

四国秩父帯の大構造・地層区分と 美濃一丹波帯との比較

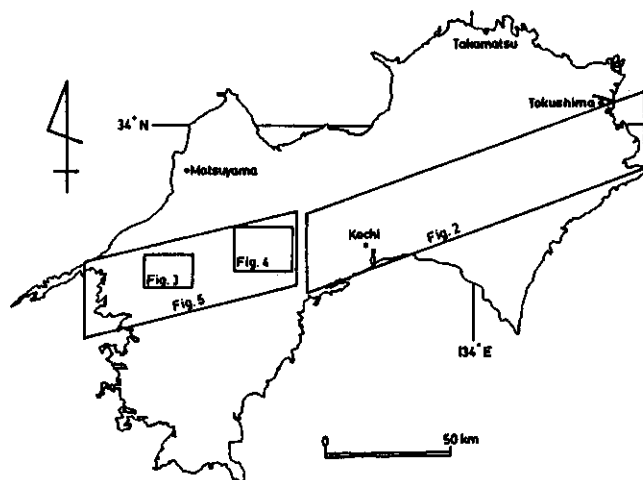
Major geologic structure and tectonostratigraphic division of the Chichibu Terrane of Shikoku, and comparison to the Mino-Tamba Terrane

山北 聡*
Satoshi Yamakita

I. はじめに

秩父帯 (狭義, = 秩父累帯北帯) は, 同じ西南日本の同時期の付加コンプレックスである美濃帯・丹波帯や三宝山帯と比べて, その研究が遅れていると言わねばならない。この理由の一つにはその北部が三波川変成作用を被っていること, そのために微化石の保存状態がよくないことが大きい。同時に秩父帯を通しての大構造の把握が遅れていたことも一因と言える。その結果, 秩父帯においては, 広く受容されうる地層区分の案も示されていない。美濃一丹波帯の研究史において画期となった石賀 (1983) による丹波帯 I 型・II 型地層群の識別を準備したのは岩生 (1962), 丹波帯研究グループ (1975) らによる東西性正立褶曲と見かけの層序の把握にあったと言えるだろう。秩父帯においてはそのレベルから出発せねばならない。

筆者はこれまで四国東部・中央部を中心として秩父帯先白亜系の研究に従事し, 秩父帯先白亜系の区分に関する見解を述べてきた (Yamakita, 1988)。本論ではまずこの区分が四国西部にたいしても適用しうることを論じ, 秩父帯が最も顕著に分布しかつ西南日本外帯の帯状地体配列が最も典型的な形でみられる四国における, その大構造と地層群の区分の概観を提示する。つづいてこの成果とともに, 同時代の付加コンプレックスである美濃一丹波帯との比較を行う。



第 1 図 位置図

* 宮崎大学教育学部地学教室

II. 四国東部・中央部秩父帯の大構造と地層区分

Yamakita (1988) は四国東部・中央部の広範囲の秩父帯先白亜系について記載し、これをコンプレックスSとコンプレックスNに二分し、さらにコンプレックスNをユニットN-1a, N-1b, N-2, N-3に区分した(第2図)。各コンプレックス, 各ユニットとも、オリストストローム, または一連の層序をもつ地層が層理面にほぼ平行に累重したパイルナップからなる。コンプレックスNとコンプレックスSとは側方に互いに漸移し指交関係にある。またコンプレックスNの各ユニットは, ユニットN-1aとユニットN-1bとが側方に漸移するほかは, いずれもほぼ互いに平行に重なっている。これらの累重関係, 指交関係の形成後, それらは汽水相—浅海相白亜系に不整合に覆われた後に, 波長1~10km程度の東西性の褶曲をうけ, これが秩父帯の大構造を規定している。既存の構造を大きく斜断するような大規模なスラストは認められない。以下に各コンプレックスについてその概略を記す。

① コンプレックスS

コンプレックスSは一般に秩父帯南部に分布する。塩基性火山岩類・石炭紀後期—二疊紀石灰岩・二疊紀碎屑岩類のオリストリスを含むジュラ紀オリストストロームを主とし, 一部に厚い砂岩層を伴う。チャートオリストリスはさほど多くない。コンプレックスNとは上部石灰—二疊系石灰岩の大規模な岩体や二疊紀碎屑岩類を含むこと, および塩基性火山岩類の主体が枕状溶岩であることによって区別される。

② コンプレックスN

コンプレックスNは秩父帯北部に分布する。コンプレックスNは, チャート・塩基性火山岩類・碎屑岩類の岩質の違いにより, ユニットN-1a, N-1b, N-2, N-3に細分される。これらは, 見かけの下位より, ユニットN-1aおよびN-1b, N-2, N-3の順で累重している。各ユニットの境界はそれぞれのユニット内の層理とほぼ平行である。このうち, ユニットN-1a, N-1bはともにユニットN-2の下位、すなわちコンプレックスN中の最下位を占め, 御荷鉾緑色岩類の見かけ上位に重なるが, ユニットN-1aは御荷鉾色岩類が広く分布する地域に, またユニットN-1bは御荷鉾緑色岩類の分布が狭い地域にと, 分布域を分けている。

