沖縄本島本部半島北部に分布する琉球層群の層序

Stratigraphy of the Ryukyu Group on northern Motobu Peninsula, Okinawa-jima, Ryukyu Islands, Japan.

Abstract

山本和幸* 井龍康文*
佐藤時幸** 阿部栄一***

Kazuyuki Yamamoto,* Yasufumi Iryu,*
Tokiyuki Sato** and Eiichi Abe***

2004年5月18日受付.

2005年8月17日受理.

* 東北大学大学院理学研究科地学専攻地圏進化化学講座 (地質学古生物学教室)

Institute of Geology and Paleontology, Graduate School of Science, Tohoku University, Aobayama, Sendai 980-8578, Japan.

** 秋田大学工学資源学部地球資源学科応用地球科学教室.

Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, Tegata-Gakuencho 1-1, Akita 010-8502, Japan

*** 農林水産省東北農政局.

Tohoku Regional Agricultural Administration Office, Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries of Japan, Honcho 3-3-1, Aoba-ku, Sendai 980-0014, Japan

Corresponding author: K.Yamamoto,kazu@dges.tohoku.ac.jp

The Pleistocene Ryukyu Group, composed of reef complex deposits and carbonate-siliciclastic sediments, crops out extensively on northern Motobu Peninsula, Okinawa-jima, Ryukyu Islands, southwestern Japan. We propose a major revision of the previous stratigraphic scheme for the Group and provide a formal stratigraphic description. The Group comprises the Nakoshi and Kourijima Formations and younger limestones. The Nakoshi Formation is composed of sandstone, siltstone, sandy to silty limestone, and conglomerate, passing laterally into the lowest unit (Unit 1) of the Kourijima Formation. The Kourijima Formation constitutes the main body of the Group reaching 80 m in thickness and is exposed at elevations up to 107 m. It is divisible into three units (Unit 1, 2, and 3). Unit 1 consists of deep-water deposits represented by detrital limestone associated with rhodolith and *Cycloclypeus-Operculina* limestones. Unit 2 begins with shallow-water coral limestone that grades upward into the deep-water deposits. Unit 3 is composed exclusively of coral limestone. Coral limestones which are exposed sporadically on the pre-Tertiary basement cannot be assigned to any certain unit due to their isolated occurrence.

The younger limestones include coral, *Cycloclypeus-Operculina*, and well sorted detrital limestones, all of which are limited in their distribution and rest unconformably on the Kourijima Formation and pre-Tertiary basement. Calcareous nannofossil biostratigraphy indicates that deposition of the Ryukyu Group started in earliest Quaternary time (1.45-1.65 Ma) and continued for more than 0.6 million years (< 0.85 Ma).

Key words: Pleistocene, Ryukyu Islands, Okinawa-jima, Motobu Peninsula, Ryukyu Group, reef, carbonate

はじめに

現在の琉球列島では、多くの島々の周囲にサンゴ礁が広がっており、同列島は世界における代表的なサンゴ礁海域のひとつとされている (Veron, 1995). 琉球列島がこのようなサンゴ礁の海となったのは第四紀になってからであり、同時代には、サンゴ礁から陸棚にかけての一方で炭酸塩堆積物が形成されるとともに、島の沿岸や陸上では、陸源性碎屑物が堆積した。これらは琉球層群 (MacNeil, 1960) と呼ばれ、現在の琉球列島の陸域に広く分布している。1980年代後半より、琉球層群を構成する各種岩相の空間配置および相互の層位学的関係を、現在の琉球列島周辺海域のサンゴ礁から島棚にかけての一方でみられる生物相・堆積相 (Nakamori, 1986; Iryu, 1992; Tsuji, 1993; Iryu et al., 1995) と比較し、ある特定の時期に形成された1つのサンゴ礁複合体の堆積物を分離・識別する手法が同層群の層序区分に導入された。このような新たな地層観に基づき、琉球列島の多くの島々で層

位学的研究が行われ、第四紀海水準変動に支配されたサンゴ礁複合体形成史が次第に明らかにされつつある (Nakamori et al., 1995; Iryu et al., 1998; 小田原・井龍, 1999; 江原ほか, 2001; Sagawa et al., 2001; 山田・松田, 2001; 大清水・井龍, 2002; 山田ほか, 2003; 小田原ほか, 2005b). また従来、琉球列島における第四紀のサンゴ礁の形成開始期は、中期更新世以降とされてきたが (例えば, Koba, 1992; Ujiie, 1994), 近年、琉球列島のいくつかの島々から、前期更新世の年代値を示す石灰岩が報告されている (本田ほか, 1993; 兼子・伊藤, 1995; 山本ほか, 2003; 小田原ほか, 2005a). さらに沖縄本島中南部では、主に泥質堆積物よりなる島尻層群と、サンゴ礁堆積物を主体とする琉球層群の中間相である知念層の層序および年代に関する研究が進み、琉球列島一帯が現在のようなサンゴ礁の広がる海域へと姿を変えた過程が明らかになりつつある (平塚・松田, 1998; 中川ほか, 2001; 佐藤ほか, 2004). 琉球列島におけるサンゴ礁の成立と発達を明確にすることは、北西太平洋における第四紀海洋環境変動、琉球弧の構造

Fig. 1. Geologic map of the Ryukyu Group on northern Motobu Peninsula.

発達史，古地理の変遷に伴う生物進化の解明にも，多大なる貢献をすると期待される。

本研究の調査地域である沖縄本島本部半島北部 (Figs. 1, 2) には，琉球層群が広く分布し，これまで多くの研究が行われてきた (Flint et al., 1959; MacNeil, 1960; 高安, 1976a, b; Furukawa, 1979; Minoura, 1979; 木庭, 1980; Jiju and Orita, 1998; 小澤ほか, 1999; Fig. 3). 山本ほか (2003) は，本研究の調査地域の一部を含む本部半島基部に分布する上部新生界の層序区分を再検討した。その結果，更新世初期には，同地域では陸源性砕屑物の堆積が活発に進行しており，それ

と同時期に，本部半島北部一帯ではサンゴ礁複合体が形成されていたことが明らかとなった。また，彼らは琉球層群最下部から石灰質ナノ化石を検出し，その生層序年代が 1.45 ~ 1.65 Ma であることを示した。これは，琉球列島でこれまで報告されている琉球層群の年代値の中で最も古い年代である。したがって，本部半島一帯の琉球層群の層序を明らかにすることにより，琉球列島におけるサンゴ礁の成立を解明するための重要な情報が得られると期待される。そこで本研究では，本部半島北部および周辺の島々に広く分布する琉球層群の調査を行い，層序を検討した。その結果，本調査地域の

continued from Fig. 1.

琉球層群は従来の見解と異なり、整合関係で累重する3つのユニットより構成される古宇利島層^{こうりじま}、同層の最下位ユニット(ユニット1)と同時に異相の関係にある仲尾次層^{なこうし}、これらの琉球層群主部を不整合関係で覆う新期石灰岩よりなることが判明した(Fig. 4)。さらに我々は、沖縄総合事務局土地改良総合事務所により、本部町北西部の旧桃原飛行場跡地における地下水調査で掘削されたボーリングコア試料(以下、桃原コアと呼称する)と、沖縄県土木建設部により、古宇利大橋架橋工事に伴い、屋我地島と古宇利島を隔てる海峡で掘削された海底ボーリングコア試料(以下、古宇利大橋コアと呼称する)を観察する機会を得た。これにより、旧桃原飛行場跡

地地下の堆積盆を埋積する琉球層群、および本部半島と古宇利島に分布する琉球層群の層位関係について考察が可能になった。ここにその成果を報告する。

本部半島北部における琉球層群の研究史

Hanzawa (1935) は、本部半島および周辺の島々には段丘が発達し、鮮新統の琉球石灰岩が分布するとした。Flint et al. (1959) は、本部半島に分布する上部新生界を下位より、鮮新統の呉我礫層ぐが、那覇層なぱ、更新統の読谷石灰岩よんたん、牧港石灰岩まちなとに区分し、呉我礫層と那覇層は整合関係に、那覇層、読谷石灰岩、牧港石灰岩は互いに不整合関係にあるとした。

Fig. 2. Geologic cross-sections of the Ryukyu Group on northern Motobu Peninsula across the lines A-A' and B-B' in Fig. 1.

(Fig. 3). さらに彼らは、これらの地層群と Hanzawa (1935) の国頭礫層は指交関係にあるとみなした。これに対し MacNeil (1960) は、呉我礫層は国頭礫層の一部であるとし、本調査地域の新生界を下位より、鮮新統の仲尾次砂岩、那覇層、更新統の読谷石灰岩、牧港石灰岩に区分した (Fig. 3)。また、仲尾次砂岩は上位の那覇層に整合関係で覆われ、沖縄本島南部の知念砂岩に対比されるとされた。高安 (1976a, b) は、本部半島北部に分布する第四紀石灰岩を琉球層群と段丘石灰岩に大別した (Fig. 3)。彼は、琉球層群を中位段丘よりも古く、堆積面を残さない石灰質砕屑岩に限定した。一方、段丘石灰岩は中位以下の段丘を構成する新期の石灰岩と定義され、内陸部にはそれらの同時異相の砂礫層が存在するとされた。また、呉我礫層およびその上位に整合関係で重なる仲尾次層は島尻層群に含められ、仲尾次砂層は琉

球層群に不整合で覆われるとされた。Furukawa (1979) は、高安 (1976a) の層序をほぼ踏襲し、本部半島の第四紀石灰岩を琉球石灰岩と段丘堆積物に2分した (Fig. 3)。Minoura (1979) は、本部半島に分布する琉球層群を運天層とそれを不整合に覆う備瀬層に区分した (Fig. 3)。運天層は模式地の今帰仁村運天付近に広く分布し、下部は砂礫岩、中部は石灰質砂岩、上部は砕屑性の石灰岩よりなるとされた。一方、備瀬層は主に砂礫岩、石灰質砂岩、礁性石灰岩より構成され、読谷石灰岩に対比されるとされた。また運天層は、本部半島基部に広く分布し、主に礫岩および砂岩よりなる羽地層 (Noda, 1971) を不整合関係で覆うとされた。この羽地層は、山本ほか (2003) で再定義された呉我層の一部と仲尾次層に相当する。木庭 (1980) は本部半島の地形に言及し、標高 180 m 前後と 120 m 前後の高位段丘群には赤色化した

Age	Flint et al. (1959)	MacNeil (1960)	Takayasu (1976a, 1976b)	Furukawa (1979)	Minoura (1979)	Koba (1980)	Jiju & Orita (1998)	Ozawa et al. (1999)	This study
Pleistocene	Machinato Ist.	Machinato Ist.	Terrace Lst.	Lower TD	Bise Fm.	Lower TD	Unit 3	Upper Fm.	younger lsts.
			Upper F.	Higher TD		Middle TD	Unit 2		Unit 3
	Kunigami gravel	Gravelly facies	Ryukyu Group	Ryukyu Lst.	Unten Fm.	Higher TD	Unit 1	Middle Fm.	Unit 2
	Yontan Ist.	Yontan Ist.	Lower F. Unten, Urasaki, Gushiken, Kouri facies.	? Kunigami Gravel Bed	Haneji Fm.		Unten Fm.	Lower Fm.	Unit 1
Pliocene	Naha Ist.	Naha Ist.	Nakoshi Sand	Nakoji Sand Bed				Haneji Fm.	
	Guga gravel	Nakoshi sand	Goga Gravel	?				Guga Fm.	
Pre- Tertiary									

TD= Terrace deposits

Fig. 3. Comparison of lithostratigraphic subdivisions of the Plio-Pleistocene deposits on northern Motobu Peninsula proposed by several different workers.

