

鹿 児 島 県 甌 島 の 上 部 白 亜 系 姫 浦 層 群

田 中 啓 策* 寺 岡 易 司*

Stratigraphy and Sedimentation of the Upper Cretaceous Himenoura Group in Koshiki-jima, Southwest Kyushu, Japan

Keisaku TANAKA and Yoji TERAOKA

Abstract

The Upper Cretaceous Himenoura Group of the Koshiki Islands, Kagoshima Prefecture, is unconformably overlain by Paleogene strata, forming a northeast-plunging synclinorium. It is more than 3,600 m thick and consists of sandstone, siltstone and mudstone. The sandstones are often cross-bedded, with occasional oyster beds and shallow sea shell ones. The group is stratigraphically divisible into six units, provisionally named A to F (Fig. 3).

Division A consists chiefly of mudstone and seems to show an open shelf facies. Division B, over 1,200 m thick, is dominated by sandstone of shallow sea deposition. Division C is represented by 150–200 m thick siltstone largely of open shelf facies, which contains ammonoids, inocerami and other molluscan fossils abundantly. In the succession of the upper part of division C to division D, over 600 m thick, sandstone sequences in combination with subordinate mudstone sequences show repeated cycles of upward-coarsening grain size, which are probably attributable to deltaic deposition. The upper part of division D carries a thin seam of coaly shale. Division E is occupied by a thickness of at least 850 m of mudstone often intercalated with turbidite sandstones and slump beds, showing a deep basinal facies on the whole. Noteworthy is the occasional occurrence of submarine channels up to more than 20 m deep in this division. Division F, over 750 m thick, as a whole marks a regressive phase, its lowest part containing fining-upward sequences probably of fluvial origin.

The group is correlated partly to the Uppermost Urakawan to the Lower Hetonaian, the Campanian of the international scale, because of the occurrence of *Texasites* (*Pleisotexasites*) cf. *shiloensis*, *Inoceramus* (*Endocostea*) *balticus toyajoanus*, *I. orientalis orientalis* and *I. cf. schmidtii*.

The Himenoura Group in the study area is similar in lithology and thickness to the group in the eastern part of the Amakusa-Shimajima area, but it has a much wider stratigraphic range than does the latter. The Himenoura Group of the area, on the other hand, differs from the group in Amakusa-Kamishima (the type area), in that the Lower Hetonaian is considerably thick and the sequence lower than that is composed mainly of sandstone.

From the mineral composition of sandstones, the kinds of pebbles and the paleocurrent directions, in conjunction with other available data, it is suggested that the coarse clastics were derived mainly from the western source areas where acid volcanics and granitic rocks occurred extensively.

1. ま え が き

鹿 児 島 県 本 土 西 方 沖 ^{こしきじま} の 甌 島 列 島 は 北 から 上 甌 島 ・ 中 甌

島 お よ び 下 甌 島 の 3 本 島 から なる .

甌 島 列 島 (以 下 甌 島 と 略 称 す る) に 白 亜 系 が 発 達 す る こと は , 古 く 伊 木 (1920) の 20 万 分 の 1 地 質 図 に よ っ て 明 ら か に さ れ た が , そ の 後 よ り 詳 し い 地 質 図 の 公 表 も な

* 地 質 部

かった。比較的最近になって MATSUMOTO (1954) により甌島の白亜系中に姫浦層群相当層が識別され、ヘトナイ統下部階の存在が確認された。つづいて AMANO (1957) により白亜系の詳細な層序学的・古生物学的研究がなされたが、地質図は下甌島北部だけに限られ、また層序も一部が明らかにされたにすぎなかった。しかし、ごく最近、天野・田北 (1969) によって上甌島全域の地質図が公表され、同時に白亜系の概要も明らかにされ、また下甌島南部の白亜系についても天野・古閑 (1971) の略報がある。以上のほかに、甌島の白亜系に関する層序学的・古生物学的知識としては、波多江ら (1961) の20万分の1地質図と、その説明書、波多江 (1959, 1960) と UEDA (1962) による天草諸島白亜系との対比論、AMANO (1962) の天草地方を含めての地史的考察および KOBAYASHI and AMANO (1955), NAKANO (1957), それぞれによる本地域産三角貝の記載をあげることができる。

筆者らは、地質調査所で実施された九州西方海域基盤地質構造に関する研究の一環として、1969—70年に甌島の白亜系の調査を行ない、ひきつづき1972年にも短期間ながら補備調査の機会をもった。その結果、白亜系に関して、下甌島北部・中甌島を中心に従来より詳しい地質図を作成し、また層序・時代論および堆積の特徴について若干の新知見を得ることができた。しかし、甌島の白亜系の全貌をより詳細に把握するためには、とくに下甌島南部および上甌島西縁部について今後の詳しい調査を要する。とりあえずここでは白亜系の層序および堆積を中心に報告する次第である。

本稿を草するにあたり、化石の一部の同定については九州大学松本達郎教授に、甌島全般の地質については熊本大学天野昌久教授に、上甌島の地質については本所地質部井上英二技官に御教示を賜わった。また斜交層理の古流系については本所地質部長浜春夫技官の未発表資料を参考にすることができた。以上のかたがたに深甚の謝意を表す。

2. 地質概説

甌島列島は地質的には西南日本中軸部に位置する。この地域を構成するおもな地質系統は上部白亜系・古第三系および中新世花崗岩類である。さらに、新第三系の疑いがある地層の小露出があり、第四系も狭いながら分布し、火成岩の岩脈が随所に見られる (第1図)。

上部白亜系は下甌島・中甌島および上甌島の西縁部と南端部に分布し、概観すると北東方に沈下する複向斜構造を形成している。古第三系に不整合におおわれ、主として砂岩やシルト岩・泥岩からなり、アンモナイト・イ

ノセラムス・三角貝・ウニなどの化石を含み、3,600 m以上の厚さを有する。地層は下甌島南部および上甌島西縁部の一部において花崗岩類の貫入に伴い、熱変質を受けている。この上部白亜系は姫浦層群に属し、かなりの部分がヘトナイ統下部階に対比され、浦河統最上部階も含む。

古第三系は上甌島の大部分を占め、さらに中甌島北端部にもきわめて狭く露出し、大局的にみて北東方へ沈下するゆるい複向斜構造をなす。砂岩・泥岩からなり、下部には特徴的な赤紫色岩層を伴う。この古第三系は従来天草地方の赤崎—教長木層に対比されてきたが (波多江ら, 1961), 一方赤紫色岩層より上位の部分の対比については断言できないという見解もある (天野・田北, 1969)。なお、古第三系 (上甌島のものよりも上位とみなされる) の小露出が下甌島西岸南部にも知られている (天野・古閑, 1971)。

新第三系の可能性がある地層は中甌島の北端近くにきわめて狭く露出し、南側の姫浦層群を不整合におおうと推察される。風化して黄色を呈する比較的軟らかい塊状の極粗粒砂岩からなる。この砂岩は10~数10 cm大の泥岩偽礫を多数含み、また花崗岩類の巨礫 (最大60cm内外) や玢岩類の礫も含む。

第四系は海浜堆積物・河川堆積物や砂丘砂からなる。

中新世花崗岩類は、下甌島南部に広く分布し、上甌島にも露出し、いずれも周りの地層に熱変質を与えている。下甌島のものは $13 (\pm 4) \times 10^6$ 年の鉍物年令を示す (MILLER et al., 1962)。なお、上甌島東方の双子島および黒神には傾家変成岩の一員とみなされる角閃岩が露出し、双子島には片麻状石英閃緑岩も知られている (河内ら, 1964)。

火成岩の岩脈が上部白亜系・古第三系・花崗岩類中にみられ、これらは花崗岩類の貫入に関連して形成されたものであろう。

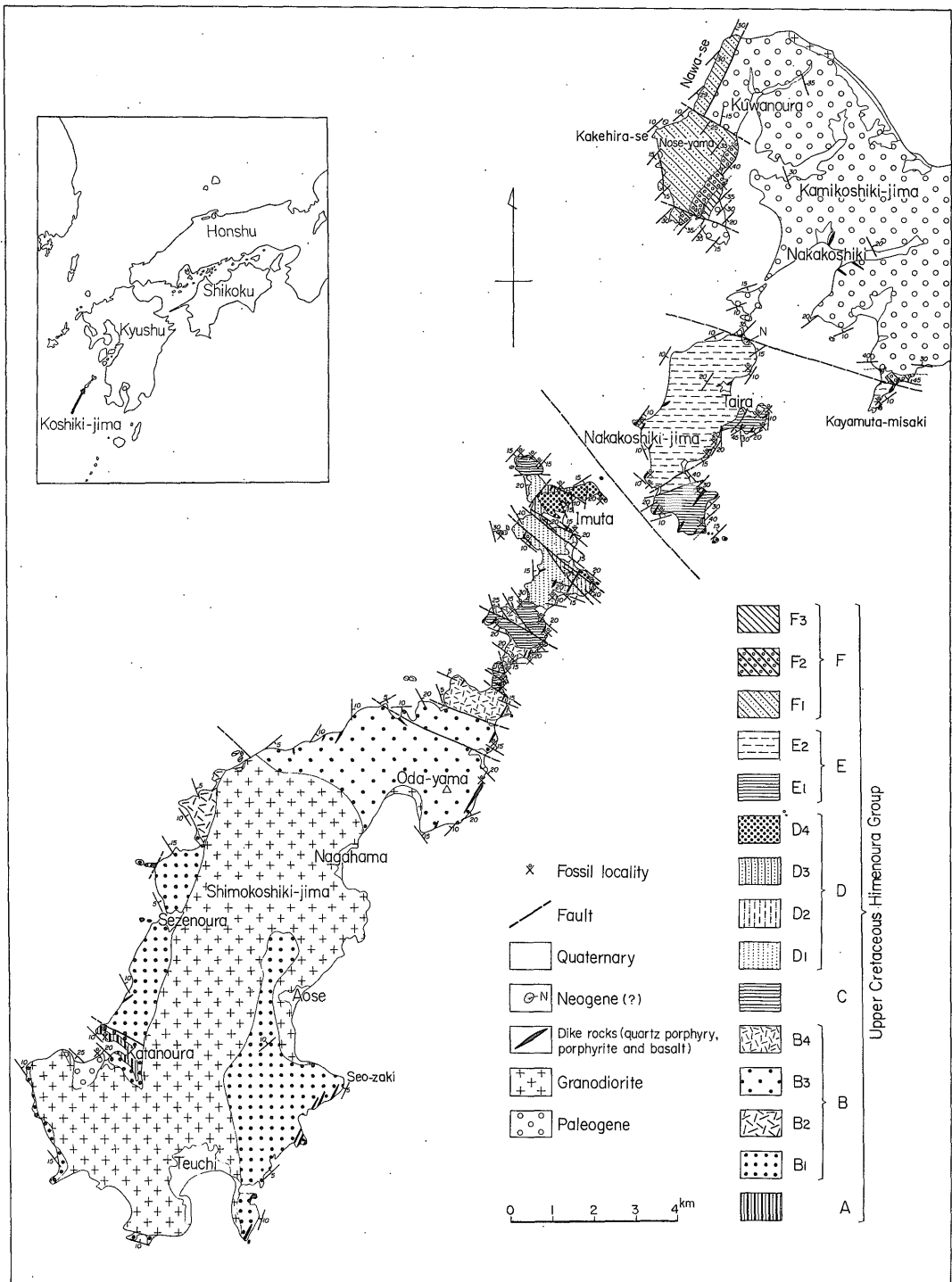
3. 層序

甌島の上部白亜系姫浦層群では、砂岩・泥質岩および両者の厚互層それぞれを主とする部分が数100 mオーダーの厚さをもって交互している。本層群は下位から A, B, C, D, E および F 層に区分され、A, C 両層以外の諸層はさらに2~4分される (第3図)。

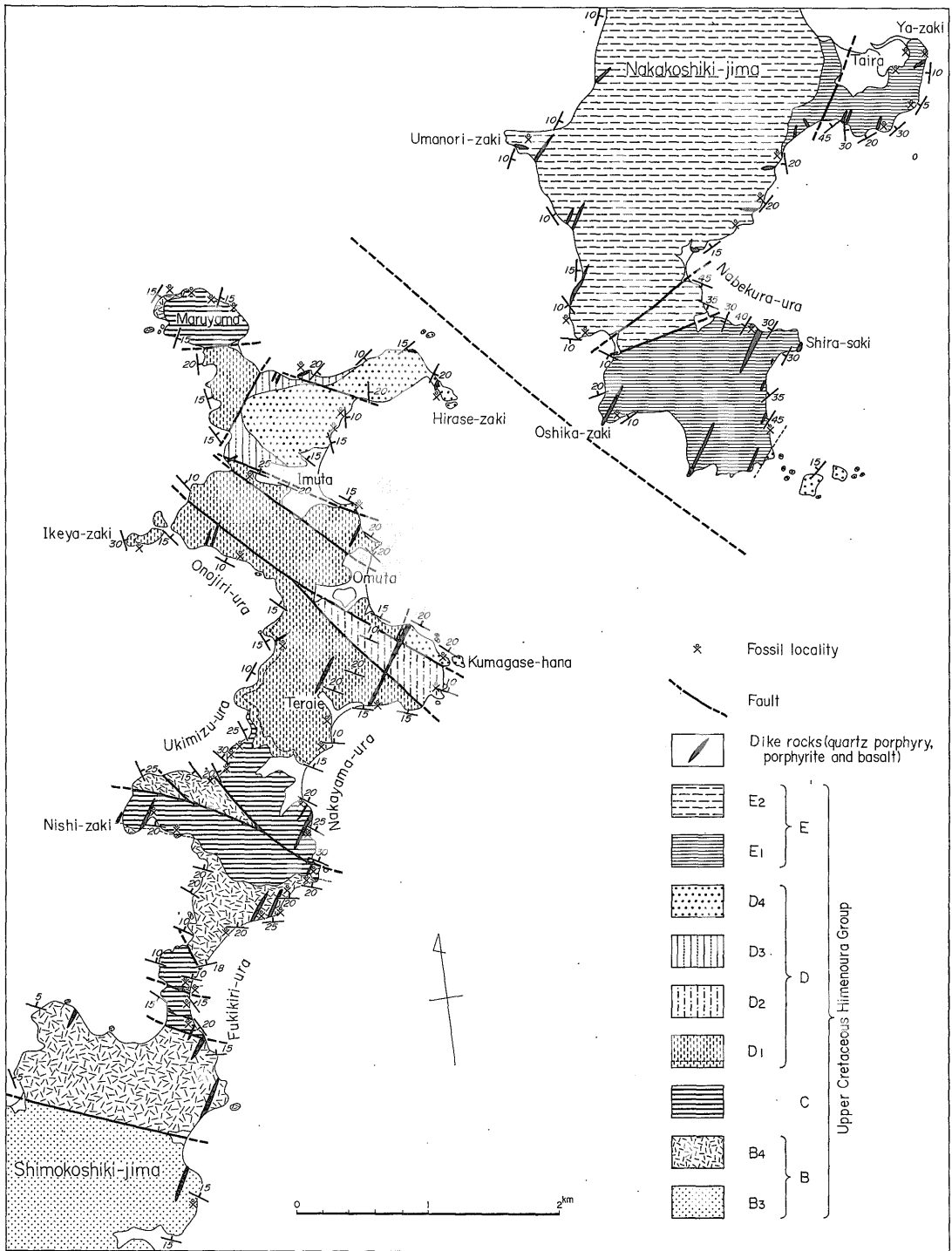
下甌島にはA—D層、中甌島には主としてE層、上甌島には主としてF層が分布する。

3.1 A 層

下限は海中に没して不明である。厚さ50m以上。



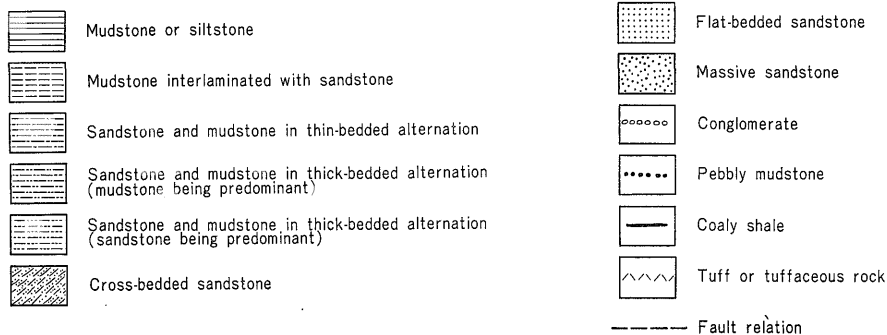
第1図 甬島地質図
Geological map of Koshiki-jima.



第 2 図 下甕島北部および中甕島南部地質図

Geological map of northern Shimokoshiki-jima and southern Nakakoshiki-jima.

Stratigraphic division		Columnar section	Diagnostic sedimentary features * : not common	Fossils	Correlation
Himenoura Group	F	F ₃ 90	Slump structures Cross-bedding	Echinoids Pelecypods	Hetonaiian Series Lower Stage Uppermost Substage Urakawan Series
		F ₂ 160	Cross-bedding		
		F ₁	Cross-bedding		
		500+			
	E	E ₂ 350+	Graded bedding Directional sole markings Slump structures Submarine channels	Nuculanids <i>Inoceramus</i> Echinoids <i>Tosalboris</i>	
		E ₁ 500+	Graded bedding Directional sole markings Slump structures Submarine channels	<i>Inoceramus (Endocostea) balticus</i> Ammonoids Echinoids	
	D	D ₄ 200+	Cross-bedding Ripple marks	Oyster beds Trigonians <i>Thalassinoides</i>	
		D ₃ 70+	Cross-bedding Slump structures*	Shell beds <i>Thalassinoides</i>	
		D ₂ 90+	Cross-bedding Slump structures*	Oyster bed	
		D ₁ 230+	Cross-bedding Ripple marks Slump structures	Oyster beds Trigonians <i>I. (E.) balticus toya joanus</i>	
	C	150-200		<i>Inoceramus cf. schmidti</i> <i>I. orientalis orientalis</i> <i>I. (E.) balticus toya joanus</i> <i>Texanites (Pleisotexanites) cf. shiloensis</i> <i>Glyptoceras indicum</i>	
	B	B ₄ 200+	Cross-bedding	Trigonians <i>Inoceramus</i>	
		B ₃ 300+	Cross-bedding Flaser bedding	Oyster beds Shell beds	
		B ₂ 200+	Cross-bedding		
		B ₁ 500	Cross-bedding		
	A	50+	Slump structures*	Echinoids	



第3図 甌島姫浦層群層序総括図

Stratigraphic summary of the Himenoura Group, Koshiki-jima, Kyushu.
Arabic figures indicate the approximate thickness in meters.