②-a ユニットN-1a

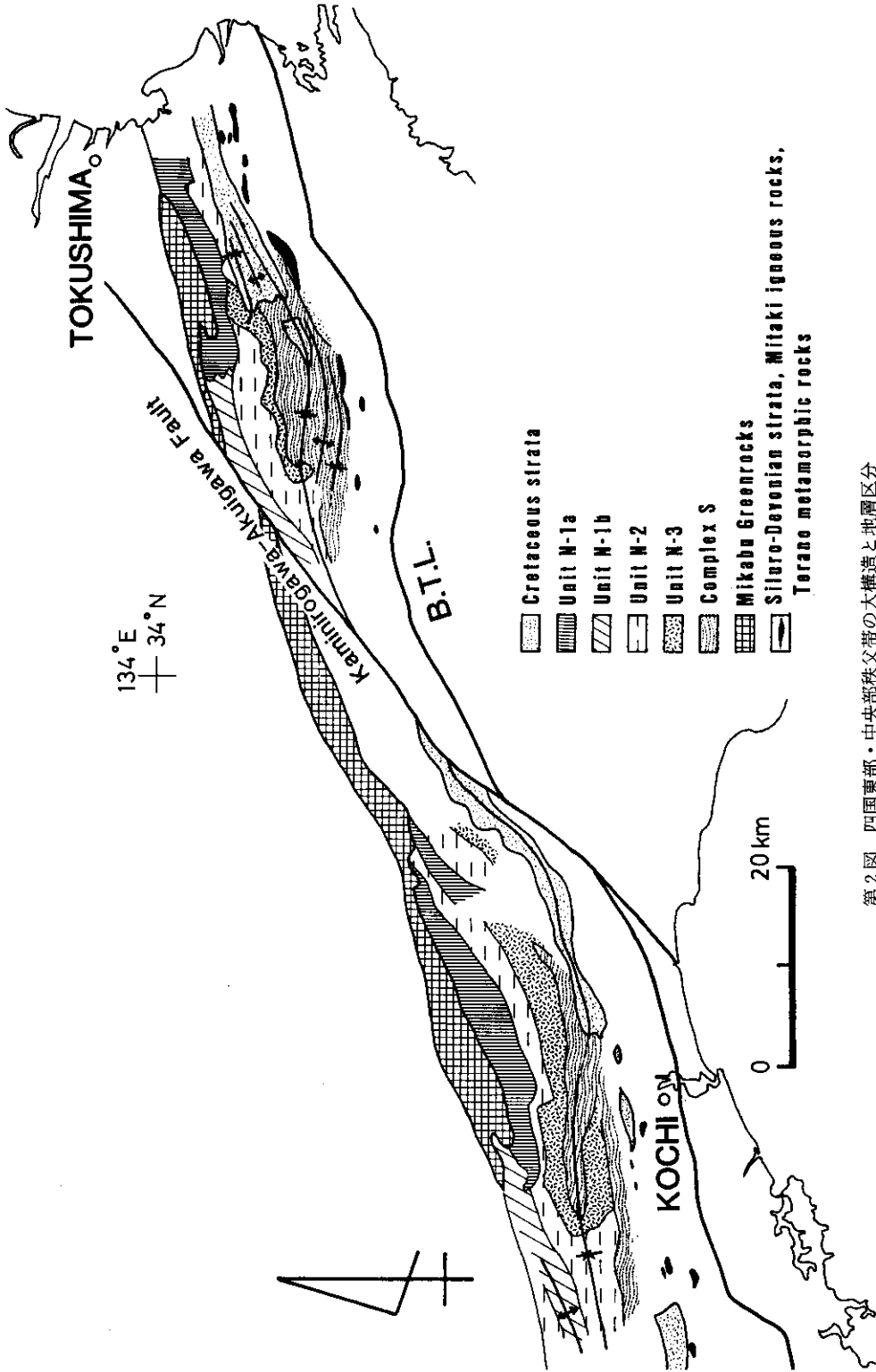
チャート, スランプ礫岩, 塩基性凝灰岩・凝灰角礫岩, 酸性凝灰岩からなる。チャートは赤色チャートを含み, またドロマイトを伴う。スランプ礫岩中の岩塊は10cm程度以下の場合が多く, マイクロプレッチャーも少なくない。ユニットN-1bとは厚層のチャートを含むことで, ユニットN-2とき赤色チャートを含みチャート角礫岩を含まないことで, また, ユニットN-3とは塩基性火山岩類の主体が凝灰岩・凝灰角礫岩であり塊状溶岩の少ないことで区別される。

②-b ユニットN-1b

主に泥岩・スランプ礫岩・塩基性火山岩類からなり, 少量のチャートを伴う。スランプ礫岩は含まれる岩塊の大きさが小さく一般に10cm以下であり, またマイクロプレッチャーも多い。塩基性火山岩類は凝灰角礫岩・凝灰岩が多く, 溶岩は稀である。本ユニットはチャート厚層を含まないことを除けば, ユニットN-1aと類似する。

②-c ユニットN-2

主に, チャート・砂岩泥岩互層・泥岩・チャート角礫岩よりなる。塩基性火山岩類は一般にはほとんど含まれないが, 一部の地域では塩基性凝灰岩・凝灰角礫岩をかなり大量に含むことがある。また, 砂岩泥岩互層・泥岩にかわり, 碎屑岩類としてはスランプ礫岩が卓越することがある。チャー



