

四国南西部宿毛地域の四万十累層群

田中 啓策*

Shimanto Supergroup in the Sukumo Area, Southwestern Shikoku

Keisaku TANAKA

Abstract

In the Sukumo area, southwestern part of Shikoku, the Shimanto Supergroup is widely distributed, which is a thick geosynclinal sedimentary series of late Mesozoic to early Tertiary age.

The Cretaceous part of the Shimanto Supergroup in Shikoku is stratigraphically tripartite. In the studied area the Cretaceous (mainly Upper Cretaceous) part comprises the Middle and Upper Shimantogawa Groups; the Lower Shimantogawa is not exposed here. The lower part respectively of the Middle and Upper Shimantogawa Groups is composed chiefly of argillaceous sediments, while the upper part is dominated by sandstone. The lower part of the Middle Shimantogawa Group is characterized by occasional mafic volcanic rocks and chert. The lower part of the Upper Shimantogawa is referable partly to the Lower Hetonaiian Series (middle—upper Campanian). It is subdivided into the following three facies from north to south: turbidite-dominated facies, intermediate facies, and neritic siltstone-dominated facies. The dispersal patterns of coarse clastics are in harmony with the above facies variation. The lateral sediment transport was exclusively from the north in the first facies, while it was from the south in the second and the third. The axial sediment transport was consistently westward throughout the Cretaceous sequence.

The Paleogene part of the Shimanto Supergroup is divided into the Muroto-hanto Group (Eocene—Oligocene) below and the Sukumo Group (mainly Oligocene) above. The Sukumo Group, roughly speaking, consists of the lower neritic siltstone facies, the middle turbidite-dominated facies, and the upper neritic sandstone-dominated facies, the last of which is not exposed in the studied area. In the turbidite-dominated facies, the axial sediment transport was westward and the lateral was both from the north and from the south.

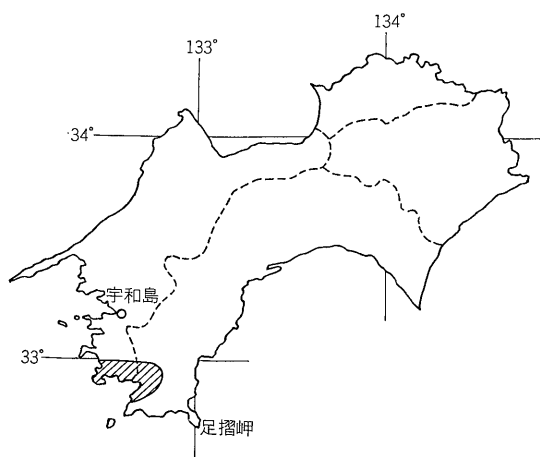
The facies variation and paleocurrent pattern, in conjunction with other available data, suggest the presence of southern source areas in addition to northern major source areas, at least during the deposition of the lower Upper Shimantogawa Group and middle Sukumo Group.

1. ま え が き

四国南西部の四万十帯には、四万十累層群とよぶ中生代後期から第三紀中ごろにわたる時代の地向斜堆積層が広く発達する。一般に化石の産出がごく少ない四万十帯のなかで、宿毛付近から東方にかけていわゆる“中筋地溝帯”^{すくも}とよばれる地帯は、化石を諸地点から産出するために、古くから注目されてきた。

宿毛地域(第1図)の四万十累層群については、まず7万5千分の1地質図幅「宿毛」(鈴木, 1937)によって、地層の分布状態や地質構造がかなりの程度に明らかにされた。その後、20万分の1高知県地質産図(高知県, 1961)および20万分の1愛媛県地質図(永井ほか, 1967)が公表され、当地域の四万十累層群に関する知識(甲藤, 1961, 1969, 1975)は飛躍的に増大した。また、5万分の1表層地質図として、「宿毛・土佐中村」(甲藤・三井, 1974)と「伊予鹿島・宿毛」(永井・鹿島,

* 地 質 部



斜線部: 調査地域

第1図 位置図

1975) が公表されている。いっぽう、化石の産出や堆積様式の報告に伴って、地質図がごく小範囲ながらも発表されてきた(岡田, 1971; NODA, 1974)。以上のほかに、当地域産化石の報告(NAGAI and others, 1962; MATSUMOTO and HIRATA, 1969)や四国西部四万十帯砂岩組成の研究(寺岡・田中, 1975)などがある。

筆者は、5万分の1地質図幅「宿毛」・「伊予鹿島」の作成に関連して、宿毛地域周辺の四万十帯の地質学的研究を数年来行ってきた。その結果、四万十累層群の層序および構造について、いくつかの新知見が得られ、とくに従来高知県側に比べて詳細が不明であった愛媛県側の地質状況がかなり明らかとなった。ここに調査結果をとりまとめ、層序と堆積相を中心に報告する次第である。

この報文をまとめるにあたり、当地域の化石の同定について九州大学松本達郎教授より、また地質について高知大学甲藤次郎教授および本所地質部寺岡易司技官より御教示を賜った。さらに、宿毛市溝淵富弘氏より採集化石の提供をうけた。ここに記して謝意を表する。

2. 地質概説

宿毛地域に発達する地質系統は主として四万十累層群である(第2図)。さらに、本地域には第四系も分布し、新第三紀の火成岩岩脈もみられる。

ここで扱う四万十累層群地域は、帯状構造を示し、四国西部四万十帯の構造区分(寺岡・田中, 1975)のうち、中筋帯(従来のいわゆる「中筋地溝帯」とは範囲を異にする)を中心に、北側の宇和帯南部から南側の弘見帯・清水帯北部にまたがっている(第3図)。中筋帯は地溝状

を、弘見帯は地塁状をなす。四万十累層群は白亜系(おもに上部白亜系)の部分と古第三系の部分からなり、前者はおもに調査地域の北部に、後者は南部に分布する(第2図, 第1表)。

白亜系部分は中部四万十川層群と上部四万十川層群に区分される¹⁾。中部・上部四万十川層群それぞれの下部は泥質岩に、上部は砂岩に富み、いずれも積算層厚は3,000-5,000mである。中部四万十川層群の下部は苦鉄質火山岩類とチャートを伴う。上部四万十川層群の下部はヘトナイ統下部階を含む。中部四万十川層群の時代は明らかでないが、四国の他地域の資料(甲藤, 1961, 1969; MATSUMOTO and HIRATA, 1969)からして、同層群の下部はおもに宮古統上部階-ギリヤーク統に対比され、上部はおもに浦河統に対比されるであろう。

古第三系の部分は室戸半島層群(始新-漸新統)と上位の宿毛層群(おもに漸新統)に分けられる。室戸半島層群はおもに砂岩・泥岩からなり、下部にはときどき礫岩をはさみ、上部にはまれに苦鉄質火山岩類をはさむ。調査地域では同層群の上部だけが分布する。宿毛層群は下部ではおもにシルト岩から、中部では泥岩・砂岩から、上部では砂岩勝ち砂岩泥岩互層からなる。宿毛層群の積算層厚は4,000mないし5,000mである。調査地域には同層群の下部と中部だけが分布する。

第四系はおもに海岸・河岸段丘堆積層と沖積層からなる。調査地域東端に分布する海成更新(一鮮新)統の中筋層に相当すると考えられる地層も宇須々木西方に露出している。火成岩岩脈は主として石英斑岩の岩脈として四万十累層群中にみられる。これらは中新世花崗岩類の貫入に伴って形成されたものである。

3. 層序

3.1 白亜系

四万十累層群中の白亜系部分は、中部四万十川層群と上部四万十川層群からなり、両者は整合である。両層群の層序および細分層間の接触関係および分布を第1, 2表に示す。

3.1.1 中部四万十川層群

中部四万十川層群の下部は泥質岩に富み、苦鉄質火山岩類とチャートをわずかながらも伴い、積算層厚は約4,500mに達する。同層群の上部は砂岩に富み、積算層厚は3,300m以上である。

