北大東島産サンゴ化石の ESR 年代とその検討

木庭元晴* 田村誠* 貝柄徹*
池田すみ子** 太田陽子*** 大村明雄****
河名俊男*****

Electron Spin Resonance Coral Ages Obtained from a Raised Atoll, Kita-Daito Island, in the North Philippine Sea

Motoharu KOBAYASHI*, Makoto TAMURA*, Toru KAIGARA*,
Sumiko IKEDA**, Yoko OTA***, Akio OMURA****
and Toshio KAWANA*****

Abstract

Pleistocene corals have been successfully dated by the electron spin resonance (ESR) method among various geologic materials, however, this method even for corals has not been established yet. The ESR dating is controlled by following factors: pretreatment of samples, dose rates of artificial gamma irradiation, uranium concentrations in the samples, regression methods of total doses, and methods for calculating ESR dates from total doses. These methods are discussed in this paper.

The present study shows that the total dose of a fossil coral generated at the higher dose rate of artificial gamma irradiation is larger than at the lower one. The total dose at a dose rate of 10 kR/hr was about 4 times as large as the one at 1 kR/hr for the last interglacial corals. The gamma doses—ESR intensities data produced by the so-called additive dose method are regressed into a saturation curve or a straight line using the program made by M. Koba. This can choose the most adequate curve by the iteration method. ESR ages are calculated using the program of M. Ikeya revised by M. Koba which does not presume radioactive equilibria in the processes of decay.

Two raised atolls, Kita-Daito and Minami-Daito Islands, are situated nearly at lat. 26°N and long. 131°E in the Philippine Sea. They are almost entirely composed of the Daito Dolostone originated from coral reefs, and have small raised fissure deposits and reefs of the late Pleistocene time at a few places. Both allochthonous and autochthonous corals were dated by the ESR,

* 関西大学文学部地理学教室

** 大阪大学理学部物理学教室

*** 横浜国立大学教育学部地理学教室

**** 金沢大学理学部地学教室

***** 琉球大学教育学部地理学教室

* Department of Geography, Kansai University

** Department of Physics, Osaka University

*** Department of Geography, Yokohama National University

**** Department of Earth Sciences, Kanazawa University

***** Department of Geography, University of the Ryukyus

the $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (Omura *et al.*, this issue) and the $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ methods (Kawana *et al.*, this issue).

^{238}U concentrations of the common coral samples were obtained by the radioactivation analysis which the present authors used, the alpha spectrometry (Omura *et al.*, this issue), and the gamma non-destructive spectrometry (Kawana *et al.*, this issue). The 12 paired results of the former two methods demonstrate a correlation of 0.831. The 8 paired data by the radioactivation analysis and the gamma non-destructive spectrometry show a correlation of 0.211. The ESR and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods for the six powdered coral samples give us the concordant dates almost within one standard deviation. The average dates of ESR and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ are 119,700 and 115,500 yr B. P., respectively.

11 corals were collected at a small ($2 \times 3 \text{ m}^2$) outcrop of late Pleistocene limestone in the eastern coast of Kita-Daito Island, checking carefully their stratigraphic relations. The stratigraphically upper samples show the younger ESR dates comparing with the lower. The shoreline of the last interglacial time is estimated to have been situated at 11 m above sea level here.

Finely recrystallized 100 % dolomitic corals were collected from the top surface, 45 m above sea level, of the atoll ring of Kita-Daito Island. Their corals are dated *ca.* 4.6 million years ago by the ESR method. The uplift rate of Kita-Daito Island since 4.6 million years ago was estimated less than 0.01 m/kyr assuming that the present sea level did not move.

Although every calcitic coral converted from an aragonitic coral shows dull ESR spectra on a warping base level, these dolomitic corals showed clear ESR spectra on a straight base level. ESR spectra of a dolomitic coral resemble the ones of an aragonitic coral. It was introduced that signal C, whose *g* value was identical with one of an aragonitic coral, could be used for the dating of the dolomitic corals. The dip-depth of signal C from the base level, so-called signal C/2, was used as an ESR intensity for the dating of dolomitic corals, because it was found that signal C/2 was more difficult to saturate than signal C. Their uranium concentrations were very low owing to leaching, therefore the lower limit of the ESR method was extended considerably.

I. はじめに

南・北大東島の隆起サンゴ礁から見た地殻変動に関する研究の成果は本号の太田ほか (1991) に譲り, ここでは隆起サンゴ礁を構成する第四紀後期サンゴ化石の電子スピン共鳴 (ESR) 年代を示し, その年代学的な検討を行なう。南・北大東島の第四紀後期の原地性隆起サンゴ礁石灰岩は, 両島とも数カ所に分布が限られており, 大東苦灰岩の礁岩体の造礁構造に基づく剝離面上に層厚数 m でのる。両島の大東苦灰岩体には隆起に伴う特有の多数の断裂が生じており, この断裂を埋めるように異地性のサンゴ礫層が堆積している。年代測定試料は原地性の隆起サンゴ礁石灰岩および異地

性のサンゴ礫層である。年代測定試料の多くは本号の太田ほか (1991), 河名ほか (1991), 大村ほか (1991) に記述されたものと一致している。

ESR 年代測定法は未だいくつかの問題を抱えている。本稿では最近わかった問題点を示し, これに対応する測定条件を提示した。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法 (本号の大村ほか, 1991), $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 法 (本号の河名ほか, 1991), ESR 法いずれにとっても ^{238}U 濃度は最も重要な年代因子であるので, それぞれの方法で求められた ^{238}U 濃度値の比較を行なった。年代測定法の比較をするために, 同一試料の年代を比較した。ESR 年代の信頼性を検討するため, 北大東島の更新世後期サンゴ礁の ESR 年

代と層序の関係を論じた。さらに北大東島に認められる大東苦灰岩の ESR 年代を求めた。

Koba *et al.* (1987) は、南大東島の更新世後期サンゴ礁および大東苦灰岩の ESR 年代を求めて、南大東島の地殻変動を論じた。その際に、サンゴ化石中の放射性核種濃度を求めておらず、さらに ESR 年代測定法の諸問題を残していたため、この最終間氷期相当層に対して 1 万年程度の誤差を伴っていた。本報告ではこれらの問題をほぼ解決している。

