断して、四国の黒瀬川帯のペルム紀付加体(磯崎, 1986)に対応すると推

Fig. 6. Geologic sketch map of the Toba-Gokashoura area, eastern Kii Peninsula (compiled from Kusakabe & Miyamura, 1958; Yamagiwa & Saka, 1967; Saka *et al.*, 1979, 1988; Saka, 1984). The distribution of the Kochi klippe is compiled by the authors on the basis of previous works but it is still highly speculative.

定されるが、詳細は不明である。

五ヶ所-安楽島“構造線”の蛇紋岩帯の近隣には年代未詳の千枚岩類が伴われており、互いに独立した分布を示す2種の弱変成岩岩体が識別されている。一つは鳥羽市南方の海岸から五知南方にかけて、蛇紋岩体の南側に幅狭く断続的に露出する千枚岩で、**砥谷層群**(山際・坂, 1967; 坂ほか, 1988)と呼ばれている。主に泥質および砂質千枚岩からなり、岩相の上では四国中央部の^{あけくら}上倉層や紀伊半島西部の境川層に酷似する。変成度は、パンペリー石-アクチノ閃石相程度あるいはそれ以下である。

一方、五ヶ所浦から船越にかけての蛇紋岩体の北西側には、千枚岩岩体が分布する。この地質体は古くから龍仙山地塊(Kimura, 1957)あるいは龍仙山帯の“古生層”(坂ほか, 1979)と呼ばれてきたものである。この千枚岩の原岩は、泥質岩を主体とし、砂岩やチャートなどのブロック状岩体をその中に含むオリストストローム様堆積岩である。Kimura(1957)および日下部・宮村(1958)は、岩相の特徴の比較からこの地質体が上述の河内層群と同一起源をもつとみなしている。また、この地質体の北縁部からは、トリアス紀・ジュラ紀の放散虫が産出しており(坂, 1984)、その一部がジュラ紀付加体であることは明らかである。しかし、大部分は変成・変形が強く、これまで石灰岩ブロックからの紡錘虫以外に年代決定に有効な化石の産出例はない。詳細な変成度は不明であるが、おそらくパンペリー石-アクチノ閃石相程度、あるいはそれよりも低度とみなされる。

このように、砥谷層群および龍仙山帯中・南部の弱変成岩については、いずれも変成年代が不明であるために、その地体構造上の帰属が不明である。

K-Ar 年代

1. 測定試料

今回 K-Ar 年代の測定を試みた検討対象は、上記5地域に分布する帰属不明の変成岩類である。いずれも、その産出状況や岩相から黒瀬川地帯の構成要素である可能性を指摘された(磯崎・板谷, 1990)地質体である。上述の5地域から採取した、結晶片岩および千枚岩から、変成作用によってできた白色雲母を分離し、K-Ar 年代を測定した。四国西部の城川変成岩の塩基性片岩試料(SHR)を除いて、他の試料はすべて泥質岩である。以下に各測定試料の記載を略記する。

城川変成岩(SHR): 明瞭な片状組織をもつ緑色片岩で、鏡下でも明瞭な変成鉱物の定向配列が観察される。変成鉱物の大きさは、長さ 200 μm 、厚さ 50 μm 程度

のものが多く、緑泥石、白色雲母、曹長石、石英に加えてエジル輝石、緑簾石、ローソン石、方解石およびスティルプノメレンを伴う。その変成度はおそらく藍閃石片岩相に達しているとみなされる。

四万川層・島層・境川層・砥谷層群: いずれも片理の発達した細粒泥質片岩ないし泥質千枚岩で、長さ 50-100 μm 、厚さ 20-50 μm の白色雲母と緑泥石、および 10-50 μm 大の石英、曹長石および炭質物からなる。また方解石を伴うことがある。白色雲母は炭質物と密接に伴って産する。また、まれに碎屑性の石英粒子を含むものがあるが、量的には極めて少ない。特徴的な変成鉱物共生が認められないために詳しい変成度の査定は困難であるが、おそらくパンペリー石-アクチノ閃石相程度あるいはそれ以下と推定される。

沢谷層群・龍仙山帯の千枚岩: これらの岩石は、上述の千枚岩に比べてやや変形度が低い粘板岩からなり、再結晶した変成鉱物粒子は 10 μm 長以下と小さい。主要な変成鉱物は、白色雲母、石英、曹長石、緑泥石、および方解石である。白色雲母は炭質物と密接に伴っており、それらからなる層と石英・曹長石の層とは細かな交互層をなす。碎屑性の石英粒子が含まれることがある。泥質岩は、このような単調な変成鉱物組み合わせであるため、直接詳細な変成度を決定することは難しいが、沢谷層群の試料 Swd の場合、共存する緑色岩中の鉱物組み合わせから、パンペリー石-アクチノ閃石相程度と推定される(丸山茂徳, 私信)。

毛原層: 明瞭な片状組織をもった泥質片岩からなり、鏡下でも著しい鉱物の定向配列が観察される。厚さ 1-2 mm の白色雲母・緑泥石卓越層と石英・曹長石卓越層とが互層をなす。またキンク褶曲なども認められる。主要な変成鉱物として、白色雲母、緑泥石、石英、曹長石、方解石などが産し、再結晶白色雲母は長さ 200 μm 、厚さ 50 μm と大きい。密接に随伴する緑色岩からローソン石-アクチノ閃石-パンペリー石の共生が報告されている(栗本, 1986a)ことから、本試料の変成度は藍閃石片岩相の低温部に達しているとみなされる。

各岩石試料に認められる変成鉱物共生を Table 1 に示す。年代測定用試料としての白色雲母は、西村ほか(1989)の方法に従って分離した。これらの試料は、鏡下での再結晶白色雲母粒子の大きさに従って、# 166-200, # 200-235, # 235-280 あるいは # 280-330 メッシュのふるいを用いて濃集された。ただし、沢谷層群からの1試料のみは粒度が極めて小さいため、2 μm 以下の粒子を水簸法を用いて分離した。試料の中には泥質部と砂質部とが細かな互層をなすものが

Table 1. List of metamorphic mineral parageneses of the dated schists and phyllites from the alleged Kurosegawa belt, Southwest Japan.

sample	metamorphic mineral paragenesis
SHR*	Lws + Stp + Agt + Qtz + Chl + WM + Ep + Cal
Sh-1	Qtz + Ab + Chl + WM + CM + Cal
Sh-2	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Sh-3	Qtz + Ab + Chl + WM + CM + Cal
Sm-1	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Sm-2	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Sm-3	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Swd	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Sk-1	Qtz + Ab + Chl + WM + CM + Cal
Sk-2	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Sk-3	Qtz + Ab + Chl + WM + CM + Cal
Kb-1	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Kb-2	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Kb-3	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Kb-4	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Kb-5	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Ry-1	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Ry-2	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Ty-1	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Ty-2	Qtz + Ab + Chl + WM + CM
Ty-3	Qtz + Ab + Chl + WM + CM

* : greenschist ; the rests : metapelites.

Symbols for metamorphic minerals ; Lws : lawsonite, Stp : stilpnomelane, Agt : aegirine-augite, Qtz : quartz, Ab : albite, Chl : chlorite, WM : white mica, CM : carbonaceous material, Ep : epidote, Cal : calcite.

あるが、これらについては粉碎の過程で砂質部を除去するよう努めた。今回測定した白色雲母は細粒で、かつ炭質物を密接に随伴する。各試料ごとのカリウム重量パーセントの差はこの炭質物の含有量に依存している。また紀伊半島西部の毛原層の試料のカリウム重量パーセントが他の試料に比べて高いのは、変成作用による再結晶度の高さを反映している。カリウムおよびアルゴンの定量は、長尾ほか(1984)に従い、岡山理科大学蒜山研究所の装置を用いて行った。

2. 測定結果

今回の測定で得られた結果を Table 2 および Fig. 7 に示す。測定値は明らかに三つの年代グループに分かれる。すなわち、四万川層、島層、沢谷層群、境川層、砥谷層群および龍仙山帯の千枚岩・粘板岩試料は、180-220 Ma の年代で特徴づけられるのに対して、城川変成岩と毛原層の試料は、おのおの 270 Ma および 100-90 Ma の白色雲母 K-Ar 年代で特徴づけられる。単一の地質体の中で異なった年代グループが共存しないことは明らかである。Harland *et al.* (1990) の年代尺度に基づくと、270 Ma, 220-180 Ma および 100-90 Ma は、おのおのペルム紀中頃、トリ阿斯紀末〜ジュラ紀前

Table 2. List of white mica K-Ar ages of the schists and phyllites from the alleged Kurosegawa belt, Southwest Japan.

sample name	grain size (mesh)	K (wt. %)	rad. Ar (10 ⁻⁶ ccSTP)	non-rad. Ar (%)	K-Ar age (Ma)
SHR*	235-280	5.26±0.11	5977±58	0.9	271.3 ± 5.6
Sh-1	280-330	3.17±0.06	2415±24	1.9	186.5 ± 3.9
Sh-2	235-280	6.49±0.13	5077±49	0.8	191.0 ± 4.0
Sh-3	280-330	5.90±0.12	4665±45	0.8	193.0 ± 4.1
Sm-1	235-280	6.28±0.13	5018±76	9.2	195.1 ± 4.6
Sm-2	235-280	6.25±0.13	5346±80	8.9	207.9 ± 4.9
Sm-3	280-330	5.36±0.11	4071±63	11.2	185.8 ± 4.5
Swd	<330	3.95±0.08	3423±54	13.3	210.7 ± 5.1
Sk-1	280-330	4.52±0.09	3498±55	13.0	189.3 ± 4.6
Sk-2	280-330	3.95±0.08	3529±56	12.8	216.5 ± 5.2
Sk-3	280-330	4.15±0.08	3562±55	11.6	208.5 ± 5.0
Kb-1	235-280	6.91±0.14	2563±46	22.0	93.2 ± 2.4
Kb-2	235-280	7.06±0.14	2821±47	16.7	100.1 ± 2.5
Kb-3	235-280	6.94±0.14	2738±44	14.6	99.2 ± 2.5
Kb-4	200-235	7.30±0.15	2839±46	15.3	97.6 ± 2.5
Kb-5	166-200	7.44±0.15	2685±44	15.7	90.7 ± 2.3
Ry-1	280-330	4.44±0.09	3540±56	13.2	195.8 ± 4.7
Ry-2	280-330	3.89±0.08	3232±55	18.4	202.2 ± 5.0
Ty-1	235-280	4.44±0.09	3814±60	12.6	208.7 ± 5.0
Ty-2	200-235	6.13±0.12	5295±80	9.8	209.8 ± 5.0
Ty-3	235-280	3.01±0.06	2366±41	19.4	192.0 ± 4.8

Decay constants used to calculate ages are after Staiger & Jäger (1977).