砂礫層が分布するとして、また、高安 (1976a) の中位以下の段丘群のうち、標高 80 m 前後の中位段丘上位面には礫性石灰岩が、標高 30 ~ 40 m の中位段丘下位面には球状石灰藻岩や砂礫層が、標高 15 m 前後の低位段丘面には石灰岩や砂礫層が分布するとして (Fig. 3)。Jiju and Orita (1998) は、本部半島東部の今帰仁村に分布する琉球層群を、不整合関係で累重する 3 つのユニットに区分した (Fig. 3)。小澤ほか (1999) は、古宇利大橋コアを検討し、同コアの琉球層群を下位より、下部累層、中部累層、上部累層に区分し、それらはそれぞれ、那覇石灰岩、読谷石灰岩、牧港石灰岩に対比されると述べた (Fig. 3)。また、それら 3 つの累層は互いに不整合関係にあるとされた。

以上のように、従来の研究で提唱された層序は互いに大きく異なっており (Fig. 3)、統一的な見解は得られていない。

調査地域の位置および地形

本部半島は、那覇市の北北東約 50 km に位置する。同半島は、沖縄本島北部の名護市より東シナ海側に向かって北西方向に伸びた、東西・南北ともに約 13 km ほどの広五角形状の外形を呈する半島である (Fig. 1)。本研究の調査地域は、本部半島北部および周辺の瀬底島、古宇利島、屋我地島、奥武島で、これらは東経 127° 51' ~ 128° 03', 北緯 26° 37' ~ 43' の範囲にある (Fig. 1)。行政区域としては、沖縄県国頭郡本部町、今帰仁村、名護市 (屋我地島・奥武島) に含まれる。本部半島の地形は、内陸の山地部と、その周辺の段丘および海岸平野部に 2 分される。山地部では、先第三系が標高 300 ~ 400 m の山地を形成する。調査地域の最高所は、半島中央よりやや南に位置する八重岳 (標高 453 m) である。山地部は地形の起伏が大きく、樹枝状の水系がよく発達する。これに対し段丘および海岸平野部には、山塊を取り囲むように数段の段丘面が認められる。木庭 (1980) は、本部半島に 5 面の段丘の存在を認め、その中でも標高 80 m、30 ~ 40 m、15 m 前後の段丘面が特に発達がよいとした。段丘

および海岸平野部は山地部に比べて地形の起伏が小さく、水系の発達が悪い。半島の主な地表河川は、本部町を西に流れ、渡久地付近に河口をもつ満名川と、今帰仁村の中心部を北に流れる大井川である。本部半島基部には、半島と屋我地島・奥武島で囲まれた水深 10 m 以浅の内湾があり、これは羽地内海と呼ばれている。

瀬底島は本部町の西部に位置し、本部半島とは幅約 500 m、水深 10 ~ 30 m の海峡で隔てられている。島の周囲は約 8 km、最高所は標高 76 m である。古宇利島は今帰仁村運天北東の沖合約 1.3 km に位置する、周囲約 8 km、最高所 107 m の、ほぼ円形の外形を呈する島である。本島には 3 つの段丘面が認められ、それらの標高は 80 ~ 107 m、40 ~ 50 m、10 ~ 20 m である。屋我地島は本部半島の東側に位置する周囲約 12 km の島であり、最高所は標高 55 m である。奥武島は屋我地島の南に隣接する、周囲約 2 km、最高所 29 m の平坦な小島である。

地質概説

本調査地域の地質は、主に石灰岩、チャート、頁岩からなる先第三系と、これらを不整合に覆う鮮新統~更新統の呉我層、更新統の琉球層群、完新統の海岸・低地・河床堆積物よりなる (Fig. 4)。先第三系は、本部層、今帰仁層、与那嶺層よりなり、これらはベルム系~三畳系の異地性岩塊を含む、三畳紀 (?) ~ 白亜紀前期に形成されたオリストストロームであるとされた (藤田, 1980, 1983a, b; Fujita, 1989)。一方、高見ほか (1999) は、本部半島の先第三系を、伊江ユニットと本部ユニットに区分し、前者は白亜紀初頭の、後者は前期白亜紀の付加コンプレックスであるとした。

呉我層は、呉我山、屋我地島に局所的に分布する (Fig. 1)。本層は主に河川成の礫岩からなり、海成シルト岩を挟有する (山本ほか, 2003)。本論では、山本ほか (2003) に従い、呉我層の堆積年代は鮮新世後期~更新世前期であり、琉球層群より早く堆積を開始した堆積物であること、島尻層群

Fig. 4. Stratigraphic outline of the Ryukyu Group on northern Motobu Peninsula.

や琉球層群とは岩相が大きく異なることから、両層群のいずれにも含めない独立した層序単位として取り扱う。琉球層群は、仲尾次層、古宇利島層、新期石灰岩よりなる。仲尾次層は、砂岩・シルト岩、砂質～シルト質石灰岩、礫岩よりなり、二枚貝、巻貝、有孔虫などの化石を産する。本層の分布は、地表では今帰仁村運天周辺に限られるが、古宇利大橋コアおよび桃原コアでは、最下部に礫岩を伴って、基盤地形の凹地に厚く堆積しているのが確認される。古宇利島層は、本調査地域に分布する琉球層群の主体を占め、整合関係にある3つの礁複合体堆積物が累重したものである。最下位のサンゴ礁複合体堆積物（ユニット1）は、沖合相である石灰藻球石灰岩、*Cycloclypeus-Operculina* 石灰岩（以下、*Cy-Op* 石灰岩と略記する）、碎屑性石灰岩より構成される。ユニット2は、浅海相であるサンゴ石灰岩と沖合相である石灰藻球石灰岩、*Cy-Op* 石灰岩、碎屑性石灰岩よりなる。最上部のユニット3は、サンゴ石灰岩のみよりなる。また、内陸の先第三系基盤岩が広く露出する地域には、どのユニットに帰属するかを特定しがたいサンゴ石灰岩がみられる。新期石灰岩は、古宇利島層および先第三系基盤岩上に不整合関係で重なる小規模な石灰岩体の総称であり、これにはサンゴ石灰岩、*Cy-Op* 石灰岩、淘汰のよい碎屑性石灰岩が含まれる。これらの石灰岩相互の関係は不明である。完新統の海岸・低地・河床堆積物は、サンゴ礁、ビーチロック、砂丘砂、海浜砂、風化残留土等からなるが、本論文ではこれらを一括して特定の層名は付さないこととする。

琉球層群の層序

本調査地域の琉球層群は、仲尾次層、古宇利島層、新期石

灰岩よりなる（Fig. 4）。本論では、琉球層群を構成する石灰岩の分類および堆積環境については、基本的に Iryu et al. (1998) および小田原・井龍（1999）に従った。なお、本論の *Cy-Op* 石灰岩の中には、*Operculina* のみで構成されるものがある。古田土・中川（1993）は、宮古島沖の現生有孔虫群集の検討結果から、*O. ammonoides* の生息深度は水深 30～60 m であるとした。また、Hohenegger et al. (2000) は、本部半島の西側に位置する瀬底島の周辺海域において、*Operculina* spp. (*O. ammonoides* および *O. cf. complanata*) は水深 30 m 以浅でも確認されるが、水深 30 m 以深で産出頻度が上昇することを報告している。よって、*Operculina* の卓越する *Cy-Op* 石灰岩の堆積環境は水深 30 m 以深であると推定される。新期石灰岩に含まれる淘汰のよい碎屑性石灰岩には、風成堆積物に特有の高角の斜交葉理が発達することから、その堆積環境は後浜であると推定される。なお、本論の碎屑性石灰岩は、特に言及しない限り、淘汰の悪い碎屑性石灰岩を指すものとする。

1. 仲尾次層（Nakoshi Formation）

＜命名＞MacNeil (1960) の Nakoshi sand（仲尾次砂層：本島・牧野, 1965）を、山本ほか（2003）が改名。

＜模式地＞沖縄本島名護市仲尾次の羽地大川河口付近（MacNeil, 1960）。

＜分布＞本調査地域内の地表では、今帰仁村運天周辺に露出する。また、屋我地島と古宇利島間の海底下ならびに本部町旧桃原飛行場跡地で掘削されたボーリングコア試料の観察により、両地域の地下部分に広く分布することが確認された。

＜層厚＞本調査地域内では、地表に露出する部分で 6 m を越え、屋我地島と古宇利島間の海底下では 65 m を越える。

＜下位層との関係＞本層は先第三系基盤岩を不整合で覆う。なお、本部半島基部では、本層が上部新生界の呉我層を整合関係で覆うことが確認されている（山本ほか, 2003）。

＜岩相＞本調査地域でみられる仲尾次層は、砂岩・シルト岩、砂質～シルト質石灰岩、礫岩よりなる。

今帰仁村運天周辺では、仲尾次層の砂岩・シルト岩、砂質～シルト質石灰岩が局所的に露出する。上運天港付近の露頭（Fig. 5 の 3）では、最下位に青灰色を呈する砂質～シルト質石灰岩（層厚 2.5 m）がみられ、その上位には、カキの殻片を含み、青灰色を呈する砂岩（層厚 2.5 m）が累重する。これらは側方に向かって、古宇利島層ユニット1の粗粒砂大までの陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩に岩相を変化させる。

屋我地島と古宇利島間の海底下で掘削された古宇利大橋コア P17（Fig. 5 の 1）の掘削深度は 76.4 m であるが、先第三系基盤岩には到達していない。本コア試料の最上部 10.7 m は、サンゴ、二枚貝、巻貝、底生有孔虫などの生物遺骸片に富んだ未固結堆積物（現世堆積物）によって占められており、それより下位の部分は仲尾次層よりなる。仲尾次層の最下部は、青灰色を呈する砂岩（層厚 0.4 m）および淡灰色シルト岩（層厚 0.5 m）であり、その上位には礫岩（層厚 4.5 m）が認められる。これらから、海棲動物化石や石灰質ナノ化石は産しない。礫岩は、中礫大までの亜円～亜角礫より構成され、それらの礫は密集して礫支持（clast-supported）の

Fig. 5. Selected columnar sections of the Nakoshi and Kourijima Formations on northern Motobu Peninsula. Stratigraphic horizons from which calcareous nannofossils were detected are also shown (Tables 1 and 2).

組織をなす。礫種は先第三系基盤岩に由来するチャートおよび石灰岩であり、淘汰は悪い。礫岩の基質は淡灰色～褐色を呈するシルト～極粗粒砂であり、固結度は低い。本礫岩は、本部半島基部に広く分布し、河川成礫岩を主体とする呉我層と同様に、仲尾次層の主体をなす砂岩およびシルト岩の下位にある。しかし、呉我層の礫岩と比較して含まれる礫の円磨度が低く、礫岩の基質の一部が仲尾次層の岩相に酷似しており、呉我層に特有の上位層が下位層を削り込むような堆積構造は認められない。また、呉我層の礫岩は、半島基部に露出する先第三系基盤岩の湧川層および沖縄本島脊梁部の基盤をなす名護層由来の千枚岩や砂岩の礫を主体とするのに対し（山本ほか, 2003）、本礫岩にはそれらの礫は認められず、掘削地点近傍の先第三系基盤岩に由来するチャートや石灰岩の礫のみが認められる。以上より、本礫岩は呉我層には含まれず、仲尾次層堆積初期に先第三系基盤岩上に堆積した礫岩である可能性が高いと判断される。本礫岩の上位には、青灰

色砂岩（層厚 0.9 m）、淡灰色～淡褐色を呈するシルト岩（層厚 6.8 m）が整合漸移の関係で重なる。両者は底生有孔虫などの海棲動物化石を産する。本シルト岩には、古宇利島層に含まれる灰白色～淡黄色を呈する碎屑性石灰岩が挟在する（掘削深度 64.4～64.8 m）。本碎屑性石灰岩には、先第三系基盤岩に由来する細礫大までの亜角礫が豊富に含まれ、二枚貝、巻貝などの化石が認められる。シルト岩の上位層は掘削により破碎されているが、本来は、先第三系基盤岩に由来するチャートや石灰岩の中礫大までの亜円～亜角礫を含む砂岩（層厚 35.4 m）であったと推定される。本砂岩は、底生有孔虫、二枚貝、巻貝などの化石を含み、全体的に淡灰色～褐色を呈するが、炭質物に富む部分があり、その部分は暗灰色を呈する。本砂岩の上位には、明褐色を呈するシルト岩（層厚 17.1 m）が漸移的に重なる。本シルト岩は、肉眼で確認される海棲動物化石を含まず、明褐色を呈する点を除き、その他の特徴は下位のシルト岩と一致する。本シルト岩

Fig. 6. Selected columnar sections of the Kourijima Formations on Kouri-jima. Stratigraphic horizons from which calcareous nannofossils were detected are also shown (Table 2).

