

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とまとめとして——

大 村 明 雄*

Geologic history of the Kikai Island, Central Ryukyus, Japan :
 Summary of uranium-series dating of fossil corals from
 the Riukiu Limestone

Akio OMURA*

Abstract Uranium-series dating of fifty-three coral samples imply that the Pleistocene Riukiu Limestone (HANZAWA, 1935) on Kikai Island, Central Ryukyus, can be generally divided into two members. The one is Middle Pleistocene in age, assigned to older than 250 ka B. P. by the $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ method, although very limited part of this member seems to be formed during the penultimate interglacial, about 200 ka B. P. The other, formed after the last interglacial, is composed of five reef complexes, each of which was dated to be ca. 40, 50 to 65, ca. 83, ca. 101, and 120 to 130 ka B. P., respectively. Overlaying directly the basement, Upper Pliocene Somachi Formation (NAKAGAWA, 1969), the Middle Pleistocene Member composes the major part of the Riukiu Limestone in the extensive area on the island. On the contrary, every one of the Upper Pleistocene reef complexes is likely to be preserved as a small-scaled limestone unit and to have the relation of paraconformity to the Middle Pleistocene Member. The Riukiu Limestone on Kikai is thus considered to have been formed during seven stages of high sea stand, three interglacials correlative to the oxygen isotopic stages 5, 7, and probably 9, and four interstadials after the last interglacial.

Because three coral samples dated to be 121 ± 5 , 126 ± 6 , and 138 ± 5 ka, occurred on the highest terrace (Hyakunodai) including the highest point (224 m in altitude) of the island, there is very little doubt that Kikai had been entirely submerged during the last interglacial. After that, the island has gradually increased in size with the apparent lowering of sea level.

The present elevation of uplifted coral reefs dated suggests that Kikai has been highly upheaved during the last 120~130 ka in comparison with upheaval of Hateruma. For instance, the difference of more than 170 m can be seen between Kikai and Hateruma Islands on height of the reef formed during the last interglacial. The principal cause of such a great discrepancy is to be sought of the difference in vertical displacement between two islands. The difference of elevation speed estimated for several stages suggests that the rate of vertical displacement has not necessarily been uniform during the last 130 ka and has gradually increased up to the present. The upheaval of Kikai is thought to have started after formation of the Middle Pleistocene Member dated as more than 250 ka B. P. by the $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ method and 400~550 ka B. P. by the ESR method.

はじめに

喜界島は、奄美大島笠利半島の東方約 20 km に位置

し、東経 $129^{\circ}58.9'$ ・北緯 $28^{\circ}19.1'$ の地点を中心として、北東~南西方向に細長く延びる。その長径は約 15 km、北部に比べ島の南部が幅広く(最大幅約 6.8 km)、面積はおおよそ 56 km² である。本島は概して平坦であるが、早町から浦原に至る東岸側に、標高差約 200 m

* 金沢大学理学部地学教室。Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Kanazawa University

に達する急崖が島の伸長方向と並行して連続する。その急崖の頂上部を成す平坦面(百之台)上に、島の最高地点(海拔高度 224 m)があり、百之台から西方に向けて順次低下していく顕著な段階状の地形が南部地域で見られる。本島の海岸線には、小規模ながら数段に細分できる最高高度 10~15 m の段丘群が全島を取り巻いて発達する。また、これらの段丘を切るサンゴ礁地形特有の縁脚一縁溝系(groove and spur system)が、主に西側海岸で見られ、それらの海側への延長部に現在サンゴ礁が形成されつつある。

本島の地質に関する多数の報告の中で、とくに HANZAWA(1935)による研究が古くから注目されてきた。彼は、本島を被覆する石灰岩を、琉球石灰岩(Riukiu Limestone)と隆起サンゴ礁石灰岩(Raised Coral Reef Limestone)に二分し、前者の形成時代が更新世、後者が完新世に裾礁として島の周囲に形成されたとした。その後、中川(1969)は本島上の更新統を琉球層群(Ryukyu Group)と再定義し、下位から百之台層(Hyakunodai Formation)・湾層(Wan Formation)および低位段丘堆積物(Lower Terrace Deposit)の3層に細分した。そして、百之台層がのる平坦面を百之台段丘と長峰段丘に分け、湾層によって構成される平坦面を川峰段丘と呼んだ。さらに、徳之島・沖永良部島および与論島においても、更新統が分布する平坦面高度を明確にしながら(中川, 1967), それぞれの島に露出する更新統を morphostratigraphical な手法で対比することを試みた。一方、小西(1967)は石灰岩の岩相と構成生物相とに注目した調査の結果として(SCHLANGER & KONISHI, 1966), 本島上の更新統に対する HANZAWA(1935)の琉球石灰岩という地層名を残しながら、新旧2つの部層(琉球石灰岩古期および新期部層)に分けた。また、中川(1967)の湾層の一部に不整合にそれを被覆する若い地層を識別し、別の lithostratigraphic unit(荒木石灰岩)を独立させた。さらに、本島の更新統形成年代の推定に初めて放射年代測定(KOMURA & SAKANOE, 1967: による $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ と $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 法)結果を導入して、琉球石灰岩古期部層・新期部層および荒木石灰岩の形成が、それぞれ 20 万年以上前・55,000~70,000 年前・40,000~45,000 年前と推定した。このような放射年代測定法の適用によって琉球石灰岩の国際的な対比を可能にするとともに、小西(1967)は、各層の堆積深度を構成生物種や産状などから判断し、加えて、それらの分布高度および推定される当時の海水面高度から地殻変動量を求め、その量と経年期間より計算できる地殻変動率を求める一般則を提唱した。その後、上記方法による琉球石灰岩の放射年代測

定をさらに発展させ、喜界島が最終間氷期以降 1~2 m/1,000 y といった、南西諸島の他の島々ではみられない高い変動率で隆起し続けてきたことを明らかにした(KONISHI *et al.*, 1970, 1974)。このオーダーの隆起速度は、 ^{14}C 法適用による完新統隆起サンゴ礁石灰岩の研究でも確認されている(例えば、太田ほか, 1978)。最近では、上記の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ および $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 法以外にも、電子スピン共鳴(ESR)年代測定法が適用され始め、本島上の琉球石灰岩の形成年代がより詳しく解明されつつある(例えば、IKEYA & OHMURA, 1983, など)。

本小論では、筆者がこれまでに喜界島の琉球石灰岩から得たすべての $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値を、 $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 年代値および研究協力者によって求められた ESR 年代値とともにまとめて報告する。なお、ここで示す $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値の中には、すでに報告済みのものもあるが、それらについては、USIP プロジェクト(大村, 1982)における申し合わせに従って再計算したため、以前の報告値と異なるものがある。琉球石灰岩の形成史を細部にわたって検討することは、鮮新統早町層(中川, 1969)堆積後、本島がどのような地史を経て現在に至っているかを知るためには極めて有効である。とくに、ここでは、喜界島の更新統琉球石灰岩を、西インド諸島 Barbados 島・ニューギニア Huon 半島および本邦最南端の波照間島で知られている更新統の隆起サンゴ礁と対比させながら、小西(1967)および KONISHI *et al.*(1970, 1974)によって指摘された他島にはみられない地殻変動の実態とその開始時期などについて考察する。

年代測定用試料

本論で述べる喜界島の琉球石灰岩産年代測定試料は、Table 1 に示した合計 53 個の、すべてが石サンゴ化石である。表中には化石種を属レベルの分類単位で示したが、うち3属3種の計6試料(*Trochocyathus hanzawai*・*Micrabacia japonica* および *Flabellum rubrum*)が単体の非造礁性サンゴのほか、残り 47 試料はすべて造礁性群体サンゴである。これらのうち、*Goniastrea*・*Porites*・*Favites*・*Favia* および *Montipora* の5属は、とくに喜界島の琉球石灰岩中に普遍的にみられる種類のサンゴといえる。分析試料については、できるだけ島の全域で、しかも後述する数段の段丘面それぞれからと、可能な限り広範にわたって採集するように心懸けてきた。しかし、海岸部に露出する隆起サンゴ礁石灰岩の場合とは異なり、島内における琉球石灰岩の露出が必ずしも良くないため、現在までに年代測定用の試料が得られたのは Fig. 1 に示した合計 35 地点である。

Table 1 List of the Pleistocene coral samples mentioned in this study.

