

広島大学学術情報リポジトリ  
Hiroshima University Institutional Repository

Title	琉球石灰岩の堆積相
Author(s)	野田, 睦夫
Citation	広島大学地学研究報告 , 27 : 55 - 117
Issue Date	1987-03-31
DOI	
Self DOI	<a href="https://doi.org/10.15027/52894">10.15027/52894</a>
URL	<a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052894">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052894</a>
Right	
Relation	



# 琉球石灰岩の堆積相

野 田 睦 夫

## Sedimentary Facies of the Ryukyu Limestone

By

Mutsuo Noda

**ABSTRACT:** The Ryukyu Limestone is the main constituent of the Pleistocene Ryukyu Group developed in the Ryukyu arc, and is important to elucidate the depositional process of Quaternary coral reefs and reef limestones on the northern margin of the western Pacific. In this paper, the stratigraphy and sedimentary facies of the Ryukyu Limestone distributed in three islands of Kikai-jima, Okinoerabu-jima and Yoron-jima are described, with discussions on sedimentary environment and history.

The basement rocks of Okinoerabu-jima and Yoron-jima, both of which belong geotectonically to the Motobu Belt, are composed of Palaeozoic strata and intrusive rocks, whereas these of Kikai-jima situated in the Shimajiri Belt consist of Pliocene mudstone. The Ryukyu Group is mainly composed of calcareous rocks (Ryukyu Limestone), accompanied with terrigenous conglomerate at several horizons. Two facies, the reef facies and the off-reef floor facies, can be recognized in the Ryukyu Limestone. Stratigraphically, the Ryukyu Group is divided into two formations of the Lower and the Upper. The Lower Formation is deposits of transgressive stage, whereas the Upper Formation is those of regressive stage, forming terrace surfaces.

In Kikai-jima, the Lower Formation of Ryukyu Group is subdivided into the Hyakunodai Member below and the Nakanishi Member above. The Hyakunodai Member overlies unconformably the basement rocks without basal conglomerate, and is mainly composed of off-reef floor facies characterized by algal pisolite and bio-micrite ~-micrudite. Algal-coralline biolithite of reef facies is locally found in patches. The Nakanishi Member is mainly composed of intra-bio-sparite ~-sparrudite at the type locality, and of algal-coralline biolithite and bio-micrite ~-micrudite elsewhere. The Upper Formation is subdivided into the Wan Member below and the Araki Member above. The Wan Member consists of intra-bio-sparite ~-sparrudite with cave deposits, and the Araki Member of intra-bio-sparite ~-sparrudite accompanied with algal-coralline biolithite.

In Yoron-jima, the Lower Formation is subdivided into the Maebama Member below and the Gusuku Member above. The Maebama Member is mainly composed of algal-coralline biolithite and terrigenous conglomerate. The Gusuku Member represents a reef complex comprising reef facies and off-reef floor facies. The Upper Formation is subdivided into the I and the II Member in ascending order. The I Member consists of foraminiferal biosparite and terrigenous conglomerate, and the II Member of algal-coralline biolithite, foraminiferal biosparite and terrigenous conglomerate.

The Lower Formation of Okinoerabu-jima abuts on the basement rocks, and represents a typical reef complex composed of reef facies and off-reef floor facies. It is subdivided into four members of A, B, C and D in ascending order, by intercalation of terrigenous conglomerate as key beds. The Upper Formation is thin and accessory, and is subdivided into the I and the II Member on the basis of its geomorphological distribution. The I Member consists of algal-coralline biolithite and foraminiferal bio-sparite ~-sparrudite, and the II Member of intrasparite, foraminiferal bio-sparite ~-sparrudite and terrigenous conglomerate.

As stated above, the Ryukyu Limestone is mainly made up of autochthonous biolithite and bioclastic and intraclastic calcarenite~calcirudite, accompanied with algal pisolite. Main constituents of the biolithite are corals and algae. Most of the calcarenite~calcirudite are composed of foraminiferal tests, fragments of alge and intraclasts, with either sparry or micritic matrix. Based on the field observation and microscopic examination in thin sections, the following seven types of litho-facies are recognized in the Ryukyu Group:

- (1) Terrigenous conglomerate~mudstone type
- (2) Algal pisolite type
- (3) Algal-coralline biolithite type (comprising two subtypes of algal biolithite and coralline biolithite)
- (4) Foraminiferal bio-sparite~-sparrudite type
- (5) Algal biosparrudite type
- (6) Bio-micrite ~-micrudite type (comprising three subtypes of larger foraminiferal biomicrudite, bryozoan biomicrudite and planktonic foraminiferal biomicrite)
- (7) Intrasparite type (comprising intra-bio-sparite~-sparrudite subtype).

Among them, (3), (4) and (5) constitute the reef facies, whereas (2) and (6) the off-reef floor facies.

Four foraminiferal assemblages of A, B, C and D are recognized in the Ryukyu Limestone. Assemblage A is characterized by the abundance of *Amphistegina*, *Cycloclypeus* and *Operculina*, whereas assemblage B by *Amphistegina* and *Calcarina*. Assemblage C is quite similar to that of Recent beach sands, being characterized by the predominance of *Baculogypsina* and *Calcarina*, accompanied with *Amphistegina*. In assemblage D occur a large number of planktonic foraminifers. The distribution of these assemblages is fairly concordant with the litho-facies. The assemblage A is found in the algal pisolite type and larger foraminiferal biomicrudite subtype, and the assemblage D in the planktonic foraminiferal biomicrite subtype.

Comparing the distribution and characteristics of litho- and bio- facies of the Lower Formation of Ryukyu Group in three islands, we can recognize a difference among islands, especially between Kikai and Yoron-Okinoerabu. It is considered that this difference is concerned with characters of the basement rocks. The basement rocks of Yoron-jima and Okinoerabu-jima are composed of Palaeozoic hard rocks as well as intrusive rocks, and might have formed isolated islands during the deposition of the Lower Formation. Fringing the islands, the reef facies were developed, in front of which the off-reef floor facies were deposited. Thus, an organic reef complex was built up in each of Yoron and Okinoerabu, although such depositional environments were interrupted a few times by an increase in supply of terrigenous material. The zonal distribution of litho-facies is recognized in the Lower Formation. The arrangement is as follows from near-shore to off-shore; algal-coralline biolithite type (accompanied with algal biosparrudite and foraminiferal bio-sparite ~-sparrudite types), algal pisolite type and bio-micrite~-micrudite type (larger foraminiferal biomicrudite subtype - bryozoan biomicrudite subtype - planktonic foraminiferal biomicrite subtype). We can also recognize the zonal distribution of foraminiferal assemblages; C, B, A, and D from near-shore to off-shore.

The basement rocks of Kikai-jima are composed of loosely consolidated Pliocene mudstone accompanied with sandstone. They were eroded above and under the sea level. When the even sea-bottom was subsided 50m or more under the sea level, the deposition of the Hyakunodai Member of Lower Formation began with the algal pisolite and bio-micrite~-micrudite types of off-reef floor facies. When the sea level fell, the algal-coralline biolithite type of reef facies was deposited as stratigraphic reefs here and there on shallower mounds, surrounded by the off-reef floor facies.

The characteristics of litho- and bio-facies of the Upper Formation in three islands of Kikai, Yoron and Okinoerabu are similar with one another. The middle and lower terrace-surfaces were formed at the time of the deposition of Upper Formation.

## 目 次

I. 緒 言 .....	57
II. 喜界島の琉球石灰岩 .....	58
A. 地形・地質概要 .....	58
B. 琉球層群の層序 .....	63
C. 岩 相 .....	69
D. 生物相 .....	74
E. 堆積環境と堆積史 .....	76
III. 与論島の琉球石灰岩 .....	79
A. 琉球層群の層序 .....	80
B. 堆積環境・堆積史 .....	86
IV. 沖永良部島の琉球石灰岩 .....	89
V. 総 括 .....	93
A. 岩 相 .....	93
B. 生物相 .....	96
C. 基盤岩による制約 .....	98
D. 対比・時代論 .....	101
E. 堆積史 .....	103
参考文献 .....	106

## I. 緒 言

中南部琉球弧上の島々や海底に広い範囲にわたって分布している第四紀更新世の石灰質岩は琉球石灰岩 (Yabe & Hanzawa, 1930) と称されている。陸上分布の北限は小宝島 (129°21' E, 29° 13.5' N) であり, 最高分布高度は喜界島の 224 m である。琉球石灰岩とそれと同時異相の関係にある非石灰質岩とを合わせた更新統は琉球層群として一括されている (MacNeil, 1960; 中川, 1967)。しかし, 琉球石灰岩や琉球層群の定義をはじめとしてその層序や時代論についての見解は研究者によって多分に相違するところがある。これは露頭が限定され隔離していることのほかに, これらが海面変化や地殻変動を敏感に反映した第四紀層であることや, さらに気候をはじめ環境の差を強く反映して岩相変化の顕著な石灰岩層を主体とするという本邦の第四系としては特異な存在であることのためであろう。

筆者はこれまでに第四紀珊瑚礁石灰岩の堆積環境ならびに堆積史の解明を目的として与論島と沖永良部島の琉球石灰岩について研究を続け, その層序と堆積相の詳細を明らかにするとともに, 与論島の琉球石灰岩層と沖永良部島の琉球層群下部層については礁複合体として, また沖永良部島の琉球層群上部層は段丘堆積物としてこれを把握すべきであることを示した (野田, 1976, 1984a, b)。引き続き筆者はこれら 2 島とは基盤岩類を異にする喜界島の琉球石灰岩について, その層序と堆積相を明らかにし堆積環境を復元することを目的として野外調査なら

びに薄片の鏡下での観察を行った。ここではその成果を記述し、あわせて与論島についてはその後の検討を加えた層序区分と岩相および生物相の概略を説明するとともに堆積環境と堆積史に言及し、沖永良部島についても梗概を述べることとする。最後に3島の琉球石灰岩の岩相と生物相を概括して、堆積相を規制した基盤岩の役割を論じ、琉球石灰岩の対比を試み、堆積史を要約する。

**謝辞：**本論文を草するに当たり終始懇切な指導と激励を賜り、粗稿を詳細に校閲していただいた広島大学の長谷見教授に深甚の謝意を表す。同大学の柿谷悟教授、添田晶教授、原郁夫教授、沖村雄二助教授にも研究の過程で激励と助言を賜わった。基盤岩類の検鏡では岡山大学の柴田次夫博士から教えていただいた。現地においては鹿児島県大島支庁喜界土地改良出張所の前村忠男所長と九反昌利氏、大島郡与論町城の麓晋氏から種々の調査の便宜をはかっていただいた。兵庫県立夢野台高等学校の小島正男校長をはじめ教職員諸氏からも研究の便宜と激励をいただいた。これらの方々から心から御礼申し上げる。この研究の費用の一部には文部省科学研究費(57916032)を使用した。

## II. 喜界島の琉球石灰岩

喜界島の地質に関してはTokunaga (1901) 以来 Hanzawa (1935), 波多江 (1959), 波多江ほか (1964) の報告があって後、中川 (1969) が初めて琉球石灰岩を2分して地質図に示した。続いてKonishi, Schlanger *et al.* (1970) とKonishi, Omura *et al.* (1974) は放射性年代測定を行い、更新世石灰岩はさらに細分された。Minoura (1979) は琉球石灰岩中に4岩相を識別してその分布を地質図上に示した。榎倉ほか (1977) は基盤等高線図を含む水理地質図を作成し、部分的に付近の海底の底質も記入している。喜界島の地形を特徴づける段丘面の区分とその年代に関しては上述の中川 (1969) のほかに武永 (1968), 町田 (1969), 太田・堀 (1980) の研究があり、4~7面の段丘面が区分されている。琉球石灰岩の放射性年代測定値には上述のほかに小西 (1967) や木崎ほか (1984) によるものがあり、琉球列島中で最も豊富である。以上のように喜界島の琉球石灰岩の地形と地質については多くの報告があるが、このような豊富な資料はまだ総合されておらず、かえって琉球列島全域にわたる琉球層群と段丘の対比を試みた木庭 (1980) に喜界島についてだけはその対比を控えさせる結果となった。

中川 (1969) によると、喜界島の更新統は琉球層群として下位から百之台層、湾層、低位段丘堆積物の3層に区分されている。低位段丘堆積物は主として非石灰質礫岩から成る。琉球石灰岩を主体とする百之台層と湾層の堆積は、各々上位およびより低位の段丘の形成に密接な関係があると見なされている。Konishi, Schlanger *et al.* (1970) は中川 (1969) の湾層中により新期の石灰岩を認め、荒木石灰岩として琉球石灰岩層から区別した。

### A. 地形・地質概要

喜界島は緯度28°20' N, 経度130°E に位置し、奄美大島の笠利半島の東24kmにあって行政的には1島1町、鹿児島県大島郡喜界町と呼ばれる。本島は地質構造上、小西 (1965) の島尻累帯に属し、地質は島尻層群早町層、琉球層群、完新世堆積物から成っている。

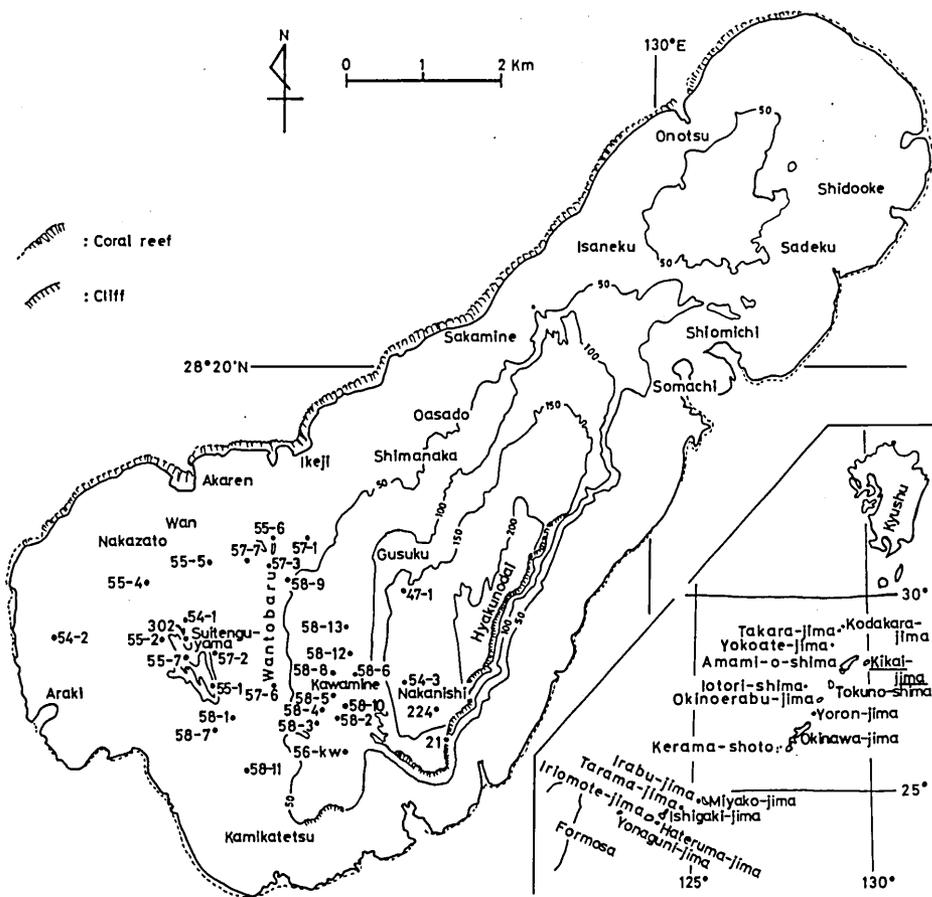


Fig. 1. Map of Kikai-jima showing the topographical features and the localities of columnar sections in Fig. 3.

喜界島は琉球弧と調和して北東-南西方向に伸長しており、その方向の長さは14km、最大幅は南西部での6.6km、最高所は島のほぼ中央部東寄りにある百之台の224m、面積55.7km<sup>2</sup>である (Fig. 1)。南東部に島の伸長方向に平行して200mに達する急崖が発達するほかは全体として低平で、顕著な段丘地形が認められる。武永 (1968) は大きく4段丘を識別しており、それらは上位段丘 (I面、標高224m~140m)、中位段丘 (II面、標高120m~100m)、低位段丘 (III面、標高50m±~30m)、後氷期段丘 (IV面、標高15m~0m) と呼ばれる。以下、段丘面の区分は武永 (1968) によって述べる。喜界島にドリーネの発達が悪い。島を取り巻いて珊瑚礁があり、島の南東側に比べ北西側で発達が良い。

次に地質の概略を述べる (Table 1, Fig. 2)。

島尻層群早町層 今日島尻層群の名称の下に一括されている堆積物に対して賀田 (1885) は沖縄島南西部を模式地として嶋尻部属と命名した。その後Hanzawa (1925) が Shimajiri Group の名称を付したが、Hanzawa (1935) では Shimajiri Beds とされた。また青木 (1932)

Table 1. Stratigraphic sequence in Kikai-jima.

AGE		STRATIGRAPHY			
Quaternary	Holo-cene	Holocene Deposits			
	Pleistocene	Ryukyu Group	Upper Formation	Araki Member	intra-bio-sparite--sparrudite coralline biolithite
			Lower Formation	Wan Member	intra-bio-sparite--sparrudite cave pisolite
		Lower Formation	Nakanishi Member	intra-bio-sparite--sparrudite bio-micrite--micrudite algal pisolite algal-coralline biolithite	
Tert. Plio-cene	Shimajiri Group	Lower Formation	Hyakunodai Member	bio-micrite--micrudite algal pisolite algal-coralline biolithite terrigenous mudstone	
		Somachi F.			

は宮古島を模式地として宮古層群と呼んだ。波多江・露木 (1958) は島尻層と称し、小西 (1965) に至って再び島尻層群 (Shimajiri Group) の名称が使用された。島尻層群の時代は、沖縄島や宮古島の浮遊性有孔虫類の研究から中新世末期～更新世初期とされている (名取ほか, 1972; Ujiie & Oki, 1974)。喜界島に分布する島尻層群は、中川 (1969) により大島郡喜界町早町を模式地として早町層と命名されている。早町層は喜界島の基盤岩層で、南東部の急崖に厚く露出し、百之台南西縁の下部、早町の東方および北方一帯にもまとまって分布する。構成岩石は泥岩と細粒砂岩で前者が卓越し、数枚の凝灰岩層を挟む。青灰色で固結は悪いが、まれに団塊状に固結している。中川 (1969) によると島の北東部に NNW-SSE の背斜軸があり、その南西側一帯は緩やかな翼部に当って NNW-SSE の走向で  $5^{\circ}\sim 10^{\circ}W$  の傾斜を示し、厚さは 350m+ である。早町層産化石としては軟体動物 (波多江, 1959)、浮遊性有孔虫 (Huang, 1966)、放散虫 (Huang, 1967)、石灰質ナンノプランクトン (高山, 1973; 西田, 1973, 1977) の報告記載がある。早町層の時代は下部鮮新世とされている (Huang, 1966)。

琉球層群 琉球層群の主要構成岩は琉球石灰岩である。筆者は Hanzawa (1935) に基づいて、琉球列島に発達する琉球石灰岩とは、島尻期後、先完新世の琉球弧上の石灰質堆積物を一括した名称であると解釈する。また琉球層群とは、中川 (1967) や Furukawa (1979)、野田 (1984a) にならって、琉球弧上に発達する島尻期後の石灰質および非石灰質堆積物をあわせた地層で完新統は含まれないものとする。喜界島の琉球層群は、早町層を不整合に覆い、早町層露出地域および後氷期段丘発達地域を除いて、本島最高所を含めて広く全島に分布する。ほとんどが石灰質岩 (琉球石灰岩) から成り、まれに早町層との不整合面上に非石灰質物質の優勢な部分を

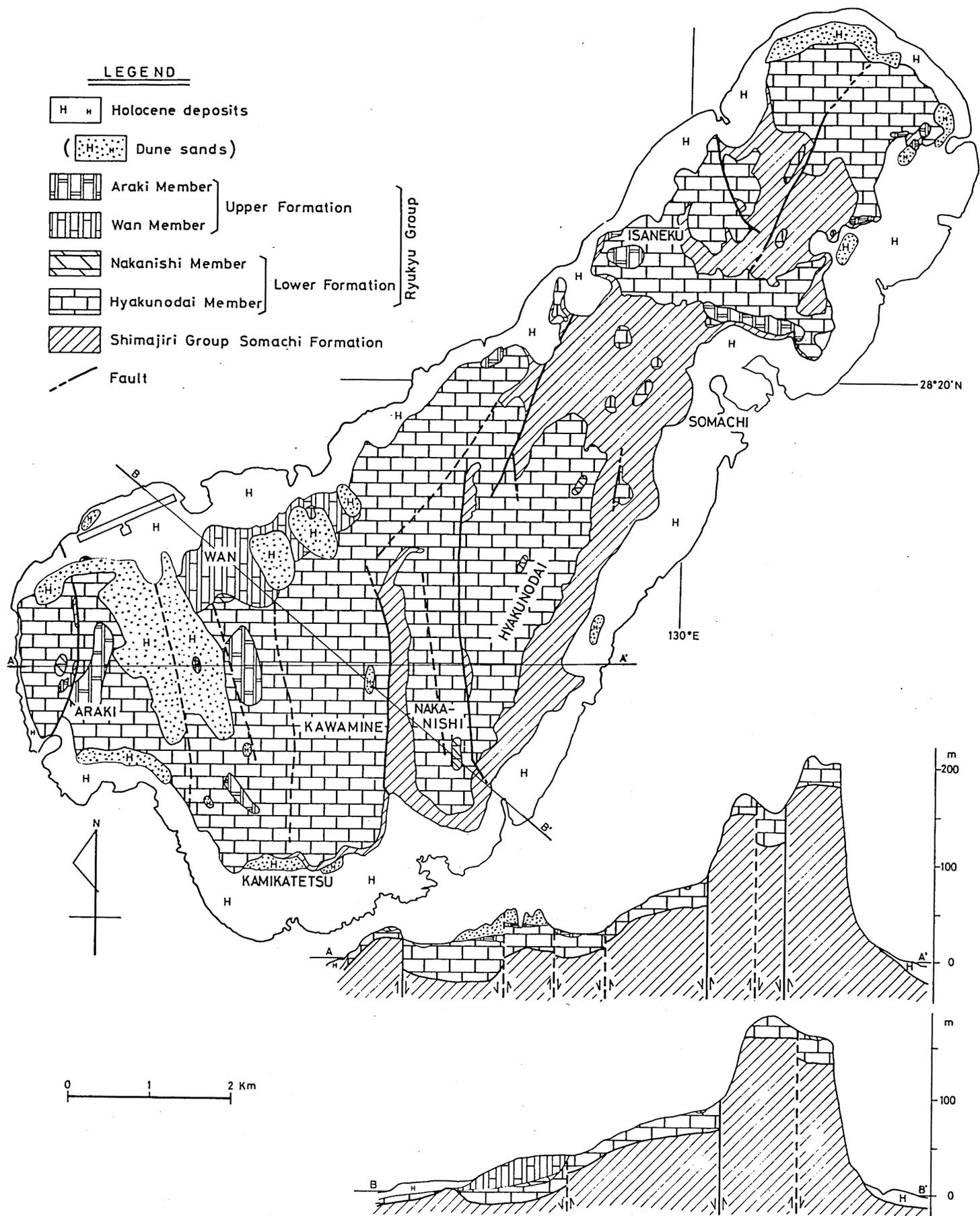


Fig. 2. Geological map and profiles of Kikai-jima.