おもにシルト質泥岩注1)からなり、厚さ15m内外の砂岩泥質岩細互層を伴う。シルト質泥岩は構成物質の粒度差によって葉理を示し、また中～厚層理注2)を示す。シルト質泥岩にはところどころに砂岩薄層が挟在し、ごく一部に砂泥混合層注3)がみられる。砂泥細互層中の砂岩はときどき30cm内外の厚さをもち、一般に中粒または細粒であり、葉理はあまり発達しない。厚さ約2mのレンズ状の粗粒～極粗粒砂岩もみられる。

化石としては、Spatangoidaに属するウニがごくまれにみいだされた。なお、シルト質泥岩中には堆積面にはほぼ平行に径1cm前後の砂管状生痕化石注4)がときどき認められる。

3.2 B 層

おもに粗粒堆積物からなり、下位よりB₁、B₂、B₃およびB₄に区分される。B₂とB₄ではB₁とB₃に比べてとくに斜交層理がよく発達する。全層厚1,200m以上。

B₁

最下部に厚さ約7mの含礫砂岩がある。この砂岩は細～中礫を含み、ところどころに葉理を示し、場所によって下位のA層の層理といくぶん斜交して重なる。両層の関係は不整合のように見えるが、これは海底同時侵食にもとづくものである。このような現象は姫浦層群を通じてときどき認められる。

本層の下部は主として無層理砂岩・成層(おもに中層理)砂岩からなり、薄い泥質岩層をひんぱんに挟む。上部は主として無層理砂岩・成層(おもに中層理)砂岩・斜交層理砂岩からなり、部分的に比較的厚い泥勝ち砂泥細互層を伴う。無層理砂岩はしばしば葉理を示し、成層砂岩では淡色の粗い部分と暗色の細かい部分とが数cm～数10cmおきに交互している。斜交層理砂岩は中規模(ときどき小規模)注5)の谷型斜交層理で特徴づけられ

る。これらの砂岩は中～細粒である。砂泥細互層中には一部にスランプ構造や小規模チャンネル埋積構造(scour and fill structure)注6)が発達する。化石は未発見である。本層の厚さは約500mである。

B₂

B₁を整合におおい、これから岩相が漸移する。上限は不明である。厚さ200m以上。

おもに斜交層理砂岩からなり、成層砂岩を伴う。いずれの砂岩も中～細粒である。斜交層理砂岩では淡色のより粗い部分と暗色のより細かい部分それぞれからなる前置層が10～20°に傾斜しながら交互する。斜交層理はふつう中規模であるが、ときどき小規模で、多くは谷型である。成層砂岩は厚さ数cm～10cm前後の泥質岩薄層をはさみながら中層理を示す。砂岩にはときどき顕著なコンポルト葉理(褶曲の振幅は数10cm～1m)が発達する。さらに、砂岩の葉層・薄層を少なからず含む厚さ数mの泥質岩がときどき挟在する。化石は未発見である。

B₃

B₂とは断層関係にあると推察される。下部では無層理～極厚層理砂岩を主とする部分と砂岩泥質岩厚互層を主とする部分とが、上部では無層理砂岩を主とする部分と斜交層理砂岩を主とする部分とが数10mオーダーの厚さをもって交互する。下限・上限ともに不明である。層厚300m以上。

無層理～極厚層理(部分的に中～厚層理)砂岩は灰色を呈し、中～細粒で、ところどころに斜交葉理や平行葉理を示す。このタイプの砂岩はときどき泥質岩の薄層・葉層をはさむ。斜交層理は一般に中～小規模、谷型である。砂泥厚互層ではふつう砂岩層が泥質岩よりも優勢であり、いずれも厚さは0.3～1mである。厚互層における砂岩層は細粒(部分的に中粒)で、平行葉理や斜交葉理を示す。また砂岩層はsetの厚さ数cm以下の砂漣式斜交葉理(ripple cross-lamination)を顕著に示し、泥質岩葉層をとところどころにはさんで、板目状堆積(flaser bedding; REINECK and WUNDERLICH, 1968)を示す場合がときどきある。泥質岩層はきわめて薄い砂漣式斜交葉理砂岩をひんぱんにはさんで波状堆積(wavy bedding; REINECK and WUNDERLICH, 1968)を示すことが多い。本層の中部には厚さ数10mの泥勝ち砂泥厚互層がみられる。

貝殻集積層が数層準の砂岩中に挟在し、カキ(“Ostrea”)化石層(厚さ0.1～0.3m)も少なくとも2枚認められる。“Ostrea”の殻長は20cmあまりに及ぶ。

注6) 本稿で小規模チャンネル埋積構造と呼ぶものはチャンネルの最大深度が1m以下である。

注1) 本稿で泥岩と呼ぶものは粘土とシルトの混合堆積物が固結したもので、泥岩は粘土質泥岩とシルト質泥岩に区分される。

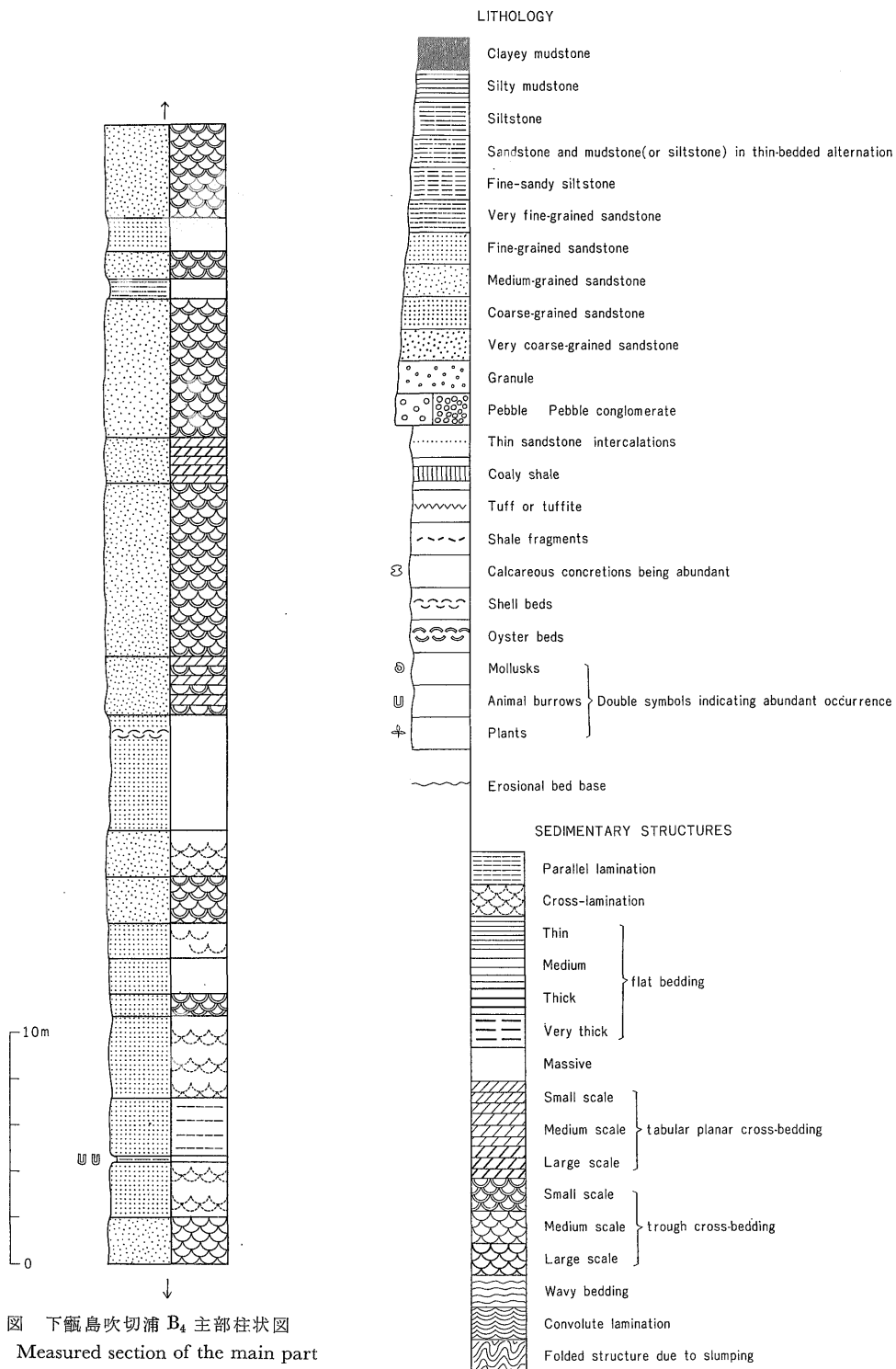
注2) 本稿における層理(平行層理)の分類については、層理面間の厚さが3～10cm, 10～30cm, 30～100cm, 100～300cm, 300cm以上の場合をそれぞれ薄層理・中層理・厚層理・極厚層理・無層理とする。

注3) 本稿では海底泥流(submarine mudflow)起源の砂と泥とが雑然と混合した淘汰の悪い堆積層を砂泥混合層と呼び、それに外来円礫を含むものを含礫泥岩(pebbly mudstone)と呼ぶ。なお、スランプ構造と称するものはスランプによって地層が複雑に褶曲している構造をいう。

注4) 本稿で生痕化石のうち砂岩中に下方へ向かって垂直に入っているスマイアト(dwelling burrow)としての砂管(サンドパイプ)とは別に、砂管状としたものは、地層の上面、下面にあるか、または泥質岩層の内部において堆積面にはほぼ平行に、あるいは斜交して入っている、砂で充填された管状あるいは丸棒状のものをいい、スマイアト(feeding burrow)に属する。

注5) 本稿における斜交層理の規模については、setの厚さが、10～15cm, 15～30cm, 30～100cmの場合をそれぞれ小規模・中規模・大規模とする。

鹿児島県甌島の上部白亜系姫浦層群 (田中啓策・寺岡易司)



第4図 下甌島吹切浦 B₄ 主部柱状図
Measured section of the main part of B₄, Himenoura Group, Fukikir-ura, Shimokoshiki-jima.

第4図および以下の柱状図の凡例
Legends for the measured sections illustrated throughout the report.

B₄

B₃と断層関係にある。層厚200m以上。

主部は斜交層理中～細粒砂岩で代表され、ときどき厚さ3～8mの無層理砂岩を伴う(第4, 5図)。斜交層理は大部分が谷型、中～小規模で、前置層の最大傾斜は10～20°である。set内では明るい灰色の中粒砂岩、暗い灰色の細粒砂岩(石英粒は前者よりも後者の方で少ない)それぞれからなる前置層がきわめて顕著に縞状をなして交互している場合がある(Plate 16)。本層の比較的上部には泥質岩の葉層・薄層や炭質物微片集積葉層が多くはないが、他の部分よりも目だって挟在している。

最上部約20mは全体として細粒化し、おもに中～厚層理の暗灰色細粒(一部極細粒)砂岩からなる(第5図)。さらに、場所によっては比較的上部に平行葉理が発達し、また小規模谷状斜交層理を示す砂岩で埋積された深さ1m前後のチャンネルも認められる。

貝殻集積層が種々の層準の砂岩中に挟在し、とくに *Steinmanella (Yeharella) japonica* (YEHARA) (s.l.) が多数含まれている砂岩層があり、また属種不明の三角貝や *Callistina (Larma) japonica* AMANO もみいだされている。浮水浦の本層上部から *Inoceramus* sp. of *I. ezoensis* group が、吹切浦の本層最上部から *Inoceramus* sp. of *I. balticus* (or *I. ezoensis*) group が産出する。

3.3 C 層

B₄を整合におおい、これと岩相が漸移する。おもに中～厚層理シルト岩およびシルト質泥岩からなる(第5図)。これらの泥質岩は絹雲母片を多く含み、一般に粒度差による葉理を示す。層厚は150～200m内外と推定される。

最下部は細砂質シルト岩からなり、風化してときどき玉葱状構造を呈する。下部は最下部よりも全体として細粒化し、おもにシルト岩からなり、ところどころに砂岩の葉層・薄層を挟有する。中部は本層中最も細かく、シルト質泥岩を主とする。上部はふたたび粗くなって砂泥細互層(砂岩には葉理がほとんど発達しない)に始まり、主体は下部と同様にシルト岩からなり、ところどころに砂岩の薄層や葉層をはさむ。なお、中部には厚さ約13cmの灰色(風化して黄土色)細粒凝灰岩がみられる。最下部の厚さは円山北方海岸で約8m、下部・中部・上部の厚さは浮水浦でそれぞれ50m以上、55m、40mである。

石灰質団塊は本層全体を通じて散在し、部分的には、とくに本層下部においてかなり多い。団塊は球状、扁平なレンズ状あるいは不規則な形を呈し、大きさは一般に10cm以下である。化石(アンモナイト・二枚貝・ウニなど)は全層を通じて泥質岩自体の中に普遍的に含ま

れ、とくに本層下部では比較的豊富に産する。団塊の表面はときどきイノセラムスの殻片でおおわれている。なお、シルト岩中には砂管状生痕化石が堆積面にほぼ平行に含まれていることがある。

特徴的な化石としては、*Inoceramus (Endocostea) balticus toyajoanus* NAGAO and MATSUMOTO が本層全体を通じて種々の層準に産出し、浮水浦では本層下部の下部から *Inoceramus orientalis orientalis* SOKOLOV (Plate 23-1)、本層下部の上部から *Inoceramus* cf. *schmidti* MICHAEL (Plate 23-4) が採集された。さらに本層中部から *Inoceramus* cf. *orientalis nagai* MATSUMOTO and UEDA も発見された。アンモナイトでは、殻の巻きがとけた渦巻き状の *Glyptoxoceras indicum* (FORBES) (Plate 24-2) およびそれに属すると思われる破片が種々の層準に含まれており、*Texanites (Pleisotexanites)* cf. *shiloensis* YOUNG 注7) (Plate 24-1) もまれではあるが浮水浦および吹切浦で本層下部の下部からみいだされた。さらに、*Inoceramus (Platyceramus)* cf. *cycloides cycloides* WEGNER のほかに、*Inoceramus* sp. of *I. ezoensis* group も少なからず含まれ、Spatangoida に属するウニも普遍的に産する。以上の化石のほかに、次のような化石もみいだされた。*Neilonella obliquistriata* AMANO, *Nanonavis (Nanonavis) sachalinensis* (SCHMIDT), *Glycymeris (Glycymeris) amakusense* NAGAO, *Apiotrigonia tuberculata* NAKANO, *A. postonodosa* NAKANO, *Opis* sp., *Protocardium koshikijimense* AMANO, *Callistina (Larma) japonica*, *Lucina* aff. *fallax* FORBES, *Dentalium* sp., *Hauericeras* sp., *Hemiaster* (?) sp.

3.4 D 層

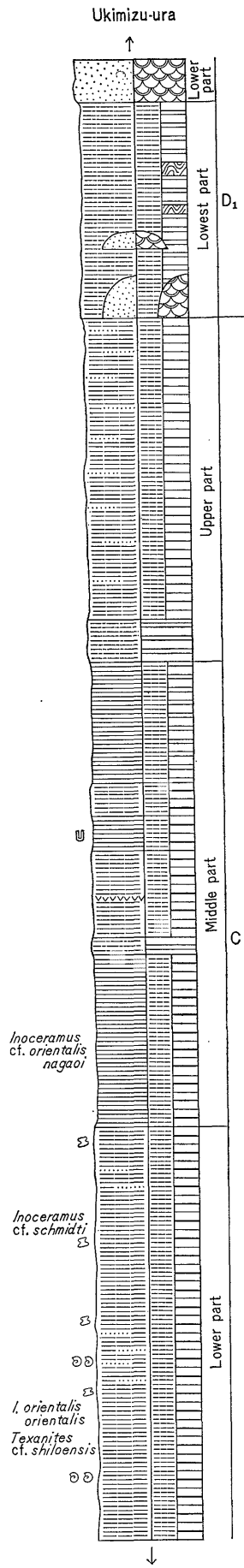
C層を整合におおい、それとの岩相推移は急激である。下位よりD₁, D₂, D₃ およびD₄に区分される。D₁は砂岩および砂岩泥質岩厚互層から、D₄は砂岩からなる。D₂とD₃はともに砂岩泥質岩厚互層からなるが、D₂ではD₃に比べて泥質岩が卓越している。全層厚600m以上。

D₁

岩相が垂直的に大きく変化し、したがって本層は最下部・下部・中部および上部に区分される。第2図の地質図ではD₁のうちとくに最下部を区別して図示した。上限は不明である。層厚230m以上。

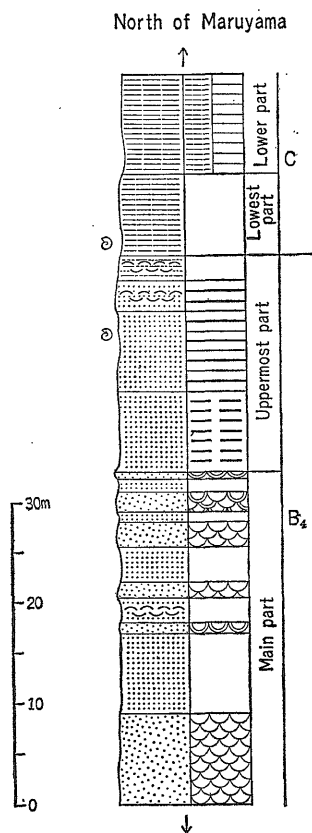
最下部(約25m)はおもに砂泥細互層(単位層の厚さ数cm～30cm)からなる(第5図)。砂岩は一般に細粒で、葉理が発達し、泥質岩は砂岩葉層をひんばんにささむ。スランプ構造や小規模チャンネル埋積構造がときどきみられる。ところどころに連続性に乏しい厚さ1～5mの

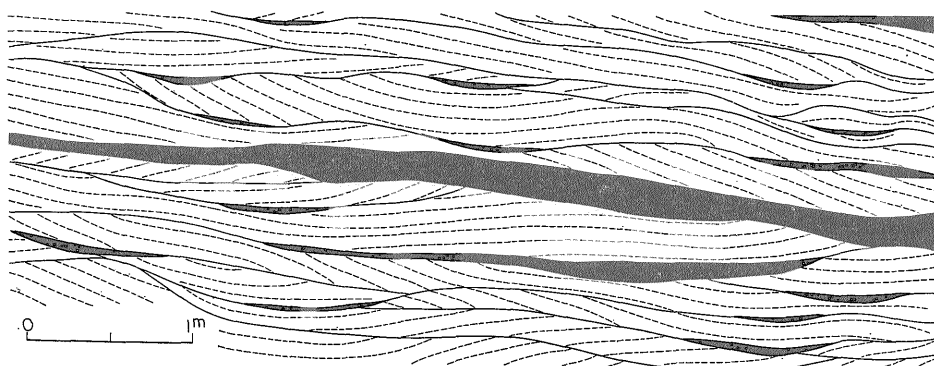
注7) 同定には九州大学松本達郎教授の御教示を受けた。



第5図 下甕島 B₄ 上部—D₁ 下部柱状図

Measured sections of upper B₄ to lower C sequence and lower C to lower D₁ sequence, Himenoura Group, Shimokoshi-jima.





第6図 下甑島中山浦のD₁砂岩に発達する砂漣式斜交層理（黒色部：泥質岩）
Ripple cross-bedding in sandstone. D₁, Himenoura Group, Nakayama-ura, Shimokoshi-ki-jima. From a photograph.
Black areas indicate argillaceous rock which is occasionally interlaminated with sandstone.

