

55(522.8)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1 図幅

鹿児島(15) 第78号

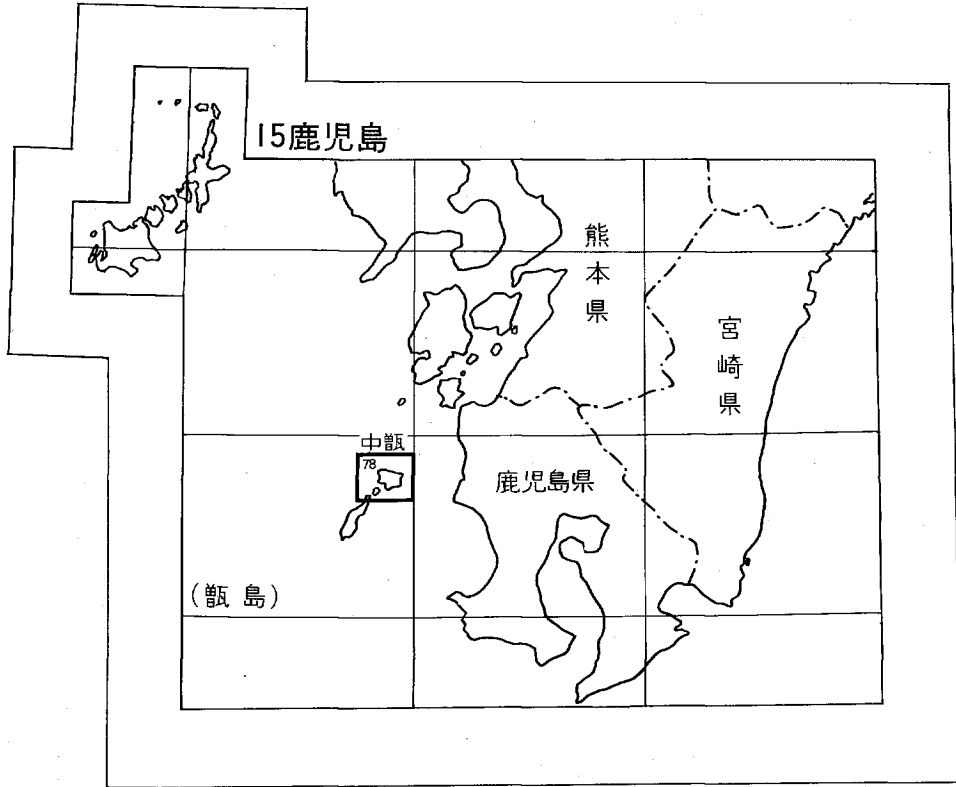
中 甌 地 域 の 地 質

井上英二・田中啓策・寺岡易司

昭和 57 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
I. 1 甌島列島及び周辺海底地形	1
I. 2 上甌島の地形	4
I. 3 中甌島・中島・下甌島北端部の地形	8
I. 4 地形のまとめ	9
II. 地質概説	9
III. 先上部白亜系	12
IV. 上部白亜系—姫浦層群	13
IV. 1 層序	13
IV. 2 対比	39
IV. 3 堆積	41
V. 古第三系—上甌島層群	52
V. 1 層序	52
V. 1. 1 姫浦層群との不整合	52
V. 1. 2 中甌層	56
V. 1. 3 小島層	63
V. 1. 4 瀬上層	65
V. 2 対比	67
V. 3 堆積	68
V. 3. 1 堆積岩の組成	68
V. 3. 2 重鉱物組成	69
V. 3. 3 堆積環境の推定	73
VI. 新第三系—火成岩類	75
VI. 1 石英閃緑岩	76
VI. 2 脈岩類	77
VII. 第四系	79
VIII. 地質構造	80
VIII. 1 褶曲	81
VIII. 2 断層	81
VIII. 2. 1 NE-SW系統の断層	81
VIII. 2. 2 NW-SE系統の断層	83
VIII. 3 造構運動	84

IX. 応用地質	85
IX. 1 双子島の含ウラン銅鉛床	85
IX. 2 褐鉄鉱	86
IX. 3 土状黒鉛	86
IX. 4 石材	87
文 献	87
Abstract	91

付図・付表・図 版 目 次

(*印は写真を示す)

第1図 九州西方海域の海底地形	2
第2図 甑島列島付近の海底地形	3
第3図* 上甑島・中甑島及び下甑島北部の空中写真	5
第4図* 上甑島北・東部の展望	6
第5図* 上甑島西部から下甑島の展望	6
第6図* 上甑島北東岸の長目の浜	7
第7図 甑島周辺の地質概要図	10
第8図 双子島の地質図	13
第9図 甑島地質略図	14
第10図 甑島姫浦層群の層序総括図	15
第11図 下甑島吹切浦B ₄ 主部の柱状図	16
第12図* B ₄ の斜交層理砂岩(下甑島吹切浦南方)	17
第13図* B ₄ の砂岩に発達する斜交層理(下甑島吹切浦北方)	18
第14図* B ₄ の三角貝砂岩(下甑島吹切浦)	18
第15図 下甑島B ₄ 上部-D ₁ 下部の柱状図	19
第16図* C層中部の泥岩露頭(下甑島吹切浦)	20
第17図* D ₁ 最下部の砂岩泥質岩薄互層(下甑島尾之尻浦)	23
第18図* D ₁ 下部の斜交層理砂岩(下甑島藺落浦北方)	23
第19図* D ₁ 下部の砂岩に発達する大型リップル斜交層理(下甑島中山浦)	24
第20図 下甑島中山浦のD ₁ 砂岩に発達する大型リップル斜交層理	24
第21図* D ₂ の泥岩砂岩厚互層露頭(下甑島熊ヶ瀬鼻)	25
第22図* D ₃ の砂岩に発達する大型リップル斜交層理(下甑島円山南東海岸)	26
第23図 下甑島平瀬崎D ₄ の柱状図	27
第24図* D ₄ の砂岩に発達する大型リップル斜交層理(下甑島熊ヶ瀬鼻)	28
第25図* D ₄ の砂岩層上面に見られるリップルマーク(下甑島熊ヶ瀬鼻)	28

第26図	中甌島におけるD ₄ ・E ₁ 境界付近の柱状図	29
第27図	E層の模式層相断面図	30
第28図*	E ₁ の泥岩露頭(中甌島大鹿崎東方)	31
第29図*	E ₁ の泥岩層中に見られる海底侵食谷埋積砂岩層(中甌島大鹿崎)	31
第30図*	E ₂ の泥岩砂岩薄互層(中甌島鍋倉浦北方)	32
第31図*	E ₂ の級化砂岩泥岩薄互層(中甌島鍋倉浦北方)	32
第32図*	E ₂ の砂岩層下面に見られるフルートキャスト(中甌島鍋倉浦)	33
第33図*	E ₂ の露頭(スランプ層及び海底侵食谷埋積層を伴う泥岩(中甌島馬乗崎))	34
第34図	E ₂ のスランプ層(中甌島馬乗崎北方)	35
第35図	E ₂ の海底侵食谷(上図:馬乗崎北方, 下図:馬乗崎)	36
第36図*	E ₂ の海底侵食谷埋積層に見られる斜交層理(中甌島北岸)	36
第37図	上甌島縄瀬北方のF ₁ 最下部の柱状図	37
第38図*	F ₁ 上部の砂岩泥岩厚互層露頭(上甌島橋掛)	38
第39図*	F ₁ 上部の砂岩泥岩厚互層(上甌島橋掛)	38
第40図	上甌島掛平瀬F ₁ 下部の柱状図	39
第41図	上甌島浦内湾西方のF ₂ -Gの柱状図	40
第42図	姫浦層群泥質岩の層序別に見た全硫黄・全炭素含有量の範囲と平均値	48
第43図	姫浦・上甌島両層群の砂岩における基質量と粒度の関係	49
第44図	姫浦・上甌島両層群の砂岩組成	49
第45図	姫浦・上甌島両層群の砂岩における斜長石とカリ長石の量	50
第46図	姫浦・上甌島両層群の砂岩における酸性及び中性火山岩片の量	50
第47図	上甌島層群総合柱状図	53
第48図*	姫浦層群と上甌島層群の傾斜不整合(上甌島南東海岸)	54
第49図*	姫浦層群と上甌島層群の傾斜不整合	55
第50図*	縄瀬山塊南端の中甌層の基底部	56
第51図*	上甌島南東海岸の中甌層の大崖	57
第52図*	中甌層のサイクリックな層相(中島北岸)	58
第53図	中甌層柱状対比図	58
第54図*	サイクル基底の侵食面(中甌層)	59
第55図*	サイクル基底部の泥岩礫を含む礫質砂岩(A)(尾川原浜)	59
第56図*	サイクル下部の粗粒砂岩に見られる平板型斜層理(浦内湾奥)	60
第57図*	サイクル上部の細粒砂岩に見られるrecumbent fold(尾川原浜)	60
第58図*	紫赤色泥岩と青灰色シルト岩との漸移関係(ヘタの串)	61
第59図*	紫赤色泥岩(暗色)と青灰色シルト(明色)のまだら模様(ヘタの串)	61
第60図*	紫赤色泥岩中の石灰質小結核及び砂管(層理面の白い斑紋, 浦内湾)	62
第61図*	紫赤色泥岩中の砂管(層断面の白い斑紋, ヘタの串付近)	62

第62図*	紫赤色泥岩に見られる砂管（ヘタの串）	63
第63図	中甌層のサイクルの型	64
第64図*	紫赤色泥岩内におけるスランブ構造（ヘタの串北方）	65
第65図*	近島の小島層中の貝化石床	66
第66図*	瀬上層のフリッシ型泥岩砂岩細互層とスランブ構造（海鼠池付近）	67
第67図	重鉍物分析サンプル採取地点	70
第68図	上甌島の砂岩重鉍物組成	70
第69図	上甌島の砂岩重鉍物三成分ZGT	73
第70図*	姫浦層群の泥岩砂岩簿互層に貫入したひん岩脈（中甌島馬乗崎）	78
第71図*	姫浦層群の泥岩中に貫入する数条のこう斑岩脈（上甌島境瀬付近）	78
第72図	岩脈類の貫入方向	79
第73図*	辻の堂断層群（中野一辻の堂付近道路）	82
第74図*	白亜系・古第三系境界断層（中甌島北端）	83
第75図*	双子島の旧坑口	85
第76図	三坑における鉍脈とひん岩	86
第77図*	断層破碎帯のなかの土状黒鉛（江石南西方）	87
第1表	層序総括表	11
第2表	甌島姫浦層群における岩相の層序的变化	42
第3表	上甌島古第三系地層名比較	52
第4表	上甌島重鉍物組成百分率表	71
第5表	中甌層1サイクル堆積相とそれに対応する河川堆積物の対比	74
第6表	中甌層の紫赤色泥岩及び暗灰色泥岩化学分析	76
第I図版1	<i>Inoceramus (Sphenoceramus) orientalis orientalis</i> SOKOLOV	
2	<i>Inoceramus (Endocostea) cf. balticus</i> BÖHM	
3	<i>Inoceramus (Sphenoceramus) cf. schmidti</i> MICHAEL	
4	<i>Inoceramus (Sphenoceramus) cf. schmidti</i> MICHAEL	
5	<i>Inoceramus (Endocostea) balticus toyajoanus</i> NAGAO and MATSUMOTO	
第II図版1	<i>Texanites (Pleiotexanites) cf. shiloensis</i> YOUNG	
2	<i>Glyptoxoceras indicum</i> (FORBES)	
3	<i>Hauericeras aff. angustum</i> YABE	
第III図版	D ₄ の砂質シルト岩中に見られる <i>Thalassinoides</i> 巢穴化石	

中甑地域の地質

井上英二*・田中啓策**・寺岡易司**

本図幅地域の地質研究は、これまで地質調査所で個々に行われてきた調査資料を編集し、これらを補足するために、昭和51年度及び53年度に実施された。

本図幅の執筆分担は以下のとおりである。

- I. 地形 井上・田中・寺岡
- II. 地質概説 寺岡・井上・田中
- III. 先上部白亜系 寺岡・田中・井上
- IV. 上部白亜系 田中・寺岡
- V. 古第三系 井上
- VI. 新第三系 井上・寺岡・田中
- VII. 第四系 井上・田中・寺岡
- VIII. 地質構造 井上・寺岡・田中
- IX. 応用地質 井上・寺岡・田中
- 全体の調整 井上

執筆に当たって、上部白亜系に関しては田中・寺岡(1973)、古第三系については井上ほか(1979)の報告に多く基づいている。

本研究をまとめるに当たって、火成岩の岩石記載については同所河田清雄技官、銅ウラン鉱床に関しては石原舜三技官、土状黒鉛については山田正春技官にそれぞれ教示を受けた。また、応用地質について竹田英夫技官の助言を得た。沖積層及び土状黒鉛に関する資料は、鹿児島県上甑村役場山下慶温氏より提供された。

現地野外調査研究を通じて、鹿児島県上甑村役場、里村役場、鹿島村役場関係各位の便宜供与を得た。

ここに、以上の諸氏に対して深甚の謝意を表する次第である。

I. 地 形

I. 1 甑島列島及び周辺海底地形

甑島列島は鹿児島県川内市西方の天草灘南部海域にあって、上甑島・中甑島・下甑島の3主島とそれに伴う小島嶼からなる。本図幅地域は甑島列島の北半部、すなわち上甑島・中甑島及び下甑島北端部、

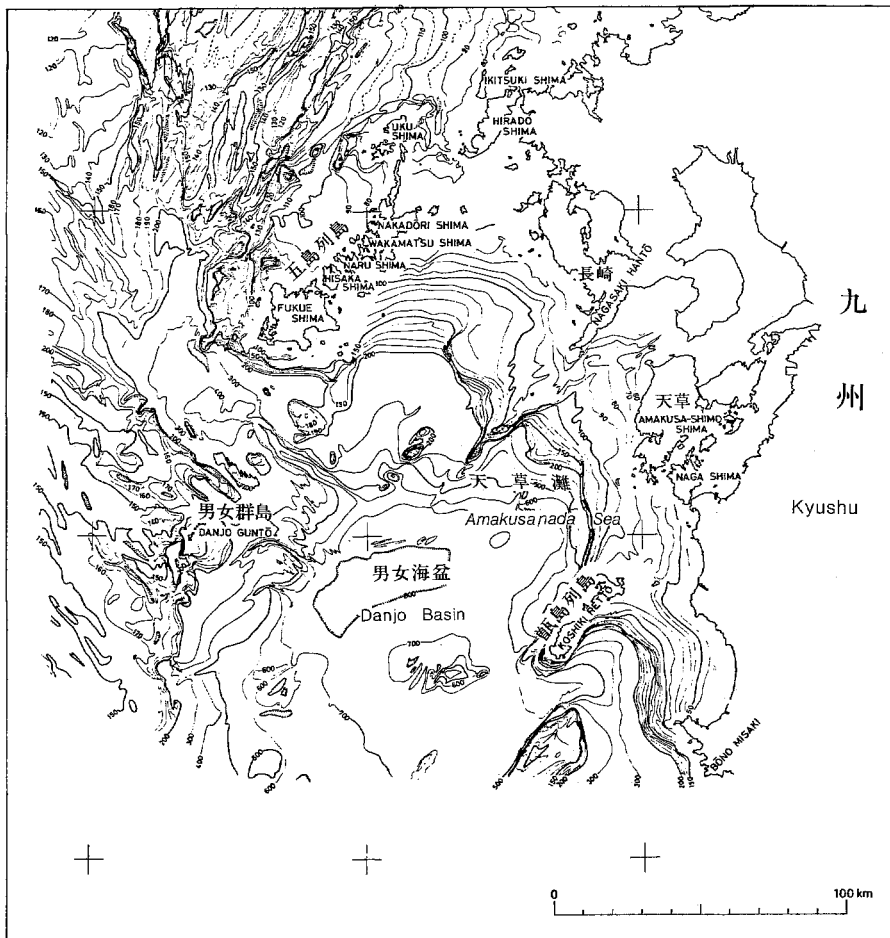
* 海洋地質部

** 地質部

並びに中之島・近島・松島・犬島・筒島・双子島・沖ノ島等の小島を含む。

本列島は北東-南西方向に延び、ほとんどすべての諸島は急峻な地形を呈する。海岸は屈曲に富む沈水海岸であり、概して島の北西側及び南東側の海岸に高い断崖が発達する。これは北西及び南東方向の激しい風波による侵食に起因する。3つの主島では平野の発達が極めて悪く、わずかに上甕島の中甕・里・瀬上・江石付近、中甕島の平良付近、下甕島の藺牟田付近に狭小なものが見られるにすぎない。列島を通じて河川がほとんど発達しないので、これらの平野部も、上甕島の中甕付近のものを除くと、小河川による沖積平野はほとんどないと言えよう。

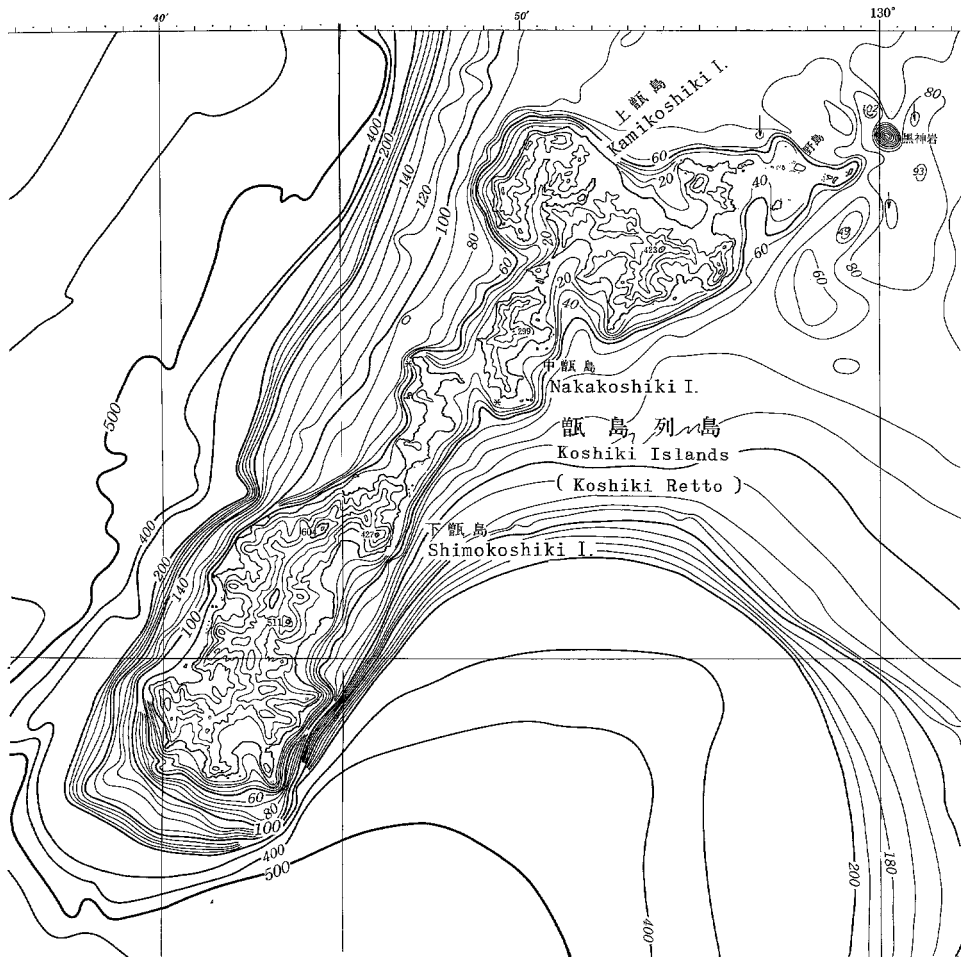
列島周辺の海底地形（第1図、永野ほか、1976）を見ると、本列島は西九州を縁取る大陸棚外縁に位置し、男女海盆に向かって地形的に南西へ突出した地塊をなす。この突出部分は下甕島に当たり、その海底斜面は平均8°前後の傾斜をもって水深400-500m付近までくだって緩傾斜となり、水深700-800mの平坦な海盆底に連なる。一方、中甕島・上甕島は大陸棚上にある。両島周囲の海底地形について見る



第1図 九州西方海域の海底地形（永野ほか、1976）
Submarine topography off western Kyushu (Compiled map after NAGANO *et al.*, 1976)

と、両島北西側斜面は突出部分の斜面に近い5°前後の傾斜をなすが、南東側斜面は2°以下の緩やかな傾斜をなして水深140-150mの大陸棚外縁に連なる。しかし、詳細に見ると、海岸線から水深50-60mまでは4-5°の傾斜をなし、明らかに傾斜変換点がこの水深付近にあることが海底地形図（第2図）からうかがうことができる。すなわち、上甌島・中甌島は水深50-60mの大陸棚から盛り上がった高まりをなし、これは下甌島をのせる前述の突出部分と一連の地形をなしている。この北東-南西方向に延びた地塊は、木村ほか（1975）及び本座ほか（1979）の海底地質図によれば、北東-南西方向の断層に挟まれた地塁と解釈され、更に地形的、地質的に見て、これは、長崎県野母半島から南西に延びて鯨曾根に至る海脚に類似している。

このように、甌島列島は北東-南西方向の一連の地塁状地塊であるが、上甌島だけが北西-南東方向に長い形を呈している。これは、主として古第三系から構成される上甌島と、主として上部白亜系及び花



第2図 甌島列島付近の海底地形（海上保安庁水路部発行1/20万海底地形図6351号・6352号より編集）
Submarine topography around the Koshiki Islands (compiled from the bathymetric charts—
Nos. 6351 and 6352, published by the Maritime Safety Agency)

崗閃緑岩からなる中甌島・下甌島との間に見られる地質構造の相違及び構成岩石の波浪侵食に対する抵抗力の差に原因があると考えられる。

I. 2 上甌島の地形

海岸 上甌島は全体として屈曲に富む海岸線を持ち、島の北西・南西・南東岸及び陸繋島の遠見山半島の海岸は主として岩石海岸からなるが、北東岸では滑らかな曲線を描く砂州海岸が発達する（第3図）。岩石海岸は浦内湾を始め中甌湾・江石湾等各所に深い湾を形成し、湾奥には狭小な砂浜海岸がある。これらの湾の水深は海岸から近距離で大きくなり、水深20m以上となる。岩石海岸で高い断崖をなすのは外海に面した北西側の縄瀬山塊海岸と南東側の海岸である。特に前者の縄瀬から境瀬に至る間、後者の褰掛浦・茅牟田崎間は連続した高い断崖からなり、崖高は50m以上、場所によって200m以上に達している。また、波浪侵食はところにより奇岩や海洞を形成すると同時に、ヘタの串・沖の串の狭い水路を形成している。

砂州海岸は瀬上・里間の長目の浜及びび里を中心とするトンボロ（陸繋海岸 Tombolo, 第4図）が代表である。長目の浜の内側には海鼠池・貝池・歙崎池及び須口他の4汽水湖が存在する。特に砂州の形成については、後述する。

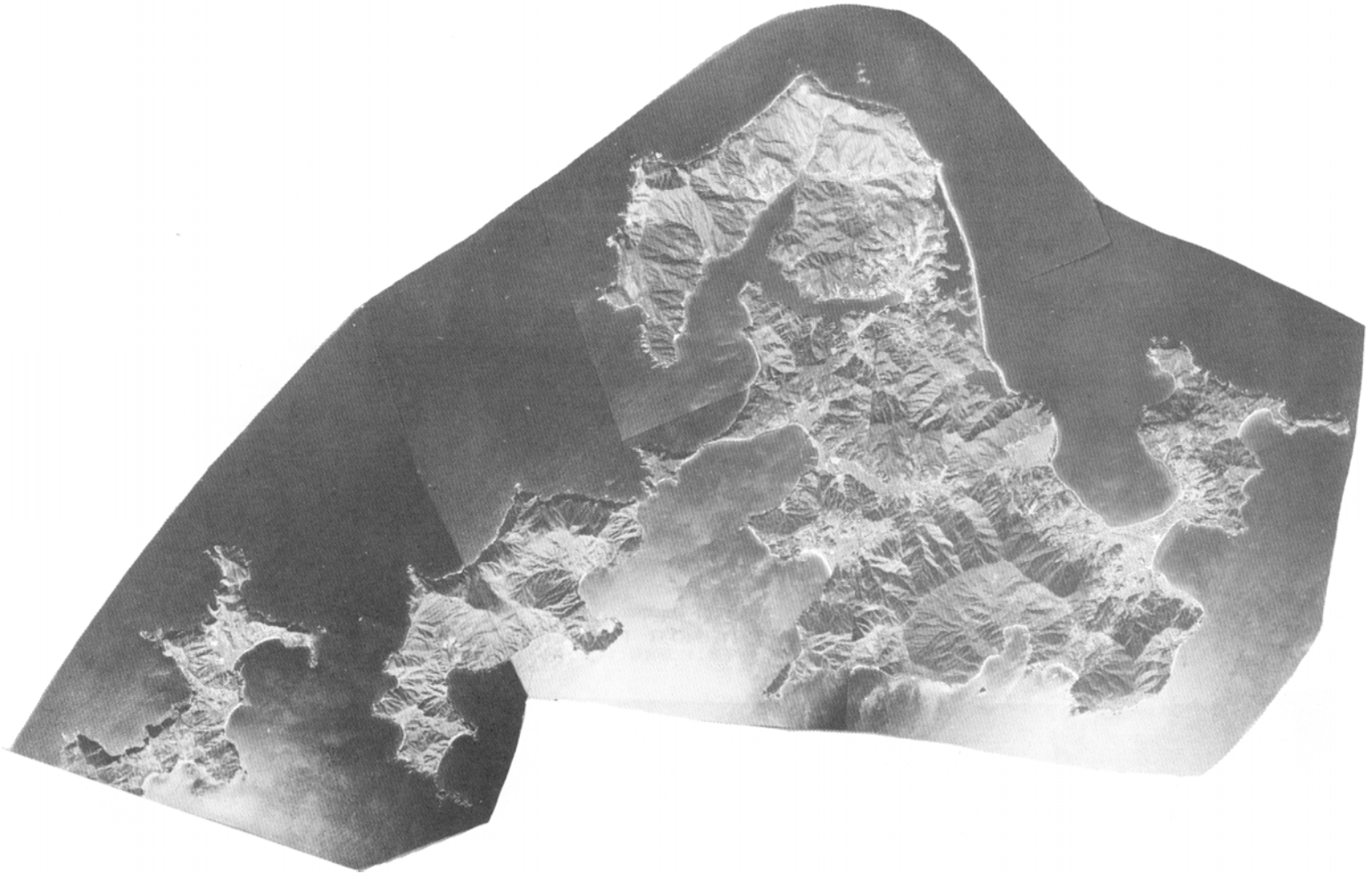
島内の地形 島内は平野に乏しく、大部分山地からなる。最高は島東部の遠目木山（標高423.3m）であり、他の山嶺は200-300m程度の標高である。古第三系の堅硬な砂岩からなる山地は高く、かつ比較的急峻であるのに対して、古第三系の泥岩や石英閃緑岩が分布する地域は、侵食が進んで低い丘陵となっている。山稜の尾根及び谷の分布は地質構造をかなりよく反映している。例えば、遠目木山を含む東部の山稜は緩やかな弧を描いて北東-南西に走っているが、これは古第三系の走向の変化を反映したものと推定される。この山稜東端の嶺の山から牧の辻の段の凹部を隔てた東の山地は断層で水平にずれたケスタ地形を呈している。

上甌島中央部には標高293.0mの嶺を含む北東に凹の湾曲した山稜があり、これと遠目木山塊との間は辻の堂峠を通して東西に走る谷がある。この谷と、荒人崎・辻の堂峠間の直線的な山斜面、及び辻の堂峠-中野-江石を結ぶ凹地は、大きな断層帯に当たっている。

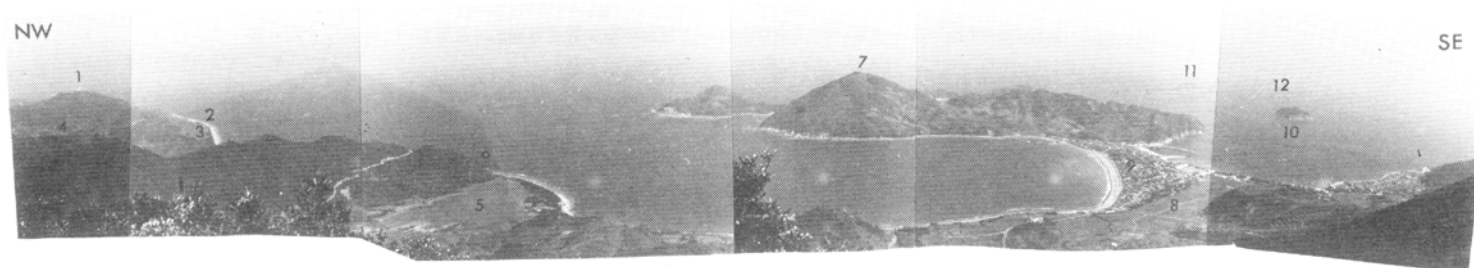
瀬上・桑之浦間には天狗山（標高229m）及び大蔵岳（標高255.2m）があり、これらと浦内湾及び狭い谷を隔てて西側に、南北に走る縄瀬山塊（縄瀬山標高306m、橋掛山標高296.4m）がある。同山塊の伸長方向は白亜系及び古第三系の走向に一致する。山塊の西側斜面は海蝕崖に連なる急傾斜をなし、東側斜面は地層傾斜にほぼ一致していて、山塊がケスタ地形を呈している。

砂州の形成 上甌島北東岸には全長約3.6kmに及ぶ砂州が発達していて長目の浜と呼ばれ、また里には長さ1km強の陸繋州（トンボロ）がある。また、これらの砂州の内側には小湖沼群が存在する。これらの地形発達及び水文については荒巻ほか（1976）による詳細な研究があり、以下の記述はそれに負うところ大である。また、潟湖の水理学的研究は荒巻ら（1976）のほかに、貝池の水理・水質に関する松山（1977, 1978）の優れた研究がある。

i) 長目の浜・須口の砂州と甌四湖（第6図）



第3図 上瓶島・中瓶島及び下瓶島北部の空中写真（この写真は建設省国土地理院発行の空中写真を複製したものである）
Aerophotograph of Kamikoshiki, Nakakoshiki and northern part of Shimokoshiki Islands



第4図 上甌島北・東部の展望(遠目木山より) 1:大蔵岳 2:長目の浜 3:海鼠池 4:瀬上 5:須口池 6:荒人崎 7:遠見山 8:里 9:陸繋州 10:近島 11:野島 12:双子島
View of northern and eastern parts of Kamikoshiki Island 1: Okura-dake 2: Nagameno-hama 3: Namako-ike 4: Segami 5: Suguchi-ike Lake 6: Arahuto-zaki 7: Tomi-yama 8: Sato 9: tombolo 10: Chika-jima Island 11: Nojima Island and 12: Futago Island



第5図 上甌島西部から下甌島の展望(遠目木山より) 1:下甌島 2:中甌島 3:中島 4:へタの串 5:縄瀬山 6:中甌 7:中野 8:平良
View of Nakakoshi Island and the western parts of Kamikoshiki Island
1: Shimokoshi Island 2: Nakakoshi Island 3: Nakano-shima 4: Hetanokushi
5: Nawase-yama 6: Nakakoshi 7: Nakano and 8: Taira



第6図 上甌島北東岸の長目の浜 遠景の池は海鼠池と貝池, 手前が鉞崎池 (井上ほか, 1979)
 Nagameno-hama shingle bar having Namako-ike, Kai-ike and Kasaki-ike lakes from
 right to left (INOUE *et al.*, 1979)

長目の浜及び須口の砂州は主として大礫以上の礫で構成され、むしろ礫州 (Shingle bar) としての性格が強い。長目の浜は北西端の小岬から南東方の荒人崎西端まで長さ約3.6kmにわたって発達し、砂州の背後には海鼠池・貝池・鉞崎池の潟湖が存在する。また、これらと荒人崎を隔ててその東側に存在する須口池の州は、長目の浜とは別の砂州と考えられている。長目の浜の高度は1.8m、最大高度は5m以上に達する。この最大高度は長目の浜の北西端に接する大蔵岳東方の浜の4-5m平坦面の高さにはほぼ相当する。州を構成するのは長径20-25cm程度の砂岩・頁岩・石英閃緑岩の礫であり、砂はほとんど混入していない。海鼠池 (面積約0.52km², 最大水深22.6m) は汽水湖で、砂州を通じて海水が湖内に流入している。貝池 (面積約0.16km², 最大水深11.5m) もまた汽水湖であるが、鉞崎池 (面積約0.14km², 最大水深約5.9m) は塩分濃度が極端に低く、陸水湖としての性格に近い。

須口池の砂州は南北に長さ約400mにわたって延び、砂州の平均高度1.8-2m、最大高度約4mである。構成物質は砂岩・頁岩・花崗岩の礫であるが、礫の径は長目の浜よりやや小さく、約15cm前後のものが大半を占める。須口池 (面積0.10km², 最大水深0.4m) は汽水湖としての性状を有しているが、埋積がかなり進行し、湖水としての性格を失いつつある。

以上の砂州の形成過程について見ると長目の浜の場合はその北端の岬や大蔵浜北方の岬付近に構成物質の供給源があったと推定され、須口池の砂州では、これらの供給源からのもののほかに、荒人崎の海蝕崖から供給された礫が加わったと考えられる (荒巻ほか, 1976)。波浪によって海蝕崖から生産された礫は、南東方向に卓越する沿岸流によって運搬され、埋積した。砂州の成長は北西から南東へ行われ、山側の入江を閉塞して潟湖を形成した。長目の浜は完新世海進最盛期 (縄文海進最盛期) 以後の海退に関連して形成され、砂州の母体は海底州であったものが、海面低下に伴って陸化しながら成長していった

と考えられている（荒巻ほか，1976）。

ii) 里のトンボロ（陸繋州，第4図）。

里部落が立地するトンボロの長さは西側の西ノ浦で1.4km，東ノ浦で1.1km，トンボロ最狭部の幅は250m，高度は最高は遠見山半島寄りの西ノ浦海岸線の8.6m，最低は上甌島本島寄り東ノ浦付近の3.3m以下である。トンボロの東西断面を見ると，全体として底の浅い凹地形をなす。

トンボロを構成する礫種は長月の浜や須口池の礫州とほとんど変わらないが，遠見山半島付近の西ノ浦では，ところにより黒色粗粒砂が混入することがある。

形態的に見てトンボロは西ノ浦・東ノ浦の2本のトンボロで形成された二重トンボロの性格を持つ。西ノ浦のトンボロの本島側は荒人崎や菌上の海蝕崖からの供給物で形成され，遠見半島側は遠見山麓部からの物質供給によって形成された。東ノ浦のトンボロの供給源は殿崎・冠崎付近である。トンボロ形成初期には，砂嘴のような形で2本の州が上甌島本島から成長し，遠見山半島からの州と結合したと考えられる。形成時期は，長目の浜と同様に後氷期海進最盛期以降の海面低下に関係していると推測される。

海岸段丘 上甌島には海岸段丘の発達極めて悪く，ほとんど平坦面を見ることができない。しかし荒巻ほか（1976）によると，上甌島の里の西に高さ15mほどの面に厚さ2mほどの淘汰良好の円礫層があり，20m前後のところ平坦面が割合に広く広がっており，段丘面とみなすことができるとされている。また，大蔵岳北方のポケットビーチの背後に標高4-5mほどの平坦面があり，これは縄文海進最盛期の海面に対応するものと考えられている。

I. 3 中甌島・中島・下甌島北端部の地形

中甌島は北端の沖の串から南端の岬まで南北約5km，馬乗崎から平良の矢崎まで東西約3.2km，面積約7.17km²（荒巻ほか，1976）の北北東-南南西に延びた島で，屈曲した海岸線を持つ。全島山地からなり，島の中央に木の山口（標高294.3m），北部に浮墨山（標高276m），南部にヒラバイ山（標高156.6m）があって，これらを連ねて山稜が島中央部を南北に走る。平地は極めて少なく，小潟湖の一部が平地化したと言われる平良付近の狭小なものほか，数ヶ所にポケットビーチがあるにすぎない。同島の海岸はほとんど岩石海岸で，数10m-100m近くの断崖が連なる。

中島（面積0.305km²）は，沖の串及びへたの串の狭くて浅い2水路によって中甌・上甌両島から隔てられているが，地形的には中甌島の浮墨山と上甌島の遠目山（標高195.2m）とを結ぶ尾根の一部とみなされる。全島古第三系の山地からなり，最大標高116m，海岸はすべて海蝕崖である。

本図幅地域内の下甌島北端部は東西幅約0.5-1.5kmで北北東-南南西に延び，屈曲した海岸線で囲まれる。山稜は西海岸に沿って走り，浮水山（標高158.8m），円山（標高164.8m）等を含む。主山稜の走向は中甌島の山稜とほぼ平行であるが，両山稜は藺牟田瀬戸を境にして東西に約3kmほどずれていてつながらない。これは同瀬戸を通るNW-SE方向の断層に基づくと考えられる。海岸は藺牟田の平地，その他2・3の極めて狭小な平地を除くと，ことごとく上部白亜系の岩石海岸で断崖をなし，特に北西側では崖高が100m以上に達するところがある。小牟田と中山には小さな池をもつ狭小な平地があ

り、これは埋積が進んだ潟湖の名残りだと推定される。

I. 4 地形のまとめ

甌島列島の原地形は、NE-SW方向の断層に挟まれた地塁として生じたと考えられる。海底地形図、地質図（永野ほか、1976；荒巻ほか、1976；木村ほか、1975；本座ほか、1979）を見ると海域では列島地塁上には更新世堆積物が発達せず、それは地塁の側部を埋め立てるように存在している。更新世において、地塁は海底からそびえるバリアとして存在し、恐らくその初期には甌島列島がすでに半島として海上に突き出たと推定される。それはあたかも、現在の三角半島や野母半島に似た形を取っていたものと推測される。上甌島・中甌島周辺では水深50-60mに地形変換部があり、この水深の海底平坦面は完新世初頭の海水準の停滞期に形成されたと推定される。そして、その後の急速な海水準の上昇を通じて、現在見る諸島の海岸線に近い輪郭が形成された。縄文海進最盛期には現在より4-5m高い海水準となつて、大蔵岳東方の海岸段丘が形成され、沿岸流によって上甌島北及び東側に海底砂州が出来始めた。その後の海水準低下により砂州は姿を水面に現し、次第に成長して現在に至った（荒巻ほか、1976）と考えられる。

甌島列島の現在の地形は、地質構造及び岩石の侵食に対する抵抗力の強弱に、大きく支配されていると推定される。

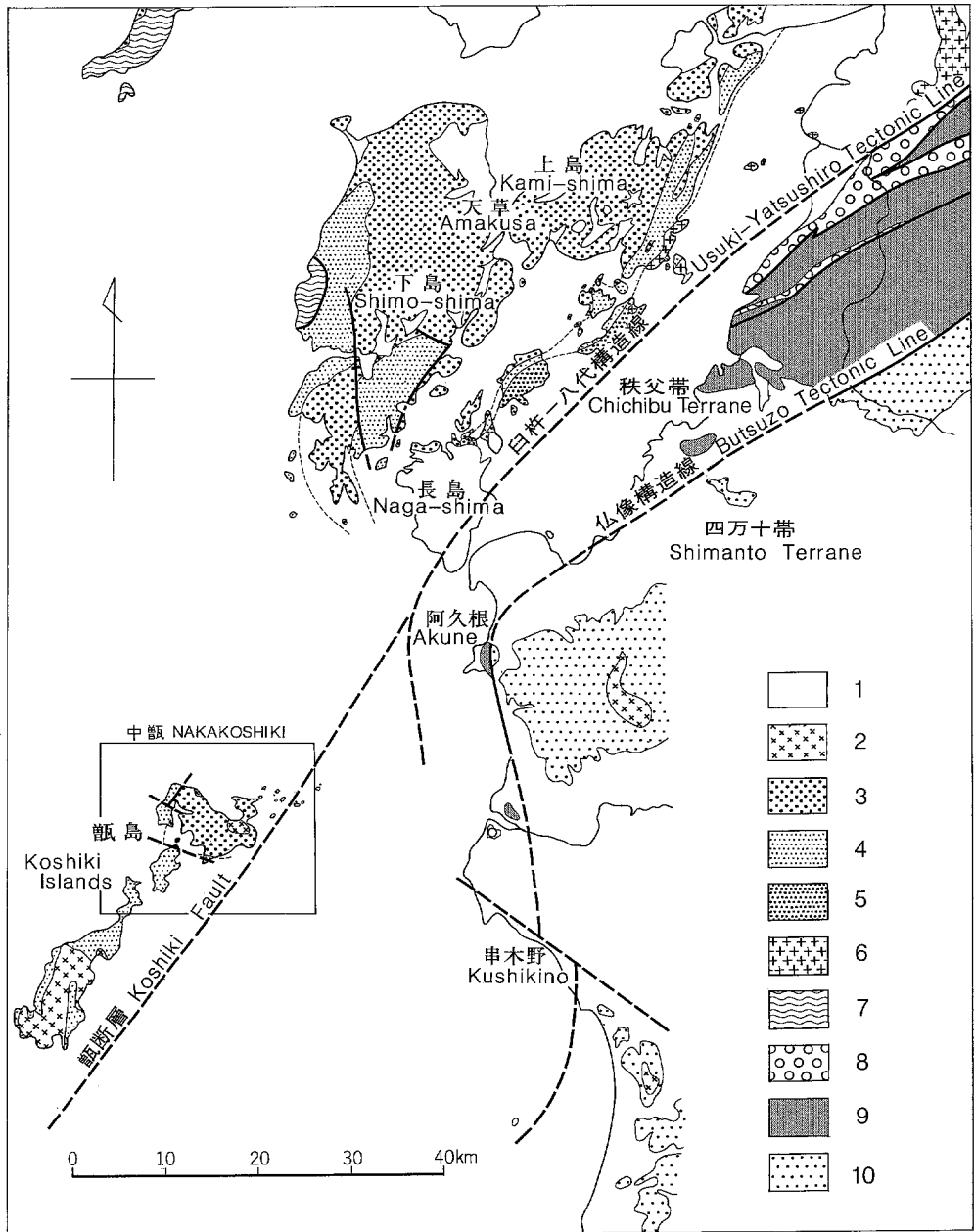
II. 地質概説

甌島列島は白杵一八代構造線の北側にあつて、西南日本内帯に属し（第7図）、先上部白亜系深成岩・変成岩類、白亜紀後期及び古第三紀の堆積岩類、中新世閃緑岩類及び第四紀堆積物からなる（第1表）。これらの地質系統のうち、図幅域内の諸島の大部分を構成するのは上部白亜系と古第三系並びに中新世閃緑岩類であつて、その他は分布が極めて限定されている。