伴う。一部に洞窟堆積物がある。岩相、生物相、累重関係から、琉球層群は下部層と上部層に区分され、さらに下部層は下位の百之台部層と上位の中西部層に、また上部層は下位の湾部層と上位の荒木部層に細分される。上部層は標高60m以下に分布し、低位段丘の形成に関連して堆積した地層である。早町層との不整合面上の琉球層群の厚さは、城久南方の試錐で約47mの報告があり(稲倉ほか, 1977), 他の地点でも50m以下であろう。下部層の侵食や上部層の堆積に断層による変位が加わって先に述べた段丘状地形が認められる。

完新統 完新統としては砂丘砂や後水期段丘堆積物、海浜砂礫、珊瑚礁があり、低位段丘面上に発達する砂丘砂を除いて各所の海岸一帯に分布する。大規模な砂丘は本島南西部の低位段丘面上に発達し、層厚30mに達する。砂丘砂はその中に挟在される層厚0.5~1mの褐色風化土層に基づいて古砂丘砂と新砂丘砂に区分される。三位・木越(1966)はこの褐色風化土層産カタツムリの $^{14}\text{C}$ 年代測定を行い、 $4360 \pm 140$ 年の値を得ている。新砂丘砂は一般に未固結無層理であるが、古砂丘砂は多少とも固結が進み、傾斜 $35^\circ \pm S \sim SE$ の偽層が発達している。砂粒は bioclast を主体とし intraclast を普通に伴う。有孔虫殻としては *Baculogypsina* 殻が普通に認められ、*Amphistegina* 殻では小形のものや破片は普通に認められるが、海浜砂中に見られる普通の大きさの完全個体はきわめてまれであり、*Calcarina* 殻もまれである。砂粒は細粒で分級度がよく、円磨度は悪い。島の周辺には標高15m以下に幅1kmに及ぶ後水期段丘面が発達している。この段丘面は早町層の侵食面と離水珊瑚礁の堆積面で構成されている。筆者は中川(1967)にならって離水珊瑚礁の名称を完新世の raised coral reefs に限定して使用する。離水珊瑚礁については地形、堆積物、 $^{14}\text{C}$ 年代に基づいて時代の異なる2ないし4層にこれを細分する試みがなされている(三位・木越, 1966; 中田ほか, 1978; 太田ほか, 1978)。離水珊瑚礁には大礫質石灰礫層の部分もあるが、coralline biolithite の発達がよい。離水珊瑚礁中には有孔虫の *Baculogypsina* が認められる。小西ほか(1983)によると完新世珊瑚礁の最大層厚は23.5mである。他方、稲倉ほか(1977)は完新世珊瑚礁の沖合、深さ30ないし40m以深の海底に早町層の分布を認めている。海浜砂および礁湖中の砂礫は主に有孔虫殻、珊瑚片、石灰藻片、棘皮動物片、intraclastなどで構成されている。有孔虫類では *Baculogypsina* が最も多く、*Calcarina* も豊富であるが、*Amphistegina* はやや少ない。

喜界島の琉球石灰岩は多数の断層によって種々の規模で変位させられブロック化している。主な断層の方向はN-SとNNE-SSWであり、NNW-SSEもある。これらの断層は主として琉球層群下部層を変位させており、その結果として高位段丘面上にも低位段丘面上にも元来一連の同質の石灰岩が分布している。上部層および完新統に影響を与えている断層もある。喜界島の中央部以南ではN-S方向のほぼ平行な数本の断層の存在が地形的に認められ、また試錐に基づく地下構造や岩相の不連続によっても推測される。これらN-S方向の断層は300mから1500mの間隔で地塁と地溝を形成したが、その地形の一部は低位段丘の形成に伴って消滅している。

## B. 琉球層群の層序

喜界島の琉球層群は、下位の島尻層群早町層を不整合に覆って最高所を含む上位段丘面および低位段丘面に広く分布する下部層と、主に下部層を、一部では早町層を不整合に覆って低位

段丘面上にややまとまって、あるいはパッチ状に分布する上部層に2分される。琉球石灰岩—琉球層群の大部分を占めるのは下部層であり、上部層の発達は大規模である。

先に述べたように喜界島の更新統の層序区分は中川 (1969) や Konishi, Schlanger *et al.* (1970), Konishi, Omura *et al.* (1974) によって試みられているが、筆者の調査では次の事実が認められた。第1に低位段丘上の大部分の石灰岩の岩相および生物相と、上位段丘を構成

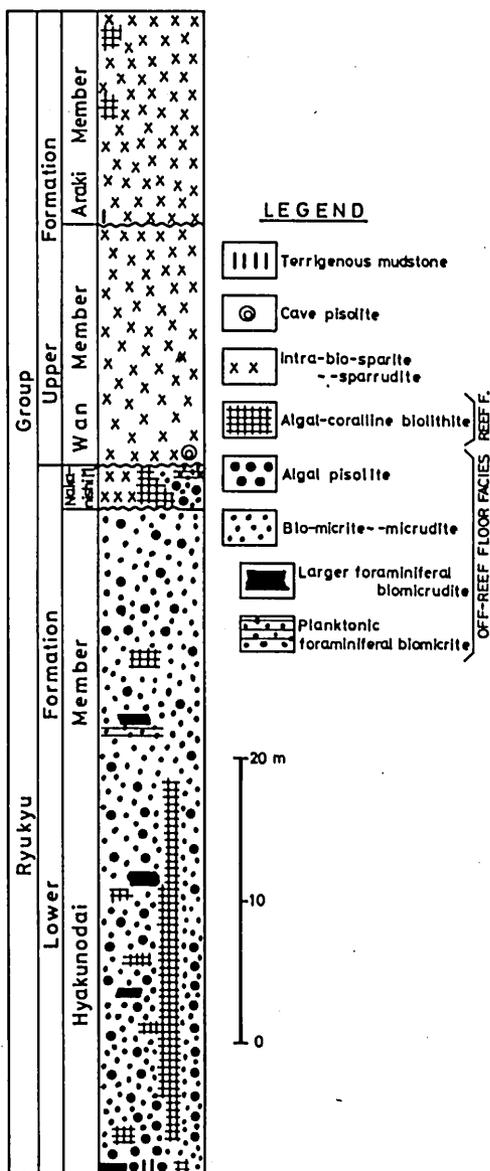


Fig. 4. Generalized stratigraphical columnar section of the Ryukyu Group in Kikaijima.

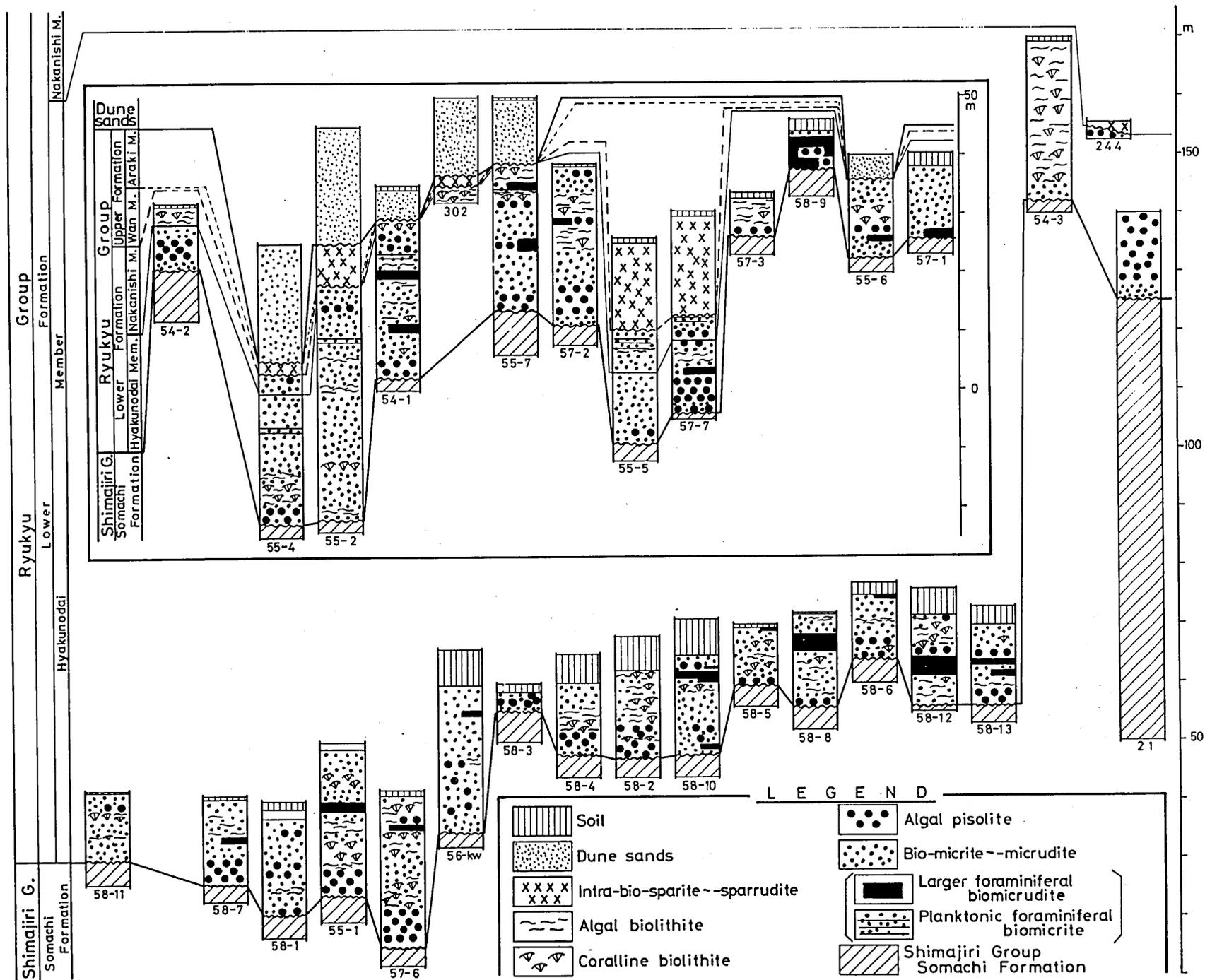


Fig. 3. Columnar sections of the Ryukyu Group in Kikai-jima. The localities are shown in Fig. 1.



する石灰岩の岩相および生物相との間には差異が認められない。第2に琉球石灰岩が早町層の急崖の前面で堆積した地層であるなら、後氷期段丘を構成する完新統に見られるように(武永, 1968; 太田ほか, 1978), 相当量の陸源物質の堆積や混入が期待されるはずであるが、低位段丘上の大朝戸<sup>おおあさと</sup>一帯の露頭や川嶺での試錐岩芯を検討し他地点のものと比較した結果、そのような事実はまったく認められなかった。第3に低位段丘には、野田(1984b)が沖永良部島の琉球石灰岩の堆積環境を考察して指摘した、段丘堆積物としては深すぎる海底の堆積物(周縁相)が卓越する。第4にそれらの周縁相石灰岩を覆って、低位段丘上にはやや限定された分布を示すより浅所で堆積した石灰岩層(上部層)の存在が認められた。これらのことから、低位段丘上の大半の石灰岩と百之台(上位段丘)上の石灰岩とは元来一連の堆積物であったが、Maruo *et al.* (1979)が沖縄島南東部の琉球石灰岩に認めたように、断層による変位を受け、その後低位段丘が形成されたのであると考えられる。以上のことから、筆者は中川や小西とは異なった層序区分を行った(Figs. 3, 4)。

## 1. 下部層

下部層は早町層を不整合に覆って上位段丘および低位段丘に広く分布しており、岩相、生物相および累重関係に基づいて下位の百之台部層と上位の中西部層に区分される。

### (a) 百之台部層

名称：中川(1969)の琉球層群百之台層を再定義。

模式地：大島郡喜界町百之台一帯。

層厚：榎倉ほか(1977)によると城久中西の試錐(B47-1)で47mであり、水天宮山西600mの試錐(K55-2)では40m、模式地の百之台では約20mである。

層位関係：下位の早町層を不整合に覆う。

岩相：bio-micrite～micrudite, algal pisolite, algal-coralline biolithite, 陸源泥岩。

分布：後氷期段丘面を除いてほぼ全島に分布する。分布高度は中里南方の試錐(K55-4)の標高23mから最高所である百之台の標高224mの間である。

本部層の琉球石灰岩の色調は白色から暗褐色まで変化するが、淡褐色が卓越する。固結は、一般に上位段丘上ではよいが、低位段丘上では堅硬緻密な所から固結不良の所までである。陸源物質は、不整合面上の基底部に多少含まれているほかに、全般にごく微粒のものがごく少量含有される。早町層を直接覆う百之台部層の岩相としては、algal pisolite か bio-micrite～micrudite (*Operculina* 殻の集積した含大型有孔虫岩を伴う)が普通で、陸源泥岩の発達は貧弱である。本部層はおおまかには優勢な algal pisolite and/or bio-micrite～micrudite と劣勢の algal-coralline biolithite から成り、両者が種々の規模で互層したり指交関係を示して互に側方に変移したりする。百之台では概略下位から algal pisolite — algal-coralline biolithite — algal pisolite — algal-coralline biolithite の順に累重している。湾頭原<sup>わんとうげん</sup>を中心とする本島南西部一帯や島中から本島北東部地域一帯では algal pisolite and/or bio-micrite～micrudite が卓越しており、その中に algal-coralline biolithite がレンズ状に挟在されている。百之台からの延長として川嶺一帯とその西方には algal-coralline biolithite がやや頻繁に挟まれる。有孔虫類では、*Amphistegina*, *Baculogypsinoides*, *Operculina*, *Cycloclypeus*, 浮遊性有孔虫類が多数見られ、群集としては後述する A 群, D 群が卓越し, B 群も普通である。

## (b) 中西部層

名称：新称。

模式地：大島郡喜界町中西。

層厚：模式地で3 m。

層位関係：模式地では下位の百之台部層を不整合に覆う。その他一部では整合と思われる。

岩相：intra-bio-sparite～sparrudite, biomicrite, algal pisolite, algal-coralline biolithite。

分布：模式地を含む百之台の標高150 mから185 mに小パッチ状に分布する。荒木と湾南部にも限られた分布を示す。

中西部層は、生物相、岩相、分布高度に関して性格の異なる3部分に大別される。その1は、模式地の中西に分布し、百之台部層中には見られない *Baculogypsina* 殻を頻繁に含むやや多孔質淡色の固結した intra-bio-sparite～sparrudite で構成される。層理や斜交層理の発達は悪い。標高165 m付近で堅硬緻密な灰褐色 algal pisolite から成る百之台部層にアバットしている。Intraclast として石灰藻球を含む部分もある。その2は、百之台の中～北部の標高185 mと175 m付近に限られた分布を示し、coralline biolithite と sparry 基質の卓越する石灰砂礫岩で構成される。Allochemの円磨度と分級度はともによい。有孔虫類に関しては、*Baculogypsina* は認められないが、*Calcarina* が頻繁に含まれ、*Marginopora* も多い。このように石灰砂礫岩の基質や allochem, 生物相はより浅海の特徴を示し、周辺の百之台部層からは区別される。その3は、湾、荒木の低位段丘に分布するほか試錐 (K54-2, K55-4, K55-5, K55-7) の岩芯にも認められ、biomicrite や algal pisolite, algal-coralline biolithite で構成される。岩相の上からは下位の百之台部層から区別できないが、少数の *Baculogypsina* を産出する。

## 2. 上部層

上部層は下部層を不整合に覆って標高60 m以下に発達し、湾一赤連<sup>あかづら</sup>一帯や荒木、塩道にややまとまって分布する。石灰質岩から成り洞窟堆積物を伴う。一般に弱く固結するが、固結不良の所もある。本層の堆積は低位段丘の形成と密接な関係がある。上部層は有孔虫 *Baculogypsina* 殻の存在の有無によって下位の湾部層と上位の荒木部層に細分される。上部層には下部層(特に百之台部層)由来の明瞭な intraclast が頻繁に認められる。

## (a) 湾部層

名称：中川(1969)の琉球層群湾層を再定義。

模式地：大島郡喜界町湾。

層厚：模式地における試錐(K57-7)で17 m。

層位関係：下位の下部層を不整合に覆う。

岩相：intra-bio-sparite～sparrudite, 洞窟堆積物。

分布：湾から赤連一池<sup>いけ</sup>治南部の標高40 m以下に、伊実久<sup>いさひく</sup>では洞窟堆積物および洞窟充填物として標高20 mから10 mに分布する。

湾部層は有孔虫 *Baculogypsina* 殻を含み、中西における下部層中西部層と生物相上類似しているが、層理や斜交層理の発達がよく、分級度も一般により点が異なっている。湾部層の石灰砂礫岩の構成粒子としては有孔虫殻、石灰薄片、珊瑚片、蘚虫片、棘皮動物片などの生物遺骸片のほかに intraclast も頻繁に認められる。有孔虫殻は *Calcarina* が最も多く *Amphistegina* が

それに次ぎ、*Soritinae* や *Baculogypsina* も普通に認められる。基質はsparite 質と micrite 質の双方があるが、前者が卓越する。湾一赤連ではしばしば数cm~10数cmに成層して10°~18°で北に傾斜し、斜交層理も見られる。一般に弱く固結し、淡褐色で分級度はかなりよいが、直径3cm大の同心円構造をもたない石灰藻塊が含まれたり、灰褐色を呈し斧足類片や百之台部層に由来したと考えられる石灰藻球などが含まれたりして、分級度、固結度とも悪い所もある。伊実久の巖島神社の西北西の低位段丘縁に約300mにわたって洞窟堆積物が露出する。洞窟堆積物には多数の cave pisolith や flowstone が認められ、洞窟を埋積した *Baculogypsina* 殻を含む石灰砂岩もある。Cave pisolith は巖島神社の西北西に典型的なものが見られ、5m以上の厚さに累積しているが、上部ほど数が多く大形のを頻繁に含む (PlateI, Figs. 6, 7. PlateII, Figs. 1, 2)。これら洞窟堆積物は低位段丘面によって切られており、その形成は低位段丘面の形成に先行すると考えられる。

#### (b) 荒木部層

名称: Konishi, Schlanger *et al.* (1970) の Araki Limestone を再定義。

模式地: 大島郡喜界町荒木北部。

層厚: 模式地で数m, 塩道で約20m。

層位関係: 下位層を不整合に覆う。

岩相: 主として淡褐色の intra-bio-sparite~sparrudite, 佐手久では coralline biolithite。

分布: 荒木北部一帯と伊実久にややまとまって分布し、坂嶺, 塩道, 佐手久, 志戸桶, 水天宮山東方の湾頭原にも小規模な分布がある。

Konishi, Schlanger *et al.* (1970) の Araki Limestone は有孔虫 *Baculogypsina* を産することになっている。しかし、模式地を中心に入念に検討したが、当該有孔虫は発見されなかった。従って荒木部層は *Baculogypsina* 殻を含まないものとする。石灰砂礫岩の構成粒子としては、生物遺骸片とともに下位層に由来したと考えられる intraclast が重要な要素となっている。基質はほとんどすべて sparite 質である。固結は悪い所からかなりよい所までである。分級度は一般によい。有孔虫殻では *Calcarina* が最も多く、*Amphistegina* や *Marginopora*, *Sorites* も普通に見られる。荒木では分級度のよい粗粒砂の所もあるが、珊瑚塊, 軟体動物遺骸片, 百之台部層由来の礫など、中礫~大礫を頻繁に含む露頭もある。坂嶺, 伊実久, 塩道では層理の発達する所がある。荒木部層が湾部層を直接覆う露頭は発見されていない。水天宮山西 (loc. 302) では荒木部層は下位の百之台部層の algal-coralline biolithite を不整合に覆い、風化土を挟んで上位の砂丘砂によって不整合に覆われている。荒木部層が下位層を覆う形式には、下位層との不整合面がほぼ水平である場合 (荒木, 伊実久), 不整合面が傾斜している場合 (坂嶺, 水天宮山西の砂丘下, 塩道) および不整合面がほぼ鉛直で急崖に付着した形態の場合 (佐手久, 志戸桶) がある。

### C. 岩 相

喜界島の琉球層群は基底の一部にわずかに非石灰質陸源性物質を伴うほかは全層, 石灰岩 (琉球石灰岩) から成る。ただしこの琉球石灰岩は普遍的にごく微粒の陸源物質をごく微量含んでいる。

琉球石灰岩は碎屑性の石灰砂礫岩を主体とし、一部に原地性の biolithite を伴う。固結不良の所から堅硬緻密な所まであり、色調は陸源微粒子の含有量と関係して白色から灰褐色を呈する。石灰砂礫岩を構成する allochem のほとんどは化石の破片であるが、intraclast も普通に随伴され、下部層中西部層の一部や上部層では重要な要素となっている。化石片としては石灰藻片と有孔虫殻が主で、蘇虫類の破片もよく認められる。また棘皮動物片も普通に随伴され、腕足類や斧足類、腹足類の遺骸も見られる。珊瑚片として下部層には八放珊瑚の骨片がややまれに見られるが、六放珊瑚片はきわめてまれである。上部層では六放珊瑚片が普通に認められる。基質としては sparite 質と micrite 質の双方があり、下部層では後者が、上部層では前者が卓越する。Biolithite は主として下部層中に発達し、石灰藻と珊瑚の両者で構成されているが、一方が卓越することがある。石灰藻は球状体として石灰砂礫岩の中に散在したり集積したりして algal pisolite を構成することがある。

石灰砂礫岩を構成する allochem の種類や形状と基質との間には、堆積環境を反映してかなり密接な関係が認められるのが普通である。すなわち、ごく浅海で堆積した石灰砂礫岩は高エネルギー環境を反映して allochem の分級度や円磨度がよく、intraclast や *Halimeda* 片が多く見られ、基質としては sparite 質が卓越する。それに対して off-reef floor の石灰砂礫岩は低エネルギー環境を反映して allochem の分級度や円磨度が悪く、*Cycloclypeus* や *Operculina* など大型有孔虫殻、浮遊性有孔虫殻、蘇虫片が多数認められ、基質としては micrite 質が卓越している (野田, 1984b)。しかし、鏡下において琉球石灰岩の岩質を検討するとき、allochem は多数の浮遊性有孔虫殻を含むなど off-reef floor 環境の特徴を示しながら、基質は sparite 質であることがある。これには2通りの成因が考えられる。その1は野田 (1984b) が intrasparite 型としたものが代表するように、off-reef floor で堆積したものが浅海環境で削剝を被り再堆積した場合で、この場合には分級度はややよく、明瞭な intraclast が認められるが、大半の化石片も intraclast として取り扱ってよいことになる。その2は、off-reef floor の堆積物が vadose 環境下での続成作用によって micrite 質基質の溶脱を被り、その空間に sparry calcite が発達する場合である。Micrite 質基質のごく一部が溶脱されている場合から大部分が溶脱されている場合までである。溶脱によって形成された空隙には sparry calcite が発達する場合、続成作用による micritic calcite が沈殿している場合、両者が交互に層を成して空隙を充填している場合が

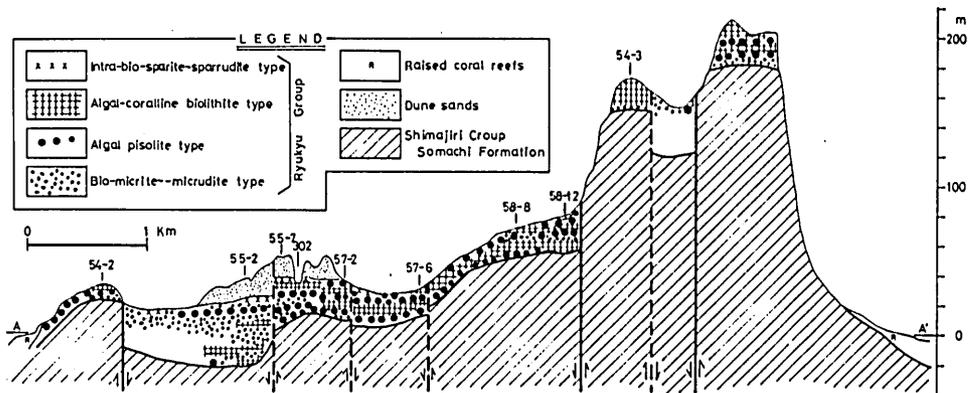


Fig. 6. Profile of the litho-facies of the Ryukyu Group in Kikai-jima.

