

九州西部、五木・五家荘地域の秩父累帯南帯ジュラ紀-白亜紀古世付加複合体と上部ジュラ系海溝斜面海盆堆積物

石田 直人¹⁾

Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes and Upper Jurassic trench-slope basin deposits of the Southern Chichibu Terrane in the Itsuki-Gokanoshō area, western Kyushu

ISHIDA Naoto¹⁾

1) 熊本大学大学院自然科学研究科環境共生科学専攻 (Department of Environmental Science, Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University, Kumamoto 860-8555, Japan)

現所属：新潟大学大学院自然科学研究科 (Graduate School of Science and Technology, Niigata University, Niigata 950-2181, Japan)

(2007 年 1 月 29 日受付, 2007 年 5 月 29 日第一回査読終了, 2007 年 10 月 16 日受理)

Abstract

In the Itsuki-Gokanoshō area, western Kyushu, the Southern Chichibu Terrane consists of following five constituents from north to south: Yonagu Complex, Nitao Complex, Miyazono Formation (newly defined), Momigi Complex and Omae Complex. The Early Jurassic Yonagu Complex consists of mudstone with blocks of chert, basaltic rocks and limestone. The Nitao Complex and the Momigi Complex are the chert-clastic complexes. The Nitao Complex is composed of the Triassic to middle Middle Jurassic chert-clastic sequences and the Momigi Complex is composed of the Triassic to uppermost Middle Jurassic ones. Between these two chert-clastic complexes, the Upper Jurassic Miyazono Formation is distributed. This formation, which overlies the Momigi Complex without remarkable time-gap, is subdivided into three members: Kurekogawa Mudstone Member, Nakamichidani Sandstone Member and Kamiarachi Mudstone Member in ascending order. The upper part of the Omae Complex is composed of the middle Late Jurassic mudstone with blocks and slabs of chert, limestone and basaltic rocks. The lower part of this complex is composed mainly of the Upper Triassic huge limestone bodies. Early Cretaceous radiolarians occur in the mudstone of the lower part.

Stratigraphic setting, total thickness and sedimentary facies of the Miyazono Formation indicate that the main part of this formation was deposited in the trench-slope basin. In addition, properties of the Upper Jurassic shelf-type limestone bearing strata in the Southern Chichibu Terrane are quite similar to those of the Miyazono Formation. Probably, most of the Upper Jurassic shelf-type limestone bearing strata are the trench-slope basin deposits. Along the subduction zone in the eastern margin of Asia, presumably several trench-slope basins were formed simultaneously and extensively in early Late Jurassic time.

Key words: accretionary complex, trench-slope basin deposit, Jurassic, Cretaceous, radiolaria, Southern Chichibu Terrane, Itsuki Village, Gokanoshō, Kumamoto Prefecture, western Kyushu

はじめに

九州西部に位置する熊本県五木村から五家荘にかけては、秩父累帯南帯（以下、南帯とする）に分布する付加複合体が広く、かつ良好に露出する地域である。この地域の東に隣

接する「椎葉村」地域は斎藤ほか（1996）により、この地域と北部で一部重なる「砥用」地域は斎藤ほか（2005）により、それぞれ5万分の1地質図幅が刊行され、今日的な視点による南帯の地質区分と地質時代の研究成果が公表されている。しかし、この地域の南帯の地質については、熊本県発行の表層地質図「頭地」（田村・渡辺、1980）による概略的地

五木・五家荘地域の秩父累帯南帯付加複合体と海溝斜面海盆堆積物

層分布が知られているのみである。五木村内に分布する地層については、五木村総合学術調査団（1987）がコノドントや放散虫化石、二枚貝化石等に基づく時代を報告している。しかし、同調査団の報告した時代は石灰岩やチャートについてのものが主であり、陸源性碎屑岩類からのデータは少數である。また、同調査団がリストに示した放散虫化石の分類名やそれが示す時代は、分類や化石層序の研究が当時は初期段階にあつたため、現在の知見に読み替えられないものも多い。

この様に標題地域の南帯は、研究の基本となる詳細な岩相分布と地質構造、地質体区分が明らかにされておらず、堆積史や構造発達史を考える上で不可欠な地層や岩石の時代の解明も十分ではない。放散虫化石層序の実用化と沈み込み帯研究の進展により、各地の南帯に分布する地質体が付加複合体として再調査され、その時代論や成因論が大幅に見直された過去20数年間、この地域の南帯の研究はほとんど進展することなく現在に至っている。このため本研究では標題地域の地表踏査を実施し、南帯の付加複合体を構成する地層や岩石の分布、地質構造の詳細を明らかにした。また陸源性碎屑岩試料を中心として放散虫化石を抽出し、地層や岩石の時代を決定した。本論では岩相分布と時代に基づき、南帯に分布する付加複合体の構成要素について区分した結果を述べる。また本研究により、標題地域の南帯に海溝斜面海盆堆積物と考えられる上部ジュラ系の存在が確認された。本研究ではこの上部ジュラ系について

注目し、付加テクトニクスに沿った堆積盆地の発達と堆積過程について、他地域の類似した堆積物の例も含めて議論する。

五木・五家荘地域の地質概要

本研究の調査地域は、熊本県球磨郡五木村北東部から八代市泉町東部の五家荘南西部にかけてである（Fig. 1）。本研究では、この地域について五木・五家荘地域と呼ぶ。調査範囲は、南北が八代市泉町の岩奥集落の南南東に位置する笠越峠から五木村の中心地である頭地までの約15 km、東西が上福根山から白髪岳と国見山を含む稜線までの約13 kmである。この地域は、川辺川が北東から南西に向けて流下している。その河畔に所々平地が広がるほかは急峻な山地が全体に広がり、地域東端に位置する標高1642 mの上福根山頂を最高点として、川辺川河床との高度差が1000 mを越す山々が連なっている。調査地域の地質図と地質断面図をFig. 2に示す。

1. 地質構造

この地域の南帯は8～10 kmの分布幅がある。地域内に分布する地層は、地域北東部では主にN70～80°E、中央部ではN50～60°E、南西部では主におよそN70°Eの走向で分布しており、北方上位の急傾斜であることが多い。地域北東部と中央部との走向方向の変化は、寺岡ほか（1981）

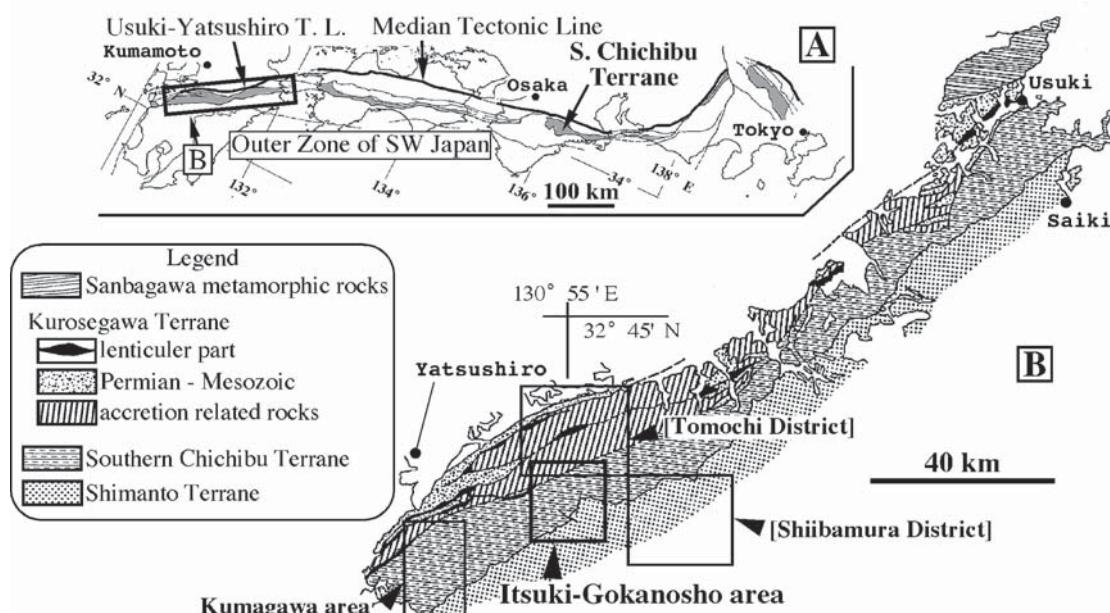


Fig. 1. (A) Distribution of the Southern Chichibu Terrane (referred from Geological survey of Japan, 1992). (B) Simplified geologic map of the western Kyushu (referred from Murata, 1992). Locality of the Itsuki-Gokanosho area is shown by bold square. Localities of the Kumagawa area, Tomochi District and the Shiibamura District are also shown.

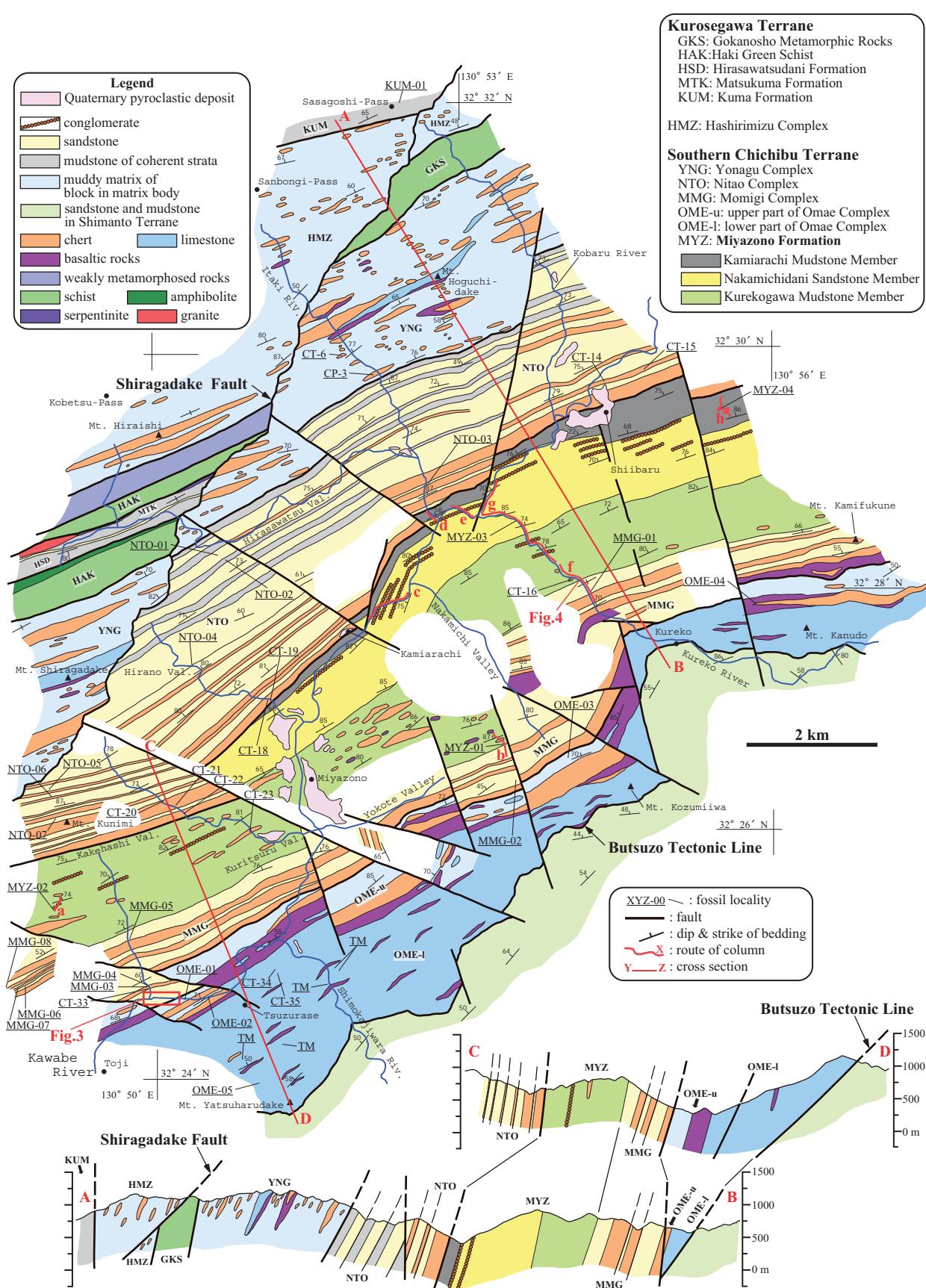


Fig. 2. Geologic map and cross sections of the Itsuki-Gokanoshō area. Sectioned routes and fossil localities are shown on this map.

によって人吉屈曲とされた屈曲構造の北西延長にあたる。調査地域に見られる2つの走向方向の変化は、どちらも漸移的ではなく、キンク帶状の屈曲構造を間に挟んで変化する。地域北東部と中央部の走向方向の変化の間に位置する中道谷から積岩山北方斜面においては、分布幅約1kmのキンク帶状構造がおよそN65°Wの方向に延びる。このキンク帶状構造の内部は、小断層が発達しており、地層の分布方向が不明瞭となるが、川辺川沿いや積岩山北方山麓に分布する地層は、走向N15～20°Eで西に急傾斜する姿勢を持つ。但しこのキンク帶状構造は中道谷の北西方に位置する平沢津谷までは延長しない。地域中央部と南西部の走向変化の境界である横手谷付近にもキンク帶状構造が見られる。このキンク帶状構造もおよそN65°Wの方向に延び、最大幅は500m程度である。このキンク帶状構造の内部にも小断層が数多く見られ、地層の分布方向が不明瞭な部分が多いが、横手谷下流部の地層はN15～25°Wの走向で西に急傾斜する姿勢を持つ。

本地域の南帯の地層は、いくつかの異なる系統の断層によって変位している。最も古い時期に形成されたと考えられる断層は、地層の分布に調和的な姿勢を持つ高角の断層系である。また最も新しいものは、調査地域北西部に存在する走向N31°E、傾斜39°NEの姿勢を持つ断層であり、本研究ではこれを白髪岳断層と呼ぶ。白髪岳断層の水平変位は、黒瀬川帯南縁の結晶片岩類の変位から求めると、約5kmの左横ずれである。このほかキンク帶の延長方向に調和的なWNW-ESE方向の断層系や、それに切られるNNW-SSE方向の断層系、NNE-SSW方向の断層等が認められる。これらの断層の傾斜はいずれもほぼ垂直であることが多い。地域南西部のWNW-ESE方向の断層群は、北に60°程度で傾斜する。

2. 地層・岩石・コンプレックスの分布

白髪岳断層の西側ブロック中部と東側ブロックの北部には、緑色片岩、泥質片岩、砂質片岩から主に構成され、一部に角閃岩を伴う結晶片岩類が分布する。西側ブロックの結晶片岩類は、球磨川地域(Fig. 1B)の破木緑色片岩類(松本・勘米良, 1964)の東方延長にあたる。東側ブロックの結晶片岩類は五家荘変成岩(斎藤ほか, 2005)と呼ばれている。球磨川地域の破木緑色片岩類からは、泥質片岩2試料から 187.1 ± 4.0 Maおよび 182.3 ± 3.9 Ma、泥質千枚岩4試料から 170.2 ± 3.7 , 170.0 ± 3.6 , 161.2 ± 3.4 , 149.2 ± 3.2 Maという白雲母K-Ar年代が報告されている(西園, 1996)。五家荘変成岩については、泥質千枚岩の

3試料から 182 ± 9 , 149 ± 7 , 144 ± 7 Maの白雲母K-Ar年代が出されている(斎藤ほか, 2005)。本研究はこれらの結晶片岩類を黒瀬川帯に分布する要素と見なし(後述)、この南限から仏像構造線までの間に分布する地質体を南帯の要素とする。

白髪岳断層東側ブロックにおいては、南帯に5つの地質体が分布する。これらの地質体の境界は、宮園層と樅木コンプレックスの境界を除き、全て断層である。

五家荘変成岩の南には与奈久コンプレックスが $2 \sim 2.5$ kmの幅で分布する。与奈久コンプレックスはチャートや玄武岩類(玄武岩溶岩と玄武岩質火山碎屑岩)、石灰岩等の大小様々な岩塊を含む泥質岩を主体とする。調査地域北東延長部の与奈久コンプレックスの泥質岩からは、ジュラ紀古世の放散虫化石が産出する(斎藤ほか, 2005)。

与奈久コンプレックスの南には約2.6kmの幅で、チャート・碎屑岩コンプレックスの仁田尾コンプレックスが分布する。仁田尾コンプレックスのチャートからは三畳紀古世から新世にかけてのコノドント(五木村総合学術調査団, 1987)やジュラ紀古世後期の放散虫化石(斎藤ほか, 2005)が報告されており、碎屑岩類からはジュラ紀中期から中期を示す放散虫化石が産する。

仁田尾コンプレックスの南には宮園層(新称)が分布し、さらにその南にはチャート・碎屑岩コンプレックスの樅木コンプレックスが分布する。宮園層は樅木コンプレックスの上位を整合に覆う地層である。宮園層と樅木コンプレックスを合わせた分布幅は最大約3.4kmである。樅木コンプレックスのチャートからは三畳紀中期のコノドント(五木村総合学術調査団, 1987)が報告されている。樅木コンプレックスのチャート最上部からはジュラ紀中期から新世前期の珪質泥岩や碎屑岩からはジュラ紀中期から新世前期の放散虫化石が産する。宮園層は下位から上位へ、泥質岩を主としてチャート等の岩塊を含む久連子川泥岩部層、粗粒砂岩を主として上部に礫岩を挟む中道谷砂岩部層、ほぼ泥岩からなる上荒地泥岩部層の3部層により構成される。宮園層の泥岩からはジュラ紀新世前期から新世後期の放散虫化石が産する。

樅木コンプレックスの南には、大規模石灰岩岩体や玄武岩類、チャート、泥岩から構成される尾前コンプレックスが $1 \sim 2.8$ kmの幅で膨縮して分布する。尾前コンプレックスは、構造的上部の石灰岩やチャート岩塊を伴う泥岩や、玄武岩類やチャートのスラブ状岩体(厚さに対して側方に連続性の良い平板状の岩体)からなる部分と、構造的下部の大規模な石灰岩岩体を主とする部分がある。前者の泥岩からはジュ

ラ紀新世中期、後者に伴う泥岩からは白亜紀古世の放散虫化石が産する。また後者の大規模石灰岩岩体からは、五木村総合学術調査団（1987）が三畳紀新世のコノドントや二枚貝化石を報告している。

尾前コンプレックスの南には中角度の断層を介して、砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層が主に分布する。五木村内に分布するこれらの碎屑岩類の17地点から、白亜紀古世後期から新世前期を示す放散虫化石が報告されている（五木村総合学術調査団、1987）。岩相および時代から、本研究はこれらの碎屑岩類を四万十帯に分布する要素と判断した。よって、尾前コンプレックスとこれらの碎屑岩類との境界である中角度断層が仮想構造線である。