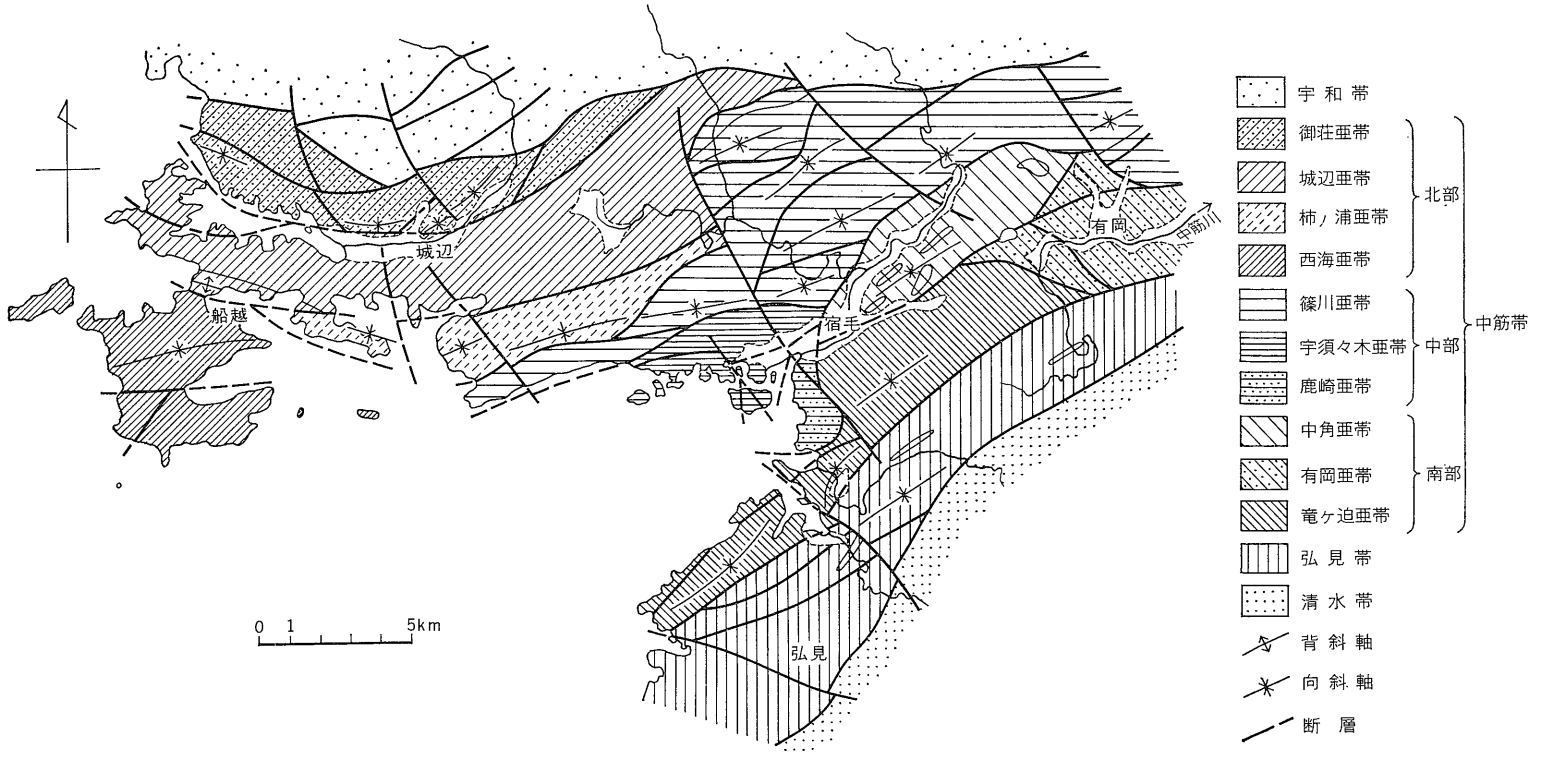
1) 四国の場合に限って、四万十累層群中の白亜系部分を四万十川層群と総称する。本層群は、堆積相の巨視的変遷からみて、下部四万十川・中部四万十川および上部四万十川の3層群に大別することができる。これについてはあとで論議する。



四国南西部宿毛地域の四万十川層群(田中啓策)

第2図 宿毛地域地質略図

34—(464)



第3図 宿毛地域構造区分図

四国西南部宿毛地域の四万十累層群 (田中啓策)

第1表 四国西南部四万十累層群対比表

時代	一般層序		宇和帯	中筋帯			弘見帯	清水帯						
	新第三紀	漸新世	南部	北部	中部	南部		北部	南部					
古第三紀	漸新世	上部	内海層 野々川層						三崎層					
		中部							竜ヶ迫層					
		下部							中角層					
	漸新—始新世	上部							来栖野層					
下部		清水層												
白亜紀	後期	上部							御莊層	山北層	有岡層	弘見層	?	
		中部四万十川層群							城辺層	中村・有岡層				
		下部							西海層	稲津・宇須々木層				
	前期	上部							?	?				
		中部四万十川層群							鹿崎層	?				
		下部	四万十川層群											

--- 断層関係

中部四万十川層群下部

弘見層

本層は全体として泥質岩(部分的に粘板岩質)に富み、少なくとも2,3の層層に苦鉄質火山岩類(熔岩・火砕岩)とチャートをはさむ。下限・上限ともに不明で、積算層厚は4,100m以上に達する。本層は調査地域に関する限りでは下位からH₁-H₅の5部層に分けられる。H₁とH₄は泥質岩に、H₃とH₅は砂岩に富む。H₅は岩相からみて中部四万十川層群上部に含まれる可能性がある。

H₁(1,300m以上)は頁岩質泥岩(しばしば葉理が発達し、砂質を帯びる)を主とし、ときおり砂岩泥岩薄互層²⁾を伴う。H₂(1,000m以上)は砂岩泥岩厚互層・頁岩質泥岩厚層³⁾・砂岩泥岩薄互層の厚層からなり、厚さ

数mの凝灰質岩を挟有する。H₃(300m以上)は砂岩厚層および砂岩泥岩厚互層からなる。砂岩厚層は中粒ないし細粒砂岩で代表され、ふつう塊状であるが、ときどき成層し、級化層理を示す。H₄(900m以上)は頁岩質泥岩を主とし、ときどき砂岩泥岩薄互層を伴い、また厚さ10数m-数10mの苦鉄質火山岩類および厚さ数10m(ときにはそれ以上)の淡灰-淡青灰色チャートをはさむ。久礼ノ川(第4図に示した地域より東方)の含化石石灰岩は本部層に属するものである。泥質岩はしばしば粘板岩質であり、ときにはむしろ千枚岩質といってよいものもみられる。H₅(600m以上)はおもに砂岩厚層および砂岩泥岩厚互層からなり、前者の方が優勢である。砂岩は一般に塊状、中粒、一部粗粒であり、まれに乱堆積状に中礫大の外來礫を含む。

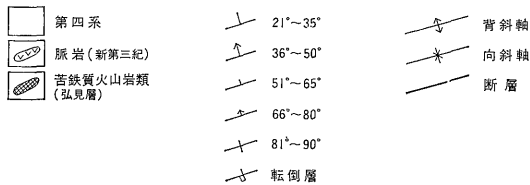
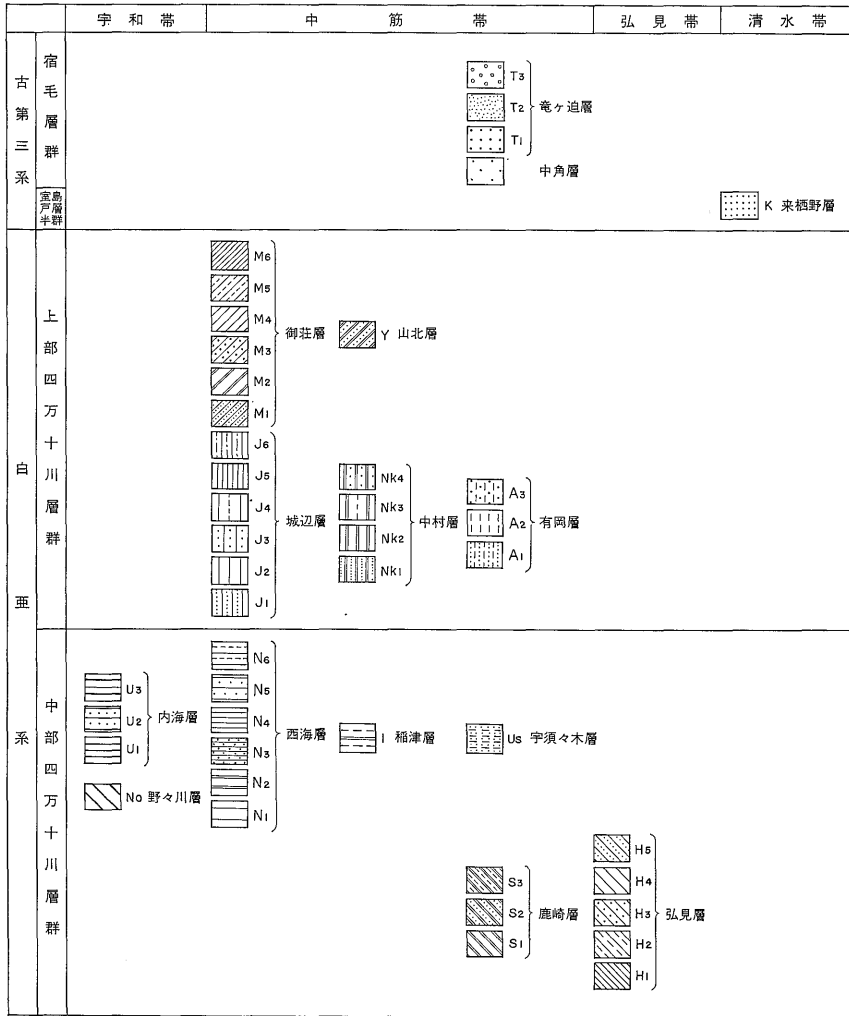
鹿崎層