第2図 四国東部・中央部秩父帯の大構造と地層区分

トは二疊—三疊—最下部ジュラ系で、赤色チャートはほとんど含まれない。チャートは小規模な孤立岩塊として含まれるものもあるが、多くは走向方向に良く連続する。ユニット N-1a とは、赤色チャートをほとんど含まず、チャート角礫岩を含み、また碎屑岩類として整然と成層した砂岩泥岩互層・泥岩が多いことによって区別される。ユニット N-1b とは、チャートを大量に含むことによって区別される。ユニット N-3 とは、赤色チャートをほとんど含まないこと、塊状溶岩を含まないこと、三疊紀チャートを多く含むことなどによって区別される。

③-d ユニット N-3

チャート・塩基性火山岩類・スランプ礫岩を主とし、砂岩を伴う。塩基性火山岩類は塊状溶岩が多い。チャートは赤色チャートを含む。チャート・塩基性火山岩類は一般に走向方向によく連続する。チャートは大部分二疊系で、特に連続性が良く厚い（数十 m 程度以上）ものは全て二疊系（一部上部石炭系）であるが、一部で三疊紀チャートも小規模な孤立岩塊として含まれることがある。ユニット N-1a とは、塩基性火山岩類の主体が塊状溶岩であることによって区別される。ユニット N-2 とは、赤色チャートを含むこと、塊状溶岩を含むことなどによって区別される。

以上のような区分は、栗本（1986）が報告した紀伊半島西部、久田（1984）が報告した関東山地においても、ほぼ適用しうる（Yamakita, 1988）。

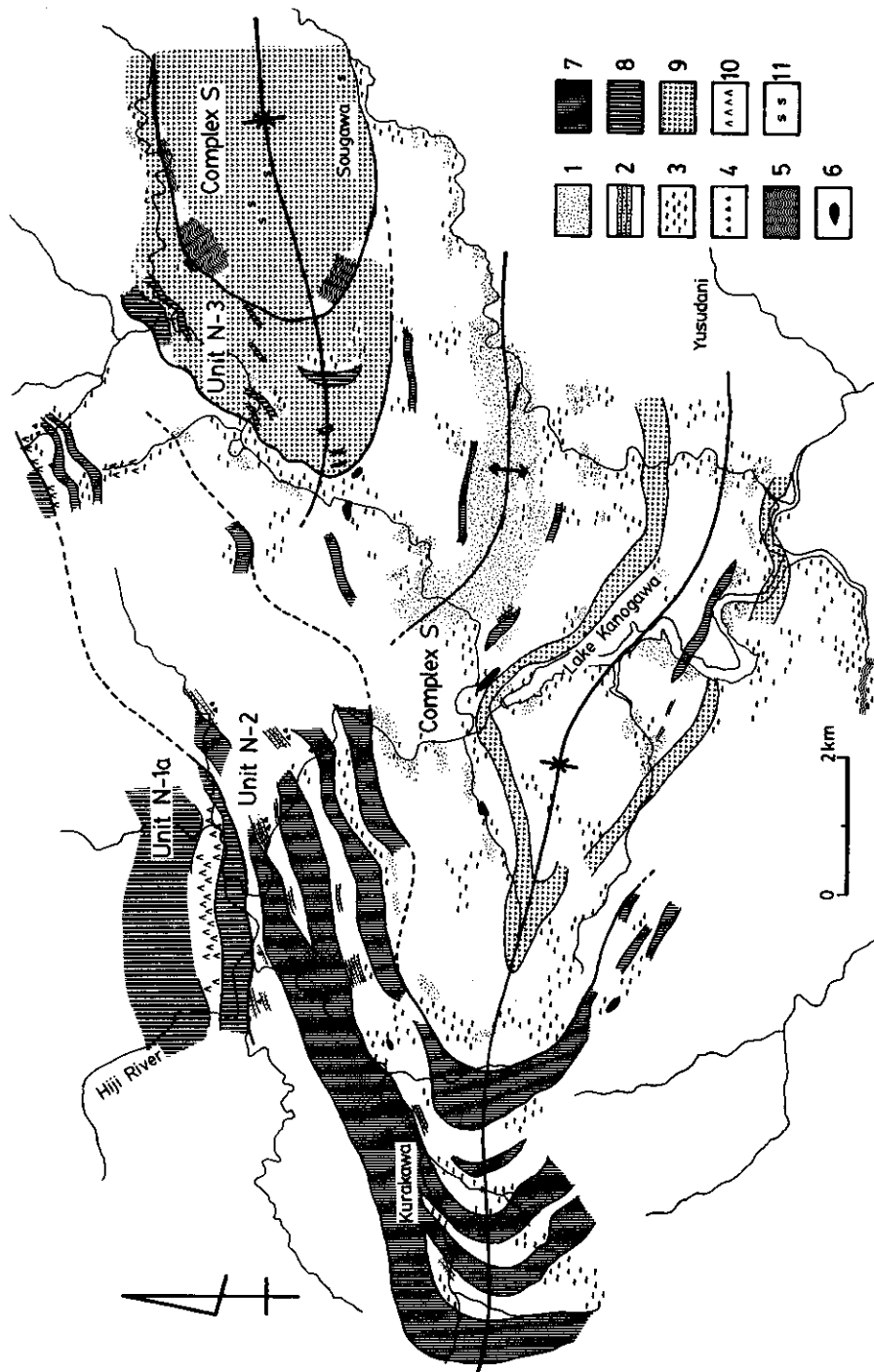
III. 四国西部秩父帯のナップ構造の再検討

四国西部では秩父帯の大構造の特徴として、三波川変成作用以後に北方から移動してきた大規模なナップ構造の存在が主張されたきた（Kimura & Horikoshi, 1959；佃・原・富永ほか, 1981；佃・原・富永, 1981；波田・市川, 1982；Murata, 1982）。その代表例は名野川スラスト（Kimura & Horikoshi, 1959）を基底にもつ中津山ナップ（佃・原・富永ほか, 1981）あるいは名野川デッケ（Murata, 1982）である。これに対し、四国東部・中央部ではそのような大規模なナップ構造は認められなかった。両地域の地質構造の特徴は全く異なっているのだろうか。このナップ構造の再検討のために、愛媛県肱川上流域における大野山スラスト（Murata, 1982）と、高知県名野川地域における名野川スラスト（Kimura & Horikoshi, 1959）について、予察調査結果を紹介する。

