南西諸島喜界島の志戸桶北海岸における完新世 海退性サンゴ礁段丘の形成過程

佐々木圭一*1・大村明雄*2・太田陽子*3・村瀬 隆*2・
吾妻 崇*3・小林真弓*4・伊倉久美子*5

中部琉球喜界島北東部の志戸桶北海岸を対象に、精密な地形・地質調査とサンゴ化石の α スペクトル $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ 年代測定を行い、完新世サンゴ礁段丘の形成過程を考察した。その結果、完新世最大海進期以降の間欠的な離水に伴い、礁斜面部におけるサンゴ礁のオフラップ成長と、各段丘内縁部での波食によって、海退性サンゴ礁段丘が形成されたことが示された。そして、ヒュオン半島と喜界島の中熊海岸および志戸桶北海岸における完新世サンゴ礁段丘形成過程の比較から、海進期堆積体の形態の違いがその上位に形成される海退性サンゴ礁段丘の形成様式に反映されていることが明らかになった。また、完新世サンゴ石灰岩堆積層を構成するサンゴ化石の α スペクトル $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ 年代に基づき、2回の段丘離水年代 (5.1~4.0 ka, 2.6~2.9 ka) を推定した。そして、同一段丘面をつくる更新世サンゴモ球石灰岩を切る波食面の高度から、3回の海面停滞期における低潮位高度 (4.0~4.8 m, 2.7~3.0 m, 1.1~1.6 m) を推定し、相対的海面変化を論じた。

キーワード：完新世、喜界島、海退性サンゴ礁段丘、 α スペクトル $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ 年代

I. はじめに

サンゴ礁段丘は、古海水準指示者として有効であるだけでなく、その主要構成生物の造礁サンゴが ^{14}C 年代や $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ 年代測定に適するため、第四紀における氷河性海水準変動史や地殻の垂直変動史解明のための研究対象となってきた (Broecker *et al.*, 1968 など)。隆起速度が大きい琉球列島喜界島やパプアニューギニア・ヒュオン半島に発達する完新世サンゴ礁段丘では、サンゴ化石の ^{14}C 年代値から過去数千年間の相対的海水準変動が復元され、地震性隆起とその周期性に関する議論が行われてきた (中田ほか, 1978; Ota *et al.*, 1993; Chappell *et al.*, 1996; Ota and Chappell, 1996)。

例えば太田ほか (1978) は、それまでに喜界島全域の完新世サンゴ礁段丘から得られた 45 個の ^{14}C 年代値を総括して、喜界島における完新世段丘構成層の堆積年代や離水時期を論じた。しかし、それぞれの段丘から得られ

た年代値にはかなり幅があり、段丘の離水時期を正確かつ高精度で推定することが難しかった。この問題は、年代測定に使用したサンゴ化石に対して、段丘地形との関係など、層序学的意味づけが十分に行われていないために生じたと考えられる。

一方、Chappell *et al.* (1996) は完新世サンゴ礁段丘を、最終氷期以降の海進に伴って形成されたサンゴ礁から構成される最高位段丘 (ここでは海進性段丘, transgressive terrace と呼ぶ) と、その後の海退期に形成された海退性段丘 (regressive terrace) に区分した。そして、海退性サンゴ礁段丘が海退に伴う礁のオフラップ成長と波食によって形成されたモデルを示した。また、波食面上に成長したサンゴ試料 (attached coral) から、各海退性段丘の離水時期を推定している。しかし、このモデルを実証するような海退期におけるサンゴ礁成長と段丘形成の関係を詳細に記載・復元した研究は、上記のヒュオン半島の場合を除くとほとんどみられない。

1997 年 11 月 20 日受付。1998 年 3 月 14 日受理。

*1 日本学術振興会特別研究員 金沢大学理学部地球学教室 〒920-1192 金沢市角間町。

*2 金沢大学理学部地球学教室 〒920-1192 金沢市角間町。

*3 専修大学文学部地理学教室 〒214-0033 川崎市多摩区東三田 2-1-1。

*4 鹿島建設技術研究所 〒182-0036 調布市飛田給 2-19-1。

*5 東京都立大学理学部地理学教室 〒192-0364 八王子市南大沢 1-1。

本研究では、上述のモデルの検証を目的の一つとし、琉球列島における完新世隆起サンゴ礁が模式的に発達する喜界島の、限定した一地域である志戸桶北海岸に関して地形・地質調査を行った。そして、採集したサンゴ化石の α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定を行い、試料の層位学的関係と年代から、海退性サンゴ礁段丘の形成過程を再検討した。

II. 喜界島の完新世サンゴ礁段丘

1. 研究史

中部琉球構造区(小西, 1965 など)に属する喜界島(図1)は、その中で最も琉球海溝側に位置し、過去13万年間の平均隆起速度が1.7 m/kyr と、琉球列島の他島のそれより1桁大きい(Konishi *et al.*, 1974; 大村・太田, 1992; Ota and Omura, 1992 など)。喜界島では、活発な隆起運動がそれ以降完新世まで継続してきたため、完新世サンゴ礁段丘が島を縁取って発達している。Han-

zawa (1935)が琉球列島に発達する第四紀石灰岩について、海岸部に発達する隆起裾礁を“raised coral reef (隆起サンゴ礁)”として更新世琉球石灰岩と区別して以来、この隆起裾礁の地形・地質・形成年代に関する研究が多く行われてきた(三位・木越, 1966; 中田ほか, 1978; 太田ほか, 1978)。完新世段丘は高位からI~IV面(太田ほか, 1978)の4段丘に区分された(図1)。これらは中田ほか(1978)の中里面、白水面、白水II面、志戸桶面にそれぞれ相当する。また、サンゴ化石の ^{14}C 年代値から、低位に向かうほど段丘形成年代が若くなることが示された(中田ほか, 1978; 太田ほか, 1978)(表1)。そして、試料産出高度と年代の関係に基づき、造礁サンゴの生息場所を低潮位直下と仮定して(中田ほか, 1978)、あるいは海面位置を各段丘内縁高度で代表させることで(太田ほか, 1978)、それぞれ相対的海水準変動曲線が復元された。