本層は全体として泥岩に富み、下限・上限ともに不明

2) 本稿でいう砂岩泥岩薄互層とは各単層の厚さが数-数10cmであり、厚互層とは砂岩部・泥岩部の厚さが数mから10m前後に及ぶ。

3) 厚層とよぶものは、厚さが10m以上で、最も厚いときは数100mに達する。

宿毛地域地質図凡例





第 4 图 宿毛地域地質图

であるが、1,500m以上の積算層厚を有する。本層は下位から S_1 - S_8 の3部層に区分され、 S_2 は他の部層に比べて粗粒堆積物に富む。鹿崎層は岩相からみて中部四万十川層群上部に及ぶ可能性が考えられる。

S_1 (600m以上) は頁岩質泥岩を主とし、ときどき砂岩泥岩薄互層を伴う。泥岩は弘見層 H_4 の場合と同様に、ときおり粘板岩質であり、むしろ千枚岩質といってよいものもみられる。 S_2 (500m以上) は砂岩泥岩厚互層・砂岩厚層および頁岩質泥岩厚層からなり、前2者が最後のものよりも優勢である。砂岩は一般に塊状で、中粒、一部細粒である。 S_3 (400m以上) はおもに頁岩質泥岩からなり、一部に砂泥混合層⁴⁾やスランプ性褶曲層を含む。

中部四万十川層群上部

内海層

本層は砂岩および泥質岩からなる。地質図で示した地域の北方隣接地域を予察した限りでは、全体として砂岩の方が泥質岩よりも卓越している。本層は調査地域に関する限りでは下位から U_1 - U_3 の3部層に区分される。

U_1 はおもに頁岩質泥岩からなる。 U_2 (400m以上) は砂岩を主とする。砂岩はふつう塊状であるが、ときどき成層し、一般に中ないし細粒である。 U_3 (300m以上) は頁岩質泥岩で代表され、泥岩はふつう葉理が発達し、砂質である。

野々川層

本層は砂岩および頁岩質泥岩からなり、ときどき砂岩泥岩厚互層や薄互層を伴う。砂岩では塊状のものと成層のものとが相半ばし、一般に中ないし細粒である。

西海層

本層は全体として砂岩に富み、下限は不明であるが、積算層厚は3,300m以上に達する。本層は下位から N_1 - N_6 の6部層に区分され、 N_2 は他の部層とちがっておもに泥質岩からなる。

N_1 (900m以上) は主として砂岩厚層および砂岩勝ち砂岩泥岩厚互層からなる。砂岩はふつう中粒、一部粗粒であり、概して塊状であるが、ときどき成層し、級化層理を示す。本部層中部の粗・極粗粒砂岩は細・中礫を含む。 N_2 (300m以上) はおもに頁岩質泥岩（しばしば葉理が発達し、砂質）からなる。 N_3 (300m以上) は塊状砂岩厚層と砂岩勝ち砂岩泥岩厚互層からなり、前者の方が後者よりも優勢である。砂岩は概して中粒、一部細粒である。 N_4 (700m以上) はおもに泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層と砂岩厚層からなる。成層砂岩（ときどき級化層理

を顕著に示す）の厚層が下位や上位の諸部層よりもひんぱんにみられることが特徴的である。砂泥混合層やスランプ性褶曲層がときおり認められる。 N_5 (800m以上) は主として砂岩厚層と砂岩泥岩厚互層からなる。砂岩厚層は N_4 のものに比べて塊状のことが多い。 N_6 (300m以上) は砂岩厚層と砂岩泥岩厚互層を主とする。砂岩厚層はふつう塊状で、ときに細・中礫を含む。しかし、 N_6 とちがって、本部層では砂岩厚層がしばしば成層し、また葉理砂岩と泥岩の薄互層がときどき厚く発達している。

稲津層

本層は主として砂岩泥岩厚互層および砂岩厚層からなり、頁岩質葉理砂質泥岩厚層を伴う。砂岩厚層は一般に塊状である。下限・上限はともに断層のために不明で、厚さは700m以上である。

宇須々木層

本層は頁岩質泥岩・泥岩勝ち砂岩泥岩薄互層および厚互層・砂岩それぞれの厚層からなり、これらは量的にほぼ同じである。下部（地質図で示した断層以南区域の大部分に分布する）では上部に比べて砂岩が多い。下限・上限はいずれも観察されず、900m以上の厚さを有する。

厚層をなす砂岩は一般に塊状、中粒で、ときどき粗ないし極粗粒となり、またときおり斜交層理を示す。砂岩泥岩薄互層中の砂岩にもまれた斜交層理が認められる。本層上部の砂岩厚層はときどき礫質となる。この種の礫質砂岩は細ないし中礫大の外来礫を含み、淘汰不良で、基質は砂あるいは部分的に泥ないし砂質泥であり、泥岩片に富み、さらにスランプボールを含む。問題の礫質砂岩は fluxoturbidite とみなされる。厚さ数mの砂泥混合層やスランプ性褶曲層がところどころに存在し、厚さ1-3mの珪長質凝灰岩もはさまれる。

化石および対比

弘見層の石灰岩は二枚貝・巻貝化石を産するが（甲藤、1961）、本層の時代は明らかでない。鹿崎・内海・野々川・西海・稲津・宇須々木各層も時代決定に有効な大型化石を産しない。鹿崎層 S_1 , S_2 はそれぞれ岩相層序的には弘見層 H_4 ・ H_5 に対応するであろう。中部四万十川層群下部に属する弘見・鹿崎両層は岩相的に中筋帯の北側に分布する須崎層（従来、主として宮古統上部階—ギリヤーク統に対比されてきた）の一部に相当すると考えられる。ただし、弘見層 H_5 と鹿崎層 S_2 , S_3 は中部四万十川層群上部に含まれる可能性がある。内海層は岩相的に野々川層の一部に相当し、西海層およびその上部に相当する稲津・宇須々木層も同様である（第1, 2表）。これらの諸層を含む中部四万十川層群上部は、層序的位置からして少なくとも一部が浦河統に対比されるであろう

4) 本稿で砂泥混合層とよぶものは、海底泥流 (submarine mudflow) 起源の、砂と泥とが雑然と混合した濁汰の悪い堆積層である。このものはしばしば多数の砂岩ブロックを含む。

第 2 表 中筋帯における中部四万十層群

上部 - 上部四万十川層群の対比表

一般層序		地域		中筋帯						
				北 部		中 部		南 部		
						篠川亜帯	宇須々木亜帯			
上部四万十川層群	上 部	御 庄 層	M ₆	山 北 層						
			M ₅							
			M ₄							
			M ₃							
			M ₂							
			M ₁							
	下 部	城 辺 層	J ₆	中 村 層	Nk ₄	有 岡 層		A ₄ A ₃		
			J ₅		Nk ₃					
			J ₄							
			J ₃		Nk ₂					A ₃
			J ₂							
			J ₁		A ₁					
中部四万十川層群	上 部	西 海 層	N ₆	稻 津 層		宇須々木層				
			N ₅							
			N ₄							
			N ₃							
			N ₂							
			N ₁							

—— 整合関係 - - - - 断層関係

う。さらに、上限はヘトナイ統下部階に及ぶかも知れない。

3.1.2 上部四万十川層群

上部四万十川層群の下部はおもに泥質岩からなり、積算層厚は3,400m以上に達する。同層群の上部は砂岩に富み、積算層厚は約2,800mである。

城 辺 層

本層は西海層に整合に重なり、全体として泥質岩に富む。上限は観察されないが、積算層厚は3,200-3,400m以上である。本層は下位からJ₁-J₆の6部層に区分され、J₂が最も細粒であり、J₃には他部層に比べて砂岩が多い。