II. 研究方法

電子スピン共鳴 (ESR) 年代測定法は、35 万年前より若い試料については $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法と比べて年代精度が低い。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法による年代測定では Barbados III, II, I の各ステージを区別できる、すなわちおよそ 10 万年前を 1 万年オーダーで識別することができるとされているが (Broecker *et al.*, 1968), ESR 法はそこまでの精度を持たない。ESR 法の最大の特徴は測定できる年代域が広いことで、有効範囲は数万年前から 200 万年前あるいはそれ以上に及ぶ。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法で測定できる年代は約 35 万年前までで、複雑な化学処理が不可欠であるのに対し、ESR 法は非破壊法に属し、前処理も比較的容易である。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代は、 ^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th の濃度に直接依存するため、数パーセントの試料の変質によって真の放射年代から大きくずれる可能性がある。これに対し、ESR 法は基本的には物理的な放射線損傷を数えるため、試料の変質に対し年代のずれは比較的小さい。以下に測定値の信頼性の点で不可欠な測定手順について述べる。

1) 年代測定試料の評価と作成

本研究の年代測定試料はすべて造礁サンゴ骨格で、これは当初アラレ石からなる。サンゴの死後、アラレ石は時間の経過と共に物理化学的により安定な方解石に変質する。しかし、南・北大東島の更新世後期サンゴ骨格には試料のクリーニングの後でも苦灰石を数パーセント含むものもある。これは南・北大東島がほとんどサンゴ礁起源の苦灰岩からなっていることと関連があろう。各試料の

クリーニング後の鉱物組成は、粉末 X 線回折法によって確かめている。

一般に ESR 年代を得るためには、測定対象試料の放射線環境の評価が必要である。放射線は試料内部および試料の周囲 20~30cm に及ぶ範囲の外部の放射性核種の濃度と、宇宙線の寄与を評価する必要がある。そのため試料が十分に得られる所では、サンゴ化石の群体の大きさが直径 60cm 以上のものを選び、中央部から採取するように心がけた。サンゴ化石中には ^{232}Th や ^{40}K は 0.1 ppm オーダーでは含まれておらず、放射性核種起源の放射線はウラン系列のみによるものと考えて良い。地表から数 m 離れたサンゴ化石の周辺は他のサンゴ化石などの石灰岩からなり、採取した年代試料の周囲 30cm のウラン濃度は、採取試料のウラン濃度と同一と考えても大きな齟齬は無いであろう。無限体系モデル (池谷, 1987) はこのような考え方に基づいたものであり、本研究でもこのモデルを使用している。サンゴ骨格中のウラン濃度は莖、莖間で異なり、莖内部でも莖壁、隔壁で異なる。それゆえ、年代試料は少なくともこぶし大のものをまとめて粉碎し、四分法で得た粉末を種々の測定対象試料にした。

年代測定試料のクリーニングは、強い太陽光のもとで注意深く肉眼で行なった。試料の粉碎に際しては、放射線損傷を回復させないように軽く打ち崩すだけに止めた。その後篩別し、500~250 μm の粒径の試料のみを抽出した。粉碎時に試料粒子の表面の放射線損傷が回復する可能性があるため、この篩別試料を 0.1 規定希塩酸溶液のもとで超音波洗浄した。一連の ESR 測定では、試料管の個体差からくる誤差を避けるため同一の試料管を使用し、この試料管を空洞共振器に挿入する際、試料管がマイクロ波発振器に対し同一方向に向くようにした。

ESR 強度の測定試料として 500~250 μm の粒径幅を選んだ理由は、この幅で ESR 強度が最も高い、すなわち損傷の回復が最も少ないと考えたためである (Koba *et al.*, 1985)。しかしながら ^{238}U 濃度のサンゴ化石中での分布や、ESR 測定時の試料の密度効果の問題などがあり、この点に

図 1 北大東島産サンゴ化石の ESR スペクトル

左図：最終間氷期サンゴ化石（アラレ石）

右図：大東苦灰岩サンゴ化石（苦灰石）

いずれも未照射試料 1 点と ^{60}Co による γ 線照射試料 9 点の ESR スペクトルを示す。各スペクトルの右横に示した値は吸収線量である。

Fig. 1 ESR spectra of a non irradiated and 9 steps-irradiated fossil corals collected from Kita-Daito Island

left: an aragonitic coral of the last interglacial coral reef.

right: a dolomitic coral of the Daito Dolostone.

Figures beside the spectra of each step show absorbed doses produced by ^{60}Co .

については別に稿を改めて論ずる。

ESR 試料管に入れる試料量は 400 mg である。サンゴ試料によって密度が異なるが、この重量だと試料がマイクロ波の通過域に常に含まれ、さらにたとえ 50mg の試料測定誤差があっても ESR 強度に変動が見られない。

2) γ 線照射

総被曝線量を求めるために、 ^{60}Co を線源にし

て γ 線照射を実施する（池谷，1987）。照射試料数は一つの化石試料につき 9 点で、未照射試料を入れると 400mg の ESR 測定試料は 1 化石試料当たり 10 点となる。ここで報告した北大東島の更新世後期の化石サンゴ試料（表 3）の場合、吸収照射線量は 5, 10, 20, 40, 60, 80, 100, 150, 200Gy である。吸収線量率は 10Gy/hr である。未照射試料を含めた 10 点の ESR スペクトルを図

1に示す。図1左の試料は最終間氷期のアラレ石サンゴ化石で、図1右の試料は苦灰石からなるサンゴ化石である。

自然放射線の線量率は、地域や試料にもよるが一般には 1.5mGy/yr 以下で γ 線線量率 10Gy/hr と比較しても1億3千万分の1である。通常使用されている強度の ^{60}Co 線源で試料に γ 線を照射する場合、 5Gy/hr の線量率まで下げると高い精度のデータを得ることが難しくなる。 10Gy/hr が精度的に適切な吸収線量率の最低値であり、筆者らは一貫してこの吸収線量率で γ 線照射をしてきた。本報告で初めて示すが、照射線量率（または吸収線量率）を変えると、同一化石試料で異なる総被曝線量が得られる。

照射線量率によって総被曝線量がどの程度変わるかを図2に示す。横軸において原点より右側は人為的な γ 線照射線量 (kR) を示し、累加線量 30kR の部分を破線で示す。 10kR/hr の曲線は 1kR/hr の曲線に比べて、同一の累加線量に対して ESR 強度が低く、急激に勾配を減じ、その結果横軸との交点の絶対値、すなわち総被曝線量が4倍近くになっている。 10kR/hr による ESR 年代は、 1kR/hr によるものに比べて4倍近く古くなってしまうのである。研究者によっては、 $10,000\text{Gy/hr}$ で照射しており、総被曝線量が極めて過大評価されることになる。それゆえ照射（吸収）線量率は、国際的に統一する必要がある。ここで述べた ESR 強度とは、年代測定に使用可能な信号 C/2 の強度であり、次節で述べる。線量率と総被曝線量の詳細な実験結果は別報に示す。