2. 調査地域の概要と調査方法

喜界島の完新世段丘は、最高位のI面を除き、完新世

図1 喜界島における完新世海成段丘の分布と谷埋め等高線(20m: 太田ほか, 1978)および調査地域と断面線(A-A')の位置図
右下の挿入図は喜界島の位置図。

Fig. 1 Map showing distribution of Holocene marine terraces and restored contours (Ota *et al.*, 1978) with the location of study area and the transect (A-A') at Kikai Island
Right lower inset shows the location of Kikai Island.

図2 測線 A—A' における地形・地質断面図

Fig. 2 Topographic profile and geologic section along the A—A' transect at northern Shidooke

サンゴ礁堆積物から構成される（中田ほか，1978；太田ほか，1978）。しかし，島北東端の志戸桶北海岸では，完新世サンゴ石灰岩と同時に，更新統琉球層群（中川，1969）が完新世段丘面上に直接露出している。本研究では，このような琉球層群の波食面と，完新世サンゴ礁からなる面が共存して同一段丘を形成している志戸桶北海岸を調査地域とした。

本地域には，高度 11 m 以下に 4 つの段丘が発達し，高位のものから I 面，II 面，III 面，IV 面と呼ぶことにする（図 2）。調査域の中央部（II 面分布域）が，畑と人工的な盛り土によって覆われているために，実際の調査は畑を挟んで海岸部と内陸側で行った。とくに，海岸部の約 200 m 四方の範囲内で，光波測距儀による 286 地点の精密測量を行い，50 cm 間隔の等高線図を作成し，それに段丘面区分を記入した（図 3，図 4）。標高は，九州農政局 1995 年発行の地形図（1/5,000）に記された水準点に基づく。

3. 地形および地質の詳細

志戸桶北海岸における完新世段丘の平坦面高度は，最高位の I 面が約 11 m である。それ以下の II～IV 面は，測量範囲内でそれぞれ 5.0～3.5 m，3.8～1.5 m，1.2 m 以下である。そして，同一面高度において最大で 2.3 m の差がある。

本地域に露出する更新統琉球層群は，下位からサンゴモ球（rhodolith）石灰岩（層厚 4 m 以上），細粒碎屑性石灰岩（層厚 1.5 m），サンゴ石灰岩（層厚 2 m）で，それぞれがほぼ水平の明瞭な境界で接する（図 2）。最上位の更新世サンゴ石灰岩は I 面平坦面上に露出するが，その

産出高度（11 m）が喜界島の他地域での I 面と同じことから，完新世に波食されて I 面上に露出したと考える。そして，最下位の更新世サンゴモ球石灰岩が，より低位の II 面から IV 面内縁部にかけて，舌状に張り出す形で露出する（図 3，図 4）。

これに対して，完新世隆起サンゴ礁堆積物（サンゴ石灰岩）は，II 面の一部と III～IV 面上の大部分に露出している。同一段丘面上に露出する完新統サンゴ石灰岩と更新統サンゴモ球石灰岩は，構成生物だけでなく，表面の色がそれぞれ灰色と茶褐色を呈することから，一見して区別できる。

以下，測量範囲内での地形・地質に関する特徴を記す。これ以降，「サンゴ石灰岩」はすべて完新統，「サンゴモ球石灰岩」は更新統であることを意味する。

「サンゴモ球石灰岩」は，直径 1～5 cm のサンゴモ球と，生物碎屑物の基質から構成され，稀に再結晶化の進んだサンゴ片を伴う。地表面には，溶蝕の影響を示唆する幅数 10 cm のピナクルあるいはラビエ群が卓越する。「サンゴ石灰岩」との境界は，不規則な形状を呈し，南東縁側でより急傾斜，一部ではほぼ垂直になる。それに対して，北側では「サンゴモ球石灰岩」がほぼ水平から約 45°の傾斜で，「サンゴ石灰岩」に薄く覆われる。

「サンゴ石灰岩」を構成する造礁サンゴは，テーブル状から被覆状の *Acropora* 属（*A. digitifera*, *A. hyacinthus*, *A. palifera*）が卓越し，太い枝状の *Acropora* 属（*A. robusta*），塊状の造礁サンゴ（*Goniastrea retiformis*, *Favia stelligera* など）を伴う。これらの構成要素は，現在の礁斜面浅海域

図3 喜界島北東部、志戸楠北海岸における地形および地質図と完新世段丘区分図
等高線は0.5m間隔。凡例の一部は図4にも共通する。

Fig. 3 Topographic and geologic map and distribution of Holocene terraces at the northern Shidooke coast, northeastern part of Kikai Island
Some symbols are used commonly in Fig. 4.