小～中規模斜交層理（多くは谷型）中粒砂岩が挟在する。

下部（約80m）は下甑島の中山浦（寺家南方海岸）や尾之尻浦によく露出する。斜交層理砂岩で代表される。砂岩は灰色を呈し、中～細粒、ときどき中～粗粒で、さらに局部的に細礫や小さい中礫を含む。炭質物微片集積層も部分によっては少なくない。また厚さ0.1～0.3m（最大2m）の砂岩葉層をひんぱんにはさむシルト岩がときどき挟在し、砂泥混合層もみられる。

斜交層理はふつう中規模、ときどき小規模または大規模（setの厚さはしばしば1mに近い）で、谷型と平板型とがほぼ相半ばし、とくに大規模のものは概して平板型である。小～中規模斜交層理砂岩では、しばしば一群のsetを通じて各setの上面が砂漣をなしている（第6図；Plate 15）。この場合、前置層の傾斜方向はsetごとにまちまちである。各setの厚さはふつう10～30cm、長さは数m～10数mである。砂漣の波長は1.5～3m、波高は10～10数cmである。砂漣の峰部の頂面はゆるやかに丸味を帯び、谷部には薄い泥質岩がみられる。上記の成層状態はREINECK and WUNDERLICH (1968, Fig. 2-b)の板目状堆積（flaser bedding）に著しく似るが、setの厚さがはるかに大きい点で異なる。この種の成層状態を示す砂岩をここでは砂漣式斜交層理砂岩と呼ぶ。

貝殻集積層（“*Ostrea*”を含む）が種々の層準の砂岩中に挟在し、厚さ約1mのカキ化石層（化石は大型；基質は泥質岩）もみられる。泥質岩中からはイノセラムスがまれに産する。砂管状の生痕化石がシルト岩中において堆積面にほぼ平行に密集している場合がある。

中部（約80m）は寺家東方の海岸によく露出する。砂勝ち砂岩泥質岩厚互層からなる。砂岩層（1～3m、と

きに5m）は中～細粒砂岩で代表され、しばしば中規模（ときどき小規模）斜交層理（多くは谷型）が発達するが、無層理で斜交葉理を示す部分もみられる。泥質岩層（1m以下）は砂岩葉層をひんぱんにはさむシルト岩で代表され、しばしば砂泥細互層を伴う。砂岩中には厚さ約10cmの貝殻集積層がごくまれにみいだされる。シルト岩中には砂管状の生痕化石が堆積面にほぼ平行に含まれている。

上部（40m以上）は小牟田一寺家間の山道の峠南側によく露出する。斜交葉理を示す無層理砂岩と中規模（ときどき大規模）斜交層理砂岩からなり、両者は量的に同じくらいである。砂岩は中～細粒、しばしば中～粗粒である。無層理砂岩の上面には漣痕がみられる。斜交層理は大部分が谷型である。

D₁中の化石としては、前述のように下部に“*Ostrea*”が含まれている以外に、次のものが下部から産出する。*Inoceramus (Endocostea) balticus toyajoanus* (Plate 23-3) *I. (Platyceramus) cf. cycloides* (s.l.), *I. sp. of I. ezoensis* group, *Glycymeris* sp., *Steinmanella (Yeharella) japonica* (s.l.), *Cal-listina (Larma) japonica*

D₂

D₁と断層で接する。層厚90m以上。

海岸に露出する部分は厚さ約60mで、泥質岩砂岩厚互層からなる。全体として泥質岩層が砂岩層よりもむしろ卓越し、いずれも厚さは2m以下で、ときどき3m前後に及ぶ。泥質岩層はシルト質泥岩（頁岩質）で、ときどき砂岩薄層と細互層をなす。砂岩は一般に中～細粒で、一部中～粗粒のこともある。厚い砂岩層には小～中規模斜交層理（大部分が谷型）が発達する。局部的にスラン

ブ構造が認められる。

カキ化石層 (厚さ 20 cm; カキの殻長は一般に 5~6 cm) がごくまれにみいだされ、また泥質岩中には *Lucina* aff. *fallax* や小型の二枚貝が少なからず含まれている場合がある。

小牟田一寺家間の道路に露出する部分は海岸に露出する地層よりも上位で、厚さ約30mのシルト岩からなる。このシルト岩は頁岩質で、ときどき細砂質を帯びる。

D₃

D₂ との直接の関係は不明である。層厚70m以上。

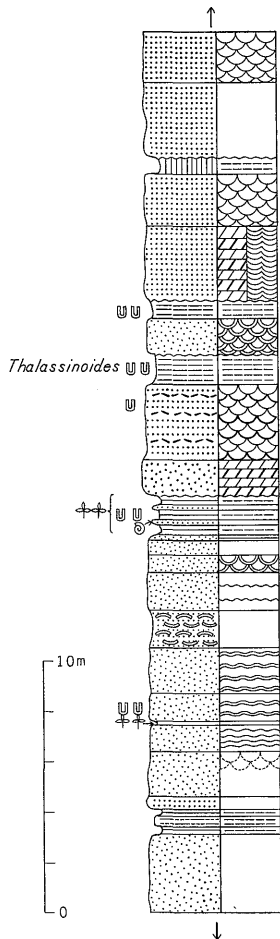
砂岩 (0.3~3 m) と砂泥細互層 (0.3~1 m) との厚互層からなり、前者が後者よりも優勢である。砂岩層は中~細粒砂岩で代表され、中規模 (ときどき小規模) 斜交層理 (多くが谷型) がよく発達する。斜交層理はしばしば D₁ 下部に発達するような砂礎式斜交層理 (小~中

規模) を示す。なお、大規模の平板型斜交層理も一部にみられる。砂泥細互層中の砂岩には平行葉理がよく発達するが、斜交葉理の発達はむしろ貧弱であり、またタービダイト性砂岩層の下部によく発達する級化部ないし塊状部は認められない。スランプ構造が部分的に発達する。さらに顕著なコンボルト葉理 (褶曲の振幅は 1 m に近い) も観察される。

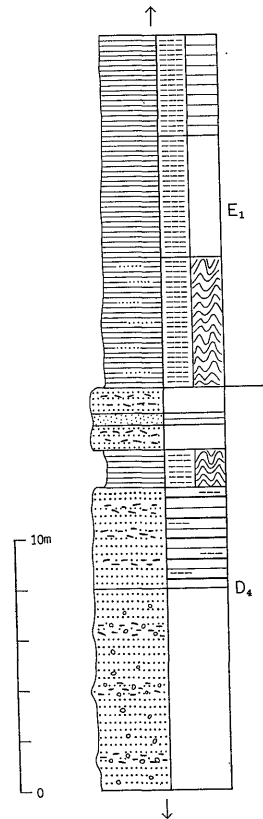
貝殻集積層 (厚さ 10~20 cm) が数層準の砂岩中に認められる。細互層中の一砂岩層の上面に砂管状生痕化石 (径 1~3 cm, 長さ 10~30 cm) が密集し、さらに径 2~3 cm 内外の Y 字状分岐の形態を示す *Thalassinoides* (十脚類の巣穴化石, スミクイアト) (Plate 20-1) も若干みいだされる。

D₄

D₃ を整合におおい、これから岩相が急変する。斜交層理がときどき発達した無層理~厚層理 (部分的に中層理) 砂岩を主とする部分と中~大規模 (ときに小規模) 斜交層理砂岩を主とする部分とが 10~数 10 m オーダーの厚さ



第7図 下甕島平瀬崎 D₄ 柱状図
Measured section of D₄, Hirase-zaki, Shimokoshi-jima.



第8図 中甕島 D₄・E₁ 境界付近柱状図
Measured section showing transition from D₄ to E₁, Himenoura Group, Nakakoshi-jima.

をもって交互する (第7図). 層厚 200 m 以上.

砂岩は灰色を呈し, 概して中粒, 粗粒で, ところどころに細礫や小さい中礫を含む. 無層理~厚層理砂岩中の斜交葉理の set の厚さは 5~10 cm である. 斜交層理に関しては, 小規模のものは一般に谷型, 中~大規模のものはしばしば平板型である. さらに砂漣式斜交層理 (Plate 17-2) も局部的に発達する. 泥質岩層あるいは砂泥細互層が挟在し, 厚さはふつう 10~30 cm で, 最大 4~5 m に達する. 砂管状生痕化石を堆積面に平行に, または斜交して多く含む厚さ 1 m 前後の砂質シルト岩も数枚挟在する. さらに, 本層の比較的上部には, 厚さ数 10 cm の炭質頁岩層が少なくとも 1 枚, 厚さ数 cm~数 10 cm の炭化植物片に富む淡褐色泥岩が数枚認められる. 無層理~厚層理砂岩層の上面にはしばしば振動漣痕 (Plate 20-2) や干渉漣痕が発達する.

中甌島南端近くの本層最上部約 8 m は主として中~厚層理粗粒砂岩からなり, 一部にスランプ構造を示す泥質岩層をはさむ. 砂岩は多数の泥質岩偽礫を含んでいる点で特徴的である (第8図). さらに下位には類似の砂岩が約 20 m つづき, その下位には斜交層理砂岩がくる.

貝殻集積層 (厚さ一般に 10~30 cm; 最大 4 m) がところどころに砂岩中に挟在し, カキ化石層 (厚さ 1 m 内外) も数層準にみいだされる. また *Steinmanella* (*Yeharella*) *japonica obsoleta* KOBAYASHI and AMANO が多産する層準も知られている^{注8)}. 生痕化石のうち注目すべきものとしては, 砂質シルト岩層の上面や内部に径 2 cm 内外の *Thalassinoides* (Plate 22) が網目状に多数含まれ, また斜交層理砂岩層中に径 1 cm, 長さ 20 cm の砂管が認められる.

3.5 E 層

D層上に整合に重なり, それとの岩相推移は急激である (第8図). おもに泥質岩からなり, 下位より E₁, E₂ に2分される (第9図). 上限は不明である. 全層厚 850 m 以上.

E₁

おもに中~厚層理のシルト質泥岩からなる. シルト質泥岩は暗灰色を呈し, 頁岩質で, 絹雲母片を多く含む. シルト質泥岩は本層の上部では一般に粒度差による葉理を示し, 砂岩葉層をひんぱんにはさむ. ところどころに劈開が発達している. 砂岩薄層をわずかに挟有し, 球状または扁平な石灰質団塊を散点的に含む. 層厚 500 m 以上.

泥勝ち砂泥細互層がところどころに, とくに本層の下部と上部で厚く発達し, 単位層の厚さは 3~10 cm (ときどき 30 cm) である. 砂岩は下位の泥質岩に対して一

注8) 熊本大学天野昌久教授の御教示による.

般にきわめて鮮明な境界 (侵食面に由来する) を示し, 上位の泥質岩への推移は漸移的な場合もあれば急激なこともある. 砂岩はしばしば級化層理を示し, 標式的には下から上へ向かって級化部ないし塊状部・平行葉理部および斜交葉理部からなる. 比較的厚い砂岩は中~細粒で, しばしば級化部ないし塊状部がよく発達し, 泥岩偽礫を含み, 下底面にはグループ・キャスト, ロード・キャストのようなソールマークが認められる. 薄い砂岩は一般に細粒で, 斜交葉理, 砂漣式斜交葉理, コンボルト葉理などの堆積構造の発達で特徴づけられ, さらに上面には水流漣痕をもつ. 砂岩はときどき小規模チャンネル埋積構造 (侵食深度 10~50 cm) を示す. さらに, 単位層が 0.3~2 m の砂泥厚互層の部分も本層の下部にみられる.

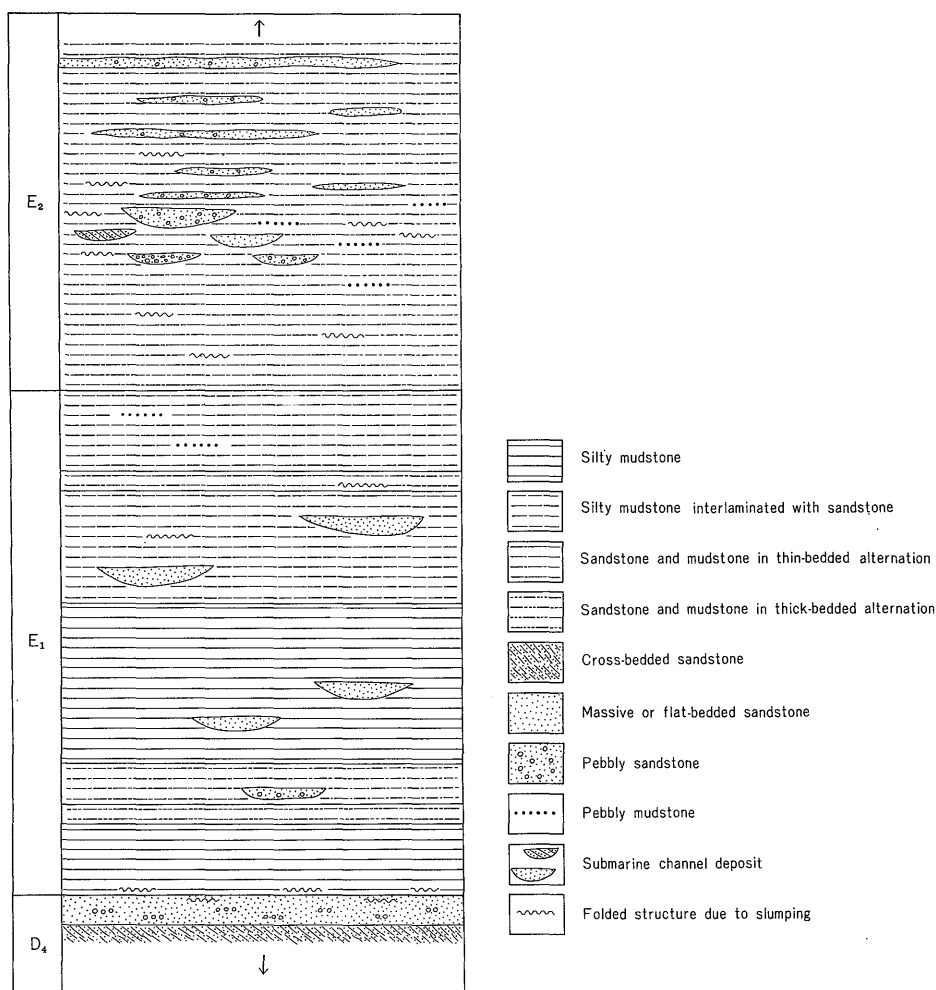
上に述べたような互層部や本層上部の砂岩葉層をひんぱんにはさむ泥質岩には厚さ 3 m 以下の含礫泥岩や砂泥混合層が伴われ, スランプ構造も認められる. 含礫泥岩中の礫は一般に中~大礫で, 径 18 cm 内外に達するものもある. さらに, 本層最下部 5 m にはスランプ構造がよく発達している (第8図).

厚さ 10~20 数 m の粗~中粒砂岩層も数層準に挟在し, それらは一般に泥岩偽礫を多く含み, また中~厚層理を示すこともある. 砂岩層はレンズ状をなし, 下位層を谷状に切っており, これらは大規模な海底侵食谷埋積層^{注9)}とみなされる. 大鹿崎・白崎・矢崎南方の海崖上部の砂岩厚層はその代表例である (Plate 19-1). このオーダーの厚さの海底侵食谷埋積層は E₁ のみならず次記の E₂ にもみられる. E₁, E₂ における大規模な侵食谷埋積層自体は一度に堆積したものでなくて, いくつかの侵食谷埋積層が重なったもので, 個々の侵食谷埋積層の厚さは一般に数 m をこえない (第11図参照). なお厚さ 1~数 m の侵食谷埋積層もときどき発達している.

化石は全体としてまれで, 場所によっては散点的に含まれ, 一般に泥質岩自体の中からみいだされる. *Solemya angusticaudata* NAGAO, *Neilonella obliquistriata*, *Nanonavis* (*Nanonavis*) *sachalinensis*, *Inoceramus* (*Endocostea*) cf. *balticus balticus* (Plate 23-2), *I. sp. of I. ezoensis* group, *Lucina* (?) sp., *Gaudryceras* (?) sp., 異常型らしいアンモナイト (*Glyptoxoceras* とは全く別個の属) の破片などが採集された. *Hemiaster* と思われるウニ化石は諸所に産する. なお, まれではあるが, 泥質岩中に堆積面に対して垂直に入った砂管状生痕化石がみいだされる.

E₂

注9) 本稿で侵食谷と呼ぶものは小規模チャンネル埋積構造よりも大規模のもので, チャンネルの最大深度が 1 m 以上におよぶ.



第 9 図 中飯島 E 層模式層相断面図

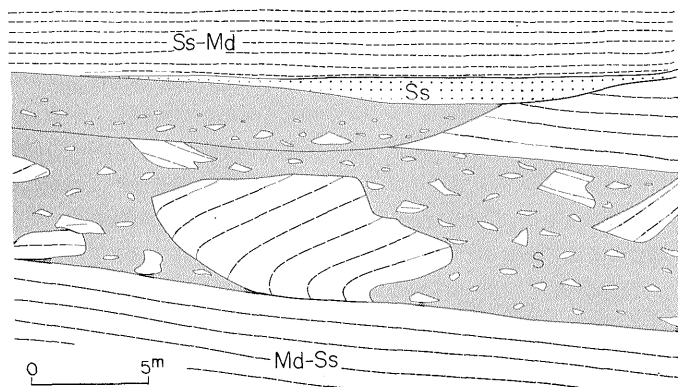
Diagrammatic section showing the facies distribution of division E, Himenoura Group, Nakakoshi-jima.

E₁ を整合におおい、これから岩相が漸移する。おもに泥勝ち砂泥細互層からなり、部分的に泥質岩が比較的良好に発達することもある。泥質岩は一般に細粒～極細粒砂岩の葉層をひんぱんにはさむシルト質泥岩で代表される。シルト質泥岩自体は粒度差による葉理を顕著に示す。シルト質泥岩は石灰質団塊をわずかに含み、しばしば頁岩質で、劈開が局部的に発達している。上限は不明である。厚さ 350 m 以上。

泥勝ち砂泥細互層 (Plate 17-1) では単位層の厚さは 3～30 cm (ときどき 1 m) である。単位層の厚さが 0.3～2 m の厚互層も部分的にみられる。砂岩は一般に細粒で、E₁ にみられるような級化層理をはじめ諸種の堆

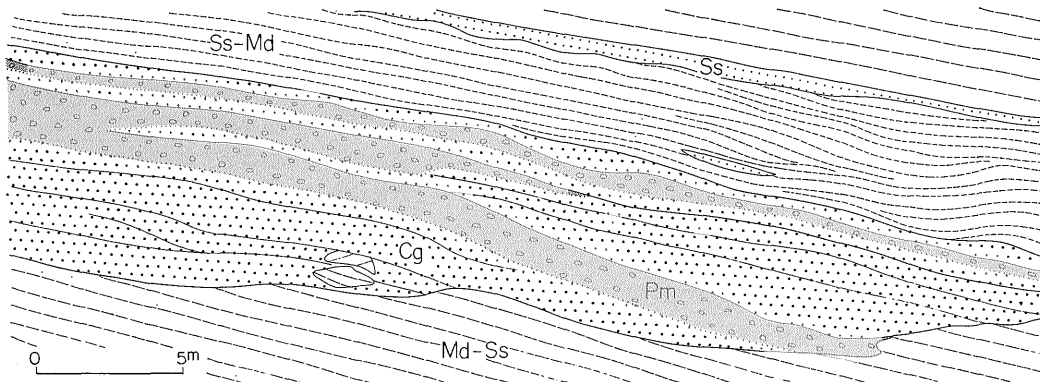
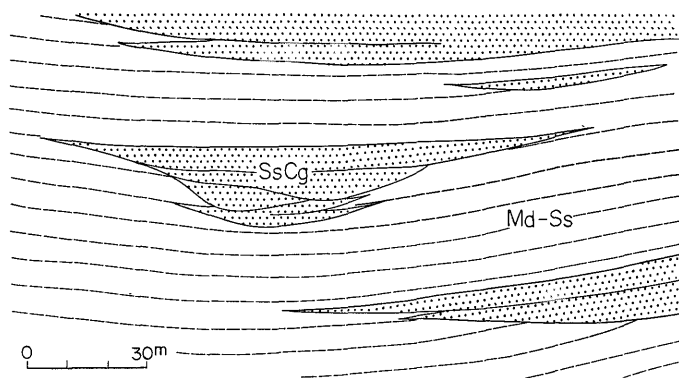
積構造の発達で特徴づけられる (Plate 18-1)。砂岩はときどき、中粒、粗～中粒となり、このような砂岩の下底面にはフルート・キャスト、グループ・キャスト、ロード・キャストのようなソールマークが発達している。

スランプ構造 (Plate 21) がひんぱんにみられ、ときどき含礫泥岩やこれと類縁の砂質基質をもつ礫岩 (厚さ数 10 cm～数 m)・砂泥混合層のようなスランプ層 (第 10 図) をはさむ。含礫泥岩・礫岩中の礫は中～大礫で、最大は径 15 cm に達する。上記のような異常堆積層やスランプ構造は E₁ の場合に比べてよく発達している。さらに、互層の発達した部分には顕著な侵食谷埋積層 (最も厚いものは 20 数 m に達する) がところどころに発達し、



第10図 E₂のスランプ層 (中甌島馬乗崎北方)

Detached masses originating from slumping. E₂, Himenoura Group, north of Umanori-zaki, Nakakoshi-jima. From a photograph. S, slump bed (chaotically mixed sand and silt); Ss, sandstone; Ss-Md, sandstone and mudstone in thin-bedded alternation; Md-Ss, mudstone interlaminated with sandstone.



第11図 E₂にみられる海底侵食谷 (上図: 馬乗崎北方, 下図: 馬乗崎)

Large scale submarine channels. Above: E₂, Himenoura Group, north of Umanori-zaki, Nakakoshi-jima. From a photograph. SsCg, sandstone and conglomerate; Md-Ss, mudstone interlaminated with sandstone. Below: E₂, Himenoura Group, Umanori-zaki, Nakakoshi-jima. From a photograph. Cg, conglomerate; Pm, pebbly mudstone; Ss, sandstone; Ss-Md, sandstone and mudstone in thin-bedded alternation; Md-Ss, mudstone interlaminated with sandstone.

