

四国東部, 四万十累層群の岩相層序と放散虫年代

石田啓祐*

Lithostratigraphy and radiolarian ages of the Shimanto Supergroup, East Shikoku

ISHIDA Keisuke*

Abstract Lithostratigraphic classification of the Shimanto Supergroup is newly proposed on oceanic plate stratigraphy in East Shikoku. Ages of the lithostratigraphic units are discussed on their radiolarian fauna. These units are correlated with those in Central and West Shikoku on the basis of lithological and radiolarian chronological properties with their spatial arrangement. Sedimentary facies of the units are subdivided into the slope basin facies (SL), trench-fill coarse detrital facies (AT), chert-turbidite sequence facies (AC), and the accretion melange facies (AM). The Yutomaru-Yokoishi and Gamodamisaki Thrusts subdivide the North Shimanto Belt into the Minagawa, Aratano and Kainan Zones from North to South. The Kaikawa Group consists of AT with SL of Aptian - Cenomanian and Coniacian - Santonian age. The group is distributed in the Minagawa Zone. The Fukuigawa Group consists of AC and/or AM (AM after AC). Clastic sediments of the Fukuigawa Group ranges in age from Cenomanian - Turonian to Early Maastrichtian. Within the group, these sediments become younger from the northern formations to the southern ones. The Kaifugawa Group is composed mainly of Upper Campanian to Maastrichtian formations (upper *Amphipyndax pseudoconulus* Zone and *A. tylotus* Zone) of the AT facies with some older ones of the AM facies. Subduction and accretion that formed the spatial arrangement of these facies in the Shimanto Terrane started in Aptian age. Huge amount of detrital coarse sediments filled the deeper slope and trench in Late Campanian to Early Maastrichtian age.

Key words: Shimanto Terrane, Shikoku, Cretaceous, Paleogene, radiolarian dating, accretionary complex, oceanic plate stratigraphy

はじめに

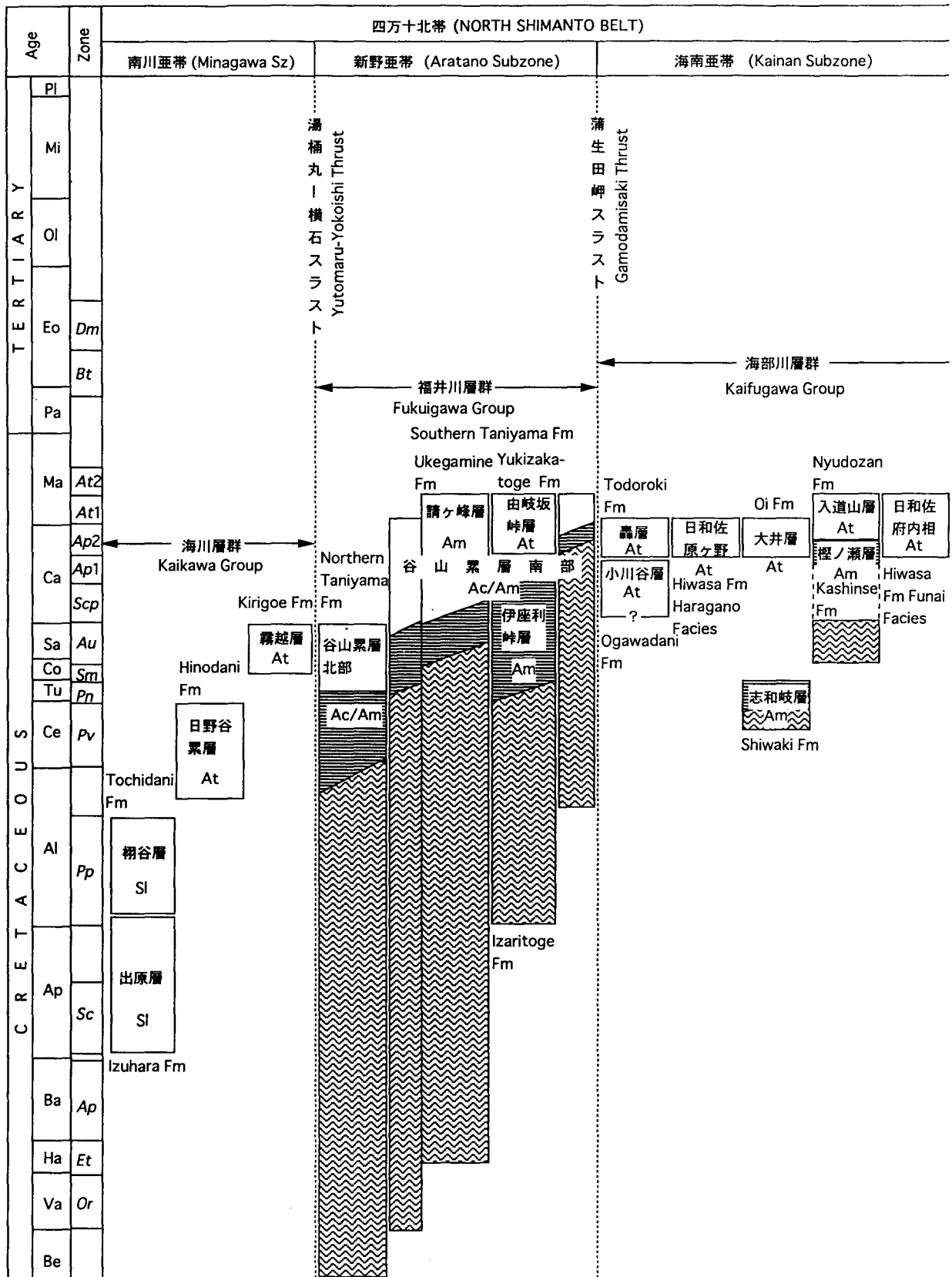
四国東部地域に分布する四万十累層群の地質と層序に関しては、これまでに、平山ほか(1956), 甲藤(1960), 甲藤・平(1978), 甲藤ほか(1960・1961, 1974, 1979), 君波ほか(1992, 1995), Kumon (1983), 公文(1981), 公文・井内(1976), 中川(1972, 1983), 中川ほか(1977a, b), 平ほか(1980), Uematsu and Sashida (1996), 柳井(1983), Yanai (1984), 山下ほか(1958)などによる研究がある。また, 放

散虫化石による生層序学的研究は, 中川・中世古(1977)に始まり, 中世古ほか(1979), 中川ほか(1980, 1984), Nakaseko and Nishimura (1981), 須鎗(1984, 1986), 須鎗・山崎(1987, 1988), 須鎗ほか(1989), Sashida and Uematsu (1996)などにより行われてきた。

しかしながら, 四国東部全域にわたる統一的な見解は示されておらず, 岩相層序区分あるいはそれらの生層序学的対比に関しては混乱が見られる。

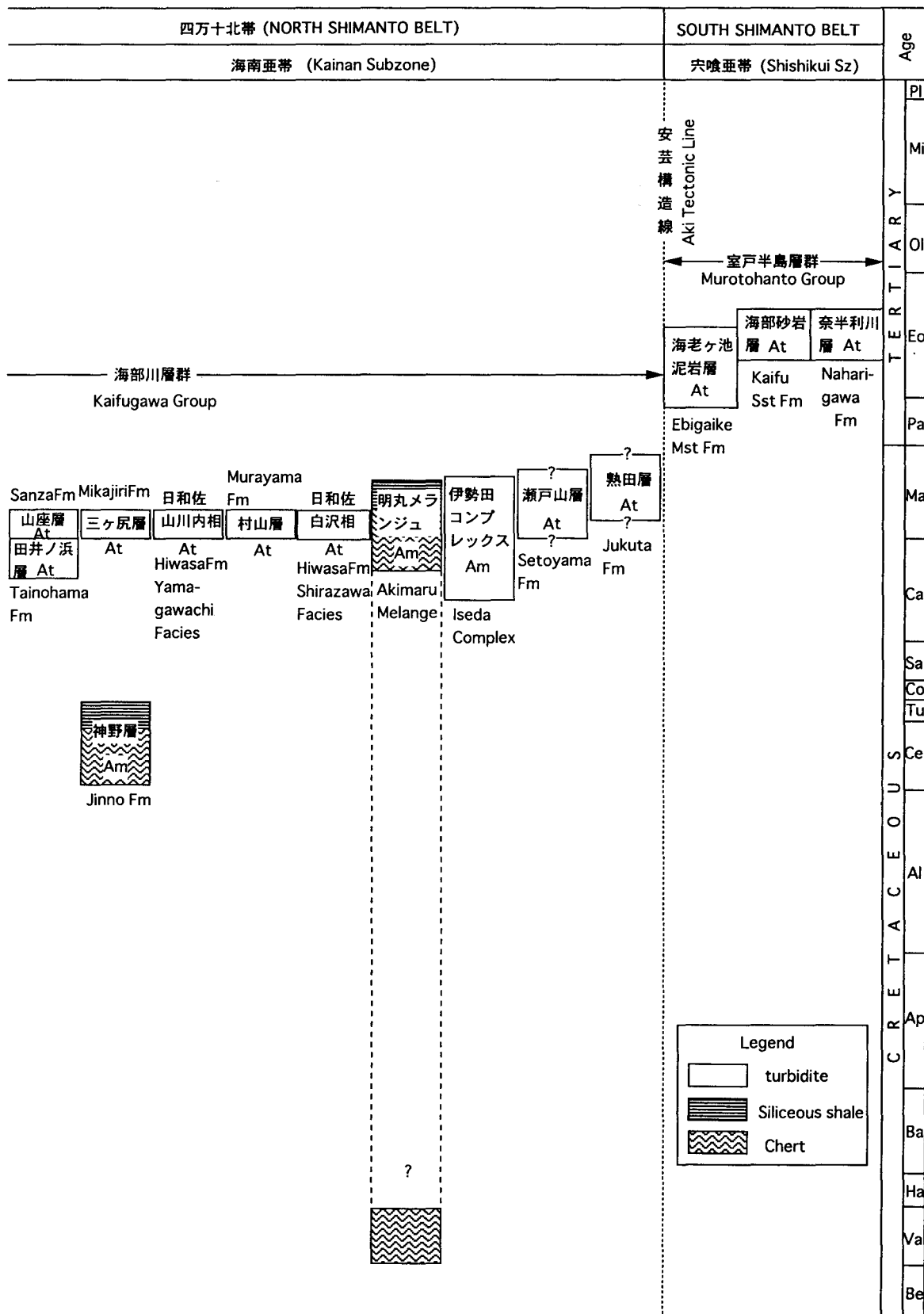
筆者は, これまでに, 単独あるいはグループで, 当地域の四万十累帯の岩相層序と堆積相ならびに放散虫年代に関して, 那賀川流域(石田, 1980, 1982, 1987, 1989, 1994; 石田ほか, 1983, 1987), 蒲生田岬南部(石田ほか, 1994), 日和佐川流域(森永ほか, 1997), 海部川流域(山崎ほか,

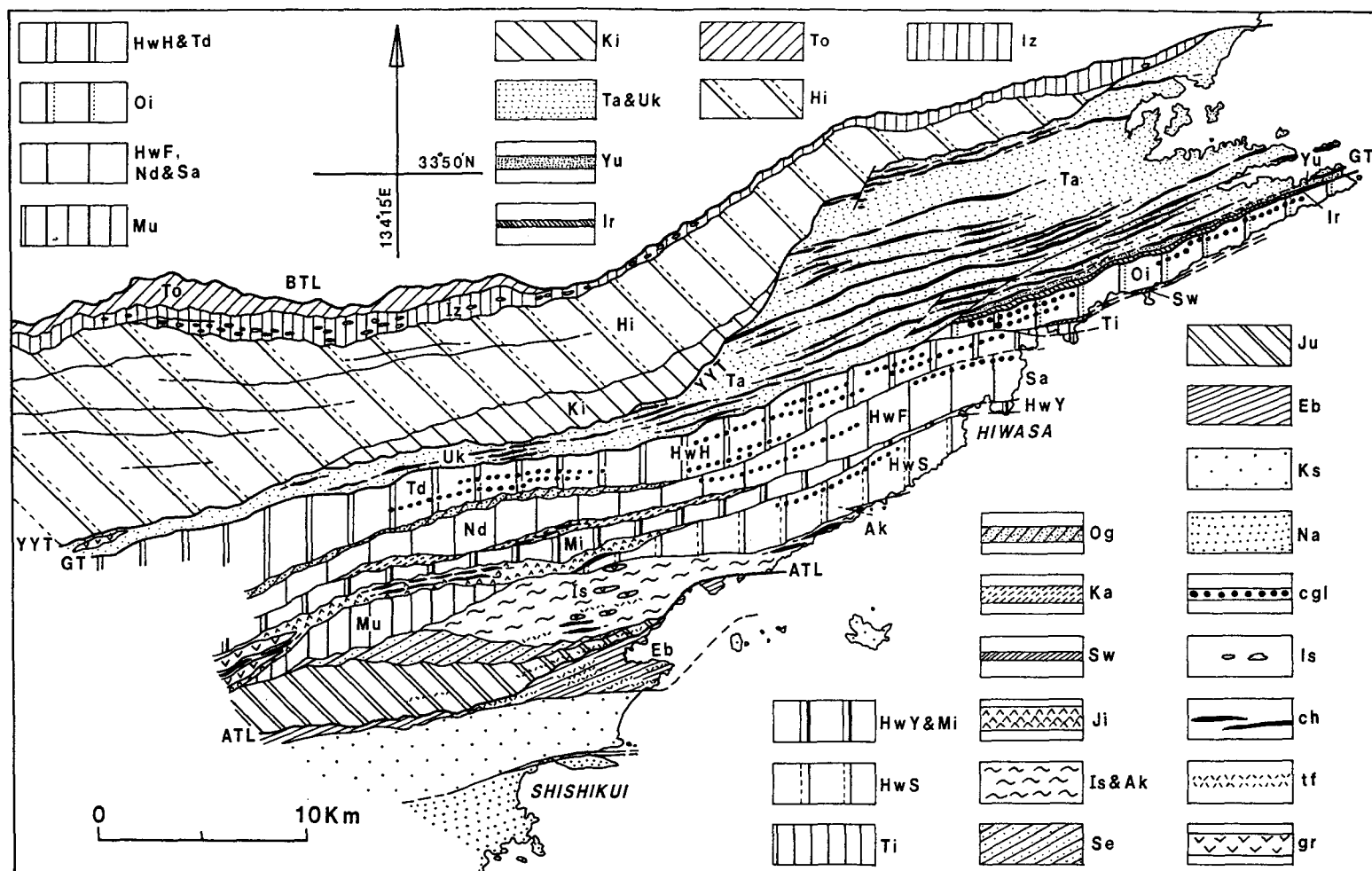
* 徳島大学総合科学部地球物質科学教室. Laboratory of Geology, Fac. Integrated Arts and Sciences, Univ. Tokushima, Tokushima 770-8502, Japan.
E-mail: ishidak@ias.tokushima-u.ac.jp



第1図. 四国東部, 四万十累層群の層序区分対比図.