(水深5m以浅)に特徴的な Nakamori (1986)の *A. hyacinthus* communityや中森ほか(1995)の上・中部礁斜面群集に類似する。この結果は、本調査地域の北端部においてライン・トランセクト法によって明らかにされたサンゴ遺散群集(Webster, 1996)と矛盾しない。そして、海岸線と垂直方向に延びる幅1~3mの溝が「サンゴ石灰岩」中にのみ発達する(図4)。これは、その連続性から礁縁部に発達する縁脚—縁溝系が離水して形成された地形と考えられる。このようなかつての縁脚—縁溝系は、縁脚の側面に発達する algal crust (厚く被覆する石灰藻)と縁溝底部を埋積する円磨度の高いサンゴ礫でも特徴づけられる。また、「サンゴモ球石灰岩」分布域の南東縁では、被覆性のサンゴを伴う厚さ約20cmの algal crust が急傾斜の地質境界直上に発達する。縁脚側面部における algal crust の発達は、縁脚内部の造礁サンゴの観察や採集を困難にしている。

「サンゴ石灰岩」の分布場所では、縁脚—縁溝地形より小さいスケールでみた場合、2種類の特徴的な微地形が観察される。それは、(1)造礁サンゴの群体形を反映した不規則な凹凸の表面形態(rugged part)と、(2)構成

生物や堆積物の内部組織と関係しない非常に滑らかな表面形態(smooth part)である。すなわち、(1)は段丘外縁から斜面にかけて発達する堆積部(図4の白色部)、(2)は内縁部を特徴づける「サンゴ石灰岩」を切る波食部であると考えられる(図4)。

以上をまとめると、本地域には「サンゴモ球石灰岩」の波食面と、「サンゴ石灰岩」分布域での段丘内縁部における波食部と、外縁部における堆積部の3要素からなる段丘平坦面が発達する。

調査地南部では、表面形態から「サンゴ石灰岩」を切る波食面と判断される平滑部がII~IV面に連続して分布する(図4)。ここでは各面の境界が不明瞭で(図5, b-b'断面)、段丘外縁部に発達する凸凹の表面形態がみられない。「サンゴ石灰岩」分布域の段丘内縁部に発達する平滑面を本論では波食面としたが、その形成過程に関する詳細な議論は別項に譲る。

III. 年代測定

放射性炭素(^{14}C)測定法では、大気 ^{14}C 濃度の経年変化などに関する補正を行って、初めて暦年代を知ることが

図4 調査地の完新世サンゴ石灰岩分布域に発達した微地形の特徴と年代測定用試料採集位置
a~d' は図6における断面線の位置を表す。右上挿入図は、完新世サンゴ石灰岩を切る
平滑面で観察される縁脚と埋積された縁溝の関係を模式的に示す。

Fig. 4 Micro-topographic features at the study area and sampling sites for dating
Symbols a-d' represent locations of transects in Fig. 6. Right upper inset shows
a schematic sketch of truncated spurs and buried grooves exposed at smooth surface
of Holocene coral limestone.

できる。とくに、9,840年より新しい完新世試料については、年輪年代学的手法に基づいた補正法が確立している (Stuiver and Reimer, 1993)。しかし、海生物化石に必要なリザーバー補正に関しては、地域差とその時系列変化について十分な研究が行われていない。一方、本研究で採用したウラン系列(α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$)法は、 ^{14}C 測定法のような年代補正を必要としない。

1. 既報 ^{14}C 年代の暦年代補正

喜界島の完新世サンゴ礁段丘から現在までに報告された計53個のサンゴ試料に関する ^{14}C 年代値(太田ほか, 1978; 小西ほか, 1985a)は、暦年代への補正が行われていない。そこで、本研究では $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代との比較のため、コンピュータ・プログラム CALIB 3.0.3 (海生物用のデータ・セット: Stuiver and Reimer, 1993)を用いて暦年代補正を行った。その際、琉球列島におけるリザーバー年代として 243 ± 37 年(小西ほか, 1985b)を用いた。この値はプログラムへの入力値 $\Delta R = -159 \pm 37$ 年に相当する。また、既報の年代値にはサンゴの同位体分別効果に関する記載がないことから、海洋における炭酸イオンの平均的な安定炭素同位体比 0 ± 2 (‰ vs PDB:

Stuiver and Polach, 1977)で代用して補正を行った。その結果、段丘形成年代は最大で約1,000年古く見積もられた(表1)。

2. α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法

完新世試料への適用

従来、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法は有効適用範囲が1~30万年といわれ、完新世試料への適用は困難とされていた(大村, 1988)。しかしウランおよびトリウム同位体分析へのTIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer)の導入が分析精度の飛躍的な向上をもたらし、1万年より新しい試料の高精度年代測定も充分可能になった(Edwards *et al.*, 1987; Bard *et al.*, 1990)。一方、伝統的な α スペクトル法においても、検出器の分解能と化学処理法の改良による化学収率の向上が測定精度を高めてきた(大村ほか, 1995)。その結果、オーストラリア東岸沖からドレッジによって採集された完新世サンゴの α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代は、同一試料の加速器質量分析計 ^{14}C 年代を、大気 ^{14}C 濃度の経年変化とリザーバー年代に関して補正を行って得た暦年代と一致した(佐々木ほか, 1994)。

試料

「サンゴ石灰岩」分布域における各段丘の堆積、および波食部に露出する未変質の現地性サンゴ試料を、年代測定用に採集した(図4)。波食部では、縁溝の壁面を被覆する algal crust とサンゴ礫の分布から、かつての縁溝の位置を類推し(図4, 右上挿入図)、縁脚を構成する現地性サンゴ群体を採集した。本研究では10g以上の試料を化学処理するために、未変質でより大型のサンゴ化石を採集した。年代測定に用いたのは計17試料で、その中に