甌島列島に白亜系が発達することは、伊木（1902）の20万分の1地質図によって初めて明らかにされた。その後 MATSUMOTO（1954）により本列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、続いて 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。一方、上甌島に古第三系の存在を認めたのは長尾（1926）であり、それまで白亜系と考えられていた紫赤色岩層を天草地方の古第三系赤崎層に対比した。以来、波多江ら（1961）の20万分の1地質図とその説明書及び松本ほか（1962）には、古第三系の記載が見られる。更に天野・田北（1969）は上甌島の地質図を発表し、同時に白亜系及び古第三系の概要を明らかにした。その後、田中・寺岡（1973）により甌島列島の白亜系が総括された。

以上のほか、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（1959, 1960）、KOBAYASHI and AMANO（1955）、田代・野田（1973）、TASHIRO（1976）等がある。

古第三系についてはその他井上ほか（1979）の報告があり、鉱床及び基盤岩に関しては石原・河内（1959, 1961）、河内ほか（1964）、山田・石川（1975）の報告、また甌島列島周辺の海域については木村ほか（1975）や本座ほか（1979）の海底地質図がある。



第7図 甌島周辺の地質概要図 (田中・寺岡, 1973 に基づく) 1: 第四系及び新第三系 2: 中新世花崗岩類 3: 古第三系 4: 白亜系姫浦層群(コニアシアン-スマトリヒチアン) 5: 白亜系御所浦層群 (アルビアン-セノマニアン) 6: 竜峰山・肥後変成岩及び肥後深成岩 7: 長崎変成岩 8: 下部白亜系 8: 下部先白亜系 9: 先白亜系 10: 下部四万十層群(白亜系)

Map of western Kyushu showing geologic framework and location of the mapped district 1: Quaternary and Neogene 2: Miocene granitic rocks 3: Paleogene 4: Coniacian-Maastrichtian Himenoura Group 5: Albian-Cenomanian Goshonoura Group 6: Ryūhōzan and Higo Metamorphic Rocks and Higo Plutonic Rocks 7: Nagasaki Metamorphic Rocks 8: Lower Cretaceous 9: Pre-Cretaceous 10: Lower Shimanto Group (Cretaceous)

第1表 層序総括表
Summary of stratigraphy in the Nakakoshi District

地質時代		地層区分		岩相	堆積環境
第四紀	完新世	沖積層・海浜堆積物・ 崖堆積物		砂・礫	河成・濱海成等
新第三紀	中新世 中期	傾斜不整合		石英閃緑岩・ ひん岩類・こう斑岩 及び文象斑岩	
		貫入			
古第三紀	始新世?	上 甌 島 層 群	瀬上層 900m+	泥岩を主とする砂岩 及び泥岩	海成
			小島層 250-280m	砂岩及び泥岩	テルク成
			中甌層 650-780m	紫赤色泥岩・礫岩・砂 岩・泥岩及び凝灰岩	主として河成
		傾斜不整合			
白 亜 紀 後 期		姫 浦 層 群	G 層 120m	泥岩及び砂岩	海成
			F 層 660m+	砂岩及び泥岩	非海成- 浅海成
			E 層 1000m+	泥岩及び砂岩	海成
			D 層 820m+	砂岩及びシルト岩	浅海成
			C 層 150-200m	シルト岩及び泥岩	海成
			B 層** 1200m+	砂岩	浅海成
			A 層* 50m+	泥岩	海成
断層					
先白亜紀後期	深成岩類・変成岩類		角閃岩・片麻状石英 閃緑岩		

* 本図幅地域に露出しない

** 中一下部は本図幅地域に露出しない

先上部白亜系深成岩・変成岩類は上甌島東方の双子島に露出し、片麻状石英閃緑岩と角閃岩からなる。これらは領家帯に属し(河内ほか, 1964), 恐らく上部白亜系の基盤をなすものであろうが、現在では、上部白亜系及び古第三系と断層関係にある。

上部白亜系は下甌島・中甌島及び上甌島の西縁部と南端に分布し、全体として北東方に沈下する複向斜構造を形成している。これは砂岩・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・ウニ等の化石を含み、主として海成で、上部では非海成相を伴う。下限は不明であるが、4,000m以上の厚さを有し、本図幅地域内には下部1,000m余りは露出しない。地層は上甌島北西端において、石英閃緑岩の貫入に伴う熱変質を受けている。この上部白亜系は姫浦層群に属し、大部分がカンパニアン-マストリヒチアン階(ヘトナイ統)に対比され、下限はサントニアン階(浦河統)に及ぶであろう。

古第三系は上甌島の大部分を占めて広く分布するほか、中甌島北端と中島、野島・筒島・犬島・近島・松島に露出する。古第三系は上部白亜系姫浦層群を傾斜不整合に覆って、北東あるいは東に20-30°

傾斜する。上甌島における古第三系は北東方に開いた半盆状の向斜構造を呈している。古第三系の下部は主として河川堆積物と推定される紫赤色泥岩と礫岩・砂岩の互層から構成され、中部及び上部はデルタ成ないし海成の砂岩泥岩互層からなり、全層厚は1,900m以上に達する。

従来、この古第三系は岩相上、天草の上島層群（始新統）に対比されているが、化石の証拠はない。しかし、岩相や上部白亜系との傾斜不整合関係から推察して、ここでは従来どおり古第三系として取り扱うことにする。

中新世閃緑岩類は主として石英閃緑岩からなり、上甌島里村南部に分布するほか、長目の浜北端や遠見山半島の西端、沖の島・双子島・野島などにも露出する。本閃緑岩類は上部白亜系・古第三系中に貫入し、その周辺の地層に軽度の熱変質を与えている。また、図幅地域内随所において、火成岩岩脈類が上部白亜系・古第三系に貫入している。

第四系は上甌島の長目の浜の砂州や里のトンボロを構成する礫質堆積物などの海浜堆積物のほか、中甌・瀬上・江石付近等にごく狭少な範囲に分布する沖積層などである。いずれも完新世のものであり、更新世堆積物は発見されていない。

図幅地域内に発達する断層には、NE-SW性とNW-SE性の両系統があつて、これらはいずれも高角度断層で、かつ正断層が多い。前者の代表的なものとしては、上甌島の中央を走る辻の堂断層群と甌島列島東方海域を列島に平行して走る甌断層が挙げられる。後者は甌列島を横断するもので、その数は多い。

III. 先上部白亜系

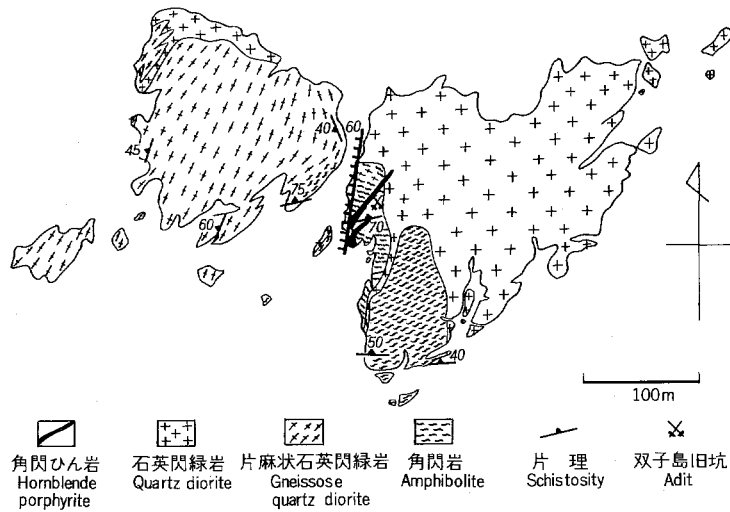
上甌島の東方約4kmの双子島には角閃岩や片麻状石英閃緑岩が露出し、これらは中新世石英閃緑岩¹⁾とひん岩に貫入されている。双子島の地質・鉱床については石原・河内(1959, 1961)、河内ほか(1964)による詳しい報告があり、以下の記述は主としてそれらに基づくものである。

角閃岩は島の中部に、片麻状石英閃緑岩は西部にそれぞれ分布している(第8図)。これらの岩類は恐らく肥後変成・深成岩類の西方延長に相当し、領家帯に属するものと考えられる。上部白亜系や古第三系との境界部は露出していないが、両系とは断層(甌断層)関係にあると推定される。

角閃岩は走向E-WないしNE-SWで北に傾く顕著な片理を持ち、角閃石と斜長石を主とし、単斜輝石を伴い、磁硫鉄鉱・黄鉄鉱をかなり含んでいる。副成分鉱物としては方解石・燐灰石・チタン石などがあり、まれに緑れん石の細脈が認められる。角閃石は篩状構造を示し、 $X : \text{light yellow}$, $X, Z : \text{brownish green}$, $X < Y \div Z$, $\alpha = 1.654$, $\gamma = 1.673$, $2V_x = 70^\circ$, $C \wedge Z = 22^\circ$ である。単斜輝石は $\gamma = 1.685$, $2V_z = 59^\circ$, $c \wedge Z = 45^\circ$, 斜長石はAn46である。なお、上記のような角閃岩は双子島だけでなく、同島の北東約3kmの黒神(図幅地域外)にも露出している。

片麻状石英閃緑岩は、走向NE-SWで西傾斜の弱い片理を持ち、主として角閃石・斜長石及び石英からなり、副成分鉱物として燐灰石・ジルコンなどが含まれる。また磁硫鉄鉱も見られる。角閃石は篩状構造を示し、結晶の折れ曲がりがかかなり著しい。これは $X : \text{light yellow}$, $Y : \text{pale brownish green}$,

1) 石原・河内(1961)及び河内ほか(1964)によれば双子島の中新世閃緑岩類は花崗閃緑岩とされている。



第8図 双子島の地質図 (石原・河内, 1961)
Geological map of Futago Island (ISHIHARA and KAWACHI, 1961)

z : brownish greenで、一部黒雲母で交代され、また方解石・緑泥石及びピタン石の集合体に変わっていることもある。斜長石はしばしば折れ曲がったり、粒状化している。

片麻状石英閃緑岩と角閃岩との境界は漸移的であり、片理の点でも調和的である。境界部においては、角閃岩中に石英閃緑岩質のものがもやもやと生じ、次第に片麻状石英閃緑岩に移化する。

IV. 上部白亜系—姫浦層群

IV. 1 層 序

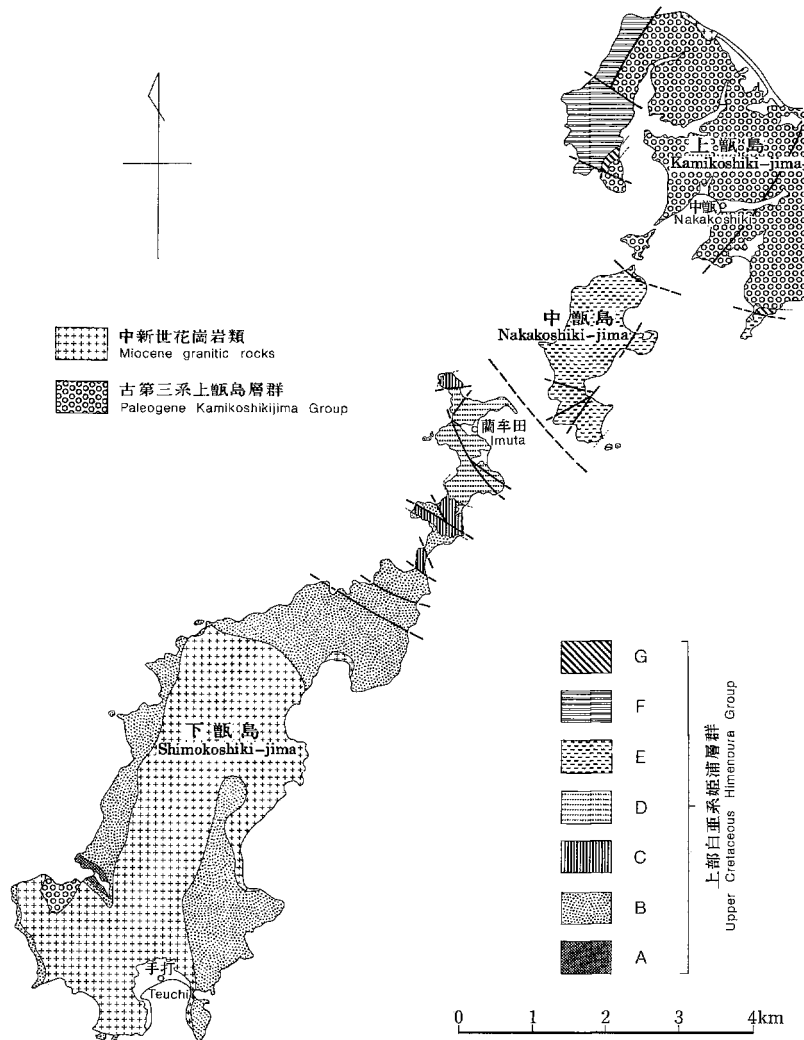
甌島列島の姫浦層群 (第9図) は、4,000m以上の厚さを有し、砂岩・泥質岩及び両者の互層それぞれを主とする部分が数100mオーダーの厚さをもって交互する地層群である。その層序区分は田中・寺岡 (1973) による区分を一部修正したもの (田中ほか, 1981) に従った。第10図のように、下位からA, B, C, D, E, F及びGの7層に区分され、A, C, G以外の諸層は更に2分ないし4分される。A, C, E, G各層は主として泥質岩からなり、B, D, F各層は砂岩に富む。本層群の大部分は海成層であるが、F₁の地層は主として非海成と推察される。

本図幅地域にはA層及びB層主部は露出していないが、ここではそれらについても田中・寺岡 (1973) に基づいて略述する。

A層は下甌島西岸南部にごく狭く露出する。下限は海中に没して下明である。本層は主としてシルト質泥岩²⁾ からなり、厚さ15m内外の砂岩泥質岩薄互層 (砂岩・泥質岩各層の厚さは数cm-30cm) 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、また中一厚層理³⁾ を示す。ごく一部に砂泥

2) 本報告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。

3) 本報告における層理 (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。

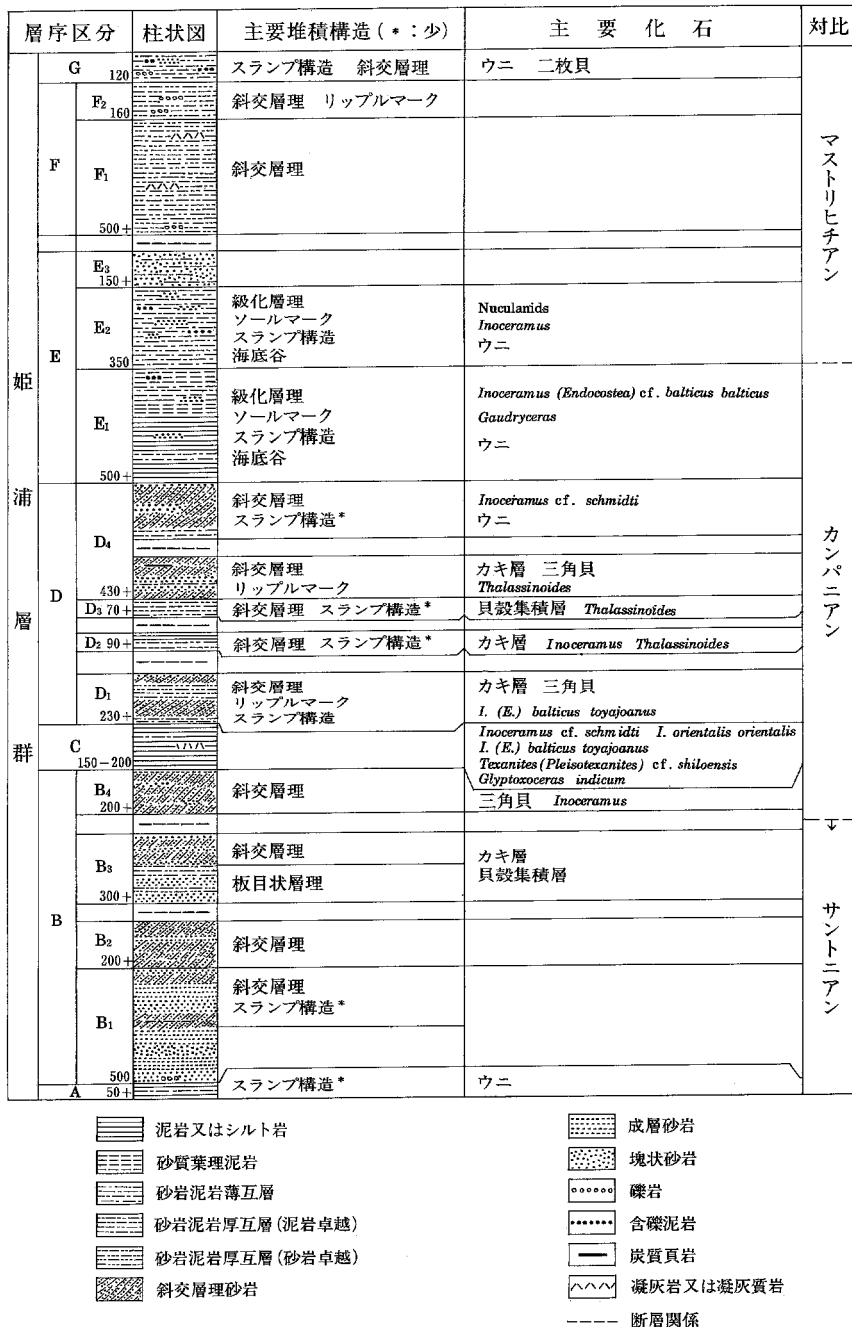


第9図 甑島地質略図 (田中・寺岡, 1973に基づく)
Geologic sketch map of the Koshiki Islands

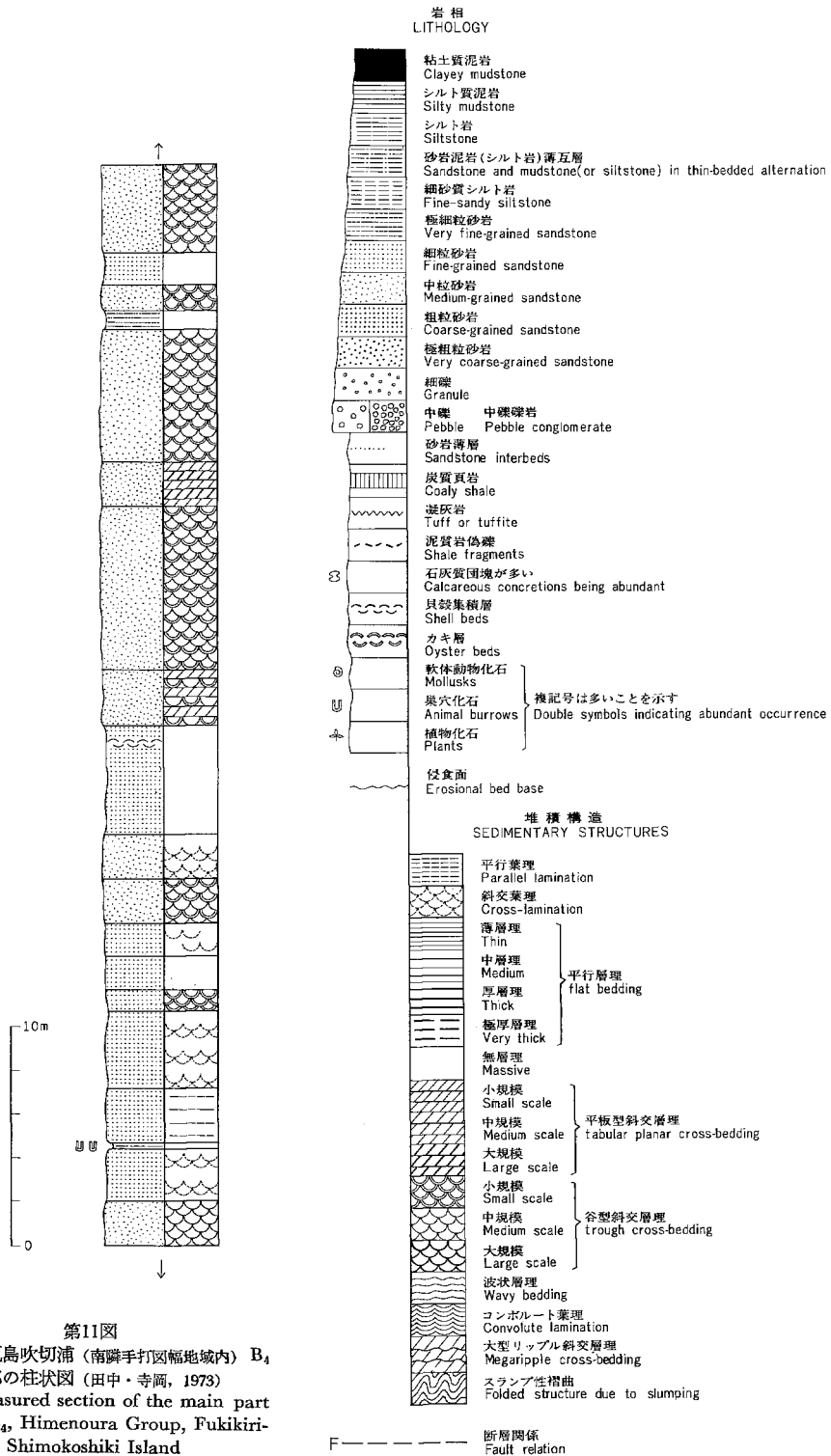
混合層⁴⁾が見られる。

B層は下甑島の中・南部に広く分布する。本層の基底部に厚さ約7mの含礫砂岩がある。この砂岩は場所によって下位のA層の層理と幾分斜交して重なる。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基づくものである。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。基底部より上位の部分は主として砂岩からなり、砂岩は無層理のこともあれば成層することもあり、またしばしば斜交層理もよく発達している。下位よりB₁、B₂、B₃及びB₄に区分されるが、B₃とB₄は層序的に重複する部分があるかも知れない。B₂とB₃、B₃とB₄は断層関係にある。B₂とB₄ではB₁とB₃に比べ

4) 本報告では海底土石流 (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る褶曲などの変形構造を言う。



第10図 甌島姫浦層群の層序総括図 (田中・寺岡, 1973; 一部修正)
 Stratigraphic summary of the Himenoura Group, Koshiki Islands. Arabic figures indicate the approximate thickness in metres



第11図
下飯島吹切浦(南隣手打図幅地域内) B₄
主部の柱状図(田中・寺岡, 1973)
Measured section of the main part
of B₄, Himenoura Group, Fukikiri-
ura, Shimokoshiki Island



第12図 B₄の斜交層理砂岩 下甌島吹切浦南方（南隣手打図幅地域内）
Cross-bedded sandstone. B₄, Himenoura Group, south of Fukikiri-ura, Shimokoshiki Island,
in the southward adjacent Teuchi District

て特に斜交層理がよく発達する。B₃下部の砂岩泥質岩厚互層（砂岩・泥質岩各層の厚さは0.3-1m）における砂岩層はセット（set）の厚さ数cm以下のリップル（砂連）斜交葉理（ripple cross-lamination）を顕著に示し、泥質岩葉層をとこところに挟んで、板目状層理（flaser bedding；REINECK and WUNDERLICH, 1968）を示す場合がときどきある。泥質岩層は極めて薄いリップル斜交葉理砂岩をひんばんに挟んで波状層理（wavy bedding；REINECK and WUNDERLICH, 1968）を示すことが多い。全層厚は1,200 m以上である。

B層

本図幅地域では、B層の最上部をなすB₄が下甌島の浮水山付近と円崎に露出する。

B₄ 本層は主に斜交層理のよく発達した砂岩からなり、厚さは200m以上である。吹切浦（本図幅地域外）における本層の柱状図を第11図に示す。

主部は斜交層理中—細粒砂岩（第12図）で代表され、ときどき厚さ3-8mの無層理砂岩を伴う（第11図）。斜交層理は大部分が谷型、中—小規模⁵⁾で、前置層の最大傾斜は10-20°（概して10-15°）の低角度である。セット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極めて顕著に縞状をなして交互している場合がある（第13図）。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、他の部分よりも目立って挟在している。

5) 本報告における斜交層理の規模については、セットの厚さが、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。



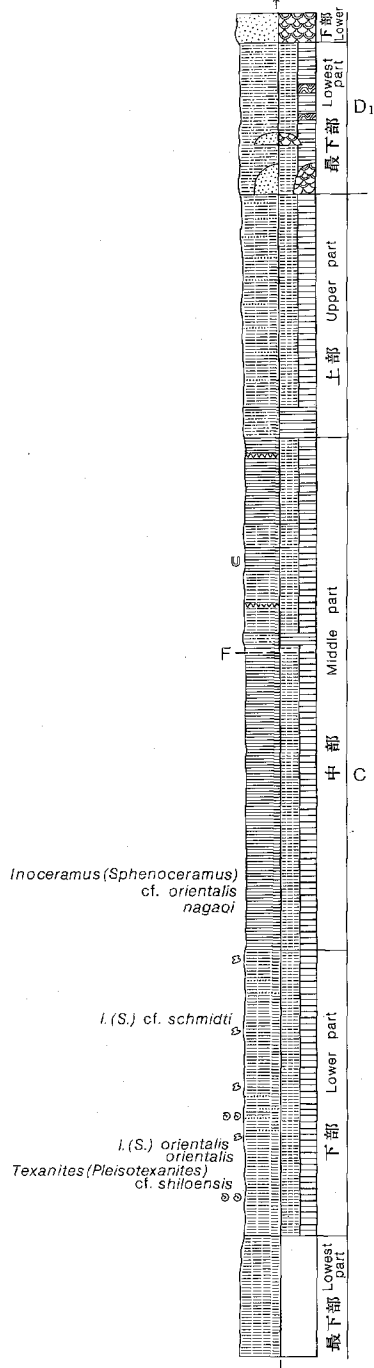
第13図 B₄の砂岩に発達する斜交層理 下甌島吹切浦北方 (南隣手打図幅地域内)
 Cross-bedding in sandstone. B₄, Himenoura Group, north of Fukikiri-ura, Shimokoshiki Island,
 in the southward adjacent Teuchi District



第14図 B₄の三角貝砂岩 下甌島吹切浦 (南隣手打図幅地域内)
 Sandstone block abounding in *Yaadia Japonica* (YEHARA). B₄, Fukikiri-ura, Shimokoshiki Island,
 in the southward adjacent Teuchi District

最上部 約20mは全体として細粒化し、主として中一厚層理の暗灰色細粒（一部極細粒）砂岩からなる（第15図参照）。更に、場所によっては比較的上部に平行葉理が発達し、また小規模谷型斜交層理を示す砂岩で埋積された深さ1m前後の小規模なチャンネルも認められる。

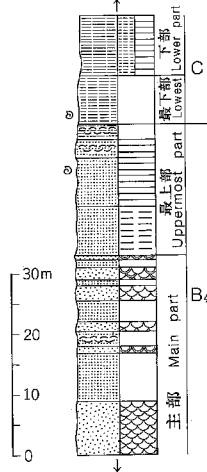
浮水浦 Ukimizu-ura



第15図

下甌島 B₄ 上部-D₁ 下部の柱状図
 (田中・寺岡, 1973; 一部修正) 凡例は第11図に同じ
 Measured sections of the upper part of B₄ to
 the lower part of D₁, Himenoura Group,
 Shimokoshiki Island. Legend for this figure
 is the same as that for Fig. 11

円山北方
 North of Maruyama





第16図 C層中部の泥岩露頭 下甌島吹切浦（南隣手打図幅地域内）

View of the middle part of C Formation, Himenoura Group, consisting of mudstone and subsidiary siltstone. Fukikiri-ura, Shimokoshiki Island, in the southward adjacent Teuchi District

貝殻集積層が種々の層準の砂岩中に挟在し、特に *Yaadia japonica japonica* (YEHARA) が多数含まれている砂岩層（第14図）があり、また属種不明の三角貝や *Loxo japonica* (AMANO) も見いだされている。浮水浦の本層上部から *Inoceramus* sp. of *I. (Platyceramus) ezoensis* group が、本図幅地域外の吹切浦の本層最上部から *Inoceramus* sp. of *I. (Endocostea) balticus* group が産出する。更に、TASHIRO (1976) により、吹切浦において *Inoceramus (Sphenoceramus) orientalis orientalis* SOKOLOV や *I. (Endocostea) balticus* BÖHM (s. l.) の産出も知られている。

C 層

下甌島の中山浦から浮水浦や西崎にかけてよく露出し、円山付近にも分布する。本層は B_4 を整合に覆い、両層間の岩相変化は漸移的である。中一厚層理を示す暗灰色のシルト岩及びシルト質泥岩を主とする（第15・16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、主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**は再び粗くなって厚さ5m内外の砂岩泥質岩薄互層（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挟む。なお、中部には灰色（風化して黄土色）を呈する細粒酸性凝灰岩が少なくとも2枚挟在し、厚さはそれぞれ約5cm, 13cmである。最下部の厚さは円山北方海岸で約8m、浮水浦で20m以上であり、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、特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、特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覆われている。なお、シルト岩中には砂管状生痕化石⁶⁾が堆積面にほぼ平行に含まれていることがある。

本層から下記のような化石が産する。

<i>Ezonuculana</i> sp.	<i>Microtrigonia amanoi</i> NAKANO
<i>Portlandia abliquistriata</i> (AMANO)*	<i>Opis</i> sp.
<i>Nanonavis brevis</i> ICHIKAWA and MAEDA*	<i>Fenestricardia ovata</i> TASHIRO
<i>Glycymeris amakusensis</i> NAGAO*	<i>Protocardia</i> (s. l.) <i>koshikijimensis</i> AMANO
<i>Inoceramus</i> (<i>Platyceramus</i>) cf. <i>cycloides</i> WEGNER (s. l.)*	<i>Tenea japonica</i> ICHIKAWA and MAEDA
<i>I.</i> (<i>P.</i>) aff. <i>ezoensis</i> YOKOYAMA	<i>Loxo japonica</i> (AMANO)
<i>Inoceramus</i> sp. of <i>I.</i> (<i>Platyceramus</i>) <i>ezoensis</i> group*	<i>Atira</i> sp.
<i>I.</i> (<i>Endocostea</i>) <i>balticus toyajoanus</i> NAGAO and MATSUMOTO*	<i>Gyrodes</i> sp.
<i>I.</i> (<i>Sphenoceramus</i>) <i>orientalis orientalis</i> SOKOLOV (第II図版1)	<i>Semisolarium</i> sp.
<i>I.</i> (<i>S.</i>) cf. <i>orientalis nagaoui</i> MATSUMOTO and UEDA	<i>Busycon</i> (?) sp.
<i>I.</i> (<i>S.</i>) cf. <i>schmidti</i> MICHAEL (第II図版4)	<i>Glyptoxocera indicum</i> (FORBES)* (第II図版2)
<i>Apiotrigonia tuberculata</i> NAKANO	<i>Hauericeras</i> aff. <i>angustum</i> YABE (第II図版3)
<i>A. postonodosa</i> NAKANO	<i>Texanites</i> (<i>Pleisotexanites</i>) cf. <i>siloensis</i> YOUNG (第II図版1)
	<i>Dentalium</i> (s. l.) sp.
	<i>Hemiaster</i> sp.* *豊富ないし普通に産する

特徴的な化石としては、*Inoceramus* (*Endocostea*) *balticus toyajoanus* が本層全体を通じて種々の層準に産出し、*Inoceramus* (*Sphenoceramus*) *orientalis orientalis* は浮水浦の本層下部の下部から、*I.* (*S.*) cf. *schmidti* は浮水浦の本層下部の上部から採集された。*Inoceramus* (*Sphenoceramus*) cf. *orientalis nagaoui* も浮水浦の本層中部から発見された。更に、*Inoceramus* (*Platyceramus*) cf. *cycloides* (s. l.) のほか、*Inoceramus* sp. of *I.* (*Platyceramus*) *ezoensis* group も数層準に少なからず含まれる。アンモナイトでは、殻の巻きが解けた渦巻き状の *Glyptoxoceras indicum* 及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. *siloensis* もまれではあるが浮水浦及び吹切浦で本層下部の下部から見いだされた。更に、*Acila* (*Truncacila*) *hokkaidoensis* (NAGAO), *Ezonuculana mactraeformis obsoleta* TASHIRO, *Chlamys* (s. l.) *tamurai* TASHIRO, *Periplomya* aff. *grandis* ICHIKAWA and MAEDA, *Eriphyra japonica* ICHIKAWA and MAEDA, *Tenea japonica* ICHIKAWA and MAEDA, *Gaudrycecas* sp. などの産出も TASHIRO (1976) によって報告されている。

D 層

下甌島の北部に分布し、中甌島東端にも露出する。本層はC層を整合に覆い、それとの岩相推移は急激である。下位よりD₁、D₂、D₃及びD₄に区分される。D₁は砂岩及び砂岩泥質岩厚互層から、D₄は主として砂岩からなる。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

6) 本報告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言い、スマイクアト (feeding burrow) に属する。

卓越している。全層厚は600m以上である。

D₁ D層中最も分布の広い地層である。岩相が垂直的に大きく変化し、最下部・下部・中部及び上部に細分される。上限は不明である。層厚230m以上。

最下部 (約25m) は下甌島西岸の浮水浦と尾之尻浦との中間によく露出し、更に北西方、池屋崎の小島の西端部にも見られる(田中・寺岡, 1973; 第2図参照)。主として砂岩泥質岩薄互層(砂岩・泥質岩それぞれの厚さは数cm-30cm)からなる(第15・17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ぱんに挟む。スランプ構造や小規模チャンネル埋積構造がときどき存在する。ところどころに連続性に乏しい厚さ1-5mの小一中規模谷型斜交層理(多くは谷型)中粒砂岩が挟在する。

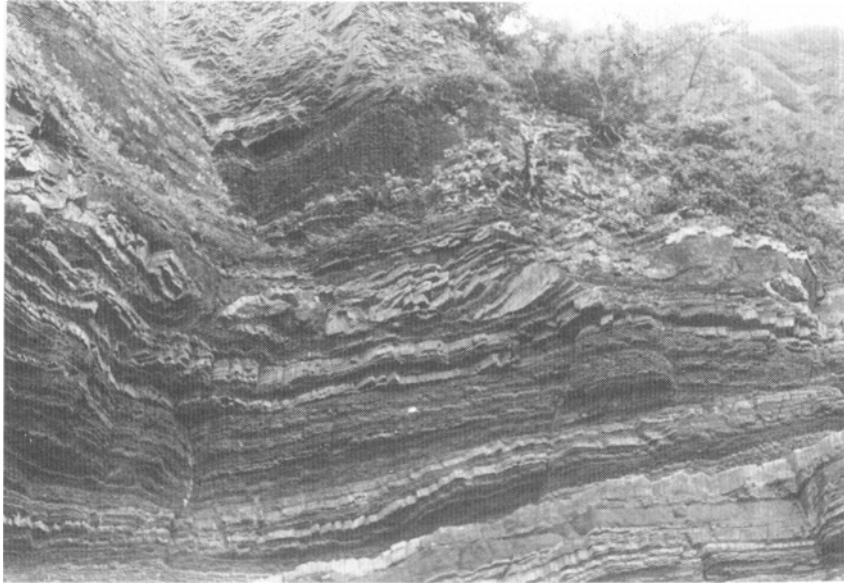
下部 (約80m) は下甌島の尾之尻浦や東岸の中山浦によく露出する。斜交層理砂岩(第18図)で代表される。砂岩は灰色を呈し、中一細粒、ときどき中一粗粒で、更に局部的に細礫や小さい中礫を含む。炭質物微片集積層も部分によっては少なくない。また厚さ0.1-0.3m(最大2m)の、砂岩葉層をひんぱんに挟むシルト岩がときどき挟在し、砂泥混合層も見られる。斜交層理は普通中規模、ときどき小規模又は大規模(セットの厚さはしばしば1mに近い)で、谷型と平板型とがほぼ相半ばし、特に大規模のものは概して平板型である。前置層の最大傾斜は一般に10-15°の低角度を示す。小一中規模斜交層理砂岩では、しばしば一群のセットを通じて各セットの上面が大型のリップルを形成しており、下面が波状の侵食面をなしている(第19・20図)。各セットの厚さは普通10-30cm、長さは数m-10数mである。リップルの波長は1-3m、波高は10-10数cmである。このリップルの峰部は断面では頂面が緩やかに丸味を帯び、平面では一見半月状(lunate)リップルのそれに類似し、谷部には侵食されずに残った薄い泥質岩(主としてシルト岩)が見られる。この種の成層状態は、流成大型リップル起源の斜交層理からなる大型リップル層理で代表されるが、多くの薄い泥質岩レンズを挟んでおり、それゆえに板目状層理の大規模なものと言える。それをここでは大型リップル斜交層理(megaripple cross-bedding)と呼んでおく。

貝殻集積層(カキを含む)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)も見られる。1層準の泥質岩中からはイノセラムスが少なからず産する。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。

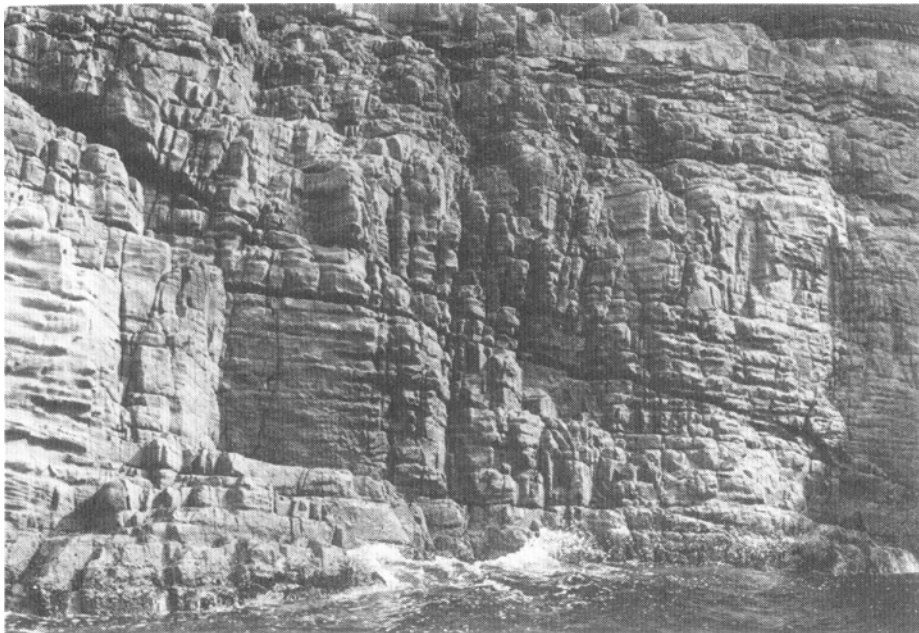
中部 (約80m) は寺家東方の海岸によく露出する。砂勝ち砂岩泥質岩厚互層からなる。砂岩層(1-3m、ときに5m)は中一細粒砂岩で代表され、しばしば中規模(ときどき小規模)斜交層理(多くは谷型)が発達するが、無層理で斜交葉理を示す部分も見られる。泥質岩層(1m以下)は砂岩葉層をひんぱんに挟むシルト岩で代表され、しばしば砂岩泥質岩薄互層を伴う。砂岩中には厚さ約10cmの貝殻集積層がごくまれに見いだされる。シルト岩中には砂管状の生痕化石が堆積面にほぼ平行に含まれている。

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(部分的に斜交葉理を示す)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。砂岩は中一細粒、しばしば中一粗粒である。斜交層理は大部分が谷型である。無層理砂岩の上面には干渉リップルマークが見られ、このものは波高が極めて低く、峰部の頂面が平滑である。

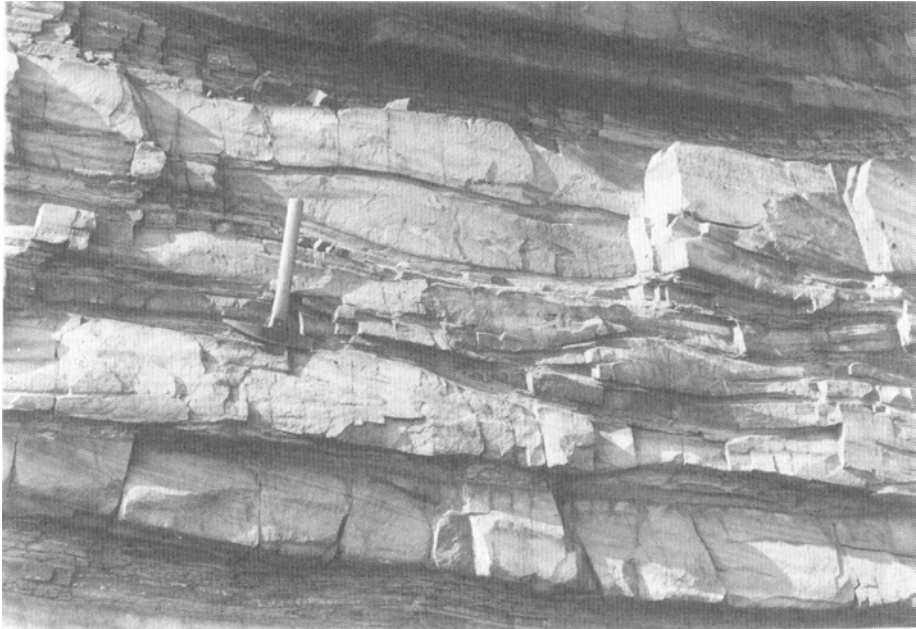
D₁の化石としては、前述の“*Ostrea*”のほか、砂岩から *Glycymeris* sp., *Yaadia japonica obsoleta* (KOBAYASHI and AMANO), *Loxo japonica* (AMANO) (多い) が産し、泥質岩から *Inoceramus (Platyceramus) cf. cycloides*



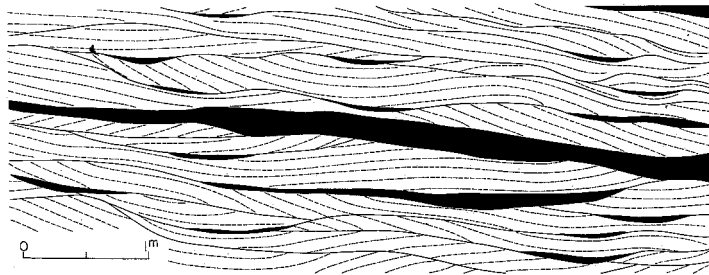
第17図 D_1 最下部の砂岩泥質岩薄互層 下甌島尾之尻浦
Interbedded sandstone and mudstone. Lowest part of D_1 , Himenoura Group,
Onoshiri-ura, Shimokoshiki Island



第18図 D_1 下部の斜交層理砂岩 下甌島蘭落浦北方
Cross-bedded sandstone. Lower part of D_1 , Himenoura Group, north of Iochi-ura,
Shimokoshiki Island



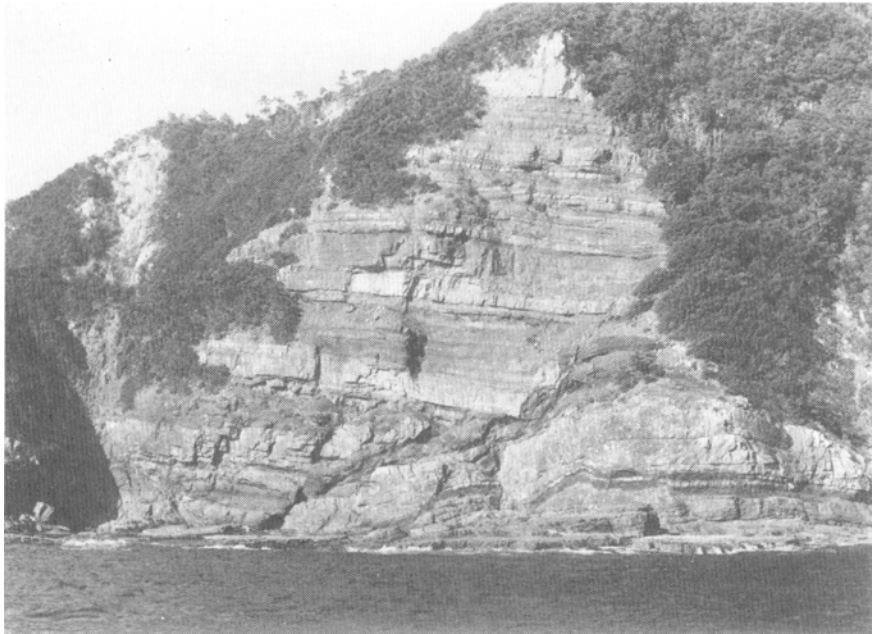
第19図 D₁下部の砂岩に発達する大型リップル斜交層理 下甌島中山浦
 Megaripple cross-bedding in sandstone. Lower part of D₁ Himenoura Group,
 Nakayama-ura, Shimokoshiki Island.