それらは一般に泥岩偽礫に富むスランプ性の礫岩～礫質砂岩である(第11図)。一例として、見掛けの最大深度が20数m、見掛けの幅が100数10mに達する侵食谷がある。さらに、厚さ1～数mの侵食谷埋積層(Plate 19-2)もところどころに挟在する。侵食谷埋積層はしばしば上方へ向かって細粒化する。侵食谷埋積層の下底面には巨大なフルート・キャスト(たとえば幅約20cm、長さ70cm以上)が認められる場合もある(Plate 18-2)。侵食谷埋積層はごく例外的に大規模斜交層理の単一setからなることがある。

本層の上部では、下部に比べて互層部がより顕著に発達するようになり、厚い砂岩(しばしば中礫を含む)や含礫泥岩が増加し、スランプ構造や侵食谷埋積層もよりひんぱんに発達するようになる。とくに、厚さ3～4mの含礫(おもに中礫)粗粒砂岩がときどきみられる点は注目される。本層の下部・上部を通じて、北東から南西へ向かって互層を構成する砂岩が薄くなると同時に少なくなっていくように、互層の発達が次第に貧弱になっていく傾向がみられる。

化石はきわめてまれで、*Nanonavis (Nanonavis) sachalinensis*, *Neilonella obliquistriata* などの二枚貝、ウニが泥質岩から産する。*Nuculanacea* に属する二枚貝が優勢である。さらに *Steinmanella (Yeharella) japonica obsoleta* の産出もごくまれながら本層上部の泥質岩中から知られている注10)。双子葉植物の葉片もみいだされた。

砂管状の生痕化石がときどき泥質岩中にみられ、多くは堆積面にほぼ平行に含まれているが、堆積面にかなり斜交している長さ10cm内外のものも若干認められ、またしばしば砂岩層の下面にも発達している。さらに、砂泥細互層における砂岩層の下面に worm の化石として *Tosaloboris hanzawai* KATTO (Plate 23-5) がみいだされる。

3.6 F 層

E層との直接の関係は不明である。古第三系に不整合におおわれ、この関係は上甕島茅牟田崎北東海岸でよく観察される。下位よりF₁、F₂、F₃に3分される。F₁とF₂は砂岩泥質岩厚互層を主とするが、F₃ではF₁に比べて礫質部がよく発達する。F₃は砂泥細互層を主とする。全層厚750m以上。

F₁

下限は不明である。層厚500m以上。

最下部は上甕島西岸縄瀬北方に露出する。これには輪廻層が少なくとも3層認められる(第12図)。輪廻層の理想化層序は下位より外来円礫を含む砂岩(泥岩偽礫に富

注10) 天野昌久教授の談話による。

む)→砂岩→シルト岩→シルト質泥岩→粘土質泥岩で代表される。砂岩部と泥質岩部とは漸移的である。砂岩部では極粗粒から粒度を漸次減じながら極細粒へと上方細粒化を示し、堆積構造も斜交層理(規模が上に向かって小さくなる)→平行層理→斜交葉理の上方変化を示す。基底部の外来円礫または泥岩偽礫に富む砂岩は塊状である。砂岩部には炭質物微片の葉層が含まれている場合がある。泥質岩部では下部のシルト岩—シルト質泥岩は平行層理(および平行葉理)を示し、上部の粘土質泥岩は塊状である。輪廻層基底部の含礫砂岩と下位輪廻層最上部の粘土質泥岩とは侵食面で境され、小規模チャンネル埋積構造(深度20cm)が認められる。輪廻層の厚さは10数m～30m前後で、輪廻層内の砂岩部と泥質岩部とは似た厚さをもつ。最下部層の厚さは少なくとも80mである。

下部—上部は砂岩泥質岩厚互層からなり、下部では泥質岩の方が、上部では砂岩の方が卓越する。単位層の厚さは1～数mである。砂岩層は中～粗粒砂岩で代表され、平行葉理・斜交葉理の発達したのもあれば、斜交層理で特徴づけられるものもある。砂岩はときどき礫(おもに中礫)を含む。泥質岩層はシルト岩～シルト質泥岩で代表され、ときどき砂泥細互層を伴う。

下部では、掛平瀬南東海岸において泥質岩層が10mあまりの厚さに達することもあり、2、3の層準に陸上植物茎片を少なからず含んでいる(第13図)。ここでは、砂岩層はときどき上方細粒化を示し、それに発達する斜交層理(おもに谷型)が上方へ向かって小規模となる。泥質岩層もときどき上方細粒化を示す。しかし、砂岩層から上位の泥質岩層への岩相推移は一般に急激であるが、漸移的な場合もある。なお、深さ50cm内外の小規模チャンネル埋積構造がときどき認められる。層厚は少なくとも200m近くはあると推定される。

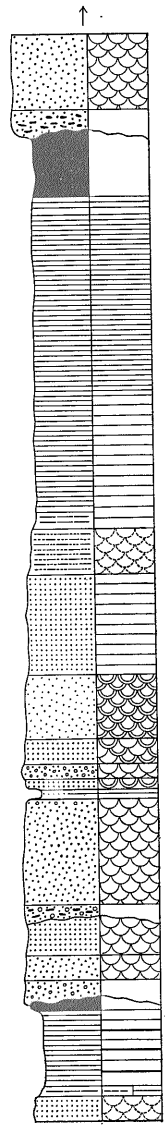
上部では、砂岩中に礫は多くないが下部に比べてより多く含まれるようになる。中～大規模の斜交層理が顕著に発達し、平板型が谷型よりもむしろ卓越する。泥質岩層は砂岩葉層をひんぱんにはさむようになる。層厚250m内外。

なお、厚さ数10cmの暗灰色(風化すると黄土色)細粒凝灰岩が本層の下部・上部それぞれにおいて数枚挟在する。

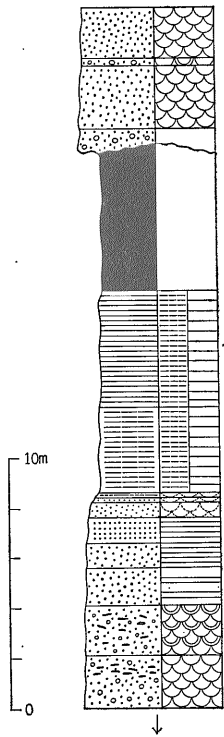
動物化石は本層から未発見である。

F₂

F₁を整合におおい、これから岩相が漸移する。おもに砂勝ち砂岩泥質岩厚互層からなり、その中部には無層理砂岩層が厚く発達する。本層は岩相上F₁上部に似るが、

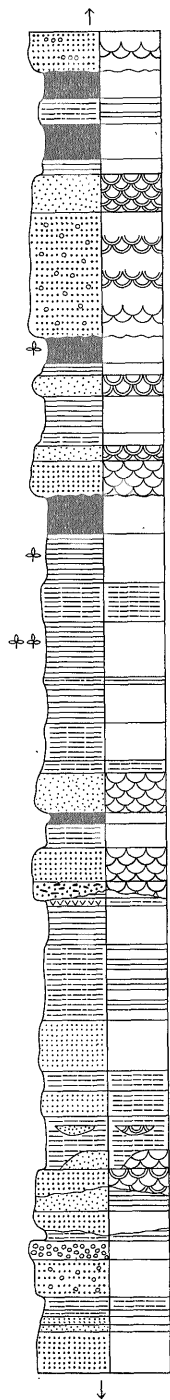


No exposure



第12図 上甌島繩瀬北方 F₁ 最下部柱状図

Measured section of the lowest part of F₁, Himenoura Group, north of Nawase, Kamikoshiki-jima.



第13図 上甌島掛平瀬 F₁ 下部柱状図
Measured section of the lower part of F₁,
Himenoura Group, Kakehirase, Kamikos-
hiki-jima.

後者よりも砂岩に富み、礫も多くなる。層厚約 160 m.

厚互層における砂岩層 (1~5 m) および無層理砂岩層は礫 (おもに中礫) をとところどころに含む粗~極粗粒砂岩で代表され、しばしば中~大規模斜交層理 (谷型と平板型がほぼ半半ばする) が発達する。泥質岩層 (1~3 m) はシルト岩で代表され、ときどき砂岩薄層と細互層をなす。無層理砂岩層は礫岩 (厚さ数 10 cm~3 m) をとところどころにはさみ、中礫のほか大礫の多いことが目だっている。礫の種類には珪岩・チャート・石英斑岩が多く、ほかに砂岩・ホルンフェルス・花崗岩類・片麻岩・流紋岩・安山岩・溶結凝灰岩がある。

F₃

F₃を整合におおい、これから岩相が急変する。おもに泥勝ち砂泥細互層からなり、比較的塊状の、または中~大規模斜交層理を示す含礫粗粒砂岩を伴う。層厚約90m.

砂泥細互層における砂岩には平行葉理・斜交葉理がよく発達するが、級化層理はみられず、泥質岩は主としてシルト質泥岩である。含礫砂岩層中には厚さ1m前後の礫岩 (中~大礫からなる) もみられる。砂泥細互層中にはときどきスランプ構造が発達し、含礫泥岩や砂泥混合層もところどころに挟在する。

化石としては、二枚貝・掘足類 (?), ウニ (Spatangoida に属し、C層やE₂中に普遍的にみいだされるものと類似する) が泥質岩中にごくまれに産出するにすぎない。

4. 対 比

4.1 従来の層序区分との対比

甌島の白亜系に対して、天野・田北 (1969) は下甌島累層の名称を与え、これを下部の下甌島亜累層 (下甌島に分布する) と上部の平良島亜累層 (中甌島と上甌島に分布する) に区分した。筆者らの岩相層序区分を上記の区分と対応させると、大局的にはA-D層が下甌島亜累層に、E-F層が平良島亜累層に相当する。天野・田北 (1969) はさらに平良島亜累層を下位より下部頁岩層・中部砂岩頁岩層・上部砂岩層に細分したが、下部頁岩層は筆者らのE₁に、後2者はE₂に対応する。天野・田北 (1969) は上甌島西岸の白亜紀層を繩瀬山層と称し、これを平良島亜累層に含めて上部砂岩層に対比した。しかし、繩瀬山層は筆者らのF層に相当し、上部砂岩層よりは上位と考えられる。

さらに、天野・古閑 (1971) は下甌島中・南部の下甌島累層を下位より瀬々野浦層・瀬尾崎層・小田頁岩層・吹切砂岩頁岩層および西崎頁岩層に区分した。これらの区分は概略的に下位より筆者らのA, B₁-B₃ 下部, B₃ 上

部, B₄, C層にそれぞれ対応する。

下甌島北部の白亜紀層についても, すでに AMANO (1957) は上位より I~V層に5分し, I層と中甌島の白亜紀層を一括して平良層と呼び, II~V層を蘭牟田層と総称した。I層(蘭牟田北東の半島に分布する部分)は筆者らの D₄に, II層は D₁-D₃に, IIIとV層はC層に, IV層は B₄にそれぞれほぼ相当する。

なお, MATSUMOTO (1954) の c層は筆者らのC層にあたる。

4.2 地質時代

甌島の姫浦層群から産出した化石のうち, 時代決定に有効なものを産出層準と併記すると次の通りである。

<i>Inoceramus (Endocostea) cf. balticus balticus</i>	E ₁
<i>I. (E) balticus toyajoanus</i>	C最下部—中部, D ₁ 下部
<i>I. orientalis orientalis</i>	C下部の下部(浮水浦)
<i>I. cf. orientalis nagaoi</i>	C中部(浮水浦)
<i>I. cf. schmidti</i>	C下部の上部(浮水浦)
<i>Glyptoxoceras indicum</i>	C中部
<i>Texanites (Pleistoxanites) cf. shiloensis</i>	C下部の下部 (浮水浦, 吹切浦)

姫浦層群のうち, C-E₁は天草地方の *Inoceramus balticus toyajoanus* 帯(主としてヘトナイ統下部階)にほぼ対比される。C下部の下部は *Inoceramus orientalis orientalis* およびアメリカ, テキサスの Upper Santonian—lower Lower Campanian 産の *Texanites (Pleistoxanites) shiloensis* にほぼ同定されるアンモナイトを含むので, 浦河統最上部亜階(Lower Campanian)に対比される。C下部の上部—E₁は *Inoceramus cf. schmidti*, *I. (Endocostea) cf. balticus balticus* および *I. (E) balticus toyajoanus* の産出によりヘトナイ統下部階(Middle Campanian—Upper Campanian)に対比される。これに関連して, 中甌島(おもに E₁-E₂が分布する)からも *Inoceramus cf. schmidti* の産出が報告されている(松本ら, 1962)。なお *Glyptoxoceras indicum* のC中部からの産出も上記の対比論に調和的である。以上に述べたことからわかるように, C層下部内に浦河統最上部亜階とヘトナイ統下部階との境界が存在することになる(第3図)。

要するに, 甌島の姫浦層群中のかなりの部分がヘトナイ統下部階に対比され, この点は従来の時代論(MATSUMOTO, 1954; AMANO, 1957, 1962)と同じである。これに加えて, 対比上の新知見として浦河統最上部亜階の存在も確実となった。しかし, 甌島の姫浦層群について時代の上限・下限は古生物学的資料からみて現在なお未確定のままである。

他方, 甌島の姫浦層群と同じく西南日本中軸部に分布

する和泉層群と堆積輪廻の観点から対比することによって, 姫浦層群の時代の上限を推定することはある程度可能であろう。和泉層群は浦河統最上部亜階(?)—ヘトナイ統上部階に対比され, 和泉山脈中部の同層群には層群全体で代表される第1級の堆積輪廻, 累層単位の地層で示される第2級の堆積輪廻が認められ(田中, 1965), このような点は淡路島の同層群についても指摘される。和泉層群はタービダイトの堆積で特徴づけられ, 甌島の姫浦層群は後述のようにデルタ性堆積で特徴づけられるといったような堆積過程上の大きな差異があり, したがって両層群に認められる堆積輪廻の成因は必ずしも同一ではない。しかしながら, 和泉層群における第1, 2級のような大きい規模の堆積輪廻は和泉層群地帯全域に認められる広域のもので, これに対応するような規模の堆積輪廻は甌島の姫浦層群にも存在すると期待される。

後で述べるように, 姫浦層群のうち浦河統最上部亜階を含めた上位の部分については, 少なくとも B₄ 主部中のある層準から D₄上部にいたる範囲, D₄最上部から F₂にいたる範囲, F₃(上限不明)で示されるような規模の3輪廻を認めることができる。このような規模の堆積輪廻は和泉層群中の第2級輪廻に対比するとみなしてよい。和泉山脈中部や淡路島の和泉層群中の浦河統最上部亜階(?)—ヘトナイ統下部階に対比される部分, すなわち下部亜層群は第2級の2輪廻を示している(田中, 1965; MATSUMOTO, 1954)。この点は姫浦層群の時代の上限がヘトナイ統上部階に及ぶ可能性を示唆する。

さらに, 姫浦層群のうち問題の部分について, 後述のようにその全体が1堆積輪廻(E層の堆積期に堆積盆地が全体として最も深くなった)を示していると概観することもできよう。甌島の姫浦層群の削剝量と和泉層群のそれとを比較することができないが, もしこのような規模の輪廻が和泉層群中の第1級輪廻(中部亜層群の堆積期に堆積盆地が最も深くなったと考えられる)に対応するとみなした場合, 姫浦層群中にもヘトナイ統上部階が含まれていることになる。

要するに, 甌島に分布する姫浦層群の時代の上限がヘトナイ統上部階に及んでいるという可能性はある程度考えられることである。

つぎに, 甌島における姫浦層群の時代の下限についても考察してみよう。姫浦層群は後述のように堆積相・層厚の点で天草諸島周辺のうち天草下島, とくにその東部の同層群に最もよく似ている。浦河統下部階の存在は, 姫浦層群が基底部まで露出している地域のうち, たとえば長島では認定されており(TAKAI and MATSUMOTO, 1961), また天草上島東部(模式地)でも推測されている

(植田・古川, 1960; UEDA, 1962). 両地域の姫浦層群はいずれも天草下島東部の、さらに甌島の同層群よりも東側に分布するものである。この点や甌島の姫浦層群の下限がみられないこと、さらに九州における西南日本秩父帯から中軸部にかけての白亜系堆積盆地の北方(内側)移動(寺岡, 1970)などを考慮すると、甌島に露出する姫浦層群の時代の下限は浦河統下部階に及ぶ可能性がきわめて少なく、おそらく同統上部階にとどまっていると推察される。

4.3 他地域の姫浦層群との対比

甌島の姫浦層群は、天草地方のそれと比較すると、岩相・層厚の点で天草下島の同層群(波多江, 1959, 1960; 高井・坊城, 1963), とくに東部のもの(高井・坊城, 1963)に類似する。ヘトナイ統下部階の部分は甌島や天草下島では模式地の天草上島東部をはじめ他の諸地区の相当層(AMANO, 1960a, 1960 b; 植田・古川, 1960; TAKAI and MATSUMOTO, 1961; UEDA, 1962)に比べて、はるかに厚く露出している。

天草下島東部の姫浦層群は下位より Hc, Hd, He, Hf および Hg に区分される(高井・坊城, 1963)。上記の層序区分のうち、Hc-Hf がヘトナイ統下部階に、Hg が同統上部階に対比されている^{注11)}。甌島と天草下島東部とを比較すると、C, D, E 層は岩相的にそれぞれ Hc?-Hd, He-Hg 下半部, Hg 上半部に類似し、概略的にそれぞれを互に対比させると、天草下島東部では F 層相当層が欠如していることになる。次に、下島東部と同島西部(波多江, 1960)との関係については、Hc?-Hd, He-Hg 下半部, Hg 上半部がそれぞれ H₂, H₃-H₅, H₆ にほぼ対比されるようで、下島西部でも F 相当層が分布していないと判断される。F 相当層が元来天草でも堆積したと仮定すると、その欠如は古第三系堆積前における削剝が南の甌島よりも北の天草下島で著しかったことを意味するであろう。甌島の C 層と天草下島東部の Hd との対比が岩相的にも妥当であるとしても、他方では D-F 層の全体が岩相変化して He-Hg に対応するという可能性も考えられる。以上の問題点の解決には今後の詳しい検討を要する。なお、甌島では天草下島の東部に比べてより下位の地層が露出しており、下島本土の西部に比べてもその可能性がある。

5. 堆 積

5.1 堆積相の全般的特徴

注11) Hg の年代決定は *Pleurogrammatodon splendidus* ICHIKAWA and MAEDA の産出にもとづいている。しかしながら、この種は和泉層群においてヘトナイ統上部階のみならず、同統下部階からも産する(市川・前田, 1958)。

姫浦層群の模式地天草上島東部では、本層群は全体として 1 堆積輪廻をなし、下位より I, II, III の 3 層に区分され、大局的にはそれぞれが海進・氾濫・海退期の堆積相を示すとみなされている(植田・古川, 1960; UEDA, 1962)。

甌島の姫浦層群では、ヘトナイ統の部分が少なくとも 2,300m 以上の層厚を有し、また斜交層理砂岩で代表されるような粗粒堆積物に富んでいる。ヘトナイ統の下位にも浦河統とみなされる斜交層理砂岩に富む厚さ 1,200 m の粗粒相が存在する。しかしながら、時代の下限について確証がなく、また最下部の厚さ 50m の泥質相より下位にどのような岩相の地層がつづくかは不詳である。要するに、甌島では大局的にみて岩相的にも時代的にも上記の III 層に対応する地層が厚く発達するが、しかし同時に E 層のような泥質岩卓越相も厚く発達しているという目だちがいろいろある。さらに、甌島の浦河統とみなされる部分がほとんど“海退”的な粗粒相からなり、天草上島東部の相当層と対照的に異なる点は注目すべきである。