Code No.	Sample No.	Genera	Elevation	Reference †
OA037	CK-14	<u>Favites</u>	28 m	(1)
OA038	CK-15	<u>Montipora</u>	26	(1)
OA045	CK-19	<u>Favia</u>	25	(1)
OA047	CK-20	<u>Montipora</u>	170	(1)
OA050	CK-21	<u>Montastrea</u>	40	(1)
OA051	CK-13	<u>Favites</u>	28	(1)
OA052	CK-22	<u>Montipora</u>	40	(2)
OA053	CK-23	<u>Montipora</u>	40	(4)
OA055	CK-25	<u>Favites</u>	27	(1)
OA066	CK-29		120	(1)
OA073	CK-32	<u>Montipora</u>	170	(1)
OA078	CK-34	<u>Favia</u>	50	(1)
OA080	67-8-27-1	<u>Montipora</u>	120	
OA117	CK-24	<u>Favia</u>	65	(1)
OA118	CK-30	<u>Montipora</u>	140	(1)
OA121	CK-40	<u>Favia</u>	10	(1)
OA122	CK-41	<u>Montastrea</u>	10	(1)
AO007	75-4-1-3A	<u>Goniastrea</u>	170	(4)
AO009	75-4-1-3B	<u>Goniastrea</u>	170	(4)
AO014	75-3-26-1a	<u>Trochocyathus</u>	40	(3)
AO015	75-3-26-1b	<u>Micrabacia</u>	40	(3)
AO016	75-3-26-1c	<u>Flabellum</u>	40	(3)
AO017	75-3-26-1a	<u>Trochocyathus</u>	40	(3)
AO018	75-3-26-1b	<u>Micrabacia</u>	40	(3)
AO019	75-3-26-1c	<u>Flabellum</u>	40	(3)
AO084	K-C-11	<u>Porites</u>	210	(4)
AO086	K-C-10	<u>Montipora</u>	120	(4)
AO087	K-C-5	<u>Favites</u>	110	(4)
AO088	K-C-3	<u>Montipora</u>	25	(4)
AO089	K-C-12	<u>Porites</u>	25	(4)
AO090	K-C-13	<u>Montipora</u>	25	(4)
AO091	K-C-14	<u>Goniastrea</u>	25	(4)
AO092	K-C-18	<u>Galaxea</u>	20	(4)
AO150	K-C-26	<u>Porites</u>	140	(4)
AO151	K-C-27	<u>Porites</u>	140	(4)
AO152	K-C-28	<u>Montastrea</u>	25	(4)
AO170	K-C-29	<u>Favia</u>	33	(4)
AO171	K-C-30	<u>Favia</u>	135	(4)
AO172	K-C-31	<u>Montipora</u>	62	(4)
AO173	K-C-32	<u>Montipora</u>	72	(4)
AO174	K-C-33	<u>Montipora</u>	72	(4)
AO239	84-11-15-1	<u>Montastrea</u>	205	
AO246	84-11-15-3	<u>Porites</u>	170	
AO247	84-11-15-2	<u>Porites</u>	25	
AO248	84-11-16-3	<u>Goniastrea</u>	170	
AO249	84-11-16-2	<u>Montipora</u>	150	
AO250	84-11-15-4	<u>Favia</u>	145	
AO257	84-11-14-3	<u>Porites</u>	140	
AO258	84-11-16-1	<u>Montipora</u>	150	
AO260	84-11-14-4	<u>Montipora</u>	150	
AO264	84-11-14-2	<u>Porites</u>	170	
AO266	84-11-14-1	<u>Porites</u>	200	
AO268	84-11-15-5	<u>Porites</u>	205	

[References ; (1), KONISHI *et al.*, 1974 ; (2), OMURA & KONISHI, 1970 ; (3), OMURA, 1983 ; (4), OMURA *et al.*, 1985 ; others, this study.]

一般に、化石生物の放射年代値から、それらを含む地層の形成年代を推定するには、年代測定に用いられた生物遺骸の産状に注意を払わなければならない。生活していた場所から移動されずにそのまま化石となり保存されてきた原地性の (autochthonous) 試料は、それを含む地層

の形成年代を記録しているといえるが、異地性の (allochthonous) 化石試料は正しい形成年代ではなく、maximum age を示す。すなわち、異地性化石試料から求めた年代は、それを含んでいた地層の形成年代とほぼ同じ場合もあるが、一般にはより古いと考えられるからであ

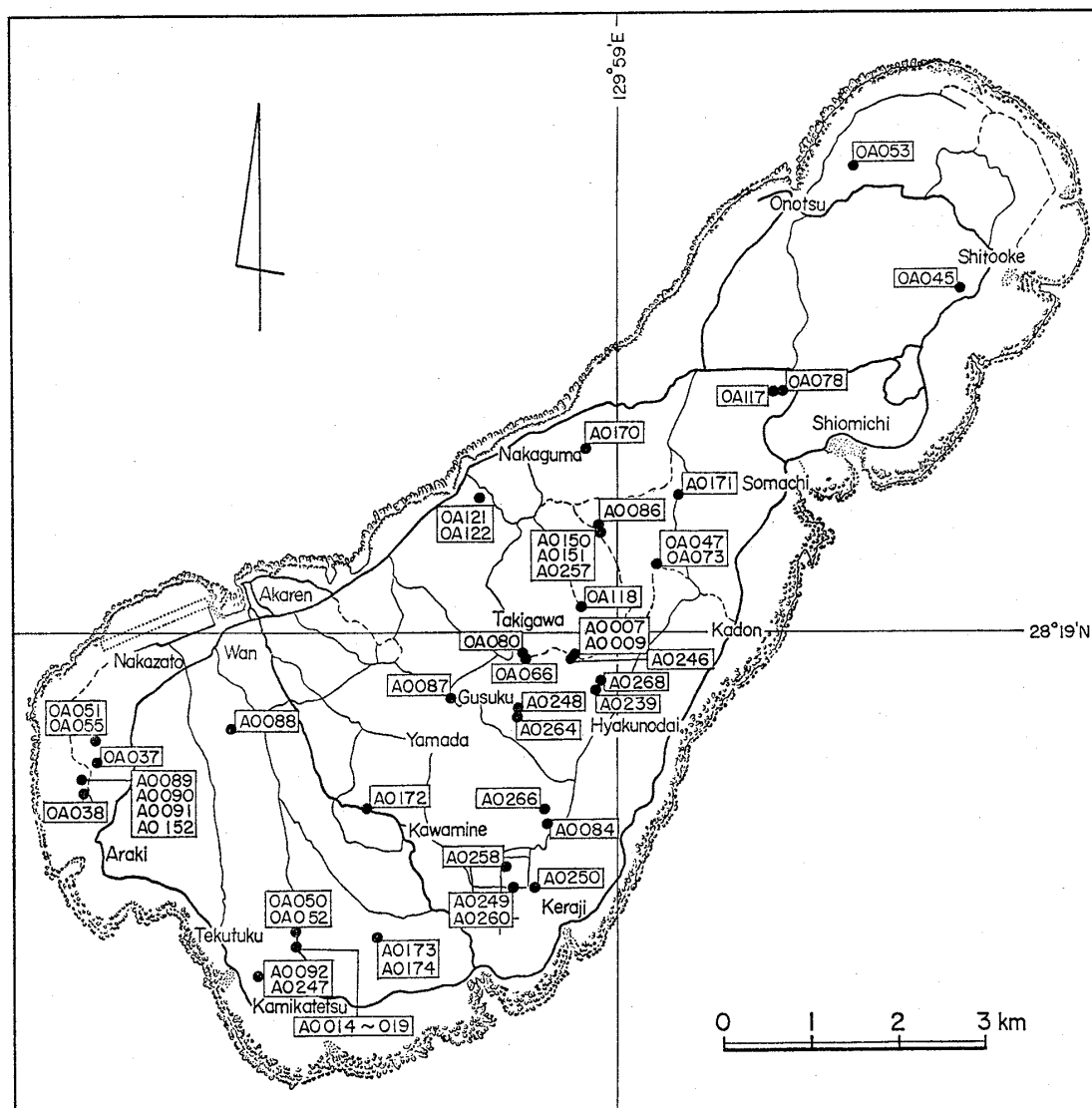


Fig. 1 Map showing the localities of coral samples dated in Kikai Island.

る。Table 1 に挙げた群体サンゴ試料のうち、OA053・AO089・AO152・AO250 の4試料は明らかに異地性化石であるが、これを除いた43試料は、個々の成長方位・全体の外形や底質との接触関係および含有石灰岩の岩相などの観察に基づいて、原地性と判断されたものである。

野外において、正しい $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代を示す化石試料を探す際には、試料の続成変質について充分注意しなければならない。変質した試料には、ウランおよびトリウム同位体に関する閉鎖系が期待できないからである。石サンゴ類はアラレ石質の骨格を造るが、アラレ石は普通の地表条件(常温常圧)における準安定相(meta-stable phase)であり、続成変質を被ると安定な低 Mg 方解石に変化する。また、多孔質のサンゴ骨格中には、通気帯(vadose zone)における続成変質の結果として、低

Mg 方解石から成るセメント物質(sparry calcite)が、しばしば空隙を埋めるように形成されている。したがって、本来アラレ石として形成された化石サンゴ試料の、現在の鉱物組成(実際は、低 Mg 方解石/アラレ石の重量比)を調べることが、続成変質の有無を知る有効な手段の一つとなる。本論で扱った全試料のうち、AO089とAO091の2試料中から5~7重量%の低 Mg 方解石が DAVIES and HOOPER(1963)の粉末X線分析法で検出されたが、その他の51試料には5%を超える低 Mg 方解石が見い出されなかった。このことは、Table 1 に挙げたほとんどこの試料が、上述のような続成変質を被っていないことを意味する。

ここでは、試料処理方法やウランおよびトリウム同位体の測定方法について詳しく述べないが、Table 1 および Fig. 1 中の試料略式番号(code number)の OA-

および AO- それぞれが、異なった処理方法によって分析されたことを表している。すなわち、OA-系試料については、既知量の ^{232}U および ^{234}Th を含む標準溶液を別々に準備して化学収率を知るためのトレーサーとして用い、二重グリッド電離箱使用による α スペクトル法で各同位体量を測定した(OMURA, 1976)。それに対し、AO-系試料の場合は、試料処理に ^{232}U とほぼ平衡量の ^{228}Th を含んだスパイク溶液をトレーサーとして利用し、 α スペクトル分析にシリコン表面障壁型半導体検出器を用いた(大村, 1982)。

ウラン系列年代測定

ウランおよびトリウム同位体に関する分析結果を、次式によって計算した年代値とともに、Table 2 にまとめて示す。

$$\begin{aligned} (^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}) = & [1/(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})] (1 - e^{-\lambda_0 t}) \\ & + [1 - \{1/(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})\}] \cdot \{\lambda_0/(\lambda_0 - \lambda_4)\} \cdot \\ & \times \{1 - e^{-(\lambda_0 - \lambda_4)t}\} \end{aligned}$$