白髪岳断層の西側ブロックには、南から北へ次に述べる地層や岩石が順に分布する。白髪岳周辺には与奈久コンプレックスが分布し、その北には高角の断層を介して破木緑色片岩類の結晶片岩が2列分布する。この2列の破木緑色片岩類の間には断層に挟まれて、非変成の整然相碎屑岩類が分布する。この碎屑岩類は上部三畳系松求磨層とそれを不整合に覆う下部ジュラ系平沢津谷層からなる（石田、2007）。非変成の碎屑岩類と北列の結晶片岩類との境界には、破碎され鱗片状劈開が発達する蛇紋岩がごく狭い幅で分布している。この破碎された蛇紋岩に伴ってレンズ状の花崗岩岩体が分布することがある。破木緑色片岩類の北側には弱く変成した時代未詳の碎屑岩類が分布する。弱変成した碎屑岩類の北にはジュラ紀古世付加複合体の走水コンプレックス（斎藤ほか、2005の走水ユニットと同義）が幅約3.6kmにわたり分布する。さらにその北方の調査地域の最北部にあたる笛越峠付近には、整然相のペルム系球磨層（勘米良、1953）が分布する。これらの地質体の境界は、松求麻層と平沢津谷層の境界を除き、いずれもENE-WSW方向の高角断層である。

本研究では、石田（2007）と同じ基準で黒瀬川帯に分布する要素を定める。これに基づく研究地域の黒瀬川帯に分布する要素とは、花崗岩や蛇紋岩、角閃岩を伴う結晶片岩類（破木緑色片岩類および五家荘変成岩）、弱変成を受けた碎屑岩類、および整然相の松求麻層と平沢津谷層、および球磨層である。

このほか川辺川やその支流沿いの低地や斜面には、強溶結から非溶結の第四紀火碎流堆積物が小規模に分布する。本研究ではこれらの火碎流堆積物について細分しないが、五木村総合学術調査団（1987）によると加久藤火碎流堆積物、阿蘇-4火碎流堆積物、入戸火碎流堆積物が認められている。これらの火碎流堆積物の上面は平坦な地形

となることが多く、この平坦面上に椎原や宮園等の集落が形成されている。^{しいばる}

秩父累帯南帯の地質体区分

本研究の調査により、五木・五家荘地域の秩父累帯南帯には5つの地質体が分布することが明らかになった。それぞれを以下に記載する。なお、本章の記載項目にある「時代」とは、産出化石によって示される地層や岩石各々の堆積した時代のことを指す。化石種や時代論の詳細は「産出化石と時代」の章で詳しく述べる。

1. 与奈久コンプレックス (Yonagu Complex)

命名：本調査地域より西へ約20kmに位置する球磨川地域（Fig. 1）において、松本・勘米良（1964）は与奈久層を定義し、西園（1996）は岩相と分布についての新しい知見に基づき、これを再定義した。西園（1996）が再定義した与奈久層について、斎藤ほか（2005）は本調査地域北部とその北東延長において同様な地質体の分布を認め、これに‘ユニット’という単元を用い、与奈久ユニットと呼んだ。本研究では西園（1996）の与奈久層、斎藤ほか（2005）の与奈久ユニットに対して、Salvador（1994）に従って‘コンプレックス’という単元を用い、これらと同義で与奈久コンプレックスと呼ぶ。

模式地：西園（1996）は与奈久層の模式地を、八代市坂本町葉木東方の林道と芦北町海路から上原への道路沿いに指定している。

コンプレックスの厚さ：白髪岳断層東側ブロックの与奈久コンプレックスの厚さは2000m程度である。同西側ブロックの与奈久コンプレックスは下限が露出していないが、少なくとも2300mの厚さがある。

上限・下限：与奈久コンプレックスの上限は断層で限られる。与奈久コンプレックスの上限を切る断層、すなわち黒瀬川帯と秩父累帯南帯の境界断層は、白髪岳山頂から北北東約1100mに位置する林道沿いの露頭において観察できる。この露頭では、破木緑色片岩類の泥質片岩と与奈久コンプレックスの泥岩とが幅30~50cmの破碎帶を介して接する。この露頭での断層の姿勢はN83°E, 80°Nである。

与奈久コンプレックスの下限、つまり与奈久コンプレックスと仁田尾コンプレックスの境界はカタクレーサイト帯からなる断層である。平沢津谷における与奈久コンプレックスと仁田尾コンプレックスの境界には、幅数10mにわたって泥質の

カタクレーサイトが分布する。このカタクレーサイトは、剪断された泥質基質に径数 cm 以下のレンズ状、あるいは角礫状の砂岩を含む。またこのカタクレーサイト帶に分布する塊状砂岩には、泥岩が網状に注入しているのが見られる。

岩相：与奈久コンプレックスは、チャート、玄武岩類、海山型石灰岩、砂岩等の様々な大きさの岩塊を含む泥岩から主に構成される。泥岩は主に黒褐色や黒灰色を呈するのを特徴としている。泥岩は塊状であることが多いが、一部に明瞭な成層構造が認められる部分もある。与奈久コンプレックスの泥岩は、黒色を呈さないものが多い点やスレート劈開の発達が顕著ではない点で、後述の仁田尾コンプレックスの泥岩とは差異が認められる。

岩塊の中で数が最も多いのはチャートであり、次いで玄武岩類、石灰岩の順で、砂岩の岩塊も少数認められる。チャート岩塊は径数 m ~ 数 10 m のものが多く、与奈久コンプレックス全体に著しく多く分布する。中には白髪岳の北方約 600 m に分布するチャートの様に、厚さ 200 m、側方延長が 1.5 km 以上に達する大規模なスラブ状岩体も見られる。玄武岩類は玄武岩溶岩と玄武岩質火山碎屑岩が見られ、後者を主体としている。玄武岩類は径数 ~ 10 数 m の岩塊として産し、最も大きい保口岳南方の岩体でも厚さ 150 m 程度である。石灰岩岩体は数こそ少ないものの大規模なものが見られ、保口岳山頂付近に分布するものは最も厚い部分で厚さ約 170 m に達し、側方に 3 km 以上連続するスラブ状岩体である。白髪岳山頂付近に見られる石灰岩岩体も厚さ約 230 m、側方に 1.5 km 以上延長するスラブ状岩体であり、これは保口岳の石灰岩岩体が白髪岳断層により変位したもの的可能性がある。両岩体の南縁には玄武岩溶岩や玄武岩質火山碎屑岩が伴われる。また両岩体の南方には、厚さ 20 m までの小規模な石灰岩岩塊が点在する。確認した限り、与奈久コンプレックスに含まれる石灰岩は陸源性碎屑粒子を含まない海山型石灰岩である。

時代：与奈久コンプレックスの泥岩はジュラ紀古世中頃から後期のものと考えられる。チャート岩塊にはペルム紀と三疊紀、石灰岩岩塊には石炭紀とペルム紀のものがある。

2. 仁田尾コンプレックス (Nitao Complex)

命名：斎藤ほか（2005）は5万分の1地質図幅「砥用」地域 (Fig. 1)において、与奈久コンプレックスの南に分布するチャート・碎屑岩シーケンスの構造的繰り返しからなる地質体を仁田尾ユニットと命名した。これに対し本研究では同義で、仁田尾コンプレックスと呼ぶ。

模式地：斎藤ほか（2005）は、仁田尾コンプレックスの

模式地を宮崎県椎葉村の耳川上流部の林道沿いに設定し、副模式地に本研究地域の北東端にあたる小原川河床を指定した。

コンプレックスの厚さ：仁田尾コンプレックスが良好に露出している小原川沿い、あるいは平野谷周辺での厚さは共に 2500 m 程度である。

上限・下限：仁田尾コンプレックスの上限には泥質のカタクレーサイトが分布する（与奈久コンプレックスの項参照）。仁田尾コンプレックスの下限は高角の断層で限られる。この断層の良好な露頭は平野谷の川岸にある。この露頭では仁田尾コンプレックスのチャートと、宮園層上荒地泥岩部層の泥岩とが幅 80 cm ~ 1 m の破碎帶を介して接する。ここでの断層の姿勢は N65°E, 77°N である。

岩相：仁田尾コンプレックスは、チャート・碎屑岩シーケンス（松岡、1989）からなる層序を持つスラストシートが構造的に累重して覆瓦構造を形成する、チャート・碎屑岩コンプレックス（Kimura and Hori, 1993）である。仁田尾コンプレックスのチャート・碎屑岩シーケンスは、構造的上部と構造的下部では岩相が異なる。

仁田尾コンプレックスの構造的上部を占める、厚さにして約 1500 m の部分に見られるチャート・碎屑岩シーケンスには次の特徴がある。構造的上部では、一般にチャート・碎屑岩シーケンス下部に見られるチャートや珪質泥岩がほぼ欠如しており、下半部が主に塊状粗粒砂岩（層厚 100 ~ 500 m）、上半部が主に黒色泥岩（層厚 100 ~ 150 m）からなる層序が見られ、これが構造的に重なっている。この層序の厚さは最大で約 600 m、通常約 200 ~ 300 m である。塊状砂岩の下位に泥質岩が分布したり、スラストシート基底の断層にチャートのスラブ状岩体が挟まれたりする場合もある。仁田尾コンプレックスの構造的上部が良好に露出する板木川沿いとその南方の山塊では、この層序が 5 回繰り返す。仁田尾コンプレックスの構造的上部に見られる泥岩は砂質葉理をしばしば伴い、黒色を呈する。特に与奈久コンプレックスとの境界付近の泥岩はスレート劈開が著しく発達していることが多い。

一方、構造的下部の厚さにして約 1000 m の部分に見られるチャート・碎屑岩シーケンスは、下部がチャートからなり、その上位に珪質泥岩、さらに泥岩や砂岩泥岩互層を挟んで塊状粗粒砂岩が重なる典型的な岩相からなる。構造的下部のチャート・碎屑岩シーケンスの層厚は最大 370 m である。チャートの下位には淡緑色から淡灰色を呈する珪質粘土岩が見られることがあるが、極めてまれである。チャートの厚さは下位のスラストシート程、徐々に厚くなる傾向がある。

中には層位的上部の塊状粗粒砂岩が欠如し、チャートと珪質泥岩、泥岩からなる薄いスラストシートも見られる。仁田尾コンプレックスの構造的上部のチャート・碎屑岩シークエンス最上位に見られた黒色泥岩層は、構造的下部のチャート・碎屑岩シークエンスには認められない。仁田尾コンプレックスの構造的下部が良好に露出する平野谷では、この層序が6回繰り返すのが認められる。

チャート・碎屑岩シークエンスの層位的最下部に見られるチャートは、単層厚が数mm～数cmの層状チャートであり、一部に塊状部分を伴い、青灰色や暗灰色等を呈するものが多い。チャート内部には小断層や小褶曲が認められ、複雑な内部構造を形成する。チャート上位の珪質泥岩は、チャートから漸移する部分が認められ、層厚1～数cmの層状であることが多く、黒色を呈する。この珪質泥岩は厚さ数mm～数cmの白色を呈する凝灰岩薄層を挟むことがある。珪質泥岩にはスレート劈開が発達していることが多い。珪質泥岩の上位は、砂質葉理を伴う黒色泥岩や泥岩優勢の砂岩泥岩互層へと移化する。チャート・碎屑岩シークエンスの中で最も厚い部分を占める粗粒砂岩はあまり粒径変化を伴わず、主に塊状であり、部分的に単層厚10cm～2mの層状部分を伴うことがある。この砂岩は構造的上部、下部に関わらずアレナイトで、不定形をした細礫サイズの泥岩片を伴うことが特徴であり、新鮮な部分では灰色ないし青灰色を呈する。この塊状粗粒砂岩はチャート角礫や石灰岩角礫、泥岩礫を散点的に含むことがあり、まれにチャート角礫が密集したチャート角礫岩を挟むこともある。

時代：仁田尾コンプレックス構造的上部のチャート・碎屑岩シークエンスは中部ジュラ系下部から中部（Aalenian階～Bajocian階）に対比される。構造的下部のチャート・碎屑岩シークエンスは、チャートが下部三畳系から中部ジュラ系下部（Aalenian階）に、チャート上位の碎屑岩類は中部ジュラ系下部から中部（Aalenian階～Bajocian階）に対比される。

3. 横木コンプレックス (Momigi Complex)

命名：斎藤ほか（1996）は「椎葉村」地域において、尾前ユニットの北側に分布するチャート・碎屑岩コンプレックスに対して横木ユニットと命名した。本研究ではこの横木ユニットに対し、これと同義で横木コンプレックスと呼ぶ。

斎藤ほか（2005）は「砥用」地域において、横木ユニットが仁田尾ユニットの南側に分布することを示した。斎藤ほか（1996）と斎藤ほか（2005）による横木ユニットは10数回のチャート・碎屑岩シークエンスからなる層序が構造的

に繰り返し、その厚さは最も厚い部分で2300mとされている。本調査地域の横木コンプレックスの岩相や時代は、「砥用」地域から「椎葉村」地域にかけてのものと一致する。しかし、本調査地域の横木コンプレックスにはチャート・碎屑岩シークエンスの構造的繰り返しが3,4回しか認められない。また、本調査地域の横木コンプレックスの厚さは600m前後であり、「砥用」地域から「椎葉村」地域にかけての横木コンプレックスの1/4程度である。

模式地：横木コンプレックスの模式地として、宮崎県椎葉村耳川上流部の道路沿いが指定されている（斎藤ほか, 2005）。

コンプレックスの厚さ：本地域における横木コンプレックスの厚さは550～630mである。

上限・下限：横木コンプレックスの上限は宮園層に堆積的に覆われる（宮園層の項を参照）。横木コンプレックスの下限は断層で切られる。本地域では横木コンプレックス下限の断層は、五木村九折瀬の川辺川河床の露頭で観察できる。この露頭では、横木コンプレックスの砂岩と尾前コンプレックスの泥岩が接する。断層近傍の尾前コンプレックスの泥岩は断層沿いに幅約3mにわたり擾乱している。この断層の姿勢はN55°E, 70°NWである。斎藤ほか（1996）は「椎葉村」地域において、傾斜約30°の断層が横木コンプレックスの下限を切ると述べ、これを尾手納衝上断層と呼んだ。本地域では横木コンプレックス下限に低角の断層は認められないが、上福根山東方の予察的な調査では地層の姿勢が全体に緩傾斜(20～40°)になっていることを確認している。

岩相：横木コンプレックスは、チャート・碎屑岩シークエンスからなる層序を持つスラストシートが構造的に重なり覆瓦構造を形成するチャート・碎屑岩コンプレックスである。横木コンプレックスのチャート・碎屑岩シークエンスは、下位からチャート、珪質泥岩、塊状粗粒砂岩の順で一連に重なる層序からなり、層厚は最大220mである。横木コンプレックスは調査地全体を通じて、このチャート・碎屑岩シークエンスからなるスラストシートが構造的に3, 4回繰り返す地質構造からなる。

チャート・碎屑岩シークエンスの最下位を占めるチャートは、単層厚数mm～数cmの層状チャートからなり、一部には塊状チャートも認められる。チャートは青灰色から暗灰色を呈するものが主である。チャート内部には小断層や小褶曲が頻繁に認められ、層理の姿勢が安定しないことが多い。チャート上位の珪質泥岩は、チャートから漸移する部分が認められ、層厚1～数cmの層状であることが多く、黒色を呈する。この珪質泥岩は厚さ数mm～数cmの白色を呈する

凝灰岩薄層を挟むほか、厚さ数 m の白色の珪質凝灰岩を伴うこともある。ほとんどの珪質泥岩には、弱くスレート劈開が発達している。珪質泥岩の上位は、砂質葉理を伴う黒色泥岩や泥岩優勢の砂岩泥岩互層へと移化する。チャート・碎屑岩シークエンスの上位を占める粗粒砂岩はあまり粒径変化を伴わず、ほぼ塊状であり单層厚 10 cm ~ 2 m 程の層状部分を伴うこともある。この砂岩はアレナイトが主体であり、不定形をした泥岩の細礫を伴うことが多い、新鮮な部分では灰色ないし青灰色を呈する。この砂岩はチャートや石灰岩の細礫サイズの角礫を散点的に含むことがある。

調査地域南西部の掛橋谷付近の川辺川河床に露出する、構造的最下部のチャート・碎屑岩シークエンスには、次に述べる特異な岩相が見られる (Fig. 3)。ここでのチャート・碎屑岩シークエンスは、層位的最下位に分布すると考えられるチャートは露出していないが、珪質凝灰岩層を挟む珪質泥岩 (Fig. 3A) の上位に塊状砂岩を主とする粗粒岩相が重なる (Fig. 3B)。この重なりは通常のチャート・碎屑岩シークエンスと同様である。ところがこの塊状砂岩の上位は、主に径 1 cm 程度のチャート角礫からなる、厚さ 3 m のチャート角礫岩によって覆われる (Fig. 3C)。チャート角礫岩の上位は塊状粗粒砂岩へと一連に漸移する。このチャート角礫岩から葉理質泥岩への上方細粒化の層序セットの層厚は 10 m 前後である。この上方細粒化のセットを 2 回繰り返し、さらに上位を最大層厚 25 m のタービダイト性の砂質葉理を伴う泥岩 (Fig. 3D) が覆う。

調査地域東部の上福根山付近から久連子にかけての樅木コンプレックスの構造的最下部には、著しく剪断された玄武岩類を基質として、チャート、玄武岩溶岩、玄武岩質火山碎屑岩類、海山型石灰岩の径 1 mm ~ 数 10 m に及ぶ大小様々な岩塊を含む岩体が分布する。上福根山南方の林道において、この剪断された玄武岩類を主とした岩体は最も発達しており、その厚さは最大で約 160 m である。上福根山南方の林道においては、この岩体とその上位のチャート・碎屑岩シークエンスとが断層で接するのが見られる。著しく剪断された玄武岩類の基質に含まれる岩塊、特に石灰岩や玄武岩質火山碎屑岩の岩塊は、レンズ状に引き延ばされていることが多い。この岩体はチャート・碎屑岩コンプレックスの典型的な構成要素ではないが、同様な岩体が各地のチャート・碎屑岩コンプレックスの下底部や、コンプレックス内部のスラストに挟まれて随伴することが知られている。例えば球磨川地域の天月層 (西園, 1996) や関東山地南東部の白丸層 (例えば石田・村田, 2006) も同様な特徴を

持つ岩体である。

時代：樅木コンプレックスのチャート・碎屑岩シークエンスは、チャートが中部三畳系から中部ジュラ系中部 (Bajocian 階) に、チャート上位の碎屑岩類は中部ジュラ系中部から上部ジュラ系下部 (Bajocian 階 ~ Oxfordian 階) に対比される。

4. 宮園層 (Miyazono Formation)

命名：本研究による新称。本層が分布する五木村の字名、宮園にちなみ命名する。

層厚：宮園層の上限を切る断層の姿勢が宮園層の姿勢と若干斜交しているため、宮園層は地域北東程厚く分布する。宮園層は椎原集落周辺で最も厚く、約 2600 m の層厚がある。