は測定精度を検討するため、隣接する群体(KS-33, KS-34)と、上下関係の明確な群体(上: KS-36, 下: KS-35)の2組4試料も含まれている。

結果

喜界島志戸桶北海岸の完新世サンゴ礁段丘から得られたサンゴ化石の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代は、 $2.57 \pm 0.06 \sim 7.29 \pm 0.13$ kyrである(表2)。年代誤差(1σ)からみれば、既報 ^{14}C 年代値の1.5~7.1%と同程度、あるいはより高精度(1.8~2.8%)で測定を行ったことになる。各試料の

表1 喜界島の完新世サンゴ礁段丘から得られたサンゴ化石の放射年代

Table 1 Radiometric ages of fossil corals from Holocene coral reef terraces at Kikai Island

	^{14}C age (ka)*	cal. ^{14}C age (ka)**	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ age (ka) at northern Shidooke area
Terrace IV	$1.55 \pm 0.11 \sim 6.94 \pm 0.16$	1.53—8.07	$2.57 \pm 0.06 \sim 4.08 \pm 0.10$
Terrace III	$2.74 \pm 0.10 \sim 3.78 \pm 0.14$	2.96—4.65	$2.92 \pm 0.07 \sim 7.29 \pm 0.12$
Terrace II	$3.52 \pm 0.12 \sim 6.01 \pm 0.18$	3.91—7.22	$5.05 \pm 0.11 \sim 7.19 \pm 0.13$
Terrace I	$6.07 \pm 0.18 \sim 6.63 \pm 0.15$	6.89—7.76	—

* data compiled at Ota *et al.* (1978). Note that these ages do not necessarily represent the age of each terrace formation.

** calibrated using the computer program CALIB 3.03c (Stuiver and Reimer, 1993), with -159 ± 37 as the ΔR value around Kikai Island (Konishi *et al.*, 1985), and 0 ± 2 as the estimated $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (Stuiver and Polach, 1977).

Age errors are quoted at 1σ .

表2 喜界島志戸桶北海岸から採集されたサンゴ試料のウランおよびトリウム同位体組成と α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代Table 2 Uranium and thorium isotopic composition and α -spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of Holocene corals collected at the northern Shidooke coast, Kikai Island

Sample no.	Genera	Terrace & site no.	Altitude (m)	^{238}U (ppm)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (activity ratio)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (activity ratio)	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (activity ratio)	Date (kyr)	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$ (activity ratio)
TM-01	<i>Goniastrea</i>	IV, ①	0.65	2.760 ± 0.020	1.140 ± 0.008	> 10	0.0284 ± 0.0007	3.13 ± 0.08	1.141 ± 0.008
TM-07	<i>Goniastrea</i>	IV, ②	0.81	2.756 ± 0.021	1.132 ± 0.008	> 10	0.0369 ± 0.0009	4.08 ± 0.10	1.133 ± 0.008
TM-03	<i>Acropora</i>	IV, ③	1.00	4.002 ± 0.028	1.145 ± 0.007	> 15	0.0235 ± 0.0006	2.57 ± 0.06	1.146 ± 0.007
AO418	<i>Acropora</i>	IV, ④	1.03	3.836 ± 0.029	1.131 ± 0.007	> 15	0.0259 ± 0.0007	2.85 ± 0.08	1.132 ± 0.007
TM-02	<i>Acropora</i>	III, ⑤	1.84	3.817 ± 0.027	1.143 ± 0.007	> 15	0.0265 ± 0.0006	2.92 ± 0.07	1.145 ± 0.007
TM-04	<i>Acropora</i>	III, ⑥	1.92	3.741 ± 0.030	1.145 ± 0.008	> 15	0.0349 ± 0.0007	3.85 ± 0.08	1.147 ± 0.008
KS-47	<i>Acropora</i>	III, ⑦	2.47	3.910 ± 0.031	1.147 ± 0.007	> 25	0.0359 ± 0.0009	3.96 ± 0.10	1.148 ± 0.007
TM-06	<i>Goniastrea</i>	II, ⑧	2.96	2.593 ± 0.019	1.149 ± 0.008	> 20	0.0651 ± 0.0011	7.29 ± 0.13	1.152 ± 0.008
KS-38	<i>Pavona</i>	III, ⑨	3.00	3.395 ± 0.033	1.140 ± 0.009	> 35	0.0499 ± 0.0010	5.55 ± 0.12	1.142 ± 0.009
AO417	<i>Goniastrea</i>	II, ⑩	3.23	2.764 ± 0.021	1.141 ± 0.008	> 10	0.0501 ± 0.0010	5.56 ± 0.11	1.143 ± 0.008
AO419	<i>Goniastrea</i>	II, ⑪	3.71	3.032 ± 0.022	1.150 ± 0.007	> 35	0.0579 ± 0.0011	6.46 ± 0.13	1.153 ± 0.007
KS-36	<i>Acropora</i>	II, ⑫	3.79	3.356 ± 0.029	1.148 ± 0.008	> 40	0.0583 ± 0.0012	6.51 ± 0.14	1.151 ± 0.008
KS-35	<i>Goniastrea</i>	II, ⑬	3.79	2.730 ± 0.021	1.134 ± 0.007	> 40	0.0621 ± 0.0012	6.94 ± 0.14	1.137 ± 0.008
KS-34	<i>Acropora</i>	II, ⑭	3.84	3.628 ± 0.032	1.149 ± 0.008	> 30	0.0461 ± 0.0010	5.11 ± 0.11	1.152 ± 0.008
KS-33	<i>Acropora</i>	II, ⑮	3.84	3.436 ± 0.025	1.149 ± 0.007	> 25	0.0455 ± 0.0010	5.05 ± 0.11	1.151 ± 0.008
KS-39	<i>Favites</i>	II, ⑯	3.84	2.957 ± 0.028	1.126 ± 0.009	> 25	0.0564 ± 0.0012	6.29 ± 0.14	1.128 ± 0.009
TM-05	<i>Goniastrea</i>	II, ⑰	4.02	2.858 ± 0.021	1.131 ± 0.008	> 20	0.0642 ± 0.0011	7.19 ± 0.13	1.134 ± 0.008