甌島の姫浦層群、少なくともヘトナイ統の部分は、著しい層厚と粗粒相の卓越の点で、同じく西南日本中軸部に分布する同時代の和泉層群に類似し、それゆえに堆積時に急速に沈降する沈降帯とそれに隣接した激しく上昇する隆起帯とが存在したことを暗示する。しかし、姫浦層群では一部にタービダイト相がみられるが、斜交層理砂岩などのような浅海成堆積層がよく発達しているのに対して、和泉層群は大部分がタービダイト相で特徴づけられるといった大きな違いがある。なお、甌島の姫浦層群では C 層の堆積時期に入ると海進がいつそう促進されたが、これとほぼ同じ時期に和泉層群の堆積が開始された点は興味深い。

5.2 岩 相

甌島の姫浦層群では砂岩相・泥質岩相・砂泥厚互層相が数 100 m オーダーの厚さをもって交互し、下記のように岩相区分がなされる。

泥 質 岩 相

均質シルト質泥岩は粒度差による葉理をほとんど、あるいはあまり明瞭に示さない。これに反して、葉理シルト岩～シルト質泥岩と砂岩葉層をひんぱんにはさむ葉理シルト質泥岩は粒度差による葉理を顕著に示す。これら 3 つの岩相は後述のような諸種の砂岩相(たとえば斜交層理砂岩・平行葉理砂岩など)や砂岩泥質岩細互層相と厚互層(単位層の厚さは数 10 cm ~ 数 m)をなし、それゆえにそれぞれは必ずしも特定の堆積環境を明示しない。ただし、上記の各泥質岩相は単独に数 10 m あるいはそれ

以上の厚層をなすときは、ある程度特定の環境を指示する。

たとえばC層を特徴づける葉理シルト岩～シルト質泥岩の厚層は石灰質団塊や異常型アンモナイト・イノセラムスなどの化石を少なからず含み、浅海沖合相とみなされる。これに対して、E₁によく発達する均質シルト質泥岩とE₁、E₂両層にみられる砂岩葉層をひんぱんにはさむ葉理シルト質泥岩の厚層は石灰質団塊や化石に乏しく、後で述べるタービダイト性の級化砂岩泥質岩細互層を伴い、したがって前記の葉理シルト岩～シルト質泥岩に比べてより深い環境の堆積物と考えられる。

砂岩泥質岩細互層相

級化砂岩泥質岩細互層では、砂岩はタービダイトに特徴的にみられる級化層理・方向性のあるソールマーク(フルート・キャスト、グループ・キャストなど)、種々のタイプの葉理構造や水流漣痕の発達で特徴づけられる。砂岩は標式的には下から上へ向かって級化部ないし塊状部・平行葉理部および斜交葉理部からなる。泥質岩はシルト質泥岩で代表される。このタイプの細互層はE₁、E₂両層において10数m～数10m、あるいはそれ以上の厚層をなし、タービダイト相を代表するもので、比較的深い環境に堆積したとみなされる。

葉理砂岩泥質岩細互層については、砂岩は級化層理・方向性のあるソールマークをごく例外的にしか示さないが、平行葉理・斜交葉理を顕著に示し、また漣痕をもち、泥質岩はおもにシルト岩からなり、ときどき生物擾乱作用を受けている。葉理砂岩泥質岩細互層はふつうに見られる地層で、斜交層理砂岩と厚互層(単位層の厚さは数10cm～数m)をなすことが多く、また葉理シルト岩中にもみられる。この種の細互層は級化砂岩泥質岩細互層に比べて一般に浅い環境を示す。たとえばD₃における葉理砂岩泥質岩細互層中には *Thalassinoides*^{注12)}が含まれているので、このタイプの地層の少なくとも一部は他の堆積の特徴をも考慮するとかなり浅い環境に堆積した可能性がある。

砂岩相

砂漣式斜交葉理砂岩はsetの厚さ数cm以下の砂漣式斜交葉理の発達で特徴づけられて板目状堆積を示す。さ

らに、このタイプの砂岩は泥質岩ときわめて細かく互層して波状堆積を示す。以上のような成層状態はとくにB₃によく発達する。

平行葉理砂岩は粒度差、炭質物微片の葉層などによって平行葉理を顕著に示し、しばしば斜交葉理を伴う。数mの厚さをもって斜交層理砂岩や無層理砂岩に伴うことがある。

斜交層理砂岩は砂岩相中最もよく発達する地層で、B、D、Fの各層を特徴づける。前記2タイプの砂岩よりも粗粒であり、しばしば数10mの厚層をなす。小～中規模斜交層理はおもに谷型で、大規模斜交層理はしばしば平板型である。一連の斜交層理砂岩層内において斜交層理の規模が下から上へ向かって小さくなり、また下部には平板型斜交層理、上部には谷型斜交層理が卓越する傾向がときどき認められる。斜交層理砂岩はカキ化石層や三角貝層をはさむ砂岩を伴うので、大部分が浅海堆積物とみなされる。大規模、平面型の斜交層理の少なくとも一部(たとえばF₁の場合)はまわりの地層の堆積的特徴からみて河川性堆積に由来する可能性がある。

砂漣式斜交層理砂岩は各setの上面が砂漣をなす小～中規模斜交層理で特徴づけられる。前置層の傾斜方向はsetごとにまちまちであり、砂漣の谷部には薄い泥質岩が存在する。その他の性状としてD₁下部の層序学的記載のところで述べたような点があげられる。このタイプの砂岩はたとえばD₁下部、D₃、D₄に顕著に発達し、数10mの厚層をなすことがある。

平行層理砂岩は薄～中層理あるいは中～厚層理を示し、ときに貝殻集積層をはさむ。厚さは一般に数m～10数mである。

無層理砂岩は砂岩相のうち斜交層理砂岩に次いでよく発達する。一般に数m～10数mの厚層をもって斜交層理砂岩と互層する。部分的に極厚層理～厚層理を示し、ときどき平行葉理や斜交葉理を伴い、しばしば漣痕をもつ。この種の砂岩はとくにB₁、B₃、D₁上部、D₄の諸層によく発達し、カキ化石層・三角貝層をはさむもので、その大部分は浅海相とみなされる。

斜交層理上方細粒化砂岩は厚さ10数mで、下位の泥質岩とは侵食面で境され、砂岩自体は上方へ向かって外来円礫、泥岩偽礫を含む粗粒～極粗粒砂岩から細粒砂岩へと漸次粒度を減じ、上位の泥質岩に漸移する。堆積構造も上へ向かって斜交層理(規模が小さくなる)・平行層理・斜交葉理の順に変化する。このタイプの砂岩はとくにF₁中にみられ、その堆積的特徴が河川成堆積輪廻層の下部をなす砂岩層中にみられる特徴(Allen, 1965a)と多くの共通性をもつので、この砂岩を河川の流路を埋積

注12) *Thalassinoides*あるいは現生の類群種は頭海～浅海成層または沿岸～浅海帯にみられるが(Seilacher, 1964; Häntzschel and Reineck, 1968)、一方現生の *Thalassinidea*(スナモグリ上科)に属する甲殻類の巢穴はきわめて浅いところから550mの深度におよぶので *Thalassinoides* は深度指示者としては不充分だとする見解もある(Bromley, 1967)。飯島の姫浦層群D₄では *Thalassinoides* の巢穴化石に富む砂質シルト岩の層準のごく近くには炭質頁岩・カキ化石層および砂管がみられるので、この場合の *Thalassinoides* はかなり浅い環境を指示する。

第1表 甌島姫浦層群の岩相層序の変化

Vertical variations of some selected lithological features of the Himenoura Group, Koshiki-jima.

Stratigraphic division		Grain size of sandstones	Size of gravels	Cross-bedding		
				Size	Type	
F	F ₃	Thicker beds: C	P-C	M-L		
	F ₂	C-VC	P-C	M-L	T, P	
	F ₁	Upper	M-C	P	M-L	P, T
		Lower Lowest	M-C	P	M	T
E	E ₂	Channel deposits: C-M	Pebbly mudstones: P-C			
	E ₁	Channel deposits: C-M	Pebbly mudstones: P-C			
D	D ₄	M-C	G-smaller P	M-L	P, T	
	D ₃	M-F		M	T (P)	
	D ₂	Upper				
		Lower	M-F (M-C)		S-M	T
	D ₁	Upper	M-F (M-C)		M (L)	T
		Middle	M-F		M	T
		Lower	M-F (M-C)	G-smaller P	M	T, P
Lowest		Thicker beds: M		S-M	T	
C						
B	B ₄	Uppermost	F	S	T	
		Main	M-F	M-S	T	
	B ₃	M-F		M-S	T	
	B ₂	M-F		M	T	
	B ₁	M-F	G-P	M	T	
A						

Grain size of sandstones
 VC: very coarse-grained
 C: coarse-grained
 M: medium-grained
 F: fine-grained
 Size of gravels
 C: cobble
 P: pebble
 G: granule

Cross-bedding
 Size class
 L: large scale (set thickness: 30-100 cm)
 M: medium scale (set thickness: 15-30 cm)
 S: small scale (set thickness: 10-15 cm)
 Type
 P: tabular planar
 T: trough
 (): subordinate

した地層と考えるのが最も妥当であろう。

海底侵食谷埋積砂岩は粗～中粒砂岩 (あるいは礫質砂岩～礫岩) で, 多数の泥岩偽礫を含む。この種の地層は上方細粒化を示し, また下底面にフルート・キャストなどのソールマークをもつことがある。20数mの層厚に達する場合があります, また平行層理を示すことがある。この

タイプの砂岩はタービダイト相が発達するE層に特徴的に認められる。

礫岩は古期岩類の中～大礫大の円礫からなり, 基質は砂である。厚さは一般に数10cm, 最大3mである。礫岩はF₂に最もよく発達する。なお, 礫はときどき斜交層理砂岩や無層理砂岩中に散点的に含まれる。

含礫泥岩は淘汰不良のシルト岩(砂粒と雑然と混合する)中に外来円礫や同時代堆積岩の礫やブロックを雑然と含み、スランプに由来する諸種の堆積変形構造を伴う。この種の地層は海底泥流(submarine mudflow)にもとづくものであろう。砂泥混合層も前者と類似の成因をもつが、外来円礫を含まない。いずれも比較的深い環境に堆積したと推定されるE層(級化砂岩泥質岩細互層が発達する)中に目だて含まれているが、砂泥混合層は比較的浅い環境を示す地層中にもみいだされる。

炭質頁岩はD₄の斜交層理砂岩～無層理砂岩相中に少なくとも1枚挟在し、厚さ数10cmである。ごく近くの層準にカキ化石層や砂管状生痕化石を多く含み、また炭化植物片に富む砂質シルト岩が認められるので、この炭質頁岩はおそらく海岸に近い湿地のような環境に堆積したものと考えられる。

最後に岩相の層序的变化について概観する(第3図, 第1表)。砂岩相や砂泥厚互層相についてみると、上位層に向かって砂岩の粒度は粗くなり、これと調和的に礫も多くなり、その大きさも増していく傾向が認められる。このような傾向は後背地が大局的には次第に上昇していったことを示唆するであろう。砂岩層における斜交層理の規模(setの厚さ)は、上位層ほど大きくなり、また斜交層理のタイプについても上位層ほど平板型が発達する傾向を示す。このような斜交層理の規模およびタイプの層序的变化は上記の粒度にみられる層序的变化と密接に関連していると考えられる。

泥質岩卓越層に関しては、E層はC層に比べて全般的に粒度が細かく、石灰質団塊・化石に乏しく、またC層と異なってタービダイト層・スランプ層を少なからず挟有する。したがって、E層はC層よりも深い環境を示すであろう。

5.3 化石相

岩質あるいは岩相の差異に対応して、化石内容も変化する(第3図)。代表的な化石相として、カキ("Ostrea")相・三角貝相およびアンモナイト相が識別される。

カキ相は"Ostrea"が排他的に密集するカキ化石層(厚さ0.1～1m)で代表される。カキ化石層は泥質岩または砂質岩を基質とし、いずれの場合もカキ化石はすべて異地性堆積のものである。カキ化石層は種々の層準の無層理砂岩相・斜交層理砂岩相中にみいだされる。

三角貝相は三角貝の*Steinmanella* (*Yeharella*)が排他的に多数含まれている化石層あるいはこの化石を伴うか、または伴わないで*Callistina* (*Larma*) *japonica*, *Glycymeris*などの二枚貝が密集した化石層で代表される。"Ostrea"をまれに含むことがある。二枚貝化石はすべて片殻で、異地

性堆積によるものである。化石層は厚さ10～30cmで、最大4mに及び、種々の層準の無層理砂岩・平行層理砂岩中にみられる。

アンモナイト相は殻の巻きがとけて渦巻状を呈する異常型アンモナイトの*Glyptoxoceras*(ほとんど破片)の卓越することで特徴づけられ、またイノセラムスや*Hemiasster*類似のウニを少なからず含む。さらに、本相には*Nanonavis*もふつうにみいだされ、三角貝の*Aptiotrignia*, *Glycymeris*などの二枚貝も含まれている。二枚貝化石は一般に片殻であるが、*Nanonavis*や*Glycymeris*には合殻のものがときどき認められる。化石は散点的に含まれている。アンモナイト相は葉理シルト岩～シルト質泥岩からなるC層で代表される。

以上の化石相については、化石はほとんどが厳密な意味では異地性堆積のものであるが、それぞれの化石相を特徴づける化石群組成、化石相に対応する地層の岩質や堆積的特徴から判断すると、カキ相・三角貝相・アンモナイト相の順に沖合の環境を示すようになる。

なお、タービダイト層を伴い、C層に比べて深い環境に堆積したとみなされるE層については、化石に乏しく、それゆえに化石群の内容は前記の諸化石相のように明確な特徴を示さない。E層の泥質岩中には*Hemiasster*類似のウニやイノセラムスなどの二枚貝が若干含まれているが、二枚貝化石では*Nuculanids*が優勢である。C層の場合と対照的に異なって、本層からは三角貝の産出がごく例外的にしか知られておらず、*Glycymeris*も全くみいだされなかった。

多種多様の砂管状の生痕化石が種々の層準に含まれているが、現段階ではまだ生痕化石相を識別できない。しかしながら、注目すべき点として、斜交層理砂岩中に下方へ向かって垂直に入っている砂管が、さらにこの種の砂岩に伴う砂質シルト岩・葉理砂岩泥質岩細互層中に*Thalassinoides*がみいだされる(例D₃, D₄)。後者は瀬海～浅海の環境を指示する。さらにwormの化石として*Tosaloboris hanzawai*がE₂中の級化砂岩泥質岩細互層中の砂岩下底面にみいだされる注13)。このものはタービダイト性砂岩が堆積するような比較的深い環境に特徴的と考えられる。

5.4 堆積環境と堆積型式

甌島の姫浦層群の岩相・化石相は垂直的にかなり変化する(第3図, 第1表)。これにもとづいて、堆積環境の変遷や堆積型式について論述する。

注13) *Tosaloboris hanzawai* は四国東部の四万十島層群中の室戸半島層群室戸層(始新統)から産する(KATTO, 1960)。室戸層はおもにフリッシュ型砂岩頁岩互層からなる。

A層は化石をごくまれにしか産しないので、その堆積環境の詳細は不明である。しかし、後述するC層あるいはE層の一部に類似した泥質岩相が卓越するので、本層はこれらの地層と同様に遠海陸棚 (open shelf) の堆積物とみなされる。

B層は岩相・化石相からみて、大部分が浅海成層と考えられる。B層は全層厚1,200 m以上に達し、斜交層理砂岩に著しく富んでいるので、このような地層に対しては主としてデルタ性環境が想定されるであろう。しかしながら、海退相に特徴的に発達するデルタ成堆積層に類似する地層はデルタ以外の環境でも形成されることがあるので、デルタ成堆積層の認定には下記の点を考慮する必要がある。デルタ環境はデルタ先端底部 (prodeltaic shelf), デルタ先端斜面部 (prodeltaic slope), デルタ前面部 (delta-front, delta platform) およびデルタ頂部 (on-delta, delta plain) の4部位に区分される^{注14)}。さて、上位層へ向かって繰返し粗粒化する輪廻層からなる一連の厚層において、個々の輪廻層ごとに前記の4部位のうち少なくともあいつづく3部位、すなわち下から上へ向かってデルタ先端底部・デルタ先端斜面部・デルタ前面部それぞれを、またはデルタ先端斜面部・デルタ前面部・デルタ頂部それぞれを指示するとみなされる地層が識別され、しかも少なくともこれらの3部位を指示するとみなされる地層の水平的な配置関係が明らかにされるとき、はじめて問題の地層がデルタ成堆積層であると認定することが可能となる。上下を通じて比較的類似した岩相からなるB層を上記述べたような意味でのデルタ成堆積層と判断することに対しては、現在のところなんら積極的な証拠はない。

B層の上部、B₄からD層の下部、D₁にかけては層序がほとんど連続的にみられる。少なくともB₄主部の上部からC層中部にいたる範囲は海進性の上方細粒化を示し、C層中部からD₁下部にいたる範囲は海退性の上方粗粒化をたどる(第5図)。したがって、B₄主部の上部からD₁下部にいたる範囲はC層中部を氾濫期の頂点として一つの対称型あるいは完全輪廻層を形成する。

B₄主部の上部からB₄最上部を経てC層最下部にいたる岩相の垂直的な変化は漸移的であり、それゆえに堆積環境は徐々に深くなり、それに伴って緩慢な海進が行なわれたものと推察される。この傾向はC層中部までつづいた。

海退期のC層中部—D₁下部に認められる堆積相の一連の変化はデルタ性環境の一つの重要な指示者として注

注14) デルタ環境の区分については、岡田(1971, 第6図)を参照されたい。

目されている上方粗粒化型堆積を明示している。さらに、堆積環境を推定するにあたって、D₁下部では砂漣式斜交層理砂岩がよく発達し、その成層状態はおもに潮下帯 (subtidal zone) および潮間帯 (intertidal zone) にみられる板目状堆積 (flaser bedding, REINECK and WUNDERLICH, 1968) に類似する点は注目に値する。先に論議したことからわかるように、上方粗粒化型堆積を示すことだけをもってC層中部—D₁下部をデルタ性環境に堆積した地層と断定することは必ずしもできない。しかしながら、岩相・化石相や堆積の特徴を考慮した上で、その堆積環境の変遷をあえてデルタ性環境の変遷に対応させてみると、概略的には次のようになるであろう。すなわち、シルト質泥岩からなり、アンモナイト・イノセラムスを含むC層中部は遠海陸棚、シルト岩からなり海生貝化石を含むC層上部はデルタ先端底部、おもに葉理砂岩泥質岩細互層からなり、スランプ層を伴うD₁最下部はデルタ先端斜面部、斜層理(砂漣式斜交層理を伴う)砂岩からなり、カキ化石層・海生貝殻集積層を挟有するD₁下部はデルタ前面部の環境を指示すると考えられる。もしこのような推論が正しければ、C層中部—D₁下部に認められる堆積相の垂直的な変化はデルタが漸次成長していったことを反映していることになる。

D₁中部からD₄にいたる範囲はD₁最下部—下部と同じく海退期の地層とみなされ、これには前記のような上方粗粒化型堆積の現象が期待される(第3図)。D₁中部—D₄では連続的な層序が認められないが、岩相・化石相や堆積の特徴によってその堆積環境を解釈するにあたり、あえてデルタ環境の区分を適用すると、大局的には次のようなことがいえるであろう。シルト岩からなるD₂上部はデルタ先端底部、斜交層理(砂漣式斜交層理を伴う)砂岩と葉理砂岩泥質岩細互層との厚互層からなり、スランプ層を伴い海生貝殻集積層をはさむD₃はデルタ先端斜面部—デルタ前面部、斜交層理(砂漣式斜交層理を伴う)砂岩および振動漣痕をしばしば伴う無層理砂岩からなり、砂管状生痕化石(*Thalassinoides*など)に富む砂質シルト岩・カキ化石層・三角貝層をはさむD₄はデルタ前面部の環境を示すと考えられる。D₄のうち、その比較的上部は炭質頁岩の挟有により少なくとも一部についてデルタ頂部の環境を示すであろう。