上限・下限：宮園層の上限は断層に切られる (仁田尾コンプレックスの項を参照)。宮園層の下限は、樅木コンプレックスを化石帶の欠如なく堆積的に覆う (Fig. 4A)。樅木コンプレックスと宮園層との初生境界は、模式地の久連子川沿いや積岩山西北西 2 km の露頭で見られる。久連子川沿いの露頭では、樅木コンプレックスの塊状砂岩の上位に宮園層基底の葉理の発達した泥岩が重なる (Fig. 4B)。この境界を挟む上下の地層には同一の化石帶が含まれるため、この境界は整合と判断される。

本研究では宮園層について下位から、久連子川泥岩部層、中道谷砂岩部層、上荒地泥岩部層の 3 部層に区分した。宮園層の柱状図を Fig. 5 に示し、各部層の定義と岩相について以下に述べる。

(1) 久連子川泥岩部層

(Kurekogawa Mudstone Member)

命名：本部層が模式的に露出する久連子川にちなみ命名する。

模式地：久連子川泥岩部層の模式地として、久連子川河床の久連子集落の約 1 km から約 2 km 下流までを指定する。

層厚：久連子川泥岩部層は地域北東部で相対的に薄く、椎原集落周辺での層厚は約 950 m である。最も厚い地域南西部の国見山南方の林道では、上限が断層で切られているが、少なくとも 1200 m の層厚がある。

岩相：久連子川泥岩部層は葉理の発達した泥岩ないし泥岩優勢砂岩泥岩互層を主体として、厚さ 20 m までの塊状または層状の中粒ないし粗粒砂岩層を数層準に挟む。こ

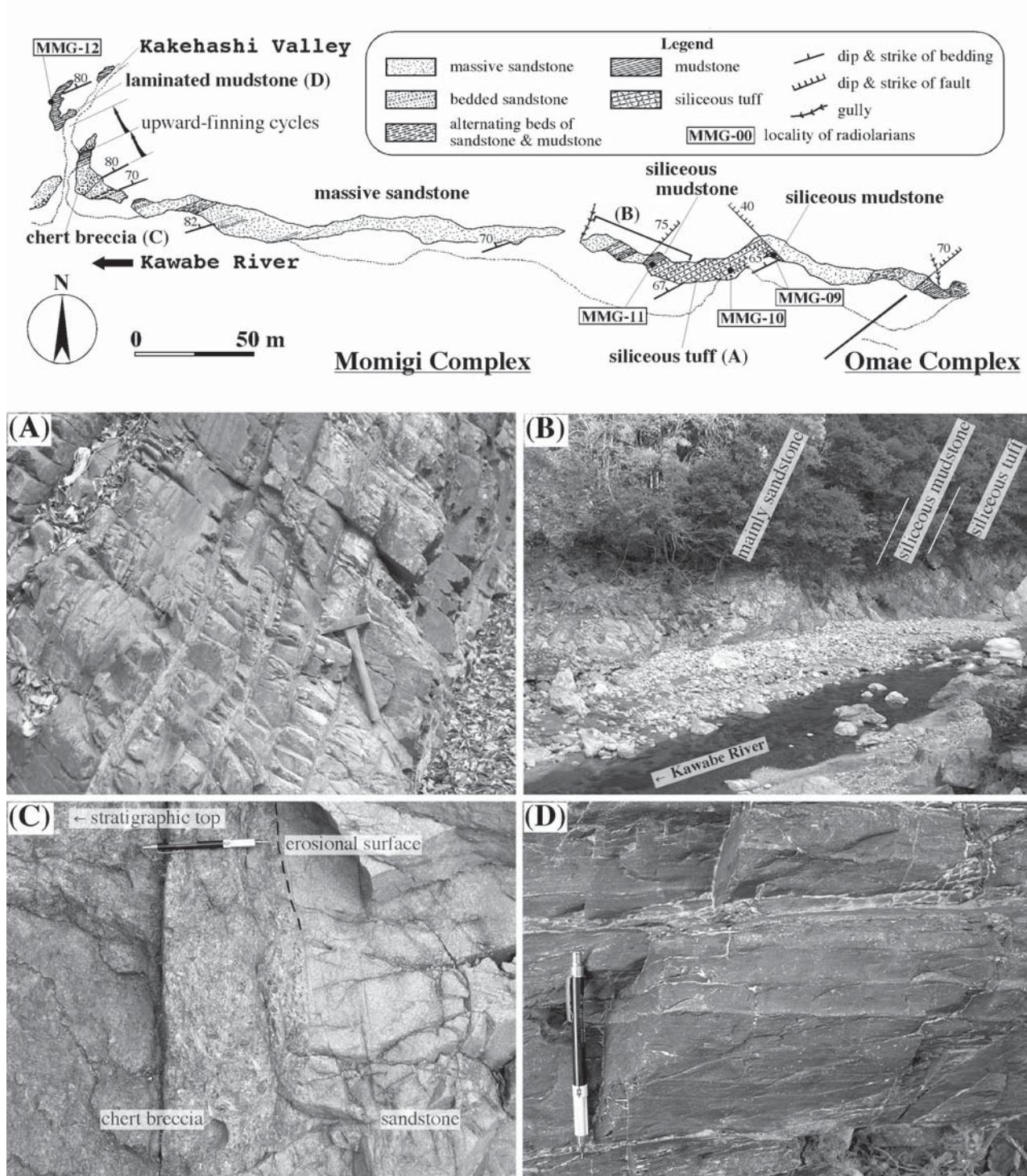


Fig. 3. Route map along the Kawabe River and the Kakehashi Valley where the chert-clastic sequence of the Momigi Complex crops out. (A)-(D): Lithology of the Momigi Complex in this route. Localities of these photos are shown in the route map. (A) Siliceous tuff beds in the lower part of this succession. (B) Transitional horizon from siliceous mudstone with siliceous tuff to coarse-grained sandstone in the chert-clastic sequence. (C) Chert breccia overlies coarse-grained sandstone in the upper part of this succession. (D) Mudstone with thin turbiditic lamination in the uppermost part of this succession

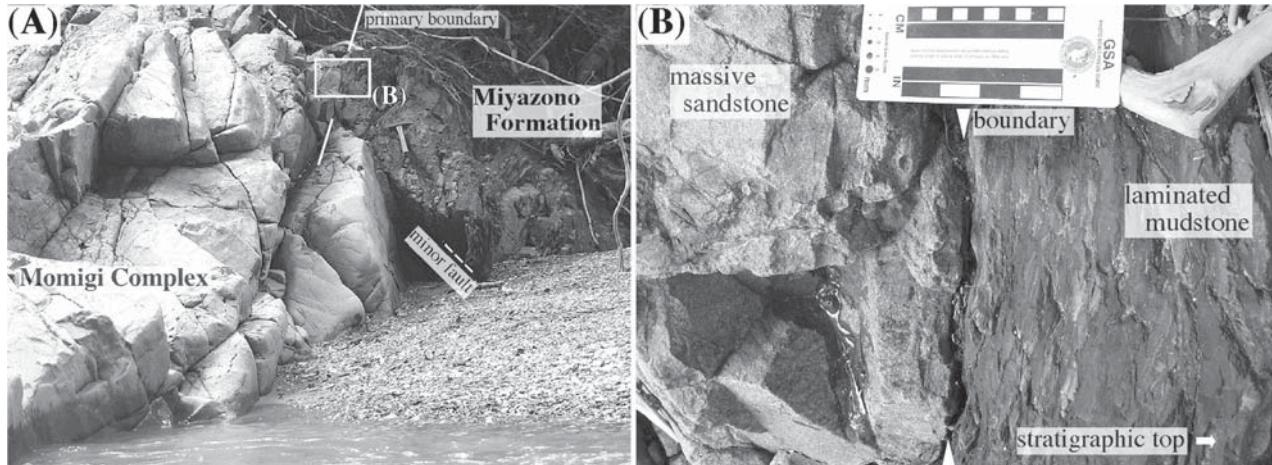


Fig. 4. (A) Boundary between the Momigi Complex and the Miyazono Formation. (B) Close-up view of the boundary. Laminated mudstone of the Miyazono Formation covers massive sandstone of the Momigi Complex.

の砂岩層はアレナイトから構成されることが多い。泥岩の砂質葉理や砂岩泥岩互層の砂岩層には明瞭な級化層理が認められ、タービダイトの特徴を示す (Fig. 6A)。久連子川泥岩部層にはチャートを主体とした岩塊が含まれることがある (Fig. 6B)。これらの岩塊の分布には次の様な偏在性がある。分布の北東部にあたる椎原集落南方での久連子川泥岩部層には、岩塊はほとんど含まれず、模式ルートでも基底から 24 m と 280 m 上位の 2 層準に径 10 m 以下のチャート岩塊を伴うのみである。久連子川泥岩部層の分布中央部である中道谷沿いの林道でも、久連子川泥岩部層に岩塊は含まれない。一方、分布の南西部にあたる宮園集落から栗鶴谷にかけての久連子川泥岩部層には、径 1m 程度から厚さにして 100 m に達するチャート岩塊が多数含まれ、少量であるが玄武岩類の岩塊も含まれる。久連子川泥岩部層に挟まれる砂岩層には礫岩を伴うものがあり、これは模式ルートの久連子川と栗鶴谷南西方の林道で見られる。この砂岩層に伴う礫岩は厚さ 1 ~ 3 m 程度で、久連子川においては 2 層、栗鶴谷南西方においては 1 層、粗粒砂岩の厚層内に挟まれる。この礫岩の礫は、主に中礫サイズのチャート、石灰岩、玄武岩類、砂岩等の円礫ないし亜円礫から構成されるが、久連子川の礫岩には径 70 cm に達するチャートの巨円礫も含まれる。この礫岩は中道谷砂岩部層上部に発達する礫岩と礫種構成や礫形等が同様である。このほか模式ルートの久連子川泥岩部層では、基底から 400 m 程上位の 2 層準に泥岩と互層する白色凝灰岩薄層が見られる。

(2) 中道谷砂岩部層 (Nakamichidani Sandstone Member)

命名：本部層は、五木村北東部に位置する中道谷周辺

に良好に露出していることから、これにちなみ命名する。

模式地：中道谷砂岩部層の模式地として、久連子集落の約 2 km 下流の久連子川河床から、川辺川と板木川の合流点までの川辺川河床を指定する。

層厚：中道谷砂岩部層は分布の北東側程厚く、椎原集落南方では約 1150 m の層厚がある。中道谷砂岩部層の分布の南西端にあたる宮園集落北方では薄くなり、層厚は 800 m 程度である。

岩相：中道谷砂岩部層は厚く発達した粗粒砂岩を主体としており、厚さ 40 m までの泥岩や砂岩泥岩互層を時折挟む。最上部の厚さ 200 ~ 300 m には礫岩が発達する層準がある。中道谷砂岩部層に発達する砂岩は粗粒アレナイトが主体で、主に塊状あるいは単層厚 50 cm ~ 10 m 程度の厚い層状を呈し (Fig. 6C)，中には厚さ 250m に達する厚い粗粒砂岩層が発達することもある。一般に砂岩層内部での粒径変化はあまり認められないが、部分的に中粒砂や細礫が平行葉理を形成している部分もある。砂岩泥岩互層の砂岩単層や泥岩に挟まれる砂質葉理には級化層理が認められ、タービダイトの特徴を持つ。中道谷砂岩部層の最上部に見られる礫岩 (Fig. 6D) は、久連子川と川辺川の合流点付近の川辺川沿いや (Fig. 5 の柱状図 e)，中道谷と川辺川の合流点から南方 1 km 付近までの川辺川沿いに顕著に発達する (Fig. 5 の柱状図 c)。礫岩主体の層準は、礫岩と粗粒アレナイトや含細礫砂岩、細礫礫岩との頻繁な繰り返しから構成され、次に述べる層序セットのサイクルが認められる。層序セットの下半部には、厚さ数 m から時に 15 m に達する礫支持の中礫ないし大礫礫岩が発達する。礫岩層の内部では下位に中礫が密集し、大礫や巨礫が含まれる場合、これらは礫岩層の上部に見られる傾向がある。礫岩層の下

限は下位層を削剥していることもある。層序セットの上半部は、礫岩の上位に比較的明瞭な境界をもつて細礫礫岩、もしくは含細礫粗粒砂岩が重なる。この細礫礫岩や含細礫粗粒砂岩はほぼ塊状であるが、層状部分が認められたり、平行葉理が不明瞭に発達したりすることもある。この礫岩と細礫礫岩や含礫砂岩との量比は様々で、片方の岩相のみ発達することもしばしばある。礫岩が発達する層準では、この層序セットが15～20回程度繰り返している。礫岩が発達する層準の上部の3,4回のサイクルの間には5～50cmの薄い泥岩が挟まる。その上位は単層厚5～15cmの層状中粒砂岩を挟み、上荒地泥岩部層の泥岩優勢砂岩泥岩互層が重なる。

中道谷砂岩部層の礫岩は主に礫支持の構造を示し、径3～10cm程度の中礫から大礫を主体として大礫から細礫まで様々な粒径の礫をひとつの礫岩層に含む。礫岩の基質は極粗粒砂から粗粒砂が埋めている。礫種構成には礫岩層ごとに差異があるものの、大別してチャートと砂岩が卓越する礫岩層か海山型石灰岩と泥岩が多く含まれる礫岩層のどちらかである。礫としては上記4種のほか、玄武岩溶岩や泥灰岩礫も普遍的に見られる(Fig. 6E)。また、少数ではあるが陸棚型石灰岩礫も含まれる(Fig. 7)。礫岩には長径4mに達する砂岩泥岩互層や、径1.5mの泥灰岩等の巨礫も含まれることがある。

(3) 上荒地泥岩部層

(Kamiarachi Mudstone Member)

命名：本部層の分布する五木村北東部の集落名、上荒地にちなみ命名する。

模式地：上荒地泥岩部層の模式地として、川辺川と板木川の合流点から上流に70mの地点から220mの地点までの板木川河床を指定する。

層厚：上荒地泥岩部層は地域の北東側ほど厚い分布が見られ、最も厚い椎原集落東方での層厚は約550mである。

岩相：最下位の10数mに泥岩優勢の砂岩泥岩互層が見られ、その上位は層状の泥岩へと移化し、それより上位はほぼ泥岩を主体とする。泥岩にはしばしば珪質凝灰岩薄層を挟む(Fig. 6F)。凝灰岩薄層近辺の泥岩は凝灰質であることが多い。泥岩には層厚30mまでの層状もしくは塊状の粗粒ないし中粒砂岩をわずかに伴う。成層した泥岩の間には、層厚にして数m以下の未固結変形を伴う褶曲が見られることがある。これらはスランプ層と考えられる。これらは特に本部層の下部に多く見られる。上荒地泥岩部層の泥岩には、久連子川泥岩部層や中道谷砂岩部層のものと比較

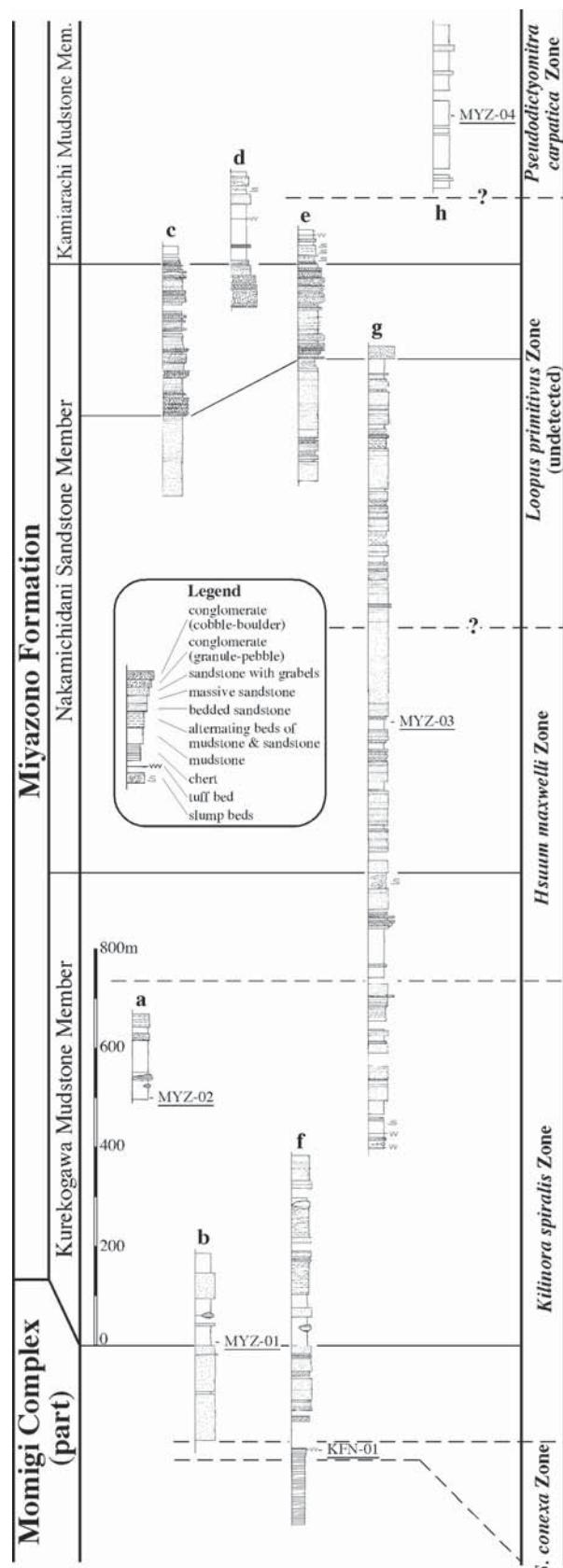


Fig.5. Lithologic columns and radiolarian zones of the upper part of the Momigi Complex and the Miyazono Formation. Route of each column is shown in Fig. 2.