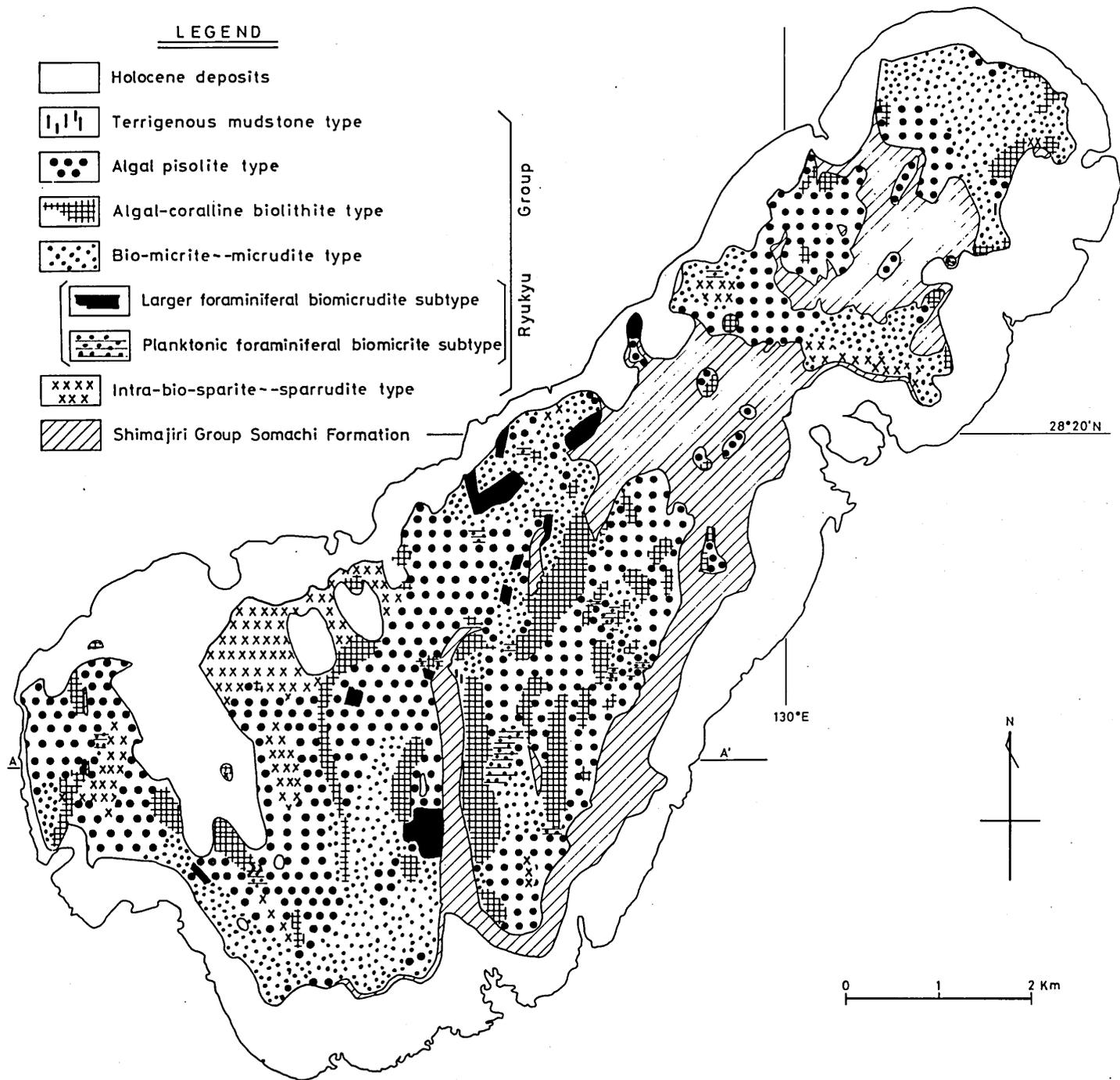


Fig. 5. Map showing the distribution of litho-facies of the Ryukyu Group in Kikai-jima.



ある。続成作用による micritic calcite は細粒で分級度がよく、均質で、allochem と一緒に沈積した基質の micritic calcite からは容易に識別される。堆積環境の復元を目的としてこのような石灰岩の岩相区分を行う場合には、続成作用による変質を被る前の岩質を考慮しなくてはならないが、先述の再堆積による intrasparite と識別し難い場合もある。

筆者は野外での観察に鏡下での検討を加えて喜界島の琉球層群中に次の5型の岩相を識別した。それらの分布を Fig. 5に、また岩相断面図を Fig. 6に示す。

### 1. Terrigenous mudstone 型

非石灰質物質の卓越する部分を一括して本型とする。構成岩石は基盤岩に由来する砂泥岩で、一般に灰褐色を呈し、固結は悪い。下部層百之台部層の基底に数cmから10数cmの層厚できわめて貧弱な発達を示し、しばしば欠如している。

### 2. Algal pisolite 型

本型は野田 (1976, 1984b) が与論島および沖永良部島の琉球石灰岩について記載した同名の岩相と同様の特徴を示す。代表的な構成岩石は algal pisolite で、これに石灰砂礫岩を伴う。石灰砂礫岩が優勢で、その中に石灰藻球が散在する場合も本型に属する。一部に algal-coral-line biolithite がある。Algal pisolite を構成する石灰藻球は、石灰藻の薄層同心円構造を有する亜球状体で、直径は1~4cmのものが多い。石灰藻球を取り巻く基質部は bio-micrite ~-micrudite から成り、しばしば大形の *Operculina* 殻を含み、まれには腕足類殻を産する。与論島や沖永良部島の場合と比べて喜界島では algal pisolite と algal-coraline biolithite が互層していたり、前者の中に後者がレンズ状に挟まれていたりすることがある点が特筆される。

本型は下部層に限って発達し、典型的な露頭は百之台東縁部をはじめ中西を含む百之台一帯、荒木北西、小野津南方に見られる。

### 3. Algal-coraline biolithite 型

野田 (1976, 1984b) の同名の岩相と同様の特徴を示し、構成岩石は algal and/or coralline biolithite と石灰砂礫岩である。両者は混在しており、石灰砂礫岩が優勢で、その中に散点的に algal and/or coralline biolithite が堆積している場合もある。珊瑚か石灰藻の一方が卓越している場合があり、本型中に coralline biolithite 亜型と algal biolithite 亜型を区別することができる。石灰砂礫岩の基質は sparite 質と micrite 質の両方があるが後者が卓越する。

典型的な露頭は百之台にかなりまとまって分布する。それに準ずる露頭は低位段丘面上に大小のパッチ状に見られる。大部分が下部層に属し、上部層では池治の湾部層中に algal biolithite 亜型が、佐手久の荒木部層に coralline biolithite 亜型が発達しているにすぎない。試錐岩芯の調査では、湾頭原の下部層中の数層準に認められるが、その層厚は側方にかなり著しく変化している。本型を構成する岩石の固結度は下部層ではよく、上部層ことに荒木部層では不良である。

琉球層群ではないが、後氷期段丘堆積物中の離水珊瑚礁は本型に属し、琉球石灰岩と比べてより algal-coraline biolithite の発達が顕著である。

#### 4. Bio-micrite~micrudite 型

野田 (1984b) の同名称の岩相と同様の性格を有する。本型を特徴づける岩石は bio-micrite ~micrudite で、その主要な allochem の種類は有孔虫殻、石灰藻片、蘚虫片、棘皮動物片である。有孔虫としては *Amphistegina* が卓越し、*Baculogypsinoidea* を普通に伴い、*Operculina* や *Cycloclypeus* も認められる。所によっては *Operculina* や *Cycloclypeus* が密集して累積していることもある。また浮遊性有孔虫殻も多数含まれ、場所によっては主要な allochem となっている。これらの allochem の特徴に基づいて本型中に 2 亜型が識別される。*Operculina* や *Cycloclypeus* 殻の累積した含大型有孔虫岩 (larger foraminiferal biomicrudite) 亜型と多数の浮遊性有孔虫殻を含む planktonic foraminiferal biomicrite 亜型である。含大型有孔虫岩亜型の場合を除いて、bio-micrite ~micrudite は一般に allochem に対して基質である micritic calcite の割合が大きく、mud-supported (Dunham, 1962) の組織を呈している。蘚虫類は多数見られるが、それが密集して相当な面積を占めて分布することはないので、沖永良部島におけるような bryozoan biomicrudite 亜型は設定されない。

本型は、algal pisolite 型とともに全島に、特に低位段丘面に広く分布し、層序的には下部層の中に発達する。

上嘉鉄北方 500m 付近からは deep sea coral (Yabe & Eguchi, 1932) や腕足類 (Yabe & Hatai, 1935)、蘚虫類 (Kataoka, 1961) などやや深い生息環境を示す保存のよい多数の化石が産出する。浮遊性有孔虫殻も多数含まれており、粒子の円磨度は著しく悪く、この露頭は典型的な off-reef floor の堆積物を示すが、基質に当たる micritic calcite を欠いて固結していない。これは堆積後の続成作用で allochem の間を充填していた微粒子が浸透水によって除去されたものと考えられる。

#### 5. Intra-bio-sparite~sparrudite 型

本型は野田 (1984b) の intrasparite 型に準じた性格を有する。代表的構成岩石は intra-bio-sparite ~sparrudite で、化石片とともに intraclast が頻りに含まれるのを特色とする。明瞭な intraclast は下部層百之台部層に由来すると考えられる biomicrite であるが、化石片としたものにも二次的に堆積したもので intraclast として処理されるべきものもかなりあるであろう。浮遊性有孔虫殻もかなりの量含有されている。分級度は一般によい。

本型は主として荒木北方、湾、塩道に分布しており、層序的には上部層の大部分を占める。下部層中西部層では模式地の中西に見られる。

### D. 生物相

喜界島の琉球石灰岩から産出する化石の種類やその生息環境に関する研究報告には、大型有孔虫：Hanzawa (1935, 1951)、軟体動物：Nomura & Zinbo (1934)、単体珊瑚：Yabe & Eguchi (1932, 1942)、森 (1983)、造礁珊瑚：Yabe & Sugiyama (1935)、腕足類：Yabe (1932)、Yabe & Hatai (1935)、蘚虫類：Kataoka (1961) などがある。これらの化石の大部分は上嘉鉄北方 500m の琉球層群下部層百之台部層に属する露頭から産出したものである。当該露頭産化石動物の生息環境としてはいずれも深さ 30m + ~100m 土の海底が推論されている。ここで

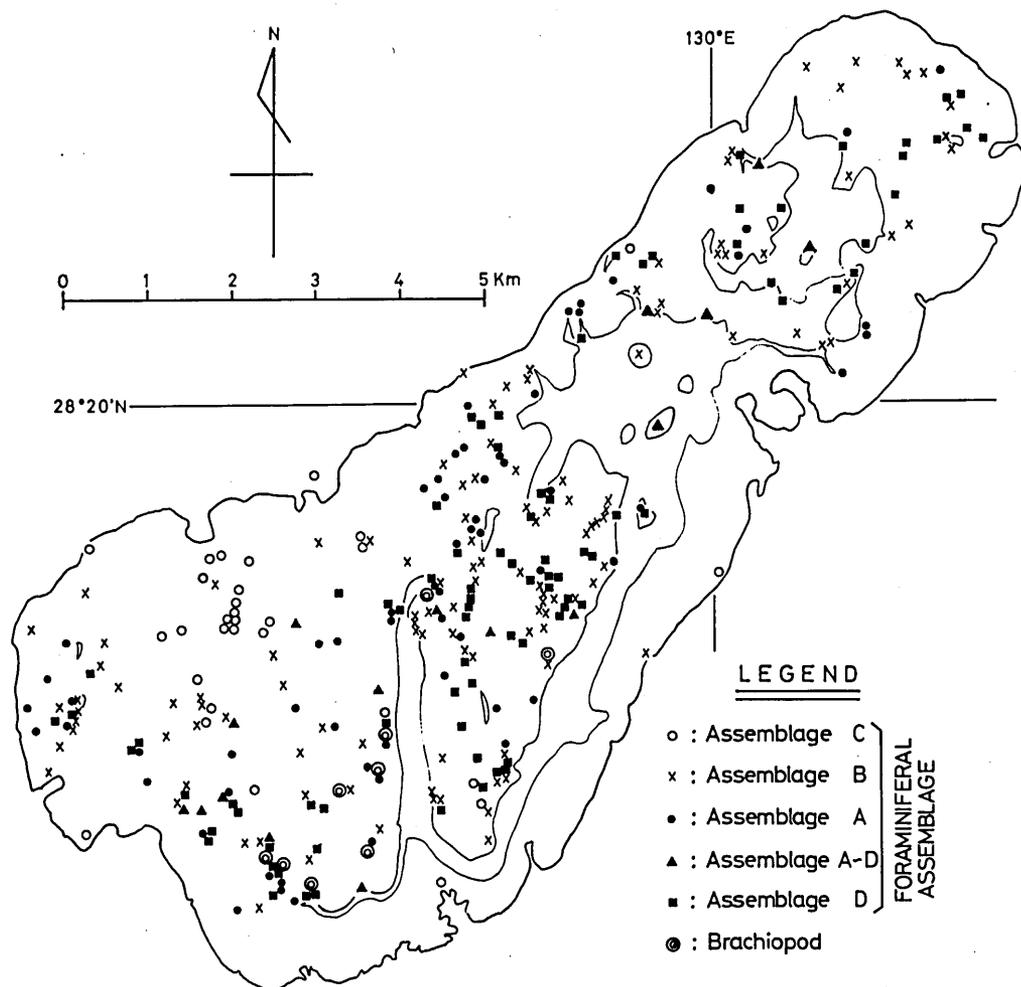


Fig. 7. Map showing the distributions of foraminiferal assemblages and brachiopods in Kikai-jima.

は筆者は、腕足類と有孔虫群集についての観察事実を述べておく (Fig. 7)。

**腕足類** 野外および試錐岩芯の観察では、腕足類遺骸の産出地点は全島に分布しているのではなく、上嘉鉄北方から川嶺にかけての一带、百之台、城久に限って認められた。含有層は下部層百之台層に属する。とくに多数の腕足類を産出するのは上嘉鉄北方であり、そこから川嶺にかけて産出地点が比較的集まっている。

**有孔虫群集** 野田 (1976, 1984b) は、与論島と沖永良部島の琉球石灰岩中に含まれる有孔虫群集をA・B・C・Dの4群に分類した。喜界島でも以下に示す通りほぼ同様の4群集が識別された。

A群: *Amphistegina* と大形の *Operculina* が卓越し、*Baculogypsinoides* を普通に含む。露頭

によっては多数の *Cycloclypeus* を伴う。

B群：主に *Calcarina*, *Baculogypsinoides*, *Amphistegina* から成る。

C群：*Calcarina* と *Baculogypsina* を豊富に産し、ことに後者を特徴的に含む。

D群：多数の浮遊性有孔虫類で特徴づけられ、大型有孔虫類はやや少ない。大型有孔虫では *Amphistegina* が卓越し、*Baculogypsinoides* はややまれである。*Operculina* や *Cycloclypeus* が認められることもある。

実際の有孔虫群集には中間的性格を示す場合があり、また4群は層序的に必ずしも上下関係にあるのではなく、その分布はむしろ琉球石灰岩の岩相の分布と調和的であり、地理的にも時間的にもおおまかにはC群—B群—A群—D群と遷移する傾向がある。各有孔虫群と岩相型との分布上の関連は概略次のようになっている。A群：algal pisolite 型および bio-micrite ~ -micrudite 型 (特に含大型有孔虫岩亜型)、B群：algal-coralline biolithite 型および intra-bio-sparite ~ -sparrudite 型、C群：intra-bio-sparite ~ -sparrudite 型、D群：bio-micrite ~ -micrudite 型 (特に planktonic foraminiferal biomicrite 亜型)。

有孔虫群集と層序との関係としては、下部層百之台部層にはA・B・D群が、中西部層にはC群と一部にB群が、上部層湾部層にはC群 (ごく一部にはB群) が、荒木部層にはB群が認められる。離水珊瑚礁と海浜砂中の有孔虫群集はC群 (前者の一部はB群) である。

## E. 堆積環境と堆積史

既に筆者は琉球石灰岩中に特徴的に認められる生物の生息環境や各岩相型の堆積環境を特に深度について考察した (野田, 1984b)。それによると喜界島の琉球石灰岩中に認められた岩相型の堆積環境は概略次のようになるであろう。

Algal pisolite 型は、水深50mから150mの範囲の礁前面の砂礫質底の堆積物であろう。

Algal-coralline biolithite 型の堆積環境は、水深0mから100m前後に及ぶが、最適の環境としては礁湖から礁原にかけての浅い海水の循環のよい所が考えられる。

Bio-micrite ~ -micrudite 型のうち含大型有孔虫岩亜型は珊瑚礁前斜面の下縁に当たる水深70m~110mの砂礫質底の堆積物であり、さらにその沖合に planktonic foraminiferal biomicrite 亜型の堆積環境があったと考えられる。

Intra-bio-sparite ~ -sparrudite 型は、波浪による削剝を受けるごく浅海の高エネルギー環境の堆積物であろう。

次に筆者は喜界島の琉球石灰岩の堆積史を推論するうえでいとぐちとなる基盤地形について考察しておく。

### 1. 基盤地形

琉球石灰岩の堆積が堆積前の地形にどのように影響されているかを知るには、琉球石灰岩堆積当初の基盤 (早町層) の地形が解明されなければならない。現在の基盤地形については波多江ほか (1964) や藤井ほか (1976)、梶倉ほか (1977) の報告がある。梶倉ほか (1977) にその後の試錐および地表調査の資料を加えて作成した基盤地形図を Fig. 8に示す。基盤地形は、大局的には上位段丘と低位段丘に対応して各々平坦面が存在すると言い得るが、各段丘上でも

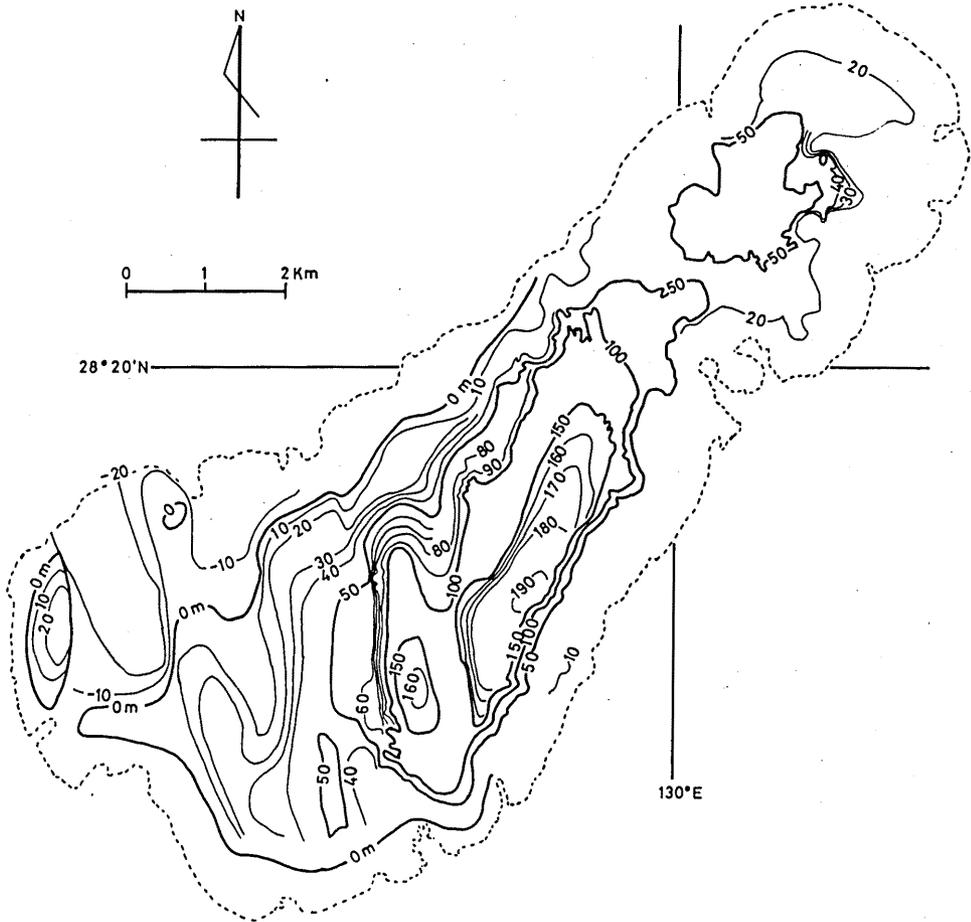


Fig. 8. Structure contour map of the upper surface of the Somachi Formation in Kikai-jima.