は現世堆積物の直下に位置することより、本来は下位のシルト岩と同様の岩相であったものの、風化・統成作用により、初生的に含まれていた海棲動物化石が溶脱し、明褐色を呈するに至ったものと推定される。なお、最下部の礫岩および上部の砂岩には、数～十数 cm の赤褐色～暗褐色を呈する泥質物に富む層が挟在するが、それらを挟んで岩相が変化することはない。また、コア中に侵食面と判断される不連続面はみられない。

本部町北西部の旧桃原飛行場跡地一帯の地下には、北東～南西方向の長軸をもち、南西側に開いた半盆地状の凹地が存在し（沖縄総合事務局農林水産部, 1983）、これを仲尾次層の礫岩、シルト岩、砂質～シルト質石灰岩、古宇利島層の粗粒砂大までの陸源性砕屑物に富む砕屑性石灰岩が埋積している（Fig. 2）。本項では、この凹地で掘削された桃原コア（Fig. 5 の 24, 25, 26）のうち、仲尾次層の層厚が最も厚いコア 12B-3（Fig. 5 の 25）の岩相を記載する。本コアは、掘削深度 131.4 m で先第三系基盤岩に到達しており、仲尾次層は最下部の 50.8 m（掘削深度 80.6～131.4 m）を占める。先第三系基盤岩の上位には、礫岩（層厚 11.4 m）が不整合関係で重なる。この礫岩は大礫大までの垂円～垂角礫より構成され、礫支持（clast-supported）の組織をなす。礫の淘汰は悪い。礫種は、凹地周辺に分布する先第三系基盤岩に由来する石灰岩、チャート、緑色岩である。礫岩の基質は、一般に淡褐色～淡灰色を呈するシルト～極粗粒砂より構成され、上部（1.6 m）は暗灰色の極粗粒砂よりなる。固結度は低く、肉眼で観察できる海棲動物化石は認められない。以上より、本礫

岩は古宇利大橋コア（Fig. 5 の 1）の最下部で確認された礫岩と岩相上の特徴および層位学的位置を同じくすることから、仲尾次層堆積初期の礫岩に含まれる。礫岩の上位には、植物遺体片に富む灰色シルト岩（層厚 2.0 m）が整合関係で重なる。シルト岩の基底から上位 0.5～1.0 m には、カキの殻片が密集する。シルト岩は、上位の灰色を呈し、二枚貝や巻貝などの化石を含む砂質～シルト質石灰岩（層厚 27.4 m）へと漸移する。本石灰岩は、掘削深度 86.2～89.5 m では黄灰色を呈するが、上下の灰色を呈する石灰岩と岩相・生物相の差異は認められない。さらに本石灰岩は、上位に向かって、古宇利島層に含まれる粗粒砂大までの陸源性砕屑物に富む砕屑性石灰岩に漸移する。なお、旧桃原飛行場跡地地下では、仲尾次層は基盤地形の凹部の中央部から周縁部に向かって急激にその層厚を減少させ、地表には露出しない（Figs. 1, 2）。

2. 古宇利島層（Kourijima Formation）

＜命名＞新称。

＜模式地＞沖縄県国頭郡今帰仁村古宇利島。

＜分布＞本部半島北部および周辺の島々。

＜層厚＞地表における最大層厚は約 30 m であるが、桃原コア 12B-3（Fig. 5 の 25）では約 80 m に達する。

＜下位層との関係＞本層は先第三系基盤岩を不整合で覆う。本層のユニット 1 は仲尾次層と整合もしくは同時異相の関係にある。

＜岩相＞本層は、サンゴ石灰岩、石灰藻球石灰岩、*Cy-Op* 石灰岩、砕屑性石灰岩より構成される。

小田原・井龍（1999）の定義に従い、低海水準期から海進

Fig. 7. Outcrop exposures of the Kourijima Formation. Broken lines indicate lithologic boundaries.

(A) Rhodolith limestone (1r) of Unit 1 resting unconformably on limestone of the Yonamine Formation, exposed on the northwestern coast of Kouri-jima (Fig. 6-15).

(B) Units 1 and 2 cropping out on the eastern coast of Kouri-jima (Fig. 6-3). Note that detrital limestone (1d) of Unit 1 containing rhodoliths grades upward into coral limestone (2c) of Unit 2 which is in turn overlain by *Cycloclypeus-Operculina* (2co) and detrital limestones (2d) of Unit 2. Note deepening-upward stratigraphic succession from coral limestone to *Cy-Op* and detrital limestones.

(C) Coral limestone (3c) of Unit 3 conformably overlying well bedded, rhodolith-bearing detrital limestone (2d) of Unit 2 that crops out at a quarry in Kouri-jima (Fig. 6-6).

(D) Well bedded detrital limestone (1d) of Unit 1 that is conformably overlain by coral limestone (2c) of Unit 2 which in turn grades upward into detrital limestone (2d) of Unit 2, exposed at a seaciff in Sakiyama (Fig. 5-9). The detrital limestone of Unit 1 is rich in terrigenous material, containing rhodoliths and brachiopods indicative of off reef to shelf environment.

(E) Coral limestone (2c) grading upward into detrital limestone (2d) of Unit 2 at an outcrop in Sakiyama (Fig. 5-11). Solitary coral debris and rhodoliths occur from the detrital limestone. The rhodoliths consist largely of an encrusting foraminifera, *Acervulina inhaerens*, accompanied by nongeniculate coralline algae.

(F) *Cycloclypeus-Operculina* limestone rich in *Operculina* tests (yop) of the younger limestones resting unconformably on *Cy-Op* limestone of Unit 1 (1co) of the Kourijima Formation (Fig. 5-29). Note that coral debris and up to cobble-sized, sub-rounded lithoclasts derived from the basement rocks occur concentrated at the base of the *Operculina*-dominated *Cy-Op* limestone.

を経て高海水準期に至る一連の期間に形成されたサンゴ礁複合体堆積物を1つのユニットとして認定すると、古宇利島層は3つのユニットの累積体であると解釈される。以下、それらを下位よりユニット1、ユニット2、ユニット3と呼び、各ユニットを構成する浅海相（サンゴ石灰岩）には語尾にCを、沖合相（石灰藻球石灰岩・Cy-Op石灰岩・碎屑性石灰岩）には語尾にRを付けて、サブユニット名を付す。

従来、本調査地域の琉球層群には、那覇層（Flint et al., 1959; MacNeil, 1960）あるいは運天層および備瀬層（Minoura, 1979）という地層名が用いられてきた。しかしながら従来の研究結果より、那覇層は、模式地である沖縄本島南部では2つ（Nakamori, 1986）あるいは5つ（Jiju, 2003）のユニットからなると解釈されるのに対し、本部半島の琉球層群主部は3つのユニットより構成され、ユニットレベルでの対応関係は不明である。また、古宇利島層の最下位ユニットは層厚が著しく厚く（最大層厚約80 m）、先第三系基盤岩に近接する場所では、多量の陸源性碎屑物を含み、砂岩・シルト岩、砂質〜シルト質石灰岩を主体とする仲尾次層へと側方漸移する。このような岩相上の特徴は沖縄本島南部の那覇層には見出されない。同様に、本調査地域の琉球層群主部は、読谷地域に分布する琉球層群の主部をなす楚辺層（小田原ほか, 2005b）とも岩相およびユニット数が一致しない。また本研究により、本調査地域の琉球層群主部は、Minoura (1979) が示したような運天層とその上位の備瀬層という不整合関係で重なる2つの層序区分単位には区分されず、Minoura (1979) の運天層は備瀬層の下部と側方漸移の関係にあることが判明した。よって、運天層あるいは備瀬層という地層名を踏襲することは適当ではないと判断される。以上より、本調査地域の琉球層群主部を、その模式層序が本部半島沖合の古宇利島でのみ観察されることに因んで、古宇利島層という新たな地層名で呼ぶことを提唱する。

本層は、基盤地形の形状による堆積環境の地域的差異を反映し、岩相の側方変化が著しい。よって、以下の層序および岩相の記載では、まず模式地である古宇利島でみられる層序および岩相を最初に説明し、次いで本部半島の東部（今帰仁村）と西部（本部町）における層序および岩相を、模式地のものと対比させながら記載する。

2.1. 模式地（古宇利島）における層序 古宇利島には、ユニット1、2、3が分布する。それらは、島の南部に向かって緩やかに分布の下限高度を下げており、島の南側では、サブユニット2C以下の層準は海面下に没し、露出しない。

ユニット1は、島の北側の海岸沿いに広く露出する。島北西部の海岸の露頭（Fig. 6の15）では、露頭最下部に先第三系基盤岩の与那嶺層の石灰岩がみられ、その上位に古宇利島層のサブユニット1Rに含められる石灰藻球石灰岩（層厚1.9 m）が不整合関係で重なる（Fig. 7のA）。この石灰藻球石灰岩の下部には、薄板状の*Leptoseris* sp.などの現地性と思われる造礁サンゴ化石が含まれる部分がある。本石灰岩は南方に向かって石灰藻球の量を減じ、石灰藻球を含む碎屑性石灰岩へと岩相を変化させる。本露頭の南西約400 mに位置する露頭（Fig. 6の16）では、与那嶺層の石灰岩の上位

に、石灰藻球や*Fungia* spp.などの造礁サンゴの礫を含む碎屑性石灰岩（層厚11.5 m）が不整合で重なり、その上位にCy-Op石灰岩（層厚2.7 m）が比較的明瞭な境界で重なる。Cy-Op石灰岩は上部に向かって*Cycloclypeus*と*Operculina*の量を減じ、石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（層厚2.0 m）に変化する。下位の碎屑性石灰岩の最上部付近には、サンゴ石灰岩（層厚0.6 m）がレンズ状に挟在する。このサンゴ石灰岩は弱く成層しており、現地性の卓状〜半球状の造礁サンゴ化石を含む。なお、ユニット1の浅海相（サブユニット1C）に含められるサンゴ石灰岩は、古宇利島の地表では確認されない。

ユニット1の石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（サブユニット1R）の上位には、整合漸移の関係でユニット2のサンゴ石灰岩（サブユニット2C）が重なる。このサンゴ石灰岩は島の北側の海岸付近一帯に分布する。層厚は最大で約5 mである。島の北東海岸の露頭（Fig. 6の2）では、サブユニット1Rに含められる弱く成層した石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（層厚4.0 m）の上位に、サンゴ石灰岩（層厚3.0 m）が漸移的に重なる。このサンゴ石灰岩には現地性の卓状〜半球状の造礁サンゴ化石が含まれる。この露頭の東方約230 mに位置する露頭（Fig. 6の1）では、サブユニット1Rに含まれる弱く成層した石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（層厚5.4 m）の上位にサンゴ石灰岩（層厚1.0 m）が比較的明瞭な境界をもって重なる。このサンゴ石灰岩では、造礁サンゴと無節サンゴモが重なりあって、マウンド状の累積体を形成している。サブユニット1Rとサブユニット2Cの関係は、島の東海岸（Fig. 6の3; Fig. 7のB）や西海岸（Fig. 6の17）、内陸の古宇利灯台下（Fig. 6の14）の露頭でもみられ、いずれにおいても両者は整合関係にある。