① 大野山スラストについての再検討

Murata (1982) は、四国西部において、秩父帯北部の地層群よりなる大野山ナップが、大野山スラストを基底として、秩父帯南部・黒瀬川帯・三宝山帯の地層群の上に衝上しており、大野山スラストは魚成スラスト（池辺, 1936）を切り、名野川スラストに連続するとした。佃・原・富永（1981）もほぼ同様の見解を述べている。肱川上流域はこの大野山スラストと魚成スラストの交点の北東側で大野山スラストが通過するとされた地域である。筆者の調査による地質図を第3図に示す。

紙数の関係で結論のみを述べるが、Murata の大野山スラストのうち、魚成スラストとの交点より北東側については、その存在は認めがたい。なぜなら、本地域において大野山スラストの存在の根拠とされた地層分布上の問題、すなわち、蔵川からその当方にかけてと蔵川南方とで地層の走向が異なること、鹿野川湖付近に分布する塩基性火山岩類層が北西方に延長しないこと、および大野ヶ原（第3図範囲外）から惣川にかけて東西に分布する塩基性火山岩類が西方に延長しないことは、いずれもスラストによるものではなく、東方へプランジした軸を有する東西性の褶曲構造によるものと解されるからである。前二者については、蔵川から鹿野川湖をとおり遊子谷へ抜ける向斜が認められ、また後者の惣川付近の塩基性火山岩類については、惣川北方をとおり東西性の向斜が認められる。この二つの向斜の間には背斜が認められ、その軸部に沿って厚い砂岩層が分布している。



第3図 肱川上流域地質図

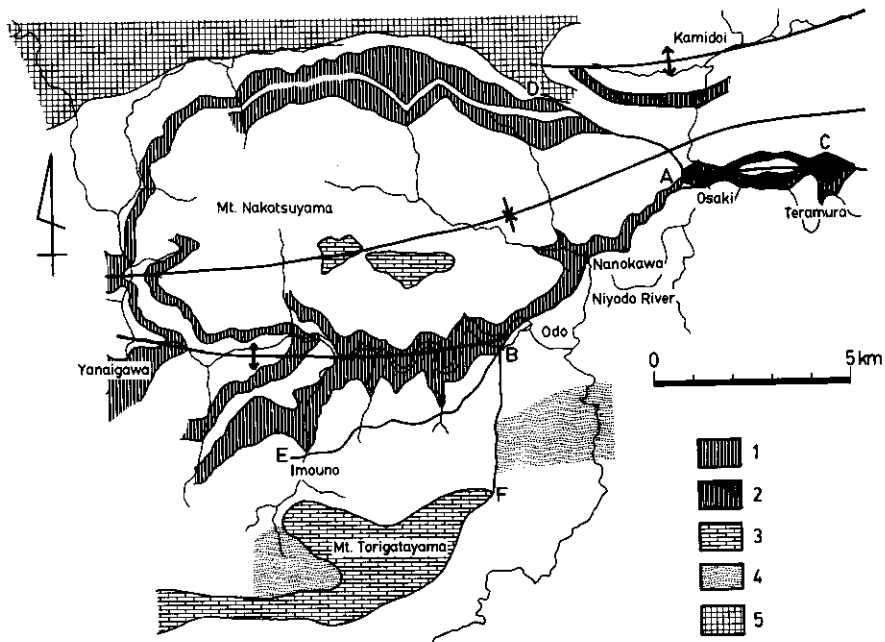
1 : 砂岩, 2 : 砂岩泥岩互層, 3 : スランプ礫岩, 4 : チャート角礫岩, 5 : 石灰質砂岩・砂岩泥岩互層
 源弱変成岩, 6 : 石灰岩, 7 : 非赤色チャート, 8 : 含赤色チャート, 9 : 塩基性溶岩, 10 : 塩基性凝灰岩・
 凝灰角礫岩, 11 : 蛇紋岩

大野山スラストは魚成スラストを切るのではなく、むしろ大野山付近で走向を北東—南東に変え魚成スラストに連続すると解する方が妥当である。四国西端部では、大野山スラスト北側の三瓶付近に、黒瀬川帯の構成要素である圧砕花崗岩や中部古生界が分布すること（増田，1977；横坂・加藤，1983）もこの考えと調和的である。