第20図 下甌島中山浦の D₁ 砂岩に発達する大型リップル斜交層理 (田中・寺岡, 1973) 黒色部: 泥質岩
 Sketch of megaripple cross-bedding in sandstone. D₁, Himenoura Group, Nakayama-ura,
 Shimokoshiki Island. Black part indicates argillaceous rock which is occasionally interlaminated
 with sandstone

WEGNER, *I. sp. of I. (Platyceramus) ezoensis* group, *I. (Endocostea) balticus toyajoanus* NAGAO and MATSUMOTO (第1図版, 5) が産する。イノセラムスは中山浦において1層準の泥質岩中に少なからず含まれている。更に, TASHIRO (1976) はD₁産の化石として *Nanonavis awajianus* ICHIKAWA and MAEDA, *Brachiodontes nankoi* ICHIKAWA and MAEDA, *Mesocallista* (s. l.) sp., *Panopea (Panopea) matsumotoae* TASHIRO を報告している。

D₂ 下甌島東岸熊ヶ瀬鼻南方の海崖によく露出する。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(第21図)からなる。全体として泥質岩層が砂岩層よりむしろ卓越し、いずれも厚さは概して2m以下で、ときどき3m前後に及ぶ。泥質岩層



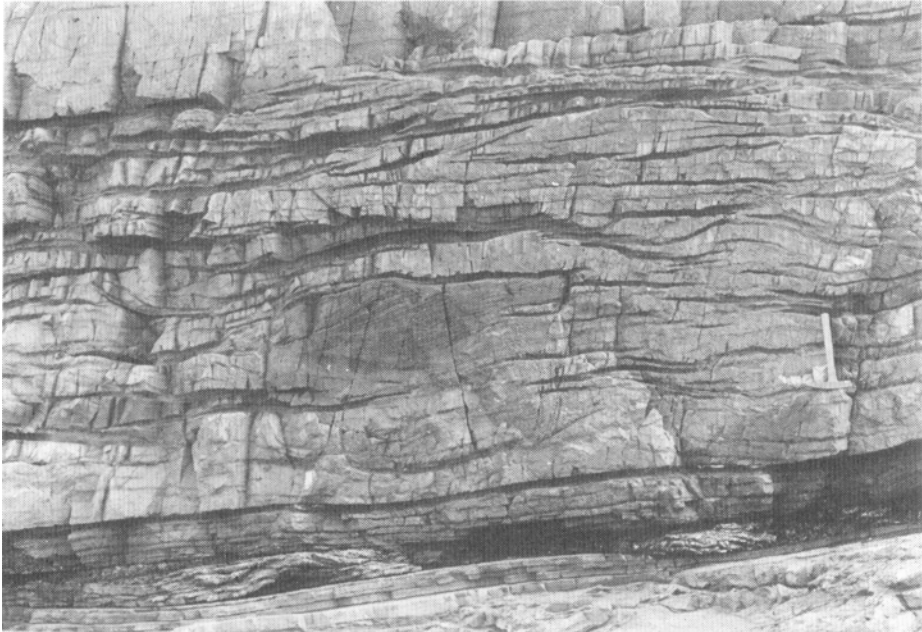
第21図 D₂の泥岩砂岩厚互層露頭 下甑島熊ヶ瀬鼻

View of D₂, Himenoura Group, consisting of thickly alternating mudstone and sandstone. Kumagasehana, Shimokoshiki Island.

はシルト質泥岩（頁岩質）で、ときどき砂岩薄層と薄互層をなす。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。貝殻集積層やカキ化石層（厚さ20cm；カキの殻高は一般に5-6cm）がごくまれに見いだされ、また泥質岩中には“*Lucina* aff. *fallax* FORBES”や小型の二枚貝が少なからず含まれている場合があり、またイノセラムスもまれに産する。更に、砂岩層の上には生痕化石 *Thalassinoides*（十脚類の巣穴化石、スミクイアト）が見られる。

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 下甑島西岸蘭落浦の海崖によく露出している。D₂との直接の関係は不明である。層厚70m以上。砂岩層（0.3-3m）と砂岩泥質岩薄互層（0.3-1m）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大型リップル斜交層理（小—中規模）（第22図）を示す。なお、大規模の平板型斜交層理も一部に認められる。砂岩泥質岩薄互層中の砂岩には平行葉理が顕著に発達するが、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しばしば発達する級化部ないし塊状部は認められない。薄互層をなす砂岩層の上には干渉リップルマークが観察される。このものは波長が7-8cmで、波高が極めて低く、峰部の頂面が平滑である。薄互層を構成する泥質岩は主にシルト岩である。スランブ構造が部分的に発達する。更に大規模なコンボルト層理状の構造も砂岩層（泥質岩を挟む）中に観察される。このものは頂部のとがった背斜と底部が幅広く丸



第22図 D₃の砂岩に発達する大型リップル斜交層理 下甌島山南東海岸
 Megaripple cross-bedding in sandstone. D₃, Himenoura Group, southeast of
 Maru-yama, Shimokoshiki Island

い向斜からなり、褶曲の波長は2m前後で振幅は1mに近く、上位層に堆積的に切られており、一種の“乱堆積”構造である。

貝殻集積層（厚さ10-20cm）が数層準の砂岩中に認められる。薄互層中の一砂岩層の上面に砂管状生痕化石（径1-3cm、長さ10-30cm）が密集し、更に径2-3cm内外のY字状分岐の形態を示す *Thalassinooides* も若干見いだされる。

D₄ 下甌島の藺牟田周辺及び熊ヶ瀬鼻付近に分布し、特に前者の平瀬崎付近によく露出しており、更に下甌島南東端付近にも現れる。D₃を整合に覆い、これから岩相が急変する。中一大規模（ときに小規模）斜交層理砂岩を主とする部分と斜交葉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が10-数10mオーダーの厚さをもって交互する（第23図）。層厚は、連続した層序が見られないために不詳であるが、少なくとも430mはあると推定される。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セットの厚さは5-10cmである。斜交層理に関しては、小規模のものは一般に谷型、中一大規模のものはしばしば平板型である。更に大型リップル斜交層理（第24図）も局部的に発達する。泥質岩層あるいは砂岩泥質岩薄互層が挟在し、厚さは普通10-30cmで、最大4-5mに達する。

下甌島に露出する地層（厚さ180m）はD₄の**下部**を代表する。その上部（平瀬崎付近；第23図）には、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1m前後の砂質シルト岩も数枚挟在し、更に厚さ数10cmの炭質頁岩層が少なくとも1枚、厚さ数cm-数10cm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リップルマーク（第25図）

や干渉リップマークが発達する。リップマークは、波高がしばしば2mm前後で極めて低く、峰部の頂面が平滑であり、波長は振動リップマークの場合普通10数cmである。熊ヶ瀬鼻における振動リップマークの峰の方向は一般にN-SないしNE-SWで、一部ENE-WSWである。

中甌島南端から東方沖合の弁慶島などの小島群に露出する地層(厚さ250m)は、D₄の上部を代表する。その最下部は厚さ30mを超える砂岩泥質岩薄互層(砂岩・泥質岩各層の厚さは5-15cm)からなる。砂岩層はときどき貝殻集積層を挟み、砂岩層の上には生痕化石が多い。泥質岩層はシルト岩で代表され、径数cmの石灰質団塊が少なからず含まれ、イノセラムスやウニの化石が散点している。中甌島南端のD₄最上部約8mは、主として中一厚層理粗粒砂岩(多数の泥質岩偽礫を含み、一部に中規模斜交層理が発達する)からなり、一部にスランプ構造を示す泥質岩層を挟む(第26図)。更に下位には類似の砂岩が約20m続き、その下位には斜交層理砂岩が来る。

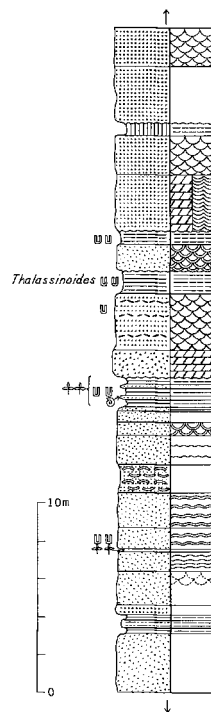
貝殻集積層(厚さは一般に10-30cm, 最大4m)がところどころに砂岩中に挟在し、カキ化石層(厚さ1m内外)も平瀬崎やその西方海岸において数層準に見いだされる。また *Yaadia japonica absoleta* (KOBAYASHI and AMANO) が多産する層準も知られている。弁慶島東方の小島では砂岩から *Loxo japonica* (AMANO) が得られた。同島の薄互層を構成するシルト岩は *Inoceramus* sp. of *I. (Platyceramus) ezoensis* group, *I. (Sphenoceramus) cf. schmidtii* MICHAEL (第I図版, 3), *I. (S.) aff. schmidtii* MICHAEL を産する。生痕化石のうち注目すべきものとしては、平瀬崎において砂質シルト岩層の上面や内部に径2cm内外の *Thalassinoides* (第III図版) が網目状に多数含まれ、また斜交層理砂岩層中に径1cm, 長さ20cmの砂管が認められる。

E 層

主として中甌島に分布し、更に狭いながらも上甌島茅牟田崎にも露出する。本層はD層に整合に重なり、それとの岩相推移は急激である(第26図)。主に暗灰色泥質岩からなり、下位よりE₁, E₂, 及びE₃に3分される(第27図)。上限は不明で、全層厚は1,000m以上である。

E₁ 中甌島の南部及び平良付近の東岸部に分布する。主として中一厚層理のシルト質泥岩からなる。シルト質泥岩は頁岩質で、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、砂岩葉理をひんばんに挟む(第28図)。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、球状又は扁平な石灰質団塊を散点的に含む。層厚500m以上。

泥勝ち砂岩泥質岩薄互層がところどころに、特に本層の下部と上部で厚く発達し、砂岩・泥質岩それ



第23図 下甌島平瀬崎 D₄ の柱状図 (田中・寺岡, 1973) 凡例は第11図に同じ
Measured section of D₄, Himenoura Group, Hirase-zaki, Shimokoshiki Island. Legend for this figure is the same as that for Fig. 11



第24図 D_4 の砂岩に発達する大型リップル斜交層理 下甌島熊ヶ瀬鼻
Megaripple cross-bedding in sandstone. D_4 , Himenoura Group,
Kumagase-hana, Shimokoshiki Island



第25図 D_4 の砂岩層上面に見られるリップルマーク 下甌島熊ヶ瀬鼻
Ripple marks on top surface of sandstone. D_4 , Himenoura Group, Kumagase-hana,
Shimokoshiki Island

ぞれの厚さは3-10cm（ときどき30cm）である。砂岩は下位の泥質岩に対して一般に極めて鮮明な境界（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・平行葉理部及び斜交葉理部からなる。比較的厚い砂岩は中一細粒で、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・リップル斜交葉理・コンボルト葉理などの堆積構造の発達で特徴づけられ、更に上面には流成リップルマークを有する。中甌島東岸白崎南方では、流成リップルマークが北—北東向き及び東向きの流れを示し、またコンボルト葉理の背斜部が北へ倒れている。砂岩はときどき小規模チャンネル埋積構造（侵食深度10-50cm）を示す。更に、砂岩泥質岩厚互層（砂岩・泥質岩それぞれの厚さは0.3-2m）の部分も本層の下部に見られる。

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挟む泥質岩には厚さ3m以下の含礫泥岩や砂泥混合層が伴われ、スランブ構造も認められる。含礫泥岩中の礫は一般に中一大礫で、径18cm内外に達するものもある。更に、最下部5mにはスランブ構造がよく発達している（第26図）。厚さ10-20数mの粗一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、また中一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谷埋積層⁷⁾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（第29図）。このオーダーの厚さの海底谷埋積層はE₁のみならず次記のE₂にも見られる。E₁、E₂における大規模な海底谷埋積層自体は一度に堆積したのではなく、幾つかの海底谷埋積層が重なったもので、個々の海底谷埋積層は上方細粒化を示し、その厚さは一般に数mを超えない（第35図参照）。なお厚さ1-数mの海底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見いだされる産出化石は下記の通りである。

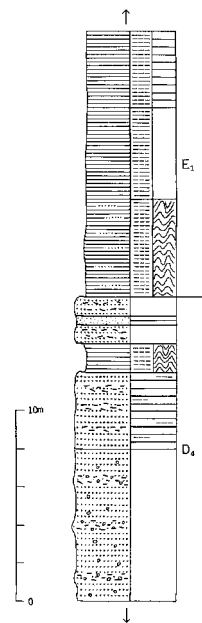
Solemya angusticaudata NAGAO

Portlanadia cuneistriata ICHIKAWA and MAEDA

Nanonavis cf. *brevis* ICHIKAWA and MAEDA

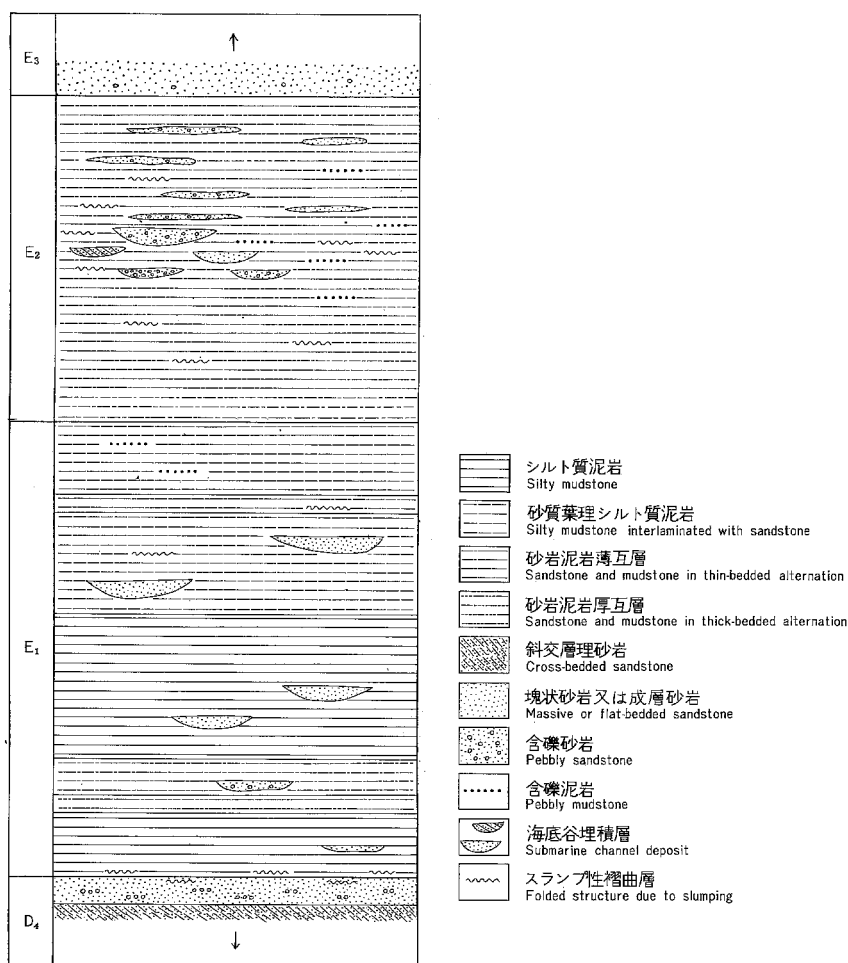
Inoceramus sp. of *I. (Platyceramus) ezoensis* group

I. (Endocostea) cf. balticus balticus BÖHM（第I図版2）



第26図 中甌島におけるD₄・E₁境界付近の柱状図（田中・寺岡，1973）凡例は第11図に同じ
Measured section showing transition from D₄ to E₁, Himenoura Group, Nakakoshiki Island. Legend for this figure is the same as that for Fig. 11

7) 本報告で海底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1m以上に及ぶ。



第27図 E層の模式層相断面図 (田中・寺岡, 1973; 一部修正)
 Diagrammatic section showing the facies distribution of E Formation, Himenoura Group

Gaudryceras sp.

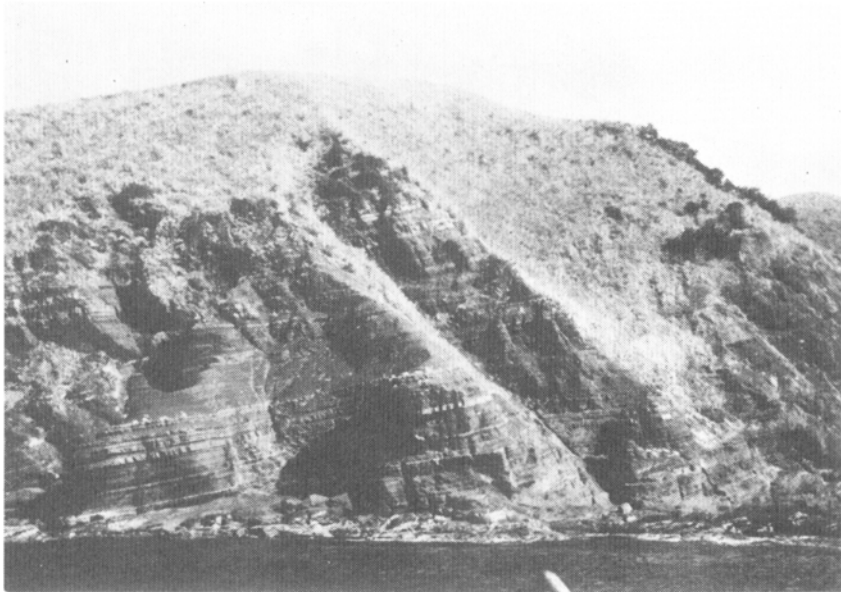
Hemiaster sp. (諸所に産する)

更に、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見いだされる。

TASHIRO (1976) によると、*Anisomyon* (?) sp., *Glyptoxoceras* sp. の産出も知られている。

E₂ 中甌島の大半を占め、更に狭いながらも茅牟田崎にも露出する。E₁を整合に覆い、これから岩相が漸移する。主として泥勝ち砂岩泥質岩薄互層からなり、部分的に泥質岩がよく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ばんに挟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。厚さは350m以上である。

泥勝ち砂岩泥質岩薄互層(第30図)では砂岩・泥質岩各層の厚さが3-30cm(ときどき1m)である。各層の厚さが0.3-2mの厚互層も部分的に見られる。砂岩は一般に細粒で、E₁に見られるような級化層



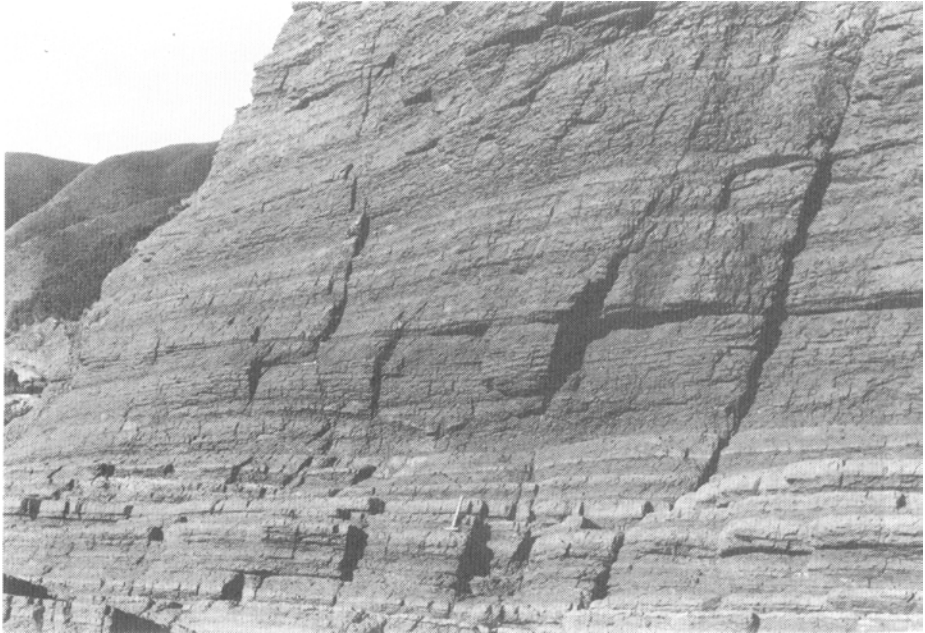
第28図 E₁の泥岩露頭 中甕島大鹿崎東方

View of E₁, Himenoura Group, consisting of mudstone interlaminated and interbedded with sandstone. East of Oshika-zaki, Nakakoshiki Island

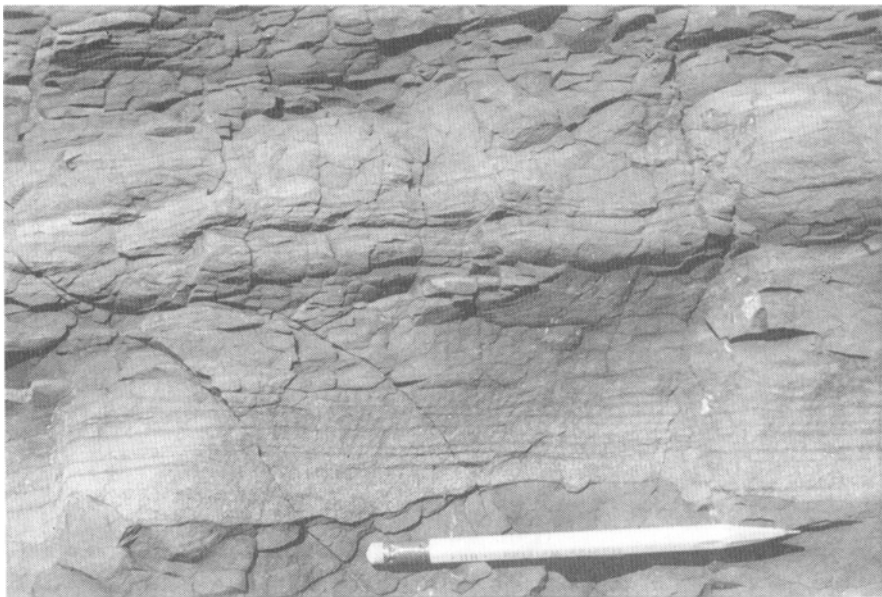


第29図 E₁の泥岩層中に見られる海底侵食谷埋積砂岩層 中甕島大鹿崎

Large scale submarine channel cutting into mudstone interlaminated with sandstone, and filled with sandstone. E₁, Himenoura Group, Oshika-zaki, Nakakoshiki Island



第30図 E₂の泥岩砂岩薄互層 中甌島鍋倉浦北方
 Mudstone interlaminated and interbedded with sandstone. E₂, Himenoura Group,
 north of Nabekura-ura, Nakakoshiki Island



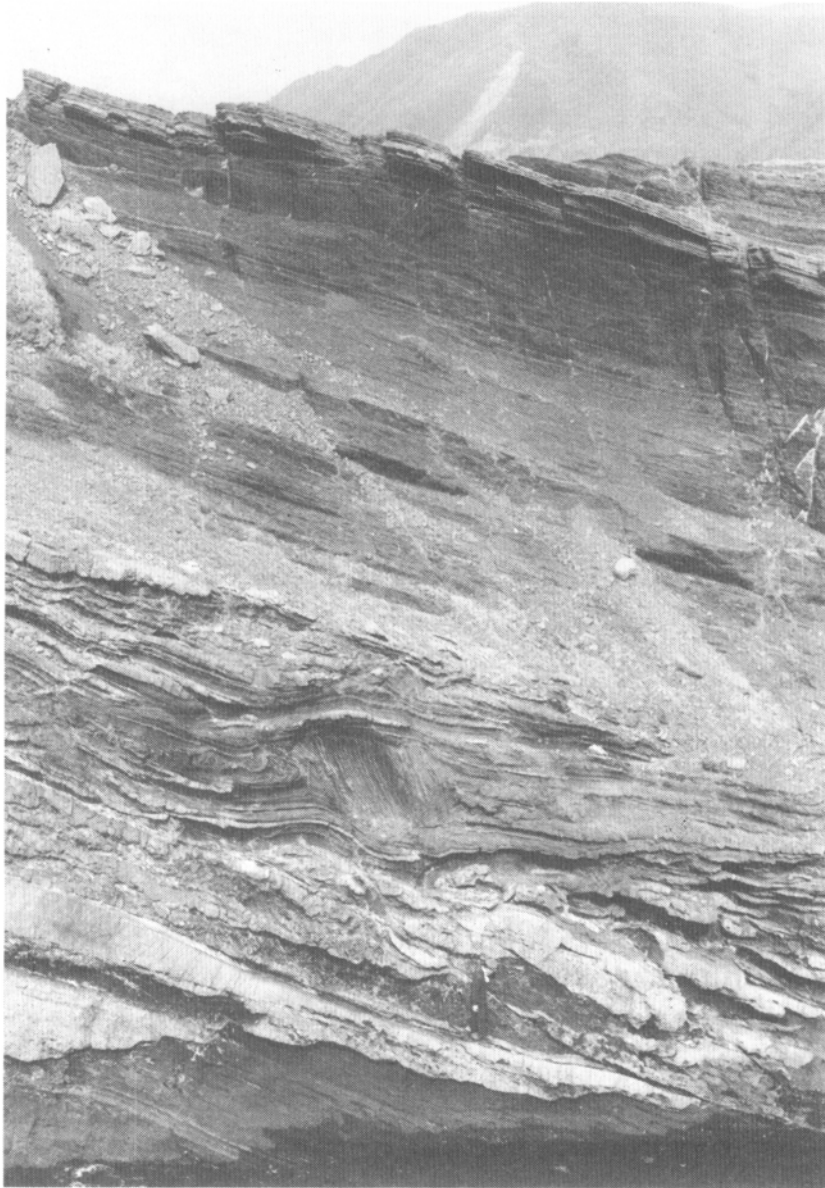
第31図 E₂の級化砂岩泥岩薄互層 中甌島鍋倉浦北方 (田中・寺岡, 1973)
 Interbedded sandstone and mudstone. E₂, Himenoura Group, north of Nabekura-ura,
 Nakakoshiki Island. Note graded bedding in sandstone and gradual transition from sandstone
 to overlying mudstone



第32図 E₂の砂岩層下面に見られるフルートキャスト 中甌島鍋倉浦
 Flute casts on sole of sandstone. Current from bottom to top. E₂, Himenoura Group,
 Nabekuraura, Nakakoshi Island

理を初め諸種の堆積構造の発達で特徴づけられる(第31図)。砂岩はときどき、中粒、粗一中粒となり、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(第32図)。中甌島東岸中部において、フルートキャストから推定される流向は主に北北東-北東、一部北に向かい、流成リップルマークはほぼ北、流成リップル葉理(current ripple lamination)はほぼ北東向きの流向を示す。同島東岸鍋倉浦においても、フルートキャストから北-北東及びほぼ東へ向かう流向が知られている。更に、同島西岸馬乗崎では、フルートキャストが北東及び北西への流向を示す。

スランプ構造(第33・34図)がひんぱんに見られ、ときどき含礫泥岩(第35図)やこれと類縁の砂質基質を持つ礫岩(厚さ数10-cm-数m)・砂泥混合層のようなスランプ層(第35図)を挟む。含礫泥岩・礫岩中の礫は中一大礫で、最大は径15cm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。更に、互層の発達した部分には顕著な海底谷埋積層(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、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35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に達する海底谷がある。更に、厚さ1-数mの海底谷埋積層(第33・35図)もところどころに挟在する。海底谷埋積層はしばしば上方へ向かって細粒化する。海底谷埋積層の下底面には巨大なフルートキャスト(例えば幅約20cm、長さ70cm以上)が認められる場合もある。海底谷埋積層はごく例外的に大規模斜交層理の単一セットからなることがある(第36図)。中甌島西岸馬乗崎によく発達する海底谷構造については、その埋積層の下底面に観察されるフルートキャストは南西-南南東への流向を示す。



第33図 E₂の露頭（スランプ層及び海底侵食谷埋積層を伴う泥岩）中甕島馬乗崎
View of E₂, Himenoura Group, consisting of mudstone interlaminated and interbedded with sandstone, accompanied by slump beds and submarine channel deposits. Umanori-zaki, Nakakoshi Island

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、スランプ構造や海底侵食谷埋積層もよりひんばんに発達するようになる。特に、厚さ3-4mの含礫（おもに中礫）粗粒砂岩のレンズがときどき介在する点は注目される。

化石は全体としてまれで、泥質岩から *Portlandia cuneistriata* ICHIKAWA and MAEDA（多産）、*Nanonavis* cf. *brevis* ICHIKAWA and MAEDA、*Inoceamus* sp.、*Yaadia japonica obsoleta* (KOBAYASHI and AMANO) などの

二枚貝，ウニが産する。二枚貝では *Portlandia cuneistriata* を初め同定不能種も含めて *nuculanid* に属するものが優勢である。イノセラムスは本層の比較的上部からごくまれに産する。砂管状の生痕化石がときどき泥質岩中に認められ，多くは堆積面にほぼ平行に含まれているが，堆積面は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存在している。更に，砂岩泥質岩薄互層における砂岩層の下面に worm の化石として *Tosaloboris hanzawai*

KATTO が認められる。なお，双子葉植物の葉片も見いだされた。

E₃ 中甌島の木の口山付近から浮墨山にかけて山稜部に分布する。本層はE₂を整合に覆い，これからの岩相推移は比較的急激である。露出状態が良くないので，岩相の詳細は不明であるが，主として砂岩からなり，数層準に砂岩泥質岩薄互層を挟む。上限は向斜構造のために見られないが，層厚は150m以上である。最下位に少なくとも60m以上の厚さをもつ無層理（部分的に中一薄層理）砂岩層が存在する。この砂岩層は粗粒，一部極粗粒で，ところどころに泥質岩偽礫を多量に含み，また細一中礫を含むこともある。化石は未発見である。

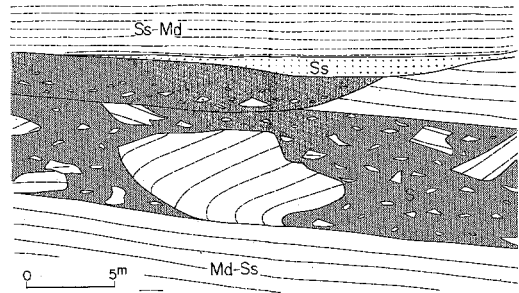
F 層

上甌島の西縁部に分布し，E層との直接の関係は不明である。本層は下位よりF₁，F₂に2分される。両者は砂岩泥質岩厚互層を主とするが，F₂ではF₁に比べて礫質部がよく発達する。全層厚は760m以上である。

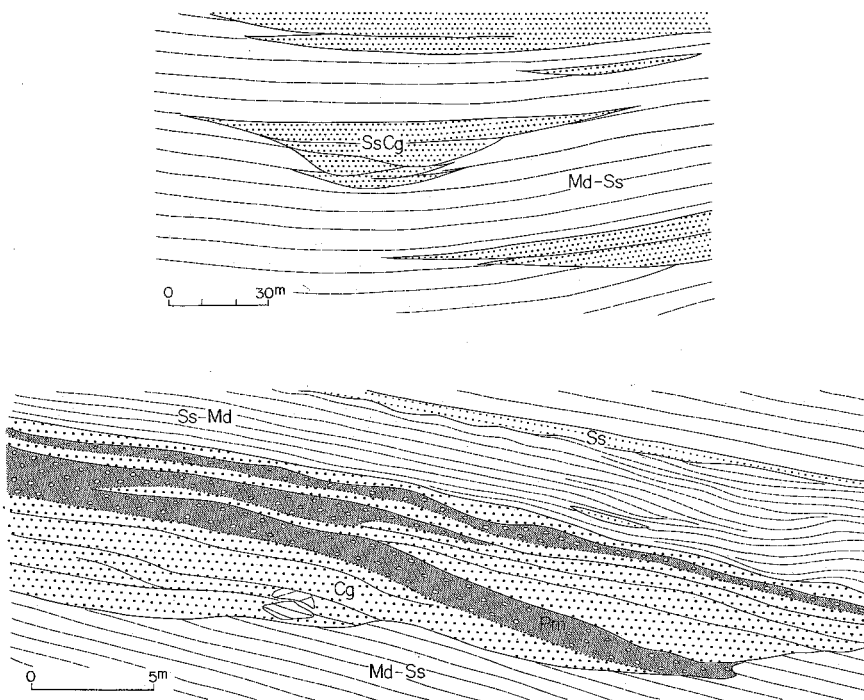
F₁ 下限は不明である。層厚500m以上。

最下部は上甌島北西岸縄瀬北方の海岸によく露出する。これには少なくとも3つの堆積サイクルが認められる(第37図)。サイクル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（谷型で，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。基底部の外来円礫又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（及び平行葉理）を示し，上部の粘土質泥岩は塊状である。サイクル基底部の含礫砂岩と下位サイクルの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内外）が認められ，サイクルの厚さは10数m-30m前後で，サイクル内の砂岩部と泥質岩部とは似た厚さを有する。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る(第39・40図)。下部は掛平瀬付近に，上部は橋掛付近や境瀬北方の海岸によく露出する。厚互層は本層の下部では泥質岩の方が，上部では砂岩の方が卓越する。砂岩・泥質岩各層の厚さは概して1-数mで，ときに10m内外に達する。砂岩層は灰色の中一粗粒砂岩で



第34図 E₂のスランプ層 中甌島馬乗崎北方
(田中・寺岡, 1973)
Sketch of detached masses originating from slumping. E₂, Himenoura Group, north of Umanori-zaki, Nakakoshiki Island



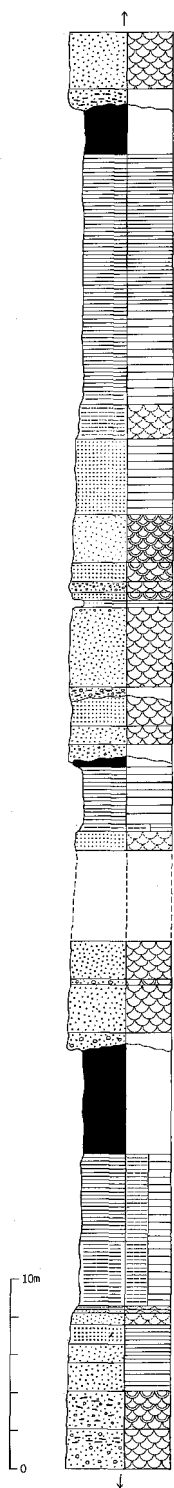
第35図 E₂の海底侵食谷 上図：馬乗崎北方 下図：馬乗崎 (田中・寺岡, 1973)

Sketches of large scale submarine channel. Above: E₂, Himenoura Group, north of Umanori-zaki, Nakakoshiki Island. SsCg, sandstone and conglomerate; Md-Ss, mudstone interlaminated with sandstone. Below: E₂, Himenoura Group, Umanori-zaki, Nakakoshiki Island. Cg, conglomerate; Pm, pebbly mudstone; Ss, sandstone; Ss-Md, sandstone and mudstone in thin-bedded alternation; Md-Ss, mudstone interlaminated with sandstone



第36図 E₂の海底侵食谷埋積層に見られる斜交層理 中甌島北岸

Submarine channel filled with foreset-bedded sandstone. E₂, Himenoura Group, northern coast of Nakakoshiki Island



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（主として中礫）を含む。泥質岩層はシルト岩—シルト質泥岩で代表され、ときどき砂岩泥質岩薄互層を伴う。

下部では、掛平瀬南東海岸において先に述べたような堆積サイクルが認められる(第40図)。粘土質泥岩で終るサイクルは前記の場合よりも小規模で、厚さは数m-10数mである。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（主として谷型）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。泥質岩層は10m余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。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。中一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。前置層の最大傾斜は概して10-15°の低角度を示す。泥質岩層は砂岩葉層をひんばんに挟有するようになり、また陸上植物片を少なからず含むことがある。層厚250m内外。

厚さ数10cm-1mの暗灰色（風化すると黄褐色）を呈する細粒酸性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 境瀬東方海岸やその北方の山腹道路沿いに好露出が見られる。F₁を整合に覆い、これから岩相が漸移する。主として砂勝ち砂岩泥質岩厚互層からなる(第41図)。本層は岩相上F₁上部に似るが、後者よりも砂岩に富み、礫も多くなる。層厚約160m。

厚互層における砂岩層（概して1-5m、ときに10m近くに達する）は礫（主に中礫）をとところどころに含む粗粒（ときどき中粒、極粗粒）砂岩で代表され、しばしば中一大規模（一部小規模）斜交層理（谷型と平板型がほぼ相半ばする）が発達する。砂岩層は基底に侵食面を持つことがある。更に、本層の上部には大型リップル斜交層理を示す砂岩層も挟在する、流成リップルマークがまれに見ら

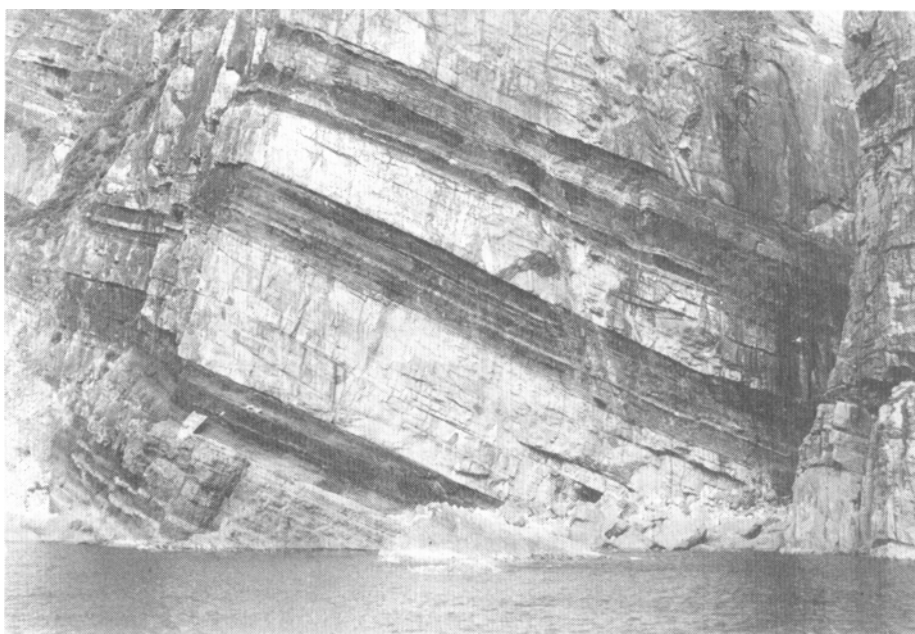
第37図 上甌島繩瀬北方F₁の最下部の柱状図(田中・寺岡, 1973)