サブユニット2Cのサンゴ石灰岩の上位には、整合漸移の関係でサブユニット2Rに含められる石灰岩が重なる。本サブユニットは、島の北部では標高40〜50 mの平坦面上に広く分布するが、南側に向かって分布高度を下げ、島の南部では海面から標高約30 mの範囲に分布する。島の東海岸の露頭（Fig. 6の3; Fig. 7のB）では、下位より、サブユニット1Rの碎屑性石灰岩（層厚2.2 m）、サブユニット2Cに含められるサンゴ石灰岩（層厚3.8 m）がみられ、その上位には比較的明瞭な境界をもって、*Cycloclypeus*が卓越するCy-Op石灰岩（層厚0.9 m）が整合に重なる。Cy-Op石灰岩は上位に向かって*Cycloclypeus*の量を減じ、石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（層厚3.1 m）に漸移する。古宇利灯台下の露頭（Fig. 6の14）では、下位より、碎屑性石灰岩（層厚8.4 m）、サンゴ石灰岩（層厚2.7 m）、石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（層厚7.0 m）が整合一連の関係で重なる。島の東部から各石灰岩を追跡した結果、それらはそれぞれ、サブユニット1R、2C、2Rに含められる。同様の関係は、島の東海岸の露頭（Fig. 6の4）や、島の西海岸の露頭（Fig. 6の17）でも観察される。島の南東部の海岸の露頭（Fig. 6の5）では、本サブユニットのよく成層した石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（層厚6.8 m）が、島西部および南部の海岸（Fig. 6の18と19）では、それぞれ、碎屑性石灰岩（層厚5.0 m）、石

灰藻球石灰岩 (層厚 6.4 m) が認められる。

サブユニット 2R の石灰藻球石灰岩および石灰藻球を含む碎屑性石灰岩の上位には、整合漸移の関係でユニット 3 のサンゴ石灰岩 (サブユニット 3C) が重なる。サブユニット 2R と本サブユニットとの関係は、島南東部の採石場の露頭 (Fig. 6 の 6; Fig. 7 の C) で最もよく観察される。ここでは、サブユニット 2R の固結度の低い碎屑性石灰岩 (層厚 7.5 m) の上位に、サンゴ石灰岩 (層厚 9.0 m) が整合漸移の関係で重なる。下位の碎屑性石灰岩はよく成層しており、石灰藻球や造礁サンゴの礫を多く含み、サンドパイプが多くみられる。上位のサンゴ石灰岩の下部 6.0 m は、わずかに成層しており、基底部 0.7 m には、造礁サンゴと無節サンゴモが重なり合って形成されたマウンド状の累積体がみられる。一方、上部 3.0 m は塊状でよく固結している。このサンゴ石灰岩の下部 3.0 m には、薄板状の *Pachyseris* sp. などの礁斜面下部に特有の造礁サンゴ化石が豊富に含まれる。本石灰岩は、サブユニット 2R が分布する標高 40 ~ 50 m の平坦面の内陸側にある急崖から島の最高所 (標高 107 m; Fig. 6 の 9) までの一帯、すなわち島の中央部に広がると推定される。

2.2. 本部半島東部 (今帰仁村) における層序 古宇利島の対岸に位置する今帰仁村崎山から運天、名護市屋我地島、奥武島にかけての一帯に広く露出する琉球層群の最下位層は、主に粗粒砂大までの陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩である (例えば、Fig. 5 の 2)。この碎屑性石灰岩は灰白色~淡黄色を呈し、二枚貝、巻貝、底生有孔虫などの生碎物のほかに、造礁サンゴの礫や石灰藻球を普通に含んでおり、仲尾次層の砂質~シルト質石灰岩とは岩相および含有化石が異なる。沖縄県土木建築部 (2002) によって示された屋我地島と古宇利島間の海底下の地質断面図および本調査における古宇利大橋コアの観察結果より、古宇利島でみられたサブユニット 1R の碎屑性石灰岩は、同海底下において仲尾次層の上位、完新世堆積物の下位にあり、一部は削剥され完全に連続してはいないものの、屋我地島まで追跡されることが明らかとなった (Fig. 2)。よって、崎山から運天、屋我地島、奥武島に分布する陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩は古宇利島層サブユニット 1R に含まれる。また、この陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩と運天の地表でみられる仲尾次層 (Fig. 5 の 3) は、同時異相の関係にある。

本部半島東部 (今帰仁村) の古宇利島層は、サブユニット 1R, 2C, 2R より構成される。また、先第三系基盤岩の分布域に孤立して露出するため、どのユニットに帰属するかを特定できないサンゴ石灰岩もみられる。このうち、サブユニット 1R, 2C, 2R の層位学的関係は、今帰仁村崎山の海岸の露頭 (Fig. 5 の 9, Fig. 7 の D) で最もよく観察される。ここでは、最下位にサブユニット 1R に含まれる異地性の造礁サンゴ化石を含む石灰藻球石灰岩 (層厚 0.4 m) がみられ、この上位には、粗粒砂大までの陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩 (層厚 15.6 m) が厚く堆積する。本碎屑性石灰岩は、下部ほど陸源性碎屑物に富み、かつよく成層している。全般に、二枚貝、ウニ、腕足類などの化石や、石灰藻球やコケムシといったサンゴ礁の沖合相を示す化石 (Tsuji, 1993; Iryu et

al., 1995) が含まれ、最上部より 1.0 m 下位には、層厚 0.2 m の石灰藻球石灰岩が挟在する。また本碎屑性石灰岩からは、サンゴ礁の沖合環境を示す底生有孔虫化石群集が報告されている (山本ほか, 2003)。なお、本碎屑性石灰岩には異地性のサンゴ化石が含まれるが、現地性と判断されるものは認められない。この碎屑性石灰岩の上位には、サブユニット 2C のサンゴ石灰岩 (層厚 2.4 m) が整合漸移の関係で重なり、これはさらにサブユニット 2R の石灰藻球を含む碎屑性石灰岩 (層厚 6.0 m) に整合関係で覆われる。サブユニット 2C のサンゴ石灰岩には、現地性の卓状~半球状の造礁サンゴ化石が認められるが、異地性のものも多く含まれる。また、皮殻状の無節サンゴモは認められない。サブユニット 2R の碎屑性石灰岩には、浮遊性有孔虫化石が多く含まれ、*Cycloclypeus* も認められる。崎山の海岸の露頭より約 1.2 km 南西に位置する、大井川河口に面した露頭 (Fig. 5 の 4) では、サブユニット 1R とサブユニット 2C の関係が観察される。ここでは、下位より、サブユニット 1R の陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩 (層厚 4.0 m)、*Opercurlina* が卓越する *Cy-Op* 石灰岩 (層厚 2.0 m)、碎屑性石灰岩 (層厚 11.0 m)、サブユニット 2C のサンゴ石灰岩 (層厚 3.0 m) が整合一連の関係で累重する。サブユニット 1R の碎屑性石灰岩は、石灰藻球や造礁サンゴの礫を多く含み、最下部より 2.2 m 上位には、層厚 0.4 m の卓状~半球状の造礁サンゴ化石に富む層が認められる。それらのサンゴ化石の一部は現地性と判断されるが、このサンゴに富む層は側方へ連続せず、レンズ状に挟在していると判断される。

運天から崎山の海岸に分布するサブユニット 1R の碎屑性石灰岩は、一般に粗粒砂大までの陸源性碎屑物を多く含み、これは特に下部で顕著である。この陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩は、高安 (1976a) により運天相、Minoura (1979) により運天層と呼ばれ、本部半島の北部~西部に分布する陸源性碎屑物をほとんど含まない石灰岩より、層位学的に下位に位置するとみなされた。しかしながら、Jiju and Orita (1998) が示唆したように、いわゆる運天相 (層) は、崎山西部の海岸 (露頭 9 の西北西約 500 m 付近; Fig. 5) を境として、西方に向かって急激に陸源碎屑物の量を減じ、石灰藻球を含む碎屑性石灰岩や石灰藻球石灰岩へと岩相が側方変化する。そこで本論では、運天相 (層) をサブユニット 1R の碎屑性石灰岩に含めた。崎山西方の海岸の露頭 (Fig. 5 の 13) では、最下位にサブユニット 1R に含まれる碎屑性石灰岩 (層厚 1.5 m) がみられ、その上位には、サブユニット 1R の石灰藻球石灰岩 (層厚 4.0 m)、サブユニット 2C の異地性サンゴ礫を多く伴うサンゴ石灰岩 (層厚 3.0 m) が整合漸移の関係で重なる。

本部半島の標高 30 ~ 60 m 付近には、先第三系基盤岩を直接不整合で覆うサンゴ石灰岩が散在する。これらのサンゴ石灰岩は、1) 先第三系基盤岩を直接不整合で覆う、2) 含まれる造礁サンゴ化石の量が少なく、フレームワークを形成していない、3) 先第三系基盤岩に由来する陸源碎屑物 (砂礫) を多く伴う、4) 琉球層群に由来する礫を含まない、という特徴を示し、本調査地域で最初に形成された礁性堆積物であ

るユニット1のサンゴ石灰岩（サブユニット1C）である可能性が高い。しかしながら、ユニット1堆積後の陸上侵食により先第三系基盤岩が再び露出するようになった地域に、ユニット2および3のサンゴ石灰岩が類似した産状で露出することも想定されるので、これらのサンゴ石灰岩がどのユニットに含められるかを確実に決定することは困難である。よって本論では、これらのサンゴ石灰岩を帰属不明のサンゴ石灰岩と呼ぶ（例えば、Fig. 5の15）。

サブユニット2Cのサンゴ石灰岩は、本部半島東部の標高6～50 mに広く分布し、内陸側に向かってより分布高度を増す。本サンゴ石灰岩は、サブユニット1Rを整合関係で覆う（Fig. 5の4, 6, 7, 9, 13, 14, 16）。内陸に位置する今帰仁村謝名の露頭（Fig. 5の7）では、下位にサブユニット1Rに含められる陸源性碎屑物を含む碎屑性石灰岩（層厚11.0 m）があり、これは上位に向かってサブユニット2Cのサンゴ石灰岩（層厚3.0 m）に漸移する。このサンゴ石灰岩には、現地性の卓状～半球状の造礁サンゴ化石が多く含まれるが、無節サンゴモはあまりみられない。

サブユニット2Rに含められる石灰岩は、崎山およびその周辺に分布する。崎山北西部の露頭（Fig. 5の10）では、下位のサブユニット2Cに含められるサンゴ石灰岩（層厚1.3 m）を、サブユニット2Rの石灰藻球石灰岩（層厚1.3 m）が整合関係で覆う。両者の境界は漸移的で、石灰藻球石灰岩中では、石灰藻球の量は上位に向かって増加する。さらに、同露頭近傍の採石場の露頭（Fig. 5の11; Fig. 7のE）では、サブユニット2Cのサンゴ石灰岩（層厚4.4 m）の上位に、石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（層厚4.0 m）が整合漸移の関係で重なるのが観察される。この碎屑性石灰岩には、被覆性有孔虫 *Acervulina* が卓越する石灰藻球や造礁サンゴの礫が多く含まれている。