$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{yr}$, $\lambda_g = 4.962 \times 10^{-10}/\text{yr}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.0001167$

期そして白亜紀後期に相当する。

今回年代測定した岩石試料は、藍閃石片岩相、パンペリー石-アクチノ閃石相あるいはそれ以下の程度の広域変成作用を被っており、試料を採取した各地質体中ではいずれもパンペリー石が安定に存在する。Schiffmann & Liou (1981)によれば、パンペリー石の単独相高温限界は 350°C 以下とされていることから、今回検討した地質体が被った変成作用の最高温度は 350°C を越えなかったと推定される。Jäger (1979)によれば、白色雲母の K-Ar 系の閉止温度は約 350°C とされることから、これらの岩石は白雲母 K-Ar 系の閉止温度以下の条件下で再結晶したことになる。変成作用の最高温度が K-Ar 系の閉止温度よりも低かった場合において、測定年代値と変成作用のピークの年代が近似することが、西村ほか (1989)によって指摘されている。したがって、今回の測定値の場合、いずれもおのおのの地質体の変成作用のピーク年代をほぼ代表するとみなしてさしつかえない。すなわち、四万川層、島層、沢谷層群、境川層、砥谷層群および龍仙山帯の千枚岩は、トリ阿斯紀後期からジュラ紀初期に低度広域変成作用を被ったのに対して、城川変成岩はそれより以前のペルム紀中頃に、また毛原層はそれ以後の白亜紀後期に低温高圧型変成作用を被ったと

Fig. 7. Frequency distribution of K-Ar ages of white micas from schists and phyllites of the alleged Kurosegawa units in Shikoku island and Kii Peninsula (A) and summary of K-Ar ages of the Kurosegawa schists and phyllites (B). Time scale used here is after Harland *et al.* (1990).

推定される。

考 察

ここでは新たに得られた結果に基づいて、今回検討した各地質体の帰属を考察する。また各地域における黒瀬川帯の産状について議論し、黒瀬川クリッペ説の検証を試みることにする。そして最後に黒瀬川クリッペの形成過程を考察する。

1. 各検討地域の変成岩類の地体構造上の帰属

a) 270 Ma 城川変成岩：愛媛県東部城川町の三滝山北部に産する城川変成岩は、周囲の三滝花崗岩、寺野変成岩、岡成層群および蛇紋岩などの、かつて黒瀬川構造帯の主構成岩類とされた岩石・地層に密接に伴われている (Fig. 2)。今回の K-Ar 年代測定によって、本変成岩の変成年代として 270 Ma (ペルム紀中頃) という測定値が得られた。これまで黒瀬川帯の低温高圧型変成岩でこれ

に近似する値は知られていないが、比較的近いものとして高知県中央部伊野層の青色片岩がもつ 240 Ma および 317 Ma という変成年代がある (Fig. 7B; Maruyama *et al.*, 1978; 植田ほか, 1980)。産状および変成鉱物共生も類似していることから、城川変成岩はおそらく伊野層の一部に対比される。いずれにせよ、秩父帯の中にあつて 200 Ma より古い変成岩は黒瀬川帯のメンバーとみなしてさしつかえない。

b) 210–180 Ma 四万川層・島層・境川層・砥谷層群・“沢谷層群” 主部および “龍仙山帯古生層”：これらの弱変成岩類から得られた変成年代 (トリアス紀後期～ジュラ紀初頭) は、最近報告された黒瀬川帯の弱変成岩類の年代、例えば、上倉層：229–186 Ma (磯崎・坂谷 1990)、^{あがわ} 吾川ユニット：233–179 Ma (磯崎・板谷 1991)、^{かみかつ} 上勝弱変成岩：225–194 Ma (鈴木ほか, 1990) とよく一致する (Fig. 7B)。詳細なデータは公表されて

いないものの、最近境川層について 210 Ma というほぼ同様な K-Ar 年代が報告された(栗本, 1991). 今回これらの弱変成岩から得られた年代は、既報の弱変成岩の年代のみならず、より高変成度の青色片岩である伊野層の一部の年代(208-240 Ma; Maruyama *et al.*, 1978)ともよく対応する。したがって、これらのトリアス紀弱変成岩はいずれも黒瀬川帯の構成要素とみなすのが妥当である。変成年代がトリアス紀末～ジュラ紀古世なので、その原岩となる付加体の形成年代はさらに古くなると予想される。磯崎・板谷(1990, 1991)が指摘したように、これらの弱変成岩はペルム紀末～トリアス紀初頭に形成された付加体の深部に相当する可能性がある。このように、四万川層、島層、境川層および砥谷層群については、黒瀬川帯の要素であることが判明し、各地域において予想されていた黒瀬川帯の分布(磯崎・板谷, 1990)が確認されたことになる。“沢谷層群”主部および“龍仙山帯古生層”についても、同様にトリアス紀末の弱変成岩を含むことが明らかになり、少なくとも今回の測定試料採取地付近の地質体が黒瀬川帯の一員であることが示された。既述のように“沢谷層群”主部の原岩形成年代については、ペルム紀末あるいはジュラ紀とみる2通りの見解があった。しかし後者のように解釈すると、変成作用が原岩形成よりも古くなることになり、時間的な前後関係に関して論理的矛盾を避けられない。“沢谷層群”上部(勘米良, 1969 によって高野層と呼ばれていた部分)の碎屑岩からはペルム紀放散虫が産する(Yamakita, 1988)ことから、従来“沢谷層群”と一括された地質体の中にペルム紀末付加体が含まれていることは確実である。今回得られた主部の変成年代、上部のペルム紀付加体の存在、そして高知県中央部のペルム紀末頃の付加体との岩相の類似(磯崎, 1986)を考慮すると、“沢谷層群”主部および上部はペルム紀末頃の付加体から構成されており、トリアス紀に変成作用を被ったと理解される。したがって、従来“沢谷層群”の中に入括されていながらも、新たにジュラ紀放散虫が発見された部分(例えば、勘米良によって東浦層と呼ばれていた“同層群”下部; 丸山・古谷, 1983; Yamakita, 1988; Tominaga, 1990)は、今後別個の地質体として扱う必要がある。

同様の状況が、“龍仙山帯の古生層”についても認められる。すなわち、同地質体の南部から得られた変成年代から判断すれば、おそらくその原岩は“沢谷層群”同様、先ジュラ紀の付加体であると推定される。しかし一方で、同地質体の一部とされた珪質泥岩からジュラ紀古世の放散虫化石が見いだされ(坂, 1984)、ジュラ紀付

加体が含まれることが明らかにされている。“沢谷層群”の例と同様に、化石が示す原岩の年代が変成年代と同じであったり古くなることはありえない。この見かけ上の矛盾は、従来一括されていた地質体を、互いに独立した2種の地質体に区分することで解決される。実際に、龍仙山帯内でジュラ紀付加体とみなされる部分は最も北西側に限られ、さらに北側のジュラ紀付加体が分布する白滝帯(坂ほか, 1979)に隣接する。少なくとも蛇紋岩の小岩体が産する部分や今回年代を測定した部分とは明確に区別が可能である。

以上のように、従来、岩相の類似から経験的に単一の地質体と一括されていた“沢谷層群”および“龍仙山帯古生層”は、ともに少なくとも起源の異なる2種の地質体から構成されていることが推論される。現段階では、これら2種の地質体間の境界の正確な位置は不明であるが、これまでに報告された両地域の地質構造から判断する限り、ジュラ紀付加体の構造的上位にトリアス紀変成岩が低角度の断層を介して累重するようにみえる。これら両地域の地質の解釈に関しては、後で個別に議論する。

c) 100-90 Ma 毛原層: 本層の低温高圧型変成岩から得られた変成年代(91-100 Ma)は、今回検討した他地域の年代値あるいは従来報告された黒瀬川帯の変成岩の年代値から大きくかけ離れている。詳細なデータは示されていないが、最近栗本(1991)は、本地質体から同様の K-Ar 年代値 89, 91, 92 および 97 Ma(測定: 岡山理科大学蒜山研究所)を報告した。今のところ後生的な年代の若返りを示す積極的な証拠は認められないので、この地質体を黒瀬川帯の構成要素とみなすこと(磯崎・板谷, 1990)は難しい。年代に基づいて毛原層に対比可能な地質体は、西南日本では三波川変成岩だけである。紀伊半島や四国中央部に分布する三波川変成岩主部の変成年代はおおよそ 70-80 Ma である(Itaya & Takasugi, 1988; Takasu & Dallmeyer, 1990)。一方、四国中・東部において御荷鉾緑色岩類およびそれに随伴する変成岩は、110-120 Ma の K-Ar 年代をもつ(鈴木ほか, 1990; 河戸ほか, 1991)。このように、本地質体は三波川変成岩主部よりもやや古く、御荷鉾緑色岩よりも若い、中間的な年代をもつ部分を代表することになる。四国中央部の三波川南縁帯とされてきた部分は 90-100 Ma の範囲の年代をもつこと(福井・板谷, 1989)から、毛原層はこの部分に対応する可能性が高い。