^{60}Co による γ 線照射の際に二次電子平衡をとるため、実験には密度 1.19g/cm^3 、厚さ 3mm のアクリル板（メタクリル樹脂板）を照射試料の前後に使用した。照射強度の分布の均質性を保つために試料を貼ったアクリル板の大きさを最大横幅 14cm 、最大縦幅 21cm とした（木庭ほか、1990）。

3) ESR スペクトルの測定

未変質の化石サンゴ骨格はアラレ石からなる。大村ほか（1981）、木庭・中田（1981）、Ikeya and Ohmura（1983）などが示したように、このアラレ石の粉末には $g=2,000$ 付近に A、B、C（C/

図2 照射線量率の違いによる回帰曲線のずれ
この試料は南大東島海軍棒産最終間氷期サンゴ礁層中の原地性100%アラレ石サンゴ試料である。○は 10kR/hr の ^{60}Co 線量率 ●は 1kR/hr の ^{60}Co 線量率による累加照射線量に対する信号 C/2 の強度で、未照射点は両線量率に共通であり、○で示す。線量率 10kR/hr で得られた成長曲線による総被曝線量は TD_{10} 、線量率 1kR/hr に対しては TD_1 の交点に対応している。

Fig. 2 Two different saturation curves produced by two different ^{60}Co -irradiation rates

This sample is an autochthonous aragonitic coral collected from Kaigunbo in Minami-Daito Island. ○: data at the 10kR/hr irradiation rate and a non irradiated datum, ●: data at the 1kR/hr irradiation rate, TD_{10} : a total dose obtained at the 10kR/hr irradiation rate, TD_1 : a total dose obtained at the 1kR/hr irradiated rate

2), D という4つの信号があり（図3上部、横軸は磁場）、年代測定には従来信号 C（C/2）が使われてきた。信号 C/2 は、信号 C のディップの基準面からの深さの便宜上の名であり、図3上部に破線で示している。信号 B、C（C/2）、D の強度は古い試料ほど大きく、これらの信号は年代測定に使用できる。このうち信号 C/2 は信号 B、C に比べて飽和しにくく、信号 D よりはるかに信号強度が大きい。信号 C の低磁場付近および信号 B、D には複数の信号が重なっているのに対し、信号 C/2 付近にはこのような現象が見られない（木庭ほか、1990）。

マイクロ波は 9GHz （X-バンド）を使用し、その磁場強度は 336mT で、さらに 100kHz の弱い交流磁場が印加される（池谷、1987）。測定電力

は1 mW または10mW, 微分幅は0.1mT, 反応速度は最大, 掃引時間は8分としている。この掃引の磁場幅は Mn^{2+} の中央2本の hfs 線が入る領域で, およそ 336 ± 5 mT である。増幅強度は最大照射試料のスペクトルが記録紙一杯に入るよう設定した。同一の化石試料は同一の測定条件で測定した。スペクトル強度の変化が大きく増幅強度を統一できない場合には, マンガンマーカースを使用して補正した。

4) 総被曝線量の決定

総被曝線量 (TD) を求める際の回帰曲線の選定と, 曲線回帰誤差については現在まで議論されることが無かった。しかし, この段階での恣意的操作は致命的で, 試料によっては2倍近い年代差が生ずる。従来の研究で使用されてきた曲線は, 直線, 飽和曲線, 二次曲線であるが, それを使用するに当たっての根拠や誤差は論文中には全く示されていない。このような状況の中で, TD 計算 (シミュレーション処理) のプログラムを木庭 (1991) は作成した。少なくとも炭酸塩鉱物, おそらくすべての ESR 年代測定試料について, γ 線照射線量と ESR 信号強度の関係は照射量が十分に大きいと飽和曲線に回帰することができるはずである。現成サンゴに人為的に γ 線を照射していくと, ESR 強度の増加速度は指数関数的に減衰していく。すなわち飽和曲線に回帰できる。二次曲線に回帰する立場もあるが, 統計学的に見て適合率は飽和曲線と比べると明らかに低くなっている。

回帰曲線の選定は, 決定係数の大小と F 検定によって行なう。一般に20万年前までの比較的若い

試料は直線に戻ることができることが多い。低い線量の部分の照射点数を相対的に多くすることによって, 回帰曲線の選択をより信頼のできるものに行うことができる。回帰例を図4に示す。これは137,000年前 (表3) の年代を示したもので, 5% F限界

図3 北大東島産サンゴ化石の未照射および最大照射試料の ESR スペクトル

(上) 最終間氷期のアラレ石サンゴ

(下) 大東苦灰岩の苦灰石サンゴ

図中の点線はアラレ石サンゴの信号Bの上縁, 下縁, 信号Cの上縁を示す。

Fig. 3 ESR spectra of non- and maximum-irradiated fossil corals collected from Kita-Daito Island above: an aragonitic coral of the last interglacial below: a dolomitic coral of the Daito Dolostone Longitudinal dotted lines correspond to the upper and lower edges of signal B, and the upper edge of signal C in an aragonitic coral.

値5.223に対し、F値は飽和曲線4528, 直線7369, 決定係数は飽和曲線0.998, 直線0.999であり, 回帰曲線として直線を採用している。1標準偏差分の誤差も飽和曲線への回帰に比べて直線回帰の方が小さくなっている(表3)。ちなみに, 飽和曲線へ回帰した場合の総被曝線量は $90.62 \pm 5.2 / -5.5$ Gyである。

5) ^{238}U 濃度の定量

^{238}U 濃度は放射化分析法によって求めた。 ^{238}U のピークのうち, 最も信頼できるエネルギー値は

図4 最終間氷期のサンゴ化石(871116-ESR 5)の最小自乗法による最適の回帰曲線(直線)と総被曝線量(TD)

Fig. 4 A least squares best fit line to determine the TD for the last interglacial coral, 871116-ESR 5

An intersection of a regressed line and an abscissa indicates the total dose (TD) of this sample.