上式中の $(^{230}\text{Th}/^{234}\text{U})$ と $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$ は、各放射能比(activity ratio)を意味し、 λ_0 および λ_4 は、それぞれ ^{230}Th と ^{234}U の壊変定数($\lambda_0 = 9.22 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$; $\lambda_4 = 2.79 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$)を指す。なお、表中の各値に付した誤差は、 α スペクトル法による計数値から得られた統計誤差(1 σ)である。

分析されたすべての礁性サンゴ化石中のウラン(^{238}U)量は、平均 $3.16 \pm 0.16 \text{ ppm}$ で、最も少ないのは OA117 試料の $2.30 \pm 0.10 \text{ ppm}$ 、最高は AO172 試料の $4.66 \pm 0.05 \text{ ppm}$ である。また、ウラン量を比較すると、現在南西諸島域に生息しているサンゴの骨格(平均 $2.35 \pm 0.04 \text{ ppm}$; OMURA, 1976)の方が見掛け上幾分少ないようにもみえる。このことは、死後の時間経過とともに、化石中にウラン同位体が富化(enrich)されてきたことを意味するのかもしれない。いいかえると、分析された化石試料が、ウラン同位体に関して閉鎖系でない可能性もある。ただし、 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比についてみれば、古い年代値を示した試料ほど概して低い(1に近い)値を示す。とくに、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法の測定限界(おおよそ 30 万年)より古い試料中の同位比が 1.00 ± 0.01 から 1.04 ± 0.01 まで(平均 1.02 ± 0.03)と低い。

平均的な海水では、 ^{238}U に対し 14~15% 過剰な ^{234}U (excess ^{234}U) が含まれていることが知られている。(THURBER, 1962; KU *et al.*, 1977)。そのために、海棲生物硬組織中の $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比が 1.14~1.15 の値を示し、この過剰 ^{234}U は時間の経過とともに ^{238}U との永続平衡に向けて($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比が 1 に付近く

ように)減衰していくとされている(例えば, VEEH, 1966, など)。上に示した $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 放射能比と年代値の間にみられる逆相関関係はそのためであり、このことは、ウラン同位体に関する試料の閉鎖系を支持しているといえよう。

$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定法の化石生物への適用にとって重要な前提条件の一つは、成育時($t=0$ 当時)骨格中に ^{230}Th が全く取り込まれていなかったことである。このような条件を満たさない試料、すなわち、初生的に ^{230}Th を取り込んだ試料は、 ^{232}Th も含むはずである。なぜなら、数万~数十万の時間経過後、初生的 ^{230}Th (initial ionium) が減衰していくのに対し、はるかに長い半減期(1.4×10^{10} 年)を有する ^{232}Th は、見掛け上、壊変による量的変化(減少)をしないからである。全試料の 47% にあたる 25 試料からは、測定可能量(0.02 ppm 以上)の ^{232}Th が検出されなかったし、残り 28 試料についても、0.1 ppm 以上の ^{232}Th を含む 2 試料(OA052 および AO170 試料)を除けば、ほとんどが 10^{-2} ppm オーダーの極めて少量の ^{232}Th しか含まないことから、初生的 ^{230}Th に関する前提条件にはほとんど問題がない。また、もっとも多い AO170 試料でも、 $0.162 \pm 0.011 \text{ ppm}$ の ^{232}Th が検出されたにすぎない。これと同程度の ^{232}Th を含む試料中の初生的 ^{230}Th 量を、海水中の $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 放射能比から推定し、さらに、そのうち現在まで崩壊せずに残存している量を求めて、 ^{234}U の壊変に起因する ^{230}Th 量と比較すると、ほとんど無視できるほど少ない(OMURA, 1976)。このように、 ^{232}Th の存在は、試料が初生的に ^{230}Th を含んでいたことを示唆するといえるが、あるいは、続成変質の結果としての二次的なトリウム同位体の混入を意味しているかもしれない。すなわち、測定限界以上の ^{232}Th が検出された試料が、実は、トリウム同位体に関して開放系だったという可能性である。この点については、 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 放射能比が用いて議論できる。もし、二次的にトリウム同位体が混入あるいは溶脱していれば、この比は天然水中の 1~2(KAUFMAN & BROECKER, 1965; THURBER, *et al.*, 1965; VALLENTINE & VEEH, 1969; OMURA, 1976)といった値に近くなるといわれている。しかし、 ^{232}Th が検出された試料中の同位比は、 20.6 ± 4.9 を最低に、最高 634 ± 111 までと極めて高い。このことから、試料に含まれるほとんどすべての ^{230}Th が、 ^{234}U の壊変によって形成されたものと考えて差し支えない(THURBER *et al.*, 1965)。

結局、以上のような分析結果は、ほとんどの試料が死後の続成変質を被ることなく、ウランおよびトリウム同

Table 2 Isotopic composition and estimated $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages of Pleistocene coral samples from Kikai Island.

Code No.	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (activity ratio)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ Age (ka)
OA045	2.60 ± 0.08	0.0274 ± 0.0065	1.08 ± 0.04	20.6 ± 4.9	0.296 ± 0.009	38 ± 2
OA051	3.06 ± 0.08	0.0260 ± 0.0016	1.09 ± 0.04	28.3 ± 1.8	0.301 ± 0.011	39 ± 2
AO092	3.26 ± 0.04	< 0.02	1.12 ± 0.01	—	0.317 ± 0.022	41 ± 4
OA037	3.54 ± 0.14	0.0225 ± 0.0020	1.07 ± 0.06	164 ± 15	0.320 ± 0.014	42 ± 3
OA055	3.04 ± 0.11	0.0290 ± 0.0009	1.05 ± 0.05	26.7 ± 1.1	0.331 ± 0.014	43 ± 3
AO247	2.81 ± 0.06	0.0363 ± 0.0061	1.12 ± 0.02	92.7 ± 15.6	0.344 ± 0.010	45 ± 2
AO090	4.16 ± 0.07	< 0.02	1.12 ± 0.02	—	0.346 ± 0.032	46 ± 5
OA078	3.16 ± 0.06	< 0.02	1.05 ± 0.03	—	0.370 ± 0.010	50 ± 2
OA121	2.67 ± 0.11	< 0.02	1.07 ± 0.06	—	0.370 ± 0.016	50 ± 3
OA122	3.17 ± 0.04	0.0598 ± 0.0052	1.12 ± 0.02	68.7 ± 6.1	0.376 ± 0.008	51 ± 2
AO088	4.17 ± 0.03	< 0.02	1.13 ± 0.01	—	0.376 ± 0.020	51 ± 3
AO091	3.24 ± 0.05	< 0.02	1.12 ± 0.01	—	0.376 ± 0.023	51 ± 4
OA050	3.42 ± 0.06	< 0.02	1.02 ± 0.03	—	0.392 ± 0.010	54 ± 2
OA052	3.39 ± 0.17	0.144 ± 0.013	1.11 ± 0.08	31.8 ± 2.9	0.395 ± 0.021	54 ± 4
OA038	3.78 ± 0.09	0.0535 ± 0.0014	1.14 ± 0.01	88.8 ± 2.5	0.399 ± 0.010	55 ± 2
AO152	3.32 ± 0.03	0.0544 ± 0.0063	1.10 ± 0.01	83.9 ± 9.7	0.401 ± 0.007	55 ± 2
AO015	4.42 ± 0.12	< 0.02	1.13 ± 0.02	—	0.513 ± 0.020	77 ± 4
AO014	3.56 ± 0.08	< 0.02	1.10 ± 0.02	—	0.521 ± 0.015	79 ± 4
AO017	3.46 ± 0.06	< 0.02	1.11 ± 0.02	—	0.521 ± 0.014	79 ± 3
AO018	4.46 ± 0.11	< 0.02	1.09 ± 0.02	—	0.539 ± 0.017	83 ± 4
AO019	4.34 ± 0.08	< 0.02	1.11 ± 0.02	—	0.540 ± 0.014	83 ± 3
AO258	4.16 ± 0.06	0.0240 ± 0.0047	1.12 ± 0.01	332 ± 65	0.547 ± 0.011	84 ± 3
AO016	3.77 ± 0.10	< 0.02	1.15 ± 0.02	—	0.553 ± 0.014	85 ± 5
AO260	2.93 ± 0.04	< 0.02	1.12 ± 0.01	—	0.551 ± 0.012	85 ± 3
OA117	2.30 ± 0.10	< 0.02	1.10 ± 0.06	—	0.552 ± 0.025	86 ± 6
OA066	2.82 ± 0.05	0.0730 ± 0.0021	1.06 ± 0.03	16.7 ± 0.6	0.561 ± 0.016	88 ± 4
AO249	3.72 ± 0.05	< 0.02	1.12 ± 0.01	—	0.566 ± 0.013	89 ± 3
OA118	2.57 ± 0.07	0.0674 ± 0.0052	1.15 ± 0.05	81.8 ± 6.4	0.603 ± 0.050	98 ± 8
AO007	3.19 ± 0.10	0.0245 ± 0.0068	1.12 ± 0.03	273 ± 76	0.602 ± 0.039	99 ± 9
AO264	2.73 ± 0.06	< 0.02	1.09 ± 0.02	—	0.609 ± 0.017	100 ± 5
AO246	2.76 ± 0.05	< 0.02	1.11 ± 0.02	—	0.622 ± 0.015	103 ± 4
AO009	3.23 ± 0.07	< 0.02	1.08 ± 0.05	—	0.621 ± 0.038	104 +11-10
OA080	4.52 ± 0.11	0.0250 ± 0.0022	1.01 ± 0.04	87.2 ± 76.8	0.653 ± 0.020	115 ± 7
AO266	2.62 ± 0.03	0.0509 ± 0.0060	1.12 ± 0.01	122 ± 14	0.683 ± 0.013	121 ± 5
AO239	2.74 ± 0.07	0.0265 ± 0.0037	1.11 ± 0.01	247 ± 34	0.696 ± 0.018	126 ± 6
OA073	3.15 ± 0.08	0.0420 ± 0.0030	1.02 ± 0.03	38.8 ± 3.0	0.692 ± 0.026	127 ± 9
OA047	3.60 ± 0.04	0.0840 ± 0.0015	1.07 ± 0.02	23.8 ± 0.5	0.708 ± 0.011	131 ± 4
AO250	2.78 ± 0.03	< 0.02	1.09 ± 0.01	—	0.726 ± 0.017	137 ± 7
AO268	2.71 ± 0.03	0.0217 ± 0.0038	1.12 ± 0.01	320 ± 56	0.734 ± 0.013	138 ± 5
OA053	3.10 ± 0.09	0.0361 ± 0.0021	1.03 ± 0.04	234 ± 14	0.853 ± 0.030	204 +23-19
AO086	3.80 ± 0.04	< 0.02	1.01 ± 0.01	—	0.911 ± 0.015	259 +23-17
AO248	2.86 ± 0.05	0.0318 ± 0.0050	1.02 ± 0.02	277 ± 44	0.967 ± 0.021	347 +71-43
AO089	2.71 ± 0.03	< 0.02	1.03 ± 0.01	—	0.973 ± 0.017	360 +64-40
AO257	2.76 ± 0.04	< 0.02	1.01 ± 0.01	—	0.970 ± 0.018	364 +77-45
AO170	3.44 ± 0.04	0.162 ± 0.011	1.02 ± 0.01	65.6 ± 4.4	0.973 ± 0.016	369 +69-42
AO084	2.71 ± 0.03	< 0.02	1.01 ± 0.01	—	0.981 ± 0.016	409 +120-55
AO151	3.13 ± 0.03	0.0242 ± 0.0044	1.02 ± 0.01	417 ± 76	1.01 ± 0.02	> 450
AO172	4.66 ± 0.05	0.0233 ± 0.0041	1.02 ± 0.01	634 ± 111	1.01 ± 0.02	> 450
AO173	4.16 ± 0.05	0.0210 ± 0.0038	1.00 ± 0.01	620 ± 112	1.01 ± 0.02	> 450
AO087	3.08 ± 0.03	< 0.02	1.03 ± 0.01	—	1.03 ± 0.01	∞
AO150	2.87 ± 0.03	0.0278 ± 0.0044	1.04 ± 0.01	354 ± 51	1.06 ± 0.02	∞
AO171	3.02 ± 0.04	0.0284 ± 0.0038	1.03 ± 0.01	348 ± 46	1.02 ± 0.02	∞
AO174	3.75 ± 0.05	0.0304 ± 0.0049	1.01 ± 0.01	401 ± 65	1.04 ± 0.02	∞