以上のことから、清水町地域の黒瀬川帯は、毛原層分布域を含まず、境川層、浅海成白亜系および蛇紋岩の産

出で示される幅約 3 km の領域に限られることになる。

2. 黒瀬川帯の地質体の構造的産状：クリッペ説の検証

本項では、上述の検討結果およびすでに報告されている資料に基づいて、各地域における黒瀬川帯の地質体の産状、特にクリッペ状の産状の有無を検討することにする。なお黒瀬川帯の南縁は、上述の各検討地域のみならずどこでも北傾斜の断層(例えば、四国の魚成スラスト、神原谷スラストなど)で特徴づけられ、黒瀬川帯の地質体は南側のジュラ紀付加体の構造的上位に産する。したがって、磯崎・板谷(1991)が提案した黒瀬川クリッペ説を検証する上では、黒瀬川帯とその北側に分布するジュラ紀付加体との境界の形態が重要となる。

a) 城川-檜原地域(Fig. 2)：城川変成岩および四万川層が黒瀬川帯の構成要素であることが判明したので、この地域の黒瀬川帯の分布パターンは、基本的に東西に連続する幅 1-6 km の帯をなし、その北西部に西方に大きく張り出す半島状突出部をもつことが明らかになった。この突出部の付け根にあたる部分の四万川付近では、黒瀬川帯の地質体とトリアス紀末(～ジュラ紀)の付加体(遊子川層群)との境界は西に開いた馬蹄形を描く(Fig. 2)。四万川付近には東西ないし東北東-西南西の軸をもつ背斜構造が発達する(Ishizaki, 1962)ことから、おそらくこの付近の地質体の馬蹄形分布パターンは、東にプランジした軸をもつ背斜構造によって生み出されていると説明される。すなわち、惣川、嘉義尾および四万川の 3 カ所に囲まれる領域には、黒瀬川帯の地質体の構造的な下位の地質体であるトリアス紀末(～ジュラ紀)付加体が地窓状に露出するとみなされる。そこで、この東西 13 km、南北 3-8 km にわたる遊子谷周辺の領域を、遊子谷地窓と呼ぶことにする(Fig. 2)。

一方、大野が原から惣川にかけて分布する黒瀬川帯の突出部には、東西方向の軸をもつ向斜構造の発達が指摘されている(山北, 1989)。この部分を構成する各地質体(ペルム紀付加体・蛇紋岩・弱変成岩)が東に開いた馬蹄形の分布パターンを示すことから、向斜軸は東にプランジすると推定される。特に惣川西方において、黒瀬川帯の末端部とトリアス紀末(～ジュラ紀)付加体との境界が同様の東に開いた馬蹄形を呈することから、この黒瀬川帯の突出部の地質体は、基本的にトリアス紀末(～ジュラ紀)付加体の構造的上位にクリッペ状に累重するとみなされる。以上のことから、本地域の黒瀬川帯の産状は Fig. 8A のようであったと推定される。ただし、この地域の黒瀬川帯の北側境界に相当する断層の形態については、高角度(Ishizaki, 1962)あるいは低角度北傾斜(富永・原, 1980)であるとみる相反する観察があり、

さらに検討する必要がある。

b) 仁淀-越知地域(Fig. 3)：島層が黒瀬川帯の要素であることが判明したため、本地域中央部における黒瀬川帯の分布幅が約 4-5 km となることが確実になった。なお、吾川ユニットと呼ばれる黒瀬川帯のクリッペ(磯崎・板谷, 1991; 本稿では吾川クリッペと呼ぶ)は、本地域西部の鳥形山周辺の黒瀬川帯主部から北に約 5 km 離れた位置に分布する。この間の仁淀川沿いには、構造的な下位にあたるトリアス紀末～ジュラ紀古世の付加体が露出する。この領域には東西の軸をもつ背斜構造が発達する(Hada & Kurimoto, 1990)のに対して、吾川クリッペは東西方向の軸をもつ向斜に参加している(饗場, 1982)。したがって、本地域の地質構造の概略は Fig. 8B のように示される。なお、吾川クリッペは大渡付近の黒瀬川帯の地質体とは、現在約 3 km 離れた位置に産するが、仁淀川による侵食が進む以前の段階では、両者が一連の地質体として連続していた可能性がある。この場合、仁淀川沿いの背斜軸部にジュラ紀付加体が地窓状に露出していたとすると、ちょうど Fig. 8A に示される城川-檜原地域と同様の状況にあったことになる。

また、本地域北東部の大崎東方には、大規模な緑色岩や蛇紋岩を含む地質体が分布し(佃, 1980)、岩相の特徴からペルム紀付加体の一部とみなされる。詳細はまだ不明であるが、大崎、横倉山および越知の 3 カ所で囲まれる領域には、トリアス紀末～ジュラ紀付加体が産すると予想され、小規模ながら同様の地窓状の湾入部をなすとみなすことが可能である。

c) 沢谷地域(Fig. 4)：今回の検討で“沢谷層群”主部が黒瀬川帯の構成要素であることが判明したが、周囲のジュラ紀付加体との関係は単純ではない。“沢谷層群”の内部地質構造に関しては、各研究者(勘米良, 1969; Maruyama & Yamasaki, 1978; Yamakita, 1988; Tominaga, 1990)の間で意見が一致しており、小規模な波曲が認められるものの、全体としては低角度の構造が支配的である。“沢谷層群”の北側には幅広くジュラ紀付加体(剣山層群)が分布するが、両者の境界が不明瞭であるため、上述のように“沢谷層群”をすべてジュラ紀オリストストロームあるいはジュラ紀付加体の一部とみなす立場がある(Faure, 1985; Yamakita, 1988; Tominaga, 1990)。しかし、トリアス紀・ジュラ紀の微化石の産出は Fig. 4 中の地点 X, X' および X'' を結ぶ線よりも北西側に限られる。これより南東側の地質体からは、ペルム・石炭紀の微化石のみの産出が知られており、トリアス・ジュラ紀の微化石はまったく見つかって

Fig. 8. Various field occurrences of the Kurosegawa klippe in Shikoku island and Kii Peninsula.

いない(丸山・古谷, 1983; Yamakita, 1988; Tominaga, 1990). 今回, トリアス紀末を示す変成年代(211 Ma)を得た試料は, この南東側のユニットから採取したものであり, このユニットに関する限り原岩年代と変成年代との間の前後関係に矛盾はないことになる. また, 黒瀬川帯を特徴づける小規模な蛇紋岩や結晶片岩の産出もこのユニット内に限られることから, この部分だけを黒瀬川帯の構成要素として, 北西側のジュラ紀付加体から識別することが可能である. 特に地点 X と X' とを結ぶ線は, 従来の“沢谷層群”主部と下部との境界(=勘米良, 1969 による沢谷層と東浦層との境界)にほぼ相当する. 本地域を検討したすべての研究者がこの境界を低角度で東に傾斜する面とみなしている. したがって, 両地質体はこの構造的層準で境され, ジュラ紀付加体の構造的上位に黒瀬川帯の地質体が低角度の断層を介して累重すると理解される. 本地域の黒瀬川帯は東方へさらに追跡され, 鈴木ほか(1990)によって報告された本地域北東縁の上勝地域の黒瀬川帯に連続する. 上勝町梅の木周辺でも, 同様にジュラ紀付加体の構造的上位に黒瀬川帯の地質体が累重する関係が指摘されている(鈴木, 1991)ことから, おそらく沢谷地域では, このような累重関係が本質的であると判断される.

また本地域西部の川成西方には, ジュラ紀付加体の分布域中に独立したペルム紀地質体が産する. この地質体

は石田(1985)が B および C 亜帯と呼んだもので, 南北幅は最大 1 km, 東西方向には少なくとも 9 km 追跡される狭長な分布を示す. 南側の黒瀬川帯主部からは, 1-2 km 隔離した位置に産し, その南北両側に産するジュラ紀付加体とは東西走向の断層で境される. 緑色岩やチャートを伴い, 泥岩からペルム紀放散虫を産することから, ペルム紀付加体の一部とみなされる. また, 最大幅 60 m の蛇紋岩岩体とその分布南限に沿って断続的に随伴することから, 本地質体はおそらく黒瀬川帯の地質体の一部と推定される. ジュラ紀付加体分布域中に独立して産することから, この地質体がクリッペをなす可能性が考えられ, その場合この南側の狭いジュラ紀付加体の分布域(石田, 1985 の D および E 亜帯)は地窓状部分に相当することになる.