凡例は第11図に同じ

Measured section of the lowest part of F₁, Himenoura Group, north of Nawase, Kamikoshiki Island. Legend for this figure is the same as that for Fig. 11



第38図 F₁上部の砂岩泥岩厚互層露頭 上甌島橋掛
View of the upper part of F₁, Himenoura Group, consisting of thickly alternating sandstone and mudstone. Hashikake, Kamikoshiki Island



第39図 F₁上部の砂岩泥岩厚互層 上甌島橋掛
Thickly alternating sandstone and mudstone. Upper part of F₁, Himenoura Group, Hashikake, Kamikoshiki Island

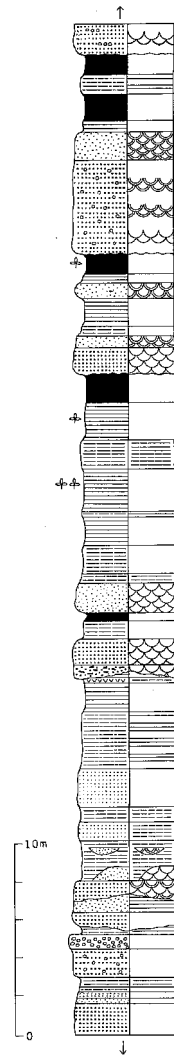
れ、このものは概略東向きの流向を示す。泥質岩層（1-3m）はシルト岩ないしシルト質泥岩で代表され、ときどき砂岩薄層と細かく互層する。更に炭質（carbonaceous）泥岩の薄層が本層上部にごくまれに挟在する。レンズ状の礫岩（厚さ数10cm-4m）をとところどころに挟み、円磨された中礫のほかにも大礫の多いことが目立っている。動物化石は本層からまだ見いだされていない。

G 層

上甌島浦内湾西岸やその西方の山腹道路沿いに好露出が見られ、更に茅牟田崎にも露出する。本層は甌島列島の姫浦層群の最上部をなし、かつて田中・寺岡（1973）がF₃とした地層である。本層はF₂を整合に覆い、これから岩相が急変する。泥質岩や泥勝ち砂岩泥質岩薄互層に富み、特に本層の中一上部では厚さ1mから10m余りの粗粒砂岩層も少なからず伴う（第41図）。層厚は約120mである。

泥質岩は主としてシルト質泥岩、一部シルト岩である。砂岩泥質岩薄互層を構成する砂岩には平行葉理や斜交葉理が顕著に発達するが、級化層理は認められない。随伴する粗粒（一部極粗粒）砂岩層は比較的塊状のこともあれば、中一大規模斜交層理（主に谷型）や大型リップル斜交層理を示すこともある。比較的塊状の砂岩層は多くの場合礫を含み、更に厚さ1.5-4mの礫岩（おもに中一細礫からなり、大礫も含む）も数枚挟有する。本層の下部では、砂岩泥質岩薄互層中にはときどきスランプ構造が発達し、また厚さ1-2mの含礫泥岩や砂泥混合層もところどころに挟在する。

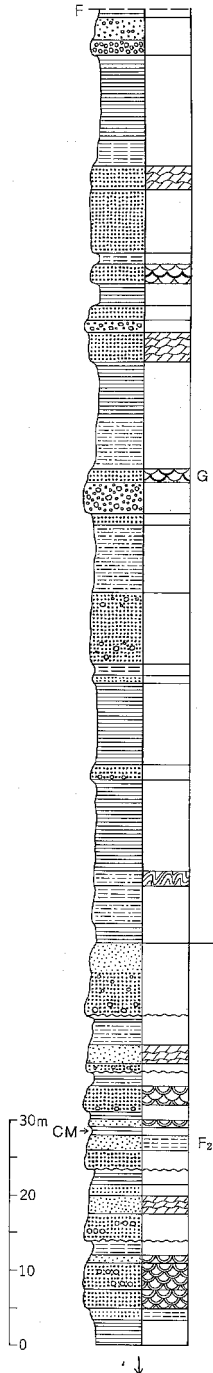
化石としては、二枚貝・ウニ（C層やE₁中に普遍的に見いだされる *Hemiaster* に類似する）が泥質岩中にごくまれに産出するにすぎない。



第40図 上甌島掛平瀬 F₁ 下部の柱状図
（田中・寺岡，1973）凡例は第11図に同じ
Measured section of the lower part of F₁, Himenoura Group, Kakchirase, Kamikoshiki Island. Legend for this figure is the same as that for Fig. 11

IV. 2 対 比

甌島列島の上部白亜系の層序については、AMANO(1957)、天野・田北(1969)、天野・古閑(1971)、田中・寺岡（1973）、TASHIRO（1976）、田中ほか（1981）によって論述されてきた。これまでに述べてきた層序は、田中・寺岡（1973）を一部修正した田中ほか（1981）によるものであるが、本図幅地域で



第41図 上甌島浦内湾西方のF₂-Gの柱状図 凡例は第11図に同じ 泥質岩及び砂岩泥岩薄互層に関する堆積構造は省略 CM: 炭質泥岩

Measured section of F₂ to G, Himenoura Group, west of Urauchi-wan, Kamikoshiki Island. Legend for this figure is the same as that for Fig. 11. Sedimentary structures of argillaceous rocks and interbedded sandstone and mudstone are omitted. CM: carbonaceous mudstone

TASHIRO (1976) が示したものと対応させると、前者のB₄, C, D₁-D₄下部, D₄上部-E₁, E₂-E₃は後者のU-IIa, U-IIb, U-IIIa, U-IIIb, U-IVにそれぞれほぼ対応する。なお、田代・野田(1973), TASHIRO (1976) は姫浦層群を2亜層群に大別し、甌島の同層群(少なくともB₄以上)は上部亜層群に属するとした。甌島の上部亜層群相当層は岩相・層厚の点で天草下島の西部よりも東部の地層に類似している(田中・寺岡, 1973)。

C層下部の下部は, *Incoeramus (Sphenoceramus) orientalis orientalis* SOKLOW を産し、またTASHIRO (1976) によるとB₄からもこの種が産する。したがって、B₄からC層下部の下部に至る地層はK6a₁(旧浦河統最上部亜階), すなわちカンパニアン階下部に対比される。アメリカ、テキサスのサントニアン階上部-カンパニアン階下部の下部から産する *Texanites (Pleisotexanites) shiloensis* YOUNG にほぼ同定されるアンモナイトがC層下部の下部に含まれていることも、前記の対比論と矛盾しない。C層下部の上部とD₄上部は *Incoeramus (Sphenoceramus) cf. schmidtii* MICHAEL を含むので、C層下部の上部からD₄までの範囲は、K6a₂(旧ヘトナイ統下部階の下部), すなわちカンパニアン階中部に対比される。C層中部から *Glyptoxoceras indicum* (FORBES) が産するが、この点も上述の対比論に調和的である。更に上位のE層について見ると、詳しい年代を明示する化石は得られていないが、E₁から *Incoeramus (Endocostea) cf. balticus balticus* BÖHM が見いだされる。この種は外国ではサントニアン階上部からカンパニアン階にかけて産し、本邦でもカンパニアン階から知られている。一方、松本ほか(1962)は中甌島(南端部以外ではE層が分布)から *Incoeramus (Sphenoceramus) cf. schmidtii* の産出を報じた。要するに、化石によってはK6a₃(旧ヘトナイ統下部階上部), すなわちカンパニアン階上部を確認できない。更に、E₂からもイノセラムスが産するが、保存不良のため同定が不可能である。ここでは、TASHIRO (1976), 田代・大塚(1978), TASHIRO *et al.* (1980) による天草下島の姫浦層群上部亜層群の化石層序を考慮に入れて暫定的

に、E₁をカンパニアン階に対比し、E₂から上位の地層をK6b（旧ヘトナイ統上部階）、すなわちマストリヒチアン階に対比しておくが、両階の境界は明らかでない。なお、E₂より上位の地層からはアンモナイトやイノセラムスの化石は未発見である。

B₄より下位の部分については、年代決定に足る化石が産しないので、その年代は明らかでない。天草下島の姫浦層群上部亜層群（TASHIRO, 1976；田代・大塚, 1978；TASHIRO *et al.*, 1980）よりも下位とみなされる部分（砂岩を主とする）が、下甌島中一南部（本図幅地域外）にはかなり厚く続いている。この部分にはK5b（旧浦河統上部階）、すなわちサントニアン階が含まれている可能性があろう。

IV. 3 堆 積

堆積相 甌島列島の姫浦層群では、砂岩相・泥質岩相・砂岩泥質岩厚互層相が数100mオーダーの厚さをもって交互し、これによってA層からG層まで7区分されるA, C, E, G各層は泥質岩を主とするか、あるいはこれに富んで海進相を示し、他方B, D, F各層は砂岩に富んで海退相を代表し、特にE₁は大部分が非海成とみなされる。次に、南方隣接地域に分布するB₄より下位の地層も含めて、岩相・化石相の特徴及び層序的变化について概観する（第10図・第2表）。

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・海生の大型化石に乏しく、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。G層の泥質岩相は、その堆積の特徴や随伴する砂岩層の岩相から判断すると、大局的にはD層中の泥質岩相にむしろ似ており、E層よりも浅い環境に堆積したであろう。なお、A層の泥質岩相はC層あるいはE₁の一部の泥質岩相によく似ており、類似した堆積環境が推測される。

泥質岩中には化石が密集して含まれることはないが、ただアンモナイトやウニを伴ってイノセラムスが比較的多産するイノセラムス層がある。このものは、C層の数層準に存在するほかに、砂岩卓越相からなるD₁下部やD₄の泥質岩層中にも認められる。C層の泥質岩中には、殻の巻きが解けて渦巻状を呈する異常型アンモナイトの *Glyptoxoceras* やイノセラムス、ウニの *Hemiaster* を少なからず含む。更に、薄殻の *nuculanid* に属する二枚貝のほかに厚殻の *Nanonavis* や *Glycymeris*、三角貝も普通に見いだされ、*Nanonavia* と *Glycymeris* には合殻のものがときどき認められる。E層の泥質岩中には、化石は散点的に含まれているにすぎず、上記の異常型アンモナイトの *Glyptoxoceras* はごくまれであり、ウニの *Hemiaster* やイノセラムスなどの二枚貝も若干含まれているが、二枚貝化石では *nuculanid* に属するものが優勢である。C層の場合と異なって、E層の泥質岩からは *Glycymeris* も三角貝も見いだされなかった。

砂岩相や砂岩泥質岩厚互層相が発達しているB, D, F各層について見ると、上位層に向かって砂岩の粒度は粗くなり、これと調和的に礫岩の挟在や砂岩中における礫の含有は全体として少ないながらも、上位層に向かって多くなり、礫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（セットの厚さ）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

第2表 甌島姫浦層群における岩相の層序的变化

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

層序区分 Stratigraphic division	1) 砂岩粒度 Grain size of sandstones	礫岩 Conglomerate	2) 礫の大きさ Size of gravels	斜交層理 Cross-bedding		大型リップル斜交層理 Megaripple cross-bedding		
				3) 規模 Size	4) 型式 Type			
G	[C]	+	P-G (C)	M-L	T	+		
F	F ₂	C (M, VC)	+	P-C	M-L (S)	T, P	+	
	F ₁	上部 Upper	M-C	P	M-L	P, T		
		下部 Lower	M-C	+	P	M	T	
		最下部 Lowest						
E	E ₃	C	G-P					
	E ₂							
	E ₁							
D	D ₄	M-C	G-P'	M-L	P, T	+		
	D ₃	M-F		M	T (P)	+		
	D ₂	上部 Upper						
		下部 Lower	M-F (M-C)		S-M	T		
	D ₁	上部 Upper	M-F (M-C)		M(L)	T		
		中部 Middle	M-F		M	T		
		下部 Lower	M-F (M-C)	G-P'	M	T, P	+	
最下部 Lowest		[M]		S-M	T			
C								
B	B ₄	最上部 Upper-most	F	S	T			
		主部 Main	M-F	M-S	T (P)			
	B ₃	M-F		M-S	T			
	B ₂	M-F		M	T			
	B ₁	M-F	G-P	M	T			
A								

- 1) 極粗粒 VC: very coarse-grained
 C: 粗粒 coarse-grained
 M: 中粒 medium-grained
 F: 細粒 fine-grained
 []: 厚層 thicker beds
 (): 従属的 subordinate
 +: 存在 present
- 2) 大礫 C: cobble
 P: 中礫 pebble
 P': 小さい中礫 smaller pebble
 G: 細礫 granule
- 3) 大規模 L: large scale (30-100)
 M: 中規模 medium scale (15-30)
 S: 小規模 small scale (10-15)
 数字: セットの厚さ (cm)
 Arabic figures indicate set thickness in centimeters
- 4) 平板型 P: tabular planar
 T: 谷型 trough

泥質岩卓越相の A, C 及び E₁-E₂については省略 (田中・寺岡, 1973に基づく)
 Items of mudstone-dominated sequences, A, C, and E₁-E₂ are omitted here

傾向を示す。このような斜交層理の規模及びタイプの層序的变化は、特に堆積環境や水の流れのエネルギーの変化に基づくものであり、上記の粗粒堆積物の粒度に見られる層序的变化と密接に関連していると考えられる。なお、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。大型リップル斜交層理は、海成のD₁下部・D₃・D₄・G各層に発達し、更に海成とみなされるF₂にも存在する。砂岩相には、貝殻集積層が諸層準に介在し、特にカキ相・三角貝相・Glycymeris相が最も代表的な化石相として識別される。カキ相は、Crassostrea (殻高20-30cm) の排他的に密集する化石層で代表さ

れ、D₁とD₄によく発達し、B₃にも知られている。なお、D₂中にごくまれに介在するカキ化石層のカキは殻高が5-6cmのものである。三角貝相は *Yaadia* が排他的に含まれている化石層で代表され、B₄とD₄に認められる。*Glycymeris* 相は、*Glycymeris* を初め *Loxo japonica* などの二枚貝が密集した化石層で代表される。更に、生痕化石の *Thalassinoides* (一般に瀬海—浅海相に特徴的とされている) は、D₂、D₃、D₄において砂岩相や砂岩泥質岩厚互層相中に挟在する砂質シルト岩・葉理砂岩泥質岩薄互層中に含まれている。特にD₄中には、この生痕化石の密集層が存在する。

堆積環境及び堆積型式 甌島の姫浦層群の岩相・化石相は垂直的にかかなり変化し(第10図、第2表)、その推定される堆積環境は主として海域で、一部に陸域に及んでいる。海成堆積環境としては、陸側から海側へ、あるいは浅い方から深い方へ向かって、近海陸棚(nearshore shelf)、漸移帯、遠海陸棚(offshore shelf)、堆積盆地側斜面(basin slope)及び同中軸部(deep basin, basin floor)が識別される。更に、近海陸棚を前浜(foreshore)・外浜(inshore)及び沖浜(offshore)に細分した。大局的には、前浜環境は礫岩層を少なからず挟む粗粒砂岩厚層や振動リップルマーク(波高が極めて低く、峰部の頂面が平滑)を持つ無層理の比較的細粒の砂岩(一部に顕著ではないが斜交葉理を示す)の存在で、外浜環境は比較的大規模の低角度斜交層理を示す粗い砂岩が厚く発達することで推定される。沖浜環境は多くの泥質岩レンズ状薄層を挟みながら大型リップル斜交層理を示す比較的細粒の砂岩や平行層理を示すか、又はリップル斜交葉理が発達した比較的細粒の砂岩厚層(後者の場合では泥質岩葉層をひんばんに挟んで板目状層理を示すこともある)が存在することから示唆される。遠海陸棚の堆積物は細かい沖合泥相からなる。漸移帯とした環境は、級化層理を示さないで葉理が顕著に発達した細粒砂岩(非タービダイト性)の薄層や比較的小規模の斜交層理(おもに谷型)を示す砂岩層を伴った粗い泥質岩の発達で推定され、上記両種の砂岩層は暴風起源の流れによって堆積したものであろう。更に、斜交層理砂岩を伴う場合を海岸側の漸移帯上部とし、そうでないより沖合側を漸移帯下部とした。漸移帯とみなした環境の地層群中には、わずかながらも小規模のスランプ構造が存在する。後で述べる大規模サイクルにおける海進期ないし上方細粒化堆積期(海退期ないし上方粗粒化堆積期に比べて粗粒碎屑物の供給が少ない)では上方へ向かって顕著な漸移帯の岩相を経ないで近海陸棚性堆積物から遠海陸棚性堆積物へ移る場合がある。堆積盆地側斜面—同中軸部の堆積物はタービダイト相の発達で特徴づけられ、特に前者はスランプ層や海底谷埋積層をしばしば伴っている。なお、本層群の一部については、陸上(河川)環境や海面上の沿岸州(barrier)一潟湖環境も推定されるが、それらを指示する特徴的な岩相は後で具体的に述べる。

A層は海生化石をごくまれにしか産しないが、後述するC層あるいはE₁の一部に類似した泥質岩相が卓越している。したがって、A層はこれらの地層と同様に主に遠海陸棚の堆積物からなり、一部漸移帯下部の堆積物を伴うようである。

B層は主として砂岩(しばしば斜交層理が発達)からなり、岩相・化石相からして大部分が近海陸棚の海浜—浅海成層と考えられる。特に、B₃下部には泥質岩葉層をとところどころに挟んで板目状層理(リップル斜交葉理)が顕著に発達した細粒砂岩が特徴的に見られ、このものは沖浜環境に堆積したであろう。B₃下部は沖浜—漸移帯上部に、B₃上部は主として外浜に堆積したであろう。本図幅地域に分布する姫浦層群最下位層のB₄について見ると、第11図に示した同層中部の中部の層序断面は、全体として上方粗粒化型堆積を示す。断面の下半部に卓越している平行葉理あるいは斜交葉理を示す比較的細粒の砂

岩は、主として沖浜に堆積したものと考えられる。断面上半部の主体をなす低角度斜交層理が発達した比較的粗粒の砂岩は、外浜に形成された海底州（subtidal or submarine bar）ないし陸側の沿岸トラフ（longshore trough）の堆積物と解され、特に斜交層理が下位の平板型から上位の谷型に移るサイクルが2回認められる点が注目される。この場合、平板型斜交層理砂岩は主として海底州堆積物、谷型斜交層理砂岩は大部分が沿岸トラフ堆積物であろう。次に、第15図に示したB₄主部の上部からB₄最上部に至る層序断面の地層は上方細粒化型堆積を示し、この傾向は上位のC層へ及んでいる。B₄主部の上部の地層は大局的に見て第11図断面下半部の地層に似ており、B₄最上部の地層はより沖合相となり、沖浜に堆積したものであろう。

C層はアンモナイト・イノセラムスなどの海生動物化石を含むシルト岩—泥岩で代表される比較的均一な細粒の岩相からなる。本層の主体は遠海陸棚に堆積したが、上部はむしろ漸移帯下部に近い環境に堆積した。

D層は砂岩厚層・砂岩泥質岩厚互層及び泥質岩厚層の複交互層からなり、砂岩には斜交層理が顕著に発達している。本層の堆積環境は主に近海陸棚で、一部漸移帯—遠海陸棚を含み、特に本層上部のD₄下部の上部では海浜に及ぶ。D層の堆積相の層序的变化はC層のそれよりも大きく、環境条件は変化に富んでいる。

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認められる。少なくともB₄主部の上部からC層中部に至る範囲は海進性の上方細粒化を示し、C層中部からD₁下部に至る範囲は海退性の上方粗粒化をたどる（第15図）。したがって、B₄主部の上部からD₁下部に至る範囲はC層中部氾濫期として1つの対称型あるいは完全サイクルを形成する。B₄主部の上部からB₄最上部を経てC層最下部に至る岩相の垂直的变化は漸移的であり、それゆえに堆積環境は次第に深くなり、それに伴って緩慢な海進が行われたものと推察される。この傾向はC層中部まで続いた。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上方粗粒化型堆積を明示している。

D₁最下部は暴風起源の底層流によって堆積したと考えられる葉理砂岩（非タービダイト性）と泥質岩の薄互層からなり、海底チャンネル（subtidal channel）堆積物の谷型斜交層理砂岩やスランプ層を伴い、全体として漸移帯上部の地層とみなされる。D₁下部は外浜に形成された海底州—沿岸トラフ堆積物である低角度斜交層理砂岩を主とし、斜交層理が谷型と同程度に平板型を示す。更に、D₁下部には沖浜環境を示唆する大型リップル斜交層理（大暴風により生じた強い流れで形成されたと考えられる）がしばしば発達し、海底州間の泥底（interbar mud floor）上に堆積したと考えられるカキ化石層（基質は泥質岩）が挟在する。以上に述べたD₁最下部—下部に見られる堆積現象は上方粗粒化型堆積に関連するものである。

D₁中部からD₄下部に至る範囲は、D₁最下部—下部と同じく海退期の地層とみなされ、連続的な層序が認められないが、これも全体として1つの上方粗粒化サイクルを示し、その中に小規模のサイクルを含んでいる（第10図、第2表）。すなわち、岩相から判断すると、D₁中部からD₁上部にかけては小規模の上方粗粒化型堆積を示し、D₁中部は沖浜—漸移帯上部に、D₁上部は外浜—前浜に堆積したと推察される。次に、D₂上部は遠海陸棚堆積のシルト岩からなる。D₃は斜交層理（大部分谷型、一部平板型）砂岩（一部は小規模海底州堆積物とみなされる）と非タービダイト性葉理砂岩泥質岩薄互層との厚互層

からなり、大型リップル斜交層理砂岩をしばしば伴い、更にスランプ層や海生貝殻集積層を挟む。したがって、D₃は漸移帯上部—沖浜の環境を示すであろう。D₄下部は外浜の海底州—沿岸トラフ堆積物と推定される斜交層理砂岩（斜交層理はしばしば大規模となり、平板型のものが多くなる）、沖浜堆積物とみなされる大型リップル斜交層理砂岩、前浜堆積物と考えられる振動リップルマーク（波高が極めて低く、峰部の頂面が平滑）を有する無層理砂岩（顕著ではないが斜交葉理を示す）などからなり、全体として沖浜—前浜の環境に堆積したと考えられる。以上に述べたD₂上部からD₄下部にかけて認められる岩相の垂直的变化は上方粗粒化型堆積を示すものである。

D₄の下部の上部は大局的に見ると海退期の頂点を代表し、外浜—前浜あるいは沿岸州—潟湖の堆積物からなり、沖浜の堆積物を含んでいない。このような堆積相について、第23図に示した層序断面に見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無層理砂岩及び薄—中層理（多少波状を呈する）砂岩は主として中粒で、淘汰が良い。これらの砂岩は大部分が砂州浜（barrier beach）の堆積物とみなされる。これに介在してい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。層序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（砂岩の葉層や極めて薄い層を挟み、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し、いずれにも平行葉理が顕著に発達している。これらの地層は潟湖（lagoon）ないし干潟（tidal flat）の堆積物と考えられる。この種の堆積物は層序断面の下部にも認められる。層序断面の中部—上部に発達している厚さ2-5mの斜交層理砂岩（粗粒、又は粗—中粒）は、一般に前記の砂州砂浜堆積物とみなした砂岩よりも粗粒で、淘汰が悪く、更に下位の泥質岩層とは侵食面で画され、上方細粒化を示すことがあり、部分によって泥岩偽礫を多く含む。これらの斜交層理砂岩層は潮流口（tidal inlet）の堆積物で、下位の潮流流路（tidal channel）堆積層と上位の潮汐三角州（tidal delta）の堆積物からなると解される。この種の斜交層理砂岩層の内、厚い砂岩層（流路が深い）は下位の大—中規模平板型斜交層理砂岩と上位の大—中規模谷型斜交層理砂岩からなり、一方薄い砂岩層（流路が浅い）は小規模谷型斜交層理砂岩で代表されている。最後に、層序断面の上部に挟在する炭質頁岩は塩性沼沢（salt marsh）ないし潟湖に堆積したものであろう。以上に述べたことから分かるように、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から潟湖ないし干潟（潮流口、すなわち潮流流路—潮汐三角州の環境を数回伴う）を経て塩性沼沢に移るような変化を示し、したがって堆積環境は海側から陸側へ漸次移行していったと推測される。

D₄上部はD₄下部の上部に比べて大局的には海進相を示すようになる。D₄上部（下限不明）では下から上へイノセラムス層を持つ砂岩泥質岩薄互層から薄互層を挟む斜交層理砂岩へと上方粗粒化型堆積を示すが、最上部になると含礫無層理砂岩から成層砂岩へ移化していくように上方細粒化（薄層化）型堆積を示す。D₄からE₁にかけて岩相が急変する（第26図）。近海陸棚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ばんに起こしつつ次第に深くなっていった。スランプはすでにD₄の堆積末期にも起こっていた。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27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動

物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、 E_1 堆積時の主期における堆積環境は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側斜面—同中軸部に転じた。このような状態は引き続き E_2 下部の堆積時期にも見られ、しかも E_1 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中軸部の環境が示唆され、それはより深くなったと推測される。 E_2 中—上部の堆積時期になるともちろんタービダイト層は引き続き堆積するが、一方砂岩厚層 (しばしば中礫を含む) や海底土流起源の含礫泥岩・スランプ褶曲層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。要するに、 E_1 は E_2 に比較して総体的に静穏な環境のもとで堆積したと言える。 E_1 、 E_2 両層の時期に堆積盆地側斜面 (一部中軸部) にはときどき大規模な海底谷 (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。これらの海底谷を埋積した地層は、 E_1 の場合はフラクソタービダイト (fluxoturbidite) 様の砂岩が卓越し、 E_2 上部の場合は前記のような砂岩のほかスランプ性の礫岩—礫質砂岩も多い。更に、 E_2 上部の海底谷埋積層には例外的に斜交層理砂岩が存在するが、これは E_2 上部の堆積環境の浅化を物語る。 E_1 、 E_2 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、このような地層は特に E_2 上部になるとより多くなったであろう。これに対し、 E_2 下部のタービダイト層の大部分は堆積盆地中軸部に堆積したものと考えられる。 E 層最上部の E_3 になると、砂岩の卓越することからして堆積環境は一層浅化したと推察される。

F 層は全体として海退相とみなされる。 F_1 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、 F_1 最下部中に上方細粒化型堆積を示す非対称型サイクル (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37図)。サイクルに見られる粒度・堆積構造などの堆積的特徴の垂直的变化に関しては、すでに層序のところでも述べた通りである。これらのサイクルは河川堆積物の堆積型式に関する通念からすると、河川 (特に蛇行河川) 性堆積を強く示唆するであろう。そしてサイクルの下部を占める砂岩は河川の流路堆積物 (channel deposit) に、その外来円礫と泥岩偽礫に富む基底部は河床 (channel floor) の堆積物、又は流路残留堆積物 (channel lag deposit) に、主部は突州 (point bar) の堆積物に、最上部の斜交葉理を示す細粒部は自然堤防 (natural levee) の堆積物とみなされ、サイクル上部の泥質堆積物は氾濫堆積物 (overbank deposit) とみなされるであろう。次に、 F_1 下部について見ると、第40図に示した層序断面の上部は、 F_1 最下部の場合と同じような上方細粒化型堆積を基調とする堆積型式を示すので、河川 (特に蛇行河川) 堆積物と解される。サイクル上部の泥質岩部中に挟在する薄い砂岩層は堤防決壊堆積物 (crevasse-splay deposit) とみなされる。層序断面の下部は、岩相や堆積様式について上部と異なる点があり、むしろ第23図に示した D_4 下部の上部の層序断面と類似している。特に平行層理や平行葉理を示す砂岩やチャンネル埋積砂岩・基底に侵食面を有する谷型斜交層理砂岩・礫岩 (下位の含礫砂岩から上方粗粒化する) の存在が注目される。したがって、第40図の層序断面の下部は、環境推定に有効な化石を産しないが、前浜あるいは海浜—河口のような環境に堆積したという可能性を否定できない。もしそうであるならば、上記の層序断面は下から上へ向かって海退を示すことになるであろう。要するに、 F_1 下部は恐らく河川を主とし一部海浜付近に及ぶような環境に堆積したものと解釈される。 F_1 上部の堆積環境も、岩相や泥質岩層における陸上植物片の目立った含有などから判断すると、 F_1 下部のそれと似ていたであろう。特に第39図に示した

露頭では、砂岩層は下限が鮮明かつ平坦で、上位の泥質岩層へ向かって細粒化している。砂岩層では、その主部に平板型及び谷型(前者が後者よりもむしろ卓越)の低角度斜交層理が発達し、最上部に斜交葉理を示し、上限には部分的にリップルマークを有する。平板型斜交層理は矢はず状斜交層理 (herringbone cross-bedding) を呈することがある。泥質岩層は砂岩の薄層や葉層を少なからず挟む。砂岩層は、主部が浅い潮下帯 (subtidal zone) の、最上部が低潮干潟 (low tidal flat) の堆積物であり、泥質岩層は中間干潟 (mid tidal flat) の堆積物であるという可能性が考えられる。結局、F₁では恐らく非海成層が主体をなしているが、比較的上部になると海浜付近の環境に堆積した地層を多少伴うようになるらしい。

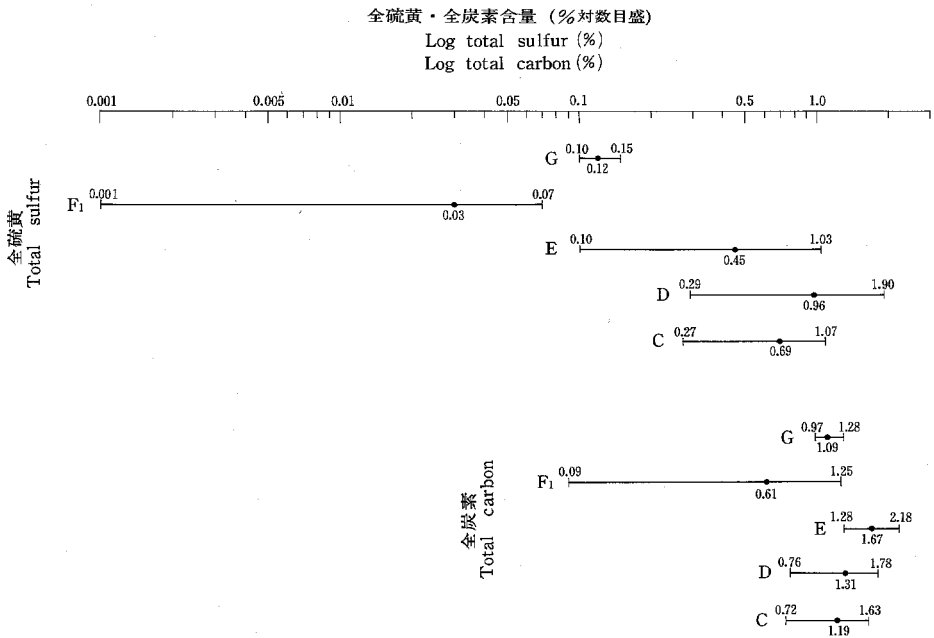
F₁下部より上位の地層については、大観するとF₁下部→F₁上部→F₂の順に粗粒堆積物が増し、特にF₂では礫岩もより多く挟在するようになり、礫径も大きくなる。F₂上部は堆積環境を指示する古生物学的資料を欠くが、第41図の層序断面に見られる礫岩層を伴う粗粒砂岩厚層・炭質泥岩・基底に侵食面を持ち上方細粒化を示す砂岩厚層(海底チャンネルの堆積物であろう)・谷型斜交層理砂岩・大型リップル斜交層理砂岩などの岩相から判断すると、前浜—沖浜の環境に堆積したであろう。要するに、F₂上部の主体は近海陸棚性海浜—浅海成堆積物からなると推察される。

G層は細粒堆積物にむしろ富み、泥底生海生動物化石を含み、F層主体の海退相に対して海進相を示すようになる。G層は下部に含礫泥岩やスランプ構造がときどき発達しているので、F₂の時期からG層の時期に入ると沈降は比較的急激に行われたであろう。G層は上部に向かって粗粒堆積物をより多く伴うようになり、全体として上方粗粒化型堆積の傾向を示す。第41図の層序断面に見られる岩相から判断すると、G層の下部の堆積環境はむしろ漸移帯下部に近い環境からすぐに遠海陸棚に転じ、上部のそれは全体として漸移帯上部から沖浜に至るような環境に堆積したであろう。

以上に述べた点は下記のように要約される。姫浦層群のうち、砂岩相で特徴づけられるB、D両層は主として浅海—海浜環境に堆積し、特にD₄層下部の上部は海浜の環境を示す。砂岩に富むF層のうち、F₁は非海成(主として河成)堆積物を主体とするようであり、F₂は少なくとも上部が海成と考えられる。A、C、E各層は泥質岩相で特徴づけられる。C層は挿話的な氾濫相を代表し、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。

各層の堆積環境に関連して、泥質岩中の全硫黄・全炭素について言及する(田中ほか、1981; 第42図)。全硫黄含量は海成層(C、D、E、G層)では0.10-1.90%(平均0.64%)、大部分が0.15%以上であり、一方大部分が非海成(主として河成)と推定されるF₁層では0.001-0.07%(平均0.03%)で、海成層の方で圧倒的に高い。全炭素含量は全硫黄含量よりも総体的に高い。海成層(C、D、E、G層)では0.72-2.18%(平均1.35%)、主に非海成と推定されるF₁では0.09-1.25%(平均0.61%)で海成層の方が多い。ただし、全炭素含量の海成層・推定非海成層での差異は全硫黄含量ほどに明白でない。海成層については、陸棚海成層(C、D、G層)では堆積盆地側斜面—中軸部相(E層)に比べて全硫黄含量がより多く、他方全炭素含量は後者の方でより高い値を示す。

堆積相の垂直的变化を見ると、断層による層序の断絶があるけれども概略的にはA層—B₄主部の中部(下限不明; 厚さ1,000m以上)、B₄主部の上部—D₄下部(800m以上)、D₄上部—F₂下部(1,800m以上)、F₂上部—G層(上限不明; 200m以上)で代表される4つの大きい規模のサイクルを認めること



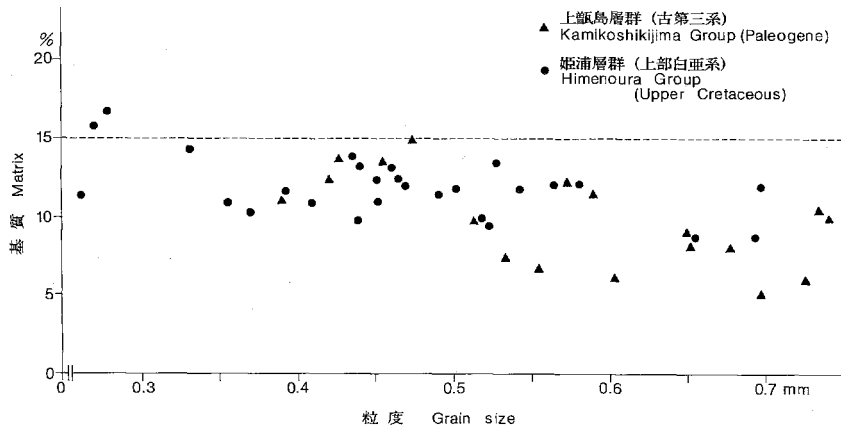
第42図 姫浦層群泥質岩の層序別にみた全硫黄・全炭素含有量の範囲と平均値 (田中ほか, 1981)
Range and average in total sulfur and total carbon contents of mudrocks versus stratigraphic unit of the Himenoura Group. C, D, E, F₁ and G: unit

ができる。サイクルは下部の海進相と上部の海退相からなり、理想化すると下から上へ上方細粒化型堆積を示す部分、サイクルの頂点を示す細粒相ないし最も深い環境に堆積した岩相、上方粗粒化型堆積を示す部分ないし粗粒相（一部非海成）に区分される。サイクルの頂点は第2番目のサイクルではC層中部、第3番目のものではE₂下部で代表される。この程度の規模のサイクルは天草下島の上部姫浦亜層群にも認められている (TASHIRO *et al.*, 1980)。もちろん、上記よりも小さい各種規模のサイクルも存在し、その例としてB₄主部の上部—D₁下部やD₁中部—上部、D₃—D₄下部などの場合が挙げられる。サイクル上部の上方粗粒化型堆積を示す部分ないし粗粒相では、しばしば斜交層理が大規模あるいは平板型となり、また大型リップル斜交層理もより多く発達する傾向がある。

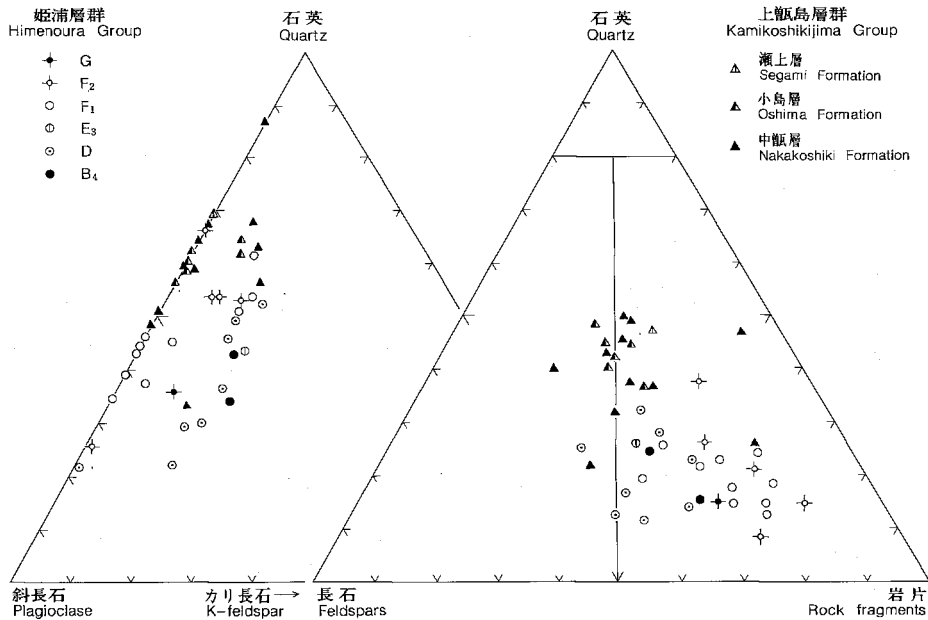
堆積盆地及び供給源 姫浦層群の砂岩組成を、古第三系上甌島層群のそれと共に第43・44・45・46図に示してある。試料数は姫浦層群27、上甌島層群18である。なお、ここでは、各薄片ごとに100個の石英粒の長径を測り、これらの平均値をもって粒度としてあり、モード分析の際のポイント数は1,000点である。

第43図から分かるように、両層群の砂岩とも0.25mm以上の粒度のものはほとんど大部分が基質15%以下であり、アレナイトに属する。基質は粒度減少に伴い増大する傾向がある。検鏡した試料に関する限りでは基質の量は5-17%の範囲に入り、粒度による鉱物組成の違いはあまり認められない。

姫浦層群の砂岩は概して石英に乏しく、岩片に富んでおり、古第三系のものとは著しく組成を異にする (第44図)。なお、各鉱物・岩片の量として本文や図に示す値は、基質を除いた残余の部分、すなわちフレームワークグレインにおけるそれぞれの比率である。石英の量は8-33%、平均20%であり、層序



第43図 姫浦・上甕島両層群の砂岩における基質量と粒度の関係
 Relation of matrix content to grain size in the Himenoura and Kamikoshikijima sandstones

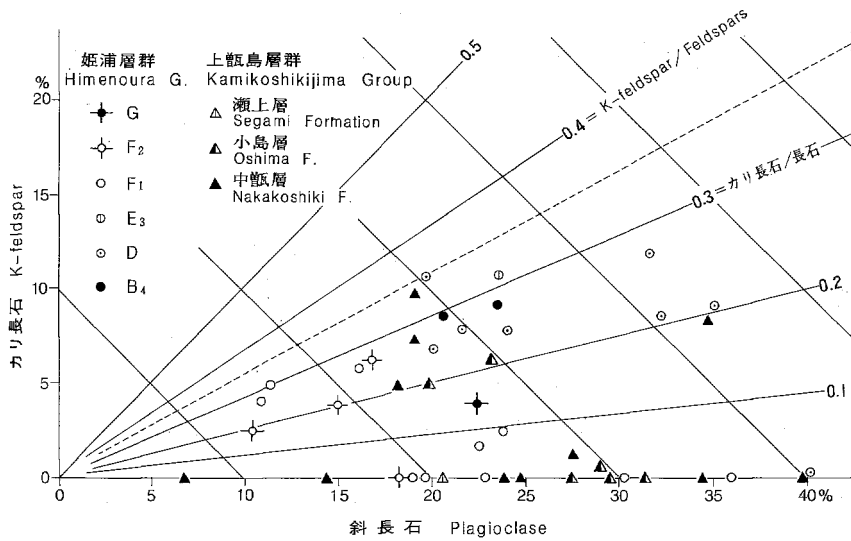


第44図 姫浦・上甕島両層群の砂岩組成
 Modal composition of the Himenoura and Kamikoshikijima sandstones

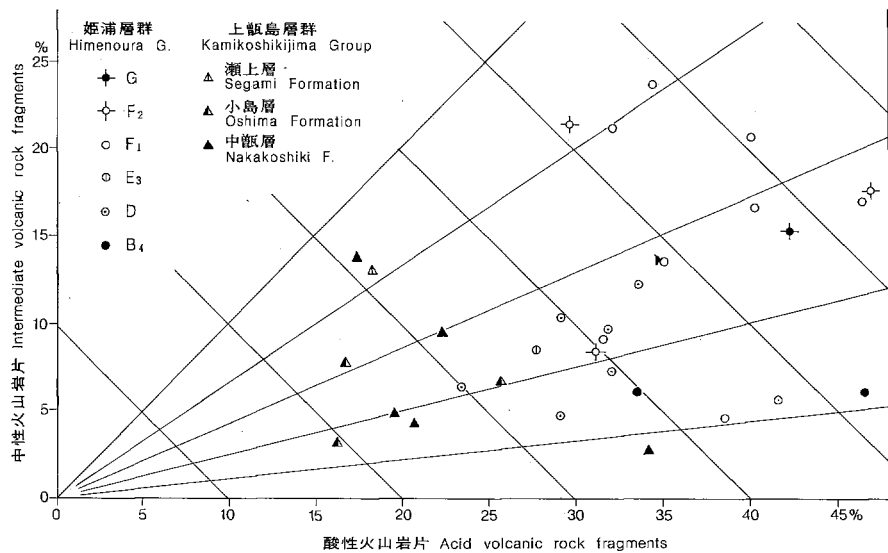
的な違いはほとんどないが、長石や岩片の場合はE層以下とF層以上とで明らかに異なる。