なお、この地域では前章で述べた秩父帯先白亜系区分およびそれらの累重関係、またコンプレックスN、S間の指交関係などが全く同じ形で認められる（第3図）。

② 名野川スラストについての再検討

第4図に Kimura & Horikoshi (1959)、佃・原・富永ほか (1981)、Murata (1982) などをもとに、筆者による予察調査の結果も加えた、名野川地域の簡略地質図を示す。同図には名野川スラストのトレースを示してあるが大崎—大渡間の北東—南西に延びる約5kmの区間（A—B部分、以下これを名野川スラストプロパーと呼ぶ）についてはその両側で地質構造が大きく斜交しており、スラストの存在は明瞭で、各研究者ともその通過点について一致している。しかし、その北東方および南西方への延長については二つの見解に分かれている。一つは北東延長については仁淀川沿いに東方へ延びる（A—C部分）とし、南西延長についてはまっすぐ芋生野へ延びる（B—E部分）とするもの（Kimura & Horikoshi, 1959; Murata, 1982）で、もう一つは北東延長については大崎付近から北方へ向きを変え御荷鉾緑色岩類の南側へ回り込む（A—D部分）とし、南西延長については大渡付近より南方へ向きを変え鳥形山の石灰岩体の南側へ回り込む（B—F部分）とするもの（佃・原・富永，1981）である。以下、それぞれの説について検討してみる。



第4図 名野川地域概略地質図

1：含赤色チャート，2：非赤色チャート，3：石灰岩，4：石灰質砂岩・砂岩泥岩細互層源弱変成岩，5：御荷鉾緑色岩類

まず、南西方延長については、いずれの見解をとるとしても中津山付近および鳥形山付近の石灰岩の存在が問題となる。鳥形山の石灰岩体や、これに伴って分布する石灰質砂岩・砂岩泥岩細互層起源の弱変成岩は、その起源において黒瀬川帯と密接な関係にあると考えられ、秩父帯南部に普遍的に分布しているものである。従って、これが大規模に北方から移動してきたものとは考えにくい。また佃・原・富永 (1981)、波田・市川 (1982) が指摘しているように、中津山の石灰岩体は鳥形山の石灰岩体と同一起源のものともみなされうる。そうならば、両者の間に大規模な変位をもったスラストは考えにくい。B—F部分に沿っては、両側で地層の食い違いが認められ、何らかの断層の存在が予想されるが、これについてもその両側に前述の弱変成岩が共通して分布しており、大規模の変位は想定できない。

では北東方延長についてはどうであろうか。A—C部分については、スラスト直上に位置するとされた仁淀川北岸のチャートは南方に傾斜し仁淀川南岸の地層の下位に重なる。この関係は寺村付近でよく観察でき、スラストの存在は認めがたい。A—D部分については、この面を境にして、両側で地層の特徴の違いがあるのは確かである。これより西側（上位側）はドロマイトを伴う厚層の含赤色チャートからなり、ユニット N—1a に相当するのに対し、東側（下位側）は非赤色チャート、チャート角礫岩、砂岩泥岩互層などからなり、ユニット N—2 に相当する。しかし、これが名野川スラストプロバーの直接の延長とは考えにくい。というのは、名野川スラストプロバーは両側、特に南東側の地層の走向と大きく斜交し、または東西性の km オーダーの褶曲構造を切っているのに対し、この A—D 部分はその両側の地層の層理面とほぼ平行で、東西性の褶曲に参加しているからである。また、砂岩の変形度について、A—D 部分の両側では大きな違いは認められず、名野川スラストプロバーの両側で著しい違いが存在する点と異なっている (Murata, 1982)。このことは、A—D の境界面が三波川変成・変形作用に先行して形成されていたことを示唆する。

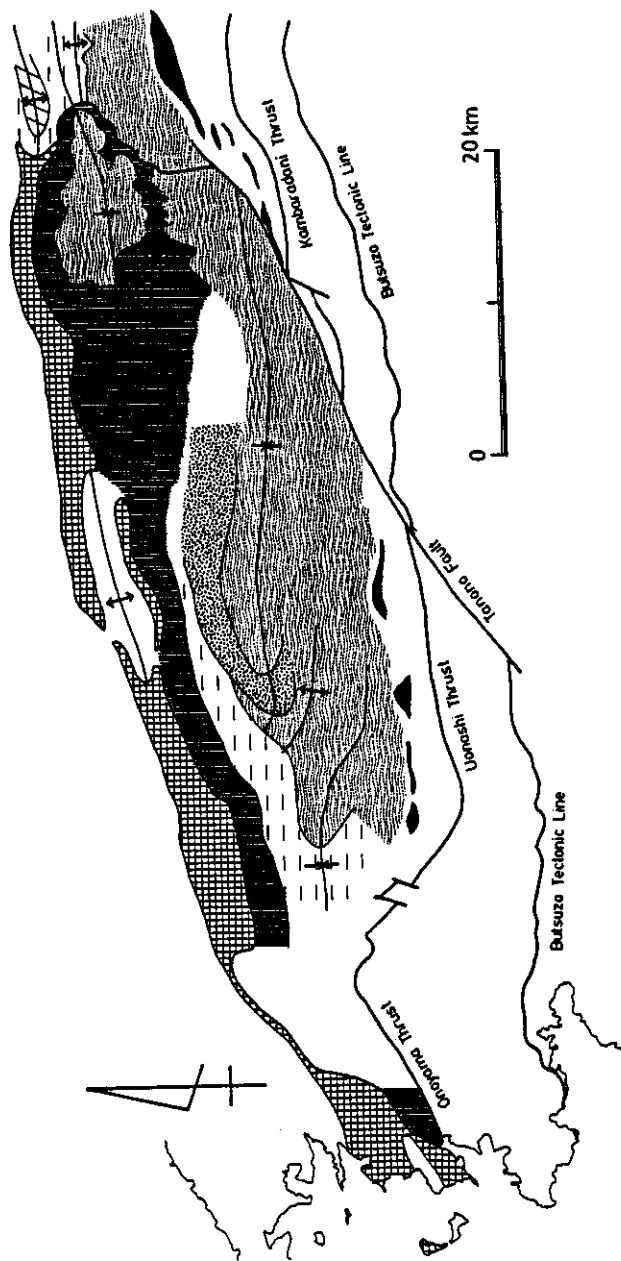
以上のように、大崎—大渡間に関してはスラストの存在は確かであるが、その両端から延長する明瞭なスラストは認められない。目下のところ、筆者は、名野川スラストプロバーは局地的な比較的小規模（水平移動成分が 3 km 程度以下）な逆断層ではないかと考えている。