以上のことから, 本地域の黒瀬川帯の産状をまとめると, Fig. 8B に示す仁淀-越知地域とほぼ同様な, 黒瀬川帯の地質体が巨大なクリッペとしてジュラ紀付加体の上に構造的に累重する地質構造が推定される.

d) 清水町地域(Fig. 5): 今回の検討結果から, 毛原層は黒瀬川帯の要素には含まれないので, 本地域の黒瀬川帯は境川層, 浅海成白亜系および蛇紋岩の分布域によって示される東北-西南方向に延びる幅 3 km の領域に相当することが確認された. 本地域北東部, 毛原中から板尾にかけては, 秩父帯の地質体および三波川変成岩の

一部である毛原層が一体となってクリッペ状の地質体をなし、四万十帯の後期白亜紀付加体の構造的上位に累重している(栗本, 1986a). また本地域の黒瀬川帯の地質体は、南北両側のジュラ紀付加体と高角度の断層を介して接しているため、上記3地域の例のように、黒瀬川帯の地質体が比較的単純なクリッペ状の産状を呈するわけではない。

ただし、本地域東部、岩坂観音付近には、かつて坂(1969)によって秩父系小地塊と呼ばれた地質体が白亜系二川層分布域中に露出しており、この地塊の産状が本地域の地質構造の解釈において重要な意味をもつ。この小地塊のチャートからはトリアス紀コノドントが産出しており(栗本, 1986)、この地質体がトリアス紀～ジュラ紀付加体から構成され、その北側に分布するジュラ紀付加体と連続した地質体をなすことは疑いがない。また、この三角形の地塊の南縁および北西縁に沿って、境川層に比較される薄い千枚岩岩体が挟まれている。本地域の白亜系は北東-南西方向の軸をもつ褶曲に参加しており、特にこの小地塊周辺では、その西端部を通り、西にプランジする背斜軸が発達する(坂, 1969)。極めて小規模ではあるが、ここでは白亜系と境川層相当の千枚岩とが東に開いた馬蹄形の分布形態を呈し、その核部にトリアス紀～ジュラ紀付加体が位置する。すなわち、トリアス紀～ジュラ紀付加体は、白亜系や境川層からなる黒瀬川帯の地質体の構造的低位に産し、プランジする背斜軸部に沿って半地窓として露出しているとみなされる。そこで、従来の秩父系小地塊から境川層を除いた領域を、岩坂地窓と呼ぶことにする。

一方、この岩坂地窓の北側では白亜系二川層は向斜をなし、その北縁部には基底礫岩層を伴う(坂, 1969)。この向斜の北翼は基底礫岩も含めて逆転しており、その北側に隣接する境川層およびジュラ紀付加体とともに北に急斜する。この白亜系の等斜褶曲を解き、北縁部の地層の傾斜を堆積時のほぼ水平な状態にもどすと、境川層や白亜系からなる黒瀬川帯の地質体がジュラ紀付加体の構造的上位に累重する関係が復元される。この関係は、上述の秩父系小地塊周辺で観察される事実と調和的で、ジュラ紀付加体が黒瀬川帯の地質体の構造的低位にあるとみなすと整合的に説明される。前島(1978)は、本地域西方約30 kmに位置する湯浅北方地域において、境川層に相当する220 Ma 弱変成岩(磯崎・板谷, 1990)がジュラ紀付加体の構造的上位にほぼ水平なクリッペ状地質体として産する例を示した。以上のことを総合すると、紀伊半島西部の黒瀬川帯の地質体は、本質的にジュラ紀付加体の構造的上位に産すると理解される。

なお、三波川変成岩の一部とみなされる毛原層は、四万十帯上に累重するクリッペ状地質体中に産し、ジュラ紀付加体の北側に配列する。毛原層とジュラ紀付加体との境界は高角度北傾斜の断層とされている(栗本, 1986b)が、上述のように逆転した白亜系を堆積時の状況に復元すると、毛原層はクリッペ内部では初生的に最も構造的低位のユニットであったことになる。この関係は最近四国において明らかにされてきた三波川帯と秩父帯との構造的累重関係(磯崎・板谷, 1991; 磯崎・丸山, 1991; 河戸ほか, 1991)と合致し、両帯間の本質的關係とみなされる。以上のことから、清水町地域の黒瀬川帯、秩父帯および三波川帯の地質体は Fig. 8C に示されるような産状を呈すると推定される。

e) 鳥羽-五ヶ所浦地域(Fig. 6): 今回の検討によって、砥谷層群と龍仙山帯“古生層”の一部が黒瀬川帯の要素であることが判明した。本地域の地質は東部と西部との間でややようすが異なっているので、以下では分けて議論する。

東部では、蛇紋岩、200 Ma 砥谷層群および白亜系の分布域によってほぼ黒瀬川帯の輪郭が示される。この幅2 km以下の領域には、上記のほかに弱変成付加体が複列分布するが、坂ほか(1988)はこれらを青峰層群として一括し、同層群からはジュラ紀放射虫が産すると報告した。しかし、坂ほか(1988)によって、2地帯の青峰層群とされた地質体は浅海成白亜系によって直接不整合に覆われている。また、砥谷帯と登帯とに挟まれる青峰層群とされた地質体からは紡錘虫 *Lepidolina kumaensis* が産する(Yamagiwa & Saka, 1972)。このような現象は黒瀬川帯のペルム紀付加体の特徴的なもので(磯崎・板谷, 1990)、秩父帯のトリアス紀～ジュラ紀付加体についてはこれまで知られていない。本地域における小規模な蛇紋岩体の分布から判断すれば、おそらく青峰帯の青峰層群だけがジュラ紀付加体であり、他の列の青峰層群とされたものは、黒瀬川帯のペルム紀付加体である可能性が強い。したがって、詳細は不明ながら、坂ほか(1988)による秩父帯中帯から南縁の青峰帯だけを除いた領域が、本地域の黒瀬川帯に相当するとみなされる。

一方西部では、坂(1984)によって龍仙山帯“古生層”と一括された地質体の中に、ジュラ紀付加体と黒瀬川帯の200 Ma 千枚岩が含まれることが明らかになった。両者の境界は不明であるが、小規模な蛇紋岩の分布域とトリアス・ジュラ紀放射虫産地の位置に注目すると、おおそ地点YおよびY'を結ぶ線が境界とみなされる。龍仙山帯“古生層”の内部は、Kimura(1957)、坂ほか(1979)および坂(1984)によれば、緩やかに波曲した低

角度の構造で特徴づけられ、基本的に南へ緩傾斜する同斜構造を呈する。したがって、詳細は不明ながら、北側のジュラ紀付加体は、蛇紋岩を伴う 200 Ma 千枚岩の構造的低位に産することになる。また、坂ほか(1979)による五ヶ所湾周辺の地質体の分布パターン、走向・傾斜のデータおよび断面図に示された構造に基づく、200 Ma 千枚岩、浅海成白亜系および蛇紋岩は全体として東にプランジした軸をもつ向斜状の地質構造を呈する。例えば、蛇紋岩の片状構造が五ヶ所湾沿いで低角度になることや、その分布が東に開く馬蹄形を呈することはそれを端的に示している。蛇紋岩の上位に重なる白亜系や低位の千枚岩もほぼ調和的な構造をもつ。またこれらの黒瀬川帯の地質体は、構造的低位に産するジュラ紀の付加体によって三方を囲まれている。以上のことから、この地域の黒瀬川帯の地質体は、ジュラ紀付加体の構造的上位に産し、東プランジの向斜軸部にクリップ状に分布すると理解される。従来大規模な蛇紋岩の産出は、地下深部(マントル)に達する主要な断裂帯と一般に理解されてきたため、本地域の蛇紋岩分布域も伝統的に五ヶ所-安楽島“構造線”と呼ばれてきた。しかしその実態は、上述のようにクリップ的な産状を呈する地質体の一部と考えられ、地下深部に連続するようなものではない。そこで本稿では、この狭長な地質体を五ヶ所-安楽島クリップと呼ぶことにする。その狭長な分布は、その北縁と南縁を限る高角度の断層によって印象づけられ、地下深部に至る断裂帯を連想させたが、おそらくそれらの高角度断層は初生構造を切る二次的な構造とみなされる。また、五ヶ所西方に分布する河内層群(山際・坂, 1967)と呼ばれる地質体(Fig. 6)は、厚いペルム紀石灰岩・緑色岩を含む岩相組み合わせから判断して、おそらく黒瀬川帯のペルム紀付加体とみなされる。この地質体の内部がほぼ水平な地質構造で特徴づけられることはほとんどの研究者によって確認されている。また、この地質体が東西方向の向斜軸に沿って分布すること、またその南側では五ヶ所-安楽島クリップとの間の背斜軸沿いにジュラ紀付加体が分布することから、河内層群がクリップとして産する可能性が示唆される。同様に坂ほか(1979)が白滝帯と呼んだジュラ紀付加体分布域はおそらく地窓をなすと推定される。以上のことから、鳥羽-五ヶ所浦地域に分布する黒瀬川帯の地質体の産状は Fig. 8D のようであると推定される。ただし、クリップや地窓の境界の位置などの詳細は今後の検討を待たねばならない。

f) 結論: 以上のように、四国および紀伊半島の各検討地域で観察される限り、黒瀬川帯の地質体は基本的にそ

の北側に分布するジュラ紀付加体の構造的上位に産するとみなされる。また、四国中西部の吾川クリップの他にも、黒瀬川帯の岩石が局所的なクリップ様地質体として産する例が沢谷地域や鳥羽-五ヶ所浦地域で確認される可能性が指摘された。上述のように、黒瀬川帯の南縁は西南日本各地で共通して北傾斜の断層であることを考慮すると、黒瀬川帯の地質体全体は東西長 500 km に及ぶ細長い巨大クリップとして産するとみなされる。今回検討した各地域は西南日本における黒瀬川帯の主要分布域にあたることから、その産状は一般性をもつと判断される。

なお、高知県中央部の黒瀬川帯の北端は、上倉スラストと呼ばれる北傾斜の断層で北側のジュラ紀付加体と境されており(磯崎・板谷, 1990)、一見、クリップ説に否定的な産状を呈するように見える。しかし、この地域の浅海性下部白亜系はその北側に分布するペルム紀付加体を不整合に覆い、その北縁は北に急斜し、基底の不整合面は逆転している(小林・井尻, 1938)。上述の清水町地域の場合と同様に、向斜北翼の白亜系の地層面を堆積時のほぼ水平な状態に復元すると、その低位の地質体の構造もほぼ水平あるいは南傾斜となり、もともと黒瀬川帯の地質体が構造的上位に累重していたことが推定される。したがって、この例もクリップ説の否定材料にはならない。