277.5keVであり, 熱中性子照射の後の冷却時間は8時間が適当である(田村ほか, 1989)。 ^{239}U の標準試料として ^{60}Co および ^{238}U 溶液を使用している。 ^{232}Th 濃度も測定したが, 検出されても0.01ppm以下でトリウム系列による欠陥形成は考える必要がない。

放射化分析法による ^{238}U 濃度の定量結果は, α スペクトル法による値(本号の大村ほか, 1991), $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 法による値(本号の河名ほか, 1991)より少なめに出ている。3方法の共通試料は4個である(表1)。平均値は α 法による値が最も高く, 放射化分析値が最も低い。両者の分析値の相関は0.99と高く, α 法と $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 法の相関は0.85と相対的に低くなっている。放射化分析値(R)と α 法による値(A)に関しては12個の共通試料があり,

$$A = 1.368R - 0.316, \text{ 相関係数 } 0.831$$

放射化分析値と $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 法(M)による値に関しては8個の共通試料があり,

$$M = 0.328R + 1.892, \text{ 相関係数 } 0.211$$

$^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 法による値と α 法による値には10個の共通試料があり,

$$A = 0.937M + 0.428, \text{ 相関係数 } 0.753$$

となっている。

^{238}U の定量値は, このように α 法による測定値と放射化分析法による測定値の間で相関が高い。 ^{238}U 濃度の定量はESR法, この二つのウラン系列の年代測定法のいずれにとっても基本的な問題である。筆者らの定量法と α 法による測定値の系統的なずれの原因は前処理の違いにあり, この点についても別報で詳しく述べる。

表1 共通のサンゴ化石4試料の α 線分光法, 放射化分析法, 非破壊 γ 線分析法による ^{238}U 濃度の比較

Table 1 Comparison of ^{238}U concentrations of the same 4 corals measured by the γ non-destructive and α spectroscopies, and the radio activation analysis

Method	Samples collected from Loc. S-1*				Average	Standard deviation
	I*	J*	L*	T*		
α spectro.	3.660	2.440	2.720	2.760	2.895	0.53
γ non-destr.	2.920	1.920	2.650	2.320	2.453	0.43
radioactivat.	2.831	2.076	2.165	2.215	2.322	0.34

* Each locality is shown in Fig. 7 of Ota et al. (1991).

6) ESR 年代の決定

総被曝線量から ESR 年代を決定する方法は、基本的にはウラン系列の年代測定法と熱ルミネッセンス法の成果に基づいている。ウラン系列の放射非平衡モデルで線量評価を試みたのは Wintle (1978) である。ESR 法でこの非平衡モデル、すなわち遅れて生ずる ^{230}Th の効果を放射平衡の場合から補正したモデルを使用したのは Ikeya and Ohmura (1983) が最初である。その後、木庭 (1990) は Wintle (1978), Ikeya and Ohmura (1983) を参考に、ウラン系列の各放射壊変過程間の平衡を仮定しないモデルに基づく繰り返し計算のプログラムを作成した。各壊変過程内での放出エネルギー値は Nambi and Aitken (1986) の値を使用している。

本報告で使ったプログラムのパラメータを次に示す。 ^{230}Th および ^{226}Ra の初期取り込み量は、 ^{238}U 濃度に対してそれぞれ 0.017, 0.027 の比率を採用している。 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ の初期取り込み比については $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定法では国際的にゼロとしており (大村, 1988), ESR 年代測定でも Radtke *et al.* (1988) などはゼロと考えている。しかしながら、琉球列島から採取された数 10 個の現成サンゴの測定平均値は 0.017 となっている (Omura, 1976)。 $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ の初期取り込み比については、Komura *et al.* (1978) は従来の現成サンゴの測定結果から 0.015 を採用したが、その後小村 (1982) は 0.027 に変更した。この値は現成サンゴを年輪単位で測定した値に基づいており、海水中の ^{226}Ra と Ca 比から推定される期待値にほぼ一致している。小村 (1982) の表 5 によれば、 ^{14}C 年代値と $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 年代値が近づくためには、 ^{230}Th および ^{226}Ra の初期取り込み値はゼロでない方がよい。ただし最終間氷期相当層より古い試料では、 ^{230}Th および ^{226}Ra 初期取り込み量の年代値に対する効果は他の誤差に隠れてしまう。

$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比の初期値は 1.15 を採用している。Sugimura and Mayeda (1980) は世界の海洋を広域に亘って調べ、 1.14 ± 0.04 の値を得ているが、この報告でも指摘されているように海洋生物中の比は必ずしもこれと一致しない。Thurber (1962)

は現成サンゴのこの比を求め、1.15 を得ている。この値は年代計算に一般に使用されている。Omura (1976) も琉球列島の現成サンゴ骨格から同様の値を得ている。

ESR 年代測定法で、 α 線の欠陥生成効率とラドンの消失率の問題は最も重要で、この値如何で年代は最終間氷期の試料で数万年は動く。ラドンおよび他のいくつかの核種の移動は、 γ 線分析法の測定値からある程度推定することが可能である。

^{235}U 系列のラドン (^{219}Rn) の消失は考慮していない。なぜならこの半減期は 3.96s と短く、消失が考えにくいからである (Nambi and Aitken, 1986)。 α 線の欠陥生成効率は、Ikeya and Ohmura (1983) によって $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代などとの一致・対応から 0.15 が提唱されたが、バルバドス島の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代との比較からは、0.055 ~ 0.0715 (平均 0.06) となる (Koba *et al.*, 1987)。Radtke *et al.* (1988) もまた、 ^{241}Am を使ってバルバドス島の化石サンゴ 5 個の値 0.06 ± 0.01 を得た。そのためここでは 0.06 を採用している。

III. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代と ESR 年代との比較

更新世後期から中期にかけての年代軸は、現在 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代で刻まれている。それゆえこの年代と ESR 年代を比較する意味は大きい。表 2 は木庭ほかが 1985 年、1986 年に南大東島、北大東島で採取し ESR 年代を得た試料の同一粉末を、岩田 (金沢大学理学部大学院)・大村が $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法によって測定した結果である。

この表には ^{238}U の濃度を、岩田が α スペクトル法によって求めたものと、放射化分析法によって木庭ほか求めたものの 2 種類を示している。ESR 年代は放射化分析法による ^{238}U 濃度測定値を使用している。 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代 (I) の平均値は 115,500 年、ESR 年代 (E) のそれは 119,700 年で、平均値に有意な差は無い。両者の関係は、 $I = 0.707E + 30.845$, 相関係数 0.764 である (図 5)。ESR 年代が多少古くなる傾向があるが、ほぼ一致していると考えて良いだろう。 α 法によるウラン濃度で ESR 年代を求めると、この逆になる。ちなみに $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代が 105,000 年前と

表 2 同一粉末サンゴ化石試料の ESR 年代と $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代の比較
Table 2 Comparison of ESR and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of the same powder samples¹⁾