J₁ (700 m 以上) は頁岩質葉理砂質泥岩 (他の岩相よりも優勢)・砂岩・砂岩泥岩薄互層および厚互層それぞれの厚層の交互層からなる。砂岩厚層は、おもに塊状、中粒であるが、ときどき粗粒となり、ときには成層して

級化層理を示し、あるいは斜交層理をもち、また細礫質である。砂岩泥岩薄互層をなす砂岩には、しばしば葉理が顕著に発達し、またときおり級化層理を示す。厚さ3-10mの珪長質凝灰岩がはさまれる。さらに、厚さ2mの礫岩が本部層下部に挟在し、このものは淘汰不良で、基質がふつう砂質であるが、しばしばかなり泥質を帯びる。J₂ (300-400m) はおもに頁岩質葉理砂質泥岩 (しばしば層理がよく発達) からなり、砂岩泥岩薄互層を伴う。薄互層をなす砂岩にはときどき級化層理や葉理がよく発達している。塊状砂岩厚層はわずかであるが挟在し、厚さ1.6mの珪長質凝灰岩もみられる。J₃ (300-400m) は砂岩・泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層・頁岩質葉理砂質泥岩の厚層の交互層からなる。下限と上限には砂岩厚層があり、中部にはとくに泥質岩がよく発達している。砂岩はふつう中粒、一部では粗粒である。J₄ (600m) は主として頁岩質葉理砂質泥岩厚層と泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層か

らなり、砂岩厚層を伴う。J₅（700m 以上）は頁岩質葉理砂質泥岩を主とし、砂岩泥岩厚互層を伴う。砂岩は一般に中粒、一部細粒で、量的には J₄ の場合よりも減少する。厚さ 1m 前後の凝灰岩がはさまれる。J₆（600m 以上）は頁岩質泥岩（しばしば葉理が発達し、砂質）厚層・砂岩泥岩薄互層の厚層および砂岩泥岩厚互層からなる。基底部には塊状中ないし細粒砂岩厚層がある。本部層には J₅ に比べて砂岩が多くなる。

中村層

本層は下位の稲津層および同層位の城辺・有岡層と断層で境される。全体として泥質岩に富む。塊状の粗い泥質岩（シルト岩）がしばしば発達し、また頁岩質泥岩に葉理が発達し砂質を帯びるものが少ない点^{みしよ}は、後記の有岡層と同じであり、西海・城辺両層や後述の御荘層とは区別される特徴である。下限は不明であり、調査地域での積算層厚は 2,000m 以上である。中村層は調査地域に関する限りでは下位から Nk₁-Nk₄ の 4 部層に区分される。Nk₁, Nk₃ には Nk₂, Nk₄ に比べて砂岩が多い。

Nk₁（400m 以上）は泥質岩および砂岩それぞれの厚層からなり、前者が後者よりも優勢である。砂岩泥岩厚互層をはさみ、本部層の上限には砂岩厚層がある。泥質岩では塊状シルト岩ないし細砂質シルト岩と頁岩質泥岩とが量的に相半ばし、部分的にごく砂質のシルト岩ないしシルト質細粒砂岩もみられる。砂岩厚層は中ないし細粒で、塊状のことが多い。砂泥混合層がときおり含まれている。Nk₂（600m 以上）は泥質岩で代表される。泥質岩はふつう頁岩質泥岩であるが、東部（宿毛付近以東）ではしばしば（とくに本部層下部において）塊状シルト岩ないし細砂質シルト岩が発達し、より細かい泥質岩もときどき塊状となっている。厚さ 3m 内外の珪長質凝灰岩や中礫礫岩（基質は砂）が挟在する。Nk₃（700m 以上）は頁岩質泥岩（しばしば葉理が発達し、砂質）を主とし、砂岩泥岩薄互層や砂岩の厚層を伴う。砂岩厚層は本部層の下部により多くみられる。Nk₄（300m 以上）はおもに頁岩質泥岩（しばしば葉理が発達し、砂質）からなる。

有岡層

本層は、調査地域において宿毛地区（中筋帯中部）と有岡地区（中筋帯南部）とに分かれて分布し、宿毛地区では断層を介して下位の宇須々木層と接する。有岡層は泥質岩に富み、調査地域に関する限りでは下位から A₁-A₄ の 4 部層に区分される。A₁, A₃ には A₂, A₄ に比べて砂岩が多い。下限・上限はともに不明で、調査地域での積算層厚は 2,700m 以上である。

宿毛地区には A₁-A₃ が分布する。A₁（400m 以上）

は頁岩質葉理砂質泥岩・泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層・塊状砂岩（ふつう中粒、ときどき細粒）それぞれの厚層の交互層からなり、砂岩泥岩薄互層を伴う。厚さ 1m 前後の凝灰質岩が挟在する。A₂（700m 以上）は泥質岩で代表される。泥質岩は一般に塊状泥岩であるが、しばしば塊状シルト岩も発達する。本部層下部の泥岩は概して頁岩質である。A₃（200m 以上）は泥質岩を主とし、砂岩泥岩薄互層・塊状砂岩・砂岩泥岩厚互層それぞれの厚層を伴う。泥質岩は一般に塊状シルト岩である。塊状砂岩の厚層および砂岩泥岩厚互層をなす砂岩は中粒、一部粗粒で、部分的に細ないし中礫質である。砂岩泥岩薄互層をなす砂岩には一般に級化層理がよく発達している。

有岡地区では A₃ と A₄ が分布する。A₃（800m 以上）は主として中筋川の東西方向の流路より北側に露出する。本部層は泥質岩を主とし、砂岩厚層を伴い、上限には厚さ 20 数 m の塊状中-細粒砂岩がある。本部層下部の泥質岩はおもに塊状シルト岩で、シルト質細粒砂岩ないし細砂質シルト岩を伴い、上部の泥質岩はおもに塊状ないし頁岩質泥岩である。砂岩厚層はふつう塊状であり、成層するものは一部に級化層理を示す。本部層の上部には厚さ 4m の礫質岩があり、このものはシルト質砂を基質とし、淘汰不良の中礫からなり、流痕をもつ。凝灰質岩はまれに挟在する。A₄（800m 以上）は A₃ の南側に分布し、おもに泥質岩からなる。泥質岩は一般に頁岩質泥岩であるが、ときどき塊状となり、またシルト岩もみられる。厚さ数 m の礫岩（従来の古第三系平田層の基底礫岩）が 1, 2 枚挟在する。このものは淘汰不良の中礫大の外來円礫からなり、種々の粒度の砂を基質とし、多数の頁岩同時礫を含む。この礫岩の上位には塊状砂岩がのる。

上部四万十川層群上部

御荘層⁵⁾

本層は下位の城辺層と断層で境され、砂岩および泥岩からなるが、概観するとむしろ砂岩が卓越する。下限・上限はともに観察されず、積算層厚は 2,500m 以上である。御荘層は砂岩に富む点で西海層に似ている。しかし、御荘層では西海層に比べて、泥質岩を主とする地層（部層単位）もより多く発達する。御荘層では砂岩泥岩厚互層は少ないが、西海層ではこのような地層が砂岩厚層と同程度に発達し、そのため御荘層に比べて砂岩がより卓越している。御荘層は下位から M₁-M₆ の 6 部層に区分

5) この地層名はすでに愛媛県においてほぼ中筋帯を占める地層群全体に対して与えられている（永井ほか、1967）。本稿では、この地層名を再定義し、上記の地層群の一部に対して用いる。