Fig. 1. Subdivision and correlation of the formations with the spatial arrangement of the Shimanto Supergroup in East Shikoku.





第2図. 四国東部, 四万十果帯の地質図.

Fig. 2. Geological map of the Shimanto Superterrane in East Shikoku.

Iz: Izuhara Fm. To: Tochidani Fm. Hi: Hiura Fm. Ki: Kirigoe Fm. Ta & Uk: Taniyama Fm. and Ukegamine Fm. Yu: Yukizakatoge Fm. Ir: Izaritoge Fm. HwH & Td: Haragano Facies of Hiwasa Fm. and Todoroki Fm. Oi: Oi Fm. HwF & Nd: Funai Facies of Hiwasa Fm., Nyudozan Fm. and Sanza Fm. Mu: Murayama Fm. HwY & Mi: Yamagawachi Facies of Hiwasa Fm. and Mikajiri Fm. HwS: Shirazawa Facies of Hiwasa Fm. Ti: Tainohama Fm. Og: Ogawa Fm. Ka: Kashinose Fm. Sw: Shiwaki Fm. Ji: Jinno Fm. Is & Ak: Iseida Complex and Akimaru Melange. Se: Setoyama Fm. Ju: Jukuta Fm. Eb: Ebugaike Mudstone Fm., Ks: Kaifu Sandstone Fm. Na: Naharigawa Fm. cgl: conglomerate. ls: limestone blocks (olistoliths). ch: chert. tf: acid tuffite. gr: green stones. BTL: Butsuzo Tectonic Line. YYT: Yutomaru-Yokoishi Thrust. GT: Gamodamisaki Thrust. ATL: Aki Tectonic Line.

1987; 石田, 1995), ならびに竹ヶ島地域(石田, 1992)での調査を進めてきた。これらはほぼ、徳島県地域全体に及ぶ。上部白亜系の放散虫生層序に関しては、和泉層群、外和泉層群、四万十累層群の放散虫化石群集を分帯・対比し、大型化石との共産に基づく年代学的検討を行った(橋本・石田, 1997, 石田・橋本, 1998)。

今回、これらの結果をもとに、海洋プレート層序ならびに放散虫化石層序学的視点から、四国東部地域の四万十累帯の岩相層序区分を整理し、四国中・西部地域との対比を試みる。

地質各説

四国東部、徳島県地域の四万十累帯北帯を構成する白亜紀層は、那賀川流域、日和佐川流域、蒲生田岬南部、ならびに海部川流域で模式的に見られる。また四万十累帯南帯を構成する古第三紀層は、海部川下流域以南の海岸地域で模式的に見られる。各地域の基本的な岩相層序に基づいて対比を行い、四国東部地域全体にわたって地体配列を整理した層序区分図(第1図)と地質図(第2図)を示す。

四国東部地域の四万十累帯は、安芸構造線により、白亜紀付加体からなる四万十北帯と、第三紀付加体からなる四万十南帯に区分される。四万十北帯はさらに、湯桶丸-横石スラスト、ならびに蒲生田岬スラストにより、北から南川亜帯、新野亜帯、ならびに海南亜帯に3分される。南川亜帯には海川層群が、新野亜帯には福井川層群が、また海南亜帯には海部川層群が分布する。佐喜浜メランジュよりも北の四万十南帯は、穴喰亜帯に属する。穴喰亜帯には、北から海老ヶ池泥岩層、海部砂岩層、奈半利川層が分布する。各層群に属する地層は、東西ないし東北東-西南西の走向で、基本的には北に中~高角度で傾斜し、北上位を示す。褶曲軸面が北に傾斜し、波長が数100m以内の東西性の軸を持つ向斜がしばしば見られる。このような場合、北翼は衝上性の断層で断たれて短く、逆転しており、南上位を示す。これらの地層は、岩相上の特徴から、付加体メランジュ相、付加体チャート-碎屑岩相、付加体粗粒碎屑岩相(海溝充填粗粒岩相)、斜面海盆堆積相のいずれかに属する。

以下に各地帯に分布する地層群とその放散虫年代を記述する。

1. 南川亜帯(Minagawa Subzone)

海川層群(Kaikawa Group: 新称)

海川層群は、四国東部の南川亜帯(四万十北帯最北部)に分布する、斜面海盆堆積相ならびに付加体粗粒碎屑岩相(海溝充填粗粒碎屑岩相)の下部白亜系(アプチアン・アルピアン)~上部白亜系下部(セノマニアン)、および上部白亜系中部(コニアシアン・サントニアン)層。那賀川上流の

海川谷、古屋谷をはじめとする流域に模式的に見られる。古期のものから、棚谷層、出原層、日野谷累層、霧越層に区分される。海川層群の北限は仏像-糸川構造線で秩父南帯の那賀川層群と画され、南限は湯桶丸-横石スラストで新野亜帯の福井川層群と画される。

【出原層】(Izuhara Formation: 新称)

出原層は、南川亜帯北縁に分布する斜面海盆堆積相の下部白亜系上部(アプチアン~アルピアン)層。本層は、秩父南帯の構成岩類に由来する泥質岩基質の海底地すべり堆積物(石田, 1982)とタービダイトからなり、四国中央部の堂ヶ奈路層(甲藤, 1952)に連続するものである。出原層は、木頭村北川~出原にかけては那賀川に沿って東西に狭長に延び、その分布幅は南北1~1.5kmである。木頭村出原~上那賀町平谷にかけては星越峠と十二弟子峠南の海川~成瀬川の南岸を経て、上那賀町丈ヶ谷~野々尻へとつながる。出原層の北縁は断層で画されて、棚谷層と接し、南縁は日野谷層と断層で画される。それ以西の小計~桜谷トンネル北方にかけて、本層の北縁は、秩父南帯のジュラ~白亜紀初期付加コンプレックスの衝上により、仏像線で画される(第2図)。出原層は、東西走向で北傾斜北上位であり、下位より、C層、B1層、B2層に区分される。

C層は、底痕のある砂岩優勢ないしは、砂岩泥岩ほぼ等量の互層を主として、泥岩中には石灰質ノジュールを伴う。木頭村日和田谷入り口~西側山腹では、酸性凝灰岩と赤色頁岩の互層から成る半遠洋性堆積物のレンズ状岩体(厚さ20m)を伴う。

B1層は、黒色の泥岩を基質とするメランジュ岩相であり、鳥巢式石灰岩、灰白色ミクライト石灰岩、チャート、チャート円礫岩、砂岩、酸性凝灰岩、玄武岩質緑色岩類などの岩塊を頻繁に伴う。これらの岩塊は10cm前後から10m程度までのものが多く、岩塊には、延性剪断による変形がしばしば認められる。

B2層は、砂岩優勢ないし砂岩泥岩等量の互層からなり、B1層の上に整合的に累重する。

C層からは、日和田谷入り口~西側山腹において、酸性凝灰岩と赤色頁岩の互層からなるレンズ状岩体より、*Thanarla conica*, *T. praeveneta*, *Archaeodictyomitra vulgaris*を伴う放散虫群集が産し、その年代は、白亜紀前期アプチアン~アルピアンとみなされている(石田, 1982)。

B1層の諸岩類からは以下の微化石群集が産する(石田, 1982)。

B1層の泥岩に含まれる多くの灰白色ミクライト石灰岩ブロックからは、*Neogondolella* cf. *polygnathiformis*, *Epigondolella primitia*, *E.* cf. *abneptis*, *E. multi-dentata*, *Misikella hernsteini*, *M. posthernsteini*など三疊紀後期(カーニアン~レチアン)を示準するコノドン

トが産する。

B1層の泥岩に含まれる層状チャートの岩塊には、*Epigondolella* sp. など三疊紀後期を示準するコノドントを産するものがある。これとは別に、放散虫の *Parahsuum simplum*, *Canoptum* sp. を特徴的に産し、ジュラ紀初期を示すものがある。

B1層に含まれる鳥巢式石灰岩塊には、六射サンゴの *Aplosmilia* (?) sp., 層孔虫の *Milleporidium faciculatum*, *Parastromatopora* sp. ならびにスポンジオモルファ類の *Spongiomorpha* cf. *globosa* とともに、放散虫の *Stylocapsa* (?) *spiralis*, *Archaeodictyomitra suzukii*, *Cinguloturris carpatica*, *Crucella theokaftensis*, *Dictyomitrella* (?) *kamoensis*, *Gongylothorax favosus*, *Hsuum brevicostatum*, *Paronaella mulleri*, *Protunuma* (?) *ochiensis*, *Ristola dhimenaensis*, *Stylocapsa lacrimalis*, *Tricolocapsa plicarum*, *Tricolocapsa* cf. *tetragona*, *Tritrabs casmariaensis* からなる群集を産するものがあり、*Stylocapsa* (?) *spiralis* 帯に属し、その年代は、ジュラ紀後期初頭とみなされる(石田, 1994)。また、これとは異なる鳥巢式石灰岩塊からは、*Acanthocircus trizonalis*, *A. suboblungus*, *Acatea diaphorogona*, *A. acer*, *Alievium helena*, *Archaeospongoprimum imlayi*, *Emiluvia orea*, *Homoeoparonaella elegans*, *Triactoma blakei*, *Tripocyclia spinosa*, *Tritrabs exotica*, *T. ewingi*, *Cinguloturris carpatica*, *Mirifusus dianae*, *Napora bukryi*, *Perispyridium ordinarium*, *Podobursa triacantha*, *Spongocapsula palmerae* など特徴づけられる放散虫群集を産し、その時代はジュラ紀後期末(チトニアン後期)とみなされている(Sashida and Uematsu, 1996)。

B1層に含まれる鳥巢式石灰岩の周囲の泥岩層には、*Archaeodictyomitra rigida* のほか、*Hsuum maxwelli*, *Spongocapsula palmerae*, *Obesacapsula* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Protunuma* cf. *fusiformis*, *Mirifusus* sp., *Ristola dhimenaensis* などを産するものがあり、その年代は、ジュラ紀後期とみなされる。

B1層に含まれる酸性凝灰岩は、淡緑色の泥質ないしガラス質で、延性変形によりレンズ状の薄層ないし是非対称有尾岩塊として産することが多い。これらの酸性凝灰岩と周囲の黒色泥岩からは *Thanarla conica*, *Pseudodictyomitra carpatica* を優勢種として、*Dictyomitra* (?) *lacrimula*, *Ristola boesii*, *Archaeodictyomitra apiara*, *Pseudoeucyrtis paskentaensis* などを伴う放散虫群集が産し、白亜紀前期前半とみなされる。

B1層の黒色泥岩には、上記の他に、放散虫の *Thanarla*

praeveneta, *T. conica*, *T. elegantissima* を産するものがあり、白亜紀前期後半(アプチアン～アルビアン)とみなされる。

これより東方の古屋川流域では、上那賀町野々尻において、B1層に属する泥質砂岩から *Natica (Amaruropsis) sanchuensis*, *Glaucania neumayri*, *Astarte* cf. *semicostata* などの白亜紀前期の貝化石の産出が報告されており(東明, 1958)、同一地点の泥岩層からは *Holocryptocanium japonicum*, *Archaeodictyomitra vulgaris* などの放散虫化石が産し、白亜紀前期後半の年代を示す(石田ほか, 1987)。

このように、出原層は異地性岩塊を多数伴う。化石の産出と各岩類の堆積状況から判断すると、出原層はタービダイト砂岩泥岩および泥岩基質のオリストストロームから成り、それらの堆積年代は白亜紀前期後半(アプチアン～アルビアン)である。B1層のオリストストロームには、三疊紀後期の灰白色ミクライト質石灰岩あるいは層状チャートの岩塊、ジュラ紀後期の鳥巢式石灰岩塊および泥岩塊を伴う。またB1層の白亜紀前期前半の酸性凝灰岩を挟在する黒色泥岩、および白亜紀前期の貝化石を伴う泥質砂岩も同様に岩塊として含まれる可能性が高く、白亜紀前期後半において、海溝に至る陸側斜面に形成された海盆に、浅海域の堆積物や、秩父南帯のとくに南緑の垂帯を構成する諸岩類から構成される岩塊が海底地すべり堆積物としてもたらされたものと推定されている(石田, 1982, 1994; Uematsu and Sashida, 1996)。

【棚谷層】(Tochidani Formation)

棚谷層は、四国東部の四万十帯最北部に分布する斜面海盆堆積相の堆積物であり、那賀郡木頭村中内南方1kmの棚谷を模式地として命名された(石田, 1987)。本層は徳島県木頭村北川～出原にかけての那賀川北岸の支流沿い、および上那賀町海川～平谷にかけての成瀬川北岸斜面に、南北幅最大2kmで東西に分布する。地層は東西走向で、大綱として、高角度北傾斜し、北上位であるが、北縁の仏像線沿いでは、三宝山垂帯の地層の衝上に伴う波長200m前後のドラッグ褶曲を形成する。南限は断層により、出原層と画され、断層沿いの砂岩・泥岩は幅200～500mにわたって破碎され、白くローモンタイト脈を伴う。

棚谷層は、砂岩優勢のタービダイト砂岩泥岩互層を主として、砂岩泥岩等量互層と泥岩層および酸性凝灰岩層を伴う。砂岩優勢互層は有律であり、3～4m厚層の砂岩に始まり、上方に薄層化しながら砂岩泥岩等量互層を経て、泥岩に終わる数～30mの上方薄層細粒化のサイクルを形成する。砂岩は級化成層し、下底に荷重痕、流痕を有する。サイクル上部の泥岩は雲母片に富み、幅1～2mmの赤い紐状の生痕化石を伴う。これらの互層には、深さ1～6mの小

チャネルが発達し、アマルガメーションの発達する剥離泥岩片に富む砂岩が充填する。泥岩層は砂岩優勢互層間に幅100~200mにわたって分布するほか、棚谷垂帯の南縁部に最大幅800mにわたって分布する。酸性凝灰岩層は、厚さ20m以下で、泥岩層に挟在、淡緑色で単層は数cm程度に良く成層し、しばしば泥質となる。

木頭村棚谷ならびに折宇谷の棚谷層の泥岩層および酸性凝灰岩層からは、*Pseudodictyomitra carpatica*, *P. pentacolaensis*, *Stichocapsa cribata*, *Thanarla conica*, *T. pulchra*, *Xitus spicularius*, *X. spineus*, *Holocryptocanium barbui*, *H. japonicum*, *Zifondium (?) pauperum*, *Thanarla praeveneta*などにより構成される放散虫群集が産し、その年代は白亜紀前期(アルピアンないしセノマニアン前期)とみなされている(石田, 1987)。

【日野谷累層】(Hinodani Formation: 再定義)