Locality ²⁾	Sample name ESR ²³⁰ Th/ ²³⁴ U	Coral species auto. or allo.	²³⁸ U ³⁾ [ppm]		TD ⁴⁾ [Gy]	ESR age [ka]	²³⁰ Th/ ²³⁴ U age [ka]
			A. S.	R. A.			
Kita-Daito Island							
N-2-d	KD-ESR-1 (HI-12)	<i>Cyphastrea</i> mic. rubble	2.58 ± .04	2.32	69.98+ 4.4 -4.3	112± 5	114±5
N-2- a	KD-ESR-2 (HI-13)	<i>Porites</i> rubble	2.57 ± .05	2.36	67.18+13.2 -15.1	116+16 -19	105±5
N-1-x	KD-ESR-24 (HI-14)	<i>Montipora</i> rubble	3.43 ± .06	(2.75)	85.78+15.9 -18.4	123+15 -19	121±6
Minami-Daito Island							
S-3-A	MD-II-32 (HI-28)	<i>Porites</i> autochthonous	2.73 ± .05	2.10 ± .05	56.97+ 6.0 -6.1	112+ 8 -9	111±5
S-3-X	MD-II-34 (HI-16)	<i>Goniopora lobata</i> autochthonous	3.34 ± .07	2.43 ± .06	83.52+ 9.8 -10.8	132+11 -12	124±7
S-4- a	MD-II-11 (HI-17)	<i>Goniopora lobata</i> rubble	4.17 ± .10	2.95 ± .06	92.14+12.1 -13.9	123+11 -13	116±7

¹⁾ These samples were collected in 1985 and 1986 by M. Koba, H. Nakashima, M. Tamura, H. Kan and S. Ikeda.

²⁾ The localities of N-2-d and N-2-a are shown in Fig. 6 of Ota *et al.* (1991) : Loc. S-3-A is also shown in Fig. 11 of Ota *et al.* (1991) : S-3 is Loc. 2 of Figs. 2 and 3, and S-4 is Loc. 1 of Fig. 2 of Koba *et al.* (1986).

³⁾ A.S. : by alpha spectrometry, R.A. : by radioactivation analysis.

⁴⁾ TD : total dose in Gy.

いう低い値を示す試料 KD-ESR-2 を除いて回帰直線を求めると $I = 0.587E+46,909$ となり、相関係数は 0.878 と高くなり、全散布点が 1 標準偏差の領域に含まれる。

IV. 更新世後期サンゴ化石の ESR 年代

以下に北大東島東岸 N-1 地点の E-F 断面 (図 6) の年代測定結果 (表 3) に関連して述べる。この地域全体の地形・地質学的記載は本号の太田ほか (1991) にある。海岸線に直交する幅・高さ共にわずか数 m の垂直断面で、ESR 法と $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法により計 11 個の年代を得た。図 6 a に N-1 地点の位置、図 6 b に岩層分布、図 6 c に年代測定試料などの位置および年代を示す。

ここでは大東苦灰岩からなる割れ目に、更新世後期のサンゴ礁石灰岩が堆積している。図 6 c に

は更新世後期サンゴ化石試料番号のほかに、説明の都合上、苦灰岩に D1~D6, 更新世後期サンゴ礁性堆積物に L1~L4 の記号を付した。

岩層分布図 (図 6 b) の右半分 (陸側) の岩盤 (図 6 c の D1, D2) は、北大東島を構成する苦灰岩と一体のものであり、左端 (海側、図 6 c の D5, D6) および下部 (D3, D4) のものは基盤岩から離れたブロックとなっている。更新世後期のサンゴ礁石灰岩はこれらのブロックの間を埋めているが、その最下部層は図 6 b の DR とした部分で、他の部分が灰色を呈するのに対し、この部分だけが汚れた茶褐色を呈する。この層は主に大東苦灰岩起源の極めて淘汰の悪い礫からなり、新期のサンゴ礫 *Goniopora* を含む。この礫層は荒天時の打ち上げ堆積物であり、この場所は海面より高位にあったと考えられる。この新期のサンゴ

図5 同一粉末サンゴ化石試料の ESR 年代 (E) と $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代 (I) の比較

実線は回帰直線, 破線は $I = E$ の直線, 点線は回帰直線の 1 標準偏差曲線, データは表 2 に示す。

Fig. 5 The scatter diagram of ESR dates (E) and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates (I) of the same powder samples in Table 2

solid line: a regression line, broken line: $I = E$, dotted curves: error boundaries of 1σ

礫の ESR 年代は 14 万年前となった (図 6 c; 表 3 の 871116-ESR5, 871116-ESR6)。

この礫層はその後, 海食期を経験し, 皮殻状の *Cyphastrea*, *Montipora* の原地性サンゴと皮殻状の石灰藻の堆積期となる。DR の礫層の上面も皮殻状の *Cyphastrea* に結合 (binding) されている (図 6 c の L3)。更新世後期層の陸側半分と共に, N-1 地域全域が広くこのような皮殻状のサンゴや石灰藻に覆われることになる。この時期の原地性サンゴの ESR および $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代は N-1-G で 129,000 年前 (ESR), N-1-H で 130,000 年前 (Th/U), N-1-F で 130,000 年前 (Th/U) が得られており, 最終間氷期高頂期に対応している。

これらの最終間氷期高頂期の年代群で, 層序的には N-1-G 地点が最も古いはずである。しかしながら $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代は 119,000 年前と比較的若い年代が出ている。先の皮殻状サンゴ石灰藻岩の中には, 侵食で丸くなった *Goniopora*, *Pocillopora* などのサンゴ礫が結合 (binding) されている。この ESR 年代は 116,000 年前となった。この年代は, N-1-I 地点の異地性サンゴの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代 119,000 年前とほぼ一致している。

次に, 図 6 b のサンゴ礫層 (R) が堆積する。このサンゴ礫層には, 有孔虫などの砂粒大の充填物が卓越している。N-1-j' 地点の ESR 年代試料は, この図 6 b, c のスケッチの裏側 (南側) から採取したものであるが, このサンゴ礫の ESR 年代は平均 15.6 万年前となった。その値はウラン濃度の評価によっては最大 1 万年程度若くなりうる。これらのサンゴ礫はおそらく当時, 荒天時の波浪などによってもたらされたものと考えられ, 最終間氷期の海進を考える上で興味深い。この礫層をさらに石灰藻 (L2) が結合している。

この断面陸側の海拔 11m 付近には, この最終間氷期高頂期の石灰藻で覆われたノッチ様の水平方向の亀裂があり, この埋め残しに荒天時の波浪によって運ばれたと思われるサンゴ礫層があり (表 3 の N-1-I'), これは約 14 万年前という ESR 年代を示した。したがってこれは上記の円礫層 (図 6 b の R) と同時代のものと見ることができる。