される。M₁, M₃ および M₅ は砂岩に、いっぽう M₂, M₄ および M₆ は泥質岩に富む。

M₁ (900 m 以上) はおもに砂岩からなる。砂岩は概して細粒、一部中粒であり、塊状のことが多い。M₂ (300 m 以上) は主として頁岩質葉理砂質泥岩からなり、ときどき砂岩泥岩薄互層の厚層をはさむ。砂泥混合層やスランプ性褶曲層もときおり認められる。M₃ (200 m) は砂岩で代表される。砂岩は一般に塊状、中粒、部分的に粗粒であり、ときどき級化層理を示し、またごくまれに斜交層理も認められる。M₄ (200-300 m) は頁岩質葉理砂質泥岩を主とし、しばしば葉理中ないし細粒砂岩泥岩薄互層の厚層を伴う。厚さ数-10 数 m の砂泥混合層や厚さ 2-3 m の凝灰質岩が挟在し、石灰質団塊が種々の層準に散点している。M₅ (500 m 以上) は砂岩・頁岩質葉理砂質泥岩・砂岩泥岩厚互層それぞれの厚層の交互層からなり、全体として砂岩がよく発達する。本部層の下部・上部はおもに砂岩からなり、中部は泥質岩に富む。砂岩厚層は中粒、部分的に粗粒であり、一般に塊状であるが、本部層上部の砂岩厚層はときどき成層している。M₆ (300 m 以上) は頁岩質泥岩 (ときどき葉理が発達し、砂質) で代表される。

山北層

本層は中村層に整合に重なり、砂岩に富み、砂岩泥岩厚互層や薄互層の厚層を伴う。厚層をなす砂岩は塊状のことが多く、中粒、部分的に細粒である。上限は知られないが、層厚は 500 m 以上である。

化石および対比

上部四万十川層群下部の城辺・中村層から年代決定に有効な化石が産出している。主要な化石は次の通りである (甲藤, 1961; NAGAI and others, 1962; MATSUMOTO and HIRATA, 1969; NODA, 1974. * 印は松本達郎教授同定, ** 印は筆者同定)。

Inoceramus (Platyceramus) vanuxemiformis (中村層 Nk₂)

I. (Cremnoceramus) yuasai (城辺層 J₂)

I. (Endocostea) balticus (s. l.) (中村層 Nk₂, 城辺層 J₂)

I. (Sphenoceramus) orientalis (中村層 Nk₂)

I. (S.) schmidti (城辺層 J₂)

Gaudryceras n. sp. (?) aff. *G. denmanense** (中村層 Nk₁)

G. (Vertebrites) kayei (中村層, 転石)

Baculites sp. (中村層 Nk₁)

Solenoceras sp.** (中村層 Nk₁)

Glyptoxoceras cf. *indicum*** (中村層 Nk₁)

Diplomoceras (?) sp. (城辺層 J₂)

Polyptychoceras sp.** (城辺層 J₂)

Maorites sp. (城辺層 J₂)

Natalites (?) sp.* (中村層 Nk₁)

上記のアンモナイト化石のうち、*Gaudryceras* aff. *denmanense*, *Solenoceras*, *Glyptoxoceras* cf. *indicum*, *Diplomoceras* (?), *Maorites*, *Natalites* (?) は Campanian 期を指示するか、あるいはその可能性が大きい。

調査地域外の有岡層からは *Inoceramus (Endocostea) balticus* (s. l.), *I. (Sphenoceramus) orientalis* の産出が報ぜられている (甲藤, 1961)。

以上の産出化石によって、城辺・中村・有岡層を含む上部四万十川層群下部は明らかにヘトナイ統下部階を含み、さらに同統上部階も含む可能性がある。城辺・中村・有岡層それぞれの岩相層序区分の対応を第2表に示す。たがいに対応させた J₂, Nk₂, A₂ の各部層は、それぞれが属する累層のうちで最も細粒相に富んでいる。

上部四万十川層群上部の御荘層・山北層はともに年代決定に有効な化石を産出しないが、ヘトナイ統上部階に属するであろう。

3.2 古第三系

四十万十川層群中の古第三系部分は、室戸半島層群と上位の宿毛層群からなるが、両層群の直接の関係は明らかでない。両層群の層序および分布は第1表に示される通りである。

3.2.1 室戸半島層群

調査地域では、室戸半島層群の上部を代表する^{くるすの}来栖野層 (三井ほか, 1976) だけが分布する。

来栖野層

本層は調査地域の南方に広く分布する。本層は頁岩質泥岩・砂岩泥岩厚互層・砂岩それぞれの厚層の交互層からなる。砂岩厚層は成層するものよりも塊状のものが多く、中粒ないし細粒である。泥岩は部分的に粘板岩質となっており、この点は清水層 (修正した意味では足摺半島地域だけに分布することになる) の場合に似る。地質図地域外には、苦鉄質火山岩類が少なくとも2層準に、厚さ5 m 前後の珪長質凝灰岩が少なくとも1層準に挟在する。

来栖野層は調査地域外の^{まじし}名鹿から *Portlandia watasei*, *Lucinoma hannibali* を産する (甲藤, 1961)。本層の少なくとも一部は漸新統に対比される。

3.2.2 宿毛層群

調査地域には、宿毛層群の下部を代表する^{なかつ}中角層と、中部を代表する^{たつがきこ}竜ヶ迫層とが分布する。両層は断層関係で接する。

中角層

本層はおもに泥質岩からなる。下限・上限はいずれもみられず、厚さは少なくとも800mと推定される。泥質岩は主として塊状シルト岩であり、しばしば細砂質を帯びる。まれに挟在して厚層をなす砂岩は一般に塊状である。砂岩泥岩薄互層の厚層もまれにみられ、その砂岩にはときどき級化層理が認められる。含礫砂質シルト岩(1.5m)や凝灰岩(3-30cm)、含化石石灰岩の小レンズがまれに挟在する。

竜ヶ迫層

本層はおもに泥質岩と砂岩からなるが、全体として泥質岩に富む。砂岩はときおりかなり石英質となり、灰白色を帯びる。この種の砂岩は白亜系部分には存在しない。下限・上限は観察されず、厚層は1,300m以上である。本層は下位からT₁-T₃の3部層に区分され、各部層は整合関係にある。3部層のうち、T₂が最も細粒である。

T₁(700m以上)は泥質岩・砂岩・砂岩泥岩厚互層それぞれの厚層の交互層からなり、泥質岩が他よりもいくぶん優勢である。砂岩泥岩薄互層の厚層も伴われる。泥質岩厚層は塊状ないし頁岩質泥岩で代表されるが、分布地域北東半部ではおもに塊状を呈し、ときおりシルト岩もみられる。場所によって石灰質団塊がわずかながら含まれる。砂岩厚層および砂岩泥岩厚互層をなす砂岩は概して中粒、一部粗粒であり、成層することが多く、しばしば葉理もよく発達する。これらの砂岩はときどき級化層理を示して下底面に流痕をもつこともあれば、斜交層理を示すこともある。厚さ2mの凝灰質岩が挟在し、砂泥混合層やスランプ性褶曲層もときおり認められる。T₂(300m)は泥岩を主とし、砂岩泥岩薄互層の厚層を伴う。泥岩は本部層の下部ではおもに頁岩質で、ときどきよく成層し、上部ではおもに塊状である。砂岩泥岩薄互層をなす砂岩にはしばしば葉理がよく発達している。砂泥混合層やスランプ性褶曲層がわずかながらみられる。T₃(300m以上)は砂岩に富み、塊状泥岩厚層を伴う。砂岩はT₁部層のものとは異なって塊状のことが多い。分布地域の南部では中ないし粗粒砂岩が、北部では中ないし細粒砂岩が卓越する。成層砂岩にはときどき級化層理や流痕が認められる。

化石および対比

中角層(甲藤, 1961の“平田層”の一部にあたる)は*Crassatellites* cf. *yabei*, *Venericardia subnipponica*を産し、漸新統に対比される。竜ヶ迫層(“平田層”の一部を含む)は*Portlandia watasei*, *Lucinoma* cf. *hannibali*を産し、漸新統に対比される。中角層と竜ヶ迫層との直接の上下関係は明らかでない。しかし、あとで述べるよ

うに竜ヶ迫層は中角層よりも上位とみなされる。

4. 堆積相

4.1 堆積相の変遷

4.1.1 白亜系

弘見・鹿崎両層は中筋帯の北方に分布する須崎層(甲藤, 1961)に相当する。これらの3層で代表される中部四万十川層群下部は泥質岩を主とし、特徴的に苦鉄質火山岩類やチャートを伴う。西海層・稲津層および宇須々木層は、中筋帯以北に分布する野々川層(内海層を含む)に相当する。これらの地層で代表される中部四万十川層群上部⁶⁾には、砂岩が卓越し、チャート質岩はたとえあってもきわめて貧弱である⁷⁾。なお、野々川層にはまれに苦鉄質火山岩類が挟在する(甲藤, 1961)。要するに、中部四万十川層群は概観すると下部から上部へ向かって堆積物が粗粒化し、堆積環境が深い海から浅い海へと変化するような1つの堆積輪廻を表わしているといえる。