B-E層の砂岩は平均すると長石35%、岩片44%であるのに対し、F-G層のものはそれぞれ22%と58%であり、また前者ではカリ長石が普遍的に含まれ、その量は平均8%に達し、一方後者にはそれを欠くものが多い(第44・45図)。カリ長石は大部分が正長石で、ペルト石構造を示すものもかなりあり、微斜長石はカリ長石全体の4-15%を占める。

岩片としては火成岩、特に火山岩類が圧倒的に多く、そのほかチャート・粘板岩・砂岩・珪岩・片岩



第45図 姫浦・上飯島両層群の砂岩における斜長石とカリ長石の量
Plagioclase and K-feldspar contents of the Himenoura and Kamikoshikijima sandstones



第46図 姫浦・上飯島両層群の砂岩における酸性及び中性火山岩片の量
Contents of acid and intermediate volcanic rock fragments of the Himenoura and Kamikoshikijima sandstones

なども含まれているが量的にはわずかであり、それらを合わせてもフレームワークグレイン全体の数%を超えることはまれである。火山岩片を酸性のものと中性のものに大別し、それらの量比を第46図に示してある。本図からわかるように、F・G両層の砂岩はB-E層のものに比べ概して火山岩片が多く、しかも中性火山岩片の比率が高くなっている。しかし、中性火山岩片が酸性のものを量的に上回ることはない。岩片として入る火成岩としては、火山岩類のほか花崗岩類・石英斑岩・ひん岩などもある。

姫浦層群のD₄最上部からG層にかけては、諸層準に礫岩・礫質泥岩が挟在しており、これらにはよく円磨された細一大礫が含まれている。礫種はチャート・粘板岩・砂岩・珪岩・流紋岩・石英斑岩・安山岩・ひん岩・花崗岩類・閃緑岩・ホルンフェルス・片麻岩などであり、ごくまれに塩基性岩も見られる。流紋岩のなかには明らかに溶結凝灰岩とみなされるものがかかなり多く、このようなものは砂岩中の砂粒としてもよく見られる。片麻岩は黒雲母斜長石石英微斜長石片麻岩である。

古第三系上甌島層群になると砂岩中の石英量が急増し、逆に岩片がへり、カリ長石を欠くものが一段と多くなる。このような上部白亜系から古第三系にかけての砂岩組成の変化は、寺岡（1977, 1979）が報告した九州・四国西部の四万十帯や西南日本中軸帯の場合とよく一致する。甌島列島の上部白亜系ではカンパニアン階とマストリヒチアン階の境界付近で砂岩組成が変わるわけであるが、そこでのカンパニアン砂岩は、石英・長石・岩片の量比の点で、四国西部に分布するカンパニアン（和泉層群下部）のものと同様に似ており、組成上これらは九州東部のチューロニアン—サントニアン（大野川層群）砂岩と甌島列島のマストリヒチアン砂岩の中間に位置する。ただし、和泉層群の場合は火山岩片のほとんど大部分が酸性のものである。姫浦層群砂岩中の重鉱物としては、ジルコン・ザクロ石・緑れん石・チタナイト・電気石・黒雲母などが含まれ、これらの総量はフレームワークグレイン全体の1%以下である。

姫浦層群の古流向に関する資料はすでに層序のところで述べておいた。E₂のタービダイト性の地層で測定された流向のうち、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、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。一方、上記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。この流向はE₂によく発達する海底谷埋積層が示す南西—南南東向きの流向と共に側方流に由来するもので、堆積盆地の西側に陸地が存在した可能性を示唆する。ちなみに、長浜（1968）は天草下島西部の姫浦層群に発達す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おり、TASHIRO *et al.*（1980）は天草下島の上部姫浦亜層群の岩相・層厚の差異からして堆積盆地が東よりも西の方で浅かったと推測している。

D₄に見られる振動リップルマークの峰の主力向NE-SWは前記軸流に平行であり、D₄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。また、F₂上部における流成りリップルマークの東向き流向も先に述べた西側陸地の推定に符合する。斜交層理の傾斜方向は、非海成（河成）層を主とすると考えられるF₁に関する限り東—南東方向を示すことが多い。上記の卓越方向は、この地層の堆積環境も考慮に入れると、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。

これまで述べた堆積相全般の特徴、粗粒碎屑岩の組成、古流向などからして、姫浦層群の堆積期間を通じ、堆積物の主要供給源は甌島列島の西側にあり、そこには酸性—中性火山岩類・花崗岩類などの火成岩が広く露出し、種々の堆積岩・変成岩も分布していたと推定される。本層群中にはまれながら凝灰質岩が挟在しており、粗粒碎屑岩中に火山岩片が多く、しかもそれが量的にも質的にも層準によって変化することからして、後背地における火山岩類のかなりの部分は、地層の堆積とほぼ同時代の火山活動の産物であろう。なお、天草地方の状況を考慮すると、甌島列島の東側にも陸地が存在した可能性はあるが、これを支持する積極的な証拠は現在のところ得られていない。

V. 古第三系—上甌島層群

上甌島を中心として、その周辺の小島嶼に分布する古第三系は上部白亜系を不整合に被覆して発達し、層厚が1900m以上に達する碎屑堆積岩から構成されている。堆積相は下部から上部に向かって、河成→デルタ成→海成堆積物と一連の変化を示す。この古第三系は上甌島累層（天野・田北，1969）あるいは上甌島層群（井上ほか，1979）と呼称されており、ここでは後者の名称を使用する。

上甌島層群の地質時代は、初め伊木（1902）により白亜系最上部とされていたが、長尾（1926）が古第三系最下部に改めて以来、古第三紀が踏襲されている。しかし、本層群にはいまだ時代を決定する化石が産していないので、本層群が古第三紀に属するか否かを確実に決定することはできない。とはいえ、ここでは下記の理由により、本層群を古第三系とみなした。

1. 中甌層の紫赤色泥岩が上部白亜系ではないかという疑問が一部にある。しかし、白亜系の赤色岩相を有する御船層群及び雁回山層（田村・田代，1966）はそれぞれギリアーク統及び浦河統であるが、上甌島層群は姫浦層群（浦河—ヘトナイ世）の上位にある。
2. 上甌島・姫浦両層群間の境界は傾斜不整合である。
3. 上甌島層群は地理的・構造的に見て天草地方古第三系上島層群の南西延長に当たり、かつ、両層群は層序・岩相的に極めて類似する。

V. 1 層 序

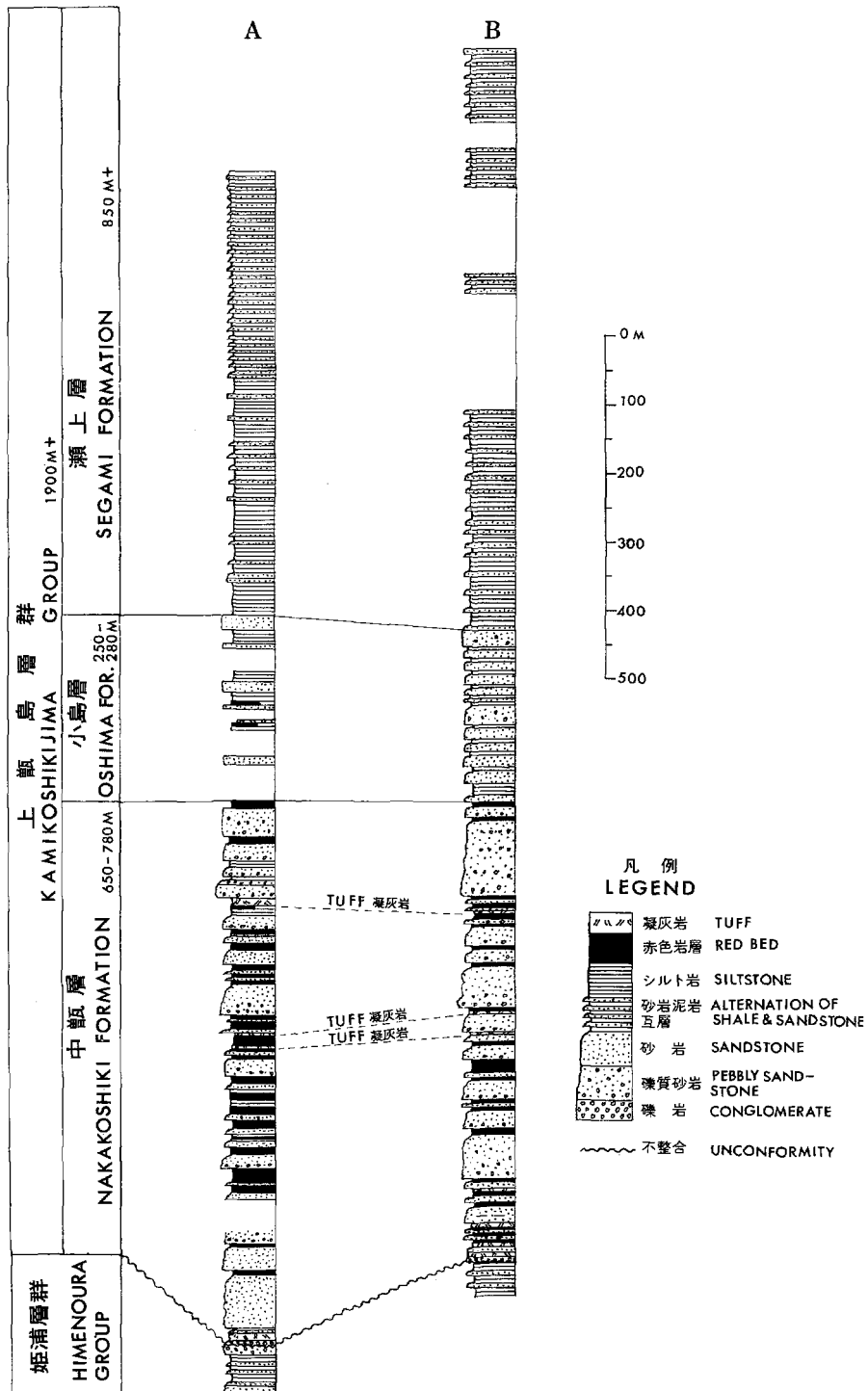
上甌島層群は岩相上、下位から中甌層・小島層及び瀬上層に3分される（第47図）。また、従来の地層名との対比を第3表に示す。

V. 1. 1 姫浦層群との不整合

上甌島層群と姫浦層群との累重関係は、時代決定に有効な化石を産しない上甌島層群の地質時代を考

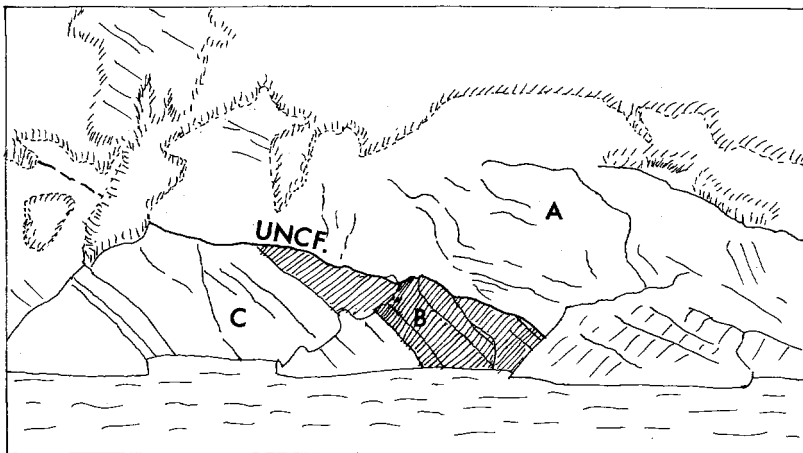
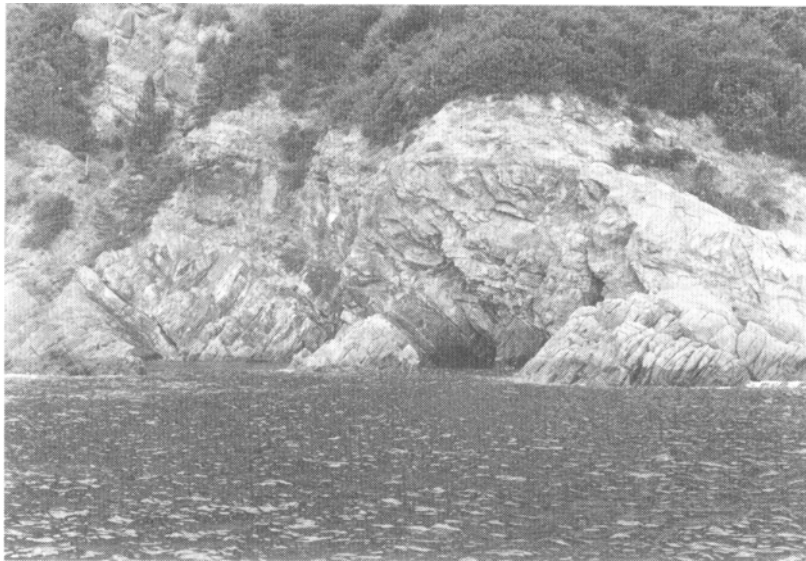
第3表 上甌島古第三系地層名比較
Correlation of the formations of Paleogene strata in Kamikoshiki Island

天野・田北 (1969) AMANO and TAKITA (1969)		井上ほか (1979) INOUE <i>et al.</i> (1979)	
上甌島累層 Kamikoshikijima Super-formation	上部頁岩層 120 m + Upper Shale Formation	上甌島層群 Kamikoshikijima Group	瀬上層 850 m + Segami Formation
	中部砂岩層 300 m + Middle Sandstone Formation		小島層 250-280 m Oshima Formation
	下部赤紫色岩層 700 m Lower Purple Shale Formation		中甌層 650-780 m Nakakoshiki Formation
不整合 unconformity		不整合 unconformity	
姫浦層群 Himenoura Group		姫浦層群 Himenoura Group	



察するうえに、一つの重要な論拠となる。両層群の関係を不整合としたのは1960年における高井・佐藤の調査(地質調査所, 1961)が最初と思われ、その後、天野・田北(1969)及び田中・寺岡(1973)も不整合と認めている。

両者の不整合関係を示す唯一の露頭は、南東海岸茅牟田崎北東方約2.5kmの海岸である(第48図及び第49図)。ここでは明らかに下位の姫浦層群の砂岩泥岩互層を切って、上甌島層群基底部が重なる。境界面は数10cmの起伏を示し、その面を境にして上下の岩相が急変する。境界面下の暗灰泥岩と互層する砂岩は灰色細粒で上方級化を示す長石質アレナイトである。一方、境界面上に0.5-4mの礫岩ないし



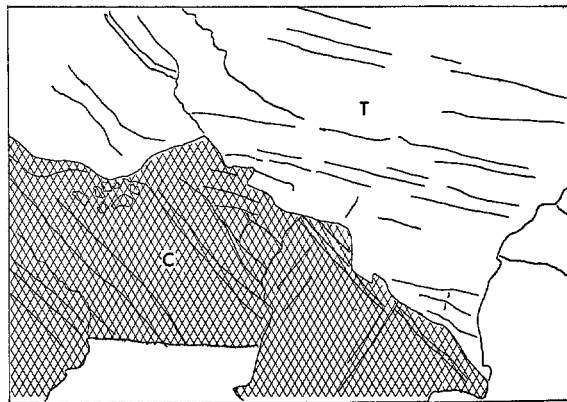
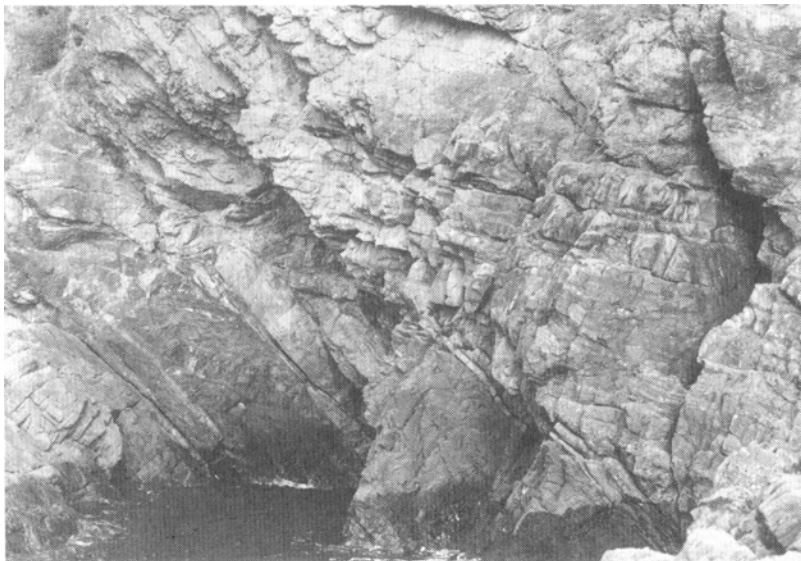
第48図 姫浦層群と上甌島層群の傾斜不整合(上甌島南東海岸, 茅牟田崎北東方, 井上ほか, 1979)
A: 中甌島基底部の凝灰質泥岩と砂岩 B: 姫浦層群の暗灰色泥岩 C: 姫浦層群の砂岩 UNCF: 不整合面
Clino-unconformity between Himenoura and Kamikoshikijima Groups at the southeastern coast of Kamikoshiki Island (INOUE *et al.*, 1979). A: tuffaceous mudstone and sandstone of the base of Nakakoshiki Formation B: dark grey mudstone of Himenoura Group C: sandstone of Himenoura Group UNCF: unconformity

礫質砂岩があり、その上位に塊状青灰色（風化黄褐）のやや凝灰質の泥岩がある。礫は円磨良好ないしやや良好、礫の大きさは径0.5-3cmが普通で、最大10cmの円礫がある。礫種は黒色・白色チャートが最も多く、灰色砂岩・暗灰色頁岩がそれに次ぐ。基質は中ないし粗粒の石英・長石砂である。

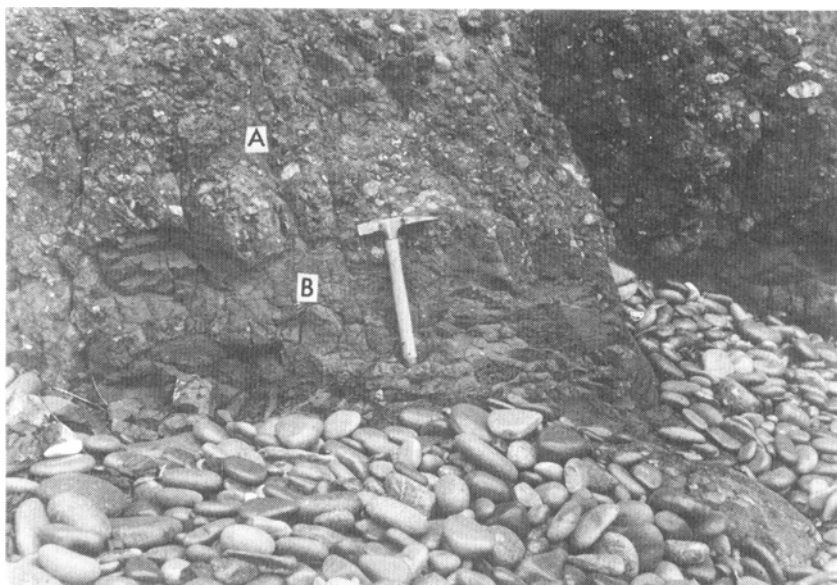
境界面を挟んで上下の地層の走向・傾斜は、ほぼ同傾向であるが、上甌島層群の方がやや緩傾斜である。もし、上甌島層群が水平に堆積したと仮定した場合、堆積当時姫浦層群はほぼN50°W, 18°NEに傾斜していたと推定されている（井上ほか, 1979）。

以上の観察を総合すると、この境界面は両層群の傾斜不整合面と判断される。

繩瀬山半島南端の海岸では、確実な不整合面は直接観察できないが、境界にごく近い両層群の岩相を見ることができる。ここにおける上甌島層群基底部は黄褐色風化の塊状青色凝灰質含礫砂岩と、その下に続く礫岩からなる(第50図)。これは南東海岸の同層準の岩相に比較して、より礫質となり、単層の厚



第49図 姫浦層群と上甌島層群の傾斜不整合（第48図の近写） T:上甌島層群 C:姫浦層群
Close view of the unconformity between Himenoura and Kamikoshikijima groups.
T: Kamikoshikijima Group C: Himenoura Group at the southeastern coast of Kamikoshiki Island



第50図 縄瀬山塊南端の中甌層の基底部 A: 円礫岩 B: 泥岩の偽礫を多数含む礫岩
Basal part of Nakakoshiki Formation at the southern coast of Nawase-yama, Kamikoshiki
Island A: pebble conglomerate B: cobble conglomerate with mud-balls

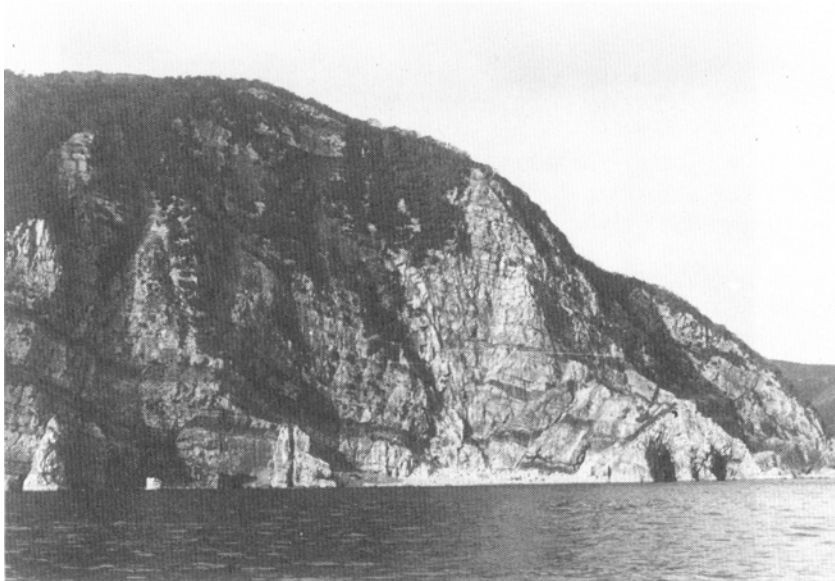
さが増大している。礫岩は2層に分かれ、上層は厚さ約8mの円礫岩、下層は暗灰色泥岩の大礫をおびただしく含む厚さ4m以上（下限不明）の地層である。両層の境界は明瞭で、かつ起伏がある。上層の礫はよく円磨された径2-10cmのチャート・砂岩・暗灰色泥岩・石英及び火山岩で、基質は灰白色粗粒砂岩である。この礫岩は上位の凝灰質砂岩に漸移している。

V. 1. 2 中 甌 層

上甌島層群の下部を占め、紫赤色泥岩を挟有する礫岩・砂岩・泥岩の互層からなる。本層の下限は上部白亜系との不整合面であり、上限は紫赤色泥岩が出現しなくなる層準とした。したがって、露出状況あるいは紫赤色泥岩の測方尖滅等により、上限は場所によって多少異なることが予想される。

分布 中甌周辺、江石付近、南東海岸に広く分布するほか、桑之浦以北、浦内湾付近、里村北方の遠見山半島周辺及びその東海岸に露出し、また、中島から中甌島北端にかけて分布する。本層の好露出は海岸にあるが、特に里から江石に至る定期航路沿いの南東海岸の断岸では、本層最上部から基底部までの全層序が連続的に観察できる（第51図）。また、江石—中甌港及びへタの串海岸における本層下部には特に厚い紫赤色泥岩が発達している。島内部では中甌—江石間の道路及び中甌—小島間の道路沿いにそれぞれ好露頭がある。

岩相 礫岩・砂岩・泥岩・紫赤色泥岩の互層からなり、数枚の酸性凝灰岩の薄層を挟有する。互層は明瞭なサイクリック堆積を示し、1サイクルの厚さは10-30mである（第52図）。サイクル数は場所によって異なるが、大体20-25のサイクルが識別される。サイクルの対比は、第53図のように凝灰岩を基準として、紫赤色泥岩の特徴その他岩相上の特徴に基づきながら行った。各サイクルの堆積相は大部分が



第51図 上甌島南東海岸の中甌層の大崖
High cliff of Nakakoshiki Formation at the southeastern coast of Kamikoshiki Island

上方細粒型級化であり，上方粗粒型級化の例は少ない。

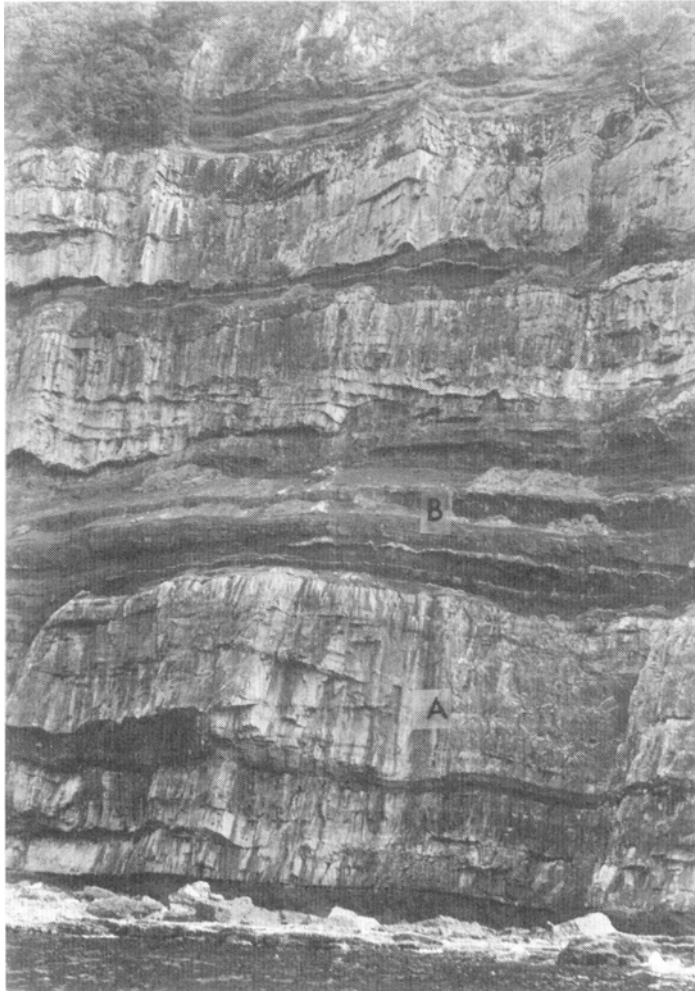
サイクルの典型的な岩相層序を示すと，下から上へ，

- 1) 侵食面上の斜交層理が著しい礫岩ないし礫質砂岩．侵食面は通常，数10cm程度の起伏を持つ（第54，55図）．
- 2) 斜交ラミナを有する塊状粗粒一中粒砂岩
- 3) 斜交ラミナ・平行層理・小規模漣痕を持つ細粒砂岩
- 4) 微細粒砂岩
- 5) シルト岩ないし紫赤色泥岩

侵食面上の礫岩部には，しばしば泥岩偽礫を含む(第55図)．礫岩及び粗粒砂岩には珪化木片・炭化木片が含まれるが，これらの多くは層理面に平行に堆積し，圧縮されていて，長さ1mに達するものもある．これらを顕微鏡下で見ると，石英で置換された材質部の細胞組織が断片的に存在する．

サイクル下部の塊状粗粒ないし中粒砂岩は灰白色を呈し，厚さは数mないし数10mである．この砂岩には部分的に平板型斜交層理（Planar cross-bedding）が発達する(第56図)．また，ところにより非対称型の ripple mark が存在する．尾川原浜における ripple mark は波長16-25cm，波高1-2cmで，直線型である．

サイクル上部の細粒砂岩は青灰色ないし緑灰色を呈し，一般に平行層理及び小型（セットの厚さ5cm以下）の平板型斜交層理を示す．部分的に谷型斜交層理も観察される．尾川原浜では，この砂岩に recumbent fold が見られる(第57図)．fold した層の厚さは2.5m，層の上下は明瞭な層理面で境される．観察できる範囲では，この fold は軸面が水平に近い横臥褶曲である．これは斜交層理表面に沿った堆積物の流動に原因が求められる．以上のほか，細粒砂岩には波長3-10cm，波高0.5-2cmの対称型



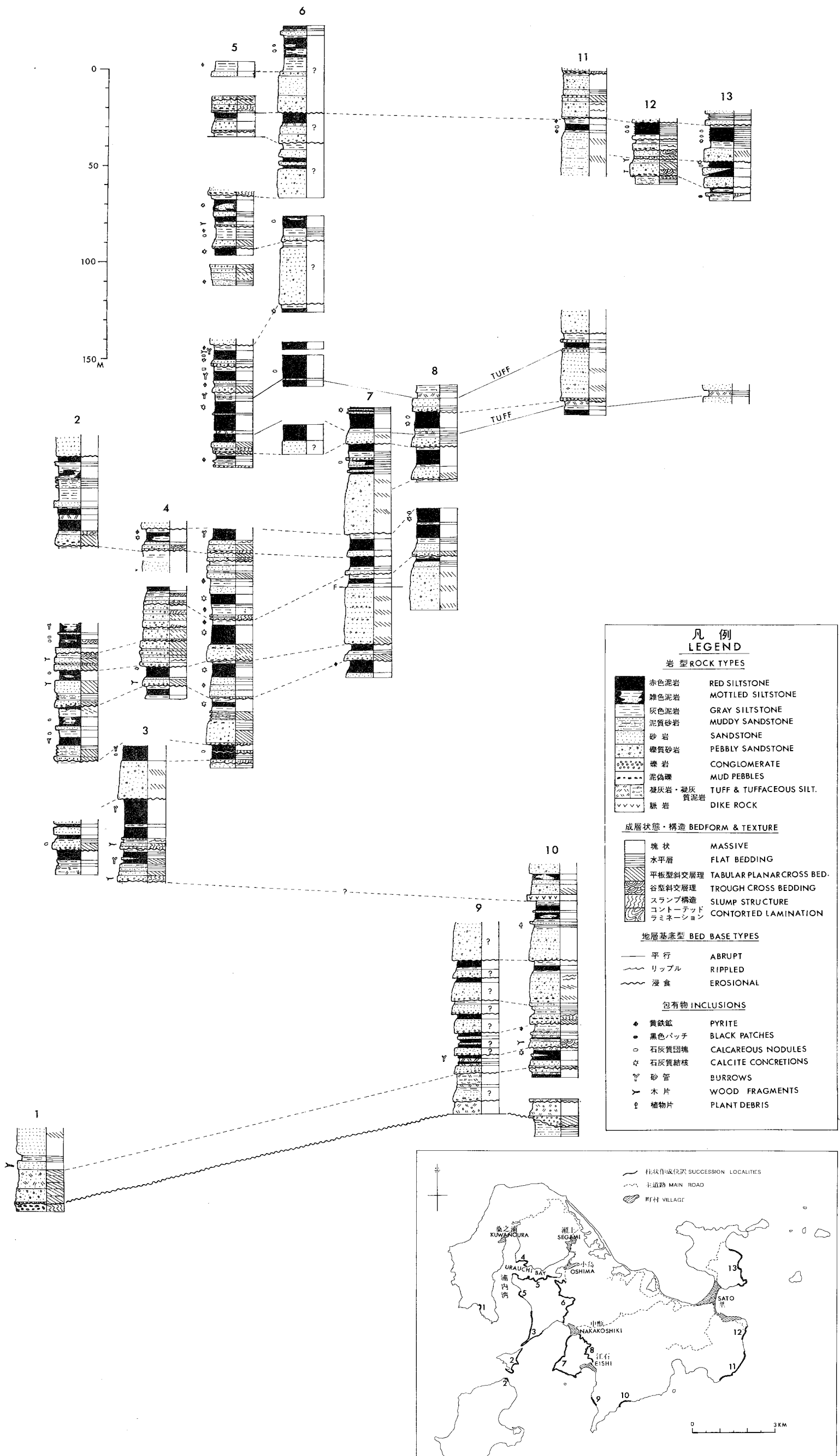
第52図 中甌層のサイクリックな層相 (中島北岸, 井上ほか, 1979) A: サイクル下部の粗粒砂岩相
B: サイクル上部の紫赤色及び暗灰色岩相

Cyclic sedimentation of Nakakoshi Formation at the northern coast of Nakanoshima (INOUE *et al.*, 1979). A: coarse sandstone of the lower part of cyclothem B: dark grey and red mudstone of the upper part

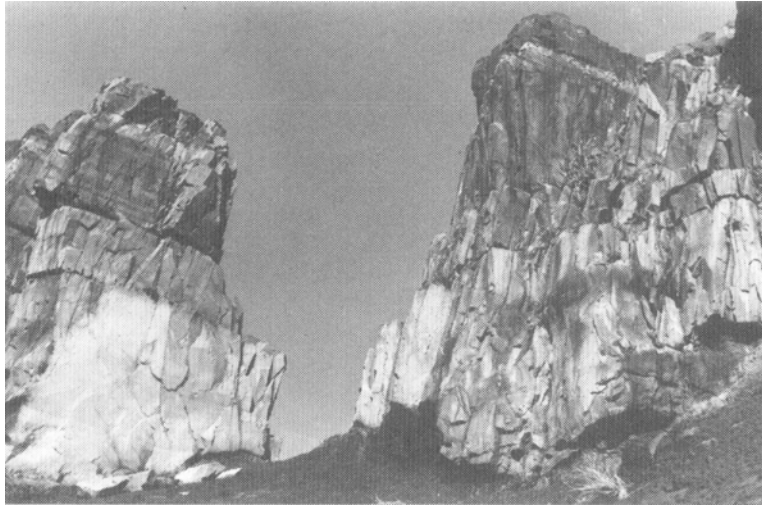
ripple mark が数地点で観察される。

上部のシルト岩は下位の細粒砂岩から漸移する。青灰色ないし暗灰色を呈し、平行層理以外、特に目だった堆積構造はない。シルト岩には、ところによって黄鉄鉱結晶が層理面に多数存在している。

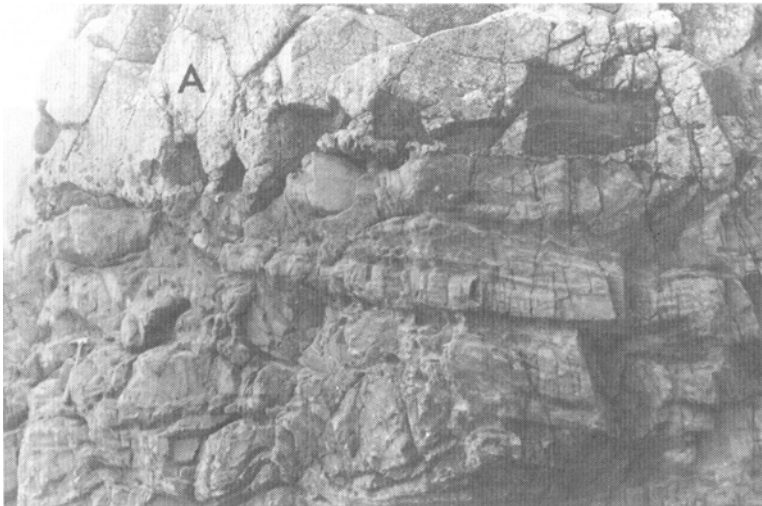
紫赤色泥岩と青灰色シルト岩との境界はおおむね漸移的であり(第58図)、紫赤色泥岩内部にも青灰色の斑状部分を多数含んでいる(第59図)。紫赤色泥岩は一般に無層理であるが、ところにより平行層理や斜交層理が存在することもある(ヘタの串)。紫赤色泥岩は不規則な形状の石灰質結核を多数含むほか(第60図)、径数cmから20cm前後の球状泥灰質団塊を含んでいる。紫赤色泥岩には、場所によって砂管が多数存在する(第61図)。砂管は母岩の紫赤色に対して青灰ないし灰色を呈し、棒状、Y字形、L字型、S字型など様々な形状をなし、砂管基部は1-3cm、長さ5-20cmである(第62図)。砂管の姿勢



第53図 中甕層柱状対比図 (井上ほか, 1979) 1: 繩瀬山塊南端 2: 中甕島北端及び中島 3: へタの串 4と5: 浦内湾 6: 中甕-小島道路 7: 中甕南方 8: 中甕-江石間道路 9: 江石南方 10: 南東海岸 11と12: 尾川原浜付近 13: 遠見山東海岸
Stratigraphic correlation of Nakakoshi Formation (INOUE *et al.*, 1979). 1: southernmost of Nawase-yama 2: northern part of Nakakoshi Island and Nakanoshima 3: Hetanokushi 4 and 5: Urauchi Bay 6: Nakakoshi-Oshima 7: south of Nakakoshi 8: Nakakoshi-Eishi 9: south of Eishi 10: southeastern coast of Kamikoshi Island 11 and 12: Ogawarahama and 13: eastern coast of Tomi-yama



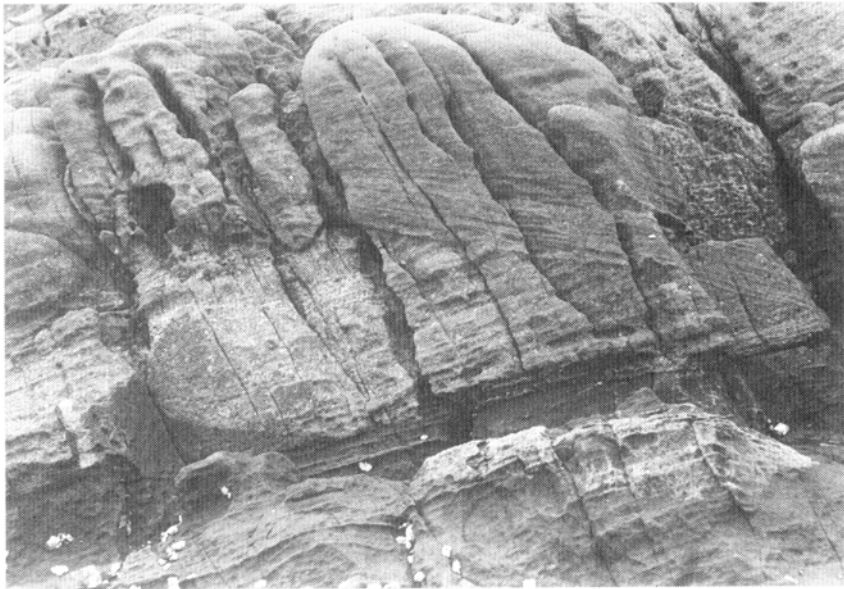
第54図 中甌層のサイクル基底の侵食面
Erosional surface at the base of a cyclothem. Nakakoshiki Formation, Hetanokushi
(INOUE *et al.*, 1979)



第55図 中甌層のサイクル基底部の泥岩礫を含む礫質砂岩(A) (尾川原浜)
Pebbly sandstone (A) including mud-balls at the base of a cyclothem. Nakakoshiki
Formation, Ogawara-hama (INOUE *et al.*, 1979)

は層理面に垂直なもの、斜交するもの、層理面に平行なものなど様々である。これらは底生動物の巣穴及び這い跡と推定されるが、生物遺骸は発見できない。

凝灰質泥岩は青灰色ないし灰白色を呈し、厚さ数10cm-1m前後の単層として、主として紫赤色泥岩又は青灰色シルト岩中に介在している。凝灰質泥岩は風化してベントナイト様になる。また、凝灰質泥岩には角礫化したものがあり、部分的に緑泥石化している。中甌層基底部の塊状青灰色凝灰質泥岩は塊状で黄褐色に風化するので、上甌島層群基底部を追跡するのによい鍵層となる。



第56図 中甌層のサイクル下部の粗粒砂岩に見られる平板型斜交層理 (浦内湾奥, 井上ほか, 1979)
Planar cross-lamination in coarse sandstone of the lower part of a cyclothem,
Nakakoshi Formation, Urauchi Bay (INOUE *et al.*, 1979)



第57図 中甌層のサイクル上部の細粒砂岩に見られる recumbent fold (尾川原浜)
Recumbent fold in a fine sandstone of the upper part of a cyclothem, Nakakoshi
Formation, Ogawara-hama



第58図 紫赤色泥岩と青灰色シルト岩との漸移関係 (へたの串, 中甌層, 井上ほか, 1979) A: 青灰色シルト岩 B: 紫赤色泥岩 C: 上位サイクル基底部の砂岩 BとCとの境界は画然としている
 Transitional relation between red mudstone (B) and bluish grey siltstone (A), and sharp boundary between (B) and (C). Hetanokushi (INOUE *et al.*, 1979)



第59図 紫赤色泥岩 (暗色) と青灰色シルト (明色) のまだら模様 (へたの串, 中甌層, 井上ほか, 1979)
 Mottled facies of red mudstone (dark colour) and bluish grey siltstone (light colour).
 Hetanokushi (INOUE *et al.*, 1979)

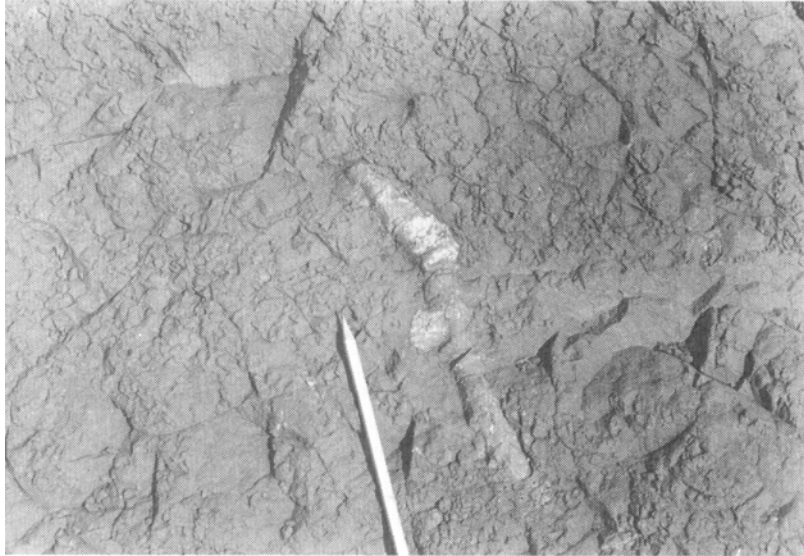


第60図 紫赤色泥岩中の石灰質小結核及び砂管（層理面の白い斑紋，中甌層，浦内湾）
Calcareous concretions and sand pipes on the surface of red mudstone, Nakakoshi Formation



第61図 紫赤色泥岩中の砂管（層断面の白い斑紋，中甌層，へたの串付近）
Sand pipes observed on the cross section of red mudstone, Nakakoshi Formation, Hetanokushi

サイクル形式の変化 典型的なサイクル内部の岩相層序は上述のようであるが，中甌層には，幾つかのタイプのものがあり，第63図にその例を示す．図中，Loc. 62は2サイクルからなり，下位のサイクルはほぼ典型に近い岩相を示す．上位のサイクルは下部の粗粒堆積相が上部の細粒堆積相に比べて著しく貧弱である．Loc. 207は上部の細粒堆積相，特に紫赤色泥岩が著しく発達したサイクルを示す．Loc.