著しい凹凸が認められる。基盤の地形は、上位段丘上では現在の地形に対応しているが、低位段丘上では現在の地形に対応している所もあればそうでない所もある。この現在の基盤地形から琉球石灰岩堆積後に加えられた変形運動を差引いたものが琉球石灰岩堆積前の地形ということになるが、ここではそれについて詳論する資料がない。逆に早町層を不整合に覆う琉球石灰岩の最下部の岩相から大まかな原地形を推定することが可能であり、それを次に述べる。

百之台部層最下部の岩相については次の点の特筆される。

その1は、基底に陸源砂礫岩層の発達がきわめて貧弱なことである。琉球石灰岩の基底に泥質物質が多量に混入するのは普通10数cmまでであり、基底から数10cmの所や城久におけるように最下部の厚さ2mの琉球石灰岩中に早町層由来の礫が含まれることはむしろまれである。早町層の泥岩層を覆って優白色石灰岩が直接する所や、坂嶺では早町層に直接して *Operculina* 殻の累積した含大型有孔虫岩が重なっている所もある。不整合面上には基底礫岩が重なるとす

る一般則は成り立たない。まして沖永良部島に見られるような基盤地形の谷部を埋積した数10mの厚さの陸源砂礫岩層が発達することはない。

その2は、百之台部層基底の琉球石灰岩の岩相は、ほとんどの場合 algal pisolite 型や biomicrite~micrudite 型（しばしば含大型有孔虫岩亜型）であることである。それに対して algal-coraline biolithite 型はほとんどなく、また intrasparite 型のような高エネルギー環境下の堆積物も皆無である。すなわち、琉球石灰岩の基底の岩相はほぼ一様であり、やや深い環境の堆積を示す周縁相の堆積物で代表される。

以上の事実から次の2つのことを推定することができる。その1として、基底の岩相がほぼ一様であることから琉球石灰岩堆積前の基盤地形は、現在の基盤地形とは対照的になだらかな地形であったであろう。その2として、基底の岩相が周縁相であることから、琉球石灰岩の堆積の始まった時の海底は水深50m前後以深であったであろう。

また琉球石灰岩産化石類からは以下のような堆積環境が示唆される。

上嘉鉄北方500mの台地（百之台部層）から半沢によって採集された単体珊瑚については、Yabe & Eguchi (1932) が27種を認め、100m±の生息深度を推定している。腕足類については Yabe & Hatai (1935) が6種を認め、単体珊瑚とほぼ同様な深度が示されている。Kataoka (1961) は蘇虫類に122種を認め、生息深度を30m以深と推論した。

生物相の項で述べたように、百之台部層中の腕足類遺骸の分布は上嘉鉄北方一帯に特に集中する傾向が認められる。このような腕足類遺骸の偏在性は沖永良部島においても認められ、沿岸流が障壁によって妨げられる下流側に腕足類が生息する傾向があると考えられた（野田, 1984b）。上嘉鉄北方から採集された蘇虫類化石群集を検討した Kataoka (1961) は、その生息環境として強い水流の所よりも sheltered water 条件下を推論した。これらのことから、百之台部層堆積当時に上嘉鉄北方一帯は沿岸流の下流側に当たっていたとも考えられる。

## 2. 堆積史

これまでの記述に基づいて喜界島の琉球層群の堆積史を考察する。

### 下部層

#### 百之台部層

島尻層群早町層は堆積後隆起し、侵食を被って沈降した。百之台部層最下部の岩相には顕著な地理的差異が認められないことから、本部層堆積当初の基盤岩層は比較的起伏の少ない地形を呈していたであろう。また早町層を直接覆う岩相が多くの地点で algal pisolite 型や biomicrite~micrudite 型の周縁相であることから、百之台部層の堆積開始期には海底が水深50m前後にまで沈降していたであろう。中西西部のように早町層の海底でも比較的高まった部分には早い時期に珊瑚や石灰藻の生育があって algal-coraline biolithite 型が堆積し、その麓部に当たる城久では早町層から洗い出された堅硬な中礫を含む石灰砂礫岩の堆積があった。

百之台部層中には大規模な algal-coraline biolithite 型岩相は少なく、algal pisolite 型や biomicrite~micrudite 型岩相が卓越することから、本部層堆積期間を通じて恒常的な陸域はなく、海底は多くの場合数10mから100m+の深さを昇降したと考えられる (Fig. 16上)。そのような海底で比較的高まった部分であった百之台・中西一帯から川嶺およびその西方の湾頭原にかけてはやや頻繁にパッチリーフが形成され、algal-coraline biolithite 型が堆積した。このよう

なパッチリーフは、海面の上昇に伴って上方に成長することも少なかったであろう。海水温が十分に高くなかったことや栄養分が豊富でなかったことが考えられる。腕足類はこれらのパッチリーフの形成された南西側に多数産出しており、沖永良部島の場合と比較すれば、卓越した沿岸流は北東から南西に向うものであったと考えられる。

百之台部層堆積後、堆積盆は西に緩く傾動して少なくとも百之台一帯は浅化し、陸域となるかごく浅海で波浪による侵食を受けるかして今日の上位段丘面の主部が形成された。

#### 中西部層

海水面が現在の百之台の標高190m付近に比較的短期間停滞した時期に百之台部層の侵食と中西部層の堆積が行われた。侵食と堆積の両者共小規模であった。百之台周辺はごく浅海的环境下、百之台部層の削剝により供給された intraclast を多数含む石灰砂礫岩の堆積があり、また陸域の西側では珊瑚や石灰藻が生育して biolithite の堆積があった。中西の石灰砂礫岩堆積時には、これまでほとんど見られなかった有孔虫 *Baculogypsina* が多数生息していた。

陸域ないしごく浅海環境であった百之台一帯では、intra-bio-sparite~sparrudite 型や algal-coralline biolithite 型岩相が百之台部層を不整合に覆って堆積したのに対して、西方の赤連一湾一中里一帯では、やや深い環境で algal pisolite 型や bio-micrite~micrudite 型岩相が堆積しており、少数の *Baculogypsina* 殻が百之台一帯のごく浅海域から搬入されてきた。

#### 上部層

##### 湾部層

下部層堆積後、NNE-SW方向やN-S方向の断層運動を伴った地殻変動があつて、下部層は種々の高度に転移されて隆起した。下部層時代よりも広い陸域が出現し、伊実久に見られるように百之台部層中には石灰洞が形成され、cave pisolith を含む洞窟堆積物が堆積した。続いて海面が上昇し、現在の標高70~30mに停滞した時期に侵食作用と湾部層主部の堆積によって低位段丘の原形が形成された。百之台一帯は陸域であった。

湾部層堆積期には、小規模な珊瑚や石灰藻の生育はあったものの珊瑚礁と呼ぶほどのものはなく、*Baculogypsina* や *Calcarina* などの有孔虫殻や百之台部層から由来した intraclast を含む層理や斜交層理の発達した intra-bio-sparite~sparrudite 型岩相がごく浅海に堆積した。

##### 荒木部層

荒木部層は海面が現在の標高50m付近から断続的に退いていく過程で堆積したものである。下位層の削剝とそれによって供給された物質を含む石灰砂礫岩の堆積によって低位段丘が形成された。北東部地域の佐手久付近では珊瑚の生育もあり coralline biolithite 亜型が堆積したが、全体としては造礁活動の衰退期であった。またこの時期は有孔虫 *Baculogypsina* の減退期でもあった。

### Ⅲ. 与論島の琉球石灰岩

与論島の琉球石灰岩の層序と生物相、岩相については既に野田(1976)が報告した。その後も筆者はその層序区分について野外および室内において検討を重ね、また沖永良部島の琉球石灰岩(野田, 1984a, b)とも比較検討してきた。その結果として野田(1976)の層序区分に修正を加えたものをここに示し、堆積史にも言及することとする。層序区分の主な修正点は次の3

点である。第1は、野田(1976)の琉球石灰岩層に赤色礫層としたものをあわせて琉球層群としたことである。第2は、琉球層群を下部層と上部層に分けたことである。第3は、上部層と下部層を各々2部層に区分して、各部層に陸源砂礫岩層の発達を認めた点である。

### A. 琉球層群の層序

与論島の琉球層群は、基盤岩である立長層(中川, 1967, 二疊系)を不整合に覆って、島の南部の立長や東区一帯を除いたほぼ全島に分布する。琉球層群は野外で見られる上下関係や岩相、生物相の特徴から、低所から高所に累重する下部層と下部層にアバットして上位層ほど低所に位置する上部層に区分され、さらに両層は各々2部層に細分される(Table 2, Figs. 9, 10)。

#### 1. 下部層

本層は、野田(1976)の琉球石灰岩層の大部分に相当し、立長層露出地域を除いてほぼ全島に分布する。石灰岩と陸源砂礫岩から成る。本層のほぼ中位層準に挟まれる層厚4m~5mの陸源砂礫岩は、内陸側から海側に向って尖滅する所もあるが、かなり広い範囲にわたって追跡可能である。この陸源砂礫岩層を鍵層として、またそれが欠如する所ではその層準に相当する岩相と生物相の特徴の変化に基づいて、下部層は下位の**前浜部層**と上位の**城部層**とに細分される。

##### (a) 前浜部層

名称：新称。

模式地：大島郡与論町南東部地域南縁の前浜西方の急崖下部。

層厚：模式地(野田, 1976, loc. 3)では30m以上、古里での試錐(野田, 1976, loc. 20)では43.4m以上。

Table 2. Stratigraphic sequence in Yoron-jima.

AGE		STRATIGRAPHY	
Quaternary	Holocene	Holocene Deposits	
	Pleistocene	Ryukyu Group	terrigenous gravel, foraminiferal biosparite, algal-coralline biolithite
		Upp. F. II M.	terrigenous foraminiferal biosparite
		Upp. F. I M.	terrigenous conglomerate, foraminiferal biosparite
		Gusuku Member	REEF FACIES: algal-coralline biolithite; OFF-REEF FLOOR FACIES: algal pisolite
Lower Formation	Maebama Member	terrigenous conglomerate, algal-coralline biolithite	
Palaeozoic		Ritcho Formation	

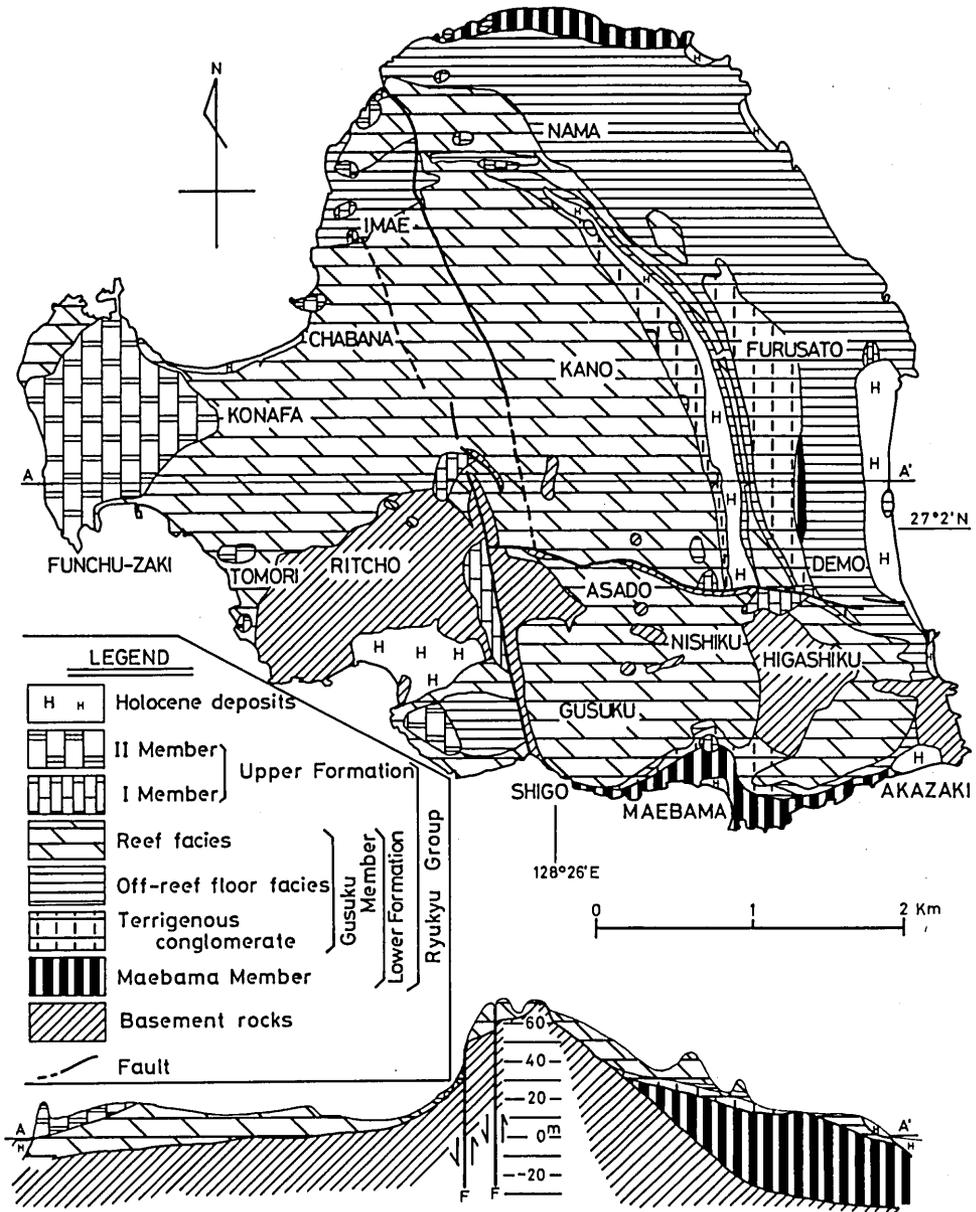


Fig. 9. Geological map and profile of Yoron-jima.

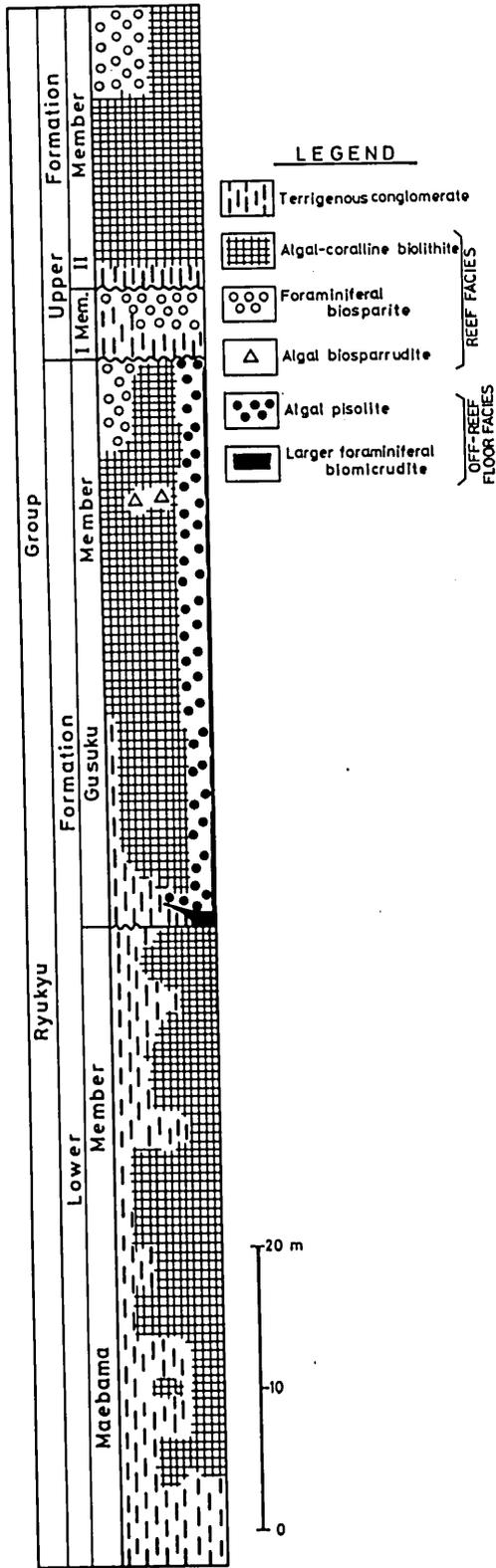


Fig. 10. Generalized stratigraphical columnar section of the Ryukyu Group in Yoron-jima.

層位関係：下位の立長層を不整合に覆う。

岩相：algal-coralline biolithite, 石灰砂礫岩, 陸源砂礫岩。

分布：模式地から東方の赤崎に至る南海岸の急崖下部や北東部地域の北海岸一帯と出毛<sup>で毛</sup>北方に限定された分布を示す。

前浜部層は、野田 (1976) の琉球石灰岩層下部層からその最上部の陸源砂礫岩層を除いた部分に相当する。本部層の主要構成岩石である algal-coralline biolithite と陸源砂礫岩とは相互に指交関係にあり、いずれが優勢であるかは場所によって異なり、基盤岩の呈する地形と密接に関係している。基盤地形 (野田, 1976, Fig. 10) が急斜面を呈する模式地の前浜西方では、標高 0 m ~ 約 10 m の間に基盤岩に由来する 1 ~ 2 m 大の巨礫を含む礫岩があり、その上位に大礫 ~ 中礫岩が石灰質物質の優勢な部分を挟んで標高約 30 m まで続き、さらに上位には次記城部層の陸源砂礫岩層が累重する。前浜付近では基盤岩が谷地形を呈して多量の陸源砂礫岩が堆積しており、その中に algal-coralline biolithite が大小のレンズ状に挟在されている。北東部地域の北海岸や出毛北方には白色堅硬な algal-coralline biolithite が露出する。

有孔虫群集に関しては、前浜東方から赤崎にかけて *Cycloclypeus* と *Operculina* で特徴づけられる A 群が認められるのを除いて、本部層の大部分は *Amphistegina* や *Calcarina* で特徴づけられる B 群で代表される。

#### (b) 城部層

名称：中川 (1967) の琉球層群城層を再定義。

模式地：大島郡与論町城南東部の急崖。

層厚：40 m。

層位関係：下位の前浜部層を一部不整合、大部分整合に覆う。

岩相：陸源砂礫岩と石灰岩から成る。Algal-coralline biolithite, foraminiferal biosparite, algal biosparrite から成る礁相と、algal pisolite を主体として含大型有孔虫岩を随伴する周縁相が区別される。

分布：基盤岩露出地域を除いてほぼ全島に分布する。

本部層は、野田 (1976) の琉球石灰岩層上部層に下部層最上部の陸源砂礫岩層を含め、後述の琉球層群上部層とした部分を除いたものである。礁相と周縁相から成る礁複合体として把握される。概略、礁相は内陸部に、周縁相は礁相の北および東の海側に分布している。礁相と周縁相の移行部では下位から上位に基本的には、陸源砂礫岩、含大型有孔虫岩、algal pisolite, algal-coralline biolithite の順に累重する。

模式地の城南東方 (野田, 1976, loc. 5) では、標高 34 m 付近まで前浜部層から連続する陸源中礫 ~ 細礫岩層がある。その陸源砂礫岩層の上部には前浜部層の侵食によってもたらされたものと考えられる石灰岩の中礫もまれに発見される。陸源砂礫岩の最上部 1 m ほどには大形の *Operculina* 殻が混入し、上方に向かって頻度を増し、*Cycloclypeus* 殻も認められるようになって含大型有孔虫岩の様相を呈する。さらに上位に向かっては厚さ 0.5 ~ 1 m の algal pisolite に漸移し、最上位に白色堅硬な algal-coralline biolithite が標高約 54 m まで累重する。含大型有孔虫岩や algal pisolite から成る周縁相は、ここから東方に向かって分布高度を下げながら赤崎まで分布する。

北東部地域の出毛西部から那<sup>な</sup>間に延びる弧状稜状地形 (ウロ山脈) の下部においても城南東

方と同様に、下位から陸源砂礫岩、含大型有孔虫岩、algal pisolite、algal-coralline biolithite の順に累重する状態が観察される。稜状地形の外側では、城部層最下部の陸源砂礫岩が尖滅し、algal pisolite を主体として含大型有孔虫岩を伴う周縁相が分布している。周縁相の有孔虫群は A 群で代表される。稜状地形一帯から内陸側およびその南への延長部や西部地域には、algal-coralline biolithite を主体とし石灰砂礫岩を伴う礁相が分布している。Algal-coralline biolithite としたのものの中には珊瑚と石灰藻の一方が卓越する所がある。また叶<sup>かのう</sup>東方の標高 45m 付近には、太田ほか (1978) が喜界島の完新世離水珊瑚礁の調査で報告したような礁前斜面上の異地性珊瑚より成る大礫質石灰礫岩様岩もある。北東部地域および南東部地域の algal biolithite 分布域中、標高 50~60m には algal biosparrudite の露頭が点在している。北東部地域西縁部から西部地域にかけては algal-coralline biolithite がしばしば石灰礫岩様を呈し、foraminiferal biosparite も分布する。礁相の有孔虫群集は B 群および *Baculogypsina* を特徴的に含む C 群で代表される (Fig. 11)。

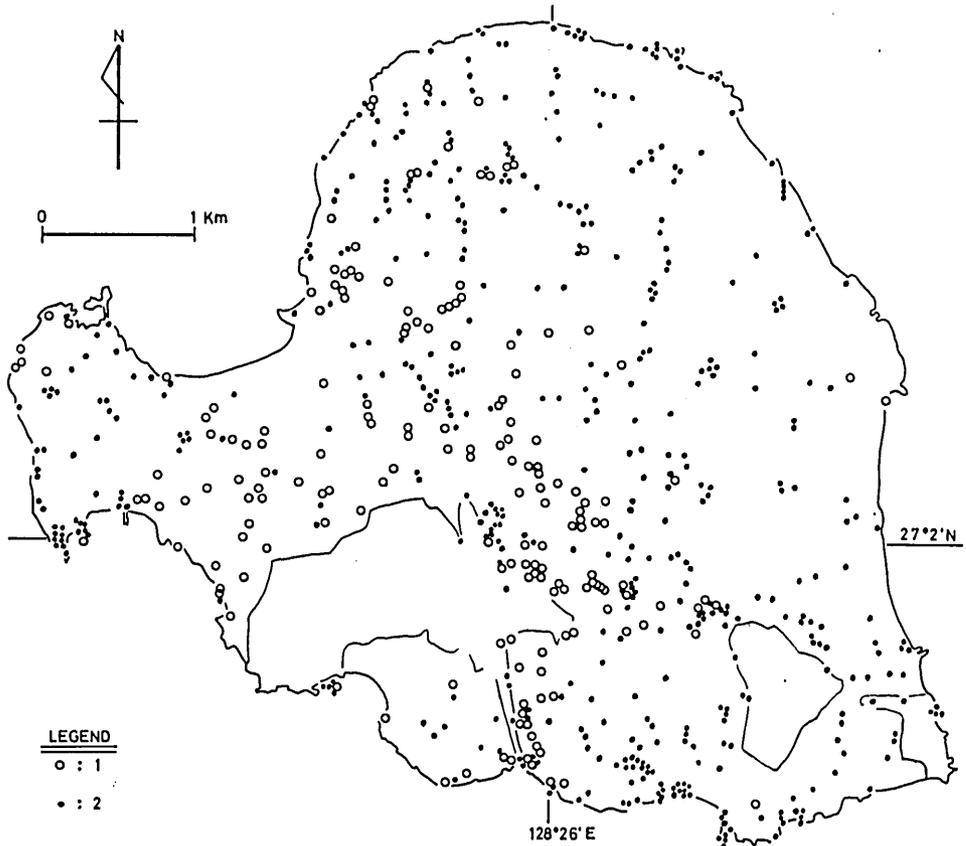


Fig. 11. Map showing the distribution of *Baculogypsina* in the Ryukyu Group of Yoron-jima.

- 1 : localities of thin sections containing *Baculogypsina*.
- 2 : localities of thin sections containing no *Baculogypsina*.