3. 黒瀬川クリップの形成

クリップとは、本来一連のナップであった地質体の一部が、後の差別的剝削によって、地形的に独立した分布をとるようになったものを指す。上述のように、黒瀬川帯の地質体が西南日本外帯において構造的最上位に産するクリップである可能性が高くなり、ここに至って先に筆者らが提唱した黒瀬川帯の地質体が内帯の先ジュラ紀造山帯産物の外側延長部(outlier)にあたるという解釈も高い現実性を帯びてきたように思われる。ここでは、この考えに従って、黒瀬川クリップの形成過程について考察を試みる。

a) 黒瀬川クリップの形態と剝削レベル: 今回の検討地域の中で、特に紀伊半島における黒瀬川帯の地質体の産状は重要である。Fig. 1 に示されるように、紀伊半島中央部では秩父帯の分布が東西方向に約 40 km の区間で欠損している。これは秩父帯のジュラ紀付加体が低位の四万十帯付加体の構造的上位にほぼ水平なクリップとして産し、現在の分布が地形的高所にみに限られることによる(大和大峯研究グループ, 1987)。同様に紀伊半島中央部において、黒瀬川帯も欠損するが、その欠損区間は紀伊半島西部の清水町地域から東部の五ヶ所浦地域ま

Fig. 9. Schematic diagram of the Kurosegawa klippe showing the relation between its 3-D structure and erosion level on the surface.

での約 120 km とさらに長い。ここで紀伊半島東部および西部における黒瀬川帯の分布末端部の形態に注目すると、鳥羽-五ヶ所浦地域では今回検討した五ヶ所-安楽島クリッペの西端は東に開いた馬蹄形を呈して周囲のジュラ紀付加体の構造的上位に累重する (Fig. 6)。一方、紀伊半島西部の清水町地域の場合は、黒瀬川帯の地質体だけではなく、その構造的下位に産するジュラ紀付加体や三波川変成岩 (毛原層) が、一体として構造的な下位の四万十帯付加体の上にクリッペとして産し (Fig. 5)、その東端は西に開いた馬蹄形を呈する。すなわち、鳥羽-五ヶ所浦地域および清水町地域には、対称的な末端形態をもつクリッペが発達するといえる (Fig. 1)。現在、紀伊半島中央部の高野山付近の標高は 1100-1300 m であり、紀伊半島西部および東部の海岸地域より約 1000 m も地形的高所にあるにもかかわらず、ここでは黒瀬川帯および秩父帯の地質体が欠損し、かわりに構造的な最下位の四万十帯の地質体が露出する。このことは、紀伊半島中央部が相対的に隆起したこと、またその結果、地表での削剥面が地質構造に斜交するようになったことを示唆している。かりに紀伊半島の黒瀬川クリッペおよび秩父クリッペのもともとの厚さをのおのおの約 1-2 km 程度と薄く見積もったとしても、現在見られる紀伊半島の地質構造をつくるためには、中央部が選択的に約 3-5 km 隆起することが必要となる。構造的な最下位の四万十帯の後期白亜紀付加体もがまきこまれていることから、この局地的隆起は新生代の間におきたと推定される。新生代の間、紀伊半島中央部が相対的に隆起傾向にあったことは、浅海成および段丘堆積物の分布パターンなどから指

摘されており (例えば、第四紀地殻変動研究グループ, 1968)、上述の結論と調和的である。

この紀伊半島における黒瀬川帯の分布形態から、次のことが考察される。すなわち、各地域における黒瀬川クリッペの分布形態や幅は、基本的に地表でのクリッペの削剥レベルによって規定され、相対的削剥レベルがまだ浅い場合は黒瀬川クリッペの分布幅は比較的広いが、徐々にレベルが深くなるにつれ狭くなり、極端に深くなるとクリッペがすべて削り尽くされてしまい黒瀬川帯の分布が欠損すると推定される。Fig. 9 に黒瀬川クリッペの削剥レベルと分布パターンとの関係を模式的に示す。磯崎・板谷 (1991) が指摘したように、九州ではまだ削剥が進んでおらず、黒瀬川帯の幅が広いが、紀伊半島中央部のように削剥が深部に及ぶと、黒瀬川帯はもはや地表には出現しないことになる。四国各地や紀伊半島東部および西部は、その中間的削剥レベルにあるとみなされる。

また、各地において黒瀬川クリッペの末端部がしばしば馬蹄形の形態を呈するのは、クリッペそのものが東西性の軸をもつ向斜に参加しており、緩い船底状の底面をもつことによる。Fig. 8 に示されるように、四国および紀伊半島各地の黒瀬川クリッペは、常に向斜軸部を中心に分布している。一方、隣接する背斜軸部にはジュラ紀付加体の地窓が出現する。Yamakita (1988) は秩父帯北半部におけるこのような東西方向の軸をもつ褶曲構造の重要性を最初に指摘したが、黒瀬川クリッペの地質体をジュラ紀付加体の一部と混同したために、異なった結論を導いた。この東西に軸をもつ背斜・向斜構造の形成過

程については、黒瀬川クリップの形成過程そのものに直結しているので、次の項で議論することにする。

b) 黒瀬川クリップの出現過程とその時期：黒瀬川帯に産する浅海成中生層は、波長数 m、振幅十数 m 程度の褶曲構造を示し、強い変形を受けているものの、ほとんど変成されていないことから、堆積後一度も地下の深所に持ち込まれたことがない地質体とみなされる。したがって、それらに直接不整合に覆われる黒瀬川帯の諸岩石・地層も、中生層堆積後、現在に至るまで、ほぼ地表近くにとどまっていたことになる。ちなみに、非～低変成シルル・デボン系の産出も同様のことを意味している。これらのことは、黒瀬川帯の地質体が、外帯の諸地質体の中で構造的に最上位を占める表層ナップの一部で、それは現在西南日本内帯に分布する先ジュラ紀の造山帯産物と一連の地質体であったとする解釈(磯崎・板谷, 1991)と矛盾しない。それでは、もともと内帯側から連続していたナップの一部が独立したクリップとなったのは何時頃で、またそれはどのような過程を経たのであろうか。

秩父帯に産する浅海成白亜系は、主として黒瀬川帯に、また一部その南側の(従来秩父累帯南帯とされた)領域に分布し、下位の岩石・地層を不整合に覆う。しかし、黒瀬川帯の北側(従来秩父累帯北帯とされた領域)に分布するジュラ紀付加体を不整合に覆うことはない。かつて徳島県勝浦川地域の下部白亜系は、剣山層群(ジュラ紀付加体)を直接不整合に覆うとされていた(須鎗ほか, 1969)が、鈴木ほか(1990)によって実際にはその基盤はすべて黒瀬川帯の要素であることが解明されたために、一つの例外も認められなくなった。このことは、黒瀬川帯の南側を除けば、ジュラ紀付加体は白亜紀古世にはまだ地表に露出していなかったことを意味している。おそらく下部白亜系堆積時には、内帯から連続する表層ナップの一部として黒瀬川帯の構成要素のみが地表に広く露出していたのであろう(Fig. 10A)。その後、白亜紀後期になって、低温高压型三波川変成岩が沈み込み帯深部から絞り出されてきて(丸山, 1990)、ジュラ紀付加体の構造的な下に位置される。引き続いて黒瀬川帯の構造的な下にあったジュラ紀付加体とさらに構造的な下の三波川変成岩とが共にドーム状に隆起した(磯崎・丸山, 1991)ために、最上位のナップの一部は完全に削剥され、下位のジュラ紀付加体が地表に地窓として露出し始めた(Fig. 10B)。言い替えれば、黒瀬川クリップはこの時点で形成され始めたことになる。ジュラ紀付加体が地表に露出した正確な年代は直接明らかにされていない。しかし、その下位の三波川変成岩が始新世には地表に露出していた(永井, 1972; Isozaki & Itaya, 1989;

Yokoyama & Itaya, 1990; Fig. 10D)ので、ジュラ紀付加体の地窓出現あるいは黒瀬川クリップの形成開始は、おそらく白亜紀最末期から暁新世のある時期と推定される(Fig. 10C)。また、このような構造的な下の地質体の隆起のため、黒瀬川クリップは、基本的に東西方向に軸をもつ向斜をなし、その底面は舟底状の三次元形態をもつようになったと推定される。さらに波長の短い東西性の軸をもつ向斜・背斜の形成については、中新世頃の前弧域の短縮(竹下, 1991)による可能性がある。

c) 黒瀬川クリップ認定の造山論上の意義：西南日本外帯に分布する黒瀬川クリップを、もともと内帯の先ジュラ紀造山帯産物と一連の地質体であったとみなすと、西南日本全体の地質構造の解釈は従来のものから大きく変わらざるをえない(磯崎・板谷, 1991; 磯崎・丸山, 1991)。特に、西南日本の造山帯の内部構造がほぼ水平な付加体やその変成部の累重で特徴づけられることは、日本列島のような付加型造山帯が従来考えられていたように、単純に大陸側から海洋側へと成長したというよりも、むしろ構造的な上位から下位へと成長したことを意味している。すなわち、構造的な上位により古い地質体が産し、順次下位に向かって若い地質体が成長していったことになり、これは大陸縁に発達する付加型造山帯の内部構造の本質を表している。

従来、世界のコルディレラ型造山帯とされた地域の中ではこのような付加体のナップ構造が広域に発達することは知られていなかった。このように、黒瀬川クリップの認識が始まる、西南日本造山帯の水平構造の解明は、地域地質学的意義をもつほかに、海洋プレートの沈み込みによる付加型造山帯の一般的構造の解明の鍵を握っていると考えられる。北米西岸地域はコルディレラ造山帯の命名の由来となった模式地であり、かつて低角度の地質構造が注目されたこともあった(*e. g.*, Irwin, 1977)が、1980年代以降はテレーン説の大流行のために、高角度の構造が本質であるといった主張が支配的である。しかし、北米西岸地域を含めて世界各地のコルディレラ型造山帯についても、日本と同様な、微化石あるいは放射性年代を用いた年代マッピング法を試みれば、おそらく同様な結果を得る可能性が高い(例えば、Isozaki & Maruyama, 1992a, b)。

また、従来別々に扱われてきた内帯と外帯に分布する地質体を、もともと一連の先ジュラ紀地質体のナップまたはジュラ紀付加体のナップとして捉えれば、その分布幅は後生の二次的短縮(例えば、古中央構造線のスラストイングに伴う南北方向の短縮; Fig. 11, 磯崎・丸山, 1991)を考慮しても、100-200 km のオーダーと

Fig. 10. Schematic history of the Kurosegawa klippe in the Outer Zone of Southwest Japan.