IV. 四国西部の秩父帯の大構造と地層区分

前章の議論に基づき、四国西部の秩父帯の大構造と地層区分についての筆者の試案を第 5 図に示す。地層区分については肱川上流域および名野川地域における予察結果をもとに、佃・原・富永ほか (1981)、Murata (1982) を参考として空白地域を埋めた。

大構造の点では四国中央部・東部と同様、課長数 km 程度の東西性の褶曲構造によって特徴付けられる。惣川の向斜は大野ヶ原—鳥形山の石灰岩列に沿って東西に連続すると考えられる。四国中央部・東部と異なるのは、褶曲軸が顕著な左雁行配列を示すことである。

地層区分の点でも先に述べた四国中央部・東部における区分がほぼそのままあてはまる。特に第 3 図に示した肱川上流域では、全く同じ地層区分およびそれらの累重関係が認められる。ただし、名野川地域ではやや状況を異にする。同地域では大崎以西ではユニット N—2, N—3 に相当するものは認められないか、あるいはあっても極くわずかであり、ユニット N—1a の直上に、塩基性火山岩類・石灰岩の巨大ブロックを含むコンプレックス S が位置する。また大崎—上土居間ではユニット N—1a がユニット N—2 の上位に重なっている。ここでは御荷鉾緑色岩類もユニット N—2 の上位に位置するよう見える (第 4 図; Suzuki, 1965)。この部分では他地域で一般に認められる、累重の順序と食い違っており、今後の問題点である。



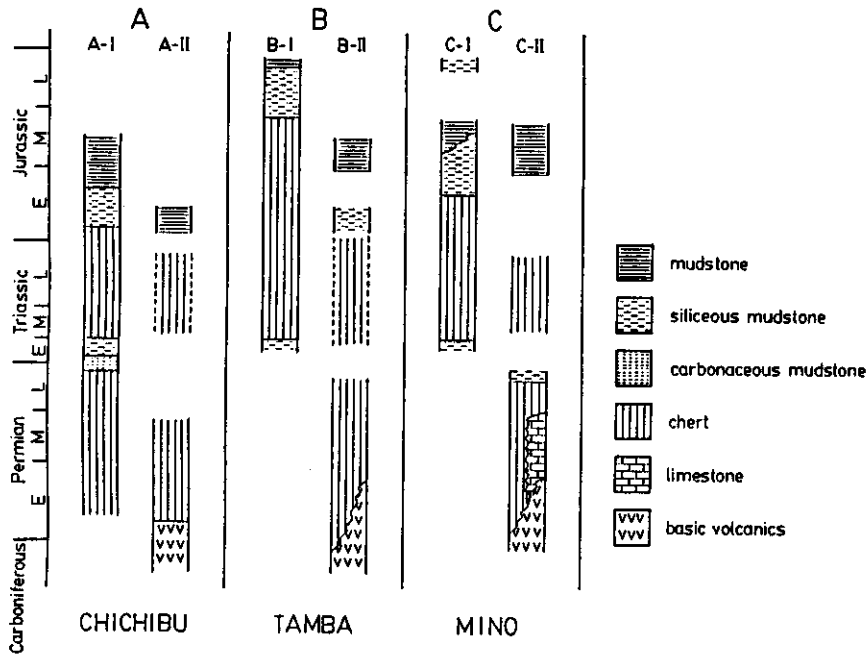
第5図 四国西部秩父帯の大構造と地層区分
凡例は第2図に同じ

このように、名野川近傍のごく一部の地域を除いて、四国の秩父帯に対しては、前章で述べた地層区分、それらの累重順序、および大構造の特徴がそのままあてはまる。

V. 美濃一丹波帯との比較、特に二組の地層群の識別とその累重関係

近年、丹波帯を構成する地層群が、岩種組み合わせおよび各岩種の時代幅の違いから、見かけ下位に位置する I 型、上位の II 型の二つの地層群に区分されることが明らかにされてきた (石賀, 1983, 1985; 井本, 1984)。この区分は美濃帯に対しても適用可能で (山本, 1985), Otsuka (1988) の未区分コンプレックスおよびコンプレックス 1 は II 型地層群に、同じくコンプレックス 2~5 は I 型地層群に、それぞれ対比しうる。

秩父帯北部における、ユニット N-2 とその上位に位置するユニット N-3 との間の、岩種組み合わせの違いその他いくつかの点での対照は、この美濃一丹波帯、特に丹波帯における I 型・II 型両地層群間のそれとよく似ている (第 6 図)。第一に、岩種組合せの点では、塩基性火山岩類・赤色チャートは、上位の地層群には普通に含まれるが、下位側にはほとんど含まれない。また、三疊紀前期の珪質泥岩は下位側にのみ見られる。第二に、チャートの時代幅が上位側と下位側で異なり、下位側の方が相対的に若い。とくに、三疊紀チャートは下位側には大量に含まれるが、上位側では小規模なオリストリスとしてわずかに存在するのみであり、上位側のチャートのうち側方へよく連