城辺・中村・有岡層を含む上部四万十川層群下部は主として泥質岩からなる。いっぽう、御荘・山北層を含む同層群上部には、砂岩がよく発達する。このように、上部四万十川層群自体も中部四万十川層群と同様に堆積物の上方粗粒化を示し、1つの堆積輪廻を表わしている。ただし、中部四万十川層群の下部は優地向斜類似相で代表されるのに対して、上部四万十川層群ではフリッシュ相が卓越する。

調査地域からはずれるが、四国の四万十累層群の最下部を占める堂ヶ奈路層(甲藤, 1961; “半山層”を含む)はむしろ砂岩に富み、また浅海生動物化石を含む石灰岩をはさむ。この地層は須崎層に比べてより浅海の相を示し、中部四万十川層群で代表される堆積輪廻よりも下位にくる別個の堆積輪廻の一部を占める。

以上に述べたことからわかるように、四国の四万十累層群中の白亜系部分を下部四万十川層群(おもに宮古統; 下限不明)、中部四万十川層群(おもにギリヤークー浦河統; 下部は宮古統上部階に及ぶ; 上限はヘトナイ統下部階に及ぶかも知れない)および上部四万十川層群(ヘトナイ統)に区分したのも、堆積輪廻を考慮した上である。中部・上部四万十川層群のような層群単位の地層群(あるいはそのような規模の堆積輪廻層)の積算層厚は8,000mに近く、それぞれにおける細粒相の卓越した下部、粗粒相に富む上部のような単位の地層群の積算

6) 中部四万十川層群の上部に属する地層には、西海・稲津・宇須々木層のようにフリッシュ相で代表される地層群のほか、宇和島層群のように浅海成粗粒堆積物や含化石浅海成シルト岩に富む地層群もある。

7) チャート質岩はうすいレンズ状をなして西海層・宇須々木層中にごくまれに挟在し、さらに城辺層・中村層中にもごくまれにみいだされる。

層厚は数 1,000m (3,000-5,000m) である。

4.1.2 古第三系

室戸半島層群および宿毛層群に関しては、それぞれを構成する諸層間の直接の上下関係は明らかでないが、白亜系において堆積物の上方粗粒化または堆積輪廻（下から上へ向かって“海進的”から“海退的”になる）の認められることから類推して、両層群の層序を組み立てることができる。すなわち、室戸半島層群についてみると、来栖野層で代表される同層群上部では、調査地域外の清水層・田ノ口層で代表される下部に比べて全体として砂岩が多くなる。清水層は泥質岩を主とするが、中部にはときどき fluxoturbidite 性の礫岩をはさむ。この種の礫岩は田ノ口層中にも特徴的に発達する。

宿毛層群では、下部の中角層は主として浅海成泥質堆積物（主としてシルト岩）からなり、タービダイト性砂岩をほとんどはさまない。中部の竜ヶ迫層は全体として砂岩よりも泥質岩（主として泥岩）に富み、しばしばタービダイト性砂岩やスランプ層を伴う。上部は調査地域外の三崎層で代表される。この地層は砂岩勝ち砂岩泥質岩（しばしばシルト岩）互層を主とし、漣痕・斜交層理をはじめ種々の堆積構造をもつが、とくに注目されるのはところどころに生痕化石の *Ophiomorpha nodosa* (スマイト；巣穴の多くは堆積面に平行) や *Thalassinoides* (スミクイアト) を含むことである。竜ヶ迫層の T₁ 部層からは *Nereites murotoensis* がみいだされ、また T₃ 部層からは “*Spinorhapha*” (*Protopaleodictyon* 類似のクイアルキアト) がみいだされる。生痕化石相 (FREY, 1975) からみると、竜ヶ迫層は“深海”環境を指示する *Nereites* 相で、三崎層は浅海環境を指示する *Cruziana* 相で特徴づけられるといえよう。以上のように、宿毛層群は下から上へ向かって海退的となっていく 1 堆積輪廻を示す。その積算層厚は 4,500m に近い。

4.2 堆積相の配置と古流系

4.2.1 白亜系

上部四万十川層群の城辺層・御荘層におけるいくつかの部層に関しては、下記のような岩相の側方変化が認められる。城辺層の J₁, J₃, J₄, J₅ および御荘層の M₅, M₆ では東から西へ向かって砂岩の量が減少する。J₁ の上限を占める塊状砂岩厚層の厚さは、分布地域最東部では 70m、東部では 40-50m であるが、西半部では 20-30m に薄化する。J₁ は東部においてときおり砂泥混合層を含む。J₂ に挟在する塊状砂岩厚層は、分布地域東部では 30-40m の厚さをもち、中ないし粗粒（部分的に極粗粒）であるが、西部では 10 数 m 以下の厚さに減じ、中ないし細粒となる。J₄ については、分布地域東部において

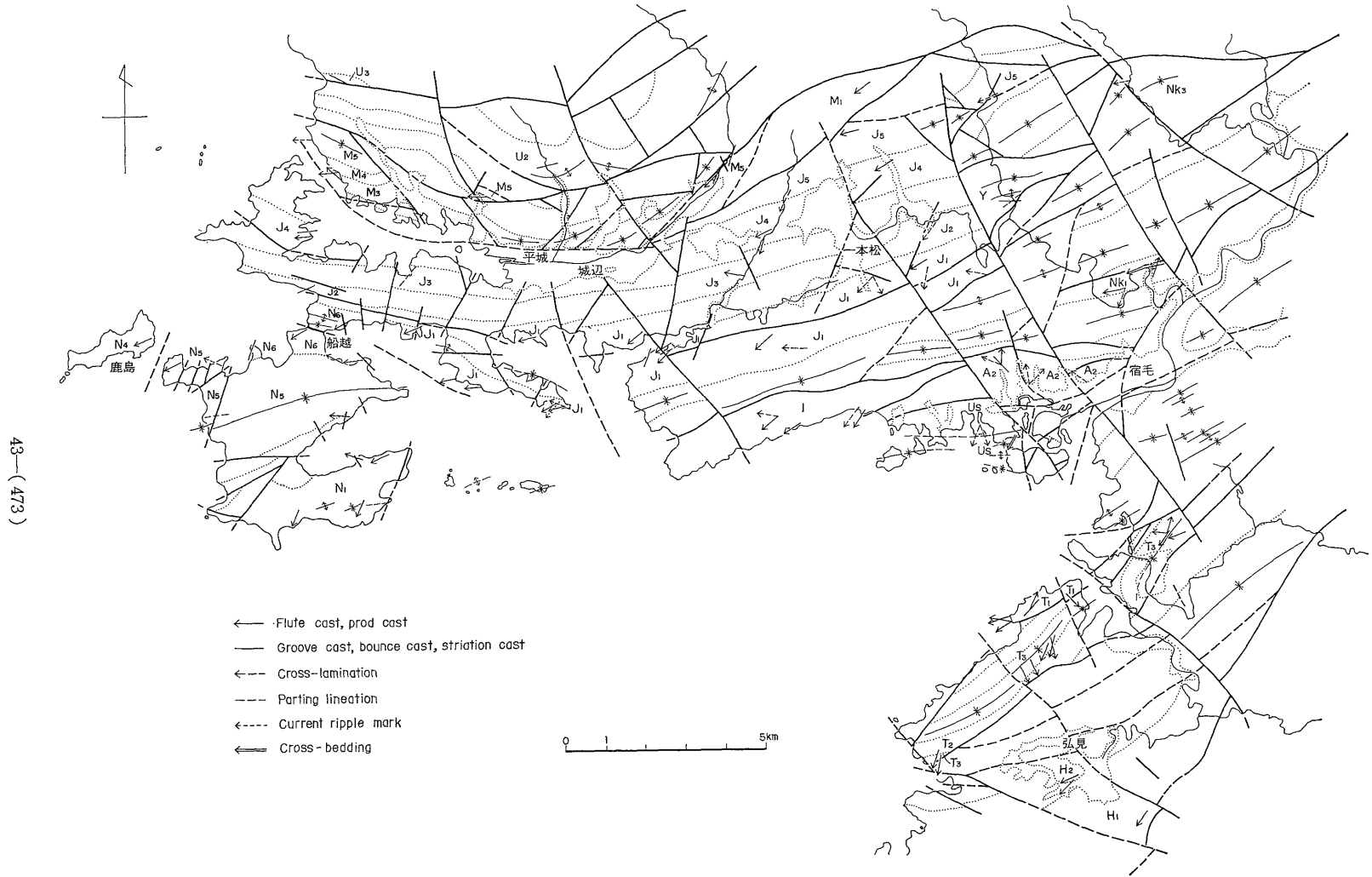
塊状、中粒、一部粗粒の砂岩が発達し、西部では砂岩厚層はふつう中粒、一部細粒で、しばしば成層し、葉理もよく発達し、さらにとときどき級化層理を示す。J₅ の砂岩厚層は分布地域東部において塊状を呈するが、西部では成層している。M₅ 上部の主体をなす砂岩厚層は、分布地域最東部では一般に中ないし粗粒であるが、東-西部では中粒となる。泥岩からなる M₆ は分布地域東部において砂岩薄層をときどき挟有し、また砂岩泥岩厚互層も伴う。