第62図 紫赤色泥岩に見られる砂管 (中甌層, へタの串, 井上ほか, 1979)

A large sand pipe on the red mudstone surface, Nakakoshiki Formation (INOUE *et al.*, 1979)

209は典型に近いサイクルであるが, 下部の粗粒堆積相内に局所的な侵食面が存在する. Loc. 205は紫赤色泥岩を伴う下位のサイクルと, 粗粒堆積相が欠除した上位のサイクルを示す. Loc. 218は薄いサイクルであるが典型に近い岩相をもつ. 厚く発達した紫赤色泥岩内部にスランプ構造が局所的に存在する(第64図). スランプ構造を示す部分は破碎された紫赤色泥岩であり, その構造下位には厚さ数cmの緑泥石化・角礫化した凝灰質頁岩がある. すなわち, 堆積当時, 凝灰質岩をすべり面にして, 堆積物が局所的に地すべりした産物と解される.

Loc. 225は粗粒堆積相が発達し, かつ, 一部に上方粗粒級化を示すサイクルである. Loc. 256は3サイクルからなり, 下位のサイクル上部は *recumbent fold* を示す. 中位のサイクルは泥岩中に深く刻まれたチャンネル構造を持つ. Loc. 209及び65は細粒堆積相を欠く不完全なサイクルである. Loc. 215は上方粗粒級化の一部を示し, Loc. 258は侵食面を欠き, かつ細粒堆積相が発達不良のサイクルを示している.

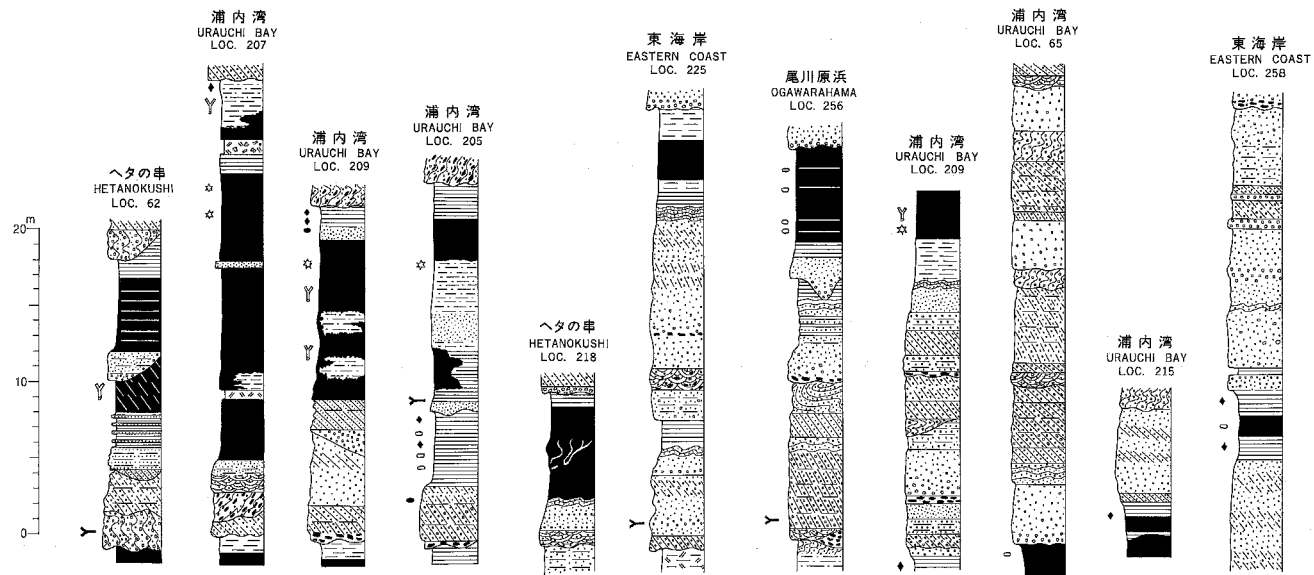
中甌層は, 要するに, 以上述べたような様々な型のサイクルが繰り返し累重して形成された地層である. 各サイクルの厚さ・型式の変化は堆積環境の変化を忠実に反映したものであって, これについては後の項で述べる.

層厚南東海岸で約650m, 江石海岸—中甌—小島のルートで約780mである. 桑之浦付近では本層は紫赤色泥岩の発達不良のため, 上下限が判然としない. 地質状況から見て約650mである.

V. 1. 3 小 島 層

粗粒ないし細粒砂岩を主とし, これと互層する暗灰色泥岩からなり, 下位の中甌層と上位の瀬上層との中間的な岩相を示す. 上下の境界は岩相が漸移的である.

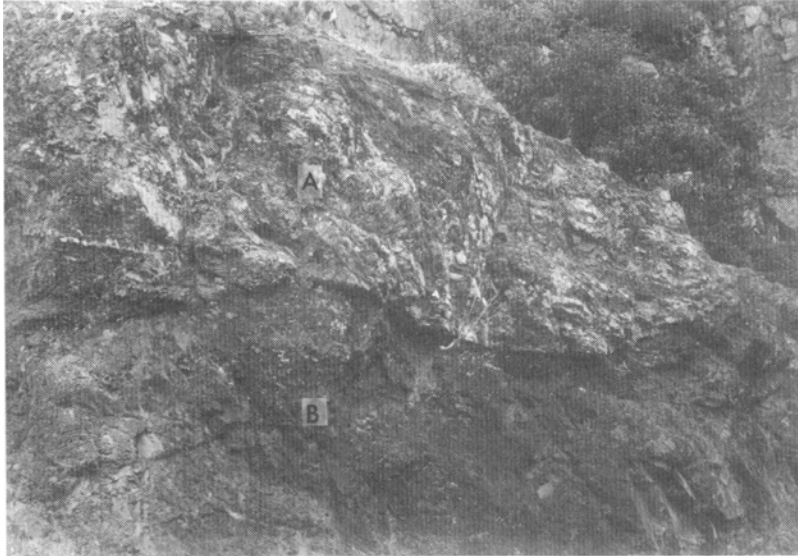
分布 上甌島中央部において北西から南東へ帯状に露出するほか, 遠目木山周辺及び里村北方の市ノ



凡例 LEGEND

<p>岩型 ROCK TYPES</p> <ul style="list-style-type: none"> 紫赤色泥岩 RED SILTSTONE 雜色泥岩 MOTTLE SILTSTONE 暗灰色泥岩 DRAB SILTSTONE 砂岩泥岩互層 ALT. OF S.S. & SILTSTONE 砂質泥岩 SANDY SILTSTONE 細粒砂岩 FINE S.S. 粗粒砂岩 COARSE S.S. 礫質砂岩 PEBBLY S.S. 礫岩 CONGLOMERATE 	<p>成層状態 BEDFORM & TEXTURE</p> <ul style="list-style-type: none"> 塊状 MASSIVE 赤色泥岩 RED SILT. 暗灰色泥岩 GRAY SILT. 砂岩 SANDSTONE スモールスケール SMALL SCALE ラージスケール LARGE SCALE 赤色泥岩 RED SILTSTONE 谷型斜交層理 TROUGH CROSS BED. スランプ構造 SLUMP STRUC. コントラテッド・ラミナ CONTORTED LAMINA. 	<p>包有物 INCLUSIONS</p> <ul style="list-style-type: none"> 層内礫 INTRAFORMA-TIONAL PEBBLES 凝灰岩 TUFF 破砕テフ TUFF CRUSHED 黄鉄鉱 PYRITE 石灰質結核 CALC. CONCRETIONS 石灰質ノジュール CALC. NODULES 黒色パッチ BLACK PATCHES 砂管 BURROWS 木片 WOOD FRAGMENTS 	<p>地層基底型 BED BASE TYPES</p> <ul style="list-style-type: none"> リップル RIPPLED 急行 ABRUPT 侵食 SCOURED
---	--	---	---

第63図 中礫層のサイクルの型 (井上ほか, 1979)
Cyclothem variations of Nakakoshiki Formation (INOUE *et al.*, 1979)



第64図 紫赤色泥岩内におけるスランプ構造 (中甌層, へタの串北方, 井上ほか, 1979)

A : 破碎により角礫化した緑白色凝灰質岩石と紫赤色泥岩 B : 紫赤色泥岩

Slump structure within red mudstone. A : breccias of tuff and red mudstone
B : red mudstone. North of Hetanokushi (INOUE *et al.*, 1979)

浦海岸, 並びに近島に分布する。本層の露出は一般に不良であり, わずかに小島付近及び市ノ浦付近である程度連続的に観察されるに過ぎない。須口池付近の荒人崎に露出する礫質粗粒砂岩は, 紫赤色泥岩が挟在しないこと, 及び地質構造から解釈して本層に含めた。

岩相 淡灰色細粒ないし粗粒塊状砂岩を主とし, 暗灰色砂質泥岩・シルト岩を挟む。砂岩には円磨された石英・珪岩・泥岩礫が部分的に含まれる。砂岩は中甌層の砂岩に似るが, それに比べて粗粒のものが少なく, 礫の含有量も遙かに少ない。また斜交層理の発達している部分も, 中甌層に比較して少ない。

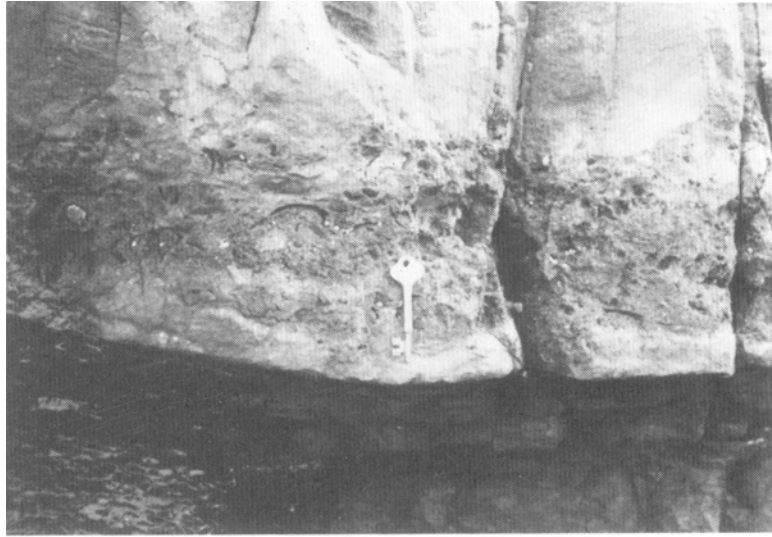
砂岩泥岩互層の各サイクルは上方細粒級化であり, 砂岩下部には円礫や泥岩偽礫が含まれる。砂岩下限の侵食面は中甌層ほど顕著でない。暗灰色頁岩には, しばしば凝灰質団塊が含まれる。石英閃緑岩体付近の暗灰色泥岩は若干の熱変成作用を受けて, すこぶる堅硬になっている。

化石 東海岸尾川原浜沖合の近島には, *Ostrea* の破片が密集した泥岩と, 二枚貝破片が散在する粗粒砂岩が産する(第65図)。すなわち, 近島南岸の断崖には厚さ1.5-3mの砂岩と1.5-2mの暗灰色泥岩が互層しており, 化石密集層は海面から2-3m上方の位置に存在する。*Ostrea* 密集層は泥岩上限付近の層準にあって厚さ5-10cmである。その上位の砂岩基底部の石灰質粗粒砂岩には, 厚さ10-20cmの範囲で大型二枚貝及び巻貝の mold が散在する。保存状態は極めて不良で, 種の同定が困難である。

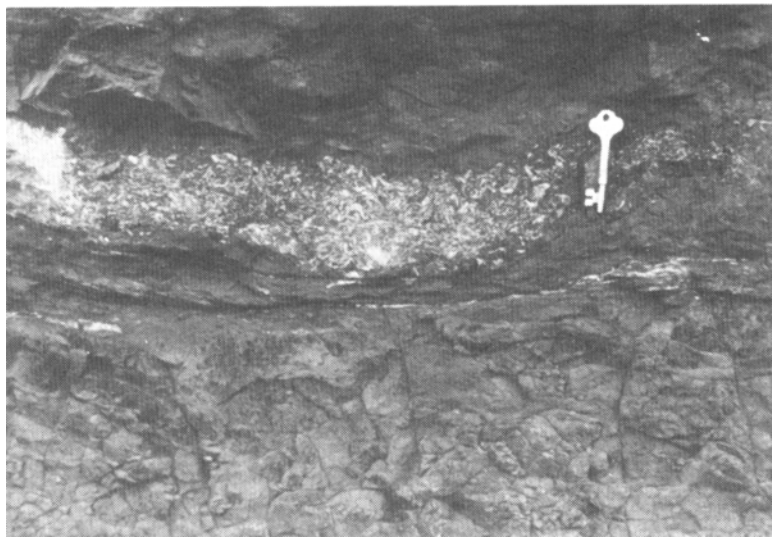
層厚 市ノ浦付近で約250m, 小島付近で280mと算定される。

V. 1. 4 瀬上層

暗灰色泥岩を主とし, 細粒砂岩を挟む地層で, 小島層から岩相が漸移する。下限は塊状厚層の暗灰色泥岩とする。



A



B

第65図 近島の小島層中の貝化石床 (井上ほか, 1979) A: 粗粒砂岩中の貝殻化石痕

B: A直下の暗灰色泥岩中に含まれるカキ化石床

Molluscan fossil bed in Oshima Formation at Chikajima (INOUE *et al.*, 1979) A: pelecypod moulds in coarse sandstone and B: *Ostrea* bed in mudstone beneath (A) sandstone

分布 模式地の瀬上・海鼠池・鯨崎池一带に広く分布するほか、遠見山半島東端の射手崎に露出し、更に東方の松島・筒島・犬島・野島に本層最上部が露出している。

岩相 暗灰色ないし黒灰色泥岩を主とし、青灰色細粒砂岩を挟む。瀬上付近で見られる本層下部は暗灰色泥岩が卓越し、細粒砂岩の薄層を数10cmおきに挟むフリッシ型互層をなし、平行層理が発達する。海鼠池付近では、砂岩と泥岩が細互層をなす (第66図)。ここでは、径1-2cmの褐鉄鉱団塊を多数含んでおり、これらは層面に平行に配列している。灰色細粒砂岩下底面には、しばしば flute cast が見



第66図 瀬上層のフリッシュ型泥岩砂岩細互層とスランプ構造 (海鼠池付近)
Flysh facies with slump structure of Segami Formation near Namako-ike

られる。

海鼠池北方から大蔵岳にかけての泥岩は熱変成を受けて堅硬な岩質となっている。この砂岩は細粒で、convolute ラミナ・トラフ型斜交ラミナ・festoon ラミナ等を有する。

野島・筒島・犬島の本層は、細粒灰色砂岩を主とする黒色泥岩との互層である。黒色泥岩は熱変成を受け、ある程度ホルンフェルス化している。細粒砂岩には斜交ラミナ・波状層理・スランプ構造・チャンネル構造等が存在し、粒度も上方に向かって細粒化する。

層厚 瀬上・海鼠池付近で650m以上、射手崎から東端の野島までは850m以上である。

V. 2 対 比

上甌島層群には時代決定に有効な化石が産しないため、本層群が古第三紀に属するか否かを確実に決定することはまだできない。しかし、既に述べたように筆者等は本層群を古第三系とみなした。

宇土半島西部・天草上島及びその付近に分布する古第三系は、下から赤崎層・白岳層・教良木層からなっている。赤崎層は姫浦層群を不整合に覆い、紫赤色泥岩と砂岩の互層である。白岳層は厚層塊状のアルコース質砂岩で特徴づけられ、下部には暗灰色泥岩・岩質頁岩が挟在する。赤崎層との境界は漸移的である。白岳層下部の1-3層準には、温暖な沿岸域ないし浅海生の *Callista ariakensis*, *Lentidium* 及び *Colpospira* の3貝化石群集が産しており(井上, 1962)、これらは下部 *Orthaulax Japonicus* 帯に属し、その地質時代は始新世ルテシアン、一部イブレスシアンとされている(長尾, 1928)。教良木層は暗灰色泥岩の厚層からなり、細粒砂岩を挟在させる地層で、スランプ構造と推定される層内褶曲が発達する。

以上の地層に上甌島層群を対比すると、中甌層は赤崎層、小島層は白岳層、瀬上層は教良木層にそれぞれ岩相上よく対応する。中甌層は赤崎層と同様に無化石層であるが、近島の小島層中の貝化石産出層

準は、白岳層の下部 *Orthaulax japonicus* 帯にあたる可能性がある。もしそうであれば、それより下位の厚層の中甌層は始新統下部ないし暁新統に当たる可能性が残される。

上甌層と天草上島の古第三系は、このように層序と岩相上、互いに類似するが、層厚から見たとき、両者間に若干の差がある。すなわち、赤崎層の層厚は100-160mで、紫赤色泥岩を挟むサイクル数も10以下であって（井上，1962）、中甌層に比較して発達が悪い。白岳層の層厚は160-190mであって、小島層よりもかなり薄い。また、赤崎層は中甌層より粗粒であること、白岳層下部には炭質頁岩が介在することなど岩相的特徴を考え合わせると、天草上島の赤崎層の堆積の場は中甌層よりも河川上流側、白岳層は小島層より沿岸側に存在したのではないかと考えられる。

教良木層は厚さ1,000m以上あり、瀬上層もまた850m以上あって、上限は不明である。教良木層の主部は有孔虫・海生貝化石を産して明らかに海成層であり、瀬上層はまだ化石を産しないが、先述のように海成層と推定されるので、両層堆積当時に至って、上甌層・天草一円に海進が拡大したと考えられる。

V. 3 堆 積

V. 3. 1 堆積岩の組成

中甌層の各サイクル下部の礫岩に含まれる礫は歪円礫ないし円礫で、長径3-10cm大のものが多く、最大は20cmの砂岩礫である。礫種は白・緑・赤色チャート及び石英が最も多く、次いで黒色頁岩・灰色頁岩である火成岩礫は少なく、ひん岩礫・酸性火山岩礫等である。天草地方の赤崎層にかなり含まれる片岩礫（三木・松枝，1974）は、ここではほとんど見られない。また礫の配列に顕著な定向性は認められない。礫岩は一般に上部に向かって礫の含有量を減じ、粗粒砂岩に移行する。

砂岩は上甌島層群を通じて岩石組成にほとんど変化がない。粗粒砂岩は中灰色ないし淡灰色、中粒-細粒砂岩は青灰色-緑灰色を呈し、淘汰は良好である。質量は一般に15%以下で、長石質アレナイトである。砂岩の主成分は石英（平均41%）、斜長石（平均26.5%）、カリ長石（平均2.7%）及び岩片（平均30%）である（第44図）。姫浦層群の砂岩と比較すると、上甌島層群の砂岩は石英が著しく増加する反面、岩片が激減する特徴をもつ。岩片は珪質シルト岩・チャート及び火山岩類（ひん岩・安山岩・酸成岩類）である。基質には微細な絹雲母が普遍的にあり、ときには黒雲母も含まれる。また、緑泥石が局部的に産する。

貝化石を含む近島の砂岩は極めて石灰質であり、化石はすべて方解石に変質している。

暗灰色泥岩は暗灰色（N3-4）を呈し、粒度はシルトでほぼ均質である。鏡下では、無組織の基質に絹雲母片及び黒雲母片が多数存在し、細粒の石英が散在している。

中甌層の泥岩には黄鉄鉱の仮像をなす褐鉄鉱が多数産する。結晶は立方体で、その一辺の長さは普通0.5-1mmであるが、なかには2mmに達するものがある。産状からみて、これらの黄鉄鉱は堆積後まもなく生成し、後の続成作用で褐鉄鉱化したものと推定される。

ホルンフェルス化した砂岩・泥岩は野島・市ノ浦から射手崎付近、里港周辺、海鼠池北端付近の石英閃緑岩体に近い一帯に産する。これらは熱変成度の低い砂岩・泥岩に比較してかなり堅硬で、かつ、菱

形に割れる。鏡下では、黒雲母・白雲母に富み、黒雲母は最大0.3mmの小板状結晶が見られるが、多くは0.1mm又はそれ以下の鱗片状又は葉片状として多数含まれる。暗褐色イルメナイト様鉱物の小粒状結晶を包有する。基質全体は粒径0.1-0.2mm内外の石英、アルカリ長石及び斜長石の集合体からなり、モザイク状を呈する。

紫赤色泥岩は黒赤色（5R2/2）、灰赤色（5R3/2）、暗赤色（10R2/2）の暗赤色系統から灰褐色（5YR3/2）まで、様々な色を呈するが、紫系統の色調はない。したがって、“紫赤色”泥岩の名称は厳密には適当でないと考えるが、慣習上これを踏襲する。

粒度は粗粒シルトないし中粒シルト、まれに微細粒砂岩となる。基質は鏡下では、絹雲母に富み主として石英の角片が存在し、粘土サイズの赤鉄鉱微粒子によって埋められている。赤鉄鉱微細粒の分布は雲状で、赤鉄鉱が濃集する部分と希薄な部分がまだらに配列している。両者の境界は漸移することもあり、また明瞭な境界を示すこともあって、一様でない。石英粒・長石粒には赤鉄鉱による汚染がほとんどなく、雲母片はしばしば赤鉄鉱によって部分的に置換されている。また、周縁部を赤鉄鉱によって汚染された泥岩片が観察されるが、その内部には汚染が見られない。そのほか、自形の赤鉄鉱及び磁鉄鉱結晶が存在するが、個数は少ない。紫赤色泥岩には、また、方解石が散在する。

以上の観察結果から、紫赤色泥岩の色素は主として基質を埋める微細な赤鉄鉱であり、色の変化は赤鉄鉱含有量と暗灰色の基質量との比率によって決定されるものと考えられる。

紫赤色泥岩には青灰色ないし緑灰色の斑紋が多数存在することがある(第60図)。その多くは石灰質結核か、あるいは砂管である。これを鏡下で観察すると、緑泥石及び方解石に富み、赤鉄鉱による汚染は少ない。

紫赤色泥岩に含まれる楕円体状ないし球状の堅硬緻密な団塊には微細な石英粒が散在し、かつ、団塊は方解石に富む、赤鉄鉱は一般に少なく、石英粒周縁に存在するが、微細な結晶として散在する。

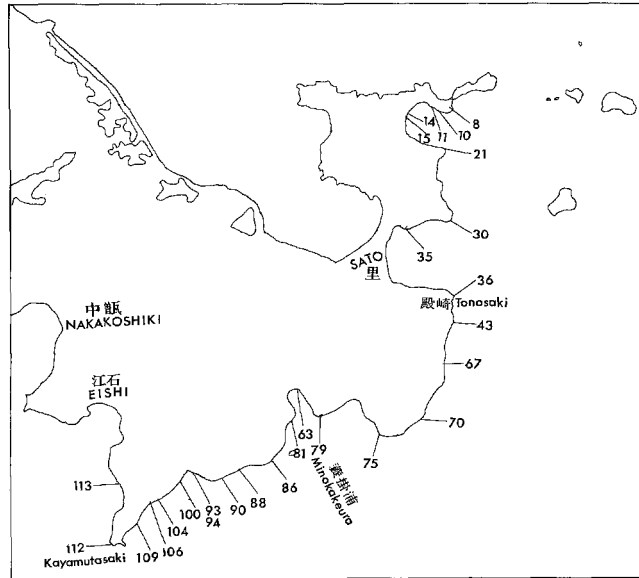
凝灰岩又は凝灰質泥岩は中氈層の数層準に介在しているが、これらは緑灰色（5G5/1-6/2）ないし淡青灰色（5B7/1）を呈し、シルトないし粘土質、風化して灰白色ないし黄白色を呈してベントナイト質となる。鏡下で見ると、凝灰質泥岩は2種類ある。一つは自形ないし半自形の斜長石の斑晶が多く、そのほか火山岩片や他形のカリ長石粒・石英粒を含むもの(浦内湾産)、他は自形ないし半自形の石英粒を主とし、斜長石粒を伴うものである。いずれも、長石粒は緑泥石化しており、また、石英粒表面にも緑泥石が観察される。基質は脱ガラス化が進み、絹雲母に富み、斑晶の周囲で流状を示す。赤鉄鉱の結晶も散在するが、数は少ない。これらは酸性結晶質凝灰岩又は凝灰質泥岩といえる。

一方、紫赤色泥岩の上・下又はその内部には、紫赤色泥岩と漸移する青灰色泥岩があつて、一見、凝灰質のようであるが、鏡下で見ると凝灰質でなく、むしろ、紫赤色泥岩内部の石灰質結核に類似した組織と鉱物成分を持つ。

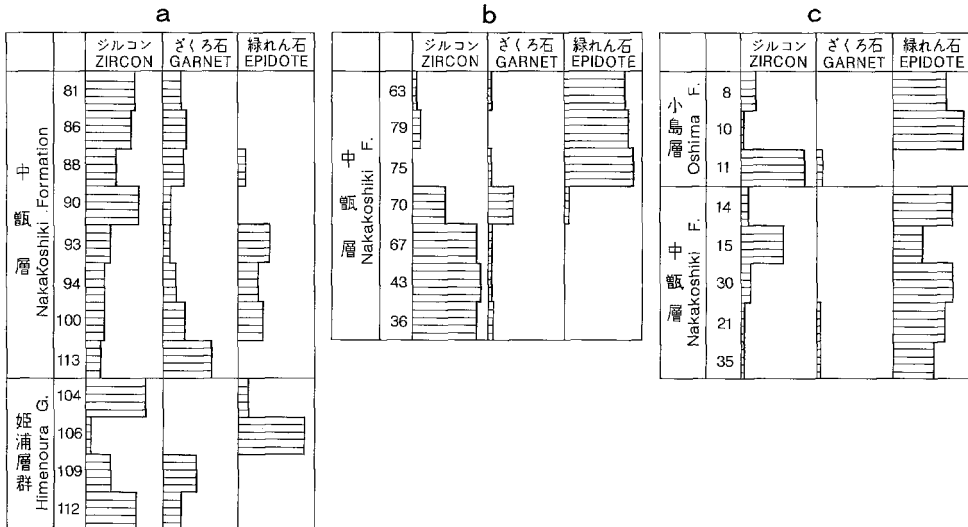
これらのいわゆる“凝灰質”泥岩は暗灰色ないし青灰色泥岩に比較してより細粒であり、かつ、緑泥石と方解石に富むことで特徴づけられる。

V. 3. 2 重鉱物組成

白亜系及び上氈島群の砂岩について重鉱物分析を行った。砂岩試料の採取位置は第67図に示したとお



第67図 重鉱物分析サンプル採取地点 (井上ほか, 1979)
 Sampling sites for heavy mineral analysis (INOUE *et al.*, 1979)



第68図 上甌島の砂岩重鉱物組成 (井上ほか, 1979)
 Heavy mineral compositions of sandstones in Kamikoshiki Island (INOUE *et al.*, 1979)

り、主として上甌島の東海岸である。

重鉱物分析は通常の方法で行い、得られた結果を第4表に示す。

重鉱物組成の垂直変化 主要重鉱物のうち、頻度にそれほど変化の認められない電気石を除き、ジルコン・ざくろ石・緑れん石の地域別垂直変化を求め、第68図に示した。本図の(a)は茅牟田崎から簗掛浦の間(簗掛浦向斜西翼)、(b)は簗掛浦から殿崎の間(簗掛浦向斜東翼)、(c)は里港北方の地域を示してい

第4表 上瓶島重鉱物組成百分率表 (井上ほか, 1979)
Heavy mineral compositions of sandstones in Kamikoshiki Island (INOUE *et al.*, 1979)

地 域 Areas	層 名 Formations	試料 No. of sample	ジルコン zircon		電 気 石 tourmaline		ざくろ石 garnet			緑 れ ん 石	よ う れ ん 石	褐 れ ん 石	チ タ ナ イ ト	燐 灰 石	モ ナ ズ 石	普 通 角 閃 石	そ の 他	黒 雲 母	鋭 錐 鉄 石	黄 鉄 鉱	鉱 物 の 数	数 え た 透 明 重 の 数	重 鉱 物 量 (wt%)	
			無	褐	紫	青	緑	青	無															紫
養 掛 浦 浦 向 斜 西 翼 West of Minokake-ura	中 瓶 層 Nakakoshiki F.	81	65	+			23	2	+				8								+	142	0.08	
		86	61			5	+	21	8	2	2	+		2			1		○				200	0.26
		88	42	+		5	2	22	6	2		11	3	7			2		+				200	0.24
		90	72	+		5	2	1	3	12	+			4									154	0.31
		93	34			+	2	10	2			42		10			1						190	1.04
		94	28	+		1	+	15	5	1	1	30	1	15			3						200	
		100	24	1			+	22	6	2		33	2	11					○				200	
	113	18	+	3	1	1	2	56	11	+				2	1	3			◎			148	0.65	
	西 瓶 層 Hinonoura C.	104	80	+		+		+			13	2	3				+					+	194	0.41
		106	6					+	+	2		88	+	2	+								144	0.66
		109	33	+	1	4	1	+	47	+			+	6	4				+	○			136	0.17
112		68	+		+		17	4	2		2	2	3	2					+			130	0.10	
養 掛 浦 浦 向 斜 東 翼 East of Minokake-ura	中 瓶 層 Nakakoshiki F.	63	6			3	2	3	1	+	81	+	1			1						160	0.43	
		79	10			+		2			86		2					+				200	0.36	
		75	2			1		3			92		2		1						◎		200	1.03
		70	46			5	2	2	24	9	+	6	2	5					○				130	0.31
		67	84					3	+	+				12					◎	◎	+		165	0.18
		43	93			+		4	1	+			1			+			◎	◎			200	0.07
		36	86	+		2	2	5	1	1		1	+						○				155	0.08
里 港 北 方 north of Sato	上 瓶 層 Oshima F.	8	20	+				1	+	+	72	+	4		1							172	0.58	
		10	3	+				1			94	+	+			1				+		200	0.66	
		11	85	+			+	6	2	2		2		2		+			+			129	0.17	
	中 瓶 層 Nakakoshiki F.	14	15			+	+	3	+	1		+	78	2	+				+				200	0.25
		15	58	+		1	+		+			29	10	1	+								200	0.21
		30	15			+						80	3	2							○		136	0.40
21	9					5	+	+		71		12			2						171	0.30		
35	6			2	3	23	2	+	1	1	2	57	4								191	0.24		

◎:多, ○:普通, +:少

る。組成の垂直変化の特徴は以下のとおりである。

(a) では上瓶層群の中瓶層のうち、試料90以上ではジルコンが優勢、ざくろ石がほぼ一定量含まれ、緑れん石がほとんど存在しない。同層の試料93以下では、かなりの量の緑れん石が含まれている。試料数が少なく、明確な差と言えるかどうか難しいが、白亜系（試料104以下）では、緑れん石ばかりのものもあるが、ジルコンが優勢である。

(b) では、中瓶層の試料70以下は重鉱物の大部分がジルコンからなるのに対し、同層の試料75以上では、これと対照的に大部分が緑れん石からなっている。

(c) では、ときにジルコンがちのものもあるが、全般的に緑れん石が優勢である。

以上を要約すると、養掛浦向斜の東翼と西翼とでは、中瓶層上部の主要鉱物組成間にかかなり大きな差が認められる。

天草地域との比較 本地域の白亜系や上瓶島層群中の重鉱物と類似の組成を持つものに、天草上島や

下島に分布する白亜系と古第三系がある。佐藤（1961）、OHARA（1961）によると、天草上島の白岳層は非常にジルコンに富んでおり、赤崎層は100%緑れん石である。天草下島では白岳層に対比される福連木層が同じくジルコンに非常に富んでいる。白亜系（深海層を含む）には明瞭な特徴がなく、各試料の組成をみると、ジルコンに富むもの、ざくろ石に富むものもあり、緑れん石をかなり含むものもある。

上甌島の白亜系・古第三系の主要重鉱物組成を上記天草地方のそれと比較してみると、主要重鉱物がジルコン・ざくろ石・緑れん石であること、ジルコンの量は2-93%、ざくろ石は1-67%、緑れん石が1-94%含まれていることなどから、全体として見れば、天草下島の福連木層及び上部白亜系の組成と類似している。

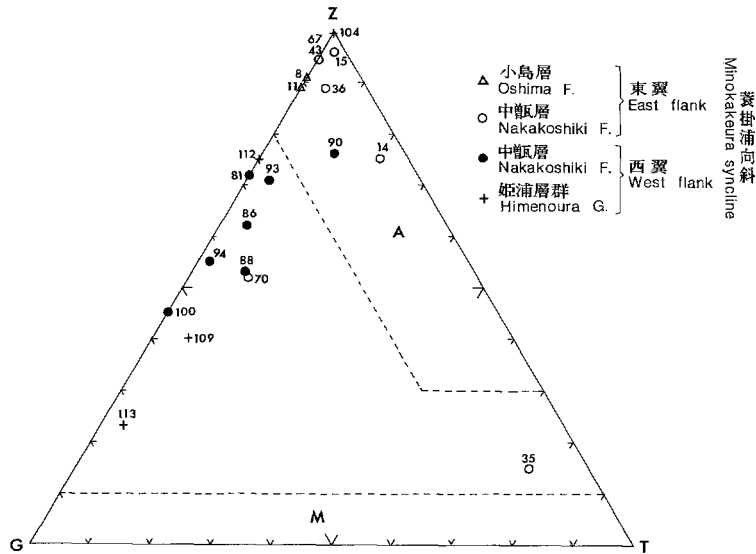
特に第68図の(a)地域、(b)地域のジルコンの多い部分を除いて考えると、上記3鉱物がそれぞれかなりの頻度で含まれる点から、天草下島の白亜系と非常によく似ていると言えよう。

一方、(a)、(b)地域でジルコンを多く含む中甌層はざくろ石が少なく、緑れん石もまれに、わずかしこ含まれない点から、天草下島の福連木層、上島の白岳層の組成に類似する。更に(c)を見ると、中甌層上部及び小島層は緑れん石に非常に富んでおり、むしろ天草上島の赤崎層的である。すなわち、重鉱物の面から見ると、天草上島の層序とはよく対応しない。試料数が少ないので確定的なことは言えないが、この重鉱物組成上の違いは、上甌島と天草で必ずしも古第三系の層位的位置が異なることを意味するものではなく、むしろ両地域における堆積物質の供給源が異なることによるものと考えられる。

堆積物の起源 重鉱物中の有色鉱物としては、普通角閃石が、ときにごくわずかみられる程度であって、その他のものは存在しない。しかし、このことから、火山岩・火山物質の影響がなかったことは即断できない。というのは、砂岩薄片の観察によれば、火山岩片・凝灰岩片がしばしば存在するからである。したがって、有色鉱物の見られないことは、佐藤（1971）が述べているように、新第三系ではごく普通に存在するこれら重鉱物も本地域の堆積物が古第三系と古いため、恐らく堆積初期には存在していたからであろうが、その後の続成作用のために消失し去ったものと考えられる。

堆積岩中の重鉱物として多量のざくろ石が存在するとき、その堆積物の起源は変成岩（結晶片岩類）であることが多い（SATO, 1969）。緑れん石の起源も変成岩（結晶片岩類あるいは変質火成岩類）と言われる（FORD, 1951, p. 624）。また天草下島、牛深市の東に露出する赤崎層（始新世）は結晶片岩礫を含み、重鉱物として多量のざくろ石と緑れん石を持っている（佐藤, 1961）。本地域でも主要重鉱物としてざくろ石・緑れん石を含んでおり、供給源として結晶片岩類からの影響があったことが考えられるが、第69図のZGT図（ジルコン—ザクロ石—電気石三角図）ではざくろ石量の大部分が60%以下であるので、原岩からはかなり離れており、運搬・堆積過程における重鉱物の淘汰作用の影響の方が強く表れているようである。ちなみに、SATO（1969）は変成岩起源を推定できるざくろ石量として、ZGT図でジルコン10%以下の範囲（M領域）を提案している。

ジルコンがときに多量に見られる（重鉱物量としては少ない）が、円磨されているものについてはより古い堆積岩類（特にアルコース）、自形で円磨をほとんど受けていないものは酸性火成岩類（酸性火山岩あるいは花崗岩）からの供給が考えられる。ZGT図（第69図）を見ると、蓑掛浦向斜東翼の試料では、2つの例外を除いてA領域（ジルコン30%以上、ざくろ石20%以下の範囲で、SATO（1969）による花崗岩起源を推定できる組成）を占めている。すなわち、蓑掛浦向斜の東翼と西翼では、堆積物をもた



第69図 上甌島の砂岩重鉱物三成分 ZGT (ジルコン・ざくろ石・電気石) ダイアグラム (井上ほか, 1979)
 Z-G-T diagram of heavy mineral compositions of sandstones in Kamikoshi Island.
 Z: zircon G: garnet and T: tourmaline (INOUE *et al.*, 1979)

らした水系あるいは源岩が異なっていたのではないかと考えられる。

V. 3. 3 堆積環境の推定

上甌島層群は、岩相・岩質上の特徴から、まず、かなり強い水流の影響下で形成された堆積物であると判断される。

中甌層 中甌層には、上方細粒級化の堆積相が反復して出現し、各サイクルの下部の粗粒堆積相には斜交層理その他が発達し、かつ、珪化木片を含む。一方、上部の細粒堆積相には紫赤色泥岩が存在することを特色としている。このような岩相は、地質時代を通じて世界各地から報告されている河成堆積物 (ALLEN, 1964; FRIEND, 1965; その他) の岩相上の特徴に一致する。

河川環境及びその堆積相については、ALLEN (1965) によって地質学的に集大成された感があり、これに中甌層の堆積相を対比すると第5表のとおりである。同表のa)-c)は水流の影響が少ない静穏な環境、すなわち河川自然堤防上部ないしそれを越えた場での垂直方向の堆積作用が主であり、d)は水流の強い影響下にさらされた環境、すなわち河川流路内部における側方堆積作用の産物、及びe)は水流による側方・下方侵食によって淘汰された残留物と解釈されているALLEN (1965)。第63図に示したサイクル型式の変化は、上記の堆積場の変化に対応したものと考えられる。

ALLEN (1965) によると、河川は堆積環境的に、1) 扇状地の河川、2) 編状河川 (braided stream)、3) 直線的河川及び、4) 蛇行河川 (meandering stream) の4モデルに分類されており、中甌層の堆積相は、その特徴からみて、蛇行河川の産物と考えられる。各サイクルは上位のサイクルによって一般に侵食されているが、これは蛇行する流路変化に由来すると解される。第63図のLoc. 265等に見られるような不完全サイクルは、流路の急激かつ小さき変化を反映している。

第5表 中甌層1サイクル堆積相とそれに対応する河川堆積物の対比 (井上ほか, 1979)
Correlations between lithofacies of a cyclothem of Nakakoshiki Formation and fluvial deposits (INOUE *et al.*, 1979)

		中甌層の1サイクルの岩相 Lithofacies of a cyclothem	河成堆積物分類 Fluvial deposits
a cyclothem	上部堆積相 Lithofacies of upper part	紫赤色泥岩及び暗灰-青灰色シルト岩 Red mudstone and dark grey-blue grey siltstone	氾濫原堆積物 Floodbasin deposits
		泥岩内部でレンズ状に尖滅する砂岩 Sandstone lense in mudstone	自然堤防決壊散布堆積物 Crevasse-splay deposits
		砂岩泥岩細互層 Thin alternation of sandstone and mudstone	自然堤防堆積物 Levee deposits
	下部堆積相 Lithofacies of lower part	平行層理の中一細粒砂岩及び斜層理に富む粗粒砂岩・礫質砂岩 Coarse sandstone and conglomerate with cross-bedding, and medium sandstone with flat stratification	ポイントバー堆積物 Point-bar deposits
		泥岩偽礫をもちスランプ構造を示す礫岩砂岩 Pebbly sandstone and conglomerate with mud-balls and slumping structure	流路埋没堆積物 Channel lag deposits