Errors are given by 1σ standard deviation.

ウランおよびトリウム同位体組成に基づいて年代値の信頼性を評価すると(大村ほか, 1995), ^{238}U および ^{232}Th 濃度に関して現生サンゴ試料の値 (^{238}U ; $2\sim 4\text{ ppm}$, ^{232}Th ; 検出限界以下) と矛盾せず, 全試料で問題はない。それに対し, 初生 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比に注目すると, KS-39のみが必ずしも基準 [$1.13 < (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0 < 1.16$] を満たさない。いいかえれば, KS-39を除く 16 試料は十分信頼できる年代を示したと判断できる。また, 層序関係が明確な 2 組の試料(KS-33~KS-36)に関して, 同層準では 1σ の誤差の範囲で一致する年代を示し, 上下関係の試料は上位が 2σ の誤差の範囲を超えて若い年代を示す。

各段丘から得られた信頼度の高い年代値は, 補正 ^{14}C 年代と比較すると, 系統的な違いがみられず, 互いに矛盾しない結果といえる(表 1)。この結果は, 志戸桶北海岸における「サンゴ石灰岩」が, ほかと同様に完新世最大海進期(いわゆる縄文海進)以降に堆積したことを示唆している。

IV. 完新世海退性サンゴ礁段丘の形成過程

1. 「サンゴモ球石灰岩」を切る完新世波食段丘

「サンゴモ球石灰岩」を切る完新世波食段丘は, サンゴ礁段丘とは呼べないが, 同一段丘面を形成する「サンゴ石灰岩」の堆積および波食部との関係などから考察した段丘形式と海面の関係を以下に記す。塊状均質な「サンゴモ球石灰岩」を切る波食面が階段状に発達することから, 間欠的な離水に伴って波食段丘が形成された(中田

ほか, 1978; 太田ほか, 1978) と考えるのが妥当であろう。同一段丘面を形成する「サンゴモ球石灰岩」の波食面高度は, 「サンゴ石灰岩」堆積部に比べて約 50 cm 高い(図 3, 図 4)。一般に, 造礁サンゴは低潮位以下で成長することから, 「サンゴモ球石灰岩」を切る波食面は中潮位付近で形成されたサーフベンチで, 「サンゴ石灰岩」は侵食部(「サンゴモ球石灰岩」および「サンゴ石灰岩」の波食部)の周囲の低潮位下で堆積したと考えられる。そこで, 各段丘形成時の低潮位面は, 離水後の溶食作用による高度変化を考慮する必要があるが, 少なくとも「サンゴモ球石灰岩」を切る波食段丘内縁高度と「サンゴ石灰岩」堆積部の間にくると推論される。III, IV 面形成時における低潮位面高度は, それぞれ 3.0~2.7 m, 1.6~1.1 m である(図 6)。II 面内縁高度は 6.5 m で(図 2), 測量範囲内の最も内陸寄りにも傾斜変換点(4.8 m)が存在する(図 4)。しかし, その傾斜変換点から II 面内縁部まで, 人工的な盛り土によって覆われ, その間の地形的特徴は不明である。「サンゴ石灰岩」堆積部の高度が約 4.0 m であることから, II 面の「サンゴ石灰岩」堆積時に少なくとも 4.8~4.0 m に海面(低潮位)が停滞していたと推論した(図 6)。しかし, その上限は II 面内縁高度の 6.5 m まで広がる可能性がある。

2. 「サンゴ石灰岩」の堆積過程

「サンゴ石灰岩」堆積部を構成するサンゴ試料の年代のみから堆積年代の傾向をみると, 「サンゴモ球石灰岩」から構成される基盤に近い場所では, 地質境界の形態に従って北から南に向い, 境界から離れると東(海側)に

図5 志戸桶北海岸の4測線における地形・地質断面とサンゴ化石の α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代

Fig. 5 Topographic profiles and geologic sections of Holocene coral reef terraces and α -spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages along the 4 transects at the northern Shidooke coast

図6 志戸桶北海岸における完新世サンゴ礁段丘形成過程
破線と斜体数字は1,000年間間隔の同年代線を示す。太字は海面停滞期間、
四角で囲われた年代は段丘離水年代を示す。カッコ内の数字は相対的海面
停滞高度を表す。そのほかの凡例は図5と共通。

Fig. 6 A developing history of Holocene coral reef terraces at the northern Shidooke coast
Isochrons are shown in 1 kyr interval (italics)

Bold and boxed ages represent duratoin of the stillstands and timings of the terrace emergence, respectively. Numbers in parentheses indicate altitudes of relative sea levels in each stillstand. Other symbols are common with Fig. 5.