A : Primary geometry of the pre-Jurassic nappe with Lower Cretaceous covers, B : Onset of denudation of the pre-Jurassic nappe on the surface induced by wedge extrusion of the Sanbagawa high-P/T schists, C : Exposure of the Chichibu window and initiation of klippe formation by doming, D : Exposure of the Sanbagawa window and formation of the Chichibu klippe.

Fig. 11. Schematic block diagram of Southwest Japan, showing 3-D geometry of the Kurosegawa klippe (modified from Isozaki & Itaya, 1991 and Isozaki & Maruyama, 1991). Tertiary granites are removed.

なる。これは、ヨーロッパ・アルプスの衝突型造山帯で知られているナップ構造のオーダーに匹敵し、造山帯の基本構成要素(地体構造要素)の規模に関する具体的数値を与えている。したがって、日本列島のように幅 400 km 程度の造山帯の内部構造を考察する場合には、各種地質体の現在の見かけの分布パターンを重視するあまり、従来のように不必要に多くの地体構造ユニットを設けすぎることには注意しなければならない。

まとめと今後の検討課題

最後に、本研究で明らかになった事実および最近明らかにされた諸知見に基づいて、現段階における黒瀬川クリップに関する理解を整理することにする。これをもって、筆者らがこの数年間、黒瀬川帯に関して進めてきた研究の一応のまとめとしたい。また、黒瀬川クリップに関連する今後の問題点を指摘しておくことにする。

1. 黒瀬川クリップのまとめ

a) 定義: 西南日本外帯において、主に先ジュラ紀の造山帯産物からなり、低角度断層を介して秩父帯のジュラ紀付加体の構造的上位に累重する地質体を黒瀬川クリップと呼ぶ。

b) 分布: 主要な分布は関東山地東縁から九州中部有明海沿岸まで東西方向に約 1000 km 断続的に追跡される。主として秩父帯中央部ないし北部に産するが、一部は三波川帯に産することもある。関東山地、中部地方戸台地域、紀伊半島東部、紀伊半島西部から四国西部、そして九州中部にまとまった分布域がある。地表における南北方向の分布幅は、一般に数 km 程度であることが多

く、10 km を越えることはない。分布の詳細については、Yoshikura *et al.* (1990) および磯崎・板谷(1990)を参照されたい。

c) 三次元形態: 基本的にはほぼ水平な板状地質体をなし、東西方向に狭長なクリップとして産する。分布が途切れる場合は小規模なクリップとして独立して産する。東西方向に軸をもつ緩やかな向斜をなすことが多く、クリップの底面は舟底状の形態を有する。

d) 主要構成要素: 形成年代の古い順に、シルル・デボン系、450-320 Ma 低温高压型変成岩、400 Ma 花崗岩およびグラニュライト、蛇紋岩、280 Ma 花崗岩、240-180 Ma 低温高压型変成岩、およびペルム紀末付加体が主要な構成要素で、これらを不整合に被う浅海成ペルム・トリアス・ジュラ・白亜系が伴われる。地表における分布面積では、ペルム紀末付加体およびその変成部である低温高压型変成岩そして表層部の白亜系が卓越する。

e) 内部地質構造: 各種地質体は、細かなレンズ状岩体として産し、互いに高角度断層で境されることが多い。また、これらの断層に沿って小規模な蛇紋岩が挟まれていることが多く (Fig. 9)、部分的には高知県伊野町付近で観察されるような蛇紋岩メランジュ (Maruyama, 1981) をなす。地表では黒瀬川クリップ内部において東西方向の高角度の構造が卓越するが、これらは各地の黒瀬川帯分布末端部における内部構造から判断すると、地下深部 (例えば、西南日本弧直下の楔状マントル) まで連続せず、クリップ底面のほぼ水平な断層に収斂するか、もしくはそれによって断たれるとみなされる。一般にペルム

紀付加体と 240-180 Ma 弱変成岩類が北側あるいは構造的低位に、また先ペルム紀各種地質体および浅海成ペルム～白亜系が南側あるいは構造的上位に偏って産する傾向がある。

f) 起源と形成史: 黒瀬川クリッペは、西南日本内帯に産する先ジュラ紀地質体群と同じ起源をもつ造山帯産物(主に先ジュラ紀付加体)で、もともと内帯から連続していたナップの海洋側先端部に相当する。これらの造山帯産物はアジア大陸(揚子地塊)東縁においてトリアス紀末までに形成された。ジュラ紀～白亜紀の間、この表層ナップの上では侵食や浅海成地層の堆積が進み、一方このナップの構造的低位ではジュラ紀～白亜紀付加体が順次成長した。その後、ジュラ紀付加体および三波川変成岩、さらには四万十帯の白亜紀付加体は、東西方向の軸をもつ長円形のドームとして隆起したため、ドーム頂部に位置した表層ナップの一部は地表で著しく侵食され、局部的に低位のジュラ紀付加体が地窓として露出し始めた。この時点で、もともと一連であったナップ先端部と内帯側のナップ主部とが途切れ始めることになった。おそらく白亜紀後期から第三紀初頭のある時期に、低位の地質体の地窓の露出面積が広がり、先ジュラ紀造山帯産物からなるナップ先端の一部が完全に独立した分布を示すようになり、黒瀬川クリッペが出現した。

2. 今後の検討課題

a) 浅海成白亜系の堆積相: 黒瀬川クリッペに産する浅海成白亜系は、もともと内帯側から連続していたナップの先端部の上に堆積したと推定されるが、その堆積盆の初生的規模や形態については、改めて考察する必要がある。特に、クリッペの向斜構造をもとの状態に戻し、縁辺部で剝削されたであろう部分を復元すると、堆積盆の南北の広がりとは従来推定されていたよりもかなり広くなると推定される。したがって、かつて中生界盆地と呼ばれたような、複数の独立した小堆積盆地群が初生的に発達したのではなく、一連の広大な大陸縁の浅海堆積場が存在したのかもしれない。また、同じ理由から、横ずれ断層帯に随伴するプルアパート型盆地のような局所的で狭長な堆積盆のモデル(平ほか, 1981; 田代, 1985)を想定する必要もないことになる。例えば、関東山地の山中地溝帯は、初生的に溝状の白亜系堆積盆が出現したのではなく、白亜系の堆積後に黒瀬川クリッペ全体が二次的高角度断層によって南北両側を切られ地溝状におちこんだ部分と推定される。したがって、白亜系堆積場の初生的形態の復元については、その北側に点在する白亜系跡層の層相との関連などを考慮して再検討されねばならない。

先ジュラ紀造山帯産物からなるナップの先端部でこれらの白亜系が堆積した頃、さらに内帯側でも同時期の地層群が堆積していた。下部白亜系については、中部地方の手取層群、中国地方の関門層群あるいは近畿地方の篠山層群がその代表である。また上部白亜系では、濃飛火山碎屑岩類、泉南火山碎屑岩類、御船-大野川-和泉層群などがある。いずれも特徴的な岩相をもっており、異なった堆積環境あるいは造構環境で形成されたとされている地層群である。特にこれらの内帯の白亜系には淡水あるいは汽水成堆積物が少なからず含まれるのに対して、外帯の下部白亜系は海成層を主体とし(松本ほか, 1982)、後者は前者より海洋側で堆積したことが推定される。確認された不整合関係からは、これらの白亜系の堆積基盤のほとんどは、先ジュラ紀造山帯産物からなる表層ナップであったと推定される。これらの非海成～海成白亜系は、表層ナップ上の種々の地形的くぼみ、例えば陸域内の小堆積盆地、前弧盆あるいは海溝陸側斜面の堆積盆などを埋めるようにして、互いに同時異相の関係で堆積したのであろう。第三紀の古中央構造線に沿う短縮(領家帯南半の欠損)や、白亜紀に背弧海盆(日本海)がなかったことを考慮しても、これらの各種白亜系間の同時異相の関係は、現在の西南日本弧に直交する方向における表層堆積相の側方変化、例えば、琵琶湖、瀬戸内海、および土佐海段に認められる各種堆積物間の関係に、ほぼ同じスケールで比較が可能であろう。今後、これらの地層について、sequence stratigraphyなどの概念をとり入れた詳しい比較研究が望まれる。特に、黒瀬川クリッペ上の下部白亜系基底に特徴的に産する赤色岩相は、同時期に内帯側で堆積した関門層群との関連を示唆しているとみなされ、堆積盆地の発生時の古地理の情報として興味深い。