以上の結果から, 次の堆積過程が考えられる。この断面位置に最終間氷期の海進が及ぶ以前の 14 万年前に, 大東苦灰岩を主とする礫層の堆積があった。その後, 13 万年前には急激な海進があり, 原地性礁前縁相が堆積した。この時期がこの海進の高頂期に当たるが, この高さは海拔 11m 付近に及んだ。この造礁規模は極めて貧弱なものであった。そして海退が始まり, 当時の海底に堆積していた高頂期以前の古いサンゴ礫が凹地を埋めたと考えられる。ただしサンゴ礫層の ESR 年代は, 原地性サンゴの年代と比べると精度が落ちる可能性がある。というのも, サンゴ礫の周辺には多量の石灰質砂が充填しており, 前述した無限体系モデルの適用が必ずしも適切ではないと思われるからである。

V. 大東苦灰岩の ESR 年代

南・北大東島のサンゴ礫性堆積物は, ほとんど苦灰石化されている。大東苦灰岩の年代を知るために, 隆起環礁頂部の海拔 45 m から 3 個の原地性サンゴ化石を採取した (表 4)。いずれも直径が 1 m に及ぶものであり, そのほぼ中心から採

表 3 北大東島海水浴場 N-1 地点の E-F 断面の ESR および $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代
Table 3 ESR and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of coral samples of Loc. N-1 in Kita-Daito Island.

Locality*	Sample name ESR $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Elevation [meters above MSL]	Coral genus auto. or allo.	Calcite ratio (%)	^{238}U [ppm]		T D [Gy]	ESR age [ka]	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ age [ka]
					A.S.	R.A.			
N-1-F	87KD-ESR-18 (87-11-14-6 AO323)	5.9	<i>Favia</i> autochthonous	2.65 $\pm .04$					130 $\pm$ 6
-F'	871116-ESR5 (87-11-16-1-B)	5.6	<i>Goniopora</i> rubble	1.3		2.77 $\pm .06$	100.09+ 4.3 - 4.6	137+ 4 - 5	
-F'	871116-ESR6	5.6	<i>Goniopora etc.</i> rubble	0		2.54 $\pm .05$	95.99+ 4.9 - 5.1	142 $\pm$ 5	
-G	871114-7 (87-11-14-7 AO321)	6.6	<i>Montipora</i> autochthonous	8.8 $\pm .05$	3.32 $\pm .05$	3.08 $\pm .09$	102.26+ 6.2 - 6.7	129+ 5 - 6	119 $\pm$ 5
-G'	871114-7'	6.5	<i>Goniopora</i> rubble	0		2.12 $\pm .05$	60.14+ 5.8 - 5.5	116+ 7 - 8	
-H	87KD-ESR-19 (87-11-14-8 AO320)	7.1	<i>Cyphastrea</i> autochthonous	2.66 $\pm .05$					130 $\pm$ 6
-I	87KD-ESR-21 (87-11-14-9 AO322)	8.1	<i>Cyphastrea</i> allochthonous	3.52 $\pm .06$					119 $\pm$ 5
-I'	871115-Sp. ESR2	11.1	<i>Goniopora</i> rubble	0.1		2.29 $\pm .05$	89.48+ 8.2 - 9.1	145+ 9 - 11	
-j'	871116-ESR1	ca. 6.6	<i>Porites</i> rubble	0		2.45 $\pm .05$	97.21 $\pm$ 2.3 - 4	148+ 1 - 4	
-j'	871116-ESR2	ca. 6.6	<i>Porites</i> rubble	0		2.08 $\pm .05$	96.69+ 7.9 - 8.7	164+ 10 - 11	
-j'	871116-ESR3	ca. 6.6	<i>Goniopora</i> rubble	0		2.11 $\pm .05$	91.49+ 9.9 - 11.3	156+ 12 - 14	

* Each locality is shown in Fig. 6c except N-1-I'.

取しており、無限体系モデルを適用できる。粉末 X線回折によってこれらは 100 %の苦灰石からなることが確認されている。エックス線回折図の一例を図 7 に示す。 $2\theta=20\sim 50^\circ$ の範囲すべてのピークが苦灰石のもので、強度比も適切である。年代を求めたサンゴ試料はいずれも表面の莢、隔壁などの外形をよく保存しているが、割ると内部は苦灰石結晶が細かく充填している。

方解石化したサンゴ化石では、ESR スペクトルの基準線は大きく上に凸に湾曲する。この湾曲した基準線の上に各信号が載っており、仮に ESR 強度をチャート上で測定できてもその評価は

難しい。苦灰石サンゴ粉末の ESR スペクトルの基準線はアラレ石粉末と同様直線であり、各信号も明瞭である (図 1 右, 図 3 下部)。ただアラレ石の ESR 信号が、明瞭な 4 つの信号 A, B, C, D を持つのに対し (図 1 左, 図 3 上部), 苦灰石の信号 B, C の分化は明瞭ではない (図 1 左, 図 3 下部) という特徴がある。一方、アラレ石の信号 B, C の間には不明瞭ではあるが、一つの信号 (仮に信号 B/C とする) が認められる (図 3 上部)。これは苦灰石の未照射試料では明瞭な山型を示す (図 3 下部)。

^{60}Co 未照射苦灰石試料のアラレ石での信号 B

図 6 北大東島海水浴場 N-1 地点の E—F 断面

- a. E—F 断面位置
b. サンゴ化石などの分布
ACM: 原地性皮殻状 *Cyphastrea*, *Porites*, 石灰藻互層, Mo: 原地性皮殻状 *Porites*, Fa: 原地性 *Favia*, Al: 原地性皮殻状石灰藻, Po: *Pocillopora* 礫, Gp: *Goniopora* 礫, Cy: 原地性皮殻状 *Cyphastrea*, DR: 新期のサンゴ礫を含む大東苦灰岩礫層, R: 大東苦灰岩礫を含まないサンゴ礫層
c. 年代測定試料の分布と年代
年代の後ろの () 内に示された ESR, Th/U はそれぞれ ESR 年代, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代であることを示す。図中の L1~L4, D1~D6 はそれぞれ 更新世後期サンゴ石灰岩および大東苦灰岩についての説明の都合上の地点名である。

Fig. 6 Stratigraphy at Profile E-F of Loc. N-1 near Kita-Daito Island Airfield

- a. Location of profile E-F
b. Coral facies
ACM: autochthonous alternations of encrusting *Cyphastrea*, *Montipora* and algae, Mo: autochthonous encrusting *Montipora*, Fa: autochthonous *Favia*, Al: autochthonous encrusting calcareous algae, Po: *Pocilloporan* rubbles, Gp: *Gonioporan* rubbles, Cy: autochthonous encrusting *Cyphastrea*, DR: the Daito Dolostone's gravels with new coral rubbles, R: new coral rubbles without the Daito Dolostone's gravels
c. Collecting sites and ESR and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates.