要するに、城辺層と御荘層とは全体として、東から西へ向かって供給源（または供給地点、すなわち混濁流の trough への流入口）からより遠ざかった堆積相に移化していく。

次に上記のような堆積相の側方変化を古流系の面から検討する。第 5 図は堆積当時の状態に復元した古流向を測定地点ごとに示したものである⁸⁾。この図からわかるように、城辺層および御荘層において測定された流向には、ENE→WSW 系と NNE→SSW 系とがあり、前者の方が卓越している。基本的には、ENE→WSW 系の流向は東から西へ向かう軸流（混濁流）に由来し、いっぽう NNE→SSW 系の流向は北から南へ向かう側方流（主として混濁流）にもとづくであろう。軸流に関連した流向は砂岩泥岩薄互層や成層砂岩についてより多く測定されているが、側方流にもとづくのみなされる流向は種々の岩相について測定され、とくにある特定の岩相に卓越していない。軸流が本質的に西向きである点は、先に記したように堆積物が東から西に向かって供給源（供給地点）から遠ざかった相に移っていく傾向と調和的である。なお、上に述べたような両系統の流向は西海層や稲津層にも認められる。

城辺層にはしばしばタービダイト相が発達する。いっぽう、城辺層の南側に分布する相当層の中村層では、城辺層に比べてタービダイト相の発達がきわめて悪くなり、また泥質堆積物のはるかに優勢で、しかも城辺層と異なって粗い泥質岩（シルト岩）がしばしば発達する。中村層の南側に分布する相当層の有岡層は、岩相上城辺層と明瞭に異なり、中村層に酷似する。また、有岡層には中村層に比べて粗い泥質岩（シルト岩）がより厚く発達し、礫岩（少なくとも一部は fluxoturbidite 性）もより多く挟有される。さらに、海生軟体動物化石は城辺層よりも中村層により多くみいだされ、しかも中村層から産するアンモナイトには殻の巻きがとけた異常型のものも少なくない。このような化石の産状は、たとえば本邦

8) 第 5 図では、測定地点ごとに、なるべく flute cast の示す平均流または主流向を記入した。ただし、堆積構造の種類によってかなり異なった流向を示す場合は、それぞれの流向を扱った。



43—(473)

第5図 宿毛地域古流向図
 層序記号: 第4図凡例参照

他地域の白亜系にみられる傾向からしても、中村層が城辺層に比べてより浅海に堆積したことを示唆するであろう。

以上に述べたことからわかるように、北から南へ向かって城辺・中村・有岡層の順に堆積相は供給源(供給地点)により近いものに移化していく。つまり、概括的には北の城辺層は中軸相(より深い trough facies)、南の有岡層は大部分が縁辺相(より浅い shelf facies)を示し、中村層は中間的な堆積相を示しているといえよう。

前記の堆積層の側方変化に符合して、側方流に由来する流向が、城辺層ではすべて南向き系統に属し、中村・有岡層では北向き系統に属する点は注目される。中村層にみられる NE→SW の流向は、一般に flute cast に比べ幅広い流向変化を示す斜交葉理について測定された。したがって、この流向が南向き系統の側方流に関連したものと即断できない。中村層には西向き軸流に由来する流向も測定されている。これに調和して、Nk₂ 下部においては泥質岩が東から西へ向かって細粒化する。

これまでの説明から、結論として、有岡層の堆積時期(白亜紀後期のヘトナイ世前期)中の少なくとも一時期には、本層の堆積場所の南方に隆起帯(おそらく島状陸地)が存在した可能性が考えられる。有岡層において北向き系統の側方流に由来する流向が測定された地層は、砂岩泥岩薄互層を構成する砂岩や成層砂岩である。この種の地層は城辺層の場合、先に述べたように軸流由来の流向をより多く示している。この事実は、粗粒碎屑物の北方からの供給に比べて南方からの供給が劣勢であったこと、つまり主要供給源地が北方に存在したことを示唆するであろう。

宇須々木層の上部は西海層最上部や稲津層に相当すると考えられ、その側方流由来の流向は後2者の地層の場合と同様にもっぱら南向き系統に属する。西海層最上部・稲津層・宇須々木層は、南向き系統の側方流で特徴づけられることからして、当然あとの地層ほど供給源(供給地点)から遠ざかった堆積相を示していると期待される。実際に、上記3層の岩相を比較してみると、西海層最上部(N₆)と稲津層はおもに塊状砂岩厚層と砂岩泥岩厚互層からなるが、これに対して宇須々木層上部では両層に比べて泥質岩と砂岩泥岩薄互層が卓越しており、堆積物は全体として細粒化している。また、宇須々木層には fluxoturbidite 性礫岩やスランプ性褶曲層・砂泥混合層がところどころに挟在する。このような岩相の特徴から判断すると、宇須々木層は西海層最上部や稲津層に比べて、より沖合の堆積盆側斜面の相を代表しているといえるであろう。

弘見層は既述の白亜系諸層とちがって NE-SW の一般走向をもち、その古流系は NE→SW の流向で代表される。このような流向は本質的に西向き系統の軸流にもとづくものである。内海層と野々川層についても西向き系統の軸流に由来する流向が測定されている。

4.2.2 古第三系

竜ヶ迫層は NE-SW の一般走向をとり、その古流系は以下に述べるように複雑なパターンを示す。NNW-NNE→SSE-SSW の流向や E→W の流向が認められる。上記のような本層の一般走向を考慮に入れると、前者は本質的に南向き系統の側方流に由来し、後者は本質的に北向き系統の側方流にもとづくと考えられる。両系統の側方流のうち、南向き系統が北向き系統よりも優勢であるらしい。これら側方流由来の流向が測定された地層はおもに塊状砂岩・成層砂岩および砂岩泥岩厚互層である。いっぽう、ENE→WSW の流向も認められ、それは砂岩泥岩薄互層について最も多く測定されている。したがって、この系統の流向は本質的に西向き軸流に関連するものであろう。SSW→NNE の流向は塊状砂岩や成層砂岩・砂岩泥岩厚互層において測定され、これは本質的に北向き系統の側方流に関連するものと考えられる。

要するに、竜ヶ迫層に関しては、白亜系諸層の場合と同様に、軸流は西向き系統であり、また側方流由来の流向パターンからみて、南北両側に供給源地があり、しかも北側のものが主要供給源地であったといえるであろう。

竜ヶ迫層の T₁ 部層においては、泥質岩は一般に泥岩であるが、分布地域の北東半部ではシルト岩がときどき発達する。したがって、本部層の堆積相は南西から北東に向かって供給源(供給地点)により近い相に移化する。この点は軸流の向きと調和的である。T₃ 部層では、軸流が本質的に西向きであるにもかかわらず、砂岩は分布地域の北東部に比べて南西部ではかえって粗くなっている。このような異常は、側方流の系統が北東部と南西部とでは対照的に異なっていることと関連するであろう。

5. 地質構造

宿毛地域の四万十累層群は、著しい褶曲をうけ、多数の断層によって切られ、顕著な帯状構造で特徴づけられる(第3図)。先に述べたように、本地域は断層を境として北より宇和帯・中筋帯・弘見帯および清水帯に区分される(第3図)。宇和帯と中筋帯とを画する断層は比較的ゆるい北傾斜の衝上断層であろう。中筋帯と弘見帯を境する断層については、中筋川沿いに傾斜 50°N の断層面が観察される。

宇和帯は南縁部だけが調査地域内に入っている。中筋帯は北部・中部・南部に分けられる。清水帯は大きくみて三崎断層（伊藤，1961）によって北部と南部とに分けられ、北部の一部だけが調査地域内に含まれる。第3，4図に示したような規模の帯状構造は1-4 km（多くは2-3 km）の幅をもつ。各帯・細分された各亜帯はそれぞれ主として特定の地層で占められている。地層の一般走向は中筋帯北部においてE-Wであるが、中筋帯南部・弘見帯および清水帯ではNE-SWとなる。地層は一般に60-80°の傾斜を示し、ときどき逆転している。