日野谷累層は「15万分の1徳島県地質図」説明書の「徳島県の地質」において、日野谷層として命名され(中川, 1972)、公文(1981)により下部・中部・上部の3層に区分された。本論では、その後の微化石層序学的な検討をふまえて、日野谷累層を、相生町日野谷付近から上那賀町古屋川および海川上流域に模式的に分布する白亜紀前期末~後期初頭の付加体粗粒碎屑岩相(海溝充填粗粒岩相)として再定義する。これには、公文(1981)およびKumon (1983)の中部層および上部層が該当する。

本層は、徳島県中部の相生町日野谷付近から上那賀町古屋川および海川上流域に模式的に分布するほか、東部の驚敷町から阿南市橋湾北部にかけて分布する。日野谷層の北限は、上那賀町音谷以西では、断層により出原層と画され、それ以东では、仏像線により秩父南帯のジュラ紀~白亜紀初期付加コンプレックスと画される。日野谷累層の南限は、海川谷~古屋川谷では霧越層と断層で画され、その東西では谷山累層(上部白亜系付加体メランジュ相)と湯桶丸-横石スラストにより画される。日野谷累層はタービダイト性の砂岩優勢砂岩泥岩互層、砂岩泥岩等量互層、泥岩および泥岩優勢互層から成る。これらの地層は、ほぼ東西走向で、北へ中~高角度で傾斜し、北上位で重なる。分布の南北幅は最大6kmを越えるが、地層は多数の走向性の断層により画され、数回以上の繰り返しが見られることから(第2図)、一つの付加プリズムを構成する地層の層厚は2000m以下と見積もることができる。砂岩は厚いものでは単層の厚さが2mを越える。厚層砂岩には、剥離泥岩片が伴い、アマルガメーションも見られる。泥岩層は、雲母片や炭質物に富み、しばしば泥質の酸性凝灰岩薄層や細粒の砂質ラミナが挟在するほか、石灰質のノジュールを伴うことがある。

徳島県西部、上那賀町地域の日野谷累層の泥岩および泥

岩層に挟在する泥質の酸性凝灰岩層からは、放散虫化石が検出される。日野谷累層北部の泥質岩層からは *Archaeodictyomitra vulgaris*, *Holocryptocanium barbui*, *Xitus* sp., *Dictyomitra* sp., *Amphipyndax* sp. などから成る白亜紀前期後半の放散虫群集が産する。断層を挟んで、これより南半部に分布する日野谷累層の泥質岩からは、葛ヶ谷において *Pseudodictyomitra vestarensis*, *P. pseudo-macrocephala*, *Mita gracilis*, *Archaeodictyomitra sliteri* などの特徴づけられる群集が産する(石田ほか, 1987)。また平谷南方の松窪の泥岩からも *P. pseudo-macrocephala* を伴う群集が産する(中川ほか, 1980)ことから、これらの群集は *Pseudodictyomitra vestarensis* 群集帯に属し、その年代はアルピアン末期からセノマニアンとみなされる(橋本・石田, 1997)。

【霧越層】(Kirigoe Formation)

本層は、霧越峠南方から金瀬-湯桶丸にかけての海川垂帯南縁に分布する付加体粗粒碎屑岩相の上部白亜系である(石田, 1995)。主としてタービダイト泥岩優勢層および砂岩優勢砂岩泥岩層から成る。古屋川の谷山下流に分布する泥岩層(中川ほか, 1980)や霧越峠南の国道193号線沿いの凝灰質泥岩(須鎗, 1986)をはじめとして、本層の細粒碎屑岩層からは、*Artostrobium urna* で特徴づけられ *Dictyomitra koslovae*, *Amphipyndax stocki* などを含む群集が産するが *Amphipyndax pseudoconulus* が伴わないことから、コニアシアンないしサントニアンとみなされる。公文(1981)による赤松累層上部の酸性凝灰岩を伴う泥岩勝ち砂岩泥岩互層は、本層の東部に相当する。

2. 新野亜帯 (Aratano Subzone)

福井川層群(Fukuigawa Group: 新称)

福井川層群は、新野亜帯に分布する付加体チャート-碎屑岩相とその変形による付加体メランジュ相からなる。陸源碎屑岩層は上部白亜系上部(コニアシアンないしサントニアン~マストリヒチアン最下部)で、遠洋性堆積物のチャート層は下部白亜系から上部白亜系上部(カンパニアン後期)に及ぶ。チャートから細粒の陸源碎屑岩層への岩相境界は本層群の北部で古く、南部で新しい。橋湾~蒲生田岬北部より福井川流域、赤松川流域を経て、古屋川上流~海部川上流域に至る地域に分布する。橋湾から福井川、赤松川、古屋川上流域にかけての日和佐北方地域には谷山累層が、蒲生田岬南部には由岐坂峠層と伊座利峠層が、また海部川上流域には請ヶ峰層が分布する。福井川層群の北限は湯桶丸-横石スラストで海川層群と画され、南限は蒲生田岬スラストで海部川層群と画される。以下に、日和佐北方地域、蒲生田岬地域、海部川上流域における本層群を説明する。

(1) 日和佐北方地域

【谷山累層】(Taniyama Formation: 再定義)

谷山累層は、古屋川上流の上那賀町谷山付近に分布する上部白亜系の付加コンプレックスを模式として、公文(1981)により命名された。本論では、その後の微化石層序学的な検討をふまえて、谷山累層を、谷山付近から赤松川上流の日和佐町赤松付近に模式的に分布する付加体チャート-碎屑岩層とその変形による付加体メランジュ相として再定義する。これは公文(1981)およびKumon(1983)による赤松累層と谷山層ならびに日野谷累層の下部とを併せたものにほぼ相当する。また森永ほか(1997)の赤松ユニットに相当する。谷山累層は、古屋川上流の谷山～傍示峠、八郎山、赤松川流域、日和佐町の後世山、福井を通り、由岐町明神山-伊座利峠北方～蒲生田岬北方の椿湾にかけての東西地帯に分布する。本論では、赤松川以東の、相生町朝生～鷺敷町百合谷を経て橋湾に分布する付加体メランジュ相も谷山累層に含めて扱う。本層は西方の海部川上流域(霧越峠南方-階ノ瀬間を経て、湯桶丸南方-川又間)に分布する請ヶ峰層に対比される。谷山累層の北限は海川層群と湯桶丸-横石スラストで画され、南限は深瀬断層(公文, 1981)を含む蒲生田岬スラストにより、日和佐累層と画される。地層は、ほぼ東西走向で、北へ中～高角度で傾斜し、北上位で重なる。

谷山累層は、泥岩勝ち互層・泥岩・成層砂岩からなり、緑色岩類・チャート・酸性凝灰岩・珪質泥岩を伴う。谷山累層は、初生的には、海洋プレート層序を形成する遠洋～半遠洋性堆積物に始まり、タービダイト砂岩泥岩互層とそれに挟在する細粒堆積物(酸性凝灰岩および珪質泥岩)からなる堆積シーケンスが、プレートの沈み込みに伴う各付加プリズムを構成するとみなされる。これらのシーケンスは、沈み込みに伴う断片化・混在化などの変形が著しく、一般にはメランジュ岩相を示すことが多い。南北ルートでは、両者は交互に繰り返して出現する。各堆積シーケンスの層厚は約200mである。

本層は泥岩勝ち互層と泥岩を主とするが、成層砂岩も比較的多い。東部地域では砂岩の発達が良いであり、酸性凝灰岩も頻繁に挟まれる。泥岩は剥離性をもち、しばしば砂質の葉理や薄層を挟む。泥岩勝ち互層は数cm以下の砂岩とそれより厚い泥岩との互層からなり、通常数mの厚さに成層する。まれに数10mの厚さに達することがある。しばしば平行葉理や級化が認められる。また赤松川以東の、本累層北半部を構成するメランジュ相は、相生町朝生～鷺敷町百合谷を経て橋湾にかけて分布し、砂岩泥岩等量互層とチャート、赤色粘土岩などの遠洋性堆積物ならびに緑色岩類から成る。

森永ほか(1997)は谷山累層南部の泥質メランジュを赤松

ユニットとよび、ユニット中に見られるチャート碎屑岩シーケンスから放散虫化石を検出し、橋本・石田(1997)による四国東部の上部白亜系群集帯との対比に基づく年代を明らかにしている。また石田・橋本(1998)はこのシーケンスの放散虫生層序を詳細に検討した。

これらによると谷山累層赤松ユニットでは、岩屋谷の赤色チャートには*Holocryptocanium barbui*, *H. japonicum*, *Thanarla praeveneta*が伴い、その年代はチューロニアン(*P. nakasekoi*群集帯)までである。

傍示峠北セクションのタービダイト砂岩層の上位に連続する黒色泥岩層と、これに挟在する珪質の凝灰岩および泥岩互層ならびに珪質泥岩(層準1, 7, 9, 10, 12)からは*D. densicostata*, *D. formosa*, *Alievium praegallowayi*, *Amphipyndax* aff. *pseudoconulus*, *Archaeospongoprunum nishiyamae*, *Stichomitra asymbatos*などが産し、このセクションは、カンパニアン(*Sc*群集帯ないし*Ap*帯)からマストリヒチアン初期(*At*帯の*At*1亜帯)の間の年代を示す。層準9の黒色泥岩層からは*Dictyomitra koslovae*が共産することから、これ以下の層準は*At*帯には及ばない。層準10の黒色珪質泥岩は、引き続き*Archaeospongoprunum nishiyamae*を産することから、*At*帯の*At*1亜帯に及んでいる可能性がある(石田・橋本, 1998)。

傍示峠東の、緑色チャートと珪質粘土岩の細互層に始まり、珪質泥岩を経て、黒色泥岩を主とする細粒碎屑岩層に至る層厚約10mのセクションは、*Archaeodictyomitra lamellicostata*, *D. formosa*, *D. densicostata*, *D. multicostata*, *Alievium gallowayi*, *Archaeospongoprunum nishiyamae*, *Mita regina*, *Diacanthocapsa acuminata*, *Stichomitra compsa*, *Millocercion acineton*, *Afens liriodes*, *Amphipyndax pseudoconulus*などを連続的に産する。このセクションにおいては*Artostrobium urna*の消滅期から、*Amphipyndax tylotus*の出現期を経て、*Dictyomitra koslovae*の消滅期が認められることから、このセクションは、*Ap*帯の下部(*Ap*1亜帯)上半から*At*帯下部(*At*1亜帯)に及び、その年代はカンパニアン後期からマストリヒチアン初期である(石田・橋本, 1998)。

谷山累層北部の年代に関しては、相生町朝生のメランジュ中のチャート岩塊から、*Pseudodictyomitra carpatica*, *Thanarla conica*, *Xitus alievi*など白亜紀古世の放散虫が産する(須鎗, 1982)。また須鎗(1986)によれば、赤松川以東の本累層北半部からは、阿南市鶴(くぐい)の酸性凝灰岩より*Thanarla elegantissima* - *T. praeveneta*群集が産し、アルピアン後期ないしセノマニアンと推定されている。阿南市新野町上樫谷のタービダイト砂岩中の泥岩、鷺敷町百合谷の赤色頁岩からは*Pseudodictyomitra* sp. A - *Dictyomitra napaensis*群集を検出し、その年代

をチューロニアンと推定している。また相生町上雄の泥岩からは *Artostrobium urna* 群集が検出され、サントニアンと推定されている。Nakaseko and Nishimura (1981) は阿南市鉦打のチャート層から、*Ristola altissima*, *Obesacapsula rotunda*, *Eucyrtis tenuis*, *Acaeniotyle umbilicata* の4群集を検出し、その年代が、それぞれジュラ紀末チトニアン、バラギニアン、オーテリビアン、アプチアンと推定している。

チャートの年代は、本累層北部の朝生では白亜紀前期であるのに対して、岩屋谷の赤色チャートがチューロニアン (*P. nakasekoi* 群集帯) かそれより古く、最南部の傍示峠東のチャートがカンパニアン後期 (*A. pseudoconulus* 帯 Ap2 亜帯まで) と新しい (森永ほか, 1997; 石田・橋本, 1998)。年代極性の比較に最も重要な、遠洋性堆積物から陸源碎屑物すなわちチャートから細粒碎屑岩への岩相境界の年代に注目すると、本累層北部の百合谷の赤色頁岩がチューロニアン、傍示峠北の細粒碎屑岩の出現時期がカンパニアン初期 (*S. compsa* 群集帯) であるのに対して、最南部地帯に位置する傍示峠東のチャートから細粒碎屑岩への岩相境界がカンパニアン末期 (*A. pseudoconulus* 帯最上部) と新しくなる。このように、谷山累層では、チャートから碎屑岩への岩相境界の放散虫年代は、北部の付加プリズムほど古く、南部のものほど新しくなる極性が顕著である。

(2) 蒲生田岬地域

【由岐坂峠層】(Yukizakatoge Formation)

由岐坂峠層は、蒲生田岬の久望～由岐坂峠付近を経て明神山東方に至る、東西延長10km以上、南北幅数100mの狭長な地帯に分布する白亜紀後期の付加体粗粒碎屑岩相 (海溝充填粗粒岩相) として命名された (石田ほか, 1994)。由岐坂峠層は、タービダイト砂岩～砂岩泥岩互層を主として、淡緑色の珪質凝灰岩互層や凝灰質泥岩を伴う。

由岐坂峠の本層泥岩からは *Amphipyndax pseudoconulus* 帯の放散虫群集が、これとは別の泥岩と凝灰質泥岩からは *Amphipyndax tylotus* 帯下部の放散虫が産し、その年代はカンパニアン後期～マストリヒチアン初期である。本層は、生層序的にみて、南に隣接し、遠洋性堆積物からなる伊座利峠層とともに、付加体チャート-碎屑岩相を形成していたものと推定され、日和佐川流域の谷山累層南部の地質体に対比される。

【伊座利峠層】(Izaritoge Formation)

伊座利峠層は、蒲生田岬の北河内北方～大谷～大井北方～伊座利峠東方にかけて、延長10km以上、南北幅100m程度の狭長な地帯として分布する白亜紀後期の遠洋-半遠洋性堆積物から成るメランジュ岩相として命名された (石田ほか, 1994)。伊座利峠層は、厚さ数mの赤色チャート、多色頁岩互層あるいは凝灰質泥岩から成るテクトニックスラ

イス～レンズ状の岩体によって構成される。この凝灰質泥岩中には、長径20～数10cmの長卵～楕円形の断面を示す細粒砂岩が含まれており、一見したところ礫の断面に見えるが、砂岩脈の断面あるいはその変形によるブーディン状の注入岩体である。

伊座利峠層の地質年代は、伊座利峠南方の赤色頁岩とチャートの互層および凝灰質泥岩から産する放散虫群集が *Pseudodictyomitra nakasekoi* 群集帯 (チューロニアン) に属し、泥岩と酸性凝灰岩互層から産する放散虫群集は *Dictyomitra formosa* と *D. koslovae* を産することからサントニアンないしカンパニアン前期 (*Stichomitra compsa* 群集帯) とみなされる。伊座利峠に露出する伊座利峠層相当のチャートから、中川ほか (1980) は、*Acaeniotyle umbilicata* - *Ultranapora praespirifer* 群集を検出し、その年代をアルピアンとみなした。伊座利峠層は、由岐坂峠層とともに、付加体チャート-碎屑岩相を形成していたものと推定され、日和佐川流域の谷山累層最南部の地質体に対比される。伊座利峠層の南縁は蒲生田岬スラストにより、海部川層群の大井層と画される。