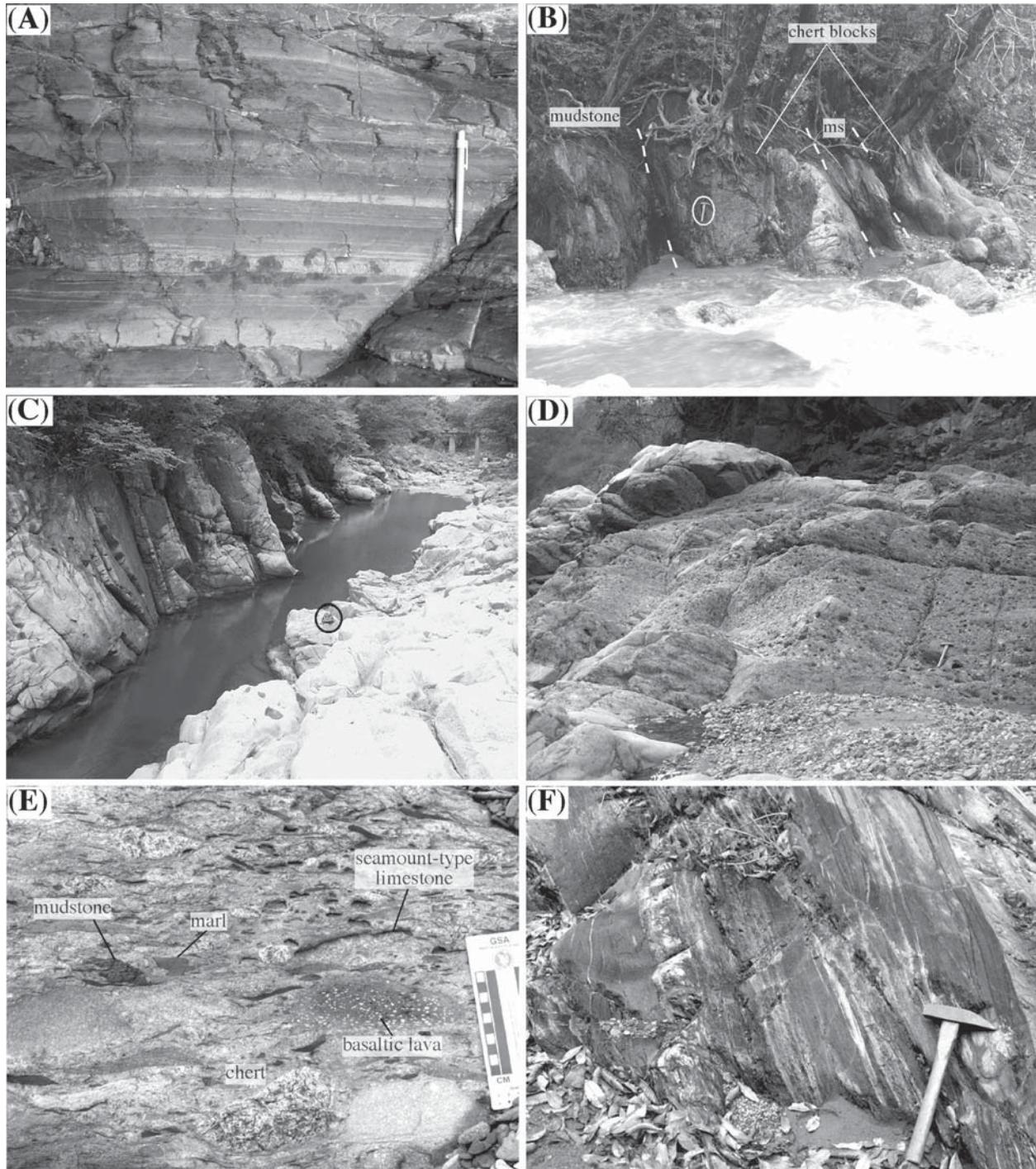


Fig. 6. Lithology of the Miyazono Formation. (A) Typical mudstone in the Kurekogawa Mudstone Member. Turbiditic sandy laminae and beds are seen. (B) Exotic chert blocks in the Kurekogawa Mudstone Member. (C) Thick bedded coarse sandstone of the Nakamichidani Sandstone Member. A climbing sack is in the circle. (D) Conglomerate in the upper part of the Nakamichidani Sandstone Member. (E) Pebbles in the conglomerates in the upper part of the Nakamichidani Sandstone Member. In this conglomerate, pebbles of chert, seamount-type limestone, basaltic lava, mudstone and marl are contained. (F) Typical mudstone of the Kamiarachi Mudstone Member. Thin white-colored tuff beds are intercalated in black mudstone.

して、スレート劈開が発達している。特に上荒地泥岩部層上部の泥岩はスレート劈開の発達が著しい。

時代：宮園層は上部ジュラ系下部から最上部（Oxfordian階～Tithonian階上部）に対比される。

5. 尾前コンプレックス（Omae Complex）

命名：斎藤ほか（1996）は「椎葉村」地域の南帯南縁部に分布する、石灰岩、玄武岩類、泥質岩からなる地質体に対して尾前ユニットと命名した。本調査地域東端と「椎

葉村」図幅の地域西端までの距離は約4km離れているが、本研究地域の南帶南縁部にも同様な岩相の地質体が分布しており、分布方向から考えて「椎葉村」地域の尾前ユニットが連続するものと見られる。本研究は尾前ユニットに対して、これと同義で尾前コンプレックスと呼ぶ。

本地域の尾前コンプレックスは構造的上部と下部で異なる岩相が認められ、これらは時代も異なる。「椎葉村」地域の尾前コンプレックスの碎屑岩からも複数の時代を示す放散虫化石が報告されている（斎藤ほか、1996）。

模式地：斎藤ほか（1996）では模式地を指定していないが、耳川沿いの宮崎県椎葉村尾前にちなんで尾前ユニットを命名している。このため本研究では、尾前コンプレックスの模式地を耳川周辺と見なす。本地域においては、次に述べるルートで尾前コンプレックスの模式的な岩相が観察できる。

尾前コンプレックスの構造的上部に分布する、玄武岩類やチャート岩塊を含む泥岩やスラブ状の玄武岩類やチャート岩体からなる部分は、調査地域南西部の九折瀬周辺の川辺川沿いに良好に露出している。構造的下部を占める大規模石灰岩岩体を主とする部分は、九折瀬から八原岳へ通じる林道沿いに良好な露出が見られる。

コンプレックスの厚さ：尾前コンプレックスが最も厚く分布する八原岳周辺では2000m以上ある。最も薄い積岩山周辺では800m程度である。この厚さ変化は、尾前コンプレックスの下限を切る仏像構造線の傾斜が中角度であり、尾前コンプレックスの上限を切る断層と比較して緩傾斜であることから、地形により分布が膨縮することが一因と考えられる。

上限・下限：尾前コンプレックスは上限、下限とも断層で切られる（上限については樅木コンプレックスの項を参照）。尾前コンプレックスの下限を切る断層が仏像構造線である。仏像構造線は、積岩山山頂から南西に560mに位置する小さな沢の中の露頭で良好に観察できる（Fig. 8D）。ここでは尾前コンプレックスの石灰岩岩体と四万十帯の砂岩泥岩互層との間に約2mの破碎帶があり、この破碎帶中に石灰岩のレンズ状岩塊が含まれる。この露頭での仏像構造線の姿勢はN45°E, 48°NWである。

岩相：尾前コンプレックスには、構造的上部を占める玄武岩類やチャート岩塊を含む泥岩、スラブ状の玄武岩類とチャート岩体からなる部分と、構造的下部の大規模石灰岩岩体を主体とする部分の2つの岩相が認められる。

尾前コンプレックスの構造的上部の厚さは最大600mである。尾前コンプレックスの構造的上部は、その下部をスラブ状チャート岩体もしくは玄武岩類のスラブ状岩体が占め、



Fig. 7. Pebble of the shelf-type limestone. Sandy lamination is observed in this limestone pebble.

上部にはチャート、石灰岩、玄武岩類の岩塊を含む泥岩が分布する。この泥岩の最上部には、岩塊を含まない砂岩泥岩互層や砂岩層を伴う泥岩が分布することもある。スラブ状チャート岩体は調査地域北東部の尾前コンプレックス上部に見られ、岩宇土山北方や積岩山北西方に見られる。スラブ状チャート岩体や泥岩に含まれるチャート岩塊は、灰白色ないし灰緑色を呈するものが多い。これらのチャートはしばしば玄武岩質火山碎屑岩から漸移したり石灰岩と互層したりする。玄武岩質火山碎屑岩から漸移する部分のチャートには、赤紫色や赤褐色の部分も認められる。スラブ状玄武岩質岩体は劈開が発達しており、青緑色あるいは赤紫色を呈する。この玄武岩類には、剪断された玄武岩質基質にレンズ状に引き延ばされた玄武岩溶岩、玄武岩質火山碎屑岩、海山型石灰岩の長径数mmから数10cm程度の岩塊が含まれることがあり（Figs. 8A, 8B），中には厚さにして10数mに達する石灰岩岩体が見られることがある。上部のチャート岩塊等を含む泥岩は黒色で、砂岩泥岩互層状の部分も見られ、まれに白色の凝灰岩薄層を挟むことがある。

尾前コンプレックスの構造的下部は厚さが最大2000m近くに達する。この部分は大規模な海山型石灰岩岩体（Fig. 8C）でほとんどが構成され、厚さにして80m以下の玄武岩質火山碎屑岩類をしばしば挟むほかは、チャートをわずかに伴う。石灰岩は一部に扁平なノジユール状のチャートを含んだり、チャートと互層する部分があつたりするが、ほぼ塊状で内部構造が把握できないものがほとんどである。石灰岩の間に挟まれる玄武岩質火山碎屑岩は粘土岩から中礫サイズの玄武岩質凝灰角礫岩まで様々な粒径のものが見られる。玄武岩質凝灰角礫岩は、礫として玄武岩質火山碎屑岩や玄武岩溶岩を多数含み、石灰岩礫も含まれる。この凝灰角礫

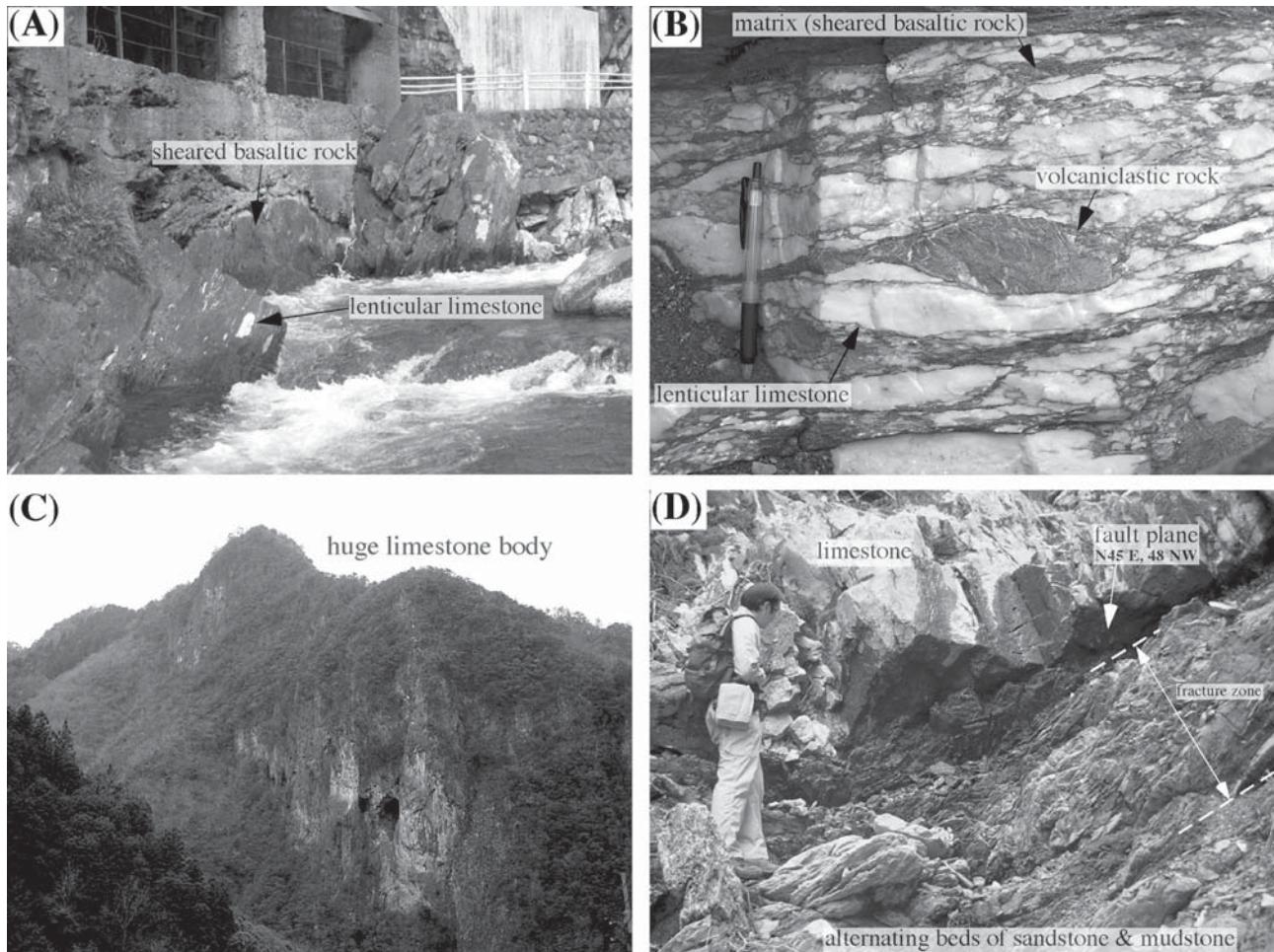


Fig. 8. Lithology of the Omae Complex. (A) Typical lithology of basaltic rock in the upper part of the Omae Complex. Elongated lenticular limestone clasts are included in the matrix of highly sheared basaltic rock. (B) Close-up view of the lenticular limestone and basaltic matrix. (C) Huge limestone body in the lower part of the Omae Complex at the northeast flank of Mt. Yatsuharudake. (D) Butsuzo Tectonic Line between huge limestone body of the Omae Complex and alternating beds of mudstone and sandstone in the Shimanto Terrane. This outcrop is located in the small gully, at 560m southwest of Mt. Kozumiiwa.

岩の基質はシルトから砂サイズの玄武岩質火山碎屑物が埋め、礫支持のものが多い。玄武岩質火山碎屑岩の側方連続性は極めて悪い。尾前コンプレックスの構造的下部には陸源性碎屑岩類はほとんど伴われず、わずかに泥岩が見られる。

時代：尾前コンプレックス構造的上部の泥岩はジュラ紀中世中期のものであり、スラブ状チャート岩体には三畳紀中世のものが認められる。構造的下部の泥岩は白亜紀古世のものであり、大規模石灰岩岩体は三畳紀新世のものである。

産出化石と時代

先に述べた通り、本地域の南帯に分布する陸源性碎屑岩類の時代はほとんど解明されていない。本研究では、陸源性碎屑岩類の時代決定に主眼を置いて放散虫化石の抽出を試みた。放散虫化石はフッ化水素酸処理により岩石から個体分離した。手順は次の通りである。

1～1.5 cm 角に破碎した岩石試料 300～600 g をポリビーカーに入れ、泥質岩試料に対しては 3～5 %、チャートや珪質泥岩、珪質凝灰岩試料に対しては 5～7 % のフッ化水素酸に浸して 16～24 時間岩石を溶解した。得られた不溶性残渣を、上が 83 メッシュ、下が 200 メッシュのふるいで選別した後に蒸発乾固させ、実体顕微鏡下で放散虫化石をハンドピッキングした。放散虫化石は走査型電子顕微鏡を用いて観察と撮影を行い、属種の同定を行った。

本研究では放散虫化石抽出のために 407 試料の処理を行った。この中で地層の時代決定に有効な放散虫化石が得られたのは 31 試料 (7.6 %) である。産出した放散虫化石のほとんどは再結晶していたり、変形していたりして保存不良である。

本研究により得られた放散虫化石の産出地点を Fig. 2 に、化石リストを Table 1 に示し、各地層から産した放散虫化石とその時代を以下に述べる。また五木村総合学術調査団

Table 1. List of the selected radiolarians from the Itsuki-Gokanoshō area.

Sample	KUM-01	NTO-01	NTO-02	NTO-03	NTO-04	NTO-05	NTO-06	NTO-07	MMG-01	MMG-02	MMG-03	MMG-04	MMG-05	MMG-06	MMG-07	MMG-08	MMG-09	MMG-10	MMG-11	MMG-12	MVZ-01	MVZ-02	MVZ-03	MVZ-04	OME-01	OME-02	OME-03	OME-04	OME-05
Lithology	ms	ms	ms	ms	si	si	c/s	si	tf	ms	ch	si	si	si	c/s	ms	si	tf	si	ms	ms	ms	ms	ms	ms	ch	ms		
<i>Folliculinus porrectus</i> Rudenko	+																												
<i>Folliculinus scholasticus</i> Ormiston and Babcock	+																												
<i>Pseudostylosphaera</i> sp.																												+	
<i>Triassocampe</i> spp.																												+	
<i>Eptingium</i> sp.																												+	
<i>Striatocapsa plicarum</i> (Yao)	+	+	+					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+								
<i>Striatocapsa conexa</i> (Matsuoka)									+			+			+	+	+	+	+	+	+	+							
<i>Tricolocapsa tetragona</i> Matsuoka										+																			
<i>Tricolocapsa undulata</i> (Heitzer)											+				+	+		+	+	+	+	+							
<i>Japonocapsa fusiformis</i> (Yao)									+		+																		
<i>Tricolocapsa</i> sp. M sensu Baumgartner et al. (1995)												+																	
<i>Yaocapsa mastoidea</i> (Yao)									+																				
<i>Kilinora tecta</i> (Matsuoka)																													
<i>Kilinora spiralis</i> (Matsuoka)											+																		
<i>Stichocapsa robusta</i> Matsuoka											+																	+	
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao		+	+	+						+			+	+	+	+	+	+	+	+	+								
<i>Stichocapsa japonica</i> Yao			+	+						+			+	+	+	+	+	+	+	+	+								
<i>Stichocapsa nadanensis</i> Matsuoka																													
<i>Theocapsomella himedaruma</i> Aita																													
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica																													
<i>Zhamoidellum ventricosum</i> Dumitrica																													
<i>Williriedellum dierchei</i> Suzuki and Gawlick	+				+																								
<i>Williriedellum carpathicum</i> Dumitrica																													
<i>Williriedellum (?) marcucciae</i> Cortese																													
<i>Hiscocapsa robusta</i> Matsuoka										+																			
<i>Hiscocapsa acuta</i> Hull																													
<i>Tetracapsa</i> spp.																													
<i>Umuma gorda</i> Hull		+								+	+	+	+					+											
<i>Umuma</i> sp.																													
<i>Protumuma</i> (?) <i>ochiensis</i> Matsuoka and Yao																													
<i>Protumuma</i> <i>japonicus</i> Matsuoka and Yao																													
<i>Amphipyndax tsumoensis</i> Aita																													
<i>Hsuuum matsuokai</i> Isozaki and Matsuoka	+				+																								
<i>Hsuuum aff. matsuokai</i> Isozaki and Matsuoka	+					+																							
<i>Hsuuum hisuiyoense</i> Isozaki and Matsuoka	+					+																							
<i>Hsuuum fukazawaense</i> Sashida	+					+																							
<i>Hsuuum maxwelli</i> Pessagno		+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		
<i>Hsuuum brevicostatum</i> (Ozvoldova)									+																			+	
<i>Hsuuum</i> sp. 1																													
<i>Parahsuuum</i> spp.		+	+	+	+	+	+																						
<i>Cinguloturris carpatica</i> Dumitrica										+																			
<i>Loopus</i> spp.																													
<i>Parvingula dhimenaensis</i> Baumgartner									+																				
<i>Parvingula mashitaensis</i> Mizutani																													
<i>Tethysetta boesii</i> (Parona)																													
<i>Archaeodictyonitra rigida</i> Pessagno																													
<i>Archaeodictyonitra</i> (?) <i>amabilis</i> Aita																													
<i>Stichomitra annibill</i> Kocher sensu Suzuki and Gawlick (2003)																													
<i>Stichomitra takanoensis</i> Aita																													
<i>Eucyrtidellum unumaense</i> (Yao)	+	+	+	+	+	+	+	+																					
<i>Eucyrtidellum nodosum</i> Wakita																													
<i>Eucyrtidellum ptyctum</i> (Riedel and Sanfilippo)																													
<i>Solenotryma ichikawai</i> Matsuoka and Yao																													
<i>Spongocapsula krahsteinensis</i> Suzuki and Gawlick									+	+																			
<i>Spongocapsula</i> spp.											+																		
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> Mizutani and Kido									+	+																			
<i>Thanarla pulchra</i> (Squinabol)																													
<i>Thanarla</i> spp.																													
<i>Archicapsa</i> spp.		+	+			+	+																						
<i>Holocryptocanum japonicum</i> Nakaseko and Nishimura																													