## 2. 上部層

本層は、野田 (1976) の琉球石灰岩層上部層礁相としたものの一部と赤色礫層をあわせたものである。立長層や下部層を不整合に被覆し、本島西縁部ではまとまって発達するが、その他ではパッチ状に分布するにすぎない。構成岩石は陸源礫層と石灰岩である。有孔虫群集に基づいて下位のI部層と上位のII部層に細分される。

### (a) I部層

模式地：大島郡与論町那間（ウロ山脈南側斜面）。

層厚：数m。

層位関係：琉球層群下部層を不整合に覆う。

岩相：foraminiferal biosparite, coralline biolithite, 陸源礫層。

分布：石灰岩は那間、古里、伊前に、陸源礫層は東区、立長、供利にいずれも限られた分布を示す。

本部層の石灰岩は那間段丘（中川，1969）上に分布し、有孔虫群集は *Baculogypsina* 殻を含みC群に属する。模式地や古里の岩相は foraminiferal biosparite で、分級度がきわめてよく多孔質である。同質の石灰岩は西部地域供利にも見られるが、下部層城部層から区別できない。伊前北部や那間西部には coralline biolithite が点在する。陸源礫層は一般に無層理であるが、立長東部では層理の発達が見られる。礫の円磨度は露頭により様々である。風化作用により赤色化している所もある。

### (b) II部層

模式地：大島郡与論町フンチュ崎。

層厚：20m。

層位関係：琉球層群下部層を不整合に覆う。上部層I部層との直接の関係は不明であるが、地形的にはより低位の段丘を構成する。

岩相：陸源礫層, algal-coralline biolithite, foraminiferal biosparite。

分布：標高22.4m以下の西部地域西部にまとまって分布するほか、立長南部、茶花、伊前に小露頭が散在する。

II部層は、野田 (1976) の琉球石灰岩層上部層礁相の一部を分離独立させたものである。*Baculogypsin* 殻を含まず、有孔虫群集はB群に属することが特徴の1つである。

フンチュ崎（野田，1976, loc. 28）では、海面から標高2～3mまで下部層城部層礁相の石灰砂礫岩を伴う algal-coralline biolithite があり、これからは *Baculogypsina* 殻を産する。その上に上部層II部層の基底礫層である厚さ2mの陸源大礫層が重なる。さらに上位には標高約10mまで石灰砂礫岩を伴う coralline biolithite が累重しており、この中には *Baculogypsina* 殻は認められない。基底の陸源大礫層は巨礫を伴って供利棧橋付近から模式地を経てフンチュ崎先端の海面まで、西に高度を下げながら追跡される。本部層分布域の台地上では石灰岩中に陸源中礫～大礫が混入することがあり、また珊瑚塊や大礫大の intraclast より成る固結のやや悪い石灰大礫層状を呈する所もある。幸名波西方には城部層の algal-coralline biolithite を覆って foraminiferal biosparite が分布しており、分級度はきわめてよく、有孔虫 *Calcarina* 殻を多量に含むが、*Baculogypsina* 殻は見られない。同様の露頭は伊前にも分布する。

II部層分布域の縁辺部に当たる立長南部、フンチュ崎、本島西端東方、茶花の4露頭では、

algal-coralline biolithite 中に数10cmから1～2 mの空間を占めて algal pisolite が認められた。この algal pisolite は、野田 (1976, 1984b) の周縁相 algal pisolite と比較すると、石灰藻球の直径が数mmから2 cmで、1.3cm前後のものが多く、やや小形であること、石灰藻球の核にしばしば珊瑚片が見られること、石灰藻の同心円状の被膜層が核の大きさに比較して薄いこと、石灰藻の被膜層が緻密でなく、その厚さの変化が大きいことなどに特徴がある。周縁相 algal pisolite と区別して礁相 algal pisolite とする (plate I, Fig. 5)。

## B. 堆積環境・堆積史

与論島の琉球層群の岩相は、野田 (1976) で分類が試みられ、terrigeneous conglomerate 型、algal pisolite 型、algal-coralline biolithite 型 (algal biolithite 亜型、coralline biolithite 亜型)、foraminiferal biosparite 型、algal biosparrudite 型が区別されている (Fig. 12)。これらのうち algal-coralline biolithite 型、foraminiferal biosparite 型、algal biosparrudite 型は礁相を構成するもの、algal pisolite 型は周縁相を構成するものである。野田 (1976) では各岩相型を“相”と称したが、ここでは野田 (1984b) にならって“型”と改め、“相”はより広い意味での礁相、周縁相として用いることにした。以下、与論島の琉球層群の堆積環境と堆積史について考察を加える (Fig. 13)。

### 1. 下部層

下部層は全体として海進期の堆積物である。この時代には石灰岩の堆積が盛んであるが、陸源砂礫岩も相当量伴われ、また一時的な石灰岩堆積の衰退期を挟んでいる。

#### (a) 前浜部層

与論島における琉球層群の最下部層であり、現在の地形で標高30～35mまで海進があった時代に堆積したものである。基盤岩類の呈する地形の影響を強く反映している。石灰岩の堆積に先行して陸源礫岩の堆積があった。ことに南東部地域の前浜一塩川間の基盤地形が急斜面を呈する所では陸源巨礫岩層が堆積した。前浜付近は基盤岩類が南方に開く谷地形を呈しており、下部層堆積期間を通じて陸源砂礫岩の堆積が卓越しているが、その中・下部には algal-coralline biolithite の大小のレンズが挟まれており、種々の規模のパッチリーフの形成があったと考えられる。前浜から東方の赤崎にかけては、陸域からも遠ざかり、陸源物質の供給は少なくなり、石灰岩中には *Cycloclypeus* や *Operculina* が含まれ、やや深い環境での堆積が進んだであろう。

北東部地域の古里一帯では基盤岩類が谷地形を呈しており、試錐からは石灰岩と陸源砂礫岩の互層が認められ、前者が卓越するが、その中にも一般に微量の陸源物質が混入する。石灰岩は algal-coralline biolithite で代表され、礁の発達があったと考えられるが、挿話的に陸源物質の供給が優勢な時期がある。石灰岩の岩相の側方変化も著しく、biolithite とともに石灰砂礫岩の堆積もあった。那間一帯は基盤地形が平坦で緩傾斜をなし、基底の陸源砂礫岩の発達も悪く、ほとんど algal-coralline biolithite 型岩相で占められ、本部層堆積期間を通じて礁が形成されていたと考えられる。

この時代の陸域は、現在の島の中央部付近にあって、陸源物質を主として南方に、次いで東

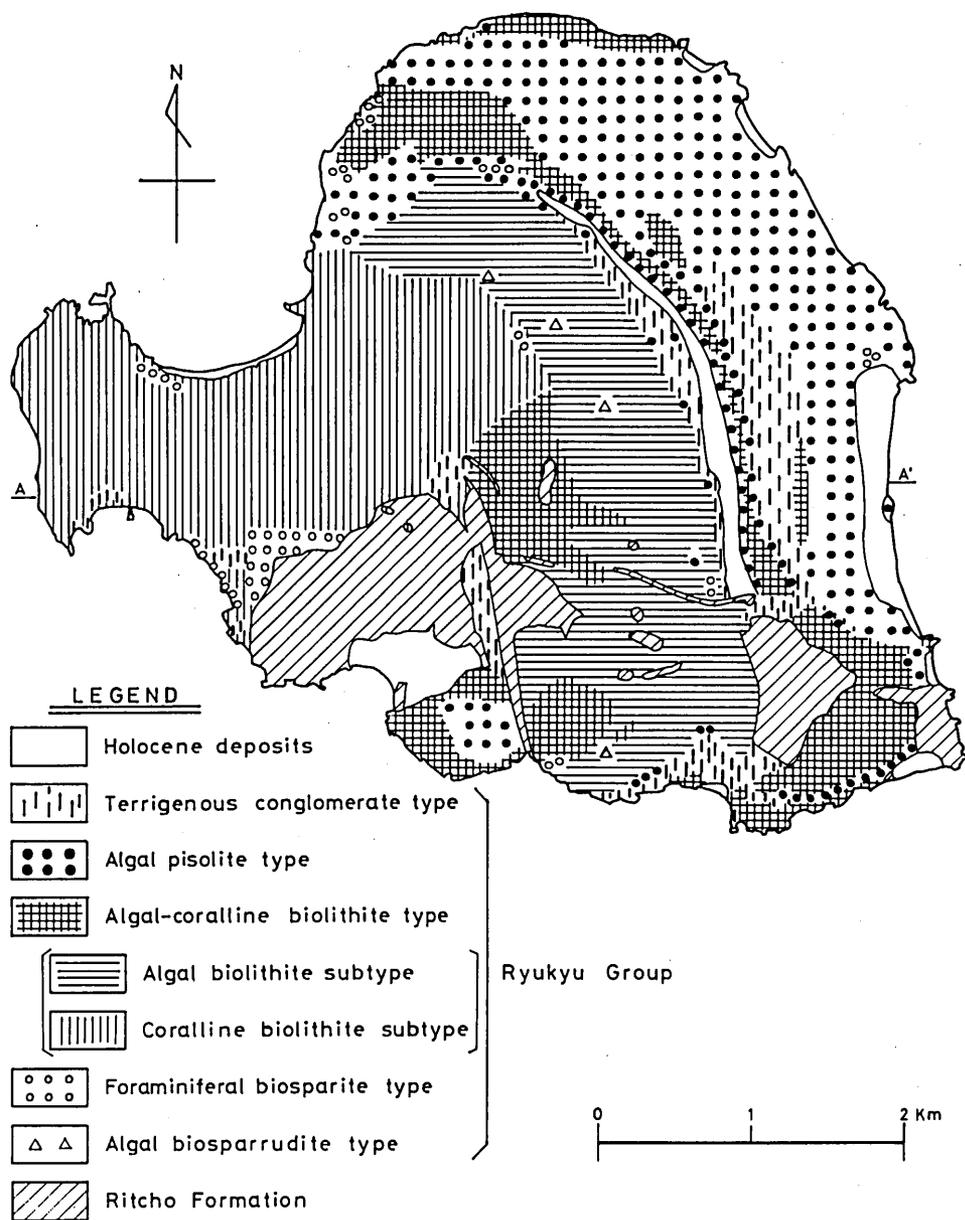


Fig. 12. Map showing the distribution of litho-facies of the Ryukyu Group in Yoron-jima (modified from Noda, 1976).

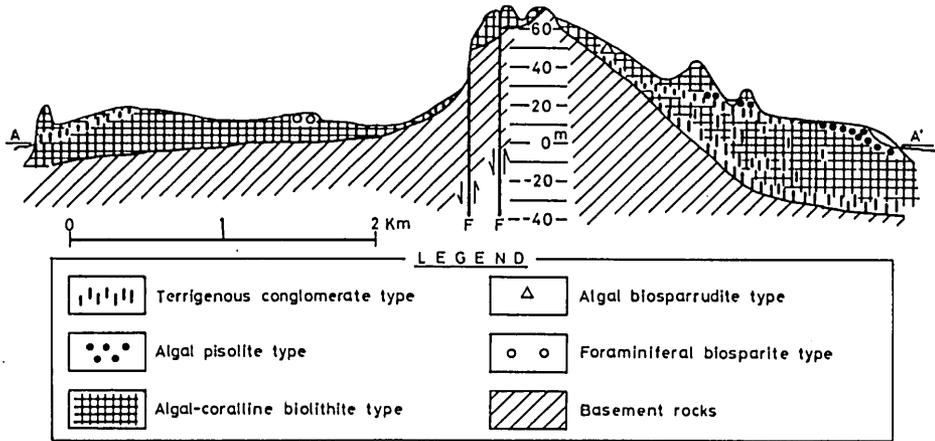


Fig. 13. Profile of the litho-facies of the Ryukyu Group in Yoron-jima.

方に供給していたであろう。

(b) 城部層

城部層の堆積は、一時的な石灰岩堆積の衰退期を示す陸源砂礫岩の堆積によって始まる。本部層は大部分の地点で前浜部層を整合に覆うが、前浜北部の基底の陸源礫岩中に下位層に由来すると思われる石灰岩の中礫が認められることから、一部には不整合も考えられる。陸源砂礫岩はかなり広い範囲にわたって分布するが、陸域からの距離や多分、後述する沿岸流の関係で、北東部地域の海岸一帯には堆積しなかったであろう。

陸源砂礫岩の堆積に続く海進に伴って石灰岩が堆積した。この石灰岩は岩相と生物相の両面から礁複合体として堆積したものと判断される。北東部地域の海岸部一帯から南東部地域東縁部にかけては、有孔虫群集A群を含み所によって含大型有孔虫岩を随伴する algal pisolite 型岩相——周縁相——が50m～100mの深さの海底で堆積した。その周縁相の内側を占め、一部では周縁相と指交関係をなして algal-coralline biolithite 型を主体とする礁相が堆積した。礁相の岩相には地域によって変化が認められ、南東部地域西半および北東部地域の岬を中心とする標高50mの一帯には、有孔虫群集B群を含む algal biolithite 亜型が連続的に分布する。この algal biolithite 亜型分布域上に点在する algal biosparrodite 型岩相は礁縁付近における波浪の強い高エネルギー環境下の堆積物であろう。Algal biolithite 亜型分布域の東縁部からウロ山脈に至る一帯には、波浪の同時侵食によると見られる大礫大 intraclast が頻繁に含まれたり集積したりする所があり、この部分は礁前斜面に当たると考えられる。Algal biolithite 亜型のさらに内側（西側）、すなわち北東部地域西縁から西部地域一帯にかけては有孔虫群集として大部分C群を含む coralline biolithite 亜型が広がる。一般に多孔質で固結は必ずしもよくなく、石灰砂礫岩を多量に伴い、珊瑚はしばしば成長位置から転倒している。このような西部地域の大部分は back-reef apron に相当する所であろう。

Fig. 16中および野田 (1976) の Fig. 11は本部層堆積時の環境を示す。この時代の珊瑚礁は Maxwell (1968) の open ring reef あるいは composite apron reef に近いものであったと考えられる。供利一帯の foraminiferal biosparite 型岩相は沿岸流が島によって妨げられる内側（北

西側)に堆積したものと見なされること、沿岸流に直面していたであろう礁縁の堆積物と見られる algal biolithite 亜型や algal biosparrudite 型は島の中央部東寄りに南北に配列していることから判断すると、この時代の沿岸流あるいは卓越風の優勢な方向は東から西に向かうものであったであろう。

## 2. 上部層

本層は全体として海退期の堆積物で、堆積盆は上部層の堆積と相前後して断層運動を伴って隆起した。

### (a) I部層

I部層は侵食作用の卓越した海退期の堆積物で、海退に伴って *Baculogypsina* を含む有孔虫群集C群で特徴づけられる石灰砂礫岩 (foraminiferal biosparite 型) や基盤岩類分布域に近接して陸源礫層が堆積した。いずれも限定された分布を示して散在しており、南北および東西断層の形成と相前後して堆積したものである。この両断層は供役的で、西区北方ではわずかながら逆断層成分が認められ、南東-北西方向の水平応力に起因するものであろう。

### (b) II部層

II部層は那間段丘形成末期の堆積物であり、島の中央部一帯を陸域として現在の標高22.4m以下に堆積した。供利港棧橋付近からフンチュ崎にかけて分布する本部層基底の陸源大礫層は、南東方の立長一帯に露出する基盤岩類 (立長層) に由来すると考えられる弱変成の石灰岩、粘板岩、砂岩、塩基性溶岩、チャートなどの礫から構成されており、北-北西方向に尖滅している。基底礫岩の堆積に続いて西部地域西部を中心に珊瑚礁の形成があり、algal-coralline biolithite 型を主体とし、一部 foraminiferal biosparite 型を伴う岩相型が堆積した。Algal-coralline biolithite 型中には大礫質石灰礫岩様の部分や礁性 algal pisolite を伴う所がある。

この時代の堆積物は西部地域にのみ限られていて、北東部および南東部地域にはその分布が認められない。東部地域では侵食作用が卓越しており、全体としてII部層時代の造礁活動は活発でなかったと推察される。このような造礁力の低下や礁相中に他層準では見られない礁性 algal pisolite を伴う所があること、この時代に有孔虫 *Baculogypsina* が生息しなかったことなどは、II部層時代の気温の寒冷化を示唆するものではなかろうか。基底の陸源礫の運搬方向、礁の形成や石灰砂の堆積が島の西側に限られることから、この時代の支配的な沿岸流または卓越風の方向は南東から北西に向かうものであったと考えられる。

## IV. 沖永良部島の琉球石灰岩

沖永良部島の琉球層群については野田 (1984a, b) が報告しているので、ここではその層序と堆積相・堆積環境の概略を述べるにとどめる (Table 3, Figs. 14, 15)。

琉球層群は、基盤の古生界根折層 (中川, 1967) と貫入岩類にアバットしており、低所から標高200mの高位段丘面まで累重する下部層と、これと不整合の関係にあり、上位層ほど低所に分布する上部層に区分される。

下部層は大山 (標高246m) を中心とする南西部地域に模式的に発達し、岩相と生物相から礁相と周縁相に区分される。大略、礁相は内陸部に、周縁相は海側に分布しており、両者は相

Table 3. Stratigraphic sequence in Okinoerabu-jima (after Noda, 1984a).

AGE		STRATIGRAPHY				
Quaternary	Holocene	Holocene Deposits				
	Pleistocene	Ryukyu Group	Upp. F. I	calcarenite-calcirudite terrigenous gravel		
			Upp. F. II	foraminiferal bio-sparite-sparrudite algal-coralline biolithite		
			Member D	(Inland ← sea)	REEF FACIES	OFF-REEF FLOOR FACIES
					algal-coralline biolithite	
					terrigenous conglomerate	
			Member C		algal-coralline biolithite	pisolite
					terrigenous conglomerate	bio-micrite - micrudite
			Member B		algal-coralline biolithite	algal
				terrigenous conglomerate		
Member A		algal-coralline biolithite				
		terrigenous conglomerate				
Pre-Tertiary	Neori Formation & Intrusive Rocks					

互に側方へ移化する。周縁相を構成する岩相型は、algal pisolite 型と bio-micrite ~ micrudite 型であり、後者の中にはさらに含大型孔虫岩亜型、bryozoan biomicrudite 亜型および planktonic foraminiferal biomicrite 亜型が識別される。礁相を構成する岩相型は、algal-coralline biolithite 型、foraminiferal biosparite ~ sparrudite 型および algal biosparrudite 型である。有孔虫群集に関しては、A・B・C・Dの4群が識別されており、各群は喜界島や与論島の同名の群と同じ内容である。周縁相はA群とB群、D群で、礁相はB群とC群で特徴づけられる。礁相から周縁相の一部にかけては基底礫岩を含めて4層の陸源砂礫岩が認められ、これらを鍵層にして下部層は下位からA・B・C・Dの4部層に区分される。各部層とも礁相と周縁層の移行部では、下位から上位に基本的には陸源砂礫岩、含大型有孔虫岩、algal pisolite、algal-coralline biolithite ないしこれと同時に異相と考えられる石灰砂礫岩の順に累重している。

裾礁が形成された大山周辺の東側と西側とでは岩相や生物相に差異が認められ、特に下部層最上位のD部層は上位層に覆われる部分も少なく、全体の岩相および生物相の変化がよく把握される (Fig. 16下; 野田, 1984b, Fig. 3)。D部層礁相について見ると、大山の東側では石灰砂礫岩が少なく algal biolithite 亜型が卓越し、全体として優白色堅硬である。Algal biosparrudite 型も分布する。有孔虫群集は、C群も認められるが、B群が優勢である。概略、ここは James (1983) の reef-rimmed platform に相当する礁原であったと考えられる。これに対して

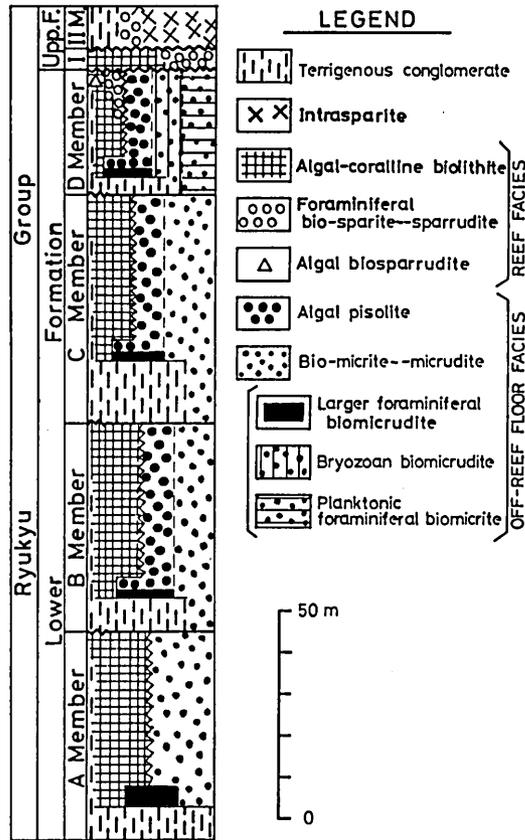


Fig. 14. Generalized stratigraphical columnar section of the Ryukyu Group in Okinoerabu-jima (after Noda, 1984a).