上記のようにD₄をデルタ成堆積層とみなすとき、D₄の比較的上部のうち、第7図に示した層序断面にみられる各種岩相の堆積環境は概略次のように推定される。まず、断面の下部を占める淘汰の良い無層理砂岩および薄層理ないし多少波状の層理を示す砂岩は大部分が沿岸州(少なくとも一部は海面下)、または砂浜の堆積物とみな

される。このような砂岩中に介在するカキ化石層は砂岩を基質とし、化石はすべて二次堆積のものである。断面の中部には砂管状生痕化石を多く含む炭化植物片に富む淡褐色泥岩(砂岩の葉層やきわめて薄い層をはさみ、砂岩はときに海生と思われる二枚貝の化石を含む)や同じく砂管状生痕化石(*Thalassinoides*を含む)に富む砂質シルト岩が挟在する。このような地層は潟湖ないし潮汐平底(tidal flat)の堆積物と考えられる。断面の中部—上部に発達している斜交層理砂岩は一般に前記の無層理—成層砂岩よりも粗粒で、淘汰が悪く、さらに下位の泥質岩層とは侵食面で画され、部分によって泥岩偽礫を多く含む。斜交層理砂岩のかなりの部分は分流流路(distributary channel)の堆積物と推察される。最後に、断面の上部に挟在する炭質頁岩は海岸に近い湿地に堆積したものであろう。以上に述べたことからわかるように、この層序断面に関しては概観すると堆積環境は下位より沿岸州—砂浜→潟湖→潮汐平底(一部は分流流路—おそらく海面下)→分流流路→湿地の変化を示すようで、したがって堆積環境は海側から陸側へと漸次移行していったであろう。

C層中部—D₁下部とD₂上部—D₄との間にあるD₁中部—D₁上部にも上方粗粒化型堆積が認められるようである。

D₄からE₁にかけて岩相が急変する(第8図)。デルタ成堆積層とみなされる地層を主とするD₄の堆積時期からタービダイト層を伴うE₁の堆積時期への移り変わりのときに、堆積盆地は急激に沈降し(同時に海進があり)、それに伴ってスランプをひんぱんに起こしつつ次第に深くなっていった。このような岩相の急激な変化、すなわち堆積環境の急変はB層からC層へかけての緩慢な変化とは全く対照的である。

E層の堆積環境は第9図から次のように推定される。E₁の堆積環境はその堆積時の初期では海生化石を含むシルト質泥岩が堆積する遠海陸棚であったが、すぐに深くなり、タービダイトを堆積した混濁流(turbidity current)がときどき流れ込み、またスランプもときどき起こった堆積盆地中軸部注15)に転じた。このような状態はひきつづきE₂下部の堆積時期にもみられ、しかもE₁に比べてタービダイト層がよく発達することから堆積盆地はより深くなったと推測される。E₂上部の堆積時期になるともちろんタービダイト層はひきつづき堆積するが、いっぽうスランプ構造・含礫泥岩・砂岩厚層(しばしば中礫を含む)がよりひんぱんに発達してくるので、堆積環境は

前の時期に比べて浅くなったであろう。そしてE₁、E₂両層の時期に堆積盆地中軸部、とくにその側面部にはときどき大規模な海底侵食谷(混濁流によって形成された)が刻まれたことは注目に値する。これらの侵食谷を埋積した地層は、E₁の場合はfluxoturbidite様の砂岩が卓越し、E₂上部の場合は前記のような砂岩のほかにスランプ性の礫岩—礫質砂岩も多い。さらに、E₂上部の海底侵食谷埋積層には例外的に斜交層理砂岩がみられるが、これはE₂上部の堆積環境の浅化を物語る。E₁、E₂両層におけるタービダイト層の少なくとも一部は海底扇状地(submarine fan)の堆積物とみなされ、このような地層はとくにE₂上部になるとより多くなったであろう。これに対して、E₂下部のタービダイト層の大部分は堆積盆地中軸部の底部上に堆積したものと考えられる。

F層は全体として海退相とみなされる。F₁は堆積環境決定に有効な化石を産しないので、本層の堆積環境の詳細は不明である。しかしながら、F₁最下部中に上方細粒化型堆積を示す非対称型輪廻層(層厚10数m—30m前後)が少なくとも3層認められる点が注目される(第12図)。輪廻層にみられる粒度・堆積構造などの堆積的特徴の垂直的变化に関しては、すでに層序の章で述べた通りである。これらの輪廻層は河川堆積物の堆積型式に関する通念(ALLEN, 1965b; SELLEY, 1970; 岩井, 1971)からすると、河川(とくに蛇行河川)性堆積を強く示唆するであろう。そして輪廻層の下部を占める砂岩は河川の流路埋積層に、とくにその外来円礫と泥岩偽礫に富む基底部は流路充填礫(channel lag)に、また輪廻層上部の泥質堆積物は氾濫堆積層(overbank flood deposit)とみなされるであろう。

F₁下部中の少なくとも一部にみられる砂泥厚互層(第13図)では、泥質岩層は上方細粒化を示し、部分的に陸上植物茎片を少なからず含み、砂岩層はしばしば斜交層理が発達し、また上方細粒化を示し、下位の泥質岩層との間に侵食面が存在する場合もある。さらに、砂岩層の基底部に泥岩偽礫を含むこともある。環境推定に有効な古生物学的資料はないが、前記のような堆積的特徴からみて、問題の砂泥厚互層は主として河川から潟湖ないし内湾にわたるような環境に堆積したものと解釈される。

F₁下部より上位の地層については、大観するとF₁下部→F₁上部→F₂下部→F₂中部の順に粗粒堆積物が増し、F₂中部では礫岩もよく発達するようになる。次に、F₃、すなわちF層最上部は細粒堆積物に富み、海生化石を含む。したがって、F₃はF層主体の海退相に対して海進相を示すようになる。F₃には含礫泥岩やスランプ構造がときどき発達しているため、F₂の時期からF₃の時期に

注15) 本稿では沈降性の堆積盆地を沈降が著しい深い中軸部(deep basin または trough)と浅い縁辺部または陸棚部(shelf)に大別し、さらに前者を平らな底部(floor)とその両側の傾斜した側面部(side)に分ける。

入ると沈降は若干急激に行なわれたであろう。

以上に述べた点は下記のように要約される。甕島の姫浦層群のうち、砂岩相で特徴づけられる B, D, F 層は主として浅海(瀕海を含む)性環境に堆積し、とくに D 層はデルタ性環境に堆積したと推察される。F 層は一部に河川成堆積物を伴うようである。これに対して、C, E 両層は泥質岩相で特徴づけられる。C 層は挿話的な汎濫相を代表し、E 層はタービダイト相の発達で特徴づけられ、その堆積時期に堆積盆地は最も深くなったであろう。なお、概略的には、少なくとも B₄ 主部中のある層準から D₄ 上部にいたる範囲および D₄ 最上部から F₂ にいたる範囲それぞれで代表される大きい規模の堆積輪廻を認めることができる。さらに、F₃ も堆積輪廻の開始を示す。

5.5 堆積盆地と供給源

甕島の姫浦層群にはヘトナイ統下部階と浦河統最上部亜階が確認されているが、時代の上限も下限も不明であり、また本地域は天草地域から海をへだてて遠隔の位置にある。したがって、甕島の姫浦層群が同層群全体からみた堆積盆地内において占める位置を具体的に把握することはきわめて困難である。しかしながら、堆積相・粗粒碎屑岩の組成・古流系などの考察から、甕島の姫浦層群に関する古地理的状况をある程度推察できる。

堆積相

天草上島東部や九州本土の姫浦層群中の浦河統の部分に関しては、東側陸地の存在が考えられている (UEDA, 1962)。天草下島西部の姫浦層群と下島東部の同層群とを対比の章で述べたように概略的に対比すると、西部よりも東部の方で砂岩相も泥質岩相も厚く発達していることがわかる。この事実は少なくともヘトナイ世において大局的には下島東部が沈降性堆積盆地の中軸部に、下島西部が西側の縁辺部により近いことを意味し、それゆえに天草下島の西方に隆起部あるいは陸地が存在したことを示唆する。長浜 (1968) も天草下島西部の姫浦層群にみられる斜交層理の古流向から粗粒碎屑物の供給源地を同地域西方に推定している。

甕島の姫浦層群は前述のように岩相・層厚の点で天草下島の西部よりも東部の同層群に類似している。この点と上記の天草地方の古地理的状况からみて、姫浦層群堆積時 (少なくともヘトナイ世) には甕島の西方にも陸地があったと考えられる。

粗粒碎屑岩の組成

砂岩の主成分は予察的に検討した限りでは石英 (15~25%)、長石 (30~35%)、そのうちカリ長石 5~10%) および火山岩類 (20~35%) である。火山岩類は主として

酸性火山岩類で、溶結凝灰岩も含む。姫浦層群と同じく西南日本中軸部を占める四国の和泉層群 (浦河統最上部亜階?—ヘトナイ統) の砂岩においても、酸性火山岩類が主要な構成要素をなしている (NAKAGAWA, 1961)。さらに、F 層に含まれる礫には流紋岩・安山岩・溶結凝灰岩・花崗岩類・片麻岩が目だつてみだされる。

以上のような砂岩の鉱物組成・礫の種類および次に述べる古流系を考慮すると、甕島の姫浦層群における粗粒碎屑物の主要供給源岩としては、西南日本内帯の中生代後期酸性火山岩類および花崗岩類が想定される。また、供給源地には片麻岩も露出していたであろう。さらに、粗粒碎屑物は主として堆積盆地の西側の供給源地からもたらされた可能性が大きく、この推論は前記の堆積相の発達状況からみた西側陸地の推定と調和的である。天草地方の姫浦層群の堆積時にはすでに彼杵変成岩が地表に露出していたといわれている (波多江, 1960; 佐藤, 1961)。これに関連して、甕島の姫浦層群の泥質岩中に絹雲母片が多く含まれている事実は注目に値する。

古流系

古流系についての資料は充分でないが、予察的に測定されたものに関する限りでは、次のような点が指摘される。中甕島東岸中部における E₂ のタービダイト性砂岩については、フルート・キャストから推定される流向はおもに北北東~北東、一部北に向かい、水流漣痕はほぼ北、current ripple lamination はほぼ北東への流向を示す。同島東岸鍋倉浦における E₂ でもタービダイト性砂岩にみられるフルート・キャストからも北~北東およびほぼ東への流向が知られている。また同島東岸白崎南方における E₁ のタービダイト性砂岩にみられる水流漣痕も北~北東向きおよびほぼ東向きの流れを示す。さらに、中甕島西岸馬乗崎の E₂ では、タービダイト性砂岩のフルート・キャストは北東および北西への流向を示す。以上にあげたタービダイト性の地層にみられる流向のうち、北~北東向きの流向が卓越し、これは姫浦層群の主褶曲軸の方向あるいは推定される堆積盆地の伸びの方向と平行的で、中軸流に関連するものである。このような主流向は堆積盆地中軸部の底部が大局的には北~北東へ傾斜していたことを示唆する。いっぽう、上記の主流向にほぼ直交する東への流向も副次的ながら認められる。

次に、中甕島西岸馬乗崎によく発達する侵食谷構造についてみると、その下底面にみられるフルート・キャストはおもに南西、一部南南東への流向を示す。前述のようにタービダイト性砂岩に東向きの流向が認められることを考慮すると、これらの侵食谷を埋積した粗粒堆積物 (礫岩~礫質砂岩) は堆積盆地の西側陸地から供給され

た可能性が大きい。なお、上記の侵食谷構造にみられる流向はタービダイト性砂岩にみられる北～北東への主流向とは全く逆である。

下甕島熊ヶ瀬鼻の D_4 における斜交層理砂岩や無層理砂岩に発達する振動漣痕の峰の方向は一般に N-S ないし NE-SW で、一部 ENE-WSW である。このような峰の主方向は前記中軸流に平行であり、 D_4 堆積時の海岸線の方向を少なくとも一部ではあるが概略的に示すであろう。

なお、斜交層理の傾斜方向は長浜 (未公表資料) によると F 層に関する限り東～南東方向を示すことが多い。方向の測定された斜交層理の形成環境が具体的には明らかでないので、このような卓越方向の堆積学的解釈はきわめてむづかしい。しかしながら、上記の卓越方向は粗粒碎屑物が主として西方から供給され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、堆積相全般の特徴、粗粒碎屑岩の組成、古流系から、甕島のヘトナイ統、おそらく姫浦層群全体の堆積期間を通じて、同地域の少なくとも西側に陸地 (酸性火山岩類・花崗岩類が広く分布する) が存在したであろうと結論される。なお、天草地方の状況を考慮すると、甕島についても東側陸地の存在が当然考えられるであろうが、これを積極的に裏づける堆積学的証拠は現在のところない。

6. 地質構造

甕島は地質的には西南日本中軸部に属し、そこに分布する姫浦層群は、上位の古第三系とともに、基本的には北東にゆるく沈下する複向斜構造をなしている。

6.1 姫浦層群と古第三系の関係

姫浦層群と古第三系は多くの場合断層で画されているが、複向斜西翼にあたる上甕島の桑之浦南方と、東翼の茅傘田岬付近で不整合関係が認められる。不整合面付近でみると、姫浦層群と古第三系はほぼ同じような走向を示し、傾斜は後者のほうがゆるく、その差は西翼で 5° 内外、東翼では約 15° であり、両者の関係は軽微な傾斜不整合とみなされる。不整合面直下の地層はいずれも F 層に属する。しかし、西翼の地層は F_3 であり、東翼では F_2 までしか露出しておらず、古第三系堆積前における剝削の度合いが場所によって異なることがわかる。西翼では古第三系の基底部に厚さ $10\sim 15\text{m}$ の中礫礫岩が発達し、その直上に特徴的な青灰色の凝灰質岩がある。一方、東翼では礫岩・粗粒砂岩からなる $2\sim 4\text{m}$ の基底層にはじまり、上記のような凝灰質岩がそれにひきつづく。

天草諸島では、姫浦層群と古第三系の間の構造的差異

から、姫浦層群堆積後・赤崎層堆積前に褶曲運動があったと考えられている (波多江, 1959, 1960; 天野, 1960b; AMANO 1962; 植田・古川, 1960; TAKAI and MATSUMOTO, 1961; UEDA, 1962)。甕島においても、先述の諸事実からして、天草諸島の場合と同様な変動が推定される。しかし、上部白亜系と古第三系の境界部の露出がごく限られているため、この問題についてたちいった議論はできない。なお、天草諸島では甕島の姫浦層群最上部の F 層に相当する地層が欠如しているようであるが (第 4 章参照)、このことは白亜紀末～古第三紀初頭の地殻運動に関連して注目すべき点である。

6.2 姫浦層群の構造

姫浦層群は大きくみると NE-SW 方向の軸をもつ複向斜構造をなし、多くの断層で切られ、中新世花崗閃緑岩をはじめ種々の火成岩類に貫入されている。一般に地層の傾斜は褶曲軸部で $10\sim 20^\circ$ 、翼部では $10\sim 40^\circ$ を示す。褶曲軸のプランジは必ずしも一様ではなく、部分的には不完全ながらドーム・ベイスン構造に近いものもみられる。

断層としては、複向斜軸にほぼ平行する NE-SW 方向と、これにほぼ直交する NW-SE 方向との 2 系統のものが卓越し、また E-W 方向に近い断層もみられる。NW-SE 系統の断層は一般に数 10° の傾斜を示し、多くの場合正断層であり、これによる地層の欠如や繰返しはかなり顕著である。NE-SW 系統の断層は東に急斜する断層面をもち、NW-SE 系統のものに切られており、これによる地層の転位は後者の場合より小さい。したがって、この系統の断層は地質図にあまり表現されていないが、ほぼ同じような走向・傾斜を示す後述の岩脈や劈開とともに、注目すべき構造要素である。

泥質堆積物には mm 単位の間隔で劈開がよく発達し、その度合は概して西翼よりも東翼のほうが著しく、層序的にはとくに E 層で顕著である。劈開面は地層面と大きく斜交し、NNE ないし NE の走向で、東に $50\sim 75^\circ$ の傾斜を示す。

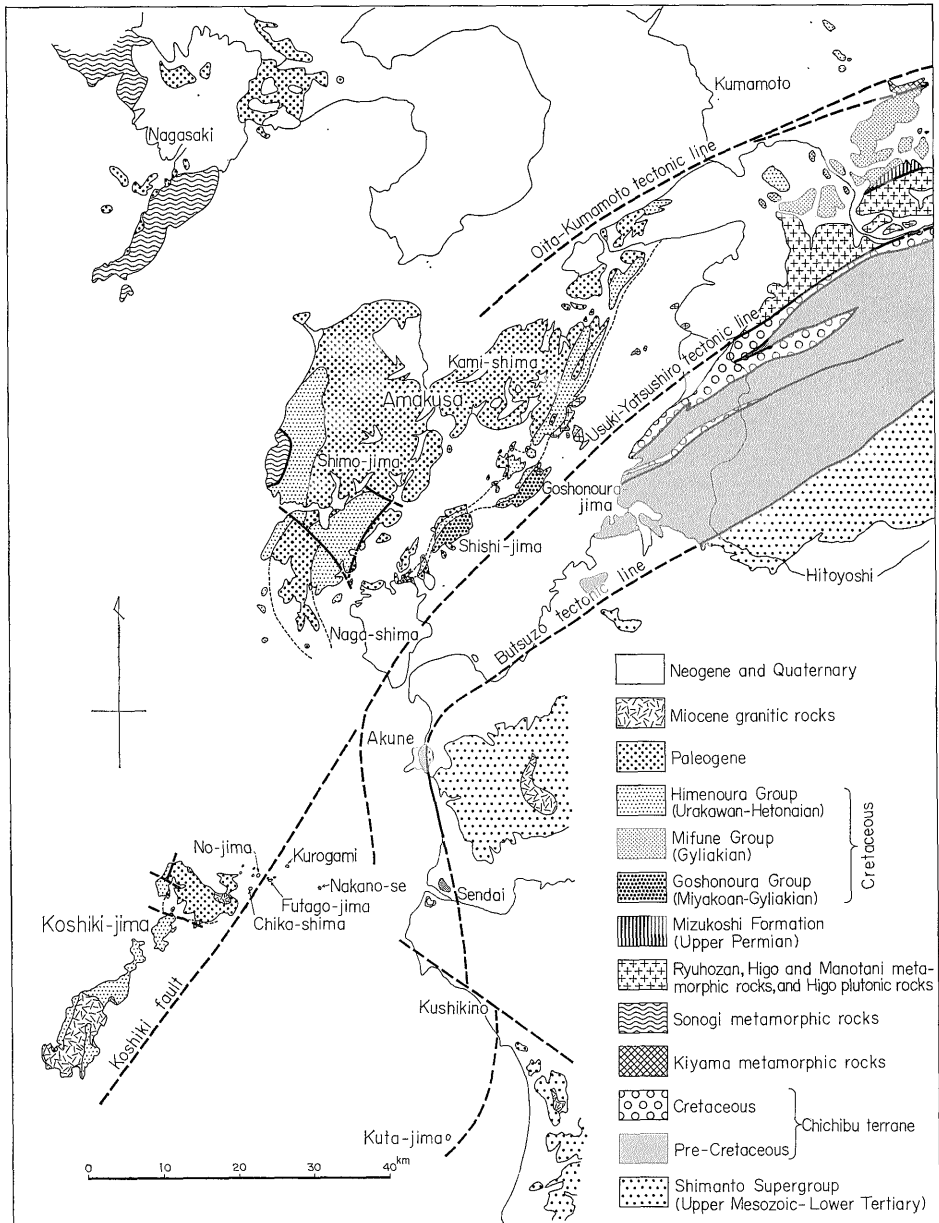
岩脈としては石英斑岩や玢岩が多く、一般に幅は $3\sim 10\text{m}$ 、ときに 40m に達する。一部には玄武岩の岩脈もあるが、これは幅狭く、しばしば幅数 10cm 以下のものが何本も密集して並走している。これら岩脈の多くは複向斜軸にほぼ平行して NNE-SSW ないし NE-SW 方向に伸び、東に急斜しているが、これに大きく斜交する NW-SE ないし E-W 方向のものもある。後者の傾斜方向は一定していない。岩脈のなかには明らかに断層に沿ったり、またそれを切って貫入しているものが認められるので、その形成時期は断層運動後、おそらく花崗岩類

と同様に中新世と推定される。

6.3 甌島周辺の地質構造

甌島の姫浦層群は下限不明で、断層による地層の繰返しもあるが、北東に沈下する複向斜構造をなしているため、大局的には北東ほど上位の地層があらわれ、上甌島には古第三系が広く分布する。上甌島の東方にはいくつもの小島が散在しており、古第三系は野島、近島付近ま

で追跡される。ところが、野島の東側にある双子島には角閃岩・片麻状石英閃緑岩、黒神には角閃岩、中の瀬には珪質岩がそれぞれ分布し、これらを貫いて中新世の花崗閃緑岩が双子島や沖の島に露出する(石原・河内, 1961; 神戸・大沢, 1963; 河内ら, 1964)。河内ら(1964)によれば、角閃岩・片麻状石英閃緑岩は領家帯に属するものと考えられ、それらの片理面は北西、一部北に急傾



第14図 九州西部地質図
Map showing the general geology of western Kyushu.