[[Explanation of lithology] ch: chert, c/s: transitional zone between chert and siliceous mudstone, si: siliceous mudstone, ms: mudstone, tf: tuff]

(1987) や斎藤ほか (2005) 等、従来の報告にある時代データについても合わせて述べ、化石産出地点を Fig. 2 に示す。なお本研究では、放散虫化石帯と時代論については基本的に Matsuoka (1995) に従う。

1. 与奈久コンプレックス

産出化石：本研究では与奈久コンプレックスから放散虫化石を得られなかった。調査地域北東延長部の与奈久コンプレックスからは、斎藤ほか (2005) により *Parahsuum ovale* Hori and Yao 等の放散虫化石、球磨川地域からは西園 (1996) により *Parahsuum simplum* Yao や *Trillus elkhornensis* Pessagno and Blome 等の放散虫化石の産出が、それぞれ泥質岩から報告されている。これらの放散虫化石は *Parahsuum simplum* 帯や *Trillus elkhornensis* 帯から産するものである。堀 (2002) によると *P. simplum* は Hettangian 階と Sinemurian 階の境界より上位で見られる種である。また *T. elkhornensis* の初産出は、ジュラ紀古世 Pliensbachian 期の前期と後期の境界付近とされる (Matsuoka, 1995)。

五木村総合学術調査団 (1987) は、白髪岳西方の本調査地域外に分布する与奈久コンプレックスの石灰岩岩体において、3 地点からペルム紀、1 地点から石炭紀を示すコノドントを報告し、五木村中村付近の2つの石灰岩転石（共に調査地域外）からペルム紀古世中頃の紡錘虫を報告した。また同調査団は、与奈久コンプレックス中のチャート岩塊からペルム紀のコノドント (CP-3 : 産出地点名は同調査団に基づく。以下同様) と三畳紀中世から新世前期 (Ladinian 期後期～Carnian 期) を示すコノドント (CT-6) をそれぞれ1地点から報告した。斎藤ほか (2005) は、調査地域外の与奈久コンプレックスのチャート岩塊からペルム紀古世の放散虫化石を1地点、三畳紀中世から新世を示す放散虫化石を2地点から報告した。

時代：与奈久コンプレックスの泥岩はジュラ紀古世 Sinemurian 期から Toarcian 期にかけて堆積したと考えられる。チャート岩塊はペルム紀と三畳紀のものがあり、石灰岩岩塊には石炭紀とペルム紀のものが認められる。

2. 仁田尾コンプレックス

産出化石：仁田尾コンプレックスの中で構造的上部に位置する、塊状砂岩とその層位的上位の黒色泥岩からなる層序が構造的に繰り返す部分からは、次の放散虫化石が産した。塊状砂岩の中位に挟まれる泥岩 (NTO-01 : Fig. 9) からは、*Hsuum hisuikyoense* Isozaki and Matsuda,

Hsuum matsuokai Isozaki and Matsuda 等の殻長 300μm に達する大型の塔状 Nassellaria を主とした放散虫化石群集を得た。これらは *Laxtorum* (?) *jurassicum* 帯から産する群集の主要構成種であり、ジュラ紀中世前期 (Aalenian 期) を示す。塊状砂岩の上位に分布する泥岩の最上位 (NTO-02 : Fig. 9) からは *Striatojaponocapsa plicarum* (Yao), *Yaocapsa mastoidea* (Yao), *Eucyrtidiellum unumaense* (Yao) 等が産する。これらは *Striatojaponocapsa plicarum* 帯から産する群集であり、ジュラ紀中世中期 (Bajocian 期) を示す。なお, Yao (1979) が命名した *Tricolocapsa plicarum* Yao は、O'Dogherty et al. (2005) により *Striatojaponocapsa plicarum* (Yao) と *Striatojaponocapsa synconexa* O'Dogherty, Gorican and Dumitrica の2種に細分されている。本研究における *S. plicarum* とは、O'Dogherty et al. (2005) によって分けられた2種を合わせたものを指す。これは、Matsuoka (1983) が *S. plicarum* 帯 (原典では *Tricolocapsa plicarum* 帯) を Yao (1979) の分類に沿って定義しており、この化石帯を定義に沿って適用するための対応である。

仁田尾コンプレックスの構造的下部を占める、チャートとその上位の塊状砂岩を主とする層序が構造的に重なる部分からは次の化石が産出する。五木村総合学術調査団 (1987) は、チャートの7地点 (CT-14, 15, 18, 19, 20, 21, 22) より三畳紀古世後期から新世 Carnian 期にかけてのコノドントを報告した。斎藤ほか (2005) は、調査地域外の仁田尾コンプレックスのチャートからジュラ紀古世 Toarcian 期を示すと考えられる放散虫化石を報告した。

本研究ではチャートと珪質泥岩の漸移部 (NTO-06 : Fig. 9) や珪質泥岩 (NTO-05) から、*H. hisuikyoense* を含む大型の Nassellaria を主体とする群集を得た。これらは *L. (?) jurassicum* 帯から産する群集であり、ジュラ紀中世前期 (Aalenian 期) を示す。珪質泥岩 (NTO-04) からは、*H. hisuikyoense* と *S. plicarum* が共存する群集を得た。両者の共産は *S. plicarum* 帯下部に見られる (Sashida, 1988; 西園, 1996)。また、珪質泥岩 (NTO-07) や珪質泥岩上位の泥岩 (NTO-03) からは *S. plicarum*, *Stichocapsa japonica* Yao, *Unuma gorda* Hull, *E. unumaense* 等の放散虫化石を得た。これらは *S. plicarum* 帯から産する群集であり、ジュラ紀中世中期 Bajocian 期を示す。

時代：仁田尾コンプレックスのチャート・碎屑岩シーケンスは、構造的上部の碎屑岩からなる部分が *L. (?) jurassicum* 帯と *S. plicarum* 帯を含み、中部ジュラ系下

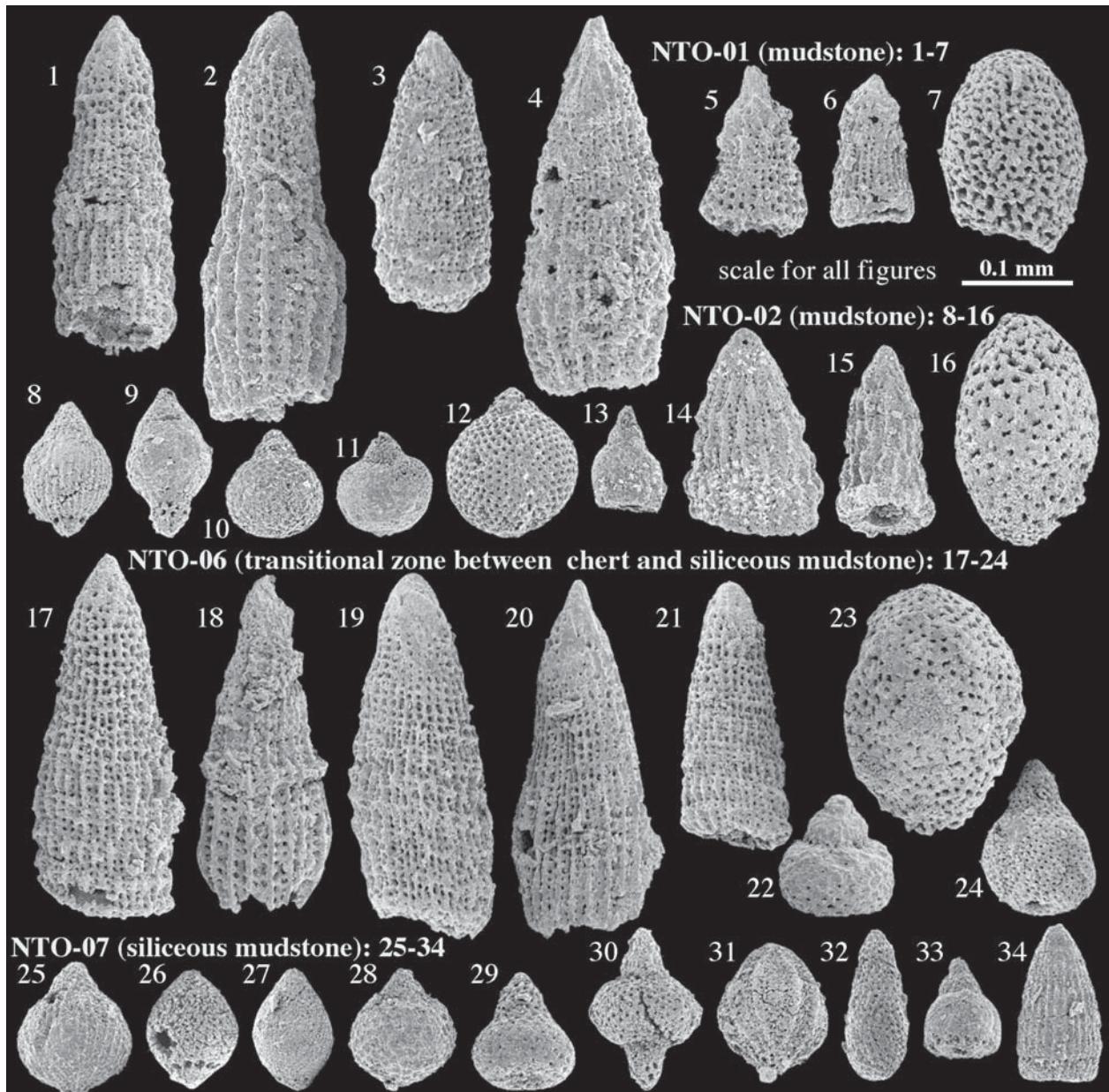


Fig. 9. Electron micrographs of selected radiolarians from the Nitao Complex. NTO-01, 02: upper part of the Nitao Complex. NTO-06, 07: lower part of the Nitao Complex. 1: *Hsuum hisuikyoense* Isozaki and Matsuda, 2: *Hsuum matsuokai* Isozaki and Matsuda, 3: *Hsuum fukazawaense* Sashida, 4: *Hsuum aff. matsuokai* Isozaki and Matsuda, 5 and 6: *Hsuum* spp., 7: *Archicapsa* sp., (1-8: NTO-01); 8: *Striatojaponocapsa plicarum* (Yao), 9: *Yaocapsa mastoidea* (Yao), 10-12: *Tricolocapsa* spp., 13: *Eucyrtidiellum unumaense* (Yao), 14: *Hsuum maxwelli* Pessagno, 15: *Hsuum* sp. 1, 16: *Archicapsa* sp., (8-16: NTO-02); 16: *Hsuum hisuikyoense* Isozaki and Matsuda, 17: *Hsuum matsuokai* Isozaki and Matsuda, 18: *Hsuum fukazawaense* Sashida, 19: *Hsuum aff. matsuokai* Isozaki and Matsuda, 20 and 21: *Hsuum* spp., 22: *Eucyrtidiellum* sp., 23: *Archicapsa* sp., 24: *Stichocapsa* sp., (16-24: NTO-06), 25: *Striatojaponocapsa plicarum* (Yao), 26: *Japonocapsa fusiformis* (Yao), 27: *Japonocapsa aff. fusiformis* (Yao), 28: *Williriedellum dierschei* Suzuki and Gawlick, 29: *Stichocapsa japonica* Yao, 30: *Nassellaria* gen. et indet. 31: *Unuma gorda* Hull, 32: *Nassellaria* gen. et indet., 33: *Eucyrtidiellum unumaense* (Yao), 33: *Archaeodictyonitra* sp., (25-34: NTO-07).

部から中部（Aalenian 階～Bajocian 階）に対比される。構造的下部は、チャートが下部三畳系上部から中部ジュラ系下部（Aalenian 階）に対比され、チャート上位の碎屑岩類は *L. (?) jurassicum* 帯と *S. plicarum* 帯を含み、中部ジュラ系下部から中部（Aalenian 階～Bajocian 階）に対比される。斎藤ほか（2005）は仁田尾コンプレックス

の泥岩から *S. plicarum* が産出しないことから、仁田尾コンプレックスの碎屑岩の時代をジュラ紀古世後期から中世前期（Toarcian 期～Aalenian 期）と推定した。本研究により、仁田尾コンプレックスに *S. plicarum* 帯が確認され、少なくとも中部ジュラ系中部（Bajocian 階）を含むことが判明した。仁田尾コンプレックスの中で最も若い化石帯が

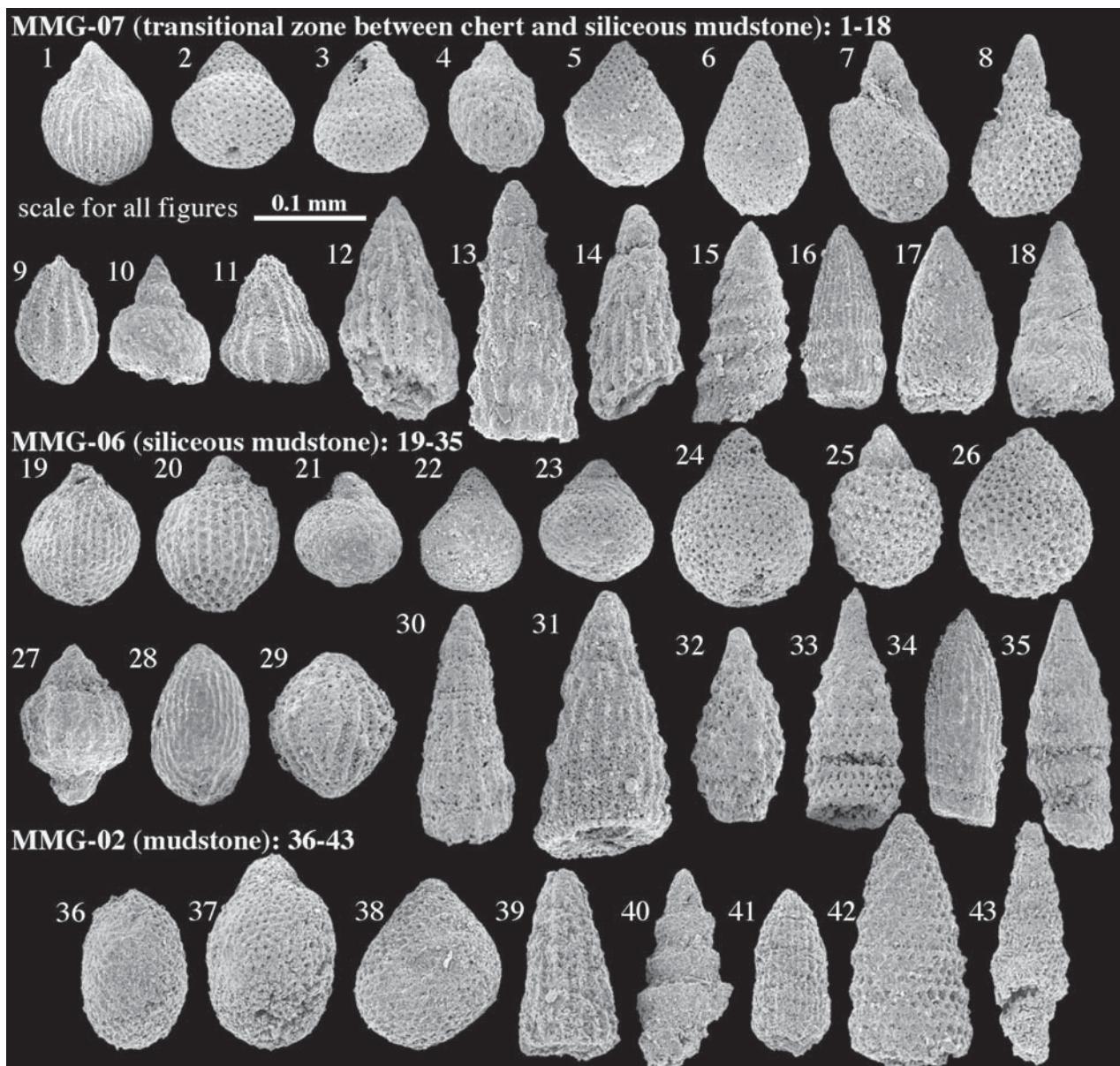


Fig.10. Electron micrographs of selected radiolarians from the Momigi Complex. 1: *Striatojaponocapsa plicarum* (Yao), 2: *Stichocapsa japonica* Yao, 3: *Stichocapsa* aff. *japonica* Yao, 4: *Williriedellum dierschei* Suzuki and Gawlick, 5 and 6: *Tricolocapsa* spp., 7 and 8: *Stichocapsa* spp., 9: *Unuma gorda* Hull, 10: *Eucyrtidellum unumaense* (Yao), 11: *Archaeodictyomitra amabilis* Aita, 12: *Hsuum maxwelli* Pessagno, 13: *Hsuum brevicostatum* (Ozvoldova), 14: *Hsuum* sp. 1, 15: *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* Mizutani and Kido, 16: *Archaeodictyomitra* sp., 17: *Spongocapsula* sp., 18: *Spongocapsula krahsteinensis* Suzuki and Gawlick, (1-18: Sample MMG-07); 19: *Striatojaponocapsa conexa* (Matsuoka), 20: *Tricolocapsa tetragona* Matsuoka, 21: *Williriedellum dierschei* Suzuki and Gawlick, 22, 23 and 26: *Tricolocapsa* spp., 24: *Stichocapsa convexa* Yao, 25: *Tricolocapsa* aff. *undulata* (Heitzer), 27: *Unuma* sp., 28: *Stichocapsa naradaniensis* Matsuoka, 29: *Protunuma ochiensis* Matsuoka, 30 and 31: *Hsuum* spp., 32: *Parvingula dhimenaensis* Baumgartner, 33: *Parvingula* sp., 34: *Archaeodictyomitra* sp., 35: *Spongocapsula krahsteinensis* Suzuki and Gawlick, (19-35: MMG-06); 36: *Kilinora spiralis* (Matsuoka), 37: *Hiscocapsa robusta* (Matsuoka), 38: *Zhamoidellum* sp., 39: *Hsuum* sp., 40: *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, 41: *Archaeodictyomitra* sp., 42: *Parvingula* sp., 43: *Eucyrtis* sp. (36-43: MMG-02).