大山の西側は shoal-rimmed platform に相当する礁原で、石灰砂礫岩が多く、coralline biolithite 亜型が卓越し、珊瑚塊を含んで大礫質石灰礫岩様を呈する所もあり、また陸源物質が混入し淡褐色を呈する所もしばしば見られる。一般に多孔質であり、有孔虫群集はC群で代表される。西側の礁相の西縁部には foraminiferal bio-sparite~sparrudite 型岩相が分布する。以上のような礁相から海側へは、東側西側とも、礁相と一部指交関係で周縁相の algal pisolite 型岩相、ついで bio-micrite~micrudite 型岩相（内側から外側に含大型有孔虫岩亜型、bryozoan biomicrudite 亜型、planktonic foraminiferal biomicrite 亜型）が配列している。

上部層は、標高100m以下に分布し、より高標高部に分布する下位のI部層と低標高部に分布する上位のII部層に2分される。I部層は algal-coralline biolithite 型と foraminiferal bio-sparite~sparrudite 型岩相から成り、II部層は陸源砂礫層、intrasparite 型および foraminiferal bio-sparite~sparrudite 型岩相から成る。上部層の有孔虫群集はC群で代表される。

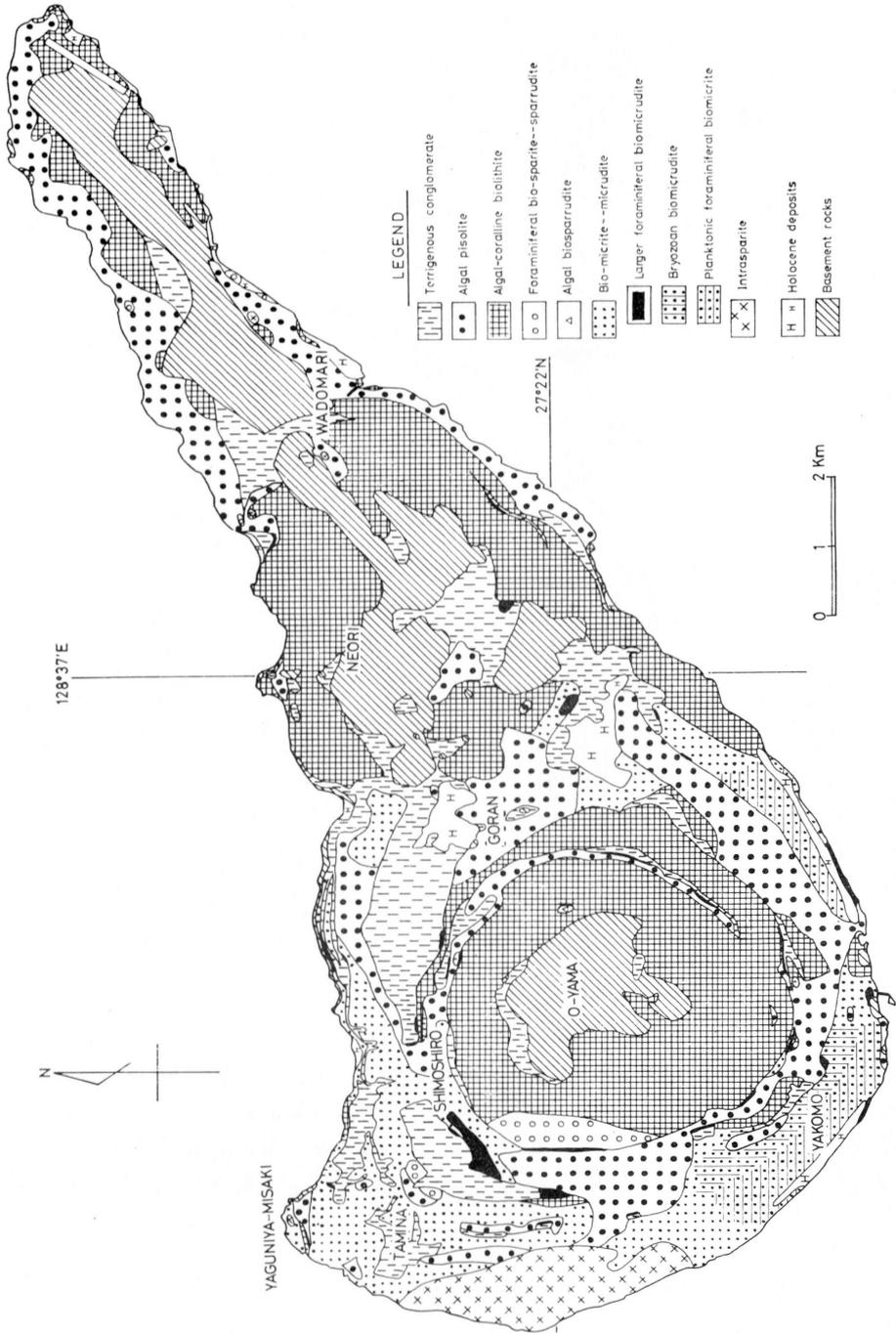


Fig. 15. Map showing the distribution of litho-facies of the Ryukyu Group in Okinoerabu-jima (after Noda, 1984b).

## V. 総括

これまでに筆者は喜界島、与論島、沖永良部島の琉球石灰岩の層序区分を試み、堆積相の詳細を明らかにして、堆積環境と堆積史を考察してきた。ここでは3島の琉球石灰岩中に識別された岩相と生物相、特に有孔虫群集を概括してそれらの特徴を比較検討するとともに、琉球石灰岩の堆積相を規制した基盤の役割について考察を加える。さらに3島間の琉球石灰岩の対比を試み、堆積史を要約しておく。

### A. 岩相

琉球層群の岩相は、非石灰質物質の優勢な部分と石灰質物質の優勢な部分とに2大別される。前者は陸源性の礫岩、砂岩、泥岩で代表され、その分布はむしろ局部的である。後者は、ほとんどが石灰質生物遺骸によって構成される石灰岩から成る。

石灰岩は碎屑性の石灰砂礫岩を主体とするが、原地性の biolithite も普通に認められる。一般に多孔質で、白色から淡褐色を呈する。石灰砂礫岩を構成する allochem は主として化石片であるが、intraclast も普通に伴われ、沖永良部島と喜界島の上層では重要な要素となっている。Pellet も認められるが量的に少ない。今日の琉球近海と同様に oolith の典型的なものは認められない。化石片としては石灰藻片と有孔虫殻が主であるが、蘚虫片もよく随伴し、露頭によっては主要な要素となっている。棘皮動物片も普通に認められ、斧足類や腹足類の遺骸も見られる。沖永良部島と喜界島では腕足類遺骸も産出する。珊瑚片は現世海浜砂礫中には普通に認められるが、琉球石灰岩中にはまれであり、ことに中礫大より小さいものは八放珊瑚の骨片を除いてほとんど認められない。基質は sparite 質の場合と micrite 質の場合の双方があり、与論島では前者が、喜界島では後者が卓越しており、沖永良部島では micrite 質のものがやや優勢である。Biolithite には石灰藻と珊瑚の両者で構成されるものや、一方が特に卓越するものがある。石灰藻は球状体として石灰砂礫中に散在したり集積したりして algal pisolite を形成する所がある。喜界島の一部には洞窟堆積物がある。

筆者は野外の観察に鏡下での検討を加えて、琉球石灰岩中に6つの岩相型を識別した。これらに陸源物質の卓越する部分を1型として加えれば7型となる。ここでは野田(1976, 1984b)の記載も考慮しながら各岩相型の特徴とその示す堆積環境を要約し、あわせて与論・沖永良部・喜界3島におけるこれらの発達状態について述べる。

#### 1. Terrigenous conglomerate~mudstone 型

琉球層群中の非石灰質物質の卓越する部分を一括して本型とする。陸源性の礫岩、砂岩、泥岩から成り、粗粒砂岩から中礫礫岩が卓越する。これらは、一般に灰褐色を呈し、石灰質岩への移行部や海岸の露頭を除いて固結は悪い。粒子の円磨度は概してよく、分級度はよい部分もあるが全体としては悪い。普通無層理であるが、層理や斜交葉理の発達する所もある(Plate I, Fig. 1)。

与論島と沖永良部島では、本型は主として下部層中に発達し、一部、上部層の段丘層としても分布する。下部層では不整合面近くで巨礫を伴うことがあり、また基盤地形の谷部を埋積し

て中礫礫岩～粗粒砂岩が数10mの厚さに累重している所もある。石灰岩のレンズを挟む所や石灰岩に側方移化する所も認められる。数層準に広く発達していることもあって下部層細分の鍵層となる。層厚の変化が著しく、しばしば内陸側から海側へ尖滅する。与論島や沖永良部島での礫種は、基盤岩に由来する塩基性変成岩が主で、砂質准片岩も普通に随伴され、その他、与論島では石灰質准片岩礫が、沖永良部島では泥質准片岩や花崗閃緑岩、玢岩の礫が認められる。

喜界島では、琉球層群の基底部に砂泥岩層が見られるが、その発達は悪い。喜界島の琉球石灰岩自体の中には陸源砂泥岩層が挟在されることはないが、石灰岩中にきわめて微粒の陸源物質がごく微量混在している。

## 2. Algal pisolite 型

本型の代表的な構成岩石は algal pisolite であり、普通石灰砂礫岩を伴い、ややまれに algal biolithite がある。石灰砂礫岩が優勢でその中に石灰藻球 (algal pisolith) が散在する場合も本型とする (Plate I, Figs. 2, 3, 4)。

Algal pisolite を構成する石灰藻球は長径数mmから約10cmの堅硬な小塊で、1 cmから4 cmの範囲のものが卓越し、棒状から亜球状を呈する。内部構造は、陸源物質、有孔虫殻、石灰藻自身、あるいは複数の石灰藻球を核として、1～数種の石灰藻が薄層状に(一部では皮殻性有孔虫を伴って)発達している。石灰藻球を取り巻く基質部は bio-micrite～micrudite から成る場合が多い。Bio-micrite～micrudite の allochem としては、石灰藻片のほかには有孔虫では *Amphistegina* 殻が多く、しばしば大形の *Operculina* 殻を随伴し、また *Cycloclypeus* 殻が含まれることもあり、浮遊性種もかなり頻繁に認められる。蘚虫類の破片も多く、両殻のそろった腕足類遺骸を伴う露頭もある。露頭では無層理の場合と30～50cmで明瞭に成層する場合とがある。

本型は3島の琉球層群下部層に発達する。喜界島では、ときどき algal pisolite に近接して coralline biolithite の分布が認められる。

本型の堆積環境としては、水深50mから150mの範囲の礁前面の砂礫質海底が考えられる。

本型を特徴づける algal pisolite に類似した岩質に、与論島の上部層II部層中に見られる礁性 algal pisolite (Plate I, Fig. 5) と、喜界島の上部層湾部層中に見られる洞窟堆積物としての cave pisolite (Plate I, Figs. 6, 7. Plate II, Figs. 1, 2) があるが、これらは分布もごく限定されており、独立の岩相型とはしない。

## 3. Algal-coralline biolithite 型

本型は algal and/or coralline biolithite と石灰砂礫岩から成り、両者は露頭のスケールで混在するのが普通である (Plate II, Figs. 4, 5, 6)。Biolithite を構成する珊瑚は、大半が塊状や厚板状のものであるが、まれに樹枝状や円盤状のものもある。石灰藻はサンゴモ科の石灰藻で代表され、薄層状構造の厚い堆積物を造ったり、珊瑚塊や石灰碎屑物を膠結したりしている

(Plate II, Fig. 3)。Biolithite には珊瑚と石灰藻の一方が卓越する場合があり、それによって coralline biolithite 亜型および algal biolithite 亜型が区別される。石灰砂礫岩を構成する allochem としては石灰藻片が卓越し、有孔虫殻、棘皮動物片、蘚虫片などの生物遺骸や intraclast も普通に認められる。大礫や巨礫大の珊瑚塊や algal-coralline biolithite の同時侵食性

の礫が多数累積する露頭があり、これも本型に含めておく。基質には sparry calcite と micritic calcite の両方がある。層理の発達是一般によくない。

本型は、与論島と沖永良部島の琉球層群下部層によく発達し、喜界島の下部層中にも普通に認められる。各島の上層中にも分布するが、層準によってはほとんど見られない場合もある。

本型を特徴づける algal-coralline biolithite の堆積環境は干潮線から水深100m 前後までの広範囲にわたると考えられるが、最も好条件の環境は礁縁、礁原から礁湖にかけての比較的浅い、海水の循環のよい所であろう。

#### 4. Foraminiferal bio-sparite~sparrudite 型

主要構成岩石は、bio-sparite~sparrudite である (Plate II, Figs. 7, 8) が、ごく一部には bio-micrite~micrudite の部分もある。その allochem としては大型有孔虫殻と石灰藻片が大部分を占め、分級度はよく、円磨度もかなりよい。大型有孔虫殻としては有棘殻の *Calcarina* と *Baculogypsina* が頻繁に認められ、*Amphistegina* は少ない。*Cycloclypeus* や大形の *Operculina* は含まれない。蘇虫類の破片は比較的少ない。多孔質な露頭が多い。本岩相中に algal biolithite や coralline biolithite はまれである。現世の海浜砂礫の固結した海浜岩も本型に属するが、この場合の基質は普通 micritic calcite である。

本型は与論島と沖永良部島の主として琉球層群上部層に、また沖永良部島では下部層D部層にも見られるが、いずれも広い分布を示さない。喜界島には認められない。

本型は、海浜や礁湖縁の堆積物あるいは sand cay の堆積物として堆積したものであろう。現在のこれらの堆積物と比較して琉球石灰岩中の本型中には珊瑚片が少ないが、この主な原因としては珊瑚片の溶脱が考えられる。

#### 5. Algal biosparrudite 型

構成岩石は biosparrudite で代表される。この biosparrudite は優白色~淡灰色で、分級度および円磨度のよい粗粒砂大から中礫大の allochem が白色斑状を呈して固結している (Plate III, Figs. 1,2,3,4,5,6)。Allochem としては石灰藻片が卓越し、intraclast も多数見られるが、有孔虫殻は著しく少ない。石灰藻片としてはサンゴモ科のものが多く、ミル科のもの (ハリメダ) も頻繁に認められ、露頭によっては allochem の大半を占める。ハリメダ片はしばしば溶脱されて孔隙をつくっている (Plate III, Figs. 1, 2)。野外では algal biolithite を覆って堆積しており、層理の発達する場合もある。鏡下では、基質に micritic calcite は皆無で、光輪状やモザイク状に sparry calcite 基質がよく発達している。

本型は、きわめて限定された分布を示し、与論島では下部層城部層中、北東部地域の50m 等高線に沿う4露頭と南東部地域の標高60m の1露頭に、沖永良部島では下部層D部層中、大山東側の標高165m 付近に見られるにすぎない。喜界島には認められない。

本型はごく浅海の礁原ないし礁縁の高エネルギー環境下の堆積物であろう。

#### 6. Bio-micrite~micrudite 型

本型の構成岩石である bio-micrite~micrudite は、基質として micritic calcite が卓越するだけでなく、allochem の分級度も円磨度も悪い。Allochem としては、大形の *Operculina* や *Cy-*

*cloclypeus* 殻の伴われるもの、蘚虫片の多いもの、浮遊性有孔虫殻の多いものが認められ、これによって本型中に含大型有孔虫岩 (larger foraminiferal biomicrudite) 亜型 (Plate III, Figs. 7, 8), bryozoan biomicrudite 亜型 (Plate IV, Figs. 1,2,3), planktonic foraminiferal biomicrite 亜型 (Plate IV, Fig. 4) の3亜型が識別される。

沖永良部島では、本型は下部層周縁相に発達しており、概略内陸側から海側に向かって含大型有孔虫岩亜型, bryozoan biomicrudite 亜型, planktonic foraminiferal biomicrite 亜型と帯状に配列する傾向が認められる。喜界島の下部層中にもよく発達しているが、ここでは bryozoan biomicrudite 亜型と planktonic foraminiferal biomicrite 亜型の分離が明瞭でなく、また、各々がまとまった分布を示さない (層準によっては典型的な planktonic foraminiferal biomicrite 亜型の発達がある)。与論島の下部層城部層中の含大型有孔虫岩は独立した岩相型とせず、algal pisolite 型の構成岩と見なす (野田, 1976)。

本型は、algal pisolite 型の堆積環境からさらに沖合にかけての堆積物であろう。

## 7. Intrasparite 型

代表的な構成岩石は、intraclast のほかに生物遺骸片を含む intrasparite であり、典型的な場合には灰白色堅硬緻密で、鏡下では sparry calcite 基質の発達が著しくよく、allochem の周囲に光輪状の sparry calcite が見られる (Plate IV, Figs. 5,6)。全体的に分級度も高い。明瞭な intraclast は下位層から由来したと考えられる biomicrite の破片から成る。Intraclast が下位層の削剝によるものであるなら、生物遺骸片も部分的には下位層から洗いだされたものである可能性が高く、intraclast として扱ってよいことになる。

本型は、沖永良部島では上部層II部層に見られ、典型的な露頭は矢護仁屋岬にある。本型に準ずる intra-bio-sparite ~ sparrudite 亜型は喜界島の下部層中西部層の一部と上部層を構成する。与論島には分布しない。

本型は下位層石灰岩が波浪による削剝を受けるごく浅海の高エネルギー環境下での堆積物であろう。

## B. 生物相

琉球石灰岩を構成している生物としては、石灰藻類、有孔虫類、珊瑚類、蘚虫類、腕足類、斧足類、腹足類、ウニ類がある。これらの生物遺骸は allochem として石灰砂礫岩の構成要素となっているが、珊瑚類と石灰藻類は biolithite を形成することもある。これらの生物の中で琉球石灰岩に最も普遍的に存在するのは石灰藻類であり、次いで有孔虫類である。逆に数が少なく分布も偏っているのは腕足類である。次に有孔虫群集の特徴と腕足類の分布について述べる。

### 1. 有孔虫群集

琉球石灰岩を構成する有孔虫類で量的に重要なのは大型有孔虫類であるが、浮遊性有孔虫類も普通に含まれている。最も普遍的に産出するのは *Amphistegina* であり、次いで *Calcarina* である。これに *Baculogypsina*, *Operculina*, *Cycloclypeus*, *Baculogypsinoides* を加えた大型有

孔虫類6属と浮遊性有孔虫類の存否ないし量比に着目し、また今日の海浜砂や礁湖堆積物中の群集とも比較して、有孔虫群集に4群が識別された。これをA・B・C・D群とする。これら4群は時間的にも地理的にも漸移して琉球石灰岩の岩相と調和的に分布する傾向があり、堆積環境を反映していると考えられるが、一部では層序と関連した分布を示すこともある。4群中C群が現世海浜砂および礁湖堆積物中の有孔虫群集とほぼ等しく、AおよびD群が最も異なっている。A-B群、B-D群、A-D群の間には中間的性格を示すものもある。沖永良部島の琉球層群下部層D部層に見られるように、同一層準内では内陸部のごく浅海環境の堆積物から海岸部の周縁相堆積物に向かって、概略C・B・A・D群の順に配列しているといえることができる。

(a) A群

A群は、*Amphistegina* と大形の *Operculina* が卓越することで特徴づけられ、*Baculogypsinoides* を普通からややまれに含み、露頭によっては多数の *Cycloclypeus* を伴う。浮遊性有孔虫類も普通からややまれに認められる。*Amphistegina* では殻の厚さの変化が著しく粗に巻くもののほかに、殻の厚さの変化が少なく密に巻くものが頻繁に見られる。

A群は与論島、沖永良部島、喜界島の琉球層群下部層に認められ、3島とも上部層には見られない。岩相型との関連では概略 algal pisolite 型と bio-micrite~micrudite 型（ことに含大型有孔虫岩亜型）中に分布する。

(b) B群

B群は、主に *Calcarina*, *Baculogypsinoides*, *Amphistegina* から成る。*Amphistegina* は殻の厚さの変化が著しく粗に巻くもので代表される。

B群は3島の全層準に認められる。岩相型では、algal biolithite 亜型が多くの場合B群で特徴づけられるほかに、含大型有孔虫岩亜型と planktonic foraminiferal biomicrite 亜型を除く他の全岩相型中に分布する。

(c) C群

C群は *Calcarina* と *Baculogypsina* を豊富に産する。ことに後者の存在は本群を規定する要素である一ただし、A群の特徴を有する有孔虫群中にきわめてまれに *Baculogypsina* が認められる場合があるが、これはA群とする。C群中の *Amphistegina* は、殻の厚さの変化が大きく、粗に巻き、A群やB群におけるよりも大きさが小さく、数も少ない。小形の *Operculina* がまれに産出するが、大形のものは見られない。C群は、現世海浜砂や礁湖堆積物中の有孔虫群集とほとんど差異がない。現世の堡礁面上では *Baculogypsina* は認められるが、数が少なく、*Calcarina* や *Amphistegina* が優勢である。

本群は、与論島では下部層城部層と上部層I部層に、沖永良部島では下部層D部層と上部層に、喜界島では下部層中西部層と上部層湾部層に認められる。岩相型との関連では coralline biolithite 亜型と foraminiferal bio-sparite~sparrudite 型によく見られる。

(d) D群

D群は多数の浮遊性有孔虫を含むことで特徴づけられ、典型的な場合には大型有孔虫類はまれである。大型有孔虫では *Amphistegina* が卓越し、*Baculogypsinoides* はややまれである。*Operculina* や *Cycloclypeus* が認められても浮遊性種が多数の場合は本群とする。

D群は沖永良部島の下部層周縁相と喜界島の下部層に認められ、両島の上部層と与論島では

認められない。岩相型としては planktonic foraminiferal biomicrite 型を特徴づける。

## 2. 腕足類

琉球石灰岩産腕足類については, Yabe (1932), Yabe & Hatai (1935, 1941), Cooper (1957) の報告記載がある。Yabe & Hatai (1935) によると喜界島上嘉鉄北方の台地上から産出した腕足類には, *Discinisca kamikatetuensis*, *Gryphus hanzawai*, *Jolonica ryukyuensis*, *Kikaithyris hanzawai*, *Campages nipponensis*, *Neohemithyris lucida* がある。筆者が沖永良部島から採集した腕足類には, *Kikaithyris hanzawai*, *Campages nipponensis*, *Terebratulina subcarinata*, *Picthothyris picta* などに同定されるものが含まれている。Yabe & Hatai (1935) と Cooper (1957) によって示されたこれらの腕足類の生息深度は水深90mから700mの範囲のものが卓越する。

沖永良部島において腕足類は琉球層群下部層の周縁相 (algal pisolite 型と bio-micrite ~ micrudite 型) から産出し, その露頭は大山の西側から北西側に限って分布している。喜界島での腕足類の産出層準は下部層百之台部層で, 岩相は沖永良部島と同じく algal pisolite 型および bio-micrite ~ micrudite 型であり, 産出露頭はこれまでの調査では島の南西部に限られ, 上嘉鉄北方から川嶺にかけての一带に集中している。喜界島でも沖永良部島でも腕足類は両扱そろって多数産出し, その生息深度と産出する岩相の示す堆積環境とはよく一致している。ただし, 同様の岩相であっても沖永良部島の大山の南東側や喜界島の北東部には産出が知られていない。また与論島では algal pisolite 型岩相が発達するにもかかわらず腕足類は発見されていない。このような産出露頭の偏在性について野田 (1984b) は, 腕足類は沿岸流が珊瑚礁によって妨げられる下流側の off-reef floor に生息する傾向があることを推測した。与論島では沿岸流の下流側に当たっていた島の西側に周縁相が露出しないために腕足類が見られないのであろう。

## C. 基盤岩による制約

珊瑚礁ないし礁石灰岩の形成に関与する主要な要因としては, 海水中の塩分濃度, 海水の温度, 海水の清澄度, 浅海環境を提供する基盤の存在などが挙げられる。概観すると, 琉球石灰岩の発達には低緯度の島ほどよく, 高緯度になるほど悪いと言い得る。これは低緯度ほど海水温が高く, 珊瑚をはじめとして石灰岩の形成に寄与する動植物の生育に好条件であったことによるのであろう。しかし, 低緯度の島でも琉球石灰岩がほとんど発達せず, 逆に高緯度の島に広く分布する場合もしばしば見られる。

ここで筆者は基盤岩類が琉球石灰岩の堆積に及ぼした影響について考察する。基盤岩類が石灰岩の堆積に果たした役割としては, 第1にその上に石灰岩が堆積する場を与えたものであること, 第2に石灰岩の堆積中, 背後に陸域 (島) を形成したものであることが考えられる。

### 1. 基盤地質の概要

各島の基盤地質を概括すると次のようになっている。与論島の基盤岩層は, 塩基性溶岩, 泥質岩, 砂質岩, 石灰岩, チャートを原岩とする准片岩類で, 一括して立長層と称されており, 時代は古生代と考えられている。

沖永良部島の基盤は、塩基性溶岩、砂質岩、泥質岩を原岩とする准片岩類と、それに貫入した花崗閃緑岩および玢岩から成る。准片岩類は根折層として一括され、古生界に属すると考えられている。

喜界島の基盤岩層は、下部鮮新統の島尻層群早町層で、固結不良の泥岩を主体として砂岩を伴い、凝灰岩層を挟む。

## 2. 石灰岩堆積場としての基盤

基盤岩がごく浅海環境を提供することは珊瑚礁形成の1要因である。基盤岩類の岩質が琉球層群の岩相に与えた影響を古期岩類（古生界）および貫入岩類基盤と島尻層群基盤の場合に分けて考察する。