向かって徐々に若くなる(図5)。「サンゴ石灰岩」波食部に露出するサンゴ化石の年代は、同一段丘面と比較すると、堆積部のそれより古く、段丘斜面を挟んで高位段丘の堆積部から得た年代とはほぼ一致する(図5)。II~III面の段丘斜面(波食部)から得られた7.19~7.29 kaの年代は、本島の南西部に発達するI面を構成する「サンゴ石灰岩」から得られた年代に相当する。これらの年代分布に基づいて、「サンゴ石灰岩」内での同時代線を模式的に描くと、図6のようになる。図6は、本研究地域における完新世最大海進期以降のサンゴ礁段丘が、海面停滞期における完新世サンゴ礁の海方へのみかけの成長と、低潮位線より高位での波食によって、サンゴ礁段丘平坦面が形成されたことを示す(図6)。ここで示された段丘形成過程は、間欠的な離水に伴うサンゴ礁のオフラップ成長と波食作用で海退性サンゴ礁段丘の形成を説明した Chappell *et al.* (1996)のモデル(図7)とよく似ている。

「サンゴ石灰岩」堆積部を構成するサンゴの年代に基づいて推定した段丘面形成に要した海面停滞期間は、II面で~5.1 ka, III面では4.0~2.9 ka, IV面については2.6 ka~となる。II面, IV面に関しては十分な年代試料が得られないため、これ以上の海面停滞期の推定はできない。段丘離水時期は各海面停滞期の間である。そこで、IIおよびIII面の離水時期をそれぞれ5.1~4.0 ka, 2.9~2.6 kaと推定した(図6)。なお、今回の結果からは、IV面の離水期を限定できない。

3. 海進性一海退性完新世サンゴ礁段丘の形成様式

サンゴ礁段丘の形成には、浸食作用に比べて堆積作用がより重要な役割を果たす。そのため、海進性一海退性サンゴ礁段丘(Chappell *et al.*, 1996)について、堆積体の観点から説明を加える。ここでは、最終氷期最盛期

図7 サンゴ礁段丘形成過程の模式図(Chappell *et al.*, 1996)

6 ka以降の間欠的な離水に伴ってサンゴ礁主要部が礁斜面側にオフラップしながら成長を続ける。海面停滞期には陸側の侵食が進み、数千年間で海退性段丘(regressive terrace)が形成される。

Fig. 7 Schematic diagram showing the formation of Holocene coral reef terraces (Chappell *et al.*, 1996)

Offlapping growth of the main reef tract continues during intermittent emergence after 6 ka. Reef cut by a regressive surface may span several thousand years.

以降の海進、約7,000年前の最大海進、そしてその後のヒュオン半島と喜界島でのおもに地殻隆起によってもたらされた間欠的な海退という、相対的海水準変動が明らかになっている(中田ほか, 1978; 太田ほか, 1978など)。そこで、この海水準変動に対して、従来のシーケンス層序学で用いられる「海進期一高海水準期堆積体」に加えて、海退期に堆積した堆積体を「海退期堆積体」と呼び、以下の議論を行う。

海進性サンゴ礁段丘は、海進期および高海水準期堆積体から構成される平坦面が離水して形成される完新世最高位の段丘面である。ヒュオン半島では、少なくとも13 ka以降の海進に伴って形成された典型的な“keep-up

型”完新世サンゴ礁 (Chappell and Polach, 1991) の礁原 (Iryu *et al.*, 1995 の “reef flat”) が、幅広い海進性段丘面を形成している。それに対して、海退性サンゴ礁段丘は、海退期堆積体から構成される平坦面といえるが、ヒュオン半島の海退性サンゴ礁段丘は、おもに波食によって形成された幅の狭い段丘であることが示されている (Ota *et al.*, 1993; Chappell *et al.*, 1996)。

一方、喜界島の完新世サンゴ礁段丘は、サンゴ化石の放射年代に基づく (中田ほか, 1978; 太田ほか, 1978; 小西ほか, 1985a), I 面と II 面以下がそれぞれ海進性および海退性段丘に分けられる。ヒュオン半島の場合と異なり、海進性段丘が幅広く発達している。さらに、島北西部の中熊海岸における II 面外縁部から海側で行った多孔浅層ボーリング調査から、各段丘に対応して礁嶺—礁池というサンゴ礁地形が復元された (小西ほか, 1985a)。この結果は、II 面以下の各海退性段丘面がすべて堆積性であることを意味する。

このようなヒュオン半島と喜界島の海退性段丘にみられる特徴の違いは、海退期堆積体にとっての基盤となる海進期—高海水準期堆積体の形態の差によって生じたと考えられる。すなわち、ヒュオン半島では海進期—高海水準期堆積体である完新世サンゴ礁主体部の礁斜面が急角度なために、その後のサンゴ礁の“みかけ”の側方成長が制限されて (Ota *et al.*, 1993)、幅の狭い海退性段丘がおもに波食作用によって形成された。しかし、中熊海岸における現在の II 面以下の段丘分布域では「サンゴ石灰岩」ではなく、碎屑性石灰岩が緩やかに傾斜する海進期—高海水準期堆積体を形成して、幅広い浅海域 (「サンゴ石灰岩」のための堆積空間) を作っている (小西ほか, 1985a)。その結果、海退期に「サンゴ石灰岩」から構成される幅広い堆積性段丘が形成されたと考えられる。