含まれることが予想される、構造的下部の塊状砂岩層準からは放散虫化石が得られていない。このため、仁田尾コンプレックスに *S. conexa* 帯が含まれる可能性も残る。仁田尾コンプレックスはチャート・碎屑岩シーケンスの構造的繰り返しであるが、同一岩相を比較すると構造的下部のチャート・碎屑岩シーケンスの方が構造的上部のものよりも若干若い。

3. 横木コンプレックス

産出化石: 横木コンプレックスはチャート・碎屑岩シーケンスが構造的に重なる地質構造からなる。チャート・碎屑岩シーケンスの層位的最下位のチャートからは、五木村総合学術調査団（1987）により1地点（CT-33）から、三畳紀中世 Anisian 期を示すコノドントが報告されている。チャ

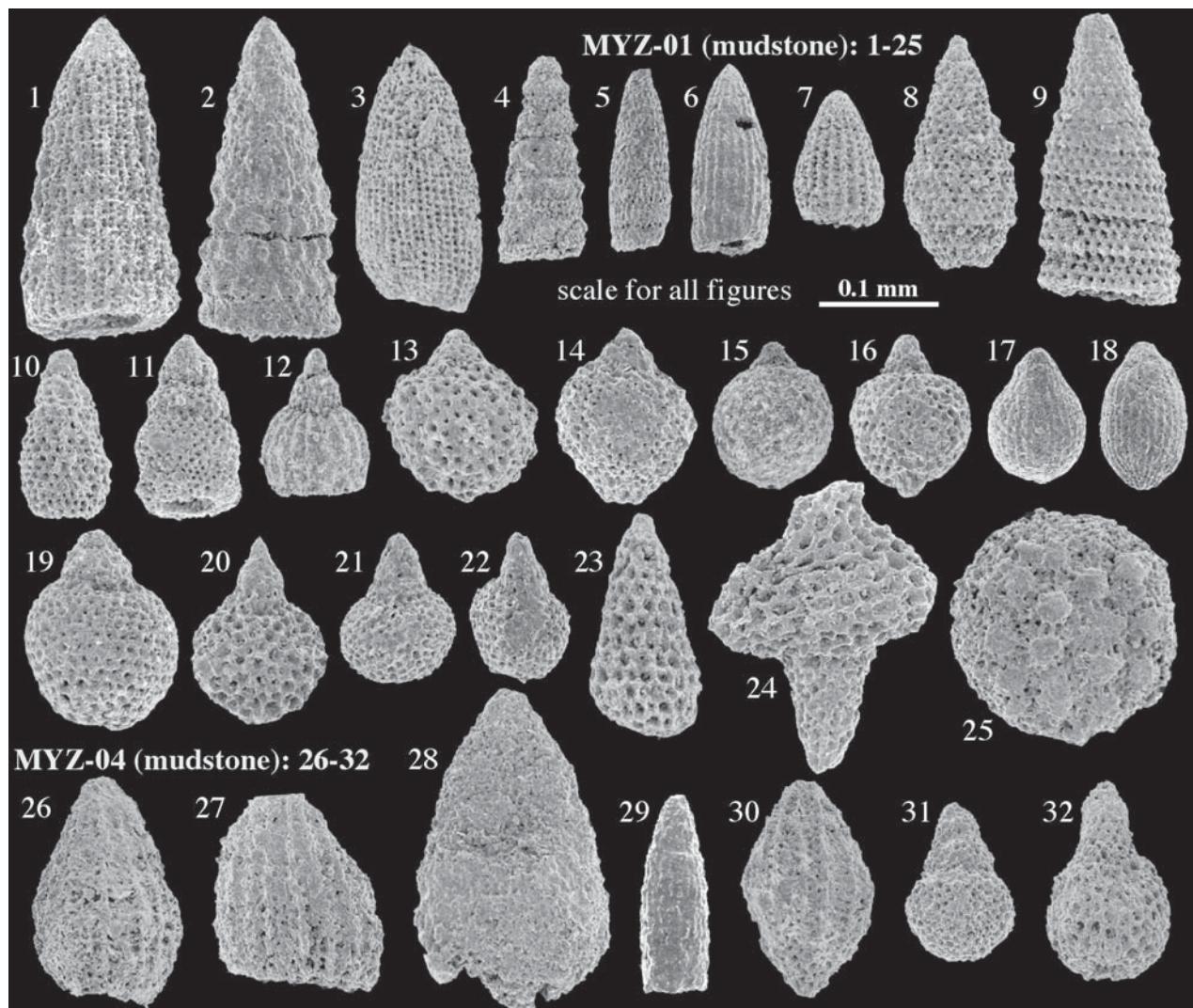


Fig. 11. Electron micrographs of selected radiolarians from the Miyazono Formation. 1: *Hsuum maxwelli* Pessagno, 2: *Hsuum brevicostatum* (Ozvoldova), 3: *Parahsuum* sp., 4: *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, 5: *Loopus* sp., 6: *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, 7: *Archaeodictyomitra* sp., 8 and 9: *Parvingula* spp., 10: *Parvingula dhimenaensis* Baumgartner, 11: *Stichomitra annibill* Kocher sensu Suzuki and Gawlick (2003), 12: *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel and Sanfilippo), 13: *Tricolocapsa undulata* (Heitzer), 14: *Williriedellum* sp., 15: *Williriedellum dierschei* Suzuki and Gawlick, 16: *Williriedellum* (?) *marcucliae* (Cortese), 17: *Striatojaponocapsa conexa* (Matsuoka), 18: *Stichocapsa naradaniensis* Matsuoka, 19: *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, 20 and 21: *Tetracapsa* spp., 22: *Hiscocapsa acuta* Hull, 23: *Amphiptyndax tsunoensis* Aita, 24: *Syringocapsa* sp., 25: *Becus* sp. (1-25: MYZ-01), 26 and 27: *Thanarla* spp., 28: *Spongocapsa* sp., 29: *Archaeodictyomitra* sp., 30: *Protunuma japonicus* Matsuoka and Yao, 31: *Hiscocapsa acuta* Hull, 32: *Tetracapsa* sp. (26-32: MYZ-04).

ト最上位 (MMG-03) やチャートと珪質泥岩の漸移部 (MMG-07: Fig. 10), 硅質泥岩の下部 (MMG-04) からは, *S. plicarum*, *Stichocapsa convexa* Yao 等, *S. plicarum* 帯から産する放散虫化石が得られた。

珪質泥岩 (MMG-06 : Fig. 10) や珪質泥岩に挟まれる珪質凝灰岩 (MMG-01) からは *Striatojaponocapsa conexa* (Matsuoka) と *Tricolocapsa tetragona* Matsuoka の共存する群集を得た。本邦において両者の共存は, *S. conexa* 帯の下部やそれに相当する層準に限られる (Aita, 1987 ; Matsuoka, 1995 ; 西園, 1996)。

珪質泥岩の上位, 塊状砂岩の下位に位置する泥岩 (MMG-

02 : Fig. 10) や砂岩泥岩互層 (MMG-08) からは, *Kilinora spiralis* (Matsuoka), *Hiscocapsa robusta* (Matsuoka) 等が産出した。これらは *K. spiralis* 帯から産する群集に一致する。

樅木コンプレックスの構造的最下部のチャート・碎屑岩シーケンスからは4層準から放散虫化石を得た (Fig. 3)。最下位の珪質泥岩 (MMG-09) や珪質凝灰岩 (MMG-10) を挟み, 硅質凝灰岩上位の珪質泥岩 (MMG-11) はいずれも *S. conexa* と *S. plicarum* が共産し, *S. conexa* 帯を示す放散虫化石群集を産する。特に MMG-11 の群集中は *Amphiptyndax tsunoensis* Aita を含む。これは *S. conexa* 帯上部に相当する層準から産出を始める種である (Aita,

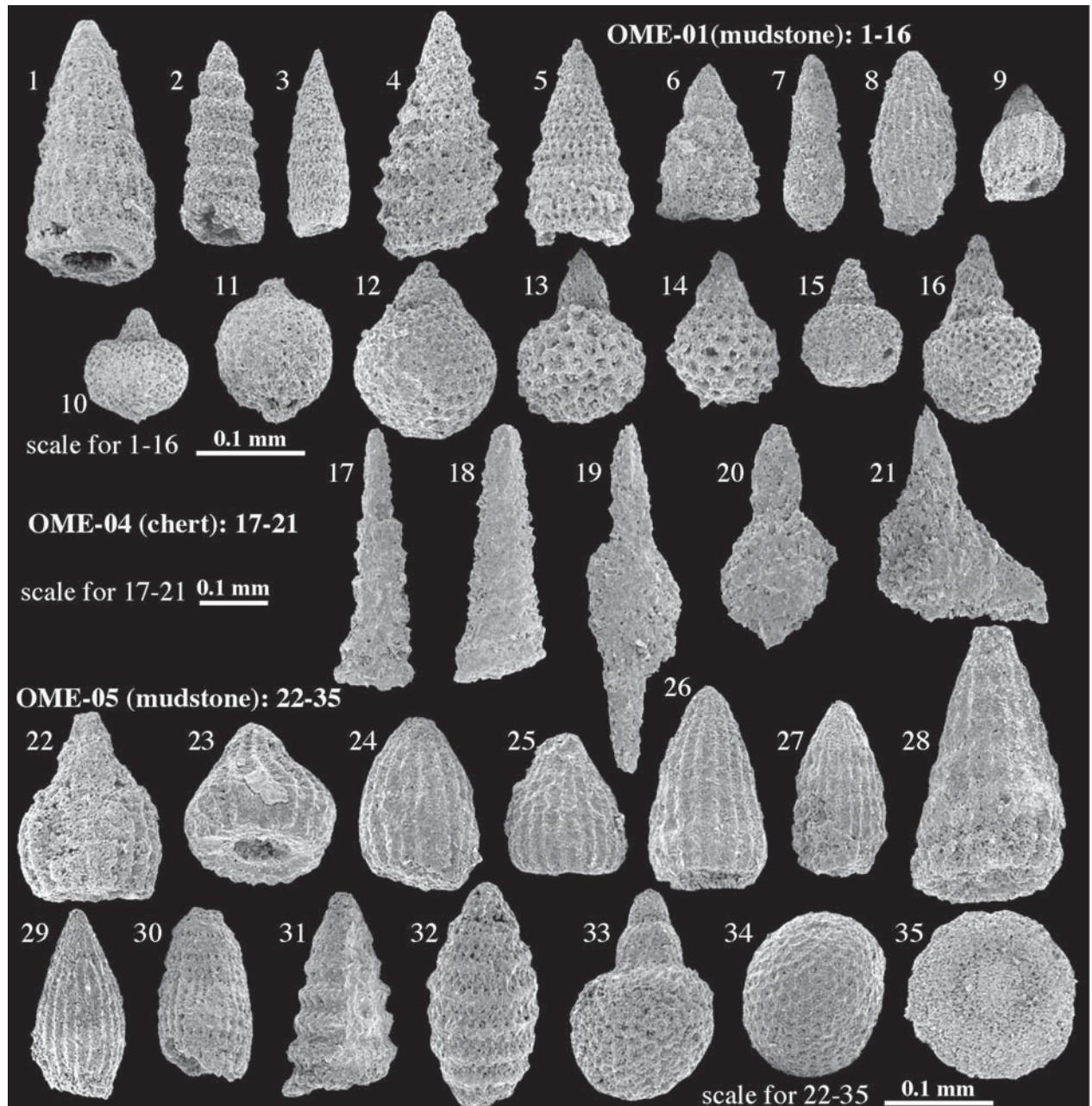


Fig. 12. Electron micrographs of selected radiolarians from the Omae Complex. OME-01 and OME-03 were collected from the upper part of the Omae Complex. OME-05 was collected from the lower part of the Omae Complex. 1: *Hsuum maxwelli* Pessagno, 2: *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, 3: *Loopus* sp., 4: *Parvingula mashitaensis* Mizutani, 5: *Wrangellium* sp., 6: *Stichomitra annibill* Kocher sensu Suzuki and Gawlick (2003), 7: *Solenotryma ichikawai* Matsuoka and Yao, 8: *Archaeodictyomitra* sp., 9: *Eucyrtidellum ptyctum* (Riedel and Sanfilippo), 10: *Williriedellum carpathicum* Dumitrica, 11: *Williriedellum* (?) *marucciae* (Cortese), 12: *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, 13 and 14: *Tetracapsa* spp., 15: *Hiscocapsa acuta* Hull, 16: *Stichomitra* sp., (1-16: Sample OME-01); 17 and 18: *Triassocampe* spp., 19, 20: *Pseudostylosphaera* spp., 21: *Eptingium* sp. (17-21: OME-04), 22 and 23: *Thanarla pulchra* (Squinabol), 24-26: *Thanarla* spp. 27-30: *Archaeodictyomitra* spp., 31: *Wrangellium* sp., 32: *Tethysetta boesii* (Parona), 33: *Tetracapsa* sp., 34: *Holocryptocanum japonicum* Nakaseko and Nishimura, 35: *Orbiculiforma* sp. (22-35: OME-05).

1987; 西園, 1996). このチャート・碎屑岩シーケンスの層位的最上位の泥岩 (MMG-12) からは, *Hsuum maxwelli* Pessagno, *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, *Parvingula mashitaensis* Mizutani, *Solenotryma ichikawai* Matsuoka and Yao, *Loopus* sp., *Stichomitra*

annibill Kocher sensu Suzuki and Gawlick (2003), *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, *S. conexa* 等が産した。 *Sol. ichikawai* と *S. conexa* の共存は, *K. spiralis* 帯上部に限られる (石田, 2006)。

時代: 横木コンプレックスのチャート・碎屑岩シーケンス

スは、最下位のチャートが中部三畳系から中部ジュラ系中部（Bajocian 階）に対比される。チャート上位の碎屑岩類は *S. plicarum* 帯から *K. spiralis* 帯にかけての化石帯を含み、中部ジュラ系中部（Bajocian 階）から上部ジュラ系下部（Oxfordian 階）に対比される。

4. 宮園層

産出化石：久連子川泥岩部層最下部から採取した MYZ-01 の放散虫化石群集 (Fig. 11) には *H. maxwelli*, *Hsuum brevicostatum* (Ozvoldova), *C. carpatica*, *Loopus* sp., *Z. ovum*, *Tricolocapsa undulata* (Heitzer) のほか、個体数はわずかながら *S. conexa* が含まれる。また久連子川泥岩部層中部の泥岩 (MYZ-02) からの群集は、*H. maxwelli*, *H. brevicostatum*, *C. carpatica* が含まれ、これにも少数の *S. conexa* (Matsuoka) を伴う。この2試料から得られた放散虫化石は、*K. spiralis* 帶上部から産する群集に一致する。

中道谷砂岩部層下部の泥岩 (MYZ-03) から産した群集は *H. maxwelli*, *H. brevicostatum*, *C. carpatica*, *Z. ovum* 等が含まれる。この群集はジュラ紀中世からの残存種で占められるが、久連子川泥岩部層に *K. spiralis* 帯が含まれること、*S. conexa* が含まれないことから判断して、*H. maxwelli* 帯を示すものと考えられる。

上荒地泥岩部層中部の泥岩 (MYZ-04: Fig. 11) から産した群集は *Thanarla* spp., *Protunuma japonicus* Matsuoka and Yao, *Spongocapsula* sp. 等からなる。この群集には化石帯指標種が含まれないが、ジュラ紀新世や白亜紀古世に見られる属や種から構成される。*Thanarla* 属の産出は *Pseudodictyonitria carpatica* 帯から始まる (石田, 2004)。また *Pro. japonicus* は、Zyabrev and Matsuoka (1998) により *Ps. carpatica* 帯基底部を示すと見られる放散虫化石群集に含まれることが報告され、Hori (1999) も *Ps. carpatica* 帯から *Pro. japonicus* の産出を報告している。*Thanarla* 属と *Pro. japonicus* の共存から、MYZ-04 の群集は *Ps. carpatica* 帯から産するものであり、中でも同帯下部から産するものの可能性が高い。

このほか五木村総合学術調査団 (1987) は、久連子川泥岩部層に含まれる2地点のチャート岩塊から三畳紀中世 Anisian 期 (CT-16) と新世 Norian 期後期 (CT-23) のコノドントを報告している。

時代：宮園層は *K. spiralis* 帯から *Ps. carpatica* 帯にかけての化石帯を含み、上部ジュラ系下部（Oxfordian 階）から少なくとも上部ジュラ系最上部（Tithonian 階上部）

を含み、下部白亜系を含む可能性もある。但し、*Loopus primitivus* 帯は直接確認されていない。

5. 尾前コンプレックス

産出化石：本研究では、尾前コンプレックスの構造的上部に分布する、チャート岩塊等を伴う泥岩 (OME-01: Fig. 12) やその上位に分布する泥岩 (OME-02, 03) から放散虫化石を得た。これらの群集は共に *H. maxwelli*, *C. carpatica*, *Loopus* spp., *Stm. annibill*, *Z. ovum* 等を含む。これらの放散虫化石は *H. maxwelli* 帯から産する群集であり、ジュラ紀新世中期 (Kimmeridgian 期) を示す。

尾前コンプレックス構造的上部のスラブ状玄武岩質岩体の内部で、玄武岩質火山碎屑岩からチャートへと漸移する境界直上のチャートからは、再結晶し、かつ扁平化が著しい放散虫化石が産する。この群集には *Pseudostylosphaera* sp., *Triassocampe* spp., *Eptingium* sp. 等が含まれる (OME-04: Fig. 12)。OME-04 の詳細な時代決定はできないが、三畳紀中世頃と考えられる。

尾前コンプレックス下部の大規模石灰岩岩体に伴う泥岩 (OME-05: Fig. 12) からは *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Tethysetta boesii* (Parona), *Holocryptocanium japonicum* Nakaseko and Nishimura 等の放散虫化石群集が産出した。*Th. pulchra* の産出は、U.A. Zone 95 (Baumgartner et al., 1995) では U.A. Zone 15 ~ 22 に知られており、これらの化石帯は Berriasian 期後期から Aptian 期前期を示す。OME-03 の群集は白亜紀古世を示すが、時代を詳細に決めることはできない。

五木村総合学術調査団 (1987) は尾前コンプレックスの構造的下部の大部分を占める大規模石灰岩岩体において、八原岳北方の5地点 (Fig. 2 中に TM で示した地点) から三畳紀新世を示す *Triadomegalodon* 属や *Dicerocardium* 属等の二枚貝化石を報告した。また同調査団は八原岳山頂西方の石灰岩から三畳紀の石灰藻化石 *Gyroporella* (?) sp. を報告した。さらに同調査団は、九折瀬付近の石灰岩の2地点 (CT-34, 35) から三畳紀新世 Carnian 期から Norian 期にかけてのコノドントを報告した。