2.3. 本部半島西部（本部町）における層序 本部半島西部に分布する古宇利島層の層序は、旧桃原飛行場跡地で掘削されたボーリングコアで最もよく観察される。桃原コア12B-1（Fig. 5の23）は、旧桃原飛行場跡地地下に広がる基盤地形の凹部の北西側縁部で掘削され、掘削深度32.1 mで先第三系基盤岩に到達している。先第三系基盤岩の上位には、サブユニット1Rの粗粒砂大までの陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩（層厚31.1 m）が不整合関係で重なる。本碎屑性石灰岩の最下部8.8 mには、異地性の造礁サンゴ化石が多く認められ、基底には先第三系基盤岩に由来する中礫大までの円礫が含まれている。また、掘削深度10.8～11.8 mには、*Operculina* が卓越する *Cy-Op* 石灰岩が挟在する。本碎屑性石灰岩の上部（掘削深度1.0～7.2 m）には、造礁サンゴ化石が多く認められるが、石灰藻球、*Cycloclypeus*、浮遊性有孔虫化石が伴われることから、これらのサンゴ化石は異地性であると判断される。コア試料の最上部は、表土（層厚1.0 m）である。桃原コア12B-3（Fig. 5の25）は、基盤地形の凹部のほぼ中央で掘削され、掘削深度131.4 mで先第三系基盤岩に到達している。本コアでは、仲尾次層（層厚50.8 m）の上位に、サブユニット1Rの粗粒砂大までの陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩（層厚78.9 m）が比較的明瞭な境

界をもって整合関係で重なる。この碎屑性石灰岩には石灰藻球や *Cycloclypeus* などが含まれるほか、造礁サンゴ化石の礫の密集層（掘削深度36.0～39.5 m）、*Operculina* が卓越する *Cy-Op* 石灰岩（掘削深度32.3～34.7 m および4.0～5.7 m）が挟在する。コア試料の最上部は、表土（層厚1.7 m）である。また、コア12B-4（Fig. 5の26）は、コア12B-3の東方350 mに位置し、先第三系基盤岩までの掘削深度は76.9 mである。本コアでは、先第三系基盤岩の上位にサブユニット1Rに含められる碎屑性石灰岩（層厚3.5 m）が不整合関係で重なる。本石灰岩は極粗粒砂大までの陸源性碎屑物に富み、先第三系基盤岩に由来する中礫大までの垂円礫を含む。それらの礫の多くは、皮殻状の無節サンゴモや被覆性有孔虫 *Acervulina* により被覆されている。この碎屑性石灰岩の上位には、極めて漸移的な境界をもって仲尾次層の灰色～淡黄色を呈する砂質～シルト質石灰岩（層厚15.9 m）が載る。本石灰岩は先第三系基盤岩に由来する中礫大までの垂円礫を含むが、この上下でみられる古宇利島層の碎屑性石灰岩と異なり、石灰藻球や造礁サンゴの礫を含まない。また、本石灰岩の掘削深度62.5～64.5 mには、古宇利島層サブユニット1Rに含められる碎屑性石灰岩（層厚2.0 m）が挟在する。本碎屑性石灰岩は、先第三系基盤岩に由来する中礫大までの垂円礫を含み、それらの礫の多くは、皮殻状の無節サンゴモや被覆性有孔虫 *Acervulina* により被覆されている。この仲尾次層の砂質～シルト質石灰岩の上位には、サブユニット1Rの粗粒砂大までの陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩（層厚55.5 m）が整合漸移の関係で重なる。本碎屑性石灰岩は白色～淡黄色を呈し、石灰藻球や造礁サンゴの礫をわずかに含み、上部に向かって陸源性碎屑物の量を減ずる。また、本碎屑性石灰岩の掘削深度23.2～26.5 mには、*Operculina* が卓越する *Cy-Op* 石灰岩が挟在する。コア試料の最上部は表土（層厚2.0 m）である。

本部半島北西部の海岸には、サブユニット1Rの碎屑性石灰岩や石灰藻球石灰岩が広く露出する（Fig. 5の20, 21, 22）。本部町備瀬の露頭（Fig. 5の20）では、先第三系基盤岩の今帰仁層のチャートの上位に、サブユニット1Rに含められる石灰藻球石灰岩（層厚4.4 m）が不整合関係で重なる。本石灰岩の基底には、造礁サンゴの礫や、先第三系基盤岩のチャートに由来する大礫大までの垂円礫が認められる。本部町渡久地付近に分布する本サブユニットの碎屑性石灰岩は陸源性碎屑物に富み、場所によっては中礫大までの先第三系基盤岩に由来する円礫を多く含む（Fig. 5の28）。

渡久地の対岸に位置する瀬底島には、サブユニット1R、2C、2Rが分布する。また、帰属不明のサンゴ石灰岩もみられる。島の南端部の露頭（Fig. 5の31）では、下位より石灰藻球を含む碎屑性石灰岩（層厚1.0 m）、サンゴ石灰岩（層厚4.8 m）、石灰藻球石灰岩（層厚1.1 m）がみられ、これらは整合一連の関係にある。半島との層序の比較より、これらはそれぞれ、サブユニット1R、2C、2Rに対応づけられるが、分布標高は半島と比較して低い。瀬底島に分布するサブユニット1Rは、石灰藻球石灰岩、石灰藻球を含む碎屑性石灰岩、碎屑性石灰岩より構成され、海岸沿いに分布するが、

場所により海面下に没する。サブユニット2Cのサンゴ石灰岩は標高40 m以下の地域に分布し、特に島の北西側斜面に広く露出する (Fig. 5 の33)。これらのサンゴ石灰岩には、現地性の卓状～半球状の造礁サンゴ化石が豊富に含まれるが、島北東部の海岸では造礁サンゴ化石の量は少ない。サブユニット2Rは石灰藻球石灰岩、石灰藻球や *Cycloclypeus* を含む碎屑性石灰岩からなり、島の東側斜面に広く分布する (Fig. 1)。島内陸部の標高30 mを越える地域には、今帰仁層の石灰岩が露出し、そこには帰属不明のサンゴ石灰岩が散点的に分布する (Fig. 1; Fig. 5 の34)。本サンゴ石灰岩は、先第三系基盤岩に由来する巨礫大までの円礫を伴い、現地性の卓状～半球状の造礁性サンゴ化石を少量含む。

3. 新期石灰岩

本部半島の標高25 m以下の地域には、古宇利島層および先第三系基盤岩と不整合関係にある、より新期の小規模な石灰岩が散点的に分布している (Fig. 1)。これに含まれるのは、サンゴ石灰岩、*Operculina* が卓越する *Cy-Op* 石灰岩、淘汰のよい碎屑性石灰岩である (Fig. 4)。これらの石灰岩相互の層位学的関係は不明であるため、本論では一括して特定の層名は付さない。サンゴ石灰岩は、今帰仁村大井川河口周辺と本部町南部の崎本部の海岸でみられ (Fig. 1)、最大層厚は10 mに達する (Fig. 5 の5)。これらのサンゴ石灰岩は古宇利島層の石灰岩ほど続成作用を被っておらず、造礁サンゴ骨格の一部は初生的鉱物組成 (アラレ石) を保持している。大井川河口一帯に分布する本石灰岩は、古宇利島層との直接の累重関係は観察されないが、同地点における両者の岩相配置より、前者は後者に対してアバットする関係にあると判断される (Fig. 5 の5)。一方、本部町崎本部では、サンゴ石灰岩は海岸部に散点的に分布する。この一帯には古宇利島層は認められず、先第三系基盤岩の与那嶺層の頁岩、石灰岩、緑色岩が広く露出することより、本サンゴ石灰岩は、直接の関係は観察されないものの、先第三系基盤岩を不整合関係で覆うと判断される。*Operculina* が卓越する *Cy-Op* 石灰岩は、今帰仁村渡喜仁と本部町大浜に局所的に分布し (Fig. 1)、最大層厚は3.6 mである。本部町大浜の露頭では、サブユニット1Rに含められる *Cy-Op* 石灰岩 (層厚2.0 m) の上位に、明瞭な侵食面をもって、*Operculina* が卓越する *Cy-Op* 石灰岩 (層厚3.6 m) が不整合関係で重なる (Fig. 5 の29; Fig. 7 のF)。本石灰岩の最下部1.0 mには、先第三系基盤岩に由来する大礫大までの淘汰の悪い亜円礫やサンゴ礫が密集して含まれている。淘汰のよい碎屑性石灰岩は、今帰仁村崎山西部の海岸に分布し、層厚は2.0 mである (Fig. 1; Fig. 5 の12)。本石灰岩は、円磨された二枚貝、石灰藻、底生有孔虫、ウニなどの生砕物片より構成され、高角の斜交葉理が発達する。

地質年代および対比

1. 年代

仲尾次層および古宇利島層の堆積年代を明らかにするために、桃原コア12B-3 (Fig. 5 の25)、古宇利大橋コアP17 (Fig. 5 の1)、古宇利島の1露頭 (Fig. 6 の6) から採取した

Table 2. Calcareous nannofossils from the Nakoshi and Kourijima Formations in Kouri-ohashi core (P17; Fig. 5-1) and at Sakiyama (SK; Fig. 5-9) and Kouri-jima (KJ; Fig. 6-6).

Locality	P17					*SK		KJ
**Lithostratigraphic unit	Nakoshi Fm.					1R		2R
Sample no.	1	2	3	4	5	1	2	1
Depth from the ground surface (m)	69.9	63.6	59.8	49.8	44.8			
Age (Ma)	1.45-1.65	1.45-1.65	1.45-1.65	1.45-1.65	1.45-1.65	1.45-1.65	1.45-1.65	0.41-0.85
<i>Calcidiscus leptoporus</i>	R	R						+
<i>Calcidiscus macintyre</i>								
<i>Coccolithus pelagicus</i>	+	R						
<i>Discolithina japonica</i>			R					
<i>Discolithina</i> spp.								
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>	R	C	A	+		C	R	
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i> (large)								
<i>Gephyrocapsa oceanica</i>	R	C	A	+	+	C	R	+
<i>Gephyrocapsa oceanica</i> (large)								
<i>Gephyrocapsa</i> spp. (small)	C	A	C			A	A	
<i>Gephyrocapsa parallela</i>								+
<i>Helicosphaera carteri</i>								
<i>Helicosphaera sellii</i>								
<i>Pseudoemiliania lacunosa</i>	R	R	C			R	R	+
<i>Reticulofenestra asanoi</i>								
<i>Reticulofenestra</i> cf <i>asanoi</i>								
<i>Reticulofenestra</i> spp. (small)	R	R	C			C	C	
<i>Rhabdosphaera clavigera</i>								
<i>Scapholithus fossilis</i>								+
<i>Syracosphaera pulchra</i>								
<i>Umbilicosphaera sibogae</i>								+

A = abundant, C = common, R = rare, + = present.