斜している。また、双子島の花崗閃緑岩には角閃岩質捕獲岩があり、これに酷似したものは下甌島南部の花崗閃緑岩中にもみいだされるという。中の瀬の珪質岩は神戸・大沢(1963)の記載によると石英に富む変成岩であり、少なくとも構造的には双子島や黒神の古期岩類と一連のものである。

陸上に露出する限りでは、姫浦層群は約3,600 mの層厚をもち、天野・田北(1969)によると、古第三系の場合には1,100 m内外である。両者の層厚および野島に分布する地層が古第三系のなかでも比較的上位のものである事実からして、古第三系と上記古期岩類の間には大規模な断層が通るとみなければならない。先に述べた甌島の大局的な構造および断層・岩脈・劈開などの走向・傾斜から判断すると、この大断層(記載の便宜上以下では甌断層と仮称する)は野島と双子島の間を通り、甌島のすぐ東側をこれにほぼ平行して走るものと推定される。そして、この断層は、断層面が東に急斜した逆断層である可能性が強い。

甌断層を北東に延長すると天草諸島のすぐ東側にのび、臼杵一八代構造線につらなるようにみえる。この構造線は、九州西部においては秩父帯と竜峰山帯変成古生層・肥後変成岩・肥後深成岩などで特徴づけられる領家帯を画するものである。甌島付近では甌断層の東側に領家帯のメンバーと考えられる古期岩類が分布しているので、臼杵一八代構造線は阿久根の北西あたりで方向を変え、少なくとも中の瀬よりも東を通過することになる。そうすると、この屈曲は、北薩の彎曲(橋本, 1962)に伴って仏像構造線が方向転換することとよく似てくる。仏像構造線は阿久根付近で大きく屈曲して海岸ぞいに南下し、川内・串木野をへて久多島のすぐ東側を通過し、野間岬付近へのびる。このように仏像構造線は九州西端で大きく方向を変えるわけだが、それに対応して臼杵一八代構造線がどの程度屈曲し、甌島・薩摩半島間の海域のどこを通るかは今後さらに検討を要する。

これまで述べたことからして、甌島はその付近の小島も含め全体として領家帯に属すると考えられる。この地帯は小西(1965)の甌島帯に相当し、北西側には西彼杵・野母両半島や天草下島西岸に露出する彼杵変成岩のような低温高圧型変成岩で特徴づけられる地帯がくるであろう。甌断層は臼杵一八代構造線そのものではなく、それから分岐したものとみなすのが妥当である。同構造線は、少なくとも下部白亜紀末以前に出現し、上部白亜系堆積中からその後にかつ何回も活動しており、しかもこれを境とする南北両側の地帯の昇降運動にはかなり顕著な地域差が認められる(寺岡, 1970)。松本・勘米良(1964)

によれば、臼杵一八代構造線は高千穂変動にさいし著しく活動している。これらのことを考慮すると、甌断層は古第三系堆積後、おそらく中新世初期の臼杵一八代構造線の活動期にこれの1分枝として出現したと推定される。

7. 結 論

以上のように、甌島の上部白亜系姫浦層群に関して、その層序および堆積を中心として述べてきた。結論として、とくに下記の諸点があげられる。

(1) 姫浦層群は古第三系に不整合におおわれ、ともに北東に沈下する複向斜構造をなし、東側は甌断層で基盤岩類と境される。姫浦層群は下限は不明であるが、3,600 m以上の厚さを有する。最下部はシルト岩からなり、下部は斜交層理砂岩に富み、その中部に厚いシルト岩を伴う。中部はタービダイト層を伴う泥岩からなり、上部ではしばしば斜交層理砂岩が発達する。デルタ成とみなされる堆積層を少なからず含む。

(2) 姫浦層群中のかなりの部分がヘトナイ統下部階に対比され、浦河統最上部亜階も今回新たに確認されたが、時代の上・下限は不詳である。

(3) 甌島の姫浦層群では、ヘトナイ統下部階の部分が天草上島東部(模式地)の相当層よりもかなり厚く発達し、またその下位の浦河統とみなされる部分が天草上島東部と異なって粗粒相で代表されている。

(4) 甌島の姫浦層群は岩相・層厚からみて天草下島東部の同層群に最もよく似ているが、層序の範囲は後者に比べて上下にかなり伸びるようである。

(5) 粗粒堆積物の構成成分・古流系(そのうち中軸流は北東に向かう)および天草地域との堆積相の比較から判断すると、姫浦層群の堆積時に甌島の少なくとも西側に陸地(酸性火山岩類・花崗岩類が広く分布する)が存在していたと推察される。

文 献

- ALLEN, J. R. L. (1965a): Fining-upwards cycles in alluvial successions. *Liverpool Manchester Geol. Jour.*, vol. 4, p. 229-246.
- (1965b): A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. *Sedimentology*, vol. 5, p. 89-191.
- AMANO, M. (1957): Upper Cretaceous molluscan fossils from Shimo-koshiki-jima, Kyushu. *Kumamoto Jour. Sci., Ser. B, Sect. I. Geol.*, vol. 2, p. 49-67, 2 pls.

- (1960a): Geology of Tobase-jima and Senzokuzozo-jima, Amakusa, Kumamoto Prefecture. *Kumamoto Jour. Sci., Ser. B, Sect. I Geol.*, vol. 4, p. 1-12.
- 天野昌久 (1960 b) : 熊本県天草郡牧島及びその附近の島嶼の地質. 地質学雑誌, vol. 66, p. 767-779.
- AMANO, M. (1962): The geologic history of the Paleo-Shiranuhi Bay in the Neo-Cretaceous Period. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 33, p. 87-111.
- 天野昌久・古閑美津久 (1971) : 鹿児島県下甌浜田層について. 熊本大学教養部紀要, 自然科学編, no. 6, p. 5-9.
- ・田北成樹 (1969) : 鹿児島県上甌島の層序と地質構造. 熊本大学教養部紀要, 自然科学編, no. 4, p. 105-112.
- BROMLEY, R. G. (1967): Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in chalk hardgrounds. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 123, p. 157-182, pls. 7-11.
- HÄNTZSCHEL, W. and REINECK, H.-E. (1968): Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen). *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, no. 37, p. 5-39, pls. 1-16.
- 橋本 勇 (1962) : 九州南部の時代末詳層群研究の総括. 九州大学教養部地学研究報告, no. 9, p. 13-69.
- ・速水 格・野田直秀 (1972) : 鹿児島県久見崎の古生層・中生層. 九州大学教養部地学研究報告, no. 17, p. 43-50.
- 波多江信広 (1959) : 熊本県天草下島における上部白亜系と古第三系との境界について. 鹿児島大学理科報告, no. 8, p. 101-113.
- (1960) : 天草下島南半部の地質と地質構造. 鹿児島大学理科報告, no. 9, p. 61-107.
- ・露木利貞・郡山 栄 (1961) : 20万分の1鹿児島県地質図および同説明書 (鹿児島県の地質). 鹿児島県.
- 市川浩一郎・前田保夫 (1958) : 和泉層群の斧足類化石による生層序区分. 有孔虫, no. 11, p. 5-14.
- 伊木常誠 (1920) : 20万分の1甌島地質図および同説明書. 地質調査所.
- 石原舜三・河内洋佑 (1961) : 鹿児島県双子島の含ウラン鉱床. 日本におけるウランの産状, その1. 地質調査所報告, no. 190, p. 349-355.
- 岩井淳一 (1971) : 陸性堆積物とその堆積環境. 鉱床形成の場の基礎的諸問題, 第1編, 日本鉱山地質学会, p. 101-119.
- 神戸信和・大沢 穠 (1963) : 5万分の1地質図幅「西方」および同説明書. 地質調査所, 18 p.
- KATTO, J. (1960): Some Problematica from the so-called Unknown Mesozoic strata of the southern part of Shikoku, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.), Special volume*, no. 4, p. 323-334, pls. 34-35.
- 河内洋佑・石原舜三・神戸信和 (1964) : 鹿児島県双子島および黒神の角閃岩. 地質調査所月報, vol. 15, no. 6, p. 341-343.
- KOBAYASHI, T. and AMANO, M. (1955): On the Pseudoquadrate trigonians, *Steinmannella*, in the Indo-Pacific province. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 26, p. 193-208, pls. 13-15.
- 古閑美津久 (1969) : 鹿児島県下甌島の地質および岩石について. 熊本大学理学部地学教室卒論, 手記.
- 小西健二 (1965) : 琉球列島 (南西諸島) 構造区分. 地質学雑誌, vol. 71, p. 437-457.
- MATSUMOTO, T. (Editor) (1954): *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Prom. Sci. Tokyo, 324 p.
- 松本達郎・勘米良龜齡 (1964) : 5万分の1地質図幅「日奈久」および同説明書. 地質調査所, 174 p.
- ・野田光雄・宮久三千年 (1962) : 日本地方地質誌—九州地方. 朝倉書店, 423 p.
- MILLER, J. A., SHIBATA, K. and KAWACHI, Y. (1962): Potassium-Argon ages of granitic rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 13, no. 8, p. 712-714.
- 長浜春夫 (1968) : 天草炭田牛深市付近でみられる斜層理 (演旨). 地質学雑誌, vol. 74, p. 142.
- NAKAGAWA, C. (1961): The Upper Cretaceous Izumi Group in Shikoku. *Jour. Gakugei Tokushima Univ., Nat. Sci.*, vol. 11, p. 77-124.

- NAKANO, M. (1957): On the Cretaceous Pennate trigonians in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 28, p. 107-120, pls. 8-9.
- 岡田博有 (1971) : 地向斜砕屑堆積層中の一堆積型式. 地質学論集, no. 6, p. 75-82.
- REINECK, H.-E. and WUNDERLICH, F. (1968): Classification and origin of flaser bedding and lenticular bedding. *Sedimentology*, vol. 11, p. 99-104.
- 佐藤良昭 (1961) : 長崎県東長崎町付近および熊本県天草下島に分布する古第三系の重鉱物組成. 地質調査所月報, vol. 12, no. 9, p. 697-709.
- SEILACHER, A. (1964): Biogenic sedimentary structures. In: IMBRIE, J. and NEWELL, N. (Editors). *Approaches to Paleocology*, Wiley, New York, p. 296-316.
- SELLEY, R. C. (1970): *Ancient sedimentary environments, A brief survey*. Chapman and Hall, London. 237 p.
- 高井保明・坊城俊厚 (1963) : 天草下島東部の地質. 地質調査所月報, vol. 14, no. 3, p. 243-256.
- TAKAI, Y. and MATSUMOTO, T. (1961): Cretaceous-Tertiary unconformity in Nagashima, southwest Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 11, p. 257-278.
- 田中啓策 (1965) : 和泉山脈中部の和泉層群, とくにその堆積相と堆積輪廻について. 地質調査所報告, no. 212, 34 p.
- 寺岡易司 (1970) : 九州大野川盆地付近の白亜紀層. 地質調査所報告, no. 237, 87 p.
- UEDA, Y. (1962): The type Himenoura group. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, vol. 12, p. 129-178, pls. 22-27.
- 植田芳郎・古川允凡 (1960) : 天草上島の姫浦層群. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, vol. 5, p. 14-35.
- VISHER, G. S. (1965): Use of vertical profile in environmental reconstruction. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, vol. 49, p. 41-61.

PLATES

(With 15~24)



D₁ の砂岩に発達する砂漣式斜交層理 (下甕島中山浦)
Ripple cross-bedding in sandstone. D₁, Himenoura Group, Nakayama-ura,
Shimokoshi-jima.

B₄ の砂岩に発達する斜交層理 (下甕島吹切浦)
Cross-bedding in sandstone. B₄, Himenoura Group, Fukikiri-ura, Shimokoshi-jima.





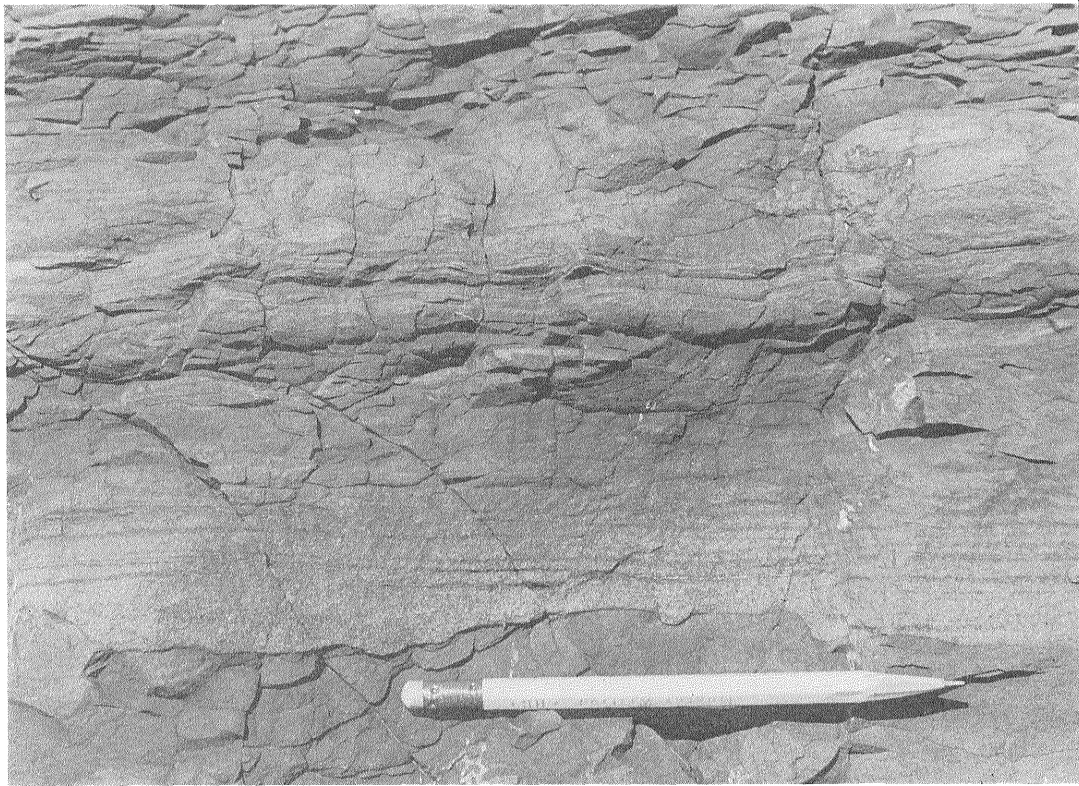
1. E₂ の砂岩泥岩互層 (中甕島白崎南方)

Outcrop of interbedded sandstone and mudstone. E₂, Himenoura Group, south of Shira-saki, Nakakoshiki-jima.

2. D₄ の砂岩に発達する砂漣式斜交層理 (下甕島熊ヶ瀬)

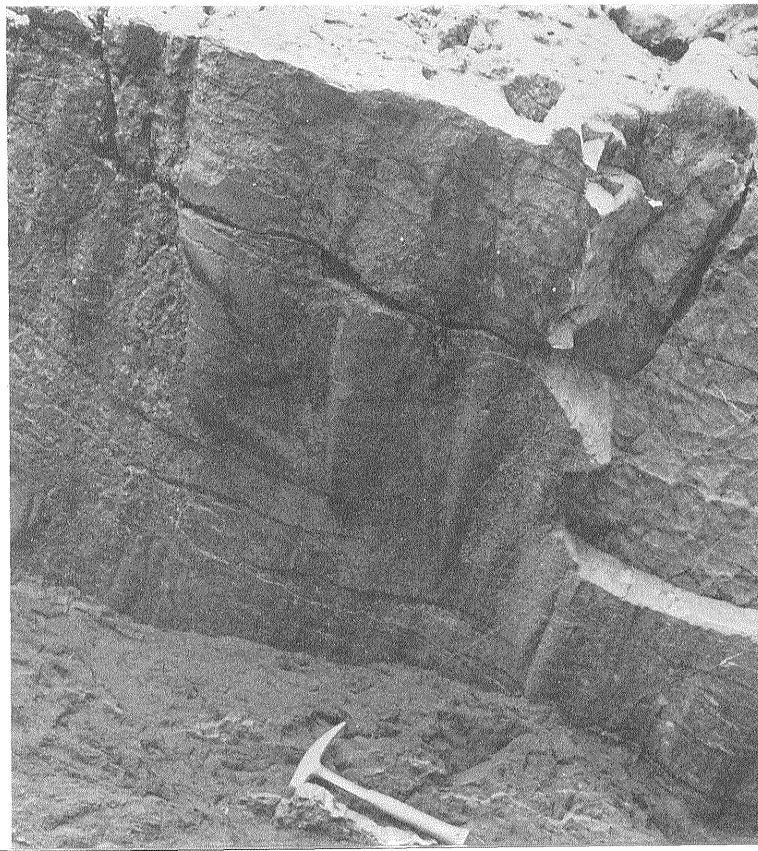
Ripple cross-bedding in sandstone. D₄, Himenoura Group, Kumagase-hana, Shimokoshiki-jima.





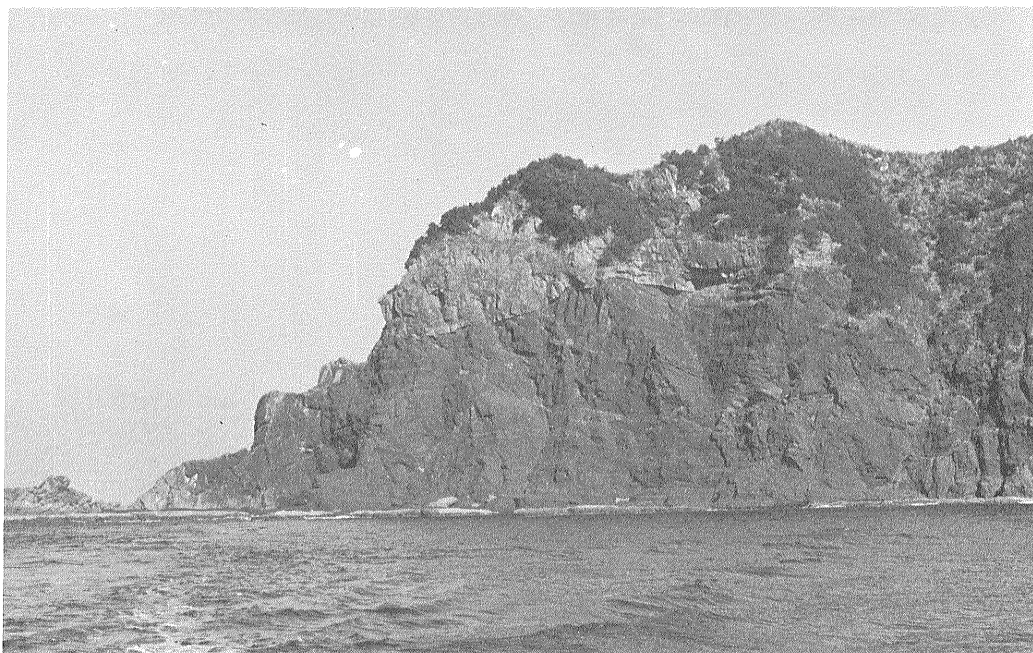
1. E₂の級化砂岩泥岩細互層（中甕島鍋倉浦北方）

Sandstone and mudstone in thin-bedded alternation. E₂, Himenoura Group, north of Nabekura-ura, Nakakoshi-jima. Note graded bedding in sandstone and gradual transition from sandstone to overlying mudstone.