時代：尾前コンプレックスの陸源性碎屑岩類の堆積した時代は、構造的上部がジュラ紀新世中期、構造的下部が白亜紀古世である。斎藤ほか (1996) は「椎葉村」地域の尾前コンプレックスからジュラ紀中世後期、新世後期、白亜紀古世の3つの時代を示す放散虫化石を報告した。本研究地域では、尾前コンプレックスにジュラ紀中世後期と新世後期の陸源性碎屑岩類は確認できていない。また、新たに

尾前コンプレックスにジュラ紀新世中期の陸源性碎屑岩類の存在が明らかになった。

6. その他

本研究では上記以外に、球磨層の凝灰質泥岩（KUM-01）から放散虫化石を得た。この群集は、主に *Follicucullus* 属から構成され、*Follicucullus porrectus* Rudenko, *Follicucullus scholasticus* Ormiston and Babcock 等を含む。Kuwahara et al. (1998) によると、これらの放散虫化石はペルム紀新世前期頃を示す。

年代層序

これまでに述べた五木・五家荘地域の南帯と四万十帯北西部に分布する地質体に関して、縦軸に地質年代、横軸に地体配列を取ってまとめたのが Fig. 13 である。本地域の南帯に分布する碎屑岩の時代は、ジュラ紀古世から白亜紀古世にわたる。南帯の碎屑岩の時代には、黒瀬川帯側から四万十帯側に向けて、徐々に若くなる極性が明瞭に認められる。この時代極性は、他地域の南帯にも同様に認められる特徴である。南帯全体で見ると、特にジュラ紀の碎屑岩の時代はほぼ連続している。これは付加複合体が弧側から太平洋側へ向けて徐々に成長したことを示唆している。さらには宮園層中道谷砂岩部層と尾前コンプレックス上部は同時異相関係にある。これは同時期に複数の堆積盆で堆積作用が進行していたことを示している。

宮園層の堆積盆と堆積過程

本地域の南帯に見られる大きな特徴は、2列のチャート・碎屑岩コンプレックスの間に厚い層厚を持つ宮園層が分布することである。南帯に分布する地質体は、イザナギプレートが沈み込むアジア東縁の沈み込み帯で形成された付加複合体であるとされている（例えば Isozaki et al., 1990）。宮園層は沈み込み帯のどの場所で、どの様な過程を経て形成された地層であろうか。本章では、南帯に分布する付加複合体形成における宮園層の時間的・空間的位置付けや堆積過程について、他地域の南帯に見られる上部ジュラ系の類例も含めて議論する。

1. 宮園層の堆積盆

(1) 堆積盆の特定

まず宮園層の堆積盆を特定する。沈み込み帯前弧に発達する堆積盆は、変形フロントの大洋側に位置する海溝、変形フロントと trench-slope break の間の海溝斜面上に発達する海溝斜面海盆、trench-slope break より弧側に発達する前弧海盆の3つに大別される。また、海溝斜面そのものも堆積作用が進行する場所として知られている。

南帯に分布するものをはじめとするジュラ紀付加複合体においては、海溝充填堆積物について次の見解がある。松岡（1984）は、チャート・碎屑岩シーケンスの様なチャートから碎屑岩へと一連に重なる層序について、海洋プレート上の堆積場が海溝へ移動するのに伴って堆積環境が順次変化したものとして成因を説明し、チャートは陸源性碎屑物の届かない遠洋域の大洋底で、珪質泥岩は海溝海側の陸源性碎屑物の到達限界付近、珪質泥岩上位の碎屑岩類は海溝で堆積したと考察した。この考察に従うと、チャート・碎屑岩シーケンスの上半部を占める碎屑岩類は、海溝を充填した堆積物と解釈される。海溝での堆積作用について Underwood and Backman (1982) は、海底峡谷を通じて海溝に供給された陸源性碎屑物が海溝軸に沿って運搬されるモデルを示している。

Matsuoka and Yao (1990) は、チャート・碎屑岩シーケンスが構造的に累重する地質構造が、現世の付加プリズムに見られる地質構造と類似していること指摘した。Kimura and Hori (1993) は、チャート・碎屑岩シーケンスからなるスラストシートが構造的に累重した地質体について、放散虫化石帶の分布を基に構造地質学的な解析を加え、チャート・碎屑岩シーケンスの引き剥がし付加によって形成されたことを裏付け、これをチャート・碎屑岩コンプレックスと呼んだ。この引き剥がし付加に際し、主にチャート内のペルム紀・三疊紀境界に発達する珪質粘土岩層がデコルマ面として機能したことが、中江（1993）によって論じられている。

これらの成因論に基づくと、仁田尾コンプレックスや樅木コンプレックスは、海洋プレート上の堆積物が引き剥がし付加を経て構造的に重なった、かつての付加プリズムと見なされる。宮園層は樅木コンプレックスを基盤としており、かつての付加プリズム上、つまり海溝斜面海盆、前弧海盆、海溝斜面のいずれかで堆積した地層と推測できる。

まず宮園層が海溝斜面で堆積した、海溝斜面エプロン堆積物としての可能性を検討する。一般的に海溝斜面は、その傾斜のため粗粒碎屑物がバイパスして堆積しにくく、海溝

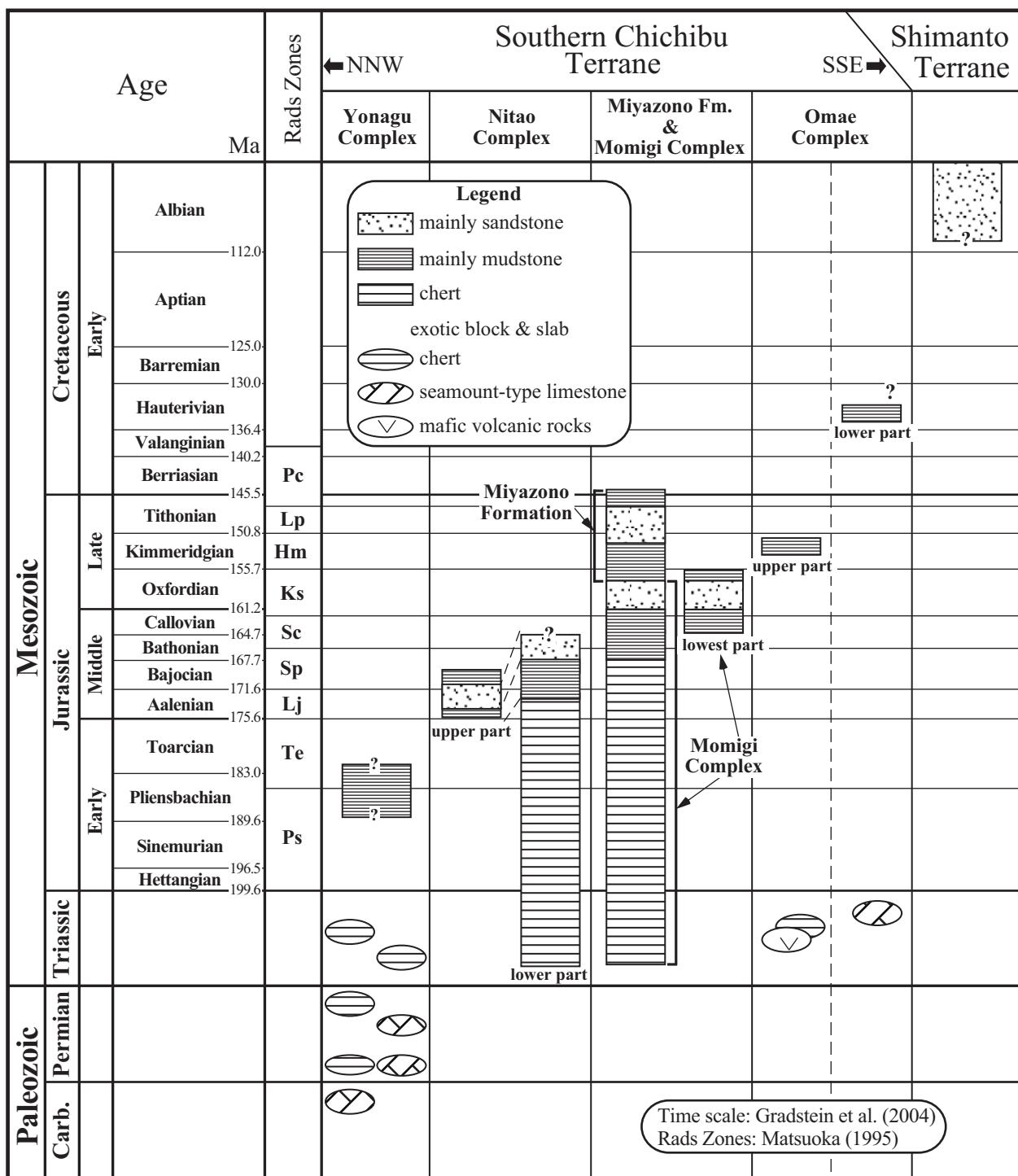


Fig.13. Sedimentary ages of the constituents in the Southern Chichibu Terrane and in the northwestern part of the Shimanto Terrane. Geological age is based on GTS2004 (Gradstein et al., 2004).

斜面を覆う堆積物は半遠洋性の細粒碎屑物が主体とされる (Underwood et al., 2003)。中道谷砂岩部層には粗粒砂岩や礫岩が厚く発達しており、この点は海溝斜面エプロン堆積物としての性格と一致しない。また宮園層は全層厚が 2600 m と厚く、全体が付加体斜面を薄く覆うエプロン堆積物と見

なすのは難しい。但し上荒地泥岩部層については、ほぼ泥質堆積物からなること、スランプ層を伴い斜面での堆積を示すこと等、海溝斜面エプロン堆積物としての性格を持つ。

残る2つの堆積盆、海溝斜面海盆と前弧海盆が宮園層の主部を占める久連子川泥岩部層と中道谷砂岩部層の堆積

盆と考えられる。付加プリズムの発達過程を考えれば、海盆を埋積する地層とその基盤となる付加プリズムを構成する地層との時代差が相対的に前者は短く、後者は長いことが考えられる。また、变成度の差や構造的斜交の程度も前者より後者の方が大きいことが予想される。付加体斜面下部に形成された海溝斜面海盆では、海盆を埋積する堆積物の姿勢と付加プリズムを構成する地層の姿勢にほとんど差が見られない。例えば Davey et al. (1986) の震探反射波断面では、海溝斜面海盆を埋積する地層と付加プリズムを構成する地層の姿勢は大部分において極めて調和的であり、海盆の海側縁辺においてのみ斜交が認められる。

宮園層とその基盤である樅木コンプレックスは共に *Kilinora spiralis* 帯を含み、両者の間に時間間隙を見積ることはできない。さらに両者の間に著しい構造斜交性や地層の变成度の差が認められないことを考慮すると、久連子川泥岩部層と中道谷砂岩部層は海溝斜面海盆堆積物と考えるのが妥当である。

(2) 海溝斜面海盆堆積物としての宮園層

海溝斜面海盆堆積物は沈み込み帯の前弧の陸上に露出しているものが知られていたり、現世の付加プリズム斜面の震探反射波断面にその存在が識別されていたりする。ここでは、いくつかの海溝斜面海盆堆積物の具体例と宮園層とを比較し、層厚から見た規模や岩相変化の共通性について議論する。

海溝斜面海盆堆積物の‘type example’として Underwood and Moore (1995) が挙げたものは、スンダ海溝前弧の Nias 島に分布する Nias beds (Moore et al., 1980) である。この地層は層厚が 2000 ~ 3000 m と見積られている。また、Underwood et al. (2003) が海溝斜面海盆堆積物の最も厚いものとして挙げたのは、ニュージーランド北島東方の Hikurangi トラフに存在するもので、Davey et al. (1986) による震探反射波断面から測定した最大層厚は 3000 m かそれ以上とされる。宮園層の全層厚は約 2600 m であり、海溝斜面エプロン堆積物と考えられる上荒地泥岩部層を除いても約 2000 m の層厚がある。これは上載荷重による圧密後の層厚であり、堆積時はさらに厚かつたことが予想される。宮園層は知られている中でもかなり厚い海溝斜面海盆堆積物と言え、発達した海溝斜面海盆を埋積した堆積物と考えられる。

もうひとつの特筆すべき宮園層の特徴は、その堆積過程である。久連子川泥岩部層から中道谷砂岩部層にかけては下半部に泥質岩が卓越し、上半部は砂岩が占め、最上部に

は礫岩が発達するという岩相変化を示し、全体として上方粗粒化で特徴付けられる。同様な岩相変化は Nias beds にも典型的に認められている (Underwood and Moore, 1995)。海溝斜面海盆堆積物におけるこの様な岩相変化について Underwood and Backman (1982) は、堆積盆地の埋積初期は陸域からの碎屑物の供給経路が確立されず、半遠洋性的細粒碎屑物のみが海盆に流入し (immature basin 相)，やがて陸側からの碎屑物の供給経路が確立することで、砂あるいは礫といった粗粒碎屑物が海盆に効率的に供給される様になった (mature basin 相)，との説明を与えた。Nias beds 下部には土石流堆積物としての礫岩は挟まれるもの (Moore et al., 1980)，久連子川泥岩部層に見られる様な泥質岩中に孤立した産状を示す岩塊の報告はなく、この点は宮園層と Nias beds の相違点として挙げられる。この点を解釈すると、宮園層の場合には海盆の形成初期段階に、構造的に不安定化した周囲の付加プリズム斜面からチャートを主とする岩塊が流入したと考えることができる。

2. 宮園層と南帯の上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層

(1) 南帯の上部ジュラ系

南帯に分布するジュラ紀新世の地質体を概観すると、大きく2つに区分することができる。ひとつは三畳紀新世の大規模な海山型石灰岩岩体を伴う南帯南縁部のものである。これには尾前コンプレックスの様に白亜紀古世のものもある。もうひとつは前者より北側に分布する碎屑岩を主体とする地層であり、多くは陸棚型石灰岩を含むことで特徴付けられている。五木・五家荘地域では後者が宮園層に相当する。なお、ここで言う陸棚型石灰岩とは陸源性碎屑物を含む石灰岩のことを指す。陸棚型石灰岩は造礁性腔腸生物の化石を産する鳥ノ巣式石灰岩と慣用的に呼ばれるものや、ウーリド粒子を含むものも知られ、少なくとも一部は浅海成であると考えられる。

南帯の上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層としては、関東山地南東部の三都合層・氷川層 (石田, 2004), 紀伊半島西部の由良層 (Yao, 1984), 徳島県中央部の西加茂層 (石田ほか, 2004), 高知県佐川地域の七良谷層 (松岡, 1984; Matsuoka, 1992), 愛媛県城川地域の今井谷層群下相層 (武井・松岡, 2004), 九州東部の津井層 (松岡, 1986; Nishi, 1994), 九州西部球磨川地域の簾瀬層 (西園, 1996; 石田, 2006) 等が挙げられる。これらの地層の多くは、陸棚型石灰岩がチャート等と共に岩塊として含まれることが報告されている。特に氷川層と簾瀬層の陸棚型石灰岩

はジュラ紀中世の放散虫化石を産し、周囲の碎屑岩より古い（石田, 2006）。これらの地層群のほか、佐川地域の鳥ノ巣層群も陸棚型石灰岩を含む最上部ジュラ系から下部白亜系である（Aita and Okada, 1987; Matsuoka, 1992）。しかし、この地層の石灰岩は現地性の産状を示すことや（Kano and Jiju, 1996），この地層にはチャート等の岩塊を伴わない等、鳥ノ巣層群には上述の上部ジュラ系とは異なる性質がある。

宮園層中道谷砂岩部層に発達する礫岩中には、少数ではあるが陸棚型石灰岩が礫として含まれている（Fig. 7）。また、同じ礫岩中には泥灰岩礫がしばしば含まれる（Fig. 6E）ことと合わせて、他の含陸棚型石灰岩層と同様、宮園層の後背地に陸棚型炭酸塩岩を含む堆積体が存在していたことが明らかである。石田（2006）は、現地性の陸棚型石灰岩を含む鳥ノ巣層群と現世の事例との比較から、陸棚型石灰岩の形成場として trench-slope break 周辺を有力な候補として挙げている。

（2）上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層の基盤

宮園層がチャート・碎屑岩コンプレックスを基盤としていることは先に述べた通りである。球磨川地域の簾瀬層も基盤との関係が保持されており、海溝斜面海盆堆積物と解釈されている（石田, 2006）。この場合、簾瀬層の基盤である吉尾層はチャート・碎屑岩シークエンスの1シートであり、チャート・碎屑岩コンプレックスではない点は宮園層の例とは異なる。また徳島県中央部の西加茂層も、少なくとも1シートのチャート・碎屑岩シークエンスを堆積的に覆うことが示されている（石田ほか, 2004）。また Matsuoka（1992）は高知県佐川地域の七良谷層について、斗賀野層群が形成するチャート・碎屑岩コンプレックスとは現在断層関係にあるが、斗賀野層群との間には時代差が認められないことを示し、チャート・碎屑岩コンプレックスの形成後間もなく、その上位を覆った地層であると考察した。基盤との層序関係が保存された南帯の含陸棚型石灰岩層は、海溝充填堆積物上を堆積的に覆っていることが確認されており、一部では宮園層同様、チャート・碎屑岩コンプレックスを覆うと推察される。

（3）上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層堆積開始の同時性

南帯に分布する上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層の共通点として挙げられるのは、堆積開始の時期である。宮園層は最下部に *Kilinora spiralis* 帯を含む。簾瀬層の基底も *K. spiralis* 帯を含む（石田, 2006）。三都合層・氷川層の基盤は保存されていないが、三都合層の最下部からは *K. spiralis* の産出があり、三都合層には *K. spiralis* 帯が含ま

れる（石田, 2004）。西加茂層からは *Stylocapsa lacrimalis* Matsuoka, *S. conexa*, *Zhamoidellum ventricosum* の共存する群集が産する（石田ほか, 2004）。*Sty. lacrimalis* と *S. conexa* の共存は *Striatojaponocapsa conexa* 帯上部から *K. spiralis* 帯にかけて認められる（Matsuoka, 1983）。七良谷層の基底部には *K. spiralis* 帯が認められる（Matsuoka, 1992）。津井層には *K. spiralis* 帯上部と *Hsuum maxwelli* 帯（原典では *Cinguloturris carpatica* 帯）が含まれる（松岡, 1986）。

詳細に時代が検討された含陸棚型石灰岩層は、いずれの地層も下部が *K. spiralis* 帯に対比されるか、対比される可能性が高い。これはジュラ紀中世最後期から新世前期（Callovian 期後期～Oxfordian 期）の間に、含陸棚型石灰岩層の堆積が一齊に開始したことを示している。一方、堆積開始の時期についても、鳥ノ巣層群は他の含陸棚型石灰岩層とは異なる性質の地層と言える。