本論で検討した志戸桶北海岸における海退性サンゴ礁段丘は、より波食作用の影響を受けたヒュオン半島の例に近い段丘形成様式を示す (図 6)。ここでは海進期堆積体に関する直接の情報は得られないが、「サンゴモ球石灰岩」に接するサンゴ化石の年代 (KS-39, TM-05) が最大海進期に相当することから、本地域では「サンゴモ球石灰岩」が海退期堆積体にとっての急傾斜の基盤になっているといえる。前述したように「サンゴモ球石灰岩」と「サンゴ石灰岩」の境界面が急傾斜で海側に傾斜し (図 2)、「サンゴモ球石灰岩」が舌状に海側に突出して分布する (図 3) ことから、最大海進期に「サンゴモ球石灰岩」が岬状の地形を形成していたと思われる。また、1996 年に本調査地域の南約 1.5 km の志戸桶海岸で行われたボーリング調査から、中熊海岸だけでなく島北東部においても、現 II~III 面分布域で、碎屑性石灰岩が海進

期—高海面期堆積体を構成していることが明らかになった (Sasaki *et al.*, 1997)。岬状の地形に加えて、このような堆積物の性質から、志戸桶北海岸では海進期—高海面期堆積体の発達が悪く、むしろ侵食が進んでいた可能性がある。その結果、「サンゴモ球石灰岩」が急傾斜の基盤地形を構成し、海退期における「サンゴ石灰岩」の側方へのみかけの堆積量がわずかで、断続的な離水に伴って波食の影響を強く受けたヒュオン半島の例に近い、海退性段丘が形成されたといえる。

VII. ま と め

本論では、喜界島志戸桶北海岸における完新世サンゴ礁段丘を対象に、詳細な地形・地質調査とサンゴ化石の α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定を行い、海退期におけるサンゴ礁段丘形成過程を考察した。

従来は適用範囲外として完新世試料に用いられることの少ない α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法だったが、測定器および試料処理法の改良によって、年代誤差 (1σ) 1.8~2.8% の信頼度の高い 16 個の年代値を得た。各段丘から得られた年代は $2.57 \pm 0.06 \sim 7.29 \pm 0.13$ ka で、既報の ^{14}C 年代値と矛盾しない。

志戸桶北海岸における完新世サンゴ礁段丘は、「サンゴモ球石灰岩」の波食面と「サンゴ石灰岩」分布域における段丘内縁部での波食部および外縁部の堆積部から形成されている。堆積および波食部から採集したサンゴ化石の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代から、完新世最大海進期以降の間欠的な離水の繰り返しに伴って、サンゴ礁のみかけの海側への成長と波食面形成により、海退期における完新世サンゴ礁段丘 (海退性サンゴ礁段丘) が形成された。このような波食の影響を強く受けた海退性サンゴ礁段丘の形成様式は、喜界島の他地域と異なり、ヒュオン半島のそれと良く似ている。この違いは、海退期堆積体にとって基盤となる海進期—高海面期堆積体の形態に支配されると考えられる。志戸桶北海岸では、海進時期に堆積作用より浸食作用が強く働き、急傾斜の地形が形成されて、その後の海退期における礁 (「サンゴ石灰岩」) のみかけの側方成長が制限された。

同一段丘面を構成する「サンゴモ球石灰岩」波食段丘との高度差から推定した海面停滞高度を合わせると、以下の相対的海面変化が復元される。平均低潮位で高度 4.0~4.8 m に停滞していた相対的海面が、5.1~4.0 ka に地震隆起 (例えば、Ota *et al.*, 1993) など急激な地殻変動によって 2.7~3.0 m (平均低潮位) に低下して、2.6~2.9 ka まで停滞した後、再び 1.1~1.6 m (平均低潮位) まで低下した。この相対的海面変化は、喜界島での従来の結果と大きく矛盾しない。

謝辞 造礁サンゴの同定に関して、東北大学の中森亨助教授にご教示いただいた。この場を借りて厚くお礼申し上げる。本研究には、1995～1997年度文部省科学研究費補助金（特別研究員奨励費：サンゴ礁段丘形成過程からみた最終氷期最盛期以降の海洋古環境変遷、佐々木圭一）と1995年度専修大学研究助成金（南西諸島、喜界島の完新世サンゴ礁段丘の形成過程と離水期に関する研究、代表者：太田陽子）の一部を使用した。