なお最近、飛騨帯の手取層群および韓半島南縁の下部白亜系礫岩からジュラ紀古世チャート礫が発見されたので(斉田, 1987; 竹内ほか, 1991; Chang *et al.*, 1990)、ジュラ紀付加体の一部はすでに白亜紀古世のアジア大陸縁辺部で局部的に地窓として露出していた可能性がある。ジュラ紀付加体が地表に露出するためには、構造的上位の先ジュラ紀造山帯産物が剝削されねばならないので、現在内帯に分布する先ジュラ紀造山帯産物も、さらに大陸側にあったナップのルートゾーンから分離して巨大なクリッペになりかけていたことになる。

b) 東北日本との関連: 黒瀬川クリッペ説では西南日本における内帯と黒瀬川帯の比較が議論されてきたが、同様な構成岩石種をもつ地質体が東北日本に存在する。それは、従来南部北上帯および松平・母体帯とされてきた

領域の地質体である (Fig. 1). これらはほとんど共通した構成要素をもつことから、西南日本の先ジュラ紀造山帯産物と同一の起源をもち、その東北方延長に相当することはほぼ疑いがない (磯崎・丸山, 1991). 最近になって、東北日本の中・古生界の研究が進み、西南日本との比較が試みられている. 例えば、田沢 (1988) は、南部北上帯の地質体を北部北上帯のジュラ紀付加体の構造的上位に衝上したナップとみなしている. 現在のところ、奥羽山地下の先第三紀の地質情報が少ないため、このナップが大陸縁辺から途切れずに連続するものなのか、あるいは独立したクリッペになっているのかはよくわからない. ここで、クリッペをなすか否かは問わずに、先ジュラ紀造山帯産物からなるナップの最外縁という観点から眺めれば、少なくとも南部北上帯と北部北上帯との間に発達する早池峯構造帯の外側 (東側) 境界は、西南日本の黒瀬川クリッペの南限に相当するということができる. もし南部北上帯がクリッペならば、西南日本の黒瀬川クリッペをはるかに凌ぐ、幅約 100 km を越す巨大なものとなる. 東北日本に広範に分布する火山岩や花崗岩を避けて適当な場所を選べば、深層ボーリングによって、直接ナップ構造が解明されるかもしれない.

文 献

- 饗場清文, 1982, 四国中西部秩父累帯北帯, 中津・名野川地域の三波川変成作用. 地質雑, **88**, 875-885.
- Chang, K., Woo, B., Lee, J., Park, S. and Yao, A., 1990, Cretaceous and Early Cenozoic stratigraphy and history of eastern Kyongsang basin, S. Korea. *Jour. Geol. Soc. Korea*, **26**, 471-487.
- 第四紀地殻変動研究グループ, 1968, 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, **7**, 200-211.
- Faure, M., 1985, The pre-Cretaceous structure of the Outer Belt of Southwest Japan. *Tectonophysics*, **113**, 139-162.
- 福井志郎・板谷徹丸, 1989, 三波川南縁帯変成岩の K-Ar 年代学. 岩鉱, **84**, 132.
- Hada, S., 1967, Geology of the middle-Aritagawa district, Wakayama prefecture, with special reference to the relationship between the Chichibu belt and the Sanbagawa belt. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 20, 39-60.
- , 1974, Construction and evolution of the intra-geosynclinal tectonic lands in the Chichibu Belt of western Shikoku, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **17**, 1-52.
- 波田重熙・石井健一・松岡 篤・伊沢尚美, 1985, 高知県吾川村・仁淀川地域の秩父帯北帯. 総研連絡紙 MRT, no. 1, 37-42.
- Hada, S. and Kurimoto, C., 1990, Northern Chichibu terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Nippon-Insatsu, Osaka, 165-183.
- 波田重熙・鈴木堯士・吉倉紳一・土谷信之, 1979, 四国の黒瀬川構造帯と西南日本外帯の造構環境. 加納 博教授記念論文集, 341-368.
- ・吉倉紳一, 1991, 黒瀬川テレーンの“薄衣式礫岩”に含まれる花崗岩質岩礫の U-Pb 年代. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 133.
- 浜田隆士, 1963, 三重県五ヶ所-安楽島構造線について. 地質雑, **69**, 208-209.
- 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, 263p.
- 平山 健・田中啓策, 1956, 5 万分の 1 地質図幅「動木」および説明書. 地質調査所, 37p.
- ・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三, 1956, 徳島県剣山図幅および同説明書. 徳島県, 52p.
- 堀越 毅, 1972, 日本列島の造山帯とプレート. 科学, **42**, 665-673.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下 昇, 1953, 坂州不整合について—徳島県那賀郡坂州村付近の団体研究—. 徳島大学芸紀要, **3**, 61-74.
- , 1956, 黒瀬川構造帯 (四国秩父累帯の研究 III). 地質雑, **62**, 82-103.
- Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., 1990, eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. Publ. IGCP Project #224, Nippon-Insatsu, Osaka, 413p.
- Irwin, W.P., 1977, Review of Paleozoic rocks of the Klamath Mountains. In Stewart, J. H., Stevens, C. H. and Fritzsche, A. E., eds., *Paleozoic Paleogeography of the Western United States*, Pacif. Sec. Soc. Econ. Paleont. Miner., Los Angeles, 441-454.
- 石田啓祐, 1985, 徳島県秩父累帯北帯南部の先白亜系. 地質雑, **91**, 553-567.
- Ishiwatari, A., 1991, Time-space distribution and petrologic diversity of Japanese ophiolites. In Peters, T. et al. eds., *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, Min. Petr. Minr. Oman, 731-751.
- Ishizaki, K., 1962, Stratigraphical and paleontological studies of the Onogahara and its neighbouring area, Kochi and Ehime Prefectures, Southwest Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 2, **34**, 95-185.
- 磯崎行雄, 1986, 秩父累帯北帯新改層とベルム紀末の黒瀬川地塊北縁収束域. 地質雑, **92**, 497-516.
- Isozaki, Y. and Itaya, T., 1989, Origin of schist clasts of the Upper Cretaceous Onogawa Group, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 361-368.
- 磯崎行雄・板谷徹丸, 1990, 四国中央部および紀伊半島西部黒瀬川地帯北縁の弱変成岩の K-Ar 年代—西南日本における黒瀬川地帯の広がりについて—. 地質雑, **96**, 623-639.
- , 1991, 四国中西部秩父累帯北帯の先ジュラ紀クリッペ—黒瀬川内帯起源説の提唱—. 地質雑, **97**, 431-450.
- ・丸山茂徳, 1990, 新版日本列島地体構造論. 日本地質学会第 97 年学術大会演旨, 356.
- , 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑, **100**, 897-961.
- Isozaki, Y. and Maruyama, S., 1992a, New geotectonic subdivision of the Franciscan-Klamath region redefined by formation age of accretionary complexes. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **76**, 423.
- , 1992b, Subhorizontal sandwich structure of Cordilleran blueschist: a new criterion to under-