（4）宮園層と南帯の上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層

南帯に分布する上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層には、確認されたものはチャート・碎屑岩コンプレックスあるいはチャート・碎屑岩シークエンスを基盤としていること、チャート等の岩塊を伴う immature basin 相としての堆積相、堆積開始の時期、という共通点が認められる。先に宮園層はその主部が海溝斜面海盆堆積物であると結論したが、堆積物としての共通点から、宮園層における結論は南帯の上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層に対しても一般的に成り立つと考えられる。また、簾瀬層や三都合層・氷川層には下半部の岩塊を伴う泥質タービダイトの上位に粗粒砂岩を主とする岩相、すなわち mature basin 相が発達しており、この点も上部ジュラ系含陸棚型石灰岩層が海溝斜面海盆堆積物である推論を支持するものと思われる。

3. 宮園層の形成モデル

これまでの議論を総括して、海溝斜面堆積物としての宮園層の堆積モデルを述べる。宮園層の堆積過程は、次の4過程に分けられる（Fig. 14）。

ジュラ紀中世：アジア東縁の沈み込み帯ではイザナギプレートが沈み込んでいる。海溝には海溝軸に沿って粗粒碎屑物が供給され、海洋プレート上の遠洋性堆積物（チャート）、半遠洋性堆積物（珪質泥岩）の上位に粗粒な海溝充填堆積物が堆積する。さらに、海洋プレート上の堆積物は弧側へ移動しながら引き剥がされて付加し、チャート・碎屑

五木・五家荘地域の秩父累帯南帯付加複合体と海溝斜面海盆堆積物

岩シーケンスが構造的に重なる付加プリズム（現在の仁田尾コンプレックスと樅木コンプレックス）が形成される。弧側の浅海域、おそらく trench-slope break 上には泥灰岩や陸棚型石灰岩を含む堆積体が形成される。

ジュラ紀新世前期：Oxfordian 期頃にはこの付加プリズム斜面に変形が生じ、海溝斜面海盆が形成され始める。ジュラ紀新世前期から中期（Oxfordian 期～Kimmeridgian 期）には海溝斜面海盆が発達してゆき、弧側から海盆に泥質堆積物の乱泥流による供給がしばらくの間続く。海盆の周囲の斜面からはチャートを主とするブロックが流入する（immature basin 相：久連子川泥岩部層の堆積）。

ジュラ紀新世中期から後期：Kimmeridgian 期から

Tithonian 期頃には、弧側からの碎屑物の供給経路が確立されて海溝斜面海盆に粗粒碎屑物が流入する（mature basin 相：中道谷砂岩部層の堆積）。泥灰岩や陸棚型石灰岩を含む浅海域の堆積体は削剥され、それらの礫が海溝斜面海盆に供給される。この時期、尾前コンプレックスの石灰岩や玄武岩質火山岩類の起源である海山が海溝に到達する。

ジュラ紀新世末期から白亜紀古世：海溝斜面海盆の埋積が終わり、半遠洋性泥質堆積物が海溝斜面を覆う（海溝斜面エプロン相：上荒地泥岩部層の堆積）。海溝斜面海盆堆積物は out-of-sequence スラストの活動により付加プリズム内部に取り込まれてゆく。同じ頃、海山の衝突・付加が進行する。

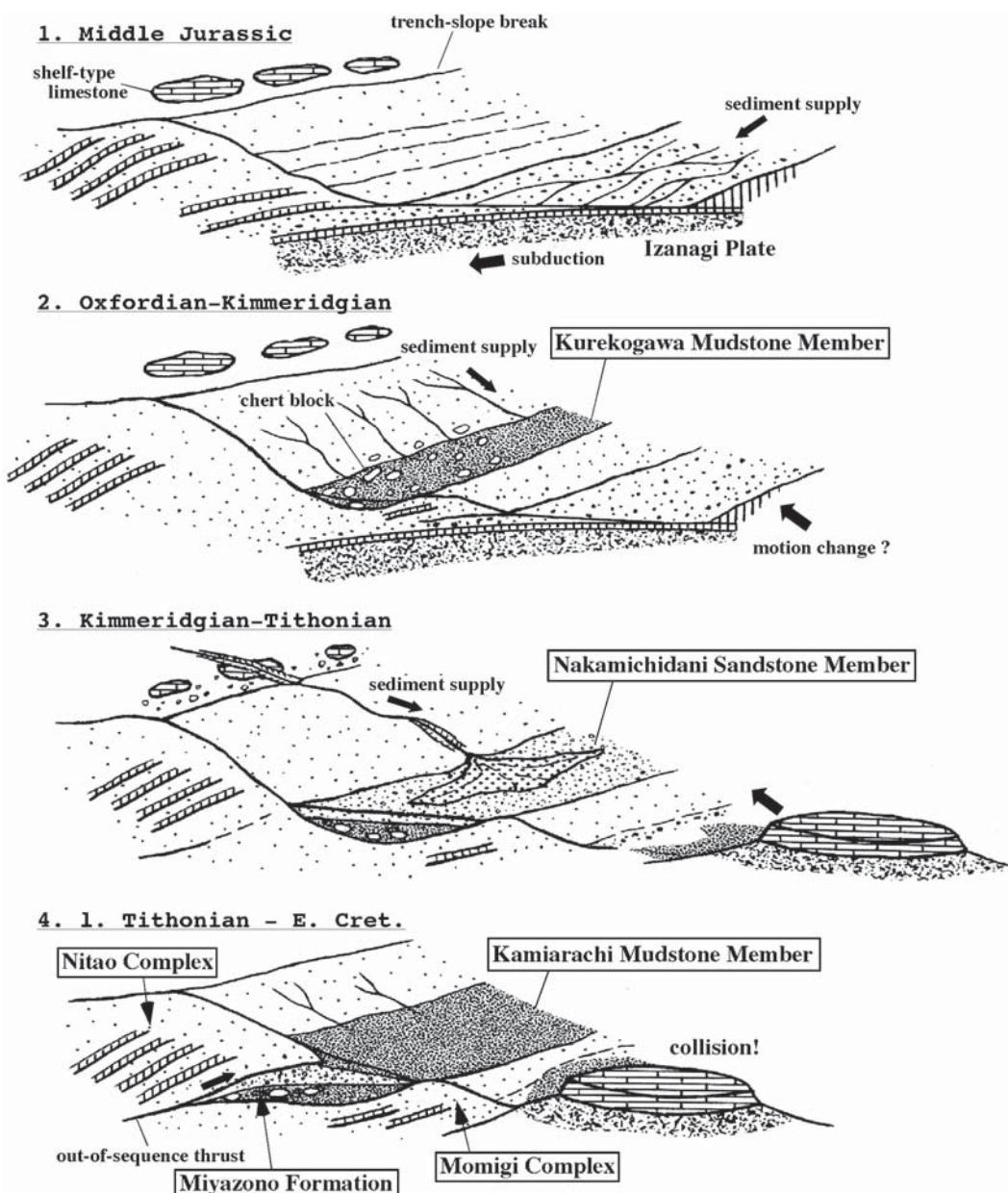


Fig.14: Schematic model of the tectonic and sedimentary evolution of the Miyazono Formation.

宮園層をはじめ、南帯に分布する陸棚型石灰岩を含む上部ジュラ系は海溝斜面海盆堆積物と考えられ、ジュラ紀新生世に始まるその形成は、南帯の付加複合体形成過程の一段階として普遍的に識別される。これらの地層は現在の距離にして延長約900kmにわたる広域に分布している。この延長距離が地層形成当時のまま保存されている保証はないが、これらの地層がかなりの広域で形成されたことは間違いない。現世の沈み込み帯前弧の複雑な地形を考慮すると、これらの地層が1つの長大な堆積盆地で堆積した可能性は極めて低く、ジュラ紀新生世初期に広範囲にわたり海溝斜面海盆が複数形成されたと考えられる。

沈み込み帯前弧を広域かつ同時期に変形させ得る要因として最も可能性の高いものは、活動的縁辺に見られる種々のテクトニクスの駆動力となる。沈み込む海洋プレートの運動方向の変化である。その様な現象が生じたとすると、影響を及ぼす範囲は沈み込み帯の前弧にとどまらず、様々な形で環太平洋地域に広く痕跡を残していると予想される。イザナギプレートの運動変化が生じたか否かは直ちに検証され得るものではないが、本研究の成果は、ジュラ紀新生世の環太平洋テクトニクスにひとつの新しい視点を与えるものである。

謝 辞

熊本大学理学部地球科学教室の豊原富士夫博士には、調査地域の地質について御討論していただき、粗稿について有益な御助言をいただいた。熊本県植木町の松崎憲一氏には急峻地の調査に御同行いただき、登はんの際には多大なサポートをいただいた。熊本大学大学院自然科学研究科の児玉真一氏（当時）には、試料採取や露頭撮影に際し様々な御助力をいただいた。査読者の八尾 昭教授、斎藤 真博士、編集担当の鈴木紀毅博士には本稿を丁寧に御検討いただき、改善のための多くの御指摘と御助言をいただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

引用文献

- Aita, Y. and Okada, H., 1986, Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. *Micropaleontology*, **32**, 97-128.
- Aita, Y., 1987, Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy basin and Sicily. *Tohoku University Science Report, Second Series (Geology)*, **58**, 1-91.
- Baumgartner, P.O., O'Dogherty, L., Gorican, S., Jud, R.D., Dumitrica, P., Pillevuit, A., Urquhart, E., Matsuoka, A., Danelian, T., Bartolini, A., Carter, E.S., De Wever, P., Kito, N., Marcucci, M. and Steiger, T., 1995, Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. *Memoires de Géologie (Lausanne)*, **23**, 37-685.
- 地質調査所, 1992, 日本地質図, 100万分の1, 第3版.
- Davey, F.J., Hampton, M., Childs, J., Fisher, M.A., Lewis, K., and Pettinga, J. R., 1986, Structure of a growing accretionary prism, Hikurangi margin, New Zealand. *Geology*, **14**, 663-666.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher, H.P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F. J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K.A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfschoten, T., Veizer, J. and Wilson, D., 2004, *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589pp.
- Hori, N., 1999, Latest Jurassic radiolarians from the northeastern part of the Torinoko Block, Yamizo Mountains, central Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B*, **20**, 47-114.
- 堀 利栄, 2002, 下部ジュラ系放散虫化石層序とIGCP458(トリアス・ジュラ系境界事件). 日本地質学会新潟大会プレシンポジウム講演要旨, ジュラ系, 47-52.
- 石田啓祐・嶋川未来子・香西 武・八尾 昭, 2004, 四国東部秩父累帯南帯北部(倉野亜帯)辺川セクションの海洋プレート層序と放散虫年代. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 13, 181-195.
- 石田直人, 2004, 関東山地南東部, 檜原地域の秩父累帯南帯中生界の岩相層序とジュラ紀新生放散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 13, 89-109.
- 石田直人, 2006, 秩父累帯南帯に分布する含鳥ノ巣式石灰岩層の形成過程: 熊本県球磨川中流域に分布する上部ジュラ系箇瀬層の事例. 熊本大学理学部紀要(地球科学), **18**, 69-87.
- 石田直人, 2007, 九州西部, 五木北部地域の黒瀬川帯三畠系-ジュラ系不整合境界. 地質学雑誌, **113**, 83-94.
- 石田直人・村田正文, 2006, 関東山地南東部, 秩父累帯南帯の中部ジュラ系チャート・珪質泥岩から産した混在放散虫化石群集. 地質学雑誌, **112**, 197-209.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F., 1990, Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179-205.
- 五木村総合学術調査団編, 1987, 五木村学術調査, 自然編. 五木村, 733pp.
- 勘米良亀齡, 1953, 球磨層-特に日本の二畠系上部統に関する(九州南部における古生界の地質学的研究-その3). 地質学雑誌, **59**, 449-468.
- Kano, A. and Jiju, K., 1995, The Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate-terrigenous succession and the development of a carbonate mound in western Shikoku, Japan. *Sedimentary Geology*, **99**, 165-178.
- Kimura, K. and Hori, R. S., 1993, Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamba Belt, central Japan. *Journal of Structural Geology*, **15**, 145-161.
- Kuwahara, K., Yao, A. and Yamakita, S., 1998, Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **52**, 391-404.
- 松本達郎・勘米良亀齡, 1964, 5万分の1地質図幅「日奈久」及び同説明書. 地質調査所, 147pp.
- Matsuoka, A., 1983, Middle and Late Jurassic radiolarian biostratigraphy

五木・五家荘地域の秩父累帯南帯付加複合体と海溝斜面海盆堆積物

- in the Sakawa and adjacent areas, Shikoku, Southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **26**, 1-48.
- 松岡 篤, 1984, 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質学雑誌, **90**, 455-477.
- 松岡 篤, 1986, 大分県津久見地域の秩父累帯南帯の中生層. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 7, 219-223.
- 松岡 篤, 1989, ジュラ紀テレーンをつなぐ鍵-チャート・碎屑岩シーケンス-. 構造地質 (構造地質研究会誌), no. 34, 135-144.
- Matsuoka, A., 1992, Jurassic-Early Cretaceous tectonic evolution of the Southern Chichibu terrane, southwest Japan. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, **96**, 71-88.
- Matsuoka, A., 1995, Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *The Island Arc*, **4**, 140-153.
- Matsuoka, A. and Yao, A., 1990, Southern Chichibu Terrane, In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds. *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*. IGCP Project No 224: Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia, Osaka, 203-216.
- Moore, G.F., Billmann, H.G., Hehnussa, P.E. and Karig, D.E., 1980, Sedimentology and paleobathymetry of trench-slope deposits, Nias Island, Indonesia. *Journal of Geology*, **88**, 161-180.
- 村田正文, 1992, 秩父帯. 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編, 九州地方, 共立出版, 47-57.
- 中江 訓, 1993, デコルマ面としての遠洋性珪質岩中のP-T境界 - 丹波帯のジュラ紀付加作用に関連して -. 地質調査所月報, **44**, 471-481.
- 西園幸久, 1996, 放散虫化石層序に基づく秩父累帯南帯の堆積史とその収束過程. 熊本大学理学部紀要 (地球科学), **14**, 45-226.
- Nishi, T., 1994, Geology an tectonics of the Sambosan Terrane in eastern Kyushu, Southwest Japan –Stratigraphy, sedimentological features and depositional setting of the Shakumasan Group-. *Journal of the Geological Society of Japan*, **100**, 199-215.
- O'Dogherty, L., Bill, M., Gorican, S., Dumitrica, P. and Masson, H., 2005, Bathonian radiolarians from an ophiolitic mélange of the Alpine Tethys (Gets Nappe, Swiss-French Alps). *Micropaleontology*, **51**, 425-485.
- 斎藤 真・木村克己・内藤一樹・酒井 彰, 1996, 椎葉村地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 133pp.
- 斎藤 真・宮崎一博・利光誠一・星住英夫, 2005, 砥用地域の地質. 地域地質研究 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 218pp.
- Salvador, A., 1994, *International Stratigraphic Guide: A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*, 2nd Edition. International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, 214pp.
- Sashida, K., 1988, Lower Jurassic multisegmented Nassellaria from the Itsukaichi area, western part of Tokyo Prefecture, central Japan. *Science Report, Institute of Geoscience, the University of Tsukuba*, **9**, 1-27.
- Suzuki, H. and Gawlick, H.-J., 2003, Biostratigraphie und Taxonomie der Radiolarien aus den Kieselsedimenten der Blaa Alm und nördlich des Loser (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Österreich*, **46**, 137-228.
- 武井雅彦・松岡 篤, 2004, 愛媛県城川地域に分布する上部ジュラ系今井谷層群下相層中の含大型化石泥質岩岩塊. 地質学雑誌, **110**, 146-157.
- 田村 実・渡辺一徳, 1980, 5万分の1表層地質図「頭地」及び説明書. 土地分類基本調査「頭地」, 熊本県, 17-21.
- 寺岡易司・今井 功・奥村公男, 1981, 九州外帯の屈曲構造. 中生代造構作用の研究, 総合研究A「中生代造構作用」構造総研連絡誌, no. 3, 87-98.
- Underwood, M.B. and Backman, S.B., 1982, Sedimentary facies associations within subduction complexes. In Leggett, J.K. ed. *Trench-forearc geology*. Geological Society of London, Special Publication, **10**, 537-550.
- Underwood, M.B. and Moore, G.F., 1995, Chapter 5. Trenches and Trench-Slope Basins. In Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. eds, *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Scientific Publishers, 179-219.
- Underwood, M.B., Taira, A., Moore, G.F., Wilson, M., Hirano, S., Furgusson, C.L., Steurer, J. and ODP Leg 190 Shipboard Scientific party, 2003, Sedimentary and tectonic evolution of a trench-slope basin in the Nankai subduction zone of southwest Japan. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 589-602.
- Yao, A., 1979, Radiolarian fauna from the Mino Belt in the Northern Part of the Inuyama Area, Central Japan, Part II: Nassellaria 1. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **22**, 21-72.
- Yao, A., 1984, Subdivision of the Mesozoic complex in Kii-Yura area, Southwest Japan and its bearing on the Mesozoic basin development in the Southern Chichibu Terrane. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **27**, 41-103.
- Zyabrev, S. and Matsuoka, A., 1998, Late Jurassic (Tithonian) radiolarians from a clastic unit of the Khabarovsk complex (Russian Far East): Significance for subduction accretion timing and terrane correlation. *The Island Arc*, **8**, 30-37.

Sample	Latitude	Longitude
KUM-01	32° 32' 08"N	130° 52' 23"E
NTO-01	32° 28' 18"N	130° 50' 36"E
NTO-02	32° 28' 16"N	130° 50' 42"E
NTO-03	32° 28' 53"N	130° 52' 41"E
NTO-04	32° 27' 24"N	130° 50' 23"E
NTO-05	32° 26' 22"N	130° 48' 56"E
NTO-06	32° 26' 19"N	130° 49' 00"E
NTO-07	32° 26' 11"N	130° 48' 58"E
MMG-01	32° 27' 59"N	130° 54' 20"E
MMG-02	32° 26' 24"N	130° 53' 31"E
MMG-03	32° 24' 46"N	130° 49' 56"E
MMG-04	32° 24' 46"N	130° 49' 56"E
MMG-05	32° 25' 09"N	130° 49' 44"E
MMG-06	32° 24' 45"N	130° 48' 42"E
MMG-07	32° 24' 46"N	130° 48' 39"E
MMG-08	32° 24' 45"N	130° 48' 31"E
MMG-09	32° 24' 40"N	130° 50' 11"E
MMG-10	32° 24' 40"N	130° 50' 11"E
MMG-11	32° 24' 40"N	130° 50' 10"E
MMG-12	32° 24' 45"N	130° 49' 56"E
MYZ-01	32° 26' 45"N	130° 53' 25"E
MYZ-02	32° 25' 23"N	130° 49' 00"E
MYZ-03	32° 28' 34"N	130° 53' 34"E
MYZ-04	32° 29' 27"N	130° 55' 30"E
OME-01	32° 24' 41"N	130° 50' 26"E
OME-02	32° 24' 40"N	130° 50' 32"E
OME-03	32° 26' 24"N	130° 54' 02"E
OME-04	32° 28' 50"N	130° 55' 55"E
OME-05	32° 23' 59"N	130° 51' 01"E

Appendix: Localities (latitude and longitude) of the samples.