(3) 海部川上流地域

【請ヶ峰層】(Ukegamine Formation)

請ヶ峰層は、海部川上流の皆ノ瀬谷から請ヶ峰を経て榎木屋谷沿いに、南北幅約1kmにわたって東西に分布し、チャート岩体を伴うメランジュ層と砂岩層から構成される (石田, 1995)。本層は、日和佐北方地域の谷山累層南部 (再定義) の地質体に対比される。中川ほか (1980) の阿南層、公文 (1981) の赤松累層下部ならびに谷山累層は、本層の東方延長に相当する。

メランジュ層と砂岩層は分布幅が500m以下の細長いレンズ状に、互いに右雁行に繰り返して配列することから、本層は本来、チャート-碎屑岩シーケンスを形成していたものが、付加に際して、シーケンス下半部のチャート～泥質堆積物が断片化・混在化し、上位の砂岩優勢層とともに、多重階層構造を形成するに至ったと推定される。メランジュ層は泥質岩基質で、枕状玄武岩やチャートの岩体を含む。砂岩層は粗粒の酸性凝灰岩 (須鎗, 1984) を伴う。この酸性凝灰岩は、無層理塊状できわめて堅く、ホルンフェルス状の断口を示す。自融形の石英、流紋岩片、石英斑岩片を主とし、火砕岩的である。本層の泥岩層および挟在する凝灰岩層からは、*Amphipyndax tylotus*-*A. pseudoconulus* の産出で特徴づけられる群集 (*Apc* 群集帯上部～*At* 群集帯: カンパニアン後期～マストリヒチアン前期; 海部川国道沿い: Nakaseko and Nishimura, 1981; 須鎗, 1986), *Amphipyndax* cf. *tylotus* 群集 (カンパニアン; 国道沿い: 中川ほか, 1980), *Artostrobium urna*, *Dictyomitra koslovae* で特徴づけられる放散虫群集 (コニアシアンない

しサントニアン；海部川川又上流と国道沿い：中川ほか、1980)が産する。一方、層状チャート岩塊からは、*Artostrobium urna*群集(コニアシアンないしサントニアン；国道沿い：須鎗, 1986), *Eucyrtis micropora*群集(オテリビアン～アプチアン；榎木屋谷林道と国道沿い：中川ほか, 1980)ならびに*Acaeniotyle umbilicata-Ultranapora praespirifer*群集(アルビアン；国道沿い：中川ほか, 1980)が検出されている。このことから、本層では*Artostrobium urna-Dictyomitra koslovae* (Au) 群集帯(コニアシアンないしサントニアン)を境として、それ以前(オテリビアンまで)がチャートを主とする遠洋性堆積物で、それ以降(カンパニアン後期～マストリヒチアン前期)が泥岩を伴う陸源碎屑岩相に変化すると考えられる。

3. 海南亜帯 (Kainan Subzone)

海部川層群(Kaifugawa Group: 新称)

海部川層群は、海南亜帯(四万十北帯南部)に分布する付加体粗粒碎屑岩相(海溝充填粗粒岩相)と付加体メラングジュ相の上部白亜系からなる。付加体メラングジュ相には、付加体チャート-碎屑岩相の変形に起因する地層が含まれる。粗粒碎屑岩層とメラングジュの年代は白亜紀後期後半で、チャートと珪質粘土岩を主とする遠洋性堆積物は、同一地質体の粗粒碎屑岩類よりも古い白亜紀後期の年代を示す。本層群は蒲生田岬南部～日和佐・千羽海崖を経て伊勢田川、海部川流域に広く分布する。南限は安芸構造線で四万十南帯の古第三系海老ヶ池泥岩層と画される。

以下に、日和佐川流域、蒲生田岬地域、海部川流域における本層群を説明する。

(1) 日和佐川流域

【日和佐累層】(Hiwasa Formation: 再定義)

日和佐累層は、日和佐町から牟岐町北部にかけて分布する粗粒の陸源碎屑岩相を模式として公文(1976)により命名された。本論では、日和佐累層を、同地域に分布する白亜紀後期の海溝充填型の海底扇状地堆積相として再定義する。これは森永ほか(1997)の日和佐ユニットに相当する。

日和佐累層は、日和佐町中部から牟岐町北部にかけて広く分布する。本累層は、粗粒の塊状砂岩や成層砂岩などの陸源碎屑岩類を主として、礫岩、砂岩泥岩互層、泥岩を伴う。ごくまれに酸性凝灰岩や赤色の凝灰岩層を挟む。日和佐累層では、東西性走向で高角度北傾斜のシーケンスが特徴的であり、そのうちの比較的細粒の碎屑物は、タービダイト砂岩泥岩互層や細粒の砂岩層とそれに挟在する泥岩層が一般的である。粗粒岩相は礫岩と礫質の塊状粗粒砂岩が主で、露頭規模では小規模なチャンネルとアマルガメーションなどの堆積構造が特徴的であることから、全体としては、上方細粒化サイクルを繰り返す海底扇状地堆積物により構成されると考えられる。砂岩は非常に厚く、数mから、

ときには10数m以上にわたって、明瞭な層理面が認められないことが多い。粗粒の堆積物重力流堆積物集積時の表層部の削剥によるアマルガメーションが著しく、塊状砂岩にはしばしば礫を伴い、小チャンネルを埋積する形で砂岩中に細礫ないし中礫のレンズ状密集部がみられる。礫岩は中礫および大礫を主として、しばしば巨礫を含む。礫の多くは円礫であり、酸性火山岩類の礫が非常に多い。基質は粗粒砂岩からなる。礫岩層の厚さは数mから数10mである。砂岩泥岩互層は、5～30cmの砂質部と1～20cmの泥質部が律動的に繰り返す。両者の量比はさまざまであるが、等量から砂岩勝ちのものが多い。砂質部には平行葉理がよく発達するが、斜交葉理は少ない。級化構造はよく認められるが、流痕は稀である。泥岩は、しばしば砂岩薄層をはさみ、ラミナが発達している。日和佐累層の北限は、深瀬断層により谷山累層と画され、南限は断層により、牟岐累層と画される。地層の分布幅は見かけ上、約6000mあるが、東西性の断層と褶曲による繰り返しがあり、実際の層厚は1500m以下と推定される。日和佐累層の分布が、構造的に4帯に分かれることは、東西延長にあたる海部川流域や蒲生田岬南部で、本累層相当層の分布間にメラングジュ相の地層群が構造的に挟在することからも明らかであり、本論では、日和佐累層を分布地帯により、北から原ヶ野相、府内相、山河内相、白沢相と呼ぶことにする。原ヶ野・府内・白沢3相の日和佐累層は礫岩層を多く挟在するが、山河内相の日和佐累層には礫岩層は目立たない。

日和佐累層の原ヶ野相は海部川流域の礫層に、また蒲生田岬南部の大井層に対比され、その年代はカンパニアン(*A. pseudoconulus*帯Ap2亜帯)と推定される。府内相は海部川流域の入道山層および蒲生田岬南部の田井ノ浜層と山座層に対比され、その年代は、カンパニアンないしマストリヒチアン初期(*Amphipyndax pseudoconulus*帯～*A. tylotus*帯At1亜帯の間)と推定される。山河内相は海部川流域の三ヶ尻層に対比される。山河内相の凝灰質泥岩層からは、*Amphipyndax tylotus*, *Dictyomitra multicostata*などが産し、この群集は*Dictyomitra koslovae*を伴わないことから、石田・橋本(1998)の*Amphipyndax tylotus*帯(マストリヒチアン前期)に属する。白沢相は同地域の村山層に対比される。白沢相では、横川のタービダイト砂岩泥岩互層に挟在する凝灰岩層から*Amphipyndax stocki*, *Stichomitra manifesta*, *Stichomitra campi*, *Diacanthocapsa acuminata*, *Cryptamphorella macropora*, *Stichomitra compta*, *Archaeodictyomitra lamellcostata*, *Pseudotheocampe abshnitza*, *Mylocercion acineton*, *Amphipyndax tylotus*, *A. pseudoconulus*が産するが、*Dictyomitra koslovae*が含まれないことから、At帯下部(At1亜帯)に属し、その時代はマストリヒチアン初

期である(石田・橋本, 1998)。

【明丸メラングジュ】(Akimaru Melange: 新称)

明丸メラングジュは、日和佐町明丸～牟岐町水落付近に分布し、主に遠洋-半遠洋性堆積物と玄武岩質海底火山噴出物から成る白亜紀末期の付加体メラングジュ相(混在岩相)である。これは森永ほか(1997)の明丸ユニットに由来する。

明丸メラングジュは、北側の日和佐累層と断層で画される。泥岩と泥岩勝ち酸性凝灰岩の互層を主として、緑色岩・赤色チャート・赤～緑の多色粘土岩・酸性凝灰岩を伴う。泥岩は剥離性をもち、しばしばレンズ状の酸性凝灰岩薄層や葉理を伴う。まれに泥質の珪質ノジュールを含む。酸性凝灰岩は緑灰色を呈し、珪質で硬く、10～20 cmの厚さで成層し、稀に1 m以上に達することもある。泥岩勝ち酸性凝灰岩の互層は数10 cm以下の酸性凝灰岩層と数cmから20 cmの泥質層からなる。酸性凝灰岩層はレンズ状に変形することがある。緑色岩類は、玄部岩質の溶岩・凝灰岩・凝灰角礫岩からなり、溶岩にはしばしば枕状構造が認められる。粘土岩とチャートいずれの岩類も断片化が著しく、メラングジュ岩相を示す。

明丸メラングジュに属する大明神では、下位より、変形したチャートと緑色の泥岩層(9m)、灰色のチャートブロックを伴う緑色泥岩(2m)、淡緑色で数cmの薄く成層した珪質凝灰岩(2m)、赤色チャート・黒色粘土岩および緑色の層状チャートのブロックを伴う赤色頁岩(4m)、灰色のガラス質珪質凝灰岩(5m)が重なる。明丸では、遠洋-半遠洋性堆積物と枕状溶岩がメラングジュ状の岩相を構成するが、構成岩はいずれも海洋起源の岩類であり、初生的には、海底火山噴出物に始まる海洋プレート層序を形成していたと考えられる。

大明神のチャートと互層する緑色珪質頁岩の層準1Aと3ならびにその上位の緑色珪質頁岩層の層準4からは、*Amphipyndax tylotus*, *A. pseudoconulus*, *Mylloceracion acineton*, *Afens liriodes*, *S. asymbatos*, *Alievium gallowayi*, *A. lamellicostata*が特徴的に産し、*Dictyomitra koslovaevae*が含まれないことから、この層準1～4は、Ap帯上部(Ap2 亜帯)ではなく、さらに上位のAt帯に属し、その時代はマストリヒチアン前半である。そのうちの層準1と3は*Sichomitra compsa*と*S. manifesta*を伴うことから、At帯の下部(At1 亜帯)に属するが、層準4には、それらが伴わないことから、さらに上位のAt帯上部(At2 亜帯)に属する。これより上位の珪質凝灰岩層中に挟在する赤色頁岩基質のメラングジュ層中の緑色の層状チャート岩塊(層準6)からは、*Amphipyndax tylotus*, *Stichomitra asymbatos*, *Dictyomitra multicostata*, *Rhopalosyringium magnificum*とともに*Dictyomitra koslovaevae*が産することから、このチャート岩塊はAp帯上部(Ap2 亜帯)に属するカ

ンパニアン後期のものである。岩質と放散虫生層序から、この岩塊を構成するチャート層は、層準1のチャートと緑色珪質頁岩互層の下位層準に位置していたと考えられ、全体としては、カンパニアン後期(Ap2 亜帯)の緑色チャートからマストリヒチアン前期(At2 亜帯)の珪質粘土岩に至る層序を成していたものと推定される。明丸の赤色チャートからは*Obesacapsula rotunda*群集が検出され、その年代はバラングニアンとされていることから(Nakaseko and Nishimura, 1981)、当メラングジュの遠洋性堆積物の年代は、白亜紀の初期から後期カンパニアン末に及ぶ。

(2) 蒲生田岬南部地域

蒲生田岬南部地域の海南亜帯には、3つの陸源碎屑性堆積物分布地帯とひとつの遠洋-半遠洋性堆積物分布地帯が識別できる。各地帯には、北から南へ、地帯と同名の白亜紀層(大井層、志和岐層、田井ノ浜層、山座層)が分布する(石田ほか, 1994)。地層の一般走向はN70° Eで、四国山地～蒲生田岬の地形的リニエーションと一致している。各地帯の境界は、いずれも断層関係であり、陸源碎屑性堆積物分布地帯と遠洋-半遠洋性堆積物分布地帯は、断層により、基本的に交互に繰り返して分布するが、一ノ坂-木岐断層は、これらの配列を斜めに切ることから、この部分は後生的な断層活動によると推定される。各地帯の内部を見ると、陸源碎屑岩層から成る大井層、田井ノ浜層、山座層には、二次オーダーの主として北傾斜の衝上断層が、帯状配列にほぼ調和的に、100～数100m間隔で発達し、断層間には、衝上運動の引きずりに伴って形成された、北翼の短い非対称な向斜構造が発達する。向斜の北翼部は高角度で逆転することがある。衝上断層もまた、しばしば高角度で南傾斜することがある。この場合、見かけ上、北上がり南落ちの正断層的な形態をとる。遠洋性～半遠洋性堆積物からなる伊座利峠亜帯と志和岐亜帯の地層には、数m間隔の断層が発達し、断層間には、断層面とほぼ調和的に傾斜した赤色チャート層、多色頁岩互層あるいは凝灰質泥岩層からなるテクトニック・スライス～レンズ状の岩体が配列する。また、これらのコンプレックスには、メラングジュ岩相や碎屑岩脈が伴い、これらは衝上運動の際の異常間隙水圧による変形や注入に起因することが予想される。このような特徴から総合的に推定される断面形態は、海洋プレートの沈み込み-付加体形成に際して発達した、多重階層構造である(図4)。以下に、当地域の海部川層群に属する地層を北から南へ説明する。

【大井層】(Oi Formation)

大井層は、徳竹～志和岐谷～大井～阿部を経て、小伊座利にかけて延びる南北幅2kmの地帯に分布する白亜紀後期の海底扇状地型の付加体粗粒碎屑岩相(海溝充填粗粒碎屑岩相)として命名された(石田ほか, 1994)。大井層はター