* Data from Yamamoto et al. (2003)

** 1R. Subnit 1R of the Kourijima Fm., 2R. Subnit 2R of the Kourijima Fm.

試料より石灰質ナノ化石を検出した。その結果を Table 1 と Table 2 に示す。また、古宇利島層の年代を議論するために必要なため、今帰仁村崎山海岸の露頭 (Fig. 5 の9) より産出した石灰質ナノ化石 (山本ほか, 2003) を併せて示す (Table 2)。佐藤ほか (1999) の第四紀石灰質ナノ化石対比基準面に基づいて各試料の地質年代を考察した結果は、次のようにまとめられる。

桃原コア12B-3では、掘削深度5.5～120.2 mまでの範囲から、層位間隔1～2 mで試料を採取した。合計110試料を採取し、これらのうち、41試料は仲尾次層から、69試料は古宇利島層サブユニット1Rから得られたものである。石灰質ナノ化石は95試料から検出された。上部を除いて、石灰質ナノ化石は比較的多く産出し、中でも4 μmより小さな小形の *Gephyrocapsa* spp. (small) が最も多産する。地質年代決定に重要な種の層位分布をみると、第四紀の示準化石の *G. oceanica* と *G. caribbeanica* は、掘削深度80.7～118.5 mの仲尾次層、および掘削深度35.0～79.8 mの古宇利島層サブユニット1Rで連続して産出する。また、その産出が基準面8 (1.21 Ma) と10 (1.45 Ma) を規定する6 μmを越える大型の *Gephyrocapsa* は、それぞれ掘削深度80.7～101.5 mの仲尾次層、および掘削深度35.0～79.8 mの古宇利島層サブユニット1Rで、ほぼ連続して産出する。掘削深度32.0 m以浅の古宇利島層サブユニット1Rでは、石灰質ナノ化石産出個体数が極めて少なくなるもの

の、掘削深度 19.0 m までの間では、*Pseudoemiliana lacunosa* や小形の *Gephyrocapsa* spp. (small) が認められるのに対し、*G. oceanica* と *G. caribbeanica* は、いずれも産出しない。これより上位の掘削深度 17.0 m の試料では、保存状態が悪いものの、その産出が基準面 5 (0.85 Ma) と 7 (1.16 Ma) を規定する *Reticulofenestra asanoi* の特徴を有する *R. cf. asanoi* が産出する。保存状態が良い *R. asanoi* は、その上位の掘削深度 13.0 m から 8.0 m までの間に確実に連続して認められ、掘削深度 9.0 m では、産出下限が基準面 6 (0.95 Ma) を規定する *Gephyrocapsa parallela* が産出する。以上の結果に基づくと、桃原コア 12B-3 の地質年代は次のように決定される。掘削深度 102.5 ~ 118.5 m の仲尾次層は、基準面 10 と 11 の間 (1.45 ~ 1.65 Ma) に、掘削深度 80.7 ~ 101.5 m の仲尾次層、および掘削深度 35.0 ~ 80.7 m の古宇利島層サブユニット 1R は、基準面 8 と 10 の間 (1.21 ~ 1.45 Ma) に対比される。これより上位の古宇利島層サブユニット 1R では、掘削深度 19.0 ~ 32.0 m は基準面 7 と 8 の間 (1.16 ~ 1.21 Ma) に、その上位の掘削深度 12.0 ~ 17.0 m は基準面 6 と 7 の間 (0.95 ~ 1.16 Ma) に、掘削深度 8.0 ~ 9.0 m は基準面 5 と 6 の間 (0.85 ~ 0.95 Ma) に対比される。なお、最上位の 7.0 m と 5.0 m の 2 試料は、石灰質ナノ化石産出個体数が極めて少なく、地質年代の決定は出来なかった (Table 1)。

古宇利大橋コア P17 においては、掘削深度 29.8 ~ 74.8 m の仲尾次層から採取した 11 試料のうち、5 試料より石灰質ナノ化石が検出された。5 試料の中では、上部の 2 試料を除いた 3 試料から石灰質ナノ化石が比較的多く産出した。最も多産するのは小形の *Gephyrocapsa* spp. (small) と、第四紀の示準化石である *G. oceanica* および *G. caribbeanica* である。しかし、上部の 2 試料も含め、いずれの試料からも *G. oceanica* は産するものの、6 μ m を越える大型の *Gephyrocapsa* が産出しない。よって、石灰質ナノ化石が検出された層準は、第四紀下部の基準面 10 と 11 の間に対比され、その年代は 1.45 ~ 1.65 Ma である (Table 2)。

古宇利島の試料は、サブユニット 2R の上部から採取した 1 試料である。本試料からは産出個体数が少ないものの、保存状態の良い石灰質ナノ化石が産出した。産出した石灰質ナノ化石のうち、地質年代決定に重要な種に注目すると、その産出が第四紀を示唆する *Gephyrocapsa oceanica* とともに、産出下限が基準面 6 (0.95 Ma) を規定する *Gephyrocapsa parallela*、およびその産出上限が第四紀後期で基準面 3 (0.41 Ma) を規定する *Pseudoemiliana lacunosa* が多数認められた。しかし、その産出が基準面 5 (0.85 Ma) と 7 (1.16 Ma) を規定する *Reticulofenestra asanoi* は産出しない。これらのことから本試料の産出層準は基準面 3 と 5 の間に対比され、その年代は 0.41 ~ 0.85 Ma である (Table 2)。

以上の結果と、山本ほか (2003) により今帰仁村崎山の露頭 (Fig. 5 の 9) の古宇利島層サブユニット 1R 下部から得られた 1.45 ~ 1.65 Ma という石灰質ナノ化石生層序年代 (Table 2) を併せて、琉球層群仲尾次層の年代は 1.21 ~

1.65 Ma、古宇利島層サブユニット 1R の年代は < 0.85 ~ 1.65 Ma、古宇利島層サブユニット 2R の年代は 0.41 ~ 0.85 Ma であると結論される。

2. 対比

本調査地域に分布する琉球層群は、不整合関係で累重する複数の地層群に区分されてきた (Flint et al., 1959; MacNeil, 1960; Minoura, 1979; Jiju and Orita, 1998; 小澤ほか, 1999; Fig. 3)。しかしながら本研究では、琉球層群の主体部を占める古宇利島層を不整合関係で覆う小規模な新期石灰岩が存在するものの、古宇利島層には、地表およびボーリングコア観察から不整合を示す証拠は認められなかった。また、高安 (1976a), Furukawa (1979), 木庭 (1980) は、本部半島の第四紀石灰岩を琉球層群と段丘石灰岩に区分したが、段丘地形と岩相分布は必ずしも調和的ではなく、琉球層群を段丘構成層とみなすことはできない。Jiju and Orita (1998) は、今帰仁村に分布する琉球層群を不整合関係で累重する 3 つの地層群に区分した。彼らは、本部半島では“ユニット 1”と“ユニット 2”が不整合関係にあると述べたが、その境界は、本研究の古宇利島層サブユニット 2C と 2R の境界 (例えば、Fig. 5 の 10 と 11) に相当し、両者は明らかに整合漸移の関係にある (Fig. 7 の E)。また、Jiju and Orita (1998) は、古宇利島には、下位のユニットとは不整合関係にあり、サンゴ石灰岩のみで構成される“ユニット 3”がみられ、それは島の北海岸から東海岸を経て南東海岸までの一帯に分布するとした。しかしながら同地域一帯には、本研究の古宇利島層サブユニット 1R, 2C, 2R が分布しており、不整合は追認されなかった。このように、Jiju and Orita (1998) の層序区分における不整合面や岩相の認定には問題点が指摘され、彼らの“ユニット”と本論の“ユニット”を対応づけることはできない。小澤ほか (1999) は、古宇利大橋コアの検討から、屋我地島と古宇利島間の海底下には琉球層群が分布し、それは不整合関係にある 3 つの地層群 (那覇層・読谷石灰岩・牧港石灰岩相当層) より構成されるとした。しかしながら、我々の検討では、現世堆積物より下位の堆積物 (本研究の仲尾次層および古宇利島層ユニット 1 に相当) には、不整合を示す証拠は確認されず、また、石灰質ナノ化石生層序で識別できるような時間間隙も認められなかった。なお、後述の地史でも述べるように、ユニット 2 および 3 堆積時の低海水準期には、内陸の標高の高い地域で古宇利島層の一部が干出し、その後の海進により、より上位のユニットが軽微な不整合関係で重なったと推定されるが、地表では不整合関係を示す露頭は確認されなかった。

本調査地域を含む沖縄本島以北の中琉球の島々には、琉球層群が広く分布する。喜界島の琉球層群の主体を占める中部更新統からは、ESR 年代により、0.40 ~ 0.55 Ma という年代値が報告されている (大村, 1988)。徳之島の琉球層群の主体を占める徳之島層は、ウラン系列年代、ESR 年代、石灰質ナノ化石生層序年代を総合すると、約 0.48 Ma には堆積を開始していたと推定されている (井龍・山田, 1991; Nakamori et al., 1995; Iryu et al., 1998; 山田ほか, 2003)。沖永良部島の琉球層群からは、0.73 ~ 0.84 Ma という ESR

年代 (Ikeda et al., 1991) が報告されているほか、基準面 3 ~ 6 (0.41 ~ 0.95 Ma; 佐藤ほか, 1999) を示す石灰質ナノ化石が検出されている (Iryu et al., 1998). 与論島の琉球層群の主体を占める与論島層の少なくとも一部は、石灰質ナノ化石により、基準面 3 ~ 6 (佐藤ほか, 1999) に対比されることが判明している (小田原・井龍, 1999). 沖縄本島中部読谷村に分布する琉球層群の主体を占める楚辺層は 5 つのユニット (下位より、ユニット 1 ~ 5) から構成され、ユニット 1 および 2 は、産出した石灰質ナノ化石より基準面 3 ~ 5 (0.41 ~ 0.85 Ma; 佐藤ほか, 1999) に対比されている (小田原ほか, 2005b). 宮古島以南の南琉球の島々に分布する琉球層群からも、放射年代や生層序年代が得られている. 宮古島の琉球層群は 5 つのユニット (ユニット 1 ~ 5) から構成され (山田, 2002), このうち、ユニット 4 下部にブリュヌ/松山境界 (0.78 Ma; Cande and Kent, 1995) が存在することが明らかにされている (松井ほか, 2002). 本田ほか (1993) は、伊良部島の琉球層群から石灰質ナノ化石を検出し、同層群の主体をなす中部層の最上部に佐藤ほか (1999) の基準面 3 (0.41 Ma) を、最下部に基準面 6 (0.95 Ma) を見出した. また、ウラン系列年代、石灰質ナノ化石生層序年代を総合すると、多良間島、石垣島、波照間島、与那国島では、0.3 Ma 以降に形成された石灰岩が琉球層群の主体を占めるとされている (山田・松田, 2001). 以上より、南琉球においては、宮古島・伊良部島では 0.4 ~ 0.9 Ma に、それらより南の島々では 0.3 Ma 以降に堆積したサンゴ礁堆積物が琉球層群の主体を占めていると総括される. これに対して、本部半島北部に分布する琉球層群の主体を占める古宇利島層は、その堆積年代が更新世初期 (1.45 ~ 1.65 Ma) から 0.85 Ma 以降にまで及ぶ堆積物であり、主に中期更新世に堆積した他地域の琉球層群主体部に先じて形成されたものである.

近年、宮古諸島以北の琉球列島の島々で、琉球層群主体部をなすサンゴ礁複合体堆積物の下位に、同層群に含まれる、より古期の堆積物が存在することが報告されている. それらは、伊良部島の琉球層群下部層 (佐渡ほか, 1992; 本田ほか, 1993; Sagawa et al., 2001)、久米島の仲村渠層 (江原ほか, 2001)、沖縄本島南部の“赤色石灰岩” (兼子, 1994)、沖縄本島中部読谷村の伊良皆層 (小田原ほか, 2005b)、与論島の宇勝層・麦屋層 (小田原・井龍, 1999) などである. 伊良部島の琉球層群下部層基底部からは、1.21 ~ 1.45 Ma (基準面 8 と 10 の間; 佐藤ほか, 1999) の石灰質ナノ化石生層序年代 (本田ほか, 1993) が、沖縄本島南部の“赤色石灰岩”からは、1.3 Ma というストロンチウム同位体比年代 (兼子・伊藤, 1995) が報告されている. また、小田原ほか (2005a) は、沖縄本島南部の米須・慶座地域で地下ダム建設のために掘削されたコア試料の石灰質ナノ化石生層序を検討し、“赤色石灰岩”は米須地域では 1.45 ~ 1.65 Ma に、慶座地域では 1.21 ~ 1.65 Ma に形成されたことを明らかにした. さらに、両地域において琉球層群の主体部を占める那覇層の最下部の年代が 1.21 ~ 1.45 Ma であることを示した. 本部半島北部の古宇利島層の堆積開始年代は 1.45 ~ 1.65 Ma (山本ほか, 2003) であることから、沖縄本島においては、更新

世初期にサンゴ礁複合体の形成が開始したと推定される.