第 6 図 秩父帯ユニット N-2・N-3 と美濃一丹波帯 I 型・II 型両地層群との層序の比較

破線部は小規模なオリストリスとしてのみ存在

A: 秩父帯 (A-I: ユニット N-2, A-II: ユニット N-3, Yamakita, 1986, 1988 などによる。), B: 丹波帯 (B-I: I 型地層群, B-II: II 型地層群。石賀, 1983, 1985; 井本, 1984 などによる。), C: 美濃帯 (C-I: I 型地層群相当層, C-II: II 型地層群相当層。脇田, 1985; 山本, 1985; Otsuka, 1988; Sano, 1988 などによる。)

統する厚層のものからは目下のところ二疊紀以前の化石しか確認されていない。第三に、下位側ではチャートから珪質泥岩を経て碎屑岩へ漸移する一連の層序が確認されているが、上位側では確認されていない。ただし、美濃帯と比較すると、下位側における赤色チャートの存在、上位側における三疊系チャートの存在などの点では異なる。

一方、秩父帯北部と美濃一丹波帯を比較したとき相違点もいくつかみとめられる。第一に、下位側のチャートについてみると、その上限は美濃一丹波帯ではジュラ紀中期のものまでであるが、秩父帯ではジュラ紀初等のものまでである。また美濃一丹波帯の下位側の地層群中に見られる後期ジュラ紀泥質岩は秩父帯ではみられない。さらに、美濃一丹波帯では下位側には二疊紀チャートはほとんど含まれないが、秩父帯では普通に含まれる。総じて、上位・下位の地層群とも、チャート・泥質岩の時代幅が、秩父帯のほうが相対的に古い傾向がある。

このように、時代幅の点で若干の相違点はあるものの、大局的には、美濃一丹波帯と秩父帯北部とは、対照的な二つの地層群の累重関係という点でよく似た特徴を持っていると言えよう。

なお、美濃一丹波帯においては、この二組の地層群は、これに含まれる碎屑岩の時代の違いを根拠として、付加時期の異なる二つの付加コンプレックスであると解釈されている（石賀，1983；市川ほか，1985など）。しかしながら、II型地層群に関しては、チャートから碎屑岩に至る一連の層序は確認されておらず、チャートのほとんどは二疊系、碎屑岩類はジュラ系であり、三疊系はほとんどすべて欠如している。もしII型地層群が一つの完結した付加コンプレックスであるとしたなら、二疊系とジュラ系を残したまま、その間の三疊系のみを消失せしめるような付加過程として、いったいどのようなものが想定しうるのであろうか。むしろ、I型地層群において連続層序の最下位を占めるのはチャートの下位に位置する下部三疊系珪質泥岩であることを合わせ考えると、II型地層群中の二疊系チャートはもともとI型地層群中の三疊系チャート・珪質泥岩の下位に位置していたもので、後に分離されたジュラ系碎屑岩と混合されたと考えた方がよいのではなかろうか。この点に関して、最近美濃帯より、II型地層群相当層に含まれる二疊系のチャートの上位に、炭質物に富む泥岩を挟む最上部二疊系珪質泥岩が重なることが明らかにされたこと（Sano, 1988）や、I型地層群相当層中の三疊系チャート・珪質泥岩の見かけ下位に二疊系珪質泥岩・黒色泥岩が発見されたこと（安藤，1987）は、秩父帯においてチャート相二疊一三疊系間の層序関係が明らかにされ、二疊一三疊系境界付近に同様の珪質泥岩・黒色炭質泥岩が産することが報告されたこと（山北，1987；Yamakita, 1988）と合わせて、興味深い。

山北・大藤（1987）は美濃一丹波帯の北側に位置する飛驒外縁帯、三郡一中国帯および舞鶴帯と、秩父帯の南側に位置する黒瀬川帯とで先ジュラ紀の地層・岩石に共通したものがみられ、それらが対称的に配列していることを論じた。この両者に挟まれて位置する美濃一丹波帯と秩父帯との間にも、ここで述べた二組の地層群の累重関係の他にも、ともに大波長の正立褶曲を被っていることなどの共通点が認められる。これに対し、同じジュラ紀～白亜初頭の付加コンプレックスとされる三宝山帯（＝秩父累帯南帯）は、顕著な覆瓦状スラスト構造を示すこと（村田，1981）、明瞭な時代極性をもつこと（松岡，1984）、ここで述べたような二組の地層群の識別はなされていないことなど、美濃一丹波帯・秩父帯とはかなり様相を異にする。これらのことは、西南日本の付加テクニクスを考える上で重要な視座を与えるものと考えられる。

謝辞 本研究をまとめるにあたり、東京大学在学中に貴重な御指導、御助言、御討論を頂いた、木村敏雄名誉教授、吉田鎮男助教授、村田明広博士、柳井修一博士、大藤 茂博士、（現富山大学）ほ