ビダイト砂岩および砂岩泥岩互層を主として、礫岩、泥岩、酸性凝灰岩を伴う。礫岩の発達は、日和佐累層の原ヶ野相に比べて小規模ではあるが、伊座利峠ルートで見られる。ここでは下位の泥岩層にできた水路状の侵食面を埋積しており、剥離泥岩片に富む水路充填堆積物である。タービダイト砂岩泥岩互層は、ときに凝灰岩と泥岩から成る級化成層を伴う。この東方延長で、ほぼ同層準にあたる志和岐西方では、砂岩層間に凝灰岩が挟在する。伊座利峠南方では、砂岩優勢互層中に、スランプ型含礫砂岩泥岩互層が挟在する。

大井層の北河内の凝灰質泥岩、志和岐谷の酸性凝灰岩、大井東の泥岩、伊座利峠南のスランプ型砂泥互層中の泥岩から産する放散虫群集は、*Amphipyndax tylotus*, *A. pseudoconulus*, *Dictyomitra multicostata*, *D. koslovae*, *D. lamellicostata* などからなり、石田・橋本(1998)の *Amphipyndax pseudoconulus* 帯上部(Ap2 亜帯)を特徴づけることから、その年代はカンパニアン末期である。大井層は、日和佐川流域の日和佐累層最北部の原ヶ野相ならびに海部川流域の轟層に対比される。

【志和岐層】(Shiwaki Formation)

志和岐層は、志和岐漁港南方～潮吹岩北～阿部南方～御水大師南を経て御水荘南の海岸まで、最大幅数 10m にわたって狭長に連続する白亜紀後期の遠洋-半遠洋性堆積物からなる付加体メランジュ岩相として命名された(石田ほか, 1994)。志和岐層は、赤色チャートおよび赤色～緑色または灰色の凝灰質泥岩の互層(多色頁岩互層)から成る。これらの地層は、地層の上・下限が、厚さ数 m 程度に断層で断たれたスライス～レンズ状岩体として含まれるほか、阿部港西方の海岸では、劈開面の発達した黒色泥岩中に、数 10 cm 程度のチャートや酸性凝灰岩の岩塊を伴うメランジュ岩相を構成する。志和岐亜帯は、隣接地帯とは断層で画された狭長な分布を示し、主にチャートと多色頁岩互層のスライス～レンズ状岩体の集積により構成され、地層には強い剪断劈開が発達する。これは付加体の多重階層構造形成に伴う剪断によるブロック化や、異常に高い間隙水圧下での変形によるものと考えられる。

志和岐層からは、阿部、志和岐の赤色チャート、緑色チャート、珪質泥岩・酸性凝灰岩互層から、*Pseudodictyomitra nakasekoi*, *Thanarla veneta*, *Dictyomitra formosa*, *D. koslovae*, *D. tiara*, *D. cf. multicostata*, *Amphipyndax aramedaensis*, *Stichomitra communis*, *Archaeodictyomitra aff. lamellicostata*, *Holocryptocanium japonicum* など特徴づけられる放散虫群集が産し、石田・橋本(1997)の *Pseudodictyomitra nakasekoi* 群集帯(チューロニアン)に属する。

【田井ノ浜層】(Tainohama Formation)

田井ノ浜層は、西由岐～東由岐を経て、鹿ノ首岬に延びる地帯に分布する白亜紀後期後半の海底扇状地型の付加体粗粒碎屑岩相(海溝充填粗粒碎屑岩相)として命名された(石田ほか, 1994)。田井ノ浜層は、タービダイト砂岩優勢互層と泥岩を主とする。田井ノ浜では、砂岩泥岩互層間にチャンネル充填型の含礫砂岩層が挟在し、含礫砂岩層の底面に発達するフレーム構造の傾倒から、海底斜面での東から西への重力地滑りが推定される。鹿ノ首では、波長 200～300m 程度の向斜構造と北傾斜の衝上性の断層が発達する。

田井ノ浜層からは、西由岐の凝灰質泥岩から *Dictyomira multicostata* が産し、カンパニアンないしマストリヒチアン初期(*Stichomitra compsa* 群集帯～*Amphipyndax tylotus* 帯 A11 亜帯の間)を示す。田井ノ浜層は日和佐川流域の日和佐累層北部の府内相に対比される。

【山座層】(Sanza Formation)

山座層は、日和佐町恵比須浜～由岐町木岐ルートに模式的に見られる白亜紀後期末の海底扇状地型の付加体粗粒碎屑岩相として命名された(石田ほか, 1994)。山座層は礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層および泥岩から成る。礫岩は、酸性火成岩類の中円礫を多く伴う。いずれも礫どうしの接触は乏しく基質支持型であり、東西側方への連続性は良くない。剥離泥岩片を多量に伴い、下位の砂岩層の溝状侵食面を埋積しており、水路充填堆積物である。南白浜では、含礫砂岩中に多量の炭質物と木片を含むほか、松柏類の球果化石とフナクイムシに穿孔された流木の化石などを伴う。木岐港南西では、砂岩優勢互層中に斜交層理が見られ、東から西への流向を示す。砂岩層中には、水抜け穴構造が見られることがあり、液状化流の発生を示す。恵比須浜の泥岩は厚層で、凝灰質～珪質である。山座層は、一ノ坂-日和佐ルートならびに山座-木岐ルートでは、波長数 100m の褶曲を形成するものと考えられる。また東由岐南方の海岸露頭では、北傾斜の衝上断層に伴う波長数 10～100m の向斜が発達する。山座層の北限は断層で画され、日和佐累層原ヶ野相と接する。

山座層からは、恵比須浜の珪質凝灰岩から、*Amphipyndax tylotus*, *A. pseudoconulus*, *Dictyomitra multicostata*, *D. densicostata*, *D. tiara*, *Archaeodictyomitra lamellicostata* などが産し、この群集は *Dictyomitra koslovae* を伴わないことから、石田・橋本(1998)の *Amphipyndax tylotus* 帯(マストリヒチアン前期)に属する。山座層は日和佐川流域の日和佐累層北部南半の府内相に対比される。

(3) 海部川流域

中川ほか(1977, 1980)は、海南町海部川流域に分布する四万十帯北帯白亜系を、北から南へ、日野谷層、阿南層、日和佐層、牟岐層に区分した。公文(1981)ならびに Kumon

(1983)は、それより東部地域の四万十帯北帯白亜系を、北から日野谷累層、赤松累層、谷山累層、日和佐累層、ならびに牟岐累層に区分した。両者を対比すると、公文の赤松累層・谷山累層が、それぞれ中川ほかの阿南層北部と南部に対応し、その他の地層区分は同名の地層に対応することがわかる。柳井(1983)ならびにYanai(1984)は、神野より上流の海部川流域に分布する四万十帯北帯の白亜系を五剣山層、それより下流の白亜系を牟岐層群と区分した。

海部川流域の海南亜帯の基本的特徴をまとめてみると、各地質体が帯状に配列すること、地質体の境界は陸側北傾斜の衝上断層で画されること、各地質体の地層は北傾斜北上位で重なること、地質体が遠洋起源と陸源の地層から構成されること、同一地帯では、チャートをはじめとする遠洋性堆積物の方が、陸源砕屑物より年代的に古いことがあげられる。

このように海部川流域には顕著な付加体構造が発達することに基づいて、海部川流域の海南亜帯に分布する白亜系は、北から南へ、地帯名と同名の轟層、小川谷層、入道山層、樫ノ瀬層、三ヶ尻層、神野層、伊勢田コンプレックス、瀬戸山層、熟田層に区分された(石田, 1995)。

【轟層】(Todoroki Formation)

本層は矢筈山から北峰、轟の滝を経て、川又、轟谷に至る東西地帯に分布する海底扇状地型の付加体粗粒砕屑岩相(海溝充填粗粒岩相)。厚層の粗粒砂岩を主として、ほぼ3層準に礫岩および礫混じり砂岩層が挟在する。中川ほか(1980)の日和佐層北部、公文(1981)の日和佐累層北部は、本層の東方延長に相当する。轟層は日和佐川流域の日和佐累層原ヶ野相、ならびに蒲生田岬南部の大井層に連続し、対比されることから、*Amphipyndax pseudoconulus*帯上部(Ap2 亜帯)に属し、カンパニアン後期と推定される。

【小川谷層】(Ogawa Formation)

本層は小川谷川から平井-六谷にかけての海部川支流大木屋川沿いに狭長に分布する泥質岩相である。本層の泥岩中には砂岩薄層や砂質ラミナを伴うことから、タービダイトの細粒相とみられるが、メランジュ相の基質である可能性がある。小川亜帯は、中川ほか(1980)の日和佐層、公文(1981)の日和佐累層ならびに森永ほか(1997)の日和佐ユニットの中央部を東西に走る断層の西方延長にあたり、この断層帯に沿って構造的に挟在するものと推定される。放散虫化石は検出されておらず、構造配列上の位置からは、蒲生田岬南部の志和岐層に対比される可能性があるが、志和岐層は*Pseudodictyomitra nakasekoi*群集帯(チューロニアン)のチャート・赤色頁岩を伴うことから、小川谷層の泥質岩はこれより若い年代が予想される。

【入道山層】(Nyudouzan Formation)

本層は入道山から桑原谷川に沿って、貧田丸に至る地帯

に分布するタービダイト砂岩優勢の付加体粗粒砕屑岩相(海溝充填粗粒岩相)である。砂岩は厚層で、剥離泥岩片を多く含むほか、しばしば細礫を混じえる。本層の東方延長は、中川ほか(1980)の日和佐層南半部、公文(1981)の日和佐累層南半部、ならびに森永ほか(1997)の日和佐ユニット南半部の分布地帯に相当する。入道山層は日和佐地域の日和佐累層府内相ならびに蒲生田地域の田井ノ浜層・山座層に対比され、樫ノ瀬層より上位層準と考えられることから、その年代は、カンパニアン後期ないしマストリヒチアン初期(*Amphipyndax pseudoconulus*帯~*Amphipyndax tylotus*帯 At1 亜帯)と推定される。

【樫ノ瀬層】(Kashinose Formation)

本層は、樫ノ瀬から玉笠谷沿いに延びる東西地帯に分布する付加体メランジュ相である。当メランジュは、泥質の基質中に赤色チャートなどの小岩体を伴う。中川ほか(1980)による日和佐層と牟岐層の断層境界は、当地帯に位置する。本層の分布は、公文(1981)の日和佐累層と牟岐累層の境界断層の位置に一致する。樫ノ瀬の泥岩からは*Amphipyndax tylotus*群集が産する(須鎗, 1986)。この群集には、*A. tylotus*、*A. pseudoconulus*、*Archaeodictyomitra lamellicostata*と共に、*Dictyomitra koslovae*が産することから、本層の泥岩は*Amphipyndax pseudoconulus*帯 Ap2 亜帯(石田・橋本, 1998)に属し、その年代はカンパニアン末期であると考えられる。また樫ノ瀬ならびに玉笠谷沿いの泥質岩中の層状チャート岩体からは*Artostrobium urna*群集が産し(須鎗, 1986)、コニアシアンないしサントニアンとみなされる。

【三ヶ尻層】(Mikajiri Formation)

三ヶ尻から貧田丸南方に延びる東西地帯に分布する粗粒のタービダイト砂岩優勢相。砂岩は厚層で、剥離泥岩片を多く含むほか、しばしば細礫を混じえる。本層の分布は、中川ほか(1980)の牟岐層北部、公文(1981)の牟岐累層北部の分布地帯に相当する。本層は日和佐川流域の日和佐累層南部北半の山河内相に対比されることから、本層の年代は、マストリヒチアン前期(*Amphipyndax tylotus*帯)とみなされる。

【神野層】(Jinno Formation)

本層は大山北方の伊勢田川上流から神野、大内を経て、皆津に至る地帯に分布する泥基質の付加体メランジュ相である。本層の泥質岩にはシート状のチャート岩体が伴う。中川ほか(1980)の牟岐層北部は本層に、また本層の分布の東方延長は、公文(1981)の牟岐累層北部の分布地帯に相当する。相川支流の木戸ヶ谷上流に分布するチャート岩体からは、*Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*をはじめとする*Holocryptocanium barbui*-*H. geysersensis*群集が産する(中川ほか, 1980)ことから、橋本・石田(1997)の

*Pseudodictyomitra vestarensis*群集帯に対比され、その年代はセノマニアンとみなされる。本層の基質の泥質岩の年代はそれより新しいと考えられる。

【村山層】(Murayama Formation)

本層は村山西方に分布する付加体粗粒砕屑岩層で、タービダイト砂岩層を主として、泥質岩を伴う。本層は村山西方の相川南では南北幅2kmにわたって広く分布するが、東方の柿谷川沿いでせん滅することや、砂岩・泥岩の地質体の膨縮が著しいことから、本層全体がメランジュ相中の大規模岩体的な分布を示す。岩相区分上、一応独立した地質体として扱い、地層名を与えた。本層の分布は、中川ほか(1980)の牟岐層北部の分布地帯にあたる。本層は、地体配列上の位置と岩相から、日和佐地域の日和佐累層最南部の白沢相に対比されることから、A1帯下部(A11 亜帯)に属し、その年代は、マストリヒチアン初期であると推定される。

【伊勢田コンプレックス】(Iseda Complex)

本層は伊勢田川沿いの伊勢田から大山付近に模式的に見られ、付加体メランジュ相的な岩相を示す。本層は玄武岩質の塩基性溶岩と凝灰岩、ならびに赤色のチャートおよび頁岩を伴う泥質岩体を主体として、その間に砂岩のレンズ状岩体を伴う。井勢田コンプレックスの西方延長は若松～相川下流に至るが、東方ですぐにせん滅することや、本層の各岩体も膨縮が著しく、連続性に乏しいことは村山層と同様である。中川ほか(1980)の牟岐層中南部、公文(1981)の牟岐累層中部、君波ほか(1992, 1995)の牟岐累層の分布地帯に相当する。伊勢田コンプレックスに伴う玄武岩岩体は、泥質岩層や砂岩層などの陸源砕屑岩相中に貫入・噴出した現地性の岩体とみなされている(君波ほか: 1992, 1995)。これらの玄武岩質緑色岩には、含銅硫化鉄鉱床が胚胎しており、伊勢田と大山では稼鉱されたことがある。伊勢田コンプレックスからは、岩田により、伊勢田川上流の大山に分布する泥質岩より *Amphipyndax pseudoconulus*, *A. tylotus*, *Archaeodictyomitra lamellicostata* などからなる放散虫群集が検出されており(君波ほか, 1992)、その年代はカンパニアン～マストリヒチアン前期(Ap帯～A1帯)と推定される。

伊勢田コンプレックス内では、大山、伊勢田、熟田の3地区に、採鉱あるいは採鉱のための坑道が残っている。これらの含銅硫化鉄鉱床に関しては、堀越ほか(1954)による浅川鉱山の記述、ならびに、岩崎(1961)による浅川・大山地区および伊勢田地区の調査報告がある。それらの概要は渡辺ほか(1973)による鉱床誌にまとめられている。石田ほか(1992)によれば、大山地区の伊勢田川上流の大山では、山腹に横坑が掘られており、坑道の北側入り口には、緑色岩が分布している。この緑色岩は、泥質岩中に、最長1km