Table 3 Comparison of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ and ESR dates of some coral samples from Kikai Island.

Code No.	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ Age (ka)	$^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ Age (ka)	ESR Age † (ka)
OA045	38 ± 2	37 ± 1	47 ± 4
OA051	39 ± 2	36 ± 2	—
OA037	42 ± 3	38 ± 2	—
OA055	43 ± 3	41 ± 2	58 ± 2
A0090	46 ± 5	—	49 ± 4
OA121	50 ± 3	53 ± 3	—
OA122	51 ± 2	55 ± 2	—
A0088	51 ± 3	—	52 ± 3
A0091	51 ± 4	—	50 ± 2
OA050	54 ± 2	64 ± 2	—
OA052	54 ± 4	61 ± 6	59 ± 6
OA038	55 ± 2	39 ± 1	—
AO152	55 ± 2	—	54 ± 3
OA117	86 ± 6	85 ± 4	—
OA118	98 ± 8	99 ± 4	—
OA047	131 ± 4	128 ± 3	—
OA053	204 +23 -19	220 ± 10	—
A0086	259 +19 -17	—	458 ± 24
A0089	360 +64 -40	—	418 ± 20
A0084	409 +120-55	—	450 ± 27
AO151	> 450	—	443 ± 29
AO172	> 450	—	532 ± 37
AO173	> 450	—	500 ± 40
A0087	∞	—	539 ± 16
AO150	∞	—	488 ± 12
AO171	∞	—	525 ± 40
AO174	∞	—	557 ± 37

(ESR dates were determined by
K. OHMURA & Y. SAKURAMOTO
of the Dia Consultant Co., Ltd.)

位体に関する閉鎖系として保存されてきたことを示唆している。いいかえると、Table 2 に示したほとんどの年代値は、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定法にとってほぼ理想的な化石試料から求められたため、充分信頼できるといえる。

ある放射年代値の信頼性を検討する有効な手段の一つは、別の壊変系を用いる方法でも年代値を求め、互いに比較することである。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値の信頼性チェックのためには、 $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 法あるいは $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 法が利用されてきた(Ku, 1968; VEEH, 1966)。中でも、 $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 法は、適用できる最適有効範囲が 1~15 万年で、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法のそれとほぼ同じ点、好都合といえる。さらに、これらの方法は、いずれもウラン同位体間やその娘核種との非平衡関係に基づいた方法であるため、試料がウランおよびその娘核種に関して閉鎖系でなければ、決して両者の年代値は一致しない。いいかえると、試料そのものが、先に述べたそれぞれの方法に必要な条件を満たすものであったかを、一挙にチェックすることにも

なる。Table 3 は、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値が得られた 27 試料について、 $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ あるいは ESR 法の適用を試みた結果である。Table 3 中 AO086 以下の 10 試料は、 $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 法の測定限界かそれを超える年代を示すため、ここでの議論から除く。したがって、各年代測定の結果を比較できるのは 17 試料である。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ および $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 年代値の比較においては、13 試料中 2 試料(OA050・OA038) から一致した年代値を得ることができなかったとはいえ、ほとんどの試料が誤差の範囲内で一致した年代値を示した(Fig. 2)。このことは、先に示した $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ サンプル年代値のほとんどが信頼できることを支持している。ESR 年代値も $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値と一致するものが多く、それら自身の確かさを意味するとともに、今後ウラン系列年代値との比較にも充分利用できそうである。

得られた年代値は、Table 2 に示したように 7 グループにまとめることができる。それらは、 $38,000 \pm 2,000 \sim$

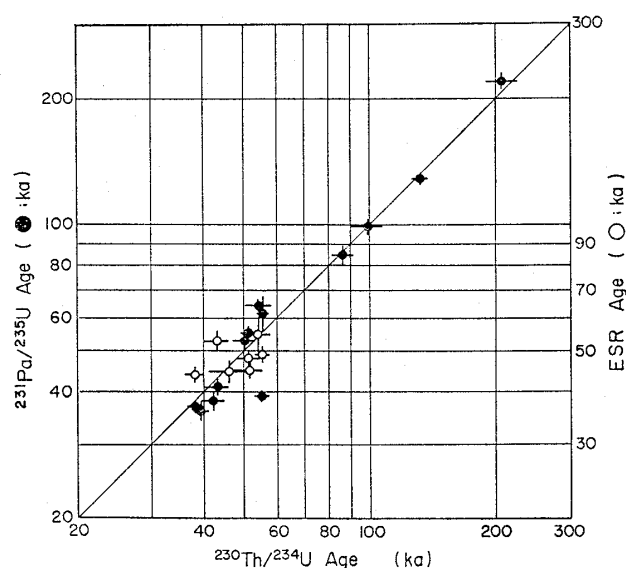


Fig. 2 Relationships between $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages and $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ or ESR ages of some coral samples from Kikai Island.

46,000 $\pm$ 5,000(平均 41,000 $\pm$ 1,000)年・50,000 $\pm$ 2,000 $\sim$ 55,000 $\pm$ 2,000(53,000 $\pm$ 2,000)年・77,000 $\pm$ 4,000 $\sim$ 89,000 $\pm$ 3,000(83,000 $\pm$ 2,000)年・98,000 $\pm$ 8,000 $\sim$ 104,000 $\pm$ 11,000 $\sim$ 10,000(101,000 $\pm$ 3,000)年・115,000 $\pm$ 7,000 $\sim$ 138,000 $\pm$ 5,000(129,000 $\pm$ 2,000)年・204,000 $\pm$ 23,000 $\sim$ 19,000 年,そして,おおよそ 25 万年以上のものといった 7 グループである。このグループ分けは,単に年代値だけで行ったものではなく,基本的にはそれぞれの試料を得た石灰岩体の岩相区分や分布高度などに基いている。例えば,41,000 $\pm$ 1,000 年の平均値を示した化石試料は,すべて荒木石灰岩から産したものであり,ここで得られた $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値から, KONISHI *et al.*(1974)の琉球石灰岩新期・中期および古期部層のそれぞれが,おおよそ 53,000 年前・83,000 年前そして 100,000 $\sim$ 140,000 年前に形成されたと結論できそうである。しかし,上記のように,新期部層から得た 2 試料(OA050 と OA052)が 6 万年を超える $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ 年代(それぞれ 64,000 $\pm$ 2,000 年および 61,000 $\pm$ 6,000 年)を示したことから,ここではその形成年代を $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 平均年代値で限定せず,50,000 $\sim$ 65,000 年前としておく。また,琉球石灰岩古期部層は一括して塗色されていた岩体が年代的には,平坦面(中川, 1969, の百之台面)を構成するものと下段の平坦面(長峰面)に続く斜面を被覆するものと二分できそうで,前者の形成年代がおおよそ 129,000 年前,後者がおおよそ 101,000 年前に形成されたといえる。すなわち,かつて KONISHI *et al.*(1970, 1974)および OMURA *et al.*(1985)によって