L1 to L4 and D1 to D6 are respectively point-numbers of the late Pleistocene coral reefs and the Daito Dolostone for description.

の上縁と下縁に対応する部分の吸収量の差はほとんど無く、むしろその中で逆転しているように見える。人為的 γ 線照射によって信号Bは形成されるが、これは未照射試料には認められないことから、年代評価に使えない。信号Aは人為的な γ 線照射によって、アラレ石と同様、むしろ信号の上縁と下縁の差は減少していく。信号Dは照射量が小さい試料では信号強度を求めることができない。

アラレ石という信号Cの上縁は苦灰石では肩の縁に対応している (図3)。この部分は視覚的に認めにくい、磁場で特定することができる。それゆえこの点と信号C下縁との ESR 強度差を苦灰石の信号Cの強度とする。一方 ESR スペクトルの基準面からディップ底まで垂直に下ろした足の長さをアラレ石と同様、苦灰石の信号 C/2 の強度とする。

図 7 苦灰石サンゴ (KD-ESR-12) の粉末エックス線回折図

Fig. 7 X-ray diffractogram of the powder of a finely recrystallized dolomitic coral, KD-ESR-12

表 4 北大東島産大東苦灰岩中の苦灰石サンゴ化石の ESR 年代

Table 4 ESR dates of finely recrystallized dolomitic autochthonous corals of the Daito Dolostone in Kita-Daito Island.

Locality & sample name	Elevation [m]	Coral genus & size [cm in diameter × thickness]	Dolomite ratio (%)	TD [Gy]	ESR minimum date* [ka]
KD-ESR-12	ca. 45	<i>Goniastrea</i> , hemis. 120×100	100	1136+115 -140	4807+482 -588
KD-ESR-13	ca. 45	<i>Porites</i> , hemis. 100×100	100	858+ 69 - 80	3641+289 -336
KD-ESR-14	ca. 45	<i>Porites</i> , hemis. 120×120	100	1244+111 -131	5260+466 -549

* Calculated using an average value, 0.550 ± 0.180 , of ^{238}U concentration obtained from 4 dolomitic corals of Minami-Daito Island.

北大東の苦灰石サンゴ粉末の人為的照射試料 9 点と末照射試料 1 点計 10 点の信号 C と信号 C/2 の強度変化を図 8 に示す。信号 C は飽和曲線に回帰され (決定係数 0.963, F 値 209, ただし 5 % 限界値 5.23), 信号 C/2 は直線に回帰することがで

きる (決定係数 0.985, F 値 539, ただし 5 % 限界値 5.23)。直線回帰できる試料の方が分解能は当然高く, より古くまで年代測定が可能であるから, 苦灰石の年代を求めるには信号 C/2 が有効であることがわかる。

図 8 苦灰石サンゴ (KD-ESR-12) の総被曝線量を求めるための回帰曲線

□は信号Cの強度値, ●は信号 C/2の強度値のプロットである。信号Cを使うと飽和曲線に, 信号 C/2では直線に回帰できる。

Fig. 8 Regression curves obtained by using ESR intensities of signals C and C/2 of a dolomitic coral, KD-ESR-12

□ : signal C (regressed into a saturation curve)
● : signal C/2 (regressed into a straight line)

未変質のサンゴ骨格はアラレ石であるが, これは同質異像の方解石に転移し, さらに苦灰石に変質した。苦灰石に変質後現在まで, 放射性核種の移動は無いものと考えて良いであろう。表4の3試料は数 m 以内に分布しているが, 変質に要する時間はサンゴ化石試料によって異なるはずである。しかしながら通説のごとく苦灰石化作用が特定の続成作用の環境で生ずるのであれば, 苦灰石化したサンゴ化石の ESR 年代はある年代幅に集中する可能性がある。この意味でも, 苦灰石化したサンゴ化石の ESR 年代の平均値を得ることは意味があろう。

現成サンゴ骨格中には ESR 年代に影響を与える放射性核種のうち ^{232}Th , ^{40}K は認められない。 ^{238}U は 3 ± 1 ppm 程度含まれ, これが年代測定を可能にする ESR スペクトルを時間の経過と共に成長させる。方解石化, 苦灰石化する過程で, サンゴ骨格中のウランは溶脱する。南大東島の 100% 苦灰石の ^{238}U 濃度はこの溶脱のために

0.550 ± 0.180 ppm と低くなっている。これを使って北大東島の 100% 苦灰石化石の年代を求めると, ESR 年代は平均 457 万年前となる (表 4)。苦灰石化した年代はほぼ 460 万年前ということになる。変質したサンゴ化石では ^{232}Th , ^{40}K が 0.1 ppm オーダーで含まれている可能性が残されており, 年代はこれより多少新しくなるかもしれないが, 試算の結果では 400 万年前まで下がることはない。

南北大東島のサンゴ礁堆積物は上方に累重しており, 更新世後期の小規模の石灰岩を除いて段丘状の堆積物は認められない。年代が得られた試料は背の高い半球状の原地性 *Goniastrea*, *Porites* であり, 琉球列島の現成サンゴ礁のサンゴ分帯では, 深さ 20m から大潮の平均低潮面までに棲息しているものである。当時の海水準資料は無いが, あえて現海水準に一致していたとすると, これらの苦灰石試料は現海面上 45m~65m の海面を示示することになる。

苦灰石年代が得られた付近の最終間氷期の最も高い旧汀線高度は, およそ海拔 10m である。最終間氷期の旧汀線高度については, 最高で現海面より 12m まで高く求める考え方があ。さらに北大東島全域にわたって完新世の高位海水準は全く認められず, 時代が新しくなって隆起速度が早くなったと考える積極的証拠が無い。そのため北大東島の隆起速度を求める上で, 最終間氷期の旧汀線高度を考慮する必要は無いと考えられる。苦灰石の ESR 年代は最小年代であるから, 考えられる最大の隆起速度しか得られないことになる。そこで 45m および 65m を 460 万年で割ると, それぞれ 0.0098m/kyr , 0.014m/kyr の隆起速度を得ることができる。北大東島の隆起速度は 0.01m/kyr より小さいと考えてよいであろう。