未満の小岩体として分布している。枕状構造が顕著な塩基性溶岩から成ることから、おそらく大山地区では、この海底火山噴出の玄武岩溶岩に伴う銅鉱石を稼鉱していたとみられる。伊勢田川中流の伊勢田地区では、伊勢田川南方の西川谷に沿った山の斜面に斜坑と垂直坑が掘られている。坑道の入り口はいずれも当コンプレックスの泥質岩分布域に位置している。西川谷河床には、かなりの量のズリ(廃石)や鉱滓が残っている。ズリのほとんどは、黄銅鉱・黄鉄鉱を脈状あるいは塊状に含む暗緑色の塩基性凝灰岩であり、塩基性凝灰岩には赤色チャートが伴うことから、大山地区の鉱床と同様に、海底火山噴出に関連した、熱水鉱床として形成されたものと考えられる。熟田地区では、庚申堂南の長泉寺川右岸斜面に水平坑が掘られている。坑口には、四万十帯北帯の砂岩泥岩互層が露出するが、付近には、ズリは全く残っておらず、採鉱はされたが、稼鉱されたかどうかは不詳である。熟田地区には、緑色岩やチャートの岩体が全く分布していないことから、鉱床の存在は期待薄である。伊勢田コンプレックスの緑色岩やチャートは、一般に、大小さまざまな塊状や層状の岩体あるいは岩塊として泥質岩中に産することが多く、その形態や規模については、表層調査だけでは予測することが困難であるといえる。君波ほか(1992)は、これらの緑色岩類の産状と化学組成を検討し、緑色岩の特徴として、黒色泥岩との境界面に沿って急冷周縁相が存在すること、黒色頁岩のゼノリスが含まれること、塊状玄武岩や枕状玄武岩と直接する黒色頁岩が、玄武岩からの熱的影響を被っていること、玄武岩の化学組成は、通常の中央海嶺型玄武岩としての特徴を示すことなどを指摘し、これまでに提示されている北西太平洋地域のプレート復元モデルを考慮して、これらの緑色岩類は、当コンプレックスの砕屑岩類堆積時におけるクラ-太平洋海嶺の前弧域への衝突と関連して定置したと考察している。

【瀬戸山層】(Setoyama Formation)

本層は笹無谷から瀬戸山にかけての笹無谷川に模式的に見られ、砂岩優勢のタービダイト砂岩・泥岩互層を主とする。本層は海部町大井の海部川沿い以东では、著しく分布幅を狭め、海南町伊勢田下でせん滅する。膨縮が著しく、連続性に乏しいことは村山層と同様であり、本層全体がメランジュ相中の大規模岩体的な産状を示す。岩相区分上、一応独立した亜帯として扱い、地層名を与えた。中川ほか(1980)の牟岐層中南部の分布地帯に相当する。本層からは放散虫化石は検出されていないが、地体配列上の位置からみて、上部白亜系上部階とみなされる。

【熟田層】(Jukuta Formation)

熟田層は、付加体粗粒砕屑岩相に属し、泥岩および泥岩優勢の砂岩泥岩互層から成り、酸性凝灰岩の薄層を挟在す

る。本層は粟ノ浦から熟田を経て、西方は海部町櫛川北方～海南町笹無谷川南斜面より、穴喰町北河内北方の広岡川沿いに広がる。南限は安芸構造線で画され、南帯の古第三系と接する。本層の泥質岩は海部町櫛川から西方の穴喰町広岡川沿いに向かって、次第に劈開が発達するようになり、さらに西方では、千枚岩に移行する。年代は不詳であるが、四万十北帯最南縁に位置することから、白亜系最上部階に及ぶとみなされる。本層の東部は、中川ほか(1980)の牟岐層南縁部、君波ほか(1992, 1995)の牟岐累層南縁部の泥岩および泥岩優勢砂岩・泥岩互層の分布地域に相当する。

4. 穴喰亜帯

室戸半島層群 (Murotohanto Group)

四国東部地域の四万十累帯南帯に分布する地層の区分・名称は、これまでに幾多の変遷を経ている(甲藤ほか, 1960, 1961; 公文・井内, 1976; 中川ほか, 1977, 1980; 須鎗・山崎, 1987; 君波ほか, 1992, 1995; 石田, 1995など)。

地層の名称に関する経緯の概要を示すと、室戸半島層群は、甲藤ほか(1960, 1961)により、室戸半島に分布する始新世の地層に対して命名され、上位より、奈半利川層、室戸層、大山岬層に区分された。甲藤(1960)によれば、安芸構造線と那佐断層の間には、北側に大山岬層、南側に奈半利川層が分布するとされたが、その後、甲藤ほか(1974)では、安芸構造線より南側の地層群をすべて奈半利川層と変更した。公文・井内(1976)は、安芸構造線と那佐断層の間に分布する地層を調査し、始新統の海部層と命名した。その後、甲藤・平(1978)は両断層間の地層を、再び大山岬層とし、さらに平ほか(1980)では、奈半利川層に一括した。一方、中川ほか(1977b)は、海南町浅川以南-海老ヶ池周辺の泥質岩層を海老ヶ池層と命名し、牟岐層白亜系の下位に位置する北帯の中生界とみなした。その後、大里川沿いの国道路頭より、第三紀型の有孔虫を検出し、海老ヶ池層を四万十帯南帯に帰属させた(中川ほか, 1980)。

本論では、穴喰亜帯に分布する古第三系を、これまでの経緯をふまえて、室戸半島層群の海老ヶ池泥岩層とその南に分布する海部砂岩層、奈半利川層に区分して説明する。

【海老ヶ池泥岩層】(Ebigaike Mudstone Formation)

海老ヶ池泥岩層の名称は中川ほか(1977b)の海老ヶ池層に由来し、石田(1995)命名。海老ヶ池泥岩層は、海南町吉野、浅川、五反田の海老ヶ池にかけての三角地帯に模式的に露出する付加体粗粒碎屑岩相の古第三系である。その西方延長は、海部町櫛川に沿った南北幅500m足らずの狭長な地帯として連続し、穴喰町北河内を経て、日比宇西方で次第にせん滅する。また東方延長は、海南町加島から八坂八浜の海岸を経て、牟岐町古牟岐の小張崎海岸まで分布することが確かめられている(須鎗・山崎, 1987; 君波ほか,

1992)。海老ヶ池泥岩層は、泥岩勝ちの砂岩泥岩互層ならびに暗緑色の凝灰質泥岩を主として、しばしば赤色～緑色の泥質凝灰岩層を挟在する。泥質岩は生物擾乱が著しく、海老ヶ池蛇王公園付近の泥岩層には、*Tosalorbis*型の生痕化石が含まれる。本層には、波長10m前後の褶曲が発達する。北限は安芸構造線で画され、北帯の白亜系と接する。また南限は東西性の断層で画され、海部砂岩層と接する。

浅川湾北縁の海南町加島の磯には、徳島県の天然記念物に指定されている「加島の底痕群」があり、泥岩優勢の砂岩・泥岩互層からなる地層の底面や断面に、荷重痕ならびに、フレーム構造、コンポリュートラミナなどの未固結時変形構造、あるいはフルートキャストをはじめとする流痕、各種の生痕化石を発見することができる。それらは、中川(1983)により紹介されている。この泥岩優勢の互層は、中生代白亜紀層とみなされてきたが、海老ヶ池泥岩層に属するものである。本互層は最近の研究により明らかにされた安芸構造線の南側に位置しており、珪質ノジュールや淡緑色の凝灰岩層を挟在し、生痕化石を伴うなど、その特徴は、浅川港南側の海老ヶ池・蛇王公園～大里川周辺に分布する海老ヶ池泥岩層の岩相と一致し、細粒タービダイトとその周縁相を特徴づけるものである。また本互層に伴う生痕群には、穴喰町竹ヶ島の古第三紀生痕群(石田, 1992)にも特徴的な *Helminthoida* が普通に含まれる。

海南町および近隣地域の海老ヶ池泥岩層からは、年代決定に有効な微化石が検出されている。放散虫に関しては、四方原北方の西の沢の凝灰質泥岩からは、*Buryella tetradica* を優勢種とする群集が産し、その年代は暁新世～始新世初期と推定されている(山崎ほか, 1987)。海南町に隣接する地域でも、海部町櫛川西方の泥岩からは、*Calocyclus hispida*, *Calocyclus ampulla*, *Dictyoprora mongolfieri*, *Sethochytris triconiscus* が産し、その年代は始新世中期と推定できる。穴喰町北河内の泥岩からも、*Calocyclus turris*, *Calocyclus ampulla*, *Dictyoprora amphora*, *D. mongolfieri*, *Eusyringium fistuligerum*, *Lithomitra docilis*, *Periphaena delta*, *Phormocyrtis striata*, *Podocyrtis (Lampterium) mitra*, *P. (L.) sinuosa*, *Rhopalocanium ornatum*, *Sethochytris babylonis*, *S. triconiscus*, *Theocotyle nigrinae*, *Theocotylissa fimbria*, *Thyrsoyrtis (Thyrsoyrtis) rhizodon*, *T. (Pentalacorys) triacantha* から成る始新世中期の群集が産する。また、有孔虫に関しては、海南町浅川南方の泥質岩からは *Cyclammina incisa* が産し(山崎ほか, 1987)、その年代は始新世後期～中新世最初期とされる。

【海部砂岩層】(Kaifu Sandstone Formation)

海部砂岩層は海部町奥浦～穴喰町小谷にかけての東西地

帯に模式的に見られる粗粒の付加体陸源碎屑岩相であり、その名称は、公文・井内(1976)の海部層に由来し、石田(1995)命名。本層は、剥離泥岩片と細円礫混じりの厚層粗粒砂岩を主としており、アマルガメーションが顕著である。奥浦海岸、穴喰駅南方ならびに、母川沿いの野江などでは砂岩層に漣痕が見られる。本層は中程度北傾斜、北上位で、北限は断層により海老ヶ池泥岩層と画される。南限は那佐断層を挟んで、奈半利川層群と接する。

海部町野江の母川の河原の転石中のノジュールからは、始新世中期の二枚貝化石 *Eucrassatella* cf. *nipponensis* が報告されている(山崎ほか, 1987)。公文・井内(1976)は海部町櫛川南方の谷で、二枚貝化石の *Portlandia watasei* を発見しており、海部砂岩層中に挟在する泥岩には、石灰質ノジュールが多く含まれることを記載していることから、母川の転石ノジュール中の二枚貝化石は、海部砂岩層に由来する可能性が高く、これらの化石にもとづく海部砂岩層の年代は、主として古第三紀始新世である。

【奈半利川層】(Naharigawa Formation)

徳島県地域の奈半利川層は、海部郡穴喰浦～竹ヶ島付近の海岸に模式的に見られる。水流漣痕や斜交ラミナと生痕化石が顕著な砂岩泥岩等量互層ならびに、剥離泥岩片や細円礫混じりの厚層粗粒砂岩を主として、泥岩層を伴う。砂岩泥岩等量互層は単層の層厚が10cm程度で、表面には、さまざまな水流漣痕が見られる。これらの漣痕は国の天然物に指定されており、最も代表的なものは、古目北方の中粒砂岩層に、波長30～40cm、波高数cmの舌状の波形が配列するもので、水流の方向は、ENEからWSWに向かう。これらの砂岩層の断面に見られる斜交ラミナは、リップル漂移型ないしトラフ型で同様に東から西への流向を示す。砂岩層の底面には、荷重痕や小型のフルートキャストとともに、*Nereites murotoensis*, *Paleodictyon*, *Helminthoidea*, *Spirorhaphes* など *Nereites* 相の生痕化石を多数伴っている(石田, 1992)。

穴喰付近の奈半利川層の年代は、穴喰町古目の泥岩から *Venericardia subnipponica*, *Portlandia* cf. *watasei* などの二枚貝が検出され、漸新世とみなされていたが(公文・井内, 1976)、穴喰第四トンネルの黒色泥岩から始新世中期初頭の暖海性を示すナノプランクトン各種が検出され(甲藤ほか, 1979)、同トンネルの泥岩からは、*Crassatellites* nov. α など、始新世中期から報告されている二枚貝が検出された(須鎗・山崎, 1987)。また穴喰町松原北方の泥質岩からは、*Calocyclas hispida*, *D. mongolfieri* をはじめとする中期始新世の示準種から成る放散虫化石群集が産する(山崎ほか, 1987)。

考察：岩相の配列と対比

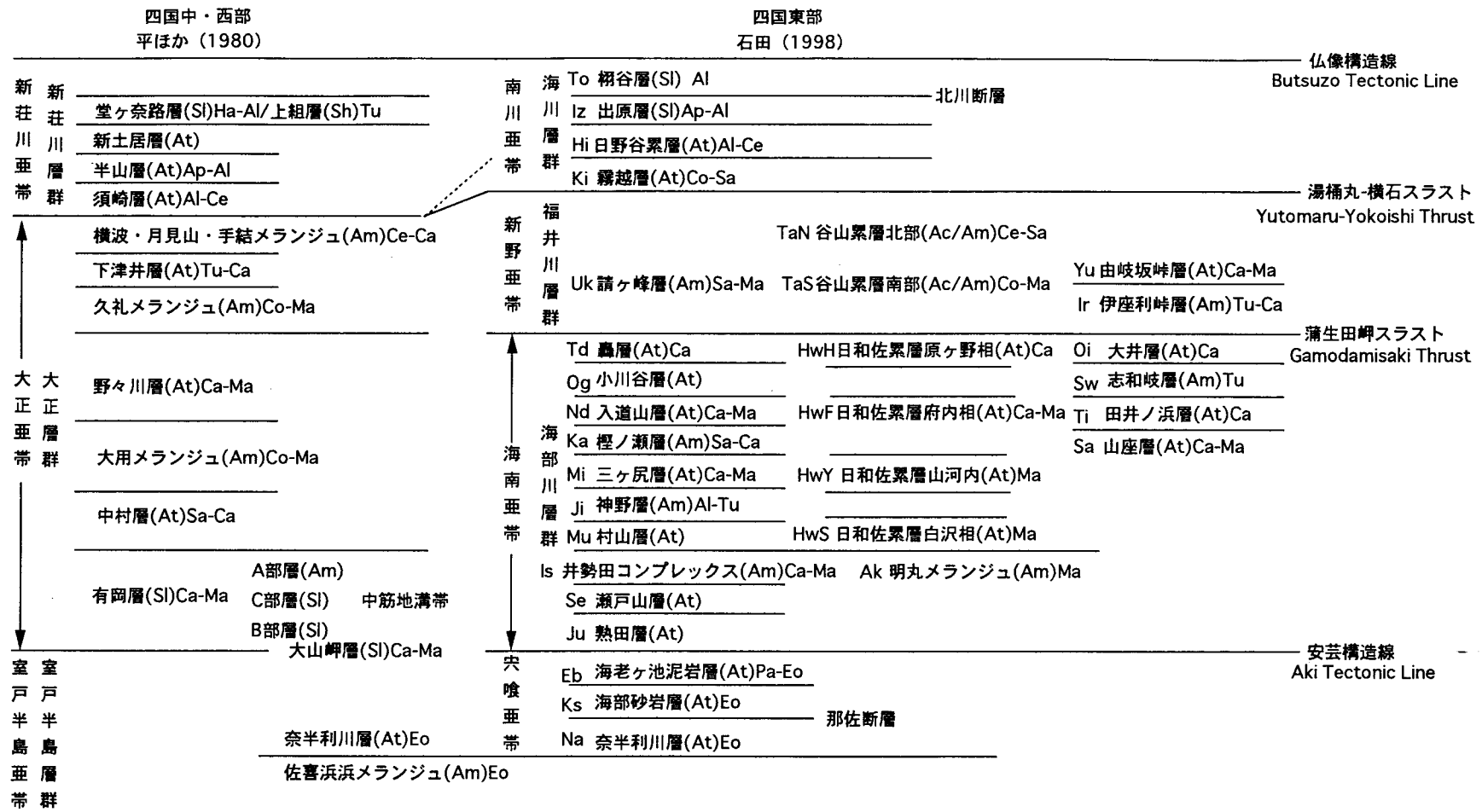
前章でこれまでの調査地域別に設定した層序をもとに、各地層について説明したが、第3図に調査地域の地体配列を示し、各層の岩相と放散虫年代に基づいて、地層の対比を試みる。また、同様に、四国中・西部地域の四万十累層群との対比を試みる。