推論されたように,本島の最高地点(海拔 224 m)を含む百之台が,120,000 $\sim$ 130,000 年前の,いわゆる最終間氷期(Last Interglacial)には海面下にあったことが今回実証されたことになる。

以上のような更新世後期の年代値に加え,おおよそ 20 万年と,さらに古い 25 万年以上の年代値も得られ,本島の琉球石灰岩の一部が中部更新統であることが明らかになった(OMURA *et al.*, 1985)。具体的には,OA053 試料から得られた 20 万年前後と,その他の 13 試料から求められた $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法の測定限界に近いか,あるいはそれを超える年代値が,そのことを示している(Table 3)。とくに古い年代を示した 13 試料について,電子スピン共鳴(ESR)年代測定法(IKEYA, 1984, など)の適用を試みたところ,418,000 $\pm$ 20,000 年から 557,000 $\pm$ 37,000 年まで(平均 487,000 $\pm$ 7,000)年の年代値が得られた。すなわち,本島の琉球石灰岩中には,酸素安定同位体比ステージ(例えば, EMILIANI & SHACKLETON, 1974) 5 のほか, 7 および 9 あるいはそれより以前に形成されたものもあることが確実となった。

喜界島における琉球石灰岩の形成史および他地域の更新統隆起サンゴ礁との対比

喜界島が置かれている位置は,現在の西部太平洋域においてサンゴ礁が形成されつつある北限に近い。そのため,現在より寒冷な気候条件下では,本島周辺地域でサンゴ礁の発達は見えない。いいかえれば,本島上に露出する礁複合体としての完新統隆起サンゴ礁石灰岩および更新統琉球石灰岩は,両者とも現在に近いあるいはより温暖な時期に形成されたものと考えられる。

喜界島の更新統から得られた $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ サンゴ年代値をまとめると,7 グループに分けられることはすでに述べた。したがって,本島上の琉球石灰岩は 7 回の温暖期に形成された石灰岩体の集合体であるといえよう。Fig. 3 は,年代的にグループ分けされた試料の産出位置を地質断面図上に示したものである。図中には,おおよそ 20 万年の年代を示した OA053 試料の位置が示されていない。それは,この試料が島の北部で採集された異地性のサンゴ化石であり,その時期に形成された石灰岩体の詳細(分布や上下層との関係など)が不明のためである。20 万年内外の年代値を示す試料が数多く産出しないのは,当時の本島付近に,独立した石灰岩体を残せる規模のサンゴ礁が発達していなかったためと思われる。とはいえ,この年代を示す礁性サンゴが一試料とはいえ産出したことから,広がりには明確でないものの,付近に浅海環境があったことは確かである。

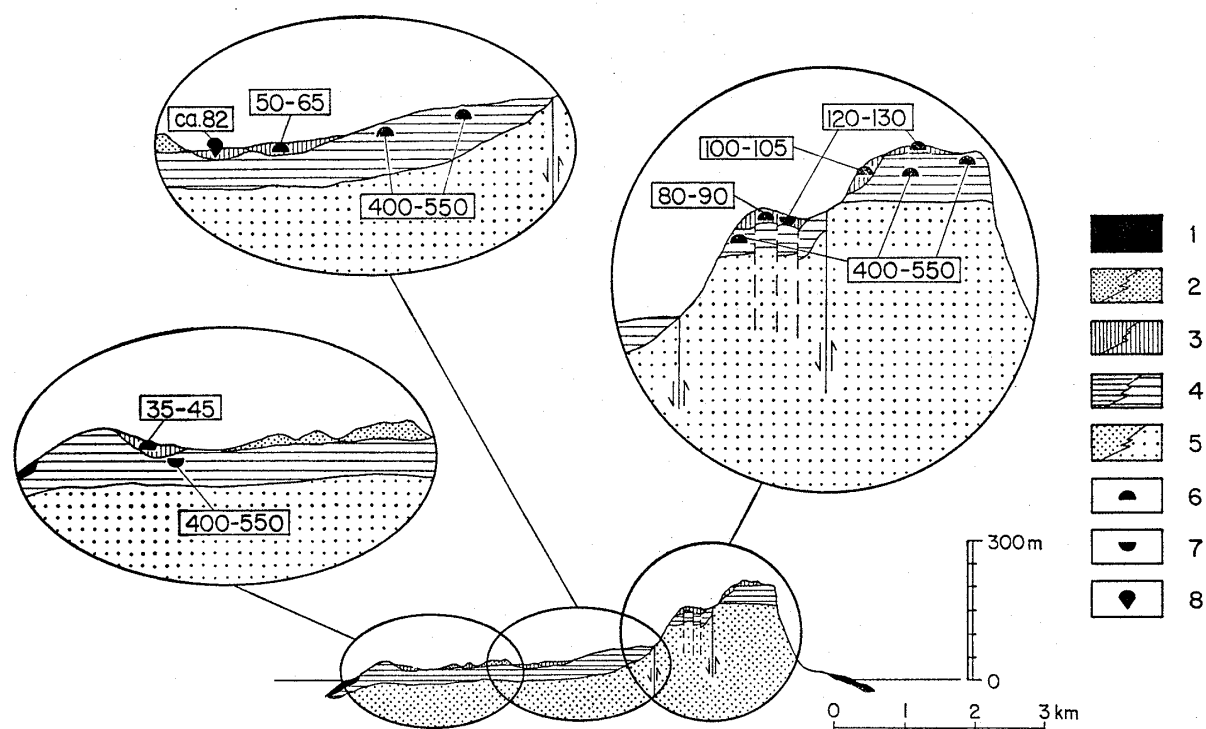


Fig. 3 Geologic cross-section of the southern part of Kikai with the ages of each limestone unit. (1, Holocene Raised Coral Reef Limestone ; 2, dune sand ; 3, Upper Pleistocene Riukiu limestone, 4, Middle Pleistocene Riukiu Limestone ; 5, Pliocene Somachi Formation, 6, autochthonous hermatypic corals dated ; 7, allochthonous hermatypic corals dated ; 8, ahermatypic solitary corals dated.)

島のほぼ全域で鮮新統早町層を被うのは、40～55 万年の ESR 年代を示した中部更新統である。この範囲の年代値を示した試料の産出地点の広がりとその含む石灰岩の岩相などから、当時、礁性サンゴが成育できる極浅海環境が本島周辺に広がっていたと推論でき、このような環境下で形成されたサンゴ礁(一つの直径が 6.5 km 以上の卓礁の可能性もある)性石灰岩が、実は KONISHI *et al.* (1974) によって琉球石灰岩古・中・新期部層および荒木石灰岩と細分された上部更新統の基底部を構成していると考えられる(OMURA *et al.*, 1985)。結論的には、本島上の琉球石灰岩が大きく中部および上部更新統に二分され、後者は前者を薄く被うだけで、いずれの段丘ともそれら両者で構成されているといえそうである。

島のほぼ全域に広がる 40～55 万年前の中部更新統に対し、上部更新統は、現在の地形と調和的に分布する。すなわち、12～13 万年前の最終間氷期以降に形成された岩体が、島の最上位段丘を構成し、それより若いものほど下位の段丘を作っている。上述のように、いずれもが薄く、現在の地表部だけを構成し、その中には、より

上位の段丘構成物由来の異地性サンゴ化石を時折含む (Fig. 3)。川嶺部落を中心として南北方向に延びる平坦面上には、上部更新統の分布がまだ確認できない。あるいは、この段丘面は侵食地形なのかもしれない。また、上嘉鉄部落北方約 650 m・高度 40 m 付近に分布する特徴的な岩相(典型的な DUNHAM, 1962, の grainstone)から産した単体サンゴ 6 試料が、平均 $82,000 \pm 2,000$ 年の年代値を示し、この値は城久部落南部の平坦面構成石灰岩から採集した礁性サンゴ試料の年代とほぼ一致する。このことから、城久南部にみられる礁性石灰岩がサンゴ礁として形成されていた当時、上記の grainstone はその礁前縁相 (fore-reef facies) として堆積したものと考えられる(OMURA, 1983)。この grainstone と近接して、同じ平坦面上には、50,000～65,000 年前に形成された岩体が露出する。形成時期と堆積深度が全く異なると思われる両者が同じ段丘面を構成している事実は、上嘉鉄北方に広がる高度約 40 m の平坦面の一部は堆積面、一部が侵食面であることを示唆しているように思われる。平均 $41,000 \pm 1,000$ 年の年代値を示した荒木石灰岩は、

分布高度が 30 m を超えることはない。この岩体は、島の南西端に位置する荒木部落周辺を模式地として分布するが、そのほか手久津部落南方や志戸桶部落付近などにも小規模に点在する。

寒冷期、例えば最終間氷期以前(12~13 万年前から 20 万年前の間など)の低海水準期に、一部が島の形をなしていた可能性もあるが、本島が高海水準期を通して海面上に姿を現すようになったのは、最終間氷期終了後と考えられる。前記のような 7 回の温暖期に形成された各岩体の分布状態(Fig. 3)から、最終間氷期を含めそれ以降 5 回の温暖期における海面到達高度を推定することは十分可能である。例えば、平均 $83,000 \pm 2,000$ 年の年代値を示したのは、上から 2 段目の平坦面(中川, 1969, の長峰段丘)あるいはそれに連続する部分からの 5 個の礫性サンゴ試料と、高度約 40 m の上嘉鉄北方の平坦面上から産した 6 個の単体サンゴ試料であった。そして、前者の礫嶺あるいはその付近という成育環境に対し、後者は深度 120 m 以浅の礫前縁で生息していたと推論される(OMURA, 1983)。いいかえれば、当時、海面は現在の海拔高度にして約 185 m の地点にまで到達していて、百之台が、海面上に姿を現していたことになる。このようにみると、最終間氷期以降、順次訪れた亜間氷期(Interstadial)ごとに、本島の面積を次第に増大させてきた海退の様子を理解しやすい(Fig. 4)。