- stand the Klamath-Franciscan geology. *Geol. Soc. Amer. Cordilleran section, Abstracts with program*, **24**, no. 5, 35.
- Itaya, T. and Takasugi, H., 1988, Muscovite K-Ar ages of the Sanbagawa schists, Japan and argon depletion during cooling and deformation. *Contr. Miner. Petr.*, **100**, 281-290.
- Jäger, E., 1979, Introduction to geochronology. In Jäger, E. and Hunziker, J.C., eds., *Lectures in Isotope Geology*. Springer, Berlin, 1-12.
- 勘米良亀齡, 1969, 徳島県那賀川上流の秩父帯北帯の古生界. 九州大理研報, **9**, 175-186.
- Kanmera, K., 1974, Paleozoic and Mesozoic geosynclinal volcanism in Japanese Islands and associated chert sedimentation. In Dott, R. H. Jr. and Shaver, R. H. eds., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, no. 19, 161-173.
- 勘米良亀齡, 1980, 第10章, 地質構造とその発達. 勘米良亀齡・橋本光男編: 岩波講座「地球科学」**15**, 日本地質, 岩波書店, 東京, 325-350.
- 甲藤次郎・小島丈兒・須鎗和巳・沢村武雄・鈴木堯士, 1960, 高知県地質産図説明書. 高知県, 129p.
- ・須鎗和巳・鹿島愛彦・橋本 勇・波田重熙・三井 忍・阿子島功, 1977, 高知営林局管内表層地質図. 高知営林局.
- 河戸克志・磯崎行雄・板谷徹丸, 1991, 四国中央部における三波川帯・秩父累帯間の地体構造境界. 地質雑, **97**, 959-975.
- Kimura, T., 1957, The geologic structure and the sedimentary facies of the Chichibu Group in the eastern Kii peninsula: a contribution to the geotectonic study of Southwest Japan. *Sci. Pap., Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **7**, 243-272.
- and Horikoshi, E., 1959, On the geologic structure of the Chichibu terrain in the western central Shikoku. *Sci. Pap., Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **8**, 329-342.
- Kobayashi, T., 1941, Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, [2], **5**, 219-578.
- 小林貞一・井尻正二, 1938, 土佐国高知地方の中生層の層序と構造. 地学雑, **48**, 413-427.
- 栗本史雄, 1982, 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花崗層—. 地質雑, **88**, 901-914.
- , 1986a, 和歌山県美里町地域の毛原層—三波川帯と秩父累帯の境界に関連して—. 地調月報, **37**, 381-389.
- , 1986b, 和歌山県清水-美里地域の秩父累帯北帯. 地質雑, **92**, 737-748.
- , 1991, 紀伊半島西部の三波川, 秩父および四万十帯泥質岩の K-Ar 年代. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 153.
- 日下部吉彦・宮村 学, 1958, 伊勢市南方の古生層について. 地質雑, **64**, 269-280.
- 前島 渉, 1978, 紀伊半島西部湯浅北方地域の秩父累帯北帯における結晶片岩の構造的産状. 地球科学, **32**, 175-184.
- Maruyama, S., 1981, The Kurosegawa melange zone in the Ino district to the north of Kochi City, central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **87**, 569-583.
- 丸山茂徳, 1990, 高圧変成岩の上昇機構. 日本地質学第 97 年学術大会演旨, 484.
- Maruyama, S., Banno, S., Matsuda, T. and Nakajima, T., 1984, Kurosegawa zone and its bearing on the development of the Japanese islands. *Tectonophysics*, **110**, 47-60.
- 丸山茂徳・古谷 裕, 1983, 四国東部沢谷緑色岩岩体およびその周辺の堆積岩からのコノドント・放散虫化石とテクトニクス. 富山大教育紀要, no. 31, 51-57.
- ・植田良夫, 1975, 四国東部の黒瀬川構造帯に伴う超塩基性岩岩体中の結晶片岩とその K-Ar 年代. 岩鉱, **70**, 47-52.
- Maruyama, S., Ueda, Y. and Banno, S., 1978, 208-240 m.y. old jadeite-glaucophane schists in the Kurosegawa tectonic zone near Kochi City, Shikoku. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **73**, 300-310.
- and Yamasaki, M., 1978, Paleozoic submarine volcanoes in the high-P/T metamorphosed Chichibu System of the east Shikoku, Japan. *Jour. Volc. Geoth. Res.*, **4**, 199-216.
- Matsumoto, T. and Kanmera, K., 1949, Contribution to the tectonic history in the Outer zone of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, ser. D, **3**, 77-90.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均, 1982, 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. no. 31, 1-26.
- 永井浩三, 1972, 四国, 始新統久万層群. 愛媛大紀要, [D], **7**, 1-7.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一, 1984, K-Ar 法による年代測定. 岡山理大蒜山研報, **9**, 19-38.
- 中川衷三・須鎗和巳・市川浩一郎・石井健一・山下 昇, 1959, 黒瀬川構造帯周辺の地質. 徳島大学芸紀要, **9**, 33-58.
- 中谷登代治・八尾 昭, 1981, 四国西部秩父累帯北帯, 三滝山西方からのトリアス紀放散虫化石. 日本地質学会関西支部報, no. 88, 3-4.
- 西村祐二郎・板谷徹丸・磯崎行雄・亀谷 敦, 1989, 西南日本内帯 200 Ma 高圧変成岩の原岩年代と変成履歴. 地質学論集, no. 33, 143-166.
- 岡村 眞・甲藤次郎, 1986, 高知県檜原町大茅峠付近の上部三疊系. 日本地質学会関西支部報, no. 102・西日本支部報, no. 86(合併号), 5-6.
- 斉田縦道, 1987, 福井県大野郡和泉村田茂谷地域の手取層群中のチャート礫に含まれる三疊紀およびジュラ紀放散虫化石. 地質雑, **93**, 57-59.
- 坂 幸恭, 1969, 紀伊半島有田川地溝帯の東端部について. 地学雑, **78**, 51-63.
- , 1984, 志摩半島西部、秩父帯中の龍仙山帯について. 早稲田大教育学研(生物学・地学), no. 33, 1-12.
- ・高木秀雄, 1984, 和歌山県有田川上流地域における黒瀬川構造帯. 地質雑, **89**, 223-237.
- ・手塚茂雄・岡田洋一・市川昌則・高木秀雄, 1988, 蛇紋岩メランジェ帯としての, 志摩半島, 五ヶ所-安楽島構造線. 地質雑, **94**, 19-34.
- ・塚本員久・大矢芳彦・海野龍一, 1979, 志摩半島西部, 秩父帯の上部中生界. 地質雑, **85**, 81-96.
- Schiffmann, P. and Liou, J. G., 1981, Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. *Jour. Petrol.*, **21**, 441-474.
- Staiger, R. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.

- 須鎔和巳・坂東祐司・波田重熙, 1969, 四国東部の秩父帯古生界の構造—とくに深層断面について—, 徳島大教育紀要, **3**, 9-18.
- 鈴木寿志, 1991, 徳島県勝浦川地域における中・古生代付加体の構造的累重関係, 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 161.
- ・磯崎行雄・板谷徹丸, 1990, 四国東部における黒瀬川地帯と三波川帯の累重関係—徳島県上勝町北東部に分布する弱変成岩類の K-Ar 年代—, 地質雑, **96**, 143-153.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男, 1981, 日本列島形成の基本的プロセス—プレートのなめ沈み込みと横ずれ運動—, 科学, **51**, 508-515.
- Takasu, A. and Dallmeyer, G., 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.
- 竹下 徹, 1991, 日本海の拡大と中央構造線(MTL)沿いおよび西南日本前弧域の変形—予察的概観—, 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, 24-25.
- 竹内 誠・斎藤 真・滝沢文教, 1991, 黒部川上流域の手取層群の礫岩から産出した放散虫化石とその地質学的意義, 地質雑, **97**, 345-356.
- 田代正之, 1985, 四国秩父帯の白亜系—下部白亜系の横ずれ断層について—, 化石, no. 38, 23-35.
- 田沢純一, 1988, 北上山地中・古生層の層序と構造, 地球科学, **42**, 165-178.
- Tominaga, R., 1990, Tectonic development of the Chichibu Belt, Southwest Japan, *Jour. Sci. Hiroshima Univ., [C]*, **9**, 377-413.
- 富永良三・原 郁夫, 1980, 四国大野が原西方地域の秩父帯の地質構造, 総研連絡紙「中生代造構作用の研究」no. 2, 43-47.
- ・——・桑野幸夫, 1979, 愛媛県三滝山付近の黒瀬川構造帯とその北縁の地質構造, 総研連絡紙, 「中生代造構作用の研究」, no. 1, 31-38.
- 佃 栄吉, 1980, 高知県横倉山北方の秩父古生層中に産する黒瀬川構造帯起源の異地性岩塊, 構造地質研究会誌, no. 25, 37-49.
- ・原 郁夫・富永良三・徳田 満・宮本隆実, 1981, 四国中西部の秩父帯の地質構造, 総研連絡紙「中生代造構作用の研究」, no. 3, 49-59.
- 植田良夫・中島 隆・松岡喜久次・丸山茂徳, 1980, 高知市北方の黒瀬川構造帯に伴う准片岩—伊野層と結晶片岩ブロックの白雲母 K-Ar 年代, 岩鉱, **75**, 230-233.
- 山際延夫, 1957, 志摩半島東部中古生界の層序と構造, 地質雑, **63**, 263-272.
- ・坂 幸恭, 1967, 志摩半島東部の中・古生界日本地質学会地質見学案内書, 24p.
- Yamagiwa, N. and Saka, Y., 1972, On the *Lepidolina* zone discovered from the Shima Peninsula, Southwest Japan, *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S. no. 85, 260-274.
- Yamakita, S., 1988, Jurassic-earliest Cretaceous allochthonous complexes related to gravitational sliding in the Chichibu Terrane in eastern and central Shikoku, Southwest Japan, *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, [2]*, **21**, 467-514.
- 山北 聡, 1989, 四国秩父帯の大構造・地層区分と美濃-丹波帯との比較, 構造地質研究会誌, no. 34, 123-134.
- 大和大峯研究グループ, 1987, 紀伊半島中央部地域, 中沢圭二・市川浩一郎・市原 実編: 日本の地質 6, 近畿地方, 共立出版, 東京, 87-90.
- Yokoyama, K. and Itaya, T., 1990, Clasts of high-grade Sambagawa schist in Middle Eocene conglomerates from the Kuma Group, central Shikoku, southwest Japan, *Jour. metamorphic Geol.*, **8**, 467-474.
- Yoshikura, S., Hada, S. and Isozaki, Y., 1990, Kurosegawa terrane, In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Nippon-Insatsu, Osaka, 185-201.
- 吉倉紳一・寺島禎一, 1984, 志摩半島中央部の五ヶ所-安楽島構造線から見い出された角閃岩の地質学的意義, 岩鉱, **79**, 311-317.

(要 旨)

磯崎行雄・橋口孝泰・板谷徹丸, 1992, 黒瀬川クリッペの検証, 地質雑, **98**, 917-941. (Isozaki, Y., Hashiguchi, T. and Itaya, T., 1992, The Kurosegawa klippe: an examination, *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**, 917-941.)

西南日本外帯黒瀬川帯の地質体がもともと内帯の先ジュラ紀造山帯産物と一連のナップであり, その先端部が秩父帯のジュラ紀付加体の構造的上位にクリッペとして産するという解釈を検証するため, 四国西部・中央部・東部および紀伊半島西部・東部の 5 地域において黒瀬川帯の産状を検討した。これらの地域に分布する年代未詳の弱変成岩の K-Ar 年代を測定した結果, 一部のものを除いて, 黒瀬川帯の要素であることを確認した。この結果および公表された資料は, いずれの地域でも黒瀬川帯の地質体が秩父帯のジュラ紀付加体の上にクリッペ状に産することを示唆する。黒瀬川クリッペの地表での分布幅や分布末端部の形態をもとに, クリッペの剝離レベルについて議論し, またクリッペの形成過程および黒瀬川クリッペの識別がもつ造山論上の意義について考察した。これらに基づいて, 現時点における黒瀬川クリッペに関する知識を整理し, まとめと今後の問題点の指摘を試みた。