以上のことから、これまで中期更新世以降であるとされてきた琉球列島における第四紀のサンゴ礁の形成開始時期 (例えば, Koba, 1992; Ujiie, 1994) は、中琉球~南琉球の広い範囲で更新世初期にまで遡ることになり、沖縄トラフの形成によるユーラシア大陸から琉球列島一帯への陸源性碎屑物の供給量の減少や、黒潮の背弧側への流入といったサンゴ礁の形成に関連した地質学的イベントは、従来考えられていた (Koba, 1992; Ujiie, 1994) よりも早い時期に起こったことが示唆される.

また、琉球列島のいくつかの島では、琉球層群主体部を不整合関係 (オフラップ関係) で覆う、より新期の石灰岩の存在が知られている. 例えば、それに該当する徳之島の目手久層 (山田ほか, 2003) や与論島のチチ崎層・供利層 (小田原・井龍, 1999) は、主に浅海相のサンゴ石灰岩よりなり、それぞれ標高 20 ~ 60 m, 20 m 以下に分布する. 同様に、沖縄本島中南部に分布する港川層も新期の石灰岩とみなされる. 同層は標高約 60 m 以下に分布し、サンゴ石灰岩と“アワ石石灰岩”と呼ばれる淘汰のよい碎屑性石灰岩からなる (沖縄第四紀調査団, 1976). 本研究において新期石灰岩に含めたサンゴ石灰岩と淘汰のよい碎屑性石灰岩は、他地域の新期石灰岩と分布標高や岩相に類似点が見出され、互に対比される可能性がある. また、これまで新期石灰岩と呼ばれてきたものは浅海相に限られていたが、本調査地域からは沖合相よりなる堆積物 (*Operculina* が卓越する *Cy-Op* 石灰岩) が見出された. 同石灰岩の最大分布標高は 25 m であり、その堆積深度は 30 m 以深と見積もられるので、同石灰岩は旧汀線が標高 55 m 以上に達した際の堆積物と推定される. よって、同石灰岩は目手久層や港川層と対比される可能性がある. しかしながら、現時点に至るまで、これらの新期石灰岩からは年代値が得られておらず、それら相互の層位学的関係は今後の検討課題として残される.

地 史

本部半島北部の琉球層群 (仲尾次層および古宇利島層) 堆積時の地史は以下のように推定される (Fig. 8). なお、琉球層群堆積時の海水準変動と、半島および各島の隆起・沈降運動を分離することは不可能であるため、以下の記述では、琉球層群堆積時に本調査地域内では地盤の上下運動はなかったものと仮定して堆積史を復元する. また、古宇利島に分布する古宇利島層は、島の南部に向かって緩やかに傾斜している. 沖縄県土木建築部 (2002) によれば、屋我地島と古宇利島間の海底下には正断層が複数存在すると推定されており、これらの正断層の活動により、古宇利島が傾動したと推定される. よって古宇利島の琉球層群については、島南部が沈降したと仮定し、島北部のサブユニット 2C のサンゴ石灰岩の基底標高に、島南部の同石灰岩の基底標高を一致させ、傾動を補正した.

1. 仲尾次層および古宇利島層ユニット 1 堆積時

仲尾次層および古宇利島層ユニット 1 は、更新世初期の 1.45 ~ 1.65 Ma に堆積を開始した. その開始期には、現在

Fig. 8. Interpretative maps of the depositional history of the Nakoshi and Kourijima Formations on northern Motobu Peninsula.

の屋我地島と古宇利島間の海底下および本部町旧桃原飛行場跡地地下に凹地が存在しており、ここでは、まず仲尾次層の礫岩が堆積し、次いで砂岩・シルト岩、砂質～シルト質石灰岩が堆積した (Fig. 8 の A)。このように、基盤地形の凹部で仲尾次層が堆積していた頃、外洋に面した地域 (現在の今帰仁村崎山より西方の本部半島北西部一帯、古宇利島、瀬底島) は、礁の沖合～島棚という堆積環境にあり、サブユニット 1R の石灰藻球石灰岩や碎屑性石灰岩が堆積した。一方、現在の屋我地島、奥武島、今帰仁村運天から崎山にかけての一帯、渡久地周辺といった地域は、陸源性碎屑物が供給されやすい環境下にあり、陸源性碎屑物に富む碎屑性石灰岩が堆積した。なお、本研究では、この時期に形成されたサンゴ石灰岩を特定することはできなかったが、古宇利島層のサブユニット 1R には異地性の造礁サンゴ化石が普遍的に含まれることから、浅海域ではサンゴ礁が形成されていたと考えられる。石灰質ナンノ化石層序年代より、ユニット 1 の堆積は少なくとも 50 万年以上もの長い間継続したことが判明した。こ

のようにユニット 1 の堆積が長期間に及んだのは、当時の汎世界的海水準変動が短周期・小振幅であったため (例えば、Mudelsee and Schulz, 1997)、現在、厚い沖合相 (サブユニット 1R) がみられる場所では、海水準変動に対応した明瞭な堆積物の組成変化が起らなかったことに起因すると推定される。よって、ユニット 1 の堆積時に想定される相対的海進は、テクトニクス (堆積場の沈降) を反映したものと判断される。なお、サブユニット 1R には、レンズ状に挟在する小規模なサンゴ石灰岩が認められることから (Fig. 5 の 4 および Fig. 6 の 16)、ユニット 1 の堆積時に、礁の沖合に局所的な造礁サンゴの群生部が形成されたと考えられる。サブユニット 1R の分布高度は標高 50 m に達するので、ユニット 1 の堆積時に旧汀線は少なくとも現在の標高 100 m 付近まで上昇し、半島を除く周辺の島々は水没したと考えられる (Fig. 8 の B)。

2. 古宇利島層ユニット 2 堆積時

サブユニット 1R とサブユニット 2C の境界の最高所は標

高 46.5 m であり (Fig. 5 の 22), そこでは両者は整合関係にあることから, ユニット 1 の堆積後, 旧汀線は現在の標高 50 m 付近まで低下したと推定される (Fig. 8 の C). この時期に陸域では, ユニット 1 の石灰岩や先第三系基盤岩の削剥が進行した. 一方, 海域ではサンゴ礁が形成され, その後の海進に伴ってサンゴ礁の形成場は内陸側へ広がっていった. ユニット 2 の堆積時には, サンゴ礁が広範囲にわたって形成されたと推定される. サブユニット 2R の分布高度は標高 70 m に達することより, ユニット 2 の堆積時に旧汀線は少なくとも標高 120 m まで上昇したと考えられる (Fig. 8 の D).

3. 古宇利島層ユニット 3 堆積時

本調査地域において, 確実にユニット 3 に含まれる堆積物は, 古宇利島でみられるサンゴ石灰岩 (サブユニット 3C) のみである. 古宇利島において, サブユニット 3C の分布の最低所である島南東部の採石場の露頭 (Fig. 6 の 6) では, サブユニット 2R の石灰藻球を含む碎屑性石灰岩の上位に, サブユニット 3C のサンゴ石灰岩 (層厚 9.0 m) が整合漸移の関係で重なる. 本サンゴ石灰岩の下部 3.0 m (標高 35 ~ 38 m) には, 薄板状の *Pachyseris* sp. などの礁斜面下部 (水深 30 ~ 50 m) を示す現地性の造礁サンゴ化石が多産するので, ユニット 2 堆積後, 旧汀線は現在の標高 65 ~ 85 m 付近まで低下し, その後の海進に伴って, サンゴ礁は地形的高所に, その形成の場を移していったと考えられる. 島の最高所 (標高 107 m) に分布するサンゴ石灰岩はサブユニット 3C に含まれると推定されるので, 本サブユニット堆積時に, 古宇利島は完全に水没したと考えられる. 島の頂部を広く覆うサンゴ石灰岩には, 卓状・半球状のものが優占するサンゴ群集 (水深 5 ~ 20 m) が認められることより, ユニット 3 堆積時の海進は, 少なくとも標高 110 m 以上に達したと思われる.

ま と め

本研究において, 以下が明らかになった.

1. 本調査地域に分布する琉球層群は, 仲尾次層, 古宇利島層, 新期石灰岩よりなる.
2. 仲尾次層は, 古宇利島層ユニット 1 と同時異相の堆積物で, 砂岩・シルト岩, 砂質・シルト質石灰岩, 礫岩よりなり, 先第三系基盤岩を不整合で覆う. 地表では, 今帰仁村運天周辺にわずかに露出するのみであるが, 屋我地島と古宇利島間の海底下および本部町旧桃原飛行場跡地地下で, 基盤地形の凹地に厚く堆積している.
3. 古宇利島層は, 低海水準期から海進期を経て高海水準期に至る期間に形成されたサンゴ礁複合体堆積物が 3 つ累重したもので, 浅海相であるサンゴ石灰岩と, その沖合相である石灰藻球石灰岩, *Cy-Op* 石灰岩, 碎屑性石灰岩よりなる. 本層は先第三系基盤岩を不整合で覆う. また, 先第三系基盤岩の分布域に孤立して露出するため, どのユニットに帰属するか不明のサンゴ石灰岩もみられる.
4. 新期石灰岩は, 古宇利島層および先第三系基盤岩を不整合で覆い, 半島の標高 25 m 以下の地域に点在する. これに含まれるのは, サンゴ石灰岩, *Operculina* が卓越

する *Cy-Op* 石灰岩, 淘汰のよい碎屑性石灰岩である. これらの石灰岩相互の層位学的関係は不明である.

5. 古宇利島層は, 更新世初期の 1.45 ~ 1.65 Ma に堆積を開始したとされていたが, 本研究で行った石灰質ナンノ化石生層序年代より, 古宇利島層ユニット 1 の堆積が少なくとも 0.95 Ma 以降まで, 古宇利島層全体の堆積が少なくとも 0.85 Ma 以降まで継続したことが明らかとなった. また, 仲尾次層の年代は 1.21 ~ 1.65 Ma であることが判明した.

謝 辞

本論は, 著者の一人である山本の東北大学理学部地圏環境科学科の卒業論文の成果と, その後に行ったボーリングコア試料の検討結果の一部をまとめたものである. 本研究を進めるにあたり, 東北大学大学院理学研究科地学専攻地圏進化化学講座の中森 亨助教授および長澤 (砂川) 奈都召氏には, 調査結果について討論していただいた. 同教室の穴戸正明および佐々木洋明元技官には, 薄片作製に際し, 御指導御協力いただいた. 元沖縄総合事務局農林水産部土地改良課 (現農林水産省農村振興局計画部資源課) の藤元栄一氏, 沖縄総合事務局農林水産部土地改良課の樺元淳一氏には, 本部町旧桃原飛行場跡地で掘削されたボーリングコア試料を観察する便宜を図っていただいた. また, 同コアを管理・保管する沖縄総合事務局土地改良総合事務所には, コア観察時に御協力いただいた. 元沖縄県土木建築部北部土木事務所古宇利大橋建設現場事務所主幹の当間清勝氏は, 古宇利大橋架橋工事で掘削されたボーリングコア試料を観察する機会を与えて下さった. 現地では, 琉球大学熱帯生物圏研究センター瀬底実験所を野外調査の拠点として利用させていただき, 同所の職員の方々に大変お世話になった. 本部町役場, 久田友也氏をはじめとする今帰仁村役場の方々には, 地形図や資料の入手に際して, 数々の便宜を図っていただいた. 今帰仁村在住の島貞徳氏には, 野外調査中に多大なる御協力をいただいた. また, 金沢大学理学部の山田茂昭博士, 匿名の査読者には, 多くの建設的コメントをいただいた. 以上の方々に, 記して厚く感謝の意を表する.