ウラン系列年代測定法の適用によって、形成年代が更新世中期~後期における高海水準期とされた隆起サンゴ礁は、西インド諸島 Barbados 島およびニューギニア Huon 半島で知られてきた(BROECKER *et al.*, 1968; KU, 1968; MESOLELLA *et al.*, 1969; JAMES *et al.*, 1971; BENDER *et al.*, 1979; CHAPPELL, 1974; BLOOM *et al.*, 1974; など)。また、同じ南西諸島に属する本邦最南端の波照間島も、喜界島同様、更新世中期および後期に形成されたいくつかの礁複合体から成る琉球石灰岩によって被覆されている(小西, 1980; OMURA, 1984)。Table 4 は、ウラン系列年代に基づいて、それぞれの場所における隆起サンゴ礁の対比を行った結果である。なお、喜界島上の琉球石灰岩については、少なくとも KONISHI *et al.* (1974) の区分(4 単位)より多くの time stratigraphic unit に分ける必要があるものの、個々の unit の島全域にわたる広がりや他の unit との関係が明確でないため、波照間島同様、とくに新たに命名せず、ここでは、年代的区分に止どめた。Barbados 島および Huon 半島にも、酸素同位体ステージ 7 相当の、更新世中期に形成された隆起サンゴ礁の存在は確認されているが(例えば, CHAPPELL, 1974; FAIRBANKS & MATTHEWS,

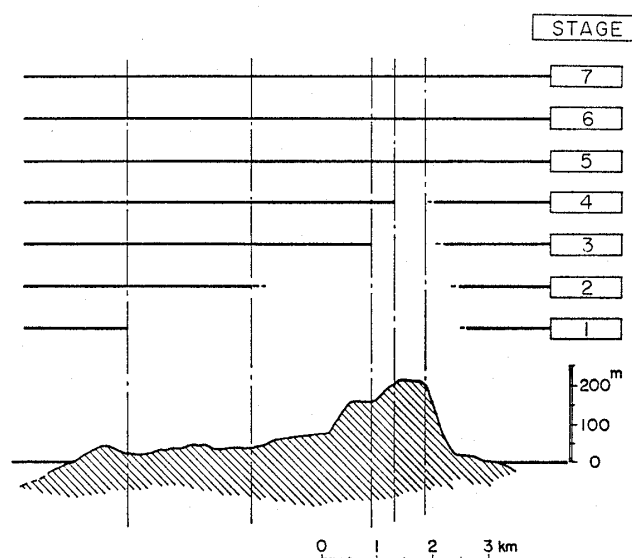


Fig. 4 A topographic cross-section of the southern part of Kikai, showing the sea level of each stage in Pleistocene.

1978), それらが上部更新統と統一的に命名されていないので, Table 4 のような表現になった。また, Huon 半島においては, 最終間氷期のものが Reef Complex VIIa および VIIb に二分できることが指摘されているものの(BLOOM *et al.*, 1974), 喜界島においては, そのような細分ができないため, Table 4 では Reef Complex VII として一括した。

このようにみると, 喜界島の琉球石灰岩中のもっとも新しい 2 つの岩体と対比できる隆起サンゴ礁が認められるのは Huon 半島のみで, Barbados 島や波照間島では, その一方だけかあるいは両方ともが現在陸上に現れていないことが分かる。このことは, 今まで繰り返し指摘されてきたように, 地殻変動の地域差によると思われる。すなわち, 現在 50,000~65,000 年以若の比較的新しい礁複合体が陸上で確認されるのは, 地殻変動が活発な地域といえる。このことについては, 本島と波照間島の例を比較しながら, 次章で述べる。

喜界島の変動史

Fig. 5 は, 喜界・波照間両島の琉球石灰岩から得た 30 万年以若の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ サンゴ年代値とそれら試料の採集高度をプロットしたものである。こうしてみると, 最終間氷期以若(更新世後期)の試料の場合, 概して古いものほど高所に在る傾向が認められる。波照間島では, 12~13 万年とおおよそ 21 万年に中心がある 2 群の年代値, すなわち, 2 回の間氷期相当の年代値を得ているが(OMURA *et al.*, 1985), それぞれ現海岸付近からあ

Table 4 Correlation of the uplifted coral reefs on Kikai with the counterparts reported from Hateruma, Huon Peninsula and Barbados.

Stage	Kikai years B.P.	N*	Hateruma years B.P.	N*	Huon Peninsula*** Barbados****
1	38,000—46,000 (41,000±1,000)	7	—	—	Reef Complex III b
2	50,000—55,000 (53,000±2,000)	9	—	—	Reef Complex IV Barbados 0
3	77,000—89,000 (83,000±2,000)	11	69,000—91,000 (81,000±3,000)	7	Reef Complex V Barbados I
4	98,000—104,000 (101,000±3,000)	5	100,000—106,000 (103,000±1,000)	6	Reef Complex VI Barbados II
5	115,000—138,000 (129,000±2,000)	7	110,000—158,000 (128,000±7,000)	36	Reef Complex VII Barbados III
6	204,000 +23,000 -19,000	1	191,000—256,000 (207,000±3,000)	20	◎ Kingsland Terr.
7	> 300,000 (400,000—550,000)**	13	300,000 or more?	1	
		(53)		(70)	

(*, number of samples ; **, ESR dates ; ***, BLOOM *et al.*, 1974, CHAPPELL, 1974 & others ; ****, BROECKER *et al.*, 1968, FAIRBANKS & MATTHEWS, 1978, & others.)

る高度まで幅広く産出するのが特徴といえる。両島の比較で注目されるのは、同時期に生息していた礁性サンゴ化石が産出する最高高度に大差が認められることである。例えば、最終間氷期の試料についてみると、喜界島において、海拔高度が 200 m を越える地点(AO239 と AO268 の 205 m)からも産出したのに対し、波照間島で産出地点が 35 m を越えるものはない(これまでの最高高度は 126,000±6,000 年の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値を示した AO235 試料の 34 m ; 未公表データ)。この約 170 m の高度差は、両地域における礁性サンゴの成育環境(深度)の違いによるものでは決してない。何故なら、共生する渦鞭毛藻類の光合成可能範囲に生息範囲が限られていることから、多くの造礁性サンゴ類は数 10 m (30～50 m)以浅部でしか成育できないからである。勿論、両島間で、当時の海水面高度が 170 m も違うとは考えられない。やはり、上記の高度差は、喜界・波照間両島間における、地殻変動(殊に、垂直方向の変動)量の差異によるといえよう。

小西(1967)が第四紀のサンゴ礁およびそれに伴う浅海性炭酸塩堆積物を“検潮器”として取り扱い、そのような炭酸塩を頂く地域の地殻変動率を算定する一般則を提唱したことは先に述べた。それによると、隆起や沈降と

いった垂直変動量(ΔV)は、(1)ある石灰岩体が形成された水深(L_d)、(2)その岩体の現在の分布高度(L_e)、および(3)岩体形成時と現在の海水準の差(ΔSL)から、次式によって推定できるとされている(詳しくは、KONISHI *et al.*, 1970, を参照されたい)。

$$\Delta V = L_d \pm |L_e| \pm |\Delta SL|$$

また、ある礁性石灰岩体が形成されてから現在に至るまで、連続的に等速で変動してきたような地域では、上式で求められる垂直変動量とその岩体の形成年代(ΔT)から、変動速度(地殻変動率; $\Delta V/\Delta T$)も算定できることになる。小西(1967)も指摘しているように、汀線ないし潮間帯にはほとんど一致する堆積物(例えば、サンゴ礁やフジツボ帯など)の場合は、現在の高度をもって過去の海水位とすることができ、一般に試料はもともと深度 L_d に棲息または堆積したものであり、過去の水準面を考慮するには、この量を厳密に評価しなければならない。しかし、実際は、ある岩体や地層に対するこの L_d 値の見積もりは決して容易ではない。喜界島の琉球石灰岩に関しても、形成年代が明らかになったすべての岩体の堆積深度を明確にすることができないのが現状である。

そこで、含有化石種・産出状態およびそれらを含む部

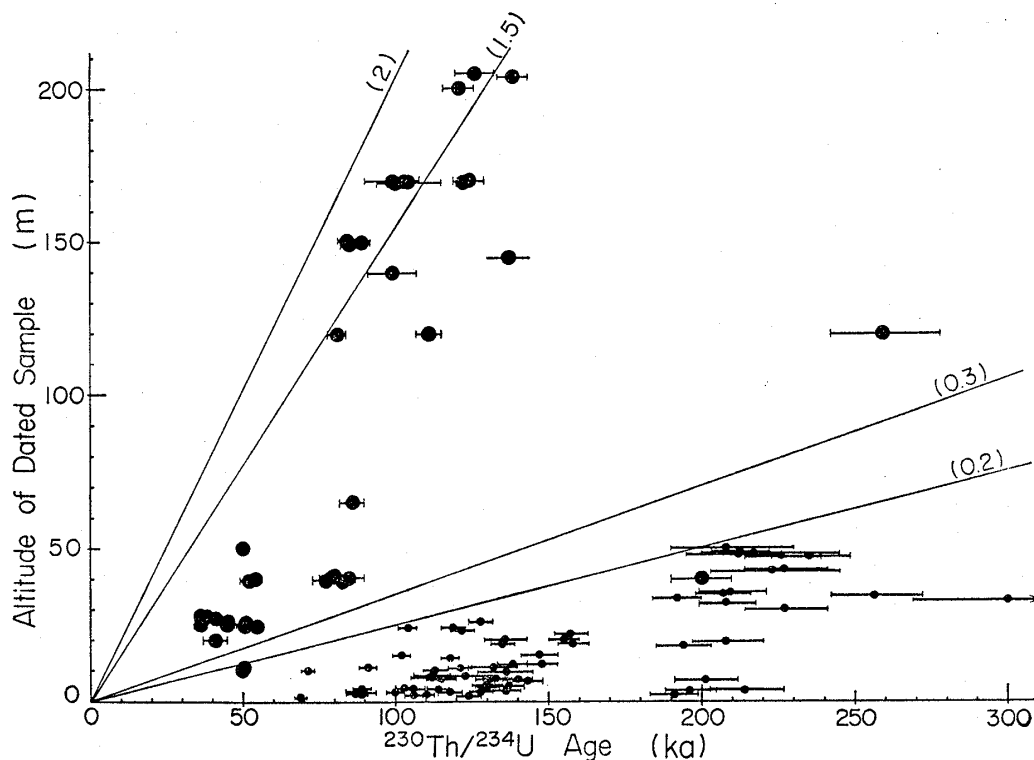


Fig. 5 Age-Altitude relations of coral samples from the Riukyu Limestone in Kikai and Hateruma Islands.