1. 海川層群(南川亜帯)

南川亜帯に分布する海川層群は、斜面海盆堆積相ならびに付加体粗粒碎屑岩相(海溝充填粗粒碎屑岩相)の下部白亜系(アプチアン・アルピアン)～上部白亜系下部(セノマニアン)、および上部白亜系中部(コニアシアン・サントニアン)層からなる。海川層群の特徴は、これより南の四万十北帯の地層群と比較した場合、第一に、付加体チャート-碎屑岩相あるいは付加体メランジュ相などが分布せず、海洋プレート層序をなす遠洋性堆積物を全く伴わないことがあげられる。第二に、陸源碎屑岩層の大半の年代が、これより南に分布する同質の地層より古いことである。とくに、セノマニアン以前の白亜系の陸源碎屑岩相を主としており、南縁に分布する霧越層が、南の新野亜帯の谷山累層北部の碎屑岩層と同年代であることを除けば、それより北の地層群は、四万十北帯で最も古い部類の碎屑岩層であるといえる。

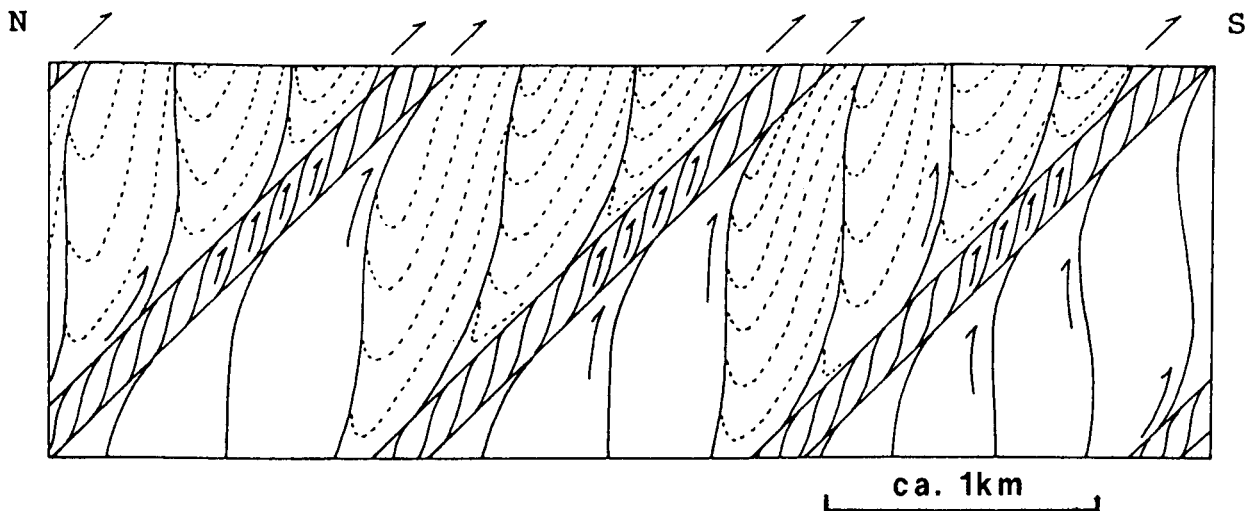
四国中・西部地域の四万十帯に関しては、平ほか(1980)による地体配列と層序の総括がなされており、これにもとづいて比較を行うと、四国中・西部の四万十北帯北部の新莊川亜帯には新莊川層群が分布しており、同層群の各累層は付加体粗粒碎屑岩層と斜面海盆堆積相からなり、付加体チャート-碎屑岩層や付加体メランジュ相が存在せず、海洋プレート層序をなす遠洋性堆積物を全く伴わない点で岩相上的一致がみられる。地層の年代については、詳細が不明の新土居層を除けば、いずれもチューロニアン以前、主としてセノマニアン以前の白亜系であることもよく一致している。各累層の中で、岩相上特徴のある出原層に注目すると、本層は、四万十北帯の北縁に沿って分布し、秩父南帯に由来するトリアス系のミクライト石灰岩やチャート、鳥巢式石灰岩などの異地性岩塊を多数含む泥基質のオリストストロームを伴うアプチアン・アルピアン層である。同質のオリストリスを伴う下部白亜系は、高知県地域では、仏像線の南縁に沿って断続的に分布し、堂ヶ奈路層(甲藤, 1952)と呼ばれている。このように両層は、斜面海盆堆積相で、岩層・年代・地体配列状の位置のいずれの点からも対比される。

出原層ならびに堂ヶ奈路層の南には、四国東部では、日野谷累層が、四国中央部では、新土居層、半山層、須崎層が分布する。いずれも砂岩泥岩互層を主とするタービダイ



四国東部、四万十累層群の岩相層序と放散虫年代

第3図. 四国東部、四万十累層群の地体配列と四国中・西部地域との対比図。
 Fig. 3. Spatial arrangement of the formations with their correlations in the Shimanto Supergroup, East and Central-West Shikoku.
 (SI): slope basin facies; (At): trench-fill coarse detrital facies; (Ac/Am): chert-turbidite sequence facies or accretion melange facies; (Am): accretion melange facies. Ha: Hauterivian; Ap: Aptian; Al: Albian; Ce: Cenomanian; Tu: Turonian; Co: Coniacian; Sa: Santonian; Ca: Campanian; Ma: Maastrichtian; Pa: Paleocene; Eo: Eocene.



第4図. 蒲生田岬南部の四万十北帯の構造断面モデル(石田ほか, 1994).

Fig. 4. Schematic profile showing the duplexes of the North Shimanto Terane, southern area of the Cape Gamoda (after Ishida et al., 1994).

ト層からなり、日野谷累層はアルビアン・セノマニアンであるのに対して、半山層がアプチアンないしアルビアン、須崎層がアルビアン・セノマニアンである。半山層からはアンモナイトの産出も知られており、斜面海盆堆積相的である。その点、日野谷累層と須崎層は良く対比できる。須崎層には、まれに、秩父南帯起源のトリアス系ミクライト石灰岩体がオリストリスとして含まれることが知られており(大和大峰研究グループ, 1979; 石田, 1980), 白亜紀前期当時、タービダイトと共に巨岩塊を伴う重力流堆積物が、海溝付近まで到達するような環境にあったと推測される。

霧越層に相当する年代の地層は、四国中・西部地域には知られていない。地体配列状の位置と岩相が異なるが、新莊川層群ではチューロニアンの上組層が年代的には近い。

榎谷層は出原層よりも北の四万十北帯最北縁に位置する地層であるが、本層に相当する地層は、他地域では知られていない。おそらく、他地域では、本層は秩父南帯の衝上によりおおわれ、仏像線の構造的な下に位置していることが、地表に分布の見られない理由のひとつと推測される。

2. 福井川層群(新野亜帯)

福井川層群は、付加体チャート碎屑岩相とその変形による付加体メランジュ相からなる。

本層群の北半部は、湯桶丸-横石スラストで、海川層群に覆われており、東部地域でしか見ることができない。したがって、南縁部に分布する海部川流域の請ヶ谷層や、蒲生田岬南部の由岐坂峠層ならびに伊座利峠層は、いずれも本層群南部の地質体に属する。本層群が本来海洋プレート層序を形成していたとわかるのは、断片的ながら、チャー

トから珪質泥岩を経てタービダイト砂岩泥岩へ移行する層序が見られ、生層序的にも連続的な分帯が可能なることに基づく(石田・橋本, 1998)。しかしながら沈み込み-付加に伴う変形様式は必ずしも一様ではなく、海部川流域の請ヶ谷層は強い変形でメランジュ相を示し、蒲生田岬南部の由岐坂峠層や伊座利峠層の場合には、層序的に下位の遠洋性堆積物と上位の陸源碎屑物が、付加に際して、物性の違いから、それぞれ別々にスタックし、異なった岩相区分単位としての地層の分布を示している。このような場合、個々の岩相区分単位、あるいは局所的な露頭単位で見ると、陸源碎屑物の集積体は付加体粗粒碎屑岩相に、また遠洋性堆積物の集積体は付加体メランジュ相となるが、全体としては、第4図に示すような多重階層構造を形成しており、本層群全体を第2図に示した小縮尺の地質図でとらえると、付加体チャート碎屑岩相ないしは付加体メランジュ相となることがわかる。したがって、表記上の岩相区分は地層ごとに異なる場合があるが、本来の海洋プレート層序学的な視点からは、年代的に見ても、請ヶ谷層と、谷山累層南部、ならびに由岐坂峠層・伊座利峠層は対比されるものであり、岩相区分上、同一の地層群に含めることがふさわしいと考える。

本層群全体としては、陸源碎屑岩層は上部白亜系中上部(セノマニアンないしチューロニアン~マストリヒチアン最下部)で、遠洋性堆積物のチャート層は下部白亜系(一部最上部ジュラ系)から上部白亜系上部(カンパニアン後期)におよんでいるが、海洋プレート層序的に見ると、チャートから細粒の陸源碎屑岩層への岩相境界は本層群の北部でセノマニアンないしチューロニアンと古く、南部でカンパ

ニアン後期と新しい。

四国中・西部地域では、大正亜帯の大正層群に上部白亜系の付加体メラングジュ相ならびに付加体粗粒碎屑岩相が分布する。それらのうち、大正亜帯北部に分布する横波・月見山・手結メラングジュ、下津井層、および久礼メラングジュまでの地層が、地体配列と地層の年代から、福井川層群に対比されるものと考えられる。横波・月見山・手結メラングジュの碎屑岩はセノマニアン～カンパニアン、下津井層はチューロニアン～カンパニアン、久礼メラングジュはコニアシアン～マストリヒチアンであり、全体として、福井川層群の碎屑岩層の年代と一致し、年代極性も見られる。

3. 海部川層群(海南亜帯)

海部川層群は大綱としてとらえると、北部に、日和佐累層などの粗粒の陸源碎屑岩相が広く分布し、南部に伊勢田コンプレックスや明丸メラングジュで代表される混在岩相が分布する。これらの地質体の碎屑岩層の年代は大部分が白亜紀後期末(カンパニアン後期～マストリヒチアン前期)であることから、白亜紀末の短期間のうちに、大量のしかも礫岩を伴う粗粒の陸源碎屑物が、陸側斜面を経て、海溝軸部へと供給されたことがうかがわれる。

日和佐累層は、地体配列の上で、4帯に分かれ、北部の原ヶ野相は海部川流域の轟層、蒲生田岬南部の大井層に対比される。府内相は同様に、入道山層ならびに田井ノ浜層と山座層に対比される。また山河内相は三ヶ尻層に、最南部の白沢相は村山層にそれぞれ対比される。日和佐累層で代表されるこれらの付加体粗粒碎屑岩相は、四国中・西部地域では、大正亜帯中央部に分布する。平ほか(1980)によれば、野々川層は大正亜帯における最も砂岩優勢な地層であり、堆積物重力流による主要な海盆の埋積相と推定されている。また大用メラングジュを挟んで南に位置する中村層は、野々川層に比べるとやや細粒の碎屑物に富むが、礫岩層を伴っている。野々川層の放散虫年代は主としてカンパニアン～マストリヒチアン(古くてもコニアシアン)であり、中村層の年代は、サントニアン後期～カンパニアン後期であり、いずれも日和佐累層で代表される粗粒岩相の放散虫年代と一致する。大用メラングジュの碎屑岩層の放散虫年代はコニアシアン～カンパニアン、チャートはセノマニアンであり、これは、海部川層群北半部に挟在する志和岐層、樫ノ瀬層、神野層などの年代と同様である。このように、四国東部の明丸メラングジュや伊勢田コンプレックスよりも北に分布する海部川層群の付加体粗粒碎屑岩相は四国中西部の大正亜帯に分布する野々川層や中村層に対比でき、構造的に挟在する付加体メラングジュ相は、大用メラングジュに相当するものとみられる。

調査地域西部の海南亜帯北半では、これらの付加体粗粒碎屑岩相とメラングジュ相は交互に帯状配列する傾向がみら

れるが、年代的にはカンパニアン後期(*Amphipyndax pseudoconulus* 帯上部Ap2亜帯)を境として、付加体粗粒碎屑岩相はこれ以降の年代、付加体メラングジュ相はそれよりやや古い年代の堆積物から構成される。層序区分対比図(第2図)に示したように、隣接する両岩相はメラングジュ相が下位で、層序的に対をなしていたものと推測される。

白亜紀後期末当時、海洋プレート層序をなす堆積物は、プレートの沈み込みに伴い、海溝～陸側斜面下で構造的にメラングジュへと変形しつつあり、それらの付加堆積物が形成する海陸側斜面下部から海溝にかけて、陸側からの粗粒の碎屑物が重力流としてもたらされ、海底扇状地型の海溝充填粗粒碎屑岩相を形成しつつ、最終的には両者ともに変形し付加していったものと推定される。調査地域東部に礫岩や粗粒の厚層砂岩が多く、地層の分布幅が広い(断面を見ているので、分布幅は層厚に換算できる)のは、この付近の日和佐累層や大井層が海底扇状地などの中軸部に近い堆積相であった可能性を示している。