### (a) 古期岩類および貫入岩類基盤

沖永良部島と与論島の琉球層群は古期岩類（古生界）および貫入岩類を基盤としている。この基盤岩類は堅硬で、尾根や谷のある丘陵状地形を呈するため、谷部を埋積して厚さ数10mの陸源砂礫岩が堆積しており、急崖部には巨礫礫岩も見られる。塩基性溶岩や砂質岩、泥質岩を原岩とする准片岩類や貫入岩類を覆って陸源砂礫岩が重なり、上方に向かって石灰碎屑物質の割合が増加するのが一般であるが、Hirata (1955) が認めたように、与論島の立長層石灰岩上にはしばしば直接に石灰藻や珊瑚から成る biolithite が重なっている。塩基性溶岩や砂質岩、泥質岩を原岩とする准片岩類や貫入岩類は波浪の削剝によって砂泥を供給し、海水の清澄度を下げるのに対して、石灰岩基盤は主として溶食を受けて溶解するために泥質物質をほとんど供給せず、珊瑚の生育に適していることによると思われる。また基盤岩とそれに固着する生物の化学組成が類似する点も関係があるのかも知れない。

内陸側の礁相と海側の周縁相から成る礁複合体が形成され、層準の異なる礁相が基盤岩類にアバットするのも、基盤岩が堅硬で、その一部が島として海面上に現われていた結果である。

### (b) 島尻層群基盤

喜界島の琉球層群の基盤は泥岩を主体として軟弱である。このような軟弱泥岩層上に礁性石灰岩が堆積を開始するに至る過程は興味深い問題であり、以下のように考えられる。

島尻層群は堆積後隆起して陸域となるか、またはごく浅海下で波食を受けた。基盤岩は容易に侵食を被り、陸化したとしてもやがて島は削剝により消滅したであろう。榎倉ほか (1976) が喜界島の珊瑚礁前面の深さ30m±の海底に島尻層群の分布を報告していることから、基盤岩は海面下にあっても波浪の作用で削剝を受けたと考えられる。この削剝によって絶えず多量の泥が供給され、海水は懸濁状態で珊瑚の生息には適さない環境であった。基盤の島尻層群が海面下50m前後にまで沈降し、波浪による侵食をほとんど受けなくなったとき、水平に近い平坦な海底に *Operculina* を主体とする大型有孔虫類の進出や石灰藻球の集積でもって琉球石灰岩の堆積が始まったと考えられる。その後は海水準の変動や海底の昇降による堆積盆の浅深の変化に対応して、浅化時の海底の隆起部には主として algal-coraline biolithite 型が堆積し、深化時には bio-micrite ~ micrudite 型や algal pisolite 型が堆積したであろう。これらの岩相は、厚薄があって側方に変化するものの、傾動のない場合には基盤面にはほぼ平行な水平に近い広がりを示している。多良間島の琉球石灰岩の地質断面図 (Furukawa, 1979) でも同様な構造が見られる。宮古島の琉球石灰岩の層相は、古川ほか (1979)、亀山・首藤 (1980)、中森 (1982)

によって調査されているが、基盤の島尻層群に礫岩が挟まれ、また喜界島より低緯度に位置するなどの条件の差を反映してか、algal-coralline biolithite 型の発達がややよいものの、基本的には喜界島と同様の発達状態がここでも見られる。

なお、古期岩類・貫入岩類基盤地域に比較して島尻層群基盤地域では、堆積盆が礁形成に好条件であるごく浅海環境に到達した後も algal-coralline biolithite 型岩相の発達は劣っている。これは栄養分を供給する背後の陸域（島）が存在しなかったことに関係があるのではなかろうか。

### 3. 後背地

琉球石灰岩は中南部琉球列島に広く分布しており、その北限は小宝島 (29°13.5'N, 129°21'E) である。しかし、小宝島以南の島全部に琉球石灰岩が発達している訳ではない。琉球石灰岩の広く分布する島とほとんどないしまったく分布しない島がある。木崎 (1980) は、琉球石灰岩の分布しない慶良間諸島の周辺の海面下65~85mに石灰岩層が存在することから、琉球石灰岩の分布していない島は沈降しており、琉球石灰岩は海面下に沈没しているとしている。しかし、一つの島の同一段丘面上や同一層準においても石灰岩の発達する所とこれを欠く所があり、琉球石灰岩の陸上での欠如を島の沈降だけでは説明できない。更新世の西太平洋における珊瑚礁形成の北縁に位置した琉球列島では、はじめから珊瑚礁の形成された島と形成されなかった島があったのではなかろうか。

ここで筆者は、小宝島から与那国島に至る琉球弧上の島々における琉球石灰岩の発達状態を通観し若干の考察を試みることにする。

第1に、軟弱な泥質岩から成る島尻層群を基盤とする島あるいは地域ではほぼ全島あるいは全地域を覆って琉球石灰岩が分布している。これは、軟弱泥質岩基盤上に石灰岩が堆積していく過程は前項で述べたとおりで、泥質岩から成る陸域は削剝によって失われるために軟弱泥質岩層上には石灰岩堆積の条件がほぼ一様に成立するからであろう。これに該当する島や地域としては喜界島、宮古島、伊良部島、多良間島、波照間島、沖縄島南部一帯などが挙げられ、いずれも低平卓状地形を呈する。

第2に、堅硬な古期岩類を基盤とする島や貫入岩・火山岩を基盤とする島に関しては、琉球石灰岩の発達は大きい島より小さい島でよい傾向がある。軟弱泥質岩基盤が平坦地形を呈するのに対してこの場合の基盤は一般に山地地形を呈し、琉球石灰岩はその基盤にアバットする形で堆積している。多くの場合堆積時には陸域（島）が存在していた。島の形を単純に円形とすると、削剝によって供給される単位海岸線当たりの陸源物質の量は大きな島ほど多いことになり、石灰質堆積物は希釈され、珊瑚礁の形成は妨害されて石灰岩の堆積が起りにくい結果になるのであろう。淡水の海への流入についても同様のことが考えられる。大きな島としては沖縄島 (1180km<sup>2</sup>) や奄美大島 (710km<sup>2</sup>)、小さい島としては与論島 (20.8km<sup>2</sup>)、沖永良部島 (94.5km<sup>2</sup>)、宝島 (5.9km<sup>2</sup>) など、中間規模の島としては徳之島 (248km<sup>2</sup>) や石垣島 (223km<sup>2</sup>) がある。硫黄島島は2.5km<sup>2</sup>の小島であるが、今世紀にも噴火を繰り返している活火山で、琉球石灰岩は分布しない (松本, 1978)。単位海岸線当たりの陸源物質の供給量や淡水の海への流入量は同一面積の島でも島の形や海拔高度に関係する。横当島 (3.8km<sup>2</sup>) は小島であるが琉球石灰岩が分布しない (大庭, 1956) のは、高標高 (495m) のためであろう。

第3に、堆積盆に供給される陸源物質の量と種類は背後の陸域(島)の地質が関係している。陸域を構成する岩質が侵食に対する抵抗力の大きいものほど、また削剝されて泥になりにくい岩質の場合ほど(例えば泥質岩よりもチャートや石灰岩の場合)石灰岩の堆積には条件がよいであろう。西表島(標高467.7m)は、基盤岩として古期岩類も露出するが、大部分は下部中新統八重山層群の砂泥質岩から成る(荒木・中川, 1978)ために侵食に対する抵抗力が小さく、また山地の標高も高く、しかも円形に近い輪郭を呈しており、琉球列島では南部に位置するにもかかわらず琉球石灰岩の分布はきわめて限定されている。

今日見られる琉球石灰岩の発達は、以上述べてきたことのほかに卓越風や沿岸流の方向も含めていろいろの要因が相互に複雑に影響し合った結果であろう。琉球石灰岩の分布の北限が小宝島であるというのも、当時の最寒月の平均海水温18℃の線が小宝島付近にあったこと以外に、そこに隆起する火山岩の低標高の小島が存在したことにもよるのであろう。

#### D. 対比・時代論

筆者は、琉球層群の累重関係や岩相と生物相の変遷に基づき、放射性年代測定値も考慮して喜界島、沖永良部島、与論島の琉球層群の対比を試み、年代にも言及しておく。

##### 1. 対比

3島は相互に孤立しており、琉球層群中に火山灰層など広域にわたる鍵層がないこと、有孔虫類も岩相に支配されて有効な示準化石となりにくいことなどのために、3島間の厳密な対比は困難であり、以下に述べる対比案も暫定的なものである。

各島とも下部層は海進期のもので、段丘と無関係に低所から高所へ累重しているのに対して、上部層は海退期のもので、その堆積は段丘の形成に関連しており、両者の間には不整合も介在している。従って、大局的には各島の下部層、上部層は各々相互に対比可能である。3島のうち琉球石灰岩堆積期間を通じて基盤岩類の陸域が存在し、陸源砂礫岩が鍵層の役割をなし、分布高度の幅も広く、断層による変位も少なく琉球層群各層相互の累重関係の最も把握され易いのは沖永良部島である。ここでは沖永良部島の層序区分を中心にして他の2島と比較しておく。

与論島と沖永良部島の両島において、下部層の上部に当たる与論島の城部層と沖永良部島のD部層からは有孔虫 *Baculogyssina* を産出する。両部層の岩相を比較すると、構成岩相型とその分布に類似性が認められる。すなわち、両部層とも島の東側では堅硬な algal biolithite 亜型が卓越し、高エネルギー環境下の堆積を示唆し、algal biosparrodite 型もこの層準に限って認められるのに対して、島の西側では石灰碎屑物が多く、coralline biolithite 亜型が卓越し、一般に多孔質である。与論島の城部層最下部の陸源砂礫岩層が沖永良部島の下部層のどの層準の陸源砂礫岩層に対比されるかについては有力な資料がないが、沖永良部島における陸源砂礫岩層の発達の規模と *Baculogyssina* の産出層準から、筆者はD部層よりもC部層の基底の陸源砂礫岩層に対応すると考えたい。従って与論島の下部層城部層は、沖永良部島の下部層C部層とD部層を合わせたものに相当することになる。

喜界島においても下部層上部の中西部層はごく浅海の堆積物を主体とし、模式地では多数の

*Baculogypsina* を産出する。その分布高度、生物相、岩相の特徴から中西部層は沖永良部島の下部層 D 部層に対比されるものと考えたい。上部層荒木部層は、*Baculogypsina* を含まない点では与論島の上部層 II 部層と同様であり、allochem の主要素が intraclast である点では沖永良部島の上部層 II 部層と共通の性格を有している。

以上を考慮して 3 島の琉球層群の対比を Table 4 に示す。

Table 4. Correlation of the Ryukyu Group of Yoron-jima, Okinoerabu-jima and Kikai-jima.

(Yoron-jima)			(Okinoerabu-jima)			(Kikai-jima)		
Holocene Deposits			Holocene Deposits			Holocene Deposits		
Ryukyu Group	Upp. F.	II Member	Upp. F.	II Member	Upp. F.	Araki Member	Ryukyu Group	
		I Member		I Member		Wan Member		
	Lower Formation	Gusuku Member	Lower Formation	D Member	Lower Formation	Nakanishi Member		
		Member		C Member		Hyakunodai Member		
		Maebama Member		B Member				
				A Member				

## 2. 年 代

琉球石灰岩の年代は、複数の方面から解明が試みられているが、異なる手段の間で、また同一手段でも研究者によって異なる結果が出されており、各島の琉球石灰岩の層序の確立とともに詳しい年代の決定が求められる。

琉球石灰岩に認められる段丘面の形成期やその構成層の時代については、中川(1969)、太田・堀(1980)、木庭(1980)らの研究があるが、最終間氷期の段丘面についても研究者により差異がある。

Tokunaga (1940) と Otuka (1941) は宮古島棚原洞窟産の 2 個の旧象臼歯化石を *Palaeoloxodon* として報告した。後にこの化石はさらに古い更新世早期の *Archidiskodon* である可能性が指摘された(亀井, 1970; 大塚, 1978)。脊椎動物化石に関しては、象以外の化石も含めた総合的な検討と、産出層準や Tokunaga (1940) が化石に付着した物質から否定した二次的堆積の可能性の検討も期待される。木庭(1980)は、ナンノ化石に基づいて琉球層群下部層の時代を 60 万年 - 40 万年前とし、更新世前期にはさかのほらないと結論づけた。

喜界島の琉球層群については、これまでに多数の放射性年代測定値が報告されている(小西, 1967; Konishi, Omura *et al.*, 1974; 木崎ほか, 1984 など)。しかし、それらの値の間に問題が

ない訳ではない。百之台からの試料について Konishi, Omura *et al.* (1974) は12.5万年前としているのに対して、かつて小西 (1967) は50万年以上と推定し、最近では木崎ほか (1984) も30万年以上の値を得ている。

筆者は、Takayasu (1978) や Furukawa (1979) によって喜界島の下部層百之台部層は更新世前期から中期のもので、上述の放射性年代の30万年 (または50万年) 以上の値は本部層の年代を示していると考ええる。12.5万年の値は中西部層の年代に当たるとしておく。従って太田・堀 (1980) が示したとおり、上位段丘が最終間氷期に形成されたものということになり、その構成層は中西部層である。また、島尻層群地域に更新世中期の琉球層群の存在を認めた木庭 (1980) の卓見は喜界島にも適合することになる。上部層については、湾部層で6.5万年 (木崎ほか, 1984), 荒木部層で4万年 (Konishi, Omura *et al.*, 1974) の値が得られている。

## E. 堆積史

島尻層群 (中新世後期～更新世前期) 堆積後、海退によって琉球地背斜は陸化して侵食を受けた。それと前後して大陸との間に沖縄舟状海盆が形成されることによって琉球地背斜区は孤立化し、続く海進によって島嶼化した。広い後背地を失って陸源物質の供給量が減少し、石灰岩の堆積する環境が到来した。

### 1. 下部層

琉球層群下部層は、更新世前期から中期の海進期の堆積物である。与論島や沖永良部島のような堅硬な古期岩類地域や貫入岩類・火山岩類地域では、基盤の島の周囲に珊瑚礁が形成されて、ごく浅海に礁相 (主として algal-coralline biolithite 型岩相) の石灰岩の堆積が始まった。その沖合のやや深い環境には周縁相 (algal pisolite 型や bio-micrite ~-micrudite 型岩相) の石灰岩が堆積しており、琉球石灰岩は全体として礁複合体を形成している。古期岩類地域や貫入岩類・火山岩類地域であっても大きな島や高標高の島では礁の発達が悪い傾向があり、また基盤が谷地形を呈する所では陸源物質の供給が多く、珊瑚礁の形成は見られず、厚さ数10mの陸源砂礫岩が堆積した。海岸の礁相石灰岩から沖合の周縁相石灰岩へ層厚を減じながら岩相の遷移する下部層が堆積していったが、その間に軽微な海退に起因する侵食作用によって基盤岩上に琉球層群下の埋没段丘を形成した陸源砂礫岩の堆積期 (石灰岩堆積の衰退期) を挿話的に挟んでいる。

沖永良部島のD部層に見られる下部層末期の珊瑚礁は、島の東側と西側で岩相や生物相の性格を異にしていた (Fig. 16下)。東側では algal biolithite 亜型が卓越し、algal biosparrudite 型もあり、より高エネルギー環境下の堆積が考えられるのに対して、西側では石灰砂礫岩が豊富で、coralline biolithite 亜型が卓越し、東側と比較するとやや穏やかな環境が示唆される。大型有孔虫類についてみても、東側には *Calcarina* や *Amphistegina* が多く、西側では *Calcarina* や *Baculogypsina* が多い。東側の礁原が James (1983) の reef-rimmed platform に相当するものであったのに対して、西側の礁原は shoal-rimmed platform に相当するものであったと考えられる。礁の前面には周縁相の algal pisolite 型が堆積しており、それと一部指交関係でさらに沖合には bio-micrite ~-micrudite 型の堆積が行われた。後者には礁側から沖合に向かって、

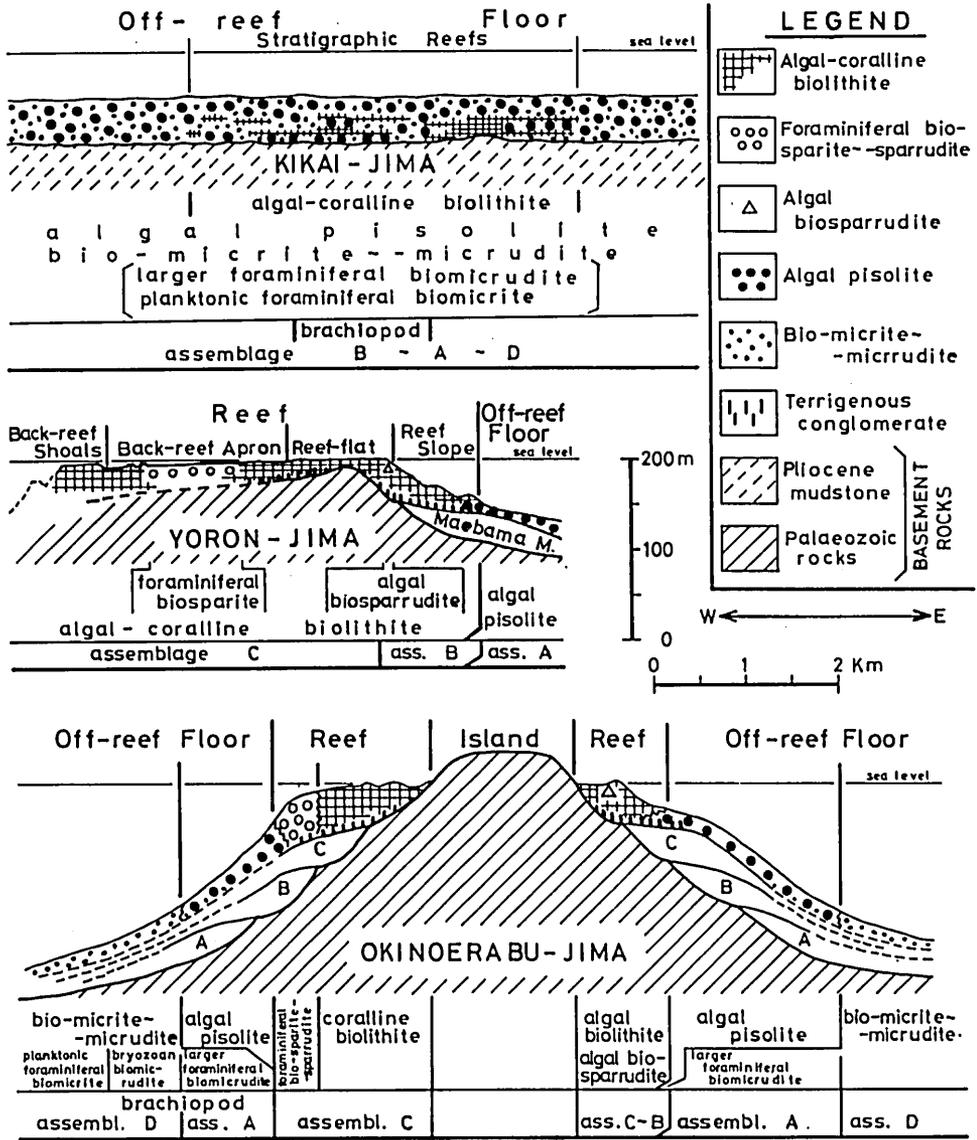


Fig. 16. Restored sedimentary environments of the Ryukyu Group.

Upper : at the time of the Hyakunodai Member of the Lower Formation in Kikai-jima.

Middle : at the time of the Gusuku Member of the Lower Formation in Yoron-jima.

Lower : at the time of the D Member of the Lower Formation in Okinoerabu-jima.

概略、含大型有孔虫岩亜型、bryozoan biomicrudite 亜型、planktonic foraminiferal biomicrite 亜型という帯状の配列が認められる。腕足類は主として島の西～北側の周縁相に生息していた。与論島の城部層の珊瑚礁においても東側と西側で、沖永良部島のD部層におけるとはほぼ同様の特徴が認められる。与論島の礁の形態はMaxwell (1968) の open ring reef あるいは composite apron reef に近いものであったと考えられる (Fig. 16中)。沖永良部島のD部層や与論島の城部層に認められる珊瑚礁の東側と西側の岩相や生物相の性格の差異から、この当時の優勢な沿岸流または卓越風の方向は東から西に向かうものであって、今日とは逆向きであったと推測される。

他方、島尻層群地域は、軟弱泥質岩のために陸域は侵食によって消失し、泥質底はごく浅海でも波浪の影響で削剝を受けて海水は懸濁状態を呈し、珊瑚の生育には適さない環境であったと考えられる。起伏の少ない泥質底が削剝を受けない海面下50m前後の深さになったとき、陸源物質の堆積をほとんど伴わずに含大型有孔虫岩亜型や algal pisolite 型から成る周縁相石灰岩の堆積が始まった。引き続いて海水準の変化に応じて、主として周縁相石灰岩 (algal pisolite 型および bio-micrite ~ micrudite 型) が、隆起部に形成された礁相石灰岩 (algal-coralline biolithite 型) を大小のレンズ状に挟んで、ほぼ水平に堆積していった。喜界島の百之台一帯は比較的礁相の発達が良いが、しばしば周縁相も挟まれており、stratigraphic reef (Dunham, 1970; James, 1983) のようなものが形成されたであろう (Fig. 16上)。

下部層時代に、古期岩類地域や貫入岩類・火山岩類地域では珊瑚礁は常に島の海岸付近に形成されており、島の沈降に伴って珊瑚礁が外側に成長して典型的な堡礁に発達した形跡はない。また島尻層群地域でも島の沈降に伴って礁石灰岩が上方に厚く累積することはなかった。最終間氷期にはこれまでほとんど見られなかった有孔虫 *Baculogypsina* が生息していた。

## 2. 上部層

下部層堆積後堆積盆は隆起し、喜界島では下部層中に石灰洞窟が形成され、cave pisolite をはじめとする洞窟堆積物が堆積した。

上部層は3島とも薄層で、限定された分布を示し、島による差異が少ない。これは3島とも基盤に琉球層群下部層石灰岩があり、上部層はそれにアバットする、全体として海退期の堆積物であるためであろう。約10万年前から1万年前までは、世界的に珊瑚礁石灰岩の発達が悪く (Lynts *et al.*, 1973), Thurber 不連続と呼ばれる期間である。上部層はこの期間の堆積物である。沖永良部島の上部層II部層と喜界島の荒木部層はともに allochem の構成要素として intraclast が主体を成していること、有孔虫 *Baculogypsina* は与論島のII部層と喜界島の荒木部層からは産出せず、沖永良部島のII部層には認められるものの下部層D部層や上部層I部層に比べて減少していること、与論島のII部層は礁相石灰岩であるが、その中に他層準では発見されない礁性 algal pisolite が認められることなどは、この時期の低温気候が岩相や生物相に反映されたためであろう。

## 3. 完新統

完新世になると、喜界島の離水珊瑚礁に見られるように再び多数の *Baculogypsina* が生息し、厚さ20数mに及ぶ礁性石灰岩の堆積があった。第四紀を通じて造礁活動が最も活発であったの

は完新世である。

### 参 考 文 献

- 青木廉二郎, 1932: 琉球弧島特に宮古, 石垣両島嶼の地質, 地形に就て. 日本学術協会報告, 7, 339-346.
- 荒木裕・中川久夫, 1978: 琉球列島 西表島の地質. 琉球列島の地質学研究, 3, 53-60.
- Cooper, G. A., 1957: Tertiary and Pleistocene brachiopods of Okinawa, Ryukyu Islands. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 314-A, 1-20.
- Dunham, R. J., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham ed. : *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., no. 1, 108-121.
- , 1970: Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 54, 1931-1932.
- 藤井厚志・相場瑞夫・稲本晁・榎倉克幹, 1976: 奄美群島, 喜界島の地形と地質. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, 120.
- Furukawa, H., 1979: Quaternary geologic history of the Ryukyu Islands. *Bull. Sci. Eng., Univ. Ryukyus*, no. 27, 99-161.
- 古川博恭・崔東龍・山田徳生, 1979: 沖縄県宮古島城辺町南部の地質—とくに琉球石灰岩の層序について—. 琉球大学理学部紀要, no. 28, 143-154.
- Hanzawa, S., 1925: Globigerina-marl and other foraminiferous rocks underlying the raised coral reef formation of Okinawa-jima (the Riukiu Islands). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 4, 33-45.
- , 1935: Topography and geology of Ryukyu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], 17, 1-59.
- , 1951: Recent and fossil *Cycloclypeus* from the Ryukyu Islands and their adjacent sea. *Short Pap. IGPS*, no. 3, 1-12.
- 波多江信廣, 1959: 喜界島の地質と地下水. 「奄美 (自然と文化)」, 九学会連合奄美大島共同調査委員会, p. 54-61.
- ・中川久夫・大西富雄・竹崎徳男・郡山栄, 1964: 喜界島水資源調査報告書. 鹿児島県調査報告書, p. 1-10.
- ・露木利貞, 1958: 鹿児島県奄美群島地質図説明書. 鹿児島県企画調査室, p. 1-21.
- Hirata, K., 1955: The existing and raised coral reefs in Yoron Island and their shell bearing molluscs. *Bull. Marine Biological Station Asamushi*, 7, 89-99.
- Huang, T., 1966: Planktonic Foraminifera from the Somachi Formation, Kikai-jima, Kagoshima Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 62, 217-233.
- , 1967: A new Radiolaria from the Somachi Formation, Kikai-jima, Kagoshima Prefecture, Japan. *Ibid.* no. 68, 177-184.