サイクリックな堆積作用の要因については、1)海進・海退の反復、2)堆積盆地の隆起・沈降の反復又は断続的な沈降、3)気候的要因による堆積量の周期的変化、例えば洪水の反復等、4)水底における混濁流の反復、5)沈降盆地における蛇行河川の流路変化、が考えられる。中甌層の場合はそれが海成であるという証拠は得られていず、またタービダイトの要素が見られないので1)と4)の可能性はない。2)については、堆積盆地の断続的な沈降と物質供給とがうまく調和しなければ、本層に見られるような厚層かつ規則的なサイクルを形成することは困難であろう。盆地の周期的な沈降・隆起の繰り返しも同様である。3)については、ここでは積極的にこれを支持する証拠は認められない。したがって、中甌層のサイクリックな堆積作用の原因は、主として5)と考えたい。更に、中甌層は、その上位に漸移する小島層が瀬海成層であることを考え合わせると、海岸に近い平野部における蛇行河川の産物と推定される。

紫赤色泥岩の成因 赤色岩及び紫赤色岩の赤色素が赤鉄鉱であることは、従来から認められている。問題は多量の赤鉄鉱が如何なる環境で生成して堆積物に含まれるに至ったかであって、これには現在もなお、幾つかの説明がある。その主なものは、1)堆積物の供給源地で風化によって生じた赤鉄鉱を多量に含む碎屑物(例えばラテライト等)が堆積盆地に運搬されたという他地生成説(KRYNINE, 1950; SCHLUGER, 1976; 西山ほか, 1973)と、2)碎屑物中の鉄鉱物が堆積盆地の酸化環境下で赤鉄鉱に変化したという現地生成説(WALKER, 1967a, b; FRIEND, 1965; VAN HOUTEN, 1964)の2説である。

西九州の古第三系紫赤色泥岩の成因については、伊木(1902)の輝緑凝灰質頁岩説、松下(1949)の雲母片岩・緑色片岩風化碎屑物の再堆積説及び三木・松枝(1974)の現地における地下水作用説がある。

- 中甌層の紫赤色泥岩の成因について井上ほか(1979)は以下のように推定した。推定の根拠としては
- 1) 中甌層は蛇行河川堆積物であり、紫赤色泥岩は岩相から見て氾濫原堆積物と推定される。
 - 2) 紫赤色泥岩は層状であるが青灰色泥岩との境界は一般に漸移的である。
 - 3) 紫赤色泥岩には多数の生物の巣穴や這い跡等の生痕があり、これらの生痕は石灰質で緑泥石を含

み、紫赤色泥岩中に緑灰色のスポットで存在する。

- 4) 青灰色ないし暗灰色泥岩中に産する自生の黄鉄鉱は、紫赤色泥岩には存在しない。
- 5) 紫赤色泥岩に凝灰質頁岩が伴うとは限らない。
- 6) 砂岩は赤色を呈さず、基質にも微粒の赤鉄鉱はほとんどない。
- 7) 紫赤色泥岩の赤色素は、基質中に多量に含まれる微粒の赤鉄鉱である。
- 8) 砂岩・シルト岩・紫赤色泥岩を通じて、主成分鉱物組成に顕著な差は認められない。
- 9) 化学組成（第6表）を見ると、紫赤色泥岩とそうでない泥岩との間には、Fe全量に若干の差があり、かつ、紫赤色泥岩では酸化第二鉄が酸化第一鉄よりも多く、他の泥岩はその逆である。他の主成分については、両者間に差はほとんど認められない。

以上から、中甌層の紫赤色泥岩は、氾濫原において、堆積中絶期に、酸化環境下で、鉄鉱物を多量に含んだ泥質物の酸化によって生成したと考えられる。

紫赤色泥岩中に存在する斑紋ないしスポット状の青灰色部分は、生物の作用による局所的な還元環境の出現により、その部分だけ赤鉄鉱が還元されたと考えられる。

小島層と瀬上層 小島層は砂岩を主とする暗灰色泥岩との互層で、中甌層とは岩相が漸移的である。小島層は中甌層に比較して、礫の減少、砂岩の細粒化、サイクルの厚さの減少及び紫赤色泥岩の欠除という特色がある。斜層理・漣痕・浸食面等の堆積構造は、中甌層のものに比べて小規模である。砂岩・泥岩の組織・鉱物組成は、中甌層（紫赤色泥岩）と大差がない。

以上から推定すると、小島層は流水下の環境で形成されたが、中甌層堆積当時よりも穏やかであった、かつ、中甌層を堆積させたのと同一河川の下流側に堆積したものと考えられる。近島の小島層に *Ostrea* の化石床及び海性二枚貝化石片が産することから、少なくとも小島層のこの部分は海性環境であったと判断される。これらを総合すると、小島層は沿海堆積物と推定される。

瀬上層は小島層から岩相が漸移し、泥質岩が優越する岩相を示す。泥岩に挟まれる砂岩は上方細粒化を示し、羽毛状ラミナ (flaser lamination) ・斜交ラミナ・スランブ構造・チャンネル構造等が観察される。瀬上層が海成層であるという確実な証拠は、まだ発見されていないが、岩相及び岩質から見て、瀬上層は小島層より沖合の堆積物であると推定される。

以上を通じて上甌島層群の堆積環境変化を見ると、蛇行河川環境（中甌層）→沿海性環境（小島層）→やや沖合の海性環境（瀬上層）のように変化し、本地域の堆積盆地が次第に沈降して、海進が進んでいった状況がうかがえる。

VI. 新第三系一火成岩類

本図幅地域には種々の新第三紀火成岩類があり、これは岩株状の岩体をなす石英閃緑岩と脈岩類とに大別される。両者は、いずれも姫浦・上甌島両層群の主要変形後に貫入したものである。下甌島の中・南部（図幅地域外）には、姫浦層群を貫く花崗閃緑岩が広く分布しており、MILLER *et al.* (1962) によれば 13 ± 4 Ma の K-Ar 年令を示す。花崗岩類と脈岩類はほぼ同時期の火成活動の産物で、これらの時代は中新世、恐らくその中期と考えられる。

第6表 中甌層の紫赤色泥岩及び暗
Chemical analyses of red mudstones and dark grey

	紫 赤 色							
	27A	36A	38A	44A	65	S72	S96E	81A-1
SiO ₂	59.37	59.69	61.73	57.10	57.22	59.08	59.92	54.33
TiO ₂	0.91	0.90	0.79	0.83	0.78	0.92	0.82	0.78
Al ₂ O ₃	17.52	18.69	16.85	19.77	20.34	19.01	18.06	20.50
Fe ₂ O ₃	7.42	6.86	5.46	5.95	5.90	3.46	6.97	8.67
FeO	1.94	1.22	2.34	1.54	1.94	3.76	1.92	2.77
MnO	0.06	0.10	0.11	0.13	0.07	0.08	0.04	0.06
MgO	2.35	1.92	3.33	2.57	1.91	2.39	2.02	3.19
CaO	0.48	0.39	1.15	1.64	1.02	0.78	0.75	0.59
Na ₂ O	1.33	1.42	1.88	2.02	1.73	0.73	1.33	1.15
K ₂ O	3.61	2.45	1.29	1.99	3.33	4.35	2.51	2.61
P ₂ O ₅	0.18	0.09	0.07	0.14	0.10	0.07	0.06	0.06
CO ₂	—	—	—	—	—	0	0.04	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+	3.88	5.12	4.18	4.69	4.74	4.18	4.10	3.90
H ₂ O-	0.78	1.06	0.62	1.26	0.68	0.76	1.16	0.96
Total	99.83	99.91	99.80	99.63	99.76	99.57	99.70	99.57

VI. 1 石英閃緑岩

石英閃緑岩は上甌島層群を貫き、上甌島の遠目木山や嶺の山の北側山麓、大蔵岳東方の海岸及び遠見山半島北西部に露出し、野島や沖の島でも見られる。また、双子島では先上部白亜系の変成岩や深成岩に貫入している。

石英閃緑岩周辺の上甌島層群は、広範囲にわたってホルンフェルス化し、そのなかには、ときに石英閃緑岩が脈状に入っている。

本岩は、中一細粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩であり、斜長石・石英・黒雲母・角閃石・普通輝石などからなる。斜長石は、自形を呈し、一般に0.5-0.7mm、最大1mmの大きさで著しい累帯構造を示す。黒雲母は、0.5-0.7mm程度の大きさでしばしば燐灰石や不透明鉱物を含み、部分的に緑泥石化している。角閃石は自形柱状で淡緑褐色を呈し、長さ0.7mm内外、最大1.7mmである。普通輝石は角閃石によって交代され、後者中に残晶として含まれその大きさは最大1.3mmである。石英は上記各鉱物の間を埋め、不規則な粒状の他形をなし、微小な包有物を持っている。

上甌島の石英閃緑岩は、西南日本外帯の第三紀花崗岩類の場合と同様、中新世に貫入したものであるが、後者に比べより苦鉄質であり、その分布地は西南日本内帯に属する。これらの深成岩類の間には下記のような違いがあり、両者は区別して取り扱うべきものである⁸⁾。なお、甌島列島のものは磁鉄鉱—石英脈を伴っているが、西南日本外帯の場合はそれが認められない。

8) 地質調査所 石原舜三の未公表資料による。

灰色泥岩化学分析 (井上ほか, 1979)
mudstones of Nakakoshi Formation (INOUE *et al.*, 1979)

泥 岩		Red mudstones						暗灰色泥岩 Dark grey mds.	
81D	81E	81B	81C	72上	72下	72端	261	36C	83
58.25	60.18	—	—	—	—	—	—	60.72	61.10
0.70	0.68	0.81	0.88	0.90	0.91	0.95	1.01	0.64	0.73
20.76	18.20	—	—	—	—	—	—	19.70	19.66
7.03	6.74	3.16	7.50	6.55	6.71	3.99	5.32	2.12	2.43
1.33	2.19	4.81	2.37	1.76	1.44	1.90	2.84	2.77	3.05
0.05	0.07	—	—	—	—	—	—	0.05	0.06
1.74	2.73	—	—	—	—	—	—	2.38	2.19
0.59	0.76	0.73	0.46	1.11	1.65	1.47	0.10	0.36	0.42
0.84	1.33	1.67	1.21	1.51	1.57	1.68	1.12	1.51	0.87
3.41	2.25	1.82	2.86	2.58	2.42	2.52	3.31	3.34	3.70
0.03	0.06	—	—	—	—	—	—	0.09	0.15
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4.26	3.76	—	—	—	—	—	—	4.85	4.46
0.84	0.86	—	—	—	—	—	—	1.10	1.00
99.83	99.81	—	—	—	—	—	—	99.79	99.82

(分析: 東京石炭研究所)

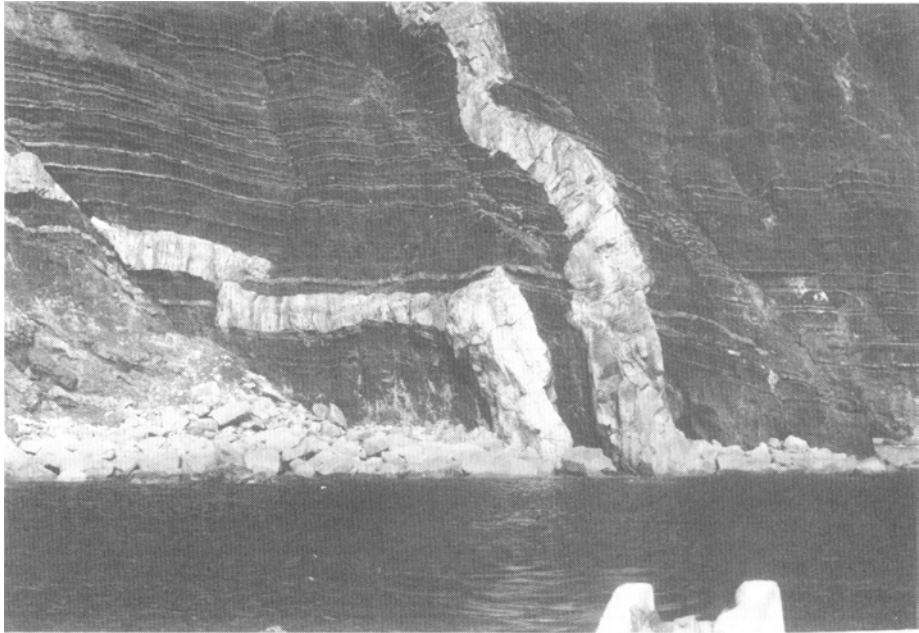
	甌島列島の石英閃緑岩	西南日本外帯の花崗岩類
岩 系	磁鉄鉱系	チタン鉄鉱系
K/Rb	約 400	250 以下
Sn (ppm)	0.7	4.0
Sr 初生値	0.7049	0.706 以上

VI. 2 脈 岩 類

上部白亜系・古第三系中には多数の岩脈が入っており、それらを構成する岩石としてはひん岩が最も多く(第70図)、こう斑岩(ランプロファイヤー)がこれに次ぎ、石英閃緑岩体の周辺では文象斑岩、石英閃緑岩、アプライトなどもある。まれながらひん岩脈がこう斑岩脈を切っている露頭があり、またひん岩脈は岩株状の石英閃緑岩中にも見られる。ひん岩は、黒雲母角閃石石英ひん岩と普通輝石角閃石ひん岩の2岩種に分けられる。

岩脈の幅は、数cmから15m、まれに30mを超える。ひん岩脈には幅1m内外から数m程度のものが多い。これに対し、こう斑岩の場合は最大3.5mであり、下甌島の中山浦南岸や上甌島の境瀬東方では幅40cm以下のものが何列も密集して入っている(第71図)。第72図から分かるように、岩脈はNE-SW方向とNW-SE方向の2系統に大別されるが、このような方向性は本図幅地域の断層においても認められる。

岩脈のなかには、断層に沿って貫入したものが少なくない。NE-SW方向の岩脈の場合は、南東傾斜



第70図 姫浦層群の泥岩砂岩薄互層に貫入したひん岩脈 (中甌島馬乗崎)
Porphyrite dikes in interbedded mudstone and sandstone of the Himenoura Group.
Umanori-zaki, Nakakoshiki Island



第71図 姫浦層群の泥岩中に貫入した教条のこう斑岩脈 (下甌島境瀬付近)
Lamprophyre dikes in mudstone of the Himenoura Group. Sakai-se, Shimokoshiki Island

と北西傾斜のものがほぼ同程度発達しているのに対し、NW-SE方向の岩脈には南西に傾くものが多い。岩脈は50°以上の角度をもって傾斜しているのが普通であるが、ときにごく緩傾斜のものも見られる。

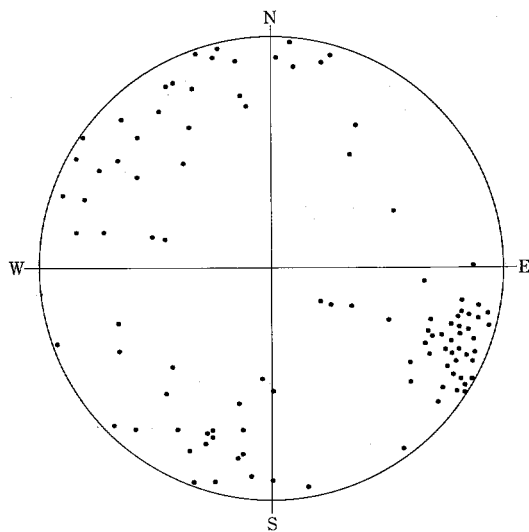
黒雲母角閃石石英ひん岩 斑晶として斜長石・石英・角閃石・黒雲母を含む。斜長石は3mm以下の大きさで、自形柱状ないし卓状を呈し累帯構造を持つ。石英は大きさ1.5mm内外の半自形結晶をなし、ときに融蝕形を示す。角閃石は自形柱状の緑色普通角閃石で、最大長は1.4mmである。黒雲母は0.4mm以下で多くの場合緑泥石に変わっている。石基は完晶質で短ざく状斜長石と微小な石英・斜長石・アルカリ長石などからなり、鱗片状黒雲母やジルコンも含まれている。

普通輝石角閃石ひん岩 短ざく状斜長石、小粒状のアルカリ長石及びごく少量の石英からなる完晶質の石基中に、斜長石・角閃石・普通輝石が斑晶として入っている。斑晶の斜長石は自形柱状で、大きさは2mm内外に達し、カオリン化している場合が多い。角閃石は一般に0.4mm以下の長さを持ち、淡褐色を呈する。普通輝石は自形柱状で、最大1.5mmである。

こう斑岩（ランプロファイヤー） 暗緑ないし黒色の緻密な岩石で、鉱物組成からしてスペッサルタイトに属する。角閃石は褐色角閃石で自形柱状をなし、長さ0.5mm程度である。普通輝石は長さ0.3mm内外の短柱状で、緑泥石又は粘土鉱物に交代されている。斜長石は0.7mm又はそれ以下の自形柱状で、変質により汚濁したものが多く、炭酸塩鉱物を生じているものがある。その他、不透明鉄鉱物が含まれる。上記鉱物の間を埋めて、ごく少量の石英及びアルカリ長石が入っている。

文象斑岩 里周辺及び遠見山塊に主として分布する。白色緻密あるいは粗しょうで、岩体縁部では流理構造を示すことがある。

黒雲母は、小板状又は0.3mm程度の細長い片状を示し、ときに集合体を形成する。基質は粒形0.1-0.2mmの石英・アルカリ長石・斜長石からなり、斜長石の一部は長さ0.3mm程度の細長い柱状を示すものがある。直径0.3mm内外の球顆組織や微文象組織が発達することがある。副成分鉱物としてチタン石及びジルコンの小粒状結晶を包有する。また、2次変質鉱物として、緑れん石が含まれる。



第72図 岩脈類の貫入方向（貫入面の極で表現。例えばNW象限にある極の岩脈は走向NE、傾斜NW方向である）
Stereographic projection of intrusive directions of dikes in the district on Schmidt net

VII. 第四系

本図幅地域に分布する第四系は、完新世の海浜堆積物、沖積層（河川堆積物）及び崖錐堆積物からなる。

海浜堆積物は上甌島では北東沿岸一帯に発達し、特に長目の浜、須口池の州、里のトンボロを構成する。荒巻ほか（1976）によると、長目の浜の州は長径20-25cm内外の泥岩・砂岩・石英閃緑岩の礫から構成され、一般に礫の径は北西から南東へ小さくなる傾向がある。須口池と里間の菌上付近では、局部的に礫が大きくなるが、これは石英閃緑岩の露頭が海岸に接することと、礫供給源の荒人崎に近いことによる。

里のトンボロの西浜を構成する礫は石英閃緑岩・砂岩泥岩で、礫がトンボロの南部と北部で大きく、中央付近で小さい。これは、礫の供給が上甌島本島と里北方の陸塊の両側から行われたことを示している。これらの砂州・トンボロの供給源はすべて海蝕崖であり、後水期海進最盛期以降、波浪と沿岸流によって、砂州とトンボロが形成された。

海浜堆積物は中甌、下甌各島の東岸に狭いながらも数箇所に見られる。中甌島の平良では、海浜堆積物が矢崎の岬から陸の方へ向かって鉤状に曲がった鉤状砂嘴を形成している。下甌島の小牟田や中山浦では、湾口砂州を形成し、背後の入江はかなり堆積物で埋積され、小さい池として残っている。藪牟田の海岸地形も元来は上記と同じようであったが、現在では入江は完全に埋積されて消失している。

沖積層は主として上甌島の中甌・瀬上・大蔵岳南方・江石付近の、小河川に沿った狭小な流域に分布する。中甌一茶の木—中野の平野の沖積層は層厚20数m以下で、上流に向かって層厚が減少する。沖積層の下部は厚さ18mの砂礫からなり、上部は厚さ4mの細粒砂とシルトである。礫は砂岩・泥岩であり、ほとんど角礫で10-30cm大のものが多い。その上流では、沖積層上部は薄化消滅して、砂礫のみからなる。

瀬上付近では、堆積層は層厚10m以下で、砂礫からなり、その基底部の厚さ2mは礫混りの褐色粘土である。礫は10-15cm大のものが多く、砂岩・泥岩の角礫からなっている。江石周辺では沖積層は厚さ約15mの砂礫層であり、下部の2-3mには粘土が混入している。礫は5-15cm大である。

崖錐堆積物は、山斜面から崩壊落下した岩塊や礫で構成される。各島内山麓部の随所に崖錐堆積物が存在するが、特に上甌島の里南側の山麓や須口池周辺によく発達している。里南側の崖錐堆積物は石英閃緑岩の角礫からなり、径数10cmの大礫に混じって小礫・細礫があり、極めて淘汰不良である。地形的に見ると、この堆積物の一部は、山腹からの土石流に上る扇状堆積物の可能性がある。

須口池周辺の山麓では、崖錐堆積物は大きさ数cmないし20cmの砂岩・泥岩・ひん岩の角礫で構成されている。

VIII. 地 質 構 造

甌島列島は地質学的には西南日本中軸帯に属し、そこに分布する上部白亜系姫浦層群と古第三系上甌島層群は、全体として見ると、北東に緩く沈下する複向斜をなしている。しかし、両層群は多くの断層によって切れ、しばしば地塊によって走向・傾斜を異にし、かなり顕著な地層の繰り返しや欠如を示す。また、これらの地層群は種々の火成岩脈や花崗岩類に貫入されている。岩脈の方向と地質構造の間には密接な関係がある。上甌島東方の双子島には角閃岩・片麻状石英閃緑岩が露出しているが、これらは恐らく先上部白亜系であり、姫浦・上甌島両層群とは断層関係にあるものと推定される。

VIII. 1 褶 曲

下甌島のうち図幅地域に入るのはその北端部だけであるが、これから中甌島にかけて分布する姫浦層群は複向斜の軸部を占め、上甌島西端部のは西翼を、同島南端の茅牟田崎付近の地層は東翼をなすものである。一般に地層の傾斜は複向斜の軸部で10-20°、翼部では10-40°である。軸部では地層の走向・傾斜が変化に富み、浮水浦南岸、藺牟田付近、中甌島南部、平良付近ではより小規模な褶曲が見られる。これらの軸の方向やブランチは場所によって異なる。地層の分布状況や傾斜からして、下甌島北端部から中甌島南部にかけての地区及び中甌島主部の姫浦層群は、それぞれ不完全ながら緩やかなベイスン構造をなしているとみなされる。しかし大局的には北東側ほどより上位の地層が分布しており、上甌島には姫浦層群上部の地層が露出し、古第三系上甌島層群によって軽微な傾斜不整合に覆われている。

上甌島層群はNE-SW方向の軸を持つ褶曲を繰り返し、多くの断層で切断されている。各褶曲軸は北又は南にブランチし各地に不完全なドーム・ベイスン構造を作る。各褶曲の軸部における地層傾斜は10°内外であるが、翼部では15-40°である。姫浦・上甌島両層群のなす複向斜の軸は、中甌島からNE-SW方向に延び中甌湾を経て荒人崎付近に達する。

上甌島東方の犬島・筒島と野島との間では、上甌島層群の走向がNW-SEからE-Wに変わり、これらの諸島を含む海域に、北に開いたベイスン構造が推定される。

VIII. 2 断 層

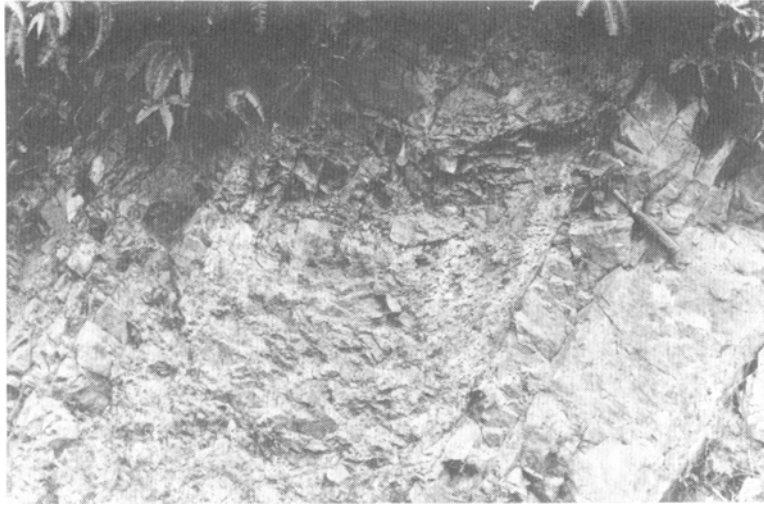
断層としては、複向斜軸に平行なNE-SW方向とこれにはほぼ直交するNW-SE方向の2系統の断層が卓越する。

VIII. 2. 1 NE-SW系統の断層

甌断層、辻の堂断層群、平良断層などが代表的なものである。甌断層を除くと、この系統の断層による地層の変位は余り著しいものではないが、これに平行する多数の岩脈があり、また姫浦層群の泥質岩中には同方向の劈開がよく見られる。劈開はmm単位の間隔で発達し、その度合は概して複向斜西翼より東翼のほうが著しく、特に中甌島東岸部のE層において顕著である。劈開面は層理面と大きく斜交し、東に50-75°の傾斜を示す。

甌断層 上甌島の東方には幾つもの小島が点在しているが、これらのうち野島以西のものには上甌島層群が分布し、野島の東約1kmの双子島には先上部白亜系とみなされる角閃岩・片麻状石英閃緑岩が露出する。更に東方、図幅地域外の黒島は角閃岩、中の瀬は珪質岩からなる。なお、野島の地層は上甌島層群上部の瀬上層であり、双子島や沖の島には中新世の石英閃緑岩も露出する。姫浦・上甌島両層群は全体として北東に沈下する複向斜構造をなし、陸上で見られる限りでも、それぞれ4,000m、1,900mの層厚を持つ。

上記のように事実からして、田中・寺岡(1973)、井上ほか(1979)は、野島・双子島間を通るNE-SW



第73図 辻の堂断層群 (中野一辻の堂付近道路)
Tsujinodo Faults outcrop on Nakano—Tsujinodo road

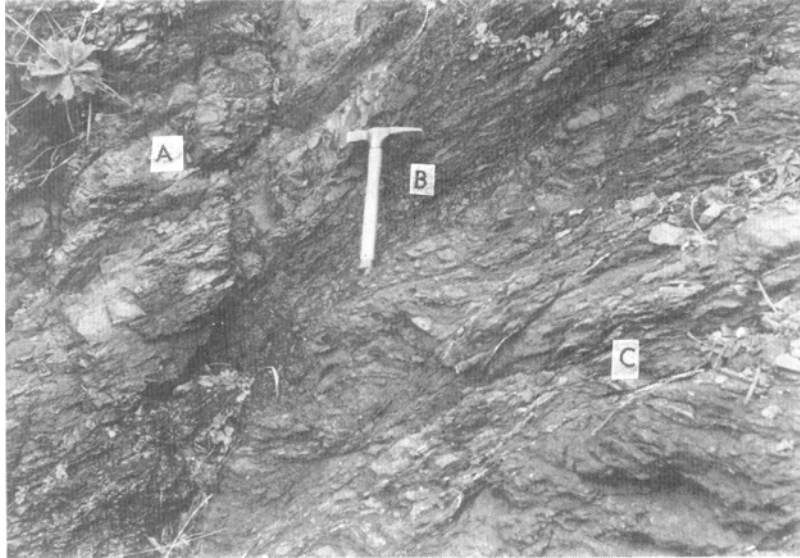
方向の大規模な断層の存在を推定し、これを甑断層とよび、中新世初期に臼杵—八代構造線の1分枝として出現したものであろうとした。甑島列島の大局的な構造及び断層・岩脈・泥質岩中の劈開などの発達状況から判断すると、この大断層は東傾斜の逆断層である可能性が高い(田中・寺岡, 1973)。甑断層は海底地形にもよく現われており、その南西延長は宇治地塊西縁の海底断崖に延びるものと推定される(第1図)。なお、九州南西の東シナ海大陸棚斜面には、甑断層と同じNE-SW系統の断層が雁行状によく発達している。このような断層群は恐らく沖縄舟状海盆の形成と関連するものであろう。

辻の堂断層群(第73図) 上甑島中央部、荒人崎—辻の堂—江石を結ぶ線に沿ってNE-SWに走る断層群がある。本断層群は数条の断層からなり、地層擾乱部を含む断層群の幅は40-200mである。個々の断層はいずれも 60° 以上の急傾斜をなし、それに伴う破碎帯の幅は数10cmから2-3mである。すべり面の擦痕によると、水平変位より垂直変位が大きい断層で、個々について見れば正断層のものが多い。辻の堂断層全体としての落差は、北西側落ち数100mと推定される。

本断層の北方延長部は、里北方の遠見山半島を横切るNE-SW性正断層、南方延長部は中甑島平良から鍋倉浦を通過する平良断層とそれぞれ推定される。

その他のNE-SW性断層 遠目木山南麓から南東海岸にかけて、本系統の断層が多く観察される。いずれも落差が小さいので、地質図には主要なものだけを示してある。これらの断層は $N15-68^{\circ}E$ 、 55° 以上の角度でNE又はSWに傾斜する。

浦内湾海岸にも本系統に属する断層群があり、 $N10-15^{\circ}E$ 、 $55-70^{\circ}N$ を示す。断層破碎帯の幅は通常30-40cmであり、落差は小さく、ほとんど正断層である。桑之浦北西の姫浦・上甑島両層群を画する断層は東落ちのものであるが、断層面の傾斜は不明である。



第74図 白亜系・古第三系境界断層 (中甌島北端, 井上ほか, 1979) A: 中甌島層の砂岩

BとC: 断層破砕帯 B: 一部石墨化した暗灰色泥岩 C: 姫浦層群の破砕された暗灰色泥岩

Cretaceous-Paleogene Boundary Fault at the northern margin of Nakakoshik Island (INOUE *et al.*, 1979). A: sandstone of Nakakoshiki Formation B and C: fault zone B: black mudstone altered to graphite in part and C: crushed dark grey mudstone of Himenoura Group

Ⅷ. 2. 2 NW-SE系統の断層

この系統の断層は複向斜軸と大きく斜交し、なかにはE-Wに近いものもある。NW-SE系統の断層はほとんどの場合正断層で、数10°の傾斜を示すのが普通であり、これらによる地層の欠如や繰り返しはかなり著しい。代表的なものとしては次のような諸断層が挙げられる。

白亜系・古第三系境界断層 中甌島北端から上甌島南端の茅牟田崎に延びる北落ちの正断層である。中甌島北端では、走向N30°W、傾斜60°Nを示し姫浦・上甌島両層群の境界をなしており、3m以上の断層角礫帯を伴う(第74図)。本断層は茅牟田崎では姫浦層群のE・G両層の境界をなしており、上甌島層群中にはこれから分岐した断層が見られる。後者は42-70°Nの傾斜を示し、幅1mの断層角礫帯を伴う。なお、2条の断層に挟まれた地帯では、姫浦・上甌島両層群の不整合関係が見られる。

縄瀬山半島中部の断層 同半島中部では姫浦・上甌島両層群が走向方向に接しており、走向に直交する断層が推定される。4万分の1空中写真(第3図)によると、桑之浦南部をWNWに走り、半島北西岸に達する数条の明瞭なリニアメントが認められる。北西岸でリニアメントが通過する地点付近では、地層の走向・傾斜が急変する。同断層の南東延長は小島南部の直線的な谷に入るが、そこでの落差は小さい。

里断層 上甌島本島と遠見山地塊との間に、上甌島層群層序の繰り返しがある。銚崎池・須口池周辺の瀬上・小島両層の分布と、遠見山塊の中甌島の分布から見て、里を通るWNW-ESE方向の南落ち断層が推定される。

蘭牟田断層 姫浦層群のD・E両層の分布状況からして、下甌・中甌両島間には構造的な不連続があり、蘭牟田瀬戸を通るNW-SE方向の断層が推定される。蘭牟田断層と呼称するこの断層は北落ちの

ものであり、恐らく正断層であろう。

その他の断層 縄瀬山半島南端の白亜系・古第三系境界付近に西北西方向の断層があり、その東延長に当たるヘタの串北方に、落差約20m南落ちの断層がある。

VIII. 3 造構運動

甌島列島では姫浦層群の下限は不明であるが、本層群は双子島・黒神に露出する変成岩・深成岩などを基盤とし、これを不整合に覆って堆積したものと推定される。姫浦層群と上甌島層群は軽微な傾斜不整合の関係にあつて、上甌島層群堆積前に構造運動が存在したことは明らかである。

姫浦・上甌島両層群間の不整合関係は、複向斜の両翼で認められる。不整合面付近で見ると、両層群はほぼ同じような走向を示し、傾斜は上甌島層群のほうが西翼では 5° 内外、東翼では10数度緩く、姫浦層群の削剥量は西翼よりも東翼のほうが大きい(田中・寺岡, 1973; 井上ほか, 1979)。しかし全体として見れば両層群の構造は調和的である。

一方、天草諸島では、白亜系と古第三系は傾斜不整合関係にあり、古第三系堆積前に姫浦層群が褶曲運動を受けたことが指摘されている(波多江, 1959, 1960; 天野, 1960; 植田・古川, 1960; TAKAI and MATSUMOTO, 1961; 井上, 1962; MIKI, 1972; 田代・大塚, 1978)。しかし、地質図上で明瞭な傾斜不整合関係が読み取れるのは、天草下島及び長島であり、天草上島及び三角半島では、上甌島におけると同様、上部白亜系・古第三系間の構造はむしろ調和的である。このことは、姫浦層群の褶曲運動には地域的な違いのあったことを示唆するが、この点に関してはなお今後検討の余地がある。

甌島列島の姫浦・上甌島両層群は北東に沈下する複向斜をなし、多くの断層に切られているが、このような構造の大綱は岩脈や石英閃緑岩類貫入前にほぼ出来上がっていた。

褶曲形式はNE-SW性褶曲軸が幾つか並走し、褶曲軸に沿ってドーム・ベイスン構造が発達する天草型褶曲構造(松下, 1951)である。断層もまた、NE-SW方向及びNW-SEないしE-W方向のものが卓越する点で、本図幅地域内の地質構造は天草諸島のそれによく似ており、両地域の上部白亜系・古第三系は同一地質構造区に属すると言える。

九州北西部の唐津炭田南部では漸新世後期あるいは中新世前期の杵島層群が天草型褶曲構造をなしており(松下, 1951; 浦田, 1955; 井上, 1958)、一方、上甌島では石英閃緑岩類及び岩脈が上甌島層群の天草型褶曲構造を切断している。上甌島の石英閃緑岩貫入時期が下甌島の花崗閃緑岩貫入時期($13 \pm 4\text{Ma}$, MILLER *et al.*, 1962)と同時期とすれば、褶曲時期はおおよそ中新世前—中期と推定される。この時期は白杵—八代構造線の高千穂階梯における再活動(松本・勘米良, 1964; 田中・寺岡, 1973)の時期にほぼ一致すると考えられる。なお、天草下島には上部白亜系・古第三系の褶曲構造を切って酸性火成岩が貫入しているが、これに属する花崗閃緑岩及び変質流紋岩のK-Ar 年令はそれぞれ $19.0 \pm 0.9\text{Ma}$ と $13.3 \pm 0.6\text{Ma}$ である(柴田・富樫, 1975)。

褶曲構造を切断する断層は褶曲運動とほぼ同時代か、あるいはわずかに後に形成されたと推定される。その後断層や割れ目に沿って、岩脈が貫入した。天草諸島の地質構造から類推すれば、NW-SEないしE-W方向の断層は褶曲構造の胴切り断層(transverse fault)であり、NE-SW方向の断層は褶曲軸に平

行な縦断層 (longitudinal fault) と解釈される。

断層相互の前後関係は一概に言えないが、強いて言えば、NW-SEないしE-W方向の断層がNE-SW方向のものを切断することが多い。

以上の断層の幾つかは、火成岩貫入後も活動していることが、岩脈を切る断層の存在で知ることができる。

IX. 応用地質

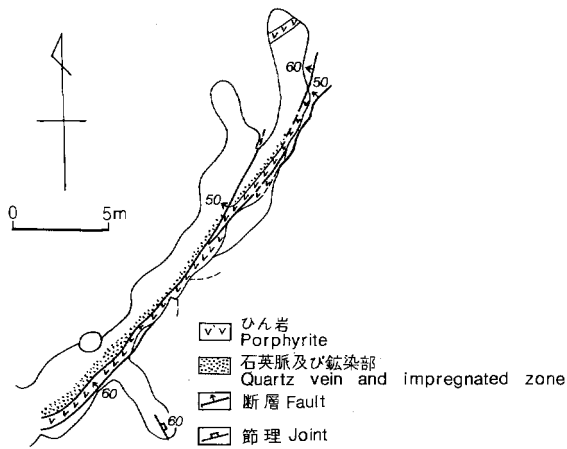
本図幅地域には、現在経済的な価値を持つ鉱物資源は認められない。しかし、双子島には、かつて銅を対象に採掘された鉱床があり、これにはウラン鉱物が含まれている。また上甌島では、石英閃緑岩と古第三系の接触部から褐鉄鉱を産出することが報告されており、また古第三系の紫赤色泥岩は硯石の材料として利用されたことがある。以上のほか、上甌島・中甌島の断層破碎帯中に、土状黒鉛を産する。

IX. 1 双子島の含ウラン銅鉱床

この鉱床は、大正6年より約2年間日本金属株式会社によって採掘されただけで、それ以降現在まで休山している(第75図)。昭和33年、地質調査所による放射能鉱物探査で放射能異常が認められ、その後本鉱床は石原・河内(1961)によって詳しく報告された。以下の記述は石原・河内の研究によるものである。鉱床は角閃岩・片麻状石英閃緑岩を母岩とするなかの2条の石英脈に伴っており、旧坑道は脈に沿って走っている。これらの石英脈は幅20-70cmで乳白色を呈し、N70°W、70°NE及びN10-40°E、60-70°Wの走向傾斜を持ち、周りの母岩は珪化・緑泥石化・緑れん石化・炭酸塩化の各変質作用を受



第75図 双子島の旧坑口
Abandoned adits of copper mine at Futago Island



第76図 三坑における鉍脈とひん岩 (石原・河内, 1961)
 Porphyrite dike cutting an ore quartz vein
 (after ISHIHARA and KAWACHI, 1961)

け、ときに下記のような鉍石鉍物によって鉍染されている。また、場所によって、石英脈は走向断層及び角閃ひん岩脈によって切られている(第76図)。

主な鉍石鉍物は磁鉄鉍・黄鉄鉍・黄銅鉍であり、局部的に細粒の輝水鉛鉍が盤際の母岩中の割れ目に沿ってわずかに鉍染している。磁鉄鉍は石英脈中に主として単体の自形結晶や塊状の集合体として産する。黄鉄鉍には自形結晶が少なく、塊状を呈するのが普通であり、これは、磁鉄鉍を殘晶として含むほか、又はそれを取巻く場合が多い。黄銅鉍は脈石鉍物中に他形結晶で単独に散在している場合

のほかは、しばしば黄鉄鉍、ときに磁鉄鉍と共生する。輝水鉛鉍は微量であり、鉍脈の下盤際の変質した母岩の割れ目に沿って、局部的に産する。

本鉍床においては4カ所で放射能異常が認められており、この異常はウラン・チタン酸化物のブランネル石によることが判明している。ブランネル石は貝殻状断口を示す柱状の比較的粗粒の結晶あるいは角礫状骸晶として産し、黄鉄鉍とともに石英中に濃集しており、石英閃緑岩の最末期の殘漿の活動に関連して形成されたと推定される。

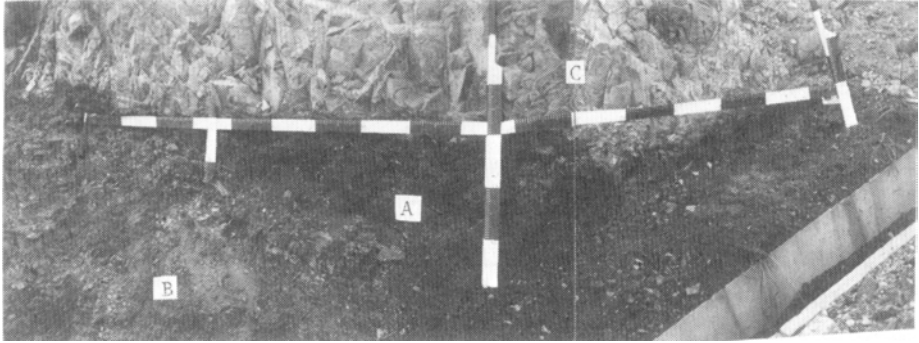
この放射性鉍物は、蛍光X線分析によれば $U/Th \approx 7.1$ を示し、密着用オートラジオグラフ乾板ET-2Eを用いた α 飛跡観察結果によると $T_a \approx 100$ であり、ブランネル石としてはトリウムの少ない普通のものである。ブランネル石は世界的にも非常に産出がまれなウラン-トリウム鉍物であり、双子島のもは鉍物標本として貴重である。

IX. 2 褐鉄鉍

上甌島の馬込補付近において、石英閃緑岩に近接した古第三系砂岩中に、幅1mの褐鉄鉍脈が胚胎することが報告されている(井上, 1911)。また、上甌島内の上甌島層群と石英閃緑岩又は岩脈との接触部に、小規模ながら黄鉄鉍が濃集し、いくつかの地点で探鉍が行われたと言われる(上甌村役場山下慶温氏談)。これらは、図幅地域外の下甌島手打付近に産する磁鉄鉍脈から類推して、磁鉄鉍又は黄鉄鉍が地表において風化し、褐鉄鉍に変わったものと考えられる。

IX. 3 土状黒鉛

江石南西方の丘陵の道路わきの断層破碎帯から、土状の黒鉛を産する(第77図山下慶温氏発見)。黒鉛



第77図 断層破砕帯のなかの土状黒鉛 (江石南西方, 上甌村役場山下慶温氏撮影)

A : 土状黒鉛 B : 破砕された泥岩・砂岩 C : 上盤の砂岩

Graphite occurring in brecciated zone of Tsujinodo Faults west of Eishi, Kamikoshiki Island.
Photo by Mr. Keion YAMASHITA, the Kamikoshiki Village Office. A : graphite B : fault breccia
C : sandstone of Nakakoshiki Formation

は、断層上盤の下面に沿い、厚さ数cmから50cmのくさび状をなして産する。黒鉛は肉眼的には、黒色で片状を呈する。地質調査所西村富子技官の化学分析によると、黒鉛は固定炭素7.23%であり、同所の山田正春技官のX線分析結果によれば、結晶度がかなり高く、石英・粘土鉱物を含んでいる。