かの多くの方々、また投稿の機会を与えて頂いた構造研事務局・シンポジウム世話人の方々に心よりお礼申し上げます

文 献

- 安藤英之, 1987: 岐阜県金華山付近に分布する二疊紀碎屑岩。日本地質学会第94年学術大会講演要旨集, 278.
- 波田重熙・市川浩一郎, 1982: 秩父累帯におけるジュラ紀変動。月刊地球, v. 41, 434-441.
- 久田健一郎, 1984: 関東山地南部芦ヶ久保一鴨沢地域の中・古生層。地質雑, v. 90, 139-156.
- 市川浩一郎・波田重熙・八尾 昭, 1985: 中・古生界の微化石層序と西南日本の中生代造構史の最近の諸問題。地質学論集, no. 25, 1-18.
- 池辺展生, 1936: 魚成衝上断層について。地球, v. 25, 399-409.
- 井本伸広, 1984: 丹波地帯中・古生層層序と地質構造の再検討。DESK 総研 (近畿地方を中心とする後期古生代-古第三紀の堆積盆の変遷) 報告, 7-15.
- 石賀裕明, 1983: “丹波層群”を構成する2組の地層群について-丹波帯西部の例一。地質雑, v. 89, 443-454.
- , 1985: 丹波帯の中古生界の年代と構造形成。地球科学, v. 39, 31-43.
- 岩生周一, 1962: 丹波地域炉材珪石の地質。鉱山地質, v. 12, 334-345.
- KIMURA, T. and HORIKOSHI, E., 1959: On the geologic structure of the Chichibu Terrain in western central Shikoku. Sci. Pap., Coll. Gen. Ed., Univ. Tokyo, v. 9, 329-342.
- 栗本史雄, 1986: 和歌山県清水-美里地域の秩父累帯北帯。地質雑, v. 92, 737-748.
- 榎坂 敏・加藤 誠, 1983: 愛媛県三瓶町より中期古生代サンゴ化石の発見。地質雑, v. 89, 723-726.
- 増田俊明, 1977: 四国西端部秩父帯での圧砕された花コウ岩質岩の発見。地質雑, v. 83, 821-822.
- 松岡 篤, 1984: 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群。地質雑, v. 90, 455-477.
- 村田明広, 1981: 黒瀬川-三宝山地帯の古地理と大規模衝上断層-九州中央部五ヶ瀬地域を例として一。地質雑, v. 87, 353-367.
- MURATA, A., 1982: Large *decke* structures and their formative process in the Sambagawa-Chichibu, Kurosegawa and Sambosan Terrains, Southwest Japan. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, v. 20, 383-424.
- OTSUKA, T., 1988: Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. Jour. Geosci., Osaka City Univ., v. 31, 63-122.
- SANO, H., 1988: Permian oceanic-rocks of Mino Terrane, central Japan. Part 1. Chert facies. Jour. Geol. Soc. Japan, v. 94, 697-709.
- SUZUKI, T., 1965: On the Kamiyakawa-Ikegawa Tectonic Line. Geol. Rep., Hiroshima Univ., no. 14, 293-306.
- 丹波帯研究グループ, 1975: 丹波地帯の地向斜堆積相の研究。地団研専報, no. 19, 13-23.
- 佃 栄吉・原 郁夫・富永良三, 1981: 四国西半地域の秩父帯の地質構造について。構造地質研究会誌, no. 26, 127-134.
- ・———・———・徳田 満・宮本隆実, 1981: 四国中西部の秩父帯の地質構造。中生代造構作用の研究, no. 3, 49-59.
- 脇田浩二, 1985: 美濃帯中・古生界における研究史と最近の研究動向。地球科学, v. 39, 18-30.
- YAMAKITA, S., 1986: Interfigerring of two distinct groups of allochthons in the Chichibu Terrane in eastern Shikoku. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, v. 21, 205-222.
- 山北 聡, 1987: 四国東部秩父帯のチャート相二疊-三疊系間の層序関係。地質雑, v. 93, 145-148.
- YAMAKITA, S., 1988: Jurassic-Earliest Cretaceous allochthonous complexes related to gravitational slidings in the Chichibu Terrane of eastern and central Shikoku, Southwest Japan. Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, v. 21, 467-514.
- 山北 聡・大藤 茂, 1987: 西南日本先ジュラ紀岩石・地層群の対称的分布とそのテクトニックな意義。構造地質研究会誌, no. 32, 87-101.
- 山本博文, 1985: 根尾南部地域および伊吹山地域の美濃帯中古生層。地質雑, v. 91, 353-369.

Abstract

The Chichibu Terrane in eastern and central Shikoku is lithologically divided in to two complexes, Complex

N in the north and Complex S in the south. The former is rich in chert, and the latter is poor in chert and includes large limestone bodies and Permian clastics. Both are Jurassic olistostromes and/or pile nappe sequences and interfinger with each other. The Complex N is subdivided into four tectonostratigraphic units, Units N-1a and -1b, N-2 and N-3 in lithologies and contents of chert, basic volcanics and clastics. They are piled up in parallel to their internal beddings in this ascending order.

It has been considered that large thrusts dipping northward (e.g. the Nanokawa thrust and the Onoyama thrust) characterize the major geologic structure of the Chichibu Terrane in western Shikoku. Most of them, however, do not exist, and the major geologic structure is controlled by E-W trending folds of km-order as well as in eastern and central Shikoku. The tectonostratigraphic division recognized in eastern and central Shikoku is also applied to western Shikoku.

The relationship between the Unit N-2 and the Unit N-3 of the Chichibu Terrane is similar to that between the Type I suite and the Type II suite of the Mino-Tamba Terrane in the Inner Zone of Southwest Japan, in respect of differences in rock assemblage and range of age of each rock component between two units.