2. E₂の礫質砂岩層下面にみられるフルート・キャスト（中甕島馬乗崎）

Flute casts on sole of conglomeratic sandstone. Current from bottom to top. E₂, Himenoura Group, Umanori-zaki, Nakakoshi-jima.

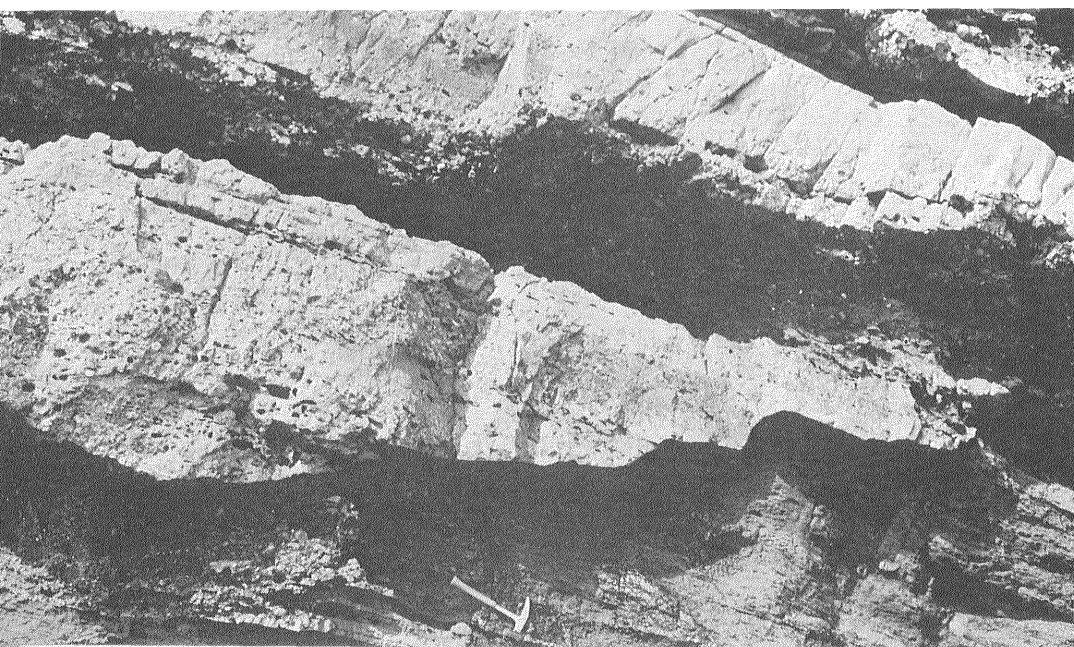


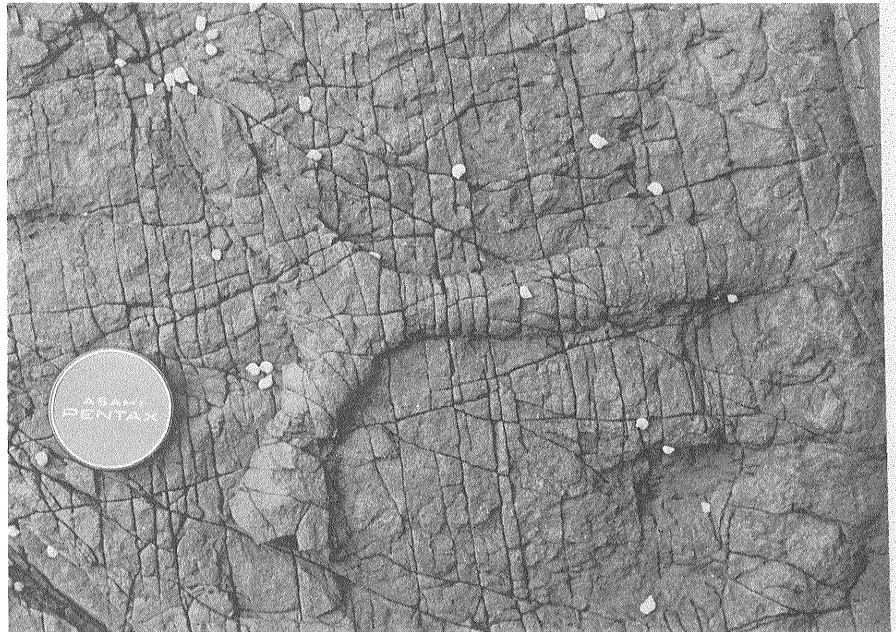
1. E_1 の泥岩層中にみられる海底侵食谷埋積砂岩層（中甕島大鹿崎）

Large scale submarine channel cutting into mudstone interlaminated with sandstone, and filled with sandstone. E_1 , Himenoura Group, Oshika-zaki, Nakakoshiki-jima.

2. E_2 の砂岩泥岩互層中にみられる海底侵食谷埋積礫岩層（中甕島馬乗崎）

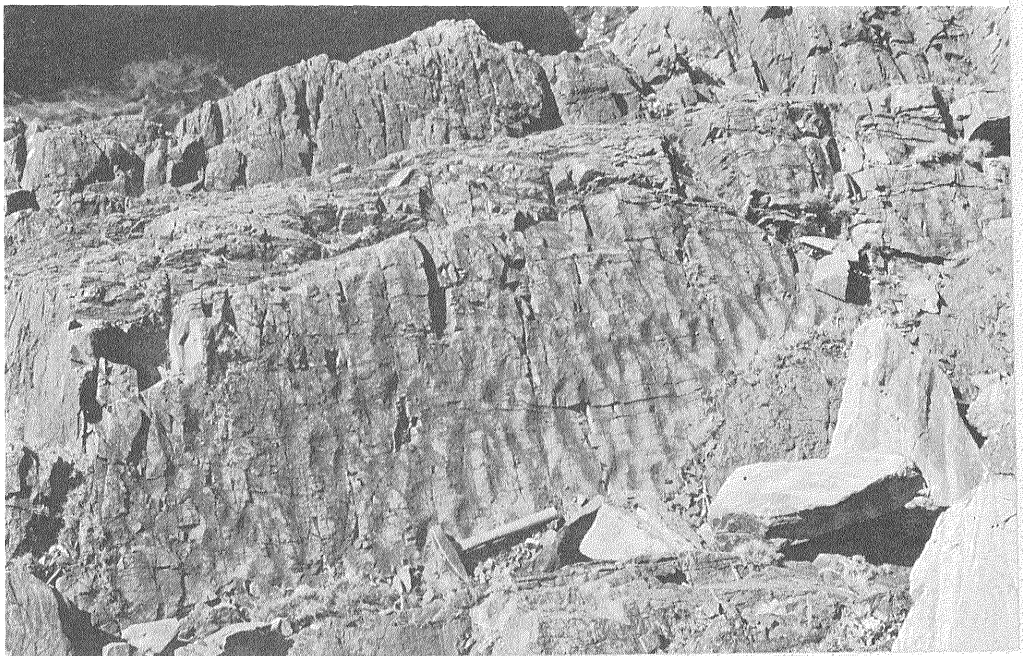
Large scale submarine channels cutting into interbedded sandstone and mudstone, and filled with conglomerate abounding in mudstone fragments. E_2 , Himenoura Group, Umanori-zaki, Nakakoshiki-jima.

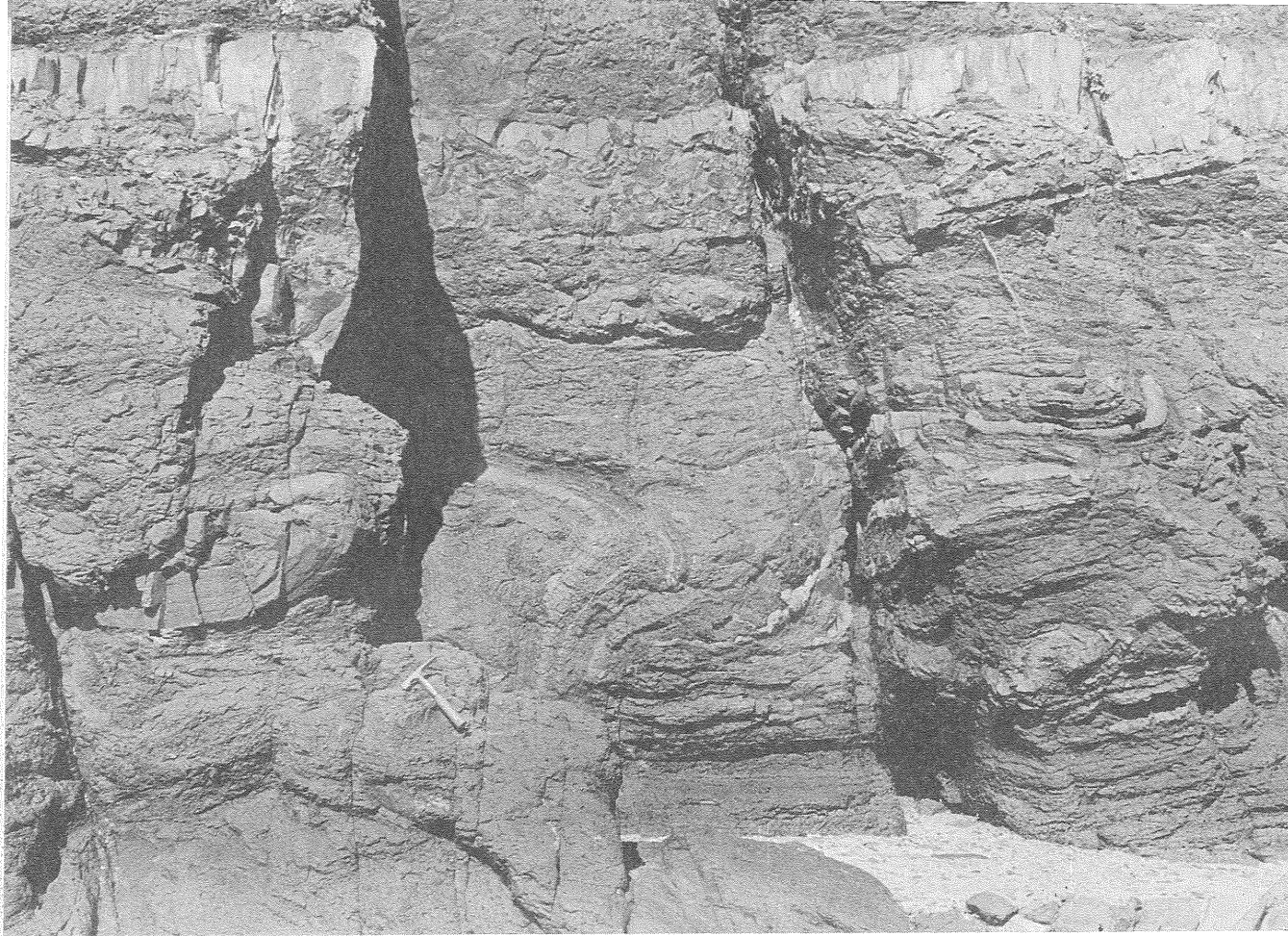




1. D_3 の砂岩の層面にみられる *Thalassinoides* 巣穴化石 (下甕島円山南東方)
Thalassinoides burrow on bedding surface of sandstone. D_3 , Himenoura
Group, southeast of Maruyama, Shimokoshiki-jima.

2. D_4 の砂岩層上面にみられる漣痕 (下甕島熊ヶ瀬)
Ripple marks on top surface of sandstone. D_4 , Himenoura Group,
Kumagase-hana, Shimokoshiki-jima.





E_2 のスランプ性褶曲構造（中甕島平良北方）

Folded structure due to slumping in mudstone interlaminated and interbedded with sandstone. E_2 , Himenoura Group, north of Taira, Nakakoshiki-jima.

D₄ の砂質シルト岩の層面にみられる *Thalassinoides* 巣穴化石 (下甌島平瀬崎)
Thalassinoides burrows on bedding surface of sandy siltstone. D₄, Himenoura Group,
Hirase-zaki, Shimokoshi-jima.

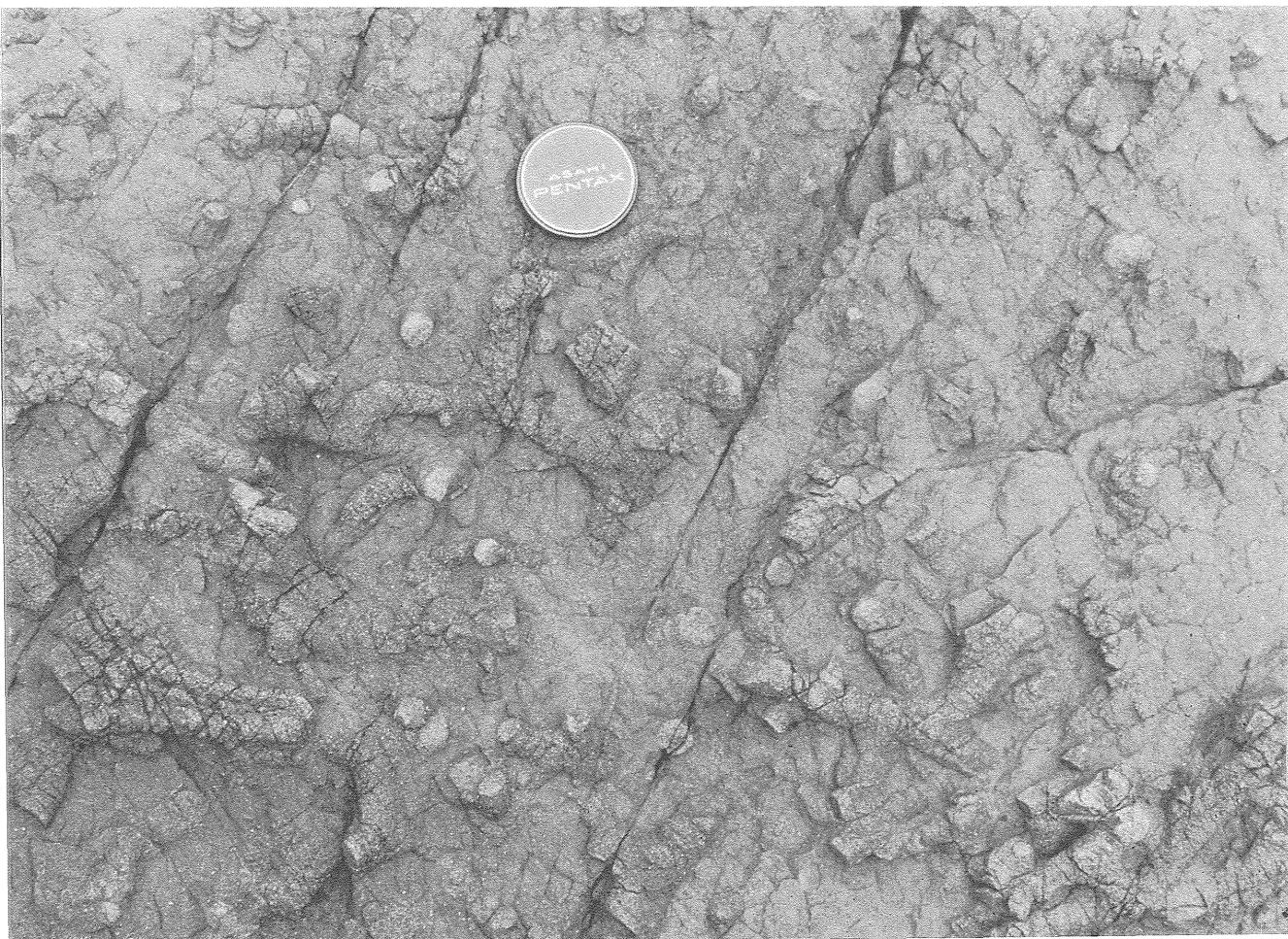


Plate 23

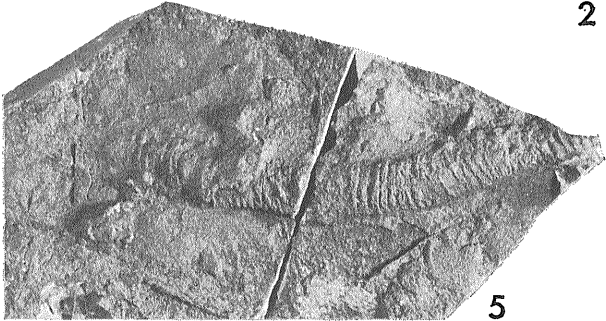
1. *Inoceramus orientalis orientalis* SOKOLOV
姫浦層群C層, 下甌島浮水浦
Division C, Himenoura Group, Ukimizu-ura, Shimokoshiki-jima. × 1
2. *Inoceramus (Endocostea) cf. balticus balticus* BÖHM
姫浦層群 E₂, 中甌島矢崎南方
E₂, Himenoura Group, south of Ya-zaki, Nakakoshiki-jima. × 0.9
3. *Inoceramus (Endocostea) balticus toyajanus* NAGAO and MATSUMOTO
姫浦層群 D₁, 下甌島中山浦
D₁, Himenoura Group, Nakayama-ura, Shimokoshiki-jima. × 1
4. *Inoceramus cf. schmidti* MICHAEL
姫浦層群C層, 下甌島浮水浦
Division C, Himenoura Group, Ukimizu-ura, Shimokoshiki-jima. × 1
5. *Tosaloboris hanzawai* KATTO, worm fossil, on sole of sandstone.
姫浦層群 E₂, 中甌島大鹿崎北方
E₂, Himenoura Group, north of Oshika-zaki, Nakakoshiki-jima. × 0.8



1



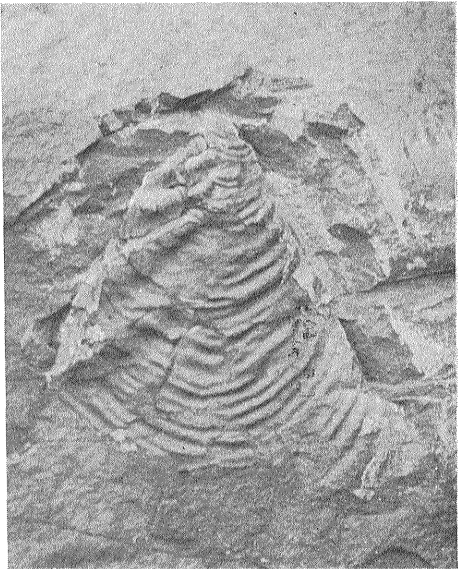
2



5



3



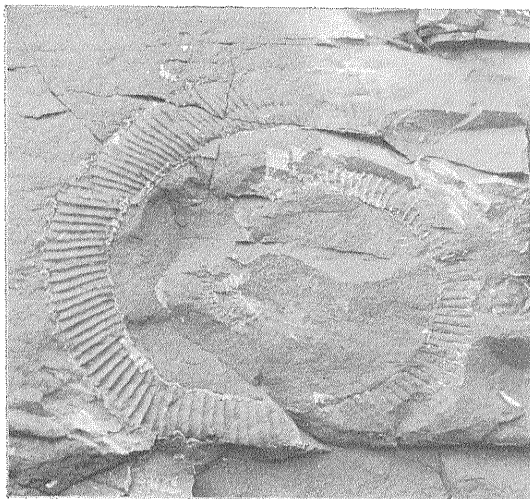
4

Plate 24

1. *Texanites* (*Pleisotexanites*) cf. *shiloensis* YOUNG
姫浦層群C層, 下甌島吹切浦
Concrete cast, Division C, Himenoura Group, Fukikiri-ura, Shimokoshiki-jima. ×0.3
2. *Glyptoxoceras indicum* (FORBES)
姫浦層群C層, 下甌島浮水浦
Division C, Himenoura Group, Ukimizu-ura, Shimokoshiki-jima. ×0.7



1



2