文 献

- Cande, S. C. and Kent, D. V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.
- 江原由樹・井龍康文・中森 亨・小田原 啓, 2001, 沖縄県久米島の琉球層群. *Galaxea* (日本サンゴ礁学会誌), **3**, 13-24.
- Flint, D. E., Saplis, R. E. and Corwin, G., 1959, military Geology of Okinawa-jima, Ryukyu-retto, vol. 5. *Geol. Surv. Branch, Intell. Div., office Eng., Hq. U. S. Army Pacific with personnel of U. S. Geol. Surv.*, 88p.
- 藤田 宏, 1980, 本部半島の先第三系基盤岩類. 琉球列島の地質学的研究, **5**, 1-20.
- 藤田 宏, 1983a, 沖縄本島・本部半島の“古生層”. 地質学論集, no. 22, 3-13.
- 藤田 宏, 1983b, 沖縄島本部半島からの白亜紀放射虫化石. 月刊地球, **5**, 733-738.
- Fujita, H., 1989, Stratigraphy and geologic structure of the pre-Neogene strata in the Central Ryukyu Islands. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*,

- Ser. C, **9**, 237-284.
- Furukawa, H., 1979, Quaternary geologic history of the Ryukyu Islands. *Bull. Sci. Eng. Div., Univ. Ryukyus (Math. & Nat. Sci.)*, no. 27, 99-161.
- Flint, D. E., Saplis, R. E. and Corwin, G., 1959, Military geology of the Okinawa-jima, Ryukyu-retto. 5, *Geol. Surv. Branch, Intell. Div. Office Eng. Hq., U. S. Army Forces, Far East, Personnel of U. S. Geol. Surv.*, 88p.
- Hanzawa, S., 1935, Topography and geology of the Riukiu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **17**, 1-61.
- 平塚美由紀・松田博貴, 1998, 沖縄本島下部更新統知念層の堆積相に基づく堆積環境の復元. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, 123.
- Hohenegger, J., Yordanova, E. and Hatta, A., 2000, Remarks on west Pacific Nummulitidae (Foraminifera). *Jour. Foram. Res.*, **30**, 3-28.
- 本田信幸・辻 喜弘・松田博貴・佐渡耕一郎・結城智也, 1993, 更新統琉球層群の堆積相と堆積環境—琉球列島伊良部島の例—. 石油公団石油開発技術センター研究報告, no. 24, 123-151.
- Ikeda, S., Kasuya, M. and Ikeya, M., 1991, ESR ages of middle Pleistocene corals from the Ryukyu Islands. *Quatern. Res.*, **36**, 61-71.
- Iryu, Y., 1992, Fossil nonarticulated coralline algae as depth indicators for the Ryukyu Group. *Trans. Proceed. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 167, 1165-1179.
- Iryu, Y., Nakamori, T., Matsuda, S. and Abe, O., 1995, Distribution of marine organisms and its geological significance in the modern reef complex of the Ryukyu Islands. *Sediment. Geol.*, **99**, 243-258.
- Iryu, Y., Nakamori, T. and Yamada, T., 1998, Pleistocene reef complex deposits in the Central Ryukyus, south-western Japan. In Camoin, G. and Davies, P. J., eds., *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans*. Spec. Publ. Int. Sed. Ass. no. 25, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 197-213.
- 井龍康文・山田 努, 1991, 徳之島および沖永良部島の琉球層群に記録された更新世海面変動—予察—. 中川久夫教授退官記念地質学論文集, 73-83.
- Jiju, K., 2003, Origin of unconformities and depositional processes of the Pleistocene carbonate rocks in the humid subtropical conditions, the Ryukyu Group on southern Okinawa Island, southern Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **11**, 189-237.
- Jiju, K. and Orita, S., 1998, Developmental history of a coral reef complex controlled by the sea-level change and terrigenous influx - the Pleistocene Ryukyu Group of Nakijin Village, Okinawa Prefecture. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **11**, 1-10.
- 兼子尚知, 1994, 沖縄本島南部における琉球層群の層序. 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, 61.
- 兼子尚知・伊藤 孝, 1995, 沖縄本島南部における琉球層群基底部の Sr 同位体組成. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, 116.
- 木庭元晴, 1980, 琉球層群と海岸段丘. 第四紀研究, **18**, 189-208.
- Koba, M., 1992, Influx of Kuroshio Current into the Okinawa Trough and inauguration of Quaternary coral-reef building in the Ryukyu Island Arc, Japan. *Quatern. Res. (Daiyonki Kenkyu)*, **31**, 359-373.
- 古田土俊夫・中川 洋, 1993, 琉球列島宮古西方海域の現世炭酸塩堆積物中の底生有孔虫群集. 石油公団石油開発技術センター研究報告, no. 24, 93-110.
- MacNeil, F. S., 1960, Tertiary and Quaternary Gastropoda of Okinawa. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, **339**, 1-148.
- 松井千里・山田茂昭・松田博貴・渋谷秀敏, 2002, 礫性石灰岩の古地磁気層序の試み—沖縄県宮古島の琉球層群を例として—. 第 112 回日本地球電磁気・地球惑星圏学会講演要旨, 193.
- Minoura, K., 1979, Sedimentological study of the Ryukyu Group. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **49**, 1-69.
- 本島公司・牧野登喜男, 1965, 琉球の天然ガス資源. 地調月報, **16**, 13-36.
- Mudelsee, M. and Schulz, M., 1997, The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **151**, 117-123.
- 中川 洋・松田博貴・佐藤時幸・平塚美由紀・尾田太良, 2001, 沖縄本島南部知念層の堆積相と堆積時代—予察—. 堆積学研究, no. 53, 99-101.
- Nakamori, T., 1986, Community structures of recent and Pleistocene hermatypic corals in the Ryukyu Islands, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **56**, 71-133.
- Nakamori, T., Iryu, Y. and Yamada, T., 1995, Development of coral reefs of the Ryukyu Islands (southwest Japan, East China Sea) during Pleistocene sea-level change. *Sediment. Geol.*, **99**, 215-231.
- Noda, H., 1971, New anadardid and associated molluscan fauna from the Haneji formation, Okinawa-jima, Ryukyu Islands. *Trans. Proceed. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 81, 27-51.
- 小田原 啓・井龍康文, 1999, 鹿児島県と論島の第四系サンゴ礁堆積物(琉球層群). 地質雑, **105**, 273-288.
- 小田原 啓・井龍康文・松田博貴・佐藤時幸・千代延 俊・佐久間大樹, 2005a, 沖縄本島南部米須・慶座地域の知念層および“赤色石灰岩”の石灰質ナンノ化石年代. 地質雑, **111**, 224-233.
- 小田原 啓・工藤茂雄・井龍康文・佐藤時幸, 2005b, 沖縄本島読谷村一帯の座喜味層および琉球層群の層序. 地質雑, **111**, 313-331.
- 沖縄第四紀調査団, 1976, 沖縄および宮古群島の第四系—とくに“琉球石灰岩”の層序について—. 地球科学, **30**, 145-162.
- 沖縄県土木建築部, 2002, 古宇利大橋. 沖縄県土木建築部北部土木事務所古宇利大橋建設現場事務所.
- 沖縄総合事務局農林水産部, 1983, 沖縄県の水文地質図. 18-21.
- 大清水岳史・井龍康文, 2002, 沖縄本島勝連半島沖の島々に分布する知念層および琉球層群の層序. 地質雑, **108**, 318-335.
- 大村明雄, 1988, 中部琉球喜界島の地史—琉球石灰岩産サンゴ化石のウラン系列年代測定のまとめとして—. 地質学論集, no. 29, 253-268.
- 小澤智生・黒田登美雄・中井久美子・前川健太・古川博恭, 1999, 第四紀氷河性海面変動と琉球層群の堆積サイクル. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 325.
- 佐渡耕一郎・亀尾浩司・小西健二・結城智也・辻 喜弘, 1992, 琉球石灰岩の堆積年代についての新知見—沖縄県伊良部島のボーリングコア試料の石灰質ナンノ化石分析より—. 地学雑, **101**, 127-132.
- Sagawa, N., Nakamori, T. and Iryu, Y., 2001, Pleistocene reef development in the Southwest Ryukyu Islands, Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **175**, 303-323.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲, 1999, 石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, **53**, 265-274.
- 佐藤時幸・中川 洋・小松原純子・松本 良・井龍康文・松田博貴・大村亜希子・小田原 啓・竹内里香, 2004, 石灰質微化石層序からみた沖縄本島南部, 知念層の地質年代. 地質雑, **110**, 38-50.
- 高見美智夫・竹村理佐・西村祐二郎・小島良彦, 1999, 中琉球弧, 沖縄諸島のジュラ紀—白亜紀古世付加コンプレックスにおける海洋プレート層序の復元とユニット区分. 地質雑, **105**, 866-880.
- 高安克己, 1976a, 沖縄県本部半島北部の第四紀石灰岩. 地質雑, **82**, 153-162.
- 高安克己, 1976b, 沖縄本島における第四系層序の再検討. 琉球列島の地質学研究, **1**, 79-96.
- Tsuji, Y., 1993, Tide influenced high energy environments and rhodolith-associated carbonate deposition on the outer shelf and slope off the Miyako Islands, Southern Ryukyu Island Arc, Japan. *Mar. Geol.*, **113**, 255-271.
- Ujiie, H., 1994, Early Pleistocene birth of the Okinawa Trough and Ryukyu Island Arc at the northwestern margin of the Pacific: evidence from Late Cenozoic planktonic foraminiferal zonation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **108**, 457-474.
- Veron, J. E. N., 1995, *Corals in Space and Time*. Univ. New South Wales Press, Sydney, 321 p.
- 山田茂昭, 2002, 更新世における南琉球弧のサンゴ礁発達史と造構運動. 熊本大学大学院自然科学研究科博士論文.
- 山田茂昭・松田博貴, 2001, 南琉球弧に分布する琉球層群の発達様式—予察—. 堆積学研究, no. 53, 105-107.
- 山田 努・藤田慶太・井龍康文, 2003, 鹿児島県徳之島の琉球層群(第四系サンゴ礁複合体堆積物). 地質雑, **109**, 495-517.
- 山本和幸・井龍康文・中川 洋・佐藤時幸・松田博貴, 2003, 沖縄本島北部, 本部半島基部に分布する上部新生界層序の再検討—呉我礫層・仲尾次砂層の層位学的位置について—. 第四紀研究, **42**, 279-294.

(要 旨)

山本和幸・井龍康文・佐藤時幸・阿部栄一, 2005, 沖縄本島本部半島北部に分布する琉球層群の層序. 地質雑, **111**, 527—546 (Yamamoto, K., Iryu, Y., Sato, T. and Abe, E., 2005, Stratigraphy of the Ryukyu Group on northern Motobu Peninsula, Okinawa-jima, Ryukyu Islands, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **111**, 527—546)

沖縄本島本部半島北部には, 第四紀更新世のサンゴ礁性堆積物と砕屑岩よりなる琉球層群が広く分布し, 仲尾次層, 古宇利島層, 新期石灰岩に区分される. 仲尾次層は, 砂岩・シルト岩, 砂質～シルト質石灰岩, 礫岩よりなり, 古宇利島層の最下位ユニットと同時異相の関係にある. 古宇利島層は, 低海水準期から高海水準期に至る期間に形成されたサンゴ礁複合体堆積物が3つ累重したもので, 浅海相のサンゴ石灰岩と, 沖合相の石灰藻球石灰岩, *Cycloclypeus-Operculina* 石灰岩, 砕屑性石灰岩よりなる. また内陸には, どのユニットに帰属するか不明なサンゴ石灰岩が散点的に分布する. 新期石灰岩は, 古宇利島層および先第三系基盤岩を不整合関係に覆う3種類の石灰岩を含む. 石灰質ナノ化石生層序の検討により, 古宇利島層の堆積は更新世初期の1.45～1.65 Maに始まり, 0.85 Ma以降まで継続したことが明らかとなった.