(Small and large circles with error bars mean samples from Kikai and Hateruma Islands, respectively. Numbers in parentheses indicate the rate of uplift in mm/y.)

分の岩相などから、海水面付近で形成されたと思われる、 L_d 値の見積もりに大きな問題がない岩体のみに、KONISHI *et al.* (1970) の方法を適用し、喜界島の垂直変動量の推定を試みた (Table 5)。表中には、比較のため、地形学的に旧汀線高度が求められている (OTA *et al.*, 1982) 波照間島の結果 (OMURA, 1984) も示した。

先に述べたように、喜界島の琉球石灰岩は7回の温暖期に形成された岩体の集合体であるが、それらのうちで、海水面付近で“礁嶺 (reef crest)” をなしていた部分を含むのは、40~55 万年前に形成された中部更新統と、Table 5 に挙げた3岩体のみである。しかしながら、中期更新世における海水準が正確に推定されていないため、KONISHI *et al.* (1970) の式を用いて変動量を算出できたのは、12~13 万年前の最終間氷期と、その後の2回の亜間氷期のものだけである。それぞれの時期における海水面高度 (ΔSL) としては、MOORE (1982) によって示された値を用いた。また、最高分布高度 (L_e) 値について問題はないものの、そこが当時の海水面を示す、いいかえれば $L_d = 0$ m だったという確証はない。そこで、ここでは、Table 5 に示したように、 L_d 値を 0~10 m と仮定して試算を行った。前述のように、 L_d 値として

0~10 m と、考えられる最大幅を与えているし、 ΔSL 値の見積もりの不確かさが ± 5 m を超えることはないと思われるので、以下で述べる ΔV 推定値に大きな誤りはないといえよう。

垂直変動量 (ΔV) に関する推定値として、いずれの岩体からも正の値が得られた。このことは、各岩体が形成されてから現在までの間に生じた垂直変動量の総和が、見掛け上隆起を表し、少なくとも過去 12~13 万の間、もし一時的に沈降していた時期があったとしても、両島における総隆起量が沈降量を決して下回らないことを意味している。喜界島と波照間島の両島間で比較すると、推定された変動量が著しく違い、前者からの推定値が例外なく 4~6 倍高い。その一方で、同一地域におけるそれぞれの岩体から求められた値には、古いものほど若干大きな値を示す傾向があるものの、とくに際立った差は認められない。このような見掛けの変動量 (ΔV) が、実は、過去 12~13 万年間連続的に等速で行われてきた隆起運動の結果であると仮定し、各岩体の形成年代 (ΔT) を用いて、“変動速度 (変動率; $\Delta V / \Delta T$)” も求めた (Table 5)。その結果、両島の間で、やはり変動速度に大差が認められ、喜界島が 4~6 倍も速く隆起し続けてきたよ

Table 5 Ages (ΔT) and values of L_d , L_e , ΔSL , ΔV and $\Delta V/\Delta T$ for three limestone units on the islands of Kikai and Hateruma.

Stage	ΔT	L_d	L_e	ΔSL	ΔV	$\Delta V/\Delta T$
	(years)	(m)	Kikai Hateruma (m)	(m)	Kikai Hateruma (m)	Kikai Hateruma (mm/y)
3	83,000	0~10	$\frac{185}{23}$	-20	$\frac{205\sim 215}{43\sim 53}$	$\frac{2.5\sim 2.6}{0.5\sim 0.6}$
4	101,000	0~10	$\frac{195}{30}$	-15	$\frac{210\sim 220}{45\sim 55}$	$\frac{2.1\sim 2.2}{0.4\sim 0.5}$
5	129,000	0~10	$\frac{225}{41}$	+7	$\frac{218\sim 228}{34\sim 44}$	$\frac{1.7\sim 1.8}{ca. 0.3}$

(See text for details.)

うにみえる。すなわち、算出された見掛けの年間隆起量が、喜界島では 1.7~2.6 mm, 波照間両島については 0.3~0.6 mm となった。

以上のように、形成年代に 2~3 万年の差があるにも拘わらず、それぞれの岩体から推定された ΔV 値にとくに目立った差が認められなかった。そのため、上記のような仮定の下で算出された年間隆起率が、喜界島では 1.7~1.8→2.1~2.2→2.5~2.6 mm/y, 波照間島では約 0.3→0.4~0.5~0.6 mm/y と、いずれの島とも若い岩体ほど大きな値を示すこととなった。もし、先の仮定のように、本当に過去 10 数万年間の変動が連続的な隆起のみで、しかもその隆起運動が等速で行われてきたのなら、この結果は、変動率が変化し、最近になるほど隆起速度が増していることを示唆している。すなわち、等速運動が真実なら、形成年代に 2~3 万年の差がある各岩体から推定される変動量(ΔV)に、明瞭な違いがみられるはずである。例えば、同じ深度で形成された 2 岩体の年代に 2 万年の差があり、両者が 1.7 mm/y の変動率で隆起しつつきてきた地域にあれば、両岩体の分布地点の標高差が、現在では 34 m に達することになる。さらに、喜界島の琉球石灰岩の場合、各岩体形成時の海水面高度差を考慮にいれば、最終間氷期とそれに引き続く亜間氷期における両サンゴ礁の現在の分布高度差は、単純計算で、おおよそ 70 m にも達していなければならない。しかし、実際のところは、 L_e 値として Table 5 に示したように、両者の標高差は(225-195=)30 m しかない。結局は、この大きな不一致の原因として、喜界島

が過去 10 数万年の間、等速で隆起し続けていないことを挙げねばならない。

波照間島についても、喜界島の場合と同様の傾向が認められた。しかしながら、推定された変動量(ΔV)・変動率($\Delta V/\Delta T$)値が極めて小さいため、 L_d および ΔSL 値見積もりにおける不確かさの影響が大きく、喜界島から得られた推定値に比べて、信頼性は高くない。そこで、変動率として約 0.3 から 0.6 mm/y という推定値が得られたことのみを記し、波照間島の過去 10 数万年間における垂直変動(隆起)が等速であったか否かをここで論ずることは避ける。

いずれにしても、琉球石灰岩の分布高度などから、喜界島が過去 10 数万年の間に著しく隆起したことだけは確かであるが、ここで問題になるのは、喜界島を大きく隆起させた変動が何時始まったかである。今のところ、開始時期を定量的に論ずることはできないが、以下この点に関する筆者の所見を述べてみたい。ここで注目しなければならないのは、先に述べた ESR 法で 40~55 万年前のものとされた中部更新統の分布状態である。この石灰岩体中に、当時の礁嶺を形成していたと思われる部分があること、および岩体全体にわたって大型で産出状態から現地性と判断できる礁性サンゴ化石が多く含まれることはすでに述べた。これらの事実は、この岩体が極浅海環境下で形成されたことを示唆している。その形成当時から、もし本島が 1~2 mm/y オーダーの変動率で等速に隆起してきたなら、この温暖期における海水面高度が現在や最終間氷期の頃に比べ著しく低かった事実もな

いたため、50～55 万年前の温暖期生成物は隆起して海拔数 100 m の高度にまで達し、喜界島全体が現在よりはるかに大きな島になっているはずである。しかし、このような中部更新統が島の最高所を構成している事実もなく、現実には最終間氷期の礁性石灰岩によって被われている。すなわち、40～55 万年から 12～13 万年前までの間、喜界島が著しく隆起しなかったため、最終間氷期における海水準が最高に達した時期には、本島全体が完全に海面下に没したものと考えられる。以上のように、上部更新統の分布高度などから推定された著しい隆起運動の開始時期は、数字で明確に示せないものの、少なくとも 40～55 万年前以降であることは間違いない。その後、変動速度を次第に増しながら、喜界島が隆起してきたと考え、Fig. 3 に示した現在の本島上の琉球石灰岩を構成する各岩体間の層位学的な関係・それぞれの岩相や分布状態、さらに上部更新統の各岩体から推定された ΔV および $\Delta V/\Delta T$ 値などを統一的に説明できる。ただし、おおよそ 20 万年前(酸素同位体比ステージ 7 相当)の間氷期に、波照間島では現在の島の中心部を構成するかなりの規模のサンゴ礁が形成されていたにも拘わらず、喜界島で独立した石灰岩体を残せる程の規模のサンゴ礁が発達していなかった理由は依然不明のままである。