海南亜帯南部に分布する伊勢田コンプレックス・明丸メラングジュなどの混在岩相とその南に分布する瀬戸山層・熟田層は、全体として、四国西部の大正亜帯南部の中筋地溝帯に分布する有岡層に対比される。両地帯の地層からはカンパニアン後期ないしマストリヒチアンを示すアンモナイトやイノセラムスが産すること(須鎗ほか, 1967; 松本, 1980; 野田, 1980; 田代, 1980)も、特徴的である。伊勢田コンプレックスと明丸メラングジュの泥質岩の最も新しい放散虫年代も大型化石による年代と同じカンパニアン後期およびマストリヒチアン前期(Ap2亜帯～At2亜帯)である。岩相的には伊勢田コンプレックスは塊状の黒色砂質泥岩からなり、多量の砂岩および緑色岩ブロックを含むという有岡層A部層の岩相と一致する。明丸メラングジュも緑色岩塊を伴う。また瀬戸山層は成層した砂岩泥岩互層からなる有岡層C部層に、また熟田層は無層理塊状の暗灰色砂質頁岩からなる有岡層B部層にそれぞれ岩相が一致する。

4. 室戸半島層群(穴喰亜帯)

穴喰亜帯の北限は安芸構造線で、四万十北帯の白亜系と画される。四国東部の安芸構造線の位置に関しては、これまでに、さまざまな見解が出されている。甲藤(1960)によると、安芸構造線は、海南町四方原付近を東西に延びるとされているが、中川ほか(1980)は、従来白亜系とされた地層から、古第三紀の有孔虫が産出したことにより、吉野から浅川港に延びるとした。須鎗・山崎(1987)は、牟岐町古牟岐の、白亜紀後期(マストリヒチアン)のアンモナイト *Gaudryceras (Vertebrites) cf. kayei* (Forbes) が産出した地点から、250m西方の泥質岩層より、古第三紀の放散虫と有孔虫を発見し、安芸構造線を北側へ位置づけ、このアンモナイトは古第三紀の泥質岩中のオリストリスである

とみなした。君波ほか(1992)は、アンモナイト産出層は、北帯の白亜系に帰属し、小張崎の古第三紀放散虫化石産出地点との間を、安芸構造線が通るとした。

穴喰町東部の北河内では、安芸構造線の北側に分布する泥岩は、千枚岩質な変形を受けているのに対し、南側には、砂岩の卓越する地層が分布し、それに伴う泥岩は変形を受けていない。この変形の違いを目安として、安芸構造線を東方へ追跡すると、東方へは、海部町日比宇、北河内、櫛川北方、吉田、海南町熟田、太田、加島北方から八坂八浜海岸を経て、牟岐町古江から小張崎の海岸へ抜ける線上に、EW~N60°E走向で、北へ中~高角度傾斜した断層露頭や破碎帯が追跡され、海部町および海南町では、安芸構造線の北側の泥岩の千枚岩化の程度が、穴喰町以西におけるよりも弱くなっている(石田ほか, 1992)。これまでのところ、この断層線より北側の地層からは、白亜紀の放散虫化石が検出されており、その南側の地層からは古第三紀の化石が検出されている。

海老ヶ池泥岩層は、四国東部の安芸構造線の南に隣接して分布する泥質岩相で、放散虫・有孔虫などの微化石は古第三紀、とくに暁新世後半~始新世中期を特徴づけるものであり、生痕化石もこれより南に分布する海部砂岩層や奈半利川層と共通のものであるなど、本層が古第三系の室戸半島層群に属するものであることは明らかとなったが、四国中・西部地域におけるこの地層に対比されるものかは不明である。

海部砂岩層は水流漣痕が発達し、アマルガメーションと剥離泥岩片の多い厚層で粗粒の砂岩層を主とする点で、室戸半島層群の奈半利川層の粗粒岩相に属するものと考えられる。奈半利川層は *Nereites* 相の生痕化石(Seilacher, 1967)を豊富に伴うなどの特徴(石田, 1992)から、本層は陸側斜面下部~海溝を充填した付加体粗粒碎屑岩相と考えられる。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、高知大学 甲藤次郎名誉教授、ならびに神戸大学 波田重熙教授には、草稿を見ていただき、四万十帯の層序と構造に関して、ご教示ならびにご意見を賜った。ご厚意に感謝し、記して厚くお礼申し上げます。

文 献

- 橋本寿夫・石田啓祐, 1997, 四国の上部白亜系, 和泉層群, 外和泉層群, 四万十帯層群の放散虫群集と対比. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 10, 245-257.
- 平山 健・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三, 1956, 7.5万分の1徳島県剣山図幅および同説明書, 徳島県, 52p.
- 堀越義一・木村 正・小村幸二郎, 1954, 日本の層状含銅硫化鉄鉱床総覧. 鉱山地質, 特別号, no. 1, 1-53.
- 石田啓祐, 1980, 四国中・東部の四万十帯北縁の層序(予報). 勘米良亀齡(編)「四万十帯褶曲帯の形成過程」, 科研費成果報告書, no. 1, 21-25.
- 石田啓祐, 1982, 徳島県西部四万十帯北縁の層序と海底地すべり堆積物. 勘米良亀齡(編)「四万十帯褶曲帯の形成過程」, 科研費成果報告書, no. 3, 53-61.
- 石田啓祐, 1987, 四国東部秩父累帯南帯の地質学的・微化石年代学的研究. 徳島大学教養部紀要(自然科学), 20, 47-121.
- 石田啓祐, 1989, メランジュの堆積時および後堆積時の中視的変形構造に関する一解析-四国東部秩父累帯南帯の例-. 構造地質(構造地質研究会誌), no. 34, 95-109.
- 石田啓祐, 1992, 四国四万十帯「穴喰浦の化石漣痕」. 地質ニュース, no. 464, 26-29.
- 石田啓祐, 1994, 四国東部四万十帯北縁部の鳥巢式石灰岩の放散虫年代. 地質雑, 100, 312-315.
- 石田啓祐, 1995, 地質. 海南町史編さん委員会編「海南町史」, 上巻, 21-39.
- 石田啓祐・橋本寿夫, 1998, 四国東部四万十帯北帯のチャート-碎屑岩シーケンスと放散虫層序. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 11, 211-225.
- 石田啓祐・橋本寿夫・森永 宏・中尾賢一・寺戸恒夫, 1994, 四万十帯北帯白亜系の岩相配列と堆積相 -四国東端部由岐町地域を例として-. 阿波学会紀要, no. 40, 1-20.
- 石田啓祐・村田明広・橋本寿夫, 1992, 海南町の地質. 海南町総合学術調査報告, no. 2, 1-3.
- 石田啓祐・須鎗和巳・寺戸恒夫・久米嘉明・大戸井義美, 1983, 驚敷町の地質. 阿波学会紀要, no. 29, 99-110.
- 石田啓祐・寺戸恒夫・東明省三・祖父江勝孝・橋本寿夫・大戸井義美・久米嘉明・森永 宏・香西 武・鎌田誠一, 1987, 上那賀町の地質・地形と古生物. 阿波学会紀要, no. 35, 69-88.
- 岩崎正夫, 1961, 海部郡海南町浅川地区含銅硫化鉄鉱床報告書. 徳島県立図書館紀要, 昭和36年度阿波学会海南町学術調査報告, 9-16.
- 甲藤次郎, 1952, 四国外帯の時代未詳層群に関する研究-第2報-高知県高岡郡内における新観察. 高知大学学術研報, 23, 1-11.
- 甲藤次郎, 1960, 室戸周辺地質調査報告. 足摺室戸国立公園候補地基本調査, 1-20.
- 甲藤次郎・児島丈児・沢村武雄・須鎗和巳, 1960・1961, 高知県地質産産図および同説明書. 高知県, 129p.
- 甲藤次郎・松丸国照・岡田尚武・平 朝彦, 1979, 室戸半島層群および同相当層から始新世化石の発見とその意義. 地質ニュース, no. 287, 41-43.
- 甲藤次郎・三井 忍・小出和男, 1974, 室戸半島北東部の徳島県穴喰~高知県野根間の地質. 高知大学学術研究報告, 23, 自然科学, no. 16, 123-133.
- 甲藤次郎・平 朝彦, 1978, 室戸半島層群の岩相と堆積環境. 地質ニュース, no. 287, 21-31.
- 君波和雄・柏木庸考・宮下純夫, 1992, 上部白亜系牟岐累層(四国東部)の *in-situ* 緑色岩類の産状とその意義. 地質雑, 98, 9, 867-883.
- 君波和雄・久保田美徳・沢井長雄, 1995, 現地性緑色岩と共存する赤色頁岩の起源: 四万十帯層群牟岐累層を例として. 地球科学, 49, 143-156.
- 公文富士夫, 1976, 徳島県南部の四万十帯層群白亜系の層位学的・堆積学的研究. 「四万十帯総研」研究連絡紙, no. 3, 22-26.
- 公文富士夫, 1981, 徳島県南部の四万十帯白亜系. 地質雑, 87, 277-295.

- Kumon, F., 1983, Coarse clastic rocks of the Shimanto supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. and Mineral.*, XLIX, nos. 1 and 2, 63-109.
- 公文富士夫・井内美郎, 1976, 室戸半島北東部, 徳島県穴喰町周辺の四万十層群古第三系. 地質雑, 82, 383-394.
- 松本達郎, 1980, 高知県四万十帯の頭足類化石, 283-298. 平朝彦・田代正之(編)「四万十帯の地質学と古生物学」, 林野弘済会高知支部, 高知, 389p.
- 森永 宏・橋本寿夫・石田啓祐・中尾賢一・寺戸恒夫・森江孝志・福島浩三, 1997, 四国東部, 日和佐町地域の四万十帯北帯の白亜系と第四系. 阿波学会紀要, no. 43, 1-19.
- 中川衷三, 1972, 四万十帯, 67-71. 中川衷三編「徳島県の地質」. 徳島県, 137p.
- 中川衷三, 1983, 徳島徳県天然記念物調査(地質の部). 徳島県文化財基礎調査報告書, 第7集, 5-31.
- 中川衷三・大木吉功・竹内由子・桑原義則・島田泰宏, 1977a, 四国東部の四万十層群中生界(主としてその北半部について)-四国東部の四万十帯の研究 その1-. 徳島大学学芸紀要(自然), 27, 1-8.
- 中川衷三・中世古幸次郎, 1977, 四万十層群の放散虫化石(予報)-四国東部の四万十帯の研究 その3-. 徳島大学学芸紀要(自然), 27, 17-25.
- 中川衷三・中世古幸次郎・福井 健・森 健太郎・佐野伸介・坂本和裕, 1984, 四国東部四万十帯北帯に関する2・3の新資料(四国東部四万十帯の研究 -第5報-). 徳島大学学芸紀要(自然科学), 35, 19-24.
- 中川衷三・中世古幸次郎・川口輝与隆・吉村隆二, 1980, 四国東部の四万十帯上部ユラ系および白亜系放散虫化石の概要. 徳島大学学芸紀要(自然), 31, 1-27.
- 中川衷三・梅岡俊朗・増田英俊・大久保 融, 1977b, 四国東部の四万十帯中生界南半の岩相と構造-四国の四万十帯の研究 その2-. 徳島大学学芸紀要(自然), 27, 9-15.
- Nakaseko, K. and Nishimura, A., 1981, Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. *Sci. Rep., Col. Gen. Educ. Osaka Univ.*, 30, 133-203.
- 中世古幸次郎・西村明子・菅野耕三, 1979, 四万十帯の放散虫化石の研究(白亜系放散虫を中心として). 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 2, 1-49.
- 野田雅之, 1980, 高知県宿毛・中村地域の四万十帯から産するイノセラムス. 265-282. 平朝彦・田代正之(編)「四万十帯の地質学と古生物学」, 林野弘済会高知支部, 高知, 389p.
- Sashida, K. and Uematsu, H., 1996, Late Jurassic radiolarians from the Torinosu-type limestone embedded in the Early Cretaceous Hinodani Formation of the northern Shimanto Terrane, Shikoku, Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, 17, 39-69.
- Seilacher, A., 1967, Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, 413-428.
- 東明省三, 1958, 徳島県の四万十帯より産出した化石. 地質雑, 64, 95-96.
- 須鎗和巳, 1982, 四国東部の四万十帯に関する2, 3の知見. 勘米良亀齡(編)「四万十帯褶曲帯の形成過程」, 科研費成果報告書, no. 3, 46-52.
- 須鎗和巳, 1984, 四国東部四万十帯の放散虫混合群集. 徳島大学教養部紀要(自然科学), 17, 31-58.
- 須鎗和巳, 1986, 四国東部の四万十帯北帯の再検討. 徳島大学教養部紀要(自然科学), 19, 45-54.
- 須鎗和巳・坂東祐司・小島郁生, 1967, 徳島県牟岐町の四万十帯より白亜紀アンモナイトの発見. 地質雑, 73, 535-536.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・山崎哲司, 1989, 四国東部の四万十帯南帯の岩相と年代. 徳島大学教養部紀要(自然科学), 22, 33-57.
- 須鎗和巳・山崎哲司, 1987, 徳島県四万十帯北帯と南帯の境界 -安芸構造線の再検討-, 徳島大学教養部紀要(自然科学), 20, 37-46.
- 須鎗和巳・山崎哲司, 1988, 四国の四万十帯南帯北縁部の微化石年代. 徳島大学教養部紀要(自然科学), 21, 107-133.
- 平朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 1980, 高知県四万十帯の地質とその起源. 319-389, 平朝彦・田代正之(編)「四万十帯の地質学と古生物学」, 林野弘済会高知支部, 高知, 389p.
- 田代正之, 1980, 高知県の四万十帯の二枚貝化石とその生層位 -特に白亜系・古第三系を中心に-. 249-264. 平朝彦・田代正之(編)「四万十帯の地質学と古生物学」, 林野弘済会高知支部, 高知, 389p.
- Uematsu, H. and Sashida, K., 1996, Occurrence and significance of the Late Jurassic radiolarians in allochthonous blocks of the Torinosu-type limestone in the Northern Shimanto Terrane, Shikoku, Japan. *Jour. Geogr.*, 105, 53-66.
- 大和高峰研究グループ, 1979, 四国四万十層群中に発見されたトリアス紀石灰岩体. 地球科学, 33, 59-61.
- 柳井修一, 1983, 四万十帯地相の古地理 -四国東部地域を例として. 地質雑, 89, 575-593.
- Yanai, S., 1984, Paleogeography of the Cretaceous Shimanto geosyncline, in respect of forearc tectogenesis in active continental margin. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, 21, no. 1, 1-37.
- Yehara, S., 1926, On the Monobegawa and Shimantogawa Series in Southern Shikoku. *Japan. Jour. Geogr.*, 38.
- 山崎哲司・須鎗和巳・石田啓祐・寺戸恒夫・東明省三・祖父江勝孝・久米嘉明・大戸井義美・細岡秀博・正岡啓治・鎌田誠一, 1987, 海部町地域の地質と古生物 -安芸構造線の再検討-. 阿波学会紀要, no. 33, 131-147.
- 山下 昇・須鎗和巳・中川衷三・平山 健, 1958, 7.5万分の1徳島県富岡・日和佐図幅および同説明書. 徳島県, 24p.
- 渡辺武男・沢村武雄・宮久三千年, 1973, 日本地方鉱床誌「四国地方」, 朝倉書店, 152-173, 219-222.