- James, N. P., 1983 : Depositional models for carbonate rocks. In Parker and Sellwood eds. : *Sediment diagenesis*, 289-348. Reidel, Dordrecht.
- 賀田貞一, 1885 : 沖繩宮古八重山紀行. 東京地学協会報告, 第7年, no. 5, 3-46.
- 亀井節夫, 1970 : 宮古島の象化石産出層準. 九十九地学, no. 5, 1-8.
- 亀山徳彦・首藤次男, 1980 : 宮古島石灰岩の堆積相について. 九州大理研報 (地質), 13, 341-351.
- Kataoka, J., 1961 : Bryozoan fauna from the "Ryukyu Limestone" of Kikai-jima, Kagoshima Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [2], 32, 213-272.
- 木崎甲子郎, 1980 : 琉球の自然史. 282p., 築地書館, 東京.
- ・古川博恭・平良初男・大出茂, 1984 : 琉球石灰岩の年代測定. 琉球大学理学部紀要, no. 37, 29-41.
- 木庭元晴, 1980 : 琉球層群と海岸段丘. 第四紀研究, 18, 189-208.
- 小西健二, 1965 : 琉球列島 (南西諸島) の構造区分. 地質雑, 71, 437-457.
- , 1967 : 太平洋域周縁相礫性石灰岩の年代測定と地殻変動率. 第四紀研究, 6, 207-223.
- Konishi, K., Omura, A. and Nakamichi, O., 1974 : Radiometric coral ages and sea level records from the Late Quaternary reef complexes of the Ryukyu Islands. *Proc. 2nd Int. Coral Reef Symp. (Brisbane)* 2, 595-613.
- , Schlanger, S. O. and Omura, A., 1970 : Neotectonic rates in the central Ryukyu Islands derived from  $Th_{230}$  coral ages. *Marine Geol.*, 9, 225-240.
- 小西健二・辻喜弘・後藤十志朗・田中武男・二口克人, 1983 : サンゴ礁の多孔浅層掘削. 海洋科学, 15, 154-164.
- Lynts, G. W., Judd, J. B. and Stehman, C. F., 1973 : Late Pleistocene history of Tongue of the Ocean, Bahamas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2665-2684.
- 町田洋, 1969 : 薩南諸島の地形. 薩南諸島の総合的研究, p. 20-52, 明治書院.
- MacNeil, F. S., 1960 : The Tertiary and Quaternary Gastropoda of Okinawa. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 454-F, 1-58.
- Maruo, Y., Furukawa, H. and Kizaki, K., 1979 : A mode of the "Uruma" crustal movement in the southeastern part of the Okinawa-jima, Ryukyu Island. *Bull. Sci. Eng. Div., Univ. Ryukyus, (Math. Nat. Sci.)*, no. 27, 89-98.
- 松本僊夫, 1978 : 沖縄県黄硫島島の火山地質. 琉球列島の地質学研究, 3, 163-179.
- Maxwell, W. G. H., 1968 : *Atlas of the Great Barrier Reef*. 258 p., Elsevier.
- 三位秀夫・木越邦彦, 1966 : 奄美群島 喜界島の旧汀線堆積物と海岸砂丘との $^{14}C$ 年代. 地球科学, no. 82, 43-45.
- Minoura, K., 1979 : Sedimentological study of the Ryukyu Group. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [2], 49, 1-69.
- 籾倉克幹・相場瑞夫・宮島吉雄・藤井厚志・稲本暁, 1977 : 喜界地区水理地質図. 九州農政局 計画部.
- 森啓, 1983 : 六射サンゴ類の種に関する基礎的諸問題. 化石, no. 34, 7-9.

- 中川久夫, 1967: 奄美群島 徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質(1). 東北大地質古生物研邦報, no. 63, 1-39.
- , 1969: 奄美群島 徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質(2). 同上, no. 68, 1-17.
- 中田高・高橋達郎・木庭元晴, 1978: 琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動. 地理評, 51, 87-108.
- 中森亨, 1982: 琉球列島 宮古群島の地質. 東北大地質古生物研邦報, no. 84, 23-39.
- 名取博夫・福田理・石田正夫, 1972: 沖縄および宮崎における上部新生界浮遊性有孔虫層序(予報). 石油技術協会誌, 37, 416-421.
- 西田史郎, 1973: 南西諸島上部新生界石灰質超微化石群の予察的研究. 地質学論集, no. 8, 65-75.
- , 1977: 琉球列島上部新生界の石灰質超微化石層序. 海洋科学, 9, 525-529.
- 野田睦夫, 1976: 与論島の琉球石灰岩. 地質雑, 82, 367-381.
- , 1984a: 沖永良部島の琉球石灰岩(その1)一層序一. 同上, 90, 261-270.
- , 1984b: 沖永良部島の琉球石灰岩(その2)一堆積相一. 同上, 90, 319-328.
- Nomura, S. and Zinbo, N., 1934: Marine Mollusca from the "Ryukyu Limestone" of Kikaijima, Ryukyu Group. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ.*, [2], 16, 109-164.
- 大庭昇, 1956: 奄美群島の地形及び地質, 特に与論島及び横当島(トカラ群島)について. 鹿児島大南方産業科学研究所報告, 1, no. 3, 1-11.
- 太田陽子・堀信行, 1980: 琉球列島の第四紀後期の地殻変動に関する一考察. 第四紀研究, 18, 221-240.
- ・町田洋・堀信行・小西健二・大村明雄, 1978: 琉球列島喜界島の完新世海成段丘. 地理評, 51, 109-130.
- 大塚裕之, 1978: 東支那海から採集された旧象化石について. 琉球列島の地質学研究, 3, 149-156.
- Otuka, Y., 1941: On the stratigraphic horizon of *Elephas* from Miyako Is., Ryukyu Islands, Japan. *Proc. Imp. Acad. Japan*, 17, 43-47.
- 高山俊昭, 1973: 本邦新生界最上部における石灰質ナンノプランクトン化石の分布について. 地質学論集, no. 8, 45-63.
- Takayasu, K., 1978: "Ryukyu Limestone" of Okinawa-jima, south Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Geol. Miner.*, 45, 133-175.
- 武永健一郎, 1968: 喜界島の地形・地質. 奄美群島自然公園予定地基本調査書(鹿児島県), p. 263-299.
- Tokunaga (=Yoshiwara), S., 1901: Geologic structure of the Riukiu (Loochoo) Curve, and its relation to the northern part of Formosa. *Jour. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, 16, art. 2, 1-67.
- , 1940: A fossil elephant tooth discovered in Miyakozima, an island of the Ryukyu Archipelago, Japan. *Proc. Imp. Acad. Japan*, 16, 122-124.
- Ujiiie, H. and Oki, K., 1974: Uppermost Miocene-Lower Pleistocene planktonic Forami-

- nifera from the Shimajiri Group of Miyako-jima, Ryukyu Islands. *Mem. Nation. Sci. Mus.*, no. 7, 31-52.
- Yabe, H., 1932 : Brachiopods of the genus *Pictothyris* Thomson, 1927. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], 15, 193-197.
- and Eguchi, M., 1932 : Deep-water corals from the Riukiu Limestone of Kikai-jima, Riukiu Islands. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 8, 442-445.
- and ——, 1942 : Fossil and Recent simple corals from Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], 22, 105-178.
- and Hanzawa, S., 1930 : Tertiary foraminiferous rocks of Taiwan (Formosa). *Ibid.* 7, 29-56.
- and Hatai, K., 1935 : On some Brachiopoda from the "Ryukyu Limestone" of Kikai-jima and Okinawa-jima, Ryukyu Islands and south-western Formosa (Taiwan). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 12, 93-102.
- and ——, 1941 : On some Brachiopoda from Kagosima-ken, Kyusyu. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, O. S.*, no. 22, 83-87.
- and Sugiyama, T., 1935 : Revised lists of the reef corals from the Japanese seas and of the fossil reef corals of the raised reefs and the Ryukyu Limestone of Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 42, 379-403.

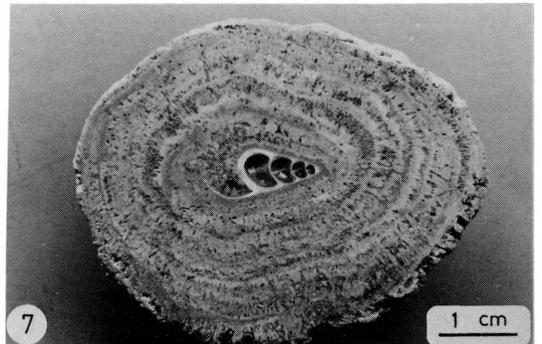
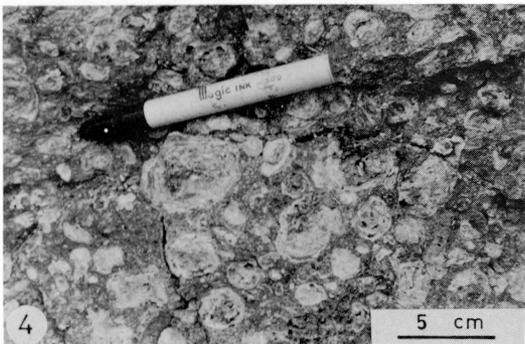
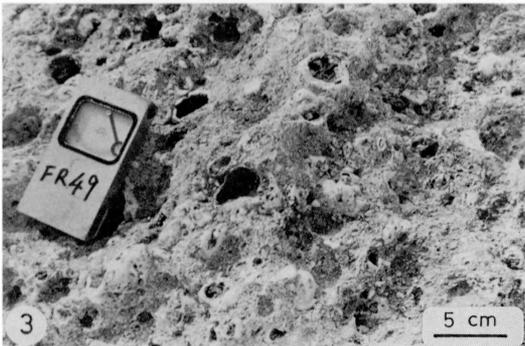
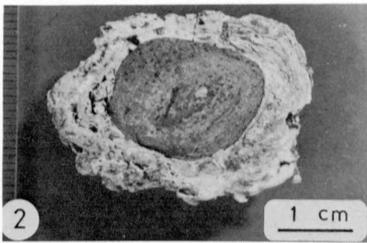
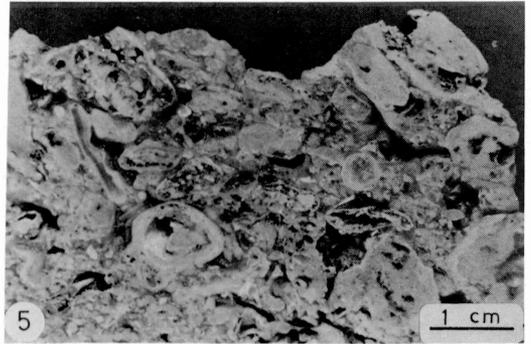
(1986年1月10日受理)

兵庫県立夢野台高等学校

## P L A T E I

- Fig. 1. Cross-bedding of granule conglomerate, Maebama Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Southern margin of Yoron-jima.
- Fig. 2. Section of algal pisolith of the off-reef floor facies, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. 688-78082201, to the southeast of Tamina, Okinoerabu-jima.
- Fig. 3. Outcrop of algal pisolite of the off-reef floor facies, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. FR49, Kurohana, Yoron-jima.
- Fig. 4. Outcrop of algal pisolite of the off-reef floor facies, C Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. 750-80032703, Gushiken, Okinoerabu-jima.
- Fig. 5. Algal pisolite of the reef facies, II Member, Upper Formation, Ryukyu Group. Loc. Y 268, near the westernmost of Yoron-jima.
- Fig. 6. Outcrop of cave pisolite, Wan Member, Upper Formation, Ryukyu Group. Loc. K 108, Isaneku, Kikai-jima.
- Fig. 7. Section of cave pisolith, Wan Member, Upper Formation, Ryukyu Group. Loc. same as Fig. 6.

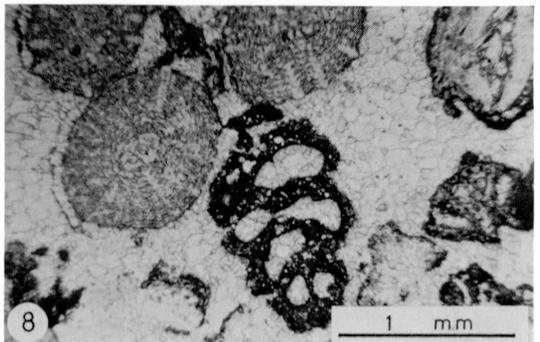
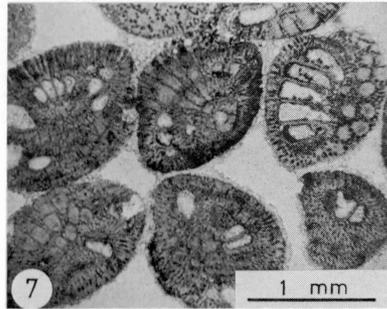
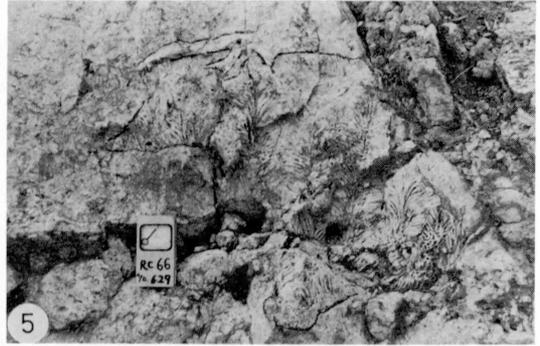
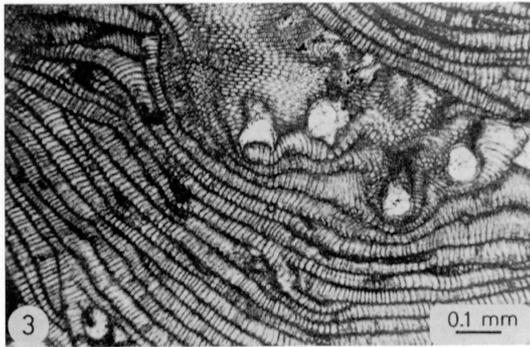
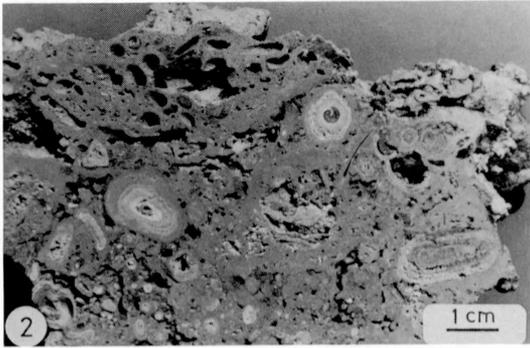
PLATE I



## P L A T E II

- Figs. 1 and 2. Cave pisolite, Wan Member, Upper Formation, Ryukyu Group. Loc. same as Fig. 6, Plate I.
- Fig. 3. Photomicrograph of algal biolithite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. FR98, Kano, Yoron-jima.
- Fig. 4. Outcrop of algal-coralline biolithite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. RC 204, at the westernmost of Yoron-jima.
- Fig. 5. Outcrop of coralline biolithite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. RC 66, north of Chabana, Yoron-jima.
- Fig. 6. Outcrop of coralline biolithite, II Member, Upper Formation, Ryukyu Group. Loc. RC 39, Konafa, Yoron-jima.
- Fig. 7. Photomicrograph of foraminiferal biosparite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. RC 29, Tomori, Yoron-jima.
- Fig. 8. Photomicrograph of foraminiferal biosparite, I Member, Upper Formation, Ryukyu Group. Loc. FR 21, Furusato, Yoron-jima.

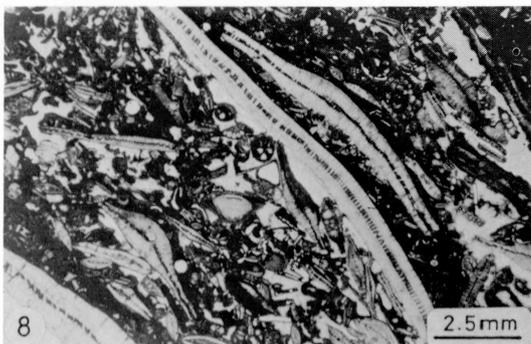
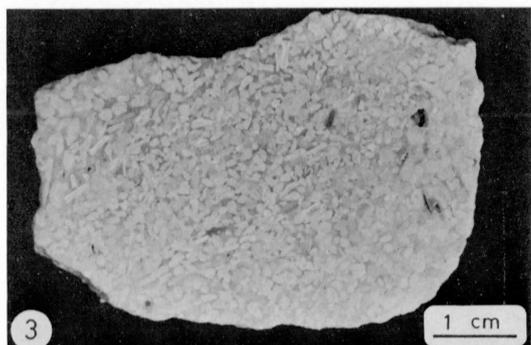
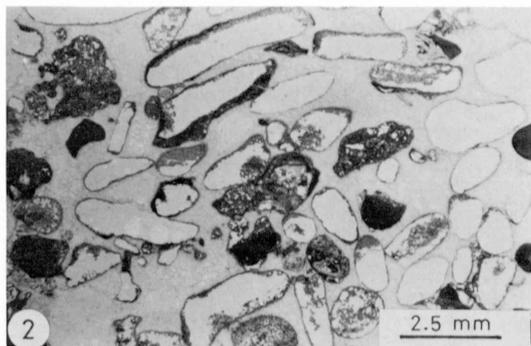
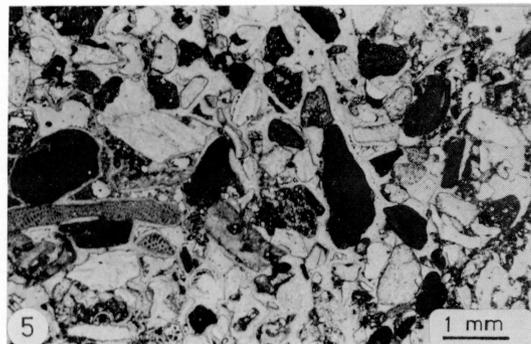
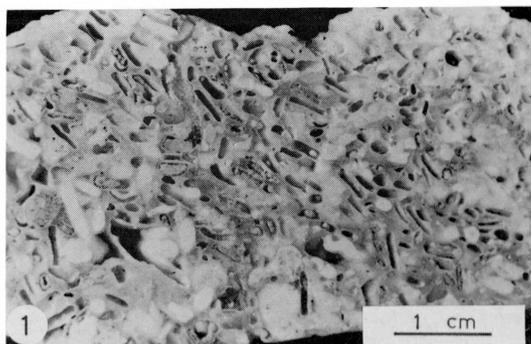
PLATE II



## P L A T E III

- Fig. 1. Algal biosparrudite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Most of pores are formed by dissolution of *Halimeda* fragments. Loc. 72111204, Gusuku, Yoron-jima.
- Fig. 2. Photomicrograph of algal biosparrudite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. same as Fig. 1.
- Fig. 3. Algal biosparrudite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. GG 15, Kano, Yoron-jima.
- Fig. 4. Photomicrograph of algal biosparrudite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. same as Fig. 3.
- Figs. 5 and 6. Photomicrographs of biosparrudite of Recent coral reef. Loc. A-1, to the east of Akazaki, Yoron-jima.
- Fig. 7. Larger foraminiferal biomicrudite of the off-reef floor facies composed of *Operculina* tests, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. 143-72112509, Terasaki, Yoron-jima.
- Fig. 8. Photomicrograph of larger foraminiferal biomicrudite, Gusuku Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. 223, Gaburo, Yoron-jima.

PLATE III



## P L A T E   I V

- Fig. 1. Bryozoan biomicrudite of off-reef floor facies, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. 421-76081502, Yakomo, Okinoerabu-jima.
- Figs. 2 and 3. Photomicrographs of bryozoan biomicrudite of the off-reef floor facies, Lower Formation, Ryukyu Group. Locs. Fig. 2 ; 420-76081501, Fig. 3 ; 99-72120302, Yakomo, Okinoerabu-jima.
- Fig. 4. Photomicrograph of planktonic foraminiferal biomicrite of the off-reef floor facies, Hyakunodai Member, Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. K 55-2-36.5, to the west of Suitengu-yama, Kikai-jima.
- Figs. 5 and 6. Photomicrographs of intrasparite, II Member, Upper Formation, Ryukyu Group. Loc. 671-77093001, Yaguniya-misaki, Okinoerabu-jima.
- Fig. 7. Outcrop showing the relation between the C Member (C. R; reef facies) and the D Member (D. T; terrigenous conglomerate, D. O; off-reef floor facies) of the Lower Formation, Ryukyu Group. Loc. 203-72120633, 100 meters above sea level, Shimoshiro, Okinoerabu-jima.

PLATE IV