引用文献

- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G. and Zindler, A. (1990) Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345: 405-410
- Broecker, W. S., Thurber, D. L., Goddard, J., Ku, T.-L., Matthews, R. K. and Mesolella, K. J. (1968) Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science* 159: 279-300
- Chappell, J. and Polach, H. (1991) Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature*, 349: 147-149
- Chappell, J., Ota, Y. and Berryman, K.R. (1996) Late Quaternary coseismic uplift history of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quat. Sci. Rev.*, 15: 7-22
- Edwards, R. L., Chen, J. H. and Wasserburg, G. J. (1987) ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81: 175-192
- Hanzawa, S. (1935) Topography and geology of the Ryukyu Islands. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, 2nd ser., 17: 1-61
- 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. *Sed. Geol.*, 99: 243-258
- 小西健二 (1965) 琉球列島（南西諸島）の構造区分。地質学雑誌, 71: 437-457
- Konishi, K., Omura, A. and Nakamichi, O. (1974) Radiometric coral age and sea level records from the late Quaternary reef complexes of the Ryukyu Islands. *Proc. 2nd Intern. coral reef Symp.*, 2: 595-613
- 小西健二・二口克人・小原秀樹 (1985a) サンゴ礁ボーリング試料よりみた沖縄海域の第四紀完新世古環境。梶浦欣二郎編「海洋の動態」: 430-437, 恒星社厚生閣
- 小西健二・井口眞仁・佐藤野広 (1985b) イシサンゴ骨格年代学による海洋変動の精密解析。梶浦欣二郎編「海洋の動態」: 437-448, 恒星社厚生閣
- 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—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 XXVIII—。地球科学, 82: 43-45
- 中川久夫 (1969) 奄美群島 徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質 (2)。東北大学地質古生物研報, 68: 1-17
- Nakamori, T. (1986) Community structures of Recent and Pleistocene hermatypic corals in the Ryukyu Islands, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep.*, 2nd ser. (Geol.), 56: 71-133
- 中森 亨・Campbell, C. R.・Wallensky, E. (1995) パペアニューギニア、ヒュオン半島に分布する現生造礁サンゴ群集。地学雑誌, 104: 743-757
- 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。地理学評論, 51: 87-108
- 大村明雄 (1988) ウラン系列年代測定法。地質学論集, 29: 107-127
- 大村明雄・太田陽子 (1992) サンゴ礁段丘の地形層序と構成層の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定からみた過去30万年間の古海面変化。第四紀研究, 31: 313-327
- 大村明雄・伊勢明広・佐々木圭一・新坂孝志・長谷部由美子 (1995) α スペクトル $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定法の分解能と信頼性。第四紀研究, 34: 195-207
- 太田陽子・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—完新世海面変化研究へのアプローチ。地理学評論, 51: 109-130
- Ota, Y. and Omura, A. (1992) Contrasting styles and rates of tectonic uplift of coral reef terraces in the Ryukyu and Daito Islands, southwestern Japan. *Quat. Intern.*, 15/16: 17-29
- Ota, Y., Chappell, J., Kelley, R., Yonekura, N., Matsumoto, E., Nishimura, T. and Head, J. (1993) Holocene coral reef terraces and coseismic uplift of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quat. Res.*, 40: 177-188
- Ota, Y. and Chappell, J. (1996) Late Quaternary coseismic uplift events on the Huon Peninsula, Papua New Guinea, deduced from coral terrace data. *Jour. Geophys. Res.*, 101B: 6071-6082
- 佐々木圭一・大村明雄・中村俊夫・辻 喜弘・松田博貴・本田 信幸・Davies, P. J.・Marshall, J. F. (1994) オーストラリア、クイーンズランド州南部沖産沈水サ

- ンゴの放射年代. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (V) : 189-196
- Sasaki, K., Omura, A. and Ota, Y. (1997) Growth history of the Last Glacial and Holocene reefs as deduced from the α -spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of fossil corals in Ryukyus, southwestern Japan. N. Yonekura and H. Kayanne (eds.) *Program and abstracts, International symposium on Quaternary environmental change in the Asia and Western Pacific region, October 14-17, 1997, Univ. Tokyo, Japan* : 98-99, M & J International
- Stuiver, M. and Polach, H. A. (1977) Discussion: Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19 : 355-363
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35 : 215-230
- Webster, J. (1996) 琉球列島喜界島の完新世サンゴ遺骸群集と相対的海面変動. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨 : 159

Holocene Regressive Coral Reef Terraces at the Northern Shidooke Coast of Kikai Island, Central Ryukyus

Keiichi Sasaki^{*1}, Akio Omura^{*2}, Yoko Ota^{*3}, Takashi Murase^{*2},
Takashi Azuma^{*3}, Mayumi Kobayashi^{*4} and Kumiko Ikura^{*5}

A history of Holocene terrace formation is discussed through detailed topographic and geologic surveys and α -spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of fossil corals along the northern Shidooke coast, Kikai Island. A depositional part of the Holocene coral limestone, a wave cut surface of the Holocene coral limestone, and a shore platform cutting the Pleistocene rhodolith limestone compose a Holocene marine terrace sequence at the northern Shidooke coast. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages of corals from depositional and abrasional parts of the Holocene coral limestone demonstrate the following history of terrace development in this area.

Offlapping growth of the Holocene reef tract and the following erosion near the mean high-

tide level have formed regressive terraces, during intermittent emergence at 4.0–5.1 ka and 2.6–2.9 ka after the maximum Holocene transgression. Relative sea levels are estimated to stand at altitudes of 4.0–4.8, 2.6–2.9, and 1.1–1.6 m (mean low-tide level) from elevations –1.6 m (mean low-tide level) from elevation of depositional parts of the Holocene coral limestone and wave-cut terraces of the Pleistocene rhodolith limestone. Shapes of the transgressive systems tract developed during the post-glacial sea level rise control the subsequent formation of two types of regressive reef terraces, deposition-dominated at the Nakaguma and abrasion-dominated at the northern Shidooke coasts on Kikai Island.

*1 Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University. Kakuma-machi, Kanazawa, 920-1192 (JSPS Research Fellow).

*2 Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University. Kakuma-machi, Kanazawa, 920-1192

*3 Department of Geography, Senshu University. 2-1-1 Higashi-Mita, Tama-ku, Kawasaki, 214-0033.

*4 Kajima Technical Research Institute. 2-19-1 Tobitakyu, Chofu, Tokyo, 182-0036.

*5 Department of Geography, Faculty of Science, Tokyo Metropolitan University. 1-1 Minami-Osawa, Hachioji, 192-0364.