ま と め

喜界島上の更新統琉球石灰岩から採集した計 53 個の化石サンゴ試料について、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 放射年代値を求めた。そのうち一部の試料については、 $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ あるいは電子スピン共鳴(ESR)年代も求め、互いに結果を比較しながら、それぞれの年代値の信頼性を検討した。その結果として得られた主な知見は、以下のようにまとめられる。

(1) 本島に分布する HANZAWA (1935) の Riukiu Limestone(琉球石灰岩)は、7 回の気候温暖期に形成された石灰岩体によって構成されている。

(2) それら温暖期とは、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定により、古いものから 25 万以上(ESR 法では 40～55 万年前・おおよそ 20 万年前・12～13 万年前・約 10.1 万年前・約 8.3 万年前・5～6.5 万年前、そしておおよそ 4 万年前のものである。すなわち、それらは、Emiliani and Shackleton (1974) の酸素同位対比ステージ 5・7 と 9 あるいはそれ以前に相当する 3 回の間氷期と、ステージ 5 から 3 までの間の 4 回の亜間氷期にあたる。

(3) 更新世中期、おおよそ 20 万年前、本島付近には、現在独立した石灰岩体を残せる程の規模のサンゴ礁

が発達していなかった。それに対し、酸素同位対比ステージ 9 あるいはそれ以前の温暖期に、鮮新統早町層を基盤とするかなり大規模なサンゴ礁が発達した。この礁複合体が、現在本島に分布する琉球石灰岩の主部を構成している。

(4) 12～13 万年前の高海水準期(最終間氷期)に、喜界島は全体が海面下に没し、島の様相を呈していなかった。その後、約 10.2 万年前と約 8.3 万年前の 2 回の温暖期に、中部更新統を基盤に裾礁が形成され、本島の面積は順次増加した。しかし、さらに続いて訪れた 2 回の亜間氷期には、浅海域に礁性サンゴは棲息していたものの、サンゴ礁の形成までには至らなかったと思われる。

(5) このようにして形成された上部更新統は、いずれも薄く現在の地表部を構成するのみで、場所によっては直接中部更新統が地表に露出することなどから、島上に発達する段丘面の一部は侵食地形と考えられる。

(6) 本島の過去 10 数万年間の隆起量は、波照間島に比べ 4～6 倍多い。そのことが原因となって、比較的新しい 5～6.5 万年前やおおよそ 4 万年前の亜間氷期堆積物が、島上に露出する。

(7) 喜界島を大きく隆起させた地殻変動は決して等速運動ではなく、最終間氷期以降その速度を次第に増してきたらしい。また、このような変動の開始は少なくとも、本島の琉球石灰岩の主部を成す中部更新統形成後であろう。すなわち、本島の隆起は ESR 法でサンゴ化石から得られた 40～55 万年前という年代より新しい時期の出来事だといえよう。

謝 辞 本研究を通し、非常に多くの方々から御親切な御指導や御協力を得た。とくに、金沢大学理学部地学教室の小西健二教授および同学部化学教室の阪上正信教授からは、研究開始以来変わらぬ御指導と励ましを頂いてきた。また、東北大学理学部地質学古生物学教室の森 啓 助教授・横浜国立大学教育学部地理学教室の太田陽子教授・東京都立大学理学部地理学教室の町田 洋教授には、機会あるごとに種々有益な御意見を承り、石油公団の辻 喜弘氏からは、数多くの貴重な試料の提供を受けた。さらに、金沢大学低レベル実験施設の小村和久助教授には、ウラン・トリウム同位体の測定に際し、多大な便宜を計って頂いた。なお、本文中に引用した ESR 年代値は、ダイヤコンサルタント株式会社の大村一夫博士と桜本勇治氏によって求められたものである。本文を終えるにあたり、以上の方々に深く感謝の意を表す。

文 献

- BENDER, M. L., FAIRBANKS, R. G., TAYLOR, F. W., MATTHEWS, R. K., GODDARD, J. G. and BROECKER, W. S., 1979 : Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Part I, **90**, 577-594.
- BLOOM, A. L., BROECKER, W. S., CHAPPELL, J. M. A., MATTHEWS, R. K. and MESOLELLA, K. J., 1974 : Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast : new $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Res.*, **4**, 185-205.
- BROECKER, W. S., THURBER, D. L., GODDARD, J., KU, T. L. and MATTHEWS, R. K. J., 1968 : Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deepsea sediments. *Science*, **159**, 297-300.
- CHAPPELL, J., 1974 : Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea : a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**, 553-570.
- DAVIES, T. T. and HOOPER, P. R., 1963 : The determination of the calcite : aragonite ratio in mollusc shells by X-ray diffraction. *Mineral. Mag.*, **33**, 608-612.
- EMILIANI, C. and SHACKLETON, N. J., 1974 : The Brunhes epoch : isotopic paleotemperatures and geochronology. *Science*, **183**, 511-514.
- FAIRBANKS, R. G. and MATTHEWS, R. K., 1978 : The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. *Quaternary Res.*, **10**, 181-196.
- HANZAWA, S., 1935 : Topography and geology of the Riukiu Islands. *Sci. Rep., Tohoku Univ.*, 2nd Ser. (Geol.), **17**, 1-61.
- IKEYA, M. and OHMURA, K., 1983 : Comparison of ESR ages of corals from marine terraces with ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages. *Earth Planet. Sci. Letters*, **65**, 34-38.
- , 1984 : Electron spin resonance. in M. R. ZIMMERMAN and J. L. ANGEL (eds) *Dating and Age Determination of Biological Materials*, 59-125, Croom Helm Ltd.
- JAMES, N. P., MOUNTJOY, E. W. and OMURA, A., 1971 : An Early Wisconsin reef terrace at Barbados, West Indies, and its climatic implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 2011-2018.
- KAUFMAN, A. and BROECKER, W. S., 1965 : Comparison of Th^{230} and C^{14} ages for carbonate materials from Lake Lahontan and Bonneville. *Jour. Geophys. Res.*, **70**, 4039-4054.
- KOMURA, K. and SAKANOE, M., 1967 : Studies on the dating methods for Quaternary samples by natural alpha-radioactive nuclides. *Sci. Rep., Kanazawa Univ.*, **12**, 21-66.
- 小西健二, 1967 : 太平洋域周縁礁性石灰岩の年代測定と地殻変動率—生物源炭酸塩中の天然 α 放射性核種による過去 15 万年までの適用—. 第四紀研究, **6**, 207-223.
- KONISHI, K., SCHLANGER, S. O. and OMURA, A., 1970 : Neotectonic rates in the Central Ryukyu Islands derived from ^{230}Th coral ages. *Marine Geol.*, **9**, 225-240.
- , 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.*, **2**, 595-613.
- 小西健二, 1980 : 隆起サンゴ礁からみた最終間氷期以降のアジア・フィリピン海プレート境界付近の地史. 第四紀研究, **18**, 241-250.
- KU, T. L., 1968 : Protactinium-231 method of dating coral from Barbados Island. *Jour. Geophys. Res.*, **73**, 2271-2276.
- , KNAUSS, K. G. and MATHIEU, G. G., 1977 : Uranium in open ocean : concentration and isotopic composition. *Deep-Sea Res.*, **24**, 1005-1017.
- MESOLELLA, K. J., MATTHEWS, R. K., BROECKER, W. S. and THURBER, D. L., 1969 : The astronomical theory of climatic change : Barbados data. *Jour. Geol.*, **77**, 250-274.
- 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). 東北大学地質古生物研報. no. 63, 1-39.
- 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). 同上. no. 68, 1-17.
- 大村明雄・小西健二, 1970 : 化石サンゴの示す見掛けのイオニウム年令の評価. 地質雑, **76**, 389-397.
- OMURA, A., 1976 : Thorium and protactinium isotopes in some present-day hermatypic corals and their implications to dating. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan.*, N. S., no. 101, 271-290.
- 大村明雄, 1982 : Uranium-Series Intercomparison Project (USIP) の活動について. 化石, no. 32, 39-47.
- OMURA, A., 1983 : Uranium-series ages of some solitary corals from the Riukiu Limestone on the Kikaijima, Ryukyu islands. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 130, 117-122.
- , 1984 : Uranium-series age of the Riukiu Limestone on Hateruma Island, Southwestern Ryukyus. *Ibid.* N. S., no. 135, 415-426.
- , TSUJI, Y., OHMURA, K. and SAKURAMOTO, Y., 1985 : New data on uranium-series ages of hermatypic corals from the Pleistocene limestone on Kikai, Ryukyu Islands. *Ibid.*, N. S., no. 139, 196-205.
- 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., HORI, N. and OMURA, A., 1982 : Age and

- deformation of marine terraces of Hateruma Island, Southwestern Japan. *Abstract of XI INQUA Congress, Moscow*, **2**, 232.
- SCHLANGER, S. O. and KONISHI, K., 1966 : Contrasting bryozoa content of Plio-Pleistocene to present-day carbonates from Guam, Mariana Islands., and Kikai-jima, Ryukyu Islands, and its regional implications. *Abstract of Papers, Proc. of the 11th Pacific Science Congress, Tokyo*, **4**, 35.
- THURBER, D. L., 1962 : Anomalous $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in nature. *Jour. Geophys. Res.*, **67**, 4518-4520.
- . BROECKER, W. S., BLANCHARD, R. L. and POTRATZ, H. A., 1965 : Uranium series ages of Pacific atoll coral. *Science*, **149**, 55-58.
- VALLENTINE, J. W. and VEEH, H. H., 1969 : Radiometric ages of Pleistocene terraces from San Nicolas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 1415-1418.
- VEEH, H. H., 1966 : $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$ and $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ ages of Pleistocene high sea level stand. *Jour. Geophys. Res.*, **71**, 3379-3386.
-