黒鉛を産するこの断層は辻の堂断層群のなかのもので、上甌島層群中甌層の砂岩泥岩互層を切り、NE-SW方向に走る。これと同じ産状の土状黒鉛は、中甌島北端において、姫浦・上甌島両層群の境界をなす断層の破砕帯中にも認められる。これらの土状黒鉛の成因は、炭質物に富む黒色泥岩が断層生成時の摩擦熱と剪断圧、及びその後の石英閃緑岩貫入による熱変成作用によって、泥岩中の炭質物が黒鉛化したと考えられる。

以上のように、上甌島及び中甌島北端の黒鉛は断層破砕帯に沿って生成しているので、他の場所でも泥岩内を走る大きな断層に伴って土状黒鉛が産する可能性がある。しかし低品位であるため、経済的価値に乏しい。

IX. 4 石材

上甌島小島付近や中野付近で紫赤色泥岩は、浅見石又は甌石と称して硯の材料として用いられたことがある(木下編, 1961)。なお、当時この岩石は白亜紀の輝緑凝灰岩とみなされていたが、これは古第三系の紫赤色泥岩である。

文 献

- ALLEN, J. R. L. (1964) Primary current lineation in the lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, vol. 3, p. 98-108.
 ——— (1965) A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimen-*

- tology*, vol. 5, p. 89-191.
- 天野昌久 (1960) 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.
- ・古閑美津久 (1971) 鹿児島県下甑浜田層について. 熊本大学教養部紀要, 自然科学編, no. 6, p. 5-9.
- ・田北成樹 (1969) 鹿児島県上甑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.
- 荒巻 孚・山口雅功・田中好国 (1976) 鹿児島県上甑島における甑四湖の水文地形学的研究. 専修大学自然科学紀要, no. 9, p. 1-80.
- FORD, W. E. (1951) *Dana's text book of mineralogy* (4th ed.). John Wiley & Sons Inc., New York, 624 p.
- FRIEND, P. E. (1965) Fluvial sedimentary structures in the Wood Bay Series (Devonian) of Spitsbergen. *Sedimentology*, vol. 5, p. 39-68.
- 波多江信広 (1959) 熊本県天草下島における下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 鹿児島県地質図及び同説明書 (鹿児島県の地質). 鹿児島県.
- 本座栄一 (1976) 琉球島弧周辺広域海底地質図. 海洋地質図, no. 7, 地質調査所.
- ・玉木賢策・湯浅真人・村上文敏 (1979) 日本海南部および対馬海峡周辺広域海底地質図 (100万分の1). 海洋地質図, no. 13, 地質調査所.
- 伊木常誠 (1902) 20万分の1 地質図幅「甑島」及び同説明書. 地質調査所.
- 稲森 潤 (1949) 鹿児島県下甑島の花崗閃緑岩について. 東学大研報, 第1輯, 第3部, p. 48-59.
- 井上英二 (1958) 唐津炭田南北における杵島層群の岩相変化と地質構造. 地質学雑誌, vol. 64, no. 478, p. 29-39.
- (1962) 熊本県宇土半島三角周辺の古第三系. 地調月報, vol. 13, p. 1053-1071.
- ・佐藤良昭・高井保明・中尾征三 (1979) 鹿児島県上甑島の古第三系. 地調月報, vol. 30, p. 141-176.
- 井上禧之助 (1911) 本邦に於ける鉄鉱. 地調報告, no. 24, p. 1-148.
- 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. 地調報告, no. 190, p. 349-355.
- 河内洋佑・石原舜三・神戸信和 (1964) 鹿児島県双子島及び黒神の角閃岩. 地調月報, vol. 15, no. 6, p. 341-343.
- 木村政昭・広島俊男・小野寺公児・水野篤行 (1975) 甑島周辺海域海底地質図. 海洋地質図, no. 1, 地質調査所.
- 木下亀城編 (1961) 九州地方. 日本地方鉱床誌, no. 9, 朝倉書店, 695 p.
- 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.
- KRYNINE, P. D. (1950) Petrology, stratigraphy and the origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. *Conn. Geol. National History Survey Bull.*, no. 73, 239 p.
- MATSUMOTO, T. (ed.) (1954) *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Prom. Sci. Tokyo, 324 p.
- 松本達郎・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.
- ・勘米良亀齡 (1964) 5万分の1地質図幅「日奈久」及び同説明書. 地質調査所, 174 p.
- 松下久道 (1949) 九州北部炭田の地質. 九州大学理学部研究報告(地質), vol. 3, no. 1, p. 1-57.
- (1951) 九州北部炭田の地質構造. 九州大学理学部研究報告(地質), vol. 3, no. 2, p. 49-54.
- MATSUYAMA, M. (1977) Limnological features of Lake Kaiike, a small coastal lake on Kamikoshiki Island, Kagoshima Prefecture, Japan. *Jap. Jour. Limnology*, vol. 38, no. 1, p. 9-18.
- (1978) Stratified condition of Lake Kaiike, a small coastal lake on Kamikoshiki Island, Kagoshima Prefecture. *Jap. Jour. Limnology*, vol. 39, no. 3, p. 97-102.
- MIKI, T. (1972) Cretaceous-Tertiary Unconformity in the Western Part of Amakusa-Shimoshima. *Memoirs, Faculty, Sci. Kyushu Univ., Ser. D*, vol. 21, no. 2, p. 217-237.
- 三木 孝・松枝大治 (1974) 西九州天草の赤崎層について. 九州大学理学部研究報告(地質), vol. no. 1, p. 27-40.
- 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, p. 712-714.
- 長浜春夫 (1968) 天草炭田牛深市付近で見られる斜層理(演旨). 地質学雑誌, vol. 74, p. 142.
- 長尾 巧 (1926) 九州古第三紀層の層序(その1). 地学雑誌, no. 445, p. 115-130.
- (1928) 九州古第三紀層の層序(その21). 地学雑誌, no. 470, p. 193-215.
- 永野真男・桜井 操・桂 忠彦・中村啓美・北原祥二・小野寺健英 (1976) 九州西岸沖の海底地質. 水路部研究報告, no. 11, p. 1-38.
- 西山 勉・生沼 郁・植田房雄 (1973) 宮城県登米付近三畳系赤色頁岩の鉱物学的研究. 東洋大学紀要, no. 16, p. 21-31.
- 納富重雄 (1930) 7万5千分の1地質図幅, no. 304, 「天草」及び地質説明書. 地質調査所, 90 p.
- OHARA, J. (1961) Heavy mineral associations in the Paleogene System of some coal fields, North Kyushu, Japan. *Memoirs Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, vol. 11, p. 381-418.
- REINECK, H. E. and WUNDERLIGH, 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及び熊本県天草下島に分布する古第三系の重鉱物組成. 地調月報, vol. 12, p. 697-709.
- SATO, Y. (1969) Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones of northwestern Kyushu, Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 235, p. 22-25.
- 佐藤良昭 (1971) 重鉱物研究の現状と問題点. 地調月報, vol. 22, p. 487-499.

- SCHLUGER, P. R. (1976) Petrology and origin of the red beds of the Perry Formation New Brunswick, Canada and Main, U. S. A. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 46, no. 1, p. 22-37.
- 柴田 賢・富樫幸雄 (1975) 熊本県天草下島西部に分布する酸性火成岩類の K-Ar 年代. 地調月報. vol. 26, p. 187-191.
- TAKAI, Y. and MATSUMOTO, T. (1961) Cretaceous-Tertiary Unconformity in Nagashima, Southwest Kyushu. *Memoirs, Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D., Geol.*, vol. 11, no. 2, p. 257-278.
- 田村 実・田代正之 (1966) 熊本市南方の上部白亜系. 熊本大学教育学部紀要, no. 14, p. 24-35.
- 田中啓策・寺岡易司 (1973) 鹿児島県甌島の上部白亜系姫浦層群. 地調月報, vol. 24, p. 157-184.
- ・寺島 滋・寺岡易司 (1981) 鹿児島県甌島の上部白亜系姫浦層群泥質岩の硫黄・炭素含量. 地調月報, vol. 32, p. 417-431.
- TASHIRO, M. (1976) Bivalve faunas of the Cretaceous Himenoura Group in Kyushu. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers*, no. 19, 102 p.
- 田代正之・野田雅之 (1973) 九州のいわゆる姫浦層群の地質時代. 地質学雑誌. vol. 79, p. 465-480.
- ・大塚雅勇 (1978) 熊本県天草下島の白亜系と古第三系の境界付近の層位的研究. 高知大学学術研究報告, vol. 27, 自然科学, p. 113-134.
- TASHIRO, M., TAIRA, A. and MATSUMOTO, T. (1980) Biostratigraphy and depositional facies of the Cretaceous-Tertiary boundary strata in Amakusa-Shimajima, Kyushu, western Japan. *Cretaceous Research*, vol. 1, p. 13-26.
- 寺岡易司 (1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較——四万十地向斜堆積物の供給源に関連して——. 地質学雑誌, vol. 83, p. 793-810.
- (1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質学雑誌, vol. 85, p. 753-769.
- 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), vol. 5, p. 14-35.
- 浦田英夫 (1955) 佐賀県嬉野町北方の地質. 九州大学教養部地学研究報告, no. 1, p. 19-29.
- WALKER, T. R. (1967a) Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 78, p. 353-368.
- (1967b) Color of Recent Sediments in Tropical Mexico : A contribution to the origin of red beds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 78, p. 917-920.
- 山田正春・石川秀雄 (1975) 鹿児島下甌島の黒鉛鉛床とその地質学的意義. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 70, no. 9, p. 315-321.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kagoshima (15) No. 78



GEOLOGY

OF THE

NAKAKOSHIKI DISTRICT

By

Eiji INOUE, Keisaku TANAKA and Yoji TERAOKA

(Written in 1981)

(Abstract)

GENERAL REMARKS

The Koshiki Islands (Koshikijima Retto) are situated on the southern part of the Amakusanada Sea off western Kyushu, Japan. The islands consist of three main islands—Kamikoshiki, Nakakoshiki and Shimokoshiki—and many other islets and reefs. The mapped district occupies the northern half of the islands; that is, the district includes Kamikoshiki, Nakakoshiki, the northern part of Shimokoshiki, and the islets.

The Koshiki Islands extend to the Danjo Basin from the continental shelf of Kyushu (Figs. 1 And 2), and seem to be a part of the horst bordered by NE-SW trending faults.

Geologically the islands are situated on the northern side of the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line and occupy the southern margin of the Inner Zone of Southwest Japan (Fig. 7).

Rocks distributed in the district are pre-Upper Cretaceous igneous and metamorphic rocks, Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks, Neogene diorite and dike rocks, and Quaternary sediments (Table 1). The most part of the district is occupied by the Upper Cretaceous and Paleogene strata, which form a synclinorium plunging to the northeast and are intruded by the Neogene igneous rocks. The basement of the strata is considered to

Table 1 Summary of stratigraphy

Geological age		Stratigraphic divisions	Rock facies	Environment		
Quaternary	Holocene	Alluvium, and beach and talus deposit	Sand and gravel	Fluvial & littoral		
Neogene	Middle Miocene	Unconformity	Quartz diorite, porphyrites, lamprophyre, and granophyre			
		Intrusion				
Paleogene	Eocene ?	Segami Formation 900m +	Sandstone and mudstone	Marine		
		Oshima Formation 250 - 280m	Sandstone and mudstone	Marine (delta)		
		Nakakoshiki Formation 650 - 780m	Red mudstone, sandstone, mudstone and conglomerate	Fluvial		
Late Cretaceous		Unconformity				
		G Formation 120m +			Mudstone and sandstone	Marine
		F Formation 660m +			Sandstone and mudstone	Non-marine & marine
		E Formation 1000m +			Mudstone and sandstone	Marine
		D Formation 820m +			Sandstone and mudstone	Marine
		C Formation 150 - 200m			Siltstone and mudstone	Marine
		B Formation** 1200m +			Sandstone	Marine
A Formation* 50m +	Mudstone	Marine				
Pre-Late Cretaceous		Fault				
		Metamorphic and igneous rocks	Amphibolite and gneissose quartz diorite			

* Unexposed in the district.

** The lower and middle parts of the formation are indistributed.

be pre-Upper Cretaceous rocks.

Faults in the district are grouped into two types; that is, NE-SW trending and NW-SE trending faults. These are normal and high angle faults mostly.

PRE-UPPER CRETACEOUS

The pre-Upper Cretaceous rocks are exposed on Futago Island 4 km east of Kamikoshiki Island. The rocks are amphibolite and gneissose quartz diorite, and are intruded and thermally metamorphosed by the Neogene quartz diorite (Fig. 8). The pre-Upper Cretaceous rocks belong to the Ryoke Belt.

The amphibolite is composed mostly of hornblende and plagioclase, and includes clinopyroxene, pyrite, calcite, and apatite. The gneissose quartz diorite consists mainly of hornblende, plagioclase and quartz, and includes apatite and zircon.

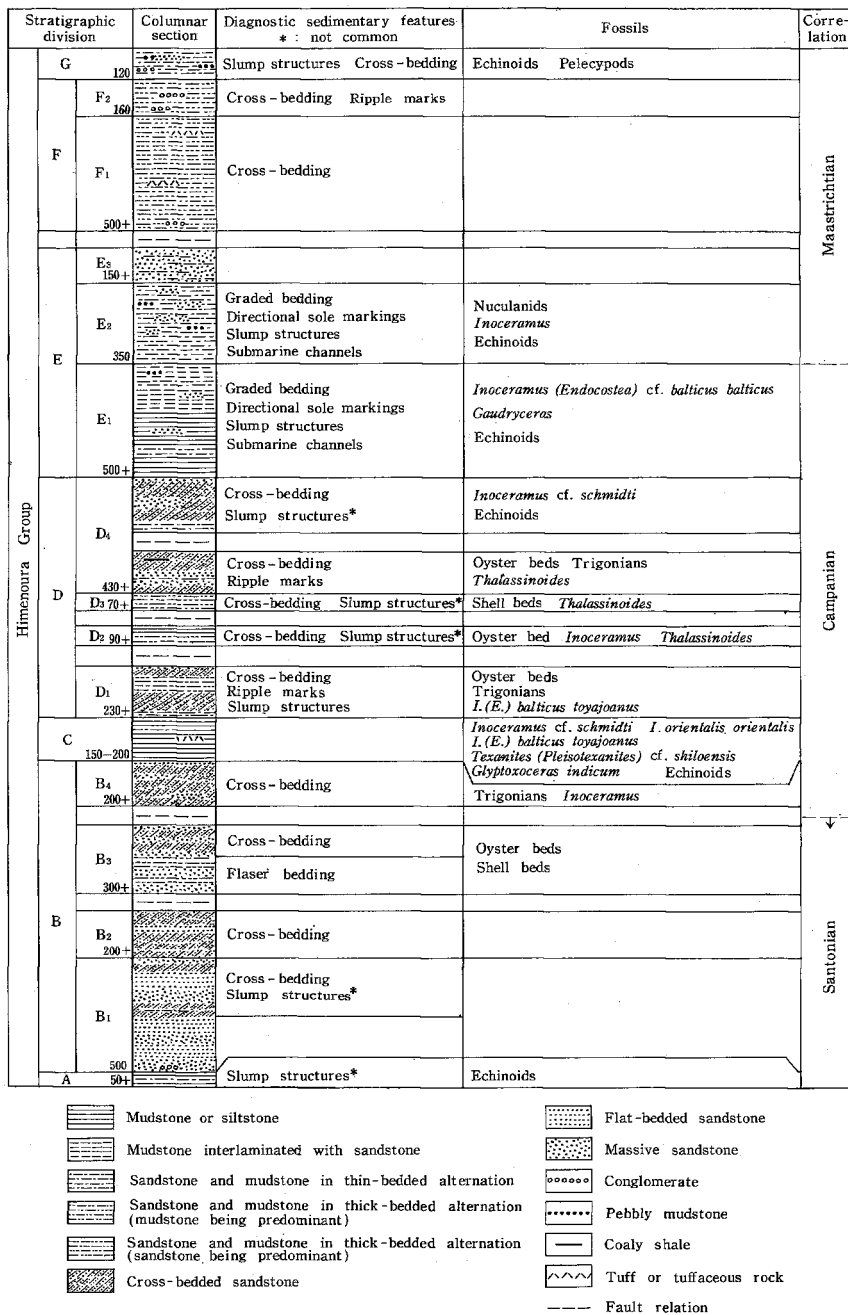


Fig. 1 Stratigraphic summary of the Himenoura Group, Koshiki Islands. Arabic figures indicate the approximate thickness in meters

UPPER CRETACEOUS-HIMENOURA GROUP

The Upper Cretaceous Himenoura Group of the Koshiki Islands is unconformably overlain by the Paleogene Kamikoshikijima Group, forming a northeast-plunging synclinorium.

It consists of alternating sandstone- and mudstone (or siltstone)-dominated sequences each of which is several hundred meters thick, totalling more than 4,000m. The group is stratigraphically divisible into seven formations, provisionally named A to G in ascending order (Table 1; Fig. 1). In the mapped district there are not exposed the A Formation and the main part of the B Formation.

B Formation of the present district is represented only by its uppermost part, B₄. This subdivision, over 200m thick, is composed mainly of cross-bedded, medium-to fine-grained sandstone, being topped by flat-bedded fine-to very fine-grained sandstone. Shell beds occur at several horizons within the subdivision, and the occurrence of a bed exclusively abounding in *Yaardia* is noteworthy.

C Formation has a gradational contact with the underlying B₄. It is represented by a 150-200m thick sequence of offshore shelf facies, which begins with sandy siltstone, grades through siltstone into mudstone and ends with siltstone. Calcareous concretions are common especially in the lower part of the formation. Ammonoids dominated by, among others, aberrant *Glyptoxoceras* and several species of *Inoceamus* (s.l.), together with a variety of bivalves, occur abundantly throughout the sequence, and hemiasterid echinoids also are common.

D Formation consists chiefly of nearshore shelf sandstone facies, accompanied by offshore shelf mudstone or siltstone facies. It is stratigraphically subdivided into four units, D₁ to D₄ in ascending order, and is more than 800m in total thickness. D₁ and D₄ are dominated by cross-bedded sandstone, whereas D₂ and D₃ are rich in mudstone or siltstone in comparison with the other two units. The sandstone is mainly medium to fine grained in D₁ to D₃, whereas it is mainly medium to coarse grained in D₄ where large scale or tabular planar cross-bedding is common. The lower part of the C Formation is of transgressive upward-fining deposition. In the succeeding succession of the upper part of the C Formation to the D Formation, sandstone-rich sequences in combination with subordinate mudstone (or siltstone) -rich ones show repeated cycles of regressive upward-coarsening grain size. In this connection, it should be noticed that the upper part of the lower D₄ marking the terminal phase of a cycle comprises littoral sediments as represented by barrier sand, tidal flat mudstone or siltstone, tidal channel sand, and a coaly shale seam of salt marsh deposition. The sandstone facies contains oyster beds and shell ones dominated either by trigonians or by other bivalves. Inoceramiids occur in mudstone at some levels within the formation. Moreover, the gregarious occurrence of *Thalassinoides* burrows in the upper part of the lower D₄ is worthy of mention.

E Formation shows a rapid change of rock facies to the underlying D Formation. It is stratigraphically tripartite. The main part of this formation, E₁ to E₂, is occupied by a thickness of at least 850m of mudstone often interbedded with turbidite sandstone, accompanied by slump beds, showing a basin slope to deep basin facies on the whole. Sandstone and slump beds occur more frequently in E₂ than in E₁. Noteworthy is the occasional occurrence of submarine channels up to more than 20m deep in this formation. This formation is poor in calcareous concretions and marine macrofossils in contrast with the C Formation. The molluscan fossils contained are dominated by thin-shelled nuculanids. The uppermost part of the formation, E₃, about 150m thick, is made up of massive, coarse-grained sandstone, accompanied by interbedded sandstone and mudstone.

F Formation measures more than 760m thick, although its lower limit is not observable in the field. This formation as a whole marks a regressive phase. It is composed of thickly

alternating sandstone and mudstone or siltstone which are one to several meters thick, occasionally up to 10m. The sandstone is medium to coarse grained and often cross-bedded. The formation is subdivided into F_1 below and F_2 above, the latter of which carries some conglomerate interbeds. The lowest part of F_1 comprises several fining-upward sequences probably of fluvial environment (better to say, meandering river). Cycles of similar origin are recognized in the lower part of F_1 as well. The upper part of F_2 is regarded as being largely of littoral to shallow marine deposition on the basis of its sedimentary features, although no fossil evidence has so far been obtained.

G Formation, about 120m thick, is overlain by the Paleogene, and shows a rapid change of rock facies to the underlying F Formation. It is dominated by mudstone and siltstone which are frequently interbedded with sandstone in some parts. Several meters thick of coarse-grained sandstone beds, either massive or cross-bedded, and conglomerate beds are occasionally met with in the middle to upper part of the formation. Thus, this formation shows an upward-coarsening sequence. Marine macrofossils are found in the formation, though very rarely.

The lower part of the C Formation yields *Inoceramus (Sphenoceramus) orientalis orientalis* SOKOLOW in its lower part and *I.(S.) cf. schmidti* MICHAEL in its upper part. The former species has been reported to occur also in B_4 , and the latter is found in the upper part of D_4 , too. Therefore, the sequence of B_4 to the lower lower C is correlated with the Lower Campanian, and that of the upper lower C to D_4 with the Middle Campanian. Although no fossils characteristic of the Upper Campanian have so far been obtained, E_1 is dated as Campanian because of the occurrence of *Inoceramus (Endocostea) cf. balticus balticus* BÖHM. Furthermore, the occurrence of *Texanites (Pleisotexanites) cf. shiloensis* YOUNG and *Glyptoxoceras indicum* (FORBES) in the C Formation is compatible with the correlation mentioned above. The sequence upper than E_1 and that lower than B_4 have not yielded any diagnostic fossils, but the former is provisionally referred to the Maastrichtian and the latter is supposed to include the Santonian.

Summarizing the above stratigraphic descriptions, it can be pointed out that the Himenoura Group of the Koshiki Islands shows cycles of sedimentation as represented by the sequences of the A Formation to the main part of B_4 , the upper B_4 to the lower D_4 , the upper D_4 to the lower F_2 , and of the upper F_2 to the G Formation. The sandstone of the group is poor in quartz and rich in rock fragments which are dominated by acid to intermediate volcanic rocks, in contrast with the Paleogene sandstone. The paleocurrent pattern is represented by northward, axial versus eastward, lateral currents. From the above facts combined with other available data, it is suggested that the coarse clastics were derived mainly from the western source areas where acid to intermediate volcanic rocks and granitic ones occurred extensively in association with sedimentary and metamorphic rocks.

PALEOGENE KAMIKOSHIKIJIMA GROUP

The Paleogene sedimentary rocks are called the Kamikoshikijima Group. The group occupies the most part of Kamikoshiki Island and is also distributed in other small islands. The group consists of conglomerate, sandstone, mudstone, and tuff or tuffaceous rocks, reaching more than 1,900m in thickness, and is characterized with intercalations of red beds

(Fig. 47). The sedimentary rocks are considered to have been deposited in fluvial, deltaic, shelf and slope environments. The age of the group has been estimated to be Paleogene by the similarity to the stratigraphy and rock facies of Eocene strata of Amakusa district, although no certain fossil evidence has been found in the present district.

The group overlies the Himenoura Group with a clino-unconformity (Figs. 48, 49 and 50). The group is divided into the Nakakoshiki, Oshima and Segami Formations.

Nakakoshiki Formation

The formation is composed of conglomerate, sandstone, mudstone, and tuff and characterized by cyclic sedimentation intercalating red beds (Figs. 52 and 53). Cyclothem of the strata show upper fining graded stratification; each cyclothem is started by an erosional surface at the base (Figs. 54 and 55) with conglomerate or pebbly sandstone bed at the lower part, medium to fine sandstone at the middle part, and dark grey and red mudstone at the upper part. Common sedimentary structures of the lower and middle parts of the cyclothem are planar and trough cross-bedding, parallel stratification and slumping structure (Figs. 56 and 57). Dark grey and blue-grey siltstone of the upper part changes laterally and vertically into red mudstone (Fig. 58). The red mudstone includes many blue spots, sand pipes and small calcareous concretions (Figs. 60, 61 and 62). Tuff or tuffaceous mudstone is bluish white coloured, and is associated with red mudstone in places.

The variations of the cyclothem are shown in Fig. 63.

The thickness of the formation is 650 to 780m.

Oshima Formation

The formation is coarse to fine sandstone intercalated with dark grey mudstone. The formation has an intermediate rock facies between the Nakakoshiki and Segami formations. The vertical change of rock facies to the formation from the Nakakoshiki Formation is gradual. The sandstone of the Oshima Formation is fine to coarse grained, including few small pebbles.

A shell fossil bed occurs in calcareous sandstone at Chika-jima Islet east of Kamikoshiki (Fig. 65). Most of the fossils are *Ostrea* and a few fragments of pelecypod and gastropod are associated. It is difficult, however, to determine the geological age from the fossils, because of very poor preservation of the fossils.

The thickness of the formation is 250 to 280m.

Segami Formation

The formation consists mostly of dark grey and black mudstones intercalated with blue grey, fine sandstone. The formation is characterized by slumping structure (Fig. 66). Convolute lamination, trough-shaped cross-lamination, ripple marks, and channels are common sedimentary structures in the formation.

The mudstone of the formation is altered to hornfels in places by thermal metamorphism of the diorite intrusion. The thickness of the formation is more than 850m.

Stratigraphic correlation

The Kamikoshikijima Group is correlated with the Eocene strata of Amakusa district adjacent to this district from rock facies and stratigraphy. The Nakakoshiki, Oshima and Segami formations are correlated to the Akasaki, Shiratake and Kyōragi formations

of Amakusa respectively.

Compositions of sedimentary rocks

Pebbles of the basal conglomerate of the Nakakoshi Formation are mostly quartz, chert and shale. A few pebbles of acidic volcanic rocks occur, but no pebbles of schist.

Compositions of the sandstones of the group do not show any variation throughout the formations. The sandstones are composed of 41.3% of quartz, 2.7% of K-feldspar, 26.5% of plagioclase and 29.5% of rock fragments in average. The sandstones are classified as lithic arenite.

Dark grey siltstone is rich in sericite and biotite, and includes pyrite in places.

The red mudstone is black red (5R 2/2), greyish red (5R 3/2) and dark red (10R 2/2) in colour. It has been called "purple shale" in coalfields in Kyushu. The red mudstone is coarse and medium silt in fraction, and its matrix is rich in hematite. The red colour of the mudstone is due to the hematite pigments. Bluish grey spots within the red mudstone are calcareous, rich in chlorite, and few in hematite. Textures of the spots are similar to those of red mudstones.

Tuff and tuffaceous mudstone are greenish grey and bluish green in colour, and silt and clay in fraction. The tuff includes abundant plagioclase phenocrysts, and a few volcanic rock fragments, quartz and K-feldspar. The matrix of tuff is glassy and rich in sericite. Hematite is few. The tuff is vitric acid tuff.

Hornfels is rich in biotite and muscovite. The matrix is composed of aggregates of quartz, K-feldspar and plagioclase.

Heavy mineral composition

The stratigraphical change of heavy mineral compositions of sandstones of the Kamikoshiki-jima Group is shown in Fig. 68 and Table 4. From the quantitative relations between zircon, garnet and epidote it is summarized that a large difference of heavy mineral compositions is recognized between the sandstones at east and west of Minokake-ura in the eastern coast of Kamikoshiki Island. SATO (1961 and 1969) has used Z-G-T diagram to estimate the origin of sandstone. From the Z-G-T diagram shown in Fig. 69 the sandstones east of Minokake-ura seem to have been derived from granite area, while the origin of the sandstones west of Minokake-ura is difficult to estimate from the diagram.

Depositional environments

The Nakakoshi Formation was formed in fluvial environments. According to ALLEN's model (ALLEN, 1964) coarse sediments of the lowermost part of the cyclothem having erosional surface, slump structure and mud balls are channel lag deposits, coarse to fine sediments with cross-bedding in the lower part are point-bar deposits, fine sediments of the middle and upper parts are levee and crevasse-splay deposits, and red mudstone in the upper part is flood-basin deposits. The cyclic sedimentation of the formation may be due to meandering of river. The origin of the red beds is considered that muddy sediments rich in iron minerals which were deposited in floodbasin of river, were dried during low water level and then ferrous oxide in the sediments was changed to ferric oxide.

The Oshima Formation was deposited in a shallow marine environment, judging from the occurrence of marine molluscan fossils in the sandstone. The Segami Formation which

is flysch-type sediment with slump structures was deposited in an offshore slope area.

In summary, the depositional environment of the Kamikoshikijima Group was changed to offshore slope from fluvial conditions on the coast during the Paleogene transgression time.

NEOGENE IGNEOUS ROCKS

The igneous rocks intruding into the Upper Cretaceous and Paleogene strata are quartz diorite and dike rocks. The quartz diorite is mainly distributed in the eastern part of Kamikoshiki Island. On the basis of 13 ± 4 Ma of K-Ar age of the granodiorite of Shimokoshiki Island, the quartz diorite is believed to be middle Miocene age. The quartz diorite is biotite-hornblende quartz diorite. The diorite belongs to magnetite series granites and is distinguished from Miocene ilmenite series granites which are distributed in the Outer Zone of Southwest Japan.

The dike rocks are porphyrite, lamprophyre and granophyre. The porphyrite (Fig. 70) which is the most common in the district, includes two types petrographically; that is, one is biotite-hornblende-quartz porphyrite and another is augite-hornblende porphyrite. The dikes of lamprophyre of the district (Fig. 71) are fewer than porphyrite dikes. The rock is composed mainly of hornblende, augite and plagioclase and includes small amounts of quartz and K-feldspar. Granophyre dikes are mainly distributed in the area near the quartz diorite mass. The rock has biotite flakes and the matrix is composed of quartz, K-feldspar and plagioclase. Spherulitic and micrographic textures are present.

The intrusive directions of these dikes are NE-SW and NW-SE (Fig. 72), and most of the dikes intruded along faults, however some of them are also cut by faults (Fig. 70).

QUATERNARY

The Quaternary sediments are alluvium, and beach and talus deposits in Holocene age. Alluvium is distributed in extremely narrow areas along streams in Kamikoshiki Island. The alluvium consists of sand and gravel, and is less than 20m thick.

Beach deposits form long shingle bars and a tombolo in the northeastern coast of Kamikoshiki Island. The deposits are composed of cobbles of diorite, dike rocks, sandstone, hornfels and mudstone. The gravels have been transported to the bars from the coastal cliffs by waves and currents.

Talus deposits are composed of angular fragments of diorite, sandstone and hornfels. The deposits are thick at the foot of Tomeki-yama south of Sato.

GEOLOGICAL STRUCTURE

The Himenoura and Kamikoshikijima Groups form a synclinorium, of which the main axis is plunged towards north. The strata of the former group incline at $10-20^\circ$ near the fold axes and at $10-40^\circ$ in the flanks of the folds. The strata form smaller syncline, anticlines and basin structures locally.

The folding nature of the Kamikoshikijima Group is almost the same as the another group. The clino-unconformity between the two groups is slight; the inclinations of strata of the

Himenoura Group are about ten degrees steeper than those of the Kamikoshikijima Group. The main synclinal axis of the Kamikoshikijima Group runs at in NE-SW direction across the central part of Kamikoshiki Island and extends to the syncline axis of the Himenoura Group in Nakakoshiki Island.

Fault

Faults developed in the district are grouped into two; a NE-SW and a NW-SE fault groups.

In the NE-SW faults, a large fault is estimated in the sea between Nojima and Futago islands, on the basis of extremely large stratigraphic gap between the island. The fault called the Koshiki Fault, may be a reverse fault, and was formed as a branch of the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line. Besides, the southwestern extension of the fault may be united with the faults bordering the western margin of the Okinawa Trough in the East China Sea.

The Tsujinodo Faults, another large one in the NE-SW fault group, run across the central part of Kamikoshiki Island. The faults consist of several faults and the width of the disturbed zone along the faults is 40 to 200m. The main stratigraphic throw of the faults is estimated to several hundreds metres westward down. The southwestern extension of the faults should be the Taira Fault at the eastern margin of Nakakoshiki Island.

The faults of the NW-SE fault group are mostly normal. Representative faults of the group are Sato Fault, Cretaceous-Paleogene Boundary Fault and Imuta Fault, which have large stratigraphic throws.

The tectonic movements in the district took place in two ages; before and after the deposition of the Paleogene strata. The movement before the deposition of the Paleogene strata is not so important. The second movement was important and occurred after the deposition, and diorites and dikes intruded into the strata after the second movement. The synclinolium was completed throughout the second movement and faulting was operative in almost the same age. In the light of the fact that the geological structure of Amakusa District was formed after Oligocene age, the main structure of the present district is considered to have been formed in lower Miocene age.

MINERAL RESOURCES

A small copper mine was worked in the district but now it is closed. Actually there is no workable mineral deposit.

In Futago Island copper ore mined for two years several tens years ago and was abandoned (Figs. 75 and 76). The copper deposit was formed along quartz veins intruded in amphibolite and gneissose quartz diorite, and associated minerals are magnetite, pyrite, chalcopyrite and molybdenite.

Brannerite is associated with the copper quartz veins, and was first found during the geological prospecting for Uranium Resources carried out by the Geological Survey of Japan. The brannerite occurs as euhedral prismatic crystals buried in milky quartz, and is partly replaced by pyrite and chalcopyrite. Maximum uranium content of the crude ore is 0.39% U_3O_8 .

Graphite occurs in the brecciated zones of some faults in a small quantity, but it should be uneconomically mined.



1



2



3

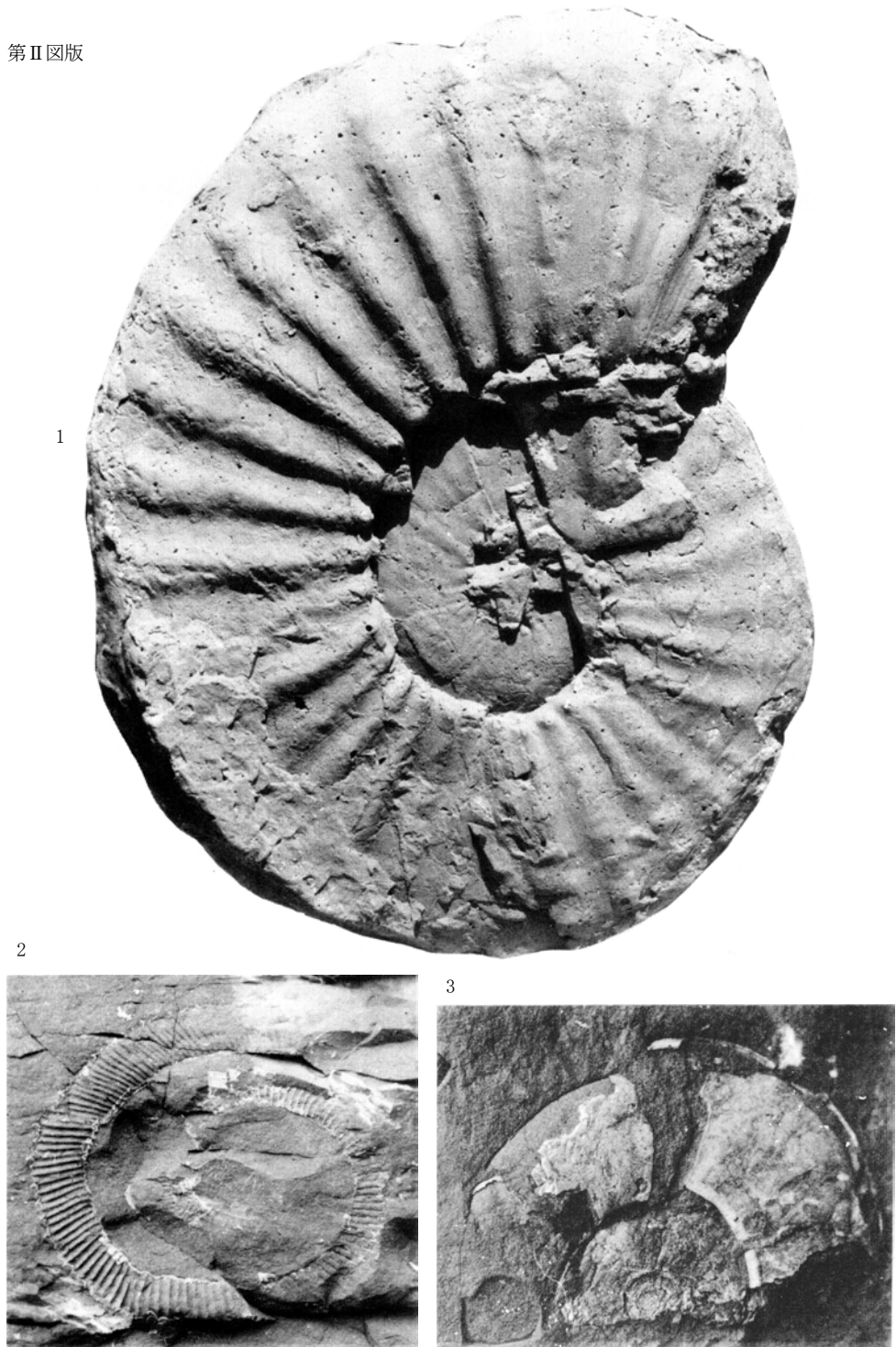


4

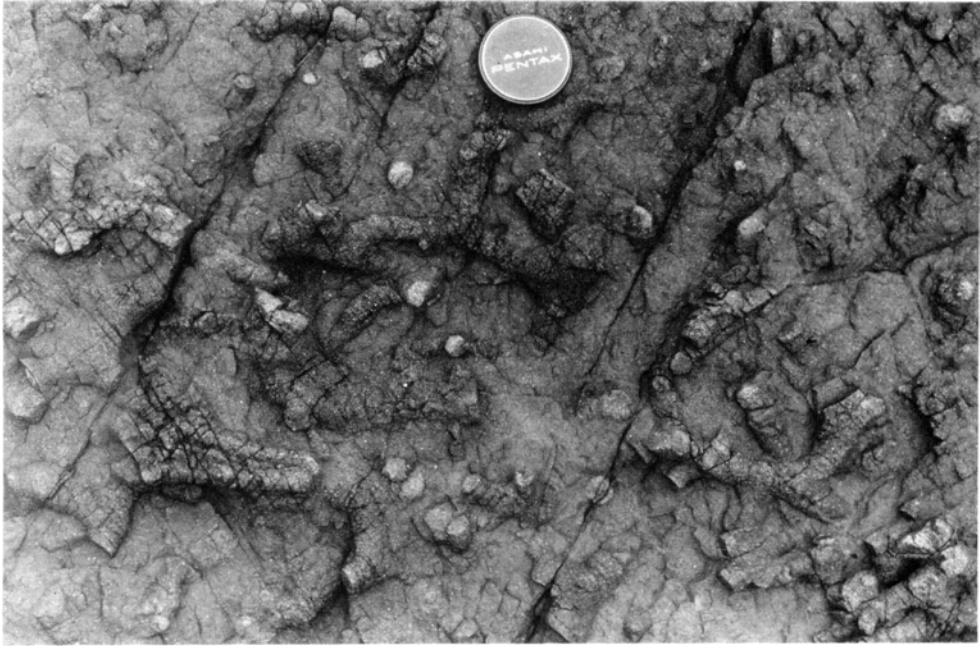


5

- 1 *Inoceramus (Sphenoceramus) orientalis orientalis* SOKOLOV 姫浦層群C層下部, 下甌島浮水浦 Lower part of C Formation, Himenoura Group, Ukimizu-ura, Shimokoshiki Island ×0.9
- 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 Island ×0.8
- 3 *Inoceramus (Sphenoceramus) cf. schmidti* MICHAEL 姫浦層群D₄, 中甌島南東沖小島 D₄, Himenoura Group, an islet off the southeast of Nakakoshiki Island ×1
- 4 *Inoceramus (Sphenoceramus) cf. schmidti* MICHAEL 姫浦層群C層下部, 下甌島浮水浦 Lower part of C Formation, Himenoura Group, Ukimizu-ura, Shimokoshiki Island ×1
- 5 *Inoceramus (Endocostea) balticus toyajoamus* NAGAO and MATSUMOTO 姫浦層群D₁, 下甌島中山浦 D₁, Himenoura Group, Nakayama-ura, Shimokoshiki Island ×0.7



- 1 *Texanites (Pleisotexanites) cf. shiloensis* YOUNG 姫浦層群C層下部, 下甌島吹切浦 (南隣手打図幅地域内)
Concrete cast, lower part of C Formation, Himenoura Group, Fukikiri-ura, Shimokoshiki Island in the
southward adjacent Teuchi District. $\times 0.3$
- 2 *Glyptoxoceras indicum* (FORBES) 姫浦層群C層中部, 下甌島浮水浦
Middle part of C Formation, Himenoura Group, Ukimizu-ura, Shimokoshiki Island $\times 0.6$
- 3 *Hauericeras aff. angustum* YABE 姫浦層群C層最下部, 下甌島円山北方海岸
Lowest part of C Formation, Himenoura Group, north of Maruyama, Shimokoshiki Island $\times 0.9$



D₄の砂質シルト岩中に見られる *Thalassinoides* 巣穴化石 下甌島平瀬崎 上図：水平露頭 下図：垂直露頭
レンズキャップの直径は53mm
Thalassinoides burrows in sandy siltstone. D₄, Himenoura Group, Hirase-zaki, Shimokoshiki Island
Above, horizontal exposure ; below, vertical exposure. Scale is indicated by lens cap 53 mm across.

※文献引用例

井上英二・田中啓策・寺岡易司(1982) 中甕地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 99 p.

INOUE, E., TANAKA, K. and TERAOKA, Y. (1982) *Geology of the Nakakoshiki District*. Quadrangle Series, Scale 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 99p. (in Japanese with English Abstract, 9p.)

昭和57年2月6日印刷

昭和57年2月10日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

©1982 Geological Survey of Japan