VI. おわりに

ESR 年代測定法の測定対象には様々なものがあるが, 更新世サンゴ化石から得られた年代が最も信頼性が高い。ESR 年代を得るためには年間線量率を求める必要がある。例えば貝化石の場合, 貝化石自体とそれを充填する砂泥の年間線量率を

得る必要があり、それらの寄与率を求めなければならない。これに対し、サンゴ礁本体から得られたサンゴ化石は数十cmのオーダーでは均質と考えて良い場合がほとんどで、ウラン系列崩壊の非平衡モデルで比較的簡単に各試料の ^{238}U 濃度から年間線量率を求めることができる(池谷, 1987)。

とはいえ、サンゴ化石のESR年代測定でも、残された問題は多い。それゆえ年代を公表する場合、先の研究方法で述べてきた各測定条件を明らかにしておく必要がある。過去の報告では、ウラン濃度、総被曝線量、使用信号などは公表されてきたが、化石の大きさなどの産状、化石の鉱物組成、 γ 線照射線量率、最大照射量、照射点数、回歸モデル、測定電力、微分幅、ESR年代計算のパラメータなどは明確でない。測定条件などを明確にすることによって、ESR年代値の信頼性は増し、測定条件などに改良が加えられた場合、過去の年代資料を再評価することができるであろう。

謝 辞

現地調査に際しては、沖縄県庁農林課中村倫子、北大東村長(当時)宮城一夫、同村土木課長糸数郁夫、南大東村役場沖山吉人の各氏にご配慮頂いた。粉末X線回折は関西大学工学部青山千彰研究室で、ESR測定は大阪大学の池谷元伺研究室で行なった。ウラン、トリウム定量に際しては京都大学原子炉実験所の原子炉設備、計測設備を利用した(共同利用研究)。この際、高田實彌先生にご指導頂いた。 γ 線の照射は大阪大学産業研究所の池田稔治先生に実施して頂いた。また α スペクトル法による一部の試料に関するウランの定量および $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 法による年代測定は金沢大学理学部大学院生岩田秀樹によるものである。以上の各機関、各氏に心より感謝申し上げる。研究費は主に文部省科学研究費補助金総合研究A(62302062, 代表: 太田陽子)を使用し、一部には平成2年度関西大学学部共同研究費を使用した。

文 献

- Broecker, W. S., Thurber, D. L., Goddard, J., Ku, T. L., Matthews, R. K. and Mesolllella, K. J. (1968): Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science*, **159**, 297-300.
- 池谷元伺 (1987): ESR (電子スピン共鳴) 年代測定。アイオニクス, 210p.
- Ikeya, M. and Ohmura, K. (1983): Comparison of ESR ages of corals at marine terraces with ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages. *Earth. Planet. Sci. Letters*, **65**, 34-38.
- 河名俊男・平良初男・棚原 朗・青木大茂・太田陽子・大村明雄・木庭元晴 (1991): 南・北大東島の後期更新世サンゴ化石の非破壊 γ 線測定による $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 年代。地学雑誌, **100**, 367-377.
- 木庭元晴 (1991): ESR年代測定のための総被曝線量の計算と、年代計算のプログラムの作成。関西大学地理学教室編: 千里ヶ丘の地理。大明堂(印刷中)。
- 木庭元晴・中田 高 (1981): 琉球石灰岩のESR年代測定に関する予備的研究。月刊地球, **3**, 491-498.
- Koba, M., Ikeya, M., Miki, T. and Nakata, T. (1985): ESR ages of the Pleistocene coral reef limestones in the Ryukyu Islands, Japan. *ESR Dating and Dosimetry (Ionics)*, 93-104.
- Koba, M., Tamura, M., Ikeya, M., Miki, T., Kai-gara, T., Nakashima, H. and Kan, H. (1986): Quaternary shorelines and crustal movements on Minamidaito-jima, Northwestern Pacific. In Qin, Y. and Zhao, S. eds.: *Late Quaternary Sea-Level Changes*. 188-198.
- 木庭元晴・貝柄 徹・田村 誠・池田稔治 (1990): サンゴ骨格のESRスペクトルと総被曝線量。月刊地球, **12**, 95-99.
- 小村和久 (1982): 非破壊 γ 法による年代測定。考古学と自然科学, **14**, 1-24.
- Komura, K., Sakanoue, M. and Konishi, K. (1978): Non-destructive $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ dating of corals by γ -spectrometry. *Proc. Japan. Acad.*, **54B**, 505-509.
- Nambi, K. S. V. and Aitken, M. J. (1986): Annual dose conversion factors for TL and ESR dating. *Archaeometry*, **28**, 202-205.
- 大村一夫・辻 喜弘・池谷元伺・末広理絵子 (1981): 化石の総被曝量と放射年代との相関について——電子スピン共鳴による年代測定の可能性の検討——。月刊地球, **3**, 484-490.
- Omura, A. (1976): Thorium and protoactinium isotopes in some present-day hermatypic corals and their implications to dating. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, **101**, 271-290.
- 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・岩田秀樹・太田陽子・木庭元晴・河名俊男 (1991): 南・北大東島産後期更新世サンゴ化石の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代。地学雑誌, **100**, 337-350.
- 太田陽子・大村明雄・木庭元晴・河名俊男・宮内崇裕 (1991): 南・北大東島のサンゴ礁段丘からみた第四紀後期の地殻変動。地学雑誌, **100**, 317-336.
- Radtke, U., Mangini, A., and Grün, R. (1988): Electron spin resonance dating of the Pleistocene

- coral reef tracts of Barbados. *Quater. Res.*, **29**, 197-215.
- Sugimura, Y. and Mayeda, M. (1980): The uranium content and the activity ratio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in sea water in the Pacific Ocean. In Goldberg, E. D. *et al.* eds.: *Isotope Marine Chemistry*. Uchida Rokkakuho, Tokyo, 211-246.
- 田村 誠・高田實彌・貝柄 徹・木庭元晴 (1989): 放射化分析法によるサンゴ化石中のウラン定量. 千里山文学論集 (関西大学大学院), **39**, 19-28.
- Thurber, D. L. (1962): Anomalous $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in nature. *Jour. Geophys. Res.*, **67**, 4518-4520.
- Wintle, A. G. (1978): A thermoluminescence dating study of some Quaternary calcite. *Can. Jour. Earth. Sci.*, **1**, 1977-1986.
- (1991年3月21日受付, 1991年5月13日受理)