白亜系と古第三系とは、地層の固結や変形の程度に多少の差異を示すが、地質構造の形態に関して根本的に異なる。褶曲構造については、背斜構造（小褶曲の場合を除く）は一般に軸部に断層が形成され、両翼が大なり小なり転位している。いっぽう、向斜構造はもとの状態を保持していることが多い。軸面は一般に南へ倒れる。褶曲構造には種々の規模のものが認められる。軸間隔が数 km 規模の褶曲構造は第3図に示したような規模の帯状構造と密接な関連があり、各帯ないし亜帯自体がしばしば1つの向斜構造を形成している。上記より規模の小さい褶曲構造（地質図で一部省略）としては、軸間隔が数100 m，数10 m，10-数 m などの規模のものがある。

断層には帯状構造にほぼ平行な方向をもつ系統と、これにかなり斜交する方向をもつ系統とがある。前者はしばしば北傾斜の衝上断層であり、後者はNW-SE方向とNE-SW方向を示し、NW-SE系が優勢である。とくに宿毛西方をNW-SE方向に走る断層は顕著である。この断層の両側で、中筋帯の北部と中部を境する断層および中部と南部を境する断層が大きくずれている。

調査地域内の宇和帯では、地層の傾斜は他の帯の場合に比べてゆるやかで、しばしば30-40°であり、場所によってはかなりの範囲にわたって20°に近いこともある。

中筋帯北部は大きくみると断層を介して北より南へ御荘・城辺・柿ノ浦・西海亜帯に分けられる。北側の亜帯ほどより上位の地層が分布する傾向がある。御荘亜帯は御荘層で占められ、軸が東傾斜の向斜構造⁹⁾を形成している。城辺・柿ノ浦両亜帯は主として城辺層からなる。城辺亜帯は北傾斜の同斜構造を示しているが、この構造は御荘層を軸部に現わす向斜構造の南翼部を代表するものと解される。柿ノ浦亜帯も向斜構造をつくる。両亜帯

の境界は背斜の軸部にあたっている。西海亜帯は西海層からなり、軸傾斜が西向きに向斜構造を形成する。

中筋帯中部は断層によって北より南へ篠川・宇須々木・鹿崎亜帯に区分される。大局的には北側に上位の地層が分布する。篠川亜帯は、北より南へ、向斜構造をなし、その軸部に山北層が分布する地帯、中村層が分布し、基本的には向斜構造を形成するいくつかのブロックからなる地帯および北傾斜の稲津層からなる地帯に分けられる。宇須々木亜帯は、主として北傾斜の有岡層からなる北側の地帯と、基本的には北傾斜の同斜構造を示す宇須々木層からなる南側の地帯に分けられる。鹿崎亜帯は北傾斜の同斜構造を呈する鹿崎層で占められる。

中筋帯南部は中角・有岡・竜ヶ迫亜帯に区分される。中角・竜ヶ迫両亜帯は宿毛層群で構成され、それぞれ向斜構造を形成する。有岡亜帯（調査地域内に限る）は有岡層からなり、中角・竜ヶ迫両亜帯の間に介在して、地塁状をなす。有岡亜帯は元来背斜構造（南翼南部には向斜構造がみられる）をなすが、軸部に生じた断層は中角・竜ヶ迫両亜帯間の境界断層に延長している。

弘見帯は大きくみて向斜構造をつくる弘見層から構成される。来栖野層からなる清水帯北部には、1-2 kmおきに背斜・向斜の繰返しがみられる。

6. 結 論

以上のように、宿毛地域の四万十累層群に関して、その層序と堆積相を中心に述べてきた。結論として下記の点があげられる。

(1) 調査地域の四万十累層群中の白亜系部分（四国全体では層序的に下部・中部・上部四万十川層群の3層群に大別される）は、中部四万十川層群と上部四万十川層群からなる。各層群の下部は泥質岩を主とし、上部は砂岩に富む。中部四万十川層群の下部は特徴的に苦鉄質火山岩類とチャートを伴う。

(2) 上部四万十川層群の下部（ヘトナイ統下部階を含む）では、北より南へ向かってタービダイト卓越相・中間相・浅海成シルト岩卓越相が識別される。古流系（主として混濁流にもとづく）のパターンはこのような堆積相の側方変化に調和的であり、側方流は第一の相ではもっぱら南向き、第2，第3の相では北向きである。軸流は白亜系の諸層を通じて西向きである。タービダイト卓越相では軸流堆積物が優勢である。

(3) 四万十累層群中の古第三系部分は白亜系部分と断層関係にあり、室戸半島層群（始新-漸新統）と上位の宿毛層群（おもに漸新統）に分けられる。室戸半島層群は上部だけが分布する。宿毛層群は下部の浅海成シル

9) 以下、向斜構造とよぶものにおいては、一般に翼部に、とくに泥質岩卓越部により規模の小さい褶曲構造が発達している。そのため、実際には単純な向斜構造の形態を示す場合は少ない。同斜構造についても同じようなことがいえる。したがって、本稿に記す層厚は過大に算出されている場合がある。

ト岩相・中部のタービダイト卓越相と、当地域外に分布する上部の浅海成砂岩卓越相に区分される。第2の相については、軸流は西向きであり、側方流は北向き・南向き両方である。

(4) 堆積相・古流系からみて、上部四万十川層群下部・宿毛層群中部の堆積中の少なくとも一時期には、北方主要陸地とは別に、南方隆起帯(おそらく陸地)が存在した可能性が考えられる。

文 献

FREY, R. W. (Editor) (1975) *The study of trace fossils*. 562 p., Springer-Verlag, Berlin.

甲藤次郎(1961) 高知県地質鉱産図説明書, 四万十帯. p. 56-90, 高知県.

——— (1969) 高知県の地質. 316+27 p., 高知県市民図書館.

——— (1975) いわゆる中筋地溝帯西部の宿毛付近の地質について. 高知大学学術研究報告, vol. 23, 自然科学, no. 16 (付短報), p. 133.

———・三井 忍(1974) 5万分の1表層地質図「宿毛・土佐中村」および同説明書. 38 p., 土地分類基本調査, 高知県.

高 知 県(1961) 20万分の1高知県地質鉱産図および同説明書, 129 p.

——— (1968) 20万分の1高知県地質鉱産図(改訂版).

MATSUMOTO, T. and HIRATA, M. (1969) A new ammonite from the Shimantogawa Group of Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan.*, N. S., no. 76, p. 177-184, pl. 20.

三井 忍・甲藤次郎・萩原一憲・小出和男(1976) 高知県西部“中筋地溝帯”以南の四万十帯一予報(演旨). 日本地質学会第83年学術

大会講演要旨, p. 192.

永井浩三・堀越和衛・宮久三千年・鹿島愛彦・芳我幸正(1967) 愛媛県の地質, 新版 20 万分の1, 地質図および同説明書. 81 p., トモエヤ, 松山.

———・鹿島愛彦(1975) 5万分の1表層地質図「伊予鹿島・宿毛」および同説明書. 28 p., 土地分類基本調査, 愛媛県.

NAGAI, K., NAKANO, M., YOSHIDA, A. and OHTSUKA, F. (1962) The inoceramids discovered in the Shimantogawa Group of Ehime Prefecture, Shikoku. *Mem. Ehime Univ.*, sect. II, ser. D, vol. 4, no. 3, p. 95-101.

中沢圭二(1973) 四万十地向斜の諸問題. 四万十地向斜シンポジウム論文集, 四万十地向斜に関する総合研究, 研究連絡誌, no. 2, p. 125-132.

NODA, M. (1974) A new species of *Inoceramus* from the Shimantogawa Group of south Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 93, p. 240-248, pl. 34.

岡田博有(1971) 地向斜碎屑堆積層中の一堆積様式. 地質学論集, no. 6, p. 75-82, 日本地質学会.

鈴木達夫(1937) 7万5千分の1地質図幅「宿毛」および同説明書. 31+7 p., 地質調査所.

寺岡易司・田中啓策(1975) 四国西部の四万十帯(演旨). 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 255.

塚脇祐次(1975) 愛媛県南宇和郡御荘陶石鉱床について. 地質調査所月報, vol. 26, p. 193-197.

(受付: 1976年9月24日; 受理: 1976年11月4日)